

**Centro de Investigación Científica y de  
Educación Superior de Ensenada**



**Un Estudio Geofísico de la Cuenca Sedimentaria El Porvenir  
Municipio de Ensenada, Baja California, Mexico**

**TESIS  
MAESTRIA EN CIENCIAS**

**LEOPOLDO NAJERA NAVARRETE**

**ENSENADA BAJA CFA, MEXICO MAYO DE 2006**



TESIS DEFENDIDA POR  
**Leopoldo Najera Navarrete**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



---

Dr. Juan García Abdeslem  
*Director del Comité*



---

Dr. Ma. Isabel Ramírez Aguilar  
*Miembro del Comité*



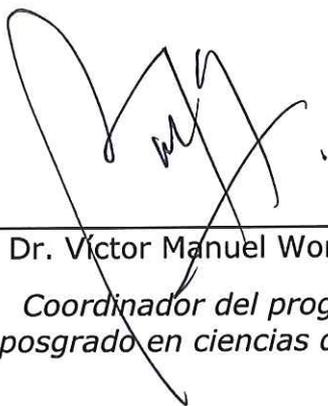
---

M. C. Francisco Suárez Vidal  
*Miembro del Comité*



---

M. C. José Guadalupe Acosta Chang  
*Miembro del Comité*



---

Dr. Víctor Manuel Wong Ortega  
*Coordinador del programa de posgrado en ciencias de la tierra*



---

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla  
*Director de Estudios de Posgrado*

26 de Mayo de 2006.

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CON ORIENTACIÓN EN GEOFÍSICA APLICADA**

---

**UN ESTUDIO GEOFÍSICO DE LA CUENCA SEDIMENTARIA EL PORVENIR  
MUNICIPIO DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
**MAESTRO EN CIENCIAS**

Presenta:

**LEOPOLDO NAJERA NAVARRETE**

Ensenada, Baja California, México, Mayo del 2006.

**RESUMEN** de la tesis que presenta **Leopoldo Najera Navarrete**, como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en **CIENCIAS DE LA TIERRA** con orientación en **GEOFÍSICA APLICADA**. Ensenada, Baja California, México. Mayo del 2006.

**UN ESTUDIO GEOFÍSICO DE LA CUENCA SEDIMENTARIA EL PORVENIR,  
MUNICIPIO DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.**

Resumen aprobado por:



---

Dr. Juan García Abdeslem  
Director de tesis

**RESUMEN**

Se presentan resultados de la inversión de datos gravimétricos, aeromagnéticos y del análisis de un perfil de refracción sísmica, de la cuenca sedimentaria El Porvenir. La interpretación del perfil sísmico sugiere que un estrato de sedimentos no consolidados, de ~25 m de espesor, sobreyace a un basamento granítico alterado, lo cual coincide con el registro litológico del pozo El Porvenir 1. El resultado de la inversión de los datos aeromagnéticos sugiere que la profundidad a la cima del estrato magnetizado varía entre 100 y 1200 m, y que la profundidad a su base varía entre 1300 y 3600 m. Se interpreta que la anomalía magnética es producida por un cuerpo intrusivo, con una concentración en magnetita equivalente al ~2 % en volumen. A partir de la inversión de la anomalía de gravedad, se infiere que el basamento cristalino yace a una profundidad máxima de 70 m. La profundidad al basamento, derivada de la inversión de los datos gravimétricos, es razonablemente consistente con la profundidad entre los sedimentos no consolidados y el granito alterado, reportada en los pozos El Porvenir 1 y El Porvenir 2, y con la profundidad inferida en el perfil sísmico.

**Palabras clave:** Resultados de la inversión, El Porvenir, estrato magnetizado, profundidad al basamento.

## ABSTRACT

Results are shown from the inversion of gravity and aeromagnetic data, and from the analysis of a seismic refraction profile in the sedimentary basin El Porvenir. The seismic profile interpretation suggests that a 25-m thick layer, of unconsolidated sediments, overlays an intemperized granitic basement, which is in good agreement with the lithologic log of the hole El Porvenir-1. The results of the inversion of the aeromagnetic data suggest that the depth to the top of the magnetized strata varies between 100 and 1200 m, and that the depth to its base varies between 1300 and 3600 m. It is interpreted that the magnetic anomaly is caused by an intrusive body with a concentration of magnetite of ~2% in volume. It is inferred from the inversion of the gravity that the crystalline basement is at a maximum depth of 70 m. The depth to basement, inferred from the gravity data inversion, is reasonably consistent with the depth between the unconsolidated sediments and the intemperized granitic basement, reported on the holes El Porvenir 1 and El Porvenir 2, and with the depth inferred with the seismic profile.

**Key words:** El Porvenir, Baja California, gravity, magnetics, seismic refraction, inverse modeling, depth to basement.

## DEDICATORIA.

A mis Padres

A mí querido viejo *Domitilo Najera Varela*. Por enseñarme a comprender las cosas de la vida.

A mí querida y adorable viejecita *Celerina Navarrete Ruiz*. Por darme todo sin tener nada.

A mis Hermanos.

*Domitilo Najera Navarrete*. Por aguantar todos y cada uno de mis berrinches que hice aquí en Ensenada.

*Juan Bautista Najera Navarrete*. Por apoyarme en todo momento y saber que cuento contigo.

*Maria Isabel Najera Navarrete*. Por tus consejos a larga distancia y tus palabras de motivación, pero no se te olvide que tu siempre serás mi querida chabelita.

A mi Novia Zaida Leticia Urías.

## AGRADECIMIENTOS.

A mi amigo y director de tesis: Dr. *Juan García Abdeslem* por la confianza brindada y el apoyo incondicional.

Al comité de tesis: Dr. *Ma. Isabel Ramírez*, M. C. *Francisco Suárez Vidal*, M. C. *José Guadalupe Acosta Chang*. Por las críticas y el apoyo brindado para la realización de este trabajo.

A los investigadores con cuales asistí a cursos: *Carlos Flores*, *Eva Glowacka*, *Margarita López*, *Francisco Javier Esparza*, *Antonio González*, *Juan Contreras*, *José Manuel Romo*, *Javier González*.

A los técnicos y administrativos: *Alejandro Díaz*, *Jaime Calderón*, *Humberto Benítez*, *Mario Vega*, *Víctor Arroyo*, *José Mojarro*, *Martha Barrera*, *Guadalupe Zepeda*, *María Concepción González*, *Ivonne Pedrin*, *Ivonne Best*, *Dolores Sarracino*, *Citlali Romero* y a todo el personal de la división de Ciencias de la Tierra.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, por darme la oportunidad de realizar mis estudios de maestría.

A la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Sinaloa (UAS), por facilitarnos 2 receptores GPS de doble frecuencia utilizados en este trabajo, principalmente al M. C. *Carlos Moraila Valenzuela* y Dr. *Ramón Victorino*.

Al Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California (UABC), por facilitarnos un gravímetro digital utilizado en este trabajo, al Dr. *Jorge Ramírez Hernández*.

Al CONACYT por el apoyo económico brindado para alcanzar este objetivo.

A mis amigos y compañeros que hicieron mi vida más placentera en este puerto: *Pedro Martín Martínez*, *Abel Aco*, *Daniel Amaya*, *Miguel Camarena*, *Juan García*, como olvidar aquella noche en que descubrimos el Epipolo y la verdadera identidad de Black Thunder, *Miriam Abad*, *Tenamaxtle Saucedo*, nunca olvidare al famoso “SDS” y “DTM” aunque nunca mencionen su identidad, a *Edgar Gerardo*, *Lucy Aispuro*, *Yuri Aispuro*, *Emiliano Terán*, *Oscar Mario*, *Alfredo Mendoza*, *Mathias Obrebski*, *Ricardo Balderas*, *Alejandro Kurczyn*, *Cesar Campos*, *Emilia Fregoso*, *Ricardo Carpio*, *Selene*, *Armando Bejarano*, *Armando Moya*, *Sebastián Osuna*, *Héctor de Sinaloa*, *Cristina Salome*, *Diana Mendoza*, *Aimée Orci*, *Isaac Antuna*, *Tomás*, *Gina Villalobos*, *Juliana Estrada*, *Felipe Castillon*, *Victor Marquez*, *Almendra Villela*, *Adriana Miranda*, *Adriana Arroyo*, *Rubén Campos*, *Silvia Martínez*, *Minerva López*, *Manuel Aragón*, *Juan Flores*, *Yanina Narváez*, *Bertha Serrato*, *Mónica Zegarra*, *Uriel Pamplona*, *Jesús*, *Yleana*, *Nabor*, *Ramiro*, *Olga*, *Violeta*, *Paula*, *Doris*, *Carlos*, la lista es larga y pido disculpas por no mencionarlos a todos.

## INDICE

	<b>Página</b>
<b>I INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>II CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>3</b>
II.1 Ubicación, fisiografía e hidrología de la zona de estudio.....	3
II.2 Geología.....	5
<b>III DATOS UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO.....</b>	<b>8</b>
III.1 Datos aeromagnéticos.....	8
III.2 Posicionamiento GPS.....	9
III.3 Modelo digital de elevación.....	12
III.4 Datos gravimétricos.....	13
III.5 Datos sísmicos.....	21
III.5.1 Análisis de datos sísmicos.....	21
III.6 Densidad y susceptibilidad magnética.....	23
<b>IV MODELADO DIRECTO E INVERSIÓN DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS Y GRAVIMÉTRICAS.....</b>	<b>26</b>
IV.1 Anomalía magnética causada por un estrato uniformemente magnetizado.....	26
IV.1.1 Ejemplos de anomalías magnéticas.....	29
IV.2 Anomalía gravimétrica causada por un conjunto de prismas.....	34
IV.2.1 Ejemplos de anomalías gravimétricas.....	36
IV.3. El problema inverso.....	39
IV.3.1 Formulación del problema inverso.....	39
IV.3.2 Derivadas parciales para el caso magnético.....	42
IV.3.3 Inversión de anomalías magnéticas sintéticas.....	43
IV.3.4 Inversión de anomalías gravimétricas sintéticas.....	49
<b>V INVERSIÓN DE DATOS DE CAMPO.....</b>	<b>51</b>
V.1 Susceptibilidad magnética.....	51
V.2 Inversión de datos aeromagnéticos.....	53
V.3 Inversión de datos gravimétricos.....	62
<b>VI RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....</b>	<b>67</b>
Bibliografía.....	69

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1	La imagen muestra el relieve topográfico y la localización del área de estudio (rectángulo).	4
2	La imagen muestra un mapa geológico del área de estudio, adaptado de INEGI (1976). También se muestra el río Guadalupe, la ubicación de los pozos P-1=El Porvenir-1, P-2=El Porvenir-2. EP= Ejido El Porvenir, FZ= Ejido Francisco Zarco	6
3	En la imagen se muestra el registro litológico cortado por los pozos El Porvenir 1 y El Porvenir 2.	7
4	En la imagen se muestra la anomalía aeromagnética de campo total sobre la geología de la zona de estudio, su amplitud varía de -100 a 900 nT.	9
5	Constelación GPS, utilizada para posicionamiento de las estaciones.	12
6	En la imagen se muestra la geología de la zona de estudio, en ella se ubican las 170 estaciones de gravedad, localizadas principalmente por caminos carreteras y brechas.	14
7	En la imagen se muestra la deriva instrumental para el día de observación 22 de marzo en la estación # 34.	15
8	En la imagen se muestra la anomalía de aire libre sobre la geología de la zona de estudio. La amplitud de la anomalía varía de 17 a 3 mGal.	17
9	En la imagen se muestra la topografía utilizada para hacer la corrección topográfica, el recuadro indica la zona de estudio.	19
10	En la imagen se muestra la anomalía de Bouguer completa, sobre la geología de la zona de estudio, su amplitud varía de -23 a 38 mGal.	20
11	Tiro directo del tendido 1, en el podemos observar en línea roja el arribo de la onda directa, en línea azul el arribo de la primera onda refractada, $\Delta d1$ =distancia de recorrido de la onda directa en el tiempo $\Delta t1$ , $\Delta d2$ =distancia de recorrido de la primera onda refractada en el tiempo $\Delta t2$ .	23

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
12	En la imagen se muestra la ubicación del perfil sísmico en línea azul y los sitios muestreados en cruces azules sobre la geología de la zona de estudio.	25
13	En la imagen se muestra la profundidad (km) a la cima del estrato que causa la anomalía magnética, la cual está representada en contornos separados a cada 20 nT. La cruz indica la ubicación de la Gaussiana utilizada para generar la cima del estrato que causa la anomalía.	30
14	En la imagen se muestra la profundidad (km) a la cima del estrato que causa la anomalía magnética, la cual está representada en contornos separados a cada 20 nT. Las cruces indican la posición de las Gaussianas utilizadas para generar la cima del estrato que causa la anomalía.	32
15	La imagen muestra la profundidad (km) a la base del estrato que causa la anomalía magnética, la cual está representada en contornos separados a cada 20 nT. Las cruces indican la posición de las Gaussianas utilizadas para generar la base del estrato que causa la anomalía.	33
16	Anomalía gravimétrica producida por un prisma, cuya geometría y densidad se enlista en la Tabla III. El recuadro blanco indica la ubicación del prisma.	37
17	Anomalía gravimétrica producida por 9 prismas contiguos, cuya base está a 6 km de profundidad y tienen un contraste de densidad $\rho = -0.3$ (g/cm <sup>3</sup> ). Las líneas blancas indican la posición de los prismas. La profundidad a la cima de los prismas se enlista en la Tabla IV.	39
18	La anomalía magnética observada se muestra en contornos negros, en contornos azules se muestra la anomalía magnética calculada con el proceso de inversión. Ambas anomalías están representadas en contornos a cada 20 nT.	46

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
19	En la imagen se muestra en contornos negros la profundidad a la cima del cuerpo que causa la anomalía magnética sintética. Los contornos azules representan la profundidad a la cima del cuerpo que causa la anomalía sintética, calculada con el proceso de inversión. Ambas profundidades están representadas en contornos a cada 0.1 km.	47
20	La imagen muestra en contornos negros la profundidad a la base del cuerpo que causa la anomalía magnética sintética, los contornos azules representan la profundidad a la base del cuerpo que causa la anomalía sintética, calculada con el proceso de inversión. Ambas profundidades están representadas en contornos a cada 0.1 km.	48
21	Anomalía gravimétrica observada en contornos negros, en contornos azules se muestra la anomalía gravimétrica calculada con el proceso de inversión, ambas anomalías están representadas en contornos a cada 4 mGal, los cuadros indican la posición de los prismas utilizados para la inversión.	50
22	Relación entre en contenido de magnetita y la susceptibilidad magnética (SI) para basaltos y gabros, de acuerdo al modelo de (Mooney y Bleifuss, 1957).	53
23	Anomalía aeromagnética utilizada para la inversión, la cual está representada en contornos separadas a cada 20 nT, las cruces y los círculos, respectivamente, indican la posición de las Gaussianas utilizadas para definir la cima y la base del estrato uniformemente magnetizado utilizado para la inversión, como referencia geográfica se muestra la carretera Tecate-Ensenada, los ejidos Francisco Zarco (FZ), El Porvenir (EP), los pozos El Porvenir 1 (P-1) , y El Porvenir 2 (P-2)	55
24	En la imagen se muestra la profundidad (km) a la cima del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética	57
25	En la imagen se muestra la profundidad (km) a la base del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética.	58
26	En la imagen se muestra el espesor (km) del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética.	59

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
27	En la imagen se muestra la anomalía aeromagnética (nT) observada (negro) y la anomalía aeromagnética calculada (azul).	60
28	En la imagen se muestra el error residual (nT), como resultado de la diferencia de la anomalía observada menos la anomalía calculada.	61
29	La imagen muestra la anomalía regional, con valores de -24.5 a -34.5 mGal.	62
30	La figura muestra la profundidad al basamento (m) con respecto a la topografía de la cuenca sedimentaria. Los círculos indican la posición de los pozos y la profundidad (m) a la cual toca granito (El Porvenir 1) y granito alterado y fracturado (El Porvenir 2), la línea roja indica el sitio donde se realizó el sondeo sísmico.	64
31	En la figura se muestra la anomalía observada en contornos rojos, y la anomalía calculada en contornos azules. El intervalo de contornos es de 0.2 mGal.	65
32	Anomalía residual, resultando del la diferencia de la anomalía observada menos la anomalía calculada, con contornos a cada 0.01 mGal.	66

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
I	Litología de las muestras colectadas en campo, densidad de masa, susceptibilidad magnética, y coordenadas UTM del sitio de muestreo.	24
II	Parámetros del conjunto de Gaussianas.	31
III	Parámetros utilizados para calcular la anomalía gravimétrica producida por un prisma.	36
IV	Parámetros utilizados para calcular la anomalía gravimétrica producida por 9 prismas.	38
V	Parámetros de las Gaussianas y resultados de la inversión.	45
VI	Resultados de la inversión	49

# UN ESTUDIO GEOFÍSICO DE LA CUENCA SEDIMENTARIA EL PORVENIR, MUNICIPIO DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

## CAPÍTULO I

### INTRODUCCIÓN

La cuenca sedimentaria El Porvenir se localiza a ~37 km al norte de la Ciudad de Ensenada. Morfológicamente es un valle intermontano, donde la principal actividad económica es la agricultura.

El objetivo de esta tesis es el de inferir a partir de la interpretación de datos gravimétricos, aeromagnéticos y de refracción sísmica, la estructura de la cuenca sedimentaria.

Para la realización de este trabajo utilizamos: (1) el gravímetro Lacoste & Romberg G-599 propiedad del CICESE, y un gravímetro Scintrex CG-3 propiedad del Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California. (2) El posicionamiento de las estaciones gravimétricas se realizó utilizando dos receptores GPS marca Ashtech, propiedad de la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Sinaloa. (3) Los datos aeromagnéticos utilizados fueron colectados por el servicio geológico mexicano (SGM). (4) Los datos de refracción sísmica utilizados fueron colectados utilizando un sismógrafo Geometrix de 24 canales, propiedad del CICESE.

En el capítulo II se describen algunas de las características generales del área de estudio, incluyendo su localización geográfica, su fisiografía, algunos aspectos hidrológicos y su Geología. En el capítulo III se describen diversos aspectos relacionados con la adquisición y el procesado realizado a los datos utilizados en este estudio, incluyendo los siguientes tipos de datos: aeromagnéticos, gravimétricos, posicionamiento GPS, topografía,

sísmicos y mediciones de la densidad de masa y susceptibilidad magnética de algunas de las rocas que afloran en el área de estudio.

En la primera sección del capítulo IV se presentan las ecuaciones utilizadas para el cálculo de la anomalía magnética de campo total producida por un estrato uniformemente magnetizado, cuya cima y base están definidas por la superposición lineal de funciones Gaussianas, y se muestran ejemplos de anomalías magnéticas de campo total producidas por un estrato uniformemente magnetizado. En la segunda sección se presentan las ecuaciones generales utilizadas para calcular el efecto gravimétrico causado por un prisma y por una colección de  $N$  prismas y se mostrará un par de ejemplos del efecto gravimétrico causado por un prisma y por un conjunto de 9 prismas contiguos. En la tercera sección se presentan las ecuaciones utilizadas para resolver el problema inverso, incluyendo un par de ejemplos de la inversión de anomalías magnéticas y gravimétricas.

En el capítulo V se describe los resultados de la aplicación de los algoritmos de inversión descritos en el capítulo IV, tanto para anomalías magnéticas como gravimétricas, con la finalidad de inferir la geometría de las estructuras que causan ambas anomalías. La formulación del problema inverso está basado en un método de optimización tipo Marquardt-Levenberg (Marquardt, 1963; Levenberg, 1944) en donde, partiendo de la proposición de una solución inicial, los parámetros libres del problema se van modificando de manera automática hasta lograr explicar las anomalías observadas. En el capítulo VI se presentan las conclusiones alcanzadas.

## **CAPÍTULO II**

### **CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO**

#### **II.1. Ubicación, fisiografía e hidrología de la zona de estudio**

La cuenca sedimentaria El Porvenir se localiza en el Municipio de Ensenada, Baja California, a ~ 37 km al norte de la ciudad de Ensenada (Figura 1). La principal vía de acceso es la carretera federal No.3 Tecate-Ensenada. En esta región se encuentran los Ejidos El Porvenir y Francisco Zarco, y las poblaciones del mismo nombre. En estas comunidades la principal actividad económica es la agricultura y los cultivos más importantes son hortalizas, cítricos, olivos y vid. Siendo esta una actividad fuertemente dependiente de la disponibilidad de agua subterránea, por lo que, resulta importante entender la estructura geológica de la cuenca sedimentaria y las propiedades físicas de los sedimentos y rocas que la constituyen.

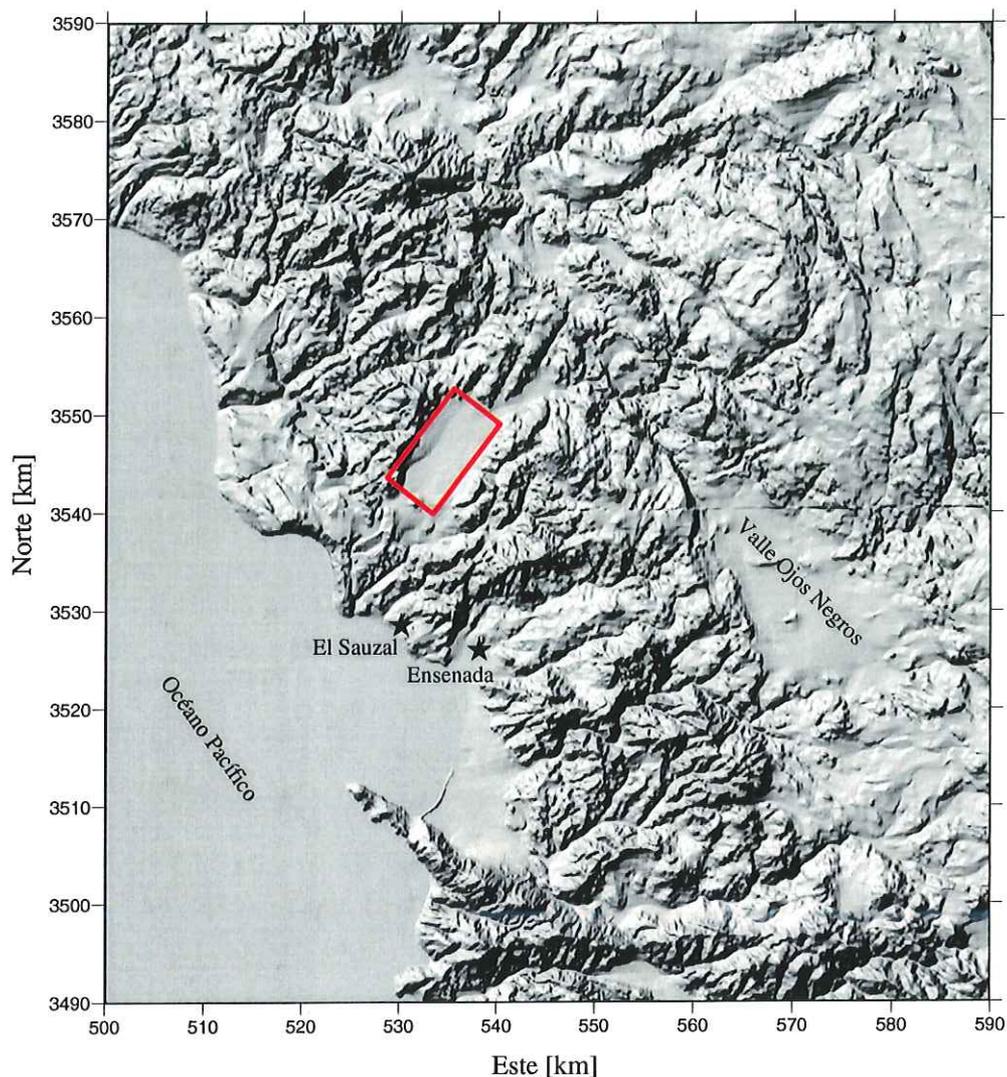


Figura 1. La imagen muestra el relieve topográfico y la localización del área de estudio (rectángulo).

