



# **UNIVERSIDAD DE SONORA**

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

“CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA Y MODELO  
ESTRUCTURAL DEL ACUÍFERO SANTA  
ROSALÍA, SONORA, MÉXICO”

## **TESIS**

Para obtener el Grado de:  
**Maestro en Ciencias-Geología**

**PRESENTA:**

MARTÍN ALEJANDRO MONTAÑO DEL CID



Hermosillo, Sonora, Agosto de 2017

# Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología  
División de Ciencias Exactas y Naturales

F01

Hermosillo, Sonora, a 30 de junio de 2017

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

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

## **"CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA Y MODELO ESTRUCTURAL DEL ACUÍFERO SANTA ROSALÍA, SONORA, MÉXICO"**

Esto es con el fin de que el alumno: **MONTAÑO DEL CID MARTIN ALEJANDRO**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

**ATENTAMENTE**

**Dra. Silvia Martínez Retama**

Directora de Tesis



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



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 05 de julio de 2017

**Dra. Silvia Martínez Retama**  
Directora de Tesis

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

**“CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA Y MODELO ESTRUCTURAL DEL  
ACUÍFERO SANTA ROSALÍA, SONORA, MÉXICO”**

Esto, con el fin de que el alumno **MARTÍN ALEJANDRO MONTAÑO DEL CID** pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

<b>Dr. Francisco Abraham Paz Moreno</b>	<b>Presidente</b>
<b>Dr. Ricardo Vega Granillo</b>	<b>Secretario</b>
<b>Dr. Luis Alva Valdivia</b>	<b>Vocal (Sinodal Externo)</b>
<b>Dra. Silvia Martínez Retama</b>	<b>Vocal</b>

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

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



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

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



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

**NOMBRE DE LA TESIS:**

**"CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA Y MODELO ESTRUCTURAL DEL ACUÍFERO  
SANTA ROSALÍA, SONORA, MÉXICO"**

**NOMBRE DEL SUSTENTANTE:**

**MARTÍN ALEJANDRO MONTAÑO DEL CID**

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

**Dr. Francisco Abraham Paz Moreno**

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

**Dr. Ricardo Vega Granillo**

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

**Dr. Luis Alva Valdivia**

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

**Dra. Silvia Martínez Retama**

**Atentamente**

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



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



"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

F07

Hermosillo, Sonora, a 30 de junio de 2017

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

Por medio de la presente, nos permitimos informarle que después de revisar y aprobar el trabajo de tesis del alumno **MONTAÑO DEL CID MARTIN ALEJANDRO**, hemos acordado que la presentación del examen de grado del alumno se lleve a cabo el día viernes 11 de agosto del presente a las 15:00 horas.


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

**ATENTAMENTE**  
*Comité de Tesis*

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Francisco A. Paz Moreno**

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Ricardo Vega Granillo**

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Luis M. Alva Valdivia**

  
\_\_\_\_\_  
**Dra. Silvia Martínez Retama**  
Director de Tesis

C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos  
hará mi grandeza"

# UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 05 de julio de 2017

**Dra. Silvia Martínez Retama**  
Directora de Tesis

Por este conducto y en atención a la solicitud recibida el día 04 de julio del presente, le comunico que ha sido aprobada la fecha para la presentación de Examen de Grado del alumno **MARTÍN ALEJANDRO MONTAÑO DEL CID** propuesta por el Comité de Tesis.

Dicho examen se llevará a cabo el día **viernes 11 de agosto del presente a las 15:00 horas** en el *Auditorio del Departamento de Física*.

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

---

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



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

C.c.p. Archivo

*A mis padres*

*Martin Montaña y Marcela Del Cid*



## **AGRADECIMIENTOS**

Expreso mi más sincero agradecimiento a todas las personas que contribuyeron directa e indirectamente en la realización de este trabajo de investigación, por su aporte científico y humano.

Quiero agradecer en primer lugar al Consejo de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la ayuda económica brindada con numero de becario 710796/586089 a partir del 2015-2, gracias a esto fue posible la realización del trabajo presentado en esta memoria de tesis.

Agradezco a la Universidad de Sonora, por la formación recibida; al Departamento de Geología y la Coordinación de Maestría por la educación brindada y por el apoyo económico presentado para la realización de este proyecto, así como la facilitación del equipo gravimétrico para el trabajo de campo.

Un agradecimiento muy especial a mi directora de tesis; Dra. Silvia Martínez Retama, por guiarme en la realización de esta tesis, por una acertada orientación, los conocimientos transmitidos, por la confianza y el tiempo invertido para la realización de la misma.

A mis Sinodales:

Dr. Ricardo Vega Granillo

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

Dr. Luis Alva Valdivia

Por sus sugerencias y sus consejos para mejorar esta tesis, así como el tiempo invertido en la revisión de la misma.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por recibirnos de una manera muy atenta, agradezco al Dr. Luis Alva Valdivia por su apoyo en laboratorio con la medición de susceptibilidades magnéticas.

A mi familia, mis padres Martin Montaña y Marcela Del Cid, por su apoyo incondicional, su confianza, sacrificios y el esfuerzo que dedicaron para alentarme a ser una mejor persona y salir adelante, ya que sin ellos esto nunca hubiera sido posible. A mis hermanos, Luis y Edgar por todos los momentos que pasamos y el apoyo brindado. A mi novia Michelle por su ayuda, cariño

y paciencia para la realización de este trabajo. La familia no se mide por el número de miembros, sino por la unión que hay en ellos.

Por su ayuda en trabajo de campo y laboratorio agradezco a mis amigos: Geol. Bernardo García Lagarda, Geol. Carlos Ibañez del Rivero, Geol. Javier García Huerta, Geol. Nadia Elvira Silva Peña, el ya M.C. Ángel Salvador Vargas Cabañas, muchas gracias por su apoyo.

Además, quiero agradecer a mis amiga(o)s por su amistad y apoyo que siempre me brindaron, por compartir los mejores recuerdos y por siempre estar en todo momento a pesar de las distancias.

No queda más que agradecer a aquellas personas que forman parte de mi vida, mi familia, mis abuelos, tíos, amigos, maestros y toda esa gente que he encontrado en el camino que me ha enseñado el valor de ser como soy.

Finalmente, agradezco a todas aquellas personas que con su apoyo y esfuerzo contribuyeron directa e indirectamente en la realización de esta tesis.

## RESUMEN

El Estado de Sonora se ubica en una franja que incluye a los grandes desiertos del mundo, la cual se caracteriza por cambios climáticos extremos, el objetivo principal de éste trabajo consiste en la determinación de la morfología y profundidad del basamento, así como en la elaboración de un modelo estructural para el área de estudio, a partir de la integración de información geológica y de datos aeromagnéticos y gravimétricos, así como determinar un balance hidrogeológico del Acuífero Santa Rosalía.

La evolución tectónica y magmática de Sonora fue controlada durante parte el Cretácico Tardío y gran parte del Cenozoico por la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de América del Norte. Durante el Oligoceno hubo una migración del magmatismo hacia el este la cual culmina con la formación de la Sierra Madre Occidental, simultáneamente a la regresión del arco magmático se generó una extensión regional conocida como Basin and Range que se caracteriza por una morfología con formación de Horsts y Grabens en la parte superior de la corteza y por la exhumación de niveles más profundos a lo largo del núcleo metamórfico como el de Mazatán. De manera general, la geología del sitio se caracteriza por rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas cuyas edades varían del Precámbrico al Reciente. Cronológicamente, la geología del área de estudio consiste de rocas ígneas y metamórficas de edad Precámbrico, se define como rocas metamórficas cuyos protolitos son rocas intrusivas graníticas y rocas sedimentarias consideradas como un complejo metamórfico de la Sierra de Mazatán. El Paleozoico se encuentra representado por una intercalación de caliza y arenisca correspondientes a depósitos de plataforma somera. Dicha secuencia se encuentra intrusionada por rocas del Cretácico Superior. El Triásico-Jurásico está constituido por el Grupo Barranca, el cual consiste de una alternancia de areniscas de cuarzo, limolita y conglomerados polimícticos. El Cretácico está constituido por rocas volcánicas andesíticas, tobas andesíticas, y por derrames que conforman a la Formación Tarahumara. El Cuaternario está compuesto por depósitos aluviales desarrollados durante el Pleistoceno, los cuales están sobreyacidos por sedimentos del Reciente.

En el presente trabajo se realizó un estudio hidrológico para determinar la disponibilidad del agua en el cual, se utilizaron datos proporcionados por la CONAGUA, de estaciones

climatológicas dentro del acuífero así como datos piezométricos. El Estado de Sonora se ubica en una franja que incluye a los grandes desiertos del mundo, la cual se caracteriza por cambios climáticos extremos con valores muy altos de temperatura y evaporación y bajos en precipitación, escurrimiento e infiltración. Para el Acuífero Santa Rosalía, que se localiza en la parte central de Sonora, el promedio anual de precipitación es de 728.37 Mm<sup>3</sup> del cual se evaporan 697.61 Mm<sup>3</sup> y se infiltra para recargar el acuífero 21.89 Mm<sup>3</sup>. A partir de la piezometría se obtuvo la dirección del flujo así como un balance entre recarga y descarga, en donde se determinó un gasto de entrada de 1.81 m<sup>3</sup>/s y un gasto de salida de 1.39 m<sup>3</sup>/s, lo que implica que no es un acuífero sobre explotado.

Para realizar el estudio gravimétrico, se utilizaron datos medidos del INEGI que corresponden a valores de Anomalía de Gravedad de Bouguer completa sobre el terreno, y se realizó un levantamiento gravimétrico de campo con un total de 255 estaciones. Los datos se procesaron y se determinó la anomalía residual a partir de un ajuste polinomial de tercer grado para ambos casos. La anomalía residual con valores de -8 a +8 y -24 a +14 mGal respectivamente, muestra dos bajos gravimétricos con orientación NW-SE asociados a cuencas sedimentarias con espesores entre los 800 y 1,800 metros, así como altos gravimétricos correlacionados con la Sierra de Mazatán (Core Complex) y con cuerpos graníticos. El estudio aeromagnético se realizó con datos del Servicio Geológico Mexicano. Se procesaron datos de campo magnético total de las cartas Santa Rosalía y Mazatán y se determinó la anomalía de campo total reducida al polo con valores de -168 a +184 nT, y la anomalía Pseudogravimétrica. En ambos métodos geofísicos se aplicaron diferentes filtros como derivadas y continuaciones de campo. A partir de ambos datos geofísicos, se realizaron modelos bidimensionales, para lo cual se recolectaron muestras de rocas para la medición de sus propiedades físicas (densidad y susceptibilidad) así como un estudio petrográfico para un control de los minerales en las rocas. En general se observa buena correlación entre las anomalías gravimétricas y magnéticas, en donde sobresale la Sierra de Mazatán caracterizada por un fuerte alto gravimétrico y magnético.

## **ABSTRAC**

The State of Sonora is located in a strip that includes the great deserts of the world, which is characterized by extreme climatic changes, the main objective of this work is the determination of the morphology and depth of the basement, as well as in the elaboration of a structural model for the study area, based on the integration of geological information and aeromagnetic and gravimetric data, as well as to determine a hydrogeological balance of the Santa Rosalía Aquifer.

The tectonic and magmatic evolution of Sonora was controlled during part of the late Cretaceous and much of the Cenozoic by the subduction of the Farallón plate under the North American plate. During the Oligocene there was a migration of the magmatism towards the east which culminates with the formation of the Sierra Madre Occidental, simultaneously to the regression of the magmatic arc was generated a regional extension known as Basin and Range that is characterized by a morphology with formation of Horsts And Grabens at the top of the bark and by the exhumation of deeper levels along the metamorphic nucleus such as Mazatan. In general, the geology of the site is characterized by sedimentary, igneous and metamorphic rocks whose ages vary from the Precambrian to the recent. Chronologically, the geology of the study area consists of igneous and metamorphic rocks of Precambrian age, defined as metamorphic rocks whose protoliths are granitic intrusive rocks and sedimentary rocks considered as a metamorphic complex of the Sierra Mazatán. The Paleozoic is represented by an intercalation of limestone and sandstone corresponding to shallow platform deposits. This sequence is intruded by rocks of the upper Cretaceous. The Triassic-Jurassic are constituted by the Barranca Group, which consists of an alternation of quartz sandstones, limolite and polymictic conglomerates. The Cretaceous is constituted by volcanic andesitic rocks, andesitic tuffs, and by spills that make up the Tarahumara Formation. The Quaternary is composed of alluvial deposits developed during the Pleistocene, which are overlain by sediments of recent.

In the present work, a hydrological study was carried out to determine the availability of water in which data provided by CONAGUA were used for climatological stations within the aquifer as well as piezometric data. The State of Sonora is located in a strip that includes the great deserts of the world, which is characterized by extreme climatic changes with very high values of

temperature and evaporation and low in precipitation, runoff and infiltration. For the Santa Rosalía Aquifer, which is located in the central part of Sonora, the annual average precipitation is 728.37 Mm<sup>3</sup>, from which 697.61 Mm<sup>3</sup> is evaporated and infiltrated to recharge the aquifer 21.89 Mm<sup>3</sup>. From the piezometry the flow direction was obtained as well as a balance between recharge and discharge, where an input cost of 1.81 m<sup>3</sup>/s and an output cost of 1.39 m<sup>3</sup>/s was determined, implying that it is not a overexploited aquifer.

In order to perform the gravimetric study, we measured data from the INEGI corresponding to values of Bouguer Gravity Anomaly complete on the ground, and a field gravimetric survey was carried out with a total of 255 stations. The data were processed and the residual anomaly was determined from a third degree polynomial fit for both cases. The residual anomaly with values of -8 to +8 and -24 to +14 mGal respectively, shows two low gravimetric NW-SE orientation associated with sedimentary basins with thicknesses between 800 and 1,800 meters, as well as high gravimetric correlated with the Sierra Of Mazatán (Core Complex) and with granite bodies. The aeromagnetic study was carried out with data from the Mexican Geological Service. Total magnetic field data of the Santa Rosalía and Mazatán charts were processed and the total field anomaly reduced to the pole with values of -168 to +184 nT, and the Pseudogravimetric anomaly was determined. In both geophysical methods different filters were applied as derivatives and field continuations. From both geophysical data, two-dimensional models were made, for which rock samples were collected for the measurement of their physical properties (density and susceptibility) as well as a petrographic study for a control of the minerals in the rocks. In general, there is a good correlation between gravimetric and magnetic anomalies, where the Sierra de Mazatán stands out characterized by a strong high gravimetric and magnetic.

## ÍNDICE

<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Geografía	3
1.4. Metodología	5
1.4.1. Trabajo de Campo	6
1.4.2. Medición de propiedades Geofísicas	6
1.4.3. Procesamiento e Interpretación de datos Geofísicos	6
<b>CAPÍTULO II: GEOLOGÍA</b>	<b>7</b>
2.1. Geología Superficial	7
2.1.1. Precámbrico	10
2.1.2. Paleozoico	10
2.1.3. Triásico	11
2.1.4. Cretácico	11
2.1.4.1. Formación Tarahumara	11
2.1.5. Cretácico Superior-Oligoceno	12
2.1.5.1. Batolito Laramídico de Sonora	12
2.1.6. Terciario	12
2.1.6.1. Plutonismo Extensional del Mioceno	12
2.1.6.2. Formación Báucarit	14
2.1.6.3. Formación Lista Blanca	15
2.1.6.4. Basalto	16
2.1.7. Cuaternario	16
2.1.7.1. Cobertura Sedimentaria	16
2.2. Geología del Subsuelo	16
2.3. Petrografía	17
2.4. Geología Estructural	21
2.4.1. Deformación dúctil-frágil	21
2.4.2. Sierra de Mazatán Core Complex	21
2.5. Marco Tectónico	22
2.5.1. Orogenia Nevadiana	25
2.5.2. Batolito Laramídico	25
2.5.3. Basin and Range	26
<b>CAPÍTULO III: HIDROLOGÍA SUPERFICIAL E HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>27</b>
3.1. Hidrología Superficial: Región y cuenca hidrológica	27
3.1.1. Cálculo de Precipitación media anual por el método de Polígonos de Thiessen	28
3.1.2. Cálculo de Escurrimiento medio anual con el método de coeficiente de escurrimiento especificado en la NOM-011-CNA-2000	32

3.1.3. Cálculo de Evapotranspiración media anual por el método de Turc	39
3.1.4. Cálculo de Infiltración media anual (ecuación del ciclo hidrogeológico)	42
3.2. Hidrogeología	44
3.2.1. Propiedades del Acuífero Santa Rosalía	44
3.2.2. Flujo y movimiento del agua subterránea	45
3.2.2.1. Red de Flujo	46
3.2.3. Balance hidrológico de las aguas subterráneas	47
3.2.3.1. Gasto Horizontal de entrada de agua subterránea (Zona de Recarga)	47
3.2.3.2. Gasto Horizontal de salida de agua subterránea (Zona de Descarga)	49
<b>CAPÍTULO IV: FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE MÉTODOS POTENCIALES</b>	<b>51</b>
4.1. Método Gravimétrico	51
4.1.1. Ley de Gravitación Universal	51
4.1.2. Forma de la Tierra: Geoide y Elipsoide	52
4.1.3. Campo Gravitacional de la Tierra	53
4.1.4. Medición de la Gravedad	54
4.1.5. Anomalía de Bouguer	56
4.1.6. Separación de la Anomalía Regional y Residual	57
4.1.6.1. Ajuste Polinomial por Mínimos Cuadrados	57
4.1.7. Modelado Bidimensional	59
4.1.7.1. Método de Talwani	59
4.1.8. Derivadas del Potencial	62
4.1.9. Continuación Analítica de Campos Potenciales	64
4.2. Método Magnético	66
4.2.1. Campo Magnético	66
4.2.2. Medición del Campo Geomagnético e IGRF	67
4.2.3. Susceptibilidad y Permeabilidad Magnética de las rocas y minerales	68
4.2.4. Campo Externo y Variación Diurna	70
4.2.5. Reducción al Polo	71
<b>CAPÍTULO V: PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS DEL ACUÍFERO SANTA ROSALÍA</b>	<b>72</b>
5.1. Levantamiento Gravimétrico en el área de estudio	72
5.1.1. Adquisición de Datos	72
5.1.2. Medición de la Densidad	73
5.1.3. Determinación de la Anomalía de Bouguer	75
5.1.4. Separación de la Anomalía Regional y Residual	76
5.1.5. Métodos para enfatizar Anomalías: Derivadas	77
5.1.6. Continuación Analítica de Campos	79



5.2. Anomalía de Gravedad de Bouguer Completa de INEGI	82
5.2.1. Anomalía de Bouguer	83
5.2.2. Separación de la Anomalía Regional y Residual	84
5.2.3. Métodos para enfatizar las Anomalías: Derivadas	85
5.2.4. Continuación Analítica de Campos	87
5.3. Modelado Bidimensional de Perfiles Gravimétricos	91
5.3.1. Modelación del levantamiento Gravimétrico del área de estudio	91
5.3.1.1. Elaboración de Secciones Geológicas	91
5.3.1.2. Modelado e Interpretación del Modelo Estructural	94
5.3.2. Modelación de datos de INEGI	98
5.3.2.1. Elaboración de Secciones Geológicas	98
5.3.2.2. Modelado e Interpretación del Modelo Estructural	102
<b>CAPÍTULO VI: PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>108</b>
6.1. Procesamiento de datos del Servicio Geológico Mexicano	108
6.1.1. Medición de la Susceptibilidad Magnética	108
6.1.2. Anomalía Magnética Reducida al Polo	110
6.1.3. Dominios Aeromagnéticos (DAM)	111
6.2. Modelado Bidimensional de Perfiles Magnéticos	113
6.2.1. Elaboración de Secciones Geológicas	113
6.2.2. Modelado e Interpretación del Modelo Estructural	117
<b>CAPÍTULO VII: CORRELACIÓN DE INFORMACIÓN GEOFÍSICA-GEOLÓGICA</b>	<b>121</b>
7.1. Correlación de las Anomalías Gravimétricas con la Geología	121
7.2. Correlación de las Anomalías Magnéticas con la Geología	123
<b>CONCLUSIONES</b>	<b>126</b>
<b>LITERATURA CITADA</b>	<b>127</b>
<b>APÉNDICE</b>	<b>134</b>

**LISTA DE FIGURAS**

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
Figura 1	Localización del Área de Estudio.	4
Figura 2	Accesos y Vías de Comunicación (Modificado SGM, 2003).	4
Figura 3	Provincias Fisiográficas de Sonora (Modificado SGM, 2003).	5
Figura 4	Carta Geológica-Minera de Hermosillo H12-8 y Madera H12-9 (Modificada SGM, 1999).	8
Figura 5	Columna Estratigráfica de Hermosillo H12-8 y Madera H12-9 (Modificada SGM, 1999).	9
Figura 6	Mapa de elevación digital (tomado de GeoMapApp en <a href="http://www.geomapapp.org">www.geomapapp.org</a> ) indicando la ubicación de las características fisiográficas y las localidades de Sonora. (González-Becuar, E., et al., 2017).	13
Figura 7	Sección Geológica C-C' en el acuífero de Santa Rosalía (Fuente: Cartas Geológico-Minera Esc. 1:250,000 “H12-8 Hermosillo” y “H12-11 Sierra Libre”; SGM, 1999).	17
Figura 8	Ubicación de sitios de muestreo (Puntos de Muestreo★) y perfil C-C', en el área de estudio (Modificada SGM, 1999).	19
Figura 9	Fotografías de secciones delgadas de las rocas de la zona de estudio.	20
Figura 10	Ubicación de la Carta en el terreno Tectonoestratigráfico (Modificado SGM, 2003).	23
Figura 11	Principales elementos tectónicos de la Cordillera de América del Norte (Wong, 2008).	24
Figura 12	Región Hidrológica Sonora sur RH9 (CONAGUA, 2011).	27
Figura 13	Cuenca Hidrológica y estaciones del área de estudio.	28
Figura 14	Desarrollo de polígonos de Thiessen con el Software AutoCAD.	30
Figura 15	Tabla de valores de k en función del tipo y uso del suelo (CNA, 2014).	33
Figura 16	Carta Hidrológica de Aguas Subterráneas (Fuente: INEGI).	34
Figura 17	Carta de Uso del Suelo y Vegetación (Fuente: INEGI).	34
Figura 18	Cálculo de áreas de unidades geohidrológicas del Acuífero Santa Rosalía (Modificado del INEGI).	35
Figura 19	Desarrollo de polígonos de Thiessen con el software AutoCAD con la temperatura media anual para cada estación.	41
Figura 20	Movimiento del agua infiltrada (Fuente: Agua.org.mx).	43
Figura 21	Valores de K (en m/día) máximos y mínimos para diferentes materiales geológicos (Chavarin-Gallegos, A., 2011).	45
Figura 22	Movimiento del agua subterránea (Fuente: OCW).	46
Figura 23	Líneas equipotenciales y de flujo del Acuífero Santa Rosalía.	47
Figura 24	Representación esquemática del ciclo hidrológico (Modificada de <a href="http://los21enanitos.blogspot.mx/2017/03/el-ciclo-del-agua.html">http://los21enanitos.blogspot.mx/2017/03/el-ciclo-del-agua.html</a> ).	50
Figura 25	Esquema del Geoide y el Elipsoide (Fuente: INEGI).	53
Figura 26	Fuerza de atracción de la Tierra sobre la Luna (Fuente: Paolera, 2013).	54

Figura 27	Caída Libre de un Cuerpo. a) Aceleración de la gravedad. b) Posición de un cuerpo en caída libre a intervalos regulares de 1 segundo. Se observa que la distancia recorrida en cada intervalo es mayor debido a que la velocidad va aumentando por el efecto de la gravedad (Modificado de educaplus).	54
Figura 28	Gravímetro de resorte o torsión (Boyd, 2010).	55
Figura 29	Determinación de Anomalía Regional por Ajuste Polinomial de Mínimos Cuadrados (Murray, 1991).	58
Figura 30	Sección con polígono de n-lados (Telford, 1976).	60
Figura 31	Continuación descendente gráfica (Telford, 1976).	65
Figura 32	Localización de las estaciones Gravimétricas medidas en campo.	72
Figura 33	a) Gravímetro CG-5 marca Scintrex. b) GPS Garmin Etrex Legend.	73
Figura 34	a) Medición de la densidad. b) Densitómetro (Electronic Densimeter EW-300SG).	74
Figura 35	Mapa de Anomalía Gravimétrica de Bouguer obtenido de las estaciones medidas en campo.	75
Figura 36	Mapa de Anomalía Gravimétrica Regional de estaciones Gravimétricas medidas en campo.	76
Figura 37	Mapa de Anomalía Gravimétrica Residual de estaciones Gravimétricas medidas en campo.	77
Figura 38	a) Anomalía de Bouguer. b) Primera derivada vertical de la Anomalía de Bouguer.	78
Figura 39	a) Anomalía de Bouguer. b) Primera derivada horizontal de la Anomalía de Bouguer. c) Correlación de la Anomalía de Bouguer con su Primera derivada horizontal.	79
Figura 40	a) Mapa de Anomalía de Bouguer. b) Continuación de campo descendente de la Anomalía de Bouguer a $z=-1$ km.	80
Figura 41	Continuación de campo de la Anomalía de Bouguer a diferentes alturas.	81
Figura 42	Localización de estaciones Gravimétricas del INEGI en el área de estudio.	82
Figura 43	Mapa de Anomalía Gravimétrica de Bouguer Completa de datos del INEGI.	83
Figura 44	Mapa de Anomalía Gravimétrica Regional de datos del INEGI.	84
Figura 45	Mapa de Anomalía Gravimétrica Residual de datos del INEGI.	85
Figura 46	a) Anomalía de Bouguer de datos del INEGI. b) Primera derivada vertical de la Anomalía de Bouguer.	86
Figura 47	a) Anomalía de Bouguer de datos del INEGI. b) Primera derivada horizontal de Anomalía de Bouguer. c) Correlación entre ambas.	87
Figura 48	a) Anomalía de Bouguer de datos del INEGI. b) Continuación analítica descendente a $z=-2$ km.	88
Figura 49	a) Anomalía de Bouguer. b) Continuación analítica ascendente de Anomalía de Bouguer a $z=+7$ km.	89
Figura 50	a) Anomalía de Bouguer continuada a $z=+7$ km. b) Anomalía Regional obtenida a partir de un ajuste polinomial de grado 3.	90
Figura 51	Mapa de Geología Superficial y ubicación de perfiles Gravimétricos medidos en campo (Modificado SGM, 1999).	92

Figura 52	Secciones Geológicas elaboradas a partir del Mapa de Geología Superficial y la ubicación de perfiles Gravimétricos medidos en campo.	93
Figura 53	Mapa de Anomalía Residual y ubicación de Perfiles Gravimétricos medidos en campo.	95
Figura 54	Modelo Estructural para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	96
Figura 55	Modelo Estructural para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	97
Figura 56	Modelo Estructural para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	98
Figura 57	Mapa de Geología Superficial y ubicación de los perfiles de datos del INEGI (Modificado SGM, 1999).	100
Figura 58	Secciones Geológicas elaboradas a partir del Mapa de Geología Superficial y la ubicación de perfiles Gravimétricos de datos del INEGI.	101
Figura 59	Mapa de Anomalía Residual de datos del INEGI y ubicación de Perfiles.	103
Figura 60	Modelo Estructural para el perfil A. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	104
Figura 61	Modelo Estructural para el perfil B. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	105
Figura 62	Modelo Estructural para el perfil C. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	106
Figura 63	Modelo Estructural para el perfil D. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	107
Figura 64	Adquisición de datos Aeromagnéticos.	108
Figura 65	Susceptilímetro Magnético Kappabridge kly-2 (Fuente: Karlsrusher Institut For Technologie).	109
Figura 66	Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total.	110
Figura 67	a) Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total. b) Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total Reducida al Polo.	111
Figura 68	Mapa de Anomalía Magnética Reducida al Polo con sus principales dominios Aeromagnéticos.	112

Figura 69	Mapa de Geología Superficial y ubicación de los perfiles Magnéticos (Modificado SGM, 1999).	115
Figura 70	Secciones Geológicas elaboradas a partir del Mapa de Geología Superficial y la ubicación de perfiles.	116
Figura 71	Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total Reducida al Polo y ubicación de perfiles.	117
Figura 72	Modelo Estructural para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	118
Figura 73	Modelo Estructural para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	119
Figura 74	Modelo Estructural para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	120
Figura 75	Correlación de la Geología Superficial del área de estudio del SGM con la Anomalía Gravimétrica Residual obtenida de estaciones Gravimétricas medidas en campo.	121
Figura 76	Correlación de la Geología Superficial del área de estudio del SGM con la Anomalía Gravimétrica Residual obtenida a partir de datos del INEGI.	122
Figura 77	Correlación de la Anomalía Gravimétrica Residual obtenida del levantamiento Gravimétrico con la Anomalía Residual obtenida con datos del INEGI.	123
Figura 78	Correlación de la Geología Superficial del área de estudio con la Anomalía Magnética Reducida al Polo.	124
Figura 79	Correlación de Anomalía Gravimétrica Residual obtenida de estaciones Gravimétricas medidas en campo con la Anomalía Magnética Reducida al Polo.	125
Figura 80	Correlación de la Anomalía Gravimétrica Residual de datos del INEGI con la Anomalía Magnética Reducida al Polo.	125
Figura 81	Modelo Estructural a escala para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	135
Figura 82	Modelo Estructural a escala para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	135
Figura 83	Modelo Estructural a escala para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	136

Figura 84	Modelo Estructural a escala para el perfil A. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	137
Figura 85	Modelo Estructural a escala para el perfil B. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	137
Figura 86	Modelo Estructural a escala para el perfil C. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	138
Figura 87	Modelo Estructural a escala para el perfil D. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	138
Figura 88	Modelo Estructural a escala para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	139
Figura 89	Modelo Estructural a escala para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	139
Figura 90	Modelo Estructural a escala para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.	140

**LISTA DE TABLAS**

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
Tabla 1	Precipitación media anual del Acuífero Santa Rosalía.	29
Tabla 2	Cálculo de la Precipitación media anual con Polígonos de Thiessen.	31
Tabla 3	Cálculo del valor de “k” de cada unidad geohidrológica.	38
Tabla 4	Temperatura media anual de la cuenca aplicando el principio de los Polígonos de Thiessen.	42
Tabla 5	Cálculo del gasto de entrada.	48
Tabla 6	Cálculo del gasto de salida.	49
Tabla 7	Susceptibilidades Magnéticas de los Minerales (Telford, <i>et al.</i> , 1976).	69
Tabla 8	Susceptibilidades Magnéticas de las Rocas (Telford, <i>et al.</i> , 1976).	69
Tabla 9	Densidades medidas de las rocas del área de estudio.	75
Tabla 10	Susceptibilidades Magnéticas medidas de las rocas del área de estudio.	109
Tabla 11	Correlación de los principales dominios Aeromagnéticos con la Geología.	113
Tabla 12	Susceptibilidades Magnéticas utilizadas para el modelado.	118
Tabla 13	Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo.	150

## **CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN**

El Acuífero Santa Rosalía definido con la clave 2623 en el Sistema de Información Geográfica para el Manejo del Agua Subterránea (SIGMAS) de la CONAGUA y se localiza en la porción central del Estado de Sonora.

En el área afloran rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, cuyas edades varían desde el Precámbrico al Reciente.

La geomorfología del acuífero está representada por una serie de unidades que son clasificadas dependiendo del relieve, litología, suelo, condición hidrológica, vegetación y procesos de erosión. Se observan pendientes que varían entre inestables de 35° a 45°, metaestables de 15 a 35° y estables de 0 a 15° (CONAGUA, 2010).

Se clasificaron como laderas montañosas a las elevaciones con altura relativa mayor a los 400 msnm y lomeríos a las unidades que se encuentran entre 200 y 400 msnm. Se definieron como pie de monte a las pendientes suaves situadas al pie de los lomeríos y montañas formados por materiales procedentes de la erosión. Por último las planicies con rangos que varían de 0 a 200 msnm (CONAGUA, 2010).

### **Justificación**

Se han realizado algunos trabajos geológicos en la región, relacionados con la exploración de minerales y estudios geohidrológicos; sin embargo, los estudios geofísicos son muy escasos en esta región. Por lo tanto, los estudios geofísicos que se realizaran en este proyecto, aportarán información muy valiosa para determinar la configuración, profundidad y espesor del relleno sedimentario, así como el modelo estructural para la zona.

#### **1.1. Antecedentes**

En la superficie cubierta por el acuífero se han realizado varios estudios geológicos y pocos hidrogeológicos, entre los más importantes podemos mencionar los siguientes:

**Estudio Geohidrológico del Acuífero Santa Rosalía, auxiliado por SIG (Chavarin-Gallegos, A., 2011).** El trabajo consistió en un estudio Geohidrológico del Acuífero Santa Rosalía. Dicho



estudio presenta datos de análisis climatológicos, fisiográficos, geomorfológicos; realizaron trabajos de campo, censo de aprovechamientos, medición de niveles piezométricos, verificación hidrogeológica de campo, toma de muestras de agua y análisis de laboratorio así como análisis e interpretación de resultados, los resultados obtenidos del dicho estudio fueron muy útiles para la comparación de sus resultados del balance de aguas subterráneas así como las mediciones realizadas de las propiedades del acuífero con un rango de conductividad de  $3.79 \times 10^{-4}$  m/s a  $5.09 \times 10^{-4}$  m/s y una transmisividad con valores entre  $4.46 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s a  $6.95 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s las que fueron indispensable para realizar el balance hidrogeológico de aguas subterráneas y en el que se presentan resultados de precipitación, evapotranspiración, escurrimiento e infiltración.

**Atlas de aguas Subterráneas y red de monitoreo piezométrico del Estado de Sonora (CONAGUA, 2005).** El trabajo consistió en establecer una red de monitoreo piezométrico para cada acuífero que se encuentra bajo la administración del Organismo de Cuenca Noroeste, que incluye la totalidad del Estado de Sonora y parte del Estado de Chihuahua. Además se presentan planos temáticos (clima, precipitación, temperatura, geomorfología, vegetación, etc.), se incluyen planos de profundidad y elevación (mostrando las direcciones de flujo subterráneo). Representa un estudio de consulta general de los acuíferos, los resultados fueron una red piezométrica a nivel estatal así como valores obtenidos de la CNA para el mismo año con valores de elevación de nivel estático entre 346.15 a 776.20 msnm.

**Estudio de evaluación Hidrogeológica para obtener la disponibilidad del Acuífero Santa Rosalía, Estado de Sonora, (IDEAS, 2007).** El estudio realiza la evaluación geohidrológicas del acuífero mediante la realización de actividades de campo que incluyeron censo, hidrometría, piezometría, realización de pruebas de bombeo, nivelación de brocales de pozos, toma de muestras para análisis físico-químicos, ejecución de sondeos geofísicos y reconocimientos geológicos. En este estudio se realizaron mediciones de piezometría así como un reconocimiento geológico en donde fueron indispensables para la comparación de resultados y una recopilación geológica más específica dentro en el área de estudio.

**Actualización Hidrogeológica y cálculo de la disponibilidad media anual para el Acuífero Santa Rosalía, Estado de Sonora, (SGM, 2007).** El estudio tuvo como objetivo general el conocimiento

de las condiciones geohidrológicas del acuífero mediante el diagnóstico de la determinación de la disponibilidad del agua en el Acuífero Santa Rosalía, Estado de Sonora y la evolución de los niveles del agua para plantear el balance de aguas subterráneas y calcular su recarga media anual. Los principales resultados presentes corresponden con la información de geología superficial, geomorfología, fisiografía, estratigrafía, hidrogeología, piezometría y se presenta un balance de aguas subterráneas en donde obtienen un volumen total de entrada de  $9.8 \text{ hm}^3$  y una salida de  $1.4 \text{ hm}^3$ .

**Geología, Geoquímica y Geocronología del área de Puerta del Sol, Sonora central: México. (González-Becuar, E., 2011).** El trabajo se ubica en el área de Puerta del Sol y tiene como objetivo aportar datos geológicos, geocronológicos, geoquímicos y estructurales confiables al estudio de las rocas intrusivas Laramídicas y Miocénicas. Establecer con precisión las edades y la composición de las rocas pertenecientes a esta área. Se obtuvieron resultados tanto de geología, petrografía, geología estructural, geoquímica y geocronología así como con se establece con dichos datos una hipótesis de la evolución tectónica en la zona.

## 1.2 Objetivos

El objetivo de este trabajo es determinar la morfología y profundidad del basamento, así como proponer un modelo estructural para el área de estudio.

### Objetivos específicos

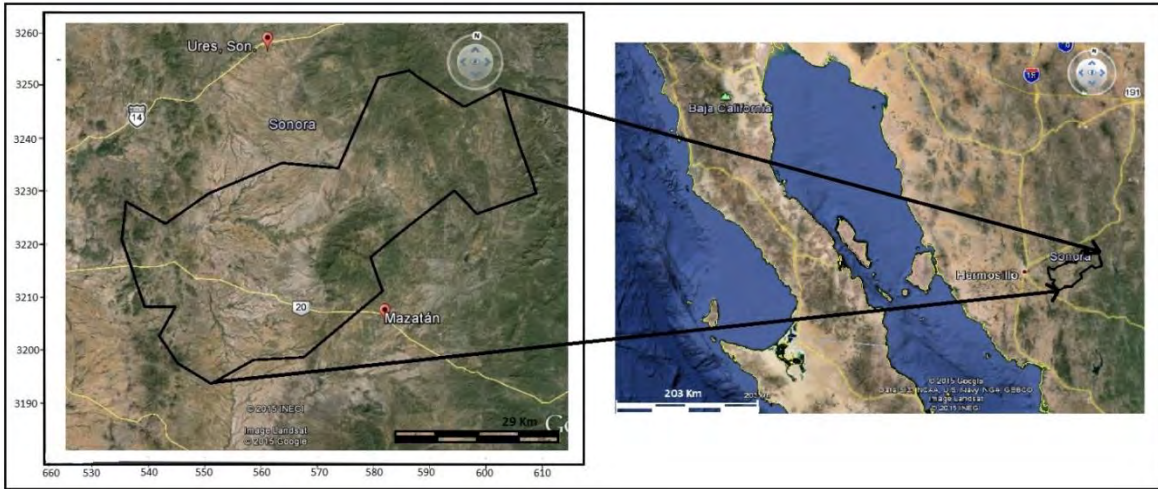
1. Determinación del espesor del relleno sedimentario.
2. Delimitación de posibles fracturas o fallas geológicas.
3. Identificación de sitios propicios para ubicación de pozos de perforación.
4. Determinación del balance hidrogeológico del acuífero.

## 1.3. Geografía

### Localización

El Acuífero Santa Rosalía se localiza en la porción central del Estado de Sonora, entre las coordenadas geográficas  $28^{\circ}52'$  y  $29^{\circ}23'$  de latitud norte y  $109^{\circ}52'$  y  $110^{\circ}37'$  de longitud oeste, cubriendo una superficie de  $1867 \text{ km}^2$ . Limita al norte con el Acuífero Río Sonora; al este con el

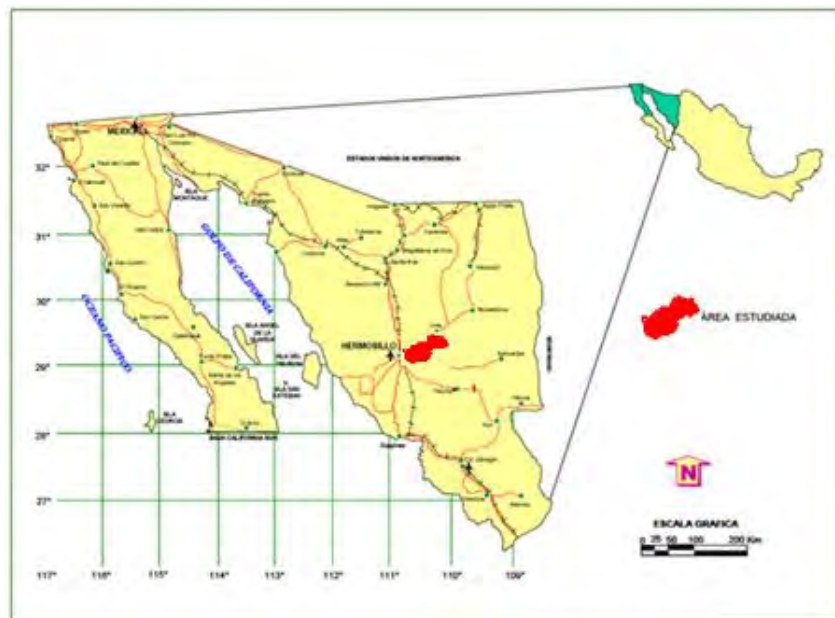
Río Moctezuma; al sur con el Río Mátape y Valle de Guaymas; y al Oeste con Mesa del Seri-La Victoria y La Poza (Figura 1).



**Figura 1.** Localización del Área de Estudio.

### Accesos y Vías de Comunicación

La principal vía de comunicación es la Carretera Estatal No. 20, de 2 carriles, que comunica el tramo carretero Hermosillo – Sahuaripa; otra carretera de gran importancia es la Federal No. 14, de dos carriles, corresponde al tramo Hermosillo – Ures (Figura 2).



**Figura 2.** Accesos y Vías de Comunicación (Modificado SGM, 2003).



#### **1.4.1. Trabajo de Campo**

Se realizó un trabajo de campo con la finalidad de hacer un reconocimiento del área de estudio para identificar las vías de acceso, esto nos sirvió para planear las estaciones gravimétricas. En total se registraron 5 perfiles con 278 estaciones con separaciones entre ellas que varían de 500 a 2,000 m., las estaciones fueron tomadas sobre carreteras, caminos y brechas cubriendo el total del área de estudio. Los perfiles se trazaron de E-W tratando de cortar el relleno sedimentario de la cuenca, a su vez, se hizo una recolección de muestras de roca para la medición de sus propiedades geofísicas así como para un análisis petrográfico de las mismas.

#### **1.4.2. Medición de propiedades Geofísicas**

Como se mencionó anteriormente, se obtuvieron muestras de las distintas rocas que afloran en el área de estudio, las muestras se enviaron al laboratorio en donde se realizaron láminas petrográficas de cada roca, así como recortes de las rocas para su medición de densidad y susceptibilidad magnética. Para la medición de la densidad de cada muestra se utilizó el densitómetro (Electronic Densimeter EW-300SG) de la marca Alfa Mirage, mientras que para la medición de la susceptibilidad magnética, se realizó una estancia en la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) en donde fue utilizado el susceptibilímetro magnético Kappabridge kly-2, dicha información fue muy útil para disminuir la ambigüedad en la elaboración del modelado geofísico.

#### **1.4.3. Procesamiento e Interpretación de datos Geofísicos**

Al finalizar el levantamiento de campo, se le realizaron las correcciones gravimétricas a los datos para así obtener la Anomalía de Bouguer, a su misma vez, se utilizaron datos medidos de la Anomalía de Bouguer Completa de INEGI, así como cartas aeromagnéticas a escala 1:50,000 del área de estudio (Santa Rosalía H12-D42 y de Mazatán H12-D43) del Servicio Geológico Mexicano (SGM), ambos tipos de datos fueron procesados en el software de procesamiento de datos geofísicos WinGlink. Para separar las anomalías gravimétricas regional-residual, se realizó un ajuste polinomial de tercer grado. A la información gravimétrica y magnética se le aplicaron distintos tipos de filtros con el fin de enfatizar anomalías asociadas a cuerpos someros. También se realizaron continuaciones ascendentes con el fin de visualizar rasgos profundos. Finalmente

se realizaron modelos bidimensionales de perfiles gravimétricos y magnéticos para obtener el modelo estructural del área de estudio.

## **CAPÍTULO II: GEOLOGÍA**

### **2.1. Geología Superficial**

En el área afloran rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, cuyas edades van desde el Precámbrico al Reciente (Figura 4 y 5); las cuales se describen a continuación...

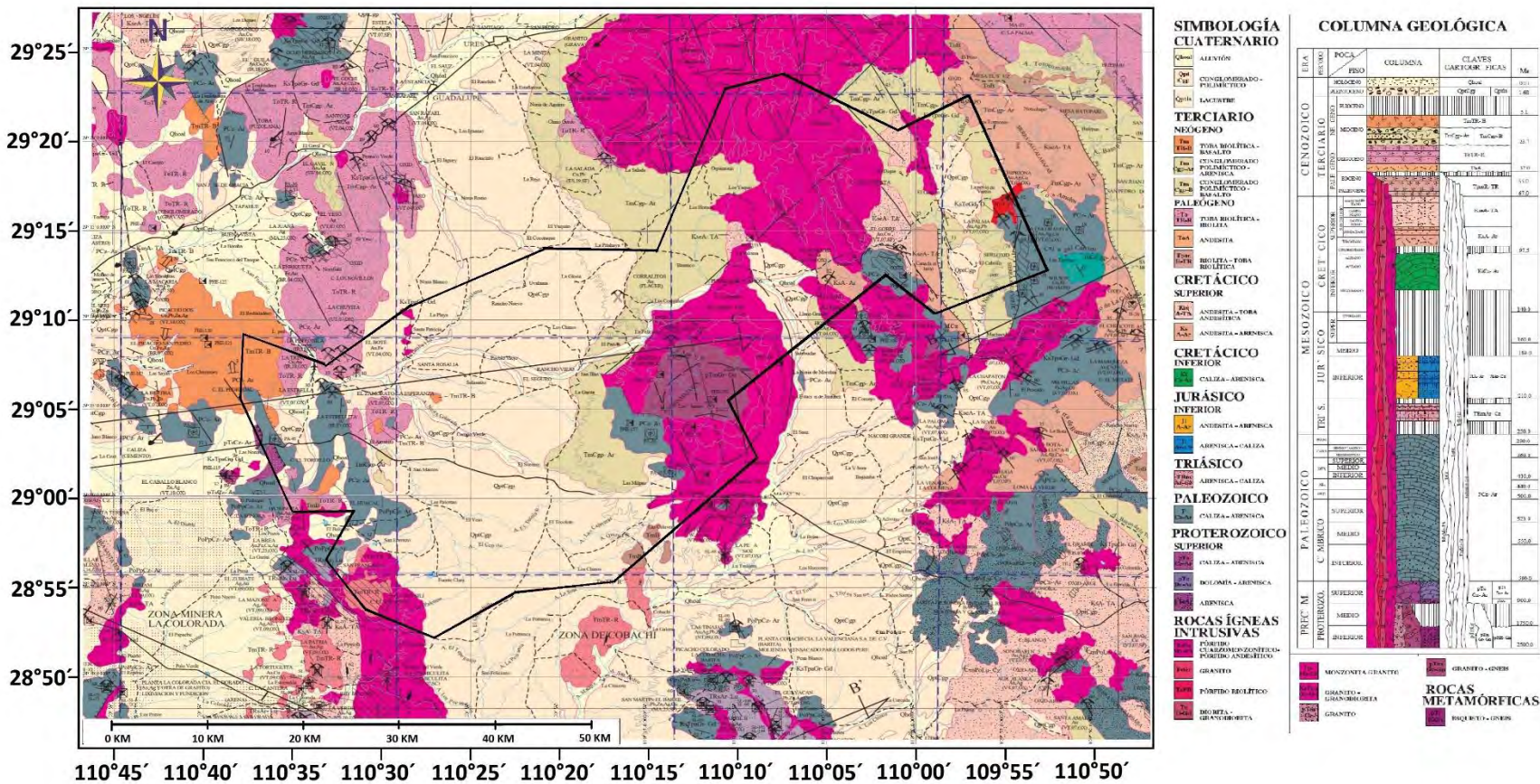


Figura 4. Carta Geológica-Minera de Hermosillo H12-8 y Madera H12-9 (Modificada SGM, 1999).

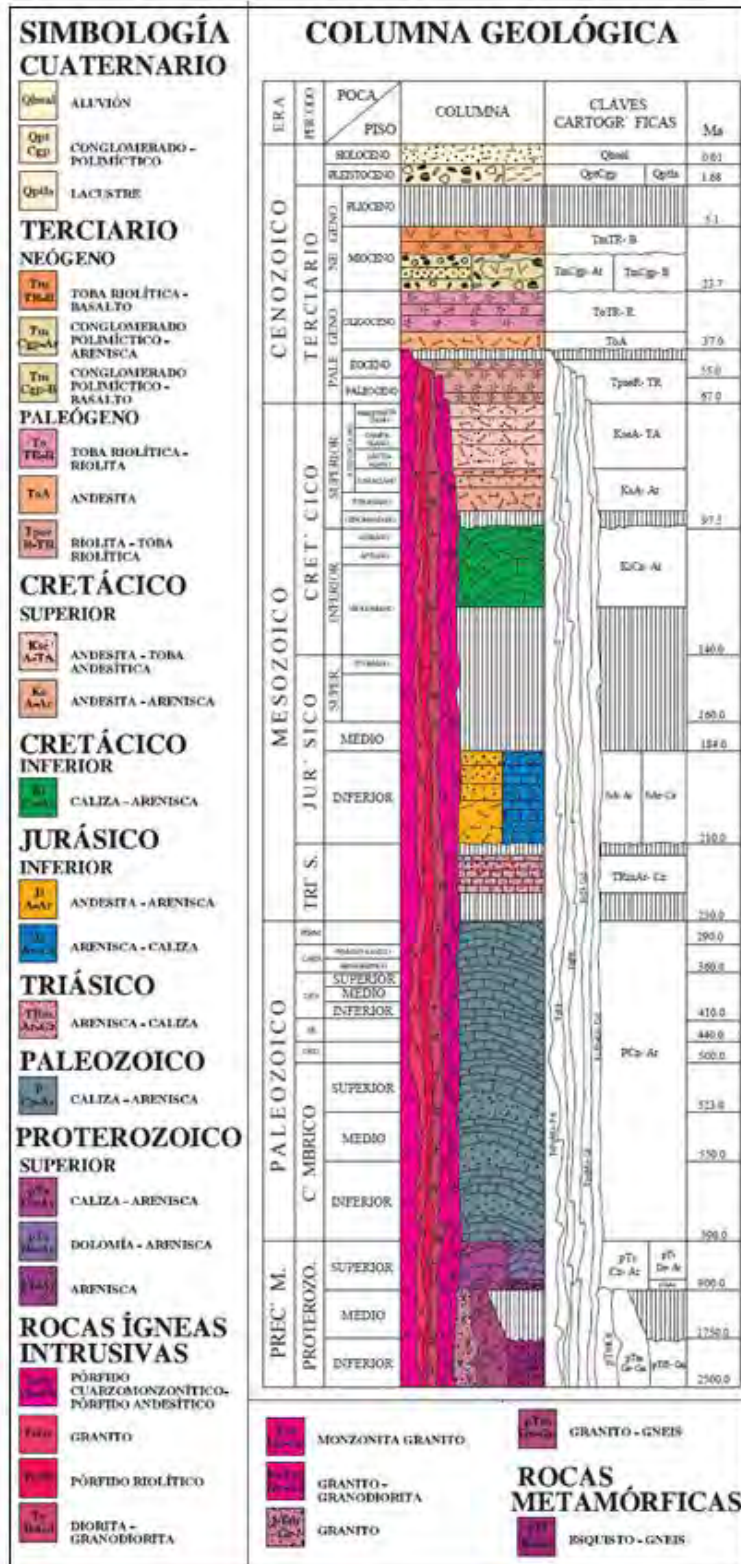


Figura 5. Columna Estratigráfica de Hermosillo H12-8 y Madera H12-9 (Modificada SGM, 1999).



### **2.1.1. Precámbrico**

Se engloban a rocas ígneas y metamórficas de edad Precámbrica, se considera como un complejo metamórfico, Vega-Granillo, R., (1996), lo define como un conjunto de rocas metamórficas cuyos protolitos son rocas intrusivas graníticas e intermedias y rocas sedimentarias, que presentan metamorfismo de facies anfibolita y de esquistos verdes, asimismo los separa en dos conjuntos litológicos, el primero formado por una serie de gneises, rocas metasedimentarias, metavolcánicas y metaintrusivos intermedios, estos se presentan dentro de la segunda unidad en forma de xenolitos de dimensiones variables. El segundo constituido por un monzogranito aluminoso el cual contiene una serie de diques o sills de granito orbicular.

Su espesor estimado es de 1000m. Vega-Granillo, R., (1996), lo define como un granitoide bastante homogéneo el cual consiste de un agregado de grano grueso de cuarzo y feldespato, con biotita y moscovita.

### **2.1.2. Paleozoico**

La secuencia paleozoica está compuesta principalmente de calizas y areniscas, depositadas en un ambiente de plataforma somera cuyas edades van del precámbrico hasta al pérmico (SGM, 1999). Afloran principalmente en el Cerro El Tordillo y El Huacal, la Sierra de Mazatán, la Sierra La Cañada y otro al poniente del área en la Sierra Agua Verde.

Litológicamente los horizontes de caliza (Cerro El Tordillo) son de color gris con tonalidades blanquecinas, de textura microcristalina silisificada, se presentan en estratos gruesos y medianos, fuertemente deformada y fracturada, también se presentan en estratos medianos en el Cerro El Huacal de mudstone, intercalados con bandas y horizontes de pedernal negro plegados, otra forma de presentarse es en capas gruesas, brechada, fracturada, marmorizada y fuertemente silisificada de color gris, textura Grainstone. Estructuralmente es difícil de apreciar su estratificación, se confunde con el fracturamiento.

Es afectada por diques andesíticos, de color gris oscuro, textura afanítica, contiene plagioclasas cálcicas, en la zona de contacto hay brechamiento y oxidación. En la gran mayoría de los

afloramientos, estas rocas presentan deformación y fracturamiento intenso, generalmente abierto y asociado zonas de disolución.

