



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**“Modelación y análisis Geofísico 3D del régimen hidro-
tectónico de la Cuenca Villa Hidalgo, San Luis Potosí,
México”**

Tesis que presenta
Fred Yoan Pérez Corona

Para obtener el grado de
Doctor en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:
Dr. Héctor López Loera

San Luis Potosí, S.L.P., México, marzo de 2020



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Modelación y análisis geofísico 3D del régimen hidro-tectónico de la Cuenca Villa Hidalgo, San Luis Potosí, México**” presentada para obtener el Grado de Doctor en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Fred Yoan Pérez Corona** y aprobada el **13 de noviembre de 2019** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Héctor López Loera
Director de la Tesis

Dr. Vsevolod Yutis
Miembro del Comité Tutorial

Dra. Emilia Fregoso Becerra
Miembro del Comité Tutorial

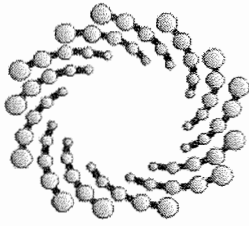
Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

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

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 221813 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

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

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 015 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 20 días del mes de marzo del año 2020, se reunió a las 13:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Héctor López Loera

Dr. Vsevolod Yutsis

Dr. Pablo Dávila Harris

Presidente

Secretario

Sinodal

IPICYT

IPICYT

IPICYT

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

DOCTOR EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Fred Yoan Pérez Corona

sobre la Tesis intitulada:

Modelación y análisis Geofísico 3D del régimen hidro-tectónico de la Cuenca Villa Hidalgo, San Luis Potosí, México

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Héctor López Loera

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 15:03 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 20 días del mes de marzo de 2020.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Dedicatoria

Dedico esta tesis a mis hijas Ivanna, y Rafaela, que son la motivación y el alma de mi vida. ¡Las amo con todo mi ser hermosas!

Una dedicatoria especial a mi esposa Ingrid por su apoyo, amor y comprensión en todo momento. ¡Te amo mucho Beba!

A mis padres Eva y Fidel que son los seres más maravillosos que he conocido y de los cuales solamente he recibido amor y apoyo incondicional, ¡Gracias por siempre estar a mi lado en los todos los momentos buenos y malos, los amo!

A mis hermanos Ángel y Omar, con los que he compartido etapas y/o momentos importantes de mi vida y que siempre han estado presentes.

Agradecimientos

Agradezco al IPICYT por haberme otorgado no solo la oportunidad de realizar mis estudios en esta gran institución sino también por haberme concedido una beca la cual me permitió sobresalir en mis estudios y culminarlos con éxito.

De manera importante agradezco el apoyo del CONACyT por la beca de doctorado otorgada (clave 221813).

Quiero agradecer de manera muy especial a mi asesor el Dr. Héctor López Loera por dedicar su tiempo y esfuerzo para mi formación académica llegando a inculcarme la base científica para realizar este trabajo y sobre todo por siempre brindar una mano amiga frente a cualquier dificultad, por su calidad humana merecerá siempre mi admiración y respeto.

También agradezco de manera especial a la Dra. Emilia Fregoso Becerra por su apoyo y amistad brindada en el desarrollo del doctorado.

A los Doctores: Vsevolod Yutsis por su ayuda y consejos brindados durante el aprendizaje del Doctorado y Pablo Dávila Harris por sus comentarios que ayudaron a mejorar la interpretación geológica del estudio.

Agradezco a la División de Geociencias Aplicadas por el apoyo concedido durante la realización del presente trabajo y la formación académica ofrecida durante el doctorado.

Al Ing. Víctor Julián Martínez Ruíz por su asesoría, amistad y amenas pláticas geológicas.

Doy también las gracias al personal del IPICYT por su trato amable y su disposición para apoyar a los estudiantes, especialmente a la Mtra. Ivonne Cuevas y la Ing. Edith Rodríguez del Departamento de Posgrado, a Gabriela Pérez Assaf e Imelda Rivera.

A todos aquellos compañeros de Geociencias Aplicadas quienes me brindaron en algún momento su apoyo tanto durante los estudios como para la realización de esta tesis, un agradecimiento especial merecen mis colegas por su apoyo en campo y amistad sincera: Joselin de L. Almaguer, Randall Guevara, J. Manuel González, Jesús Galván, Edgar Rojas, Simón Carranco, Jaime Garcés y David Torres.

A mi familia y amigos por el apoyo moral y buenos deseos.

ÍNDICE

Constancia de aprobación de la tesis	II
Créditos Institucionales	III
Dedicatoria.....	IV
Agradecimientos.....	V
Índice de Figuras	X
Lista de tablas	XVI
Resumen	XVII
Abstract.....	XVIII
Capítulo 1 GENERALIDADES	1
Introducción.....	1
1.3 Objetivos.....	2
1.3.1 Objetivo General.....	2
1.3.2 Objetivos Específicos	2
1.4 Localización del área de estudio.....	2
1.5 Fisiografía y geomorfología	3
Capítulo 2 MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL	6
2.1 La Sierra Madre Oriental.....	6
2.2 La Mesa Central.....	8
2.3 Mares del Triásico-Cretácico.....	9
2.4 La Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	16
2.5 Eventos de deformación	17
2.5.1 Orogenias Servier-Laramide.....	17
2.6 Cuencas y Sierras (Basin and Range).....	19
Capítulo 3 Geología Local.....	22
3.1 Estratigrafía de la CVH	23
3.1.1 Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano)	23
3.1.2 Formación Tamabra (Albiano-Cenomaniano).....	23
3.1.3 Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano)	24
3.1.4 Formación Indidura (Turoniano-Santoniano).....	24

3.1.5 Formación Soyatal (Turoniano-Santoniano)	25
3.1.6 Formación Cárdenas (Maastrichtiano-Campaniano).....	25
3.1.7 Dacita Jacavaquero	26
3.1.8 Andesita-Basalto.....	27
3.1.9 Ignimbrita Santa María (Oligoceno Inferior)	28
3.1.10 Formación San Nicolás (Mioceno Superior)	28
3.1.11 Unidad Puerta del Refugio	28
3.1.12 Unidad Camposanto	29
3.1.13 Unidad El Jagüey.....	29
3.1.14 Unidad Las Joyas.....	30
3.1.15 Unidad Pozo del Carmen.....	30
3.1.16 Unidad La Concordia.....	31
3.1.17 Unidad de Aluvión	31
3.2 Geología estructural.....	31
Capítulo 4 MARCO TEÓRICO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	33
4.1 Teoría de Campos Potenciales.....	33
4.2 Método Magnético.....	33
4.2.1 Distribución normal del campo magnético en la superficie terrestre	37
4.2.2 Variaciones temporales del campo magnético terrestre	39
4.2.3 Propiedades magnéticas de las rocas	40
4.2.4 Mecanismos para la magnetización inducida	41
4.3 Método Gravimétrico	44
4.3.1 Variaciones en la atracción gravitacional	45
4.3.2 Densidad de los materiales	46
4.3.3 Corrección de datos Gravimétricos	48
4.3.3.1 Gravedad teórica (corrección por latitud).....	49
4.3.3.2 Corrección por altura	49
4.3.3.3 Corrección de Bouguer.....	50
4.3.3.4 Corrección de Terreno	51
4.4 Anomalías Gravimétricas	52
4.4.1 Anomalía de Aire Libre.....	52
4.4.2 Anomalía de Bouguer.....	52
4.5 Inversión conjunta 3D de Métodos potenciales.....	53
4.5.1 Inversión tridimensional	55
4.5.2 Inversión conjunta	56

4.6 Método Geoeléctrico	57
4.6.1 Principios básicos	58
4.6.1.1 Potencial eléctrico y diferencia de potencial	58
4.6.1.2 Resistividad y la ley de Ohm.....	58
4.6.1.3 Resistividad de las rocas.....	59
4.6.1.4 Resistividad aparente.....	61
4.6.2 Dispositivo electródico Schlumberger.....	63
4.6.3 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)	64
4.6.3.1 Tipos de curvas.....	65
4.6.3.2 Curvas para dos capas	65
4.6.3.3 Curvas para tres capas	66
4.6.3.4 Curvas para cuatro y más capas.....	66
4.6.3.5 Interpretación de las curvas de resistividad.....	67
4.7 Método Magnetotelúrico	68
4.7.1 Ecuaciones del Método Magnetotelúrico	69
4.7.1.1 Ley de Faraday	69
4.7.1.2 Ley de Ampere	70
4.7.1.3 Ley de Gauss	70
4.7.1.4 Ley de Gauss para campo eléctrico.....	70
4.7.2 Relaciones constitutivas	70
4.7.3 Parámetros electromagnéticos de un medio	71
4.7.3.1 Conductividad.....	71
4.7.3.2 Permeabilidad magnética.....	72
4.7.3.3 Permitividad eléctrica.....	72
4.7.4 Modelo Cuasi-estacionario o conductor	73
4.7.5 Skin Depth (Profundidad de penetración)	73
4.7.6 Funciones de transferencia del MT	74
4.7.8 Dimensionalidad geoelectrica.....	74
4.7.9 “Static Shift”	75
Capítulo 5 METODOLOGÍA	76
<hr/>	
5.1 Métodos potenciales	76
5.1.1 Magnetometría Aérea y Terrestre.....	76
5.1.2 Gravimetría Terrestre y Satelital	77
5.1.3 Aplicación de Filtros a métodos potenciales	79
5.1.3.1 Primera Derivada Horizontal	79

5.1.3.2 Primera Derivada en la Vertical.....	80
5.1.3.3 Gradiente Horizontal	83
5.1.3.4 Señal Analítica.....	86
5.1.3.5 Transformada de Hilbert.....	86
5.1.3.5 Ángulo de Inclinación (Tilt).....	89
5.1.3.6 Mapa del ángulo Theta (Theta map).....	89
5.2 Método Eléctrico	92
5.3 Método Magnetotelúrico	95
Capítulo 6 RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	100
<hr/>	
6.1 Modelación y Lineamientos inferidos a partir de métodos potenciales de la CVH	100
6.1.1 Dominios geofísicos	100
6.1.1.1 Dominios Aeromagnéticos	100
6.1.1.2 Dominios Gravimétricos Satelitales	102
6.1.1.3 Dominios Magnéticos Terrestres.....	104
6.1.1.4 Dominios Gravimétricos Terrestres.....	104
6.1.2 Lineamientos geofísicos	107
6.2.4.1 Combinación de la Deconvolución de Euler y Tilt	109
6.2.5 Interpretación y tendencia de los rasgos lineales.....	114
6.2.3 Caracterización del relieve del subsuelo	119
6.4 Modelación y análisis de métodos potenciales.....	121
6.4.1 Inversión conjunta 2D	122
6.5.1 Mapas de resistividad aparente.....	130
6.5.2 Sección Geoeléctrica C-C'	130
6.6 Modelo geofísico 3D	135
6.7 Modelación y Evolución geológica 3D de la Cuenca Villa Hidalgo.....	137
6.7.1 Evolución geológica de la Cuenca Villa Hidalgo.....	138
6.8 Análisis y evaluación del régimen hidrotectónico de la Cuenca Villa Hidalgo	140
6.8.1 Funcionamiento hidrogeológico	140
CONCLUSIONES.....	143
REFERENCIAS.....	145

Índice de Figuras

Figura 1.1 Ubicación y vías de acceso principales de la CVH.....	3
Figura 1.2 Mapa de provincias fisiográficas y ubicación de la CVH. Modificado de Raisz (1959)..	4
Figura 1.3 Mapa de los principales rasgos orográficos de la CVH.....	5
Figura 2.1 Clasificación de terrenos tectonoestratigráficos de México (modificado de Campa, 1983)..	7
Figura 2.3 Correlación estratigráfica de la MC y la PVSLP (modificada de Tristan 2010).	8
Figura 2.4 Mapa Paleogeográfico para el Triásico Tardío. Nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).	9
Figura 2.5 Mapa Paleogeográfico para el Calloviano. Nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).	10
Figura 2.6 Deriva tectónica del Bloque de Yucatán hacia el sureste a través de la falla Tamaulipas-Oaxaca durante el Calloviano, que es el momento de la deposición de las dos masas de sal extensas en el Golfo de México (tomado de: Padilla y Sánchez, 2016).	10
Figura 2.7 Mapa Paleogeográfico del Oxfordiano. Nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).	11
Figura 2.8 Mapa Paleogeográfico del kimmeridgiano tardío, nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).	11
Figura 2.9 Mapa Paleogeográfico del Tithoniano nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).	12
Figura 2.10 Mapa Paleogeográfico del Berriasiano-Huateriviano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016)	13
Figura 2.11 Mapa Paleogeográfico del Albiano-Cenomaniano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).	13
Figura 2.12 Mapa Paleogeográfico del Turoniano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).....	15
Figura 2.13 Mapa Paleogeográfico del Campaniano-Maastrichtiano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).	15
Figura 2.14 Mapa de ubicación del área de estudio. A) Localización entre las provincias de la Sierra Madre Oriental y La Mesa Central, B) Localización de los elementos paleogeográficos de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVLSP) y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM), también se muestran los límites del Terreno Guerrero (TG) y el Antiguo Golfo de México (AMG).	16
Figura 2.15 Geología de la plataforma Valles-San Luis Potosí y ubicación de la CVH (recopilado y modificado de Aguayo-Camargo, 1998; López –Doncel y Rodríguez-Hernández, 2004; y Ángeles-Hernández, 2009).....	17
Figura 2.17 Extensión de la Provincia de Basin and Range (Modificada de Parson, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992).	21
Figura 3.1 Plano geológico simplificado de la Cuenca de Villa Hidalgo. Modificado de la base geológica de Labarthe-Hernández et al. (1982). Obsérvese la ubicación de la sección Geofísica-Geológica A-A'.	22
Figura 3.3 Columna Litoestratigrafía generalizada de la parte oriental y suroriental (San Nicolás Tolentino), de la CVH (modificada de Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).....	32
Figura 4.1 Campo geomagnético dipolar terrestre (modificada de Henrik, 2015).....	34
Figura 4.2 Componentes del vector de campo magnético en un punto de la superficie terrestre (modificada de Parasnis, 1979).	36

Figura 4.3 Mapa de distribución global de la Inclinación geomagnética (I) 2015;.....	38
Fuente: NOAA(http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_I_MERC.pdf).	38
Figura 4.5 Mapa de intensidad magnética total en 2015. Fuente: NOAA (http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_I_MERC.pdf)	39
Figura 4.6 Variación secular de las componentes del campo magnético y de su fuerza total; Fuente: Observatorio geomagnético de la Armada española (www.armada.mde.es-1996-2017-v17.0.0.0.1).	40
Figura 4.7 Ejemplos de registro de la variación diurna del campo magnético; Fuente: Observatorio geomagnético de la Armada española (www.armada.mde.es-1996-2017-v17.0.0.0.1).....	40
Figura 4.8 Clasificación de los minerales de acuerdo a la orientación de los momentos magnéticos. a) Diamagnéticos y Paramagnéticos; b) Ferromagnéticos; c) Antiferromagnéticos; d) Ferrimagnéticos.	41
Figura 4.9 La fuerza de atracción entre dos cuerpos depende directamente de la masa de los mismos y en relación inversa a la distancia entre ellos.....	45
Figura 4.10 Configuración de las superficies de referencia dadas por el elipsoide y el geoide. Nótese el ajuste mayor de la masa continental con el geoide (modificada de Furonés, 2011).	46
Figura 4.11 Las alturas de geoide (elevación) H y de elipsoide h respecto a la superficie topográfica.	50
Figura 4.12. Esquema para la corrección de Bouguer. Para la corrección simple se determina el efecto de la losa infinita de espesor h (altura al Elipsoide). Para la reducción por efectos de terreno se determina el $\Delta\epsilon_T$ del volumen de masa arriba del nivel de la estación, así como el $\Delta\epsilon_T$ de los vacíos bajo del nivel de la estación.....	51
Figura 4.13 Planilla para determinar el efecto del terreno circundante con segmentos de círculo de altura variable alrededor de la estación (centro del círculo).....	51
Figura 4.14 Los datos medidos en la superficie de la Tierra son representados por los modelos m_1 , m_2 y m_3 corresponden a diferentes distribuciones de alguna propiedad física del subsuelo, las cuales pueden reproducir los mismos datos en la superficie. Las tonalidades en verde ejemplifican diferentes valores de la propiedad (Tomada de Fregoso-Becerra, 2010).....	54
Figura 4.15 Inyección de corriente al suelo en el punto A.	61
Figura 4.16 Inyección de la corriente al suelo en el punto A y B.	62
Figura 4.17 Medición de la resistividad aparente con electrodos dispuestos aleatoriamente (modificado de Kirch y Ernstson 2006)	63
Figura 4.18 Dispositivo Schlumberger (modificado de Kirch y Ernstson 2006)	64
Figura 4.19 Sondeo Eléctrico Vertical (SEV): a mayor la distancia de AB, la profundidad aumenta.	64
Figura 4.20 Gráfico logarítmico donde se muestran las curvas de resistividad aparente de cada sondeo.	65
Figura 4.21 Tipos de curvas para corte de dos capas.	65
Figura 4.22 Cortes geoelectrónico y tipos de curvas a) curva tipo H, b) curva tipo K, c) curva tipo A y d) curva tipo Q.....	66
Figura 4.23 Forma de interpretar el tipo de curva en cortes con 4 o más capas.....	67
Figura 4.24 Método a seguir para interpretar cortes eléctricos en cortes geológicos.....	67
Figura 4.25 Propagación de las ondas electromagnéticas	69
Figura 5.1 Distribución espacial de los diferentes conjuntos de datos. A) Magnetometría Terrestre,	

B) Gravimetría Terrestre, C) Magnetometría Aérea y D) Gravimetría Satelital.....	77
Figura 5.2 Planos de los métodos potenciales A) Mapa del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, B) Mapa que muestra la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, C) Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, D) Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital.....	78
Figura 5.3 Planos de las derivadas horizontales, A) Mapa de la primera derivada en X de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa de la primera derivada en X del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa de la primera derivada en Y de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa de la primera derivada en Y del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.....	81
Figura 5.4 Planos de las derivadas horizontales terrestres, A) Mapa de la primera derivada en X de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, B) Mapa de la primera derivada en X del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa de la primera derivada en Y de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa de la primera derivada en Y del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre. ...	82
Figura 5.5 Planos de la primera derivada en la vertical y Gradiente Horizontal, A) Mapa de la primera derivada en Z de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa de la primera derivada en Z del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa del Gradiente Horizontal de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa del Gradiente Horizontal del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.....	84
Figura 5.6 Planos de la primera derivada en la vertical y Gradiente Horizontal, A) Mapa de la primera derivada en Z de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría terrestre, B) Mapa de la primera derivada en Z del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa del Gradiente Horizontal de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa del Gradiente Horizontal del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre.....	85
Figura 5.7 Planos de la Señal Analítica y Transformada de Hilbert, A) Mapa de la Señal Analítica de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa de la Transformada de Hilbert de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa de la Transformada de Hilbert del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.....	87
Figura 5.8 Planos de la Señal Analítica y Transformada de Hilbert, A) Mapa de la Señal Analítica de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría terrestre, B) Mapa de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa de la Transformada de Hilbert de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa de la Transformada de Hilbert del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre.....	88
Figura 5.9 Planos del Ángulo Tilt y Mapa Theta, A) Mapa del Ángulo Tilt de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa del Ángulo Tilt del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa Theta de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa Theta del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.	90
Figura 5.10 Planos del Ángulo Tilt y mapa Theta, A) Mapa del Ángulo Tilt de la Anomalía Residual	

de Bouguer de la Gravimetría terrestre, B) Mapa del Ángulo Tilt del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa Theta de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa Theta del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre.	91
Figura 5.11 En la foto se puede apreciar el convertidor de corriente a la izquierda y a la derecha el emisor y receptor de corriente Syscal R2.	92
Figura 5.12 Ubicación de SEVs realizados en el área de estudio.	93
Figura 5.13 Ejemplo de modelo de inversión 1D de los SEVs mostrando la inversión Occam (línea violeta), el modelo de capas discretas (línea verde). La gráfica de la izquierda muestra los ajustes de los datos de resistividad observados (puntos rojos) y la curva calculada.	94
Figura 5.14.A) Esquema que muestra la distribución de los diferentes componentes que se requieren para una estación AMT. El rectángulo naranja representa la unidad de adquisición (STRATAGEM en éste caso). B) Instrumentos de medición AMT del modelo STRATAGEM.	95
Figura 5.15 Ubicación de los sondeos AMT realizados en el área de estudio.	96
Figura 5.16 A) Esquema que muestra la distribución de los diferentes componentes que se requieren para una estación AMT. El cubo negro representa la unidad de adquisición (LEMI 419 en éste caso). B) Instrumentos de medición MT del modelo LEMI 419.	97
Figura 5.17 Ubicación de los sondeos AMT realizados en el área de estudio.	98
Figura 5.18 Ejemplo de modelo 1D del invariante a partir de la inversión Occam (línea violeta), el modelo de capas discretas (línea verde) y La línea azul representa la inversión de Bostik. Las gráficas de la izquierda muestran los ajustes a los datos de resistividad (parte superior) y fase (gráfica inferior).	99
Figura 6.1 Mapas de señal analítica (SA) en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DAMs y B) perfil de longitud de onda de la SA aeromagnetica A-A'	101
Figura 6.2 Mapa de la Anomalía de Bouguer Residual Satelital (ABRS) en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DGSs y B) perfil de longitud de onda de la ABRS B-B'.	103
Figura 6.3 Mapas de SA terrestre en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DMTs y B) perfil de longitud de onda de la SA terrestre C-C'	105
Figura 6.4 Mapa de la Anomalía de Bouguer Residual Terrestre (ABRT) en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DGTs y B) perfil de longitud de onda de la ABRT D-D'.	106
Figura 6.5 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler del CMRP y topografía de la Magnetometría Terrestre en el que se muestra a) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y b) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.	108
Figura 6.6 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler y topografía de la Gravimetría Terrestre en el que se muestra, a) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y b) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.	110
Figura 6.7 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler y topografía de la Magnetometría Aérea en el que se muestra, A) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y B) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.	112
Figura 6.8 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler y topografía de la	

Gravimetría Satelital, en el que se muestra, A) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y B) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.	113
Figura 6.9 Mapa de Densidad de Lineamientos. A) Plano que muestran los Lineamientos Gravimétricos Satelitales (LGS), Lineamientos Gravimétricos Terrestres (LGT), Lineamientos Magnéticos Terrestres (LMT) y Lineamientos Aeromagnéticos (LAM), con los que se calculó la densidad de acuerdo al número de lineamientos por kilómetro cuadrado; B) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.....	115
Figura 6.10 Mapa Tilt, geología generalizada y rasgos estructurales del área de estudio.	117
Figura 6.11. Mapa geológico-estructural interpretado junto a la ABCR, donde se sobrepusieron el SFSLT=sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (líneas rojas) y SFSLTnorte (lineas azules).	118
Figura 6.12 Mapas que muestran las variaciones de la elevación en el subsuelo calculadas con el espectro de potencia junto con la tendencia de los lineamientos para cada conjunto de datos; A) Modelo Digital de Elevación, a) Lineamientos dominantes NW-SE y N-S. B) Mapa de relieve obtenido de la Gravimetría Terrestre, b) Lineamientos generales NW-SE y N-S. C) Relieve obtenidos de la Magnetometría Terrestre, c) Lineamientos en dirección NW-SE y en menor medida los NE-SW. D) Mapa de relieve de la Magnetometría Aérea, d) Lineamientos dominantes NW-SE, N-S NE-SW. E) Relieve obtenido de la Gravimetría Satelital, e) Lineamientos en dirección NW-SE y de menor frecuencia lo rumbos NE-SW.....	120
Figura 6.13 Configuración de la sección A-A', conformando A) Campo observado y calculado del mapa de la Anomalía Residual de Bouguer (ARB) Terrestre; B) Campo observado y calculado del mapa del Campo Magnético Residual Reducido al Polo (CMR-RP) Terrestre; C) Interpretación de los de unidades geofísicas que constituyen valores de densidad y susceptibilidad magnética. D) Interpretación de la sección geológica del graben de Peotillos.....	122
Figura 6.14 Modelos de la sección A.A', obtenidos después de inversión separada y conjunta de los datos geofísicos de la CVH su correspondiente perfil de datos. Las líneas rojas de las anomalías asociadas corresponden a datos observados comparativamente a las líneas azules de los datos calculados.	123
Figura 6.15 Inversión conjunta 2D de la sección A-A', conformando A) Inversión conjunta 2D de la magnetometría Terrestre; B) Inversión conjunta 2D de la magnetometría Terrestre; C) Interpretación de la sección geológica del graben de Peotillos.	124
Figura 6.16 Inversión separada 3D de los datos potenciales de la CVH.....	125
Figura 6.17 Inversión separada 3D de los datos potenciales de la CVH.....	126
Figura 6.18 Ajuste de los datos (a) y convergencia (b) para cada iteración del experimento de inversión conjunta con datos reales. Los cuadrados en (a) indican el rms de la primera iteración (inversión separada).....	127
Figura 6.20 Ubicación de SEVs, AMTs y MTs y secciones geoelectricas.	129
Figura 6.21 Corte de resistividad aparente a 0, 100, 300 y 1000 m de profundidad estimada a partir de la inversión 1D interpolada a partir de los modelos calculados.	131
Figura 6.22 Sección C-C' A) Sección eléctrica, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.	132
Figura 6.23 Sección B-B' A) Sección eléctrica, B) Sección geoelectrica,.....	133
C) Sección geológica.	133
Figura 6.24. Modelo geoelectrico 3D configurado a partir de los SEVs, AMT y MT realizados en la zona de estudio.	134
Figura 6.25 Modelo geoelectrico 3D configurado a partir de los SEVs, AMT y MT, A) modelo de	

resistividades, B) modelo equivalente de densidades.....	135
Figura 6.27 Modelo geofísico 3D de la CVH.....	137
Figura 6.28 Modelo geológico 3D de la CVH	138
Figura 6.29 Modelo tectónico de la CVH, que abarca desde la fase final de la orogenia Laramide en el Cretácico tardío- Paleoceno temprano hasta el evento de fallamiento lístrico del Oligoceno tardío- Mioceno temprano.....	139
Figura 6.30 Configuración 3D de los diferentes acuíferos de la CVH, A) sistema acuífero, B) Acuífero Libre, C) Acuífero Volcánico, D) Acuífero Cárstico.....	140
Figura 6.31 Vista detallada 3D de la geometría del Acuífero Libre de la Cuenca Villa Hidalgo...	141
Figura 6.32 Funcionamiento hidrogeológico. A) Mapa isopiezométrico que muestra las zonas de recarga, descarga y la dirección preferencial del agua subterránea que es de S-N. B) Sección A-A' que muestra el movimiento del flujo subterráneo en las diferentes unidades geológica y/o hidrogeológicas que descarga en la zona de depresión presente al NE de la sección.....	142

Lista de tablas

Tabla 4.1 Valores promedio de susceptibilidades magnéticas de las rocas (Burger, 1992).-----	44
Tabla 4.2 Valores promedio de la densidad de las rocas (Burger, 1992).-----	48
Tabla 4.3 Resistividades más comunes en rocas, materiales y agua (Orellana y Money, 1966)-----	61
Tabla 6.1 Equivalencias de resistividad y densidad de las diferentes unidades geológicas-----	138

Resumen

La Cuenca Villa Hidalgo (CVH) se sitúa dentro de la zona límite las provincias de la Mesa Central y el cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental 30 kilómetros al norte de la ciudad capital de San Luis Potosí, formando un sistema acuífero en el que debe existir una conexión hidrogeológica entre los acuíferos correspondientes al cuaternario y precuaternario mediante fallas que controlan la dinámica del agua subterránea de la CVH, para el análisis del régimen hidro-tectónico del área se utilizó metodología convencional (derivadas horizontales, derivadas verticales, gradiente horizontal, señal analítica, ángulo Tilt, mapa Theta, deconvolución de Euler, transformada de Hilbert) y no convencionales (inversión conjunta por gradientes cruzados) de métodos potenciales e incorporando Sondeos Eléctricos Verticales y Magnetotelúricos, obteniéndose un modelo geofísico integral 3D de la zona de estudio. Con la interpretación convencional se obtuvieron lineamientos geofísico-estructurales con 2 tendencias principales N-S y NW-SE, las direcciones NW-SE se asocian a la Orogenia Laramide y a un evento postlaramídico asociado a un régimen tectónico transtensional y los lineamientos con tendencia N-S se correlacionan con fallas originadas por esfuerzos extensivos que sirvieron como conductos para el emplazamiento de rocas volcánicas.

La modelación geofísica 2D y 3D indica la presencia de una falla normal (Falla Montaña) en la parte oriental de la CVH y al NNW se identificó una fosa tectónica con dirección NW-SE no reportada, la cual se nombró informalmente en este trabajo como Graben Salitrillos-Peyote intersectándose en su parte SE con el Graben Peotillos, también se identificó el Graben de Corcovada-Concordia de rumbo NW-SE, el cual cruza con el Graben Peotillos en el Valle de Concordia, de manera general se propone que el origen de dichas estructuras se debe a que la CVH se encuentra dentro de una zona de cizalla dextral delimitada por las fallas transcurrentes de Cerritos al oriente y Matehuala-San Luis Potosí al poniente.

Los resultados anteriores implican que tanto las fallas regionales y locales profundas tienen un comportamiento dual, actuando como posibles barreras para el flujo horizontal de agua subterránea y simultáneamente como conductos para el flujo vertical poniendo en contacto al acuífero superior (libre) del Cuaternario con el acuífero inferior (semiconfinado) localizado en rocas volcánicas fracturadas del Oligoceno y el acuífero cárstico profundo (confinado) del Cretácico, existiendo la posibilidad de la ocurrencia de dos corrientes de flujo: una local de dirección S-N y otra regional con la misma dirección.

Abstract

The Villa Hidalgo Basin (CVH) is located within the limit zone of the provinces of the Mesa Central and the folded belt of the Sierra Madre Oriental 30 kilometers north of the capital city of San Luis Potosí, forming an aquifer system in which there must be a connection hydrogeological between the aquifers corresponding to the quaternary and precuaternary by means of faults that control the dynamics of the groundwater of the CVH, for the analysis of the hydro-tectonic regime of the area, conventional methodology was used (horizontal derivatives, vertical derivatives, horizontal gradient, analytic signal, angle Tilt, Theta map, Euler's deconvolution, Hilbert transform) and unconventional (joint inversion by cross gradients) of potential methods and incorporating Vertical Electric and Magnetotelluric Soundings, obtaining a integral 3D geophysical model of the study area. With the conventional interpretation, geophysical-structural lineaments were obtained with 2 main trends N-S and NW-SE, the NW-SE directions are associated with the Laramide Orogeny and a post-laramide event associated with a transtensional tectonic regime, and the lineaments with a N-S trend are correlated with faults caused by tensional stresses that served as conduits for the placement of volcanic rocks.

2D and 3D geophysical modeling indicates the presence of a normal fault (Montaña Fault) in the eastern part of the CVH and at NNW a graben with an NW-SE direction not reported was identified, which was informally named in this work as Graben Salitrillos-Peyote intersecting in its SE part with the Graben Peotillos, it was also possible to identify the Graben of Corcovada-Concordia heading NW-SE, which intersects with the Graben Peotillos in the Concordia Valley, it is generally proposed that the origin. These structures are due to the fact that the CVH is located within a dextral shear zone delimited by the truncurrent faults of Cerritos to the east and Matehuala-San Luis Potosí to the west. The previous results imply that both the deep regional and local faults have a dual behavior, acting as possible barriers for the horizontal flow of groundwater and simultaneously as conduits for the vertical flow bringing the upper (free) Quaternary aquifer into contact with the lower aquifer (semiconfined) located in fractured volcanic rocks of the Oligocene and the deep (confined) karst aquifer of the Cretaceous, with the possibility of the occurrence of two flow currents, one local with direction S-N and another regional with the same direction.

Capítulo 1 GENERALIDADES

Introducción

En las naciones de Latinoamérica, como México, la exploración geológica encubierta es el principal desafío para tener éxito en la búsqueda de recursos hídricos, fuentes de energía geotérmica, petróleo, gas y recursos minerales. Asegurar estos recursos a nivel nacional significa autosuficiencia comercial a largo plazo y prosperidad. Para lograr tales objetivos, es esencial comprender la geometría del subsuelo la caracterización del control estructural de sistemas acuíferos, los cuales en la parte central de México se localizan en valles tectónicos (p. ej. el Acuífero de San Luis Potosí y el Acuífero de Villa de Reyes), tal es el caso de la Cuenca de Villa Hidalgo (CVH), localizándose 30 kilómetros al norte de la ciudad capital de San Luis Potosí y tiene un área de 1490 km².

Este tipo de escenarios geológicos son dominados por sistemas de fallas que generalmente originan fosas y pilares tectónicos controlando la dinámica del agua subterránea, pero debido a que la mayoría de estas estructuras se encuentran sepultadas por material de relleno, no es posible identificar superficialmente la geometría y funcionamiento de dichos sistemas, provocando que la localización de fuentes de abastecimiento de agua no sea exitosa (Ramos-Leal et al., 2007). Diversos autores han realizado importantes trabajos geológicos en la zona de estudio (*e.g.* Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977; Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979; Barboza-Gudiño et al., 2002; López-Doncel et al., 2007; Tristán-González et al., 2008), identificando lineamientos locales y regionales utilizando imágenes satelitales, Modelos Digitales de Elevación (MDE) y Cartografía, infiriendo la presencia de estructuras geológicas como la del Graben de Peutillos asociándolo a un régimen extensivo, sin embargo a causa de la gran erosión de la zona y la pobre o nula exposición de rocas del basamento en el valle de la CVH se dificulta hacer una interpretación detallada del subsuelo.

La modelación geofísica 3D es una herramienta muy útil para sintetizar e integrar datos geofísicos e información geológica disponible, lo que conlleva a una mejor comprensión y una representación más realista de un entorno geológico dado. En este estudio se presenta un análisis e interpretación de datos geofísicos que se llevó a cabo en 4 diferentes etapas. 1) En una primera fase se trabajó de manera convencional con Métodos Potenciales (Gravimetría terrestre, Magnetometría terrestre, Magnetometría aérea y Gravimetría Satelital) aplicándoles filtros y algoritmos matemáticos tales como: derivadas horizontales, derivadas verticales, gradiente horizontal, señal analítica, ángulo Tilt, mapa Theta, deconvolución de Euler, transformada de Hilbert. 2) Posteriormente se analizaron Sondeos Magnetotéluricos y Eléctricos Verticales, con los que se realizó una interpretación tanto de carácter cualitativo como cuantitativo. 3) De forma no convencional en una

tercera etapa se realizó Inversión Conjunta por Gradientes Cruzados en 2D y 3D. 4) En la etapa final se procedió a realizar un modelo geofísico integral 3D para el análisis del régimen hidrotectónico de la CVH, así como el cálculo de las reservas totales de agua subterránea del acuífero libre el cual es actualmente explotado para abastecimiento agrícola principalmente. También se midieron niveles estáticos y con el modelo digital de elevaciones se obtuvo la piezometría del área de estudio con la finalidad de obtener las redes y direcciones de flujo del agua subterránea que proporcionen información actualizada para construir un esquema conceptual 3D de flujo del agua subterránea, sirviendo en el futuro éste modelado de flujo hidrogeológico para comprender la evolución del acuífero y para la gestión de los recursos hídricos de la CVH.

Hipótesis

La hipótesis de éste trabajo es la siguiente: La CVH se ubica dentro de un área de debilidad asociada a la presencia de una zona de cizalla dextral que ha controlado el régimen hidrotectónico y la posible interconexión de los sistemas acuíferos de Villa Hidalgo y Cerritos.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

El objetivo principal de este estudio es proponer un modelo de la geometría del sistema acuífero de la Cuenca de Villa Hidalgo (CVH), San Luis Potosí y su control tectónico-estructural, a partir de la interpretación convencional y no convencional de métodos geofísicos.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Desarrollar metodologías para la modelación geofísica-geológica 3D integrando inversión conjunta 3D de métodos potenciales, sondeos eléctricos verticales, sondeos audiomagnetotelúricos y Magnetotelúricos.
- Evaluar la geometría del sistema acuífero de la Cuenca Villa Hidalgo.
- Analizar el régimen hidro-tectónico que controla la dinámica e interconexión del agua subterránea entre la cuenca Villa Hidalgo y Cerritos.

1.4 Localización del área de estudio

De manera general la CVH (22°14'N, 100°48' O; 22°50'N, 100°26'O) se ubica en la porción occidental de la Sierra Madre Oriental (SMOR), específicamente 30 kilómetros al norte de la ciudad capital de San Luis Potosí (zona central del estado de San Luis Potosí), abarcando los municipios de Villa Hidalgo en la parte centro-norte, Villa de Arista al noroeste, Guadalcázar y Cerritos en el este, así como; Armadillo de los Infante y San Nicolás Tolentino al sur, teniendo un área aproximada de 1490 Km² (Figura 1.1).

Las principales vías de comunicación son: la autopista (140D) y la carretera Teziutlán - Perote (131), en general existen caminos asfaltados y algunos de terracería de fácil acceso que permiten circular de manera libre en el valle en gran parte del año (Figura 1.1).

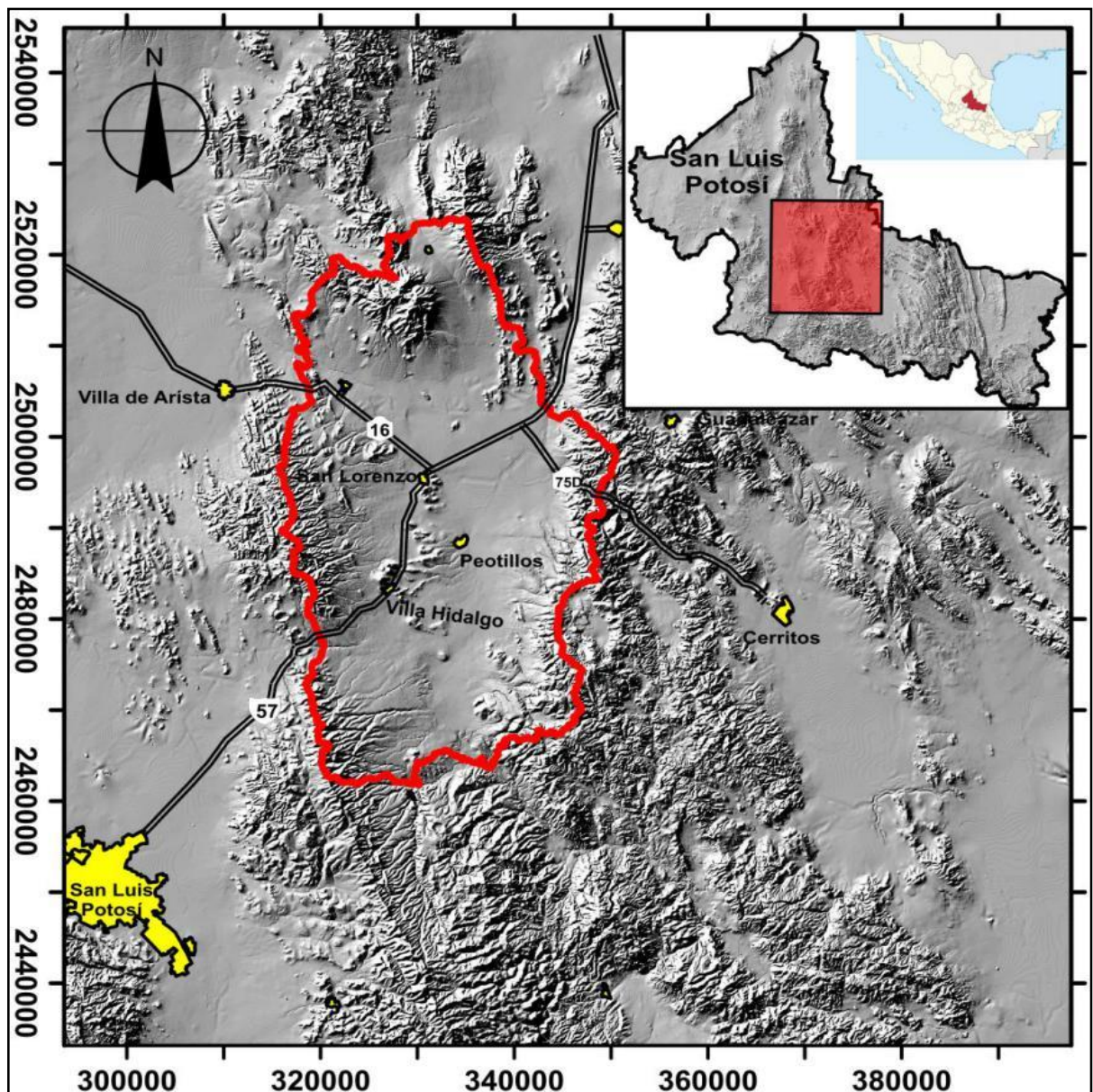


Figura 1.1 Ubicación y vías de acceso principales de la CVH.

1.5 Fisiografía y geomorfología

La SMOR, es una provincia fisiográfica que se caracteriza por ser la cordillera de mayor elevación en el norte y oriente de México (2,200 msnm de altura promedio), dicha provincia se destaca por la deformación, levantamiento y transporte hacia el noreste de su basamento (rocas mesozoicas) durante la orogenia Laramide, formando pliegues y cabalgaduras (Eguiluz *et al.*, 2000;Chavez-Cabello, 2016); tiene un relieve morfoestructural curvado y alargado de más de 1000 kilómetros de longitud, cuya orientación general es NO-SE, abarcando desde Parral, Chihuahua, hasta Zongolística, Veracruz.



Figura 1.2 Mapa de provincias fisiográficas y ubicación de la CVH. Modificado de Raisz (1959).

Dicha provincia tiene una amplitud no uniforme, ya que su parte más ancha mide 2000 km, mientras que su parte más angosta tiene 80 km, del mismo modo su orientación varía a lo largo de su morfoestructura. Su orientación preferencial es paralela a la costa del Golfo de México en las inmediaciones de Pachuca, Hidalgo, para después cambiar su dirección hacia el oeste a la altura de Monterrey, N. L., extendiéndose hasta llegar a la Sierra Madre Occidental (Norte de Cuencamé, Durango), también abarca parte de los estados de San Luis Potosí, Zacatecas, Durango, Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, Guanajuato, Querétaro, Hidalgo, Puebla y Veracruz (Chávez-Cabello, 2016). Fisiográficamente la CVH se sitúa en la parte occidental del cinturón plegado de la SMOR, en su transición con la provincia de la Mesa Central (Figura 1.2). Dentro de la SMOR la zona de estudio se ubica en la subprovincia fisiográfica de Sierras y Llanuras Occidentales, que comprende el occidente de la mitad sur de la SMOR.

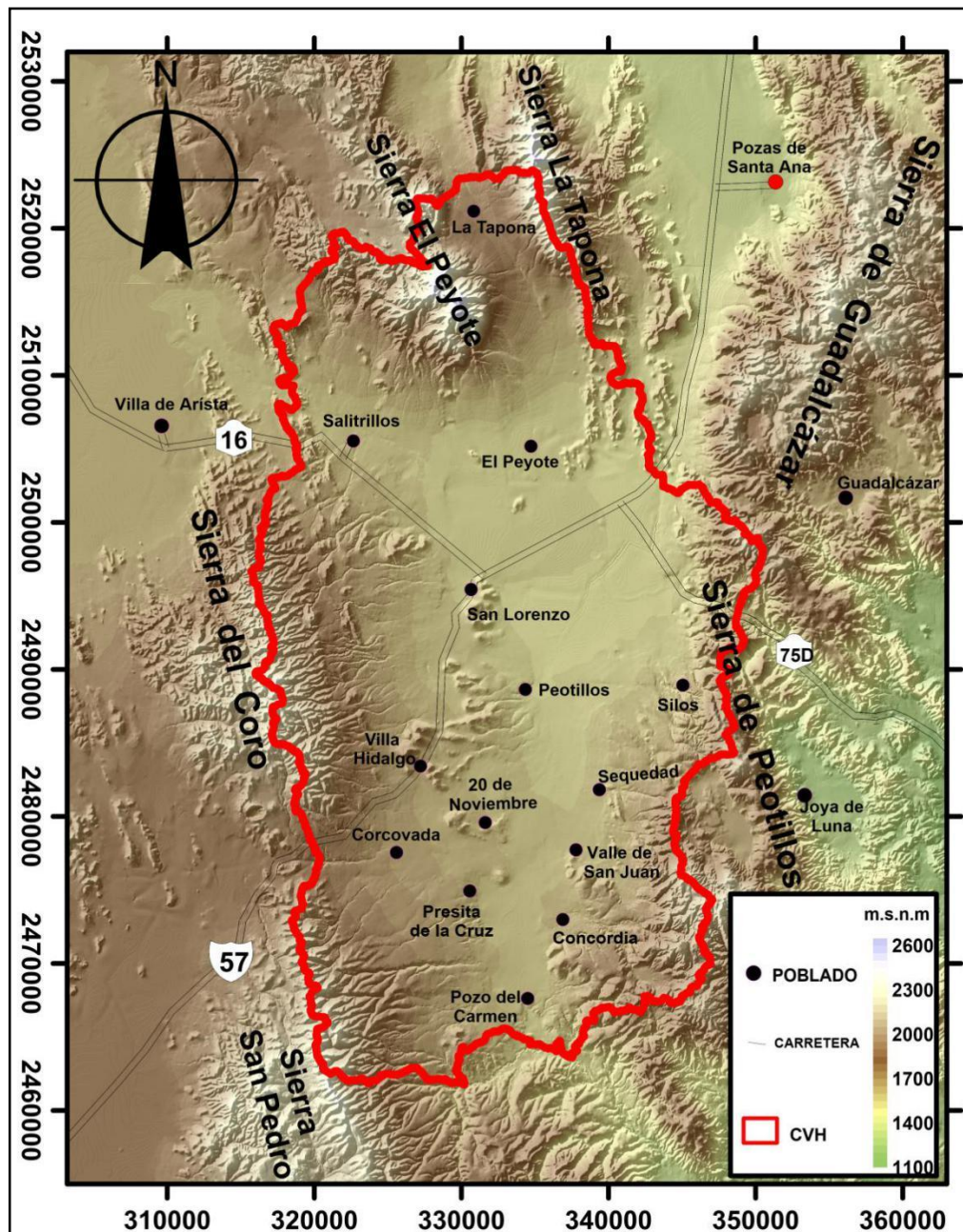


Figura 1.3 Mapa de los principales rasgos orográficos de la CVH.

De manera general en dicha subprovincia predominan sierras constituidas principalmente por calizas, de orientación norte-sur, teniendo entre estas llanuras cubiertas de aluvión (Figura 1.2).

La CVH está constituida por una estructura alargada de aproximadamente 61 x 32 km, conformando de manera general una cuenca endorreica delimitada por diversos sistemas montañosos; destacando la Sierra de Peñillos al este-sur, Sierra del Coro al oeste, las Sierras del Peyote y La Tapona al norte y por la una prolongación de La Sierra de Álvarez al sur (Figura 1.3). Las pendientes del margen son relativamente prolongadas. El rango de las altitudes tiene una variación que va de 1488 a 2151 msnm, por lo que el desnivel máximo es de 663 m. Dentro de la CVH se encuentra una depresión central (Peñillos - Pozo del Carmen) de forma alargada que tiene los valores de elevación más baja.

Capítulo 2 MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL

2.1 La Sierra Madre Oriental

La CVH se sitúa dentro de la zona límite de las provincias de la Mesa Central (MC) en el oeste y la SMOR al este. De acuerdo a Campa y Coney (1983) la SMOR fue denominada como el cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano, (Figura 2.1) debido a que tectónicamente está constituida de pliegues y fallas inversas.

La SMOR a su vez forma parte de la Cordillera de Norteamérica (Alaska, occidente de Canadá y Estados Unidos e incluye todo México), la cual es un relieve montañoso que fue originado por al menos cinco orogenias (Antler, Sonoma, Nevadiana, Sevier y Laramie) ocurridas en los últimos 350 millones de años, siendo las orogenias Servier (130-50 Ma) y Laramide (80-40 Ma) las responsables de los pliegues y cabalgaduras más recientes (Chávez-Cabello, 2016), dichas orogenias fueron el resultado de la subducción de las placas Kula y Farallón bajo la placa Norteamericana (Dickinson, 2004).

El basamento de la SMOR está representado por una gran heterogeneidad de edades y litologías, teniendo como las rocas más antiguas los afloramientos de orto y paragneises del precámbrico en peregrina (Carrillo-Bravo, 1961; Ramírez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) y el núcleo del anticlinorio Huayacocotla (Carrillo Bravo, 1965), así como los esquistos (*i.e.* Esquisto Granjeno) de Edad preoxfordiana tanto en la parte de transpaís como en el frente del cinturón (Chávez-Cabello, 2016).

Debido a la subducción de la placa Farallón bajo el margen occidental de Pangea durante el Permo-Triásico se generó un ambiente de arco magmático que dio origen a granodioritas que se ha reportado existen tanto en los altos estructurales del bloque Coahuila (Grajales-Nishimura, 1992; McKee *et al.*, 1988 y 1999), como sepultadas en la Planicie Costera del Golfo de México (Torres *et al.*, 1999; Chávez-Cabello, 2016).

Le sobreyacen a la secuencia plutónica del Permo-Triásico sedimentos de origen continental de capas rojas y depósitos volcánicos del Triásico correspondientes al Grupo Huizachal (Figura 2.2) (Himlay *et al.*, 1948) o a la Formación La Boca (Mixon, *et al.*, 1995) depositadas en un régimen extensional (rifting) durante y después de actividad de arco magmático (Barboza-Gudiño, *et al.*, 2008; Barboza-Gudiño, *et al.*, 2010).

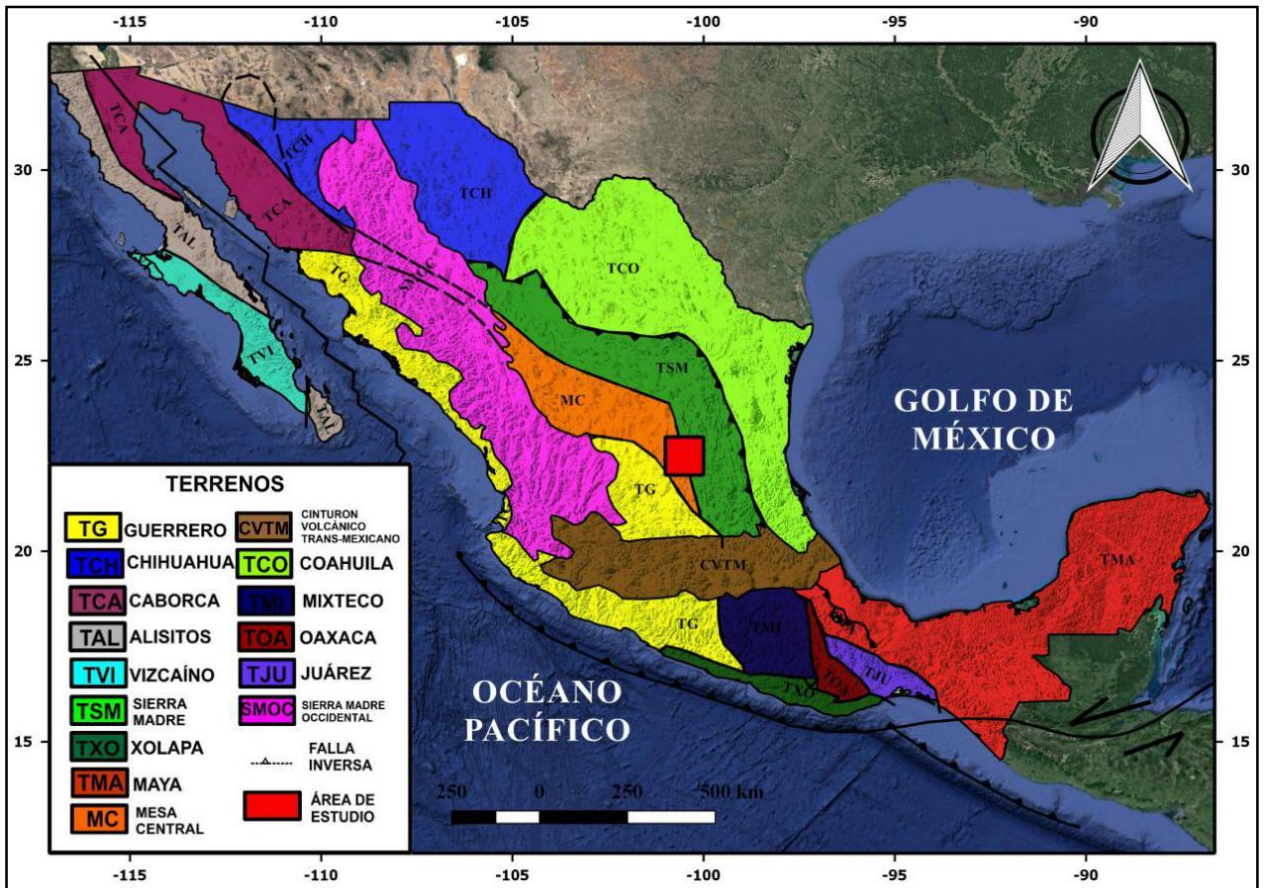


Figura 2.1 Clasificación de terrenos tectonoestratigráficos de México (modificado de Campa, 1983).

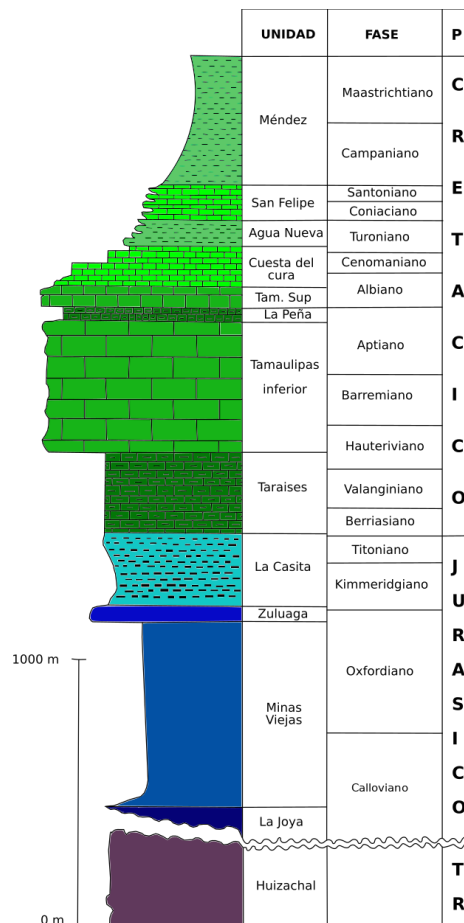


Figura 2 Columna estratigráfica generalizada del NE de México (Michalzik, 1988).

2.2 La Mesa Central

Al oeste de la CVH se encuentra la Mesa Central (MC) que presenta un basamento de secuencias marinas del Triásico de la Formación Zacatecas (Figura 2.3) constituida por una alternancia rítmica (turbidítica) de areniscas de grano medio a fino, lutitas y ocasionalmente conglomerática de color gris oscuro (Martínez-Pérez, 1972; Zavala-Monsiváis, *et al.*, 2012), correlacionándose con la Formación La Ballena (Silva-Romo, 1994) y la Formación Taray (Córdoba- Méndez, 1964), las cuales se asocian a un sistema de abanico submarino (denominado Abanico Potosí) del margen paleo-pacífico de Norte América (Silva-Romo *et al.*, 2000; Hope *et al.*, 2002; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño, *et al.*, 2010).

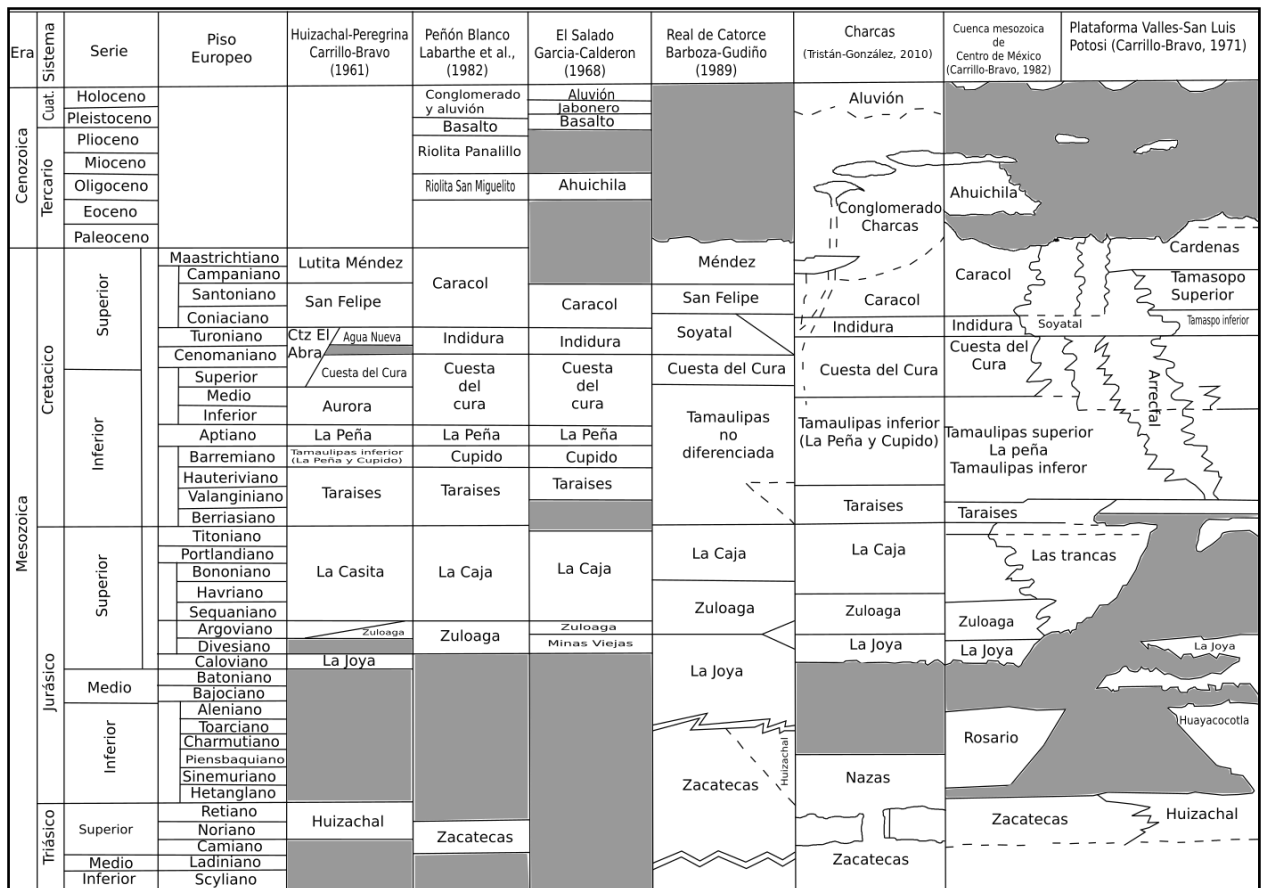


Figura 2.3 Correlación estratigráfica de la MC y la PVSLP (modificada de Tristán 2010).

En la localidad de Real de Catorce se ha encontrado que el basamento está constituido por la Formación Zacatecas (Figura 2.3) correspondientes al Triásico Superior (Barboza-Gudiño, *et al.*, 2010), por lo que se infiere que ésta sucesión de sedimento puede presentarse a profundidad en la CVH. A la sucesión triásica tanto de la MC como de la SMOR le subyace a un basamento granulítico Grenvilliano, el cual ha sido caracterizado a partir de diferentes estudios de xenolitos contenidos en rocas volcánicas del Cenozoico ubicadas al oeste de San Luis Potosí (Schaaf, *et al.*, 1994; Barboza-Gudiño, *et al.*, 2010).

2.3 Mares del Triásico-Cretácico

Debido a la fragmentación de Pangea durante el Triásico Superior-Jurásico Medio se generaron fosas y pilares (rifting) de dirección más o menos paralela a la actual línea de costa del Golfo de México (Figura 2.4), que controlaron las facies sedimentarias marinas.

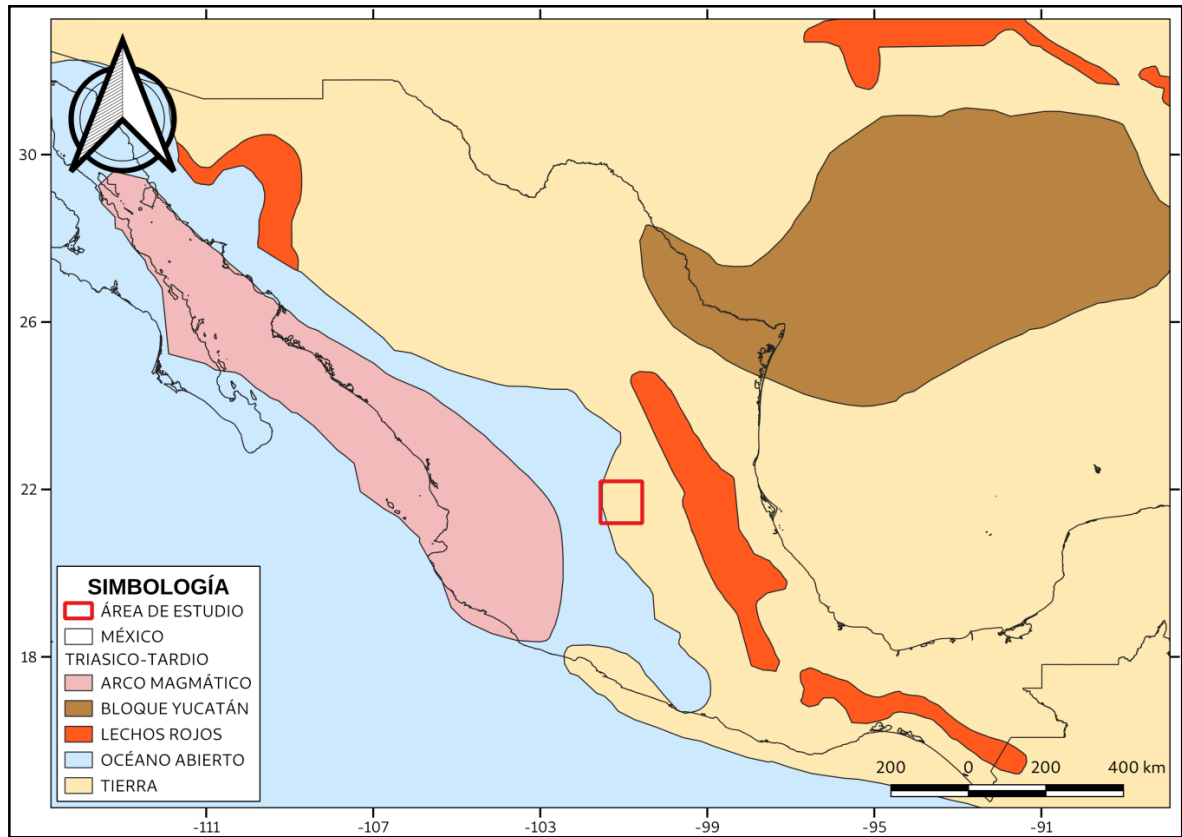


Figura 2.4 Mapa Paleogeográfico para el Triásico Tardío. Nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

A partir del Calloviano comenzó el depósito de gruesas secuencias evaporíticas (Figura 2.5), fue también durante este periodo que se dio el mecanismo de rotación y movimiento del bloque Yucatán hacia el sur (Figura 2.6) mediante el sistema de fallas transformantes denominado falla Tamaulipas-Oaxaca (Padilla y Sánchez, 1986). Durante el Cretácico Superior (Oxfordiano-Kimmeridgiano) se tuvieron condiciones de estabilidad tectónica en las que prevaleció una subsidencia lenta y continua que dio pauta al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas de aguas someras, depositándose considerables volúmenes de carbonatos a lo largo del protogolfo de México (Figura 2.7), siendo característicos los depósitos de clásticos en zonas litorales, la abundancia de carbonatos de plataformas y carbonatos con intercalaciones delgadas de calizas argiláceas en las zonas de cuenca (Wilson, 1990; Lehmann *et al.*, 1999; Padilla y Sánchez, 1986). A su vez bloques de basamento emergidos al occidente del Protogolfo eran los responsables del aporte clástico de la zona, provenientes de paleoislas (Figura 2.8) producto del levantamiento de dichos bloques (Chávez-Cabello, 2016; Padilla y Sánchez, 2016).

