

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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Estudio de la corteza superficial mediante el uso de
métodos potenciales en Peñamiller, Querétaro:
Identificación de zonas con potencial sísmico**

Tesis que presenta

Martha Jeannette Alcantar Peña

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Vsevolod Yutsis

San Luis Potosí, S.L.P., 18 de Octubre de 2017



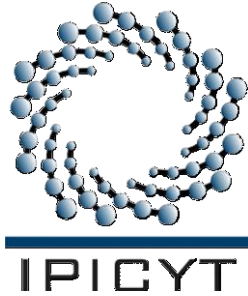
Constancia de aprobación de la tesis

La tesis *“Estudio de la corteza superficial mediante el uso de métodos potenciales en Peñamiller, Querétaro: identificación de zonas con potencial sísmico”* presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Martha Jeannette Alcantar Peña** y aprobada el dieciocho de octubre del dos mil diecisiete 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. Vsevolod Yutsis
Director de la tesis

Dr. Héctor López Loera
Miembro del Comité Tutorial

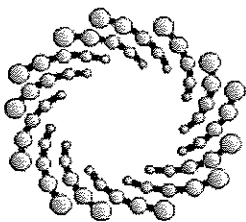
Dr. Juan Martín Gómez González
Miembro del Comité Tutorial



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. Vsevolod Yutis.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 575835 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 030 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 18 días del mes de octubre del año 2017, se reunió a las 11:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Héctor López Loera	Presidente	IPICYT
Dr. Juan Martín Gómez González	Secretario	UNAM
Dr. Vsevolod Yutis _	Sinodal	IPICYT

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

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Martha Jeannette Alcantar Peña

sobre la Tesis intitulada:

Estudio de la corteza superficial mediante el uso de métodos potenciales en Peñamiller, Querétaro: identificación de zonas con potencial sísmico

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutis _

El Jurado, después de deliberar, determinó

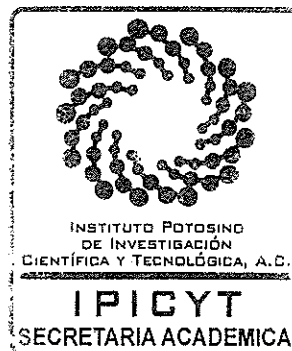
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 12:25 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 18 días del mes de octubre de 2017.


Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Dedicatorias

A:

La energía digna que rompe cualquier atadura e impulsa a resolver asuntos estancados con amor, enfado resolutivo, ira, pasión y entrega.

Mi familia: Wen, Yo, Ma, Pa y Nani, que gracias a ustedes soy quién soy y me han dado las herramientas necesarias para impulsarme cada día, me dan el equilibrio y la fuerza para seguir adelante en cualquier locura que se me ocurre...los amo.

A mis amigos que han estado ahí para mí siempre y durante todo mi crecimiento físico, emocional y profesional...los adoro.

Feli, que fuiste otro pilar más en mi vida, mi mejor amigo, compañero de risas y viajes, mi dador de libros de Harry Potter. Así como Yula y papa Feli, por ser unos segundos padres y estar siempre ahí para mí, los quiero.

Principalmente a mí misma por ser siempre fuerte y tenaz.

Agradecimientos

Quiero agradecer de la manera más atenta a la Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) por el apoyo otorgado durante la maestría. Y a su personal por la disposición y amabilidad, especialmente a la Mtra. Ivonne Cuevas y la Ing. Edith Rodríguez.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada.

Agradezco a la División de Geociencias Aplicadas por el apoyo otorgado durante la realización del presente trabajo y la formación académica brindada durante la Maestría. Así como al comité de becas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica por el apoyo económico otorgado para la culminación del presente trabajo.

Al programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IN110415, “Estudio sismotectónico en el municipio de Peñamiller, Querétaro”. Agradezco a la DGAPA-UNAM por la beca recibida”.

Al Doctor Vsevolod Yutsis por sus consejos de cómo seguir el método científico, sus tantas claras y concretas explicaciones así como su paciencia y apoyo.

Al Doctor Juan Martín Gómez González por su paciencia, consejos y apoyo, porque nunca se rindió conmigo, creyó en mí y me brindó más apoyo del que habría imaginado.

Al Doctor Héctor López Loera por sus tan más acertados consejos, el valor del trabajo en equipo y el de ser comprometido con el trabajo. Al Doctor Ángel Fco. Nieto Samaniego por su serenidad, enseñanzas y sobre todo paciencia.

A mis amigos que conocí en esta aventura: Vichi, Gera, Jazz, Angie, Andrea, Raúl, Selene, Vane, Luz, Uriel, Cris, Ángeles, y a todos los demás con los que compartí clases. Les agradezco por hacer mi estancia más bonita, divertida y productiva.

A César, David, Fred, Gaby, Claudia, Karla y Luis, por sus valiosos consejos, ayuda y paciencia, respecto a muchas cosas de geología y geofísica ¡sin ustedes tampoco lo habría logrado!

¡¡INFINITAS GRACIAS!!

CONTENIDO

Constancia de aprobación de la tesis	II
Créditos Institucionales.....	III
Agradecimientos	VI
Lista de Tablas	XIII
Lista de Figuras..... XVIII
Lista de Ecuaciones.....	XVIII
RESUMEN	XX
ABSTRACT.....	XXI
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	22
Planteamiento del Problema.....	24
Hipótesis.....	26
Objetivo general.....	26
Metas.....	26
Área de estudio.....	28
CAPÍTULO 2: GENERALIDADES GEOLÓGICAS.....	30
Geología Regional.....	30
Orogenia Laramide (OL).....	35
Sierra Madre Oriental (SMOr).....	35

VIII

La Mesa Central (MC).....	36
Faja Volcánica Transmexicana (FVT)	38
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL	41
Sistema de fallas San Luis Tepehuanes (SFN-SLT)	41
Sistema de fallas San Taxco San Miguel de Allende (SFN-TSMA)	46
Falla Normal Sanfandila.....	46
Segundo y tercer sistema de fallas normales.....	46
GEOLOGÍA LOCAL	47
Formación Pre-Las Trancas (Jurásico Inferior [?])	47
Formación San Juan de la Rosa (Jurásico Medio-Superior)	47
Formación Las Trancas Santuario (Kimmeridgiano-Barremiano).....	49
Formación Peña Azul (Berriasiano-Barremiano).....	52
Formación El Doctor (Albiano-Cenomiano).....	52
Formación Soyatal-Mezcala (Turoniano-Campaniano)	53
Cenozoico Continental: Grupo El Morro (Eoceno Medio-Oligoceno).....	54
Rocas Volcánicas félsicas (Oligoceno- Mioceno).....	55
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL.....	55
Cabalgadura Higuierillas.....	55
Sinclinal San Lorenzo	56
Cabalgadura San Juanico (continuación de la cabalgadura El Doctor)	56
Anticlinal el Piñón	56

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES	56
Método Magnético	56
Susceptibilidad Magnética de las Rocas	60
Método Gravimétrico	63
Fundamentos físicos	65
CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA	67
Adquisición de datos Geológicos	67
Levantamiento Gravimétrico	67
Gravimetría: Peñamiller	69
Mareas	72
Deriva Instrumental	72
Gravedad Teórica	73
Anomalía de Aire Libre	74
Anomalía de Bouguer Simple	75
Corrección Topográfica o de Terreno	75
Anomalía de Bouguer Completa	77
Levantamiento Magnetométrico	77
Magnetometría: Peñamiller	79
Corrección por Variación Diurna	79
Corrección Geomagnética	81
Lineamientos Geológicos	81

Procesamiento de datos	82
Mapa de Anomalías	82
Reducción al Polo (CMR-RP)	82
Derivadas verticales y horizontales.....	83
Derivada vertical	83
Derivada horizontal	85
Señal Analítica (SA).....	86
Continuación Ascendente (CA).....	87
Pasa Bajos (PB)	87
Deconvolución de Euler	90
Análisis Espectral	92
Modelado 2D	94
Determinación de propiedades físicas de las rocas	94
CAPÍTULO 4: RESULTADOS	97
Cualitativa.....	97
Adquisición de datos Geológicos	97
Mapa de Anomalías	97
Anomalía de Bouguer Satelital.....	98
Anomalía Aeromagnética Residual (CMR).....	99
Dominios.....	102
Dominios Aeromagnéticos (DAM)	104

Dominios Gravimétricos Satelitales (DGS).....	109
Anomalía Magnética Terrestre.....	113
Campo Magnético Total (CMT).....	113
Campo Magnético Residual (CMR).....	113
Campo Magnético Residual con Reducción al Polo (CMR-RP)	115
Anomalía Gravimétrica Terrestre	115
Anomalía de Bouguer Terrestre.....	115
Dominios Magnéticos Terrestres (DMT)	117
Dominios Gravimétricos Terrestres (DGT)	120
Lineamientos Geofísicos.....	124
Lineamientos Aeromagnéticos.....	124
Lineamientos Magnéticos Terrestres	127
Lineamientos Gravimétricos Terrestres	127
Lineamientos “reales”	129
Cuantitativa	131
Análisis Espectral	131
Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Magnéticos Terrestres	132
Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Gravimétricos Terrestres	134
Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Magnéticos Terrestres vs Aeromagnéticos	136

XII

Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Gravimétricos Terrestres vs Gravimétricos Satelitales.....	136
Soluciones Estándar de Deconvolución de Euler.....	137
Esquema de bloques mediante las Soluciones Estándar de Deconvolución de Euler a partir de las anomalías gravimétricas y magnetométricas terrestres	140
Modelado 2D geológico-geofísico de Peñamiller Querétaro.....	145
Interpretación del modelo 2D	148
Apertura del Golfo de México.....	148
Orogenia Laramide	148
Cuencas y Sierras	149
Relación entre zonas con potencial sísmico y modelos tectónicos intraplaca	150
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES	152
BIBLIOGRAFÍA	154

Lista de Tablas

<i>Tabla 1. Clasificación de sismos en función de su ambiente tectónico y profundidad.</i>	23
<i>Tabla 2. Tipos de materiales magnéticos (Kearey et al., 2002).</i>	61
<i>Tabla 3. Ejemplo de susceptibilidades magnéticas en rocas (tomado de Dobrin y Savint, 1988).</i>	61
<i>Tabla 4. Ejemplo de densidades en rocas (tomado de Dobrin y Savint, 1988 en GESOFT, 2005).</i>	63
<i>Tabla 5. Ubicación espacial de la estaciones base gravimétricas.</i>	71
<i>Tabla 6. Índices estructurales para los métodos potenciales.</i>	90
<i>Tabla 7. Parámetros utilizados en el modelo 2D.</i>	96
<i>Tabla 8. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos magnéticos terrestres calculados por medio del método de Spector et al. (1975).</i>	132
<i>Tabla 9. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos gravimétricos terrestres calculados por medio del método de Spector et al. (1975).</i>	134
<i>Tabla 10. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos Magnéticos Terrestres VS Aeromagnéticos calculados por medio del método de Spector et al. (1975).</i>	136
<i>Tabla 11. Tabla 10. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos Magnéticos Terrestres VS Aeromagnéticos calculados por medio del método de Spector et al. (1975).</i>	137

Lista de Figuras

<i>Figura 1. Regionalización sísmica de la República Mexicana y sus principales volcánes</i>	<i>27</i>
<i>Figura 2. Ubicación del área de estudio, en la parte superior se muestra la posición del estado de Querétaro dentro de la República Mexicana.....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 3. Geología regional de la zona de estudio.....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 4. Configuración del Golfo de México.....</i>	<i>32</i>
<i>Figura 5. Paleogeografía durante el Albiano-Pleistoceno Tardío.....</i>	<i>33</i>
<i>Figura 6. Paleogeografía de la SMOr.....</i>	<i>37</i>
<i>Figura 7. La Mesa Central de México.....</i>	<i>39</i>
<i>Figura 8. Faja Volcánica Transmexicana.. ..</i>	<i>40</i>
<i>Figura 9. Fallas de basamento en México.....</i>	<i>42</i>
<i>Figura 10. Elementos estructurales regionales.</i>	<i>43</i>
<i>Figura 11. Topografía regional, los colores fríos indican las alturas máximas y los cálidos las mínimas.. ..</i>	<i>44</i>
<i>Figura 12. Diagrama de frecuencias</i>	<i>45</i>
<i>Figura 13. Geología local del área de estudio.....</i>	<i>48</i>
<i>Figura 14. Columna geocronológica del área de estudio.</i>	<i>50</i>
<i>Figura 15. Columna litológica del área de estudio.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 16. Elementos estructurales de Peñamiller.....</i>	<i>57</i>

<i>Figura 17. Ilustración de las líneas de campo geomagnético terrestre y su origen</i>	59
<i>Figura 18. Esquema que representa al vector de campo magnético</i>	60
<i>Figura 19. Comportamiento magnético de los materiales.</i>	62
<i>Figura 20. Forma real de la superficie terrestre tomadas por el satélite GOCE</i>	64
<i>Figura 21. Esquema de la atracción gravitacional.</i>	66
<i>Figura 22. Excursión de reconocimiento geológico.</i>	68
<i>Figura 23. Distribución de los puntos de medición.</i>	70
<i>Figura 24. Gravimetría terrestre.</i>	71
<i>Figura 25. Anomalías gravimétricas satelitales.</i>	76
<i>Figura 26. Plantilla de Hammer</i>	78
<i>Figura 27. Magnetometría terrestre</i>	80
<i>Figura 28. Anomalía Aeromagnética Residual con (A) primera y (B) segunda derivada vertical, así como (C) primera y (D) segunda derivada horizontal.</i>	84
<i>Figura 29. Anomalía de Bouguer Residual Satelital con (A) primera y (B) segunda derivada vertical, así como (C) primera y (D) segunda derivada horizontal.</i>	86
<i>Figura 30. Comparación entre Anomalías (A, B) Aeromagnética Residual y (C, D) Gravimétrica Satelital con Señal Analítica y Continuación Ascendente de 1500m.</i>	88
<i>Figura 31. Comparación entre Anomalías (A, B) Magnética y (C, D) Gravimétrica Terrestre con Señal Analítica y Continuación Ascendente de 1500m.</i>	89
<i>Figura 32. Soluciones Estándar Deconvolución de Euler en Anomalía Aeromagnética Residual y Señal Analítica.</i>	91

<i>Figura 33. Soluciones Estándar Deconvolución de Euler en Anomalía de Bouguer Residual Satelital y Señal Analítica</i>	92
<i>Figura 34. Espectro de potencia promediado radialmente en anomalía Aeromagnética</i>	93
<i>Figura 35. Perfil A-A´ perpendicular a las anomalías y elementos geológicos.</i>	95
<i>Figura 36. Medición de propiedades físicas en muestra de rocas.</i>	96
<i>Figura 37. Anomalía gravimétrica satelital.</i>	100
<i>Figura 38. Anomalía Aeromagnética.</i>	101
<i>Figura 39. Comparación entre anomalía Gravimétrica Satelital vs Anomalía Aeromagnética de acuerdo a longitud de onda.</i>	103
<i>Figura 40. Separación de dominios Aeromagnéticos por medio del análisis de su longitud de onda.</i>	105
<i>Figura 41. Dominios Aeromagnéticos.</i>	106
<i>Figura 42. Anomalía aeromagnética residual, correlación con elementos geológicos y epicentros sísmicos.</i>	107
<i>Figura 43. Dominios gravimétricos satelitales en la anomalía de Bouguer residual.</i>	111
<i>Figura 44. Anomalía de Bouguer residual, su correlación con elementos geológicos y epicentros sísmicos</i>	112
<i>Figura 45. (A) Campo magnético total, (B) residual y (C) con reducción al Polo de Peñamiller, Querétaro.</i>	114
<i>Figura 46. Anomalía de Bouguer Terrestre.</i>	116
<i>Figura 47. Dominios Magnéticos Terrestres en el Campo Magnético Residual con Reducción al Polo y Continuación Ascendente de 1500 m.</i>	118

<i>Figura 48. Anomalía Magnética Residual con Reducción al Polo y continuación Ascendente de 1500 m, su correlación con la geología y epicentros sísmicos...</i>	119
<i>Figura 49. Dominios Gravimétricos Terrestres.....</i>	122
<i>Figura 50. Anomalía de Bouguer, su correlación geológica y epicentros sísmicos</i>	123
<i>Figura 51. Lineamientos Aeromagnéticos.....</i>	125
<i>Figura 52. Lineamientos Gravimétricos Satelitales.....</i>	126
<i>Figura 53. Lineamientos geofísicos terrestres y sus diagramas de frecuencia de las anomalías</i>	128
<i>Figura 54. Lineamientos terrestres. Bouguer con filtros de señal analítica y continuación ascendente de 1500 m.....</i>	130
<i>Figura 55. Espectro de potencia de datos Magnéticos Terrestres.....</i>	133
<i>Figura 56. Espectro de potencia de datos Gravimétricos Terrestres.....</i>	135
<i>Figura 57. Espectro de potencia para datos Aeromagnético vs Magnéticos terrestres.....</i>	138
<i>Figura 58. Espectro de potencia para datos Gravimétricos Satelitales vs Gravimétricos terrestres.....</i>	139
<i>Figura 59. Soluciones estándar basadas en la deconvolución de Euler con índice estructural de 0 en la anomalía magnética terrestre con señal analítica.....</i>	141
<i>Figura 60. Soluciones estándar basadas en la deconvolución de Euler con índice Estructural de 0 en la anomalía gravimétrica terrestre de Bouguer con señal analítica.....</i>	142

Figura 61. Lineamientos trazados a partir de las soluciones estándar deconvolución de Euler con índice estructural de 0 en la anomalía magnética terrestre con reducción al polo. 143

Figura 62. Lineamientos trazados a partir de las soluciones estándar deconvolución de Euler con índice estructural de 0 en la anomalía de Bouguer terrestre..... 144

Figura 63. Configuración del basamento cristalino de acuerdo con los lineamientos trazados a partir de la soluciones de Euler 145

Figura 64. Modelo 2D del área de estudio de acuerdo con las anomalías gravimétricas y magnéticas terrestres de Peñamiller, Querétaro..... 147

Lista de Esquemas

Esquema 1. Etapas de este trabajo. 28

Esquema 2. Mecanismo del filtro pasa-bajo (modificado de Geosoft Inc., 2005). . 89

Lista de Ecuaciones

$H = Hx^2 + Hy^2$ $H = Hx^2 + Hy^2 + HZ^2$ Ec. 1 58

$I = kH$ Ec. 2..... 59

$g = 9,780327 1 + 0,005302 \sin^2\gamma - 0.000005\sin^22\gamma m \cdot s^2$ Ec. 3 63

$m = \rho \cdot V$ Ec. 4..... 65

$\rho = mV$ Ec. 5..... 65

$F = Gm_1m_2r^2$ Ec. 6 65

$g = Gm_1r_2r_1$ Ec. 7..... 65

$g = GMtR^2r_1$ Ec. 8..... 65

$cD = LBf - LBiTBf - TBi mGalmin$ Ec. 9.....	73
$CD = GObsPm \pm cDTLecPm - TBimGal$ Ec. 10.....	73
$gT = ge1 + ksin2\varphi1 - e2sin2\varphi1/2mGal$ Ec. 11.....	74
$FAC = 0.3086h mGalm$ Ec. 12.....	74
$CAL = gObs - gT + FAC$ Ec. 13.....	74
$Bs = 2\pi G\rho h = 4.193 \times 10^{-5} \rho h$ Ec. 14.....	75
$CBs = gObs - gT + FAC \pm BsmGal$ Ec. 15.....	75
$B = gObs - gT + FAC \pm Bs + CTmGal$ Ec. 16.....	77
$cD = CMTi - CMTfTi - Tf$ Ec. 17.....	79
$L\theta = -\cos2D - \theta sinIa + icosIcos(D - \theta2$ Ec. 18.....	82
$\Delta A\Delta Z = Az + \Delta - Az\Delta = A'$ Ec. 19.....	83
$\Delta A'\Delta Z = A'z + \Delta + -A'z\Delta = A''$ Ec. 20.....	83
$\nabla^2 f = 0$ Ec. 21.....	84
$\partial^2 f \partial Z^2 = -\partial^2 f \partial X^2 + \partial^2 f \partial Y^2$ Ec. 22.....	85
$SA = GT = AX, Y = \partial CP^2 \partial X + \partial CP^2 \partial Y + \partial CP^2 \partial Z$ Ec. 23.....	87
$x - x' \partial T \partial T + y - y' \partial T \partial T + z - z' \partial T \partial T + NT = 0$ Ec. 24.....	90
$m = y^2 - y_1 x_2 - x_1 Prof = m4\pi$ Ec. 25.....	93

RESUMEN

Estudio de la corteza superficial mediante el uso de métodos potenciales en Peñamiller, Querétaro: Identificación de zonas con potencial sísmico.

Analizamos datos gravimétricos y magnetométricos registrados en el municipio de Peñamiller, Querétaro. Esta zona que se encuentra en la parte Sur de Sierra Gorda, la cual ha sufrido varios episodios de microsismicidad reciente. Las estructuras geológicas regionales son producto de las grandes deformaciones ocurridas durante la Orogenia Laramide. Dichas deformaciones modificaron la cubierta sedimentaria durante el Paleógeno, lo que originó dominios estructurales definidos por plegamientos y cabalgaduras orientadas principalmente NW-SE. Desde el 2010 se han reportado diferentes episodios de sismicidad en esta parte central de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Dada la magnitud de los eventos y la deficiente cantidad de estaciones sísmicas locales desplegadas desde entonces, uno de los mayores retos es acotar las probables estructuras sismogénicas asociadas, debido a la variabilidad espacio-temporal de la sismicidad, cuyos hipocentros más someros no han dejado ruptura en superficie.

Delineamos los principales rasgos regionales con base en el análisis de imágenes aeromagnéticas, de gravedad satelital, modelos de elevación digital y de los rasgos geológico-estructurales. Para definir los probables límites con mayor potencial sísmico realizamos y analizamos varios levantamientos magnetométricos y gravimétricos terrestres. El análisis conjunto y el modelado directo en 2D de 166 puntos gravimétricos y 159 magnetométricos permitieron estimar la profundidad y la geometría del complejo basal y de la cubierta sedimentaria. De acuerdo a nuestro modelo obtenido, en la región existe una zona de intersección de dos lineamientos con direcciones prácticamente perpendiculares entre sí, uno NNW-SSE y el otro NNE-SSW, en cuya vecindad ocurre la microsismicidad, la cual probablemente obedece a una reactivación de las estructuras post-laramílicas.

La integración de datos y metodologías es una de las alternativas más viables para mejorar el conocimiento sobre la sismotectónica regional en la Sierra Madre Oriental. Nuestros resultados se suman, a los pocos estudios que existen sobre sismicidad intraplaca en el centro-oriente de México, lo que se contrapone con la idea de que en esta parte de México la sismicidad no es importante. Los sismos ocurridos en Acambay, Edo. de México (M6.9, 1912); Jalapa, Veracruz (M6.5, 1920); Cardonal, Hidalgo (M5.3, 1973) y Pinal de Amoles, Querétaro (M5.3, 1887) recuerda la importancia de investigar y entender el fenómeno sísmico.

PALABRAS CLAVE: *Gravimetría, Magnetometría, Orogenia Laramide, microsismicidad, zonas sismogénicas, basamento.*

ABSTRACT

Study of the surface crust using potential methods in Peñamiller, Querétaro:
Identification of zones with seismic potential

We analyze gravimetric and magnetometric data recorded in the municipality of Peñamiller, Querétaro. This area in the southern part of the Sierra Gorda has suffered several episodes of recent microseismicity. Regional geological structures are the product of the great deformations that occurred during the Laramide Orogeny. These deformations modified the sedimentary cover during the Paleogene, which originated structural domains defined by folds and mounts orientated mainly NW-SE. Since 2010 different seismicity episodes have been reported in this central part of the Sierra Madre Oriental (SMOr). Given the magnitude of the events and the deficient number of local seismic stations deployed since then, one of the major challenges is to limit the probable associated seismogenic structures due to the spatio-temporal variability of seismicity, whose shorter hypocenters have not left rupture on surface.

We outline the main regional features based on the analysis of aeromagnetic images, satellite gravity, digital elevation models and geological-structural features. In order to define the probable limits with greater seismic potential, we perform and analyze several magnetometric and gravimetric ground surveys. The joint analysis and the direct 2D modeling of 166 gravimetric and 159 magnetometric points allowed estimating the depth and geometry of the basal complex and the sedimentary cover. According to our model obtained, in the region there is an intersection zone of two lines with directions almost perpendicular to each other, one NNW-SSE and the other NNE-SSW, in whose vicinity microseismicity occurs, which is probably due to a reactivation Of the post-laramidic structures.

The integration of data and methodologies is one of the most viable alternatives to improve knowledge about regional seismotectonics in the Sierra Madre Oriental. Our results are in addition to the few studies that exist on Intraplate seismicity in the center-east of Mexico, which contrasts with the idea that in this part of Mexico seismicity is not important. The earthquakes occurred in Acambay, Edo. Of Mexico (M6.9, 1912); Jalapa, Veracruz (M6.5, 1920); Cardonal, Hidalgo (M5.3,1973) and Pinal de Amoles, Querétaro (M5.3, 1887) recalls the importance of investigating and understanding the seismic phenomenon.

KEYWORDS: Gravimetric, magnetometric, Sierra Gorda, Laramide Orogeny, micro earthquakes, seismogenic zones, deformation, basement.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

Durante la segunda mitad del siglo XX se formalizó e intensificó el estudio de los fenómenos físicos como huracanes, inundaciones, deslizamientos, terremotos, etc. Dado su potencial y complejidad ha sido necesaria la convergencia de diferentes disciplinas y perspectivas para entenderlos y mitigarlos, la efectividad de esta labor ha derivado en la prevención de desastres (**Cuter, 1994**). En general, los países desarrollados son los que han puesto más énfasis en conocer con detalle más sobre dichos fenómenos (**Ezio et al., 2003; Lihua et al., 2009; Aiping et al., 2009**). La convergencia del conocimiento de disciplinas como la geología, la geofísica y la sismología, así como otras relacionadas con aspectos sociales (economía, demografía, salud, etc.) han permitido la correcta identificación de amenazas, y en algunos casos, de su respectiva mitigación (**Cardona, 2003**).

En México también se ha adoptado esta tendencia, ante los fenómenos hidrometeorológicos, vulcanológicos y sísmicos que azotan el país, por ejemplo 9 de cada 10 eventos son de origen hidrometeorológico (**CENAPRED, 2014**). Por si fuera poco, antes el crecimiento poblacional y desarrollo tan rápido del país, las pérdidas humanas y económicas, por el impacto de fenómenos geológicos que son cada vez mayores, entre 1980 y 1999 hubo casi 6,100 muertos, y los daños fueron superiores a 5,259 millones de dólares. Entre las causas están las erupciones volcánicas, inestabilidad de laderas y sismos (**CENAPRED, 2014**).

Los sismos provienen de un proceso de deformación elástica y ruptura de la litósfera. Sus efectos en superficie son distintos en función del mecanismo estructural que los origina, como el tipo de falla, las características de la roca alrededor de la fuente o el medio en el que se propaga la energía¹. Su clasificación se puede hacer en función de su origen, profundidad, magnitud o intensidad, algunas de esas clasificaciones se muestran en la **Tabla 1**.

En el caso de los sismos corticales éstos, son típicamente someros, la mayoría de ellos en promedio de baja magnitud, su periodicidad es menor que los interplaca, sin embargo, ello no significa que su impacto sea menor (**Stein y Wyession, 2003**), ya que requiere de un menor área para generar sismos de magnitud similar a los interplaca (**Scholz, 1994**). Algunos ejemplos de la peligrosidad de los sismos interplaca son, el sismo de Shikotan, Japón (M8.3) que causó deslizamientos de

¹ https://books.google.com.mx/books?id=g0-Q-6CKd3oC&pg=PT127&dq=sismos+que+son&hl=es&sa=X&ved=0ahUKEwjv_MLk45rUAhWrjFQKHUxWD2MQ6AEIMjAC#v=onepage&q=sismos%20que%20son&f=false

tierra y un tsunami (**USGS, 1977**), el cual afectó aproximadamente a 379 personas, de ellas hubo 19 decesos y 360 lesionados². Uno de los ejemplos más representativos de sismos intraplaca son los eventos de 1811 y 1812 en Nuevo Madrid, en el Este de Estados Unidos, con magnitudes cercanas a 7.4 y 8.1 (**Tuttle, 2005; Smalley et al., 2005**). Estos eventos afectaron severamente las estructuras civiles, producto de la licuefacción del suelo y deslizamientos de laderas, inclusive se reportó la muerte de una persona³.

*Tabla 1. Clasificación de sismos en función de su ambiente tectónico y profundidad.*⁴

Localización	
Interplaca	Intraplaca
Su foco sísmico ocurre en un límite de placa.	Su foco sísmico ocurre al interior de una placa, lejos de una zona de frontera.
Su tiempo de recurrencia es relativamente corto (~50-100 años).	Su tiempo de recurrencia es mucho mayor (de cientos a miles de años).
Son reconocidos en superficie.	Las estructuras raramente se observan en superficie, ya que sus fallas son enterradas por materiales con grosores de varios kilómetros o la erosión provoca la pérdida de visibilidad.
Liberan menos esfuerzos y se disipan rápidamente debido a que las rocas más frágiles se encuentran cercanas al límite de placa.	Liberan mayores esfuerzos. Los movimientos del suelo causado por las ondas sísmicas se disipan lentamente. Las rocas fuertes y coherentes que componen el interior de las placas transfieren la energía sísmica de manera más eficiente en distancias más largas que las rocas menos coherentes y débiles cerca de los límites de las placas.
Profundidad Focal	
Profunda	Superficial
Profundidades de entre 300 y 700 km, normalmente ocurren en zonas de subducción.	Profundidades menores a los 70 km. Su foco se encuentra dentro de la corteza superficial.
Los rangos de magnitud son mayores a 6.	Los rangos de magnitud típicamente van de 1 a 5.
Mayor energía liberada, daños graves y generalmente percibidos.	Menor energía liberada, raramente percibidos, cuando $M < 3$; los daños dependen básicamente de la profundidad (v.gr. Turquía, Italia, Armenia, etc.)

Por otro lado, **Sykes (1978)** menciona que la sismicidad intraplaca es característica del centro y Este de América del Norte, en África, Australia, India etc. Estos eventos podrían estar relacionados con zonas paleotectónicas, donde la tasa de deformación es de muy largo plazo (miles de años). Esta deformación puede ser de tipo compresivo y/o tensional, se concentra en la corteza, principalmente en el basamento (**Bo et al., 2015**). El proceso de deformación

² <http://www.drgeorgepc.com/Tsunami1994RussiaKurils.html>

³ <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/events/1811-1812newmadrid/summary.php>

⁴ <https://civildigital.com/classification-earthquakes/>

puede generar o reactivar fallas profundas de grandes dimensiones, interpretadas como límites primarios, mientras un límite secundario lo representarían las fallas más superficiales, de dimensiones más pequeñas. Éstas pueden cortar la capa sedimentaria de una unidad estructural, sin embargo, no siempre tienen ruptura en superficie (**Bo et al., 2015**).

En México los eventos de magnitudes más grandes, y la más estudiada, ocurre en la trinchera Mesoamericana; sus límites tectónicos son las placas de Cocos, de Rivera, y Norteamericana (**Ferrari et al., 2012**). En el caso de los sismos intraplaca, la mayoría de ellos han sido poco estudiados debido a sus “pequeñas” magnitudes (**Dávalos et al., 2005**). En México, algunos ejemplos sísmicos intraplaca han ocurrido en la parte centro de México: Acambay, Estado de México en 1912 (M6.9, h = 5-15 km), el cual causó la muerte de 164 personas (**Urbina, 1913 en Landridge et al., 2000**). Otro ejemplo es el sismo de Jalapa, Veracruz de 1920 (M6.5, h = 15km). El sismo de Cardonal Hidalgo de 1976 es otro ejemplo (M5.3, h = 15 km). Mientras que en Querétaro, los eventos más recordados son el de Pinal de Amoles (M5.3) y Landa de Matamoros, en 1989, (M4.6, h = 10 km) (**Suter et al., 1996**).

Planteamiento del Problema

La sismicidad intraplaca en México ocurre dentro de la placa Norteamericana. Sus magnitudes son considerablemente menores que las de los sismos de subducción y sus hipocentros suelen ser someros (≤ 15 km). Sin embargo, al ser superficiales, y que ocurren en el Centro-Este de México, donde se concentra la mayor parte de la población mexicana, hace que cualquier sismo de magnitud moderada sea potencialmente destructivo (**Kostoglodov y Pacheco, 1999**). La gran deformación que ocurrió en la zona Centro-Oriental de México, debido a la Orogenia Laramide (OL) y su arco volcánico, le confiere un contraste significativo en cuanto paleoestructuras se refiere.

El contraste de densidades y la concentración de esfuerzos debido al régimen tectónico, condicionan la inestabilidad cortical que propicia la reactivación de estructuras (**Giménez et al., 2001; León, 2014**). En algunos casos la explicación del origen de la sismicidad intraplaca y la identificación de su estructura asociada es difícil, ya que su relación espacio-temporal es difusa. Por un lado, si bien los periodos de deformación son muy largos, en comparación con los de las zonas interplaca, por otro lado estos son muy cortos con respecto a los periodos erosivos, por ello no es sencillo encontrar evidencias de alguna traza en superficie.

Por otro lado, los largos periodos de retorno, y las fallas que se generan (muchas veces desconocidas), contribuyen a menospreciar el peligro sísmico. De esta manera, un mal ordenamiento territorial, deficientes decisiones políticas, una pobre memoria histórica sísmica y/o selectiva, deficiencias en las normas de construcción y poca cultura de prevención, pueden conjugar para generar una vulnerabilidad social y estructural. La combinación de algunos o todos estos factores pueden incrementar notablemente la probabilidad de desastres (**Cardona, 2003; León, 2014**).

Si bien para la sociedad estos fenómenos pueden pasar inadvertidos y carecer de interés por su “poca recurrencia”, para la geología y la geofísica son de gran interés. Delimitar adecuadamente la zona sismogénica es un gran reto, dado que entre más pequeñas son las magnitudes de la actividad, es más difícil su localización, es necesario recurrir a métodos complementarios, como los potenciales, con los cuales se pueden realizar modelos que permitan inferir las interfaces entre las rocas sedimentarias, el basamento subyacente, la estimación de su profundidad y la existencia de fallas preexistentes (**Bo et al., 2015**). Estos métodos ayudan a identificar diferentes estructuras como fallas, fosas tectónicas, cuerpos salinos, segmentos simogénicos, etc. y por supuesto asociarlas con el estado de esfuerzos que ocurre en el área, en varios casos con la sismicidad local (**Dávalos et al., 2005**).

El estado de Querétaro está clasificado dentro de la zona B de riesgo sísmico moderado (**Fig. 1**). La aparente escasa ocurrencia de estos eventos, o mejor dicho su desconocimiento, y la falta de registros históricos, han influido para que esta zona sea considerada como “sísmicamente moderada”. Sin embargo, desde el 2001 la población ha resentido la ocurrencia de actividad sísmica arriba del promedio regional. Los resultados de diversos autores (**Gómez-González, 2002; Zuñiga et al., 2003; Gómez-González, 2007; Zuñiga et al., 2009; Gómez-González et al., 2013; López-Valdivia et al., 2014**) y la persistencia de la sismicidad, muestran que ésta es una de las zonas intraplaca probablemente más activas de México.

Lo anterior tiene implicaciones importantes, dado que la población no está familiarizada con estos fenómenos, su distribución poblacional es desorganizada, no contempla la evaluación de las condiciones en las zonas donde se establece, muchas veces sus viviendas carecen de códigos de construcción y no poseen un plan de contingencia que le permita organizarse y actuar ante la ocurrencia de un sismo; en consecuencia la vulnerabilidad, la exposición y el peligro se incrementan, por consecuencia el riesgo se incrementa de forma importante.

Por otra parte, aún se conoce poco sobre el origen de la sismicidad en la Sierra Madre Oriental (SMOr) y el municipio de Peñamiller que se encuentra en el inicio de la Sierra Gorda de Querétaro (**Fig. 2**) no es la excepción. Diversos autores (**Suter et al., 1996; León, 2014**) han propuesto que la SMOr puede estar sufriendo una reactivación, lo cual puede estar ocurriendo principalmente a través de estructuras pequeñas. En tal caso, se requiere del monitoreo sísmico local y regional, compuesto por una red densa de estaciones sísmicas. Las magnitudes tan pequeñas de los sismos y el poco conocimiento estructural de la región, ha llevado a algunos autores a proponer actividad en estructuras inexistentes. Ello sugiere la necesidad de integrar la mayor cantidad de datos, como geofísicos y geológicos, que apoyen los resultados de la sismología.

Hipótesis

El área de Sierra Gorda, Querétaro, particularmente la zona de Peñamiller está constituida por una serie de bloques que conforman al basamento. Que está dividido por fallamiento inverso y/o normal, característica que le confiere ser una zona inestable.

A través de los métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) es posible acotar los límites de dichos bloques mediante el análisis de lineamientos geofísicos, morfológicos, estructurales, etc. Así como su configuración y movilidad tectónica, lo cual causa la sismicidad en el área.

Objetivo general

Dada la carencia de estructuras superficiales identificadas como asociadas con la sismicidad, se requiere incorporar datos geofísicos y geológicos que permitan proponer un modelo local geológico-geofísico en bloques. Éste permitiría caracterizar mejor las estructuras geológicas con potencial activo, al responder al contexto sismotectónico regional. Éste ayudaría a explicar la microsismicidad local en Peñamiller.

Metas

- Obtener datos aeromagnéticos y gravimétricos satelitales para contar con un contexto de la zona de estudio.
- Conseguir información geológica-estructural de organismos públicos con bases de datos (INEGI y SGM) de la zona.
- Realizar algunos perfiles de medición de datos gravimétricos y magnetométricos.



Figura 1. Regionalización sísmica de la República Mexicana y sus principales volcanes (tomado de INEGI, 2005)⁵.

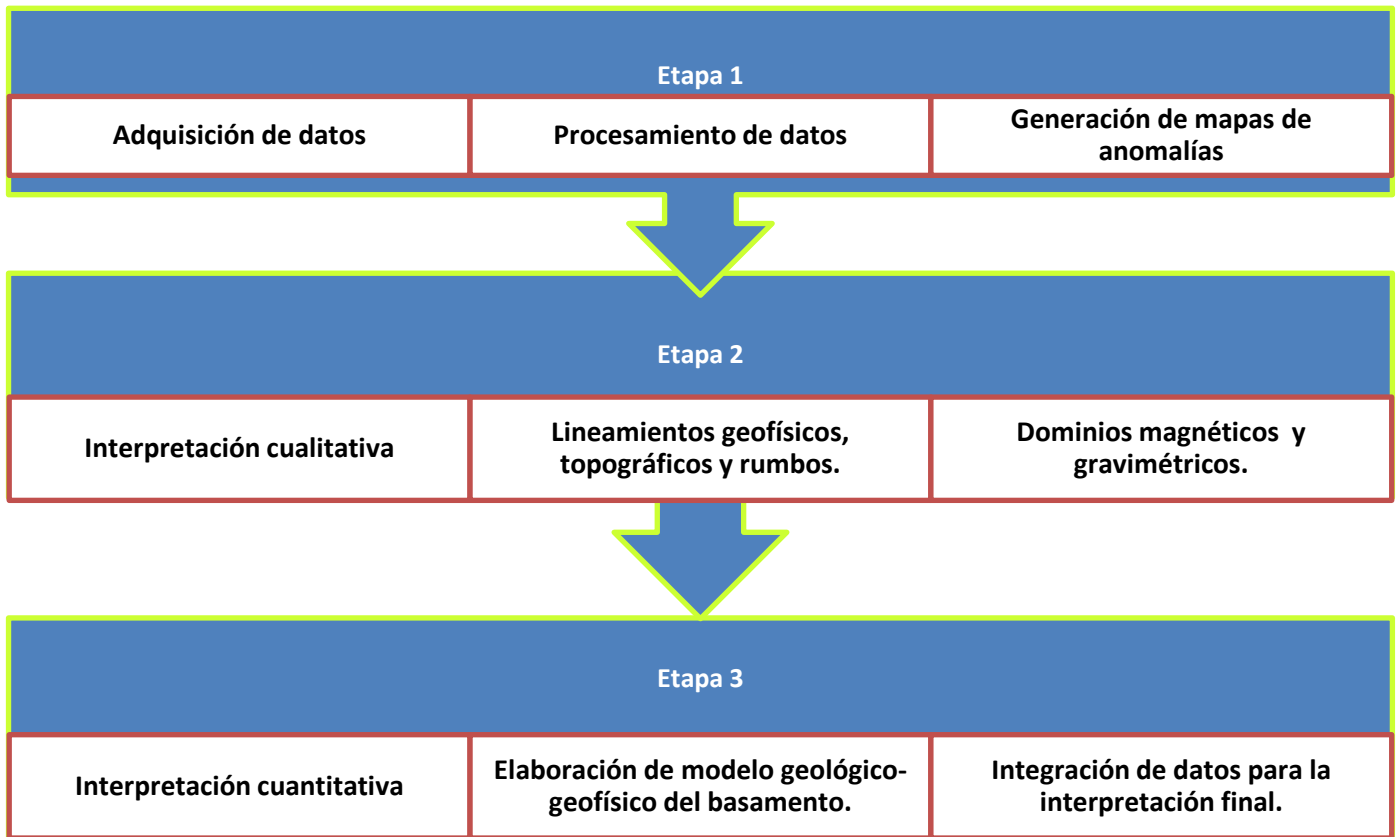
- Corregir los datos gravimétricos y magnetométricos de Peñamiller recabados mediante los métodos estándar.
- Corroborar la información geológica-estructural que se reporta por el INEGI, SGM y la literatura de Peñamiller, mediante una excursión de reconocimiento
- Analizar y correlacionar lineamientos geológicos y geofísicos para la observación de tendencias preferenciales.
- Delimitar dominios gravimétricos y magnetométricos.
- Interpretación cualitativa de los resultados.
- Proponer una configuración de la estructura y ubicación del basamento cristalino.
- Elaborar un esquema en bloques del basamento.
- Generar un modelo Geológico-Geofísico de Peñamiller, Querétaro.

⁵ http://cuentame.inegi.org.mx/mapas/pdf/nacional/tematicos/zonas_sismicas.pdf

Área de estudio

El municipio de Peñamiller, Querétaro, se ubica en la intersección de las provincias fisiográficas de Sierra Madre Oriental (SMOr) y la Mesa Central, y pertenece al semidesierto Queretano. A esta zona se le define coloquialmente como “la puerta de entrada a la Sierra Gorda”. Se encuentra delimitado por las siguientes coordenadas geográficas: 20°57′, 21°14′N y 99°42′, 100°02′W, mientras que sus cotas van desde 1,280 a 3,000 msnm. Al Norte colinda con Guanajuato, al Sur con los municipios de Tolimán y Cadereyta de Montes, y al Este con Pinal de Amoles (**Fig. 2**).⁶ Por otro lado, la metodología de este trabajo se llevó acabo en tres etapas (**Esquema 1**).

Esquema 1. Etapas de este trabajo.



⁶ <http://www.penamiller.gob.mx/index.php/nuestro-municipio#Localidades>

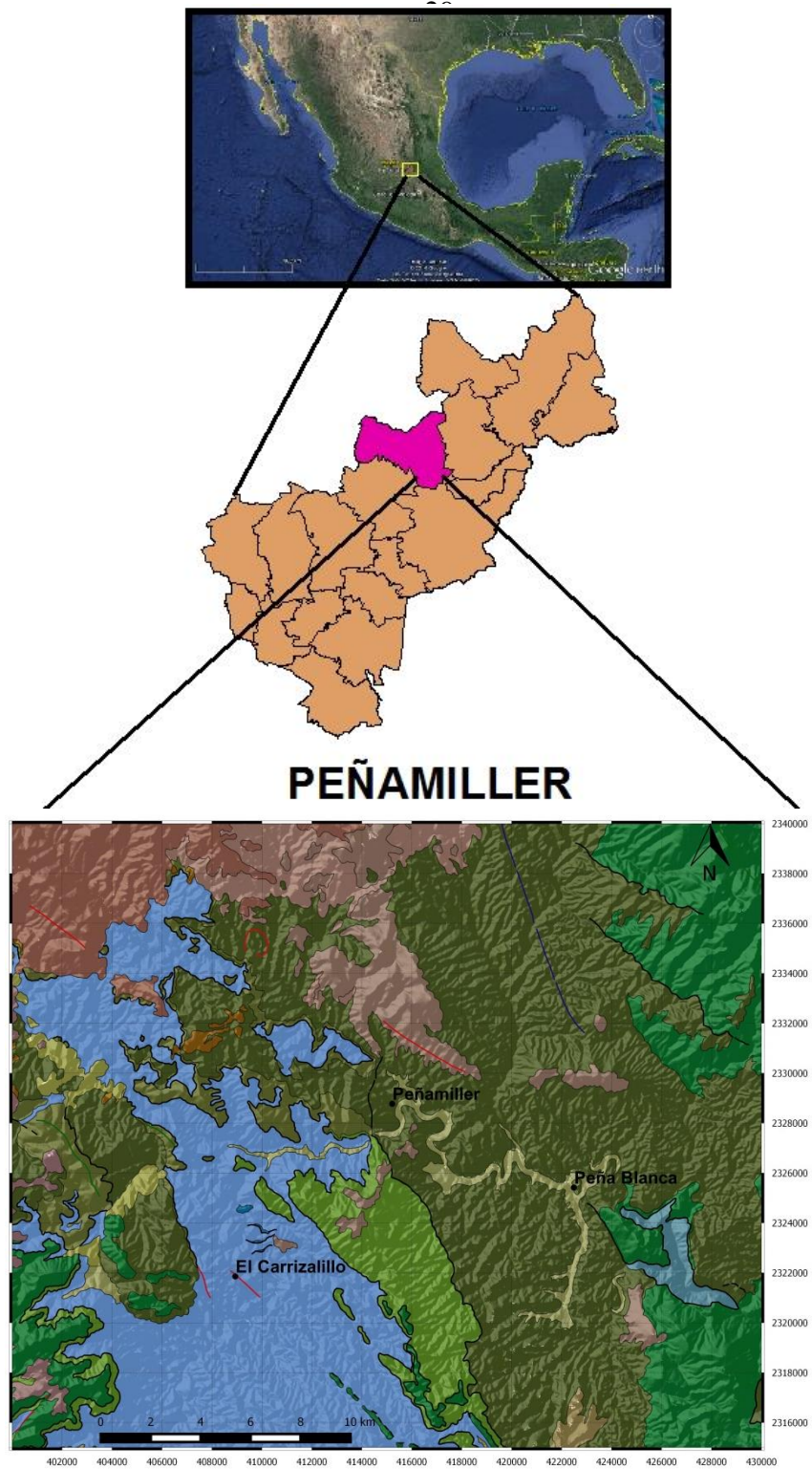


Figura 2. Ubicación del área de estudio, en la parte superior se muestra la posición del estado de Querétaro dentro de la República Mexicana. En medio se indica el municipio de Peñamiller, mientras que en la parte inferior se muestra el área de estudio con los principales contactos geológicos (tomado de SGM, 1998; 2007).

CAPÍTULO 2: GENERALIDADES GEOLÓGICAS.

Geología Regional

El área de estudio se ubica en el semidesierto Queretano, en el Centro-Oeste de Querétaro. Fisiográficamente se encuentra entre las provincias de la Sierra Madre Oriental (SMOr), la Mesa Central (MC) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) (**Fig. 3**). La geología está compuesta por rocas terrígenas (lutitas-areniscas y limolitas) de basamento pre-mesozoico (**Fig. 4A**) (Jurásico Inferior), las cuales se relacionan con la disgregación de Pangea (Triásico Superior-Jurásico Medio). Durante el Cretácico su evolución estratigráfica se caracterizó por la separación de la placa Norteamericana, Sudamericana y Africana. Tras este proceso, inició el desarrollo de la formación del Golfo de México (**Fig. 4B**), en el Jurásico Superior-Cretácico Superior (**Padilla y Sánchez, 2007**).

Ello generó un adelgazamiento de la corteza en el área que al presente ocupa el actual Golfo de México. Sincrónicamente se produjo el ascenso de plumas magmáticas, lo cual desencadenó una importante actividad ígnea en el área de estudio, lo que dio origen a la formación de rocas plutónicas y subvolcánicas ácidas, como tonalita, monzonita y sienita (**Zimmermann, 1990**). Tras el proceso de rifting que ocurrió durante la génesis del Golfo de México (Jurásico Superior-Cretácico Superior), **Salvador (1991c, en Padilla y Sánchez, 2007)** sugirió que esto se evidencia por la depositación de lechos rojos continentales (lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados), cuya geometría fue controlada por grabenes paralelos a la línea de costa.

Algunos afloramientos de estos lechos rojos se ubican a lo largo de la Sierra Madre Oriental (SMOr) específicamente en el poblado de Huayacocotla (**Fig. 4B**). Es posible que el proceso tectónico de separación de Pangea haya perdurado hasta finales del Jurásico-Medio quizá hasta el Oxfordiano-Inferior (Jurásico-Superior) (**Padilla y Sánchez, 2007**). Esta idea la sustentan **Padilla y Sánchez (2007)** por la posición estratigráfica de los lechos rojos en el Golfo Meridional. Durante el Calloviano, también dichos autores proponen que la sedimentación estuvo controlada por procesos tectónicos distensivos, de hecho, es muy probable que en la hoy frontera entre Zacatecas y San Luis Potosí, ocurrió sedimentación marina, la cual fue contemporánea a la continental, y que probablemente el mar inició su avance hacia el Proto-Golfo de México desde el Pacífico a través de la zona central de México (**Fig. 4C**).

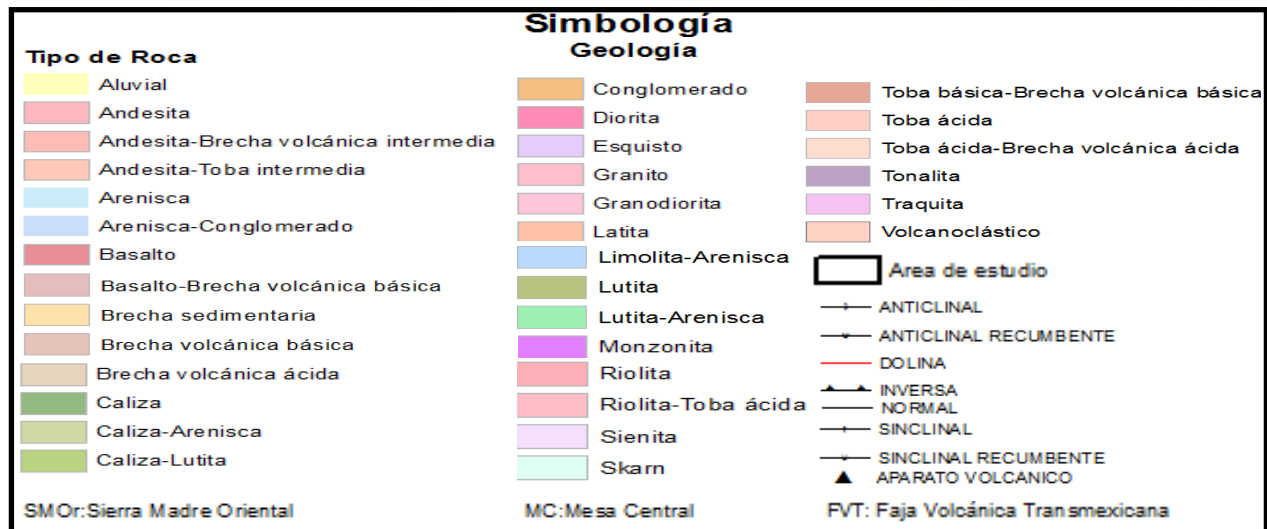
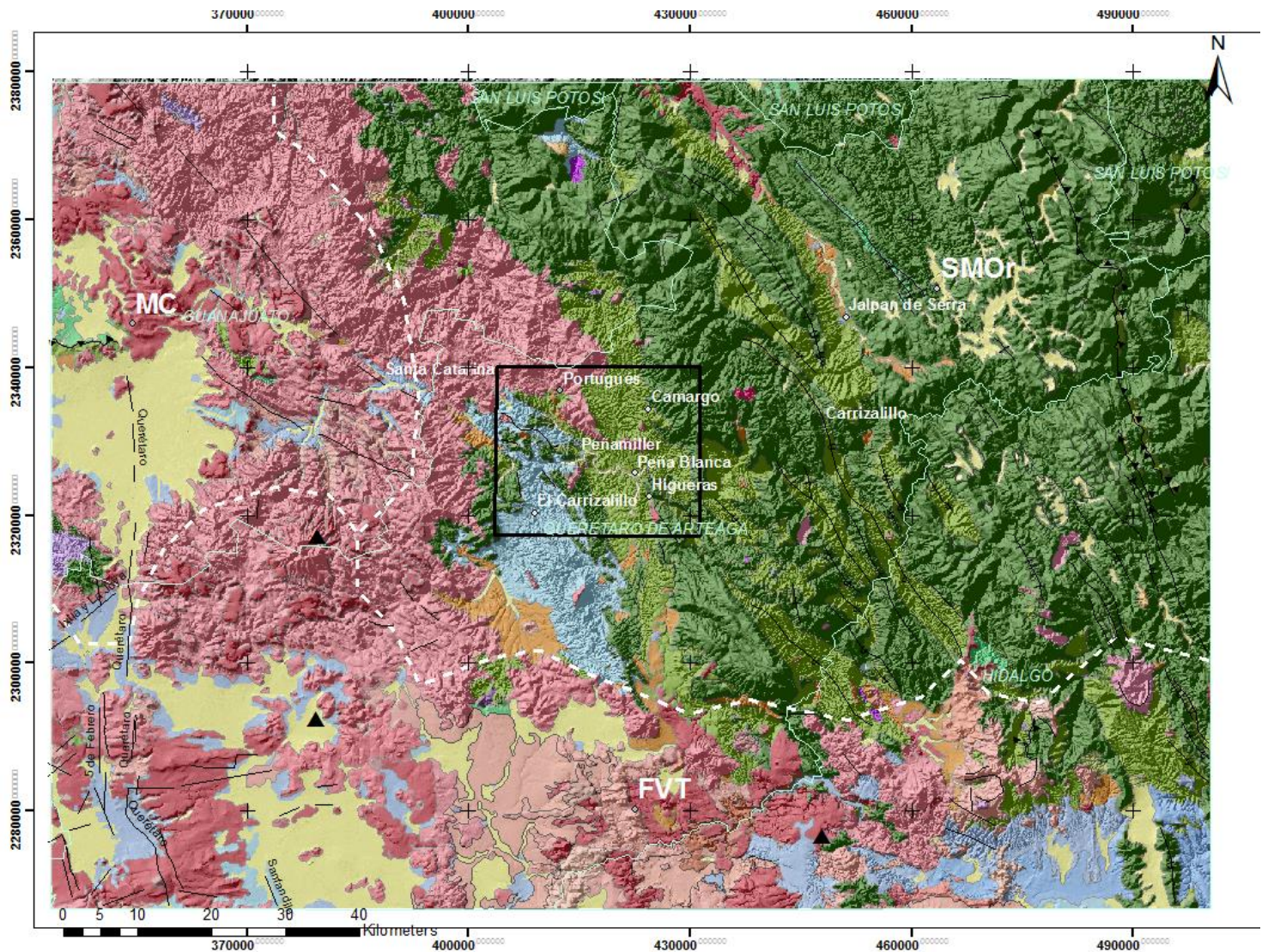


Figura 3. Geología regional de la zona de estudio. Nótese que al NE del mapa se ubican sedimentos de plataforma y cuenca, compuesta de carbonatos y terrígenos, respectivamente. Al NW, deposición de material volcánico félsico y al SW material volcánico máfico (Modificado de INEGI, 1997; 1999).

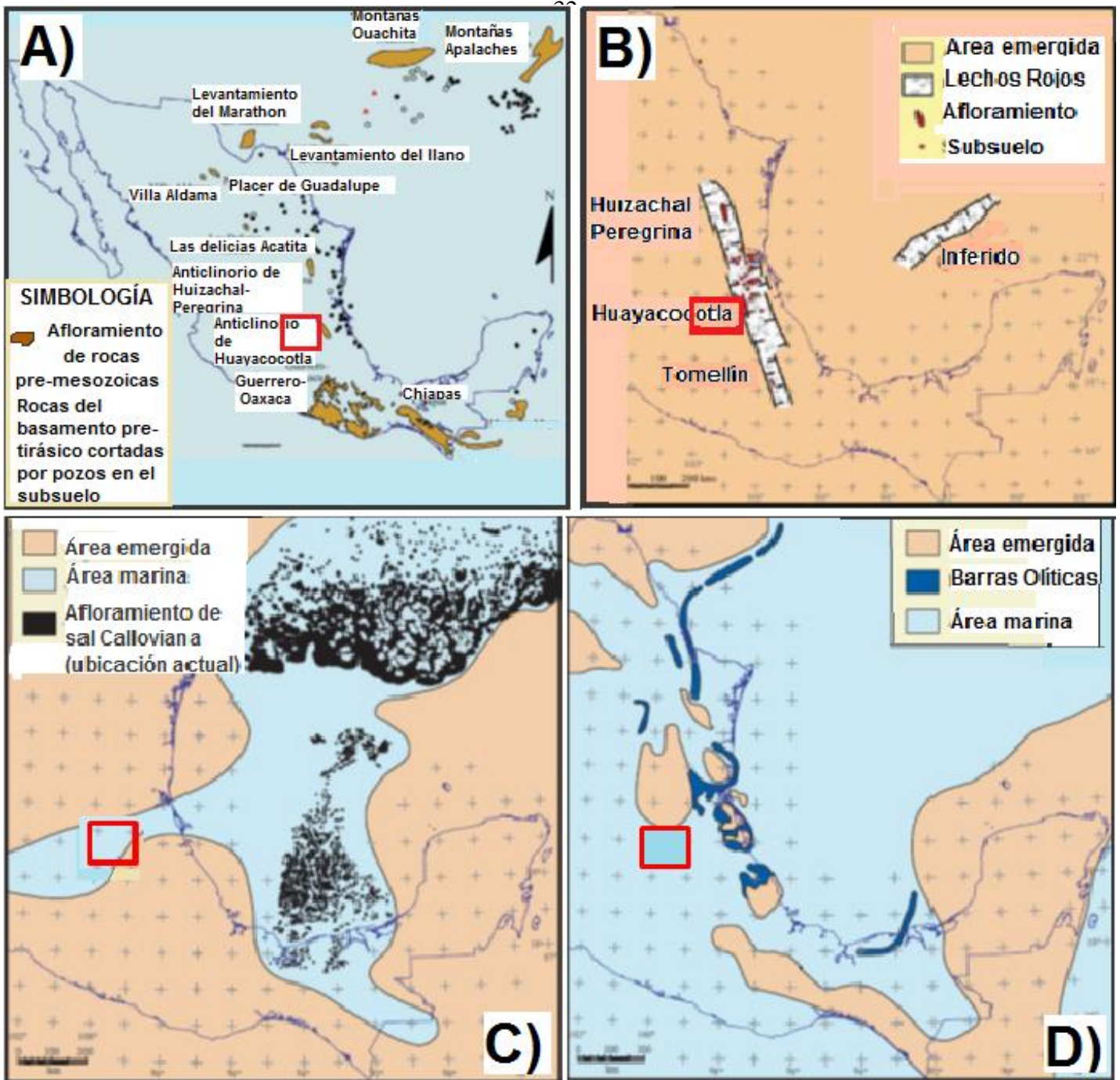


Figura 4. Configuración del Golfo de México. Configuración del Golfo de México. (A) Localidades en donde aflora el basamento pre-Mesozoico y pozos que lo han perforado en el subsuelo en áreas colindantes al Golfo de México (**modificada de Woods et al., 1991, en Padilla y Sánchez, 2007**). (B) Esquema que ejemplifica la ubicación de los horts en el Triásico Superior (**modificada y tomada de Salvador, 1991c, en Padilla y Sánchez, 2007**). (C) Paleogeografía en el Jurásico Medio y en negro la distribución de la sal depositada durante el Calloviano. (D) Posición actual del Macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán, debido al termino del fallamiento lateral de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca (Kimmeridgiano-Temprano) (**modificado de Padilla y Sánchez, 2007**). Los recuadros indican la ubicación de la zona de estudio.

