



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**“MODELAMIENTO GEOFÍSICO EN EL GRABEN DEL  
AEROPUERTO, MANAGUA, NICARAGUA”.**

**TESIS**

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS (EXPLORACIÓN)

**PRESENTA**

XOCHILT ESTHER ZAMBRANA AREAS

**JURADO EXAMINADOR**

DR. OSCAR CAMPOS ENRÍQUEZ (DIRECTOR DE TESIS)

DR. RENÉ CHÁVEZ SEGURA (PRESIDENTE)

DR. OSVALDO SÁNCHEZ (VOCAL)

DR. MICHELANGELO MARTINI (SUPLENTE)

DR. HÉCTOR LÓPEZ LOERA (SUPLENTE)

**2012**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Of. No. PCT/GITJ/1099/11

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis  
y asignación de jurado para examen de grado.

**XOCHITL ESTHER ZAMBRANA AREAS**

Estudiante de Maestría

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 29 de noviembre del año en curso, aprobó el tema de tesis titulado "*Modelamiento geofísico del graben del aeropuerto, Managua, Nicaragua*". Así mismo ratificó al Dr. Oscar Campos Enríquez como asesor del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. René Chávez Segura

Dr. Osvaldo Sánchez Zamora

Dr. Oscar Campos Enríquez

Dr. Michelangelo Martini

Dr. Héctor López Loera

Presidente

Vocal

Secretario

Suplente

Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

**"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"**

Ciudad Universitaria, a 30 de noviembre de 2011.

**COORDINADOR DEL PROGRAMA**

**DR. GUSTAVO TOLSON JONES**

GITJ'achg

---

**Dedicada a:**

A mi Patria Nicaragua.

**A mis Padres:**

Esther del Socorro Areas Morales.

Álvaro Antonio Zambrana Molina.

**Hermanos, Sobrinos y Seres queridos.**

---



---

## **Agradecimientos**

A Dios por haberme dado la vida y el privilegio de estudiar en la mejor Universidad de Latinoamérica.

Mi reconocimiento y gratitud al **Dr. Oscar Campos Enríquez**, asesor de tesis, por brindarme su amistad y por todo el apoyo dedicado durante mis estudios de posgrado. Le agradezco sinceramente por todo el tiempo que me dedicó y todas sus valiosas enseñanzas.

A sinodales y jurado examinador de esta tesis: Dr. Duncan Keppie, Dr. Osvaldo Sánchez, Dr. René Chávez, Dr. Michelangelo Martini, Dr. Héctor López, por sus valiosos comentarios y revisión de esta tesis.

Al **Programa Multidisciplinario de Investigación Ambiental (PMIA)**, por el financiamiento de esta investigación y beca otorgada, y al **Instituto de Geología y Geofísica (IGG-CIGEO/UNAN-Managua)**.

Al **Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT-México)**, por su apoyo con recursos económicos en la etapa final de mis estudios de posgrado.

Al **Posgrado de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de México**, y a todos sus investigadores y personal.

Agradezco a los **Profesores Dionisio Rodríguez y Marvin Valles** por brindarme todo su apoyo durante mis estudios realizados. En especial agradezco a **Msc. Brenda Leytón** por asesorarme y brindarme toda su ayuda y enseñanza en la metodología del levantamiento de Campo y uso de equipos de Campo Potencial. También mi más sincera gratitud a **Msc. Marvin Corriol** por enseñarme a usar el equipo de GPS Diferencial, así mis mismo agradezco al **Profesor Lener Sequeira, Claudio Romero y Carlos Rubí** por todas sus orientaciones. También agradezco a **Walter Espinoza, Lisset Hernández, Mayela Martínez, Delvin Martínez, Santiago Noguera, Francisco Vázquez**, por toda su ayuda brindada en el trabajo de Campo.

A **Gema Velázquez, Francisco Espinoza, Denis Avellán** por brindarme todo su apoyo y amistad, durante mi estancia en México.

---

---

## **Resumen**

Se presentan un estudio geofísico de exploración gravimétrica y magnetométrica, en conjunto con la técnica de GPS-diferencial, en la denominada estructura del Graben de Aeropuerto, Managua Nicaragua. Ésta estructura geológica se ubica en la porción oriente de la Ciudad de Managua y es delimitada al este por la Zona de Falla Cofradía; y en su margen oeste se localiza la Zona de Falla del Aeropuerto.

El denominado Graben del Aeropuerto es una estructura tectónica de gran importancia, ya que las fallas que lo conforman representa una amenaza sísmica para la Ciudad de Managua, que ha sido históricamente destruida por eventos sísmicos de gran magnitud, originados por movimientos de fallas geológicas.

Entre los objetivos planteados comprendían inferir la estructura del subsuelo y determinar las características en profundidad de las fallas geológicas, mediante el modelado directo de anomalías gravimétricas y magnéticas.

En el desarrollo de la presente investigación se realizaron tres etapas principales de trabajo de campo, para la adquisición de datos, destacando la obtención de 462 estaciones gravimétricas, 479 mediciones magnéticas y 60 estaciones geofísicas georeferenciadas con GPS-diferencial; a lo largo de 4 perfiles geofísicos, perpendiculares a la dirección de estructuras geológicas en el área de estudio. Los datos de campo se corrigieron y se aplicaron técnicas de filtrado en el dominio de Fourier para facilitar la interpretación cualitativa de las anomalías magnéticas y gravimétricas.

Mediante el análisis del Espectro de Potencia de las anomalías gravimétricas y magnéticas se estiman profundidades de fuente de anomalía. Las fuentes más profunda de anomalía gravimétrica se localiza aproximadamente entre los 465 y 1,021 m. Así mismo se obtienen profundidades promedias de la cima del basamento magnético obteniendo valores entre los 228 y 488 m.

Con base en los resultados del modelado directo de anomalías gravimétricas y magnetométricas, se infiere que la estructura conocida como Graben de Aeropuerto está conformada por fosas y pilares tectónicos asociado con fallas normales oblicuas. Las depresiones, a reserva de comprobar, son del tipo graben (Parte SE) y semigraben (Parte SW y NE).

---

# Contenido

<b>Capítulo I. Introducción</b> .....	1
1.1. Generalidades.....	1
1.2. Trabajos previos.....	2
1.3. Objetivos.....	4
1.4. Localización del área de estudio.....	5
1.5. Metodología.....	6
<b>Capítulo II. Marco Tectónico y Geología Regional</b> .....	10
2.1. Marco Tectónico Regional.....	10
2.2. Geología Regional de Nicaragua.....	12
<b>Capítulo III. Marco Geológico y Estructural</b> .....	20
3.1. Litología y Estratigrafía de Managua.....	20
3.2. Marco Estructural.....	25
<b>Capítulo IV. Fundamentos Teóricos de Método Potenciales</b> .....	36
4.1. Método Gravimétrico.....	36
4.2. Método Magnético.....	43
<b>Capítulo V. Adquisición de datos</b> .....	57
5.1. Introducción.....	57
5.2. Levantamiento Gravimétrico.....	58
5.3. Levantamiento Magnético.....	64
5.4. Georeferenciación.....	68

<b>Capítulo VI. Procesamiento de Datos</b> .....	72
6.1. Gravimetría .....	72
6.2. Magnetometría .....	88
<b>Capítulo VII. Modelado Geofísico</b> .....	106
7.1. Introducción .....	106
7.2. Procesado e interpretación .....	106
7.3. Modelado directo conjunto de 2 dimensiones .....	107
7.4. Descripción y discusión de los resultados .....	110
<b>Conclusiones</b> .....	122
<b>Recomendaciones</b> .....	124
<b>Bibliografía</b> .....	125

# Índice de figuras y tablas

## Figuras

### Capítulo I. Introducción.

Figura 1.1. Localización del área de estudio.....	5
Figura 1.2. Localización de perfiles geofísicos .....	8

### Capítulo II. Marco Tectónico y Geología Regional.

Figura 2.1. Mapa Tectónico de América Central y de Nicaragua. ....	10
Figura 2.2. Mapa Geológico Generalizado de Nicaragua.....	13
Figura 2.3. Imagen de Relieve Sombreado de la Cadena Volcánica Nicaragüense. ....	16
Figura 2.4. Mapa Tectónico de Cuencas de Pull-apart en la Depresión de Nicaragua.....	19
Figura 2.5. Mapa Tectónico de Fallas en dominó en la Depresión de Nicaragua. ....	19