### **2.1.3. Triásico**

Estas unidades areno-arcillosas corresponden al Grupo Barranca, la cual está dividida en tres formaciones, de la base a la cima: Formación Arrayanes, Santa Clara y Coyotes (Alencaster, G., 1961). Se localizan al suroeste del área en las inmediaciones del Cerro San Francisco, fuera de los límites del acuífero. Consiste de una alternancia de capas gruesas y medianas de areniscas de cuarzo, limolita y conglomerado; las areniscas son de color ocre y gris que intemperizan a las de color pardo y textura de grano medio a grueso, las capas de limolita son de color café y crema, el conglomerado es de color rosa y rojo, mal clasificado, intemperiza a color pardo, constituido por clastos de cuarcita, pedernal y caliza los que se encuentran cementados por sílice.

### **2.1.4. Cretácico**

#### **2.1.4.1. Formación Tarahumara**

Estas rocas corresponden a la parte inferior de la Formación Tarahumara, denominada por Wilson y Rocha (1946). Pequeños afloramientos se tienen en las inmediaciones de los cerros El Valiente, San Francisco y el rancho San Lorenzo, afloran ampliamente en las inmediaciones del Cerro La Paloma, flanco oriental de la Sierra El Pajarito, rancho La Noria de Varela y Cerro Los Torreones.

Esta unidad consiste principalmente de andesita y toba andesítica con algunos afloramientos intercalados de dacitas, riolitas y tobas de composición dacítica, riolítica y aglomerados, que debido a la escala de la cartografía quedan incluidas en esta unidad.

Su ambiente de depósito se relaciona a un arco volcánico continental que existió durante el Cretácico superior y Terciario inferior. Esta unidad presenta gran interés geológico-minero, ya que aloja a una gran cantidad de yacimientos minerales de origen hidrotermal, tanto del tipo de relleno de fisuras como de brechas y diseminados.

La gruesa secuencia volcánica y volcanoclástica de la Formación Tarahumara se considera como parte del arco volcánico continental Laramídico de Sonora que se desarrolló durante el Cretácico tardío y el Paleoceno (Wilson y Rocha, 1946; McDowell *et al.*, 2001). Su emplazamiento y evolución fueron contemporáneos con los cuerpos plutónicos graníticos del Batolito Laramídico (McDowell *et al.*, 2001).

## **2.1.5. Cretácico Superior-Oligoceno**

### **2.1.5.1. Batolito Laramídico de Sonora**

El Batolito Laramídico de Sonora consiste de rocas plutónicas, generalmente calcoalcalinas que se generaron durante el evento laramídico, formando cuerpos de dimensiones batolíticas, stocks, apófisis (granito- granodiorita y diorita) y troncos hipabisales (pórfidos andesíticos, dioríticos, riolíticos y cuarzomonzoníticos), que intrusieron a las rocas pre-cretácicas.

El área de estudio está compuesto de rocas graníticas-granodioritas que generalmente se presenta de color gris y crema, intemperizadas de color ocre y verde, estructuras compactas, en algunas partes está muy intemperizado y deleznable, textura fanerítica equigranular, constituido por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasas, biotita; presenta alteraciones como propilitización, potásica, seritización, cloritización, epidotización y oxidación. Al sur del rancho La Noria de Varela aflora una roca de color gris oscuro, el afloramiento no es claro, está cubierto por sedimentos recientes.

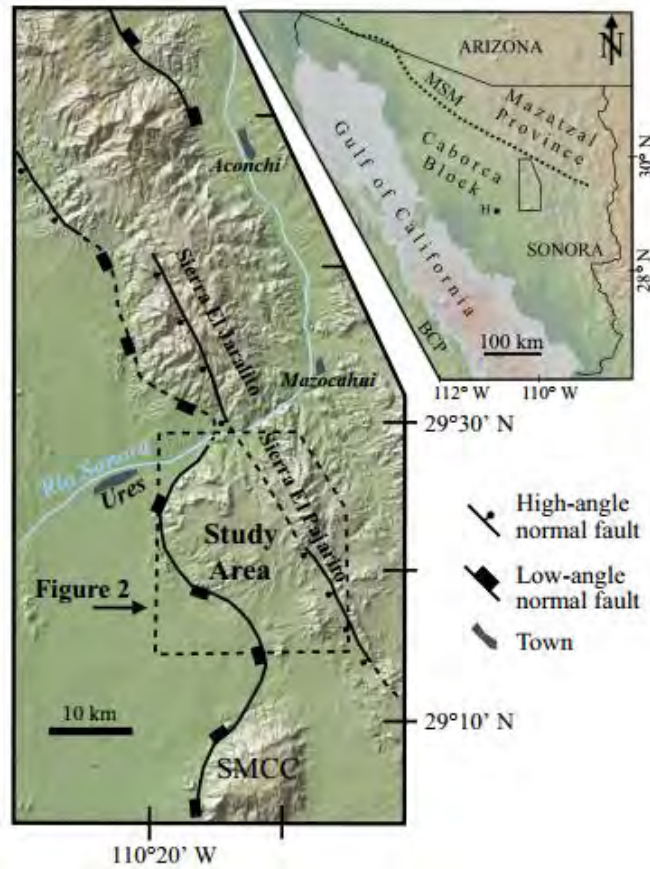
Damon *et al.* (1983) determinaron una edad entre 62.9 y 62.7 Ma para este intrusivo. En la parte central del estado, afloran granitos y granodioritas con edades de 63 a 56 Ma, que se alojan en la Formación Tarahumara.

## **2.1.6. Terciario**

### **2.1.6.1. Plutonismo Extensional del Mioceno**

En 2017, González-Becuar, E., publica el entendimiento actual de la iniciación y evolución del Core Complex de la Sierra Mazatán (Figura 6) fue clarificado a través de estudios estructurales, geocronológicos y termocronológicos de Vega-Granillo, R., y Calmus (2003), Wong y Gans (2003, 2008). Wong y Gans (2008) consideraron la zona de la Puerta del Sol como parte de la placa

inferior del Complejo Núcleo Metamórfico de la Sierra de Mazatán y concluyó que la falla normal de bajo ángulo que desmontó el complejo tenía dos eventos tectónicos de deslizamiento: el primero de 25 a 23 Ma, y el segundo de 21 a 16 Ma. El milonitización de las rocas del bloque de piso en el occidental parte del complejo formado de manera sincrónica con la falla de deslizamiento temprana, también se estimó que la cantidad total de deslizamiento a lo largo de la falla era de 15 a 20 km, sobre la base de la termocronología  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ . Similarmente, infiriendo que la parte más profunda exhumada y más inclinada del bloque de piso fue su parte occidental, que originalmente residía a una profundidad de 10–30 Km a 21 Ma, antes de la exhumación.



**Figura 6.** Mapa de elevación digital (tomado de GeoMapApp en [www.geomapapp.org](http://www.geomapapp.org)) indicando la ubicación de las características fisiográficas y las localidades de Sonora.

(González-Becuar, E., *et al.*, 2017).

Para el área de estudio, Wong y Gans (2008) reportaron tres edades de la granodiorita Puerta del Sol. Las biotitas dieron una edad de  $24.4 \pm 0.1$  Ma y  $22.0 \pm 0.1$  Ma, mientras que el feldespato alcalino produjo un espectro de edad complejo que cualitativamente indica un enfriamiento rápido de 21 a 17.5 Ma (Wong y Gans, 2008).

Se obtuvo una edad para el gabro El Garambullo U-Pb en circón de  $19.83 \pm 0.18$  Ma, mientras que la datación por  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ , indica una edad de enfriamiento para la plagioclasa de  $17.4 \pm 1.0$  Ma, que coincide con la segunda fase de la denudación tectónica en el Complejo Metamórfico de Mazatán (Wong y Gans, 2008). El gabro El Garambullo fue emplazado bien después de la fase de milonitización, la cual no le afectó, aunque contiene xenolitos milonitizados de la granodiorita de Puerta del Sol.

Es la naturaleza coetánea de estos plutones máficos y félsicos sugieren que pueden ser parte de los sistemas magmáticos que se generaron en el Mioceno por un volcanismo bimodal que se interpone con los sedimentos clásticos de la Formación Báucarit, que se extruyó a lo largo de fallas normales de alto ángulo durante el evento extensional regional que exhumó el Complejo Metamórfico en Sonora. Tres muestras de rocas máficas datadas por Wong y Gans (2008) del relleno de la cuenca adyacente del Complejo Núcleo Metamórfico de la Sierra Mazatán tienen edades desde 18 a 15 Ma, que limitan el tiempo más joven de denudación y sedimentación para este complejo (González-Becuar, E., *et al.*, 2017).

#### **2.1.6.2. Formación Báucarit**

Cubriendo en discordancia a las rocas más antiguas del área de estudio, se tiene a la Formación Báucarit, la cual aflora en los valles del área. Dumble (1900) dio el nombre de División Báucarit a los depósitos de conglomerados, areniscas y areniscas arcillosas regularmente consolidadas que están expuestas en la vecindad del pueblo de Báucarit en el sur del estado. Ese mismo autor notó que tales depósitos clásticos se presentaban rellenando a las cuencas alargadas de los valles de Sonora.

King (1939) aplicó el término de Formación Báucarit a esas mismas rocas y distingue en ella a un miembro superior clástico y un miembro inferior volcánico que consta de flujos, aglomerados basálticos y tobas andesítico-basálticas.

La Formación Báucarit aflora en casi todos los valles de Sonora donde forma un relleno clástico sedimentario que se formó durante la deformación de Sierras y Valles paralelos (Basin and Range). Sus principales componentes son conglomerados cuyos clastos reflejan la composición litológica de las sierras adyacentes, areniscas y en menor proporción limolitas.

Se distribuye ampliamente en los flancos poniente de la Sierra Agua Verde, Sierra de Mazatán y en los cerros, El Tordillo, El Cuisiri, Blanco e inmediaciones del Cuervo, Loma El Mezquite y Mesa extendida.

Estructuralmente presenta un ligero basculamiento al oriente, sus afloramientos se observan a lo largo de varios kilómetros y forman una serie de lomeríos, algunos con escarpes ligeramente abruptos. Está cubierto discordantemente por depósitos más recientes.

De forma general es un conglomerado mal clasificado, de color café claro, intemperiza a pardo, se compone de fragmentos ígneos, sedimentarios y metamórficos intercalados con areniscas y basaltos. La abundancia de los constituyentes es de acuerdo a la cercanía de la fuente, contiene una matriz de la misma composición cementada por caliche. En el estudio de Chavarin-Gallegos, A., 2011 en base a recorridos de campo se estimó un espesor aflorante de hasta 200 metros.

Se le asigna a la Formación Báucarit una edad de 23 a 10 Ma (Bartolini *et al.*, 1992, 1994), o 23 a 17 Ma (Cochemé, 1985) que consideran producto de la sedimentación continental principalmente de ambientes fluviales y lacustres interestratificados con rocas volcánicas principalmente básicas y ligadas íntimamente con la distensión terciaria. Actualmente no se ha reconocido que tengan interés geológico-minero.

### **2.1.6.3. Formación Lista Blanca**

Esta secuencia volcánica es definida como Formación Lista Blanca (Dumble, 1900). En el área afloran en la porción sureste, en las inmediaciones de los ranchos El Aguajito, El Tecolote, Las Calaveras y Las Palomas. Tienden a formar pequeños lomeríos y mesetas, dispuestos de manera

discordante sobre el conglomerado Báucarit. Litológicamente consisten en una serie de derrames de tobas riolíticas, ignimbritas, riolitas y andesitas. Las tobas riolíticas generalmente son de color gris claro y rosa, intemperizan pardo, textura fluidal observando algunos feldespatos, su estructura es compacta a la base y amigdalar en la cima. La riolita es de color gris y rosa textura microgranular, contiene feldespatos y cuarzo.

#### **2.1.6.4. Basalto**

El área se distribuye en las inmediaciones del poblado de Santa Rosalía, rancho López y El Resbaladero y continúa aflorando al poniente fuera del área. En Santa Rosalía los afloramientos de basalto se extienden formando pequeñas mesetas semicubiertas por sedimentos no consolidados recientes.

Son generalmente de color gris oscuro a negro. Estructuralmente el fracturamiento que presenta es semicolumnar con textura afanítica, los minerales que se observan son algunos fenocristales de plagioclasas (blanca translúcida) y piroxenos (negro). Cubre discordantemente al Conglomerado Báucarit (Chavarin-Gallegos, A., 2011).

#### **2.1.7. Cuaternario**

##### **2.1.7.1. Cobertura Sedimentaria**

Dentro de esta unidad se agrupan una serie de depósitos constituidos por gravas de taludes y abanicos aluviales, consisten en una coalescencia de abanicos aluviales, producto de la erosión fluvial de rocas más antiguas. Litológicamente está constituido por arena, limo, grava y arcilla de terrazas antiguas, constituye sedimentos en planicies de inundación antiguas y paleocausas de arroyos y ríos.

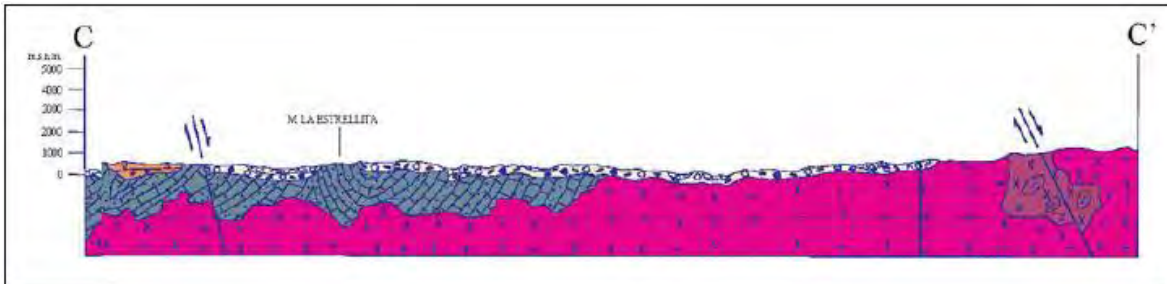
#### **2.2. Geología del Subsuelo**

Con base en los resultados del análisis de la geología del subsuelo: descripción de cortes litológicos; interpretación de sondeos geofísicos de estudios previos, análisis hidrogeomorfológico, hidrología superficial y la interpretación de pruebas de bombeo, entre otros, es posible establecer la presencia de un sistema acuífero heterogéneo y anisótropo, en

general de tipo libre, con condiciones locales de semiconfinamiento debido a la presencia de lentes arcillosos, conformado por un medio granular, hacia la parte superior, y otro fracturado subyacente (CONAGUA, 2010).

El medio granular está constituido por depósitos aluviales y conglomerados de permeabilidad media que conforman el acuífero regional que actualmente se explota, cuyo espesor alcanza los 100 m. El medio fracturado está formado por rocas sedimentarias y volcánicas cretácicas (calizas, tobas y riolitas) que afloran en el extremo este y oeste, así como rocas volcánicas del paleógeno y neógeno (basaltos), que afloran al centro del acuífero, conformando las sierras delimitan el acuífero. La permeabilidad que presentan estas rocas es media a baja (CONAGUA, 2010).

Las fronteras inferiores y laterales están constituidas por las rocas graníticas y riolíticas, así como por las rocas volcánicas cuando su permeabilidad por fracturamiento desaparece (figura 7 y 8).



**Figura 7.** Sección Geológica C-C' en el Acuífero de Santa Rosalía (Fuente: Cartas Geológico-Minera Esc. 1:250,000 “H12-8 Hermosillo” y “H12-11 Sierra Libre”; SGM, 1999).

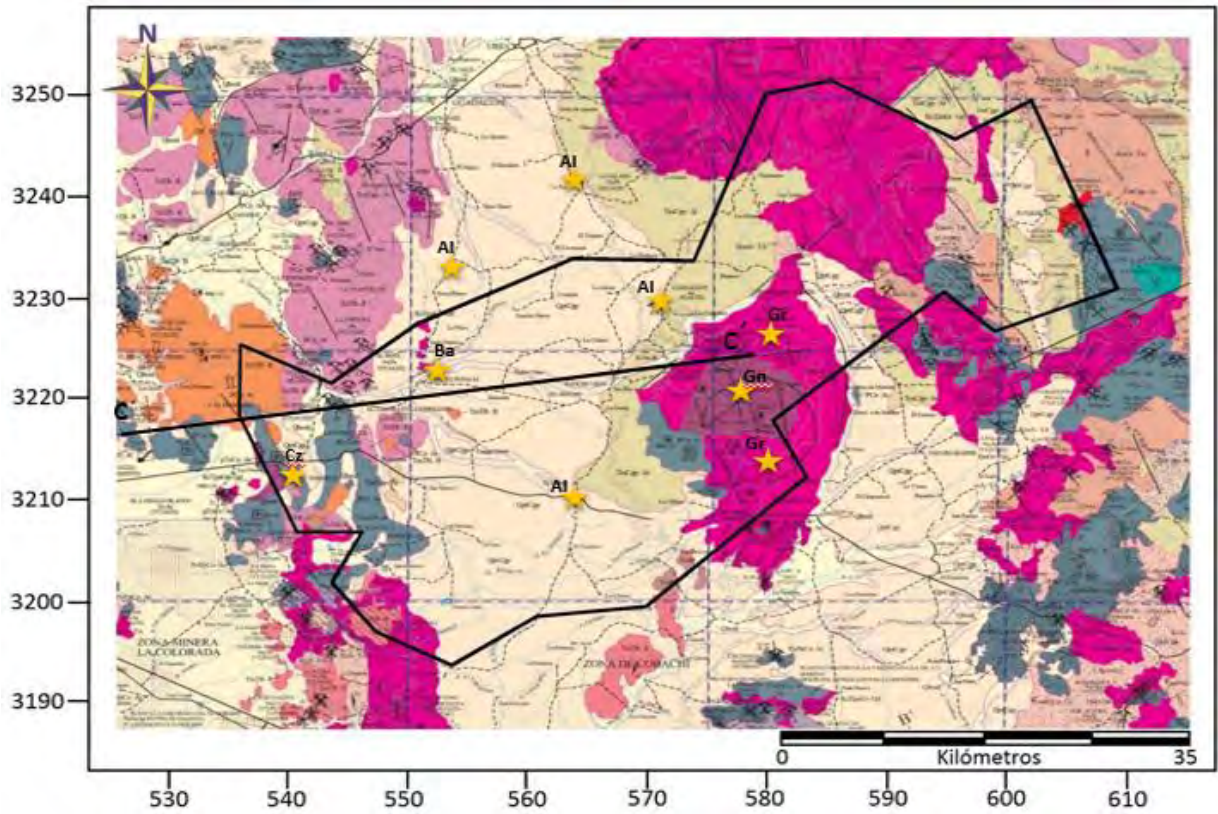
### 2.3. Petrografía

Para el estudio petrográfico se realizó una recolección de 14 muestras en distintas porciones del área de estudio (Figura 8) mismas que en un principio fueron utilizadas para la medición de densidad y susceptibilidad magnética; se trata de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias presentes en el área de Santa Rosalía. Las muestras recolectadas fueron cortadas y preparadas para la caracterización de minerales accesorios y la identificación de minerales con mayor

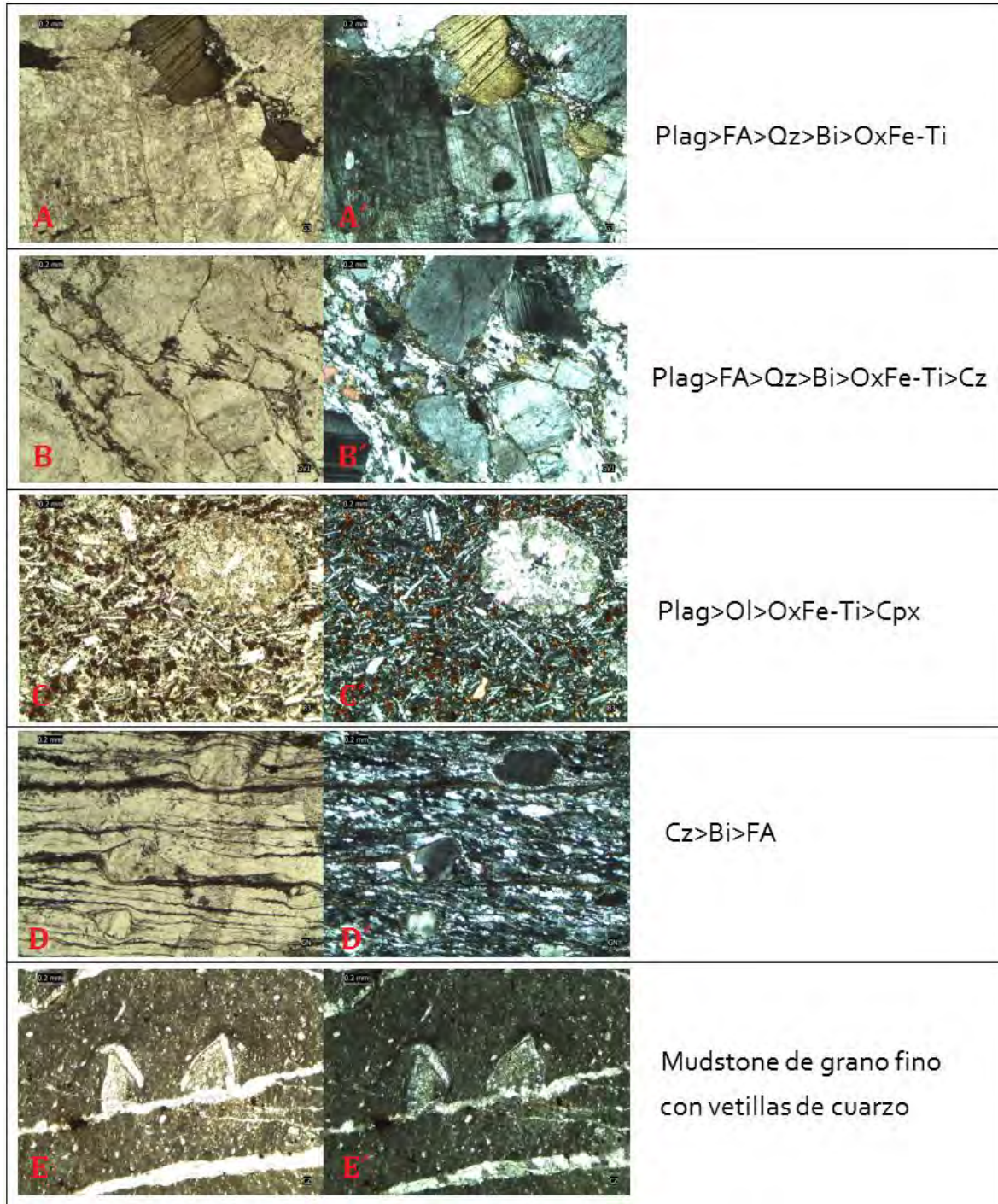


respuesta magnética, así como su correspondiente correlación con las anomalías magnéticas presentes en el área de estudio.

En diversas áreas dentro del acuífero afloran rocas del Batolito Laramídico de Sonora (Damon, *et al.*, 1983), compuesto por granitos los cuales se muestran en la figura 9 (A, A', B y B'), vistas en luz natural y con nícoles cruzados, en la primer muestra (A, A') de la figura 9 tiene un tamaño de grano grueso y se observan minerales de biotita, cuarzo, plagioclasas, feldespato alcalino y óxidos de hierro-titanio, en dicha muestra se observa muy poca alteración sericítica con cristales subhedrales y se observan minerales accesorios de circón. En la segunda lamina (B, B') se observa con un tamaño de grano medio, se encuentra un poco deformada con cierto lineamiento con vetillas rellenas de cuarzo y con cristales subhedrales, se observan minerales de biotita, cuarzo, plagioclasas, feldespato alcalino y óxidos de hierro-titanio. Aflorando al poniente del acuífero se tiene basalto porfídico amigdalario que se extienden formando pequeñas mesetas semicubiertas por sedimentos no consolidados recientes, en las láminas (C, C') de la figura 9 se observa la petrografía de dicha roca en donde se observa un tamaño de grano de fino a medio, la forma de sus cristales son euhedrales de plagioclasas y con una textura porfídica, su asociación mineral se observan cristales de plagioclasas, olivino, clinopiroxeno, óxidos de hierro-titanio y se presentan amígdalas de calcita. Un evento tectónico dentro del acuífero es el desarrollo del Núcleo Metamórfico Complejo de la Sierra de Mazatán donde afloran rocas metamórficas (gneis) y se observa su petrografía en la figura 9 (D, D'), presenta minerales de cuarzo y feldespato alcalino y unos porfidoclastos de feldespato como indicadores cinemáticos donde se observa que el protolito del gneis fue granítico. Las rocas más antiguas aflorando son paleozoicas correspondientes a calizas las cuales afloran en diversos sitios dentro del acuífero, en la figura 9 (E, E') se observa la petrografía de dicha muestra en donde tenemos una clara roca carbonatada de grano fino con una textura Mudstone de matriz cortadas por vetillas de cuarzo.



**Figura 8.** Ubicación de sitios de muestreo (Puntos de Muestreo ★) y perfil C-C', en el área de estudio (Modificada SGM, 1999).



**Figura 9.** Fotografías de secciones delgadas de las rocas de la zona de estudio.

## **2.4. Geología Estructural**

En esta área se observan dos tipos de deformación, la deformación dúctil-frágil originada por procesos compresivos regionales asociados a la Orogenia Laramide y la deformación frágil, representada por fallas originadas por procesos tectónicos distensivos Terciarios.

### **2.4.1. Deformación dúctil-frágil**

Los sistemas de deformación dúctil-frágil se manifiesta en forma de pliegues y cabalgaduras dentro de la secuencia de caliza-arenisca de edad Paleozoica y secuencia volcanosedimentaria de la Formación Tarahumara, de edad Cretácico Superior, asimismo dentro de estas unidades es posible apreciar sigmoides de deformación, así como un gran número de fallas y fracturas.

#### **Deformación frágil**

Esta deformación se manifiesta prácticamente en toda las unidades litológicas desde el Precámbrico al Mioceno. Una de las estructuras más sobresalientes es la falla La Junta, de rumbo promedio noreste 70° suroeste, con desplazamiento derecho, tiene una longitud entre los 65 km y se extiende a lo largo del Arroyo La Junta, el cual atraviesa de noreste a suroeste el Acuífero Santa Rosalía.

Estas fallas y fracturas son de gran importancia ya que han dado lugar a la formación de una fosa tectónica de dimensiones considerables ubicada al poniente de la Sierra de Mazatán, a la vez que tienen un potencial hidrogeológico atractivo como portadoras de agua al acuífero.

### **2.4.2. Sierra de Mazatán Core Complex**

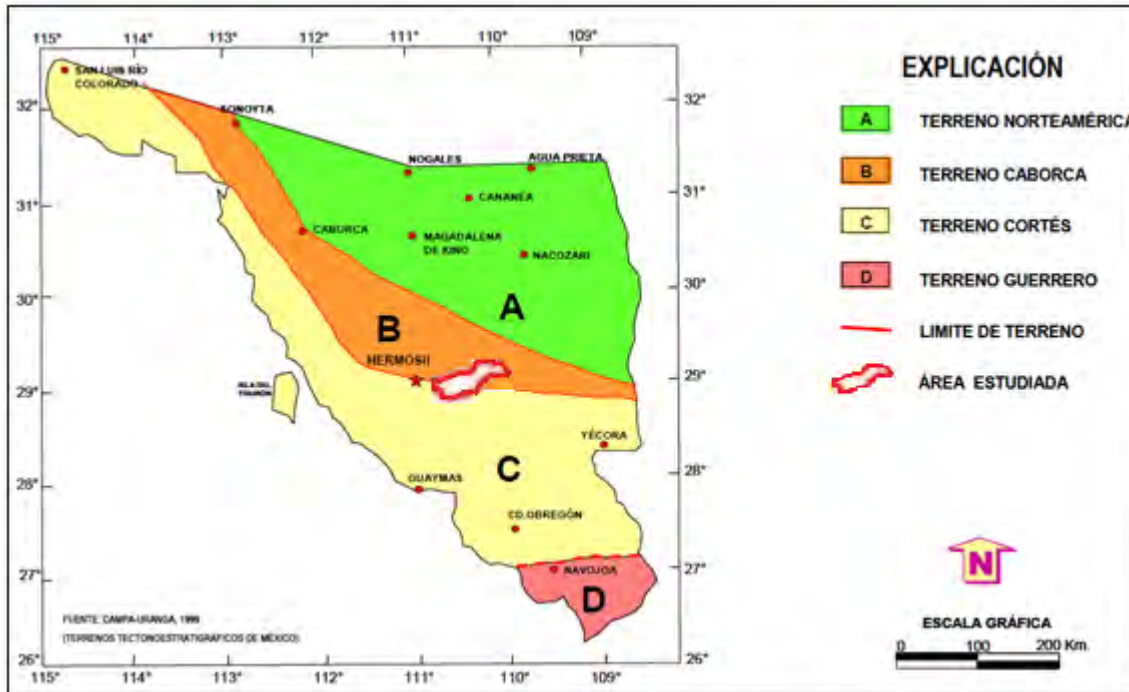
El desarrollo tectónico del núcleo de la Sierra de Mazatán proporciona una visión de la evolución extensional de esta parte de NW México y proporciona un estudio de caso para modelos de desarrollo del Complejo Metamórfico. Abajo describimos la geología del complejo central, que proporciona restricciones críticas en su evolución tectónica (Wong, 2008). Al simplificar nuestra discusión, subdividimos el complejo central en un pedestal (placa inferior) y una pared colgante (placa superior) que están separados por un bajo ángulo, de un ángulo mayor (falla de detachment).

Esta es una falla normal de bajo ángulo que se manifiesta desde la Sierra de Mazatán al sur hasta la Sierra de Aconchi al norte, siguiendo una dirección NW-SE a lo largo del flanco occidental de estas sierras y tiene una longitud aproximada de 120 km (Lugo-Zazueta, R.E., 2006). Diversos autores (Lugo-Zazueta, R.E., 2006 y Wong, 2008) proponen una traza estructural que involucra la Sierra de Mazatán, Puerta del Sol y se extiende hacia el norte, posiblemente hacia la Sierra del Jaralito y la Sierra de Aconchi. Es por esta razón que se continúa llamando a esta estructura la falla de despegue de Mazatán (González-Becuar, E., 2011).

Vega-Granillo, R., y Calmus (2003), Calles-Montijo, R., (2006) y Wong (2008) consideran a la cuenca de Ures como la cuenca sedimentaria y volcánica que se desarrolló tectónicamente sobre el bloque de techo de la falla de despegue. Algunos fechamientos realizados por estos autores, a las rocas volcánicas intercaladas en la Formación Báucarit de esta cuenca, han ayudado a precisar la edad del Complejo Metamórfico de la Sierra de Mazatán.

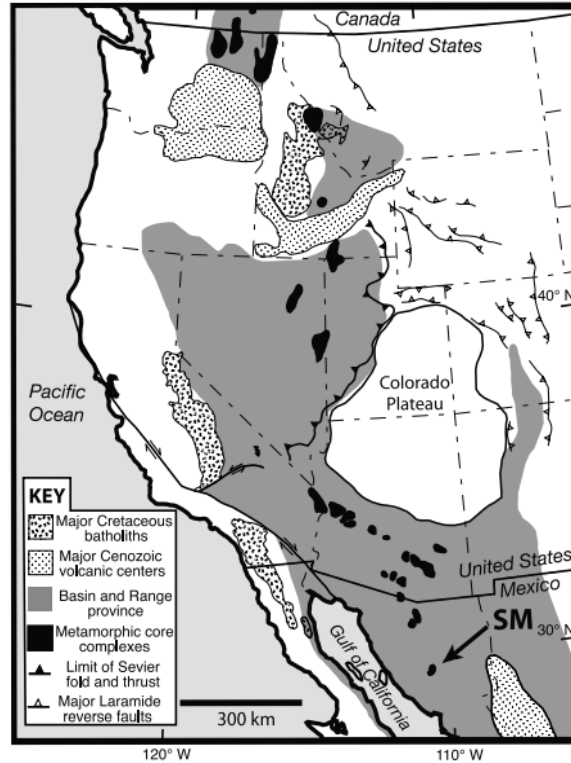
## **2.5. Marco Tectónico**

El terreno Caborca definido por Coney (1983) y modificado por Coney y Campa (1987), es un fragmento desplazado del terreno cratónico de Norte América (Figura 10). Comprende parte del centro y noroeste de Sonora y parte del noreste de Baja California. Sus límites, tal como se designan en este trabajo, difieren de los asignados previamente por los autores mencionados para incluir dentro de él las secuencias Precámbricas-Paleozoicas expuestas en el noreste de Baja California. También se incluye aquí el terreno Cortez, el cual tal como lo definieron dichos autores como un fragmento continental compuesto de estratos geosinclinales Precámbricos y Paleozoicos metamorfizados.



**Figura 10.** Ubicación de la Carta en el terreno Tectonoestratigráfico (Modificado SGM, 2003).

Los principales eventos tectónicos que se reconocen son: Orogenia Paleozoica, muy difícil de estudiar, ya que la intensidad del tectonismo mesozoico y cenozoico enmascaran y ocultan las estructuras de ese tiempo, sin embargo trabajos previos a detalle en la porción occidental de la carta (Poole y Madrid (1986), Radelli, L., *Et al.*, (1987), Stewart, *Et al.*, 1990), han establecido al menos tres eventos de deformación en esta zona: el primero en el Devónico medio, el segundo en el Misisípico tardío, reportado en la región de la Barita de Mazatán (Poole y Madrid, 1986), y un tercero en el intervalo del Pérmico al Triásico medio y que parece corresponder a la fase más importante, ya que es la responsable de la superposición tectónica de las rocas paleozoicas de cuenca sobre sedimentos de plataforma (Radelli, L., *et al.*, 1987), su origen e interpretación se define por la subducción del Paleozoico tardío-Triásico medio de la placa Kula bajo la placa Americana causando orogenia y deformación en la columna Paleozoica temprana y Paleozoica Precámbrica (Figura 11). Después del último evento magmático en el Precámbrico (Granito Aibó) transcurrió un periodo de tiempo del cual no se reconoce registro litológico alguno, hasta el inicio de depósitos de secuencias miogeosinclinales en discordancia sobre dicho basamento.



**Figura 11.** Principales elementos tectónicos de la Cordillera de América del Norte (Wong, 2008).

Durante gran parte del Paleozoico, el noroeste de México fue parte del margen pasivo de la cordillera y secuencias gruesas de caliza, arenisca y pizarra fueron depositados (Stewart Et al., 1990). Desde el Jurásico temprano, la subducción de la placa Farallón comenzó a lo largo del margen occidental del noroeste México, generando magmatismo de arco continental preservado principalmente como las rocas batolíticas en Baja California y las costas. Durante el Cretácico tardío, el magmatismo de arco migró hacia el este de Baja California y la costa de Sonora, al este de Sonora y Chihuahua, probablemente como resultado de aplanamiento de la losa de subducción durante el tiempo Laramide (Wong, 2008). Sin embargo, a diferencia de los Estados Unidos, no existe una brecha magmática desarrollada en México y el volcanismo continuó en el Cenozoico temprano, construyendo finalmente la Sierra Madre Occidental con una meseta de ignimbritas, durante el Eoceno temprano-Oligoceno (McDowell y Clabaugh, 1979). Durante el Oligoceno-Mioceno, el arco pudo haber migrado de nuevo hacia el oeste a Baja California y Sonora (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991), aunque los detalles y la causa de esta aparente migración son poco conocidos.

La subducción en el noroeste de México ocurrió de 17 a 12 Ma con una serie de saltos de cresta y de microplaca (Lonsdale, 1991; Stock y Hodges, 1989) que trajo las placas del Pacífico y Norteamérica en contacto a lo largo de un margen transtensional. Aunque en el pacifico norte, el movimiento de la placa americana se localizó en el Golfo de California hace 6 Ma (Oskin y Stock, 2003) y el fondo marino extendiéndose en el golfo acomodado en >85% del movimiento de la placa por 3.5 Ma (DeMets, 1995), el movimiento de la placa fue durante el período "proto-Golfo" (12-6 Ma) no es bien conocido y sigue siendo controvertido (Stock and Hodges, 1989; Gans, 1997; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Gans *et al.*, 2003). La(s) fuerza(s) motriz(es) de extensión en el noroeste de México y el papel que la frontera evolutiva de la placa juegan en la tectónica de la región, siguen siendo significativas preguntas sin resolver.

#### **2.5.1. Orogenia Nevadiana**

Este evento es asignado al Jurásico, durante él ocurren grandes fallas con desplazamientos laterales con rumbo NW-SE (Anderson y Silver, 1979) y la depositación de grandes secuencias de sedimentos continentales y marinos en cuencas relacionadas a la apertura del Golfo de México. Esto se evidencia por los sedimentos del Grupo Barranca, donde en forma regional sus afloramientos presentan una orientación casi E-W, atestiguando un evento distensivo.

Sus afloramientos no presentan esta orientación, es evidente que el Grupo Barranca se debió a una etapa distensiva triásica, orientada E-W. Presenta evidencias de deformación compresiva que pudo ocurrir en el Jurásico superior, asignándola a la orogenia Nevadiana propuesta por Rangin (1982). Stewart y Roldán (1991) consideran que el Grupo Barranca se depositó en una cuenca tipo rift y que fue originada por fallamiento transtensional y/o extensional.

#### **2.5.2. Batolito Laramídico**

La primera fase ocurrió entre 90 y 40 Ma en el Estado de Sonora con el emplazamiento del Batolito Laramide (Damon *et al.*, 1981,1983; Cochemé, 1985). Esta intrusión magmática se asocia a la subducción de la placa oceánica Farallón respecto a la de Norteamérica (Hamilton, 1969; Dickinson, 1979). Durante este evento se emitieron otras rocas volcánicas, que afloran en las inmediaciones de la Sierra Madre Occidental, definidas como Formación Tarahumara



(Wilson y Rocha, 1946), Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Claubauh, 1979) o Complejo Base (Cochemé, 1985). Esta unidad se compone de andesitas, con algunas intercalaciones de rocas ácidas; presenta plegamientos y metamorfismo dentro de la facies albita-epidota. En el Estado de Sonora se encuentra en la parte central con espesores de hasta 300 m (Amaya-Martínez *et al.*, 1994).

Ambas deformaciones son debidas a un evento compresivo. En la región, esta orogenia se caracteriza por una fase de compresión, originando un arco magmático y su consecuente arco volcánico. Este evento está evidenciado por el emplazamiento de cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas y la deformación de las rocas de la Formación Tarahumara del Cretácico superior.

A principios del Eoceno y hasta el Oligoceno se genera un arco magmático continental, el cual es acompañado de cúpulas graníticas de menor magnitud que originan apófisis y troncos de diferentes composiciones que afectaron a las rocas anteriores. Están evidenciados por pórfidos cuarzomonzoníticos, riolíticos, dioríticos y andesíticos (Damon, 1983).

### **2.5.3. Basin and Range**

En el Oligoceno se genera un volcanismo bimodal, cuya composición varía de félsica a intermedia, manifestándose en forma de derrames fisurales. Es una fase tectónica distensiva denominada “Basin and Range”, que se distingue por la formación de las Sierras y Valles paralelos orientados normalmente con una dirección de NW 20° con valles más estrechos hacia la Sierra Madre Occidental y más amplios hacia el Golfo de California, conformando bloques levantados y escalonados (Horst La Sierra las Tarugas) y valles elongados (Grabens El Mortero y Agua Blanca). Según Elston (1976) esta distensión inició hace  $18 \pm 3$  Ma en Arizona, mientras que para Cochemé (1985) inició hace unos 17 Ma (Mioceno inferior) en Yécora.

Durante esta fase extensiva conocida como Basin and Range, se tiene un adelgazamiento de la corteza con fusión parcial y producción de un magma básico que llega a la superficie a través de fallas normales, dando lugar a un volcanismo bimodal de tipo fisural (Formación Lista Blanca), con edad de 17.2 a 12.0 Ma.

### CAPÍTULO III: HIDROLOGÍA SUPERFICIAL E HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

#### 3.1. Hidrología Superficial: Región y cuenca hidrológica

El Acuífero Santa Rosalía se encuentra ubicado en la Región Hidrológica RH-9 “Sonora Sur”, dentro de la cuenca del Río Sonora, subcuenca del arroyo Santa Rosalía. Se encuentra entre los cauces de Río Sonora y La Paloma (Figura 12).

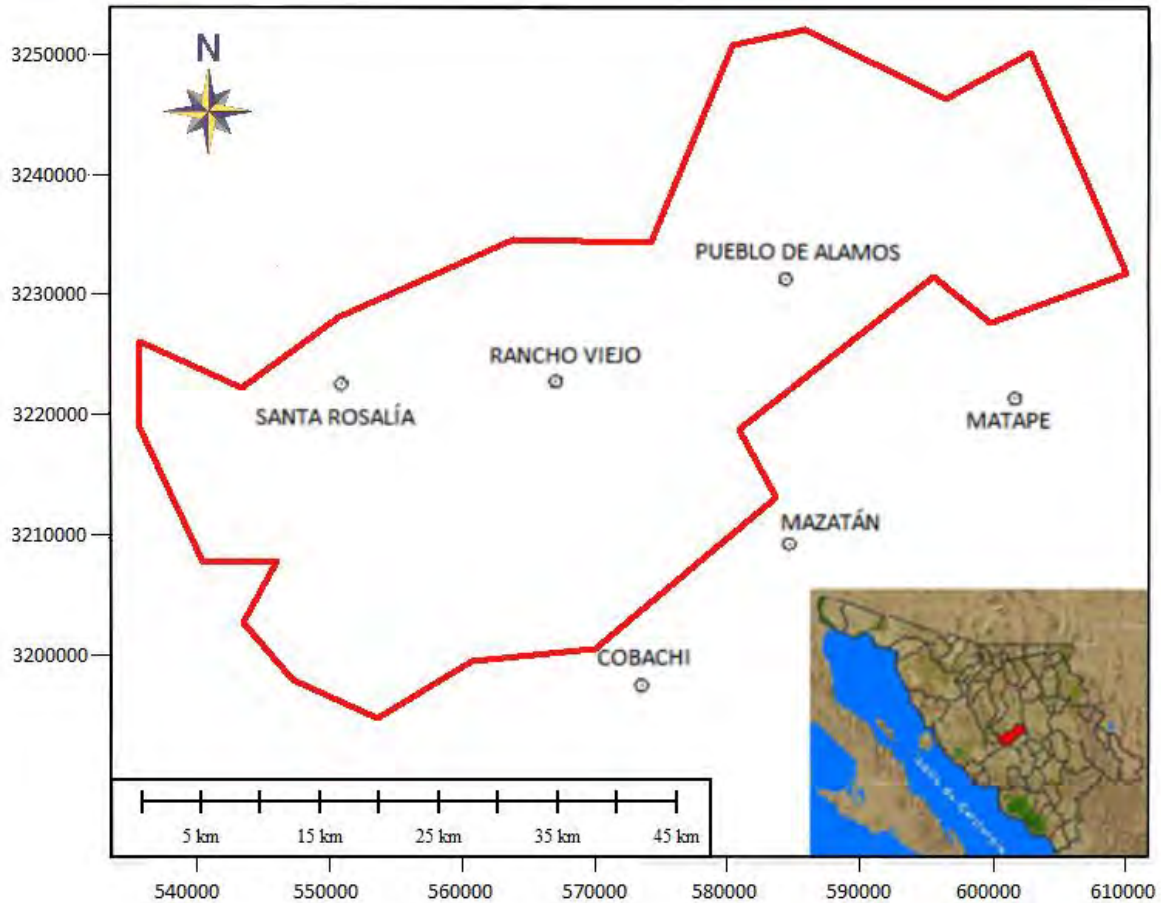


**Figura 12.** Región Hidrológica Sonora sur RH9 (CONAGUA, 2011).

De acuerdo con las unidades hidrogeológicas identificadas y los sondeos geofísicos ejecutados, es posible definir la presencia de un acuífero heterogéneo y anisotrópico, de tipo libre que presenta condiciones locales de semiconfinamiento debido a la presencia de lentes de sedimentos arcillosos. Está conformado, en porción superior, por depósitos aluviales y conglomerados; y en su porción inferior por rocas sedimentarias y volcánicas fracturadas, que en conjunto presenta un espesor promedio de 150m (CONAGUA, 2011).

La existencia de dos medios de circulación del agua subterránea podría sugerir la existencia de dos acuíferos diferentes, sin embargo ambos se comunican por medio de fallas, aun cuando existen lentes granulares de baja permeabilidad, constituidos por conglomerados cementados con caliche que actúan como capas semiconfinantes.

En el área de estudio se encuentran 6 estaciones climatológicas las cuales se muestran en la figura 13, y se utilizaron los datos proporcionados por CONAGUA de cada estación.



**Figura 13.** Cuenca Hidrológica y estaciones del área de estudio.

### 3.1.1. Cálculo de Precipitación media anual por el método de Polígonos de Thiessen

La precipitación es cualquier agua meteórica que cae sobre la superficie terrestre como lluvia, nieve, granizo, rocío o escarcha, se esta se mide en milímetros (Vega, 2011).

Es la principal fuente de suministro de agua y se forma principalmente por el vapor de agua en el aire. Incluye todas las formas depositadas sobre la superficie de la tierra.

Para medir la lluvia, el Servicio Meteorológico Nacional registra en sus estaciones climatológicas, la precipitación, temperatura y la evaporación, esto lo realiza con aparatos para medir la lluvia que pueden ser pluviómetros y pluviógrafos en ciertas zonas para conocer su lluvia media (Fotografía 1).



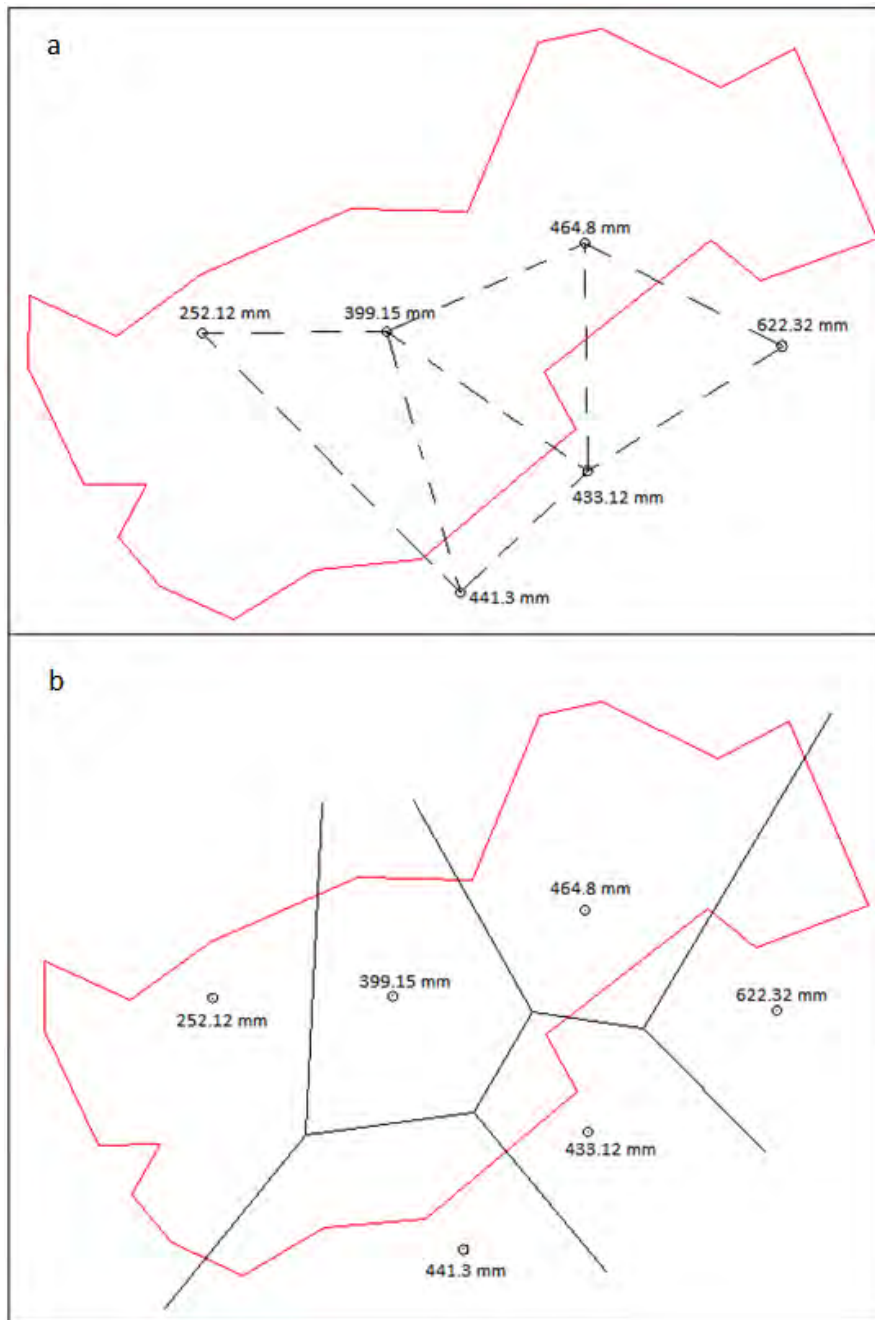
**Fotografía 1.** Estación climatológica del poblado de Santa Rosalía.

La precipitación media anual de la cuenca es un promedio histórico medio de la cuenca según sus estaciones, en la presente tesis se utilizaron datos de los últimos 10 años que abarcan del año 2004 al 2013 con excepción de la estación Cobachi ya que solo cuenta con datos del 2007 al 2013, para calcular la precipitación media anual se realizó una sumatoria de los meses de cada año y al final se sumaron las precipitaciones de cada año y se dividieron entre los mismos (Tabla 1), la precipitación se puede calcular con distintos métodos tales como promedio aritmético, método de isoyetas y polígonos de Thiessen, siendo este último el que se utilizó en el presente trabajo.

No. de estación	Estación	Precipitación media anual (mm)
26240	MATAPE	622.32
26256	COBACHI	308.97
26199	PUEBLO ALAMOS	464.80
26244	RANCHO VIEJO	399.15
26270	SANTA ROSALÍA	252.12
26052	MAZATÁN	433.12

**Tabla 1.** Precipitación media anual del Acuífero Santa Rosalía.

Este método de polígonos de Thiessen, consiste en trazar polígonos irregulares alrededor de cada estación climatológica. Cada estación se une a las estaciones más próximas formando triángulos de estación a estación (Figura 14a), ya obtenidas las uniones de las estaciones, a la mitad de cada línea que conecta dos estaciones se traza una línea perpendicular que se extiende para formar los polígonos de Thiessen (Figura 14b).



**Figura 14.** Desarrollo de polígonos de Thiessen con el Software AutoCAD.

Al aplicar el método de Polígonos de Thiessen mediante el uso de AutoCAD, se calcularon las diferentes áreas para cada polígono que rodea a cada estación climatológica dentro de la cuenca del Acuífero Santa Rosalía.

Con los datos de precipitación media anual de cada estación que se encuentran dentro de la cuenca y ya obtenida el área de cada estación, se calculó la precipitación media de la cuenca (Tabla 2), usando la fórmula:

$$\overline{hp} = \frac{\sum_{i=1}^n (hp_i * A_i)}{A_t} \quad \text{Ec. (1)}$$

Donde:

$\overline{hp}$  = Altura de precipitación media (mm)

$hp_i$  = Altura de precipitación registrada en cada estación (mm)

$A_i$  = Área del polígono (km<sup>2</sup>)

$A_t$  = Área total de la cuenca (km<sup>2</sup>)

i y n = Número de áreas y lluvias consideradas.

No. de estación	Estación	Precipitación media anual (mm)	Área del polígono (km <sup>2</sup> )	Precipitación media anual * área del polígono (mm*km <sup>2</sup> )
26240	Mátape	622.32	151.92	94,542.85
26256	Cobachi	308.97	191.85	59,275.89
26199	Pueblo de Álamos	464.80	551.34	256,262.83
26244	Rancho Viejo	399.15	393.57	157,093.47
26270	Santa Rosalía	252.12	537.22	135,443.90
26052	Mazatán	433.12	59.46	25,753.32
Total			<b>1885.36</b>	<b>728,372.27</b>

**Tabla 2.** Cálculo de la Precipitación media anual con Polígonos de Thiessen.

Con estos cálculos realizados, ya podemos obtener la precipitación media de la cuenca utilizando la ecuación 1, con la fórmula:

$$\overline{hp} = \frac{728,372.27 \text{ mm} * \text{km}^2}{1,885.36 \text{ km}^2}$$

$$\overline{hp} = 386.33 \text{ mm}$$

Que multiplicado por el área de la cuenca, da un volumen precipitado de:

$$V_p = 728.37 \text{ Mm}^3$$

La precipitación media estatal en Sonora es de 450 mm anuales, las lluvias se presentan en verano en los meses de julio y agosto.

### **3.1.2. Cálculo de Escurrimiento medio anual con el método de coeficiente de escurrimiento especificado en la NOM-011-CNA-2000**

El escurrimiento es la parte de la precipitación que aparece en las corrientes fluviales superficiales, perennes, intermitentes o efímeras, y que regresa al mar o a los cuerpos de agua interiores. Dicho de otra manera, es el deslizamiento del agua, que no ha sido afectado por obras artificiales hechas por el hombre. De acuerdo con las partes de la superficie terrestre en las que se realiza el escurrimiento, éste se puede dividir en: superficial, subsuperficial y subterráneo.

El escurrimiento es el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca (Vega, 2011).

El escurrimiento superficial se produce por el volumen de la lluvia que no intervino en los procesos de evaporación, infiltración o almacenaje superficial, sino que, escurrió por gravedad sobre la superficie del suelo y por la red de drenaje.

