



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**EVALUACIÓN DE MOVIMIENTOS DEL SUBSUELO EN SAN LUIS
POTOSI MEDIANTE MÉTODOS DE SISTEMAS DE
POSICIONAMIENTO GLOBAL (G.P.S. DIFERENCIAL) Y
GRAVIMETRÍA**

Tesis que presenta

César Muñoz González

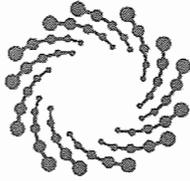
Para obtener el grado de

Maestro(a) en Geociencias Aplicadas

Director (Codirectores) de la Tesis:

Dr. Vsevolod Yutsis

San Luis Potosí, S.L.P., Agosto 2019



IPICYT

Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "***Evaluación de Movimientos del Subsuelo en San Luis Potosí Mediante Métodos de Sistemas de Posicionamiento Global (G.P.S. Diferencial) y Gravimetría***" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **César Muñoz González** y aprobada el veintitrés de agosto del dos mil diecinueve 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 Yutis
Director de la tesis

Dr. José Alfredo Ramos Leal
Miembro del Comité Tutorial

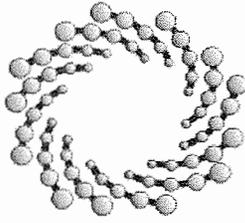
Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

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

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No. de registro) 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 044 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 23 días del mes de agosto del año 2019, se reunió a las 10:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Pablo Dávila Harris	Presidente	IPICYT
Dr. José Alfredo Ramos Leal	Secretario	IPICYT
Dr. Vsevolod Yutis _	Sinodal	IPICYT

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

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

César Muñoz González

sobre la Tesis intitulada:

Evaluación de Movimientos del Subsuelo en San Luis Potosí Mediante Métodos de Sistemas de Posicionamiento Global (G.P.S. Diferencial) y Gravimetría

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutis _

El Jurado, después de deliberar, determinó

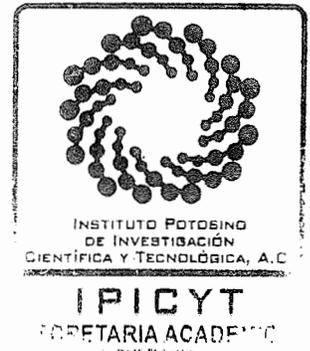
APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 11:00 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 23 días del mes de agosto de 2019.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Dedicatorias

A:

A Dios porque siempre está a mi lado en todo momento y me permitió concluir esta meta personal.

Mi esposa Berenice y mi hija Ximena Xareni que son mi motivo de salir adelante y cumplir mis objetivos personales, por todo el amor que me brindan en los momentos difíciles que se han presentado y por todos los sacrificios que han realizado para cumplir esta meta académica de estudiar la maestría.

A mis padres por educarme e inculcarme a no dejarme vencer y salir adelante en la vida.

Agradecimientos

Quiero agradecer al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) que me brindó para estudiar la maestría y por todo el apoyo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca que me otorgó.

Agradezco a la División de Geociencias Aplicadas por el apoyo y la confianza de presentar el trabajo de tesis y por compartir sus conocimientos durante mi formación académica.

Agradezco mucho al Dr. Vsevolod Yutsis por apoyarme en todo momento, por la confianza y por compartir sus conocimientos para desarrollar el presente trabajo de tesis. A mis demás profesores Dr. Hector López, Dr. Pablo y Dr. José Alfredo que compartieron su experiencia a través de sus clases.

Al M. en C. Simón por ayudarme y explicarme dudas sobre el uso de GPS Diferencial, al M. en C. David Torres por proporcionarme información geofísica y por brindarme los equipos de geofísica, a mis amigos Daniel, Jorge, Jesús y Rosario que me acompañaron en el levantamiento de campo que fue una tarea ardua y complicada. Al M. en C. Randall y M. en C. Joselyn por compartir su experiencia en el procesado de datos geofísicos.

A mis amigos con los que compartí vivienda durante mi estancia en San Luis: Christian, Martha, José Luis (Vichi) y Miguel.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIAS.....	4
AGRADECIMIENTOS.....	5
ABSTRAC.....	12
MOTION EVALUATION OF SUBSOIL IN THE AREA OF SAN LUIS POTOSI APLAYING GLOBAL POSITIONING SYSTEM METHODS (DIFFERENTIAL G.P.S.) AND GRAVITY METHOD.....	12
RESUMEN.	14
EVALUACIÓN DE MOVIMIENTOS DEL SUBSUELO EN EL ÁREA DE SAN LUIS MEDIANTE MÉTODOS DE SISTEMAS DE POSICIONAMIENTO GLOBAL (G.P.S. DIFERENCIAL) Y GRAVIMETRÍA.....	14
CAPÍTULO I	16
GENERALIDADES.....	16
<i>INTRODUCCIÓN.....</i>	<i>16</i>
<i>PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN.....</i>	<i>19</i>
<i>HIPOTESIS.....</i>	<i>21</i>
OBJETIVOS.....	21
Objetivo General.....	21
Objetivos Específicos.....	22
ÁREA DE ESTUDIO.....	22
Ubicación.....	22
CAPITULO II	25
MARCO GEOLÓGICO	25
<i>TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICO.....</i>	<i>25</i>
<i>TERRENO TECTONOESTRATIGRÁFICO.....</i>	<i>27</i>
(MESA CENTRAL).....	27
GEOLOGIA ESTRUCTURAL REGIONAL MESA CENTRAL.....	29
Falla del Bajío.....	29
Falla Taxco-San Miguel de Allende.....	29
Falla San Luis-Tepehuanes.....	30
Sistemas de fallas interior de la Mesa Central.....	30
EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA MESA CENTRAL.....	33
GEOLOGÍA REGIONAL DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	35
GEOLOGÍA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	39
COMPLEJO VOLCÁNICO SIERRA SAN MIGUELITO.....	40
COMPLEJO VOLCÁNICO SAN LUIS POTOSÍ (C.V.S.L.P.).....	42
GEOLOGÍA CUATERNARIO.....	43
ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	44
CRETÁCICO.....	44
Inferior (Formación La Peña (Kip)).....	44
Medio (Formación Cuesta del Cura (Kcc)).....	44
Inferior (Formación Indidura (Ksi)).....	45
TERCIARIO.....	45
Inferior (Formación Cenicero (Tc)).....	45
OLIGOCENO:.....	46
Ignimbrita Santa María (Tis).....	46
Latita Portezuelo (Tpl).....	46
Riolita San Miguelito (Tsmb, Tmso, Tsm, Tsmc).....	46
CUATERNARIO.....	47
Pumicita del Desierto (Qd).....	47
Sedimentos semiconsolidados, colusión y aluvión (Qal).....	48

CAPÍTULO III	49
MARCO TEÓRICO.....	49
<i>FUNDAMENTOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES</i>	49
<i>GRAVIMETRÍA</i>	51
<i>PRINCIPIOS DE LA GRAVEDAD</i>	51
Masa y gravedad.....	51
Unidades de la Aceleración de la gravedad (<i>g</i>).....	53
<i>MEDICIÓN DE LA GRAVEDAD</i>	66
Incertidumbre de medición G.P.S.....	80
Métodos de Observación.....	82
Ventajas y desventajas del uso de G.P.S.....	83
Método de observación Estático Relativo.....	84
Estático Rápido Cinemático.....	85
<i>MOVIMIENTOS DEL SUBSUELO</i>	85
Subsidencia.....	85
Subsidencia en México.....	86
CAPÍTULO IV	88
<i>Metodología</i>	88
<i>Adquisición de Datos Regionales</i>	88
Aeromagnéticos.....	88
Gravimetría Satelital.....	89
Modelo de Elevación. (C.E.M.).....	89
Adquisición de Datos de G.P.S. Diferencial.....	90
<i>PROCESAMIENTO DE DATOS</i>	92
Aeromagnéticos y Gravimétricos Satelitales.....	92
Campo Magnético Reducción al Polo.....	93
Gradientes (Primera Derivada).....	94
Filtro de continuación (ascendente y descendente).....	95
Señal analítica.....	95
Estimación de profundidad de las fuentes.....	96
Deconvolución de Eurler.....	96
Espectro de Potencia.....	97
<i>GRAVIMETRÍA TERRESTRE</i>	98
<i>G.P.S. Diferencial (Estático Rápido Cinemático)</i>	99
CAPÍTULO V	100
<i>RESULTADOS</i>	100
Datos G.P.S. Diferencial.....	100
Línea Norte, Centro y Sur (L1, L2, L3).....	102
Gravimetría Satelital.....	115
Dominios Gravimétricos Satelitales (DGS).....	116
DGS I.....	116
DGS I-A.....	117
DGS II.....	117
DGS III.....	118
DGS IV.....	118
DGS V.....	119
DGS VI, VII y VIII.....	120
<i>LINEAMIENTOS TOPOGRÁFICOS</i>	121
<i>GRAVIMETRÍA TERRESTRE</i>	123
Gravimetría Línea Norte.....	125
Modelo Gravimétrico Línea Norte.....	128
Gravimetría Línea Centro.....	130
Modelo Gravimétrico Línea Centro.....	133
Gravimetría Línea Sur.....	135

Modelo Gravimétrico Línea Sur.....	137
CAPÍTULO VI	139
<i>CONCLUSIONES.....</i>	<i>139</i>
<i>RECOMENDACIONES.....</i>	<i>143</i>
<i>BIBLIOGRAFÍA.....</i>	<i>144</i>
<i>ANEXOS.....</i>	<i>150</i>
Coordenadas Primer y Segunda Campaña (Línea Norte).....	150
Coordenadas Primer y Segunda Campaña (Línea Centro).....	153
Coordenadas Primer y Segunda Campaña (Línea Sur).....	156
Bancos de Nivel Línea Norte (Hundimientos Diferenciales).....	159
Bancos de Nivel con efectos Multi-trayectoria y Removidos (Línea Norte).....	160
Bancos de Nivel Línea Centro (Hundimientos Diferenciales).....	161
Bancos de Nivel con efectos Multi-trayectoria y Removidos (Línea Centro).....	162
Bancos de Nivel Línea Sur (Hundimientos Diferenciales).....	163
Bancos de Nivel con efectos Multi-Trayectoria y Removidos (Línea Sur).....	165
Tablas de cálculos de anomalías gravimétricas y nivel de aguas subterráneas Línea Norte.....	166
Tablas de cálculos de anomalías gravimétricas y nivel de aguas subterráneas Línea Centro.....	167
Tablas de cálculos de anomalías gravimétricas y nivel de aguas subterráneas Línea Sur.....	168
Anomalías gravimétricas línea norte.....	169
Anomalías gravimétricas línea centro.....	171
Anomalías gravimétricas de línea sur.....	173

LISTA DE FIGURAS

FIG. 1 MAPA DE UBICACIÓN DE LAS LÍNEAS CON TESTIGOS PERMANENTES (ARZATE ET AL. 2005).....	18
FIG. 2 METODOLOGÍA G.P.S. DIFERENCIAL CON LA VARIANTE DE ESTÁTICO RÁPIDO.....	19
FIG. 3 MODELO DE EL ORIGEN DE LA SUBSIDENCIA EN EL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ (DR. ARZATE ET AL., 2005).....	20
FIG. 4 MAPA DE ELEVACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO 3D.....	23
FIG. 5 MAPA DE UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO Y LÍNEAS CON TESTIGOS PERMANENTES.....	23
FIG. 6 MAPA DE ELEVACIÓN Y LÍNEAS DE TESTIGOS PERMANENTES MEDIDOS (G.P.S. Y GRAVIMETRÍA).....	24
FIG. 7 PROVINCIAS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE MÉXICO (CAMPA, 1981).....	26
FIG. 8 MAPA DE TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE MÉXICO: B TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS (SEDLICK ET AL., 1993) Y C TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE ACUERDO CON DUNCAN 2004.....	26
FIG. 9 TERRENO TECTONOESTRATIGRÁFICO MESA CENTRAL, SIERRA MADRE ORIENTAL Y SIERRA MADRE OCCIDENTAL Y PROVINCIA FISIOGRAFICA CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO, (I.N.E.G.I. 2016.....	28
FIG. 10. MODELO DE LA CORTEZA TERRESTRE MEDIANTE LA INVERSIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS (KERDAN, 1992).	28
FIG. 11 MODELO BASADO EN LA HIPSOGRAFÍA Y ESPESORES DE LA CORTEZA DE LA MESA CENTRAL (NIETO-SAMANIEGO ET AL., 1999).....	29
FIG. 12 MAPA DE LA DISTRIBUCIÓN ESTRUCTURAL REGIONAL DEL TERRENO TECTONOESTRATIGRÁFICO DE LA MESA CENTRAL (NIETO-SAMANIEGO ET AL., 1997).....	32
FIG. 13 FORMACIÓN DE LOS PLIEGUES BENDING, INFLUYEN FUERZAS PERPENDICULARES O TRANSVERSALES (TWISS-MOORE, 1992).....	37
FIG. 14 MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DE LA ZONA DE ESTUDIO (S.G.M.).....	38
FIG. 15 LOCALIZACIÓN DE COMPLEJOS VOLCÁNICOS EN UN D.E.M. (LABARTHE-HERNÁNDEZ ET AL., 1982).....	41
FIG. 16 GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO SIERRA SAN MIGUELITO (LABARTHE-HERNÁNDEZ ET AL., 1982).....	42
FIG. 17 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE MODIFICADA POR LABARTHE-HERNÁNDEZ ET AL. 1997.....	48
FIG. 18 A) CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE (PETER REID, 2009) Y B) CAMPO GRAVITATORIO TERRESTRE.....	50
FIG. 19 A) GRAVÍMETRO ABSOLUTO Y B) GRAVÍMETRO RELATIVO.....	51
FIG. 20 REPRESENTACIÓN DE LA LEY DE GRAVITACIÓN UNIVERSAL.....	52
FIG. 21 MODELO DE LA FORMA DEL PLANETA TIERRA (AGENCIA ESPACIAL EUROPEA, 2011).....	53
FIG. 22 POTENCIAL GRAVITACIONAL ENTRE DOS MASAS.....	57
FIG. 23 ESFEROIDE DE REFERENCIA Y GEOIDE (PETER H. DANA, 2009).....	59
FIG. 24 PRINCIPIO DEL GRAVÍMETRO (WILLIAM J. HINZE, RALPH J. B. VON FRESE, AFIF H. SAAD., 2013).....	66

FIG. 25 GRAVÍMETRO ABSOLUTO FG-5	67
FIG. 26 ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE,2014).....	70
FIG. 27 ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA EN LAS DIFERENTES COMPONENTES (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE,2014) ..	71
FIG. 28 PLANTILLA DE LOS CÍRCULOS DE HAMMER (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE,2014).....	75
FIG. 29 EFECTOS QUE CAUSAN INCERTIDUMBRE EN MEDICIONES DE G.P.S. A) EFECTO DE MULTITRAYECTORIA, B) EFECTO DE D.O.P., c) MASCARA DE ELEVACIÓN (JAVIER PEÑAFIEL, JORGE ZAYAS, 2004).	82
FIG. 30 BASE G.P.S. Y GRAVIMÉTRICA EN I.P.I.C.Y.T.	91
FIG. 31 APLICACIÓN DE FILTRO DE REDUCCIÓN AL POLO (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE,2014).....	94
FIG. 32 TABLA DE ÍNDICE ESTRUCTURAL PARA CALCULAR LA PROFUNDIDAD CON LA ECUACIÓN DE EULER (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE,2014).	97
FIG. 33 ESPECTRO DE FRECUENCIA (TORRES GAYTAN DAVID, 2013).....	98
FIG. 34 ELIPSE DE ERROR PROBABLE DE LA BASE I.P.I.C.Y.T.....	101
FIG. 35 GRÁFICA DE COORDENADA (z) DE 1ER. Y 2DA. CAMPAÑA LÍNEA NORTE.....	103
FIG. 36 GRÁFICA DE COORDENADA (z) 1ER. Y 2DA. CAMPAÑA LÍNEA CENTRO.	104
FIG. 37 GRÁFICA DE COORDENADA (z) 1ER. Y 2DA. CAMPAÑA LÍNEA SUR	105
FIG. 38 CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL DE SAN LUIS POTOSÍ (S.G.M.).....	107
FIG. 39 CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL REDUCIDO AL POLO SAN LUIS POTOSÍ.....	108
FIG. 40 CAMPO MAGNÉTICO REDUCIDO AL POLO CON DOMINIOS AEROMAGNÉTICOS (DAM'S) DE SAN LUIS POTOSÍ.....	109
FIG. 41 PERFIL TRAZADO EN DIRECCIÓN E-W PARA DETERMINAR DOMINIOS AEROMAGNÉTICOS (SAN LUIS POTOSÍ).	109
FIG. 42 PERFIL EN DIRECCIÓN E-W LÍNEA CENTRO EN MAPA DE CONTINUACIÓN ASCENDENTE 0.5 KM DE SAN LUIS POTOSÍ.	110
FIG. 43 CAMPO MAGNÉTICO REDUCIDO AL POLO CON FILTRO DE CONTINUACIÓN ASCENDENTE (0.5KM) DE SAN LUIS POTOSÍ.....	110
FIG. 44 MAPA GEOLÓGICO S.G.M. Y MAPA MAGNÉTICO REDUCIDO AL POLO CON FILTRO DE CONTINUACIÓN ASCENDENTE 0.5 KM.	112
FIG. 45 LINEAMIENTOS MAGNÉTICOS MARCADO EN EL MAPA DE 1RA. DERIVADA VERTICAL (z) DE SAN LUIS POTOSÍ.	113
FIG. 46 LINEAMIENTOS MAGNÉTICOS EN MAPA DE 1RA. DERIVADA VERTICAL (z) CON EL FILTRO DE CONTINUACIÓN ASCENDENTE DE 0.5 KM. Y 1 KM. DE SAN LUIS POTOSÍ.	114
FIG. 47 LINEAMIENTOS TOPOGRÁFICOS (AMARILLO), LINEAMIENTOS MAGNÉTICOS (NEGRO), FALLA S.L.P.(ROJO).....	115
FIG. 48 (A) MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (SATELITALES) Y (B) MAPA DE DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER DE SAN LUIS POTOSÍ.	117
FIG. 49 PERFIL EN DIRECCIÓN N-S PARA DETERMINAR DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES.....	118
FIG. 50 PERFIL EN DIRECCIÓN E-W PARA DETERMINAR DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES.....	119
FIG. 51 PERFIL EN DIRECCIÓN E-W PARA DETERMINAR DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES.....	119
FIG. 52 PERFIL EN DIRECCIÓN E-W PARA DETERMINAR DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES.....	120
FIG. 53 SATELITALES. MAPA GEOLÓGICO S.G.M. Y DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES DE SAN LUIS POTOSÍ.	121
FIG. 54 PERFIL EN DIRECCIÓN N-S PARA DETERMINAR DOMINIOS GRAVIMÉTRICOS.....	121
FIG. 55 MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL (I.N.E.G.I.) CON LINEAMIENTO TOPOGRÁFICOS, FALLAS ESTRUCTURALES S.G.M. Y FALLAS LOCALES S.L.P.....	122
FIG. 56 GRAFICA DE COMPARACIÓN DE GRAVEDAD LÍNEA NORTE.....	123
FIG. 57 GRAFICA DE COMPARACIÓN DE GRAVEDAD LÍNEA CENTRO.....	124
FIG. 58 GRAFICA DE COMPARACIÓN DE GRAVEDAD LÍNEA SUR.	124
FIG. 59 MAPA DE GRADIENTE HORIZONTAL DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (LÍNEA NORTE).....	126
FIG. 60 MAPA DE DERIVADA POR INCLINACIÓN CON CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 500M. LÍNEA NORTE	127
FIG. 61 MAPA GEOLÓGICO Y GRADIENTE HORIZONTAL DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER DE SAN LUIS POTOSÍ (LÍNEA NORTE).	127
FIG. 62 MAPA TOPOGRÁFICO Y MAPAS DE GRADIENTE HORIZONTAL DE LA ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (DR. ARZATE 2012- ESTUDIO DE S.L.P. 2015).	128
FIG. 63 MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO 2D DE LA LÍNEA NORTE DEL ESTUDIO DE SAN LUIS POTOSÍ.	129
FIG. 64 MAPA DE GRADIENTE HORIZONTAL DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (LÍNEA CENTRO).	130
FIG. 65 MAPA TOPOGRÁFICO Y MAPAS DE GRADIENTE HORIZONTAL DE LA ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (DR. ARZATE 2012- ESTUDIO DE S.L.P. 2015).	131
FIG. 66 MAPA DE DERIVADA POR INCLINACIÓN CON CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 500M. LÍNEA CENTRO.....	132

FIG. 67 MAPA GEOLÓGICO Y GRADIENTE HORIZONTAL DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER DE SAN LUIS POTOSÍ (LÍNEA CENTRO).....	133
FIG. 68 MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO 2D DE LA LÍNEA CENTRO DEL ESTUDIO DE SAN LUIS POTOSÍ.....	134
FIG. 69 MAPA DE GRADIENTE HORIZONTAL DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (LÍNEA SUR).....	135
FIG. 70 MAPA TOPOGRÁFICO Y MAPAS DE GRADIENTE HORIZONTAL DE LA ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (DR. ARZATE 2012- ESTUDIO DE S.L.P. 2015).	136
FIG. 71 MAPA DE DERIVADA POR INCLINACIÓN CON CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 500M. LÍNEA CENTRO	137
FIG. 72 MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO 2D DE LA LÍNEA SUR DEL ESTUDIO DE SAN LUIS POTOSÍ.	138
FIG. 73 MAPA GRAVIMÉTRICO (LÍNEA NORTE, CENTRO Y SUR).....	142
FIG. 74 BANCO DE NIVEL 3-007	159
FIG. 75 BANCO DE NIVEL 3-013	159
FIG. 76 BANCO DE NIVEL 3-015	159
FIG. 77 BANCO DE NIVEL 3-016.....	159
FIG. 78 BANCO DE NIVEL 3-020 (OBSTÁCULO ÁRBOL)	160
FIG. 79 BANCO DE NIVEL 3-008 (G.P.S. CERCA DE PILAR DE CASA).....	160
FIG. 80 BANCO DE NIVEL 3-027 (G.P.S. INESTABLE).....	160
FIG. 81 BANCO DE NIVEL 2-015	161
FIG. 82 BANCO DE NIVEL 2-027	161
FIG. 83 BANCO DE NIVEL 2-016.....	161
FIG. 84 BANCO DE NIVEL 2-005	161
FIG. 85 BANCO DE NIVEL 2-006.....	161
FIG. 86 BANCO DE NIVEL 2-007	161
FIG. 87 BANCOS DE NIVEL REMOVIDOS:	162
FIG. 88 BANCO DE NIVEL 2-025 (G.P.S. CERCA DE BARRA)	162
FIG. 89 BANCO DE NIVEL 3-109.....	163
FIG. 90 BANCO DE NIVEL 3-110.....	163
FIG. 91 BANCO DE NIVEL 3-101.....	163
FIG. 92 BANCO DE NIVEL 3-115	164
FIG. 93 BANCO DE NIVEL 3-119.....	164
FIG. 94 BANCO DE NIVEL 3-108 (G.P.S. INESTABLE).....	165
FIG. 95 BANCO DE NIVEL 3-116 (POSTE DE LUZ)	165
FIG. 96 BANCO DE NIVEL 3-102 (LÍNEA DE ALTA TENSIÓN)	165
FIG. 97 MAPA DE ANOMALÍA COMPLETA DE BOUGUER (A) PRIMER CAMPAÑA Y (B) SEGUNDA CAMPAÑA.....	169
FIG. 98 MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (A) PRIMER CAMPAÑA Y (B) SEGUNDA CAMPAÑA.....	170
FIG. 99 MAPA DE ANOMALÍA COMPLETA DE BOUGUER (A) PRIMER CAMPAÑA Y (B) SEGUNDA CAMPAÑA.....	171
FIG. 100 MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (A) PRIMER CAMPAÑA Y (B) SEGUNDA CAMPAÑA.....	172
FIG. 101 MAPA DE ANOMALÍA COMPLETA DE BOUGUER (A) PRIMER CAMPAÑA Y (B) SEGUNDA CAMPAÑA.....	173
FIG. 102 MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (A) PRIMER CAMPAÑA Y (B) SEGUNDA CAMPAÑA.....	174

LISTA DE ECUACIONES

ECUACIÓN 1 ECUACIÓN DE UN CAMPO VECTORIAL CONTINUO.	50
ECUACIÓN 2 (MICHEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE, 2014).	52
ECUACIÓN 3 (MICHEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE, 2014).	52
ECUACIÓN 4 SEGUNDA LEY DE NEWTON (RAYMOND A. SERWAY, JOHN W. JEWETT ,2005).....	52
ECUACIÓN 5 LEY DE LA GRAVITACIÓN UNIVERSAL (RAYMOND A. SERWAY, JOHN W. JEWETT ,2005).....	52
ECUACIÓN 6 FUERZA DE PESO DE UN CUERPO SOBRE LA TIERRA.....	53
ECUACIÓN 7 PESO DE UN CUERPO.....	53
ECUACIÓN 8 ACELERACIÓN DE LA GRAVEDAD	53
ECUACIÓN 9 CÁLCULO DEL EXCESO DE MASA DEL CUERPO (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE, 2014).	54
ECUACIÓN 10 CÁLCULO DE MASA ABSOLUTA DEL CUERPO (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE, 2014).	54
ECUACIÓN 11 TRABAJO EN UNA TRAYECTORIA CERRADA.	55

ECUACIÓN 12 TRABAJA DEBIDO A UNA FUERZA CONSERVATIVA.	55
ECUACIÓN 13	55
ECUACIÓN 14 LEY DE LA GRAVITACIÓN UNIVERSAL EN FORMA VECTORIAL.....	55
ECUACIÓN 15 TRABAJO EN FUNCIÓN DEL RADIO ENTRE DOS MASAS.....	56
ECUACIÓN 16 POTENCIAL GRAVITACIONAL.	57
ECUACIÓN 17 A) COORDENADAS CARTESIANAS Y B) COORDENADAS ESFÉRICAS.	57
ECUACIÓN 18 CÁLCULO DEL ACHATAMIENTO POLAR (RAYMOND A. SERWAY, JOHN W. JEWETT ,2005).	58
ECUACIÓN 19 GRAVEDAD TEÓRICA (I.U.G.G.,1930)	60
ECUACIÓN 20 GRAVEDAD TEÓRICA (G.R.S, 1967).	60
ECUACIÓN 21 CÁLCULO DE LA DENSIDAD REAL. (WILLIAM J. HINZE, RALPH J. B. VON FRESE, AFIF H. SAAD.,2013).	61
ECUACIÓN 22 DENSIDAD APARENTE (WILLIAM J. HINZE, RALPH J. B. VON FRESE, AFIF H. SAAD.,2013).....	61
ECUACIÓN 23 CÁLCULO DE LA DENSIDAD NATURAL. (WILLIAM J. HINZE, RALPH J. B. VON FRESE, AFIF H. SAAD.,2013).....	62
ECUACIÓN 24 VELOCIDAD DE LA ONDA P Y S (WILLIAM J. HINZE, RALPH J. B. VON FRESE, AFIF H. SAAD.,2013).	63
ECUACIÓN 25.....	63
ECUACIÓN 26 (ADAMS–WILLIAMSON,1923)	63
ECUACIÓN 27 (WILLIAM J. HINZE, RALPH J. B. VON FRESE, AFIF H. SAAD.,2013).	67
ECUACIÓN 28 CÁLCULO DE LA GRAVEDAD RELATIVA MEDIANTE EL PÉNDULO PORTABLE.	68
ECUACIÓN 29 LEY DE HOOKE (MICHAEL DENTITH, STEPHEN T. MUDGE, 2014).	69
ECUACIÓN 30.....	69
ECUACIÓN 31.....	69
ECUACIÓN 32.....	69
ECUACIÓN 33.....	70
ECUACIÓN 34.....	72
ECUACIÓN 35.....	73
ECUACIÓN 36.....	73
ECUACIÓN 37.....	75
ECUACIÓN 38.....	76
ECUACIÓN 39.....	76
ECUACIÓN 40.....	76
ECUACIÓN 41.....	79
ECUACIÓN 42.....	96
ECUACIÓN 43.....	97
ECUACIÓN 44.....	98
ECUACIÓN 45 CÁLCULO DE GRAVEDAD ABSOLUTA.1.....	98
ECUACIÓN 46 CALCULO DE ASCENSO Y DESCENSO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS.	125
ECUACIÓN 47 CÁLCULO DE GRADIENTE HORIZONTAL	126

LISTA DE TABLAS

TABLA 1 DENSIDAD DE ROCAS SEDIMENTARIAS (WILLIAM MURRAY,1990).	64
TABLA 2 DENSIDAD DE ROCAS ÍGNEAS (WILLIAM MURRAY,1990).	64
TABLA 3 DENSIDAD DE ROCAS METAMÓRFICAS (WILLIAM MURRAY,1990).	65
TABLA 4 DENSIDAD DE LOS MINERALES EN LAS ROCAS (WILLIAM MURRAY, 1990).....	65
TABLA 5 COORDENADAS DEL BANCO DE NIVEL (IPICYT, LABORATORIO DE GEOFÍSICA)	90
TABLA 6 COORDENADAS DE PLACA DE INEGI (GRAVEDAD ABSOLUTA)	92
TABLA 7 COORDENADA DE ELEVACIÓN 1ER. Y 2DA. CAMPAÑA DE MEDICIÓN (LÍNEA NORTE)	103
TABLA 8 COORDENADAS DE ELEVACIÓN 1ER. Y 2DA. CAMPAÑA DE MEDICIÓN (LÍNEA CENTRO).....	104
TABLA 9 COORDENADAS DE ELEVACIÓN 1ER. Y 2DA. CAMPAÑA (LÍNEA SUR).....	104
TABLA 10 DENSIDAD DE UNIDADES LITOLÓGICAS	129
TABLA 11 DENSIDADES DE UNIDADES LITOLÓGICAS	134
TABLA 12 DENSIDADES DE UNIDADES LITOLÓGICAS	138

ABSTRAC.

Motion evaluation of subsoil in the area of San Luis Potosi applying Global Positioning System methods (Differential G.P.S.) and gravity method.

Key words: San Luis Potosi Valley, differential sinking, differential G.P.S., Aeromagnetometry, Gravimetric, anomales aeromagnetics and gravimertrics, geological geophysical models.

In Mexico one of the most recent problems that had been main presented on Valley or basing like Queretaro, Puebla, Guanajuato, Zacatecas and San Luis Potosi. It's the differential sinking of the terrain that produced material damages in the urban infrastructure, the principal studies indicates damages in produced due to excessive explotation of superficial aquifers, according with this, is presented not just for the last causes as we mentioned, geological structures (faults) not indentified or mapped by goverment institutes.

The next thesis study was realized in San Luis Potosi, a long of three lines with West-East direction conformed by level points (Banks) that are disposed through the study area and established by Dr. Arzate in his proyect "Geological-geophysical study for the evaluation of sinking in the metropolitan area of San Luis Potosi- Soledad de Graciano Sánchez" in wich he acquiered geodesic information accurate and geophysical data for the characterization of the subsoil.

Based in the recent information publish for I.M.P.L.A.N. to make comparison and integration geophysical, geodesic and geological data for adquired geophysical model of study area where interpreted local structures geological (faults and fractures) parallel of the regional normal fault mapped for S.G.M. in your geological map and it's cover with sediments recents (Qal) and determinated shape hidrological basament (ToLa, Tolg and ToR).

This is local structures geological that formed grabens and horts product of tensión stress in the process Laradime Tectonic and the shape hidrological basament cause differential sinking in zone where localized low values gravity (- 3.13 a -1.19 mGal) along the three lines, this áreas are interpreted like grabens filling recents sediments (Qal). The other analized that was done the gravity measurements comparison and performance recent sediments when satúrate

with fluids (Groundwater) in the porous space rocks. This is effect cause increase relative gravity or decrease.

Both factors accelerate the process sinking differential down to 12 cm in some zones of the subsoil in San Luis Potosi (zones with mass deficit or low values of the relative gravity).

RESUMEN.

Evaluación de Movimientos del Subsuelo en el Área de San Luis Mediante Métodos de Sistemas de Posicionamiento Global (G.P.S. Diferencial) y Gravimetría.

Palabras Clave: *Valle de San Luis Potosí, Hundimientos diferenciales, Bancos de Nivel, G.P.S diferencial, Aeromagnética, Gravimetría, Anomalías gravimétricas y aeromagnéticas, Modelos Geológico Geofísico.*

En México unos de los problemas recientes que se han presentado principalmente en valles o cuencas como Querétaro, Puebla, Guanajuato, Zacatecas y San Luis Potosí es el hundimiento diferencial o subsidencia del subsuelo que causa daños en la infraestructura urbana, que la mayoría de los estudios asocia principalmente a la sobreexplotación del acuífero superficial, es por ello que hoy en día se han empleado técnicas geofísicas y geodésicas para identificar zonas donde se presenta este problema, no solo debido a la causa anteriormente mencionada, sino a la presencia de estructuras geológicas (fallas) no identificadas o mapeadas por organismos gubernamentales.

El presente estudio de tesis se realizó en el Valle de San Luis Potosí, a lo largo de tres líneas en dirección **Oeste-Este** conformadas por bancos de nivel que cruzan el área de estudio y establecidos anteriormente por el Dr. Arzate y colaboradores en su trabajo "**Estudio Geológico-Geofísico para la evaluación de los hundimientos y agrietamientos en el área metropolitana San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez**", sobre los cuales se adquirió información geodésica de precisión e información geofísica para caracterizar los contrastes presentes en el subsuelo.

Con base a la información más reciente, publicado por el I.M.P.L.A.N. (2012) se llevó a cabo una comparación e integración de información geológica, geofísica y geodésica para obtener modelos geológico-geofísico del área de estudio, en los cuales se interpretaron estructuras geológicas locales (fallas, fracturas) paralelas a la falla normal regional determinada por S.G.M. en su carta geológica F14-84, estas se encuentran cubiertas por unidades litológicas recientes (Qal) y se determinó la forma del basamento hidrológico (ToLa, Tolg, ToR).

Estas estructuras locales interpretadas dieron origen a grabens y horts producto de esfuerzos de tensión durante el proceso Tectónico Laramide, así también, la forma irregular del basamento hidrológico, son los dos factores que provocan hundimientos diferenciales, en zonas donde se localizan valores bajos de gravedad relativa (-3.13 a -1.19 mGal) a lo largo de las tres líneas, estas áreas fueron interpretadas en los modelos como grabens rellenos de sedimentos recientes. Otro análisis que se realizó fue la comparación y el comportamiento de la unidad litológica reciente cuando está saturada de agua, el cual aumenta su densidad en temporada de lluvias y viceversa cuando no llueve, lo que fue interpretado como un factor más que acelera o provoca hundimientos diferenciales de hasta 10 cm. en algunas zonas del subsuelo en el Valle de San Luis Potosí.

Capítulo I
Generalidades.
INTRODUCCIÓN.

A nivel mundial, es de gran importancia el estudio del subsuelo, debido a que existen diferentes fenómenos antropogénicos (minería, presas, asentamiento urbano etc.) y naturales como sismos, deslizamientos, movimientos tectónicos y hundimientos, entre otros, que provocan deterioros en la infraestructura civil y urbana.

Por ejemplo, en Italia, en la ciudad de Prato, se han realizado estudios a través de técnicas de percepción remota, mediante el uso de imágenes satelitales, en donde se calculó una tasa de subsidencia de 8.3 cm/ año (*Raucoules et al. 2003*), en China, en la capital de Shangai (*Chai et al.2004*) reportaron la subsidencia del terreno de 2-3 m en la parte central de la Shangai, la cual es provocada por la sobreexplotación del acuífero. Dichos daños se pueden prevenir con diversos estudios científicos o técnicas, que proporcionan un conocimiento de las condiciones del subsuelo, apoyando a mitigar el peligro y el riesgo, que afecten al suelo, debido a este fenómeno natural.

México no es la excepción, el tener conocimiento de la forma y condiciones físicas del subsuelo son importantes, para la construcción de obras civiles (edificios, carreteras, puentes, presas etc.), para tener mejores planeaciones para el diseño urbano ambiental; conocer la estructura del subsuelo tiene por objetivo de establecer mejores normas de construcción, diseños o técnicas de edificaciones, ante fenómenos naturales (sismos, deslizamiento de taludes, subsidencia etc.) que dañen dicha infraestructura urbana.

Entre las técnicas científicas que nos ayudan a comprender la estructura del subsuelo, se puede realizar un estudio de Geotecnia, el cual podemos definir como una rama de la Geología Aplicada que se encarga del estudio del subsuelo de sus propiedades mecánicas e hidráulicas para el diseño y construcción que se encuentren en contacto con el suelo (*Luis Felipe Guevara Urquiza, diciembre 2004*).

Otra herramienta que se aplica para conocer las condiciones del subsuelo es la Geofísica, que se considera como una rama de la geofísica aplicada y se define como una ciencia que estudia los campos físicos naturales y campos inducidos para conocer las propiedades físicas del subsuelo (*Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., 2009*).

En este proyecto de tesis se aplicarán técnicas de geofísica aplicada, empleando métodos potenciales, los cuales podemos definir como aquellos métodos geofísicos que miden las variaciones de campos potenciales como el campo magnético, campo gravimétrico y campo electromagnético (*Alfonso Álvarez Manilla Aceves, 2003*). El método que se utilizara en este proyecto de tesis, es el método gravimétrico.

Con Base a trabajos anteriores realizados por **IMPLAN** (Instituto Municipal de Planeación de San Luis Potosí) (*Dr. Jorge A. Arzate Flores, et. al 2005*), en el cual se establecieron tres líneas que cruzan el estado de San Luis Potosí con rumbo Oeste-Este; en cada línea se colocaron bancos de nivel topográficos de **I.N.E.G.I.** e **I.M.P.L.A.N.** y testigos (clavos, tornillos), la distancia aproximada entre cada placa es de 1 km. para la Línea 3 (norte) y 2,(centro) mientras que la línea 1 (sur) la separación es de 0.5 km., estos bancos de nivel fueron medidos con estación total (*Fig. 1*).

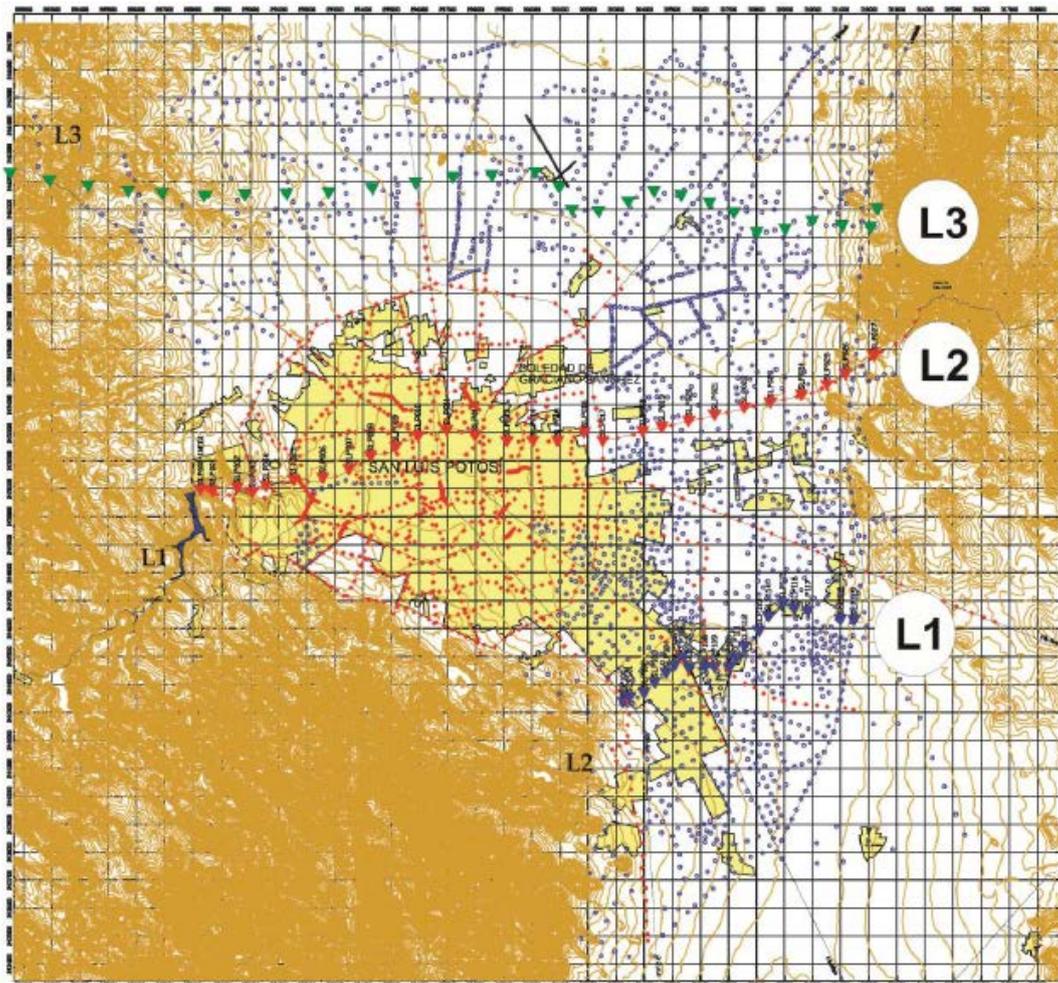


Fig. 1 Mapa de ubicación de las líneas con testigos permanentes (Arzate et al. 2005)

Todas estas técnicas aplicadas se realizaron con una finalidad, conocer el índice de subsidencia en el valle de San Luis Potosí. La subsidencia se define como un proceso de compactación diferencial del subsuelo debido a la extracción de fluidos del relleno sedimentario en periodo de tiempo largo (Arzate et. al,2005). En el valle de San Luis Potosí, la subsidencia es asociada a la sobreexplotación del acuífero y la forma irregular del basamento rocoso sobre la cual se encuentra la zona urbanizada.

En el presente proyecto de investigación, se efectuaron mediciones de gravimetría y GPS diferencial en los bancos de nivel (*testigos permanentes*), con el objetivo de ver los desplazamientos diferenciales verticales, analizar si los resultados adquiridos tienen alguna relación entre los agrietamientos superficiales, con alguna falla en el basamento rocoso o movimientos de las

masas rocosas a profundidad y obtener las coordenadas (x, y, z) de los testigos o bancos de nivel topográficos a través de G.P.S. diferencial.

La metodología aplicada para obtener las coordenadas con G.P.S. diferencial, fue el estático rápido (*Fig. 2*), en el cual a partir de un punto con coordenadas conocidas (*estación base*) se trata de conocer las coordenadas de los puntos a medir (*rover*), la precisión que resultante de esta metodología es entre 5mm+1ppm a 10mm+1ppm (*Mercedes Farjas Abadía et al, 2007*). Esta metodología es empleada para analizar seguimientos de movimiento tectónicos, redes topográficas locales, apoyo fotogramétrico etc.

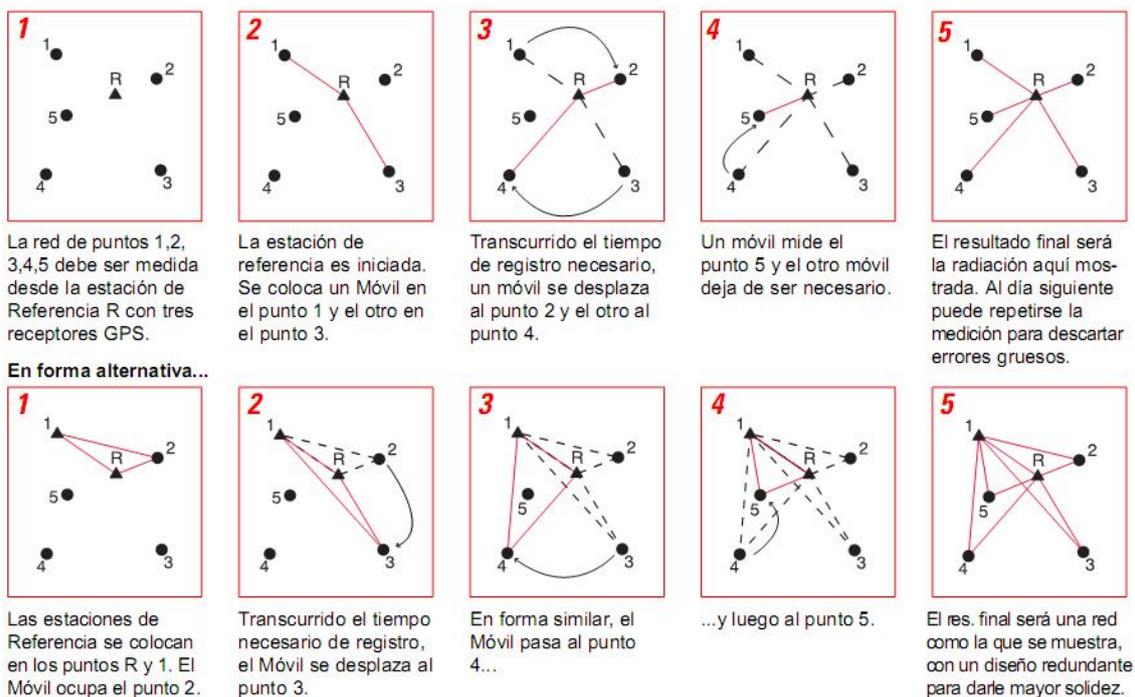


Fig. 2 Metodología G.P.S. Diferencial con la variante de Estático Rápido

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN.

En el estado de San Luis Potosí, se han elaborado diversos trabajos referentes a la subsidencia, tratando de explicar este fenómeno natural, el cual es asociado principalmente a la extracción excesiva de fluidos, principalmente en capas sedimentarias granulares depositadas recientemente en las partes bajas. Este fenómeno natural se exhibe en cuencas sedimentarias y en los valles. En México los

estados que presentan esta problemática son: Ciudad de México, Querétaro, Zacatecas, Aguascalientes y San Luis Potosí.

Sin embargo, la sobreexplotación no es el único factor que ocasiona la subsidencia, sino también es causado por la forma irregular del basamento rocoso, compactación de la capa sedimentaria debido a la carga litostática y la resistencia de los sedimentos granulares a la que pueda estar sometida debido a esfuerzos (comprensión o tensión) que producen fracturas y fallas en las rocas, la reactivación de fallas geológicas superficiales que se encuentran cubiertas por sedimentos recientes y que pueden ser erosionados por el flujo de agua de un acuífero superficial, movimientos tectónicos.

Uno de los primeros trabajos a cerca de la subsidencia en el estado de San Luis Potosí, fue elaborado por *Trueba et al (2004)*, el cual consta de un análisis geológico y geotécnico del valle de San Luis Potosí, con la finalidad de identificar los agrietamientos que causan la subsidencia. El trabajo de *López-Doncel et al (2006)*, aborda también esta problemática, el área de estudio es el centro histórico de San Luis Potosí, en dicho análisis, observa edificios históricos que presentan daños originado por el agrietamiento superficial (*fallas preexistentes*).

La investigación elaborada por *Aranda et al (2008)*, donde se detallaron los agrietamientos superficiales y fallas superficiales e identificaron que estos son los factores principales que origina la subsidencia, pero también se plantearon dos elementos más que igualmente causan la subsidencia, la primera causa la atribuyen a la compactación del relleno sedimentario del valle y la otra al relleno de antiguos paleocausas por sedimentos no consolidados.

El último estudio y más reciente a cerca de la subsidencia en el Valle de San Luis Potosí, fue realizada por el Dr. Arzate et al (2008-2012) en conjunto con el gobierno de San Luis

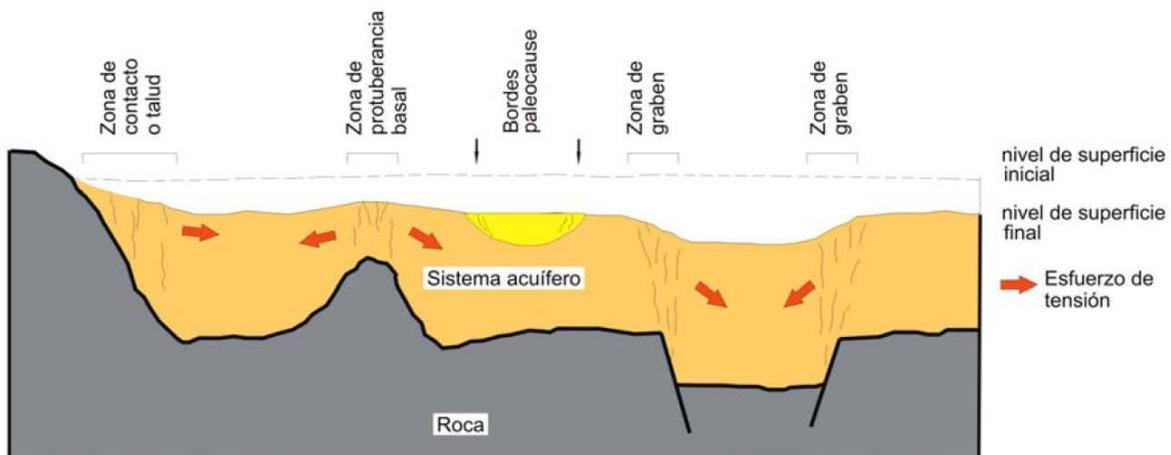


Fig. 3 Modelo de el origen de la subsidencia en el valle de San Luis Potosí (Dr. Arzate et al., 2005)

Potosí, realizaron un estudio geológico-geofísico, con el objetivo de determinar que las fallas en el lecho rocoso, que asoció a la sobreexplotación de agua subterránea, la forma irregular del basamento y coincide con Aranda et al (2008) en cuanto a un esquema del origen de las grietas superficiales (*Fig. 3*)

Con base a los trabajos antes mencionados se decidió realizar el presente proyecto de tesis, en el cual se propone a futuro desarrollar una red de monitoreo , para medir de subsidencia en el Valle de San Luis Potosí, reconocer si existen otras zonas donde se presente la misma problemática, mediante métodos geofísicos (gravimetría) y topográficos (GPS Diferencial), esta metodología propuesta nos proporcionará información a detalle del comportamiento del lecho rocoso en el que se encuentra cimentada la zona metropolitana e identificar nuevas zonas de fallas superficiales que afecten a las obras civiles.

HIPOTESIS.

De acorde a todos los estudios geológicos, geofísicos, gestión de riesgos que se han llevado por instituciones gubernamentales e institucionales, tratando de explicar la subsidencia en valles sobre las que se edifican algunas zonas urbanas, se planea la siguiente hipótesis de investigación:

“Los movimientos recientes en el subsuelo de San Luis Potosí son ocasionados por la existencia de un conjunto de fallas superficiales, que están cubiertas por sedimentos recientes (aluvión) y por fallas en el basamento rocoso, que generan estructuras geológicas locales (grabens y horts), que a su vez originan movimientos diferenciales del subsuelo de forma horizontal y vertical en un lapso de tiempo.”

OBJETIVOS

Objetivo General.

Determinar y analizar las posibles causas de movimientos recientes del subsuelo en el Valle de San Luis Potosí (área metropolitana y alrededores), empleando métodos potenciales geofísicos (gravimetría,) y métodos de sistema de posicionamiento global (GNSS).

Objetivos Específicos.

- Establecer una red de monitoreo gravimétrico y topográfico para evaluar la subsidencia en el área de estudio para determinados lapsos de tiempo.
- Identificar nuevos agrietamientos superficiales y fallas de la zona de estudio que estén incrementado los movimientos diferenciales.
- Encontrar una si existe una correlación entre fallas superficiales y fallas en el basamento rocoso mediante métodos potenciales geofísicos (gravimetría).
- Realizar una integración de datos de geofísica con la información geológica de la zona de estudio.
- Monitorear a través de dos campañas de medición topográfica y geofísica.
- Elaborar un modelo geológico-geofísico de las líneas de establecidas.
- Proponer nuevos testigos permanentes para futuras campañas de medición para analizar a detalle la subsidencia.

ÁREA DE ESTUDIO

Ubicación.

El estado de San Luis potosí se encuentra entre las coordenadas $21^{\circ} 09'30''$ y $24^{\circ} 33'09''$ latitud Norte, y $98^{\circ} 19'52''$ y $102^{\circ} 17'51''$ longitud Oeste. Colinda al norte con los estados: Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y Zacatecas, al sur con los estados: Guanajuato, Hidalgo y Querétaro, al este con: Estado de Veracruz y al oeste con: Estado de Jalisco y Zacatecas.

El área de interés, para este trabajo se ubica en el área urbanizada de San Luis potosí y sus alrededores, las coordenadas de la región son: (266725.00 m E y 2480928.00 m N) y (326725.00 m E, 2420928.00 m N) (*Fig. 4*), su elevación promedio es de 1800-2100 m.s.n.m. (*Fig. 5 y 6*).

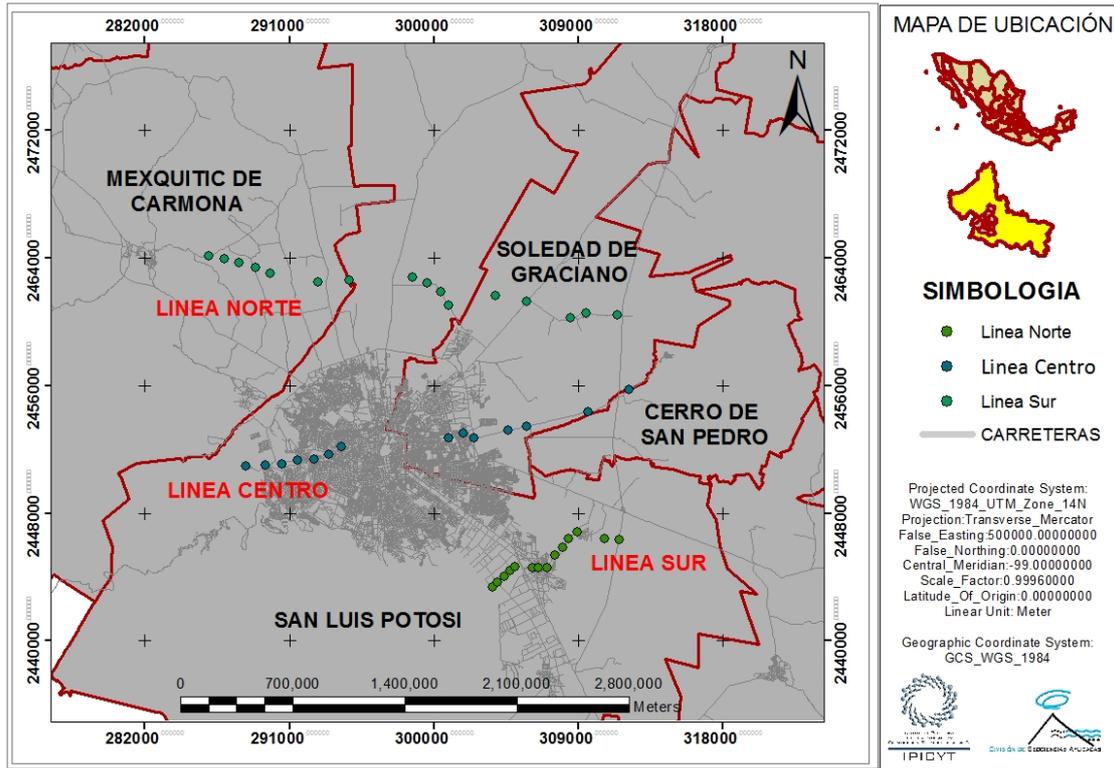


Fig. 5 Mapa de Ubicación de la zona de estudio y líneas con testigos permanentes.