De acuerdo con Álvarez Jr. (1961), la cuenca sedimentaria el Porvenir se ubica en la provincia fisiográfica denominada Sierra Cristalina de Baja California. Localmente está representada por macizos montañosos de rocas de carácter plutónico y menor ocurrencia de rocas metasedimentarias, además del relleno granular no consolidado que conforma el valle

El Porvenir: Un valle intermontano cuya elevación varía entre los 300 y 400 m sobre el nivel del mar (SNM), estando protegido por un sistema cerril cuyas alturas varían entre los 500 y 700 metros SNM.

La cuenca hidrográfica del Río Guadalupe está compuesta por una serie de arroyos, que en la mayoría de los casos nacen en el flanco occidental de la Sierra de Juárez, y desde alturas superiores a los 1800 m descienden formando una red complicada de arroyos que se unen aguas abajo para constituir el Río Guadalupe, cuyo cauce permanece seco en la época de estiaje, y atraviesa al valle El Porvenir en sentido longitudinal (Figura 2).

## II.2 Geología

De acuerdo con la cartografía geológica del área de estudio (INEGI, 1976), el valle El Porvenir es una cuenca sedimentaria rodeada por rocas ígneas intrusivas, extrusivas y metamórficas (Figura 2).

Las rocas ígneas intrusivas son las que afloran con mayor abundancia en la periferia de la cuenca. Están representadas por rocas ígneas cristalinas de origen plutónico, constituidas en orden de predominio por granodioritas, granitos, dioritas y gabros. Éstas forman parte del batolito peninsular y sus edades ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en Horblendas) varían entre 100 y 110 Ma (Ortega Rivera, 1997). Las rocas ígneas extrusivas afloran principalmente al Sur y NW de la cuenca sedimentaria, y están representadas por macizos rocosos intensamente fracturados, constituidos por derrames de tobas riolíticas, riolitas-tobas riolíticas; hacia el sur, afloran rocas ígneas extrusivas no clasificadas. Las rocas metamórficas: pizarras y cuarcitas de posible edad Paleozoica, afloran al oriente del Valle el Porvenir.

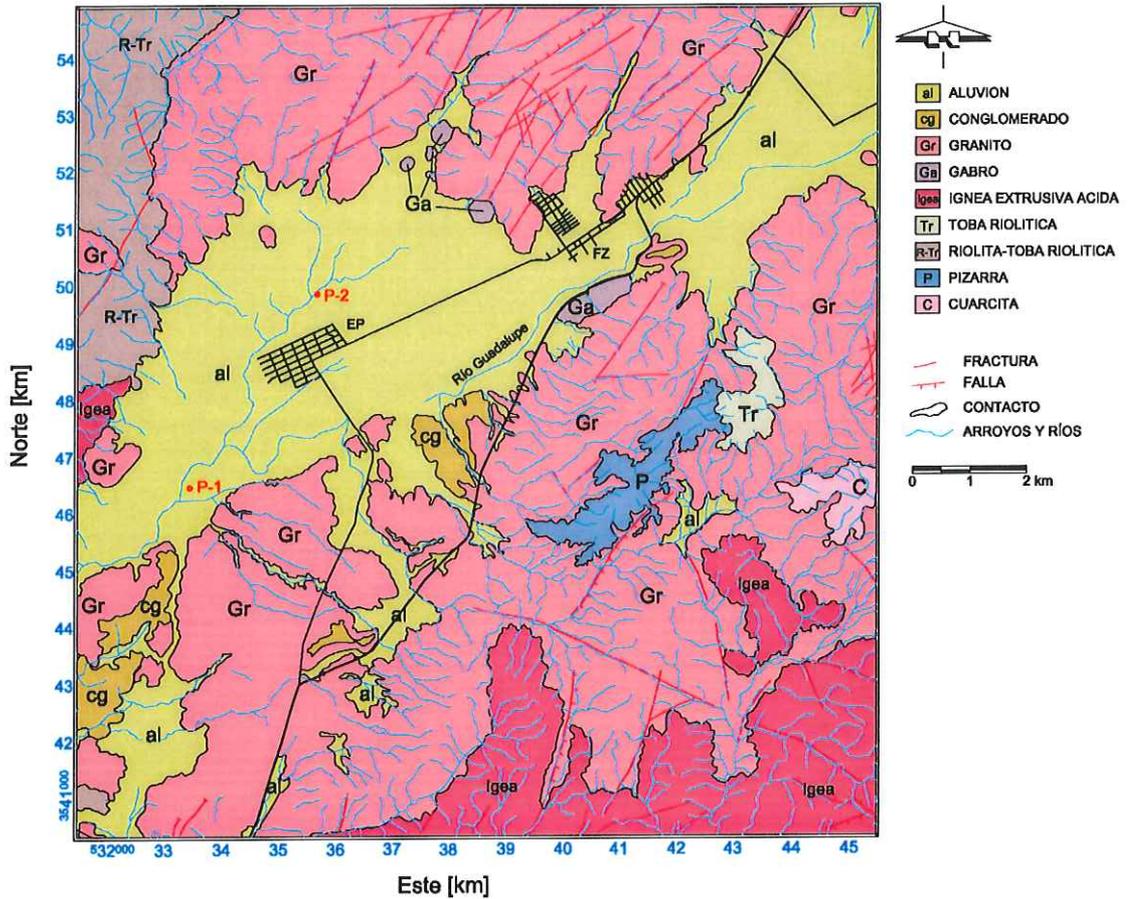


Figura 2. La imagen muestra un mapa geológico del área de estudio, adaptado de INEGI (1976). También se muestra el río Guadalupe, la ubicación de los pozos P-1=El Porvenir-1, P-2=El Porvenir-2. EP= Ejido El Porvenir, FZ= Ejido Francisco Zarco

El valle El Porvenir está cubierto por arenas de grano fino no consolidadas, arcillas, y en algunas laderas de los montículos circundantes se observa pequeñas concentraciones de conglomerados no consolidados que constituyen abanicos aluviales.

De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2002), en la zona de estudio y sus alrededores existe un total de 445 obras activas, de las cuales 148 son pozos profundos y 297 son norias. Sin embargo, de todas las obras reportadas, en sólo dos de ellas se cortó basamento. Los pozos que tocan el basamento: El Porvenir-1 y El Porvenir-2,

fueron perforados por la Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH) en 1973 y 1974, respectivamente. El pozo El Porvenir-1 alcanzó una profundidad de 28.57 m y cortó granito a los 24 m. El pozo El Porvenir 2 alcanzó una profundidad de 41.70 m, encontrando granito muy alterado desde los 6 m hasta los 16 m y granito alterado y fracturado desde los 16 m hasta los 41.7 m. La ubicación de los pozos se muestra en la Figura 2 y el registro litológico en la Figura 3.

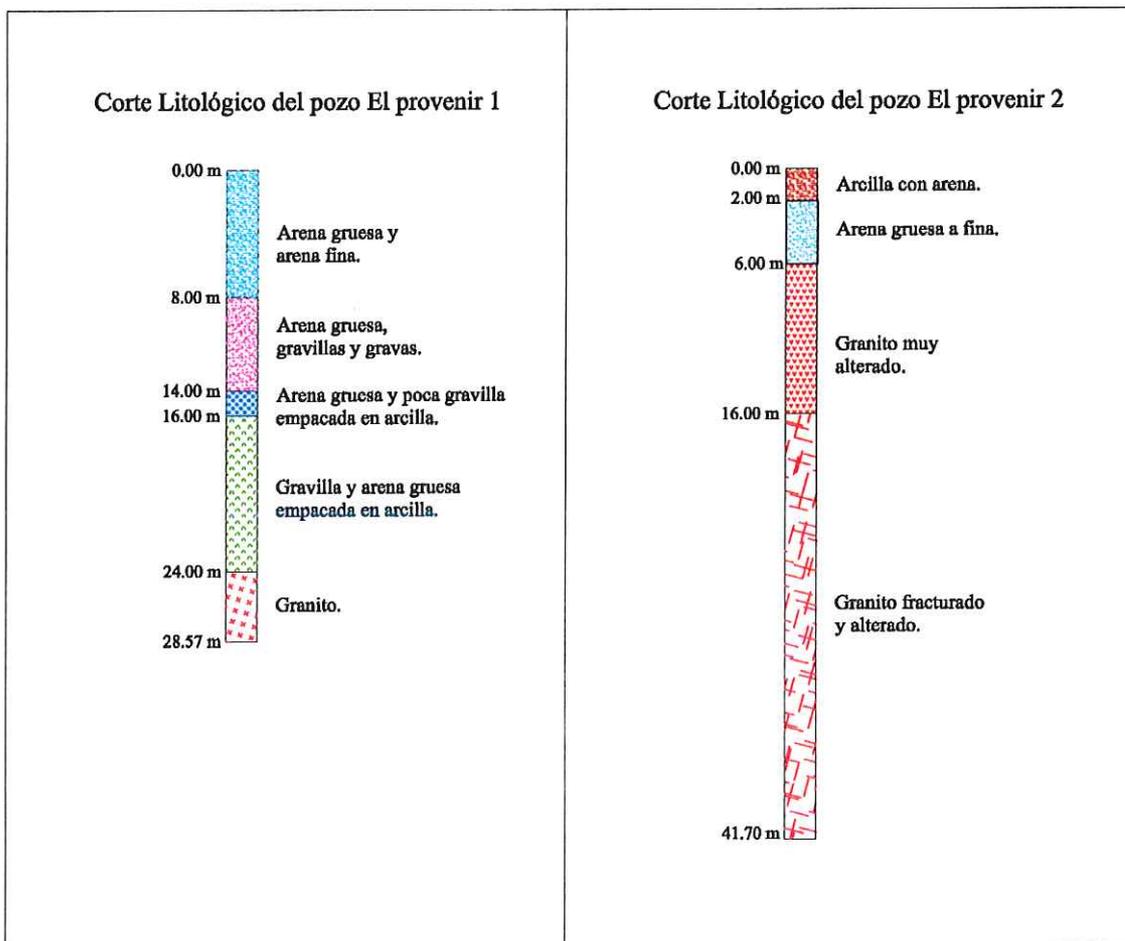


Figura 3. En la imagen se muestra el registro litológico cortado por los pozos El Porvenir 1 y El Porvenir 2.

## **CAPÍTULO III**

### **DATOS UTILIZADOS**

En este capítulo se describe la adquisición y el procesado a los datos utilizados en este estudio: aeromagnéticos, gravimétricos, posicionamiento GPS, topografía, y sísmicos; así como, mediciones de la densidad de masa y susceptibilidad magnética de algunas de las rocas que afloran en el área de estudio.

#### **III.1 Datos aeromagnéticos**

Los datos aeromagnéticos utilizados en este estudio fueron colectados por el Consejo de Recursos Minerales de México (COREMI), actualmente Servicio Geológico Mexicano (SGM). Los datos aeromagnéticos corresponden a mediciones del campo total, tomadas a ~300 m sobre el relieve del terreno, en líneas de vuelo orientadas N-S con una separación de un km, y con líneas de control de rumbo E-W a cada 10 km.

Originalmente, la base de datos utilizada fue construida utilizando la proyección Universal Trasversal de Mercator Esférica (UTM-E), referida al datum de Norte América de 1927 (NAD27). El proceso realizado a los datos aeromagnéticos consistió en hacer dos conversiones de sistemas de coordenadas: (1) El sistema UTM-E fue transformado a coordenadas geodésicas (Latitud, Longitud), y (2) de coordenadas geodésicas a la proyección Universal Trasversal de Mercator Cilíndrica, con datum NAD27, sobre el meridiano central -117 W. La resolución espacial del cubrimiento aeromagnético es de 1000 m.

A partir de los datos aeromagnéticos en coordenadas UTM cilíndricas, se seleccionó la zona donde se ubica el Valle de Guadalupe para construir la base de datos. La Figura 4 muestra la anomalía aeromagnética de campo total del área de estudio.

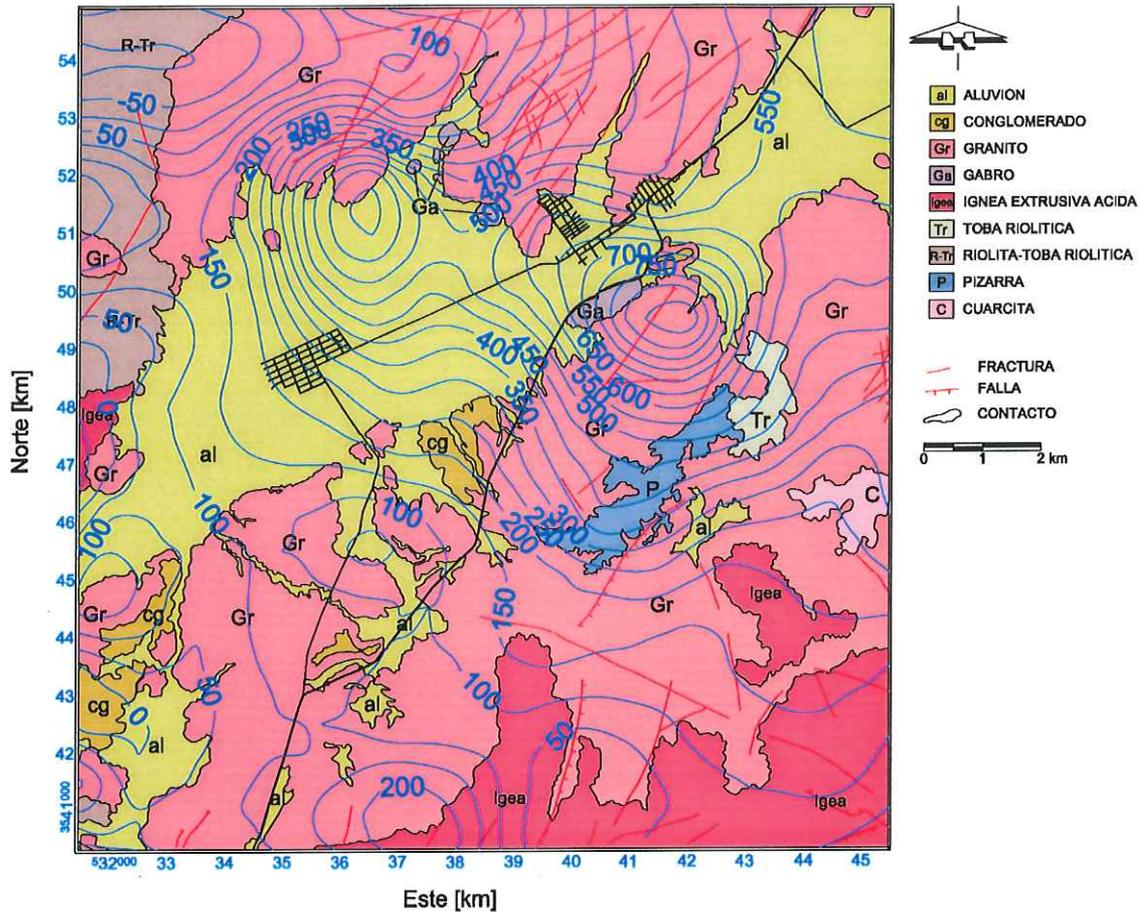


Figura 4. En la imagen se muestra la anomalía aeromagnética de campo total sobre la geología de la zona de estudio, su amplitud varía de -100 a 900 nT.

### III.2 Posicionamiento GPS

Los satélites GPS circulan en orbitas casi circulares a alturas aproximadas de 20,000 km sobre la Tierra. La constelación de GPS consiste de 24 satélites que circundan la Tierra en seis órbitas con 4 satélites cada una. Las órbitas están inclinadas a 55 grados con respecto al plano del ecuador y mantienen una separación de 60 grados (Figura 5).

Cada uno de los satélites tiene un periodo de medio día sidéreo, el cual equivale a 11 horas y 58 minutos. La geometría y dinámica de estos satélites garantiza que en cualquier lugar en la tierra y a cualquier hora serán visibles un mínimo de 4 satélites. Cada satélite tiene uno o más relojes atómicos estables, de forma tal que pueden transmitir señales precisas de tiempo sincronizado. Las señales tienen códigos de información acerca de los tiempos de transmisión y posición del satélite. De esta manera se puede calcular la posición de un observador en cualquier lugar sobre la tierra.

Para obtener la posición precisa ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) de las estaciones de gravedad se utilizaron 2 receptores GPS de doble frecuencia de la marca ASHTECH, en el modo diferencial, específicamente el método diferencial desde una estación base. Durante el periodo del levantamiento gravimétrico, el receptor GPS utilizado como base fue ubicado en la azotea del edificio de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, registrando su posición en intervalos de 5 segundos durante 12 horas, para cubrir todo el periodo de observación del receptor móvil. El receptor móvil se desplazó a cada una de las estaciones de gravedad. El tiempo promedio de observación para determinar la posición de cada estación de gravedad fue entre 12 y 15 minutos, tomando una medición cada 5 segundos.

Una vez obtenidas nuestras observaciones satelitales, la estación base fue ligada a la Red Geodésica Nacional Activa (RGNA) del Instituto Nacional de Estadística Geografía en informática (INEGI), utilizando para ello la estación MEXI, localizada en la Ciudad de Mexicali, que es la más cercana a nuestra zona de estudio. Una vez ligada la estación base a la RGNA, todas las estaciones de observación fueron ligadas a la estación base.

El procesado para determinar la posición ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) de las estaciones de gravedad se realizó en las frecuencias L1 y L2, utilizando un software llamado Ashtech Solutions 2.5.

El reporte estadístico del proceso indicó que se alcanzó una precisión de 2 cm + 1 ppm en la posición horizontal y de 4 cm + 1 ppm en la determinación de su altura ortométrica.

Las coordenadas de observación procesadas en el sistema de coordenadas ITRF 92 época 1988, se proyectaron en el sistema de coordenadas UTM, con datum NAD 27, sobre el meridiano central -117 W, correspondiente a la zona 13.

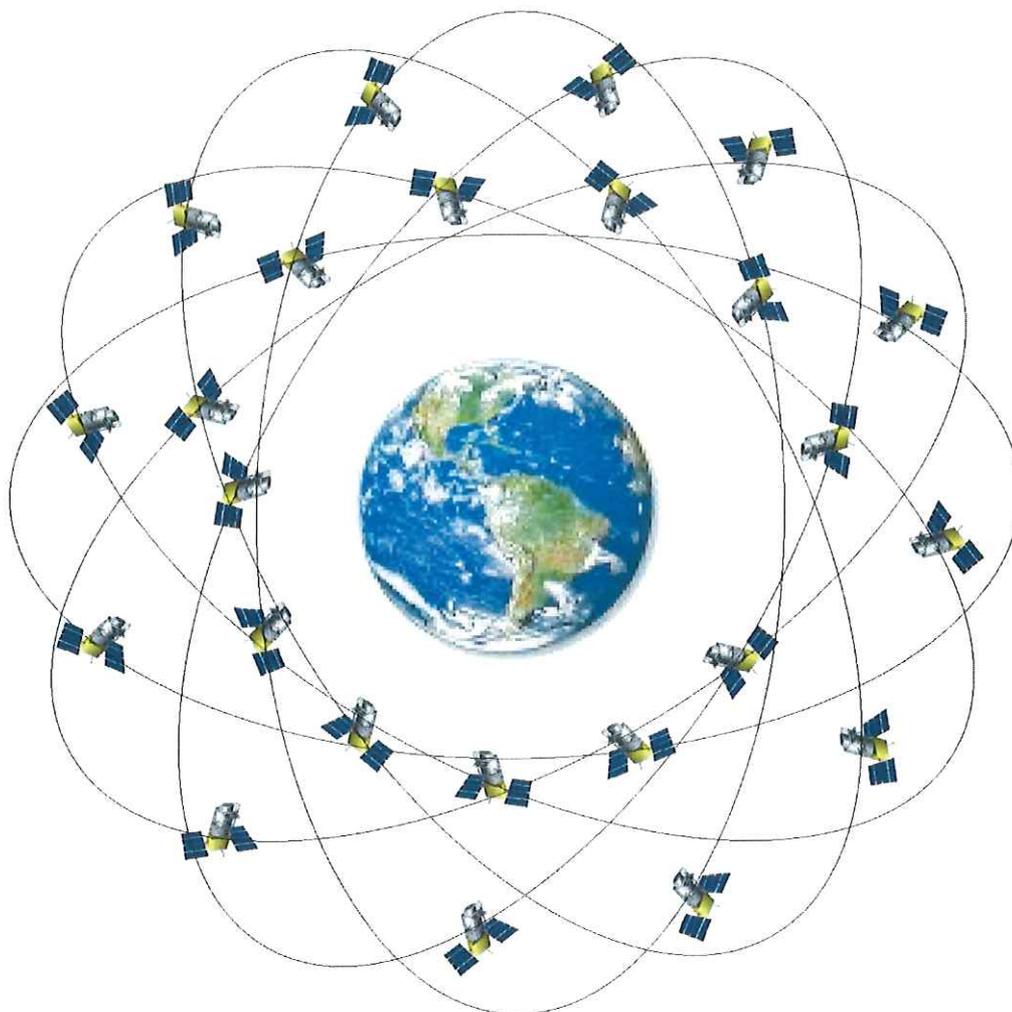


Figura 5. Constelación GPS, utilizada para posicionamiento de las estaciones.