### Capítulo III. Marco Geológico y Estructural.

Figura 3.1. Secuencia estratigráfica de Managua .....	24
Figura 3.2. Mapa de Cinemática de Fallas de Managua.....	27
Figura 3.3. Mapa Geológico Graben del Aeropuerto . ....	29
Figura 3.4. Estructuras y zonas de fallas marginales del Graben del Aeropuerto .....	31
Figura 3.5. Localización de Falla Aeropuerto .....	32
Figura 3.6. Escarpe de Falla Cofradía.....	33
Figura 3.7. Estructuras en el interior del Graben del Aeropuerto.....	35
Figura 3.8. Conos de escorias en el interior del Graben del Aeropuerto.....	35

### Capítulo IV. Fundamentos teóricos de los métodos potenciales.

Figura 4.1. Líneas de fuerza del campo magnético de la Tierra. ....	44
Figura 4.2. Elementos del Campo Magnético de la Tierra . ....	46
Figura 4.3. Variación del campo magnético terrestre .....	48
Figura 4.4. Representación vectorial de la anomalía de Campo Total .....	51
Figura 4.5. Espectro de Potencia del Campo Geomagnético.....	54

## **Capítulo V. Adquisición de datos.**

Figura 5.1. Mapa de ubicación de perfiles geofísicos.....	58
Figura 5.2. Base de Gravedad Absoluta y sub-base gravimétrica .	61
Figura 5.3. Principio físico del gravímetro Lacoste & Romberg .....	62
Figura 5.4. Mediciones de campo con el gravímetro Lacoste & Romberg .....	62
Figura 5.5. Nivelación del gravímetro Lacoste & Romberg.....	63
Figura 5.6. Operación de campo con el magnetómetro GSM-19. ....	66
Figura 5.7. Magnetómetro GSM-19.....	67
Figura 5.8. GPS-Diferencial sobre base geodésica .....	69
Figura 5.9. Equipo LOCUS ASHTECH D-GPS. ....	70
Figura 5.10. GPS-Diferencial .....	71

## **Capítulo VI. Procesamiento de datos.**

Figura 6.1. Perfil gravimétrico 1.....	74
Figura 6.2. Perfil gravimétrico 2.....	75
Figura 6.3. Perfil gravimétrico 3.....	75
Figura 6.4. Perfil gravimétrico 4.....	76
Figura 6.5. Procesado del perfil gravimétrico 1.....	78
Figura 6.6. Procesado del perfil gravimétrico 2. ....	79
Figura 6.7. Procesado del perfil gravimétrico 3.....	80
Figura 6.8. Procesado del perfil gravimétrico 4.....	81
Figura 6.9. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía gravimétrica perfil 1.....	86
Figura 6.10. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía gravimétrica perfil 2.....	86
Figura 6.11. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía gravimétrica perfil 3.....	87
Figura 6.12. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía gravimétrica del perfil 4.....	87

Figura 6.13. Anomalía magnética del perfil 1. ....	89
Figura 6.14. Anomalía magnética del perfil 2. ....	90
Figura 6. 15. Anomalía magnética del perfil 3. ....	90
Figura 6.16. Anomalía magnética del perfil 4. ....	91
Figura.6.17. Representación esquemática del filtro pasa bajos .....	94
Figura. 6.18. Tratamiento de datos para eliminar el fenómeno de Gibbs .....	95
Figura. 6.19. Procesado del perfil magnético 1 .....	96
Figura. 6.20. Procesado del perfil magnético 2 .....	97
Figura. 6.21. Procesado del perfil magnético 3 .....	98
Figura. 6.22. Procesado del perfil magnético 4 .....	99
Figura 6.23. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía magnética del perfil 1 .....	104
Figura 6.24. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía magnética del perfil 2 .....	104
Figura 6.25. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía magnética del perfil 3 .....	105
Figura 6.26. Espectro de potencia suavizado y profundidades de fuentes de anomalía magnética del perfil 4 .....	105

## **Capítulo VII. Modelado geofísico.**

Figura 7.1. Etapas del modelo directo .....	109
Figura 7.2. Modelado directo del perfil 1-1.....	115
Figura 7.3. Modelado director del perfil 2-2.....	116
Figura 7.4. Modelado directo del perfil 3-3 .....	117
Figura 7.5. Modelado directo del perfil 4-4 .....	118
Figura 7.6. Mapa de Fallas mayores interpretadas en base al modelado directo de anomalías gravimétricas y magnéticas.....	119

Figura 7.7. Sección esquemática de estructuras, Parte NE de la denominada Estructura del Graben del Aeropuerto .....	120
--	-----

Figura 7.8. Sección esquemática de estructuras, Parte S de la denominada Estructura del Graben del Aeropuerto .....	121
---	-----

## **Tablas**

### **Capítulo I. Introducción.**

Tabla 1.1. Coordenadas de perfiles geofísicos.....	7
--	---

### **Capítulo III. Marco Geológico y Estructural.**

Tabla 3.1. Descripción de las fallas principales de Managua. ....	28
---	----

### **Capítulo V. Adquisición de datos.**

Tabla 5.1. Perfiles gravimétricos .....	60
Tabla 5.2. Base de gravedad absoluta .....	61
Tabla 5.3. Características técnicas del gravímetro .....	63
Tabla 5.4. Base magnética .....	65
Tabla 5.5. Perfiles magnéticos .....	65
Tabla 5.6. Características técnicas del magnetómetro .....	68
Tabla 5.7. Características técnicas del GPS-Diferencial.....	70

### **Capítulo VI. Procesamiento de datos.**

Tabla 6.1. Profundidades estimadas para fuentes de anomalías gravimétricas.....	85
Tabla 6.2. Valores del IGRF.....	89
Tabla 6.3. Parámetros utilizados para la aplicación del filtro reducción al polo .....	93
Tabla 6.4. Profundidades promedios de Cuerpos Magnetizados .....	103

### **Capítulo VII. Modelado Geofísico.**

Tabla 7.1. Densidades y susceptibilidades magnéticas.....	110
---	-----



---

## Capítulo I. Introducción

### 1.1. Generalidades.

Nicaragua se localiza en un ambiente tectónico de convergencia, donde la Placa Cocos subduce bajo la Placa Caribe formando la Trinchera Mesoamericana. La dirección de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Caribe, es ligeramente oblicua y subduce con una inclinación de 25° en la parte superficial y 84° a profundidades de 100 y 220 km (Burbach, 1984 y Protti, 1994).

Geológicamente Nicaragua puede ser dividida en cinco provincias geológicas y fisiográficas según (McBirney and Williams 1965, Hodgson, 1978): La Planicie de la Costa del Pacífico, Provincia de la Depresión de Nicaragua, Provincia Central, Provincia del Norte y la Provincia de la Planicie Costera del Atlántico.

La depresión de Nicaragua es de edad Cuaternaria y morfológicamente comprende las tierras bajas de Nicaragua, tiene un ancho de 40 a 70 km y una orientación NW - SE, y se extiende de Norte a Sur desde El Salvador hasta Costa Rica a lo largo de 1,000 km, paralela al Frente Volcánico de América Central y a la Fosa Mesoamericana (Case and Holcombe, 1980; Mann et al., 1990). Esta depresión está constituida por depósitos piroclásticos, aluviales y lacustre del Cuaternario con espesores de 2,000 m (Weinberg, 1992). La Cadena Volcánica Nicaragüense se localiza en el eje de la Depresión de Nicaragua (Frischbutter, 2002).

La segmentación del Arco Volcánico Nicaragüense, al igual que la deformación del frente volcánico de América Central, es resultado de la subducción oblicua entre las placas de Cocos y del Caribe. La Femina et al. (2002), propusieron que la subducción oblicua por debajo de Nicaragua, hace que la deformación cortical se acomode mediante una serie de fallas laterales que delimitan bloques con geometría en dominó, lo que conlleva a una rotación en sentido de las manecillas del reloj a lo largo de la Cadena Volcánica Nicaragüense. El de esta configuración estructural, ha favorecido la segmentación de la cadena volcánica, la cual dio origen al Graben de Managua o estructura de Pull-apart.