MAPA TOPOGRAFICO ZONA DE ESTUDIO

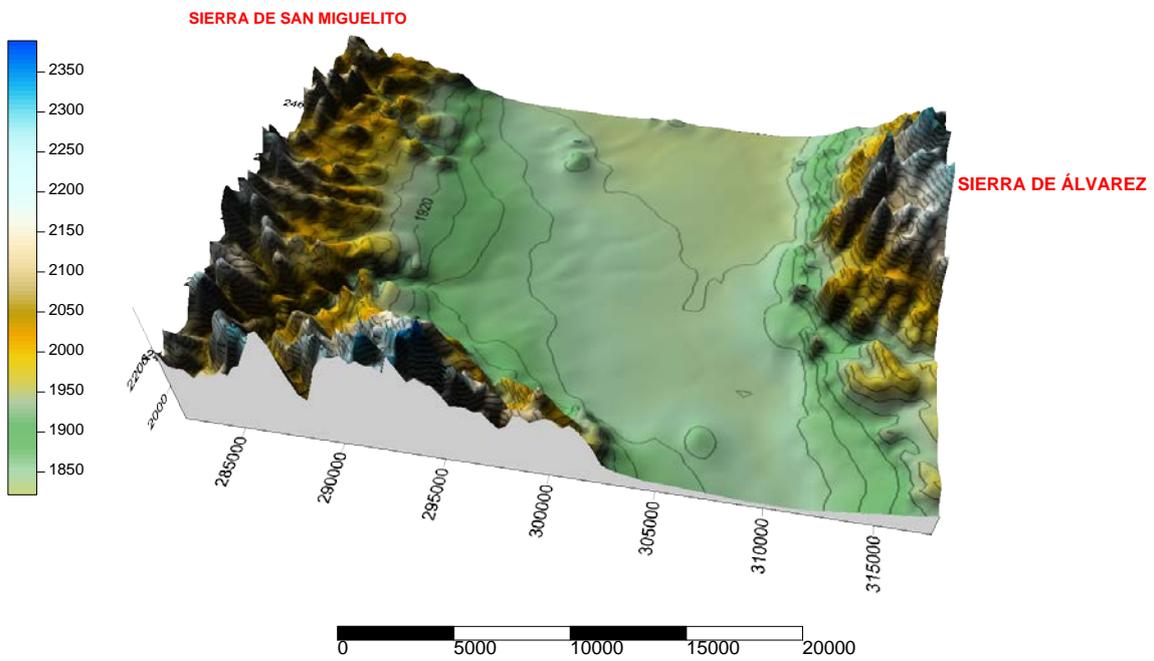


Fig. 4 Mapa de elevación de la zona de estudio 3D.

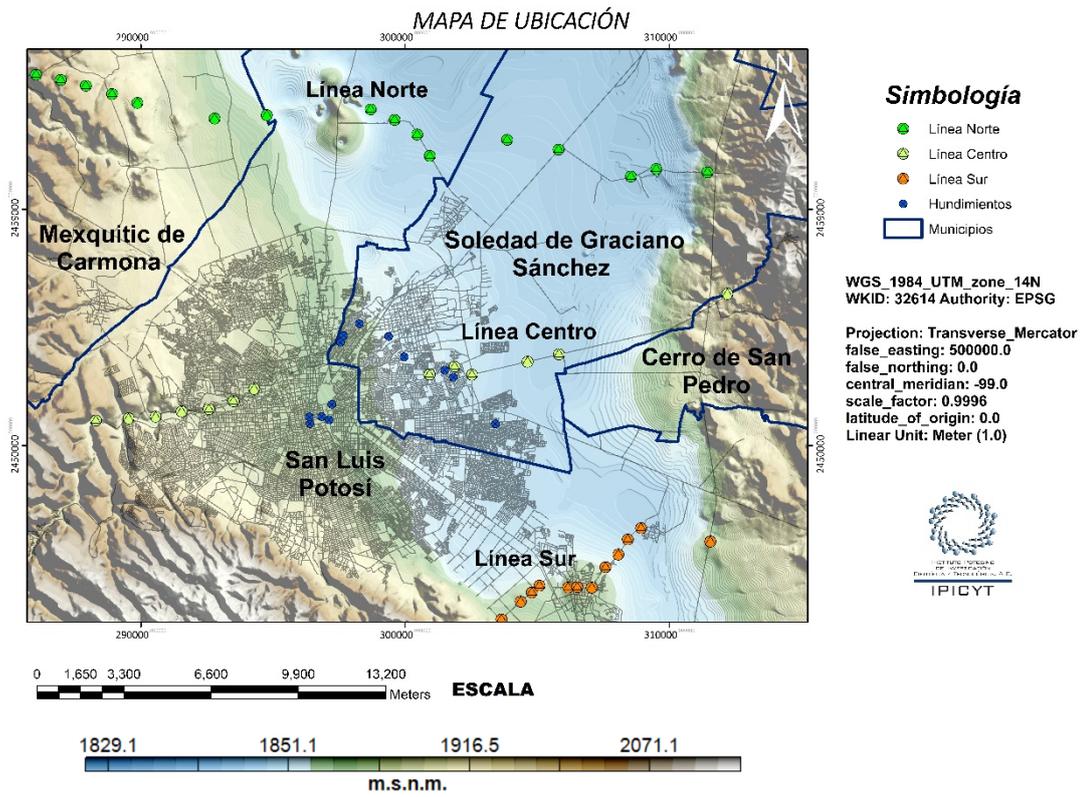


Fig. 6 Mapa de elevación y líneas de testigos permanentes medidos (G.P.S. y Gravimetría).

Capítulo II

MARCO GEOLÓGICO

TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICO.

El término de “Terreno Tectonoestratigráfico” se empleó a finales de los años ochenta y noventa con el objetivo de explicar la evolución geológica del territorio mexicano. Por lo tanto, los geólogos dividieron a México en diferentes fragmentos de corteza terrestre, que fueron agrupados de acuerdo a la edad de las rocas, génesis de la roca, rasgos tectónicos y su distribución geográfica.

De acuerdo a lo anterior podemos definir un “*Terreno Tectonoestratigráfico*”, el cual es una parte de corteza terrestre regional, limitado por fallas estructurales y se caracteriza por tener una historia geológica distinta a otro terreno tectonoestratigráfico contiguo. Para diferenciar los terrenos tectonoestratigráficos (*Teodoro Hernández et. al, noviembre 2008*) se consideran seis rasgos geológicos.:

- 1) Identificar los distintos basamentos y secuencias metamórficas por sus contrastes estratigráficos, petrológicos y geocronológicos.
- 2) Identificar las fallas geológicas regionales que limitan a cada basamento.
- 3) Clasificar y censar el contenido fósil que indique diferencias en afinidades paleontológicas, edades y ambientes sedimentarios
- 4) Identificar rasgos geomorfológicos que evidencien el estilo e historia de deformación en las rocas de cada terreno.
- 5) Clasificar las rocas por sus orígenes genéticos y geocronológicos construyendo la columna estratigráfica de cada terreno que sirva para la identificación y delimitación de los distintos basamentos que soportan las distintas rocas que han evolucionado en distintos tiempos y ambientes geológicos.
- 6) Identificar las diferencias paleomagnéticas en las rocas de cada terreno.

Con base a lo mencionado anteriormente, la primera en aplicar formalmente la metodología de como reconocer un terreno tectonoestratigráfico fue María Fernanda Campa en el año de 1981, quien dividió a México en 14 terrenos tectonoestratigráficos (*Fig. 7*).

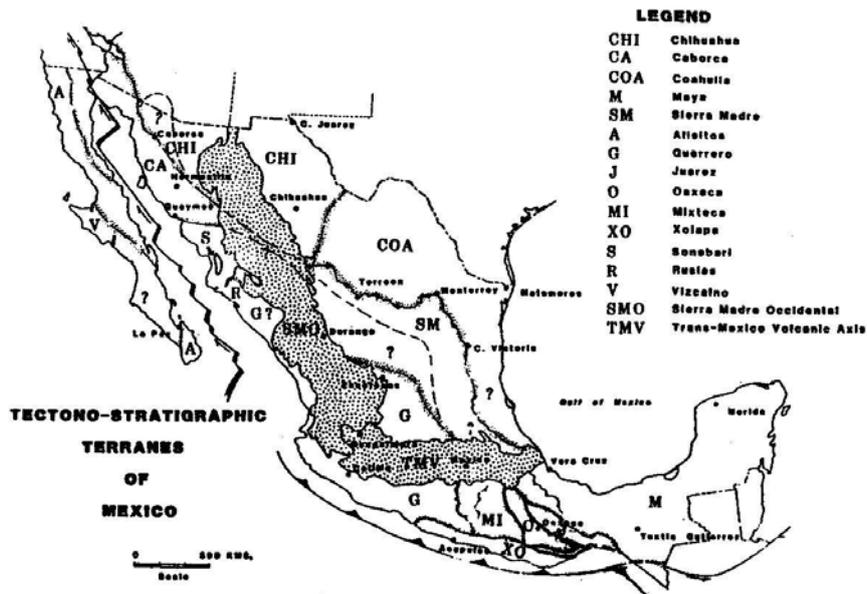


Fig. 7 Provincias Tectonoestratigráficas de México (Campa, 1981).

Esta primera segmentación del territorio nacional fue la base, para que científicos fueran modificando y actualizando los terrenos tectonoestratigráficos, entre algunos tenemos a Sedlock et al. 1993, Duncan 2004. (Fig. 8).

En 1986 diferentes geólogos e investigadores como: E. Cabral Cano, D. J Morán Zenteno, J Urrutia Fucugauchi, en 2005 Arturo Gómez-Tuena, Ma. Teresa Orozco-Esquivel, Luca Ferrari realizaron un mapa de ubicación de los terrenos tectonoestratigráficos que coincide con algunas provincias fisiográficas reportadas por el I.N.E.G.I. Una manera generalizada los terrenos tectonoestratigráficos son:

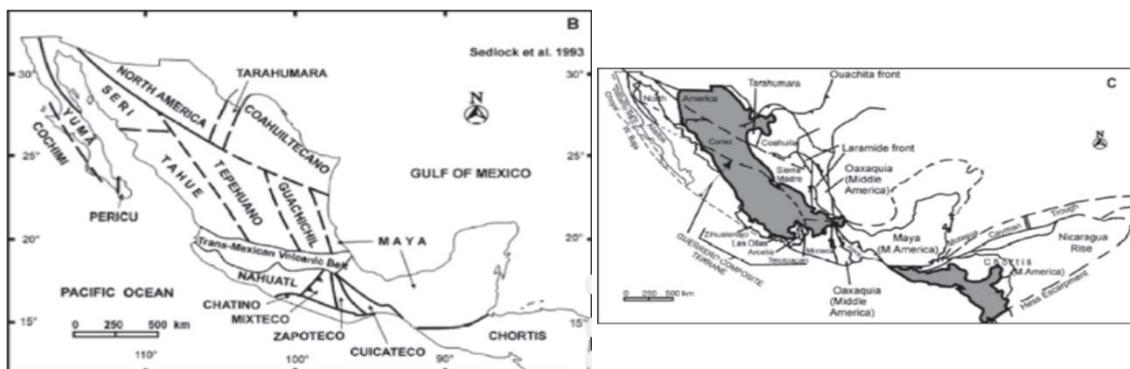


Fig. 8 Mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos de México: B terrenos tectonoestratigráficos (Sedlock et al., 1993) y C terrenos tectonoestratigráficos de acuerdo con Duncan 2004.

- I. Terreno Cortez
- II. Terreno la Paz
- III. Terreno Tuizcaino

- IV. Terreno Caborca
- V. Terreno Chihuahua
- VI. Terreno Coahuila
- VII. Terreno Guerrero
- VIII. Terreno Sierra Madre Occidental
- IX. Terreno Mesa Central
- X. Terreno Sierra Madre Oriental
- XI. Terreno Maya
- XII. Terreno Mixteco
- XIII. Terreno Oaxaca
- XIV. Terreno Xolapa

El área de estudio comprende solo el terreno tectonoestratigráfico denominado “mesa central” en su porción suroeste.

TERRENO TECTONOESTRATIGRÁFICO (MESA CENTRAL)

La Mesa Central se localiza en la parte norte-centro del país de México, fue estudiada y descrita por Raísz en el año de 1959, quien lo define como una cuenca acotado por un sistema de montañas. Este terreno Tecnoestratigráfico está limitado al norte y este por la Sierra Madre Oriental, que es define como un sistema montañoso que fue originada de la deformación contractiva de la Orogenia Laramide (*e.g., Eguiluz de-Antuñano et al.2000*), al oeste por la Sierra

Madre Occidental que es una cadena de montañas de origen volcánico (e.g., Aranda-Gómez et al. 2000) y al sur por Cinturón Volcánico Trans-mexicano. (Fig. 9).

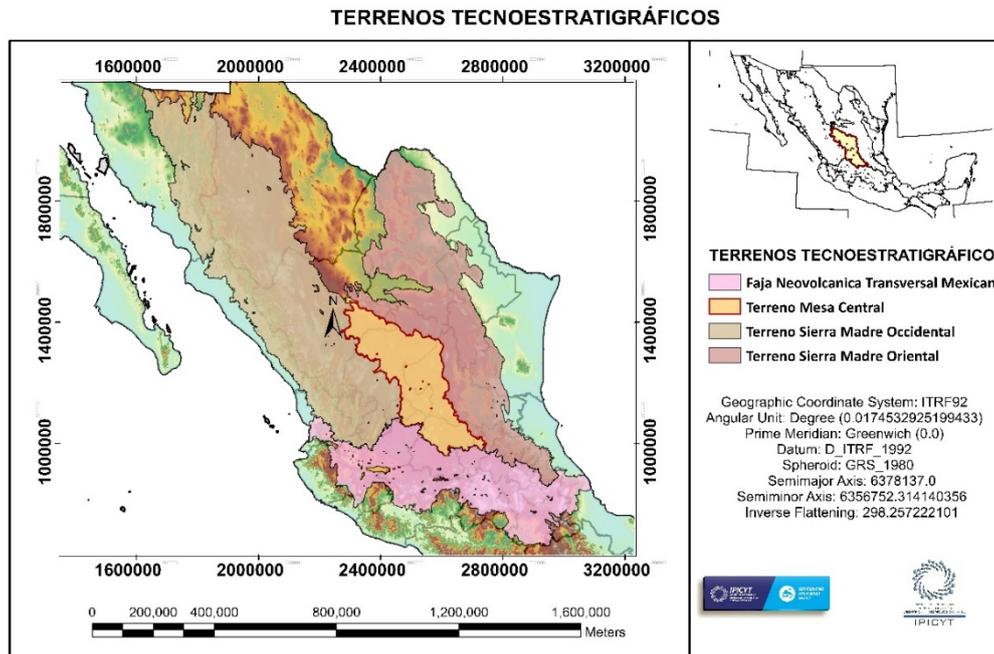


Fig. 9 Terreno tectonoestratigráfico Mesa Central, Sierra Madre Oriental y Sierra Madre Occidental y Provincia fisiográfica Cinturón Volcánico Transmexicano, (I.N.E.G.I. 2016)

En algunos estudios que sean realizado a cerca del espesor aproximado del terreno tectonoestratigráfico de la mesa central han sido números, los cuales realizaron modelos que han calculado el espesor aproximado de 32 km. para la Mesa Central, mientras que el grosor del terreno tectonoestratigráfico de la Sierra Madre Oriental es aproximadamente de 37 km. y para la Sierra madre Occidental es de 40 km. respectivamente (Kerdan, 1992, Campos-Enriquez et al., 1992 Y Nieto-Samaniego et al. 1999) (Fig. 10 y 11).

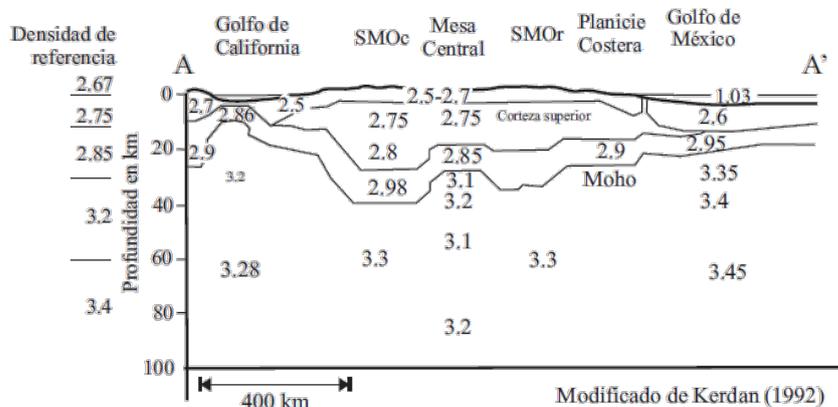


Fig. 10. Modelo de la corteza terrestre mediante la inversión de datos gravimétricos (Kerdan, 1992).

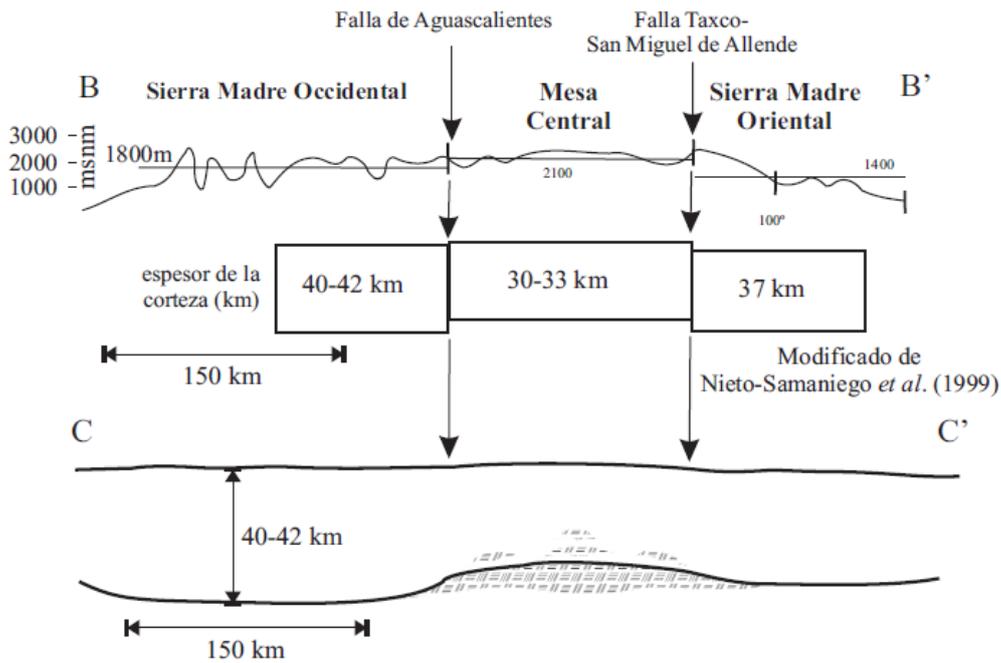


Fig. 11 Modelo basado en la hipsografía y espesores de la corteza de la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 1999).

GEOLOGIA ESTRUCTURAL REGIONAL MESA CENTRAL.

Falla del Bajío.

Esta falla estructural marca el límite al sur de la Mesa Central, la falla es de tipo normal, cuya dirección es de E-W en los estados de Celaya a Irapuato, Guanajuato. Al borde norte del Bajío es considerado como una planicie de relleno aluvial (Trujillo-Candelaria, 1985).

Falla Taxco-San Miguel de Allende.

Esta falla marca el límite al oriente de la Mesa Central, presenta una dirección preferencial Norte- Sur, estas fallas de igual manera coinciden con el margen paleogeográfico de la Pataforma Valle-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

En el graben de Villa de Arista se considera la continuación del Graven de Villa de Reyes, estas fallas son de tipo normal erosionadas y que forman un graben relleno con material fluvial (Moreira-Rivera et al., 1998). Los desplazamientos verticales de estas fallas son de 500 m (Tristan-González, 1986) y la edad en la que estas fallas se consideraron activas fue en el Oligoceno (Nieto-Samaniego et al. 1997).

Falla San Luis-Tepehuanes.

La dirección de estas fallas es NW-SE y abarca desde la San Luis de la Paz, Gto. hasta Tepehuanes, Dgo. Este lineamiento estructural concuerda con los afloramientos de rocas volcánicas del cenozoico localizadas en la Sierra Madre Occidental y con los grabens del norte de la Sierra Madre Occidental (*Nieto-Samaniego et al., 1997*).

Con base a estudios realizados sobre este sistema de fallas se ha reconocido que se puede dividir en sectores para su mejor estudio. El primer sector es el considerado al oriente desde San Luis de la Paz hasta Salinas de Hidalgo que tiene una dirección NW-SE y son de tipo normal.

En seguida de este sistema de fallas se presenta el que se ubica al occidente del graben de Villa de Reyes, principalmente en la Sierra Sn Miguelito, estas fallas poseen un rumbo de N 60° W a N 20° W conformando un arreglo denominado tipo domino (*Xu et al., 2004*). El sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes aproximadamente tienen un rumbo N 50° W con direcciones de tipo estría que nos dan un indicio de la formación estructuras geológicas denominadas *Horst y Graben* (*Silvia-Romo, 1996*), este proceso estructural permitió el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos, que ocasionaron algún tipo de mineralización en algunas localidades de la Mesa Central, reactivación de fallas que permitieron el ascenso de magma fomentando el emplazamiento de diques y a su vez reactivando fallas con dirección N-S.

Por otro lado, al occidente continuando con la traza de la Falla San Luis-Tepehuanes, en los distritos mineros de Fresnillo y Sombrerete, produjo la formación de fallas normales de edad del Cenozoico. Estas fallas en Fresnillo produjeron la mineralización de tipo hidrotermal en rocas volcánicas, mientras que en el Sombrerete estas fallas ocurrieron en dos etapas, las primeras etapas crearon vetas mineralizadas y la segunda fase provocó que se desplazaran estas vetas.

Sistemas de fallas interior de la Mesa Central.

Al interior de la Mesa Central existes diferentes fallas estructurales de edad cenozoica, que han creado estructuras geológicas de cuencas continentales rellenas de sedimentos fluviales y lacustres, la dirección de estas fallas es muy

compleja hacia la parte sur de la Mesa Central debido a que se tiene rumbos de las fallas N-S, E-W, NE-SW y NW-SE.

Es por ello que han formado un sistema de graben importantes entre los cuales se considera el Graben de Villa de Reyes con una longitud aproximada de 100 km. (*Tristán-González, 1986*). Una de las fallas N-S más importantes son la de Villa de Hidalgo y Villa de Arriaga.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA MESA CENTRAL.

La evolución de este terreno tectonoestratigráfico ha sido muy bien investigado por diferentes autores, científicos y reportes, en estos informes se han justificado por medio de la estratigrafía que su proceso ocurrió en el Triásico Tardío.

Esta evolución se puede identificar debido a diferencia entre la secuencia de turbiditas ubicada en la parte oriental de la Mesa Central y los sedientos clásticos continentales que presentan un grado bajo de metamorfismo, lo que indica los dos tipos de ambiente de depósito uno continental y otro marino.

Otra evidencia que se marca en la Mesa Central, es cuando esta sufrió una emersión cambiando de ambiente geológico, debido a que existen depósitos vulcanosedimentos de origen subaéreo durante el Jurásico Medio. Así también existe una discordancia entre dos edades geológicas el Jurásico Medio (vulcanosedimentarias) y Jurásico Superior (secuencia marina), no existe rocas volcánicas lo que nos hace pensar en otro cambio en la geología, es decir, que entre esas dos edades la Mesa Central estuvo sometida a un proceso de transgresión marina.

Una vez que ocurrió este cambio geológico, el siguiente proceso al que fue sometido la Mesa Central fue la inmersión que coincidió con la migración del vulcanismo a lo largo del margen continental (*Ferrari et al., 2005*). De acuerdo con este autor, trata de explicar este proceso como un cambio en el ángulo de inclinación que la placa de subducción experimento, originando la migración del vulcanismo al occidente, al mismo tiempo se originó la extensión y subsidencia de la placa continental.

La secuencia Marina de la Mesa Central continuó hasta la edad cretácica, hasta dar como resultado la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Durante este periodo de sedimentación en este ambiente no se distingue ninguna interrupción, solo se puede observar un cambio de facies pasando de rocas sedimentarias marinas a una secuencia de sedimentos terrígenos con interestratificación de productos volcánicos. Este proceso ha sido interpretado como un inicio de la Orogenia Laramide (*Centeno-García y Silvia-Romo, 1997*).

Así también se ha documentado una gran discordancia que aparecen en la mayor parte de la Mesa Central sobre rocas mesozoicas, esta evolución geológica se originó durante la orogenia Laramide.

La deformación por acortamiento que sufren las rocas de la Mesa central se ha interpretado que se debe a procesos plutónicos post-orogénicos, posiblemente que coincide con una fase de extensión que produjo fallas estructurales a lo largo del margen continental (Falla San Luis-Tepehuanes). A esta zona de falla se analizado como una zona de debilidad o como un límite de un margen continental donde existen arcos volcánicos (*Freydier et al., 1996*).

Por otra parte, la discordancia durante el Eoceno ha sido interpretada como un cambio en la composición y localización del vulcanismo, así también se vio afectado por la tectónica extensional que duro todo el Oligoceno.

El proceso extensional afectó mucho más a la parte sur de la Mesa Central provocando los siguientes eventos:

- I. Adelgazamiento y levantamiento de la corteza (*Nieto-Samaniego, 1997*).
- II. Aumento de la temperatura en la corteza terrestre dando como resultado la granulitización de la base de la Mesa Central (*Hayob et al., 1989*).
- III. Emisión de rocas volcánicas efusivas de composición riolítica, de un origen a partir de fusión de la corteza (*Orozco-Esquivel et al., 2002*).
- IV. Formación de cuencas sedimentarias rellenas de sedimentos aluviales.

El vulcanismo del Mioceno en el interior de la Mesa central se representa en los estados de San Luis Potosí y Durango, la forma en que se manifiesta es la presencia de basaltos fisurales que forman mesetas (*Aranda-Gómez et al., 2005*).

Otro proceso más de vulcanismo se llevó a cabo durante el Mioceno, este se encuentra ubicado nuevamente al sur de la Mesa Central, fue resultado del control estructural (fallas normales). Por último, el evento más reciente de vulcanismo registrado en la Mesa Central se originó durante Plioceno-Cuaternario, donde los magmas de composición alcalina, provenientes del manto y de la corteza inferior, con contenido de xenolitos. Estos magmas que

ascendieron rápidamente por zonas donde existen fallas profundas, dicho magma ascendió sin sufrir ninguna asimilación magmática o contaminación.

GEOLOGÍA REGIONAL DE LA ZONA DE ESTUDIO.

la geología regional, en que se basó fue la proporcionada por el Servicio Geológico Mexicano de la carta F14-4 a una escala de 1: 250,000 y una parte de la carta F-14-7 de la misma escala. De ambas cartas se realizó un recorte de la zona de estudio, cuyas coordenadas fueron descritas anteriormente en el capítulo I (*Fig. 17*).

El área de estudio comprende tres ambientes geológicos: terreno Guerrero, Cuenca Mesozoica del Centro de México. El terreno guerro se puede asociar una secuencia de metabasalto y filitas que se encuentran deformados, esta unidad pertenece a la Formación Chilitos de edad Jurásica.

En cuanto a la Cuenca Mesozoica del Centro de México está bien representado en la base de la columna estratigráfica una secuencia estratigráfica compuesta por esquisto y filitas que forman parte de la Formación Zacatecas, cuya edad es del Triásico, que está expuesta al centro-occidente de la carta F14-4 de S.G.M.

De edad del Jurásico se puede identificar una fase sedimentaria marina, en esta estratigrafía indica que el depósito ocurrió en un ambiente de aguas tranquilas, en base a la fauna presente y al contenido fósil pertenece a la Formación Zuloaga, a esta formación se encuentra a su vez encima de manera discordante la Formación la Caja que consta de secuencia calcárea.

En pequeños afloramientos reportados en la parte centro-occidental de la carta F14-4 por S.G.M., se distingue una unidad estratigráfica compuesta de calizas y lutitas, que fueron depositadas en una cuenca profunda con baja energía, estas rocas corresponden a la Formación Taraises. Sobre esta formación descansa de manera concordante y transicionalmente una secuencia de calizas-lutitas que comprenden la Formación Cupido.

A la formación anteriormente descrita se ha reportado que la Formación Peña de edad del Cretácico Inferior, corresponde al piso del Aptiano, la cual está conformada por calizas arcillosas y lutitas. Otras formaciones reportadas son: Formación Cuesta del Cura formada por calizas y lutitas, que abarcan la parte

superior del Cretácico Inferior y la parte inferior del Cretácico Superior, comprenden al piso del Albiano medio a el Cenomiano inferior, mientras que la Formación Indidura subyace concordante y transicional a la formación anteriormente descrita, esta formación geológica está compuesta por una alternancia de calizas y lutitas de edad del Cretácico Superior, que corresponde al piso de Turoniano, estos sedimentos se depositaron en aguas poco profundas y de baja energía. Por último, encima y transicionalmente se ha localiza la Formación Caracol constituida por areniscas y lutitas que es de edad del Cretácico Superior de los pisos del Coniaciano al Maestrichtiano.

El otro ambiente geológico es la Plataforma Valles-San Luis Potosí, que en la base de este ambiente se ha identificado la Formación Guaxcamá que está integrado por anhidrita y yesos, cuyo espesor aproximado es de 3000 m. de la edad del Cretácico Inferior, correspondiente a los pisos del Barreiano al Aptiano, el origen de este tipo de depósitos se llevó a cabo en un ambiente marino de baja energía. Encima de las anhidritas se ha identificado la Formación el Abra la cual está formada por calizas de plataforma de edad de la parte superior del Cretácico Inferior a la base del Cretácico Superior, que engloba los pisos del Albiano-Cenomaniano y su espesor aproximado es de 1800 m.

Esta plataforma durante el Cretácico Superior presenta cambios de facies, que se pueden distinguir en la formación Soyatal que consiste en calizas y lutitas, cuyo espesor es de 400 m, así también se observa estos cambios en la formación Tamasopo, la cual está compuesta por calizas de ambiente profundo y de plataforma. La formación Cárdenas se considera como un cambio de facie de la formación Caracol.

Durante el Terciario de manera discordante podemos observar un depósito de conglomerado policrístico de un espesor de 130 m., cuyos fragmentos de rocas son de calizas y rocas volcánicas, también existen algunos cuerpos intrusivos graníticos que afectaron a las unidades anteriormente descritas. Estos intrusivos se localizan en Cerro de Peñón Blanco y Cerro de San Cristóbal.

Encima de estos conglomerados se depositaron derrames de composición andesítica que ocurrió durante el periodo del Terciario durante el Eoceno, sobreyaciendo a estos derrames encontramos rocas volcánicas como brechas

volcánicas andesíticas, derrames riolíticos, riodacíticos, dacíticos, latíticos, tobas riolíticas e ignimbritas.

En el enfoque estructural de la región se caracteriza por tener tres eventos distintivos de deformación. La primera zona de deformación es una de cizalla dúctil, que se localiza entre el límite de contacto del Terreno Guerrero y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Terreno Sierra Madre). El segundo corresponde a una región donde se perciben pliegues y cabalgaduras que presentan un rumbo NW-SE.

El tercer evento estructural corresponde a la Plataforma Valles-San Luis Potosí que consiste en un sistema de pliegues y cabalgaduras con un mecanismo “*bending*” (Fig. 13), los cuales se formaron debido a la Orogenia Laramide.

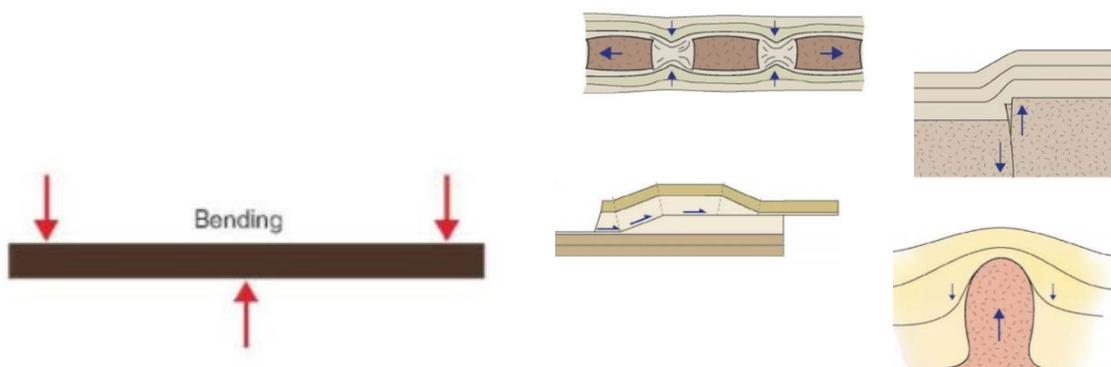


Fig. 13 Formación de los pliegues bending, influyen fuerzas perpendiculares o transversales (Twiss-Moore, 1992).

En el Terciario se originó otro proceso estructural, que originó el emplazamiento de cuerpos intrusivos (*stocks, diques*), debido a una fase distensiva que a su vez ocasionó la formación de estructuras geológicas como grabens y fallas con un rumbo NW-SE. También en la zona de cizalla en el límite del Terreno Guerrero se emplazaron yacimientos minerales. Entre los yacimientos metalíferos que se distinguen son: oro, plata, cobre y polimetálicos.

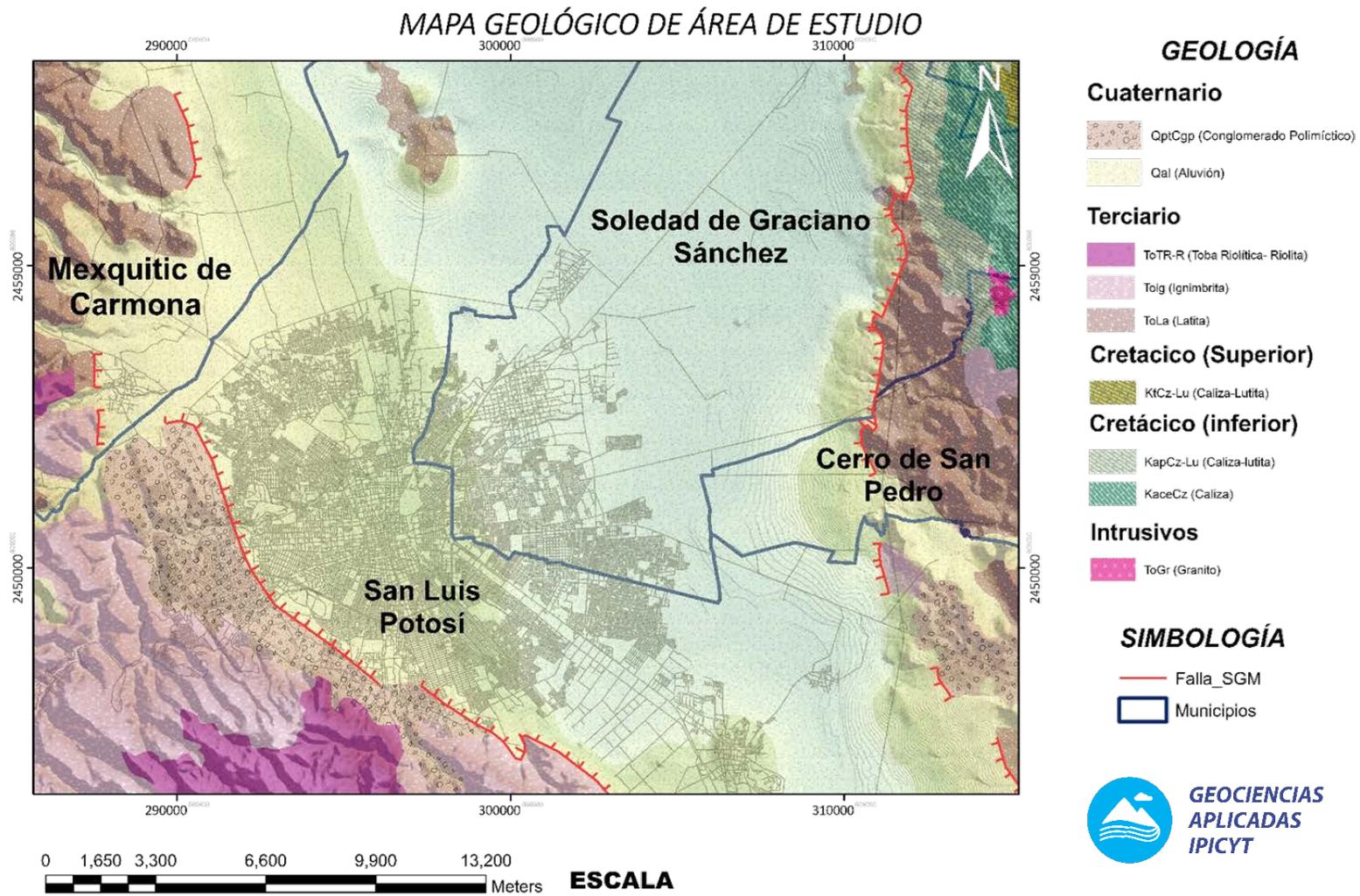


Fig. 14 Mapa Geológico Regional de la Zona de estudio (S.G.M.)

GEOLOGÍA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

La geología local de la zona es de gran importancia para este presente trabajo, ya que con base a ella nos permitirá comprender mejor la distribución estructural y geológica del Valle de San Luis Potosí y sus alrededores. Así también nos ayudará para elaborar una interpretación más adecuada del modelo geofísico.

La zona de estudio comprende el Complejo Volcánico de San Luis Potosí (C.V.S.L.P.), el cual tiene un área aproximada de 40,000 km², que está conformado por un paquete de rocas volcánicas de edad del Eoceno al Cuaternario (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Con base a los estudios de Labarthe, el vulcanismo inició durante en Eoceno medio con la emisión de derrames andesíticos que fueron depositados encima de los sedimentos lacustres del Paleoceno tardío al Eoceno temprano-medio. Posteriormente a este evento se sedimentó un paquete de lavas y rocas piroclásticas, cuya composición variaba de intermedia a riolita.

La presencia de rocas de ignimbritas de composición calciocalcínica, se asocia a un régimen de convergencia. Otro evento tectónico que aparecen en el C.V.S.L.P. es la formación de cuencas y sierras que fue resultado de un proceso de extensión. Es por ello que el evento más importante que se dio en esta área fue el extensivo, ya que permitió la formación dentro se formaran diversos complejos volcánicos como (*Fig. 15*):

Complejo Volcánico Ahualulco (C.V.A.)

Complejo Volcánico Pinos (C.V.P.)

Complejo Volcánico Villa Hidalgo (C.V.V.H.)

Complejo Volcánico La Repartición (C.V.R.)

Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (C.V.S.S.M.)

Complejo Volcánico Santa María (C.V.S.M.)

Complejo Volcánico de San Luis Potosí (C.V.S.L.P.)

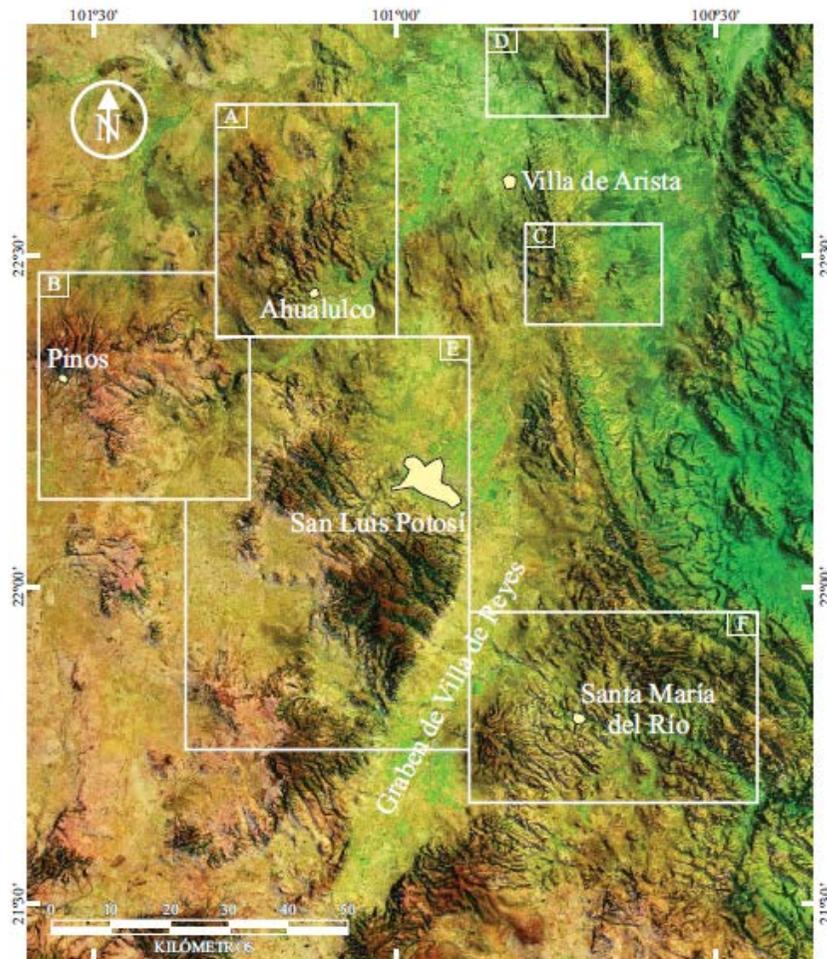
COMPLEJO VOLCÁNICO SIERRA SAN MIGUELITO.

Este complejo volcánico está constituido por rocas volcánicas como lavas e ignimbritas de edad del Oligoceno medio y Mioceno (*Fig. 16*). El primer indicio de actividad volcánica en esta zona se denota por la presencia de lava de composición riolítica, dando origen a rocas extrusivas como latita Portazuelos y riolita San Miguelito que conforman domos. Estos domos siguen la tendencia estructural NW-SE y en la parte poniente del complejo tiene una tendencia semicircular (*Torres-Hernández et al., 2008*).

Así también se puede identificar un vulcanismo de manera puntual en la parte oeste del complejo volcánico de composición básica (basalto La Placa) que de igual manera siguen el patrón estructural NW-SE , también existen ignimbritas , lo que indica que existió una actividad bimodal.

Toda la secuencia volcánica está afectada por fallas normales de un ángulo alto que formaron un mecanismo tipo domino y formó fosas tectónicas estrechas que bascularon al bloque del NE (*Torres-Hernández et al., 2006*).

La última actividad volcánica se llevó a cabo durante la emisión del Mioceno que dio origen a lavas basálticas (basalto Cabras), traquitas (traquita los Castillos) y riolita (riolita Cerro Reyna).



LEYENDA

Obj Basalto Las Joyas	Tic Ignimbrita Cantera	Tdp Dacita Potrerillo	Toc Traquita Ojo Caliente
Tlc Traquita Los Castillo	Tas Andesita San Lorenzo	Tlp Latita Portezuelo	Tis Ignimbrita Santa María
Tar Andesita La Repartición	Tsm Riolita San Miguelito	Tim Ignimbrita Membrillo	Tas Andesita Salitrea
Tbc Basalto Cabras	Tcu Riolita Cuervos	Trb Riodacita Barbecho	Tcb Andesita Casita Blanca
Trp Ignimbrita Panalillo Superior	Thi Toba Hienera	Tavh Andesita Villa Hidalgo	Tc Formación Cenicera
Tap Ignimbrita Panalillo Inferior	Tdr Domos Riolíticos	Tdj Dacita Jacavaquero	K Cretácico marino indiferenciado
Trz Riolita El Zapote	Trz Riodacita Zapatero	Tae Andesita Estanco	

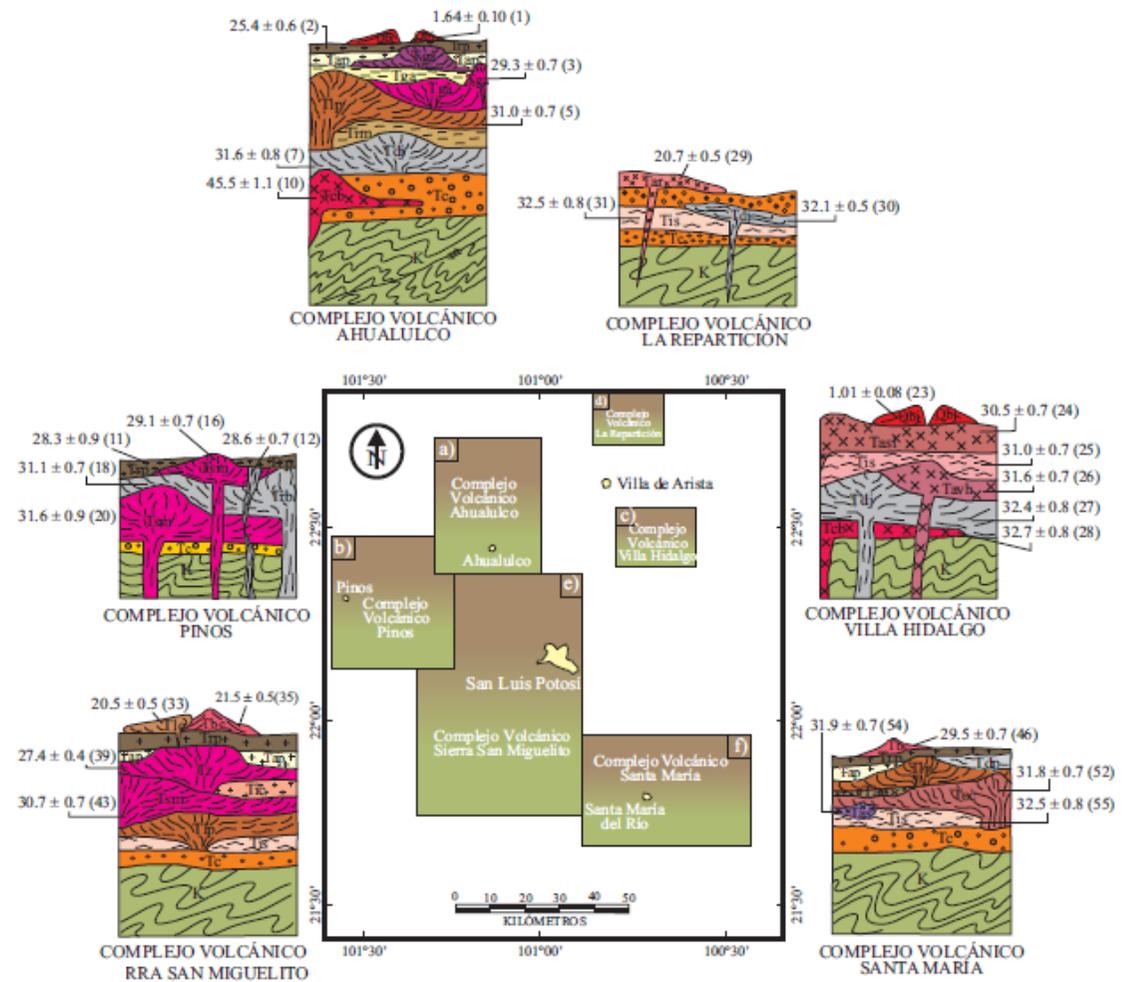


Fig. 15 Localización de Complejos volcánicos en un D.E.M. (Labarthe-Hernández et al., 1982).

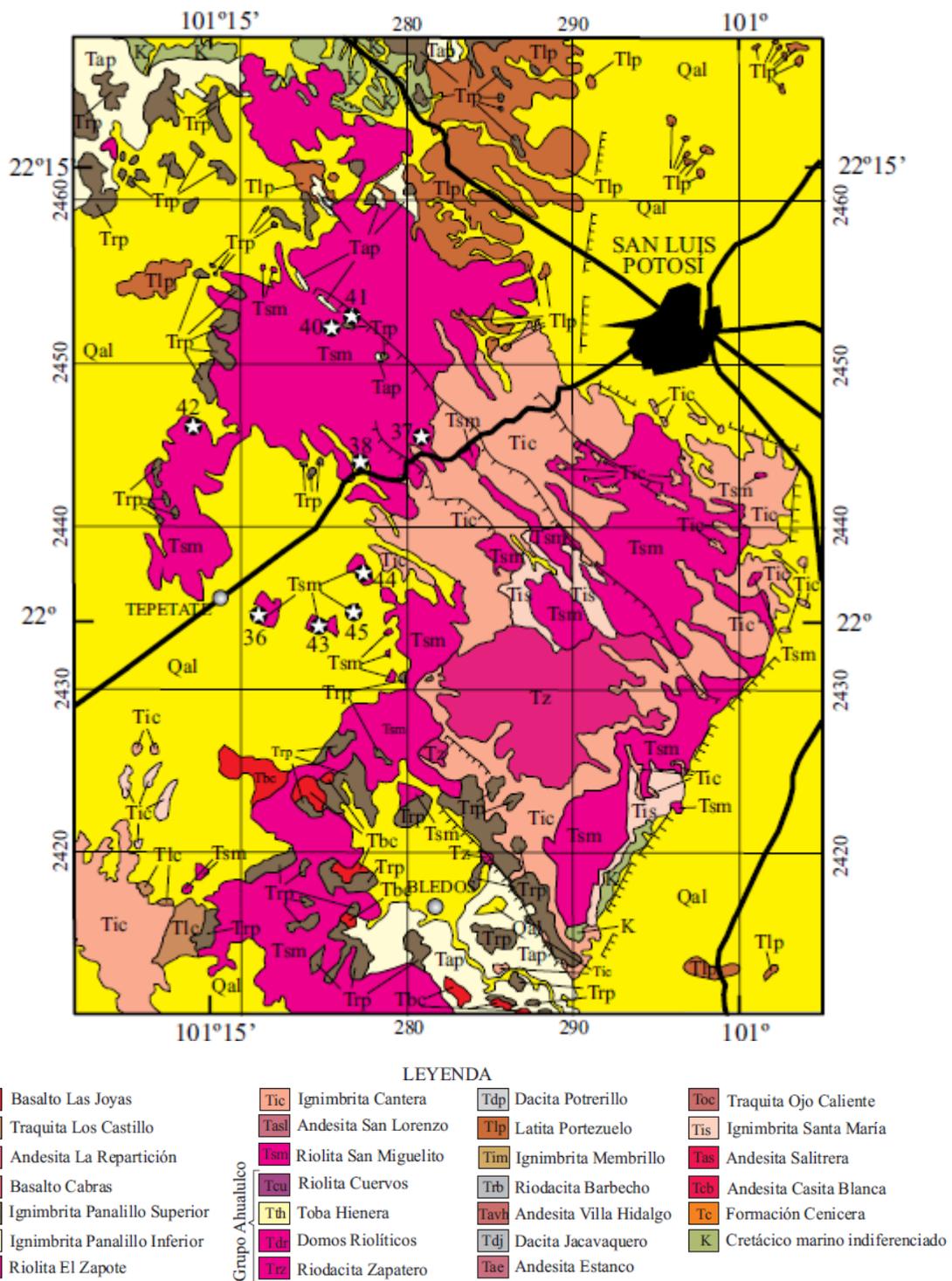


Fig. 16 Geología del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito (Labarthe-Hernández et al., 1982).

COMPLEJO VOLCÁNICO SAN LUIS POTOSÍ (C.V.S.L.P.).

Este complejo volcánico se localiza al norte del Graben de Villa de Reyes. El Valle de San Luis Potosí es considerado como una fosa tectónica, donde se han depositado sedimentos aluviales que está formado por rocas volcánicas

retrabajadas y sedimentos continentales que aproximadamente tiene un espesor de 50 a 500 m. hasta el basamento o piso firme, el cual es una riolita de edad del Oligoceno (*Aguirre-Hernández, 1992 y Martínez-Ruíz, 1997*). El evento volcánico registrado fue el derrame de rocas andesíticas que se localizan encima de sedimentos continentales de la formación Cenicera y rocas cretácicas. Al igual que el anterior complejo volcánico descrito anteriormente el evento tectónico más importante fue de tipo extensional, que dio origen a estructuras de fosas y pilares tectónicos, las cuales se formaron posterior a extrusión de rocas vulcanoclásticas y flujos de ceniza, estos depósitos rellenaron todas estas estructuras tectónicas.

Así también durante el mismo lapso de tiempo se lleva a cabo un magmatismo bimodal, cuya evidencia es la formación intercalada de basaltos y rocas félsicas. Las rocas que se consideran de edad terciaria tienen alto contenido de potasio y su origen son de cámaras magmáticas fragmentadas someras.

GEOLOGÍA CUATERNARIO.

La descripción de esta geología se ha realizado en base a cortes litológicos de pozos perforados en el valle de San Luis Potosí, los cuales el espesor de estos sedimentos cuaternarios es muy variable, siendo de 50 m. a 500 m. (*Aguirre Hernández, 1992 y Martínez-Ruíz, 1997*). Los sedimentos que esta rellenando el valle de San Luis Potosí presentan diferente granulometría desde conglomerados, brechas, arenas, limos y arcillas. Los sedimentos más gruesos (fanglomerados y coluviones) se depositan en los bordes de las dos sierras que limitan al valle de San Luis Potosí, dando origen a depósitos de pie de monte, así también existen algunos conglomerados en las partes de antiguos ríos que han sido entubados o sepultados por sedimentos recientes.

