



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍCOS PARA LA ELABORACIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL DEL YACIMIENTO GEOTÉRMICO DE SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ, MICH. MÉXICO

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

**CON ESPECIALIDAD EN:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

**PRESENTA:
JORGE ALEJANDRO GUEVARA ALDAY**

**ASESOR:
DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY**

**CO-ASESOR
M.C. GERARDO CIFUENTES NAVA**

Morelia, Mich. Agosto, 2015



Agradecimientos

Debo de agradecer a todos los profesores que forman parte del núcleo académico de la Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, sus valiosas lecciones me han permitido crecer de manera profesional y humana.

A mis compañeros de posgrado: Nancy, Mariela, Alex, Pepe, Toño y Gabo; que compartieron este fragmento de sus vidas conmigo.

Agradezco especialmente al Dr. Víctor Garduño por la oportunidad y todas las facilidades que me otorgo para comenzar este posgrado; de igual manera al M.C. Gerardo Cifuentes quien tuvo la paciencia de enseñar cada vez que me fue necesario.

Agradezco al proyecto CeMIEGeo, especialmente al P-17 que me permitió obtener grandes experiencias. Agradezco igualmente a todos mis compañeros del proyecto, sé que todos los días puedo aprender algo nuevo con Uds.

Dedicatoria

A Alejandra, Jorge, Atenea y Ana María

Índice

Capítulo I. Introducción	2
Capítulo II. Generalidades	4
II.I- Justificación	4
II.II Objetivos.....	6
II.III.- Metas.....	7
II.IV Zona de estudio.....	8
II.IV.I.- Ubicación geográfica	8
II.IV.II.- Hidrología	8
II.IV.III.- Clima	9
Capítulo III. Marco Tectónico	10
III.I.- Profundidad de Punto de Curie.....	10
III.II.-Profundidad de Mohorovičić.....	11
III.III.- Encuadramiento Tectónico del Cinturón Volcánico TransMexicano	12
III.IV.- Marco Geológico Local.....	16
Capítulo IV.- Estado del arte.....	20
IV.I.- La Geotermia en México	20
IV.I.I.- La Reforma Energética Mexicana.....	20
IV.II.- Estudios Geológicos previos.....	20
IV.III.- Estudios Geofísicos previos.....	23
IV.IV.- Estudios Geoquímicos previos.....	24
Capítulo V. Marco Teórico	26
V.I.- Magnetometría	26
V.I.I.- El campo geomagnético.....	26
V.I.II.- Elementos del campo geomagnético.....	28
V.I.III.- Susceptibilidad magnética de las rocas	29
V.I.IV.- Anomalías magnéticas	31
V.I.V.- Correcciones del método magnético.....	32
V.II.I.- Gravimetría	32
V.II.II.- Ley de Gravitación Universal.....	32
V.II.IV.- Anomalía gravimétrica.....	34
V.III.I.- Procesados matemáticos aplicados a los campos potenciales	34

V.IV.- Transitorios electromagnéticos TEM's	36
V.III.I.- Fundamentos de los métodos electromagnéticos.....	36
V.V.- Inversión 3D de los datos potenciales	38
V.VI.- Sistemas geotérmicos	40
V.VI.I.- Clasificaciones del sistema geotérmico	41
V.VI.II.- Clasificación del yacimiento geotérmico	41
V.VI.III.- Modelos conceptuales de campos geotérmicos	42
Capítulo VI. Metodología y equipo.....	45
VI.I.- Geología	46
VI.II. Geofísica	47
VI.II.I.- Aeromagnetismo.....	47
VI.II.III.- Gravimetría	49
VI.II.IV.- Calculo de profundidad de las anomalías	49
VI.III.- Modelos de inversión 3D para los campos potenciales.....	50
VI.IV.- Equipo	52
Capítulo VII. Resultados.....	53
VII.I.- Morfoestructural.....	53
VII.II.- Cartografía geológica	61
VII.III.- Sistemas de fallas	73
VII.IV.- Manifestaciones hidrotermales.....	75
VII.V.- Registro de litológico de pozos en el área	77
VII.VI.- Geofísica	79
VII.VI.I.- Aeromagnetismo	79
VII.VI.I.I.- Interpretación Cualitativa	80
VII.VI.I.II.- Interpretación cuantitativa.....	87
VII.VI.II.- Gravimetría	87
VII.VI.II.I.- Interpretación Cualitativa.....	88
VII.VI.I.III.- Interpretación cuantitativa.....	93
VII.VII.- Transitorios Electromagnéticos	99
VII.VIII.- Modelos de inversión Magnetométricos y Gravimétricos	103
Capítulo VIII. Discusión	105
Capítulo IX. Conclusiones	108

IX.I.- Modelo conceptual del YGSAM.....	113
Recomendaciones	117
Referencias.....	119

Indicé de figuras

Fig. 1. Localización del área de estudio.....	8
Fig. 2. Detalle del área de estudio	9
Fig. 3. Profundidad del punto de Curie del centro de México	11
Fig. 4. a) Anomalía aeromagnética reducida al polo donde se distingue la frontera ~N-S que separa dos unidades de corteza; b) Espesor de la corteza al centro y al sur del CVTM.....	12
Fig. 5. División del Cinturón Volcánico TransMexicano en cuatro sectores.....	13
Fig. 6. Principales sistemas de estructuras presentes en el área en la parte central del Cinturón Volcánico TransMexicano.	14
Fig. 7. Solución de mecanismos focales en el sector central del CVTM.....	15
Fig. 8. Localización del CVTM y de la SMC	16
Fig. 9. Mapa geológico de la cuenca de Cuitzeo.....	17
Fig. 10. Columna estratigráfica tipo del área.	18
Fig. 11. Interacción del campo magnético con la Tierra.....	¡Error! Marcador no definido.
Fig. 12. Principales variaciones del campo geomagnético y su periodo de ocurrencia	28
Fig. 13. Representación del vector de campo magnético..	29
Fig. 14. Tipos de comportamiento magnético.....	30
Fig. 15. a) Campo magnético en un levantamiento aeromagnético, b) Descripción gráfica de los componentes de ΔF	31
Fig. 16. Elipsoide de revolución o de referencia.....	39
Fig. 17. Arreglo típico de un estudio TEM's.....	39
Fig. 18. Representación gráfica del concepto del problema directo (a) y problema inverso (b) en Geofísica	39
Fig. 19. Modelos de Inversión.	40
Fig. 20. Clasificaciones de los recursos geotérmicos de acuerdo a la temperatura.....	41
Fig. 21. Bloque diagramático 3D de un modelo conceptual	44
Fig. 22. Organigrama de la metodología de la investigación	45
Fig. 23. Dominios aeromagnéticos con las secciones magnéticas proyectadas para el área.....	24
Fig. 24. Magnetómetro base (a) y el magnetómetro móvil (b).....	24
Fig. 25. Arquitectura del mallado elegido para la inversión de datos.....	51
Fig. 26. Modelo de inversión de susceptibilidad magnética	51
Fig. 27. Geoformas definidas en el área de estudio.....	53
Fig. 28. Unidades geológicas del área central del Lago de Cuitzeo.....	61
Fig. 29. Afloramiento de las andesitas de la secuencia Mil Cumbres.....	62

Fig. 30. Secuencias piroclásticas del sector austral del lago pertenecientes a la unidad de ignimbritas de Cuitzeo.....	63
Fig. 31. Columna litológica del área de San Agustín del Maíz con la descripción semidetallada de las unidades presentes.....	64
Fig. 32. a) Lavas en bloque del semiescudo Manuna, b) Fracturamiento por enfriamiento	65
Fig. 33. Afloramiento de la ignimbrita de Jamaica.	66
Fig. 34. a) Lavas en bloque y brechas volcánicas, b) Lavas pertenecientes al volcán Zapata.	66
Fig. 35. a) Afloramiento de los productos efusivos del cono de escoria b) Brecha de falla con blastos de Opl y Chal.....	67
Fig. 36. Isla al interior del Lago, denominada Isla Maldita.	68
Fig. 37. Columna litológica del PRM “El Caido”	69
Fig. 38. a) Textura en <i>stockwork</i> en la base del PRM I, b) Planos de fractura rellenos por Ep y Chl.....	70
Fig. 39. Afloramiento donde distinguen los dos eventos de PRM del “Caido”.	71
Fig. 40. Sección geológica del fenómeno de inestabilidad “El Caido” en sus etapas I y II.	72
Fig. 41. a) Zona de falla San Juan de cinemática dextral con componente normal, b) Depósitos de minerales de Cal, Chl y Epi sobre los planos de falla.....	73
Fig. 42. Alteración argílica, asociación mineralógica de Py, Apy y Oxd Fe-Mg.....	74
Fig. 43. Manifestaciones hidrotermales cartografiadas en el YGSAM.	75
Fig. 44. Manifestaciones hidrotermales en el área de SAM, a) Depósitos de sinter, b) Manifestaciones hidrotermales activas.	76
Fig. 45. Registro de pozos cercanos al área de investigación.....	77
Fig. 46. Campo magnético residual.	79
Fig. 47. Campo magnético reducido al polo donde con dominios aeromagnéticos.	80
Fig. 48. Lineamientos aeromagnéticos el y roseta de direcciones preferenciales.....	83
Fig. 49. Dominios aeromagnético visibles a través del mapa CMRP 2aDz.	84
Fig. 50. Mapa de señal analítica	86
Fig. 51. Espectro de potencia promediado radialmente de CMRP	87
Fig. 52. Anomalía de Buoguer completa con la ubicación de las estaciones gravimétricas	88
Fig. 53. Dominios gravimétricos identificados mediante en mapa de ABreg	89
Fig. 54. Lineamientos de la ABreg a) y el mapa de ABRes b). Cada mapa está acompañado de su respectiva roseta de lineamientos.....	92
Fig. 55. Espectro radial de potencia calculado para la ABC.....	93
Fig. 56. Espectro radial de potencia calculado para la ABres.....	94

Fig. 57. Deconvolución de Euler calculado para la ABC WS=15 IE=0.0.	96
Fig. 58. Deconvolución de Euler calculado para la ABReg WS=15 IE=0.0.....	95
Fig. 59. Deconvolución de Euler calculado para la ABRes WS=15 IE=0.0.....	98
Fig. 60. Perfiles de datos electromagnéticos en SAM	100
Fig. 61. Perfiles de datos electromagnéticos electrica de SAM.	101
Fig. 62. Modelos de inversión para el campo magnético.....	103
Fig. 63. Modelos de inversión para el campo gravimétrico	104
Fig. 64. Modelo conceptual del yacimiento geotérmico de San Agustín del Maíz.	116
Fig. 65. Liberacion de isotopos de ^{222}Rn a través de estructuras geológicas.	107

Índice de tablas

Tabla 1. Unidades de medida para la susceptibilidad magnética empleadas por el SI y CGS-EMU	28
Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas de algunas rocas ígneas	30
Tabla 3. Rango y promedio de densidad de algunas rocas.....	33
Tabla 5.- Tipos de plays geotérmicos y su distribución por regiones en el planeta.....	41
Tabla 6. Características del magnetómetro de precisión protónica utilizado.....	52
Tabla 7. Clasificación de los bloques rotados del semigraben de Cuitzeo.	54
Tabla 8. Unidades eléctricas reconocidas para los TEM's.....	99

Índice de ecuaciones

Ecuación 1. La magnitud de magnetización	29
Ecuación 2. Gravitación Universal	32
Ecuación 3. Aceleración gravitacional	32
Ecuación 4. Inversión de campos potenciales	39

Resumen

La llave para una exploración exitosa, desarrollo y explotación de cualquier yacimiento geotérmico está basado en el entendimiento de las características del mismo. Con este objetivo se ha desarrollado el modelo conceptual del sistema geotérmico de San Agustín del Maíz, Michoacán, México. Este modelo ha sido basado en la información resultante de este proyecto de tesis y la extraída de la información previa del sistema. Fueron aplicaron métodos de exploración geofísica y geológica, como la magnetometría, gravimetría y sondeos geoeléctricos, con el objetivo de definir la geometría del yacimiento geotérmico de San Agustín del Maíz en el subsuelo; a la par fueron realizados estudios de cartografía geológica con el objetivo de proponer la solución más ajustada al contexto geológico del área.

De acuerdo a las susceptibilidades identificadas a través de los modelos de inversión magnética, se ha identificado una anomalía positiva al interior del Lago de Cuitzeo, localizada bajo una isla de composición andesítico-basáltica, que puede corresponder a un cuerpo plutónico de composición intermedia, hospedado en las andesitas que forman el basamento local relativo. Por otro lado, la inversión de datos gravimétricos muestra una zona de baja densidad con un *trend* ~N – S, posiblemente relacionada a la migración de fluidos hidrotermales provenientes de la anomalía magnética. Los sistemas de fallas principales tienen direcciones NW – SE, NE – SW y el que más reciente ENE – WSW. Este último sistema se encuentra activo y tiene una cinemática lateral izquierda con componente normal y está actuando como vía de ascenso para los fluidos sulfatados-sódicas hacia la superficie. De acuerdo a las características previas, este sistema ha sido clasificado como de tipo mixto convectivo, siendo un yacimiento en un dominio extensional (hospedado en un semigraben) con la intrusión de cuerpos plutónicos.

De acuerdo a la geología y a los datos del subsuelo obtenido, se considera que la zona más apta para una exploración física, se localiza al noroeste del poblado de San Agustín del Maíz.

Palabras clave: Exploración geofísica, métodos potenciales, geotermia, baja entalpía.

Abstract

The key to successful exploration, development and exploitation of any geothermal reservoir is based on the understanding of the features. With this objective it has developed the conceptual model of the geothermal system of San Agustín del Maíz in the state of Michoacán, Mexico. This model has been based on the information resulting from this thesis project and previous information extracted from the hydrothermal system. They were applied methods of geophysical and geological exploration, such as magnetometry, gravimetry and geoelectric surveys, with the aim of defining the subsurface geometry of geothermal reservoir of San Agustín de Maíz; the pair were made geological mapping studies with the aim of proposing the tightest solution to the geological context.

According to the susceptibilities identified through models of magnetic inversion, it has identified a positive anomaly within the Lake Cuitzeo, located below an island of andesitic-basaltic composition, which may correspond to a pluton of intermediate composition, hosted in andesites that form the local basement relative. Furthermore, the investment gravimetric data shows a low density area a trend N - S, possibly related to hydrothermal fluid migration from the magnetic anomaly. Major fault systems have directions NW - SE, NE - SW and the most recent ENE - WSW. The latter system is active and has a left-lateral motion with normal component and is acting as pathway for fluids sulfated-sodium to the surface. According to previous features, this system has been classified as convective mixed type, a reservoir in an extensional domain (hosted on a half-graben) with the intrusion of plutons.

According to geology and subsurface data obtained, it is considered that the most suitable area for a physical examination, is located northwest of the town of San Agustin del Maíz.

Keywords: Geophysical Exploration, potential methods, geothermal, low-medium enthalpy.

Acrónimos utilizados

LEG: Ley de Energía Geotérmica

LAN: Ley de Aguas Nacional

SGM: Servicio Geológico Mexicano

INEGI: Instituto Nacional de Estadística y Geografía

PC: Punto de Curie

SI: Sistema Internacional

CGS-EMU: Sistema Cegesimal

px: Píxeles

MDE: Modelo Digital de Elevaciones

CA: Continuación Ascendente

SA: Señal Analítica

DecEu: Deconvolución de Euler

IE: Índice Estructural

ABC: Anomalía de Bouguer Completa

ABReg: Anomalía de Bouguer Regional

ABRes: Anomalía de Bouguer Residual

1aDz: Primera Derivada Vertical

2aDz: Segunda Derivada Vertical

ACM: Anomalía de Campo Magnético

CMR: Campo Magnético Residual

CMT: Campo Magnético Total

DAM: Dominios Aeromagnéticos

DG: Dominios Gravimétricos

IGRF: Campo Geomagnético Internacional de Referencia

TC: Tamaño de Celda

WZ: Tamaño de Ventana

SAM: San Agustín del Maíz

SJB: San Juan Benito Juárez

SAP: San Agustín del Pulque

YGSAM: Yacimiento geotérmico de San Agustín del Maíz

SFMA: Sistema de Fallas Morelia-Acambay

CVTM: Cinturón Volcánico TranMexicano

SMC: Sierra de Mil Cumbres

CVMG: Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

PRM: Procesos de Remoción en Masa

Abreviaturas usadas

Px: Piroxeno

Pl: Plagioclasa

Opx: Ortopiroxeno

OxiHb: Oxihornblenda

Bt: Biotita

Qz: Cuarzo

Ol: Olivino

OxFe-Mg: Óxido de hierro y magnesio

Chal: Calcedonia

Cal: Calcita

Opl: Opalo

Ep: Epidota

Py: Pirita

Apy: Arsenopirita

Chl: Clorita

Capítulo I. Introducción

Las zonas geológicamente activas (límites convergentes, divergentes y transformantes son evidencias de la actividad tectónica de la Tierra, donde existen valores de flujo hidrotermal notablemente anómalos y que constituyen zonas de gran interés geotérmico. En el caso de las zonas continentales, existen sectores con anomalías térmicas que se representan en la superficie como: fumarolas, géiseres, volcanes de lodo, suelos vaporizantes, entre otros. Todas estas son manifestaciones del calor que constantemente se “desperdiciada” en la corteza terrestre.

La explotación de yacimientos geotérmicos se ha visto limitada a zonas con condiciones geológicas muy favorables para su desarrollo, como los yacimientos de alta entalpía, dejando a un lado zonas con gradientes inferiores, como los sistemas de mediana y baja entalpía, que son yacimientos que poseen un potencial importante en el territorio mexicano.

Hasta ahora la explotación de esta energía ha estado enfocada en sitios donde las condiciones geológicas permiten el transporte de agua en fase líquida o vapor, transfiriendo el calor desde zonas calientes profundas hasta zonas cercanas a la superficie. Una de las aplicaciones más comunes para esta energía, es la producción de electricidad, cuando se trata de yacimientos de alta temperatura $\geq 200^{\circ}\text{C}$, siendo una alternativa de generación eléctrica renovable y baja en carbono que permite producir energía de manera relativamente estable, sin influencia de la estación de la Tierra y la variación diurna (Zhang. Y. *et al.*, 2012). Otra aplicación común es el uso directo en los sectores industriales, de servicios y residenciales para reservorios con temperaturas $\leq 100^{\circ}\text{C}$, ya sea de forma directa o a través de bombas de calor geotérmicas para temperaturas muy bajas ($< 25^{\circ}\text{C}$) (Lindal B., 1973; Gudmundsson J., 1985).

En México existen aproximadamente 927 sistemas geotérmicos, distribuidos en 26 de los estados de la república (Iglesias R. *et al.*, 2014) formando un potencial geotérmico importante para México. De acuerdo a Ordaz-Méndez *et al.*, (2011) las reservas posibles y probables para los recursos de mediana y baja entalpía son de: 1101 MWe y 2926 MWe respectivamente.

La mayor parte de los recursos geotérmicos registrados en México se localizan en el Cinturón Volcánico TransMexicano (CVTM) (Torres-Rodríguez., 2000), donde se encuentra el 79% de las

manifestaciones termales (Gonzales-Ruíz *et al.*, 2015). Esta zona está dividida en dos subregiones: la región Central y la región Occidental – Sur (Gonzales-Ruíz *et al.*, 2015). La región sur está localizada geográficamente en el estado de Michoacán; está constituida por las manifestaciones hidrotermales localizadas en la depresión tectónica del Lago de Cuitzeo y que esta relacionadas principalmente a estructuras E-W, presentándose de manera muy general en sistemas de *horst* y *graben*, calderas y fracturamiento profundo (Gonzales-Ruíz *et al.*, 2015). Esta subregión está interrelacionada con la provincia volcánica conocida como Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) con edades desde el Mioceno hasta el presente (Demant A., 1978; Pascuarè *et al.*, 1988; Pascuarè *et al.*, 1991; Suter *et al.*, 1992; Suter *et al.*, 1995; Gómez-Tuena, 2007).

Las reservas calculadas para esta subregión corresponden a ~82 MWe (Hiriart G., 2011). Para el caso específico del área de investigación, localizada en el sector central del Lago de Cuitzeo, Mich. existe un sistema que se la ha denominado Yacimiento Geotérmico de San Agustín del Maíz (YGSAM), con un potencial estimado de 10 MWe (Flores-Armenta, 2012), con temperaturas medidas por geotermómetros en un rango de 138° – 197 °C (Tello-Hinojosa *et al.*, 1984; Segovia-Nuria. *et al.*, 2005) de acuerdo a estas características se considera un campo de mediana entalpía; utilizándose como un sitio de bañología.

Este proyecto de tesis se ha desarrollado durante la etapa de exploración de YGSAM. Debido a la naturaleza del área, se aplicaron métodos de exploración del subsuelo, como la magnetometría, gravimetría y sondeos geoeléctricos, con el objetivo de definir la geometría del YGSAM y reconocer las principales estructuras que actúan como vías para el ascenso de los fluidos hidrotermales. A la par fueron realizados estudios de cartografía geológica y estructural, con el objetivo de proponer la solución más ajustada al contexto geológico del área.

Con la conjunción de la información preexistente y la producida en este trabajo, se elaboró un modelo conceptual geofísico-geológico del YGSAM como producto final.

Capítulo II. Generalidades

II.I- Justificación

La energía eléctrica constituye actualmente una necesidad humana, en esta materia las fuentes renovables están adquiriendo mayor relevancia, volviéndose elementos esenciales en el desarrollo y bienestar de la humanidad. La importancia de estas fuentes en que son consideradas como una fuente inagotable y con grandes beneficios, principalmente para enfrentar el fenómeno del cambio climático, la reducción de costos asociados a la contaminación y el impacto a la salud.

De acuerdo a la Ley de Cambio Climático de México, el objetivo para el 2024 es generar 35% de la energía producida a partir de fuentes no fósiles (Ley de Cambio Climático, 2012). Actualmente en México, existen 2 millones de personas con carencia de energía eléctrica y se estima que, para los próximos 15 años, será requerida una capacidad adicional de entre 40 y 55GWe. Representando más de dos terceras partes instaladas actualmente (Instituto Global para la Sostenibilidad, 2014). Para hacer frente a todas estas necesidades energéticas, México requerirá una economía baja en carbono y para ello una diversificación del sector energético.

En materia de energía, México produjo el 18% (55,000 GWe) de su energía a través de energías renovables en el 2014 (El Financiero, 2015), de este porcentaje, solo el 9% fue generado por la geotermia (SENER, 2014). Por otra parte, el potencial geotérmico estimado de México es de 10,641 MWe (Ordaz-Méndez *et al.*, 2011), colocando a la geotermia como una importante alternativa en la diversificación de energías. Sin embargo, el desarrollo y posterior explotación de campos geotérmicos requiere de la compresión de cada uno de sus elementos para la disminución del riesgo de operación en cada una de las fases del yacimiento.

El motivo principal de este proyecto de tesis responde a la necesidad explícita de poseer un modelo conceptual del YGSAM, indispensable para tener un entendimiento general del yacimiento geotérmico y en la toma de decisiones en las etapas de exploración y explotación del sistema hidrotermal, que permita la justificación y elección de pozos de exploración, minimizando las pérdidas económicas por pozos fallidos.

En base al contexto geológico del área, son importantes los métodos de exploración indirectos como: los métodos geoeléctricos, gravimétricos y magnetométricos; conjuntados con los métodos directos de cartografía geológica y dataciones radiométricas. Estas herramientas permitirán conocer las condiciones geológicas del subsuelo y posteriormente, la elaboración de un modelo conceptual veraz.

II.II Objetivos

II.III.I.- Principal

- Elaborar el modelo conceptual geológico-geofísico del Yacimiento Geotérmico de San Agustín de Maíz

II.III.II.- Secundarios

- Clasificar el sistema geotérmico
- Elaborar modelos de inversión para los campos potenciales gravimétricos y magnetométricos
- Definir la geometría espacial y temporal de las unidades litológicas del subsuelo y superficie
- Identificar las zonas de ascenso de fluidos hidrotermales del yacimiento geotérmico
- Definir los límites estructurales o espaciales del yacimiento

II.III.- Metas

- Construir un modelo conceptual geológico-geofísico del Yacimiento Geotérmico de San Agustín del Maíz
- Elaborar el mapa geológico del área
- Construir los mapas de anomalías gravimétricas y magnetométricos
- Crear los modelos de inversión 2D y 3D
- Construir la columna estratigráfica tipo del área

II.IV Zona de estudio

II.IV.I.- Ubicación geográfica

Geográficamente se localiza al norte del estado de Michoacán y en el límite sur del estado de Guanajuato, entre las longitudes $101^{\circ}07'23''$, $101^{\circ}13'05''$ W y latitudes $19^{\circ}51'33''$, $19^{\circ}58'10''$ N. En el sector central del Lago de Cuitzeo (Fig.1). Específicamente se localiza entre los poblados de San Agustín del Maíz (SAM), municipio de Copándaro y los poblados de Cuitzeo, San Agustín del Pulque (SAP) La Palma, San Juan Benito Juárez (SJB), municipios de Cuitzeo (Fig. 2).; a una altura aproximada de 1830 m.s.n.m. con una extensión cercana a los 300 km².

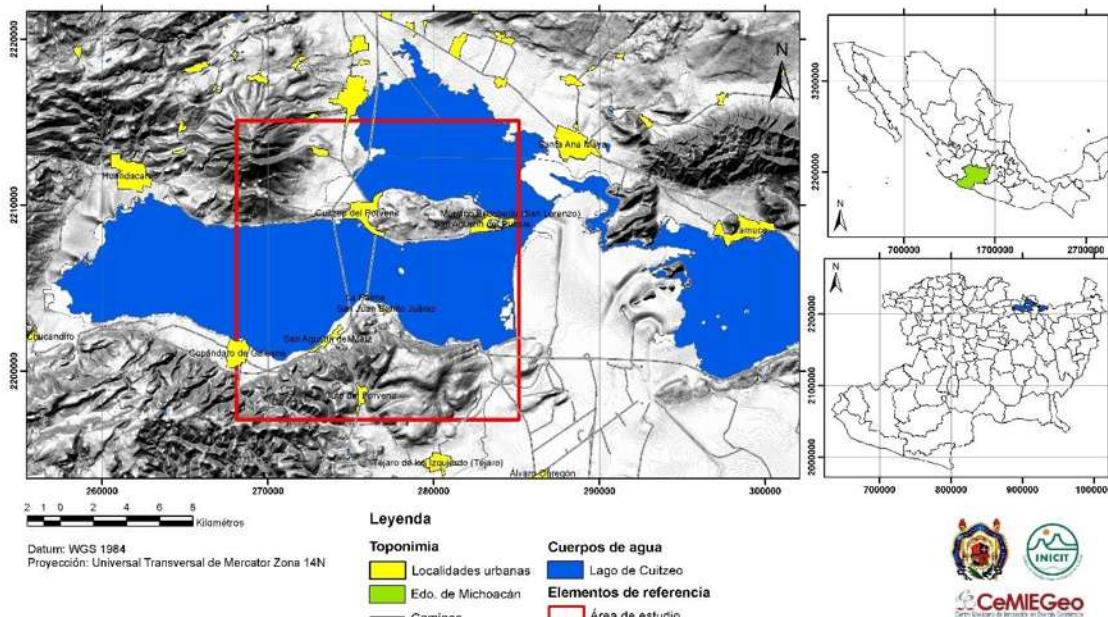


Fig. 1. Localización del área de estudio (en recuadro rojo), al centro del Lago de Cuitzeo. Ubicado al norte del estado de Michoacán y colindante con el estado de Guanajuato. Son colocados mapas a menor escala de la república mexicana y el estado de Michoacán como referencia de su ubicación.

II.IV.II.- Hidrología

La zona de estudio se localiza en la región hidrológica de Lerma-Chapala-Santiago, en la cuenca de del Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo y Laguna de Yuridia y la subcuenca de Lago de Cuitzeo (CONAGUA, 2007).

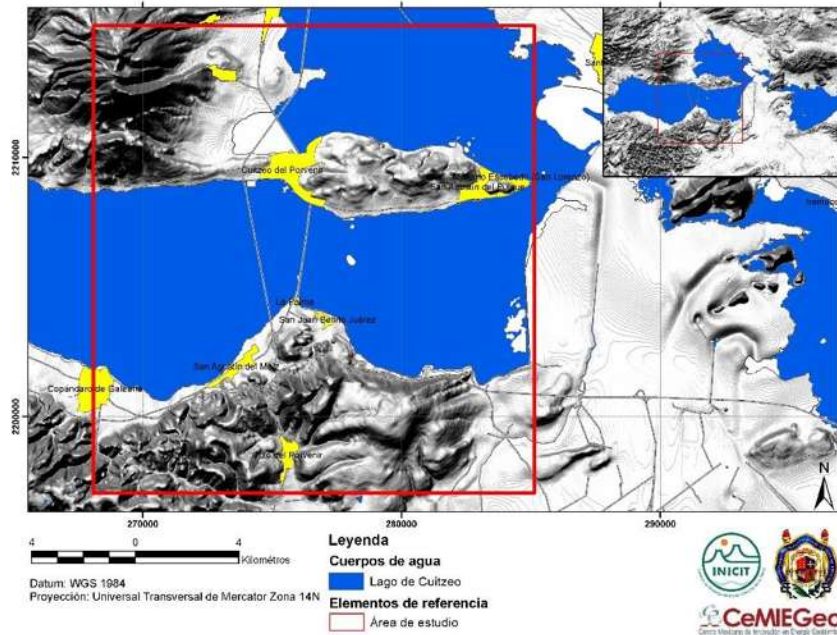


Fig. 2. Detalle del área de estudio, donde se identifican los poblados más importantes en el área.

II.IV.III.- Clima

El clima registrado es templado subhúmedo, con lluvias de verano (Vidal-Zepeda, 2010). Las temperaturas en la superficie varían de 16 a 26° C (INEGI, 2009) y tienen un rango de precipitación de 600 a 800 mm (Vidal-Zepeda, 2010).

Capítulo III. Marco Tectónico

El sitio de investigación se localiza en la provincia tectónica del CVTM (Pascuarè *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1992; Ferrari L., 2007, Ferrari L *et al.*, 2012) producto de la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1977; Pardo *et al.*, 1993 y Pardo *et al.*, 1995). Especificarte se sitúa en el sector central del CVTM (Demant A., 1978; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Ferrari L. *et al.*, 2012).

El CVTM es definido como un arco magmático continental de dirección preferencial E-W que va desde el océano Pacífico en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco hasta el Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant A., 1978; Aguirre-Díaz *et al.*, 1998) (Fig. 3) y cuya edad es del Mioceno medio a la actualidad (Gómez-Tuena, 2007).

El régimen de subducción varía en México a lo largo de la Trincheras de Mesoamericana. La geometría de la placa en subducción cambia a lo largo de la costa, con una alta inclinación en Jalisco, volviéndose subhorizontal en Guerrero y Oaxaca y retorna a inclinada nuevamente hacia el sur de México (Pardo *et al.*, 1995; Kim Y. *et al.*, 2010; Manea *et al.*, 2011). Este fenómeno está acompañado de un incremento en la tasa subducción de NW a SE, con 2.0 cm/año en la placa de Rivera a 5.6-6.3 cm/año en la placa de Cocos frente a Guerrero y Oaxaca (DeMets *et al.*, 1997).

III.1.- Profundidad de Punto de Curie

Algunos autores han calculado la profundidad del Punto de Curie (PC) para el CVTM (por ejemplo, Campos-Enriquez *et al.*, 1990; Manea *et al.*, 2011). Al norte del estado de Michoacán se extiende al interior del continente unos 280-290 km del eje de la trinchera (Manea *et al.*, 2011). La temperatura del PC (580° C de acuerdo a Beardsmore *et al.*, 2001) está inferida por modelos termodinámicos y localizada entre 20-25 km de profundidad en el área del *fore-arc* (Manea *et al.*, 2011) (Fig. 3). Además, esto ha sido también observado bajo el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, a una profundidad de 12-14 km bajo el estado de Michoacán, las estimaciones del PC han mostrado una fuente magnética superficial (Fig. 3) Estas profundidades también han sido identificadas en varios sitios del CVTM y la Sierra Madre Oriental (Manea *et al.*, 2011).

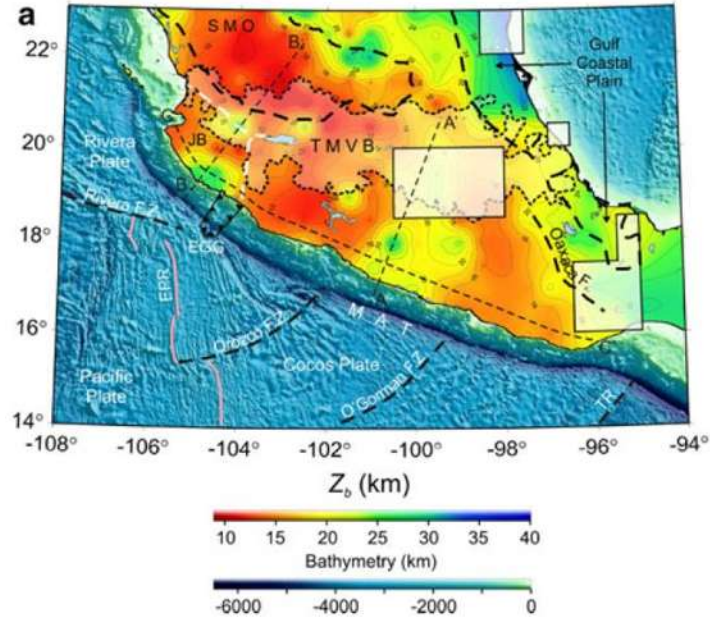


Fig. 3. Profundidad del punto de Curie en el centro de México con las principales provincias y límites de placa. Los contornos fueron graficados cada 2 km. Los sitios en recuadro representan áreas con grado de error alto debido a la ausencia de mediciones aeromagnéticas. (Tomado de Manea *et al.*, 2011).

III.II.-Profundidad de Mohorovičić

Estudios más enfocados en el CVTM muestran las variaciones en la profundidad del Moho, los valores de profundidad se incrementan a partir de un límite ~N-S (al oriente de la longitud -101° W) (Fig. 4a) este límite es también observado a través de la susceptibilidad magnética y corresponde con el límite entre el basamento Precámbrico y Paleozoico del llamado Microcontinente Oaxaquia (Fig. 14b) (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1995) y el Terreno Compuesto Guerrero (Campa *et al.*, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Centeno-García 1994; Centeno-García *et al.*, 2011).

Las profundidades para el sector central varían hacia el poniente de límite mencionado, teniendo un promedio de 40 km, dentro del CVTM y se reducen a 30 km hacia el sur, en la provincia del Terreno Compuesto Guerrero (Campa *et al.*, 1983) (Fig.4a).

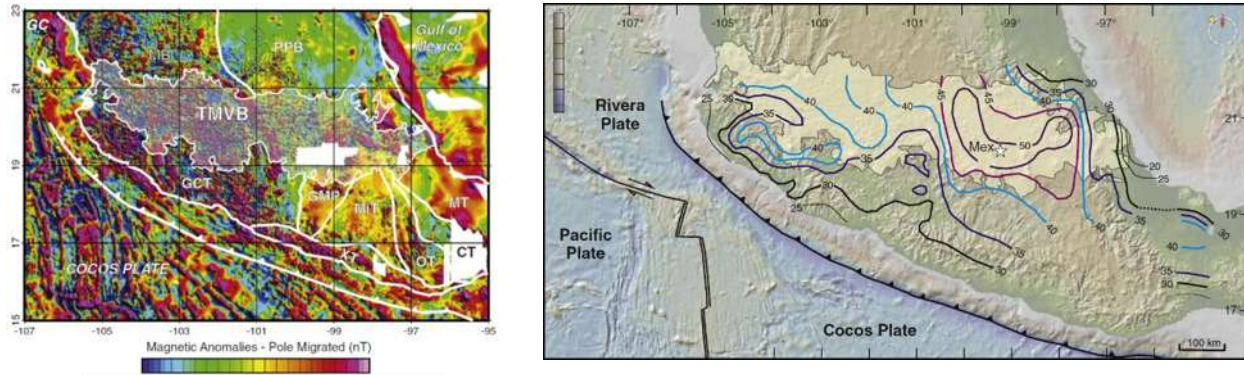


Fig. 4. a) Anomalía aeromagnética reducida al polo donde se distingue la frontera ~N-S que separa dos unidades de corteza; b) Espesor de la corteza al centro y al sur del CVTM, identificando las profundidades de Moho. Puede distinguirse un incremento de la profundidad a partir del límite ~N-S. (Tomado de Luca-Ferrari *et al.*, 2012).

III.III.- Encuadramiento Tectónico del Cinturón Volcánico TransMexicano

La evolución geológica del CVTM es estudiada y dividida por Gómez-Tuena et al. (2007) en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío; (2) un episodio máfico del Mioceno tardío; (3) un episodio silíceo de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío hasta la actualidad.

El último episodio de la evolución del CVTM dio origen, en su parte central, al CVMG (Demant A., 1978; Demant A., 1979; Pascuarè *et al.*, 1991; Israde-Alcantara *et al.*, 1999; Gómez-Tuena, 2005; Gómez-Tuena, 2007), que ha enmascarado un posible fallamiento anterior al Plioceno, constituido por bloques morfotectónicos hundidos y levantado, limitados por fallas normales con dirección NNW y NW pertenecientes a una tectónica conocida como *Basin and Range* (Menella, 2011).

En el centro del CVTM se distinguen dos sistemas de estructuras. El primero corresponde a fallas normales activas de dirección WNW-ESE y ENE-WSW (Alaniz-Álvarez *et al*, 2005), el segundo sistema de estructuras constituye una franja de ~30 Km de ancho con fallas de dirección WSW-ENE responsable de las depresiones tectónicas de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatio y Acambay (Garduño-Monroy *et al.*, 1999), entre otras. Por los antecedentes, estas fallas empezaron su actividad en el Plioceno temprano con movimientos laterales izquierdos a transtensivos, para luego

volverse progresivamente más extensionales (Ferrari L. *et al.*, 1990; Suter M., *et al.*, 1995; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

El CVTM es dividido en cuatro sectores: Occidental, Central, Oriental y más Oriental (Ferrari L. *et al.*, 2012) de acuerdo a sus características vulcanológicas, espesor de la corteza y su tipo de basamento (Fig. 5). Se toma especial atención en el sector central.