---

El Graben de Managua desplaza la Cadena Volcánica Nicaragüense en sentido derecho aproximadamente en una distancia de 13 km (Weinberg, 1992, Frischbutter, 2002). Este Graben ha sido considerado como una estructura de tipo *pull-apart* por Girard et al. (2005).

En el margen este del Graben de Managua se localiza una pequeña depresión de orden menor denominada como Graben del Aeropuerto. Esta estructura en su parte S, se orienta N-S y tiene un ancho de aproximadamente 10 km. Está delimitada en su flanco este por la Falla Cofradía que forma un prominente escarpe en echelón que se extiende hacia el sur dentro del Complejo Volcánico la Sierra-Masaya (Cowan et al., 2002; Girard et al., 2005), un volcán escudo ignimbrítico y de flujos de lavas basálticas, formado por calderas (Girard et al., 2005), fuente de voluminosas erupciones del Holoceno y frecuente actividad volcánica (Bice, 1980; Williams, 1983). La Falla Aeropuerto forma un pequeño escarpe a lo largo de 20 km al sur del Lago de Managua y define el límite oeste de la llamada estructura Graben del Aeropuerto (Cowan et al., 2002).

## **1.2. Trabajos previos.**

Son pocas las investigaciones realizadas en el Graben del Aeropuerto y relacionadas con el enfoque multidisciplinario de este trabajo de tesis. Los estudios que existen son a escala regional relacionados con geología - tectónica - estratigrafía - geofísica en la depresión de Nicaragua y el Graben de Managua.

Desde el punto de vista tectónico-estructural se han realizado estudios que han contribuido a entender el comportamiento de las fallas geológicas en Managua y el Graben del Aeropuerto. A continuación se resumen los estudios más importantes:

---

Cowan (2000) elabora el mapa y la base de datos de fallas del Cuaternario en los alrededores de Managua. Define que la Falla Aeropuerto es una estructura sub-vertical, ligeramente convexa, orientada N-S, asociada con un pequeño escarpe topográfico de 10-12 m, menciona también que la Falla Cofradía forma un prominente escarpe mayor de 15 m y se extiende hacia el sur con una serie de escarpes en échelon y es asociada con numerosos manantiales termales.

La Femina et al., (2002) mencionan que la subducción oblicua y la alta velocidad de convergencia a lo largo de la Trinchera Meso-Americana origina un campo de esfuerzo regional que produce una compleja deformación cortical, dando como resultado el movimiento de bloques paralelos a la trinchera. Fallas de tipo lateral derecha orientadas NW acomodan este movimiento a lo largo del Arco de América Central. Sin embargo en Nicaragua la tendencia de fallas laterales izquierda con orientación NE es dominante en el arco, antearco y en la región de las tierras altas y las fallas laterales derechas orientadas NW podrían estar cubiertas por sedimentos y depósitos volcánicos del Cuaternario y también pueden ser estructuras que delimitan la depresión Nicaragüense. Las fallas NE definen el fallamiento en dominó en Nicaragua y acomodan la cizalla dextral con una rotación de bloques en sentido de las manecillas del reloj.

Frischbutter (2002) realizó interpretaciones de imágenes de satélites y sensores remotos combinados con datos sismológicos de 1972, e identifica la Zona de Falla de Managua como una estructura compleja de importancia regional con dirección N-S y en su margen oriental está formado por estructuras de orden menor, tales como el Graben del Aeropuerto, que es limitado por fallas oblicuas.

Cowan (2002) lleva a cabo investigaciones de paleosismología mediante la correlación estratigráfica de tres trincheras exploratorias perpendiculares a la prolongación Norte. En esta investigación se determina que la Falla Aeropuerto es de tipo normal con una fuerte componente de movimiento lateral y con una tasa de movimiento vertical de 0.3 a 0.9 mm/yr. El mismo autor identifica un gran terremoto reciente que ocurrió en esta falla durante un intervalo de

---

---

tiempo entre 1650-1810 A.D. Este terremoto lo asocia a un evento ocurrido en 1772 relacionado con una gran erupción de la Caldera Masaya que pudo reactivar la Falla Aeropuerto.

Girard y Van Wyk de Vries (2005) proponen que el Graben de Managua es una estructura de tipo pull-apart originado por el Complejo Volcánico Las Sierras-Masaya en respuesta a un régimen de deformación regional transtensivo y a un complejo denso y dúctil intrusivo. El pequeño Graben del Aeropuerto, limitado por la fallas Cofradía y Aeropuerto, se extiende hacia el sur dentro de la Caldera Las Sierra; y el sistema de Fallas Cofradías que pudo haberse reactivado durante la formación de la Caldera.

Rubí (2011) en sus estudios de paleosismología de la Falla Cofradía, menciona que esta falla es normal, orientada N-S que limita por el E el graben del Aeropuerto y tiene una longitud de 40 km. El mismo investigador manifiesta que la Falla Cofradía es sísmicamente activa y que han ocurrido eventos sísmicos en esta falla durante los últimos 1700 años, con un periodo de recurrencia del orden de los 500 años.

Tomando como base los estudios propuestos anteriormente se plantea generar modelos geológicos del subsuelo para inferir la estructura del subsuelo ya que se tiene poco conocimiento de su comportamiento.

### **1.3. Objetivos.**

- Llevar a cabo mediciones de gravedad y de campo magnético, en el Graben del Aeropuerto, Managua, Nicaragua.
- Proporcionar modelos estructurales geológicos basados en mediciones de la gravedad y de campo magnético en el área del Graben del Aeropuerto, Managua, Nicaragua, que servirá como base para entender la evolución tectónica del área de estudio.

- Obtener características estructurales (profundidad y elementos estructurales), de las fallas geológicas del Graben del Aeropuerto, a partir del modelo directo de anomalías magnéticas y gravimétricas.

#### 1.4. Localización del área de estudio.

El área de estudio está ubicada al oriente de Managua (Figura 1.1) y cubre un área estimada de 150 km<sup>2</sup>. La zona de investigación comprende la denominada estructura del Graben del Aeropuerto localizada en el Margen este del Graben de Managua.