Los sedimentos de granulometría gruesa que se ubican en el valle de San Luis Potosí los podemos dividir en:

Brecha-Conglomerados (Terciario): este tipo de rocas afloran al pie de las Sierras de Álvarez, Sierra de San Pedro. El conglomerado está compuesto de clastos de rocas volcánicas y sedimentarias, los clastos de estas rocas van de angulosos a subredondeados, el espesor aproximado de esta unidad varia de 50 m. a 100 m.

Brecha-Conglomerados (Cuaternario): estas rocas localmente están ubicadas en el borde de la Sierra de San Pedro y Sierra de San Pedro, este conglomerado está conformado por diversos clastos de rocas volcánicas diferentes, por lo que se considera un *Conglomerado Policmítico*.

Por otra parte, la zona central del valle de San Luis Potosí está compuesta por sedimentos finos (arenas, limos, arcillas), los cuales se encuentran intercalados con lentes de conglomerados. Así también de acuerdo con *Tristán, 1995* estos sedimentos se pueden dividir en dos grupos

Sedimentos Fluviales: este tipo de sedimentos se localizan a lo largo de los paleocauces y las camas de los ríos dentro del valle de San Luis Potosí, estos sedimentos suelen ser al SW del valle arenas gruesas y a NE encontramos arcillas

Productos volcánicos re trabajados: estos sedimentos compuestos por arcilla, limos y arenas finas, de un origen volcánico (epiclático). Su espesor aproximado de esta roca puede ser 20m. la matriz de esta roca es ceniza oxidada, lo que le da una tonalidad rojiza.

ESTRATIGRAFÍA LOCAL

CRETÁCICO

Inferior (Formación La Peña (Kip)).

Esta formación geológica se encuentra aflorando al NE de la comunidad de Cerro de San Pedro, consiste principalmente en una caliza de color gris claro, cuyo espesor del estrato aproximado varía de 40 a 50 cm., estando a su vez interestratificados con pedernal, se presentan vetillas rellenas de calcita y se visualiza la existencia de hematita. El espesor de esta formación no se distingue en la zona de estudio, así también se encuentra plegada, aunque de acuerdo a los estudios elaborados por *Labarthe-Hernández et al.* en 1982 reportan un espesor de 225 m. La formación La Peña se encuentra concordante y se encuentra encima de la Formación Cuesta del Cura, el ambiente de depósito de la formación La Peña es de agua profunda y tranquila en una cuenca profunda.

Medio (Formación Cuesta del Cura (Kcc)).

Esta formación geológica fue descrita por Imay en 1936, se ubica en la parte Norte y NE en el anticlinal de San Pedro, está constituida por una caliza de color

gris claro, intercalada con lutitas de color café a ocre, el grosor de los estratos es aproximadamente entre 2-3 cm y 10-20 cm. Al igual que la formación anterior se encuentran algunos lentes de pedernal que en ocasiones forman *bodinages*. El espesor de la formación Cuesta del Cura no aflora en el área de estudio, pero se estimó de 200 m. En base al contenido fósil se determinó que el ambiente de depósito de la formación es de aguas tranquilas y en contacto con lodos calcáreos en una cuenca profunda.

Inferior (Formación Indidura (Ksi)).

La formación aflora al NE de la zona de estudio y en los poblados de Jesús de María y Monte de Caldera. La formación la Indidura está formada por interestratificación de calizas y lutitas, con vetillas rellanas de calcita y con un bajo grado de oxidación. En algunas zonas se han registrado que esta formación presenta una recristalización y con algunos lentes de pedernal de color negro, el cual disminuye hacia la parte más superior de la formación, al mismo tiempo se encuentra discordantemente a la Ignimbrita Santa María. El depósito es de tipo transgresivo en la parte superior.

TERCIARIO

Inferior (Formación Cenicero (Tc)).

Esta formación se encuentra aflorando en el arroyo la Cenicera que se encuentra en la localidad de Villa de Reyes (*Labarthe-Hernández et al., 1992*), está formado por conglomerados, areniscas poco consolidadas, limos y arcillas. La formación está sobreyaciendo discordantemente a la formación sedimentaria marina La Indidura y a rocas volcánicas del Cenozoico. Su espesor varía aproximadamente entre 20 a 100 m., estos sedimentos se depositaron en cuencas intermontañas.

Eoceno (Andesita Casita Blanca (Tcb)).

Esta roca se encuentra aflorando en la localidad de una ranchería llamada Casita Blanca, dentro de la zona de estudio se ubica al NE, en los Cerros el Metateros y Picacho. La descripción petrológica de esta roca es: presenta un color gris oscuro verdoso, textura porfirica, contiene fenocristales de biotita y plagioclasas en una matriz afanítica. El espesor de esta formación es aproximadamente de 20 a 30 m (*Labarthe-Hernández et al., 1992*). Esta unidad

estratigráfica sobreyace a de manera discordante a las unidades Indidura y Cenicera, así también subyace a la Latita Portezuelo.

OLIGOCENO:

Ignimbrita Santa María (Tis).

El nombre de esta roca se debe a que aflora al norte de la localidad de Santa María del Río en S.L.P., en el área de estudio está aflorando al sur del municipio de Cerro de San Pedro. En cuanto a su petrología es una roca de color gris rosáceo con fenocristales (cuarzo subedral), como mineral accesorio se distingue hematita en la matriz desvitrificada. El espesor de esta unidad es de 30 m. en Cerro de San Pedro, pero Labarthe (1982) reportó que su espesor era de 60 m., la unidad Ignimbrita Santa María sobreyace de manera discordante a la Formación Cenicera y Andesita Casa Blanca y está debajo de la unidad Latita Portezuelo y Riolita Panalillo.

Latita Portezuelo (Tpl).

Esta roca fue descrita por Labarthe-Hernández et al. (1982), quien documento que se está localizada en el poblado de Portezuelo. Esta roca es un derrame de lava, que tiene un color café grisáceo con una matriz afanítica, los minerales accesorios presentes en esta unidad son magnetita, circón y apatita. El espesor de esta unidad se pudo determinar gracias a un pozo (PSLO-2) perforado al NW de la comunidad de Enrique Estrada, S.L.P. La roca Latita Portezuelo se encuentra encima de las unidades sedimentaria marinas La Peña, Cuesta del Cura e Indidura, así también a la unidad Andesita Casita Blanca y se encuentra por debajo de la Riolita Panalillo.

Riolita San Miguelito (Tsmb, Tmso, Tsm, Tsmc).

Fue igualmente identificada por Labarthe-Hernández et al. (1982), que aflora en la mayor parte de la zona de estudio y en la parte norte de la Sierra de San Miguelito, esta sierra circunda el valle de San Luis Potosí, es considerada como un toba que no presenta ninguna estratificación ya que se observa solo una gradación, tiene exceso de líticos de areniscas y Latita Portezuelo, el espesor aproximado de la Riolita San Miguelito es de 10 a 20 m., en el área de estudio

en los sedimentos piroclásticos se ha documentado una zona de brecha. Esta unidad estratigráfica está encima de la Latita Portezuelo.

Ignimbrita Cantera (Tic, Tics).

Esta unidad fue propuesta por Labarthe et al. (1982), quien a su vez mencionó que está aflorando en la localidad de Arroyo de la Cantera y la describe como una toba de flujos de ceniza, que se puede dividir en sin soldar (Tic) y soldada (Tics). Su espesor fue determinado a través de un pozo de agua ubicado en la empresa INMSA que corto aproximadamente 343 m., por lo que se estimó un espesor aproximado de 350 m. La Ignimbrita Cantera se encuentra por encima de las unidades Latita Portezuelo y Riolita San Miguelito, subyace a la Riolita Panalillo y de manera discordante al Conglomerado Halcones.

Riolita Panalillo (Trp).

Nuevamente esta roca es propuesta por Labarthe et al. (1982), que le asignó el nombre debido a que se encuentra aflorando en la localidad Panalillo, S.L.P. Esta unidad de acuerdo al mismo autor la divide en: miembro inferior que se trata de una toba de color crema, que se denota una estratificación y gradación aparente, con un espesor de 5 a 30 cm. Por otro lado, el miembro superior se subdivide en dos el cual la base es una Ignimbrita de color gris rosáceo, café o gris con una matriz desvitrificada. El miembro superior consiste en una Ignimbrita esferolítica. El espesor de esta unidad es de 20 m. en la localidad tipo. La Riolita Panalillo está encima discordantemente a la Formación Indidura y Formación Cenicera.

CUATERNARIO.

Pumicita del Desierto (Qd).

Este nombre fue registrado formalmente por Labarthe-Hernández et al. (1982), que dio el nombre debido a que aflora en las cercanías de la iglesia del Desierto en la Hoja del Tepetate (Tristán, 1979). Esta unidad se conforma de una capa delgada de ceniza volcánica muy fina de color blanco y no consolidada. También se observa una estratificación definida, la cual se considera como una estratificación cruzada. La Pumicita del Desierto tiene un espesor de 3 a 5 m.

Sedimentos semiconsolidados, colusión y aluvi3n (Qal).

Estos sedimentos se encuentran relleno del valle de San Luis Potos3, en la parte centro de la zona de estudio, los cuales son de origen volc3nico y han sido transportados por corrientes superficiales. De igual manera este paquete fue determinado tambi3n por cortes de pozos dentro del valle de San Luis Potos3.

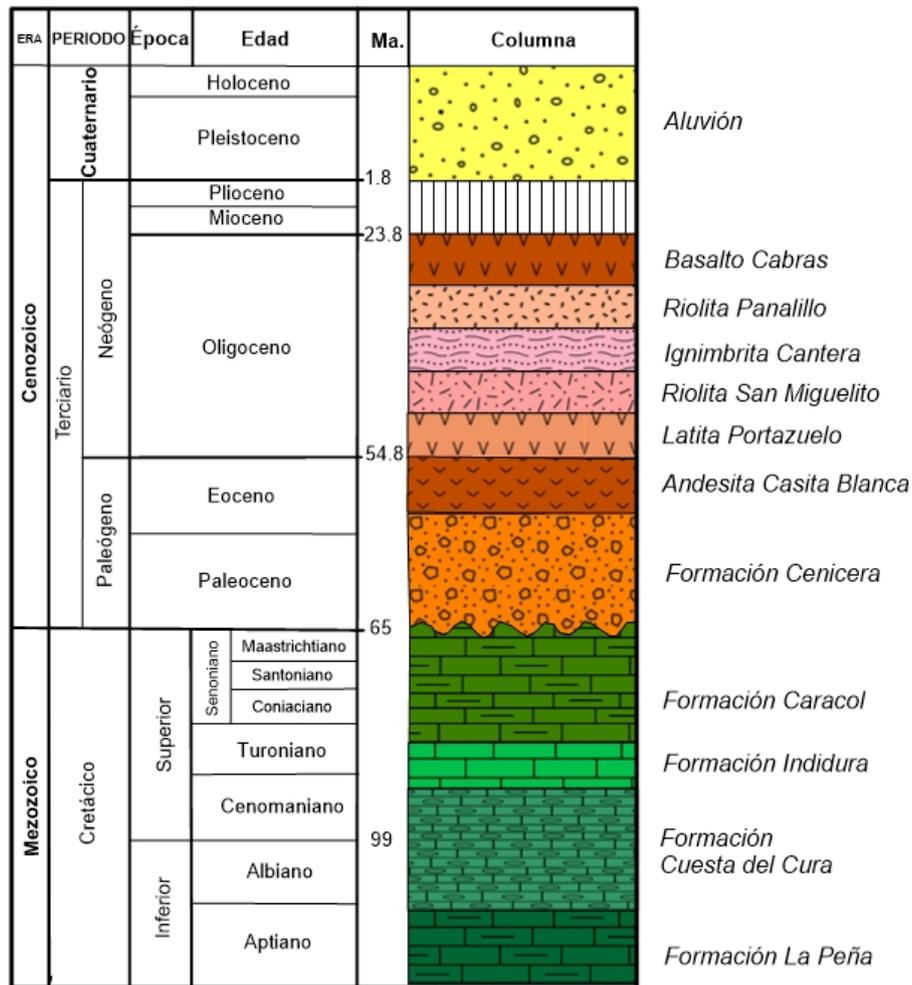


Fig. 17 Columna estratigr3fica de modificada por Labarthe-Hern3ndez et al. 1997.

Capítulo III

MARCO TEÓRICO.

FUNDAMENTOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES.

En el campo de la geofísica existen diversos métodos que nos sirven como herramientas para conocer las propiedades físicas del subsuelo y su forma. Los métodos geofísicos se pueden clasificar de diferentes maneras, pero una manera adecuada es dividirlos en inducidos y no inducidos. Entre los métodos inducidos se incluyen los sísmicos y eléctricos, mientras que lo no inducidos se mencionan los electromagnéticos, magnéticos y gravimétricos.

Los métodos no inducidos también se pueden llamar métodos potenciales, los cuales pueden ser medidos a través de instrumentos (magnetómetros, gravímetros). Los instrumentos miden la variación de estos campos potenciales de manera puntual en algún punto o coordenada.

Por ello es necesario definir que es un campo, el cual por definición general es conjunto de funciones en función del espacio y del tiempo. Los campos también se pueden dividir en:

- I. Campos propiedades de materiales
- II. Campos de fuerza

Los primeros campos son aquellos que toman en cuenta las propiedades físicas de la materia en cada uno punto del material en función del tiempo, por ejemplo, podemos mencionar densidad, porosidad, magnetización y temperatura. Mientras que los campos de fuerza son aquellos que las fuerzas actúan en cada punto en el espacio en un tiempo determinado, un ejemplo de estos campos es: la atracción gravitacional, un campo magnético induce corrientes eléctricas.

Otra manera de comprender que es un campo es considerarlo como un *escalar* o como un *vector*, cuando se examina un campo desde el punto de un escalar se denomina como un *Campo Escalar*, el cual es una simple función de espacio y tiempo, es decir de dos variables (x, y) . Mientras que si se estudia como un vector se le designa el nombre de *Campo Vectorial*, cuya definición puede ser caracterizada por tres funciones de espacio y tiempo, es decir, con tres variables (x, y, z) , estas tres componentes son ortogonales entre sí.

Por lo tanto, un campo potencial lo podemos definir como la variación en dirección y magnitud (fuerza) en función de la posición dentro del mismo campo. El campo magnético y el campo gravitatorio son considerados como campos vectoriales, en

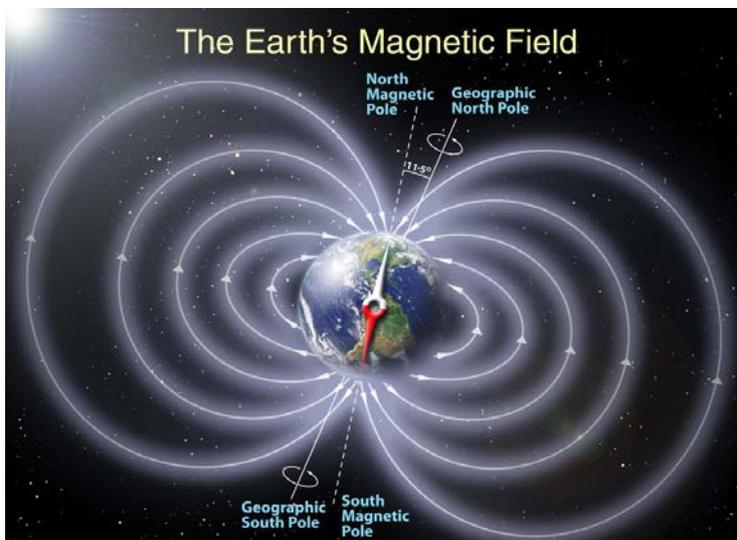
geofísica estos campos son medidos a través de instrumentos, los cuales solo pueden medir una sola componente (vertical).

La representación gráfica de un campo vectorial, puede ser por medio de líneas de campo, las cuales son llamadas como *líneas de fuerza* o *líneas de flujo*, estas líneas son tangentes a cualquier punto adentro del campo vectorial. Los pequeños desplazamientos que pueden ocurrir en un campo vectorial continuo \mathbf{F} , podemos expresar las líneas de fuerza por medio de una ecuación de la siguiente manera:

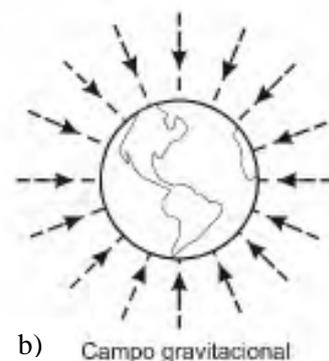
$$\frac{d_x}{F_x} = \frac{d_y}{F_y} = \frac{d_z}{F_z}$$

Ecuación 1 Ecuación de un campo vectorial continuo.

Cuando se quiere describir la dirección de las líneas de flujo o de fuerzas del campo magnético terrestre, estas líneas tienen una dirección del polo norte (magnético) al polo sur (magnético) o del polo positivo a polo negativo (*Fig. 18 a*)). Cuando se trata del campo gravitatorio terrestre la dirección de las líneas de fuerza son hacia el centro de la Tierra (*Fig. 18 b*))



a)



b) Campo gravitacional

Fig. 18 a) Campo Magnético Terrestre (Peter Reid, 2009) y b) Campo Gravitatorio Terrestre.

GRAVIMETRÍA.

El método gravimétrico se considera como pasivo o potencial, que mide las pequeñas variaciones horizontales y verticales espaciales del campo gravitatorio de la Tierra, causado por las diferentes irregularidades en profundidad de densidades de las rocas, que conforman la corteza terrestre. Estas variaciones de densidad también son llamadas **anomalías gravimétricas**, se miden mediante un instrumento llamado gravímetro (*Fig. 19*), el cual puede calcular estas anomalías que son demasiado pequeñas en comparación con la gravedad generada por la Tierra. El gravímetro determina la aceleración de la gravedad, que ha sido calculada de aproximadamente de 980 cm/s^2 . Un gravímetro puede detectar anomalías del orden del 10^5 valor promedio (*Estrada, 2012*).



Fig. 19 A) gravímetro absoluto y B) gravímetro relativo.

PRINCIPIOS DE LA GRAVEDAD.

Masa y gravedad.

La característica principal de la gravimetría puede ser explicada en términos de masa, densidad y la ecuación de la gravedad. La *masa* (m) se puede definir como la cantidad de materia que contiene un cuerpo u objeto, mientras que la *densidad* (ρ) se puede explicar cómo la masa contenida por unidad de volumen. Esta propiedad fundamental de toda la materia y depende de la masa y espacio de los átomos comprensible del material. Tanto la masa y la densidad son cantidades escalares, la masa se obtiene mediante la siguiente ecuación (*Ec.2*):

$$\text{Masa } (m) = \text{Densidad } (\rho) \times \text{Volumen } (v)$$

Ecuación 2 (Michel Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

y de esta ecuación 2 se obtiene la ecuación (Ec.3) de la densidad:

$$\text{Densidad } (\rho) = \frac{\text{Masa } (m)}{\text{Volumen } (v)}$$

Ecuación 3 (Michel Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

$$\sum \vec{F} = m\vec{a}$$

Ecuación 4 Segunda Ley de Newton (Raymond A. Serway, John W. Jewett ,2005).

Mientras que la ley de la Gravitación Universal establece que “toda partícula (m_1) en el universo atrae a otra partícula (m_2) con una fuerza proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r) entre ellas” (Fig. 20)., es decir, que cuando dos cuerpos o partículas están más distantes entre sí, menor fuerza de atracción existirá y cuando la masa de estos aumenta la atracción será mayor. De igual manera se puede demostrar mediante una ecuación (Ec.5):

$$F_g = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

Ecuación 5 Ley de la Gravitación Universal (Raymond A. Serway, John W. Jewett ,2005).

En esta ecuación se considera una constante **G** la cual se le denomina como *constante de la gravitación universal*, cuyo valor ha sido calculada y en el sistema internacional su valor aproximado es de $6.6726 \times 10^{-11} \text{ N}\cdot\text{m}^2/\text{kg}^2$.



Fig. 20 Representación de la Ley de Gravitación Universal

En la exploración gravimétrica, como se mencionó anteriormente el instrumento que mide las anomalías gravimétricas se llama gravímetro, el cual solo mide la *aceleración de la gravedad*, que de la misma forma se puede obtener mediante una ecuación. Para obtener dicha ecuación debemos considerar a la Tierra como una esfera de masa (M) y radio (R), por lo tanto, si se tiene un cuerpo de masa

(m_o) sobre la superficie, existe fuerza de atracción o Fuerza de peso (F_p) la cual puede explicarse con la ecuación (Ec.6):

$$F_p = G \frac{Mm_o}{R^2}$$

Ecuación 6 Fuerza de Peso de un cuerpo sobre la Tierra.

En donde G es la constante de la gravitación universal ($6.6726 \times 10^{-11} \text{ N}\cdot\text{m}^2/\text{kg}^2$). La Fuerza de peso se define como la atracción del cuerpo hacia el centro de la Tierra (F_p); aplicando la segunda ley de Newton (Ec.4) y considerando que la aceleración (\vec{a}) es igual a la aceleración de la gravedad (\vec{g}), la ecuación (Ec.4) se modificaría, quedando una nueva ecuación (Ec.7):

$$F = m_o \vec{g}$$

Ecuación 7 Peso de un cuerpo.

Al igualar la ecuación 6 y 7 se obtiene la aceleración de la gravedad (Ec.8):

$$F = m_o \vec{g} = G \frac{Mm_o}{R^2}$$

Por lo tanto:

$$\vec{g} = \frac{GM}{R^2}$$

Ecuación 8 Aceleración de la gravedad

Una vez que ya conocemos la ecuación de la aceleración de la gravedad, se puede calcular el valor de esta en cualquier punto, pero como se consideró a la Tierra como una esfera, entonces la aceleración en cualquier punto sería la misma, pero esto no es posible debido a la forma irregular de la Tierra (Fig. 21), es por ello, que la aceleración es diferente en cualquier punto del planeta.

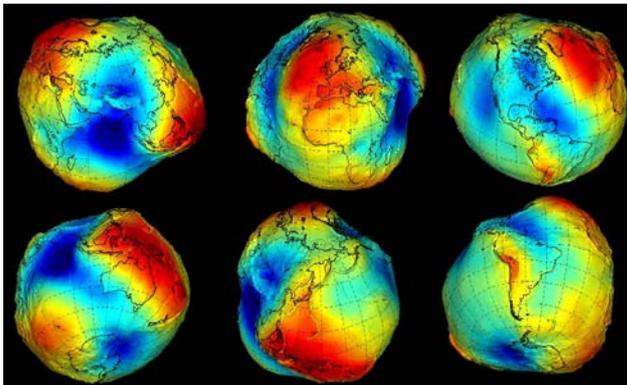


Fig. 21 Modelo de la forma del planeta Tierra (Agencia Espacial Europea, 2011).

Unidades de la Aceleración de la gravedad (\vec{g}).

Los cambios en la aceleración de la gravedad como se ha mencionado anteriormente se asocian a los cambios de densidad, debido a las características de la corteza geológica. En el S.I. la unidad de la aceleración es m/s², pero en el sistema c.g.s. la unidad es el gal, que equivale a 1 cm/s². Sin embargo, en la exploración gravimétrica un gal es una unidad de medida grande para medir la aceleración de la gravedad, la unidad que se utiliza es un miligal (mGal), que equivale a un gal entre 1000 o 1x10⁻³ mGal. Debido que en el S.I. no está definido el uso de una unidad gravimétrica, se utiliza una unidad alternativa que es la unidad gravimétrica (g.u.).

Exceso de Masa.

En la exploración gravimétrica existen cuerpos bajo el subsuelo, estos presentan diferentes densidades, que producen anomalías gravimétricas positivas o negativas. Cuando se observan contrastes positivos de la densidad, puede interpretarse como un exceso de masa en el cuerpo mientras que si se obtienen contrastes de densidad negativo se dice que existe un déficit de masa en el cuerpo. Para calcular este exceso de masa existe una ecuación, que nos permite diferenciar cuando la densidad del cuerpo es similar a la densidad de las rocas de los alrededores de la zona de estudio, que cubren el cuerpo anómalo. Esta ecuación (Ec.9) es:

$$M_e = \Delta\rho V = (\rho_{\text{cuerpo}} - \rho_{\text{zona de estudio}}) * V$$

Ecuación 9 Cálculo del exceso de masa del cuerpo (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

Donde V es el volumen del cuerpo, ρ_{cuerpo} y $\rho_{\text{zona de estudio}}$ son las densidades del cuerpo y de las rocas de la zona de estudio respectivamente. El exceso de masa o déficit de masa produce la anomalía gravimétrica más no la masa absoluta del cuerpo (M_a), la cual también puede ser determinado mediante la siguiente ecuación (Ec.10):

$$M_a = \frac{\rho_{\text{cuerpo}}}{\Delta\rho} * M_e = \frac{\rho_{\text{cuerpo}}}{\rho_{\text{cuerpo}} - \rho_{\text{zona de estudio}}} * M_e$$

Ecuación 10 Cálculo de masa absoluta del cuerpo (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

Potencial Gravitatorio.

El potencial gravitacional, potencial Newtoniano o tridimensional se considera como un campo conservativo, que podemos definir como la cantidad de trabajo que se necesita emplear para mover una masa dentro de un campo gravitacional, en donde la trayectoria que recorre la masa es independiente y solo depende de los puntos finales.

Otra manera de explicar este concepto es que la suma de energía cinética (movimiento) y energía potencial (posición) es constante dentro de un sistema cerrado. Debido a que la fuerza de la gravedad es conservativa, se debe realizar un trabajo (escalar) el cual está determinado por la siguiente ecuación (Ec.11):

$$\oint_C \vec{F} * \vec{dl} = 0$$

Ecuación 11 Trabajo en una trayectoria cerrada.

El trabajo dado por una fuerza conservativa se define como (Ec.12), donde $-\Delta U$ es la diferencia de potencial de un punto A al punto B:

$$w = -\Delta U$$

Ecuación 12 trabaja debido a una fuerza conservativa.

Por lo tanto, el trabajo se expresa mediante la siguiente ecuación (Ec.13):

$$W = \int_C \vec{F} * \vec{dl}$$

Ecuación 13

Para este caso, la fuerza conservativa que se considera es la ley de la gravitación universal en su forma vectorial (Ec.14):

$$\vec{F}_g = G \frac{Mm}{R^2} * (-\hat{r})$$

Ecuación 14 Ley de la Gravitación universal en forma vectorial.

Por definición matemática del producto punto la parte de la ecuación 13 se define como:

$\vec{F} * \vec{dl} = |F| * |dl| * \cos(F * dl)$ donde el $F * dl$ es φ , por lo tanto, esta expresión matemática queda de la siguiente manera:

$$\vec{F} * \vec{dl} = |F| * |dl| * \cos \varphi$$

Pero debido a que en la fuerza está en función del radio (Fig. 25), se realiza la siguiente operación matemática: por lo tanto: y sustituyendo en la expresión matemática anterior se establece que:

$$\cos \theta = \frac{dl}{dr}; \text{ por lo tanto, } \mathbf{dr = dl * \cos \theta}$$

Pero este ángulo debe estar en función de φ se realiza lo siguiente (Fig. 22):

$\varphi + \theta = 180^\circ$; $\varphi = 180^\circ - \theta$ por lo tanto sustituyendo en la expresión mencionada anteriormente se establece que:

$$\begin{aligned} \cos \varphi &= \cos(180^\circ - \theta) \\ &= \cos(\cos 180^\circ \cos \theta + \sin 180^\circ \sin \theta) \\ \mathbf{\cos \varphi} &= \mathbf{-\cos \theta} \end{aligned}$$

Y sustituyendo en la expresión $dr = dl * \cos \theta$ quedaría como:

$$\mathbf{dr = -dl * \cos \varphi}$$

Una vez que ya se tiene todo en función del radio el trabajo se puede reemplazar en la ecuación 13y se escribe de la siguiente manera:

$W = \int_c \vec{F} * dr$; pero como \vec{F} es la fuerza de la gravedad esta expresión matemática sería así:

$$W = - \int_c G \frac{Mm}{R^2} * dr$$

Ecuación 15 Trabajo en función del radio entre dos masas.

Cuando se resuelve esta integral en una trayectoria definida de r_i a r_f (Fig. 25)

$W = -G \frac{Mm}{R}$; al evaluar el resultado se obtiene:

$$W = - \left[\left(-G \frac{Mm}{R_f} \right) - \left(-G \frac{Mm}{R_i} \right) \right]$$

Y consideramos que $-G \frac{Mm}{R}$ es U, entonces la expresión se simplifica a la ecuación 12:

$$W = -\Delta U = -(U_f - U_i)$$

Por lo tanto, se dice que el potencial gravitacional es:

$$U_g = -G \frac{Mm}{R}$$

Ecuación 16 Potencial gravitacional.

La forma en que se puede expresar el potencial gravitacional en tres dimensiones en coordenadas cartesianas y esféricas es el siguiente:

$$a) U_g(x, y, z) = -g(x, y, z) \quad b) U_g(r, \theta, \varphi) = -g(r, \theta, \varphi)$$

Ecuación 17 a) coordenadas cartesianas y b) coordenadas esféricas.

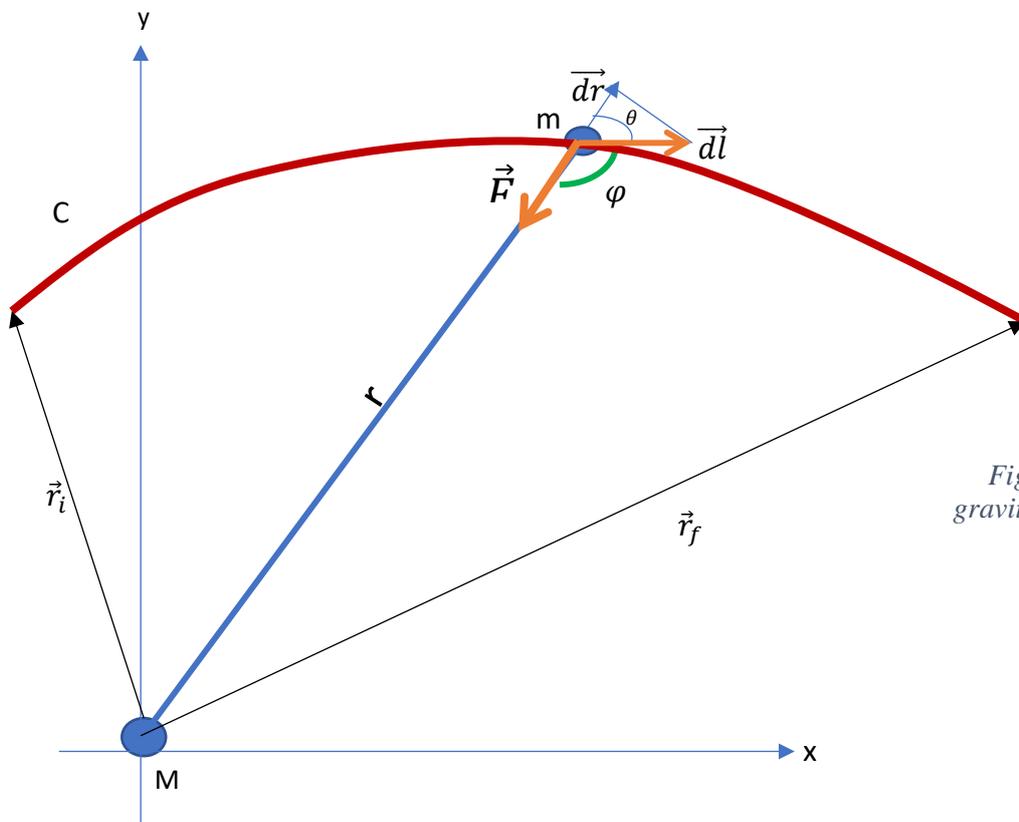


Fig. 22 Potencial gravitacional entre dos masas.

CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE

Forma de la Tierra.

En la prospección gravimétrica, lo que nos interesa medir es la variación del campo gravitacional de la Tierra, debido a su forma, como se mencionó anteriormente la aceleración de gravedad varía dependiendo del lugar donde sea medido, mediante un gravímetro.

La magnitud de la gravedad depende de cinco factores: la latitud, elevación, topografía, mareas terrestres y la variación de densidad del subsuperficial. Las anomalías gravimétricas en comparación con los factores mencionados son muy pequeñas. Los cambios en la gravedad del ecuador a las regiones polares varía alrededor de 5 Gal o el 0.5% del valor promedio de g (980 Gal).

VARIACIONES ESPACIALES

Esferoide de referencia.

La forma de la Tierra ha sido estudiada por diversos investigadores y científicos mediante mediciones geodésicas y seguimiento satelital. Con base a estas investigaciones se ha determinado que su forma es similar a un esferoide, que existe un abultamiento en el ecuador y un achatamiento en los polos. El motivo por el cual la forma de la Tierra es irregular es por dos fuerzas que actúan: la fuerza de atracción de la gravedad y la fuerza centrífuga.

El achatamiento de los polos se puede definir mediante la siguiente ecuación (Ec.18):

$$\frac{(R_{eq} - R_p)}{R_{eq}} = \frac{1}{298.25}$$

Ecuación 18 Cálculo del achatamiento polar (Raymond A. Serway, John W. Jewett ,2005).

Donde R_{eq} y R_p es el radio ecuatorial y radio polar. El elipsoide de referencia es una elipse oblicua que se aproxima a la superficie media del mar (geoide).

Geoide.

Como se ha mencionado anteriormente la forma de la tierra es irregular, por diferentes factores de igual manera ya citado. Con base a estudios que se han realizado sea determinado las elevaciones medias de los continentes en 500 m., mientras que las elevaciones de terreno (tierra) y depresiones máximas son aproximadamente de 9000 m. referidos al nivel medio del mar.

El nivel medio del mar (donde la gravedad de la Tierra es equipotencial) se define como un nivel de referencia y funciona para determinar alturas del terreno. El geoide se define como un modelo físico que trata de representar la forma real de la Tierra, siendo similar aproximadamente al nivel medio del mar. La aceleración

gravitacional normal de la Tierra en términos matemáticos es la forma matemática más cercana al geoide (Fig. 23).

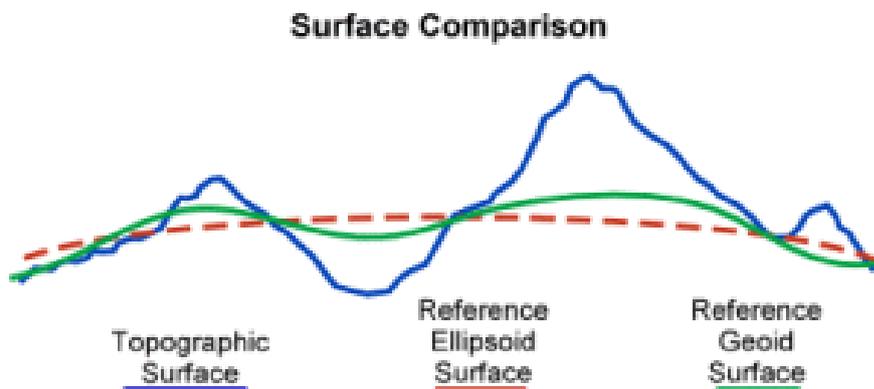


Fig. 23 Esferoide de referencia y geoide (Peter H. Dana, 2009).

Cuando realizamos mediciones gravimétricas también debemos tomar en cuenta la ubicación (coordenada), ya que, de acuerdo a la Ley de la Gravitación Universal, no sería lo mismo medir en los polos que en el ecuador, debido a que la distancia más corta se localiza en los polos cuya distancia aproximada es de 5357 km. mientras que en el ecuador sería más lejos del centro de la Tierra, cuyo radio aproximado es de 6378 km (Reynolds, 1998).

Otra fuerza que influye en la variación de la gravedad es la fuerza centrífuga, la cual podemos definir como una pseudo fuerza que es generada por una rotación de un cuerpo. Esta fuerza también no es constante debido a que es mayor en el ecuador y en los polos es menor o nula. Esta fuerza tiene una dirección contraria a la fuerza de atracción de la gravedad, esto indica que disminuye en presencia de la aceleración de la gravedad.

Un factor más que afecta a la aceleración de la gravedad es el efecto de mareas, que es producido por la presencia cercana de un cuerpo (Sol y Luna) a la Tierra, al actuar este efecto de marea cambia la forma de la Tierra (geoide). El máximo efecto de mareas que afecta la gravedad es aproximadamente de $3 \times 10^{-5} \%$ o 0.33mGal en un periodo aproximado de un día.

Tomando en cuenta todos los factores antes mencionados varios científicos formularon ecuaciones y fórmulas para calcular la aceleración de la gravedad en cualquier punto sobre la superficie terrestre (latitud geográfica terrestre), esta ecuación se le denominó como cálculo de la Gravedad Teórica. La primera

ecuación (Ec.19) propuesta fue en el año de 1930 por una institución I.U.G.G. (International Union of Geodesy and Geophysics):

$$g_{\phi} = g_e(1 + \alpha \text{sen}^2\phi - \beta \text{sen}^4\phi)$$

Ecuación 19 Gravedad Teórica (I.U.G.G.,1930)

Donde g_e es la gravedad teórica en el ecuador, α y β son constantes debido al achatamiento en el esferoide de referencia y la fuerza centrífuga, mientras que ϕ es la latitud geográfica. Esta ecuación a través del tiempo ha ido modificándose, hasta tener una que se adapte mejor para calcular la aceleración de la gravedad, esta modificación fue realizada por Geodetic Reference System en el año de 1967 (Ec.20):

$$g_{\phi} = g_e(1 + \alpha \text{sen}^2\phi + \beta \text{sen}^4\phi)$$

Ecuación 20 Gravedad Teórica (G.R.S, 1967).

Así también se han obtenido los valores de estas constantes, siendo el valor aproximado de la gravedad teórica en el Ecuador (g_e) de 978031.846, α de 0.005278895, β de 0.000023462.

DENSIDAD DE LAS ROCAS.

La densidad es una propiedad física de la materia, en este caso en la prospección gravimétrica el objetivo principal es determinar la variación de esta propiedad física en sentido lateral y vertical del subsuelo. Debido a que la corteza terrestre está conformada por diversas rocas, y una roca por definición es un agregado de minerales, los cuales también son los responsables de las diferentes densidades que presentan las rocas.

La densidad es una propiedad escalar, que no puede ser determinada in situ con precisión debido a la heterogeneidad, sin embargo, esta propiedad puede ser determinada en laboratorios mediante la toma de muestras de afloramiento o de núcleos de barrenación. Esta propiedad también puede ser determinada mediante las velocidades sísmicas.

Cuando la densidad es determinada en laboratorio es muy difícil obtener su valor real de esta propiedad, porque la muestra tomada in situ puede estar erosionada, fragmentada o deshidratada. La densidad de rocas cristalizadas y en rocas sedimentaria bien litificadas puede ser calculada mediante su contenido mineral,

ambiente de depósito e historia tectónica, mientras que las rocas cristalizadas (metamórficas) se basan en su historia ígnea. Esto propone que las rocas sedimentarias tienen menor densidad que las rocas ígneas, debido a que las rocas sedimentarias pueden contener más espacios intersticiales, mientras que las rocas ígneas tienen menor espacios entre sus poros.

Así también los procesos secundarios como fracturamiento, erosión, disolución o espacio intersticial entre los poros que pueden contener fluidos hacen que la densidad cambie, debido a que los minerales secundarios tienden a tener menor densidad que los minerales primarios.

Densidad real.

Esta densidad es la masa de una unidad de volumen de un material sólido, donde el volumen se excluye los espacios vacíos que tiene la roca. También la densidad real es equivalente a la densidad del grano del mineral de la roca, que puede ser expresado mediante la siguiente formula:

$$\sigma_g = \sum \sigma_i v_i$$

Ecuación 21 Cálculo de la densidad real. (William J. Hinze, Ralph J. B. von Frese, Afif H. Saad.,2013).

Donde σ_i es la densidad del grano y v_i es el porcentaje de volumen del mineral que compone la roca. La gravedad específica real es la división de la masa de una unidad de volumen entre la masa del volumen de agua destilada a 4° C. La gravedad específica es un número equivalente a la densidad que es raramente usado en la exploración gravimétrica.

Densidad Aparente.

Esta propiedad física de las rocas se considera como la densidad aparente en seco, la cual podemos expresar como la densidad de una roca en seco de un material sólido y poroso:

$$\sigma_B = \sigma_t - \frac{v_p \sigma_t}{100}$$

Ecuación 22 Densidad Aparente (William J. Hinze, Ralph J. B. von Frese, Afif H. Saad.,2013).

En donde v_p es el porcentaje del volumen, el cual es el espacio total o espacio de los poros y la densidad del fluido que llena el espacio. El espacio total también lo podemos definir como la suma de porosidad efectiva que permite el paso de fluido más porosidad de difusión que solo permite el paso de un fluido debido al tamaño ilimitado de interconexión de los poros.

Densidad Natural.

Este tipo de densidad en algunas veces llamada también como densidad aparente saturada, la cual toma en cuenta toda la porosidad (flujo y difusión) rellena de agua. La forma de calcularla es mediante la siguiente ecuación (Ec.23):

$$\sigma_n = \sigma_B + \frac{V_f \sigma_f}{100} = \sigma_t - \frac{v_p \sigma_t}{100} + \frac{v_f \sigma_f}{100}$$

Ecuación 23 Cálculo de la densidad natural. (William J. Hinze, Ralph J. B. von Frese, Afif H. Saad.,2013).

Donde v_f es el porcentaje del volumen, que es el espacio vacío relleno con un fluido de densidad σ_f , cuando la roca se encuentra relleno de fluido el valor de $v_p=0$.

Densidad interior de la Tierra.

El conocer las densidades de rocas es muy importante en la exploración gravimétrica, ya que nos indica la distribución espacial que conforman la corteza terrestre, con base a estudios de gravimetría y sismología, se ha podido conocer la densidad de las rocas superficiales que aproximadamente es de 2500 a 3000 kg/m^3 , mientras que la densidad de la Tierra entera es aproximadamente de 5520 kg/m^3 , lo cual indica que esta no es homogénea e incrementa a profundidad.

El motivo por el cual la densidad varia a profundidad es debido al comportamiento dinámico y a su momento de inercia. El momento de inercia es una medida de resistencia al cambio de la aceleración angular de la rotación de un cuerpo bajo la aplicación de una fuerza de torque (William J. Hinze, Ralph J. B. von Frese, Afif H. Saad.,2013). El momento de inercia de la tierra es de 8.07 $\text{kg} \cdot \text{m}^2$, que solo representa el 83% del valor si se considera como homogénea,

lo cual confirma que la masa se concentra hacia el centro de la Tierra, por lo tanto, hace que la densidad incremente con la profundidad.

Otra manera de comprobar que la densidad cambia con la profundidad, es mediante la exploración sísmica, en el cual se observan cambios de velocidad comprensionales en las ondas de corte y primarias. Donde las velocidades pueden ser calculados mediante sus ecuaciones (Ec.24):

$$a) v_p = \left[\left(k + \frac{4}{3} \mu \right) \right]^{1/2} \quad b) v_s = \left(\frac{\mu}{\sigma} \right)^{1/2}$$

Ecuación 24 velocidad de la onda P y S (William J. Hinze, Ralph J. B. von Frese, Afif H. Saad.,2013).

En donde la constante k es el módulo de comprensibilidad, que se puede definir con la resistencia que presenta un cuerpo a la fuerza de compresión uniforme, μ es la constante de rigidez o de corte y σ es la densidad del medio de propagación de la onda. Cuando asumimos que se encuentra en condiciones hidrostáticas se obtiene una ecuación (Ec.25):

$$\frac{\partial p}{\partial r} = -\sigma \times g$$

Ecuación 25

Donde ∂p es el incremento de la presión p debido al cambio en el radio ∂r , σ es la densidad y -g es la atracción gravitacional del radio r. La ecuación 25 se puede modificar cuando la densidad varía con la profundidad (Ec.26):

$$\frac{\partial \sigma}{\partial r} = -\sigma \times (g/\varphi)$$

Ecuación 26 (Adams–Williamson,1923)

Siendo φ un parámetro sísmico donde el valor se determina como:

$$\varphi = \frac{k}{\sigma} = v_p^2 - \frac{4}{3} v_s^2$$

La desventaja de esta ecuación de Adams Williamson no considera el efecto de la temperatura o el gradiente térmico. El efecto de la temperatura causa que la densidad decrezca como resultado de la expansión volumétrica termal y el efecto presión.

Como se ha mencionado anteriormente la densidad ha sido determinada a diferentes estudios en laboratorios por lo que se han propuesto tablas con densidades calculadas para rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas de una manera generalizada. Cuando se toman en cuenta estas tablas, se debe estar consiente que son densidades aparentes. El uso de tablas de densidades es útil para la interpretación a los datos gravimétricos (modelos 2D y 3D).

A continuación, se muestran tablas de densidades calculadas por el autor William Murray:

Tabla 1 Densidad de rocas sedimentarias (William Murray,1990).

TIPO DE ROCA	RANGO DE DENSIDAD (g/cm³)	PROMEDIO DE DENSIDAD (g/cm³)
ROCAS SEDIMENTARIAS		
ARENA	1.7-2.3	2.0
GRAVA	1.7-.2.4	2.0
ARCILLA	1.63-2.3	2.1
ARENISCA	1.61-2.76	2.35
PIZARRA	1.77-3.2	2.40
LIMOLITA	1.93-2.90	2.55
DOLOMITA	2.28-2.90	2.70

TIPO DE ROCA	RANGO DE DENSIDAD (g/cm³)	PROMEDIO DE DENSIDAD (g/cm³)
ROCAS IGNEAS		
GRANITO	2.50-2.81	2.64
GRANEODIORITA	2.67-2.79	2.73
ANDESITA	2.4-2.8	2.61
RIOLITA	2.35-2.70	2.52
PÓRFIDO	2.60-2.89	2.74
DIORITA	2.72-2.99	2.85
BASALTO	2.70-3.30	2.99
GABRO	2.70-3.50	3.03
ÍGNEA ACIDA	2.30-3.11	2.61
ÍGNEA BÁSICA	2.09-3.17	2.79

Tabla 2 Densidad de rocas ígneas (William Murray,1990).

TIPO DE ROCA	RANGO DE DENSIDAD (g/cm³)	PROMEDIO DE DENSIDAD (g/cm³)
ROCAS METAMÓRFICAS		
CUARZITAS	2.5-2.70	2.6
ESQUISTOS	2.39-2.9	2.64
GRAUVACA	2.6-2.7	2.65
MÁRMOL	2.6-2.9	2.75
SERPENTINA	2.4-3.10	2.78
PIZARRA	2.7-2.9	2.79
GNEIS	2.59-3.0	2.8
ANFIBOLITA	2.90-3.04	2.96

Tabla 3 Densidad de rocas metamórficas (William Murray, 1990).

Así también se presenta una tabla con densidades de los minerales:

Tabla 4 Densidad de los minerales en las rocas (William Murray, 1990)

MINERAL	RANGO DE DENSIDAD (g/cm³)	PROMEDIO DE DENSIDAD (g/cm³)
MINERALES METÁLICOS		
ÓXIDOS, CARBONATOS		
LIMOLITA	3.5-4.0	3.78
MAGNETITA	4.2-4.4	4.32
SIDERITA	3.7-3.9	3.83
HEMATITA	4.9-5.3	5.18
CUPRITA	5.7-6.15	5.92
MINERAL	RANGO DE DENSIDAD (g/cm³)	PROMEDIO DE DENSIDAD (g/cm³)
SULFUROS		
ESFALERITA	3.5-4.0	3.75
CALCOPIRITA	4.1-4.3	4.2
PIRROTITA	4.5-4.8	4.65
PIRITA	4.9-5.2	5.0
ARSENOPIRITA	5.9-6.2	6.1
GALENA	7.4-7.6	7.5
MINERALES NO METÁLICOS		
PETROLEO	0.6-0.9	-
HIELO	0.88-0.92	-
AGUA SALADA	1.01-1.05	-
GRAFITO	1.9-2.3	2.15
YESO	2.2-2.6	2.35

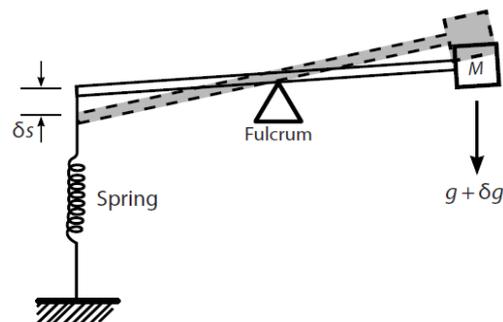
CAULINITA	2.2-2.63	2.53
ORTOCLASA	2.5-2.6	-
CUARZO	2.5-2.7	2.65
CALCITA	2.6-2.7	-
BIOTITA	2.7-3.2	2.92
FLOURITA	3.01-3.25	3.14
BARITA	4.3-4.7	4.47

MEDICIÓN DE LA GRAVEDAD.

El método gravimétrico evalúa las variaciones espaciales y temporales en la intensidad o el gradiente del campo gravitacional. En la actualidad las mediciones son realizadas indirectamente mediante instrumentos que usan parámetros como el tiempo, desplazamiento lineal o rotacional, tensión de un resorte. En la exploración tradicionalmente los cambios espaciales y temporales en gravedad o de sus gradientes son valores de la intensidad de gravedad absoluta.

Esto se debe a la alta sensibilidad que se requiere en mediciones de absolutas, que es el orden de 10^{-8} para una resolución de 0.001 mGal. Mientras que existen una gran variedad de gravímetros que miden la gravedad relativa, los cuales la mayoría usan el resorte. El principio de estos instrumentos es el medir el cambio en la tensión del resorte (longitud) que cambia debido a la aceleración de la gravedad (fuerza de tracción de una masa hacia el centro de la Tierra) (Fig. 24).

Fig. 24 Principio del gravímetro (William J. Hinze, Ralph J. B. von Frese, Afif H. Saad.,2013).



Gravedad absoluta

Este tipo de gravedad es aquella que se determina en una estación base (estática), la cual posee un datum (coordenada), cuyo objetivo es medir la aceleración de la gravedad absoluta durante un tiempo preciso, la forma en que se obtiene este valor se realiza mediante un péndulo o por la caída libre de una masa.

El principio del péndulo está conformado por la suspensión de una masa a una determinada longitud (L), que está oscilando en un determinado periodo (T), para obtener el valor de la gravedad absoluta. El periodo T es igual a (Ec.27):

$$T = 2\pi\sqrt{(L/g)}$$

Ecuación 27 (William J. Hinze, Ralph J. B. von Frese, Afif H. Saad.,2013).

Como resultado, ahora se realizan observaciones más absolutas midiendo el tiempo t de la caída libre de una masa sobre una distancia vertical d dentro de una cámara de vacío (e.g. Torge, 1989). Cuando esto se realiza específicamente durante el tiempo t una masa viaja una distancia d dentro de un campo gravitatorio g es $\sqrt{(2d/g)}$, por lo tanto, las mediciones directas de la distancia y los parámetros de tiempo nos proporcionan la aceleración de la masa debido al campo gravitacional (Fig. 25).

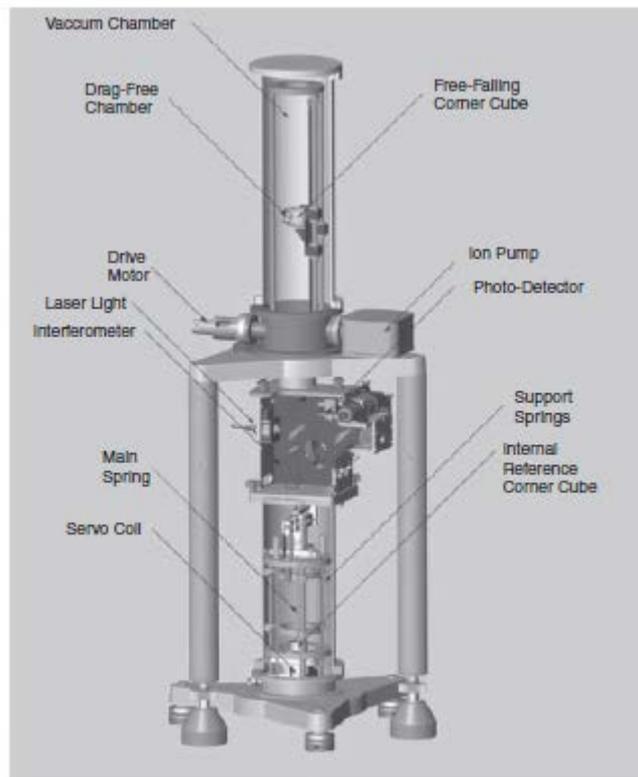


Fig. 25 Gravímetro absoluto FG-5

Este gravímetro tiene una exactitud de $\pm 2\mu\text{Gal}$ y una precisión de medida de $\pm 1\mu\text{Gal}$.

Gravedad Relativa.

Cuando se habla de gravedad relativa la podemos definir como el cálculo de la aceleración mediante el establecimiento de una estación base, la cual se va a considerar una gravedad relativa de cero, esta base funcionara para determinar los valores de la aceleración de gravedad en un grid (estaciones) determinado por el usuario para conocer el valor de g en diferentes ubicaciones.

Esta gravedad puede ser determinada por tres instrumentos: péndulo portable, balanza de torsión y gravímetros portables. El péndulo portable es para fines geodésicos y principalmente de prospección. El valor de g varia inversamente al cuadrado del periodo T, donde T^2g es constante, por lo tanto, se puede calcular como (Ec.28):

$$\Delta g = - \frac{2g\Delta T}{T}$$
$$\Delta g = -2(T_2 - T_1)/T_1$$

Ecuación 28 Cálculo de la gravedad relativa mediante el péndulo portable.

La balanza de torsión fue empleada por primera vez por Cavendish con el objetivo de determinar el valor de la constante gravitación G . este instrumento consiste en dos masas iguales separadas horizontal y verticalmente ambas por barras. El conjunto está soportado por una fibra de torsión, conectados a un espejo para medir la rotación por deflexión por un haz de luz.

La deflexión de la barra de torsión es ocasionada por el cambio horizontal y vertical del campo gravitacional resultando una curva de una superficie equipotencial. La balanza de torsión permite el cálculo del potencial en las tres direcciones (U_{xx}, U_{yy}, U_{zz}) y la magnitud de $|U_{yy} - U_{xx}|$.

Por último, los gravímetros portables también se encargan de evaluar la aceleración de la gravedad relativa. Todos los gravímetros presentan balanzas mecánicas muy sensibles, en el que soportan una masa mediante un resorte. Los pequeños cambios en la gravedad, mueven el peso contra la restauración de fuerza del resorte.