En México, la CNA (2014) ha publicado la Norma Oficial Mexicana NOM-011-CNA-2000 (Diario Oficial de la Federación, 23 de septiembre del 2014), donde establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales superficiales para su explotación y aprovechamiento. En dicha norma se muestra el procedimiento autorizado para calcular el coeficiente de escurrimiento ( $C_e$ ), con el que se obtiene el escurrimiento medio anual en función del tipo y uso de suelo de acuerdo a las tablas de la figura 15, y del volumen de precipitado anual ya presentado anteriormente.

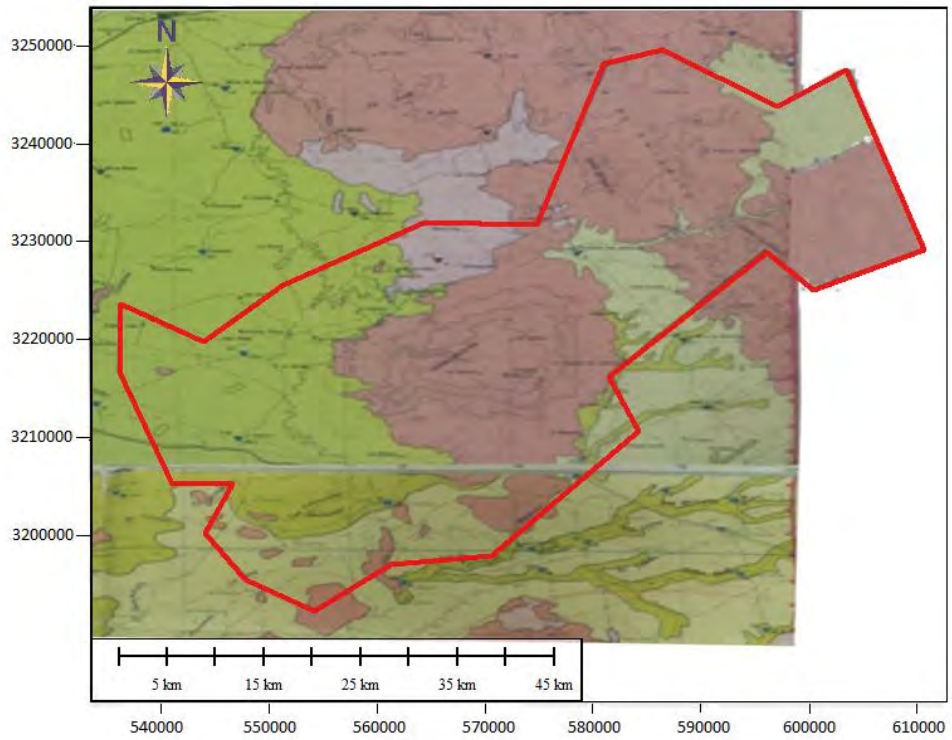
TIPO DE SUELO	CARACTERÍSTICAS
A	Suelos permeables, tales como arenas profundas y loess poco compactos
B	Suelos medianamente permeables, tales como arenas de mediana profundidad: loess algo más compactos que los correspondientes a los suelos A; terrenos migajosos
C	Suelos casi impermeables, tales como arenas o loess muy delgados sobre una capa impermeable, o bien arcillas

USO DEL SUELO	TIPO DE SUELO		
	A	B	C
Barbecho, áreas incultas y desnudas	0,26	0,28	0,30
Cultivos:	0,24	0,27	0,30
En Hilera	0,24	0,27	0,30
Legumbres o rotación de pradera	0,24	0,27	0,30
Granos pequeños	0,14	0,20	0,28
Pastizal:	0,20	0,24	0,30
% del suelo cubierto o pastoreo	0,24	0,28	0,30
Más del 75% - Poco -	0,07	0,16	0,24
Del 50 al 75% - Regular -	0,12	0,22	0,26
Menos del 50% - Excesivo -	0,17	0,26	0,28
Bosque:	0,22	0,28	0,30
Cubierto más del 75%	0,26	0,29	0,32
Cubierto del 50 al 75%	0,27	0,30	0,33
Cubierto del 25 al 50%	0,18	0,24	0,30
Cubierto menos del 25%			
Zonas urbanas			
Caminos			
Pradera permanente			

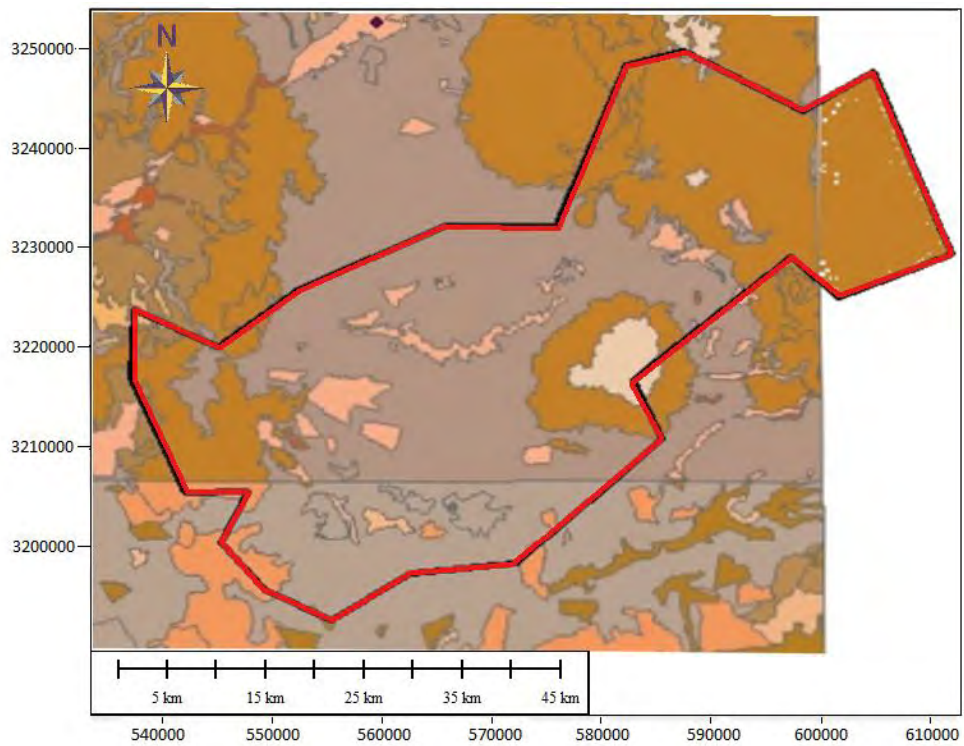
**Figura 15.** Tabla de valores de k en función del tipo y uso del suelo (CNA, 2014).

De acuerdo al análisis realizado a la cuenca del Acuífero Santa Rosalía, se consideraron para la realización del coeficiente de escurrimiento según la NOM-011-CONAGUA-2000, la Carta Hidrogeológica de Aguas Subterráneas del INEGI, de donde se obtuvieron las permeabilidades (baja, media, alta) de las unidades geohidrológicas del área (Figura 16), así como la Carta de Uso de Suelo y Vegetación de la misma fuente (Figura 17).



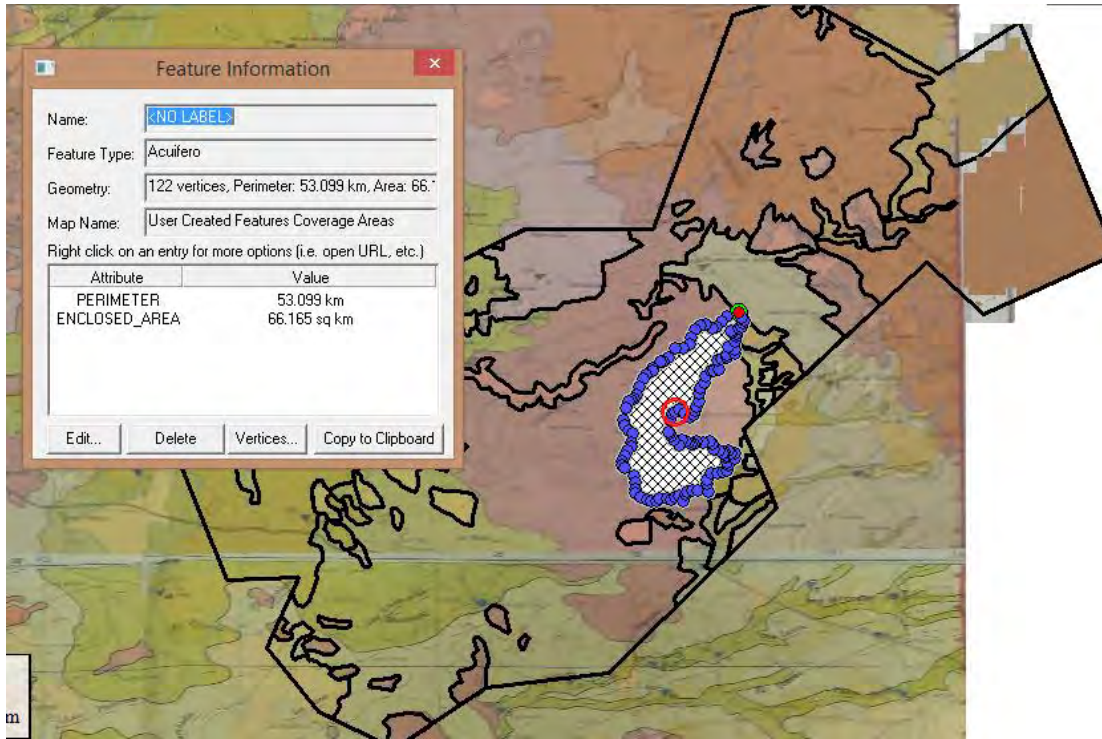


**Figura 16.** Carta Hidrológica de Aguas Subterráneas (Fuente: INEGI).



**Figura 17.** Carta de Uso del Suelo y Vegetación (Fuente: INEGI).

Para el cálculo del coeficiente de escurrimiento, se trazaron polígonos de acuerdo a cada unidad geohidrológica, asignándole un valor de “k” a cada uno, de acuerdo a su tipo de suelo (permeabilidad) y a su uso de suelo (cultivos, bosques, matorral, etc). En el presente trabajo se obtuvieron un total de 60 polígonos con su correspondiente valor de “k” (Tabla 3). Para calcular Ce, se multiplicó cada “k” por el área de cada polígono (Figura 18).



**Figura 18.** Cálculo de áreas de unidades geohidrológicas del Acuífero Santa Rosalía (Modificado del INEGI).

Como se observa en la cuenca de estudio existen diferentes tipos y usos de suelo, y por tanto diferentes valores de K, por lo que para obtener un solo valor de K, se calcula el valor ponderado de todos ellos usando la siguiente fórmula:

$$K = \frac{k_1 * A_1 + k_2 * A_2 + k_3 * A_3 + \dots + k_n A_n}{A_t} \quad Ec. (2)$$

Donde:

K= Parámetro que depende del tipo y uso de suelo (adimensional).

$k_{1, 2, \dots, n}$  = Parámetro que depende del tipo y uso de suelo de cada unidad geohidrológica (adimensional).

$A_{1, 2, \dots, n}$  = Área de cada unidad geohidrológica (km<sup>2</sup>).

$A_t$  = Área total de la cuenca (km<sup>2</sup>).

A continuación se muestran los resultados de valores en k obtenidos.

Unidad geohidrológica	Uso de suelo (vegetación)	Tipo de suelo (permeabilidad)	Tipo de suelo (NOM)	k (NOM)	Área (km <sup>2</sup> )	k*Área (km <sup>2</sup> )
1	Matorral	Media	B	0.26	80.88	21.03
2	Mezquital	Media	B	0.16	2.95	0.47
3	Mezquital	Baja	A	0.07	4.89	0.34
4	Mezquital	Baja	A	0.07	3.36	0.24
5	Mezquital	Baja	A	0.07	10.58	0.75
6	Matorral	Media	B	0.26	4.40	1.14
7	Matorral	Media	B	0.26	0.10	0.26
8	Matorral	Media	B	0.26	404.57	105.19
9	Mezquital	Baja	A	0.07	21.25	1.49
10	Mezquital	Baja	A	0.07	11.07	0.77
11	Mezquital	Baja	A	0.07	0.10	0.07
12	Mezquital	Media	B	0.16	64.91	10.39
13	Mezquital	Baja	A	0.07	11.36	0.79
14	Bosque	Baja	A	0.18	7.10	1.28
15	Mezquital	Baja	A	0.07	1.23	0.09
16	Mezquital	Baja	A	0.07	1.52	0.11
17	Bosque	Baja	A	0.18	29.17	5.25
18	Matorral	Baja	A	0.17	66.17	11.25
19	Bosque	Baja	A	0.18	1.53	0.27

20	Matorral	Baja	A	0.17	6.46	1.10
21	Matorral	Baja	A	0.17	6.43	1.10
22	Mezquital	Media	B	0.16	3.29	0.53
23	Mezquital	Baja	A	0.07	9.82	0.69
24	Mezquital	Baja	A	0.07	4.35	0.30
25	Mezquital	Baja	A	0.07	7.49	0.52
26	Mezquital	Baja	A	0.07	17.76	1.24
27	Mezquital	Baja	A	0.07	3.85	0.27
28	Mezquital	Baja	A	0.07	1.90	0.13
29	Mezquital	Baja	A	0.07	4.09	0.29
30	Matorral	Baja	A	0.07	2.58	0.18
31	Mezquital	Baja	A	0.07	341.94	23.94
32	Mezquital	Media	B	0.16	55.36	8.86
33	Matorral	Media	B	0.26	149.81	38.95
34	Matorral	Media	B	0.26	1.29	0.34
35	Mezquital	Media	B	0.16	0.82	0.13
36	Mezquital	Media	B	0.16	1.97	0.31
37	Mezquital	Media	B	0.16	4.47	0.71
38	Mezquital	Media	B	0.16	3.10	0.50
39	Mezquital	Media	B	0.16	19.38	3.10
40	Mezquital	Media	B	0.16	6.39	1.02
41	Mezquital	Media	B	0.16	1.04	0.17
42	Mezquital	Media	B	0.16	3.33	0.53
43	Matorral	Media	B	0.26	2.09	0.54
44	Matorral	Media	B	0.26	0.97	0.25
45	Matorral	Media	B	0.26	3.11	0.81
46	Mezquital	Media	B	0.16	3.59	0.57

47	Mezquital	Media	B	0.16	1.37	0.22
48	Mezquital	Media	B	0.16	1.29	0.21
49	Mezquital	Media	B	0.16	311.88	49.90
50	Mezquital	Media	B	0.16	2.86	0.46
51	Mezquital	Media	B	0.16	1.30	0.21
52	Matorral	Baja	A	0.17	17.12	2.91
53	Mezquital	Baja	A	0.07	6.09	0.43
54	Mezquital	Baja	A	0.07	7.16	0.50
55	Mezquital	Baja	A	0.07	2.43	0.17
56	Mezquital	Baja	A	0.07	1.60	0.11
57	Mezquital	Baja	A	0.07	1.54	0.11
58	Mezquital	Baja	A	0.07	2.43	0.17
59	Mezquital	Baja	A	0.07	0.71	0.05
60	Mezquital	Baja	A	0.07	132.11	9.25
Total					1885.48	312.94

**Tabla 3.** Cálculo del valor de "k" de cada unidad geohidrológica.

Sustituyendo valores en la ecuación 2:

$$K = \frac{312.94}{1885.48} = 0.16$$

Una vez obtenido el valor de K, el coeficiente de escurrimiento anual (Ce), se calcula mediante la siguiente fórmula, ya que k es mayor que 0.15 (Figura 19):

$$Ce = K \frac{P - 250}{2000} + \frac{K - 0.15}{1.5} \quad \text{Ec. (3)}$$

Donde:

Ce= Coeficiente de escurrimiento (adimensional).

K= Parámetro que depende del tipo y uso de suelo (adimensional).

P= Precipitación media anual (mm).

La precipitación media anual que se utilizará para el cálculo del Ce, será la obtenida anteriormente por medio de los Polígonos de Thiessen, la cual fue de 386.33 mm, sustituyendo en la ecuación del coeficiente de escurrimiento queda:

$$Ce = 0.165972 \frac{386.33 - 250}{2000} + \frac{0.16 - 0.15}{1.5}$$

$$Ce = 0.013 = 1.30\%$$

Para obtener el volumen de escurrimiento total de la cuenca (Vesc), se sustituye este valor en la ecuación:

$$Vesc = \bar{hp} * A_t * Ce \quad Ec. (4)$$

$$Vesc = 0.38633 \text{ m} * 1,885,360,000 \text{ m}^2 * 0.013$$

$$Vesc = 728.37 \text{ Mm}^3 * 0.013$$

$$Vesc = 9.47 \text{ Mm}^3$$

### 3.1.3. Cálculo de Evapotranspiración media anual por el método de Turc

La evapotranspiración es la combinación de evaporación del agua y transpiración de plantas y animales por medio de la cual el agua es transferida a la atmosfera desde la superficie (Vega, 2011).

En zonas no desérticas la vegetación desempeña un papel importante en el ciclo hidrológico. El consumo de agua disminuye el escurrimiento superficial y la infiltración, la transpiración de las plantas se aumenta la evaporación la cual es llamada evapotranspiración. La transpiración y con ella la evapotranspiración, depende no solamente del clima, también depende del tipo de vegetación ya que hay plantas freatofitas (árboles que alcanzan con sus raíces el agua subterránea- nivel freático), la cual aumenta la evapotranspiración.

La evapotranspiración se puede calcular de diferentes modos:

- Fórmulas empíricas: en general consideran la evaporación mensual, presión media de vapor, presión media de vapor de saturación, velocidad media del viento y coeficiente empírico.
- Balance de energía: algunos autores como Penman y Wilson han trabajado con este balance; toma en cuenta: presión de vapor de saturación, velocidad del viento, reflectividad, radiación del sol entre otras.
- Balance de agua: basado en la ecuación de continuidad, que para grandes almacenamientos es:

$$E = I - O - \Delta V \quad \text{Ec. (5)}$$

Dónde:

E= Volumen de evaporación en tiempo (m<sup>3</sup>)

I= Volumen de entradas al vaso (Precipitación directa y escurrimiento) (m<sup>3</sup>)

O= Volumen de salidas del vaso (infiltración y escurrimiento) (m<sup>3</sup>)

ΔV= cambio en el volumen almacenado en el tiempo (m<sup>3</sup>)

En esta tesis se utilizó el método de Turc (Vega, 2011).

En 1954, L. Turc publica: “El balance hídrico de los suelos: las relaciones entre precipitación, evaporación y escorrentía”. La fórmula de Turc se basa en estudios estadísticos de 254 cuencas alrededor del mundo relacionando evapotranspiración, precipitación y temperatura, utilizando la siguiente expresión:

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left[\frac{P}{It}\right]^2}} \quad \text{Ec. (6)}$$

Dónde:

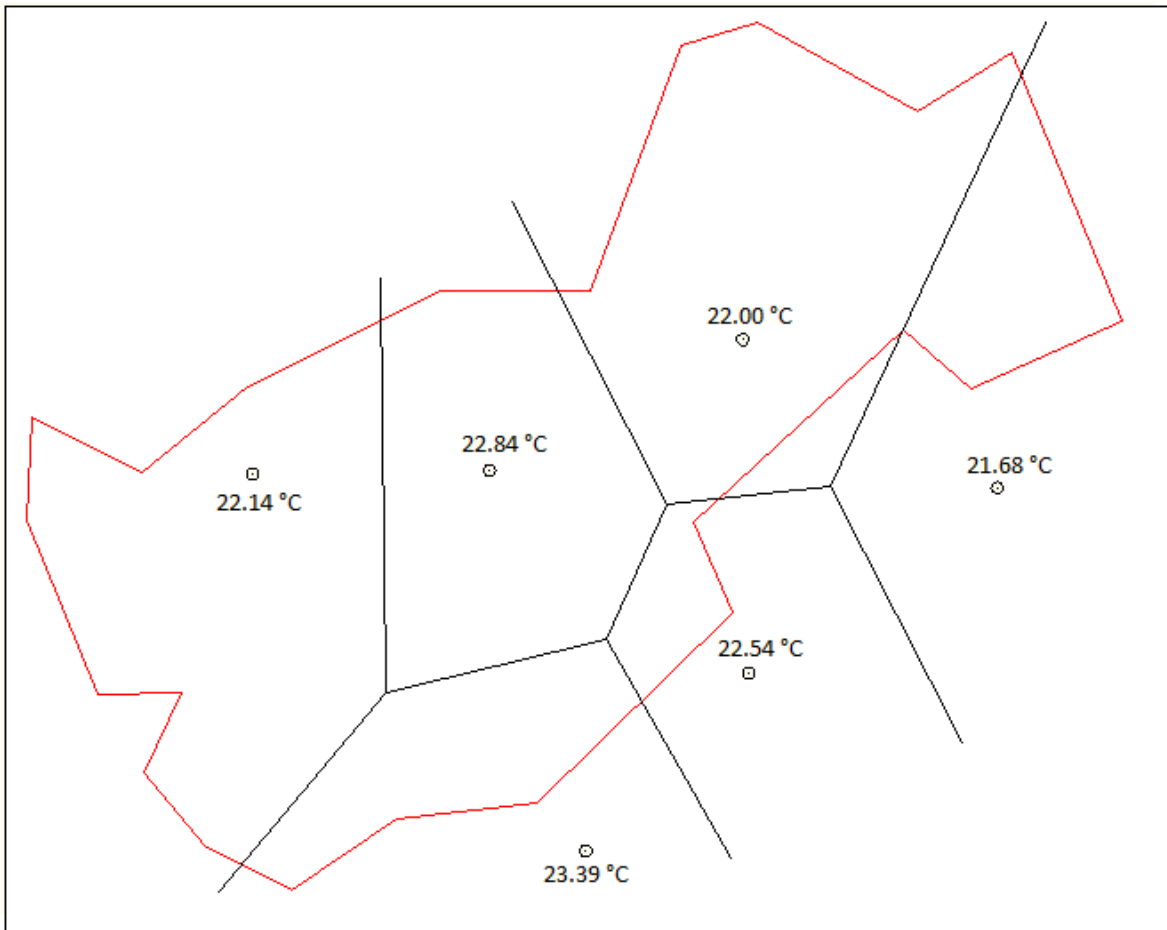
ET= evapotranspiración real anual (mm)

P= precipitación media anual (mm)

T= temperatura media del aire (°C)

$I_t = 300 + 25T + 0.05T^2$ ; Nota esta constante ( $I_t$ ) se modificó para el área de estudio, donde T2 originalmente es T3, ya que se ha observado en algunos estudios donde se calcula la evapotranspiración en zonas con altas temperaturas.

Para obtener el valor  $I_t$ , se obtuvieron los valores de temperatura anual para cada estación de la cuenca de los últimos 10 años (2004, 2013), con excepción de la estación Cobachi que solo cuenta con datos de los años 2007 al 2013. En la tabla 4 se muestran los valores de temperatura, la cual una vez obtenido el valor medio de las estaciones, se multiplica por el área de la cuenca, para este proceso se utilizó el método de polígonos de Thiessen (Figura 19).



**Figura 19.** Desarrollo de polígonos de Thiessen con el software AutoCAD con la temperatura media anual para cada estación.



Con esta fórmula se obtienen los cálculos de temperatura media anual de cada estación en la cual se muestran a continuación (Tabla 4) y un valor de It de 885.901.

$$ET = \frac{386.33 \text{ mm}}{\sqrt{0.9 + [885.91]^2}} = 370.01 \text{ mm}$$

#	Estación	PP media anual (mm)	Área (km <sup>2</sup> )	Temperatura media anual (°C)	Temperatura media anual* Área entre isoyetas (°C*km <sup>2</sup> )
26240	MATAPE	622.32	151.92	21.68	3293.38
26256	COBACHI	308.97	191.85	23.39	4487.46
26199	PUEBLO ÁLAMOS	464.80	551.34	22.00	12128.38
26244	RANCHO VIEJO	399.15	393.57	22.84	8989.18
26270	SANTA ROSALÍA	252.12	537.22	22.14	11896.52
26052	MAZATÁN	433.12	59.46	22.54	1340.15
	<b>Promedio</b>	<b>413.41</b>	<b>314.23</b>	<b>22.43</b>	<b>7022.51</b>
	<b>Total</b>		<b>1885.36</b>		<b>42135.07</b>

**Tabla 4.** Temperatura media anual de la cuenca aplicando el principio de los Polígonos de Thiessen.

$$ET = 370.01 \text{ mm}$$

Que multiplicado por el área de la cuenca, da un volumen precipitado de:

$$ET = 697.61 \text{ Mm}^3$$

### 3.1.4. Cálculo de Infiltración media anual (ecuación del ciclo hidrológico)

La infiltración es el movimiento del agua, a través de la superficie del suelo y hacia dentro del mismo, producido por la acción de las fuerzas gravitacionales y capilares (Vega, 2011).

La infiltración es el movimiento descendente del agua desde la superficie de la tierra hacia el suelo o las rocas porosas. En cualquier parte del mundo, una porción del agua que cae como precipitación y nieve que se filtra hacia el subsuelo y hacia las rocas, el agua puede tardar días

en moverse de un punto a otro o en su caso puede tardar hasta miles de años tal y como se observa en la figura 20.



**Figura 20.** Movimiento del agua infiltrada (Fuente: Agua.org.mx).

La infiltración del agua de lluvia en el subsuelo se realiza por gravedad, una vez que el agua precipita y toca el suelo, se introduce poco a poco por los huecos y canales de comunicación buscando así la zona más profunda. Cuando la alcanza esta zona, el agua ya no puede continuar descendiendo ya que las rocas son menos permeables y porosas, parte de esta agua puede ascender de nuevo a la superficie por capilaridad o moverse a zonas más bajas.

En general, el factor infiltración dependerá de las características físicas de los suelos y las rocas, ya que es el medio para que el agua pueda tener un flujo continuo. Entre los factores principales se encuentran el fracturamiento de las rocas, porosidad, permeabilidad, textura, cobertura vegetal, uso y compactación del suelo, etc.

Para el cálculo de infiltración existen diversos métodos, entre ellos están:

- Criterio del índice de infiltración media ( $\phi$ )
- Ecuación del ciclo hidrológico

De entre éstos, se tomó la ecuación del ciclo hidrológico para obtener la infiltración media anual (mm) de la cuenca con la siguiente ecuación:

$$Pp = Evap + Esc + Inf \quad Ec. (7)$$

Donde:

$P_p$ = Precipitación ( $m^3$ )

$E_{sc}$ = Escurrimiento ( $m^3$ )

$ET$ = Evapotranspiración ( $m^3$ )

$Inf$ = infiltración ( $m^3$ )

Despejando la infiltración de la ecuación se tiene:

$$Inf = P_p - ET - E_{sc} \quad Ec. (8)$$

Con la cual se obtiene la infiltración media de forma general para la cuenca Santa Rosalía con los siguientes valores:

$P_p$ = 728.37  $Mm^3$  (Polígonos de Thiessen)

$ET$ = 697.01  $Mm^3$  (Método de Turc)

$E_{sc}$ = 9.528  $Mm^3$  (NOM)

$$Inf = 728.37 Mm^3 - 697.01 Mm^3 - 9.47 Mm^3$$

$$Inf = 21.89 Mm^3$$

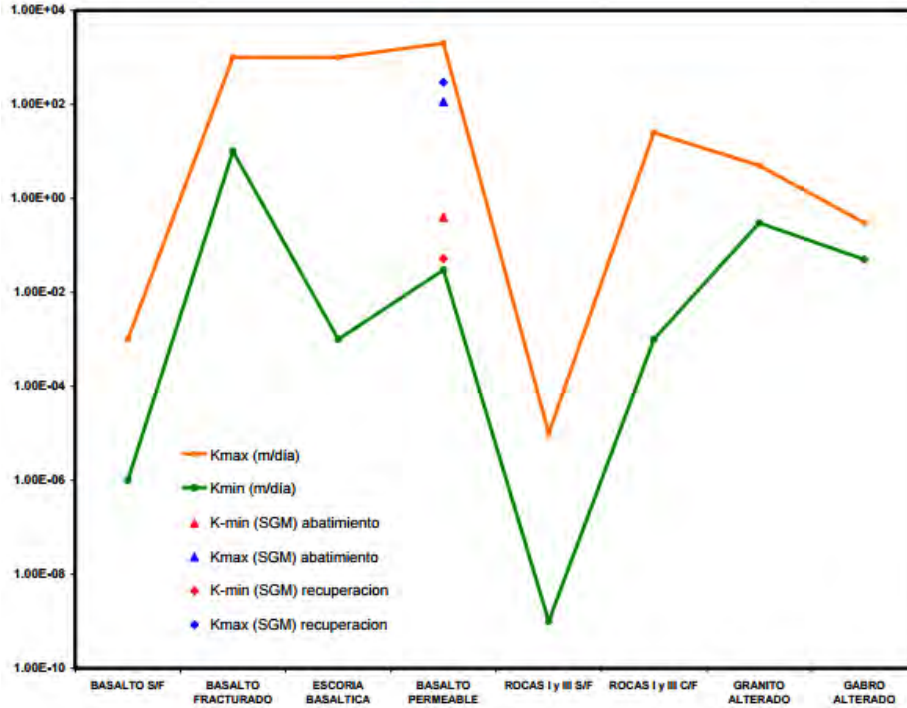
## 3.2. Hidrogeología

### 3.2.1. Propiedades del Acuífero Santa Rosalía

A continuación se presentan algunos valores de las diferentes propiedades vistas anteriormente (Figura 21) en el presente trabajo para el Acuífero Santa Rosalía, obtenidos de un estudio hidrológico en el área presentado por Chavarin-Gallegos, A., (2011).

#### Conductividad Hidráulica

En Chavarin-Gallegos, A., 2011 obtuvo durante la etapa de abatimiento, unos valores de K mínimos de  $4.60 \times 10^{-6}$  m/s, un máximo de  $1.32 \times 10^{-3}$  m/s y  $3.79 \times 10^{-4}$  m/s como promedio. De la interpretación durante la etapa de recuperación, el valor de K mínimo obtenido fue de  $6.03 \times 10^{-7}$  m/s, el máximo de  $3.39 \times 10^{-3}$  y en promedio  $5.09 \times 10^{-4}$  m/s.



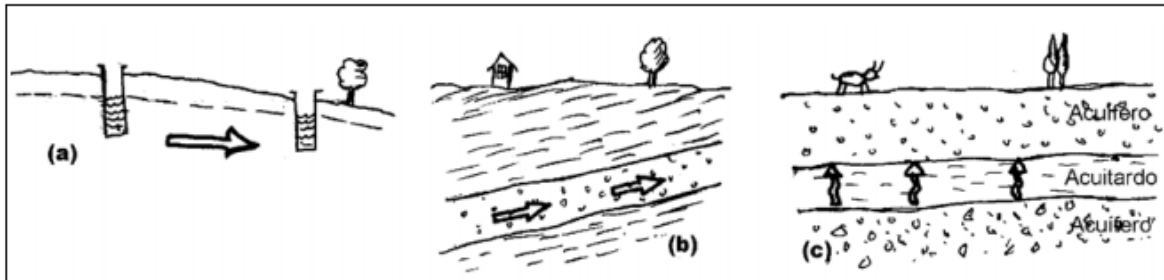
**Figura 21.** Valores de K (en m/día) máximos y mínimos para diferentes materiales geológicos (Chavarin-Gallegos, A., 2011).

### Transmisividad

Los resultados obtenidos, en la interpretación de la etapa de abatimiento varían de  $3.22 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  a  $1.28 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ , siendo en promedio  $4.46 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ , mientras que en la interpretación de recuperación se obtuvo como valor mínimo  $4.59 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ , un máximo de  $2.71 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  y  $6.95 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  como promedio (Chavarin-Gallegos, A., 2011).

### 3.2.2. Flujo y movimiento del agua subterránea

En primera observación, pensamos que el agua circula de los puntos donde está más alta hacia los puntos en los que está más baja, ya que así lo vemos en las aguas superficiales y muchas veces esta aproximación intuitiva se cumple en las aguas subterráneas (Figura 22a). Pero no en todos los casos es así, es frecuente que el agua subterránea circule hacia arriba como se observa en la figura 22b o incluso verticalmente hacia arriba como en la figura 22c.



**Figura 22.** Movimiento del agua subterránea (Fuente: OCW).

### Paros de bombeo

Es necesario mencionar que en hidráulica de pozos se utilizan los términos de nivel estático cuando el equipo de bombeo no está funcionando y el nivel del agua está estable o estático, y el nivel dinámico es cuando el equipo está bombeando y el nivel piezométrico se está moviendo.

El paro de bombeo se permite al acuífero alcanzar su estabilidad, logrando con ello mediciones más reales de la profundidad a la que se encuentra el nivel estático en los pozos.

El equipo usado para realizar los paros de bombeo son: sondas eléctricas, cinta métrica, marcador (Chavarin-Gallegos, A., 2011).

#### 3.2.2.1. Red de Flujo

Las redes de flujo son un métodos grafico para determinar la dirección de movimiento del agua subterránea (Vega, 2011). Se construyen a partir de datos puntuales de piezometría de un sitio dado.

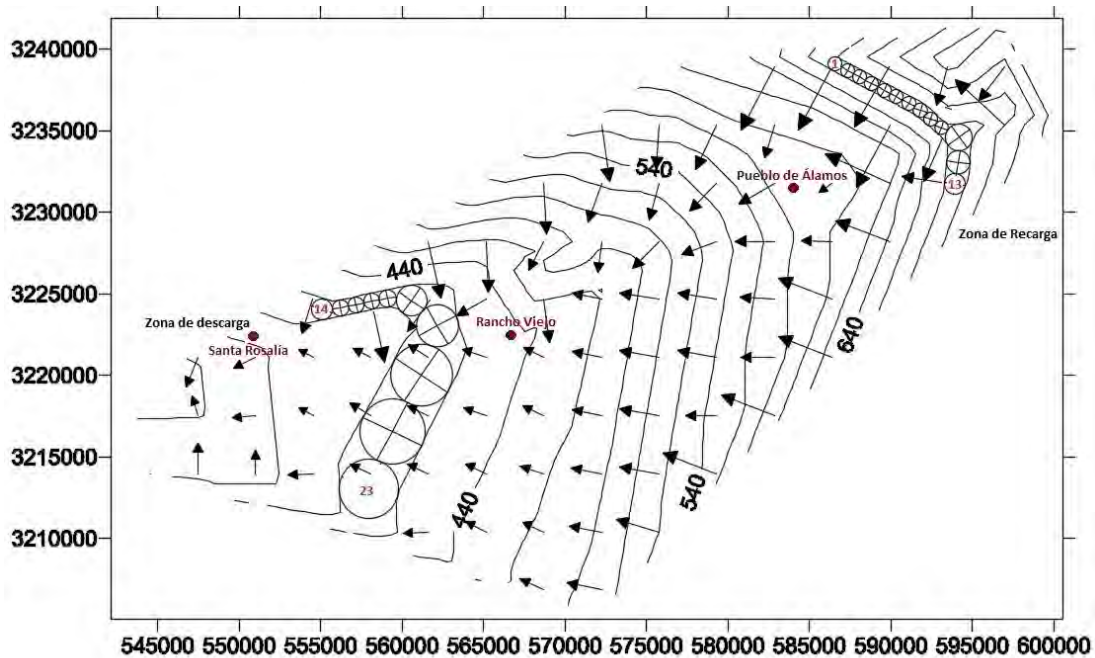
Una red de flujo consta de dos tipos de líneas perpendiculares entre sí: las equipotenciales (igual carga hidráulica) y las de flujo (dirección del agua).

En otras palabras, una red de flujo es una representación esquemática del flujo en un plano mediante líneas de flujo y líneas equipotenciales. Las líneas de equipotenciales son la traza de las superficies equipotenciales que al ser cortadas por el plano en que se dibuja la red de flujo. El flujo siempre es tridimensional, así que las redes de flujo de dos dimensiones pueden trazarse en un plano horizontal o en un corte vertical.

Las redes de flujo son un método gráfico para determinar la dirección de movimiento de agua subterránea. Se construyen a partir de datos puntuales de piezometría de un sitio dado. En los

distritos de riego, se pueden construir a niveles estáticos medidos en los paros generales de bombeo llevados a cabo por la Comisión Nacional del Agua para el año 2005.

Se identificó la zona de recarga y la zona de descarga del acuífero, las cuales fueron identificadas por trazar una red de flujo (líneas equipotenciales y de flujo) en la gráfica aplicada en SURFER (Figura 23), una vez trazadas las líneas equipotenciales, se exporto a AUTO-CAD para la separación entre las curvas de nivel por medio de círculos para obtener B, dh y dl para obtener el gasto de entrada y el gasto de salida (Tablas 5 y 6).



**Figura 23.** Líneas equipotenciales y de flujo del Acuífero Santa Rosalía.

### 3.2.3. Balance hidrológico de las aguas subterráneas

#### 3.2.3.1. Gasto Horizontal de entrada de agua subterránea

##### (Zona de Recarga)

La cuantificación del gasto o caudal de agua subterránea que participa como flujo de entrada subterránea horizontal al acuífero, se efectúa aplicando la Ley de Darcy a la red de flujo.

El gasto para determinarlo se deben de medir algunos parámetros sobre el mapa donde se trazó la red de flujo, el cual deberá estar a escala. Una vez que se escoja el conjunto de celdas a través de las cuales pasa un gasto dado, se mide al centro de cada celda, la separación entre líneas

equipotenciales (dl), la distancia entre líneas de flujo (B) y se determina el diferencial de carga hidráulica (dh).

La ley de Darcy, para medios porosos se expresa de la siguiente manera.

$$Q = T B \left( \frac{dh}{dl} \right) \quad \text{Ec. (9)}$$

Donde:

Q= Caudal a través de la celda (m<sup>3</sup>/s)

T= Transmisividad de la celda evaluada (m<sup>2</sup>/s)

B= Distancia entre líneas de flujo en la celda (m)

dh= Diferencial de carga hidráulica (m)

dl= Diferencial de longitud entre equipotenciales (m)

Para obtener la Transmisividad (T), se realizó una recopilación bibliográfica del estudio realizado por Chavarin-Gallegos, A., en 2011 en el cual, la interpretación de recuperación se obtuvo como valor mínimo 4.59x10<sup>-5</sup> m<sup>2</sup>/s, un máximo de 2.71x10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s y 6.95x10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s como promedio en el que este último fue utilizado el presente trabajo.

### Red de entrada

Celda	T (m <sup>2</sup> /s)	B (m)	dh (m)	dl (m)	Q (m <sup>3</sup> /s)
1	0.00695	861.94	20	861.55	0.139
2	0.00695	862.71	20	861.55	0.139
3	0.00695	861.94	20	858.82	0.140
4	0.00695	861.94	20	861.16	0.139
5	0.00695	861.94	20	861.94	0.139
6	0.00695	861.94	20	861.55	0.139
7	0.00695	861.94	20	858.05	0.140
8	0.00695	861.94	20	861.94	0.139
9	0.00695	840.93	20	840.93	0.139
10	0.00695	844.82	20	844.82	0.139
11	0.00695	1662.03	20	1662.03	0.139
12	0.00695	1470.27	20	1469.10	0.139
13	0.00695	1287.07	20	1287.85	0.140
					<b>1.8085995</b>

**Tabla 5.** Cálculo del gasto de entrada.

**3.2.3.2. Gasto Horizontal de salida de agua subterránea  
(Zona de Descarga)**

**Red de Salida**

<b>Celda</b>	<b>T (m<sup>2</sup>/s)</b>	<b>B (m)</b>	<b>dh (m)</b>	<b>dl (m)</b>	<b>Q (m<sup>3</sup>/s)</b>
14	0.00695	1331.80	20	1333.35	0.139
15	0.00695	999.63	20	999.63	0.139
16	0.00695	977.07	20	975.90	0.139
17	0.00695	979.01	20	980.96	0.139
18	0.00695	1090.64	20	1090.25	0.140
19	0.00695	1875.56	20	1873.62	0.139
20	0.00695	2591.25	20	2591.25	0.139
21	0.00695	3861.98	20	3861.98	0.139
22	0.00695	4046.35	20	4042.46	0.139
23	0.00695	3666.73	20	3666.73	0.139
					<b>1.39005605</b>

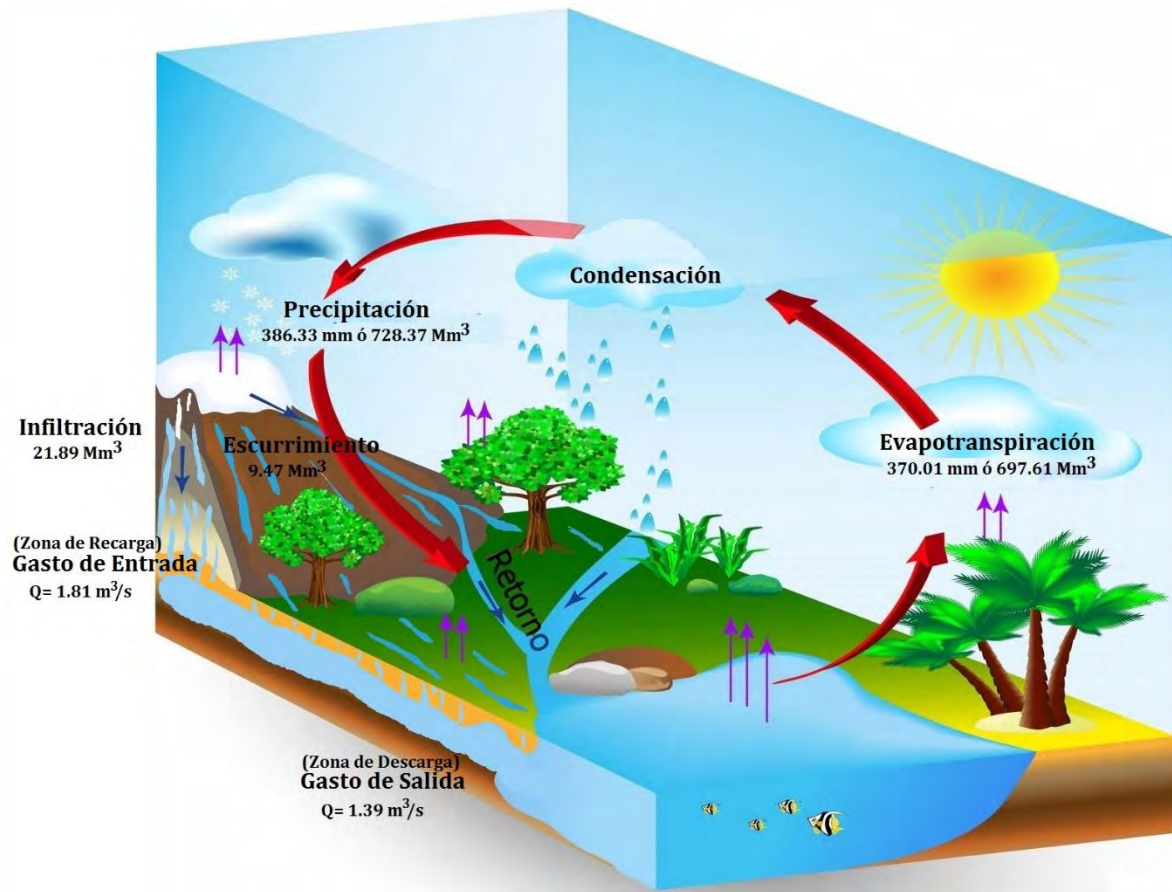
**Tabla 6.** Cálculo del gasto de salida.

Gasto de entrada: **1.8085995 m<sup>3</sup>/s**

Gasto de salida: **1.39005605 m<sup>3</sup>/s**

El gasto de entrada es mayor al gasto de salida, por lo cual se considera que no es un acuífero sobre explotado; A continuación en la figura 24 se muestra un esquema del balance hidrológico con los resultados obtenidos:





**Figura 24.** Representación esquemática del ciclo hidrológico (Modificada de <http://los21enanitos.blogspot.mx/2017/03/el-ciclo-del-agua.html>).

## CAPÍTULO IV: FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE MÉTODOS POTENCIALES

### 4.1. Método Gravimétrico

El método gravimétrico de prospección se basa en la medida, en superficie, de las pequeñas variaciones (o anomalías) de la componente vertical del campo gravimétrico terrestre. Estas variaciones son debidas a una distribución irregular en profundidad de masas de diferentes densidades, por lo que conociendo las anomalías, se puede llegar a una interpretación más o menos probable de la situación de las masas en el subsuelo, dependiendo del conocimiento geológico y de la distribución de densidades en profundidad.

Tres son los aparatos clásicos empleados en el método gravimétrico: la balanza de torsión que mide las derivadas de la gravedad, el péndulo que mide la gravedad absoluta o relativa, y el gravímetro que mide la gravedad relativa.

#### 4.1.1. Ley de Gravitación Universal

La atracción de las masas obedece a la Ley de la Gravitación de Newton que establece que la atracción de dos masas  $m_1$  y  $m_2$  es directamente proporcional a su producto e inversamente al cuadrado de su distancia.

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad Ec. (10)$$

Dónde:

G = Contante de Gravitación Universal  $6.67 \times 10^{-8} \frac{cm^2}{gr \cdot s^2}$

Entonces la aceleración gravitacional g sobre la masa m es:

$$g = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad Ec. (11)$$

También se le conoce como atracción gravitacional. La aceleración gravitacional fue medida primero por Galileo en su famoso experimento en Pisa. El valor numérico de g sobre la superficie de la Tierra es alrededor de  $980 \left(\frac{cm}{s^2}\right)$ . En honor a Galileo la unidad de aceleración de gravedad,  $1\left(\frac{cm}{s^2}\right)$  es llamada Galileo o Gal. (Telford, 1976).

#### **4.1.2. Forma de la Tierra: Geoide y Elipsoide**

La variación regular de la gravedad terrestre con la latitud se debe a dos factores: la rotación de la Tierra y su desviación de la verdadera esfericidad. Los efectos de la rotación se pueden determinar fácilmente utilizando las reglas sencillas que rigen la aceleración centrífuga de un cuerpo que gira. La forma de la Tierra interviene porque sobre una Tierra no esférica la atracción es menor en los puntos más alejados del centro (en el que se puede considerar que está concentrada la masa), y es mayor en los puntos más cercanos a él. En una Tierra achatada en los polos la atracción gravitatoria debe ser mayor en las regiones polares que en el ecuador. Además, la componente de la fuerza centrífuga que se opone a la gravedad es mayor en las proximidades del ecuador aproximadamente 10,000 miligales menor que en una latitud de 90°. Aproximadamente la mitad de esta diferencia, como ha determinado Hammer, se contrarresta por la disminución de la atracción desde el ecuador hacia el polo, debido a que existe una mayor cantidad de masa entre el centro y el ecuador abombado, que entre el centro y las áreas polares achatadas. La diferencia actual entre el polo y el ecuador es aproximadamente de 5,300 miligales.

##### **El Geoide**

Se le llama Geoide a la superficie de equilibrio de los mares de la Tierra si éstos se pudieran extender por los continentes a través de canales imaginarios hechos en ellos bajo el nivel del mar. Es decir, sería la superficie equipotencial correspondiente al nivel de los mares. Difiere del esferoide en que los continentes y los fondos marinos están irregularmente repartidos sobre la Tierra y, asimismo, en las discontinuidades de densidad de la Tierra.

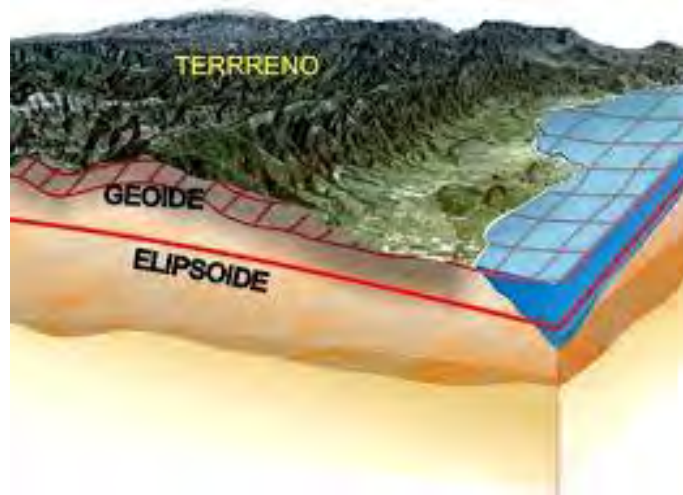
Como la plomada (normal del geoide) tiende a desviarse hacia las regiones de exceso de masa (como los continentes) y a alejarse de las de déficit de masa (como los océanos), la consecuencia es que el geoide está por encima del esferoide en los continentes y por debajo en los océanos (Figura 25).

##### **El Elipsoide**

Debido a la complejidad de las variaciones internas de la densidad, es más común referenciarse a una superficie más suave y simple. Por acuerdo internacional, esta superficie equipotencial imaginaria es la superficie esferoidal que formaría una Tierra rotando y con una densidad

uniforme, además de que es la que mejor se aproxima a la forma terrestre. Las diferencias en altura entre este esferoide y el geoide rara vez exceden a los 100 metros y generalmente caen debajo de 50 metros (Blakely, 1995) y reflejan variaciones laterales a partir del modelo de densidad uniforme. El campo gravitacional de un elipsoide es de importancia fundamental porque es fácilmente manejable, matemáticamente hablando, y las desviaciones del campo gravimétrico real y del elipsoide son relativamente pequeñas.

La gravimetría está íntimamente relacionada con estas tres superficies, geoide, elipsoide y topografía (Figura 25).

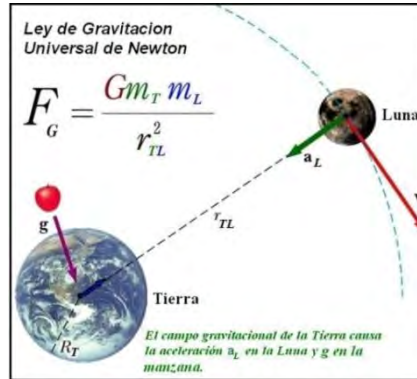


**Figura 25.** Esquema del Geoide y el Elipsoide (Fuente: INEGI).

#### **4.1.3. Campo Gravitacional de la Tierra**

La gravedad varía de un punto a otro en la Tierra, por lo tanto, el potencial del campo gravitacional se define en dos partes fundamentales: la primera es la atracción de la Tierra debido a su masa de acuerdo con la Ley Gravitacional de Newton, la segunda se define por la aceleración centrífuga debido a la rotación de la Tierra; también hay una atracción más, generada por otros astros, pero es muy pequeña (Figura 26).

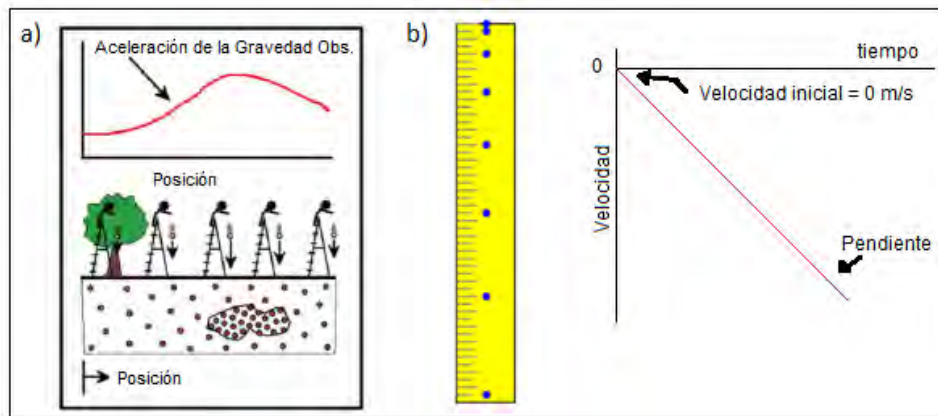
El campo gravitacional de ese esferoide es el campo gravitacional de referencia de la Tierra; la topografía y las inhomogeneidades de densidad en la Tierra conllevan a variaciones locales en la gravedad en superficie y esas variaciones son referidas como anomalías de gravedad (Turcotte D., and Schubert G., 1982), tomado de Gómez D., (2012).



**Figura 26.** Fuerza de atracción de la Tierra sobre la Luna (Fuente: Paolera, 2013).

#### 4.1.4. Medición de la Gravedad

Se pueden encontrar tres distintas formas para medir las anomalías de la gravedad: medición de la caída libre de un cuerpo, la cual consiste en tirar un objeto y calcular directamente la aceleración que el cuerpo toma, midiendo cuidadosamente la distancia recorrida y el tiempo al caer el objeto (Figura 27); mediciones con el péndulo, en donde se estima la aceleración gravitacional midiendo la oscilación periódica de un péndulo; y mediciones en donde una masa se suspende de un resorte o fibras de torsión, y se observa que tanto se deforma el resorte bajo la fuerza de gravedad, y así se estima la aceleración gravitacional.



**Figura 27.** Caída Libre de un Cuerpo. a) Aceleración de la gravedad. b) Posición de un cuerpo en caída libre a intervalos regulares de 1 segundo. Se observa que la distancia recorrida en cada intervalo es mayor debido a que la velocidad va aumentando por el efecto de la gravedad (Modificado de educaplus).

### Gravímetros

A partir de año 1932, se empezaron a utilizar instrumentos que se basan en el principio de las balanzas de resorte para medir la gravedad y sus variaciones, éstos se conocen actualmente como gravímetros (Figura 28).

El gravímetro consiste en una masa suspendida en un resorte, la cual se deforma proporcionalmente a la fuerza de gravedad que actúa en la masa. En condiciones de equilibrio estático se tiene que:

$$kd = mg \quad \text{Ec. (12)}$$

En donde “k” es la constante del resorte, “d” es la elongación del resorte para contrarrestar la fuerza “mg”, por lo tanto:

$$g = \frac{kd}{m} \quad \text{Ec. (13)}$$

La aceleración “g” de la gravedad solo depende de la deformación “d”, considerando que “k” y “m” son fijos.