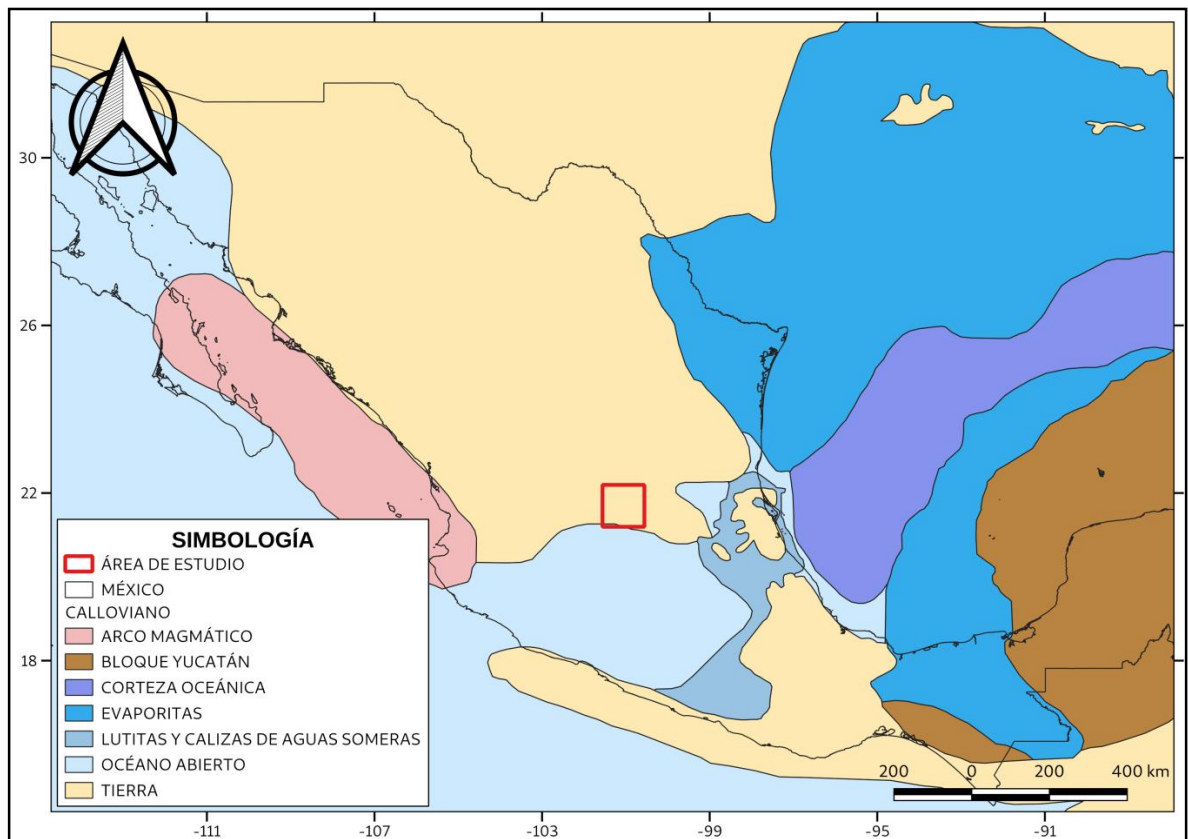


Figura 2.5 Mapa Paleogeográfico para el Calloviano. Nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

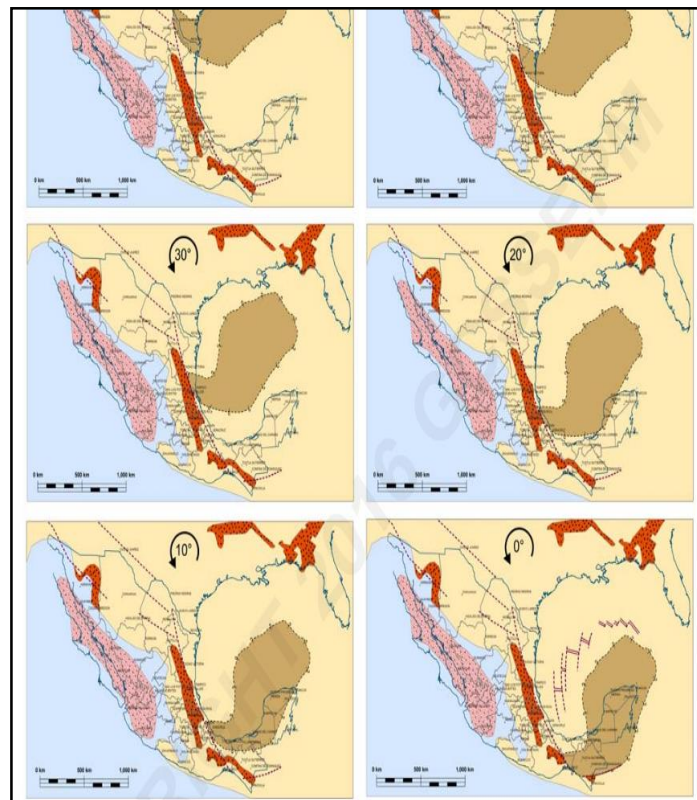


Figura 2.6 Deriva tectónica del Bloque de Yucatán hacia el sureste a través de la falla Tamaulipas-Oaxaca durante el Calloviano, que es el momento de la deposición de las dos masas de sal extensas en el Golfo de México (tomado de: Padilla y Sánchez, 2016).

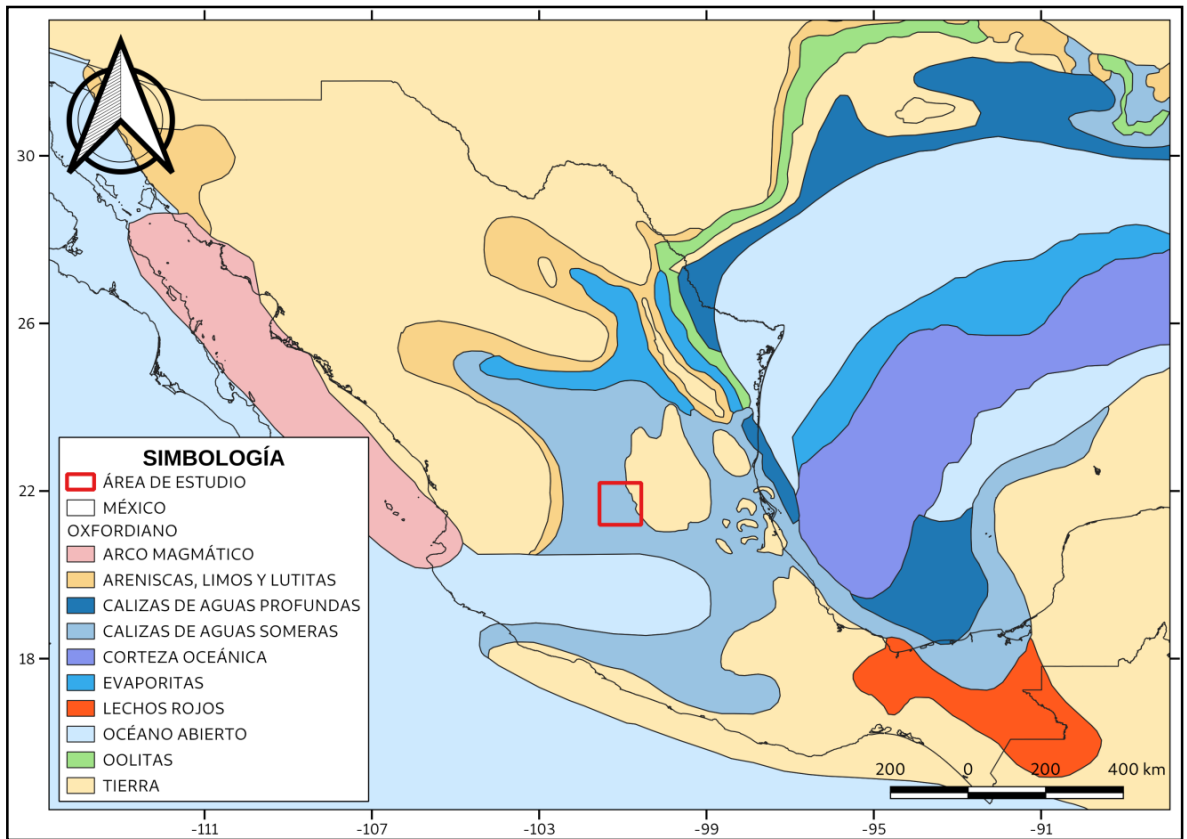


Figura 2.7 Mapa Paleogeográfico del Oxfordiano. Nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

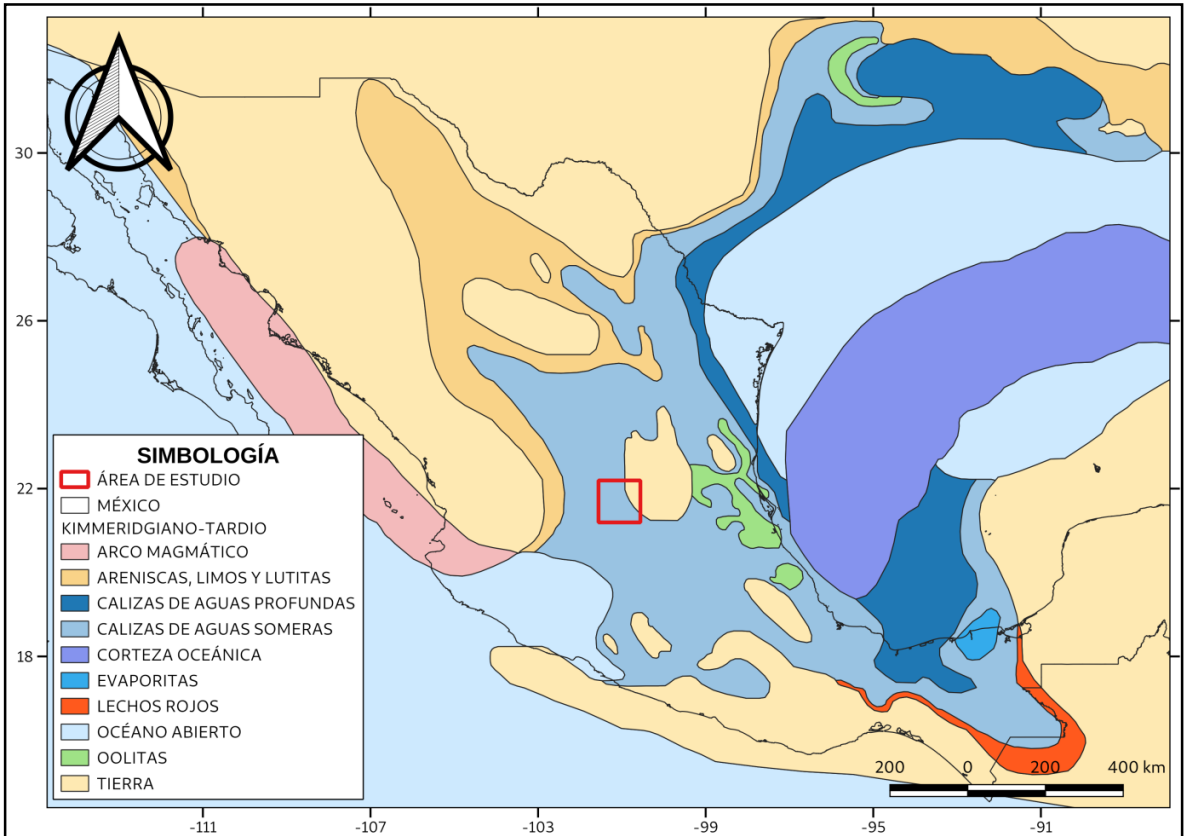


Figura 2.8 Mapa Paleogeográfico del kimmeridgiano tardío, nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

Las subsidencias lentas y continuas aunado a condiciones climáticas templadas favorecieron la proliferación de vida durante el Tithoniano, depositándose Lutitas muy ricas en materia orgánica con ligeras intercalaciones de carbonatos (Figura 2.9) (Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer, 1999; Eguluz et al., 2000), siendo la roca generadora de la mayoría de los grandes yacimientos petroleros del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

De manera general las condiciones tectónicas estables prevalecieron durante el Cretácico Inferior, incrementándose el tamaño de las ya extensas plataformas existentes, teniendo un aumento en la velocidad de subsidencia durante el Berriasiano-Huateriviano (Figura 2.10), originando grandes espesores de carbonatos con menor cantidad de lutitas (Padilla y Sánchez, 2016).

La formación de largas franjas de arrecifes de rudistas alrededor de las áreas emergidas, así como el depósito de evaporitas en áreas de plataformas someras con circulación restringida fue muy característico durante este tiempo (Winker y Buffler, 1988; Padilla y Sánchez, 2007), siendo la Plataforma Valles-San Luis Potosí un ejemplo de las plataformas que se formaron (Carrillo-Bravo, 1971; López-Doncel, 2003).

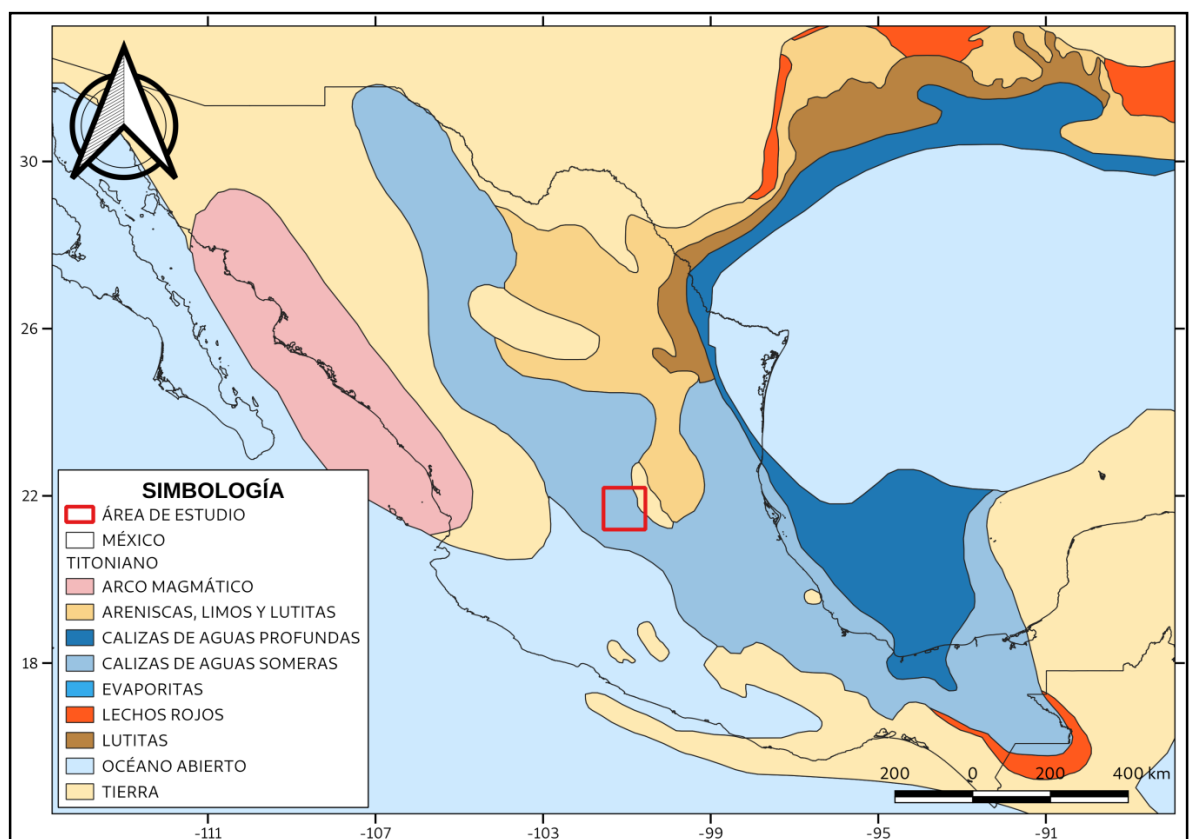


Figura 2.9 Mapa Paleogeográfico del Tithoniano nótese en color rojo la ubicación de la zona de estudio (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

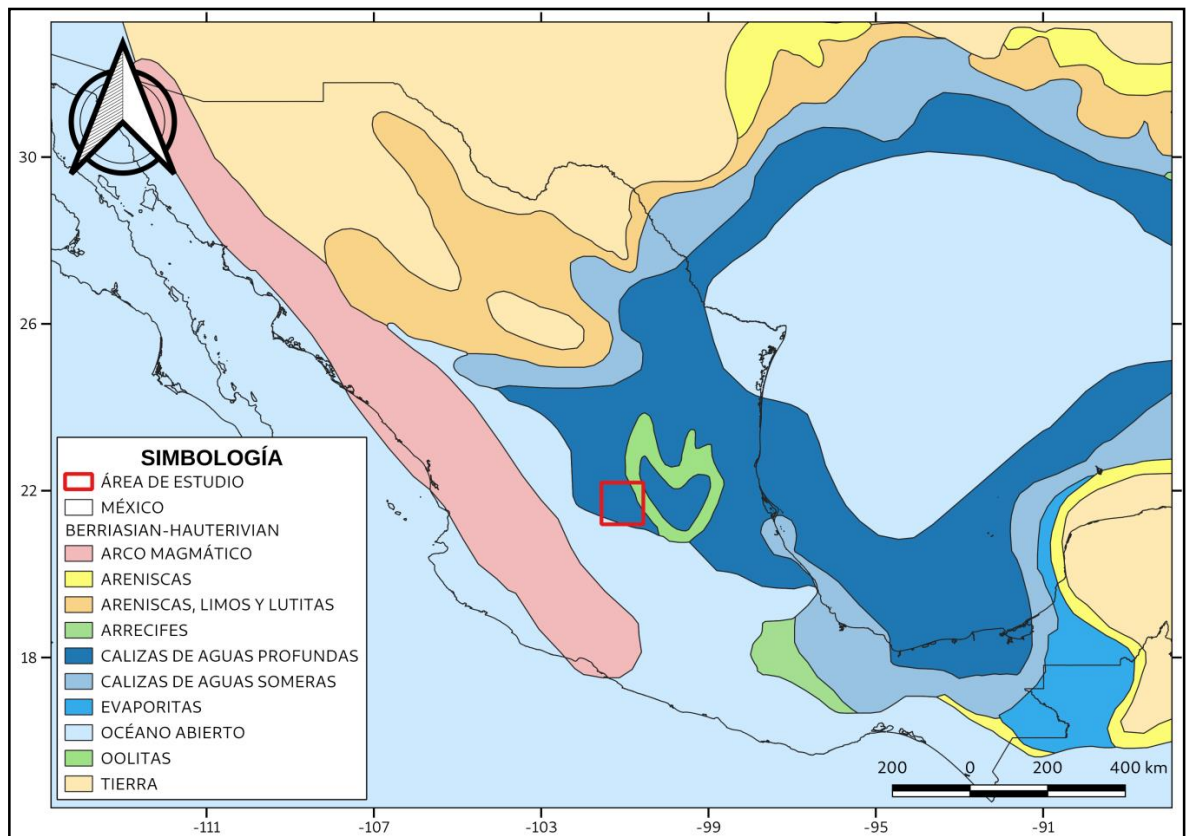


Figura 2.10 Mapa Paleogeográfico del Berriasiano-Hauteriviano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016)

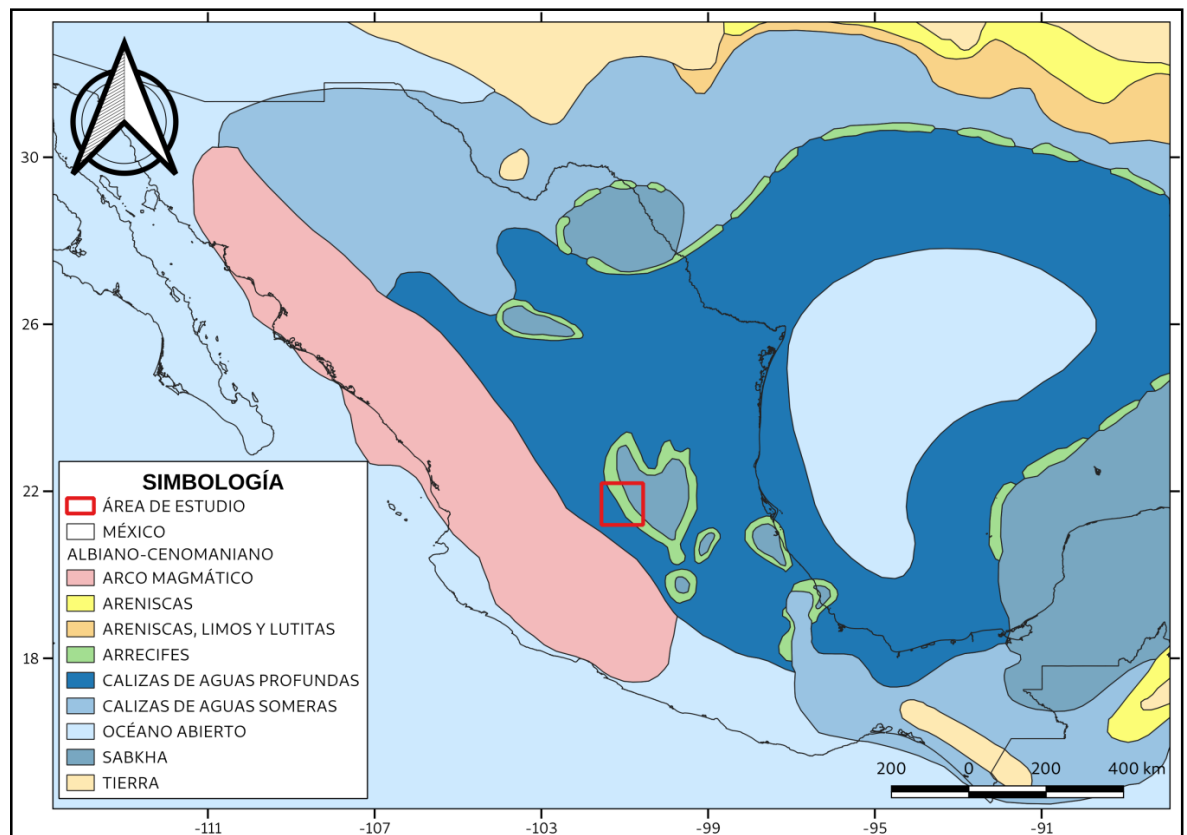


Figura 2.11 Mapa Paleogeográfico del Albiano-Cenomaniano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

En el Aptiano ocurrió un cambio de velocidad de subsidencia que provocó una rápida elevación del mar, cubriendo en su totalidad las partes emergentes del basamento, lo anterior inició el depósito de Lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos (Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001). Las largas franjas de arrecifes continuaron desarrollándose en el occidente y oriente del Golfo de México, mientras que en el noreste de México se fueron haciendo esporádicas conforme los mares transgredían las paleoislas, de tal modo que para finales del Aptiano fueron cubiertas en su totalidad (Padilla y Sánchez, 2016).

Para el Albiano-Cenomaniano hubo nuevamente desarrollo de largas cadenas arrecifales sobre los bordes de los altos de basamento (paleo isla de Coahuila, Plataforma de Córdoba, Plataforma de Tuxpan y Plataforma Valles-San Luis Potosí) como se puede apreciar en la figura 2.11 (Padilla y Sánchez, 2016). Otro cambio importante en los patrones de sedimentación se dio durante el Turoniano ya que se termina la prevalescencia de rocas carbonatadas (Figura 2.12), durante esta época se depositaron capas delgadas de caliza y lutitas (i.e. Formación Indidura) (Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer, 1999; Eguiluz et al., 2000).

De acuerdo a los afloramientos de capas delgadas de caliza y lutitas con abundantes horizontes intercalados de bentonita que existen a lo largo de la SMOR y datos de pozos, se deduce el incremento de la actividad volcánica durante el Coniaciano-Santoniano, lo anterior se presenta en todas las plataformas del borde occidental y meridional del Golfo, mientras que la depositación de carbonatos con bandas y nódulos de pedernal con delgadas intercalaciones de bentonita se llevó a cabo en la cuenca (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007; Velasco-Tapia, *et al.*, 2008).

El aporte de clásticos procedentes del oeste de México aumentó a finales del Cretácico (Campaniano-Maestrichtiano) (Figura 2.13), depositándose espesores gruesos de margas y lutitas (i.e. Formación Méndez) y en algunos casos horizontes delgados de bentonita, lo cual sugiere que la actividad volcánica en el occidente continuo hasta casi el final del Cretácico (Padilla y Sánchez, 1986).

Otro aspecto importante durante este periodo es el desnivel que existió entre algunos bloques altos de basamento, indicando que no tuvieron la misma velocidad de subsidencia regional, considerándose también como una etapa sinorogénica (Aguayo, 1978, Chávez-Cabello, 2016), debido al inicio de la orogenia Sevier-Laramide (Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer et al., 1991; Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Chávez-Cabello, 2016).

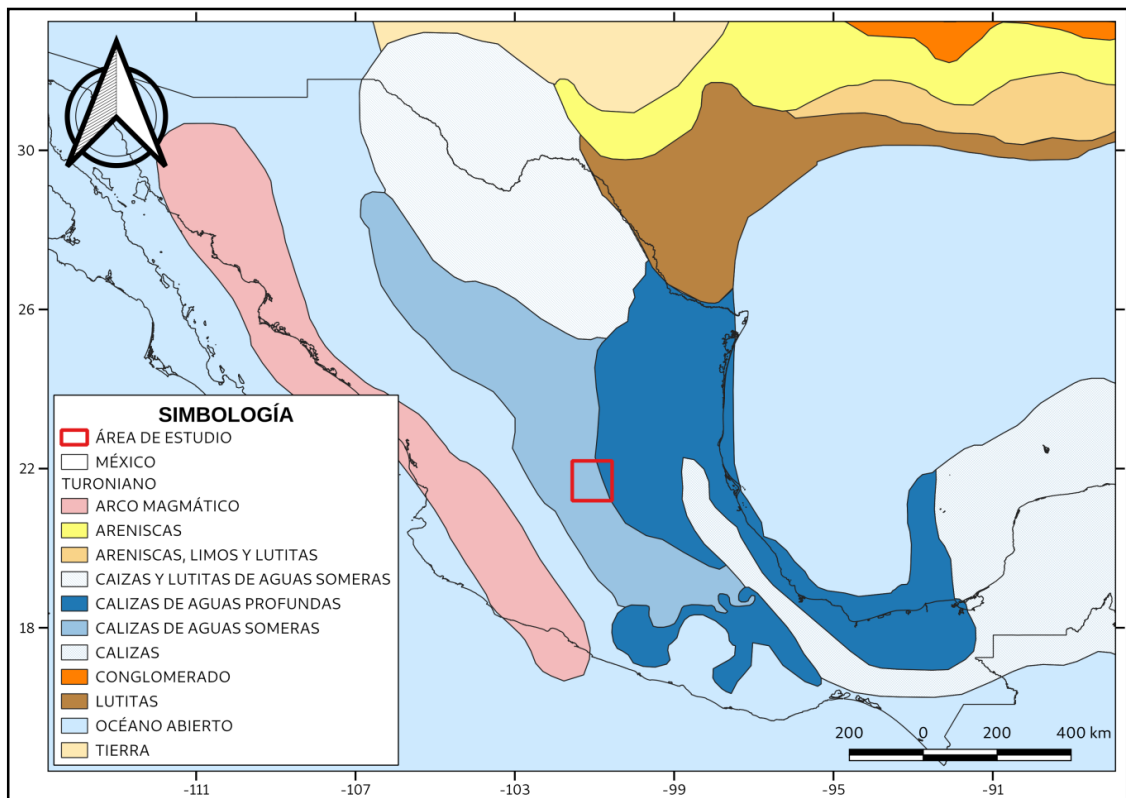


Figura 2.12 Mapa Paleogeográfico del Turoniano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

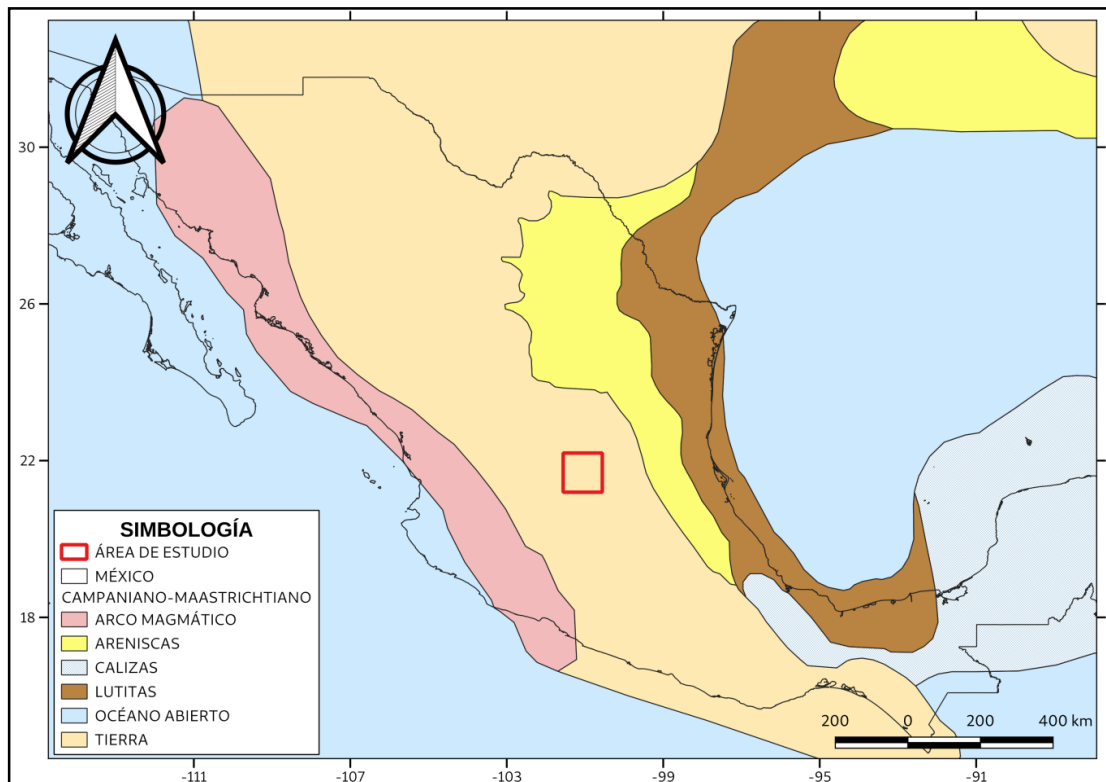


Figura 2.13 Mapa Paleogeográfico del Campaniano-Maastrichtiano (tomado y modificado de: Padilla y Sánchez, 2016).

2.4 La Plataforma Valles-San Luis Potosí

La CVH también se encuentra inmersa en el margen de los elementos paleo-geográficos del Cretácico de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) al oriente y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) al poniente (Figura 2.14).

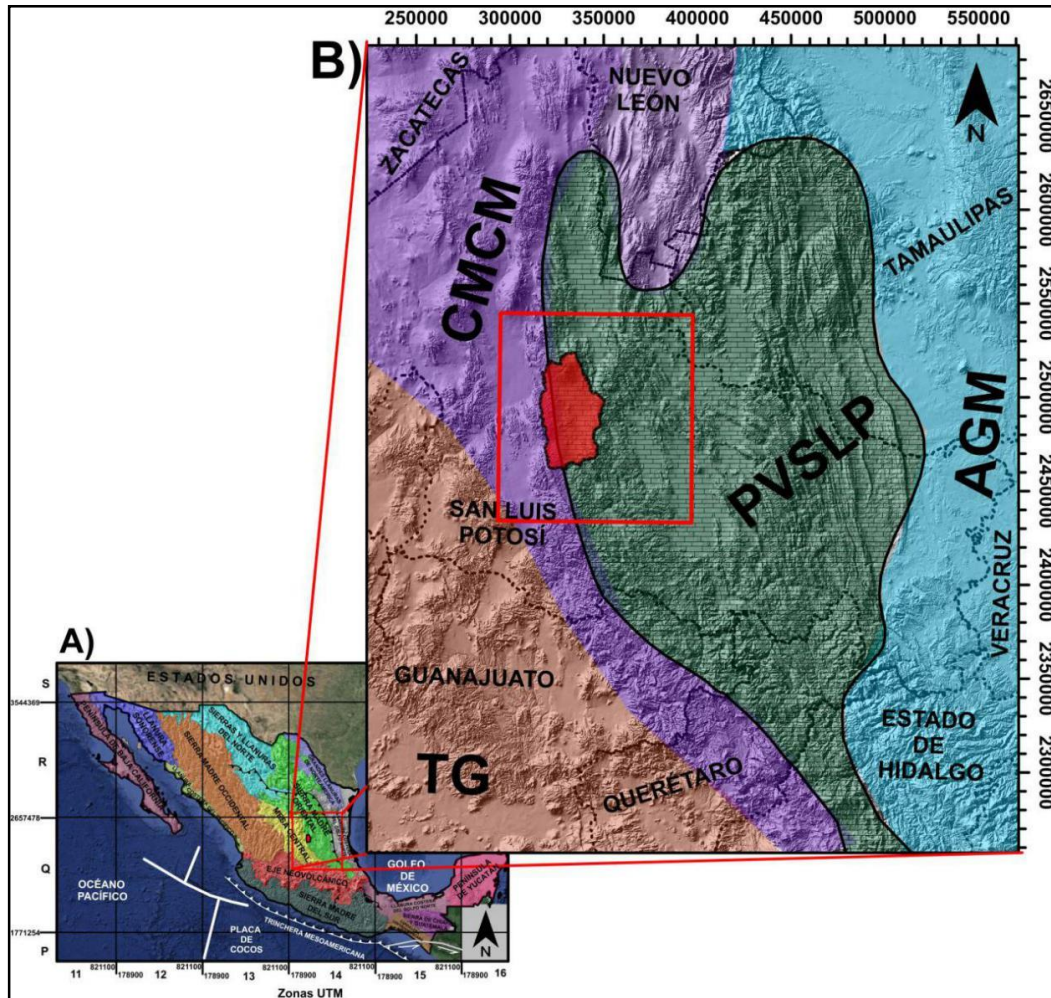


Figura 2.14 Mapa de ubicación del área de estudio. A) Localización entre las provincias de la Sierra Madre Oriental y La Mesa Central, B) Localización de los elementos paleogeográficos de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVLSP) y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM), también se muestran los límites del Terreno Guerrero (TG) y el Antiguo Golfo de México (AMG).

La PVSLP es el reflejo de un elemento Pre-Jurásico formado por el levantamiento del basamento en el Permo-Triásico, sobre el cual se depositó un gran paquete sedimentario. De acuerdo a la correlación de diferentes columnas estratigráficas (Figura 2.15), la PVSLP está compuesta por rocas sedimentarias clásticas y evaporíticas del Jurásico Superior que cubren discordantemente a rocas más antiguas, a las rocas del Jurásico superior les sobreyacen secuencias evaporíticas y carbonatos (arrecifales y post-arrecifales) tipo plataforma del Albiano-Cenomaniano. De manera general la PVSLP se encuentra colindando al poniente con la CMCM, al oriente con el antiguo Golfo de México, al norte con un canal que comunicaba las cuencas antes mencionadas, al sur con una porción de la CMCM y una región que no se ha definido con exactitud.

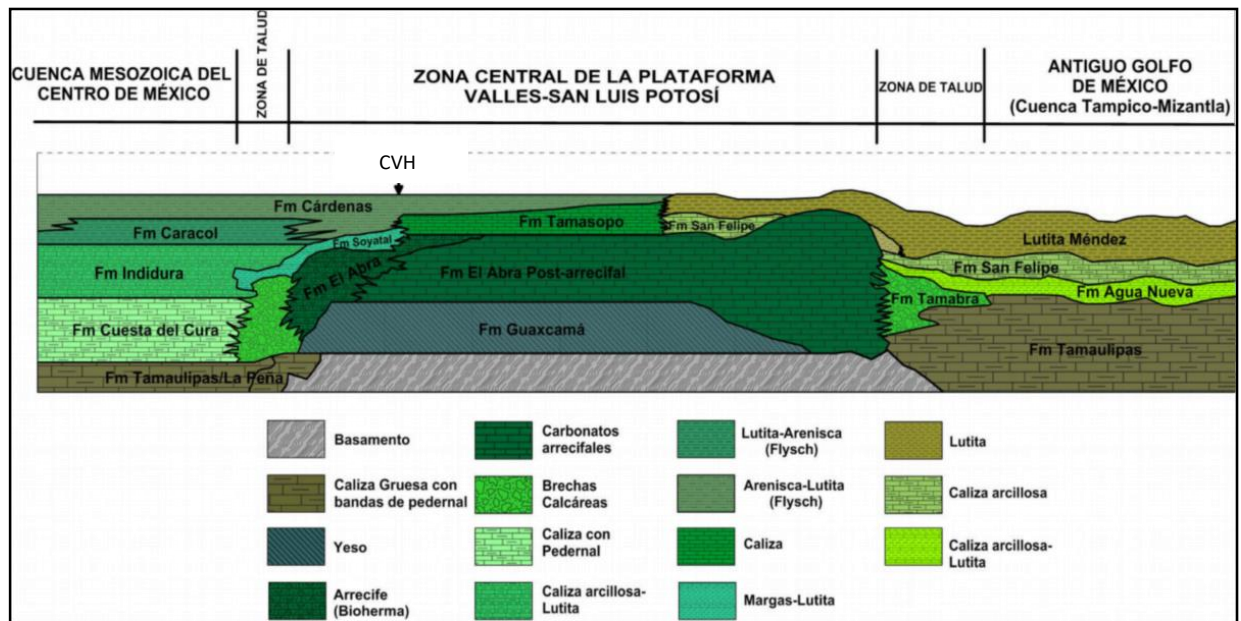


Figura 2.15 Geología de la plataforma Valles-San Luis Potosí y ubicación de la CVH (recopilado y modificado de Aguayo-Camargo, 1998; López –Doncel y Rodríguez-Hernández, 2004; y Ángeles-Hernández, 2009).

Se considera que la zona de estudio se ubica de manera más específica en la porción occidental de la plataforma, en donde afloran rocas sedimentarias cuya edad va del Cretácico Inferior al reciente. Los grandes espesores de los depósitos de calizas arrecifales y post-arrecifales que conforman la PVSLP evidencian la ocurrencia de movimientos de subsidencia pausada pero constante del bloque de la plataforma y un relativo ascenso lento del nivel del mar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002).

2.5 Eventos de deformación

Se han examinado diferentes orogenias en la cordillera norteamericana, las cuales tiene variaciones en su extensión debido a la colisión local-regional de arcos magmáticos, acreción de terrenos tectónicos y variación en el ángulo de subducción, todo lo antes mencionado fue originado por el mecanismo de subducción de las placas oceánicas Kula-Farallón en los últimos 350 Ma (Coney 1976; Dickinson, 2004; DeCelles, 2004).

2.5.1 Orogenias Servier-Laramide

De manera general la deformación de la orogenia Servier se suscitó en Canadá y USA por la colisión de terrenos tectónicos oceánicos (Wrangelia) en un lapso de cierre de cuencas marginales (DeCelles, 2004; Yonkee *et al.*, 2015), prolongándose hasta México con procesos equivalentes como la amalgamación del Terreno Guerrero (Figura 2.16) (Ye, 1997; Chávez-Cabello, 2016).

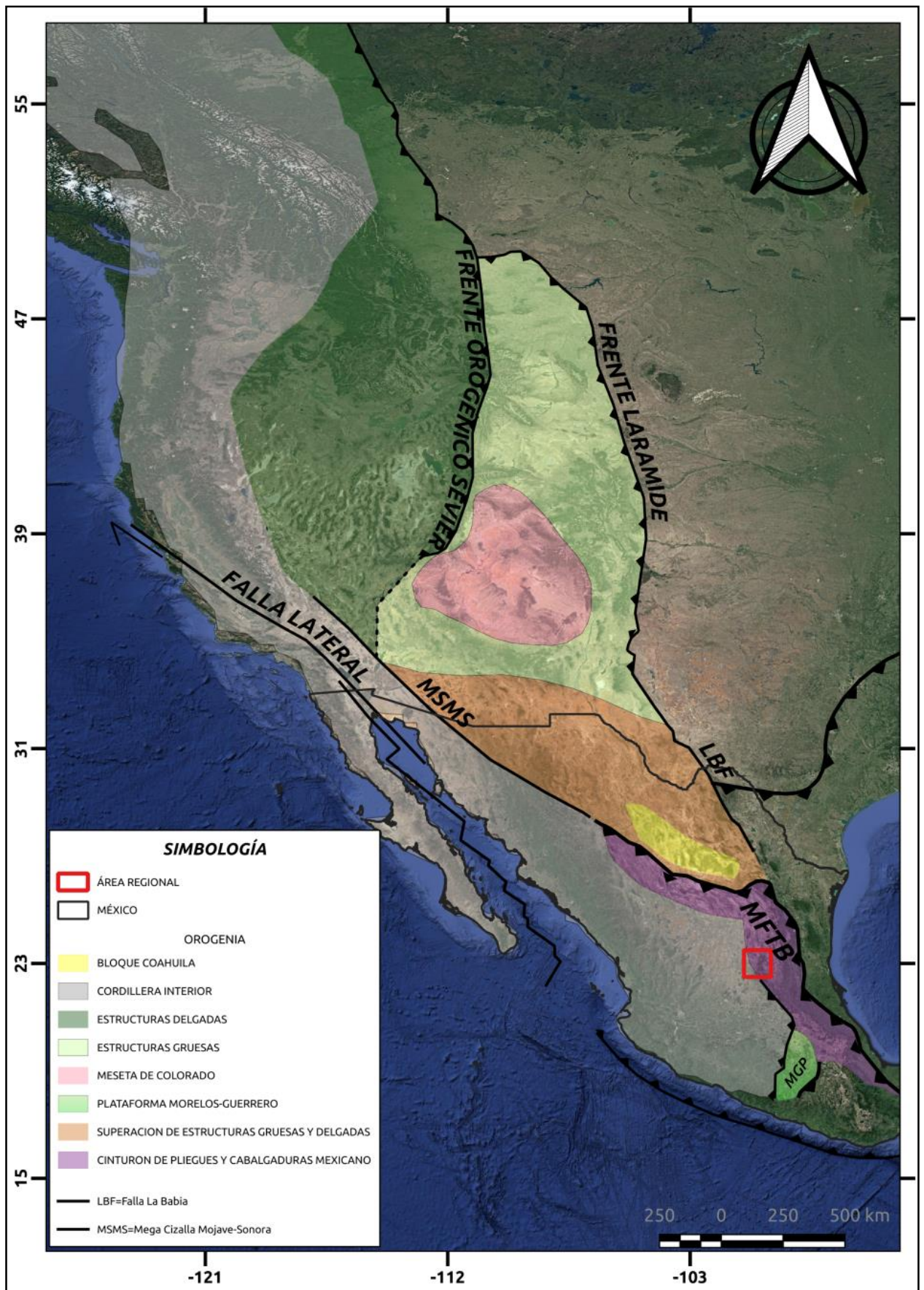


Figura 2.16 Distribución general del frente de las orogenias Sevier y Laramide (modificada de Fintz, 2011).

En contraste la orogenia Laramide se vincula a subducción subhorizontal que generó cizallamiento en la base de la corteza continental, reactivación de fallas antiguas y levantamiento del basamento hasta 1,500 km dentro del continente (Coney, 1976; Dickinson et al., 1988; Dickinson, 2004). De acuerdo a diferentes estudios (Bird 2002; Ye, 1997; Dickinson 2004; DeCelles y Mitra, 1995) se ha planteado que entre los 80 y 40 Ma la migración de magmatismo de arco hacia dentro del continente se debió a la colisión y cambios en el ángulo de subducción de una dorsal oceánica y/o de una corteza muy gruesa al Suroeste de Estados Unidos y norte de México (Chávez-Cabello, 2005).

Para la formación del cinturón plegado-cabalgado de SMOR de México se tuvieron diferentes mecanismos, sugiriendo que la acreción del Terreno Guerrero contribuyó en gran medida a la deformación de la cadena plegada (Fitz-Díaz et al., 2014); no obstante, la separación del Terreno Guerrero de la cadena plegada que se evidencia en el norte y noreste de México sugiere que tanto sus estilos de deformación como su diacronismo son diferentes si se comparan con los exhibidos en el sur (Chávez-Cabello, 2011). Durante la Orogenia Laramide la deformación fue controlada por dos estilos principalmente: el primero asociado al levantamiento de bloques corticales y deformación que incluyó al basamento, y el segundo controlado por despegues regionales que fueron potenciados por el basculamiento del basamento y el aumento de la carga vertical de sedimentos en la parte de transpaís (Chávez-Cabello et al., 2016).

La reactivación de fallas de basamento y la migración del arco magmático hacia el este sugiere un cambio subhorizontal del ángulo de subducción de la placa de Farallón, correlacionándose con el inicio de la orogenia Laramide a partir de los 80 Ma (Coney, 1976; Clark *et al.*, 1982). La finalización de dicha orogenia coincidiría con una reducción en la velocidad de convergencia y un aumento en el ángulo de subducción aproximadamente entre los 42 y 16 Ma (Dickinson, 1975; Coney, 1978), que ocasionó un retroceso en el arco magmático para posteriormente dar lugar a la fase de extensión de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). Por otra parte, se ha propuesto una etapa de transición (40-30 Ma) durante el cual el arco se mantuvo fijo antes de retroceder.

2.6 Cuencas y Sierras (Basin and Range)

La provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) fue originada por un evento extensional del Cenozoico Medio-Tardío en el margen oeste de Norteamérica (Henry y Aranda-Gómez, 2000), abarcando desde el suroeste de Canadá, todo el borde occidental de Estados Unidos, centro y posiblemente hasta el sur de México (Stewart, 1998). Debido al régimen extensional es probable que se reactivaran estructuras del basamento durante dicho evento (Bump et al., 2003; Oviedo-Padrón; 2008).

La principal característica de esta provincia es la alternancia de zonas montañosas y valles delimitados por fallas normales lítricas de considerable distribución (Zoback et al., 1981; Wernicke, 1992), estimándose que la extensión cortical de la corteza continental fue amplia y no uniforme, ya que mientras existen zonas en las que dicha extensión fue excesiva hay otras en las que fue ínfima (Parsons et al., 1995), de igual manera su gran distribución (900 km) produjo una corteza adelgazada, que a diferencia de otras cortezas continentales tiene un flujo de calor alto, además de presentar un largo historial de magmatismo transitorio.

Dentro del *basin and range* se reconocen tres subprovincias (Norte, Centro y Sur) correspondiendo a la Sur una porción de México (Figura 2.17), teniendo como peculiaridades principales: una actividad tectónica menor, elevación promedio y un flujo de calor bajo. En la región occidental del Norte y Centro de México (Sonora, Chihuahua, Durango y San Luis Potosí, Guanajuato y Zacatecas) se han reconocido fosas y pilares (*graben*es y *horst*) y/o semi-graben es escalonados conformando regiones de sierras y valles paralelos que evidencian el evento de extensional (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

La provincia está determinada de manera general por haber tenido dos direcciones de deformación: la primera asociada a extensión temprana (Oligoceno Temprano ~30 Ma) en dirección este-noreste y la segunda se dio de manera sucesiva en dirección noroeste abarcando casi toda la región y que actualmente continúa.

Otro aspecto importante es el referente al magmatismo, puesto que cambió de calco-alcalino intermedio a magmas basálticos y/o magmatismo bimodal basáltico-riolítico vinculado a cambios del régimen tectónico, Dicho en otros términos, lo anterior indica que en una primera fase los magmas que se originaron son de tipo calco-alcalinos andesíticos, riolítico y cuarzo-latíticos asociados a un régimen convergente, después se tuvo una importante tasa de extensión cortical que originó magmas de alto contenido de sílice (per-alcalinos) de composición riolítica junto con andesitas basálticas, basaltos alcalinos y localmente toleíticas, por último, debido al fallamiento de bloques y una tasa de extensión reducida los magmas originados fueron de tipo toleítico y alcali-basaltos (Eltson y Bornhorst, 1979).

Para la zona correspondiente a México el vulcanismo se clasifica de acuerdo al tipo de corteza teniendo: 1) sobre corteza oceánica, determinada para el vulcanismo ubicado sobre la Placa del Pacífico y 2) sobre corteza continental, referente al vulcanismo desarrollado sobre la placa norteamericana y exhibido en diferentes zonas de la Faja Volcánica Transmexicana (Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

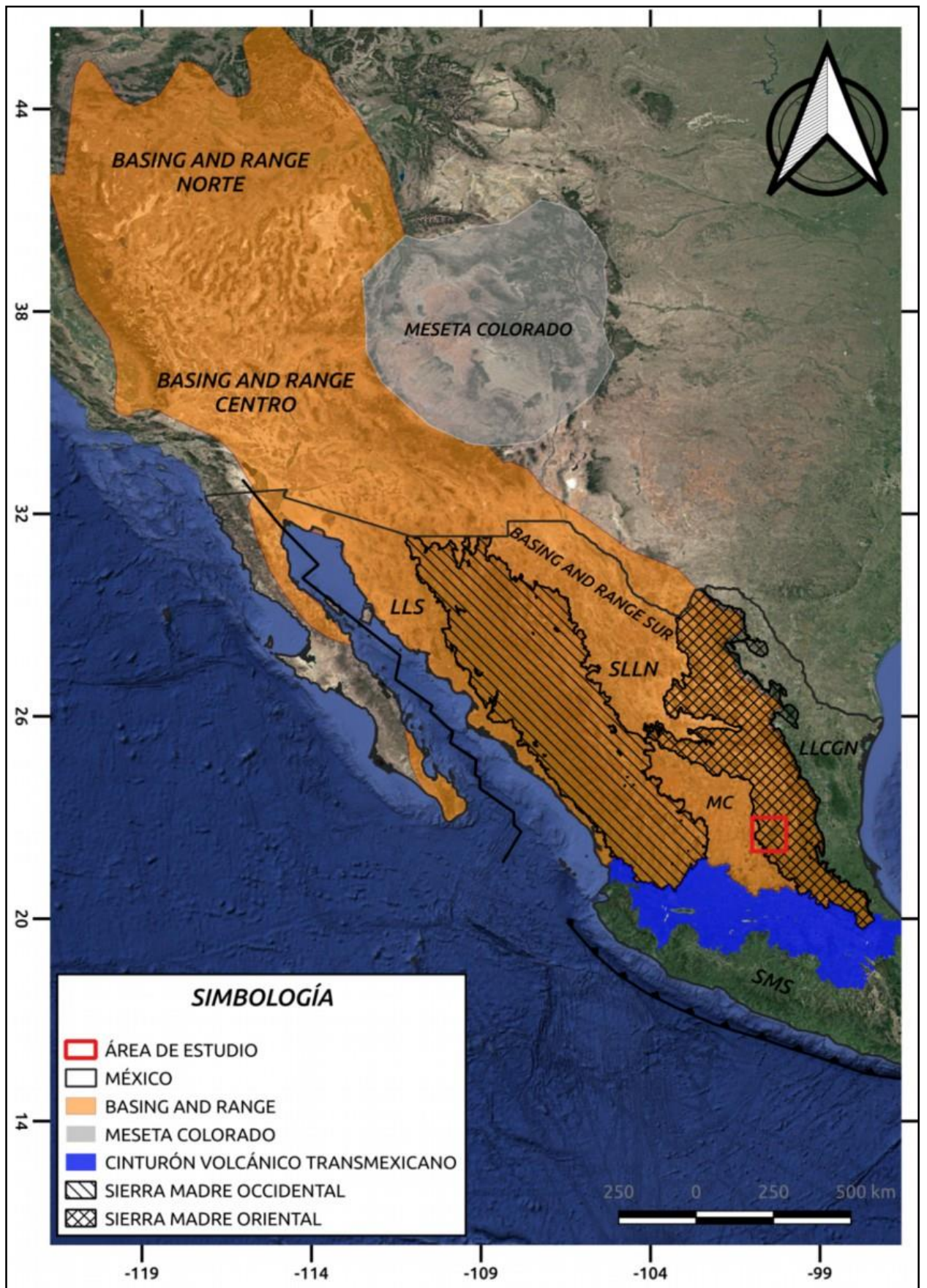


Figura 2.17 Extensión de la Provincia de Basin and Range (Modificada de Parson, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

Capítulo 3 Geología Local

La geología local del área (Figura 3.1) está representada por: rocas sedimentarias marinas carbonatadas de composición calcárea, arrecifales de la Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano), calcáreas-arcillosas con pedernal de la Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano), arcillo-calcáreas de la Formación Indidura (Turoniano-Santoniano), arcillo-calcáreas carbonosas de la Formación Soyatal (Turoniano-Santoniano), lutitas y areniscas de la Formación Cárdenas (Maastrichtiano-Campaniano).

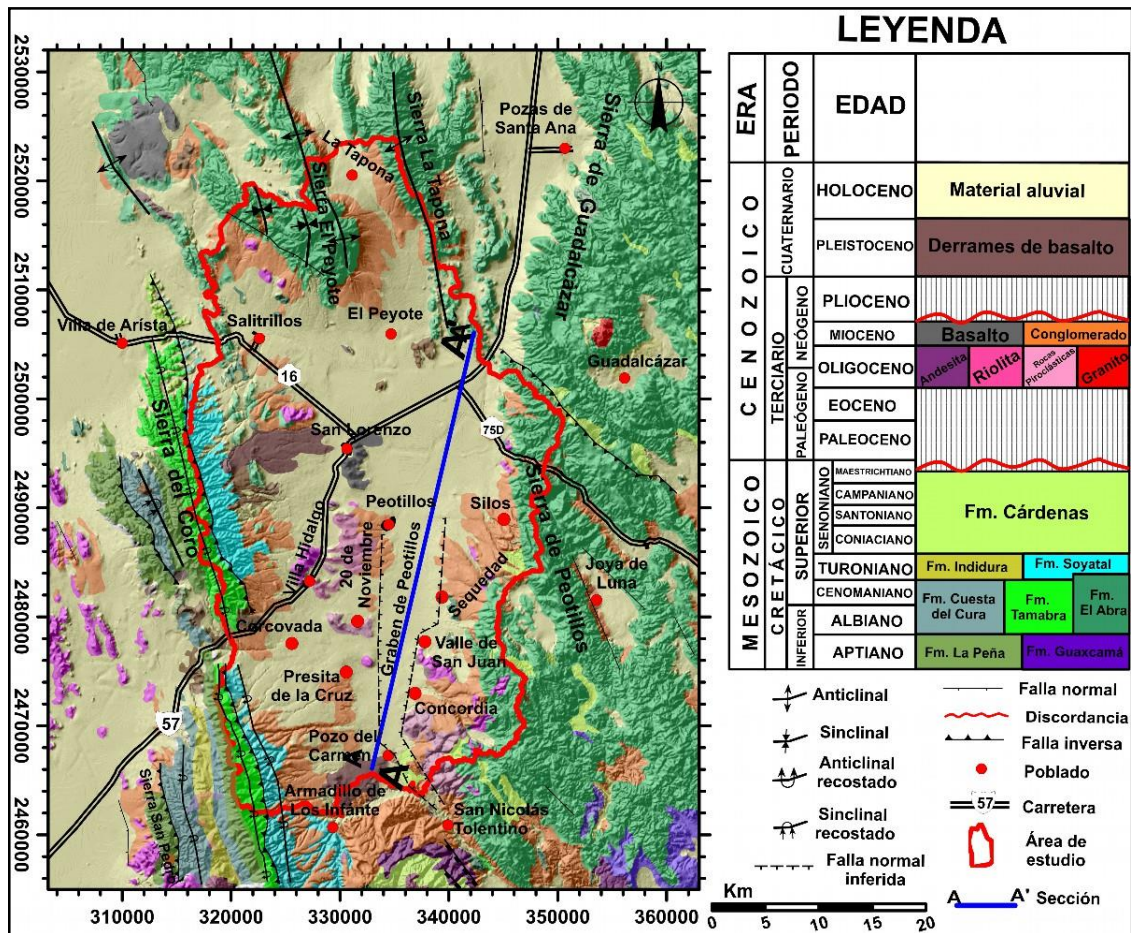


Figura 3.1 Plano geológico simplificado de la Cuenca de Villa Hidalgo. Modificado de la base geológica de Labarthe-Hernández et al. (1982). Obsérvese la ubicación de la sección Geofísica-Geológica A-A'.

Estas rocas sedimentarias marinas, se encuentran plegadas, con ejes de rumbo NW-SE, recostados hacia el NE, formando las sierras de Peotillos, El Coro, La Taponá, El Peyote y Álvarez (Barboza-Gudiño et al., 2002; Tristán González et al., 2008). Sobreyaciendo discordantemente a las rocas sedimentarias del Cretácico existe una secuencia volcánica constituida por lavas que formaron domos asociados a flujos piroclásticos, derrames de composición andesítica-dacítica, andesitas-basaltos e ignimbritas riolíticas del Eoceno-Oligoceno (Barboza-Gudiño et al., 2002; Tristán González et al., 2008; Tristán González et al., 2009).

Posteriormente en el Plioceno-Pleistoceno hubo un segundo periodo de vulcanismo basáltico

originando conos cineríticos, derrames y volcanes de explosión o tipo *maars*. Por último, se depositaron sedimentos aluviales del Cuaternario. (Aranda- Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; Tristán González *et al.*, 2009).

La zona de estudio a su vez se ubica en la parte sur de la provincia extensional *Basin and Range* (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Tristán-González *et al.*, 2009).

3.1 Estratigrafía de la CVH

3.1.1 Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano)

La Formación El Abra se refiere a un complejo calcáreo tipo plataforma, de edad Albiano-Cenomaniano que se encuentra sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Faja de Oro (Carrillo-Bravo 1971). De acuerdo con Carrillo-Bravo (1971), se ha establecido que las facies Tanilul son de tipo arrecifal, El Abra de tipo lagunar o post-arrecifal, teniendo una edad semejante, describiendo la facies prearrecifal de esta formación como equivalente la Formación Tamabra.

En el área de estudio la Formación El Abra se caracteriza por ser una secuencia micritica de ~ 1000 m de grosor, gris claro, en parte dolomitizada que lleva nódulos y lentes de chert, colocados en estratos medios a gruesos; También incluye cuerpos de caliza con abundantes rudistas. geocronológicamente se correlaciona con las Formaciones Tamaulipas Superior al oriente y Cuesta del Cura al occidente. Esta unidad registra la depositación de carbonatos marinos poco profundos sin afluencia terrígenos. El Abra subyace de manera para-conforme a la Formación Soyatal (López-Doncel *et al.*, 2007; Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

3.1.2 Formación Tamabra (Albiano-Cenomaniano)

La Formación Tamabra, fue definida como una secuencia calcárea del subsuelo de Poza Rica, Veracruz, debido a que esta formación mostraba características tanto de las rocas de aguas someras y arrecifales de la Formación El Abra, junto a las de rocas de aguas profundas de cuenca de la Formación Tamaulipas, lo cual le da el nombre compuesto Tamabra (Carrillo B. J., 1971). Originalmente fue descrita y estudiada en la margen oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, posteriormente fue descrita en facies idénticas para la porción occidental de la plataforma (López-Doncel, 2003). El ambiente de depósito corresponde a la zona transicional entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca mesozoica del centro de México, en la zona de talud que se encontraba entre la zona de aguas someras de la fase regresiva, pero aún con fauna arrecifal de la plataforma, y la cuenca que empezaba a colmatarse de sedimentación clástica fina, con lutita y limolita del Cretácico Tardío (López-Doncel *et al.*, 2007).

En la CVH la Formación Tamabra aflora principalmente en la porción central y al poniente, para la parte central hay dos grandes afloramientos, el primero se encuentra aproximadamente 2 km al

este del poblado de Paradita del Refugio en el camino que comunica a Peña de Salazar, mientras que el segundo que se encuentra en los alrededores de la ranchería El Durazno (López-Doncel *et al.*, 2007), mientras que en la parte poniente su afloramiento tipo se encuentra en la Sierra del Coro (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; López-Doncel, 2003)

El espesor de la Formación Tamabra no se conoce ya que su cima se encuentra erosionada y/o cubierta discordantemente por sedimentos cuaternarios y localmente por rocas volcánicas oligocénicas, sin embargo, se calcula no menor a los 100 m. La Formación Tamabra sobreyace discordantemente y de manera erosiva a la Formación El Abra, correlacionándose lateralmente con la Formación Cárdenas de la parte oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí y con la Formación Caracol de la cuenca mesozoica del centro de México, al oeste (López-Doncel *et al.*, 2007).

3.1.3 Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano)

La Formación Cuesta del Cura fue originalmente descrita (Imlay, 1936) como una secuencia de calizas finamente laminadas de color gris intermedio a gris oscuro, en estratos medianos y delgados, con abundantes lentes y bandas de pedernal negro y con estratificación ondulante. En ocasiones presenta delgadas capas de calizas arcillosas y lutitas calcáreas que adquieren tonalidades violáceas y rojizas por intemperismo (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002). En la CVH, esta unidad se distribuye en forma de franjas paralelas, en las sierras de El Coro, de Álvarez y de San Pedro, observándose la presencia de numerosos horizontes de brechas calcáreas, que representan aportes de materiales, procedentes de la margen occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí, los depósitos de cuenca en esta unidad, son epibatiales, mientras que los aportes clásticos de la plataforma, representan probables deslizamientos y flujos de detritos que no necesariamente requirieron de una pendiente muy abrupta para llegar hasta la cuenca (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002). Las capas de caliza van de 10 a 30 cm de espesor en promedio, laminadas y alternan con bandas delgadas de pedernal negro, en tanto que los aportes de brechas constituyen bancos de hasta 2 m de espesor, siendo sus componentes bioclastos, diversos tipos de calizas micríticas, laminadas, etc., así como fragmentos de pedernal, soportados en una matriz de calcarenita y microesparita. El espesor de esta unidad, hasta donde la intensidad del plegamiento que la caracteriza permite estimar, es del orden de 100 a 130 m, le sobreyace a la Formación La Peña y subyace a las formaciones Indidura y Soyatal, siendo todos estos contactos concordantes y ligeramente transicionales (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002).

3.1.4 Formación Indidura (Turoniano-Santoniano)

Descrita por Kelly (1936), quien la estudió sobreyaciendo a la Caliza Aurora en la región de Delicias, Coahuila. Dentro de la CVH la Formación Indidura aflora en porción oriental y sur-

sureste de la zona principalmente en el flanco oriental de la Sierra de San Pedro y en la Sierra de El Coro (Aranda- Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002).

Su litología está constituida por calizas arcillosas en estratos de espesor medio a delgado, de color gris, gris oscuro y café rojizo que alternan con lutitas calcáreas de color gris claro e intemperizan a gris con tonalidades violáceas y rojizas, encontrándose fuertemente plegada (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002).

Le sobreyace a la Formación Cuesta del Cura, siendo su contacto concordante y subyaciendo concordantemente a la Formación Caracol, del Campaniano Maastrichtiano. Se correlaciona en edad con la Formación Soyatal de Hidalgo y Querétaro (Wilson *et al.*, 1990). La edad que le asigna del Turoniano al Santoniano.

Los afloramientos de esta unidad dentro de la zona son escasos y el espesor expuesto es reducido, sin embargo, en áreas aledañas se le han medido más de 200 m, reconociéndose un miembro inferior de 130 m y un miembro superior, del orden de 90 m (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

3.1.5 Formación Soyatal (Turoniano-Santoniano)

La Formación Soyatal corresponde a una unidad de Caliza-Lutita (Torres-Hernández *et al.* 2009); tiene un espesor de ~ 220-250 componiéndose de manera detallada de una secuencia micrítica arcillosa que se vuelve gradualmente lutítica hacia la parte superior, colocada en capas delgadas a medianas.

El grosor varía a lo largo de la unidad, reduciéndose hasta 30 m hacia el oeste; se correlaciona de manera geocronológica con la Formación Indidura y subyace a la Formación Cárdenas (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016). La falta de afloramientos de Formación Soyatal en el noreste de la CVH, se debe de manera regional a que, esta unidad tuvo un estrechamiento contra la vertiente occidental del paleoelemento de la PVSLP, ocasionando que la Formación Cárdenas se encuentra directamente sobre la Fm. El Abra en lugar de la Fm. Soyatal (Torres-Hernández 1994; Torres-Hernández y Tristán-González 2000, López-Doncel *et al.*, 2007), como ocurre en la porción SSE de la zona de estudio (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

3.1.6 Formación Cárdenas (Maastrichtiano-Campaniano)

La Formación Cárdenas en la localidad tipo (Sinclinal de Cárdenas, S.L.P.) es interpretada como una secuencia de tres miembros: el inferior con un espesor de 180 m consistente en una alternancia de lutita, arenisca y biosparita, el medio de 445 m de espesor compuesto por lutitas y limolitas y el superior formado por 450 m de limolita, arenisca y biosparrudita. Carrillo-Bravo (1971) le

asignan una edad Campaniano-Maastrichtiano y considera que representa un depósito de tipo regresivo constituido por sedimentos acumulados en aguas poco profundos y de alta energía (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002).

En la CVH aflora en los flancos orientales de la Sierra de Álvarez y de El Coro, sobreyaciendo a la Formación Soyatal, por medio de un contacto sumamente transicional y concordante. Su cima no aflora en la zona estudiada y en algunos lugares se encuentra cubierta discordantemente por ignimbritas riolíticas del Terciario (en Villa Hidalgo, S.L.P.) y en otros sitios subyace a pequeños remanentes de un conglomerado continental del Pleistoceno. Su litología consiste en una secuencia de lutitas fisiles de color gris verdoso que intemperizan a un color amarillo ocre y que alternan con capas delgadas de areniscas calcáreas de color café amarillento. Por su posición estratigráfica y su contacto transicional con la formación Soyatal, se le asigna una edad del Campaniano-Maastrichtiano (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002).

3.1.7 Dacita Jacavaquero

Esta roca aflora en la porción nor-oriental de la zona, en los alrededores del poblado de Villa Hidalgo y ha sido cartografiada previamente por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) con el nombre informal como “Dacita Jacavaquero”. Presenta un color gris claro a intermedio y en ocasiones café rojizo, compacta, dura y de textura fanerítica, comúnmente bandeada por inyección o flujo y en ocasiones brechada. Estas rocas ocurren en forma de domos que exhiben brechas en sus zonas de fuente y estructuras de diaclasamiento por enfriamiento o bandeamientos de inyección y flujo, como se observa en los cerros Grande y Picacho, así como brechas piroclásticas con matriz de cenizas e ignimbritas, originadas en las mismas zonas de fuente o domos (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; Tristán González *et al.*, 2008; Tristán González *et al.*, 2009).