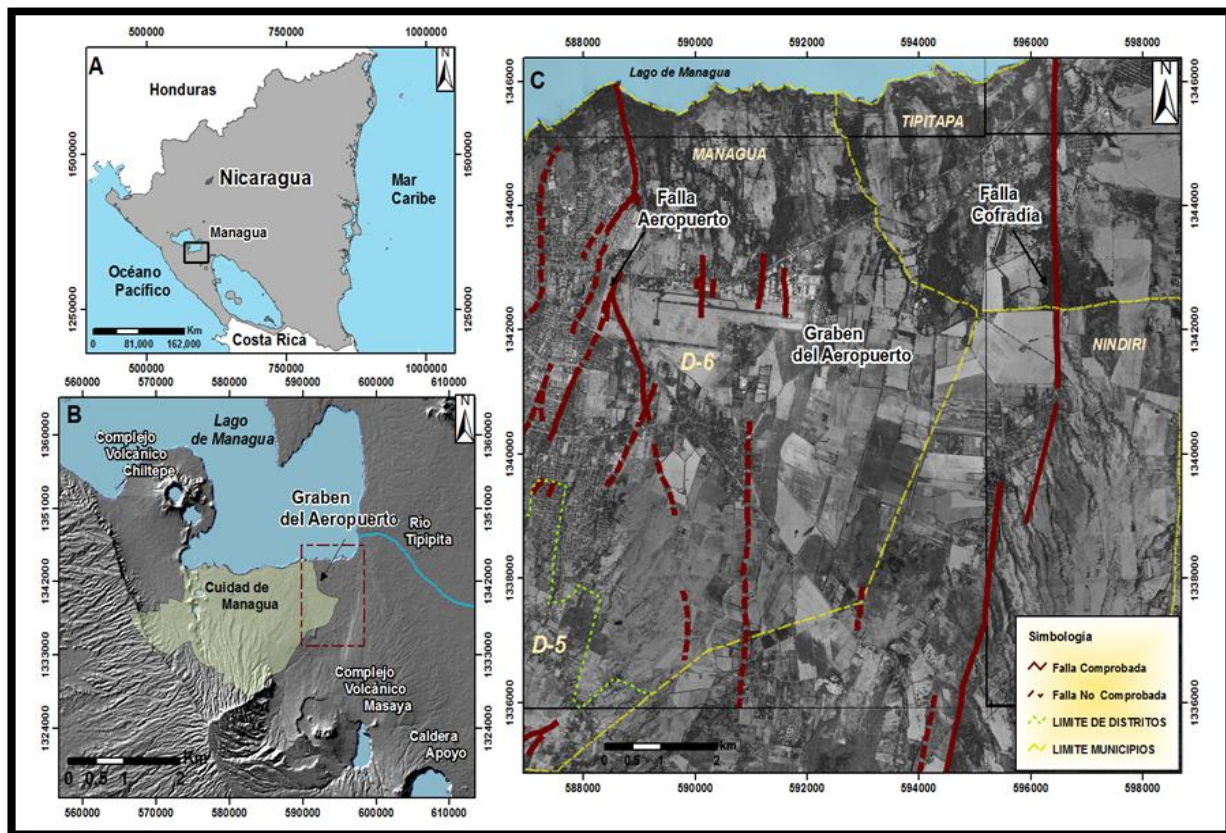


Figura 1.1. Localización del área de estudio **A.** República de Nicaragua y sus límites políticos **B.** Ciudad de Managua, el rectángulo rojo representa el sitio de estudio **C.** Ortofotomapa de la porción Este de Managua, en que se observan límites municipales y distritos, detallando las fallas geológicas que limitan el Graben de Aeropuerto (Proyección de Fallas Geológicas según INETER 2003).

---

El sitio a investigar, se localiza a lo largo del distrito VI del Municipio de Managua entre los Municipios de Tipitapa y Nindirí. El distrito VI se encuentra ubicado en la parte noreste de la Ciudad Capital y aproximadamente el 40% de su territorio es urbano y el 60% es rural, con una densidad poblacional de 4,179 habitantes / km<sup>2</sup>. Este distrito se encuentra afectado en su límite oeste, por la falla del Aeropuerto, siendo un riesgo en este territorio por el crecimiento demográfico y desordenado de la población y además, asociado al surgimiento de asentamientos humanos espontáneos cuyas viviendas no cumplen con las normas de construcción.

La principal vía de acceso al área de estudio es la Carretera Norte Panamericana, que atraviesa la zona de estudio en dirección Este-Oeste. Otros accesos viales al sitio de investigación son las autopistas: Mercado Mayoreo, Sabana grande y Larreynaga. La zona cuenta con 230.84 km, lineales de calles, pistas y avenidas importantes, de los cuales 43.37 km tienen revestimiento asfáltico, 80.13 km tienen tratamiento superficial, 36.50 km son adoquinadas y 70.84 km son calles sin pavimentar.

### **1.5. Metodología.**

El presente estudio comprendió de las siguientes etapas:

#### **1) Trabajo de Gabinete:**

Consistió en la recopilación de toda la información geológica-tectónica-estructural y de investigaciones geofísicas disponibles a escala regional y local de la zona de estudio, con el fin de realizar un análisis del contenido. Acompañado de éste se analizaron e interpretaron cartas topográficas, cartas geológicas, gravimétricas y magnéticas, e imágenes de satélites, para determinar de forma concisa y sistemática las estructuras geológicas presentes en la zona de estudio y conocer los valores de campo magnético y gravitatorio que se pudieran esperar al momento de la medición de campo. En esta etapa se planificó el trazado de 4 perfiles gravimétricos y magnéticos en el denominado Graben del Aeropuerto.

---

## 2) Adquisición de datos y trabajo de campo:

La prospección gravimétrica y magnética juega un rol importante en el estudio de las estructuras geológicas del subsuelo. Estos métodos brindan información sobre las características estructurales tales como: la ubicación de fallas, profundidad de las estructuras geológicas, distribución de los diferentes tipos de rocas de acuerdo a las propiedades geofísicas tales como la susceptibilidad magnética y densidad de las rocas.

Una falla es una estructura que a menudo causa anomalías de campo magnético y de gravedad en la superficie del terreno. Esto puede estar relacionado con variaciones laterales de las propiedades físicas a lo largo de perfiles perpendiculares a las estructuras geológicas.

Las mediciones gravimétricas y magnéticas se llevaron a cabo a lo largo de 4 perfiles en el denominado Graben de Aeropuerto, con dirección E-W, con estaciones de medición entre 25 - 50 metros, con una longitud aproximada de 2 a 3 km. También se realizó un perfil con dirección NW-SE, con una longitud de 6 km (Figura 1.2).

Tabla 1.1. Coordenadas de perfiles geofísicos.

Perfiles	Coordenadas UTM-WGS 1984			
	E		W	
	Este	Norte	Este	Norte
Perfil 1	595905.88	1343657.43	597979.17	1343725.09
Perfil 2	597965.02	1342440.22	594957.12	1341962.62
Perfil 3	595285.278	1338431.92	593708.579	1338834.07
Perfil 4	591795.251	1338326.32	587641.894	1342295.8

---

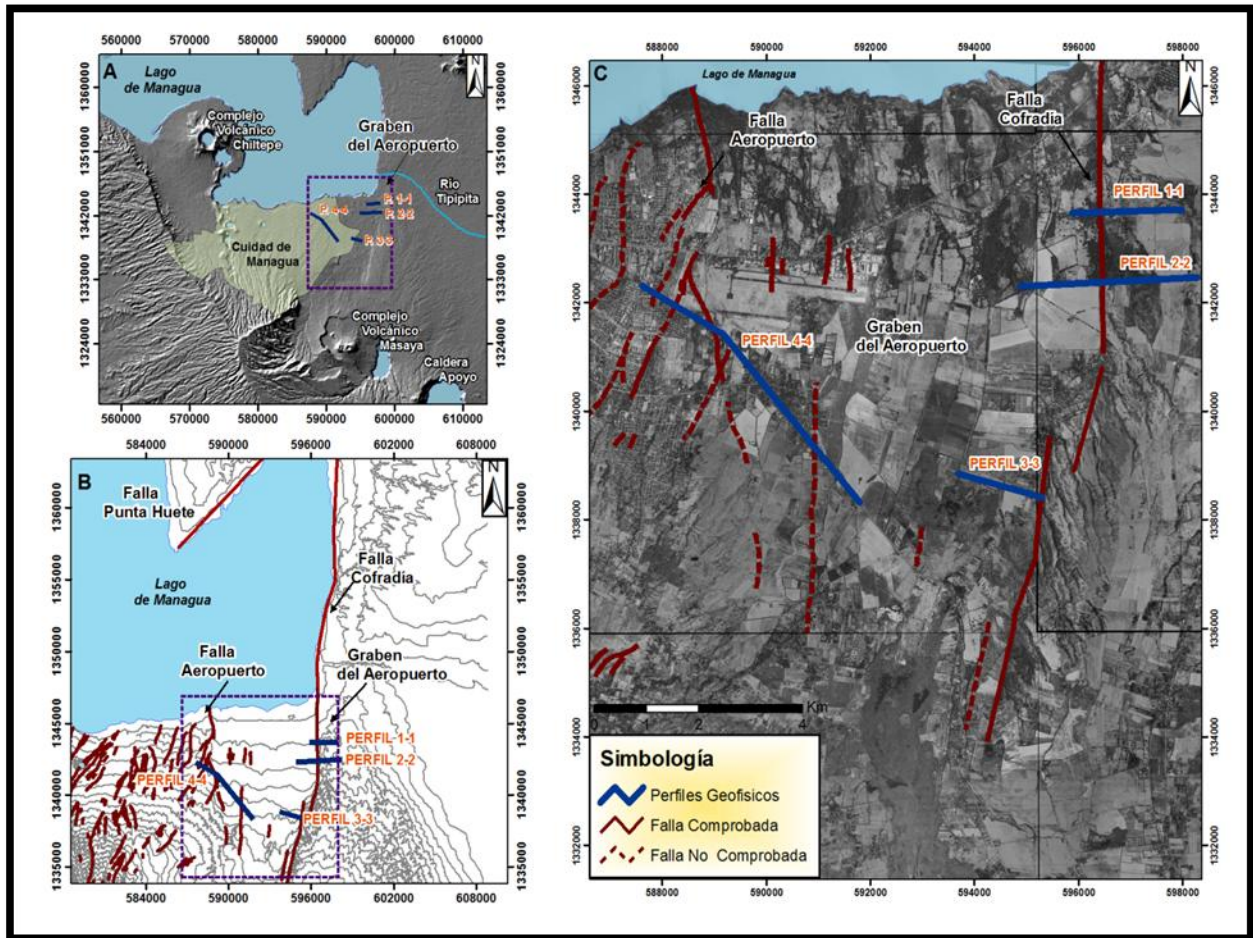


Figura 1.2. Localización de Perfiles Geofísicos: **A.** Mapa de ubicación de la Cuidad de Managua **B.** Graben del Aeropuerto, el rectángulo representa el área de estudio **C.** Ortofotomapa de la porción Este de Managua, en el que se observan los perfiles geofísicos perpendiculares a la proyección de las fallas geológicas (INETER, 2003), en los cuales se realizó el levantamiento: gravimétrico, magnético y georeferenciación.