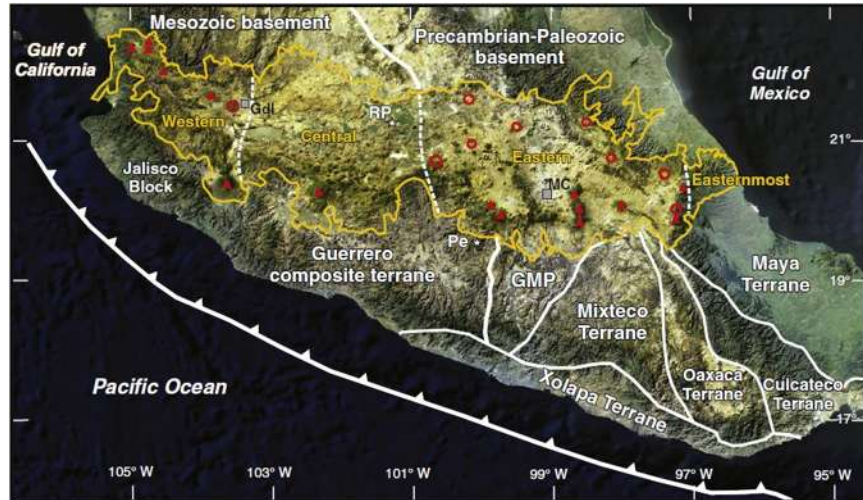


Fig. 5. División del Cinturón Volcánico TransMexicano en cuatro sectores, separadas por líneas punteadas y las principales unidades de corteza (Luca Ferrari *et al.*, 2012).

III.III.I.- Sector central del CVTM

Geográficamente se ubica entre las ciudades de Guadalajara y México, en esta área del CVTM la deformación estuvo sujeta a un régimen tectónico transcurrente entre el Mioceno medio y tardío (Ferrari, 1995), mientras que a partir del Mioceno tardío–Plioceno temprano ha actuado una tectónica esencialmente extensional en dirección perpendicular al CVTM (Ferrari L. *et al.*, 1999; Suter M. *et al.*, 2001) Johnson *et al.* (1990) definen en este sector la zona de fractura Chapala-Tula, que se extiende cerca de 240 km. Este proceso ha formado cuencas transtensionales en el centro de México, como es caso de las cuencas de Chapala, Cuitzeo, Maravatio y Acambay con edades del Plioceno (Demant A, 1978; Jonhson *et al.*, 1990) (Fig. 5).

En la cuenca de Cuitzeo pueden observarse fallas activas que pertenecen al SFMA con una dirección preferencial ENE-WSW y sistemas reactivados con una dirección preferencial NNW-SSE (Fig. 5), como la depresión tectónica N-S de Penjamillo en la Piedad, Michoacán (Martínez. *et al.*, 1990; Suter

M. *et al.*, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Menella, 2011). El SFMA representa el sistema de estructuras más relevantes de la región y consiste de una serie de fallas con cinemática normal cuya dirección oscila entre E-W y NE-SW, con una tectónica activa y a la cual se le asocian eventos sísmicos como el de Acambay en 1912 (Suter M. *et al.*, 1995; Suter M. *et al.*, 2016) y el de Maravatio en 1979 (Garduño-Monroy *et al.*, 1992), en su porción occidental bascula hacia el sur a las secuencias volcánicas del Mioceno-Plioceno (Israde-Alcantara *et al.*, 1999).

La zona occidental del SFMA está caracterizada por la existencia de un límite cortical identificado como el Sistema de Fallas Tzitzio-Valle de Santiago de dirección NW-SE que exhibe una componente dextral (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Esta estructura separa el área en dos dominios estructurales, al oriente de este el *graben* de Cuitzeo y al poniente el *semigraben* de Cuitzeo (Garduño-Monroy *et al.*, 2009) (Fig. 6).

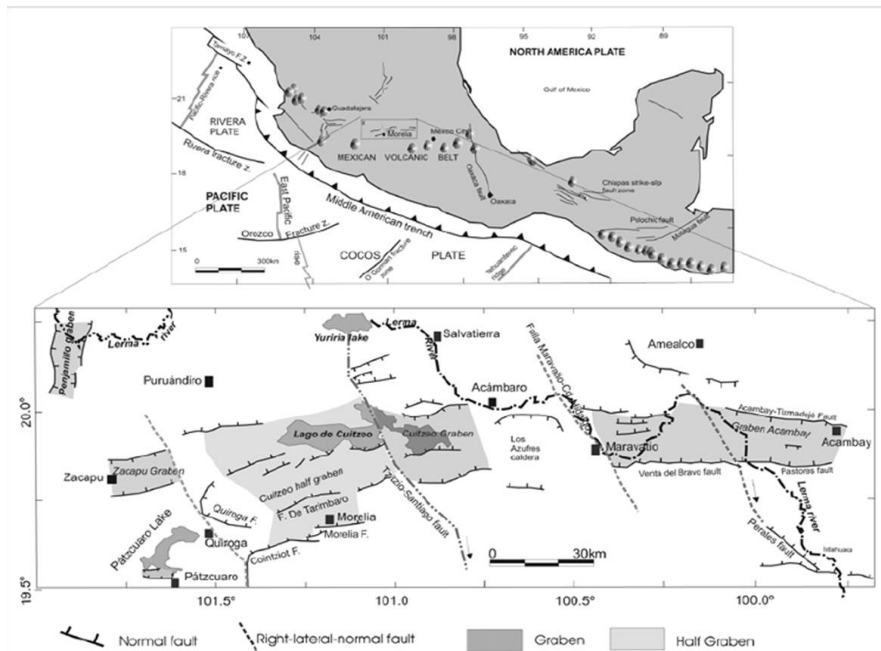


Fig. 6. Principales sistemas de estructuras presentes en la parte central del Cinturón Volcánico TransMexicano. Sistema de Fallas Morelia-Acambay ENE-WSW y el sistema heredado del *Basing and Range* ~NW-SE. (Tomado de Garduño-Monroy *et al.*, 2009)

En la porción centro occidental del CVTM se han desarrollado una serie de cuencas lacustres alargadas en dirección E – W que están controladas por el régimen neotectónico mencionado aparentemente transtensivo y claramente definido por los grandes sistemas de fallas recientes y

activas que junto con el vulcanismo determinan la morfología de la región (Israde-Alcantara *et al.*, 1999; Israde-Alcantara *et al.*, 2002) En este contexto se distinguen dos grandes episodios de desarrollo de los lagos: el primero ligado con su nacimiento en el Neógeno (Chápala, Cuitzeo, Chincua) y el segundo episodio relacionado a sus reactivaciones durante el Pleistoceno-Holoceno (Israde-Alcantara *et al.*, 1999).

III.III.II.- Sismotectónica del sector central del CVTM, margen occidental

La tectónica activa en el sector central está registrada por sismos asociados a los sistemas de fallas Chapala-Tula (Suter M., 1992, Suter M., 1995) y Morelia-Acambay (Pascuarè *et al.*, 1991; Johnson *et al.*, 1990). Ambos sistemas funcionando como un sistema transtensional horizontal y este último varía de NNE-SSW a NNW-SSE y posee una comprensión horizontal Ey N61° a N105° (Menella, 2011) (Fig. 7). La solución de mecanismos focales, se asocia a fallas orientadas ~E-W, de cinemática normal con componente sinestral (Menella, 2011).

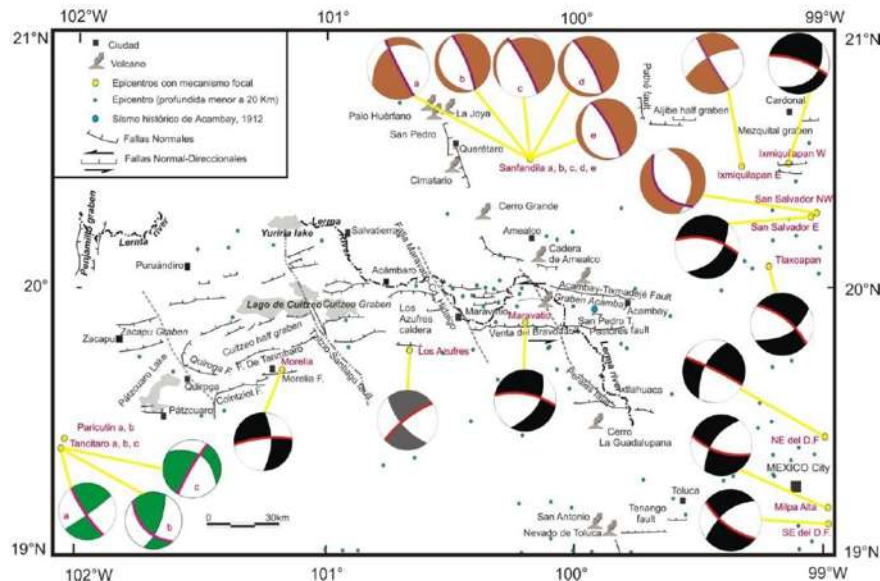


Fig. 7. Solución de mecanismos focales en el sector central del CVTM. Los mecanismos en blanco y negro están relacionados al SFMA (incluye el evento de los Azufres en gris) en color café los asociados a la tectónica compresiva NNW-SSE y finalmente los verdes asociados a un origen magmático (Tomado de Menella, 2011).

Otros sismos registrados en el área están asociados al sistema NNW-SSE y son considerados parte del Sistema de Taxco-San Miguel de Allende (Demant A., 1978; Nieto-Samaniego *et al.*, 1994; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002)(Fig. 7) y pertenecientes a la provincia extensional

del *Basing and Range* (Suter M. *et al.*, 1995) donde se tiene registrada sismicidad (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000; Zuñiga F. *et al.*, 2003). Esta deformación está asociada a un régimen tectónico con una máxima compresión horizontal, E_y N151° (Menella, 2011).

Los sismos tectónicos asociados a eventos magmáticos se han relacionado con el alineamiento de conos cineríticos en la región del volcán Tancitaro (Pacheco J., *et al.*, 1999) con un lineamiento con dirección NE-SW (Menella, 2011). Estos sismos están relacionada a una anisotropía en la corteza identificada mediante ondas S, sugiriendo la presencia de fracturas preexistentes (*cracks*) que son controladas por el régimen de esfuerzo regional (Menella, 2011). El rango de los esfuerzos compresivos horizontales y los patrones de mecanismos focales varían en un rango E_y entre N27° y N103° (Menella, 2011).

Otros sismos medidos en el área han sido asociados a eventos magmáticos con hipocentros e una profundidad calculada de 10 a 18 km, reflejando un lineamiento con las estructuras NE-SW (Menella, 2011).

III.IV.- Marco Geológico Local

En el área convergen dos provincias volcánicas: el CVTM formado en el Mioceno medio hasta la actualidad (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Ferrari L. *et al.*, 2012) (Fig. 8) y la SMC del Mioceno (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015)

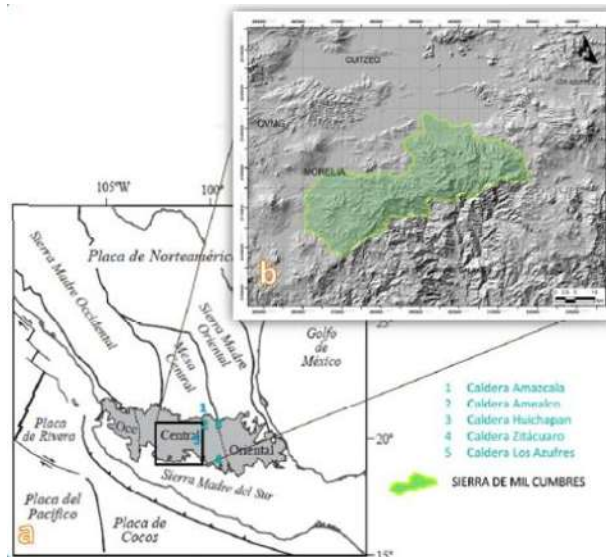


Fig. 8. Localización del CVTM y de la SMC. (Tomado de Gómez-Vasconcelos, 2012).

El dominio del CVTM representa una provincia que se limita al sur de Morelia por la falla La Paloma con dirección E-W y que produce la depresión de Morelia (Israde-Alcantara *et al.*, 1999) actuando como límite entre las dos provincias antes mencionadas. El primer dominio exhibe morfologías de lomeríos bajos y valles formados por bloques basculados compuestos de andesitas e ignimbritas de la Sierra de Mil Cumbres, destacando los bloques de Tarímbaro-Copándaro, Álvaro Obregón y de Cuitzeo. Estas secuencias volcánicas están cubiertas en la zona de Charo por aproximadamente 40 m de depósitos fluvio-lacustres del Mioceno-Pleistoceno (Garduño-Monroy *et al.*, 2010) (Fig. 9).

En contraste con los lomeríos, se encuentran los valles y planicies ocupadas por secuencias lacustres y fluviolacustres de hasta 100 m de espesor (Garduño-Monroy *et al.*, 2010), representadas principalmente por el área del Lago de Cuitzeo.

Por otro lado al oeste y norte del Lago de Cuitzeo y al oeste de Morelia, son distinguibles los productos del vulcanismo reciente del CVMG (Fig. 9) Destacan los volcanes en semiescudo de El Águila y el Quinceo-Las Tetillas, conformados por un ciclo eruptivo compuesto de alternancias de productos efusivos y explosivos (Garduño-Monroy *et al.*, 2010) (Fig. 9).

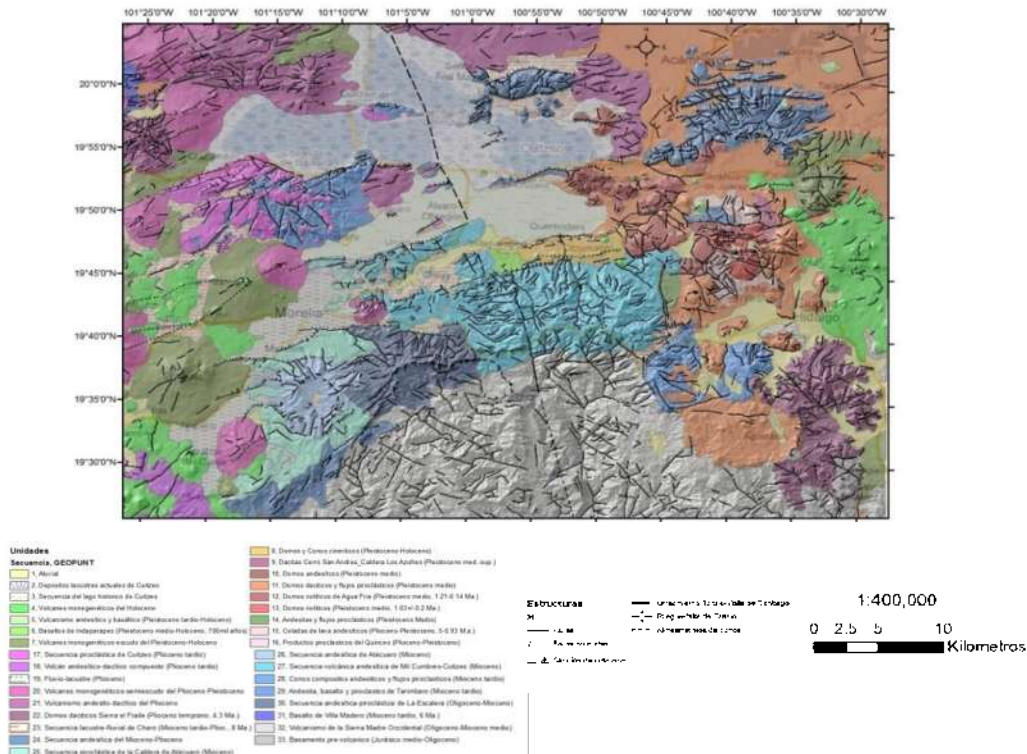


Fig. 9. Mapa geológico de la cuenca de Cuitzeo (Menella, 2011).

El segundo dominio está definido por la SMC localiza al sur de la cuenca de Cuitzeo. Este dominio está representado por una secuencia de rocas volcánicas de edad Oligoceno-Mioceno (Fig. 9) donde se observan grandes estructuras de estratovolcanos formados de andesitas, dacitas y riolitas, que dieron origen a las estructuras caldéricas conocidas como la Escalera (Oligoceno-Mioceno) y Atécuaro (Mioceno), que a su vez conformaron las mesas de flujos piroclásticos riolíticos de la conocida “Cantera de Morelia” (Garduño-Monroy *et al.*, 2010) (Fig. 10).

Con respecto a la geología periférica del Lago de Cuitzeo, se conoce que las secuencias más antiguas del borde sur se conforman por rocas andesíticas muy fracturadas correspondientes al CVMG (Oligoceno-Mioceno)(Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P), 1986; Israde-Alcantara *et al.*, 1999, Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2012).

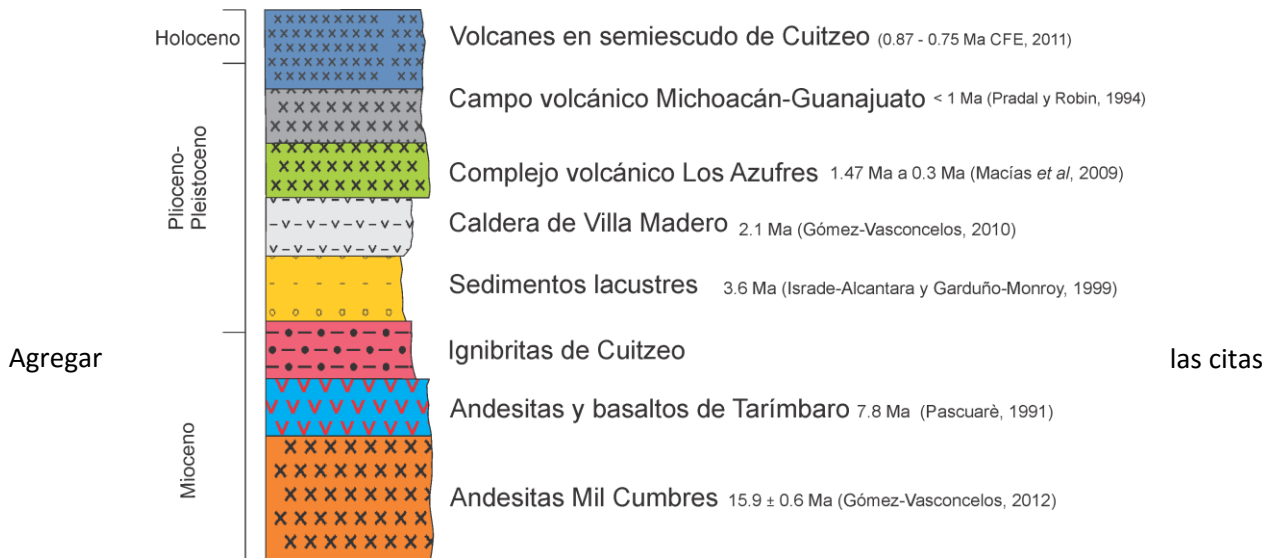


Fig. 10. Columna estratigráfica tipo del área.

Las andesitas del Mioceno están sobreyacidas por una secuencia de flujos piroclásticos principalmente color rosa. Estos a su vez son cubiertos por secuencias de sedimentos terrígenos pertenecientes al Mioceno-Pleistoceno. La columna prosigue con el vulcanismo con emisión de pómez, que termina con el paleolago de Cuitzeo. (Istrade-Alcántara, 1995; Istrade-Alcántara *et al.*, 1999; Garduño-Monroy *et al.*, 2009) debido a la actividad de la caldera Villa Madero (Gómez Vasconcelos, 2012) Posteriormente se tiene el vulcanismo del Complejo Volcánico Los Azufres del Pleistoceno (Macías *et al.*, 2009) para posteriormente instaurarse el CMVG, que tiene un vulcanismo

de tipo monogenético del Pleistoceno Tardío (Pradal, 1994). Por último, se emplazan lavas y diques de composición andesítica como el volcán en semiescudo Manuna de 0.87 – 0.75 Ma (CFE, 2011).

Dataciones más recientes, obtenidas en el basamento andesítico relativo y en los flujos piroclásticos de la cima de los depósitos lacustres al sur del Lago, constriñen la edad del paleolago de Cuitzeo a partir del final del Mioceno (~7 Ma.) hasta el Pleistoceno (~3 Ma.) (Israde-Alcantara, 2009).

Capítulo IV.- Estado del arte

IV.I.- La Geotermia en México

Los campos geotérmicos que actualmente están en explotación son: Cerro Prieto (570 MWe); Los Azufres (193MWe); Los Humeros (68 MWe); Tres vírgenes (10 MWe); La Primavera (con reservas probadas de 25 MWe); y los Domos de San Pedro, concesionada a la industria privada (25 MWe). (Gutierrez-Negrín, 2015)

IV.I.I.- La Reforma Energética Mexicana

La reforma energética aprobada en diciembre de 2013, incluye una nueva ley llamada: Ley de Energía Geotérmica (LEG) así como modificaciones a dos artículos y la adición de uno de la actual Ley de Aguas Nacionales (LAN).

Un aspecto relevante dentro de esta nueva ley, se centra en los proyectos que no son de interés para la CFE. En este caso, CFE podrá asociarse con la industria privada para el desarrollo de los yacimientos en los que tenga interés, mientras que el resto de sistemas hidrotermales serán licitados por la SENER. Así mismo, a la CFE le es otorgado el derecho preferente de solicitar nuevos permisos y concesiones correspondientes a los proyectos geotérmicos del capital privado ya iniciados, que hasta la fecha es el caso de Grupo Dragón, Mexxus-Rg en Nayarit y Prados Camelinas en Michoacán.

Por otro lado, las modificaciones efectuadas en la LAN, aunque mínimas, tiene su principal impacto con los proyectos de usos directos, dejando proyectos geotérmicos intactos. En el artículo 3 de la LAN, existe una fracción con la definición de un yacimiento geotérmico hidrotermal, al artículo 18 le es agregado el término de yacimientos geotérmicos hidrotermales. Así mismo, al artículo 81 sufre una modificación para las adecuaciones a las previsiones de la LEG, específicamente referente a la posible interferencia entre yacimientos geotérmicos y acuíferos adyacentes o sobreyacentes.

IV.II.- Estudios Geológicos previos

Razo M. *et al.*, (1965) hicieron los primeros estudios geológicos en el área. Realizaron un levantamiento geológico regional a escala 1:100000 de las áreas comprendidas por las hojas Morelia y Maravatio.

Demant A. *et al.*, (1975), efectuaron un levantamiento geológico regional, usando las mismas escalas y hojas de los autores pasados. Este trabajo es considerado uno de los primeros realizados en México relacionado con la geotermia, conjuntando información de edificios volcánicos con zonas potenciales para la exploración geotérmica.

López-Hernández (1978) efectuó un estudio geológico en Araró en donde determino que el área posee las condiciones necesarias para considerarse atractivo a la explotación, aunque menciona la necesidad de estudios del subsuelo para determinar zonas propicias para la perforación exploratoria. Además mencionó que las estructuras N-S son importantes desde un punto de vista regional, condicionando el ascenso y emplazamiento de magmas.

Bigurra-Pimentel (1987), realizó una cartografía detallada registrando rasgos tectónicos, estructurales, petrográficos e hidrológicos del área de Araró-Zimirao. Entre sus conclusiones con respecto a la geotermia menciona que las manifestaciones hidrotermales en los márgenes sur del Lago de Cuitzeo, parecen estar conectadas a las fracturas más recientes (ENE-WSW) y son interpretadas como manifestaciones debidas a la salida rápida de los fluidos profundos.

Posteriormente, Casarrubias *et al* (1978), realizaron un estudio en el que mencionan que el nivel freático en la zona de Zimirao es muy somero, de alrededor de un metro de profundidad, pero el acuífero está mezclado con aguas termales procedente del subsuelo. Las aguas mezcladas brotaban a la superficie en forma de manantiales calientes con gastos de diez a veinte litros por minuto. Concluyeron que en el subsuelo existía una capa arcillosa formada por sedimentos lacustres, que a su vez esta actuaría como capa de sello, pero en la zona de fallas y fracturas esta se rompe permitiendo que se manifieste el hidrotermalismo y produciendo depósitos superficiales de sinter, calcita.

Pascuarè *et al.*, (1978), realizaron una compilación de estudios geológicos realizados en el sector central del CVTM con el objetivo de evaluar los recursos geotérmicos en el área entre el Lago de Cuitzeo y Los Azufres, registrando la evolución geológica del área desde el Jurásico hasta la actualidad.

Israde-Alcantara *et al.*, (1999). mostraron que el área está caracterizada por una serie de cuencas de edad miocénica que se extienden preferencialmente en dirección E-W y que han presentado una alta actividad volcano-tectónica propia de la misma evolución del CVTM.

Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín (2003) propusieron que el sistema geotérmico de Araró presenta características de los sistemas de tipo *stockwork* con una serie de fisuras ramificadas y rellenas de minerales a profundidades relativamente someras y con abundancia de brechas hidrotermales. Proponen que en la base de la zona altamente fracturada debe de haber un conducto alimentador estrecho o garganta asociado con la falla de Araró-Zimirao. El sistema se ubica entre dos fallas importantes (las fallas de Araró-Zimirao y Huingo) y su descarga de calor es de dimensiones similares a los sistemas en zonas fracturadas. Así mismo, separa el yacimiento hidrotermal de Araró del de Los Azufres y le atribuye una fuente de calor distinta.

En el año 2010 se presentó la edición número uno del “Atlas de la cuenca del Lago de Cuitzeo: Análisis de su geografía y su entorno Socioambiental”, que presenta una compilación sobre la información de las características físicas, la biodiversidad, características socioeconómicas, la infraestructura, el manejo del agua y generalidades sobre el Lago de Cuitzeo. Geológicamente destaca el gran domino tectónico en el área, producto de su localización geográfica entre la SMC (Oligoceno-Mioceno) y el CVTM (Pliocuaternalio).

Blatter *et al.*, (2010) realizaron un estudio geoquímico del área que rodea al Tzitzio *Gap* y entre sus conclusiones mencionan que los conos y lavas del Cuaternario al norte de esta estructura, son de composición primitiva a semi primitiva, indicando que una porción de la cuña del manto esta debajo de esta región.

Menella (2011) destaco que los productos derivados del vulcanismo del CVTM, están emplazados sobre una estructura constituida por bloques morfotectonicos hundidos y levantados con una dirección perpendicular a la del SFMA, y que estos rasgos estructurales más antiguos pertenecen a la tectónica conocida como *Basin and Range*.

En este mismo año la CFE, a través de gerencia de proyectos geotermoelectricos, elaboro un informe sobre una propuesta de perforación exploratoria para el YGSM, donde se propusieron cinco pozos

exploratorios a una profundidad mínima de 1000 m y máxima de 1500 m con base en la determinación de sistemas estructurales en el área, la actividad tectónica presente, la existencia de minerales hidrotermales ligados a actividad geotérmica y el conocimiento de previo de manifestaciones hidrotermales en el área, los pozos fueron propuestos para aprovechar el fracturamiento de los sistemas de fallas conocidos para el área.

Gómez-Vasconcelos (2012) elaboró un estudio de la SMC, en el que destacó que la distribución de la SMC es clave en la evolución tectónica y magmática del centro de México. Las calderas localizadas en el área así como otras estructuras Miocénicas ubicadas al sur del CVTM tienen un fuerte control tectónico-estructural, que es controlado por una extensión de gran magnitud NW-SE.

IV.III.- Estudios Geofísicos previos

Arredondo Fragoso., (1983) aplicó un estudio gravimétrico para detectar posibles estructuras que estuvieran cubiertas por materiales más recientes dentro del Lago de Cuitzeo. Identificó el basculamiento de bloques en el subsuelo que forma parte de la cuenca tectónica del Lago de Cuitzeo y que, para el área de interés geotérmico, el reservorio geotérmico debe de presentarse en las andesitas del basamento local.

Bigurra Pimentel *et al.*, 1987). Definieron mínimos resistivos en las zonas geotérmicas de SAM y SBJ, así como rasgos estructurales existentes dentro del Lago de Cuitzeo. Estos estudios proporcionaron la localización de cuatro zonas de baja resistividad (posiblemente relacionadas a fluidos hidrotermales), un par de ellas ubicadas en las poblaciones mencionadas y dos más a 2 Km al sur de las mismas, asociando estos a zonas termales en el subsuelo.

Campos Enríquez *et al.*, (1988) aplicaron un estudio métodos magnetotelúrico en Araró. Determinaron con mayor certidumbre los resultados previos, definiendo las mismas zonas y mejorando la ubicación de sitios de para la perforación exploratoria.

El Servicio Geológico Mexicano (SGM)(1998), elaboró las cartas aeromagnéticas del área con líneas de vuelo con dirección N-S y distancia entre líneas de vuelo de 1000m, con líneas de control cada 10000m, con una altura de vuelo de 300m, usando un magnetómetro de bombeo óptico de vapor de cesio con una sensibilidad de 0.001 nT.

La empresa Lesser (2000) concluyó que la zona de recarga para el límite septentrional del Lago se localiza al norte, en la Sierra de San Andrés. Además demostraron la sobreexplotación del acuífero con un abatimiento y un almacenamiento negativo del recurso hídrico.

Medina Vega (2008) generó un modelo geohidrológico conceptual del acuífero de Cuitzeo, apoyado por la reinterpretación de los datos gravimétricos adquiridos por Arredondo-Fragoso (1983), apoyado además en datos meteorológicos y de registro de pozos. Define tres acuíferos dentro de la cuenca del Lago de Cuitzeo, además postula como origen de las manifestaciones hidrotermales a los cuerpos ígneos sepultados bajo los sedimentos del Lago y que constituyen sistemas hidrotermales separados unos de otros.

IV.IV.- Estudios Geoquímicos previos

Tello-Hinojosa *et al.* (1984) determinaron los tipos de aguas pertenecientes a los sistemas geotérmicos en el área del Lago de Cuitzeo. Mencionaron una agrupación de las aguas sulfatadas-sódicas del área de SAP, estación Queréndaro, SJB y SAM. De acuerdo al análisis de gases, en las dos últimas zonas se registraron concentraciones de CO₂ esperadas para un sistema geotérmico de alta temperatura, además, mediante la utilización de geotermómetros se definieron temperaturas en un rango de 162° a 202° C. Clasificaron cuatro zonas de interés para la generación de energía eléctrica, resultando ser la más atractiva la zona de Araró debido a sus altas temperaturas medidas a través de distintos geotermómetros (K/Na 212° C), con aguas de tipo sódico. Mencionaron además zonas de menor interés como: SAM, SAP, las zonas de Coro y la estación de Queréndaro mencionadas en orden de importancia).

Vargas-Ledezma (1985) realizó una compilación en 1985 de los datos generados por los estudios previos de la CFE para la cuenca de Cuitzeo y entre sus conclusiones menciona que la dirección predominante del flujo subterráneo ocurre concéntricamente al Lago de Cuitzeo, considerando como zonas de recarga regional: la SMC y San Andrés; y de manera más local: los lomeríos y mesetas al norte-oriental de Morelia. Además mencionó que el sistema geotérmico de Araró y Huingo, son una descarga de fluidos geotérmicos de Los Azufres, controlada por el sistema de fallas NE-SW.

Campos-Enríquez *et al.*, (1988) determinaron que las aguas de Araró provienen de una única fuente profunda, mientras que las de Coro y Huingo tienen el mismo origen, pero son independientes de Araró. Los gases que se analizaron en los manantiales de Araró indican que las aguas se han estabilizado químicamente, esperando encontrar a profundidad temperaturas del orden de los 280°-330° C.

Nuria Segovia (2005), concluyó que podrían existir uno o más reservorios geotérmicos con temperaturas que variarían entre los 165° y los 220 °C con base en los datos químicos de los pozos y manantiales de las áreas de Cuitzeo. En este mismo trabajo, menciona que las condiciones de ^{222}Rn indican un transporte de fluidos altamente eficiente en la cuenca del Lago de Cuitzeo, con valores mayores a 2.0 BqL^{-1} para sitios cercanos a las manifestaciones hidrotermales. Además, con un modelo basado en silica y entalpia, identifican un proceso de mezcla entre los fluidos calientes con agua superficial en diferentes proporciones.

Capítulo V. Marco Teórico

V.I.- Magnetometría

La magnetometría pertenece a una gama de métodos potenciales debido a que sus campos son típicamente estacionarios de carácter constantes. Esta es una técnica de exploración geofísica que consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y con base en ellas es posible proponer un modelo de la geología del subsuelo apoyado por los conocimientos del área. Las propiedades físicas medidas con este método solo existen por debajo de la temperatura de Curie, que es de $\sim 578^{\circ}\text{C}$ para la magnetita, 675°C para la hematita y 350°C - 150°C para la titanomagnetita (Lowrie, 2007). Consecuentemente, las fuentes de estas anomalías pueden ser hallados a una profundidad máxima de 30 a 40 km en condiciones de un gradiente normal de temperatura.

Este método resulta útil para definir rasgos estructurales pertenecientes al basamento como pueden ser cuerpos enterrados, límites entre unidades o rasgos estructurales en cuencas sedimentarias (Reeves, 2005). En el caso particular del este trabajo se utiliza en la prospección de fuentes de calor para yacimientos hidrotermales y zonas de ascenso para los fluidos hidrotermales relacionadas a estructuras geológicas.

V.I.I.- El campo geomagnético

El campo magnético terrestre puede ser considerado como la aportación de tres campos: núcleo, manto y corteza. Los valores de medidos de este campo resultan de la superposición de la contribución de estas tres fuentes (Lanza, 2006). Este campo exhibe líneas de dirección del campo magnético, siendo vertical en los polos magnéticos, y horizontal en el ecuador magnético; su intensidad está basada en la densidad de las líneas de flujo (Reeves, 2005) (Fig. 11).

Variaciones del campo magnético terrestre

En la superficie de la Tierra existen diversos elementos internos y externos que modifican el campo magnético terrestre en tiempo y espacio. Es imprescindible tomar en cuenta los elementos externos cuando se pretende realizar un levantamiento magnético, ya que estos producen variaciones en el campo magnético terrestre debido a la interacción del campo magnético global y el campo asociado al viento solar en la magnetosfera terrestre (Lowrie, 2007) (Fig. 11).

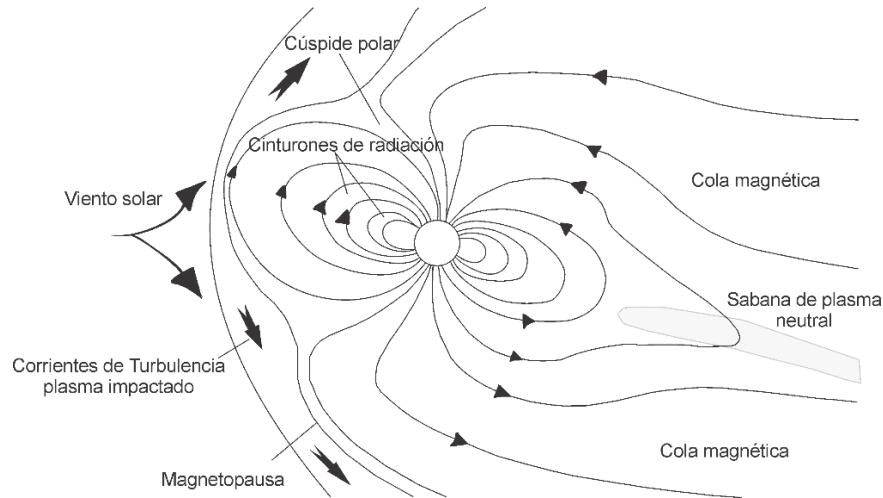


Fig. 11. Interacción del campo magnético generado por el viento solar y el campo magnético terrestre a través de la magnetosfera (Modificado de Lanza, 2016).

Los principales efectos de estas variaciones en los levantamientos magnéticos son según Nabighian,, et al. (2005):

- A) Variaciones diurnas: Provoca el achatamiento del campo geomagnético que está de frente al sol (Fig. 11). Estas variaciones pueden alcanzar un valor de hasta 60 nT en 24 horas (Telford, 1976).
- B) Transiciones del campo magnético terrestre en los polos, con permanencia de algunas horas.
- C) Un anillo de cargas en el ecuador es formado por la interacción del viento solar y el campo magnético terrestre.
- D) Otra variable importante son las variaciones rápidas y no periódicas asociadas a las tormentas magnéticas con fluctuaciones de con amplitudes mayores a 1000 nT ** (Lowrie, 2007).

Un resumen de las principales variaciones en el campo en el espectro geomagnético puede observarse en la Fig. 12.

**Debido a que la emisión solar no es homogénea y en ciertas ocasiones se produce con mayor intensidad, se le da el nombre de tormentas magnéticas (Lowrie, 2007; Reeves, 2005; Blakely, 1995).

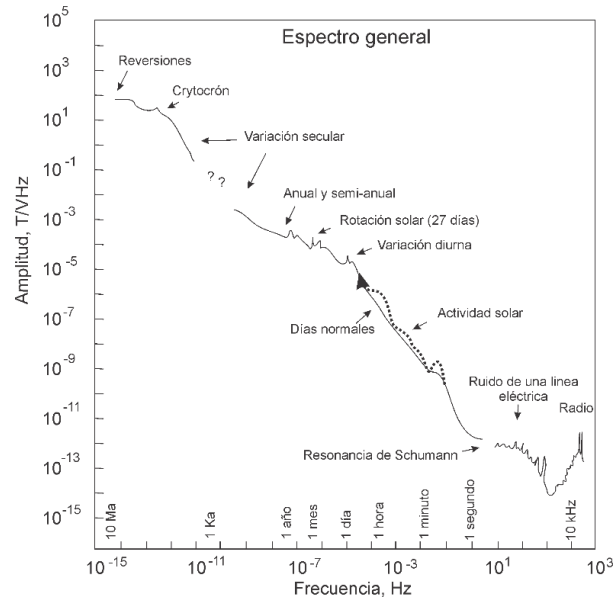


Fig. 12. Principales variaciones del campo geomagnético con relación a su periodo de ocurrencia (Modificado de Constable, 2009)

Unidades de medida

De manera general es utilizado el Sistema Internacional (SI) para dar valor de campo magnético, usando las unidades tesla y nanotesla. Aunque es posible observar datos en el Sistema Cegesimal (CGS-EMU) (Tabla 1).