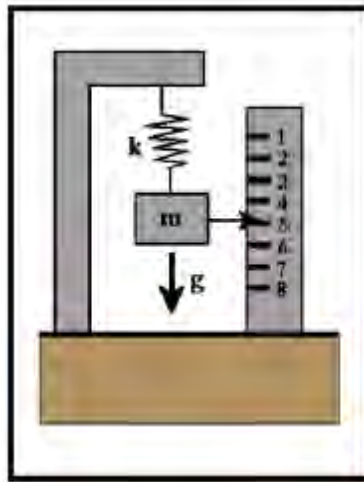


Figura 28. Gravímetro de resorte o torsión (Boyd, 2010).

Principalmente se tienen dos tipos de gravímetros:

**-Los estables:** estos instrumentos solo tienen un elemento para equilibrar la fuerza gravitacional, es decir, la variación de la gravedad implica un desplazamiento lineal, angular o

de tipo eléctrico. Son sistemas muy sensibles con respecto a los cambios de temperatura, presión y pequeñas variaciones sísmicas y magnéticas.

**-Los inestables:** la fuerza gravitacional en estos sistemas se encuentra en un equilibrio inestable que posee una fuerza restauradora. Su inestabilidad es debida a una tercera fuerza que amplifica el efecto de cualquier variación en la gravedad con respecto al valor correspondiente a su equilibrio. Estos instrumentos poseen una mayor sensibilidad y una mayor resolución debido a que la tercera fuerza es proporcional a la magnitud de la variación y actúa en la misma dirección.

La diferencia entre ambos gravímetros consiste en que el segundo tipo (inestables) en lugar de medir la deformación del resorte, aplica fuerzas externas para equilibrar la fuerza de la gravedad, obteniendo de esta manera una mayor aproximación en las lecturas.

#### 4.1.5. Anomalía de Bouguer

A la reducción de la gravedad observada al nivel de la estación base, la cual incluye todas las correcciones, es lo que comúnmente se conoce como Anomalía de Bouguer, que se representa de la siguiente manera:

$$A_B = g_{OBS} - C_{LAT} \pm C_D \pm C_{AL} \mp C_B + C_T \quad Ec. (14)$$

Donde:

$g_{OBS}$ : Gravedad teórica o gravedad de estación base

$C_{LAT}$ : Corrección por latitud

$C_D$ : Corrección por deriva

$C_{AL}$ : Corrección por aire libre

$C_B$ : Corrección de bouguer

$C_T$ : Corrección topográfica

El método gravimétrico se emplea como método de reconocimiento general, mientras que en la minería se puede emplear generalmente como método de comprobación complementario.

#### 4.1.6. Separación de la Anomalía Regional y Residual

Para poder hacer una interpretación del basamento, se separa la anomalía de gravedad de interés. Esto se hace considerando que la Anomalía de Bouguer es la suma de dos componentes: efecto regional, que corresponde a las masas profundas y lejanas (generalmente el basamento), y el efecto residual debido a las masas superficiales (estratos geológicos con mayor o menor densidad que las rocas circundantes).

En prospección interesa hacer resaltar el efecto debido a las masas superficiales, eliminando o reduciendo al mínimo el debido de masas profundas. Por ello se define comúnmente la anomalía regional como el efecto de todo aquello que no le interesa al prospector.

La anomalía residual sería:

$$\text{Anomalía Residual} = \text{Anomalía de Bouguer} - \text{Anomalía Regional} \quad \text{Ec. (15)}$$

Recordemos que el mapa residual se obtendrá simplemente como diferencia entre el mapa de Bouguer y el Regional.

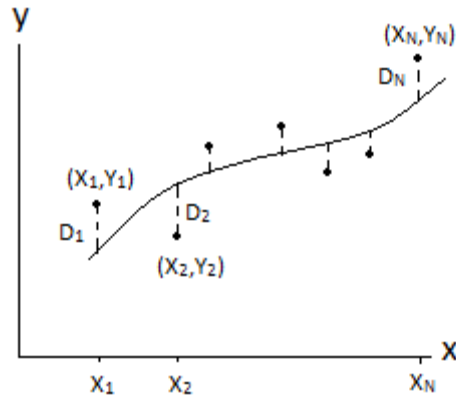
Hay que recordar que como cualquier otra técnica geofísica, el factor más importante en la interpretación es el conocimiento de la geología local.

##### 4.1.6.1. Ajuste Polinomial por Mínimos Cuadrados

Existen varios métodos para la determinación del mapa residual. Algunos de los métodos para calcularlos son: Método de Saxov y Nygaard, método de Griffin, determinación por mínimos cuadrados, promedios móviles, entre otros.

El regional puede ser representado por un perfil o una superficie polinomial, estimándose ésta por mínimos cuadrados. En el caso de un perfil, la curva de mejor ajuste, es aquella que minimiza las desviaciones ( $D_i$ ) (Figura 29). El grado del polinomio depende de la complejidad del regional.





**Figura 29.** Determinación de Anomalía Regional por Ajuste Polinomial de Mínimos Cuadrados (Murray, 1991).

De todas las curvas que aproximan un conjunto de datos, la que tiene la propiedad de que  $D_1^2 + D_2^2 + \dots + D_N^2$  es mínimo se llama una curva de ajuste óptimo.

La recta de mínimos cuadrados que aproximan el conjunto de puntos  $(X_1, Y_1), (X_2, Y_2), \dots, (X_N, Y_N)$  tiene por ecuación:

$$Y = a_0 + a_1 X \quad \text{Ec. (16)}$$

Donde las constantes  $a_0$  y  $a_1$  se determinan al resolver simultáneamente las ecuaciones, se llaman ecuaciones normales. Para la recta de mínimos cuadrados, las constantes se pueden encontrar en las fórmulas:

$$a_0 = \frac{(\sum Y)(\sum X^2) - (\sum X)(\sum XY)}{N(\sum X^2) - (\sum X)^2} \quad \text{Ec. (17)}$$

$$a_1 = \frac{N(\sum XY) - (\sum X)(\sum Y)}{N(\sum X^2) - (\sum X)^2} \quad \text{Ec. (18)}$$

Si se desea determinar la anomalía regional de un plano, se pueden generar superficies matemáticas que mejor ajusten a los datos, mediante el método de mínimos cuadrados. Estas superficies son definidas por funciones polinomiales, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\hat{z} = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 + a_6x^3 + a_7x^2y + a_8xy^2 + a_9y^3 \dots \text{ Ec. (19)}$$

Es la ecuación se considerarán tantos terminos como se requiera, dependiendo del orden que se necesite para representar: planos, paraboloides o polinomios de grado  $n$ .

#### 4.1.7. Modelado Bidimensional

##### 4.1.7.1. Método de Talwani

El primer gran salto cuantitativo en el proceso de interpretación, se dio con el trabajo de Talwani (1959). Este trabajo presentó por primera vez un algoritmo automatizado para obtener la contribución gravimétrica de cuerpos bidimensionales irregulares, liberando el proceso de interpretación de las estimaciones basadas en el cálculo de anomalía de cuerpos simples (esferas, láminas, etc.).

El método de Talwani aproxima un cuerpo 2D irregular, reemplazando la sección transversal del cuerpo por un polígono. Para utilizar este método, se propone un modelo geológico (número de capas, espesores y densidades) y se calcula su respuesta (gravedad calculada). Esta respuesta se comprara con el perfil de la anomalía de Bouguer completa y el modelo geológico se modifica hasta que se logre el mejor ajuste entre ellos.

Manik Talwani, J. Lamar Worsel y Mark Landisman, desarrollaron un método para determinar las componentes de la atracción gravitacional debida a cuerpos bidimensionales de forma arbitraria aproximándolos a polígonos de  $n$  lados de la siguiente forma:

Se considera un polígono ABCDEF (Figura 30) de  $n$  lados, donde P es el punto el cual se determina la atracción debida a este polígono.

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

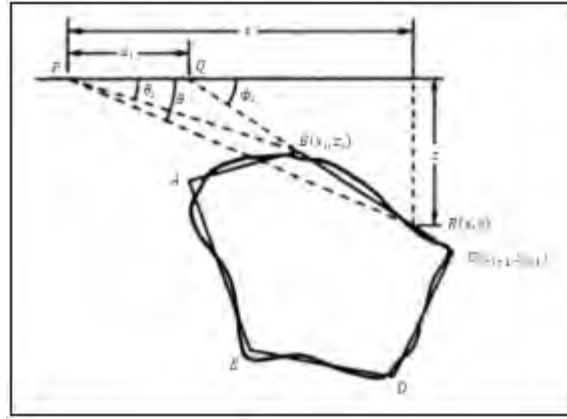
$$g_v = 2\lambda\rho \oint zd\theta \text{ Ec. (20)}$$

Donde:

$\lambda$ : Constante gravitatoria

$\rho$ : Densidad

$\theta$ : Coordenada polar expresada en radianes



**Figura 30.** Sección con polígono de n-lados (Telford, 1976).

Evaluando la integral  $\int z d\theta$  para el polígono, se calcula primero la contribución del lado BC del polígono a la integral  $\int z d\theta$ ; prolongando BC hasta que se intersecte con el eje x en un punto Q, formándose un ángulo  $\theta$ , llamaremos  $D_i$  a la distancia del origen (punto P) al punto donde el lado BC corta el eje x (punto Q), de aquí que:

$$Z = x \tan \theta \tag{Ec. (21)}$$

Para cualquier punto arbitrario R sobre BC tendremos:

$$Z = (x - D_i) \tan \phi_i \tag{Ec. (22)}$$

Despejando x en la ecuación (22) y sustituyendo en la ecuación (21), obtenemos:

$$Z = \frac{D_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \tag{Ec. (23)}$$

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

$$\left( \int_{BC} Z d\theta \right)$$

$$\int_{BC} Z d\theta = \int_B^C \frac{D_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta = Z_i \quad \text{Ec. (24)}$$

La componente vertical  $G_v$  de la atracción gravimétrica debida al polígono integro en un punto dado será:

$$G_v = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad \text{Ec. (25)}$$

Si ahora consideramos la ecuación de las integrales de las ecuaciones (23) y (24). En el caso más general se puede mostrar de la siguiente forma:

$$Z_i = D_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[ \theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log e^{\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)}} \right] \quad \text{Ec. (26)}$$

$\theta_i, \theta_{i+1}, \phi_i \neq D_i$ , pueden ser expresados en términos de las coordenadas  $x$  &  $z$  de tal forma que se pueden obtener expresiones para la componente  $G_v$  en término solamente de estas coordenadas. Esta forma de expresión representa una ventaja pues es más sencillo definir el contorno de un polígono con las coordenadas correspondientes a sus vértices. Estas son las coordenadas  $x, z$  utilizadas en el cálculo; además, es necesario especificar la densidad del cuerpo y la posición de los puntos respecto a los cuales se calcula la atracción (Vargas, F., 2011).

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{Z_i}{x_i}$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1} - Z_i}{x_{i+1} - x_i}$$

$$\phi_{i+1} = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1}}{x_{i+1}}$$

$$D_i = x_{i+1} + Z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{Z_i - Z_{i+1}} \quad \text{Ec. (27)}$$

Debido a que en el modelado comparamos la respuesta real del subsuelo obtenido a partir de gravímetros que miden la componente vertical con la respuesta matemática de nuestro modelo, sólo solo se usaran las expresiones derivadas de la ecuación 25 (Vargas, F., 2011).

#### 4.1.8. Derivadas del Potencial

A menudo es más fácil obtener la gravedad empleando primero el potencial y después tomando la derivada. Otras cantidades útiles en los análisis de la gravedad también pueden obtenerse diferenciando el potencial de una variedad de maneras (Telford, 1976).

Como se observa en las ecuaciones 28 y 29, la gravedad vertical  $g_z$  es la derivada de potencial en la dirección del eje vertical. Esta es la cantidad medida por los gravímetros (Telford, 1976).

La aceleración en la dirección del eje z (es decir, vertical, que es la única dirección en la que g puede medirse directamente) está dada por:

$$g_z = \frac{\partial U}{\partial Z} = -\gamma\sigma \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3} dx dy dz \quad \text{Ec. (28)}$$

El efecto de la gravedad de un cuerpo de dos dimensiones es:

$$g_z = \frac{\partial U}{\partial Z} = -2\gamma\sigma \int_x \int_z \frac{z}{r^2} dx dz \quad \text{Ec. (29)}$$

#### Gradiente de gravedad vertical (Primera Derivada Vertical)

Si calculamos la primera derivada vertical de  $g_z$  de la ecuación 28 encontramos:

$$\frac{\partial g_z}{\partial z} = \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = -\gamma\sigma \int \int \int \left( \frac{1}{r^3} - \frac{3z^2}{r^5} \right) dx dy dz \quad \text{Ec. (30)}$$

Mientras que de la ecuación 29 para el caso bidimensional

$$\frac{\partial g_z}{\partial z} = 2\gamma\sigma \int \int \left( \frac{2z^2 r^2}{r^4} \right) dx dz \quad \text{Ec. (31)}$$

La primera derivada vertical resalta las anomalías sobre los cuerpos y tiende a reducir su complejidad, ya que permite una identificación más precisa de las estructuras que las causan. Sin embargo, esta transformación puede ser ruidosa, ya que amplificará el ruido de corta longitud (Estrada, L., 2012).

### **Gradiente de gravedad vertical (Segunda Derivada Vertical)**

Las segundas derivadas para las mismas ecuaciones son, para el cuerpo tridimensional,

$$\frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 U}{\partial z^3} = -3\gamma\sigma \int \int \int \left( \frac{5z^3}{r^7} - \frac{3z}{r^5} \right) dx dy dz \quad Ec. (32)$$

Mientras que en dos dimensiones,

$$\frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2} = 4\gamma\sigma \int \int \left( \frac{3z}{r^4} - \frac{4z^3}{r^6} \right) dx dz \quad Ec. (33)$$

La segunda derivada vertical de  $g_z$  se ha empleado considerablemente en el trabajo de interpretación de la gravedad para la continuación ascendente y descendente y enfatizar pequeñas anomalías a expensas de los efectos a gran escala. Obviamente ambas derivadas tienden a magnificar rasgos cercanos a la superficie y a diferenciarlos entre ellos, incrementando la potencia de la dimensión lineal en el denominador (Telford, 1976).

La segunda derivada vertical cumple una función muy similar a los filtros pasa altos, ya que enfatiza las expresiones de características locales y remueve el efecto de las anomalías regionales. La principal ventaja de este método consiste en que el valor cero, sigue de manera muy precisa a los bordes subverticales de bloques suprabasamentales. Al igual que con otras derivadas, ayuda en la etapa de procesamiento, ya que puede ser usada para resaltar la presencia de ruido o de errores de nivelación (Estrada, L., 2012).

### **Gradiente de gravedad horizontal (Primera Derivada Horizontal)**

Tomando la derivada de  $g_z$  en la ecuación 28 a lo largo del eje  $x$  o  $y$ , se obtienen las componentes del gradiente horizontal de gravedad. Usando subíndices para denotar la diferenciación, obtenemos la componente  $x$ :

$$U_{xz} = \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} = 3\gamma\sigma \int \int \frac{xz}{r^5} dx dy dz \quad \text{Ec. (34)}$$

Para el cuerpo tridimensional, mientras que para dos dimensiones (véase la ecuación 29).

$$U_{xz} = 4\gamma\sigma \int \int \frac{xz}{r^4} dx dz \quad \text{Ec. (35)}$$

El gradiente horizontal se puede obtener mediante la medición de la balanza de torsión, de lo contrario se puede determinar la forma de los perfiles de gravedad o contornos, como la pendiente o tasa de cambio de  $gz$  con el desplazamiento horizontal. Este es un parámetro muy significativo en la interpretación de la gravedad, ya que la agudeza de un perfil de gravedad es una indicación de la profundidad de la masa anómala (Telford, 1976).

Además este método permite determinar la ubicación de fallas y contactos geológicos. Los máximos en la zona mapeada indican los bordes de las fuentes. Es un método complementario a la primera derivada vertical, y normalmente produce una ubicación más exacta de las fallas que la primera derivada vertical (Estrada, L., 2012).

#### 4.1.9. Continuación Analítica de Campos Potenciales

Este es el proceso mediante el cual los datos potenciales de una superficie de referencia (en este caso las lecturas de gravedad reducidas) son proyectados matemáticamente hacia arriba o hacia abajo para colocar superficies a niveles por encima o por debajo del dato original.

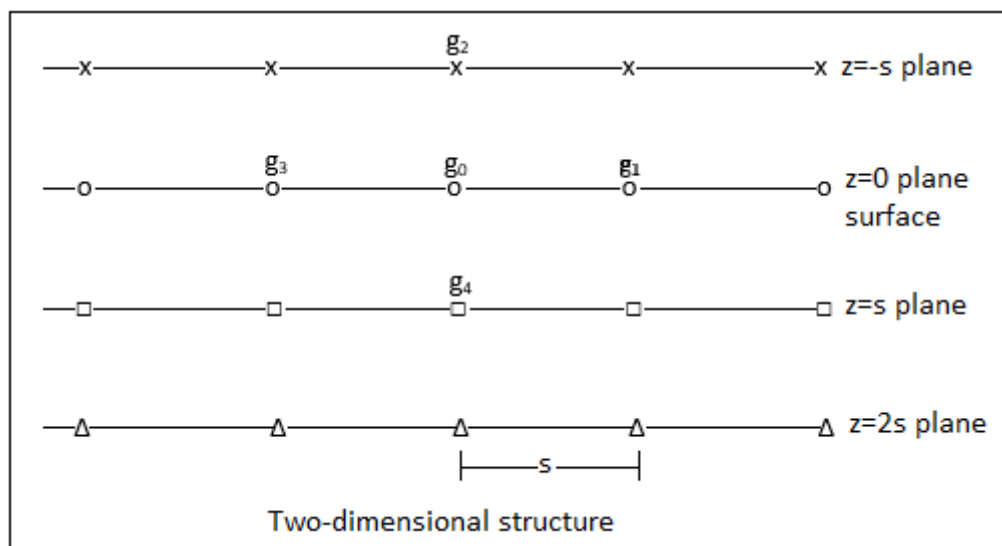
La continuación ascendente es una operación directa, ya que las superficies están en el espacio libre de campo; en una continuación hacia abajo, pueden no serlo.

Este último proceso, que es de considerable interés en la interpretación, es más peligroso debido a la inherente incertidumbre en la ubicación y tamaño de las estructuras representadas por la gravedad de Bouguer en el plano de referencia. Cuando proyectamos a un plano superior, estamos suavizando eficazmente, al ir hacia abajo estamos enfatizando las anomalías obtenidas en la superficie del suelo.

Es posible que podamos complicar los resultados también, ya que las masas anómalas que se encuentran entre la superficie y la profundidad de proyección deseada pueden causar fluctuaciones violentas en los valores de gravedad a niveles intermedios. (Telford, 1976).

Por esta razón, el proceso de continuación descendente es quizá el más adecuado para la interpretación en la exploración de petróleo cuando las características principales de interés son controladas en gran medida por el basamento y los estratos sedimentarios relativamente uniformes que lo sobreyacen, producen efectos de gravedad menores. Para la prospección mineral el cálculo de la segunda derivada es probablemente más adecuado. Obviamente, estos procedimientos se pueden aplicar en métodos magnéticos así como en la gravedad.

El siguiente es un tratamiento simplificado de continuación para una estructura bidimensional que emplea una rejilla en el plano  $x, z$ . Esto se ilustra en la figura 31:



**Figura 31.** Continuación descendente gráfica (Telford, 1976).

Dado un conjunto de lecturas de gravedad de Bouguer en el eje  $x$  en la superficie de referencia ( $z = 0$ ), es posible proyectarlas hacia abajo hasta el nivel  $z = s$  (la distancia vertical unitaria corresponde a los espaciamientos de la estación  $s$ ), determinando primero los valores de continuación hacia arriba en el plano  $z = -s$ . Esta última operación se conoce como resolución del problema Dirichlet. Si tenemos un mapa de gravedad en el plano de referencia  $S_1(x_0, y_0, 0)$ , entonces los valores en un plano sobre él,  $S_2(x, y, z)$  donde  $z < 0$ , están dados por:



$$g(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z g(x_0, y_0) dx_0 dy_0}{\{z^2 + (x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2\}^{\frac{3}{2}}} \quad Ec. (36)$$

En el caso bidimensional la expresión es simple para:

$$g(x, z) = \frac{1}{\pi} = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z g(x_0) dx_0}{z^2 + (x_0 - x)^2} \quad Ec. (37)$$

Las variables  $(x_0, y_0)$  son las coordenadas de las estaciones en el plano de referencia; además suponemos  $z = -s$ . La integral bidimensional puede ser reemplazada por una suma:

$$g(m, -s) = \frac{1}{\pi} \sum_{-\infty}^{+\infty} g(n, 0) \left\{ \tan^{-1} \left( n - m + \frac{1}{2} \right) - \tan^{-1} \left( n - m - \frac{1}{2} \right) \right\} \quad Ec. (38)$$

Donde  $n$  se refiere a las coordenadas de la estación en el plano de referencia y  $m$  es la coordenada  $x$  del punto de cálculo en el plano  $z = -s$  (Telford, 1976).

## 4.2. Método Magnético

### 4.2.1. Campo Magnético

El campo magnético terrestre (CMT), cuya fuente principal se encuentra en el núcleo de la Tierra, es en primera aproximación de naturaleza dipolar, con la dirección del dipolo algo inclinada con respecto al eje de rotación. El CMT tiene una contribución significativa de componentes no dipolares provenientes del mismo planeta tierra y además de la influencia de los complejos sistemas de corrientes ionosféricas y magnetosféricas. La representación más precisa del campo geomagnético está dada por una serie de esféricos armónicos. El campo creado por el núcleo se puede denominar campo principal, y tiene una variación temporal muy lenta llamada variación secular (Turcotte D. y Schubert, G., 1982; Udias A., y Mezcua J., 1997).

En la corteza se encuentran rocas con propiedades magnéticas diversas. El campo principal actúa sobre ellas, generando magnetización que es básicamente de dos tipos:

La inducida, que está determinada por el campo magnético actual, y la remanente, que guarda información del campo presente en la época en que la roca se formó. Estos dos tipos de magnetización se deben a la magnetización espontánea, una propiedad de los minerales

ferromagnéticos en la corteza terrestre (Turcotte D. y Schubert, G., 1982; Udias A., y Mezcua J., 1997).

#### 4.2.2. Medición del Campo Geomagnético e IGRF

El Modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field), propuesto en 1968 por la IAGA (the International Association of Geomagnetism and Aeronomy), es una serie de modelos matemáticos del Campo Magnético de la Tierra y su variación secular (variaciones lentas del Campo Geomagnético con el tiempo), que se basan en modelar el campo principal, generado por el núcleo de la Tierra, mediante armónicos esféricos, hasta un cierto orden y sus derivadas respecto del tiempo, lo cual permite extrapolar para otros años, con un cierto grado de validez.

Tomando como referencia a Udias, A., Mezcua, J., 1997, el potencial total del Campo Geomagnético  $\emptyset$ , corresponde a la suma de los campos internos  $\emptyset_i$  y externos  $\emptyset_e$ . En un punto  $P(r, \theta, \lambda)$ , sobre la superficie de la Tierra es válida la ecuación de Lapace:

$$\nabla^2 \emptyset = 0$$

En coordenadas esféricas se tiene:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial \emptyset}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial \emptyset}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} = 0 \quad \text{Ec. (39)}$$

Realizando la solución de esta ecuación y expresándola en forma de una suma de armónicos esféricos:

$$\emptyset_i = a \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n(\emptyset, \lambda) \quad \text{Ec. (40)}$$

$$\emptyset_e = a \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{r}{a} \right)^n S_n(\emptyset, \lambda) \quad \text{Ec. (41)}$$

Donde  $a$  es el radio de la Tierra y las funciones  $S_n(\emptyset, \lambda)$ , son los armónicos esféricos de la superficie, que vienen dados por:

$$S_n(\emptyset, \lambda) = \sum_{m=0}^{\infty} P_n^m(\cos \theta) [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] \quad \text{Ec. (42)}$$

Donde  $g_n^m$  y  $h_n^m$  son constantes y  $P_n^m$ , corresponden a las funciones de Legendre en la forma parcialmente normalizada de Schmidt.

El potencial del Campo Geomagnético interno puede expresarse en términos de armónicos esféricos así:

$$\phi = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos\theta) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \operatorname{sen} m\lambda) \quad \text{Ec. (43)}$$

Donde  $g_n^m$  y  $h_n^m$ , son llamados coeficientes de Gauss de grado  $n$  y orden  $m$ , y se obtienen a partir del análisis de medidas del Campo Geomagnético (Narváez, L., 2012).

Cada cinco años, se genera un IGRF, que comprende varios modelos, el cual se considera provisional. Una vez el modelo se considera definitivo, da lugar al DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field).

#### 4.2.3. Susceptibilidad y Permeabilidad Magnética de las rocas y minerales

La susceptibilidad magnética, es la relación existente entre el campo magnético y la magnetización de la sustancia. Un cuerpo situado en un campo magnético adquiere una magnetización que es proporcional al campo:

$$M = k H \quad \text{Ec. (44)}$$

Donde  $k$  es la susceptibilidad de la sustancia, que suele ser muy pequeña para la mayoría de los materiales, e incluso negativa. Todos los materiales pueden ser clasificados en tres principales grupos (Telford, 1976) de acuerdo a su comportamiento magnético: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.

Los valores de susceptibilidad varían ampliamente, dependiendo de factores tales como la cantidad de minerales magnéticos, tamaño y forma del grano, así como de la temperatura. Por ejemplo las rocas sedimentarias que tienen poco o casi nada de contenido de materiales magnéticos tienen valores bajos de susceptibilidad al contrario de las ígneas que tienen valores altos debido al gran contenido de minerales magnéticos. La Tabla 7 y 8 lista los valores de susceptibilidad magnética de rocas y minerales (Telford, 1976).

MINERAL	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (UNIDADES C.G.S)	
	RANGO	MEDIA
Limonita	-	220
Siderita	100 – 310	-
Cromita	240 – 9400	3.83
Ilmenita	$2.5 \times 10^4 - 3 \times 10^5$	$1.5 \times 10^5$
Magnetita	$10^5 - 1.6 \times 10^6$	$5 \times 10^5$
Franklinita	-	36000
Hematita	40 – 3000	550
Casiterita	-	90
Esfalerita	-	60
Calcopirita	-	32
Pirrotita	$10^2 - 5 \times 10^5$	125000
Pirita	4 – 420	130
Carbón	-	2
Arsenopirita	-	240
Grafito	-	-8
Sal gema	-	-1
Cuarzo	-	-1
Calcita	(-0.6) – (-1)	-
Anhidrita, Yeso	-	-1

**Tabla 7.** Susceptibilidades Magnéticas de los Minerales (Telford, *et al.*, 1976).

ROCA	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (UNIDADES C.G.S)	
	RANGO	MEDIA
Sedimentaria		
Arcillas	-	20
Arenisca	0 – 1660	30
Caliza	2 – 280	25
Dolomita	0 – 75	10
Esquistos	5 – 1480	2.7
Metamórfica		
Anfibol	-	60
Filita	-	130
Gneis	10 – 2000	-
Cuarcita	-	350
Serpentina	250 – 1400	-
Pizarra	0 – 3000	500
Ígnea		
Granito	0 – 4000	200
Riolita	20 – 3000	-
Sienita-Diabasa	-	2000
Pórfido	20 – 16700	5000
Gabro	80 – 7200	6000
Basalto	20 – 14500	6000
Diorita	50 – 10000	7000
Piroxenita	-	10500
Andesita	-	13500

**Tabla 8.** Susceptibilidades Magnéticas de las Rocas (Telford, *et al.*, 1976).

#### **4.2.4. Campo Externo y Variación Diurna**

El campo magnético sufre dos tipos de variaciones. Un tipo es causado por fuentes internas llamada variación secular, y el otro, son producidas por fuentes externas denominadas variaciones diurnas.

Las variaciones magnéticas son consecuencia de las corrientes eléctricas que surgen en la ionósfera, en sus primeros cientos de kilómetros. La ionización de la atmósfera a esta altitud es originada por la radiación solar, que también es causa de la variación diurna (con un periodo aproximado de 24 horas).

##### **-Variaciones diurnas**

En prospección geofísica las variaciones de mayor importancia son las oscilaciones menores pero más rápidas, que tiene una periodicidad de aproximadamente de 24 hrs. y una amplitud de 25 gammas, estas variaciones son registradas continuamente en magnetogramas en observatorios magnéticos (Dobrin, 1976). En los registros se muestran dos tipos de variación:

- a) Días tranquilos, que tienen un comportamiento periódico y de poca amplitud; puede ser descompuesta en componentes solares (teniendo mayor amplitud durante el día que durante la noche) y lunares (amplitudes del orden de 1 gamma).
- b) Días perturbados, la variación es irregular con intensidades de hasta 500 nT y es asociada a tormentas magnéticas.

##### **-Variación secular**

La variación secular comprende aquellas variaciones temporales del campo geomagnético, de periodo muy largo que sólo se aprecian al comparar valores medios anuales durante varios años (Udías y Mezcuá, 1986). La variación se determina por las desviaciones en la declinación (D), inclinación (I) y en los distintos componentes de la intensidad magnética, estas desviaciones son registradas en observatorios a lo largo de muchos años con ayuda de observaciones repetidas cada tres o cinco años en una serie de puntos de apoyo. Obteniendo el valor promedio de cada componente en los diferentes puntos para una serie cada año. Estas variaciones tienen un valor aproximado de algunas decenas de nT al año y en algunos lugares alcanza hasta 150

nT/año. Dichas variaciones parecen estar relacionadas con el campo magnético terrestre de origen interno.

#### 4.2.5. Reducción al Polo

La reducción al polo utiliza un filtro acimutal en el dominio de número de onda para minimizar el ruido direccional causado por la latitud geomagnética baja. El análisis del campo magnético anómalo reducido al polo muestra los conjuntos de fuentes en su posición física verdadera.

La reducción al polo es usada en latitudes magnéticas bajas para cambiar una anomalía a sus equivalentes como podría ser observada en el polo norte magnético. Esta transformación simplifica la interpretación y visualización de anomalías desde latitudes magnéticas bajas (Hernández, O., 2009).

La reducción al polo es:

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I_a) + \cos^2(I_a) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad Ec. (45)$$

Donde:

$I$  = Inclinación Geomagnética

$I_a$  = Inclinación por corrección de amplitud (nunca menor a  $I$ )

$D$  = Declinación Geomagnética

Parámetros: la Inclinación que se usara para la corrección de amplitud. El valor predeterminado es  $\pm 20$ . La reducción al polo tiene un componente de amplitud (el término de  $\sin(I)$ ) y un componente de fase (el término  $i \cos(I) \cos(D - \theta)$ ).

## CAPÍTULO V: PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS DEL ACUÍFERO SANTA ROSALÍA

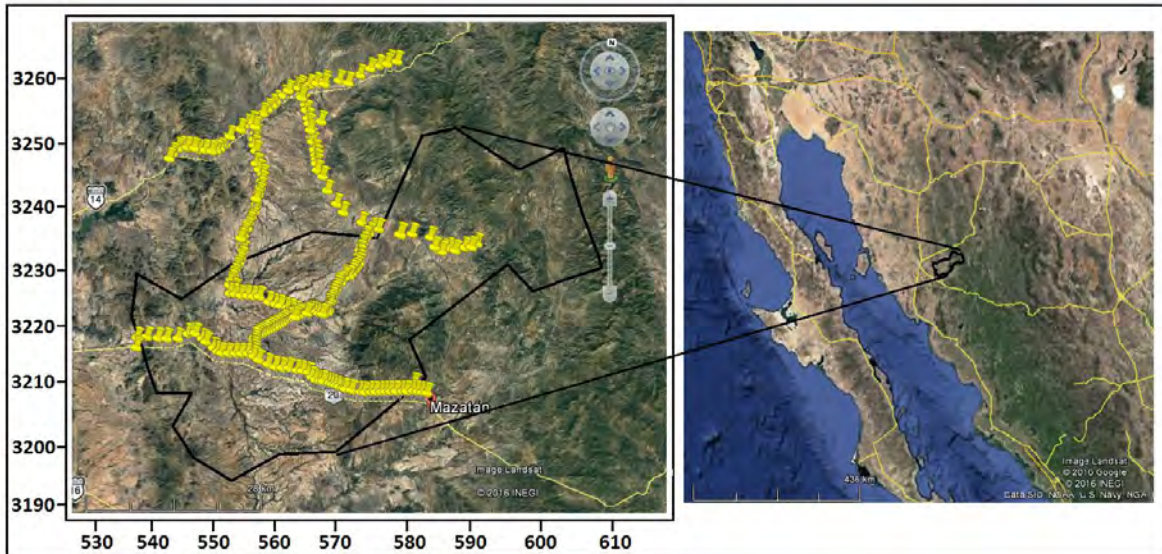
### 5.1. Levantamiento Gravimétrico en el área de estudio

#### 5.1.1. Adquisición de Datos

Para poder realizar las mediciones gravimétricas, se utilizaron imágenes de satélite con el fin de reconocer el área de estudio, así como definir las diferentes rutas de acceso como carreteras o caminos, esto nos sirvió para planear el trabajo de campo.

Una vez con el trabajo previo, se realizó un viaje de reconocimiento para ver los accesos en las diferentes estaciones.

Se realizaron 5 perfiles con 278 estaciones para cubrir el Acuífero de Santa Rosalía, la separación entre las estaciones varía entre 500 y 2,000 m (Figura 32), así mismo, durante el trabajo de campo se verificaron los afloramientos litológicos y estructuras que se identificaron en el análisis bibliográfico previo.



**Figura 32.** Localización de las estaciones Gravimétricas medidas en campo.

La estación base se ubicó 1 km al oeste del inicio del acuífero con coordenadas 536698 m E y 3213929 m N, la cual se utilizó para registrar la deriva instrumental del gravímetro realizando lecturas al inicio y al final de los perfiles.

Las estaciones se tomaron sobre la carretera y caminos. Los perfiles se iniciaron y terminaron sobre afloramientos de roca para determinar la respuesta gravimétrica del basamento y determinar el regional.

Para realizar las lecturas de gravedad se utilizó un gravímetro marca Scintrex CG-5 (Figura 33a), el cual cuenta con una resolución de 0.001 mGal y un rango máximo de operación de 8,000 mGal.

El gravímetro determina la lectura de la gravedad en cada punto, la desviación estándar y el tiempo en el que se hizo la medición.



**Figura 33.** a) Gravímetro CG-5 marca Scintrex. b) GPS Garmin Etrex Legend.

Para tomar las coordenadas de cada estación, se utilizó un geoposicionador (GPS) portátil marca Garmin Etrex Legend – Garmin (Figura 33b), donde se manejaron coordenadas UTM, con un datum en WGS84 (Word Geodetic System).

Los valores de gravedad observados fueron capturados en formato digital para facilitar su manejo y posteriormente se realizaron las correcciones de deriva, latitud, aire libre y Bouguer, para finalmente obtener la Anomalía de Bouguer.

### 5.1.2. Medición de la Densidad

La densidad de las rocas es uno de los parámetros que se requieren durante el proceso de modelación. Con el fin de obtener menos incertidumbre en el proceso de modelación, se realizó



la medición de la densidad de las rocas presentes en el área de estudio. Para ello, durante un reconocimiento geológico de campo, se hizo la recolección de muestras de rocas que afloran en distintas ubicaciones del acuífero. En total se recolectaron un total de 14 muestras, de las cuales se seleccionaron 6 y se cortaron a un tamaño adecuado para poder medir su densidad. En total se realizaron dos mediciones de cada muestra y se obtuvo un promedio de la densidad (Figura 34a).

Para medir la densidad se utilizó la fórmula que se encuentra en Mirónov (1977), donde sugiere la fórmula:

$$\rho = \frac{W_3}{W_1 - W_2} \quad \text{Ec. (46)}$$

Donde:

$\rho$  = Densidad en  $\text{gr}/\text{cm}^3$

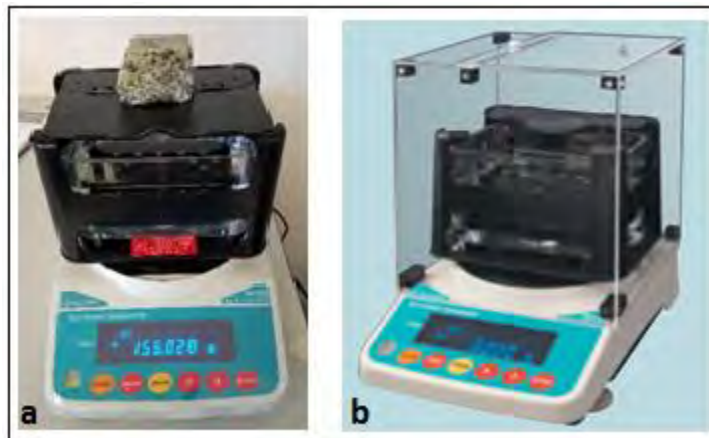
$W_1$  = Peso de la roca en seco

$W_2$  = Peso de la roca inmersa en agua

$W_3$  = Peso de la roca húmeda

Para medir la densidad se usó densitómetro (Electronic Densimeter EW- 300SG) marca Alfa Mirage, de alta precisión y con resolución de  $0.01 \text{ g}/\text{cm}^3$  y con capacidad de 300 g (Figura 34b).

En la tabla 9, se muestran los valores medidos para las diferentes rocas:



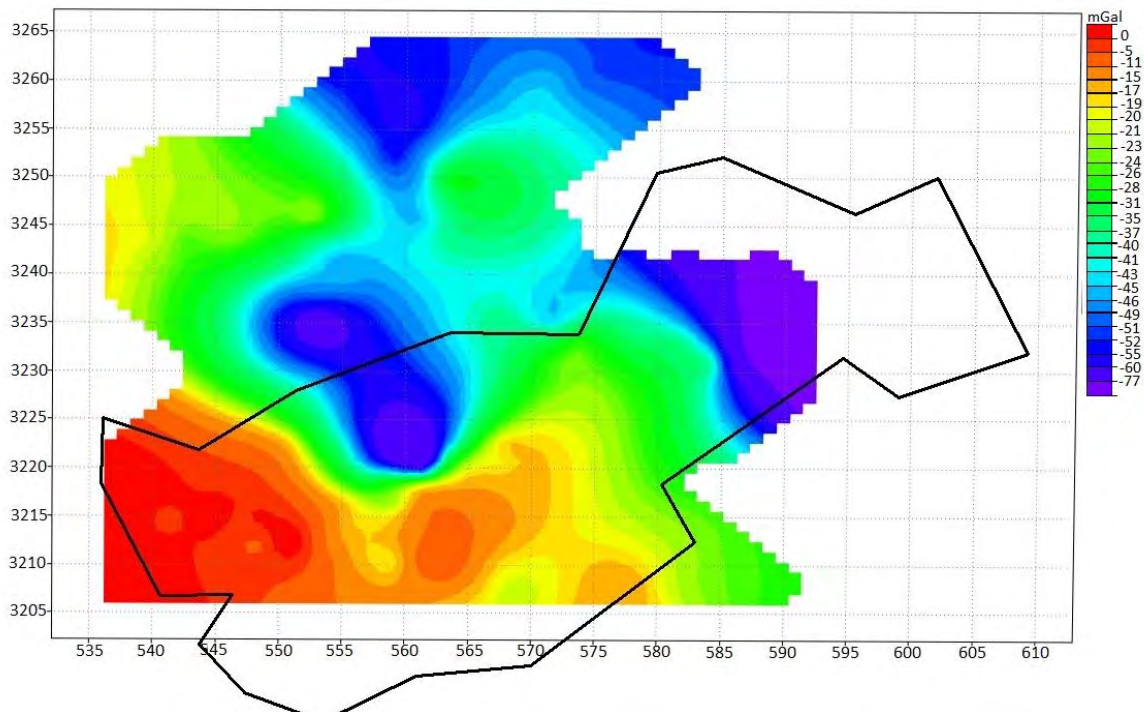
**Figura 34.** a) Medición de la densidad. b) Densitómetro (Electronic Densimeter EW-300SG).

Roca	Densidad
Aluvión	1.1 - 1.2
Conglomerado	2.44
Caliza	2.40
Granito	2.56
Gneis	2.60
Basalto	2.67

**Tabla 9.** Densidades medidas de las rocas del área de estudio.

### 5.1.3. Determinación de la Anomalía de Bouguer

Después de aplicar las correcciones, se obtuvo la Anomalía de Bouguer de acuerdo a la ecuación (14), mostrada en la página 56. A partir de estos valores se generó una malla utilizando el método de interpolación de mínima curvatura en el paquete de procesamiento e interpretación de datos geofísicos WinGlink, donde se realizó el procesamiento, modelado e interpretación de datos, la figura 35 muestra la Anomalía de Bouguer de los perfiles realizados.

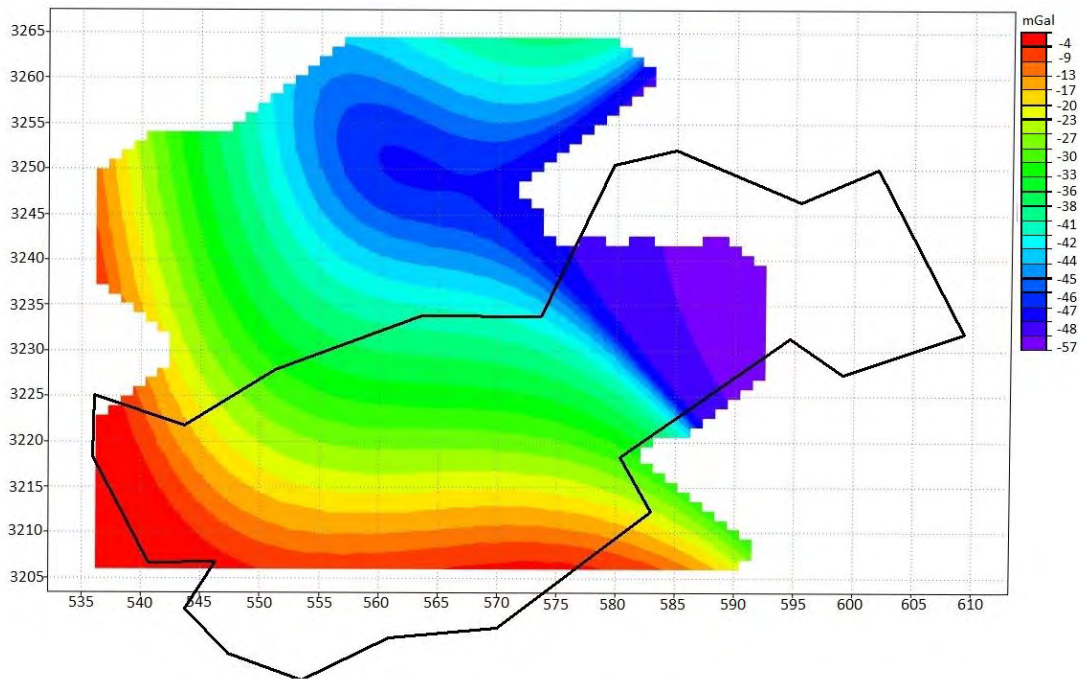


**Figura 35.** Mapa de Anomalía Gravimétrica de Bouguer obtenido de las estaciones medidas en campo.

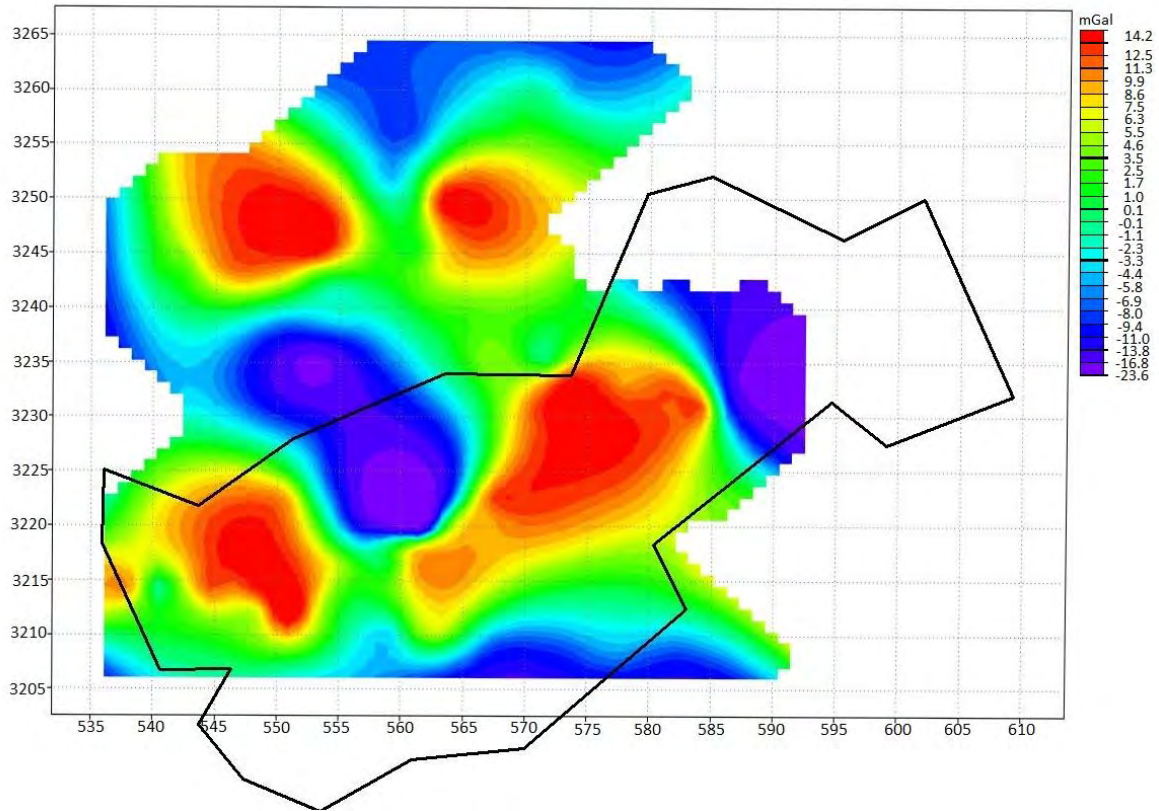
En el mapa de Anomalía de Bouguer se observan varias zonas anómalas bien definidas. Al centro de la zona de estudio se distingue en azul un bajo gravimétrico con orientación NW-SE con un rango de valores de -37 a -77 mGal y en la parte SW se observa un alto gravimétrico. En general, el rango de valores obtenidos en el mapa es de -77 mGal a +0 mGal.

#### 5.1.4. Separación de la Anomalía Regional y Residual

Para determinar la anomalía regional, se realizó un ajuste polinomial de primer, segundo y tercer grado a la anomalía de Bouguer. Después de un análisis, se seleccionó la anomalía regional obtenida mediante el ajuste de una función polinomial de tercer grado (Figura 36), y además se determinó la correspondiente anomalía residual (Figura 37), ya que en ésta última se enfatizan mejor las anomalías sin perder información. En la parte NE del mapa de anomalía regional, se observa en azul un mínimo y en extremo SW, en rojo, un máximo bien definido; el mapa muestra un rango de valores que van de -57 a -4 mGal. En cambio, en la anomalía residual (Figura 37) se observan varios bajos gravimétricos asociados a cuencas y rocas sedimentarias y altos gravimétricos asociados a cuerpos intrusivos, con un rango de valores de -23.6 a +14.2 mGal.



**Figura 36.** Mapa de Anomalía Gravimétrica Regional de estaciones Gravimétricas medidas en campo.



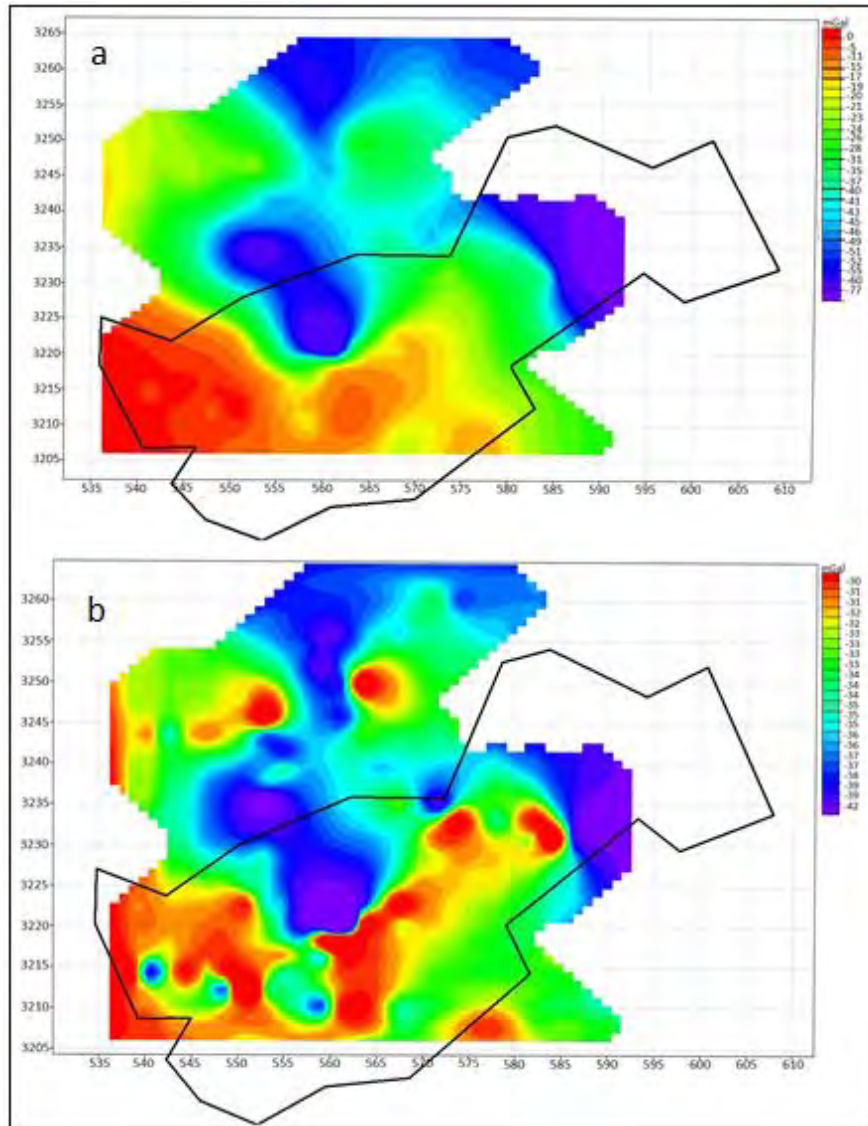
**Figura 37.** Mapa de Anomalía Gravimétrica Residual de estaciones Gravimétricas medidas en campo.

### 5.1.5. Métodos para enfatizar Anomalías: Derivadas

#### Primera Derivada Vertical

Esta transformación matemática se aplicó sobre el mapa de la Anomalía de Bouguer. Esta operación permite acentuar y mejorar las anomalías de alta frecuencia o de baja longitud de onda que son debidas generalmente a fuentes más someras. Tanto la primera como la segunda derivada vertical se calcularon por una transformada de Fourier convencional.

En la figura 38a se presenta el mapa de la Anomalía de Bouguer y en la figura 38b su correspondiente primera derivada vertical. Como se observa, en este último se han enfatizado las anomalías de fuentes superficiales, correspondientes a cuerpos más someros.



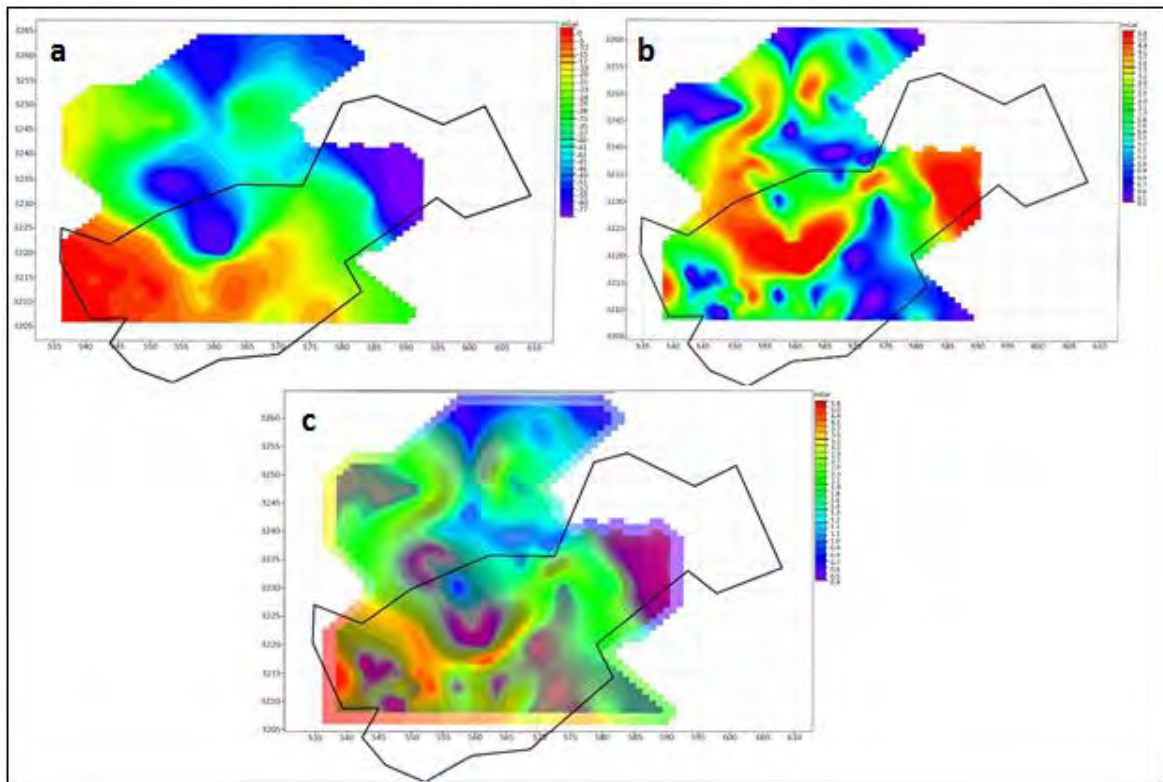
**Figura 38.** a) Anomalía de Bouguer. b) Primera derivada vertical de la Anomalía de Bouguer.