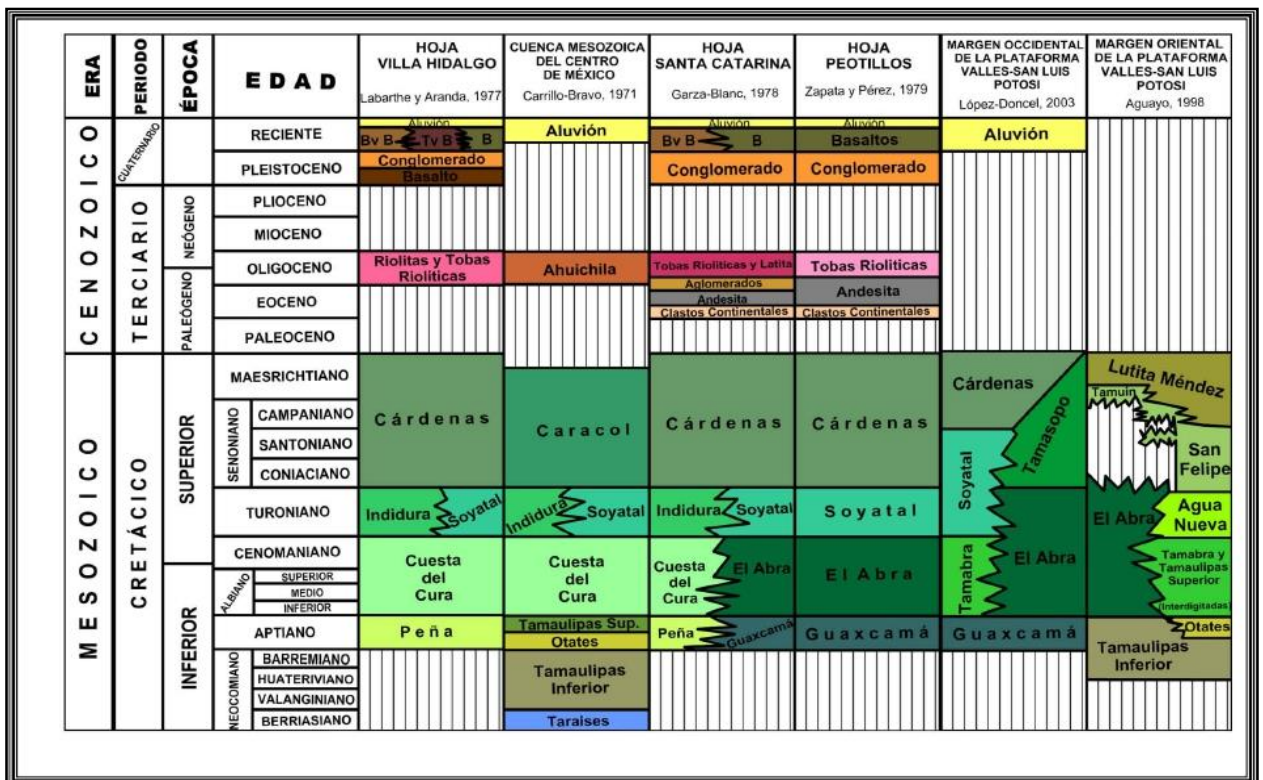


Figura 3.2 Relaciones estratigráficas de los diferentes estudios realizados en la plataforma Valles-San Luis Potosí y que abarcan gran parte del área de la CVH.

3.1.8 Andesita-Basalto

Esta roca se ha descrito en forma de derrames fisurales y diques en el centro volcánico de Villa Hidalgo, así como en la parte centro occidental del área de estudio específicamente en la Carretera La Concordia-Rancho Nuevo de la Cruz (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; López-Doncel *et al.*, 2007). La descripción de esta roca de acuerdo a diferentes autores (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; López-Doncel *et al.*, 2007; Tristán González *et al.*, 2008; Torres Hernández *et al.*, 2009; Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016), se caracteriza por tener, fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica y localmente vesicular, de color gris oscuro a verdosa. Dentro de esta unidad, llegan a ocurrir en forma de diques de 2 a 3 m de espesor, una andesita más densa de colores más claros (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; López-Doncel *et al.*, 2007; Torres-Hernández *et al.*, 2009). Su espesor total se desconoce, sin embargo, en algunos afloramientos localizados al sur de Rancho Nuevo de la Cruz llegan a medir hasta 20 m, aunque Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016) reportaron que en la barranca San Isidro el espesor alcanza ~ 80 m. A esta secuencia volcánica Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016) la han nombrado informalmente “Unidad San Isidro”. Debido al análisis, descripción y comparación (con estudios anteriores) que realizaron en la barranca con nombre homónimo, concluyeron que litoestratigráficamente se encuentra superpuesta de manera no conforme a las formaciones cretáceas y subyace a la “Ignimbrita Santa María” del Oligoceno Inferior, por lo que probablemente su edad no sea más antigua que el Eoceno Superior y ni más joven que el Oligoceno Inferior (Figura 3.2).

3.1.9 Ignimbrita Santa María (Oligoceno Inferior)

Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) describieron esta unidad de manera informal en el área de Santa María del Río, posteriormente fue propuesta de manera formal por Labarthe-Hernández et al. (1982). Normalmente presenta un color rosado claro, con textura porfirítica y eutaxítica, siendo sus minerales esenciales, cuarzo y sanidina y fragmentos de pómez colapsada, en una matriz desvitrificada. Hacia su base es vítrea, llegando a presentarse un vitrófido color pardo a café rojizo oscuro (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; Tristán González *et al.*, 2008; Tristán González *et al.*, 2009). Sus afloramientos se ubican en la sierra de San Pedro, y en las inmediaciones de Villa Hidalgo, como remanentes, cubriendo a calizas y andesitas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002), así mismo aflora de manera muy dispersa en la porción occidental de la zona teniéndose el afloramiento de mayor extensión, al norte de San Nicolás Tolentino (López-Doncel *et al.*, 2007, 2008). Una característica que se observa comúnmente en esta roca es la formación de estructuras columnares, como se puede apreciar en la sierra que se localiza al oriente del poblado de Paso del Águila, Otra característica de esta roca es la presencia de delgados diques, de menos de 1 m de espesor, de aspecto piroclástico, que muestran una textura fluidal (Aranda-Gómez, 1977; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; Tristán González *et al.*, 2008). El espesor de esta unidad varía de entre 20 m hasta 70 m; sobreyace discordantemente a las secuencias sedimentarias cretácicas como se observa en el área El Durazno donde sobreyace a la Formación El Abra o en las inmediaciones de Paradita del Refugio donde sobreyace a la Formación Cárdenas y a basalto del Oligoceno inferior.

3.1.10 Formación San Nicolás (Mioceno Superior)

La Formación San Nicolás ha sido estudiada y descrita por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016), quienes indican que corresponde en gran parte a una secuencia fluvial de capas delgadas y medianas de color naranja pálido moderadamente compactas, areniscas con estratificación cruzada, intercaladas por pequeñas capas limoarcillosas-limosas y por capas gruesas de guijarros conglomerado cuyos clastos están subredondeados-redondeados y soportados por una matriz semicompacta.

3.1.11 Unidad Puerta del Refugio

Esta unidad se refiere a una secuencia lacustre, definida informalmente por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016), consiste de depósitos de conglomerado oligomítico con diferentes grados de consolidación y grava. Se concentra al borde de las sierras que se encuentran en la porción oriental, y en forma aislada en la porción central y centro-norte, teniendo un espesor que varía de 5 a ~ 40 m, alcanzando espesores mayores de 40 m y adelgazándose notablemente en dirección a las planicies (López-Doncel *et al.*, 2007; Torres-Hernández *et al.*, 2009).

La litología del conglomerado está constituida principalmente por caliza de la Formación El Abra, mientras que la grava está constituida por una acumulación de fragmentos de diversas unidades mezclados con material fino o grueso retrabajado como arcilla o arena y en ocasiones lentes u horizontes de ceniza volcánica (López-Doncel *et al.*, 2007; Torres-Hernández *et al.*, 2009). Sobreyace discordantemente a formaciones del Terciario, correlacionándose lateralmente con las unidades Camposanto y El Jagüey que subyacen a la unidad Las Joyas asignándosele una edad general del Pleistoceno en base a su dirección horizontal y su posición crono-estratigráfica.

3.1.12 Unidad Camposanto

Se ha definido informalmente como unidad “Camposanto” (Ferrusquía-Villafranca *et al.* 2016) a un conglomerado polimíctico compuesto por clastos que varían de sedimentarias carbonatadas (clastos de caliza), arcillosas (clastos de margas y lutitas), a roca volcánica básica (clastos de basalto) y ácidas (clastos de riolita, ignimbrita), todos ellos descansando en una matriz arcilloso-carbonatada, teniendo intercalaciones de fragmentos de diversa composición (López-Doncel *et al.*, 2007, 2008), teniendo su principal afloramiento en el canal del río que se encuentra entre los poblados de San Nicolás Tolentino y Morenos.

El espesor es muy variable dependiendo de la morfología del terreno, siendo desde algunas decenas de metros en las cercanías de las sierras, hasta adelgazarse a unos cuantos metros o desaparecer bajo sedimentos pliocuaternarios.

La unidad Camposanto sobreyace de manera discordante a la Ignimbrita Santa María, es correlacionable lateralmente con unidades similares en edad (Camposanto, El Jagüey) y subyace a la unidad Las Joyas, asignándosele una edad Pleistocénica (Ferrusquía-Villafranca *et al.* 2016), teniendo una distribución en la CVH principalmente en la porción central y noroeste.

3.1.13 Unidad El Jagüey

De acuerdo con Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016), esta unidad consiste de un conjunto de sedimentos en su mayor parte medianamente a mal consolidados, constituidos por conglomerado, arena gruesa a fina, limo y arcilla, formados en ambiente fluvial. Estos depósitos están distribuidos en la porción suroccidental, entre los poblados Pozo del Carmen al norte y San Nicolás Tolentino al sur, extendiéndose hacia el surponiente.

Litológicamente esta unidad se compone en su fracción gruesa de brecha y conglomerado con clastos que van desde bloques hasta grava y los sedimentos finos o arenas son de la misma composición, pero mayormente retrabajados, mostrando una mayor madurez textural (López-Doncel *et al.*, 2007).

Tanto la fracción fina, como principalmente la fracción gruesa muestran marcadas variaciones laterales, asociadas a un ambiente de depósito tipo fluvio-lacustre, donde los arroyos tenían de moderada a alta energía, formándose el conglomerado, en tanto que las zonas inundadas en forma de lagos eran rellenas con sedimentación fina producto del intemperismo y transporte de las rocas preexistentes, originándose depósitos de grava. El espesor de esta unidad es muy variable (15 ~ 50 m) dependiendo de la morfología, por ejemplo, al poniente de Paso del Águila ésta llega a medir más de 20 m (López-Doncel *et al.*, 2008). Esta unidad sobryace con una discordancia angular a las Formaciones El Abra y/o San Nicolás, lateralmente se correlaciona con las unidades puerta del refugio y camposanto, subyace discordantemente al basalto Las Joyas, se le asigna una edad del Pleistoceno Inferior (Ferrusquía-Villafranca *et al.* 2016).

3.1.14 Unidad Las Joyas

Esta unidad fue definida por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016) como “Las Joyas” debido a su correlación con el basalto cuaternario conocido con el mismo nombre (Aranda-Gómez y Labarthe Hernández, 1977; Labarthe-Hernández *et al.* 1982), se ha descrito como lavas faneríticas y en partes vítreas de aspecto muy denso, aunque en algunas zonas se presentan de manera vesicular, de manera detallada su textura tiene una afinidad porfírica con grandes cristales de plagioclasa sódica y piroxeno, sin embargo en algunas zona se pueden apreciar minerales opacos, así como olivino dentro de una matriz microcristalina color gris oscuro (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979; López-Doncel *et al.*, 2007; Torres-Hernández *et al.*, 2009).

Sobryace de manera discordante a las unidades Puerta del Refugio, El Jagüey y Camposanto, lateralmente se correlaciona con la unidad Pozo del Carmen y subyace a la unidad La Concordia del Holoceno (López-Doncel *et al.*, 2008). Su distribución se encuentra principalmente en la porción suroeste de la CVH, en un área que se localiza desde Pozo del Carmen a Puerta del Refugio, Arroyo Hondo y hasta las inmediaciones del poblado Armadillo de los Infante, aflorando de igual manera entre Paso del Águila al sur y Pozo del Carmen al norte. Por su posición estratigráfica se le asigna una edad Pleistoceno superior (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

3.1.15 Unidad Pozo del Carmen

Se refieren a una secuencia piroclástica de ~15 m de espesor distribuida en las inmediaciones del poblado Pozo del Carmen (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016). La secuencia piroclástica está constituida por capas delgadas y medianas de toba basáltica y localmente brechas tobácea de color café claro hasta beige, muy bien pseudo-estratificadas, compuestas principalmente de partículas de cenizas y escorias de tamaños que varían la fracción de limos hasta arenas (lapilli) y ocasionalmente en tamaños de gravas hasta bloques (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979; López-Doncel *et al.*, 2007).

La superficie superior muestra numerosos impactos balísticos de clastos de caliza de unidades subyacentes que fueron expulsadas durante la erupción explosiva que emplazó esta unidad, dicha unidad sobreyace a la unidad El Jagüey, lateralmente se interdigita con la unidad Las Joyas y de acuerdo a su relación estratigráfica se le asigna una edad Pleistocénica, por otra parte debido a la gran porosidad que muestra esta roca es buena almacenadora de agua (López-Doncel *et al.*, 2007; Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

3.1.16 Unidad La Concordia

Se ha definido como una secuencia de 15 a ~ 50 m constituida por depósitos de arena, limo y arcilla, así como suelos residuales de uso agrícola, estos sedimentos están mezclados y/o cubiertos por una capa de caliche, lo anterior sugiere que hubo intervalos de clima seco en un ambiente moderadamente húmedo (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016). Está distribuida en los diferentes sectores de la CVH, estando la mayor superficie rellenando las partes topográficamente bajas. En lo que se refiere a posición estratigráfica, se encuentra sobreyaciendo a secuencias del Cretácico, Terciario y unidades del Pleistoceno, asignándosele una edad del Holoceno.

3.1.17 Unidad de Aluvión

Esta unidad consiste en los depósitos aluviales no consolidados que se encuentran en los barrancos y arroyos de hoy en día, su espesor es > 10 m. La fracción de grava es la más notable, incluye en su composición clastos de caliza, marga, andesita, basalto e Ignimbrita, cuyas proporciones varían a lo largo de la red fluvial. El ángulo general de la pendiente del río San Nicolás y los afluentes principales es de $\sim 2^\circ$ hacia el sur, sin embargo, los depósitos de grava tienden a ocupar las partes más bajas del canal, formando barras. La edad de esta unidad es el Holoceno Tardío, de acuerdo a su posición estratigráfica ya que sobreyace a todas las unidades antes descritas (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

3.2 Geología estructural

Existen rasgos estructurales que se pueden identificar de manera general en la fisiografía del área de estudio, los cuales están asociados a patrones generales: el principal patrón es NW-SE, el cual afecta tanto a las rocas ígneas como a las rocas sedimentarias, ponderándose como de primer orden y se consideran parte de los lineamientos que afectan de manera regional el centro-noreste de México, señalizando el tren general de las estructuras laramídicas dentro de la CVH. Estos lineamientos son bien reconocidos en núcleos de la sierra del Tablón, así como en la parte central de la sierra que se localiza, alrededor de la ranchería Temazcal (López-Doncel *et al.*, 2007), en la porción suroriental del área, estos lineamientos son reconocidos aún en las rocas volcánicas cenozoicas que afloran por lo que se plantea una reactivación del sistema facilitando emisiones (Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; López-Doncel *et al.*, 2008; Tristán González *et al.*, 2009).

Edad		Grosor de Unidades (m)	Nombre de las unidades y descripción	
CUATERNARIO	HOLOCENO	O	8	O Unidad de Aluvión Esta unidad consiste en los depósitos aluviales no consolidados que se encuentran en los barrancos y arroyos de hoy en día.
		N	~50	N Unidad La Concordia constituida por depósitos de arena, limo y arcilla así como suelos residuales de uso agrícola, estos sedimentos están mezclados y/o cubiertos por una capa de caliche.
	PLEISTOCENO	L, M, L, K		M Unidad Pozo del Carmen La secuencia piroclástica está constituida por capas delgadas y medianas de toba basáltica y localmente brechas.
		G, J, H, I	~50	L Unidad La Joya sucesión volcánica de flujos basálticos porfíricos y brechas. K Unidad Los Palau sucesión volcánica de brechas basálticas no consolidadas en estratos gruesos. J Unidad El Jagüey esta unidad consiste de un conjunto de sedimentos en su mayor parte medianamente a mal consolidados, constituidos por conglomerado, arena gruesa a fina, limo y arcilla, formados en ambiente fluvial. I Unidad Los Saldaña secuencia calcilitica-vulcanítica fluvial, que va desde el limo hasta el conglomerado.
TERCIARIO	MIOCENO TARDIO	F	~1,100	H Unidad Camposanto conglomerado polimíctico compuesto por clastos que varían de sedimentarias carbonatadas, arcillosas, a roca volcánica básica y ácidas. G Unidad Puerta del refugio Consiste de depósitos de conglomerado oligomíctico con diferentes grados de consolidación y grava.
		E	~70	F Formación San Nicolás corresponde en gran parte a una secuencia fluvial de capas delgadas y medianas de color naranja pálido moderadamente compactas, areniscas con estratificación cruzada, intercaladas por pequeñas capas limoarcillosas-limosas y por capas gruesas de gijarroconglomerado cuyos clastos están subredondeados y soportados por una matriz semicompacta. E Ignimbrita Santa María sucesión volcánica de tobas de ceniza riolítica de flujo de cenizas cristalina fuertemente soldada.
	EOC. TAR. OLIGO. OLIG. TE. TEMP.	D', D	80	D' Unidad San Isidro (Andesítica) sucesión volcánica de flujo de lava adesítica con diques máficos en varios niveles.
		D		D Unidad San Isidro (Basáltica) sucesión volcánica de flujo de lava basáltica con diques máficos en varios niveles.
CRETASICO	CAMP.-MAAS.	C	~200	C formación Cárdenas secuencia alternativa de fina a mediana con lecho de piedra arenisca y piedra caliza de esquisto arcilloso.
	ALB.-TUR.	B		B Formación Soyatal secuencias micríticas arcillosas delgadas a medianas, que se vuelven lutíticas hacia arriba.
		A	~1,000	A Formación El Abra secuencia micrítica de lecho medio a grueso, gris claro, parcialmente dolomitizada, que contiene chert con cuerpos de piedra caliza arrecifal incluidos en varios niveles.

Figura 3.3 Columna Litoestratigrafía generalizada de la parte oriental y suroriental (San Nicolás Tolentino), de la CVH (modificada de Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

El segundo patrón corresponde a una serie de lineamientos con una marcada orientación norte-sur, que limita los flancos del valle (graben) Peutillos-San Nicolás Tolentino (Figura 3.3), así como algunas depresiones topográficas en la porción centro oriental de la CVH, Estos lineamientos se pueden interpretar como los rasgos de las estructuras más recientes relacionadas a la formación de fosas y pilares tectónicos (horsts y grabens), los cuales se continúan hacia el norte de México y Estados Unidos pertenecientes al dominio tectónico de cuencas y sierras (López-Doncel et al., 2007, 2008).

Capítulo 4 MARCO TEÓRICO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS

4.1 Teoría de Campos Potenciales

El potencial se define como la función de trabajo o como su negativo dependiendo de la convención utilizada, es decir: si partículas se atraen una a otra (por ejemplo, el campo gravitacional), entonces el potencial es igual al trabajo hecho por el campo para transportar una partícula desde el infinito al punto de medición. Si las partículas se repelen (como los campos electrostáticos), entonces el potencial es igual al trabajo hecho contra el campo por la partícula. En el último caso, el potencial es la energía potencial de la partícula; en el primero, es el negativo de la energía potencial de la partícula.

Como su nombre lo indica, una superficie equipotencial es aquella en la que el potencial permanece constante. Las líneas de campo de fuerza en cualquier punto son siempre perpendiculares a sus superficies equipotenciales y, análogamente, cualquier superficie que es perpendicular en cualquier punto a todas las líneas de campo debe ser una superficie equipotencial (Blakely, 1995). Básicamente esto significa que si se pudieran colocar pelotas a lo largo de una superficie rígida de este tipo, ninguna de ellas rodaría porque están al “mismo nivel”.

4.2 Método Magnético

Se tiene evidencia de que el campo magnético de la Tierra existe desde hace aproximadamente unos 2600 millones de años ya que esta es la edad de la roca más antigua que se ha examinado paleomagnéticamente (Humphreys, 1988).

Mediante diversos estudios realizados se ha llegado a la conclusión de que el campo magnético terrestre es consecuencia de la existencia de corrientes de convección en el núcleo externo de la Tierra (Campbell, 1997), que es monitoreado y estudiado mediante una red global de observatorios magnéticos y diversos estudios magnéticos por satélite (Langel y Hinze, 1998).

A una primera aproximación, este campo es dipolar y tiene una intensidad de aproximadamente 50,000 nano Teslas (nT). Además, dicho campo cambia localmente con el tiempo y se cree que tiende a colapsarse, con frecuencia seguido por una inversión, sobre una escala de tiempo de 750,000 a 780,000 años. Con base a las teorías que explican el origen del campo magnético, se puede decir que el magnetismo que se observa en la superficie terrestre es producido por un dipolo magnético situado en el centro de la Tierra. La forma de este dipolo central realmente es muy compleja.

El campo magnético de la Tierra se parece al campo de un imán de barra grande cerca de su centro o que se debe a una esfera uniforme magnetizada. El origen del campo no es bien entendido, pero se cree que se debe a las corrientes en un núcleo del fluido conductor. En la superficie de la Tierra, el polo de este imán de barra equivalente, más cercano al polo geográfico norte realmente es un polo magnético sur (Figura 4.1).

Esta situación paradójica, existe debido a que por convención el extremo norte que busca la aguja de una brújula se define como apuntando al norte, que debe apuntar a un polo de sentido opuesto o el polo sur del campo magnético de la Tierra. Para evitar una posible confusión, sin embargo, el polo magnético cerca del polo norte geográfico es y será llamado, un polo norte.

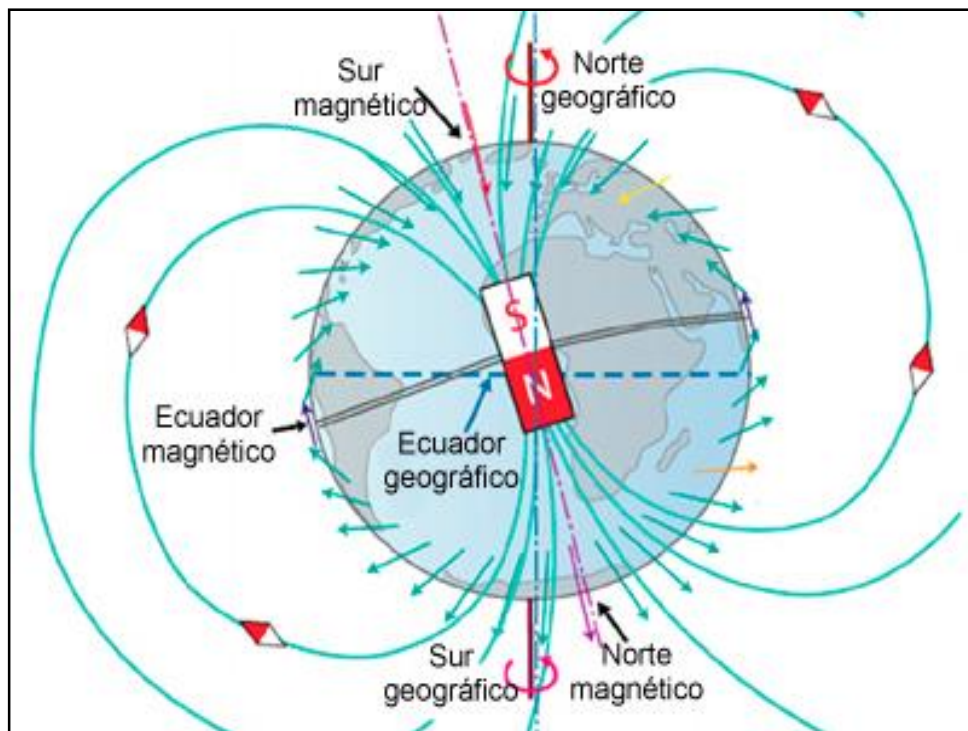


Figura 4.1 Campo geomagnético dipolar terrestre (modificada de Henrik, 2015).

El globo terráqueo constituye un imán permanente (Figura 4.1), cuyos polos se encuentran en las proximidades de los polos geográficos. El campo magnético terrestre no es más que un caso particular del magnetismo, cuyas características están determinadas por las propiedades físicas de nuestro planeta.

Las líneas del campo, o flujo de la Tierra presentan el modelo usual común a un imán pequeño como se muestra en la Figura 4.1. Nótese que la dirección del campo es vertical a los polos magnéticos norte y sur, y horizontal al Ecuador magnético. Es importante entender esta geometría con respecto a la interpretación de las anomalías magnéticas. Aunque el campo de la corteza es el enfoque de la exploración, los campos magnéticos externos a la Tierra tienen un gran efecto en las mediciones magnéticas y deben eliminarse durante el procesamiento de los datos.

Estos efectos son el producto de la interacción entre el campo global y los campos magnéticos asociados con el viento solar (Campbell, 1997). Primero, el campo de la Tierra está comprimido en el lado de entrada del Sol y da lugar a una variación periódica (diurna); en las latitudes medias, las variaciones diurnas son de aproximadamente de 60 nT. Segundo, la interacción genera partículas cargadas eléctricamente que mantienen un anillo de corriente persistente a lo largo del Ecuador, llamado el electrojet ecuatorial. Las inestabilidades en el anillo de corriente dan lugar a las fluctuaciones del campo magnético impredecibles de decenas de nT cerca de la superficie de la Tierra. Finalmente, cerca de los polos, la entrada de partículas cargadas a lo largo de las líneas de campo crea fuertes fluctuaciones del campo magnético durante las tormentas magnéticas sobre escalas de tiempo de unas horas y con amplitudes de más de 200 nT.

El campo magnético terrestre está formado por dos campos principales: el Campo Interno y el Campo Externo.

1) *El Campo Interno*: es el campo más importante ya que constituye el 98% del campo magnético total. Como su nombre lo indica, es el campo que proviene del interior de la Tierra. Teóricamente este campo puede representarse como el campo producido por una serie de dipolos magnéticos con diferente orientación situados en el centro de la Tierra. De manera general el campo interno presenta una variación media secular de 8 nT por año. Si se supone que la Tierra está constituida por un material uniformemente magnetizado y que el campo geomagnético es producido por un dipolo magnético situado a lo largo del eje terrestre, el momento magnético total de la Tierra sería de 8.3×10^{25} unidades cgs de lo cual se supondría una polarización de 0.08 unidades cgs.

El campo interno es en sí la suma de un campo geomagnético y un campo cortical. El campo geomagnético, como ya se dijo, es el producido por el dipolo magnético en el núcleo de la Tierra, y el campo cortical está dado por el material en la corteza terrestre. Las anomalías que produce este campo es el objeto de estudio para la geofísica de exploración.

2) *El Campo Externo*: se cree que es producido por corrientes inducidas en la ionósfera cuando esta se desplaza con respecto al campo magnético terrestre, este campo es el que ocasiona la periodicidad diaria del campo magnético Terrestre.

Si suponemos una aguja imantada, libremente suspendida, de modo que pueda girar en el plano horizontal, esta tomará una posición de equilibrio que forma con el meridiano astronómico el ángulo llamado declinación, D , variable de unos puntos de la Tierra a otros. Si puede girar en el plano vertical, colocado en la dirección de la declinación, formará con el horizonte el ángulo de inclinación, I . Los elementos del campo magnético terrestre se ilustran en la Figura 4.2.

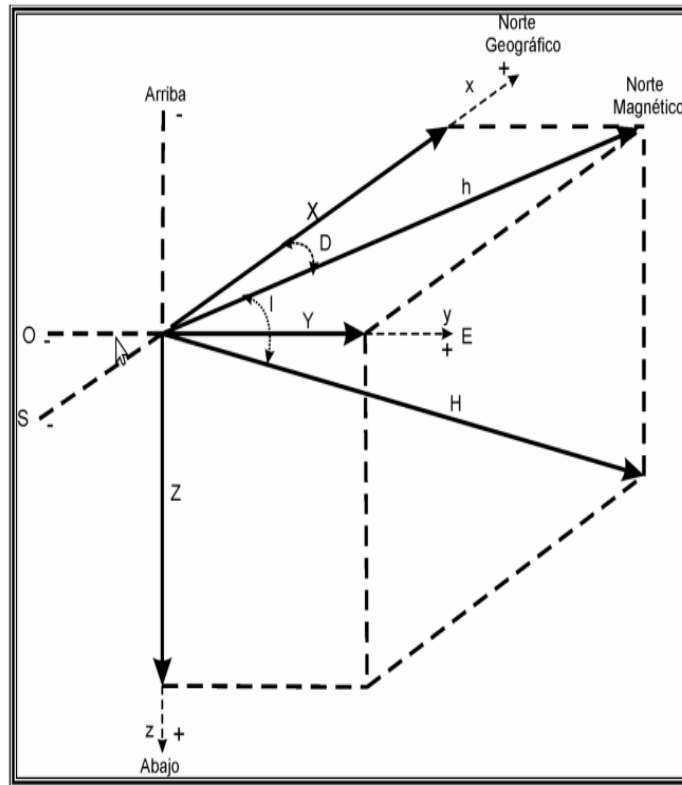


Figura 4.2 Componentes del vector de campo magnético en un punto de la superficie terrestre (modificada de Parasnis, 1979).

Donde:

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

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

h = Componente horizontal del campo magnético

z = Componente vertical del campo magnético

H = Intensidad del campo magnético terrestre

Relaciones:

$$H^2 = h^2 + z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

$$h = H \cos I \quad z = H \sin I$$

$$X = h \cos D \quad \tan I = z/h$$

$$Y = h \sin D \quad \tan D = Y/X$$

En el ecuador magnético:

I = 0, luego $h = H$, $Z = 0$.

En los polos:

I = 90° , luego $h = 0$, $Z = H$.

Según indican las fórmulas anteriores la componente vertical aumenta hacia el norte y la horizontal disminuye. Esta variación del campo magnético, que podríamos llamar variación normal, hay que tenerla en cuenta en todos los trabajos de investigación, por lo que su conocimiento es indispensable.

4.2.1 Distribución normal del campo magnético en la superficie terrestre

La prospección magnética se basa en el análisis de las anomalías magnéticas, que son aquellas debidas a la distorsión local del campo terrestre que modifica la dirección y magnitud del vector que representa localmente el campo.

Estas anomalías son producidas por la presencia en el subsuelo, de cuerpos con contenido de magnetita, un mineral común en la naturaleza.

Para las anomalías magnéticas inducidas, la inclinación del campo en el lugar determina las características de la distorsión del campo, sin embargo, para las anomalías remanentes estas características dependen más de la inclinación del campo remanente de otras épocas geológicas que quedo grabado en las rocas de manera permanente.

La forma de las anomalías entonces depende, por una parte, de la inclinación del campo, actual o pasado, y por otra parte de la posición, las dimensiones, de la forma y la naturaleza de los cuerpos anómalos.

Las unidades utilizadas en la exploración geofísica para medir la intensidad del campo H son el nanoTesla (nT) y la gamma (γ), aunque esta última cada vez está más en desuso.

Estas son iguales entre sí y son equivalentes a 10^{-5} oersted. Un oersted es la intensidad del campo en un punto en donde se ejerce una fuerza de una dina sobre un polo magnético unitario. La intensidad del campo magnético terrestre es en promedio del orden de los 25,000 nT en el Ecuador y 70,000 nT en los polos (Figura 4.5).

La inclinación y la intensidad horizontal total se muestra en las figuras 4.3 y 4.4 ($1 \text{ nT} = 10^{-9}$ gauss). El Gauss realmente es una unidad de la inducción magnética y el oersted una unidad de la intensidad magnética B en la nomenclatura física.

Sin embargo, por convención en la comunidad geofísica, el gauss es la unidad en cgs de la intensidad magnética. En todo caso, numéricamente, $1 \text{ gamma} = 10^{-5} \text{ gauss} = 10^{-5} \text{ oersted} = 10^{-9} \text{ webers/M}^2 = 10^{-9} \text{ tesla}$.

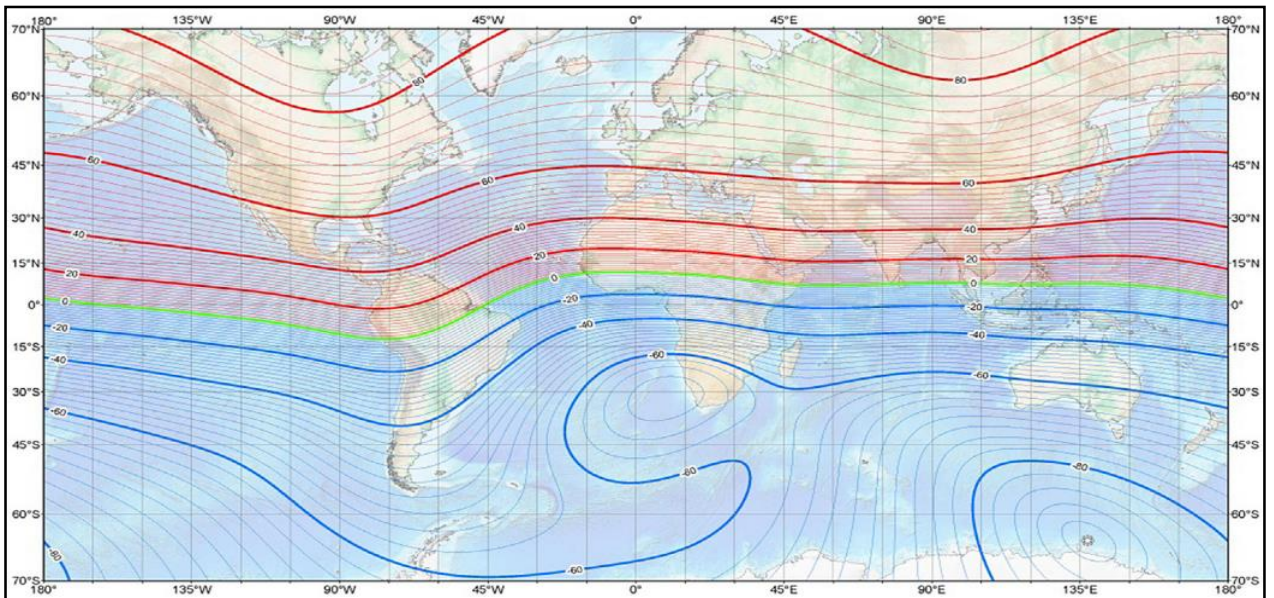


Figura 4.3 Mapa de distribución global de la Inclinación geomagnética (I) 2015;
 Fuente: NOAA(http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_I_MERC.pdf).

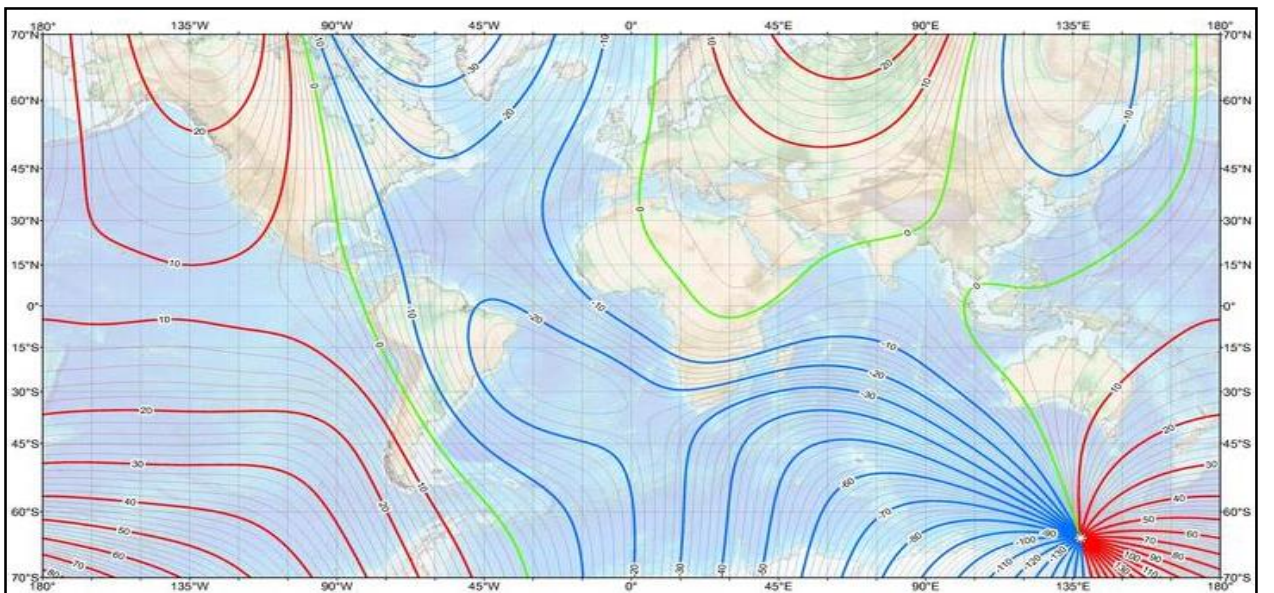


Figura 4.4 Mapa de distribución global de la declinación geomagnética (D) 2015;
 Fuente: NOAA(http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_I_MERC.pdf).

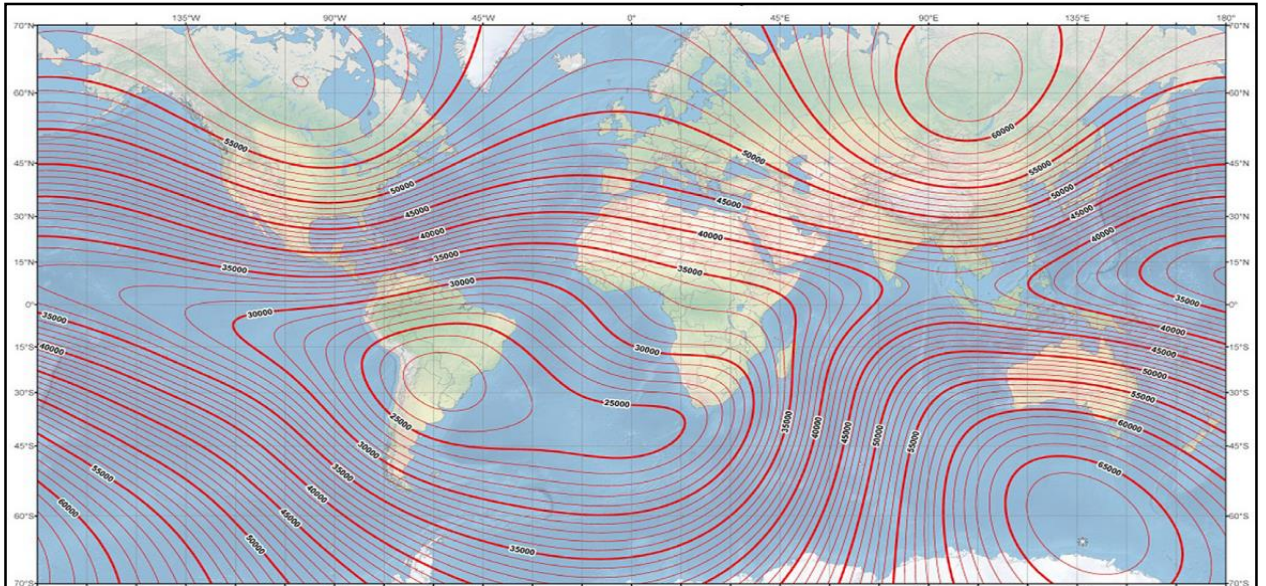


Figura 4.5 Mapa de intensidad magnética total en 2015. Fuente: NOAA
 (http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_I_MERC.pdf)

4.2.2 Variaciones temporales del campo magnético terrestre

Si la susceptibilidad magnética de las rocas subyacentes se considera nula o constante, el campo magnético en la superficie de la Tierra varía muy poco.

Las variaciones del campo magnético terrestre con la latitud en una zona confinada (algunas centenas de kilómetros cuadrados) son despreciables. En cuanto a la altitud apenas varía 0.03 nT por cada metro en los polos, y la mitad de esta cantidad en el Ecuador, lo cual hace que no se consideren estas variaciones en el cálculo de las anomalías magnéticas. Las variaciones más importantes del campo magnético terrestre son de carácter temporal. Estas son las siguientes:

1) *Variación secular*: Tiene valores de decenas de nT al año, alcanzando en algunos sitios hasta 150 nT/año y de 6 a 10 minutos/año para la declinación e inclinación magnética respectivamente (Figura 4.6).

Para las variaciones periódicas de doce horas, un día, veintisiete días, seis meses y un año los valores pueden llegar hasta las 100 nT, sin embargo, también existen variaciones no periódicas, asociadas a las tormentas magnéticas las cuales tienen fluctuaciones de hasta 500 nT. Otro tipo de variación que corresponde a esta clasificación son las pulsaciones magnéticas que tienen periodos muy cortos y amplitudes muy pequeñas.

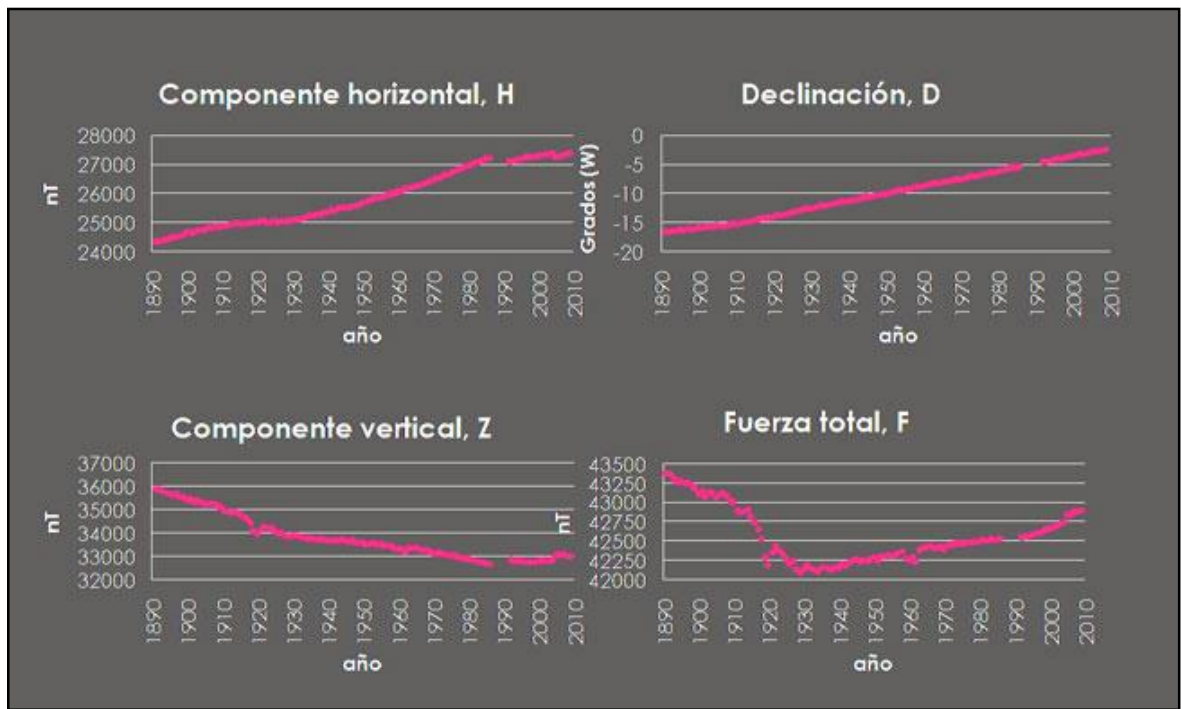


Figura 4.6 Variación secular de las componentes del campo magnético y de su fuerza total; Fuente: Observatorio geomagnético de la Armada española (www.armada.mde.es-1996-2017-v17.0.0.0.1).

2) *Variación diurna (o variación diaria solar)*: Tiene un cambio del orden de 10 a 100 nT (Figura 4.6). Se debe principalmente a que, durante el día, la radiación solar ioniza la ionosfera creándose corrientes eléctricas. Estas corrientes eléctricas en movimiento crean campos magnéticos que interaccionan con el campo magnético terrestre, Siendo las más importantes desde el punto de vista de la exploración magnética, por lo que se deben tener en cuenta durante el procesamiento de los datos.

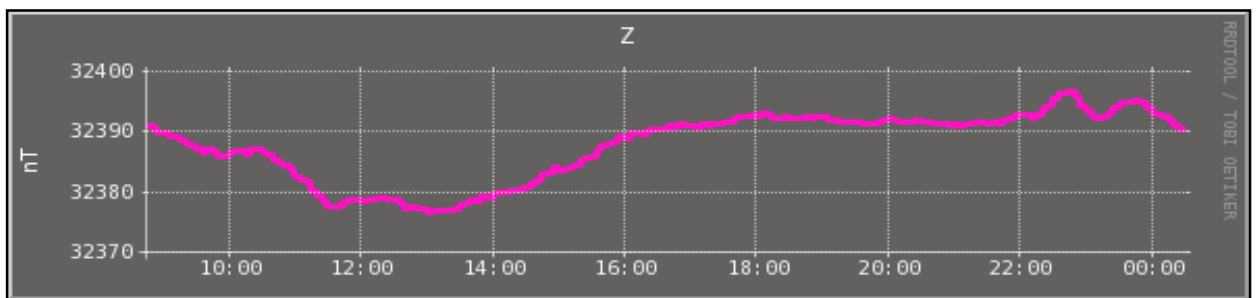


Figura 4.7 Ejemplos de registro de la variación diurna del campo magnético; Fuente: Observatorio geomagnético de la Armada española (www.armada.mde.es-1996-2017-v17.0.0.0.1).

4.2.3 Propiedades magnéticas de las rocas

Susceptibilidad (k): la susceptibilidad magnética de una sustancia es la relación que existe entre la intensidad magnética que posee dicha sustancia y el campo magnético o fuerza magnética terrestre, dicho en otras palabras, es la capacidad que tiene una roca para imantarse. *Magnetismo inducido (M)*: es el magnetismo que adquieren los cuerpos cuando son sometidos a un campo magnético externo (*H*).

En la práctica la principal importancia de la medición de la k radica en poder discriminar rocas sedimentarias (k baja) e ígneas y metamórficas del basamento (k altas).

4.2.4 Mecanismos para la magnetización inducida

La naturaleza de la magnetización de un material en general es compleja y está gobernada por sus propiedades atómicas y está más allá del alcance de esta discusión. Es suficiente decir, que al someter la materia a un campo exterior se presentan tres tipos de fenómenos magnéticos:

a) *Diamagnetismo y Paramagnetismo*: El diamagnetismo consiste en una variación del radio y de la velocidad de giro de las cargas de los átomos, con lo que varía el momento magnético de estos. Este fenómeno se presenta en todos los átomos, pero se aprecia cuando el número de electrones es grande y dispuestos con una simetría tal, que el momento magnético del átomo no es nulo, es decir, para los elementos sin electrones no apareados en sus órbitas exteriores, ésta es la única forma de magnetismo observado. Las susceptibilidades de los materiales diamagnéticos son relativamente pequeñas y negativas. El campo magnético en el interior de estos cuerpos es menor, por lo tanto, la susceptibilidad $k = < 0$. Los materiales diamagnéticos se caracterizan por ser difícilmente o nada imantables. El cuarzo y la sal son dos materiales diamagnéticos terrestres comunes. Por otro lado, los materiales que presentan en su último nivel electrónico electrones impares producen momentos magnéticos desbalanceados. En este caso en presencia de un campo magnético externo los momentos magnéticos se alinean en la misma dirección, produciendo un débil campo magnético que se alinea con el externo (Figura 4.8a). Estos materiales se conocen como paramagnéticos y presentan susceptibilidades bajas pero positivas. Ejemplos minerales son los olivinos, piroxenos, anfíboles, granate y biotita.

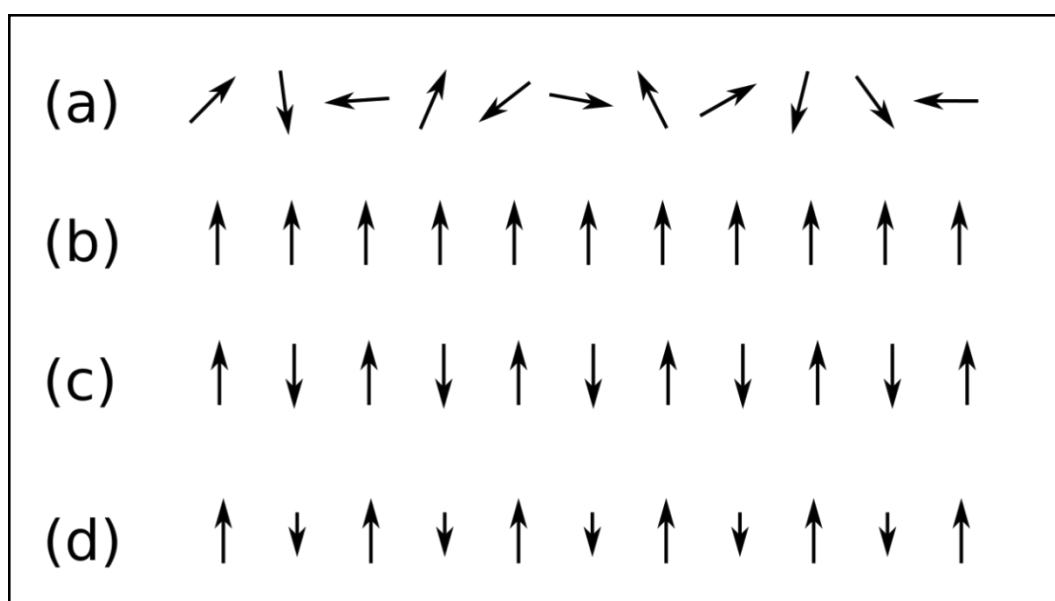


Figura 4.8 Clasificación de los minerales de acuerdo a la orientación de los momentos magnéticos. a) Diamagnéticos y Paramagnéticos; b) Ferromagnéticos; c) Antiferromagnéticos; d) Ferrimagnéticos.

b) *Ferromagnetismo*: Surge del alineamiento de los spines y ocasionalmente de los momentos magnéticos orbitales en un mineral (Figura 4.8b), tal es el caso del cobalto, níquel y el hierro. Los átomos que se unen magnéticamente entre si conforman dominios magnéticos de un tamaño aproximado de 1 micrón. En estos materiales la susceptibilidad magnética es alta, no obstante, depende de la temperatura y la fuerza del campo aplicado. Esta propiedad desaparece si el material es calentado a la denominada Temperatura de Curie (T_c) debido a que la interacción atómica es restringida. Se presentan en sólidos interatómicos suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos, los cuales se ordenan al someterlos a un campo exterior como sucede con el paramagnetismo, sólo se observa a temperaturas por debajo de la Temperatura de Curie, ya que esta propiedad desaparece si el material es calentado a la T_c o mayor a esta, lo anterior debido a que la interacción atómica es restringida.

c) *Antiferromagnetismo*. Las direcciones de alineación de los electrones dentro de los dominios adyacentes están opuestas y la abundancia relativa de dominios con cada dirección del giro es aproximadamente igual (Figura 4.8c). La intensidad magnética observada para el material es casi cero. Así, las susceptibilidades de materiales antiferromagnéticos son casi cero. La hematita es un material antiferromagnético.

d) *Ferrimagnetismo*: se forman dominios magnéticos antiparalelos, pero de diferentes magnitudes (Figura 4.8d). En estos materiales se presenta una magnetización neta inducida por la presencia de un campo magnético externo, en este caso los dominios magnéticos pueden permanecer alineados incluso al desaparecer el campo. Ejemplos de estos minerales son la magnetita, titanomagnetita e ilmenita. De esta manera, las rocas que producen anomalías magnéticas son aquellas que difieren de las rocas encajonantes por su intensidad de magnetización I . Esta propiedad se puede describir como la facultad de un material para polarizarse magnéticamente bajo la influencia de un campo exterior H . Cuando el campo magnético exterior es débil, por ejemplo, el campo terrestre, la intensidad de magnetización I , o la magnetización por unidad de superficie, es proporcional al campo si el campo es normal a la superficie del cuerpo. Es decir:

$$I = k \cdot H \quad (4.1)$$

Donde k es la susceptibilidad magnética. Este parámetro es esencial para la prospección debido a que permite caracterizar ciertas familias de minerales o de rocas; k es positiva para los cuerpos paramagnéticos, ferromagnéticos y ferrimagnéticos, no obstante, el valor es igual a cero en el vacío y negativo o muy débil para los minerales diamagnéticos.

La susceptibilidad magnética de las rocas depende principalmente de su contenido de magnetita. De hecho, esta puede variar fuertemente dentro de una misma familia petrográfica. Algunos valores medios experimentales en unidades SI x 10⁻³ son los indicados en la Tabla 4.1 Como se puede observar, ciertas familias de rocas difieren notablemente en la susceptibilidad magnética y en consecuencia, en la intensidad de magnetización bajo el campo terrestre.

Tabla 4.1 Valores promedio de susceptibilidades magnéticas de las rocas (Burger, 1992).

TIPO DE ROCA	Susceptibilidad x 10 ⁻³ (SI)	
	Rango	Promedio
SEDIMENTARIAS		
Dolomía	0-0.9	0.1
Caliza	0-3	0.3
Arenisca	0-20	0.4
Lutita	0.01-15	0.9
ÍGNEAS		
Granito	0-50	2.5
Riolita	0.2-35	
Gabro	32874.00	70
Basalto	0.2-175	70
Diorita	0.6-120	85
Peridotita	90-200	150
Andesita		160
METAMÓRFICAS		
Anfibolita		0.7
Gneiss	0.1-25	
Cuarcita		4
Serpentina	43541.00	

4.3 Método Gravimétrico

El método Gravimétrico estudia las variaciones del campo de la gravedad debido a una desigual distribución de masas en el interior de la Tierra, éstas irregularidades en la distribución de la densidad del subsuelo y de su superficie topográfica dan lugar a variaciones laterales y verticales en la magnitud de la aceleración de la gravedad g de un lugar a otro.

En exploración las variaciones sirven para hacer deducciones y/o interpretaciones de la estructura geológica en el subsuelo, dependiendo de si la densidad es mayor o menor que la densidad promedio (2.67 gr/cm^3) de la corteza terrestre. Las variaciones espaciales del valor de la componente vertical de la gravedad se interpretan finalmente como anomalías gravimétricas, las cuales suelen tener diversas interpretaciones (problema de ambigüedad) dificultando su interpretación, es por ello que para realizar una buena inferencia de los modelos geofísico-geológicos se debe combinar con uno o varios métodos geofísicos adicionales y tener una base de información geológica confiable.

La teoría de la exploración gravimétrica se basa en la primera ley de Newton, la cual relaciona las fuerzas de atracción entre dos partículas en términos de su masa y su separación. La ley dice que dos cuerpos de masa m_1 y m_2 , se atraen con una fuerza que es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r que las separa (Figura 4.8):

$$F = G \left[\frac{(m_1 * m_2)}{r^2} \right] \quad (4.2)$$

donde G es la constante gravitacional universal. En el Sistema Internacional de medidas $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2 / \text{Kg}^2$.

G es la fuerza en Newtons que será ejercida entre dos masas de 1 kg cada una con centro de masa separados 1 m de distancia. La aceleración respecto al cuerpo de masa m_2 separada a una distancia r de la masa m_1 se obtiene dividiendo la fuerza de atracción F por la masa de referencia m :

$$\alpha = \frac{F}{m_2} = G \left(\frac{m_1}{r^2} \right) \quad (4.3)$$

La aceleración es la cantidad convencional para medir el campo gravitacional sobre la superficie, debido a que es independiente de la masa de prueba que se encuentra sobre la que actúa. En el SI, las unidades de la aceleración son metros por segundo por segundo (m/s^2). A una aceleración de 1 cm/s^2 se le llama un Gal. La aceleración de la Tierra en la superficie es de aproximadamente 9.8 m/s^2 , o 980 Gal.

En trabajos de exploración gravimétrica se hacen mediciones de diferencias de aceleración del

orden de un diezmillonésimo o menos del campo gravitacional terrestre. Para fines prácticos, en trabajos donde se manejen datos gravimétricos obtenidos en estudios geofísicos se usa como unidad el miligal ($1 \text{ mGal} = 1/1000 \text{ Gal}$).

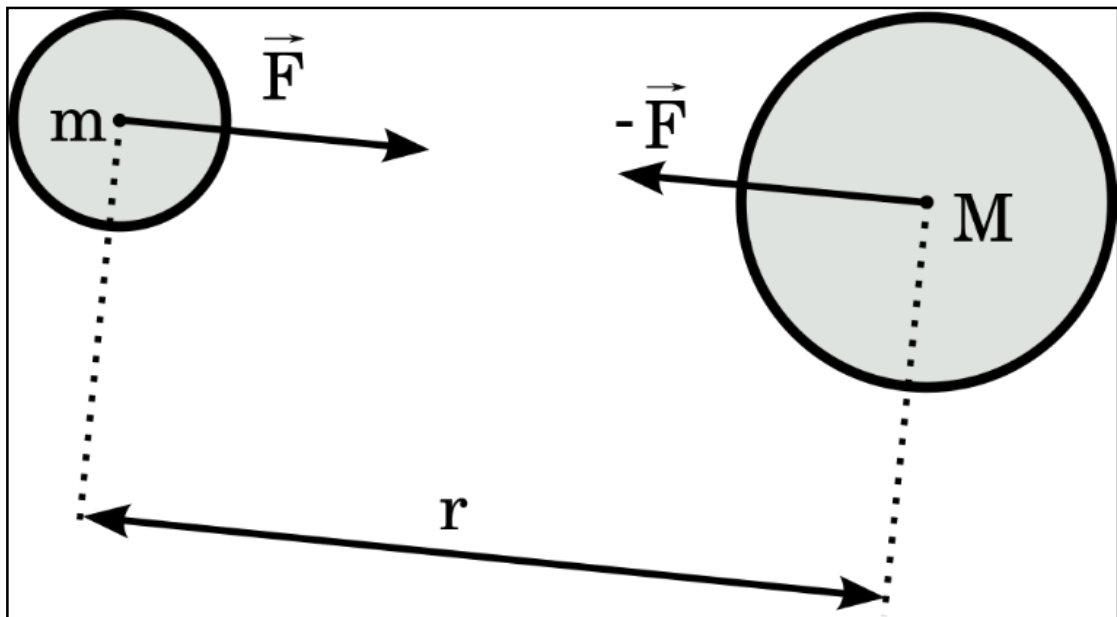


Figura 4.9 La fuerza de atracción entre dos cuerpos depende directamente de la masa de los mismos y en relación inversa a la distancia entre ellos.

En la mayoría de los estudios gravimétricos la cantidad observada realmente no es la atracción gravitacional de la Tierra, lo que se mide y observa son las variaciones del campo gravitacional terrestre de un punto a otro, tales diferencias laterales pueden ser medidas más fácilmente que el campo gravitacional total. Como las mediciones tomadas en trabajos de exploración muestran solamente la diferencia en la gravedad de un lugar a otro, la atracción de la Tierra es significativa solamente en la medida en que esta varíe lateralmente sobre la superficie. Tal variación deberá ser tomada en cuenta en la evaluación del efecto gravitatorio de cuerpos sepultados que son geológicamente significativos.

4.3.1 Variaciones en la atracción gravitacional

Si la Tierra fuera una perfecta esfera, fuera homogénea y además no rotara, la atracción en la superficie del planeta sería la misma en cualquier lugar y no afectaría las lecturas de los gravímetros, los cuales miden únicamente diferencias en la aceleración entre un lugar y otro. Pero como la Tierra tiene un movimiento de rotación (y debido a esto una fuerza centrífuga está sobrepuesta a la atracción gravitacional), es esferoidal (está achatada en sus polos) y tiene irregularidades laterales en la densidad del subsuelo, entonces el valor de la gravedad depende de la latitud, la elevación, la topografía y de los movimientos de marea (Figura 4.9), así como de los cambios laterales en la densidad del subsuelo.

Debido a lo antes mencionado es necesario obtener los valores real y teórico de la aceleración de la gravedad (g) para, por diferencia, establecer las anomalías.

Dentro del valor teórico deben considerarse los efectos geográficamente variables debidos a la forma general del planeta (elipsoide de revolución) y su fuerza centrífuga de rotación. En el valor real entran en consideración también las variaciones de densidad locales que son el objetivo de la gravimetría prospectiva.

Ese valor real puede ser medido en forma absoluta, respecto al centro de la Tierra y con la mayor precisión posible, o bien en forma relativa respecto a una referencia local (tantas unidades mayor o menor que el valor existente en tal sitio).

Esferoide o Elipsoide de Revolución: modelo básico que supone la Tierra formada por capas homogéneas concéntricas y sometidas a las fuerzas de la gravedad que tienden a hacerla esférica y a la fuerza centrífuga que tiende a ensancharla en el ecuador (Figura 4.10), donde ésta es máxima (siendo nula en los polos).

Geoide: superficie de equilibrio de los mares de la Tierra si éstos pudieran extenderse a través de los continentes mediante canales imaginarios (Figura 4.10). Superficie equipotencial correspondiente al nivel de los mares. Se aparta en más o en menos del elipsoide de revolución según las variaciones de densidad de la corteza y manto a gran escala. Respecto al elipsoide de revolución de referencia, el geoide se aparta un máximo de unos 60 m en el Atlántico Norte y un mínimo de 90 m al sur de la India.



Figura 4.10 Configuración de las superficies de referencia dadas por el elipsoide y el geoide. Nótese el ajuste mayor de la masa continental con el geoide (modificada de Furonés, 2011).

4.3.2 Densidad de los materiales

Otro factor que hace que cambie la gravedad medida sobre la Tierra es la variación de densidad, ya que la gran mayoría de las rocas poseen densidades en el rango de $1.5-3.0 \text{ mg/cm}^{-3}$ (granito= $2.5-2.8 \text{ mg/cm}^{-3}$, basalto= $2.7-3.0 \text{ mg/cm}^{-3}$) y solo unas pocas menos metalíferas tienen densidades por encima de 3.0 mg/cm^{-3} (por ejemplo, la magnetita = $4.9-5.3 \text{ mg/cm}^{-3}$). Para una muestra más detallada de los valores de densidad de los diferentes tipos de roca véase la tabla 4.2.

Los rangos de densidades de la gran mayoría de las rocas se superponen, por lo cual un solo valor de densidad no puede usarse de manera inequívoca en gravimetría para un tipo de litología, ya que, por ejemplo, las densidades de las rocas meteorizadas o aflorantes en general son menores que aquellas que están sepultadas, en consecuencia, el cálculo de sus densidades en superficie no coincide directamente con las densidades en profundidad.

Tabla 4.2 Valores promedio de la densidad de las rocas (Burger, 1992).

TIPO DE ROCA	Densidad (mg/cm ³)	
	Rango	Promedio
SEDIMENTARIAS		
Aluvión	1.96 - 2.00	1.98
Arcilla	1.63 - 2.60	2.21
Grava	1.70 - 2.40	2
Limo	1.80 - 2.20	1.93
Arena	1.70 - 2.30	2
Arenisca	1.61 - 2.76	2.35
Lutita	1.77 - 3.20	2.4
Caliza	1.93 - 2.90	2.55
Dolomita	2.28 - 2.90	2.7
Halita	2.10 - 2.60	2.22
ÍGNEAS		
Riolita	2.35 - 2.70	2.52
Granito	2.50 - 2.81	2.64
Andesita	2.40 - 2.80	2.61
Sienita	2.60 - 2.95	2.77
Basalto	2.70 - 3.30	2.99
Gabro	2.70 - 3.50	3.03
METAMÓRFICAS		
Esquisto	2.39 - 2.90	2.64
Gneiss	2.59 - 3.00	2.8
Pizarra	2.70 - 2.90	2.79
Anfibolita	2.90 - 3.04	2.96
Eclogita	3.20 - 3.54	3.37

4.3.3 Corrección de datos Gravimétricos

Las variaciones en la atracción gravitacional no asociados a rasgos geológicos pueden ser estimados con un alto grado de precisión. Estas perturbaciones predecibles se tienen que incorporar a las lecturas gravimétricas que se lleven a cabo, con el propósito de aislar los cambios que sean exclusivos de las variaciones de densidad en el subsuelo que son el objetivo final de los levantamientos gravimétricos de exploración. A éste proceso se le conoce como “corrección de datos gravimétricos”.

Con el fin de obtener las anomalías gravimétricas a partir de los datos levantados en campo, se efectúan correcciones instrumentales y reducciones que serán útiles para realizar una interpretación geofísica.

De manera general se describen los siguientes pasos de corrección que se aplican normalmente a las lecturas del instrumento de medición (gravímetro) para obtener un valor observado de la gravedad (g_{obs}):

- 1.- Calibración: Primero que nada, el gravímetro debe estar correctamente calibrado antes de comenzar a realizar el levantamiento gravimétrico.
- 2.- Corrección por mareas: se elimina el efecto de las mareas y la variación de g en función de la latitud y de la altitud.
- 3.- Corrección por deriva instrumental: Para corregir la deriva del aparato, es necesario un cierto número de estaciones de referencia, que servirán para amarrar las mediciones posteriores; asimismo, se anotará la hora de las mediciones.
- 4.- Ligar los datos a una base de gravedad absoluta (cuando se quiere combinar datos de varios estudios).

Los gravímetros modernos son capaces de realizar los tres primeros pasos automáticamente por lo que el usuario solo tiene que programar el instrumento adecuadamente.

Una vez realizadas estas correcciones a los datos de campo se procede a hacer las reducciones con el fin de eliminar el efecto de altitud y el efecto de la masa entre el punto medido y la altura media del mar para obtener la gravedad al nivel del geoide y poderla comparar con la teórica. A continuación, se describen dichas correcciones útiles para una interpretación geofísica.

4.3.3.1 Gravedad teórica (corrección por latitud)

La contribución más grande al modelo de la Tierra proviene del Campo de Gravedad de Referencia, el cual es un modelo matemático del campo gravitatorio. Esta fórmula también se llama gravedad teórica. La Asociación Internacional de Geodesia (IAG, por sus siglas en inglés) propuso en 1980 la siguiente fórmula, que, para fines exploratorios es adecuada:

$$\gamma = 978032.7(1+0.0053024\text{sen } 2(\varphi) + 0.0000058\text{sen } 2(2\varphi)) \quad (4.4)$$

donde φ es la latitud del sitio en la superficie del elipsoide.