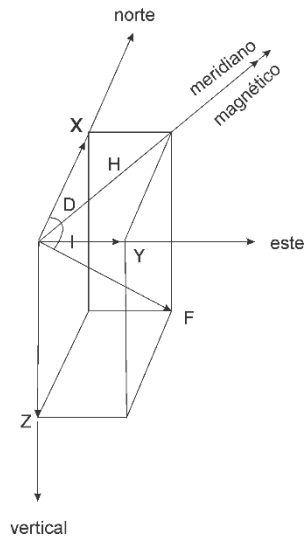
Tabla 1. Unidades de medida para la susceptibilidad magnética empleadas por el SI y CGS-EMU.

Sistema Internacional (SI)	Sistema de unidades electromagnéticas (EMU)
1 tesla	10 ¹ gauss
1 nanotesla (nT)	10 ⁻⁹ tesla
1 nT	1 gamma
1 nT	10 ⁻⁸ gauss

V.I.II.- Elementos del campo geomagnético

Para poder definir los elementos del campo geomagnético, los vectores B y H deben ser referenciados respecto a los puntos de observación. Una de las maneras más sencillas es utilizando un sistema coordenado y es describir al vector en términos de sus tres componentes ortogonal (Fig.

13) (orientando usualmente este sistema en dirección N, en dirección E y sobre la vertical (Telford, 1976; Lowrie, 2007; Blakely, 1995).



Donde:

D = Declinación magnética ($0^\circ \leq D \leq 360^\circ$)

I = Inclinación magnética ($-90^\circ \leq I \leq 90^\circ$)

F = Intensidad del campo magnético terrestre

H = Componente horizontal del campo magnético

Z = Componente vertical del campo magnético

Fig. 13. Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo (F) y sus proyecciones, horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación (I) y declinación (D). (Modificado de Lowrie, 2007).

V.I.III.- Susceptibilidad magnética de las rocas

La susceptibilidad y magnetización remanente de las rocas son las propiedades de interés de los levantamientos magnéticos (Nabighian, 2005). La susceptibilidad (k) es la capacidad que tiene una roca de adquirir magnetización (I) en presencia de un campo magnético externo (H) en el que se encuentra (Ecuación 1). La magnetización remanente es la magnetización permanente de una roca y esta no depende de algún campo externo.

La magnitud de la magnetización que adquiere I , es proporcional a la fuerza del campo de la tierra H en sus alrededores, donde la constante de proporcionalidad k , es por definición, la susceptibilidad magnética de la roca (Ecuación 1):

$$I = k H \quad (1)$$

Los materiales se clasifican en tres grupos de acuerdo con su comportamiento magnético (Telford, 1976; Lanza, 2006; Lowrie, 2007) (Fig. 14) como:

- A) Diamagnéticos
- B) Paramagnéticos
- C) Ferromagnéticos

Estos últimos pueden subdividirse en ferrimagnéticos y antiferromagnéticos (Reeves, 2005):

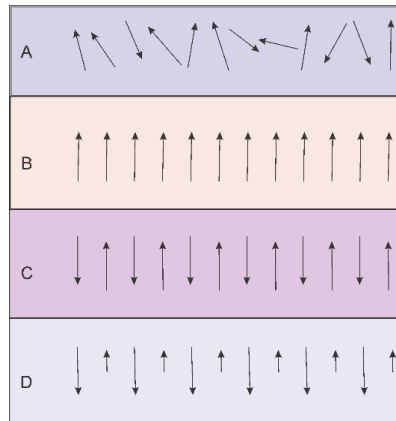


Fig. 14. Tipos de comportamiento magnético, a) diamagnético, b) paramagnetismo, ferromagnetismo: c) ferrimagnéticos y d) antiferromagnéticos.

La magnetita, pirrotita y la magemita son los únicos minerales magnéticos importantes de ocurrencia natural, siendo la magnetita por mucho el más común de ellos (Milson, 2003). A pesar de las diferencias observables en el rango de susceptibilidad para el espectro de rocas (Tabla 2), no es tan sencillo identificar un tipo de roca solamente basado en datos magnéticos.

Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas (k) de algunas rocas ígneas por diversos autores

Roca	J.J. Milson	E.S. Robinson	D.S. Parasnis	W.M. Telford
Basalto	0.001-0.1	0.00002-0.0145	0.0015-0.025	0.00002-0.0145
Riolita	0.00025-0.01	0.00002-0.003		0.00002-0.003
Gabro	0.001-0.1	0.00008-0.0072	0.0038-0.09	0.00008-0.0072
Granito s/m*	0.00001-0.000065			
Granito c/m**	0.000025-0.05	0-0.004		0-0.004
Pórfido		0.00002-0.0167		0.00002-0.0167
Diorita		0.00005-0.01		0.00005-0.1
Andesita		0.0135		0.0135
Sienita				0.0027-0.0036

V.I.IV.- Anomalías magnéticas

La desviación de la intensidad del campo normal se denomina anomalía magnética. Su causa es la variación en la composición de las rocas que constituyen la corteza terrestre. La magnitud escalar del campo magnético F registrado en un levantamiento aeromagnético en cualquier punto determinado no contiene información sobre la dirección del campo. Sin embargo, es considerado como la suma vectorial del Campo Geomagnético Internacional de Referencia 12, (IGRF, por sus siglas en inglés) en este punto y una componente anómala ΔF (Fig. 15a).

La componente IGRF está orientada en la dirección del campo principal de la Tierra en ese punto, mientras que el campo magnético local en principio puede tener cualquier orientación. Ambas componentes pueden ser representadas en un plano, sin embargo F es al menos normalmente dos órdenes mayor que ΔF (Fig. 15b), mientras esta última condición satisface el valor escalar F observado (F_{IGRF}), normalmente reportado en el levantamiento aeromagnético, no difiere significativamente el valor de la componente ΔF en la dirección de (F_{IGRF}), por lo tanto en mapas de anomalías del campo magnético total se registran las componentes de anomalías locales en la dirección del campo magnético principal de la Tierra (Reeves, 2005).

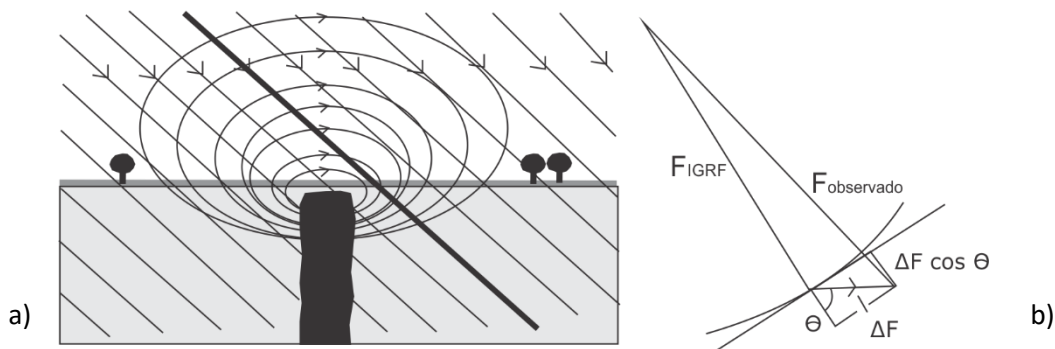


Fig. 15. a) Registro del campo magnético en un levantamiento aeromagnético, con la suma de un campo magnético ambiental y contribución de una fuente. b) Descripción gráfica de los componentes de ΔF (Modificado de Reeves, 2005).

V.I.V.- Correcciones del método magnético

Corrección por variación diurna

El método más sencillo para eliminar las variaciones del campo al transcurso de día es mediante el registro del campo magnético en la misma dirección en un mismo punto con intervalos iguales de tiempo, usando una estación base cercana al lugar de estudio. La distancia para su ubicación varía conforme el autor, aunque se ha adoptado el criterio de Breiner (1973), usando una distancia no mayor a 100 millas náuticas ~200 km de distancia.

Corrección por IGRF

A la eliminación de los efectos o contribuciones de la variación diurna y la sustracción del IGRF que implica la sustracción de alrededor del 99% del valor medido (Reeves, 2005) se le denomina Anomalía de Campo Magnético (ACM) y puede ser considerado como la contribución de la corteza debida a su heterogeneidad, los primeros 20 – 30 km.

V.II.I.- Gravimetría

El método gravimétrico, es el método geofísico que mide las variaciones de la gravedad en la superficie del terreno, de tal manera que la distribución de las rocas en el subsuelo pueda ser interpretada. Esto es posible si existe un contraste anómalo (aumento o disminución de la densidad) que contraste con la del medio circundante.

V.II.II.- Ley de Gravitación Universal

El método gravimétrico se basa en la Ley de la Gravitación Universal de Isaac Newton, que establece que la fuerza de atracción de dos cuerpos es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. Esto puede quedar expresado en la siguiente ecuación (Ecuación 2):

$$F = G \frac{mM}{R^2}$$

Donde:

G= Constante de Gravitación Universal $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$

Entonces la aceleración gravitacional g sobre la masa m es (Ecuación 3):

$$g = \frac{F}{m} = G \frac{M}{R^2}$$

En cuanto a la aceleración de la gravedad, es utilizado la unidad de Gal (1 cm/s^2). Pero debido a que las variaciones del potencial gravitacional son muy pequeñas, es usualmente utilizado el miliGal en el SI

Densidad de las rocas

La densidad de las rocas depende de varios factores como es el caso de su composición mineralógica, porosidad, edad, génesis y procesos posteriores. Es por ello que la densidad de las rocas presenta ciertas variaciones, aunque respetando ciertos rangos como puede ser observado en la Tabla 3.

Tabla 3. Rango y promedio de densidad de algunas rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas (modificada de Dobrin *et al.*, 1988)

Litología	ρ Rango en CGS	ρ Promedio CGS	ρ Rango SI	ρ Promedio en SI
Ígneas básicas	20.9 – 3.17	2.79	2090 – 3170	2790
Ígneas ácidas	2.40 – 3.10	2.74	2400 – 3100	2740
Metamórficas	2.36 – 2.90	2.70	2360 – 2900	2700
Dolomita	2.3 – 3.11	2.61	2300 – 3110	2610
Caliza	1.93 – 2.90	2.54	1930 – 2900	2420
Lutita	1.77 – 2.45	2.42	1770 – 2450	2420
Arenisca	1.61 – 2.76	2.32	1610 – 2760	2320

V.II.III.- El Geoide

La forma de Tierra no corresponde a un cuerpo geométricos regular que se asemeje a su forma, es por lo que se optó por asemejar la forma de la tierra mediante una superficie equipotencial a la que se la ha llamada *geoide* (Fig. 16). Esta superficie coincide con el nivel medio del mar y rodea a toda la Tierra. Su forma está determinada por las capas de roca que se encuentran por encima o por debajo de ella, i.e. un exceso o déficit de masa (Telford, 1990).

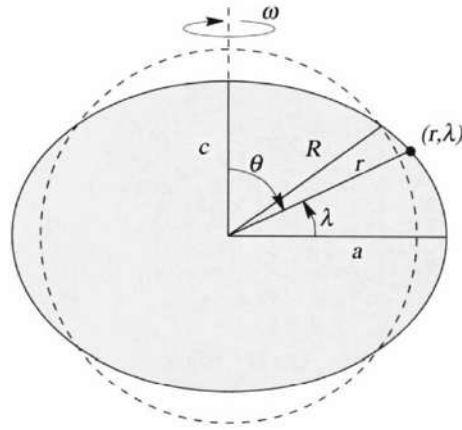


Fig. 16. Parámetros envueltos dentro del elipsoide de referencias. La línea discontinua representa la superficie de la Tierra, θ es la colatitud, λ es la latitud, r_p y r_e es el radio polar y ecuatorial respectivamente, R es el radio de la esfera. Tomado de Blakely (1995).

De acuerdo a la distribución de las fuerzas de gravedad, así como por la rotación, la forma de esta superficie se aproxima a un elipsoide de revolución o de referencia (Fig. 16).

V.II.IV.- Anomalía gravimétrica

Una anomalía gravimétrica puede ser definida como la diferencia entre el valor observado de la gravedad en un punto y su valor teórico para este mismo punto (Smith 1975), estas variaciones pueden ser debidas a efectos de cuerpos y/o estructuras geológicas como: fallas, pliegues, contactos litológicos, intrusiones. Estas variaciones son utilizadas en la geofísica con el objetivo de interpretar las diferentes relaciones de densidades de las estructuras en el subsuelo.

V.III.I.- Procesados matemáticos aplicados a los campos potenciales

Debido a que los campos gravimétricos y magnéticos son campos potenciales, su tratamiento matemático es semejante, no obstante existe una notoria diferencia. Las anomalías magnéticas tienen un carácter dipolar, mientras que las gravimétricas se manifiestan como una anomalía con un excedente o déficit de densidad.

Con el objetivo de mejorar la resolución de las anomalías magnéticas y gravimétricas es necesario aplicar algunas técnicas de filtrado digital expresadas en dominio de la frecuencia. En el caso de los

datos aeromagnéticos pertenecientes al SGM que se encuentra previamente corregidos. La interpolación de estos datos nos arroja el mapa de campo magnético residual (CMR).

Reducción al polo

Esta transformación simula un cambio de la inclinación magnética respecto a la vertical (Reeves, 2005), transformando una anomalía medida bajo cualquier dirección del campo magnético a aquella que resultaría de la medición bajo un campo vertical (Bevan, 2006).

Continuación ascendente

Consiste en calcular los valores del campo magnético en un plano situado a diferentes alturas del plano de observación original, refiriéndose a una altura de vuelo (Dean, 1958; Henderson *et al.*, 1951). El producto de esto es el enfoque de anomalías y estructuras regionales, como pueden ser cuerpos magnéticos principales y estructuras regionales (fallas, fracturas y contactos litológicos entre otros), eliminando rasgos estructurales y anomalías superficiales.

De forma contraria, la continuación descendente enfoca las anomalías más superficiales y de mayor frecuencia atenuando estructuras profundas. llevando el plano de observación a una profundidad cercana al cuerpo anómalo.

Derivadas en la dirección Z

La primera derivada vertical ($1aDz$), calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Es usada comúnmente para mejorar la respuesta de las fuentes geológicas superficiales, relacionadas a altas frecuencias que se encuentran enmascaradas por frecuencias bajas (Nabighian, 2005). En ocasiones es también indispensable el cálculo de una segunda derivada vertical ($2aDz$), para mejorar la identificación de las anomalías locales y para delinear los bordes de los cuerpos anómalos.

Señal analítica

La señal analítica es útil para la localización de los bordes de los cuerpos de la fuente magnética, en particular para discontinuidades de corta longitud de onda (Salem y Smith, 2005) cuando la remanencia y/o la baja latitud magnética complica la interpretación (Nabighian, 1984). Este proceso

está basado en la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas parciales en las direcciones X, Y y Z, teniendo como consecuencia la obtención del valor absoluto de la señal magnética (Nabighian, 1972).

V.I.VI.- Calculo de Profundidad

Espectro de potencia calculado radialmente

Este es un proceso desarrollado para métodos magnéticos (Spector et al., 1970) y extendido para métodos gravimétricos (Pal *et al.*, 1979), que demuestra la relación que existen entre la pendiente del logaritmo del espectro de potencia con la profundidad de la cima de los cuerpos que generan las anomalías

Deconvolución de Euler

La Deconvolución de Euler (EuDec) es una herramienta que puede ser usada en varios escenarios geológicos y tiene su base en la elección de un Índice Estructural (IE) apropiado para poder hacer estimaciones de ubicación para una gran variedad de estructuras geológicas como fallas, contactos litológicos, diques y esferas. Los IE representan la tasa de cambio con la distancia para el campo magnético o de gravedad que se encuentra relacionada con las dimensiones de los cuerpos geológicos para el conjunto de soluciones de Euler.

V.IV.- Transitorios electromagnéticos TEM's

Los transitorios electromagnéticos en el tiempo son técnicas que se basan en los principios físicos de la inducción y detección del campo eléctrico secundario originado a partir del campo magnético inducido. La respuesta del medio (subsuelo) depende de la conductibilidad eléctrica, la permeabilidad magnética, el contenido de fluidos, sales disueltas, porosidad y la intensidad de la señal que se transmite.

V.III.I.- Fundamentos de los métodos electromagnéticos

Para cuantificar los fenómenos electromagnéticos a través de la relación existente entre el campo eléctrico y el campo magnético, son utilizadas las ecuaciones de Maxwell que relacionan los tipos de corriente y los campos electromagnéticos que las generan.

Esta ecuación se compone de las siguientes funciones vectoriales

- E: Intensidad del campo eléctrico
- H: Intensidad del campo magnético
- D: Campo de desplazamiento
- B: Campo de inducción magnética
- J: Densidad de corriente eléctrica
- ρ : Densidad de carga eléctrica

Para comprender el fenómeno electromagnético se han desarrollado relaciones entre las propiedades electromagnéticas del medio y los campos eléctricos y magnéticos, las cuales involucran las ecuaciones anteriores en el dominio de las frecuencias, que fueron desarrolladas por Ward *et al.*, (1988).

Este método electromagnético consiste en la medición del campo magnético que permanece en el terreno posteriormente al haber introducido un nuevo campo generado por un equipo. A través de estudio es posible conocer la resistividad eléctrica de las capas que conforman el subsuelo y es posible inferir características del medio tales como: tipo de roca, estructuras y saturación de agua. Este método de exploración tiene aplicación principal en el sector de prospección de agua subterránea con aplicación en minería, geotermia, geohidrología y ciencias ambientales.

En la adquisición de los datos de campo, se busca medir la amplitud de las señales transmitidas con respecto del tiempo, consistiendo en circular una corriente constante en la superficie terrestre generada por una bobina, que actúa en ciertos instantes de tiempo como transmisora de la señal y en otros es receptor. Esta bobina genera un campo magnético primario para después cortarse abruptamente (Fig. 17).

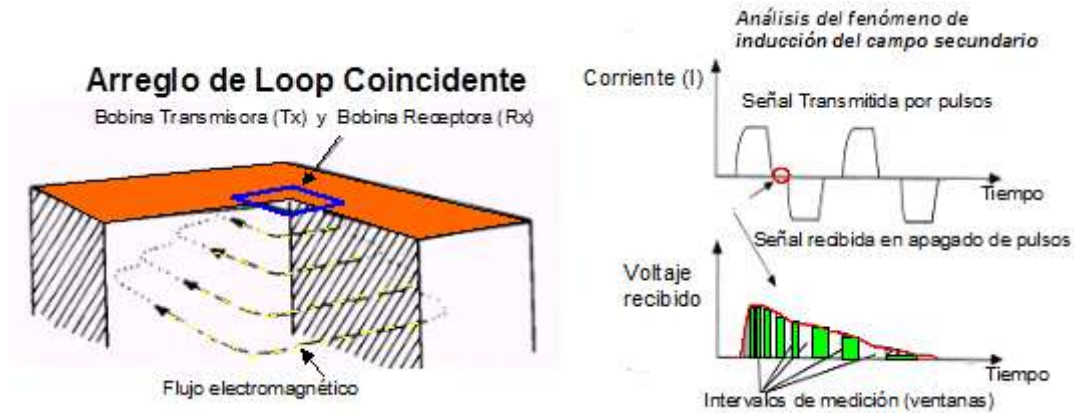


Fig. 17. Arreglo típico de un estudio TEM's con los intervalos de transmisión y recepción de la bobina.

Las corrientes inyectadas en el medio, fluyen en trayectorias cerradas. Las cuales migran a profundidad y lateralmente; y cuya intensidad disminuye con respecto al tiempo, generando un campo magnético secundario variable que es medido por el receptor.

V.V.- Inversión 3D de los datos potenciales

Este método aplica soluciones numéricas para obtener un modelo geomorfológico de cuerpos con altas y bajas susceptibilidades magnéticas para los datos magnéticos y los datos gravimétricos. De esta forma, es posible analizar el comportamiento de las propiedades físicas del subsuelo y encontrar una solución a la geoformas de los cuerpos en el subsuelo.

En Geofísica, se han desarrollado múltiples técnicas que permiten determinar de manera cada vez más precisa la ubicación y geometría de cuerpos bajo el subsuelo, así como también permitir un mayor entendimiento de los procesos dinámicos de las diferentes estructuras en el subsuelo como: planos de fallas, contactos litológicos, diques y esferas.

El problema inverso, consiste en encontrar soluciones que reproduzcan la distribución, magnitud y posición de los parámetros físicos en el subsuelo, a partir de los datos observados en la superficie con un nivel de error mínimo (Fig. 18a). Sin embargo, este problema no tiene solución única. Esto se refiere a que hay más de una solución del modelo que representan las propiedades físicas en el

subsuelo que reproducen las observaciones en la superficie (Fig. 18b), lo que ha llevado a proponer métodos y técnicas de inversión para reducir la ambigüedad de la solución.

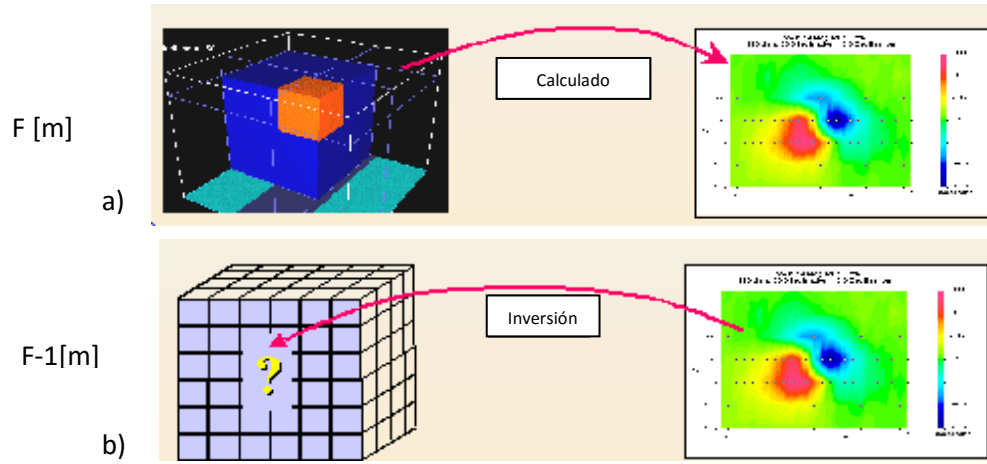


Fig. 18. Representación gráfica del concepto del problema directo (a) y problema inverso (b) en Geofísica (Ly Li Y. *et al.*, 1996).

En muchos casos se puede asociar las observaciones con alguna propiedad que esté definida por un cuerpo con características geométricas simples y, mediante prueba y error, es posible ajustar el modelo de la propiedad física a los datos observados (Sharma, 2004). Sin embargo, en la mayoría de los casos reales, la distribución de la propiedad física no puede ser descrita mediante cuerpos geométricos conocidos, por lo que recurrimos a la teoría de inversión, con la cual la compatibilidad entre las observaciones y la distribución de los parámetros físicos se lleva a cabo de forma automática mediante un procesamiento computacional (Ecuación 4).

$$\emptyset(m) = \emptyset_d + \beta \emptyset_m^w - \lambda \sum \ln m j_{j=1}^M \quad (4)$$

Donde:

λ = Parámetro de barrera.

β =Parámetro de compensación o regularización.

m_j = Datos de susceptibilidad observados en cada celda: $j= 1, \dots, M$.

$\emptyset_d$ =Medida de desajuste del objetivo.

w = ponderación de la decadencia general de los kernel, (ventanas de observación que se expande

en profundidad).

Esta ecuación construye un modelo que representa de mejor forma los cuerpos en el subsuelo, concentrando la mayoría de susceptibilidades cerca de la verdadera profundidad (Fig. 19).

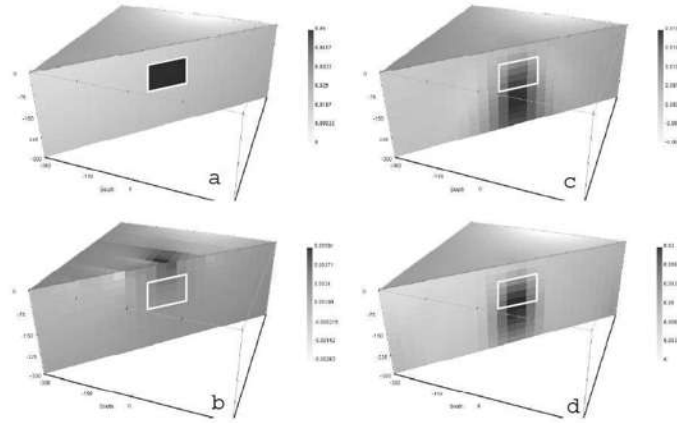


Fig. 19. Modelos de Inversión, configuradas de acuerdo a la ecuación de inversión lineal objetiva mencionada anteriormente, donde a) es el modelo real, b) modelo genérico calculado, c) modelo con profundidad ponderada calculada y d) Modelo con profundidad de ponderación que evita que el modelo se propague al infinito (Li Y. *et al.*, 1996).

V.VI.- Sistemas geotérmicos

Partes fundamentales del yacimiento geotérmico:

- A. Fuente de calor. Una anomalía térmica que dote de la temperatura necesaria para el proceso que se planea realizar.
- B. Roca almacenadora. Un yacimiento constituido por rocas permeables que actúa como captador y transmisor de la energía geotérmica, localizado a una profundidad comercialmente recuperable.
- C. Roca sello. Un límite impermeable en la parte superior, que impida la pérdida de calor por circulación de fluido geotérmico hacia la superficie.
- D. Fluido. Un sistema hidrológico que permita la recarga hídrica del yacimiento en condiciones de presión y temperatura adecuadas, que sirve de vehículo para el aprovechamiento de la energía proveniente del subsuelo y en un volumen que asegure la explotación continua y prolongada de los recursos geotérmicos.

Por último, aunque pueda existir un yacimiento hidrotermal, es necesario realizar un análisis de prefactibilidad de explotación, para conocer si las condiciones geológicas presentes son favorables para la acumulación de fluidos con una temperatura y presión a una profundidad comercialmente recuperable.

V.VI.I.- Clasificaciones del sistema geotérmico

Existen numerosas clasificaciones de acuerdo a distintos criterios. De esta manera podemos observar clasificaciones de acuerdo al potencial de trabajo útil de los recursos que albergan (Lee, 2001), a la temperatura del yacimiento (Muffler *et al.*, 1978; Hochstein, 1988; Bendritter *et al.*, 1990; Nicholson, 1993; Axelsson *et al.*, 1978; Sanyal, 2005) (Fig. 18) a sus condiciones tectónicas y de acuerdo al tipo de transferencia de calor (Moeck S. *et al.*, 2014; Rezaie M. y Aghajani H., 2013).

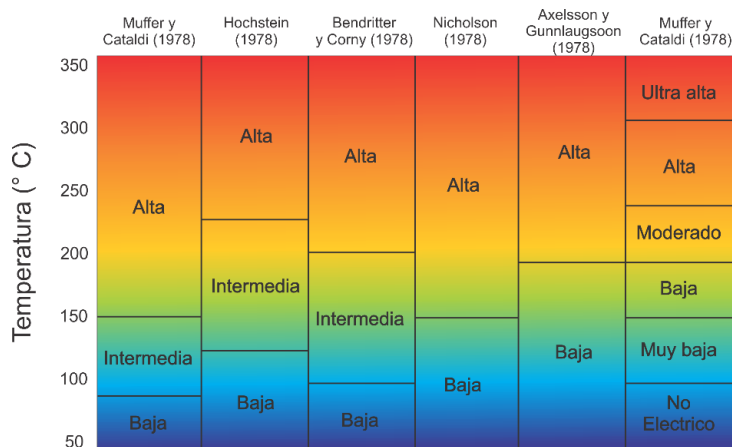


Fig. 20. Algunas clasificaciones de los recursos geotérmicos de acuerdo a la temperatura (Modificado de Rezaie M. *et al.*, 2013).

V.VI.II.- Clasificación del yacimiento geotérmico

En trabajos recientes respecto a los métodos de clasificación de los sistemas geotérmicos destaca la propuesta de clasificación expuesta por Moeck *et al.* en 2014. Esta clasificación está dividida en seis amplios sistemas geotérmicos (plays) de acuerdo con las características de placas tectónicas, la naturaleza de la fuente de calor (magmática o no magmática) y si el mecanismo dominante de transporte de calor es por convección o conducción (Tabla 3). Esta clasificación también incluye sistemas mejorados o por sus siglas en inglés EGS (Duffield, W *et al.*, 2003).

Tabla 4. Tipos de plays geotérmicos y su distribución por regiones en el planeta (Tomado de Zheng y Dong (2008). Puede notarse la importancia que representan los *plays* magmáticos.

Tipo de Play	Región	La costa del Pacífico de América	Asia del pacífico	Europa Atlántico África
Plays dominados por convección				
Plays de tipo magmático				
Controles geológicos: Intrusiones de diferentes edades del sistema hidrotermal				
Escenario geológico: campos volcánicos activos a extintos (convergente, divergente, fallas transformantes, puntos calientes, plumas				
		46	57	36
Tipo de dominio extensional				
Controles geológicos: fallas activas, sin magmatismo, alta porosidad, horizontes con alta permeabilidad				
Escenarios geológicos: rifts activos, complejos de núcleo metamórfico, cuencas tras-arco, segmentos de fallas a rumbo				
		21	4	11
Play dominados por conducción				
Controles geológicos: Fallas, fracturas, litofacies, diagénesis				
Escenarios geológicos: Cuencas sedimentarias, provincias de basamento, cinturones orogénicos				
		0	2	10

V.VI.III.- Modelos conceptuales de campos geotérmicos

Una parte esencial para el entendimiento del yacimiento geotérmico es la construcción de modelos conceptuales. Lograda mediante la conjunción de los resultados obtenidos por los distintos métodos, los datos disponibles e información diversa, siendo una herramienta útil en la síntesis de la información.

Estos modelos juegan un rol de llave en todas las fases de exploración geotérmica y desarrollo. e.g. proveyendo una imagen unificada de la estructura y el sistema en cuestión (Axelssoon, 2013). Pueden definirse como modelos descriptivos y cualitativos, que unifican las características físicas esenciales de los sistemas en cuestión (Grant *et al.*, 2011). Están basados mayormente en información geológica (útil en el mapeo de superficie y el análisis de los datos en el subsuelo), datos de sensores remotos, resultados de geofísica, información geoquímica e isotópica de fluidos de manifestaciones en superficie y del reservorio recolectados en pozos, información de condiciones de temperatura y presión basado en análisis de pozos. Comprender los modelos conceptuales de sistemas geotérmicos es de vital importancia para su desarrollo, estos pueden incorporar datos

tanto como la información disponible lo permita (Axelsson, 2013), debiendo ser consistes con todos los datos e información disponible (Axelsson, 2013).

Los modelos conceptuales deben de explicar ciertas características del yacimiento, como:

- Proveer un estimado del tamaño de un sistema, información específica en un área extensa. Así como espesor, rango de profundidad y límites externos (verticales)
- Explicar la naturaleza de la(s) fuente(s) de calor para un sistema
- Incluir información de la localización y la intensidad del ascenso de calor/zonas de recargas, incluyendo el posible origen del fluido.
- Describir la localización e intensidad de las zonas de recarga más frías.
- Definir el patrón de flujo general en un sistema, en el estado natural y cambios en el patrón inducidos por producción.
- Definir la temperatura y condiciones de presión en un sistema (i.e. condiciones termodinámicas iniciales a través de temperaturas de formación y modelos de presión)
- Indicar la localización de zonas de fases, al igual que de zonas de vapor dominante
- Mostrar la localización de la mayoría de estructuras de flujo (fallas, fracturas, capas horizontales)
- Indicar la localización de límites internos (verticales y/o horizontales como barreras de flujo)
- Delinear la roca encajonante (*cap rock*) para el sistema (límites horizontales)
- Describir divisiones de un sistema en subsistemas, o reservorios separados, si estos existen.

Es importante recalcar que, solo pocos modelos conceptuales geotérmicos incorporan todas las características descritas anteriormente, debido a que los modelos son dependientes del estado del desarrollo del sistema en cuestión y están limitados por la información disponible del yacimiento (Fig. 19)

En las etapas tempranas, el conocimiento es limitado y solo pocas características, de las descritas líneas arriba pueden ser utilizadas. Con un desarrollo continuo, el conocimiento de los caracteres se incrementa, en primer lugar, cuando la perforación de pozos ha comenzado y posteriormente durante la explotación a larga escala (ambas con monitoreo asociado). Hasta este punto, el conocimiento comprensivo de todos los caracteres listados estará disponible. Es por todo esto que

los modelos conceptuales están en constante evolución y refinamiento, requiriendo más y más datos del subsuelo para desarrollarse progresivamente (Axelsson, 2013).

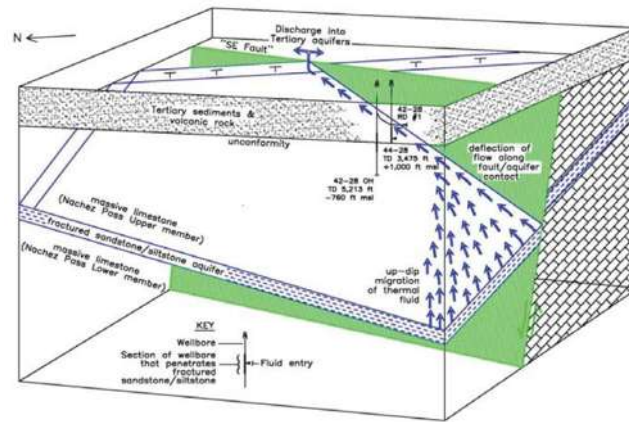


Fig. 21. Bloque diagramático 3D de un modelo conceptual (tomado de GeothermEx Inc., California (2015))

Capítulo VI. Metodología y equipo

Se han adaptado al organigrama de la Fig. 20 las sugerencias expuestas por Axelsson (2013), para la elaboración de modelos conceptuales geotérmicos.

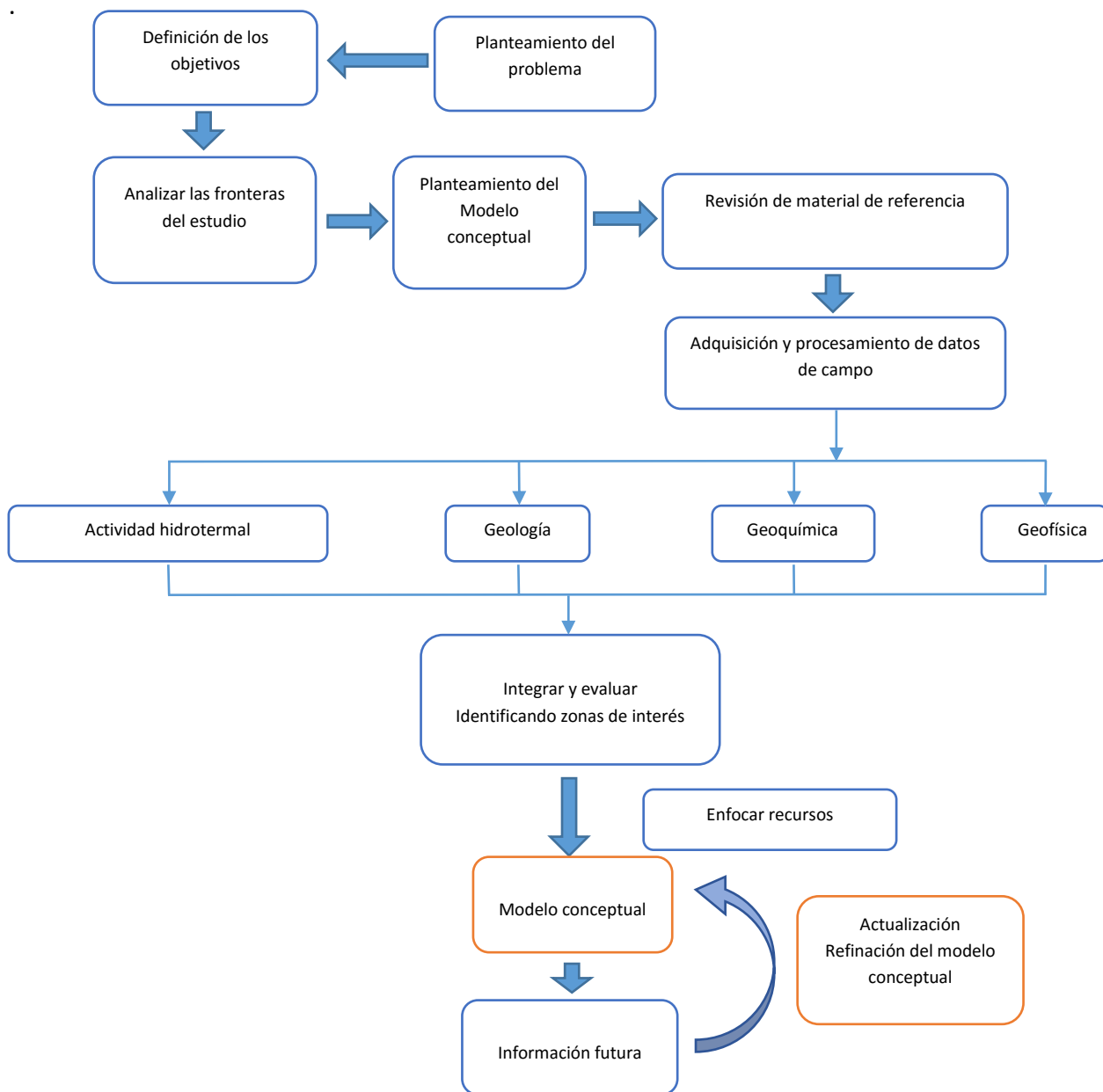


Fig. 22. Organigrama de la metodología de la investigación

Este trabajo de tesis se ha desarrollado en la etapa de exploración del YGSAM, utilizando métodos directos e indirectos. La integración de la información obtenida a través de distintos métodos permitirá la síntesis de la información mediante un modelo conceptual geofísico geológico del YGSAM. La estrategia de trabajo fue elaborada de acuerdo al conocimiento que se poseía del sistema hidrotermal existente en las referencias, tomando en consideración las características de sistemas similares, descrita por Moeck *et al.*, (2014) para la clasificación de sistemas geotérmicos, que ha colocado al YGSAM como un sistema de tipo predominantemente extensional hospedado en el semigraben de Cuitzeo.