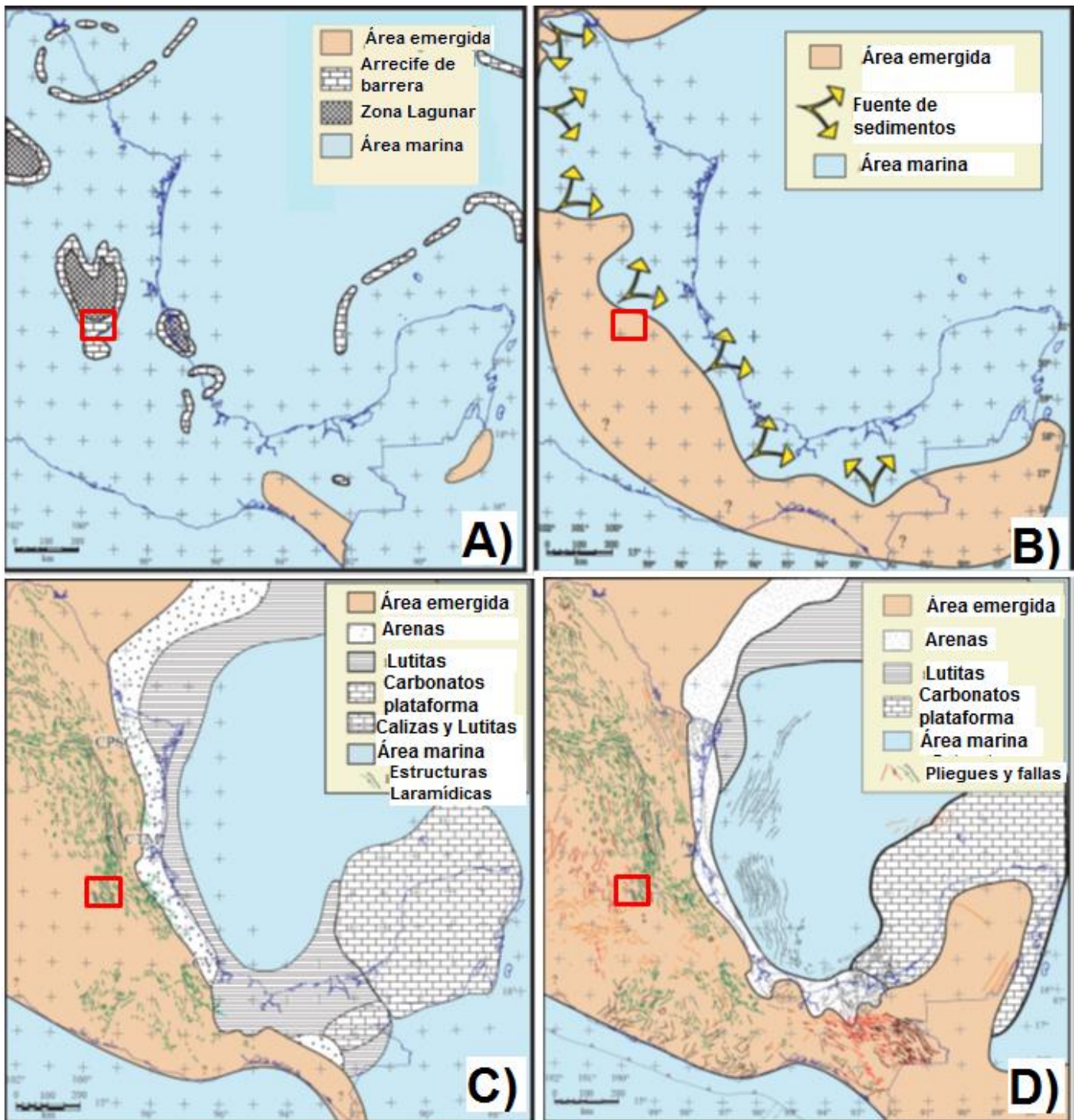


Figura 5. Paleogeografía durante el Albiano-Pleistoceno Tardío. (A) La sedimentación de carbonatos dominó en toda la cuenca del Golfo de México y dónde los altos de basamento fueron sumergidos durante Albiano-Cenomiano. (B) Aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur cambiando la depositación a clásticos. (C) Inicio del relleno de las cuencas de antepaís (Eoceno tardío) de las sierra plegadas y cabalgadas por sedimentos. (D) Formación de crestas, pliegues y fallas en la SMO durante el Mioceno (**modificado de Padilla y Sánchez, 2007**). El recuadro rojo indica la ubicación del área de estudio.

Durante el Calloviano se produjo la depositación de volúmenes masivos de sal en la zona central de la cuenca Mesozoica del centro de México, producto de la poca circulación, un área extensa cubierta y una alta evaporación. Estas condiciones surgieron a partir de las regresiones y trasgresiones marinas del Océano Pacífico (**Fig. 4C**). Durante el Oxfordiano se formaron extensas plataformas continentales en las que se depositaron enormes volúmenes de carbonatos (lutitas-calizas y calizas-lutitas). Esto como producto de la actividad transformante de la falla Tamaulipas-Oaxaca, la cual tuvo tres episodios principales de movimiento, normal (Permotriásico), transcurrente (durante Calloviano) y normal (después Calloviano). Mismo que tuvo un papel preponderante en la apertura del Golfo de México y el desplazamiento del Bloque de Yucatán (**Fig. 4D**). Ello favoreció el aporte de sedimentos en el área de estudio al emerger los bloques del basamento durante el proceso de subsidencia lenta y continua durante todo el Kimmeridgiano (**Salvador, 1991c; Winker y Buffler, 1988; Williams-Rojas y Hurley, 2001, citados por Padilla y Sánchez, 2007; Alaniz-Alvarez et al., 1996**).

La sedimentación del área de estudio estuvo influenciada por ambientes lagunares y arrecifales de barrera (**Fig. 5A**). Ello propició que el depósitos de clastos de origen lacustre y arrecifal, prevaleciera sobre los carbonatos hasta el Aptiano Tardío-Cenomiano, momento en el que los altos de basamento Jurásico fueron sepultados por las aguas marinas. De esta forma la sedimentación de carbonatos dominó en toda la cuenca del Golfo de México. A finales del Cretácico (Campaniano-Maestrichtiano), el aporte de clastos originarios del Oeste de México aumentaron, mientras que al Sur del Golfo el hundimiento incrementó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas (**Padilla y Sánchez, 2007**). **Padilla y Sánchez (1986)** proponen que a finales del Cretácico la actividad volcánica en el Occidente prevaleció, ello con base en la bentonita que encontraron en su estudio, material producto de la meteorización de lavas ácidas y piroclásticas. Ellos también mencionan que el aporte de carbonatos clásticos perduró hasta el Cenozoico.

En el Cenozoico se inició un evento tectónico contractivo desde el Oeste de Norteamérica hasta el Norte de México. Producto de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana, a este proceso se le llamó Orogenia Laramide u Orogenia Hidalgoense (**Dcerna, 1960**). La cual dio génesis a las cadenas plegadas y cabalgadas de la SMOr, según **Padilla y Sánchez (1982)**, desde el Paleoceno Tardío hasta el Eoceno Temprano. La deformación de los depósitos mesozoicos aumentó considerablemente conforme se alejaba de la zona de subducción, lo cual causó depresiones flexurales (cuencas de Antepaís), donde se depositaron masivos volúmenes de sedimentos clásticos de la Orogenia,

un ejemplo son las cuencas de Parras-San Carlos, la Tampico-Misantla y Veracruz (**Dcerna-Gombos, 1989**) (**Fig. 5C y D**).

Orogenia Laramide (OL)

En el Jurásico Temprano ocurrió la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana, generó la formación de arcos volcánicos en toda la zona circum-Pacífica (**Fig. 6A**). La deformación progresiva sobre la corteza debido a la subducción fue responsable de la creación de la cordillera Norteamericana, en la que durante un periodo de 100 Ma (180-80 Ma) la deformación contractiva configuró a la Orogenia Servier y, 30 Ma después, a la Orogenia Laramide (OL; **Fig. 6B**) (**Dickinson, 2009**). Esta última deformó todas las rocas Mesozoicas por medio de un acortamiento tectónico activo, el cual perduró durante el Cretácico Superior al Terciario Inferior. Ello se manifestó en la corteza superior como plegamientos, cabalgamientos y fallamiento de bajo ángulo (**Fig. 6C**).

Cuya dirección de transporte predominó de E-NE así como desplazamientos transcurrentes asociados. Dicha deformación con aproximadamente 93 Ma fue debido a la acreción de bloques corticales dirigidos hacia el continente, cuya geometría fue determinada por los límites involucrados. Tal deformación la relacionan con el cambio abrupto en la sedimentación carbonatada y siliclástica de las Formaciones El Doctor y Soyatal-Mezcala, respectivamente. De hecho, se ha propuesto una posible reactivación de estructuras preexistentes en el basamento las cuales fueron posterior a la deformación (**Cerca et al., 2004; Fitz et al., 2012**).

Sierra Madre Oriental (SMOr)

La Sierra Madre Oriental se extiende con más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud (**Eguiluz et al., 2000**). Su límite Norte comienza en la unión con Mojave-Sonora (NW-SE), pasa por el centro y Sur de México, donde se estrecha, comienza una orientación de N-S y, termina con una divergencia hacia la costa del Golfo de México y hacia la plataforma Guerrero-Morelos (**Campa-Uranga, 1983**) (**Fig. 6B**). La SMOr limita al este con la Planicie costera del Golfo, al oeste con la Mesa Central y al sur con la Faja Volcánica Transmexicana (FVT).

Las rocas mesozoicas y su basamento fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste durante la OL, lo cual creó la cordillera de la SMOr (**Eguiluz et al., 2000**). La deformación produjo un relieve tipo "piel delgada", se dio un acortamiento en la zona de estudio de 47%, producto de un fallamiento inverso de bajo ángulo con dirección NE-SW (**Fig. 6D**), según el modelo cinemático de

cuña de **Eguiluz et al. (2000)** la paleogeografía tuvo una influencia importante en el estilo de plegamiento del área, puesto que las evaporitas de cuenca Oxfordiana (cuenca del centro de México), y las evaporitas Cretácicas de Plataforma (Valles-San Luis Potosí), propiciaron la génesis de pliegues de caja, despegue profundo y pocas fallas emergentes (**Eguiluz et al., 2000**). Así mismo, la litología expuesta del orogeno se erosionó, lo que permitió un aumento en el aporte de sedimentos clásticos, rellenando cuencas de antepaís.

En la zona central de la **Fig. 3** se observa la depositación de lechos rojos del pre-Oxfordiano, mayoritariamente ubicados en la zona central de la región, mientras que los depósitos orientales, en su mayoría corresponden al relleno de fosas cuando se formaron los horts y grabenes durante la apertura del Golfo (**Fig. 4B**). En consecuencia, el basamento está cubierto por estos cambios de sedimentación marina y continental (**Eguiluz et al., 2000**).

La Mesa Central (MC)

La Mesa Central es una estructura que se caracteriza por ser una región elevada que se subdivide en dos regiones; la Norte, con mayor extensión, erosión pronunciada, con grandes cuencas continentales que han sido rellenadas por sedimentos aluviales y lacustres, y la Sur (**Fig. 7**), que en la zona de estudio presenta una elevación por encima de los 2000 msnm y depósitos volcánicos, continentales del Cenozoico (**Fig. 7B**), ubicados al Oeste y Noroeste de Peñamiller. También colinda al Norte y Oriente con la SMO (**Nieto, 1999, en Nieto, 2005**). Existen sedimentos continentales (conglomerado polimictico) del Paleoceno-Eoceno Medio que afloran mayoritariamente en la porción central del área de estudio, que provienen de rocas volcánicas mezcladas con sedimentos de composición máfica (basaltos) y de composición félsica (andesitas), ubicadas sobre una elevación por encima de los 2000 msnm.

Diversos autores (**Edwards, 1955; Aranda y McDowell, 1998 en Nieto-Samaniego, 2005**) han relacionado estos depósitos con el desarrollo de fosas tectónicas posteriores a la OL, ello por su posición estratigráfica, su contenido paleontológico, y por su fechamiento isotópico (K-Ar). La mayoría de las rocas de la MC abarcan los 37 y 49 Ma (**Nieto-Samaniego, 2005**). Durante el Oligoceno (30 Ma), al Sur de la MC, se emplazaron una gran cantidad de rocas volcánicas silícicas. Los pulsos principales de volcanismo y extensión de la MC, se relacionan con el aumento en las velocidades de expansión del fondo oceánico de la placa Farallón, la cual asimilaba la placa Norteamericana.

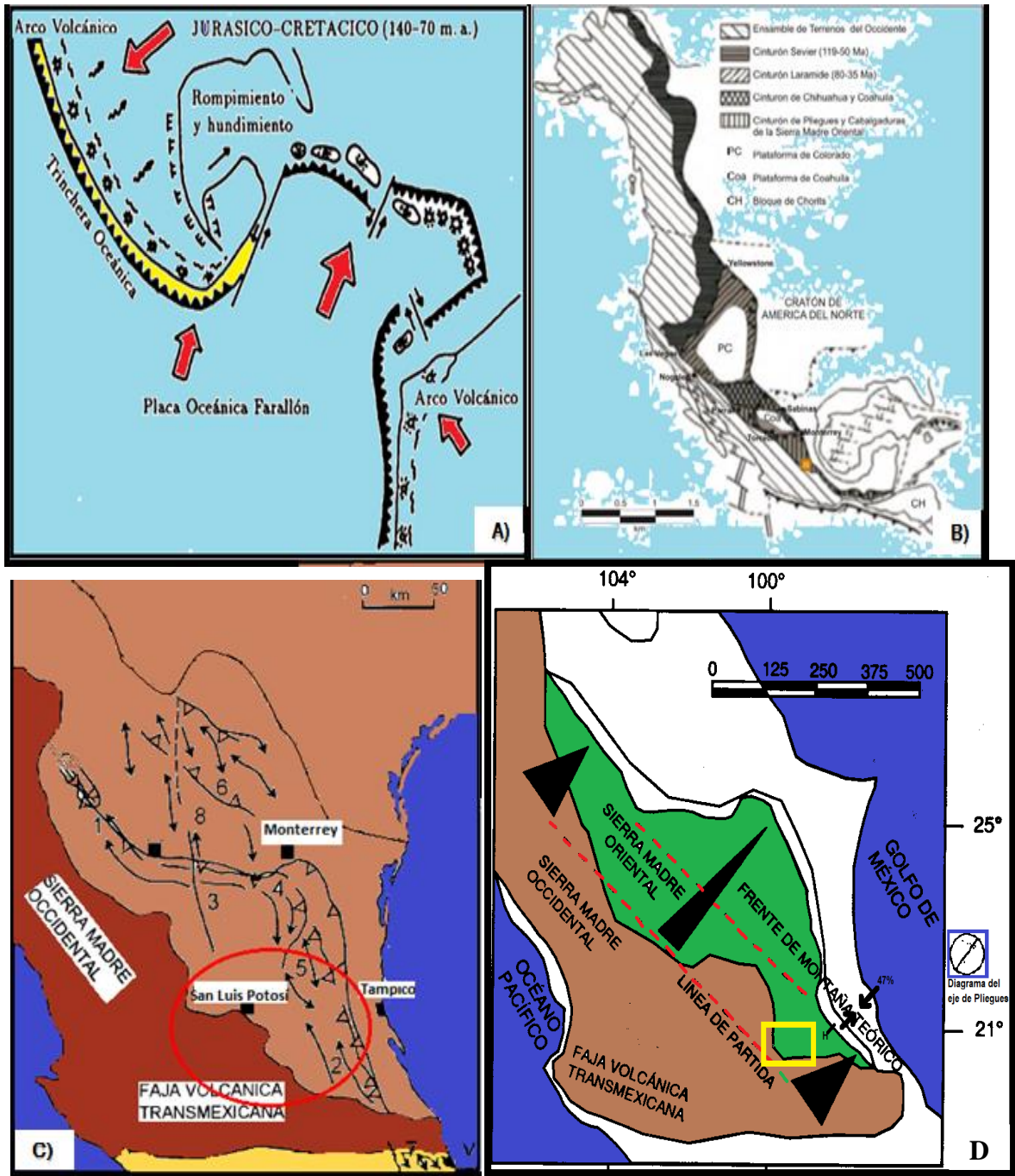


Figura 6. Paleogeografía de la SMOr. (A) Esquema de la formación de los arcos magmáticos en el borde occidental de México y noreste de Sudamérica en el Jurásico-Cretácico y la Orogenia Laramide (modificado de Aguayo-Camargo, 1987). (B) Mapa tectónico generalizado de la Cordillera Norteamericana y los orógenos que la dividen, Servier y Laramide (modificado de Fitz et al., 2012). (C) Sectores de la SMOr; (1) San Pedro el Gallo, (2) Huayacocotla, (3) Transversal de Parras, (4) Saliente de Monterrey, (5) Valles, (6) Cuencas de Sabinas, (7) Región Zongolica y (8) Bloque de Coahuila (modificado de Eguluz et al., 2000). (D) Indicadores cinemáticos que muestran la dirección de acortamiento (47%) cercano a la zona de estudio (recuadro amarillo en B y D).

Estos estilos diferentes de deposición están directamente relacionados con la Orogenia Laramide y su deformación extensional Cenozoica. De hecho, en la porción noroccidental de la **Fig. 1** se observan depósitos del Oligoceno, producto de un volcanismo predominantemente riolítico con edad de 32 a 29 Ma (**Nieto-Samaniego, 1996 en Nieto-Samaniego, 2005**). Diferentes autores (**Labarthe-Hernández et al., 1982; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003 en Nieto-Samaniego 2005**) proponen que la expulsión de rocas piroclásticas riolíticas en esta región ocurrió a partir de actividad fisural. **Gómez-Tuena et al. (2005)** proponen que el material volcánico se distingue por tener dos grupos de rocas con origen diferente. El primero fue de tipo efusivo formado por derrames, domos y material piroclástico riolítico, asociado a magmas provenientes del manto.

El segundo fue por procesos de fusión parcial en desequilibrio de rocas corticales, con escasos aportes de magma mantelico. En definitiva, gran parte de nuestra zona de estudio está compuesta por derrames de lava y estratovolcanes de composición andesítica y basáltica cuyas edades varían de 16 a ~10 Ma (**Pérez-Venzor et al., 1996; Verma y Carrasco, 2003 en Nieto-Samaniego, 2005**). Rocas que conforman la extensión SE de la MC y que se distribuyen al límite Norte de la FVT (**Fig. 7**).

Faja Volcánica Transmexicana (FVT)

Esta provincia geológica es la mejor estudiada en México, diversos autores (**Demant, 1978; Ferrari, 2000a; Gómez-Tuena et al., 2007; Verma, 1987 en Ferrari et al., 2012**) han realizado estudios vulcanológicos y geoquímico para determinar su génesis. Tiene una extensión de 1000 km (**Fig. 8**) con diversos estilos de volcanismo y una variación considerable en la composición de sus rocas, así como un tectonismo extensional intra-arco. Posee ciertas particularidades en comparación con otras provincias parecidas en el mundo. Por ejemplo:

1. Sus volcanes tienen una alineación oblicua a la orientación de la zona de subducción (**Ferrari et al., 2012**).
2. Sus sedimentos ígneos son de composición variable con un porcentaje de lavas de isla oceánica (**Gómez-Tuena et al., 2007b en Ferrari et al., 2012**).
3. La edad de las placas en la zona de trinchera tienen edades de entre 10 a 19 Ma, en Japón las placas con edades similares presenta escaso volcanismo.

4. Su sismicidad se asocia a la subducción de la Placa Cocos bajo la placa Norteamericana, la cual termina alrededor de los 100 km de profundidad y desaparece debajo del arco (**Pardo y Suárez, 1995 en Ferrari et al., 2012**).

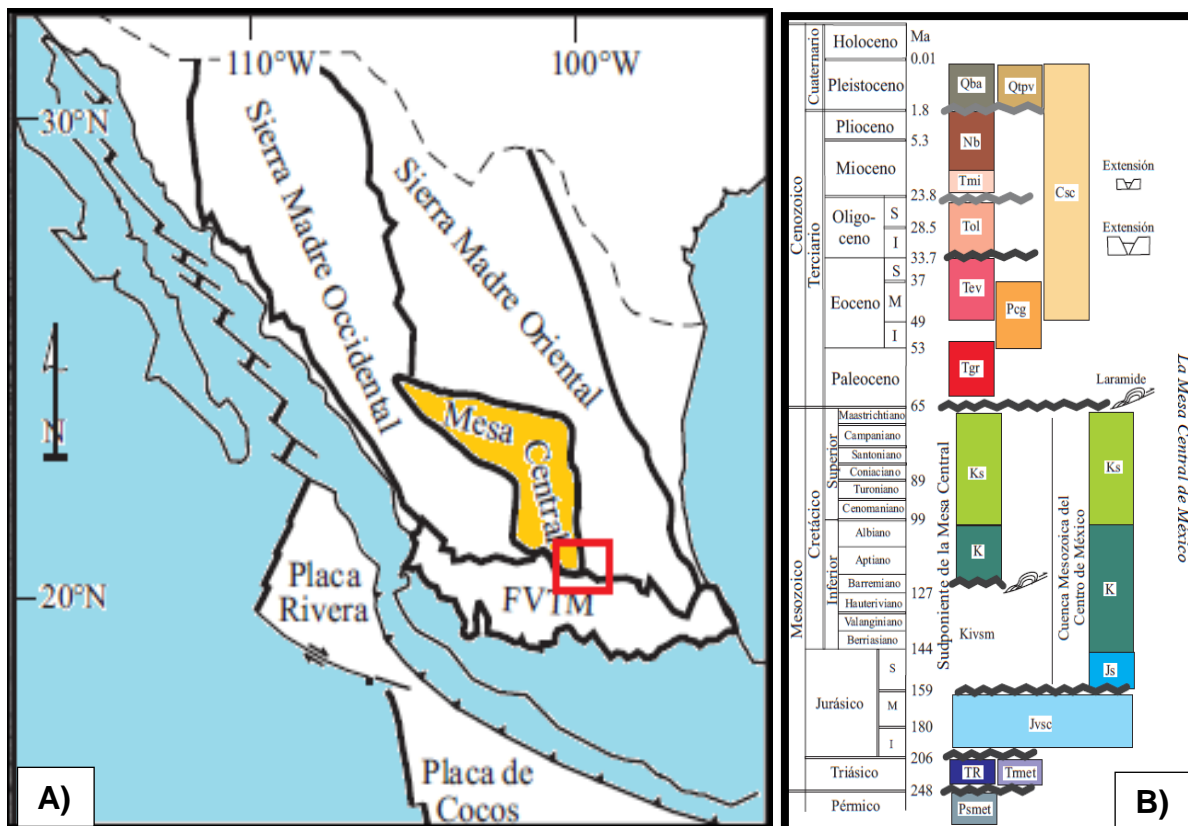


Figura 7. La Mesa Central de México. (A) Mapa tectónico generalizado que indica la ubicación de la MC y su continuación al Sur donde se localiza la zona de estudio. (B) Columna estratigráfica de esta provincia MC, que enfatiza los procesos que intervinieron para la depositación de las rocas cenozoicas en el área de estudio (**modificado de Nieto-Samaniego, 2005**).

El inicio de la actividad en la FVT es bastante controversial, **Ferrari (2000)** propuso que su actividad comenzó durante el Mioceno Superior (10 a 9 Ma), el mis autor propone que la composición en la FVT ha sido más diversa desde el Plioceno Tardío (**Ferrari, 2012**). Petrográficamente se le divide a la FVT en tres zonas principales; Occidental, Central y Oriental (**Fig. 8B y C**) (**Ferrari et al., 2007**). Su porción Oriental se ubica sobre corteza Precambriana-Paleozoica y sus depósitos se localizan al Sur del área de estudio (**Fig. 8D**). Se le considera el episodio magmático continental más reciente y desde el Jurásico ha tenido actividad pero como parte de la subducción de la placa Farallón.

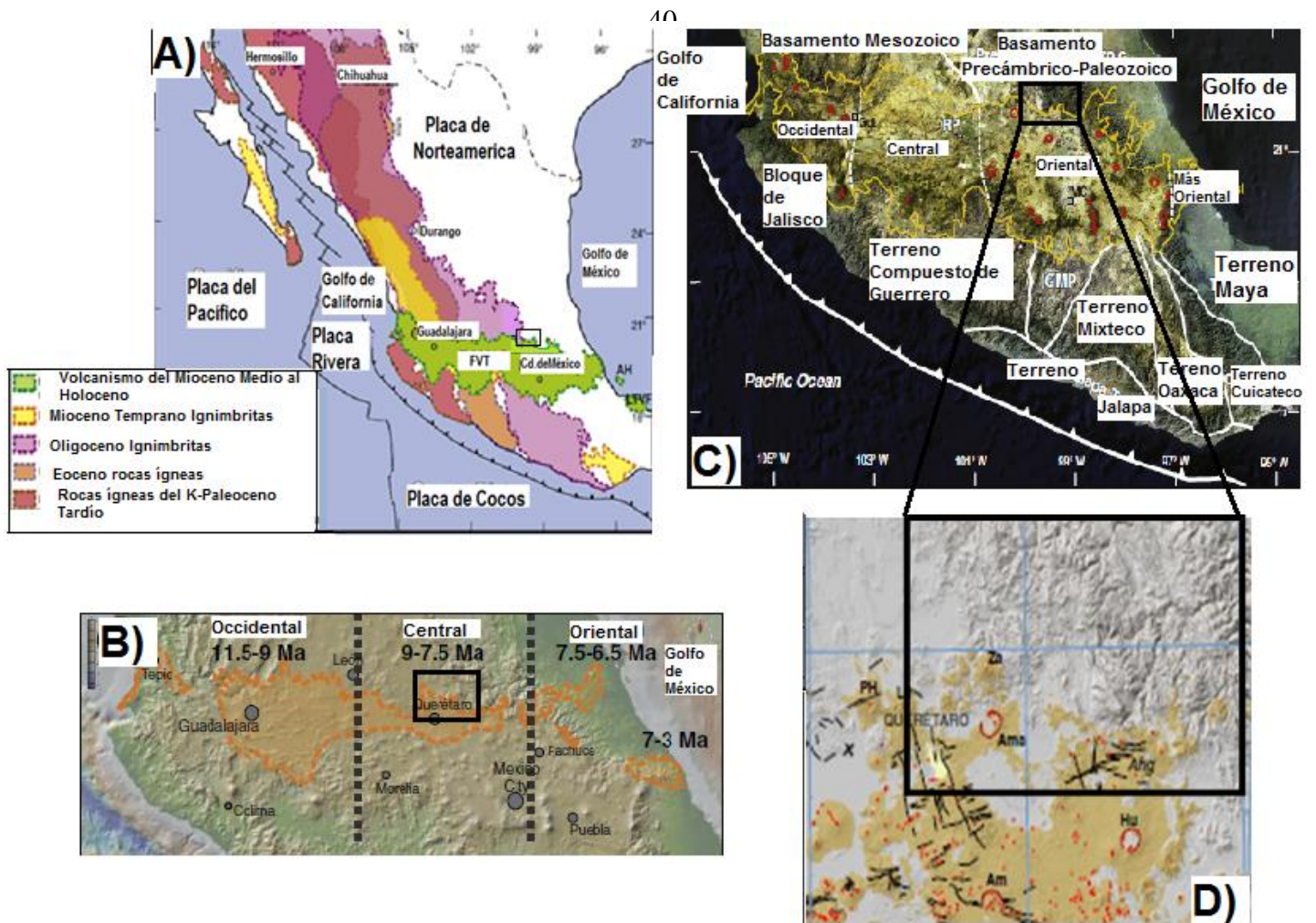


Figura 8. Faja Volcánica Transmexicana. (A) Marco geodinámico de la República Mexicana y la mayoría de las provincias magmáticas basados en datos petroquímicos de **Ferrari et al. (2007)**. Nótese la influencia del Oligoceno y del volcanismo del Mioceno medio al Holoceno en los bordes de la zona de estudio (recuadro negro). (B) FVT línea amarilla con la mayoría de sus estratovolcanes (triángulos rojos), calderas (círculos rojos) así como sus sectores (líneas punteadas) y los principales terrenos de la corteza. (C) Pulso máfico del Mioceno tardío al Plioceno temprano, la división por áreas de la FVT. (D) Principales estructuras geológicas en la zona de estudio: Volcanes El Zamorano (Za), Palo Huerfano (PH) y La Joya (LJ); además de las Calderas de Amazcala (Ama) y Amealco (Am), así como una zona de graben medio (Ahg) llamado Aljibes, cercanas al área de estudio (**modificado de Ferrari et al., 2012**).

Durante su primera fase de actividad se emplazaron grandes volúmenes de lavas félsicas y máficas en estas zonas. De hecho en el área de estudio se encuentran emplazados grandes volúmenes de éstos materiales (Andesitas y Basaltos). Diversos estudios (**Ferrari, 2004; Ferrari et al., 1994, 2000, 2005**) indican que en específico las lavas de composición máfica se posan sobre depósitos

preexistentes de la MC, debido a fisuras, volcanes tipo escudo y conos monogenéticos. Así mismo, para el Mioceno Tardío y Plioceno Temprano el magmatismo se tornó de manera bimodal, en nuestra región de estudio se formaron algunos domos y flujos de lava de composición mayoritariamente dacítica y riolítica. Así como largas formaciones de calderas que propiciaron la depositación de productos piroclásticos.

El estilo reciente y la composición variable del volcanismo de la FVT ha sido mucho más pronunciado, éste se ha caracterizado por la construcción de estratovolcanes mayoritariamente de composición félsica, por ejemplo en la zona de interés tres de los cinco (**Fig. 8D**) más cercanos forman parte del Campo Volcánico San Miguel de Allende (La Joya, Palo Huerfano y Zamorano, ~16 a 11 Ma; **Pérez et al., 1996**). Y otras estructuras como las Calderas Amazcala, Amealco, y una zona de graben medio llamado Aljibes (**Ferrari et al., 2012**), que controlaron la depositación de material ígneo en la zona de estudio.

Por otro lado, autores como **Alaniz-Álvarez (2001)** y **Suter et al. (1992, 2001)** proponen que la región fue sujeta a una tectónica extensional intra arco, sometida a cuatro fases durante el Oligoceno y el Plioceno-reciente, producto de una compensación isostática de las cargas superficiales, que por ende propició la reactivación de fallamiento preexistente, por ejemplo la del sistema Taxco-San Miguel de Allende.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

La zona de estudio presenta un patrón de deformación muy variado; al centro-NE se observa la presencia de estructuras tipo pliegue y fallamiento inverso producto de un régimen dúctil (**Fig.10**) con tendencia preferencial NNW-SSE y longitudes de 15 a 20 km (**SGM, 1997; 1999**). Mientras que en su porción SE y NW presenta fallamiento normal con dirección preferencial NNW-SSE así como NNE-SSW. También algún otro fallamiento con orientación E-W. La región estuvo sujeta a procesos contractivos, de hecho se observa en la orientación de sus estructuras, la cual es perpendicular a la dirección de transporte de la OL (**Fig.11 y 12**) (**SGM, 1997; 1999; Eguiluz et al., 2000**).

Sistema de fallas San Luis Tepehuanes (SFN-SLT)

Este sistema de fallas normales con dirección NNW-SSE (**Fig. 9**) e inclinación al SW, ha sido estudiado por diversos autores (**Labarthe y González, 1980; González, 1987; Nieto et al., 2005**), ellos reportan su extensión desde Durango,

San Luis de la Paz, en Guanajuato, y Santa María del Río, San Luis Potosí. Por lo tanto lo compone un enorme lineamiento de aproximadamente 600 km. En su porción oriental entre San Luis de la Paz y Santa María del Río, forma una serie de grabenes y fosas que desplazan a rocas del Oligoceno-Temprano, con actividad máxima en el Oligoceno Tardío (**Labarthe y Tristán, 1980; Tristán-González, 1987; Alvarado-Méndez et al., 1997 en Nieto-Samaniego, 2005**). Es posible que este sistema exponga su traza de falla al Noroeste de la zona de estudio, ya que como bien se observa en la **Fig. 10** se identifica un sistema con la misma orientación geométrica.



Figura 9. Fallas de basamento en México. Fallas mayores que han condicionado la deformación de México a lo largo de su historia geológica, nótese que la zona de estudio (cuadro rojo) se localiza cerca de los sistemas; San Luis Tepehuanes y Taxco-San Miguel de Allende (tomado de CONABIO en Dávalos, 2006; Alaniz et al., 2005).

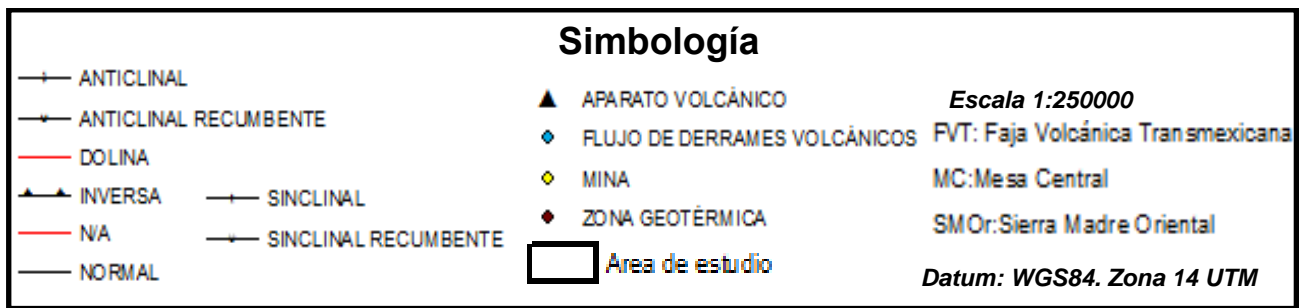
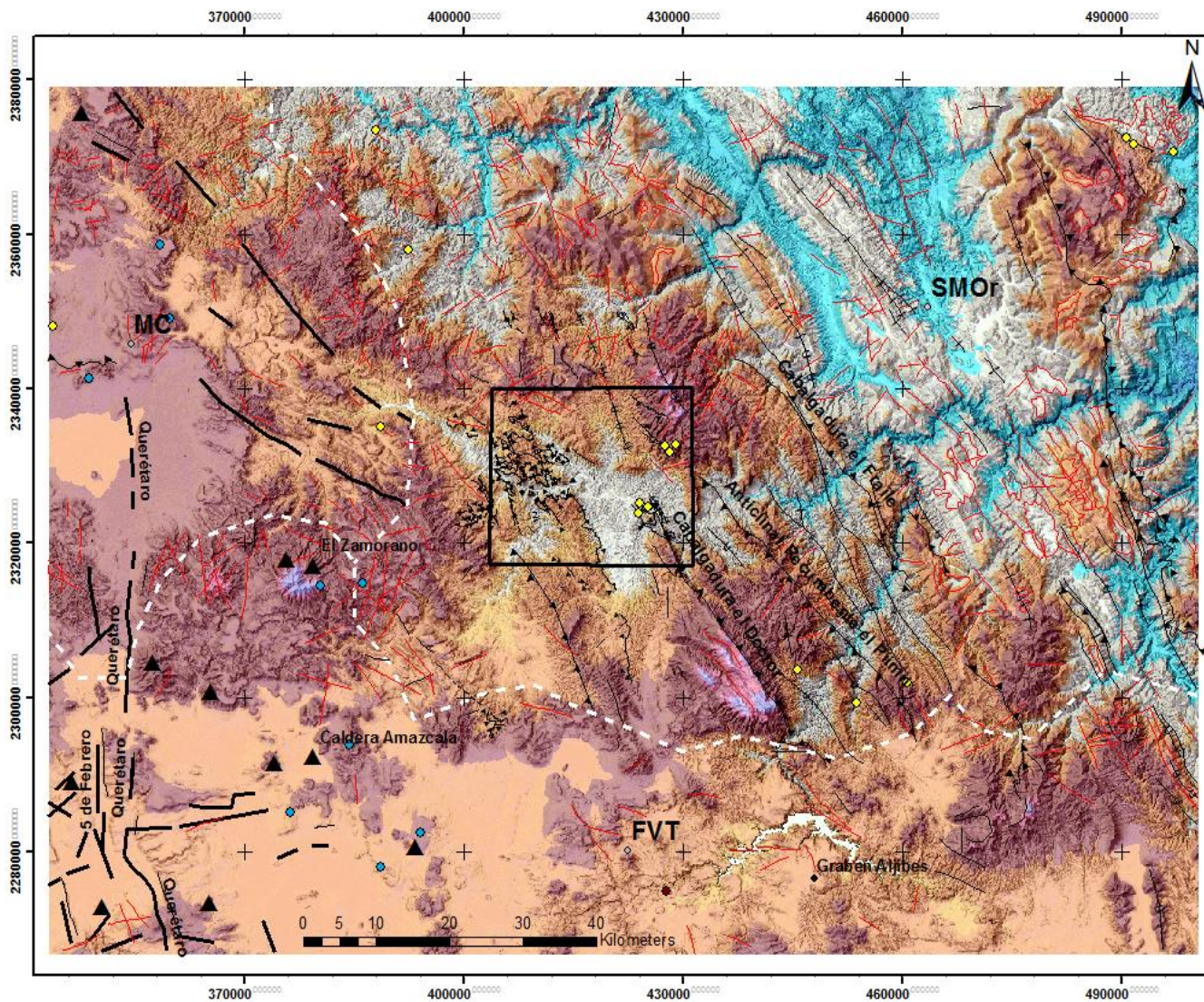


Figura 10. Elementos estructurales regionales. La tendencia preferencial del sistema de pliegues y cabalgaduras de la SMOr es NNW-SSE, las estructuras secundarias muestran orientaciones NNE-SSW y N-S, las cuales pertenecen al sistema neo-tectónico de la MC y a la FVT (tomado de INEGI, 1995; Ferrari et al., 2012 y Nieto-Samaniego, et al., 2005).

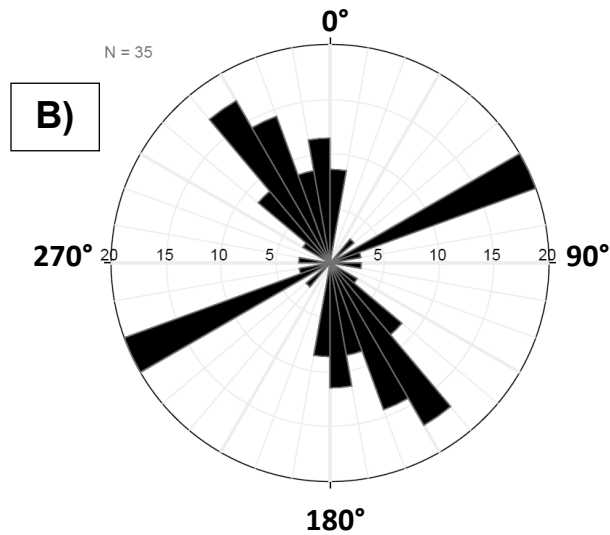
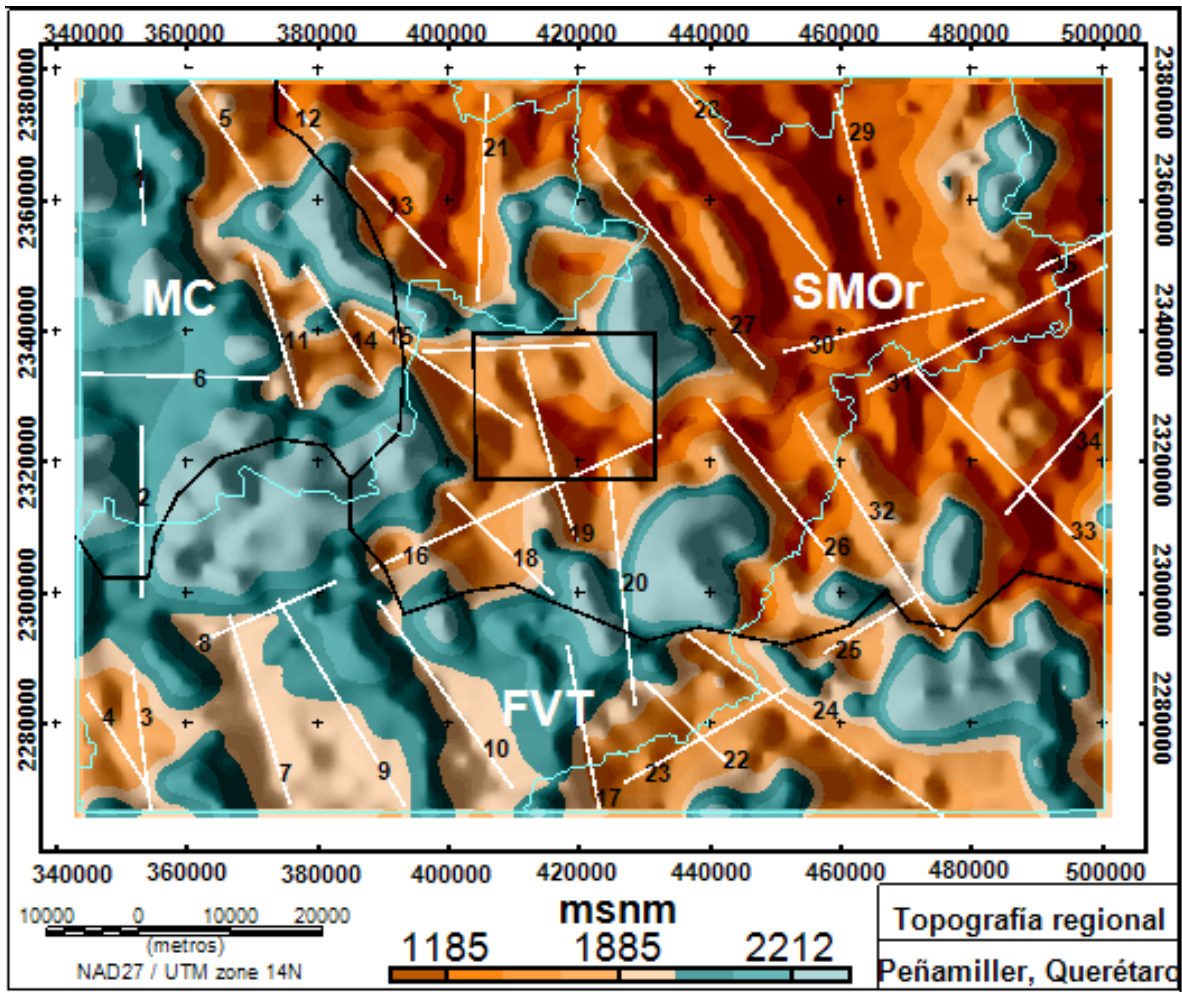


Figura 11. Topografía regional, los colores fríos indican las alturas máximas y los cálidos las mínimas. (A) Los lineamientos están indicados por líneas blancas, el 5, 14, 18, 22 y 33 dividen el área en tres regiones. (B) Diagrama de rosa obtenido a partir de los lineamientos trazados en la zona, las tendencias preferenciales son NE-SW y NW-SE. El eje horizontal en las rosas está dado en porcentajes.

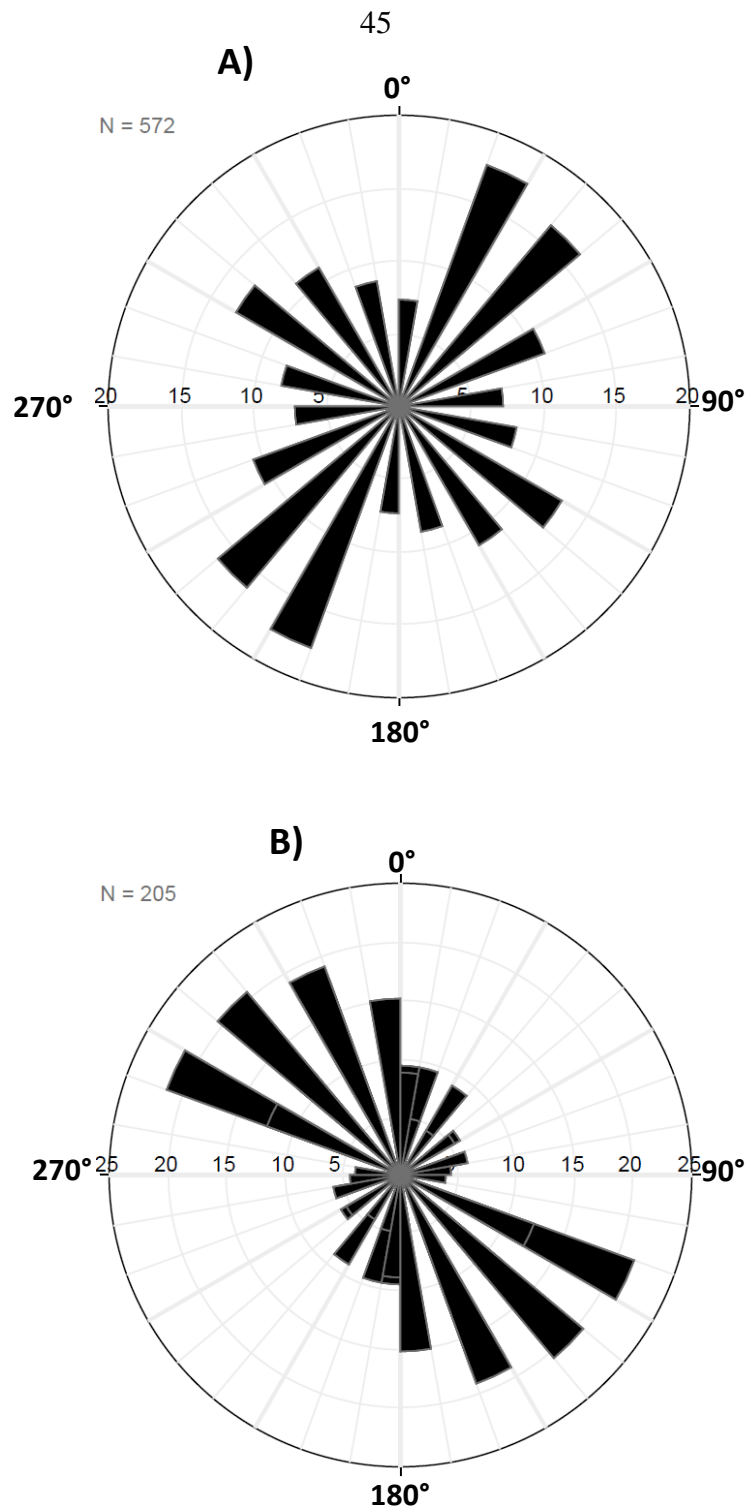


Figura 12. Diagrama de frecuencias. (A) Fracturamiento regional en donde $N=572$ y (B) Fallamiento regional en donde $N=205$. El eje horizontal en las rosetas está dado en porcentajes (tomado de INEGI, 1995).

Sistema de fallas San Taxco San Miguel de Allende (SFN-TSMA)

Al sistema Taxco-San Miguel de Allende en general se le reconoció como un lineamiento mayor, con un movimiento mayoritariamente lateral derecho (**Demant, 1978**). Lo constituyen una serie de fallas normales con dirección N-S que limitan a la MC de la SMOOr (**Fig.9**). Autores como **Alaniz et al. (2001)** y **Nieto-Samaniego et al. (2005)**, reportan una dirección de alargamiento E-W y que dichas fallas normales son paralelas entre sí. En regiones como San Miguel de Allende y Querétaro se reporta actividad Oligocénica y Miocénica, respectivamente. Su subsidencia ha sido de entre 450 m y 100 m (**Nieto-Samaniego et al., 2005**). Es considerado el límite paleogeográfico entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí (al Este) y la Cuenca Mesozoica del centro de México (al Oeste). El principal rasgo morfológico de este sistema indica que fue una zona de transición entre plataforma marina y cuenca marina de edad Mesozoica. Al Oeste de la zona de estudio se ubican una serie de fallas con dirección N-S, las cuales coinciden con el SFN-TSMA (**Fig.10**).

Falla Normal Sanfandila

Autores como **Martínez et al, (1990)** exponen que dentro de la FVT existen diversas fallas con orientación N-S o NW-SE, tal es el caso al Suroeste de la zona de estudio (**Fig. 10**), en las coordenadas UTM 370000 y 2280000, donde se ubica la traza de la falla de Sanfandila, misma que ha sido considerada por **Zúñiga et al. (2003)** como una falla sin expresión en superficie, con orientación NW, misma que en 1998 originó un sismo a 15 km hacia el Noreste de Huimilpan, la cual afectó al poblado Sanfandila.

Segundo y tercer sistema de fallas normales

Las fallas normales Ixtla y la Joya (coordenadas 342000, 2333000, **Fig. 10**), son consideradas como parte de un segundo sistema de fallas con dirección NE-SW. Lo conforman alineamientos de emisión volcánica, sus estructuras son importantes porque limitan al basamento. Un tercer grupo lo conforman las fallas 5 de Febrero y Querétaro, ubicadas al Este-Suroeste de la **Fig. 10**, su dirección es N-S. La falla de Querétaro es considerada como una estructura mayor por su longitud, del orden de los 50 km, con una desplazamiento de 300 m (**Alaniz et al., 2002**).

El SFN-TSMA según **Alaniz et al. (2002)**, es una zona de debilidad cortical en donde sus fallas han liberado parte de la extensión posteocénica en el centro de México, debido a que se desarrollaron diversos eventos de deformación como: acortamiento producto de la OL, extensión que ocurrió en el centro de México, y alargamiento generado por la formación de la FVT desde el Mioceno hasta el presente. Es posible que su influencia radique en la reactivación de estructuras preexistentes.

GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio se constituye litológicamente de un basamento pre-Mesozoico o Jurásico Inferior. La cobertura sedimentaria está compuesta por una secuencia marina continua de edad Mesozoica. Ésta está conformada por lechos rojos y lutitas margosas asociadas con la apertura del Golfo de México, así como con las posteriores transgresiones marinas que ocurrieron en el Oxfordiano (**Eguiluz et al., 2000**). Sobre estos sedimentos se depositaron bancos calcáreos, cuya sedimentación estuvo controlada por los altos del basamento, lo que ocasionó cambios muy significativos en sus facies. Del mismo modo, existen rocas volcánicas del Cenozoico que se encuentran en discordancia con las rocas del Mesozoico (**Fig. 13**), y que están relacionadas con la OL y la FVT (**Padilla, 2007; SGM, 1997; 1999**). Finalmente, existen ocho formaciones litológicas en la zona de interés.

Formación Pre-Las Trancas (Jurásico Inferior [?])

A la formación “pre-las Trancas” la constituye una sucesión de meta-arenisca y filita (**Fig. 14 y 15**). Esta unidad aflora al Norte del poblado Carrizalillo, en la porción Sur-occidental de la **Fig. 13**, y es considerada como el componente más antiguo de la columna geocronológica del área de estudio (**Seegerstrom, 1962**).

Formación San Juan de la Rosa (Jurásico Medio-Superior)

La formación San Juan de la Rosa aflora en un segmento que se encuentra en la zona Oeste de la **Fig. 13**. Su denominación proviene por aflorar en la población San Juan de la Rosa. Diversos autores (**Dávila-Alcocer et al., 2013; Sánchez y Ramírez, 2005; Carrillo, 1989a**) proponen que la conforma una meta-arenisca de estratificación fina de 10 a 30 cm y posee un color gris oscuro (**Fig. 14 y 15**). La mayor parte de ésta unidad contiene areniscas y conglomerados que provienen de clastos volcánicos, los cuales están alternados con lutitas que representan a estructuras primarias de un volcanismo félsico submarino.

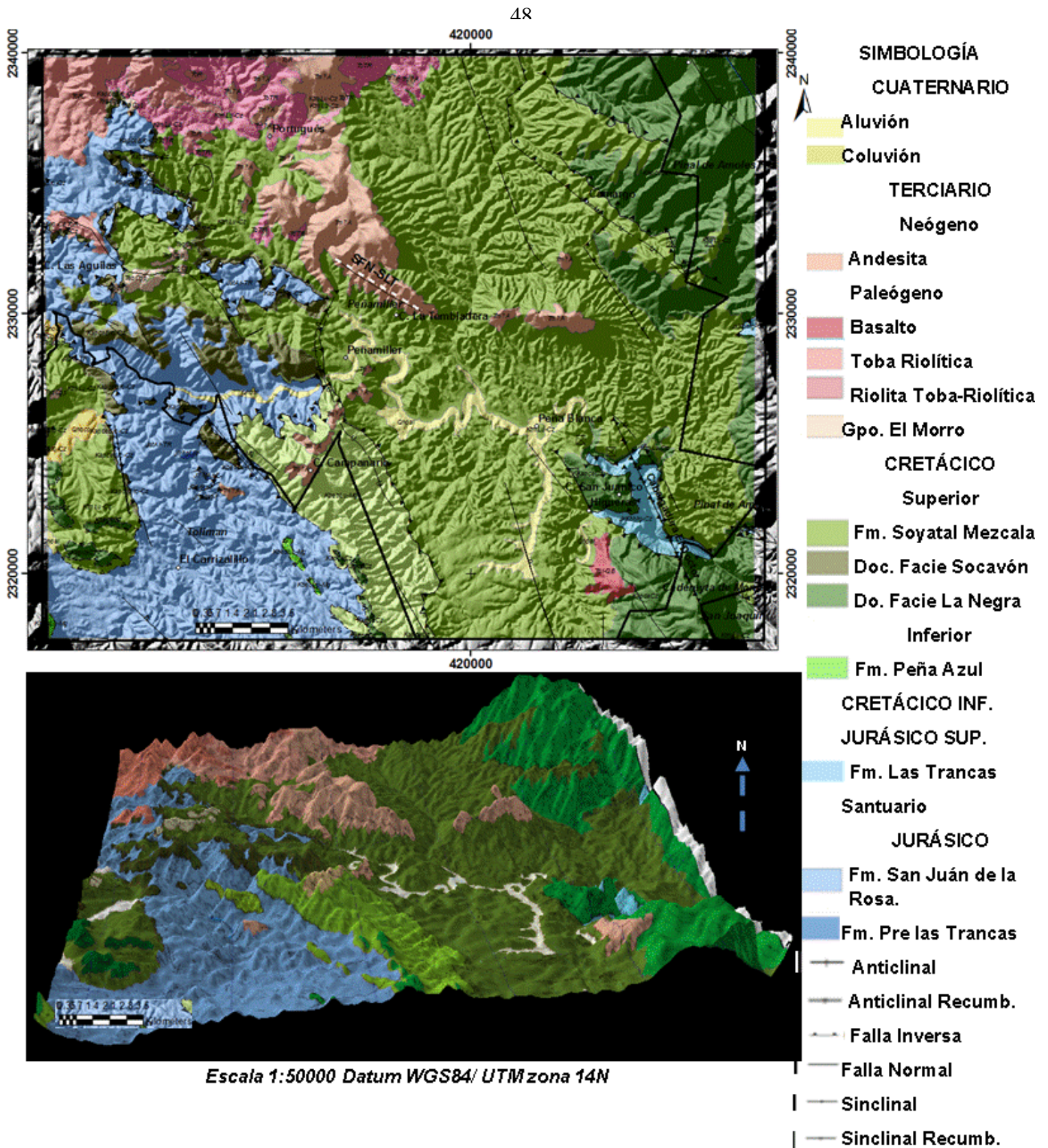


Figura 13. Geología local del 3rea de estudio (modificado del SGM, 1998; 2007).

De hecho, ésta es una formación constituida por sedimentos volcano-sedimentarios, al Centro-Oeste de la **Fig. 13** aflora la unidad Higuerillas, la cual contiene conglomerado polimictico. Al Noroeste se observan brecha sedimentaria, lutita apizarrada, lavas andesíticas, depósitos piroclásticos y lavas riolíticas, su espesor es de aproximadamente 600 m (**Dávila et al., 2013; Sánchez-Bermeo et al., 2005; Carrillo, 1998; Carrillo, 1989**). Por último, al Este de Carrizalillo también se ubican algunos cliques de lutita-marga.

Las rocas de esta formación se generaron en un mar epicontinental que son asociadas con un arco volcánico calco-alcálido, donde los productos piroclásticos fueron depositados en una zona de trincheras. De hecho, se ha propuesto que es muy probable la asociación de esta formación con un cinturón félsico del Jurásico-Cretácico que se extiende a lo largo de la parte occidental de Oaxaquia (**Jones et al., 1996 en Dávila et al., 2009**). Por otro lado, la masa rocosa de las areniscas conformó una cuenca sedimentaria con una pendiente muy pronunciada, lo cual generó una gran energía mecánica que ayudó a una rápida erosión, transporte y meteorización de los detritos que se deslizaron como turbiditas sobre el talud (**Dávila et al., 2009**).

Formación Las Trancas Santuario (Kimmeridgiano-Barremiano)

La formación “*Las Trancas Santuario*” fue nombrada y descrita por **Seegerstrom (1956)**, se divide en dos unidades: las Trancas (carta INEGI F14C-47, San Pablo Tolimán) y las Trancas-Santuario (carta INEGI F14C-47, Peñamiller). La primera, se caracteriza por una intercalación delgada de margas y calizas arcillosas (**Fig. 14 y 15**), lutitas con esquistosidad y algunos horizontes de arenisca y yeso (**SGM, 1998; 2007**).

A la segunda se le ha descrito como un basamento de edad Kimmeridgiano-Barremiano (**Seegerstrom, 1956-1961 y 1962; Carrillo y Suter, 1982**). Dicha formación aflora en la porción Sur-Oriental de la **Fig. 13**, posee espesores de 1,000 m y es concordante con las formación de El Doctor y correlacionable con la formación Peña Azul (**PEMEX, 1988; López-Ramos, 1979**).

Esta formación se generó en un ambiente de cuenca que varió de un entorno aluvial a otro de tipo litoral. Esta variación se relaciona con una zona post-arco y una de arco magmático. La primera se localizó posterior a los arcos de islas, donde el aporte de sedimentos provino de aguas someras, debido al alto flujo de calor.

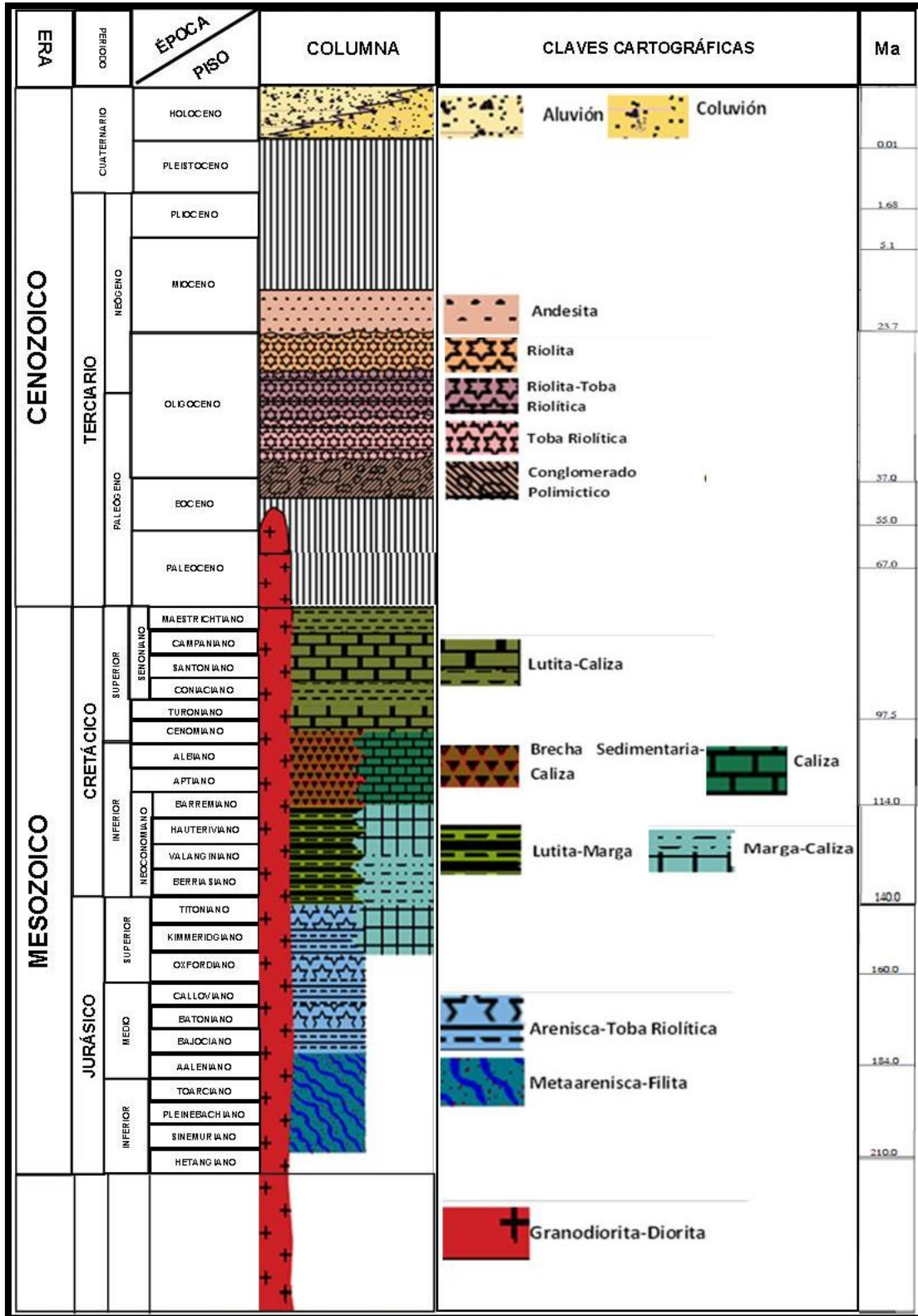


Figura 14. Columna geocronológica del área de estudio (modificada del SGM, 1998; 2007).