El desplazamiento del resorte se puede definir mediante la ley de Hooke, que establece que el cambio de longitud en resorte o muelle es directamente proporcional al módulo de la fuerza que se le aplique, siempre y cuando no se deforme permanentemente dicho muelle o resorte (Ec.29):

$$F = k * (x - x_0)$$

Ecuación 29 Ley de Hooke (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

Aplicándola al principio de la gravimetría esta ecuación se puede redefinir como (Ec.30):

$$\Delta F = M\delta_s = k\delta_s$$

$$\delta_g = \frac{k\delta_s}{M}$$

Ecuación 30

En donde k es la constante k de elasticidad del resorte cuyas unidades son dinas por centímetro, δ_s es la variación de longitud en dirección x,y,z, mientras que M es la masa. Al considerar que esta variación de longitud ocurre una oscilación durante un periodo T. para obtener un valor de la aceleración (g) debemos fraccionar el cambio en la longitud del resorte en $1/10^{-7}$, porque $Mg \approx ks$, $\delta_g/g \approx \delta_s/s$, por lo tanto, el valor de T (Ec.31):

$$T = 2\pi\left(M/k\right)^{1/2}$$

Ecuación 31

Sustituyendo el valor de M en la ecuación 30, se obtiene (Ec.32):

$$\delta_g = 4\pi^2 \frac{\delta_s}{T^2}$$

Ecuación 32

Así también se debe tener en cuenta que como se mencionó antes existen efectos físicos (presión, temperatura, variaciones magnéticas y sísmicas) que hace que la aceleración de la gravedad varíe.

CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS.

Cuando llevamos a cabo mediciones de la aceleración de la gravedad relativa o absoluta, debemos considerar que los datos adquiridos mediante los instrumentos (péndulos portables, balanza de torsión, gravímetros portables etc.) tienen un grado de error debido a factores físicos antes mencionados, por lo que tendremos que realizar correcciones de los datos.

El objetivo de hacer estas correcciones, es procesar las anomalías gravimétricas correctas que se obtuvieron durante algún estudio (geotecnia, exploración minera, exploración de aguas subterráneas etc.) y así interpretar adecuadamente la distribución de densidades en el subsuelo, tomando en cuenta factores geológicos y estructurales, para elaborar un modelo geológico-geofísico que explique la variación de las rocas bajo la corteza terrestre tomando en cuenta sus densidades.

Anomalías Gravimétricas.

El determinar las anomalías en la prospección gravimétrica es el objetivo principal, estas anomalías son producidas por cuerpos o rocas más densas bajo la superficie que están rodeados por rocas de menor densidad (Fig. 26).

Una anomalía gravimétrica se determina mediante el cálculo o la diferencia entre la gravedad relativa o gravedad relativa corregida (variaciones temporales) y el valor de la gravedad teórica en la estación base (Ec.33):

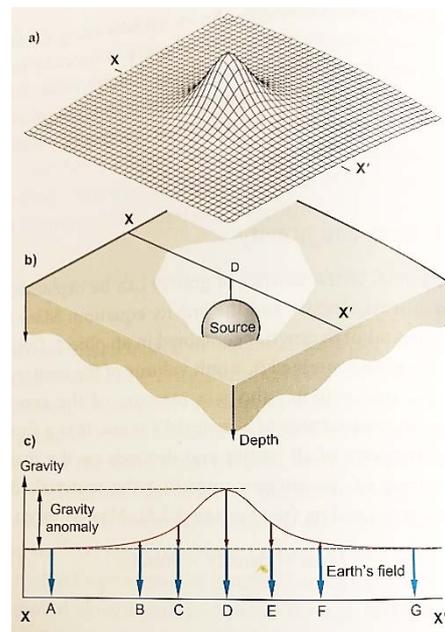


Fig. 26 Anomalía Gravimétrica (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

$$\text{anomalía gravimétrica} = g_{obs} - g_T$$

Ecuación 33

Las anomalías gravimétricas se pueden observar de mejor manera en la componente vertical del campo gravitacional. Cuando se necesita conocer la forma y la posición de la fuente que produce la anomalía gravimétrica se en lugar de solo medir la aceleración de la gravedad, debemos medir también el tensor (Fig. 27)

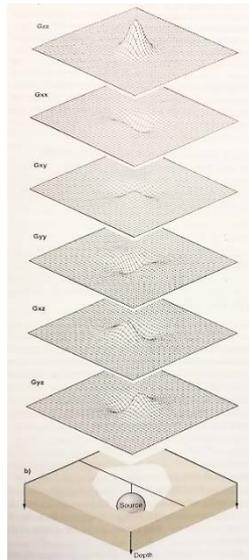


Fig. 27 Anomalia gravimétrica en las diferentes componentes (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

Durante la adquisición de los datos gravimétricos se originan ruidos, los cuales podemos definir como ruidos instrumentales, los cuales pueden ser eliminados durante el procesamiento de los mismo o por el mismo instrumento. Algunos instrumentos son más sensibles a los efectos de deriva del instrumento, esto es provocado por los cambios de temperatura.

Así también estas variaciones no solo son provocadas por la deriva instrumental, sino también es originado porque los sensores no son orientados a la componente del campo que se requiere observar o estudiar.

En la gravimetría se deben aplicar ciertas correcciones como son: corrección por mareas, deriva instrumental, corrección por latitud, corrección de aire libre, corrección de Bouguer, corrección por terreno.

Corrección de Mareas.

Una fuente principal que causa variaciones temporales en la medición de estudios gravimétrico es el efecto de mareas provocado por la fuerza gravitacional de la Luna y el Sol. Esto indica que la posición de estos cuerpos modifica la fuerza de atracción de dos cuerpos y una distorsión de la forma de la Tierra, modificando su radio.

Cuando la distancia del radio se modifica, cambia la distancia ente el punto de observación y el centro de masa de la Tierra provocando el efecto de mareas que produce un cambio en la gravedad de 3 gu. Este efecto puede ser calculado mediante el método de Longman (1959).

Corrección por deriva instrumental.

Esta corrección se debe realizar debido a que el gravímetro está sometido a factores que afectan las mediciones de la gravedad relativa, estos factores como la presión atmosférica, temperatura pueden perjudicar de una manera gradual la tensión del resorte, aproximadamente 0.1 mGal por hora. Así también esta corrección se puede visualizar cuando se realizan mediciones repetidas durante un lapso de tiempo en un mismo sitio.

Para omitir este error de deriva instrumental se debe realizar una lectura inicial en un punto fuera del área de estudio que se considerará como punto base y después de terminar se debe nuevamente realizar la lectura en el mismo punto base. Empleando la siguiente ecuación se puede realizar la corrección por deriva instrumental (Ec.34):

$$\delta_{instrumental} = \left(\frac{(g_i - g_f)}{(t_f - t_i)} \right)$$

Ecuación 34

Donde g_i es la lectura inicial, g_f lectura final entre el tiempo final t_f menos t_i tiempo inicial, de la estación base, las unidades que se obtienen son mGal/min.

Corrección por Latitud.

La variación de la gravedad debido a la diferencia de latitud entre las estaciones del estudio y la estación base del estudio es compensada con la corrección de latitud. Cuando la latitud y la gravedad absoluta es conocida en la estación base del estudio, esta se liga a una estación permanente de gravedad.

Esta corrección es producida por la forma de la Tierra que se explicó anteriormente también se llama gravedad teórica, esto produce que la aceleración de la gravedad varié dependiendo el punto de observación (datum), por ello se aplica la ecuación 20, donde el valor de ϕ de estar en radianes.

Corrección por Elevación (h).

Esta corrección se debe realizar debido a la ubicación que existe entre la estación o punto de observación y el nivel de referencia o geoide. Debido a que la estación tiene un datum de elevación y considerando que la gravedad decrece cuando la distancia o radio de la Tierra es mayor. Es por ello que se aplica una ecuación que considera la altura (h) de la estación observada sobre la superficie o topografía multiplicado una constante que no toma en cuenta los materiales (rocas) con diferentes densidades. Esta ecuación es (Ec.35):

$$\delta_{FA} = 0.3086 * h$$

Ecuación 35

El datum de la estación observada debe tener una precisión de alrededor de 3 cm. para tener una exactitud de 0.1 gu.

Corrección de Bouguer.

Debido que la corrección de aire libre o de elevación solo considera la elevación que existe entre el instrumento sobre la topografía y el nivel de referencia (geoide), esta corrección considera la masa que se ubica encima del nivel de referencia o en su defecto por defecto debajo del nivel de referencia afecta de igual manera la aceleración de la gravedad.

Esta masa entre el gravímetro y el nivel de referencia se debe considerar como una capa de roca que contribuye el valor de la gravedad, para eliminar esta compensación de la gravedad se realiza una corrección llamada Corrección de Bouguer que asume que la tierra es plana y no curva, que esta capa de roca de igual manera es plana de densidad uniforme y que se extiende de manera infinita en todas las direcciones.

Cuando determinamos la densidad de la capa plana, como la densidad promedio de la corteza terrestre, con el objetivo de que esta capa sea constante y cuyo valor es de 2.63 g/cm³. Por lo tanto, esta ecuación (Ec.36) es:

$$\delta_b = 0.4192 * \rho * h$$

Ecuación 36

Corrección por terreno.

En esta corrección se realiza debido a que la corrección de Bouguer no considera la topografía irregularidad cerca de las estaciones de observación, que provocan variaciones en g debido a la influencia de montañas y valles en el área de estudio. Para ello se debe tener un buen conocimiento a detalle del relieve en las inmediaciones de la estación observada y un mapa topográfico (Modelo de elevación). El objetivo de la corrección de terreno determina la masa de las montañas y el déficit de masa en los valles que son rellenados para disminuir el efecto de la gravedad.

La atracción gravitacional de la topografía depende el tamaño y de las características topográficas, esta fuerza decrece con el incremento de la distancia de la estación gravimétrica. Para realizar esta corrección, existen diferentes metodologías que permiten el cálculo de la influencia topográfica, entre ellos el más utilizado es el Método de Hammer.

Este método fue diseñado para producir sectores equidimensionales en el que cada anillo o círculo relaciona el radio con el número de zona para mejorar el cálculo. Este método consiste en colocar la plantilla de Hammer, la cual está formada por círculos concéntricos (Fig. 28), sobre un mapa topográfico o modelo de elevación digital, con su centro en la estación gravimétrica, con el objetivo para determinar la diferencia de elevación de la estación gravimétrica con la elevación promedio en cada sector del contorno topográfico usando la tabla propuesta por Hammer en 1939, las cuales definen los efectos del terreno en cada sector. Los efectos de cada sector son la suma y el resultado modificado para la densidad apropiada de los materiales que arreglan el terreno.

En cada segmento se presenta un efecto gravitacional que puede ser calculado mediante la siguiente ecuación (Ec.37):

$$\partial_{g \text{ segmento}} = \frac{2\pi\rho G}{N} \left(r_2 - r_1 + \sqrt{(r_1^2 + z^2)} + \sqrt{r_2^2 + z^2} \right)$$

Ecuación 37

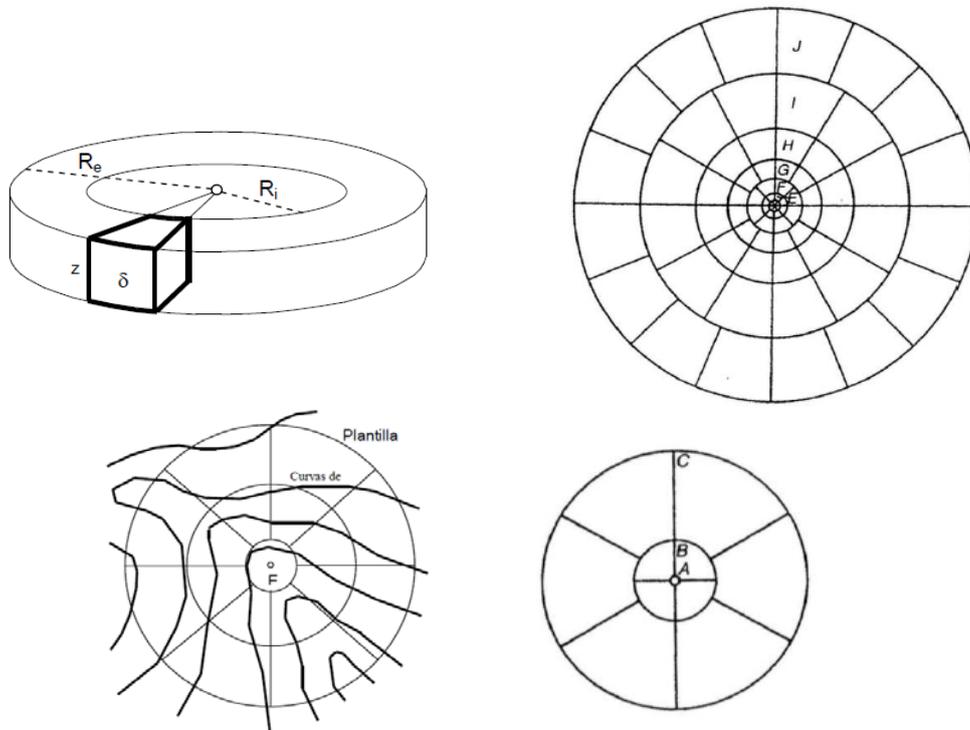


Fig. 28 Plantilla de los círculos de Hammer (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

OBTENCIÓN DE ANOMALÍAS.

Las obtenciones de las anomalías son de interés en la exploración, que podemos dividirla en tres clases, la primera se puede considerar las anomalías producidas por consideraciones planetarias, las segunda podemos incluir a las anomalías que son originadas por condiciones geológicas. Por último las anomalías que se obtienen filtrando las anomalías, que resultan de remover los efectos gravitatorios causados por fuentes desconocidas, las cuales son determinadas analíticamente o empíricamente, a través de filtros que hacen mejoras en el patrón espacial de las anomalías gravimétricas.

Las anomalías gravimétricas de Aire Libre y de Bouguer se consideran como anomalías planetarias debido a que se basan en modelos teóricos de la gravedad en una estación que obtienen un valor de la aceleración de la gravedad, cuyo valor es afectado por la forma de la Tierra, su rotación, cambios en el radio y en la topografía.

Anomalía de Aire libre.

Una vez realizadas las correcciones anteriormente mencionadas, se pueden llevar a cabo el cálculo de la anomalía de aire libre, que es considerada como si la medición se realizara a la altura de la estación sin tomar en cuenta el material que se ubica entre la elevación de la estación y el nivel de referencia (geoide). Para esto se aplica la siguiente ecuación (Ec.38):

$$\mathbf{Anomalía}_{FA} = \mathbf{g}_{obs} - \mathbf{g}_T + \mathbf{\partial}_{FA}$$

Ecuación 38

Anomalía Simple de Bouguer y Completa.

La **Anomalía de Bouguer Simple** se considera como el producto final, en el cual ahora se considera la densidad del material que se ubica entre la elevación de la estación gravimétrica y el nivel de referencia, por lo tanto, mediante esta ecuación se puede determinar la anomalía Simple de Bouguer (Ec.39):

$$\mathbf{Anomalía}_{BS} = \mathbf{g}_{obs} - \mathbf{g}_T + \mathbf{\partial}_{FA} - \mathbf{\partial}_B$$

Ecuación 39

Mientras que para obtener la anomalía completa de Bouguer se debe considerar la corrección por terreno anteriormente explicada, por lo que la ecuación 39 se modificaría para obtener la **Anomalía Completa de Bouguer** (Ec.40):

$$\mathbf{Anomalía}_{BC} = \mathbf{g}_{obs} - \mathbf{g}_T + \mathbf{\partial}_{FA} - \mathbf{\partial}_B + \mathbf{\partial}_{Terreno}$$

Ecuación 40.

Debido a que la anomalía completa de Bouguer contiene efectos regionales y locales, es decir, estructuras a profundidad y superficiales, por lo tanto, se deben hacer un análisis por separado para una mejor interpretación. La respuesta de una estructura profunda, se puede observar longitudes de ondas mayor y bajas frecuencias, mientras que las estructuras locales se determinan mediante longitud de onda menores y altas frecuencias.

Para separar las anomalías residuales y regionales se emplean métodos gráficos, analíticos y aplicación de filtros. El método más empleado es el analítico el cual se realiza mediante ajuste y regresión de superficie polinómica.

Esta metodología consiste en tratar de ajustar la tendencia regional a una superficie matemática que presenta cierta suavización, la cual se define por funciones polinómicas $\Delta g(x,y)$, cuya finalidad es tener el mejor ajuste a la anomalía gravimétrica residual. El cálculo de polinomios se realiza a través de mínimos cuadrados, es decir, que hace mínima la suma de cuadrados de la diferencia entre la anomalía y la superficie polinómica. Este procedimiento se realiza en cada estación.

El otro método utilizado es el aplicar filtros que son operaciones matemáticas que cambian la información en el dominio de frecuencias y señales. Los filtros pueden ser aplicados en 1D y 2D, los dos filtros matemáticos más utilizados son las transformadas y convoluciones. El filtro más utilizado es la transformada de Fourier que transforma la información a una serie de componentes de ondas senoidales a diferentes frecuencias, cada uno representado en función de su amplitud y fase. Esto es conocido como dominio de frecuencia y representa una alternativa para el dominio del tiempo y espacio, ya que los datos son adquiridos en función de estos parámetros.

FUNDAMENTOS DE G.P.S. (GLOBAL POSITION SYSTEM).

Generalidades del G.P.S.

La necesidad del hombre de conocer su posición o ubicación sobre la Tierra, ha sido de gran interés, por ello se iniciaron estudios de cómo desarrollar metodologías para conocer dicha posición. Es por ello que en el año de 1965 se desarrolló el uso de una herramienta para determinar la posición sobre la superficie terrestre, que fue llamada TRANSIT, que fue el primer sistema de navegación que se ayudaban mediante satélites para conocer la posición de objetos sobre la superficie. El sistema TRANSIT fue desarrollado por la Fuerza Área y Marina de los Estados Unidos, que adquiría mediante 6 satélites, que se encontraban a una altura de 1074 km., obtenían datos bidimensionales (Latitud y Longitud).

Las mejoras en esta metodología llevaron a que en el año de 1973 se desarrollara un solo sistema que llamaron NAVSTAR, pero este incluía 24 satélites a una altura de 21,000 km de altura que se encuentran orbitando alrededor de la Tierra en 6 orbitas, durante un periodo de 12 hrs. y con cierta distancia de separación

entre si para tener una mejor cobertura para determinar la posición sobre cualquier punto en la Tierra (Campbell & Wynne, 2011).

El principal objetivo y principio del G.P.S. es determinar las coordenadas espaciales en un sistema de referencia, mediante el uso de ondas de radio que contienen información precisa de la hora en que se emitió la señal por los satélites, para medir distancias a un receptor ubicado en algún punto sobre la superficie terrestre (G.P.S. terrestre) a través del principio de trilateración, es decir, el cual analiza dicha información y calcula la diferencia de tiempo desde que se emitió hasta que lo recibe el receptor. (Torres y Villate, 2004). De igual manera no solo existe la constelación NAVSTAR, sino también la constelación GLONASS y GALILEO. El sistema de G.P.S. se conforma de tres segmentos:

- A. Segmento espacial
- B. Segmento control
- C. Segmento usuario

Segmento Espacial.

El segmento espacial está conformado por los satélites que orbitan alrededor de la Tierra que como se mencionó anteriormente envían señales de radio a los receptores en la superficie, existen dos tipos de satélites los pasivos y activos. Los satélites emiten dos bandas de frecuencia L, una a frecuencia $L=1575.42$ MHz y $L2=1227.6$ MHz. Así también en estas frecuencias viajan códigos y mensajes, los cuales son el código C/A (course acquisition) o “Standar Positioning Server”, para uso civil, el código P (precisión) o “Precise Positioning Server” que está disponible solo para uso militar y los mensajes que se envían se denomina como Mensajes de Navegación, los cuales contienen las orbitas de los satélites, correcciones de reloj y otro parámetros del sistema.

Segmento Control.

Este segmento incluye a una serie de estaciones de monitoreo, alrededor del mundo que tienen por objetivo de conocer el funcionamiento de los satélites, determinar las orbitas, monitorear el funcionamiento de los relojes atómico, la influencia del campo magnético, establecer su posición, medir parámetros de la radiación sola y envíos de mensajes (efemérides satelitales).

La ubicación de la estación principal (master) es en Colorado, las demás estaciones se localizan en Isla Ascensión (Atlántico Sur), Diego García (Índico), Kwajalein (Pacífico Occidental), Hawaii (Pacífico Oriental), Quito (Ecuador), Buenos Aires (Argentina), Hermitage (Inglaterra), Bahrein (Golfo Pérsico) y Smithfield (Australia) (Wells et al. 2000).

Segmento Usuario.

Por último, este segmento del sistema de G.P.S. está constituido por los equipos receptores y antenas que captan las señales que emiten los satélites, mediante radionavegación para conocer las coordenadas del punto que se requiere saber. Los receptores son capaces de decodificar las señales, que contienen información como: disponibilidad de los satélites, intensidad de cada señal recibida, condición de cada satélite en seguimiento, su posición: longitud, latitud, altitud y calidad de la geometría de observación.j.....

El principio para determinar la distancia entre el receptor y el satélite es calculando el tiempo de viaje de la señal de radio desde el satélite hasta el receptor, a esta distancia la podemos definir como un pseudodistancia o pseudorange (falsas distancias) entre la antena del satélite y la del receptor. Este término se emplea, debido a que los relojes de los satélites son de alta precisión, en comparación con los relojes de los receptores, creando una diferencia de tiempo. Para definir una distancia sobre la superficie se requiere por lo mínimo cuatro satélites o más, para minimizar el error de los relojes, ya que se tendrían cuatro incógnitas (x, y, z, t), creando un sistema de ecuaciones con cuatro incógnitas. Para el cálculo de pseudo distancias se puede emplear la siguiente ecuación (Ec.41):

$$P_r^s = \sqrt{(X^s - X_r)^2 + (Y^s - Y_r)^2 + (Z^s - Z_r)^2} + \Delta b * c$$

Ecuación 41.

Donde P_r^s es la pseudodistancia observada del receptor r al satélite s, c es la velocidad de la luz y Δb corresponde al error de sincronización del tiempo del receptor.

Datum.

Este término se puede definir como un sistema de referencia geométrico, que generalmente el más usado es un elipsoide que se asemeja a la forma de Tierra, del que se pueden obtener coordenadas cartesianas o polares (coordenadas geográficas). El sistema de referencia que es más empleado es el WGS84. Los valores del elipsoide para este sistema de referencia son:

- Semi eje mayor: $a = 6378137$ metros.
- $1/f = 298,257223563$
- Constante gravitacional: $GM = 3986004,418 * 10^8 \text{ m}^3/\text{s}^2$.
- Velocidad de rotación: $w = 7292115 * 10^{-11} \text{ rd/s}$.

Incertidumbre de medición G.P.S.

Debido a que la señal de radio emitida por los satélites a los receptores, se considera como una onda electromagnética que viaja a través de un medio (vacío, ionosfera y troposfera), por lo tanto, esta onda se ve distorsionada por factores que no permite que llegue en ocasiones al receptor (G.P.S.) o esté sometida a la reflexión y refracción.

Cabe mencionar que estos efectos se pueden definir como: atmosféricos, errores de los relojes de satélites y receptores, efecto multitrayectoria (multipath), dilación de precisión, disponibilidad selectiva y Anti spoofing (*Fig. 29*).

El error de los relojes como se explicó anteriormente emite la señal con precisión, pueden estar sometidos a fallos en sus instrumentos internos, que provocan algunos desfases en el tiempo que se emite la señal, por ejemplo, una variación de un microsegundo causaría un desplazamiento aproximado de 300 metros en obtener la distancia. El efecto atmosférico es otro motivo por el cual la señal se ve afectada, esto se debe a que la onda atraviesa la ionosfera donde los rayos ultravioletas ionizan las moléculas de gas y a su vez liberan electrones que causan difracciones en la señal de la onda electromagnética o decelera la velocidad de la misma, a un ritmo inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia antes de llegar al receptor, es decir, que entre menor frecuencia, mayor será la deceleración. Mientras que cuando la onda electromagnética cruza la troposfera, en donde existen cambios en la temperatura, presión, condiciones

meteorológicas y humedad relativa del aire, provoca una difracción de la onda e inclusivamente en ocasiones una reflexión.

El efecto de multitrayectoria (multipath) es uno de los más importantes cuando se emplea mediciones de G.P.S., debido a que en lugar de seguir una trayectoria en línea recta la onda, esta se ve interferida por obstáculos (edificios, nubes, casas, arboles etc.) generando un reflejo sobre dichos obstáculos antes de llegar a la antena del receptor, causando un error en la distancia. Cuando empleamos el termino de dilución de precisión, también podemos usar la definición de Dilación Geométrica de Precisión (D.O.P.) que se refiere a la geometría entre los satélites que se estén empleando, es decir, la distancia entre cada satélite y su ángulo relativo. Así también se debe tomar en cuenta la máscara de elevación, que el ideal es de 15° , ya que debajo de este ángulo se tiene influencia por refracción atmosférica. Existen cuatro parámetros en función de la geometría de los satélites:

- P.D.O.P. (dilación de precisión para la posición)
- H.D.O.P. (dilación de precisión horizontal)
- V.D.O.P. (dilación de precisión vertical)
- T.D.O.P. (dilación de precisión del tiempo)

El efecto de disponibilidad efectiva es un error intencional, que fue implementado por militares con el objetivo de seguridad y este se define como ruido en la señal emitida, este efecto se puede corregir mediante una corrección diferencial, es decir, que se coloca una estación base con coordenadas conocidas con precisión, dicha base adquiere simultáneamente datos. Por último, el factor designado como Anti spoofing de igual manera es intencional, ya que encripta el código P emitido por los satélites, obligando solo a los receptores utilizar el código C/A.

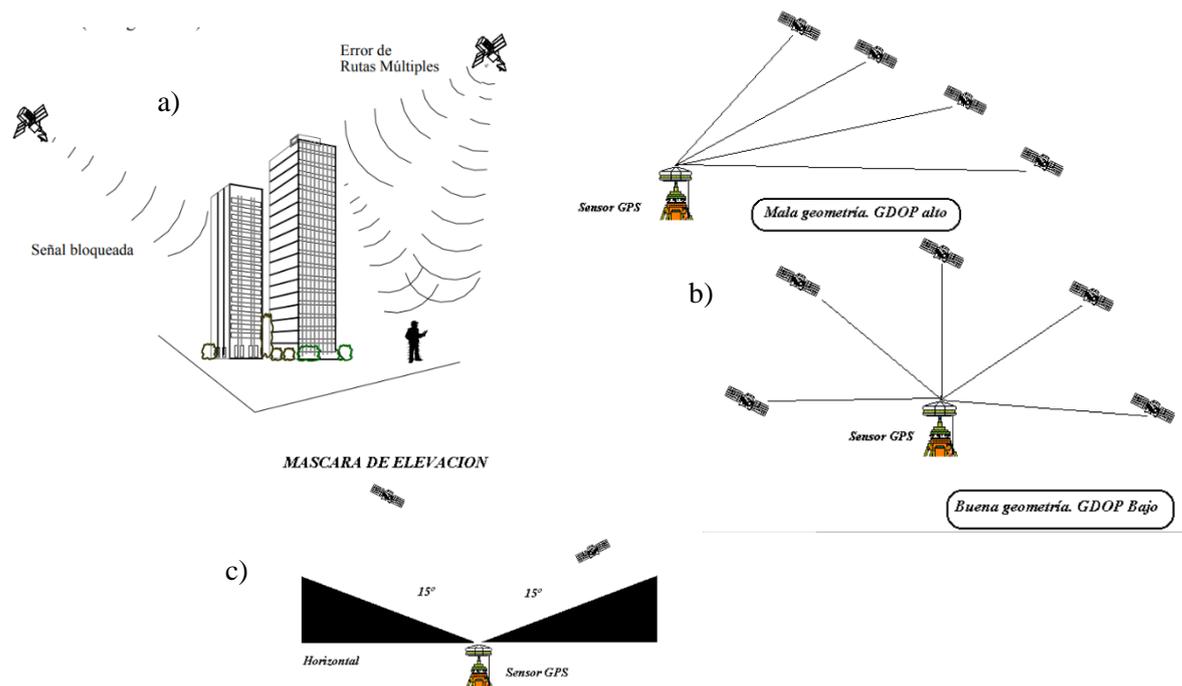


Fig. 29 Efectos que causan incertidumbre en mediciones de G.P.S. a) efecto de multitrayectoria, b) Efecto de D.O.P., c) Mascara de elevación (Javier Peñafiel, Jorge Zayas, 2004).

Métodos de Observación.

El uso del G.P.S. hoy en día es de suma importancia, ya que nos permite conocer nuestra ubicación en cualquier punto sobre la superficie terrestre, por lo tanto, no solo se ha empleado solo como un navegador, si no también tiene aplicaciones civiles y científicas, por ejemplo, para determinar deslizamientos del terreno, hundimientos del subsuelo, investigaciones geodésicas etc. Es por ello que podemos clasificar los métodos de observación del G.P.S. en base a sistema de referencia, al movimiento del receptor y la manera en que se obtienen las coordenadas.

Cuando se utiliza en base a los sistemas de referencia existe dos divisiones: referencia absoluta y referencia relativa. Cuando se aplica el termino de referencia absoluta nos referimos a conocer la pseudodistancia mediante el uso de códigos (C/A o P) solo con un receptor, su precisión está en función del tipo de código empleado. Mientras que la referencia relativa también se puede nombrar como diferencial, este utiliza más de un receptor con relación a otro que se encuentra fijo con coordenadas precisas y conocidas. La ventaja de este es que cuando se tienen posicionamientos similares son eliminados y

reduce el efecto atmosférico. Aunque se requiere un postproceso para adquirir la posición del punto que se desea conocer.

De igual manera se pueden agrupar en base al movimiento del receptor en: estático y cinemático. El procedimiento estático los receptores no tienen movilidad y se requiere de un mayor tiempo de observación para obtener mayor precisión, mientras que si se utiliza el cinemático el receptor puede ser desplazado durante la adquisición de la señal de radio.

Por último, cuando se realiza en función de la adquisición en su modalidad en tiempo real, se dice que se está utilizando una metodología R.T.K. (real time kinematic), es decir se están consiguiendo coordenadas en el momento, por eso, no se requiere un postproceso. Cuando se realiza un postproceso, para obtener las coordenadas, es decir una vez que se adquieren se necesita un procesamiento de los datos en un hardware o software. Este método suele utilizarse para un posicionamiento estático relativo.

A partir de estas clasificaciones surgen los distintos métodos de observación (*Manuel Torres Picazo, 2009*), que son:

- Estático Absoluto (pseudodistancias).
- Cinemático Absoluto (pseudodistancias).
- Estático Relativo (pseudodistancia y fase)
 - A. Estándar
 - B. Rápido
- Cinemático relativo (pseudodistancia y fase)
 - A. Cinemático (postproceso).
 - B. RTK (fase, tiempo real, Real Time Kinematic).
 - C. RT-DGPS (código, Real Time Diferencial GPS)

Ventajas y desventajas del uso de G.P.S.

El empleo de un G.P.S. tiene ciertas ventajas sobre herramientas topográficas tradicionales como la estación total que se basa principalmente en medir distancias y ángulos (horizontal y vertical). Los ángulos horizontales son medidos en función de una brújula integrada en el instrumento, las distancia mediante un

láser, calculando el tiempo en que tarda en ir y regresar al rebotar sobre una superficie (prisma) y un nivel de presión para los ángulos verticales.

Dentro de las principales ventajas de usar un G.P.S. encontramos que no se requiere una visibilidad entre los puntos, se puede utilizar en cualquier momento sea en el transcurso del día o la noche, se obtienen resultados de precisión geodésica aceptables, el tiempo de adquisición es menor, se obtienen coordenadas en tiempo real, recibe información satelital, lo cual hace que exista mayor precisión de centímetros a milímetros dependiendo la metodología de observación.

Las desventajas de utilizar un G.P.S. es que se debe tener una visibilidad adecuada para la antena, es decir sin obstáculos (árboles, edificios, bardas etc.) para que pueda captar la señal de radio, mayor tiempo de observación para estudios de mayor precisión, se requiere de un postproceso (efemérides satelitales precisas) para obtener las coordenadas, esto depende de los métodos de observación que se apliquen durante la adquisición de los datos, cubre aproximadamente un radio de 200 km.

Método de observación Estático Relativo.

Estático Estándar.

En esta metodología se deben tener por lo menos dos receptores, para conocer el posicionamiento en función de las distancias, alcanzando una precisión de $5\text{mm}+1\text{ppm}$, esta consiste en colocar los receptores sobre los puntos de los que se requiere conocer sus coordenadas y el tiempo de observación es de por lo mínimo de una media hora aproximadamente, uno de los receptores se posiciona sobre un punto con coordenadas conocidas (x, y, z) y el otro receptor en el punto que se requiere monitorear. Esta metodología se aplica para distancias de 20 km.

Este método se emplea para analizar:

- Controles geodésicos
- Movimientos tectónicos
- Redes topográficas
- Bases de replanteo en obras civiles

Estático Rápido Cinemático.

Este método es una variante del método anterior, por lo tanto, tiene el mismo principio, con la única diferencia en el tiempo de adquisición, ya que se reduce a solo 15 minutos por estación, manteniendo la misma precisión del método Estático estándar. También es ideal para calcular distancias de 20 km. a 25 km. aproximadamente. Los instrumentos que se utilizan para aplicar esta técnica de observación deben ser de doble frecuencia. La diferencia de este método es que un receptor es colocado en un punto conocido (modo estático), es decir, con coordenadas precisas, mientras que el otro receptor móvil (*Rover*) se utiliza en campo sobre los puntos de los cuales se requiere conocer su ubicación espacial.

Las principales aplicaciones de esta técnica son:

- Levantamientos de control, densificación.
- Sustituye al método clásico (polígonos).
- Determinación de puntos de control, ingeniería civil, bases de replanteo.
- Levantamiento de detalles y deslindes.
- Cualquier trabajo que requiera la determinación rápida de un elevado número de puntos.
- Apoyos fotogramétricos.

Las ventajas de utilizar esta técnica es que se requiere de un tiempo menor al estático estándar, no existe transmisión de errores ya que cada punto se mide independientemente e ideal para un control local. Mientras que los inconvenientes al utilizar este método es que en zonas urbanizadas es complicado su empleo, pero se requiere de un mayor tiempo de observación.

MOVIMIENTOS DEL SUBSUELO.

Subsidencia.

Este fenómeno natural ha tratado de ser explicado en la literatura por diversos autores, mediante modelos que tratan de explicar el agrietamiento en el subsuelo o en los edificios, se han aplicado diversos modelos geológicos, geofísicos que explican los movimientos en el subsuelo. Por ejemplo, el modelo propuesto por

Jachens y Holzer que menciona que debido a la formación de estructuras geológicas como son los **Horst**. Existen diversas herramientas que nos permiten investigar los movimientos del subsuelo, entre ellos podemos mencionar la percepción remota mediante el uso de la metodología de Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR) y (DinSAR) es una técnica que calcula el patrón de interferencia (franjas), ocasionado por la diferencia de fase entre dos imágenes de la misma zona tomadas por un radar de apertura sintética en instantes diversos (*Cabral Cano Enrique y Díaz Molina Oscar, 2009*). Otras técnicas empleadas son los métodos indirectos como la magnetometría, gravimetría, exploración eléctrica etc.

Los movimientos del subsuelo se pueden definir con empleando un término adecuado como subsidencia. La subsidencia es el hundimiento diferencial de la superficie o el terreno de manera vertical, provocado por la compactación que existe entre los poros vacíos de las rocas que conforman el subsuelo, dicha compactación es ocasionada por que se aplica un esfuerzo normal al subsuelo. Estos poros se encuentran vacíos debido a la extracción de fluidos (agua) de manera irracional y dicho fluido se encuentra entre los poros (*Dr. Arzate et al., 2006*).

La causa que pueden acelerar este proceso de subsidencia puede ser a la existencia de cavidades en el subsuelo, causado por la actividad minera o porque la zona se encuentra en zonas kársticas, sobreexplotación de acuíferos superficiales, licuefacción, compactación de sedimentos antiguos (*Protti et al. 2010*).

Subsidencia en México.

Como se mencionó anteriormente este fenómeno natural ocurre en cualquier lugar, pero existen lugares donde este es muy común y fácil de analizar. En el caso de México se han documentados casos principalmente en los valles del país, como son los estados Querétaro, Zacatecas, Guanajuato, Morelia, Aguascalientes y Cd. De México. Estas ciudades y estados presentan algunas características similares, que hace que exista la subsidencia, por ejemplo, estas

se encuentran asentadas sobre estructuras geológicas de Grabens y Horst, que hacen formar un conjunto de fosas y pilares del basamento, así mismo se encuentran sobre sedimentos recientes poco consolidados o en rocas fracturadas.

En la ciudad de Querétaro en base a los estudios realizados por Arturo Arzate y Jesús Pacheco Martínez en 2007 determinaron que la causa de la subsidencia en Querétaro era la extracción excesiva de agua y a la forma irregular del basamento rocoso firme. Por otra parte, en la Ciudad de México es un caso diferente ya que la subsidencia es originada no solo por la extracción excesiva de fluidos, sino también por a la geología presente en la zona y a la presencia de arcilla. Mientras que, en los estados de Morelia, Aguascalientes y San Luis Potosí este fenómeno es causado por control estructural y forma irregular del basamento rocoso, aunque en el Valle de San Luis Potosí influye otro factor, que es el relleno de antiguos paleocausas de ríos con materiales poco consolidados (*Dr. Arzate et al., 2006*).

Capítulo IV

Metodología.

El procedimiento de trabajo que se desarrolló, se fundamenta en realiza un reconocimiento regional de la zona de estudio a través de datos aéreos de métodos potenciales (magnetometría, gravimetría), gravimetría terrestre sobre tres líneas propuestas anteriormente en el trabajo previo de Arzate en 2006. Así también se empleó mediciones de G.P.S. diferencial sobre testigos permanentes ubicados sobre dichas líneas, de las cuales se adquirieron coordenadas de cada uno de los testigos permanentes, utilizando estación total, estas líneas tienen un rumbo Este-Oeste, ya que gracias a estudios previos de López Doncel en 2006 identifico fallas superficiales con un rumbo Norte-Sur y NW-SE y se ubican dentro de la ciudad urbanizada. Así también se desarrolló para observar si existe algún movimiento horizontal o vertical del subsuelo del Valle de San Luis Potosí.

Adquisición de Datos Regionales.

Aeromagnéticos.

Los datos aeromagnéticos de la zona regional fueron proporcionados por el laboratorio de Geofísica del IPICYT, los cuales fueron comprados al Servicio Geológico Mexicano (S.G.M.). Los datos aeromagnéticos corresponden al Campo Magnético Residual (CMR), que tienen las siguientes características: una separación entre líneas de 1 km. con rumbo Norte-Sur, a una escala de 1: 50,000, la altura del vuelo es 300 metros y es de tipo barométrico, ya que se vuela a una altura constante. Los datos fueron adquiridos en el año de 1995, mediante un magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19 con una sensibilidad de 0.01 nT y 0.001 nT.

Las cartas que comprenden el área de estudio son F14-A83 y F14-A84, de estas cartas aeromagnéticas de CMR se realizó un recorte del área de interés: 266,750-329,750 E y 2481250-2433500 N. Los valores que se utilizaron para obtener el campo magnético residual son:

Declinación: 50° 18'27''

Inclinación: 7° 33'32''

Campo Magnético: 44025.2 nT

IGRF 1995

Gravimetría Satelital.

Los datos gravimétricos fueron descargados de BGI (Bureau Gravimetric International / International Gravimetric Bureau), dicha institución contiene una base de datos con datos gravimétricos con las diferentes anomalías gravimétricas (Aire Libre, Simple de Bouguer, Completa de Bouguer). La resolución del grid o malla es de 1' x 1', usa una densidad de la corteza terrestre 2670 kg/m³, el sistema de referencia que emplea es el WGS84, la información gravimétrica usada en esta base de datos es derivada de un Modelo Geopotencial de la Tierra (EGM2008) desarrollado mediante armónicos esféricos, este modelo incluye mediciones superficiales gravimétricas de terrestres, marinas y aéreas, satelitales (altimetría).

Los límites del grid descargado abarca coordenadas geográficas: longitud [-101.5/-100.5] y latitud [21.5/22.5], de la cual también se realizó un recorte de la zona de interés, cuyas coordenadas son las mismas que la información aeromagnética.

Modelo de Elevación. (C.E.M.).

Este modelo de elevaciones fue descargado de la página de I.N.E.G.I., cuyo nombre es C.E.M. Continuo de Elevaciones de México, este modelo representa las elevaciones del territorio mexicano con coordenadas (x, y, z). Las características principales de este modelo propuesto por I.N.E.G.I. son: resolución a 15 m. x 15 m., el datum de referencia geodésica utilizado es ITRF92, con un error medio cuadrático de 4.8 m. y fue desarrollado mediante el software ArcGis 10.3. Al igual que los datos aeromagnéticos y gravimétricos satelitales, descargó la misma área de interés regional.

Adquisición de Datos de G.P.S. Diferencial.

La adquisición de los datos se realizó mediante el uso de un GPS Diferencial Trimble modelo R4 GNSS, cuyas especificaciones son las siguientes: cuenta con una antena de doble frecuencia, estabilidad en el centro de fase submilimétrica con el objetivo de obtener precisiones adecuadas a cada tipo de trabajo y metodología empleada. Rastreo de los sistemas espaciales son GLONASS, GALILEO y cuenta con una velocidad de posicionamiento de 1 Hz, 2 Hz, 5Hz y 10 Hz. La medición de alta precisión GNSS en la metodología de Estático Rápido Cinemático en la componente horizontal es de 3mm+ 0.5 ppm RMS y en la componente vertical es de 5mm+ 0.5 ppm RMS. Esta precisión y la confiabilidad depende si la señal no está sometida a una multitrayectoria, obstrucciones, geometría de los satélites y condiciones atmosféricas. Las condiciones que recomienda el equipo es que el punto observado este sin obstáculos e interferencias electromagnéticas. Para las líneas base mayor a 30 km. se requieren efemérides satelitales precisas.

El método de observación empleado fue el Estático Rápido Cinemático, el cual se explicó anteriormente. La base se ubicó en una placa de la Red Geodésica Nacional Activa (R.G.N.A) colocada por el I.N.E.G.I. (Fig. 30) que se define como un conjunto de estaciones de monitoreo continuo de datos de G.P.S., distribuidas en todo el territorio nacional, que tienen como objetivo proporcionar a los usuarios datos de coordenadas precisas. Las coordenadas de la placa fueron proporcionadas por el laboratorio de Geofísica, estas son:

COORDENADAS DE LA PLACA I.P.I.C.Y.T.		
X	y	z
290196.514	2450679.657	1900.345

Tabla 5 Coordenadas del Banco de Nivel (IPICYT, Laboratorio de Geofísica)



Fig. 30 Base G.P.S. y gravimétrica en I.P.I.C.Y.T.

En este punto conocido se colocó la base de referencia, la cual tuvo una observación estática, es decir, estuvo adquiriendo la coordenada precisa del punto base durante un tiempo promedio de 7 a 8 horas, mientras se tomaban simultáneamente coordenadas de los puntos en campo.

La observación en campo de los testigos permanentes sobre las tres líneas (L1, L2 y L3) cuya distancia entre cada uno era de 1 km., excepto en la línea 3 cuya distancia era de 0.5 km. La primera etapa del proyecto consistió primero en reconocimiento en campo, mediante las coordenadas indicadas en el reporte Dr. Arzate et al., 2006, esto tuvo como objetivo determinar cuántos de los testigos permanentes aún se encontraban sin ningún daño o si aún estaban físicamente, ya que muchos de ellos fueron removidos por la modernización urbana o cubiertos por la naturaleza.

Una vez localizados, se observaron durante un periodo de tiempo de 30 minutos cada testigo a través del G.P.S. móvil (Rover), con el objetivo obtener mayor precisión y eliminar los errores de señal (multipath, interferencia electromagnética). Dicha metodología se efectuó en dos periodos de observación (1ra. Campaña y 2da. Campaña) sobre todas las líneas.

El objetivo de realizar dos campañas de medición es analizar si existía algún desplazamiento horizontal y vertical de los testigos permanentes en sus coordenadas (U.T.M.), para posteriormente comparar las coordenadas

adquiridas con G.P.S. diferencial y las que se obtuvieron anteriormente con estación total. El periodo de medición entre la primera campaña de medición con la segunda campaña de medición fue de 6 meses.

De igual manera en la primera campaña se establecieron estaciones intermedias entre cada testigo permanente, es decir a cada 250 m. sobre las tres líneas, pero el tiempo de observación de estas estaciones intermedias fue solo de 2 minutos cada uno, solo con la finalidad de un control gravimétrico terrestre, para ver si existía algún cambio de gravedad entre cada testigo permanente.

Tabla 6 Coordenadas de placa de INEGI (Gravedad Absoluta)

GRAVEDAD ABSOLUTA MORALES PLACA		
Longitud (W)	Latitud (N)	Elevación (ortométrica) m.
101° 01'13.00763''	22° 09'16.99783''	1881.6278

PROCESAMIENTO DE DATOS.

Aeromagnéticos y Gravimétricos Satelitales.

El procesamiento de los datos aeromagnéticos se realizó mediante el software Oasis Montaj desarrollado por la compañía Geosoft™, en el cual se ingresó una base de datos que contiene las coordenadas (x, y) y el valor del Campo Magnético Residual (CMR). A este grid creado en el programa se le aplicaron ciertos filtros matemáticos, con el objetivo de visualizar anomalías magnéticas de interés que nos permitan definir tanto a profundidad como superficialmente contrastes en la respuesta magnética que no se pueden distinguir por factores como vegetación densa y urbanización.

Los filtros se aplicaron mediante un módulo específico del software **MAGMAP** que se basa en filtro de la Transformada Rápida de Fourier, dicho filtro por facilidad matemática y velocidad, se aplica el filtro en el número de onda o en el dominio de Fourier, es decir, transforma el espacio a dominio de número de onda (tiempo a frecuencia). La interpolación aplicada para generar los grids es mínima curvatura que trata de crear una superficie suavizada que más se adapte a los datos observados, este interpolado es el más usado y se aplica cuando se tienen datos con una distribución aleatoria, a lo largo de líneas o cuando se quiere incluir líneas transversales.

Dicho módulo contiene filtros que fueron aplicados al grid del C.M.R. como:

- Reducción al Polo Magnético
- Primera Derivada en dirección vertical.
- Continuación ascendente y Continuación descendente

Para el caso de los datos gravimétricos se procesaron de igual manera en el mismo software, pero se empleó el módulo de **GRAVITY**, con la finalidad de aplicar la corrección de terreno mediante la metodología de Hammer explicada anteriormente y obtener el grid de la anomalía completa de Bouguer. De igual manera mediante un filtro denominado **TREND**, el cual se aplicó a este grid de la **Anomalía Completa de Bouguer**. Dicho filtro tiene por objetivo omitir la influencia regional, es decir, eliminar fuentes a profundidad y así solo visualizar las anomalías locales (someras).

Una vez que se obtiene la Anomalía Completa Residual de Bouguer, se aplicaron igualmente filtros como primera derivada, señal analítica y continuaciones ascendentes, para un mejor análisis e interpretación de los datos gravimétricos. Ha ambos grids tanto aeromagnética y gravimetría satelital se le realizaron recortes para ajustarlos a los datos gravimétricos terrestres.

Campo Magnético Reducción al Polo.

Se aplicó el filtro de **Reducción al Polo** sobre el campo magnético residual (C.M.R.) mediante el programa Oasis Montaj y se obtuvo un nuevo grid. El filtro de reducción al polo se debe realizar debido a que las anomalías magnéticas resultantes tienen una cierta distorsión que provocan disminución de amplitud de la anomalía, asimetría en la anomalía y desplazamientos en la cresta en la anomalía, debido a que el campo magnético cambia en función de la ubicación y el tiempo, produciendo anomalías dipolares. Cuando se implementa el filtro dicha anomalía es recalculada como si estuviera ubicada a una inclinación de 90° (vertical), es decir, en el polo magnético, con la finalidad de ubicar la anomalía bajo la fuente que la está generando y transformar anomalías dipolares en monopulares (*Fig. 31*).

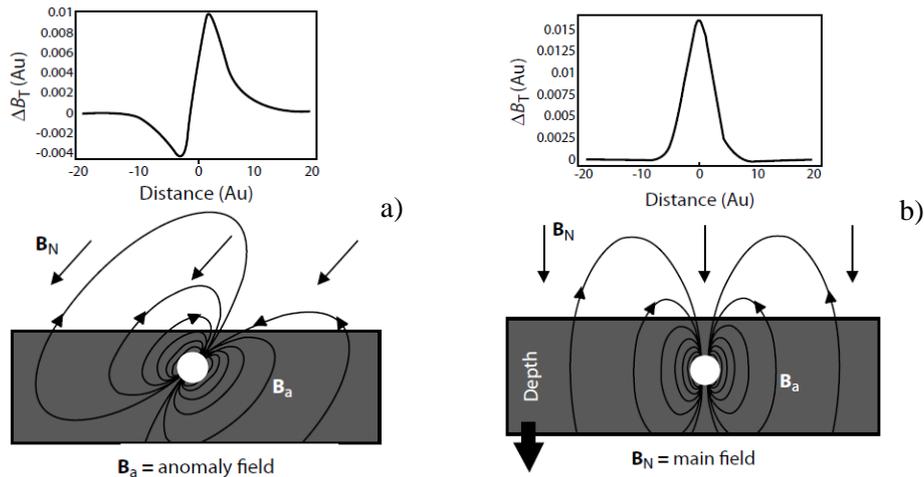


Fig. 31 Aplicación de filtro de Reducción al Polo (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

Gradientes (Primera Derivada).

Los gradientes o derivadas son filtros utilizados para determinar cambios en las propiedades físicas del subsuelo de manera vertical u horizontal. Las derivadas se enfocan en cuerpos a poca profundidad, en lugar de enfocarse a cuerpos asentados a mayor profundidad que producen cambios pequeños en el campo gravimétrico o magnético.

Existen diferentes tipos de derivadas o gradientes, pueden ser verticales u horizontales, ambos filtros son empleados ya que son muy sensibles a los bordes de los cuerpos bajo el subsuelo. Por lo tanto, podemos definir que es una **derivada** o **gradiente**, cuando se aplica el término a la exploración geofísica (métodos potenciales), decimos que es una variación o razón de cambio del campo potencial (campo magnético o gravimétrico) a lo largo de una dirección (x, y, z).

Del mismo modo existen gradientes o derivadas de diferente orden (1, 2, 3...n), en este caso se utilizaron derivadas horizontales y verticales de primer orden ya que nos permitirán delimitar posibles contactos geológicos y estructuras locales (fallas) a profundidad y de manera horizontal. No se decidió aplicar la segunda derivada debido a que son muy sensibles a ruido, por lo que se recomienda solo para datos de alta resolución, es decir, cuando la distancia entre estaciones es muy pequeña.

Filtro de continuación (ascendente y descendente).

El uso de este tipo de filtros a datos de campos potenciales se puede dividir en ascendentes y descendientes, en términos físicos el filtro transforma los datos como si se realizaran a diferentes alturas sobre la superficie. Un filtro de continuación ascendente se puede definir como si incrementara la altura del estudio, mientras que un filtro de continuación descendente decreciera la altura del estudio, ambos filtros se pueden aplicar debido a que el espectro de frecuencia de los campos potenciales varía con la distancia de la fuente.

Cuando se hace uso del filtro *upward continuation* o continuación ascendente provoca que exista una disminución en la amplitud (frecuencias bajas) e incrementa la longitud de onda, es decir, todo el espectro de frecuencia es atenuado con la altura y elimina longitudes de onda corta (altas frecuencias) debido a fuentes cercanas a la superficie y ruido. En cambio, cuando se aplica el filtro de *downward continuation* o continuación descendente amplifica el espectro de frecuencia cuando decrece la altura, dicho de otra manera, aumenta longitudes de onda corta. El aplicar este filtro debe ser con cuidado debido a que si aplica con exceso se vuelve inestable, esto es porque las longitudes de onda pueden ser similares al nivel del ruido.

Este filtro en el área de estudio se aplicó con el objetivo de determinar si existían fallas estructurales en las rocas superficiales y en el basamento, que pudieran estar afectando o acelerando los movimientos verticales del subsuelo.

Señal analítica.

Al combinar los tres gradientes direccionales de los campos gravitacionales y magnéticos se obtiene el gradiente total, que representa el máximo gradiente en las inmediaciones a los puntos observados y por lo tanto es perpendicular a los contornos de los parámetros medidos, dicho de otra forma, es la suma de las derivadas en las tres direcciones de un campo potencial (P) sobre un punto (x , y), también se conoce como **Señal Analítica** y se puede calcular mediante la siguiente ecuación (Ec.42):

$$SA(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial z}\right)^2}$$

Ecuación 42

Cuando el espacio de la línea de estudio es significativamente mayor que el espacio entre las estaciones, la derivada en Y a través de línea no está definida con precisión., por lo que es preferible considerar que la geología se presenta en dos dimensiones y por lo tanto, la derivada en Y es cero.

La señal analítica tiene la forma de una cresta situado por encima del contacto vertical y ligeramente desplazadas lateralmente cuando el contacto está a profundidad. El filtro de la señal analítica es efectivo para delinear los límites geológicos y la resolución de cuerpos cercanos, también es empleada para centrar las anomalías sobre la fuente que lo genera en latitudes donde es bajo un campo potencial.

Estimación de profundidad de las fuentes.

En geofísica es muy importante determinar la profundidad de la fuente que genera las anomalías, y esto se puede realizar a través de modelos y metodologías, que se basan en el máximo gradiente de la anomalía. Las metodologías aplicadas pueden ser divididas en: gráficas y matemáticas (algoritmos). Estas anomalías no solo nos pueden indicar la profundidad de alguna fuente, sino también la profundidad del basamento.

Los métodos gráficos son empleados para un análisis rápido de la profundidad e implica medir el ancho de la anomalía en una proporción específica de su amplitud, entre estos métodos podemos mencionar método de ancho medio, medición del gradiente máximo y cálculo de pendientes. Pero los métodos empleados más utilizados son los que se basan en algoritmos matemáticos como la deconvolución de Euler y el Espectro de Frecuencia.