En primer lugar se inició con la revisión de la información de carácter regional, con el objetivo de comprender las condiciones geológicas y tectónicas a las que el área está sometida, posteriormente se continuó con información perteneciente a la zona de investigación. Esta consulta abarcó información geográfica, geológica, geofísica, geoquímica y geohidrología.

La metodología es descrita en tres apartados, la primera contempla las técnicas ocupadas en la cartografía geológica; mientras que la segunda se encuentra enfocada en la descripción de las técnicas geofísicas. Por último, la tercera describe los materiales usados en el desarrollo de estos estudios.

VI.I.- Geología

La metodología es dividida en cuatro etapas:

- a) Trabajo de gabinete: recopilación y análisis de la información existente del área de estudio y casos similares
- b) Trabajo de campo: adquisición de datos de carácter geológico
- c) Trabajo de laboratorio: corrección de datos, elaboración de muestras
- d) Análisis de resultados: revisión, correlación y análisis.

VI.II. Geofísica

En el caso de la geofísica la metodología es separada en los dos métodos potenciales utilizados

VI.II.I.- Aeromagnetismo

La metodología usada en esta herramienta puede ser dividida en tres etapas:

- a) Trabajo de gabinete: obtención y análisis de los datos de campo magnético de las cartas de campo total del área.
- b) Correcciones: al tratarse de datos con las correcciones aplicada, el proceso continua hacia el siguiente paso
- c) Procesamiento: aplicación de los filtros en el dominio de las frecuencias para acentuar características de las anomalías

VI.II.II.- Magnetometría semidetalle

El proceso es dividido en cinco etapas

- a) Trabajo de Gabinete: este proceso requiere de un análisis aeromagnético previo en el área para la elección de las áreas de interés, para posteriormente elaborar una malla de puntos equidistantes.
- b) Trabajo de Campo: adquisición de datos de campo magnético en el Lago de Cuitzeo-
- c) Correcciones: aplicadas al método magnético
- d) Procesamiento: Aplicación de filtros en el dominio de las frecuencias
- e) Inversión de datos magnéticos: obtención del modelo de susceptibilidad

La red de puntos de muestreo quedo conformada por siete perfiles magnéticos con dirección NE – SW con una longitud de 12 km, separados por 1 km de distancia y con estaciones de medición cada 100 m sobre el perfil (Fig. 21). La extensión de este levantamiento fue elaborada con base en el análisis de datos aeromagnéticos y tomando en consideración las zonas con manifestaciones hidrotermales y estructuras geológicas identificadas previamente.

Para las campañas de muestreo, fue utilizada un magnetómetro de precesión protónica G-857 como estación base para identificar las variaciones diurnas del campo magnético terrestre. La estación

fue colocada dentro del área de estudio, alejada de fuentes antropogénicas y lejano a zonas de tránsito (Fig. 24a).

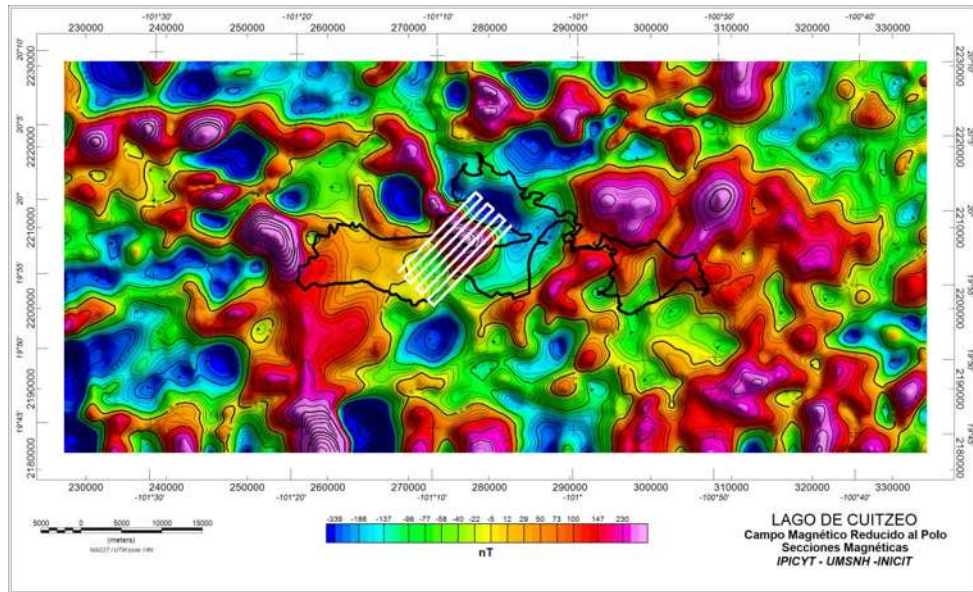


Fig. 23. Secciones proyectadas (en blanco) para el levantamiento magnetométrico a semidetalle en el Lago de Cuitzeo. Se anexa el contorno del lago como guía geográfica

Para el caso de la adquisición de datos, fue utilizado el mismo modelo de magnetómetro en su función móvil (Fig. 24b).



Fig. 24. Se muestran el magnetómetro base (a) y el magnetómetro móvil (b)

VI.II.III.- Gravimetría

Para los datos gravimétricos, se llevó un proceso similar al aeromagnetismo, dividiendo la metodología en cuatro fases.

- a) Trabajo de gabinete Recopilación de los valores de 2843 estaciones gravimétricas, al tratarse de datos corregidos por Bouguer, se continuo con el procesamiento.
- b) Procesamiento: Aplicación de filtros en el dominio de las frecuencias
- c) Inversión de datos gravimétricos, obtención del modelo de densidad.

VI.II.IV.- Calculo de profundidad de las anomalías

Análisis espectral calculado radialmente

El análisis espectral calculado radialmente fue realizado en el software Oasis Montaj, para mapas seleccionados de los campos magnéticos y gravimétricos, donde fueron separadas cada una de las pendientes para cada las fuentes y asignada la profundidad de cada una de sus fuentes.

Deconvolución de Euler

La segunda herramienta utilizada es la Deconvolución de Euler (DecEu) con el módulo de Euler Deconvolution 3D del software Oasis Montaj. Esta herramienta ED fue configurada para definir estructuras de contacto (fallas y fracturas) y cambios litológicos. Debido a que las distintas estructuras geológicas emiten diferentes respuestas magnéticas, en un principio fue necesaria la aplicación de distintos índices estructurales, tolerancias de profundidad y distancias máximas de aceptación, además de la producción de distintos planos de observación con sus respectivas profundidades estimadas.

En el caso del campo gravimétrico, es importante mencionar que se utilizó la 1DaZ con el objetivo de incrementar la tasa de caída de la fuente (un IE) haciendo el IE de gravedad equivalente al índice estructural del magnetismo para el mismo modelo de fuente. En ambos campos potenciales se ajustó el IE de acuerdo al modelo geológico preelegido, hasta que el producto de este proceso sea una figura enfocada para el resultado.

VI.III.- Modelos de inversión 3D para los campos potenciales

Para la inversión de los datos magnéticos y gravimétricos es utilizado el módulo VOXI de Oasis Montaj. En el caso del modelado magnético de tipo susceptibilidad, comenzó con la elección de un área de interés, a través del trazo de un polígono base. El modelo de para definir la superficie topográfica fue un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) con resolución de 15 m descargado de INEGI.

La resolución elegida inicialmente es de 50 m (aunque VOXI calcula la resolución más pequeña para que podrá generar, usualmente inferior a 100 px en las direcciones X y Y).

El proceso continuo con la adición de la fuente de los datos provenientes de las rejillas construidas a través del procesado matemático usando el ACMCA1000 m. En esta sección es importante definir la elevación del estudio a través de una rejilla de la superficie topográfica, en este caso el MDE usado anteriormente.

Posteriormente es definido el modelo de susceptibilidad y el tipo de datos magnéticos. En este punto se realiza un cálculo del error absoluto de los datos por el método desviación estándar, si los valores son inferiores a 5 se consideran aceptables. El modelo es alimentado con los valores del modelo IGRF 12 para la zona y así mismo con los elementos del campo magnético de inclinación e inclinación ya mencionados anteriormente.

Por último, se remueve la componente regional de los datos mediante una tendencia lineal, útil en el caso de localizar anomalías locales.

El proceso de inversión es ejecutado usando el servicio de nube de *Windows Azure*, que permite un modelado más rápido de un conjunto de datos geofísicos. En el caso de las licencias estándar, existe un límite inferior para la resolución de la malla. Posterior al ajuste de la red, de acuerdo a este límite, el tamaño de las celdas fue de: $X = 300$ m, $Y = 300$ m y $Z = 150$ m, con una dimensión de celda de 44 px, 43 px y 14 px respectivamente (Fig. 25) con un error absoluto de 5.605. Los datos son cargados, iniciados, ejecutados y descargados a un visor VOXI.

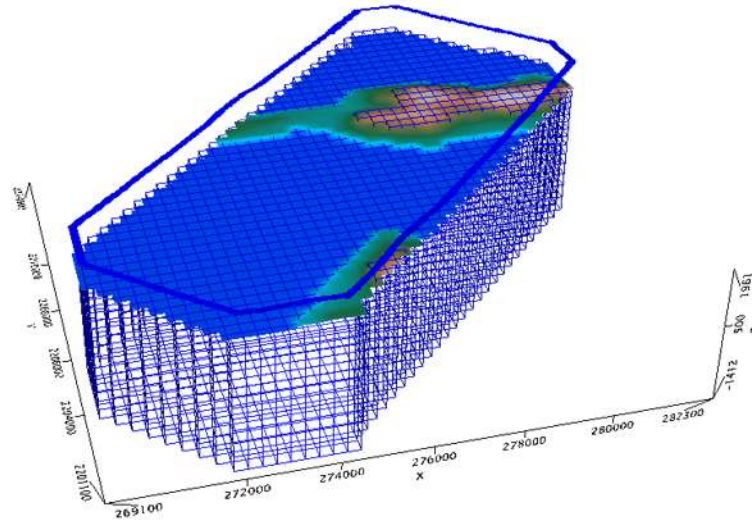


Fig.25. Arquitectura del mallado elegido, tamaño de celdas X: 300 m, Y: 300 m y Z:150 m.

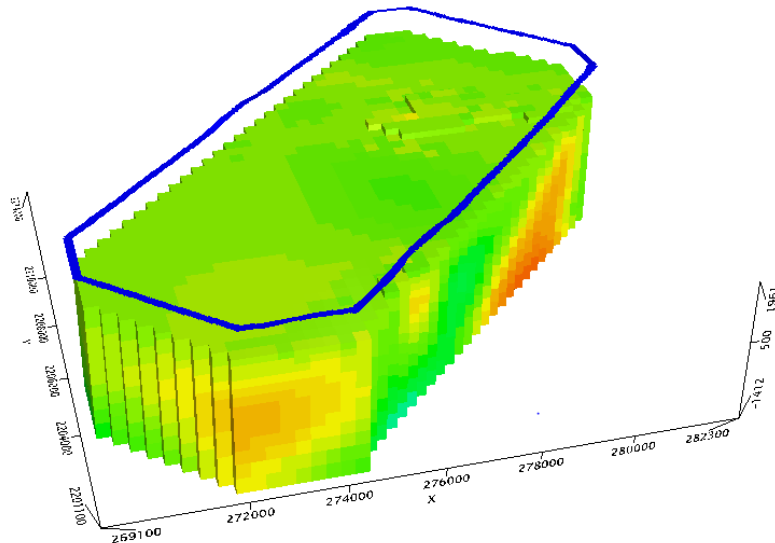


Fig.26. Modelo de inversión de susceptibilidad magnética

Finalmente el modelo VOXI es exportado a un visor 3D (Fig. 26), aunque alternativamente puede ser mostrado en un mapa 3D. Este modelo puede ser ajustado en sus parámetros, eligiendo zonas de corte en los ejes X, y Z. Estos modelos fueron conjugados con otras capas y diversos datos geoespaciales.

La inversión de datos fue también ejecutada para los datos gravimétricos del área; este proceso es similar, usando el módulo VOXI de Oasis Montaj para calcular el modelo de densidad. En este caso el tamaño de celdas es de: X:300, Y:300 y Z: 150. Mientras que el tamaño de las celdas fue ligeramente inferior al del modelo gravimétrico, con dimensiones de celda de: X:47, Y: 46, y Z:15 con un error absoluto de 0.02127.

VI.IV.- Equipo

Para el trabajo geológico fueron utilizados las siguientes herramientas: GPS Garmin modelo 62sc, martillo de geólogo estándar, cartas topográficas del INEGI a escala 1:50000, , flexómetro, brújula brunton, lupa, y pirómetro.

En el caso de la adquisición de datos magnéticos terrestres, fue utilizado el magnetómetro de precesión protónica modelo G-857 de *Geometrics*

Tabla 4. Características del magnetómetro de precisión protónica utilizado

Especificaciones Magnetómetro G-857	
Resolución	0.1 nT
Precisión	Absoluta 0.5 nT
Tuning	Auto o manual
Ciclo de tiempo	Estandar 1.6 seg a 999 seg
Lectura	Manual o automática
Reloj	Fecha en formato Juliano
Tolerancia de gradiente	1000 nT/metro
Lectura	Discreto y continuo para estación base
Memoria	65000 para ambos
Georreferenciación	GPS Garmin Oregon 450

Capítulo VII. Resultados

VII.1.- Morfoestructural

De acuerdo al análisis morfoestructural del área de investigación, el punto más alto en este sector está a 2500 msnm, en la cima del cerro Manuna y el punto más bajo (al centro) está situado a 1833 msnm en promedio, siendo la cuenca del Lago de Cuitzeo, una cuenca tectónica con tendencia E – W, con nula pendiente, rodeada de altos topográficos en todas direcciones y que está alimentada por los afluentes del Río Grande y Chucándiro, principalmente.

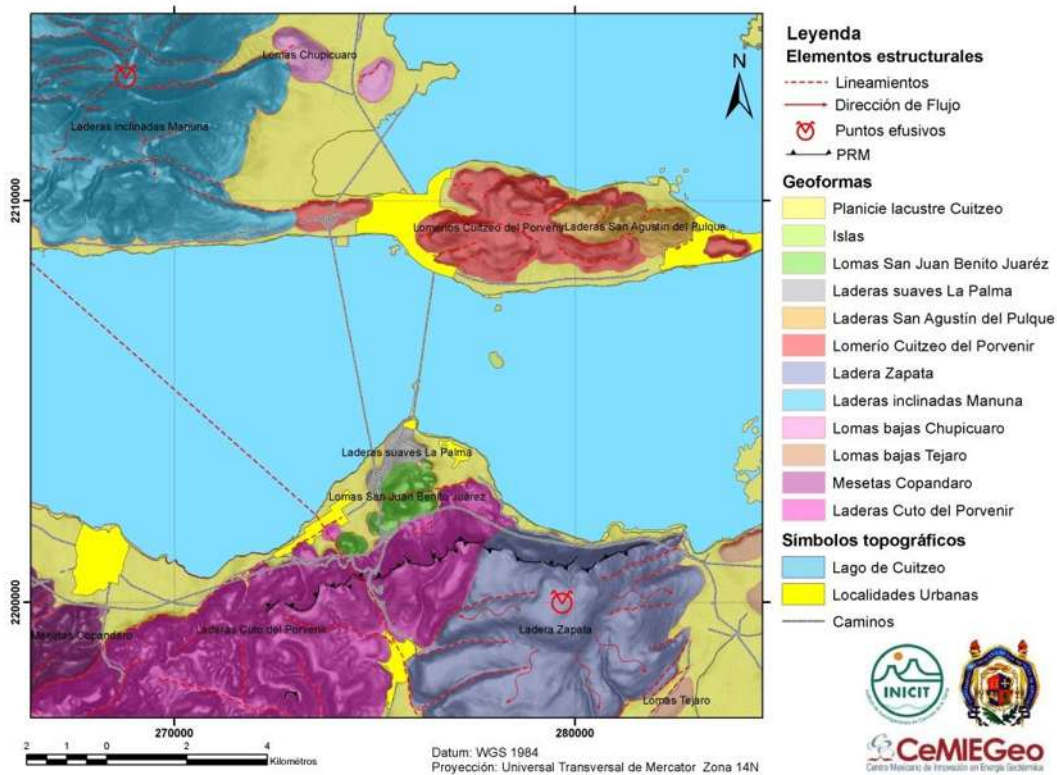


Fig. 27. Geoformas definidas en el área de estudio.

Caracterización morfológica general

En base al estudio de fotografías área, mapas topográficos, altimétricos, de pendientes, de drenaje y de sombras de la zona de estudio fue realizado el análisis morfoestructural. La zona se puede dividir en 11 unidades morfoestructurales divididas por sus características intrínsecas pertenecientes y su evolución debida a eventos tectónicos posteriores (Fig. 27).

Es posible caracterizar el área por tener un relieve marcadamente estructural, controlado por los sistemas de fallas que han ocurrido en la zona, con direcciones NNW – SSE, NE – SW, E – W; que poseen edades de 30 Ma, 18 Ma y 12 Ma (Datos obtenidos recientemente) respectivamente.

En el sitio de investigación, las pendientes varían entre 0° y 75°. El área de estudio está dividida en la parte norte por la península de Cuitzeo con pendientes ligeramente onduladas hasta fuertemente ondulada, formada por la rotación del bloque Cuitzeo. Hacia el noroeste, se observa un incremento en la topografía debido a los productos del volcán semiescudo Manuna. En el sector sur, el relieve asciende bruscamente con pendientes fuertemente onduladas (hasta 60°) debido a la interacción con la falla Chehuayo (límite sur del bloque antes mencionado). En conjunto con estas unidades se identifican redes hidrográficas que han creado incisiones en la topografía.

La tectónica reciente ha creado una serie de bloques que basculan uno con respecto de otro debido a la tectónica extensiva del semigraben de Cuitzeo (Israde-Alcantara y Garduño Monroy, 1999). Descritos en la siguiente tabla de manera semiordenada de norte a sur (Tabla 6).

Tabla 6. Clasificación de los bloques rotados del semigraben de Cuitzeo.

Bloques	Límite norte	Límite sur	Grado de rotación
Bloque Piñicuaró	¿?	Falla Huandacareo	30°
Bloque Cuitzeo	Falla Huandacareo	Falta El Salto	28°
Bloque Santa Inés	Falta El Salto	Falla Chehuayo	24°
Bloque Tarímbaro	Falla Chehuayo	Falla Tarímbaro	15°
Bloque Morelia	Falla Tarímbaro	Falla La Paloma	8°
Mesa Santa María	La Paloma	Sierra Mil Cumbres	0°

Dominios geomorfológicos

Los dominios son descritos en el orden de antigüedad que les fue asignado mediante este método.

Dominio Geoforma 1 Laderas Cuto del Porvenir

Localizada en el sector sur y suroeste del promontorio triangular de SAM, esta geoforma tiene una dirección preferencial NE – SW, posee pendientes moderadamente onduladas en sus cimas <16° y fuertemente onduladas en las incisiones hídricas preferenciales (hasta 46°). Es notorio que las mayores pendientes siguen un patrón correspondiente con la estructura principal NNE – SSW que buza hacia el norte. El drenaje es recto en su sector sur de la geoforma y anastomosado un poco más al norte y relacionado al escurrimiento natural cercano a la estructura geológica principal.

Las relaciones de relieve, pendiente y de densidad de drenaje sugieren un relieve maduro sobre el que han actuado los procesos tectónicos conocidos para el área, con la interacción de los tres sistemas NW – SE, NE – SW y E – W que han descrito anteriormente. Debido a estas características podemos considerar que es la geoforma más antigua en el área de investigación, subyaciendo a las geoformas adyacentes.

Su alto grado de intemperismo y su red de drenaje densa, plantean la existencia de un vulcanismo explosivo, relacionado al depósito de piroclastos. Estas características corresponden a laderas.

Dominio Geoforma 2 Mesetas Copandaro

Localizado al suroeste del promontorio triangular de SAM, esta geoforma no posee un patrón de dirección principal. Tiene pendientes moderadamente onduladas en su cima <8° y se incrementan en las incisiones hídricas hasta los 46°. Se distingue un drenaje semi-paralelo, relacionado a estructuras con dirección NE-SW. En esta geoforma ha actuado principalmente el sistema NE – SW y en menor medida las estructuras NW – SE. Las primeras controlan la dirección preferencial de las incisiones hídricas, las segundas parecen haber controlado etapas previas, sin embargo, limitan esta geoforma en su sector noreste. Esta geoforma parece ser más reciente que su adyacente al sureste, debido a que en ella son menores los efectos tectónicos, teniendo un relieve más joven.

Considerando su relieve, pendientes y drenaje, se considera que esta geoforma corresponde a mesetas, pudiéndose relacionar con productos piroclásticos y considerando las características anteriores específicamente con ignimbritas.

Dominio 3 Lomas bajas Tejaro

Se presentan como cuerpos aislados al suroeste de área de investigación, siendo seis cuerpos alargados en una dirección noreste, separados por distancia <1800 m. Están controladas fuertemente por las estructuras NE – SW, siendo estas estructuras los límites espaciales de los cuerpos (a excepción del cuerpo más al poniente). Las geoformas tienen pendientes moderadamente onduladas en sus partes bajas <8° y planos en sus cimas, su bajo relieve parece impedir la formación de escurrimientos naturales en la mayoría de las geoformas. El relieve maduro le otorga una edad mayor a las geoformas adyacentes.

De acuerdo sus características de relieve, pendiente y drenaje se puede considerar a la geoforma como un conjunto de lomas.

Dominio Geoforma 4 Lomas Chupicuaro

Se distinguen tres geoformas que pueden ser agrupadas en una misma geoforma por sus características similares separadas por una distancia <1200 m. Se localizan en el norte del área de investigación, al costado oriente y poniente de la geoforma 6. Estas dos poseen pendientes moderadamente onduladas, <8°, preferentemente en sus sectores sur y se incrementan hasta 17° hacia el norte, La topografía baja parece impedir la formación de escurrimientos, ausente en ambos cuerpos. Solo el cuerpo más occidental parece estar intersectado por un sistema de estructuras, siendo esta de dirección NW – SE. La geoforma localizada más al poniente, esta intersectada por la estructura principal E – W. Posee una edad relativa mayor a la geoforma 7, que parece interrumpir en la dirección de sus productos.

De acuerdo a sus características de relieve, pendiente y drenaje luce como una geoforma de lomas.

Dominio Geoforma 5 Lomeríos Cuitzeo del Porvenir

Es dividida en tres geoformas, separadas por una distancia <4000 m en línea recta, localizadas en el noreste del área de estudio. Al igual que la unidad pasada, se encuentran en la península de Cuitzeo.

Estas unidades presentan una dirección preferencial E – W, más visible en la geoforma de menor dimensión al este. Posee pendientes ligeramente onduladas en casi toda la geoforma <8°, incrementándose en los sesgos hídricos relacionados a estructuras, de hasta 32° de inclinación. El drenaje es recto, controlado por estructuras geológicas. Las geoformas está intersectadas por los sistemas estructurales que ya se han descrito líneas arriba, principalmente por las estructuras E – W y NE – SW. Están limitada al norte por una estructura principal en la zona con dirección NNW – SSE y al sur por una estructura con dirección E – W. Parece subyacer a las unidades adyacentes, otorgándole una edad relativa mayor. Las relaciones de relieve, pendiente y de drenaje sugieren un conjunto de lomeríos.

Dominio Geoforma 6 Laderas San Agustín del Pulque

Ubicada al noreste del área de estudio, en la península de Cuitzeo. Posee una dirección preferencial E – W, además de un alineamiento de tres estructuras en su cima. Las pendientes son modernamente onduladas en su sector sur <16° y se vuelven onduladas en su sector norte debido a su interacción con una estructura geológica descrita líneas más adelante. Su drenaje es recto, inducido posiblemente por estructuras NE – SW. Esta geoforma está delimitada por dos lineamientos al norte y sur con dirección WSW – ENE, buzando de manera inversa, formando una especie de *horst*. Esta geoforma posee lineamientos con dirección E – W en el centro, generando cambios de pendiente paralelos.

Esta unidad y su adyacente parecen estar limitadas al norte por una estructura principal en el área, cuya dirección es NNW – SSE. Las pendientes en la península de Cuitzeo presentan un patrón, siendo ligeramente onduladas su borde oeste, incrementandose hacia su extremo este, representado por su relieve más maduro y la disminución de drenaje.

De acuerdo a sus propiedades de relieve, pendiente y de drenaje, es distinguible que sobre la geoforma han actuado los procesos tectónicos que han estado presentes en el área. La geoforma parece sobreyacer a la geoforma siete. En conjunto, estas características corresponden a laderas.

Dominio Geoforma 7 Laderas inclinadas Manuna

Localizado hacia el noroeste de la zona de estudio, está representado por el cerro Manuna. La geoforma tiene una dirección preferencial NNE – SSW, con pendientes moderadamente onduladas,

de hasta 16° en su sector norte y poniente; hasta 42° en las incisiones hídras en los costados sur y oriente. Posee un drenaje radial centrífugo/paralelo, principalmente con dirección NNE – SSW, aunque se distinguen también escorrentías superficiales ortogonales por efectos de pendiente. Esta unidad está intersectada principalmente por las estructuras NE – SW, formando bloques separados por estas estructuras principales.

Esta geoforma es la más joven en este sector, al menos sus últimos estadios efusivos. Evidenciado porque rodea y sobreyace a geoformas adyacentes. La geoforma está seccionada por el sistema más reciente. La fluidez de sus productos efusivos, su extensión, geometría y baja pendiente lo clasifican como un volcán semi-escudo

Las relaciones de relieve, pendiente, fluidez de sus productos y de drenaje hacen que pueda considerarse como laderas inclinadas.

Dominio Geoforma 8 Ladera Zapata

La estructura está localizada al suroeste del promontorio triangular de SAM. Posee una dirección preferencial NE – SW, con pendientes moderadamente onduladas la cima y sus extremos sur, sureste y suroeste. Las pendientes se incrementan hacia las incisiones hídras con direcciones NE – SE que se relacionan con estructuras geológicas. Hacia el sector norte las pendientes son fuertemente onduladas, entre 42° a 51°. En este sitio la geoforma está segmentada por una estructura con dirección E – W, que tiene un desplazamiento vertical de ~285 m hacia el Lago de Cuitzeo, asociados a esta estructura existen al menos seis Procesos de Remoción en Masa (PRM).

Posee un drenaje paralelo centrífugo, con dos direcciones preferenciales, el primero NE – SW, resultado del sistema de estructuras geológicas con la misma dirección, siendo el más reciente en el área; el segundo con una dirección ortogonal a la mencionada, producto del escurrimiento natural. La cima de esta geoforma es coronada por un bloque que no presenta evidencias de sesgo por estructuras, debido a su formación reciente.

Con respecto a la estructura, la fluidez de los productos, relieve, pendiente y drenaje se define un volcán con eventos efusivos, puede ser catalogado como un volcán en semi-escudo con productos efusivos de composición básica, como algunos otros que han sido reportados en el CVMG, e.g. El

Águila, El Quinceo y Las Tetillas. Sus características le asignan una edad relativa inferior a los cuerpos adyacentes que parece cubrir y bordear. Esta geoforma puede ser definir como una ladera.

Dominio Geoformas 9 Laderas suaves La Palma

Se localiza en el límite norte del promontorio triangular de SAM. Esta caracterizado por tener pendientes ligeramente onduladas hacia su sector norte y se incrementan a moderadas en el sur. Esta geoforma no parece poseer drenaje, posiblemente solo ocurra escurrimiento natural. Su geometría no parece ser afectada por la actividad tectónica en el área. Al estar cubierto por la geoforma anterior, se le asigna una edad más antigua.

En función a sus características de relieve y pendiente se ha clasificado como laderas.

Dominio Geoformas 10 Lomas San Juan Benito Juárez

De divide en tres geoformas separas por una distancia <700 m en longitud recta. Localizado al norte de la estructura NNE – SSW que corta el promontorio triangular de SAM. Estas tres geoformas poseen un patrón en sus pendientes, son moderadamente onduladas en la parte sur para volverse ondulado en el sector norte. Estas geoformas poseen drenaje radial centrifugo, relacionado principalmente a escurrimiento natural. Sin embargo, la de mayor extensión (~1.5 km²) posee un drenaje paralelo con dirección NNE-SSW . Las dos geoformas localizadas más al sur, parecen no ser afectadas por las estructuras geológicas que han ocurrido en el área.

La geoforma, más al norte, esta intersectada por los sistemas que ya se han descrito, por lo tanto, su edad relativa debe de ser mayor que las anteriores. Estas geoformas están estrechamente relacionadas con los PRM que se han originado en la estructura principal NNE – SSW. Sobreyaciendo a la geoforma planicie lacustre de Cuitzeo.

De acuerdo a sus características de relieve, pendiente y drenaje, estas geoformas correspondiente a la morfología típica de un PRM y pueden considerarse como lomas

Dominio Geoformas 11 Islas

Se trata de dos geoformas que se localizan al interior del Lago, cercanas a la península de Cuitzeo. Su extensión baja, inferior a los 67 m² (la de mayor dimensión) parece impedir que se tengan datos sobre ellas en los MDE. Para el análisis fueron usadas imágenes satelitales de Google Earth, estas

geoformas poseen pendientes ligeras en el centro a planas en su periferia. La geometría de ambas parece no ser controlada estructuralmente y su drenaje (de acuerdo a las pendientes) debe de ser radial centrifugo. Al localizarse sobre el Lago de Cuitzeo, se le ha atribuido contemporánea, aunque inferior a los depósitos lacustres.

En relación a sus características de ubicación, relieve, drenaje y pendiente se han clasificado como islas.

Dominio Geoforma 12 Planicie fluviolacustre Cuitzeo

Ubicado en la parte central de la cuenca del lago de Cuitzeo. Representada por el Lago de Cuitzeo. Al tratarse de una zona plana, no tiene pendientes. Es una cuenca endorreica que recibe los aportes de las geoformas aledañas y principalmente de los ríos Querendaro, Zinapecuaro y Río Grande.

Se trata de una cuenca alargada en una dirección E – W, producto de la acción del sistema con la misma dirección. Es la geoforma más joven de la zona y puede clasificarse como una planicie fluviolacustre.

VII.II.- Cartografía geológica

De acuerdo del análisis de los resultados obtenido en campo, se han identificado ocho secuencias volcánicas principales, cada una compuesta por una o más unidades volcánicas. Estas unidades (de mayor a menor edad estratigráfica): andesita Mil Cumbres, secuencias piroclásticas de Cuitzeo, ignimbritas de Cuitzeo, vulcanismo monogenético de Cuitzeo, vulcanismo en semiescudo Zapata y Manuna, vulcanismo monogenético de San Agustín del Maíz, depósitos lacustres Cuitzeo (Fig. 28).

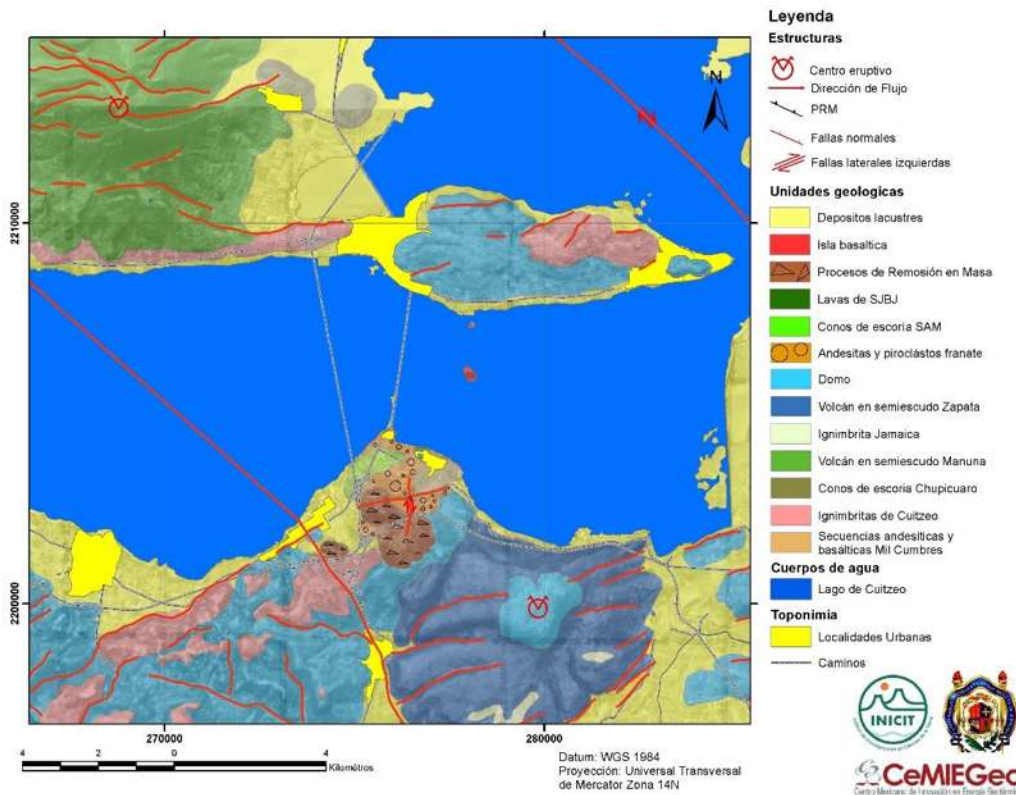


Fig. 28. Unidades geológicas del área central del Lago de Cuitzeo.

Las secuencias andesítica de Mil Cumbres

El basamento local relativo es cubierto en la mayoría del área y su ocurrencia está limitada a algunas zonas al sur del área de estudio, especialmente al sur del poblado de Tarímbaro, expuestas en al norte de la falla del mismo nombre. Esta secuencia de andesitas posee una edad de 15.9 ± 0.6 Ma (Gómez-Vasconcelos, 2012) representando el reservorio geotérmico para el yacimiento geotérmico y que, debido a la tectónica extensiva con una tasa elevada del CVTM, han sido exhumadas a través de fallas lítricas. Está conformado por las andesitas provenientes de la SMC, con una estructura

masiva y están segmentadas por al menos tres sistemas de fracturas ortogonales entre sí (Fig. 29), en muestras fresca presenta una coloración en una escala de grises, aunque también se distinguen coloraciones verdes y beige; con textura afanítica y fenocristales de Px, Pl OxiHbl y escasas Bt y Qz. Aunque estas especies mineralógicas varían en su concentración de forma vertical y horizontal, han sido tomadas como sus componentes generales.



Fig. 29. Afloramiento de las andesitas de la secuencia Mil Cumbres.

A partir de los análisis de los resultados de campo, es posible discriminar esta unidad de otras que le sobreyacen y que tienen una génesis diferente y más reciente, como es el caso de algunos flujos de andesita localizados en la ladera producida por la falla Chehuayo (englobada en el conjunto de las secuencias piroclásticas de Cuitzeo) de color gris claro con textura afanítica, con fenocristales de Pl y fantasmas de fenocristales oxidados tabulares; posiblemente pseudomorfos de Px.

Andesita de Tarímbaro

Datada en 7.8 Ma (Pascurè *et al.*, 1991), la distribución de esta unidad en la zona de estudio es amplia y usualmente se pueden observar en diversas canteras al sur del área de investigación. En afloramiento se distingue una estructura masiva (en algunos sitios ha posible distinguir límites entre coladas) con colores que varían es una escala de grises. En muestra sana exhibe un color gris oscuro con algunas zonas de alteración por oxidación. Posee una textura afanítica con fenocristales de Px,

OxHlb y Pl. Esta unidad está segmentada por al menos tres sistemas de estructuras ortogonales entre sí.