### III.3. Modelo digital de elevación

El modelo digital de elevaciones que se empleó para calcular la anomalía de Bouguer fue producido por el INEGI en 1995 a partir de las cartas topográficas escala 1: 250 000. El INEGI completó en 1995 la generación de 255 Modelos Digitales de Elevación para el territorio nacional. Cada archivo contiene una malla regular con datos de elevación

de 1201 renglones y 1201 columnas, con las cuales se cubre un área de 1 grado de latitud por 1 grado de longitud, las elevaciones tienen una resolución de un metro con un error medio de 7 metros (INEGI, 1995). La fuente principal de estos modelos son las cartas topográficas escala 1:250000, la cuales cubren 2 grados de latitud por 1 grado de longitud con curvas de nivel a cada 10 metros. Las alturas son ortométricas, en unidades enteras métricas las cuales están referidas al nivel medio del mar, utilizando el Datum Vertical para Norteamérica de 1929 (NAVD29). Dichas alturas están distribuidas formando una malla regular, con una separación entre renglones y columnas de tres segundos de arco, aproximadamente 90 metros.

#### **III.4 Datos gravimétricos**

Las mediciones gravimétricas fueron realizadas en dos etapas, siguiendo carreteras, caminos y brechas, acumulando un total de 170 mediciones. Los sitios de las mediciones se muestran en la Figura 6. En la primer etapa se realizaron 100 mediciones utilizando el gravímetro Lacoste & Romberg G-599. En la segunda etapa se realizaron las 70 mediciones restantes con un gravímetro digital Scintrex CG-3.

Los datos gravimétricos observados en campo fueron procesados para obtener la anomalía de Bouguer, siguiendo los procedimientos que a continuación se describe.

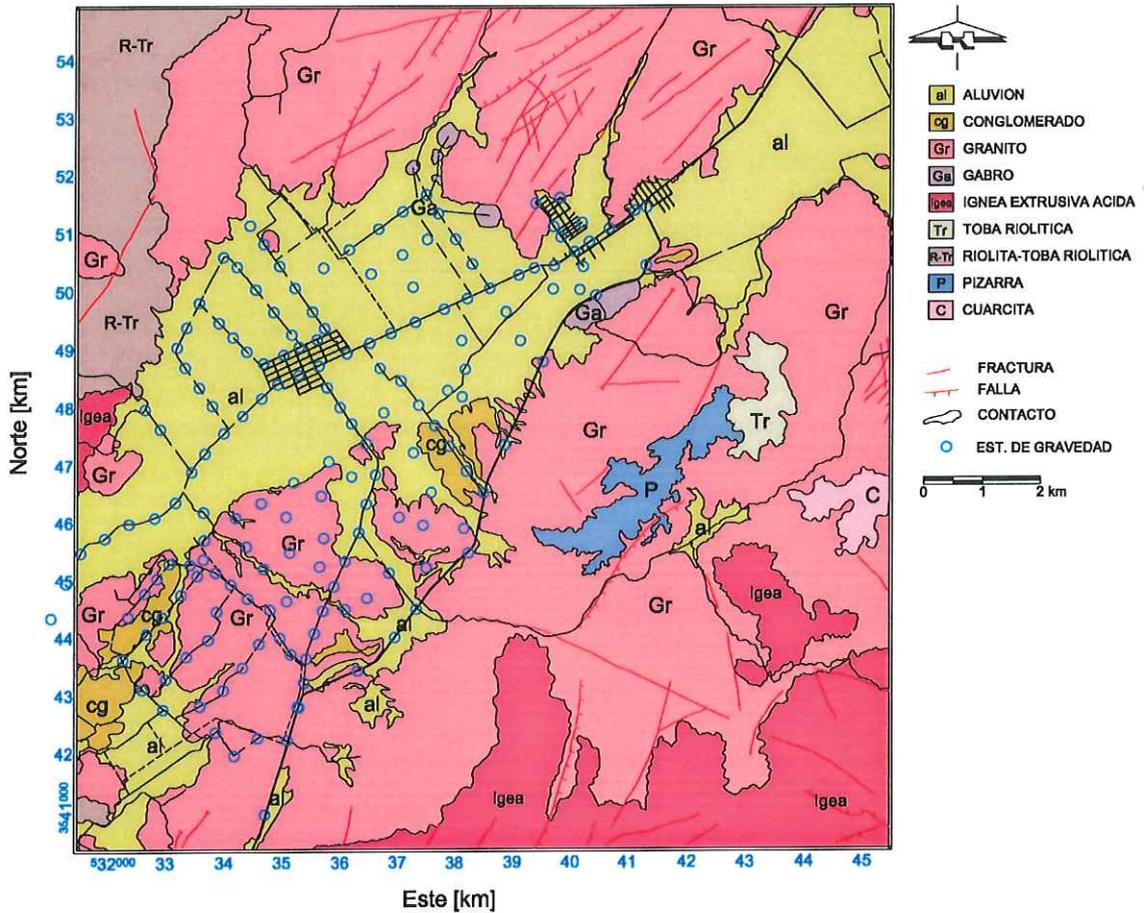


Figura 6. En la imagen se muestra la geología de la zona de estudio, en ella se ubican las 170 estaciones de gravedad, localizadas principalmente por caminos carreteras y brechas.

### Corrección por deriva de instrumental y marea

Todos los gravímetros tienen deriva de su nivel cero debido principalmente a cambios en la temperatura, lo cual afecta a sus elementos mecánicos. Suponiendo que la deriva instrumental varía linealmente con el tiempo, el procedimiento de campo consistió en una serie de circuitos de lectura, iniciando y terminando el circuito en la misma estación, procurando cerrar el circuito en periodos del orden de 2 h. La variación temporal de la gravedad registrada en un mismo sitio incluye el efecto de la deriva instrumental y el efecto

de mareas. A los datos observados se les restó la variación temporal registrada en la estación base.

En la Figura 7 se muestra la variación temporal observada en la estación 36. La deriva máxima observada, utilizando el gravímetro Lacaste & Romberg fue de 0.14 mGal. El gravímetro Scintrex utilizado en la segunda etapa de mediciones controla automáticamente la deriva del instrumento, por lo que no se requirió de cálculos adicionales.

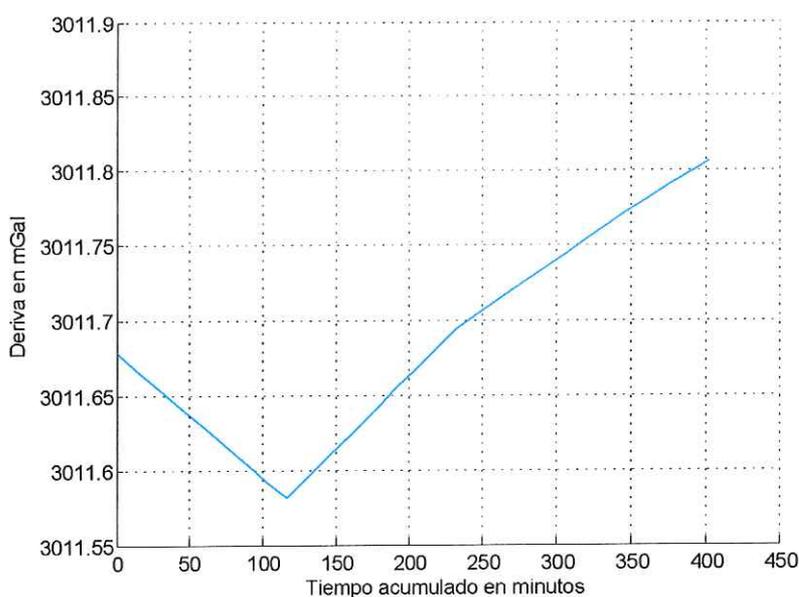


Figura 7. En la imagen se muestra la deriva instrumental para el día de observación 22 de marzo en la estación # 34.

Después de corregir por la variación temporal del campo de gravedad, los datos de gravedad observada fueron convertidos a valores de gravedad absoluta. Esto se realizó ligando los datos a la estación BN-162, establecida por la Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL), localizada en el kilómetro 90+100 m de la carretera Tecate-Ensenada, en donde la gravedad absoluta es 979386.4 mGal.

La anomalía de gravedad al Aire Libre ( $gAL$ ), se calculó con referencia al modelo de gravedad teórica ( $gT$ ) descrito por la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1967. Correspondiente al Modelo de Referencia Geodésico de 1967 (Blakely, 1995), la cual está dada por

$$gT = 9.780318(1 + 0.0053024\text{sen}^2\lambda - 0.0000059\text{sen}^22\lambda) \text{ m/s}^2 \quad , \quad (1)$$

en donde  $\lambda$  es la latitud geográfica del sitio de observación.

La gravedad teórica calculada mediante la ecuación 1, representa el efecto gravitacional sobre la superficie de un elipsoide en rotación que simula la forma de la Tierra; tomando en cuenta el radio terrestre, la masa total del planeta y sus momentos de inercia. Sin embargo, debido a que las mediciones de gravedad se realizaron por encima del nivel del mar, es necesario incorporar la variación de la gravedad teórica con la elevación. Esto se realizó utilizando el valor estándar para el efecto de aire libre:

$$\Delta AL = \pm 0.3086 \text{ mGal/m} \quad . \quad (2)$$

El signo del efecto de aire libre es negativo cuando el sitio de observación está localizado por encima del nivel del mar.

A partir de las ecuaciones 1 y 2 se procedió a calcular la anomalía de aire libre ( $gAL$ ), la cual está dada por:

$$gAL = gO - (gT - 0.3086 h) , \quad (3)$$

en donde  $gO$  es la gravedad observada y  $h$  corresponde a la elevación en el sitio de medición. Los resultados se muestran en la Figura 8.

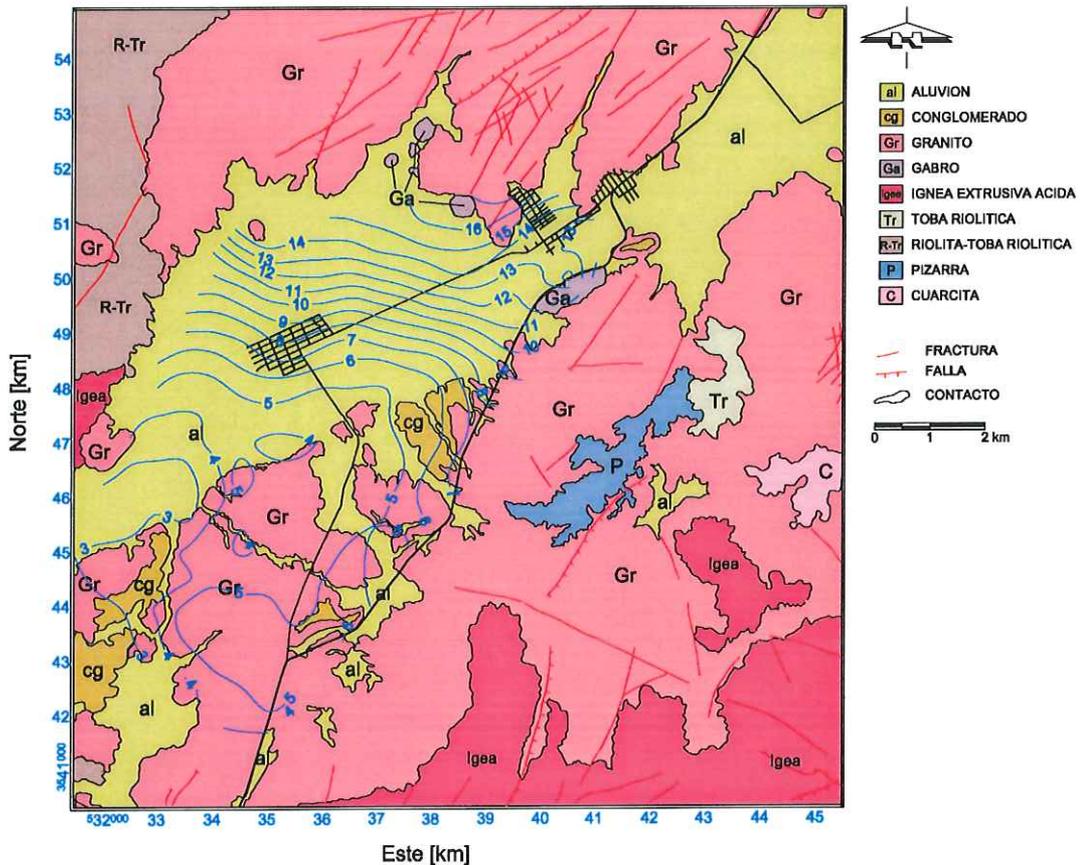


Figura 8. En la imagen se muestra la anomalía de aire libre sobre la geología de la zona de estudio. La amplitud de la anomalía varía de 17 a 3 mGal.

La anomalía de Bouguer completa se calculó utilizando un método descrito en García-Abdeslem y Martín-Atienza (2001). En este método se calcula la atracción gravitacional ( $\Delta B$ ) en el sitio de observación, producida por un estrato de densidad

uniforme, cuya base corresponde con el nivel del mar y su cima está representada por la topografía. La topografía empleada para este cálculo corresponde al modelo digital de elevación GEMA (INEGI, 1995) del cual se utilizó una malla regular con nodos a cada 100 m en una región de 80 x 80 km (Figura 9). De esta manera, la anomalía de Bouguer completa está dada por

$$gB = gAL - \Delta B \quad . \quad (4)$$

La densidad de Bouguer,  $\rho B = 2.77 \text{ g/cm}^3$ , utilizada en este cálculo corresponde a la densidad promedio de muestras de mano medida en laboratorio. Los resultados de la anomalía de Bouguer se muestra en la Figura 10.

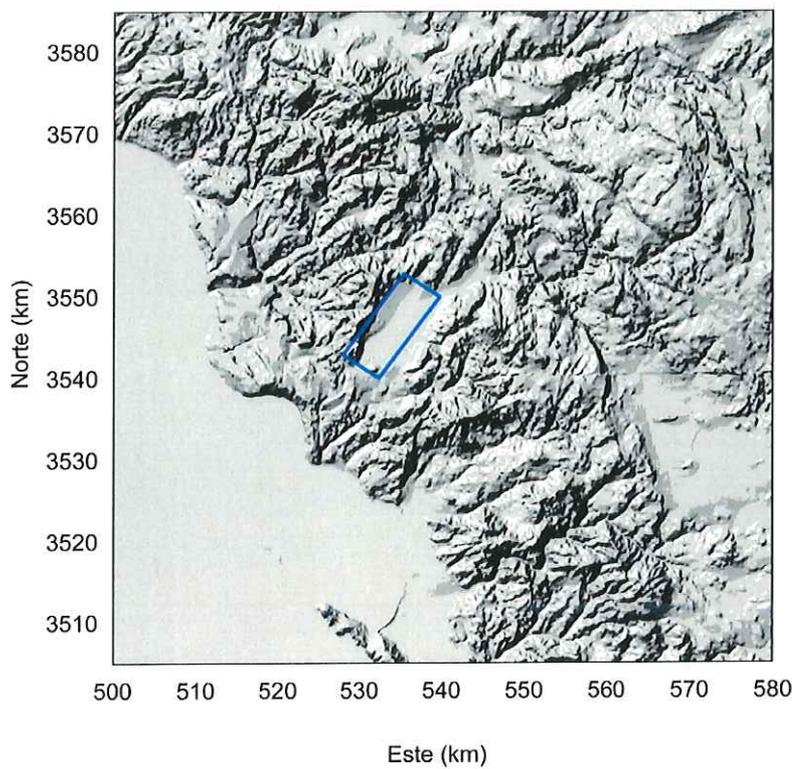


Figura 9. En la imagen se muestra la topografía utilizada para hacer la corrección topográfica, el recuadro indica la zona de estudio.

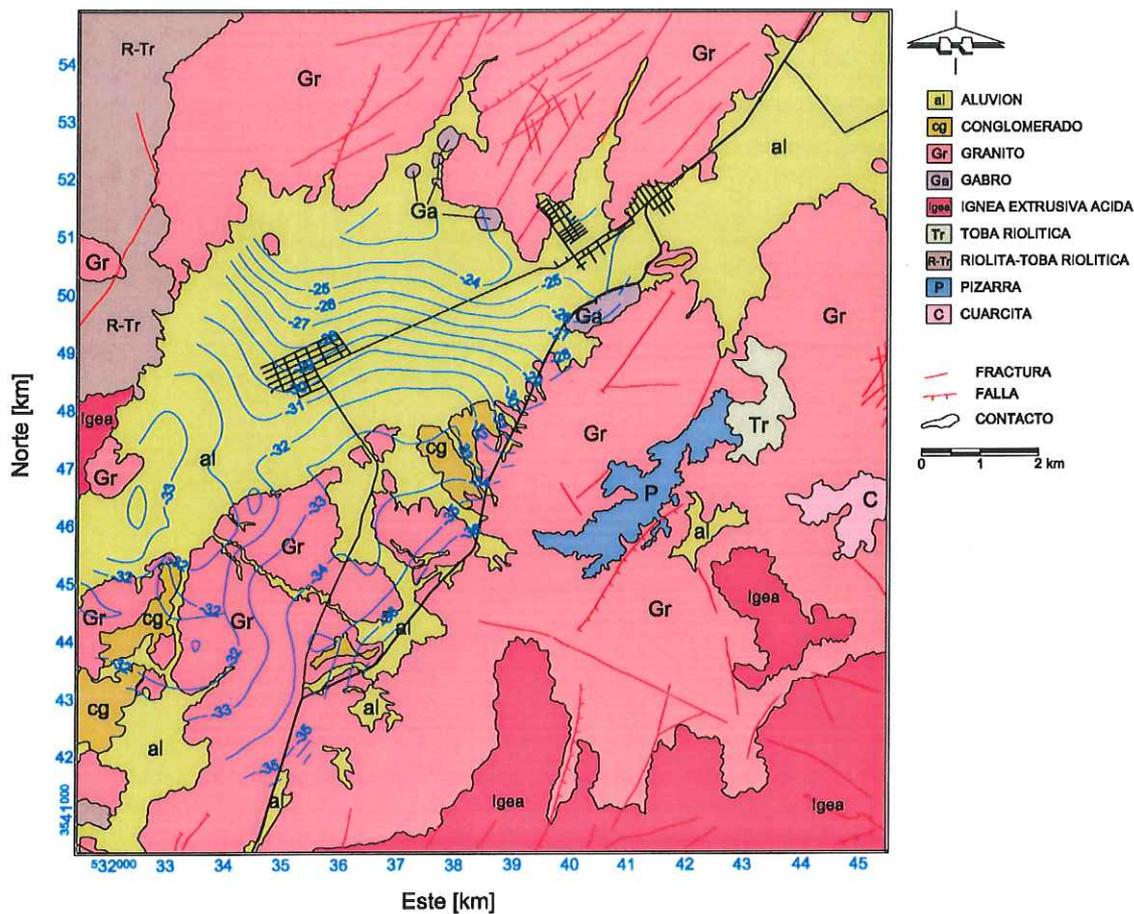


Figura 10. En la imagen se muestra la anomalía de Bouguer completa, sobre la geología de la zona de estudio, su amplitud varía de -23 a 38 mGal.

### III.5 Datos sísmicos.

Se realizó un perfil de refracción sísmica de 1.263 km de longitud sobre un camino y se utilizó un sismógrafo de 24 canales marca EG&G Geometrix. En total se realizaron 6 tendidos para completar el perfil. Para cada tendido se realizó un tiro directo, un tiro inverso y un tiro central. Las frecuencias que se utilizaron fueron de 10 hasta 500 Hz. Los datos fueron pasados del sismógrafo a una computadora portátil empleando el programa “*Intrism9*” (Brasea Ochoa, 2005). Posteriormente, mediante el programa “*sismica*” (Acosta Chang, 1990) fueron convertidos a formato DXF.

#### III.5.1 Análisis de datos sísmicos

De los 6 tendidos sólo se analizó uno, debido a que la mala calidad de la señal en los 5 restantes no permitió su análisis. En el sismograma se observa la distancia de corte a 80 m y los tiempos de arribo de la onda directa y de la onda refractada (Figura 11). Se realizaron los siguientes análisis, con ayuda de las pendientes de la onda directa y de la primera onda refractada se calculó la velocidad de la primera capa y la velocidad del medio semi-infinito como se muestra a continuación.

$$v_1 = \frac{\Delta d1}{\Delta t1} = \frac{80 \text{ m}}{0.0424 \text{ seg}} = 1886.8 \text{ m/s.} \quad (5)$$

$$v_2 = \frac{\Delta d2}{\Delta t2} = \frac{130 \text{ m}}{0.0316 \text{ seg}} = 4113.9 \text{ m/s.}$$

Con las velocidades y la distancia de corte se calculó la profundidad de la primera capa, utilizando la ecuación (6).

$$h = \frac{dc}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \quad (6)$$

donde:

$h$  = profundidad de la primera capa.

$dc$  = distancia de corte entre la onda directa y la primera onda refractada.

Utilizando los valores alcanzados en la ecuación (5).

$$h = \frac{80 \text{ m}}{2} \sqrt{\frac{14113.9 \text{ m/seg} - 1886.8 \text{ m/seg}}{14113.9 \text{ m/seg} + 1886.8 \text{ m/seg}}} = 24.37 \text{ m}$$

Se interpreta que la velocidad de ~1887 m/s está asociada a arenas con arcillas, y la velocidad de ~4114 m/s está asociada a un cuerpo granítico alterado, el cual se encontró a una profundidad de 24.37 metros. Burger (1992) reporta una velocidad de propagación de las ondas compresionales ( $V_p$ ) para las arcillas de 1100-2500 m/s, las arenas de 800-2200 m/s y una velocidad de propagación de 5000-6000 m/s para granito no alterado.

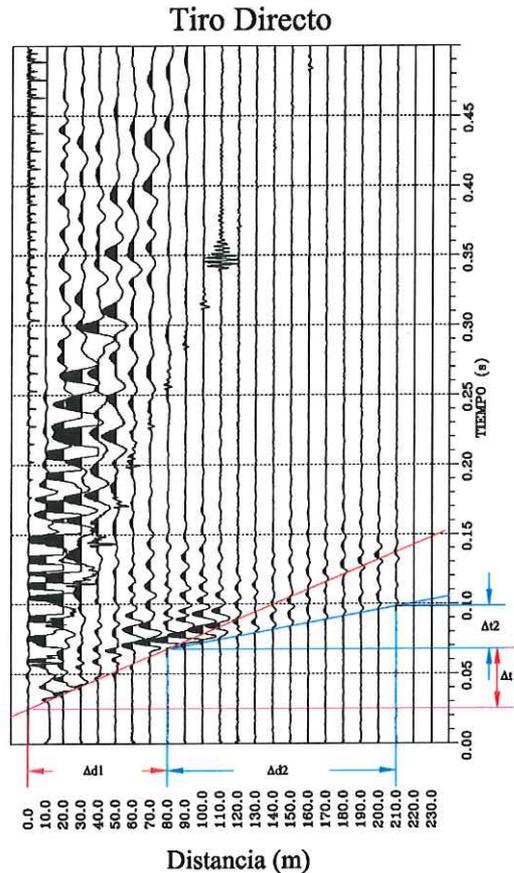


Figura 11. Tiro directo del tendido 1, en el podemos observar en línea roja el arribo de la onda directa, en línea azul el arribo de la primera onda refractada,  $\Delta d1$ =distancia de recorrido de la onda directa en el tiempo  $\Delta t1$ ,  $\Delta d2$ =distancia de recorrido de la primera onda refractada en el tiempo  $\Delta t2$ .