Deconvolución de Euler.

Este filtro de la deconvolución de Euler se aplica para calcular la profundidad y localización de la fuente. La ventaja significativa de esta técnica es que los resultados son independientes de la dirección de la polarización magnética y el conocimiento geológico de la fuente. Por lo que se han calculado índices estructurales (N) para aplicar este filtro, ya que debido a la ecuación de Euler

(Ec.43) se requiere este índice estructural. La ecuación de Euler representa la fuerza (f) del campo potencial en un punto (x, y, z) , debido a una fuente localizada en (x_0, y_0, z_0) , en función de las derivadas de primer orden.

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

Ecuación 43

EULER Structural index N for simple sources	POINT DIPOLE	POINT POLE	LINE DIPOLES	LINE POLES	SHEET DIPOLES	SHEET POLES	
	PD	PP	LD	LP	SD	SP	
MAGNETIC & GRAVITY MODELS	SPHERE PT. MASS	VERT CYLINDER VERT ROD	HORIZ CYLINDER HORIZ ROD LINE MASS	VERT SHEET THIN DIKE	HORIZ SHEET SEMI-∞ SLAB FAULT (SMALL THROW)	CONTACT (INTERFACE)	
M A G	FIELD	3	2	2	1	1	0
	1st DERV	4	3	3	2	2	1
	2nd DERV	5	4	4	3	3	2
G R A V	FIELD	2	1	1	0	0	-1 ?
	1st DERV	3	2	2	1	1	0
	2nd DERV	4	3	3	2	2	1

Fig. 32 Tabla de índice estructural para calcular la profundidad con la ecuación de Euler (Michael Dentith, Stephen T. Mudge, 2014).

Espectro de Potencia.

El método fue utilizado por primera vez y propuesto por Spector y Grant en 1970, se fundamenta en la respuesta que existe entre la profundidad de la fuente y su espectro radial de potencia en función del número de la onda de la señal completa, es decir, que potencia del espectro decrece con la profundidad de la fuente t y aumenta por el factor e^{-2tr} , donde r es el número de onda. Este se puede calcular mediante la siguiente ecuación (Ec.44), en donde m es la pendiente del espectro de potencia:

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

Ecuación 44

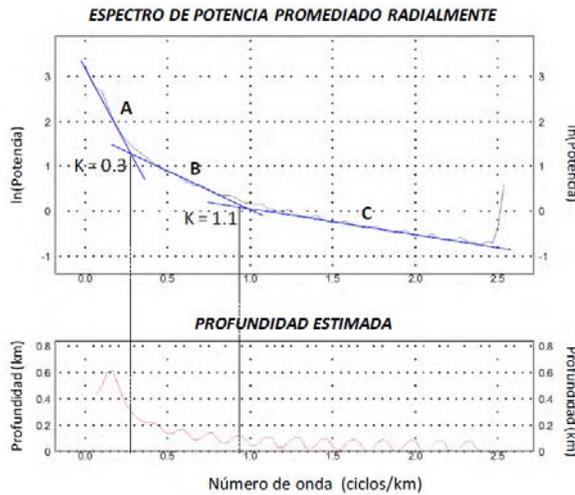


Fig. 33 Espectro de frecuencia (Torres Gaytan David, 2013).

GRAVIMETRÍA TERRESTRE.

La adquisición de los datos gravimétricos consistió primero en calcular la gravedad absoluta de la placa de I.P.I.C.Y.T., para posteriormente tomar este valor de gravedad absoluta y realizar las correcciones gravimétricas. Este proceso se realizó tomando lecturas entre dos puntos, en uno de estos puntos se conocía la gravedad absoluta. El punto de gravedad absoluta que se considero fue el de Morales cuyas coordenadas ya fueron mencionadas anteriormente.

Para conocer la gravedad absoluta se aplicó la siguiente ecuación (Ec.45):

$$\Delta_{g_obs} = g_{morales} - g_{ipicyt}$$

$$g_{absoluta\ IPICYT} = g_{absoluta\ morales\ I.N.E.G.I.} + \Delta_{g_obs}$$

Ecuación 45 Cálculo de Gravedad Absoluta.1

Una vez que se calculado este valor se procede a realizar las correcciones gravimétricas (deriva instrumental, corrección por latitud, corrección de Bouguer, corrección de Aire libre, corrección por terreno) para así calcular las anomalías gravimétricas correspondientes y tener como resultado final la Anomalía Completa de Bouguer.

De igual manera se le aplico otro filtro para obtener la anomalía residual, con la finalidad de resaltar aspectos locales de la zona de estudio, que también se le aplicaron filtros para resaltar las anomalías gravimétricas y gradientes. Del

mismo modo que la adquisición de G.P.S. diferencial, se realizaron dos campañas de mediciones de gravedad, una durante la temporada de lluvias (agosto-diciembre 2017) y otra en tiempo de sequía, para ver analizar si existía una variación en la aceleración de la gravedad.

G.P.S. Diferencial (Estático Rápido Cinemático).

La toma de datos se realizó a través del G.P.S. diferencial R4 GNSS de la marca Trimble, el cual consta de dos antenas de doble frecuencia, una antena fue instalada sobre la placa de I.P.I.C.Y.T., el cual estuvo adquiriendo señales de radionavegación durante un tiempo de 5 a 6 horas, mientras que la otra antena fue colocada sobre los testigos permanentes (I.M.P.L.A.N.; I.N.E.G.I.), el tiempo de lectura fue de 30 minutos. Ya que se adquirieron estos datos fueron descargados, para posteriormente ser sometidos a un postproceso en el software Trimble Business Center (T.B.C.).

Así también se descargaron efemérides satelitales precisas de la página de internet (https://igs.cb.jpl.nasa.gov/components/prods_cb.html), para corregir errores de la señal de los satélites y debido a que la distancia de línea base excede a los 20 kilómetros. De igual manera se descargaron estaciones de la Red Geodésica Nacional Activa el I.N.E.G.I. (<http://geoweb2.inegi.org.mx/rgna>), para obtener las coordenadas precisas de la estación base y con esta ajustar y disminuir el error de posición de los testigos permanentes.

Este software proporcionó las coordenadas (**UTM**) de los testigos permanentes de la primera campaña y segunda campaña de medición, para hacer después una comparación y analizar si existe un desplazamiento del subsuelo (vertical u horizontal). Dichas coordenadas también fueron utilizadas para realizar el procesado de los datos gravimétricos terrestres.

Capítulo V.

RESULTADOS.

Datos G.P.S. Diferencial.

El empleo de esta técnica, Sistema Global de Navegación Satelital (G.N.S.S.) en el presente proyecto de investigación de tesis fue el tener una mayor precisión en la coordenadas (x,y,z) de los testigos permanentes de las tres líneas propuestas en el proyecto anterior, realizado por el Dr. Arzate 2008. La metodología empleada en el anterior proyecto se basó principalmente en un levantamiento con estación total para obtener las coordenadas y un levantamiento geofísico en todo el valle de San Luis Potosí.

Las coordenadas que se calcularon por medio de estación total se consultaron e ingresaron a un G.P.S. de mano, con el objetivo de localizar los testigos permanentes de las tres líneas que cruzan el valle de San Luis Potosí. Dichos testigos permanentes fueron ubicados, para posteriormente ser medidos mediante un G.P.S diferencial de marca Trimble modelo R4, y así comparar con el estudio anterior las coordenadas (x, y, z).

El realizar la comparación de coordenadas tuvo como finalidad analizar si existían movimientos horizontales y verticales del subsuelo del área de estudio a lo largo de las tres líneas que cruzan el Valle de San Luis Potosí. Es por ello que se propuso llevar a cabo dos campañas de medición con G.P.S. diferencial y nuevamente comparar coordenadas calculadas para determinar si existían movimientos diferenciales a través de un lapso de tiempo (6 meses), que son imperceptibles para el ser humano.

Para hacer dicha comparación de coordenadas se consideraron solo los Bancos de Nivel colocados durante el anterior proyecto, dichos testigos permanentes se encuentran a una distancia entre ellos de 1 km. en las dos líneas ubicadas al norte y centro del área de estudio, mientras que la línea localizada al sur la distancia entre cada placa o testigo permanente se encuentran separadas a 0.5 km.

Al realizar el reconocimiento en campo de los testigos permanentes de las tres líneas, algunos de estas placas ya no se encontraban debido a la modernización de la zona urbana o debido a que fueron removidos por los mismos dueños de

terrenos o casas. Así también unos testigos no fueron considerados debido a que se encontraban cerca de una barda, lo cual podría provocar efectos de multitrayectoria en la señal de G.P.S. Diferencial y tener una lectura incorrecta de las coordenadas calculadas, o bien por que el instrumento no podía ser colocado y nivelado sobre el testigo permanente.

De igual manera para disminuir el efecto de multitrayectoria se propuso un tiempo de observación en cada testigo permanente de 40 minutos y la metodología empleada para obtener las coordenadas fue Estático Rápido (*Fast Static*). Esta metodología fue explicada anteriormente. Lo primero que se realizó es medir la coordenada de la estación base (I.P.I.C.Y.T) y fue corregida mediante post-proceso (efemérides satelitales precisas y bases RINEX) a través del software TBC y comparada con la coordenada proporcionada por el laboratorio de Geofísica.

Esta medición se realizó antes de salir a medir los testigos permanentes debido a que a partir del punto base se obtendrán las coordenadas de los testigos permanentes. Del punto base se obtuvieron las elipses de error las cuales variaron en la coordenada Norte de 0.001m a 0.002m., en la coordenada Este de 0.002m a 0.003m y mientras que en la elevación vario de 0.011m a 0.014m. (*Fig. 37*).

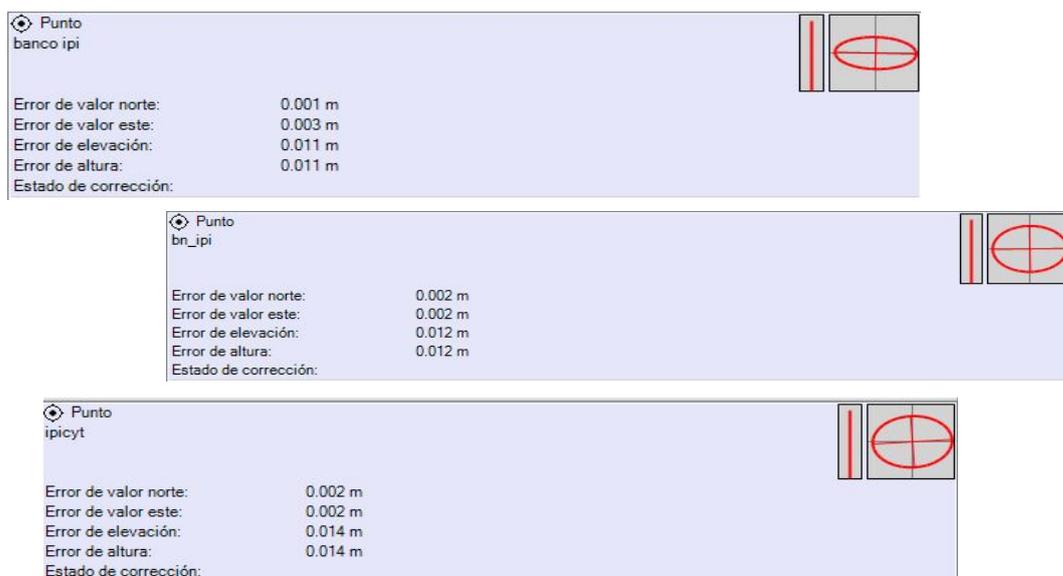


Fig. 34 Elipse de error probable de la base I.P.I.C.Y.T.

Línea Norte, Centro y Sur (L1, L2, L3).

Con base al estudio “Estudio geológico-geofísico para la evaluación de los hundimientos y agrietamientos: área metropolitana San Luís Potosí-Soledad de Graciano Sánchez iniciado en el año 2005” realizado por el Dr. Arzate y colaboradores, se colocaron testigos permanentes sobre las líneas establecidas, medidas mediante estación total y se obtuvieron sus coordenadas (x, y, z) en el sistema de referencia U.T.M.

Debido a que no todos los testigos fueron encontrados porque fueron removidos, destruidos o porque no podía colocarse el G.P.S diferencial y existían obstáculos (árboles, bardas, casas etc.) que producían el efecto multitrayectoria o pérdida de la señal, solo se consideraron en cuenta 16 testigos permanentes para la *Línea Norte*, 12 testigos de la *Línea Centro* y para la *Línea Sur* 13 testigos permanentes (*ver anexos*) para medir con el G.P.S. diferencial. De igual manera se realizaron dos campañas de medición (agosto-diciembre y enero-julio), con el objetivo de identificar si existía una variación en las coordenadas.

Al realizar la comparación de coordenadas en las tres componentes (x, y, z), se obtuvieron pequeños desplazamientos diferenciales horizontales y verticales, esto se determinó calculando un delta (Δ = segunda campaña de medición - primer campaña de medición). (*Fig. 38,39,40*).

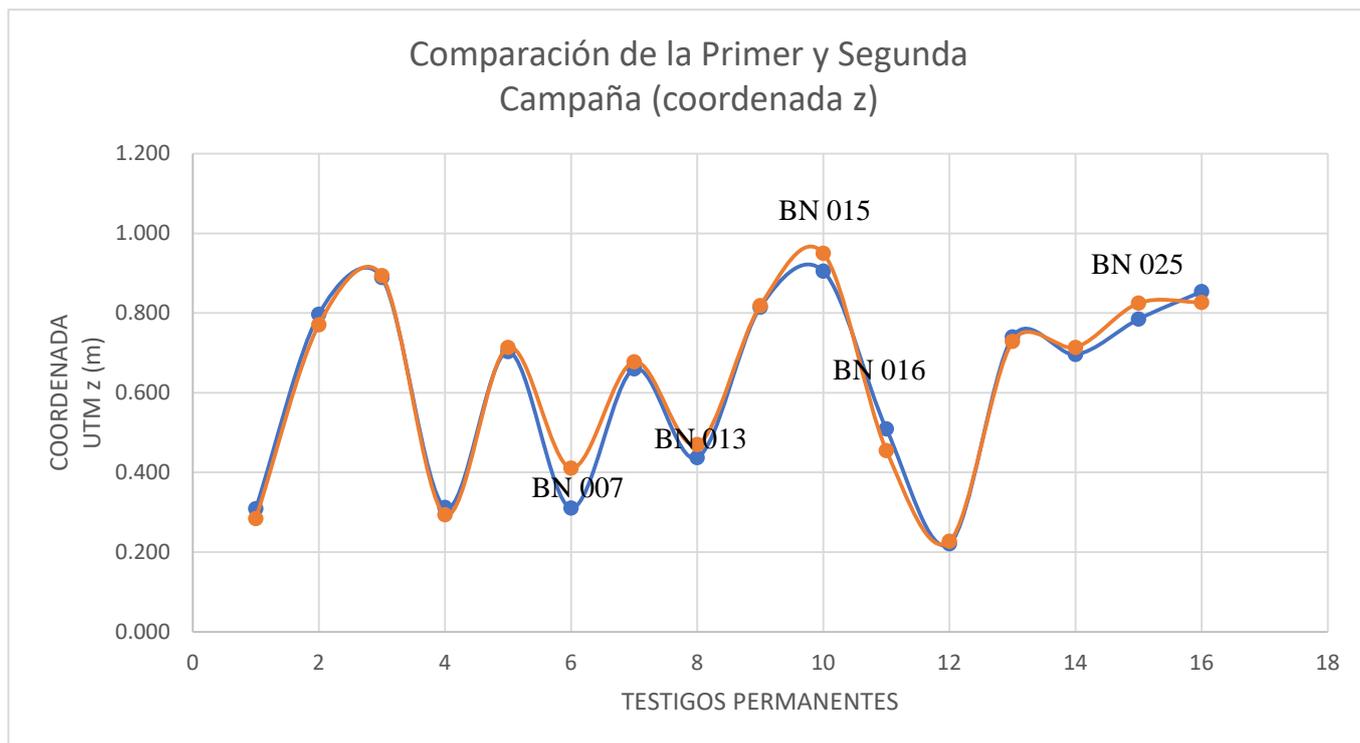


Fig. 35 Gráfica de coordenada (z) de 1er. y 2da. Campaña Línea Norte.

Sobre la línea Norte existen ciertos bancos de nivel en donde existe desplazamiento diferencial en las tres componentes; como se muestra en la siguiente tabla, el signo negativo en la coordenada z nos indica un movimiento de descenso, mientras que un signo positivo demuestra un ascenso diferencial del subsuelo (Tabla. 7).

TESTIGO PERMANENTE	Z
BN-007 (3-035; 3b-007)	10 cm
BN-013 (3-068; 3b-013)	3.3 cm
BN-015 (3-078; nail 3-015)	4.5 cm
BN-016 (3-083; nail 3-016)	-5.4 cm
BN-025 (3-130; 3b-025)	4 cm

Tabla 7 Coordenada de elevación 1er. y 2da. campaña de medición (Línea Norte)

En la línea Centro debido a que con el tiempo se modernizo la traza urbana solo se midieron 13 testigos permanentes de 27 que midieron con estación total. En estos testigos también existe desplazamientos diferenciales en las tres coordenadas (Tabla.8).

TESTIGO PERMANENTE	Z
BN-027 (1-000; 1b-000)	-4.3 cm
BN-016 (1-053; 1b-008)	-5.8 cm
BN-015 (1-059; 1b-009)	8.8 cm
BN-007 (1-096; 1b-011)	12 cm
BN-006 (1-101; 1b-012)	3.8 cm
BN-005 (1-105; 1b-013)	-9.1 cm

Tabla 8 Coordenadas de elevación 1er. y 2da. campaña de medición (Línea Centro).

Por último, la línea Sur de la zona de estudio que está conformada por 20 testigos permanentes, de los cuales solo se consideraron 14 bancos de nivel. También sobre esta línea se obtuvieron desplazamientos diferenciales verticales u horizontales en las coordenadas que se muestran a en la Tabla 9.

TESTIGO PERMANENTE	Z
BN-101 (2-000; 2c-000)	-3.3 cm
BN-109 (2-010; 2c-008)	5.4 cm
BN-110 (2-011; 2c-009)	3.4 cm
BN-115 (2-016; 2c-014)	3.1 cm
BN-119 (2-019; 2c-017)	-5.3 cm

Tabla 9 Coordenadas de elevación 1er. y 2da. campaña (Línea Sur)

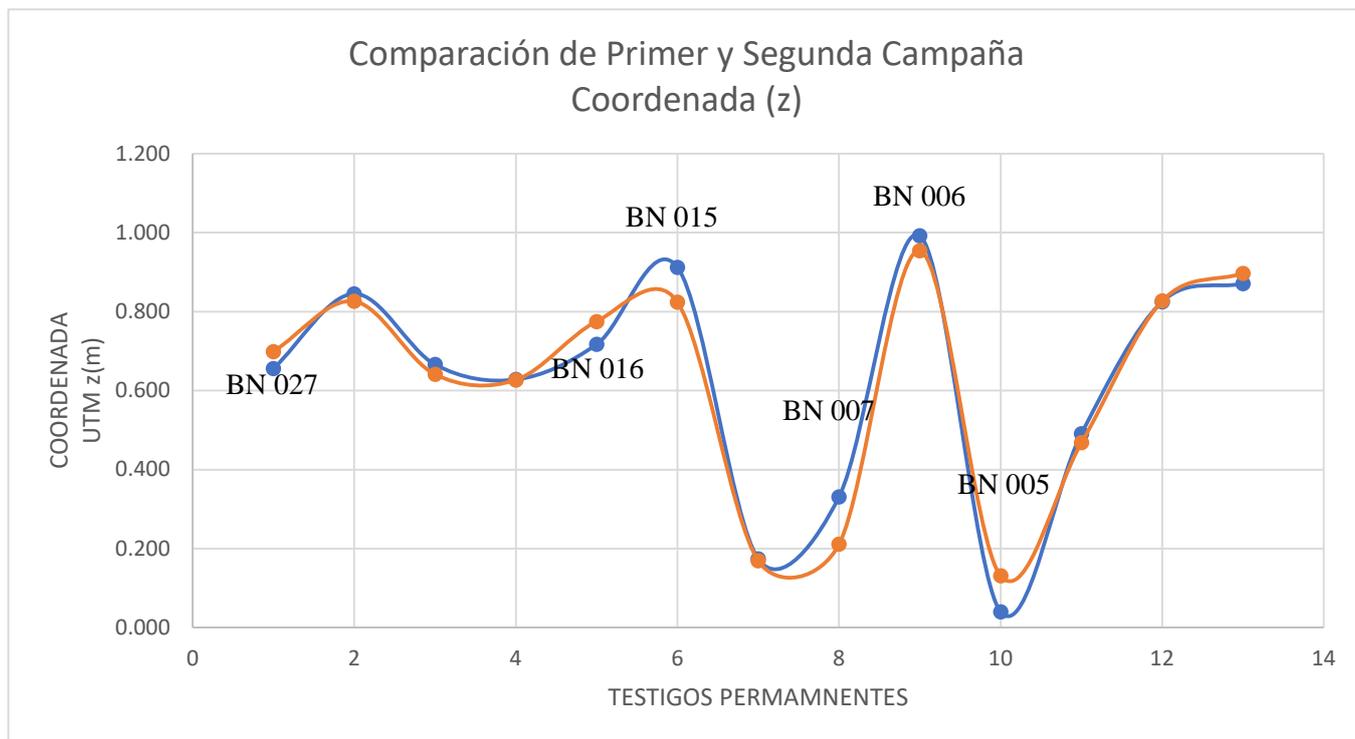


Fig. 36 Gráfica de coordenada (z) 1er. y 2da. campaña Línea Centro.

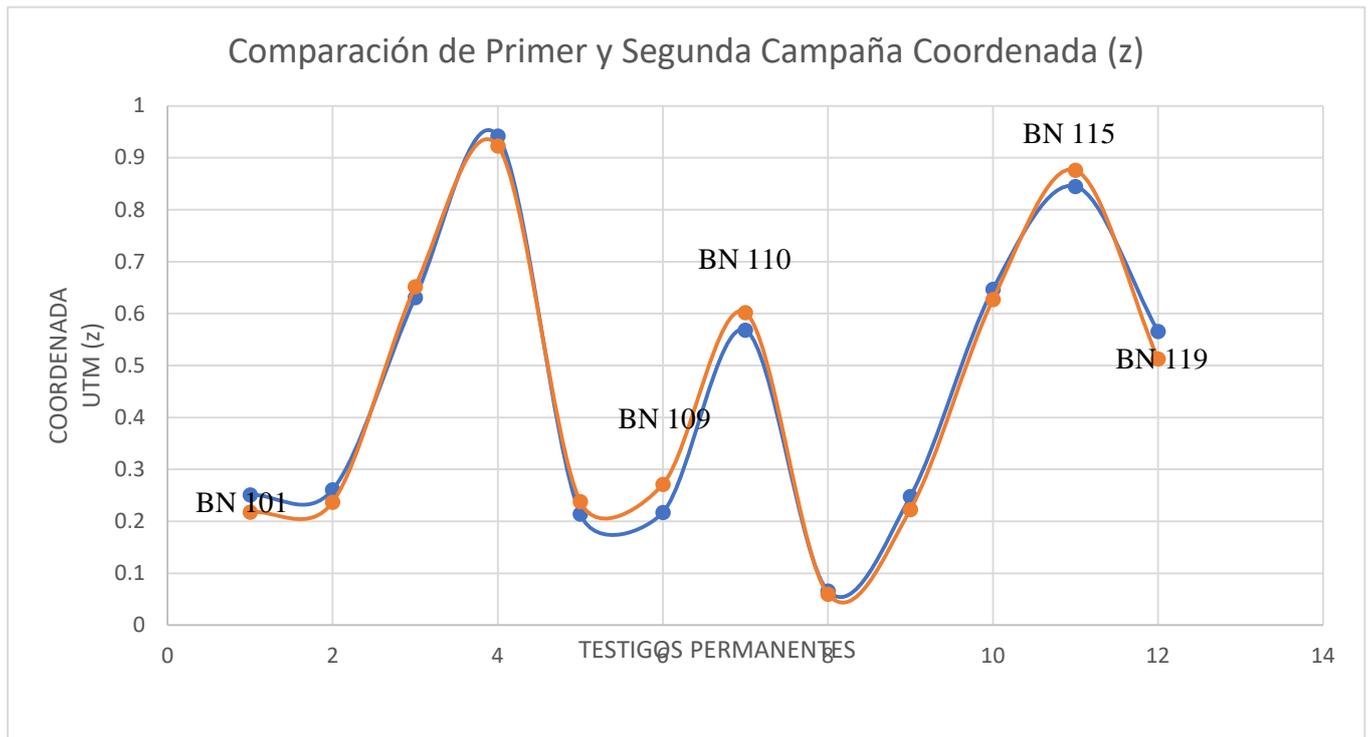


Fig. 37 Gráfica de coordenada (z) 1er. y 2da. campaña Línea Sur

Datos Aeromagnéticos y Gravimétricos Satelitales.

El empleo de datos aeromagnéticos en el presente estudio tuvo como finalidad determinar contactos geológicos entre formaciones y mapeo de fallas estructurales regionales, marcar lineamientos magnéticos y delimitar estructuras a profundidad que se encuentran cubiertas por sedimentos recientes. Estos datos fueron proporcionados por el laboratorio de geofísica del IPICYT.

Los datos aeromagnéticos adquiridos por el SGM son el campo magnético residual (CMR) que muestra las anomalías magnéticas producidas por las estructuras y cuerpos a diferentes profundidades, las cuales se encuentran desplazadas respecto a las fuentes de magnetización. La manera en que fue calculado el CMR de la zona de estudio mediante una simple operación, el Campo Magnético Total de la zona de estudio menos el IGRF (International Geomagnetic Reference Field) que es un modelo matemático que considera el campo geomagnético de la Tierra que es generado por el núcleo interno.

A el mapa de CMR se le realizó un recorte con la finalidad de realizar un análisis regional (Fig. 41) y también se aplicó el filtro de reducción al polo debido a que ciertas anomalías magnéticas se pueden interpretar como dipolares, por lo tanto, estas deben ser ubicadas en la fuente que los produce, es decir, colocar las

anomalías en una inclinación magnética de 90° que produce que algunas anomalías que se observan en el CMR como dipolares se conciertan en monopulares y que algunas bajos magnéticos desaparezcan. El mapa resultante de aplicar dicho filtro se denomina como Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) (Fig. 42).

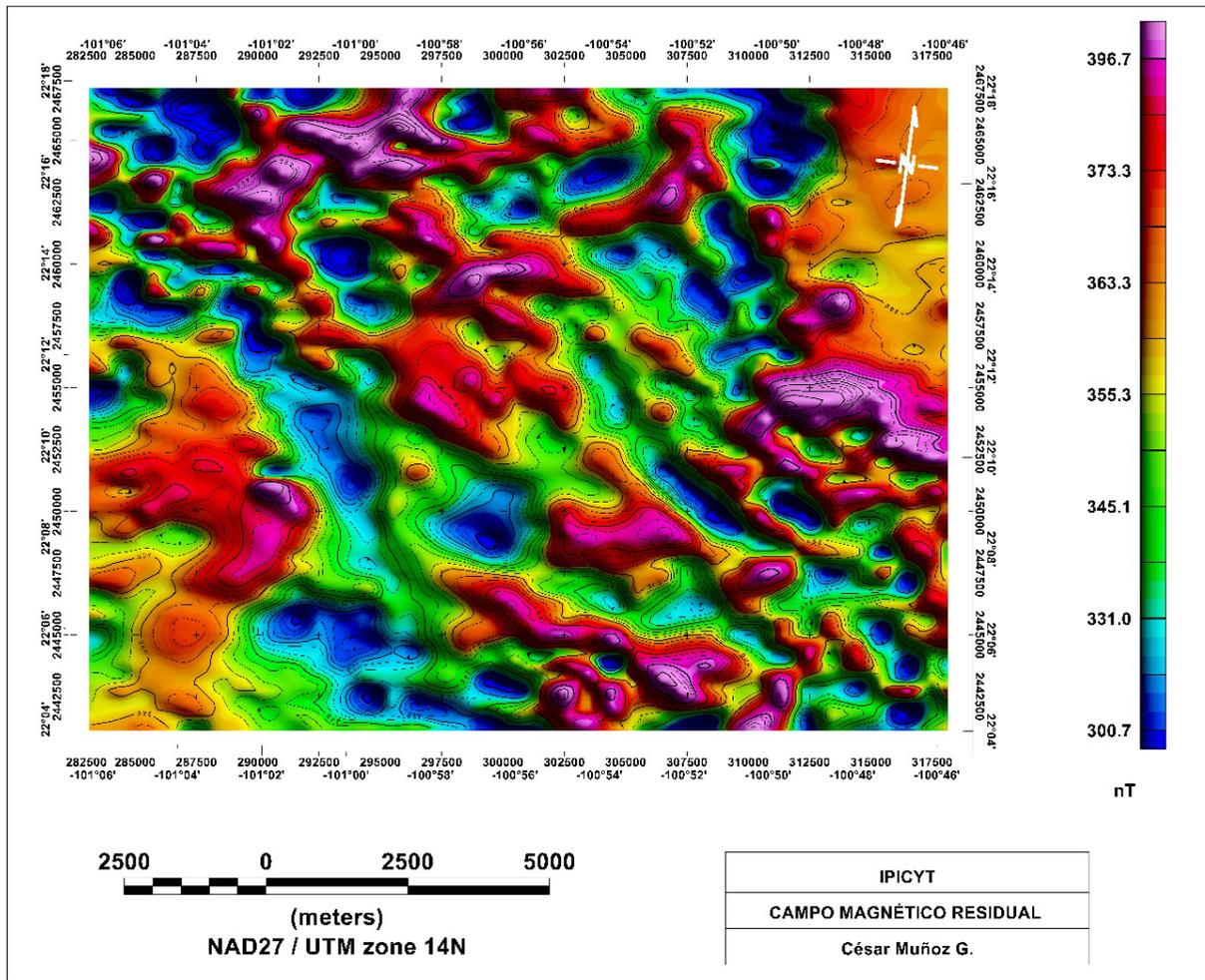


Fig. 38 Campo Magnético Residual de San Luis Potosí (S.G.M.).

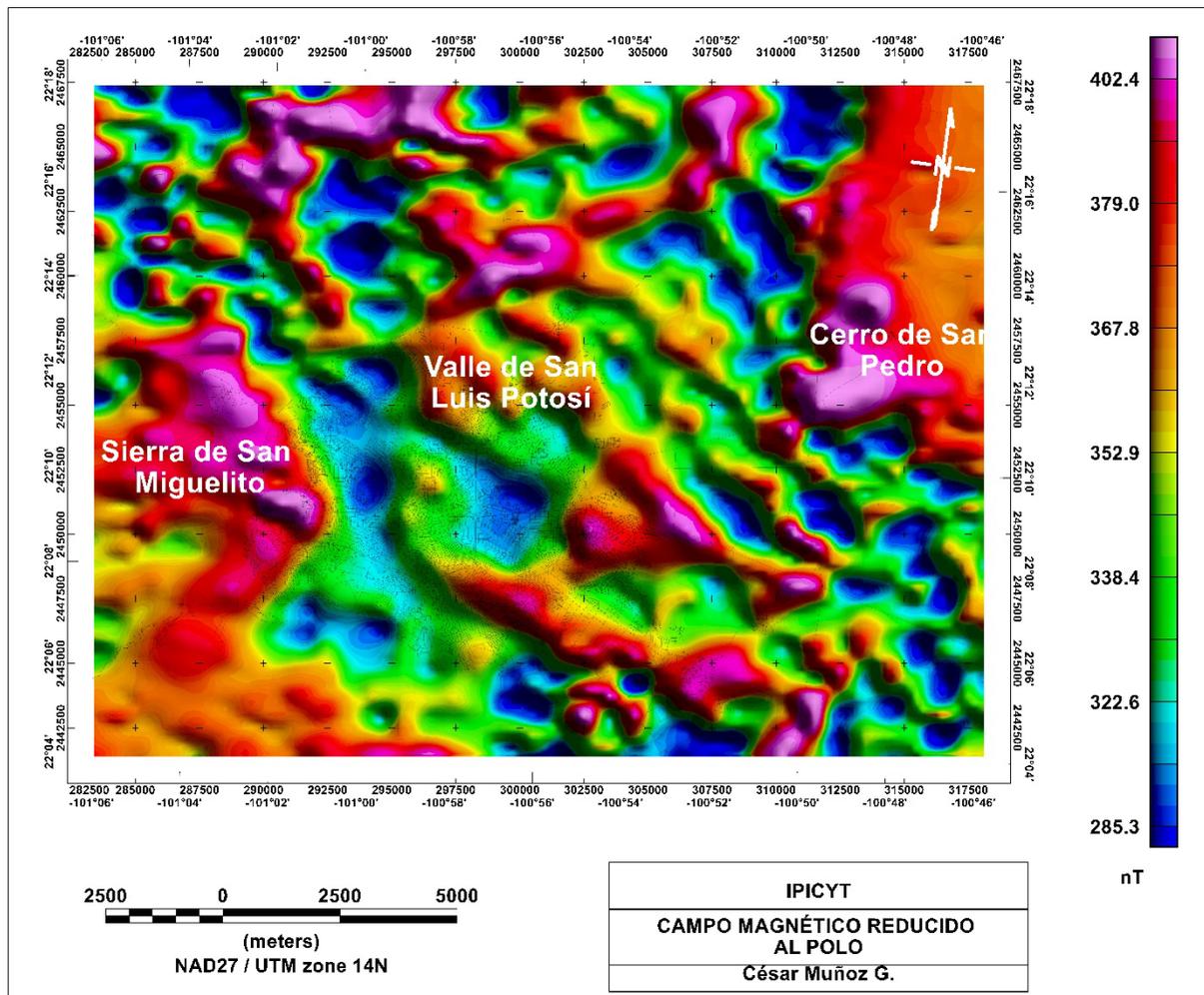


Fig. 39 Campo Magnético Residual Reducido al Polo San Luis Potosí.

Como se puede apreciar en el CMRP se distinguen un graben en el área de estudio, los altos magnéticos (379 a 402 nT) corresponde a Sierra de San Miguelito y Cerro de San Pedro, mientras que las susceptibilidades magnética intermedia (338 a 368 nT) y bajas intensidades (322 a 285 nT) corresponden al Valle de San Luis Potosí.

De la misma manera se determinaron catorce dominios aeromagnéticos a través de perfiles marcados en dirección Este-Oeste y Norte-Sur (Fig. 43), en dichos perfiles se identificaron longitudes de onda y amplitud, rango de susceptibilidades, promedio de susceptibilidad y la forma del dominio (Fig. 44)

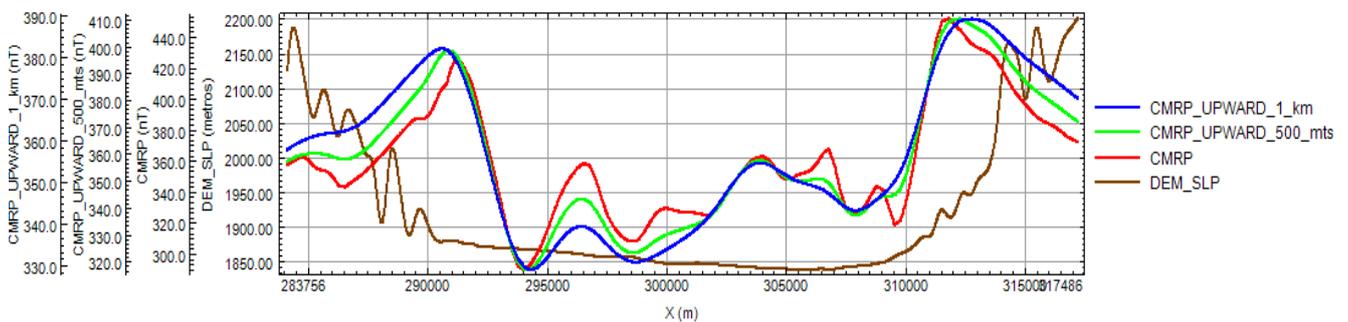


Fig. 41 Perfil trazado en dirección E-W para determinar Dominios Aeromagnéticos (San Luis Potosí).

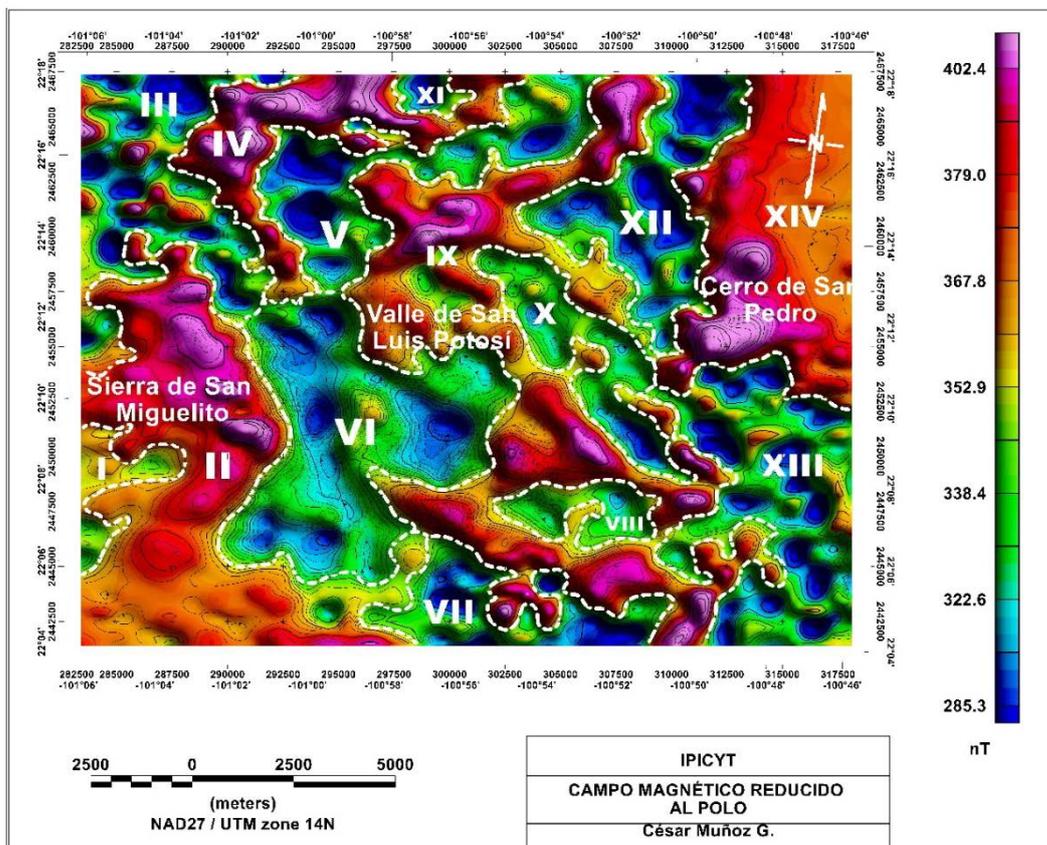


Fig. 40 Campo Magnético Reducido al Polo con dominios Aeromagnéticos (DAM'S) de San Luis Potosí.

Otro filtro que también se aplicó al mapa de reducción al polo fue una continuación ascendente a 0.5 km y 1 km. con la finalidad de eliminar frecuencias altas que pueden enmascarar la información de interés o podrían definir de mejor manera los dominios aeromagnéticos.

En continuación ascendente a 0.5 km se define mejor los dominios aeromagnéticos (Fig. 45), en este mapa se observa una continuidad a

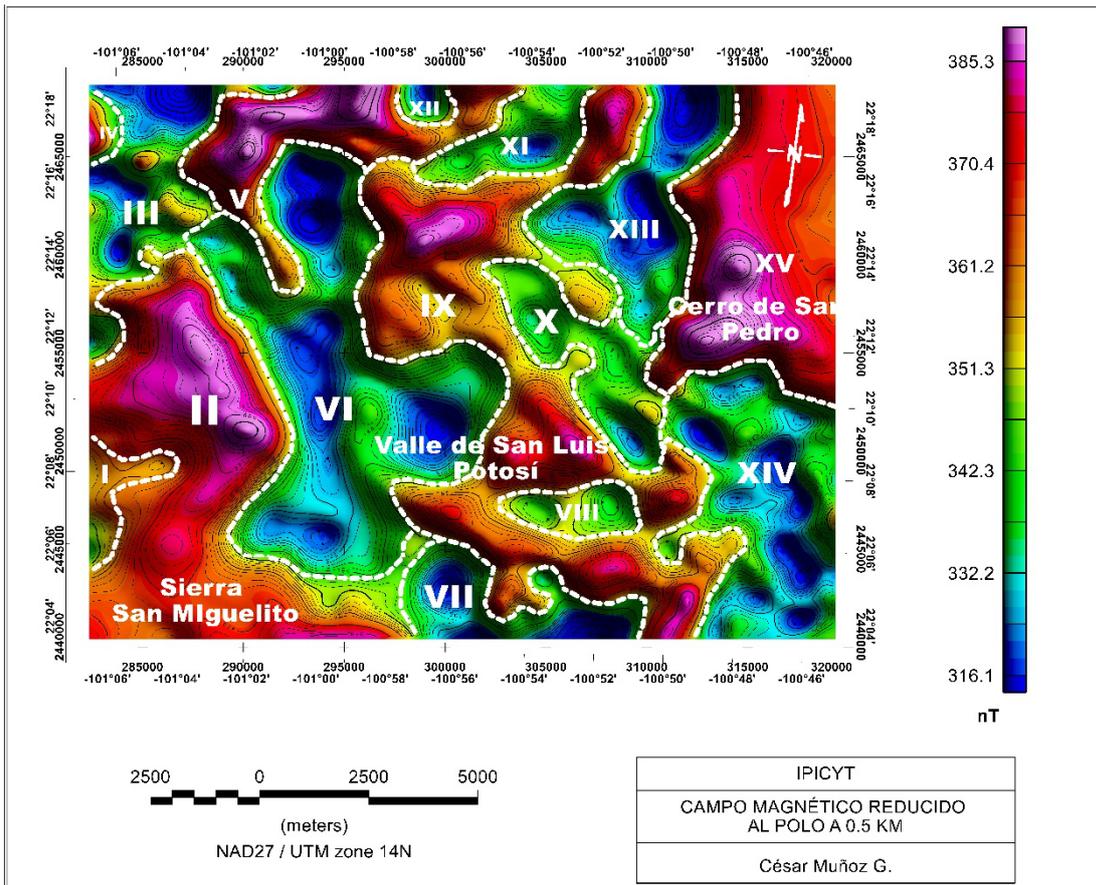


Fig. 43 Campo Magnético Reducido al Polo con Filtro de Continuación Ascendente (0.5km) de San Luis Potosí.

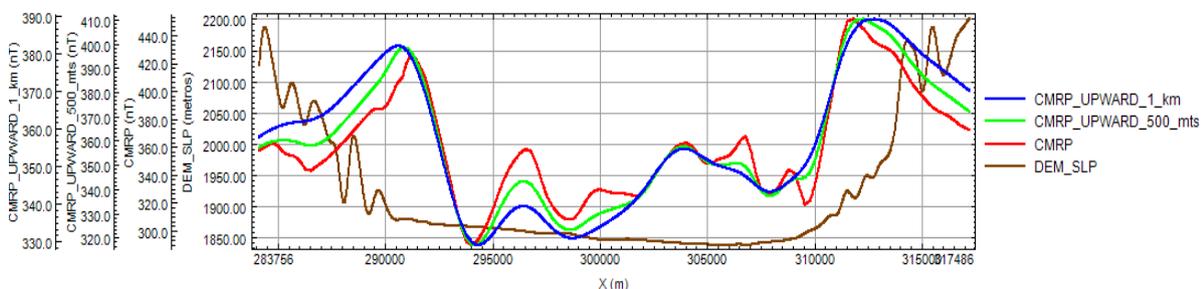


Fig. 42 Perfil en dirección E-W Línea Centro en mapa de Continuación Ascendente 0.5 km de San Luis Potosí.

profundidad de los dominios magnéticos y definiéndose ahora 15 DAM's. que también fueron definidos con perfiles E-W y N-S (Fig. 46).

El dominio aeromagnético II el rango de susceptibilidad magnética es de 337.2 a 412 nT y se ubica al suroeste de la zona de estudio, la forma del DAM II es irregular, su longitud de onda es larga y geológicamente con base a SGM corresponde a rocas volcánicas extrusivas como Toba Riolítica, Ignimbrita y Latita Portezuelo de edad del Terciario, el DAM VI está sobre la zona urbana de San Luis Potosí se presentan susceptibilidades de 227.3 a 350 nT, este se localiza tanto en la parte noroeste y suroeste del mapa, su longitud de onda es corta en la zona norte del DAM y el resto es de longitud es larga, geológicamente la respuesta corresponde a Aluvión. Por último, el DAM XV corresponde a la zona donde se ubica en la localidad de Cerro de San Pedro donde la susceptibilidad magnética es de 351 a 459 nT, una longitud de onda larga y geológicamente corresponde a Calizas, intercalación de Caliza-Lutita de edad del Cretácico Superior e Inferior, rocas volcánicas como la Latita e Ignimbrita, un Afloramiento de Basalto en la parte norte del dominio y un Afloramiento de un intrusivo granítico que aflora en la localidad de Cerro de San Pedro.

Cuando se sobreponen el mapa del C.M.R.P. con la geología regional podemos correlacionar la geología con los datos aeromagnéticos e identificar cuerpos de origen ígneo cubiertos por sedimentos recientes, como el que puede notarse en el la Fig. 47, donde las susceptibilidades magnéticas altas en el valle pueden indicar una estructura ígnea o cuerpos intrusivos que pueden asociarse a un pilar tectónico y los bajos magnéticos a cuencas o fosas tectónicas rellenas por sedimentos recientes.

Lineamientos Magnéticos.

Otro filtro que se aplicó fue la derivada vertical, la derivada generalizada y derivada por inclinación, el primer filtro nos permite calcular la razón de cambio puntual de manera vertical del campo magnético, al aplicar el segundo filtro matemático al Campo Magnético Reducido al Polo nos facilita medir la curvatura de la respuesta de campo potencial, es decir, mejora la señal y realza detalles pequeños que son enmascarados por amplitudes mayores, específicamente en

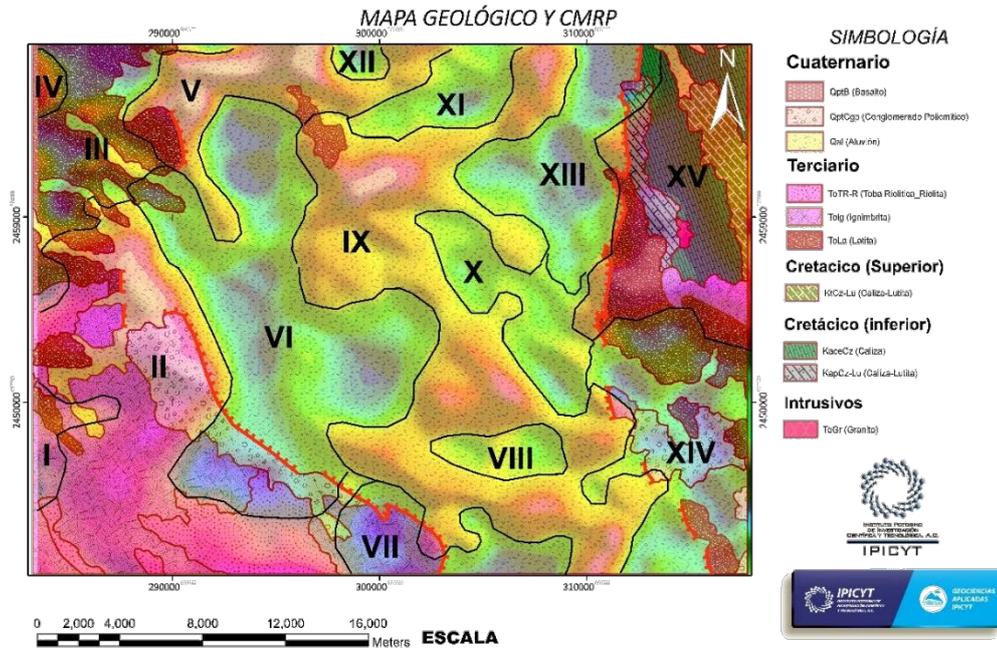


Fig. 44 Mapa Geológico S.G.M. y Mapa Magnético Reducido al Polo con filtro de Continuación Ascendente 0.5 km.

una dirección deseada. Por último, la derivada por inclinación en conjunto con la derivada horizontal total se aplica para el mapeo de estructuras en el basamento y objetivos en la exploración.

Todos estos filtros se usaron para marcar lineamientos magnéticos que pueden ser asociados o interpretados como contactos litológicos o estructuras geológicas como fallas, que no son visibles debido a que la zona de estudio se encuentra cubierto por aluvial o sedimentos recientes. A continuación, se muestra el mapa de Derivada por Inclinación (Fig. 48) que fue el que ofreció mejores resultados, también se aplicaron continuaciones ascendentes para observar si estas estructuras continúan a profundidad.

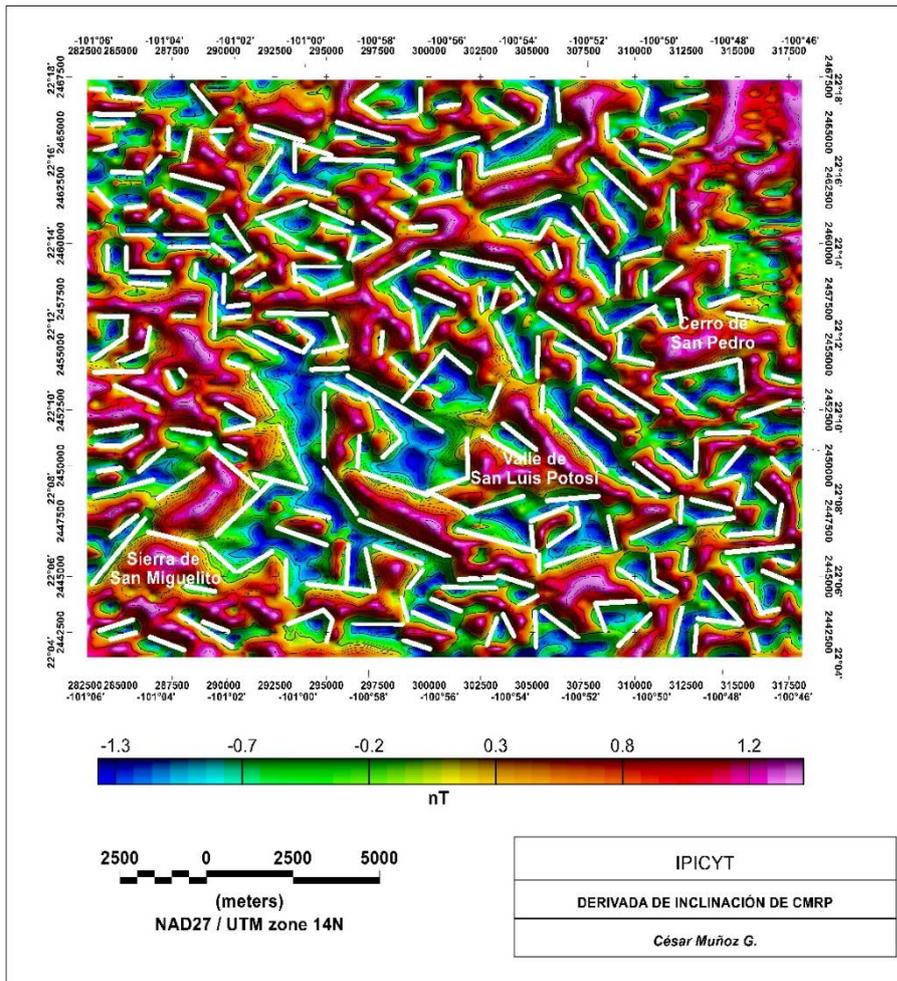
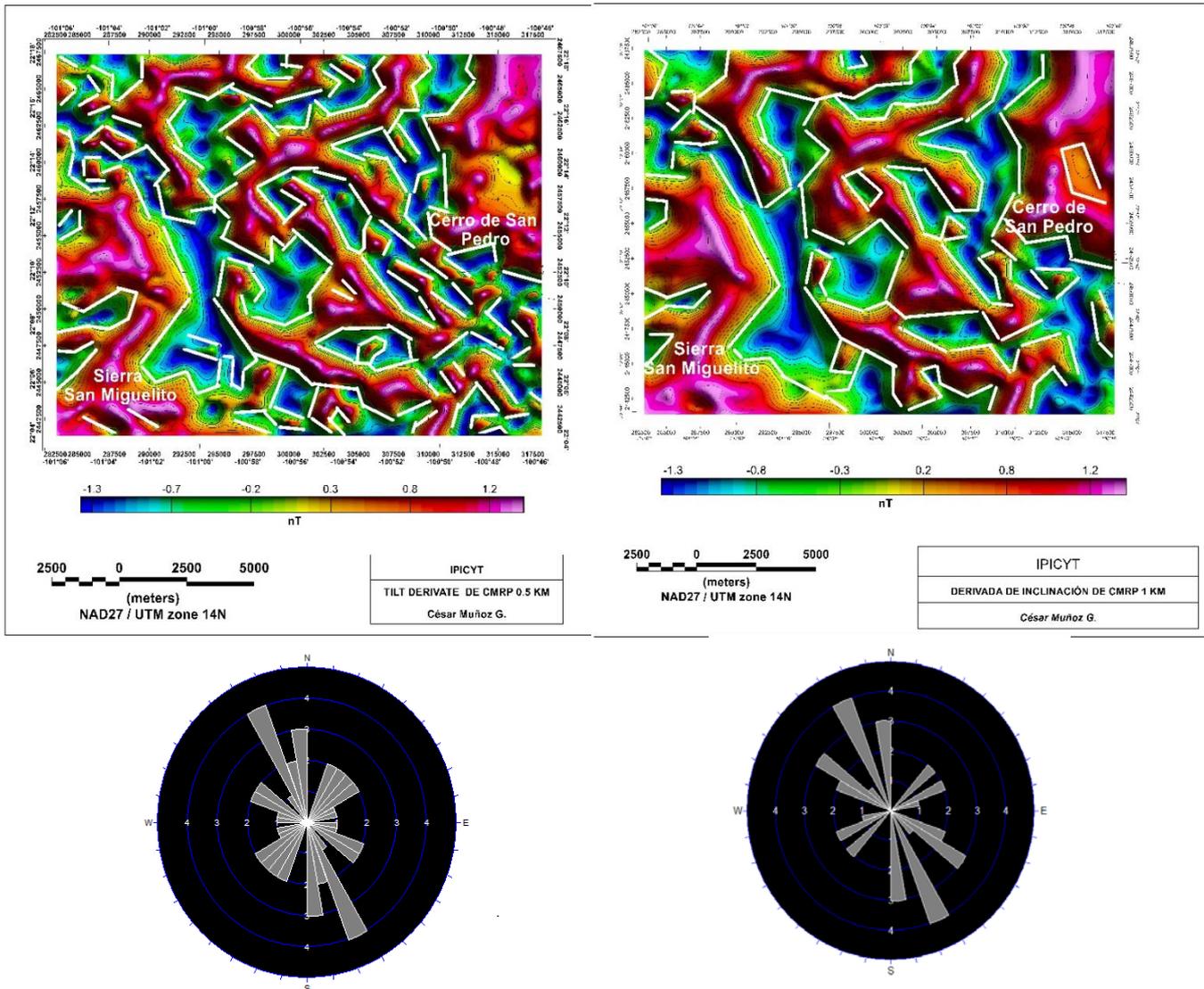


Fig. 45 Lineamientos Magnéticos marcado en el Mapa de 1ra. derivada vertical (z) de San Luis Potosí.