Las ignimbritas Cuitzeo

Con efecto de conocer las secuencias que pueden estar formando la parte superior del reservorio hidrotermal y que han sido desplazadas verticalmente ~240 m hacia el interior del Lago por acción de la falla Chehuayo. Se tomó especial interés en las secuencias piroclásticas del extremo austral del Lago (Fig. 30). Esta unidad está compuesta por una sucesión de depósitos de actividad explosiva y efusiva (Fig. 31) agrupadas en 11 conjuntos, que fueron cuidadosamente elegidos de acuerdo a sus características que comparten:

Las unidades se conjuntan de la cima a la base en:

- Secuencias de diques andesíticos y flujos piroclásticos
- Diques y lavas de composición andesítica
- Horizonte de coignimbrita
- Secuencias de ignimbritas
- Ignimbritas, flujos piroclásticos y secuencias de oleadas secas
- Diques de composición andesítica
- Intercalaciones de flujos piroclásticos e ignimbritas
- Secuencias de flujos piroclásticos
- Horizonte de coignimbrita
- Secuencia flujos piroclásticos



Fig. 30. Secuencias piroclásticas del sector austral del Lago pertenecientes a la unidad de ignimbritas de Cuitzeo

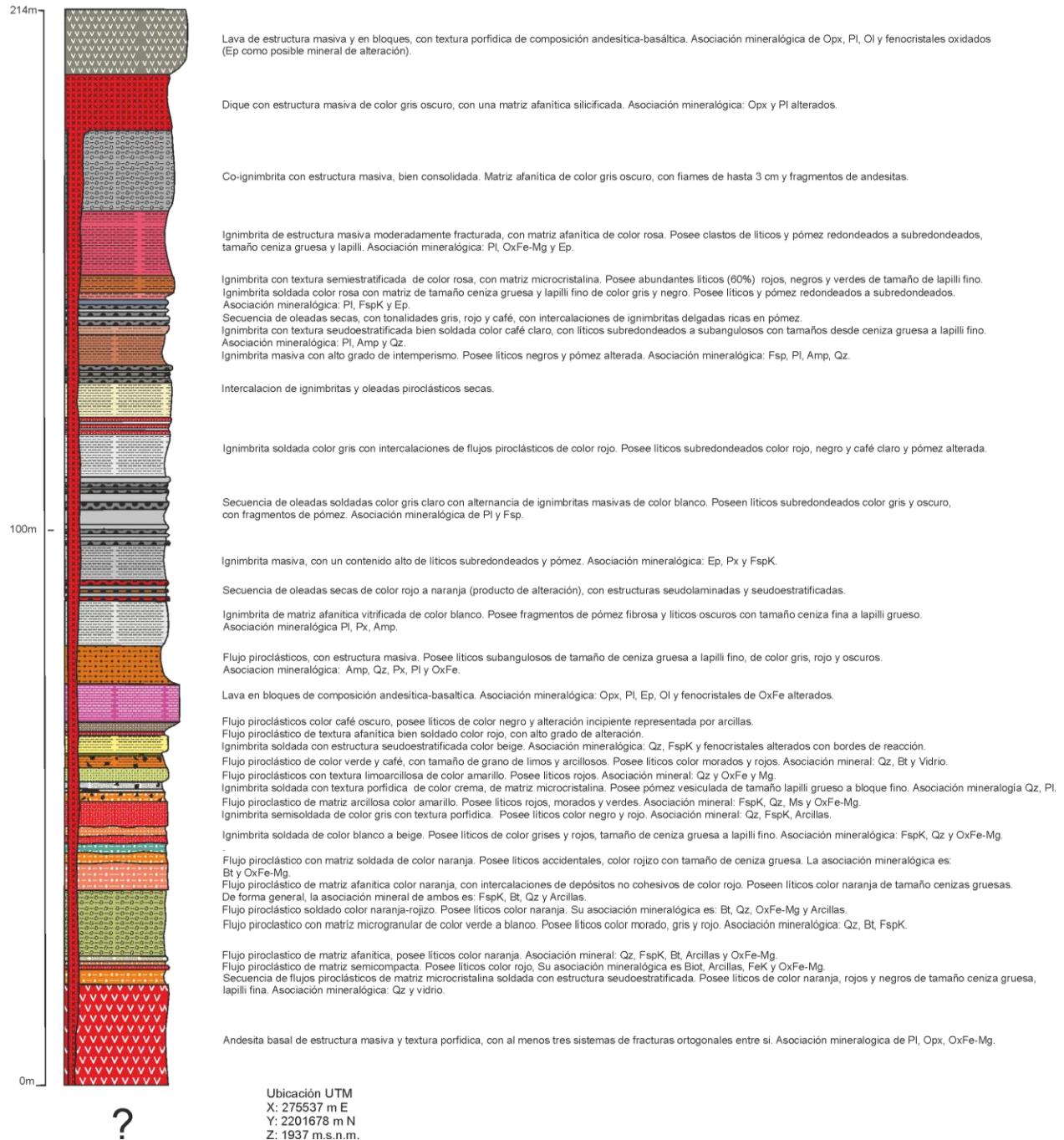


Fig. 31. Columna litológica del área de San Agustín del Maíz con la descripción semidetallada de las unidades presentes.

Los conjuntos pueden ser resumidos en dos paquetes:

- Secuencias de lavas andesíticas y flujos piroclásticos pertenecientes a la ignimbrita de Cuitzeo
- Andesitas de Tarímbaro

El semiescudo Manuna

El primer volcán en semiescudo en el área, está ubicado hacia el noreste de la zona de investigación. Está conformado principalmente por la sucesión de lavas en bloque (Fig. 32a) y algunas brechas volcánicas en su estructura de composición andesítica; ambos productos tienen un aspecto gris oscuro y exhibe un fracturamiento por enfriamiento (Fig. 32b). En muestra fresca tiene una coloración similar y presenta una textura afanítica con escasos fenocristales de: Pl, Opx, Ol. Además, se ha identificado un xenocristal de Qz.



Fig. 32. a) lavas en bloque del semiescudo Manuna, b) fracturamiento típico de las lavas

Secuencias de ignimbritas Jamaica

La distribución de esta unidad ignimbrítica de composición riolítica está limitada a las faldas al sur del volcán Zapata. En afloramiento se distingue por exhibir colores blancos y beige, con una estructura pseudoestratificada de horizontes que limitan una secuencia de otra (Fig. 33). En muestra sana puede distinguirse una coloración similar con una textura fluidal, representada por algunos fiamez. Su asociación mineralógica está conformada por Qz, Bt y Vidrio, con la presencia de líticos oscuros, identificados como fragmentos de ignimbrita. El contenido de pómez varía de acuerdo al horizonte, de esta manera, las ignimbritas de color beige tienen un menor contenido y son más cohesivas en comparación de las unidades blancas con mayor contenido de pómez.



Fig. 33. Afloramiento de la ignimbrita de Jamaica.

Volcán en semiescudo Zapata

Se trata de un volcán semi-escudo localizado al sureste de la zona de estudio, está formado por la secuencia de lavas en bloque y brechas volcánicas (Fig. 34a) con edad de 0.87 Ma a 0.75 Ma (CFE, 2011) de composición andesítico-basáltica en un espectro de grises oscuros (Fig. 34b). Estos productos están caracterizados por tener una textura afanítica con fenocristales de Opx, Pl, Ol y OxFe-Mg.



Fig. 34. a) sucesión de lavas en bloque y brechas volcánicas, b) lavas pertenecientes al volcán Zapata.

El edificio volcánico tiene una altura mínima de ~330 m desde la base en la cuenca de Tarímbaro hasta la cima del edificio. Su accidente morfológico más importante se distingue en su sector norte donde la falla Chehuayo desplaza los productos volcánicos hacia el interior del Lago.

Cono de escoria San Agustín del Maíz

Se cartografió un cono de escoria al interior del promontorio triangular de SAM, su altura máxima observable es de ~80. Está formado por la sucesión de lavas en bloque y brechas de composición andesítica con coloraciones grises (Fig. 35a) en contacto a través de planos subhorizontales. En muestra sana tiene una tonalidad similar y posee una textura afanítica, con presencia de fenocristales de Opx, Pl y OxFe-Mg.



Fig. 35. a) Afloramiento donde se distinguen los productos efusivos del cono de escoria, en línea roja discontinua se marcan el contacto entre las brechas volcánicas (debajo) y las lavas en bloques (arriba); b) Brecha de falla con blastos de Opl y Chal.

En esta unidad se identificaron planos de falla laterales con baja componente normal, en algunos casos se observaron estos planos rellenos por brechas de falla y blastos de Opl, Chal y Cal microcristalina (Fig. 35b).

Vulcanismo monogenético

Representado por los conos de escoria Chupicuaro y Epifanio al norte del sitio de estudio. Estos cuerpos han sido erosionados y sus estructuras no son muy visibles. Sus productos tienen una textura afanítica, que impidió el reconocimiento de minerales.

Vulcanismo básico de Cuitzeo

Identificado como dos islas al interior del Lago, cercanas a la península de Cuitzeo (Fig. 36) Estas islas están formadas por lavas en bloque, con estructura masiva color gris oscuro. En muestra sana, estos productos tienen una textura fanerítica, con ausencia de fenocristales que facilite el reconocimiento de minerales. La escasa alteración de la roca, aun localizándose cercano a un medio acuático, sugiere una edad relativa reciente.



Fig. 36. Isla al interior del Lago, denominada Isla Maldita.

Procesos de remoción en masa

En el área se han identificado al menos tres PRM, asociados a la ladera producida por la falla Chehuayo al sur del promontorio triangular. Es de especial interés el localizado al suroeste de SBJJ, nombrado informalmente como “El Caído”. Este fenómeno de inestabilidad ha sido dividido en dos eventos:

El primer evento está caracterizado como un deslizamiento rotacional que ha desplazado la ignimbrita de Cuitzeo, la andesita de Tarímbaro y las andesitas de Mil Cumbres, todos los bloques poseen una geometría caótica representada por contactos litológicos a través de superficies irregulares y cuya inmersión de sus unidades que lo componen, tienen distintas actitudes

estructurales, características típicas de la destrucción y acomodo de los bloques durante el desplazamiento de los materiales. (Fig. 37).

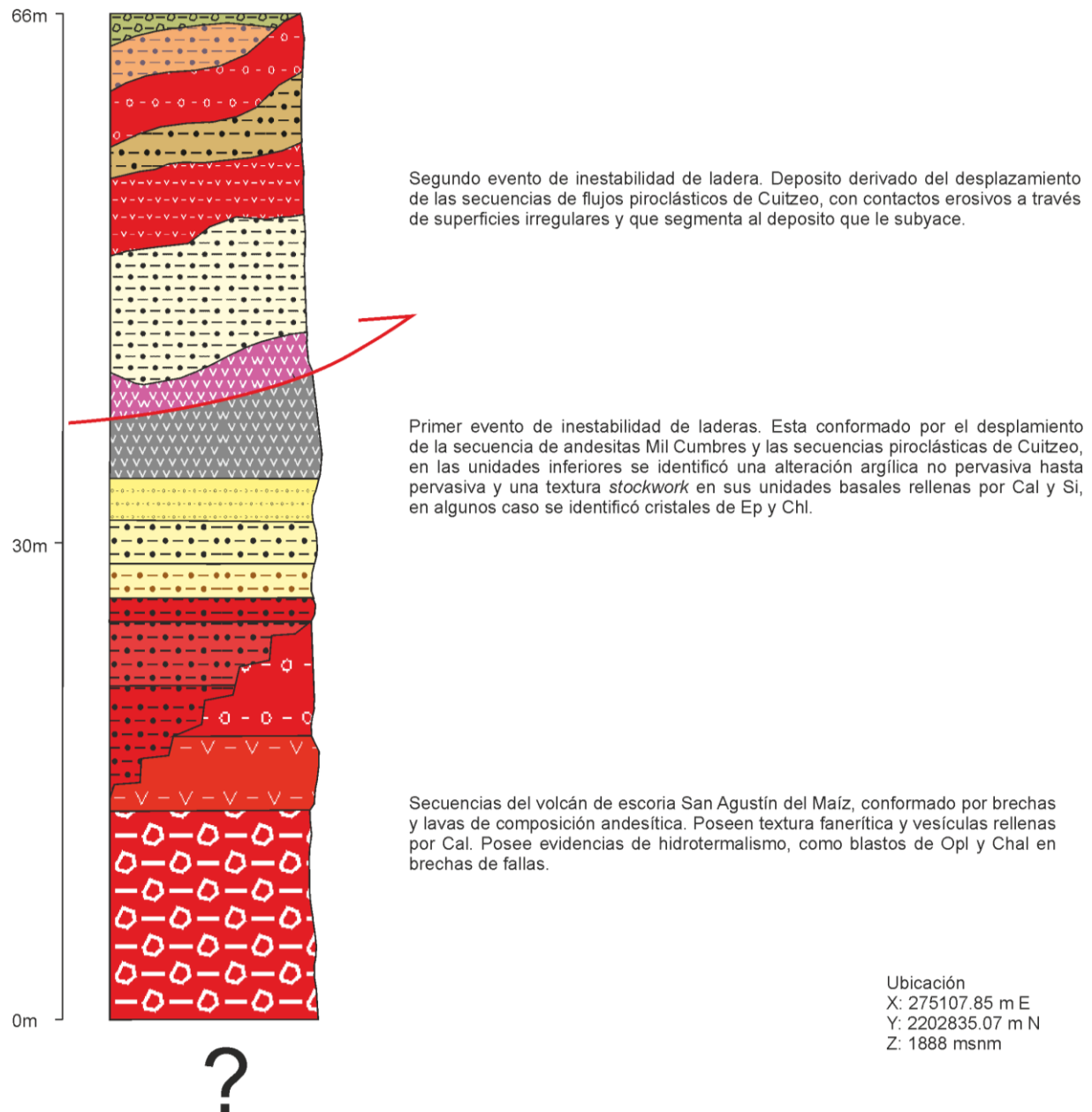


Fig. 37. Columna litológica del PRM "El Caído" en sus dos eventos, el primero cubre parcialmente al cono de escorias San Agustín del Maíz, mientras que el segundo es más antiguo a este.

En las unidades inferiores, ha sido registrada la existencia de una textura *stockwork* (Fig. 38a), que en la mayoría de los casos esta rellena por mineral hidrotermales como Qz y Cal y en algunos casos se han observado fracturas rellenas por de Chl y Ep (Fig. 38b), estos dos últimos minerales son

evidencias de un hidrotermalismo con temperaturas $>220^{\circ}\text{C}$, que podrían estar ligadas a un sistema hidrotermal extinto o activo.



Fig. 38. a) Textura en *stockwork* en la base del PRM I, b) planos de fractura rellenos por Ep y Chl.

El segundo evento parece ser también de tipo rotacional y que puso en movimiento las secuencias piroclásticas de Cuitzeo y las depositó a través de planos irregulares y que forman contactos erosivos (Fig. 39). La distribución espacial y temporal de las estructuras y unidades que componen a los PRM puede distinguirse a través del perfil geológico (Fig. 40). Subyaciendo a este evento, se localiza el cono de escoria de San Agustín.

Otro PRM, al sureste de las manifestaciones hidrotermales de SJB, presentan fracturas rellenas por Qz, Cal y minerales metálicos de Py y Apy, que representa una asociación mineralógica típica de las zonas de alteración argílica. Parte de esta geoforma muestra evidencias de paleotermalismo, con una alteración pervasiva, producto de la gran interacción de los fluidos con la roca.



Fig. 39 Afloramiento donde distinguen los depósitos del PRM I, segmentadas a través de superficies irregulares de la acción erosiva del PRM II.

Sección geológica San Agustín del Maíz

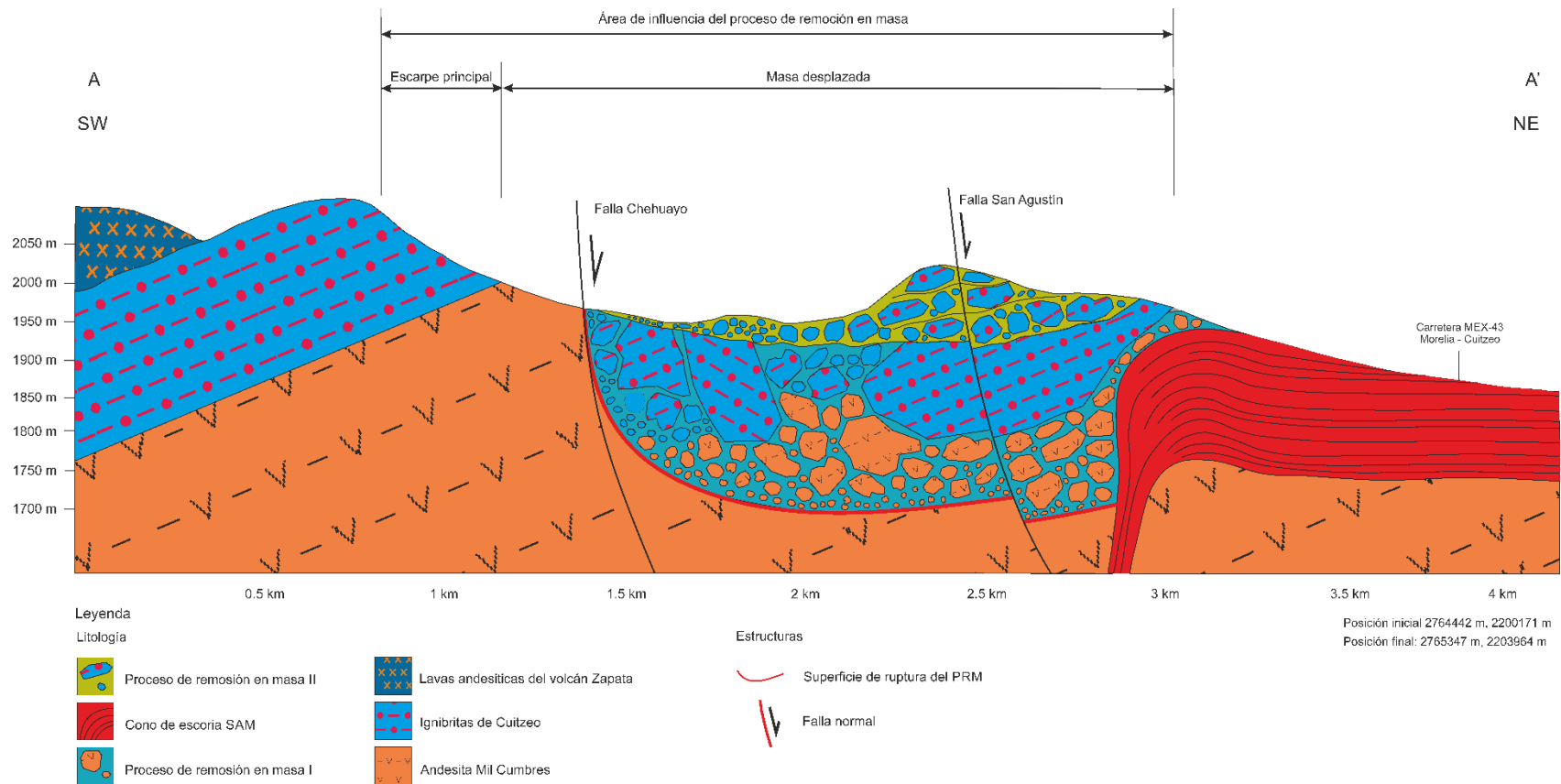


Fig. 40. Sección geológica del fenómeno de inestabilidad “El Caido” en sus etapas I y II.

VII.III.- Sistemas de fallas

Se han identificado tres sistemas de fallas en el área, que son descritos de acuerdo a la temporabilidad de su actividad.

El sistema NNW – SSE tienen como principal exponente el sistema de fallas Titzio-Valle de Santiago al oriente de la zona de investigación. Dentro del área se expone como la falla San Juan, que tiene principal influencia en la proximidad de SBJJ, como un sistema de fallas que corta a las unidades de andesitas y piroclásticos franate pertenecientes, principalmente a las andesitas Mil Cumbres (Fig. 41a). El tensor de esfuerzos calculados por el método de los diedros rectos, resalta una compresión con sentido NNE – SSW (210° para el eje principal σ_1) que produce un rompimiento a través de fallas a rumbo deslizantes (Fig. 41a). Este sistema, presenta evidencias de paleotermalismo, con minerales de Chl, Ep, Cal, Qz como minerales de relleno de falla, en una alteración propilítica poco pervasiva. (Fig. 42b). Este sistema actúa con una cinemática lateral *dextral* con una ligera componente normal, en una zona de falla con una extensión de al menos 400 m.

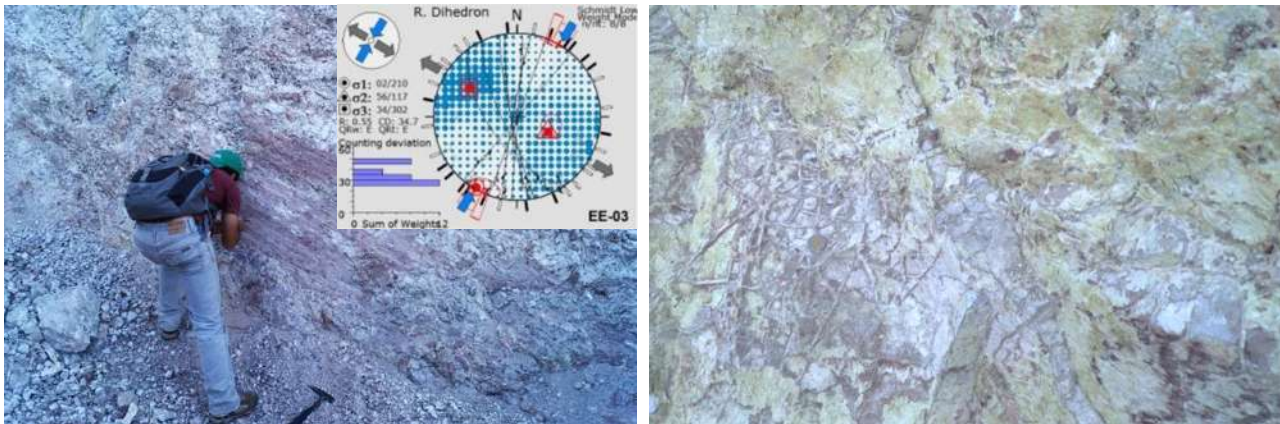


Fig. 41. a) Afloramiento donde se distingue la zona de falla San Juan de cinemática dextral con componente normal, b) Depósitos de minerales de Cal, Chl y Epi sobre los planos de falla.

El sistema NE – SW a ENE – WSW (Falla San Agustín y Falla Chehuayo actúan como un sistema de fallas normales desplazando las unidades de ignimbritas de Cuitzeo y los depósitos lacustres en dirección al Lago. La primera estructura controla la aparición de las manifestaciones hidrotermales de SAM y SAJB, actuando como vía de ascenso para los fluidos hidrotermales, interrumpiéndose en el área donde se localiza el cono de escoria San Agustín del Maíz y el PRM “El Caído”. La segunda

es considerada como una falla principal en el área, y relacionada a esta estructura se han identificado múltiples PRM.

En el área de las manifestaciones hidrotermales de SBJJ, se han identificado minerales metálicos como Py, Apy y OxFe-Mg pertenecientes a una alteración argílica pervasiva y una textura *boxwork* (Fig. 42) en lo que parece haber sido una sucesión de depósitos piroclásticos.



Fig. 42. Alteración argílica, debido a su asociación mineralógica de Py, Apy y Oxd Fe-Mg.

Por último, se ha identificado la existencia de una estructura con dirección NW – SE a través de criterios morfo-estructurales. Esta estructura tener un papel importante en la aparición de manifestaciones hidrotermales y el depósito de sinter en el área de SAM.

VII.IV.- Manifestaciones hidrotermales

Fue realizado un inventario de las manifestaciones hidrotermales localizadas en los poblados de SAM, SAP y SBJJ, siendo contabilizadas 182, 10 y 6 respectivamente. La mayoría de estas corresponden a manantiales de agua caliente con distintos grados de fase de vapor. Las manifestaciones hidrotermales se localizan en el límite sur del Lago de Cuitzeo y al norte de la península de Cuitzeo, su ubicación, cercana a fallas identificadas a través de percepción remota y cartografía geológica, refleja la acción de estas estructuras, como vías de ascenso de los fluidos hidrotermales hasta la superficie (Fig. 43).

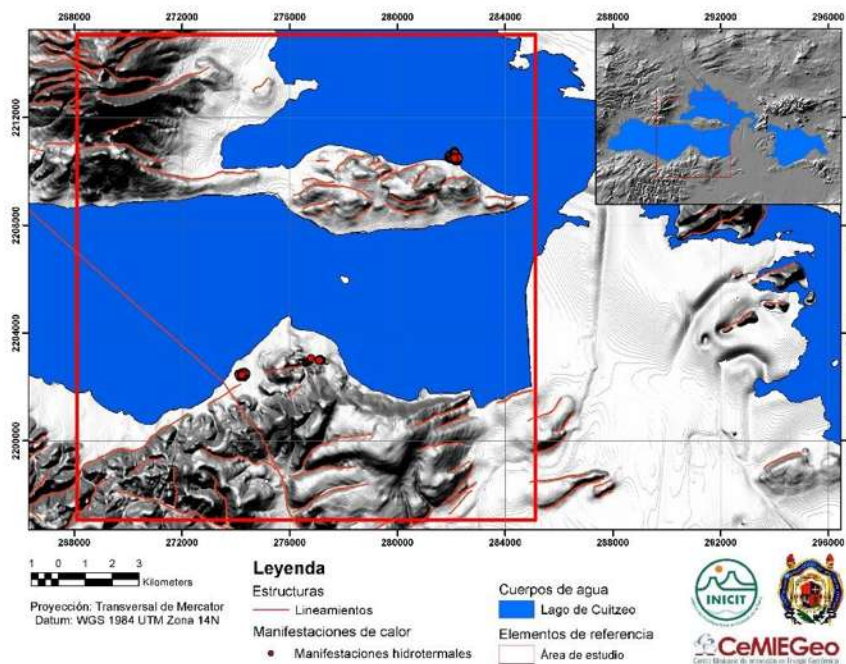


Fig. 43. Manifestaciones hidrotermales cartografiadas en el YGSAM.

En las zonas de SAM y SBJJ, fueron cartografiados depósitos de sinter, travertino y Chal de hasta 50 cm de espesor, algunos de ellos pertenecientes a puntos de descarga extintos (Fig. 44a). La existencia de estos precipitados químicos está relacionado al enfriamiento de aguas termales (usualmente alcalinas cloruradas) con un pH cercano a neutro y ricas en sílice disuelto y más importante aún, reflejan la existencia de un yacimiento con temperaturas $>175\text{ }^{\circ}\text{C}$. La coexistencia de estos depósitos antiguos y el nuevo depósito de minerales hidrotermales (Fig. 44b), demuestra que el sistema hidrotermal se ha encontrado activo en el área (por una edad aún desconocida) y que existe una actividad tectónica en el área que ha mantenido la apertura del sistema.



Fig. 44. Manifestaciones hidrotermales en el área de SAM, a) depósitos de sinter de un punto efusivo ahora extinto, b) manifestaciones hidrotermales activas, donde se ha observado el depósito de minerales hidrotermales.

Las manifestaciones hidrotermales tienen un rango de temperatura de 32 a 93 °C (punto de ebullición en el área). De acuerdo al inventario realizado, las temperaturas más altas fueron registradas en SAM, seguidas por SJB y por último en el área de SAP.

En el área de SAM, la distribución de las isotermas calculadas tienen un marcado control estructural, siendo alargadas con dirección NE – SW, la fuente de los fluidos en SAM es puntual, teniendo manifestaciones de mayor temperatura en el centro y reduciendo las temperaturas hacia las periferias.

VII.V.- Registro de litológico de pozos en el área

A través de datos obtenidos por CONAGUA y muestras de un pozo en perforación cercano a San Agustín del Maíz, se han elaborado columnas de tres pozos que representan una sección de la litología en el subsuelo del área de investigación (Fig. 45)

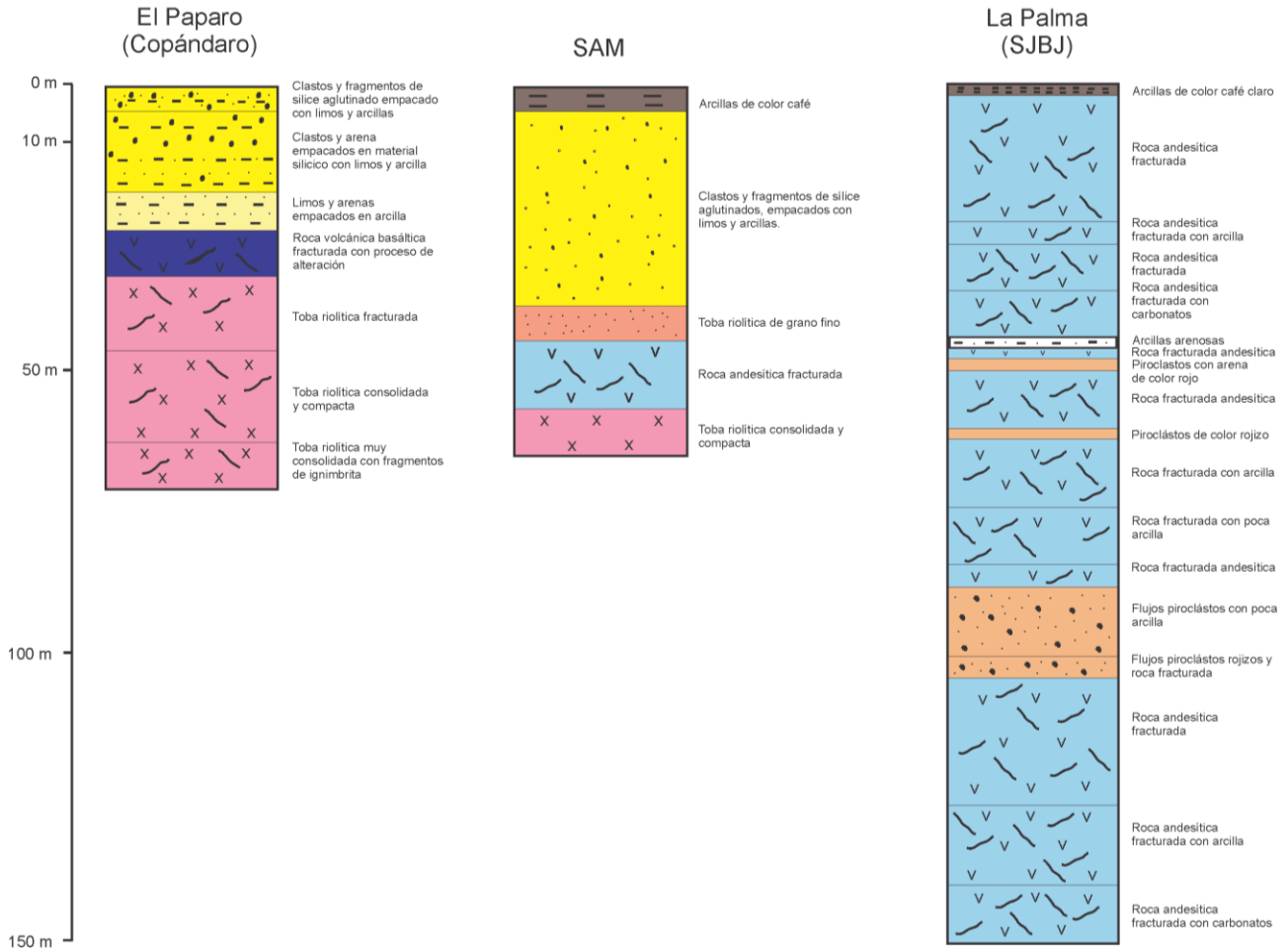


Fig. 45. Registro de pozos cercanos al área de investigación

Pozo El Paparo (Copándaro)

El pozo fue perforado a una profundidad de 80 m, el registro muestra que fueron cortados elementos clásticos con una granulometría gruesa y cuyo espesor es de 20 m, posteriormente cambia a una litología más fina que puede ser relaciona a las secuencias lacustres del Lago de Cuitzeo y que han sido desplazados por efecto de una falla.

Es este pozo se tiene el registro de una unidad volcánica de composición basáltica, de la cual no se tiene registro de un evento efusivo en el área. El resto de pozo está conformado por de tobas y que de acuerdo a su ubicación ha sido relacionada con la ignimbrita de Cuitzeo.

Pozo SAM

El registro de este pozo fue elaborado por la existencia de testigos físicos en el área, este pozo tiene una profundidad máxima de 70 m. La primera parte del registro está conformada por la existencia de una capa de arcillas muy superficial, seguido por la existencia de una capa de aportes clásticos en una matriz de granulometría de limos y arcillas, correlacionada a los sedimentos lacustres del Lago. El registro muestra además la existencia de una unidad piroclástica que sobreyace a la unidad andesítica que debido a su ubicación se relaciona con los productos del cono de escoria en el área.

Pozo La Palma (SBJ)

El pozo tiene una profundidad total de 150 m, cortando unidades andesíticas y flujos piroclásticos, con la existencia de contenidos de arcillas y carbonatos en algunas zonas, que pueden ser correlacionados con alteración y el depósito de minerales hidrotermales. Este registro confirma la existencia del cono de escoria San Agustín del Maíz y acuerdo a esto, el espesor del aparato volcánico, es calculado en al menos 180 m.

VII.VI.- Geofísica

VII.VI.I.- Aeromagnetismo

Con un enfoque geotérmico, los estudios de aeromagnetometría fueron usados en una primera etapa para reconocer zonas de potencial interés, así como el reconocimiento de estructuras geológicas, siendo este un método rápido, económico y eficaz.

Campo magnético residual

En el área de investigación ha sido enmarcada en un polígono blanco, donde pueden identificarse dos dipolos (Fig. 46), la anomalía positiva que van de tonos rojos y rosas en los sectores suroeste y noreste, además se puede apreciar sus respectivas anomalías negativas que forman al dipolo. La escala de colores para la intensidad de CMR en esta área corresponde a valores que oscilan de - 313.256 a 253.702 nT. Es agregado el contorno del lago de Cuitzeo como guía geográfica

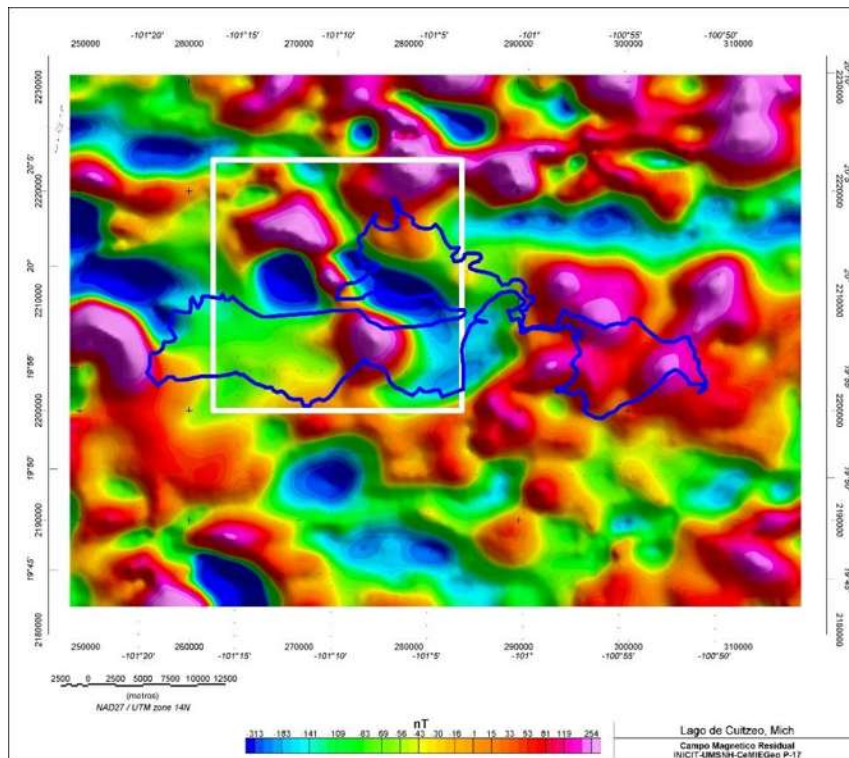


Fig. 46. Campo Magnético Residual, elaborado a partir de los archivos .xyz obtenidos del SGM. El recuadro blanco corresponde al área de la anomalía magnética de interés. El contorno del Lago de Cuitzeo es mostrado como guía geográfica.

Reducción al polo

Posterior a los procesos anteriores se obtuvo el mapa del CMRP (Fig. 47), del que se puede distinguir que las anomalías tuvieron modificaciones en cuanto a su posición y magnitud, con respecto al CMR.

Para el análisis de los mapas, éstos fueron divididos en siete dominios aeromagnéticos (DAM), de los cuales, de acuerdo al sitio de interés solo son descritos cinco.

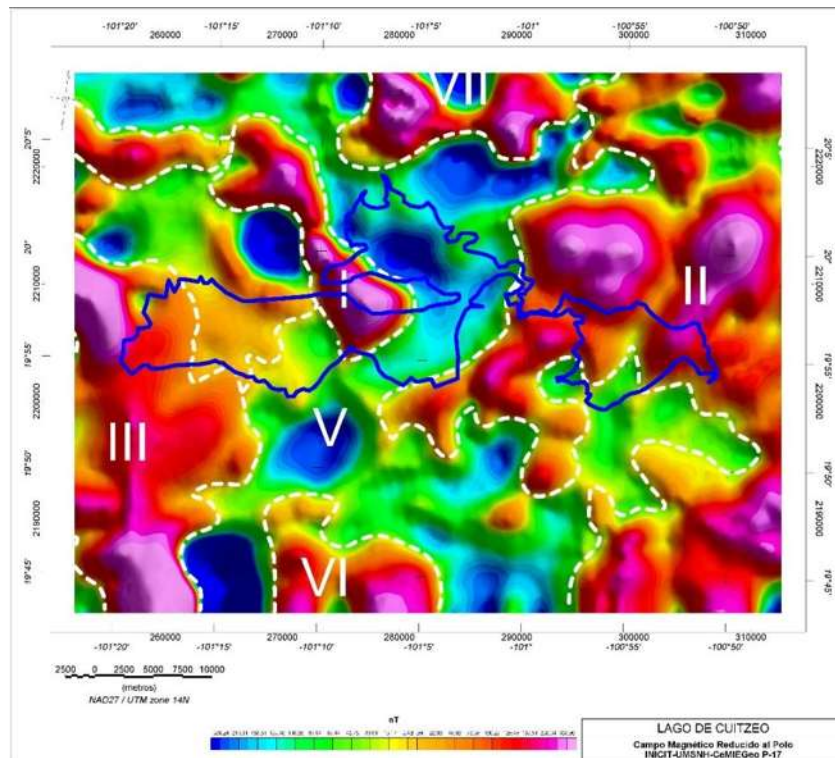


Fig. 47. Campo Magnético Reducido al Polo donde se representan los principales dominios aeromagnéticos dentro del área de interés.