Los perfiles gravimétricos y magnéticos se georeferenciaron haciendo uso del equipo de Posicionamiento Global GPS LOCUS ASHTECH. La adquisición de datos, metodología de campo y especificaciones técnicas de los equipos utilizados se discutirá más a detalle en el capítulo V.



---

### **3) Procesado de datos y Modelado:**

Las mediciones de gravedad se corrigieron por: deriva instrumental, latitud, aire libre y efecto de masa, para obtener la Anomalía Simple de Bouguer. Las fórmulas utilizadas para realizar las respectivas correcciones a los datos gravimétricos se detallan en el capítulo IV.

Una vez obtenida la anomalía gravimétrica se obtuvo el Espectro de Potencia para estimar las longitudes de corte de onda, y aplicar filtros pasa-baja y primera derivada vertical en el dominio de Fourier como técnica de suavizado y realce de gradientes. También los Espectros de Potencia de las anomalías gravimétricas y magnéticas fueron suavizados utilizando promedios móviles, para ajustar rectas y estimar profundidades de fuente de anomalía.

Los datos magnéticos fueron corregidos por variación diurna e IGRF para obtener las anomalías de campo magnético total debidos solamente a cuerpos magnetizados en la corteza terrestre. Las anomalías magnéticas fueron reducidas al polo; lo cual permite eliminar o al menos reducir el efecto bipolar de las anomalías. También a estos datos se aplicaron técnicas de filtrado en el dominio de Fourier y se calcularon sus espectros de potencia de las anomalías gravimétricas y magnéticas. Las técnicas de corrección de datos y obtención de anomalías, procesado y filtrado se discutirá más a detalle en el capítulo VI y el modelado directo de las anomalías gravimétrica y magnética se especifica en el capítulo VII.

La interpretación de los perfiles gravimétricos y magnético se hizo a partir del modelo directo haciendo uso del software IX2D-GM (Interpex Limited, 2010), basado en el algoritmo de Rasmussen and Pedersen (1979).

---

## Capítulo II. Marco Tectónico y Geología Regional

### 2.1. Marco Tectónico Regional.

La interacción entre las placas Cocos-Caribe-Nazca y las placas del Norte y Sur América produce un complejo patrón estructural de la corteza cortical en América Central (Frischbutter, 2002). Nicaragua está ubicada en el margen oeste de la placa Caribe cerca de su interacción con las placas Cocos, y sus límites actuales están definidos por la distribución de la actividad sísmica (Molnar y Sykes, 1969). La placa del Caribe limita al norte con la placa Norteamericana, en el sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic de movimiento lateral izquierdo, al sur con la placa Suramericana, al este con la Fosa de Puerto Rico y las zonas de subducción de las Antillas Menores y al oeste con la Placa Cocos (Figura 2.1).

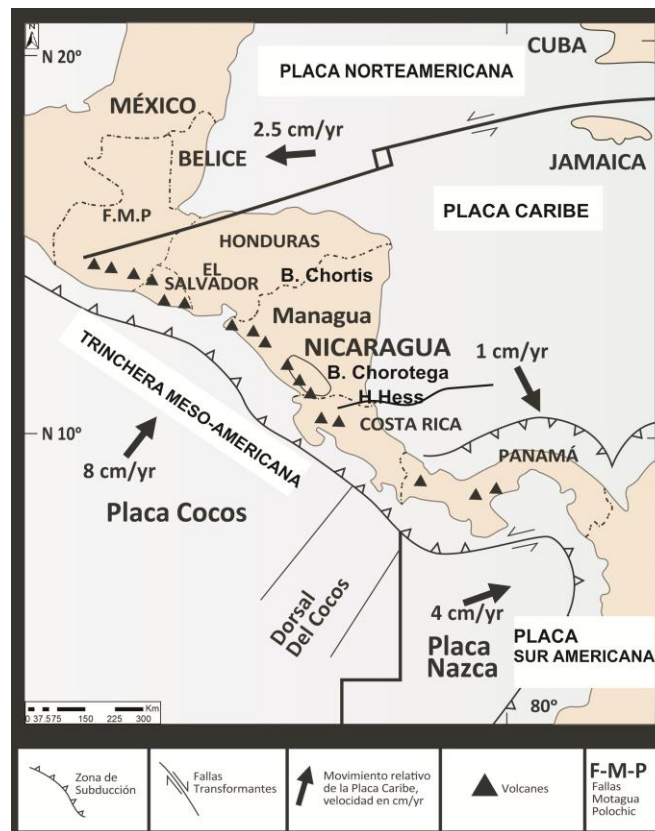


Figura 2.1. Mapa Tectónico de América Central y de Nicaragua, mostrando la Trinchera Meso-Americana, el sistema de fallas Motagua - Polochic (FMP), Escarpe de Hess, Cadena Volcánica, los bloques Chortis y Chorotega y las placas Cocos y Caribe (Modificado de Cowan et al., 2002).

---

La Placa de Cocos es relativamente joven con una edad menor a los 25 Ma (Protti et al., 1995; Barckhausen et al., 2001) y subduce por debajo de la Placa Caribe con una dirección NE y una velocidad relativa alrededor de los 8 cm/yr (Dixon, 1993; DeMets et al., 1994; DeMets, 2001).

La zona de Benioff asociada con la subducción oblicua de la Placa Cocos por debajo de la Placa Caribe a lo largo de la Trinchera Meso-Americana se extiende a una profundidad de 220 km (Isacks and Molnar, 1971; Burbach and Frohlich, 1984; Protti et al., 1995; Syracuse and Abers, 2006). El ángulo de subducción a lo largo de la Trinchera Meso-Americana es sub-horizontal de 32° a 40° en Costa Rica, y se hace sub-vertical de 75° a 80° en la parte Central de Nicaragua y se vuelve menos sub-horizontal de 40° a 60° hacia el norte de Nicaragua y en el Golfo de Fonseca (Protti 1994, Funk et al., 2009).

La subducción de la Placa de Cocos por debajo de América Central, dió origen al Arco Volcánico de América Central. Este es un cinturón de estrato - volcanes y volcanes escudos de edad Cuaternaria que se extiende desde México hasta Costa Rica con una longitud de 1,100 km y con una distancia promedio de 200 km de la trinchera Meso-Americana (Molnar, P. y Sykes, L. R., 1969; Frischbutter, 2002).

La deformación de la corteza en América Central se debe al movimiento en dirección NW de bloques corticales paralelo a la Trinchera Meso-Americana producto de la subducción oblicua (Fitch, 1972; Jarrard, 1986; La Femina et al., 2002). En general el movimiento de estos bloques, localizados entre la zona de subducción y el arco volcánico, es probable que sean zonas de rápida subducción y alta oblicuidad, especialmente donde el acoplamiento y el solapamiento entre las placas es alto (Beck, 1991; McCaffrey, 1992). Esta deformación del Pleistoceno- Holoceno en América Central se caracteriza por presentar tres tipos principales de fallas activas; fallas laterales derechas con orientación N45°W, fallas laterales izquierdas N30-45°E y fallas normales N15°W-N10°E. Esto evidencia que la tectónica de América Central, está caracterizada por un régimen de cizalla dextral, con una pequeña componente de extensión ortogonal (DeMets, 2001; La Femina et al., 2002).