Uno de los principales objetivos del cálculo de la gravedad teórica es esclarecer los principales fenómenos que afectan las mediciones gravimétricas, uno de ellos es que la Tierra gira a diferentes velocidades angulares dependiendo de las latitudes y sus diferentes aceleraciones centrífugas; otra es la forma elipsoidal de la Tierra, a causa de estos efectos, las mediciones gravimétricas pueden variar de manera significativa, teniendo un rango de variación de alrededor 978000 mGal en el Ecuador hasta aproximadamente 983000 mGal en los polos.

4.3.3.2 Corrección por altura

Bajo el argumento de que la medición no se realizó a nivel del mar se tiene que aplicar la corrección por altura. De acuerdo con el modelo terrestre idealizado se asume una gravedad teórica al nivel del mar que está basada en la Ley de Newton.

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad (4.5)$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad, G es la constante gravitacional universal, M la masa de la Tierra y R es la distancia entre el punto de observación y el centro de la Tierra, no obstante, esta fórmula asume que la forma de la Tierra es una esfera y no un elipsoide, por lo que este inconveniente se resuelve aplicando la derivada de g con respecto a h (Chapin, 1996).

$$\frac{dg}{dh} = \frac{(2gh)}{R} - \frac{(3gh^2)}{R^2} \quad (4.6)$$

Pero de manera práctica, se lleva a cabo con un término lineal generalizado,

$$C_{ALT} = 0.3086 * h \quad (4.7)$$

Donde h está dado en metros.

La corrección por altura explica el cambio de la gravedad teórica debido a que la estación está situada arriba o abajo del elipsoide a la altura h . De manera general ha existido una mala interpretación de esta corrección. Sin embargo, examinando la Fórmula Internacional se puede ver

que su principal objetivo es estimar el cambio, de la gravedad teórica debida a un elipsoide a una latitud φ en la superficie del mismo, en otras palabras la corrección por altura explica el cambio de la gravedad teórica debido a que la estación está situada arriba o abajo del elipsoide a la altura h (Figura 4.11).

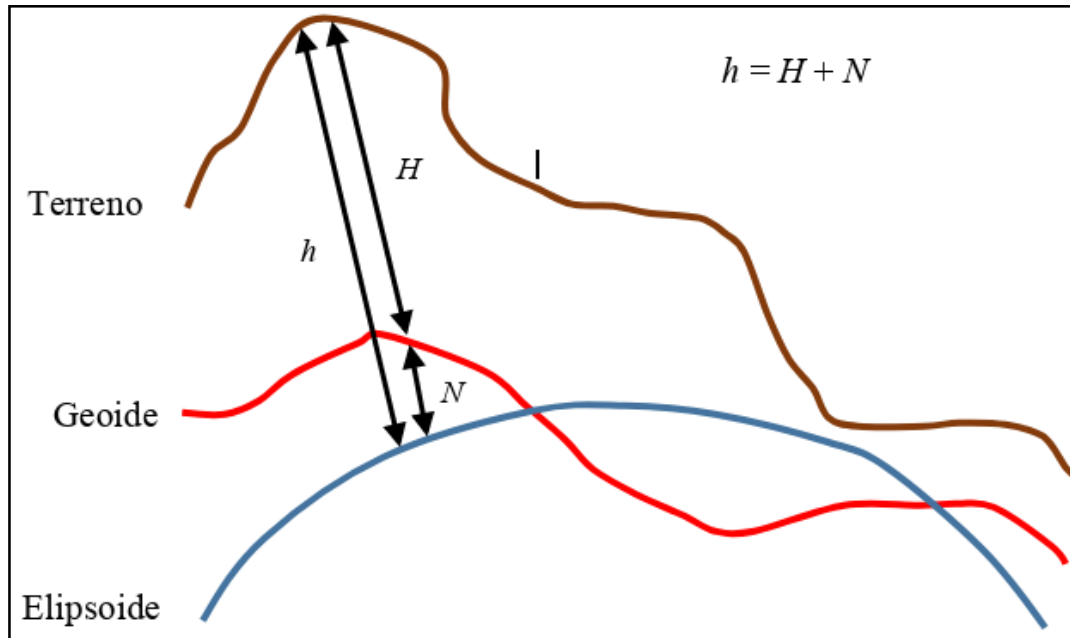


Figura 4.11 Las alturas de geoida (elevación) H y de elipsoide h respecto a la superficie topográfica.

Sin embargo, ésta se ha llamado por mucho tiempo de manera errónea como corrección de “aire libre”, asociándola con la elevación H y no con la altura del elipsoide h , siendo la Geodesia el área de conocimiento que ha interpretado de manera apócrifa lo antes mencionado, a consecuencia de que la han interpretado como una reducción de la gravedad observada en la superficie topográfica al geoide, creando confusión entre la comunidad Geofísica, a pesar de ello científicos experimentados (Hackney y Featherstone, 2001; Talwani, 1998) denotan que el cálculo correcto de las anomalías requiere que tanto la corrección de altura como la de Bouguer se realicen a la altura elipsoidal h .

4.3.3.3 Corrección de Bouguer

La corrección por altura y la gravedad teórica (por latitud) ignoran las masas que pueden existir entre el punto de observación y el elipsoide. La corrección de Bouguer toma en cuenta estas masas adicionales y las aproxima con una losa de extensión infinita y homogénea de espesor igual a la altura del punto de observación arriba del nivel de referencia (Figura 4.12).

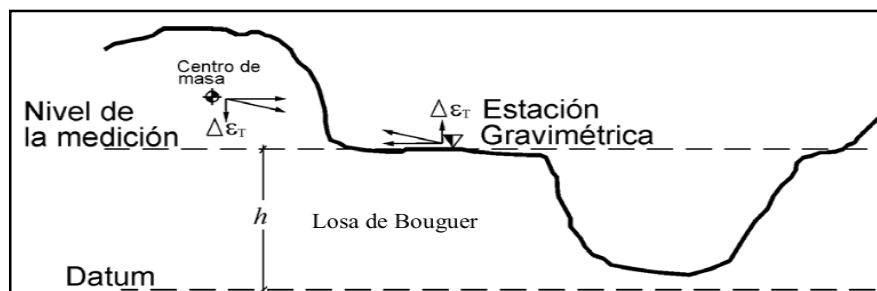


Figura 4.12. Esquema para la corrección de Bouguer. Para la corrección simple se determina el efecto de la losa infinita de espesor h (altura al Elipsoide). Para la reducción por efectos de terreno se determina el $\Delta \epsilon_T$ del volumen de masa arriba del nivel de la estación, así como el $\Delta \epsilon_T$ de los vacíos bajo del nivel de la estación.

La fórmula de la corrección de Bouguer simple es:

$$C_B = 0.04193 * \rho * h \quad (4.8)$$

donde ρ es la densidad en g/cm^3 y h es la altura en metros.

4.3.3.4 Corrección de Terreno

Su objetivo principal es el de hacer más realista la losa de Bouguer, ya que puede haber valles abajo del punto de medición, o topografía más alta sobre el plano, es decir, toma en cuenta las masas laterales a la estación donde se hace la medición (Figura 4.12). El valle hace una deficiencia en la gravedad que no es tomada en cuenta por dicha losa; y la topografía más alta tiene un componente de atracción vertical hacia arriba, el cual también tiende a hacer decrecer la gravedad, y que tampoco es tomado en cuenta.

Por lo tanto, ambos producen efectos negativos, y la corrección por terreno es siempre positiva (Nettleton, 1976). Para realizar esta corrección se utilizan gráficos conformados por una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación la cual es dividida en sectores (Figura 4.13). Estos gráficos son sobrepuestos al mapa topográfico permitiendo deducir la altura media de cada sector para posteriormente calcular el efecto gravimétrico de cada altura por medio de una tabla conocida como tabla de Hammer.

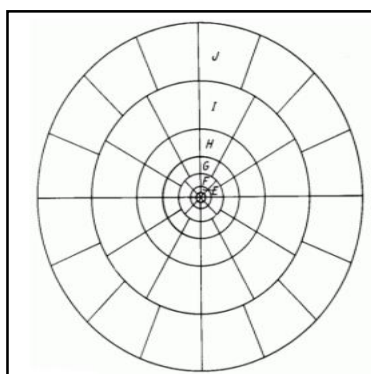


Figura 4.13 Planilla para determinar el efecto del terreno circundante con segmentos de círculo de altura variable alrededor de la estación (centro del círculo).

Por muchos años, la corrección por terreno se ha realizado mediante gráficas compuestas por compartimentos de tamaño variable y con tablas o curvas correspondientes, como las de Hammer, las cuales dan el efecto gravitacional de cada compartimiento como función de su posición respecto de la estación. En la actualidad, esta corrección generalmente se efectúa utilizando modelos digitales de elevación y programas de cómputo.

4.4 Anomalías Gravimétricas

El uso que se le da a la gravedad en Geofísica es para investigar el interior de la Tierra; necesitamos remover los efectos de la superficie irregular (no elipsoidal) de la misma. En principio, esto significa que debemos comparar la gravedad observada con los valores de gravedad teórica producidos por el elipsoide en cada estación de observación.

Una anomalía gravimétrica es la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica producida por el elipsoide, y se calcula usando la altura de elipsoide h en lugar de la elevación H (Figura 4.11).

4.4.1 Anomalía de Aire Libre

Se le llama aire libre porque la anomalía teórica se calcula como si la medición gravimétrica fuera hecha a la elevación de la estación, pero sin tomar en cuenta la atracción de material entre esa elevación y el nivel de referencia, es decir, como si el gravímetro estuviera suspendido en el aire.

$$A_{AL} = g_o - \gamma + C_{ALT} \quad (4.9)$$

4.4.2 Anomalía de Bouguer

Generalmente, todas las correcciones anteriores sólo habrán provocado un cambio relativamente pequeño en la fórmula de la gravedad teórica. Podemos decir entonces, Anomalía de Bouguer = gravedad observada – modelo de la Tierra corregido:

$$A_{BS} = g_o - \gamma + C_{ALT} - C_B \quad \text{ó} \quad A_{BS} = A_{AL} - C_B \quad (4.10)$$

donde:

g_o = Gravedad observada γ = Gravedad teórica

C_{ALT} = Corrección por altura

A_{AL} = Anomalía de Aire libre

C_B = Corrección de Bouguer

A_{BS} = Anomalía de Bouguer Simple

Si a la Anomalía de Bouguer Simple, se le suma la corrección por terreno (C_T), tenemos la Anomalía de Bouguer Completa (A_{BC}),

$$A_{BC} = A_{BS} + C_T \quad (4.11)$$

La anomalía de Bouguer refleja “masas anómalas”, es decir masas con densidad arriba o debajo de la densidad de referencia, por ejemplo, 2.67 g/cm^3 . La elección de este valor es una densidad promedio de la corteza apropiada para la mayoría de las situaciones geológicas, en donde se buscan las variaciones laterales de densidad que se presentan únicamente en la corteza.

4.5 Inversión conjunta 3D de Métodos potenciales

Existen diversas estructuras geológicas en el interior de Tierra que están ligadas a la presencia de diversos recursos energéticos esenciales para el desarrollo de la vida humana, por lo que la exploración, localización y estimación de su volumen es parte fundamental para su explotación, siendo la Geofísica una herramienta que en la actualidad ha desarrollado e implementado metodologías que concilian de manera cada vez más precisa la ubicación y estimación de la geometría de dichos recursos.

La forma de identificar estructuras y formaciones geológicas del subsuelo con los métodos geofísicos es determinando las propiedades físicas de las rocas y materiales que las componen, para ello se miden diferentes campos en la superficie de la Tierra obteniendo así de manera indirecta datos que nos dan información de alguna propiedad física del subsuelo (ej. Densidad, magnetización o susceptibilidad magnética resistividad eléctrica, entre otros). Para la estimación de la distribución y posición de dichas propiedades a profundidad se han desarrollado diferentes procesos que han ido evolucionando con gran éxito en el tiempo, una de estas técnicas es la inversión de datos geofísicos que en la actualidad tiene diversas aplicaciones.

Si tenemos el caso en que se sabe la magnitud, posición, distribución y características estructurales de fuentes de campos físicos inducidos en la Tierra, podemos determinar de manera única su respuesta en superficie, a través de leyes físicas que relacionan los campos medidos en superficie con las propiedades de los materiales del subsuelo. La solución a este problema es conocida como modelado directo de datos geofísicos o *problema directo* (Fregoso-Becerra, 2010) (Figura 4.14).

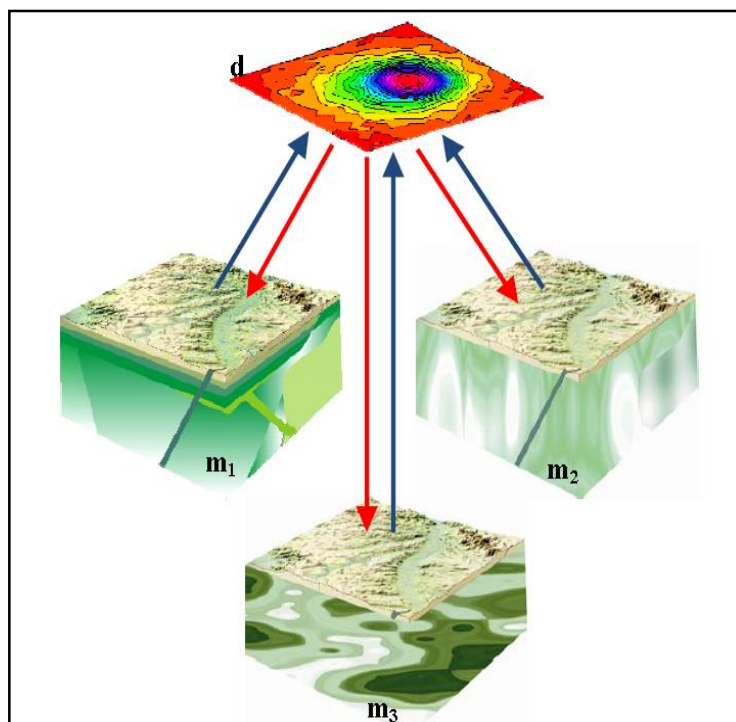


Figura 4.14 Los datos medidos en la superficie de la Tierra son representados por los modelos m_1 , m_2 y m_3 corresponden a diferentes distribuciones de alguna propiedad física del subsuelo, las cuales pueden reproducir los mismos datos en la superficie. Las tonalidades en verde ejemplifican diferentes valores de la propiedad (Tomada de Fregoso-Becerra, 2010).

El caso contrario sería el *problema inverso* (Figura 4.14) que consiste en encontrar una distribución, magnitud y posición de los parámetros físicos en el subsuelo que reproduzca los datos observados en la superficie con un nivel de error adecuado.

El problema con esta metodología es que no existe una solución única, es decir, hay diferentes tipos de materiales y estructuras con propiedades parecidas o iguales que pueden reproducir los datos obtenidos en superficie. Este problema ha sido el principal motivo que ha llevado al desarrollo de diferentes técnicas y métodos de inversión para apabullar la ambigüedad de la solución.

Para resolver problemas inversos existen diferentes técnicas, basadas ya sea en criterios probabilísticos o algebraicos, siendo los de la segunda categoría los más comunes.

En las técnicas de inversión algebraicas basadas en mínimos cuadrados, la compatibilidad entre las observaciones en superficie y los parámetros físicos del interior se obtiene, usando la norma L2 ($\| \cdot \|_2$), con funciones tales como:

$$\Phi(m) = \|C_d^{-1}(d - f(m))\|_2^2 - [d - f(m)]^T C_d^{-1}[d - f(m)] \quad (4.12)$$

donde $\Phi(m)$ es el error cuadrático entre los datos observados (d) y los valores predichos por un modelo determinado $f(m)$ que normalmente para darle un énfasis probabilístico, es común

incorporar la incertidumbre de los datos observados a través de la matriz de covarianza C_d .

Sin embargo, la minimización de la ecuación (4.12), conocido como problema de mínimos cuadrados, requiere información adicional geofísica o no geofísica para restringir el espacio de soluciones y estabilizar la solución.

Esta información es incorporada en el algoritmo de inversión (Meju, 1994; Aster et al., 2005). La información geofísica adicional puede estar basada en información de pozos en el sitio de estudio o bien en el conocimiento previo sobre valores de los parámetros físicos.

Por otra parte, si contamos con información del valor de una propiedad física en algún punto determinado o tenemos una idea *a priori* del valor que ésta pueda tener en alguna región del subsuelo, dicha información puede asignarse a la región correspondiente en el modelo (Fregoso-Becerra, 2010).

Estas hipótesis se pueden incorporar en la función de error cuadrático (función objetivo) expandiendo la ecuación (4.12) de la siguiente manera:

$$\Phi(m) = \|C_d^{-1}(d - f(m))\|_2^2 [df(m)]^T + \alpha^2 m^T D^T D m + [m - m^{apr}]^T C_{m^{apr}}^{-1} [m - m^{apr}] \quad (4.13)$$

donde D es el operador de suavidad que actúa sobre los parámetros m y α es el factor de peso que regula el nivel de suavidad requerido por el modelo.

La información *a priori* es incorporada en m^{apr} la cual puede tener cierta variabilidad dada a través de una matriz de covarianza $C_{m^{apr}}$.

4.5.1 Inversión tridimensional

Dependiendo de la complejidad del subsuelo que se estudie es el tipo de inversión que resolverá el problema de la modelación, ya que en medios que solo tengan variación espacial en la vertical (conocidos como medios estratificados) podrán ser resueltos con inversiones 1D.

Las inversiones 2D se utilizan en medios que aparte de tener variación en la vertical cambien en la horizontal y aunque en medios ideales dan buenos resultados en una gran parte de la naturaleza el comportamiento es aún más complejo, ya que sus variaciones se presentan en 3 direcciones, por lo que resulta de mayor utilidad realizar una inversión tridimensional, la cual permite delimitar las dimensiones y estructura de los parámetros físicos en el subsuelo de forma más realista, lo cual, para fines económicos en explotación de recursos naturales, problemas del medio ambiente e investigaciones científicas, resulta significativo.

Uno de los problemas que se tiene a la hora de hacer una interpretación geológica con diferentes

conjuntos de datos es que existe una gran dependencia de la sensibilidad de los datos a los cambios laterales en las propiedades físicas, así como en profundidad, para tratar de reducir ambigüedades en la interpretación normalmente se utiliza la metodológica de integración de datos geofísicos, que consiste en invertir diferentes conjuntos de datos de manera independiente para posteriormente integrarlas en un modelo unificado. Sin embargo, se puede dar el caso en que cada conjunto de datos proporcione diferente información y no sea compatible con las características reales del modelo, por lo que la interpretación se vuelve subjetiva y dependiente en gran medida de la experiencia del intérprete para desarrollar un modelo geológico que sea consistente con varios conjuntos de datos (Fregoso-Becerra, 2010).

4.5.2 Inversión conjunta

Para evitar la no compatibilidad de las inversiones de los distintos métodos geofísicos se hace un modelado que se denomina inversión conjunta, el cual debe definir especulativamente nuestro concepto de un modelo geológico integral e incorporarlo dentro de un mismo algoritmo de inversión e integrar los diferentes tipos de datos geofísicos. Existen diferentes técnicas que utilizan algoritmos para mejorar la respuesta geofísica en alguna dirección espacial por la influencia de los rasgos estructurales proporcionados por otra técnica geofísica, mejorando la resolución de cada modelo geofísico y proporcionando modelos consistentes entre sí para una mayor facilidad de interpretación. Para llevar a cabo la inversión conjunta es necesario establecer una característica que sea común a los dos conjuntos de datos para posteriormente establecer un acoplamiento de entre ellos. Existen diversas formas de relacionar los datos, algunas de ellas son:

Las Relaciones directas entre los parámetros (acoplan los campos por relaciones empíricas y analíticas entre parámetros), Relaciones estructurales entre los parámetros (consideran cambios espaciales de las propiedades físicas en la misma posición, asumiendo que se dan principalmente en las fronteras) y Relaciones indirectas entre los parámetros (formulaciones estadísticas que toman en cuenta información petrofísica y geológica para acoplar las propiedades físicas de los modelos).

Dentro de las ventajas de la inversión conjunta sobre la inversión de datos individuales destacan las siguientes: 1) Mejoran la falta de resolución en cualquier dirección espacial, inherente en algunas técnicas geofísicas. 2) Las estructuras de los modelos quedan mejor delimitadas y localizadas en su posición original. 3) En la mayoría de los casos, la magnitud de los valores de los modelos es más cercana al valor real (Fregoso-Becerra, 2010).

Una metodología inspirada en estas ideas es la propuesta por Gallardo y Meju (2003, 2004), la cual involucra restricciones estructurales entre los parámetros para llevar a cabo la inversión conjunta. En esta metodología los parámetros (m_1 , m_2) son acoplados mediante un operador de similitud estructural el cual está dado por:

$$\tau^{\rightarrow} = \nabla m_1 x \nabla m_2 \quad (4.14)$$

conocido como gradientes cruzados. En regiones del dominio donde $\tau^{\rightarrow} = 0^{\rightarrow}$ los modelos m_1 y m_2 son estructuralmente similares, dado el completo paralelismo de los vectores gradientes o bien la nulidad de uno de ellos. Esta técnica muestra resultados exitosos en la obtención de modelos con mayor similitud estructural. La información cuantitativa (valores de los parámetros) y cualitativa (distribución de las estructuras) de los modelos, obtenidos mediante inversión de datos individuales, se fusiona, resaltando sólo aquellas características estructurales comunes que están en concordancia con las observaciones en superficie (Fregoso-Becerra, *Op cit*).

La metodología de inversión conjunta que involucra una liga estructural entre dos propiedades físicas, presenta las siguientes ventajas:

1. No requiere de la existencia de alguna relación directa entre los parámetros ni entre sus propiedades petrofísicas, por lo que podemos invertir simultáneamente dos conjuntos de datos cualesquiera.
2. La medición de similitud estructural a través de gradientes cruzados es válida en la mayoría de los ambientes geológicos y, por lo tanto, la inversión conjunta de datos se puede realizar en cualquier sitio de estudio.
3. La restricción de gradientes cruzados es válida para modelos donde una propiedad cambia y la otra no. Por lo tanto, es una técnica robusta en su aplicación.
4. Los gradientes cruzados no prestan atención a las magnitudes de los cambios, las cuales son difíciles de estimar *a priori*.

4.6 Método Geoeléctrico

El método geoeléctrico es aplicado para medir la resistividad de las diferentes estructuras geológicas que se tengan en el subsuelo en función de su composición textura, porosidad, y disposición. La resistividad de las rocas es de gran interés debido a que con el método podemos discriminar la presencia de humedad (agua dulce y agua salada), distinguir los diferentes tipos de rocas (ígneas, sedimentarias y metamórficas) también se puede diferenciar entre roca sana y roca fracturada y/o alterada. Para medir la resistividad de las diferentes unidades geológicas a profundidad, se inyecta una corriente y después se mide la diferencia de potencial en superficie. Para ello se utilizan dos pares de electrodos. Los electrodos A y B son utilizados para inyectar corriente y con los electrodos M y N se mide la diferencia de potencial.

4.6.1 Principios básicos

4.6.1.1 Potencial eléctrico y diferencia de potencial

El potencial de un campo eléctrico es el trabajo que realiza dicho campo para repeler una carga (1 Coulomb) hasta el infinito, de manera contraria sería el trabajo que tendríamos que realizar para llevar la carga desde el infinito hasta aquel punto contra las fuerzas del campo. Cuando se tiene una diferencia de potencial entre dos puntos de un campo eléctrico nos referimos al trabajo que se tiene que realizar para mover una carga de un punto a otro en contra de las fuerzas del campo, dicho de otra manera, es el trabajo que realiza un campo eléctrico para mover una carga de un punto a otro.

4.6.1.2 Resistividad y la ley de Ohm

Se demuestra experimentalmente que la intensidad de corriente que atraviesa un cuerpo por unidad de sección es linealmente proporcional al gradiente del potencial ($\Delta V/\Delta l$). Por lo tanto, para una sección cualquiera, será:

$$\text{Intensidad} = C * \text{Sección} * (\Delta V/\Delta l) \quad (4.15)$$

Donde:

C = Constante de proporcionalidad que es la conductividad del material

$\Delta V/\Delta l$ = Gradiente de potencial

Por otro lado, la resistencia R que opone un cuerpo al paso de la corriente eléctrica es directamente proporcional a la longitud e inversamente proporcional a la sección. La constante de proporcionalidad lineal ρ (rho) es la resistividad, el cual es un parámetro propio de cada material.

$$R = \rho * (\text{longitud}/\text{sección}) \quad (4.16)$$

Como la conductividad (C) es el inverso de la resistividad (ρ):

$$R = (1/C) * (\Delta l/\text{sección}) \quad (4.17)$$

Despejando C en (4.17) y sustituyendo su valor en (4.12) obtenemos:

$$\text{Intensidad} = \Delta V/R \quad (4.18)$$

A partir de (4.18) obtenemos las unidades de ρ , que son $\Omega \cdot m$ (Ohm•metro).

4.6.1.3 Resistividad de las rocas

Los valores de resistividad en una roca están determinados por la cantidad de agua que contenga, por su porosidad y salinidad, así como la mineralogía de la roca.

De acuerdo a la variación que se tenga de los parámetros antes mencionados cada tipo de roca presentará una gran variedad de resistividades (Tabla 4.3).

Es importante mencionar que en materiales detríticos la resistividad aumenta con el tamaño de grano. Por lo tanto, en una investigación hidrogeológica en dichos materiales, buscaremos resistividades relativamente elevadas que indican los materiales más gruesos, mayor permeabilidad.

En rocas compactas que tienen permeabilidad debido a su posible fisuración se buscarán las resistividades más bajas que nos indicarán las zonas en las que la formación presenta la mayor fracturación y/o alteración.

En este caso, también puede que la zona o niveles de menor conductividad tampoco sean permeables si los planos de fracturación han sido colmados por arcillas de alteración.

En una región determinada cada formación nos indicará valores concretos de resistividad, los valores se pueden obtener de diagráfias o realizando Sondeos Eléctricos Verticales en el mismo punto donde exista una perforación de la que se conozca la columna litológica (“SEV paramétrico o de calibración”).

Tabla 4.3 Resistividades más comunes en rocas, materiales y agua (Orellana y Money, 1966)

ROCA, MATERIAL Y AGUA	RESISTIVIDAD (Ω.m)
ARCILLAS	1 a 20
ARENAS	50 a 500
ARENISCAS	50 a 5,000
ARENAS Y GRAVAS SECAS	1,000 a 10,000
ARENAS Y GRAVAS CON AGUA DULCE	50 a 500
ARENAS Y GRAVAS CON AGUA SALADA	0.5 a 5
ARENAS ARCILLOSAS	50 a 300
ARENAS DE CUARZO	30 a 10,000
AGUAS SUBTERRÁNEAS EN GRANITO Y ROCAS METAMÓRFICAS	.20 a 100
AGUAS SUBTERRÁNEAS EN CALIZAS Y ACARREOS	20 a 50
AGUAS SALOBRES	1 a 10
AGUA POTABLE SUPERFICIAL	20 a 300
AGUA DE MAR	<.02
CONGLOMERADO	1,000 a 10,000
CALIZAS	300 a 10,000
BRECHA VOLCÁNICA	100 a 2000
ESQUISTOS	0.5 a 5
ESQUISTOS ARCILLOSOS O ALTERADOS	100 a 300
ESQUISTOS SANOS	300 a 3,000
GRANITO	300 a 10,000
GNEISS Y GRANITO ALTERADO	100 a 1,000
GNEISS SANO	1,000 a 10,000
GRAVAS	100 a 10,000
BASALTOS	300 a 10,000
LIMOS	30 a 500
PIZARRAS	100 a 1,00
TOBAS VOLCÁNICAS	20 a 100

4.6.1.4 Resistividad aparente

Supongamos que introducimos una corriente de intensidad I en el suelo en un punto A y mediante la ley de Ohm calculamos la resistencia, R , que se opone al paso de esa corriente, un cuerpo semiesférico de radio r y espesor de (Figuras 4.15 y 4.16)

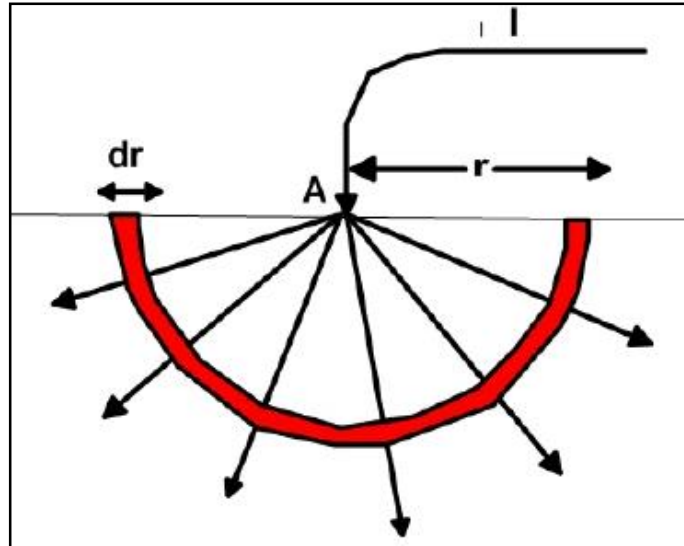


Figura 4.15 Inyección de corriente al suelo en el punto A.

Aplicando (4.13)

$$R = \rho \frac{\text{longitud}}{\text{sección}} = \rho \frac{dr}{2\pi r^2} \quad (4.19)$$

Aplicando la expresión (4.15):

$$-dV = R \cdot I \quad (4.20)$$

Y sustituyendo en (4.17) el valor de R por el obtenido en (4.16):

$$V = \rho \frac{J}{2\pi\gamma} \quad (4.21)$$

Integrando resulta:

$$dV = \rho \frac{dy}{2x\rho^2} \cdot J \quad (4.22)$$

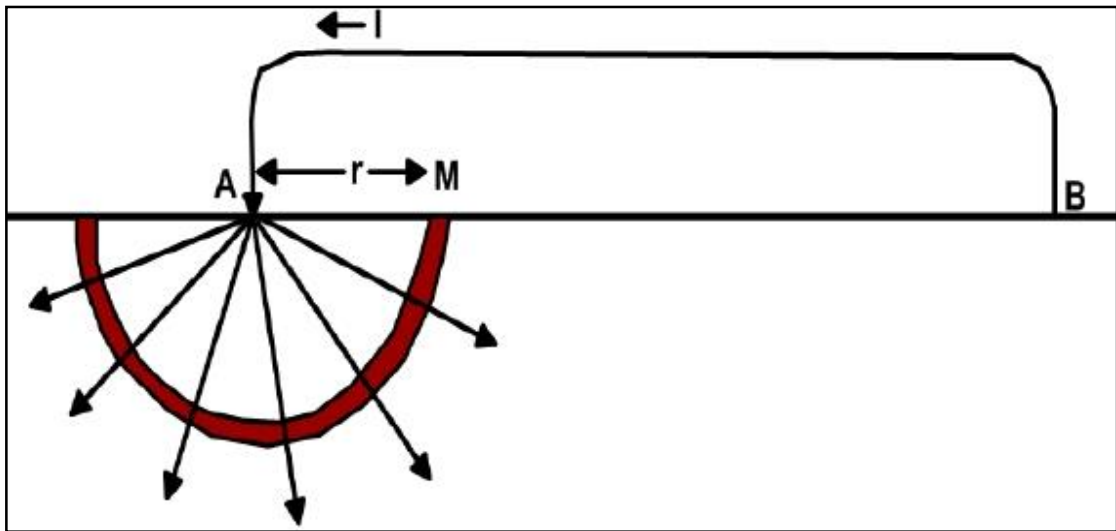


Figura 4.16 Inyección de la corriente al suelo en el punto A y B.

Aplicando dos veces la expresión (4.22) y restando, obtenemos el potencial en el punto M:

$$V_M = \rho \frac{pl}{2\pi AM} - \frac{pl}{2\pi BM} \quad (4.23)$$

Pero en la práctica no medimos el potencial en un punto, sino que medimos la diferencia de potencial entre dos puntos M y N.

Aplicando la expresión (4.23) al punto N resulta:

$$V_N = \rho \frac{pl}{2\pi AN} - \frac{pl}{2\pi BN} \quad (4.24)$$

Por lo tanto, la diferencia de potencial entre los puntos M y N será:

$$V_M - V_N = \frac{\rho l}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (4.25)$$

Despejando la resistividad ρ :

$$\rho = \frac{\Delta v}{I} \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \quad (4.26)$$

Simplificando y llamando K a la segunda fracción, resulta la fórmula que se utiliza en el campo en cada medida:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} * K \quad (4.27)$$

La constante K se denomina coeficiente geométrico del dispositivo, porque depende solamente de las distancias entre los cuatro electrodos. Si se trabaja con distancias predeterminadas, los valores de K ya se llevan calculados.

Para deducir la fórmula (4.25) no hemos necesitado suponer que los electrodos A , B , M , y N estén en una disposición especial, de modo que, colocándolos en cualquier posición (Figura 4.17), para obtener la resistividad del subsuelo, simplemente hay que dividir la lectura del voltímetro por la lectura del amperímetro y multiplicar por K .

El valor de ρ obtenido sería la resistividad real del terreno si este fuera homogéneo, pero es habitual que la ρ obtenida sea una mezcla de las resistividades de diversos materiales. Por tanto, lo denominamos resistividad aparente (ρ_a).

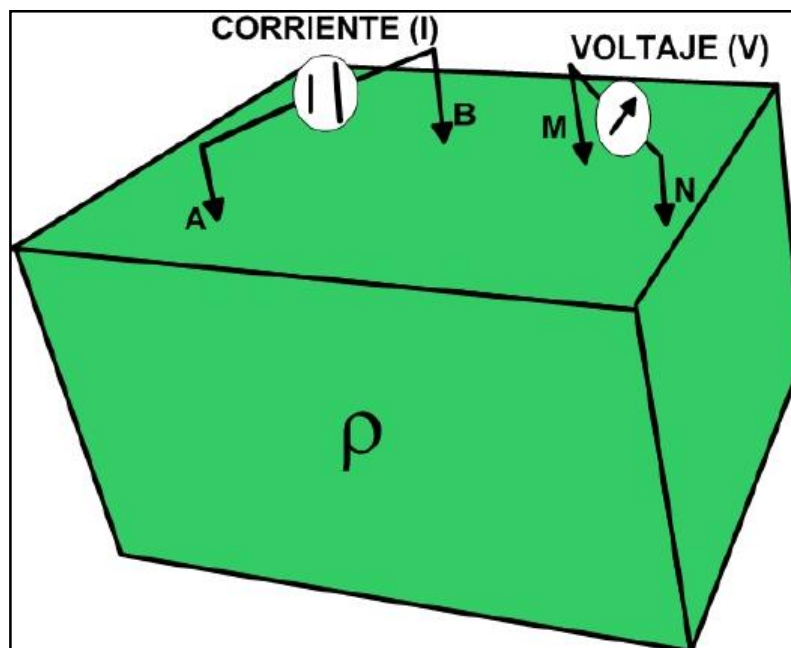


Figura 4.17 Medición de la resistividad aparente con electrodos dispuestos aleatoriamente (modificado de Kirch y Ernstson 2006)

4.6.2 Dispositivo electródico Schlumberger

En la Figura 4.17 se han representado los cuatro electrodos dispuestos aleatoriamente. De ello obtendríamos la resistividad correcta del terreno, realmente los cuatro electrodos se colocan con una estructura determinada, es lo que se denomina “dispositivo electródico”.

Los más utilizados disponen los cuatro electrodos alineados y simétricos respecto del centro, aunque hay otros dispositivos que no están alineados.

En el dispositivo Schlumberger (Figura 4.18) la distancia MN es pequeña en relación a AB, en la práctica MN se mantiene tan pequeño como sea posible siempre que se puedan conseguir lecturas correctas. Para el dispositivo Schlumberger K (ecuación 4.24) se simplifica a: $K = (AM \cdot AN / MN)$.

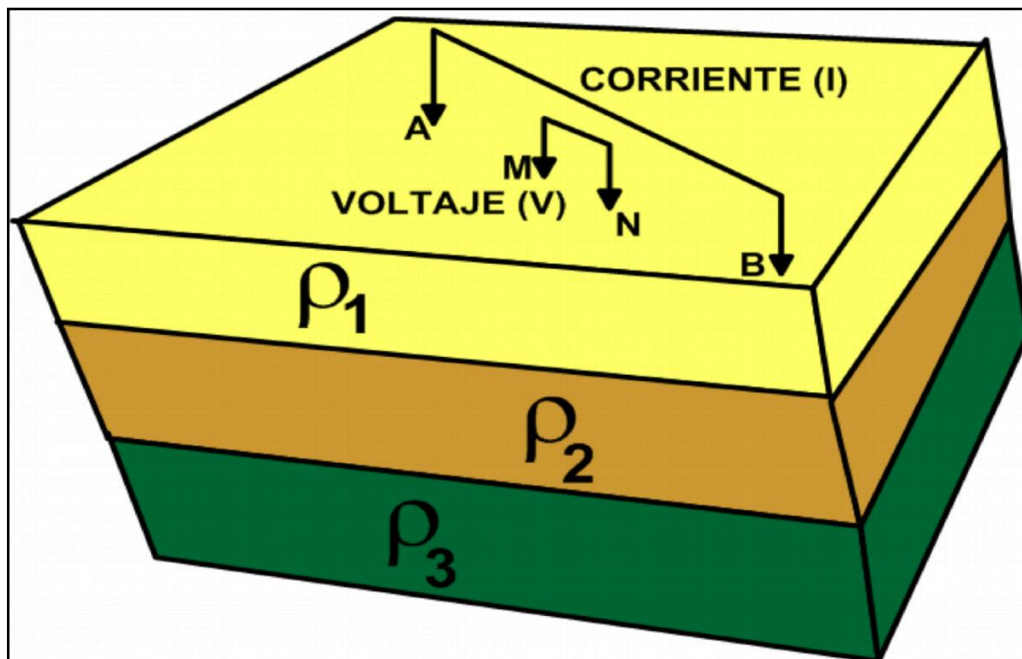


Figura 4.18 Dispositivo Schlumberger (modificado de Kirch y Ernstson 2006)

4.6.3 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)

Si mantenemos el punto central (O) y vamos abriendo sucesivamente la distancia AB , la corriente eléctrica atravesará cada vez a mayor profundidad (Figura 4.19), de tal modo que podemos decir que estamos realizando un Sondeo Eléctrico Vertical.

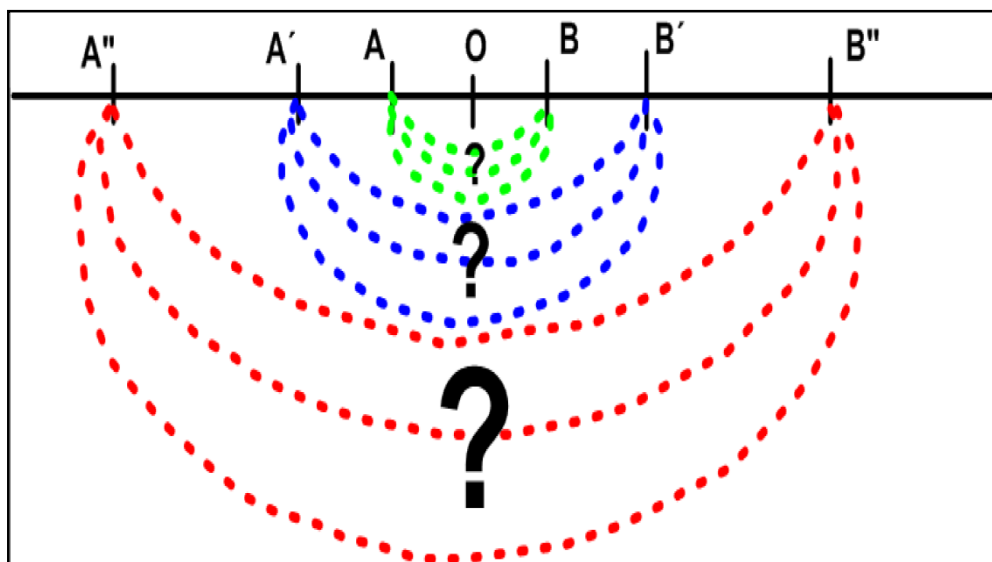


Figura 4.19 Sondeo Eléctrico Vertical (SEV): a mayor la distancia de AB , la profundidad aumenta.

Las distancias de AB se van espaciando de modo que al representarse en escala logarítmica queden equidistantes. Los resultados se representan en un gráfico logarítmico: en las abscisas la distancia $AB/2$ de cada medida, y en ordenadas la resistividad aparente de cada punto (Figura 4.20). Esta curva es la que vamos a interpretar para conseguir los espesores y resistividades de las formaciones geológicas de la zona en la que hemos realizado el SEV.

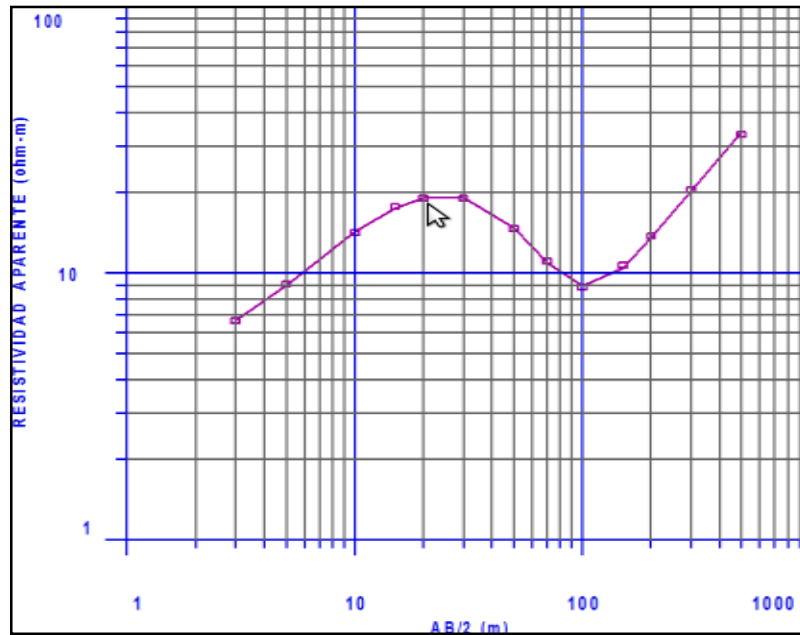


Figura 4.20 Gráfico logarítmico donde se muestran las curvas de resistividad aparente de cada sondeo.

4.6.3.1 Tipos de curvas

Los SEV pueden realizarse sobre cualquier zona geológica, pero para que la curva de resistividad aparente pueda ser interpretada, el terreno debe de estar conformado por capas horizontales y homogéneas, para que la información pueda ser aprovechada en otras circunstancias el procedimiento no se aplica.

Un corte geoelectrico de cualquier número de capas se compone de los siguientes datos: n valores de resistividad y n-1 espesores (no se conoce el espesor de la última capa).

4.6.3.2 Curvas para dos capas

Para un corte en el que se tengan únicamente dos capas solo pueden presentarse dos posibilidades: $\rho_1 > \rho_2$ y $\rho_1 < \rho_2$ (Figura 4.21) y no tienen nomenclatura específica.

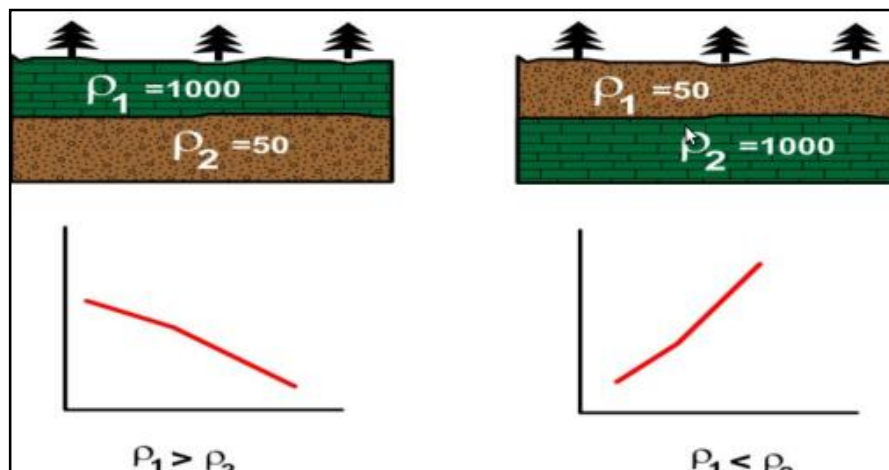


Figura 4.21 Tipos de curvas para corte de dos capas.

4.6.3.3 Curvas para tres capas

Cuando en el subsuelo se tiene la presencia de tres capas, se permiten cuatro posibilidades:

Tipo H. La segunda capa es la menos resistiva de las tres, es decir: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ (Figura 4.22a).

Tipo K. La segunda capa es la más resistiva de las tres, es decir: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ (Figura 4.22b)

Tipo A. La resistividad va aumentando con la profundidad, es decir: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ (figura 4.22c)

Tipo Q. La resistividad va disminuyendo con la profundidad, es decir: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ (Figura 4.22d).

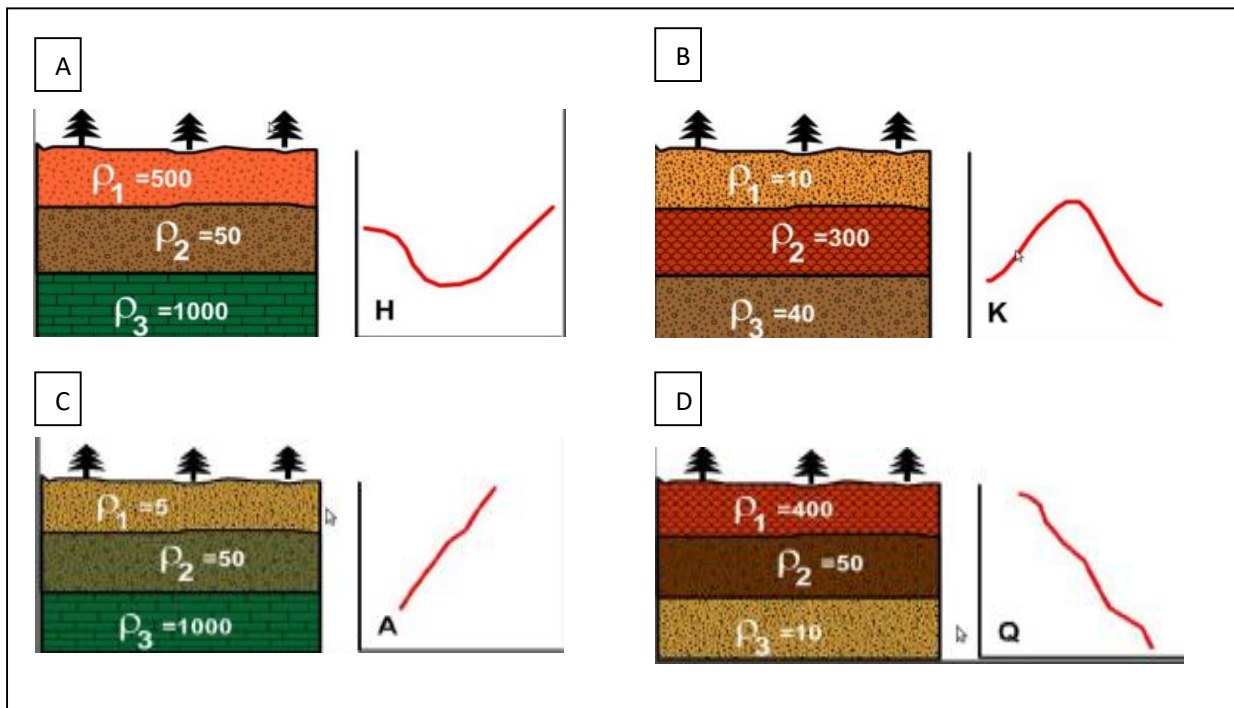


Figura 4.22 Cortes geoelectrico y tipos de curvas a) curva tipo H, b) curva tipo K, c) curva tipo A y d) curva tipo Q.

4.6.3.4 Curvas para cuatro y más capas

Un corte geoelectrico de cuatro o más capas se descompone en intervalos de 3 en 3, dándole la nomenclatura correspondiente a cada tramo de 3 en la figura 4.23 se puede observar que las tres primeras capas forman un tipo H. La 2da., 3ra. y 4ta. dan lugar a un tipo K y finalmente, las capas 3ra., 4ta y 5ta son de tipo Q, por tanto, el corte completo, una vez interpretado se diría que es de tipo HKQ.

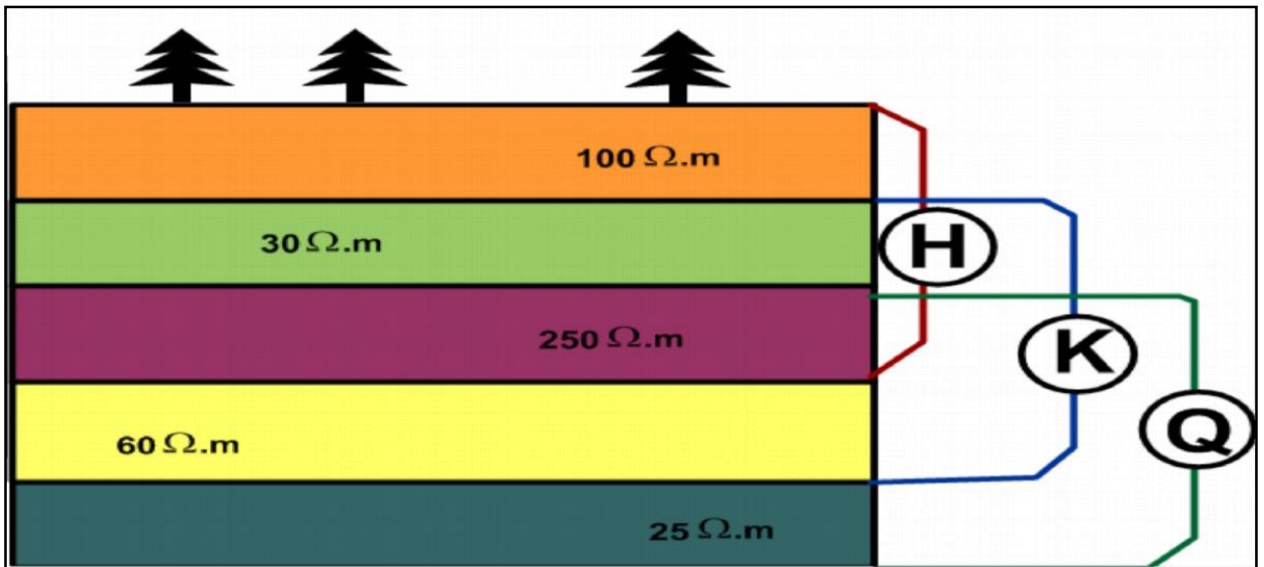


Figura 4.23 Forma de interpretar el tipo de curva en cortes con 4 o más capas

4.6.3.5 Interpretación de las curvas de resistividad

Para poder interpretar una curva cuantitativamente se debe razonar cualitativamente el número de capas y la nomenclatura del corte. La primera fase de la interpretación consiste en conseguir el corte geoelectrico, formado por espesores y resistividades. Esto puede realizarse superponiendo la curva obtenida en el campo a gráfico patrón o mediante softwares. La segunda fase de la interpretación es convertir el corte geoelectrico en un corte geológico (Figura 4.23). Esta etapa precisa de un conocimiento geológico de la región.

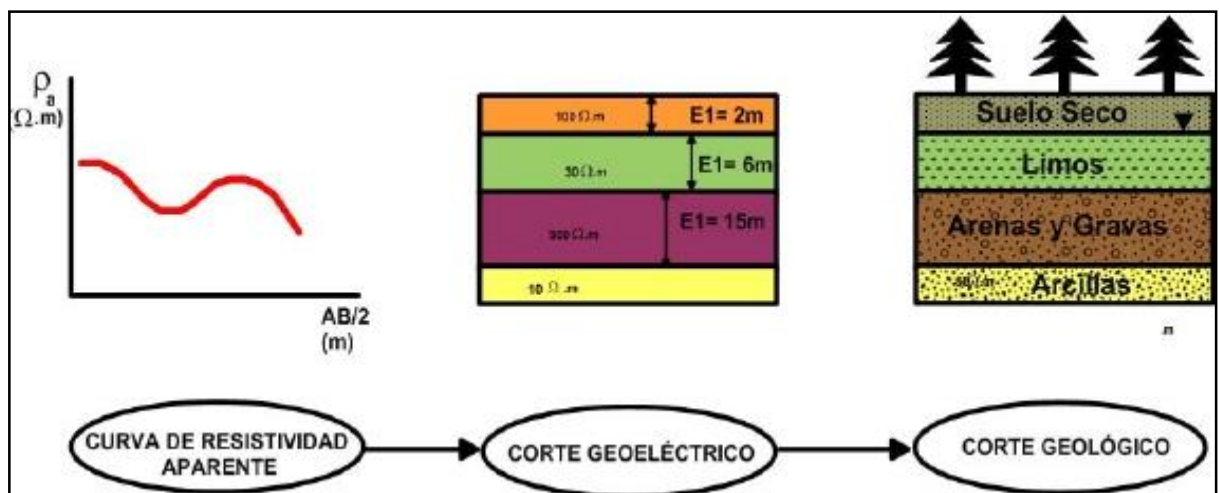


Figura 4.24 Método a seguir para interpretar cortes eléctricos en cortes geológicos.

4.7 Método Magnetotelúrico

El MT tiene sus orígenes en los años 50, siendo Tikhonov (1950) y Cagniard (1953), los que establecieron las bases teóricas del método, realizando mediciones de la variación tanto del campo eléctrico como el magnético y tomando en cuenta una relación escalar entre dichos campos llamada impedancia electromagnética (Z). Sin embargo, Neves (1957) fue quien estableció la naturaleza tensorial de la relación entre ambos campos y definió un algoritmo diferencias finitas para resolver el problema directo en 2-D (Piña-Varas, 2014).

El método magnetotelúrico (MT) se refiere a una técnica geofísica pasiva de exploración que utiliza como fuente principal las fluctuaciones del campo electromagnético terrestre producidas en la ionosfera a causa, principalmente, de la actividad solar.

El principal fundamento utilizado por el MT es la inducción electromagnética, de tal modo que permite caracterizar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo (García y Jones, 2002).

El funcionamiento de esta metodología se debe a que cuando el campo antes mencionado (primario) logra llegar a la superficie de la Tierra, ella tomará el papel de un medio conductor, de tal forma que se inducirán distribuciones de cargas y de corrientes dando lugar a un campo secundario. El MT mide en la superficie de manera simultánea las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético resultantes de la superposición de los campos primario y secundario (Pous *et al.*, 2003).

Debido al comportamiento tipo vectorial de los campos eléctrico y magnético, se pueden medir las tres componentes del campo magnético (H_x , H_y , H_z) y las dos componentes horizontales del campo eléctrico (E_x , E_y) (Vozoff, 1972).

Dependiendo del tipo de frecuencias que se registren será la asociación de la fuente de origen, por ejemplo, si se tienen frecuencias bajas (<10 Hz), el origen de la señal está relacionado con la actividad solar (vientos solares), sin embargo las frecuencias altas (>10 Hz) se asocian a tormentas eléctricas. Por otra parte, se tiene una zona de transición entre estas dos posibles fuentes llamada “banda muerta” (*dead-band*) cuya amplitud de la señal es muy baja de alrededor los 1Hz (Vozoff, 1972).

Las variaciones temporales registradas en superficie se transforman al dominio de las frecuencias mediante el uso de las transformadas de Fourier. Las componentes de los campos eléctrico y magnético resultantes, dependientes de la frecuencia, se utilizarán para calcular el tensor de impedancias que relacionará ambos campos. A partir de esta relación, se podrá determinar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo en función de la profundidad.

Tabla 4.4 Variantes del método Magnetotelúrico

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

De acuerdo con el comportamiento que presentan las ondas electromagnéticas al propagarse en un medio conductor, la penetración de la onda dependerá de su frecuencia de oscilación. Por lo tanto, cada frecuencia de la onda estudiada proporciona información de una determinada profundidad, que a su vez depende de la conductividad del medio (Simpson y Bahr, 2005).

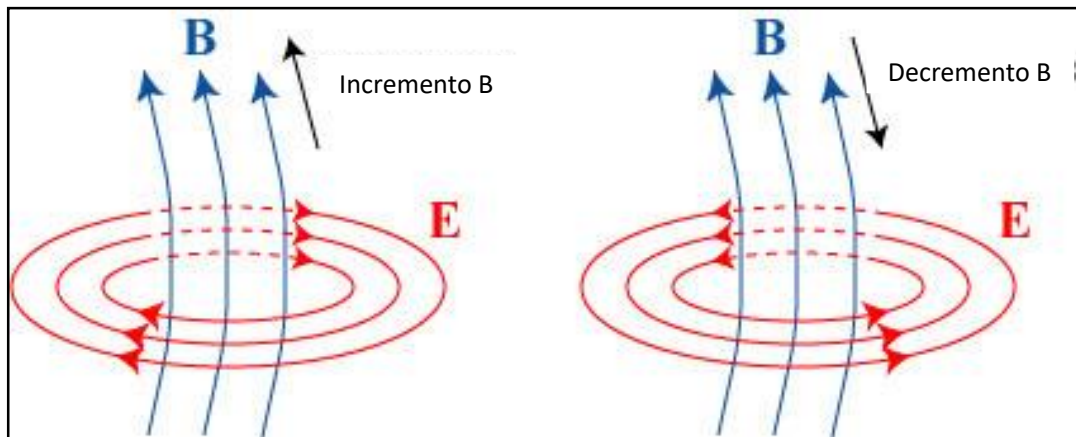


Figura 4.25 Propagación de las ondas electromagnéticas

4.7.1 Ecuaciones del Método Magnetotelúrico

Para describir el comportamiento tanto del campo eléctrico como magnético; así como la interacción de estos con los diferentes medios, se utilizan las ecuaciones de Maxwell, comprendiendo 4 ecuaciones (Ley de Faraday, Ley de Ampere, Ley de Gauss para campo magnético y Ley de Gauss para campo eléctrico) que conforman los principios de exploración electromagnética.

4.7.1.1 Ley de Faraday

También es llamada Ley de Inducción Electromagnética y nos indica que cuando un campo eléctrico tiene un comportamiento variable en el espacio este inducirá un campo magnético que se comportar del mismo modo en el tiempo.

$$\nabla \times \vec{E} = - \frac{\partial B}{\partial t} \quad (4.28)$$

4.7.1.2 Ley de Ampere

Se le conoce de igual forma como ley de las corrientes y expresa que la variación de un campo magnético en el espacio es generada por dos únicos tipos de corrientes eléctricas, corrientes de desplazamiento D y corriente de conducción J . Describiéndose de la siguiente manera:

$$\nabla \times \vec{H} = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (4.29)$$

Esta ley tiene implicaciones relevantes en el estudio de la propagación de los campos electromagnéticos, debido a que se pueden discriminar los medios dieléctricos y los medios conductores, pudiéndose diferenciar de acuerdo al tipo de corriente que predomine.

4.7.1.3 Ley de Gauss

El argumento de esta ley se basa en que cualquier campo eléctrico que midamos sobre una superficie cerrada es originado únicamente por la densidad de carga que este encerrado en dicha superficie llamada densidad volumétrica de carga.

$$\nabla \cdot D = \rho_v \quad (4.30)$$

4.7.1.4 Ley de Gauss para campo eléctrico

Expresa que no existen cargas magnéticas puntuales o aisladas expresándose de la siguiente manera:

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (4.31)$$

De acuerdo al medio por donde el campo electromagnético viaja, dicho campo tendrá un comportamiento diferente, el principal objetivo exploración electromagnética es caracterizar las propiedades de los materiales según el comportamiento de los campos, para realizar esta tarea se utilizan las relaciones constitutivas.

4.7.2 Relaciones constitutivas

De manera general las ecuaciones de Maxwell definen la relación entre el comportamiento del campo electromagnético y los distintos materiales que constituyen el subsuelo, tal relación se realiza mediante el acoplamiento de las ecuaciones a través de relaciones constitutivas, lo anterior depende de variables como la conductividad eléctrica σ [S/m], permeabilidad eléctrica ϵ [F/m] y permeabilidad magnética [H/m] (Telford *et al.*, 1990). Para medios homogéneos e isotrópicos, las ecuaciones constitutivas tienen una expresión sencilla, relacionando estas magnitudes por medio de la permitividad eléctrica (ϵ), la conductividad (σ) y la permeabilidad magnética (μ) del material.

Las magnitudes vectoriales de las ecuaciones de Maxwell se relacionan por medio de las siguientes ecuaciones constitutivas del medio.

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (4.32)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (4.33)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (4.34)$$

Esta relación indica que la densidad de corriente en el medio depende de la conductividad y la relación normal en cada punto entre el campo E y la densidad de corriente. Esta forma diferencial de la Ley de Ohm y es muy similar a la definición de resistencia $I = V/R$ (Vozoff, 1972). Las adaptaciones a las ecuaciones de Maxwell para el método MT se pueden explicar a partir de la ley de la inducción y la ley de las corrientes. Al variar el campo magnético sobre la superficie inducirá corrientes telúricas sobre las capas de la Tierra que a su vez generaran campos inducidos secundarios los cuales contienen información de las variaciones de resistividad eléctrica de las capas en el subsuelo a diferentes profundidades.

4.7.3 Parámetros electromagnéticos de un medio

4.7.3.1 Conductividad

La magnitud de la conductividad eléctrica (σ) en el vacío es igual a cero, sin embargo, debido a los pequeños cambios en la composición de las rocas existentes en la corteza terrestre puede oscilar entre valores de hasta 10 órdenes de magnitud de diferencia

La matriz de las rocas suele presentar valores de conductividad muy bajos, del orden de 10^{-5} S/m, valores mayores a 10 S/m son considerados como buenos conductores, intermedios tendrán valores de 1 a 10^{-7} S/m y materiales menores a 10^{-8} S/m son conocidos como conductores pobres (Dobrin, 1981), por lo que la conductividad total dependerá de factores tales como la presencia de fluidos, minerales conductores (como el grafito), porosidad efectiva, permeabilidad secundaria, temperatura, saturación y presión (Jones, 1992). La relación constitutiva conocida como Ley de Ohm relaciona linealmente el campo magnético con el vector de inducción magnética a partir de la permeabilidad magnética (Orellana, 1974):

$$\vec{J}_f = \sigma \vec{E} \quad (4.35)$$

Donde \vec{E} es el campo eléctrico externo aplicado, \vec{J}_f es la densidad volúmica de corriente debido a las cargas libres y σ es la conductividad del material que se expresa en mhos/m.

4.7.3.2 Permeabilidad magnética

Este parámetro (μ) se relaciona con la inducción magnética, \vec{B} , con la intensidad de campo magnético, \vec{H} . Se mide en Henri/metro y se puede escribir como el producto entre la permeabilidad magnética del vacío ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m) y la permeabilidad relativa del material:

$$\vec{B} = \mu_0 \mu_r \vec{H} = \mu_0 (1 + X_m) \vec{H} = \mu \vec{H} \quad (4.36)$$

Siendo μ_r la permeabilidad relativa del material, que depende a su vez de la susceptibilidad magnética del mismo, X_m la constante de proporcionalidad entre la imanación de un material y la intensidad de campo magnético:

$$\vec{M} = X_m \vec{H} \quad (4.37)$$

4.7.3.3 Permitividad eléctrica

La permitividad eléctrica (ϵ) es la capacidad de un cuerpo de polarizarse (Orellana, 1974) y al igual que la conductividad también es un tensor. Para la mayoría de los materiales presentes en la tierra, ϵ y μ muestran valores muy próximos al valor que tendrían en el vacío, quedando, por lo tanto, (As/Vm) y (Vs/Am).

Consecuentemente, en la mayoría de los casos en los que se aplica MT, ϵ y μ se consideran constantes e iguales a su valor en el vacío. La permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética pueden escribirse en función del vacío a partir de una propiedad relativa. Para los rangos de frecuencias en los que se aplica la técnica MT (10⁻⁵ Hz a 10⁵ Hz) se considera que se trabaja en el dominio cuasiestacionario (Simpson y Bahr, 2005), lo que significa que las corrientes de desplazamiento son despreciables comparadas con la variación en las corrientes de conducción y que las variaciones de la permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética son mucho menores a las variaciones de la conductividad eléctrica, por lo que los cambios en el comportamiento de los campo EM únicamente se atribuyen a la variación de la resistividad eléctrica (Berdichevsky y Dmitriev, 2008).

4.7.4 Modelo Cuasi-estacionario o conductor

En este modelo del subsuelo la corriente de desplazamiento J_D de la Ley de Ampere

$$\nabla \times \mathbf{H} = |\mathbf{J}_C| + |\mathbf{J}_D| \quad (4.38)$$

es mucho menor que la corriente de conducción J_C , siendo casi cero

$$\varepsilon \partial E / \partial t = 0 \quad (4.39)$$

entonces la constante de fase $\mu\varepsilon\omega^2$ asociada a J_D se desprecia ($\varepsilon\mu\omega^2 \ll i\sigma\mu\omega$), a esto se denomina aproximación cuasi-estática (Ledo, 1996). Las propiedades de propagación para las ondas electromagnéticas definidas por Keller (1966) para el caso cuasi-estático, no son válidas en todos los casos, pues si la resistividad es muy grande y la frecuencia alta, dicha aproximación deja de ser satisfactoria. La constante de propagación k (parámetro representativo de las características de cada roca) es igual

$$k = -i\omega\mu\sigma \quad (4.40)$$

La velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas es

$$v = (2\omega / \mu\sigma)^{1/2} \quad (4.41)$$

la cual viaja a través de las rocas y será mayor cuando la roca sea más resistiva y/o la frecuencia aplicada sea más elevada. Conocida la frecuencia y la velocidad de propagación de las ondas, es elemental la determinación de la longitud de la onda, resultando ser

$$\lambda = 2\pi (2 / \omega\mu\sigma)^{1/2}, \quad (4.42)$$

la cual aumenta en medios conductores con alta resistividad.