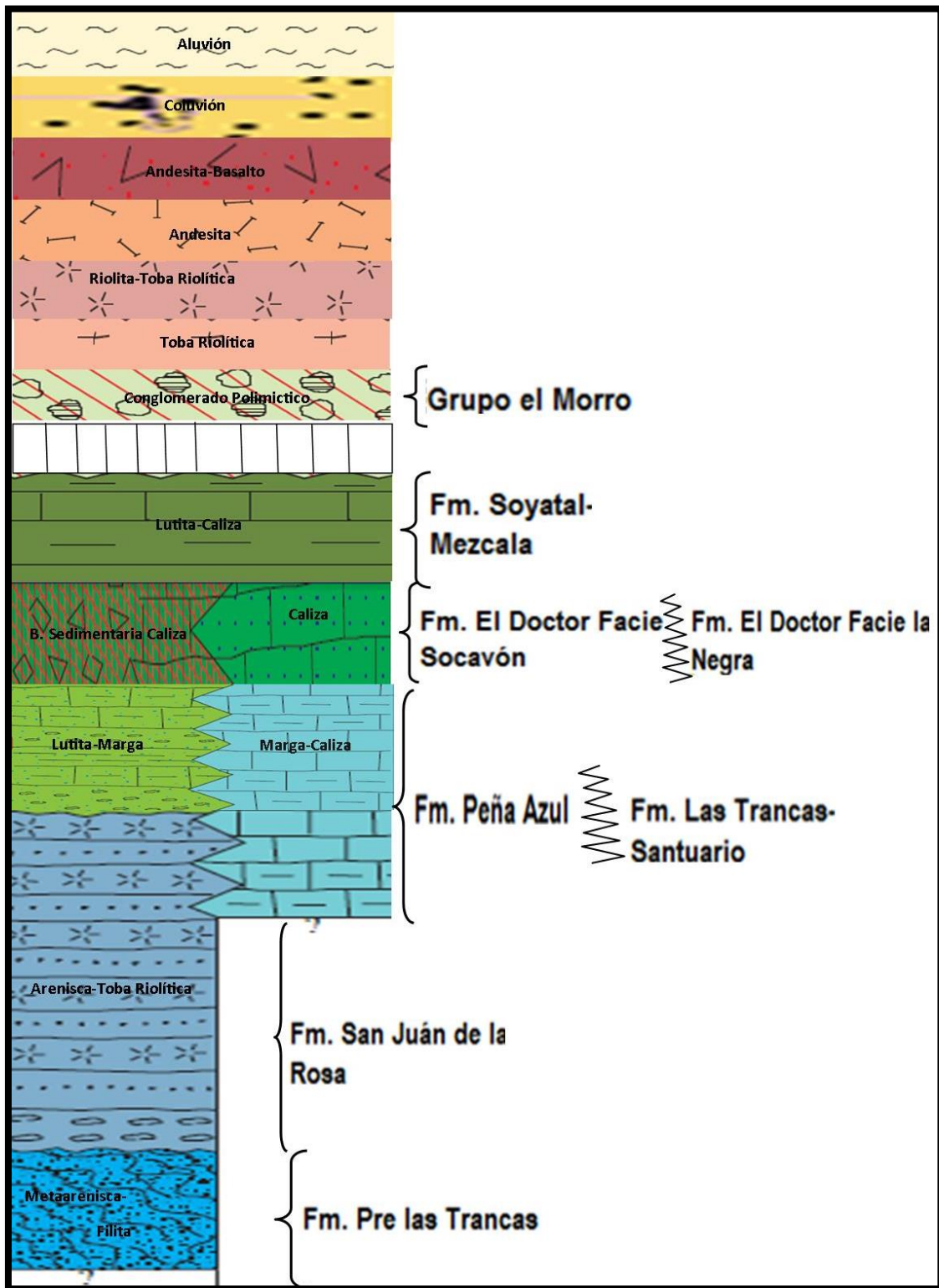


Figura 15. Columna litológica del área de estudio. Formaciones que afloran en la zona de interés y el tipo de roca que las constituyen. Nótese que el basamento es de edad jurásico inferior conformado por la formación "pre las Trancas" (modificado del SGM, 1998; 2007).

La segunda, se encontró entre el arco de islas y el océano, dónde las depresiones muy profundas se rellenaron con los sedimentos fluviales, en cuyo ambiente los flujos de calor eran bajos (**López-Ramos, 1979 y PEMEX, 1988**). Ésta formación se puede relacionar con la formación Peña Azul (**Carrillo, 1989**).

Formación Peña Azul (Berriasiano-Barremiano)

A la formación Peña Azul la describen **Chauve et al. (1985)** como un conjunto de conglomerados compuestos de detritos volcánicos, grauvacas y areniscas en su base, y en su parte superior como una sucesión entre areniscas y calizas. Igualmente contiene, margas, lutitas y horizontes de tobas (**Carrillo, 1991; 1989; Carrillo y Monroy, 1988**). Las calizas de esta formación presentan una matriz recristalizada, así como lutitas de grano fino con estratificación intermedia a laminación gruesa, las cuales se combinan. Además, presenta plegamiento considerable y un grado de fracturamiento muy alto. Diversos autores (**Carrillo-Martínez, 1986 en Sánchez-Bermeo et al., 2005**) reportan para esta formación espesores de 300 a 400 m. Esta unidad aflora en la porción Centro-Sur de la **Fig. 13**, al Sur de Peñamiller. Se localiza en discordancia sobre la formación San Juan de la Rosa, y es concordante con la formación El Doctor (**Fig. 14 y 15**).

La formación Peña Azul se relaciona con un ambiente post-arco de poca profundidad, lo cual permitía el aporte de terrígenos. Diversos autores (**Sánchez-Bermeo et al., 2005; Romo y Martínez, 2006**) interpretan que las intercalaciones entre lutitas y margas, pudieron originarse por regresiones y transgresiones marinas o al ascenso de cuerpos rocosos sobre la superficie, lo cual podría haber ocurrido a finales del Jurásico.

Formación El Doctor (Albiano-Cenomiano)

La nomenclatura de esta formación se usa en función de la ubicación y conveniencia geográfica, por ejemplo, en la SMOr se le denomina “Caliza el Doctor”, mientras en el Altiplano Mexicano se le conoce como “El Abra”. La “Formación El Doctor” fue denominada así porque su expresión más notoria se encuentra cercana del poblado del mismo nombre. Ésta se divide en cuatro facies, San Joaquín, Cerro Ladrón, El Socavón y La Negra (**Wilson et al., 1955**), éstas dos últimas (**Fig. 14 y 15**) afloran al Centro-Oeste y Este de la **Fig. 13**.

La facie El Socavón se ubica al Este de Peñamiller (**Fig. 13**), está conformada por material calizo fragmentado con tamaños de 1 a 2 km de ancho; contiene calcarenitas de capa gruesa y conglomerado de grano fino con numerosa coquina

clástica. También tiene bloques de hasta 2 m de diámetro, su estructura y redondez varían considerablemente, los bloques están constituidos por coquina clástica y caliza de granos finos. La facie La Negra, localizada al Norte y Sur de Higuierillas (**Fig. 13**), está constituida por una estratificación de 10 a 20 cm de ancho, con otra lenticular de pedernal negro de 1 a 10 cm de espesor, los estratos de caliza la componen también láminas de material clástico de grano fino, comúnmente se encuentran algunas sucesiones de lutita roja (**Wilson et al., 1955**).

A esta unidad se le ha diferenciado de dos maneras, en facie de plataforma y facie de talud arrecifal. La primera, consiste en bloques gruesos con estratificación pronunciada de caliza de grano fino con material orgánico fósil (miliólidos). Mientras que la segunda es compuesta por calcarenita y calcirudita con gran cantidad de fósiles (rudistas) con rocas sedimentarias de grano mucho más fino de entre 2 a 16 mm (**Carrillo-Martínez, 1981**). Diversos autores (**Wilson et al., 1955**; **López-Ramos, 1979**) han propuesto espesores de aproximadamente de 300 m para la facie el Socavón, mientras que para la facie La Negra, en la región de Toliman, se pueden encontrar espesores de 800, 300 y 200 m. Ésta formación también es sepultada por la formación Soyatal (**Wilson et al., 1955**).

En el ambiente costero de origen de la formación El Doctor la vida marina y la profundidad (hasta 200 m) determinaron el estilo de depositación, lo cual creó un banco calcáreo. Así como la formación de un talud arrecifal, el cual generó el depósito de brecha sedimentaria (**Wilson et al., 1955**). Se especula que la formación El Doctor estuvo sujeta a un ambiente tipo lagunar (**Mendoza-Rosales, 1990**).

Formación Soyatal-Mezcala (Turoniano-Campaniano)

La formación Soyatal-Mezcala está constituida según **Wilson et al. (1955)** y **White (1948)** por una intercalación de lutitas finas y calizas (**Fig. 14 y 15**), así como de una gruesa sucesión de capas en la parte posterior predominantemente de lutita intercalada con arenisca. La estratificación en la parte inferior está bien definida con espesores que van desde los 10 a 20 cm de caliza gris oscura y fina. Así como capas más delgadas (5-10 cm) de caliza arcillosa y lutita calcárea.

Los espesores que diversos autores reportan como **Wilson et al. (1955)**, y **Carrillo-Bravo (1971)**, son de 150, 700 y 1000 m, respectivamente. Sin embargo autores como **López-Doncel (2002)** y **Yussim-Guarneros (2004)** indican que es difícil estimar su espesor total ya que esta unidad está bastante deformada por

tectonismo compresivo, la mayoría de las localidades presenta un plegamiento intenso. Esta formación aflora en casi toda la zona de estudio, también se visualiza en los poblados Peñamiller y Peña Blanca (**Fig. 13**).

Esta formación se relaciona con un ambiente de trasgresión marina, donde las condiciones fueron inestables y la profundidad del entorno marino era de aproximadamente 200 m, donde se depositaron sedimentos como arcillas, limos, fragmentos de micas y calizas. El mecanismo de depositación quizá actuó por medio de movimientos gravitacionales que produjo brechas. Además, deslizamientos de material produjeron pliegues sin-sedimentarios, así como corrientes de agua con bastante turbulencia o lodosa, lo cual produjo avalanchas submarinas (**López-Doncel, 2002; Ochoa-Camarillo, 1980; Carrillo-Bravo, 1971**). Autores como **López-Doncel (2002)** y **Hernández-Jáuregui et al. (2000)** indican que esta formación se generó a lo largo de una zona de talud que se localizaba entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del centro de México, la cual tiene características de subducción-acreción, propias de un ambiente cercano a la costa, con un gran aporte de terrígenos.

Cenozoico Continental: Grupo El Morro (Eoceno Medio-Oligoceno)

Esta formación está constituida según **Carrasco-Velázquez et al. (2009)** por una secuencia de rocas sedimentarias continentales (conglomerados) y es interrumpida en su cima por rocas volcánicas que marcan un cambio en su depositación. **Simons et al. (1957)** la describe como compuesta por clastos de diferentes tamaños, angulosos y subredondeados de caliza, marga y lutita en una matriz arenosa de composición carbonatada y silícea. El mismo autor indica que la formación El Morro se encuentra en discordancia con la formación Soyatal-Mezcala (**Fig. 14 y 15**), **Simons et al. (1957)** reportan un espesor cercano a 400 m, mientras que en su localidad tipo mide 64 m (**Carrasco-Velázquez et al., 2009**). En nuestra zona de estudio, esta unidad se encuentra aflorando al Este del cerro las Águilas (**Fig. 13**). Diversos autores (**Edwards, 1955; Frasquía, 1987 y Nieto-Samaniego 1992 en Carrasco-Velázquez et al., 2009; Segerstrom, 1961**) estimaron mediante estudios isotópicos, edades del Eoceno-Oligoceno Temprano, Eoceno Medio-Tardío, Eoceno Medio y Eoceno-Oligoceno.

Por su estratigrafía y sedimentología diversos autores, proponen que este grupo de sedimentos están asociados con un mecanismo de depósito post-laramídico, además de una sedimentación temprana post-cretácica del paleógeno, en la MC y la región Sur de la FVT (**Alaniz-Álvarez et al., 2005; Morán-Zenteno et al., 2005 en Carrasco-Velázquez et al., 2009**). Estos mecanismos generaron la formación

de cuencas continentales en las que se depositaron conglomerados heterogéneos con poca estratificación. El ambiente de formación fue de tipo fluvial, se caracterizó por cuerpos de agua y ciénegas, típicos de un clima tropical húmedo, los cuales fueron interrumpidos por avalanchas de roca, bloques y el agua que los acompañaba (**Carrasco-Velázquez et al., 2009**).

Rocas Volcánicas félsicas (Oligoceno- Mioceno)

Estos elementos piroclásticos de composición félsica se depositaron discordantemente sobre las rocas marinas del Mesozoico (**Fig.14 y 15**). La componen tobas riolíticas que afloran en la porción al noroccidental de la **Fig. 13**, también existen intercalaciones de tobas y flujos de lava de composición riolítica. Así mismo, aflora en la zona Centro-Norte una secuencia de derrames andesíticos. Por último, se depositaron de manera discordante aluviones y coluviones conformados por cantos rodados y subanguloso, gravas, arenas, limos y arcillas (**SGM, 1998; 2007**).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

El área de estudio estuvo condicionada por una deformación compresiva relacionada con la OL. Aquí existen plegamientos de tipo anticlinal y sinclinal mayoritariamente recumbentes, con una orientación NW-SE y vergencia al NE. En la mayoría de sus flancos se observa fallamiento inverso de bajo ángulo, cuya dirección es paralela o semiparalela a los ejes de los pliegues. Dentro de las estructuras principales tiene la cabalgadura Higuierillas, el sinclinal San Lorenzo, cabalgadura San Juanico (continuación de la cabalgadura El Doctor) y Anticlinorio el Piñón (**Fig. 16**). También posee un fracturamiento predominante NW-SE y NE-SW, así como fallamiento normal producto de esfuerzos de tipo tensional ocurridos en el Cenozoico (**SGM, 1998; 2007 ; Chauve, 1985; Segestrom, 1961; Carrillo-Martínez y Suter 1982**).

Cabalgadura Higuierillas

Este elemento estructural inicia cerca de las coordenadas 420000, 2310000 (**Fig. 16**), se prolonga al Noroeste y cerca de Peñamiller, cambia su dirección al Noreste. Tiene un fallamiento de bajo ángulo ($\sim 20^{\circ}$ - 30°) con una longitud de ~ 3.2 km de longitud, que pone en contacto tectónico a las rocas de la formación Peña Azul sobre las de la formación Soyatal-Mezcala. También lleva asociado un anticlinal recumbente con 20° al Oeste.

Sinclinal San Lorenzo

Esta estructura se ubica al NE de Peñamiller y también cercana a la población de Camargo (**Fig. 16**). La describe **Segestrom (1961)** quien propuso que su núcleo lo constituye la formación Soyatal-Mezcala. Posee una tendencia preferencial de 20° - 40° NNW-SSE, una longitud de ~ 1.7 km. **Carrillo-Martínez (1990)** propone que este sector está afectado por fallas inversas de bajo ángulo (15° - 30°) formando escamas imbricadas.

Cabalgadura San Juanico (continuación de la cabalgadura El Doctor)

Esta cabalgadura se ubica al Sureste de Peñamiller, se inclina a 15° hacia el Noroeste, se mantiene en contacto tectónico sobre la formación Soyatal-Mezcala que se inclina 50° hacia el Suroeste en su porción occidental, y sobre la formación Las Trancas Santuario, la cual se inclina 60° al Noroeste en su parte oriental (**Fig. 16**).

Anticlinal el Piñón

Esta estructura se localiza al Noreste del poblado Peñamiller, posee un ángulo de alrededor de 30° hacia el Noroeste y tiene una longitud aproximada de 3.4 km. Se encuentra sobre las rocas carbonatadas de la facie La Negra (El Doctor) (**Fig. 16**). Diversos autores (**Segestrom, 1961; Carrillo-Martínez y Suter, 1982**) proponen que esta estructura es la continuación del anticlinal denominado el "Pingüical", su porción Sur, que es la que entra en nuestra zona de estudio, es la parte más alta (3,060 m) de esta estructura. Los flancos y el techo están bastantes inclinados (90°).

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES

Este trabajo integra diversos conceptos que están detrás del uso de los métodos potenciales. El marco teórico está basado en los conceptos generales de los dos métodos geofísicos más clásicos, el gravimétrico y magnetométrico.

Método Magnético

Nuestro planeta actúa como un mega imán esférico, lo rodea un campo magnético que cambia con el tiempo y la ubicación.

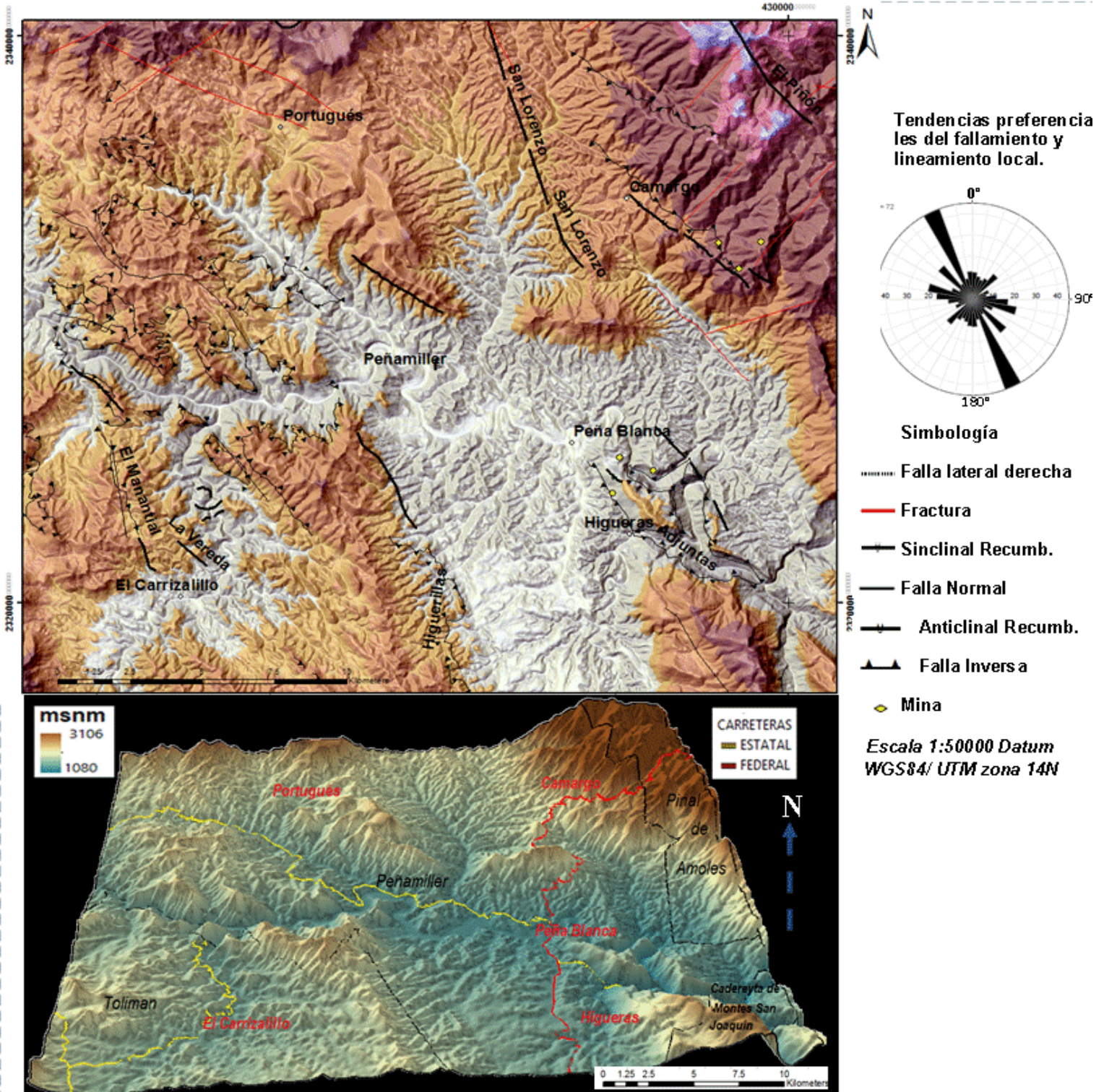


Figura 16. Elementos estructurales de Peñamiller. La tendencia preferencial de las estructuras son en promedio de 20°-30° NNW-SSE, y otras tendencias secundarias de NNE-SSW, E-W y N-S, tal como lo reporta el **SGM (1998; 2007)**. Los poblados se marcan en rojo y negro los municipios.

A este campo lo genera un dipolo que se ubica en el centro de la Tierra, producto de la interacción que existe entre los diferentes estados físicos en los cuales se encuentran el núcleo interno (sólido, compuesto de Hierro) y el externo (líquido, compuesto de Hierro y Níquel). Aún no es muy claro el origen del campo geomagnético, pero la teoría más aceptada es que al estar el núcleo cerca del manto inferior, el cual posee características semi-plásticas en alta temperatura, le confiere la facultad de producir corrientes eléctricas que circulan por medio de procesos convectivos, que en el manto inferior producen campos que pueden considerarse como componentes del campo residual. Las corrientes convectivas son afectadas por la diferencia física y la velocidad rotacional que existe entre el núcleo interno (lento) y el externo (rápido), obteniendo lo que se le denomina comúnmente como el dínamo autosostenido (**Fig. 17**) (**Telford et al., 1990; Muñiz, 1997**).

De hecho más del 90% del campo medido en la superficie de la Tierra produce el campo geomagnético terrestre. El resto se debe a diferentes fuentes que se superponen e interactúan entre sí, la suma se conoce el Campo Magnético Total. Dicho campo varía lentamente con el tiempo y es posible su descripción por medio de modelos matemáticos como el *Campo de Referencia Geomagnética Internacional (IGRF, por sus siglas en inglés)* y el *Modelo Magnético Mundial*⁷. En exploración geofísica se miden y analizan las variaciones de este campo con un instrumento llamado magnetómetro, y con base en ellas se infiere la geología del subsuelo (**Telford et al., 1990; Muniz, 1997; Dentith y Mudge, 2014**).

Así pues, la manera en que se relacionan los diferentes componentes es para el vector de las intensidades horizontal y total (ángulos de inclinación y declinación) es:

$$H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2} \quad H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2 + H_z^2} \quad \text{Ec. 1}$$

Del mismo modo, I es la inclinación respecto a la dirección horizontal y D es al ángulo que se forma entre el norte geográfico y el magnético.

⁷ https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/faqgeom.shtml#What_is_the_Earths_magnetic_field

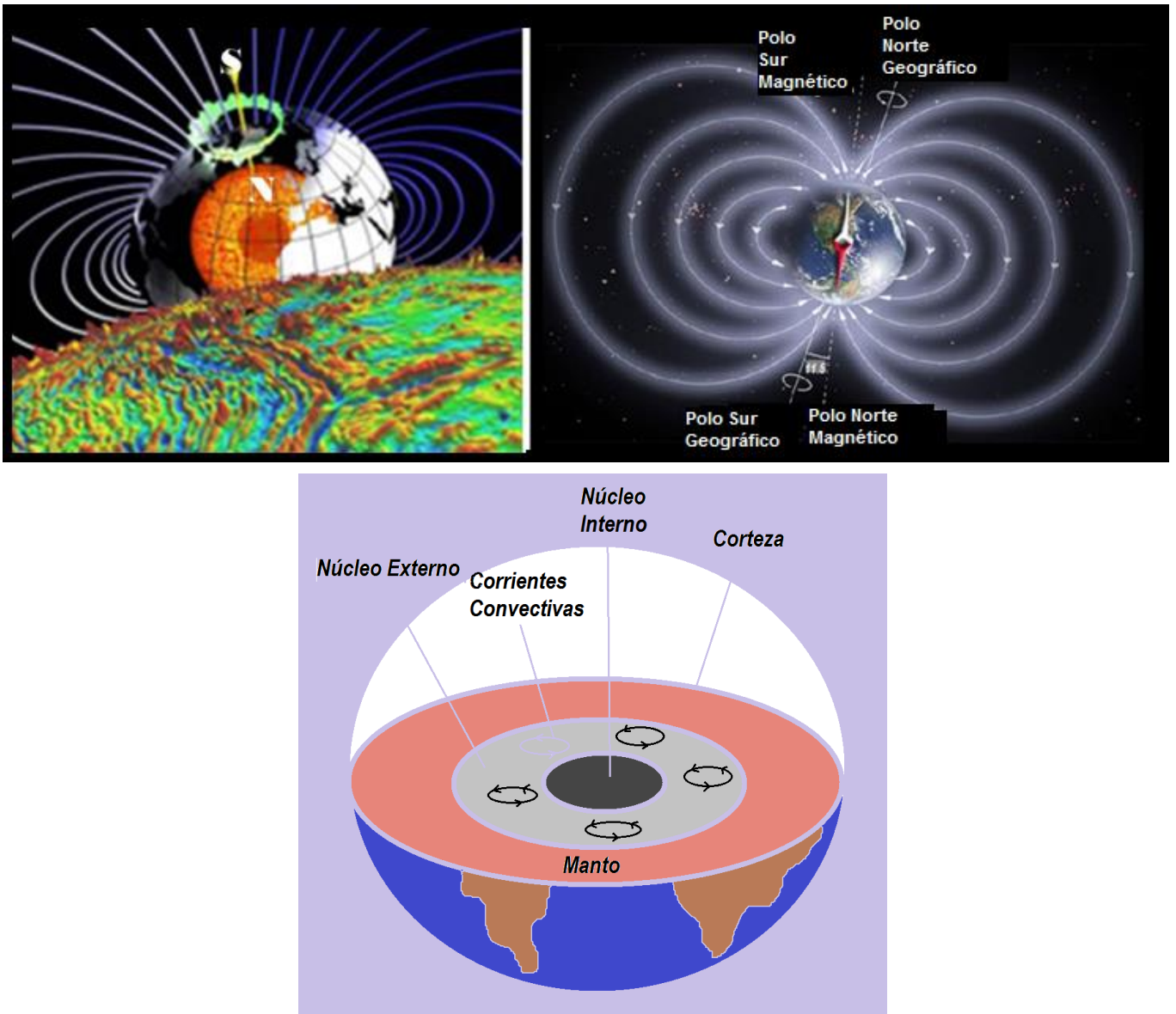


Figura 17. Ilustración de las líneas de campo geomagnético terrestre^{8,9} y su origen (modificado de Muñiz, 1997)

Por lo tanto, la magnitud de la magnetización es directamente proporcional al vector del campo magnético terrestre:

$$I = kH \text{ Ec. 2}$$

⁸ <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>

⁹ <http://omicronno.elespanol.com/2015/11/cero-absoluto-y-el-campo-magnetico-terrestre/>

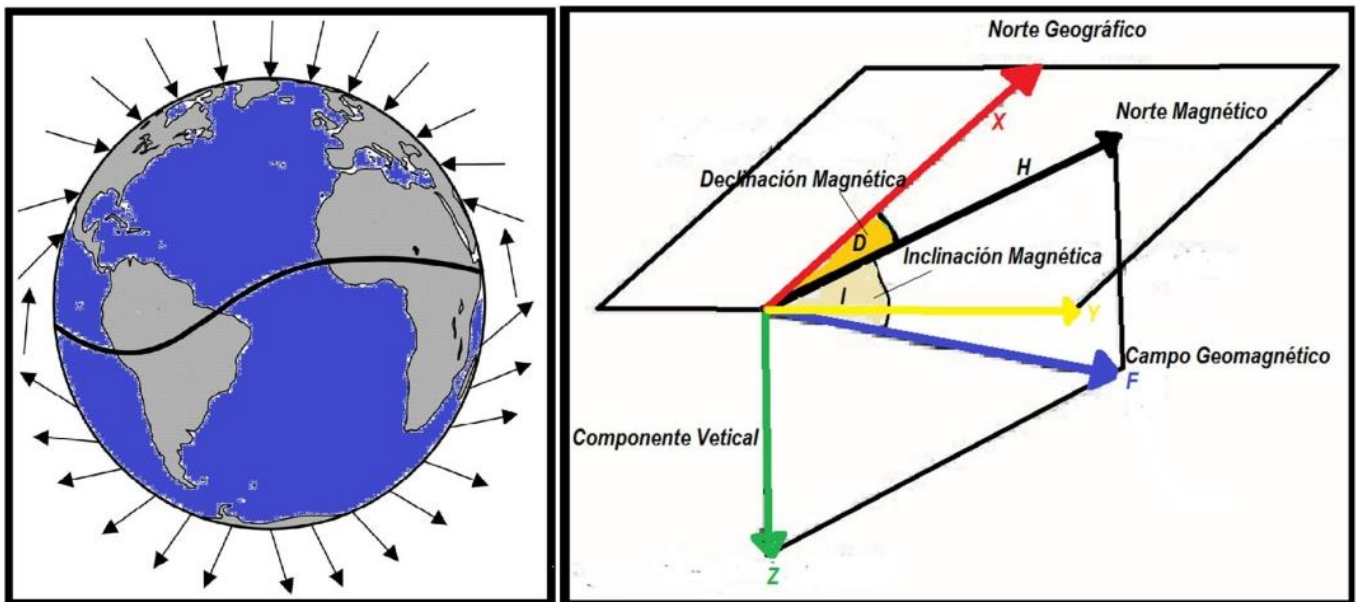


Figura 18. Esquema que representa al vector de campo magnético (modificado de Urrutia-Fucugauchi, 2013).

donde, k es una constante de proporcionalidad de la magnetización de la roca, la cual puede tener, valores pequeños, positivos o negativos, dependiendo del material. Se relaciona con el contenido de minerales magnéticos (magnetita, hematita y sulfuros de hierro) que componen la roca. La susceptibilidad magnética de las rocas es variable en la corteza terrestre, por ende no se tiene certeza de ubicar espacialmente una única litología que las causa. Sin embargo, se sabe que las rocas de origen sedimentario poseen susceptibilidades nulas o negativas, pero si su cobertura se ubica sobre un basamento, ya sea ígneo, metamórfico o intrusivo, sus valores serán altos (Kearey et al., 2002).

Susceptibilidad Magnética de las Rocas

La susceptibilidad magnética representada por la letra k , es una propiedad tensorial de segundo orden, la cual relaciona la capacidad que tienen los materiales de adquirir magnetización (I) al ser expuestos a un campo magnético externo (H). Cuando el magnetismo permanece durante un prolongado tiempo, se le llama remanente. Al estar las rocas de la corteza terrestre sobre el campo geomagnético, se produce una inducción (Telford et al., 1990).

De acuerdo al arreglo atómico que poseen todos los materiales, y la respuesta que tienen ante un campo magnético, se clasifican en diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos (Tabla 2 y Fig. 19). En exploración geofísica es importante conocer las susceptibilidades promedio de las rocas que posee el área de interés (Tabla 3).

Tabla 2. Tipos de materiales magnéticos (Kearey et al., 2002).

Tipo	Características
Diamagnéticos (Cuarzo, calcita, halita, yeso, feldespato potásico)	Susceptibilidad magnética negativa o débil. Cuando se le aplica el campo magnético externo, el propio lo anula. Se debe a que los pares de electrones están completos y sus trayectorias orbitales giran en sentido opuesto.
Paramagnéticos (Olivino, piroxeno, anfíbol, granate, biotita)	Susceptibilidades pequeñas positivas, es inversamente proporcional a la temperatura absoluta (Curie). Antes de ser expuesto al campo externo, sus átomos tienen momentos magnéticos (espín) débiles. Cuando son expuestos, sus espines tienden a alinearse en dirección paralela al campo. Esto se debe a que sus capas electrónicas están incompletas.
Ferromagnéticos (Hierro, cobalto, níquel)	Susceptibilidad alta, sus dipolos son paralelos lo que genera una fuerte magnetización que existe en ausencia del campo externo (ciclo de histéresis). Bajo campos magnéticos externos a muy altos su magnetización alcanza un grado de saturación, donde sus espines individuales se alinean con el campo. Cuando se reduce a cero el campo magnético externo, su respuesta conserva una magnetización residual o remanente.
Ferrimagnéticos (Ferritas)	Forman subáreas llamadas dominios donde sus espines están alineados en la misma dirección pero no en el mismo sentido. Posee también magnetización remanente y saturación, pero sus valores son cercanos a cero.
Antiferromagnéticos (Hematites)	La susceptibilidad es muy pequeña debido a que los momentos magnéticos de los dominios paralelos y antiparalelos producen un momento neto nulo. Los momentos magnéticos tienden a acomodarse en la misma dirección y en sentido inverso, se pueden cancelar si tienen el mismo valor absoluto o se reducen si son distintos.

Tabla 3. Ejemplo de susceptibilidades magnéticas en rocas (tomado de Dobrin y Savint, 1988).

Litología	Rango CGS	Promedio CGS	Promedio SI
Ígnea básica	0.000044-0.009711	0.002596	0.0326
Ígnea ácida	0.000003-0.006527	0.000647	0.00813
Metamórfica	0-0.005824	0.00349	0.00439
Lutita	0.000005-0.001478	0.000052	0.00065
Arenisca	0-0.001665	0.000032	0.00040
Caliza	0.000002-0.000280	0.000023	0.00028
Dolomita	0-0.000075	0.000008	0.00010

Las rocas ígneas ácidas y sedimentarias poseen valores pequeños en comparación con las rocas ígneas básicas (basaltos, gabros, serpentinitas, etc.). También existen algunas rocas metamórficas con valores intermedios de susceptibilidad. No obstante, que influye en la reducción de este valor es el intemperismo.

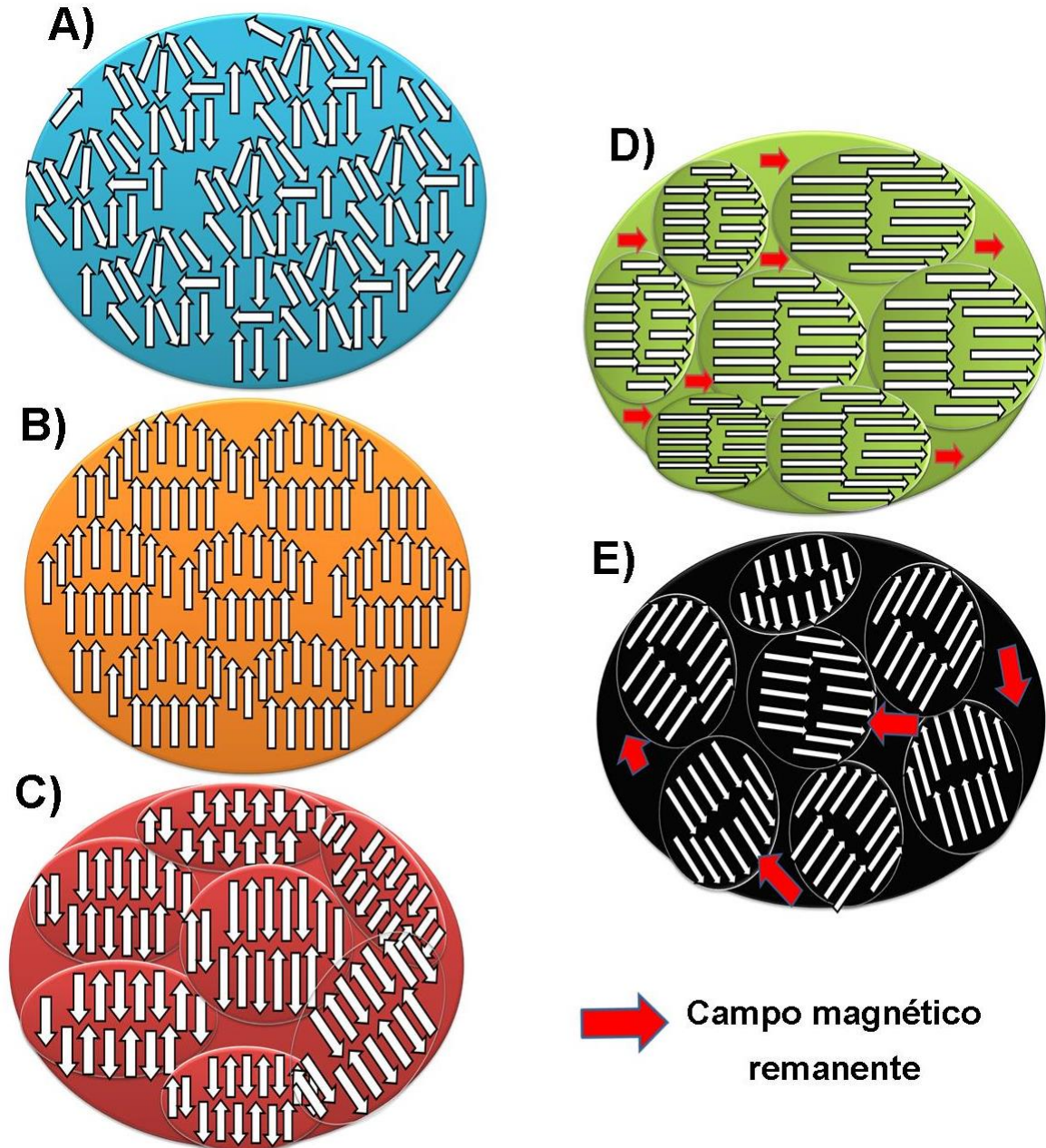


Figura 19. Comportamiento magnético de los materiales. (A) Diamagnético, (B) Paramagnético, (C) Ferromagnético, (D) Ferrimagnético y (E) Antiferromagnético. Las flechas blancas indican los momentos magnéticos en el material (Kearey et al., 2002).

Método Gravimétrico

Con este método es posible analizar el comportamiento del campo gravitacional, para determinar desviaciones y anomalías ocasionadas por contrastes de densidades presentes en el subsuelo (**Tabla 4**). Dado que el planeta no posee una forma especialmente esférica, se ha descrito por medio de una superficie equipotencial que coincide en algunas áreas con la superficie del mar, donde el vector de aceleración de la gravedad toma dirección perpendicular a cualquier punto, denominada geoide (**Figs. 20A y B**) (**Telford, et al., 1976; Dentith y Mudge, 2014**).

Como la Tierra está achatada en los polos con el eje ecuatorial mayor que el polar, la manera de simplificar su forma abrupta ha sido por medio de diversos modelos matemáticos, el más usado es el elipsoide de revolución de *Clarke (1886)* y en el cual se basan todos los trabajos que se realizan en la superficie terrestre real (**Fig. 20C**). La génesis de éste modelo es a partir de una elipse que tiene dos ejes de diferente tamaño; el eje mayor y el eje menor, esta figura en revolución toma la forma de un esferoide. Éste es una forma en tres dimensiones que se crea a partir de dos dimensiones (**INEGI**)¹⁰.

Tabla 4. Ejemplo de densidades en rocas (tomado de Dobrin y Savint, 1988 en GESOFT, 2005).

Litología	Rango CGS	Promedio CGS	Promedio SI
Ígnea básica	2.09-3.17	2.79	2790
Ígnea ácida	2.30-3.11	2.61	2610
Metamórfica	2.40-3.10	2.74	2610
Lutita	1.77-2.45	2.42	2420
Arenisca	1.61-2.76	2.32	2320
Caliza	1.93-2.90	2.54	2540
Dolomita	2.36-2.90	2.70	2320

Como el radio de la Tierra no es constante, el valor de la gravedad varía con la latitud. Por lo tanto, al campo gravitacional normal al nivel medio del mar y al nivel equivalente bajo los continentes, se describe de la siguiente manera:

$$g = 9,780327 (1 + 0,005302 \sin^2\gamma - 0.000005 \sin^2 2\gamma) m \cdot s^2 \quad \text{Ec. 3}$$

¹⁰ http://www.inegi.org.mx/inegi/SPC/doc/INTERNET/Sistema_de_Coordenadas.pdf

Esta expresión es la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1980, referida al elipsoide de revolución (Hinze et al., 2005).

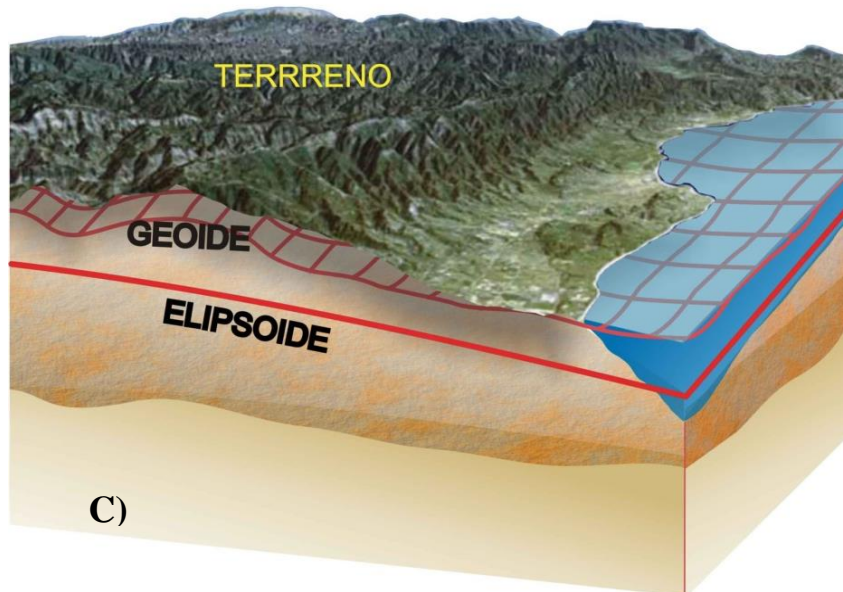
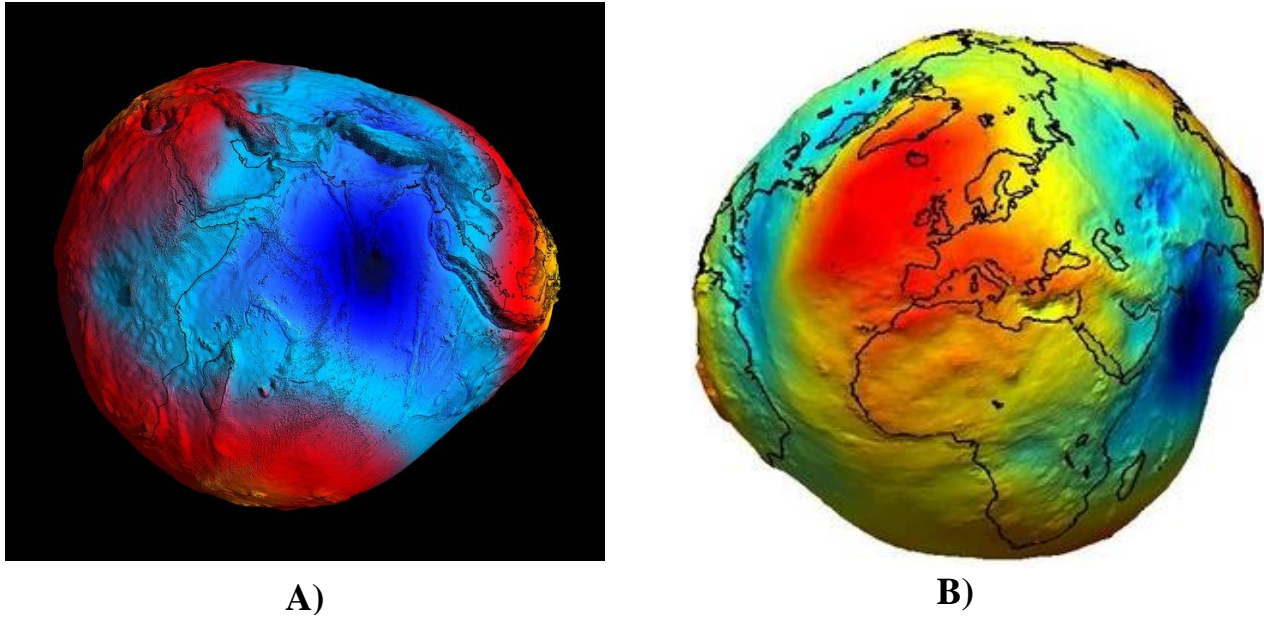


Figura 20. Forma real de la superficie terrestre tomadas por el satélite GOCE para (A) 2004 y (B) 2011^{11,12}, las vistas corresponden a hemisferios puestos. Y (C) la representación lateral del geoide y elipsoide de referencia.

¹¹http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/10/The_Earth_s_gravity_field_geoid_as_it_will_b

Fundamentos físicos

Las características esenciales de la gravedad se pueden explicarse en términos de la masa, densidad y la ecuación gravitacional. La primera (m) es la cantidad de materia que contiene un objeto. La segunda (ρ) es la cantidad de masa contenida en una unidad de volumen (V) de la materia (masa por unidad de volumen) (Dentith y Mudge, 2014). Describas de la siguiente manera:

$$m = \rho \cdot V \quad \text{Ec. 4}$$

$$\rho = \frac{m}{V} \quad \text{Ec. 5}$$

Cuyas unidades en el SI son: m [kg], V [m³] y ρ [kg/m³]

Adicionalmente el principio de gravedad se describe mediante la ley gravitacional de Newton (Fig. 21), la cual indica que la fuerza F , entre dos masas m_1 y m_2 , es directamente proporcional al cuadrado de la distancia (r^2) que existe entre ellas desde su centro de masa (Telford, 1990; Dentith y Mudge, 2014):

$$F = G \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) \quad \text{Ec. 6}$$

donde, G es la constante de proporcionalidad, cuyo valor en el SI es 6.672×10^{-11} Nm²/kg². Por otro lado, la aceleración de la m_2 debido a la m_1 se obtiene mediante el cociente entre F y la multiplicación de la masa por la aceleración:

$$g = \left(G \frac{m_1}{r^2} \right) r_1 \quad \text{Ec. 7}$$

por lo tanto, la aceleración es igual a la fuerza gravitacional por unidad de masa debido a m_1 . Entonces, si m_1 se considera como la masa de la Tierra (M_t), g se convierte en la aceleración gravitatoria descrita:

$$g = G \left(\frac{M_t}{R^2} \right) r_1 \quad \text{Ec. 8}$$

donde, R es el radio de la Tierra, y r_1 se extiende hacia el centro del planeta.

En el Sistema Cegesimal de Unidades (CGS) la gravedad se mide en unidades de longitud sobre tiempo al cuadrado, así el valor de la gravedad terrestre es en promedio de 980 cm/s² o su equivalente 980 gales (en honor a Galileo). Por otro

lado, la mayoría de la masa terrestre está concentrada en el manto y el núcleo, mientras que la corteza terrestre es de alrededor de 0.4%.

En exploración geofísica los aparatos permiten medir la diezmillonésima parte del campo gravímetro. Para ese fin se utiliza la unidad estándar denominada miligals (mGal) que equivale a 10^{-3} gals. Algunos gravímetros tienen una sensibilidad de 10^{-5} Gal o bien 0.01 mGal y sus lecturas tienen una precisión de entre 0.03 y 0.06 mGal (Telford et al., 1990).

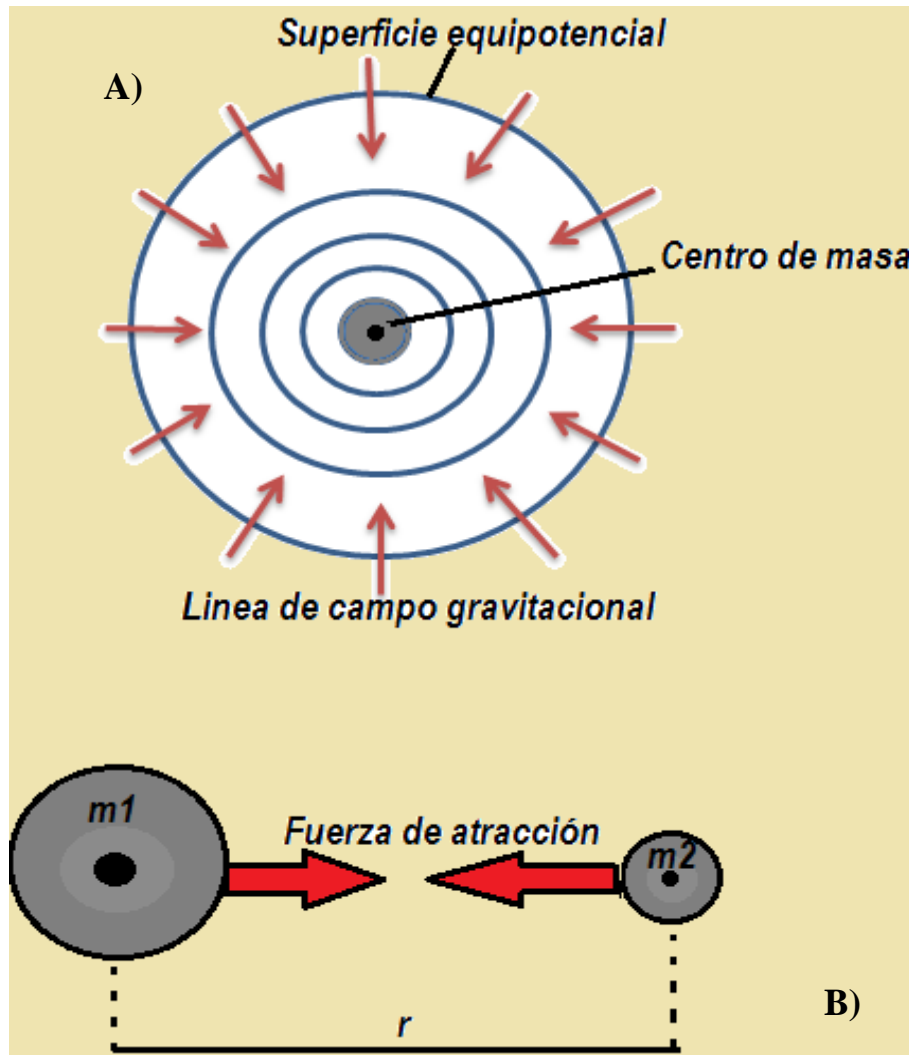


Figura 21. Esquema de la atracción gravitacional. (A) superficies equipotenciales del campo gravitatorio de una masa esférica. (B) Atracción gravitacional entre dos cuerpos y sus centros de masa (modificado de Dentith y Mudge, 2014).

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

En este capítulo se describe el procedimiento seguido para la obtención de datos gravimétricos y magnetométricos en Peñamiller, Querétaro. Se recorrieron carreteras, caminos, terracerías, etc. Para medir simultáneamente ambos tipos de datos. Se trató de cubrir la mayor área posible, la longitud, distribución y densidad de los perfiles permitió conocer la configuración del basamento cristalino, su profundidad y la ubicación espacial de varias estructuras características que permiten acotar zonas sismogénicas. La interpretación cualitativa y cuantitativa de los perfiles permitió la generación de modelos que describen las probables estructuras que originan la sismicidad en el área.

Adquisición de datos Geológicos

Con la finalidad de analizar los rasgos estructurales generales del área de estudio. Se obtuvieron archivos vectoriales 1:250 000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Un total de cuatro cartas geológicas; F14-7 Guanajuato, F14-8 Ciudad Valles, San Luis Potosí, F14-10 Querétaro y F14-11 Pachuca, Hidalgo (**Figs. 3 y 10**). Del mismo modo, se adquirieron las mismas cartas Geológicas-Mineras del Servicio Geológico Mexicano (SGM) 1:50 000; Peñamiller F14-C47 y Toliman F14-C57 (**Figs. 13 y 16**). Se revisó, corrigió y fusionó la información geológica-estructural del área. Utilizando el software *ArcGis* con su extensión *ArcMap*, para la digitalización de los datos. Así como dos excursiones geológicas de reconocimiento en Peñamiller, Querétaro, donde se tomaron muestras de rocas y medidas estructurales (**Fig. 22**).

Levantamiento Gravimétrico

La medición gravimétrica consiste en medir los valores de gravedad en distintos puntos del área de interés. De manera que sea posible analizar la distribución de anomalías, causadas por la variación de densidades en las rocas que componen al subsuelo. Los aparatos para ello, miden la componente vertical del campo gravitatorio cuando una masa con densidad menor es atraída por otra masa con densidad mayor. La utilidad del levantamiento gravimétrico es que permite desde la búsqueda de recursos minerales hasta la determinación de la morfología profunda de la corteza. Además el método se realiza en dos formas de acuerdo con diversos autores (**Telford et al., 1990; Dentith y Mudge, 2014**):

Regional, este análisis ofrece una visión general del campo gravimétrico en un espacio extenso, de sus propiedades más destacadas y de la relación del

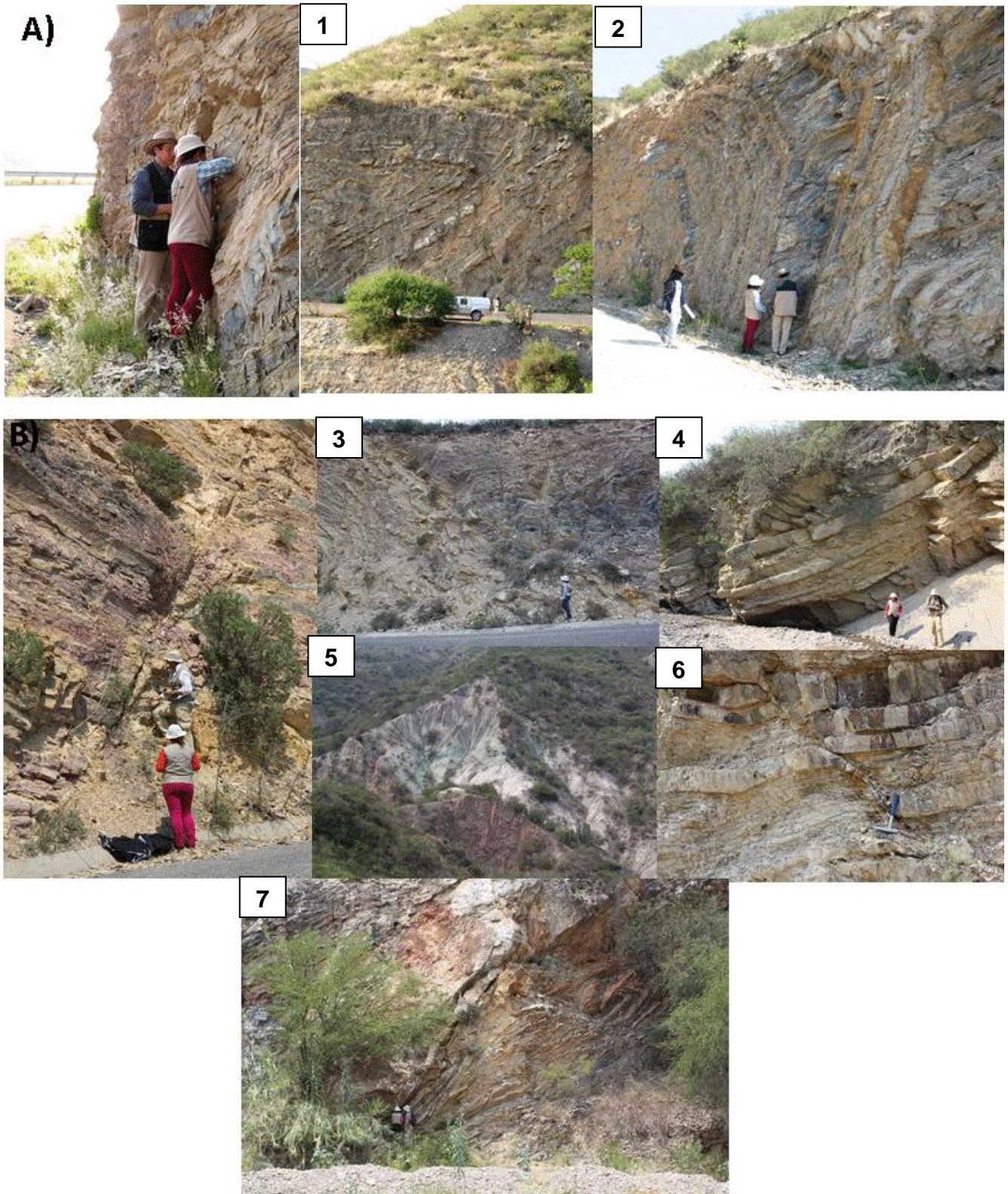


Figura 22. Excursión de reconocimiento geológico. (A) Primer y (B) segunda salida realizada en Mayo de 2016 y Mayo de 2017, respectivamente. Nótese los (1,2) pliegues cilíndricos, el (3,4, 6, 7,4) fallamiento inverso y (5) la discordancia angular entre el Cenozoico y Mesozoico.

campo gravimétrico con las estructuras geológicas regionales. Con ella es posible visualizar elementos estructurales que abarcan grandes escalas como por ejemplo geosinclinales, plataformas, configuración de basamento, etc.

Local, este tipo de análisis es más detallado en la zona de interés, permite la identificación de yacimientos minerales útiles, de estructuras, fallas, etc. Estos levantamientos, se efectúan de acuerdo con la densidad de una red geodésica, la cual sirve como referencia. Los puntos de medición, se sitúan a lo largo de distintos perfiles (líneas) recorridos de diferente manera. Cada secuencia continua de medida, tiene un registro común de deriva del punto cero del gravímetro. Si la ruta no es lineal ésta se divide en tramos y en cada uno de ellos la deriva del punto cero se considera lineal. Del mismo modo, en cada punto se determina el incremento de la fuerza de gravedad con respecto a un punto de la región a investigar (estación base), donde generalmente se conoce el valor absoluto de la fuerza de gravedad (**Telford et al., 1990; Dentith y Mudge, 2014**).

Al contraste entre los valores teóricos de la gravedad obtenida, por medio de la red geodésica del área, y los valores observados, se llama anomalía. Dicha anomalía está relacionada con estructuras geológicas de interés, resaltando las variaciones de densidad entre las rocas. Cada punto de medición debe tener: localización espacial, elevación, tiempo y aceleración (mGal). Los levantamientos pueden seguir una configuración de polígono cerrado, para obtener una mayor veracidad. El espaciamiento entre mediciones puede ser de pocos metros hasta kilómetros, todo depende de qué tipo de estudio que se necesite realizar (minero, geotecnia, arqueológico, estructural, etc.) y la cantidad de estaciones de que se disponga. Depende del espacio que se requiere estudiar y de la variación del campo gravitatorio (**Dentith y Mudge, 2014**).