VII.VI.I.I.- Interpretación Cualitativa

Dominio aeromagnético I, RP

El dominio aeromagnético I tienen una intensidad magnética que varían entre $-48.784 - 385.961$ nT. Está localizado en el centro norte del área de estudio, con una anomalía monopolar y con una dirección preferencial NW – SE, constituida por el alineamiento de tres anomalías positivas y un apófisis al poniente del mismo. La anomalía monopolar responde a un cuerpo con longitud aproximada de 22.5 km en su eje mayor y 8.5 km en el menor, alargada en la dirección antes

mencionada. Geológicamente está ligado al volcán en semiescudo Manuna de composición andesítica con una zona de desmagnetización en el centro, producto de la alteración hidrotermal de la roca. Este edificio es parte del vulcanismo monogenético del CVMG, representado en la zona por conos escoria, hacia la parte norte, mientras que en el centro del Lago está relacionada a un cuerpo plutónico cubierto por sedimentos lacustres.

Dominio aeromagnético II, RP

Su intensidad magnética varía entre $-13.170 - 385.961$ nT. Se localiza al este del área de investigación, posee un rumbo a escala regional con dirección preferencial N – S, pero de manera local se comporta con dirección E – W, está representado por anomalías monopolares, con geometrías alargadas en direcciones diversas. Geológicamente se encuentra relacionado al *Horst* de Santa Ana Maya de composición andesítica y diorítica (Maciel-Rivera, 2014), en el borde septentrional del Lago. Hacia la parte sur, se puede correlacionar con el vulcanismo del campo geotérmico Los Azufres. Al poniente, estaría relacionado a un cuerpo plutónico cubierto por sedimentos lacustres. En comparación con el CMR, el dominio se continúa hacia el norte y sur, haciendo menos evidente la alineación de anomalías negativas con dirección E – W.

Dominio aeromagnético III, RP

La intensidad magnética de este DAM varía de $11.942 - 385.961$ nT. Localizado en el poniente del área de estudio. Se identifica por sus anomalías monopolares con formas alargadas con una dirección preferencial N – S, siguiendo la misma geometría de este dominio a nivel regional. Presenta notables diferencias con respecto al CMR, conjuntando anomalías que tenían una distribución más dispersa, además de presentar una mayor cantidad de apófisis al oriente del mismo. Geológicamente se relaciona con el vulcanismo monogenético del CVMG, específicamente con volcanes en semiescudo, como: El Águila, El Burro, Tancitaro, Quinceo, las Tetillas y las Ventanas.

Dominio aeromagnético IV, RP

Este dominio tiene una intensidad magnética que varía de $-339.242 - 385.961$ nT. Se encuentra al poniente de la zona de estudio y se extiende en la misma dirección. Está representado por anomalías dipolares alargadas con una suave tendencia ENE – WSW y uno más con una dirección

ortogonal NW – SE. En comparación con el CMR, los dominios III y IV se separan, mostrando apófisis más evidentes con geometrías E – W. Un cambio importante es la ocurrencia de un cuerpo con dirección NW – SE, localizado al poniente del DAM I. Geológicamente se relaciona con el vulcanismo monogenéticos del CVMG.

Dominio aeromagnético V, RP

El dominio posee una intensidad magnética de $-339.242 - 38.626$ nT. Se localiza sobre gran parte del área de estudio al norte, oriente y sur. Está representado por anomalías monopolares, que tienen geometría circular y ovalada, sin mostrar una tendencia general de su dirección. Muestra notables diferencias con respecto al CMR, se observa que la anomalía se extiende hacia el sector noroeste, donde este dominio se amplía, con una dirección E - W. Esto mismo ocurre en el sector sur del área de estudio y crece en distribución. Así mismo al sur de área, las apófisis desaparecen y las anomalías se extienden. Geológicamente está relacionado con las unidades andesíticas y flujos piroclásticos pertenecientes a la SMC y la caldera de Atecuaro, respectivamente. Ambas con una distribución importante en el área.

Primera derivada en Z

La anomalía de interés tiene gradientes horizontales con un importante control NW – SE, las intensidades de campo magnético en este sitio varían de $-0.138413 - 0.61051$ nT/m. Para este mapa fueron obtenidos 331 datos de lineamientos, cuya dirección preferencial es NW – SE, aunque pueden distinguirse que existen familias NNW – SSE y ENE – WSW (Fig. 48).

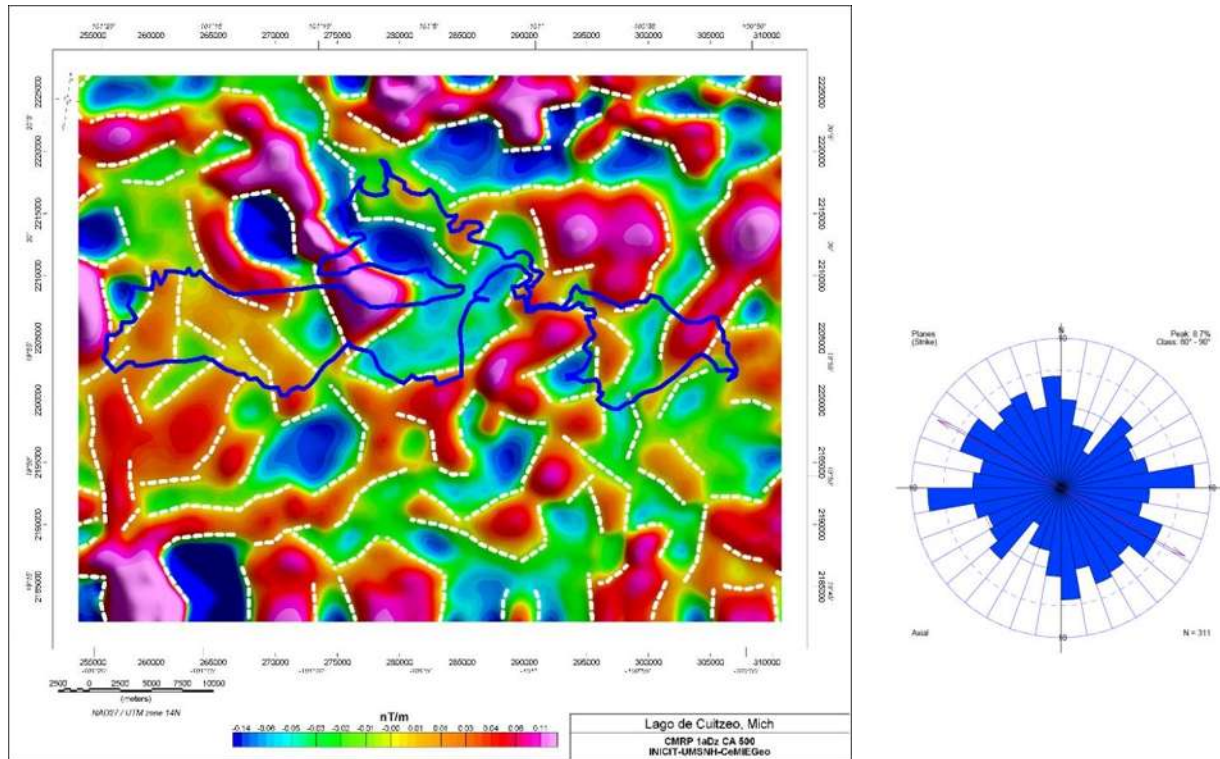


Fig. 48. Lineamientos aeromagnéticos elaborados con base al mapa de Campo Magnético Reducido al Polo 1aDz Continuo Ascendentemente 500m y su respectiva roseta de direcciones preferenciales de estos lineamientos.

Segunda derivada en Z

En la figura de la 2adZ (Fig. 49), el área se dividió en diecisiete dominios, donde el dominio en que se tiene interés es el DAM I, que se considera correlacionado con el YGSAM, observándose sus dimensiones y una firma magnética propia, distinta de los dominios adyacentes. Para los fines del trabajo realizado solo fueron descritos cinco dominios cercanos a la zona de interés. A continuación, se describen estos dominios y su correlación con la geología de la zona.

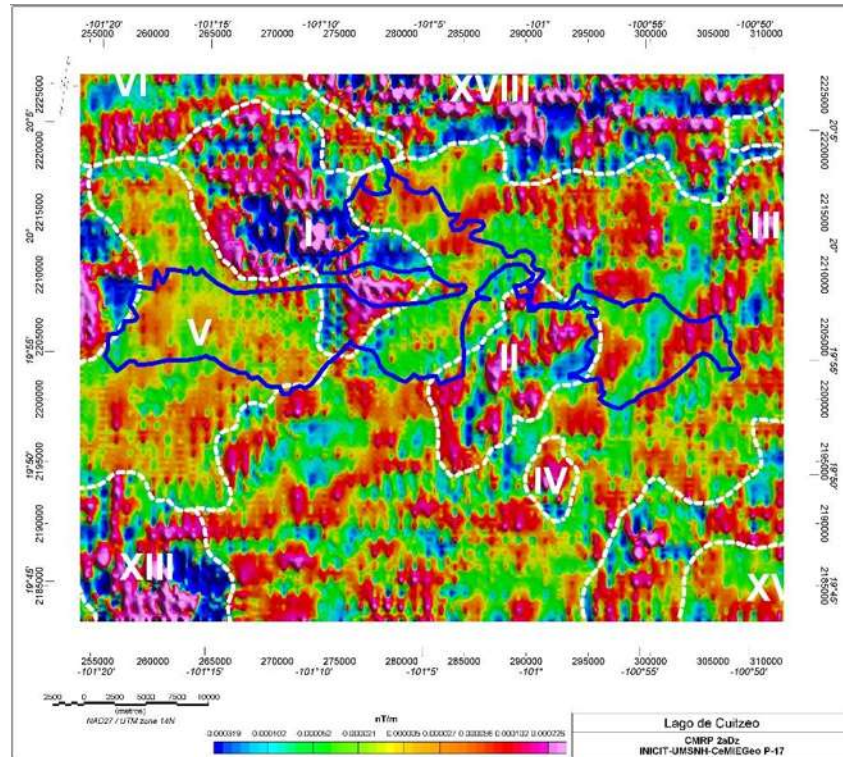


Fig. 49. Dominios aeromagnético visibles a través del mapa Campo Magnético Reducido al Polo 2aDz.

Dominio aeromagnético I, 2aDz

La intensidad magnética de este domino varia de $-0.000319 - 0.000226$ nT/m. Cubriendo gran parte de la zona de estudio, en la porción norte. Esta constituido de anomalías bipolares con dirección preferencial NW – SE. Geológicamente se correlaciona con un vulcanismo reciente, representado por el semiescudo Manuna y la isla Maldita, dentro de este dominio se localizan las manifestaciones hidrotermales de SAM, SJB y SAP.

Dominio aeromagnético II 2aDz

Este DAM tiene una intensidad de $-0.000319 - 0.00022$ nT/m. Se localiza en el suroeste del área de estudio, restringido principalmente a la zona cercana al poblado de La Mina, en la planicie lacustre con vegetación acuática del Lago, limitado en todas direcciones por el dominio III, posee una geometría semi-ovalada. Está determinado por anomalías monopolares, que poseen una dirección preferencial NE – SW. No tiene una respuesta topográfica importante en superficie y

geológicamente está relacionado con secuencias piroclásticas y lacustres. Haciendo considerar que su respuesta magnética, proviene de un cuerpo en el subsuelo.

Dominio aeromagnético III 2aDz

La intensidad magnética de este dominio varia de $-0.000319 - 0.000180$ nT/m. Se localiza al oriente y sur del área de estudio, este DAM ocupa gran parte del área y está definido por anomalías monopoles que tienen direcciones preferenciales NE – SW y NW – SE. Geológicamente están relacionada varias unidades volcánicas, dentro de las que destacan las secuencias andesíticas que forman parte del basamento local y que tiene una distribución geográfica amplia al sur del Lago, mientras que al norte se relaciona el *horst* de Santa Ana Maya y al noreste con el vulcanismo ácido.

Dominio aeromagnético IV 2aDz

Posee una anomalía magnética que varía de $-0.000319 - 0.0001180$ nT/m. Se localiza al suroeste del área de estudio. De acuerdo a sus características, es similar al dominio II. Posee anomalías monopoles con una geometría semiovalada, con su eje mayor en dirección N – S. Este se encuentra también rodeado por el DAM III. No tiene una evidencia topográfica en superficie, por lo que se ha correlacionado con un cuerpo en el subsuelo.

Dominio aeromagnético V 2aDz

La intensidad magnética de este DAM varia de $-0.00052 - 0.00102$ nT/m. Se encuentra en el sector oriente del área de estudio. Posee anomalías monopoles con direcciones preferenciales NE – SW y en menor proporción N – S. Geológicamente se correlaciona con varias unidades, al sur del Lago de Cuitzeo con el vulcanismo ácido, representado por la ignimbrita Cuitzeo, es posible que su distribución continúe hacia el interior del lago y ser el responsable de una colmatación mayor en el extremo poniente del Lago.

Señal Analítica

Este proceso permitió definir la existencia de dos cuerpos, con dirección preferencial NW – SE. Qué son descritos de manera específica a continuación.

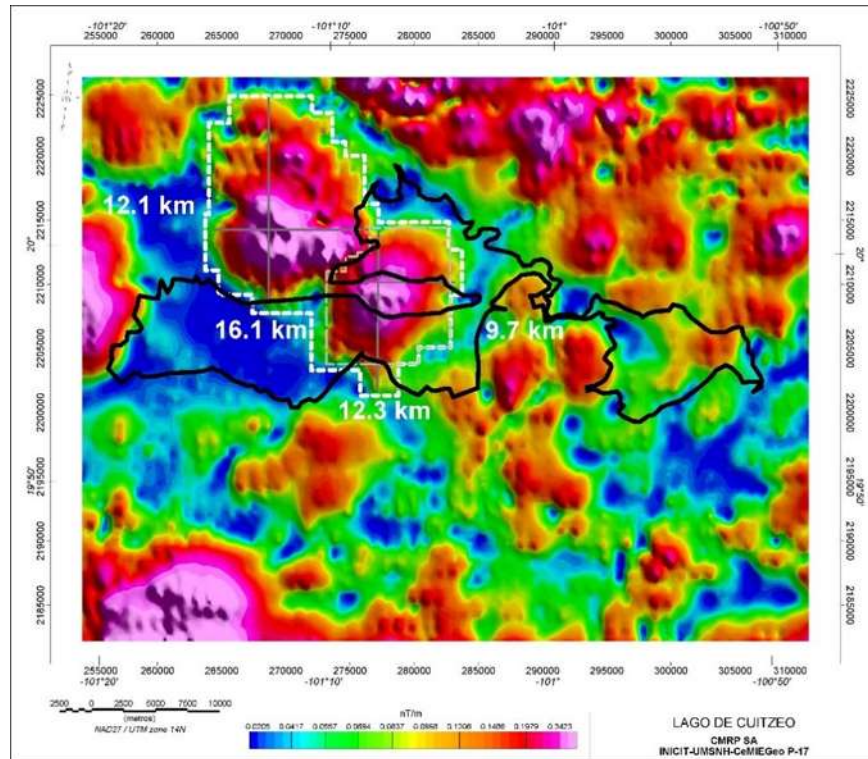


Fig. 50. Mapa de Señal Analítica, donde se muestra la ubicación de las anomalías N y S, así como sus dimensiones aproximadas.

La anomalía N (Manuna) tiene un área aproximada de 195 km², posee una longitud de 16.1 km en la dirección N – S y 12.1 km E – W. La anomalía S (Cuitzeo) posee un área de aproximadamente 119 km², tiene una longitud de 12.3 km en la dirección N – S y 9.7 km E – W (Fig. 50). Es necesario mencionar que este mapa ha sido continuado ascendientemente hasta los 1500m donde es observable que la anomalía N se hace menos notable y la anomalía S se mantiene, demostrando que la anomalía sur pertenece a una estructura con mayor profundidad.

VII.VI.I.II.- Interpretación cuantitativa

Calculo de profundidad

Análisis espectral

Se definieron los dominios de frecuencia relacionados a la anomalía regional, anomalía local y ruido (Fig. 51). El dominio A, relacionado a las bajas frecuencias (fuentes profundas) tiene un intervalo de 0 a 0.3 ciclos/km. El dominio B, es de mediana frecuencia (fuentes de profundidad medias) está comprendido en un intervalo de 0.3 a 1.0 ciclos/km. Por último, el dominio C, atribuido a las fuentes de alta frecuencia (fuentes superficiales) está definido en los valores de 1.0 a 1.7 o 1.8 ciclos/km. Dicho de otra manera, las diferentes fuentes corresponden a 6 – 3 km, 3 – 1 km y un promedio de 1 km respectivamente.

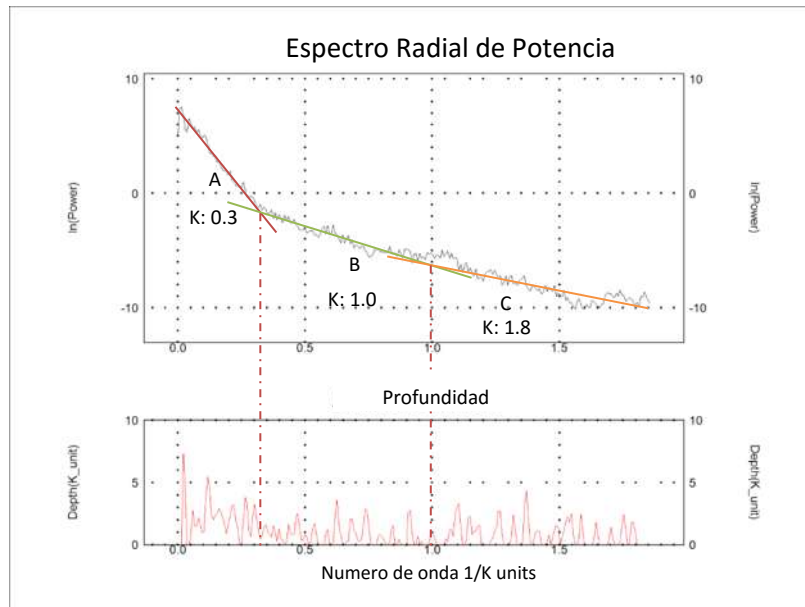


Fig. 51. Espectro de potencia promediado radialmente de Campo Magnético Reducido al Polo

VII.VI.II.- Gravimetría

Fueron analizadas y reinterpretadas las 2843 estaciones gravimétricas mencionadas anteriormente, estas se ubicaron sobre los principales caminos del área, las zonas de lomas y dentro del Lago durante un periodo de desecación en la década de los 80' (Fig. 52).

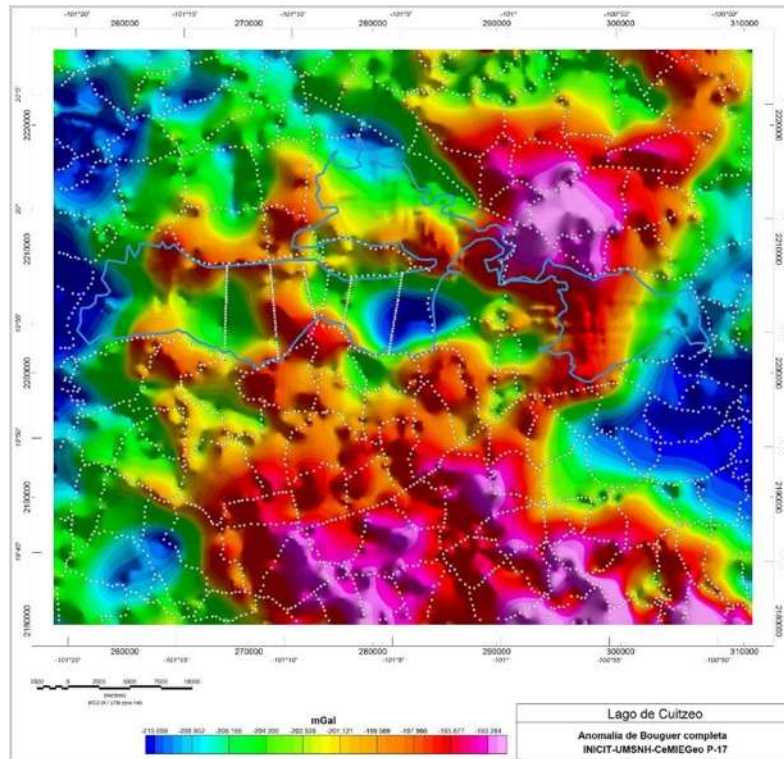


Fig. 52. Anomalía de Buoguer Completa en el área de Cuitzeo con la ubicación de las estaciones gravimétricas en puntos blancos.

VII.VI.II.I.- Interpretación Cualitativa

A continuación, se hace la descripción de los de ABReg y ABRes.

El mapa de ABReg, es utilizado en la identificación de la polarización de anomalías, direcciones, formas y dimensiones. En comparación con la Abres muestra que las anomalías locales se unen para forman grandes cuerpos y que los gradientes horizontales decrecen rápidamente en zonas donde existen contactos con los depósitos lacustres, e.g. Cuenca de Cuitzeo y la paleocuenca de Charo.

Un lineamiento con dirección NW-SE cruza toda el área (de la esquina superior-izquierda a la esquina inferior-derecha)(Fig. 52). Obligando a la depresión de Los Azufres desplazarse hacia el sur con respecto a la cuenca de Cuitzeo en una estructura similar al échelon. Posiblemente producto del sistema de fallas Tzitzio-Valle de Santiago, que actúa como una cinemática lateral derecha. Esta misma frontera parece separar anomalías con distintas geometrías, hacia el oriente, geometrías más continuas y de mayor dimensión con respecto a las localizadas hacia el poniente.

Dominios gravimétricos

Posterior al análisis, el mapa de ABReg fue dividido en cinco dominios gravimétricos (DG) (Fig. 53), que son descritos a continuación.

Dominio gravimétrico IA ABReg

Localizado en la parte noreste del sitio de investigación. La anomalía de Bouguer de este DG varían de 0.623 – 1.200 mGal. Este cuerpo tiene una geometría alargada en las direcciones NW y NE, delimitándose al sur y norte por estructuras E – W. Geológicamente puede relacionarse esta anomalía positiva con la existencia del *horts* de Santa Ana Maya y al vulcanismo ácido que existe en el área.

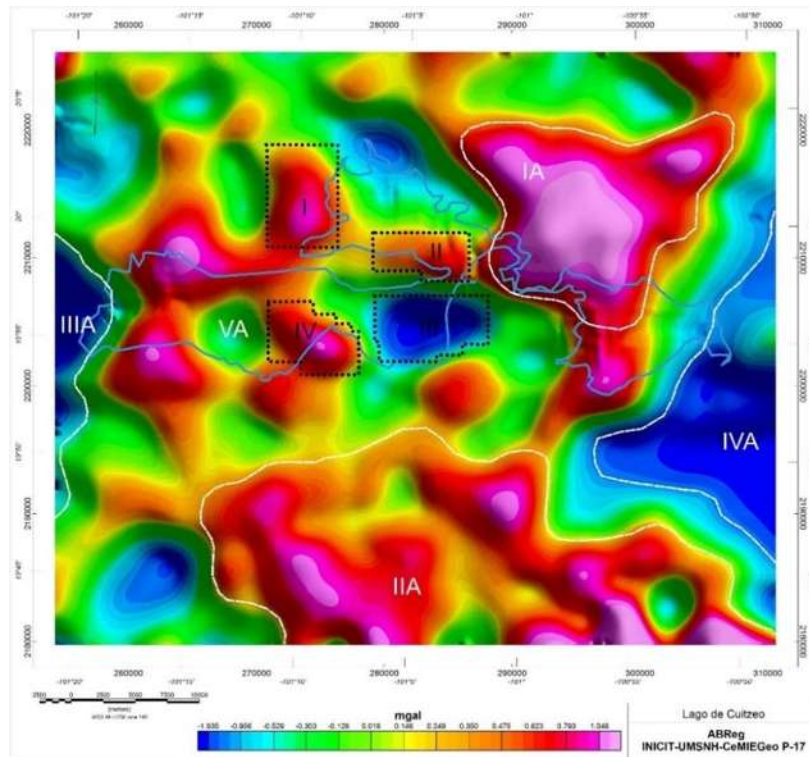


Fig. 53. Dominios gravimétricos identificados mediante en mapa de Anomalía de Bouguer Regional.

Dominio gravimétrico IIA ABReg

Localizado hacia el sur del área con valores de Bouguer que varían de -0.129 – 1.046 mGal, este DG muestra anomalías positivas y negativas con un marcado control estructural NW – SE, formando

altos y depresiones con esta dirección y segmentadas por estructuras con dirección ortogonal, relacionadas al SFMA. Geológicamente estaría estrechamente relacionado a los productos volcánicos de SMC, principalmente a la andesita Mil Cumbres que cubre una amplia zona.

Dominio gravimétrico IIIA ABreg

Se encuentra al oeste de la zona de interés y exhibe valores de Bouguer entre $-1.935 - -0.956$ mGal. Aunque existen pocos datos en la zona, esta responde a una anomalía negativa con una dirección preferencial NW-SE. Serían necesarios más datos para dar una correlación geológica correcta, por lo pronto ha sido relacionado al vulcanismo monogenético del volcán Las Ventanas; la anomalía negativa es explicada como una pérdida de densidad debido a la interacción de fluidos hidrotermales con la roca y su posterior transformación de los minerales primarios.

Dominio gravimétrico IVA ABreg

Se localiza en el extremo oriente del área con valores de Bouguer en un rango de $-1.935 - -1.200$ mGal. La anomalía negativa posee un control estructural marcado, por altos gradientes horizontales, que delinean estructuras con dirección NE – SW y NW – SE, esta última estructura pertenecería a la falla Tzitzio-Valle de Santiago. Geológicamente es relaciona con el vulcanismo acido, representativo del área de Araró y a la existencia de secuencias lacustres en el área.

Dominio gravimétrico VA ABreg

Localizada en gran parte de la zona de estudio, está representada por anomalías positivas y negativas con valores de Bouguer entre $-1.600 - 1.048$ mGal. Especialmente en el sector austral del Lago, es posible identificar que los límites (zonas con altos gradientes horizontales) están controlados por estructuras geológicas del SFMA. Debido a la ausencia de una representación topográfica para dichas fuentes, se considera que al menos siete de las anomalías positivas localizadas en los límites norte y sur del Lago, están relacionadas a cuerpos en el subsuelo y que podrían deberse su ubicación, al aprovechamiento de las estructuras del SFMA para su emplazamiento.

Sitios de interés

En el sitio de investigación destacan cuatro anomalías gravimétricas que son de principal interés para el objetivo planteado.

Sitio I Anomalía positiva Manuna

Localiza al oriente del volcán semiescudo Manuna, tiene dimensiones de 5.5 km de ancho y 8 km de largo. Posee valores de Bouguer de 0.129 – 1.046 mGal.

Sitio II Anomalía positiva Mariano Escobedo

Está localizada al noreste de la península de Cuitzeo, 7.6 km de ancho y 3.9 km de largo, con valores de Bouguer de 0.129 – 0.623 mGal.

Sitio III Anomalía negativa de Chehuayo

Localizada en el margen austral del Lago, al oriente de la zona de interés. Tiene dimensiones de 8.9 km de ancho y 5.1 km de largo, con valores de Bouguer de -0.935 – -0.605 mGal.

Sitios IV Anomalía positiva SAM

Localizada en el centro del área de investigación. Tiene un marcado control estructural con orientación preferencial NW-SE, localizando en el promontorio triangular de SAM y se introduce hacia el Lago. Tiene dimensiones de 7.1 km de ancho y 5.7 km de largo. Sus valores de Bouguer varían de 0.146 – 1.048 mGal.

Estas zonas de interés se vuelven más irregulares en el mapa de ABRes, sin embargo, aún son distinguibles y se utilizarán como guías de referencia geográfica.

Direcciones tectónicas

Los altos gradientes horizontales están relacionados a máximos/mínimos gravimétricos, donde existen contrastes de densidad que pueden estar relacionadas a discordancias geológicas. El análisis fue elaborado en primer lugar con una comparación de los métodos para identificar límites, cotejando los gradientes horizontales en las direcciones N – S y E – W y con lo resultante de los mapas de ABReg y ABRes, al tratarse de resultados similares, se optó por trabajar con los segundos, por ser datos con menos procesados.

Los resultados del mapa ABReg muestran que la dirección preferencial de las estructuras es E – W, aunque las familias N – S, NE – SW y NW – SE están también presentes y representan una concentración importante (Fig. 54a). Estas últimas indican la existencia de estas estructuras a un nivel regional y la superposición de esta, indica la antigüedad y profundidad

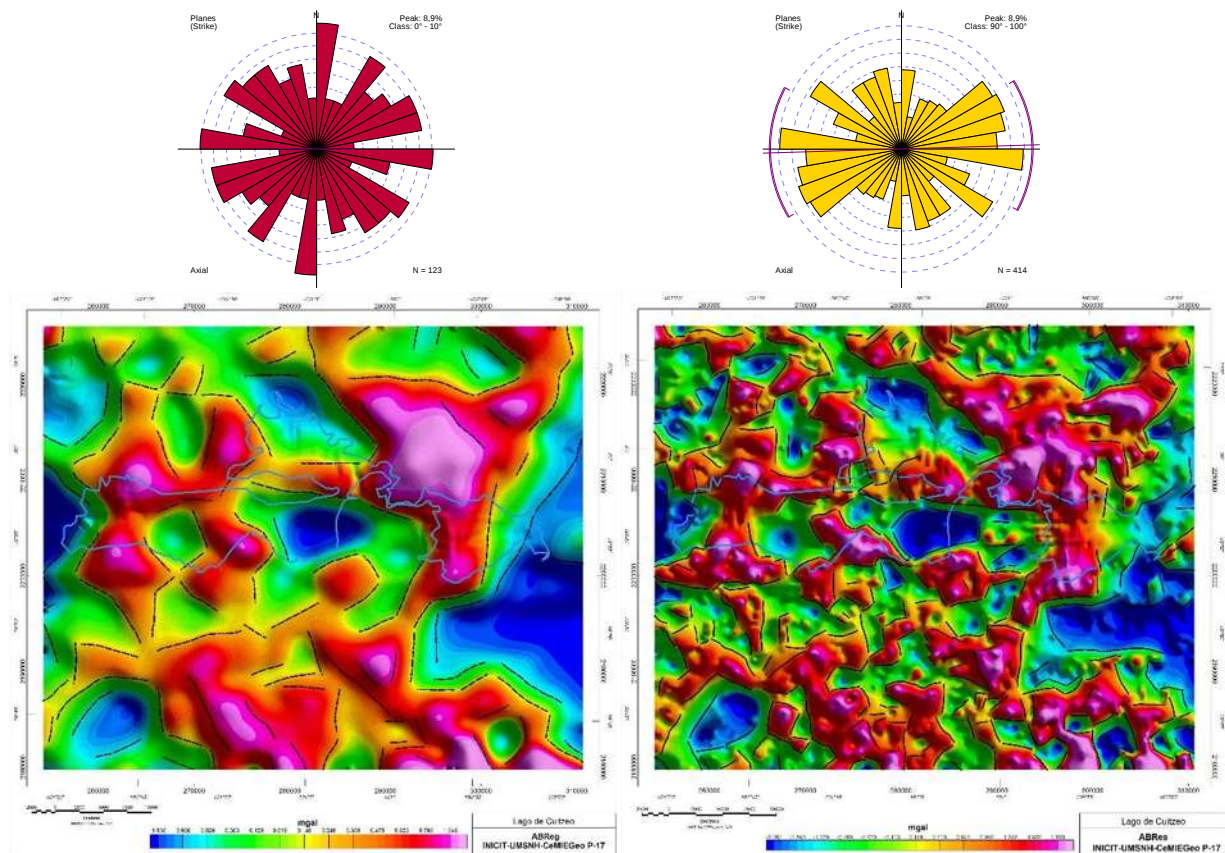


Fig. 54. Lineamientos contruidos a partir de del mapa de la Anomalía de Bouguer Regional a) y el mapa de Anomalía de Bouguer Residual b). Cada mapa está acompañado de su respectiva roseta de lineamientos.

Por otro lado, los resultados del mapa de ABRes muestran que la dirección preferencial de lineamientos es E – W (Fig. 54b), correspondiente con la dirección de las estructuras observadas en la morfología y producto de la actividad tectónica transtensiva actual que ocurre en el área, producto del SFMA.

VII.VI.I.III.- Interpretación cuantitativa

Espectro radial de potencia

Para la ABC, se identificaron las cuatro pendientes, relacionadas a los distintos dominios de frecuencias (Fig. 55), como se hablado anteriormente. El dominio A, tiene un intervalo de 0.0 a 0.1 ciclos/km; el dominio B tiene un rango de 0.1 a 0.4 ciclos/km; el dominio C está definido por los valores de 0.4 a 1.5 km y por último, el dominios D comprende valores entre 1.5 y 2.1. Visto de acuerdo a la profundidad, las fuentes de baja frecuencia se localizan entre 6 – 3 km, las fuentes de mediana frecuencias se localizan en un rango de profundidad de 3 – 1 km y las fuentes de alta frecuencia se observan en un promedio de 1 km. La última pendiente corresponde al ruido.

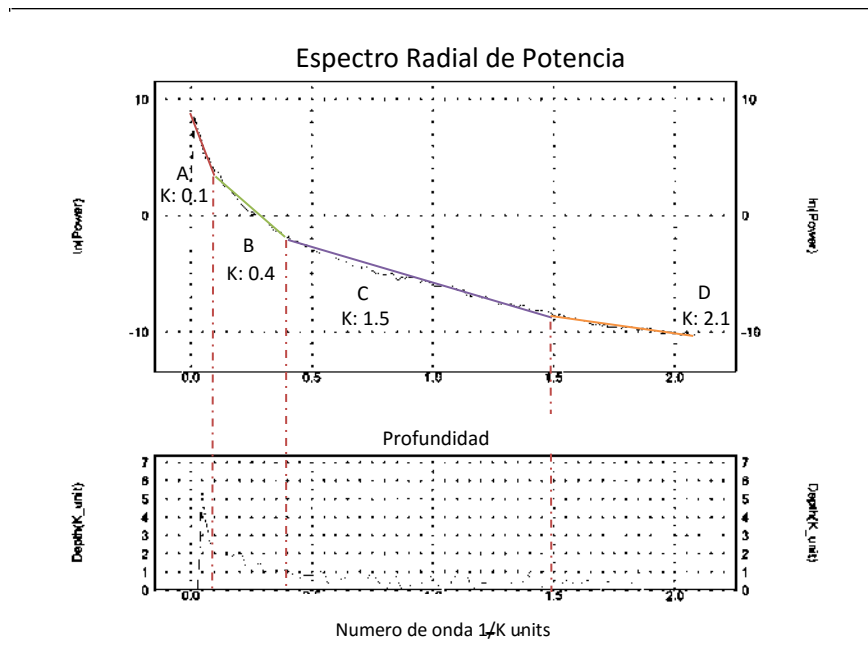


Fig. 55. Espectro radial de potencia calculado para la Anomalia de Bouguer Completa.

En el caso de la ABRes fueron identificados cuatro dominios (Fig. 56). El dominio A esta relacionado tiene un intervalo de 0.0 a 0.2 ciclos/km; el dominio B tiene un rango de 0.3 a 0.7 ciclos/km; el dominio C esta definido po los valores de 0.7 a 1.65 ciclos/km. El ultimo dominio, el D esta constreñido entre 1.65 y 2.1 ciclos/km. Explicado de otra manera, las fuentes de baja frecuencia se localizan entre 3.5 – 1.5 km, las frecuencias medias estan a una profundidad de 2 – 0.5 km y las frecuencias altas se localizan a un promedio de 0.5 km. La ultima pendiente esta relacionada a ruido.

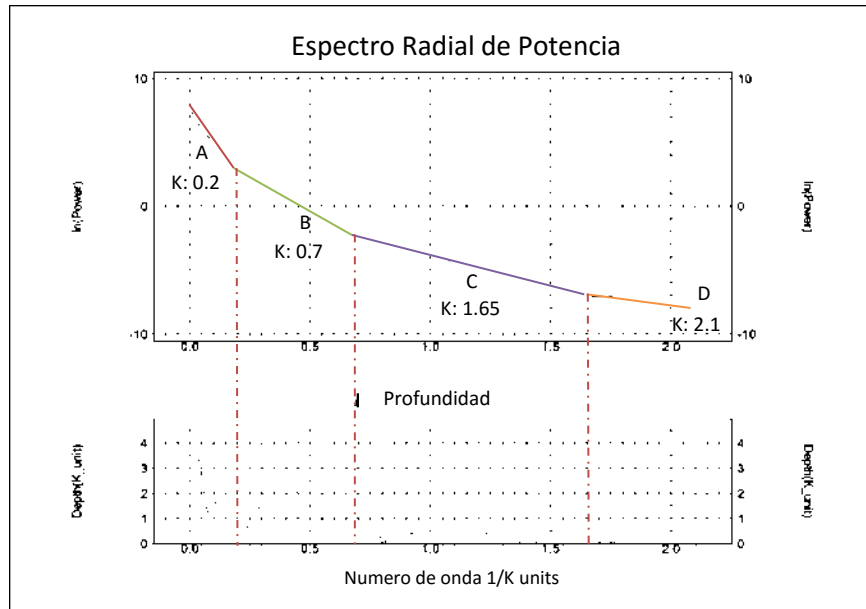


Fig. 56. Espectro radial de potencia calculado para la Anomalía de Bouguer Residual.

Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler (DecEu) emplea gradientes para localizar límites y cuerpos magnéticos, además estimar sus profundidades. La ED emplea la señal analítica como gradiente y el Índice Estructural (IE) adaptado al modelo geológico esperado, para determinar la geometría y profundidad de los cuerpos. El IE es la tasa de cambio con la distancia para los campos potenciales usados, magnético o gravedad, que se relaciona con los cuerpos geológicos inferidos que determina el conjunto de soluciones de Euler.

Las soluciones de Euler pueden arrojar varios valores de profundidad para una misma posición en específico. En este punto, la selección del modelo está en función del contexto geológico en el área. Siendo importante la elección del índice estructural correcto (en función del cuerpo o fuente de la anomalía que se considera) y el tamaño adecuado de ventana, con el fin de evitar pérdidas en las soluciones que se encuentren dentro del rango esperado.