### III.6 Densidad y susceptibilidad magnética

Con el propósito de conocer en sitio los diversos tipos de rocas cristalinas que afloran en la región y compararlo con la cartografía geológica del INEGI, (1976) se realizó un viaje de reconocimiento. En cinco de los afloramientos visitados se midió la susceptibilidad magnética *in situ* con un equipo marca Scintrex modelo K-2. En cada sitio de medición, el instrumento registra diez mediciones y entrega el valor promedio. En los

cinco afloramientos visitados se recolectaron muestras de mano. En el laboratorio de laminado del Departamento de Geología del CICESE, las muestras fueron cortadas en cubos de un tamaño aproximado de 2.5 cm por lado, y mediante una balanza de precisión Ohaus se calculó la densidad de masa de estas muestras. La localización de los afloramientos visitados se muestra en la (Figura 12). La clasificación del tipo de roca muestreada, su densidad de masa y susceptibilidad magnética se muestra en la Tabla I.

Tabla I. Litología de las muestras colectadas en campo, densidad de masa, susceptibilidad magnética, y coordenadas UTM del sitio de muestreo.

Litología	Susceptibilidad magnética $\times 10^{-5}$ (cgs)	Densidad de masa $\text{gr}/\text{cm}^3$	Coordenadas UTM	
			Este(km)	Norte(km)
Gabro	0.380	3.01	541.027	3551.773
Granodiorita	0.310	2.68	541.021	3551.795
Granodiorita	0.183	2.73	539.600	3551.800
Granodiorita	3.22	2.85	534.172	3551.401
Diorita	0.267	2.85	533.143	3548.943

Excluyendo la muestra de Gabro, el promedio de los valores de densidad medidos en laboratorio es de  $2.77 \text{ gr}/\text{cm}^3$ . Dicho valor fue utilizado para calcular la anomalía de Bouguer. Excluyendo los valores mínimo y máximo, el valor promedio de la susceptibilidad magnética es  $k_{cgs} = 0.319 \times 10^{-5}$  en el sistema cgs, valor que multiplicado

por  $4\pi$  corresponde a  $k_{SI} = 4.00 \times 10^{-4}$  en unidades del Sistema Internacional, lo cual equivale a una magnetización de  $\sim 0.016 \text{ A/m}$ .

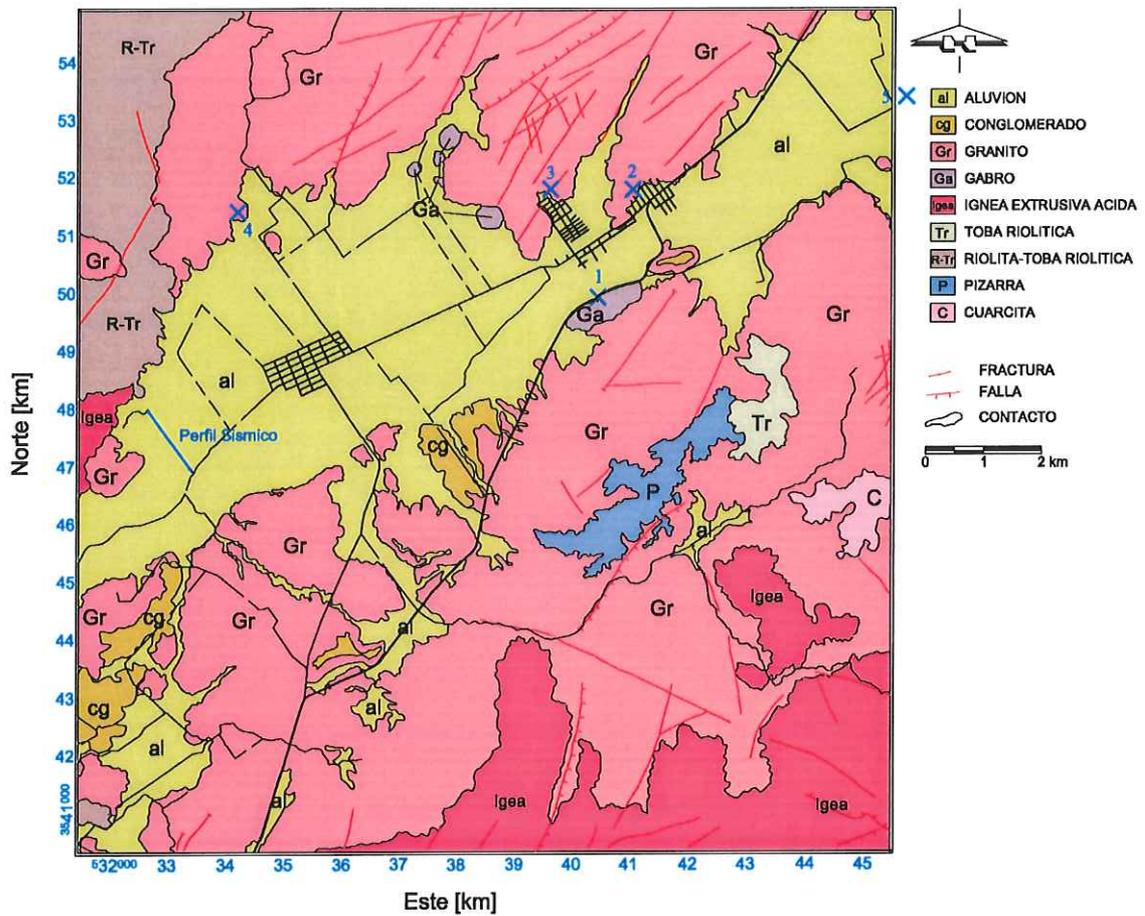


Figura 12. En la imagen se muestra la ubicación del perfil sísmico en línea azul y los sitios muestreados en cruces azules sobre la geología de la zona de estudio.

## CAPITULO IV

### MODELADO DIRECTO E INVERSIÓN DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS Y GRAVIMÉTICAS

En la primera sección de este capítulo se presentan las ecuaciones para el cálculo de la anomalía magnética de campo total producida por un estrato uniformemente magnetizado, cuya cima y base están definidas por la superposición lineal de funciones básicas (Gaussianas). Se mostrarán ejemplos de anomalías magnéticas de campo total producidas por un estrato uniformemente magnetizado, cuya cima está definida por una Gaussiana y su base está representada por una superficie plana, y la anomalía magnética de campo total producida por un estrato uniformemente magnetizado cuya cima y base están definidas por la superposición lineal de 10 Gaussianas. En la segunda sección se presentan las ecuaciones generales utilizadas para calcular el efecto gravimétrico causado por un prisma y por una colección de  $N$  prismas. Se mostrará un par de ejemplos del efecto gravimétrico causado por un prisma y por un conjunto de 9 prismas contiguos. En la tercera sección se presentan las ecuaciones utilizadas para resolver el problema inverso, incluyendo un par de ejemplos de la inversión de anomalías magnéticas y gravimétricas.

#### IV.1 Anomalía magnética causada por un estrato uniformemente magnetizado

En el sistema internacional de unidades (SI), la anomalía magnética de campo total ( $f$ ) observada en un punto localizado fuera de la región magnetizada está definida por (Blakely, 1995) como:

$$f(r_0) = -\frac{\mu_0}{4\pi} (\hat{\mathbf{B}}_0 \cdot \nabla_0) \int_V ds^3 (\mathbf{J}(\mathbf{r}) \cdot \nabla) \frac{1}{|\mathbf{r}_0 - \mathbf{r}|}, \quad (7)$$

en donde  $\mathbf{J}$  es la suma de la magnetización remanente e inducida del material,  $\mathbf{r}_0(x_0, y_0, z_0)$  representa la posición del observador,  $\mathbf{r}(x, y, z)$  la posición del elemento de volumen  $ds^3$ , y  $\mu_0$  representa la permeabilidad magnética en el vacío  $4\pi \times 10^{-7} [N/A^2]$ . El vector unitario  $\hat{\mathbf{B}}_0$  está orientado en la dirección del campo geomagnético local, el cual está definido por los cosenos directores:  $L = \cos I_0 \cos D_0$ ,  $M = \cos I_0 \text{sen} D_0$ ,  $N = \text{sen} I_0$ , en donde  $D_0$  y  $I_0$  representan la declinación e inclinación del campo geomagnético. Similarmente el vector de magnetización  $\mathbf{J}$  está orientado en la dirección definida por los cosenos directores:  $l = \cos I \cos D$ ,  $m = \cos I \text{sen} D$ ,  $n = \text{sen} I$ , donde  $D$  y  $I$  describen la declinación y inclinación de la magnetización remanente o inducida.

El cuerpo que produce dicha anomalía está uniformemente magnetizado en presencia del campo magnético terrestre, y ocupa una región rectangular limitada por los planos  $x = x_1, x_2$  en la dirección norte, y  $y = y_1, y_2$  en la dirección este. La cima y la base del cuerpo:  $h_1(x, y)$  y  $h_2(x, y)$  se sintetizan mediante una combinación lineal de funciones básicas (García Abdeslem, 2005) dada por:

$$h(x, y) = \sum_{i=1}^M m_i W_i(x, y), \quad (8)$$

en donde:  $m_i$  son coeficientes constantes y  $W_i$  representa las funciones básicas.

Integrando la ecuación 7 en la dirección  $z$  (García Abdeslem, 2005), se arriba a la siguiente expresión:

$$f(r_0) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy (H_x + H_y + H_z) \Big|_{z=h_2}^{z=h_1} . \quad (9)$$

En la ecuación 9, los términos entre paréntesis están dados por:

$$H_x = J_x \left\{ L \left[ X^2 \left( \frac{3B - B^3}{A^4} \right) - \frac{B}{A^2} \right] + M \left[ XY \left( \frac{3B - B^3}{A^4} \right) \right] + N \left( \frac{X}{R^3} \right) \right\} , \quad (10)$$

$$H_y = J_y \left\{ L \left[ XY \left( \frac{3B - B^3}{A^4} \right) \right] + M \left[ Y^2 \left( \frac{3B - B^3}{A^4} \right) - \frac{B}{A^2} \right] + N \left( \frac{Y}{R^3} \right) \right\} , \quad (11)$$

$$H_z = J_z \left\{ L \left[ \frac{X}{R^3} \right] + M \left[ \frac{Y}{R^3} \right] + N \left[ \frac{B^3 - B}{A^2} \right] \right\} , \quad (12)$$

en donde:  $R = [X^2 + Y^2 + Z^2]^{1/2}$ ,  $X = x - x_0$ ,  $Y = y - y_0$ ,  $Z = z - z_0$ ,  $A^2 = X^2 + Y^2$ , y

$$B = \frac{Z}{R} .$$

La integración de la ecuación 9 a lo largo de las direcciones  $(x, y)$  se realiza numéricamente usando el método Gauss-Legendre (Davis y Polonski, 1972, Carnahan *et al.*, 1969).

#### IV. 1.1 Ejemplos de anomalías magnéticas.

Con el objetivo de ilustrar la anomalía magnética producida al evaluar la ecuación 9, a continuación se muestra un par ejemplos de cálculos de anomalías magnéticas de campo total cuya cima y base está definida por la superposición lineal de Gaussianas.

El primero ejemplo está definido por un estrato uniformemente magnetizado cuya base es plana y su cima está definida por una Gaussiana. En este ejemplo el campo geomagnético local tiene una declinación  $D_0 = 10^\circ$  y una inclinación  $I_0 = 50^\circ$ . La dirección de magnetización es paralela a la dirección del campo ambiente y el estrato magnetizado tiene una magnetización  $J = 3$  A/m. El observador se encuentra sobre el plano  $z = 0$ .

Para este ejemplo el estrato uniformemente magnetizado ocupa una región que se extiende a lo largo de la dirección  $x$  entre  $x_1=0$  y  $x_2=40$ , y a lo largo de la dirección  $y$  entre  $y_1=0$  y  $y_2=40$ . La cima del estrato ( $h_1$ ) está definida por una Gaussiana que se encuentra ubicada en el centro de la región; la Gaussiana tiene una amplitud de 1 km y anchura de 35 km; la base del estrato ( $h_2$ ) es una superficie plana que se encuentra a una profundidad de 3.5 km:

$$h_1(x, y) = 3.5 - \exp\left\{\left[\frac{(x-20)^2}{35}\right] + \left[\frac{(y-20)^2}{35}\right]\right\}, \quad (13)$$

$$h_2(x, y) = 3.5$$

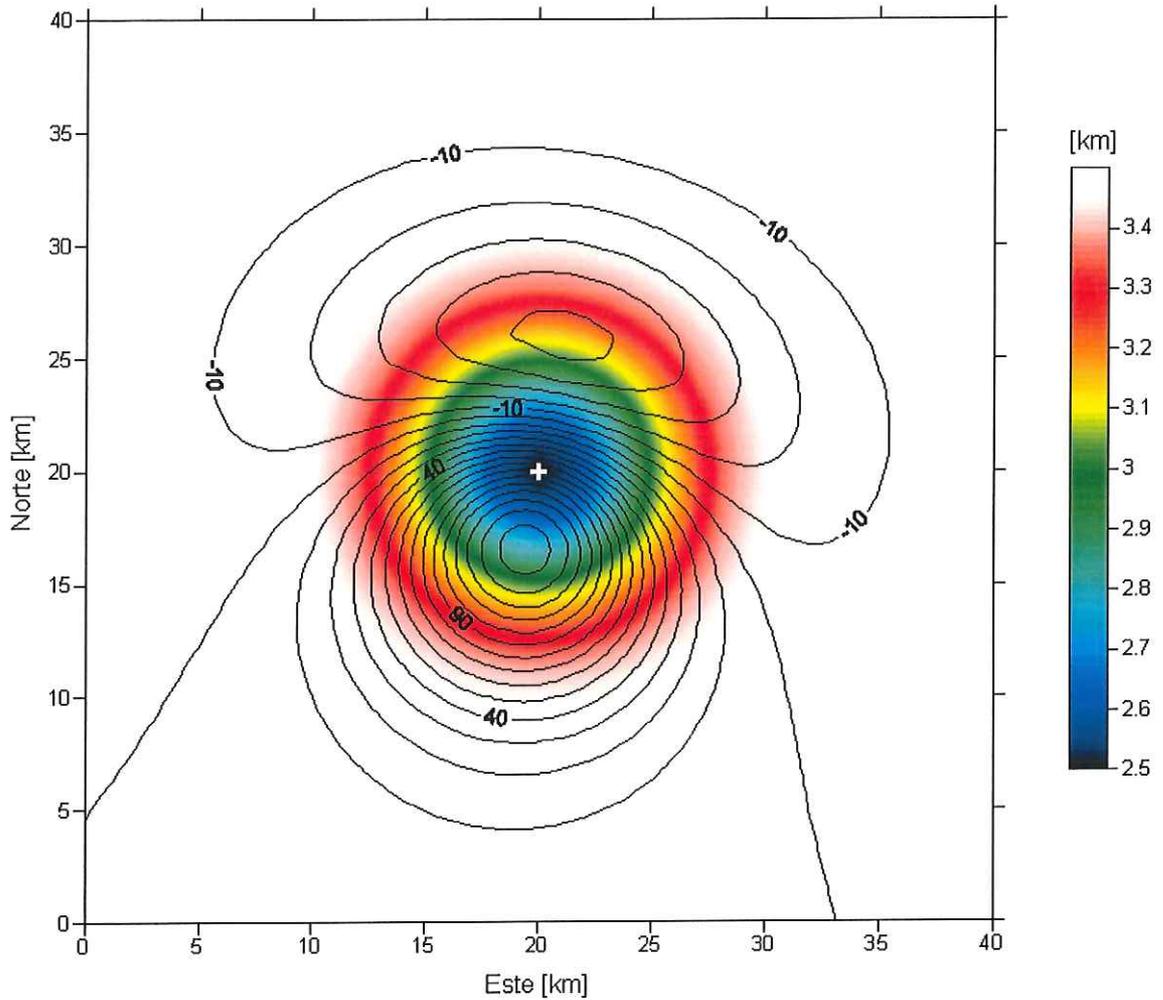


Figura 13. En la imagen se muestra la profundidad (km) a la cima del estrato que causa la anomalía magnética, la cual está representada en contornos separados a cada 20 nT. La cruz indica la ubicación de la Gaussiana utilizada para generar la cima del estrato que causa la anomalía.

La anomalía magnética mostrada en la Figura 13 tiene la típica forma dipolar, con valores negativos hacia el norte y positivos hacia el sur del cuerpo que produce la anomalía. La zona de máximo gradiente en la anomalía magnética se ubica hacia el centro del cuerpo que produce la anomalía.

Como segundo ejemplo se muestra la anomalía magnética causada por un estrato uniformemente magnetizado, cuya cima y base están dadas por la combinación lineal de 10 Gaussianas (Figura 14 y 15). En la Tabla II se enlista los parámetros del conjunto de Gaussianas. Para este ejemplo el campo geomagnético local tiene una inclinación  $I_0 = 50^\circ$  y una declinación  $D_0 = 10^\circ$ . La dirección de magnetización es paralela a la dirección del campo ambiente y el estrato tiene una magnetización  $J = 3$  A/m. El observador se encuentra sobre el plano  $z = 0$ .

La cima ( $h_1$ ) y la base ( $h_2$ ) del estrato uniformemente magnetizado están dadas por:

$$h_1(x, y) = 3.5 - \sum_{i=1}^5 m_i W_i(x, y) \quad , \quad (14)$$

$$h_2(x, y) = 3.5 + \sum_{i=6}^{10} m_i W_i(x, y) \quad ,$$

$$W_i = \exp \left\{ \left[ \frac{(x - x_i)^2}{\Omega_x} \right] + \left[ \frac{(y - y_i)^2}{\Omega_y} \right] \right\} \quad , \quad (15)$$

Tabla II. Parámetros del conjunto de Gaussianas.

Gausiana	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$x_i$	10	15	20	25	30	10	15	20	25	30
$y_i$	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
$m_i$	0.2	0.4	0.6	0.8	1	0.2	0.4	0.6	0.8	1
$\Omega_x = \Omega_y$	10	10	10	10	10	20	20	20	20	20

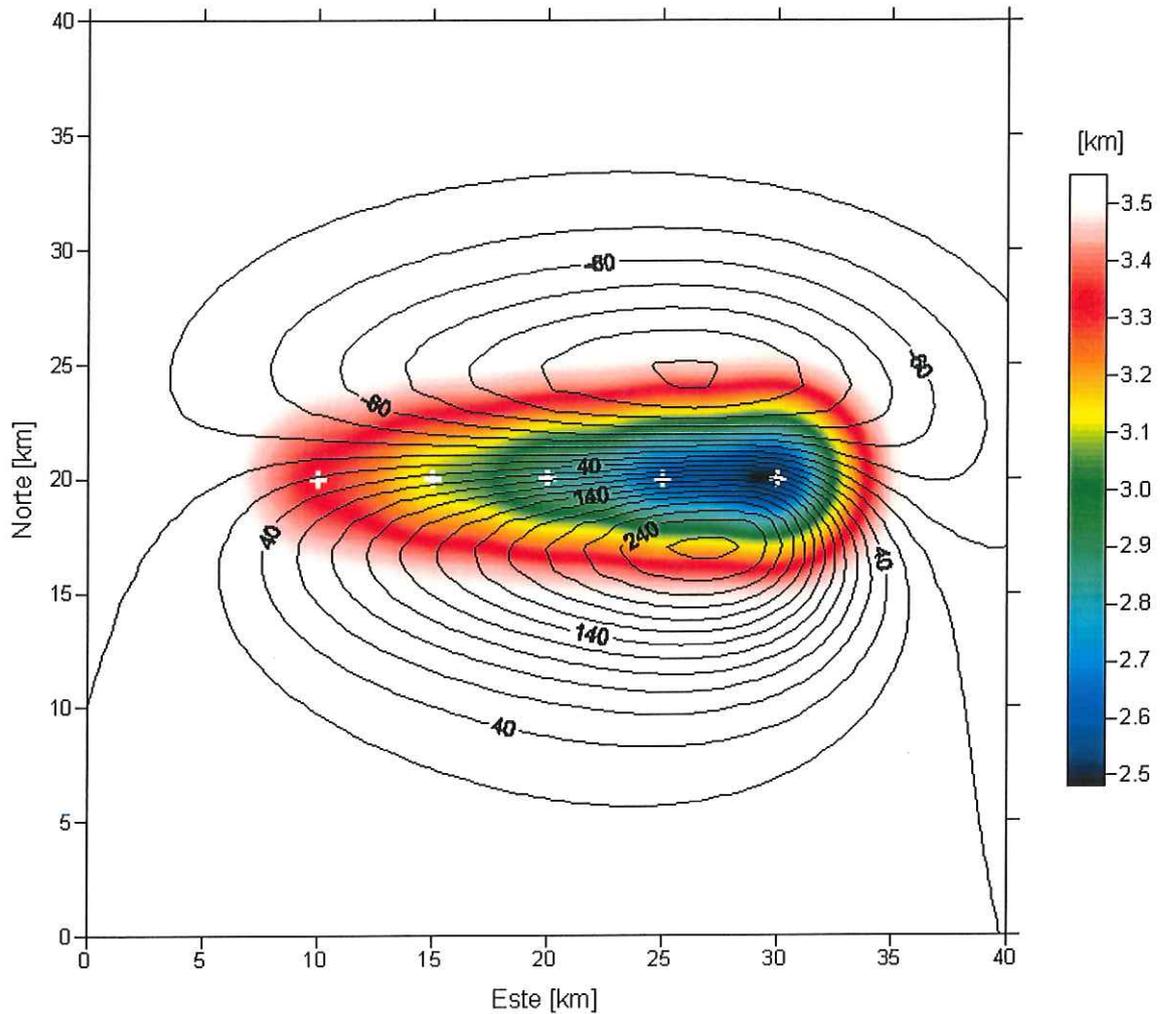


Figura 14. En la imagen se muestra la profundidad (km) a la cima del estrato que causa la anomalía magnética, la cual está representada en contornos separados a cada 20 nT. Las cruces indican la posición de las Gaussianas utilizadas para generar la cima del estrato que causa la anomalía.