---

---

La estructura cortical de Nicaragua está caracterizada por dos bloques tectónicos alóctonos (Case et al., 1984), denominados: Bloque Chortis y Bloque Chorotega. El Bloque Chortis es limitado al norte por la zona de falla sinistral Motagua y Polochic, comprende el sur de Guatemala, Honduras y el Norte de Nicaragua; este bloque posee corteza continental Pre-Mesozoica y en la región del norte de Nicaragua, está formado por un basamento Paleozoico de rocas metamórfica cristalinas de bajo grado (Weinberg, 1992).

El Bloque Chorotega, está constituido por un basamento oceánico del Cretácico, con espesores de sedimentos marinos y volcánicos depositados durante el Terciario; se extiende desde el sur de Nicaragua hasta el norte de Panamá (Elming, 1998). Se ha postulado, que la Falla Hess de movimiento lateral derecho, marca el límite entre los bloques Chortis y Chorotega dentro del mar Caribe (Dengo, 1985).

## **2.2. Geología Regional de Nicaragua.**

Nicaragua está dividida en cinco provincias geológicas y fisiográficas según (McBirney and Williams, 1965, Hodgson, 1978): La Planicie de la Costa del Pacífico, Provincia de la Depresión de Nicaragua, Provincia Central, Provincia del Norte y la Provincia de la Planicie Costera del Atlántico (Figura 2.2). Estas provincias geológicas se describen a continuación:

***Provincia de la Costa del Pacífico:*** Constituye una cuenca de antearco de edad Terciaria al Cretácico Superior, con un espesor superior de 8,000 m (Kuang, 1971; Frischbutter, 2002). Comprende rocas sedimentarias y volcánicas que van desde la plataforma continental hasta la Trinchera Mesoamericana.

Las rocas más características de esta Provincia Geológica son: calizas, areniscas, lutitas, limonitas, y se organizan básicamente en seis formaciones geológicas y un miembro (Zoppis et al., 1958) como son: la Formación Rivas (areniscas turbidíticas, lutitas, margas y calizas,

afectadas por intrusivos de tipo dioritas del Cretácico Superior), Miembro Sapoá (calizas arrecifales de facies neríticas, Paleoceno). Formación Brito (piroclastos, aglomerados tobáceos, areniscas, margas y caliza, Eoceno), Formación Masachapa (conglomerados calcáreos, grauvacas, lutitas, areniscas y areniscas arcillosas, Oligoceno), Formación el Fraile y Tamarindo (arcillitas, areniscas de estratificación fina y rocas volcánicas básicas a ácidas é ignimbritas del Mioceno), y la Formación el Salto (conglomerados calcáreos y calizas, Plioceno). Estas rocas se deforman en el Pre-Plioceno bajo un régimen de deformación frágil y dúctil caracterizándose por estructuras como pliegues con ejes horizontales con una dirección preferencial NW-SE y fallas inversas y de empuje que indican un transporte dirigido de NE a E (Dengo,1985; Cruden,1989; Frischbutter, 2002). Esta sucesión de rocas sedimentarias de ambientes marino someras a aguas profundas, forman la denominada Cuenca Sandino que se extiende paralela al Arco Volcánico donde la sobreyacen depósitos piroclásticos del Pleistoceno al Reciente (Walther et al., 2000).

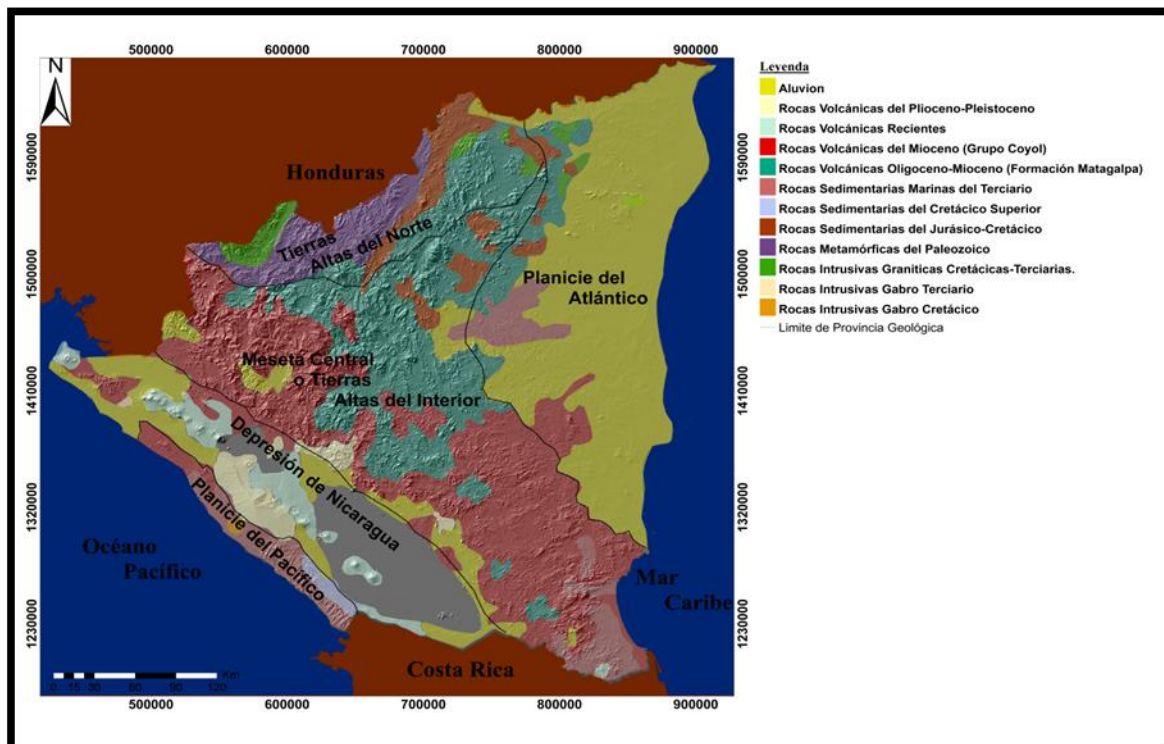


Figura 2.2. Mapa Geológico Generalizado de Nicaragua, modificado del mapa geológico de Nicaragua a escala 1:500,000 (INETER, 1995; Frischbutter, 2002).

---

***Provincia del la Depresión de Nicaragua:*** Esta provincia separa a la provincia geológica de la Costa del Pacífico de la Provincia Central. Es de edad Cuaternaria y morfológicamente comprende las tierras bajas de Nicaragua, tiene un ancho de 40 a 70 km y una orientación NW-SE, y se extiende de Norte a Sur desde el Salvador hasta Costa Rica a lo largo de 1,000 km, paralela la Fosa Meso-Americana (Case and Holcombe, 1980; Mann et al., 1990). Está ocupada por dos lagos pocos profundos pero extensos y cubren un área estimada de 9000 km<sup>2</sup>; El Lago de Managua, y el Lago de Nicaragua, y una bahía marina (El Golfo de Fonseca) (McBirney and Williams, 1965, Funk et al., 2009). Esta depresión está constituida por depósitos piroclásticos, aluviales y lacustre del Cuaternario con espesores de 2,000 m (Weinberg, 1992).

La depresión de Nicaragua es una cuenca intra-arco en lugar de una cuenca tras-arco, porque la mayor parte de estrato-volcanes del Frente Volcánico están dentro de esta elongada depresión (Taylor, 1995, Funk et al., 2009). La depresión Nicaragüense ha sido fuente controversia ya que se han propuestos diferentes modelos estructurales para determinar el tipo de estructura y ha sido interpretada como un semigraben asimétrico por McBirney y Williams (1965); Carr (1976); Weinberg (1992), o una estructura de graben simétrico paralelo a la Costa con fallas de tipo lateral (Cruden, 1989). Otro modelo estructural de la depresión de Nicaragua, sugiere que se formó por un plegamiento a gran escala originado por el proceso de subducción (Van Wyk de Vries, 1993; Borgia y Van Wyk de Vries, 2003). En este modelo, el Lago Cocibolca ocupa un gran sinclinal de tipo piggy-back originando empuje hacia el oeste de la cuenca y levantamiento hacia el este en las rocas volcánicas del Terciario. Van Wyk de Vries (1993) explica que la depresión se formó por una compensación isostática relacionado con la masa de rocas volcánicas terciarias depositadas en las Tierras Altas del Interior. La depresión se llenó principalmente de productos volcanoclásticos de Mioceno al Cuaternario.