4.7.5 Skin Depth (Profundidad de penetración)

Skin Depth (δ), también llamada profundidad de penetración es la distancia vertical que existe entre la superficie y el punto a profundidad al que se atribuye la propiedad electromagnética (Vozoff, 1972). La profundidad de penetración describe el decaimiento exponencial de los campos EM en medida en que se difunden en un medio (Simpson y Bahr, 2005). La profundidad de penetración se puede expresar en función del periodo T , de la frecuencia f o de la longitud de onda (2π):

$$\lambda = \frac{2\pi}{K} \quad (4.43)$$

O su equivalente en función de la frecuencia:

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (4.44)$$

4.7.6 Funciones de transferencia del MT

Una función de transferencia es aquella función que relaciona las componentes de los campos electromagnéticos medidos en superficie con las propiedades electromagnéticas del medio por el que viajan, para el caso de la técnica MT estas variaciones se asocian únicamente a los cambios de resistividad de las capas del subsuelo (Simpson y Bahr, 2005).

Las funciones de transferencia para el método MT son el tensor de impedancia electromagnética, el vector de transferencia geomagnética o “Tipper” y el vector de inducción magnética, cada uno aporta información de la distribución de las propiedades electromagnéticas a diferentes profundidades.

4.7.8 Dimensionalidad geoelectrica

El método MT muestra una particular relación entre sus componentes, ya que se reducen a expresiones, dependiendo de la distribución de sus propiedades eléctricas.

La distribución espacial de las propiedades es conocida, como dimensionalidad geoelectrica y es clasificada como 1D, 2D y 3D. El caso más sencillo 1D es cuando tenemos un medio homogéneo y que se relaciona con ambientes sedimentarios “tranquilos”, tectónicamente estable y que han pasado por una constante estratificación (Vozoff, 1972).

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & -Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad (4.45)$$

En este caso solo predomina un valor de la resistividad en la horizontal y varía solo con la profundidad, para determinada frecuencia (Martínez, 2003). El caso 2D se obtienen dos resistividades y dos fases, una paralela al eje de la estructura y otra perpendicular.

Esto permite dos modos de polarización uno Transverso Eléctrico (TE) cuando existe mínima resistividad y es paralelo a la estructura regional y el modo Transverso Magnético (TM), es cuando el flujo magnético es máximo y paralelo a la estructura, es decir el modo eléctrico es perpendicular (Vozoff, 1972).

El tensor de impedancias, $Z(\omega)$, es una matriz compleja de orden dos que relaciona las componentes horizontales de los campos eléctrico (E) y magnético ($H = B/\mu_0$) para una frecuencia dada (ω).

$$E(\omega) = Z(\omega) H(\omega) \quad (4.46)$$

O bien las componentes del tensor de impedancias se determinan, para cada frecuencia, a partir del procesamiento de los datos. Son magnitudes complejas que en la práctica se descomponen en la resistividad aparente, proporcional al módulo, y en la fase que debe coincidir con el argumento.

En general, la interpretación de los datos Magnetotelúricos se realiza a partir de las componentes de estas resistividades aparentes y fases. Si la medición se llevó al rumbo, a lo largo y perpendicular de la estructura, entonces tendremos el tensor de impedancia representado en la siguiente:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (4.47)$$

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

$$Z = RZ_m R^T \quad (4.48)$$

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (4.49)$$

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

4.7.9 “Static Shift”

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

Capítulo 5 METODOLOGÍA

5.1 Métodos potenciales

5.1.1 Magnetometría Aérea y Terrestre

Los datos de Magnetometría terrestre se obtuvieron del levantamiento en campo de 11 líneas medidas en superficie distribuidas a lo largo y ancho de la zona de estudio, obteniendo una longitud total de 213 km, con 404 estaciones de medición separadas en promedio cada 500 m (Figura 5.1A), se les aplicó corrección diurna y horaria. Los datos de Magnetometría aérea utilizados fueron obtenidos del Servicio Geológico Mexicano (Figura 5.1C). En ambos casos se les restó el IGRF (NOAA 2010) a los datos del Campo Magnético Total (CMT) obteniendo la Anomalía Magnética (AM).

Posteriormente se aplicó un filtro polinomial (FP) de segundo grado (Coons *et al.*, 1967; Beiki *et al.*, 2010) para obtener el Campo Magnético Residual (CMR), lo anterior se realizó bajo el criterio de que los FPs de orden bajo tienen buen ajuste con las anomalías de componentes regionales y minimizan los efectos de las anomalías residuales relacionadas a características geológicas poco profundas (Hinze *et al.*, 2013). El campo magnético de la Tierra (inclinación y declinación) varía en función de la posición geográfica desplazando las anomalías magnéticas de la fuente que las produce. El algoritmo de Reducción al Polo (RP) (Baranov y Naudy, 1964) elimina dicho desplazamiento y ubica las anomalías magnéticas directamente sobre las fuentes que las causan al simular la ubicación del área de estudio en el Polo, donde la inclinación magnética es 90° y la declinación es 0°.

Una consideración que se debe tomar en cuenta para esta corrección es que cuando las mediciones magnéticas se realizan a bajas latitudes las anomalías magnéticas pueden llegar a sufrir fuertes transformaciones por lo que se deben considerar los valores de la declinación e inclinación para cada punto de medición (Lu *et al.*, 2003), sin embargo cuando las áreas de estudio son pequeñas, los errores de RP asociados al uso de una sola inclinación y declinación son mínimos porque la dirección del campo magnético de la Tierra varía muy poco, caso contrario sucede para estudios geológicos regionales (>10,000 km²) en los que estos errores pueden ser significativos (Hinze *et al.*, 2013). Debido a que el área de estudio presenta un tamaño menor a 10,000 km² (1,490 km²) se aplicó el algoritmo de RP de manera convencional tomando un solo valor de inclinación y declinación del centro de la CVH (Figuras 5.2A y 5.2C).

5.1.2 Gravimetría Terrestre y Satelital

Los datos gravimétricos terrestres se midieron en los mismos puntos de la Magnetometría terrestre (Figura 5.1B), fueron corregidos por deriva, latitud, marea y topografía. La Anomalía de Bouguer (AB) se calculó usando una reducción de densidad de 2.67 g/cm^3 . La AB de los datos de gravimetría satelital (Figura 5.1D) se obtuvo a través del *Bureau Gravimétrique International* (BGI), la cual se obtiene a partir de valores satelitales y del modelo gravitacional terrestre EGM2008 elaborado por la NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*) (Pavlis *et al.*, 2012). Dichos datos fueron corregidos usando el código FA2BOUG desarrollado por Fullea *et al.* (2008).

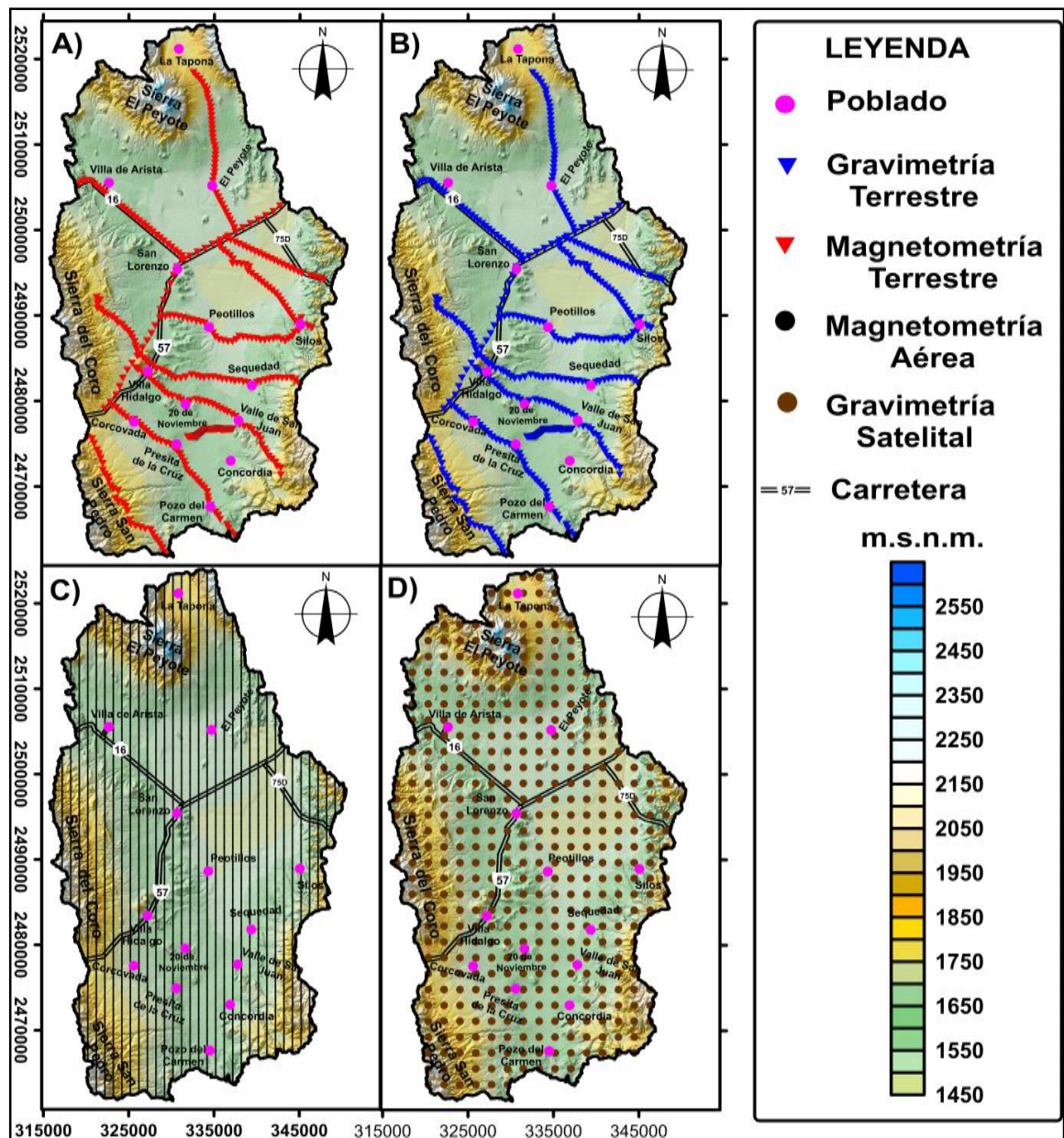


Figura 5.1 Distribución espacial de los diferentes conjuntos de datos. A) Magnetometría Terrestre, B) Gravimetría Terrestre, C) Magnetometría Aérea y D) Gravimetría Satelital.

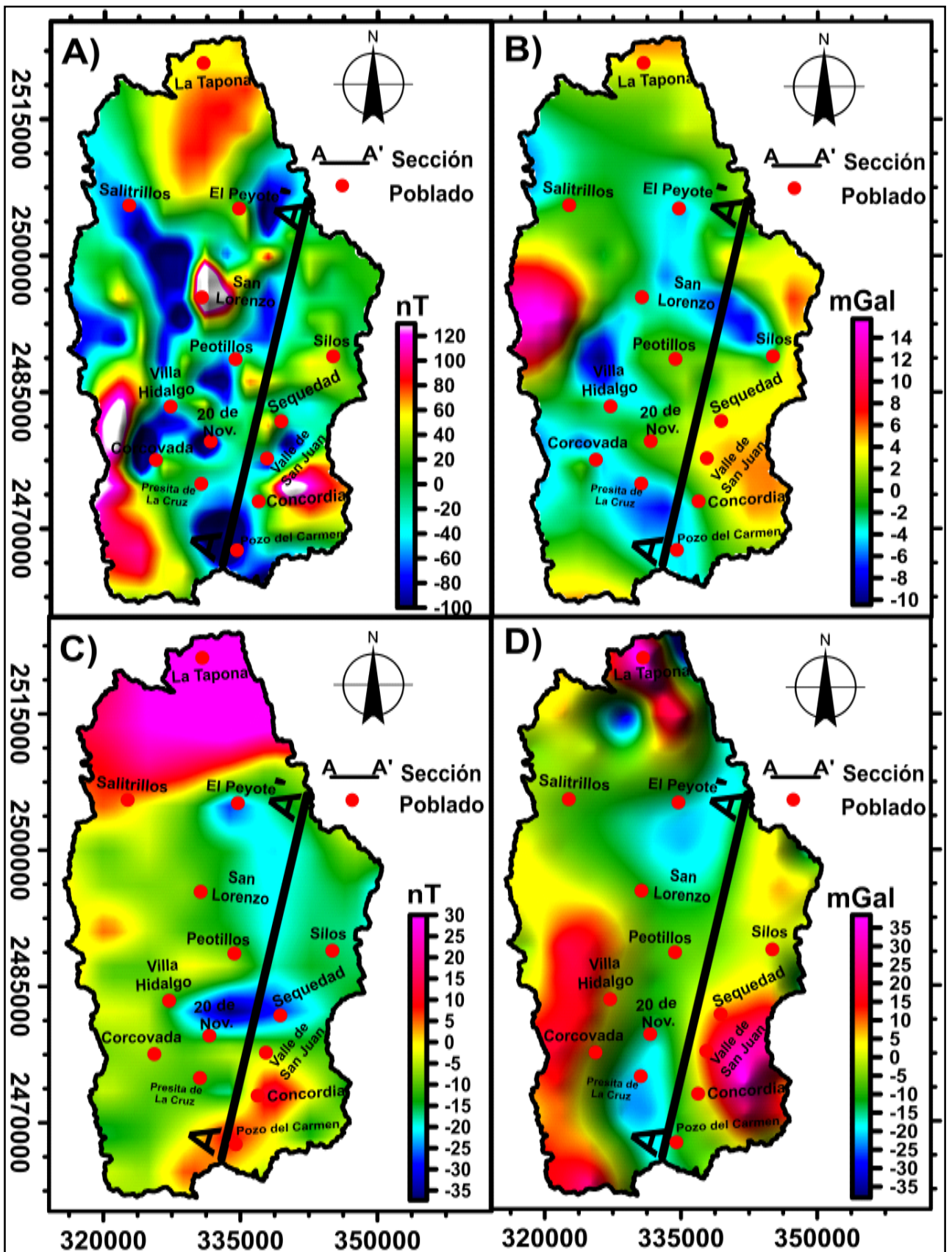


Figura 5.2 Planos de los métodos potenciales A) Mapa del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, B) Mapa que muestra la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, C) Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, D) Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital.

La corrección topográfica se aplicó a una distancia de 167 km considerando el Modelo Digital de Elevación (MDE) ETOPO1, que tiene una resolución de 1 arco-minuto por 1 arco-minuto. A los dos conjuntos de datos se les realizó la corrección por terreno utilizando el método de Hammer (Burger, 1992), con la que se obtuvo la Anomalía Completa de Bouguer (ACB). Para estimar la anomalía residual se aplicó un FP de segundo grado (orden bajo), que como ya se mencionó ajusta bien para efectos regionales, el cual se le sustrajo a la ACB (i.e., Reynolds, 1997) (Figura 5.2B y 5.2D).

5.1.3 Aplicación de Filtros a métodos potenciales

Para los métodos potenciales (magnetometría y gravimetría) existe una gran variación en las respuestas de las mediciones ocasionada por diferentes fuentes que pueden llegar a enmascarar los efectos de estructuras de interés, por lo que resulta necesario sintetizar los efectos de dicha variación para obtener como resultado anomalías geofísicas que expresan fuentes geológicas (Hinze *et al.*, 2013).

Uno de los métodos que caracteriza y separa de manera superlativa las anomalías es la aplicación de filtros espectrales, cuya principal característica es la transformación de los datos recopilados en el dominio del espacio y tiempo a términos de longitud de onda y frecuencia a través de la Transformada de Fourier, regresando al dominio del espacio tiempo aplicando la anti transformada de Fourier (Blakely, 1995).

En el presente trabajo se aplicaron diversos filtros a los diferentes conjuntos de datos potenciales (magnetometría, aérea, magnetometría terrestre, gravimetría satelital y gravimetría terrestre) los cuales serán descritos en los siguientes capítulos.

5.1.3.1 Primera Derivada Horizontal

La primera derivada consiste en el cálculo del gradiente estimado por la diferencia entre dos valores cercanos y dividido entre la distancia a la que se ubican los mismos, es decir representa el gradiente de la pendiente, las derivadas horizontales en este caso permiten resaltar las variaciones horizontales en las direcciones x ó y, teniendo como resultado un realce de altas frecuencias muy marcado en los extremos de cuerpos anchos que intensifica la definición de los bordes del cuerpo, sin embargo el proceso se vuelve incierto para cuerpos estrechos. Esta operación calcula la tasa de cambio del respectivo campo potencial en la horizontal ya sea en la dirección x o y en un punto determinado (ecuaciones 5.1 y 5.2).

$$\frac{\Delta H}{\Delta x} = \frac{H_{x+\Delta} - H_x}{\Delta x} = H_x' \quad (5.1)$$

$$y \frac{\Delta H}{\Delta y} = \frac{H_{y+\Delta} - H_y}{\Delta y} = H_y \quad (5.2)$$

Donde: H es el Valor del campo en las posiciones “x” y “x+Δ”; “y” e “y+Δ” en los ejes X e Y respectivamente.

La principal ventaja de las derivadas horizontales es que generan picos en la parte superior de las fuentes denotando el contorno donde existan gradientes pronunciados y curvaturas (Milligan y Gunn, 1997), dichas ventajas se pueden observar en las configuraciones de los diferentes conjuntos de mapas tanto para las derivadas horizontales en x (Figuras 5.3A, 5.3B, 5.4A y 5.4B) como para las derivadas en y (Figuras 5.3C, 5.3D, 5.4C y 5.4D).

5.1.3.2 Primera Derivada en la Vertical

La Primera Derivada Vertical (1raDz) (Figuras 5.5A y B; 5.6A y B) se utiliza para mejorar la respuesta altas frecuencias relativas respecto de bajas frecuencias, esta propiedad es la base para la aplicación del proceso de derivada, el cual elimina los efectos regionales de gran longitud de onda y resuelve los efectos de anomalías someras relacionadas a fuentes geológicas superficiales. La segunda derivada vertical tiene mayor poder de resolución que la primera derivada vertical, pero requiere para su aplicación de datos de mayor calidad, ya que su mayor realce de altas frecuencias resulta en mayor realce de ruido (Milligan y Gunn, 1997).

De manera general la 1raDz calcula la tasa de cambio del campo potencial en la vertical sobre el mismo punto y está dada por la siguiente formula:

$$\frac{\Delta H}{\Delta z} = \frac{(H_{z+\Delta}) - (H_z)}{\Delta z} = H_z \quad (5.3)$$

Donde:

H es el valor del campo en las posiciones “z” y “z+Δ”; en la vertical.

El principal resultado de la 1raDz se refleja en una mejor definición de las discontinuidades además de resaltar las anomalías locales permite delinear los bordes de los cuerpos causales facilitando la interpretación geológica

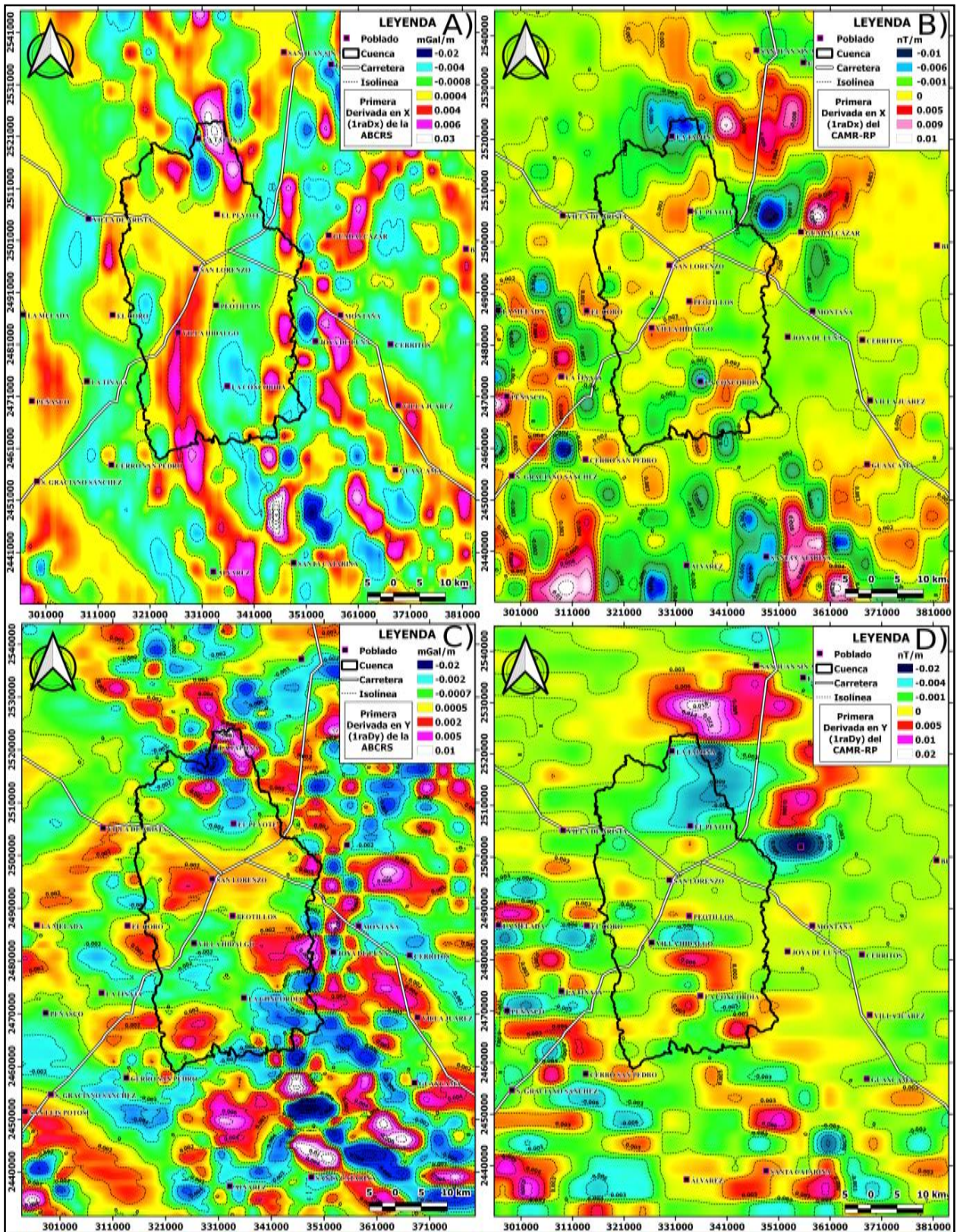


Figura 5.3 Planos de las derivadas horizontales, A) Mapa de la primera derivada en X de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa de la primera derivada en X del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa de la primera derivada en Y de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa de la primera derivada en Y del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.

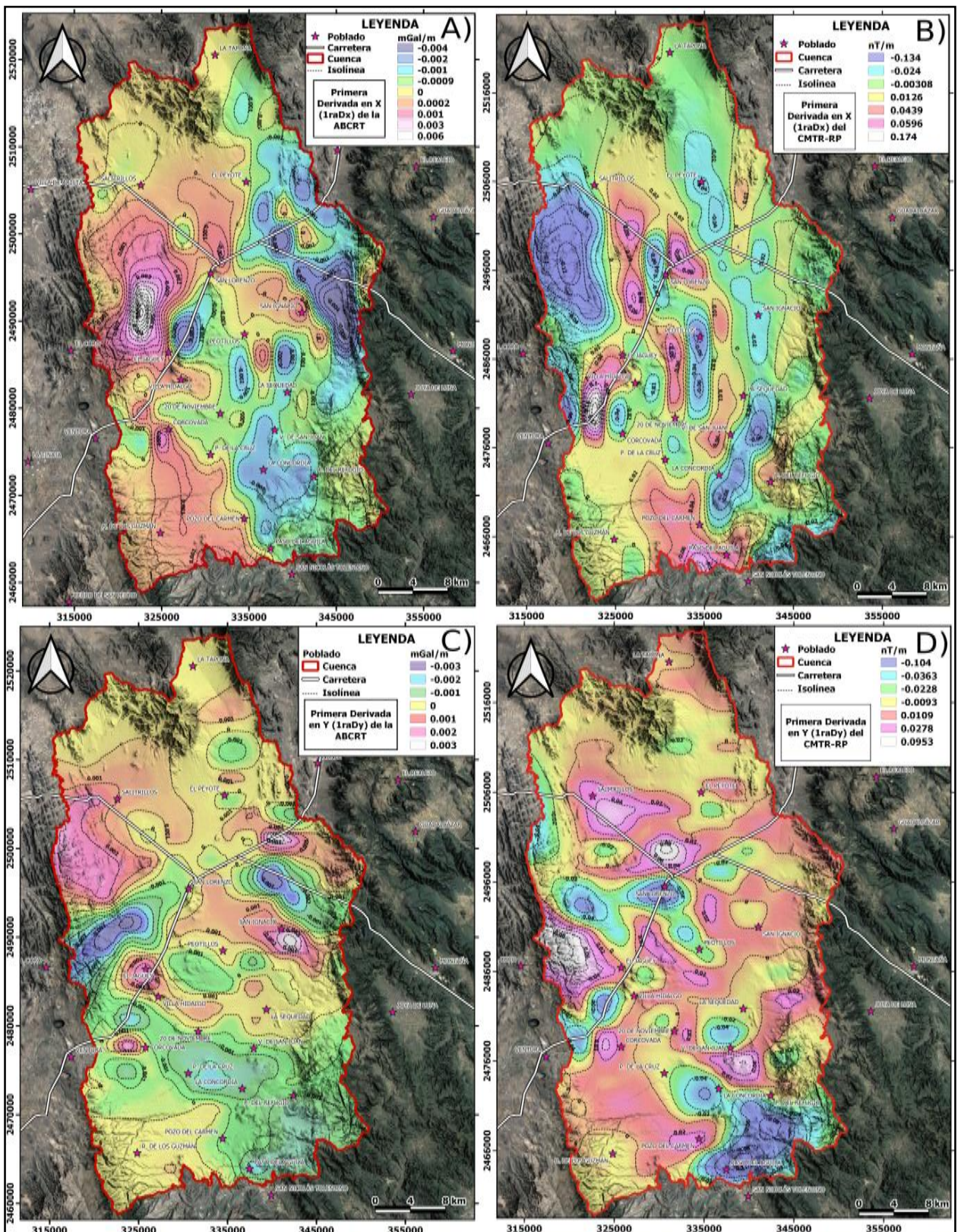


Figura 5.4 Planos de las derivadas horizontales terrestres, A) Mapa de la primera derivada en X de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, B) Mapa de la primera derivada en X del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa de la primera derivada en Y de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa de la primera derivada en Y del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre.

5.1.3.3 Gradiente Horizontal

El método de gradiente horizontal (GH) (Figuras 5.5C y D; 5.6C y D) se utiliza ampliamente para ubicar y contrastar de manera horizontal los bordes de las anomalías en datos de magnetometría y gravimetría, ayudando a estimar las profundidades mínimas y máximas de las fuentes.

Una de las principales ventajas del GH es que tiene una menor susceptibilidad al ruido en los datos; requiere solo el cálculo de las dos derivadas horizontales de primer orden del campo y el filtro de gradiente horizontal, que fue estimado por Phillips et al (2000). La amplitud del gradiente horizontal Cordell y Grauch (1987) se expresa en las ecuaciones 5.4 y 5.5.

$$GH(x, y) = \left[\left(\frac{dg}{dx} \right)^2 + \left(\frac{dg}{dy} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.4)$$

$$GH(x, y) = \left[\left(\frac{dH}{dx} \right)^2 + \left(\frac{dH}{dy} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.5)$$

Donde $\left(\frac{\partial g}{\partial x} \right)$ y $\left(\frac{\partial g}{\partial y} \right)$ son las derivadas del campo gravitatorio en las direcciones x e y, y

$\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)$ y $\left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)$ son las derivadas del campo magnético en las direcciones x e y.

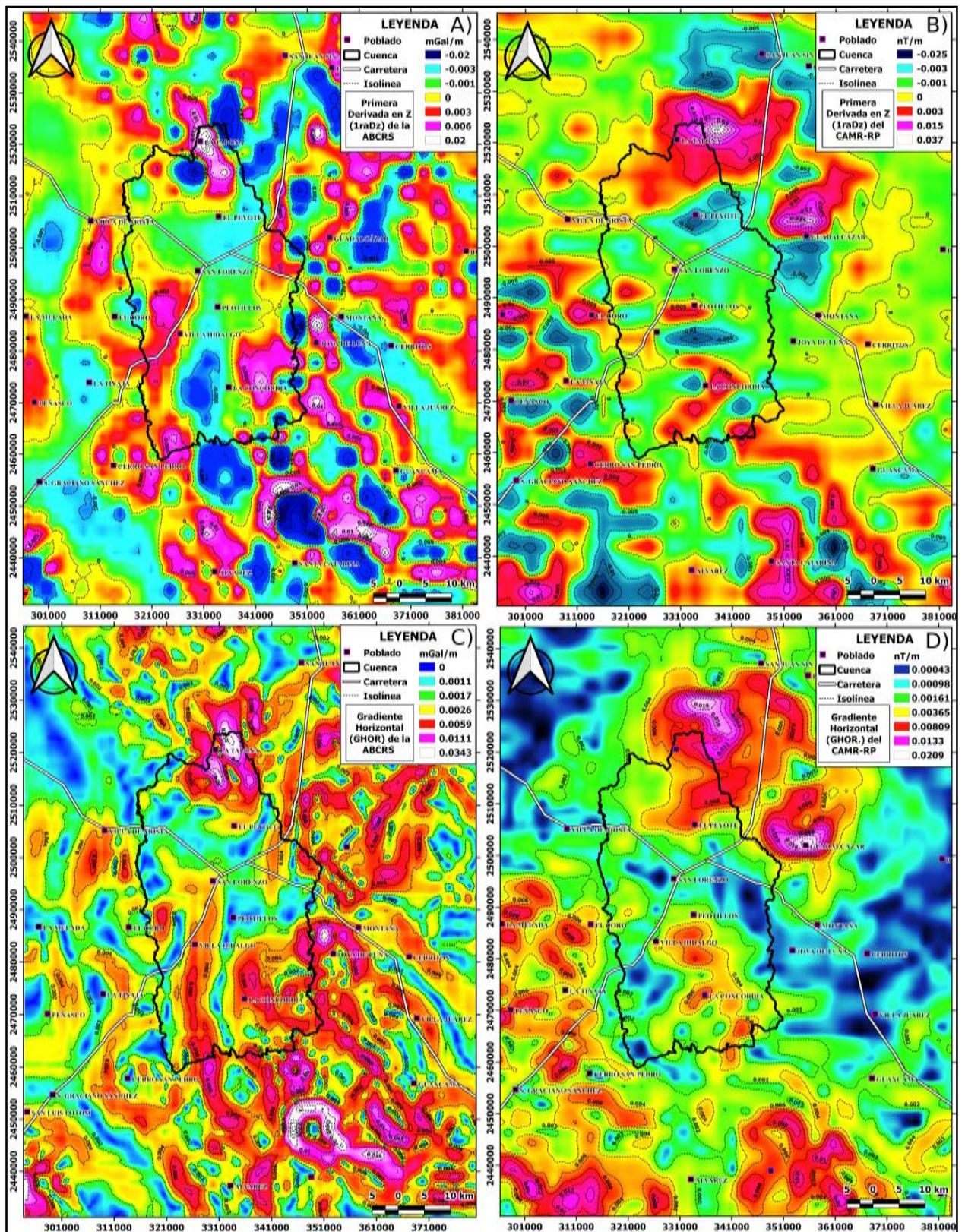


Figura 5.5 Planos de la primera derivada en la vertical y Gradiente Horizontal, A) Mapa de la primera derivada en Z de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa de la primera derivada en Z del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa del Gradiente Horizontal de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa del Gradiente Horizontal del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.

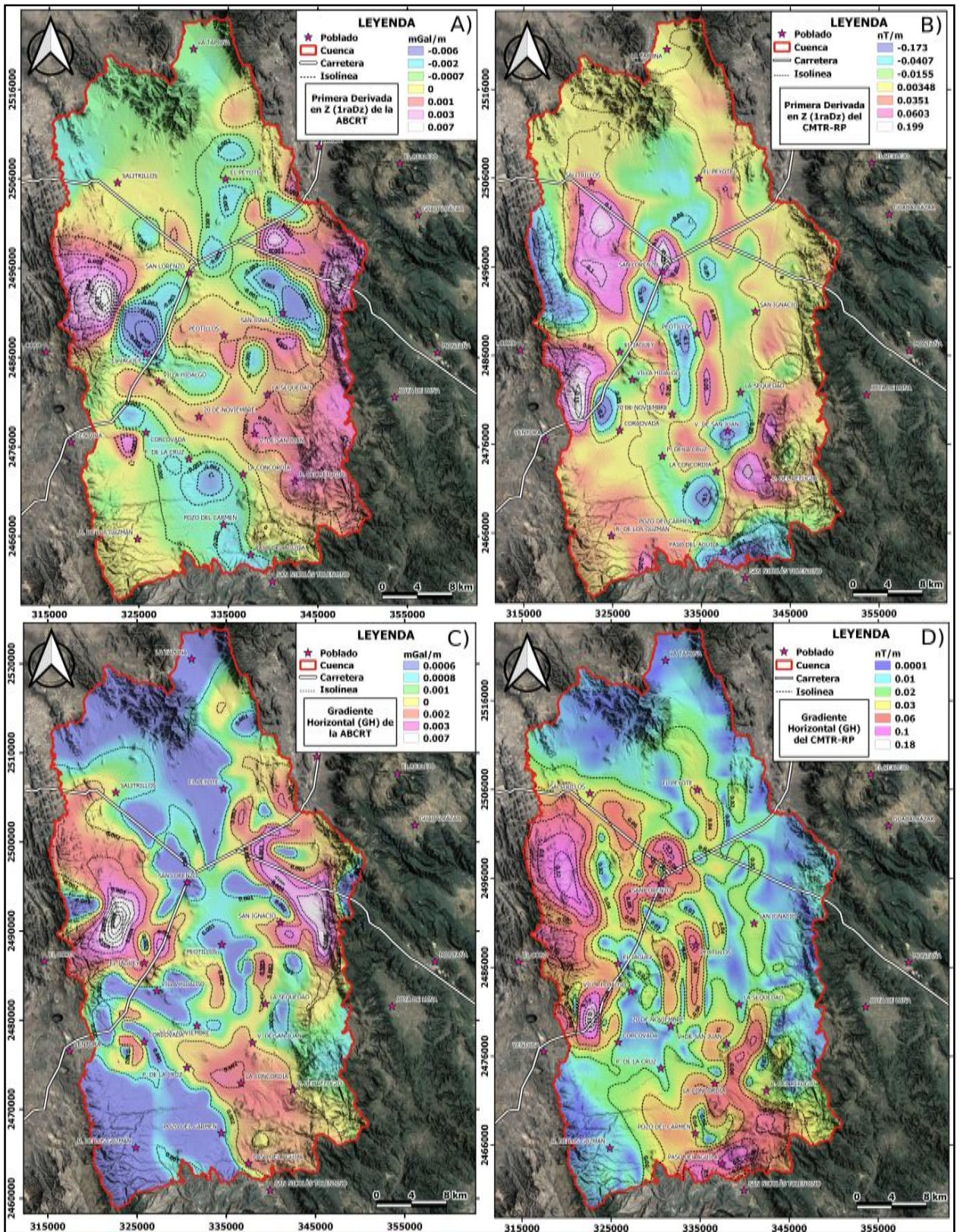


Figura 5.6 Planos de la primera derivada en la vertical y Gradiente Horizontal, A) Mapa de la primera derivada en Z de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría terrestre, B) Mapa de la primera derivada en Z del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa del Gradiente Horizontal de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa del Gradiente Horizontal del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre.

5.1.3.4 Señal Analítica

El concepto de Señal Analítica (energía envolvente) o también llamado gradiente total de las anomalías magnéticas y gravimétricas (Figuras 5.7A, 5.7B, 5.8A y 5.8B) fue introducido por Nabighian (1972). Para el caso de Magnetometría la característica más importante de éste algoritmo es que tiene una independencia con respecto a la dirección de la magnetización de la fuente potencial (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992; Ansari y Alamdar, 2009), relacionando su amplitud directamente con la de la magnetización (Nabighian, 1972; Roest y Pilkington, 1993) (ecuación 5.6). Otra cualidad destacable tanto para gravimetría como magnetometría es que presenta una simetría en forma de campana cuyo máximo se ubica sobre el contacto entre cuerpos, siendo el ancho de la curva de amplitud proporcional a la profundidad del mismo simplificando la localización de contactos geológicos, fallas y/o fracturas (Salem y Smith 2005). De manera general el valor de la señal analítica es calculado a través de la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en x, y, z como se muestra a continuación:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (5.7)$$

Donde:

A= la amplitud de la señal analítica. M= al campo potencial anómalo observado en x,y.

5.1.3.5 Transformada de Hilbert

Comúnmente las funciones o señales se definen completamente en el dominio del tiempo o en el de la frecuencia, siendo la transformada de Fourier la encargada de realiza un cambio de la función o señal de un dominio a otro. La transformada de Hilbert (TH) (Figuras 5.7C y D; 5.8C y D) conforma la señal con la mitad de la información en el dominio del tiempo y la otra mitad en el dominio de la frecuencia (Huang et al., 1998), por lo que combinada con otras funciones auxiliares juega un papel importante en la resolución de señales geofísicas. Si la componente vertical ($g(x)$) ya sea del campo magnético o gravimétrico es medible, la componente horizontal ($h(x)$) puede obtenerse a través de la TH, dicho en otras palabras, $g(x)$ y $h(x)$ forman el par de la TH, representándose de la siguiente manera:

$$g(x) \leftrightarrow Hh(x) \quad (5.8) \quad \text{y} \quad h(x) = \frac{1}{\pi x} * g(x) \quad (5.9)$$

Donde: H es el operador de la TH y el asterisco denota una convolución que enfatiza propiedades locales. La manera más fácil de calcular la TH es pasando al dominio de las frecuencias la Señal Analítica mediante la transformada de Fourier, para posteriormente multiplicarla por una función tipo escalón unitario (eliminando valores negativos en el dominio de las frecuencias) y finalmente aplicar la anti transformada de Fourier para obtener le ecuación 5.9.

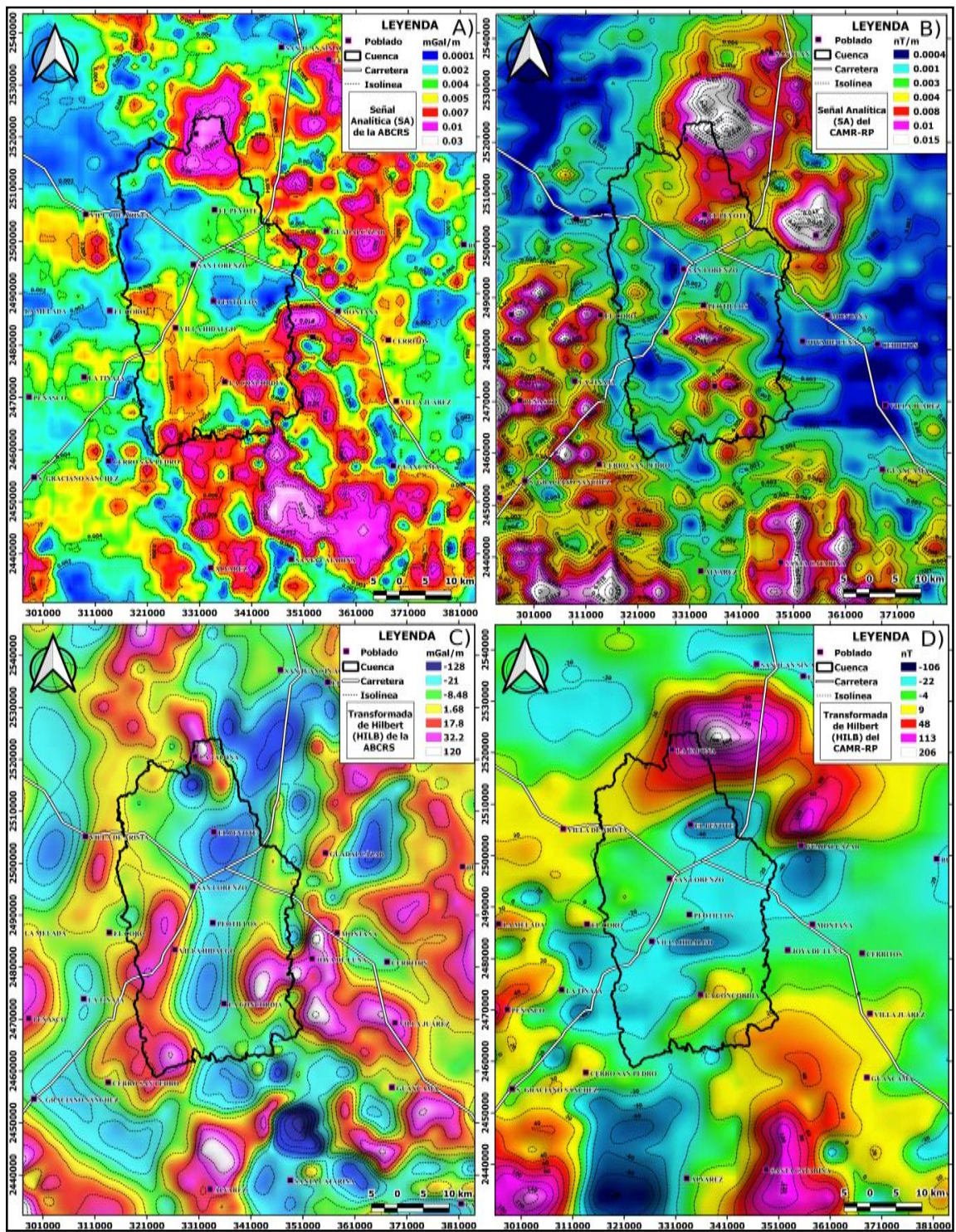


Figura 5.7 Planos de la Señal Analítica y Transformada de Hilbert, A) Mapa de la Señal Analítica de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa de la Transformada de Hilbert de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa de la Transformada de Hilbert del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.

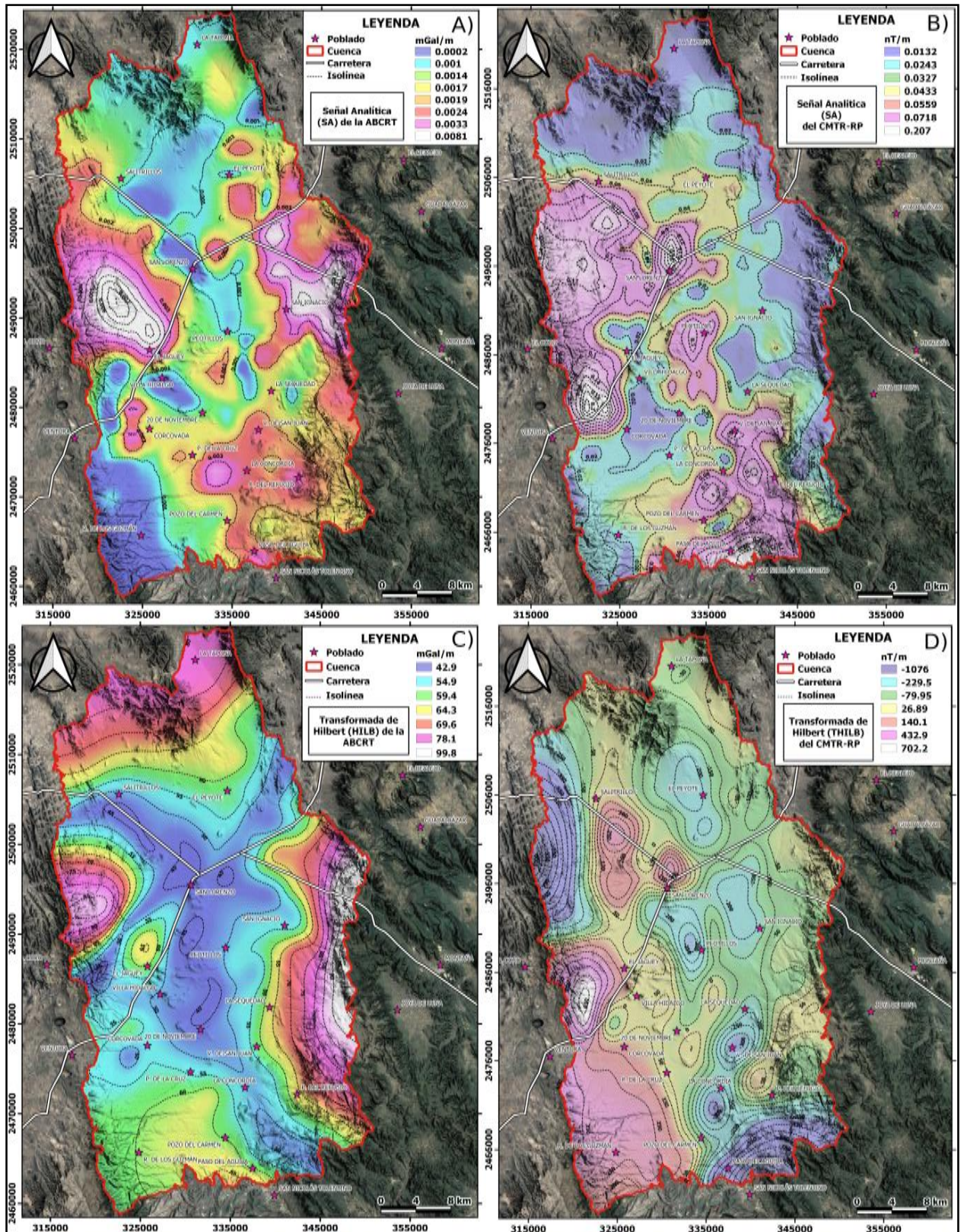


Figura 5.8 Planos de la Señal Analítica y Transformada de Hilbert, A) Mapa de la Señal Analítica de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría terrestre, B) Mapa de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa de la Transformada de Hilbert de la Anomalia Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa de la Transformada de Hilbert del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre.

5.1.3.5 Ángulo de Inclinación (Tilt)

El ángulo de inclinación (AI) también conocido como fase de la SA (Figuras 5.9A, 5.9B, 5.10A y 5.10B) iguala las amplitudes de la señal y los picos de los datos transformados se sitúan sobre el centro del cuerpo que los causa, dicho en otras palabras, permite la estimación de la fuente causante y un contraste local de las anomalías, es usada a menudo para detectar los bordes en contactos geológicos que pueden representar fallas (Miller y Singh, 1994). El AI es una herramienta muy útil para mapear tanto fuentes someras como fuentes profundas, se define como el ángulo formado entre el componente real y la componente imaginaria de la SA en el dominio de Fourier (frecuencias). De manera simplificada se determina como el arco tangente de la división de la Primera Derivada en la Vertical (PDV) entre la Derivada Horizontal Total (DHT):

$$AI = \arctan\left(\frac{PDV}{DHT}\right) \quad (5.10)$$

Donde DHT es el vector resultante de la combinación de las primeras derivadas horizontales en las direcciones x , y , acentuando los cambios laterales abruptos de las propiedades físicas de las estructuras presentes en el subsuelo (Cordell y Grauch, 1985; Verduzco, 2004). La principal ventaja del filtro AI es que el valor de contorno igual a cero está cercano o se localiza sobre fallas, contactos o lineamientos. En el área de estudio se aplicó este filtro a los datos de magnetometría y gravimetría terrestre, así como a los datos de magnetometría aérea y gravimetría satelital, pudiéndose caracterizar y delimitar diferentes lineamientos que pueden estar asociados a fracturas, fallas y/o contactos geológicos.

5.1.3.6 Mapa del ángulo Theta (Theta map)

El mapa Theta (Figuras 5.9C, 5.9D, 5.10C y 5.10D) es un detector de bordes y se puede considerar como una normalización del gradiente horizontal (Wijns et al. 2005) dado por:

$$\cos(\text{Theta}) = \frac{THDR}{|SA|} \quad (5.11)$$

Donde THDR es la amplitud del gradiente horizontal y $|SA|$ la amplitud de la Señal Analítica.

Dentro de las ventajas que se tienen de éste filtro destacan las siguientes:

- 1) Mejora los bordes de los datos con cualquier orientación contrario de aquellos que deben tener un azimut específico, en ocasiones incluso de mejor manera que la SA.
- 2) Para éste algoritmo un contacto estará definido de manera general como un máximo delimitado por dos mínimos.
- 3) El mapa Theta es una herramienta de procesamiento simple y eficaz para delinear contactos magnéticos.
- 4) En latitudes magnéticas bajas, los bordes se detectan incluso en orientaciones cercanas al norte magnético, mientras que la amplitud de la señal analítica por sí sola no captura tales características.
- 5) El mapa Theta también ofrece la posibilidad de discriminar entre contactos verticales y de inmersión.

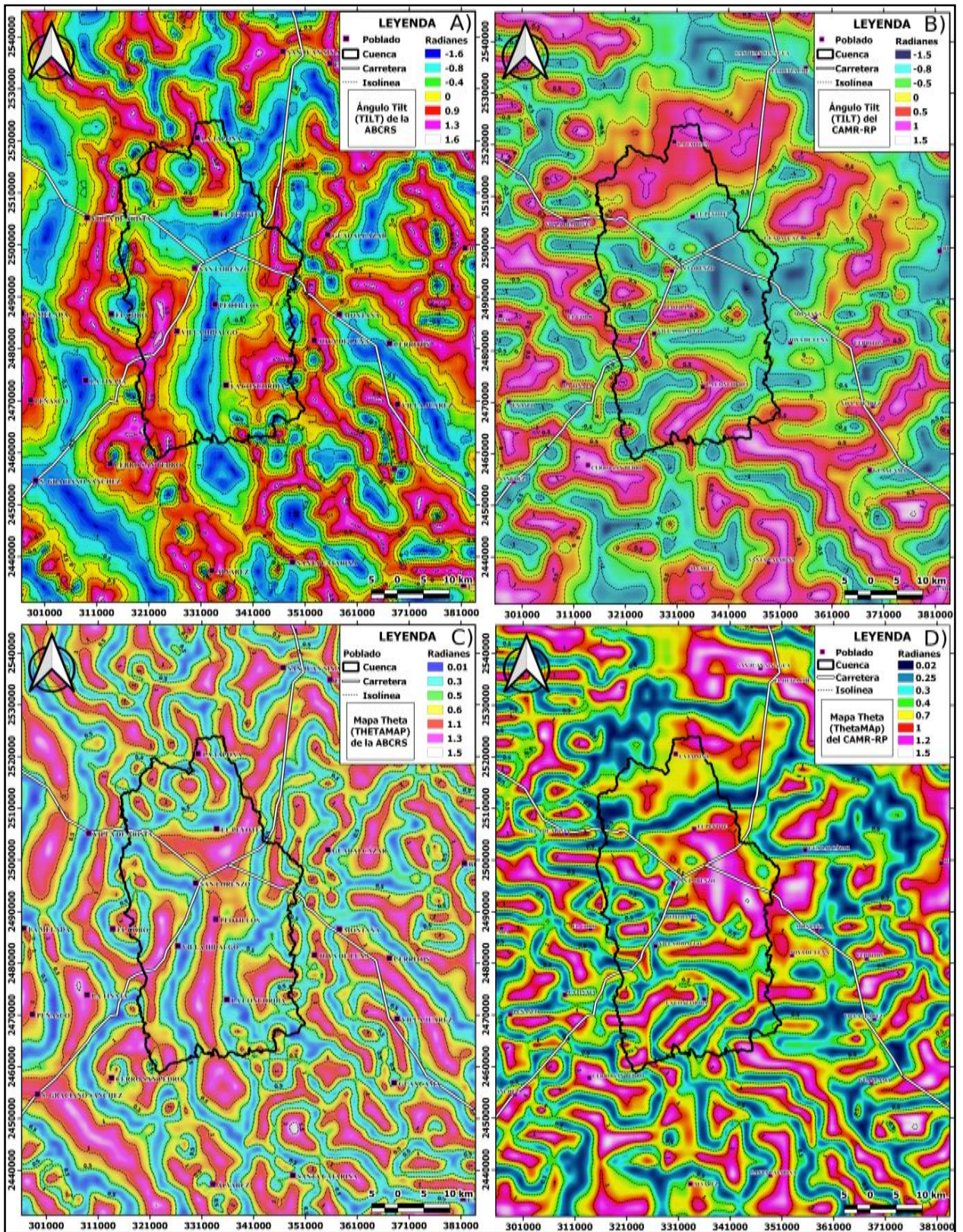


Figura 5.9 Planos del Ángulo Tilt y Mapa Theta, A) Mapa del Ángulo Tilt de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, B) Mapa del Ángulo Tilt del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea, C) Mapa Theta de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Satelital, D) Mapa Theta del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Aérea.

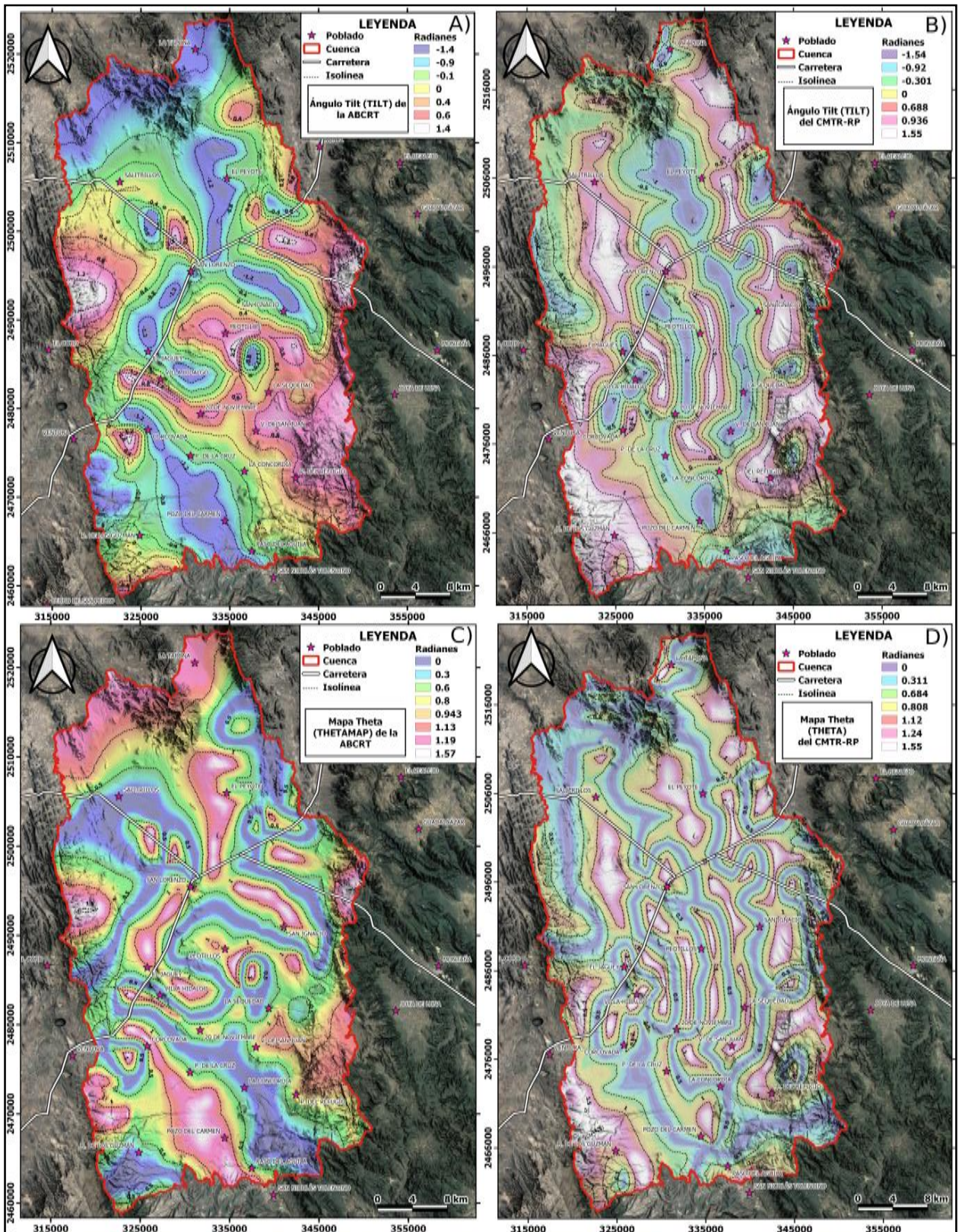


Figura 5.10 Planos del Ángulo Tilt y mapa Theta, A) Mapa del Ángulo Tilt de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría terrestre, B) Mapa del Ángulo Tilt del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre, C) Mapa Theta de la Anomalía Residual de Bouguer de la Gravimetría Terrestre, D) Mapa Theta del Campo Magnético Residual Reducido al Polo de la Magnetometría Terrestre.

5.2 Método Eléctrico

En la prospección geoelectrica se analizaron 38 Sondeos Eléctricos Verticales (SEVs) distribuidos en la CVH (Figura 5.12), dichos SEVs se realizaron con el dispositivo Schlumberger, teniendo una distancia entre electrodos de potencial (MN/2) que varió de 0.20 m hasta 300 m y los electrodos de emisión de corriente (AB/2) se abrieron desde 1m hasta distancias de 1000 m.

Para adquirir los datos en la prospección geoelectrica se utilizó el resistivímetro SYSCAL R2 de la marca IRIS, el cual cuenta con una fuente de poder (DC) externa para energizar el terreno. Las características del equipo son: salida de voltaje máximo de 800 V, salida de corriente máxima de 2.5 A, una resolución de 10 μ A, precisión estándar de 0.3% a 1%, impedancia de entrada de 10 Mohms/min., rango estándar de entrada de voltaje de -5V a +5V y la medición de resistencia del terreno varía desde 0.1 Ω a 1000 k Ω además de una pantalla LCD de 20 caracteres que se despliegan en 2 líneas (Figura 5.11).

El equipo incluye 4 carretes con cable conductor de base aislada y de baja resistencia de 500 m de largo, 10 electrodos de acero inoxidable que funcionan como electrodos de corriente y electrodos de potencia. También se utilizaron martillos, radios para comunicar los cambios en las distancias de los electrodos, así como GPSs para ubicación de SEV's y medición de las distancias entre los diferentes electrodos.

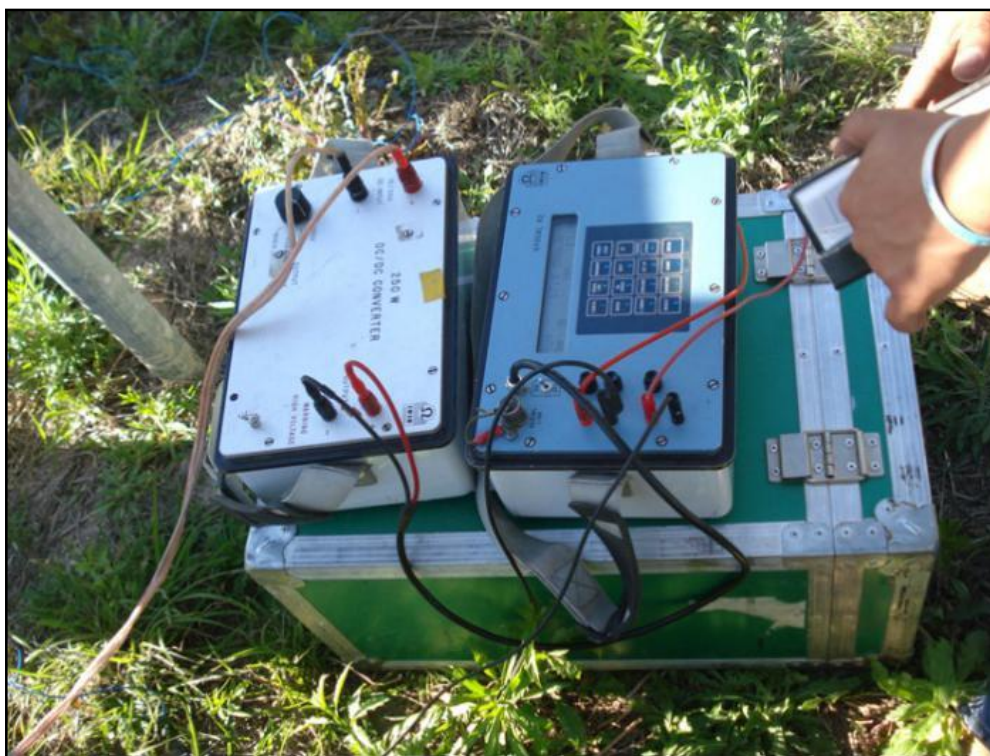


Figura 5.11 En la foto se puede apreciar el convertidor de corriente a la izquierda y a la derecha el emisor y receptor de corriente Syscal R2.

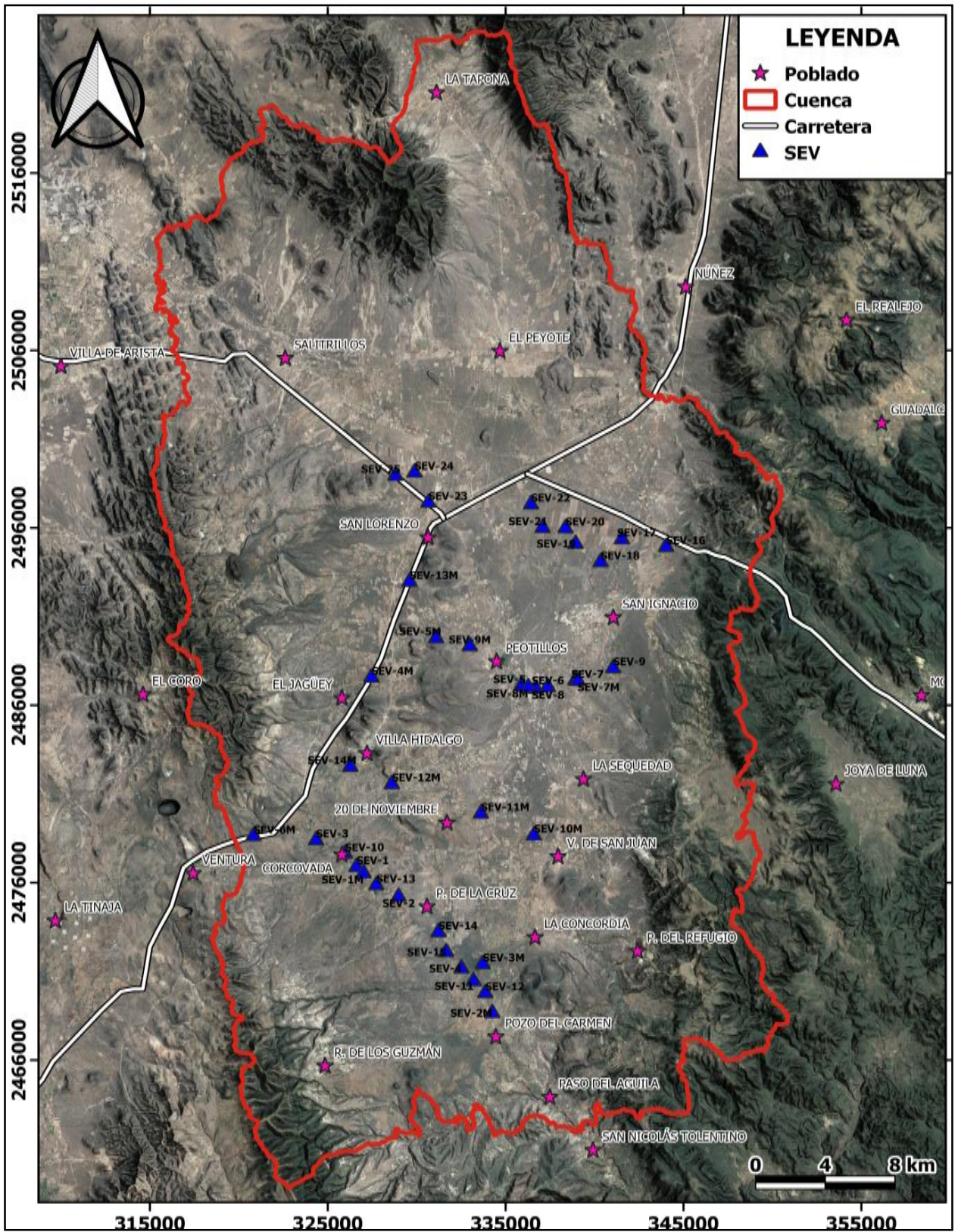


Figura 5.12 Ubicación de SEVs realizados en el área de estudio.

En una segunda etapa se procedió a graficar los valores de resistividad aparente contra la distancia $AB/2$ (m), en escalas log-log, mediante el programa WinGLink, generando la curva de resistividad aparente (Curva de campo –Ohm.m) para cada SEV, que a su vez estima un modelo inicial (curva teórica) preliminar, el cual se ajusta y suaviza a través de múltiples iteraciones mediante la inversión de Occamm (Constable *et al.*, 1987).

Manteniendo un error de estimación menor al 10% en el intervalo de confianza, generando un buen ajuste entre la curva teórica y la curva de campo (Figura 5.13), después de realizar la inversión se hizo el cálculo cuantitativo de resistividad real, espesor y/o profundidad de las diversas capas del subsuelo.