En este mapa se interpreta una dirección preferencial NW-SE, en la parte central, en Sierra San Miguelito existe una variedad de direcciones NW-SE, NE-SW y casi N-S, y en Cerro de San Pedro solo una dirección NW-SW que es Paralelo a la falla reportada por SGM.



En el primer mapa de la Fig. 49 se observan lineamientos magnéticos locales,

Fig. 46 Lineamientos Magnéticos en Mapa de 1ra. derivada vertical (z) con el filtro de Continuación Ascendente de 0.5 km. y 1 km. de San Luis Potosí.

en Sierra San Miguelito, Valle de San Luis Potosí y Cerro de San Pedro la dirección preferencial es NW-SE. Estos lineamientos magnéticos coinciden con fallas regionales documentadas por SGM en su carta Geológica y fallas reportadas en el atlas de Riesgo publicado por el gobierno de San Luis Potosí y por diversos estudios del Dr. López Doncel en la parte centro del valle. Mientras que el segundo mapa se aplicó una continuación ascendente con el objetivo de ver el comportamiento de los lineamientos a profundidad, es decir, identificar fallas a profundidad del basamento o estructuras geológicas regionales cubiertas por sedimentos recientes. De la misma forma la dirección preferencial es NW-SE como se muestran en los diagramas de rosas.

Al transponer los lineamientos magnéticos con la geología, topografía, fallas estructurales de S.G.M. y del Dr. López Doncel (Fig. 50), se interpreta un graben bien definido que está limitado por la Sierra de San Miguelito y Sierra de Álvarez.

En la parte del Valle de San Luis o en la parte central del mapa se muestran lineamientos magnéticos con dirección NW-SE se asocian a fallas que son paralelas a los rasgos topográficos presentes en el área de estudio que originan estructuras locales de Grabens y Horts, interpretados como un conjunto de pilares y fosas tectónicas ocasionadas por esfuerzos de tensión.

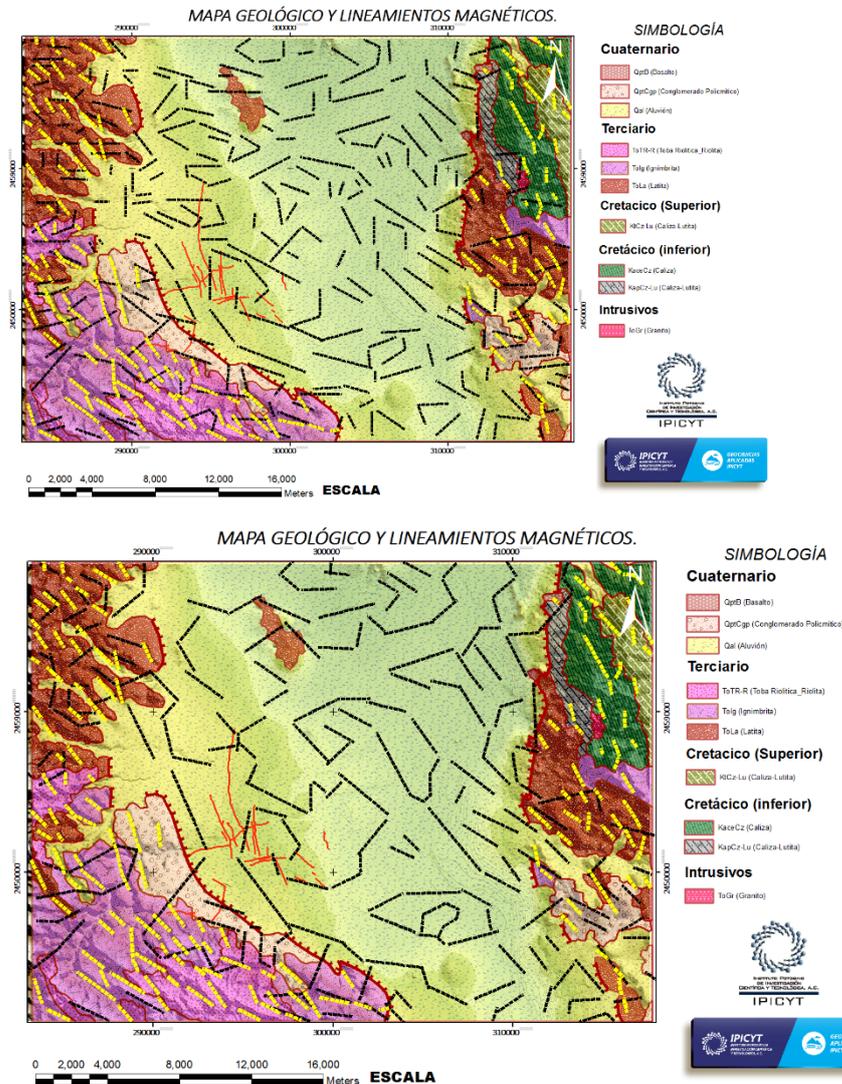


Fig. 47 Lineamientos Topográficos (Amarillo), Lineamientos Magnéticos Negro), Falla S.L.P. (Rojo).

Gravimetría Satelital.

La adquisición de estos datos gravimétricos fue mediante la página “Bureau Gravimetric International and International Association of Geodesy”, estos datos corresponden a la anomalía de Aire Libre y presentan las siguientes coordenadas Long. [-101.5/-100.5] - Lat. [21.5/22.5]. Esta información se procesó hasta obtener la Anomalía Completa de Bouguer, que se le aplico el

filtro residual para resaltar las longitudes de onda corta y frecuencias altas, que nos permite determinar estructuras superficiales, también se realizó un recorte de la zona de interés (Fig. 51 (a)).

Dominios Gravimétricos Satelitales (DGS).

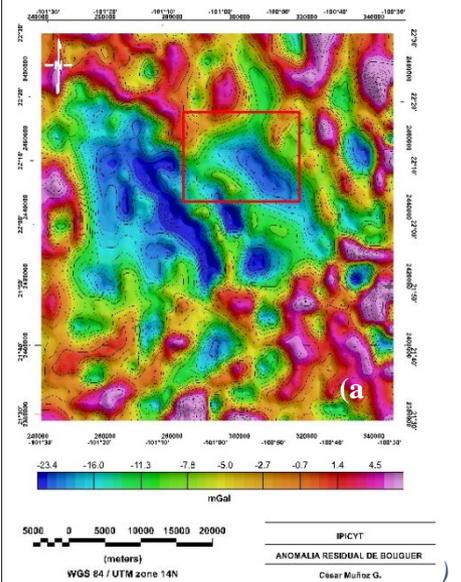
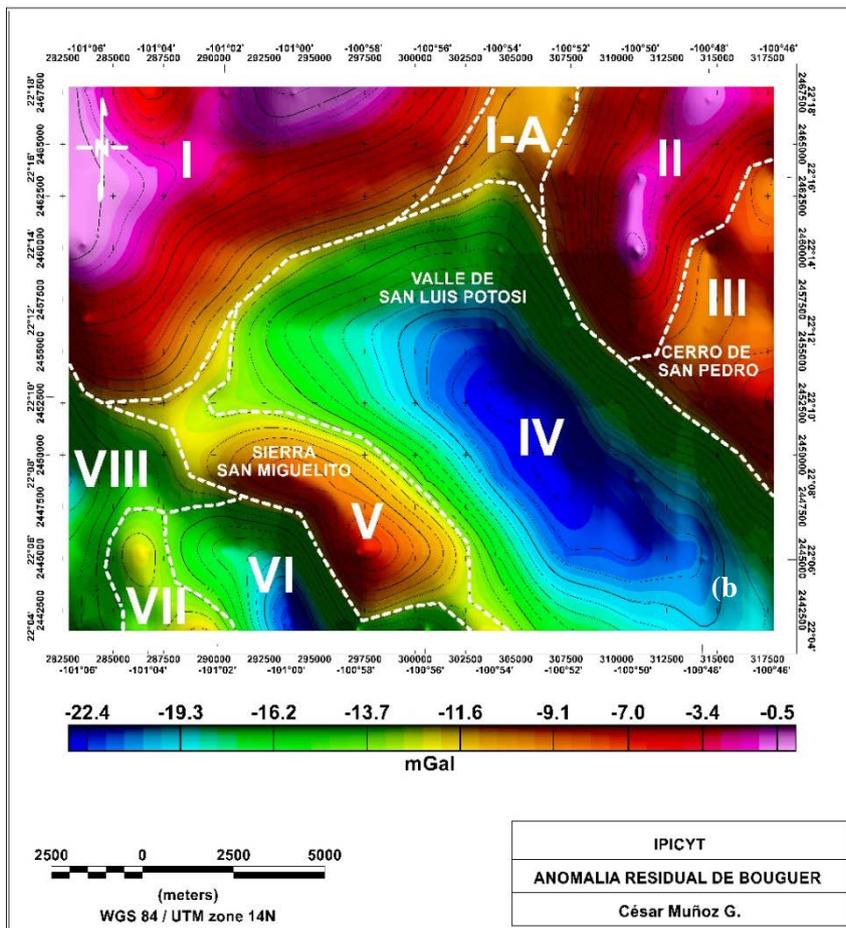
A diferencia de los DAM's los DGS se caracterizan por tomar en cuenta las características de densidad de las rocas y rasgos estructurales presentes en el área de estudio, en la cual existen rocas sedimentarias y rocas ígneas extrusivas e intrusivas (Fig. 51 (b)).

DGS I.

Este dominio gravimétrico se caracteriza por que se encuentra aflorando al NE una roca ígnea extrusiva Latita Portazuelo con base a la geología de la carta de SGM, cuyo rango es alto de gravedad observada de -3.4 a -0.5 mGal para este DGS, dicha roca extrusiva se encuentra cubierta por sedimentos recientes Aluvial, por lo tanto, se puede interpretar que esta roca continua a profundidad.

DGS I-A.

El DGS I-A se considera un subdominio del dominio DGS I, se localiza al norte del mapa entre el DGS I y DGS II, el rango es de -11 a -8.3 mGal, y geológicamente se asocia sedimentos recientes del periodo del Cuaternario (aluvial), esto nos indica un déficit de masa. Así también este subdominio marca cambios de gradientes, lo cual podemos asociar a un cambio de litología entre unidades geológicas, pero en este caso se interpretó como un lineamiento gravimétrico, que se asocia una falla regional cubierto por sedimentos recientes.



y (b) Mapa de Dominios Gravimétricos Satelitales de Anomalía Residual de Bouguer de San Luis Potosí.

DGS II.

En el Dominio Gravimétrico Satelital II presenta un rango de gravedad observada de -9.2 a -2.1 mGal que topográficamente corresponde a una elevación (Cerro de San Pedro), pero geológicamente la respuesta se asocia al afloramiento de rocas extrusivas (Basalto, Latita) y un cuerpo intrusivo (Granito) a profundidad. Aunque sobre este dominio afloran rocas sedimentarias (calizas) la presencia de este cuerpo intrusivo produce un exceso de masa en el DGS. Todos los dominios

fueron igualmente marcados con base a perfiles que muestran curvas multimodales. (Fig. 52)

DGS III.

Para determinar este DGS se trazó un perfil norte-sur el cual muestra dos dominios, III y IV, el rango de este dominio es de -11.2 a -6.2 mGal este dominio se ubica al NE del mapa y podemos asociarlo a rocas ígneas extrusivas (Latita e Ignimbrita) y aflorando un cuerpo intrusivo (Granito), aunque sobre este dominio existe demasiadas rocas sedimentarias principalmente calizas, las cuales también se encuentran interestratificadas con lutitas. Topográficamente está representado por grandes elevaciones de 1931 a 2318 m.s.n.m.

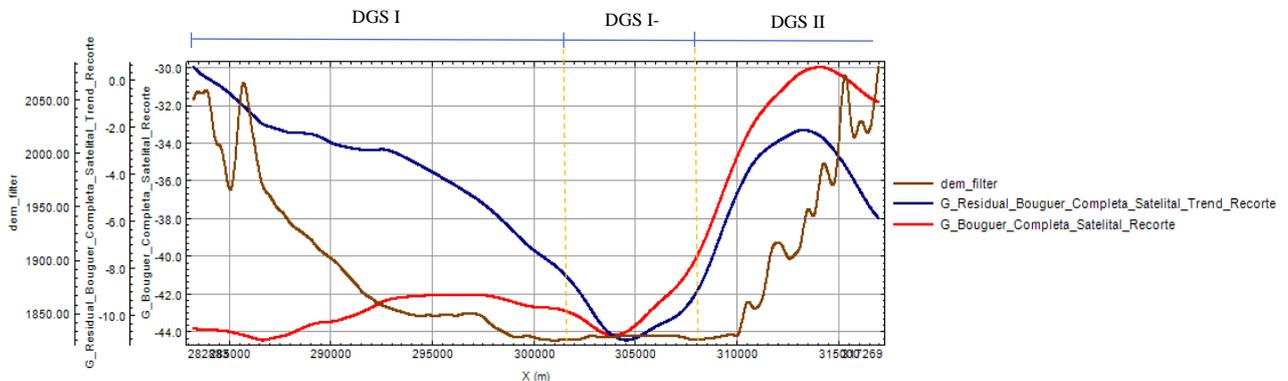


Fig. 49 Perfil en dirección N-S para determinar Dominios Gravimétricos Satelitales.

DGS IV.

El dominio DGS IV se ubica en la parte central del mapa, entre el DGS III y V y topográficamente presenta elevaciones entre 1840 a 1945 m.s.n.m., lo cual indica las partes menos elevadas de la zona de estudio, es decir el valle de San Luis Potosí. Mientras que el rango de gravedad observada es de -23 a -14 mGal que se interpreta como un déficit de masa y con base a la carta de SGM se asocia a sedimentos recientes (aluvial). Mientras que estructuralmente se pueden observar cambios de gradientes entre los DGS III, DGS IV y DGS V que también se identificaron en los lineamientos gravimétricos que tienen una dirección preferencial NW-SE que coinciden con fallas regionales interpretadas

por SGM e INEGI en sus cartas y que también coinciden con los lineamientos topográficos del área de estudio.

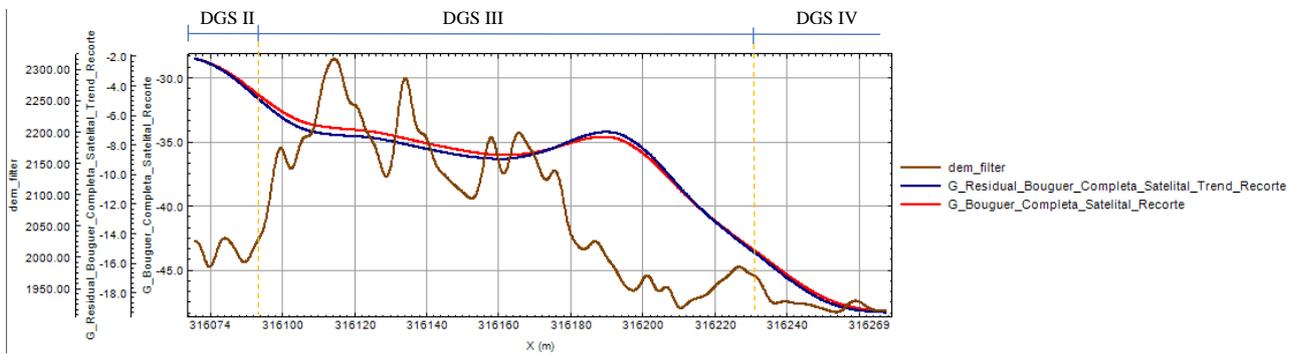


Fig. 50 Perfil en dirección E-W para determinar Dominios Gravimétricos Satelitales.

DGS V.

Este dominio se localiza en la parte SW del mapa entre el DGS IV y VI, las elevaciones que se encuentran en este son de 1847 a 2049, es decir se cubre una parte del Valle de San Luis Potosí y la Sierra de San Miguelito. Geológicamente en el DGS V se localizan rocas sedimentarias e ígneas extrusivas, las rocas sedimentarias son un conglomerado policmítico y aluvial, mientras que las rocas extrusivas corresponden a Toba Riolítica, Riolita e Ignimbrita, es por esta razón que existe un exceso de masa o un alto gravimétrico e indica una anomalía gravimétrica alta de un rango de -14 a -6.5 mGal.

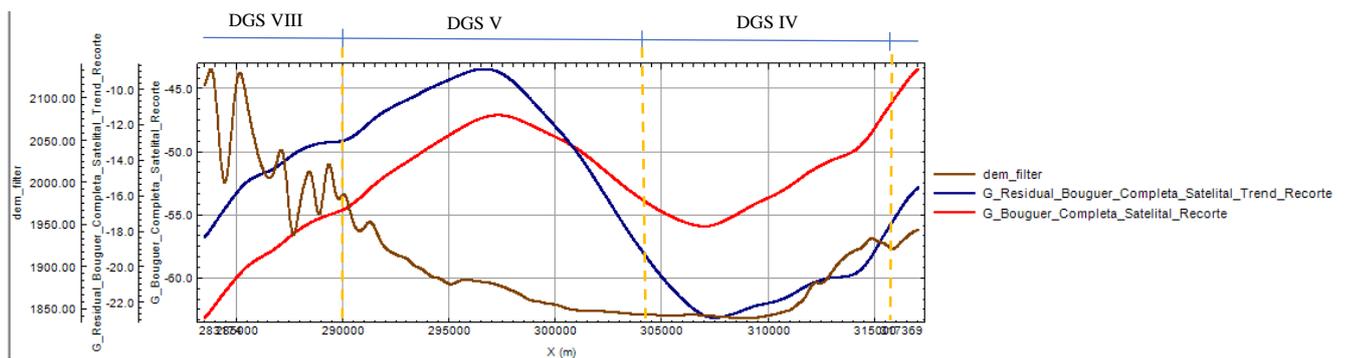


Fig. 51 Perfil en dirección E-W para determinar Dominios Gravimétricos Satelitales.

DGS VI, VII y VIII.

Todos estos dominios se ubican en la parte SW del área de estudio, topográficamente el rango de elevación es de 1981 a 2363 m.s.n.m., es decir se ubica espacialmente en Sierra San Miguelito. El DGS VI tiene un rango de gravedad observada de -21 a -15 mGal, por lo tanto, no corresponde geológicamente debido a que en este dominio afloran rocas ígneas extrusivas (Toba Riolítica-Riolita e Ignimbrita) por lo tanto no corresponde a los valores bajos de gravedad, por lo tanto, puede interpretarse que posiblemente estas rocas se encuentren intemperizadas provocando que los valores sean bajos. En cuanto al DGS VII tiene rangos de -15 a -13 mGal que tampoco se asocian a la geología que de la misma manera corresponde a las mismas rocas ígneas extrusivas y por último el DGS VIII tiene una gravedad observada que varía entre -16 a -12 mGal que nuevamente no se asocian a los afloramientos de la roca ígnea extrusiva y un pequeño depósito de aluvial, llegando a la conclusión que estas rocas han sufrido intemperismo produciendo una sustitución de minerales de menor densidad.

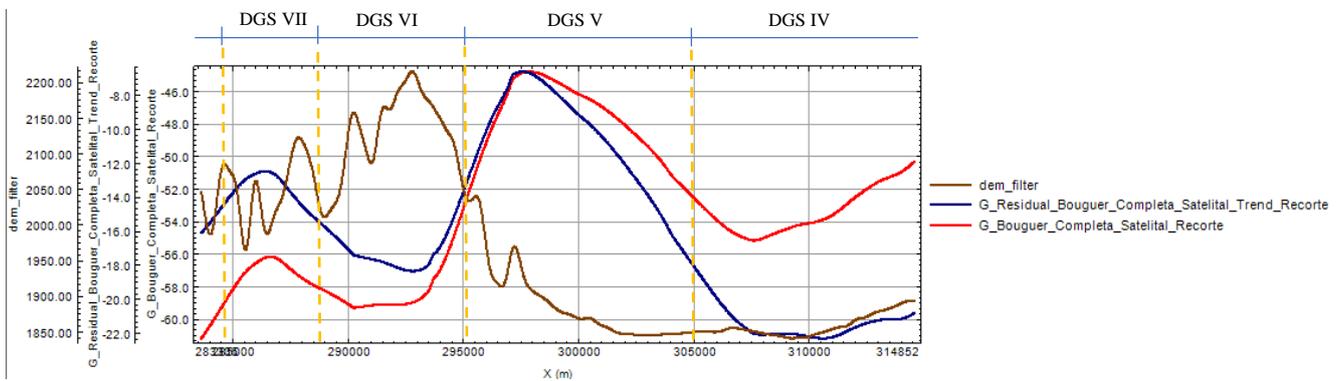


Fig. 52 Perfil en dirección E-W para determinar Dominios Gravimétricos Satelitales.

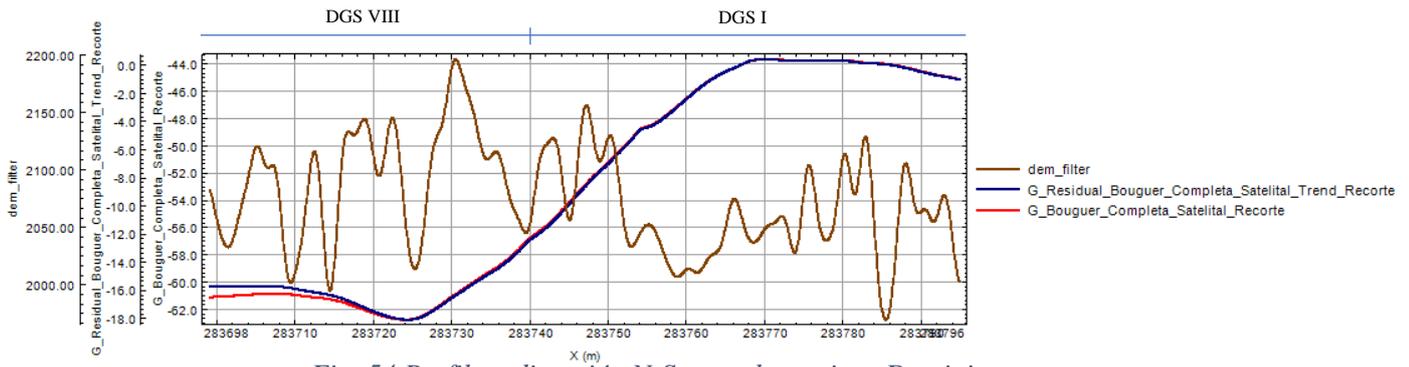


Fig. 54 Perfil en dirección N-S para determinar Dominios Gravimétricos

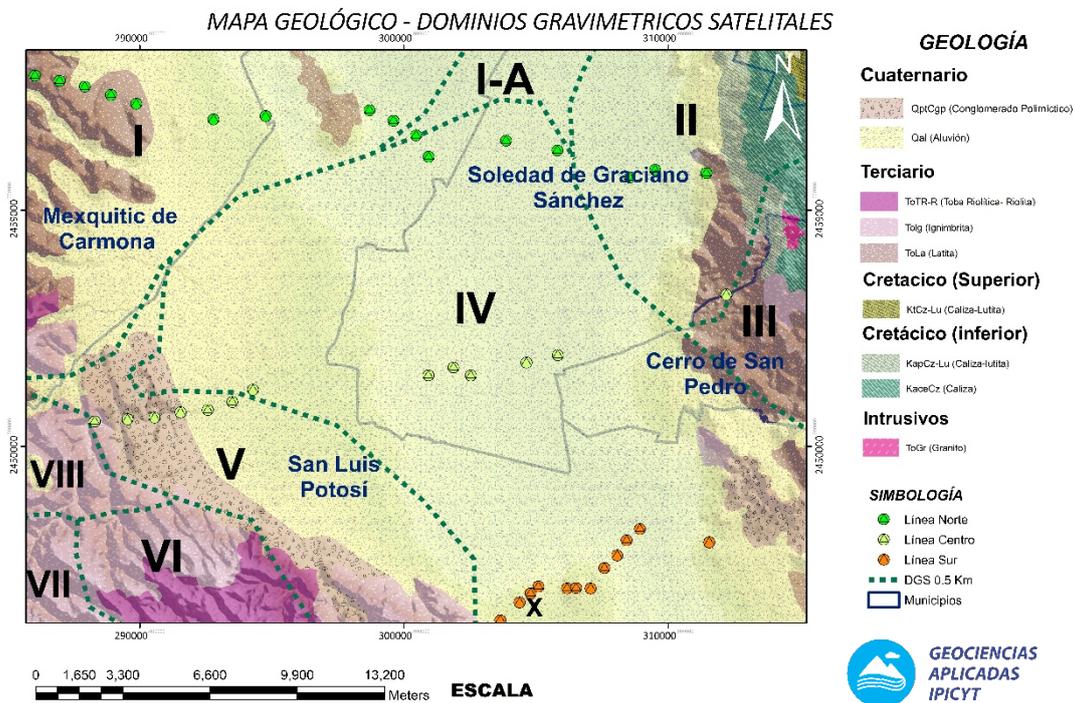


Fig. 53 Satelitales. Mapa Geológico S.G.M. y Dominios Gravimétricos Satelitales de San Luis Potosí.

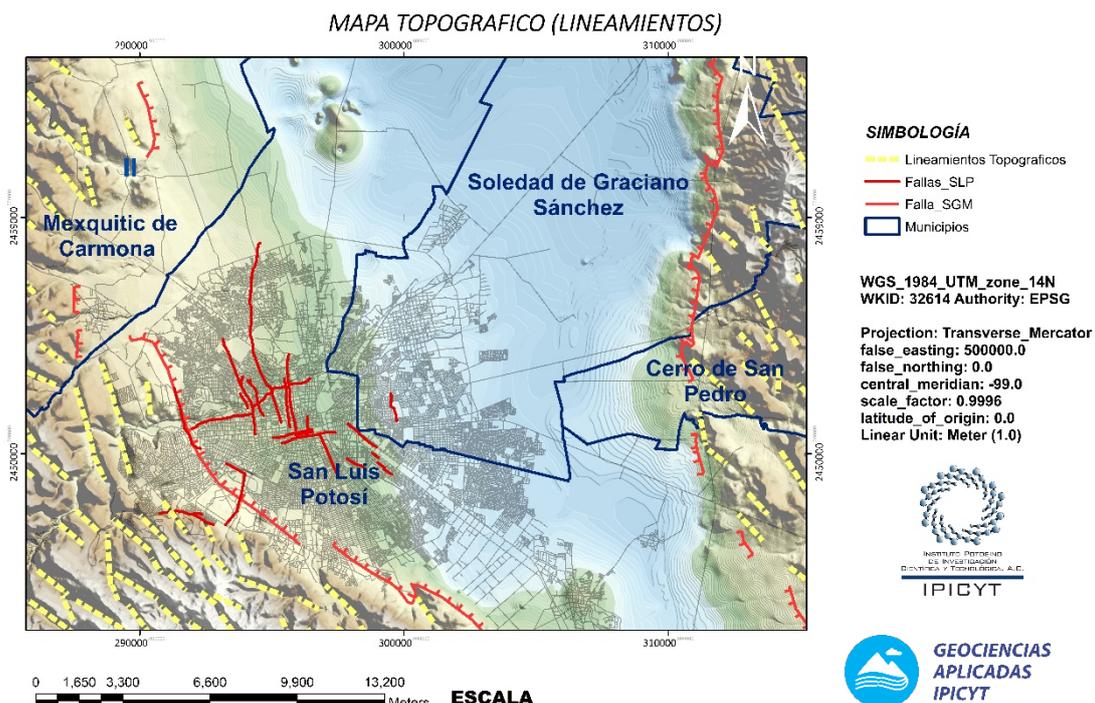
LINEAMIENTOS TOPOGRÁFICOS.

Con base a la carta topográfica de INEGI con resolución a 15m. y la finalidad de marcar estructuras regionales fueron identificados los lineamientos topográficos que tienen una dirección preferencial NW-SE en la parte central del área de estudio y hacia la parte norte cambia la dirección de algunos lineamientos en N-S. También se determinaron colocar las fallas normales identificadas por SGM, que nos indica que la zona de estudio es un graben debido a esfuerzos de tensión, produciendo fallas normales en el área de estudio. (Fig. 59).

De igual manera se ubicaron en el mapa las fallas registradas por el municipio de San Luis Potosí en su Atlas de Riesgo del estado, las cuales tienen dirección N-S, NW-SE y algunas E-W, siendo la Falla Aeropuerto una de las más importantes, este rasgo estructural se considera como una falla tipo *pull-apart* que ocasiona desniveles de hasta 8 cm. (Arzate, 2012). Otra falla importante es la Falla Muñoz que igual que la falla anterior ocasiona desplazamientos de 8 cm sobre Bulevar Santiago y tiene la misma dirección NW-SE.

Otras fallas que se han identificado por Barboza, López Doncel y colaboradores son: Falla Carlo Magno, Falla Damián Carmona, Falla Parque Morales (Av. De la Paz), Falla Valle Dorado, Falla Desarrollo del Pedregal, Falla Morales (Mc. Donald's), Falla Sauzalito, Falla Hotel Real de Minas, Falla Condominios Gaviota, Falla Fraccionamiento San José de Buenavista, Falla Museo Regional Potosino, Falla Museo de la Máscara, Falla Iglesia del Espíritu Santo–Museo Federico Silva, Falla Valle Dorado 3. Falla San Antonio, Falla Lanzagorta, Falla San Antonio, Falla Lanzagorta, Falla el Aguaje, Falla Granjas de San Pedro, Falla Industrias Monterrey, Falla la Nicha, Fallas las Barrancas

Estas fallas son originadas debido a la irregularidad del basamento y a un sistema de pilares y fosas tectónicas que se originaron por esfuerzos distensión, compresionales en la parte central del valle de San Luis que ocasionan no solo hundimientos si también levantamientos del subsuelo.



GRAVIMETRÍA TERRESTRE

Comparación de datos gravimétricos.

Durante la adquisición de datos gravimétricos sobre los testigos permanentes se midió la gravedad relativa en cada uno de ellos en dos periodos de tiempo con el objetivo de determinar si existía una variación de la gravedad relativa que se podría asociar a los movimientos de diferenciales del subsuelo en San Luis Potosí.

La adquisición de datos gravimétricos de la primera campaña fue durante el periodo de lluvias cuando la unidad litológica reciente (Qal) se encuentra saturada de agua mientras que la segunda campaña fue durante un periodo de poca lluvia, es decir, cuando la unidad litológica reciente no estaba saturada de agua. Los datos gravimétricos adquiridos de ambas campañas fueron procesados y se realizaron mapas de las anomalías gravimétricas (Anomalía Completa de Bouguer, Anomalía Residual de Bouguer y Gradiente Horizontal) (Ver Anexos).

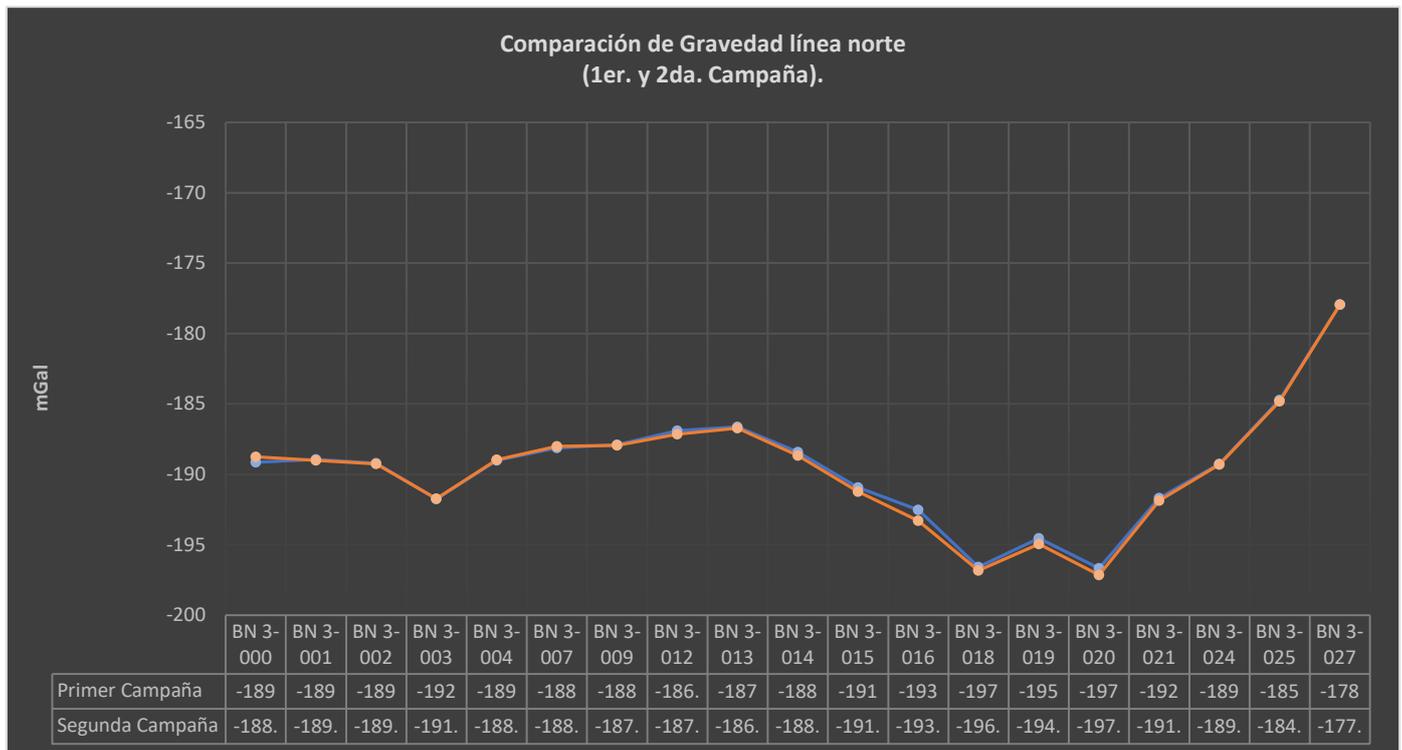


Fig. 56 Grafica de comparación de Gravedad línea norte.

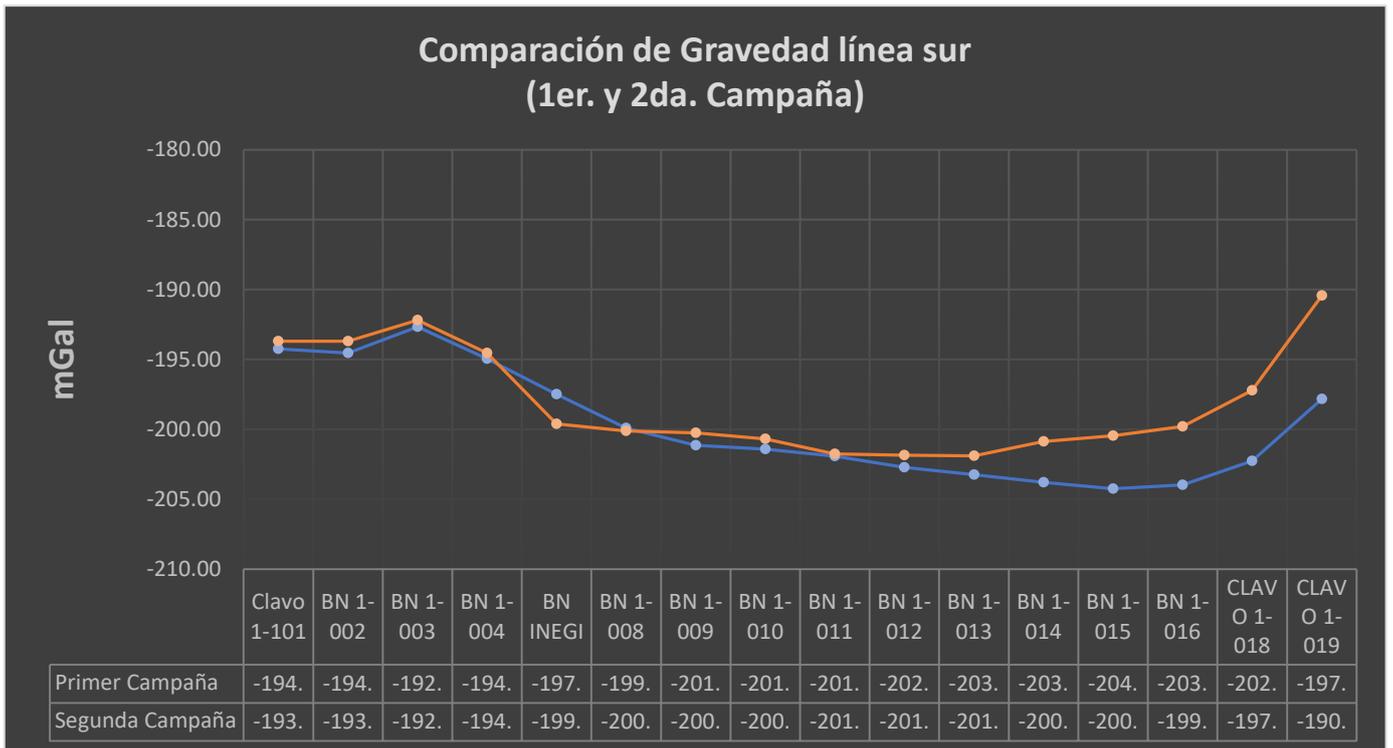


Fig. 57 Grafica de comparación de Gravedad línea centro.

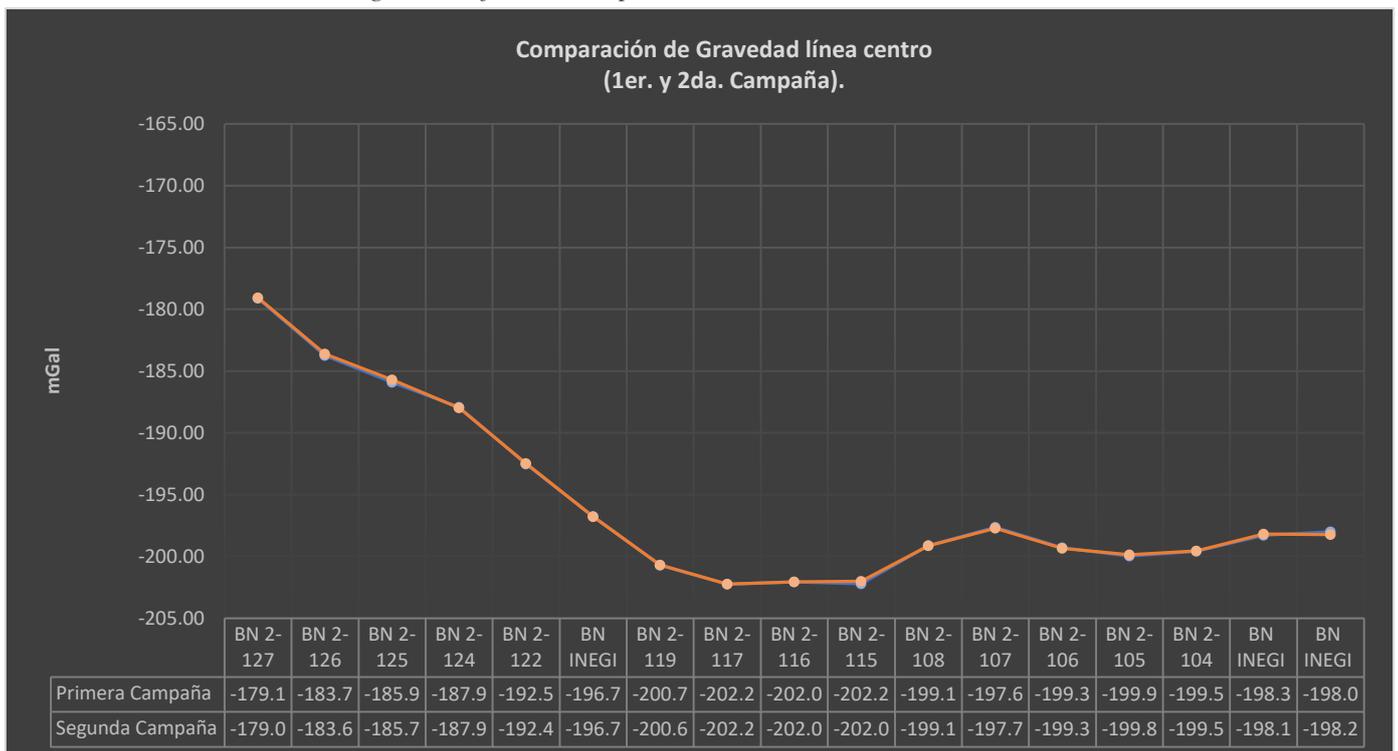


Fig. 58 Grafica de comparación de Gravedad línea sur.

El cálculo de Δg se interpretó o se asoció al ascenso y descenso del nivel freático del acuífero en el valle de San Luis Potosí, principalmente en los grabens que están rellenos con unidades litológicas y sedimentos vulcanoclásticos

recientes (Qal). Para comprobar esta interpretación se calculó el ascenso y descenso del nivel freático mediante la siguiente ecuación:

Ecuación 46 Cálculo de ascenso y descenso de aguas subterráneas.

$$CGW = -0.04192 * \Delta_w * b$$

Donde Δ_w es la variación de nivel de aguas subterráneas, b es la porosidad del suelo o la roca.

Los bancos de nivel de la línea norte 3-004 al 3-027 se localizan en el valle de San Luis Potosí, los cuales se ubican en el relleno conformado por sedimentos recientes y vulcanoclásticos (Qal) que presentan una porosidad consultada de 64% y el resto se encuentran en latita (ToLa) la cual su porosidad representa solo el 25%, si no se encuentra fracturada o afectado por algún otro proceso secundario estructural (Fig.63). En la línea del centro los bancos de nivel BN 2-127, BN 2-126 y BN INEGI se localizan en la unidad litológica latita (ToLa) que tiene una porosidad de 25%, los testigos BN 2-125 a BN 2-106 se ubican sobre aluvión (Qal) y por último los bancos de nivel BN 2-105 a 2-102 están sobre conglomerado policmítico que tiene una porosidad de 55%. Por último, en sobre la línea sur todos los testigos permanentes se ubican sobre aluvión (Qal) que se conforma principalmente por sedimento vulcanoclásticos. El valor negativo de Δ_w calculado en las tres líneas indica que el nivel de aguas subterráneas bajo, mientras que si el valor es positivo nos indica que el nivel de agua sube (ver anexos).

A estos datos gravimétricos se les aplicaron filtros como gradiente horizontal y primera derivada con continuación ascendente para identificar fallas estructurales que forman el sistema de grabens y horts, también nos permite caracterizar la forma irregular del basamento hidrológico (Arzate, 2012) de San Luis Potosí.

Gravimetría Línea Norte.

Sobre esta línea se midieron 29 testigos permanentes y se calculó la anomalía de residual de Bouguer, a la cual se le aplicó el filtro de gradiente horizontal el cual se calcula de la siguiente manera:

Estación Final Gravimétrica – Estación Inicial Gravimétrica
Distancia entre las estaciones gravimétricas

Ecuación 47 Cálculo de Gradiente Horizontal

De esta manera se obtuvo el mapa de la *Fig. 63* el cual tienen un rango de -3.13 a 3.17 mGal, en este mapa se observa cambios de gradientes que se asocian a fallas normales o contactos litológicos, mientras que los contrastes de densidades se asocian a los diferentes tipos de rocas que se localizan en el área de estudio.

Los valores altos mayores a 3.17 mGal/m se los **Dominios Gravimétricos Terrestres I, IV y VII** (DGT) geológicamente se asocia la roca ígnea extrusiva **latita (ToLa)** de edad del Terciario que aflora en la parte centro y oeste de la línea norte, mientras que los valores menores de -1.99mGal/m de los **Dominios Gravimétricos Terrestres II y V** se asocian a rocas recientes **aluvión (Qal)** y materiales poco consolidados conformado por rocas vulcanoclásticas producto de la erosión del complejo volcánico de San Luis Potosís de edad del cuaternario (*Fig.65*), el cual rellena las fosas tectónicas que se originaron por el sistema de fallas normales producto de esfuerzos de tensión que dieron origen al semi graben de San Luis Potosí y tienen una dirección en casi Norte-Sur y NW-SE, topográficamente tanto al oeste como al este se encuentra una porción elevada del Complejo Volcánico de S.L.P. y al otro lado Sierra de Álvarez.

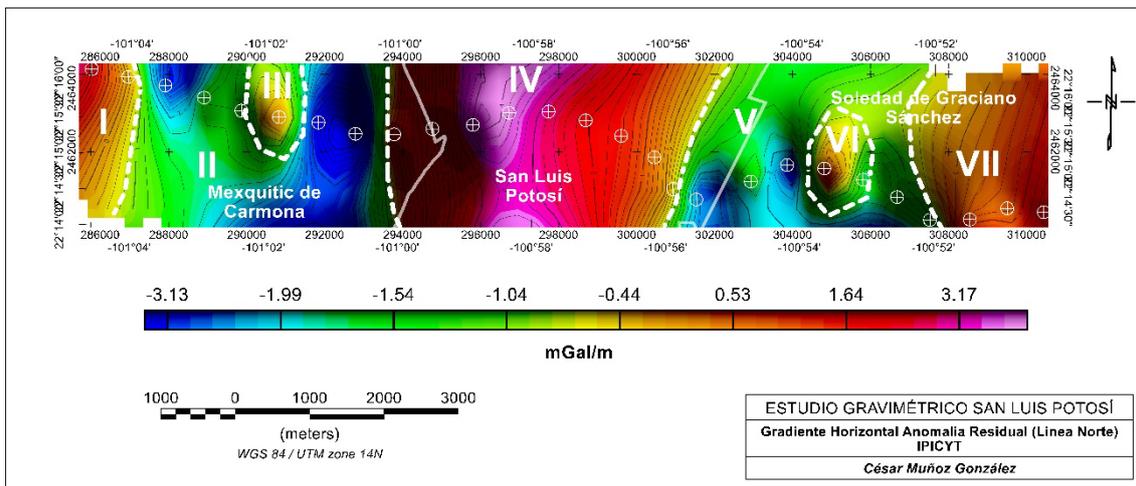


Fig. 59 Mapa de Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Bouguer (Línea Norte).

Al aplicar el filtro de derivada por inclinación (*Tilt Derivate*) nos permitió identificar fallas normales con rumbo N-S, NW-SE y paralela a la falla identificada por SGM que delimitan el semi graben de la zona de estudio. Estas fallas se aprecian mejor al aplicar una continuación ascendente a 500m. debido a que estas están cubiertas por el relleno sedimentario y nos muestra que estas fallas continúan a más profundidad (Fig.64).

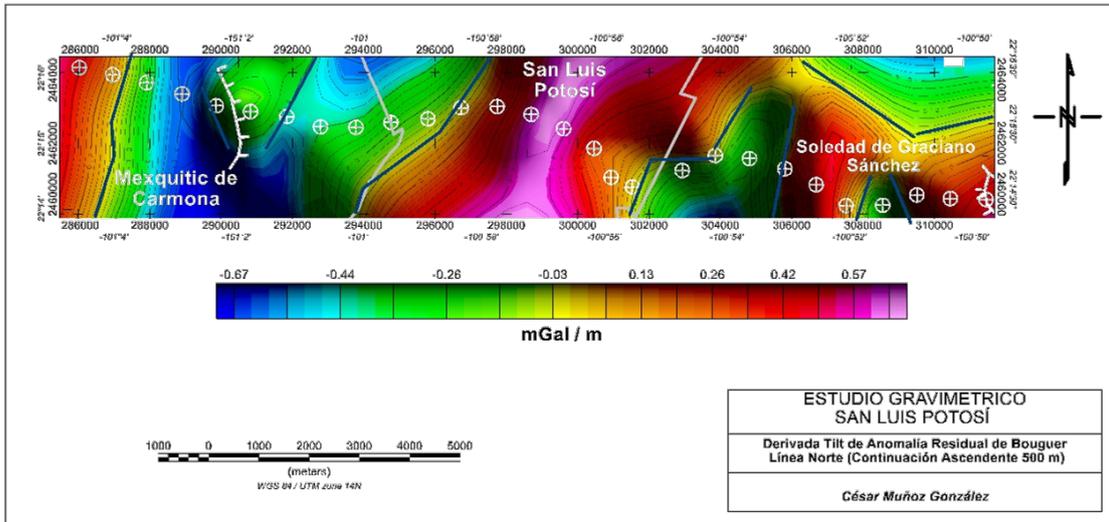


Fig. 60 Mapa de Derivada por inclinación con continuación ascendente a 500m. Línea Norte

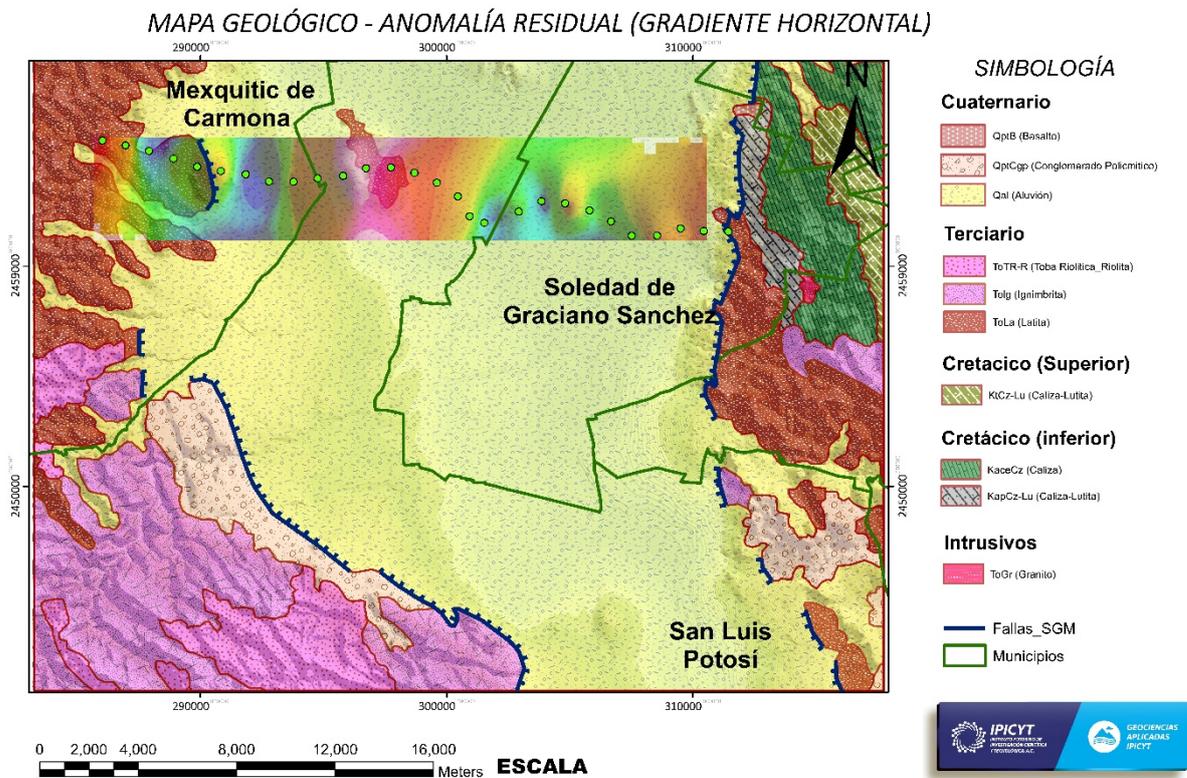


Fig. 61 Mapa Geológico y Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Bouguer de San Luis Potosí (Línea Norte).

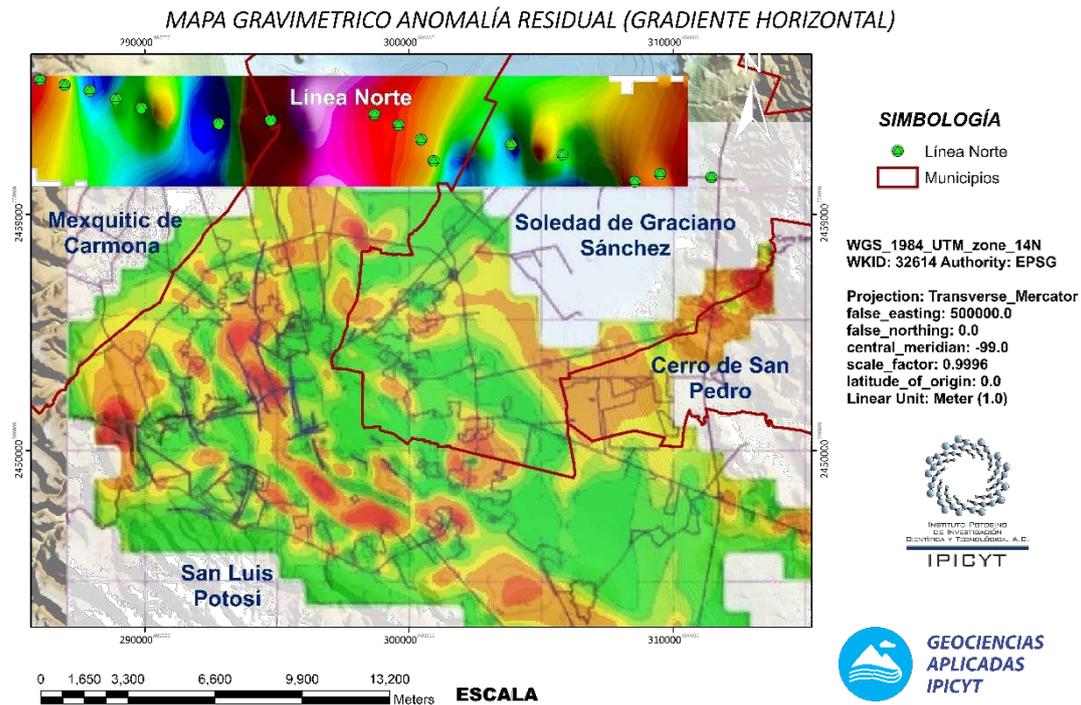


Fig. 62 Mapa Topográfico y Mapas de Gradiente Horizontal de la Anomalía Residual de Bouguer (Dr. Arzate 2012- Estudio de S.L.P. 2015).