---

La Cadena Volcánica Nicaragüense se localiza en el eje de la Depresión de Nicaragua (Frischbutter, 2002) y tiene una longitud de 380 km (Avellán, 2009). Este Arco Volcánico se orienta con un rumbo NW-SE y es lineamiento de Estratos Volcanes y Volcanes Escudos (Cowan, 2002), que consiste principalmente de rocas volcánicas basalto-andesita y depósitos piroclásticos de edad Cuaternaria (Frischbutter, 2002).

El Arco Volcánico Nicaragüense está dividido en dos segmentos denominados NW y SE; ésta zona de segmentación está ubicada en el área de Managua. El segmento NW se extiende desde el Volcán Cosigüina, en el Golfo de Fonseca, hasta el Volcán Apoyeque, localizado en el borde NW de Managua. El segmento SE se prolonga desde el Volcán Masaya, ubicado en el extremo SE de Managua, hasta el Volcán Maderas en la Isla de Ometepe (Figura 2.3). La segmentación del Arco Volcánico Nicaragüense, al igual que la deformación del frente volcánico de América Central, es el resultado de la subducción oblicua entre las placas de Cocos y del Caribe (La Femina et al., 2002).

La Femina et al. (2002) propusieron que la subducción oblicua por debajo de Nicaragua, produce una compleja deformación cortical. El fallamiento en la Depresión Nicaragüense consiste principalmente de fallas laterales izquierda orientadas NE que definen el fallamiento en dominó, en lugar de fallas laterales derecha orientadas NW. Este patrón de fallas podría ser una expresión inmadura de un régimen tectónico lateral derecho donde se desarrollan fallas de tipo R' (Freund, 1974; Girard et al., 2005). El fallamiento en dominó origina a una rotación de bloques en el sentido horario a lo largo de la Cadena Volcánica Nicaragüense y el resultado de esta configuración estructural, ha favorecido la segmentación de la cadena volcánica, la cual dió origen al Graben de Managua (Figura 2.5).

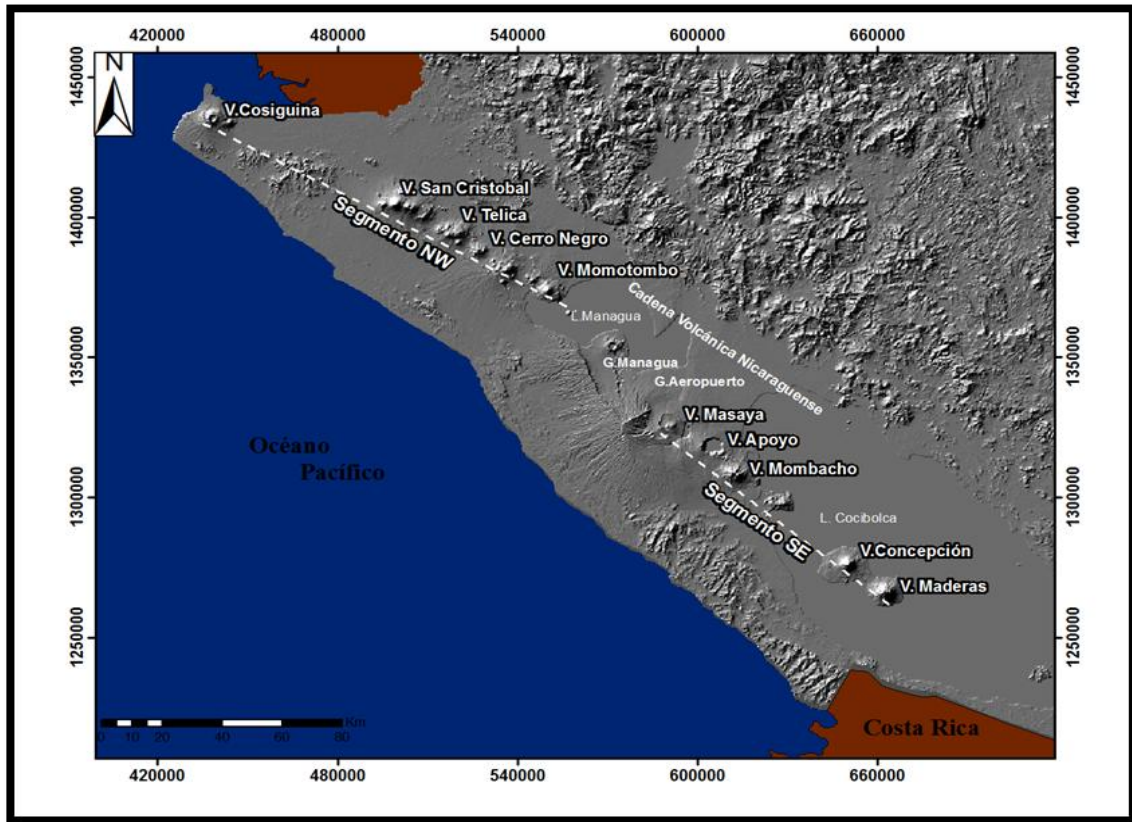


Figura 2.3. Imagen de Relieve Sombreado, que muestra los volcanes activos que conforman la Cadena Volcánica Nicaragüense y sus segmentos NW- SE. La segmentación del Arco Volcánico es producto de la subducción oblicua de la Placa Cocos bajo la Placa Caribe (La Femina et al., 2002).

***Provincia de la Meseta Central o Tierras Altas del Interior:*** Se caracterizan por rocas volcánicas de edad Terciaria y Cretácico, compuestas por extensos depósitos piroclásticos y lavas de composición basáltica, andesítica y dacítica. Las rocas volcánicas de esta provincia se encuentra dividida en dos principales grupos: Grupo Coyol y el Grupo Matagalpa (Parson Corporation, 1972).



---

***Provincia de la Tierras Altas del Norte:*** Comprende las rocas más antiguas del norte y centro de Nicaragua. Está caracterizada por unidades de rocas de edad Paleozoica a Mesozoica (las que han experimentado deformaciones acompañadas con metamorfismo regional y constituyen el basamento metamórfico) y de rocas plutónicas de Nueva Segovia.

***Provincia la Planicie Costera del Atlántico:*** Localizada a lo largo de la línea costera y llanos de la Costa Atlántica. Está compuesta de rocas sedimentarias del Pleistoceno y aluviales recientes, las cuales sobreyacen a rocas sedimentarias del Terciario.

### **Desarrollo Neotectónico del Oeste de Nicaragua.**

La evolución neotectónica estructural del oeste de Nicaragua, seguida de la deformación asociado con facies metamórficas del complejo Paleozoico y con procesos de subducción de placas, puede ser dividido en tres fases de deformación (Weinberg, 1992):

***Fase de Convergencia:*** De acuerdo Weinberg (1992), la primera fase de deformación ocurrió en el Mioceno Inferior al Plioceno Superior originando una serie de estructuras plegadas, orientadas NW - SE y con una longitud alrededor de 20 a 30 km. Esta serie de plegamiento se originó en respuesta a un acortamiento perpendicular a la trinchera. Estos pliegues se localizan principalmente en la cuenca de antearco Sandino, que se extiende desde el área de la plataforma del Océano Pacífico a través de la Tierras Altas del Interior del Istmo Nicaragüense, en el margen SE de la depresión de Nicaragua (Ranero et al., 2000).

***Fase de Extensional:*** La deriva NE del Bloque Chortis fue relacionado en el Plioceno-Pleistoceno con un régimen extensional, que dio como resultado la formación de estructuras de extensión paralela a la trinchera tales como la Depresión de Nicaragua. La depresión esta limitada por fallas orientadas NW-SE (McBirney y Williams, 1965). Weinberg (1992), propone que este evento extensivo pudo haber iniciado con un incremento en el ángulo de subducción de la placa Cocos que causó la migración SW del Arco Volcánico Activo (Jarrard, 1986).