### Primera Derivada Horizontal

Este proceso incluye una transformación de fase así como un realce de altas frecuencias. La transformación de fase generalmente tiene el resultado de producir picos de anomalía localizados sobre los extremos de cuerpos anchos, y el realce de altas frecuencias agudiza estos picos para incrementar la definición de los extremos del cuerpo. La ventaja que poseen las derivadas horizontales sobre las derivadas verticales, es que las derivadas horizontales proporcionan picos sobre la parte superior de las fuentes e indican fuentes contorneadas por gradientes abruptos e inflexiones (Milligan y Gunn, 1997).

La primera derivada horizontal de la Anomalía de Bouguer se calculó en el paquete WinGLink directamente en el dominio del espacio (Blakeley y Simpson, 1986).

En la figura 39 tenemos el mapa de Anomalía de Bouguer, el mapa de su primera derivada horizontal y la correlación entre los dos mapas. Como puede observarse, los altos en el mapa de la primera derivada horizontal corresponden a los contornos de los máximos gradientes en el mapa de Anomalía de Bouguer.



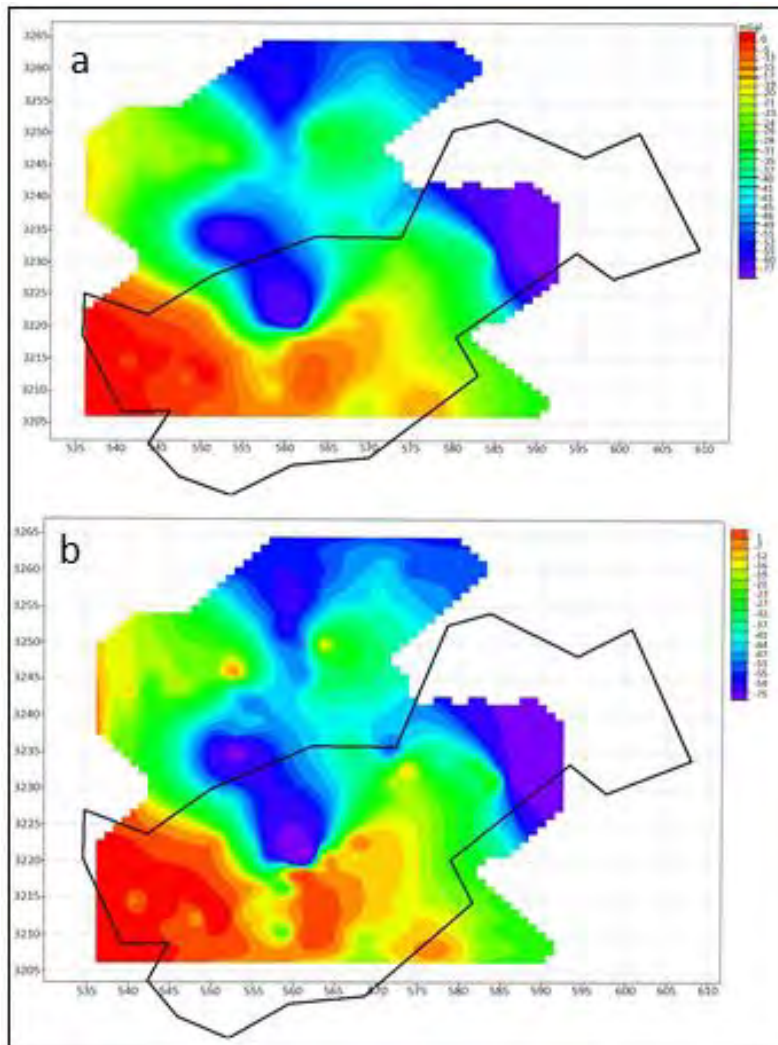
**Figura 39.** a) Anomalía de Bouguer. b) Primera derivada horizontal de la Anomalía de Bouguer. c) Correlación de la Anomalía de Bouguer con su Primera derivada horizontal.

### 5.1.6. Continuación Analítica de Campos

#### Continuación de campo descendente

Este método permite calcular las anomalías como si ellas se observaran sobre una superficie paralela debajo de la superficie de observación (continuación descendente) o arriba de la superficie de observación (continuación ascendente)

En este caso se aplicó el filtro de continuación analítica de campo descendente al mapa de Anomalía de Bouguer (Figura 40 a y b) en varias alturas, con el fin de observar las contribuciones relacionadas con fuentes someras, disminuyendo el efecto asociado a bajas frecuencias, sin embargo cabe mencionar que el mapa resultante puede ser muy ruidoso si se utilizan niveles de continuación muy grandes.

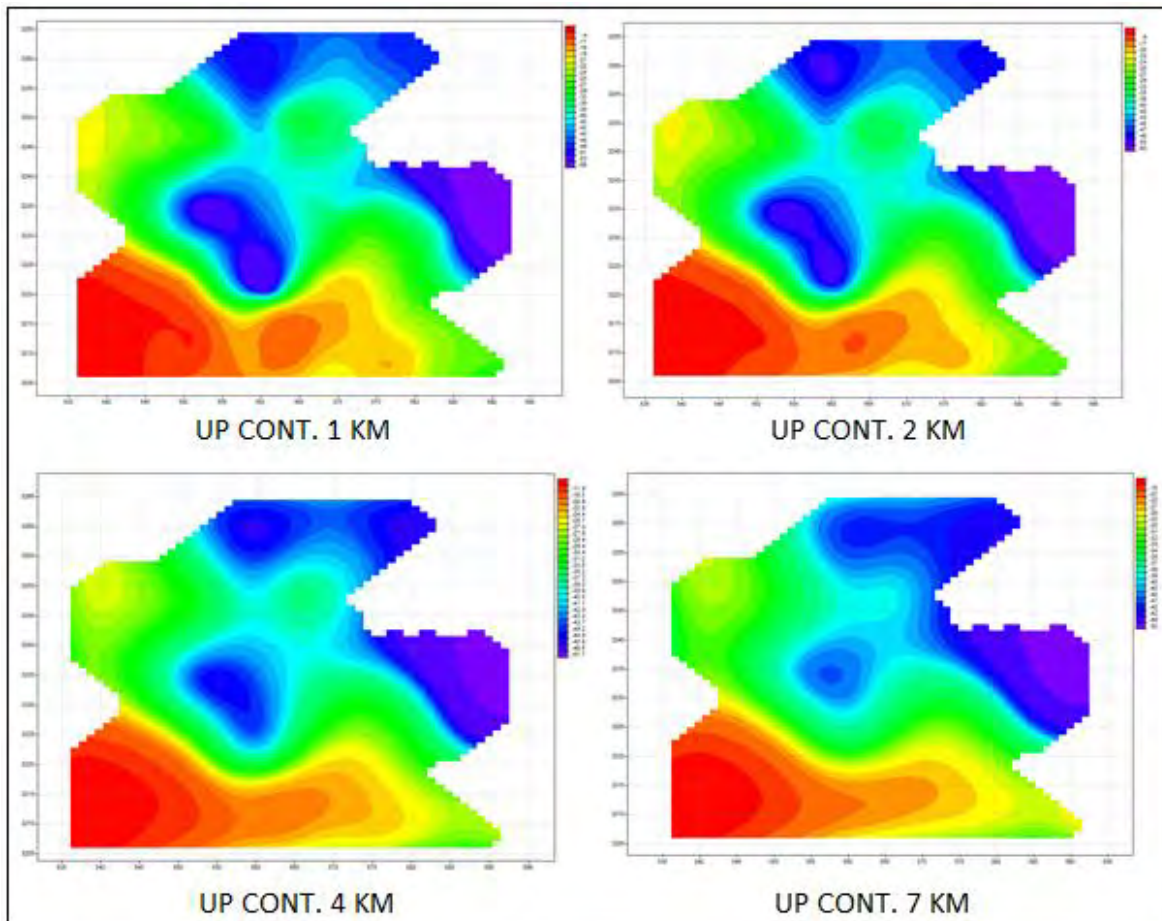


**Figura 40.** a) Mapa de Anomalía de Bouguer. b) Continuación de campo descendente de la Anomalía de Bouguer a  $z=-1$ km.

### Continuación de campo ascendente

Con el fin de observar las contribuciones relacionadas con fuentes de carácter más regional, disminuyendo el efecto asociado con altas frecuencias, se aplicó el filtro de continuación analítica de campo hacia arriba a la Anomalía de Bouguer, efectuando el análisis a varias alturas (500, 1000, 2000, 4000, 6000 y 7000 m).

La figura 41 presenta los resultados de las continuaciones hacia arriba para las diferentes alturas consideradas, en donde se observa que conforme se va considerando mayor altura, las anomalías se van suavizando, debido al filtrado de altas frecuencias correspondientes a fuentes someras, permaneciendo las anomalías de cuerpos más profundos que pueden ser comparables a la anomalía regional.



**Figura 41.** Continuación de campo de la Anomalía de Bouguer a diferentes alturas.



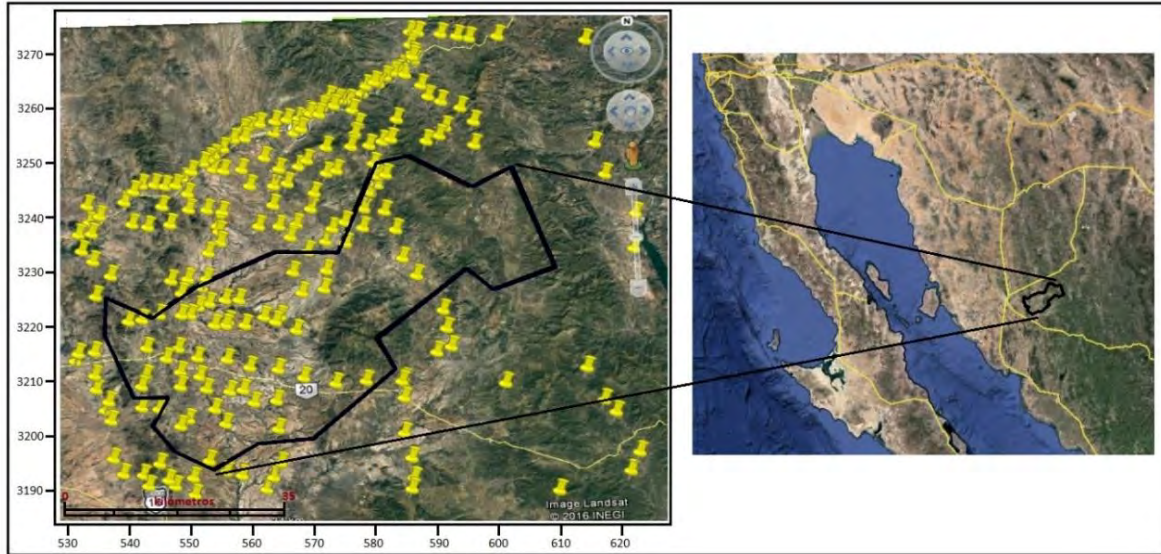
## 5.2. Anomalía de Gravedad de Bouguer Completa de INEGI

Para complementar el levantamiento gravimétrico realizado, se utilizaron datos medidos de la Red gravimétrica del Instituto Nacional de Estadística, Geográfica e Informática (INEGI) correspondientes a la Anomalía de Bouguer completa.

La Red Geodésica Gravimétrica del INEGI, está compuesta por un conjunto de estaciones donde se han realizado observaciones gravimétricas distribuidas homogéneamente, a través de las cuales se determina el comportamiento de la fuerza de gravedad dentro del territorio nacional.

Los levantamientos gravimétricos son realizados por el INEGI, con fines geodésicos y tienen como objetivo generar datos de valores de gravedad que son utilizados para la determinación del geoide de México y para la elaboración de cartas gravimétricas.

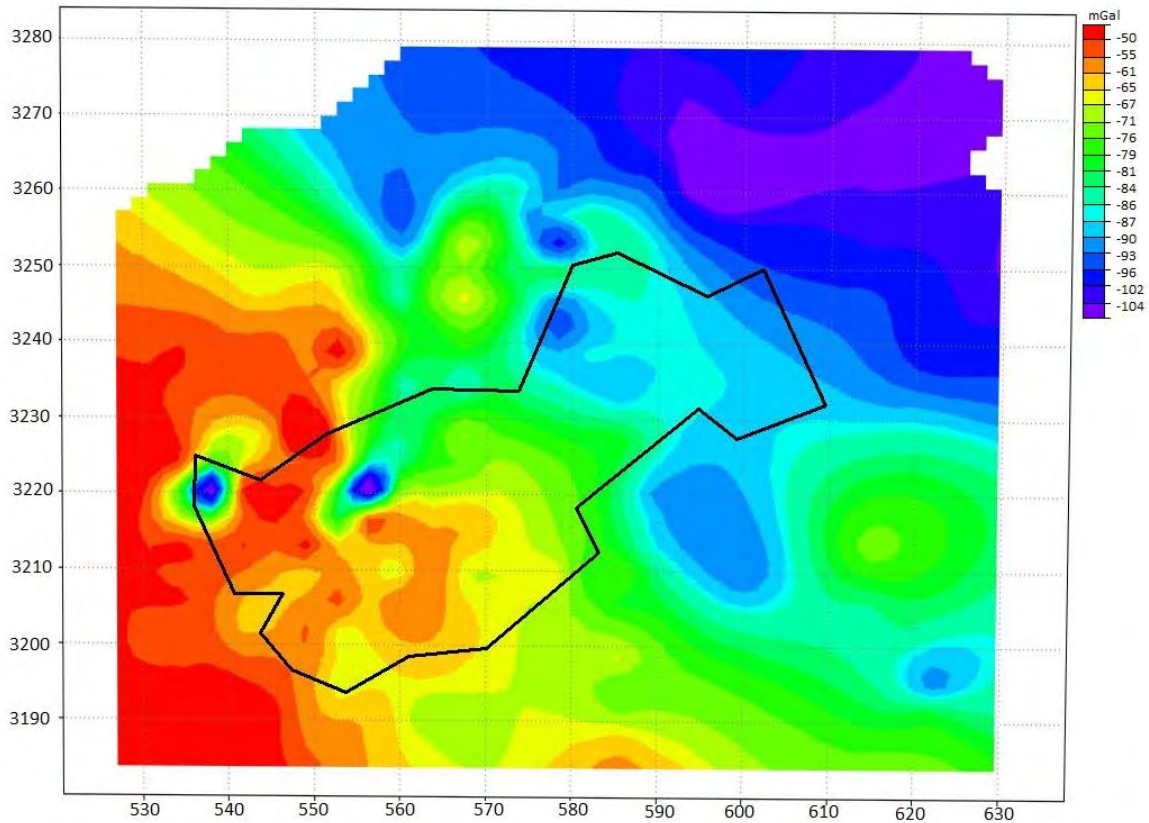
A partir del archivo de datos de la Anomalía de Gravedad de Bouguer Completa del INEGI 2015, se seleccionó y extrajo la información comprendida en el Acuífero Santa Rosalía. En total se obtuvieron 235 estaciones gravimétricas espaciadas entre 1 a 5 km (Figura 42).



**Figura 42.** Localización de estaciones Gravimétricas del INEGI en el área de estudio.

### 5.2.1. Anomalía de Bouguer

Los datos de anomalía de Bouguer completa del INEGI, fueron importados al programa de procesamiento e interpretación de datos geofísicos WinGLink, en donde se generó una malla por el método de interpolación de mínima curvatura. El mapa de Anomalía de Bouguer completa se muestra en la figura 43.



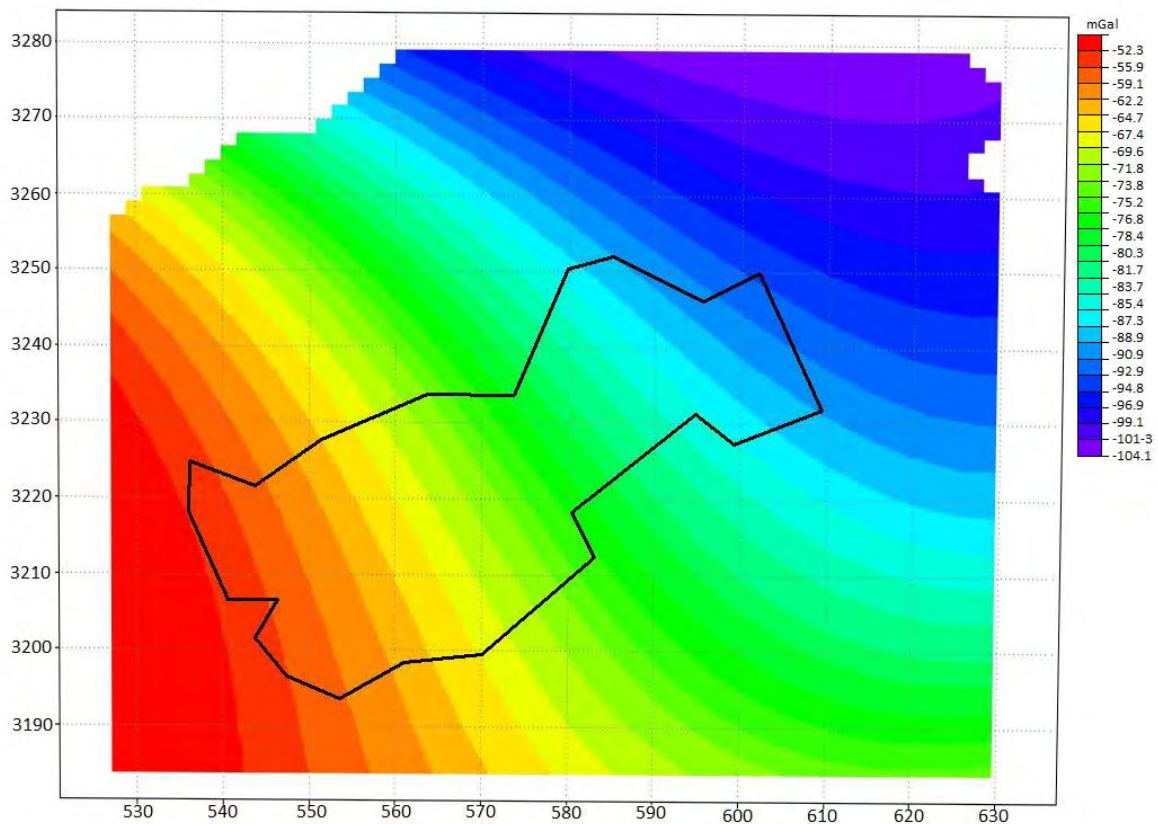
**Figura 43.** Mapa de Anomalía Gravimétrica de Bouguer Completa de datos del INEGI.

En el mapa de Anomalía de Bouguer se observan dos zonas anómalas bien definidas. Al Noreste del perfil se distingue un bajo gravimétrico con orientación NW-SE con un rango de valores de -85 a -104 mGal y en la parte SW se observa un alto gravimétrico. En general, el rango de valores obtenidos en el perfil es de -50 mGal a -104 mGal.

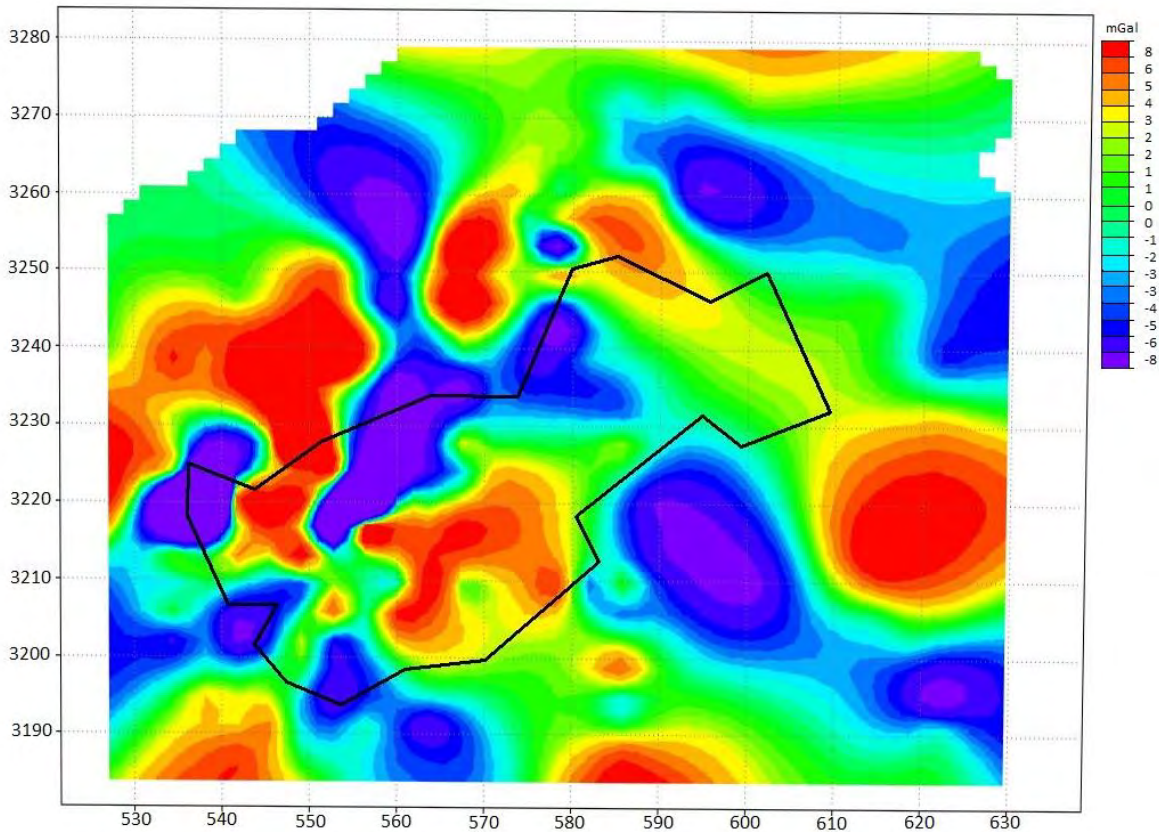
### 5.2.2. Separación de la Anomalía Regional y Residual

La anomalía regional (Figura 44), se determinó a partir de un ajuste polinomial de tercer grado. Posteriormente se obtuvo la anomalía residual a partir de la diferencia de la Anomalía de Bouguer y la anomalía regional, (Figura 45).

En este caso la anomalía regional corresponde a una función cúbica, con un mínimo al NE de la carta y un máximo al SW, teniendo un rango que va de -104.1 a -52.3 mGal. La anomalía residual presentan altos gravimétricos asociado a intrusivos y bajos gravimétricos asociados a rocas sedimentarias y a las cuencas presentes, con un rango de valores de -8 a +8 mGal. La interpretación detallada de estos rasgos se discutirá en el siguiente capítulo.



**Figura 44.** Mapa de Anomalía Gravimétrica Regional de datos del INEGI.

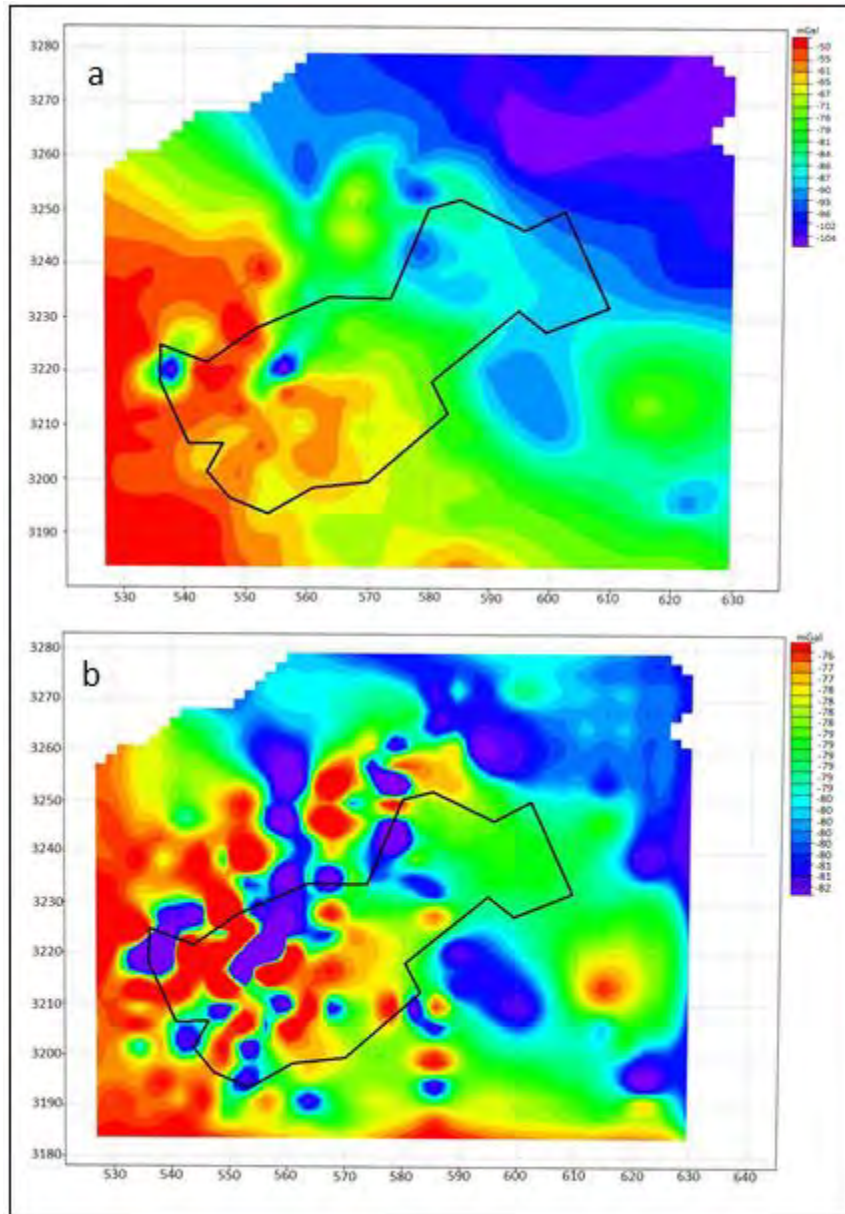


**Figura 45.** Mapa de Anomalía Gravimétrica Residual de datos del INEGI.

### 5.2.3. Métodos para enfatizar las Anomalías: Derivadas

#### Primera Derivada Vertical

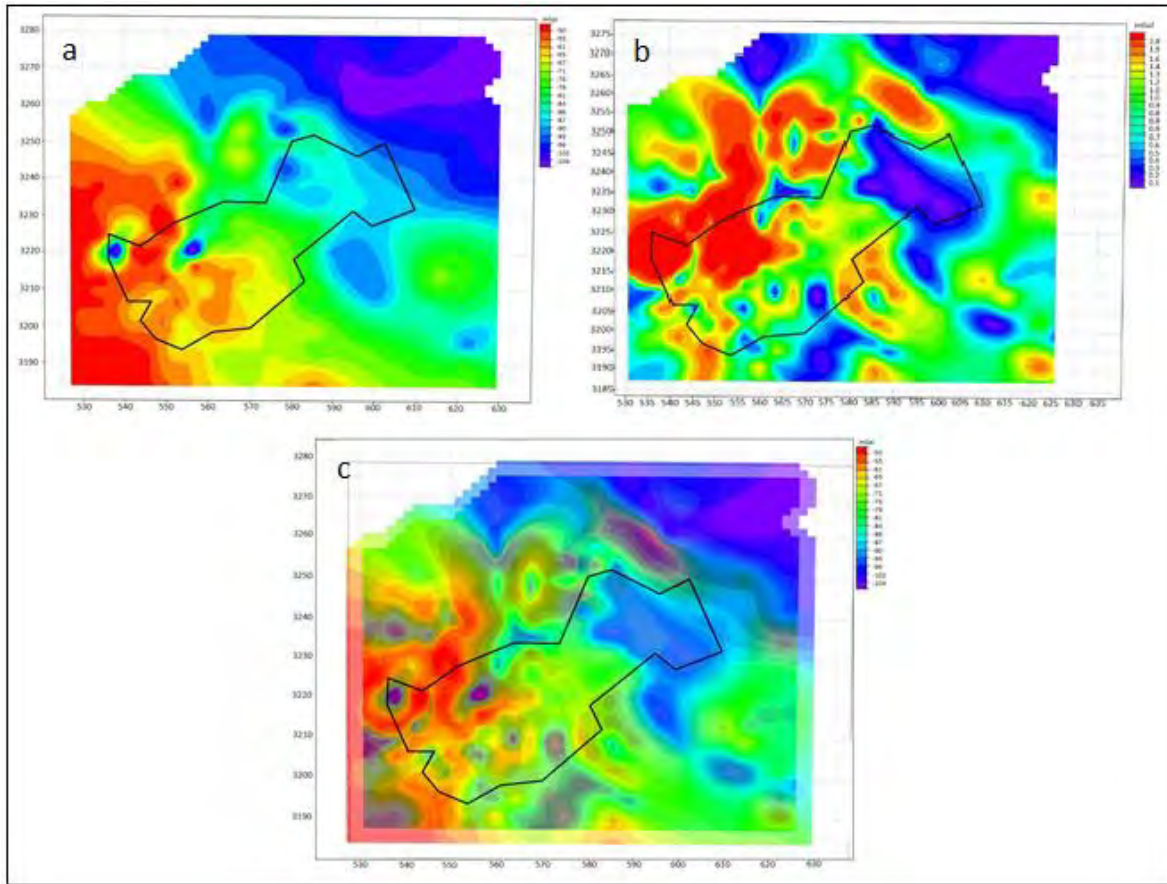
Esta operación permite enfatizar y resaltar las anomalías de alta frecuencia asociadas generalmente a fuentes más someras. El filtro de primera derivada se aplicó al mapa de Anomalía de Bouguer (Figura 46a y 46b). Como se observa, el mapa de primera derivada vertical ha delineado una serie de bajos gravimétricos bien definidos asociados a cuencas sedimentarias y es similar al mapa de anomalía residual.



**Figura 46.** a) Anomalía de Bouguer de datos del INEGI. b) Primera derivada vertical de la Anomalía de Bouguer.

### Primera Derivada Horizontal

Se aplicó la primera derivada horizontal a la Anomalía de Bouguer para delinear posibles cuerpos geológicos (Figura 47), además se realizó la correlación entre ambos, en donde los máximos gradientes de la Anomalía de Bouguer correlacionan con los altos en la primera derivada horizontal.

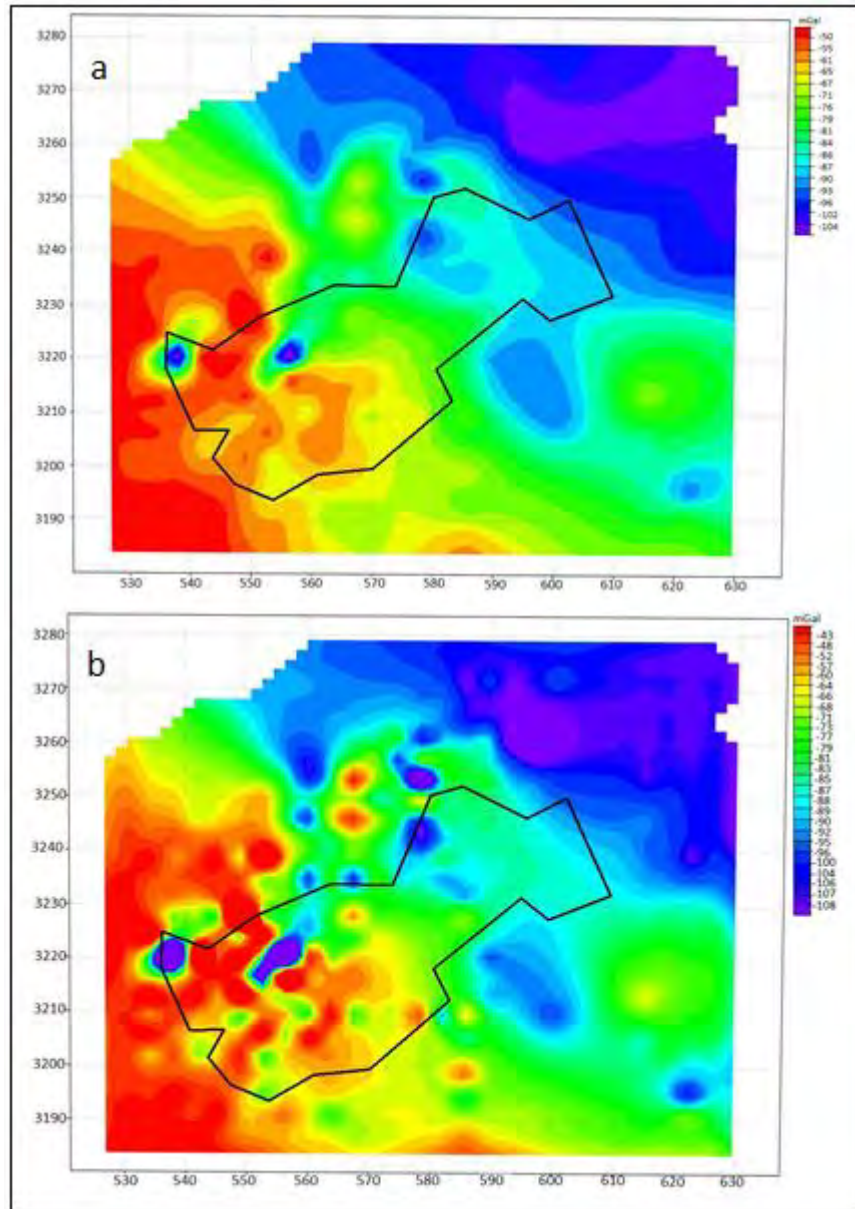


**Figura 47.** a) Anomalía de Bouguer de datos del INEGI. b) Primera derivada horizontal de Anomalía de Bouguer. c) Correlación entre ambas.

#### 5.2.4. Continuación Analítica de Campos

##### Continuación de campo descendente

Otro algoritmo que permite enfatizar los rasgos superficiales es el método de continuación analítica descendente; este método se aplicó al mapa de anomalía de Bouguer (Figura 48) en donde se aprecian altos y bajos gravimétricos más definidos correspondientes a fuentes más someras.



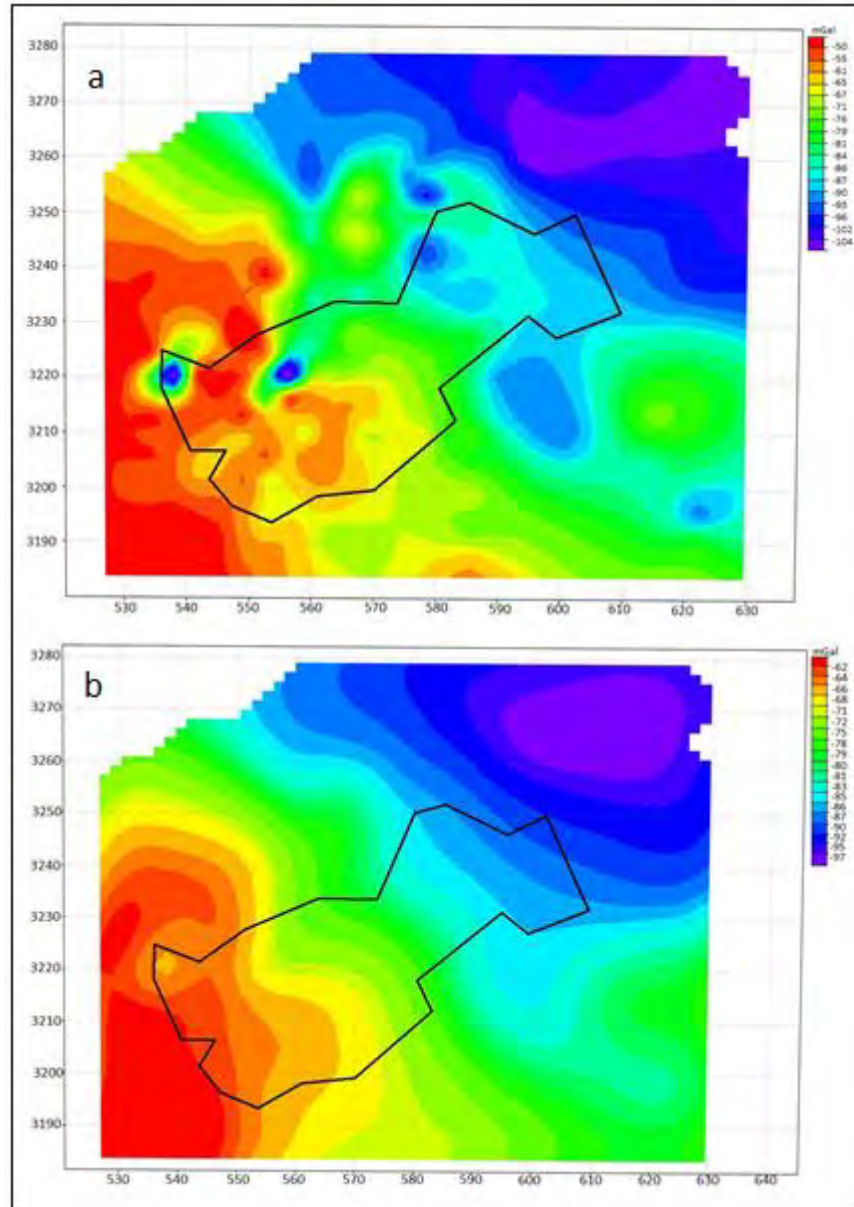
**Figura 48.** a) Anomalia de Bouguer de datos del INEGI. b) Continuación analítica descendente a  $z=-2\text{km}$ .

### Continuación de campo ascendente

Como se mencionó anteriormente, para poder visualizar las contribuciones relacionadas con fuentes de carácter más regional, se aplicó el filtro de continuación analítica del campo hacia arriba, efectuando el análisis a varias alturas (500, 1000, 2000, 4000, 6000 y 7000 m). Se observa

que conforme se aumenta el nivel de elevación de la continuación analítica, el mapa de Anomalía de Bouguer se suaviza más, destacándose los efectos más profundos.

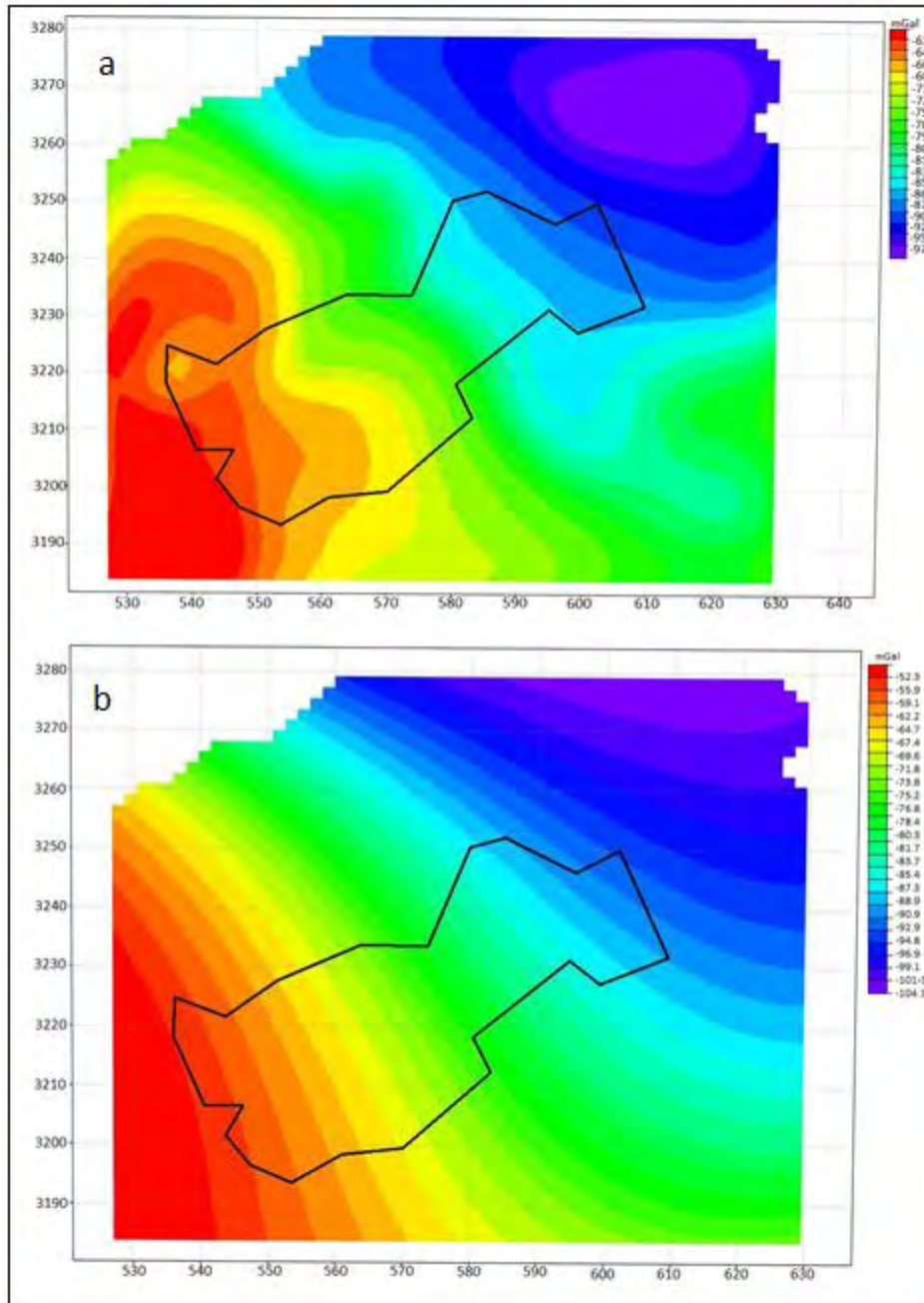
La Figura 49 presenta el resultado de la Anomalía de Bouguer y su continuación analítica a  $z=+7$  km.



**Figura 49.** a) Anomalía de Bouguer. b) Continuación analítica ascendente de Anomalía de Bouguer a  $z=+7$  km.



La figura 50 muestra una comparación entre la Anomalía de Bouguer continuada a  $z=+7$  km y la Anomalía regional, en donde se observa buena correlación entre los altos y bajos gravimétricos.



**Figura 50.** a) Anomalía de Bouguer continuada a  $z=+7$  km. b) Anomalía Regional obtenida a partir de un ajuste polinomial de grado 3.

### **5.3. Modelado Bidimensional de Perfiles Gravimétricos**

#### **5.3.1. Modelación del levantamiento Gravimétrico del área de estudio**

Antes de realizar la modelación bidimensional de los perfiles gravimétricos medidos en campo, se analizó la geología superficial del área de estudio y se construyeron secciones geológicas a lo largo de los perfiles. Lo anterior, se realizó con la finalidad de proponer un modelo inicial del subsuelo que correlacione lo mejor posible con la geología del área.

A continuación se presenta el mapa de geología superficial (Figura 51), en donde se trazaron los perfiles gravimétricos medidos. También se muestra la figura 52 donde se presentan las 3 secciones geológicas correspondientes a dichos perfiles.

##### **5.3.1.1. Elaboración de Secciones Geológicas**

###### **▪ Sección 1**

La figura 53a, se muestra la sección geológica 1 correspondiente al perfil 1-1' de la figura 52. Esta sección tiene orientación SW-NE donde se muestran rocas intrusivas en la porción noreste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno. Entre los intrusivos se observa una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del Cenozoico y una cobertura sedimentaria del Cuaternario.

###### **▪ Sección 2**

En la figura 53b, muestra la sección geológica 2 correspondiente al perfil 2-2' de la figura 52. Esta sección tiene orientación SW-NE y muestra un intrusivo de dimensiones batolíticas, en la porción noreste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno. Entre los intrusivos se observa una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del Cenozoico con una cobertura sedimentaria del Cuaternario.

###### **▪ Sección 3**

La sección geológica 3 figura 53c, correspondiente al perfil 3-3' de la figura 52. Tiene orientación SW-NE y muestra un intrusivo en la porción noreste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno. Entre los intrusivos se observa un contacto con calizas del Paleozoico y una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del Cenozoico y una pequeña cobertura sedimentaria del Cuaternario.

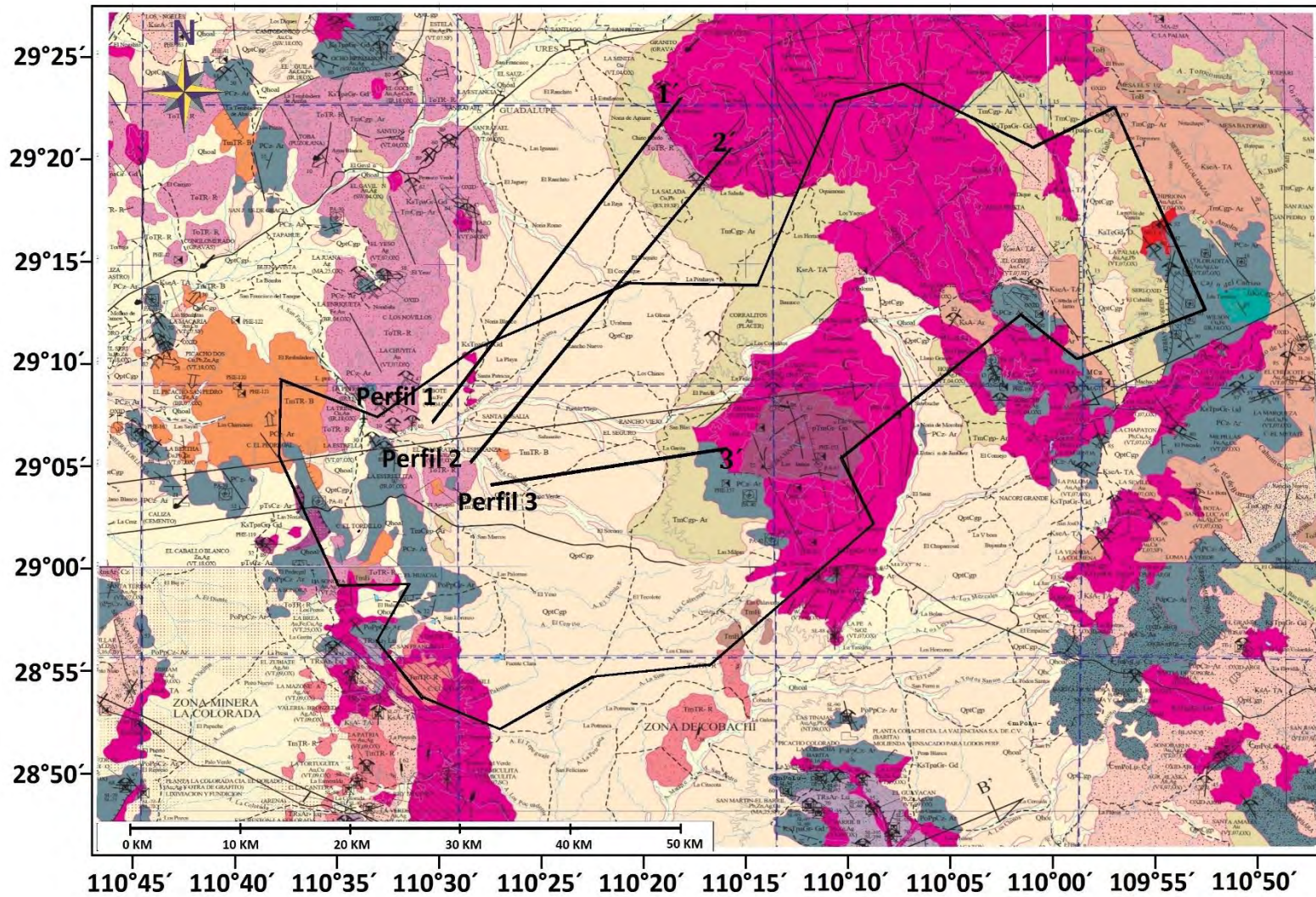
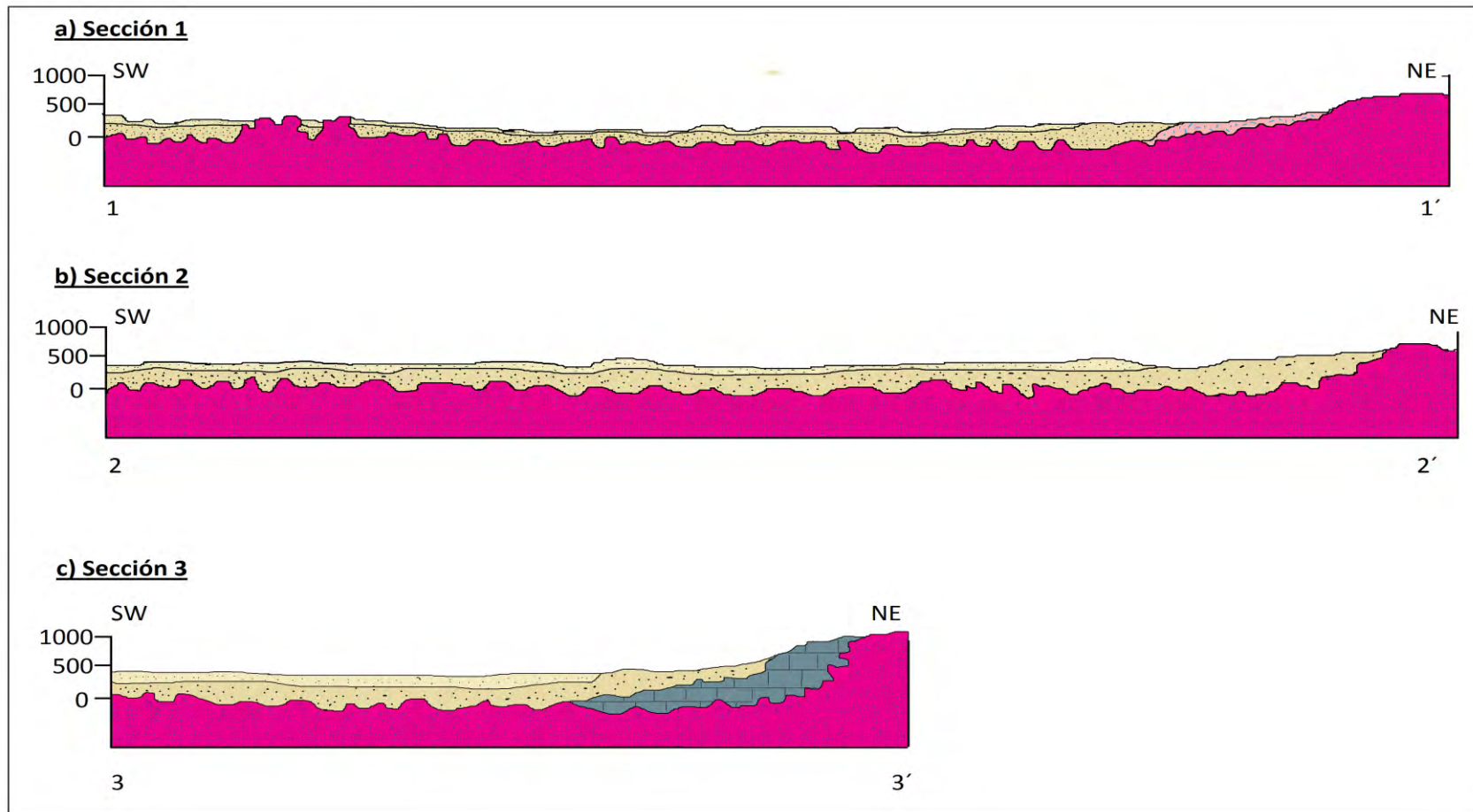


Figura 51. Mapa de Geología Superficial y ubicación de los perfiles Gravimétricos medidos en campo (Modificado SGM, 1999).



**Figura 52.** Secciones Geológicas elaboradas a partir del Mapa de Geología Superficial y la ubicación de perfiles Gravimétricos medidos en campo.