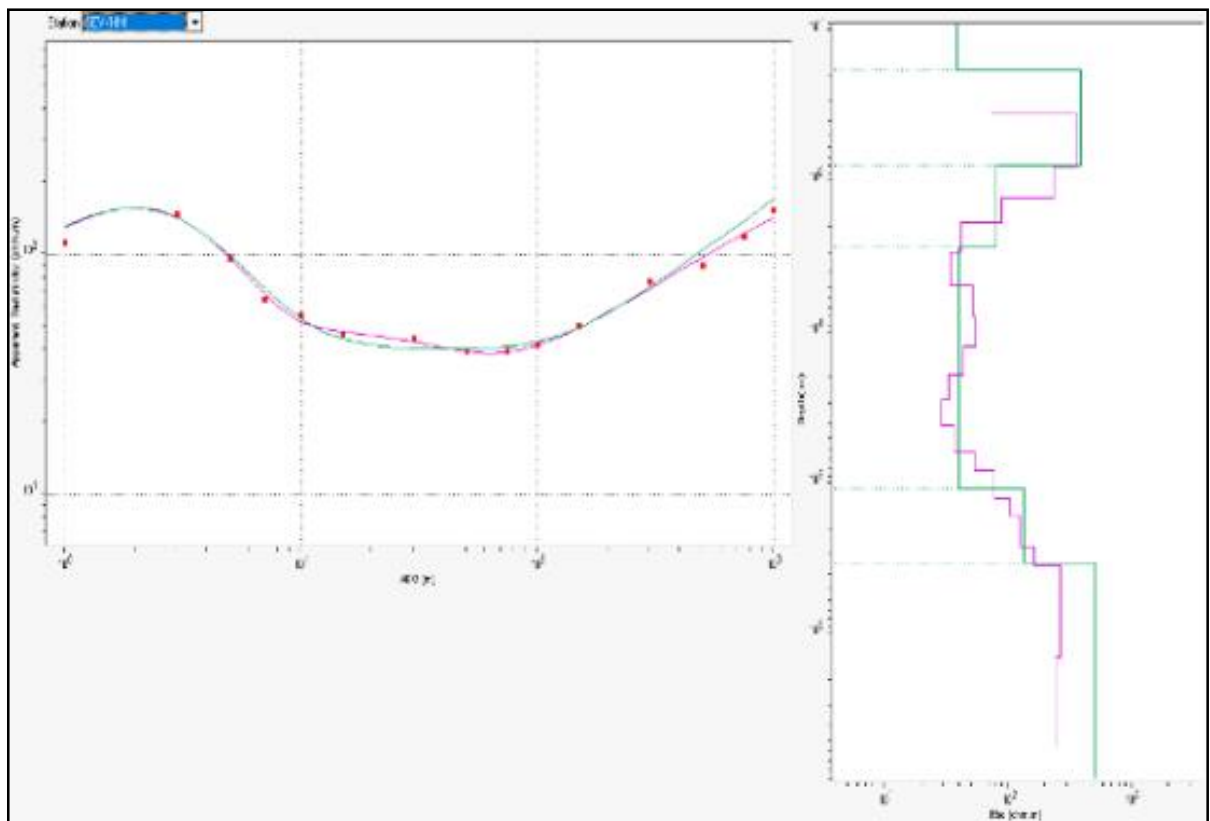


Figura 5.13 Ejemplo de modelo de inversión 1D de los SEVs mostrando la inversión Occam (línea violeta), el modelo de capas discretas (línea verde). La gráfica de la izquierda muestra los ajustes de los datos de resistividad observados (puntos rojos) y la curva calculada.

Posteriormente se efectuó una interpretación cualitativa de la resistividad real mediante la generación de diversos mapas configurados a diferentes profundidades para observar el comportamiento de la distribución de máximos y mínimos de la corriente, así como los cambios resistivos y conductivos de las diferentes unidades geológicas presentes en el subsuelo.

5.3 Método Magnetotelúrico

Las mediciones para la obtención de datos magnetotelúrico utilizados para caracterizar la distribución de resistividades de la CVH se llevaron a cabo en dos etapas. En la primera se tomaron 19 Sondeos (Figura 5.15) en el rango AMT (10^4 a 10 Hz) utilizando el equipo STRAGEM (Geometrics) propiedad del IPICYT (Figura 5.14B), para cada sondeo se tuvo una orientación N-S y E-W con separaciones de dipolo variantes de 30 a 50 m, registrándose así las cuatro componentes del campo electromagnético (ex, ey, hx y hy) (Figura 5.14A). Para el procesamiento de los datos AMT se utilizó el software IMAGEM.

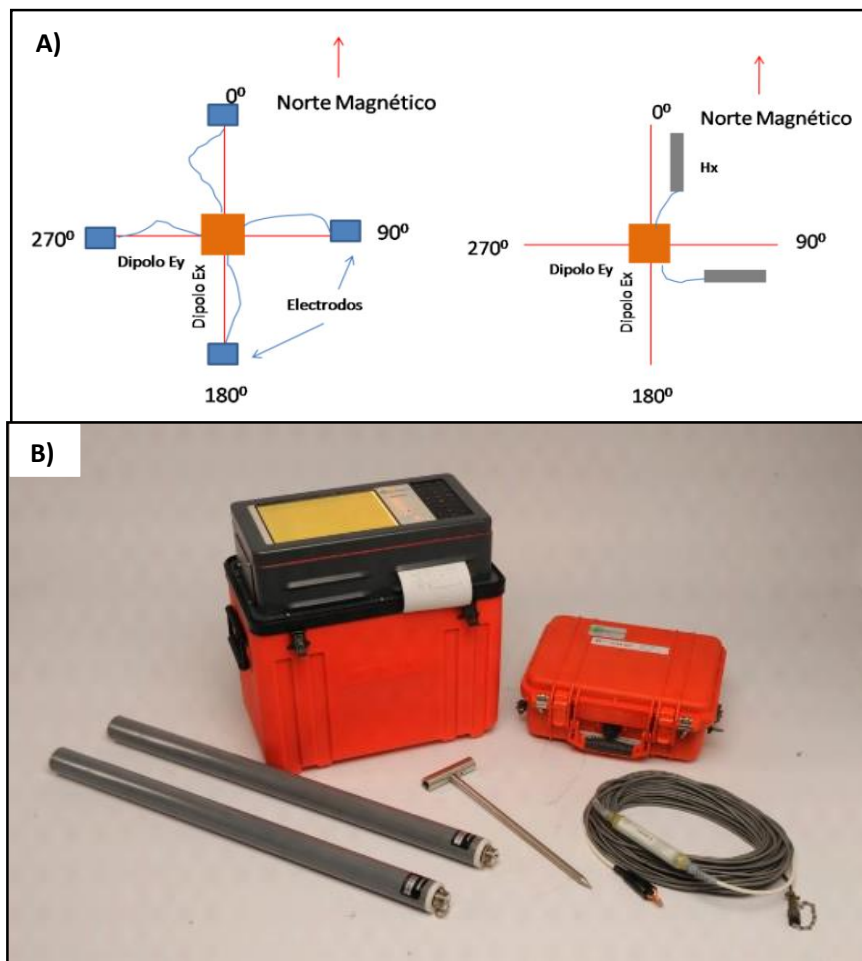


Figura 5.14. A) Esquema que muestra la distribución de los diferentes componentes que se requieren para una estación AMT. El rectángulo naranja representa la unidad de adquisición (STRATAGEM en éste caso). B) Instrumentos de medición AMT del modelo STRATAGEM.

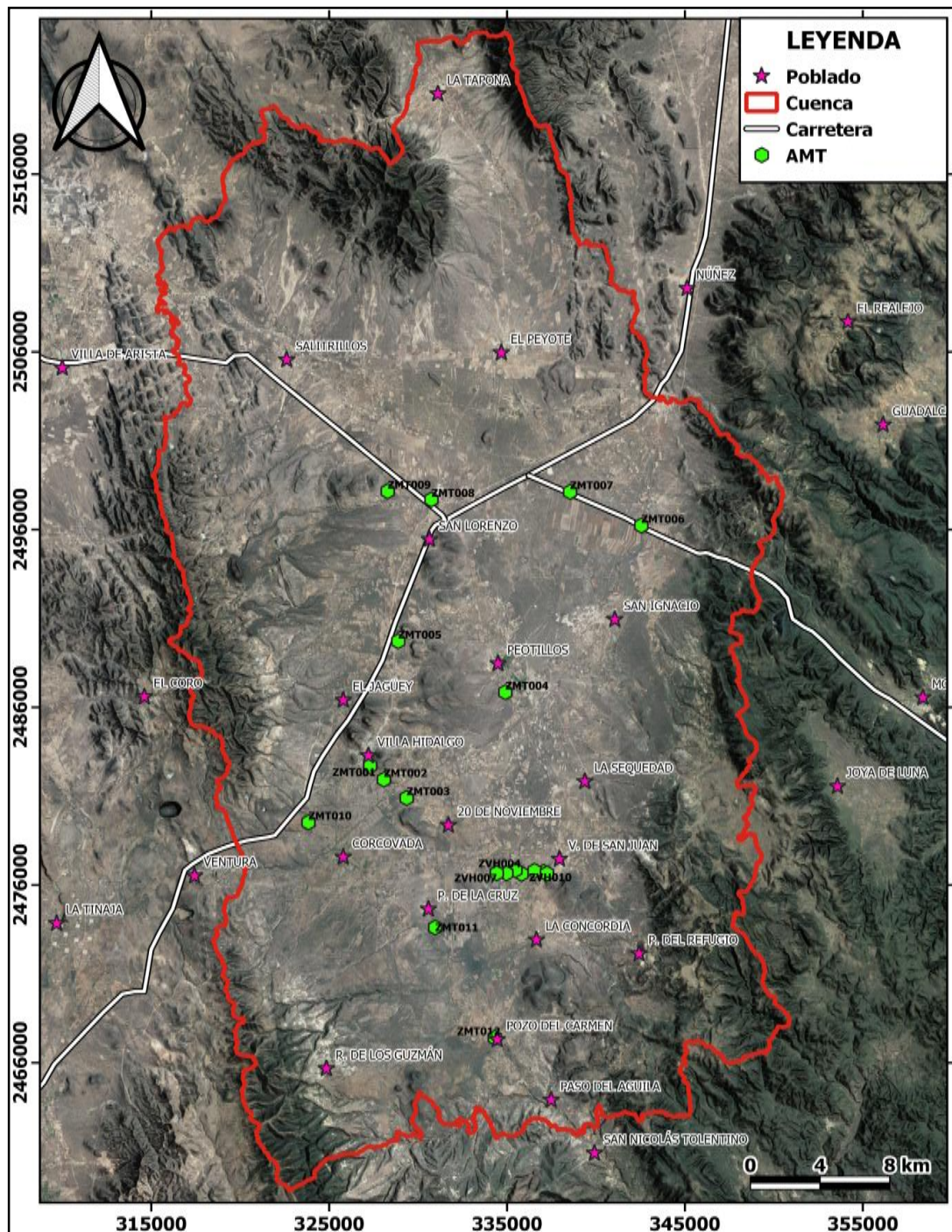


Figura 5.15 Ubicación de los sondeos AMT realizados en el área de estudio.

Para la segunda etapa se realizaron 12 Sondeos MT (Figura 5.17) en el rango de frecuencias altas y medias de MT (10^{-3} y 10^2 Hz) con tiempos de adquisición de 1 a 3 horas utilizando el equipo LEMI 419 propiedad también del IPICYT (Figura 5.16B) teniendo una orientación N-S y E-W (Figura 5.16A), El procesado de los datos se realizó con los softwares LEMI 417, LEMIGRAPH y LEMIMT para los datos registrados y las series temporales.

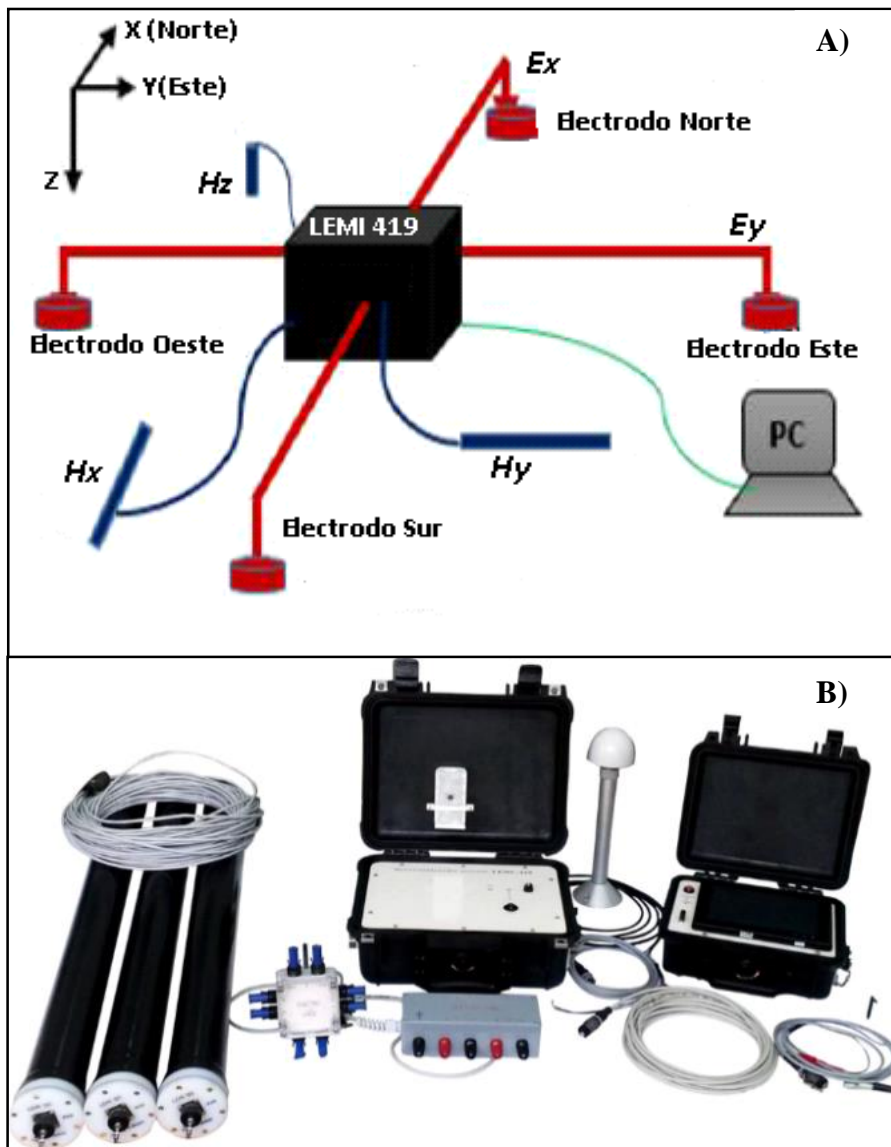


Figura 5.16 A) Esquema que muestra la distribución de los diferentes componentes que se requieren para una estación AMT. El cubo negro representa la unidad de adquisición (LEMI 419 en éste caso). B) Instrumentos de medición MT del modelo LEMI 419.

Una vez se han procesado los sondeos, se obtiene el tensor de impedancias y a continuación se realiza el análisis de la dimensionalidad de la estructura de resistividad eléctrica, mediante el método de Bahr (1991). En el caso de que aparezca una dirección dominante se escoge ésta como dirección de strike y se calculan las curvas de resistividad aparente y fase para los modos TE y TM.

Después de procesar los datos se hace la corrección de los sondeos magnetoteléuticos debidas a las distorsiones galvánicas *Static Shift*, el siguiente proceso es la inversión de las curvas de resistividad aparente y fase usando el software WinGLink de Geosystem SRL.

Antes de llevar a cabo el proceso de inversión, es necesario aplicar un método de análisis dimensional y direccionalidad del medio con el objetivo de seleccionar el algoritmo de inversión adecuado, 1D, 2D o 3D que mejor represente al medio.

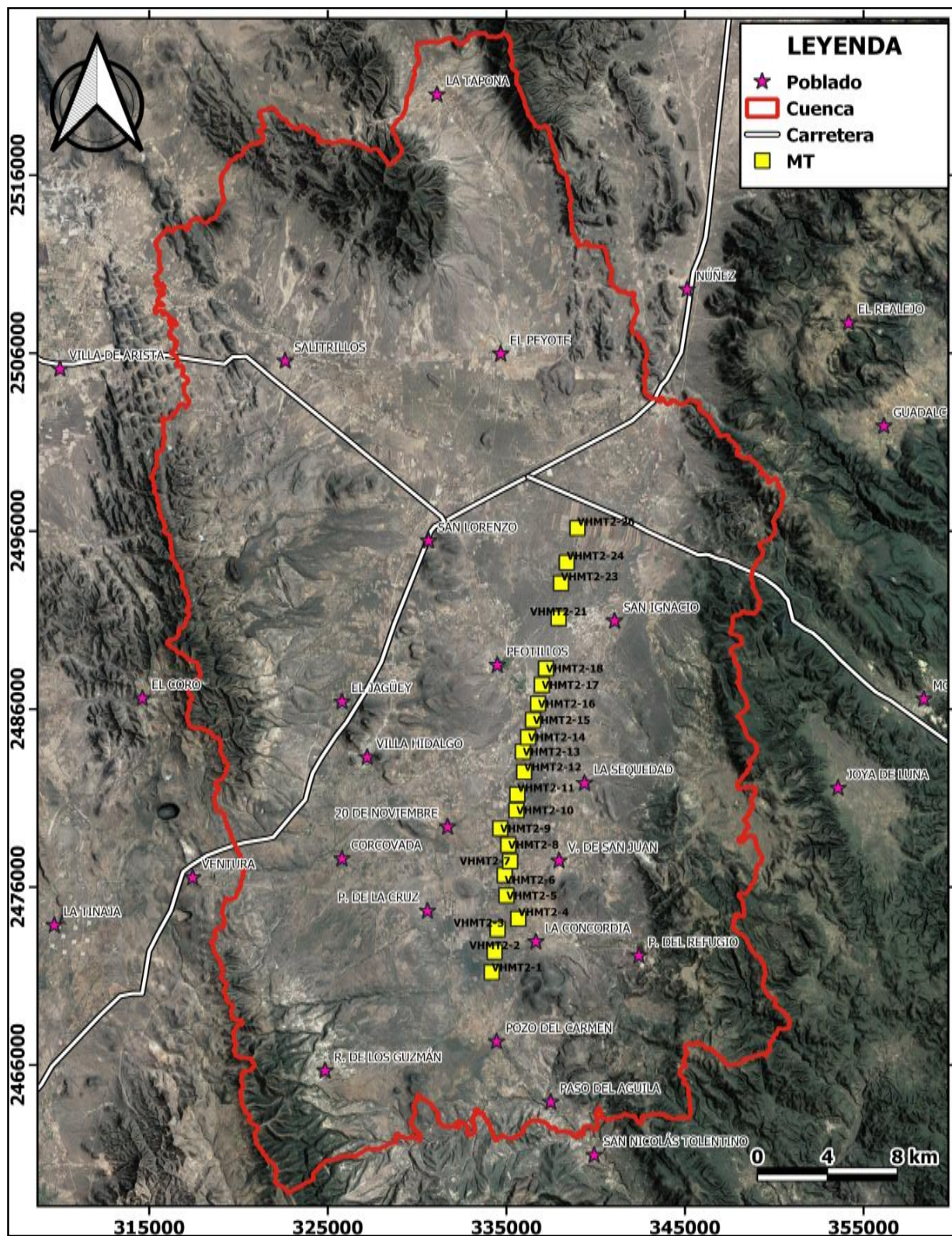


Figura 5.17 Ubicación de los sondeos AMT realizados en el área de estudio.

El método utilizado aquí es el de Barh (1991), en el cual se calculan y grafican todos los elementos de la matriz de transferencia magnetotelúrica y, de acuerdo con el patrón mostrado, se clasifican

en 1D, 2D o 3D. En la interpretación (inversión) 1D se han utilizado los algoritmos de Bostick, Occam y discreto de capas para el análisis 1D ofrecido por el programa de interpretación WinGLink (Figura 5.18).

Se tomó en cuenta la inversión 1D para la posterior interpretación de los datos debido a que la zona se presenta como un medio 1D en su gran mayoría y porque se interpretaran de manera conjunta con los SEVs para obtener modelos 2d y 3d que caractericen de manera detallada los acuíferos relativamente someros (acuífero libre, semiconfinado y confinado) del régimen hidro-tectónico de la CVH. Los modelos unidimensionales de profundidad se calcularon a partir de la inversión de las curvas de la resistividad y fase del invariante $(Z_{xy}+Z_{yx}) / (Z_{xy}-Z_{yx})$.

El invariante de la resistividad y fase es calculado a partir del promedio geométrico de rho XY y rho YX, y la fase es calculada por el promedio aritméticos de ambos, representando una respuesta promedio del subsuelo cuyos valores no dependen de la dirección de la medición ni de las estructuras y por lo tanto proporcionan una respuesta del subsuelo “suavizada”, pero que contiene los rasgos principales de conductividad del sitio cuando la distorsión EM no es extrema (Almaguer-Rodríguez, 2013).

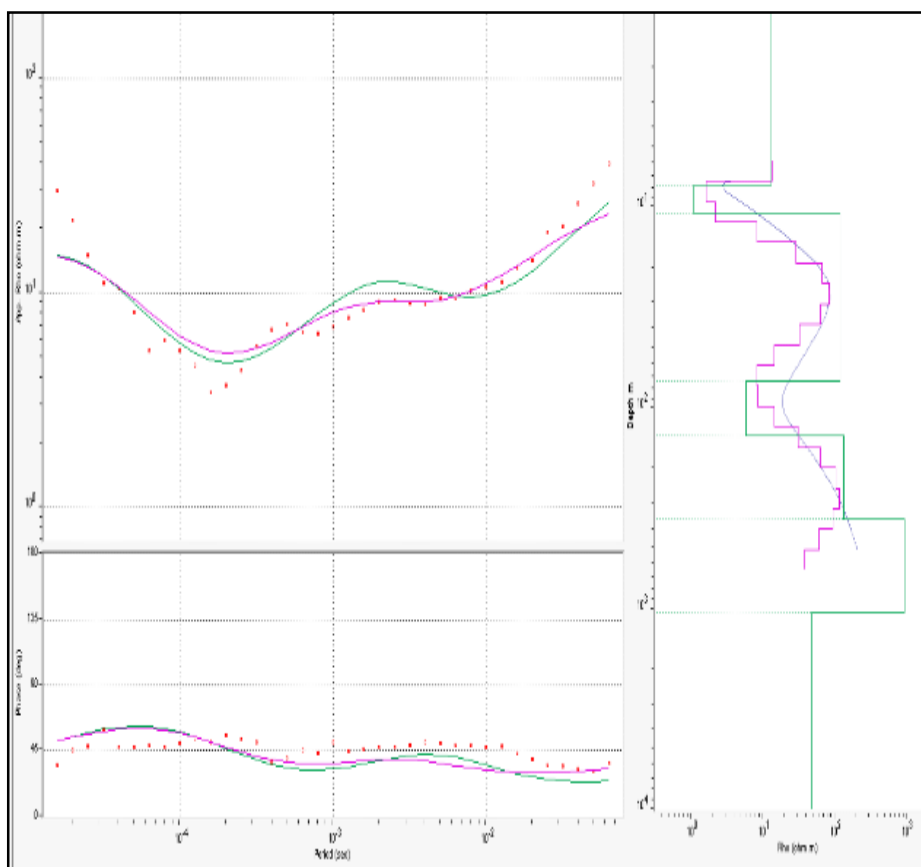


Figura 5.18 Ejemplo de modelo 1D del invariante a partir de la inversión Occam (línea violeta), el modelo de capas discretas (línea verde) y La línea azul representa la inversión de Bostik. Las gráficas de la izquierda muestran los ajustes a los datos de resistividad (parte superior) y fase (gráfica inferior).

Capítulo 6 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1 Modelación y Lineamientos inferidos a partir de métodos potenciales de la CVH

Después de obtener los mapas de los diferentes filtros aplicados a los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas descritos en el capítulo 5 se procedió a realizar una interpretación cualitativa-cuantitativa, lo anterior se hace de forma visual comparando la morfología, tendencia e intensidad de las diferentes anomalías geofísicas con las estructuras y litología presentes en la zona de estudio tomando como base información geológica existente. Las dos técnicas utilizadas para dicha interpretación fueron:

- 1) Caracterización de dominios geofísicos
- 2) Identificación de lineamientos geofísicos-geológicos.

6.1.1 Dominios geofísicos

López-Loera *et al.* (2011) definen a los dominios geofísicos (DG) como una delimitación y/o agrupación de zonas con longitud y amplitud de onda semejantes dentro de un mapa de anomalías geofísicas, lo anterior se deduce debido a que las propiedades físicas de las rocas presentes en el subsuelo pueden tener un comportamiento similar o diferente de acuerdo a su origen y contexto geológico, facilitando el análisis de la correlación existente entre la distribución de las unidades geológicas y la configuración de las anomalías.

6.1.1.1 Dominios Aeromagnéticos

Para la delimitación de los Dominios Aeromagnéticos (DAM) se ha seleccionado la configuración del filtro de la SA, debido a que para los datos aeromagnéticos nos proporciona mayor realce de información relacionada con los límites de las fuentes en las direcciones X, Y y Z. Para la configuración de la SA del CMRP se han interpretado tres Dominios Aeromagnéticos (DAM): I, II, y III, que representan la respuesta de estructuras y/o unidades geológicas de carácter relativamente regional (Figura 6.1), los cuales a continuación se describen.

a) *Dominio Aeromagnético I*: el DAM I se ubica en la porción NNE del mapa (Figura 6.1a) está caracterizado por la presencia de 2 anomalías magnéticas positivas principales cuyos valores alcanzan un máximo de 0.025 nT/m, una ubicada en la Sierra de Guadalcázar hacia la porción NE de la CVH y la otra en la Sierra de la Tapona al Norte. Cabe mencionar que en la zona de la Sierra la Topa no existe alguna evidencia de rocas que se relacionen a dicha anomalía, sin embargo, existe la posibilidad que se trate de un cuerpo intrusivo que no aflora, por otro lado, la anomalía de la parte NE se relaciona geológicamente con el intrusivo de composición ácida denominado Granito Guadalcázar (Tristán-González *et. al.*, 1999).

b) *Dominio AeroMagnético II*: el DAM II se identifica en la mayor parte del área estudiada, exceptuando la porción W, el cual se caracteriza por presentar valores bajos y normales del campo magnético. Geológicamente se correlaciona con rocas sedimentarias de las Formaciones Cárdenas, Soyatal, El Abra y Guaxcamá (Labarthe- Hernández et al., 1982).

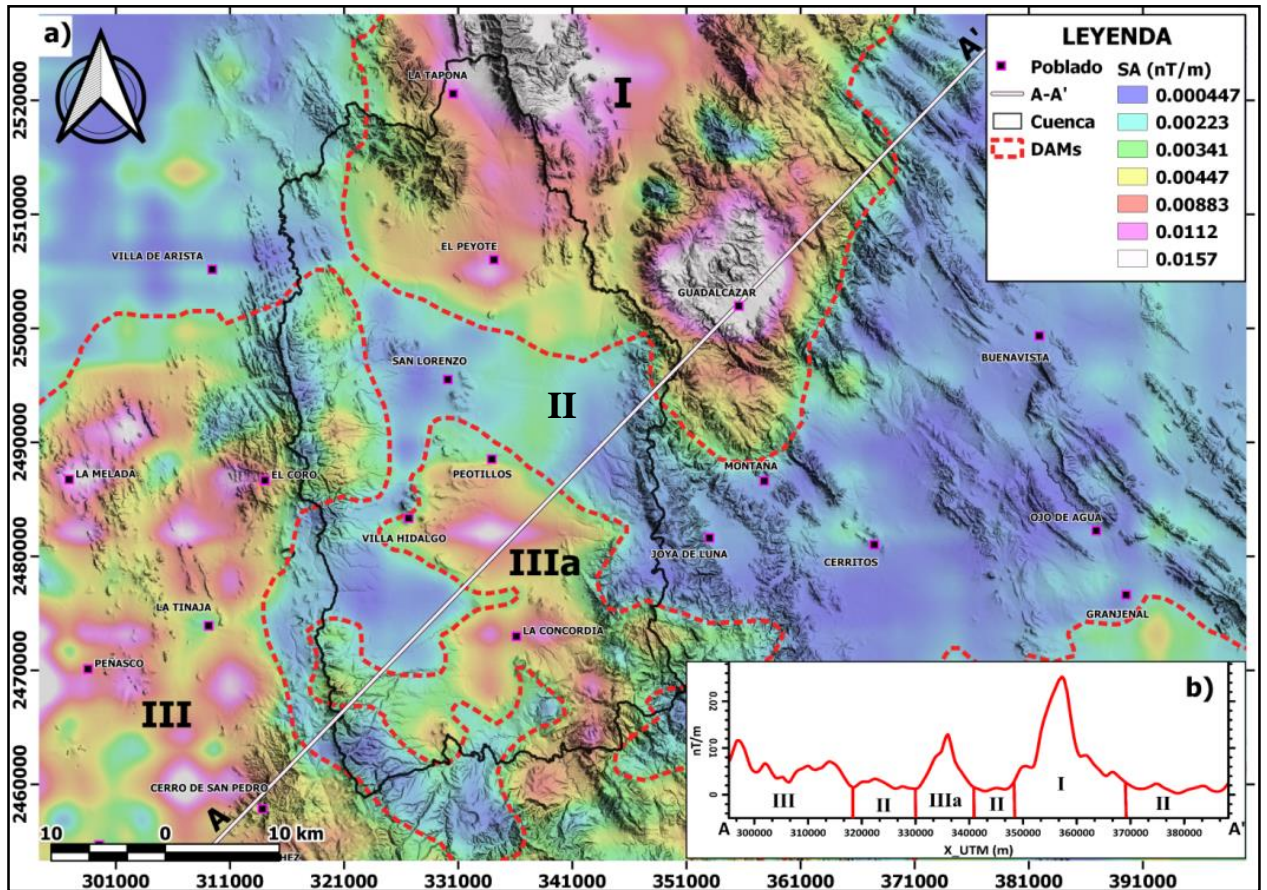


Figura 6.1 Mapas de señal analítica (SA) en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DAMs y B) perfil de longitud de onda de la SA aeromagnética A-A'.

c) *Dominio Aeromagnético III*: Este DAM se localiza principalmente en las porciones W y el centro sur de la zona estudiada (DAM IIIa) representado por una serie de anomalías que muestran formas circulares y un rumbo general N-S, existiendo también direcciones NE-SW hacia la porción SW del área investigada, Geológicamente, este DAM se correlaciona con la existencia de rocas volcánicas

De manera general en el perfil de longitud de onda de la SA aeromagnética A-A' (Figura 6.1b) se puede observar la variación espacial de los diferentes DAMs teniendo una alternancia de máximos y mínimos, contrastando de manera notable el alto causado por el DAM I.

6.1.1.2 Dominios Gravimétricos Satelitales

La interpretación de los Dominios Gravimétricos Satelitales (DGS) se realizó de manera muy similar que los DAMs, pero en este caso sobre el mapa de la ABR debido a que la propiedad física a evaluar está asociada a la densidad, para el caso de los DGSs se puede observar la estrecha relación de las anomalías gravimétricas con la topografía por lo que se puede realizar una mejor interpretación de los rasgos estructurales asociados a depresiones y altos topográficos que corresponden más a eventos de expresión superficial, identificándose solo dos DGSs.

a) *Dominios Gravimétrico satelitales I y Ia*: El DGS I se caracteriza por tener valores altos (0-35 mGal), teniendo como rasgo más notable su marcada tendencia a las orientaciones N-S y NW-SE (Figura 6.2a) que coincide con los altos topográficos de la zona asociados a la Sierras del Coro al poniente, Sierras de Guadalcázar y Peñillos al oriente y la Sierra de Álvarez al SSW. Estructuralmente se asocia a los lineamientos regionales de la falla Matehuala-San Luis Potosí al poniente y a la falla Cerritos al oriente. Geológicamente se correlaciona con las formaciones cretácicas del Abra (ambiente arrecifal), Tamabra (ambiente de Talud) y cuesta del Cura (ambiente de cuenca) que conforman las sierras antes mencionadas.

El DGS Ia se ubica en el extremo SSW del mapa en un alto topográfico correspondiente a la sierra de San Miguelito, tiene características muy similares al DGS I, su rango de valores varía de 0 a 20 mGal y geológicamente se asocia a rocas de origen volcánico (ignimbritas, riolitas, entre otras).

a) *Dominio Gravimétrico satelital II*: Éste DGS se caracteriza por tener valores bajos que van de 0 a -25 mGal (Figura 6.2a) y la presencia de anomalías monopolares negativas de dirección paralela a las del DGS I (N-S y NW-SE), coincidiendo con los bajos topográficos asociados a las cuencas de Villa de Arista al poniente, San Luis Potosí al SSW, Cerritos al oriente y Villa Hidalgo en el centro. De manera geológica se asocia a material de relleno, rocas volcánicas, volcanoclásticas y volcanosedimentarias.

En general el mapa de DGSs delimita de manera óptima los contrastes asociados a los rasgos de cuencas y sierras de la zona de estudio observándose de mejor forma en el perfil de longitud de onda (Figura 6.2b).

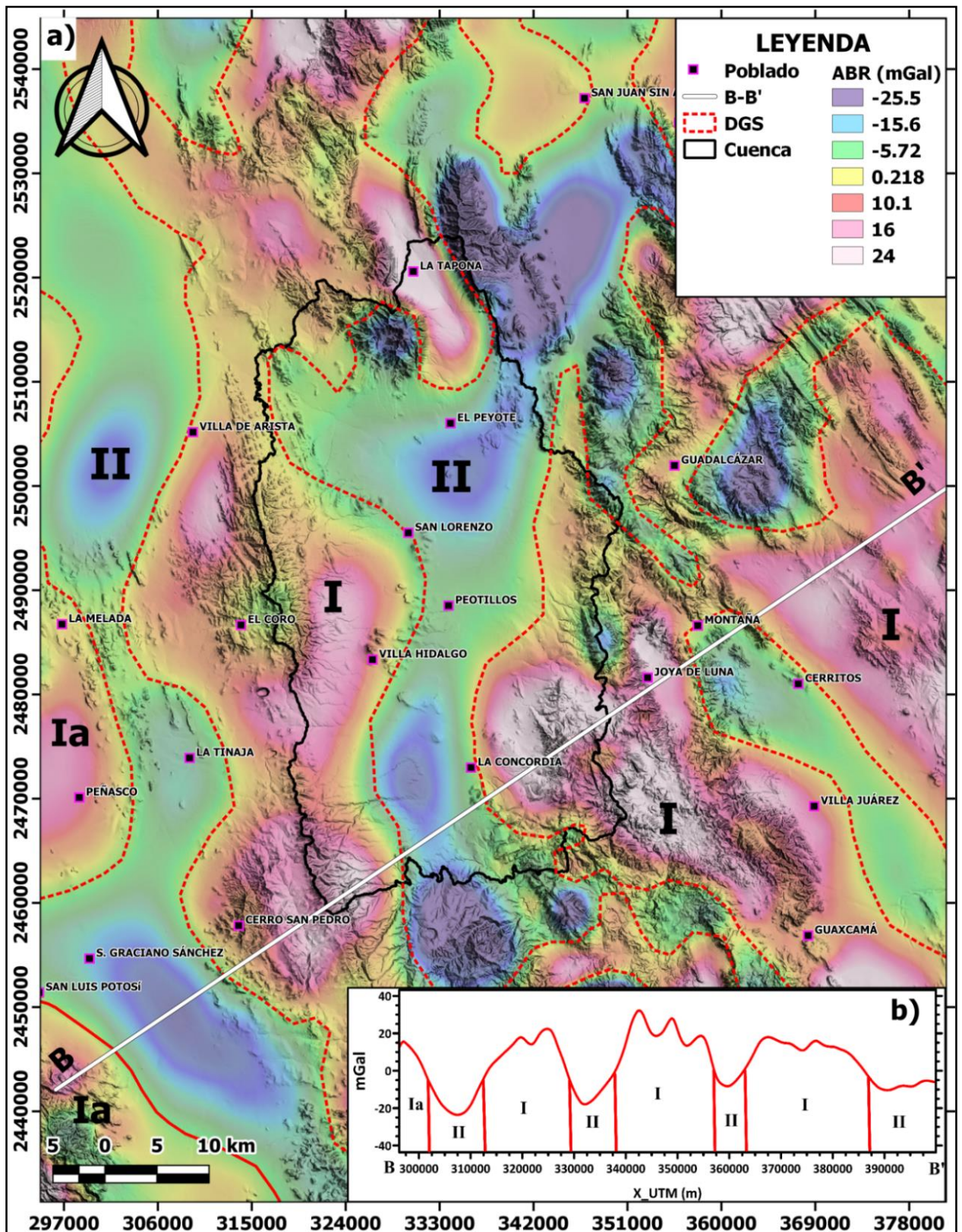


Figura 6.2 Mapa de la Anomalía de Bouguer Residual Satelital (ABRS) en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DGSs y B) perfil de longitud de onda de la ABRS B-B'.

6.1.1.3 Dominios Magnéticos Terrestres

Al igual que en la interpretación de los DAMs para la interpretación de los Dominios Magnéticos Terrestres (DMT) se seleccionó el mapa de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo, interpretándose dos diferentes dominios dentro de la CVH (Figura 6.3a).

a) *Dominio Magnético Terrestre I*: El DMT I se caracteriza por tener valores que van de 0.013 nT/m a 0.2 nT/m, observándose de mejor manera los contrastes de valores en el perfil de longitud de onda (Figura 6.3b). Existe la presencia de anomalías mono-polares en el centro del área de estudio de dirección paralela a la CVH, abarcando gran parte de dicha estructura. Perpendicular a la anomalía central se encuentra otra anomalía monopolar en la porción SSE del mapa. Éste dominio se asocia a rocas volcánicas que corresponden al Campo Volcánico de Villa Hidalgo (basaltos, andesitas, dacitas, riolitas e ignimbritas).

b) *Dominio Magnético Terrestre II*: El DMT II se encuentra rodeando en gran medida al DMT I, se caracteriza por anomalías que presentan gradientes con valores bajos y normales (0.013 nT/m a 0.03 nT/m), los valores bajos se encuentran ubicados en la parte norte (Sierras de la Tapon y Sierra del Peyote) y oriente (Sierras de Guadalcázar y Peotillos) de la CVH. El Dominio Magnético II se asocia a material aluvial (arcilla, limo y arena) que se encuentra rellenando a la CVH y a las formaciones calcáreas del Cretácico presente en las inmediaciones de la cuenca.

6.1.1.4 Dominios Gravimétricos Terrestres

Los Dominios Gravimétricos Terrestres (DGT) se realizaron en la configuración del mapa de la anomalía de Bouguer residual, identificándose 2 dominios principales y un subdominio.

Dominios Gravimétricos Terrestres I y Ia: El DGT I se localizada en el extremo oriente de la CVH delimitando parte de las sierras de Peotillos y Guadalcázar, se representa por un cuerpo de forma alargada de dirección N-S, ensanchándose hacia el centro de la cuenca (Figura 6.4a), el rango de valores que lo representan son altos (52-56 mGal). Hacia la porción central se localizan valores de rango medio (42-48 mGal) que denotan un contraste con valores bajos que le circundan.

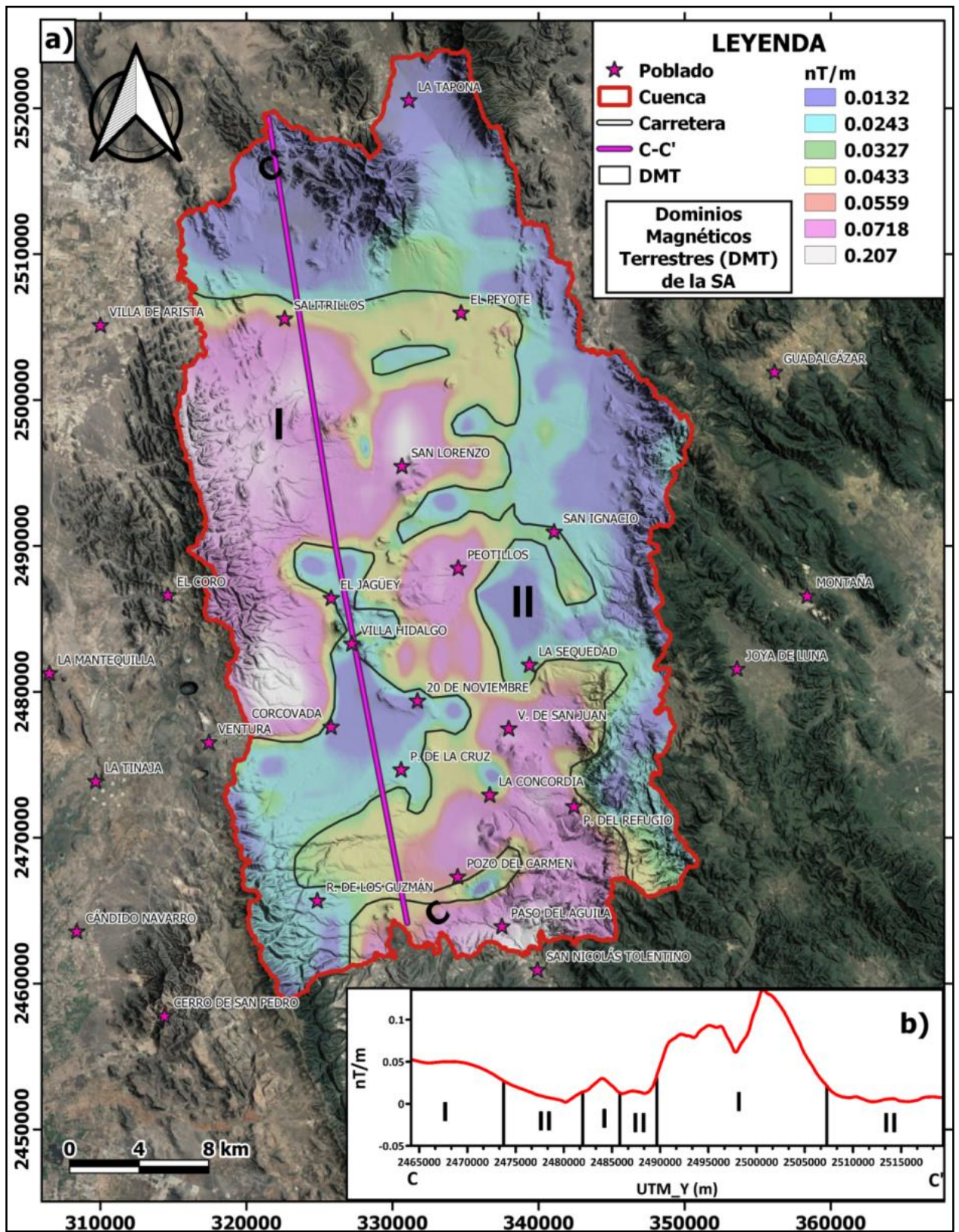


Figura 6.3 Mapas de SA terrestre en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DMTs y B) perfil de longitud de onda de la SA terrestre C-C'.

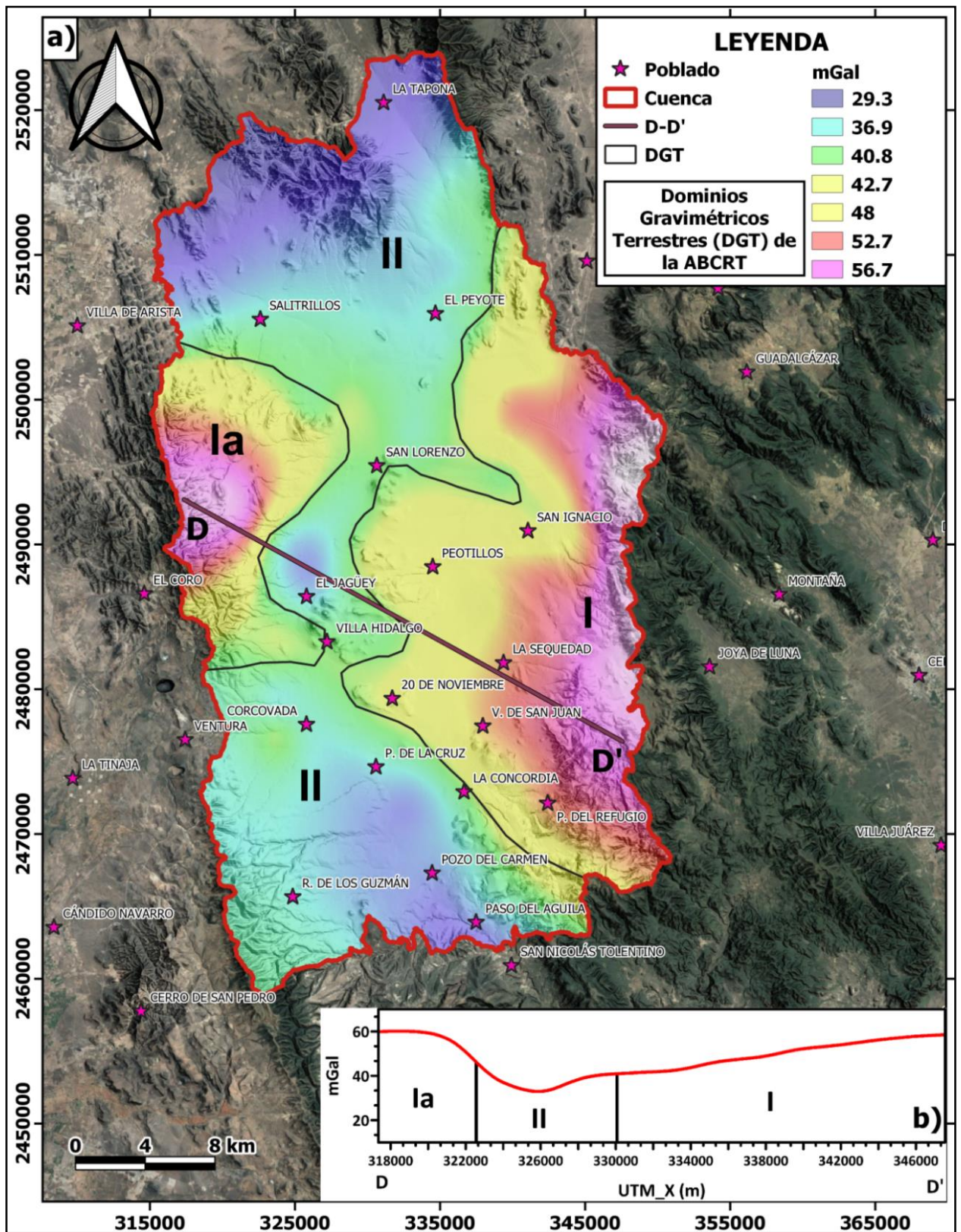


Figura 6.4 Mapa de la Anomalía de Bouguer Residual Terrestre (ABRT) en el que se muestra A) ubicación bidimensional de los diferentes DGTs y B) perfil de longitud de onda de la ABRT D-D'.

Los valores mayores del DGT I se correlaciona a caliza de la Formación El Abra y los valores de rango medio que se extienden hacia el centro de la cuenca se asocian a rocas volcánicas. El subdominio Ia se localiza delimitando a la Sierra del Coro en el extremo poniente de la CVH teniendo valores similares al DGT I, pero a diferencia de ésta la DGT Ia se asocia a calizas de ambiente de talud (Fm. Tamabra) y cuenca (Fm. Cuesta del Cura y La Peña), así como a basaltos en su porción central y NNE.

a) *Dominio Gravimétrico Terrestre II*: Este DGT presenta valores que oscilan entre los 29 a 40 mGal Figura (6.3a), se caracteriza por presentar dos bajos gravimétricos de tamaño considerable y un tercero de menores dimensiones. El primero se localiza en la porción norte de la CVH a la altura de la Sierra de La Tapona, el segundo se ubica en los poblados de Pozo del Carmen y Paso del Águila y el tercero en la parte central de la CVH a la altura del poblado de El Jagüey, el rango de valores correspondientes a estos bajos va de los va de 29 a 36 de mGal. Otra de las particularidades de este dominio es que en la parte centro-este existe un alto relativo.

En la figura 6.3b se distingue de mejor manera la configuración del dominio I al oriente del área de estudio respecto al subdominio I-a ubicado en la zona poniente. En los dos casos se caracterizan como altos gravimétricos de comportamiento homogénea, a su vez se puede observar que los dominios antes mencionados se encuentran divididos por el dominio II que presenta un bajo ligeramente pronunciado.

6.1.2 Lineamientos geofísicos

Partiendo del concepto de que un lineamiento constituye una flexión o rasgos físico identificable en la superficie terrestre, se puede aplicar el mismo concepto a nivel del subsuelo a través de las tendencias en las anomalías geofísicas (O'Learly *et al.*, 1976). Con el objetivo de asociar posibles estructuras presentes en el sitio de estudio con el contexto geológico tanto de manera local como regional se trazaron lineamientos geofísicos-estructurales en las distintas configuraciones de las anomalías geofísicas de los métodos potenciales terrestres, aéreos y satelitales.

Los lineamientos geofísicos fueron reconocidos a dos niveles de escalas, una regional y otra local, para tal efecto se utilizaron las configuraciones de la magnetometría aérea y la gravimetría satelital en la detección de lineamientos regionales y los mapas de magnetometría y gravimetría terrestre para el análisis de los lineamientos locales. En todos los casos se utilizó el filtro Tilt con la deconvolución, obteniendo como resultado varias tendencias, dominando los lineamientos de que tienen dirección preferencial NE-SW en los diferentes conjuntos de datos.

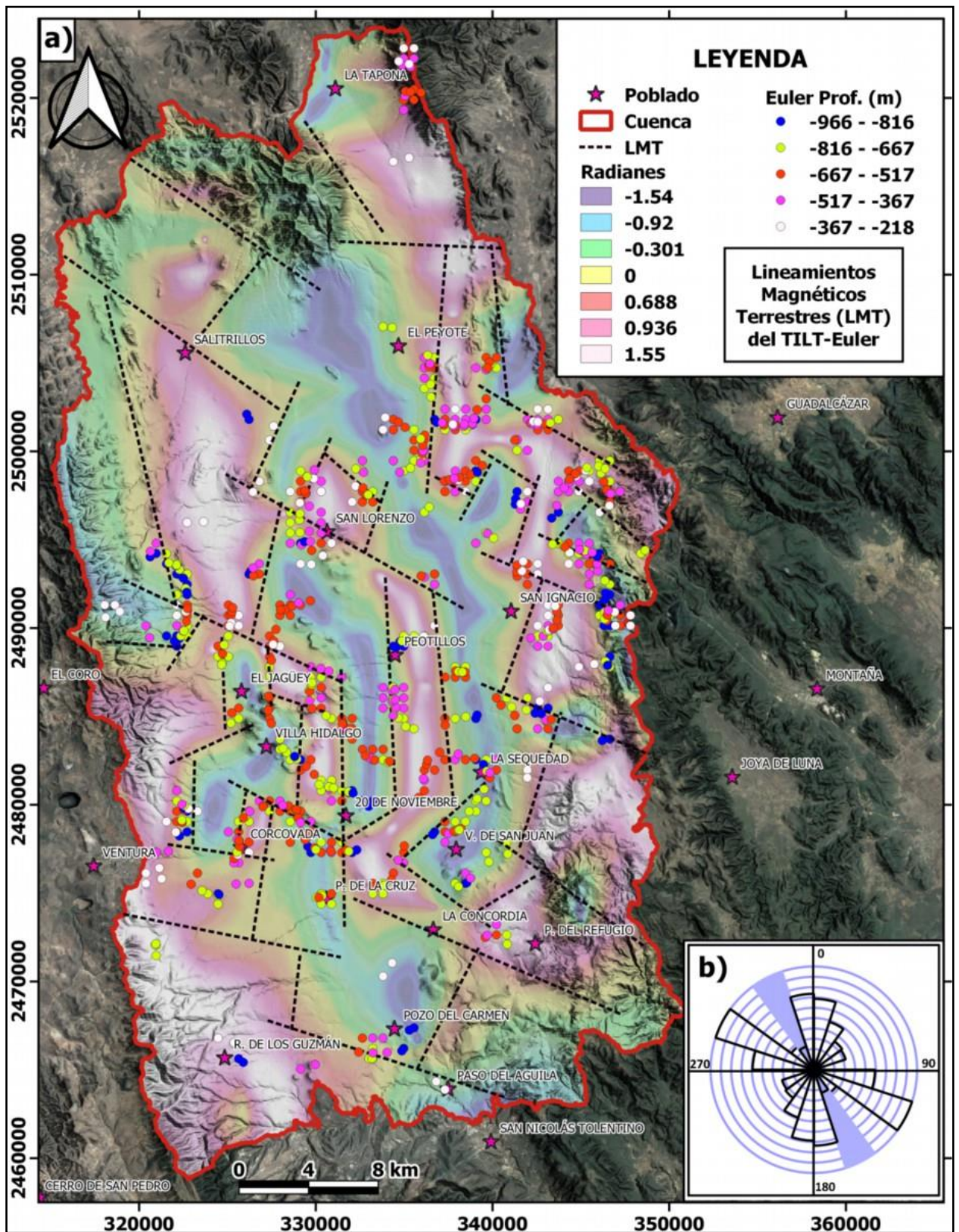


Figura 6.5 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler del CMRP y topografía de la Magnetometría Terrestre en el que se muestra a) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y b) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.

6.2.4.1 Combinación de la Deconvolución de Euler y Tilt

Para la caracterización de los lineamientos se realizaron diversos juegos de mapas en los que se combinaron con la topografía, el algoritmo de AI y se superpusieron los resultados de la DE (Figuras 6.5-6.8), permitiendo interpretar tendencias de dichos lineamientos en los diferentes conjuntos de datos.

En el mapa correspondiente a los datos de la magnetometría terrestre (Figura 6.5 a) la tendencia general de los lineamientos tiene un rumbo principal N-S, seguido de otra tendencia NW-SE y en menor medida un sistema NE-SW que en algunos casos llegan hasta E-W (Figura 6.5b).

Los resultados de la DE indican una buena correlación en la parte central del mapa con los valores del AI iguales a cero debido a que los dos algoritmos identifican la geometría de la fuente.

Por lo tanto, la DE confirma los resultados de la AI, bajo el supuesto de que los bordes de las fuentes anómalas son causados por contactos verticales. Esta correlación es una manera de confirmar la ubicación horizontal y la profundidad de bordes que reflejan diferentes atributos de características lineales, tales como fallas, contactos, bordes de cuencas y levantamientos (Oruç, 2011)

La configuración de la gravimetría terrestre (Figura 6.6a) muestra que el sistema dominante es el NW-SE, así como el N-S y en menor medida el NE-SW (Figura 6.6b), evidenciando que, en la parte central del mapa, y en la porción oriental el valor de cero del AI junto con la Deconvolución de Euler tiene una coincidencia adecuada, asociadas a posibles fallas.

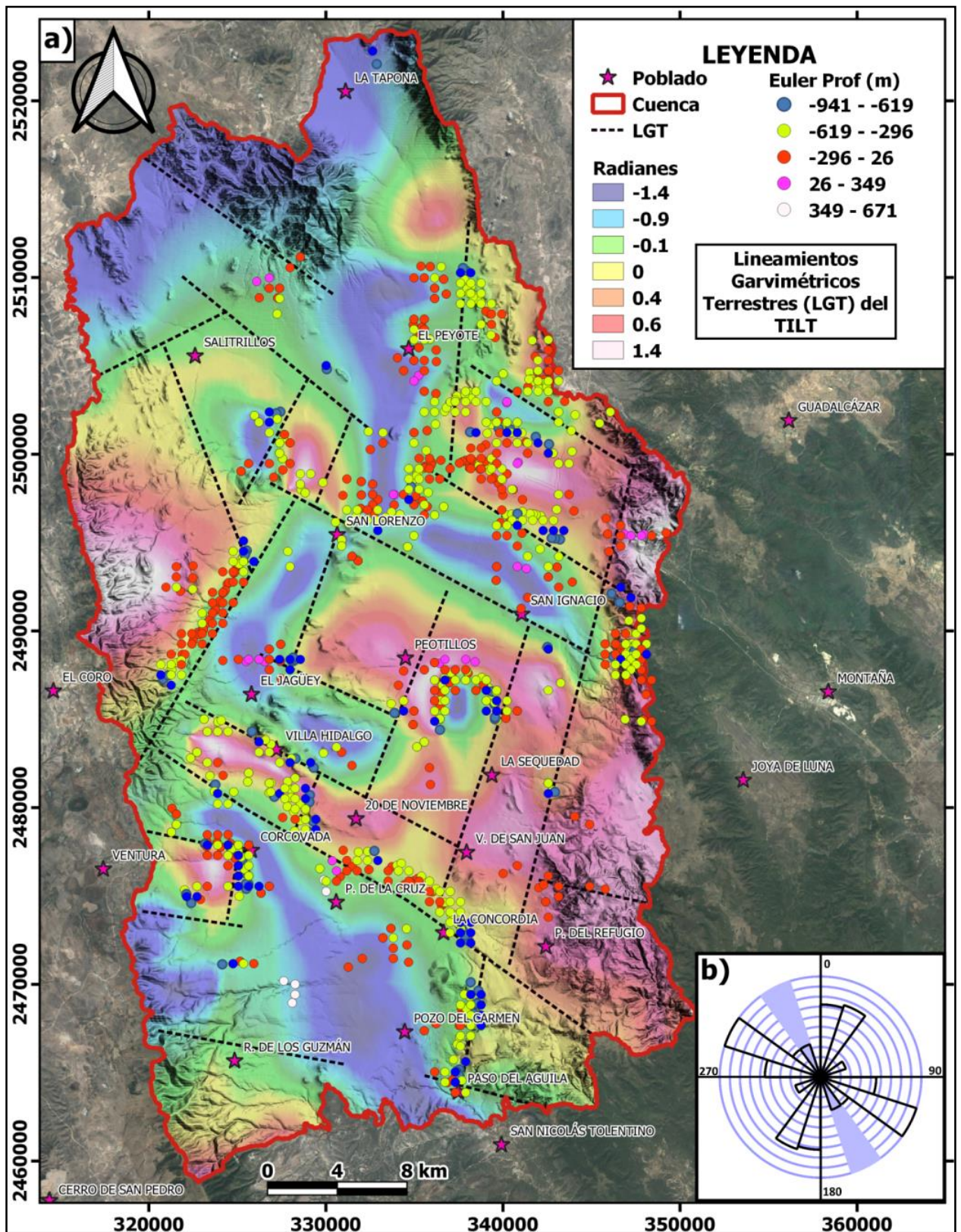


Figura 6.6 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler y topografía de la Gravimetría Terrestre en el que se muestra, a) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y b) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.

El mapa de la magnetometría aérea (Figura 6.7A) tiene pocos lineamientos, dominan los de rumbo E-W y en menor proporción los de rumbo NE-SW (6.7B).

En general, el mapa muestra un menor número de lineamientos debido a la detección de anomalías en la zona asociadas a derrames de basaltos, andesitas y posibles intrusivos presentes al Oeste, Norte, NW y NNW de la CVH.

La configuración del mapa de gravimetría satelital (Figura 6.8A) muestra una tendencia dominante NW-SE seguida por un sistema N-S (Figura 6.8B).

Se puede observar que tanto el valor de cero del AI como la Deconvolución de Euler coinciden muy bien en los bordes de la CVH, delimitando de manera general a la Sierras del Coro hacia el Oeste, Álvarez en el SSW, Peotillos al Este y El Peyote al igual que la de La Tapona al norte, indicando lineamientos de carácter regional.

La configuración del mapa de gravimetría satelital (Figura 6.8A) muestra una tendencia dominante NW-SE seguida por un sistema N-S (Figura 6.8B).

Se puede observar que tanto el valor de cero del AI como la Deconvolución de Euler coinciden muy bien en los bordes de la CVH, delimitando de manera general a la Sierras del Coro hacia el Oeste, Álvarez en el SSW, Peotillos al Este y El Peyote al igual que la de La Tapona al norte, indicando lineamientos de carácter regional.

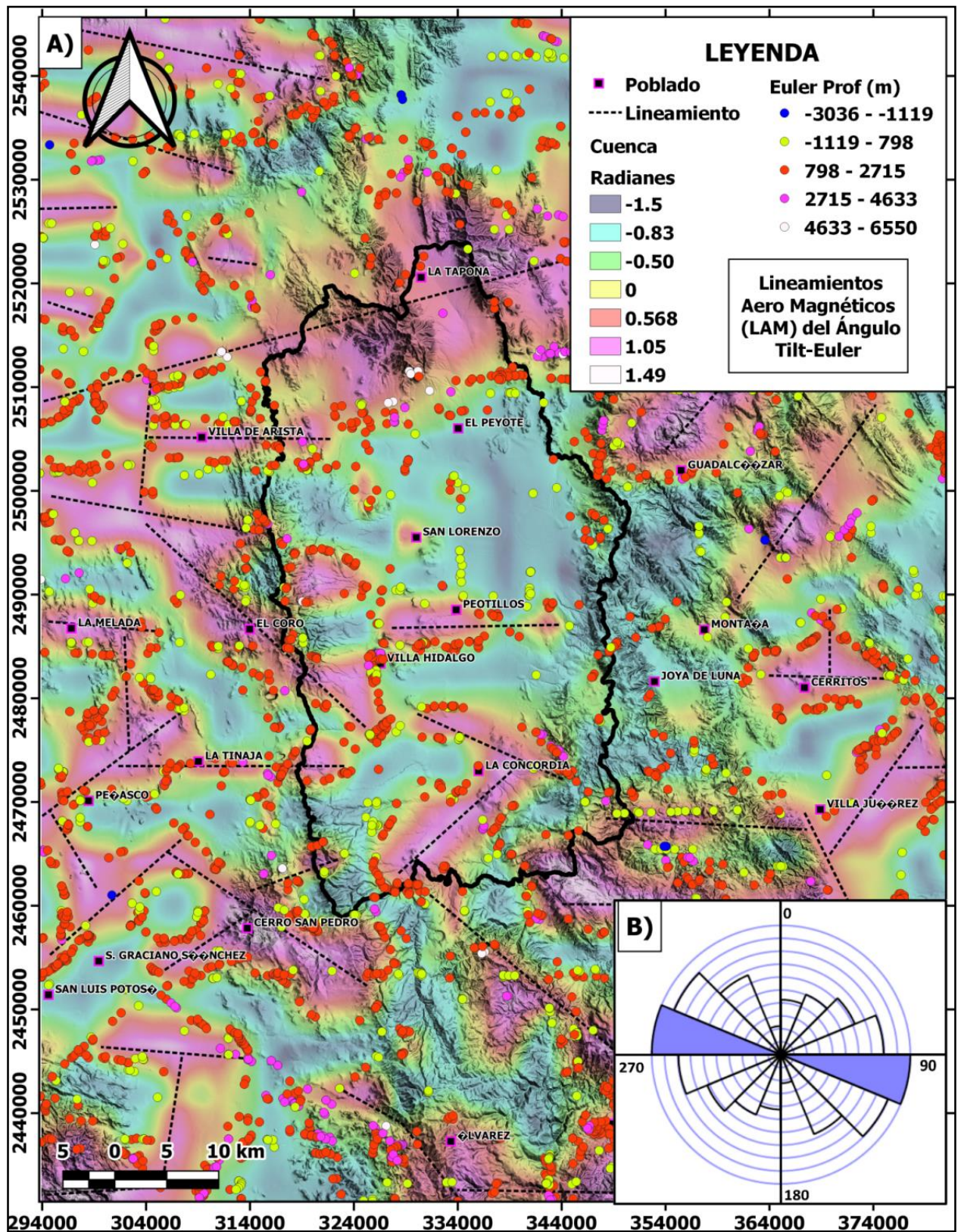


Figura 6.7 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler y topografía de la Magnetometría Aérea en el que se muestra, A) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y B) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.

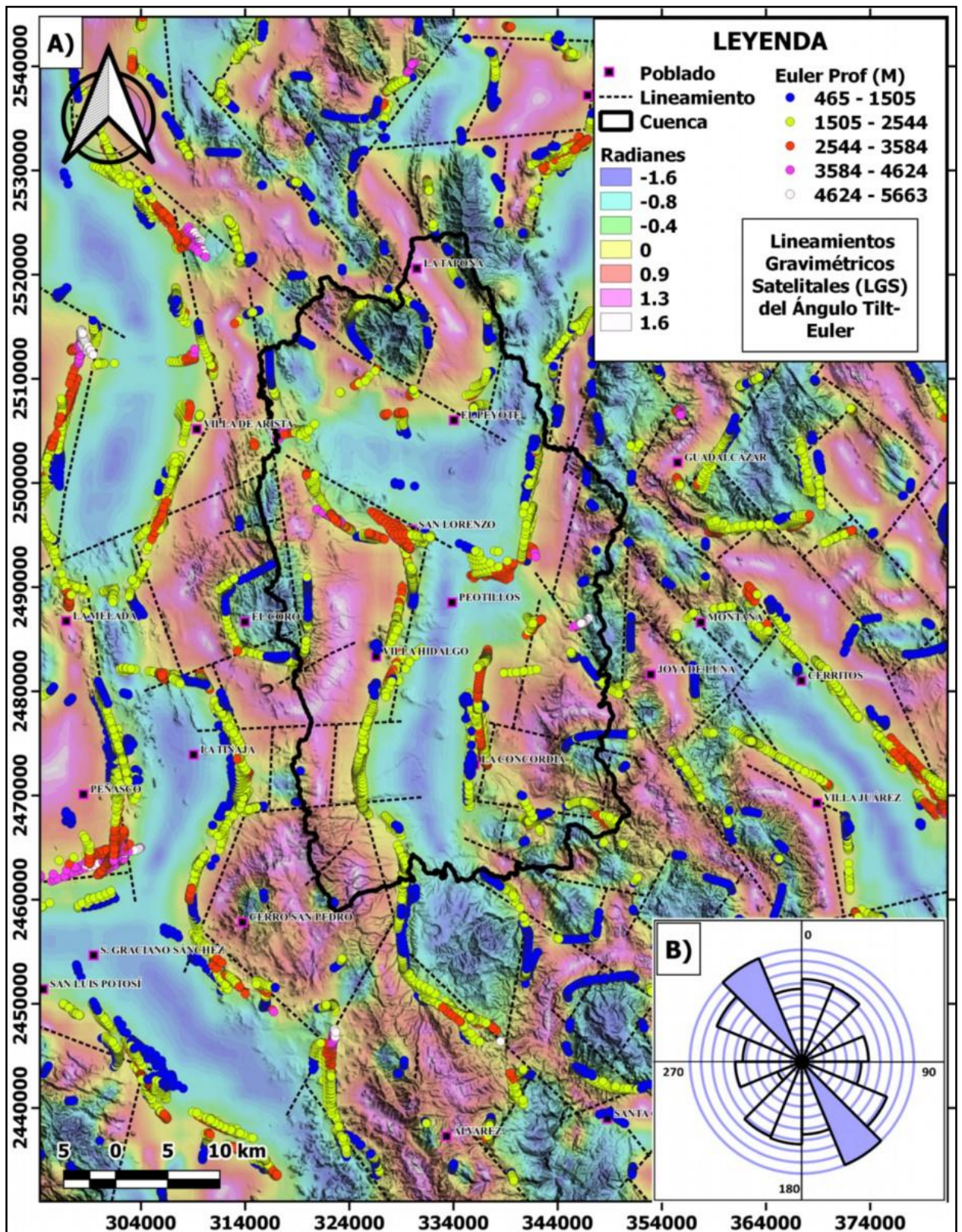


Figura 6.8 Mapa Tilt combinado con la solución de la Deconvolución de Euler y topografía de la Gravimetría Satelital, en el que se muestra, A) ubicación bidimensional de los diferentes lineamientos y B) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.