El proceso fue realizado usando distintos para parámetros, para obtener la solución de la deconvolución adecuada, debido a que solo algunos mapas son capaces de generar las soluciones más ajustadas al modelo geológico esperado.

Para el caso de estudio, la herramienta DecEu fue configurada para definir estructuras de contacto (fallas y fracturas) y cambios litológicos con un IE de 0.0. Usando tamaños de ventana de 15 px y un porcentaje máximo de tolerancia de profundidad de 15%. Debido que las distintas estructuras geológicas emiten diferentes respuestas magnéticas, fue necesario la producción de distintos planos de observación con sus respectivas profundidades estimadas.

Deconvolución de Euler para ABC

El resultado de las soluciones de Euler para el área de interés se concentra a través de lineamientos con direcciones preferenciales NE – SW, NW – SE y E – W (Fig. 57). Al sur de la zona de interés AII, se identifica estructuras paralelas con dirección E – W que profundizan hacia el sur, hacia el interior del Lago. Al costado oriente de la zona de interés IV, se observan dos estructura paralelas con dirección NW – SE, que incrementan gradualmente su profundidad desde el noroeste hacia el sureste produciendo un escalonamiento de estructuras hacia el interior del Lago hasta una profundidad de ~2200 m. Hacia el oriente, se distingue una estructura con dirección ENE – WSW que al igual que la anterior parece contar con estructuras paralelas que incrementan su profundidad hacia el interior del Lago, con valores de profundidad de hasta ~2000 m.

Al centro del Lago se observa una estructura con dirección ~N – S y que profundiza hacia el sur, hasta ~2000m. Hacia el poniente de la zona de interés IV, las soluciones trazan una estructura con dirección semiovalada con profundidades que están en un rango de 1200 – 2500 m.

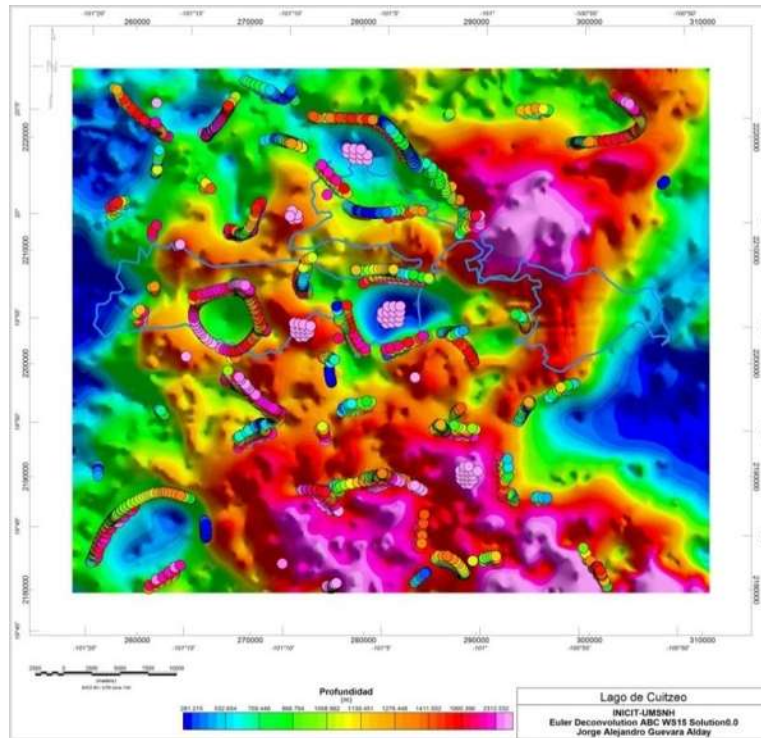


Fig. 57. Deconvolución de Euler calculado para la Anomalía de Bouguer Completa WS=15 IE=0.0.

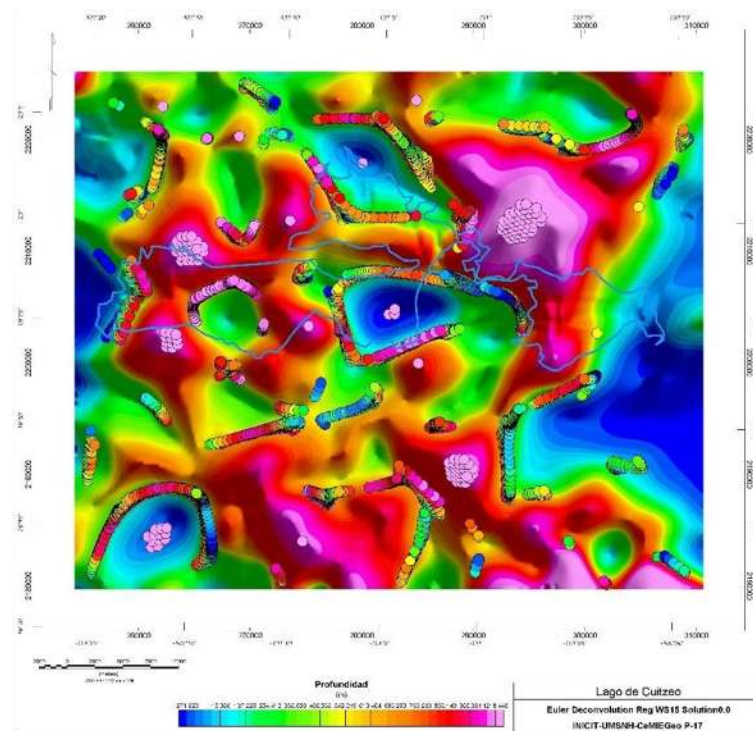


Fig. 58. Deconvolución de Euler calculado para la Anomalía de Bouguer Regional WS=15 IE=0.0.

Deconvolución de Euler para ABReg

Las soluciones de Euler para el mapa de ABReg con IE de 0.0 y tamaño de ventana de 15 px (Fig. 58), denotan la existencia de estructuras geológicas en el centro del Lago con una dirección preferencial E – W y una más con dirección NNW – SSE. Estas estructuras limitan a las zonas de interés IIA de la IIIA con una estructura E – W que se profundiza hacia el oriente hasta los 850 m. Al costado poniente de esta última se observa una estructura NNW – SSE que segmenta al Lago desde el norte al sur y que parece componerse de dos estructuras paralelas que se profundizan hacia el sureste, con valores de profundidad máximos de 1200 m. La zona IIIA está limitada al sur por una estructura E – W que divide dos anomalías con gran contraste, geológicamente relacionado al contraste que existe entre las secuencias andesíticas al sur y los sedimentos lacustres del Lago al norte. Al poniente de la zona IVA se puede observar una estructura con una dirección preferencial NE – SW y posee una profundidad máxima de 1300 m. Entre las zonas de interés es posible distinguir una estructura pequeña ~1 km, que no posee una dirección preferencial, pero que sin embargo muestra la existencia de una estructura con una profundidad máxima de 650 m.

Deconvolución de Euler para ABRes 1aDZ

En el caso de las anomalías gravimétricas, el análisis se inició con el mapa de 1aDZ. El IE utilizado para este proceso fue de 0.5; con un tamaño de ventana de 15 unidades de celda. Utilizando como mapa base para el proceso la Abres. Aunque la 1aDz es normalmente usada para definir contactos (aumentando la tasa de caída), el resultado de las soluciones de Euler para este mapa, no brindó los resultados esperados, de acuerdo al modelo geológico. En gran medida porque los resultados para modelos de contactos no se ajustaron a la ubicación espacial de las fallas ya conocidas en el área. Se decidió no integrar el resultado de esta deconvolución.

Deconvolución de Euler para ABRes

En este mapa puede observarse que las soluciones de Euler se concentran a través de lineamientos con direcciones preferenciales NE – SW y E – W (Fig. 59). El análisis se centra en las soluciones que están en los límites del Lago de Cuitzeo. Al costado oriente de la zona de interés IV, se observa una estructura con dirección NW – SE, que incrementa gradualmente su profundidad desde el noroeste

hacia el sureste. Esta estructura continua hacia oriente, manteniendo una profundidad similar (~1200 y 2300 m)

Al centro del Lago se observa una estructura con dirección ~N – S y que profundiza hacia el sur, hasta ~2300m. Otra estructura de interés se localiza en el poniente de la zona de interés IV, las soluciones trazan una estructura con dirección NW – SE y que cruza de sur a norte al Lago, esta estructura varia sus profundidades entre 1200 y 2300 m.

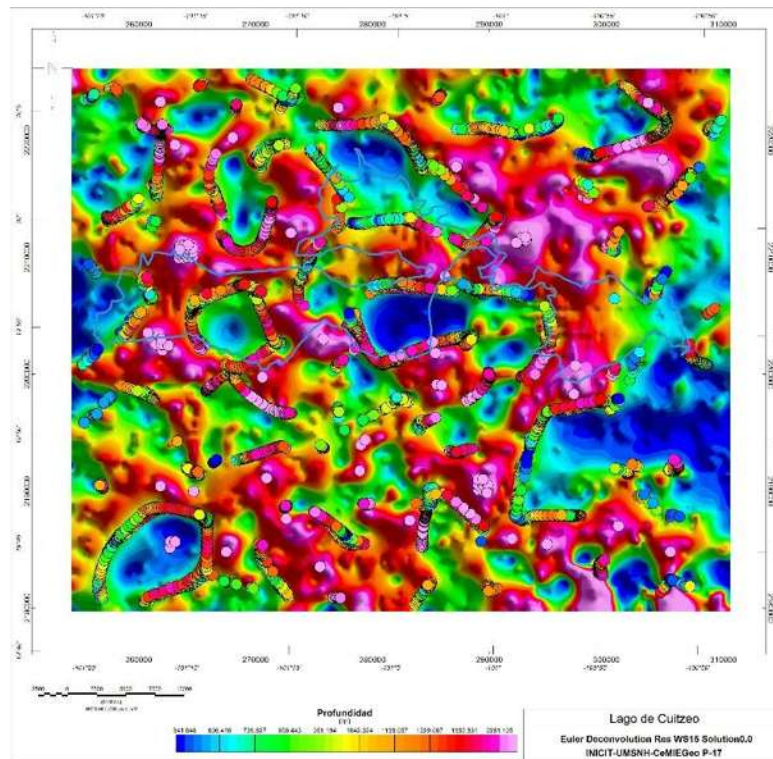


Fig. 59. Deconvolución de Euler calculado para la Anomalía de Bouguer Residual WS=15 IE=0.0.

Para el modelado de perfiles gravimétricos y magnetométricos se decidió no usar el modelo de placa base de 2.67m/s^2 y se han utilizado los valores de densidad propuestos por diferentes autores para las rocas observada en el área.

VII.VII.- Transitorios Electromagnéticos

De acuerdo al análisis del conjunto de resistividades identificadas mediante los TEM's, los datos se han agrupados en tres tipos de litologías (Tabla 7).

Tabla 7. Unidades eléctricas reconocidas para los TEM's.

Unidad	Intervalo	Descripción
U1	<6	Materiales Arcillosos
U2	6-24	Materiales Areno-arcillosos a Arcillosos
U3	>24	Materiales de grano grueso o roca muy fracturada

Para la presentación de los resultados, se ha enfocado en la utilización de los perfiles que resultaron más representativos para el análisis de los fluidos en el subsuelo, en este caso con una dirección preferencial NE – SE. El análisis de los perfiles generados en el poblado de SAM en conjunto con la información geológica del sitio permite considerar que la U1 exhibe una baja resistividad que está relacionada con material arcilloso (*clay cap*) sobresaturada, capa sello que impediría el ascenso de los fluidos en estas áreas. La U2 se ha relacionado con zonas de alteración por interacción de fluidos con las rocas, donde existe permeabilidad y los fluidos migran. Por último, la U3 se ha correlacionado con los productos efusivos pertenecientes a la misma secuencia volcánica descrita líneas arriba, pero con menor grado de intemperismo.

Los perfiles con direcciones preferenciales NW – SE, muestran que los fluidos migran lateralmente desde el oriente a una profundidad de 400 m, hacia el occidente donde parecen encontrarse con una estructura NW – SE que permite el ascenso hasta en el área donde en superficie se ha registrado el agrupamiento de los manantiales calientes (Fig. 60).

De acuerdo a la ubicación del sondeo SAM, los valores de baja resistividad, del orden de 10 Ω m, son relacionados a los sedimentos clásticos del Lago, con un espesor de aproximadamente 100 m, esta zona puede estar saturada en fluidos, aunque debido a la litología, poseería una permeabilidad muy baja.

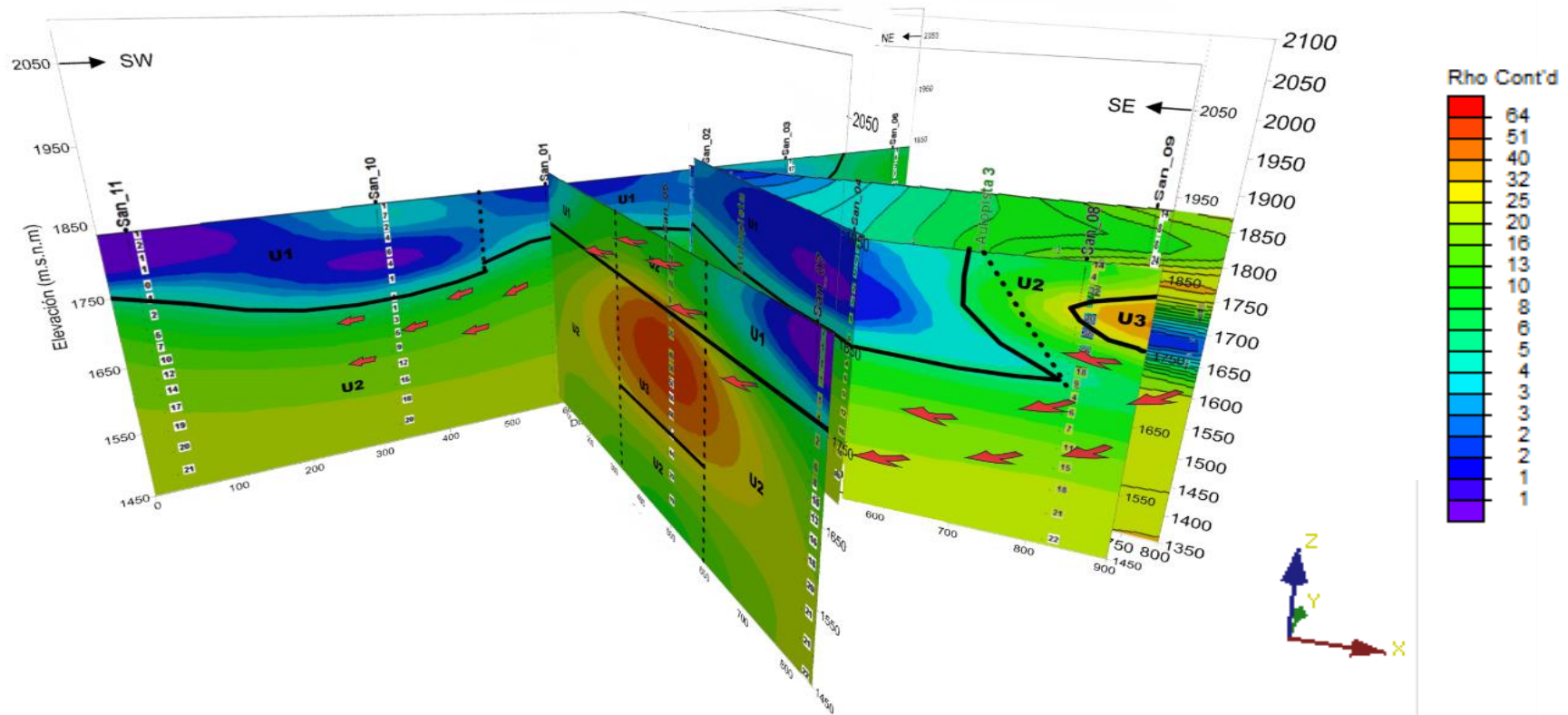


Fig. 60. Perfiles de datos electromagnéticos en SAM, con direcciones preferenciales NE – SW. Son mostradas las zonas de flujo de fluidos a través de flechas.

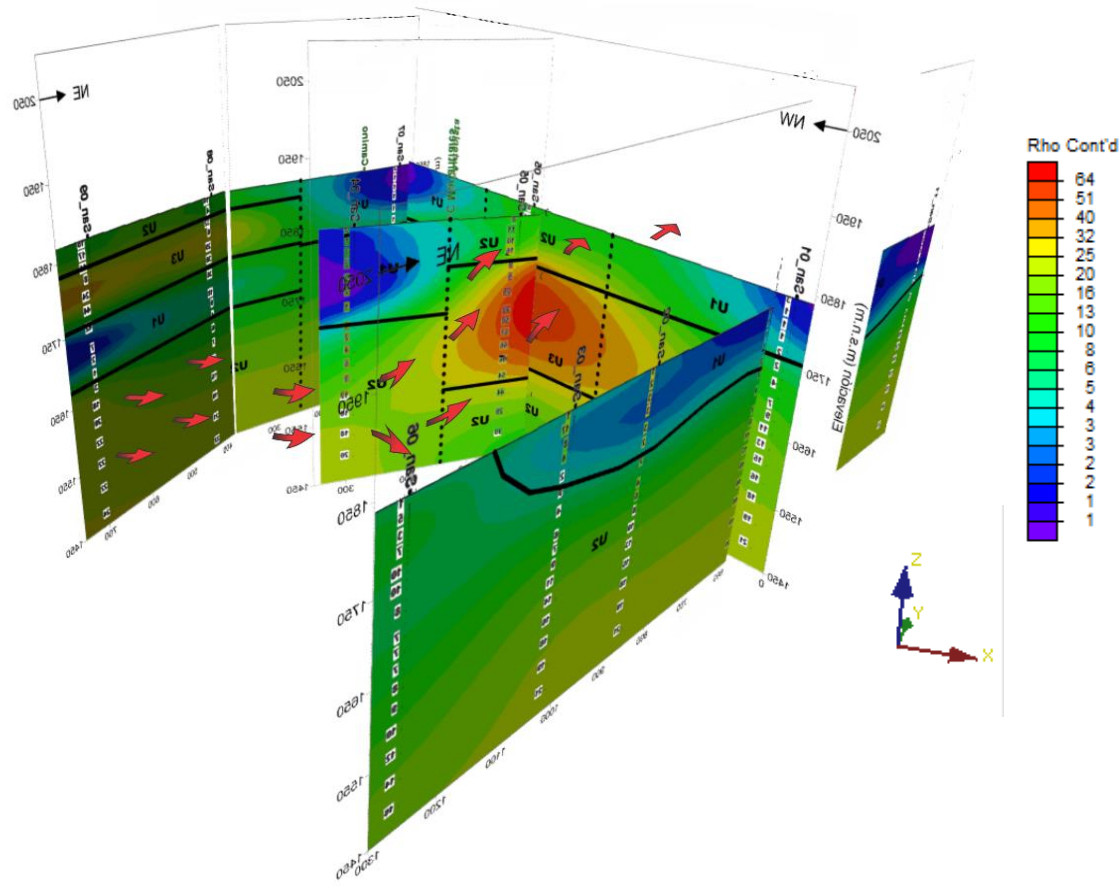


Fig. 61. Perfiles de datos electromagnéticos de SAM, con direcciones preferenciales NE – SW. Son mostradas las zonas de flujo de fluidos con flechas.

Otros perfiles con direcciones preferenciales NE – SW muestran este mismo fenómeno (Fig. 61), con fluidos que provienen de un sitio con mayor profundidad al oriente y ascienden en el punto donde se tiene un mayor agrupamiento de manifestaciones, mientras que otros fluidos migran hacia las manifestaciones hidrotermales y depósitos de sinter al norte. El resto de los fluidos continúan su flujo hacia el poblado de SAM, donde los pozos artesanales para la extracción de agua tienen temperaturas ambientales.

El segundo conjunto, estaría más bien relacionado a las secuencias de flujos piroclásticos de Cuitzeo, con una permeabilidad mayor que el anterior conjunto. Esta unidad presenta una resistividad (60 Ω m) debido a que posee porosidad primaria y fracturamiento.

En algunos sitios, las resistividades disminuyen nuevamente (hasta 20 Ω m) se considera que la litología es similar a la anterior y su comportamiento debe deberse a que se trata de una zona con mayor alteración que el resto.

Los perfiles con direcciones preferenciales NE – SW muestran este mismo fenómeno (Fig. 61), con fluidos que provienen de un sitio con mayor profundidad al oriente y ascienden en el punto donde se tiene un mayor agrupamiento de manifestaciones, mientras que otros fluidos migran hacia las manifestaciones hidrotermales y depósitos de sinter al norte. El resto de los fluidos continúan su flujo hacia el poblado de SAM, donde los pozos artesanales para la extracción de agua tienen temperaturas ambientales.

VII.VIII.- Modelos de inversión Magnetométricos y Gravimétricos

Posterior a los resultados obtenidos acerca de la estructura principal usando la interpretación cualitativa. Los métodos de Euler y el modelado, son los procesos más usados para comparar los resultados con una inversión 3 D.

El resultado de las inversiones de datos magnéticos, muestran las susceptibilidades magnéticas recuperadas, para datos mayores a 0.01 k que pueden ser interpretadas como un cuerpo plutónico de composición intermedia, al interior del Lago (Fig. 62), y posiblemente hospedado en las andesitas Mil Cumbres.

De acuerdo a esta inversión, las susceptibilidades más importantes se localizan por debajo de los sedimentos lacustres del Lago, en un sitio donde no existe algún accidente morfológico con el que, pueda relacionarse. La cima de este cuerpo se encuentra a una profundidad de ~700 m, mientras que la base queda segmentada a una profundidad de ~3000 m. Las profundidades obtenidas a partir de esta técnica son concordantes con la interpretación de estructuras geológicas.

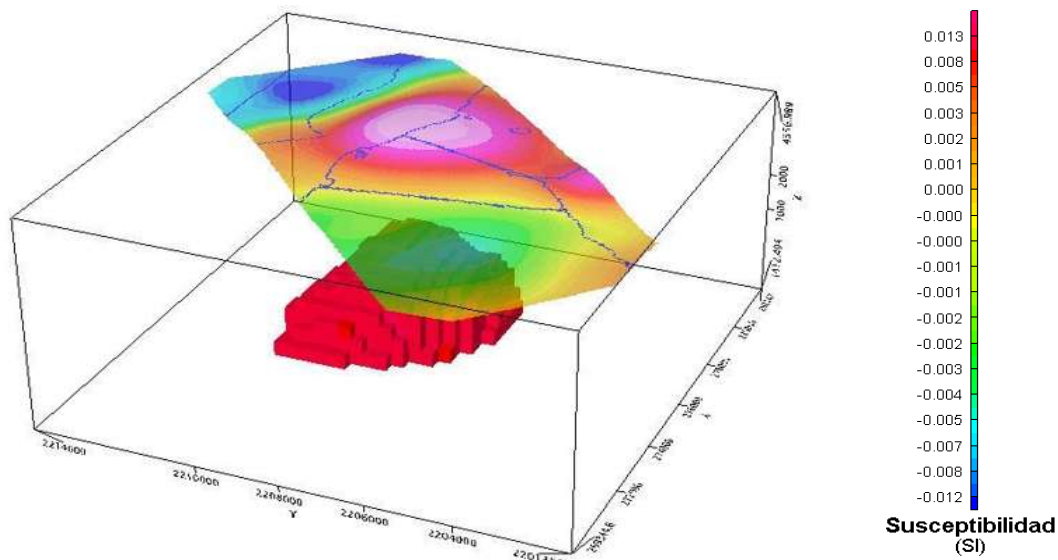


Fig. 62. Modelos de inversión para el campo magnético (en rojo) con valores de susceptibilidad >0.01 . Se incluye el contorno del Lago de Cuitzeo en azul como referencia geográfica.

En el caso del modelo de inversión gravimétrico (Fig. 63). El proceso arrojó la existencia de dos anomalías con contrastes de densidad de 0.124 kg/m^3 . La anomalía más cercana al cuerpo

localizado con magnetometría, se ha identificado como un sitio potencial para el flujo de fluidos hidrotermales (debido a su estrecha relación espacial entre ambos cuerpos), que pueden alterar la roca huésped, en el caso de las andesitas de Mil Cumbres, mientras que, posiblemente, el aumento de la densidad cercana a la superficie, sea por acción del depósito de estos minerales (rellenando los poros) de las rocas clásticas en el área, como los sedimentos del Lago.

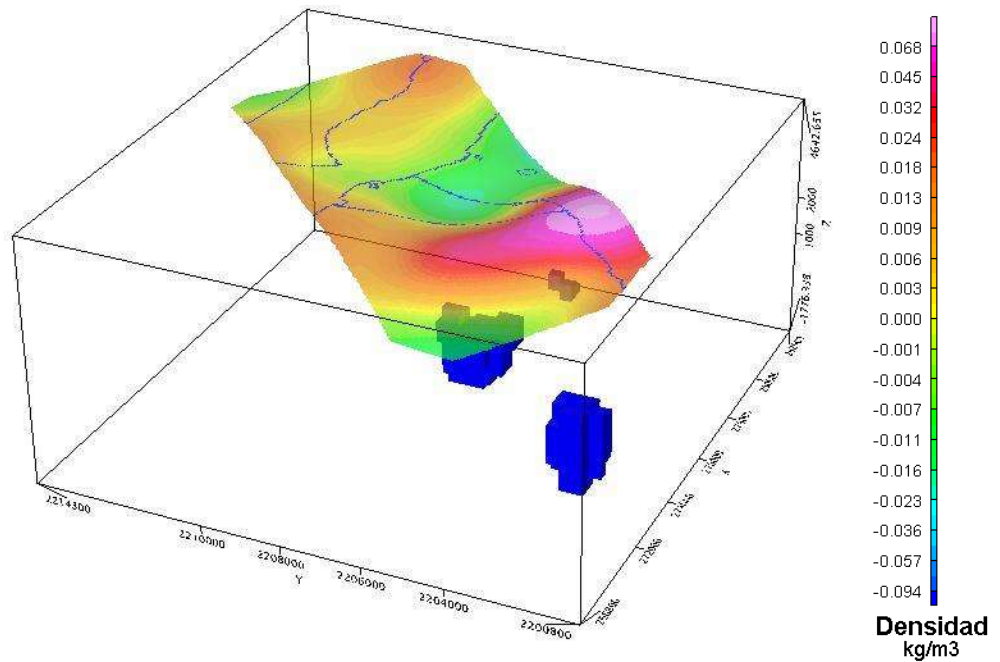


Fig. 63. Modelos de inversión para el campo gravimétrico (en azul) con valores de densidad $<0.124 \text{ kg/m}^3$. Se incluye el contorno del Lago de Cuitzeo en azul como referencia geográfica.

Capítulo VIII. Discusión

El cuerpo localizado en el interior del Lago de Cuitzeo a través del método magnético puede estar actuando como una fuente de calor extra al sistema si se considera que se encuentra por debajo del punto de Curie $<578^{\circ}\text{C}$ (Beardmore *et al.*, 2001) y posee aún calor remanente de su cristalización. Los valores de susceptibilidad que posee (>0.02) lo correlacionan con un cuerpo de composición intermedia (Telfor, 1996). Este cuerpo tiene una profundidad de techo de $\sim 700\text{ m}$ y de base mínima $\sim 3000\text{ m}$, que corresponde al modelo geológico esperado para que el reservorio geotérmico este hospedado en las andesitas Mil Cumbres como lo expuso Arredondo-Fragoso (1988). Además, la existencia de esta anomalía puede explicar la firma de un yacimiento epitermal en el subsuelo como lo mencionaron Tello-Hinojosa *et al.*, (1984).

El cuerpo magnético parece actuar como un control en la distribución de las manifestaciones hidrotermales de SAM, SJB y SAP. Ya que como lo mencionaron Tello-Hinojosa *et al.*, (1984) la geoquímica de los fluidos de estas tres comunidades poseen una firma fluidos similar, que les otorga un origen en común.

En el caso de la anomalía gravimétrica identificada al sureste del cuerpo magnético, ha sido relacionada a zonas fracturadas y de flujo de fluidos con dirección N – S. Wright *et al.*, (1985) señalan que este fenómeno puede ocurrir en zonas de alteración debida a zonas de fallas o fracturas y por lo tanto pueden estar ligadas a vías para los fluidos hidrotermales

Al localizarse en el interior de una cuenca tectónica activa, se considera que otra fuente de calor para el sistema hidrotermal es la circulación profunda de los fluidos al interior de la cuenca tectónica del Lago de Cuitzeo, como lo menciona Pascuarè (1984) y Garduño (1988). En este sentido las estructuras que controlan el ascenso de los fluidos hidrotermales pertenecen al SFMA, estructuras que segmentan todas las secuencias presentes en el área (unidades desde el Mioceno hasta el presente) y que actúan con una cinemática lateral izquierda con una componente normal (Ego *et al.*, 2002; Menella, 2011) (Pascuarè *et al.*, 1991; Johnson *et al.*, 1990), y que de acuerdo a Menella (2011) se encuentran críticamente

estresadas, sí consideramos que la dirección de la máxima compresión horizontal E_y varía de $N61^\circ$ a $N105^\circ$ y por lo tanto σ_2 se encuentra de manera semivertical, permitiendo el ascenso a los fluidos a través de esta estructura (Sibson, *et al.*, 2000).

Otro sistema importante en el área tiene una dirección preferencial NNW – SSE representado en el área por la zona de falla San Juan que tiene una cinemática lateral derecha y que es correlacionada con la Falla Tzitzio – Valle de Santiago que actúa como una falla lateral derecha de desgarre (Menella, 2011). La intersección de las estructuras del SFMA y el NNW – SSE, parece ser el control estructural que permite el ascenso de fluidos en el área de SAM, siendo uno de los escenarios tectónicos favorables en los yacimientos hidrotermales (Faulds, 2010).

De acuerdo a como lo señala Sibson (1996) y Sibson (2000) la permeabilidad de un yacimiento está en función de la reología de las rocas preexistentes, en las rocas cohesivas como las andesitas o ignimbritas se desarrollan medios permeables y estructuras que permiten el flujo de fluidos; mientras que las rocas sin cohesión o rocas suaves tales como los depósitos de caída y los depósitos lacustres tendrán un comportamiento impermeable.

La existencia de ambas estructuras ha sido también demostrada a través de las soluciones de Euler, (aunque segundas estructuras son menos visibles) donde se puede distinguir que esta estructura se profundiza hacia el sureste y que actuaría como una estructura que ha sido identificado mediante criterios morfoestructurales y la alineación de depósitos de sinter.

La actividad de las estructuras queda registrada en la existencia de isótopo ^{222}Rn en el área. Segovia *et al.*, (2005). Dentro de los resultados se demuestra que las altas concentraciones de este isótopo son debidas al rápido tránsito entre los fluidos de recarga y las salidas en los manantiales calientes y pozos (Fig. 64). Los valores más altos se registraron en las fallas San Agustín y Huandacareo en el sector boreal y austral del Lago, respectivamente y a las que se les ha ligado como vía de ascenso para los fluidos hidrotermales.

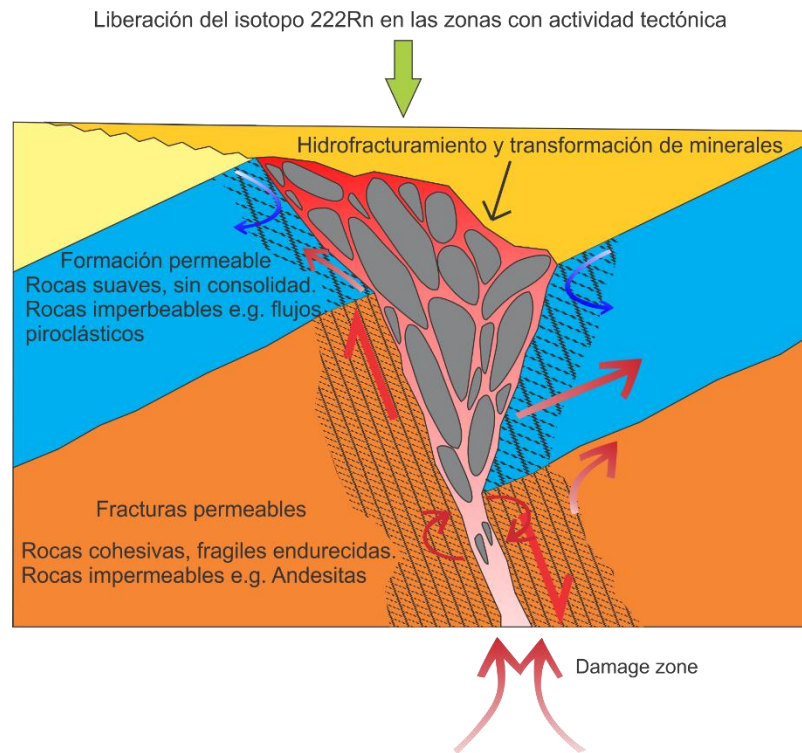


Fig. 64. Liberación de los isótopos ^{222}Rn a través de estructuras geológicas como fallas por acción de la actividad tectónica, estrechamente relacionada a la actividad hidrotermal.

De acuerdo a los resultados de los TEM's la capa sello del yacimiento posee una resistividad inferior a $10 \Omega\text{m}$, límite que se ha correlacionado litológicamente con los depósitos lacustres y los flujos piroclásticos pertenecientes a la ignimbrita de Cuitzeo que han sido desplazados hacia el interior del Lago por acción de la falla Chehuayo y que ha quedado registrado en el registro litológico de los pozos manuales descritos anteriormente. Además, se ha distinguido que el flujo de fluidos proviene del oriente de SAM, posiblemente debajo del área de influencia del PRM El Caido I y el cono de escoria San Agustín.

Tomando esto en consideración que la unidad que pueden estar funcionando como capa sello, son los depósitos lacustres y las secuencias piroclásticas de Cuitzeo, se comportan con menor cohesión y producen zonas de molienda fina y una zona impermeable. Mientras que el reservorio geotérmico estaría almacenado en las andesitas de Mil Cumbres, una roca más cohesiva que permitirá un fracturamiento permeable (Sibson 1996).

Capítulo IX. Conclusiones

La existencia de manifestaciones hidrotermales en superficie como los manantiales de agua caliente y los depósitos de sinter demuestran la existencia de un sistema hidrotermal, estas características evidencian dos hechos, el primero es la actividad tectónica recurrente ha permitido la apertura del sistema y el segundo, el depósito de estos minerales hidrotermales demuestra la existencia de un sistema geotérmico con una temperatura $>175^{\circ}\text{C}$.

La evolución volcánica conocida en el área comienza con el vulcanismo andesítico proveniente de la SMC de 19.5 Ma, continua con un periodo de productos efusivos y piroclásticos de Tarímbaro, cuya fuente es desconocida, <7.8 Ma. Posteriormente se tiene el depósito de secuencias piroclásticas (ignimbritas, flujos piroclásticos, depósitos de caída) con una edad de 2.8Ma y que es intersectado por diques de composición básico. El vulcanismo continuo con el vulcanismo efusivo de tipo máfico, caracterizado por los conos de escoria y los volcanes en semiescudo del CVMG <1 Ma. Paralelamente, se depositaron las secuencias lacustres del Lago de Cuitzeo. Por último, existe el vulcanismo asociado a la Isla Maldita es de especial interés geotérmico, con una edad relativamente joven y posiblemente relacionada con una fuente de calor para el YGSAM.

Las andesitas Mil cumbres, considerada el reservorio geotérmico, con un espesor ~ 3 km, ha sido exhumado a través de fallas lítricas con direcciones $\sim\text{E}-\text{W}$, del SFMA que incrementa su grado de buzamiento de sur a norte (0° en la mesa Santa María, hasta los 28° en el bloque Cuitzeo) colocando al reservorio geotérmico a una profundidad de ~ 200 m.

Al tratarse de una cuenca endorreica, la zona de recarga debe de localizarse en las zonas altas que la rodean, siendo las más importantes en el área el semiescudo Manuna al norte, el semiescudo Zapata al sur, el semiescudo La Leonera al poniente y de forma más regional al accidente topográfico más importante en el área, la SMC.

La actividad tectónica está presentada en el sitio de investigación a través del SFMA, como la segmentación de las secuencias volcánicas más recientes en el área, como es el caso del volcán Zapata $0.87 - 0.75$ Ma y el corte de suelos, actuando actualmente como fallas laterales con

componente normal. Así como las estructuras con dirección NNW – SSE que se han reactivado por el estado de esfuerzos actual y que actúan como fallas normales.

Los sistemas identificados para el sector central del Lago son tres, mencionadas en orden cronológico:

- a) El sistema de fallas N – S ha hereda estructuras pertenecientes al *Basing and Range* (estructuras que han sido identificados a través de los análisis de aeromagnéticos y gravimétricos, y en especial las soluciones de Euler para contactos litológicos y fallas). Expuesta en el área como la falla San Juan (NNW – SSE) y con cinemática lateral *dextral*. Este sistema tiene evidencias minerales índices de temperaturas $>220^{\circ}\text{C}$.
- b) El sistema NE – SW estaría correlacionado con el corredor Tarasco al poniente del área de investigación a través de fallas *sinestrales* para posteriormente cambiar su dirección a ENE – WSW al oriente del sitio de investigación y que forma parte del SFMA, sistema que es observable en la morfología.
- c) El sistema ENE-WSW que actúa como una falla lateral *sinestrales* con componente normal y que pertenece al SFMA. Una de estas estructuras es la falla San Agustín que controla el ascenso de los fluidos hidrotermales en el sector sur del YGSAM y ve interrumpida la descarga de en el área donde se localiza el cono de escoria y el PRM “El Caído”.

La actividad hidrotermal es más intensa en el área de SAM, posiblemente debido a la existencia de estructuras con dirección NW – SE y que estaría correlacionado con la existencia de manifestaciones hidrotermales y la alineación de depósitos hidrotermales de sinter en el poblado de SAM.