### **5.3.1.2. Modelado e Interpretación del Modelo Estructural**

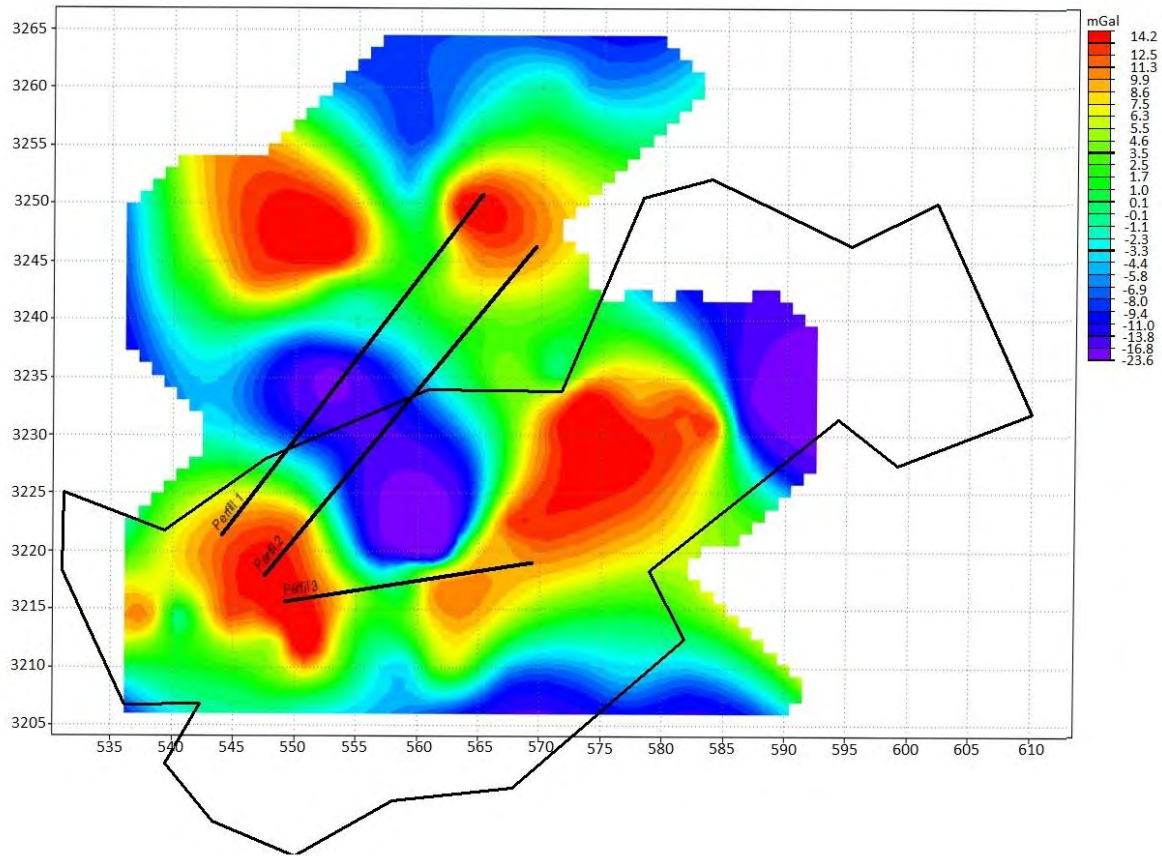
El proceso de modelado implica crear un modelo geológico estructural hipotético con propiedades físicas y forma geométrica propuestas (modelo inicial) y calcular la respuesta gravitacional del mismo.

Este método es conocido como modelado directo, y consiste en elaborar modelos estructurales del subsuelo tomando como base la densidad y profundidad de los cuerpos que conforman dichos modelos. Los modelos bidimensionales asumen que la tierra cambia solo en dos direcciones: con la profundidad y en la dirección de los perfiles ( $z$ ,  $x$ ) y se mantiene constante en la dirección del rumbo de la estructura.

Para realizar el proceso de modelado, los perfiles medidos en campo se trazaron sobre el mapa de Anomalía Residual de tercer grado. Este mapa es el resultado de restar la Anomalía de Bouguer con la anomalía regional, determinada por ajuste polinomial de tercer grado. El mapa de Anomalía residual resultante se seleccionó de entre otros, ya que las anomalías observadas en este ajuste polinomial, se enfatizan mejor sin perder información.

Es importante resaltar que al momento de ir aumentando el grado de ajuste, el regional se va pareciendo más a su Anomalía de Bouguer, al parecerse más, hace que el residual cada vez sea menor y tienda a ser impredecible. Por eso, se recomienda que superficies de grados mayores a cuatro no se usen para definir un regional (Burger, 1992).

El mapa de anomalía residual de la figura 53 muestra la ubicación de los 3 perfiles, los cuales fueron trazados de tal forma que, éstos pasaran por las estaciones gravimétricas y a la vez cortaran las anomalías más representativas.



**Figura 53.** Mapa de Anomalia Residual y ubicación de Perfiles Gravimétricos medidos en campo.

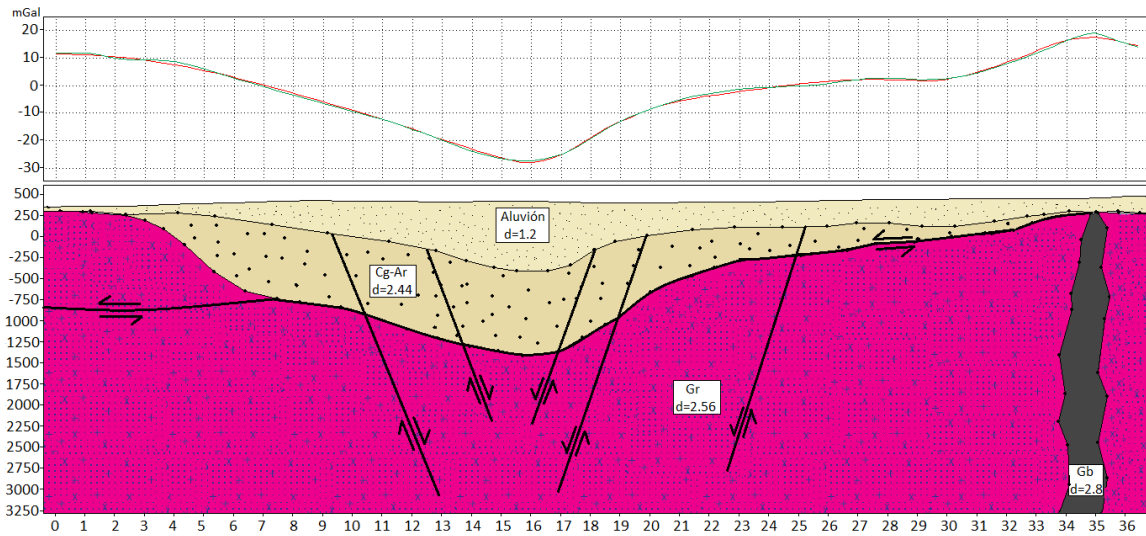
La modelación de los perfiles se realizó con el método de Talwani. Para ello es necesario definir un número de cuerpos, así como sus densidades asociadas. Como se mencionó en la sección anterior, se realizó un muestreo de rocas en el área de estudio, para medir su densidad, obteniéndose las densidades medidas mostradas en la tabla 9 (Página 75).

A continuación se muestran los modelos geológicos propuestos para cada perfil gravimétrico medido en campo, dichos modelos no se encuentran a escala, para observarlos a escala real ver Apéndice A:

### Perfil 1

En la figura 54 se muestra el modelo estructural obtenido para el perfil 1, el cual tiene una orientación SW-NE y una extensión de 36 km. En la parte superior de la gráfica se presenta el perfil de anomalía residual (en mGal) y la respuesta calculada para el modelo. En la parte inferior se presenta el modelo geológico propuesto.

El modelo geológico está representado por un basamento granítico, al NE en la Sierra de Puerta del Sol se presentan diques de composición gabroica (González-Becuar, E., *et al.*, 2011); y al centro se forma una cuenca rellena por conglomerados de la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario, la cual tiene un espesor de aproximadamente 1,250 metros. En el modelo se interpretan dos diferentes eventos, en el primero se propone un fallamiento de bajo ángulo originado por la extensión del Basin and Range y en el segundo una serie de fallas de más alto ángulo originadas por la apertura del Golfo de California.

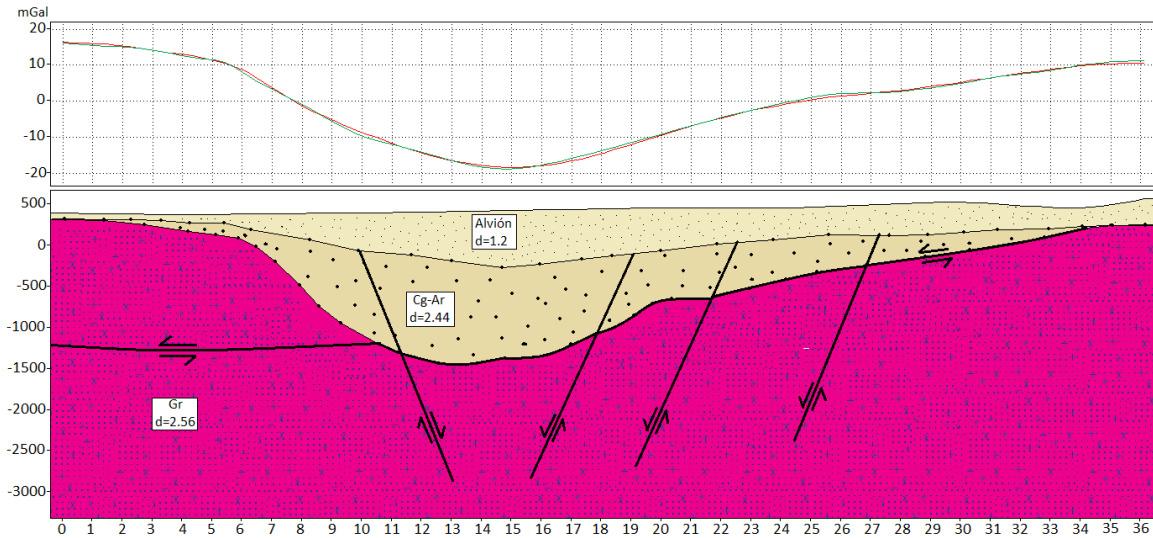


**Figura 54.** Modelo Estructural para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Perfil 2

El modelo estructural para el perfil 2 se muestra en la figura 55. El perfil tiene una orientación SW-NE y una extensión de un aproximadamente de 36 km. El modelo geológico está formado principalmente por cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas donde le sobreyacen rocas sedimentarias de la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario. Esta zona se encuentra

delimitada por fallas asociadas a estructuras típicas de Horst y Graben con un espesor vertical máximo de 1,300 metros.

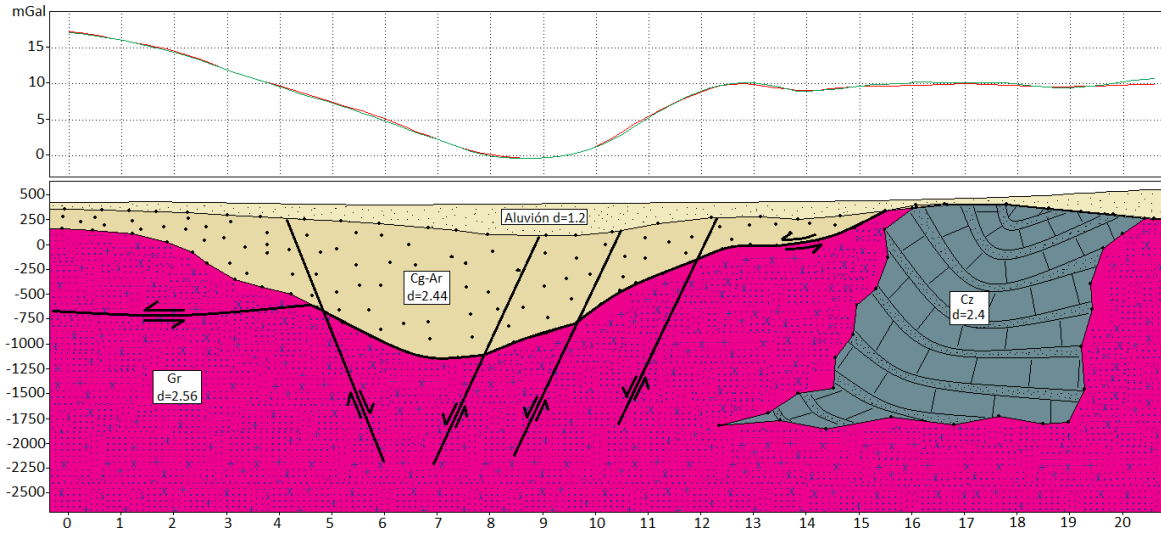


**Figura 55.** Modelo Estructural para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Perfil 3

El modelo estructural del perfil 3 se presenta en la figura 56, tiene una orientación SW-NE casi W-E con una extensión de 20 km. Se observa un basamento granítico aflorando en la parte suroeste y en la parte noreste se observa el Core Complex de la Sierra de Mazatán la cual esta intrusionando rocas sedimentarias (Calizas) del Paleozoico. Los bajos gravimétricos están asociados a cuencas rellenas por la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario; la cuenca más profunda en este modelo propuesto, es de espesor aproximadamente de 1,100 metros.





**Figura 56.** Modelo Estructural para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### 5.3.2. Modelación de datos de INEGI

Como se comentó anteriormente, antes de realizar la modelación se hizo una revisión de la geología superficial del área de estudio. Con este fin, se identificaron las principales estructuras presentes en la carta geológica y se trazaron perfiles con orientación NE-SW, los cuales son perpendiculares al rumbo de las anomalías gravimétricas y de las estructuras (Figura 57). Después se construyeron las correspondientes secciones geológicas a lo largo de los perfiles. Esto nos sirvió de base para proponer los modelos iniciales del subsuelo. La figura 58 muestra las 4 secciones geológicas correspondientes a dichos perfiles, las cuales se discuten en los siguientes párrafos.

#### 5.3.2.1. Elaboración de Secciones Geológicas

- **Sección A**

La figura 58a, muestra la sección geológica A correspondiente al perfil A-A' de la figura 57. Esta sección tiene orientación SW-NE y muestra un intrusivo en la porción noreste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno. Entre los intrusivos se observa una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del cenozoico y una pequeña cobertura sedimentaria del Cuaternario.

- **Sección B**

En la figura 58b, muestra la sección geológica B correspondiente al perfil B-B' de la figura 57. Esta sección tiene orientación SW-NE se muestra un intrusivo en la porción noreste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno. Entre los intrusivos se observa una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del cenozoico y una pequeña cobertura sedimentaria del Cuaternario.

- **Sección C**

La sección geológica C figura 58c, correspondiente al perfil C-C' de la figura 57. Esta sección tiene orientación SW-NE y es muy parecida a la anterior.

- **Sección D**

La sección geológica D figura 58d, correspondiente al perfil D-D' de la figura 57. Esta sección tiene orientación SW-NE y muestra un intrusivo en la porción noreste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno conformado por el Core Complex de la Sierra de Mazatán. Entre los intrusivos se observa un contacto con calizas del Paleozoico al oeste del área y una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del cenozoico con una cobertura sedimentaria del Cuaternario.

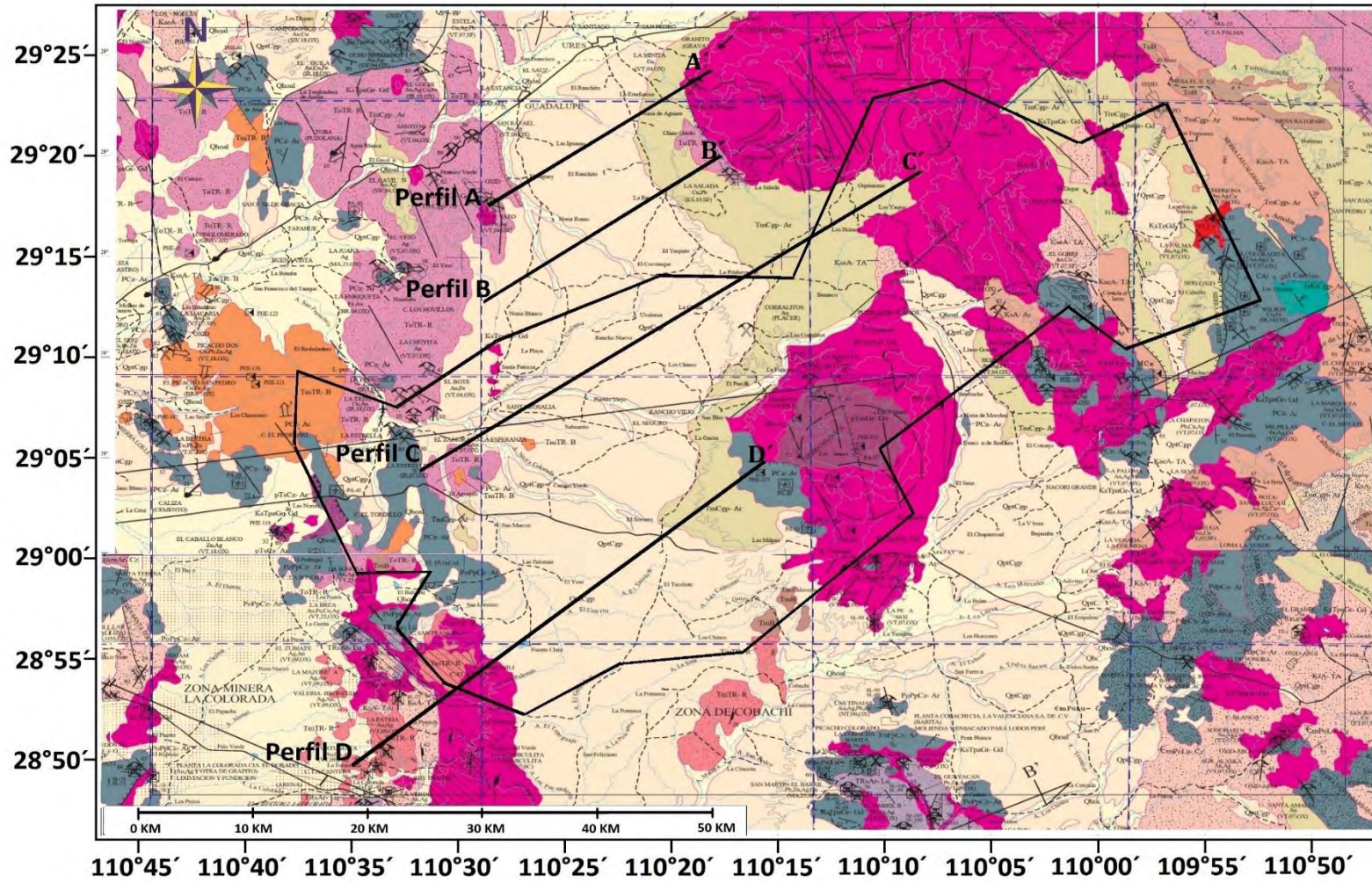
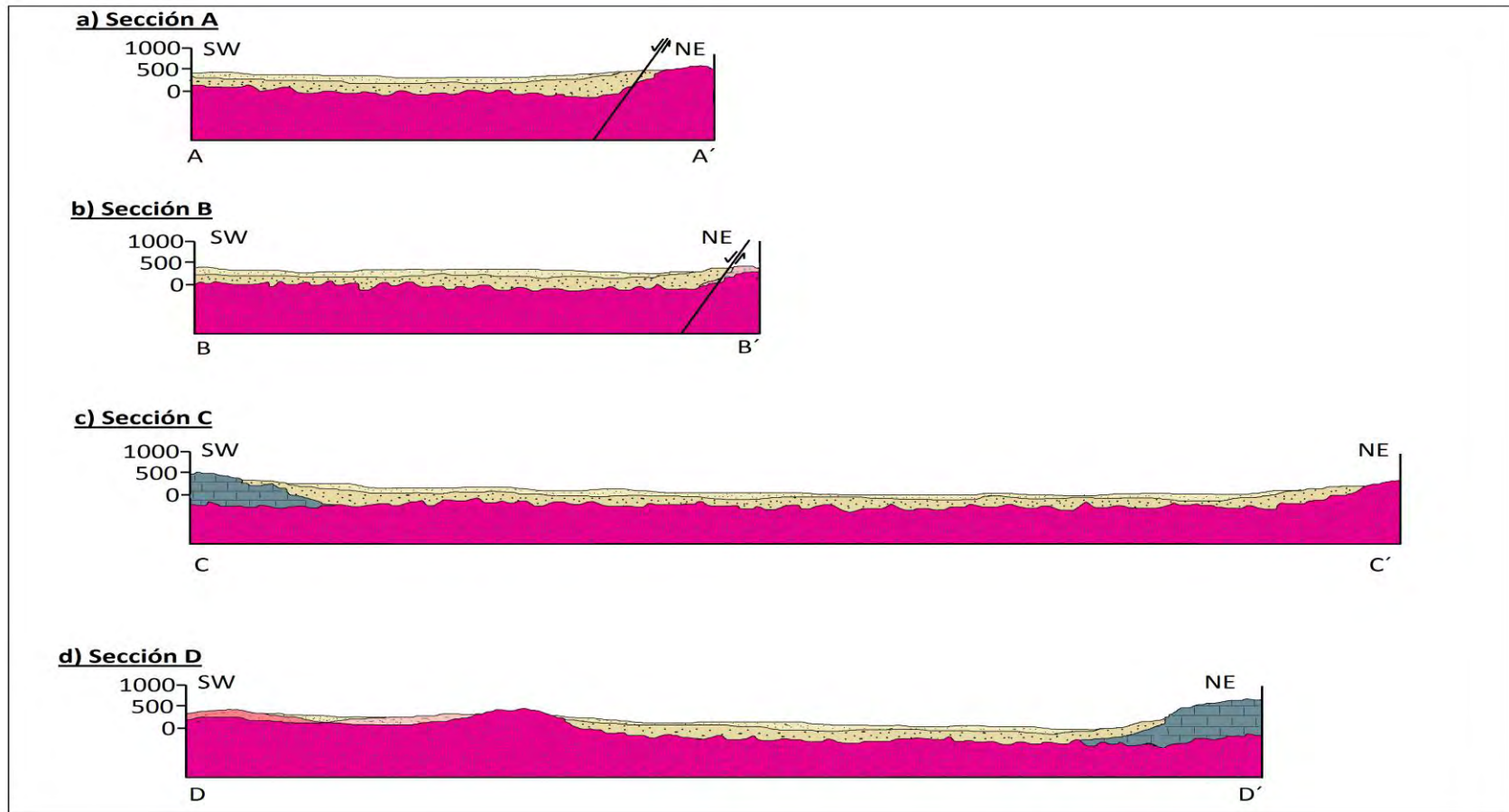


Figura 57. Mapa de Geología Superficial y ubicación de los perfiles de datos del INEGI (Modificado SGM, 1999).



**Figura 58.** Secciones Geológicas elaboradas a partir del Mapa de Geología Superficial y la ubicación de perfiles Gravimétricos de datos del INEGI.

### **5.3.2.2. Modelado e Interpretación del Modelo Estructural**

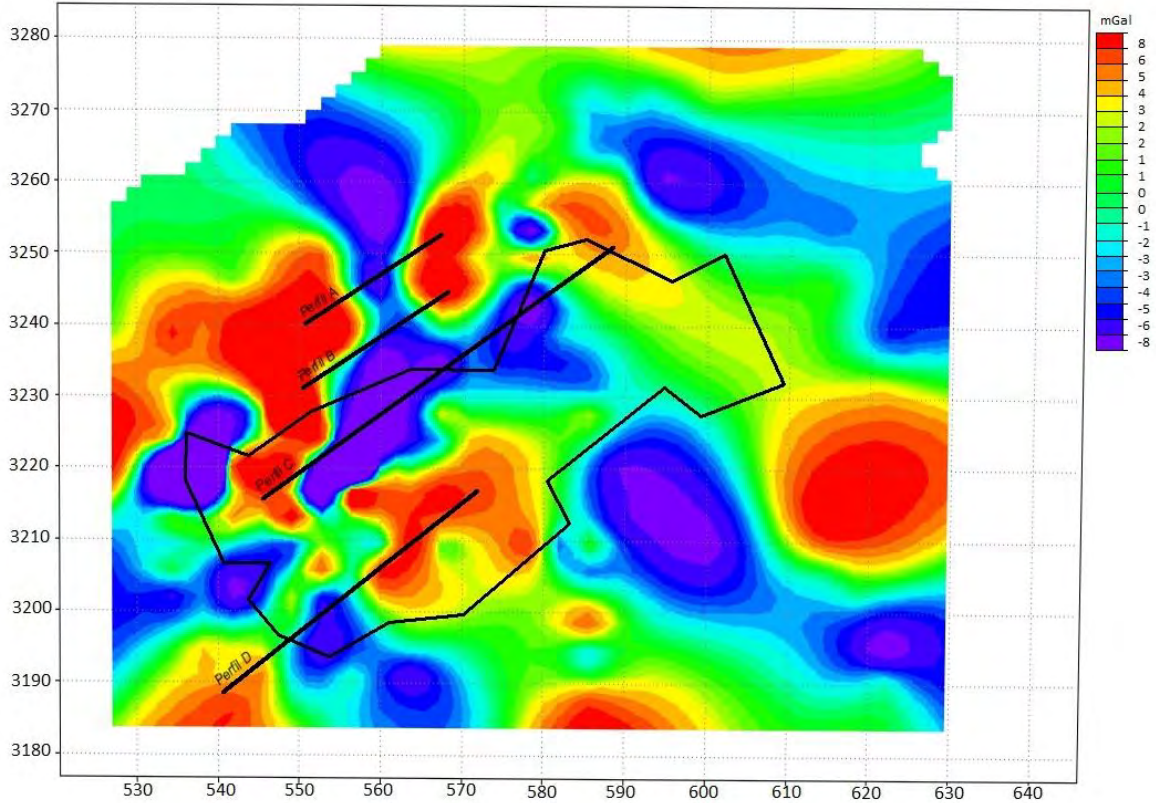
Como se mencionó con anterioridad, se utilizaron los datos de la Anomalía de Gravedad de Bouguer Completa del INEGI, los cuales contienen valores medidos de anomalía de gravedad de Bouguer completa sobre el terreno. Se seleccionaron todas las estaciones gravimétricas comprendidas dentro del polígono del Acuífero Santa Rosalía y alrededores. Posteriormente se generó una malla en el paquete de procesamiento geofísico de datos WinGlink, donde se obtuvo la anomalía regional por un ajuste polinomial de primero, segundo y tercer grado.

Después se separó el regional de la Anomalía de Bouguer para obtener la correspondiente anomalía residual. Finalmente se seleccionó la anomalía residual obtenida por ajuste polinomial de tercer grado.

Sobre el mapa de anomalía residual de tercer grado se trazaron 4 perfiles con orientación SW-NE, tal como se muestra en la figura 59. Los perfiles son perpendiculares al rumbo de las estructuras geológicas y se trazaron sobre las estaciones gravimétricas. En este mapa se observan altos gravimétricos bien definidos asociados a cuerpos intrusivos, y bajos gravimétricos relacionados con cuencas o rocas sedimentarias, tal como se describe en las siguientes secciones.

La modelación bidimensional de los perfiles se realizó con el método de Talwani. Para ello es necesario definir un número de cuerpos, así como sus densidades asociadas. Como en la sección anterior, se utilizaron las mismas densidades mostradas en la tabla 9.

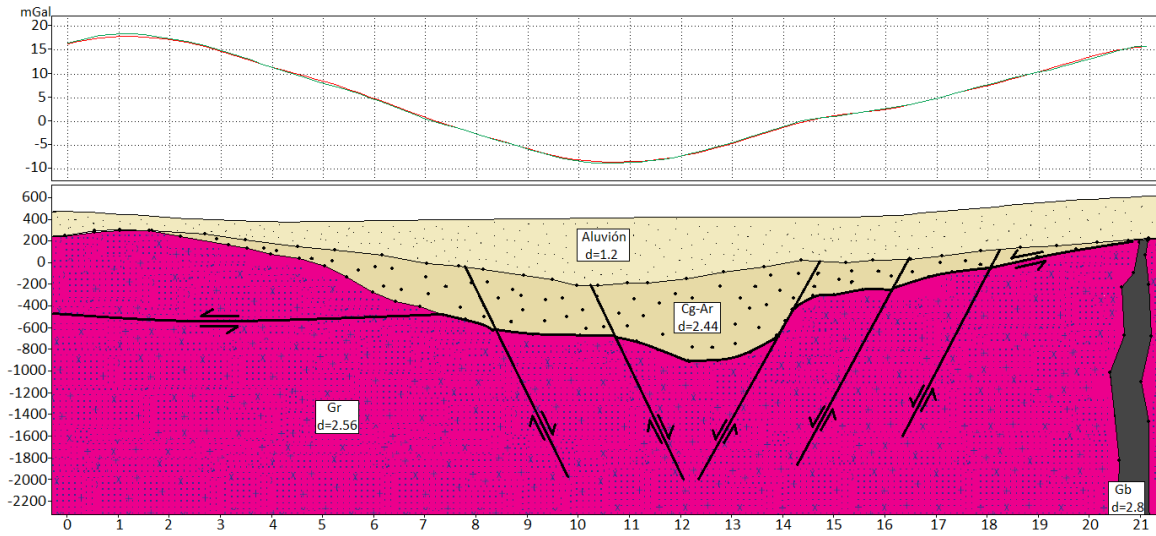
A continuación se muestran los modelos geológicos obtenidos para cada perfil gravimétrico, dichos modelos no se encuentran a escala, para observarlos a escala real ver Apéndice B:



**Figura 59.** Mapa de Anomalía Residual de datos del INEGI y ubicación de Perfiles.

### Perfil A

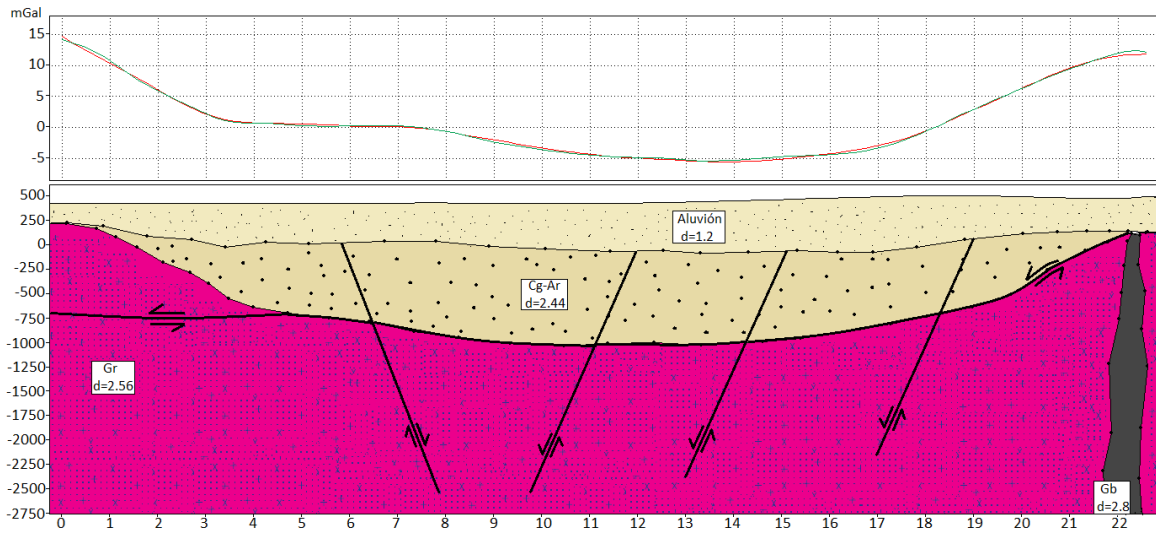
El perfil A tiene una orientación SW-NE y una extensión de 21 km, el modelo estructural de la figura 60, es parecido al del perfil 1; en la parte NW de la sección geológica se muestra un intrusivo granítico de dimensiones batolíticas y un dique gabroico (González-Becuar, E., 2011); ambos originan el alto gravimétrico observado debido a que son rocas con muy alta densidad, en cambio la porción suroeste el cuerpo granítico se encuentra cubierto, ya que solo se encuentra aflorando en ciertos sectores. Entre ellos, se forma una cuenca tipo Horst y Graben, con un espesor vertical máximo de aproximadamente 800 metros, rellena por Conglomerado de la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario, la cual origina el bajo gravimétrico en la gráfica superior. En este modelo se interpretan dos distintos tipos de fallamiento, el primero de bajo ángulo y el segundo con un ángulo mayor originado por la apertura del Golfo de California, la cual se encuentra cortando al primer evento como se observa en el perfil A.



**Figura 60.** Modelo Estructural para el perfil A. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Perfil B

En la figura 61 se presenta el modelo estructural para el perfil B con una extensión de 22 Km. Se observa un basamento intrusivo granítico que solo aflora en la superficie en la parte noreste y en donde se presenta un dique de composición gabraica en la Sierra de Puerta del Sol. Las secuencias que le sobreyacen son Conglomerados de la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario con un espesor vertical de 1,000 metros. Se interpreta una secuencia de fallas de tipo Horst y Graben las cuales cortan a un fallamiento principal de bajo ángulo relacionado con la extensión del Basin and Range.

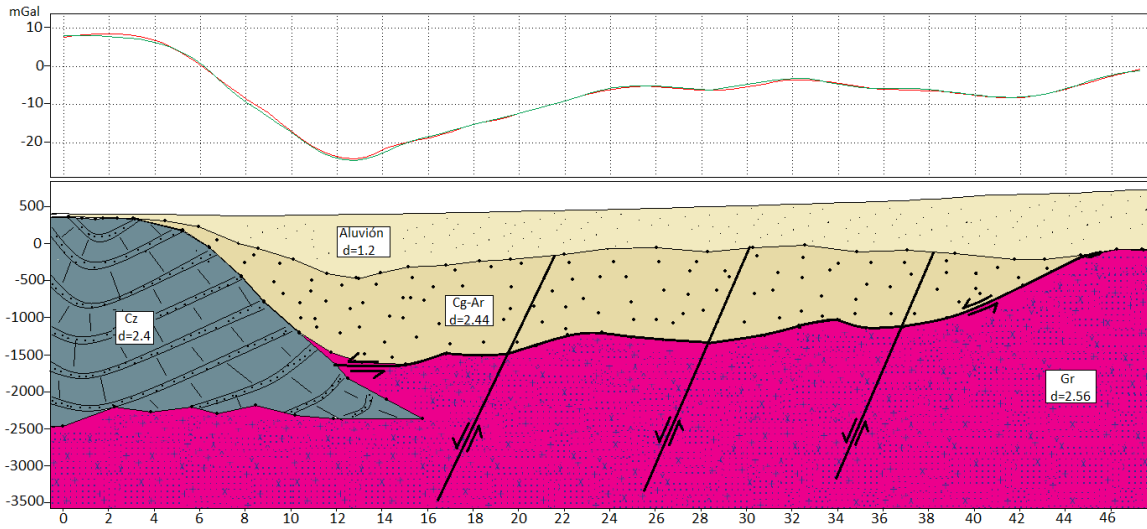


**Figura 61.** Modelo Estructural para el perfil B. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Perfil C

El modelo estructural del perfil C se muestra en la figura 62 con una extensión de 46 km. Como en el caso anterior, se observa en la gráfica superior, altos gravimétricos a los extremos del perfil, los cuales se interpretaron, de acuerdo a la geología superficial, como intrusivos de composición granítica, que están intrusionando en la parte suroeste a una secuencia Paleozoica (Calizas) y sobre de ellas rellenos de la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario con un espesor de 1,500 metros.

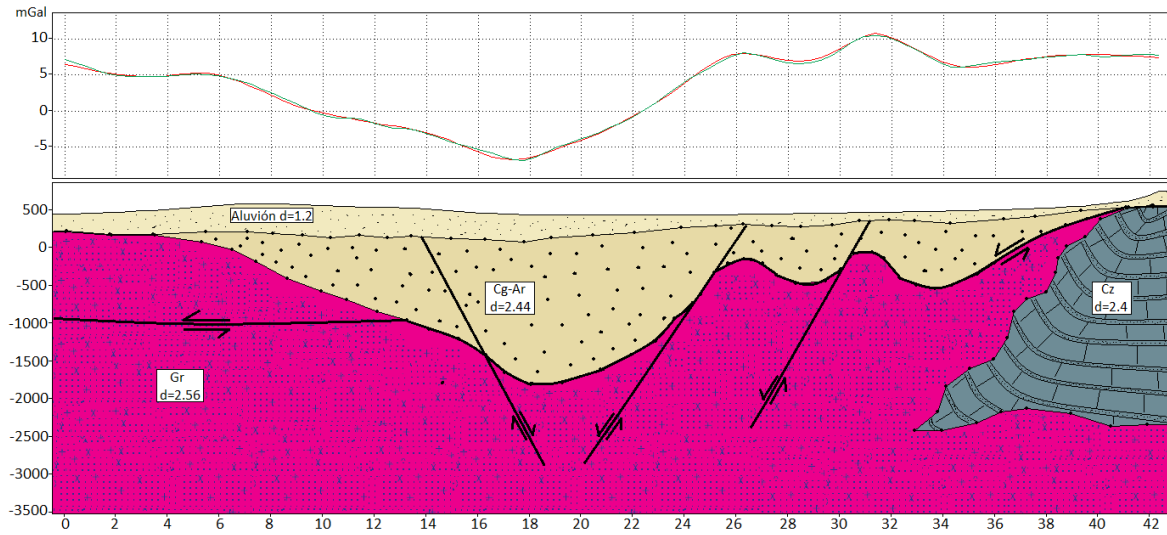




**Figura 62.** Modelo Estructural para el perfil C. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Perfil D

El perfil gravimétrico mostrado en la parte superior de la figura 63 está caracterizado por un bajo gravimétrico asociado a un graben relleno por la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario y un alto gravimétrico en la parte noreste originado por el Core Complex de la Sierra de Mazatán con cuerpos graníticos, los cuales están en contacto con rocas sedimentarias Paleozoicas. En este modelo propuesto se tiene el mayor espesor vertical de 1,700 metros y presenta una serie de fallas; las primeras originadas por el Basin and Range con un fallamiento de bajo ángulo y un evento posterior representado por la apertura del Golfo de California presentando fallamiento de mayor ángulo.



**Figura 63.** Modelo Estructural para el perfil D. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

## CAPÍTULO VI: PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 6.1. Procesamiento de datos del Servicio Geológico Mexicano

El Servicio Geológico Mexicano (SGM) durante tres décadas ha realizado vuelos aeromagnéticos a lo largo y ancho del territorio mexicano, a partir de los cuales ha conformado el mapa aeromagnético de México. Se utilizaron las cartas 1:50,000 de las cartas de Mazatán y Santa Rosalía, las cuales abarcan la mayor parte del acuífero.

Para la recolección de datos aeromagnéticos se utilizó un avión Piper Navajo Mod. PA 31-325 XC-UJV con un magnetómetro Geometrics G-822 Vapor de Cesio con sensibilidad de 0.0005 nT. El rumbo de líneas de vuelo fue de Norte a Sur, con distancias entre las líneas de vuelo y de control de 1,000 m y una altura de vuelo sobre el terreno de 300 m (Figura 64).

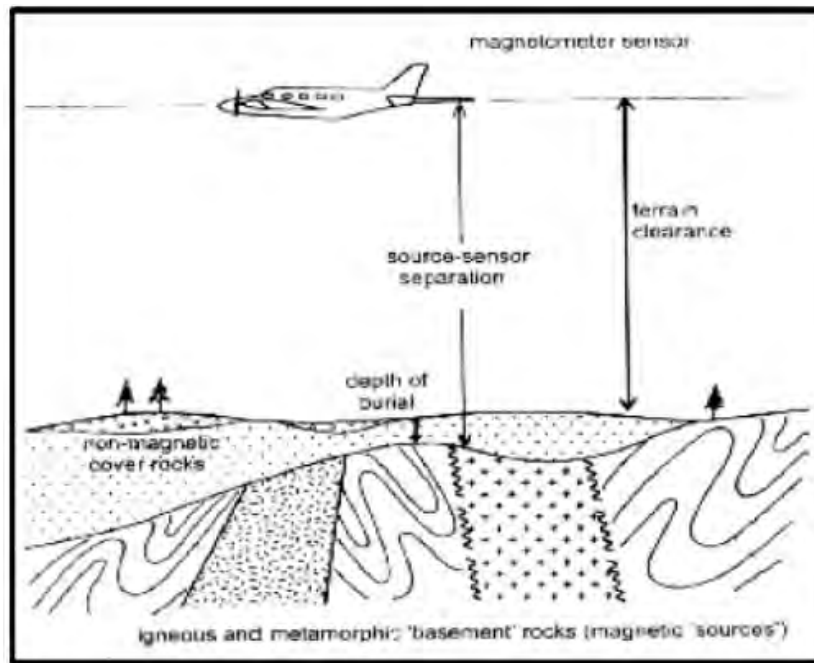


Figura 64. Adquisición de datos Aeromagnéticos.

#### 6.1.1. Medición de la Susceptibilidad Magnética

Los valores de susceptibilidad varían ampliamente, dependiendo de factores tales como la cantidad de minerales magnéticos, el tamaño y forma del grano, así como la temperatura.

Para medir los valores de susceptibilidad magnéticas de las rocas en el área de estudio, se realizó una estancia en la Universidad Autónoma de México (UNAM).

Se utilizó el equipo Kappabridge kly-2 (Figura 65), el cual permite la caracterización de las rocas magnéticas a través de la medición precisa de la susceptibilidad magnética.

Los valores de susceptibilidad obtenidos se muestran en la Tabla 10.



**Figura 65.** Susceptibilímetro Magnético Kappabridge kly-2 (Fuente: Karlsrusher Institut For Technologie).

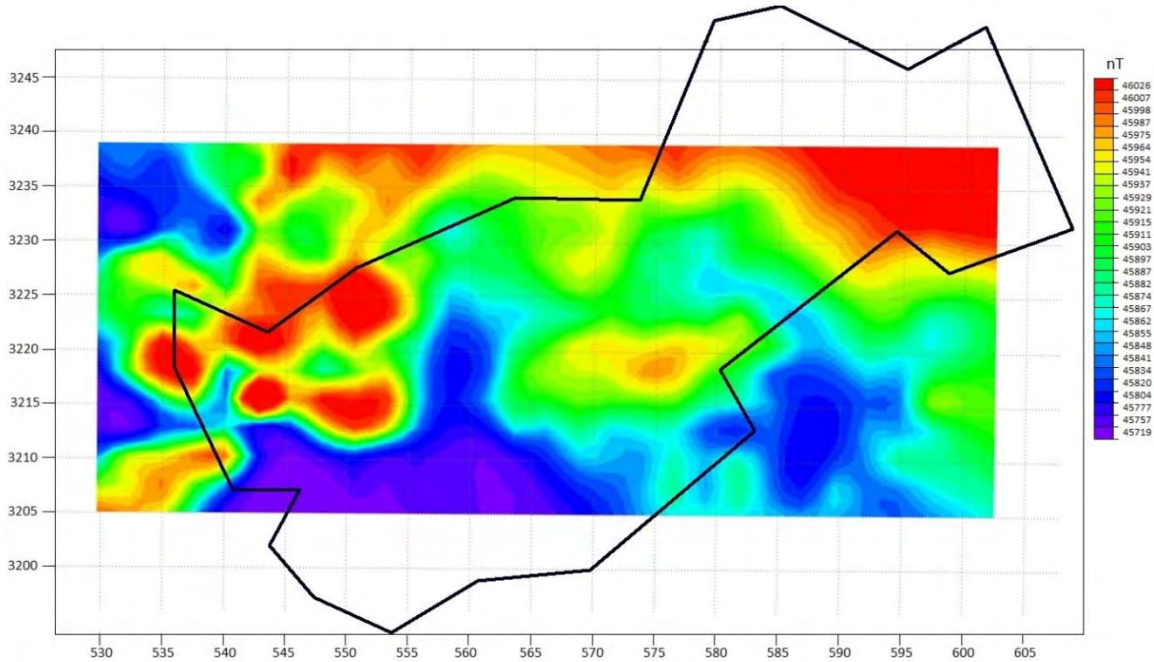
Roca	Susceptibilidad Magnética $\times 10^{-6}$ SI
Aluvión	18
Conglomerado-Arenisca	8
Caliza	1.2
Basalto	6,995
Granito	6210
Gneis	9.6

**Tabla 10.** Susceptibilidades Magnéticas medidas de las rocas del área de estudio.

### Anomalía Magnética de Campo Total

En el mapa de Campo magnético Total (Figura 66) se pueden identificar anomalías magnéticas con valores que van desde +45719 a 46026 nT. Las zonas de altos magnéticos se encuentra principalmente en la parte norte de la carta y en la porción centro-este se observa un pequeño

alto magnético asociado al Core Complex de la Sierra de Mazatán, los bajos magnéticos generalmente se encuentran al sur y al oeste de la carta asociados principalmente a rocas y cuencas sedimentarias.



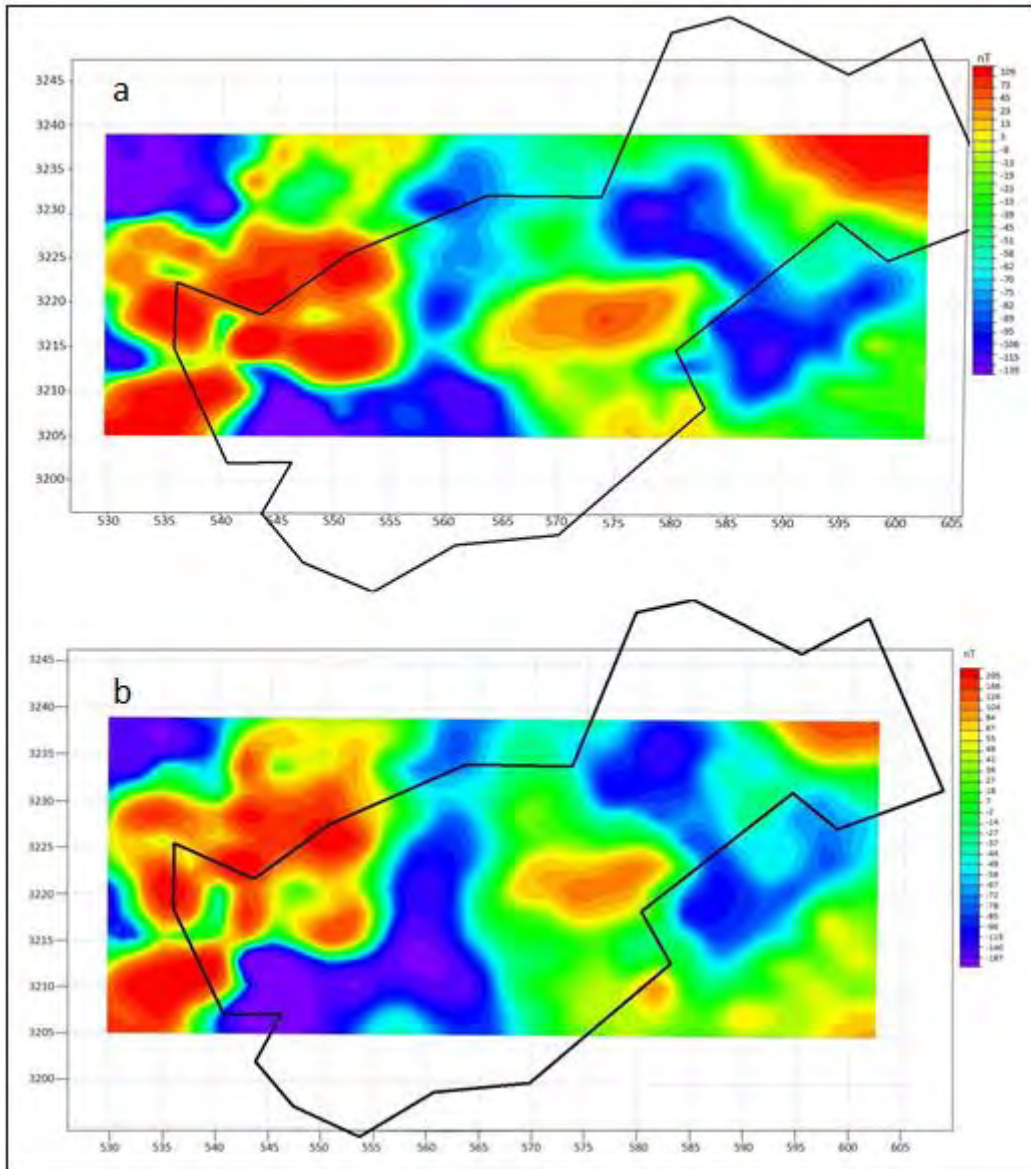
**Figura 66.** Mapa de Anomalia Magnética de Campo Total.

### 6.1.2. Anomalia Magnética Reducida al Polo

La reducción al Polo es una transformación matemática que elimina el efecto bipolar de la anomalía magnética (Narváez, 2012). Este proceso matemático intenta colocar la fuente de la anomalía en su verdadera posición mejorando la geometría de los cuerpos que originan dicha anomalía para así, simplificar su interpretación.

Para aplicar este filtro se utilizó una inclinación  $I = 55.83^\circ$  y una declinación  $D = 9.72^\circ$ .

En la figura 67a se observa el mapa de Anomalia magnética de campo total en el cual ya se restó el IGRF y en la figura 67b se presenta su correspondiente mapa de reducida al polo. En este último se observan anomalías con direcciones NW-SE, donde tenemos altos magnéticos bien definidos asociados a rocas intrusivas y metamórficas y bajos magnéticos relacionados a rocas sedimentarias y cuencas de sedimento, estas anomalías presentan un rango de amplitud de -187 a 205 nT.



**Figura 67.** a) Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total. b) Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total Reducida al Polo.

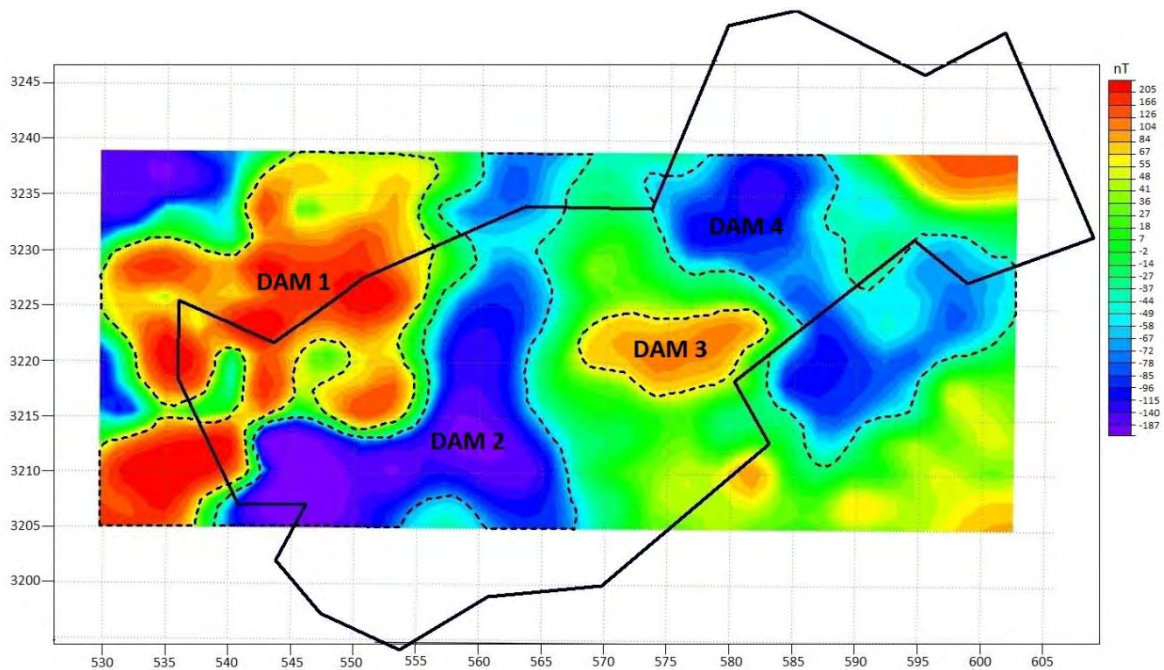
### 6.1.3. Dominios Aeromagnéticos (DAM)

La definición de DAM tiene como base una simple relación matemática que se deriva de la Ley de Coulomb y que es la más importante en la prospección magnética ( $I = kH$ ), que nos indica que la intensidad de magnetización ( $I$ ) es directamente proporcional a la fuerza de campo magnético ( $H$ ), y esa constante de proporcionalidad es la susceptibilidad magnética ( $K$ ), que es

característica de cada tipo de roca. Algunas asociaciones geológicas de los DAM fueron tomadas de los trabajos de Luhr y Carmichael (1990) y de Cortés et al. (2005).

En el análisis de la información aeromagnética se definen los sectores o dominios aeromagnéticos (DAM's) para identificar las principales zonas magnéticas que presentan longitudes de onda y amplitudes similares. Estas zonas aeromagnéticas pueden estar constituidas por una o varias unidades geológicas.

En la figura 68, se caracteriza por tener altos y bajos magnéticos bien definidos asociados a rocas intrusivas, metamórficas y rocas sedimentarias o cuencas de sedimento respectivamente, identificándose un total de 4 DAM's. En donde tenemos el DAM 1 como un alto magnético con una amplitud entre +100 a +205 nT, el DAM 2 se tiene como bajo magnético y se observa una amplitud entre -78 a -187 nT, en el caso del DAM 3 se observa un alto magnético el cual se encuentra sobre el Core Complex de la Sierra de Mazatán y tiene una amplitud entre +55 a +126 nT y por último el DAM 4 es un bajo magnético con una amplitud entre -58 a -140 nT. Las principales características geológicas de cada uno de los dominios se pueden observar en la tabla 11.



**Figura 68.** Mapa de Anomalía Magnética Reducida al Polo con sus principales dominios Aeromagnéticos.

DAM	Anomalía	Correlación Geológica
1	Alto	Toba Riolítica- Riolita del Terciario; Basaltos del Jurásico Superior; Calizas-Arenisca del Paleozoico; Granito-Granodiorita del Paleógeno.
2	Bajo	Conglomerado Polimíctico del Cuaternario; Caliza-Arenisca del Paleozoico; Basaltos del Jurásico Superior; Toba Riolítica- Riolita del Paleógeno, Granito-Granodiorita del Paleógeno.
3	Alto	Granito-Gneis del Paleógeno; Caliza-Arenisca del Paleozoico.
4	Bajo	Conglomerado Polimíctico- Arenisca del Neógeno; Andesita-Toba Andesítica del Cretácico Superior; Granito-Granodiorita del Paleógeno; Caliza-Arenisca del Paleozoico.

**Tabla 11.** Correlación de los principales dominios Aeromagnéticos con la Geología.

## 6.2. Modelado Bidimensional de Perfiles Magnéticos

Se siguió una metodología similar a la usada para modelar datos gravimétricos. Primero se trazaron 3 perfiles perpendiculares a las principales anomalías aeromagnéticas en el mapa de Anomalía reducida al polo, y después esos perfiles se trasladaron al mapa de geología superficial del área. Entonces se construyeron las secciones geológicas de los perfiles, con la finalidad de proponer un modelo inicial del subsuelo que correlacione con la geología superficial del área de estudio.