Gravimetría: Peñamiller

Para esta zona se obtuvo un archivo Grid de la *International Gravimetric Bureau*,¹³ quienes se encargan de tomar y medir a nivel mundial todo lo que tiene que ver con el campo de gravedad terrestre. Almacenan la información en una base de datos computarizada para ser distribuidas a la comunidad científica. De ahí, se tomó una malla de información gravimétrica satelital (4,380 puntos de medición) del WGM 2012, y de la *Defense Mapping Agency Topographic Centriags*, la topografía satelital por medio del modelo *ETOP* (1,116 datos), con una resolución de 2´x2´ (3.6 x 3.6 km).

¹³ <http://bgi.obs-mip.fr/>

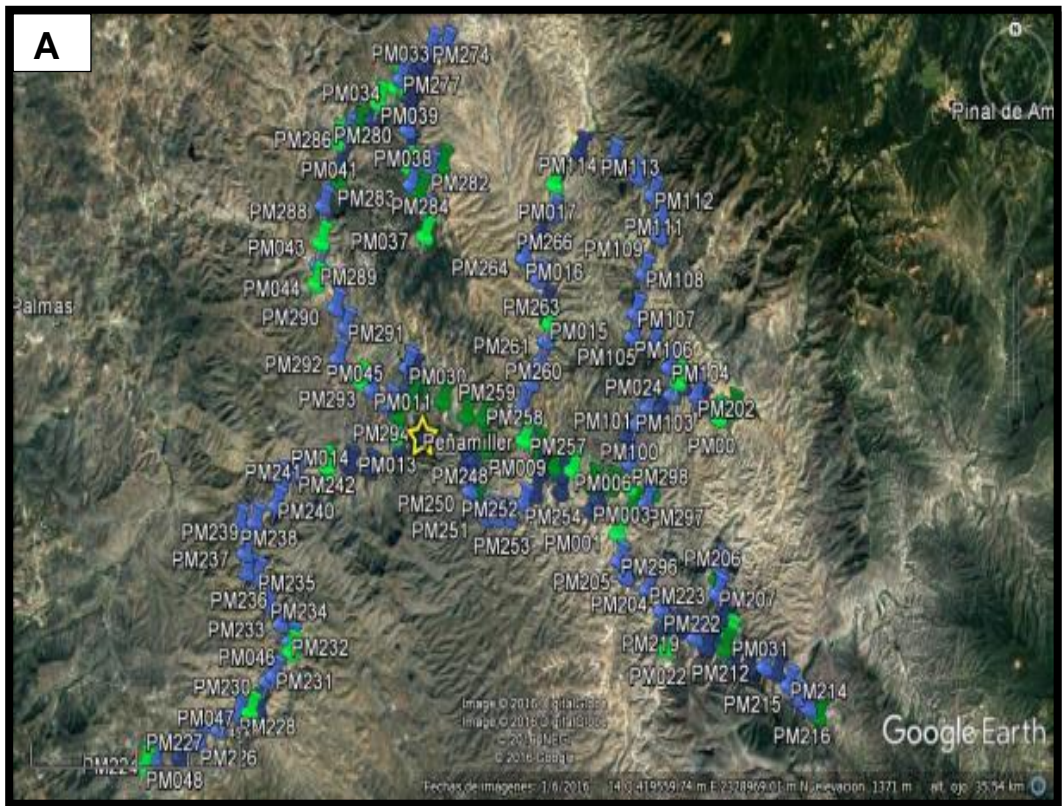


Figura 23. Distribución de los puntos de medición. (A) Gravimetría (pines en azul y verde) y (B) Magnetometría terrestre (pines en rojo).

Tabla 5. Ubicación espacial de la estaciones base gravimétricas.

Estación Base	Ubicación	Latitud	Longitud	Lectura Dic-2015 (mGal)	Lectura Mar-Abr-2016 (mGal)
San Luis Potosí.	Colegio Morales Arsénico, Col. Morales.	22.091399	101.0110	3210.057 3209.885	3199.775 3199.198
Peñamiller, Querétaro.	Kiosco, jardín principal Peñamiller	21.056222	99.70683	3288.408 3288.429	3288.429 3277.77



Figura 24. Gravimetría terrestre. (A) Gravímetro Scintrex CG-5 Autograv, (B) estación base en el Kiosco de la plaza principal en Peñamiller y (C) medición en campo.

Esto fue la base para la obtención de anomalías gravimétricas regionales; Anomalía de Aire Libre, Anomalía de Bouguer Completa y Residual y la Anomalía Isostática.

Por otro lado, el levantamiento terrestre se realizó en dos campañas, la primera del 1 al 6 de Diciembre del 2015 y la segunda del 28 de Marzo al 3 de Abril de 2016. Se tomó como referencia una estación base del INEGI ubicada en Colegio Morales Arsénico, SLP, a partir de ella se estableció una nueva base de gravedad absoluta, localizada en el Kiosco de la plaza principal de Peñamiller, Querétaro (**Tabla 5 y Figs. 23A y 24**).

La toma de mediciones gravimétricas se realizó durante una semana, con un total de 118 estaciones y un espaciamiento entre 250 y 500 m en lugares estratégicos, como en carreteras, brechas y veredas (**Fig. 23A**). Para ello se usó un gravímetro *Scintrex CG-5 Autograv* (**Fig. 24**), con resolución de 1 μ Gal, una repetitividad de - 10 μ Gal y rango operacional del 8000 mGal, el cual contiene varios microprocesadores que ayudan a la automatización de las mediciones y su procesamiento en el tiempo definido por el usuario, en este caso cada medición fue de 1 min. El gravímetro adquiere las mediciones del campo de gravedad de manera discreta, tiene un sensor constituido de un resorte elástico en el cual una masa está pendida de él, cuando la masa es atraída debido a la fuerza gravitacional de un cuerpo bajo la superficie donde mide, el resorte se balancea o estira, así el sistema mide la distancia que se estiró (**SCINTREX Limited, 2006; Miranda et al., 2013**). Para ello, se llevaron a cabo una serie de correcciones que a continuación se mencionan.

Mareas

El efecto de las mareas es un fenómeno universal que produce variaciones en el valor de la gravedad. Éste efecto, tiene que ver con la fuerza de atracción gravitacional que ejercen la Luna y el Sol sobre la Tierra. El gravímetro tiene un programa que realiza la corrección automática. Donde se considera la deformación elástica del planeta debido al efecto de estos cuerpos celestes, el cálculo se hace a partir de un modelo de Tierra rígida. En consecuencia, se modifica en tiempo real la lectura de la gravedad cada vez que se introducen manualmente las coordenadas, la fecha y la hora de medida. Por tanto, las variaciones producto de este efecto pueden llegar a ser de 0.05 mGal (\leq horas) hasta 0.25 mGal (día) (**Miranda et al., 2013**).

Deriva Instrumental

Debido a las variaciones ocurridas en el campo gravitatorio o a las propiedades intrínsecas del instrumento de medida, siempre ocurren cambios en las lecturas gravimétricas, aunque se tomen en el mismo punto. Por ello es necesario definir una estación base, donde se repiten las lecturas durante diferentes instantes de tiempo a lo largo del día. Entonces, se sustraen los valores observados de cada

lectura gravimétrica colocada en función del tiempo, tomando como supuesto que el desvío es lineal entre cada lectura consecutiva de la base (**Kearey et al., 2002**). Para Peñamiller (**Tabla 5**) se tomaron valores de gravedad observada al inicio y final de cada día en la estación base (kiosco). Con ello se obtuvo un coeficiente que se calculó de la siguiente manera:

$$cD = \frac{L_{Bf} - L_{Bi}}{T_{Bf} - T_{Bi}} [mGal/min] \quad \text{Ec. 9}$$

donde:

cD = Coeficiente de deriva

L_{Bf} = Lectura de Gravedad Observada Base Final

L_{Bi} = Lectura de Gravedad Observada Base Inicial

T_{Bf} = Tiempo Base Final

T_{Bi} = Tiempo Base Inicial

Después el coeficiente de deriva se sustrae o adiciona al valor de la gravedad observada de cada medición, con la condición de que se lleve a cabo el ajuste lineal entre la gravedad inicial y final de cada ciclo de lecturas:

$$CD = G_{ObsPm} \pm cD(T_{LecPm} - T_{Bi}) [mGal] \quad \text{Ec. 10}$$

donde:

CD = Corrección por deriva.

G_{ObsPm} = Lectura de Gravedad Observada en el punto medido.

cD = Coeficiente de deriva.

T_{LecPm} = Tiempo lectura en el punto medido.

T_{Bi} = Tiempo inicial en la base.

El cálculo de esta corrección se hizo en hojas de cálculo electrónicas (Microsoft Excel).

Gravedad Teórica

Dado que la Tierra no es un cuerpo realmente esférico y homogéneo en su estructura interna, la gravedad varía debido a la velocidad angular y a la fuerza centrípeta del planeta, ello provoca que ésta aumente del Ecuador hacia los Polos. Por tanto, los datos se deben de corregir considerando la latitud a la que se realicen las mediciones (**Kearey et al., 2002**). La manera en que se realiza dicha corrección es utilizando el *Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (GRS80)* o el *del International Gravity Formula (IGF)*, los cuales básicamente toman como modelo matemático de referencia un elipsoide de revolución. Ambos relacionan la

gravedad normal a nivel medio del mar y la latitud de la estación gravimétrica, obteniendo la gravedad teórica de cada estación sobre el esferoide terrestre (Hinze et al., 2005):

$$g_T = \frac{g_e(1+k\sin^2\varphi)}{(1-e^2\sin^2\varphi)^{1/2}} [mGal] \quad \text{Ec. 11}$$

donde:

g_T = gravedad Teórica

g_e = gravedad normal en el Ecuador (978032.67715 mGal) para el modelo GRS80

k = constante derivada (0.001931851353)

φ = Latitud (en radianes)

e^2 = Primera excentricidad numérica (0.0066943800229)

Esta expresión permite reducir el valor de la gravedad tomada del modelo matemático (por efectos netos) al de la gravedad observada. El valor obtenido mediante la expresión 11 se restó de los datos corregidos por medio de la corrección por deriva instrumental (gravedad observada), obteniendo el gradiente de gravedad según la latitud.

Anomalía de Aire Libre

La gravedad disminuye conforme aumenta la altura, porque resulta del aumento en distancia desde el centro de masa de la Tierra. En contraste, esta corrección solamente explica la variación de la gravedad respecto a la altura, sin considerar el efecto gravimétrico del lecho rocoso que existe entre el datum y punto de observación. En particular, toma la diferencia existente entre la gravedad medida sobre el nivel medio del mar (geoide) y su correspondiente, que es el cambio de gravedad teórica basada en el elipsoide GRS80 con su altura h (Hinze et al., 2005), para dicha corrección se utiliza el gradiente de gravedad normal (corrección de aire libre o FAC por sus siglas en inglés):

$$FAC = 0.3086h [mGal/m] \quad \text{Ec. 12}$$

donde, h es la cota del punto donde se realizó la observación de la gravedad en metros. Por lo tanto, se obtiene de la siguiente fórmula:

$$CAL = g_{obs} - g_T + FAC \quad \text{Ec. 13}$$

Para nuestros datos, a los valores de la gravedad observada se le restaron los valores de la gravedad teórica (corrección por latitud), obteniendo nuestro

gradiente de gravedad para cada estación. Después, se sumó al valor de cada gradiente su correspondiente altura de medida, porque los puntos de medición se ubican por encima del geoide, lo que resulta en la Anomalía de Aire Libre (**Fig. 25A**).

Anomalía de Bouguer Simple

La corrección de Bouguer simple, al igual que la anterior corrección (de Aire Libre), toma en cuenta la variación de la gravedad con respecto a la altura. Pero esta si considera los efectos gravimétricos de la capa rocosa, considerada como horizontal infinita, con densidad ρ , bajo la estación de medida, tangente al datum vertical (elipsoide) y de un espesor h (**Gallastegui, 2000**). Por lo tanto la atracción Gravimétrica debido a una capa es (**Hinze et al., 2005**):

$$B_s = 2\pi G\rho h = 4.193 \times 10^{-5} \rho h \quad \text{Ec. 14}$$

donde:

B_s = Bouguer simple

G = Constante Gravitacional $6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}/\text{s}^2$

ρ = Densidad 2.67 de la capa horizontal en kg/m^3

h = Altura de la estación en metros relativo al elipsoide.

El valor obtenido debe restarse para alturas sobre el datum, o viceversa. Resultando finalmente la Corrección de Bouguer Simple:

$$CB_s = g_{obs} - g_T + FAC \pm B_s [\text{mGal}] \quad \text{Ec. 15}$$

A la corrección por aire libre, obtenida para nuestros datos, se le restó el valor calculado a partir de la capa horizontal infinita, y su correspondiente densidad de $2.67 \text{ kg}/\text{m}^3$.

Corrección Topográfica o de Terreno

Cuando se realiza la corrección simple de Bouguer, no se considera el hecho de que el terreno no es uniforme. El valor de la gravedad varía por el déficit y excesos de masa en la vecindad del punto medido. En esta corrección se considera el efecto que tienen las masas que se ubican por encima y debajo de la superficie de medición. Dicha corrección fue propuesta por **Hummer (1939)**, manualmente esta reducción es muy laboriosa y tardada. Hoy en día existen procesos que la simplifican, como el uso de modelos digitales de elevación (MDE) y programas para su rápida obtención.

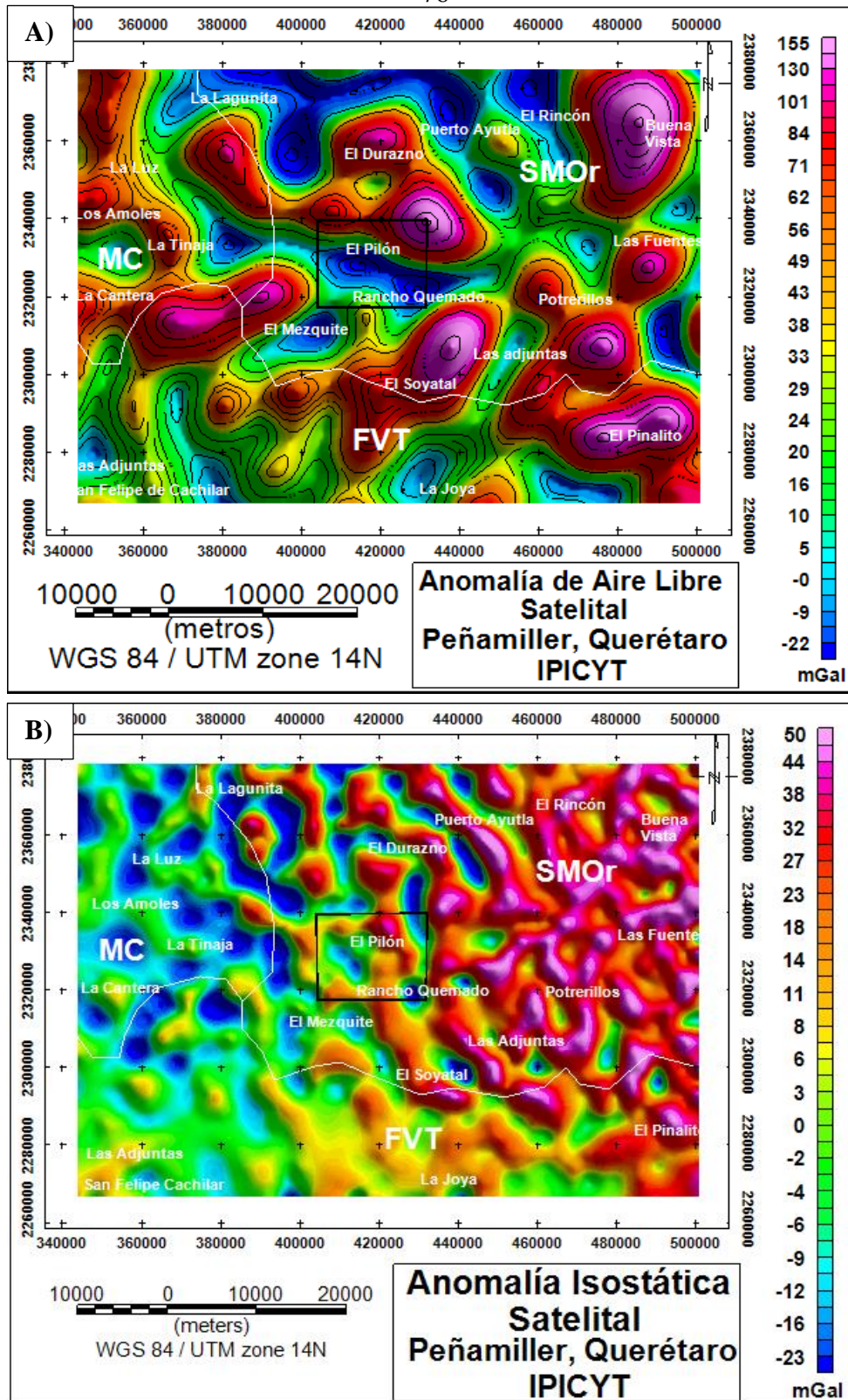


Figura 25. Anomalías gravimétricas satelitales. (A) Anomalía de Aire Libre Regional y (B) Anomalía Isostática. Provincias Tetono-estratigráficas, MC: Mesa Central; SMOr: Sierra Madre Oriental; FVT: Faja Volcánica Transmexicana. El recuadro negro indica el área de estudio.

Para realizarla, se utilizó un modelo de elevación digital (*ETOP*) de la *Defense Mapping Agency Topographic Centriags* con resolución de 2'x2' (3.6x3.6 km) y el Software *OASIS MontajTM*. En su herramienta *Terrain Correction Tool¹⁴*, el área se divide en celdas en un plano X, Y. Después, se asigna la elevación media a cada celda por interpolación del MDE, que se sobre escribe con las alturas de gravedad disponibles. Luego, se forman prismas proyectando las celdas hacia arriba o hacia abajo, hasta el plano de la elevación de la estación. Seguidamente, a cada prisma se le asigna la densidad estándar 2.67kg/m^3 , así, la corrección por terreno es calculada en la estación como la suma de los efectos gravitatorios debido a cada prisma (**Direen et al., 2012**).

Con el fin de mejorar el proceso, se puede aumentar el área de celda en proporción a la distancia desde la estación, considerando los círculos concéntricos centrados (**Fig. 26**). Para los prismas que se ubican dentro del círculo más cercano, la resolución se toma como el de un prisma rectangular derecho, y en todos los demás casos (lejanos) una varilla delgada. El tamaño de celda puede variar dependiendo de la escala a la que se trabaje.

Anomalía de Bouguer Completa

Sirve como la base para la interpretación de lo que ocurre a nivel cortical. Su utilidad, es que iguala el exceso o déficit de masa que no es contemplado por la corrección simple. De hecho, la conforman la diferencia entre la gravedad observada (g_{obs}) y la gravedad teórica (g_T), la altura de la estación por encima del elipsoide (**FAC**), Bouguer Simple (B_s) y la corrección por terreno (C_T) (**Gallastegui, 2000; Hinze et al., 2005**):

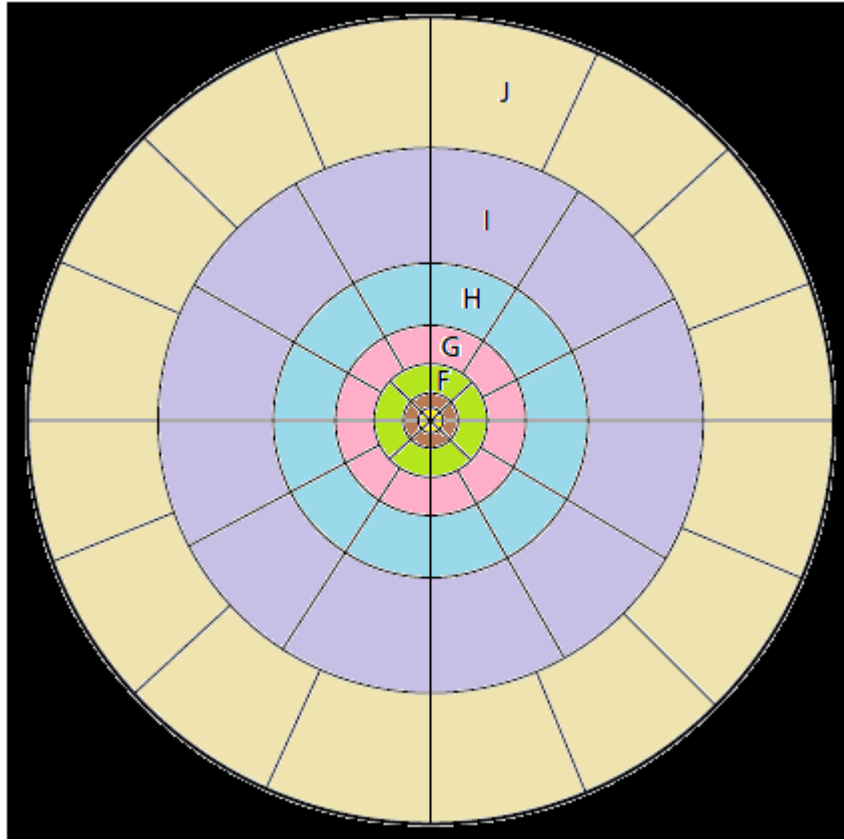
$$B = g_{obs} - g_T + FAC \pm B_s + C_T [mGal] \quad \text{Ec. 16}$$

Para su cálculo se utilizó $\rho = 2.67 \text{ gr/cm}^3$. Con dicha expresión se obtiene la Anomalía de Bouguer Completa.

Levantamiento Magnetométrico

Un estudio magnético, busca investigar la distribución espacial de las propiedades magnéticas que tienen las rocas sub-superficiales. Y esto se lleva a cabo, por medio de las anomalías que estos cuerpos generan en el campo magnético Terrestre. La técnica se utiliza ampliamente en ingeniería (escala pequeña), arqueología, minería, geología estructural (escala regional) etc.

¹⁴ <http://serviciosgeofisicos.com/mx/wp-content/uploads/2016/08/Xcelleration.pdf>



$$T = 0.4191 \frac{\rho}{n} (r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2})$$

Figura 26. Plantilla de Hammer. Círculos concéntricos y radiados utilizados para la corrección por terreno, la variación de sus radios de medida va desde 2 m. hasta 21.9 km; donde T = Corrección de terreno, ρ = Densidad de la Corrección Bouguer, n = número de sectores, r_1 = Radio interno a la zona, r_2 = Radio externo y z = módulo de elevación, diferencia entre el punto de observación y la elevación media del sector (**modificado de Hinze et al., 2005**).

Los levantamientos se pueden realizar en aire, mar y tierra, es por eso que son muy utilizados. Las reducciones que se emplean en los datos suelen ser mucho más sencillas que el levantamiento gravimétrico; para la magnetometría también se realiza la corrección por deriva instrumental, pese a que en este estudio no se utilizó una estación base, sino una móvil. Así como la corrección por variación diurna. Adicionalmente las mediciones aeromagnéticas son bastante rentables y eficaces, la manera típica de realizar una medición aeromagnética es siguiendo perfiles N-S y E-W. Para un levantamiento terrestre; se construye una red

imaginaria en el terreno y en cada nodo se mide el campo magnético total y sus proyecciones (Telford et al., 1990; Kearey et al., 2002; Dentith y Mudge, 2014).

Magnetometría: Peñamiller

Para la zona de interés, se obtuvo un archivo .grid de la base de datos Aeromagnética de América del Norte. Siendo un área de -100.50° , 20.50° y -99° , 21.50° , a los datos medidos en campo se les realizó las siguientes correcciones; corrección diurna y geomagnética. Lo cuales se adquirieron el 1 de Octubre del 2002, cuya inclinación es de 48.32° y declinación de 6.44° . Después, se utilizó el Software *OASIS MontajTM*. Para su interpolación y aplicación de filtros matemáticos.

Este levantamiento magnético terrestre se hizo en simultáneo con la gravimetría, dando un total de 159 puntos de medición (Fig. 23B). Adquiridos por medio de un magnetómetro *G-856X GEOMETRICS* (Fig. 28), que mide la intensidad escalar del campo magnético total. Este equipo tiene una bobina que crea una inducción para generar un campo magnético fuerte, dicho campo se forma debido a un fluido rico en Hidrógeno (como el keroseno), el cual hace que los protones de la sustancia se alineen o polaricen su eje de giro con el campo magnético recién aplicado. Cuando la corriente que produce el campo polarizante es interrumpida, los protones comienzan a alinearse con el campo magnético de la Tierra (GEOMETRICS, 2007).

Corrección por Variación Diurna

Se lleva a cabo mediante el uso de una base fija o una móvil. En la primera, el magnetómetro se coloca en un solo punto del terreno para tomar lectura durante todo el día. Posteriormente las diferencias observadas, entre las lecturas de la base respecto a las estaciones realizadas, en el área durante el día se corrigen de acuerdo con el tiempo de observación. En la segunda se toma la lectura en un punto (estación base móvil) y se continúa con las mediciones, con la condición de cerrar el trayecto de medición regresando al mismo punto (sin exceder las dos horas), ya que los valores del campo magnético varían en intensidad y dirección (variación secular), de forma lenta y progresiva, asociada con la actividad solar (entre 10 y 100 nT) (Torta, 2000).

La manera en que se empleó fue la siguiente, se calculó un coeficiente que describa la tasa de cambio en nanotesla por minuto [nT/min] para cada día, usando la fórmula:

$$cD = \left(\frac{CMT_i - CMT_f}{T_i - T_f} \right) \quad \text{Ec. 17}$$

donde:

cD = Corrección Diurna

CMT_i = Campo Magnético Total estación base inicial

CMT_f = Campo Magnético Total estación base final

T_i = Tiempo de medida inicial

T_f = Tiempo de medida final

Después, al igual que en gravimetría se empleó un ajuste lineal para nivelar la tasa de cambio. A los valores de medida que disminuyeron se les sumó el coeficiente obtenido, y a los que aumentaron se les restó. Se manejaron hojas de Excel para el cálculo rápido de esta corrección.

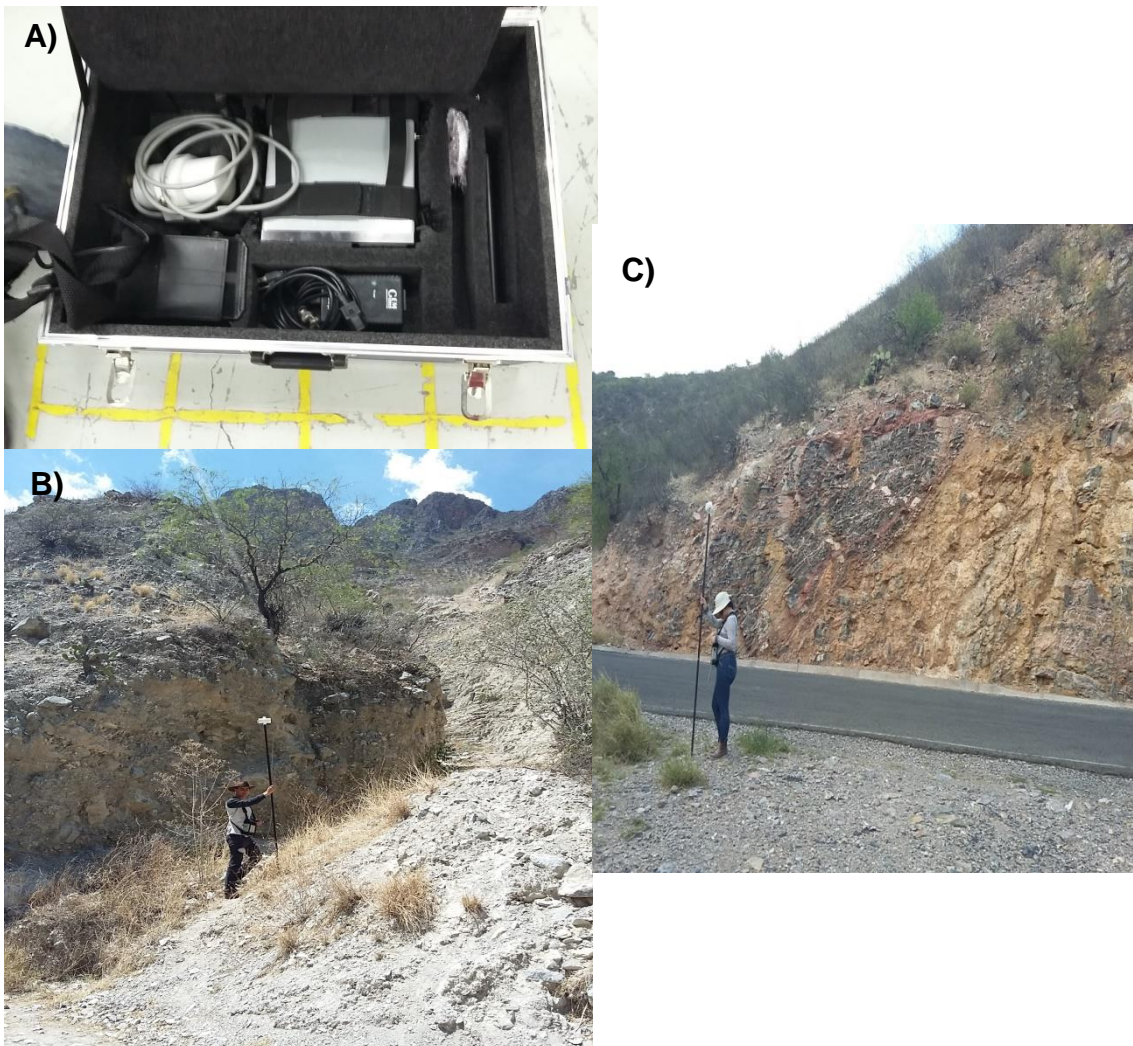


Figura 27. Magnetometría terrestre. (A) Magnetómetro G-856X GEOMETRICS (B y C) Empleo del equipo en campo.

Corrección Geomagnética

La corrección geomagnética se valora de acuerdo con el modelo global del campo teórico (IGRF, por sus siglas en inglés). Siendo un modelo estándar (WMM2015) a gran escala del núcleo y el campo magnético terrestre. Dicho modelo es producto de un armónico esférico de grado 12 del campo principal de la Tierra, considerando un gradiente definido en términos de la latitud y longitud (**Kearey et al., 2002**). Para el caso de nuestra zona de estudio, se redujo el valor del IGRF¹⁵ para cada una de las mediciones, después a cada valor medido, que fue corregido por medio de la variación diurna, se le sustrajo cada valor de intensidad del campo magnético del IGRF, generando así valores que componen a la Anomalía del Campo Magnético Residual.

Lineamientos Geológicos

Para llevar a cabo un análisis de lineamientos y sus tendencias preferenciales se utilizó un continuo de Elevación Mexicano 3.0, adquirido del INEGI, correspondiente al área definida por 100.50, 20.50 y -99, 21.50. A este Modelo de Elevación Digital (MED) se le aplicó un filtro llamado *Hillshade* usado en el programa ArcMap, el cual sombrea la topografía confiriéndole una representación en 3D en escala de grises. El programa toma en cuenta la posición relativa del Sol para sombrear la imagen, para ubicar dicha posición usa la altitud y acimut de la zona de interés.

Así mismo, se identificaron lineamientos topográficos, los cuales fueron trazados sobre el MED, algunos de los lineamientos fueron descargados del INEGI y otros fueron interpretados. Las fallas regionales y otras estructuras fueron digitalizadas a partir de las cartas geológico-mineras F14-10, F14-11, F14-7 y F14-8 del Servicio Geológico Mexicano (SGM), escala 1:250000. Además, se graficaron las tendencias preferenciales en diagramas de rosetas por medio del software *Stereonet*. Se trazaron 35 lineamientos sobre el MED, con ello se formó una base de datos en un archivo *.TXT, para posteriormente migrarlo al software STERONET y así facilitar la identificación de las tendencias principales.

También se hizo lo mismo para el fallamiento (N=202) y fracturamiento (N=572) (**Figs. 10, 11, 12 y 16**). Por otro lado, es preciso destacar que se realizaron dos salidas más al campo para confirmar algunos rasgos estructurales que se reportan en las cartas Geológico-Mineras del Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1:50 000, Peñamiller F14-C47 y Toliman F14-C57. Se tomaron como referencia las coordenadas donde se reportan estas estructuras de interés.

¹⁵ http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/models_compass/wmm_calc.html

Procesamiento de datos

Para la obtención de un análisis exitoso de la información se requiere la construcción de una base de datos con valores “X, Y, Z”, estos valores se especifican en las coordenadas de donde se tomaron las respectivas mediciones. Con ello es posible la generación de una malla (grid) que indica la distribución espacial de los datos y sus propiedades físicas (gravimétricas y magnetométricas). Éstas después se someten a una serie de correcciones y filtros o algoritmos matemáticos para la obtención de sus respectivas anomalías.

Previamente se requiere realizar una interpolación en la que la serie de puntos medidos reflejen una correlación espacial, los cuales indicarán la variación en la superficie, delimitando el área de interés. Posteriormente se utiliza el *Software OASIS MONTAJ GEOSOFT INC. (2007)* para el despliegue de la base de datos obtenida, generando un archivo con extensión *.grid, a partir del cual se obtienen los mapas de Anomalía de Bouguer Completa, Aire Libre, Isostasia y Campo Magnético Residual. Para estos datos se aplicaron una serie de reducciones estándar descritas anteriormente, utilizando tablas de *Excel* para obtener las anomalías de Bouguer y Campo Magnético Residual.

Mapa de Anomalías

La distribución espacial de las propiedades físicas de las rocas se almacena en un archivo *.grid, tal como se muestra en las **Fig. 25**. Esto se analiza mediante algunos procesos analíticos, los cuales permiten el énfasis de los rasgos más destacados de las anomalías con el fin de correlacionarlo con aspectos geológicos.

Reducción al Polo (CMR-RP)

La Reducción al Polo es un filtro que modifica la intensidad del campo magnético de los datos, para ello usa las técnicas del dominio de frecuencias, para que el campo magnético inducido tenga una inclinación de 90°. Con ello, las anomalías dipolares se transforman en monopulares, las cuales se centran en sus fuentes causales, en la orientación del polo magnético (**Dentith y Mudge, 2014**). Se utilizó la herramienta *MAGMAP* en la extensión *Reduce to magnetic Pole*, de *OASIS MONTAJ*. El proceso en el que se rige se basa en la siguiente ecuación:

$$L(\theta) = \frac{-\cos^2(D-\theta)}{(\sin(I_a + i \cos I \cos(D-\theta)))^2} \quad \text{Ec. 18}$$

donde:

D= Declinación magnética

I_a= Inclinación por corrección de amplitud

I= Inclinación Magnética Real

θ= Latitud

Derivadas verticales y horizontales

Es muy común el empleo de las Derivadas Verticales y horizontales en los métodos potenciales, permiten calcular el vector gradiente, que es evaluado entre dos valores o más, indicando la dirección en la cual el campo varía más rápidamente. En la herramienta *MAGMAP* éstas se calcularon teniendo en cuenta el orden de derivación y la dirección.

Derivada vertical

Este filtro matemático permite destacar las altas frecuencias de los datos, con lo cual es posible usarlo para identificar contactos y rasgos asociados con las anomalías (**Figs. 28A y 29A**). Se le denomina como gradiente vertical, generalmente se utiliza la derivada de orden uno, para determinar la ubicación de ejes y límites de las anomalías superficiales que se pueden asociar con estructuras geológicas de interés (**Henderson y Ziets, 1949; Cárdenas et al., 2013**). Lo describe la siguiente expresión:

$$\frac{\Delta A}{\Delta Z} = \frac{A_{z+\Delta} - A_z}{\Delta} = A' \quad \text{Ec. 19}$$

donde, **A**= Es la anomalía a la altura Z y $Z+\Delta$

En estos mapas los valores de cero de la derivada vertical se ubican sobre los límites de los cuerpos. Los valores positivos del gradiente se localizan sobre anomalías positivas, mientras que valores negativos, sobre anomalías negativas. También existe la derivada vertical de segundo orden (**Figs. 28B y 29B**), que se basa en la ecuación de Laplace, la cual resalta la longitud de onda menor, lo que está asociado con una menor profundidad de los cuerpos, de cada componente a costa de su longitud de onda larga (**Henderson y Ziets, 1949; Cárdenas et al., 2013**). Todo se rige mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\Delta A'}{\Delta Z} = \frac{A'_{z+\Delta} - A'_z}{\Delta} = A'' \quad \text{Ec. 20}$$

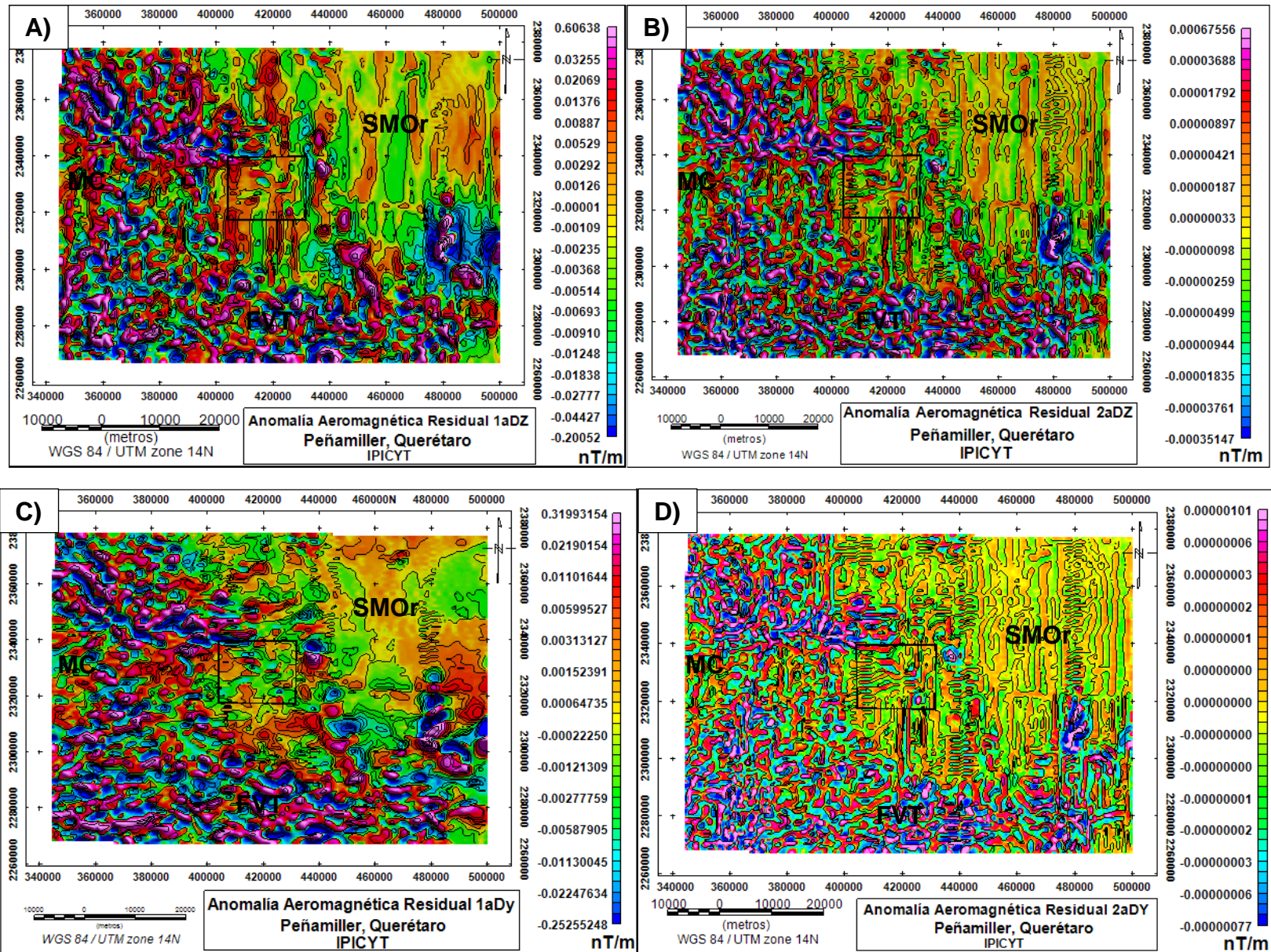


Figura 28. Anomalia Aeromagnética Residual con (A) primera y (B) segunda derivada vertical, así como (C) primera y (D) segunda derivada horizontal. Nótese que se resaltan las altas frecuencias de manera que separa la zona en tres dominios; SMOr, MC y FVT.

La anterior expresión sustenta una convolución de Laplace, que obtiene la integral del producto de dos funciones, misma que se genera después de desplazar a una de ellas una distancia cualquiera.

Se denota con el Operador:

$$\nabla^2 f = 0 \quad \text{Ec. 21}$$

de acuerdo a la relación:

$$\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right] \text{ Ec. 22}$$

la cual delimita las fuentes causales y localiza con precisión cambios en el gradiente del campo potencial, generando una mayor definición de las discontinuidades y su relación con cuerpos geológicos. Sin embargo, cuanto mayor es el orden usado, su amplificación relativa de frecuencias es mucho más alta, así como su riesgo de acentuar el ruido a un nivel poco útil, por ello no se recomienda el uso de un tercer orden o más (**Elkins, 1951 citado por Cárdenas et al., 2013**).

En este trabajo se aplicaron las derivadas verticales a los mapas de Anomalías Regionales:

- Aeromagnética del Campo Magnético Residual con Reducción al Polo.
- Bouguer Residual
- Aire Libre
- Isostasia

y Anomalías Terrestres:

- Campo Magnético Residual
- Bouguer
- Aire Libre

Derivada horizontal

La Derivada Horizontal indica las variaciones horizontales (X-Y) de altas frecuencias en los campos potenciales. Su principio es similar al de las derivadas verticales. La transformada de su fase realza las altas frecuencias. La primera derivada produce picos anómalos localizados sobre los extremos de cuerpos anchos (**Fig. 28C y 29C**). La segunda derivada (**Fig. 28D y 29D**) agudiza los picos para aumentar la resolución de los extremos del cuerpo, **Milligan et al. (1997)** y **Fanton et al. (2014)** la han usado para delinear cuerpos geológicos en sus mapas, pero es ambigua para cuerpos angostos. Su ventaja respecto a las derivadas verticales es que se obtienen picos sobre la parte superior de las fuentes, éstos indican fuentes contorneadas por gradientes abruptos e inflexiones.

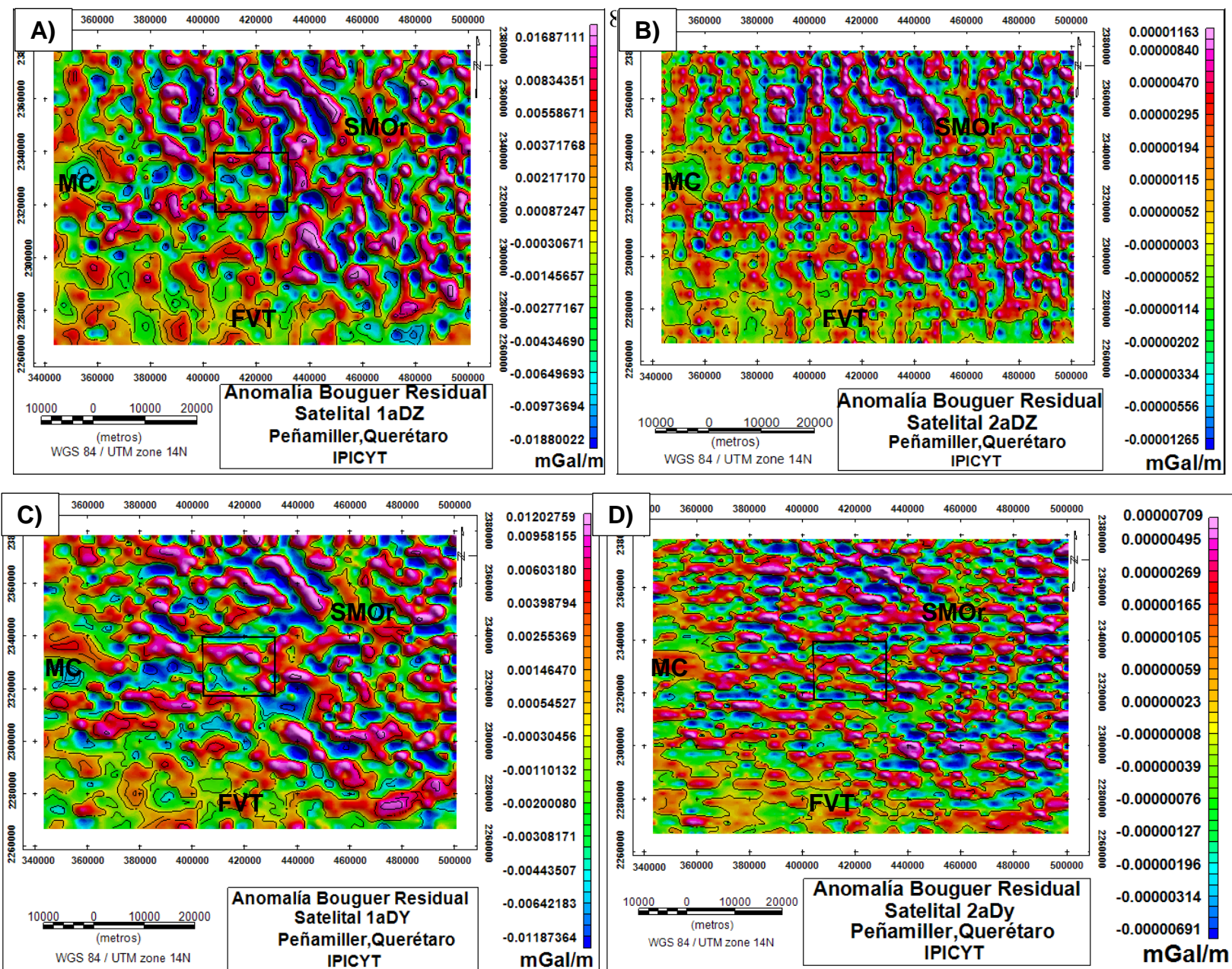


Figura 29. Anomalia de Bouguer Residual Satelital con (A) primera y (B) segunda derivada vertical, así como (C) primera y (D) segunda derivada horizontal. Nótese que se resaltan las altas frecuencias de manera que separa la zona en tres dominios; SMOr, MC y FVT.

Señal Analítica (SA)

El concepto de “señal analítica” fue introducido por Nabighian (1972). Ésta solo se relaciona con la amplitud de la magnetización o densidad, la dirección de su fuente potencial es autónoma. Su función es simétrica y su máximo se localiza sobre el contacto entre cuerpos anómalos magnéticos o gravimétricos, así como en sus

bordes. El ancho de la curva de amplitud es proporcional a la profundidad del cuerpo.

La SA se rige por la siguiente expresión:

$$SA = GT = |A(X, Y)| = \sqrt{\frac{\partial CP^2}{\partial X} + \frac{\partial CP^2}{\partial Y} + \frac{\partial CP^2}{\partial Z}} \quad \text{Ec. 23}$$

donde, **A**, es la Amplitud de la señal analítica y **CP** es el Campo Potencial anómalo observado en X y Y.

La SA se deriva de los tres gradientes ortogonales que conforman al gradiente completo del campo potencial medido. El valor absoluto de esta señal es equivalente al valor absoluto del gradiente total (GT) del campo magnético o gravimétrico. Para su interpretación cualitativa es preferible tener una función que produzca un alto sobre un cuerpo denso-magnetizado. Con la SA es posible encontrar lineamientos tectónicos, discontinuidades geológicas y contactos. La SA se aplicó en los mapas de las Anomalías Regionales y Terrestres. La SA se calculó mediante la extensión *MAGMAP-Analytical Signal* (**Fig. 31 y 30**), usando Continuaciones Ascendentes, así como la Transformada Rápida de Fourier como método de derivación en Z.

Continuación Ascendente (CA)

Esta herramienta permite observar el comportamiento que tiene el campo potencial al alejarse de la fuente cuando se selecciona una altura constante. Es capaz de transformar en otro el campo potencial que se midió sobre el terreno, cuyo cálculo depende de la distancia superficial sobre la cual la fuente está más alejada. La magnitud del campo potencial es proporcional a la separación que existe sobre las anomalías. Enfatiza las longitudes de onda largas, pertenecientes a fuentes regionales o a cuerpos más profundos, también suaviza el ruido en las anomalías (**Sánchez et al., 2011; Everett, 2013**). Para cada mapa de anomalías se utilizó este filtro en *MAGMAP-Upward Continuation* a la altura de 1,500 m (**Fig. 31 y 30**). Para poder diferenciar estructuras regionales de las locales.

Pasa Bajos (PB)

El filtro Pasa Bajos (PB) permite el paso de frecuencias bajas atenuando a las altas. Con este filtro se elimina la influencia de fuentes anómalas y someras que afectan la señal, de manera que se puedan analizar las frecuencias bajas con anomalías de longitud de onda larga que se atribuyen a fuentes profundas.

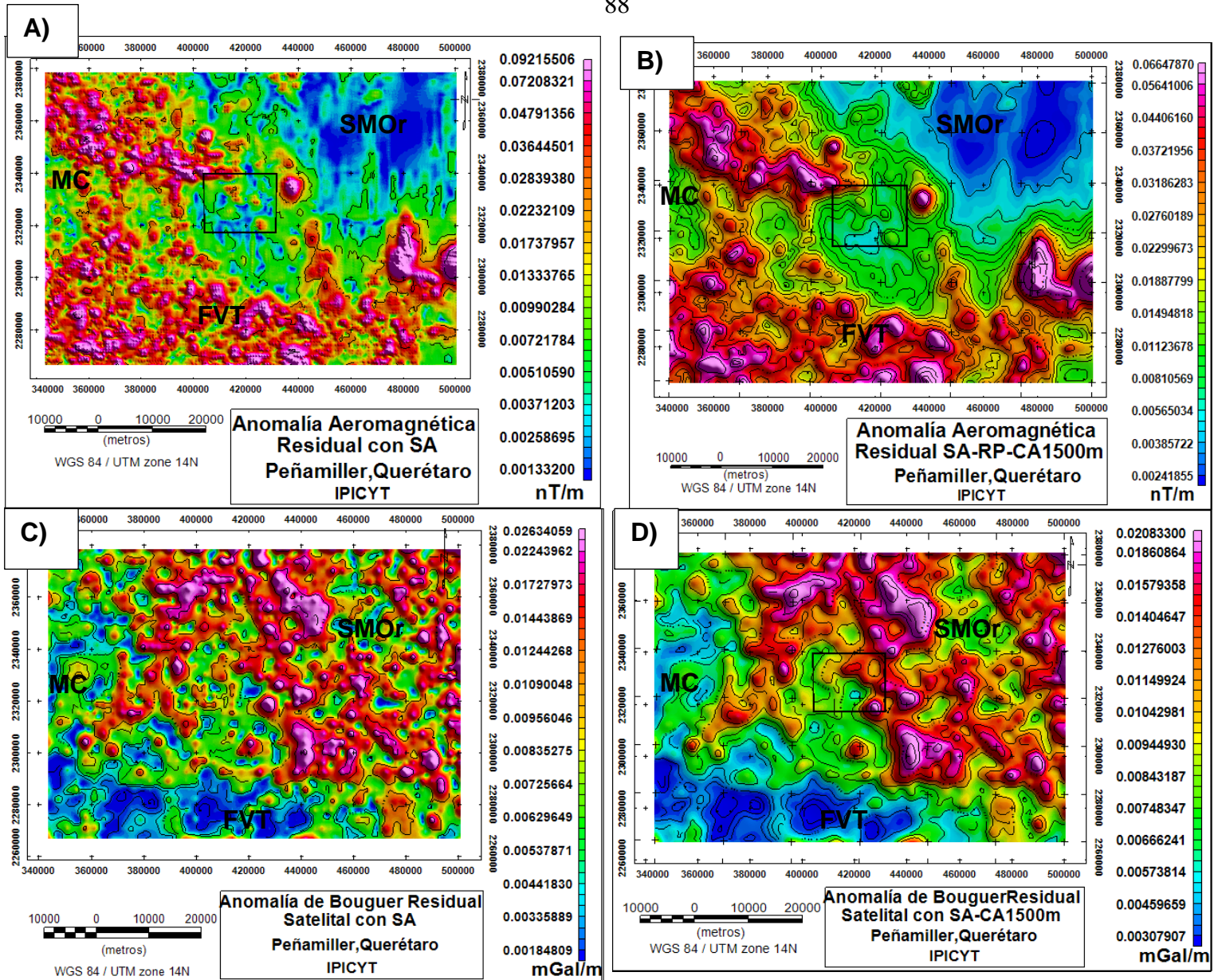


Figura 30. Comparación entre Anomalías (A, B) Aeromagnética Residual y (C, D) Gravimétrica Satelital con Señal Analítica y Continuación Ascendente de 1500m. Obsérvese que la zona de estudio (recuadro negro) se ubica en la zona de gradiente, el cual separa frecuencias altas de bajas que se asocian a las discontinuidades o límites geológicos entre la SMOr, MC y FVT.

El filtro pasa-bajos deja pasar las frecuencias por debajo de un determinado valor, que se le denomina frecuencia de corte (**Esquema 2**).

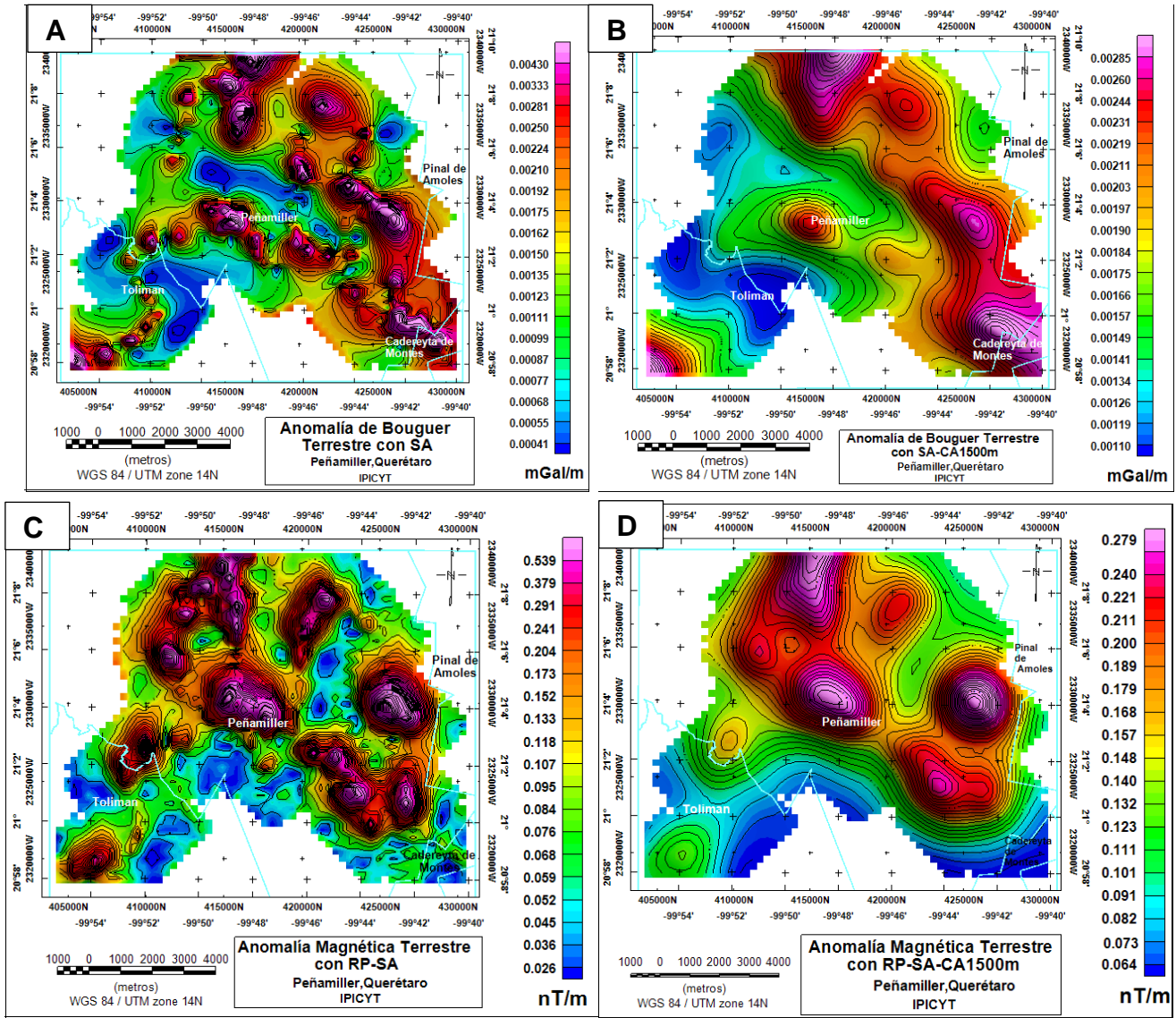
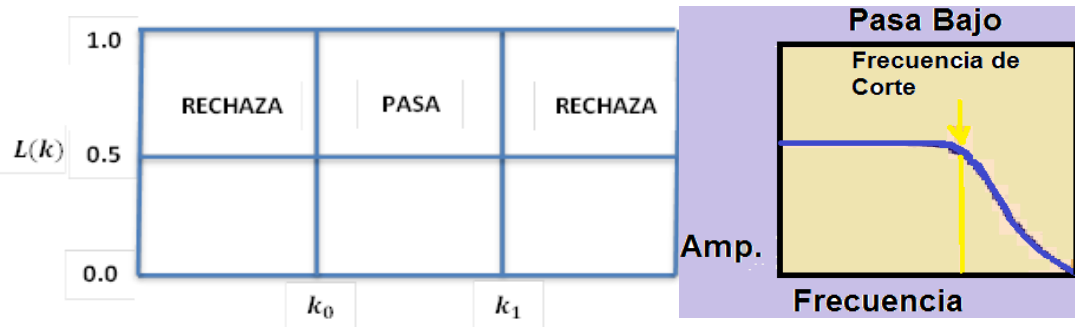


Figura 31. Comparación entre Anomalías (A, B) Magnética y (C, D) Gravimétrica Terrestre con Señal Analítica y Continuación Ascendente de 1500m.

Esquema 2. Mecanismo del filtro pasa-bajo (modificado de Geosoft Inc., 2005).



Si $k \leq k_0$ entonces $L(k) = 1$;

Si $k_0 \leq k \leq K_1$ entonces $L(k) = 1$;

Si $k > K_1$ entonces $L(k) = 0$

donde:

k_0 la onda de corte bajo

k_1 la onda de corte alto

A la mayoría de los mapas de anomalías se le aplicó este filtro como proceso inicial con el fin de suavizar el ruido.

Deconvolución de Euler

Con este filtro es posible estimar las profundidades de los cuerpos que causan las anomalías. Se basa en el cálculo de su gradiente total (x, y, z) mediante la resolución de ecuaciones diferenciales, las cuales deben satisfacer la ecuación de homogeneidad o Euler:

$$(x - x') \frac{\partial T}{\partial T} + (y - y') \frac{\partial T}{\partial T} + (z - z') \frac{\partial T}{\partial T} + NT = 0 \quad \text{Ec. 24}$$

donde, $N = 3$ es el índice estructural, se asume que el campo potencial regional no varía sobre la fuente de estudio.

El índice estructural (IE) proporciona la tasa de caída del campo potencial con la distancia desde la fuente, así como la tendencia de caída en función de la extensión espacial de la misma (Everet, 2013). Por otro lado, existen diferentes índices para un número de fuentes geométricas elementales (Tabla 6).

Tabla 6. Índices estructurales para los métodos potenciales.