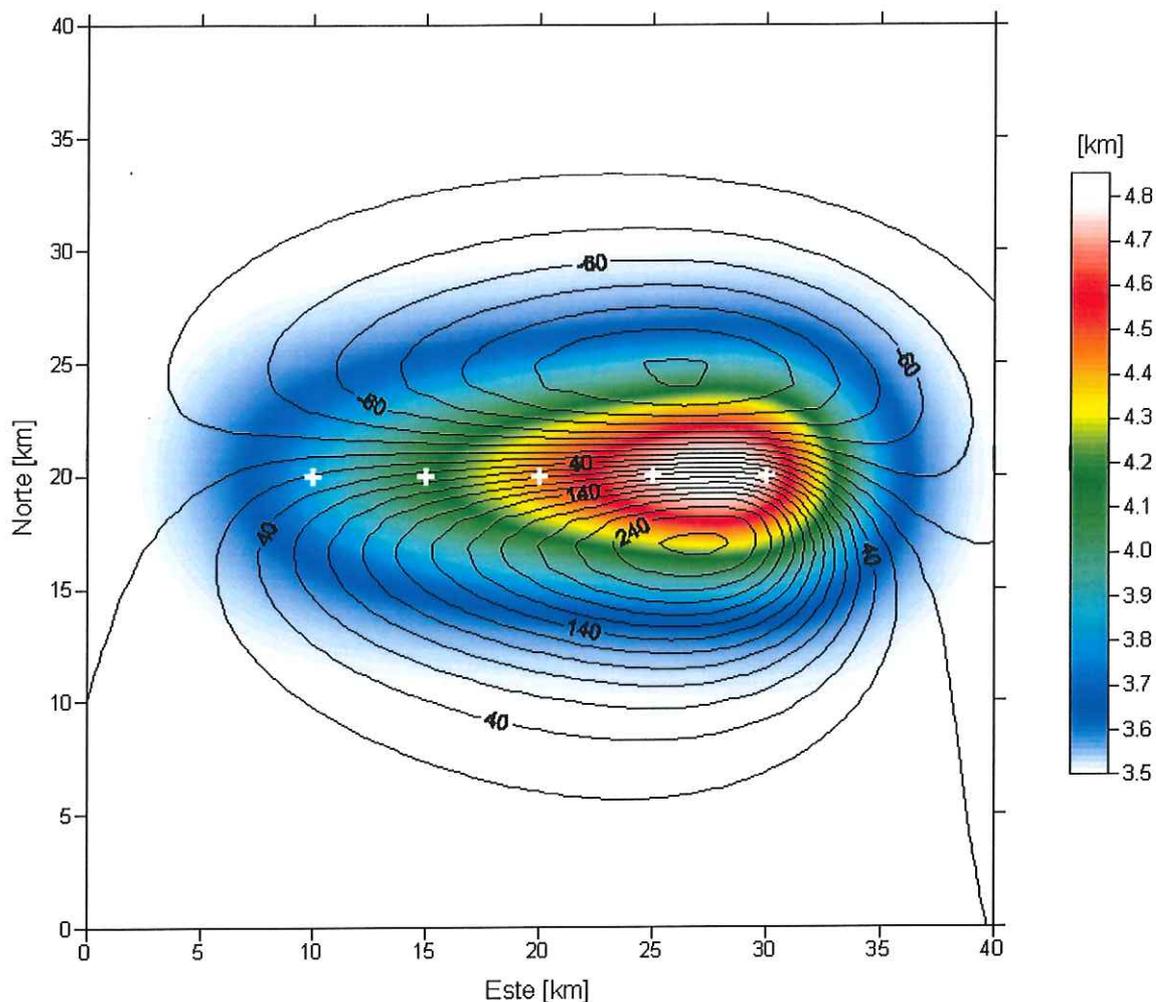


Figura 15. La imagen muestra la profundidad (km) a la base del estrato que causa la anomalía magnética, la cual está representada en contornos separados a cada 20 nT. Las cruces indican la posición de las Gaussianas utilizadas para generar la base del estrato que causa la anomalía.

La anomalía magnética mostrada en la Figura 14 tiene la típica forma dipolar, con valores negativos hacia el norte y positivos hacia el sur del cuerpo que produce la anomalía. La zona de máximo gradiente se ubica hacia el centro del cuerpo que produce la anomalía, la cual tiene forma alargada en dirección Este-Oeste debido a la orientación del cuerpo que la produce.

## IV.2 Anomalía gravimétrica causada por un conjunto de prismas

La componente vertical del campo de gravedad observado en el sitio de observación  $P(x_0, y_0, z_0)$ , debido a un prisma cuya densidad es  $\rho$ , está dado por

$$G_p = \gamma \rho \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \int_{z_1}^{z_2} dz \frac{(z - z_0)}{R^3} . \quad (16)$$

En la ecuación 16,  $\gamma$  es la constante de la gravitación universal,  $R = [X^2 + Y^2 + Z^2]^{1/2}$ ,  $X = x - x_0$ ,  $Y = y - y_0$ , y  $Z = z - z_0$ , en donde  $(x, y, z)$  las coordenadas de un punto material incluido en el prisma. El prisma está limitado por los planos:  $x = x_1, x_2$ ;  $y = y_1, y_2$ ; y  $z = z_1, z_2$ .

Notando que:  $dX = dx$ ,  $dY = dy$ ,  $dZ = dz$ ; la ecuación 16 se puede escribir de la siguiente manera:

$$G_p = \gamma \rho \int_{x_1}^{x_2} dX \int_{y_1}^{y_2} dY \int_{z_1}^{z_2} \frac{Z dZ}{R^3} , \quad (17)$$

en donde los límites de las integrales:  $X_1 = x_1 - x_0$ ,  $X_2 = x_2 - x_0$ ,  $Y_1 = y_1 - y_0$ ,  $Y_2 = y_2 - y_0$ ,  $Z_1 = z_1 - z_0$ , y  $Z_2 = z_2 - z_0$ , reflejan el cambio de variables de integración.

La integración de la ecuación 17 se realizó utilizando integrales conocidas (Gradshtein and Ryzhik, 1980) y mediante la técnica de integración por partes. La integración de la ecuación 17 en las direcciones  $(z, y, x)$  arrojó los siguientes resultados:

$$G_p = -\gamma \rho \int_{x_1}^{x_2} dX \int_{y_1}^{y_2} dY \left[ \frac{1}{R} \right] \Big|_{z_1}^{z_2}, \quad (18)$$

$$G_p = -\gamma \rho \int_{x_1}^{x_2} dX [\ln(Y + R)] \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{z_1}^{z_2}, \quad (19)$$

$$G_p = \gamma \rho \left\{ Z \arctan \frac{YX}{ZR} - X \ln(Y + R) - Y \ln(X + R) \right\} \Big|_{x_1}^{x_2} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{z_1}^{z_2}. \quad (20)$$

La ecuación 20 es la solución al problema directo para el caso de un prisma con densidad constante, atribuida a Sorokin (1951), Haáz (1953), y posteriormente a Banerjee and Gupta (1977).

El efecto gravimétrico observado en  $N$  sitios, causado por un conjunto de  $M$  prismas está dado por:

$$g_i = \sum_{j=1}^M G_{ij}, \quad (21)$$

en donde  $i = 1, \dots, N$  y  $j = 1, \dots, M$ .

La ecuación 21 ayuda a calcular de manera directa la anomalía gravimétrica producida por  $M$  prismas, para ello es necesario conocer las coordenadas horizontales en

dirección Norte-Sur ( $x_1$ ,  $x_2$ ), y dirección Este-Oeste ( $y_1$ ,  $y_2$ ) del cuerpo que produce la anomalía, así como también sus coordenadas verticales las cuales definen la cima ( $z_1$ ) y la base ( $z_2$ ) del cuerpo, y su densidad.

#### IV. 2.1 Ejemplos de anomalías gravimétricas

En esta sección se presentan ejemplos de anomalías gravimétricas producidas al evaluar la ecuación 21.

En la Figura 16 se muestra la anomalía gravimétrica producida por un prisma, cuya geometría y contraste de densidad se enlistan en la Tabla III. La anomalía tiene forma concéntrica y un mínimo de -36 mGal sobre el cuerpo que produce la anomalía, es completamente negativa debido al contraste de densidad utilizado para generarla (v. g., indica la existencia de una deficiencia de masa) y la zona de máximo gradiente se localiza sobre el borde del prisma.

Tabla III. Parámetros utilizados para calcular la anomalía gravimétrica producida por un prisma.

$x_1$ [km]	$x_2$ [km]	$y_1$ [km]	$y_2$ [km]	$z_1$ [km]	$z_2$ [km]	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]
5	20	10	15	0	1	-1

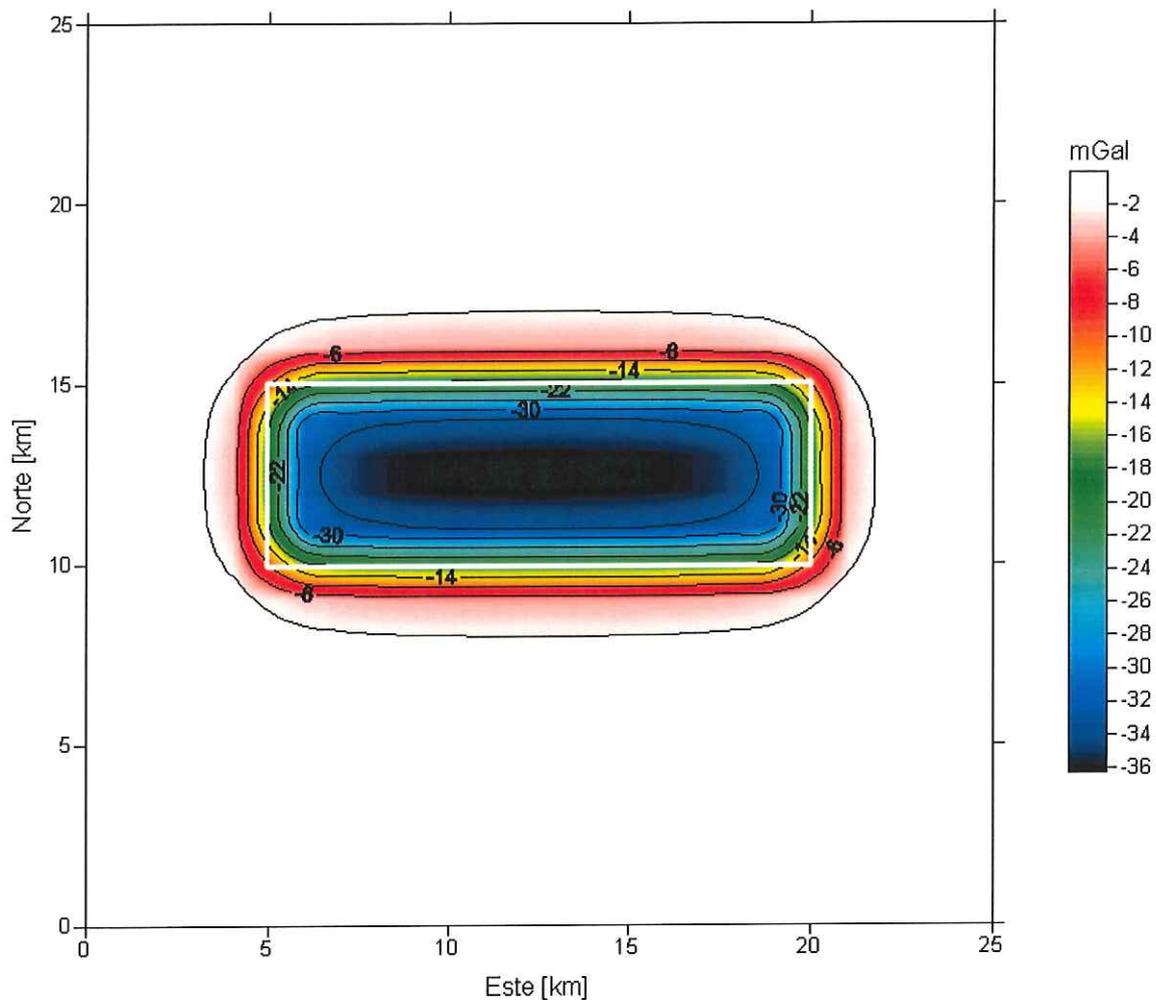


Figura 16. Anomalía gravimétrica producida por un prisma, cuya geometría y densidad se enlista en la Tabla III. El recuadro blanco indica la ubicación del prisma.

En la Figura 17 se muestra la anomalía gravimétrica producida por nueve prismas contiguos. Para todos los prismas se utilizó un contraste de densidad  $\rho = -0.3 \text{ (g/cm}^3\text{)}$  y la base está a una profundidad de 6 km. La profundidad a la cima de los prismas es variable y se enlista en la Tabla IV. La anomalía es de forma concéntrica, con valores mínimos del orden -22 mGal. Los valores más negativos se encuentran sobre los prismas mas profundos,

y la anomalía es completamente negativa debido al contraste de densidad utilizado para generarla, lo cual indica una deficiencia de masa.

Tabla IV. Parámetros utilizados para calcular la anomalía gravimétrica producida por 9 prismas.

Prisma	$x_1$ [km]	$x_2$ [km]	$y_1$ [km]	$y_2$ [km]	$z_1$ [km]
1	20	25	20	25	2
2	20	25	25	30	2
3	20	25	30	35	2
4	25	30	20	25	4
5	25	30	25	30	4
6	25	30	30	35	4
7	30	35	20	25	2
8	30	35	25	30	2
9	30	35	30	35	2

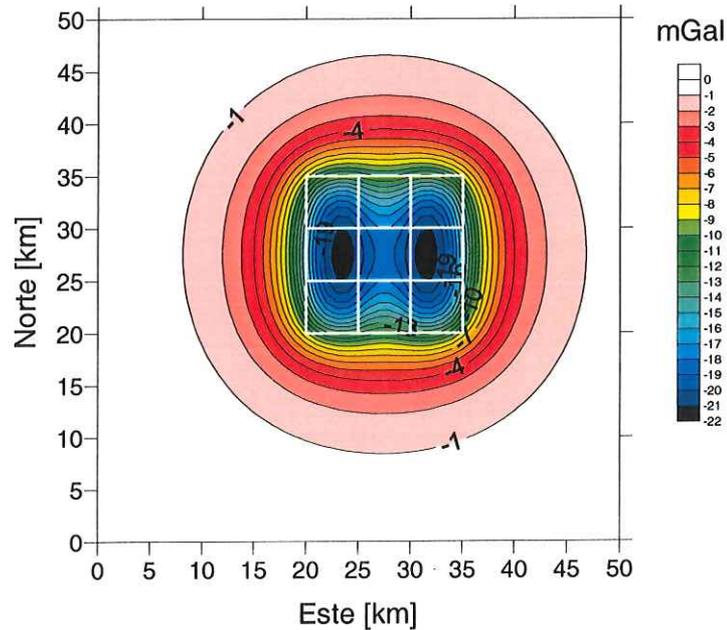


Figura 17 Anomalia gravimétrica producida por 9 prismas contiguos, cuya base está a 6 km de profundidad y tienen un contraste de densidad  $\rho = -0.3 \text{ (g/cm}^3\text{)}$ . Las líneas blancas indican la posición de los prismas. La profundidad a la cima de los prismas se enlista en la Tabla IV.

### IV. 3 El problema inverso

La interpretación de las anomalías de gravedad y magnéticas se realizó utilizando un algoritmo de inversión basado en el método de los cuadrados mínimos con amortiguamiento, también conocido como el método de Marquardt (1963), el cual se describe a continuación.

#### IV.3.1 Formulación del problema inverso

En la solución del problema inverso. Los parámetros del modelo se denotan mediante el vector  $\mathbf{m} \in E^M$  en un espacio de  $M$  dimensiones donde  $M$  representa el número de parámetros libres en el modelo. De manera similar, el vector  $\mathbf{f} \in E^N$  denota la solución

al problema directo, y el vector  $\mathbf{d} \in E^N$  representa la anomalía observada, en donde  $N$  corresponde al número de datos.

Con esta notación, la solución al problema directo descrita en las ecuaciones 9 y 20, para el caso magnético y gravimétrico, respectivamente, se puede expresar de la manera siguiente:

$$\mathbf{f} = \mathbf{F}(\mathbf{m}). \quad (22)$$

Debido a la relación no lineal entre los vectores  $\mathbf{m}$  y  $\mathbf{f}$ , la ecuación 22 se representará mediante una serie de Taylor, truncada a primer orden, alrededor de una solución inicial, representada por el vector  $\mathbf{m}^0$ :

$$\mathbf{f} = \mathbf{f}(\mathbf{m}^0) + \mathbf{D} \delta\mathbf{m} , \quad (23)$$

Donde  $\mathbf{D}$  es una matriz  $N \times M$  de derivadas parciales de  $\mathbf{f}$  con respecto a los parámetros del modelo, evaluada en la solución inicial  $\mathbf{m}^0$ , con elementos  $D_{i,j} = \frac{\partial G_{i,j}}{\partial m_j}$ , y  $\delta\mathbf{m}$  representa una perturbación en los parámetros del modelo  $m_j$ . Adicionalmente, suponiendo un error  $\sigma_i$  asociado a los  $N$  datos y suponiendo que los errores son estadísticamente independientes, se define una matriz de ponderación,  $\mathbf{S}$ , diagonal de  $N \times N$  elementos

$$\mathbf{S} = \text{diag} \left[ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_N} \right], \quad (24)$$

con lo cual la perturbación  $\delta \mathbf{m}$  se encuentra resolviendo el sistema de ecuaciones normales, dado por:

$$[\lambda \mathbf{I} + (\mathbf{SD})^T \mathbf{SD}] \delta \mathbf{m} = (\mathbf{SD})^T \mathbf{S} [\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}^0)], \quad (25)$$

Donde  $\mathbf{I}$  es la matriz identidad,  $T$  denota transposición, y  $\lambda$  es el parámetro de amortiguación. El sistema de ecuaciones normales 25 se resuelve mediante el método de Choleski, con eliminación hacia delante y sustitución hacia atrás. La matriz Jacobiana  $\mathbf{D}$  del problema es calculada numéricamente utilizando el método numérico de diferencias finitas para el caso gravimétrico y mediante integración numérica en el caso magnético (Atkinson, 1989).

El proceso de inversión es iterativo, y se inicia resolviendo el problema directo para una solución inicial, representada por el vector  $\mathbf{m}^0$ . El sistema de ecuaciones 25 se resuelve con factor de amortiguamiento  $\lambda = \lambda_0$ , y la solución encontrada se suma a la solución inicial:  $\mathbf{m}^1 = \mathbf{m}^0 + \delta \mathbf{m}$ . Si la nueva solución  $\mathbf{m}^1$  reduce la diferencia entre la anomalía observada y la calculada,  $\lambda$  se reduce a la mitad de su valor, o se multiplica por dos en caso de no existir convergencia, y el proceso se repite, terminando al alcanzar una solución que explique los datos observados en campo, o en un número dado de iteraciones.

En gravimetría y magnetometría, las incógnitas del problema están representadas por el vector  $\mathbf{m} \in E^M$ . En el caso gravimétrico se busca encontrar la profundidad a la base de una colección de  $M$  prismas contiguos, tal que su efecto gravimétrico explique la anomalía de gravedad residual observada; Las incógnitas o parámetros libres en el modelo representan la profundidad a la base de cada uno de los prismas utilizados. En el caso magnético se busca encontrar la geometría (techo y piso) de un estrato magnetizado definido por la combinación lineal de  $M$  Gaussianas, tal que la anomalía magnética producida explique la anomalía aeromagnética residual observada. En este caso las incógnitas o parámetros libres en el modelo, corresponde a los coeficientes constantes asociados a cada una de las Gaussianas.

#### IV. 3.2 Derivadas parciales para el caso magnético.

Para el caso magnético los elementos de la matriz del Jacobiano son calculados utilizando la regla de la cadena y el teorema de Leibniz para la diferenciación de una integral (Abramowitz, 1972) en la ecuación 9. Por ejemplo cuando la interfase  $h$  está dada por la ecuación 8, las derivadas parciales de  $f$  con respecto a los coeficientes  $m_i$  están dadas por:

$$\frac{\partial f(r_0)}{\partial m_i} = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \left[ \frac{\partial}{\partial h} (H_x + H_y + H_z) \right] \frac{\partial h}{\partial m_i}, \quad (26)$$

donde  $\frac{\partial h}{\partial m_i} = W_i$ ,

y

$$\frac{\partial H_x}{\partial h} = J_x \left\{ L \left[ \frac{3X^2(2B^2 - 4B^4 - 1)}{RA^4} - \frac{B^2 - 1}{RA^2} \right] + M \left[ \frac{3XY(2B^2 - B^4 - 1)}{RA^4} \right] + N \left( \frac{3XB}{R^4} \right) \right\}, \quad (27)$$

$$\frac{\partial H_y}{\partial h} = J_y \left\{ L \left[ \frac{3XY(2B^2 - B^4 - 1)}{RA^4} \right] + M \left[ \frac{3Y^2(2B^2 - B^4 - 1)}{RA^4} - \frac{(B^2 - 1)}{RA^2} \right] + N \left( \frac{3YB}{R^4} \right) \right\}, \quad (28)$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial h} = J_z \left\{ L \left[ \frac{3XB}{R^4} \right] + M \left[ \frac{3YB}{R^4} \right] + N \left[ \frac{3B^4 - 4B^2 + 1}{RA^4} \right] \right\}, \quad (29)$$

Las integrales de la ecuación 26 son calculadas numéricamente usando el método de cuadratura de Gauss-Legendre.

#### IV. 3.3 Inversión de anomalías magnéticas sintéticas

Con la finalidad de probar la efectividad del algoritmo de inversión, se realizó la inversión de la anomalía magnética mostrada en la Figura 14. El modelo inicial para la inversión de la anomalía magnética sintética se planteó de la siguiente manera, la cima ( $h_1$ ) y base ( $h_2$ ) del cuerpo que causa la anomalía se definieron con la superposición lineal de 10 Gaussianas, dadas por:

$$h_1(x, y) = 3.5 - \sum_{i=1}^5 m_i W_i(x, y) \quad , \quad (30)$$

$$h_2(x, y) = 3.5 + \sum_{i=6}^{10} m_i W_i(x, y) \quad ,$$

cuyos parámetros se enlistan en la Tabla V. En este ejemplo el campo geomagnético local tiene una inclinación  $I_0 = 50^\circ$  y una declinación  $D_0 = 10^\circ$ . La dirección de magnetización es paralela a la dirección del campo ambiente y el estrato magnetizado tiene una magnetización  $J = 3$  A/m. El observador se encuentra sobre el plano  $z = 0$ .

En la Figura 18 se muestra la anomalía magnética observada en contornos negros, en contornos azules está representada la anomalía magnética calculada con el algoritmo de inversión. Ambas anomalías están representadas en contornos de igual valor, separados a cada 20 nT. En la Figura 19 se muestra en contornos negros la profundidad a la cima (km) del cuerpo que causa la anomalía magnética calculada con el modelado directo y en contornos azules se muestra la profundidad a la cima (km) del cuerpo que causa la anomalía magnética, calculada con el proceso de inversión. La Figura 20 muestra en contornos negros la profundidad a la base (km) del cuerpo que causa la anomalía magnética observada y en contornos azules se muestra la profundidad a la base (km) del cuerpo que causa la anomalía magnética, calculada con el proceso de inversión. Los resultados alcanzados en este ejemplo nos han permitido validar el algoritmo de inversión.