En la Figura 69 se presenta el mapa de geología superficial con los perfiles que fueron modelados. También se muestra la figura 70 con las 3 secciones geológicas correspondientes a dichos perfiles.

### 6.2.1. Elaboración de Secciones Geológicas

#### ▪ Sección 1

La figura 70a, muestra la sección geológica 1 correspondiente al perfil 1-1' de la figura 69. Esta sección tiene orientación NW-SE y muestra un intrusivo en la porción sureste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno correspondiente al Core Complex de la Sierra de Mazatán. Entre los intrusivos se observa una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del Cenozoico y una pequeña cobertura sedimentaria del Cuaternario.



▪ **Sección 2**

La sección geológica 2 correspondiente al perfil 2-2' de la figura 70b tiene una orientación SW-NE donde tenemos rocas intrusivas en la porción noreste (granito-granodiorita) de edad Cretácico superior-Oligoceno y rocas metamórficas aflorado en el Core Complex. El relleno de la cuenca se encuentra conformado por conglomerado de la Formación Báucarit del Cenozoico y cobertura sedimentaria del Cuaternario.

▪ **Sección 3**

La sección geológica 3 figura 70c, corresponde al perfil 3-3' de la figura 69. Esta sección tiene orientación SW-NE, donde se muestra en la porción suroeste la Sierra de Mazatán el cual se conforma por cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas del Cretácico Superior y rocas metamórficas (Gneis) y una cuenca sedimentaria rellena por conglomerado de la Formación Báucarit del Cenozoico y sedimentos del Cuaternario.

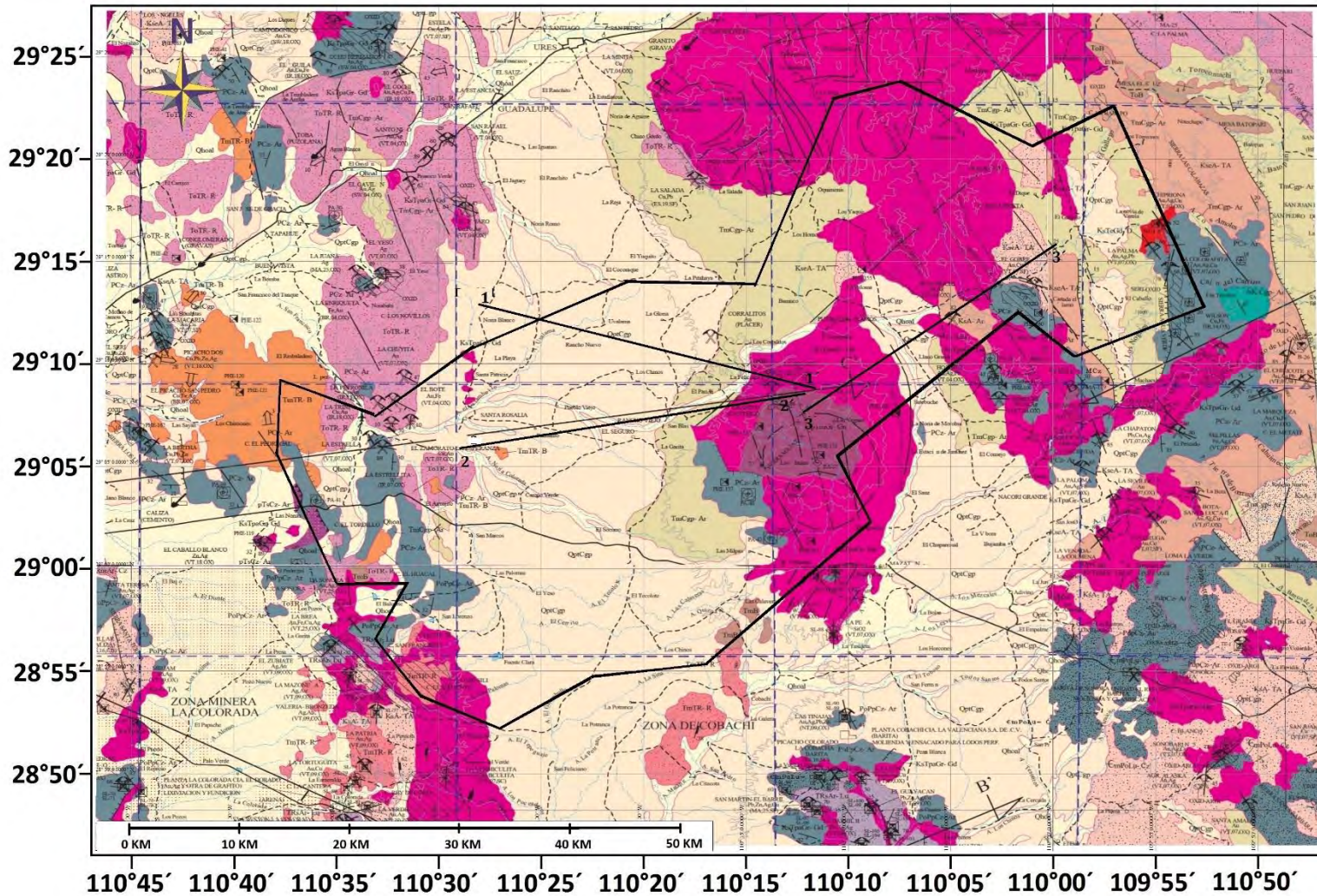
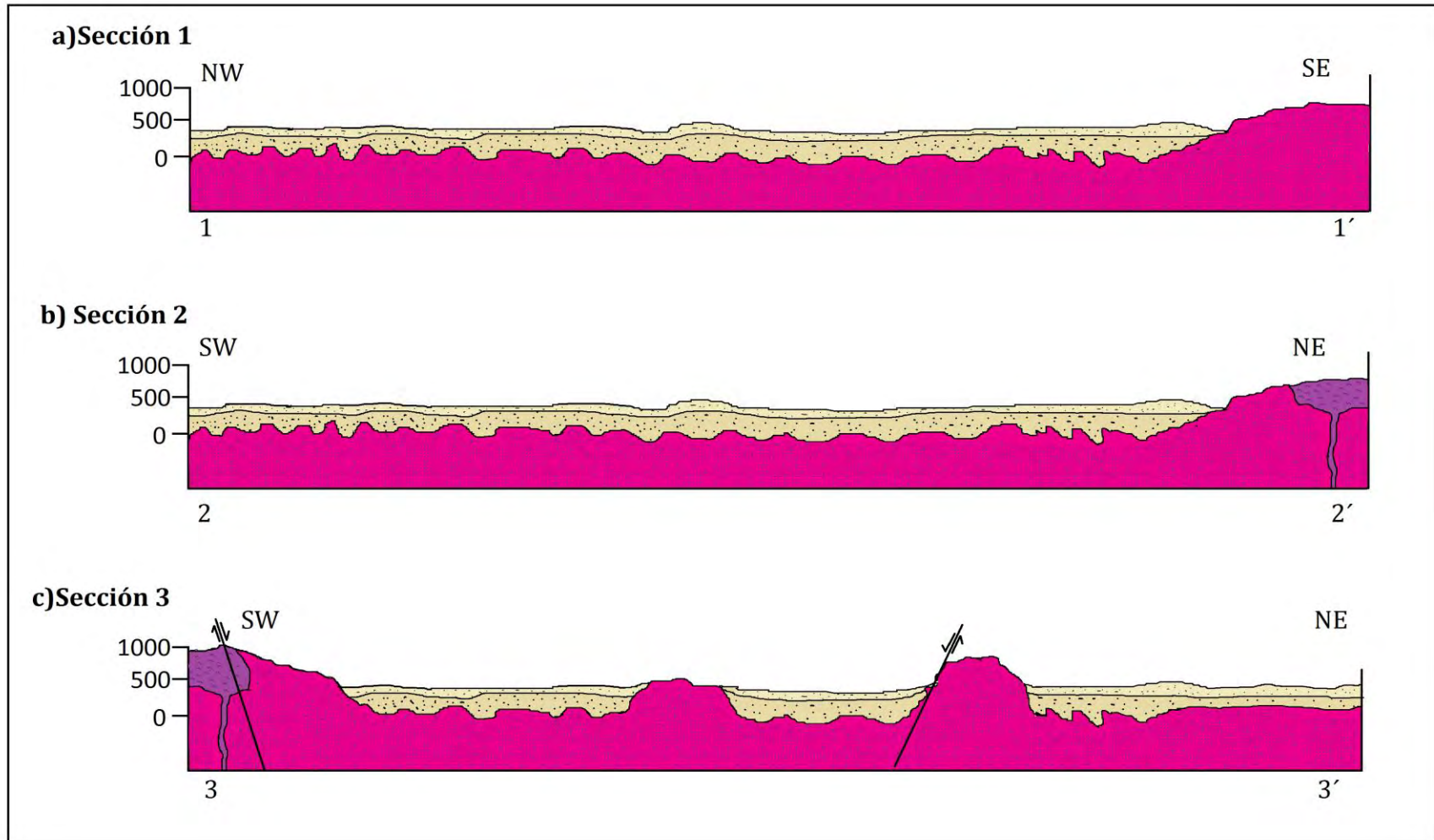


Figura 69. Mapa de Geología Superficial y ubicación de los perfiles Magnéticos (Modificado SGM, 1999).

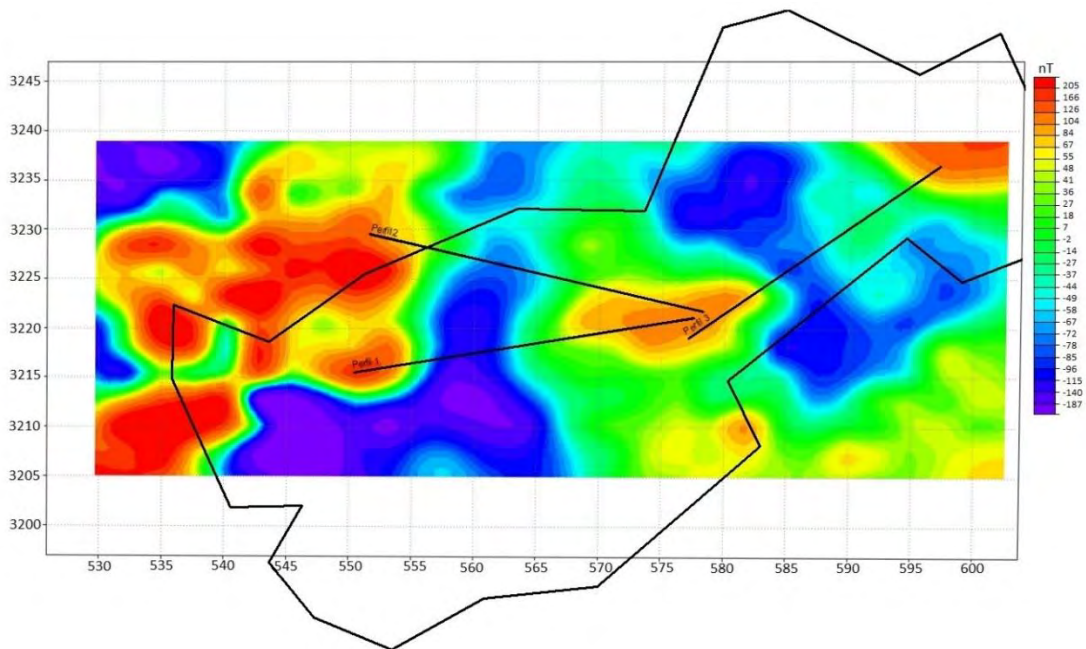


**Figura 70.** Secciones Geológicas elaboradas a partir del Mapa de Geología Superficial y la ubicación de perfiles.

### 6.2.2. Modelado e Interpretación del Modelo Estructural

Como se mencionó anteriormente el proceso de modelado crea un modelo geológico estructural hipotético con propiedades físicas y forma geométrica propuesta (modelo inicial) y calcula la respuesta gravitacional del mismo.

Este método consiste en elaborar modelos estructurales del subsuelo tomando como base la susceptibilidad de los cuerpos. Para realizar los modelos, los perfiles se trazaron en el mapa de anomalía aeromagnética de campo total reducida al polo (Figura 71). Los perfiles fueron trazados de tal forma que cortaran los bajos magnéticos asociados a cuencas, para así determinar el espesor sedimentario.



**Figura 71.** Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total Reducida al Polo y ubicación de Perfiles.

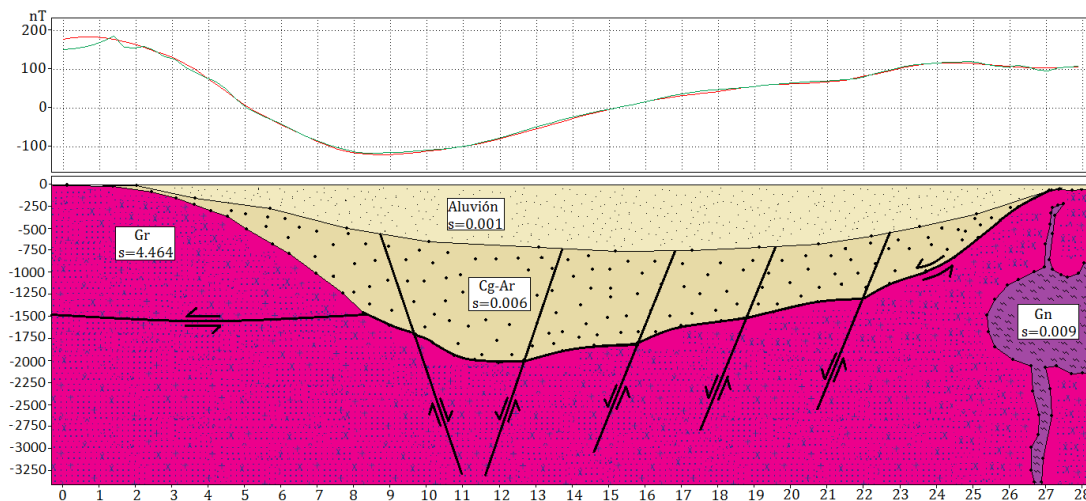
Para tener menor ambigüedad en los modelos, las susceptibilidades magnéticas de las rocas del área de estudio se midieron en el Instituto de Geofísica de la UNAM, estos valores fueron redondeados a 3 decimales y convertidos a unidades emu tal como lo requiere el programa, y se presentan en la tabla 12, estos modelos no se encuentran a escala, para observarlos a escala real ver Apéndice C:

Roca	Susceptibilidad Magnética x10 <sup>3</sup> emu
Aluvión	0.001
Conglomerado-Arenisca	0.006
Granito	4.941
Gneis	0.009

**Tabla 12.** Susceptibilidades Magnéticas utilizadas para el modelado.

**Modelo Magnético 1**

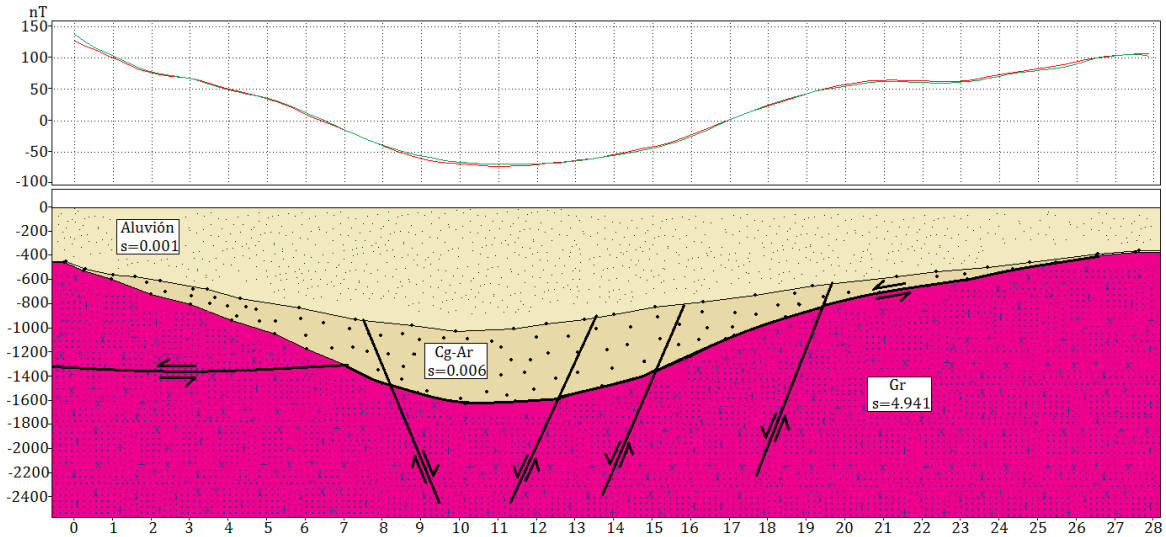
El modelo estructural para el perfil 1 se muestra en la figura 72. En la parte superior de la figura se observa un bajo magnético asociado a una cuenca rellena por la Formación Báucarit y sedimentos del Cuaternario. Se observan dos altos magnéticos a los extremos de la cuenca asociados a un cuerpo granítico de dimensiones batolíticas. En la parte noreste afloran rocas metamórficas de la Sierra de Mazatán representadas en el modelo por gneis. La extensión del perfil magnético 1 es de 28 km y se determinó un espesor vertical máximo de la cuenca de 1,800 m. El bajo magnético se relaciona con la cuenca rellena de sedimentos del Cuaternario. Se interpretan dos distintos tipos de fallamiento el primero de bajo ángulo y el segundo con un ángulo mayor asociados a la apertura del Golfo de California, estas últimas se encuentra cortando al primer evento como se observa en la figura.



**Figura 72.** Modelo Estructural para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Modelo Magnético 2

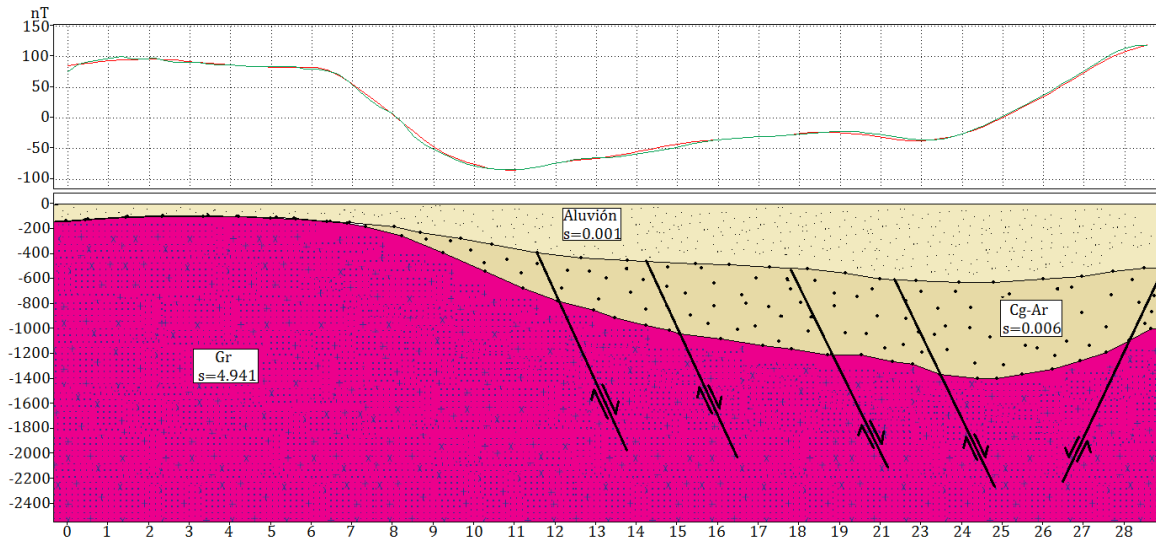
En la figura 73 se muestra el modelo geológico para el perfil 2 con una extensión de 28 km. Se tiene un basamento granítico y le sobreyacen rocas de la Formación Báucarit (Conglomerado) y sedimentos del Cuaternario. Como en el modelo anterior, se interpreta una serie de fallamientos de alto ángulo, que a su vez cortan a fallas más antiguas de bajo ángulo. La cuenca presenta un espesor máximo de 1,600 metros.



**Figura 73.** Modelo Estructural para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Modelo Magnético 3

El modelo geológico del perfil 3 se presenta en la figura 74, tiene una orientación SW-NE con una extensión de 28 km. Se observa un basamento granítico aflorando en la parte suroeste correspondiente al Core Complex de la Sierra de Mazatán. Los bajos magnéticos están asociados a cuencas rellenas por Conglomerados de la Formación Báucarit y Sedimentos del Cuaternario; la cuenca más profunda obtenida en este modelo propuesto, tiene un espesor aproximado de 1,400 metros.

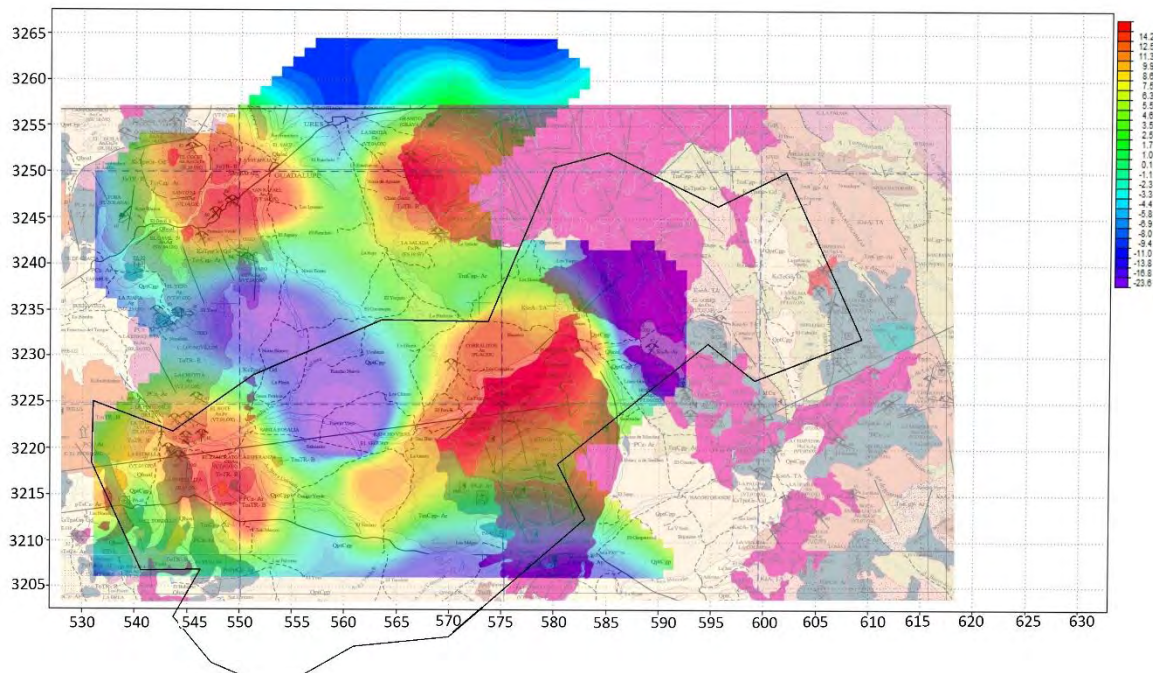


**Figura 74.** Modelo Estructural para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

## CAPÍTULO VII: CORRELACIÓN DE INFORMACIÓN GEOFÍSICA-GEOLÓGICA

### 7.1. Correlación de las Anomalías Gravimétricas con la Geología

La figura 75 muestra una correlación que se realizó sobreponiendo el mapa de anomalía residual de grado 3 con la geología superficial del área de estudio. En este mapa se observan bajos gravimétricos asociados a cuencas y rocas sedimentarias y sedimentos del Cuaternario, en particular se distingue el principal bajo gravimétrico con orientación NW-SE, en donde se presenta el mayor espesor de relleno sedimentario. El rango de espesores de las cuencas obtenido a partir de los modelos va de 800 a 1,800 m. Los altos gravimétricos correlacionan con cuerpos intrusivos y el alto gravimétrico con orientación NE-SW correlaciona con el Core Complex que aflora en la Sierra de Mazatán, y en base a sus fuertes anomalías (altos gravimétricos) es posible distinguirlo bajo los sedimentos.

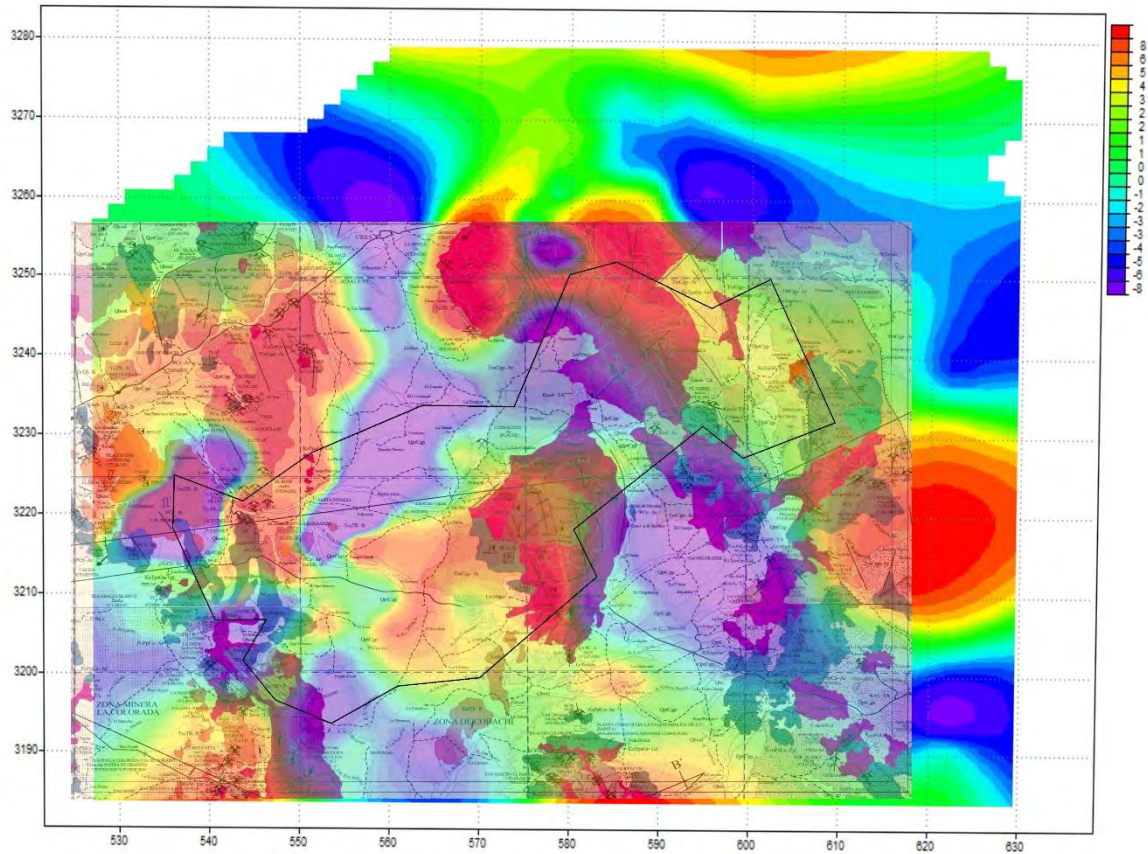


**Figura 75.** Correlación de la Geología Superficial del área de estudio del SGM con la Anomalía Gravimétrica Residual obtenida de estaciones Gravimétricas medidas en campo.

También se realizó una correlación entre el mapa de anomalía residual obtenida partir de datos del INEGI (en el cual se observan los rasgos someros) con la geología superficial del Acuífero Santa Rosalía mostrada en la figura 76. Estos datos presentan una diferente resolución y mayor cubrimiento en relación al mapa obtenido con nuestro levantamiento gravimétrico, ya que la toma de información se realizó a diferentes escalas y distancias. En el mapa de anomalía

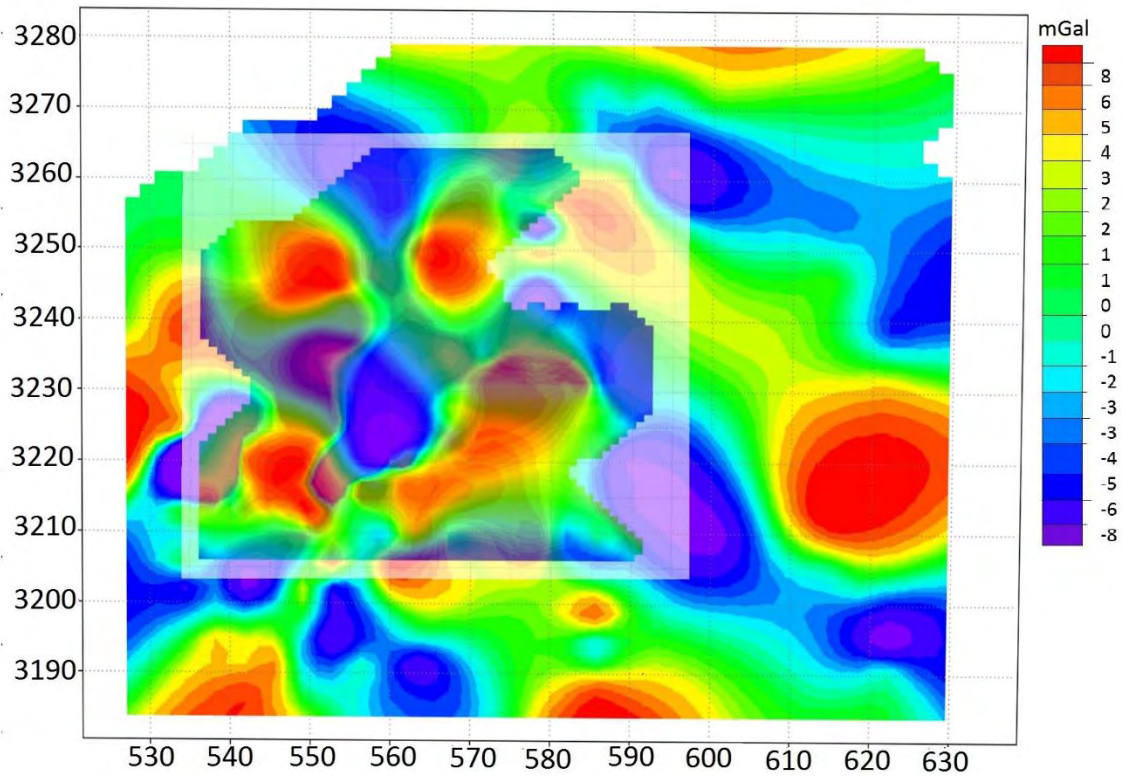


residual obtenida a partir de datos del INEGI, se observan en el área de estudio un tren de bajos gravimétricos bien definidos con orientación NW-SE y otro con orientación casi N-S asociados a cuencas sedimentarias modeladas como grabens, cuyas profundidades obtenidas en los correspondientes modelos están en el rango de 800 a 1,800 m. Los altos gravimétricos asociados principalmente a cuerpos intrusivos y rocas metamórficas que afloran parcialmente en superficie, que reflejan la continuidad de estos cuerpos en el subsuelo.



**Figura 76.** Correlación de la Geología Superficial del área de estudio del SGM con la Anomalia Gravimétrica Residual obtenida a partir de datos del INEGI.

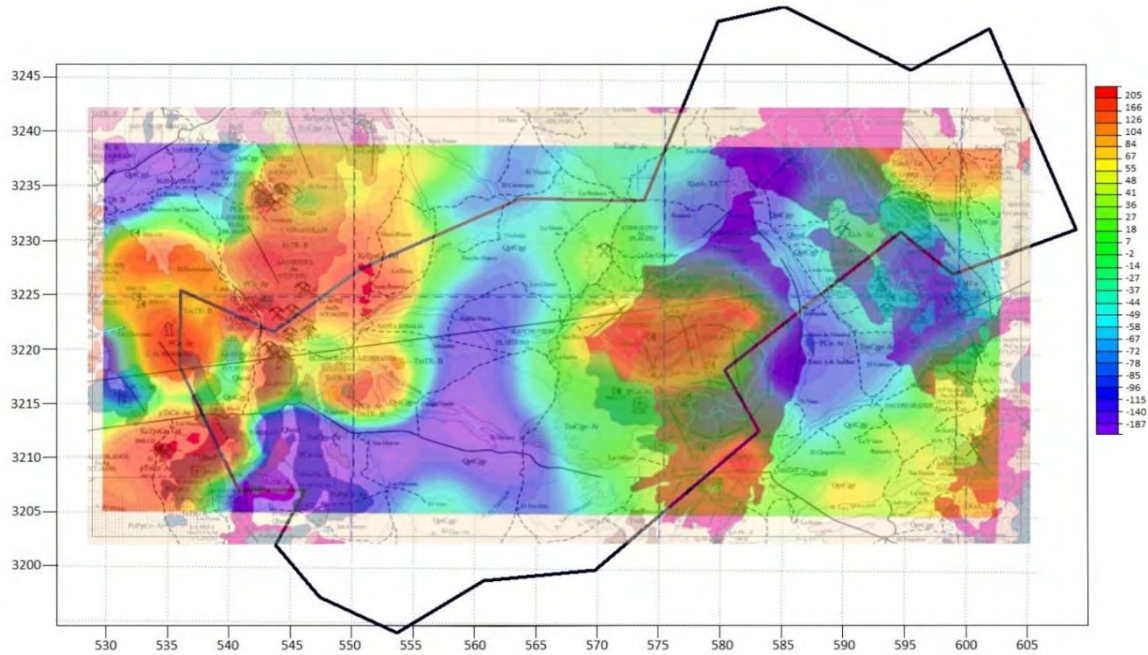
La figura 77 muestra una correlación entre las dos anomalías residuales obtenidas con nuestro levantamiento geofísico y con los datos del INEGI, en donde se muestra que a pesar de las diferencias en el espaciamiento de las estaciones y el cubrimiento del área, se observa un gran similitud entre los altos y bajos gravimétricos que se encuentran en el área de estudio.



**Figura 77.** Correlación de la Anomalía Gravimétrica Residual obtenida del levantamiento Gravimétrico con la Anomalía Residual obtenida con datos del INEGI.

### 7.2. Correlación de las Anomalías Magnéticas con la Geología

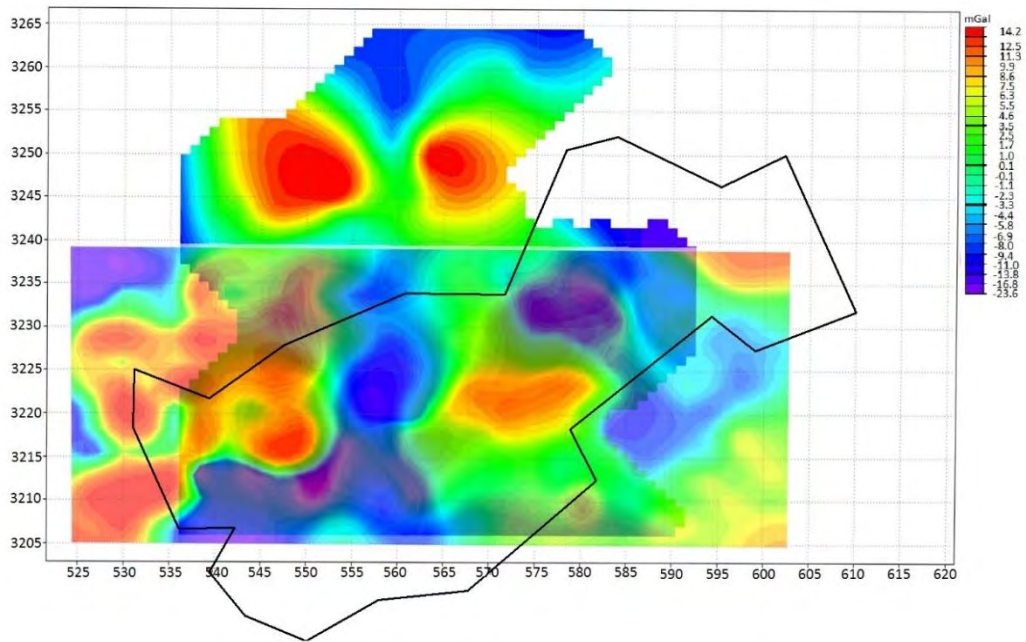
En la figura 78 se muestra la correlación entre el mapa de anomalía magnética reducida al polo con la geología superficial. El mapa de anomalía magnética reducida al polo muestra 2 bajos magnéticos bien definidos con orientación NW-SE que se asocian a cuencas sedimentarias rellenas de sedimentos con muy baja susceptibilidad magnética, entre estas dos anomalías se distingue una alto magnético que correlaciona con rocas intrusivas o volcánicas y con el Core Complex que aflora en la Sierra de Mazatán. También se distinguen otros altos magnéticos que se asocian a cuerpos intrusivos graníticos, los cuales tienen los valores de susceptibilidad más altos en el área de estudio.



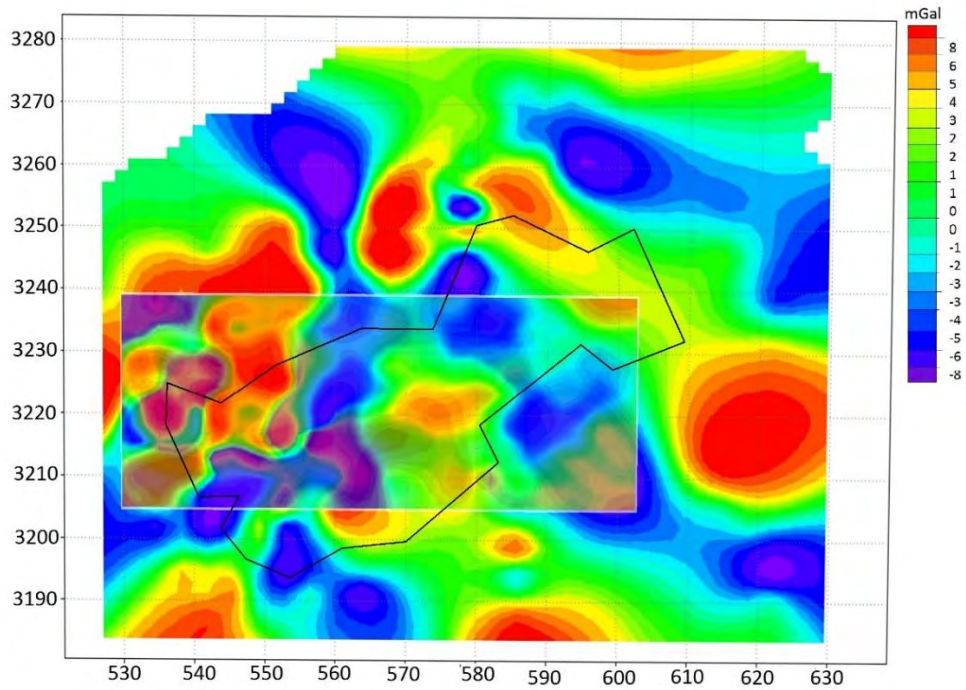
**Figura 78.** Correlación de la Geología Superficial del área de estudio con la Anomalía Magnética Reducida al Polo.

En las figuras 79 y 80, se muestra una correlación entre datos gravimétricos y aeromagnéticos. Como puede apreciarse, se observan algunas diferencias entre ellos, debido a las distintas propiedades físicas de medición, ya que la gravimetría es sensible a los cambios de densidad y la Aeromagnetometría mapea los contrastes de susceptibilidad magnética.

En los mapas se observan anomalías gravimétricas y magnéticas las cuales en ciertos puntos son discordantes, en el caso de los bajos gravimétricos y magnéticos, estos se localizan en las zonas de cuencas o relleno sedimentario con muy baja densidad y susceptibilidad magnética, en cambio en la zona del Core Complex que aflora en la Sierra de Mazatán, se presentan altos gravimétricos y magnéticos.



**Figura 79.** Correlación de Anomalía Gravimétrica Residual obtenida de estaciones Gravimétricas medidas en campo con la Anomalía Magnética Reducida al Polo.



**Figura 80.** Correlación de la Anomalía Gravimétrica Residual de datos del INEGI con la Anomalía Magnética Reducida al Polo.

## CONCLUSIONES

Por medio del programa AutoCad, datos climatológicos y polígonos de Thiessen se calculó el volumen precipitado en la cuenca obteniéndose un valor de 728.37 Mm<sup>3</sup>.

Se obtuvo el coeficiente de escurrimiento de acuerdo a la NOM-011-CONAGUA-2000, así como el escurrimiento medio de la cuenca con un valor de 9.47 Mm<sup>3</sup>.

Se calculó la evapotranspiración para el Acuífero Santa Rosalía por medio del método de Turc, obteniéndose una evapotranspiración de 78.05 Mm<sup>3</sup>.

Una vez obtenidos los valores de precipitación, escurrimiento y evapotranspiración se calculó la infiltración media del acuífero, dándonos un valor de 640.82 Mm.<sup>3</sup> Se identificó la zona de recarga y la zona de descarga del acuífero, los resultados obtenidos fueron un gasto de entrada de 1.8085995 m<sup>3</sup>/s y un gasto de salida: 1.39005605 m<sup>3</sup>/s, lo cual indica que el acuífero no está sobreexplotado.

A partir del estudio de Gravimetría y Aeromagnetometría se identificaron bajos gravimétricos bien definidos con orientación NW-SE, los cuales coinciden con bajos magnéticos con la misma orientación, asociados a cuencas sedimentarias. Los altos gravimétricos y magnéticos se asocian a rocas intrusivas graníticas, basaltos y andesitas.

Los modelos geológicos- estructurales obtenidos a partir de la modelación bidimensional de los datos gravimétricos y magnéticos, muestran bajos gravimétricos asociados a cuencas sedimentarias con profundidades de 800 m a 1,800 m., indicándonos las zonas más susceptibles de almacenar agua El basamento está representado por rocas volcánicas y graníticas que se encuentran en contacto con rocas sedimentarias Paleozoicas (Calizas) y en algunas zonas con rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (Andesitas). En estos modelos se interpretaron dos tipos de eventos tectónicos de deslizamiento. En el primero se propone un fallamiento normal de bajo ángulo relacionado al evento distensivo Basin and Range de edad 25 a 23 Ma. En el segundo se modelaron una serie de fallas de más alto ángulo, las cuales forman estructuras del tipo Horst y Grabens relacionadas con la apertura del Golfo de California.

## LITERATURA CITADA

Alencaster De Cerna, Gloria., 1961. Paleontología del Triásico superior de Sonora: U.N.A.M., Inst. de Geología, parte 1- 18 p.

Anderson T. H. Y Silver, L.T., 1979. Precambric and Paleozoic rocks of the Caborca región, Sonora, México. En: Geology of norther Sonora, Anderson, T. H. y Roldán Quintana, (editores): Geological Society of American, libro guía de excursiones, p.122.

Amaya, M, R., Roldán, Q, J., Mcdowell, F.W.; 1993. Sobre la Edad de la Formación Tarahumara en la Región del Rio Yaqui, Sonora. Simposio Del XX Aniversario Del Departamento De Geología, Universidad De Sonora, 1-2

Amaya, M.R., Roldán, Q.J., Mcdowell, F.W., 1994. Sobre la edad de la Formación Tarahumara en la Región del rio Yaqui, Sonora. XX aniversario del departamento de Geología, Hermosillo, Sonora.

Anderson T. H. Y Silver, L.T., 1979. Precambric and Paleozoic rocks of the Caborca región, Sonora, México. En: Geology of norther Sonora, Anderson, T. H. y Roldán Quintana, (editores): Geological Society of American, libro guía de excursiones, p.122.

Bartolini, C., Morales, M., Damon, P. Anda Shafiqullah, 1992. K-Ar ages of tilted Tertiary volcanic rocks associated with continental conglomerates, Sonora Basin and Range Province, México. Geol. Soc. Am. Abstracts with programs, 24, n.5.

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

Blakely, R.J., 1995, Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 411 p.

Boyd, M.T. Introduction to Geophysical Exploration, Module Gravity. [En línea] Australia, University of Melbourne, 1999, [citado Diciembre 2010]. Disponible en: <http://www.earthsci.unimelb.edu.au/ES304/index.html>

Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature (spline). Geophysics V. 39, p. 1-39.

Calles-Montijo, R., 1999. Evolución tectonosedimentaria de las cuencas terciarias: porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora central, México: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Departamento de Geología Tesis de Maestría en Ciencias, 67 p

Cantera j., 2014. Exploración Geofísica en el complejo alcalino, el Picacho. Universidad Nacional Autónoma de México.

Cantos Figueroa, J. 1974. Tratado de Geofísica Aplicada. 2ª. Edición. Litoprint, España, Capítulo II, Método Gravimétrico, p. 35-104.

Carta Geológico-Minera escala 1:250,000 Hermosillo H12-8, Estado de Sonora, México. Servicio Geológico Mexicano.

Carta Geológico-Minera escala 1:250,000 Madera H12-9, Estado de Sonora, México. Servicio Geológico Mexicano.

Cerón A. y Navarro, 1981. Interpretación gravimétrica y magnetométrica bidimensional de la porción central de la cuenca de Veracruz; tesis de licenciatura de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura ESIA del IPN.

Cochemé, J.J., 1985. Le magmatisme cénozoïque dans le nord.ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yecora- Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d' un régime en subduction et du passage á un régime distensif. Thèse de Doctorat d' Etat, Univ .d' Aix-Marseille, France.

Cordell, L. y Taylor, P.T., 1971. Investigation of magnetization and density of a North Atlantic seamount using Poisson's theorem. *Geophysics*, 36 (5): 919-937.

Coronado, J. Rafael. Profundidad del basamento y espesor del relleno sedimentario en la zona urbana de Hermosillo, Sonora a partir de secciones gravimétricas. Tesis para obtener el título de Geólogo. Universidad de Sonora. 2003. 64pp.

Cortés, A., Garduño-Monroy, V.H., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Macías, J.L., Gavilanes, J.C., 2005, Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima, con Geología del Complejo Volcánico de Colima: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras.

Chavarin-Gallegos, A., 2011. Estudio Geohidrológico del Acuífero de Santa Rosalía, auxiliado por SIG. Tesis para obtener el título de Geólogo. Universidad de Sonora. 97pp.

Comisión Nacional del Agua, 2011. Determinación de la disponibilidad del agua en el Acuífero 2623 Santa Rosalía, Estado de Sonora, México, DF 2010, publicado en DOF EN 2011.

Coney, P. J., and Campa, M. F. 1983. Tectonostratigraphic Terranes and mineral resource distribución in México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, V.20, p. 1040- 1050.

Coney, P.J. and Campa M.F. 1987. Lithotectonic Terrane Map of México (West of the 91st Meridian). U.S. Geological Survey, miscellaneous field studies map MF-1874-D.

Damon, P.E., 1983. El batolito Laramídico (90-40 Ma), de Sonora. Convención nacional 15, A.I.M.M.G.M, memoria técnica P-71.

DeMets, C. (1995), A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North American motion, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3545 – 3548.

Dickinson, W.R., 1979. Cenozoic plate setting of the Cordilleran región in the United States, in Armentrout, J.M. Cole, M.R. and TerBest, H. Jr., eds. *Relations of Tectonics to ore deposits in southern Cordillera: Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 14 p. 113-135.

Dobrin, M. (1976). *Introducción a la Prospección Geofísica*. Ediciones Omega, España.

Dumble, E. T., 1900. Notes on the Geology of Sonora, México, *American Instituto of Mining Engine, Transactions*, p. 122-152.

Elston, W.E., 1976. Tectonic significance of the mid-Tertiary volcanism in the Basin and Range province: A critical review with special reference to New México, in Elston, W. E., and Northrop, S. A. (eds.), *Cenozoic volcanism in southwestern New México: New México Geological Society, Special Publication no. 5*, p. 93 102.

Estrada, L., 2012. *Prospección Gravimétrica para alumnos de ingeniería geodésica y geofísica de la facultad de ciencias exactas y tecnología de la Universidad Nacional de Tacuman*.

Gans, P. B. (1997), Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico, *Tectonics*, 16, 388–408.

Gans, P. B., K. D. Blair, I. MacMillan, M. S. Wong, and J. Roldan (2003), Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: A preliminary report, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 35, 21.

Gravimétricas [fecha de consulta: 15 enero 2015]. Disponible en: [http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/modelos\\_cartas.aspx](http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/modelos_cartas.aspx)

Gastil, G., D. Krummenacher, and J. Minch (1979), The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*

González-Becuar, E., 2011. *Geología, Geoquímica y Geocronología del área de Puerta del Sol, Sonora central: México, Tesis, Universidad de Sonora, Departamento de Geología*.

González-Becuar, E., *et al.*, 2017. Laramide to Miocene syn-extensional plutonism in the Puerta del Sol area, central Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 34, núm. 1, 2017, p. 45-61.

Hamilton, W., 1969. Mesozoic California and the underflow of the Pacific Mantle. *Geol. Soc. Of America Bull.* V. 80, no.12, p 2409-2430.



Henry, C. D., and J. J. Aranda-Gomez (2000), Plate interactions control middle-late Miocene, protoGulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range, *Tectonophysics*, 318, 1–26.

Hernández, O., 2009. Modelo de la falla de Soapaga a partir de correlación espectral de campos potenciales.

IAGA, División V., Working Group 8 (R.A. Langel, Chairman), 1992. International Geomagnetic Reference Field, revision 1991. *Geophysics*.

King, R. E., 1939. Geological reconnaissance in north Sierra Madre Occidental of México. *Geol. Soc. Americana, Bull.* 50.

Lonsdale, P. (1991), Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, edited by J. P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, AAPG Mem.

Lugo-Zazueta, R.E., 2006. Extensión Basin and Range en la Sierra de Aconchi, Sonora, México: Análisis Termocronológico Basado en Ar/Ar y Trazas de Fisión: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría en Ciencias-Geología, 77 p

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1990, Geology of Volcan de Colima. *Bol. Inst.Geol: UNAM*, 107, 101p.

McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western México, in Chapin, C.E., Elston, W.E., eds., *Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper 180*, p. 113-124

McDowell, F.W.; Roldán-Quintana., y Conelly, J.N., 2001. Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 521–531.

Milligan, P.R. and Gunn, P.J. (1997) Enhancement and Presentation of Airborne Geophysical Data. *Journal of Australian Geology & Geophysics*.

Mirónov V. S., 1977. *Curso de Prospección Gravimétrica*, Reverté, S. A. Barcelona.

Murray R. Spiegel, 1991. *Estadística*. 2ª. Edición. Impresora y Maquiladora de Libros MIG, S.A. de C.V; Capitulo 13, Ajuste de Curvas y Método de Mínimos Cuadrados, p. 289-322.

Narváez, L., 2012. Modelo de fuentes de anomalías geomagnéticas de campo total asociadas al estado de la cámara magmática del volcán Galeras, Universidad Autónoma de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Bogotá, Colombia.

Norma Oficial Mexicana NOM-011-CONAGUA-2000, 2014. Conservación del recurso agua-Que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales.

Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, Vol. 13, no 5 p. 1161-1182.

Oskin, M., and J. M. Stock (2003), Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, México, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115, 1173 – 1190.

Parasnís D. S. 1970. *Principios de Geofísica Aplicada*. Paraninfo, Madrid. 208 p

Poole F. G. and Madrid R. J., 1986. Paleozoic rocks in Sonora (México) and their relation to the southwestern continental margin of North America: *Geology of America Abstracts With Program*, v 18, 720-721.

Radelli, L. y Otros, 1987. Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora. *Bol. Depto. De Geología de la UNI-SON*, V4, No. 1y 2. Hermosillo Son. México.

Radelli, L., 2005. Oligo-Miocene evolution of Sonora-Baja California, México—a segment of the North American margin. *Bol. Depto. Geol. Unisón*, 2005, Vols. 18 y 19, p. 153–174.

Raisz E. 1964. *Landforms of México*. Morphological map prepared for the geography Branch of the Office of Naval Research. Cambridge Mass, U.S.A.4

Rangin C, 1974. Reconocimiento estructural de Sonora centro-oriental, en relación con los yacimientos de Carbón, Artículo de revista de geología de la UNAM.

Reynolds, J., 1997. *An introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley&Sons. USA. 796 p.

Roldán, Q.J., 1989. Geología de la hoja Baviácora, Sonora. *Univ. Nal. Autón. México. Inst. Geología, Revista* Vol. 8 Núm. 1 p. 1-14.

Sawlan, M. G. (1991), Magmatic evolution of the Gulf of California rift, in *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, edited by J. P. Dauphin and R. T. Simoneit, AAPG Mem.

Servicio Geológico Mexicano, (SGM), 1999. *Carta Geológica-Minera de Hermosillo*, H12-8.

Servicio Geológico Mexicano, (SGM), 2003. *Carta Geológica-Minera Santa Rosalía*, H12-D42.

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

Stewart J. H. y Roldan, J., 1991. Grupo Barranca del Triásico superior: depósitos no marino y cuenca marina somera del NW de México., the geological society of American, special paper 254, P-19-36.

Stock, J. M., and K. V. Hodges (1989), Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate, *Tectonics*, 8, 99 – 115.

Talwani, M., Worzel, J.L. & Landisman, M., 1959. Rapid Gravity computation of two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *Journal of the Geophysical research*, Volumen 64, No. 1, p 49- 59.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., And Keys, D.A., 1976. *Applied Geophysics*: Cambridge University press, Chapter 2, Gravity Methods, p. 7-103.

Telford, W. M., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Gran Bretaña. Segunda Edición.

Turcotte, D.L. y Schubert, G. (1982), *Geodynamics-Applications of conti-nuum physics to geological problems*. Wiley. Nueva York. . Cambridge: Cambridge Univer-sity Press

Udias, A., Mezcuca, J., 1986. *Fundamentos de geofísica Alambra*, España.

Udias, A., Mezcuca, J., 1997. *Fundamentos de Geofísica*. Alianza Editorial, S.A., Madrid. pp. 57 – 75; 271 – 347.