IE	Magnetometría(Geosoft Inc. 2007)	Gravimetría(Geosoft Inc. 2007)	IE	Magnetometría(Reid et al., 1990 citado en Harnold,2012)	Gravimetría (Reid et al., 1990 citado en Harnold,2012)
0	Contacto/Falla	Sill/Dique/Falla	0	Contacto	Contacto
1	Sill/Dique	Cilindro/Tubería	0.5	Thick/Step	Thick/Step
2	Cilindro/Tubería	Esfera	1	Sill/Dique	Sill/Dique
3	Esfera/Barril/Artillería	N/A	2	Tubería vertical	Tubería vertical
			3	Esfera	Esfera
3					
IE	Magnetometría (Everet,2013)		Gravimetría		
1	Falla		-----		
1	Semi-infinite sheet		-----		
2	Finite sheet		-----		
2	Semi-infinite thin dike		-----		
3	Finite-thin dike		-----		

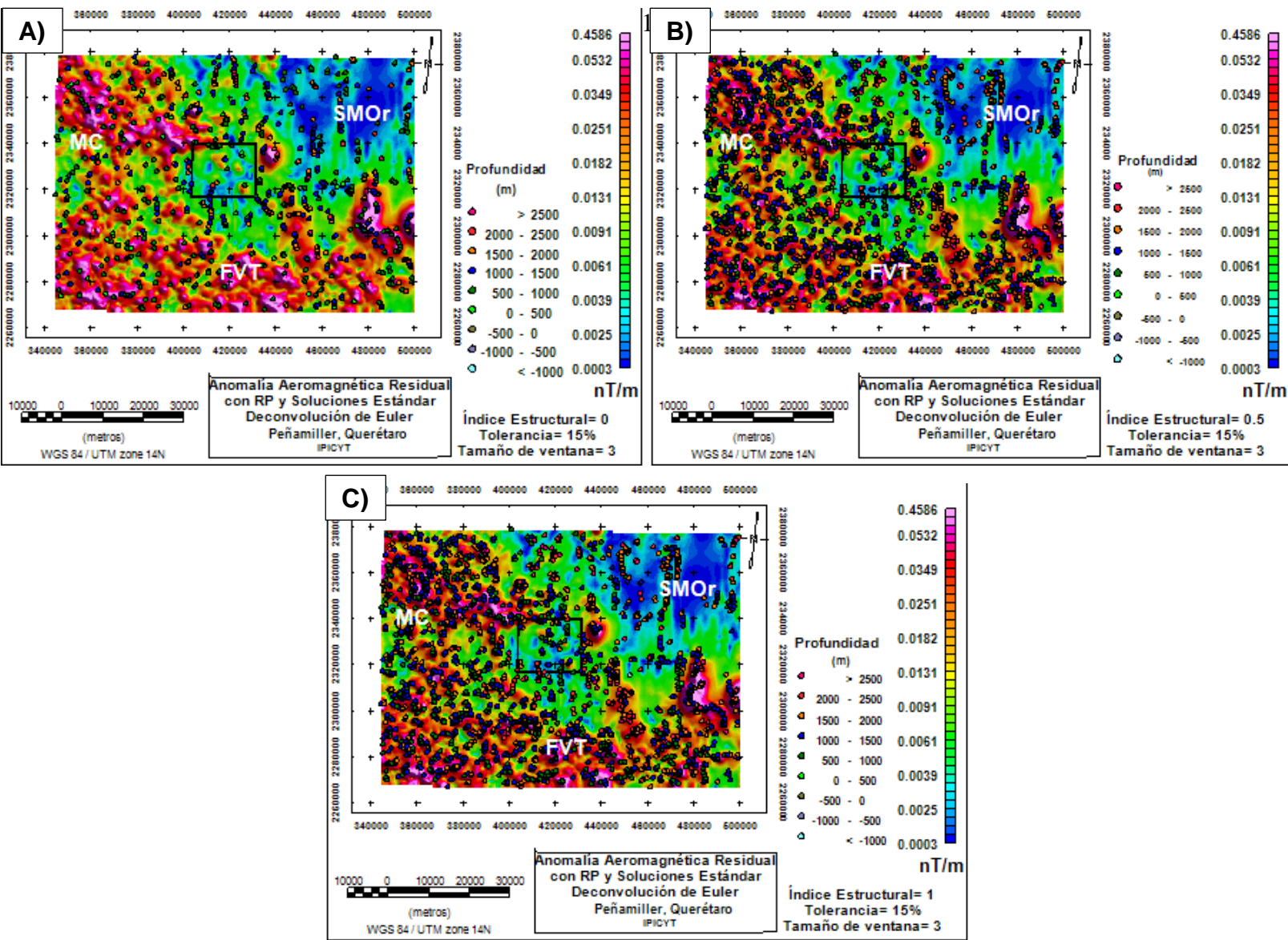


Figura 32. Soluciones Estándar Deconvolución de Euler en Anomalia Aeromagnética Residual y Señal Analítica con índice estructural de (A) 0, (B) 0.5 y (C) 1.

Para este trabajo se utilizó la herramienta *Euler 3D de Oasis Montaj*. Empleando para todos los datos gravimétricos y magnetométricos, un IE de 0.0 (Geosoft Inc. 2007), 0.5 (Reid et al., 1990 citado en Harnold, 2012) y 1 (Everet, 2013), con tamaño de ventana 10, un error del 15% y una distancia de aceptación de 3,200 m para determinar la estructura geométrica de fallas. Al final se genera un mapa con un mallado bidimensional, donde se despliegan las localizaciones y las estimaciones de las profundidades que pertenecen a las anomalías (Gravimétricas y Magnetométricas), éstas son relacionadas con los elementos geológicos de la zona de estudio (Fig. 32 y 33).

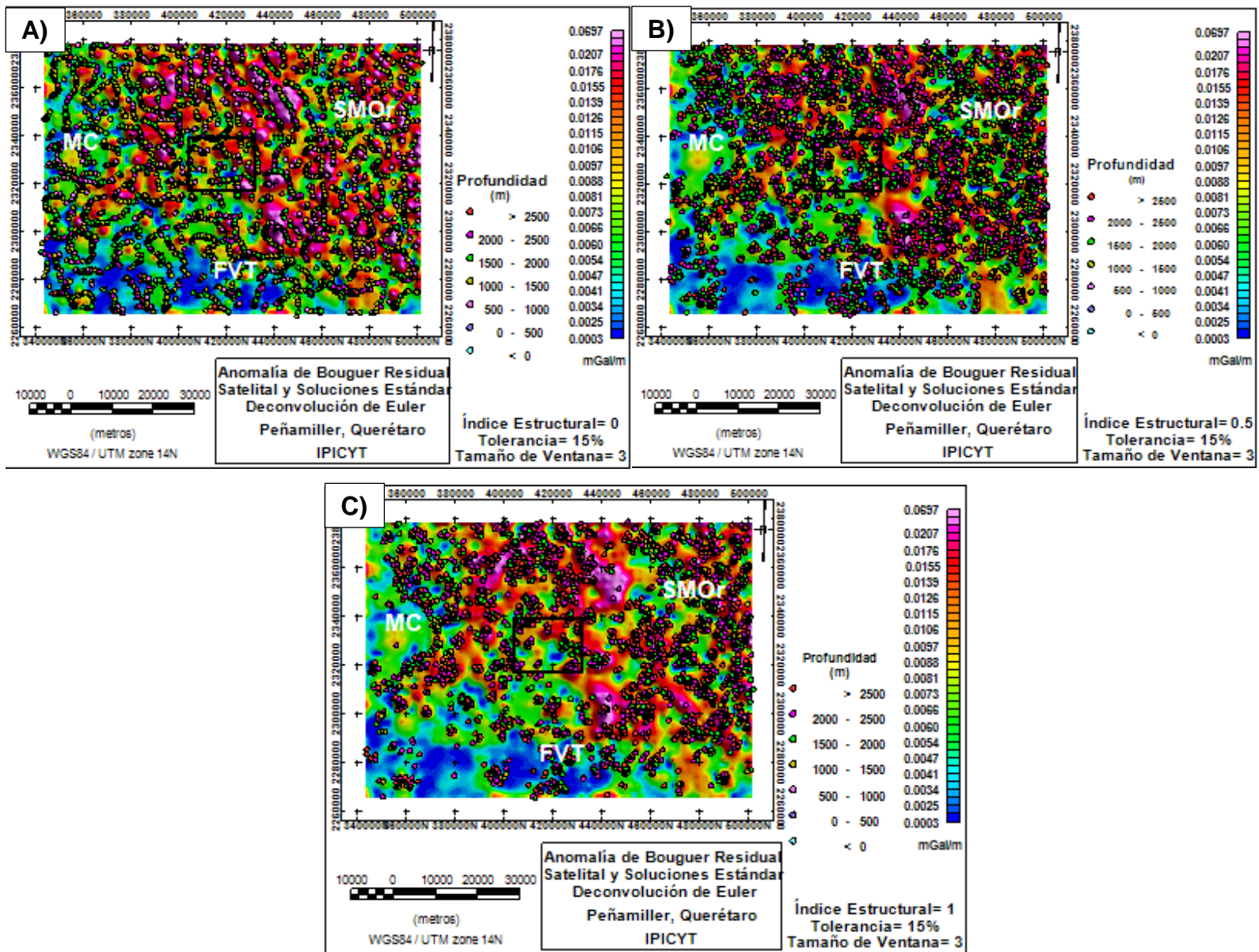


Figura 33. Soluciones Estándar Deconvolución de Euler en Anomalía de Bouguer Residual Satelital y Señal Analítica con índice estructural de (A) 0, (B) 0.5 y (C) 1.

Análisis Espectral

Cuando se analiza la relación entre la potencia de la señal con respecto al número de onda es posible estimar la profundidad de las fuentes que generan las anomalías magnéticas y gravimétricas. Se utiliza un cuerpo prismático en la transformada de Fourier, donde la amplitud máxima del espectro es una función de profundidad de la cima y base del cuerpo. Dicha amplitud la determina la susceptibilidad magnética o densidad. Para su aplicación es más sencillo utilizar el Logaritmo natural (\ln) de su espectro de potencia (EP) en función del número de onda, ya que su EP produce un gráfico (Fig. 34) más o menos lineal generado por sus fuentes localizadas a profundidad constante.

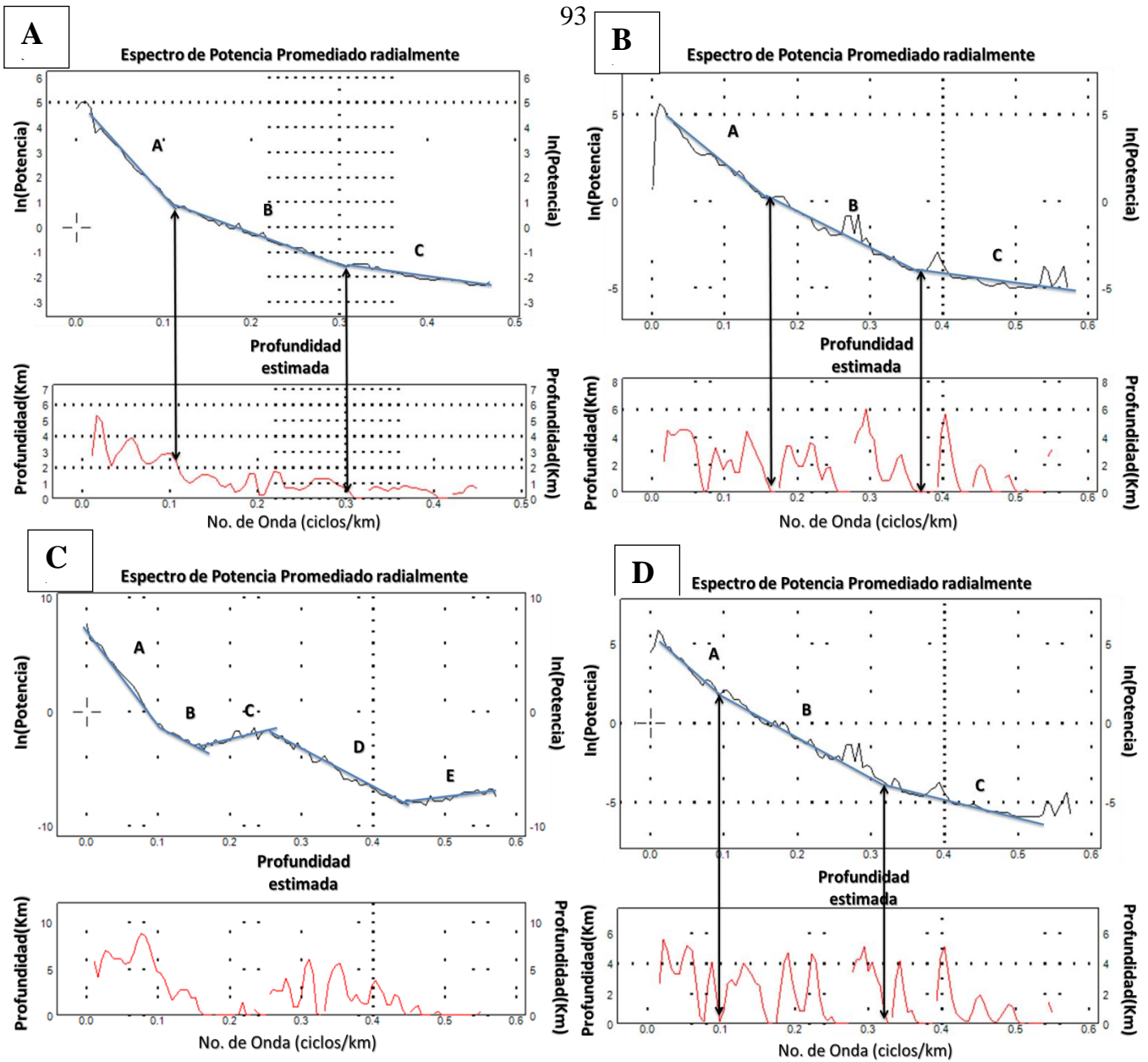


Figura 34. Espectro de potencia promediado radialmente en anomalía Aeromagnética Espectro de anomalías con señal analítica en (A) aeromagnética residual con reducción al polo, (B) Bouguer regional residual, (C) Aire libre regional e (D) Isostasia.

La estimación de las fuentes se hace usando la pendiente del EP entre 4π (del método de **Spector et al., 1975**):

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \text{ Prof} = \frac{m}{4\pi} \text{ Ec. 25}$$

cuanto mayor es la profundidad y magnitud de la masa fuente, mayor es la pendiente de la recta. Para este estudio, se hicieron análisis espectrales con datos

Magnéticos y Gravimétricos, para ello se aplicó un espectro de potencia promediado radialmente.

Modelado 2D

La interpretación cuantitativa permite calcular mediante métodos matemáticos la extensión y profundidad de las fuentes generadoras de las anomalías. Previamente se elabora un modelo geológico inicial, luego se incluye toda la información disponible como susceptibilidad magnética de las muestras de roca y sus densidades, todo esto para tener un antecedente de la configuración geológica de la zona a modelar. Posteriormente se calcula una anomalía teórica que se propone y esta se compara con la anomalía observada o real. Para este caso se realizó en conjunto el modelado de las fuentes anómalas, magnéticas y gravimétricas, con el fin de que sea lo más consistente posible con la geología del subsuelo (**Dobrin y Savit, 1988; Everet, 2013**).

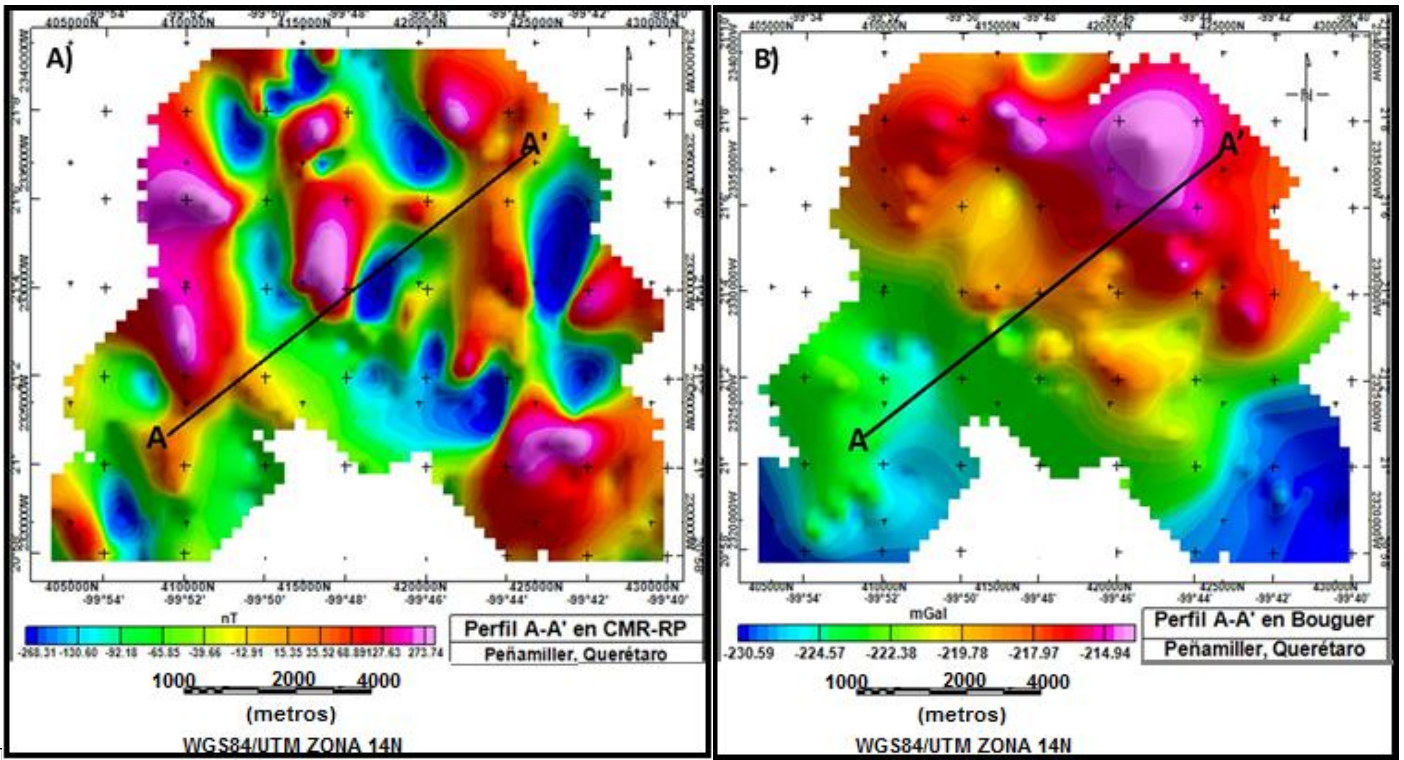
Para el modelado se utilizó el software GM-SYS v.4.10 de GEOSOFT, la respuesta magnética y gravimétrica se basa en el modelo de **Talwani et al. (1959)** y en los algoritmos propuestos por **Won y Bevis (1987)**. El programa opera de manera inversa o directa, en este trabajo solo se hizo el modelo por medio de la última operación. La cual consiste en modificar el modelo inicial en sucesivas iteraciones, por medio de prismas tabulares que se orientan perpendicularmente al perfil, estos en el programa tienen componentes vertical (profundidad) y horizontal (longitud del perfil trazado).

Las propiedades físicas de los bloques (susceptibilidad magnética y densidad) o parámetros utilizados en el programa, se analizan de acuerdo a las necesidades del usuario y a la anomalía observada, con el fin de que ésta se ajuste con la calculada, el software considera el grado de error que se establece previamente y que se relaciona con la escala de trabajo (**Talwani et al., 1959**).

El modelado 2D se realizó en la configuración de las anomalías terrestres magnética con reducción al polo y en la anomalía de Bouguer. La sección se trazó de manera perpendicular a las estructuras geológicas (**Fig. 35**).

Determinación de propiedades físicas de las rocas

La determinación de propiedades físicas de las rocas como la susceptibilidad magnética y la densidad (**Tabla 7**), se llevó a cabo de dos maneras; una en campo donde se hicieron mediciones de susceptibilidad en las rocas aflorantes. Y la otra en laboratorio, donde se midieron las propiedades de las muestras recolectadas.



C)

Sección Geológica Peñamiller, Querétaro

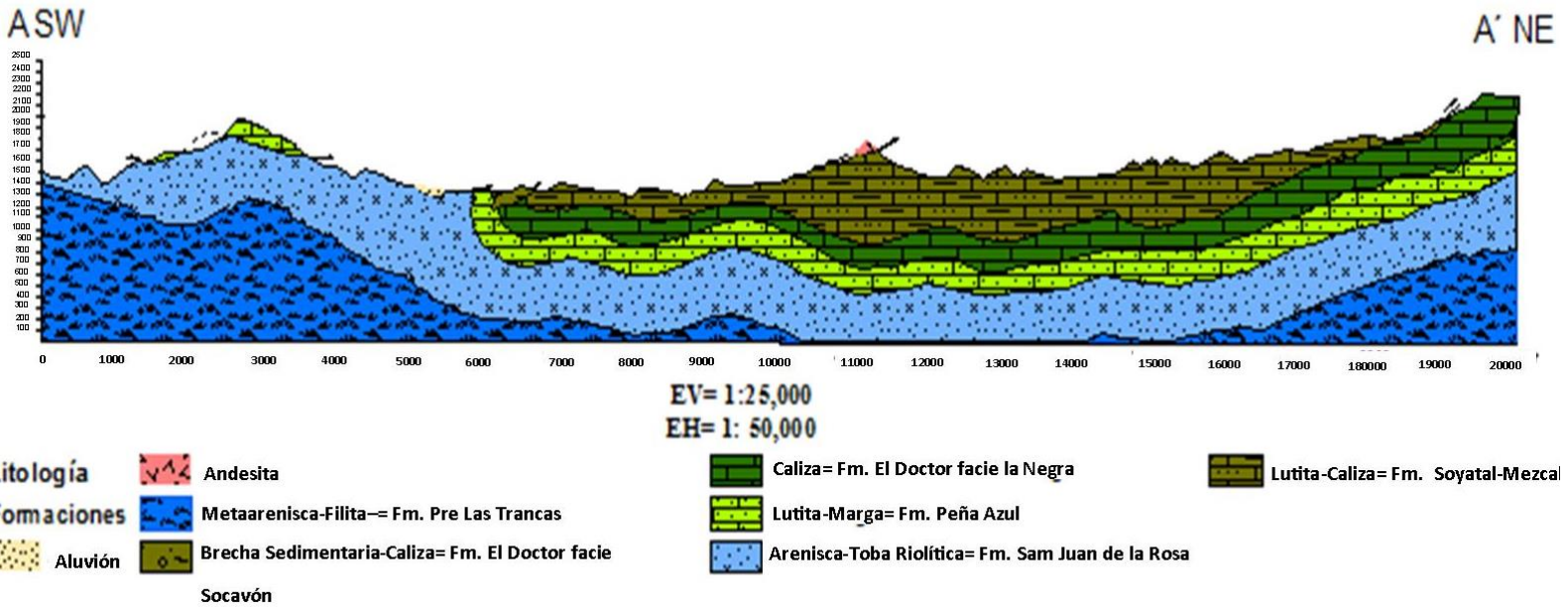


Figura 35. Perfil A-A' perpendicular a las anomalías y elementos geológicos. Secciones geofísicas trazadas en (A) anomalía magnética y (B) de Bouguer y su (C) geología.

También, se tomaron algunos valores que utilizó **López (2014)** en su trabajo el cual se ubica más al Norte del área de estudio (Landa de Matamoros).

Tabla 7. Parámetros utilizados en el modelo 2D.

Tipo de roca	Densidad (SI)	Susceptibilidad (SI)	Formación
Metaarenisca-Filita	2.7 kg/m ³	0.9 x10 ⁻³	Pre-Las Trancas
Arenisca Toba -Riolítica	2.6 kg/m ³	0.8 x10 ⁻³	San Juan de la Rosa
Basalto	2.8 kg/m ³	1.2 x10 ⁻³	Cenozoico
Lutita-Marga	2.38 kg/m ³	0.10 x10 ⁻³	Peña Azul
Lutita-Caliza	2.4 kg/m ³	0.6 x10 ⁻³	Soyatal Mezcala
Caliza	2.5 kg/m ³	0.4 x10 ⁻³	El Doctor facie la Negra
Brecha Sedimentaria-Caliza	2.3 kg/m ³	0.4 x10 ⁻³	El Doctor facie Socavón
Aluvión	1.9 kg/m ³	0.08 x10 ⁻³	Relleno

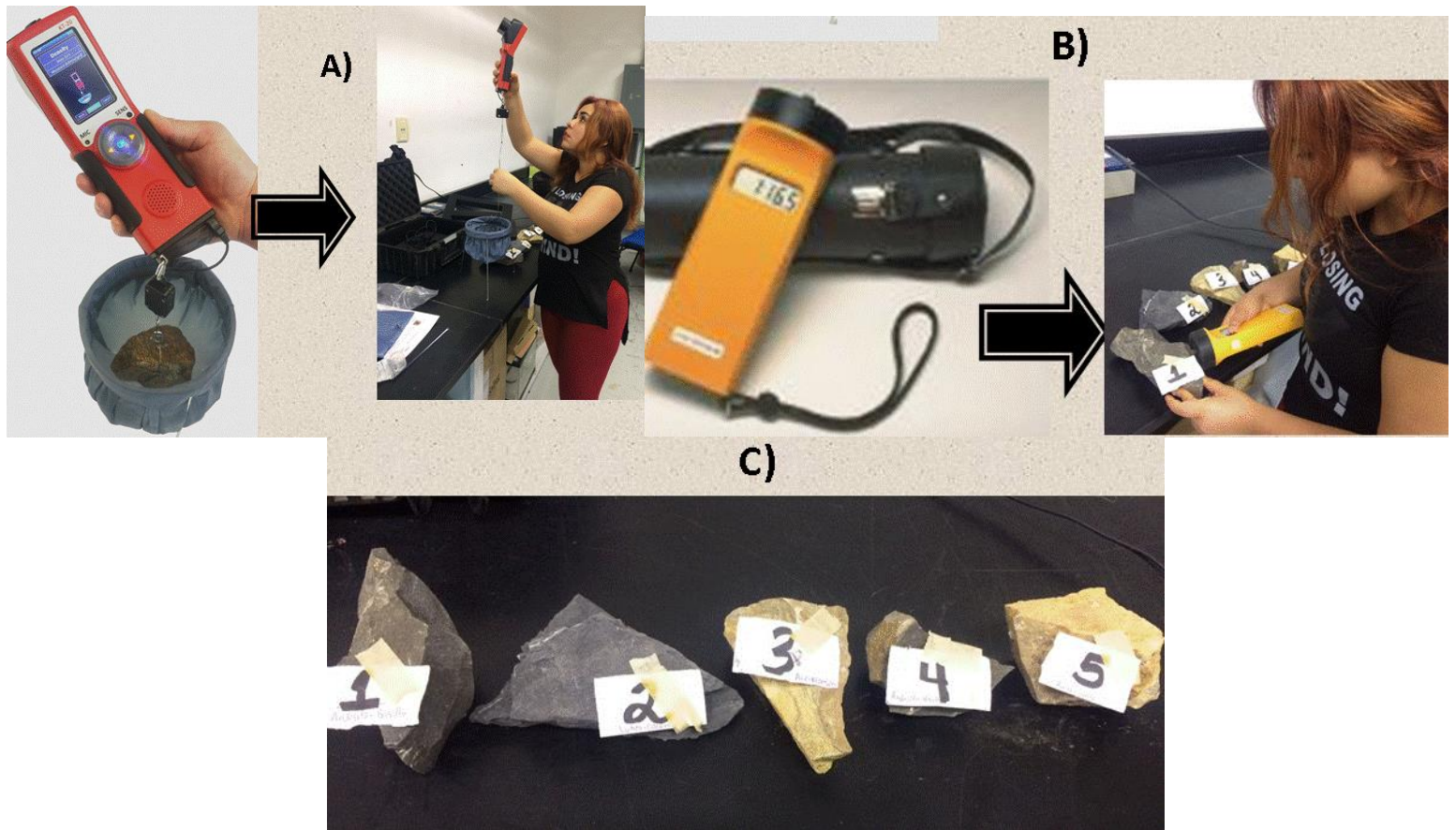


Figura 36. Medición de propiedades físicas en muestra de rocas. (A) Determinaciones de densidad por medio del principio de Arquímedes y de (B) susceptibilidad magnética de (C) cinco muestras. Las muestras 1 y 4 son basaltos, 3 y 5 son margas, y 2 lutita carbonosa.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

Después de la elaboración y selección de los mapas de anomalías más consistentes se requiere una interpretación cualitativa y cuantitativa de éstos, lo cual permitirá su integración con la geología de la zona de estudio. De esta forma es más sencillo apreciar la distribución, forma, profundidad y tamaño de cuerpos profundos que causan las anomalías, algunos de ellos probablemente asociados con estructuras sismogénicas. La elaboración de modelos conceptuales geológicos, junto con las anomalías calculadas, posibilitan encontrar una aproximación física geológicamente aceptable.

Cualitativa

La evaluación cualitativa está basada en la descripción de las anomalías, muestra atributos esenciales de las estructuras como sus parámetros físicos y sus probables fuentes generadoras de dichas anomalías (litología y estructuras geológicas).

Adquisición de datos Geológicos

Como se mencionó anteriormente, en Capítulo 2, se realizaron dos campañas geológicas de campo en la zona de estudio. Como se muestra en la **Fig. 23** se midieron pliegues de característica cilíndrica, fallas inversas y normales con componente lateral, y foliación en las capas de los afloramientos, que confirman físicamente los reportes del **SGM (1998; 2007)** en sus cartas geológicas, que la zona de interés estuvo sujeta a un régimen tectónico complejo. Así mismo no se encontraron evidencias de una supuesta falla normal con dirección NNW-SSE cercana al poblado de Peñamiller y cerro de La Tembladera (ver **Fig. 13**). El SGM tomó como evidencia de dicha estructura un escarpe en el cerro, que no es más que una expresión del intemperismo; recuérdese que un fallamiento siempre está acompañado de un sistema de fallas menores. También se ubicó una discordancia angular entre el Cenozoico y el Mesozoico, que tiene una alta probabilidad de estar asociada con el sistema San Luis-Tepehuanes, ya que en la zona de estudio solo se encontró una falla con la misma orientación que el SFN-SLT.

Mapa de Anomalías

Mediante la Anomalía de Aire libre (**Fig. 25A**), es posible diferenciar discontinuidades corticales regionales definidas por los límites tectónicos como la MC, la FVT y la SMO. Las mediciones registran el gradiente vertical de gravedad, la zona de interés se ubica entre una anomalía negativa (-22 mGal) destacable que cubre toda el área. Para la Anomalía Isostática satelital (**Fig. 25B**), también existe un valor contrastante dentro de la anomalía regional, en la que se resaltan

tres áreas; al NE (50 mGal), al Sur (11 mGal) y al NW (23 mGal), justamente en la intersección de estas zonas se ubica la zona de interés. Además, dichos límites están marcados por un aparente lineamiento con dirección NNW-SSE que interseca a toda la zona de estudio. Estas características sugieren que el área está sujeta a fuerzas geodinámicas recientes, las cuales están evitando una compensación gravitacional de los bloques de la SMOr, la FVT y de la MC.

Por otro lado, los datos regionales gravimétricos y magnetométricos son importantes para el análisis y la selección adecuada de algoritmos matemáticos, que ayuden en la identificación de características sobresalientes. Por ejemplo en la **Fig. 28 y 29** es posible visualizar, el efecto de la primera y segunda derivada tanto vertical como horizontal en la anomalía Aeromagnética Residual y Gravimétrica Satelital. Con ella se realzan altas frecuencias relativas las cuales se asocian a límites tectónicos importantes en la zona de estudio.

En la **Fig. 30 y 31** se analizan el efecto que tienen la SA y CA sobre las anomalías regionales y las locales. En la **Fig. 30A y 30B** se observa ruido en la imagen. Al utilizar la CA (**Fig. 30B y 30C**) se enfatizan los bordes de las anomalías, con ello se observa que la zona de estudio se ubica en la intersección de tres bloques corticales con diferente mecanismo de formación como son la SMOr, la MC y la FVT. Lo mismo sucede con la **Fig. 31**, la cual representa las anomalías magnéticas y gravimétricas terrestres, allí se observa que existe un lineamiento que interseca la zona de estudio con dirección NNW-SSE, el cual muestra un contraste de gradiente muy significativo.

Las pruebas de las soluciones estándar de la deconvolución de Euler en las anomalía aeromagnéticas y gravimétricas satelitales (ver **Fig. 32 y 33**), indican profundidades del basamento cristalino desde los 500 m hasta más de 2500 m. Dichas profundidades son contrastantes con las de la **Fig. 34** que oscilan alrededor de los 5000 m. Al utilizar el índice estructural de 0.5 para las anomalías aeromagnéticas y gravimétricas satelitales se identificó principalmente un lineamiento que interseca a la zona de estudio con dirección NNW-SSE.

Anomalía de Bouguer Satelital

Como se observa en la **Fig. 37A** la Anomalía de Bouguer Completa Satelital representa *grosso modo* el efecto regional de la corteza terrestre. Ésta tiene una distribución transversal con valores que van de -215 a -75 mGal. En la porción suroccidental se observa un déficit de masa que corresponde a los depósitos continentales de la MC y la FVT. En la parte Noreste se aprecia un exceso de masa que se asocia con los depósitos de cuenca cretácica de la SMOr. También

se observa otra zona intermedia que delimita las anomalías positivas de las negativas, éstas con dirección preferente NNW-SSE y valores de -182 a -136 mGal, justamente sobre el área de estudio.

En contraste, con la Anomalía de Bouguer Residual (**Fig. 37B**) se observa el efecto que tienen las fuentes poco profundas de la corteza terrestre. Se aprecian con mayor detalle las variaciones locales de densidad, las cuales son de -58 a 76 mGal. Obsérvese la disminución de la frecuencia la porción suroccidental, intermedia y oriental. Allí se obtuvo una anomalía negativa orientada al NW con valores de -58 a -36 mGal, otra con valores intermedios de -26 a 7 mGal ubicada en la zona centro con tendencia N-S, y una anomalía positiva con valores de 46 a 76 mGal ubicada al NE. Claramente se delimitan los bloques corticales del Cenozoico (MC y FVT) y del Cretácico (SMOr).

Anomalía Aeromagnética Residual (CMR)

La **Fig. 38A** corresponde a la Anomalía Aeromagnética Residual cuyos datos se extrajeron de la base de datos Aeromagnéticos de América del Norte, dichos archivos ya tienen la corrección del IGRF. La anomalía muestra valores de -319 a 561 nT, en ella se observa cierta dipolaridad magnética en cada una de sus anomalías, su evidencia visual es poca para analizarla con una buena resolución. Por ello, se aplicó la RP, en el dominio de la frecuencia, a los valores del CMR para mejorar la percepción de las anomalías. Con dicho algoritmo matemático se lograron analizar el conjunto de fuentes en su posición física verdadera

El campo magnético terrestre es un vector que lo representa la inclinación (I), la declinación (D), y la intensidad de magnetización (F) (**Fig. 18**). La inclinación varía de 0° en el Ecuador Magnético a 90° en los Polos Magnéticos, la declinación varía de 180° en el Ecuador Magnético a 0° en los Polos y la intensidad de magnetización puede variar de 25,000 nT en el Ecuador Magnético hasta 70,000 nT en los polos magnéticos (**Baranov y Naudy, 1964**).

Cuando se aplicó el RP a los datos de la **Fig.38A** se obtuvo la **Fig. 38B**, en la que las anomalías se desplazaron de su posición y magnitud (-269 a 835 nT) respecto a las observadas en la **Fig. 38A**.

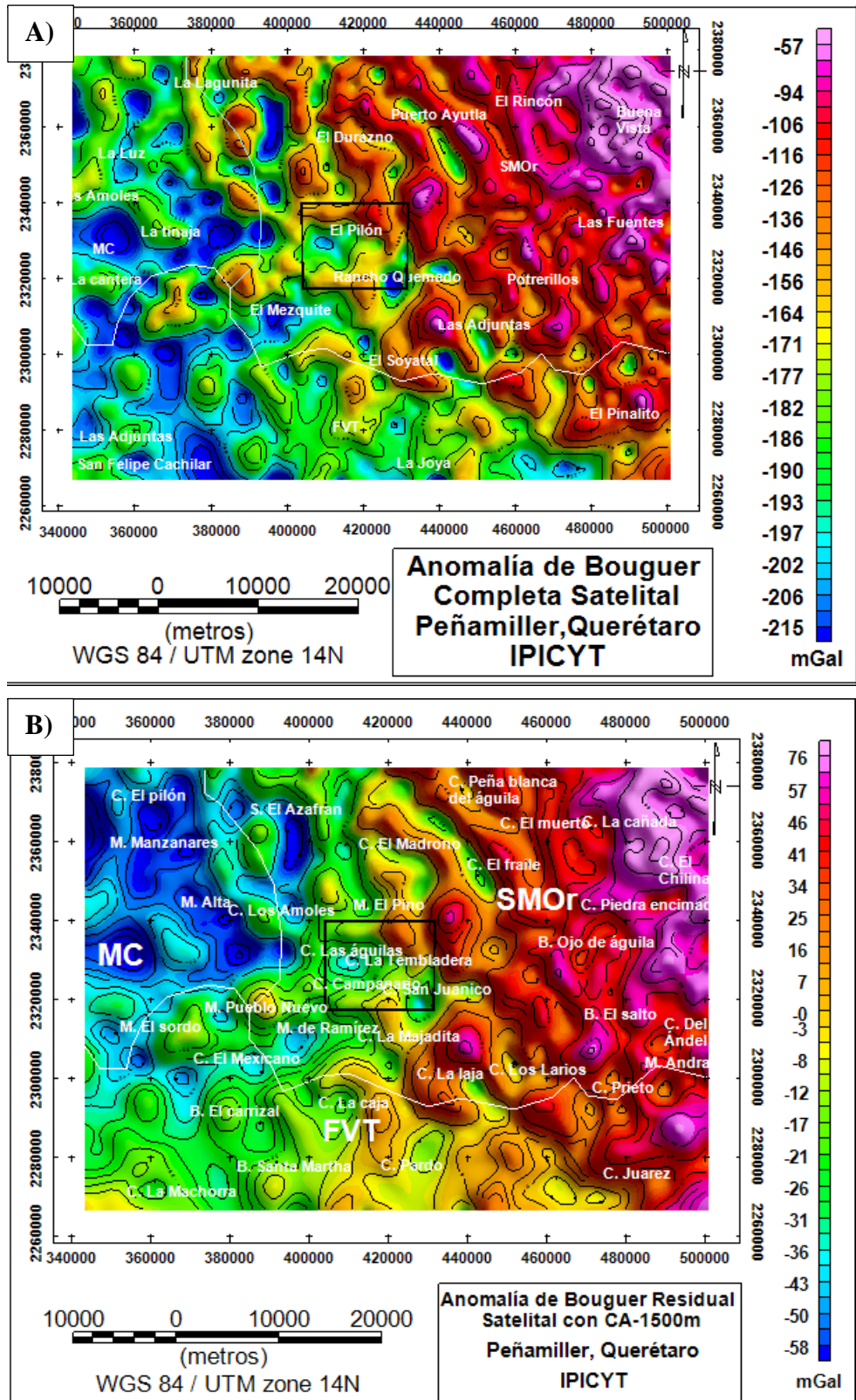


Figura 37. Anomalía gravimétrica satelital. (A) Anomalía de Bouguer Completa Regional y (B) Anomalía de Bouguer Residual con Continuación Ascendente de 1500 m. Nomenclatura: MC: Mesa Central al noroeste; SMOR: Sierra Madre Oriental; FVT: Faja Volcánica Transmexicana. El recuadro negro indica el área de estudio.

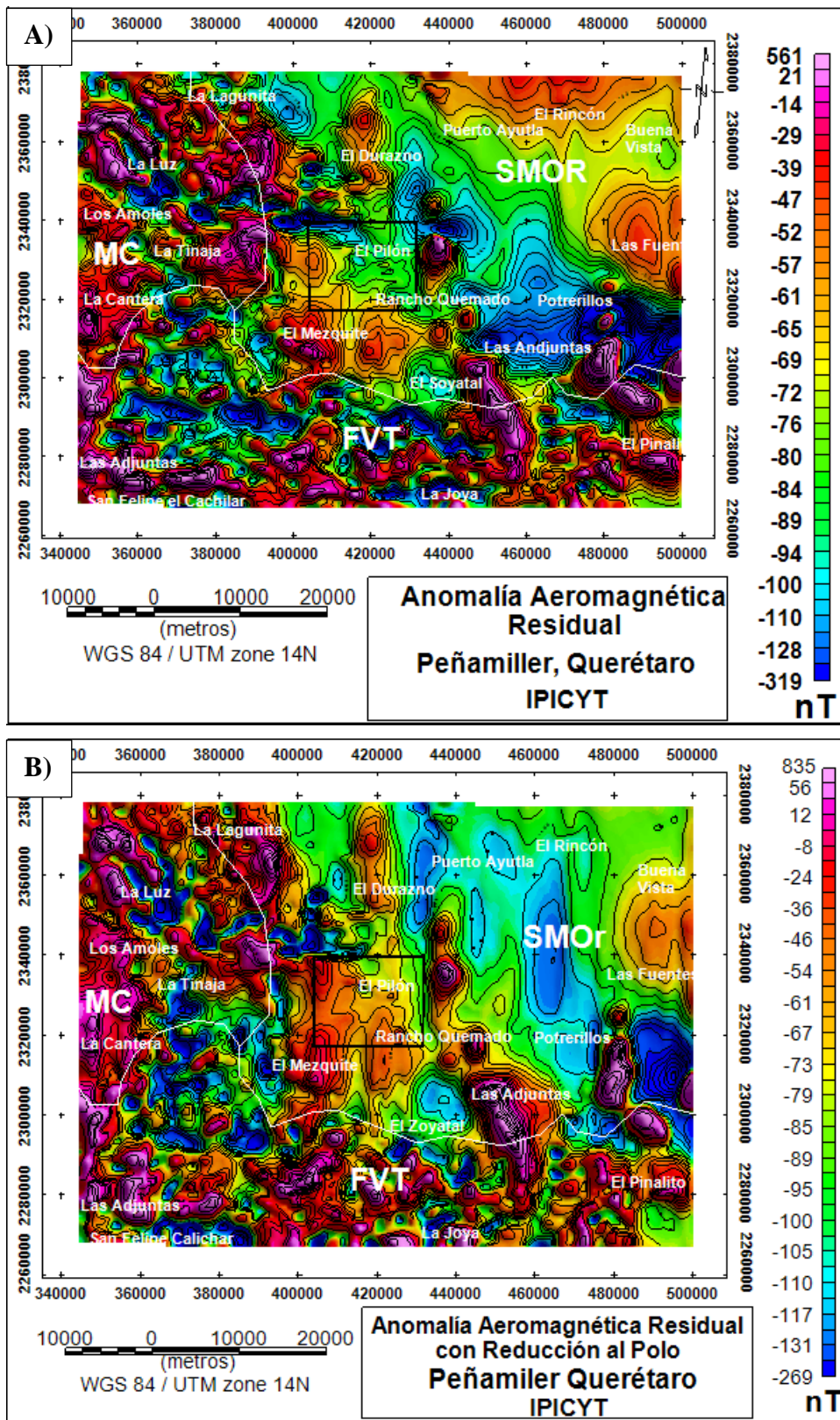


Figura 38. Anomalia Aeromagnética. (A) Anomalia Aeromagnética Residual y (B) Anomalia Aeromagnética Residual con Reducción al Polo. (MC) la Mesa Central al noroeste, (SMOR) la Sierra Madre Oriental al noreste y (FVT) la Faja Volcánica Transmexicana al Sur. Recuadro negro indica el área de estudio.

En la porción Oeste de la **Fig. 38B** se observa una serie de anomalías positivas que constituyen una tendencia magnética N-S, los valores de intensidad del campo magnético van del orden de los -8 a 835 nT. Estas podrían estar asociadas con la franja de basaltos del Cuaternario, los cuales se encuentran sobreyaciendo rocas volcanoclástica félsicas del Terciario, ubicados dentro de la MC y la FVT. Paralelamente existe otra tendencia magnética entre los poblados de “el Mezquite” y “la Tinaja”, la cual tiene las mismas cualidades, excepto los valores de anomalía que van de -269 a -24 nT. Estas tendencias son probablemente la respuesta a tobas riolíticas ácidas. También, en su porción Oriental, entre los poblados de Puerto Ayutla, Potrerillos y Buena Vista, se observa una tendencia NNW-SSE de anomalías negativas, sus valores van de -269 a -85 nT. Su respuesta la asociamos a las rocas carbonatadas y lutitas del Cretácico que constituyen a la SMOr.

Dominios

Con el objetivo de identificar zonas donde se observen características similares en términos de longitud de onda, amplitud y frecuencia, y que se puedan correlacionar con las posibles fuentes geológicas causantes del gradiente potencial, se establece el trazo de dominios (**López-Loera et al., 2013**).

Para el trazo de los dominios gravimétricos satelitales y aeromagnéticos, se realizaron secciones que permitieron la visualización de la longitud de onda para cada una de las anomalías y su clasificación. Cabe mencionar que por las diferentes escalas que se manejan en cada uno de los datos satelitales y aeromagnéticos, los valores y la visualización de las anomalías no son similares. Sin embargo, esta limitante no es significativa ya que nuestro propósito de utilizarla fue identificar los límites de las tres provincias tectonoestratigráficas que influyen en nuestra zona de estudio, y así analizar su ubicación espacial para la posible relación con su sismicidad (**Fig.39**).

Al comparar la longitud entre la anomalía gravimétrica satelital y la aeromagnética es claro identificar diferencias significativas en sus amplitudes y esto sucede debido a la diferente escala en la que están nuestros datos. No obstante, existe cierta similitud en la apariencia de la longitud de onda para cada uno de los perfiles y cada una de las anomalías, cuando se acota el polígono que abarca nuestra área de interés (**Fig.39C**) se observa que se visualiza una cresta y un valle en la anomalía gravimétrica, mientras que en la aeromagnética una zona de pendiente. Dicha cualidad nos da la pauta para asociar esa característica con una posible zona de falla (SFN-SLT) o un desequilibrio isostático en el área, esto debido a la presencia de sismicidad local.

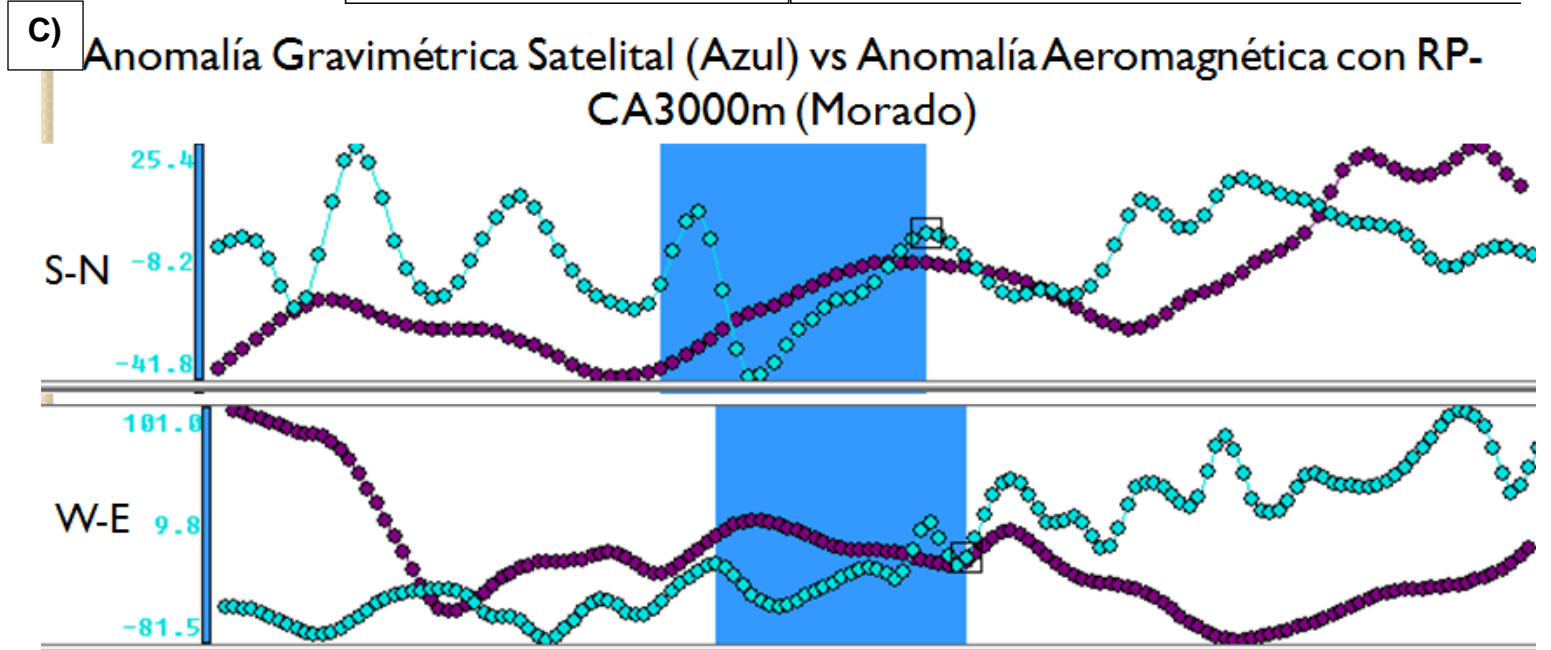
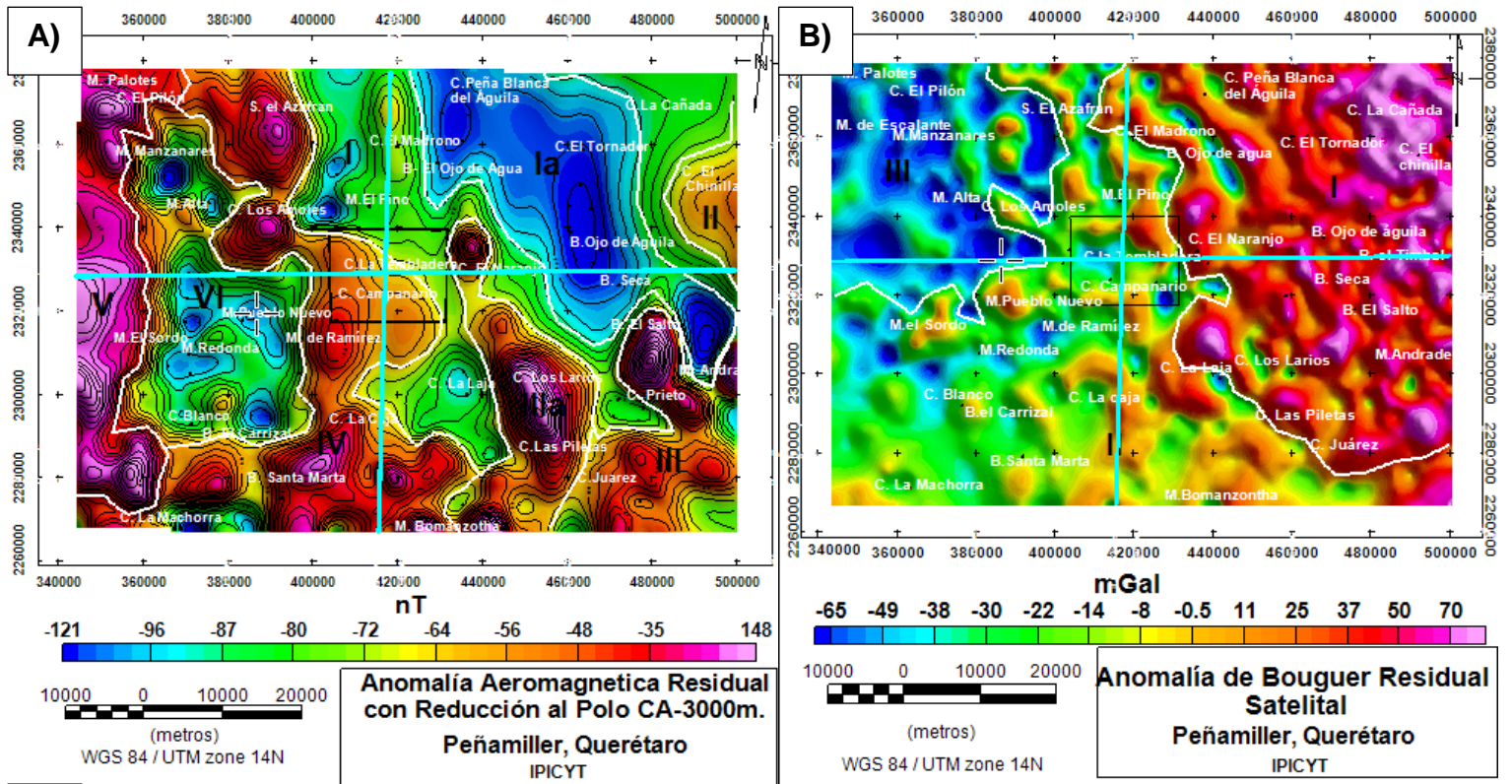


Figura 39. Comparación entre anomalía Gravimétrica Satelital vs Anomalia Aeromagnética de acuerdo a longitud de onda. (A y B) perfiles S-N y W-E trazados sobre las anomalías y su (C) longitud de onda así como la indicación de en qué zona de la anomalía se ubica nuestra área de interés (recuadro azul).

Dominios Aeromagnéticos (DAM)

El análisis de dominios aeromagnéticos se realizó con base en la configuración del campo magnético residual, con reducción al polo y una continuación ascendente de 3000 m. Se trazaron alrededor de seis dominios mediante el análisis de su longitud de onda tal como se observa en la **Fig.40**. Dichos dominios de manera general se relacionan con depósitos Mesozoicos y Cenozoicos, los cuales se describen a continuación:

DAM I

El primer dominio identificado en la anomalía aeromagnética residual (**Fig. 41A**) ubicado en la porción Centro-NE de la zona de estudio, tiene una forma irregular con una aparente orientación NNW-SSE y valores son del rango de -269 a -87 nT. Este mismo **DAM I** cuando se utiliza una CA de 3,000 m como se muestra en la **Fig. 41B** cubre un área aproximada de 137 km², su longitud de onda se descompone en dos zonas denominadas como **I** y **Ia**. La primera se extiende con tendencia circular entre localizada entre los cerros El Madrono, La Caja, Prieto y Cañada, con valores de -87 a -117 nT (**Fig. 41A**). La segunda, se distribuye con una forma de elipsoide irregular cuya orientación es NNW-SSE y la distancia siguiendo dicha orientación es de aproximadamente 94 km en línea recta, sus valor es de -121 nT (**Fig. 41A**).

Geológicamente este dominio se asocia principalmente con todo el bloque Mesozoico que pertenece a la SMOR, conformado por depósitos de calizas y alternancia entre calizas y lutitas, que están altamente deformados. También es posible la concordancia de este dominio con rocas de edad cuaternaria como conglomerados, aluviones y basaltos, este último se comporta como un material diamagnético. El dominio se ubica sobre los cerros de Peña Blanca, El Tornador y las barrancas Ojo de Águila y Seca (**Fig. 42**).

DAM II

El segundo dominio se ubica con forma de campana al NE de la zona de estudio, principalmente en el cerro El Chinillal y con un valor de -56 nT (**Fig. 40**). Este mismo **DAM II** cuando se utiliza una CA de 3,000 m como se muestra en la **Fig. 41B** cubre un área aproximada de 16 km². Este dominio está relacionado principalmente con depósitos aluviales como se muestra en la **Fig. 42**.

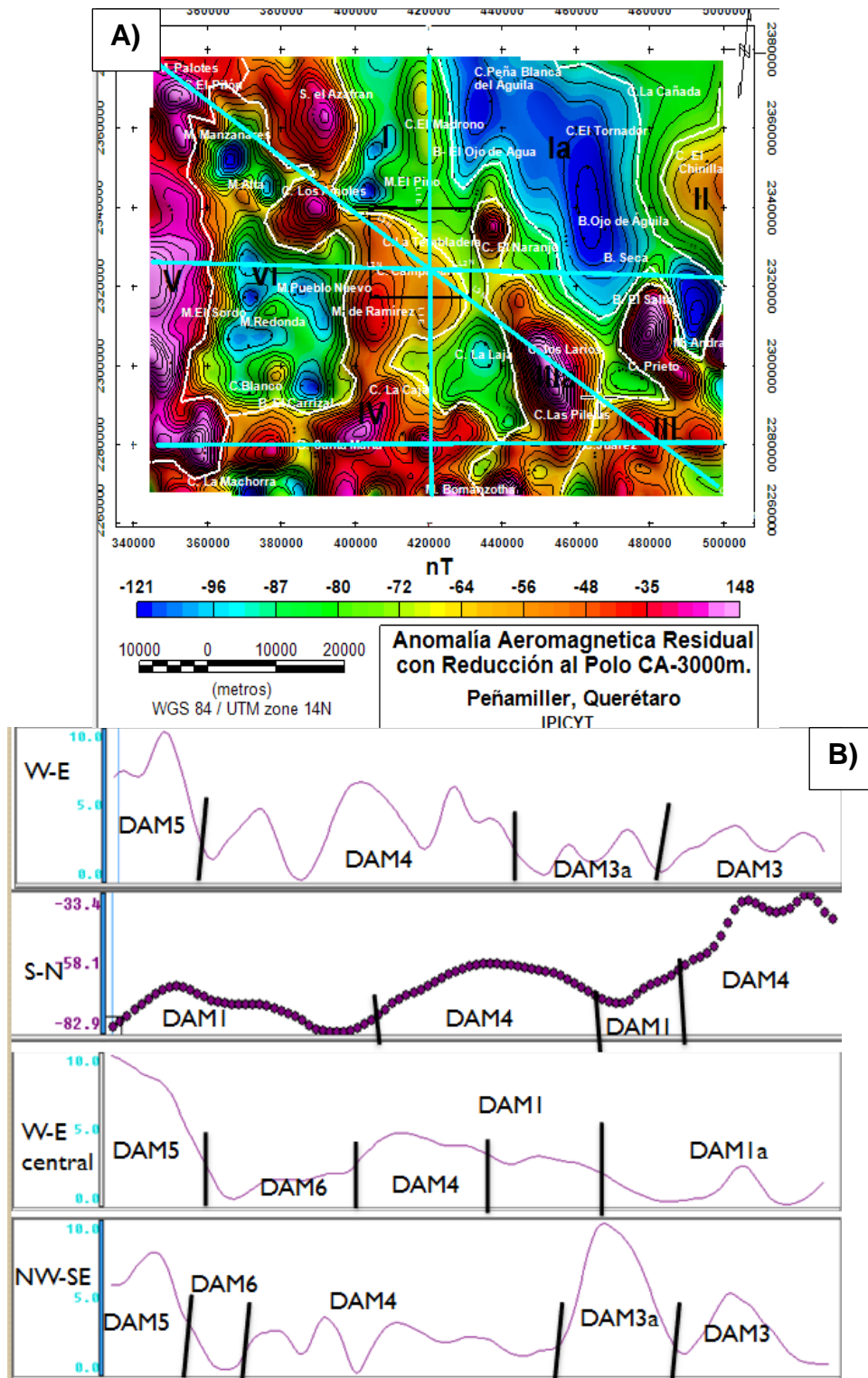


Figura 40. Separación de dominios Aeromagnéticos por medio del análisis de su longitud de onda. (A) Trazo de secciones sobre la Anomalia Aeromagnética con Reducción al Polo y Continuación Ascendente de 3,000 m. (B) Clasificación de los diferentes dominios por medio de su amplitud y características similares.