6.2.5 Interpretación y tendencia de los rasgos lineales

Para poder analizar e interpretar los lineamientos geofísicos-estructurales de manera conjunta, se sumaron los resultados de los diferentes mapas de magnetometría, gravimetría, así como la topografía de la zona de estudio, posteriormente se hizo el cálculo de la densidad de lineamientos (Figura 6.9A) permitiendo interpretar los principales sistemas de fallas, apoyando una mejor comprensión del marco estructural de la CVH.

El diagrama unidireccional de rosetas de la CVH (Figura 6.9B) muestra que las direcciones preferenciales de las estructuras son: NW-SE, N-S y NE-SW, siendo las de orientación NW-SE las más dispersas, las de mayor frecuencia y con los lineamientos de mayor longitud.

De acuerdo con la tendencia encontrada se interpreta que el sistema de dirección NW-SE es el más antiguo, ya que afecta a rocas cretácicas tanto de cuenca, que forman parte de la MC, como de plataforma que conforman parte de la SMO, correlacionándose al evento Laramídico que afectó al centro y noreste de México (López-Doncel et al., 2007), el cual posiblemente tuvo una reactivación durante el Oligoceno facilitando las emisiones fisurales de rocas volcánicas, dando a entender que fueron tectónicamente controladas (Tristán-González et al., 2008).

Los lineamientos de rumbo NE-SW se relacionan a sistemas contemporáneos a los últimos esfuerzos de la Orogenia Laramide o posteriores, afectando a las rocas sedimentarias del Cretácico y a la secuencia de rocas volcánicas presentes en el área de estudio.

La tendencia N-S se asocia a rasgos estructurales más recientes relacionados a la formación de fosas y pilares tectónicos (*grabens* y *horsts*) continuando hacia el norte de México y Estados Unidos pertenecientes al dominio tectónico de la provincia extensional de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) (Barboza-Gudiño et al., 2002; López-Doncel et al., 2007, Tristán-González et al., 2008). A partir de la figura 6.9A se pudieron interpretar los lineamientos principales (Figura 6.9B) asociados a diversas estructuras geológicas.

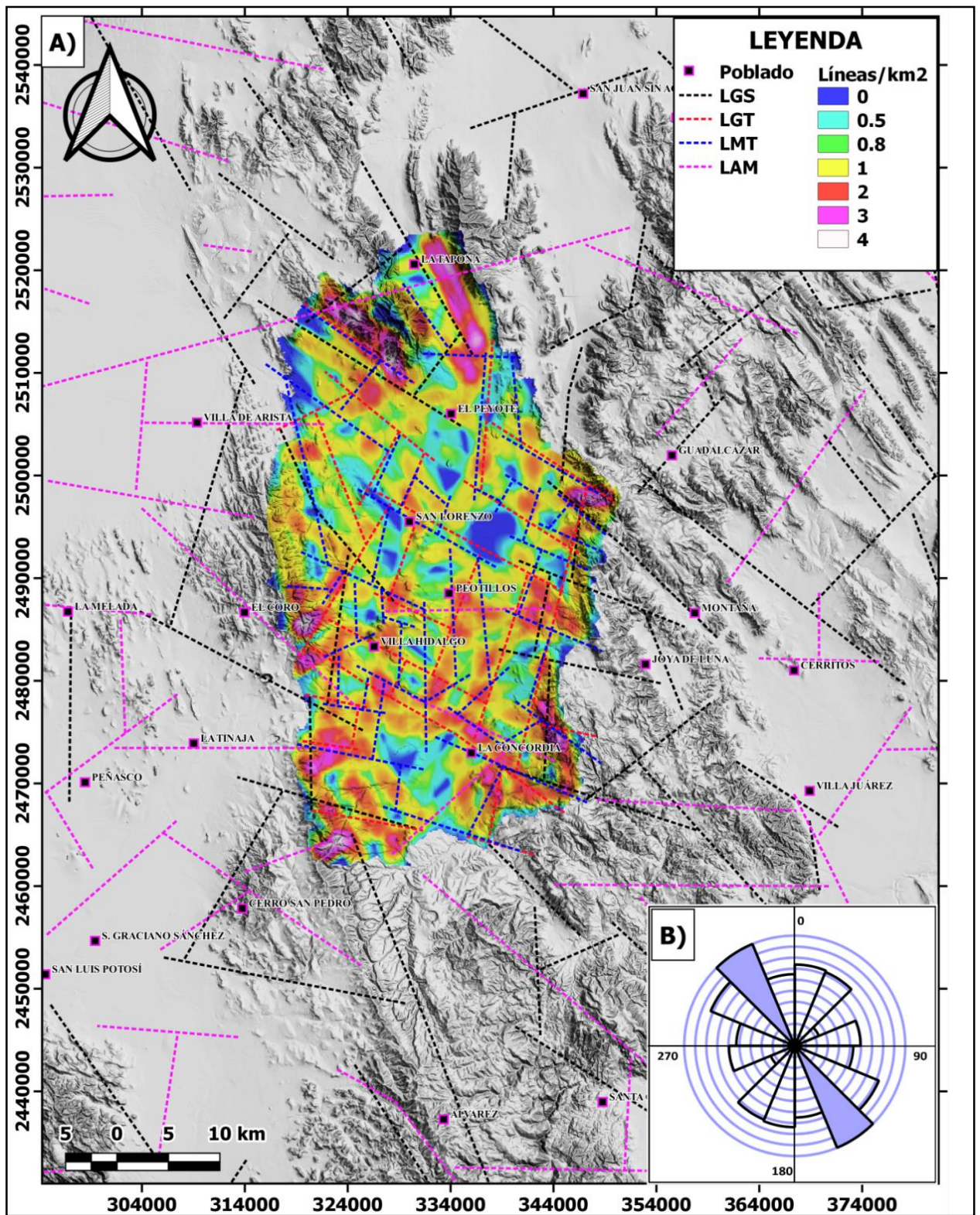


Figura 6.9 Mapa de Densidad de Lineamientos. A) Plano que muestran los Lineamientos Gravimétricos Satelitales (LGS), Lineamientos Gravimétricos Terrestres (LGT), Lineamientos Magnéticos Terrestres (LMT) y Lineamientos Aeromagnéticos (LAM), con los que se calculó la densidad de acuerdo al número de lineamientos por kilómetro cuadrado; B) Diagrama de roseta que muestra que las principales tendencias de los lineamientos son NW-SE.

Se puede apreciar de manera clara en la figura 6.10 la presencia de una falla de carácter regional extendiéndose en los bordes de la Sierra de Álvarez hacia el sur, de la Sierra del Coro en el centro y al NNW del límite Occidental de la CVH con una longitud que se aproxima a los 41 km, por otro lado se puede observar hacia el límite oriente la presencia de un graben de orientación N-S en su parte norte, cambiando ligeramente al sur a una dirección NW-SE, denominado Graben de Peotillos (López-Doncel et al., 2007, Ferrusquia et al, 2016), con un ancho de 6 km en la parte norte y estrechándose a 2 km en su parte sur, teniendo una longitud aproximada de 27 km.

También se identificó la existencia del Graben de Corcovada-Concordia de rumbo NW-SE con un ancho de 3.6 km por 12 km de largo, el cual se cruza con la fosa tectónica de Peotillos en el Valle de Concordia (Martínez-Ruíz, 1984).

Hacia la parte NNW del mapa se tiene una franja de dirección NW-SE (Figura 6.11), delimitada por lineamientos que pueden estar asociados a fallas, el cual se ha nombrado informalmente en este trabajo como Graben Salitrillos-Peyote y que hacia su porción SE se interpone con una depresión, la cual probablemente se desarrolló por el cruce de dicha franja con el sistema de fallas asociado al Graben de Peotillos.

Además, se tienen lineamientos inferidos en la parte norte y NNE de la cuenca con rumbo NW-SE. De manera general se propone que el origen de los lineamientos NW-SE está ligado a la Orogenia Laramide y al posible desarrollo posterior de una zona de cizalla dextral de orientación NNE desarrollada en el límite entre los elementos paleogeográficos de la PVSLP y La CMCM, lo anterior será discutido de manera detallada posteriormente de las anomalías con dirección NNW-SSE coincidentes con fallas principales y contactos geológicos.

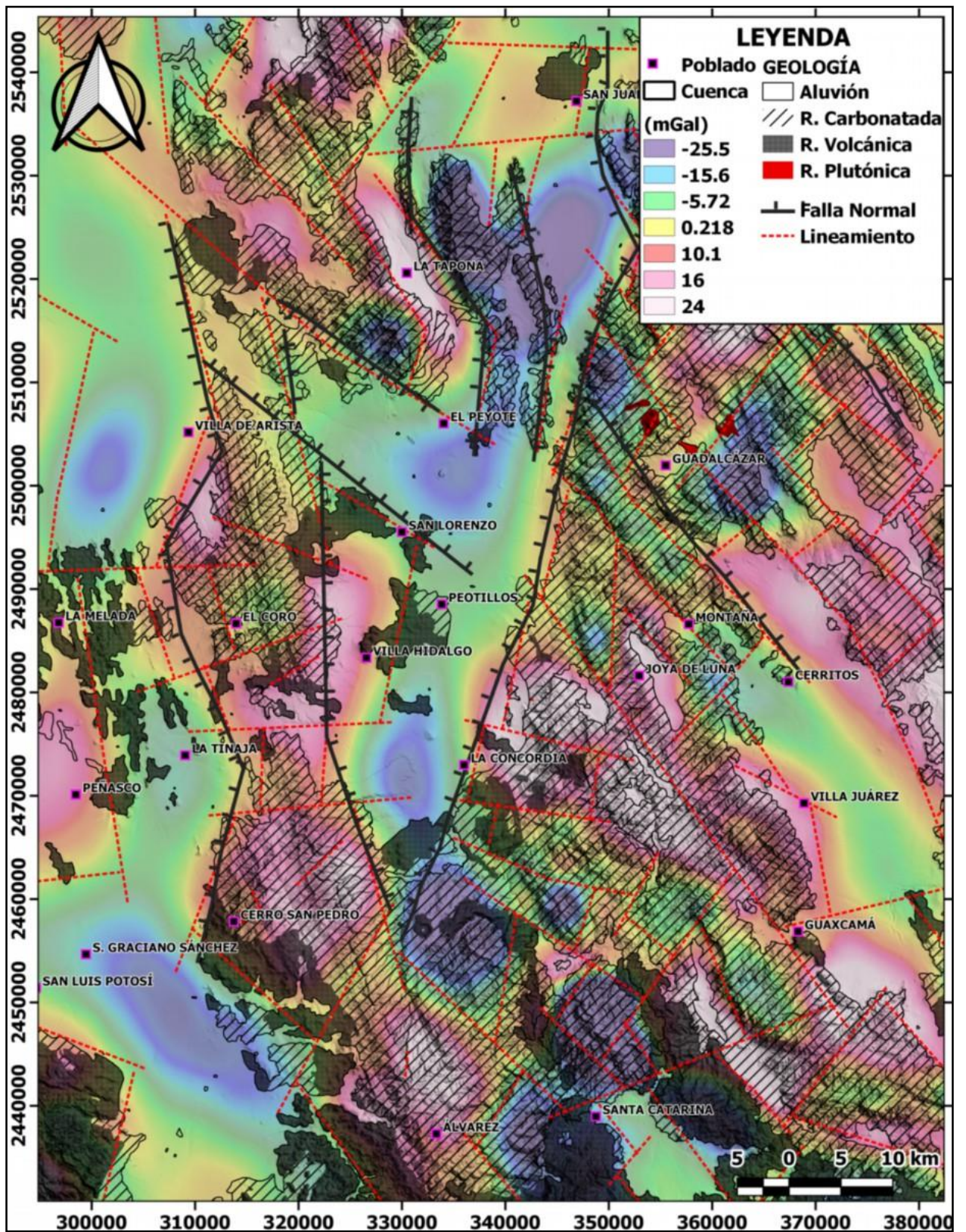


Figura 6.10 Mapa Tilt, geología generalizada y rasgos estructurales del área de estudio.

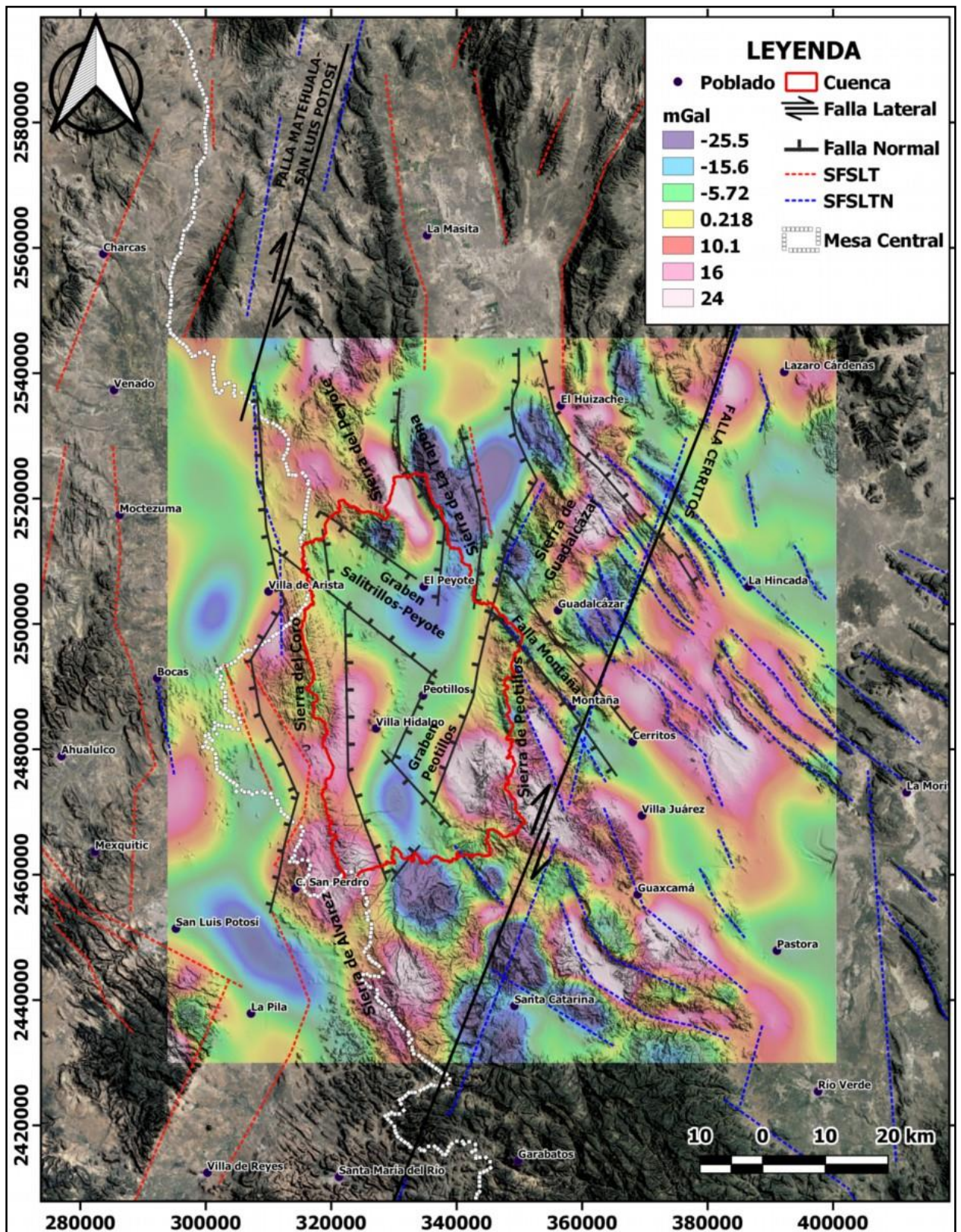


Figura 6.11. Mapa geológico-estructural interpretado junto a la ABCR, donde se sobrepusieron el SFSLT=sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (líneas rojas) y SFSLTnorte (líneas azules).

6.2.3 Caracterización del relieve del subsuelo

Para caracterizar el relieve del subsuelo se utilizaron las configuraciones de los *grids* de los basamentos obtenidos del espectro de potencias de los métodos potenciales y el modelo digital de elevación de la zona de estudio. Los valores topográficos en la configuración de la gravimetría terrestre oscilan de 673 a 2018 (m.s.n.m.) (Figura 6.12B). Los valores bajos se asocian a zonas con el mayor espesor de sedimentos de relleno correspondientes a depocentros de origen tectónico. Dichas estructuras son circundadas por montañas de origen Laramídico como la Sierra El Peyote al norte (plataforma), Peotillos al este (plataforma), El Coro al oeste (talud-cuenca) y Álvarez al SSW (cuenca) compuestas por rocas del Cretácico (Aptiano-Maastrichtiano) y cuyos núcleos presentan una dirección preferencial NW-SE (Figura 6.12b). La zona centro-sur, de color cian se asocia a posibles pilares tectónicos a diferentes profundidades, hacia la parte oriental de la CVH se observan los valores más bajos de elevación tanto en el DEM (Figura 6.10A) como en la magnetometría terrestre (Figura 6.10C) indicando el cruce en esta zona de los sistemas de fallas NW-SE y N-S (Figuras 6.12a, 6.12b y 6.12c). Para la configuración de la magnetometría terrestre (Figura 6.11C) se identificaron elevaciones que varían de los 371 a 1630 m.s.n.m. Las principales orientaciones de los lineamientos identificados en el mapa son: NW-SE y N-S (Figura 6.12c) asociándose a fallas del mapa superficial y el mapa de gravimetría terrestre (Figuras 6.12A y 6.12B) las cuales han originado diferentes estructuras geológicas en el área de estudio.

En la configuración de la magnetometría aérea (Figura 6.12D) los valores de elevación del mapa oscilan en un rango entre -360 a 1290 m.s.n.m., infiriéndose que los sistemas de lineamientos NW-SE y NE-SW (Figura 6.12D) son los de mayor orden, así como los más antiguos, el sistema N-S el de menor orden y el más reciente para esta configuración. Los lineamientos antes mencionados coinciden con regímenes de falla reconocidos en superficie (Figura 6.12A) y con estructuras de carácter regional como: el cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental, el Graben de Arista, Graben de Peotillos, Graben de San Luis, Graben de Villa de Reyes, entre otros. (Labarthe-Hernández, 1982; Barboza-Gudiño et al., 2002; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; López-Doncel et al., 2007; Tristán-González et al., 2009). Lo anterior indica que la evolución tectónica de la CVH se ha dado en una serie de etapas/pulsos y que el relieve está asociado a una secuencia sedimentaria y volcánica (Triásica-Jurásica). En la configuración de la gravimetría satelital (Figura 6.12E) se tienen valores de relieve que varían de los -600 a 300 msnm, los cuales corresponden al horizonte más antiguo de la zona de estudio posiblemente asociado al basamento metamórfico del Precámbrico o a la secuencia evaporítica de la Formación Guaxcamá, teniendo una dirección preferencial de sus lineamientos NW-SE (Figura 6.12E).

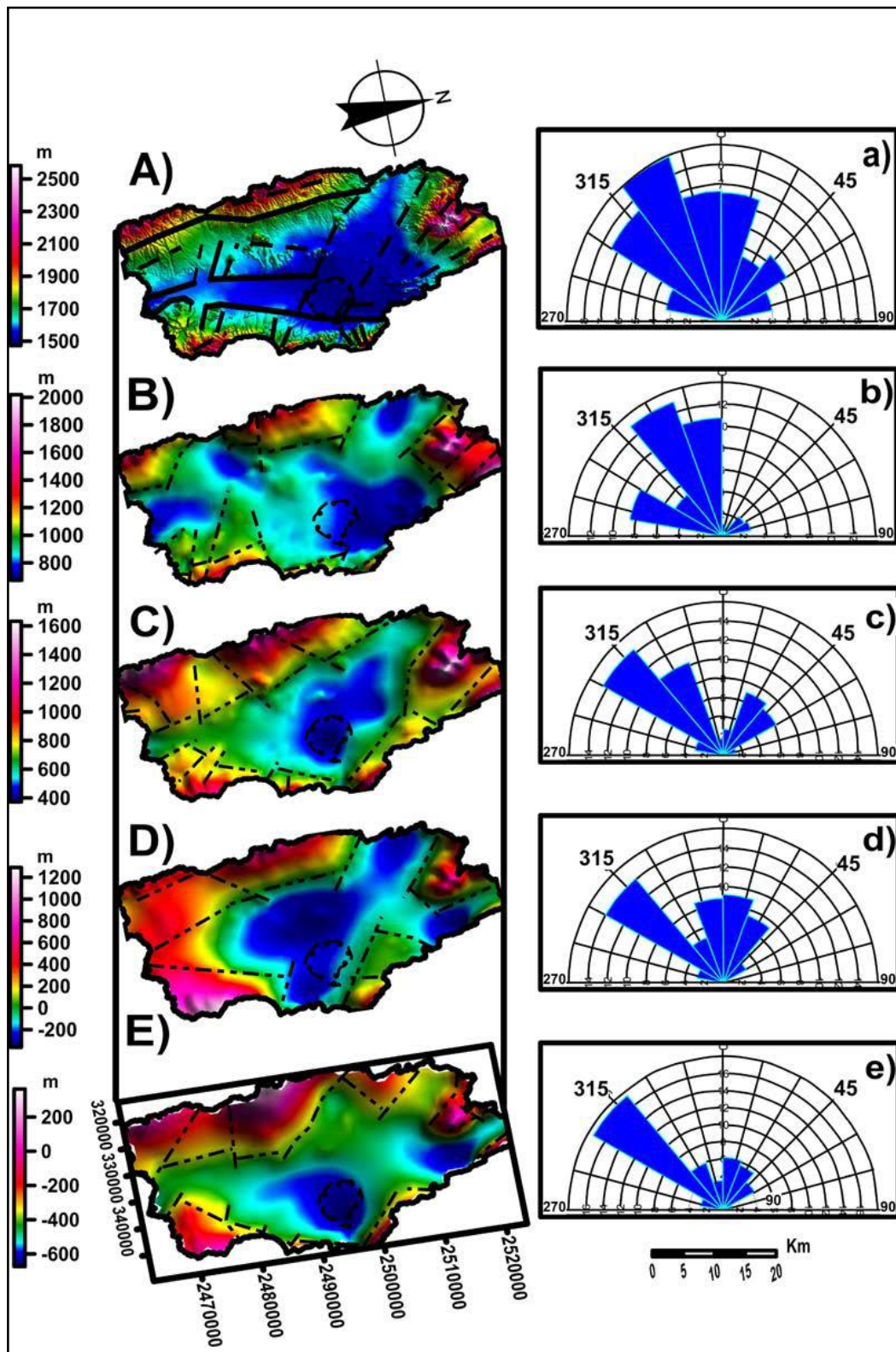


Figura 6.12 Mapas que muestran las variaciones de la elevación en el subsuelo calculadas con el espectro de potencia junto con la tendencia de los lineamientos para cada conjunto de datos; A) Modelo Digital de Elevación, a) Lineamientos dominantes NW-SE y N-S. B) Mapa de relieve obtenido de la Gravimetría Terrestre, b) Lineamientos generales NW-SE y N-S. C) Relieve obtenidos de la Magnetometría Terrestre, c) Lineamientos en dirección NW-SE y en menor medida los NE-SW. D) Mapa de relieve de la Magnetometría Aérea, d) Lineamientos dominantes NW-SE, N-S NE-SW. E) Relieve obtenido de la Gravimetría Satelital, e) Lineamientos en dirección NW-SE y de menor frecuencia lo rumbos NE-SW.

6.4 Modelación y análisis de métodos potenciales

Para poder definir la geometría y profundidad de las diferentes estructuras asociadas a las formaciones geológicas de la CVH se realizó el modelado 2D de la Sección A-A' (Figura 6.13), cuya dirección es NNE-SSW viendo hacia el oeste, situándose a lo largo del graben de Peotillos. Esta zona geológica es la más representativa para estudiar el control estructural del funcionamiento hidrogeológico de la zona.

En una primera etapa se realizó un modelo con el software GM-SYS basado en el algoritmo de inversión de Marquardt (Marquardt, 1963), que utiliza diversos cuerpos poligonales de diferente densidad y susceptibilidad magnética (Figura 6.13C). La unidad geofísica (UG4) subyace a la UG3 hasta la coordenada UTM-Y 2489031, donde una de presión corta verticalmente a la UG2 y UG3. La UG4 se extiende a lo largo de toda la sección, teniendo espesores que varían de los 400 m a los 650 m siendo la parte NE la de mayor rango, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$ y el valor de $k = -0.01 \times 10^{-3} \text{ SI}$, asociándose a rocas masivas de composición calcárea del Cretácico medio (Albiano-Cenomaniano).

La unidad geofísica 5 (UG5) se extiende a lo largo de toda la sección, subyaciendo a la UG4 con valores de $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$, $k = 0.63 \times 10^{-3} \text{ SI}$ y un espesor de 400 a 700 m, teniendo el mayor valor al NE. La UG5 corresponde probablemente a una secuencia Jurásica-Triásica. La unidad geofísica 6 (UG6) subyace a todas las UG de la sección, teniendo valores de $\rho = 3 \text{ g/cm}^3$ y k promedio de $0.54 \times 10^{-3} \text{ SI}$. La UG6 se extiende a lo largo de toda la sección y muestra un levantamiento cerca de la parte centro-SW junto con todas las UG y se interpreta como el posible basamento metamórfico de la zona de estudio.

Se interpretaron 2 conjuntos de fallas normales principales (N-S y NW-SE), asociados a fosas y pilares tectónicos a diferentes profundidades y cubiertos por material aluvial. Las fallas normales escalonadas corresponden al sistema NW-SE, teniendo un pilar tectónico o levantamiento delimitado por las coordenadas UTM-Y= 2471172 al SW y 268646 al NE (Figura 6.13D), dando como resultado que el espesor del relleno sedimentario sea menor en esta zona, variando de los 80 m a los 100 m.

Existe una serie de escalones estructurales en ambos flancos del pilar ocasionando que los espesores del relleno sedimentario aumenten de 200 a 300 m hacia el SW y de 300 a 400 m hacia el NE. Se tiene la presencia de una depresión delimitada por las coordenadas UTM-Y= 2489662 y 2495498, la cual probablemente vio favorecida su formación por el cruce del graben de Peotillos con la estructura NW-SE, denominada Graben Salitrillos-Peyote evidenciada en la Figura 6.13.

Existe una serie de escalones estructurales en ambos flancos del pilar ocasionando que los

espesores del relleno sedimentario aumenten de 200 a 300 m hacia el SW y de 300 a 400 m hacia el NE. Se tiene la presencia de una depresión delimitada por las coordenadas UTM-Y= 2489662 y 2495498, la cual probablemente vio favorecida su formación por el cruce del graben de Peotillos con la estructura NW-SE, denominada Graben Salitrillos-Peyote evidenciada en la Figura 6.13D.

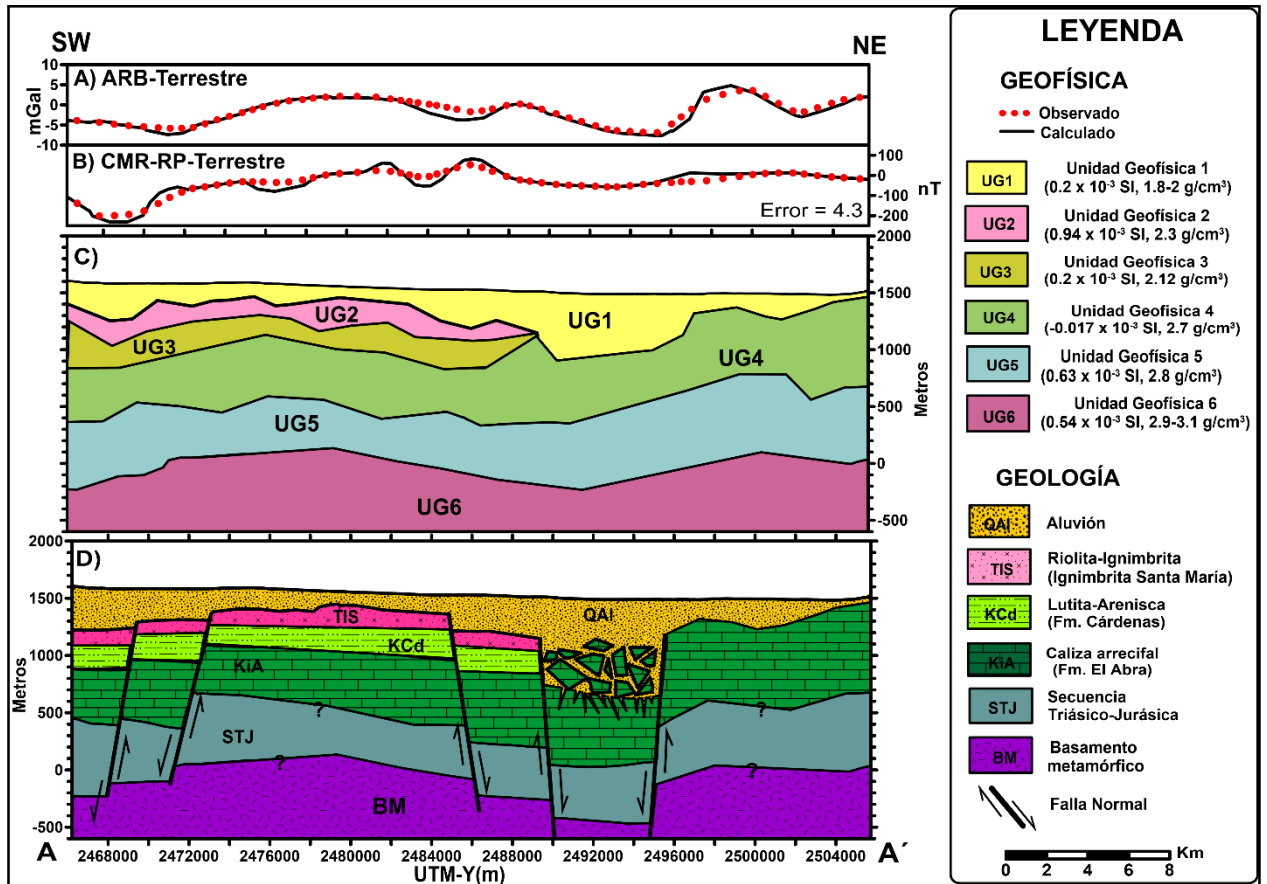


Figura 6.13 Configuración de la sección A-A', conformando A) Campo observado y calculado del mapa de la Anomalia Residual de Bouguer (ARB) Terrestre; B) Campo observado y calculado del mapa del Campo Magnético Residual Reducido al Polo (CMR-RP) Terrestre; C) Interpretación de los de unidades geofísicas que constituyen valores de densidad y susceptibilidad magnética. D) Interpretación de la sección geológica del graben de Peotillos

Las secuencias interpretadas como Jurásica-Triásica y el basamento metamórfico no afloran en el área de estudio, únicamente en zonas aledañas (Sierra de Charcas, Sierra de la Ballena, Real de Catorce, entre otras), aunque es posible que también exista la presencia de la Formación Guaxcamá.

6.4.1 Inversión conjunta 2D

Se realizó la inversión conjunta 2D por gradientes cruzados (Gallardo y Meju 2003, 2004) de los datos gravimétricos y magnéticos del perfil A-A'. Los resultados de la inversión separada y conjunta se muestran en la Figura 6.14.

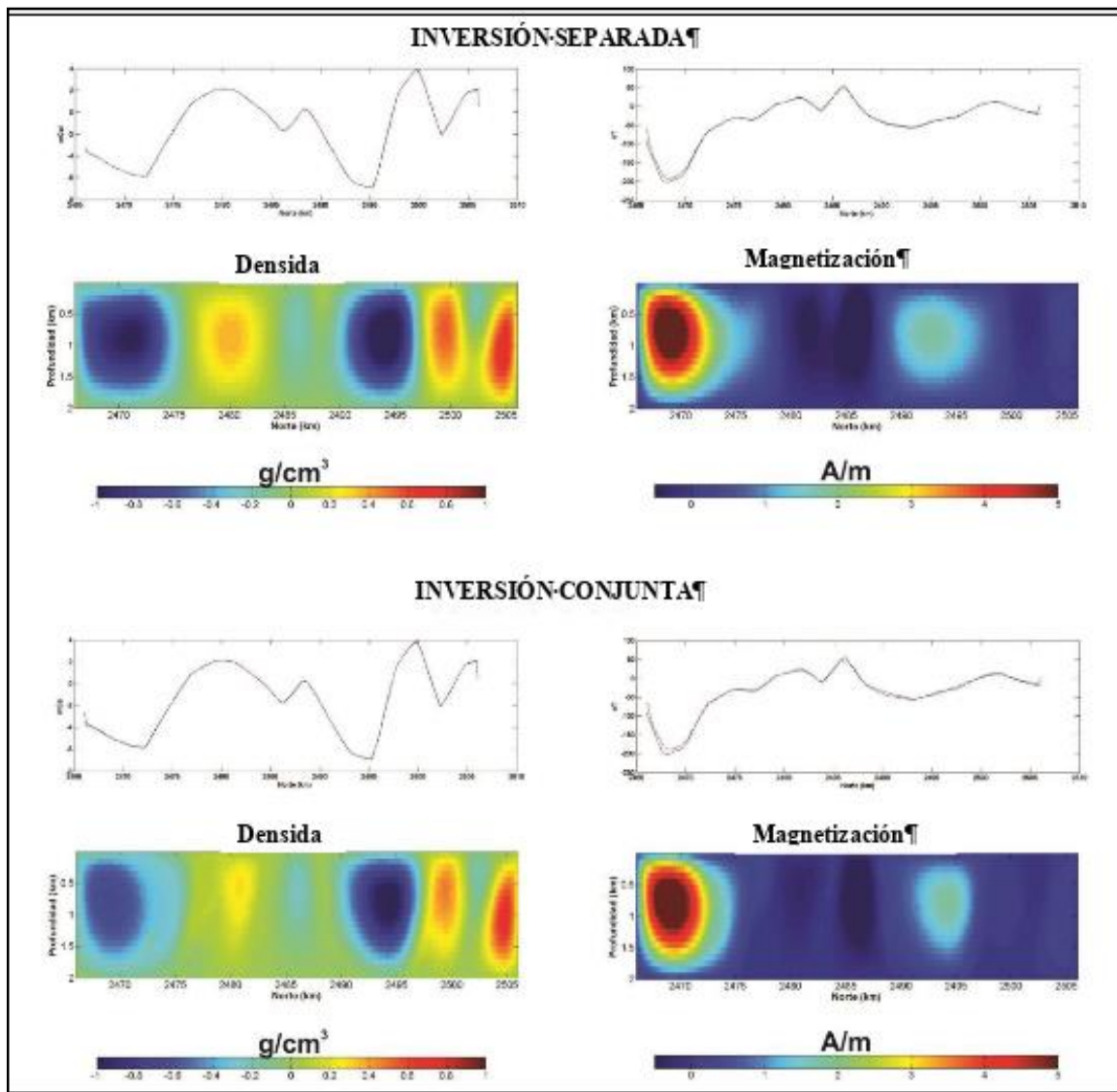


Figura 6.14 Modelos de la sección A.A', obtenidos después de inversión separada y conjunta de los datos geofísicos de la CVH su correspondiente perfil de datos. Las líneas rojas de las anomalías asociadas corresponden a datos observados comparativamente a las líneas azules de los datos calculados.

El modelo geológico presenta mayor coincidencia con el modelo gravimétrico. Sin embargo, es posible que existan fallas, aún no interpretadas, como lo muestra el modelo gravimétrico. Se observa que el ajuste a los datos y la convergencia son adecuados, como lo muestra la Figura 6.14.

En la Figura 6.14 se observa que los modelos son estructuralmente similares, aunque el modelo de magnetización presenta variaciones muy pequeñas. Los contrastes se denotan de manera muy marcada en el eje horizontal coincidiendo con las fallas normales interpretadas en el modelo geológico de la Figura 6.12. se pueden ver valores de contrastes de densidad y magnetización de inversión separada y conjunta después de 20 iteraciones.

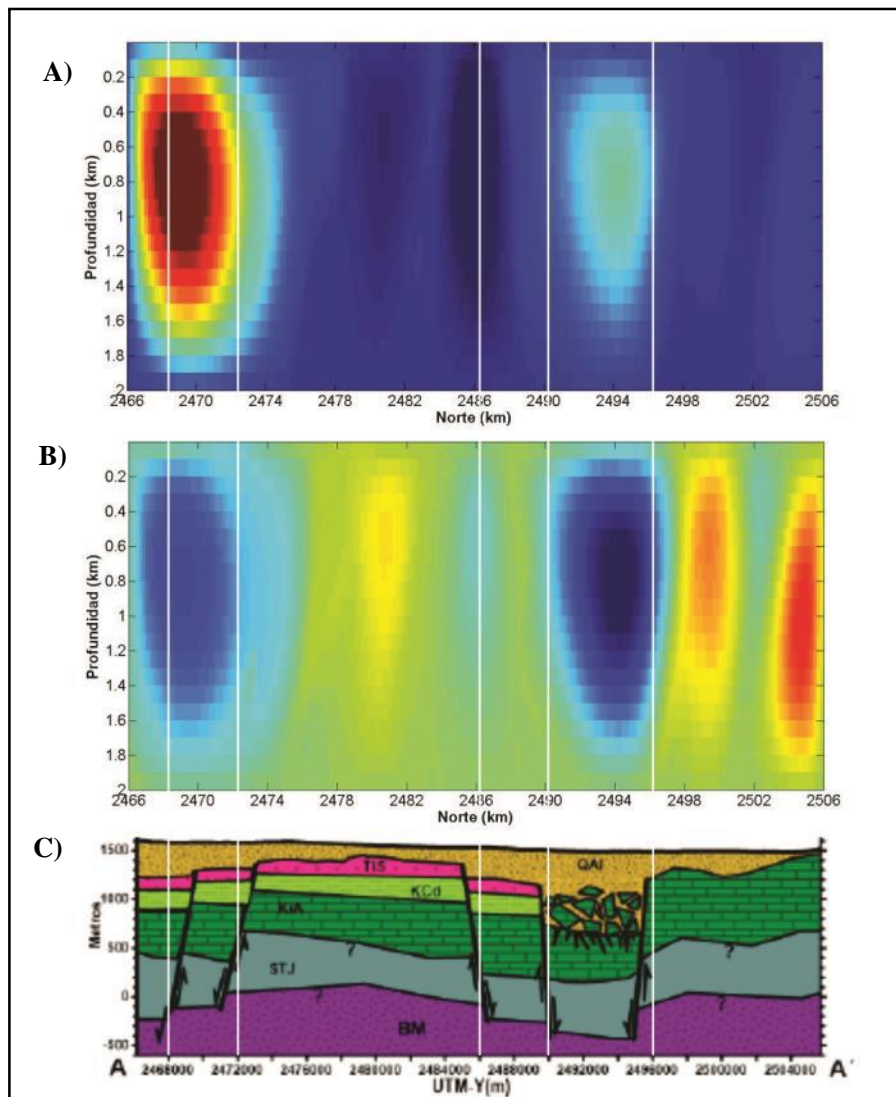


Figura 6.15 Inversión conjunta 2D de la sección A-A', conformando A) Inversión conjunta 2D de la magnetometría Terrestre; B) Inversión conjunta 2D de la magnetometría Terrestre; C) Interpretación de la sección geológica del graben de Peotillos.

Tanto en el modelo de inversión separada (Figura 6.14) como en el modelo de inversión conjunta 2D (Figura 6.15) se tienen conjuntos de fallas normales principales, asociados a fosas y pilares tectónico. Lo anterior nos indica que las fallas son de origen regional debido a las profundidades que se interpretan en los modelos, confirmando que la hipótesis de que la zona de estudio se encuentra en una zona de transición (Talud) del elemento paleogeográficos de la PVSLP y La CMC, dichas fallas profundas han tenido un papel importante en el posterior desarrollo de diferentes eventos volcánicos.

6.4.3 Inversión conjunta 3D

Después de realizar e interpretar la modelación 2D tanto de forma separada como conjunta de los métodos potenciales, los cuales dieron resultados positivos en la detección de fallas se procedió a realizar la inversión conjunta e 3D (Figura 6.16) (Fragoso-Becerra, 2010).

Para el proceso de inversión se seleccionó una malla de $30 \times 30 \times 30$ bloques, los cuales tienen dimensiones de 250 m de ancho, 250 km de largo y 50 m de espesor.

La inversión se realizó de dos formas para hacer una comparativa entre la inversión por separado y conjunta, los cuales se muestran en las figuras 6.16 y 6.17 respectivamente en representados en forma de capas horizontales (*slice*).

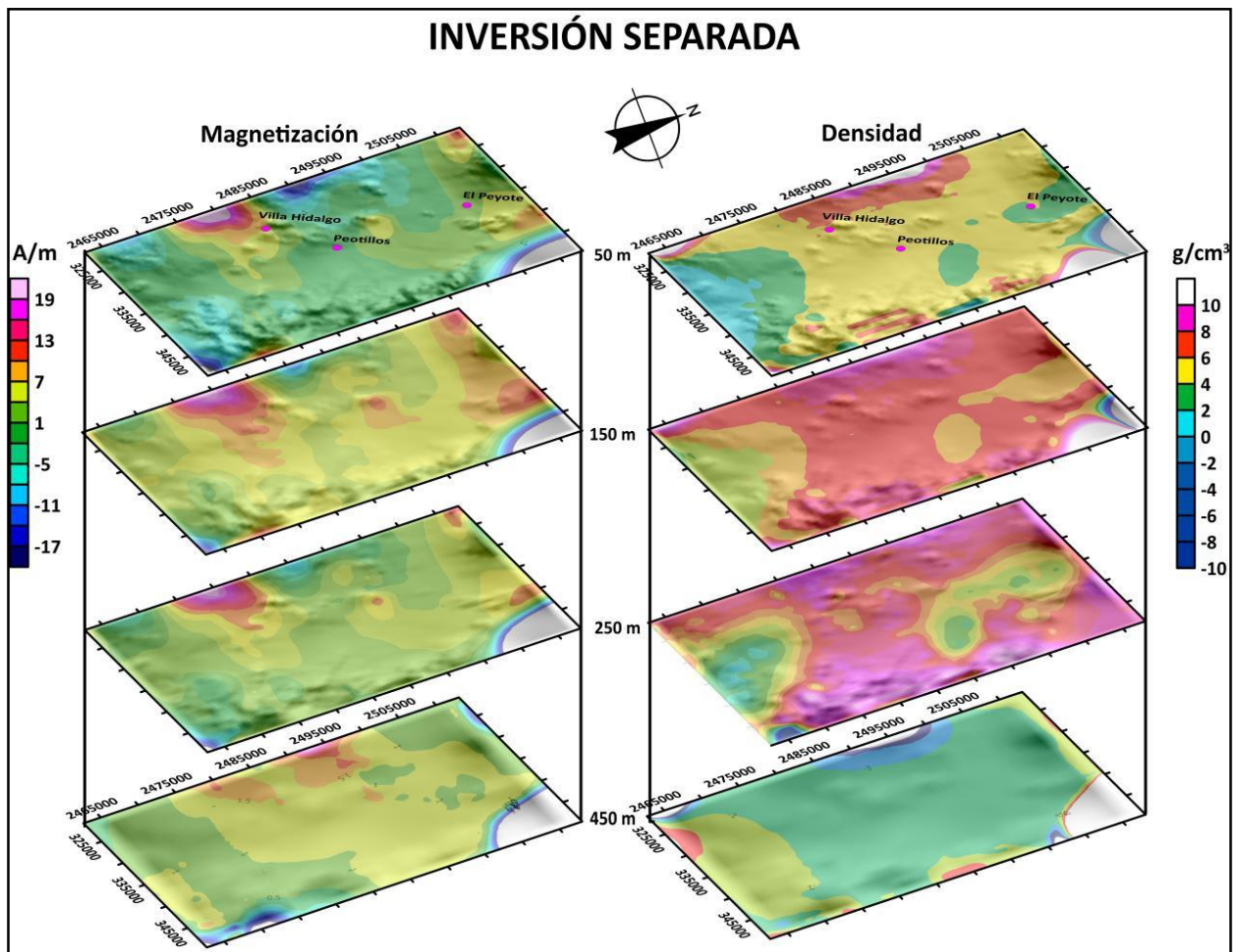


Figura 6.16 Inversión separada 3D de los datos potenciales de la CVH.

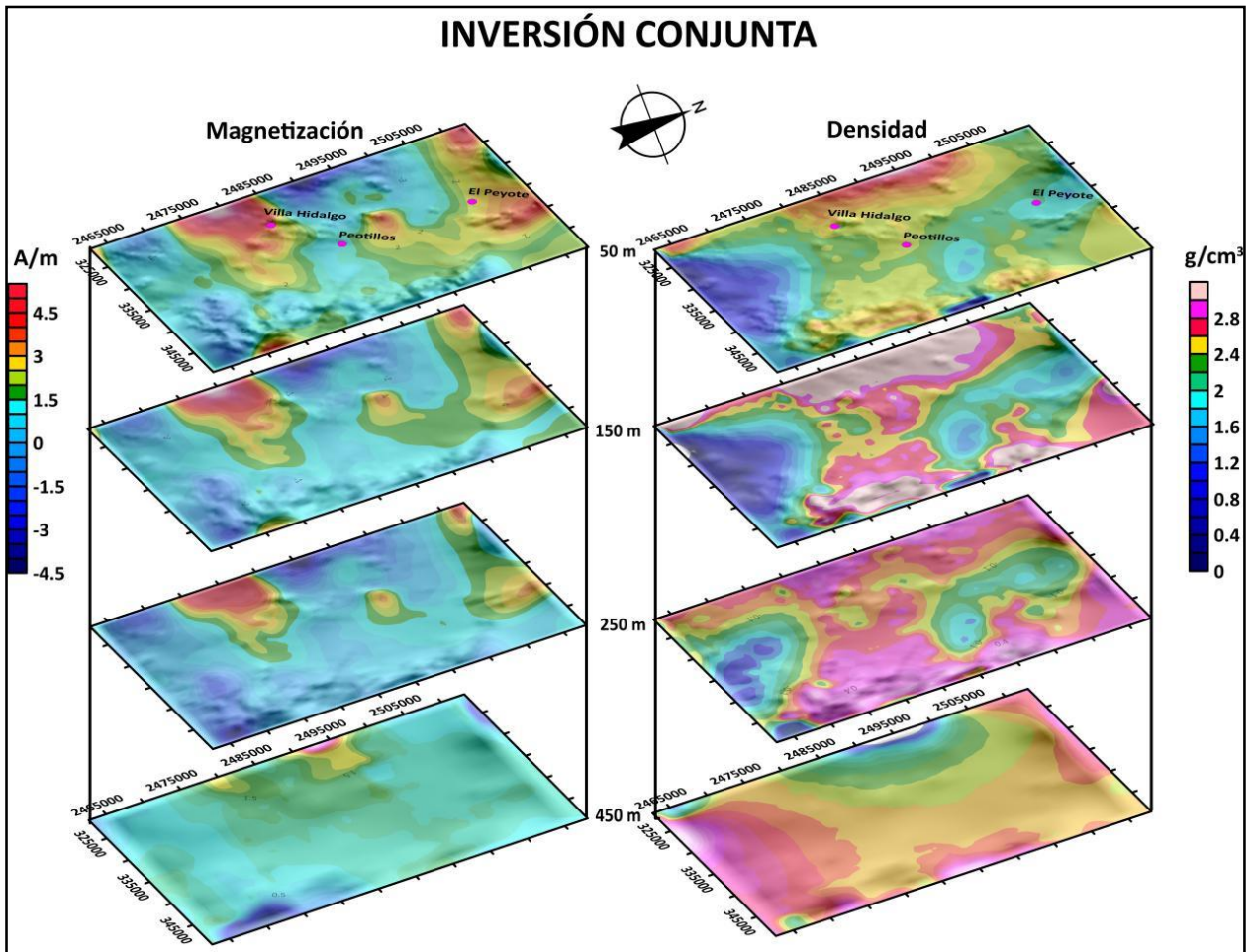


Figura 6.17 Inversión separada 3D de los datos potenciales de la CVH.

Los resultados de inversión 3D mostraron un buen ajuste ($rmsg=1.26$ y $rmsm=1.09$) (Figura 6.18). Sin embargo, los modelos a profundidad, tiene una variación de densidad y magnetización no muy clara, esto aunado a un valor de convergencia grande, indica que los modelos no pueden llegar a ser estructuralmente similares y cumplir con la condición de ajuste a los datos a profundidades grandes para este caso de estudio.

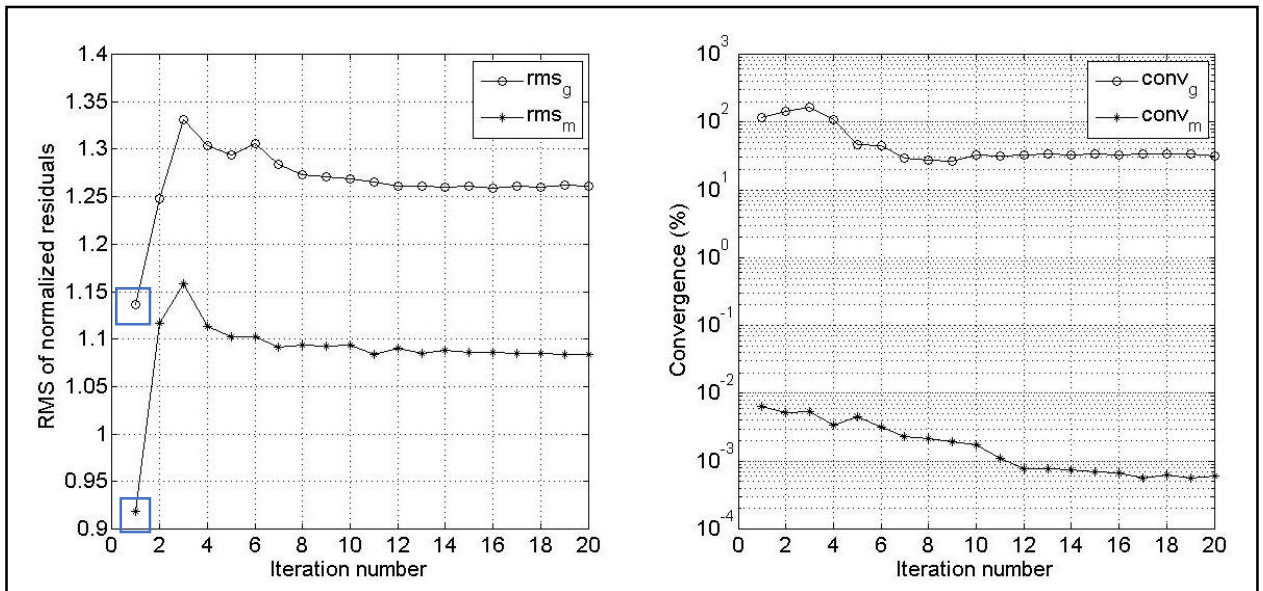


Figura 6.18 Ajuste de los datos (a) y convergencia (b) para cada iteración del experimento de inversión conjunta con datos reales. Los cuadrados en (a) indican el rms de la primera iteración (inversión separada).

Aun cuando los datos de campo gravimétricos y magnéticos caracterizan diferentes fuentes, la restricción de gradientes cruzados proporciona una determinación conjunta de algunas fronteras comunes de esta manera. De esta manera, usamos únicamente los términos de ajuste a los datos, suavidad en los modelos y la restricción de gradientes cruzados, con lo cual logramos obtener una interpretación realista de nuestros modelos.

De manera general en el modelo de inversión conjunta 3D de los datos magnéticos (Figura 6.19A) los valores altos de magnetización (colores cálidos) se encuentran asociados principalmente a rocas intermedias a máficas y los valores bajos se asocian a rocas sedimentarias y material de relleno, mientras que para el modelo de inversión conjunta 3D de los datos gravimétricos (Figura 6.19B) los valores altos se correlacionan a calizas mesozoicas que se encuentran en gran parte de las inmediaciones de la CVH y los valores bajos a material aluvial y/o de relleno.

En ambos casos existe una anomalía positiva a la altura de la coordenada $Y = 2480000$ que contrasta hacia el sur con una anomalía negativa y al norte con valores intermedios (color verde) a bajos.

La anomalía positiva se relaciona con la presencia de un bloque levantado y la anomalía negativa presente en la parte sur se asocia al graben de Corcovada-Concordia. La formación de ambas estructuras apoya la hipótesis que la zona de la cuenca de Villa Hidalgo tuvo un origen por procesos de cizalla dextral.

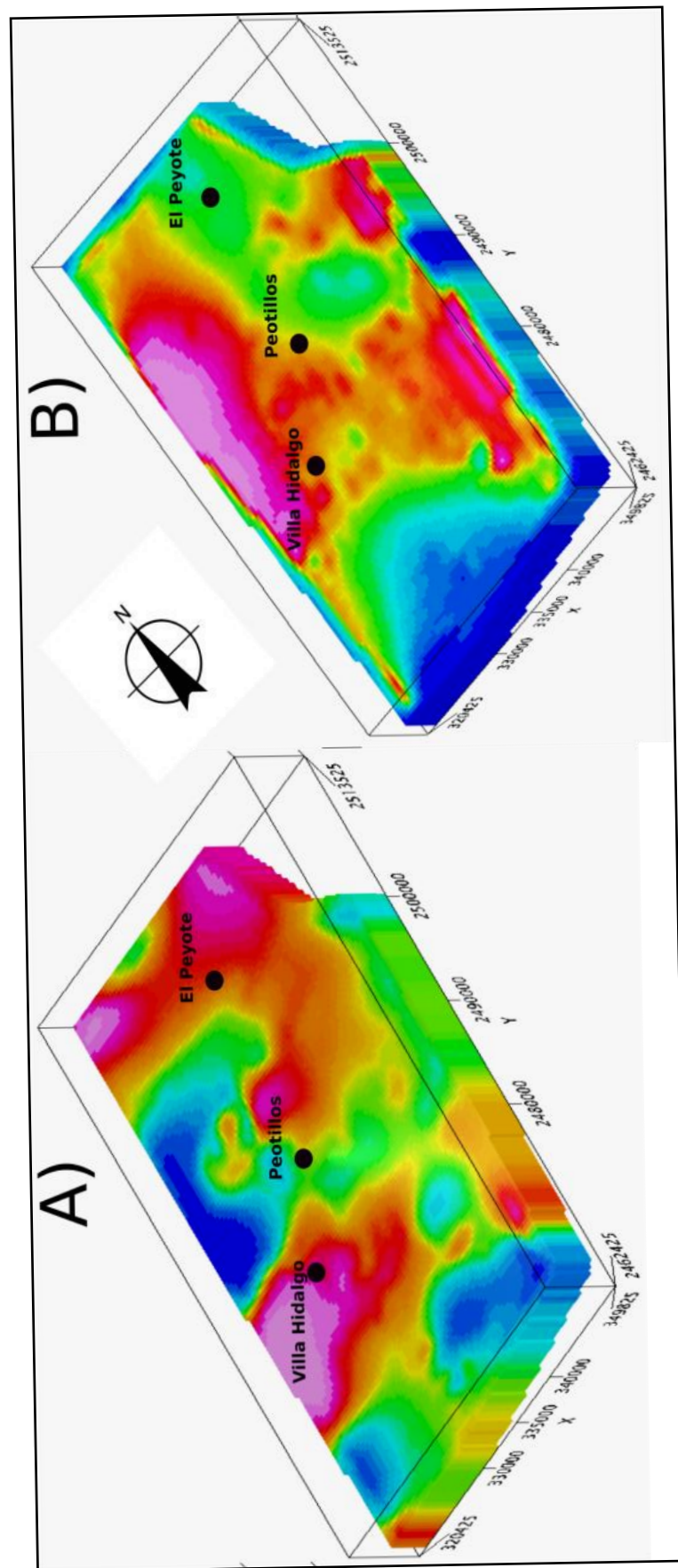


Figura 6.19 Inversión conjunta 3D de los datos potenciales de la CVH, A) modelo de inversión 3D de los datos Magnéticos terrestres, B) modelo de inversión 3D de los datos gravimétricos terrestres.

6.5. Modelación y análisis geoelectrico

Para poder determinar las estructuras presentes en el subsuelo, las posibilidades geohidrológicas y la geometría de los acuíferos presentes en el sistema de la CVH, se procedió a determinar la distribución geoelectrica en el subsuelo a partir de las mediciones de los SEV, AMT y MT los cuales se encuentran distribuidos en gran parte de la zona de estudio (Figura 6.19).

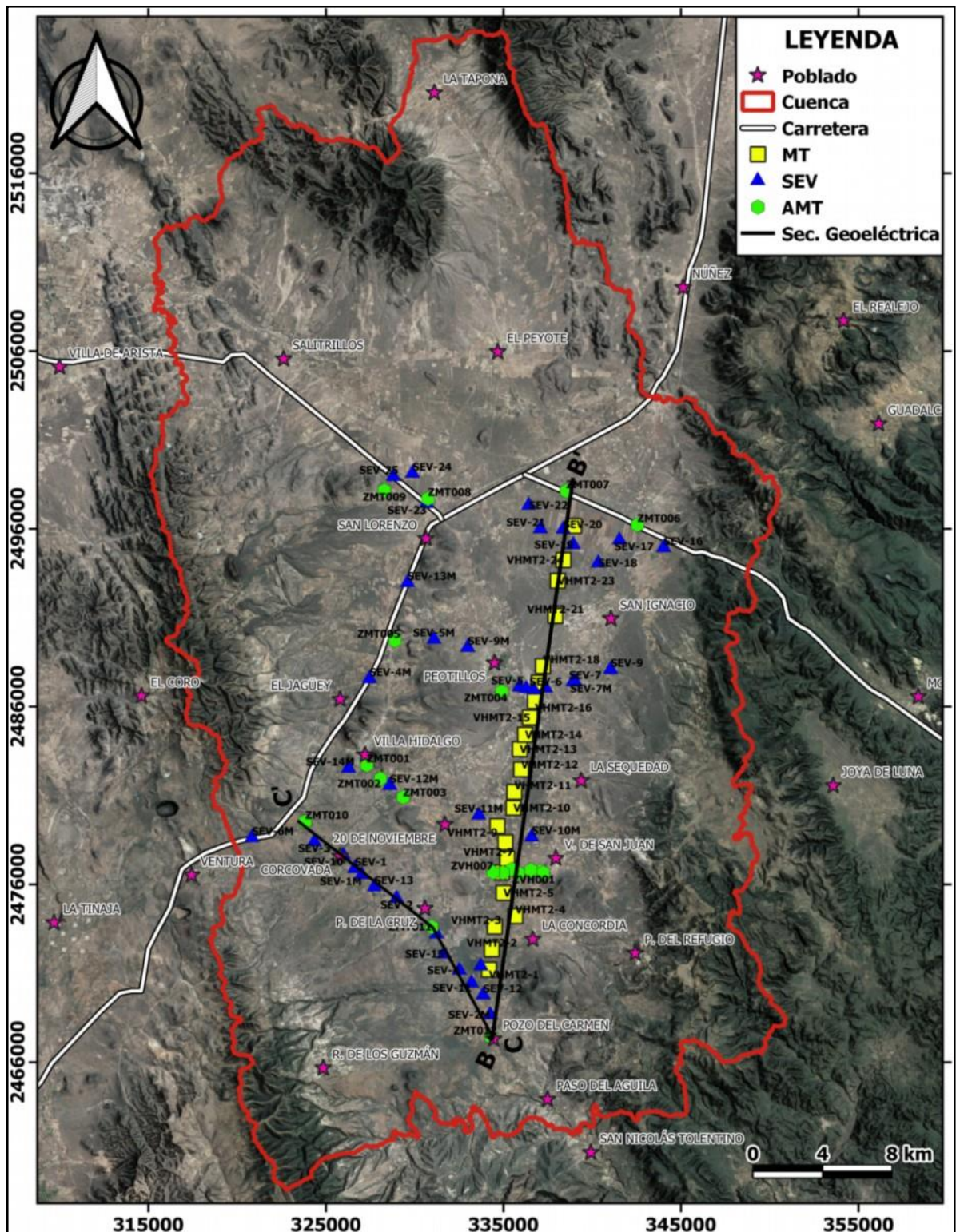


Figura 6.20 Ubicación de SEVs, AMTs y MTs y secciones geoelectricas.

6.5.1 Mapas de resistividad aparente

Después de calcular la inversión y los modelos 1D con el algoritmo Occam, para cada uno de los SEVS, AMTs y MTs medidos, los resultados fueron interpolados para generar planos de resistividad (ρ) a diferentes profundidades con el objeto de visualizar la variación de la ρ a profundidad. La Figura 6.16 muestra los cortes de ρ a profundidades de 0, 100, 300 y 500 metros, en donde se observa que las zonas de baja resistividad se asocian a zona con posibilidades hidrogeológicas. En la configuración de ρ a una profundidad (Pr) de = 0 m (Figura 6.21) se puede observar la presencia de resistividades bajas en una franja de rumbo N-S que inicia en el SSE de la CVH y continua por el graben de Peotillos mostrando resistividades $<50 \Omega m$, dicha franja tiene una bifurcación hacia el oriente con dirección NW-SE. Para $Pr= 100m$ se observa un alto de resistividad en zona central cuyos valores de resistividad son relativamente alto (500-1000 Ωm), siendo rodeado por valores bajos (10-100 Ωm). La configuración de ρ para $Pr= 300m$, muestra una configuración homogénea con valores que van de medios (100) a altos (500), teniendo 2 bajos eléctricos, uno en la porción norte y otro en la parte sur. En el mapa generado con la configuración de ρ a una profundidad de = 500m, se distingue la alineación de una franja de valores bajos (5-15 Ωm) en la parte oriental de la CVH, el cual se extiende en dirección N-S y que a su vez contrasta con los valores ubicados hacia el poniente de la zona de estudio. Para la configuración $Pr=1000$ se observan una franja de resistividades altas de dirección E-W ubicado en la parte central del área de estudio que contrasta con zonas de valores medios (100-300 Ωm) en el norte y en el sur.

6.5.2 Sección Geoeléctrica C-C'

La sección C-C se localiza en la porción SSW de la zona de estudio la cual tiene un rango de ρ que va de los 5 a los 300 Ωm , de acuerdo a la sección eléctrica mostrada en la Figura 6.22A. En la sección geoeléctrica C-C' (Figura 6.22B), se identificaron 6 diferentes unidades geoeléctricas (UG), las cuales se correlacionaron con las diferentes unidades del lugar, para interpretar así la sección geológica C-C'. En la sección geológica (Figura 6.22) UG I se correlacionó las altas resistividades (200-1000 Ωm) a la presencia de la Formación Tamabra, la cual se encuentra en la parte poniente de la CVH en la Sierra del Coro y que representa la zona de transición (talud) entre la PVSLP y la CMC. La UGII tiene un rango de ρ de 40-60 Ωm asociados a materia de gravaconglomerado de formación San Nicolás, dicha Formación está también correlacionada con la UGIII que contiene valores de 10-30 Ωm relacionados a la presencia de arena y limo. La UGIV (valores de 70-250 Ωm) se asocia a baltos que afloran en pozo del Carmen y la Sierra del Coro. La UG V (70-300 Ωm), se interpretó asociada a material conglomerático presente en los estribos de la gran mayoría de las sierras que rodean a la CVH. Y por último la UGVI está vinculada a material aluvial presente en los diversos valles que existen en la CVH.