Urrutia, F.J. and Campos, E.J.Q., 1993. Geomagnetic secular variation central mexico since 1923 AD and comparision with 1945-1990. IGRF models. *Journal Gomag. Geoelectr.* 45 p.-7.

Vargas, F., 2011. Integración de métodos potenciales de alta resolución y sísmica migrada en profundidad, para la evaluación de posibles plays subsalinos en un área del Golfo de México.

Vega G., E. L., 2011. *Hidrogeología*, Universidad de Sonora.

Vega-Granillo, R., 1996. *La Sierra de Mazatán, Sonora, México—Geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la Provincia “Basin and Range”*: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestría.

Vega-Granillo, R., 1996., *Geología de la Sierra de Mazatán*: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 13, p. 89–102.

Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003. Mazatán metamorphic core complex, Mexico: Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 193-204.

Velázquez L. y Ordaz A. (1993-1994). Provincias Hidrogeológicas de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, ISSN 1405-3322, Tomo 52, No. 1-2.

Werner J. 1996. Introducción a la hidrogeología, Universidad Autónoma de Nuevo León Facultad de Ciencias de la Tierra, primera edición.

Wilson, I.F., Rocha, V.S., 1946. Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora: México, D.F., Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, Bol. 49, p. 108.

Wong, M.S., Gans, P.B., 2008. Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico: New insights into metamorphic core complex formation: Tectonics.

Zoback, M.L., Anderson, R.E, and Thompson, G.A., 1981. Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range Province of the western United States. *Phil. Trans. R. Soc. London*, v. 300, pp. 407-434.

CITAS DE INTERNET:

[http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1026-87742011000300003](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742011000300003)

<https://www.agw.kit.edu/5838.php>

<https://www.agw.kit.edu/5838.php>

[http://www.alfamirage.com/english/catalog/data/300s\\_features.pdf](http://www.alfamirage.com/english/catalog/data/300s_features.pdf)

<https://paolera.wordpress.com/2013/08/09/>

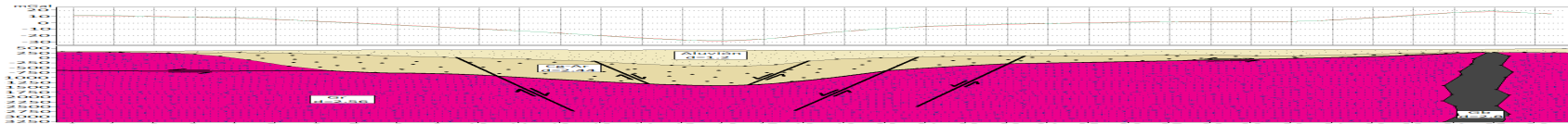
[http://www.educaplanet.org/movi/4\\_2caidalibre.html](http://www.educaplanet.org/movi/4_2caidalibre.html)

# APÉNDICE

## Apéndice A

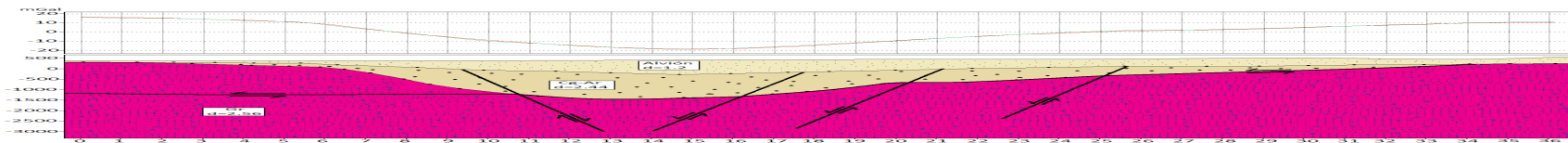
### Modelo Estructural a escala de datos Medidos en Campo

#### Perfil 1



**Figura 81.** Modelo Estructural a escala para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

#### Perfil 2

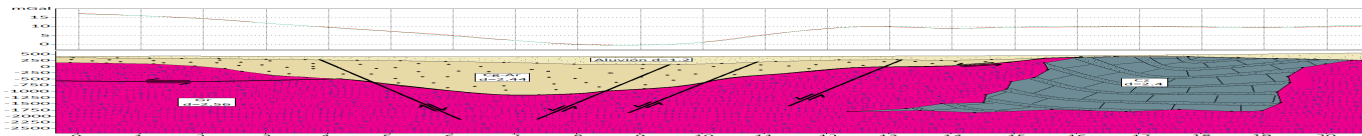


**Figura 82.** Modelo Estructural a escala para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

## Apéndice A

### Modelo Estructural a escala de datos Medidos en Campo (Cont.)

#### Perfil 3

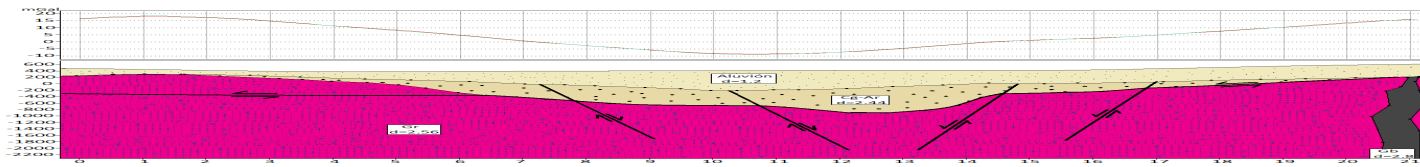


**Figura 83.** Modelo Estructural a escala para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

## Apéndice B

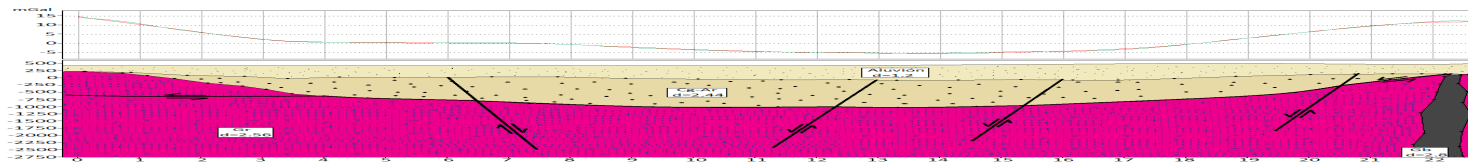
### Modelo Estructural a escala de datos de INEGI

#### Perfil A



**Figura 84.** Modelo Estructural a escala para el perfil A. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

#### Perfil B



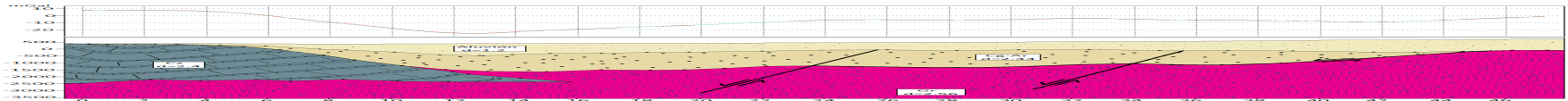
**Figura 85.** Modelo Estructural a escala para el perfil B. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.



## Apéndice B

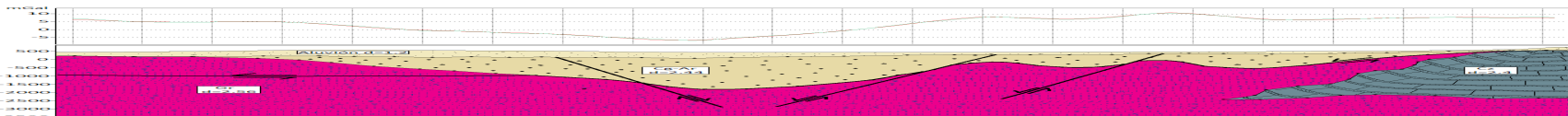
### Modelo Estructural a escala de datos de INEGI (Cont.)

#### Perfil C



**Figura 86.** Modelo Estructural a escala para el perfil C. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

#### Perfil D

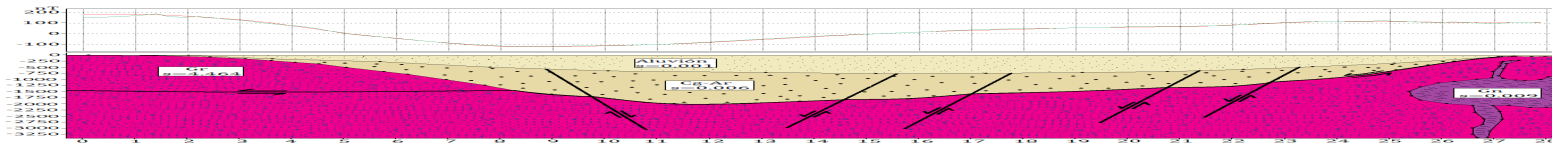


**Figura 87.** Modelo Estructural a escala para el perfil D. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

## Apéndice C

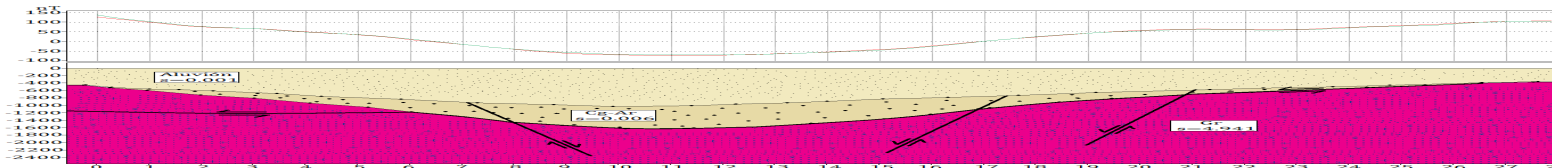
### Modelo Estructural a escala de datos Aeromagnéticos

#### Modelo Magnético 1



**Figura 88.** Modelo Estructural a escala para el perfil 1. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

#### Modelo Magnético 2

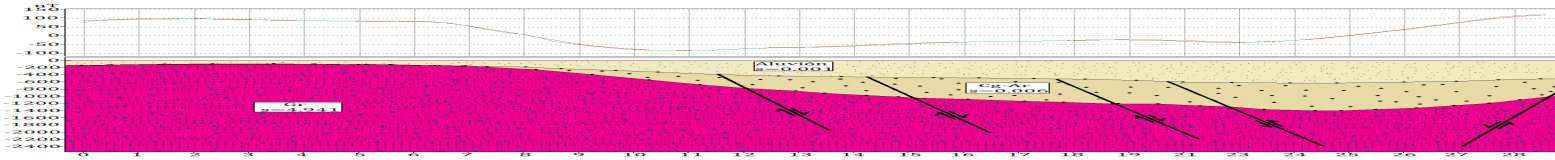


**Figura 89.** Modelo Estructural a escala para el perfil 2. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

### Apéndice C

#### Modelo Estructural a escala de datos Aeromagnéticos (Cont.)

#### Modelo Magnético 3



**Figura 90.** Modelo Estructural a escala para el perfil 3. En la gráfica superior se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico. La gráfica inferior muestra el correspondiente modelo geológico propuesto.

**Apéndice D**

**Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo**

ESTACIÓN	LONGITUD (X)	LATITUD (Y)	ELEVACIÓN (Z)	GRAVEDAD (G)	SD	HORA	C.E.	C.B.	C.C.	C.Deriva	C.LAT.	ABC
EB	537776	3186873	354	3078.062	0.03	08:15	0	0	0	0	0	0
L1-E1	538978	3186814	364	3075.2	0.029	08:22	3.085	-1.11873	4.20373	0.00082916	18.411085	17.5161842
L1-E2	539558	3186850	371	3075.394	0.035	08:28	5.2445	-1.901841	7.146341	0.00153986	18.386641	19.0628399
L1-E3	540535	3186425	377	3075.925	0.019	08:34	7.0955	-2.573079	9.668579	0.00225057	18.675216	21.0628876
L1-E4	541254	3186623	389	3074.118	0.03	08:41	10.7975	-3.915555	14.713055	0.00307973	18.540774	21.4817987
L1-E5	542067	3187434	412	3069.427	0.019	08:47	17.893	-6.488634	24.381634	0.00379043	17.990105	20.7632614
L1-E6	542903	3187810	427	3067.516	0.054	08:53	22.5205	-8.166729	30.687229	0.00450114	17.734801	21.5470731
L1-E7	544125	3188161	455	3061.304	0.038	08:58	31.1585	-11.299173	42.457673	0.00509339	17.496472	20.6028924
L1-E8	544764	3187832	469	3057.646	0.038	09:03	35.4775	-12.865395	48.342895	0.00568565	17.719863	19.9216536
L1-E9	545438	3187107	456	3058.58	0.033	09:07	31.467	-11.411046	42.878046	0.00615945	18.212138	18.7922515
L1-E10	546174	3186222	449	3060.095	0.02	09:13	29.3075	-10.627935	39.935435	0.00687016	18.813053	19.5324882
L1-E11	546319	3184916	439	3060.434	0.021	09:19	26.2225	-9.509205	35.731705	0.00758087	19.699827	18.7927029
L1-E12	546475	3184044	438	3060.118	0.022	09:24	25.914	-9.397332	35.311332	0.00817312	20.291915	18.8727561
L1-E13	547249	3183524	451	3057.723	0.027	09:29	29.9245	-10.851681	40.776181	0.00876538	20.644995	19.3875794
L1-E14	548609	3182773	434	3059.748	0.075	09:34	24.68	-8.94984	33.62984	0.00935763	21.154924	18.5804416
L1-E15	550149	3182079	447	3051.745	0.033	09:40	28.6905	-10.404189	39.094689	0.01006834	21.62615	13.6055293
L1-E16	551097	3181693	434	3052.538	0.021	09:45	24.68	-8.94984	33.62984	0.01066059	21.888244	12.1050646
L1-E17	552659	3181073	427	3052.594	0.021	09:51	22.5205	-8.166729	30.687229	0.0113713	22.309224	11.2063663
L1-E18	553947	3180554	408	3057.086	0.018	09:57	16.659	-6.041142	22.700142	0.012082	22.661625	12.315565
L1-E19	555011	3180143	403	3057.535	0.027	10:02	15.1165	-5.481777	20.598277	0.01267426	22.940694	12.0610913
L1-E20	556221	3179578	397	3058.514	0.04	10:08	13.2655	-4.810539	18.076039	0.01338497	23.324329	12.244675
L1-E21	558203	3179578	388	3059.04	0.028	10:15	10.489	-3.803682	14.292682	0.01421412	23.324329	11.0018611
L1-E22	558704	3180003	386	3058.217	0.054	10:20	9.872	-3.579936	13.451936	0.01480638	23.035754	9.49762438
L1-E23	559386	3180408	391	3053.651	0.027	10:25	11.4145	-4.139301	15.553801	0.01539863	22.760759	5.64035663
L1-E24	560598	3180073	398	3048.843	0.039	10:30	13.574	-4.922412	18.496412	0.01599089	22.988224	2.43680289
L1-E25	561405	3179287	390	3049.065	0.068	10:36	11.106	-4.027428	15.133428	0.01670159	23.521918	1.62019159
L1-E26	562291	3178433	383	3049.149	0.045	10:41	8.9465	-3.244317	12.190817	0.01729385	24.101784	0.90826085
L1-E27	563056	3177719	363	3052.832	0.04	10:46	2.7765	-1.006857	3.783357	0.0178861	24.58659	1.1441191
L1-E28	563615	3177146	359	3054.071	0.053	10:52	1.5425	-0.559365	2.101865	0.01859681	24.975657	1.98638881

### Apéndice D

#### Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)

L1-E29	563952	3176473	365	3051.605	0.052	10:59	3.3935	-1.230603	4.624103	0.01942597	25.432624	1.15794697
L1-E30	565158	3175609	373	3049.415	0.021	11:05	5.8615	-2.125587	7.987087	0.02013667	26.01928	1.12832967
L1-E31	565742	3174892	383	3047.13	0.023	11:10	8.9465	-3.244317	12.190817	0.02072893	26.506123	1.29703493
L1-E32	567495	3174065	384	3048.327	0.034	11:16	9.255	-3.35619	12.61119	0.02143964	27.067656	3.25290564
L1-E33	569707	3173683	435	3039.618	0.033	11:22	24.9885	-9.061713	34.050213	0.02215034	27.327034	4.83197134
L1-E34	569940	3173527	446	3036.967	0.034	11:32	28.382	-10.292316	38.674316	0.02333485	27.432958	4.45097685
L1-E35	571088	3173689	456	3034.573	0.03	11:38	31.467	-11.411046	42.878046	0.02404556	27.32296	3.91395956
L1-E36	572204	3173927	463	3035.887	0.042	11:44	33.6265	-12.194157	45.820657	0.02475626	27.161358	6.44345726
L1-E37	573775	3173858	459	3035.694	0.025	11:51	32.3925	-11.746665	44.139165	0.02558542	27.208209	5.51162942
L1-E38	574378	3173295	492	3027.517	0.038	11:56	42.573	-15.438474	58.011474	0.02617768	27.590486	4.20618968
L1-E39	575093	3170546	437	3034.237	0.043	12:03	25.6055	-9.285459	34.890959	0.02700683	29.457057	1.97910483
L1-E40	575369	3169560	425	3035.106	0.018	12:09	21.9035	-7.942983	29.846483	0.02771754	30.126551	1.15878554
L1-E41	576564	3168522	439	3030.775	0.03	12:15	26.2225	-9.509205	35.731705	0.02842825	30.831353	0.28607625
L1-E42	578438	3167982	428	3034.547	0.03	12:24	22.829	-8.278602	31.107602	0.02949431	31.198013	2.26290531
L1-E43	579054	3167876	433	3035.271	0.032	12:36	24.3715	-8.837967	33.209467	0.03091572	31.269987	4.04343572
L1-E44	579750	3167776	438	3033.142	0.028	12:42	25.914	-9.397332	35.311332	0.03162642	31.337887	2.96618142
L1-E45	582338	3167451	435	3030.201	0.022	12:50	24.9885	-9.061713	34.050213	0.03257403	31.558562	-0.34307697
L1-E46	583071	3167187	439	3032.898	0.0135	12:56	26.2225	-9.509205	35.731705	0.03328474	31.737818	3.32039774
L1-E47	583810	3166761	433	3033.758	0.045	13:01	24.3715	-8.837967	33.209467	0.03387699	32.027072	3.29048199
L2-EB	536698	3213929	371	3094.79	0.039	07:43	0	0	0	0	0	0
L2-E1	538296	3214179	427	3086.279	0.038	07:50	17.276	6.264888	23.540888	0.00112385	-0.17285	14.8581619
L2-E2	540103	3214146	460	3076.598	0.024	07:56	27.4565	-9.956697	17.499803	0.00208716	-0.1500338	-0.84014364
L2-E3	541444	3214182	431	3081.514	0.023	08:02	18.51	-6.71238	11.79762	0.00305046	-0.1749242	-1.65025374
L2-E4	543196	3214313	443	3082.296	0.027	08:07	22.212	-8.054856	14.157144	0.00385321	-0.2654976	1.40149961
L2-E5	544740	3215140	418	3089.665	0.026	08:12	14.4995	-5.258031	9.241469	0.00465596	-0.8372854	3.28383956
L2-E6	545471	3215296	407	3090.004	0.03	08:17	11.106	-4.027428	7.078572	0.00545872	-0.9451438	1.35288692
L2-E7	547116	3214541	394	3090.581	0.024	08:25	7.0955	-2.573079	4.522421	0.00674312	-0.4231368	-0.10297268
L2-E8	547700	3214114	396	3090.406	0.033	08:29	7.7125	-2.796825	4.915675	0.00738532	-0.127909	0.41115132
L2-E9	548907	3213256	402	3084.645	0.04	08:34	9.5635	-3.468063	6.095437	0.00818807	0.4653122	-3.57606273
L2-E10	549615	3212692	400	3087.453	0.045	08:39	8.9465	-3.244317	5.702183	0.00899083	0.8552618	-0.77056437

### Apéndice D

#### Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)

L2-E11	550238	3212547	447	3086.629	0.034	08:43	23.446	-8.502348	14.943652	0.00963303	0.9555148	7.74779983
L2-E12	551295	3212579	433	3085.408	0.033	08:50	19.127	-6.936126	12.190874	0.01075688	0.93339	3.75302088
L2-E13	552437	3212643	413	3081.096	0.035	08:54	12.957	-4.698666	8.258334	0.01139908	0.8891404	-4.53512652
L2-E14	554389	3212728	413	3073.801	0.031	08:59	12.957	-4.698666	8.258334	0.01220183	0.8303714	-11.8880928
L2-E15	556144	3211953	423	3066.919	0.034	09:05	16.042	-5.817396	10.224604	0.01316514	1.3662064	-16.2670245
L2-E16	557676	3211405	433	3063.041	0.036	09:09	19.127	-6.936126	12.190874	0.01380734	1.7450936	-17.7992251
L2-E17	558815	3211033	438	3059.748	0.046	09:14	20.6695	-7.495491	13.174009	0.01461009	2.0022944	-19.8510865
L2-E18	559966	3210939	449	3062.5	0.038	09:19	24.063	-8.726094	15.336906	0.01541284	2.067286	-14.8703952
L2-E19	561058	3211008	452	3066.834	0.04	09:25	24.9885	-9.061713	15.926787	0.01637615	2.0195794	-9.99325745
L2-E20	562396	3210792	464	3067.95	0.033	09:30	28.6905	-10.404189	18.286311	0.0171789	2.1689218	-6.3675883
L2-E21	563264	3210758	467	3066.73	0.027	09:35	29.616	-10.739808	18.876192	0.01798165	2.1924294	-6.97339695
L2-E22	564159	3210578	475	3063.075	0.05	09:40	32.084	-11.634792	20.449208	0.0187844	2.3168814	-8.9301262
L2-E23	564752	3209881	483	3058.937	0.042	09:45	34.552	-12.529776	22.022224	0.01958716	2.7987872	-11.0124016
L2-E24	565431	3209513	483	3056.294	0.047	10:13	34.552	-12.529776	22.022224	0.02408257	3.0532224	-13.396471
L2-E25	566186	3209407	485	3053.629	0.038	10:17	35.169	-12.753522	22.415478	0.02472477	3.1265108	-15.5942864
L2-E26	566657	3209394	488	3051.602	0.029	10:21	36.0945	-13.089141	23.005359	0.02536697	3.135499	-17.021775
L2-E27	567660	3209187	493	3048.82	0.052	10:27	37.637	-13.648506	23.988494	0.02633028	3.2786188	-18.6765569
L2-E28	568140	3209046	490	3047.862	0.097	10:32	36.7115	-13.312887	23.398613	0.02713303	3.3761062	-20.1261478
L2-E29	568640	3208896	501	3045.843	0.043	10:37	40.105	-14.54349	25.56151	0.02793578	3.4798162	-19.877738
L2-E30	569191	3208742	500	3046.169	0.035	10:43	39.7965	-14.431617	25.364883	0.02889908	3.5862918	-19.6409261
L2-E31	569855	3208536	507	3043.053	0.049	10:50	41.956	-15.214728	26.741272	0.03002294	3.7287202	-21.2369849
L2-E32	570212	3208464	506	3044.408	0.078	10:56	41.6475	-15.102855	26.544645	0.03098624	3.778501	-20.0278678
L2-E33	571150	3208371	511	3044.323	0.041	11:01	43.19	-15.66222	27.52778	0.03178899	3.8428012	-19.0646298
L2-E34	572614	3208215	508	3044.945	0.04	11:07	42.2645	-15.326601	26.937899	0.03275229	3.9506596	-18.9236891
L2-E35	573276	3208190	520	3043.35	0.038	11:12	45.9665	-16.669077	29.297423	0.03355505	3.9679446	-18.1410774
L2-E36	574277	3208317	519	3044.84	0.043	11:20	45.658	-16.557204	29.100796	0.03483945	3.8801368	-16.9342278
L2-E37	574995	3208377	521	3045.821	0.035	11:25	46.275	-16.78095	29.49405	0.0356422	3.8386528	-15.600655
L2-E38	575909	3208478	525	3044.896	0.032	11:30	47.509	-17.228442	30.280558	0.03644495	3.7688214	-15.8081756
L2-E39	576617	3208555	531	3043.335	0.041	11:35	49.36	-17.89968	31.46032	0.03724771	3.7155836	-16.2418487
L2-E40	577319	3208630	542	3041.262	0.027	11:39	52.7535	-19.130283	33.623217	0.03788991	3.6637286	-16.2031645

### Apéndice D

#### Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)

L2-E41	578170	3208734	555	3038.777	0.033	11:44	56.764	-20.584632	36.179368	0.03869266	3.591823	-16.2031163
L2-E42	579232	3208831	559	3036.093	0.031	11:48	57.998	-21.032124	36.965876	0.03933486	3.5247572	-18.1670319
L2-E43	579856	3208914	565	3034.144	0.035	11:53	59.849	-21.703362	38.145638	0.04013761	3.467371	-18.9928534
L2-E44	580889	3209027	574	3030.814	0.017	11:58	62.6255	-22.710219	39.915281	0.04094037	3.3892428	-20.6305358
L2-E45	580892	3210270	591	3028.288	0.037	12:05	67.87	-24.61206	43.25794	0.04206422	2.5298326	-20.6721632
L2-E46	581583	3208971	558	3033.448	0.023	12:23	57.6895	-20.920251	36.769249	0.04495413	3.4279612	-21.0998357
L2-E47	582337	3208910	553	3033.406	0.027	12:27	56.147	-20.360886	35.786114	0.04559633	3.4701366	-22.0821531
L2-E48	583017	3208872	543	3033.071	0.045	12:32	53.062	-19.242156	33.819844	0.04639908	3.4964098	-24.3563471
L3-EB	539603	3242384	312	3118.16	0.033	0.34027778	0	0	0	0	0	0
L3-E1	540052	3243273	329	3114.973	0.026	0.34513889	5.2445	-1.901841	3.342659	0.00071296	-20.2414912	-20.0851192
L3-E2	540802	3244089	333	3112.953	0.013	0.34861111	6.4785	-2.349333	4.129167	0.00122222	-20.804368	-21.8809788
L3-E3	541413	3244313	325	3114.201	0.083	0.35138889	4.0105	-1.454349	2.556151	0.00162963	-20.9588832	-22.3601026
L3-E4	542316	3244326	325	3112.963	0.025	0.35486111	4.0105	-1.454349	2.556151	0.00213889	-20.9678506	-23.6065607
L3-E5	543353	3244295	327	3111.132	0.028	0.35763889	4.6275	-1.678095	2.949405	0.0025463	-20.9464668	-25.0225155
L3-E6	544064	3244000	336	3111.43	0.035	0.36041667	7.404	-2.684952	4.719048	0.0029537	-20.7429758	-22.7509741
L3-E7	545155	3244079	333	3110.588	0.029	0.36388889	6.4785	-2.349333	4.129167	0.00346296	-20.79747	-24.23684
L3-E8	546257	3243993	363	3104.404	0.04	0.37152778	15.7335	-5.705523	10.027977	0.00458333	-20.7381472	-24.4615869
L3-E9	546883	3244184	375	3103.703	0.015	0.37430556	19.4355	-7.047999	12.387501	0.00499074	-20.869899	-22.9344073
L3-E10	547483	3244539	376	3103.315	0.019	0.37847222	19.744	-7.159872	12.584128	0.00560185	-21.114778	-23.3700481
L3-E11	548193	3245345	401	3098.634	0.043	0.38125	27.4565	-9.956697	17.499803	0.00600926	-21.6707568	-23.6909445
L3-E12	548894	3246561	376	3103.265	0.019	0.38541667	19.744	-7.159872	12.584128	0.00662037	-22.5095536	-24.8138052
L3-E13	550474	3247786	377	3105.198	0.015	0.38888889	20.0525	-7.271745	12.780755	0.00712963	-23.3545586	-23.528674
L3-E14	551412	3248568	353	3107.49	0.032	0.39305556	12.6485	-4.586793	8.061707	0.00774074	-23.8939822	-26.4945345
L3-E15	552131	3249181	367	3104.715	0.028	0.39583333	16.9675	-6.153015	10.814485	0.00814815	-24.3168296	-26.9391965
L3-E16	563071	3249974	362	3102.074	0.032	0.39930556	15.425	-5.59365	9.83135	0.00865741	-24.863841	-31.1098336
L3-E17	553753	3250580	364	3098.79	0.039	0.40208333	16.042	-5.817396	10.224604	0.00906481	-25.2818598	-34.418191
L3-E18	554475	3251282	366	3096.39	0.012	0.40486111	16.659	-6.041142	10.617858	0.00947222	-25.7660994	-36.9087692
L3-E19	555198	3251982	363	3092.698	0.032	0.40833333	15.7335	-5.705523	10.027977	0.00998148	-26.2489594	-41.6730009
L3-E20	555836	3252602	363	3088.702	0.026	0.41180556	15.7335	-5.705523	10.027977	0.01049074	-26.6766354	-46.0961677
L3-E21	556852	3253590	371	3084.699	0.032	0.41597222	18.2015	-6.600507	11.600993	0.01110185	-27.3581578	-49.2070629

### Apéndice D

#### Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)

L3-E22	557533	3254437	369	3082.364	0.047	0.41875	17.5845	-6.376761	11.207739	0.01150926	-27.9424184	-52.5191701
L3-E23	558794	3255027	383	3077.828	0.043	0.42222222	21.9035	-7.942983	13.960517	0.01201852	-28.3494004	-54.7088649
L3-E24	559397	3255289	382	3076.549	0.042	0.42569444	21.595	-7.83111	13.76389	0.01252778	-28.530128	-56.3647102
L3-E25	560759	3255555	392	3076.099	0.052	0.42986111	24.68	-8.94984	15.73016	0.01313889	-28.7136148	-55.0313159
L3-E26	561870	3255904	392	3077.872	0.066	0.43333333	24.68	-8.94984	15.73016	0.01364815	-28.954355	-53.4985469
L3-E27	563124	3255904	397	3080.078	0.037	0.43680556	26.2225	-9.509205	16.713295	0.01415741	-28.954355	-50.3089026
L3-E28	563124	3256388	402	3081.429	0.022	0.43958333	27.765	-10.06857	17.69643	0.01456481	-29.2882182	-48.3082234
L3-E29	565431	3256588	412	3082.21	0.041	0.44305556	30.85	-11.1873	19.6627	0.01507407	-29.4261782	-45.6984041
L3-E30	566894	3256344	405	3084.629	0.037	0.44652778	28.6905	-10.404189	18.286311	0.01558333	-29.257867	-44.4869727
L3-E31	568635	3257705	419	3083.552	0.043	0.45	33.0095	-11.970411	21.039089	0.01609259	-30.1966848	-43.7495032
L3-E32	570198	3258787	428	3081.599	0.029	0.45416667	35.786	-12.977268	22.808732	0.0167037	-30.9430484	-44.6786127
L3-E33	571503	3259380	473	3072.952	0.027	0.45763889	49.6685	-18.011553	31.656947	0.01721296	-31.3520998	-44.8859398
L3-E34	572768	3259720	540	3056.941	0.056	0.46180556	70.338	-25.507044	44.830956	0.01782407	-31.5866318	-47.9568517
L3-E35	573158	3260246	515	3060.897	0.04	0.46527778	62.6255	-22.710219	39.915281	0.01833333	-31.9494666	-49.2788523
L3-E36	574321	3260260	458	3070.868	0.02	0.46875	45.041	-16.333458	28.707542	0.01884259	-31.9591238	-50.5247392
L3-E37	559175	3254889	382	3077.117	0.047	0.51319444	21.595	-7.83111	13.76389	0.01925	-28.254208	-55.514068
L3-E38	559596	3253868	389	3076.79	0.028	0.51736111	23.7545	-8.614221	15.140279	0.01986111	-27.5499222	-53.7597821
L3-E39	559692	3253473	392	3074.926	0.061	0.52013889	24.68	-8.94984	15.73016	0.02026852	-27.2774512	-54.7610227
L3-E40	560004	3252536	406	3073.953	0.05	0.52291667	28.999	-10.516062	18.482938	0.02067593	-26.6311086	-52.3344947
L3-E41	560589	3251494	415	3075.873	0.065	0.52638889	31.7755	-11.522919	20.252581	0.02118519	-25.912337	-47.9255708
L3-E42	560961	3250312	418	3076.86	0.025	0.52986111	32.701	-11.858538	20.842462	0.02169444	-25.0969934	-45.532837
L3-E43	561208	3249445	429	3074.791	0.027	0.53194444	36.0945	-13.089141	23.005359	0.022	-24.4989368	-44.8405778
L3-E44	561488	3248466	437	3074.029	0.058	0.53541667	38.5625	-13.984125	24.578375	0.02250926	-23.8236226	-43.3537383
L3-E45	561770	3247317	439	3074.171	0.043	0.53819444	39.1795	-14.207871	24.971629	0.02291667	-23.0310424	-42.0254967
L3-E46	561972	3246656	441	3072.232	0.049	0.54027778	39.7965	-14.431617	25.364883	0.02322222	-22.5750846	-43.1149794
L3-E47	562408	3245440	458	3070.282	0.119	0.54375	45.041	-16.333458	28.707542	0.02373148	-21.7362878	-40.8830143
L3-E48	562718	3244627	457	3070.717	0.026	0.54722222	44.7325	-16.221585	28.510915	0.02424074	-21.1754804	-40.0833247
L3-E49	562834	3243959	461	3069.558	0.024	0.54930556	45.9665	-16.669077	29.297423	0.0245463	-20.714694	-39.9947247
L3-E50	562899	3243274	473	3068.521	0.058	0.55208333	49.6685	-18.011553	31.656947	0.0249537	-20.242181	-38.1992803
L3-E51	563136	3242272	471	3066.549	0.094	0.55486111	49.0515	-17.787807	31.263693	0.02536111	-19.5510014	-39.8729473



### Apéndice D

#### Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)

L3-E52	564032	3241373	485	3062.322	0.035	0.55763889	53.3705	-19.354029	34.016471	0.02576852	-18.9308712	-40.7266317
L3-E53	564959	3239243	489	3058.517	0.033	0.56180556	54.6045	-19.801521	34.802979	0.02637963	-17.4615972	-42.2752386
L3-E54	566539	3237250	504	3056.032	0.042	0.56527778	59.232	-21.479616	37.752384	0.02688889	-16.0868258	-40.4355529
L3-E55	567718	3236030	512	3055.154	0.03	0.56875	61.7	-22.3746	39.3254	0.02739815	-15.2452698	-38.8984717
L3-E56	570752	3234657	519	3050.002	0.13	0.57361111	63.8595	-23.157711	40.701789	0.02811111	-14.2981744	-41.7262743
L3-E57	572626	3233859	564	3042.907	0.068	0.57708333	77.742	-28.191996	49.550004	0.02862037	-13.747714	-39.4220896
L4-EB	544741	3215152	412	3089.389	0.029	0.38472222	0	0	0	0	0	0
L4-E1	545903	3215340	423	3086.931	0.049	0.38819444	3.3935	-1.230603	2.162897	0.0002904	-0.9755654	-1.270378
L4-E2	547704	3214120	402	3090.074	0.086	0.39166667	-3.085	1.11873	-1.96627	0.00058081	-0.1320574	-1.41274659
L4-E3	549610	3212731	406	3087.151	0.065	0.39513889	-1.851	0.671238	-1.179762	0.00087121	0.8282972	-2.58859359
L4-E4	553379	3212693	416	3077.174	0.048	0.39930556	1.234	-0.447492	0.786508	0.0012197	0.8545704	-10.5727019
L4-E5	555353	3212431	427	3069.355	0.062	0.40277778	4.6275	-1.678095	2.949405	0.0015101	1.0357172	-16.0473677
L4-E6	555285	3212955	418	3070.526	0.055	0.40625	1.851	-0.671238	1.179762	0.00180051	0.6734236	-17.0080139
L4-E7	555224	3213424	417	3071.574	0.031	0.40833333	1.5425	-0.559365	0.983135	0.00197475	0.349157	-16.4807333
L4-E8	555175	3213899	414	3072.356	0.094	0.41041667	0.617	-0.223746	0.393254	0.00214899	0.020742	-16.616855
L4-E9	555128	3214432	406	3074.607	0.035	0.4125	-1.851	0.671238	-1.179762	0.00232323	-0.3477742	-16.307213
L4-E10	555139	3214824	399	3075.696	0.06	0.41458333	-4.0105	1.454349	-2.556151	0.00249747	-0.618803	-16.8654565
L4-E11	555214	3215347	409	3075.357	0.042	0.41736111	-0.9255	0.335619	-0.589881	0.0027298	-0.9804052	-15.5995564
L4-E12	555522	3215729	402	3074.946	0.059	0.41944444	-3.085	1.11873	-1.96627	0.00290404	-1.24452	-17.650886
L4-E13	555939	3215974	412	3073.255	0.054	0.42222222	0	0	0	0.00313636	-1.413913	-17.5447766
L4-E14	556357	3216164	411	3071.367	0.095	0.42430556	-0.3085	0.111873	-0.196627	0.00331061	-1.545279	-19.7605954
L4-E15	556827	3216461	418	3069.83	0.052	0.42708333	1.851	-0.671238	1.179762	0.00354293	-1.7506248	-20.1263199
L4-E16	557235	3216727	401	3069.094	0.067	0.42916667	-3.3935	1.230603	-2.162897	0.00371717	-1.9345372	-24.388717
L4-E17	557698	3217016	412	3067.377	0.086	0.43194444	0	0	0	0.00394949	-2.1343518	-24.1424023
L4-E18	558126	3217285	410	3066.351	0.044	0.43402778	-0.617	0.223746	-0.393254	0.00412374	-2.3203384	-25.7474687
L4-E19	558519	3217531	411	3066.82	0.082	0.43611111	-0.3085	0.111873	-0.196627	0.00429798	-2.4904228	-25.2517518
L4-E20	558917	3217778	417	3065.851	0.079	0.43888889	1.5425	-0.559365	0.983135	0.0045303	-2.6611986	-25.2115333
L4-E21	559344	3218083	418	3065.93	0.052	0.44166667	1.851	-0.671238	1.179762	0.00476263	-2.8720756	-25.146551
L4-E22	559651	3218393	426	3063.671	0.051	0.44375	4.319	-1.566222	2.752778	0.00493687	-3.0864096	-26.0466947
L4-E23	560097	3218754	430	3062.971	0.04	0.44652778	5.553	-2.013714	3.539286	0.00516919	-3.336005	-26.2095498

### Apéndice D

#### Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)

L4-E24	560510	3218882	426	3063.168	0.034	0.44861111	4.319	-1.566222	2.752778	0.00534343	-3.4245042	-26.8873828
L4-E25	560981	3219092	425	3062.917	0.032	0.45138889	4.0105	-1.454349	2.556151	0.00557576	-3.5696982	-27.4799714
L4-E26	561378	3219092	426	3063.253	0.037	0.45347222	4.319	-1.566222	2.752778	0.00575	-3.5696982	-26.9471702
L4-E27	561909	3219447	436	3063.347	0.056	0.45625	7.404	-2.684952	4.719048	0.00598232	-3.8151452	-25.1321149
L4-E28	562358	3219612	434	3064.074	0.069	0.45833333	6.787	-2.461206	4.325794	0.00615657	-3.9292262	-24.9122756
L4-E29	562842	3219763	436	3065.317	0.048	0.46041667	7.404	-2.684952	4.719048	0.00633081	-4.0336276	-23.3802488
L4-E30	563257	3219838	432	3068.144	0.042	0.46319444	6.17	-2.23746	3.93254	0.00656313	-4.0854826	-21.3913795
L4-E31	563802	3220160	439	3066.172	0.037	0.46597222	8.3295	-3.020571	5.308929	0.00679545	-4.3081134	-22.2093889
L4-E32	564191	3220147	440	3065.773	0.035	0.46805556	8.638	-3.132444	5.505556	0.0069697	-4.2991252	-22.4025995
L4-E33	564672	3220107	443	3065.082	0.055	0.47083333	9.5635	-3.468063	6.095437	0.00720202	-4.2714692	-22.4758302
L4-E34	565107	3219924	444	3065.918	0.088	0.47361111	9.872	-3.579936	6.292064	0.00743434	-4.144943	-21.3164447
L4-E35	565654	3219861	446	3067.436	0.062	0.47638889	10.489	-3.803682	6.685318	0.00766667	-4.1013848	-19.3614001
L4-E36	565975	3220012	441	3069.767	0.063	0.47847222	8.9465	-3.244317	5.702183	0.00784091	-4.2057862	-18.1177623
L4-E37	566424	3220265	444	3070.449	0.022	0.48125	9.872	-3.579936	6.292064	0.00807323	-4.3807104	-17.0205732
L4-E38	566641	3220626	427	3068.568	0.036	0.48402778	4.6275	-1.678095	2.949405	0.00830556	-4.6303058	-22.4935952
L4-E39	566371	3221034	447	3068.815	0.056	0.48611111	10.7975	-3.915555	6.881945	0.0084798	-4.912397	-18.5959722
L4-E40	566318	3221497	440	3070.024	0.024	0.48888889	8.638	-3.132444	5.505556	0.00871212	-5.2325152	-19.0832471
L4-E41	566644	3221834	443	3069.503	0.079	0.49166667	9.5635	-3.468063	6.095437	0.00894444	-5.465517	-19.2471356
L4-E42	566840	3222182	444	3069.141	0.071	0.49444444	9.872	-3.579936	6.292064	0.00917677	-5.7061242	-19.6528834
L4-E43	566807	3222622	447	3068.117	0.08	0.49930556	10.7975	-3.915555	6.881945	0.00958333	-6.0103402	-20.3908119
L4-E44	567025	3223084	444	3067.183	0.023	0.50208333	9.872	-3.579936	6.292064	0.00981566	-6.329767	-22.2338873
L4-E45	567276	3223541	451	3065.811	0.04	0.50486111	12.0315	-4.363047	7.668453	0.01004798	-6.6457368	-22.5452358
L4-E46	567496	3223942	455	3063.53	0.041	0.50694444	13.2655	-4.810539	8.454961	0.01022222	-6.9229882	-24.316805
L4-E47	567523	3224466	460	3062.112	0.051	0.50972222	14.808	-5.369904	9.438096	0.01045455	-7.2852818	-25.1137313
L4-E48	567690	3224854	486	3056.895	0.037	0.5125	22.829	-8.278602	14.550398	0.01068687	-7.553545	-25.4864601
L4-E49	568191	3225120	494	3055.269	0.065	0.51458333	25.297	-9.173586	16.123414	0.01086111	-7.7374574	-25.7231823
L4-E50	568663	3225903	505	3054.873	0.04	0.53125	28.6905	-10.404189	18.286311	0.01225505	-8.2788236	-24.4962575
L4-E51	568969	3226203	504	3054.447	0.062	0.53333333	28.382	-10.292316	18.089684	0.01242929	-8.4862436	-25.3261303
L4-E52	569415	3226161	513	3053.038	0.047	0.53611111	31.1585	-11.299173	19.859327	0.01266162	-8.4572048	-24.9362162
L4-E53	569751	3226593	516	3052.728	0.055	0.53819444	32.084	-11.634792	20.449208	0.01283586	-8.7558896	-24.9548457

### Apéndice D

#### Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)

L4-E54	569936	3227026	514	3052.983	0.102	0.54027778	31.467	-11.411046	20.055954	0.0130101	-9.0552658	-25.3923017
L4-E55	570225	3227382	519	3051.463	0.07	0.54305556	33.0095	-11.970411	21.039089	0.01324242	-9.3014042	-26.1750728
L4-E56	570495	3227751	519	3051.146	0.049	0.54513889	33.0095	-11.970411	21.039089	0.01341667	-9.5565308	-26.7470251
L4-E57	570778	3228268	530	3050.555	0.086	0.54722222	36.403	-13.201014	23.201986	0.01359091	-9.9139846	-25.5324077
L4-E58	570833	3228824	527	3050.276	0.084	0.55	35.4775	-12.865395	22.612105	0.01382323	-10.298403	-26.7854748
L4-E59	570744	3229504	528	3050.866	0.113	0.55277778	35.786	-12.977268	22.808732	0.01405556	-10.768555	-26.4687674
L4-E60	570789	3230276	530	3050.34	0.039	0.55486111	36.403	-13.201014	23.201986	0.01422298	-11.3023158	-27.1351
L4-E61	570978	3231079	531	3050.872	0.053	0.55763889	36.7115	-13.312887	23.398613	0.01446212	-11.85751	-26.9614349
L4-E62	571223	3231604	533	3050.45	0.061	0.55972222	37.3285	-13.536633	23.791867	0.01463636	-12.220495	-27.3529916
L4-E63	571563	3232510	540	3049.103	0.061	0.56180556	39.488	-14.319744	25.168256	0.01481061	-12.8469034	-27.9498368
L4-E64	572019	3233090	547	3046.686	0.03	0.56458333	41.6475	-15.102855	26.544645	0.01504293	-13.2479154	-29.3912275
L4-E65	572628	3233858	560	3042.841	0.08	0.56736111	45.658	-16.557204	29.100796	0.01527525	-13.7789106	-31.2108393
L4-E66	573463	3233872	578	3041.257	0.042	0.56944444	51.211	-18.570918	32.640082	0.01544949	-13.7885902	-29.2650587
L4-E67	576903	3233080	567	3037.273	0.033	0.57361111	47.8175	-17.340315	30.477185	0.01579798	-13.2410014	-34.8640184
L4-E68	578805	3233498	580	3033.267	0.047	0.57638889	51.828	-18.794664	33.033336	0.0160303	-13.5300066	-36.6026403
L4-E69	581716	3233200	620	3024.031	0.03	0.58055556	64.168	-23.269584	40.898416	0.01637879	-13.3239694	-37.7671746
L4-E70	582512	3231688	601	3026.424	0.031	0.58263889	58.3065	-21.143997	37.162503	0.01655303	-12.2785726	-38.0645166
L4-E71	583181	3231109	588	3028.395	0.086	0.58541667	54.296	-19.689648	34.606352	0.01678535	-11.878252	-38.2491146
L4-E72	583688	3231103	594	3026.537	0.061	0.58819444	56.147	-20.360886	35.786114	0.01701768	-11.8741036	-38.9229719
L4-E73	584077	3231452	592	3024.391	0.036	0.59097222	55.53	-20.13714	35.39286	0.01725	-12.1154022	-41.7032922
L4-E74	584916	3231664	604	3022.741	0.041	0.59444444	59.232	-21.479616	37.752384	0.0175404	-12.261979	-41.1400546
L4-E75	585759	3231435	613	3019.479	0.04	0.59791667	62.0085	-22.486473	39.522027	0.01783081	-12.1036484	-42.4737906
L4-E76	587199	3231968	629	2966.328	0.094	0.60625	66.9445	-24.276441	42.668059	0.01852778	-12.4721646	-92.8465778
L4-E77	588267	3232146	628	2964.572	0.05	0.61041667	66.636	-24.164568	42.471432	0.01887626	-12.5952338	-94.9219255
L4-E78	589091	3232768	638	2963.336	0.014	0.61666667	69.721	-25.283298	44.437702	0.01939899	-13.0252846	-94.6211836
L5-EB	552157	3249121	368	3098.217	0.036	0.34375	0	0	0	0	0	0
L5-E1	552758	3248365	371	3095.173	0.064	0.35	0.9255	-0.335619	0.589881	-0.00020074	-23.7677272	-28.0730469
L5-E2	552860	3247319	362	3096.746	0.029	0.35486111	-1.851	0.671238	-1.179762	-0.00035688	-23.045778	-21.9948969
L5-E3	552710	3246382	359	3097.401	0.033	0.35763889	-2.7765	1.006857	-1.769643	-0.0004461	-22.3990606	-19.4321497
L5-E4	552788	3245416	375	3094.997	0.031	0.36041667	2.1595	-0.783111	1.376389	-0.00053532	-21.7323274	-27.8954737

**Apéndice D**

**Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)**

L5-E5	553175	3244558	385	3090.872	0.023	0.36388889	5.2445	-1.901841	3.342659	-0.00064684	-21.1401358	-35.6321236
L5-E6	553360	3242615	396	3089.214	0.032	0.36736111	8.638	-3.132444	5.505556	-0.00075836	-19.7990772	-40.5732796
L5-E7	553636	3242662	393	3087.209	0.04	0.37013889	7.7125	-2.796825	4.915675	-0.00084758	-19.8315166	-41.3496892
L5-E8	553916	3241681	390	3086.577	0.04	0.37361111	6.787	-2.461206	4.325794	-0.00095911	-19.1544304	-40.0435955
L5-E9	554532	3240928	403	3080.313	0.047	0.37638889	10.7975	-3.915555	6.881945	-0.00104833	-18.6347098	-51.2528131
L5-E10	554465	3239943	390	3082.206	0.024	0.37986111	6.787	-2.461206	4.325794	-0.00115985	-17.9548628	-43.2152287
L5-E11	554338	3238930	399	3080.057	0.026	0.38263889	9.5635	-3.468063	6.095437	-0.00124907	-17.2556902	-48.4485023
L5-E12	554155	3238022	405	3080.48	0.019	0.38611111	11.4145	-4.139301	7.275199	-0.00136059	-16.6289886	-49.9211502
L5-E13	553823	3237098	411	3078.732	0.05	0.39027778	13.2655	-4.810539	8.454961	-0.00149442	-15.9912438	-53.5537772
L5-E14	553869	3236152	418	3077.567	0.035	0.39305556	15.425	-5.59365	9.83135	-0.00158364	-15.3383146	-57.0085482
L5-E15	553704	3235165	432	3072.068	0.026	0.39583333	19.744	-7.159872	12.584128	-0.00167286	-14.6570872	-67.7116321
L5-E16	553384	3234228	441	3072.718	0.027	0.4	22.5205	-8.166729	14.353771	-0.00180669	-14.0103698	-70.1984055
L5-E17	553001	3233390	428	3075.676	0.028	0.40347222	18.51	-6.71238	11.79762	-0.00191822	-13.4319822	-61.1972804
L5-E18	552798	3232458	432	3075.334	0.019	0.40625	19.744	-7.159872	12.584128	-0.00200743	-12.7887158	-62.5775952
L5-E19	552214	3231610	424	3076.838	0.022	0.40902778	17.276	-6.264888	11.011112	-0.00209665	-12.2034262	-57.1254109
L5-E20	551892	3230746	412	3079.523	0.027	0.4125	13.574	-4.922412	8.651588	-0.00220818	-11.6070934	-48.7997136
L5-E21	552172	3229769	408	3080.99	0.037	0.41527778	12.34	-4.47492	7.86508	-0.0022974	-10.932768	-44.9769854
L5-E22	552363	3228862	412	3080.906	0.048	0.41875	13.574	-4.922412	8.651588	-0.00240892	-10.3067566	-46.1165775
L5-E23	552149	3227817	404	3082.977	0.03	0.42152778	11.106	-4.027428	7.078572	-0.00249814	-9.5854976	-39.9614237
L5-E24	551902	3226930	401	3083.07	0.016	0.42430556	10.1805	-3.691809	6.488691	-0.00258736	-8.9732902	-37.9951866
L5-E25	551419	3226015	396	3085.3	0.027	0.42708333	8.638	-3.132444	5.505556	-0.00267658	-8.3417572	-33.0318778
L5-E26	551202	3225053	390	3086.946	0.019	0.42986111	6.787	-2.461206	4.325794	-0.0027658	-7.6777848	-28.1997566
L5-E27	550879	3224101	387	3087.354	0.027	0.43263889	5.8615	-2.125587	3.735913	-0.00285502	-7.0207144	-25.8736564
L5-E28	550637	3223261	379	3089.171	0.021	0.43611111	3.3935	-1.230603	2.162897	-0.00296654	-6.4409464	-20.1140159
L5-E29	551468	3222775	374	3090.206	0.04	0.44027778	1.851	-0.671238	1.179762	-0.00310037	-6.1055092	-16.6418476
L5-E30	550847	3221965	377	3090.178	0.009	0.44375	2.7765	-1.006857	1.769643	-0.0032119	-5.5464472	-17.3720161
L5-E31	551629	3221918	382	3089.109	0.052	0.44930556	4.319	-1.566222	2.752778	-0.00339033	-5.5140078	-20.5106201
L5-E32	552599	3221769	389	3085.251	0.013	0.45277778	6.4785	-2.349333	4.129167	-0.00350186	-5.411168	-27.2085029
L5-E33	553610	3221832	390	3082.692	0.018	0.45555556	6.787	-2.461206	4.325794	-0.00359108	-5.4546506	-30.2314477
L5-E34	554558	3221756	397	3079.008	0.042	0.45902778	8.9465	-3.244317	5.702183	-0.0037026	-5.4021954	-36.805715

**Apéndice D**

**Anomalía de Bouguer de datos medidos en campo (Cont.)**

L5-E35	555491	3221841	404	3076.969	0.011	0.46388889	11.106	-4.027428	7.078572	-0.00385874	-5.4608624	-41.8461491
L5-E36	557057	3221110	408	3069.188	0.053	0.46875	12.34	-4.47492	7.86508	-0.00401487	-4.9563262	-50.8042611
L5-E37	558148	3220858	406	3063.804	0.039	0.475	11.723	-4.251174	7.471826	-0.00421561	-4.7823958	-55.1737854
L5-E38	558929	3220704	415	3060.9	0.026	0.47777778	14.4995	-5.258031	9.241469	-0.00430483	-4.676105	-61.7549408
L5-E39	559982	3220374	420	3057.822	0.076	0.48194444	16.042	-5.817396	10.224604	-0.00443866	-4.448339	-66.7071737
L5-E40	560843	3220214	421	3056.58	0.048	0.48472222	16.3505	-5.929269	10.421231	-0.00452788	-4.337907	-68.2592039
L5-E41	561834	3219965	430	3056.529	0.03	0.4875	19.127	-6.936126	12.190874	-0.0046171	-4.1660472	-71.9217903
L5-E42	562699	3219739	431	3058.582	0.058	0.49027778	19.4355	-7.047999	12.387501	-0.00470632	-4.010062	-70.1332673

**Tabla 13.** Anomalía de Bouguer de datos medidos en Campo.