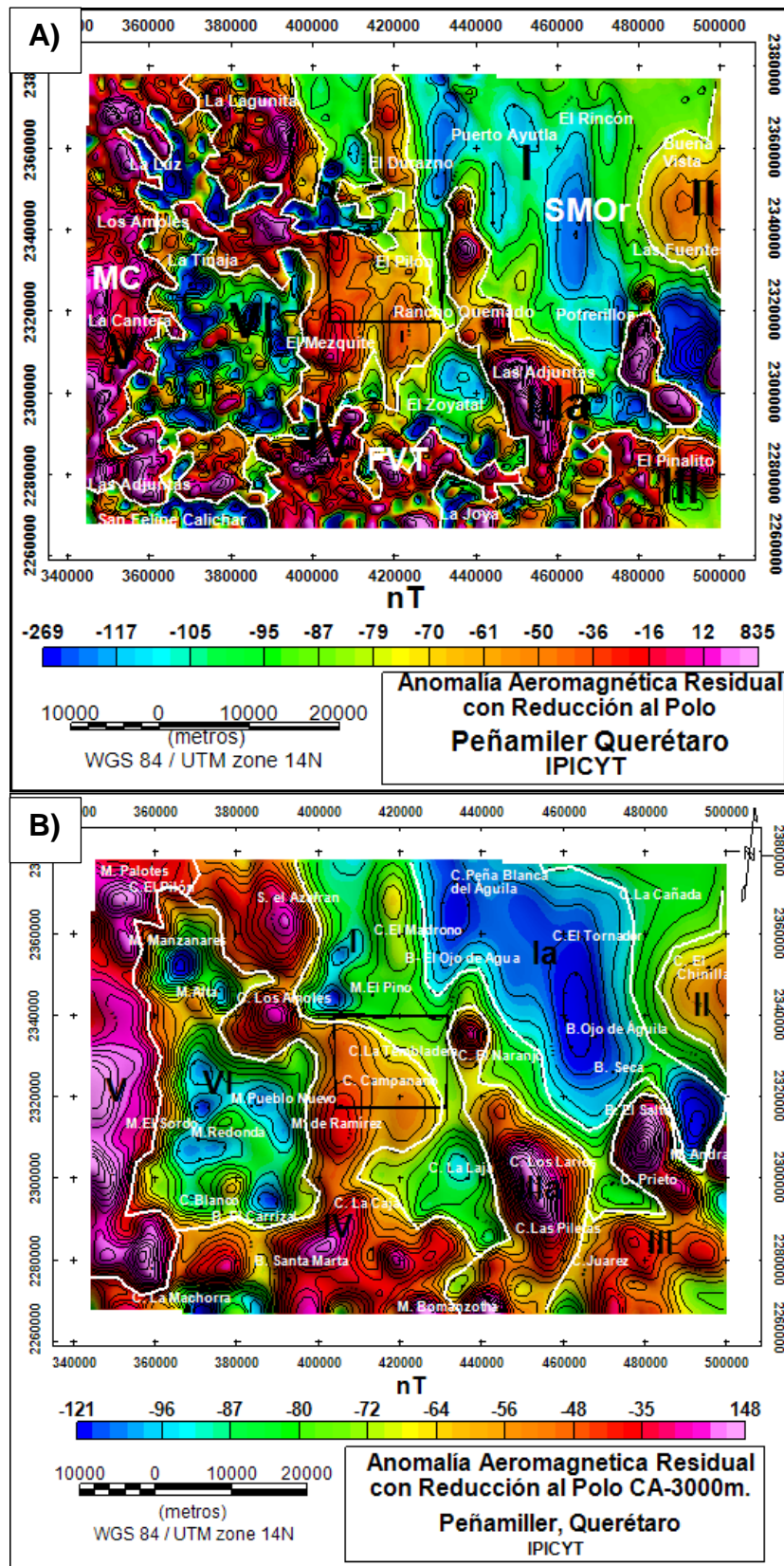


Figura 41. Dominios Aeromagnéticos. (A) Campo Magnético Residual y (B) con Reducción al Polo y Continuación Ascendente de 3000 m.

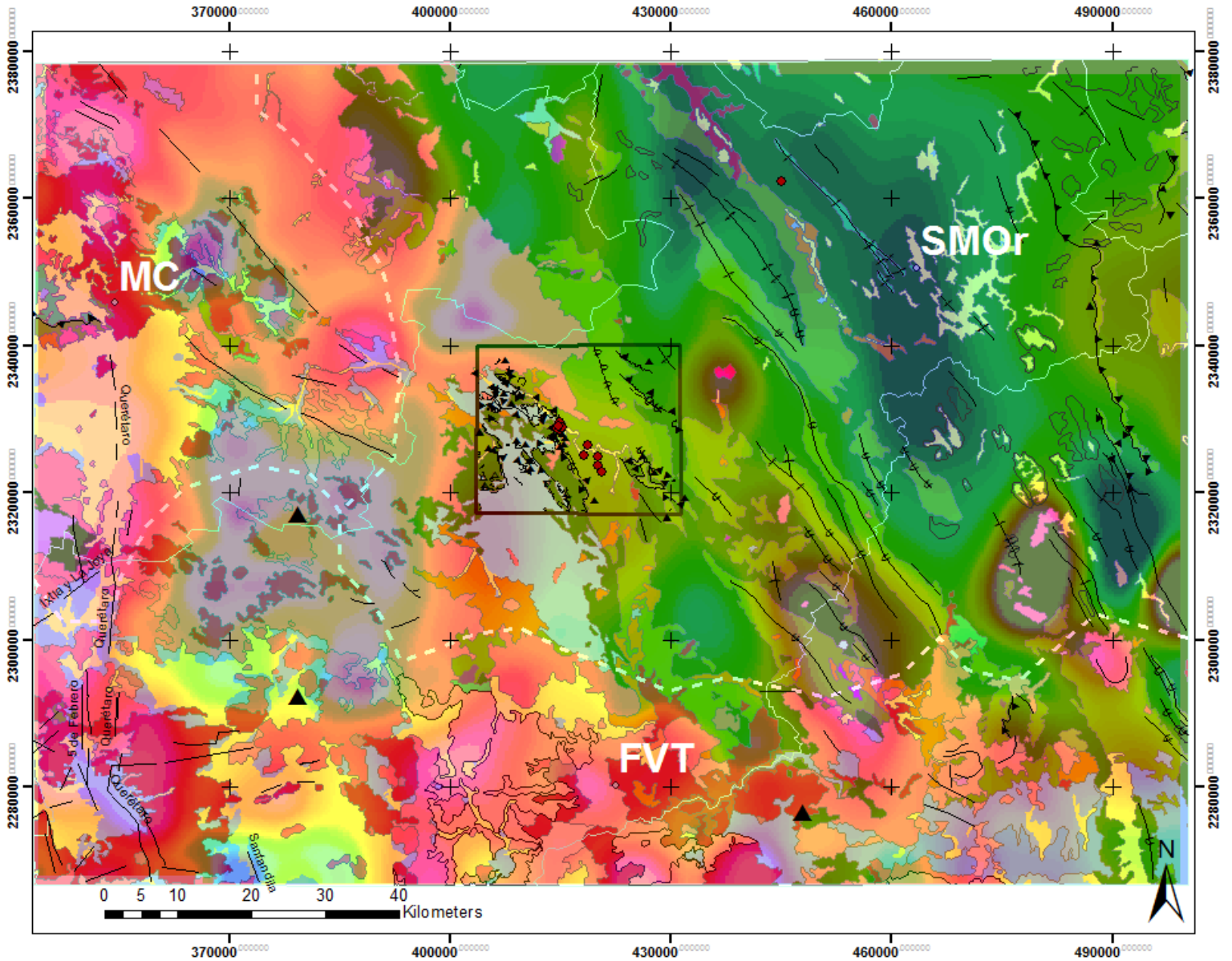


Figura 42. Anomalía aeromagnética residual, correlación con elementos geológicos y epicentros sísmicos (círculos rojos).

DAM III

El tercer dominio se dividió en dos subzonas, se caracteriza por tener amplitudes predominantemente altas entre -16 a 12 nT (**Fig. 41**), se localiza al SE de la zona de estudio entre los cerros Larios, Piletas y la mesa Andrade, así mismo, tiene una aparente dirección NNW-SSE con una forma de “v” invertida.). Este mismo **DAM II** cuando se utiliza una CA de 3,000 m como se muestra en la **Fig. 41B** se redefinen las subzonas **III** y **IIIa** cuyas longitudes en línea recta son de

aproximadamente 55 y 74 km, respectivamente. Las amplitudes de este dominio están correlacionadas primordialmente con granodioritas, andesitas y basaltos. Sin embargo, también existe una combinación de rocas como conglomerados y rocas plutónicas (monzonita y granodiorita), al igual que rocas metamórficas, como el skarns (**Fig. 42**).

DAM IV

El cuarto dominio se extiende con forma irregular y alargada desde las coordenadas 380000, 2380000, se distribuye con aparente dirección NNW-SSE abarcando la mayor parte de nuestra zona de estudio, hasta culminar al sur de la misma con dirección aparente E-W, entre la mesa Bomanzotha y la barranca Santa Martha. Posee un área aproximada de 326 km² y valores de -50 a 12 nT (**Fig. 41**), este mismo **DAM IV** cuando se utiliza una CA de 3,000 m como se muestra en la **Fig. 41B** se redefine con una longitud aproximada de 118 km. Entre el cerro La Caja y la mesa Bomanzotha es posible relacionar sus amplitudes con rocas basálticas, riolitas y algunas brechas básicas, así mismo, entre los cerros La Caja y La Tembladera su amplitud se correlaciona con lechos rojos (areniscas, conglomerados y lutitas)(**Fig. 42**).

DAM V

El dominio cinco se distribuye con forma alargada de orientación N-S desde las mesetas Palotes, Manzanares, el Sordo y al punto 360000, 2280000, este dominio como se observa en la **Fig. 41** tiene valor de amplitud de 148 nT. Este mismo **DAM V** cuando se utiliza una CA de 3,000 m como se muestra en la **Fig. 41B** se redefine cubriendo un área de aproximadamente 74 km²; geológicamente se relaciona mayoritariamente con flujos volcánicos andesíticos y basálticos producto de actividad fisural.

DAM VI

El dominio seis se ubica con forma de semirectángulo desde las mesetas Alta, Pueblo Nuevo, Redonda y la barranca Carrizal, en la porción Occidental de la zona de estudio, tiene valores de amplitud desde los -269 a -87 nT (**Fig. 41**). Este mismo **DAM VI** cuando se utiliza una CA de 3,000 m como se muestra en la **Fig. 41B** se redefine cubriendo un área de aproximadamente 121 km²; y posee una tendencia N-S. La mayor parte de este dominio como se muestra en la **Fig. 42** se correlaciona con depósitos volcánicos como tobas riolíticas que provienen de la caldera Amazcala y el volcán El Zamorano (**Ferrari, 2012**).

La sismicidad disponible se ubica principalmente en la zona central, con una orientación preferencial NNW-SSE (**Fig. 42**). Tanto el **DAM I** como el **DAM II** se ubican sobre el bloque de la SMOr, su orientación preferencial es correlacionable con el tren de pliegues y cabalgaduras de la SMOr. Así mismo, en el bloque de la MC, al NW se observa la posible traza del SFN-SLT, su continuación parece intersectarse con la zona de estudio. Además, dentro de este bloque existe otro sistema de fallas denominado SFN-TSMA, compuesto por las fallas normales Ixtla y la Joya, 5 de Febrero, Querétaro, y dentro de la FVT se encuentra la falla normal Sanfandila (**Nieto-Samaniego et al., 2005**).

Dominios Gravimétricos Satelitales (DGS)

Las estructuras subterráneas masivas producen que la anomalía de Bouguer completa se manifieste con largas longitudes de onda de tendencia regional. Dentro de la anomalía de Bouguer completa podría estar incluida una anomalía local de extensión limitada y de una longitud de onda más corta, resultando en la Anomalía de Bouguer Residual. En este caso se deben de calcular ambas anomalías para evitar la generación de efectos espurios.

Dado que en este estudio nos interesa conocer en detalle en qué estructuras regionales (más locales) se ubican las probables zonas sismogénicas, realizamos el análisis de dominios gravimétricos satelitales en la configuración de la anomalía de Bouguer residual (**Fig. 43**), los cuales se subdividieron en tres dominios que se describen a continuación.

DGSI

El primer dominio se ubica en la porción oriental de la **Fig. 43**, su extensión aproximada es de 54 km², con una dirección preferente es NNW-SSE, se localiza dentro del bloque de la SMOr y presenta valores de amplitud menores a 70 mGal. Se interpreta como un exceso de masa donde los valores son de 70 mGal, dicho valor se correlaciona principalmente con rocas granodioritas, basálticas, andesíticas y conglomerados polimícticos (**Fig. 44**). Pero también, se asocian al relleno de paleodepresiones con depósitos de rocas calizas y lutita-caliza (≤ 11 mGal) (**Fig. 44**).

DGSII

El segundo dominio se distribuye entre las coordenadas 400000,2380000, 400000,2320000 y 500000, 2280000, con un área aproximada de 135 km² (**Fig. 43 y 44**), lo constituyen valores intermedios (≤ -8 mGal). En este dominio se encuentra la caldera de Amazcala y el Zamorano. Por tanto, se correlaciona

geológicamente con sedimentos vulcanosedimentarios, principalmente con tobas riolíticas ácidas y areniscas de la misma composición, así como con brechas volcánicas de composición básica (**Fig. 44**).

DGSIII

El tercer dominio se compone de una amplitud baja de -65 mGal, la cual se ubica en la porción noroccidental de la **Fig. 44**. Su distribución espacial aproximada abarca los 29.1 km², se interpreta como un exceso de masa, ya que se ubicada en su mayoría en una zona de mesas (Palotes y Alta). Geológicamente se correlacionan principalmente con tobas riolíticas ácidas, calizas y areniscas (**Fig. 44**).

El dominio *I* geocronológicamente se asocia con depósitos Mesozoicos de cuenca y plataforma, los cuales se depositaron durante el Jurásico superior al Cretácico, dichos depósitos fueron deformados por procesos tectónicos de tipo contractivo (OL), lo que generó al sistema de pliegues y cabalgaduras de la SMOr (**Carrillo-Martínez, 1989, 1990; Cerca et al., 2004; Cuéllar et al., 2012**), que como se observa se traduce en una raíz cortical (exceso de masa) con altos valores (**Fig. 44**).

El dominio *II* que se ubica sobre la FVT está constituido por sedimentos vulcanoclásticos que se depositaron durante el Cenozoico continental (**Fig. 44**). Esto, debido al arco magmático y al proceso tectónico distensivo que ocurrió durante la asimilación de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana (Paleógeno), lo cual produjo el emplazamiento de rocas volcánicas félsicas (**Ferrari et al., 2012; Nieto-Samaniego et al., 2005**).

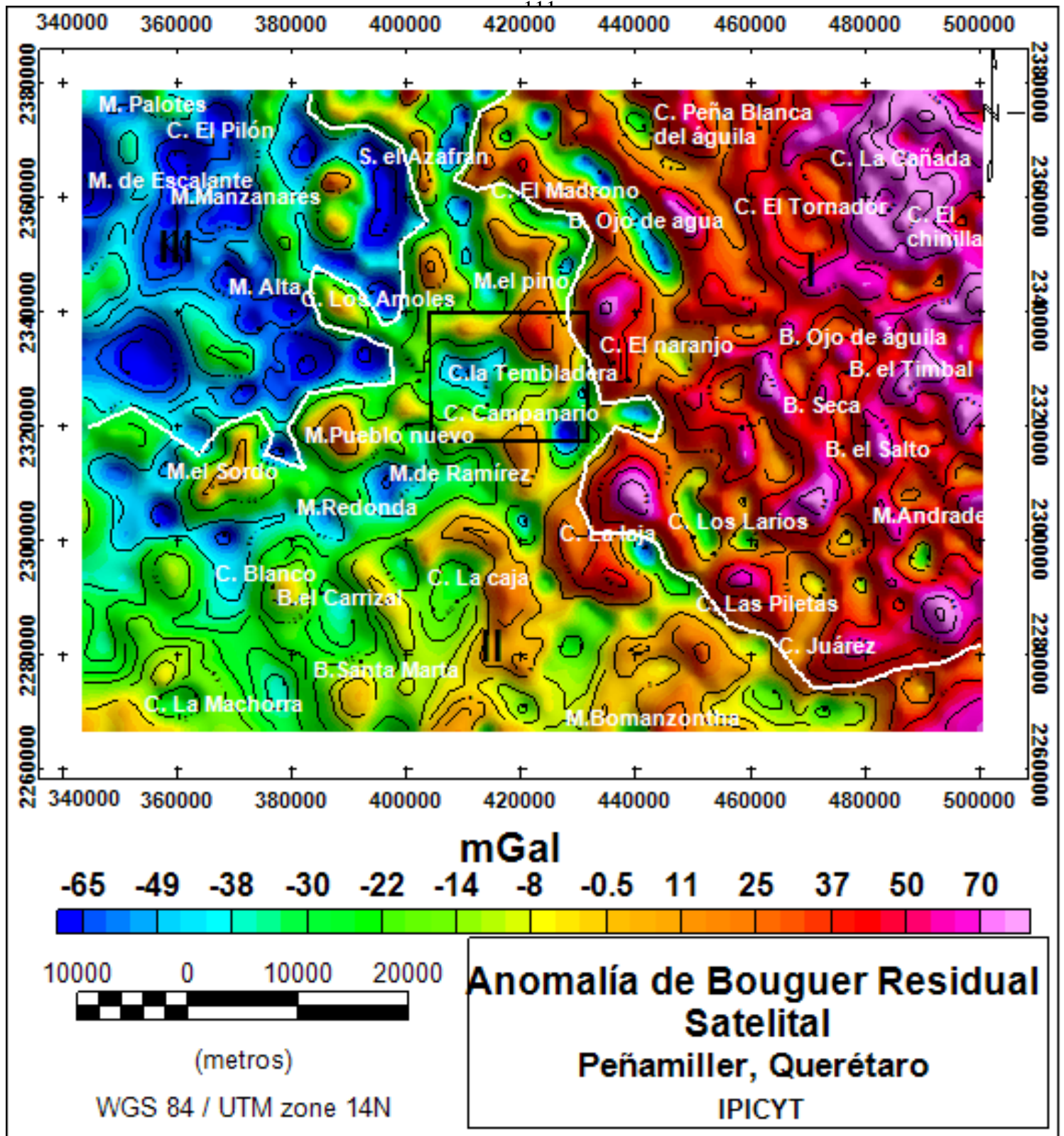


Figura 43. Dominios gravimétricos satelitales en la anomalía de Bouguer residual.

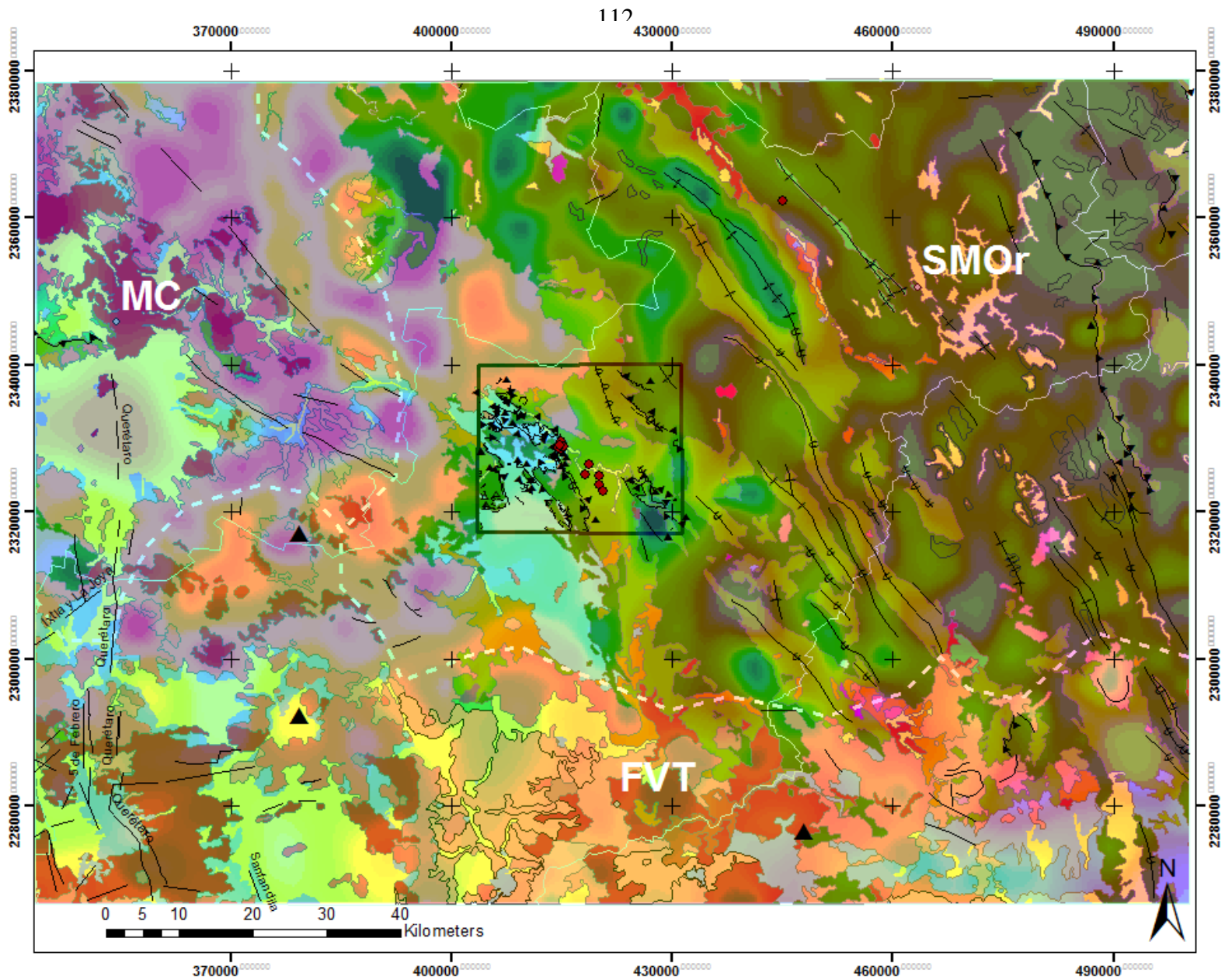


Figura 44. Anomalía de Bouguer residual, su correlación con elementos geológicos y epicentros sísmicos (círculos rojos).

El dominio III, se ubica en la MC (Fig. 44), está constituido primordialmente por depósitos volcanoclásticos, producto del volcanismo andesítico-basáltico, intermedio-máfico y domos riolíticos de caldera, depositados desde el Neógeno hasta el presente debido a la subducción de la placa de Cocos y de Rivera bajo la placa Norteamericana (Ferrari, 2000).

La zona de estudio se ubica en la intersección de estas tres provincias tectonoestratigráficas (SMOr, MC y FVT). Se localiza en el área denominada como *intermedia*, en donde se han localizado la mayoría de epicentros someros (≤ 5

km). Allí se presenta una diferencia significativa de 5 mGal de Oeste a Este (**Fig. 44**), ésta posiblemente se deba al basculamiento del basamento hacia el poniente, de acuerdo con **Eguiluz et al. (2000)**.

Por otro lado, es probable que la inestabilidad cortical se deba a la diferencia de densidades entre la MC, SMOr y FVT que, como reporta **Nieto-Samaniego (2005)**, los espesores aparentes para la MC y la SMOr son 32 y 37 km, respectivamente. La deformación tiende a migrar de estructuras más jóvenes a otras más antiguas, reactivándolas a su paso. Es muy probable que esta inestabilidad se deba a la interacción del SFN-SLT, la cual estaría fungiendo como mediador en la búsqueda de equilibrio isostático.

Anomalía Magnética Terrestre

Posterior a la adquisición de datos en campo, y a las respectivas correcciones que se realizan (**Cap. 2**), se obtienen los mapas del campo magnético total, residual y con la reducción al polo para continuar con el análisis de sus anomalías.

Campo Magnético Total (CMT)

Como se observa en la **Fig. 45A**, para el campo magnético total la zona tiene valores que oscilan entre 41195 a 41629 nT. Observese que las altas frecuencias (≤ 41629 nT) se distribuyen mayoritariamente hacia el norte, entre los poblados de Agua fría, El Portugués, Camargo y Aposentos, mientras que en la parte sur las frecuencias son más bajas (≤ 41348 nT). Los valores del CMT, para las fechas en que se realizó el levantamiento, fueron de 41499.4 nT, y mediante la reducción (corrección por IGRF) se obtuvo el campo magnético residual.

Campo Magnético Residual (CMR)

La anomalía del Campo Magnético Residual se obtuvo por medio de la interpolación de archivos *.XYZ (obtenidos de la reducción por IGRF), a dichos archivos se les suprimió la influencia de efectos regionales correspondientes a frecuencias altas, para poder considerar solo el paso de frecuencias bajas que corresponden al CMR, es decir, adquirir las anomalías magnéticas locales asociadas a la corteza terrestre. Como se observa en la **Fig. 45B**, el CMR tiene valores de -683 a 417 nT, al norte, este y sureste las frecuencias disminuyeron respecto al **Fig. 45A**. Claramente se puede observar solamente el efecto de las anomalías locales en la zona, como lo demuestran sus bajas frecuencias.

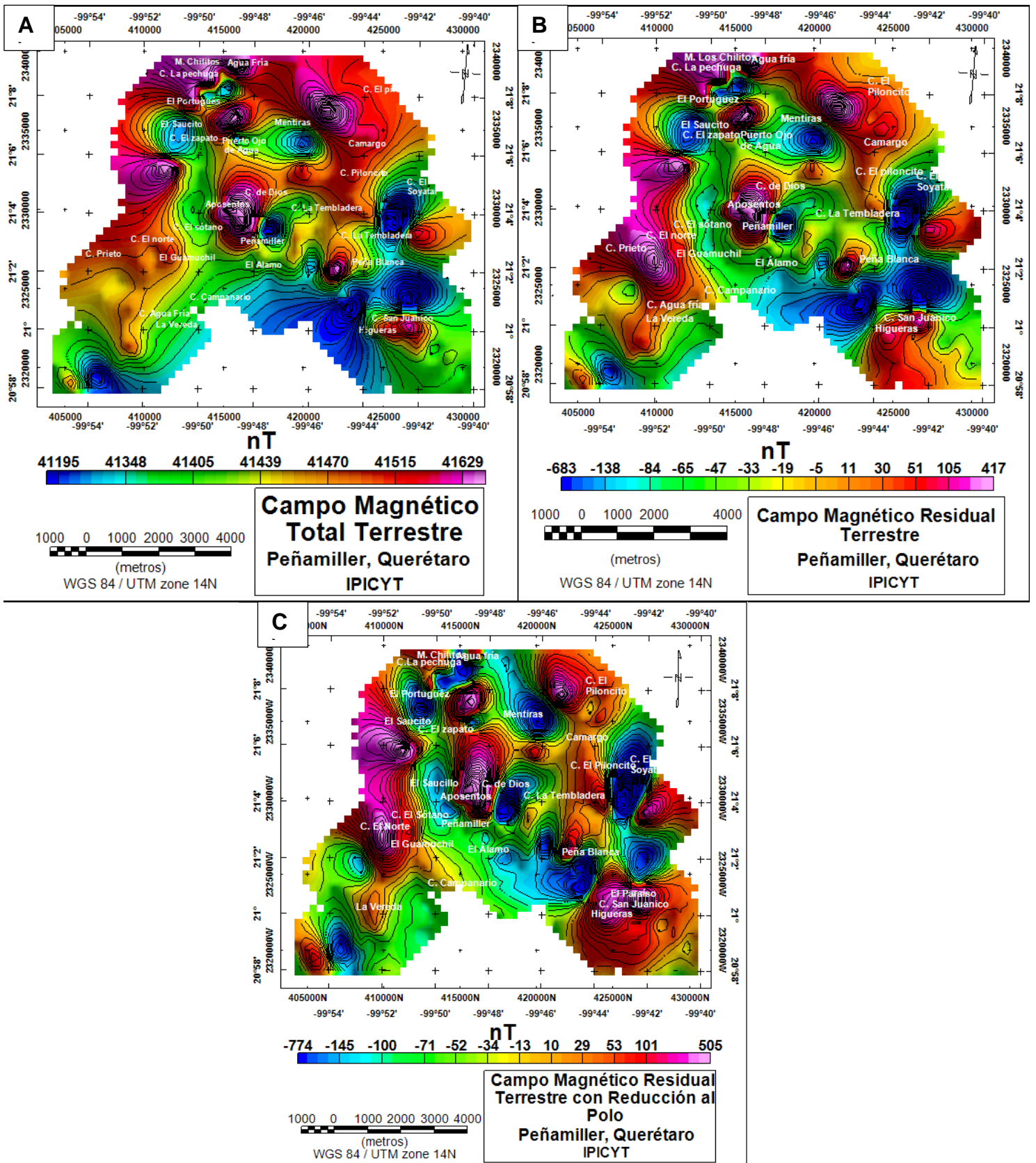


Figura 45. (A) Campo magnético total, (B) residual y (C) con reducción al Polo de Peñamiller, Querétaro.

Campo Magnético Residual con Reducción al Polo (CMR-RP)

Las líneas del campo magnético de la Tierra pueden representarse por un vector, cuya inclinación y declinación varía dependiendo de la región en donde se realice el levantamiento magnético.

La corrección que se ocupa es la de reducción al Polo, la cual permite reorientar las anomalías a una inclinación de 90° y a una declinación de 0° , hacia el polo. Ello permite ubicar anomalías magnéticas sobre la fuente que las causa (**Dentith y Mudge, 2014**). Generalmente las interpretaciones geofísicas y la aplicación de diferentes algoritmos matemáticos (SA, CA, 1aDz, Euler, etc.) se establecen sobre dicha corrección (**López-Loera et al., 2013**).

El CMR-RP tiene valores de -774 a 505 nT (**Fig. 45C**), la orientación de sus anomalías cambió respecto a las de la **Fig. 45B**, en esta misma figura las altas frecuencias con valores ≤ 505 nT se correlacionan principalmente con rocas volcanoclásticas y flujos de lava andesítica-basáltica, mientras que las bajas frecuencias ≤ -52 nT principalmente se asocian a materiales rocosos compuestos de lutita-arenisca y calizas.

Anomalía Gravimétrica Terrestre

Para la obtención de la anomalía gravimétrica terrestre se realizaron las correcciones estándar descritas en el capítulo 2, posteriormente se interpolaron archivos *.XYZ y se eliminaron los efectos regionales de las frecuencias altas, para así conservar solo los efectos de las anomalías locales.

Anomalía de Bouguer Terrestre

La anomalía de Bouguer terrestre (**Fig. 46**) tiene valores de -234 a -211 mGal. Esta anomalía es la base de la interpretación de datos gravimétricos continentales, que es el caso de nuestra zona de estudio. Por otro lado, un gran volumen de masa rocosa se refleja como una deformación positiva (exceso de masa en el geoide) mientras que un menor volumen se observa como una deformación negativa. Pero en la anomalía de Bouguer representaría lo contrario, es decir un déficit en el geoide representa un exceso de masa en la corteza. Cuando se realiza la corrección se elimina la raíz o antirraíz¹⁶. En nuestra zona de estudio (**Fig. 46**) esta anomalía muestra un contraste significativo en su gradiente tanto al NE, entre los cerros El Soyatal, El Piloncito y La Pechuga, como al Sur, entre los cerros San Juanico y el Sótano.

¹⁶ http://www.ingeodav.fcen.uba.ar/Curso/prospeccion%20geofisica/Gravimetria/teorica3-Gravimetria_PGeofC2.pdf

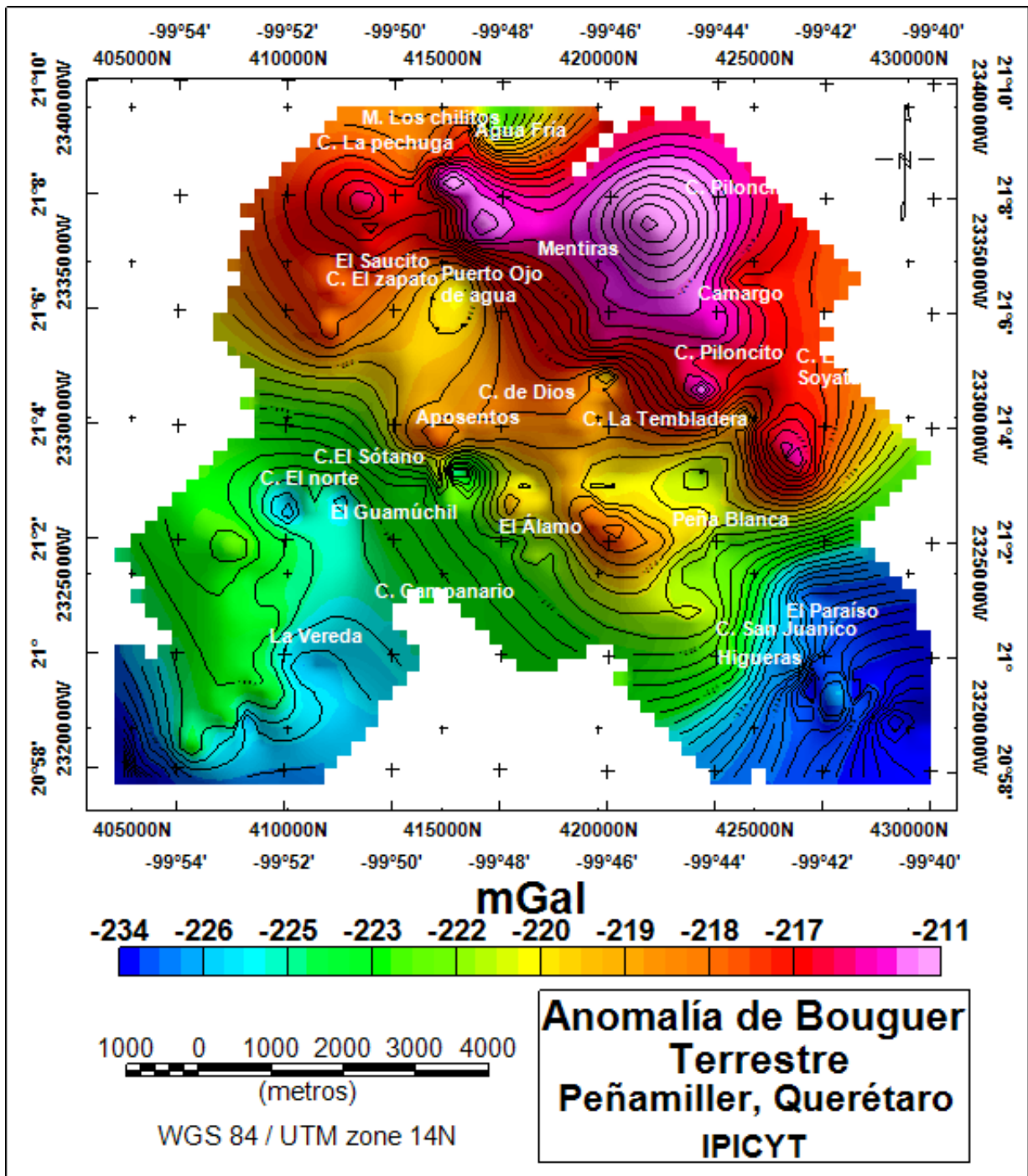


Figura 46. Anomalia de Bouguer Terrestre.

Para el NE la anomalía positiva indica un exceso de masa con valores gravimétricos de -211 a -217 mGal, mientras que para el Sur, se considera un déficit de masa, cuyos valores son de -234 a -223 mGal.

También obsérvese una zona intermedia con -222 a -219 mGal ubicada entre los poblados de Peña Blanca, Peñamiller y Aposentos. La diferencia de 23 mGal que existe entre la zona NE y Sur se debe a depósitos de cuenca, pertenecientes a la formación Soyatal-Mezcala, y a depósitos continentales, mayoritariamente conformados por las formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul.

Dominios Magnéticos Terrestres (DMT)

El análisis de los dominios magnéticos terrestres se realizó en la configuración del campo magnético residual, con reducción al polo y una continuación ascendente de 1500 m (**Fig. 47**), los cuales se describen a continuación:

Dominio MT I

Este dominio cubre un área aproximada de 10 km² y tiene un valor inferior a -32 nT (**Fig. 47**). Se ubica sobre el cerro el Piloncito y su amplitud se puede relacionar geológicamente con rocas como granodioritas y basaltos, ubicadas más al Norte, cercano a las coordenadas 420000, 2340000 (**Fig. 42**). Este dominio se correlaciona con una zona de cabalgadura y una parte del sinclinal San Lorenzo (**Carrillo-Martínez, 1989; Segestrom, 1961**) (**Fig. 48**).

Dominio MT II

El dominio **MTII** se caracteriza por sus amplitudes predominantemente altas (≤ -80 nT, **Fig. 47**), se extiende sobre el cerro San Juanico, cubre un área aproximada de 24 km² y tiene una dirección preferencial NNE-SSW. Geológicamente se asocia principalmente con rocas basálticas del Holoceno (**Pérez-Venzor et al., 1996; Verma y Carrasco, 2003 en Nieto, 2005**) y margas-calizas de la formación Las Trancas-Santuario (**Segestrom, 1956**). Estructuralmente se correlaciona con un fallamiento inverso (Cabalgadura San Juanico) de bajo ángulo, la cual entra en contacto a esta última formación por debajo del banco calcáreo de El Doctor, facie La Negra (calizas) (**Fig. 48**).

DMT III

El tercer dominio (**MTIII**) se dividió en dos subzonas con amplitudes predominantemente bajas (≤ -39 nT, **Fig. 47**). La primer zona denominada como **III** cubre un área aproximada de 63 km², se extiende por los poblados de La Vereda, Enramadas y el cerro El Soyatal, tiene una dirección preferencial NNE-SSW.

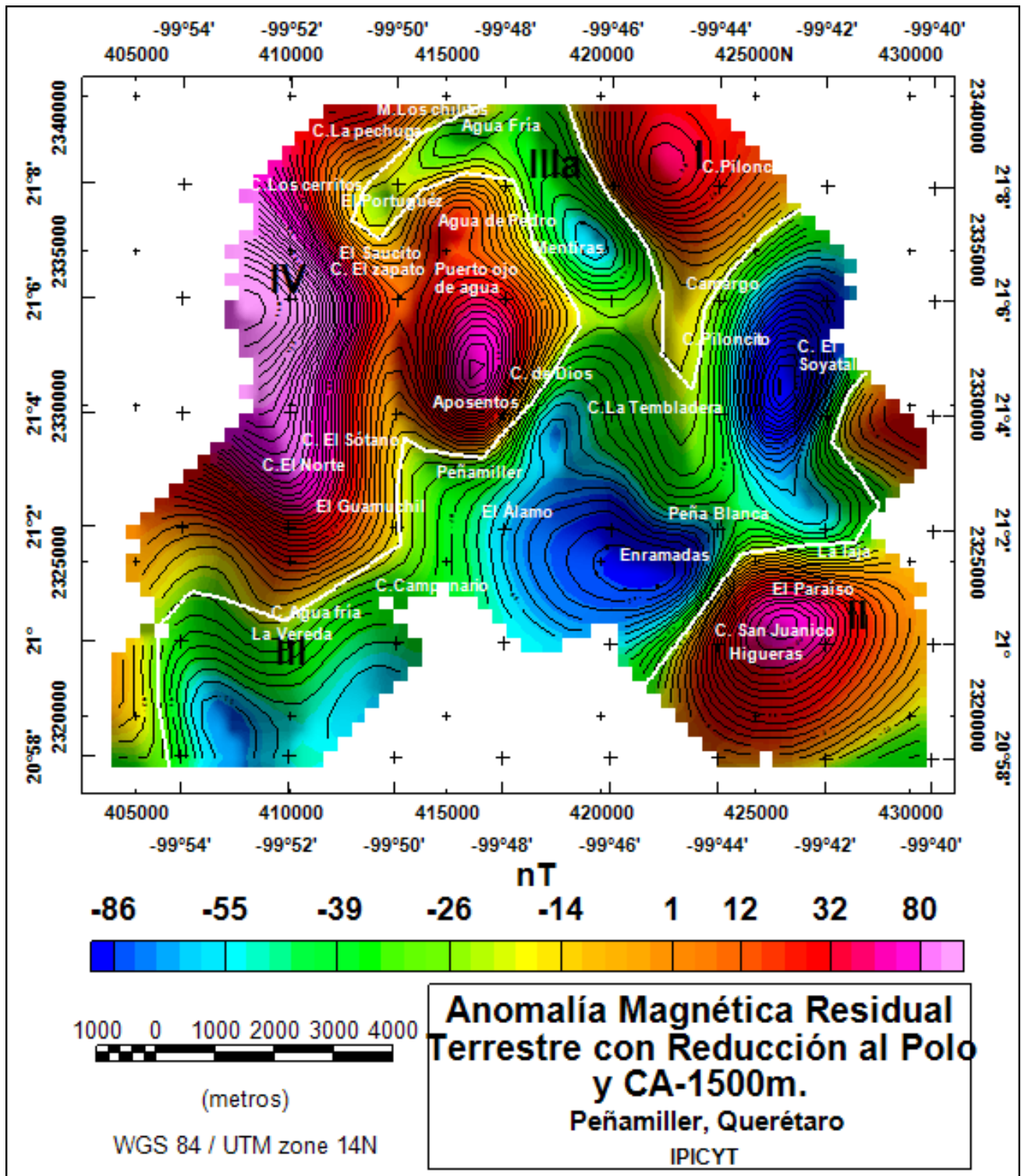


Figura 47. Dominios Magnéticos Terrestres en el Campo Magnético Residual con Reducción al Polo y Continuación Ascendente de 1500 m.

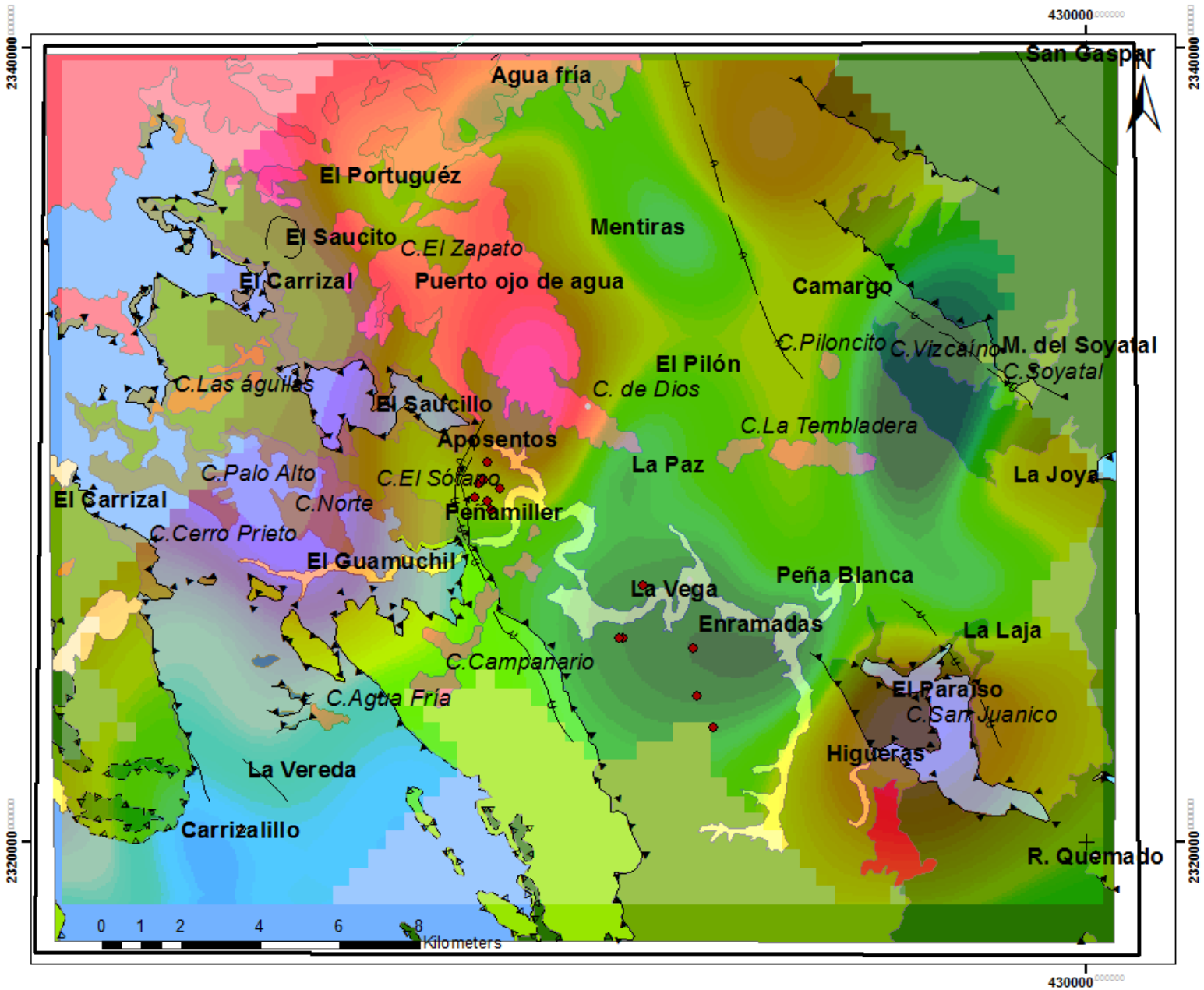


Figura 48. Anomalía Magnética Residual con Reducción al Polo y continuación Ascendente de 1500 m, su correlación con la geología y epicentros sísmicos (círculos rojos).

Sus valores van de -39 a -86 nT, geológicamente se correlacionan con rocas que componen la formación El Doctor, facie La Negra (Calizas), así como con la formación Soyatal-Mezcala (lutita-caliza). Nótese que en el cerro El Soyatal se ubica una cabalgadura que pone en contacto tectónico a la formación Soyatal sobre la formación El Doctor, y un anticlinal recumbente asociado. En la **Fig. 48** se observa que sobre este dominio, entre los pueblos La Vega y Enramadas, se

localizaron alrededor de seis epicentros sísmicos, perpendiculares a la cabalgadura Higuierillas.

En la segunda zona (*IIla*) se observa una amplitud de -39 a -55 nT entre el poblado Agua fría y Mentiras (**Fig. 47**), tiene una morfología en forma de “v” volcada, cuyo flanco derecho tiene un área aproximada de 6 km² y una dirección preferente NNW-SSE. Mientras que su flanco izquierdo es de aproximadamente 2 km², con dirección NNE-SSW. Éste dominio está asociado geológicamente también con las rocas de la formación Soyatal-Mezcala, aquí se identifica una porción del sinclinal San Lorenzo (**Carrillo-Martínez, 1989; Segestrom, 1961**) sobre éste (**Fig. 48**).

DMT IV

Al cuarto dominio lo constituye una anomalía monopolar, su extensión aproximada es de 51 km², con una dirección preferente N-S. Se caracteriza por amplitudes altas que oscilan entre 32 y 80 nT (**Fig. 47**). Entre los poblados de Aposentos, Puerto ojo de agua y el cerro de Dios se correlaciona geológicamente con flujos de lava andesíticos, y depósitos volcano-clásticos de la formación San Juan de la Rosa (arenisca-toba riolítica). Así mismo, entre los cerros Norte, Palo Alto y Las Águilas se asocia con conglomerados polimícticos del grupo El Morro. Finalmente, dentro de este dominio cerca del pueblo Peñamiller y Aposentos, se han localizados varios epicentros sísmicos, ubicados al Este de la cabalgadura Higuierillas, cuya orientación predominante es NNW-SSE (**FIG. 48**).

Dominios Gravimétricos Terrestres (DGT)

El análisis de los dominios gravimétricos terrestres se realizó en la configuración de la anomalía de Bouguer (**Fig. 49**). Se identificaron tres, los cuales se describen a continuación:

DGS I

El primer dominio tiene valores de amplitud inferiores a -214 mGal, se ubica al norte de la **Fig. 49**, con una aparente dirección preferencial NNW-SSE y cubre un área aproximada de 51 km². Obsérvese que entre los puntos 415000, 2335000 y 425000, 2330000 se encuentra una anomalía monopolar masiva, la cual se correlaciona con el cerro Piloncito, el sinclinal San Lorenzo y fallamiento inverso de bajo ángulo. Esta anomalía se interpreta como un exceso de masa debido a la deformación que provocó la OL en los depósitos que rellenaron las paleo-

depressiones (formación Soyatal-Mezcala y El Doctor, facie La Negra) durante el Mesozoico (**Carrillo-Martínez, 1989**) (**Fig. 50**).

DGT II

Este dominio tiene valor ≤ -224 mGal, se ubica en la zona Sur de la **Fig. 49**, cubre un área aproximada de 21 km². En la parte Sur-Oriental, entre el cerro San Juanico y el poblado Paraíso, su valor es de -230 mGal y se correlaciona principalmente con rocas calcáreas de las formaciones El Doctor, facie La Negra (calizas) (**Wilson et al., 1955**) y Las Trancas Santuario (margas-calizas). En esta área se concentra un fallamiento inverso (cabalgadura San Juanico), éste pone en contacto tectónico a la formación El Doctor sobre la formación Las Trancas Santuario (**Segerstrom, 1962**) (**Fig. 50**).

También se correlacionan geológicamente con rocas granodioritas y basaltos (**SGM, 1998; 2007**), ubicadas más al Norte, cercano a las coordenadas 420000, 2340000 de la **Fig. 44**. Así mismo, desde la mesa Los Chilitos y hacia el cerro El Zapato, la anomalía cambia sus valores a ≤ -217 mGal, la cual está asociada mayoritariamente con rocas volcánicas tipo andesita y riolita

En la porción occidental de la **Fig. 49**, entre el cerro Agua fría y el poblado La Vereda, el valor de la anomalía es mayoritariamente de -224 mGal, que se asocia principalmente con la formación Peña Azul (lutita-marga), la cual es cabalgada al Oeste por la formación San Juan de la Rosa, y cabalga (cabalgadura Higuerrillas) sobre la formación Soyatal-Mezcala. Los valores de -224 mGal se asocian con las calizas de la formación El Doctor, facie La Negra (**Fig. 50**).

DGT III

Este último dominio tiene un valor ≤ -219 mGal (**Fig. 49**), en su parte central se observa su dirección preferencial NNW-SSE y abarca una extensión aproximada de 49 km². Entre las coordenadas 415000, 2335000 y 420000, 2325000 se identifican valores de -219 mGal, los cuales se asocian geológicamente con rocas volcánicas andesíticas (**SGM, 1998; 2007**). También se visualiza otra anomalía con una amplitud de -223 mGal, distribuida entre las coordenadas 405000, 23250000, el cerro El Sótano, el poblado Peñamiller y el punto 425000, 23250000. Se asocian principalmente con rocas de la formación Soyatal-Mezcala (lutita-caliza) y El Doctor, facie Socavón (brecha-caliza) (**Fig. 50**).

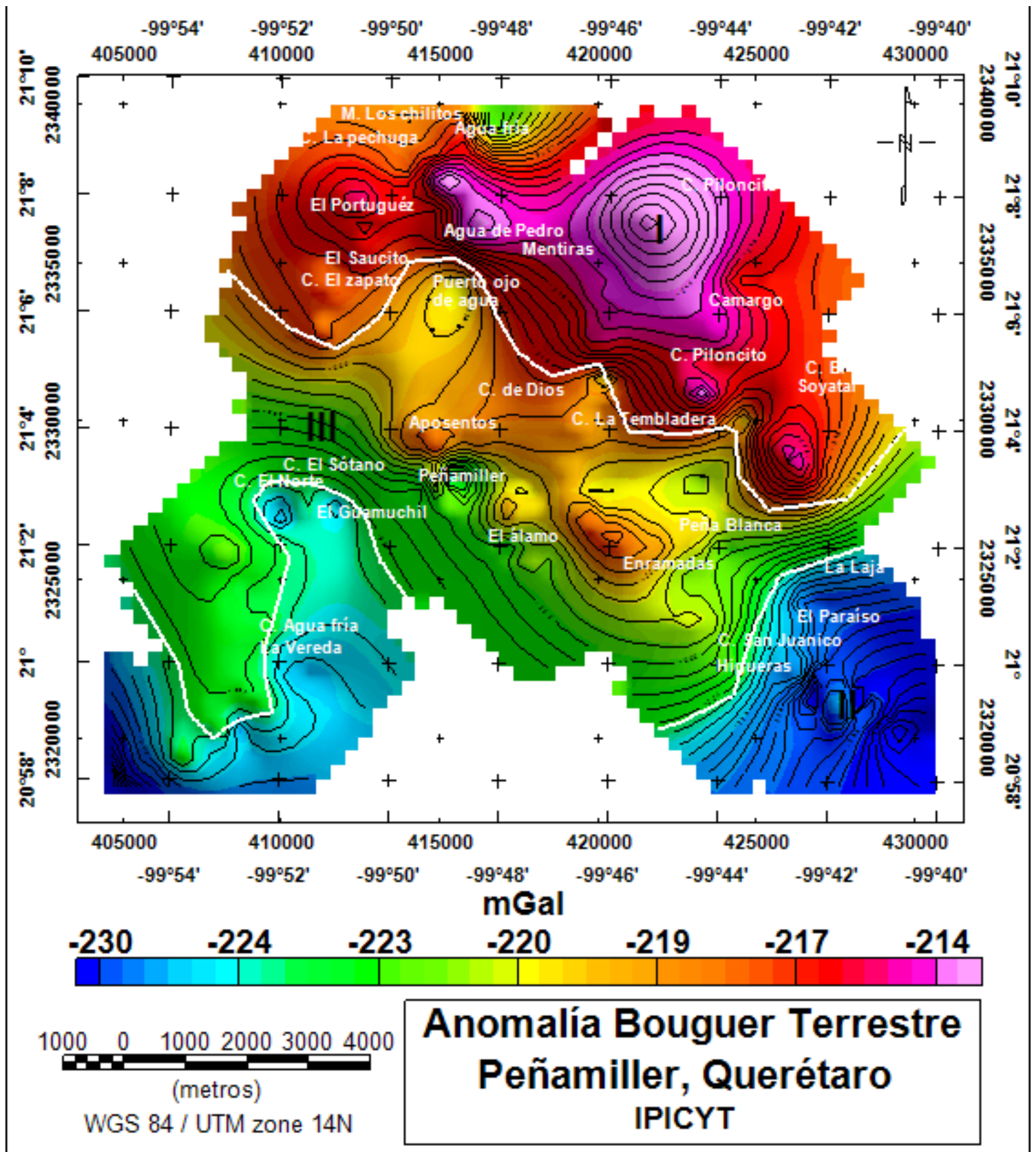


Figura 49. Dominios Gravimétricos Terrestres.

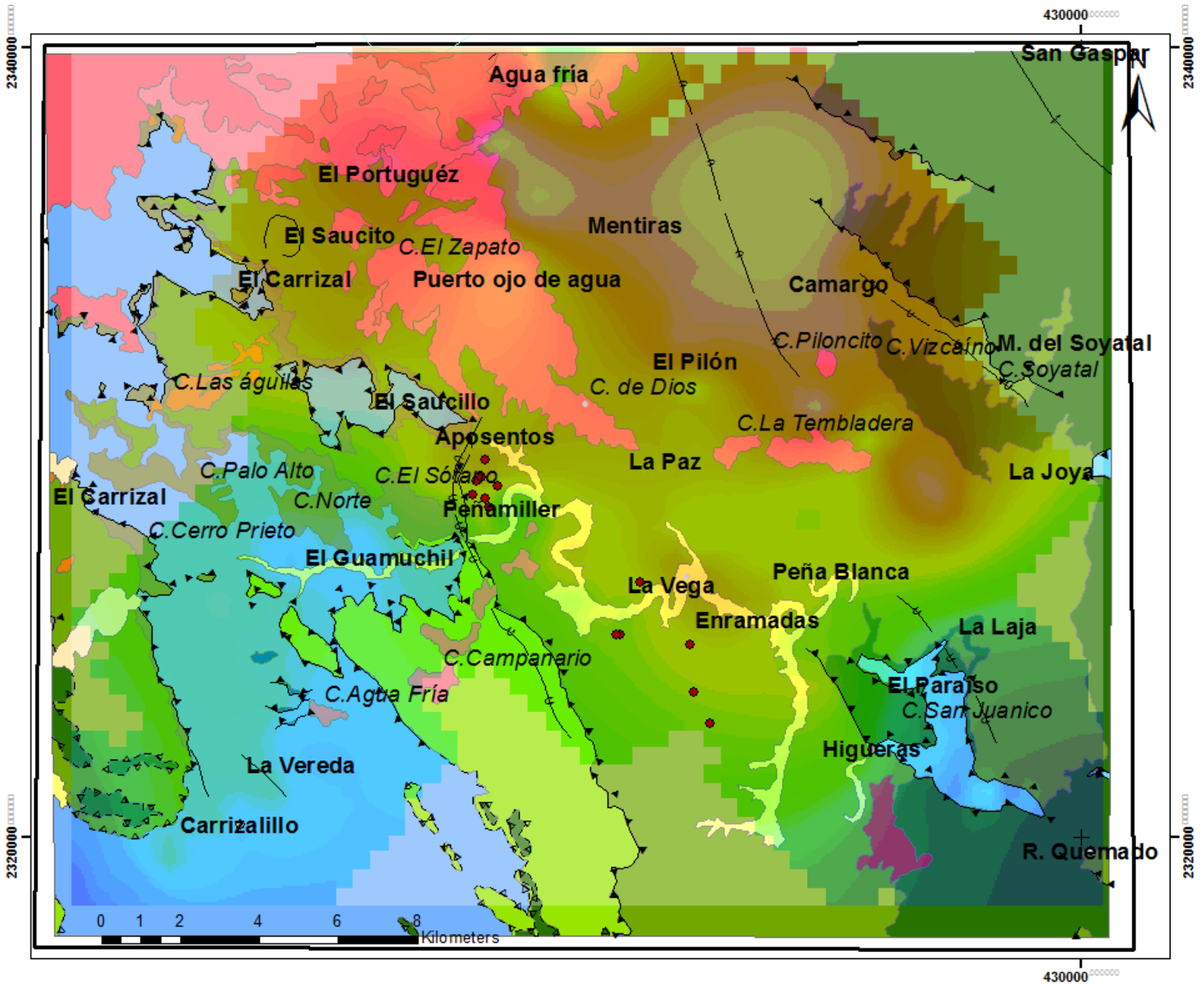


Figura 50. Anomalía de Bouguer, su correlación geológica y epicentros sísmicos (círculos rojos).

Finalmente es importante resaltar el cambio brusco de gradiente que existe del SW al NE en la **Fig. 49**, y que en la porción central divide a las amplitudes altas (NE) y bajas (SW), se ubica un lineamiento que es posible correlacionar con la posible traza de falla del SFN-SLT, tal como se observa al NW de la **Fig. 10**. Además, la distribución aparente de las localizaciones sísmicas tiene una dirección preferente NNW-SSE, éstas se ubican perpendicularmente a la cabalgadura Higuera (Fig. 50).

Lineamientos Geofísicos

Con el objetivo de identificar posibles zonas de falla se trazaron y analizaron lineamientos en las configuraciones gravimétricas y magnetométricas. En ellas se usaron la primera derivada vertical y continuación ascendente. Esta última suaviza la señal, ya que disminuye al cambiar el nivel de observación la respuesta de onda corta que pertenece a fuentes superficiales. De esta forma la longitud de onda se enfatiza permitiendo distinguir cambios abruptos en el gradiente (**Telford et al., 1990**).

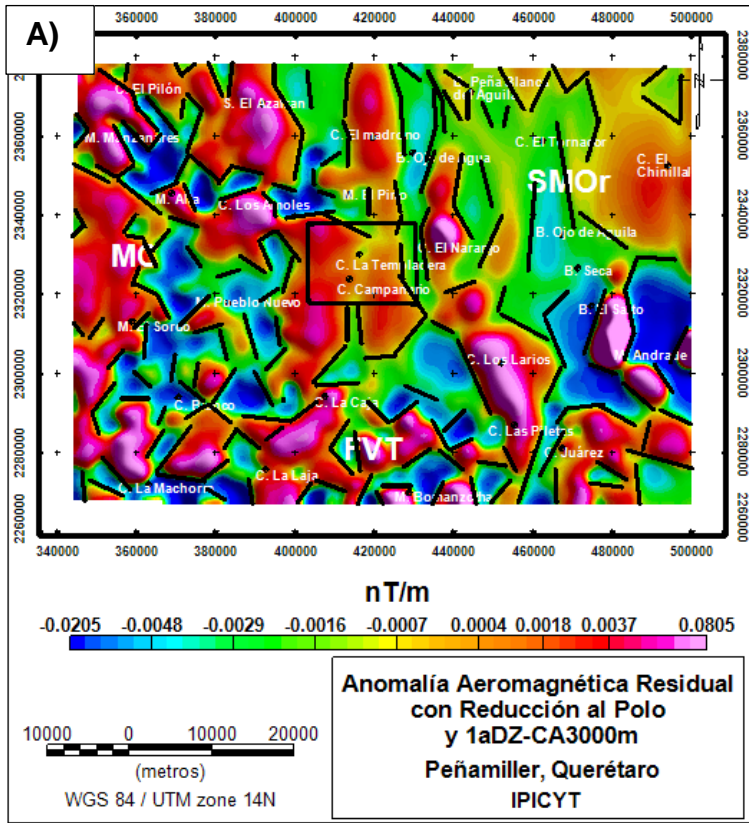
Lineamientos Aeromagnéticos

Los lineamientos magnéticos son anomalías que se encuentran distribuidas en una misma dirección, están asociadas a contactos geológicos, fallas y/o fracturas (**López-Loera et al., 2013**).