Tabla V. Parámetros de las Gaussianas y resultados de la inversión.

Gausiana	$m_i$ modelo inicial	$m_d$ parámetros de diseño	$m_c$ parámetros calculados
1	0.1	0.2	0.200
2	0.2	0.4	0.400
3	0.3	0.6	0.600
4	0.4	0.8	0.803
5	0.5	1	1.008
6	0.1	0.2	0.200
7	0.2	0.4	0.400
8	0.3	0.6	0.601
9	0.4	0.8	0.798
10	0.5	1	0.994

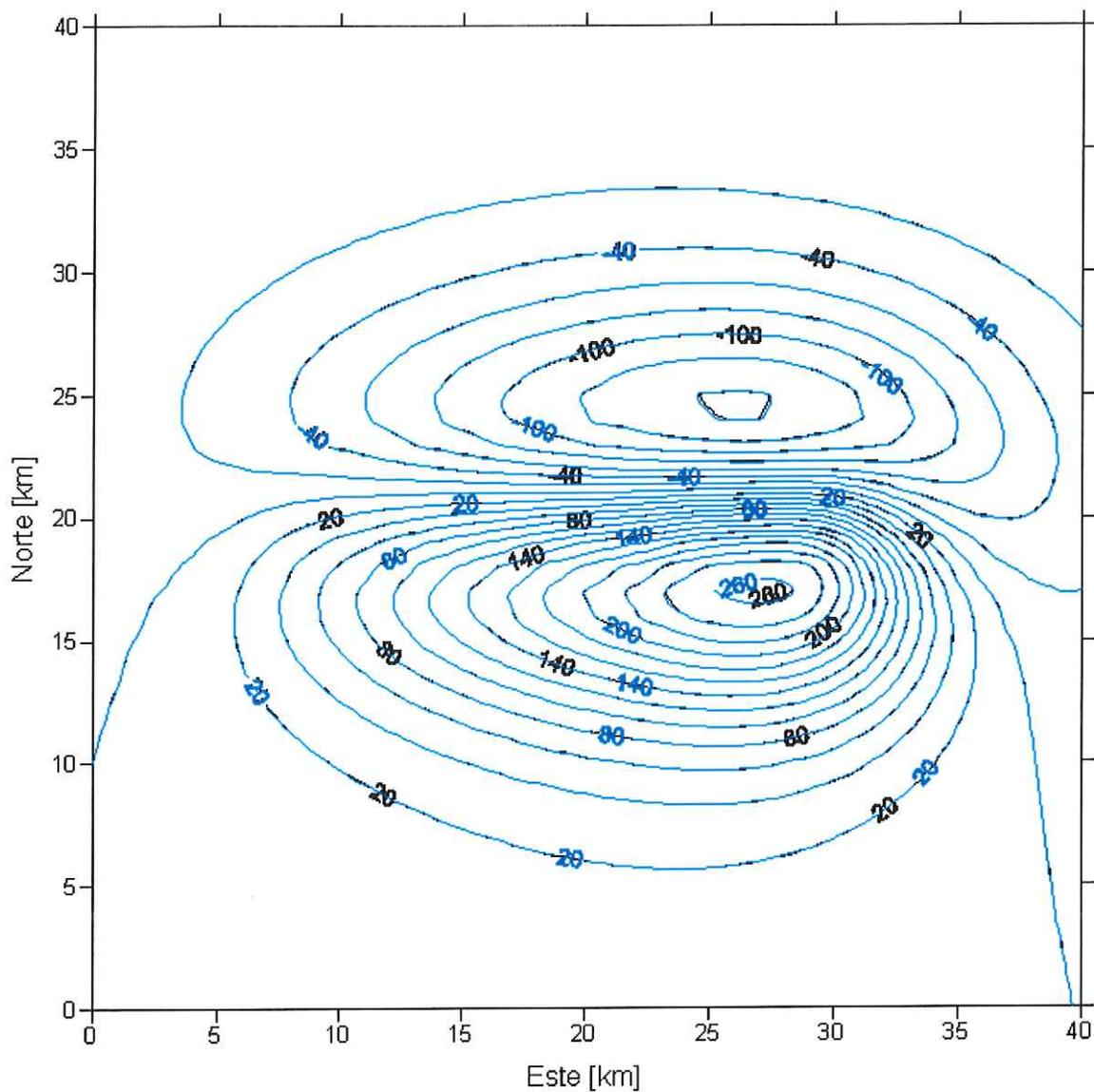


Figura 18. La anomalía magnética observada se muestra en contornos negros, en contornos azules se muestra la anomalía magnética calculada con el proceso de inversión. Ambas anomalías están representadas en contornos a cada 20 nT.

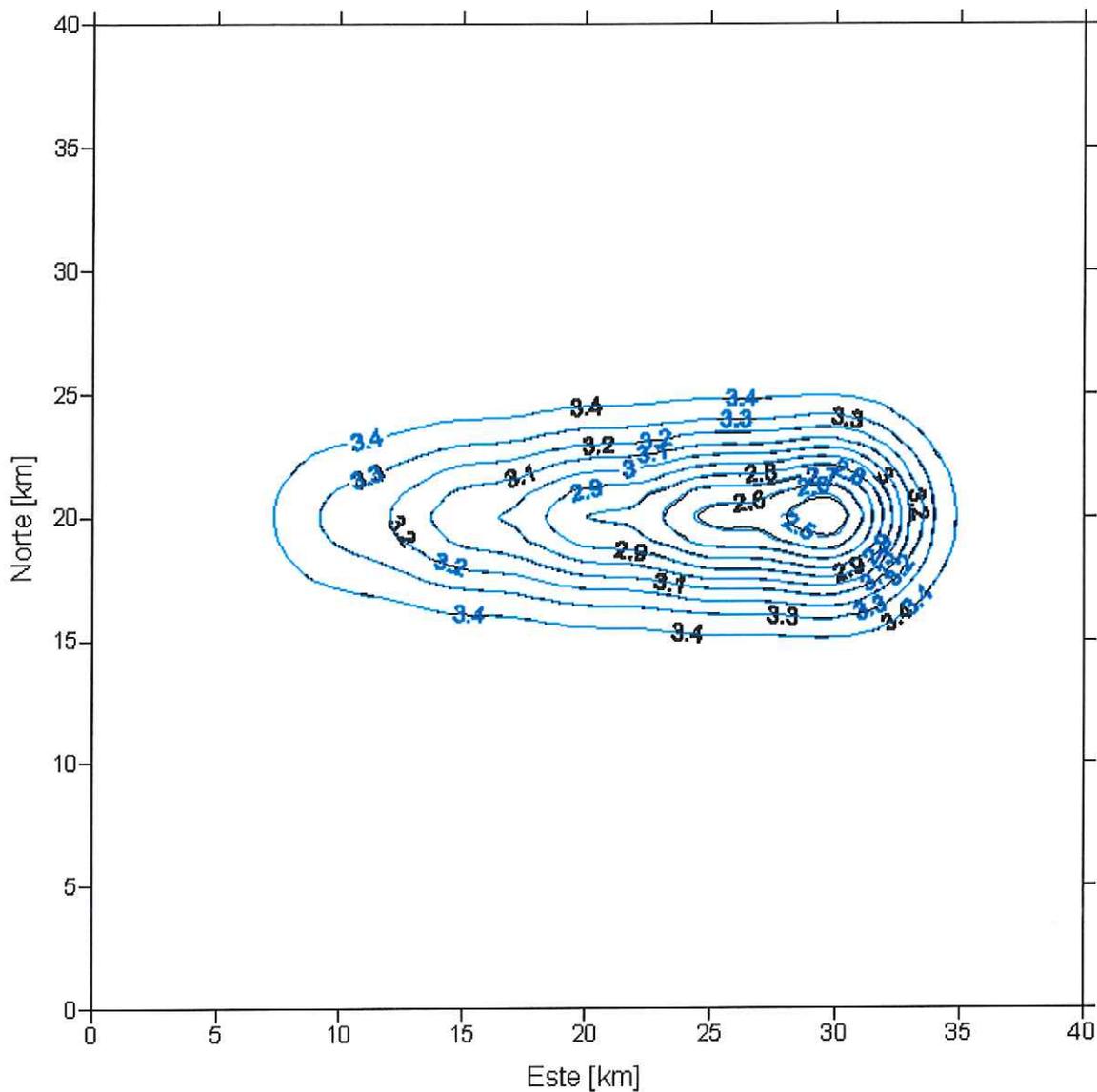


Figura 19. En la imagen se muestra en contornos negros la profundidad a la cima del cuerpo que causa la anomalía magnética sintética. Los contornos azules representan la profundidad a la cima del cuerpo que causa la anomalía sintética, calculada con el proceso de inversión. Ambas profundidades están representadas en contornos a cada 0.1 km.

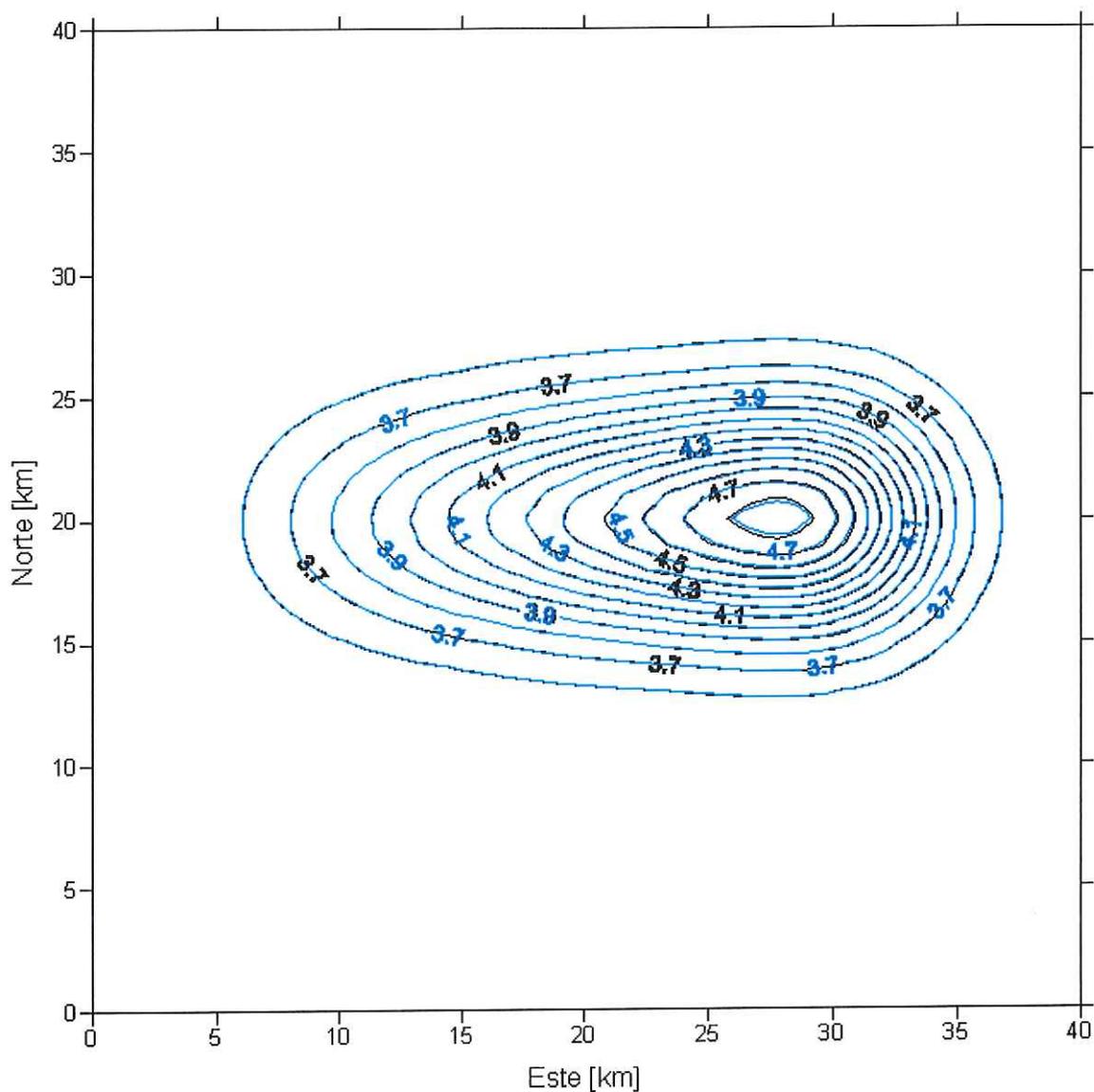


Figura 20. La imagen muestra en contornos negros la profundidad a la base del cuerpo que causa la anomalía magnética sintética, los contornos azules representan la profundidad a la base del cuerpo que causa la anomalía sintética, calculada con el proceso de inversión. Ambas profundidades están representadas en contornos a cada 0.1 km.

#### IV. 3.4 Inversión de anomalías gravimétricas sintéticas

Con la finalidad de probar la efectividad del algoritmo de inversión, se realizó la inversión de la anomalía gravimétrica mostrada en la Figura 16, utilizando tres prismas contiguos. La geometría, cima y densidad de estos prismas permanecieron constantes quedando como incógnita a resolver únicamente la base de estos. Los parámetros del modelo inicial y los resultados alcanzados se muestran en la Tabla VI. La Figura 21 muestra la anomalía gravimétrica sintética observada en contornos negros, en contornos azules está representada la anomalía gravimétrica sintética calculada con el algoritmo de inversión, ambas anomalías están representadas en contornos de igual valor separadas a cada 4 mGal. Los resultados alcanzados en este ejemplo han permitido validar el algoritmo de inversión.

Tabla VI. Resultados de la inversión

Prisma	Base $z_2$ inicial [km]	Base $z_2$ calculado [km]	Base $z_2$ diseño [km]
1	0.2	1	1
2	0.2	1	1
3	0.2	1	1

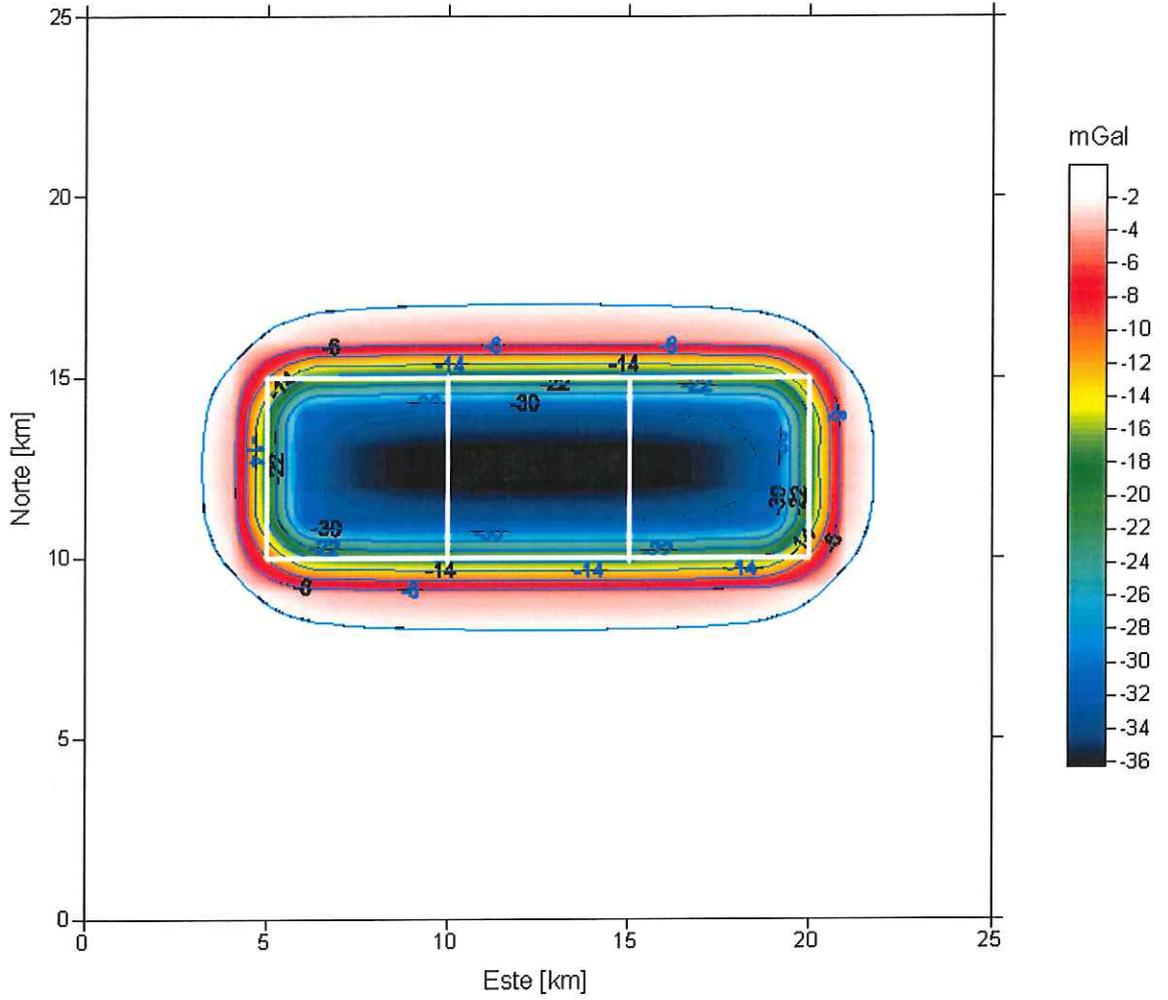


Figura 21. Anomalía gravimétrica observada en contornos negros, en contornos azules se muestra la anomalía gravimétrica calculada con el proceso de inversión, ambas anomalías están representadas en contornos a cada 4 mGal, los cuadros indican la posición de los prismas utilizados para la inversión.

## CAPÍTULO V

### INVERSIÓN DE DATOS DE CAMPO

En este capítulo se describe los resultados de la aplicación de los algoritmos de inversión descritos en el capítulo IV, tanto para anomalías magnéticas como gravimétricas, con la finalidad de inferir la geometría de las estructuras que causan ambas anomalías en el área de estudio.

#### V.1 Susceptibilidad magnética

Con base en mediciones de susceptibilidad magnética *in situ* de 5 muestras de roca colectadas en la zona de estudio, siendo estas principalmente granodioritas y granitos, y excluyendo el valor mayor y menor se obtuvo un valor promedio de susceptibilidad magnética de  $k_{SI} \approx 4 \times 10^{-4}$  (SI), la cual es equivalente a una magnetización promedio  $J=0.016$  A/m. Se calculó el efecto magnético debido a la topografía utilizando esa magnetización, obteniendo como resultando un efecto  $\sim 200$  veces menor que la anomalía aeromagnética observada. Por anterior, se interpreta que la anomalía aeromagnética observada no está asociada a las rocas que afloran en superficie. Se supone entonces que la anomalía posiblemente está asociada a un cuerpo intrusivo que yace a profundidad y de composición máfica como el gabro observado en superficie, o equivalentemente a una zona donde se incrementa la concentración de minerales magnéticos.

La susceptibilidad magnética de las rocas de la corteza terrestre depende esencialmente del contenido de magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). Telford *et al.* (1976) reportan

mediciones de susceptibilidad magnética en gabros con rango de variación entre  $10 \times 10^{-4}$  y  $900 \times 10^{-4}$  y con un valor promedio de  $750 \times 10^{-4}$  (SI). La intensidad del campo magnético en la región de estudio es del orden de 40 A/m, y considerando el valor promedio de susceptibilidad magnética para el gabro, resulta una magnetización de 3 A/m.

Mooney y Bleifuss, (1953) en base a mediciones de susceptibilidad magnética de un grupo de rocas de composición basáltica y gabraica de edad Precámbrica, colectadas en Minesota, propusieron una ecuación empírica que relaciona la susceptibilidad magnética y el porcentaje de magnetita contenida en las rocas, la cual está dada por:

$$k = 2.89 \times 10^{-3} V^{1.01} , \quad (31)$$

en donde  $V$  es el porcentaje en volumen de magnetita y la susceptibilidad magnética ( $k$ ) se expresa en unidades cgs. En la Figura 22 se graficó la ecuación 31 para un rango en volumen de magnetita entre 0.2 y 5.0 %. Por lo tanto, la susceptibilidad magnética medida en campo sugiere que estas rocas tienen un contenido de magnetita menor al 0.1 %.

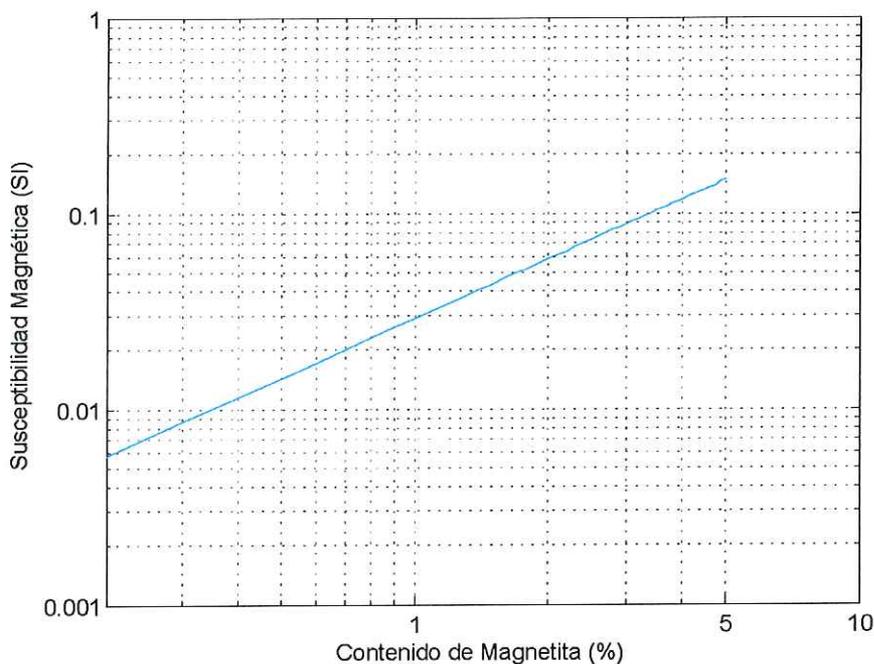


Figura 22. Relación entre en contenido de magnetita y la susceptibilidad magnética (SI) para basaltos y gabros, de acuerdo al modelo de (Mooney y Bleifuss, 1957).