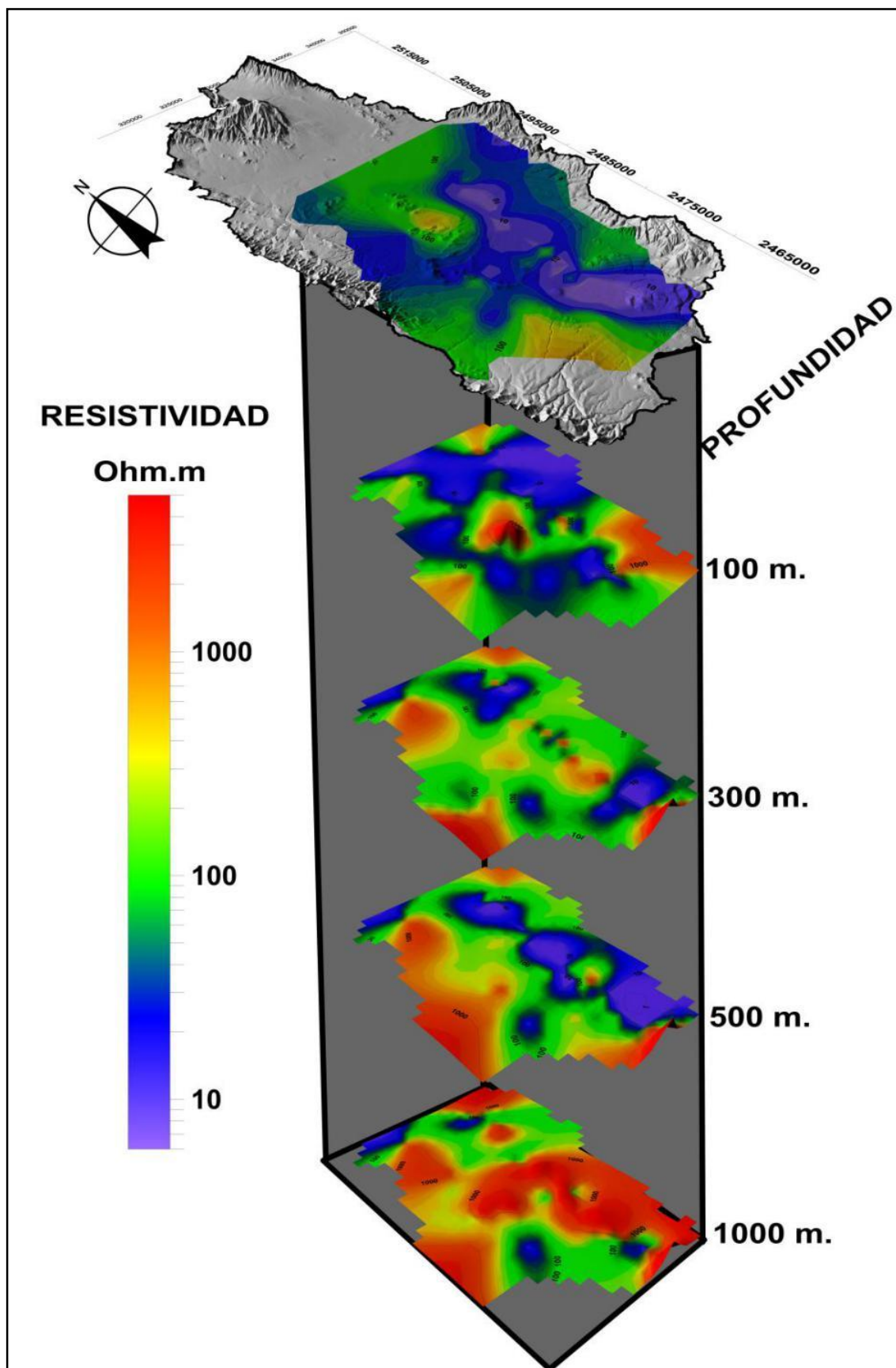


Figura 6.21 Corte de resistividad aparente a 0, 100, 300 y 1000 m de profundidad estimada a partir de la inversión 1D interpolada a partir de los modelos calculados.

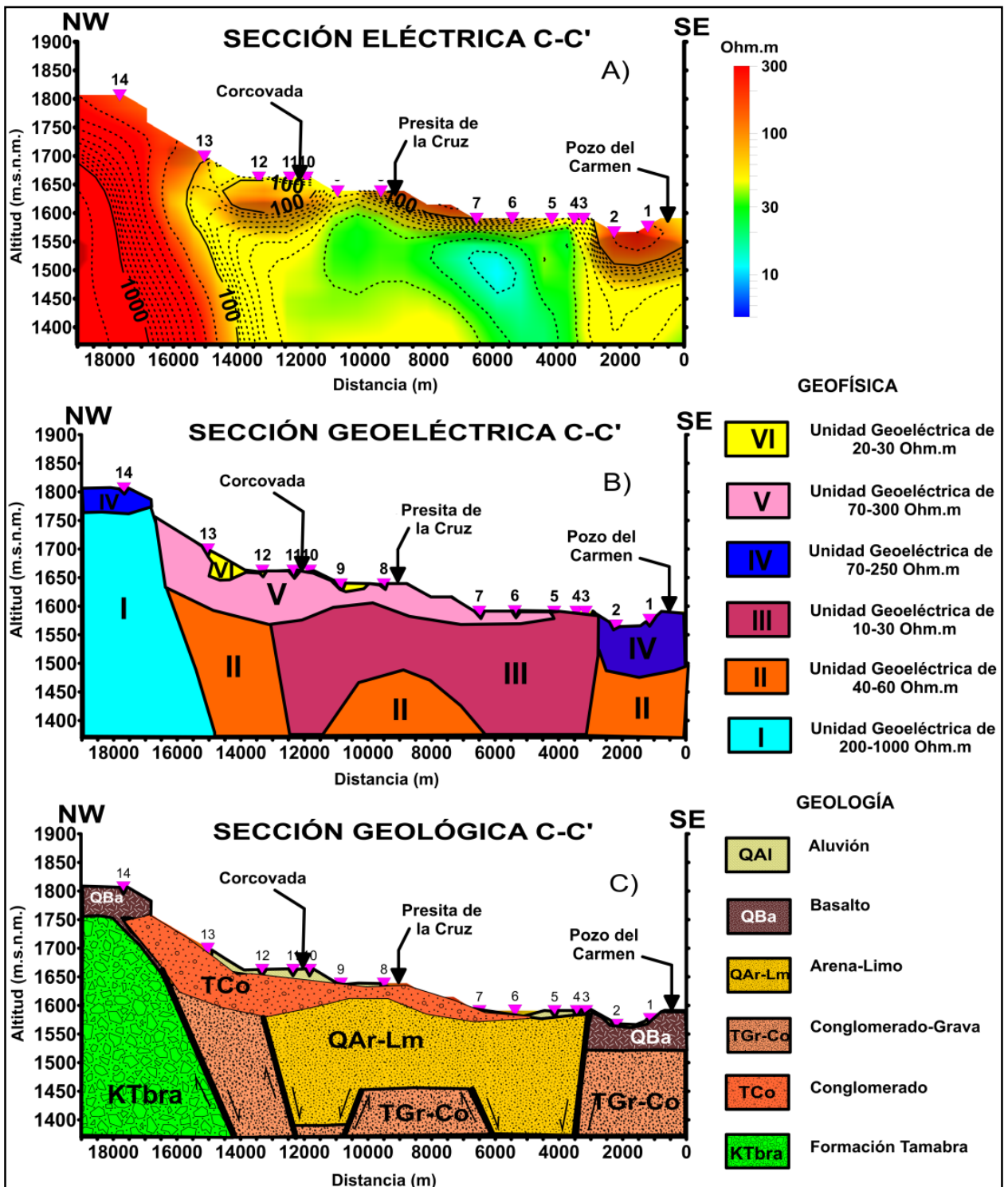


Figura 6.22 Sección C-C' A) Sección eléctrica, b) Sección geoeléctrica, c) Sección geológica.

6.5.2 Sección Geoeléctrica B-B'

La sección B-B' se localiza sobre el graben de Peotillos de la zona de estudio y se observa que la sección eléctrica tiene valores que van de los 10 a los 1000 Ωm , de acuerdo a la sección eléctrica mostrada en la Figura 6.23A. En la sección geoeléctrica C-C' (Figura 6.23A), se identificaron 4 UGs, en la sección geoeléctrica B-B' (Figura 6.23B) las cuales de acuerdo a su rango de valor se interpretaron geológicamente.

La sección geológica (Figura 6.19C) UG1 se tiene bajas resistividades (10-70 Ωm) y se asocia a material de relleno y a la Formación San Nicolás, siendo la unidad con mayor interés hidrogeológico de la zona, la UG2 tiene valores de ρ de 100-250 Ωm asociándose a la unidad volcánica ignimbritas Santa María. La UG3 con valores de 250-500 Ωm se interpretó como Formación Cárdenas y por último la UG4 se interpretó como Formación El Abra.

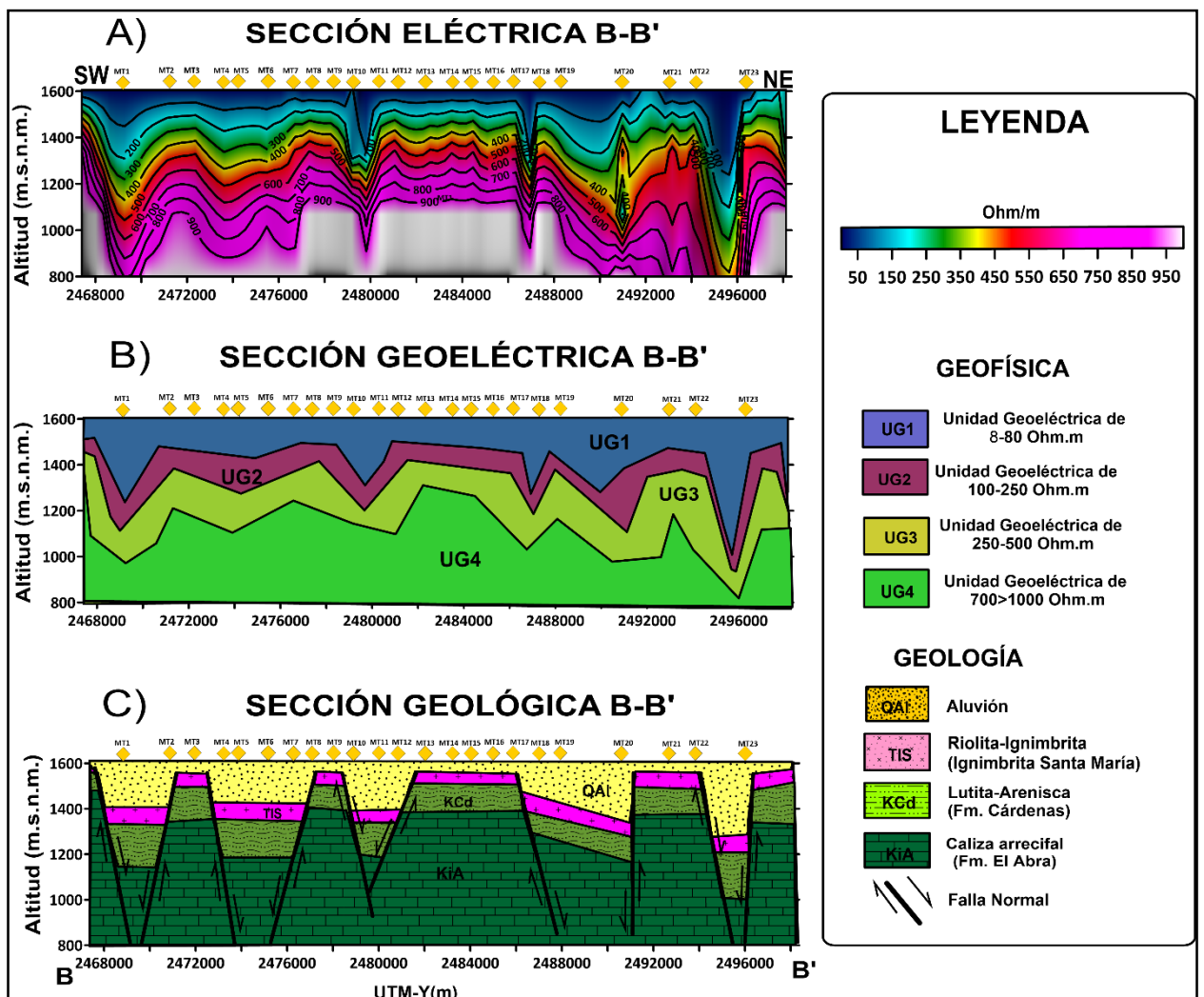


Figura 6.23 Sección B-B' A) Sección eléctrica, B) Sección geoeléctrica, C) Sección geológica.

Es importante mencionar que en las dos secciones Geoeléctricas se detectaron contrastes laterales muy pronunciados que sugieren la discontinuidad de las unidades geológicas, por lo que se han interpretado como fallas, sugiriendo una vez más que la zona estuvo sometida a un régimen transtensional asociado a una zona de cizalla dextral.

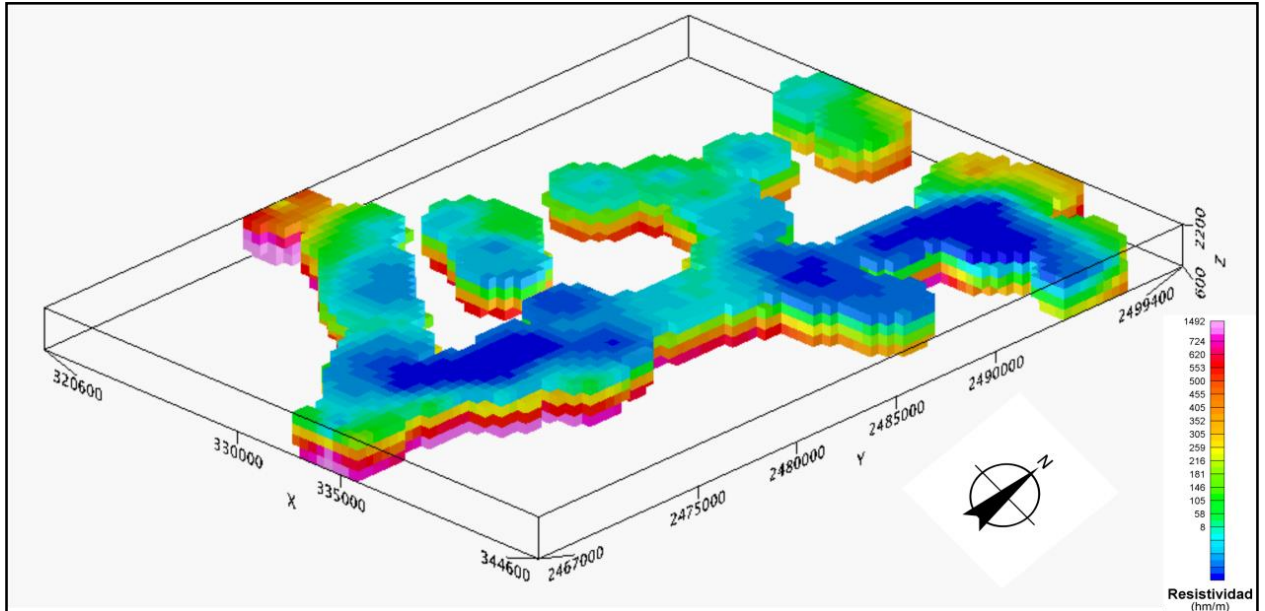


Figura 6.24. Modelo geoelectrico 3D configurado a partir de los SEVs, AMT y MT realizados en la zona de estudio.

Después de realizar el análisis 2D se configuró un modelo de distribución de resistividades en 3D (Figura 6.24), el cual proporcionó un panorama más amplio de cómo está distribuida la respuesta eléctrica en las diferentes direcciones del medio, ya que se puede observar que la base de la configuración se encuentran las resistividades más altas y en la parte superficial las que tienen los valores más bajos, concordando muy bien con la caliza de la Formación El Abra que se encuentra en la base y en la parte superficial con material de la Formación San Nicolás y material aluvial.

6.6 Modelo geofísico 3D

Para hacer una interpretación integral de los datos geofísicos se realizó un modelo geofísico 3D en el que se combinaron la inversión conjunta 3D por gradientes cruzados de los métodos potenciales y el modelo geoelectrico 3D calculado a partir de los SEVs, AMT y MT (Figura 6.25).

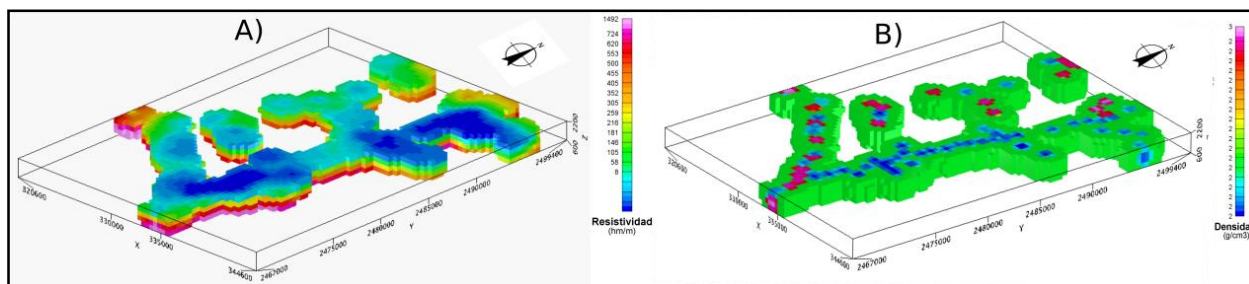


Figura 6.25 Modelo geoelectrico 3D configurado a partir de los SEVs, AMT y MT, A) modelo de resistividades, B) modelo equivalente de densidades.

Para poder integrar los datos antes mencionados se tomó como base el modelo gravimétrico de la inversión conjunta 3D ya que fue el que tuvo mejor ajuste y representación estructural. El modelo geoelectrico se puso en función de los valores de densidad equivalentes a cada unidad geológica caracterizada por los SEVs, AMT y MT (Figura 6.25) como se muestra en el ejemplo de la tabla 6.1.

Tabla 6.1 Equivalencias de resistividad y densidad de las diferentes unidades geológicas

ID	X	Y	Z	Espesor (m)	Techo (msnm)	PISO (msnm)	RES (ohm*m)	DENS (g/cm³)	ROCA
1	335474	2476842	1578	7	1578	1571	30	1.8	ALUVIÓN
	335474	2476842	1578	33	1571	1538	5	2	LACUSTRE
	335474	2476842	1578	160	1538	1378	40	1.8	ALUVIÓN
	335474	2476842	1578	100	1378	1278	424	2.3	IGNIMBRITA
	335474	2476842	1578	200	1278	1078	80	2.1	LUTITA-ARENISCA
	335474	2476842	1578	500	1078	578	865->1000	2.7	CALIZA

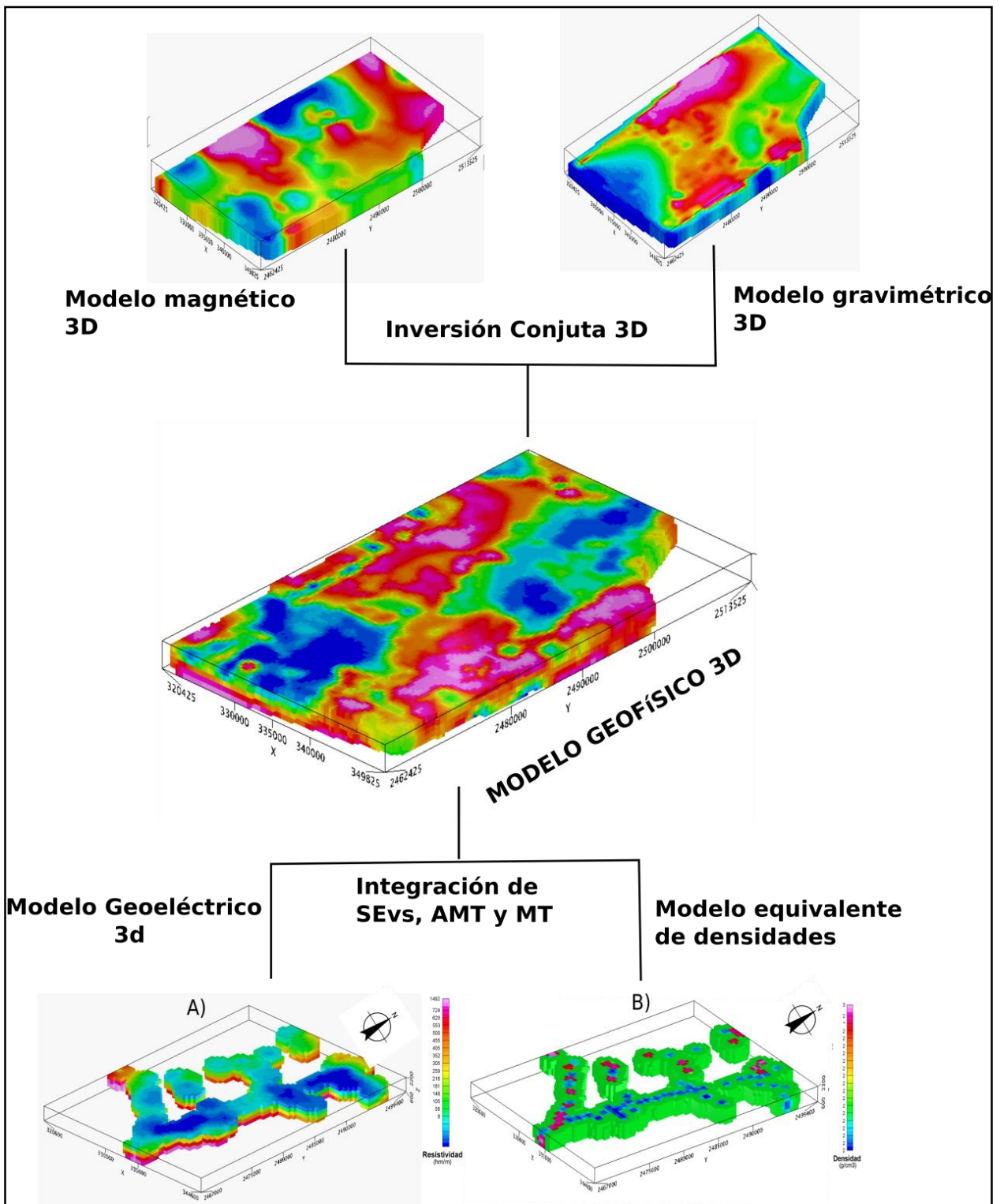


Figura 6.26. Esquema de la metodología utilizada para la construcción del modelo Geofísico integral 3D.

De manera general en el modelo geofísico integral 3D se puede observar que hay una mejor resolución y delimitación de las anomalías geofísicas, dando como resultado en la interpretación de los datos geofísicos con la geología (Figura 6.26)

En este caso los valores altos de densidad se asocian a calizas mesozoicas que se encuentran en gran parte de las inmediaciones de la CVH (Sierra del Coro, de Peutillos, de Álvarez, Peyote y La

Tapona), de igual forma los valores bajos se asocian a la Formación San Nicolás, así como a material aluvial. Otro aspecto a resaltar del modelo es la buena delimitación de las 2 anomalías de valores bajo, la primera ubicada al norte asociada al Graben Salitrillos-Peyote y la segunda al sur influenciada por el graben de Corcovada-Concordia (Figura 6.27).

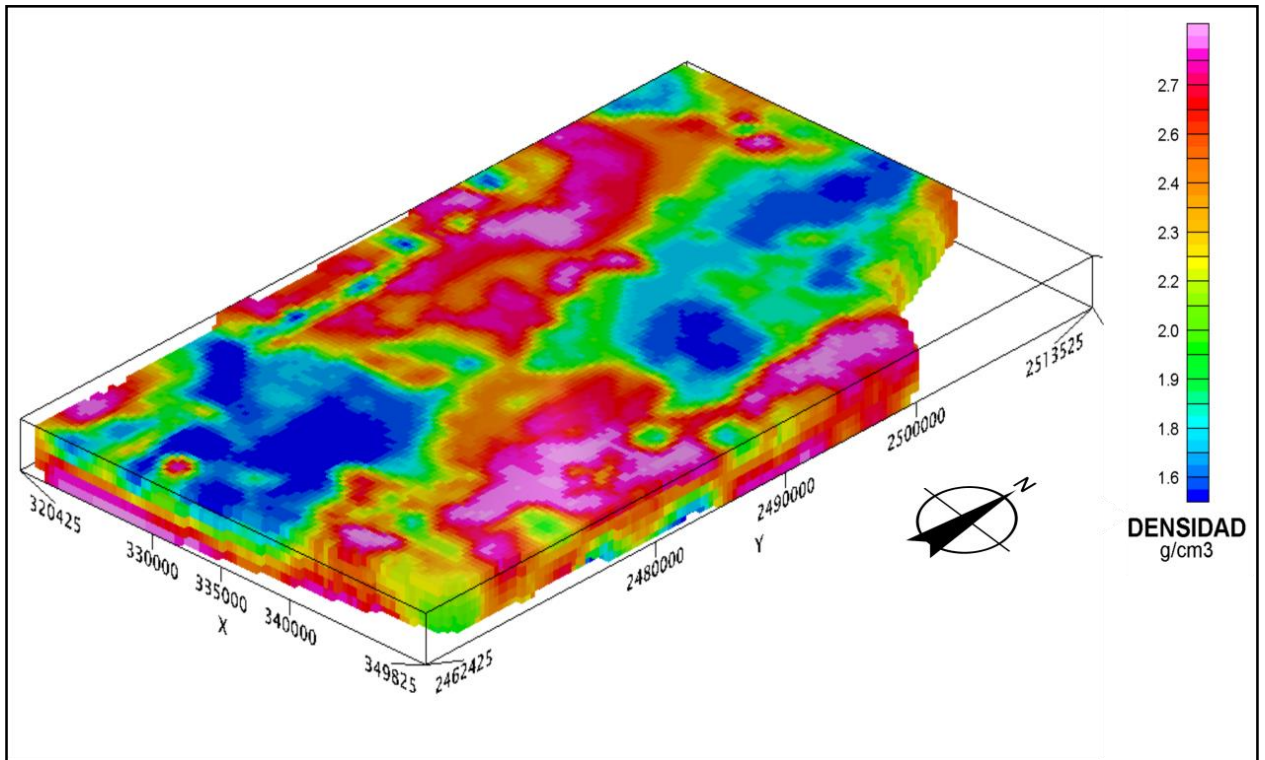


Figura 6.27 Modelo geofísico 3D de la CVH

6.7 Modelación y Evolución geológica 3D de la Cuenca Villa Hidalgo

La realización de un modelo geológico 3D de la CVH tiene como objetivo la caracterización en 3D de su geometría, tratando de representar una aproximación lógica y satisfactoria de la geología del subsuelo, considerando para ello la estratificación y las fallas que corresponden a superficies en el espacio 3D análogas a las de los campos potenciales y los SEVs, AMT y MT. Mientras que los contactos son isovalores de campo potencial, los buzamientos son gradientes de ese campo, proporcionando un modelo 3D del subsuelo lo más real posible de la CVH (Figura 6.28).

En la configuración geológica 3D podemos observar diferentes juegos de fallas y depocentros conformados de manera perpendicular, así como posibles fallas lítricas y en échelon, lo cual nos indican la presencia de varios eventos tectónicos.

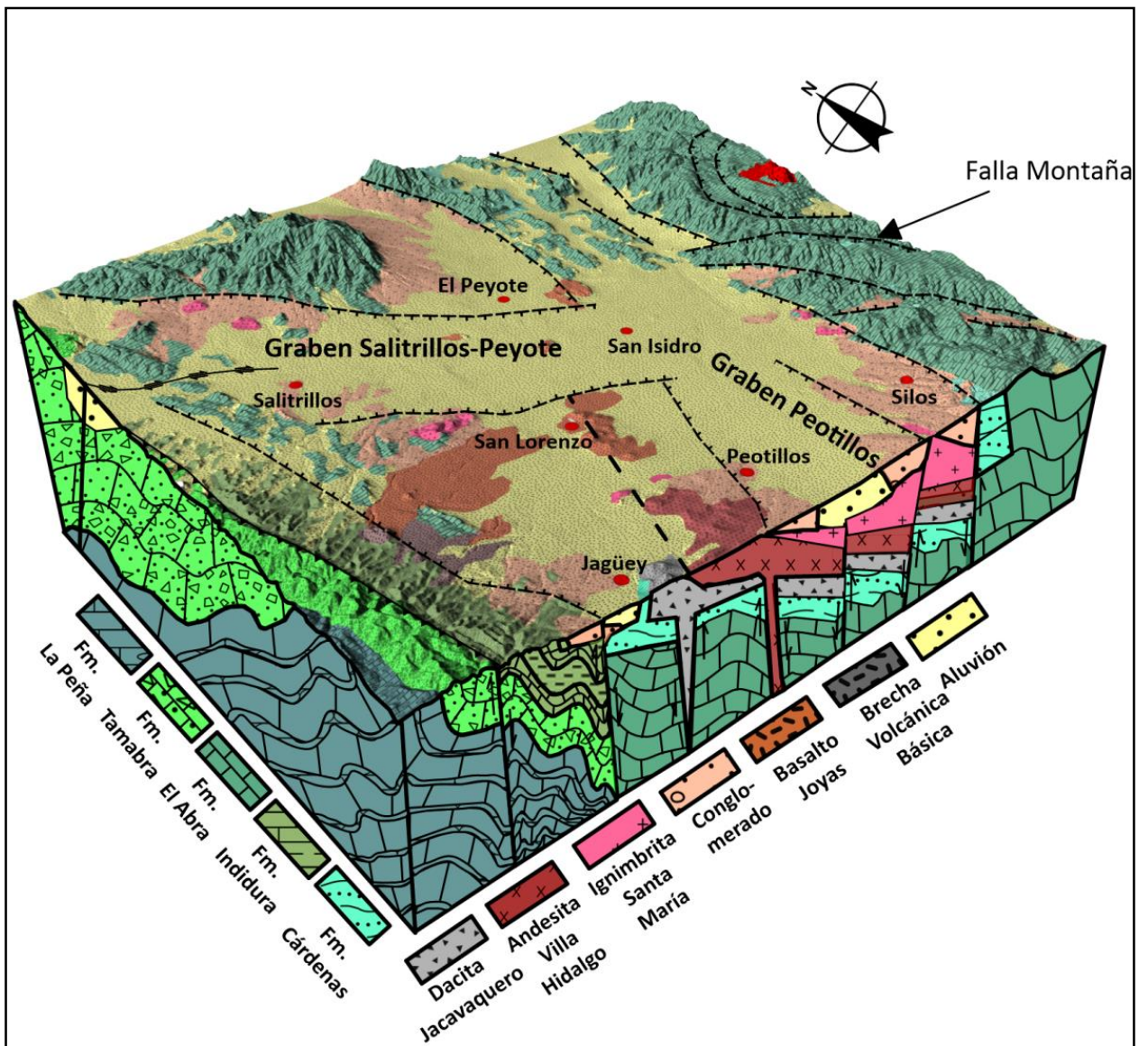


Figura 6.28 Modelo geológico 3D de la CVH

6.7.1 Evolución geológica de la Cuenca Villa Hidalgo

Con la información de datos geológicos y geofísica descritos anteriormente, se presenta un modelo que resume la evolución tectónica para la CVH, basado en los modelos geofísicos-geológicos 2D y 3D obtenidos en este trabajo. La Figura 6.29 resume los eventos tectónicos y episodios vulcano-sedimentarios que tuvieron lugar en esta región. El evento tectónico más antiguo que se puede identificar en la zona de estudio es de la fase compresiva de la Orogenia Laramide (Figura 6.29), formando innumerables pliegues recostados y fallamiento inverso. Después de la Orogenia Laramide, se registró un cambio tectónico importante en el Paleoceno tardío-Eoceno temprano en la región, ya que de un régimen compresivo se pasó a uno de transpresión que involucró levantamiento de bloques y la formación de cuencas (Figuras 6.29B) lo anterior se denota en el área de estudio por una zona de cizalla dextral delimitada a lo largo de las fallas Matehuala-San Luis Potosí (Tristán-González et al., 2009) localizada al poniente de la zona de estudio y la Falla Cerritos localizada al poniente de la CVH (Figura 6.29).

El movimiento lateral derecho de estos dos bloques provocó una serie de estructuras en échelon y levantamientos de pequeños bloques exponiendo el basamento Triásico en zonas aledañas a la CVH, también causó el desarrollo de fallas con rumbo NW-SE (Tristán-González et al., 2009) asociándose a los lineamientos de la misma orientación detectados en la zona de estudio con geofísica, sirviendo como conductos para el emplazamiento de rocas plutónicas y volcánicas durante el Eoceno-Oligoceno (Figuras 6.29C y D), pudiendo así interpretarse como posibles fallas antes no consideradas.

Posteriormente la región fue afectada por un periodo de subsidencia formando grábenes de orientación NW-SE ocasionando que las rocas volcánicas y depósitos clásticos continentales quedaran apilados y posteriormente sepultados (Barboza-Gudiño et al., 2002; Tristán-González et al., 2009) (Figura 6.29E).

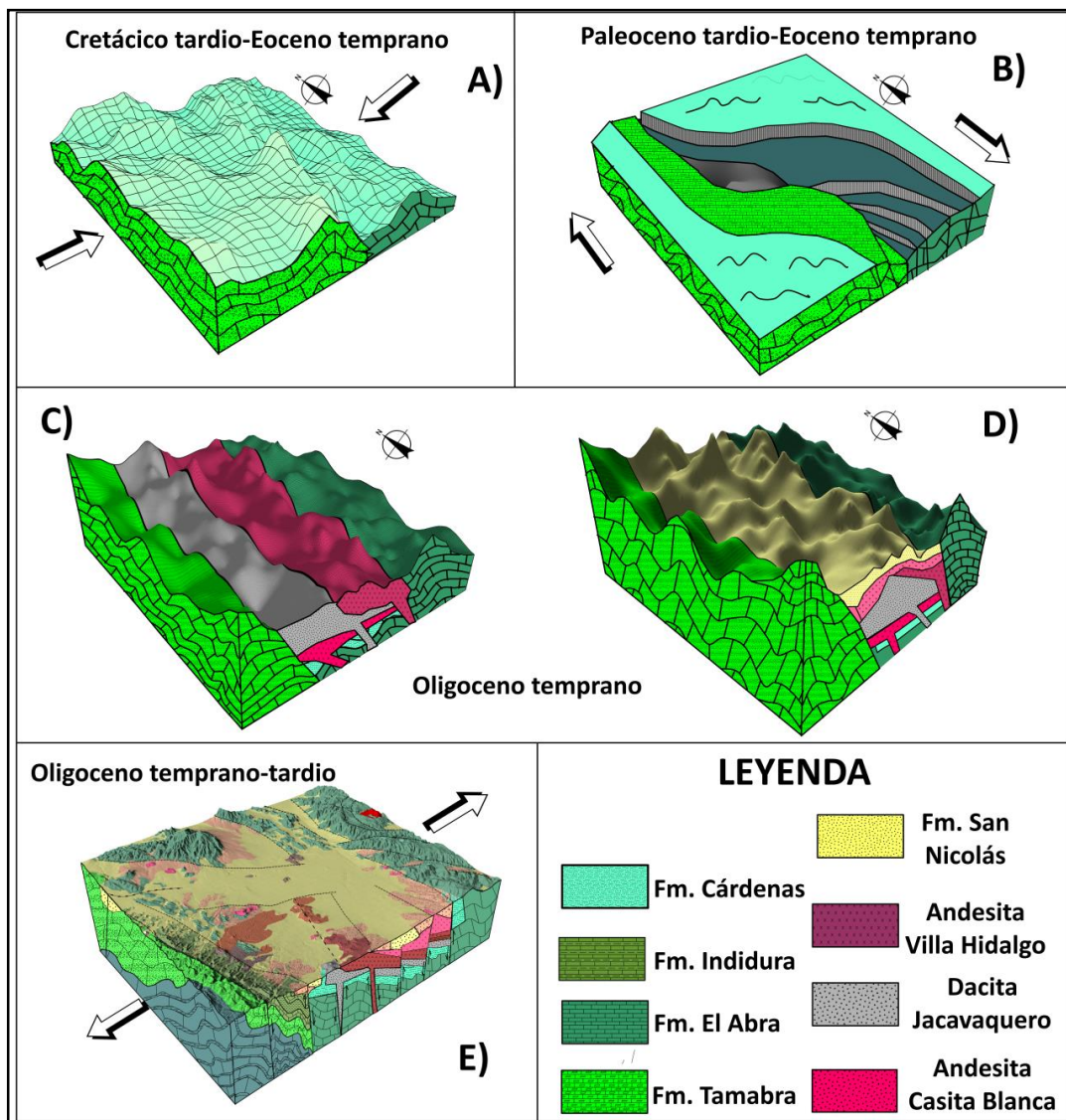


Figura 6.29 Modelo tectónico de la CVH, que abarca desde la fase final de la orogenia Laramide en el Cretácico tardío- Paleoceno temprano hasta el evento de fallamiento lístrico del Oligoceno tardío-Mioceno temprano.

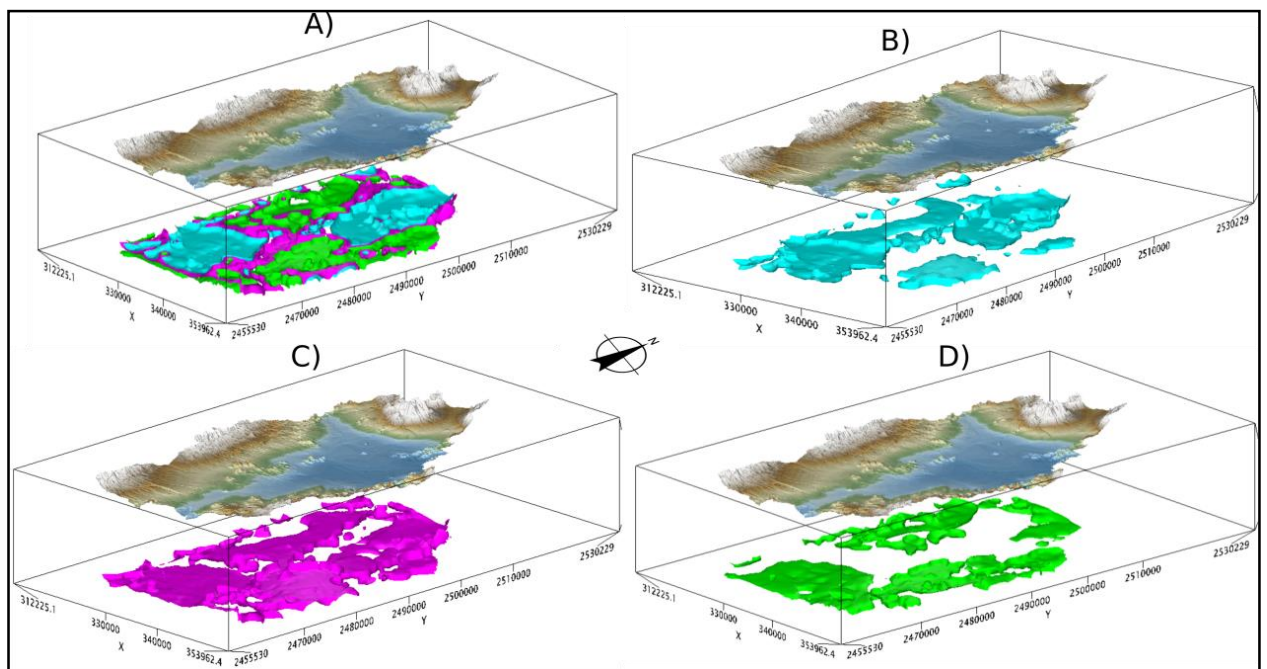
6.8 Análisis y evaluación del régimen hidrotectónico de la Cuenca Villa Hidalgo

6.8.1 Funcionamiento hidrogeológico

El agua subterránea se localiza principalmente en tres unidades hidrogeológicas, que a su vez forman diferentes tipos de acuíferos (Figura 6.30A). La primera unidad se localiza en el material de relleno de las fosas constituida por sedimentos lacustres intercalados con conglomerados semiconsolidados de espesores que varían de 100 m a 300 m, siendo de tipo libre a semiconfinado (Figura 6.30B), y cubiertos por una capa arcillosa que funciona en todo el valle como acuitardo.

La segunda unidad corresponde al lecho rocoso constituido por rocas volcánicas de composición riolítica y dacítica fracturadas del Oligoceno y algunos basaltos del Cuaternario clasificándose como un acuífero semiconfinado (Figura 6.30C).

La tercera unidad la conforman calizas arrecifales de la Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano), clasificándose como un acuífero cárstico confinado por lutitas y areniscas de la Formación Cárdenas (Maastrichtiano-Campaniano), teniendo un alto potencial hidrogeológico a profundidades que van de los 400 a 1000 m aproximadamente en el graben de Peotillos (Figura 6.30D).



Con los valores piezométricos (obtenidos de restar al valor de elevación del brocal de los pozos la profundidad del nivel estático medida en campo), se configuró una malla de valores isopiezométricos con el que se construyó la red de flujo del agua subterránea, mostrando las zonas de recarga localizadas en casi toda la periferia del graben de Peotillos y dirección preferencial S-N (Figura 6.32A).

El agua subterránea se infiltra e interconecta en los diferentes tipos de acuíferos a través de fallas y fracturas del subsuelo, originadas tanto por movimientos extensivos como laterales ocasionando permeabilidad secundaria tanto en las rocas volcánicas como en las rocas sedimentarias del Cretácico presentes en el subsuelo (Figura 6.32B).

La principal zona de descarga coincide con los valores más bajos de elevación y densidad de la CVH donde en profundidad se vincula con una depresión probablemente conectada a la falla “Montaña” nombrada así por su cercanía al poblado del mismo nombre, estableciendo una interconexión entre el sistema acuífero de Villa Hidalgo y el sistema acuífero de Cerritos.

Con la integración de los modelos geofísicos 3D se pudo configurar de manera detallada la geometría del acuífero (Figura 6.31) pudiéndose estimar un volumen del acuífero libre de 782,000 hm³.

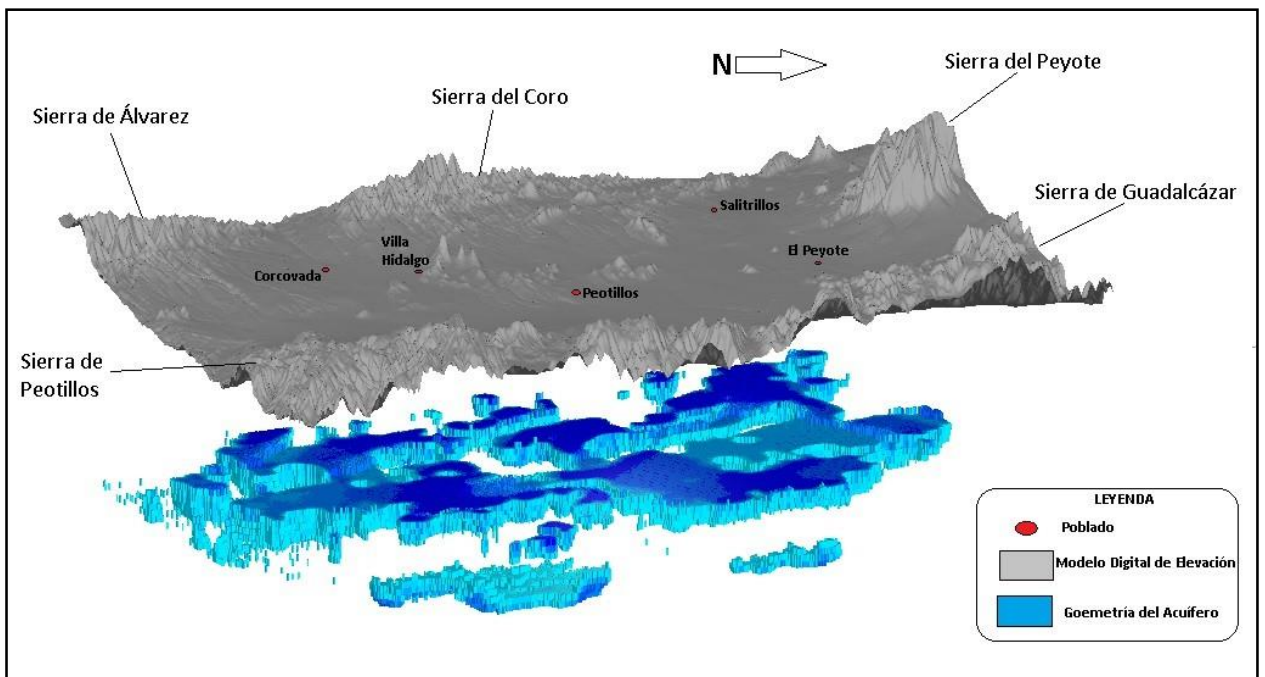


Figura 6.31 Vista detallada 3D de la geometría del Acuífero Libre de la Cuenca Villa Hidalgo

CONCLUSIONES

La interpretación convencional de los diferentes datos potenciales, sondeos Magnetotelúricos y eléctricos verticales junto con la aplicación de filtros y algoritmos matemáticos como la Deconvolución de Euler, el algoritmo matemático del ángulo de Inclinación Tilt y el espectro de potencias, permitieron caracterizar de manera eficiente los lineamientos geofísicos-estructurales, así como la identificación del posible basamento metamórfico en la Cuenca de Villa Hidalgo.

Con la inversión conjunta por gradientes cruzados en 2D y 3D de métodos potenciales se obtuvieron modelos de la distribución espacial del magnetismo y densidad de la zona de estudio, obteniendo que el modelo 3D de mejores resultados fue el gravimétrico (densidad), en el cual las zonas de contrastes de densidad se correlacionaron de manera efectiva con fallas tanto de carácter local como regional.

El área de estudio se encuentra afectada por diversos sistemas de fallas regionales los cuales, de acuerdo a la interpretación del mapa de densidad de lineamientos, se pudieron identificar fallas y estructuras con direcciones preferenciales NW-SE y N-S y no habían sido reportadas.

El origen de los sistemas NW-SE debido a la Orogenia Laramide y a una zona de cizalla desarrollada en el margen oeste de la zona de estudio y los sistemas de dirección N-S están asociados al evento extensional del Basin and Range, sugiriendo la posible interpretación de la Cuenca de Villa Hidalgo como una zona transtensional.

En la sección A-A' ubicada dentro del graben de Peotillos se identificaron fallas escalonadas, un pilar tectónico en el centro y la presencia de una depresión en el NE, los cuales controlan la dinámica del flujo subterráneo en la zona. También se identificaron 2 capas a profundidad, la primera se correlaciona posiblemente a una secuencia Jurásica-Triásica a profundidades que varían de 900 a 1400 metros y la segunda se asocia al basamento metamórfico de la zona de estudio a profundidades de 1600 a 2000 metros.

La piezometría y el modelado geofísico-geológico permitieron reconocer qué bordes del área de estudio actúan como zonas de recarga y el flujo del agua subterránea tiene una dirección preferencial S-N, circulando por las unidades geológicas conformadas en los diferentes tipos de acuíferos a través de las fallas originadas tanto por movimientos extensivos como laterales, fracturando y causando permeabilidad secundaria en las rocas volcánicas y rocas sedimentarias.

La modelación geofísica 2D y 3D indica la presencia de una falla normal (Falla Montaña) en la parte oriental de la CVH y al NNW se identificó una fosa tectónica con dirección NW-SE no reportada, la cual se nombró informalmente en este trabajo como Graben Salitrillos-Peyote intersectándose en su parte SE con el Graben Peotillos, también se identificó el Graben de Corcovada-Concordia de rumbo NW-SE, el cual cruza con el Graben Peotillos en el Valle de Concordia, de manera general se propone que el origen de dichas estructuras se debe a que la CVH se encuentra dentro de una zona de cizalla dextral delimitada por las fallas transcurrentes de Cerritos al oriente y Matehuala-San Luis Potosí al poniente.

La principal zona de descarga coincide con los valores más bajos de elevación y densidad de la CVH donde en profundidad se vincula con una depresión probablemente conectada a la falla “Montaña”, estableciendo una posible interconexión entre el sistema acuífero de Villa Hidalgo y el sistema acuífero de Cerritos.

Con la integración de los modelos geofísicos 3D se configuró de manera detallada la geometría del sistema acuífero pudiéndose estimar un volumen del acuífero libre de 782,000 hm³.

Las fallas regionales y locales profundas tienen un comportamiento dual, actuando como posibles barreras para el flujo horizontal de agua subterránea y simultáneamente como conductos para el flujo vertical poniendo en contacto al acuífero superior (libre) del Cuaternario con el acuífero inferior (semiconfinado) localizado en rocas volcánicas fracturadas del Oligoceno y el acuífero cárstico profundo (confinado) del Cretácico, existiendo la posibilidad de la ocurrencia de dos corrientes de flujo: una local de dirección S-N y otra regional con la misma dirección.

REFERENCIAS

- Aguayo C., J. E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of a cretaceous reef complex, eastern Mexico: *Inst. Cienc. Mar y Limn., Universidad Nacional Autónoma de México, Anales*, V. 5, P. 83-140.
- Almaguer Rodríguez, Joselín de Lourdes. (2013). "Estudio magnetoteléurico con fines de interés geotérmico en el sector norte del Nevado de Ruiz, Colombia". (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Ansari, A.H. and Alamdar, K. (2009) Reduction to the Pole of Magnetic Anomalies Using Analytic Signal. *World Applied Sciences Journal*, 7, 405-409.
- Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005. Reactivation of the San Marcos fault during mid-to late Tertiary extension, Chihuahua, México: *Geological Society of America S. P.*, v. 393, p. 509-521.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectono-magmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 59–71.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G., 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 53.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, 29, 67–79.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49–63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance, *Geosphere*, 6(5), 621–640.

- Barboza-Gudiño, R., López-Doncel, R., Mata- Segura, J.L., 2002, Carta Geológico-Minera Villa Hidalgo F14-A74, escala 1:50000: México, Estado de San Luis Potosí, Secretaría de Economía, Consejo de Recursos Minerales y Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, 42
- Beiki, M., Bastani, M., Pedersen, L.B., 2010, Leveling HEM and aeromagnetic data using differential polynomial fitting: *Geophysics*, 75(1), 13–23.
- Berdichevsky, M., Dmitriev, V; 2008. Models and methods of magnetotellurics. Berlín: Springer.
- Bhattacharyya, B.K., 1966, Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body: *Geophysics*, 31(1), 97–121.
- Bird, P., 2002. Stress direction history of the western United States and México since 85 Ma. *Tectonics*, v. 21, n. 3. pp. 5-1, 5-12.
- Blakely, R.J., 1995, Potential theory in gravity and magnetic applications: Cambridge, Reino Unido, Cambridge University Press, 441 p.
- Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., Baker, H., 2003, Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods: *Journal of African Earth Sciences*, 37, 191–205.
- Burger, H.R., 1992, Exploration geophysics of the shallow subsurface: New Jersey, E.U.A, Prentice Hall, 489.
- Bump, A. P., 2003. Reactivation, trishear modeling and folded basement in Laramide uplifts: Implications for the origins of intracontinental faults: *GSA Today*, v. 13, p. 4-10.
- Campbell, Kenneth W. (1997). “Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra”. *Seismological Research Letters*, vol. 68, No. 1, pp. 154-179.

- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 605-645.
- Carrillo Bravo, B.J., 1961. Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 13, pp. 1-98.
- Carrillo Bravo, B.J., 1965. Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17, pp. 73-96.
- Carrillo-Bravo, J, 1971. La Plataforma de Valles-San Luis Potosí.- *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 23, pp 1-113.
- Centeno-García, E., 2005, Review of upper Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper*, 393, 233–258.
- Chapin, David A., 1996. Theory of the Bouguer gravity anomaly: a tutorial, *The Leading Edge* ,.
- Chávez Cabello, G., 2005. Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Tesis doctoral. Juriquilla, Querétaro. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 266 p.
- Chávez-Cabello, Aranda-Gómez, J. J., Iriondo, A., 2011. Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, A. C., v. 56, n. 1-2, p. 80-91.
- Chávez Cabello, G., 2016. La Sierra Madre Oriental de México, un cinturón orogénico de pliegues y cabalgaduras de la Cordillera de Norteamérica, *Revista de Divulgación científica y tecnológica de la Universidad Autónoma de Nuevo León*, v. 19, n. 82.

- Chennouf, T., Khattach, D., Milhi, A., Andrieux, P., Keating, P., 2007, Major structural trends in northeastern Morocco: the contribution of gravimetry: *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 383–395.
- Clark, K. F., Foster, C. T., and Damon, P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico: *Geological Society of American Bull.*, v. 93, p. 533-544.
- Coney, P.J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny. New México. *Geological Society Special Publication*, v. 6, pp. 5-10.
- Coney, P. J., 1978. Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics: en Schmidt, R. B. y Eaton, G. P., eds., *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera*. *Geological Society of America Memoir*, v. 152, p. 33-50.
- Coons, R.L., Woollard, G.P., Hershey, G., 1967, Structural Significance and Analysis of Mid-Continent Gravity High: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51, 2381–2399.
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin: New México. *Society of Exploration Geophysics*, 181–197.
- Córdoba-Méndez, D.A., 1964, *Geology of Apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico*, Tesis de maestria: Austin, University of Texas, 111.
- DeCelles, P. G., 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA. *American Journal of Science*, v. 304, pp. 105–168.
- DeCelles, P.G.; Mitra, G., 1995. History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of American Bulletin*, v. 107, n. 4, pp. 454-462.
- Dickinson, W. R., 1975. Potash-depth (K-h) relations in continental-margin and intraoceanic magmatic arcs: *Geology*, v. 3, p. 53-56.

- Dickinson, W.R., 2004. Evolution of the Northamerican Cordillera. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2004. v. 32.
- Dickinson, W.R., et al., 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, pp. 1023-1039.
- Eguiluz De A. S.; Aranda, G.M.; Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, pp. 1-26.
- Elston, W. E., Bornhorst, T. J., 1979. The Rio Grande rift in context of regional post-40 m.y. volcanic and tectonic events, en: *Rio Grande rift: Tectonics and Magmatism*, ed. R. E. Riecker: American Geophys. Union, p. 416-438.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Ruiz-González, J.E., Torres-Hernández, J.R., Martínez-Hernández, E., Gama-Castro, J., 2016. A new Miocene formation from The Peotillos-Tolentino Graben fill, Western Sierra Madre Oriental at San Luis Potosí, Mexico: Part 1, *Geology*, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2), 247-282
- Fitz Díaz, E., et al., 2014. Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt. *Earth and Planetary Science Letters* v. 391, pp. 263–273.
- FitzGerald, D., Reid, A., McInerney, P., 2004, New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Computers & Geosciences*, 30, 461–469.
- Fulla, J., Fernández, M., Zeyen, H., 2008, FA2BOUG - A FORTRAN 90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free-air anomalies: Application to the Atlantic-Mediterranean transition zone: *Computers & Geosciences*, 34(12), 1665–1681.
- Fregoso Becerra, E., 2010, Inversión conjunta 3D de múltiples datos geofísicos usando restricciones de gradientes cruzados. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 243p.

- Furones Ángel M., 2011. Sistema y marco de referencia terrestre. sistemas de coordenadas. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Universidad Politécnica de Valencia, 26 p.
- Gallardo, L. A. y M. A. Meju. 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*. 30(13): 1658.
- Gallardo, L. A. y M. A. Meju. 2004. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysical Research*. 109: B03311.
- Garcia, X., & Jones, A. G. (2002). Decomposition of three-dimensional magnetotelluric data. In M. S. Zhdanov, & P. E. Wannamaker (Eds.), *Three-dimensional electromagnetics*, volume 35 of *methods in geochemistry and geophysics*, chapter 13 (pp. 235-250). Elsevier.
- Goldhammer, R. K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico: en Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Geological Society of America S. P. v. 340, p. 1-58.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, *Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico*: Houston, Texas - New Orleans, Louisiana, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence–stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú–Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico basin – tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 45–81.
- Grajales Nishimura, J.M., Terrell, D.J., and Damon, P.E., 1992. Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío–Jurásico en

Chihuahua, Durango y Coahuila. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 42, p. 1-18.

- Hackney, Ron, y Featherstone, Will, 2001. Are we misinterpreting gravity anomalies? En Proceedings Chapman conference on exploration Geodynamics, eds. Louis Moresi y Dietman Müller, pp 78-79.
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: Tectonophysics, v. 318, p. 1-26.
- Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., Saad, A.H., 2013, Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications. Cambridge, U. K., Cambridge University Press, 512.
- Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J.R., Schulz, H.M., 2002, Late Triassic submarine fan in northwestern San Luis Potosí, México Lithology, facies and diagenesis: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 2002, 705–724.
- Humphreys, D.R., 1988. Has the earth's magnetic field ever flipped? *Creation Research Society Quarterly*, vol. 25(3), pp. 130-137.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Jr., Diaz, T., 1948, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 32, 1750–1761.
- Jones, G. 1992. Electrical properties of the lower continental crust in: Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R. W. Continental lower crust. Elsevier publications; p: 81-143.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la Parte Central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 85, 205.
- Langel, R. A. and Hinze, W. J., 1998, The magnetic field of the Earth's Lithosphere, The satellite perspective, Cambridge University Press,s, ISBN:

0521473330.

- Lehmann, C., et al., 1999. Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern México. Geological Society of America Bulletin, v. 111, no. 7, pp. 1010-1029.
- López-Doncel, R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico Medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V. 20, pp 1-19.
- López-Doncel, R., Soto-Araiza, R.G., Dircio-Castro, D., 2008, Carta Geológico-Minera Peotillos F14-A75, escala 1:50000, Estado de San Luis Potosí: Secretaria de Economía Servicio Geológico Mexicano y Universidad Autónoma de San Luis Potosí-Instituto de Geología, 1 mapa.
- López-Doncel, R., Soto-Araiza, R.G., Dircio-Castro, D., 2007, Carta Geológico-Minera Peotillos F14-A75, escala 1:50000, Estado de San Luis Potosí: Secretaria de Economía, Servicio Geológico Mexicano y Universidad Autónoma de San Luis Potosí-Instituto de Geología, texto explicativo de la carta, 67 p.
- Lu, R.S., Mariano, J., Willen, D.E., 2003, Differential reduction of magnetic anomalies to the pole on a massively parallel computer: Geophysics, 68(6), 1945–1951.
- Marquardt, D.W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters: Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11, 431–441.
- Martínez-Pérez, J., 1972, Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24, 327–402.
- McKee, J.W.; Jones, N.W.; Anderson, T.H., 1988. Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern México. Geology, v. 16, pp. 37-40.
- McKee, J.W.; Jones, N.W.; Anderson, T.H., 1999. Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México, in: Bartolini, C.; Wilson, J. L.; Lawton, T. F. eds. Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of

North-Central México. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340, pp. 161-189.

- Milligan, P.R. and Gunn, P.J. (1997) Enhancement and Presentation of Airborne Geophysical Data. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17, 63-75.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994, Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213–217.
- Mishra, D.C., Naidu, P.S., 1974, Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields: *Geophysical Prospecting*, 22, 345–353.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Diaz, T.G., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 757–771.
- Mixon, R.B.; Murray, G.E.; Diaz, T.G., 1959. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, México. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, pp.757-771.
- 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, 507-517.
- Nettleton, L.L., 1976. *Gravity and Magnetics in oil prospecting*, McGraw-Hill, EU.
- Neves, A. S. D. (1957). The generalized magneto-telluric method. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 285–318.
- NOAA. 2010. IGRF. Recuperado de <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>.
- Orellana, E. 1974. *Prospección geoelectrica (por campos variable)*. Paraninfo, Madrid, p: 574

- Ortega Gutiérrez, F.; Ruiz, J.; Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North American during the late Paleozoic. *Geology*, v. 23, No. 12, pp. 1127-1130.
- Oruç, B., 2011, Edge Detection and Depth Estimation Using a Tilt Angle Map from Gravity Gradient Data of the Kozali-Central Anatolia Region, Turkey: *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1769–1780.
- Oviedo-Padrón, E. G., 2008. Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua y su relación con el Levantamiento de Plomosas: UNAM, Centro de Geociencias, Juriquilla, Qro., Tesis de Maestría, 98 p.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role In the evolution of the Gulf Of Mexico: *Geofísica Internacional*, V. 25, No. 1, P. 157-206
- Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIX, n. 1, p. 19-42.
- Padilla y Sanchez R. J., 2016. Late Triassic-Late Cretaceous Paleogeography of Mexico and the Gulf of Mexico, GCSSEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference, At Houston, Tx.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México. Austin, Texas, University of Texas [Ph D. Thesis], 217 p.
- Parsons, T., 1995. The Basin and Range Province, in *Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics*: Olsen, K., ed., Amsterdam, Elsevier, p. 277-324.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012, The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, 1–38.
- Peotillos F14 A75, escala 1:50000, Estado de San Luis Potosí: Secretaria de Economía, Servicio Geológico Mexicano y Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, 67.

- Phillips, J.D. (2000) Locating Magnetic Contacts: A Comparison of the Horizontal Gradient, Analytic Signal, and Local Wavenumber Methods. Society of Exploration Geophysicists, Abstracts with Programs, Calgary.
- Piña-Varas P, Ledo J, Queralt P, Marcuello A, Bellmunt F, Hidalgo R, Messeiller M (2014) 3-D magnetotelluric exploration of Tenerife geothermal system (Canary Islands, Spain). *Surv Geophys* 35:1045:1064
- Pous, J., Heise, W., Schnegg, P., Muñoz, G., Martí J., & Soriano, C. (2002). Magnetotelluric study of the las cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): Structural and hydrogeological implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1-2), 249-263. doi:10.1016/S0012-821X(02)00956-1
- Ramírez, R. C., 1978. Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista Instituto de Geología*, v. 2, pp. 5-42.
- Ramos-Leal, J.A., López-Loera, H., Martínez- Ruiz, V.J, Aranda-Gomez, J.J., 2007, Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectricos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 31–46.
- Reddi, A.G.B., Mathew, M.P., Baldau, S., Naidu, P.S., 1988, Aeromagnetic evidence of crustal structure in the granulite terrane of Tamil Nadu-Kerala: *Journal of Geological Society of India*, 32, 368–381.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J., Somerton, I.W., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, 55, 80–91.
- Reid, A.B., FitzGerald, D., McInerney, P., 2003, Euler Deconvolution of gravity data. Society of Exploration Geophysicists (SEG): Annual Meeting, 580–583.
- Reynolds, R.L., Rosenbaum, J.G., Hudson, M.R., Fishman, N.S., 1990, Rock magnetism, the distribution of magnetic minerals in the earth's crust, and magnetic anomalies in geological applications of modern aeromagnetic surveys:

United States Geological Survey Bulletin, 1924, 24–46.

- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: *Geophysics*, 57, 116-125.
- Salem, A. y R. Smith, 2005. Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 53(1): 83-89.
- Salvador, A., 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico basin: en Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin*, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 389-444.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition in Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, 118, 63–84.
- Shepherd, T., Bamber, J.L., Ferraccioli, F., 2006, Subglacial geology in Coats Land, East Antarctica, revealed by airborne magnetics and radar sounding: *Earth Planet Science Letters*, 244, 323–335.
- Silva-Romo, G., 1994, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, estados de San Luis Potosí y Zacatecas, Tesis de Maestría: Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 144.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429–442.
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, 35(2), 293–302.
- Stewart, J.H., 1998. Regional characteristics, tilt domains, and extension history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, en: Faulds, J. E., and Stewart, J. H., eds., *Accommodation zones and transfer zones:*

The regional segmentation of the Basin and Range Province. Geological Society of America S. P., v. 323, p. 47-74.

- Talwani, 1998. Manik, Errors in the total Bouguer reduction, short note. Geophysics , 63, 1125-1130.
- Telford, M., Geldart, P., Sheriff, E. 1990. Applied Geophysics. 2nd edition USA Cambridge University Press.
- Tikhonov, A. N., 1950 Determination of the electrical characteristics of the earth`s crust. Dokl. Akad. Nuak, USSR, Vol. 73. 295 – 297 pp
- Thompson, D.T., 1982, EULDPH: A new technique for making depth estimates from magnetic data: Geophysics, 47(1), 31–37.
- Torres-Hernández, J.R., 1994, Evolución estructural de la Sierra de Guadalcázar, San Luis Potosí: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 77 p.
- Torres, R., et al., 1999. A Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, in: Bartolini, C.; Wilson, J. L.; Lawton, T. F. eds. Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, pp. 1-58.
- Torres-Hernández, J.R., Barboza-Gudiño, R., Rodríguez-Ríos, R., Saucedo-Girón, R. Tristán-Capetillo, C., García-Pérez, K., 2009, Carta Geológico-Minera y Geoquímica Santa Catarina F14-A85, escala 1:50000: México, Secretaria de Economía, Servicio Geológico Mexicano y Universidad Autónoma de San Luis Potosí-Instituto de Geología, texto explicativo de la carta, 83 p
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Hervé Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61(3), 287–303.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-

Hernández, J.R., Bellon, H., 2008, Post- Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics*, 471(1), 136–152.

- Velasco Tapia F., et al., 2008. Mineralogía y geoquímica de sedimentos clásticos de la Formación San Felipe, Sierra Madre Oriental (Cretácico Superior), NE De México. *Geos*, v. 28, no. 2, Octubre, 2008.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green., C.M., MacKenzie, C., 2004, New Insights into Magnetic Derivatives for Structural Mapping: *The Leading Edge*, 23.
- Vozoff, K. 1972. The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins. *Geophysics*, 37(1); p: 98-141
- Wernicke, B. P., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U. S. Cordillera, en: B. C. Burchfiel, P. W. Lipman, and M. L. Zoback (Editors), *The Cordilleran Orogen; conterminous U. S., The Geology of North America*, Geological Society of America, v. G-3, p. 553-581.
- Winker, C.D., y Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 72, p. 318-346
- Wilson, J.L., 1990. Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México: a review: in: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León.* v. 4, pp. 5-45.
- Ye, H., 1997. The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE México: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin, in: *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast México.* Dallas, Texas, *American Association of Petroleum Geologists Field Trip*, v. 10, pp. 85-115.

- Yonkee, W.A., Weil, A.B., 2015. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera Orogenic System. *Earth Sci. Rev.* 150, 531-593.
- Zapata-Zapata, J.L., Pérez-Venzor, J.A., 1979, Cartografía Geológica de la Hoja Peotillos, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 63, 30.
- Zavala-Monsiváis, A., Barbosa-Gudiño, J.R., Velasco-Tapia, F., García-Arreola, M.E., 2012, Sucesión Volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el Noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 277–293.
- Zoback, M. L., Anderson, R. E., Thompson, G. A., 1981. Basin and Range rifting in northern Nevada: clues from a mid-Miocene rift and its subsequent offsets: *Geology*, v. 6, p. 111-116.