El paleodeslizamiento tiene un importante papel en la distribución espacial de las manifestaciones hidrotermales. Impidiendo el ascenso de los fluidos hidrotermales a través de un manto impermeable, generado por la acción de una ruptura circular que dicta el desplazamiento de masa que ocurre a lo largo de una superficie de falla con una deformación interna. En esta superficie el material es autobrechado, generando una superficie de granulometría fina, posiblemente del tamaño de arcillas, tal como es observado en los planos de falla y zonas de deformación, generando una capa impermeable. Otra evidencia es la estructura en *stockwork* en las unidades basales de este cuerpo, rellenas por Qz y Cal. Las manifestaciones quedan limitadas fuera de la influencia del PRM

distribuyéndose a los márgenes suroeste y noreste de la falla San Agustín, en los poblados de SAM y el SBJ.

El inventario de manifestaciones hidrotermales realizado, muestra que el número de manifestaciones hidrotermales se ha reducido en las áreas de SBJ y SAP. Mientras que, en el área de SAM, el número de muestras se ha incrementado. Considerando que los niveles estáticos han sido afectados desde entonces, el número de manifestaciones ha sido constante debido a que esta área se localiza más cercana al llamado *outflow*. Teniendo correlación con las bajas resistividades observadas en los TEM's y donde se distingue la migración lateral de los fluidos hidrotermales de oriente a poniente y pudiendo explicar que las temperaturas de los fluidos disminuyen hacia el poniente. En este sitio los registros de pozo demuestran la existencia de una capa 40 m de depósitos clásticos que están subyacidos por una alternancia de flujos piroclásticos y lavas andesíticas, posiblemente relacionadas a las secuencias piroclástica de Cuitzeo mencionada anteriormente y que han sido desplazadas por la acción de la falla Chehuayo hacia el Lago de Cuitzeo.

Los análisis de los mapas magnetométricos y gravimétricos han demostrado ser una herramienta importante en el auscultamiento de zonas de interés y de estructuras geológicas en el subsuelo. De acuerdo al análisis aeromagnético, el cuerpo plutónico está alineado con una serie de anomalías en una dirección NW – SE, denotando la importancia que tienen estas estructuras en la evolución volcánica del área. Las profundidades calculadas fueron similares para todas las herramientas usadas: el análisis espectral radial para los datos de aeromagnetismo y gravimetría arrojó profundidades en un rango de 6 – 3 y 5 – 2.5 km respectivamente. Mientras que la inversión de datos magnetométricos en 2D y 3D muestra que este cuerpo tiene su base a unos 3 km. El cálculo de las profundidades a través de método de Euler, demostró ser un método poco eficiente, debido a que los resultados de las deconvoluciones no se ajustaban muchas veces a los modelos geológicos esperados, mientras que las profundidades calculadas por este método resultaron someras.

En el caso de los métodos potenciales, en espacial la gravimetría, se identificó que existe una correspondencia entre los mapas regionales y las estructuras más antiguas en el área. El resultado se repitió con el mapa de anomalía residual, que muestra una correspondencia con las estructuras superficiales.

La inversión 3D de los datos de campos potenciales, permitió la identificación de un cuerpo localizado en el interior del lago de Cuitzeo y debajo de la península de Cuitzeo. Este cuerpo posee una susceptibilidad magnética con un intervalo de $0.012 - 0.023 \text{ k}$ y un contraste de densidad en un rango de $-0.224 - 0.134 \text{ kg/m}^3$. De acuerdo a los valores de susceptibilidad magnética exhibidos esta anomalía estaría relacionada a un cuerpo de composición básica almacenado en las secuencias de andesitas y que puede corresponder a la fuente de calor para el YGSAM a una profundidad. El cuerpo intrusivo se puede encontrar en fase de enfriamiento, bajo el punto de Curie. Mientras que los valores de densidad bajos serían efecto de la destrucción de minerales por alteración hidrotermal, siendo un potencial lugar para el flujo de los fluidos. Esta zona está asociada a una zona de fracturamiento, de forma precisa a la falla San Juan.

De acuerdo a las aseveraciones anteriores, este cuerpo debe de encontrarse en estado de enfriamiento $< 578^\circ$, con la cristalización de minerales ferromagnéticos y el depósito de minerales hidrotermales que han incrementado la susceptibilidad magnética en este sitio y que debido a la interacción de los fluidos hidrotermales se ha fracturado y perdido densidad. La ubicación geográfica de este cuerpo en el subsuelo, puede estar delimitando la ocurrencia de manifestaciones hidrotermales de SAM, SJB y SAP en sus límites oriental y sur.

Las soluciones de Euler para las estructuras geológicas, muestran una relación con las estructuras conocidas para el área y muestran la existencia de una estructura en el interior del lago, que se ha relacionado con la falla San Juan (NNW – SSE). En este mismo análisis, las estructuras E – W desarrollan un papel importante, mostrando una concordancia con los datos obtenidos de estructuras geomorfológicas en superficie. Comprobando ser un método útil en la detección de estructuras en el subsuelo. Es por ello que se puede dar validez a los otros conjuntos de estructuras identificados. Este método ha resultado muy importante en el cálculo de la profundidad; pero que deja el significado de la solución calculada para el interpretador.

Los TEM's muestran la existencia de una *clay cap* delimitada por resistividades $< 5 \Omega\text{m}$ en promedio y un espesor de $\sim 100 \text{ m}$ desde la superficie. Este cambio limita la zona impermeable de la permeable que le subyace, conformado por materiales arcillosos en un rango de $5 - 25 \Omega\text{m}$, el espesor de esta capa es muy variable corresponde a las zonas donde la alteración hidrotermal ha sido mayor y, por

lo tanto, las zonas de ascenso para los fluidos, que de acuerdo al análisis de los perfiles, parece provenir del oriente, posiblemente bajo la zona de influencia del “El Caido” y paleodeslizamiento, esto permite inferir que las manifestaciones hidrotermales de SAM y SJB comparten una zona de ascenso en común. Posiblemente relacionada al cruce de las fallas San Agustín y San Juan donde se tiene registrado la ocurrencia de minerales índices como Epi y Chl y una estructura *stockwork* típica de fracturamiento por hidrotermalismo. En la base de los perfiles geoelectricos se identificó una litología que se ha relacionado con rocas de grano grueso o roca muy fracturada y que se considera, como parte de las Ignimbritas de Cuitzeo.

IX.I.- Modelo conceptual del YGSAM

El modelo conceptual del yacimiento (Fig. 65) integra la información creada a través de los métodos geofísicos, geológicos y los datos preexistentes del área.

Los elementos que conforma al YGSAM son:

La fuente de calor, puede ser presumiblemente explicada como proveniente del calor remanente del cuerpo plutónico identificado a través del método magnetométrico en sector central del Lago y el calentamiento de los fluidos por circulación profunda en la cuenca tectónica de Cuitzeo. Si ambos fenómenos están en conjunto, el YGSAM puede ajustarse a un modelo mixto. Un yacimiento localizado en un dominio extensional de tipo semigraben y que ha sido intrusionado por cuerpos ígneos.

El reservorio geotérmico está contenido posiblemente en la andesita de Mil Cumbres, que como se ha visto anteriormente, forma el basamento local relativo y se encuentra intensamente fracturado. El espesor asignado para esta secuencia es de 3000 m, de acuerdo reportes de la CFE que segmentan esta unidad en el Campo Volcánico Los Azufres. Esta unidad se encuentra a una profundidad aproximada 200 m de la superficie, por la acción de las fallas listricas que la exhuman, como se puede observar al sur del área, en la falla Tarímbaro.

La recarga del acuífero geotérmico es de ser de carácter regional, proveniente principalmente de la SMC, con un flujo en una dirección preferentemente hacia el norte. Otras posibles zonas de recarga son las zonas de falla con dirección Ne – SW, hacia el sur del Lago y los altos topográficos que rodean al Lago de Cuitzeo

Debido a la tectónica a la que está sometida el área, se consideran que las vías de ascenso están relacionadas con el *damage zone* de las fallas listricas, propias del semigraben de Cuitzeo que entran en contacto con el reservorio geotérmico. De esta manera, la falla San Agustín es la principal fuente de ascenso para las manifestaciones hidrotermales del sur del Lago, así como la falla Huandacareo al norte del Lago. De manera más específica, se considera que el escenario estructural que da origen a las manifestaciones hidrotermales del sur es la intersección de las fallas San Agustín (ENE – WSW)

y el sistema San Juan NNW – SSE, mientras que, en el norte, el escenario estaría relacionado a una estructura *stepovers* que estaría generando una zona de cierre.

La capa sello (*cap rock*) está formada por los depósitos lacustres del Lago de Cuitzeo, que se han calculado en 400 m para este sector y posiblemente involucre las secuencias piroclásticas de Cuitzeo que han sufrido interacción con fluidos hidrotermales, formando la *clay cap*.

El sistema geotérmico está dividido en dos zonas, la zona norte donde se tienen registradas las manifestaciones hidrotermales de SAP y la zona sur donde se localizan las manifestaciones hidrotermales de SAM y SJB.

De acuerdo a estas aseveraciones, el YGSAM se localiza en un área de al menos 60 km² tomando en consideración las manifestaciones hidrotermales de SAM, SJB y SAP. Los límites para este yacimiento son conformados por las fallas Huandacareo y Chehuayo, al norte y sur respectivamente. Mientras que al oriente estaría limitado por el sistema de fallas Tzitzio-Valle de Santiago y al poniente por una estructura aún desconocida. Si se considera lo anterior, estaríamos considerando la existencia de un reservorio geotérmico regional en la cuenca de Cuitzeo

La ausencia de manifestaciones hidrotermales al centro del Lago de Cuitzeo, se explica por la existencia una unidad con porosidad primaria, como los sedimentos lacustres que sufren colapso de poros y cementación por la formación de arcillas, impidiendo el ascenso de fluidos hidrotermales, debido a su constante autosellamiento.

La zona que se considera más apta para una exploración física del YGSAM se localiza al suroeste del puente de la carretera México 43D, al costado poniente de primer balneario fuera de la acción del paleodeslizamiento El Caído I y el depósito de los productos del cono de escorias San Agustín. En la planicie fluviolacustre de Cuitzeo. Donde los registros de pozos cercanos y los TEM's muestran la existencia de al menos 40 m de depósitos clásticos seguido por al menos 450 m de rocas con distintos grados de alteración relacionados a las secuencias piroclásticas de Cuitzeo y las andesitas de Tarímbaro y posteriormente, pasar a la secuencia de andesitas Mil Cumbres a unos 600 m de profundidad.

Considerando a la falla San Agustín y a las estructuras del *damage zone*, como vías de ascenso de los fluidos hidrotermales, el pozo de perforación deberá poseer una profundidad máxima aproximada de 1900 m, con una zona productora que dependerá del espesor de *damage zone* aunque se propone un rango entre los 1400 y 1900m.

En resumen, el YGSAM ha sido clasificado como un sistema de tipo Mixto, de tipo predominantemente extensional hospedado en el semigraben de Cuitzeo con la intrusión de magmas básicos.

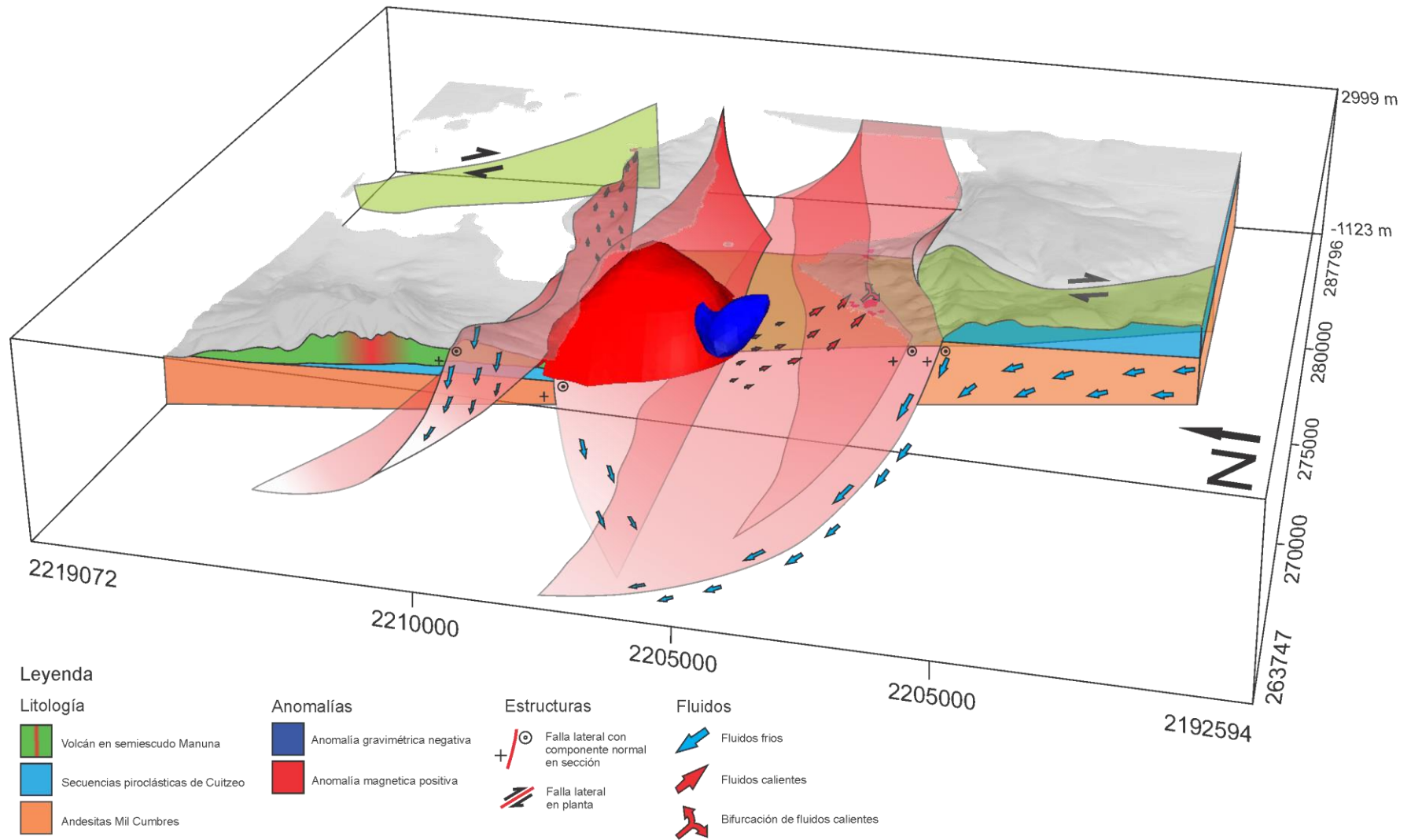


Fig. 65. Modelo conceptual del yacimiento geotérmico de San Agustín del Maíz.

Recomendaciones

Se recomienda la aplicación de otros métodos de exploración geofísica como:

- Estudios de magnetotelúrica con el objetivo de definir las zonas de ascenso de los fluidos hidrotermales y correlacionarlas con estructuras geológicas.
- Estudios de sismica de refracción con el objetivo de conocer el espesor real de cada una de las unidades en el subsuelo y la ubicación de estructuras enterradas.
- Elaboración de perfiles de ^{222}Rn , con el objetivo de identificar las zonas de falla con mayor actividad.

Así mismo, la aplicación de métodos de exploración directa como

- La perforación de un pozo exploratorio en el área que ha sido señalada como para la recolección de datos físicos, tales como: gradiente térmico, registro litológico y mineralógico, de densidad y susceptibilidad.

Por último, se recomienda la aplicación de técnicas de microtermometría

- Estudios de inclusiones fluidas para reconocer las condiciones de formación

Una vez que el modelo de campo geotérmico ha sido desarrollado, es importante revisar y actualizar continuamente con nueva información adquirida, teniendo en cuenta que solo deben de ser incorporados aquellos datos que puedan dar cambios significantes a este modelo. Estos datos pueden ser procedentes de otros métodos geofísicos, data de perforación o datos de monitoreo, dependiendo de la etapa en la que se encuentre el desarrollo del campo geotérmico.

Referencias

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L., Xu, S., 2002, El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 55, pp 12-29.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, pp 65–82.

Allis R.G. 1990. Geophysical anomalies over epithermal systems. J. geochemical exploration, 36, pp. 339-372.

Aguirre-Díaz G. J., L. Ferrari S. A. Nelson, G. Carrasco-Núñez, M. López-Martínez y J. Urrutia-Fucugauchi, 1998, El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, 18, 131-138.

Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 2000, Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, en Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 167-178.

Arredondo, F.J., 1983, Levantamiento gravimétrico en la zona central de la Laguna de Cuitzeo, Michoacán: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, Informe 29/83 G.P.G, 11 p.

Axelsson, G., 2013, Conceptual Models of Geothermal Systems-Introduction Proceedings of the “Short Course on Conceptual Modelling of Geothermal Systems”.

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

Beardmore, G.R., and Cull, J.P. 2001, Crustal Heat Flow. A guide to measurement and modeling. Cambridge University Press. 324 pp.

Bertani R., 2015, Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report. World Geothermal Congress 2015.

Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010, Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 197, pp 67-84.

Bertani R., 2015, Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report. World Geothermal Congress 2015.

Benderitter, Y. & Cormy, G., 1990, Possible approach to geothermal research and relative costs. In: Dickson, M.H. & Fanelli, M. (ed): Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization. UNITAR (New York): pp 59-69.

Bigurrra P. E., 1987, Resumen de estudios en Araró, Mich. Comisión Federal de Electricidad. Informe Técnico. México CFE.

Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences 20, pp 1040–1051.

Campos-Enriquez, J.O., Arroyo-Esquivel, M.A., y Urrutia-Fucugauchi, J. 1990, Basement, Curie isotherm and shallow crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. Tectonophysics. 172, pp. 77–90.

Casarrubias Unzueta, Z., Izunga G., M. L. y Contreras V., J.A. 1990. Estudios geológico de detalle en la zona geotérmica de Araró-Zimirao, Michoacán. Informe técnico 1-90. México: CFE, 23 pp.

Centeno-García, E., 1994, Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico [Tesis de Ph.D.]: Tucson, University of Arizona.

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin* 123, pp 1776–1797. doi:10.1130/B30057.1.

Colin-Reeves., 2005 *Aeromagnetic Surveys Principles, Practice & Interpretation*, Geosoft™. pp 1 – 155.

Comisión Nacional de Agua, 2007. Actualización hidrogeológica de los acuíferos: Maravatio-Contepec-Epitacion Huerta, Zacapu, Morelia-Queréndaro y Pastor Ortiz, en el estado de Michoacán. Informe final. pp 59-62.

Constable, C., 2009. Millennial-Scale Geomagnetic Field Variation. In *treatise of Geophysics. Geomagnetism*, Scheber G. (ed). Elsevier, pp 337-372.

Dean, W. C., 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: *Geophysics*, pp. 23, 97–127.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología, Revista, 2, 172-187.

Demant, A. 1979, Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico, Instituto de Geología, UNAM, México, vol. 75, pp. 39–57.

DeMets, C., Wilson, D.S., 1997. Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *J. Geophysics. Res.* 102, 2789– 2806.

Dickson, H. and Fanelli, M., 2004. What is geothermal energy. Instituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa, Italy.

Dobrin, M.B., and C.H. Savit 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting* (4th ed.), New York, McGraw-Hill.

Duffield, W.A., and Sass, J.H., 2003, Geothermal energy—clean power from the Earth's Heat: U.S. Geological Survey Circular 1249, 36 p.

El Financiero. Consultado el 5 de Julio de 2015 en <http://www.elfinanciero.com.mx/economia/reforma-energetica-apuesta-a-energias-limpias-coldwell.html>

Faulds, J.E., Coolbaugh, M.F., Benoit, D., Oppliger, G., Perkins, M., Moeck, I., and Drakos, P., 2010, Structural controls of geothermal activity in the northern Hot Springs Mountains, western Nevada: The tale of three geothermal systems (Brady's, Desert Perk, Desert Queen): GRC Transactions, v. 34, p. 675-683.

Ferrari, L., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1990. Plio-Quaternary tectonics of central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geosica Internacional* 29, 5–18.

Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology* 23, 751–754. doi:10.1130/ 0091-7613(1995)023b0751:MSATNB>2.3.CO;2.

Ferrari L., Morán-Zenteno, D., González-Torres, E., 2007, Actualización del mapa geológico de México, escala 1: 4,000,000, en Nuevo Atlas Nacional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 1 mapa.

Ferrari, L., et al., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics* (2011), doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.

Flores-Armenta M . 2012. La Geotermia en México: retos y perspectivas. En: Museo de Geología, Ciudad de México.

García-Pérez, F., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Crustal structure of the Arteaga complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics: *Geofísica Internacional*, 36(4), pp 235–244.

Garduño, M. V. H. and N. A. Gutierrez, 1992. Magmatismo, hiatus y tectónismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional* 31, p. 417–429

Garduño Monroy, V., Pérez López, R., Israde Alcántara, I., Rodríguez Pascua, M., Szykaruk, E., Hernández Madrigal, V., y otros. 2009. Paleoseismology of the Southwestern Morelia-Acambay fault system, Central Mexico. *Geofísica Internacional*, 48 (3), 319-335.

Garduño Monroy V.H, Israde-Alcantara I. Características físicas de la cuenca del Lago Cuitzeo: Suelos. En Cram, S., L. Galicia e I. I, Alcantará (Compiladores). 2010. Atlas de la cuenca del lago de Cuitzeo: un análisis de la geografía y su entorno socioambiental. UNAM-UMSNH. pp.: 20-24.

Gehring, M. and Loksha, V. 2012. *Geothermal Handbook: Planning and Financing Power Generation*. ESMAP / World Bank, Washington DC. 150pp.

GeothermEx Consultado el 4 diciembre de 2015. <http://www.geothermex.com/>

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. y Ferrari, L. 2005: “Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana”, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 2,3, pp. 227-285

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (Eds.), *Geology of México: celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, pp. 1–53. doi:10.1130/2007.2422(05).

Gómez Vasconcelos M. G., 2012. *Geología y estratigrafía volcánica de la Sierra de Mil Cumbres* (Tesis de Maestría) Morelia, Mich. UMSNH. Instituto de Investigaciones de Ciencias de la Tierra, 2012.

Gómez-Vasconcelos M. G., Garduño-Monroy V. H., Macías J. L., Lauer P. W., Benowitz, J. A., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between

Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, pp 128-147.

González R.L.E., González P.E, Garduño M.V.H, Martinez L., Pironon J. Díaz C.E.H., Yañez D.D., Romero R.W. Romero R.M.C. 2015. Distribución de Anomalías Geotérmicas en México: Una guía útil en la prospección geotérmica. (Reporte inedito)

Grant, F.S., 1985a. Aeromagnetic, Geology and ore environments, I. magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration* vol 23, pp 303-333.

Grant, M.A., and Bixley, P.F., 2011: *Geothermal reservoir engineering – Second edition*. Academic Press, Burlington, USA, 359 pp.

Gudmundsson, J.S., 1985. Direct Uses of Geothermal Energy, 1984. *International Symposium on Geothermal Energy International*, Volumen C, Stone (ed.) Geothermal Resources Council, Davis, California, U.S.A,

Gutierrez-Negrin, L.C.A. 2015. Update of the Geothermal Electric Potential in Mexico. *Geothermal Resources Council. Transactions*, Vol.36, 2012.

Henley, R.W., and Ellis, A.J. 1983. Geothermal systems ancient and modern, A geochemical review. *Earth Sci. Review*. v 19. 1-50.

Henderson, R. y Zietz, I. 1949. The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity field. *Geophysics* Vol. 14. pp 508-516.

Hernández Z.H. 2014. Potencial geotérmico de México. Conferencia dictada en noviembre del 2014, Secretaría de Energía (SENER), México D. Presentación en PDF 10 láminas.

Herrera H.L. 2005. Actualización del modelo geológico conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Revista Mexicana de Geoenergías*, 18 (1) pp. 37-46.

Hiriart, G., 2011. Evaluación de la Energía Geotérmica en México. Comisión Reguladora de Energía.

Hochstein, M.P. 1988. Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). *Geothermics*, 17(1), 15-49.

Iglesias, E.R., Torres, R.J., Martínez I.E., Reyes N.P. 2015. Summary of the 2014 Assessment of Medium- to Low-Temperature Mexican Geothermal Resources World Geothermal Congress 2015.

Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P.), 1986. Estudio petrogenéticos de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico. Proyecto C-2006. Instituto Mexicano del Petróleo. Reporte interno. 30pp.

INEGI (2009). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Clave geoestadística 16020 y 16018.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., 1999, Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: The evolution of the Late Neogene Cuitzeo Basin System (Central Western Mexico, Michoacán): *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151, 209–227.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ortega-Murillo, R., 2002, Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo: *Hidrobiológica*, 2, 61–78.

Israde-Alcántara, I., Ortega-Guerrero B., Caballero, M., Lozano S., Sánchez G., 2009, The last ca. 1000 years of evolution of laminated Tacámbaro crateric lake based on diatom and TOC and TIC record (resumen), in 11th International Paleolimnology Symposium: Guadalajara, México, International Paleolimnology Association, 77.

Johnson, C. A. and C. G. A. Harrison, 1989. Tectonics and Volcanism in Central México: A Landsat Thematic Mapper Perspective. *Remote Sens. Environ.*, 28, p. 273–286.

Kim, Y., Clayton, R.W., Jackson, J.M., 2010. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research* 115, B06310. doi:10.1029/2009JB006942.

Ley de cambio climático [en línea] México. [fecha de consulta: enero 20, 2016] Disponible desde: <http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/ref/lgcc.htm>

Lee K. C., 2001. Classification of Geothermal Resources by Energy," *Geothermics*, Vol. 30, No. 4, pp. 431-442. doi:10.1016/S0375-6505(00)00056-0

Li, Y., and Oldenburg, D. W., 1996, 3D inversion of magnetic data: *Geophysics*, 61, pp 394–408.

Li Y., and Oldenburg D.W., 2000, 3D inversion of induced polarization data, *Geophysics*, 65, pp 1931-1945.

Lindal B. 1973. Industrial and other applications of geothermal energy. *geothermal energy*, (ed.H. C. H. Armstead), Earth Science, v. 12, UNESCO, Paris, pp.135-148.

Magaly A.F. La geotermia en México: Retos y Perspectivas. (2012, Ciudad de México, México). Conferencia.

Manea, V., Manea, M., 2011. Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1475–1478. doi:10.1007/s00024-010-0207-9.

Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A. F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 9, 33–50.

Mariita, N. O., 2013, Applications of potential field methods for geothermal exploration – a case for Olkaria and Menengai geothermal fields, Kenya. Short Course VIII on Exploration for Geothermal Resources.

Menella-L., 2011, Sismotectonica del sector occidental del Sistema Morelia-Acambay, México, a partir del análisis de población de fallas [Tesis de Maestría]: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Moeck IS, Beardsmore G 2014. A new 'geothermal play type' catalog: streamlining exploration decision making. In: 39th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, 24–26 Feb 2014, SGP-TR-202.

Muffler L. P. J., Cataldi R., 1978 "Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources," *Geothermics*, Vol. 7, No. 2-4, pp. 53-89. doi:10.1016/0375-6505(78)90002-0 .

Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section — Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37, pp. 507–517.

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

Nabighian, M.N. Grauch V.J., et al., 2005. 75th Anniversary. The Historical development of the Magnetic Method in Exploration: SEG, *Geophysics*, Vol.70, no. 6, pp. 33nd-61-nd.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., 1994, La Falla de San Miguel de Allende: características y evidencias de su actividad cenozoica (resumen), en Tercera Reunión Nacional de Geomorfología: Guadalajara, Jal., México, Sociedad Mexicana de Geomorfología, 139-142.

Nicholson, K., 1993, *Geothermal Fluids*, Springer Verlag, Berlin, XVIII, 264 p.

E. Thébaud et al. 2015 International Geomagnetic Reference Field: the twelfth generation, *Earth Planets Space*, Vol. 67.

Nuria S., Barragan R.M., Tello E., Alfaro R., Mena M., Pulinets S., Leyva A. 2005. Geochemical Exploration at Cuitzeo Basin Geothermal Zone(Mexico). *Jornal of Apllied Sciences* 5 (9). ISSN:1812-5654

Ordaz-Méndez, C. A., Flores-Armenta, M., Ramírez-Silva, G., 2011, "Geothermal Potential in Mexico", *Geotermia*, Volume 24, No. 1.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*: 23, pp.1127-1130.

Ortega Gutiérrez, F., Mitre S.L., Roldán Q. J., Aranda G.J.J., Morán Z.D., Alaniz A.S. y Nieto S.A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana Escala 1: 2,000,000, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales.

Okuma S. 1998. Magnetic Constraints on the Subsurface structure of Akita Yakayama Volcano, Northeast Japan, *Earth. Planetary and Space*, 50, p 153-163.

Pacheco, J., Mortera-Gutiérrez, C., Delgado-Granados, H., Singh, S., Valenzuela, R., Shapiro, N., Santoyo, M., Hurtado, A., Barrón, R., Gutiérrez-Moguel, E., 1999. Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 557–565. doi:10.1016/S0895-9811(99)00039-5.

Parasnis, D. S. 1973. *Mining Geophysics*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam London New York. pp, 26-47.

Pardo, M., Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 2391-2394.

Pardo, M., Suarez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México; seismic and tectonic implication: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.

Pasquaré G., Camacho A.F., Canul D.R.F., 1984, Estudio Geológico Regional de la Porción Noreste de Michoacán y Suroeste de Guanajuato. CFE. Depto.de Exp. Morelia.

Pasquaré G., Garduño V., Tibaldi A., Ferrari L., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364. doi:10.1029/95JB00919.

Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V., Tibaldi A., and Vezzoli L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan: Geological Society of America Maps and Charts Series MCH072, scale 1:300 000, 1 sheet, 22 p. text.

Razo Montiel, A. 1965. Levantamiento geológico regional de las hojas Morelia y Maravatio. Informe interno. México: CFE. 9 pp.

Reed, M.J. 1983 Assessment of low-temperature geothermal resources of the United.

Rezaie M. and Aghajani H. 2013, "A New Combinational Terminology for Geothermal Systems," International Journal of Geosciences, Vol. 4 No. 1, pp. 43-48. doi: [10.4236/ijg.2013.41005](https://doi.org/10.4236/ijg.2013.41005).

Rudnick R. L. and Fountain D. M., 1995 Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Rev. Geophysics.33 (3), 267-309.

S. K. Sanyal., Classification of Geothermal Systems; A Possible Scheme, Proceedings of Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, 31 January-2 February 2005, pp. 85-88.

Secretaria de Energía. Balance Nacional de Energía Producción Energía Primaria. [en línea]. México. SENER. [fecha de consulta: enero 20, 2016]. Disponible desde: <http://200.23.166.35/DA/P/DGPlaneacionInformacionEnergeticas/DiccionarioDatos/BalanceNacionalEnergia.txt>

Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geology, 9: 41-43

Sedlock R., Ortega-Gutiérrez F., Speed R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America Special Paper 278, 153.

Segovia N., R. Barragan, E. Tello, R. Alfaro, M. Mena, S. Pulinets and A. Leyva. 2005. Geochemical Exploration at Cuitzeo Basin Geothermal Zone (Mexico). *Journal of Applied Sciences* 5 (9):1658-1664.

Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18, 1031–1042.

Sibson, R. H. 2000, Fluid involvement in normal faulting, *Journal. Geodynamic*, 29, 469–499, doi:10.1016/S0264-3707(99)00042-3.

Smith P. J., 1975, *Temas de Geofísica*, 1era ed., Reverté S. A., pp. 286.

Spector, A. and Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35:293-302.

Streckeisen, A., 1979. A classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres and melilitic rocks. Recommendations and suggestion of the IUGS on the Systematic of igneous Rocks. *Geology*, 7:331 – 335. Boulder.

Suter, M., Quintero, O., Johnson., C., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. 1. The Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research* 97, 11,983–11,994

Suter M., Quintero O., López M., Aguirre G., Ferrari, L., 1995. The Acambay graben: active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonics* 14, 1245–1262.

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin* 113 (6), 693–703. doi:10.1130/0016-7606(2001)113b0693:QIAEIT>2.0.CO;2.

Suter M., 2016. Structure and Holocene rupture of the Morelia fault, Trans-Mexican Volcanic Belt, and their significance for seismic-hazard assessment. Article in [Bulletin of the Seismological Society of America](#) 106(5). DOI: 10.1785/0120160092

Tarbuck E.J., Lutgens F.K. y Tasa D. 2005. Ciencias de la Tierra, trad. de 8ª ed. España. Prentice Hall. ISBN edición latinoamericana: 978-84-832-2690-2.

Tello E., and Quijano J.L. 1983. Reconocimiento y Evaluacion Geoquímica de las Zonas Termales del Lago de Cuitzeo, Report 33-83, Comision Federal de Electricidad, Morelia, Mexico.

Torres R. V. 2000. "Geothermal Chart of Mexico Scale 1:2,000,000". World Geothermal Congress 2000 Proceedings, Kyushu, Japan.

Urrutia-Fucugauchi, J. and L. del Castillo 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. Bol. Soc.Geol. Mex., 38, 18-28.

Vargas L. H., 1985. Sinopsis del estudio geo hidrológico de Los Azufres. Cuitzeo, estado de Michoacán. CFE. Informe 1/85. Inedito

Viggiano, J. C., and Gutierrez-Negrín, L. 2003. Régimen de Flujo Hidrotermal en la Zona Geotermica de Araro, Michoacan, Mexico, Ingenieria Hidraulica en Mexico, XVIII, 39-53, 2003.

Ward, S.H., and Hohmann, G.W., 1988, Electromagnetic theory for geophysical applications, in Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic methods in applied geophysics: Tulsa, Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists, p. 131–312

W. Bevan, Bruce. 2006. Understand Magnetic Maps. Geosight. Virginia, p.74.

Williams C. F., Reed M. J., Anderson A. F. "Updating in the Classification of Geothermal Resources", Preceedongs of Thrtly Sixth Workchop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford, 31 January-2 February 2011.

Wright P. M., Stanley H. W., Howard P. R. et al. 1985. State of the art geophysical exploration for geothermal ressources. Geophysics, Vol. 50, nº 12, p. 2666-2699.

Zhang Y., Guo D. M., Liu D., Utilization and Research on Medium-Enthalpy and Low-Enthalpy Geothermal Energy in WSHP System, Advanced Materials Research, Vols. 374-377, pp. 392-397, 2012

Zietz, I. and Henderson, R.G. 1951. Magnetic anomalies at high altitudes. Transactions, American Geophysical Union 32: doi: 10.1029/TR032i003p00397. issn: 0002-8606.

Zheng, K., and Dong, Y. 2008. The possible role of geothermal energy to the Chinese energy development. Proceedings, 8th Asian Geothermal Symposium, Dec 9-10, 2008, Vietnam Institute of Geosciences and Mineral Resources, Hanoi, Vietnam.

Zúñiga, F. R., J. F. Pacheco, M. Guzmán-Speziale, G. J. Aguirre-Díaz, V. H. Espíndola, and E. Nava. 2003. The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico activation of and undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican volcanic belt, Tectonophysics 361, 229–238.

Libros

Blakely RJ. 1996 Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 441 pp

Campbell, W. C. 2003. Second. Edition. Introduction to geomagnetic field. United Kingdom. Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-82206-0

Lanza, R. and Meloni, A., 2006. The Earth's Magnetism. Alemania. Springer. ISBN 13 978-3-540-27979-2.

Lowrie, W. 2007. The Earth's Fundamentals of Geophysics. New York, Estados Unidos: Cambridge University Press, 220-252. ISBN-13 978-0-511-35447-2

Milsom, J., 2003. Field Geophysics, third edition. (The geological field guide series) John Wiley & Sons Ltd. ISBN 0-470-84347-0.

Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., and Ruder, M. E., 2005, The historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, 70, 33-6

Parasnis D.S. 1986 Principles of applied geophysics. Chapman and Hall, London, 402 pp

Reeves C. 2005. Aeromagnetic Surveys, Principles, Practices and Interpretation. Geosoft™

Sharma PV 1997. Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 475 pp

Robinson, E.S. 1988. Basic Exploration Geophysics. John Wiley & Sons. Canadá, p. 408.

Telford, W., Geldart, L. P., Sheriff, R., Keys., 1976. "Applied Geophysics". Cambridge University Press, Reino Unido. 6 – 100 pp.

Telford W., Geldart L., P., Sheriff R., E 1990. Applied geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 2nd Edition 6 - 100 pp

Manuales

Breiner, S. 1973. Applications Manual for Portable Magnetometers: GeoMetrics, Sunnyvale, California.

Geometric, Inc. Operartion Manual 2014. G-851 Memory-Mag™ Proton Precession Magnetometer. P/N 18103-02 Rev.B.

Geosoft Inc. "Oasis Montaje Versión 6.4.2. 2007" Copyright, Geosoft Inc.

Instituto para la Diversificación y Ahorro de Energía (IDEA) e Instituto Geológico y Minero de España (IGMP). Manual de Geotermia. Madrid. IDEA. 2010.

Mapas

Servicio Geológico Mexicano, 1988. Carta geofísica de campo total (F14C84) (Acámbaro). Escala 1:50000. SGM. México, DF.

Servicio Geológico Mexicano, 1988. Carta geofísica de campo total (F14-A14) (Zinapécuaro). Escala 1:50000. SGM. México, DF.

Servicio Geológico Mexicano, 1988. Carta geofísica de campo total (E14-C83) (Moroleón). Escala 1:50000. SGM. México, DF.

Servicio Geológico Mexicano, 1988. Carta geofísica de campo total (E14-A13) (Cuitzeo). Escala 1:50000. SGM. México, DF.

Software

Microsoft Office Professional Plus 2016

MagLog

MagMap

Oasis Montaj8

SpheriStat3

ArcMap 10

Global Mapper 16

Voxler 4

Corel Drawn X6