## V.2 Inversión de datos aeromagnéticos

Los datos originales fueron filtrados utilizando un filtro pasa-bajas antes de la inversión. A los datos filtrados se le quitó un campo regional, representado por un polinomio de primer grado, y a la anomalía resultante se le aplicó una continuación analítica hacia arriba a una altura de 1 km, con el objetivo de eliminar señales ruidosas. La anomalía residual obtenida se muestra en la Figura 23.

En el proceso de inversión que se utilizó para inferir la geometría del cuerpo que produce la anomalía, se considera un estrato uniformemente magnetizado, cuya cima ( $h_1$ ) y base ( $h_2$ ) están definidas por la superposición lineal de 120 Gaussianas, distribuidas entre el techo y el piso de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}
 h_1(x, y) &= Z_c - \sum_{i=1}^{96} m_i W_i(x, y), \\
 h_2(x, y) &= Z_b + \sum_{i=97}^{120} m_i W_i(x, y),
 \end{aligned}
 \tag{32}$$

en donde:

$$W_i = \exp \left\{ - \left[ \frac{(x - x_i)^2}{\Omega_x^2} + \frac{(y - y_i)^2}{\Omega_y^2} \right] \right\} .
 \tag{33}$$

Para describir la cima del estrato se utilizaron 96 gaussianas distribuidas uniformemente, con  $\Omega_x^2 = \Omega_y^2 = 5 \text{ km}$ , y para describir la base del estrato se utilizaron 24 gaussianas distribuidas uniformemente, con  $\Omega_x^2 = \Omega_y^2 = 15 \text{ km}$ . Definiendo como cero la amplitud inicial de las gaussianas ( $m_i = 0$ ,  $i=1, \dots, M$ ), el modelo inicial fue un rectángulo de 3 km de espesor, definido entre  $Z_1 = 2.5$  y  $Z_1 = 5.5$  km de profundidad, entre los planos  $x_1 = 528$  y  $x_2 = 542$  km en la dirección norte, y entre los planos  $y_1 = 3533$  y  $y_2 = 3555$  km en la dirección este. En la Figura 23 se muestra la distribución de gaussianas utilizadas.

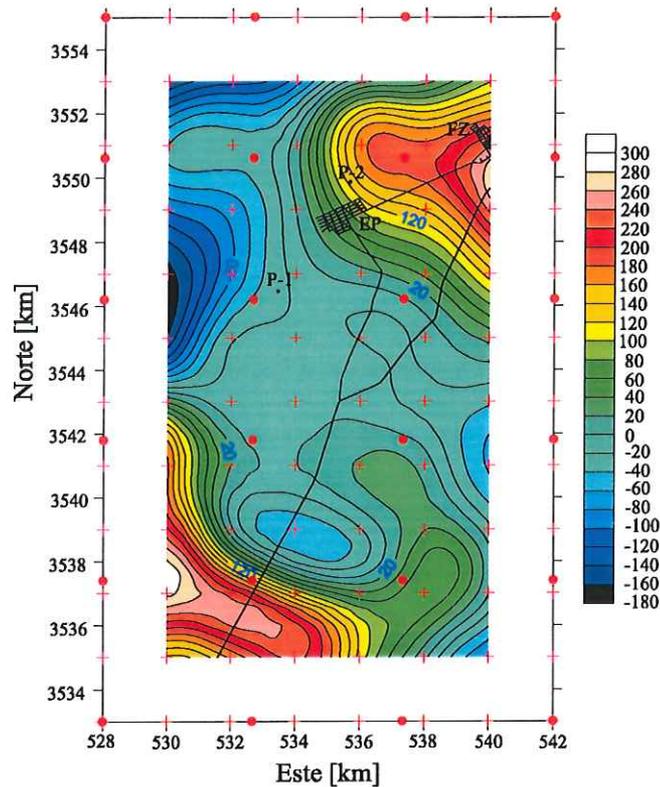


Figura 23. Anomalía aeromagnética utilizada para la inversión, la cual está representada en contornos separadas a cada 20 nT, las cruces y los círculos, respectivamente, indican la posición de las Gaussianas utilizadas para definir la cima y la base del estrato uniformemente magnetizado utilizado para la inversión, como referencia geográfica se muestra la carretera Tecate-Ensenada, los ejidos Francisco Zarco (FZ), El Porvenir (EP), los pozos El Porvenir 1 (P-1) , y El Porvenir 2 (P-2)

Para describir la dirección del campo geomagnético local de la zona de estudio se utilizó una inclinación  $I_0 = 50^\circ$  y una declinación  $D_0 = 10^\circ$  al Este del Norte. Para simplificar el proceso de inversión se propuso que el estrato está magnetizado en la dirección del campo geomagnético local, con una magnetización  $J = 3 \text{ A/m}$ . A continuación se describen los resultados de la inversión de los datos aeromagnéticos.

En la Figura 24 se muestra la profundidad a la cima del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética en la zona de estudio, con contornos a cada 0.1 km. La profundidad máxima es del orden de 1.2 km, y se localiza en el centro del valle. Las zonas más someras se encuentran hacia el noreste y suroeste de la zona de estudio con profundidades del orden de 0.3 y 0.1 km, respectivamente.

En la Figura 25 se muestra la profundidad a la base del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética en la zona de estudio, representada en contornos a cada 0.3 km, y con profundidades máximas aproximadamente en el centro del valle del orden de 3.6 km, las zonas más someras se encuentran hacia el norte y sur de la zona de estudio con profundidades del orden de 1.3 y 1.8 km, respectivamente.

En la Figura 26 se muestra el espesor del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética en la zona de estudio, representado en contornos a cada 0.1 km, con un espesor de 0.8 hasta 2.8 km. En la Figura 27 se muestra la anomalía aeromagnética observada en colores negros, y en contornos color azul se muestra la anomalía aeromagnética calculada con el proceso de inversión. Ambas anomalías están representadas en contornos a cada 20 nT. En la Figura 28 se muestra el error residual, que resulta de la diferencia entre la anomalía observada y la anomalía calculada, en contornos a cada 0.2 nT, con valores mínimos y máximos de -0.3 n T y 0.1 nT, respectivamente.

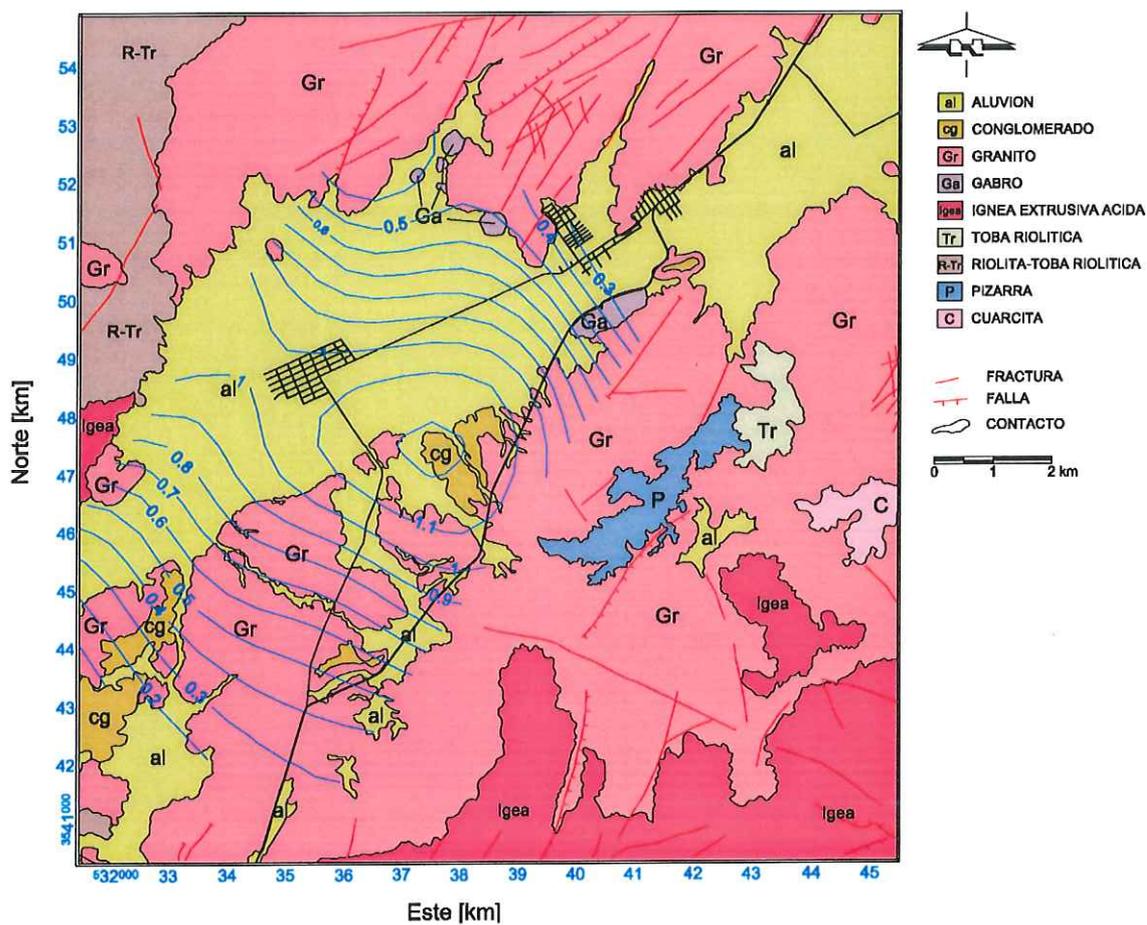


Figura 24. En la imagen se muestra la profundidad (km) a la cima del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética.

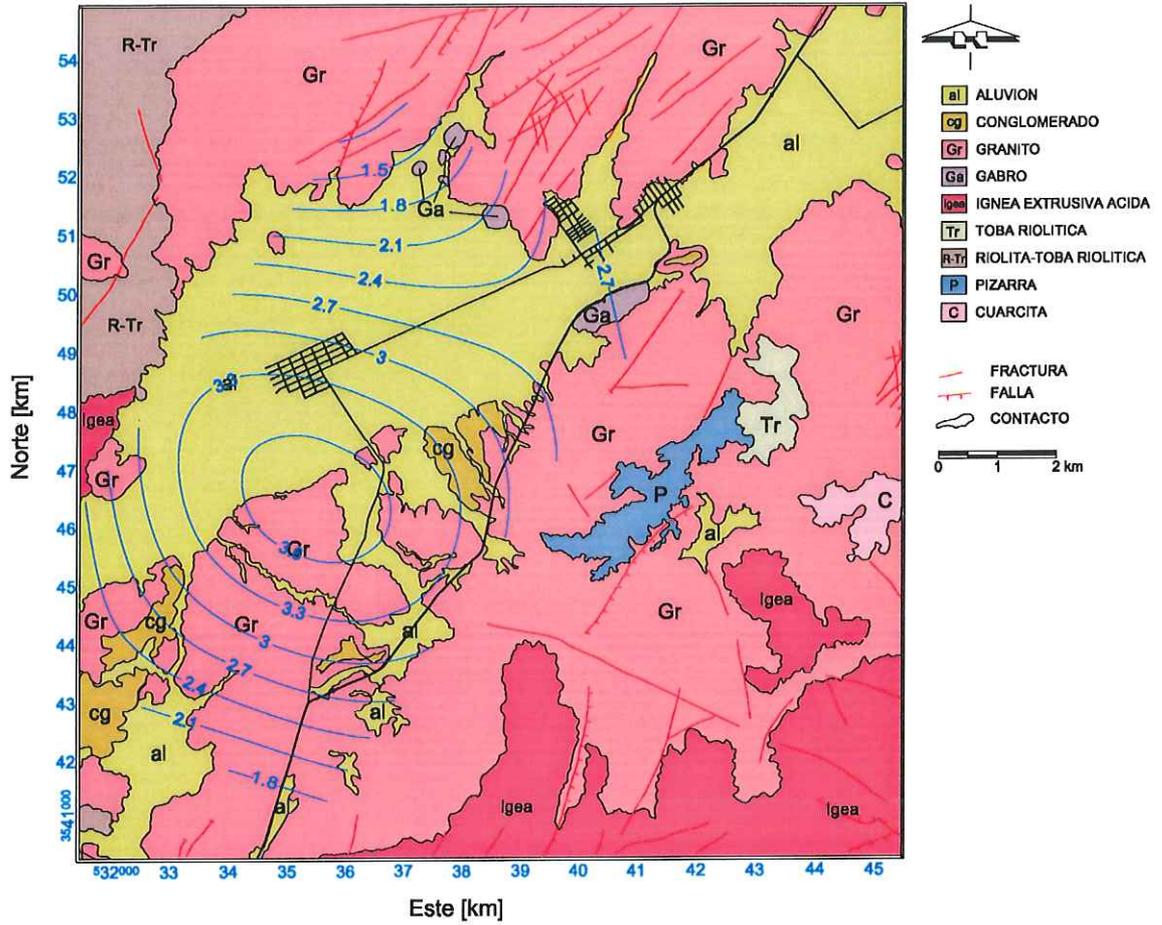


Figura 25. En la imagen se muestra la profundidad (km) a la base del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética.

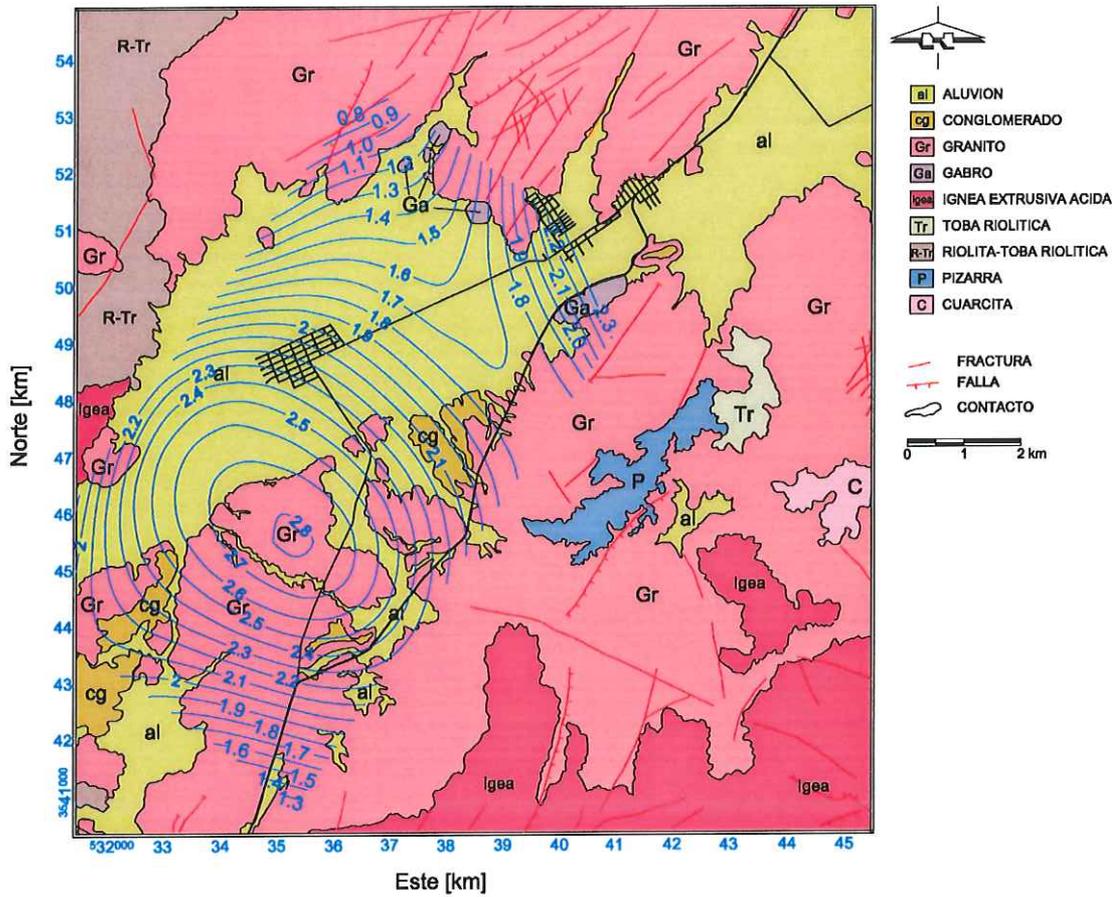


Figura 26. En la imagen se muestra el espesor (km) del cuerpo que causa la anomalía aeromagnética.

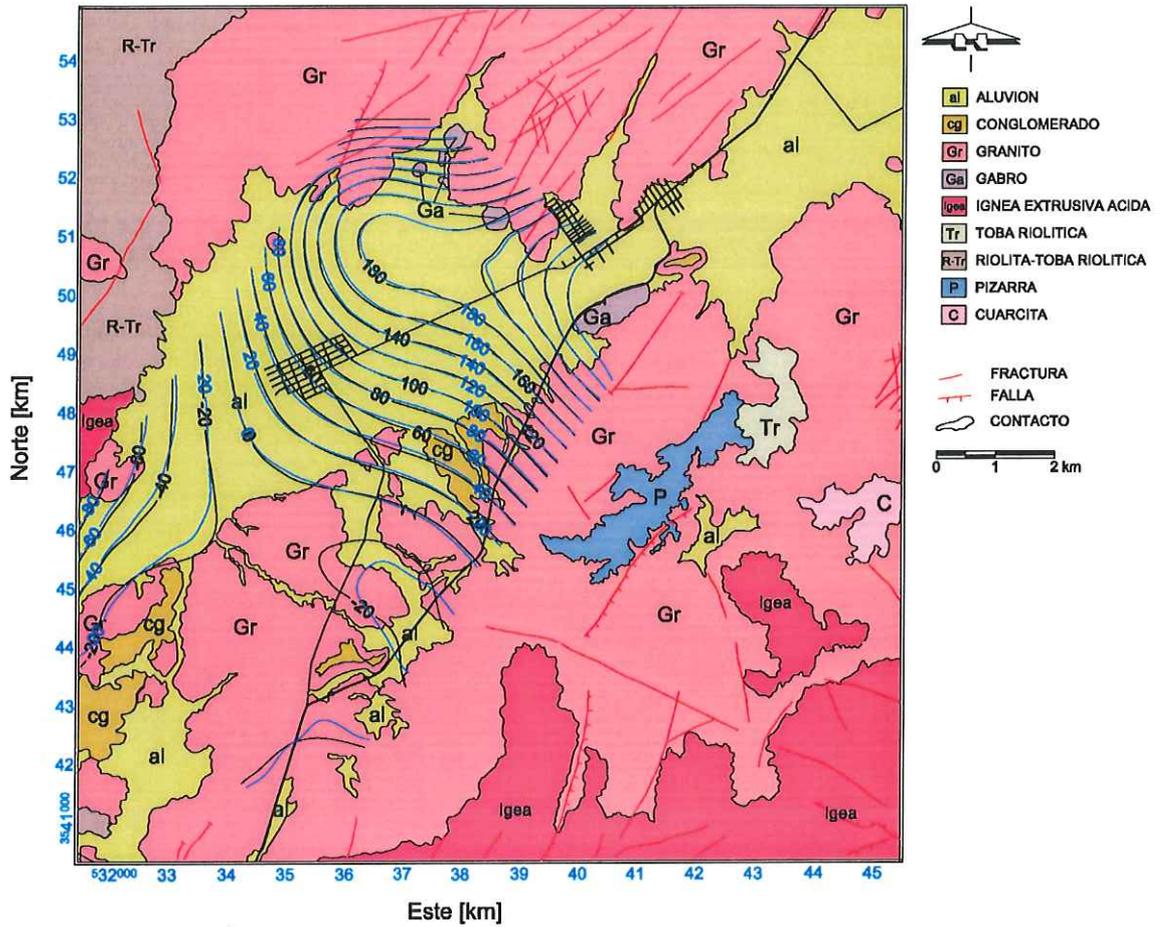


Figura 27. En la imagen se muestra la anomalía aeromagnética (nT) observada (negro) y la anomalía aeromagnética calculada (azul).

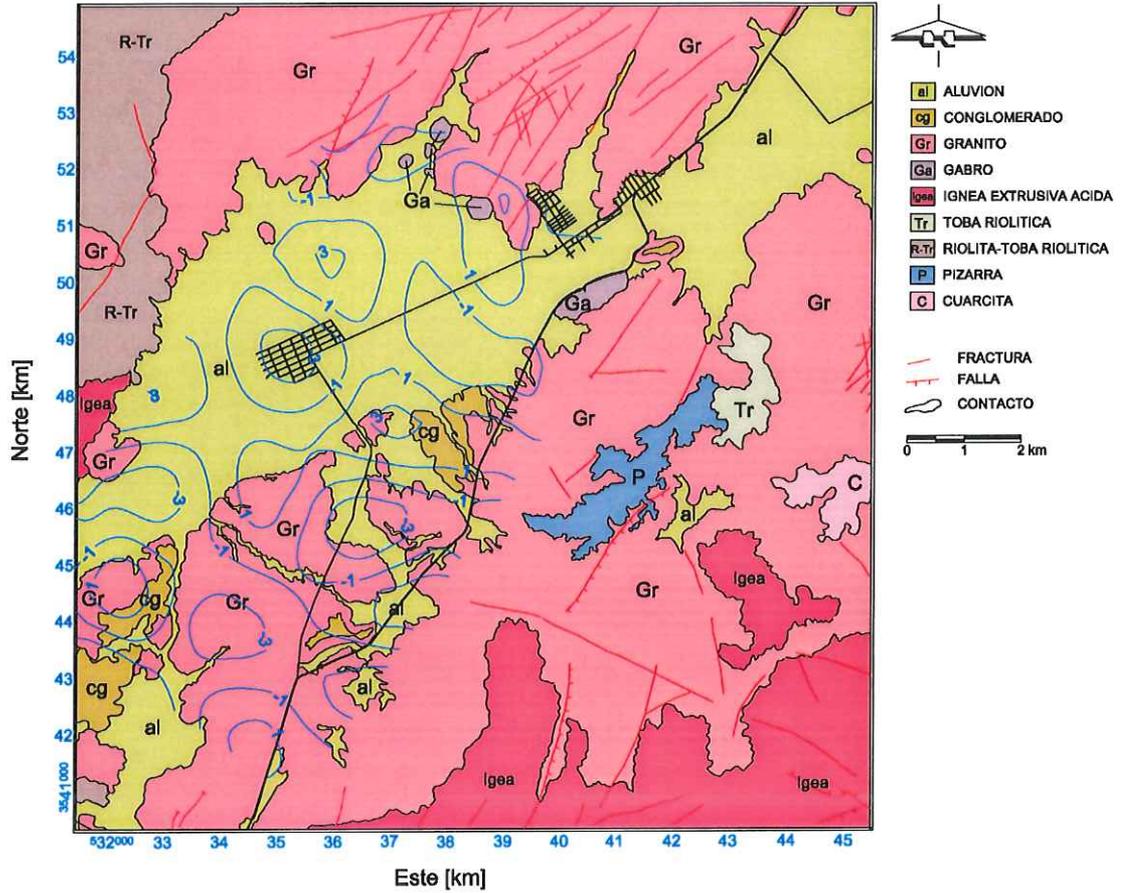


Figura 28. En la imagen se muestra el error residual (nT), como resultado de la diferencia de la anomalía observada menos la anomalía calculada.