Al trasponer el mapa de gradiente horizontal de la Anomalía de Bouguer, con el mapa realizado por el Dr. Arzate y colaboradores podemos observar que el valor más alto de gravedad relativa se puede correlacionar con los valores que se obtuvo en este trabajo, lo cual nos indica que la estructura identificada continua al norte (*Fig. 66*).

Modelo Gravimétrico Línea Norte.

El siguiente modelo se realizó a lo largo de la línea norte en dirección Oeste-Este con la finalidad de cortar perpendicularmente el sistema fallas normales inferidas que se presentan en la línea norte con dirección N-S. la longitud del modelo es de 29 km. y consta de 29 estaciones gravimétricas separadas a 1 km entre ellas. En este modelo geológico-geofísico se observa la distribución de las densidades en el subsuelo (*Fig. 67*). Para la interpretación de este modelo se utilizaron las densidades de las unidades litológicas que se presentan en la carta geológica de SGM, geología superficial y geología local del área de interés. Para realizar la interpretación del modelo Geológico-Geofísico se utilizó el módulo GM-SYS del software Oasis Montaj y valores de densidades de las diferentes unidades que se muestran en la Tabla 10.

Unidad Litológica	Densidad (g/cm ³)	Espesor Aproximado (km)
Aluvial (Qal)	1.08	0.3 – 0.5
Toba Riolítica – Riolita (ToR- R)	2.07	0.01 - 0.02
Ignimbrita (Tolg)	2.53	0.3 – 0.45
Latita (ToLa)	2.82	0.5 – 0.6
Caliza (KaceCz)	2.72	0.7 - 1
Intrusivo Granito (ToGr)	3.78	Indefinido

Tabla 10 Densidad de Unidades Litológicas

A lo largo de este perfil del gradiente horizontal se marcan un sistema de fallas normales paralelas a la falla marcada por el SGM que delimita el semi graben del Valle de San Luis Potosí y la forma irregular del basamento hidrológico, el cual también se encuentra fracturado dando origen a un sistema de Graben y Horts locales.

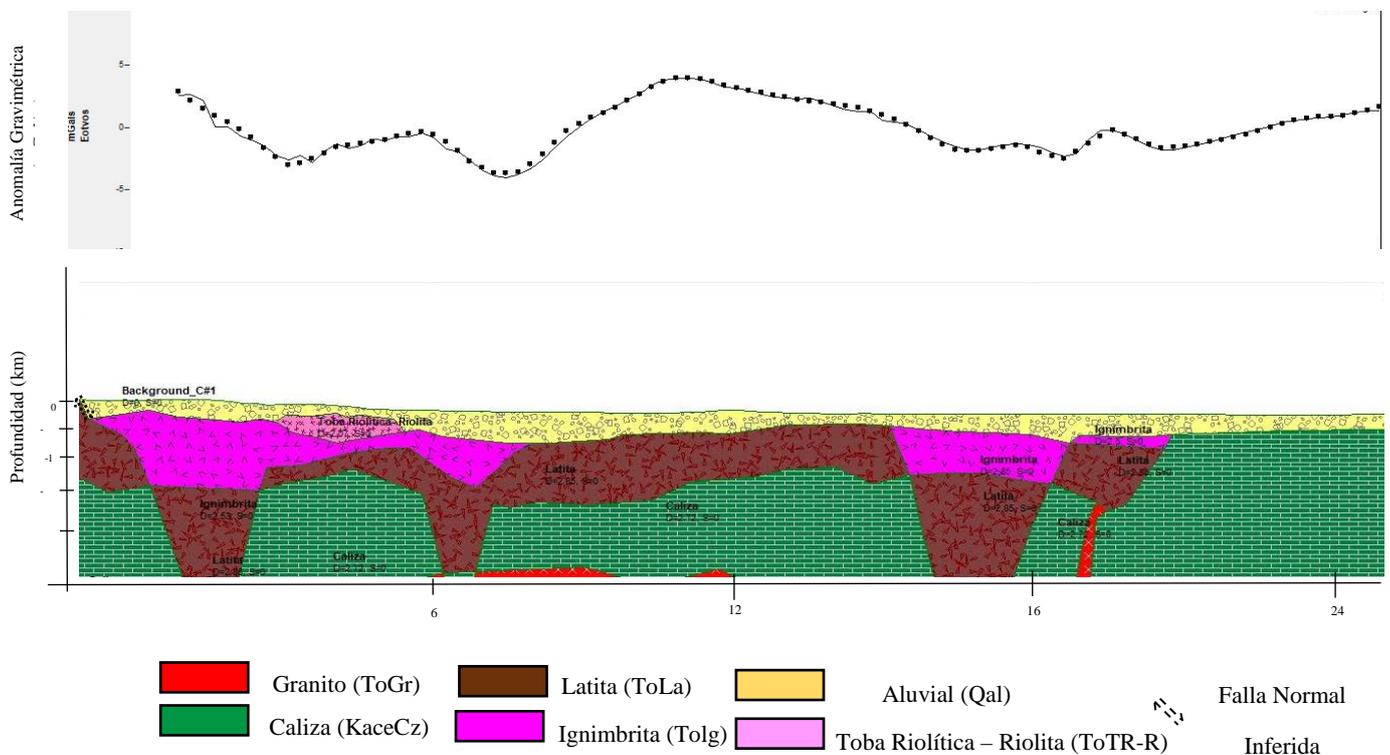


Fig. 63 Modelo Geológico-Geofísico 2D de la Línea Norte del Estudio de San Luis Potosí.

Gravimetría Línea Centro.

De igual manera esta línea cruza el Valle de San Luis Potosí en dirección Oeste - Este, está conformada de 20 estaciones gravimétricas separadas entre ellas aproximadamente a 1 km (Fig. 68). también se le aplicó el filtro de gradiente horizontal con el objetivo de identificar contrastes gravimétricos que pueden ser asociados a fallas normales locales cubiertas por sedimentos recientes o continuación de estructuras geológicas interpretadas en el modelo de la línea norte. Topográficamente el perfil se trazó de Sierra San Miguelito (2150-2430 m.s.n.m.) a Sierra de Álvarez (2045- 2300 m.s.n.m.).

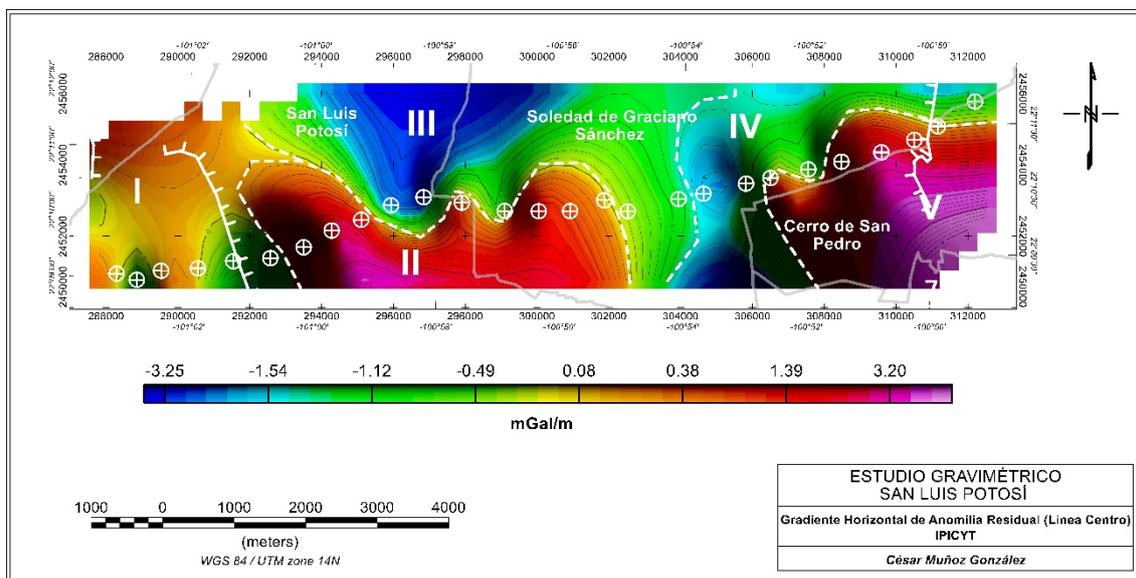


Fig. 64 Mapa de Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Bouguer (Línea Centro).

Otro análisis que se realizó fue superponer el mapa del gradiente horizontal del Dr. Arzate y el que se calculó en el presente estudio (Fig. 69) y se distinguió una anomalía gravimétrica de 1.79 mGal en la parte central del Valle, cambios de gradiente que se han interpretado como posibles fallas normales, paralelas a la falla normal principal definida por S.G.M. en su carta geológica (F14-4).

Al unir el mapa geológico con el mapa gravimétrico de la línea del centro (Fig.71) se identificaron estructuras de interés, mientras que geológicamente la anomalía gravimétrica de gravedad relativas entre -1.19 a 0.38 mGal/m que corresponde al **Dominio Gravimétrico Terrestre I**, ubicada al oeste del mapa corresponde a la unidad litológica **Ignimbrita** de edad del Terciario que aflora en Sierra San Miguelito y **Conglomerado Policmítico** de edad del Cuaternario con clastos de ignimbrita y riolita. Otra anomalía corresponde al **DGT II** que se localizo está localizada en la parte central de la línea cuyo rango es mayor a 3.10 mGal/m, dicha anomalía se encuentra cubierta por sedimentos recientes **Aluvial** (Qal), geológicamente no corresponde con el tipo de litología mencionada anteriormente, por lo tanto, se asocia a rocas ígneas extrusivas como **Latita, Ignimbrita, Toba Riolítica y Riolita**.

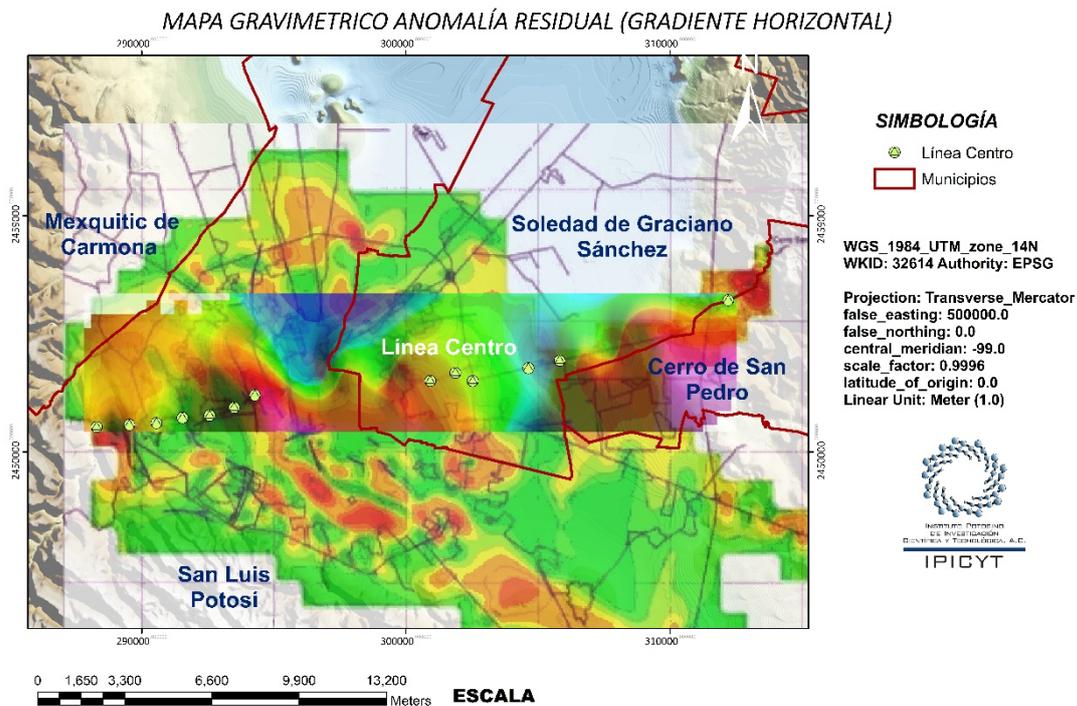


Fig. 65 Mapa Topográfico y Mapas de Gradiente Horizontal de la Anomalía Residual de Bouguer (Dr. Arzate 2012- Estudio de S.L.P. 2015).

Por último, al este de la línea existe una anomalía gravimétrica del mismo rango mayor antes mencionado que se asocia a la roca extrusiva **Latita** de edad del Terciario que aflora en la parte más baja de Sierra de Álvarez y corresponde al **DGT V**. En esta línea existe más información, la cual es:

- I. Fallas geológicas registradas en el Atlas de Riesgos de San Luis Potosí y Soledad de Graciano Sánchez.
- II. Hundimientos históricos en Soledad de Graciano Sánchez y centro histórico de San Luis Potosí.

Estos rasgos estructurales al trasponer sobre el mapa de gradiente horizontal, se observa que los hundimientos diferenciales se sitúan en los valores de menor gravedad relativa de -1.54 a -3.25 mGal/m, es decir, sobre zonas de déficit de masa que se interpretan como fosas tectónicas o grabens locales rellenos por Aluvial (Qal). De la misma manera se realizó el filtro de derivada Tilt con continuación ascendente para identificar la continuidad de las fallas normales a profundidad cubiertas por sedimentos recientes que producen los hundimientos diferenciales en los grabens o cuentas dentro del valle de San Luis Potosí (Fig. 70)

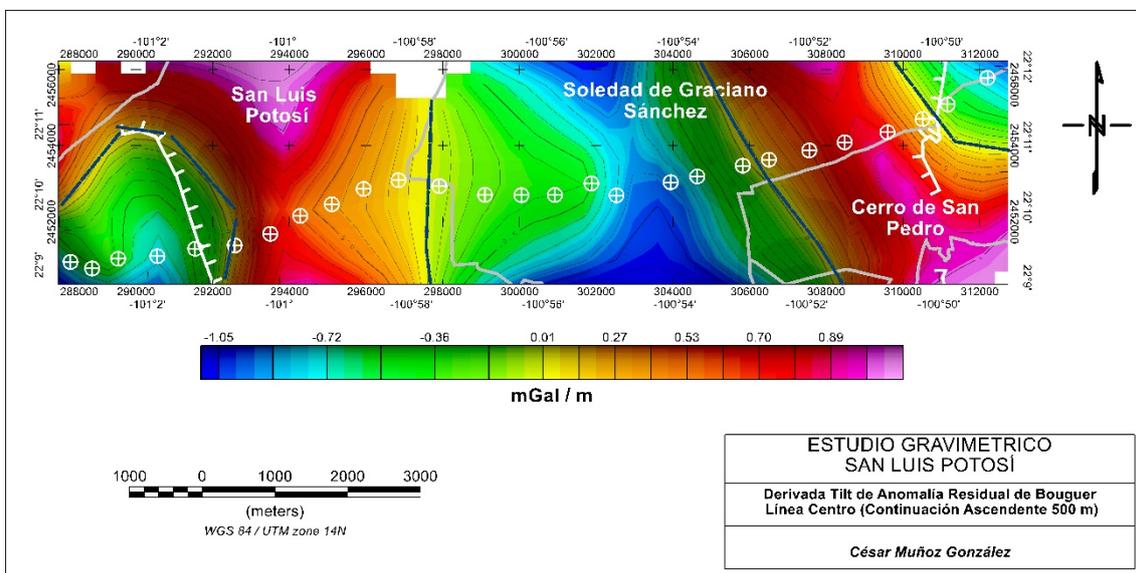


Fig. 66 Mapa de Derivada por inclinación con continuación ascendente a 500m. Línea Centro

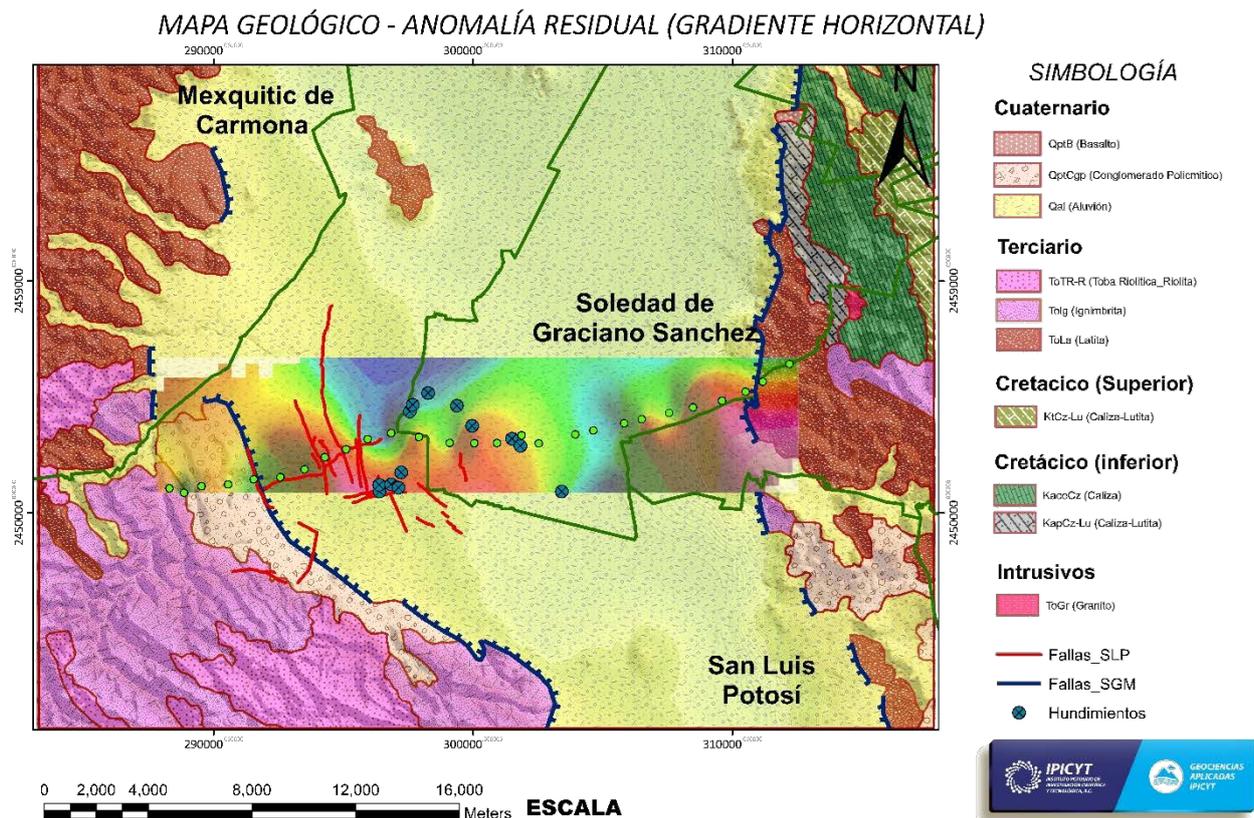


Fig. 67 Mapa Geológica y Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Bouguer de San Luis Potosí (Línea Centro).

Modelo Gravimétrico Línea Centro

A continuación, se presenta un modelo 2D de la línea centro el cual tiene una longitud aproximada de 25 km. con 20 estaciones separadas a 1km (*Fig. 72*) y se calculó la gravedad relativa sobre cada testigo permanente. De la misma manera se utilizaron las unidades litológicas antes descritas en la tabla 6 pero con diferentes espesores (*Tabla 11*), la dirección de este perfil es NW-SE.

En este modelado se interpretaron un sistema de fallas normales que dieron origen a pilares y fosas tectónicas locales que han sido rellenadas por sedimentos vulcanoclástico y recientes (Qal) que siguen el mismo patrón estructural de la falla principal mapeada por el Servicio Geológico Mexicano en su carta Geológica (F14-4) con escala de 1:250000.

En este modelo el espesor de sedimentos recientes (Qal) es mayor en la parte central de la línea, mientras que hacia los flancos se reduce el espesor de esta unidad litológica, al oeste de la línea aflora la Ignimbrita y Riolita de Edad del Terciario y al Este aflora la unidad litológica Latita de la misma edad geológica.

Tabla 11 Densidades de Unidades Litológicas

Unidad Litológica	Densidad (g/cm ³)	Espesor Aproximado (km)
Aluvial (Qal)	1.08	0.2 – 0.7
Toba Riolítica – Riolita (ToR- R)	2.07	0.05 - 0.08
Ignimbrita (Tolg)	2.53	0.4 – 0.45
Latita (ToLa)	2.82	0.5 – 0.9
Caliza (KaceCz)	2.72	0.7 – 1.5
Intrusivo Granito (ToGr)	3.78	Indefinido

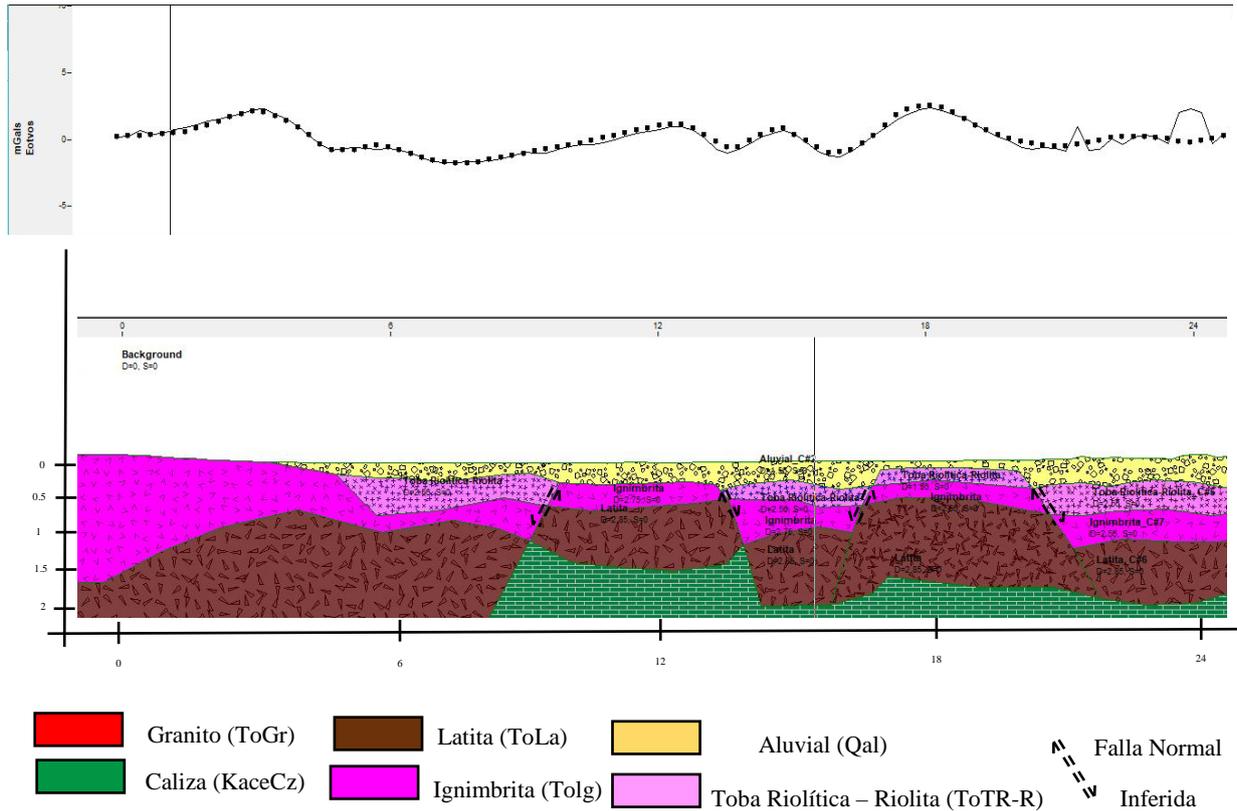


Fig. 68 Modelo Geológico-Geofísico 2D de la Línea Centro del Estudio de San Luis Potosí.

Gravimetría Línea Sur.

Por último, la línea del sur está conformado por 16 testigos permanentes, con separación entre cada estación de 0.5 km y una longitud de 8 km. con una dirección NE-SW (Fig. 73). De igual manera se le aplicaron las correcciones gravimétricas y se calculó el Gradiente Horizontal.

Topográficamente esta línea inicia en al sur del complejo volcánico (Sierra San Miguelito) que presenta una elevación promedio de 2402 a 2147 m.s.n.m. y termina en un afloramiento de Conglomerado policmítico en las cercanías de una parte elevada de 2001 a 1934.5 m.s.n.m.

También se llevó a cabo un análisis cuando se realizó la unión de los mapas de Gradiente Horizontal (Arzate, 2012) y la calculada en este estudio (S.L.P) (Fig. 74), al superponer ambos mapas se analizó que existe cierta correlación con en una anomalía gravimétrica y en la otra no existe ninguna correlación, en el mapa del presente estudio se identificaron dos anomalías gravimétricas del rango entre 0.49 a 1.56 mGal/m. Geológicamente los rangos altos de anomalías gravimétricas se asocian a rocas extrusivas de edad del Terciario como Latita (ToLa), Ignimbrita (Tolg), Riolita (TR) y Toba Riolítica (ToR) que también pertenecen al **DGT II**, estas unidades litológicas se encuentran cubiertas por sedimentos recientes Aluviales (Qal) (Fig.75).

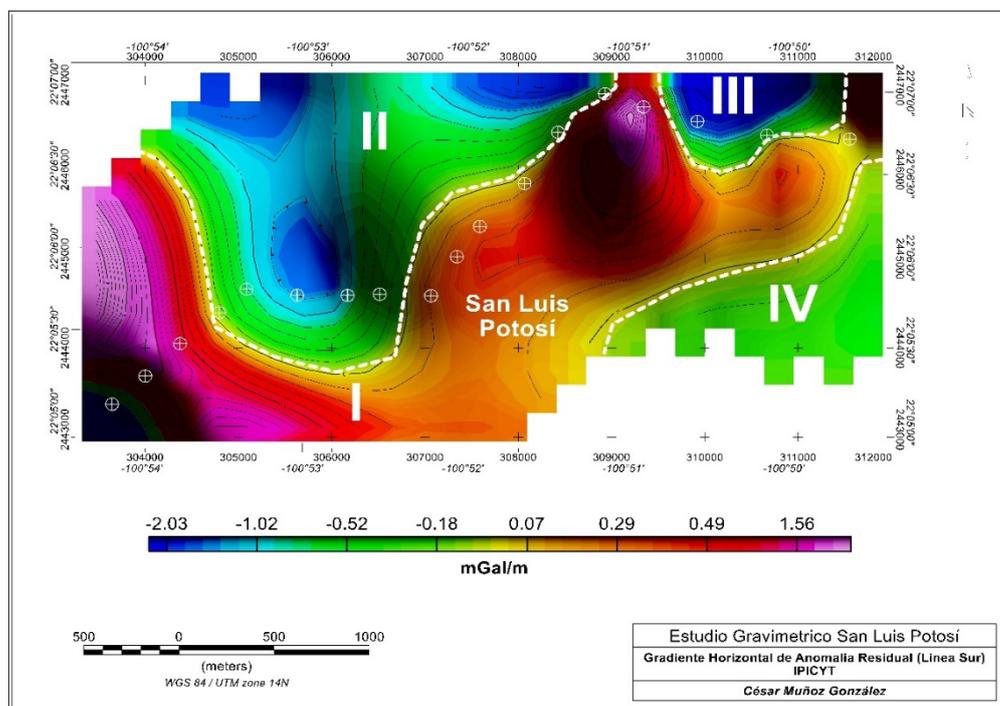


Fig. 69 Mapa de Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Bouguer (Línea Sur).

Al realizar el filtro de la derivada por inclinación, estructuralmente en esta línea se identificaron cambios de gradientes que se asocian también a fallas normales con una dirección NW-SE paralela a la mapeada por el Servicio Geológico Mexicano, estas fallas forman un sistema de pilares y fosas tectónicas en las cuales se han depositados vulcano-sedimentos, mientras que los pilares tectónicos lo forman las rocas ígneas extrusivas fracturadas en la que se encuentra el acuífero intermedio del Valle de San Luis Potosí (Fig. 76)

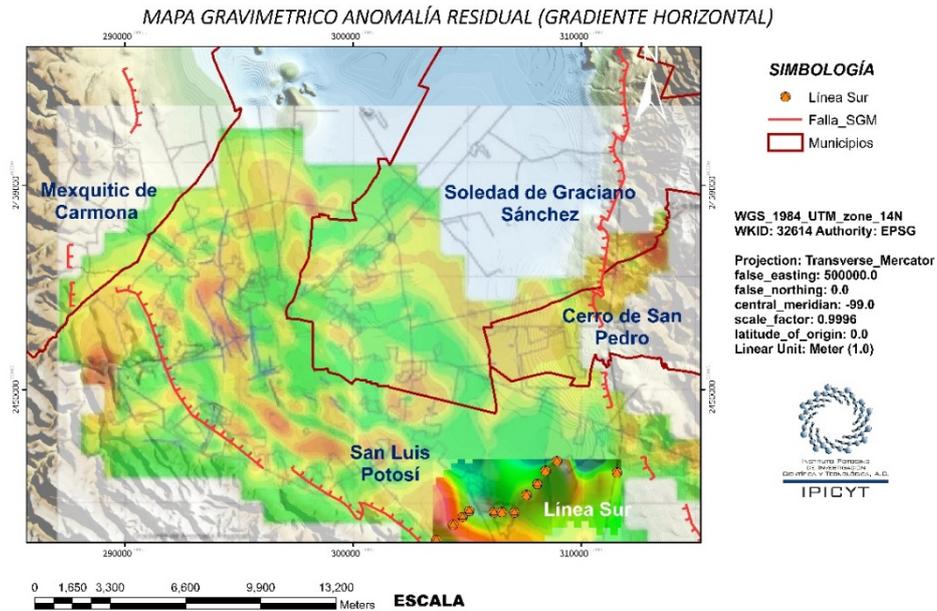
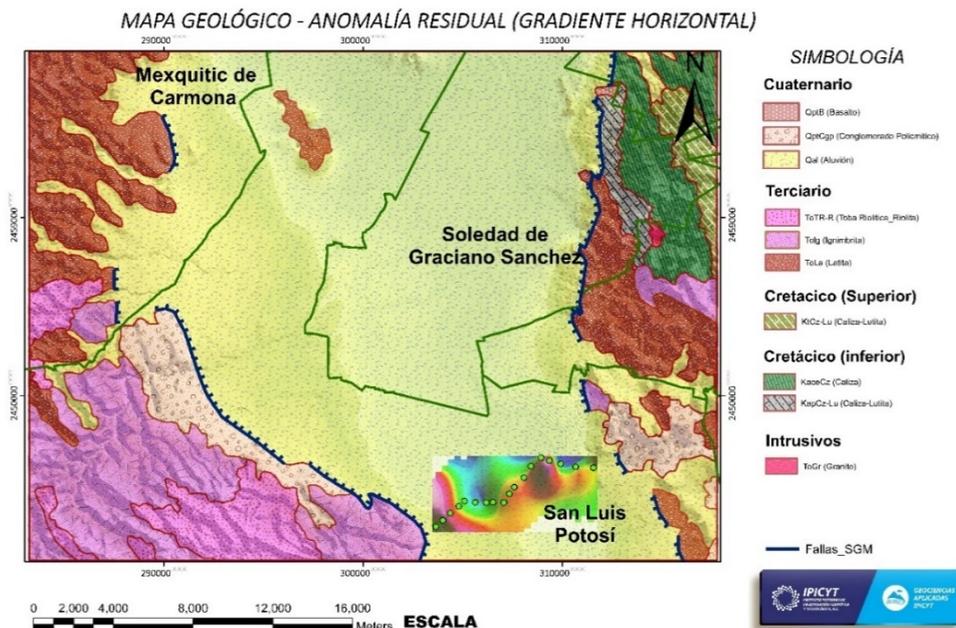


Fig. 70 Mapa Topográfico y Mapas de Gradiente Horizontal de la Anomalía Residual de Bouguer (Dr. Arzate 2012- Estudio de S.L.P. 2015).



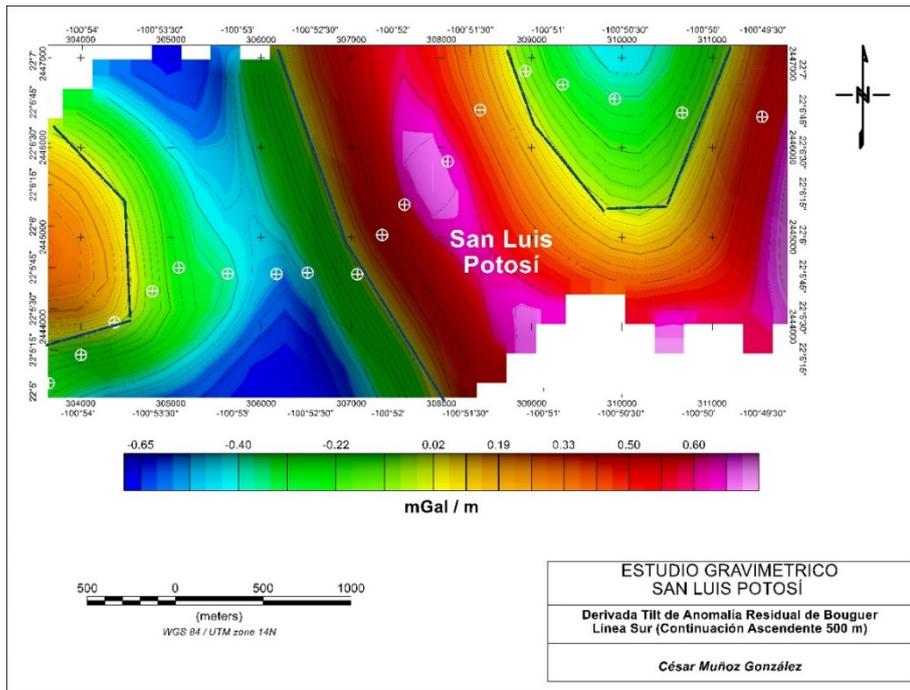


Fig. 71 Mapa de Derivada por inclinación con continuación ascendente a 500m. Línea Centro

Modelo Gravimétrico Línea Sur.

El modelado de la línea Sur tiene una longitud de 9 km. y está conformada por 17 estaciones con una separación de 0.5 km., el perfil se trazó en dirección NE-SW con el objetivo de identificar las fallas NW-SE dentro del valle de San Luis Potosí que se encuentran cubiertas por el relleno sedimentario.

En el siguiente modelo (Fig. 77) se interpretaron un sistema de fallas normales, basamento ígneo extrusivo irregular fracturado y diferentes cuerpos intrusivos de composición granítica emplazados en la roca caliza de edad del Cretácico Inferior que aflora en Sierra de Álvarez.

Para realizar el modelo geológico geofísico se investigaron densidades de las unidades litológicas que se integraron en el modelo y que se muestran en la Tabla 12. El espesor de sedimentos recientes (aluvial) varía de siendo mayor en los grabens que se interpretaron en el modelo.

Tabla 12 Densidades de Unidades Litológicas

Unidad Litológica	Densidad (g/cm ³)	Espesor Aproximado (km)
Aluvial (Qal)	1.08	0 – 0.450
Toba Riolítica – Riolita (ToR- R)	2.07	0.3 - 0.5
Ignimbrita (Tolg)	2.53	0.6 – 0.68
Latita (ToLa)	2.82	0.7- 0.8
Caliza (KaceCz)	2.72	0.8 – 1.2
Intrusivo Granito (ToGr)	3.78	Indefinido

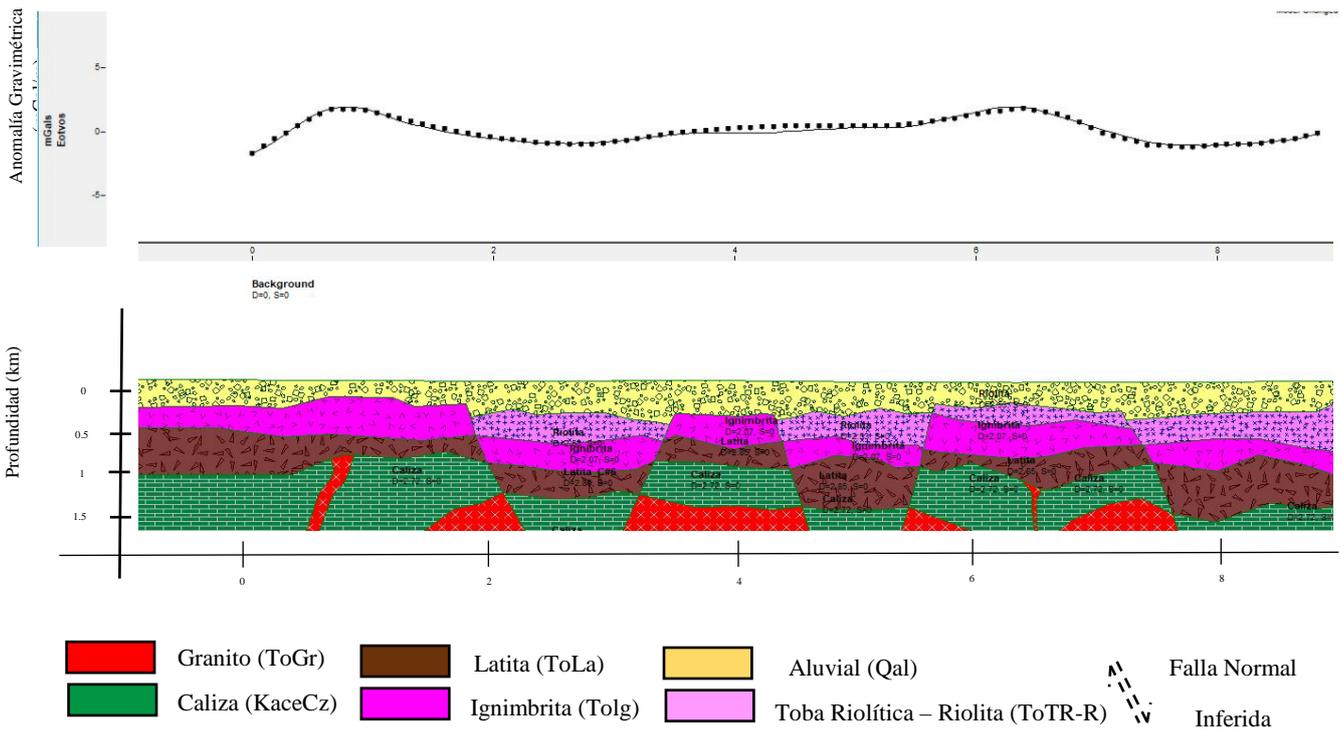


Fig. 72 Modelo Geológico-Geofísico 2D de la Línea Sur del Estudio de San Luis Potosí.

Capítulo VI

CONCLUSIONES

Los métodos potenciales aereomagnéticos y gravimétricos satelitales que se procesaron e interpretaron nos permitieron delimitar de mejor manera la falla normal regional de acuerdo con S.G.M. En el presente proyecto de tesis en el Valle de San Luis Potosí sobre los testigos permanentes ubicados en las tres líneas (*Fig. 4*) que tienen una dirección W-E a través de filtros nos permitieron identificar (anomalía residual, derivada por inclinación y gradiente horizontal) estructuras geológicas que se encuentran cubiertas por sedimentos vulcanosedimentarios.

Para delimitar las zonas de movimientos diferenciales del subsuelo se realizó la interpretación de datos gravimétricos sobre las tres líneas que cruzan el Valle de San Luis Potosí y en conjunción con el GPS Diferencial se realizó el siguiente análisis:

En la línea norte de la información que se adquirió tanto gravimétrica y GPS diferencial (16 testigos permanentes), el Banco de Nivel 007 tiene una diferencia en la coordenada (z) de 10cm., es decir, un hundimiento diferencial con el valor antes mencionado, debido a que se localiza en una fosa tectónica (Graben) rellena de sedimentos recientes y fue interpretada con base a la información gravimétrica (-3.13 a -1.19 mGal) como un déficit de masa (*Fig. 78*). En los testigos se realizaron dos campañas de mediciones gravimetría, en donde se denota un aumento del valor de gravedad relativa, la cual es causada a la saturación de agua, provocando un aumento de la densidad (*Fig. 60*) y en el modelo geológico-geofísico se interpretó como una zona en donde pueden existir mayor desplazamiento vertical diferencial, debido a la unidad litológica reciente (Qal) poco consolidada, permeable y porosa, al extraer el fluido se compacta produciendo un hundimiento diferencial del subsuelo.

Los Bancos de Nivel 013, 015, 016 y 025 coinciden con los límites y cambios de gradiente del mapa de la Anomalía Residual de Bouguer, lo cual fue interpretado en el modelo geológico-geofísico (*Fig. 67*) como fallas normales inferidas, que causan hundimientos diferenciales en las zonas de grabens (*Fig. 3*), de la misma manera se llegó a la conclusión que estas zonas de grabens existe un cambio de densidades en la unidad litológica reciente (Qal) cuando se encuentra saturado de agua, el cual se denotó al comparar las dos campañas gravimétricas (*Fig. 60*), originando fracturas en el la roca poco consolidada.

Otra causa que origina los desplazamientos diferenciales, no solo es causada por la unidad litológica reciente y estructuras geológicas locales, sino también por la forma del basamento irregular que se interpretó en el modelo geológico-geofísico (*Fig. 67*). En esta línea norte no solo se analizaron las causas que pueden causar hundimientos, sino también se lograron identificar las partes más estables (Horts) que determinaron en el estudio de López Doncel y Arzate, las cuales se interpretaron como las zonas con valores altos gravimétricos (< 3.17 mGal). Cuando se traspone la información gravimétrica del estudio del Dr. Arzate (*Fig. 66*) y colaboradores se puede ver la continuidad de una estructura geológica (horts) al norte.

En la línea del centro (13 testigos permanentes), en el mapa del Gradiente Horizontal de la Anomalía Residual de Bouguer (*Fig. 68*), se realizó un análisis de los testigos 027, 016, 006 y 005, los cuales se obtuvieron los valores de mayor movimiento vertical (hasta 12cm), estos testigos permanentes están localizados en estructuras geológicas (grabens) rellenas de la unidad litológica reciente (Qal), que con base a la información gravimétrica medida, presenta valores bajos (-3.25 a -1.54 mGal), es decir un déficit de masa (*Fig. 78*). Así también se consultó información del Atlas de Riesgo de San Luis Potosí publicado por el gobierno del estado, en donde las zonas de déficit de masa coinciden con los hundimientos del subsuelo que sean documentado por el gobierno.

En cuanto a las dos campañas de gravimetría sobre estos testigos también se puede observar en la gráfica de campañas gravimétricas (*Fig. 63*) un aumento de la densidad provocado por que la unidad litológica (Qal) contienen agua entre sus poros.

Los testigos 059 y 096 a diferencia de los otros bancos de nivel antes mencionados se ubican en los límites de los cambios de gradiente, es decir, en zonas donde estos cambios de gradientes se asocian a fallas normales inferidas paralelas a la falla regional mapeada por S.G.M en su carta geológica, estas zonas también coinciden con las zonas de grabens que provocan los hundimientos diferenciales sobre esta línea.

A lo largo de esta línea también se interpretaron un sistema de fallas normales que conforman los grabens y horts que están cubiertos por la unidad litológica reciente, la forma del basamento a lo largo de esta línea es irregular y la profundidad es mayor hacia el centro, por lo tanto, el espesor de aluvial es mayor en la zona centro del valle, donde se han documentado el mayor número de fallas, fracturas y hundimientos que han dañado la infraestructura urbana (*López Doncel*).

La última línea que se localiza al sur (14 testigos permanentes), en la que los bancos de nivel 101 y 109 se encuentran en los bajos gravimétricos (-2.03 a -1.02 mGal) del mapa del gradiente horizontal de la anomalía residual (*Fig. 73*) que fueron asociados a grabens rellenos de aluvial conformado por sedimentos vulcanosedimentarios, mientras que los valores altos (< 1.56 mGal) se han interpretado a horts conformado por rocas ígneas extrusivas latita (ToLa), ignimbrita (Tolg), riolita (TR) y toba riolítica (ToR), en algunas zonas se puede asociar a un cuerpo intrusivo de composición granítica emplazado en la caliza, que dan origen a yacimientos minerales (oro y plata) como el que se ubica en el municipio de Cerro de San Pedro.

En el testigo 101 existe una diferencia vertical (z) -3.4 cm. lo que se interpretó como un hundimiento mientras que en el 109 existió un levantamiento del subsuelo de 5.4 cm. esto se debe a que el testigo se encuentra cerca del límite de una falla normal inferida, sobre el bloque que emerge. Debido a que todas las estructuras se encuentran cubiertas por la unidad reciente aluvial (Qal), también se realizaron dos campañas gravimétricas (*Fig. 62*) con el objetivo de analizar el comportamiento cuando los poros se encuentran saturados de fluidos, dando como resultado un aumento de densidad o gravedad relativa.

Los bancos de nivel 110, 115 y 119 en el mapa del Gradiente Horizontal de la Anomalía Residual se encuentran en los límites o en los cambios de gradientes que con base a la interpretación realizada en el modelo geológico – geofísico (*Fig. 77*) se asociaron a un sistema de fallas normales inferidas que originan estructuras geológicas (grabens y horts), el banco de nivel 119 tiene hundimiento diferencial (-5.3 cm.) debido a que se localiza en la parte del bloque que desciende de la falla normal.

De acuerdo al análisis realizado sobre las tres líneas se concluye que en el Valle de San Luis Potosí, las zonas con déficit de masa (bajos gravimétricos) que se han interpretados en los tres modelos geológicos – geofísicos como grabens y que se encuentran relleno estas estructuras geológicas es donde mayor posibilidad existe de hundimientos diferenciales a corto plazo y también es donde la gravedad relativa de la primer campaña es mayor en comparación a la segunda campaña debido a que la unidad litológica (Qal) contiene agua entre sus poros aumentando su gravedad relativa o densidad. Pero esta no solo es la causa principal de los movimientos verticales u horizontales, sino también a la presencia de fallas normales inferidas del basamento hidrológico conformado por rocas ígneas extrusivas (Latita, Ignimbrita, Riolita o Toba Riolítica) fracturadas, las cuales se

encuentran cubiertas por aluvial, pero que fueron identificadas por la información gravimétrica y mediante filtros matemáticos (gradiente horizontal, primeras derivadas, continuaciones ascendentes etc.) que resaltaron los contrastes de la gravedad relativa observada a lo largo de las tres líneas.

Un factor más que influye en el movimiento diferencial del subsuelo se origina en que algunos testigos permanentes se localizan sobre antiguos paleocausas, como lo es la línea de centro que la mayoría de los bancos de nivel están sobre Rio Santiago en donde los depósitos son poco consolidados, diferente tipo y tamaño de grano que conforman el acuífero libre, que al ser sobreexplotado como lo indica el Dr. Arzate y Dr. López Doncel produce hundimientos diferenciales del subsuelo. Por último y no menos importante otra causa que da origen a hundimientos diferenciales en el Valle de San Luis Potosí es la forma irregular del basamento.

No solo se presenta hundimientos en el Valle de San Luis Potosí, si no que en algunas zonas existe levantamientos del subsuelo puesto que algunos testigos permanentes se localizan en los bloques que emergen de la falla estructural inferida o sobre un horts (*pilar tectónico*).

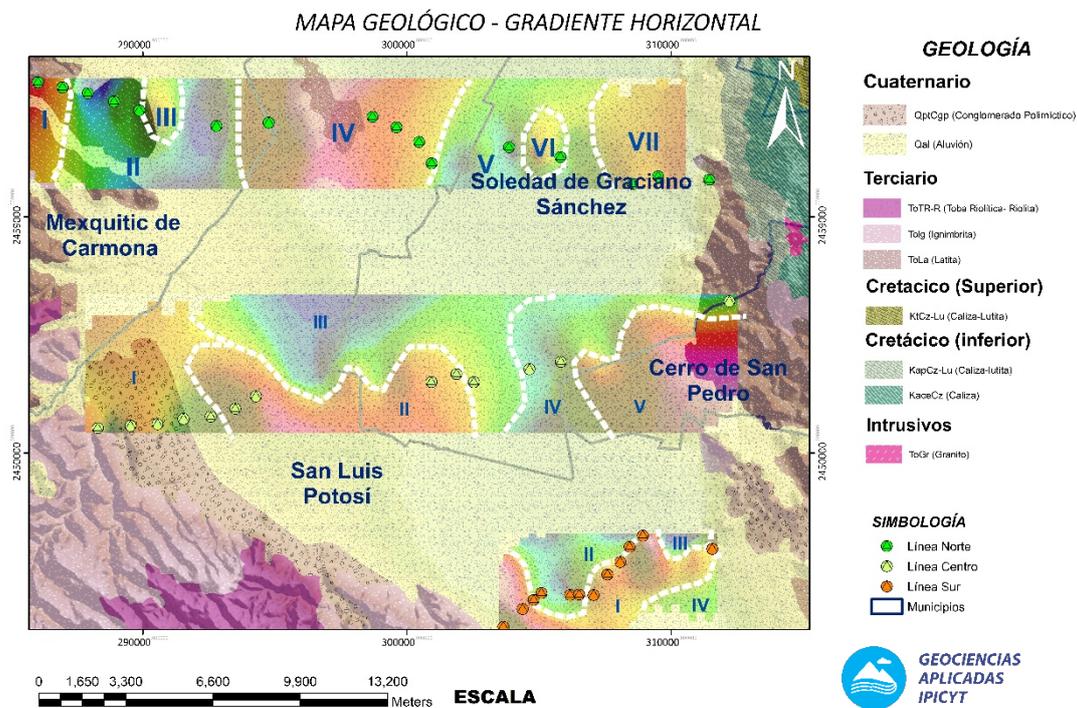


Fig. 73 Mapa gravimétrico (línea norte, centro y sur)

RECOMENDACIONES.

Con el objetivo de continuar analizando los movimientos diferenciales del subsuelo en el área de estudio mediante técnicas geofísicas y geodésicas, se requiere aplicar las diferentes recomendaciones para detallar mejor los modelos geológicos- geofísicos que se interpretaron en el presente proyecto de tesis, es por ello que se requiere considerar los siguientes puntos que a continuación se mencionan:

- I. Llevar a cabo una nueva campaña de medición de alta presión mediante G.P.S. diferencial aplicando diferentes metodologías (*RTK, ESTÁTICO, ESTÁTICO-RÁPIDO etc.*) para adquirir con mucho mayor precisión las coordenadas verticales y horizontales (x,y,z) sobre los bancos de nivel medidos en el presente estudio durante el periodo de lluvias y cuando no exista demasiada precipitación, con el objetivo de analizar si existen diferencias y calcular de los valores de Δx , Δy , Δz .
- II. Aplicar nuevas técnicas geodésicas o percepción remota como Interferometría utilizando imágenes de radar para realizar un análisis más detallado en las zonas identificadas mediante gravimetría como déficit de masa (bajos gravimétricos) y cambios de gradiente (fallas normales inferidas) para ajustar los modelos geológicos-geofísicos.
- III. Establecer nuevos bancos de nivel o testigos permanentes a lo largo de las líneas medidas en el presente proyecto y colocarlos en zonas estratégicas donde no sean removidos por la renovación de infraestructura urbana, así también es pertinente ubicar en las zonas donde exista mayor hundimiento diferencial para establecer un monitoreo y una tasa de hundimiento mensual, anual con la finalidad de realizar actualizar los Atlas de Riesgos de los diferentes municipios del estado de San Luis Potosí.
- IV. Efectuar otra campaña de mediciones gravimétricas con un mayor número de estaciones y líneas que crucen el Valle de San Luis Potosí en dirección Este-Oeste y Norte- Sur para obtener mejor información y

detallada de las estructuras geológicas locales (grabens y horts) o fallas geológicas que tienen una dirección paralela a la falla regional (NW-SE) y al norte de la zona de estudio analizar si localizan nuevas estructuras geológicas. También el hacer otras campañas cuando el aluvial esté saturado de agua.

- V. En las zonas de bajo gravimétricos y antiguos paleocausas emplear técnicas geofísicas (GPR, Tomografía Eléctrica) para determinar fallas estructurales y delimitar de mejor manera posibles fracturas o fallas en la unidad litológica reciente.
- VI. Realizar un nuevo mapa o actualización de hundimientos diferenciales en el Valle de San Luis Potosí para tener una mejor planeación para la construcción de infraestructura urbana.

BIBLIOGRAFÍA.

- Dr. Arzate et al. 2012. Estudio. Continuación del Estudio geológico-geofísico para la evaluación de los hundimientos y agrietamientos: área metropolitana San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez iniciado en el año 2005.
- IMPLAN, 2006. Estudio Geológico-Geofísico para la evaluación de los hundimientos y agrietamientos en el área metropolitana de San Luis Potosí Soledad de Graciano Sánchez. Instituto Municipal de Planeación, San Luis Potosí, S.L.P.
- Barboza Gudiño, J.R., Tristán González, M., Torres Hernández, J.R., 1998. Dictamen geológico sobre asentamientos del terreno en los fraccionamientos Aeropuerto, San Ángel y Valle de los Cedros: Para obras públicas del Gobierno del Estado de S.L.P., Reporte no publicado.
- CNA, 2000a; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Querétaro, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.