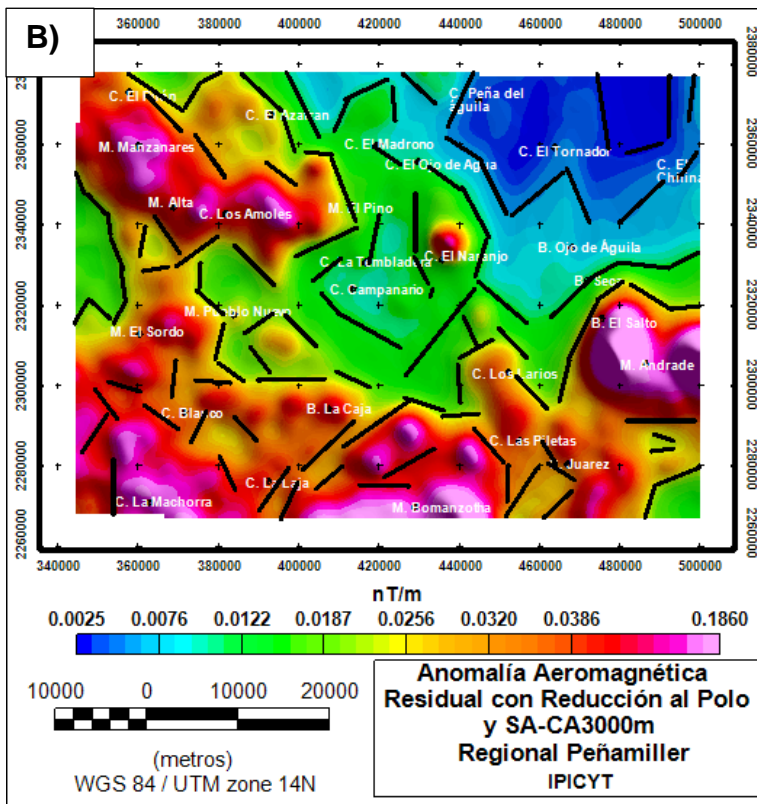
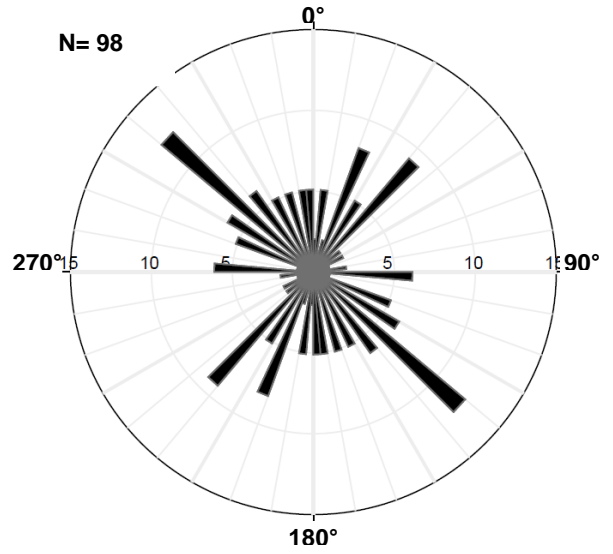
La anomalía aeromagnética residual, con primera derivada (**Fig. 51A**) y continuación ascendente de 3000 m (**Fig. 51B**), presenta valores de gradiente que oscilan entre -0.0205 a 0.0805 nT/m y 0.0025 a 0.01860 nT/m, respectivamente. Observese que en las **Fig. 51A y 51B** se identifican principalmente dos lineamientos con dirección NNW-SSE y NNE-SSW, el primer lineamiento abarca desde los cerros El Pílon, Los Amoles, La Tembladera y Los Larios. De acuerdo con el diagrama de frecuencia de la **Fig. 51C** los lineamientos magnéticos tienen una dirección preferencial N50°W y N40°E, el primero es correlacionable con la posible traza de falla del sistema de fallas San Luis Tepehuanes (**Fig. 10**). El segundo lineamiento se identifica desde las coordenadas 400000, 2280000, sigue a través de 440000, 2320000 hasta el cerro El Tornado, en la **Fig. 51D** se muestra una dirección preferente de N40°W y N50°E.

Es preciso resaltar que la ubicación de la zona de estudio aparentemente se localiza en una zona de intersección de lineamientos con dirección NNW-SSE y NNE-SSW. Además en la **Fig. 51A** es claro identificar una tendencia N-S en su porción occidental donde el valor del gradiente alto (≤ 0.0805 nT) está asociado a depósitos basálticos y valor del gradiente bajo (0.0205 nT) a rocas félsicas.

Además, en la **Fig. 51B** es claro identificar el contraste significativo de gradiente donde sus valores altos (≤ 0.1860 nT) se distribuyen tanto al NW, Sur y SE, los cuales se asocian a todos los depósitos volcánicos que pertenecen a la MC y la FVT, mientras que los valores bajos (≤ 0.0187 nT) corresponden a los depósitos calcáreos y terrígenos de la SMOr.



C) Diagrama de frecuencias del CMR-RP y 1aDZ-CA 3000m.



D) Diagrama de frecuencias del CMR-RP y SA-CA 3000m.

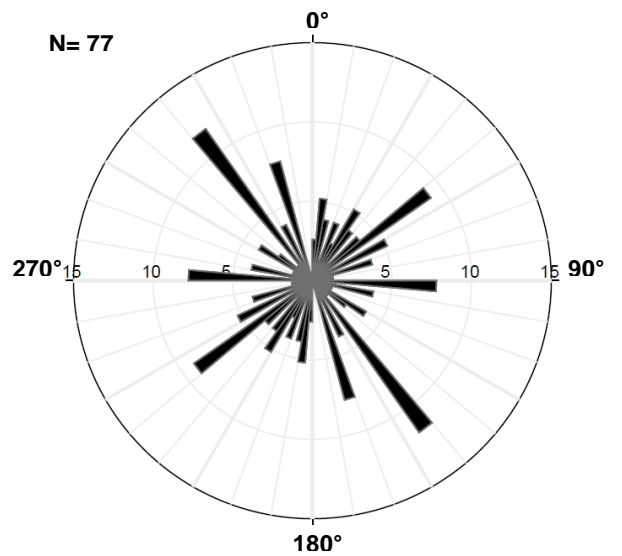
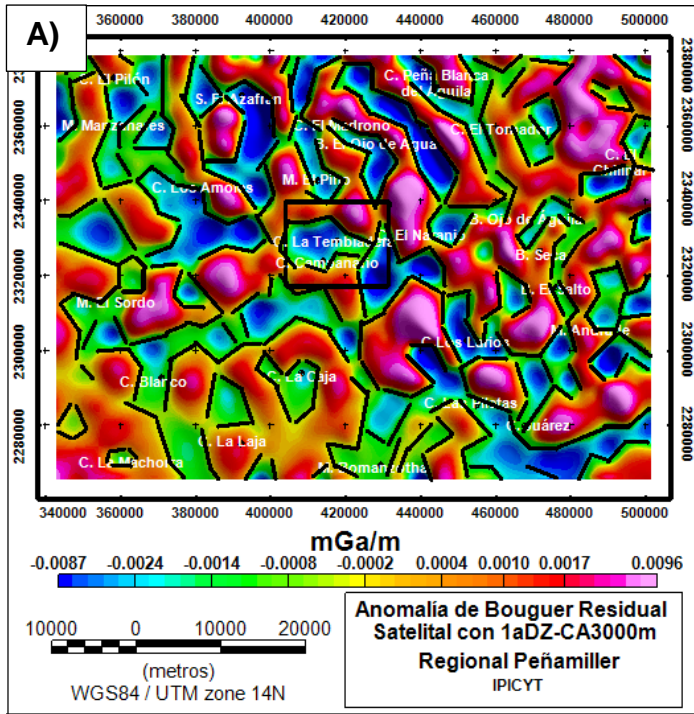
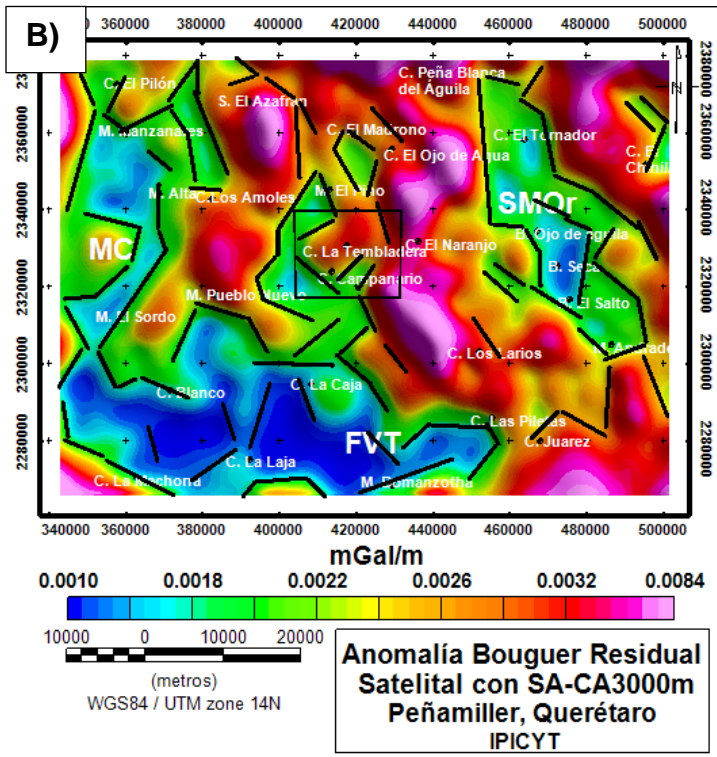
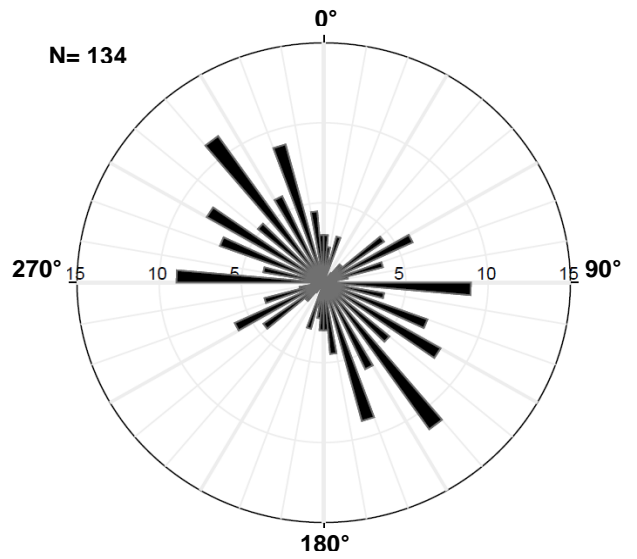


Figura 51. Lineamientos Aeromagnéticos con primera derivada vertical (A) y (B) Señal Analítica, así como diagramas de frecuencia (B y D). El eje horizontal de las rosetas está dado en porcentajes.



C) Diagrama de frecuencias de Bouguer Residual con 1aDZ-CA 3000m.



D) Diagrama de frecuencias de Bouguer Residual con SA-CA 3000m.

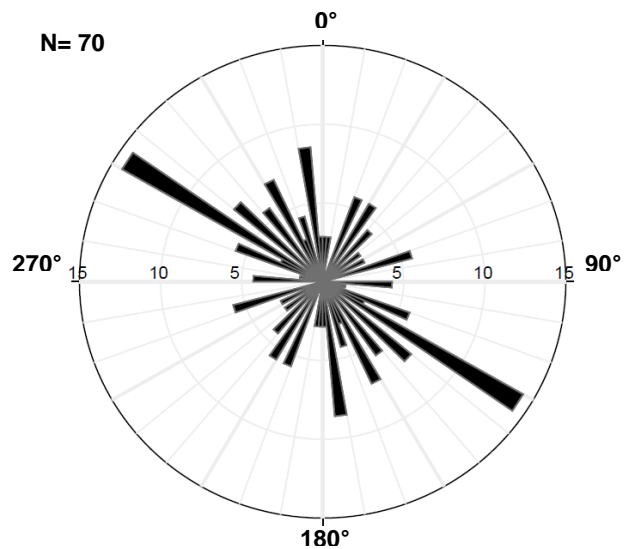


Figura 52. Lineamientos Gravimétricos Satelitales con primera derivada vertical (A) y (B) Señal Analítica, así como diagramas de frecuencia (B y D). El eje horizontal de las rosetas está dado en porcentajes.

Lineamientos Gravimétricos Satelitales

En la configuración de la anomalía de Bouguer Residual, con primera derivada vertical (**Fig. 52A**), y continuación ascendente de 3000 m (**Fig. 52B**), se tienen valores de gradiente que oscilan entre los -0.0087 a 0.0096 mGal/m y 0.0010 a 0.0084 mGal/m, respectivamente. Observese que en las **Fig. 52A y B** se identifican principalmente dos lineamientos con dirección NNW-SSE y NNE-SSW, el primer lineamiento abarca desde los cerros El Pílon, Los Amoles, La Tembladera y Los Larios. El segundo lineamiento (NNE-SSW) en la **Fig. 52A** se identifica desde las coordenadas 360000, 2300000, sigue a través de 440000, 2320000 hasta el cerro El Tornador. En la **Fig. 52B** su distribución inicia desde el cerro La Caja, continua por las coordenadas 420000, 2320000 y vuelve a identificarse hasta las coordenadas con 460000, 2360000.

De acuerdo con el diagrama de frecuencias de la **Fig. 52C** los lineamientos gravimétricos satelitales tienen una dirección preferencial N40°W, E90° y N60°E, el primero es correlacionable con la posible traza de falla del sistema de fallas San Luis Tepehuanes (**Fig. 10**). En la **Fig. 52D** se muestra una dirección preferente de N60°W, N10° y N30°E. En la distribución de esta configuración los gradientes altos (≤ 0.0084 mGal) se asocian a rocas como basalto, sus detritos y a rocas plutónicas como granodioritas. Mientras que a los valores bajos (≤ 0.0018 mGal) es posible asociarlos con zonas de relleno de cuencas, como por ejemplo, a rocas como lutita-caliza y algunos sedimentos volcanoclásticos.

Lineamientos Magnéticos Terrestres

En la configuración de la anomalía magnética residual con reducción al polo, primera derivada vertical y continuación ascendente de 2000 m (**Fig. 53A**), aparecen valores de gradiente que oscilan entre los -0.0296 a 0.0232 mGal/m. Nótese que los altos valores (≤ 0.0232 mGal/m) del gradiente están asociados con intrusiones granodioritas y algunos flujos basálticos (**SGM, 1998; 2007**), mientras que los valores bajos (≤ 0.0087 mGal/m) se relacionan principalmente con los depósitos de la formación Soyatal-Mezcala (lutita-caliza). De acuerdo con el diagrama de frecuencias de la **Fig. 53B**, los lineamientos magnéticos terrestres tienen una dirección preferencial N20°-35°W y N35°E.

Lineamientos Gravimétricos Terrestres

Para el trazo de lineamientos gravimétricos terrestres se aplicó, a la anomalía de Bouguer terrestre, la primera derivada vertical con continuación ascendente de 2500 m (**Fig. 53C**). Con este filtro permite conocer la tendencia de cambio del gradiente en la componente vertical sobre un mismo punto; gracias a ello es

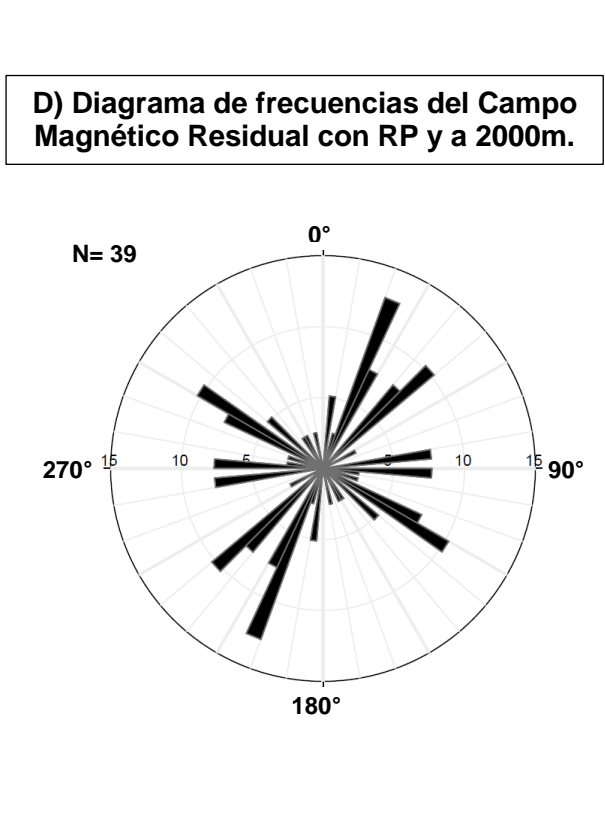
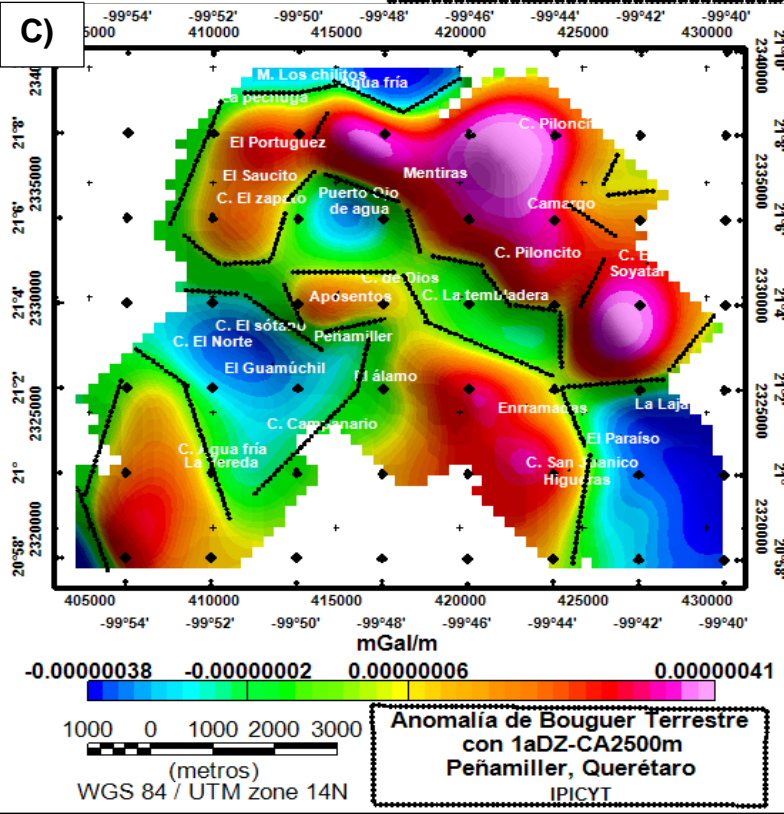
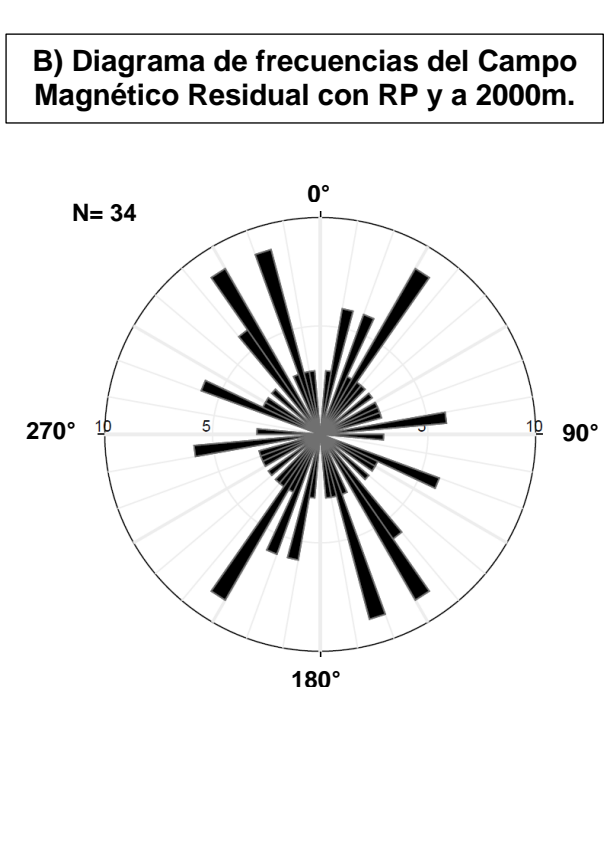
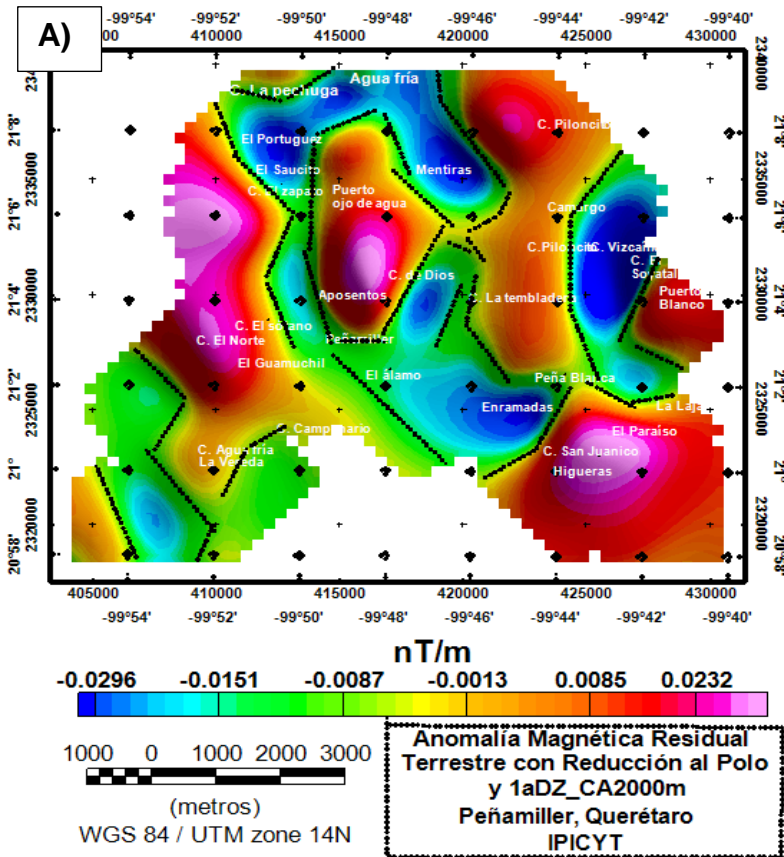


Figura 53. Lineamientos geofísicos terrestres y sus diagramas de frecuencia de las anomalías (A, B) Magnética y (C, D) Gravimétricos Terrestres. El eje horizontal de las rosetas está dado en porcentajes.

posible marcar los límites de la anomalía entre zonas de alto gradiente. Por otro lado, sin la aplicación de la continuación ascendente se tendría un nivel elevado de ruido que no permitiría trazar los lineamientos. El valor del gradiente gravimétrico oscila entre -3.8×10^{-7} a 4.1×10^{-7} mGal/m,

Se observa un cambio brusco de gradiente en la **Fig. 53C** entre el poblado de Puerto ojo de agua, los cerros La Tembladera, de Dios, y el poblado Puerto Ojo de Agua, característica que forma un lineamiento de aproximadamente 9 km de longitud y orientación NNW-SSE, probablemente asociado a una zona de graben que coincide con la dirección que tiene el SFN-SLT. Este lineamiento separa a un cuerpo masivo que conserva la misma orientación de dicho lineamiento, y se ubica al NE de Peñamiller, en cuyo caso se representa como un exceso de masa que podría estar relacionado con el sistema de pliegues y cabalgaduras de la SMOR. También sobre esta misma figura (**Fig. 53C**) se identifica otro lineamiento con dirección NNE-SSW, entre los cerros Agua fría, Campanario y el poblado de Camargo, el cual podría indicar que la zona de estudio aparentemente se ubica en una intersección de estructuras regionales, tal y como se observaron en las **Fig. 51 y 52**.

En el diagrama de frecuencias de la **Fig. 53D** los lineamientos gravimétricos terrestres tienen una dirección preferencial N35°E, N55°W, E-W y N-S, consistente con lo que reporta el **SGM (1998; 2007)**.

Lineamientos “reales”

Por conversión, en este trabajo denominamos lineamientos “reales” a aquellos que presentan concordancia entre los trazados en la topografía con los contactos litológicos y los geofísicos. Estos últimos se delinearon sobre las anomalías de Bouguer y Magnética terrestre, aplicando los filtros de señal analítica (SA) y continuación ascendente (CA) de 1500 m (**Fig. 54**). La importancia de usar la SA para estos datos es que permite visualizar los bordes y contactos de los cuerpos anómalos (**Nabighian, 1972**).

El área de estudio se ubica en una aparente intersección entre tres fronteras, el primer lineamiento tiene una longitud aproximada de 16 km, su orientación es de N55°W, se intersecta con casi toda la zona de estudio, entre los poblados El Carrizal, Saucillo, San Juanico y Enramadas. El segundo lineamiento *real* tiene una longitud de ~13 km y una tendencia preferencial NNE-SSW, se visualiza cerca del poblado de El Guamúchil, y continua por Peñamiller, donde su dirección se torna E-W, para culminar aparentemente entre los poblados de La Paz y La Joya.

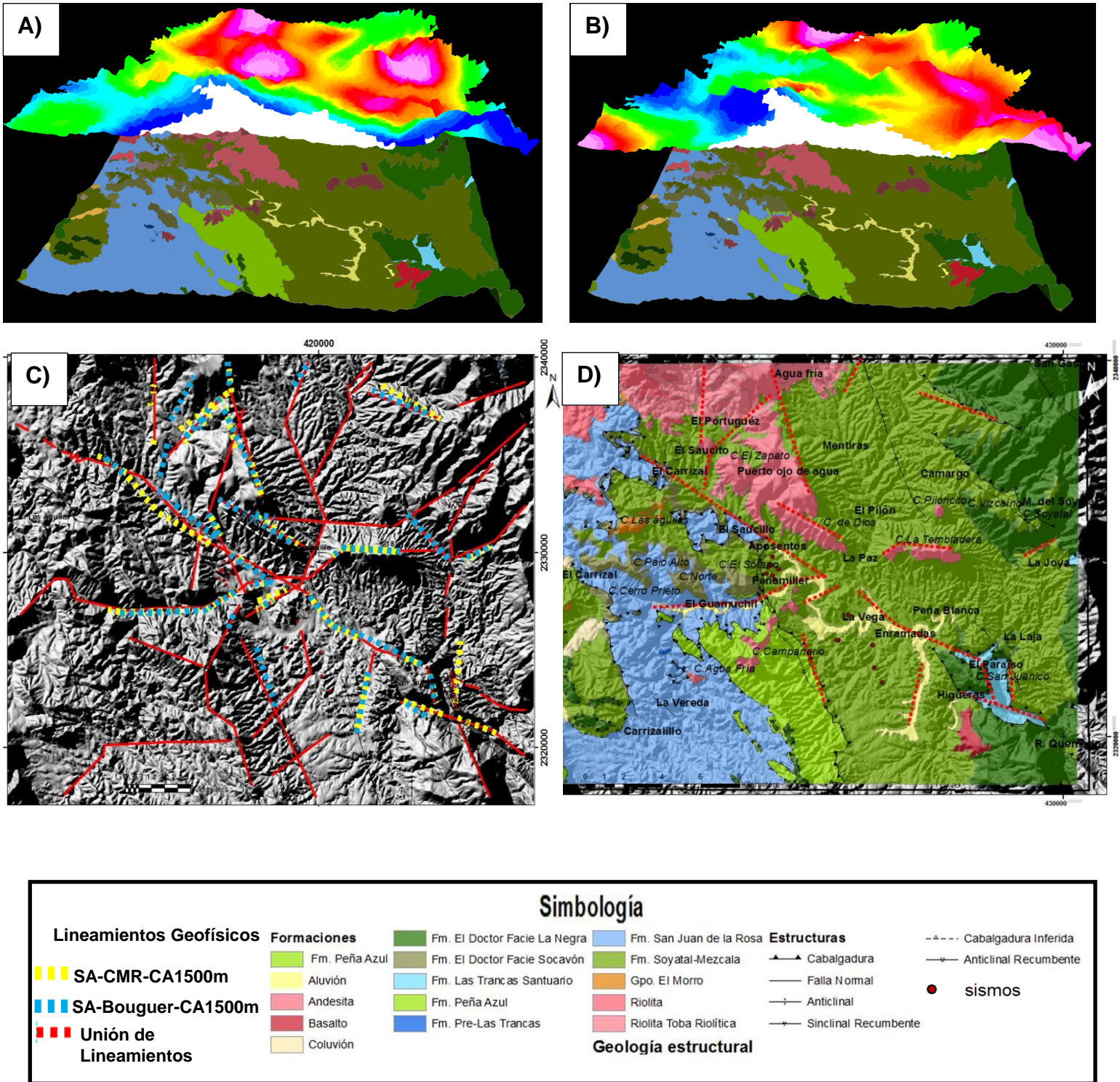


Figura 54. Lineamientos terrestres. Anomalia (A) Magnética Residual y (B) Bouguer con filtros de señal analítica y continuación ascendente de 1500 m. (C) Empalme de los lineamientos topográficos, litológicos y geofísicos. (D) Lineamientos “reales” observados en campo con los que existe concordancia.

El tercer lineamiento, que aparentemente es perpendicular a los primeros lineamientos, se ubica entre el poblado de Agua fría y Puerto de Agua, con ~4 km de longitud. En la porción Sur, cerca del cerro Campanario, se ubica el segundo lineamiento, con ~2 km de longitud. Este “aparente” traslape en el que se encuentra la zona de estudio le confiera una inestabilidad cortical, ya que justamente ahí es donde se han presentado microsismicidad ($M_L \leq 2$; **Fig. 54D**).

Quantitativa

En esta interpretación se justifica numéricamente lo que se obtiene a partir de todos los datos, los cálculos matemáticos permiten la generación de los modelos de fuentes que causan las anomalías. Se originan de dos maneras, una directa, en la que se calcula un modelo físico a partir de los datos obtenidos en la zona de estudio. La otra forma es indirecta, se produce por medio de anomalías sintéticas. Previo a ello es necesaria la estimación aproximada de profundidades de las fuentes que causan las anomalías gravimétricas y magnetométricas. En tal caso se utilizó el análisis del espectro de potencia promediado radialmente y la deconvolución de Euler (**Spector et al., 1975; Mushayandebuyu et al., 2001**).

Análisis Espectral

El análisis de la relación entre la potencia de la señal con respecto al número de onda permite la estimación de profundidad de las fuentes, las cuales generan las anomalías magnéticas y gravimétricas. Se utiliza un prisma y la transformada de Fourier para el cálculo de la amplitud máxima del espectro, es una función de la profundidad de la cima y base del cuerpo. La amplitud la determina la susceptibilidad magnética o densidad del cuerpo. En su aplicación es mucho más sencillo utilizar el Logaritmo natural (\ln) de su espectro de potencia (EP) en función del número de onda. El EP produce un gráfico relativamente lineal por sus cuerpos fuente localizados a profundidad constante. Por lo tanto, la estimación de las fuentes se determina con la pendiente del EP entre 4π del método de **Spector et al. (1975)**.

Cuanto mayor es la profundidad y magnitud de la masa fuente, mayor es la pendiente de la recta. Para este estudio, se hicieron análisis espectrales con datos magnéticos y gravimétricos, se aplicó un espectro de potencia promediado radialmente (**Fig. 55, 56, 57 y 58**).

Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Magnéticos Terrestres

Los resultados iniciales para el CMRT y CMRT-RP sugieren la profundidad de la fuente, la cual se considera profunda cuando se encuentre entre 1.9 y 1.5 km; si están entre 1.5 km y 900 m se denominan intermedias, mientras que las superficiales se encuentran a 500 o 400 m (**Fig. 55A y B**). Mientras que para el CMR-SA (**Fig. 55C**), lo profundo, intermedio y somero se encuentra a 1.6 km, 600 m y 200 m, respectivamente.

De acuerdo a la **Fig. 55** se pueden definir dominios de frecuencia para la estimación de la profundidad de cada espectro. También se trazaron sus respectivas pendientes con el fin de aplicar el método de **Spector et al. (1975)**:

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}$$

$$Prof = \frac{m}{4\pi}$$

La fuente regional del Campo Magnético Residual es de -1.2 km, al aplicar la Reducción al Polo disminuye a -0.994 km, mientras que con la Señal Analítica aumenta a -1.9 km (**Tabla 8**). Del mismo modo, en cada uno de los espectros de potencia la fuente intermedia es de -0.408 km, -0.437 km y -0.568 km, respectivamente.

*Tabla 8. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos magnéticos terrestres calculados por medio del método de **Spector et al. (1975)**.*

CMRT		CMRT-RP		CMRT-RP-SA	
Recta/punto	Prof. (km)	Recta/punto	Prof.	Recta/punto	Prof. (km)
A /P1 (0.01, 4.9) P2 (0.42, -1.5)	-1.2	A /P1 (0.01, 4.9) P2 (0.4, 0)	-0.994	A /P1 (0, 5.5) P2 (0.1, -1.3)	-1.9
B/ P1 (0.42, -2) P2 (0.81, -4)	-0.408	B/ P1 (0.42, -1) P2 (0.78, -3)	-0.437	B/ P1 (0.12, 3.5) P2 (0.54, 0.5)	-0.568
C/ P1 (0.81, -4) P2 (1.6, -5.1)	-0.110	C/ P1 (0.79, -4) P2 (1.6, -5)	-0.099	C/ P1 (0.54, 0.5) P2 (0.62, -1.5)	-1.9
				D/ P1 (0.62, -1.5) P2 (1, -3)	-0.310

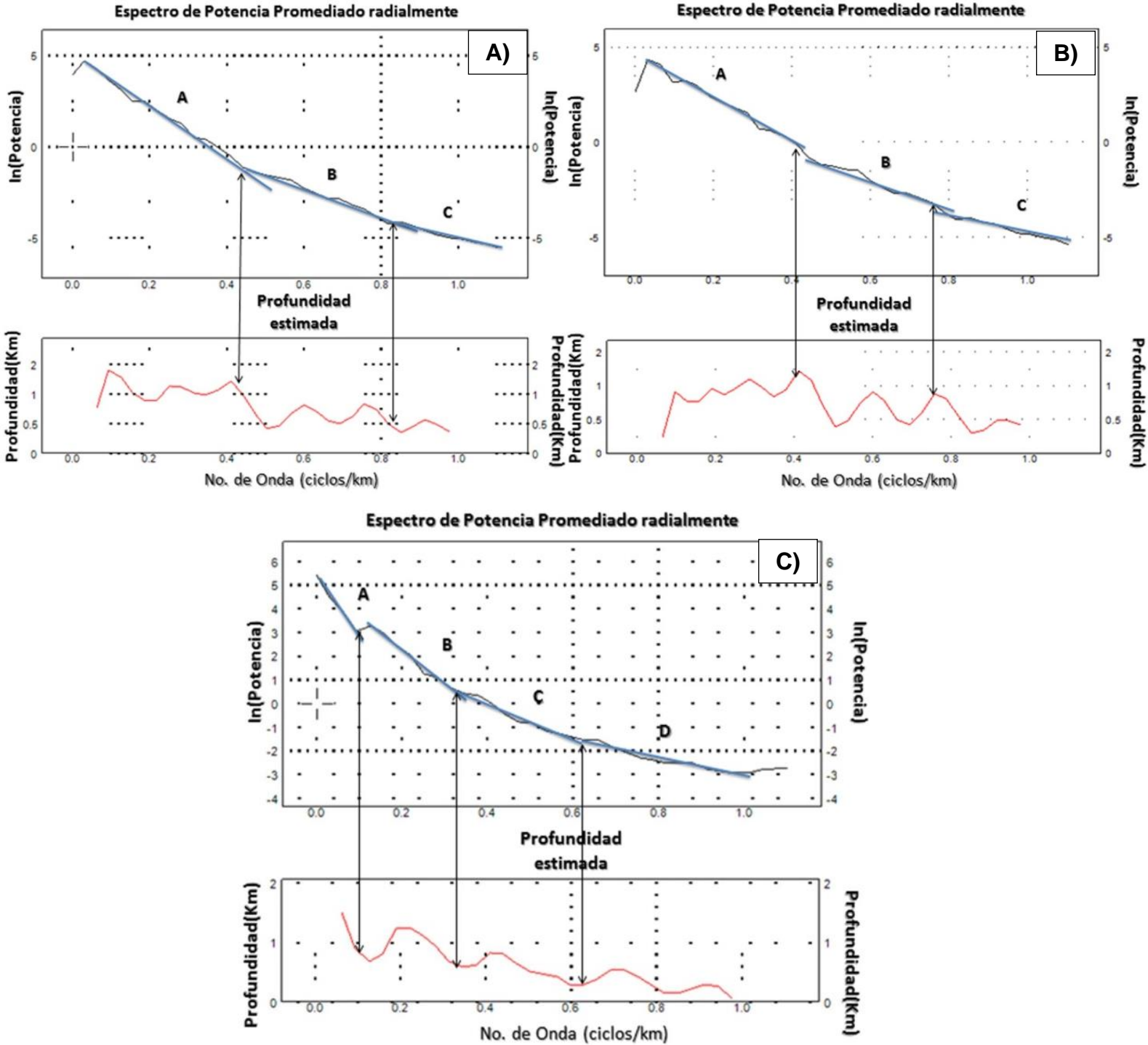


Figura 55. Espectro de potencia de datos Magnéticos Terrestres. (A) Campo Magnético Residual, (B) con Reducción al Polo y (C) Señal Analítica

Para la fuente superficial tenemos un valor de -0.110 km y -0.099 km (**Tabla 8**) éste último puede ser ruido blanco causado por fuentes antropogénicas como coches, cables, letreros encontrados durante el levantamiento. Por lo tanto, la **Fig. 55C** es la más adecuada para hacer una estimación de la profundidad, debido a su coincidencia con los espesores reportados por el **SGM (1998; 2007)**. Así pues, la fuente denominada como regional (1.9 km) se relaciona con la del basamento cristalino local, mientras que la fuente intermedia y superficial se estima que es parte de la cubierta sedimentaria y de la volcánica, respectivamente.

Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Gravimétricos Terrestres

Los resultados iniciales para la anomalía de Bouguer y Bouguer con Señal Analítica, indican una profundidad del orden de 2.9 y 1.5 km para fuentes profundas, 1 km y 500 m para las intermedias y para las superficiales de 250 (**Fig. 56A y B**). Para la estimación de las profundidades de las fuentes generadoras se empleó, al igual que en los espectros magnetométricos, el método de **Spector et al. (1975)** los resultados del análisis se muestran en la **Tabla 9**.

Nótese que la fuente regional del Campo Gravimétrico para la anomalía de Bouguer se encuentra a -0.585 km, mientras que con la Señal Analítica es de -1.1 km (**Tabla 9**). Del mismo modo, para la fuente intermedia es de -0.410 y -0.568 km, respectivamente (**Tabla 9**). Por último, las fuentes superficiales determinadas por la recta C de la **Fig. 56A** es de -0.198 km, que comparándola con la recta D (-0.206 km) de la **Fig. 56B** es menor.

*Tabla 9. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos gravimétricos terrestres calculados por medio del método de **Spector et al. (1975)**.*

Bouguer		Bouguer con SA	
Recta/punto	Prof. (km)	Recta/punto	Prof. (km)
A /P1 (0.01, 5.5) P2 (0.3, -3)	-0.585	A /P1 (0.02, 4.5) P2 (0.22, 1.5)	-1.1
B/ P1 (0.05, -6) P2 (0.1, -1.3)	-0.251	B/ P1 (0.22, -1.5) P2 (0.5, -0.5)	-0.568
C/ P1 (0.1, 3) P2 (0.5, -4)	-0.198	C/ P1 (0.5, -0.5) P2 (0.78, -1.5)	-0.278
D/ P1 (0.5, -4) P2 (0.79, -5)	-0.274	D/ P1 (0.78, -1.5) P2 (1.16, -2.5)	-0.206
E/ P1 (0.79, -5) P2 (1.1, -6.68)	-0.410		

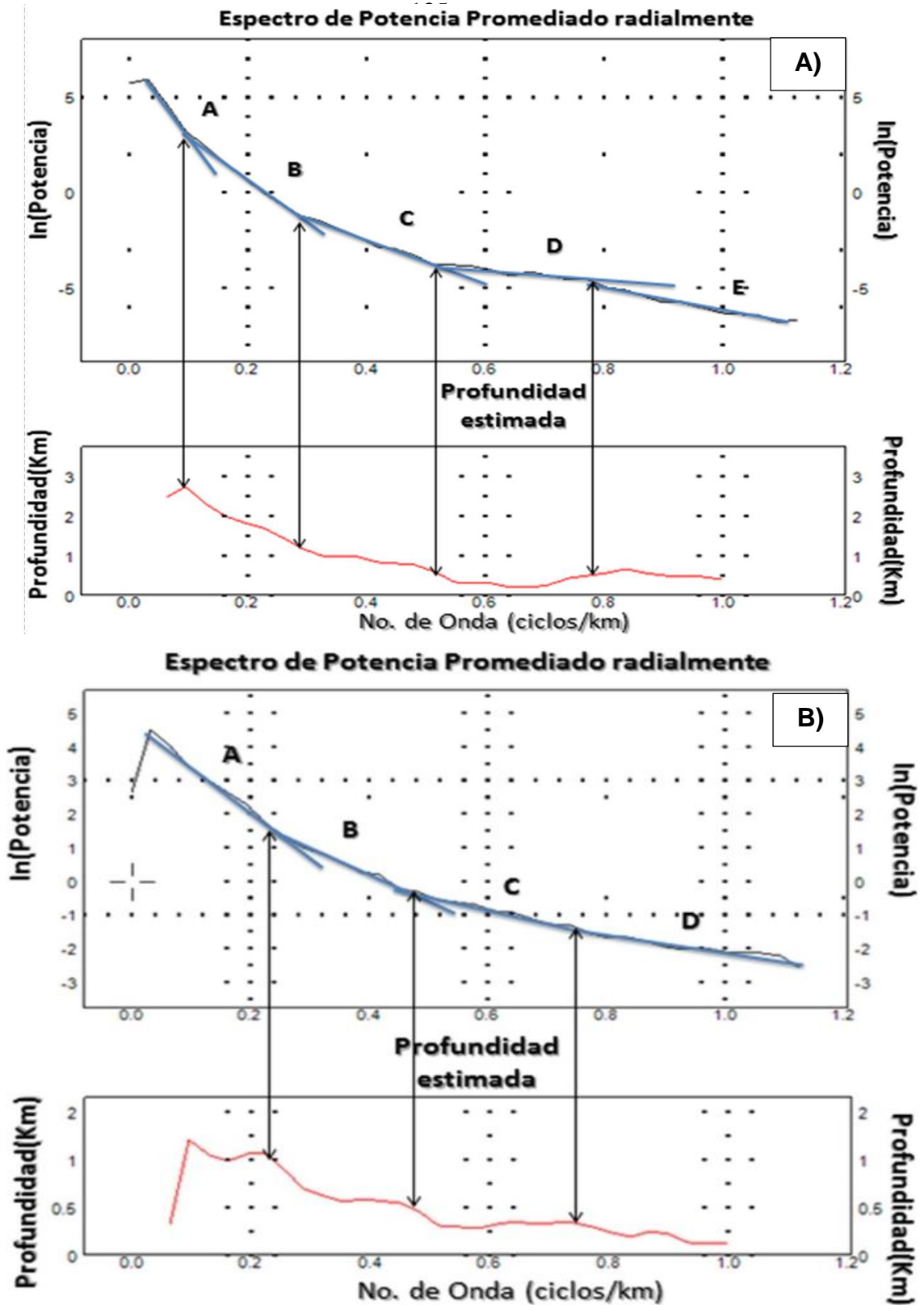


Figura 56. Espectro de potencia de datos Gravimétricos Terrestres. (A) Anomalia de Bouguer Completa y (B) con Señal Analítica.

En el caso de la fuente regional calculada de la **Fig. 56B** estimamos que se puede correlacionar con el espesor del basamento (1.1 km) de Peñamiller. La fuente intermedia podría estar asociada con la cubierta sedimentaria (568 m) y la cubierta volcánica (278 m), consistentes con los espesores reportados por el **SGM (1998; 2007)**.

Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Magnéticos Terrestres vs Aeromagnéticos

Los resultados iniciales para la anomalía Aeromagnética, con Señal Analítica, indican una profundidad del orden de 5, 3 y 1 km para las fuentes profundas, intermedias y superficiales, respectivamente (**57A**). Eso sugiere que la zona de estudio se encuentra influenciada por fuentes intermedias y superficiales. Del mismo modo, las fuentes magnéticas terrestre son de 1.6 km para profundas, 600 m para las intermedias y las superficiales se encuentran a unos 200 m de profundidad (**57B**). Además se calcularon las profundidades para los datos satelitales tal como se muestra en la **Tabla 10**.

Como puede observarse la fuente regional de los datos aeromagnéticos (-2.9 km) son mayores que los terrestres (-1.9 km). En el caso de la fuente intermedia para los primeros es de -0.915 km, mientras los segundos son de -0.568 km (**Tabla 10**). Por último, la fuente superficial para la anomalía aeromagnética es de -0.428 km y para la terrestre es de -0.310 km.

Tabla 10. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos Magnéticos Terrestres vs Aeromagnéticos calculados por medio del método de Spector et al. (1975).

CMRT-RP-SA		CMR-SA	
Recta/punto	Prof. (km)	Recta/punto	Prof. (km)
A /P1 (0, 5.5) P2 (0.1, -1.3)	-1.9	A /P1 (0.01, 4.5) P2 (0.11, -0.8)	-2.9
B/ P1 (0.12, 3.5) P2 (0.54, 0.5)	-0.568	B/ P1 (0.11, 0.8) P2 (0.31, -1.5)	-0.915
C/ P1 (0.54, 0.5) P2 (0.62, -1.5)	-1.9	C/ P1 (0.31, -1.5) P2 (0.47, -2)	-0.428
D/ P1 (0.62, -1.5) P2 (1, -3)	-0.310		

Análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente en datos Gravimétricos Terrestres vs Gravimétricos Satelitales

Los resultados iniciales para Bouguer con Señal Analítica terrestre sugieren una profundidad de alrededor de 1.5 km para las fuentes profundas, 500 m para las

intermedias y para las superficiales de 250 m (**Fig. 58B**). Para la anomalía de Bouguer satelital (**Fig. 58A**) es de 5.3 y 1 km, respectivamente. Nótese que los valores de profundidad magnéticos y gravimétricos terrestres tienen cierta similitud. Además, se calcularon las profundidades para los datos satelitales como se muestran en la **Tabla 11**, de acuerdo con el método de **Spector et al. (1975)**.

La fuente regional de los datos satelitales (-2.8 km) es más del doble (-1.1 km). En el caso de la fuente intermedia para la gravimetría satelital es de -1.5 km, mientras que para la terrestre es de -0.568 km. Por último, la fuente superficial es de -0.378 y -0.206km, respectivamente (**Tabla 11**). Nótese que dichos valores de manera regional son correlacionables con sedimentos jurásicos continentales (2.9 km) de cuenca, plataforma del Mesozoico (1.5 km) y volcánica del Cenozoico (-0.378 km).

*Tabla 11. Resultados del análisis del espectro de potencia promediado radialmente en datos Gravimétricos Terrestres VS Gravimétricos Satelitales calculados por medio del método de **Spector et al. (1975)**.*

Bouguer Terrestre con SA		Bouguer Residual Satelital con SA	
Recta/punto	Prof. (km)	Recta/punto	Prof. (km)
A /P1 (0.02, 4.5) P2 (0.22, 1.5)	-1.1	A /P1 (0.02, 5) P2 (0.16, 0)	-2.8
B/ P1 (0.22, -1.5) P2 (0.5, -0.5)	-0.568	B/ P1 (0.16, -0) P2 (0.37, -4)	-1.5
C/ P1 (0.5, -0.5) P2 (0.78, -1.5)	-0.278	C/ P1 (0.37, -4) P2 (0.58, -5)	-0.378
D/ P1 (0.78, -1.5) P2 (1.16, -2.5)	-0.206		

Soluciones Estándar de Deconvolución de Euler

Para calcular la profundidad del basamento cristalino utilizamos el método de Deconvolución de Euler 3D y utilizamos las anomalías gravimétricas y magnéticas terrestres de la zona de estudio. Para un mayor control, y una respuesta más acorde con la realidad geológica, calculamos el índice estructural (IE) y el tamaño de la ventana (TV) de muestreo, ello evita la pérdida de información. Para el caso de las anomalías de Bouguer y Magnética terrestres, se utilizaron como mejor respuesta un IE = 0 y un TV de 3 km (**Mushayandebuyu et al., 2001**).

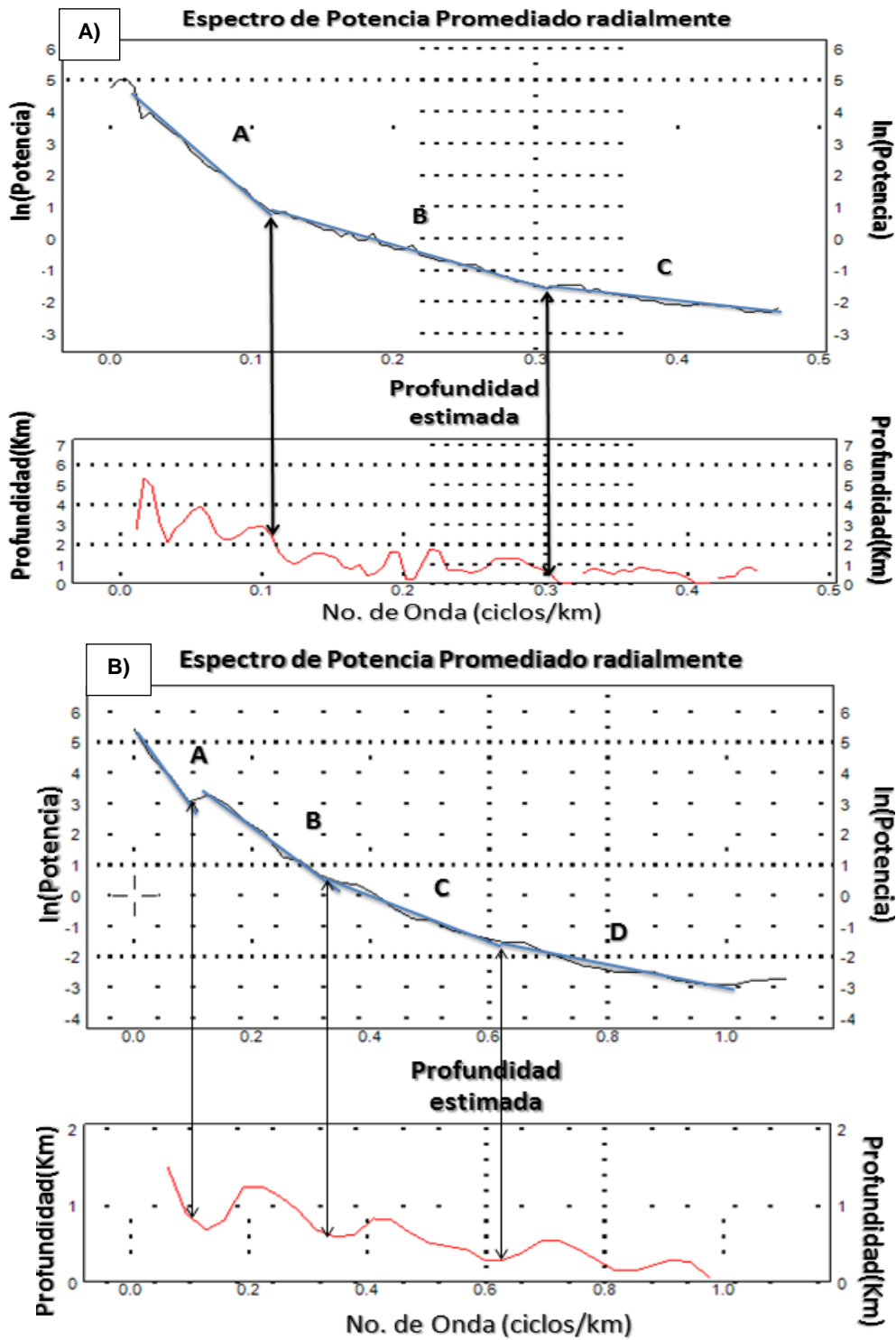


Figura 57. Espectro de potencia para datos Aeromagnético vs Magnéticos terrestres. (A) Campo Aeromagnético Residual y (B) Campo Magnético Residual terrestre con Señal Analítica.

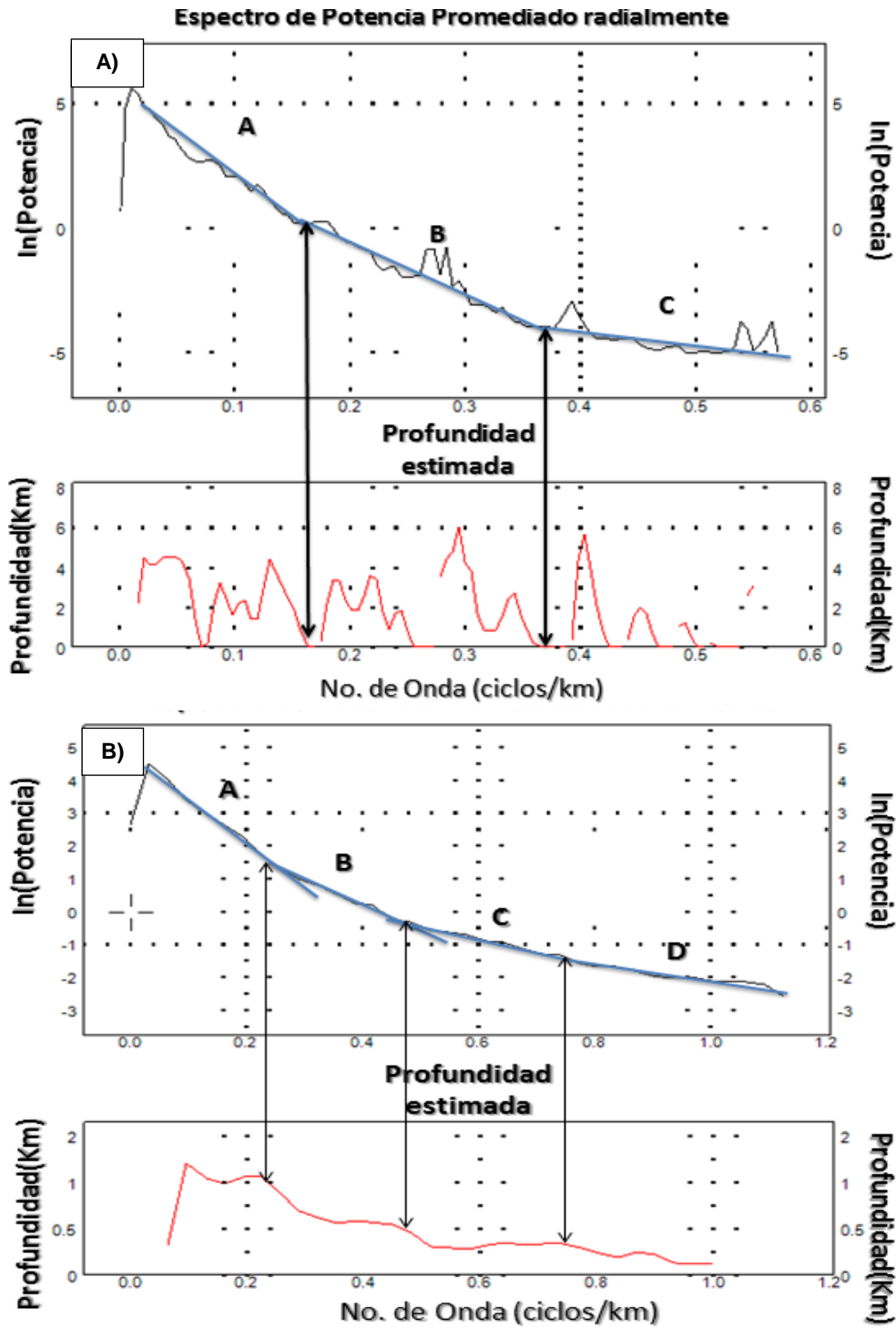


Figura 58. Espectro de potencia para datos Gravimétricos Satelitales vs Gravimétricos terrestres. (A) Bouguer Satelital y (B) Bouguer terrestre con Señal Analítica.

Para la anomalía magnética terrestre (**Fig. 59**) las soluciones indican profundidades que van desde los 300 m hasta más de 2,700 m, lo más relevante es que al emplear el $IE= 0$, las soluciones se ordenan en 5 lineamientos perpendiculares entre sí. Dos de ellos poseen direcciones preferentes NNW-SSE e inclinación de 60° , el lineamiento ubicado entre el punto 410000, 2330000 y 430000, 2320000 tiene profundidades en promedio de 300 a 1500 m. Mientras que el lineamiento entre 415000, 2335000 y 430000, 2325000 tiene profundidades que oscilan entre 1,200 y 2,400 m. Así mismo, para el resto de lineamientos con dirección NNE-SSW e inclinación de 35° , su profundidad promedio oscila entre 600 m y 2,100 m.

Para la anomalía de Bouguer terrestre (**Fig. 60**), las soluciones indican profundidades similares a la de la anomalía magnética (300 a más de 2,700m). Con el $IE= 0$ las soluciones son menores, pero aún es posible distinguir los 5 lineamientos perpendiculares con sus respectivas tendencias preferenciales. Los dos lineamientos con dirección NNW-SSE presentan 50° de inclinación. Mientras que los tres lineamientos con dirección NNE-SSW presentan 30° de inclinación. El lineamiento ubicado entre el punto 410000, 2330000 y 430000, 2320000 tiene profundidades entre los 900 a 2,400 m. El lineamiento entre 410000, 2340000 y cerca del cerro San Juanico tiene entre 600 y 1,500 m.

Esquema de bloques mediante las Soluciones Estándar de Deconvolución de Euler a partir de las anomalías gravimétricas y magnetométricas terrestres

De acuerdo con las **Figs. 59 y 60**, se trazaron en cada una de ellas cuatro lineamientos perpendiculares entre sí, con direcciones preferentes NNW-SSE y NNE-SSW e inclinaciones de 50° y 40° , respectivamente, los cuales separan el área en diversos subbloques (**Figs. 61, 62 y 63**).

Para la anomalía magnética terrestre (**Fig. 58**) la longitud aproximada entre dichos límites (lineamientos) es de entre 5,253 y 4,111 m, respectivamente. Para la anomalía de Bouguer (**Fig. 60**) se observa cierta similitud con las características mencionadas anteriormente. La única diferencia es que las longitudes de los límites con dirección 40° NNE-SSW es de aproximadamente 3,947 m.

En las **Figs. 59 y 60** las localizaciones sísmicas se ubican en la intersección que existe entre los límites anteriormente mencionados. Además, allí las soluciones de Euler sugieren profundidades de los lineamientos de entre 300 y 1,200 m para la anomalía magnética terrestre con reducción al polo, mientras que para la anomalía de Bouguer de 300 a 2,400 m.