### V.3 Inversión de datos gravimétricos

Con el objetivo de eliminar el efecto producido por estructuras de carácter regional, una vez obtenida la anomalía de Bouguer completa (Figura 10) se procedió a hacer una separación regional-residual, para obtener una anomalía residual, representativa de la Geología del área de estudio y que permita inferir la estructura de la cuenca sedimentaria. El regional calculado que se le quitó a los datos fue una superficie polinómica de segundo grado, calculada por mínimos cuadrados.

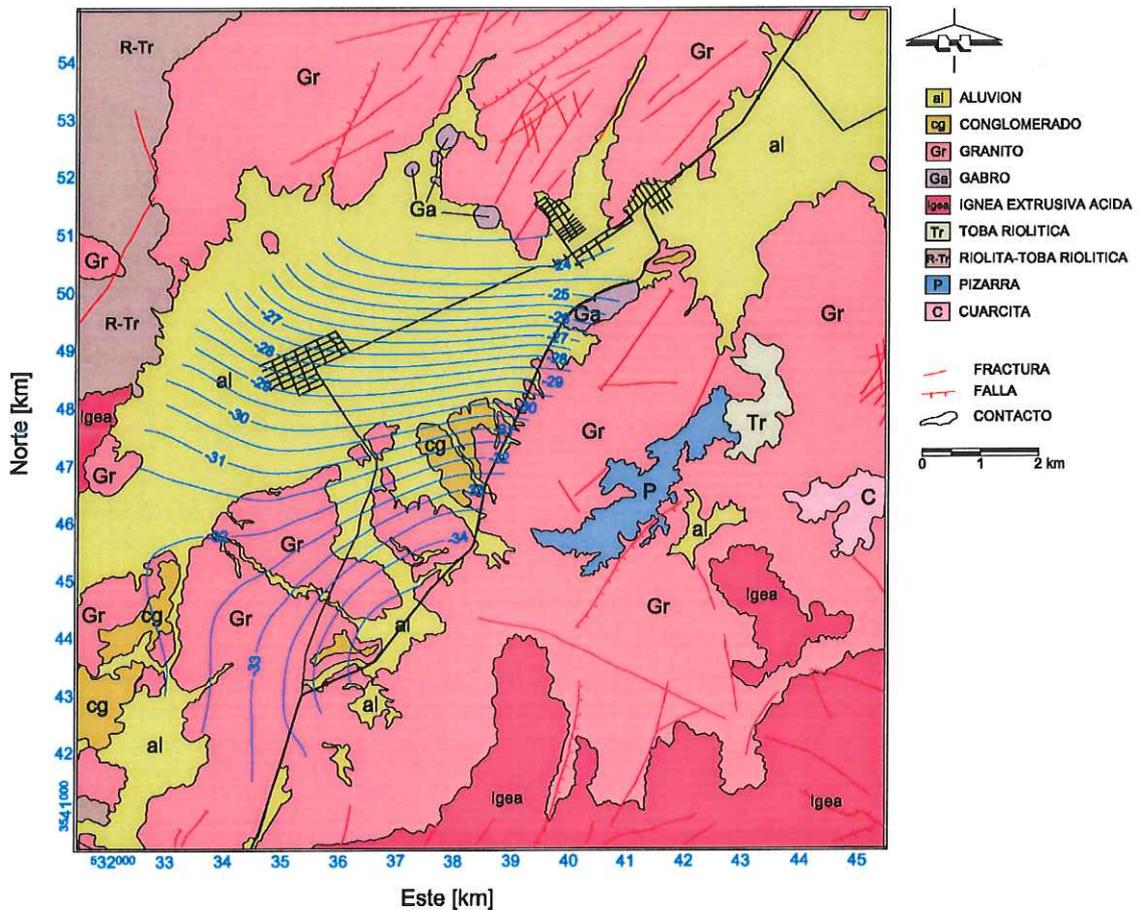


Figura 29. La imagen muestra la anomalía regional, con valores de -24.5 a -34.5 mGal.

Posterior a la separación regional-residual, la inversión se realizó utilizando 276 prismas contiguos con una longitud de 500 metros por lado, y distribuidos uniformemente sobre la zona de estudio, siguiendo la metodología descrita en García Abdeslem (2000). Tomando en cuenta la densidad promedio medida en muestras de los afloramientos del basamento ( $\rho_b = 2.77 \text{ g/cm}^3$ ) utilizada para calcular la anomalía de Bouguer, y la densidad típica para sedimentos no consolidados ( $\rho_s \approx 2 \text{ g/cm}^3$ ) se utilizó un contraste en densidad ( $\Delta\rho = \rho_s - \rho_b$ ) de  $-0.870 \text{ g/cm}^3$ . Los resultados de la inversión se describen a continuación.

La parte más profunda al basamento se encuentra aproximadamente en el centro del valle, alcanzando profundidades del orden de los 70 metros. Las zonas más someras se encuentran localizadas hacia el norte y hacia el sur del valle, en zonas donde aflora el basamento (Figura 30). En la figura también se muestra la ubicación del sondeo sísmico y la posición de los pozos El Porvenir 1 y El Porvenir 2, cuya litología se describió en la Figura 3.

En la Figura 31 se muestra la anomalía observada y la anomalía calculada. Se puede observar que ambas anomalías tienen la misma forma y amplitud; por consiguiente, la anomalía calculada después del proceso de inversión es aceptable. En la Figura 32 se muestra el error de desajuste, que es el resultado de restar la anomalía observada menos la anomalía calculada, en contornos a cada 0.01 mGal, que es la precisión del instrumento. Sus valores máximos van desde 0.01 hasta valores mínimos de -0.06 mGal, las zonas de máximo error en el desajuste se encuentra en los bordes del área de estudio.

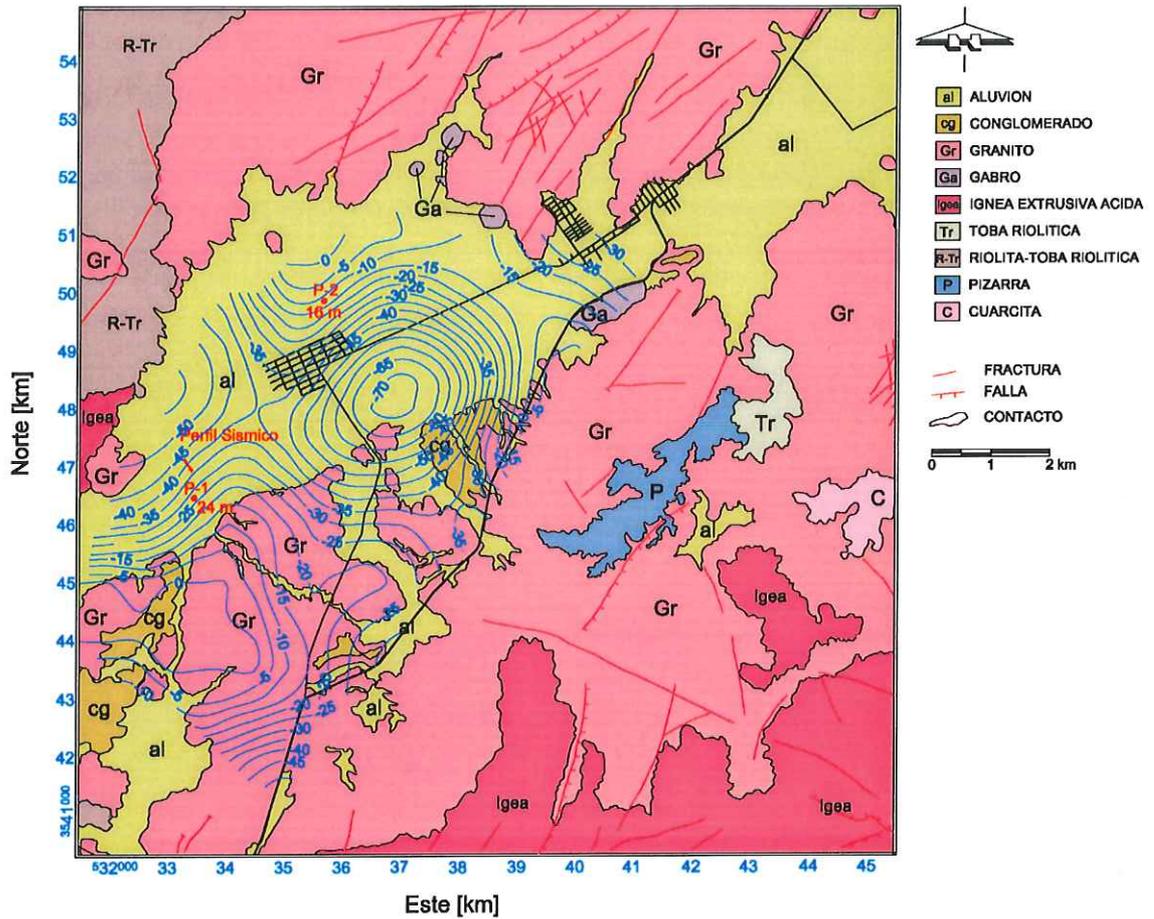


Figura 30. La figura muestra la profundidad al basamento (m) con respecto a la topografía de la cuenca sedimentaria. Los círculos indican la posición de los pozos y la profundidad (m) a la cual toca granito (El Porvenir 1) y granito alterado y fracturado (El Porvenir 2), la línea roja indica el sitio donde se realizó el sondeo sísmico.

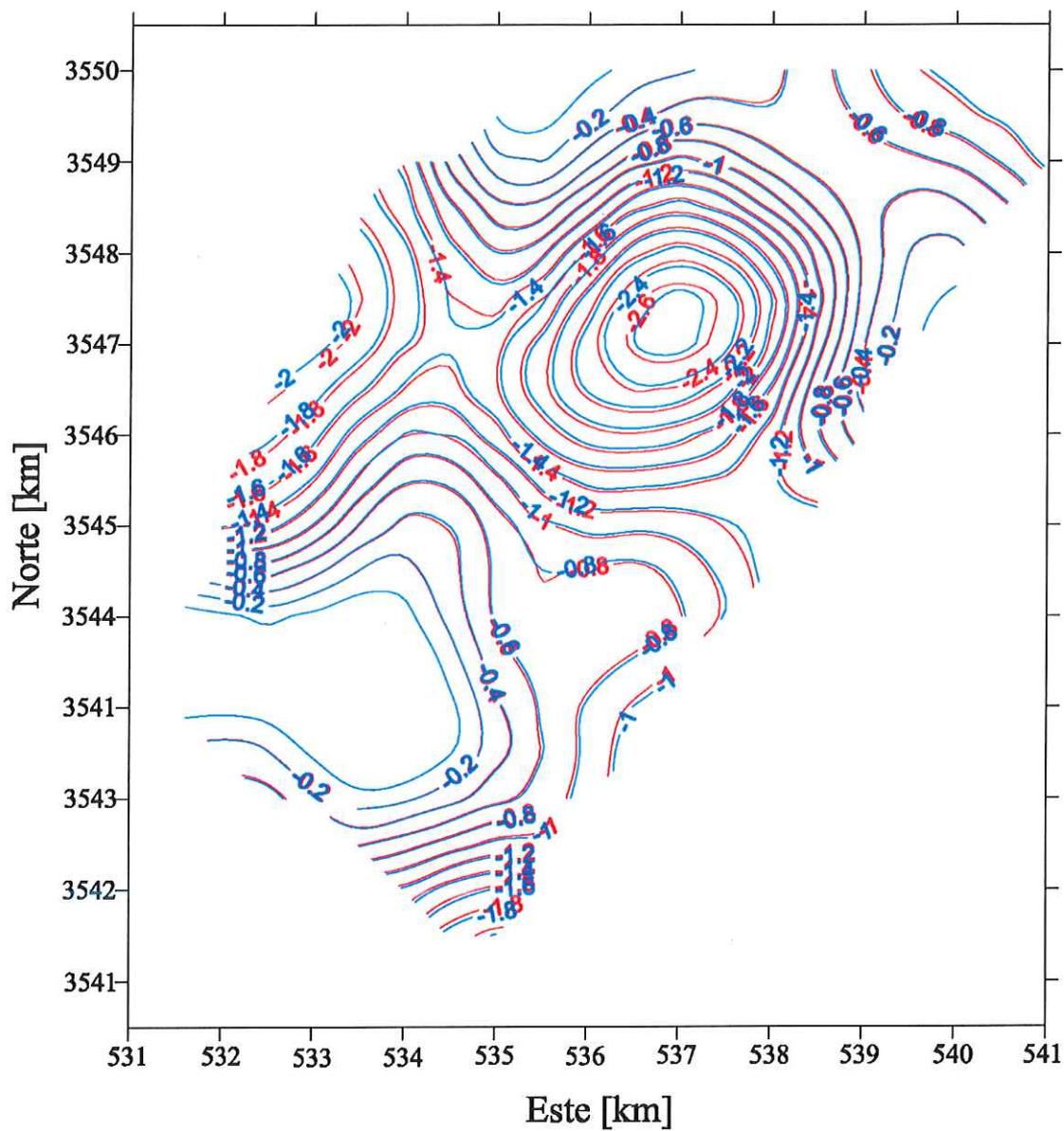


Figura 31. En la figura se muestra la anomalía observada en contornos rojos, y la anomalía calculada en contornos azules. El intervalo de contornos es de 0.2 mGal.

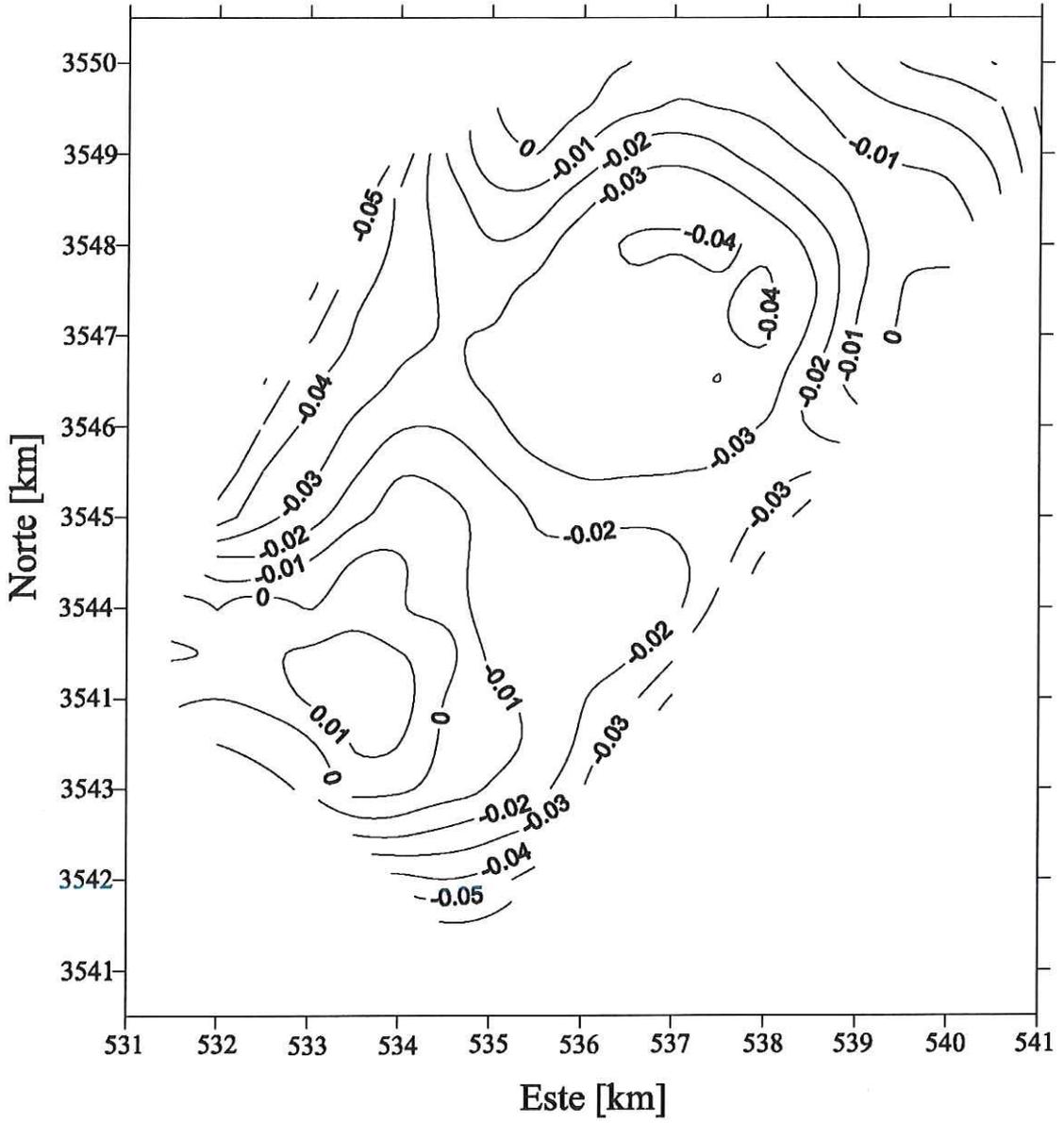


Figura 32. Anomalia residual, resultando de la diferencia de la anomalia observada menos la anomalia calculada, con contornos a cada 0.01 mGal.

## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES

El objetivo planteado al inicio de este proyecto de tesis, consistió en inferir mediante la interpretación de datos geofísicos: gravimetría, magnetometría y refracción sísmica, la geometría y profundidad al basamento cristalino de la cuenca sedimentaria El Porvenir. Estudios previos hechos en la zona por Andrade Borbolla (1997), sugieren que el basamento yace a una profundidad máxima de ~100 m. Sin embargo en dicho trabajo no se especifica el tipo de información utilizada.

Con la interpretación del perfil sísmico se interpretó la presencia de un estrato de ~25 m de espesor y velocidad  $V_p = 1887$  m/s, correspondiente a sedimentos no consolidados (arenas y arcillas), el cual sobreyace a un estrato caracterizado por una velocidad de propagación  $V_p = 4112$  m/s, la cual interpretamos que está asociada a un granitoide alterado.

A partir de la inversión de la anomalía de gravedad se infiere que el basamento cristalino yace a una profundidad máxima del orden de 70 m. Las zonas más someras, localizadas hacia el norte y sur del valle, coinciden con zonas en donde aflora el basamento. La profundidad del basamento es razonablemente consistente con la transición entre los sedimentos no consolidados y el granito alterado, a la profundidad reportada en los pozos El Porvenir 1 y El Porvenir 2, y con la inferida con el sondeo sísmico.

Debido a que la anomalía producida por la topografía del área de estudio, calculada utilizando la susceptibilidad magnética medida en los afloramientos, es ~200 veces menor

que las anomalías observadas en campo, interpretamos que la anomalía magnética observada no está asociada a las rocas que afloran.

Al utilizar magnetizaciones menores a 2 A/m para invertir la anomalía aeromagnética la cima del estrato aflora a superficie. Utilizando una magnetización de 3 A/m, los resultados de la inversión sugieren que la cima del estrato magnetizado se encuentra a una profundidad que varía entre 100 y 1200 m. La profundidad a la base del estrato varía entre 1300 y 3600 m. Interpretamos que la anomalía está producida por un intrusivo con una concentración en magnetita del ~2 % en volumen, equivalente a la magnetización promedio del gabro.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abramowitz, M., 1972, Elementary analytical methods, En: Abramowitz, M., and Stegun, I. A. *Eds.*, Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables: Dover Publ. Inc.
- Acosta-Chang, J. G., 1990, Manual de aplicación del paquete de procesamiento estándar de acelerogramas, (Versión 5.0), CICESE.
- Álvarez Jr. M., 1961, Provincias fisiográficas de la republica mexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, *Tomo XXIV, ( N 2)*: 18 pp.
- Andrade-Borbolla, M., 1997, Actualización geohidrológica del Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, B. C., Grupo Agroindustrial del Valle de Guadalupe, Baja California. 59 pp.
- Atkinson, K. E., 1989, An introduction to numerical analysis. John Wiley & Sons, Inc. 693 pp.
- Banerjee, B. y Gupta, S.P.D., 1977, Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped. *Geophysics*,42: 1053-1055.
- Blakely, R. J., 1995, Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, New York. 441 pp.
- Brasea Ochoa, J. M., 2005, Programa para el respaldo de datos registrados con el sismógrafo EG & G Geometrics (Intrism9), CICESE, informe técnico, 25 pp.
- Burger, H. R., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface. Englewood cliffs, New Jersey. 487 pp.

- Carnahan, B., Luther, H. A., Wilkes, J. O., 1969, Applied numerical methods: John Wiley & Sons, Inc.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), 2002, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero de Guadalupe, estado de Baja California. 19 pp.
- Davis, P.J. y Polonsky, I., 1972, Numerical interpolation, differentiation and integration, En: Abramowitz, M., and Stegun, I. A. (Eds.), Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables: Dover Pub. Inc., 875-924.
- García-Abdeslem, J., 2000, Nonlinear 3-D inversion of gravity data over a sulfide ore body. *Geofísica Internacional.*, 39 (2): 179-188
- García-Abdeslem, J. y Martín-Atienza, B., 2001, A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model. *Geophysics.*, 66 (4) 1110-1115.
- García-Abdeslem, J., 3D magnetic modeling and inversion of a uniformly magnetized layer defined using a linear combination of exponential basis functions (Sometime a Geophysics).
- Gradshteyn, I.S., y I. M. Ryzhik, 1980, Table of integrals, series and products: Academic Press Inc.
- Haáz, I. B., 1953, Relations between the potential of the attraction of the mass contained in a finite rectangular prism and its first and second derivatives (in Hungarian): *Geofizikai Közlemények*, 2,7.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 1976, Carta geológica, I11D82, escala 1:50,000, Tijuana B. C. México. Primera impresión.

- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 1995, Modelo digital de elevaciones de la República Mexicana en disco compacto, Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- Levenberg , K., 1944, A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares, *Quart. Appl. Math.* 2: 164-168.
- Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *J. SIAM* 11: 431-441.
- Mooney, H. M. y Bleifuss, R. 1953, Magnetic susceptibility measurements in Minnesota , part II, analysis of field results. *Geophysics*.18: 382-393
- Ortega-Rivera, A., 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the peninsula ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for south western North America, tesis de doctorado, Queen's University, Kingston, Ontario, Canadá. 136 pp.
- Sorokin, L. V., 1951, Gravimetry and gravimetrical prospecting (in Russian): State Technical Publishing
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. y Keys, D. A. 1976, Applied Geophysics. Cambridge University Press, London. 860 pp.