- Labarthe Hernández, G., Tristán González, M., y Aranda Gómez, J.J., 1982, Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 85.
- Aguirre Hernández, M.A., 1992, Geología del subsuelo de las cuencas Geohidrológicas del Valle de San Luis Potosí y Villa de Reyes, en el Edo. de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 116.
- Carrillo B. J. 1971. La Plataforma Valles – San Luis Potosí. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros
- Mata-Segura, J.L.; López-Doncel, R, Rodríguez-Rios, R.; Arzate-Flores, J & Pacheco-Martínez, J. (2004): Problemática de las fallas geológicas en la zona urbana y conurbada de San Luis Potosí-Soledad de Graciano, Sánchez. - IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro.
- Pacheco M., J.; 2006. Modelo de subsidencia del Valle de Querétaro y predicción de agrietamientos superficiales. Tesis de doctorado, Posgrado en Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.
- Poland J. F., 1984; Guidebook to studies of land subsidence due to groundwater withdrawal: Prepared for the International Hydrological Programme, Working Group 8.4, Joseph F. Poland, Chairman and Editor.
- Tristán González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 107.

- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: Geophysics.
- Baranov, V. and Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: Geophysics.
- Burger, R, A. F Sheehan and C.H Jones. 2006. Introduction to Applied Geophysics, exploration the shallow subsurface. W. Norton & Company. New York. London.
- Cantos, F. 1974. Tratado de Geofísica Aplicada. Litotrip, España
- Hammer, S. 1939. Terrain Corrections for Gravimeter Stations. Geophysics.
- Lopez- Loera H., Urrutia- Fucuguachi J. y Alva Valdivia L. M. 2010. Magnetic Characteristics of Fracture Zones and Constraints on the Subsurface Structure of West México. Society of America.
- Colin Reeves. Octubre 2005 Aeromagnetic Surveys Principles, Practice & Interpretation, Geosoft pp, 1 – 155.
- Dean, W. C., 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: Geophysics, pp. 23, 97–127.
- Telford, W., Geldart, L, P., Sheriff, R., Keys., 1976. “Applied Geophysics”. Cambridge University Press, Gran Bretaña. Segunda Edición. Pp, 6 – 100.
- Autograv., 2008. CG – 5. Operation manual. Scintrex Autograv System. pp, 160.
- Heiskanen W.A., Moritz H. 1967 Physical Geodesy. W.H. Freeman Company. pp, 130.

- Dobrin, M.B. 1960 Introducción a la Prospección Geofísica. Edit. McGraw Hill, New York, pp, 630.
- Servicio Geológico Mexicano (S.G.M.) San Luis Potosí. Carta geológico-minera F-14, escala 1:250,000.
- Ramiro Rodríguez-Castillo, Isaías Rodríguez-Velázquez. Consecuencias sociales de un desastre inducido, subsidencia. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Número Especial de Geología Urbana. Nota Técnica 2006, pp 265-269.
- Rubén López-Doncel, José Luis Mata-Segura, Judith Cruz-Márquez, Jorge Arzate-Flores³, Jesús Pacheco-Martínez. Riesgo geológico para el patrimonio histórico ejemplos del centro histórico de la ciudad de San Luis Potosí. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Número Especial de Geología Urbana. 2006.pp 259-263.
- Pacheco J. Arzate J. y Arroyo M., (en prensa); Subsidencia y Agrietamientos en el valle de Querétaro. Capítulo VII en “El valle de Querétaro y su geoentorno” a editar por el CONCYTEQ y el Centro de Geociencias de la UNAM.
- Alaniz-Álvarez S. A. Nieto-Samaniego A. F., Reyes Zaragoza M.A., Orozco-Esquivel M.T., Ojeda-García A.C. y Vassallo F. L. 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región de San Miguel allende -Querétaro, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas V. 18, n.2, 129-148.
- Benson A. K. y Floyd A. R., 2000; Application of gravity and magnetic methods to asses geological hazards and natural resource potential in the Mosida Hills, Utha County, Utha: Geophysics, vol. 65, no. 5, p. 1514-1526.
- Butler D. K., 1984; Microgravimetric and gravity gradients techniques for detection of subsurfaces cavities: Geophysics vol. 49, no. 7, p. 1084-1096.

- Carnec C. and Fabriol H., 1999; Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México, using SAR interferometry: Geophysical Research Letters, vol. 26, no. 9, p. 1211-1214.
- CENAPRED, 2001; Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México: Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana 2001.
- Le K. L. y Shen C. K., 1969; Horizontal movements related to subsidence. Journal of the soil mechanics and foundation Division, Proceedings of the American Society of the Civil Engineerings.v 95, no. 1, pp. 139-166
- Nettleton L. L., 1976; Gravity and magnetics in oil prospecting: McGraw-Hill. New York.
- Raquel Pachas L., El Levantamiento Topográfico: Uso del Gps y Estación Total. Laboratorio de Topografía. Departamento de Ingeniería. Núcleo Universitario Rafael Rangel. Universidad de Los Andes (ULA). Trujillo – Venezuela. 2009.
- Eduardo Huerta., Aldo Mangiaterra., Gustavo Noguera. GPS Posicionamiento Satelital. 1a. ed. - Rosario: UNR Editora - Universidad Nacional de Rosario, 2005.
- Javier Peñafie., Jorge Zayas. Fundamentos del Sistema GPS y Aplicaciones en la Topografía. Colegio Oficial de Ingenieros Tecnicos en Topografía Delegacion Territorial De Madrid-Castilla-La Mancha. Septiembre 2001.

- Demian Gómez. Agrim. Alberto Pradelli., Ing. María Alejandra Arecco. Procesamiento diferencial estatico mediante dobles diferencias de código Desarrollo de una aplicación para Sistemas de Información Geográfica. Facultad de Ingeniería de Buenos Aires, Argentina.
- Josep a. Gili., Jordi Corominas. Joan Rius. Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. Department of Geotechnical Engineering and Geosciences, Technical University of Catalonia, Institute of Geomatics, Barcelona, Spain. July 1999.

ANEXOS.

Coordenadas Primer y Segunda Campaña (Línea Norte)

PRIMERA CAMPAÑA DE MEDICIÓN						
Testigos		Coordenadas UTM.			Coordenadas Geográficas	
Línea	GPS	X	Y	Z	Longitud	Latitud
3	3-000	286024.618	2464134.368	2024.309	-101.076607930810	22.269564347569
3	3-005	286961.851	2463934.552	2005.797	-101.067490214827	22.267876355255
3	3-010	287912.181	2463711.819	1970.889	-101.058242607985	22.265982539644
3	3-015	288906.438	2463396.583	1961.312	-101.048556963391	22.263258392137
3	3-020	289863.921	2463059.541	1947.703	-101.039225489138	22.260332283292
3	3-035	292787.655	2462462.304	1883.311	-101.010805644621	22.255328976423
3	3-045	294761.207	2462590.497	1872.660	-100.991663027750	22.256686832578
3	3-063	297740.239	2463036.145	1856.647	-100.962823326079	22.261062273267
3	3-068	298692.592	2462811.481	1855.437	-100.953548555332	22.259153378355
3	3-073	299603.037	2462410.059	1851.815	-100.944675763723	22.255626667192
3	3-078	300455.487	2461854.886	1851.905	-100.936191032102	22.251092514005
3	3-083	300934.052	2461037.09	1853.509	-100.931595009984	22.243383964516
3	3-095	302927.191	2461231.170	1839.087	-100.912287080748	22.245364980989
3	3-100	303858.812	2461653.62	1849.221	-100.903302518569	22.249285467693
3	3-105	304812.997	2461569.09	1835.422	-100.894036975042	22.248630406914
3	3-110	305804.777	2461280.69	1847.740	-100.884382183368	22.246138093368
3	3-125	308547.416	2460251.13	1845.696	-100.857657047129	22.237147945037
3	3-130	309503.763	2460539.82	1845.785	-100.848415554167	22.239860450086
3	3-140	311442.935	2460414.57	1882.854	-100.829592151347	22.238942308722



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

SEGUNDA CAMPAÑA DE MEDICIÓN						
Testigos		Coordenadas UTM.			Coordenadas Geográficas	
Línea	GPS	X	Y	Z	Longitud	Latitud
3	3b-000	286024.606	2464134.339	2024.284	-101.076608043345	22.2695640842589
3	3b-001	286961.836	2463934.558	2005.771	-101.067490361122	22.2678764075724
3	3b-002	287912.194	2463711.810	1970.894	-101.058242480698	22.2659824599862
3	3b-003	288906.442	2463396.581	1961.294	-101.048556924329	22.2632583745691
3	3b-004	289863.931	2463059.529	1947.714	-101.039225390572	22.2603321761677
3	3b-007	292787.691	2462462.317	1883.411	-101.010788755671	22.2552937144854
3	3b-009	294761.194	2462590.474	1872.678	-100.991663150907	22.2566866233695
3	3b-012	297740.085	2463034.337	1865.184	-100.962824592204	22.2610459308693
3	3b-013	298692.611	2462811.447	1855.470	-100.953557022926	22.2591448510508
3	3b-014	299603.045	2462410.050	1851.819	-100.944675685001	22.2556265868589
3	nail 3-015	300455.477	2461854.903	1851.950	-100.936188552224	22.2510934827368
3	nail 3-016	300934.027	2461037.13	1853.455	-100.931595258156	22.2433843769748
3	3b-018	302926.590	2461231.26	1850.227	-100.912292921439	22.2453657521165
3	3b_1-019	303858.790	2461653.636	1849.227	-100.903302734035	22.2492856186915
3	3b-020	304813.136	2461569.086	1834.525	-100.894035625820	22.2486303503941
3	3b-021	305804.771	2461280.73	1847.729	-100.884382246397	22.2461384538688
3	3b-024	308547.419	2460251.12	1845.714	-100.857657017437	22.2371479002219
3	3b-025	309503.696	2460539.8	1845.825	-100.848416201295	22.2398602350157
3	3b-027	311442.948	2460414.56	1882.827	-100.829592023614	22.2389421837259



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

DIFERENCIA								
Testigos								
Línea	GPS	X	Y	Z	Diferencia en cm.			Observaciones en Campo
3	300	-0.012	-0.029	0.025	-1.2	-2.9	2.5	
3	301	-0.015	0.006	0.026	-1.5	0.6	2.6	
3	302	0.013	-0.009	-0.005	1.3	-0.9	-0.5	
3	303	0.004	-0.002	0.018	0.4	-0.2	1.8	
3	304	0.010	-0.012	-0.011	1.0	-1.2	-1.1	
3	307	0.036	0.013	-0.100	3.6	1.3	-10.0	
3	309	-0.013	-0.023	-0.018	-1.3	-2.3	-1.8	
3	312	-0.154	-1.808	-8.537	-15.4	-180.8	-853.7	GPS inestable
3	313	0.019	-0.034	-0.033	1.9	-3.4	-3.3	
3	314	0.008	-0.009	-0.004	0.8	-0.9	-0.4	
3	315	-0.010	0.017	-0.045	-1.0	1.7	-4.5	
3	316	-0.025	0.046	0.054	-2.5	4.6	5.4	
3	318	-0.601	0.093	-11.140	-60.1	9.3	-1114.0	Árbol obstaculiza
3	319	-0.022	0.017	-0.006	-2.2	1.7	-0.6	
3	320	0.139	-0.008	0.897	13.9	-0.8	89.7	Árbol obstaculiza
3	321	-0.006	0.040	0.011	-0.6	4.0	1.1	
3	324	0.003	-0.005	-0.018	0.3	-0.5	-1.8	
3	325	-0.067	-0.023	-0.040	-6.7	-2.3	-4.0	
3	327	0.013	-0.014	0.027	1.3	-1.4	2.7	



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

Coordenadas Primer y Segunda Campaña (Línea Centro).

PRIMERA CAMPAÑA DE MEDICIÓN						
Testigos		Coordenadas UTM.			Coordenadas Geográficas	
Línea	GPS	X	Y	Z	Longitud	Latitud
1	1-000	312199.427	2455778.692	1946.656	-100.821713876613	22.1971639412957
1	1-005	311164.788	2455082.603	1909.908	-100.831664692087	22.1907658870929
1	1-009	310507.689	2454700.292	1887.627	-100.837990994680	22.1872419471726
1	1-013	309592.544	2454351.731	1874.408	-100.846822825535	22.1839941833411
1	1-023	307553.622	2453876.798	1858.071	-100.866534341925	22.1794804043390
1	1-032	305820.419	2453476.563	1853.845	-100.883289571919	22.1756730936292
1	1-039	304633.173	2453192.608	1854.666	-100.894765141162	22.1729756917346
1	1-049	302527.947	2452697.651	1859.628	-100.915113451179	22.1682679629357
1	1-053	301871.174	2453008.011	1860.717	-100.921518287462	22.1709953433820
1	1-059	300920.103	2452705.164	1862.912	-100.930700744421	22.1681518854813
1	1-090	294279.965	2452158.035	1880.174	-100.994998521821	22.1624366152045
1	1-096	293499.268	2451687.66	1883.331	-101.002505776966	22.1580968900053
1	1-101	292572.335	2451383.863	1886.992	-101.011451321680	22.1552433347458
1	1-105	291541.516	2451296.991	1893.040	-101.021431345530	22.1543354137970
1	1-110	290555.092	2451098.463	1897.491	-101.030966427381	22.1524241436780
1	1-118	289529.936	2451030.792	1913.825	-101.040893638715	22.1516890975133
1	1-126	288290.075	2450949.711	1920.871	-101.052899861359	22.1508061949649



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

SEGUNDA CAMPAÑA DE MEDICIÓN						
Testigos		Coordenadas UTM.			Coordenadas Geográficas	
Línea	GPS	X	Y	Z	Longitud	Latitud
1	1b-000	312199.413	2455778.71	1946.699	-100.821714014578	22.1971641113421
1	1b-001	311162.949	2455086.11	1896.239	-100.831682933890	22.1907973627721
1	1b-002	310505.265	2454700.940	1895.327	-100.838014573284	22.1872475331637
1	1b-003	309592.473	2454351.746	1874.489	-100.846823515684	22.1839943109804
1	1b-004	307556.501	2453884.282	1858.510	-100.866507322521	22.1795483013260
1	1b-005	305820.429	2453476.572	1853.826	-100.883289476055	22.1756731760151
1	1b-006	304633.155	2453192.611	1854.641	-100.894765316025	22.1729757167936
1	1b-007	302527.950	2452697.648	1859.627	-100.915113421730	22.1682679361896
1	1b-008	301871.184	2453007.997	1860.775	-100.921518188802	22.1709952181153
1	1b-009	300920.110	2452705.135	1862.824	-100.930700672988	22.1681516244376
1	1b-010	294279.995	2452158.056	1880.169	-100.994998233702	22.1624368083704
1	1b-011	293499.185	2451687.657	1883.211	-101.002506580829	22.1580968349785
1	1b-012	292572.341	2451383.868	1886.954	-101.011451264167	22.1552433806073
1	1b-013	291541.469	2451297.055	1893.131	-101.021431809331	22.1543359859887
1	1b-014	290555.106	2451098.454	1897.468	-101.030966290523	22.1524240641099
1	1b-015	289529.921	2451030.777	1913.827	-101.040893782144	22.1516889602640
1	1b-016	288290.070	2450949.708	1920.897	-101.052899909426	22.1508061672691



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

DIFERENCIA								
Testigos		Coordenadas UTM.			Diferencia en cm.			Observaciones en Campo
Línea	Banco de Nivel	X	Y	Z	X	Y	Z	
1	Bn 27	0.014	-0.019	-0.043	1.4	-1.9	-4.3	
1	Bn 26	1.839	-3.508	13.669	183.9	-350.8	1366.9	Se movió el GPS
1	Bn 25	2.424	-0.648	-7.700	242.4	-64.8	-770.0	Cercanía a una barda
1	Bn 24	0.071	-0.015	-0.081	7.1	-1.5	-8.1	GPS Inestable
1	Bn 22	-2.879	-7.484	-0.439	-287.9	-748.4	-43.9	Medido en punto del reporte
1	Inegi	-0.010	-0.009	0.019	-1.0	-0.9	1.9	
1	Bn 19	0.018	-0.003	0.025	1.8	-0.3	2.5	
1	Inegi	-0.003	0.003	0.001	-0.3	0.3	0.1	
1	Bn 16	-0.010	0.014	-0.058	-1.0	1.4	-5.8	
1	Bn 15	-0.007	0.029	0.088	-0.7	2.9	8.8	
1	Bn 8	-0.030	-0.021	0.005	-3.0	-2.1	0.5	
1	Bn 7	0.083	0.005	0.120	8.3	0.5	12.0	
1	Bn 6	-0.006	-0.005	0.038	-0.6	-0.5	3.8	
1	Bn 5	0.047	-0.064	-0.091	4.7	-6.4	-9.1	
1	Bn 4	-0.014	0.009	0.023	-1.4	0.9	2.3	
1	Bn 3	0.015	0.015	-0.002	1.5	1.5	-0.2	
1	Bn 1	0.005	0.003	-0.026	0.5	0.3	-2.6	



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

Coordenadas Primer y Segunda Campaña (Línea Sur).

PRIMERA CAMPAÑA DE MEDICIÓN						
Testigos		Coordenadas UTM.			Coordenadas Geográficas	
línea	GPS	X	Y	Z	Longitud	Latitud
2	2-000	303645.091	2443370.446	1882.251	-100.903152171872	22.0841756456586
2	2-002	304002.133	2443684.818	1875.374	-100.89973101382	22.0870545017427
2	2-004	304375.264	2444047.779	1872.261	-100.896159694610	22.0903738380423
2	2-006	304794.332	2444397.596	1869.631	-100.892141540652	22.0935795775135
2	2-007	305087.053	2444659.068	1867.942	-100.889336790568	22.0959733640746
2	2-008	305630.423	2444590.904	1869.201	-100.88406378531	22.0954186694289
2	2-009	306170.248	2444588.499	1867.214	-100.878833017688	22.0954571828860
2	2-010	306515.395	2444602.660	1865.217	-100.875490495594	22.0956234722495
2	2-011	307065.294	2444585.341	1863.568	-100.870160311182	22.0955281612054
2	2-012	307341.813	2445024.118	1861.040	-100.86753318628	22.0995208036254
2	2-013	307588.513	2445362.084	1859.066	-100.865182891155	22.1025998256911
2	2-014	308068.450	2445844.339	1856.248	-100.860589517165	22.1070074621940
2	2-015	308426.053	2446418.366	1854.647	-100.857192183138	22.1122301803162
2	2-016	308928.977	2446851.041	1853.845	-100.852369641192	22.1161924611243
2	2-017	309343.501	2446703.401	1854.547	-100.84833518753	22.1149048398290
2	2-018	310666.381	2446387.437	1862.313	-100.835478528357	22.1121963716276
2	2-019	311553.304	2446343.223	1884.566	-100.826878534230	22.1118935093227

 Bancos Nivel con desplazamiento diferencial

 Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

SEGUNDA CAMPAÑA DE MEDICIÓN						
Testigos		Coordenadas UTM.			Coordenadas Geográficas	
Línea	GPS	X	Y	Z	Longitud	Latitud
2	2c-000	303645.069	2443370.432	1882.218	-100.90315238332	22.0841755167643
2	2c-001	304002.133	2443684.782	1875.294	-100.89973100947	22.0870541766813
2	2c-003	304375.277	2444047.805	1872.237	-100.89615957179	22.0903740742707
2	2c-004	304794.347	2444397.613	1869.652	-100.89214139736	22.0935797326982
2	2c-005	305087.045	2444659.080	1867.923	-100.88933686952	22.0959734715326
2	2c-006	305630.471	2444590.910	1869.087	-100.88406332095	22.0954187289692
2	2c-007	306170.220	2444588.479	1867.238	-100.87883328660	22.0954569991747
2	2c-008	306515.372	2444602.694	1865.271	-100.87549072251	22.0956237766978
2	2c-009	307065.328	2444585.336	1863.602	-100.87015998115	22.0955281198280
2	2c-010	307341.782	2445024.368	1861.051	-100.86753351637	22.0995230576005
2	2c-011	307588.516	2445362.048	1859.060	-100.86518285781	22.1025995009559
2	2c-012	308068.442	2445844.349	1856.223	-100.86058959587	22.1070075516075
2	2c-013	308426.078	2446418.346	1854.627	-100.85719193851	22.1122300024780
2	2c-014	308928.969	2446851.003	1853.876	-100.85236971423	22.1161921171163
2	2c-015	309343.475	2446703.433	1854.278	-100.84833544326	22.1149051259277
2	2c-016	310666.335	2446387.428	1862.248	-100.83547897307	22.1121962853489
2	2c-017	311553.275	2446343.214	1884.513	-100.82687881421	22.1118934249102



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

DIFERENCIA								
Testigos		Coordenadas UTM.			Diferencia en cm.			Observaciones en Campo
línea	Banco de Nivel	X	Y	Z	X (cm)	Y (cm)	Z (cm)	
2	101	-0.022	-0.014	0.033	-2.2	-1.4	3.3	
2	102	0.000	-0.036	0.080	0.0	-3.6	8.0	Línea de alta tensión
2	103	0.013	0.026	0.024	1.3	2.6	2.4	
2	104	0.015	0.017	-0.021	1.5	1.7	-2.1	
2	105	-0.008	0.012	0.019	-0.8	1.2	1.9	
2	INEGI	0.048	0.006	0.114	4.8	0.6	11.4	GPS inestable
2	108	-0.028	-0.020	-0.024	-2.8	-2.0	-2.4	
2	109	-0.023	0.034	-0.054	-2.3	3.4	-5.4	
2	110	0.034	-0.005	-0.034	3.4	-0.5	-3.4	
2	111	-0.031	0.250	-0.011	-3.1	25.0	-1.1	
2	112	0.003	-0.036	0.006	0.3	-3.6	0.6	
2	113	-0.008	0.010	0.025	-0.8	1.0	2.5	
2	114	0.025	-0.020	0.020	2.5	-2.0	2.0	
2	115	-0.008	-0.038	-0.031	-0.8	-3.8	-3.1	
2	116	-0.026	0.032	0.269	-2.6	3.2	26.9	Poste de luz y GPS inestable
2	118	-0.046	-0.009	0.065	-4.6	-0.9	6.5	
2	119	-0.029	-0.009	0.053	-2.9	-0.9	5.3	



Bancos Nivel con desplazamiento diferencial



Bancos Nivel con efectos multitrayectoria, obstáculos y G.P.S. inestable

Bancos de Nivel Línea Norte (Hundimientos Diferenciales).



Fig. 74 Banco de Nivel 3-007



Fig. 75 Banco de Nivel 3-013



Fig. 76 Banco de Nivel 3-015



Fig. 77 Banco de Nivel 3-016

Bancos de Nivel con efectos Multi-trayectoria y Removidos (Línea Norte).



*Fig. 79 Banco de Nivel 3-008
(G.P.S. cerca de pilar de Casa)*



*Fig. 80 Banco de Nivel 3-027
(G.P.S. inestable)*



*Fig. 78 Banco de Nivel 3-020
(Obstáculo árbol)*

Bancos de Nivel Línea Centro (Hundimientos Diferenciales).



Fig. 82 Banco de Nivel 2-027



Fig. 83 Banco de Nivel 2-016



Fig. 81 Banco de Nivel 2-015



Fig. 86 Banco de Nivel 2-007



Fig. 85 Banco de Nivel 2-006



Fig. 84 Banco de Nivel 2-005

Bancos de Nivel con efectos Multi-trayectoria y Removidos (Línea Centro).

Fig. 87 Bancos de Nivel Removidos:

- (a) 2-014
- (b) 2-012



*Fig. 88 Banco de Nivel 2-025
(G.P.S. cerca de barda)*

Bancos de Nivel Línea Sur (Hundimientos Diferenciales).



Fig. 91 Banco de Nivel 3-101



Fig. 89 Banco de Nivel 3-109



Fig. 90 Banco de Nivel 3-110





Fig. 92 Banco de Nivel 3-115



Fig. 93 Banco de Nivel 3-119

Bancos de Nivel con efectos Multi-Trayectoria y Removidos (Línea Sur).



*Fig. 96 Banco de Nivel 3-102
(Línea de alta tensión)*



*Fig. 94 Banco de Nivel 3-108
(G.P.S. inestable)*



*Fig. 95 Banco de Nivel 3-116
(Poste de luz)*

Tablas de cálculos de anomalías gravimétricas y nivel de aguas subterráneas Línea Norte.

Bancos de Nivel	Anomalía Completa Bouguer 1er	1er Residual	1er GH LN	Anomalía Completa Bouguer 2da	2da Residual	2da GH LN	Δg Anomalía Completa de Bouguer (1er-2da)	Δg Gradiente Horizontal (1er-2da)	Nivel de aguas Subterráneas Δw	Litología
	mGal	mGal	mGal/m	mGal	mGal	mGal/m	mGal	mGal/m	m	
BN 3-000	-189.14	3.22	0.467	-188.76	3.31	0.380	-0.38	0.0871	0.30	Latita
BN 3-001	-188.94	0.47	-1.460	-189.01	0.38	-1.555	0.07	0.0949	-0.06	Latita
BN 3-002	-189.22	-1.46	-4.819	-189.26	-1.56	-4.836	0.04	0.0179	-0.03	Latita
BN 3-003	-191.75	-4.82	-2.205	-191.72	-4.84	-2.191	-0.03	-0.0140	0.02	Latita
BN 3-004	-189.01	-2.21	-0.918	-188.96	-2.20	-0.797	-0.05	-0.1210	0.04	Latita
BN 3-007	-188.12	-0.92	0.101	-188.01	-0.80	0.129	-0.11	-0.0279	0.09	Aluvión
BN 3-009	-187.89	0.1	2.150	-187.95	0.13	2.099	0.06	0.0510	-0.05	Aluvión
BN 3-012	-186.90	2.15	3.678	-187.14	2.10	3.804	0.24	-0.1261	-0.19	Aluvión
BN 3-013	-186.62	3.68	3.126	-186.72	3.81	3.157	0.10	-0.0309	-0.08	Aluvión
BN 3-014	-188.41	3.13	1.717	-188.66	3.16	1.741	0.25	-0.0240	-0.20	Aluvión
BN 3-015	-190.93	1.72	0.958	-191.23	1.74	0.537	0.30	0.4210	-0.24	Aluvión
BN 3-016	-192.51	0.96	-2.731	-193.30	0.54	-2.555	0.79	-0.1764	-0.63	Aluvión
BN 3-018	-196.59	-2.73	-0.797	-196.82	-2.55	-0.813	0.23	0.0162	-0.18	Aluvión
BN 3-019	-194.53	-0.8	-3.759	-194.95	-0.82	-3.860	0.42	0.1010	-0.33	Aluvión
BN 3-020	-196.66	-3.76	-0.416	-197.14	-3.86	-0.289	0.48	-0.1271	-0.38	Aluvión
BN 3-021	-191.68	-0.42	-0.590	-191.87	-0.29	-0.438	0.19	-0.1519	-0.15	Aluvión
BN 3-024	-189.26	-0.59	0.241	-189.30	-0.44	0.221	0.04	0.0192	-0.03	Aluvión
BN 3-025	-184.71	0.24	2.050	-184.80	0.22	1.958	0.09	0.0920	-0.07	Aluvión
BN 3-027	-177.93	2.05	-0.002	-177.93	1.96	-0.002	0.00	-0.0001	0.00	Latita

Tablas de cálculos de anomalías gravimétricas y nivel de aguas subterráneas Línea Centro.

Bancos de Nivel	Anomalía Completa Bouguer 1er	1er Residual	1er GH LN	Anomalía Completa Bouguer 2da	2da Residual	2da GH LN	Δg Anomalía Completa de Bouguer (1er-2da)	Δg Gradiente Horizontal (1er-2da)	Nivel de aguas Subterráneas Δw	Litología
	mGal	mGal	mGal/m	mGal	mGal	mGal/m	mGal	mGal/m	m	
BN 2-127	-179.11	-1.51	-0.8045	-179.06	-1.58	-0.7834	-0.05	-0.0211	0.04	Latita
BN 2-126	-183.73	-0.81	1.5068	-183.63	-0.79	1.6668	-0.11	-0.1600	0.09	Latita
BN 2-125	-185.92	1.51	3.2205	-185.70	1.67	3.1413	-0.22	0.0792	0.17	Aluvión
BN 2-124	-187.93	3.22	1.6298	-187.97	3.14	1.6729	0.04	-0.0431	-0.03	Aluvión
BN 2-122	-192.53	1.63	-0.2126	-192.46	1.68	-0.2717	-0.07	0.0590	0.06	Aluvión
BN INEGI	-196.75	-0.21	-2.3908	-196.79	-0.27	-2.3897	0.04	-0.0011	-0.03	Aluvión
BN 2-119	-200.72	-2.39	-2.6366	-200.69	-2.39	-2.6786	-0.02	0.0420	0.02	Aluvión
BN 2-117	-202.23	-2.64	-1.6664	-202.24	-2.68	-1.6963	0.02	0.0300	-0.01	Aluvión
BN 2-116	-202.06	-1.67	-1.4273	-202.06	-1.70	-1.2553	0.00	-0.1720	0.00	Aluvión
BN 2-115	-202.22	-1.43	1.7514	-202.02	-1.26	1.6823	-0.20	0.0692	0.16	Aluvión
BN 2-108	-199.11	1.75	3.0063	-199.14	1.68	2.8993	0.04	0.1069	-0.03	Aluvión
BN 2-107	-197.64	3.01	0.9130	-197.71	2.90	0.8421	0.08	0.0709	-0.06	Aluvión
BN 2-106	-199.30	0.92	-0.3349	-199.35	0.85	-0.2348	0.05	-0.1001	-0.04	Aluvión
BN 2-105	-199.97	-0.33	-0.6017	-199.86	-0.23	-0.5888	-0.11	-0.0129	0.09	Conglomerado Policmítico
BN 2-104	-199.57	-0.60	-0.0334	-199.56	-0.59	0.1236	0.00	-0.1570	0.00	Conglomerado Policmítico
BN INEGI	-198.30	-0.03	-0.4140	-198.18	0.12	-0.5461	-0.11	0.1322	0.09	Conglomerado Policmítico
BN INEGI	-198.01	-0.41	0.0004	-198.22	-0.55	0.0005	0.22	-0.0001	-0.17	Ignimbrita

Tablas de cálculos de anomalías gravimétricas y nivel de aguas subterráneas Línea Sur.

Bancos de Nivel	Anomalía Completa Bouguer 1er	1er Residual	1er GH LN	Anomalía Completa Bouguer 2da	2da Residual	2da GH LN	Δg Anomalía Completa de Bouguer (1er-2da)	Δg Gradiente Horizontal (1er-2da)	Nivel de aguas Subterráneas Δw	Litología
	mGal	mGal	mGal/m	mGal	mGal	mGal/m		mGal/m	m	
Clavo 1-101	-194.24	-0.27	-0.630	-193.69	-0.744	-0.091	-0.55	-0.540	0.44	Aluvión
BN 1-002	-194.54	-0.63	1.638	-193.69	-0.092	2.346	-0.85	-0.708	0.67	Aluvión
BN 1-003	-192.67	1.64	0.114	-192.19	2.346	1.115	-0.48	-1.002	0.38	Aluvión
BN 1-004	-194.96	0.12	-0.096	-194.54	1.12	-1.403	-0.41	1.307	0.33	Aluvión
BN INEGI	-197.470	-0.10	-1.158	-199.601	-1.401	-0.667	2.13	-0.491	-1.69	Aluvión
BN 1-008	-199.890	-1.16	-1.027	-200.116	-0.67	0.329	0.23	-1.356	-0.18	Aluvión
BN 1-009	-201.140	-1.03	0.010	-200.244	0.328	0.811	-0.90	-0.801	0.71	Aluvión
BN 1-010	-201.413	0.01	0.659	-200.685	0.812	0.396	-0.73	0.263	0.58	Aluvión
BN 1-011	-201.917	0.66	0.787	-201.743	0.398	0.593	-0.17	0.193	0.14	Aluvión
BN 1-012	-202.699	0.79	0.825	-201.830	0.594	0.377	-0.87	0.449	0.69	Aluvión
BN 1-013	-203.238	0.83	0.449	-201.889	0.378	0.736	-1.35	-0.287	1.07	Aluvión
BN 1-014	-203.773	0.45	-0.375	-200.852	0.737	-0.140	-2.92	-0.234	2.32	Aluvión
BN 1-015	-204.247	-0.37	-1.029	-200.449	-0.139	-1.438	-3.80	0.408	3.02	Aluvión
BN 1-016	-203.957	-1.03	-0.961	-199.789	-1.438	-1.560	-4.17	0.599	3.31	Aluvión
CLAVO 1-018	-202.258	-0.96	1.063	-197.195	-1.563	1.653	-5.06	-0.590	4.03	Aluvión
CLAVO 1-019	-197.830	1.06	-0.002	-190.422	1.65	-0.003	-7.41	0.001	5.89	Aluvión

Anomalías gravimétricas línea norte

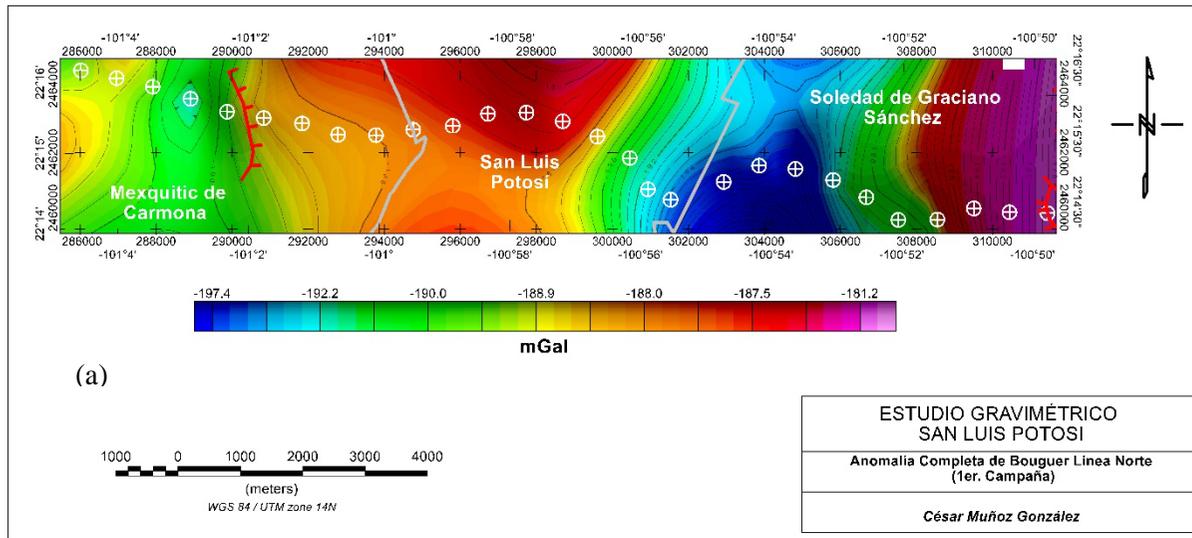
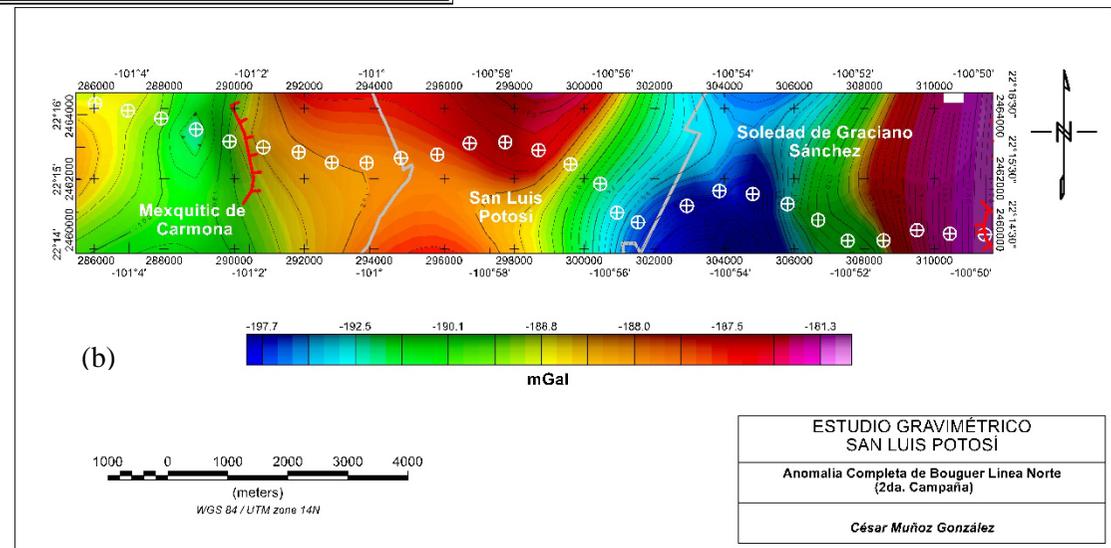


Fig. 97 Mapa de Anomalia Completa de Bouguer (a) Primer campaña y (b) Segunda Campaña



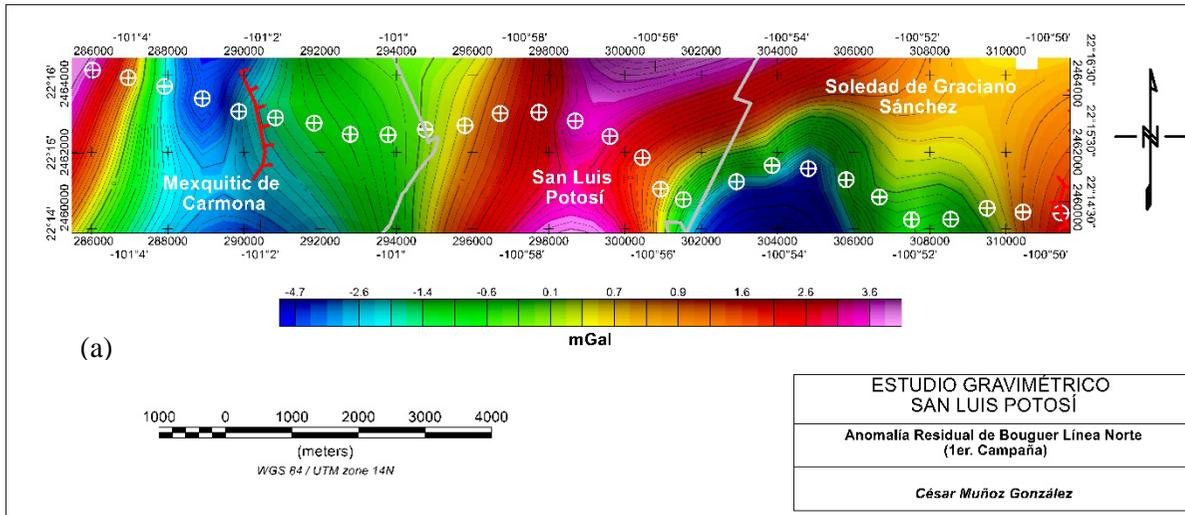
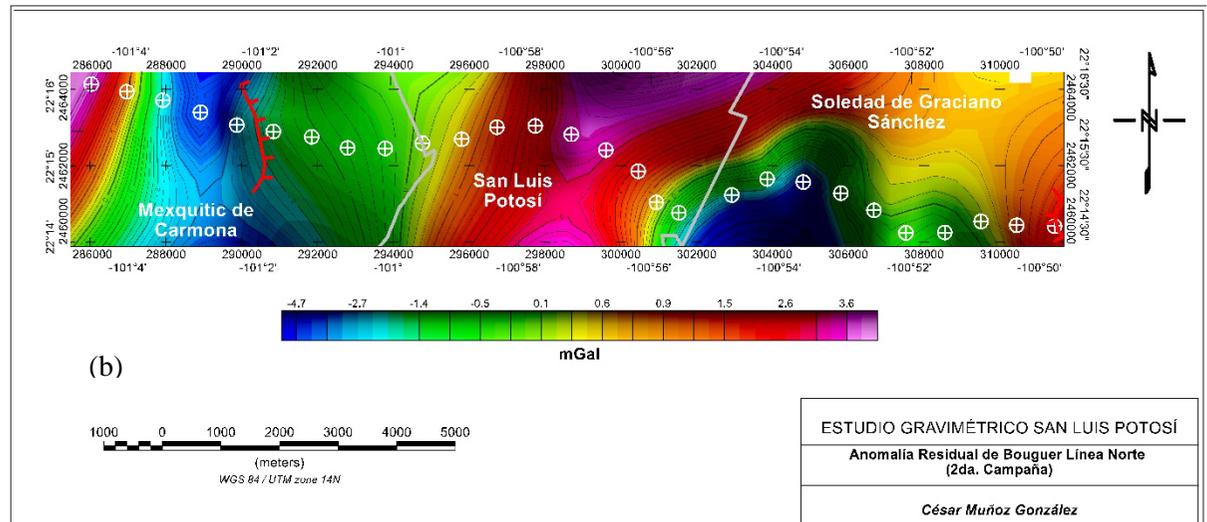


Fig. 98 Mapa de Anomalía Residual de Bouguer (a) Primer campaña y (b) Segunda campaña



Anomalías gravimétricas línea centro

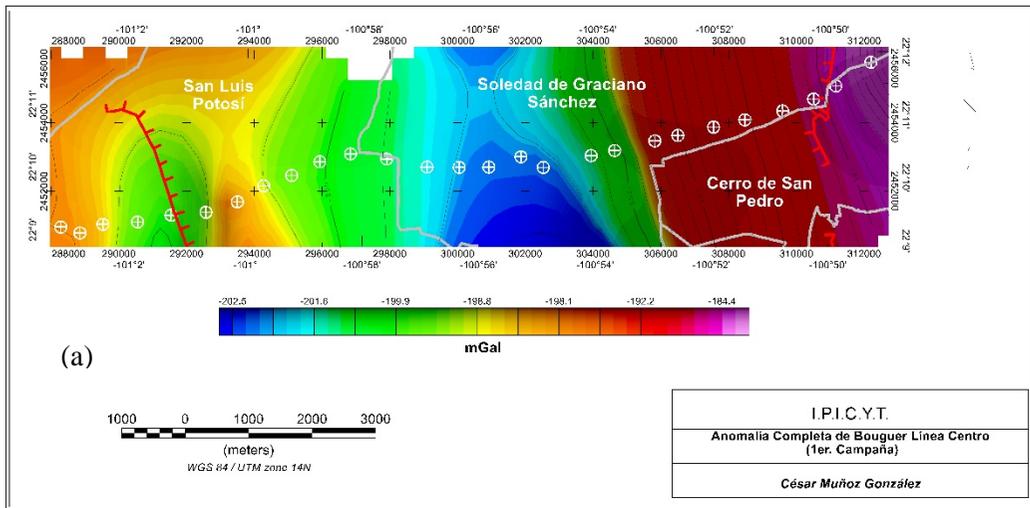
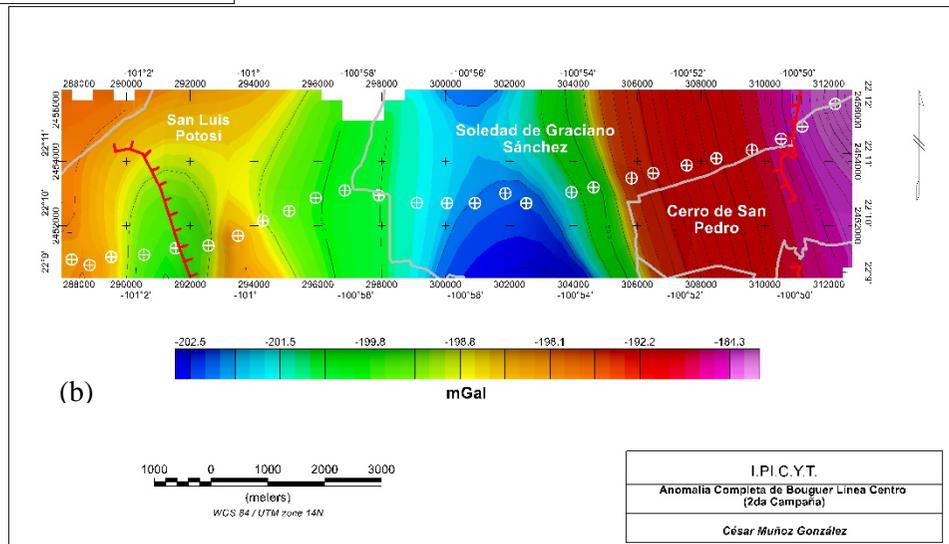


Fig. 99 Mapa de Anomalia Completa de Bouguer (a) Primer campaña y (b) Segunda Campaña



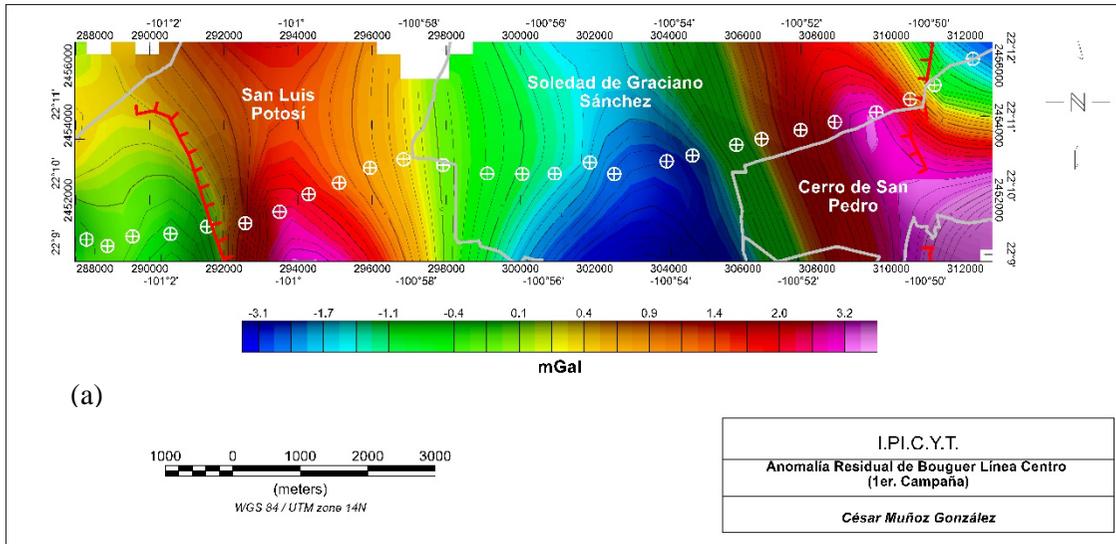
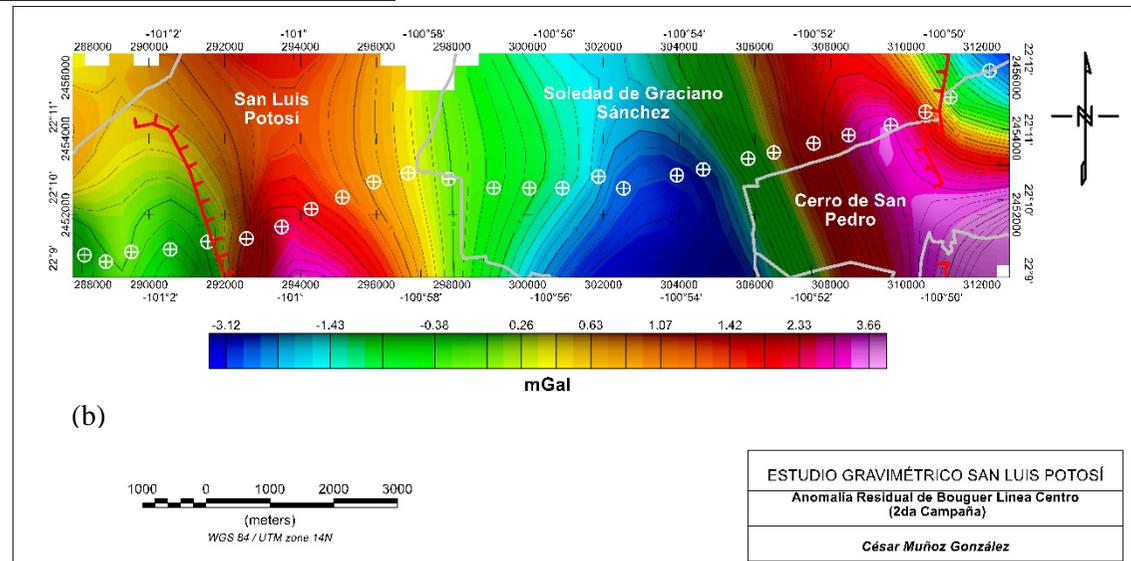


Fig. 100 Mapa de Anomalia Residual de Bouguer
(a) Primer campaña y (b) Segunda campaña



Anomalías gravimétricas de línea sur

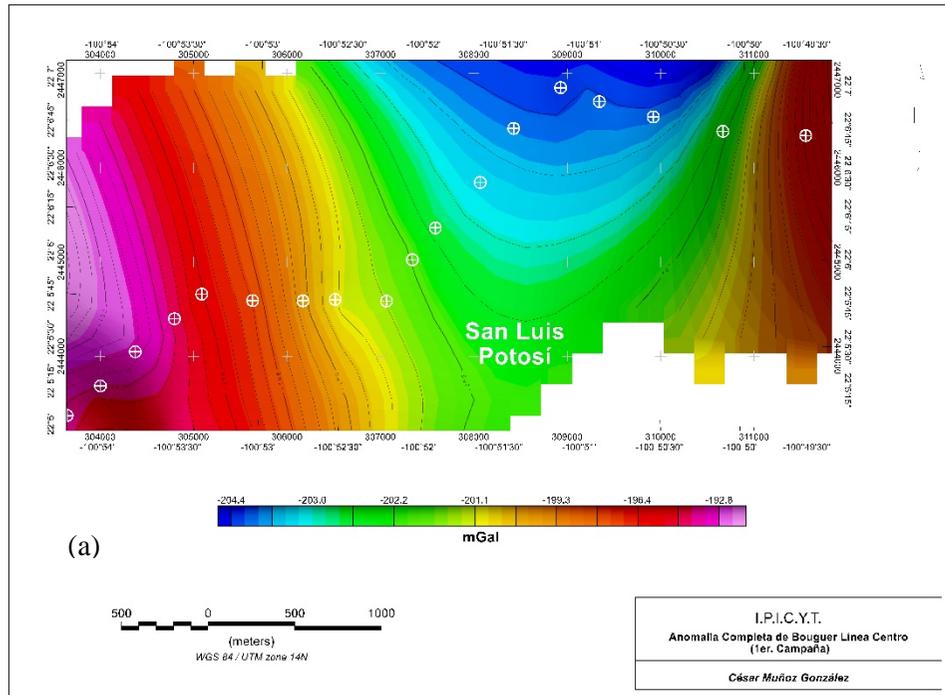
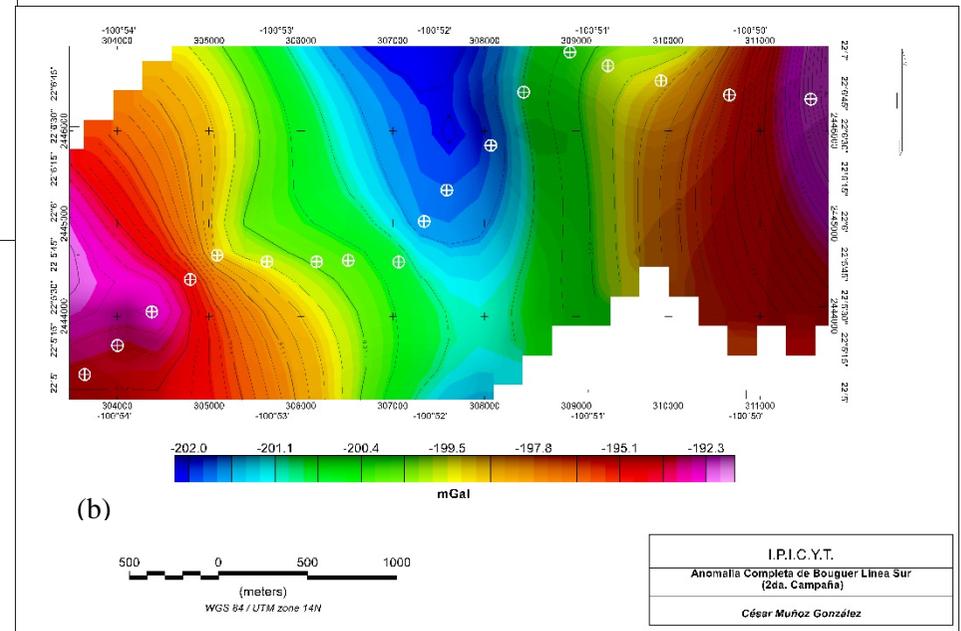


Fig. 101 Mapa de Anomalia Completa de Bouguer
(a) Primer campaña y (b) Segunda Campaña



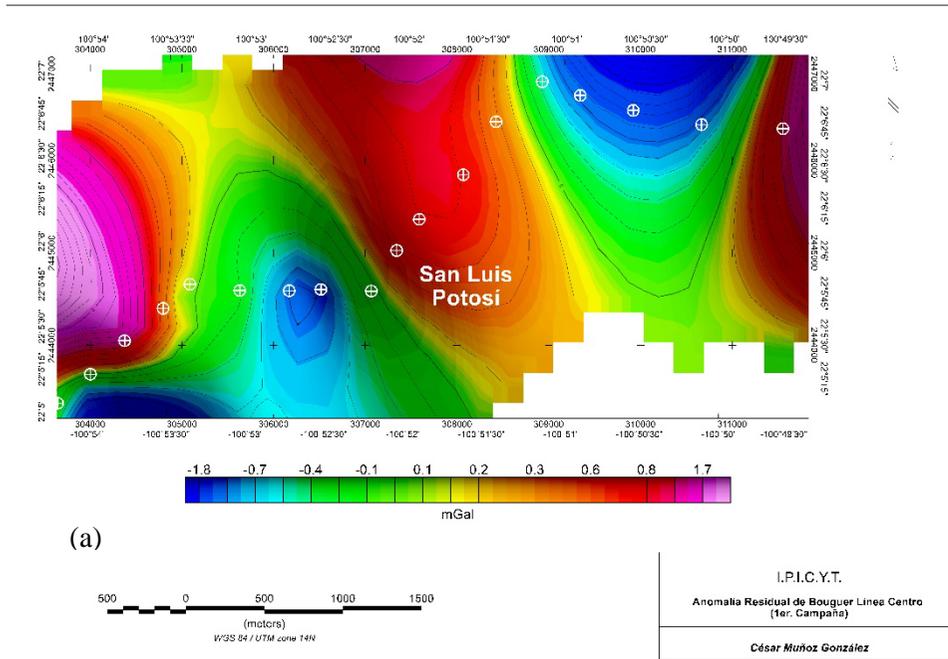


Fig. 102 Mapa de Anomalía Residual de Bouguer
(a) Primer campaña y (b) Segunda campaña