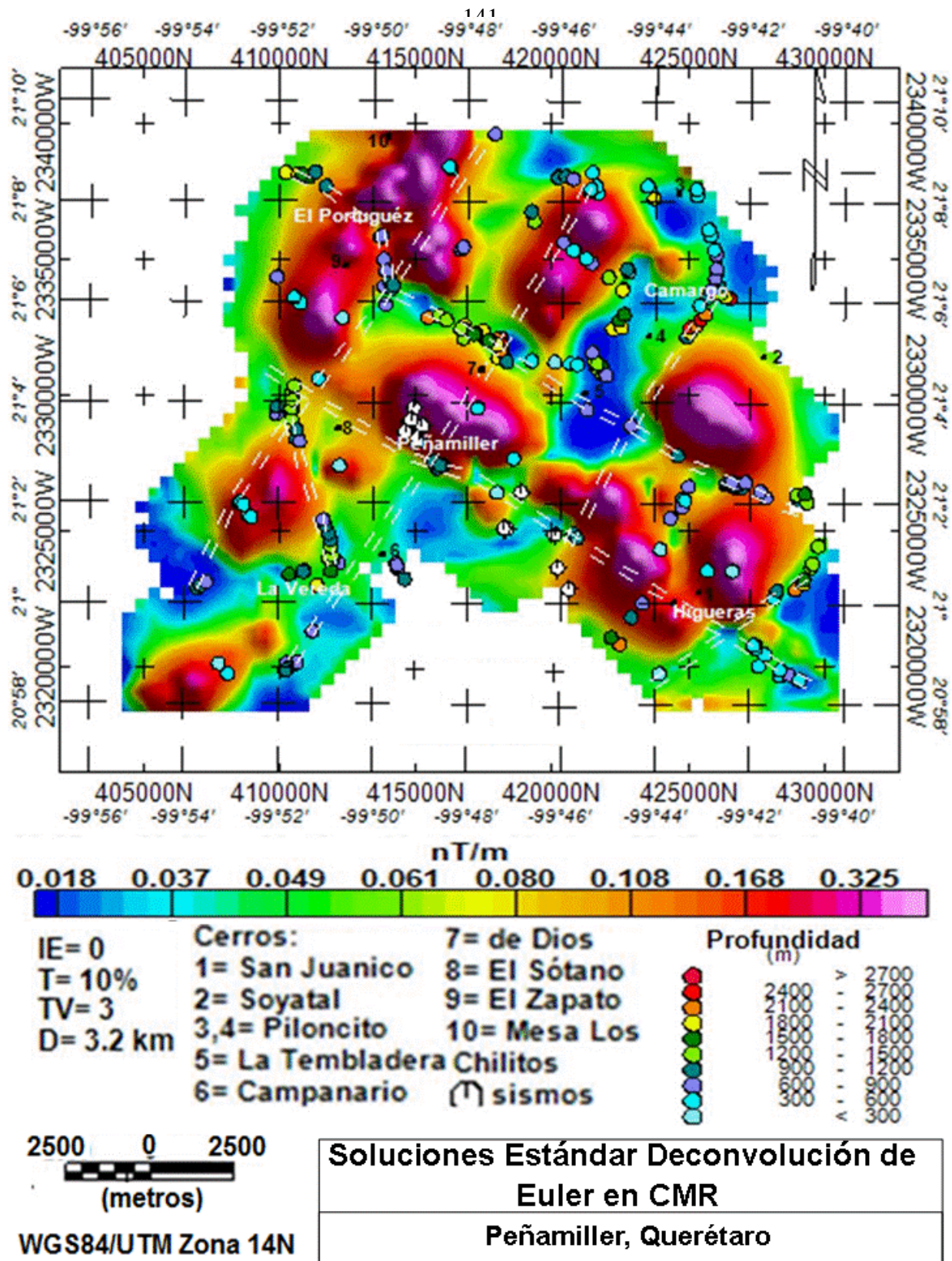


Figura 59. Soluciones estándar basadas en la deconvolución de Euler con índice estructural de 0 en la anomalía magnética terrestre con señal analítica.

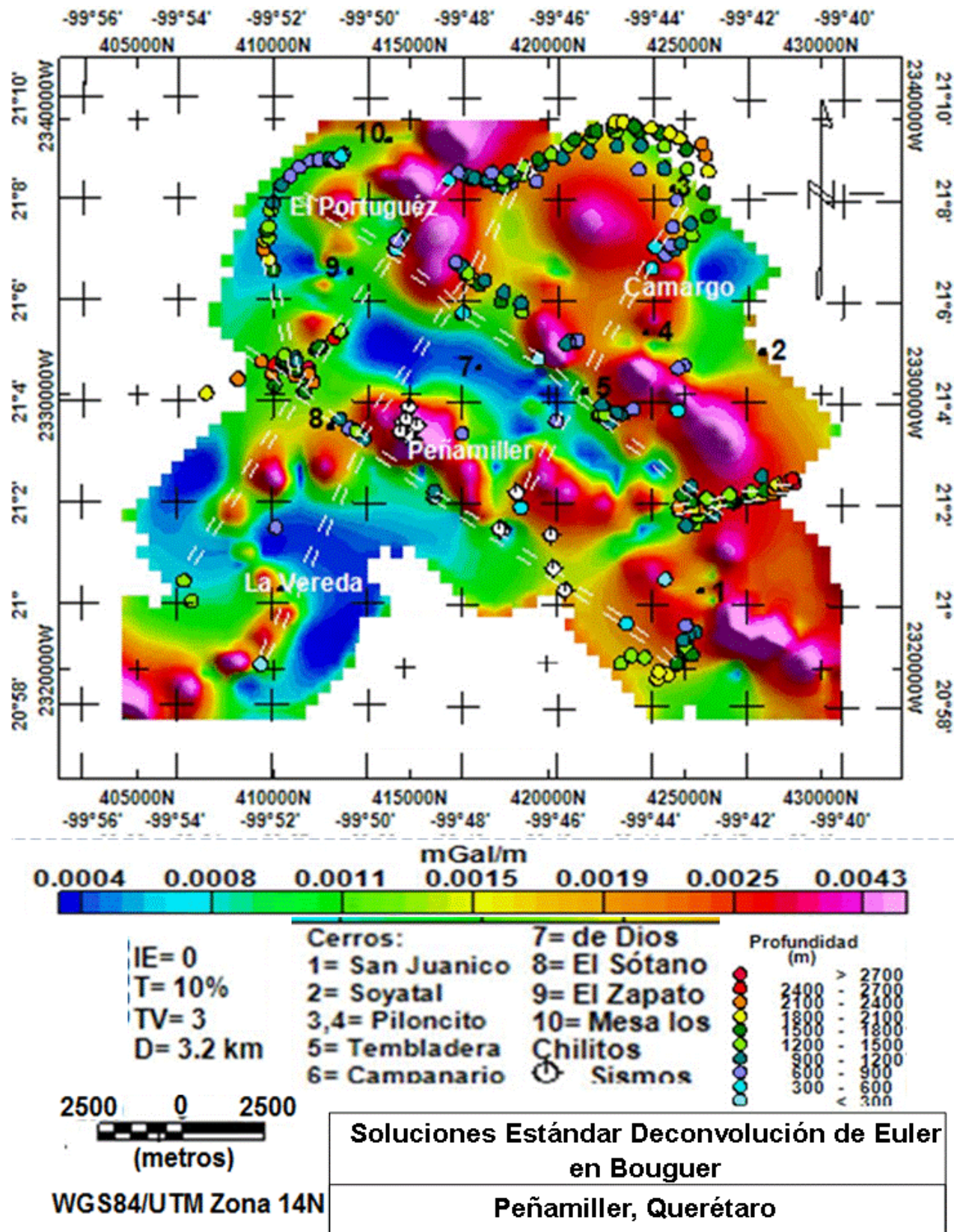


Figura 60. Soluciones estándar basadas en la deconvolución de Euler con índice Estructural de 0 en la anomalía gravimétrica terrestre de Bouguer con señal analítica.

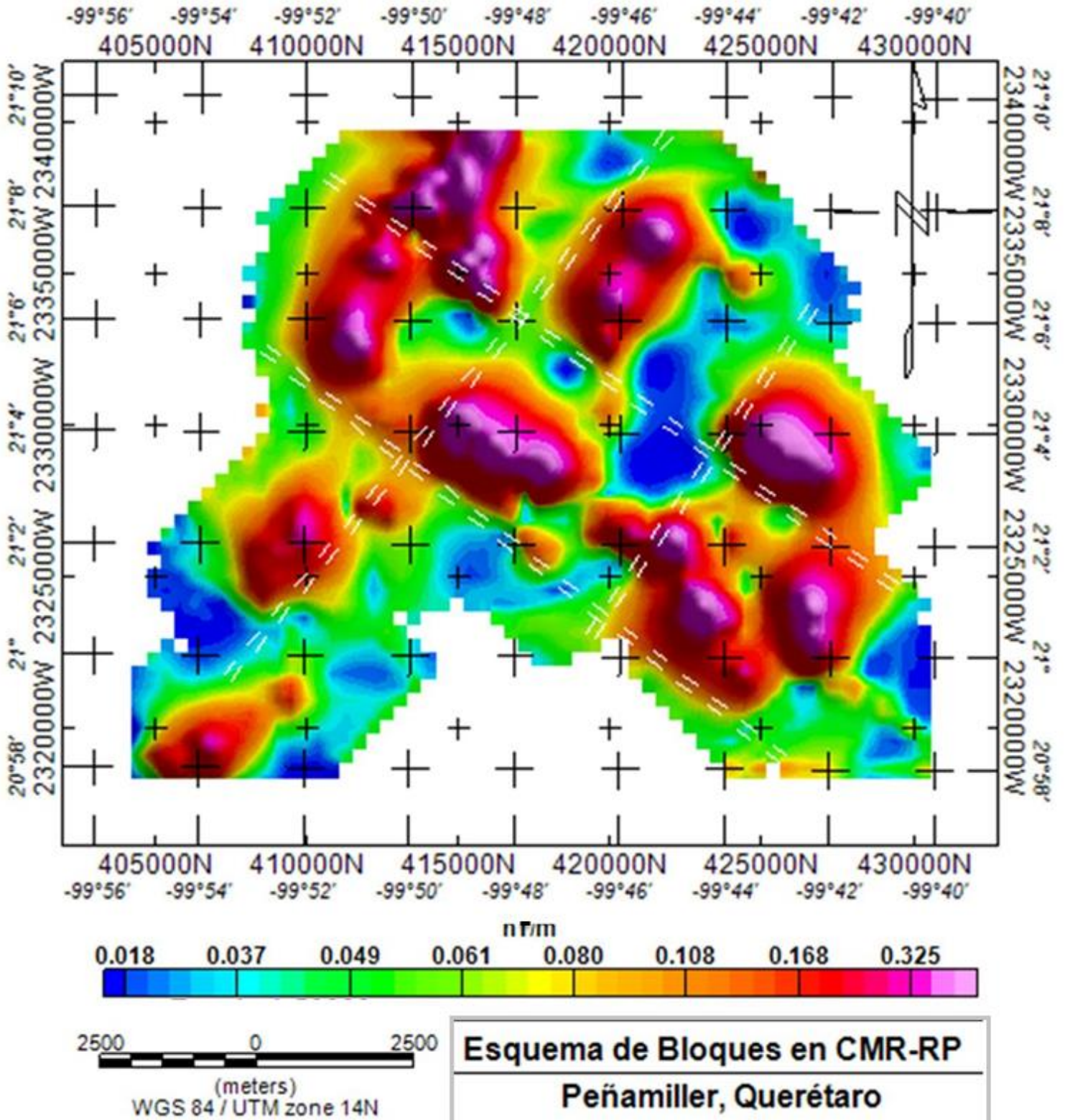


Figura 61. Lineamientos trazados a partir de las soluciones estándar deconvolución de Euler con índice estructural de 0 en la anomalía magnética terrestre con reducción al polo.

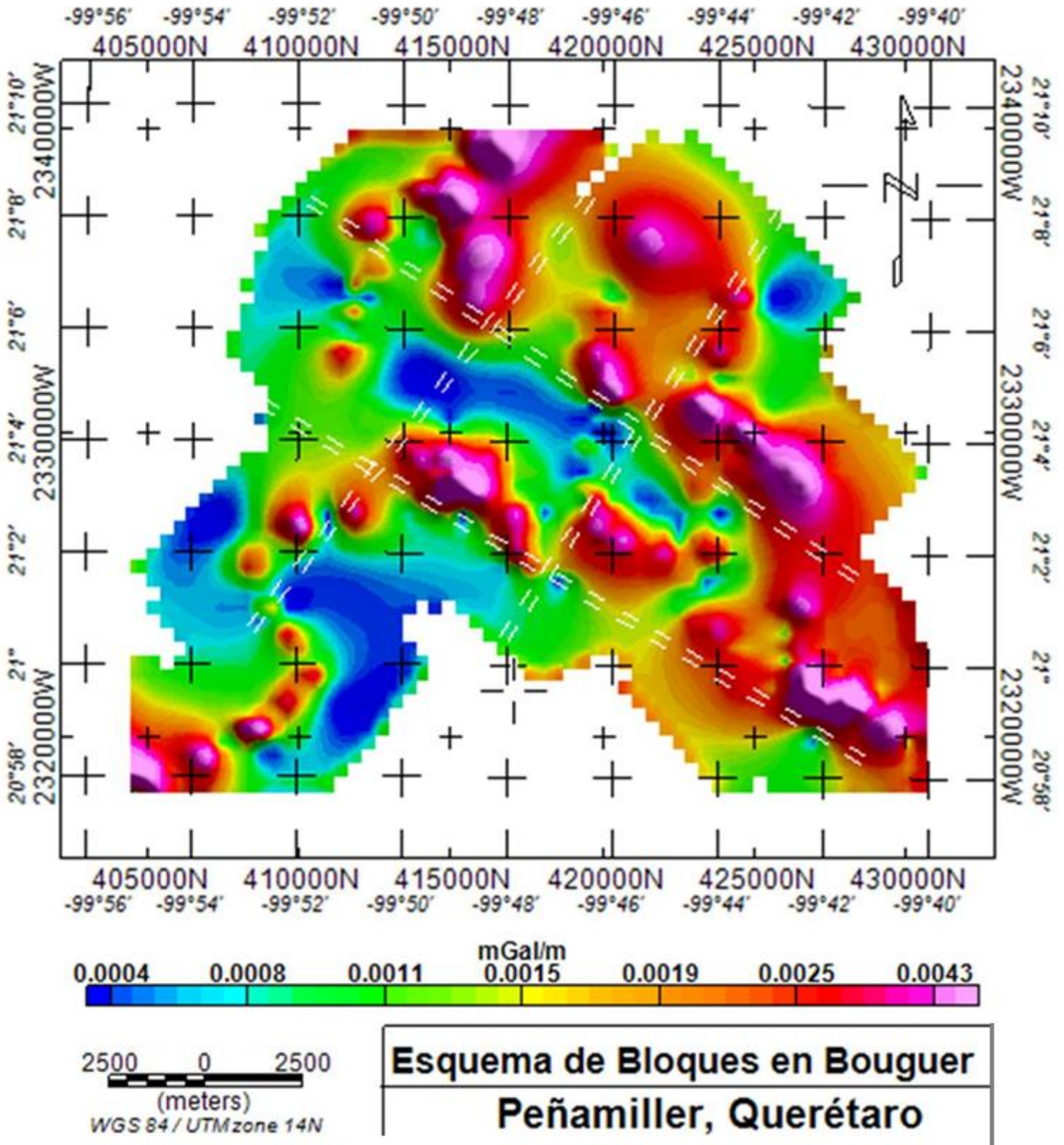


Figura 62. Lineamientos trazados a partir de las soluciones estándar deconvolución de Euler con índice estructural de 0 en la anomalía de Bouguer terrestre.

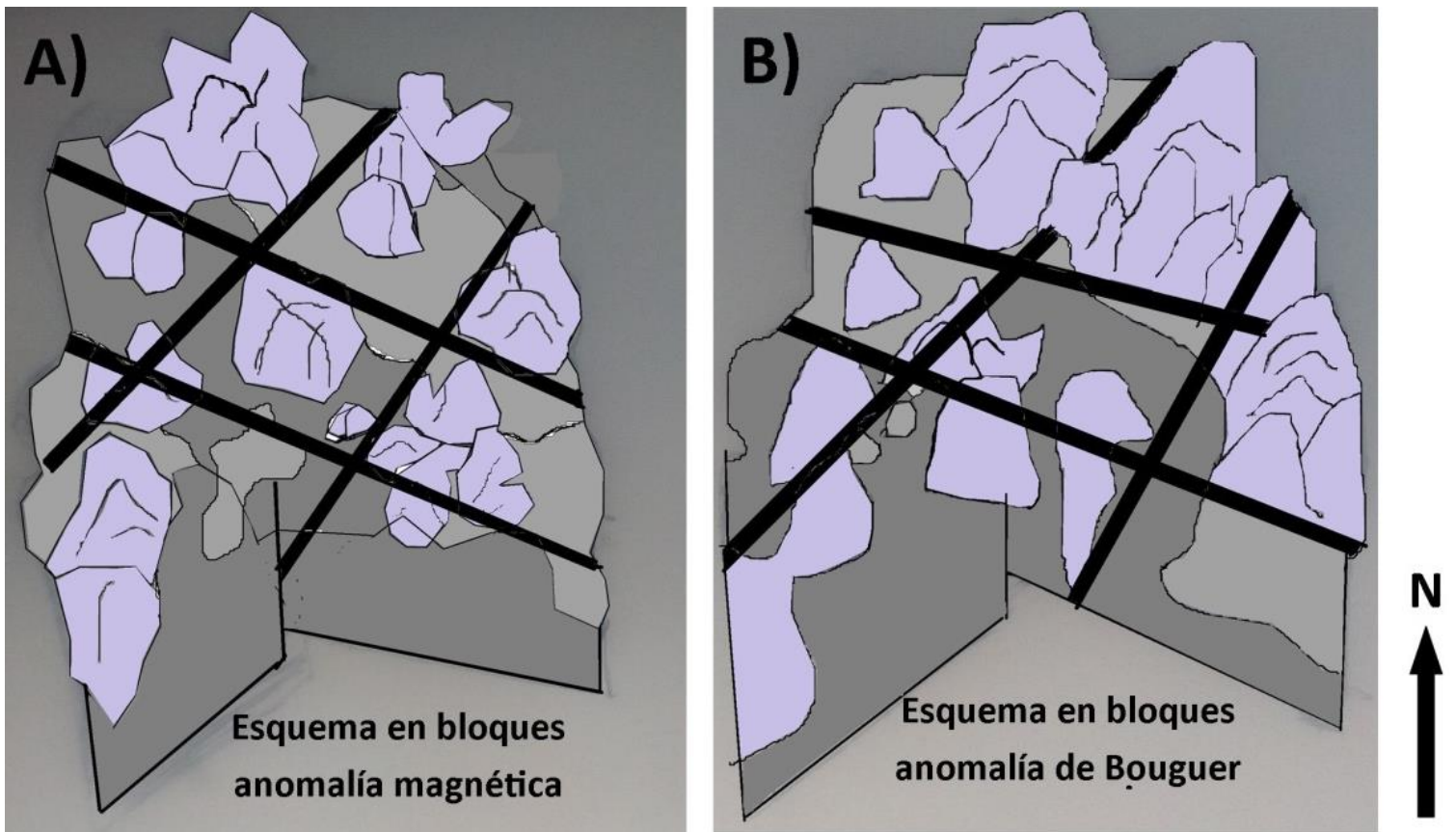


Figura 63. Configuración del basamento cristalino de acuerdo con los lineamientos trazados a partir de la solución de Euler (vista perpendicular a la superficie de la Tierra), los cuales funcionan como límite entre la heterogeneidad que existe entre los bloques.

Es importante resaltar que la información de los lineamientos con dirección NNW-SSE son consistentes con los reportes de **Nieto-Samaniego et al. (1997, 2005)** sobre la Serra de San Miguelito, SLP, donde se produjo una deformación extensional perpendicular al rumbo de las fallas (NNE-SSW) (**Xu et al., 2004**), y que están emplazadas en forma de dominó (basculamiento) en rocas de edad Oligocénica.

Modelado 2D geológico-geofísico de Peñamiller Querétaro

Para la parte final de este trabajo, se realizó un perfil perpendicular a las estructuras geológicas, litología, distribución de la sismicidad y los límites trazados con la ayuda de la deconvolución de Euler (**Figs. 59 y 60**). Dicho perfil permite modelar esa zona e identificar las posibles características geológicas que se generen, de acuerdo con la anomalía propuesta y su posible relación con la microsismicidad local.

Para dicho modelo se consideraron la anomalía magnética con reducción al polo, la de Bouguer y el modelo de elevación digital de la zona de estudio. Para ello se utilizó una extensión *GM-SYS* de *Geosoft*. En la **Tabla 7** se muestran los valores de densidades y susceptibilidades magnéticas que se usaron.

El perfil A-A' (**Fig. 35**) con dirección NNE-SSW tiene una longitud aproximada de 20 km. Este permite delimitar las fronteras o fallas que forman parte de la configuración del basamento cristalino. También permite observar su influencia sobre la cubierta sedimentaria. Como se observa en la **Fig. 64** la profundidad de la cima del complejo basal denominada como la formación pre Las Trancas, del Jurásico Inferior (**Segerstrom, 1962**), es muy contrastante. Presenta estructuras positivas al SW con aproximadamente 678 m de profundidad, mientras que a la longitud de 5,250 m presenta una considerable de alrededor de 2,302 m.

Posteriormente a los 10,500 m de distancia se visualiza que la cima del basamento se ubica cerca de los 1,257 m, del mismo modo a los casi 13,125 m de distancia en la sección se observa que la cima del basamento se localiza cerca de los 3,386 m. Por último en la porción NE el complejo se eleva con una profundidad de más o menos 2,011 m. Este basamento como bien se observa tiene estructuras positivas y negativas que le confieren una estructura general compuesta por sub bloques ya que se observan en sus variaciones de profundidad. Dicha formación tiene una susceptibilidad promedio de 0.0009 (cgs) y una densidad de 2.7 kg/m^3 , así mismo se caracteriza por un basamento metamórfico altamente fracturado como se observa en la **Fig. 64**.

Dicho basamento se encuentra en discordancia angular con la secuencia vulcano-sedimentaria de la formación San Juan de la Rosa, cuyos espesores varían en el SW alrededor de 681 y 1,145 m, mientras que cerca de los 10,500 m de longitud presenta casi los 700 m de espesor. Del mismo modo a los casi 13,125 m de distancia en la sección se observa que el espesor de la Formación San Juan de la Rosa es cerca de los 1,500 m para posteriormente disminuir en su porción NE hasta los 498 m. A esta unidad se le asignó una susceptibilidad de 0.0008 y una densidad de 2.6 kg/m^3 como se observa en la **Fig. 64**.

La Formación San Juan de la Rosa también se ubica en discordancia con toda la cubierta sedimentaria Mesozoica, la cual está conformada por las formaciones Peña Azul (~462 m de espesor), El Doctor facie La Negra (~553 m de espesor), Doctor facie Socavón (~406 m de espesor), Soyatal-Mezcala (~683 m de espesor) y el relleno aluvial (~136 m de espesor). El espesor de las formaciones que conforman la cubierta sedimentaria al SW a los 5,250 m de distancia en la sección, es mucho menor debido al plegamiento ocurrido durante la orogenia

Laramide, pero en la zona NE el grosor es mucho mayor. Finalmente, está cubierta se ubica de manera discordante con el emplazamiento de un cuerpo de lava de composición andesítico-basáltico ($k= 0.1$ y 2.5 kg/m^3 .) del Cenozoico, como se visualiza en la sección desde la distancia cercana a los 5,250 y 10,500 m de longitud (**Fig. 64**).

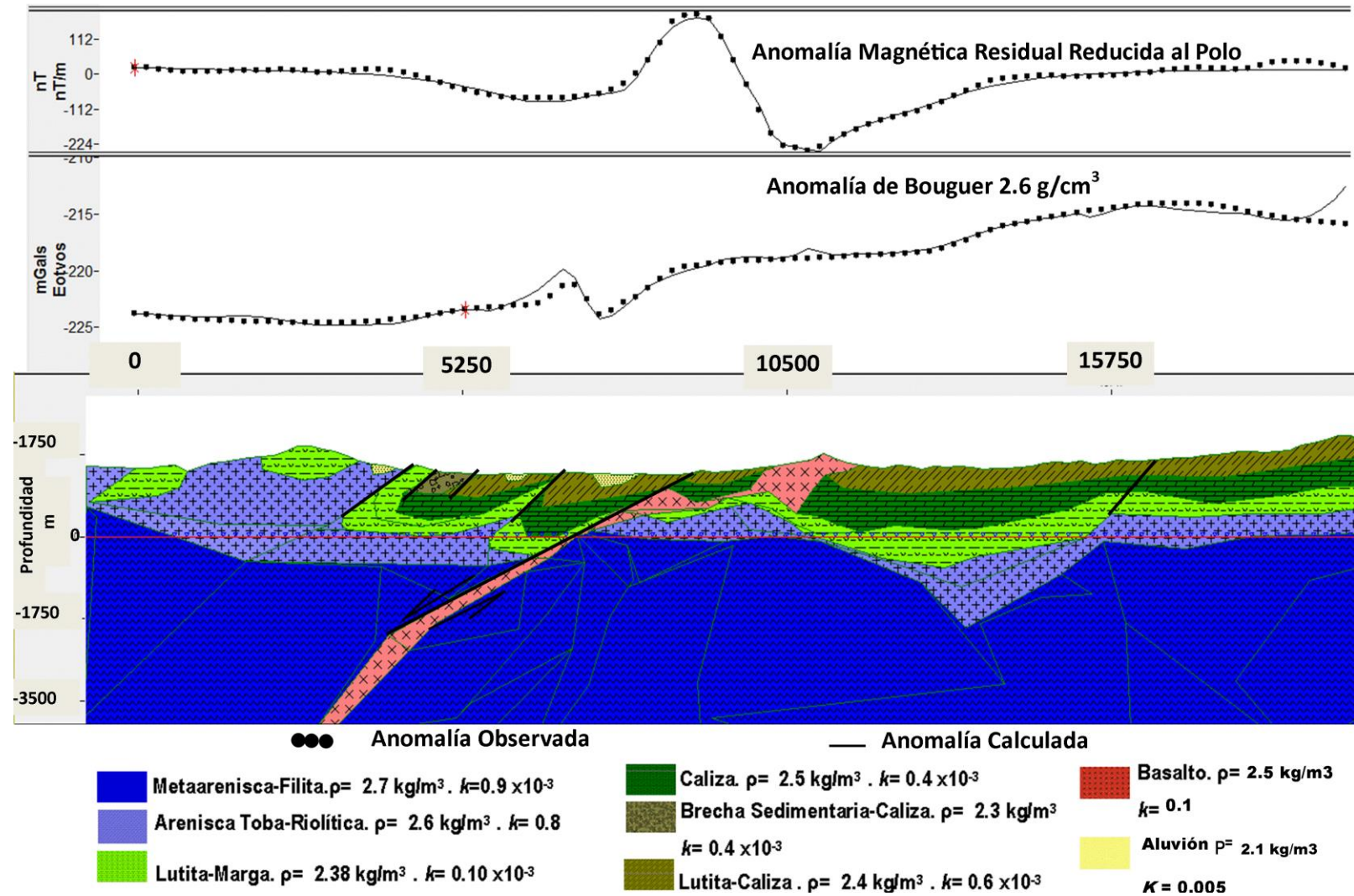


Figura 64. Modelo 2D del 1rea de estudio de acuerdo con las anomalías gravimétricas y magnéticas terrestres de Peñamiller, Querétaro. Dicho modelo propone las posibles estructuras que se encuentran asociadas con la sismicidad. El basamento metamórfico está altamente fracturado, del cual procede fallamiento inverso así como la identificación de otras fallas superficiales que se ubican solamente sobre la cubierta sedimentaria.

Como bien se observa en la **Fig. 64.** existe fallamiento inverso y normal. Las fallas inversas se observan muy superficiales dichas estructuras se ubican al SW entre la distancia 5,250m de la sección y son cinco con profundidades aproximadas de 519, 497, 451, 948 y 1,152 m (NE), respectivamente. Las cuales actúan como agentes sinsedimentarios puesto que se ubican en la cubierta sedimentaria. Así mismo, se encuentra una falla profunda de casi 3,158 m (?) que procede desde el basamento cristalino y que se presenta como un sistema principal ubicada cerca de los 10,550 m de distancia en la sección.

Interpretación del modelo 2D

De acuerdo con los aspectos identificados anteriormente en la descripción, es posible destacar tres eventos principales tectónicos que interfirieron en la notable geomorfología actual del terreno y en la anomalía geofísica.

Apertura del Golfo de México

El primero de los eventos tectónicos principales está relacionado con la apertura del Golfo de México, durante el cual se depositaron primordialmente lechos rojos continentales, los cuales fueron sujetos de transgresiones y regresiones marinas, lo que dio origen a la configuración de estructuras positivas y negativas conformando los subbloques (**Padilla y Sánchez, 2007**) los cuales se observan en el complejo basal (**Fig. 64**).

La discordancia angular que existe entre la formación pre-Las Trancas y la de San Juan de la Rosa es el resultado de un evento tectónico ancestral, el cual está relacionado con el océano Pacífico (Jurásico Medio), donde dicho océano invadió al continente (**Eguiluz et al., 2000**). Esta sucesión continental (formación San Juan de la Rosa) está asociada con un arco magmático de tipo andino, mismo que se depositó en la trinchera conformada por una antigua zona de subducción y que está altamente deformada (**Carrillo-Martínez et al., 1989; Dávila-Alcocer et al., 2013**).

Orogenia Laramide

Las estructuras de extensión que se asocian con la apertura del Golfo de México, que como bien se mencionó anteriormente, produjeron grabenes y horts que controlaron la sedimentación Mesozoica (**Fig. 64**). Sin embargo, se desconoce cómo las variaciones laterales de esos paquetes litológicos respondieron a la OL. Es probable que esos límites actuaran como retrofallas (primero normales y luego inversas), para luego reactivarse durante la Orogenia Laramide (**Eguiluz, 1989b; Mackee et al., 1990 en Eguiluz, 2000**).

Los esfuerzos contractivos que surgieron a partir de la OL (Cretácico Tardío-Paleógeno) deformaron los depósitos marinos y de su complejo basal, el acortamiento produjo mantos de corrimiento, compuestos de pliegues y cabalgaduras (**Chávez et al., 2011; Gray et al., 2011**). En la zona de estudio se asocian con estructuras de tipo cabalgadura como la de Higuierillas, el anticlinal el Piñón y el sinclinal la Bonanza, así como el trazo de lineamientos cuyas direcciones preferentes son NNW-SSE y NNE-SSW. Sin embargo, existen otras direcciones que presentan las estructuras como N-S y E-W (**Fig. 16**).

La tendencia general de las anomalías asociadas con el acortamiento tectónico se representan como zonas de gradiente alto y bajo consecutivamente, por lo que pueden asociarse con fallas inversas o con fallas ciegas. El interés de este trabajo por dichas estructuras se debe que durante el trabajo de campo no se encontraron rupturas con expresión en superficie de la deformación cortical. Sólo se sabe que existen por la ocurrencia de la sismicidad, cuyas localizaciones se ubican en una zona de aparente intersección entre dos límites, como se muestra en las **Figs. 54, 59, 60, 61, 62 y 63**.

Cuencas y Sierras

En la zona de estudio sólo se encuentra cartografiada la evidencia de un fallamiento lateral derecho, denominado “Vereda”, y otro normal, cerca del cerro el Saucito (**Fig. 16**). Sin embargo, no se observan rasgos suficientes en superficie que indiquen algún fallamiento asociado a este evento tectónico extensivo (Basin and Range Mexicano).

Pero como se aprecia en el mapa de anomalías aeromagnéticas (**Fig. 51**) y gravimétricas satelitales (**Fig. 52**), se presentan estructuras que es posible asociarlas principalmente con los sistemas de fallas San Luis Tepehuanes y el de Taxco-San Miguel de Allende ubicados tanto al NW como al E de la zona de estudio (**Figs. 10, 13 y 16**). Estos sistemas actualmente activos están relacionados con el proceso post-laramídico ocurrido durante el Cenozoico (**Nieto-Samaniego, 2005**), cuyos rasgos más pronunciados son estructuras de tipo graben que conforman valles alargados.

Esta actividad extensiva del evento Cuencas y Sierras Mexicano cuya dirección de transporte fue hacia el NNW, estuvo acompañada de emplazamientos basálticos alcalinos, debido a una actividad de tipo fisural intraplaca que ocurrió durante esa época (**Henry y Aranda-Gómez, 1992**), de hecho diversos autores (**Nieto-**

Samaniego et al., 1999; Aranda-Gómez et al., 2015) proponen que comenzó desde el Oligoceno y continúa hasta el presente.

Relación entre zonas con potencial sísmico y modelos tectónicos intraplaca

El proceso generador de la sismicidad intraplaca aún no ha sido descubierto, sin embargo, diversos autores proponen que la característica principal es su relación con estructuras tectónicas antiguas (**Mazotti 2007 en Ramos-Zúñiga et al., 2012 y en León, 2014**). En este tipo de estudios se opta por partir de las expresiones “debilidad cortical” y “reactivación de fallas antiguas” (**Sykes, 1978; Wesnousky y Scholz, 1980, Mazzoti, 2007 en Ramos Zúñiga et al., 2012**), ideas que se sustentan a partir de que las estructuras geológicas están sujetas a esfuerzos que provienen de un sistema tectónico regional activo reciente, como es el caso de la SMOr, y en particular nuestra zona de estudio.

De los modelos que se han propuesto para explicar la sismicidad, el más relevante para este trabajo es aquél que incluye la intersección entre límites o sistemas de fallas y en la topografía local, y que están asociados con zonas de debilidad pre-existentes dentro de la corteza, lo que facilita la ocurrencia de sismos (**Li et al; 2009 y León, 2014**). Esto es posible observarlo en las **Figs. 41, 44, 48, 50, 51, 52, 54, 61 y 62**, donde se identificaron dos límites perpendiculares entre sí (NNW-SSE y NNE-SSW), y donde se visualizan las localizaciones sísmicas.

Estos resultados son semejantes a un trabajo similar, trabajo realizado por **López-Valdivia (2014)**, a 50 km más hacia el NE, en los municipios de Landa y Jalpan. Ella realizó el primer trabajo de este tipo en la región, en su análisis integró datos geológicos y geofísicos para caracterizar estructuras geológicas que probablemente originan la sismicidad local en el corazón de la Sierra Gorda, Querétaro. Ella sugirió dos sistemas simogénicos casi perpendiculares entre sí, NNW-SSE y NNE-SSW, similar a los encontrados en este estudio, el cual se realizó más al sur. El análisis de varios años de microsismicidad en la región demuestra que en esta zona de México hay un nivel importante de sismicidad pero muy variable tanto espacial, como temporalmente.

Este trabajo es uno de los primeros y más completos en la zona porque combina diferentes tipos de datos, lo que permite sugerir la geometría del basamento cristalino, el cual regionalmente está altamente fracturado y basculado en su parte Suroeste (**Fig. 64**), cuyas profundidades varían aproximadamente desde los 678, 2,302, 1,257, 3,386 y 2,011 m. Su basculamiento está asociado a un fallamiento inverso (Suroeste) local, relacionado con las estructuras regionales formadas

durante la OL (**Eguiluz et al., 200**). Mientras que en el Centro (**Fig. 64**) se aprecia fallamiento normal, el cual conforma un bloque levantado y otro hundido (o escarpe de falla normal), los cuales es posible asociarlos con el evento extensivo post-Laramídico (**Nieto-Samaniego et al., 1999**).

La importancia de este trabajo radica en que combina diferentes tipos de datos y recoge la experiencia de lo realizado por **López-Valdivia (2014)**. Gracias a ello podemos sugerir que la geometría del basamento cristalino, bajo la zona de estudio, es bastante consistente gracias a la calidad del ajuste de las curvas de anomalía.

La distribución espacial de las localizaciones sísmicas sugieren que probablemente los lineamientos NNW-SSE, NNE-SSW y algunas otras fallas superficiales (≤ 1 km) que existen en la cubierta sedimentaria (**Fig. 64**), se reactivaron en el Oligoceno, esto por los esfuerzos que resultaron del evento tectónico extensivo post-Laramídico (SFN-TSA y SFN-SLT) y los creados a partir de la subducción de la trinchera Mesoamericana, sistemas que actualmente siguen activos.

Para corroborar esta idea se requieren más localizaciones basados en mayores periodos de observación, para ello es necesaria una red sísmica más densa, ello debido a que dadas las magnitudes tan pequeñas de la actividad, la energía no se registra en las pocas estaciones que actualmente cubren la zona.

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES

Esta investigación se abocó en estudiar la parte sur de la Sierra Gorda de Querétaro, en el municipio de Peñamiller, donde desde 2010 se han registrado diferentes episodios de sismicidad. Este trabajo es uno de los más completos en Peñamiller porque combina diferentes tipos de datos, y ofrece la primera estimación de la geometría del basamento. Nuestros resultados permiten sostener que algunas estructuras locales son fuente potencial para la sismicidad actual.

El reconocimiento geológico, topográfico y de anomalías gravimétricas satelitales y aeromagnéticas, nos permitieron identificar a groso modo los límites regionales MC, FVT y SMOR. También asociamos elementos estructurales activos como el sistema San Luis Tepehuanes (SFN-SLT) y Taxco San Miguel de Allende (SFN-TSMA), con un lineamiento regional que cruza el área de estudio, con una tendencia preferencial NW-SE, el cual coincide tanto con la orientación de las estructuras de la SMOR y el SFN-SLT. Del mismo modo, se definieron profundidades del basamento regional cristalino de 500 a 2500 m (obtenidas mediante las soluciones Estándar de Deconvolución de Euler). Las cuales en el espectro de potencia promediado radialmente fueron de hasta 5 km.

El reconocimiento de la geología estructural en Peñamiller, confirmó la existencia de elementos estructurales como pliegues cilíndricos, fallamiento inverso y normal con componente lateral derecho. También se descartó la presencia de una falla normal con dirección preferencial NNW-SSE, reportada por el SGM. Con la interpretación de las anomalías magnéticas y gravimétricas terrestres, se logró precisar dos lineamientos locales que colocan a nuestra área de estudio en una zona de intersección, con tendencia preferencial NNW-SSE y NNE-SSW.

Dichos lineamientos, consideramos podrían ser límites o fallas que dividen al basamento cristalino de la zona en sub-bloques, ya que en el cruce de los lineamientos se ubican las localizaciones epicentrales de microsismicidad de Peñamiller. El lineamiento con dirección preferente NNW-SSE separa dos zonas con un alto contraste en el valor de las anomalías, que se asocian a un levantamiento de basamento (frecuencia alta) y a depresiones o cuencas (frecuencia baja) delimitadas por fallas.

Se realizó un modelo geológico-geofísico mediante el modelado directo y con base a la interpretación del mismo, se estableció que el techo del basamento cristalino de la zona Peñamiller, se encuentra entre 1,247, 823 y 2,537m. Además de tratarse de un basamento altamente fracturado y basculado hacia el SW, debido a la diferencia en amplitud y longitud de onda de las anomalías, que se explica como

un cambio regional a uno local. La información geológica-geofísica contribuyó con reconocer los principales rasgos estructurales, como fallas superficiales de aproximadamente 1km de profundidad, así como otras que proviene desde el basamento cuya profundidad aproximada es de alrededor de los 3,158 m.

De acuerdo con la configuración en bloques del basamento, los rasgos estructurales y la geomorfología local, se determinó la presencia de límites o fallas perpendiculares entre sí (NNW-SSE y NNE-SSW). Lo que sugiere que intervinieron tres eventos tectónicos los cuales fueron responsables del estilo de depositación, el sistema de pliegues, fallamiento inverso y normal; la apertura del Golfo de México, la Orogenia Laramide y la formación de Cuencas y Sierras (evento post-Laramídico).

La distribución espacial de la microsismicidad sugiere que la actividad sísmica es producto de la reactivación de alguna o ambas zonas de debilidad pre-existentes en la zona, representada por los límites NNW-SSE y NNE-SSW. Debido a que en la intersección entre estos aparecen varias localizaciones epicentrales ($M \leq 2$). Es probable que las paleoestructuras se reactivaron en el Oligoceno, por el evento post-Laramídico y que estuvieran influenciadas por los sistemas SFN-TSA y SFN-SLT y la subducción que ocurre en la trinchera Mesoamericana.

Finalmente el análisis de anomalías gravimétricas y magnetométricas le permite a la sismología y la geología la identificación de estructuras sismogénicas. Nuestros resultados contribuyen a eliminar la idea errónea de que en esta parte del país “no tiembla”, así como comprender mejor la tectónica regional. Además, la información obtenida en esta investigación también es de gran utilidad para las autoridades de Protección Civil a manera de que se mejore la gestión del riesgo ante este fenómeno que ocurre en toda la zona centro-este del país.

BIBLIOGRAFÍA

- Fanton, G., Giménez, M., & Matínez, P. (2014). Procesamiento y análisis cualitativo de datos aeromagnéticos con vistas a la exploración de yacimientos hidrotermales tipo lode gold - provincia de La Rioja, Argentina. *Geoacta*, 39(1).
- CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres)(2014). Impacto socioeconómico de los desastres en México durante 2013. . *Secretaría de Gobernación, México, D.F.*
- PEMEX (Petróleos Mexicanos)(1988). *Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico*. Subdirección de Producción Primaria. México, D.F.: Coordinación ejecutiva de Exploración.
- Abe, K. (1981). Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 72-92.
- Aguayo-Camargo, J. E. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. *Sociedad Geológica Mexicana*, 48(2).
- Aiping, T., & Ajhua, W. (2009). An intelligent simulation system for earthquake disaster assessment. *Computers and Geosciences*, 35, 871-879.
- Alaniz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, A. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo, L. F., & Shunshan, X. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; implicaciones en la deformación posteoceánica del centro de México. *Sociedad Geológica Mexicana*, 55, 12-29.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Reyes-Zaragoza, M. A., Orozco-Esquivel, M. T., Ojeda-García, A. C., & Vasallo-Morales, L. F. (2001). Estratigrafía y deformación de la región San Miguel Allende-Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129-148.
- Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- Bo, L., Xu, Z., Xuechun, X., Jinyang, Y., Yuan, N., & Jianwei, Z. (2015). Features and effects of basement faults on deposition in the Tarim Basin. *Earth-Science Reviews*, 145, 43-55.
- Campa-Uranga, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution of Mexico. *Canadian Journal Earth Science*, 20, 1040-1050.
- Cárdenas, C. A., & Castillo, L. A. (2013). Interpretación de datos gravimétricos con la señal analítica 3D. Estudio de caso: Los Naranjos-Facativá (Colombia). *Geología*, 35, 97-107.
- Cardona A., O. D. (2003). La necesidad de pensar de manera holística los conceptos de vulnerabilidad y riesgo "una crítica y revisión necesaria para la gestión". *Centro de estudios sobre desastres y riesgos CEDERI*.
- Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., & Ramírez-Arriaga, E. (2009). Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno-Eoceno en Zimapán, Hidalgo. *Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 403-417.

- Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23(1-6), 102.
- Carrillo-Martínez, M. (1981). Contribución al estudio geológico del macizo calcáreo El Doctor, Querétaro. *Revista de Ciencias Geológicas*, 5(1), 25-29.
- Carrillo-Martínez, M. (1982). Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro. *Sociedad Geológica Mexicana. Libro guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes. México, D.F.*, 1-20.
- Carrillo-Martínez, M. (1989a). Structural analysis of two juxtaposed Jusarric lithostratigraphic assemblages in the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt of central México. *Geofísica Internacional*, 28(5), 1007-1028.
- Carrillo-Martínez, M. (1989b). Estratigrafía t Tectónica de la parte centro-oriental del estado de Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 8(2), 188-193.
- Carrillo-Martínez, M. (1991). Geología regional limitrofe de los estados de Querétaro e Hidalgo, en la región de Zimapán en primer Congreso Mexicano de Mineralogía. Convención sobre la evolución geológica de México. Pachuca, Hidalgo. *Sociedad Geológica Mexicana*, 27-29.
- Carrillo-Martínez, M. (1998/2000). Hola Zimapán 14Q-e (7). Resumen de la geología de la hoja Zimapán, estados de Hidalgo y Querétaro. . *Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología, cartas geológicas de México serie 1:100,000, 1 mapa con texto. México, D.F.*
- Carrillo-Martínez, M., & Monrroy-Audelo, E. (1988). Resumen de la geología del área de San Antonio Bernal, estado de Querétaro. *Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología*, 7, 119-122.
- Cerca-Martínez, M., Ferrari, L., Chávez-Cabello, G., & Calmus, T. (2004). La deformación Laramide en México: Una evolución geológica no resuelta. *Geoscience*, 24(2).
- Chauvé, P., Fourcade, E., & Carrillo-Martínez, M. (1985). Les rapports structuraux entre les domaines cordillerain et mesogéen dans la partie centrale du Mexique. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences.*, 2(30), 335-340.
- Chávez Cabello, G., Torres Ramos, J. A., Porras Vázquez, N. D., Cossio Torres, T., & Aranda Gómez, J. J. (2011). Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2).
- Cutter, S. L. (1994). *Environmental Risks and Hazards*. New Jersey: Prentice Hall.
- Dávalos, O. G. (2006). *Evolución tectónica Cenozoica en la porción Norte de la falla de Oaxaca*. CEGEO, Juriquilla, Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México. .
- Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Gómez-González, J. M. (2005). Las fases de deformación Cenozoica en la región Huimilpan, Querétaro y su relación con la sismicidad local. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 129-147.
- Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., & Meriggi, L. (2013). Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México. *Sociedad Geológica Mexicana*, 65, 3-15.

- Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., Valencia, V., & Fitz, D. E. (2009). Una nueva interpretación de la estratigrafía de la Región de Toluca, Estado de Querétaro. *Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 491-497.
- Dcerna, Z. (1960). Orogenesis in time and space in Mexico. *Geologische Rundschau*, 50, 595-605.
- Dcserna-Gombos, Z. (1989). An outline of the geology of Mexico, in Bally, A. y Palmer, . En a. W. Bally, *The Geology of North America -An Overview: Boulder CO* (Vol. A, págs. 233-264). The Geology of North Amenea.
- Demant, A. (1978). Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. *Universidad Autonoma de México*, 2, 172-187.
- Dentith, M. C., & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration Geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Dickinson, W. R. (2009). Anatomy and global context of the North American Cordillera. En S. Mahlburg Kay, V. A. Ramos, & W. R. Dickinson, *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (pág. Disponible en : <http://memoirs.gsapubs.org/content/204/1.abstract>. Consultado 10/06/2016).
- Direen, N. G., & Luyendyk, T. (2012). *Aplication of terrain corrections in Autralia (C13). Part1-Land based corrections*. Intrepid user manual: Intrepid geophysics.
- Dobrin, M. B., & Savit, C. H. (1988). *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw-Hill Book Co.
- Eguiluz de Antuaño S., A. G. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental. *Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Everett, M. E. (2013). *Near-surface aplied geophysics*. Texas A and M University: Cambridge University Press.
- Ezio, F., & Vera, P. (2003). Chapter 79.33 Japan. En H. K. William, L. Hiroo Kanamori, P. C. Jennings, & C. Kisslinger, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B* (págs. 937-1948).
- Ferrari, L. (2004). Slab detachment control of mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32(1), 77-80.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquaré, G., & Vaggelli, G. (1994). A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. *Geofísica Internacional*, 33, 107-123.
- Ferrari, L., Morán-Zenteno, D., & González-Torres, E. A. (2007). Actualización de la carta geológica de México, escala 1:4,000,000. *Universidad Autónoma de México. Instituto de Geografía, Nuevo Atlas de México*. Disponible en <http://www.geologia.unam.mx/cgm/actualización2007>.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M. T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-532, 122-149.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., & Romero, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Oriental and Jalisco Block. *Geological Society of America*, 334, 65-84.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., y otros. (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of

- late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Fitz-Diaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolanos-Rodriguez, D., Ortega-Flores, B., & Serrano, A. V. (2012). the role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere*, 8, 931-949.
- Gallastegui, S. J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental Cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22, 9-231.
- GEOMETRICS. (2007). G-856AX, Memory-MagTM. Proton Precession Magnetometer. *Operation Manual 2190 Fortune Drive*. San José, CA 95131.
- GEOSOFT, I. (2005). *GM-SYS Gravity and Magnetic Modeling Software. User Guide* (Vol. 4.10).
- GiménezM., E., Martínez, M. P., & Introcaso, A. (2001). Análisis hidrostático de la cuenca del Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56, 4-19-424.
- Gómez-González, J. M. (2007). *Descripción preliminar de la actividad sísmica ocurrida en Noviembre de 2007 en el municipio de Landa de Matamoros, Qro.* Querétaro: Entregado a Protección Civil del estado y gobierno municipal de Landa de Matamoros.
- Gómez-González, J. M., León-Loya, R. A., & López-Valdivia, E. N. (2013). *Reporte sobre la sismicidad en el municipio de Peñamiller.* Entregado a Protección Civil del Estado de Querétaro.
- Gomez-Tuena, A., Orozco-Ezquivel, M., & Ferrari, F. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Sociedad Geológica Mexicana*, 52(3), 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Ezquivel, M., & Ferrari, L. (2007). *Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt.* Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F.
- Gray, G. G., & Lawton, T. F. (2011). Nuevas limitantes en la temporalidad de la deformación Hidalgoana (Laramídica) en las cuencas de Parras y La Popa, NE México. *Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2).
- Harnold Alberti, M. G. (2012). Generación de un mapa de basamento de la cuenca Barinas-Apure de Venezuela a partir de datos gravimétricos y magnetométricos de origen satelital. (T. d. Licenciatura, Ed.) Cracas: Universidad Central de Venezuela.
- Henderson, R. G., & Zietz, I. (1949). The Upward Continuation of Anomalies in Total Magnetic Intensity Fields. *Geophysics*, 14, 517-534.
- Henderson, R. Z. (1949). The computational of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*, 14, 508-516.
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., y otros. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70, J25-J32.
- Hummer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4(3), 184-194.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration. Third edition.* Balckwell publishing.

- Kostoglodov, V., & Pacheco, J. F. (1999). *Geofísica UNAM*. Recuperado el 15 de 05 de 2017, de Cien Años de Sismicidad en México: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>
- Labarthe-Hernández, G., & Tristán-González, M. (1980). *Cartografía Geológica. Hoja Santa María del Río, San Luis Potosí*. San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología.
- Landridge, R. M., Weldon II, R. J., Moya, J. C., & Suárez, G. (2000). Paleoseismology of the 1912 Acambay Earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 105, 3019-3037.
- León-Loya, R. A. (2014). *Estado y clasificación de la sismicidad en la parte central de la Sierra Madre Oriental*. (Tesis de Maestría ed.). Universidad Autónoma de México.
- Li, Q., Liu, M., & Stein, S. (2009). spatiotemporal Complexity of Continental Intraplate Seismicity: Insights from Geodynamic Modeling and Implications for Seismic Hazard Estimation. *Seismological Society of America*, 99, 52–60.
- Lihua, F., & Gaoyuan, L. (2011). Application of possibility-probability distribution in risk analysis of landfall hurricane-A case study along the East coast of the United States. *Applied Soft Computing*, 11, 4563-4568.
- López-Doncel, R. (2002). Estudios estratigráficos y deposicionales de la Formación Soyatal (Turoniano), en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro, porción centro-occidental del estado de San Luis Potosí (resumen). *En XVI Convención Geológica Nacional* (págs. 335-336). Puerto Vallarta, Jalisco: México, D.F.: Sociedad Geológica Mexicana.
- López-Loera H., T.-G. M. (2013). Geología magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. *Sociedad Geológica Mexicana*, 65, 1.
- López-Ramos, E. (1979). *Geología de México* (Vol. 2). (II, Ed.) México, D.F.
- López-Valdivia, E. N., Gómez-González, J. M., & Yutis, V. (2014). *Aplicación de Métodos Geofísicos en el estudio de la estructura cortical en la parte central de Sierra Gorda de Querétaro*. Juriquilla, Querétaro: Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de México. Centro de Geociencias.
- Martínez-Reyes, J., & Nieto-Samaniego, A. F. (1990). Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología*, 9, 33-50.
- Mazzotti, S. (2007). Geodynamic models for earthquakes studies in Intraplate North America. Continental Intraplate Earthquakes. *Science, Hazard, and Policy Issues GSA Special Paper*, 425, 17-33.
- Mendoza-Rosales, C. C. (1990). *Estructura de sector Xajha (cabalgadura el Doctor) estado de Hidalgo y Querétaro*. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de México.
- Milligan, P. R., & Gunn, P. J. (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2), 63-75.

- Miranda, S., Herrada, A., & Pacino, C. M. (2013). Respuesta instrumental del gravímetro Scintrex Autograv CG-5 (S/N 40484) en modo continuo y relevamiento. *Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, 38, 1-14.
- Muñiz, B. L. (1997). *El geomagnetismo*. (Vol. Cuaderno II). México, D.F: Universidad Autónoma de México. Plaza Valdés S.A. de C.V.
- Mushayandebvu, M. V. (2001). Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*, 66, 814-823.
- 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.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí, A. (2005). La Mesa Central de México: estatigrafía, estructura y evolución tectónica Cenozoica. *Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 285-318.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., & Rosas-Elguera, J. (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the Southern Sierra Madre Occidental volcanic province, México. *Geological Society of American Bulletin*, 111, 347-363.
- Ochoa-Camarillo, H. (1980). *Estudio Geológico-Geoquímico a detalle del área Xichú, Guanajuato*. México, D.F: Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de México.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1982). *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo y Monterrey*. México: The University of Texas at Austin. Ph.D. Dissertation.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1986). Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42.
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., Mcdowell, F., & Solorio-Munguía, J. G. (1996). Geología del Volcán Palo Huerfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 174-183.
- Ramos-Zúñiga, L. G., Medina-Ferrusquía, H. C., & Montalvo-Arrieta, J. C. (2012). Patrones de sismicidad en la curvatura de Monterrey, noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2), 572-589.
- Romo-Ramírez, J. R., & Martínez-Esparza, G. (2006). *Carta Geológica-Minera Tequisquiapan F14-C67, escala 1:50,000, estados de Querétaro e Hidalgo*. Pachuca, Hidalgo: Servicio Geológico Mexicano. Informe tectónico.
- Sánchez, M. A., Weidmann, M. C., Ariza, J. P., Martínez, M. P., & Ruiz, F. (2011). Aálisis de Campo Magnético mediante métodos de filtrado de anomalías en la Sierra Pampeana de Veslasco. *Latinmag Letters Special Issue*, A09, 1-7.
- Sánchez-Bermeo, G., & Ramírez-García, M. F. (2005). *Carta Geológica-Minera San Pablo Toliman E14-C57, estado de Querétaro, escala 1:50,000*. Pachuca, Hidalgo: Servicio Geológico Mexicano. Informe técnico.
- Segerstrom, K. (1956). Estratigrafía y tectónica dle Cenozoico entre México, D.F y Zimapán, Hidalgo. *XX Congreso Geológico Internacional* (págs. 311-323). México, D.F: Excursiones A-14 y C-6.

- Segerstrom, K. (1961). Estratigrafía del área de Bernal-Jalpan Estado de Querétaro. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 16(5 y 6), 183-206.
- Segerstrom, K. (1961). Geología del Suroeste del Estado de Hidalgo y del Noroeste del Estado de México. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 16(3 y 4), 147-168.
- Segerstrom, K. (1962). Geology of South-central Hidalgo and Northeastern Mexico. *United State Geological Survey*, 1104-C, 87-162.
- SGM. (1997). *Carta Geológica Minera Guanajuato F14-7, escala 1:250,000*. Gto., S.L.P., Jal., Zac., Ags. y Qro.: Servicio Geológico Mexicano.
- SGM. (1997). *Carta Geológica Minera Pachuca F14-11, escala 1:250,000*. Hgo., Qro., Edo. Méx., Ver. y Pue.: Servicio Geológico Mexicano.
- SGM. (1997). *Carta Geológica-Minera Ciudad Valles F-14-8, escala 1:250,000*. S.L.P., Qro., Ver., Hgo., y Gto.: Servicio Geológico Mexicano;
- SGM. (1998). *Carta Geológica Minera Peñamiller F14-C47, escala 1:50,000*. Querétaro y Guanajuato: Servicio Geológico Mexicano.
- SGM. (1999). *Carta Geológica Minera Querétaro F14-10, escala 1:250,000*. Qro., Gto., Mich., Jal. y Edo. México: Servicio Geológico Mexicano.
- SGM. (2007). *Carta Geológica Minera San Pablo Toliman F14-C57, escala 1:50,000*. Querétaro: Servicio Geológico Mexicano.
- Sholz, C. H. (1949). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Simons, F. S., & Mapes-Vázquez, E. (1957). Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, Hidalgo. *Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales*, 40, 270.
- Smalley, J. R., Elis, M., Paul, J., & Van-Arsdale, R. B. (2005). Space geodetic evidence for rapid strain rates in the New Madrid seismic zone of central USA. *Nature*, 435, 1088-90.
- Spector, A., & Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aero-magnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Suter, M., & Quintero, O. (1992). Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11,983-11,993.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., & Quintero-Legorreta, O. (1996). Macroseismic Study of Shallow Earthquakes in the Central and Eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México. *Seismological Society of America*, 86(6), 1952-1963.
- Suter, M., López-Martínez, M., & Quintero-Legorreta, O. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geoscience World*, 113(6), 693-703.
- Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16, 621-688.
- Talwani, M., & Heirtzler, J. R. (1964). *Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape* (Vol. 621). Palisades, N.Y: Columbia University, Lamont Geological Observatory.

- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*. New York, USA: Cambridge University Press.
- Torta M., J. (2000). Variaciones geomagnéticas de origen ionosférico en días de calma. *Física de la Tierra*, 12, 205-222.
- Tristán-González, M. (s.f.). *Cartografía Geológica Hoja Tierra Nueva, S.L.P. Escala 1:50,000*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología.
- Tuttle, M. P. (2005). New Madrid in motion. *Nature*, 435, 1037-1039.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (2013). *Paleomagnetismo, deriva continental y tectónica de placas*. Recuperado el 29 de 6 de 2017, de <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/Colecciones/index.php?clave=cTiEspaci2&pag=9>
- USGS. (1977). *Earthquakes Hazards Program*. Recuperado el 15 de 5 de 2016, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem902187#region-info>
- Verma., S. y.-N. (2003). Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces. *International Geology Review*, 45, 724-752.
- White, D. E. (1948). Antimony Deposits of Soyatal District, State of Querétaro, Mexico. *United State Geological Survey*, 960, 35.175.
- Wilson, B. W., Hernández, J. P., & Meave, E. (1955). Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México. *Sociedad Geológica Mexicana*, 18, 1-10.
- Won, J., & Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon : Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52, 232-238.
- Yussim-Guarneros, S. (2004). *Análisis geométrico y fractal de las fracturas rellenas en San Joaquín, Querétaro*. México, D.F.: Instituto de Geología, UNAM. Tesis de maestría.
- Zimmermann, R., Hammerschmidt, K., & Franz, G. (1994). ocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): evidence from ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and petrological investigations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(2), 175-186.
- Zúñiga, F. R., Gómez-González, J. M., & Guzmán-Speziale, M. (2009). La sismicidad de Querétaro. Capítulo 2. En A. Cortés, J. Arzate, & A. Lozano, *El Valle de Querétaro y su Geoentorno* (Vol. I, págs. 17-26). Querétaro: CONCYTEQ-UNAM-UAQ.
- Zúñiga, F. R., Pacheco, J. F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G. J., Espíndola, V. H., & Nava, E. (2003). The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, Mexico; activation of an undocumented fault in the Northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 361, 229-238.
- Zuñiga, R. M., ZUÑIGA R, & Aguirre, G. (2002). *Reporte de las actividades de monitoreo sísmico en el estado de Querétaro. Periodo 2001-2002*. Entregado a la Secretaría de Gobierno del Estado de Querétaro.