---

**Fase Transtensional:** Weinberg (1992) propone una tercera fase de deformación que va desde Pleistoceno Superior al Holoceno y que afecta la depresión de Nicaragua bajo un régimen de transtensión lateral derecho localizado a lo largo del frente Volcánico de América Central. El resultado de esta fase origina fallas paralelas y transversas a la orientación de la Depresión Nicaragüense y al Arco Volcánico. Estudios previos han propuesto diferentes modelos del complejo patrón estructural de fallas durante esta fase de deformación transtensional del Pleistoceno, de los cuales se destacan dos de los modelos más importantes:

a) **Modelo de Pull-Apart:** El modelo de Pull- apart sugiere que fallas laterales derechas orientadas N45-65° W (Figura 2.4), paralelas al arco acomodan a gran escala la cizalla dextral asociada con la migración NW del Ante Arco de América Central con una velocidad de 14 mm/año en Nicaragua (Lundgren et al., 1999; DeMets, 2001; Norabuena et al., 2004; Funk et al., 2009). Las cuencas de pull-apart se localizan entre los segmentos del Arco Volcánico de América Central y estas podrían ser limitadas por fallas normales oblicuas orientadas N15°W-N10°E (fallas del Graben de Managua), transversas al Arco Volcánico (Girard y Van Wyk de Vries, 2005).

b) **Modelo de Fallas Bookshelf (Fallas Dominó):** Este modelo fue propuesto por La Femina et al. (2002), el cual explica que la subducción oblicua produce una compleja deformación cortical en Nicaragua, la cual se acomoda mediante una serie de fallas que delimitan bloques con geometría en dominó, lo que conlleva una rotación de estos bloques en sentido horario a lo largo de la Depresión de Nicaragua, y que implica la generación de fallas laterales derecha con orientación NW e izquierdas con dirección NE (Figura 2.5).

La tercera fase de deformación origina estructuras de pull-apart por ejemplo el Graben de Managua orientado N-S, una región donde la cadena volcánica activa se interrumpe y se desplaza 13 km al sur. En resumen, esta fase de deformación se caracteriza por una transtensión derecha (Cruden, 1989) donde la orientación N-S del eje máximo de deformación de acortamiento indica una rotación de 45° en sentido horario del sistema de deformación con relación a la segunda fase de deformación.

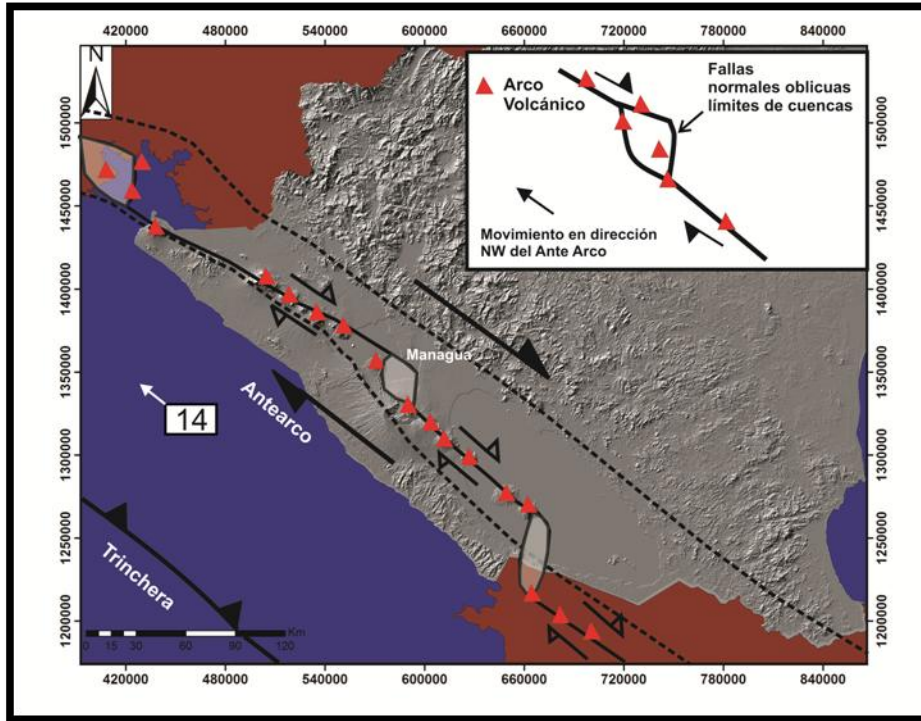


Figura 2.4. Modelo Tectónico de Cuencas de Pull-apart en la Depresión de Nicaragua (Funk et al., 2009).

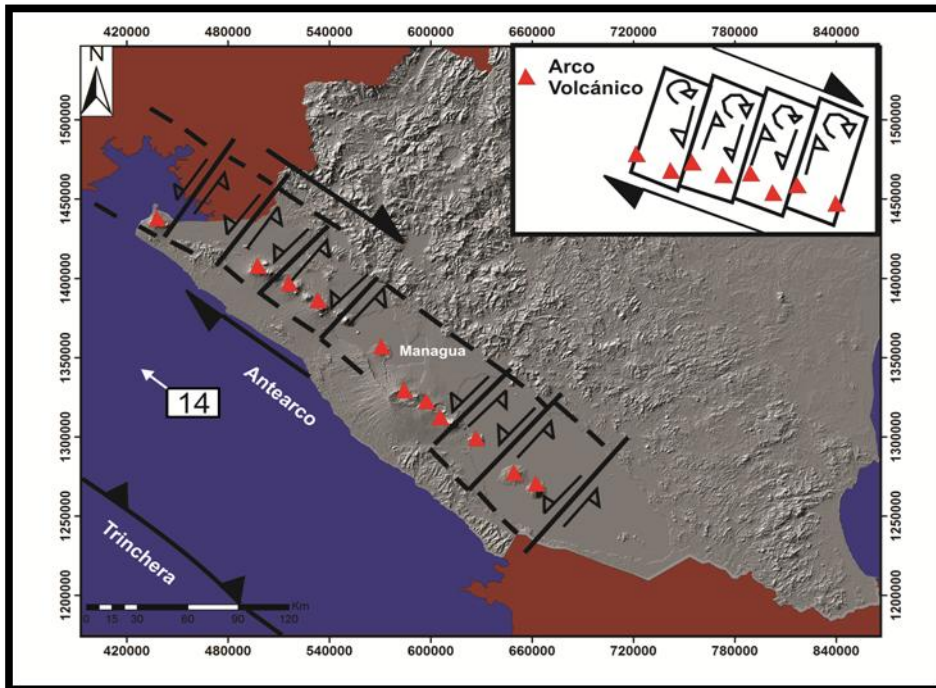


Figura 2.5. Modelo Tectónico de fallas en dominó en la Depresión de Nicaragua (La Femina et al., 2002).

---

## Capítulo III. Marco geológico y estructural

### 3.1. Litología y Estratigrafía de Managua.

Superficialmente el Graben de Managua está caracterizado por la presencia de depósitos piroclásticos no consolidados de edad Cuaternaria intercalados con suelos fósiles que demuestra la existencia de periodos de calma entre eventos volcánicos (Hradecky et al., 1997). Los primeros estudios geológicos relacionados con las características superficiales estratigráficas del Graben de Managua, fueron realizados por diversos investigadores (McBirney y Williams, 1965; Kuant, 1971; Bice, 1985; Sussman, 1985; Girard y Van Wyk de Vries, 2005; Pérez y Freundt, 2006; Wehrmann et al., 2006; Kutterolf et al., 2007). La mayoría de las investigaciones, se enfocaron a la identificación de depósitos de caída de tefra y sus fuentes de emisión, principalmente originados por erupciones explosivas de gran magnitud, cuyo índice de explosividad volcánica (VEI) > 5, producidos de tres volcanes principales: Caldera Apoyo, Caldera Masaya y el Complejo Volcánico Chiltepe.

Bice (1985) fue el primero que estudió la sucesión de tefras en el área de Managua y reportó la Secuencia Managua caracterizada por depósitos piroclásticos de caída de composición basáltica-riodacítica que sobreyacen a la Formación Las Sierras (Kuang, 1971), que consiste principalmente de tobas basálticas e ignimbritas y flujos de lodos de edad Terciaria a Cuaternaria, considerada como el basamento del Graben de Managua.

Kutterford et al., (2007) propone que la estratigrafía del área de Managua está compuesta por tres formaciones principales: Formación La Sierra, Formación Managua y la Formación Chiltepe. A continuación se presenta una breve descripción de la columna estratigráfica de Managua propuesta (Figura 3.1.) (Kutterolf et al., 2007).

#### a) **Formación Chiltepe**

La Formación Chiltepe es definida como una secuencia de depósitos volcanoclásticos, que comprende seis unidades de tefra originadas por erupciones explosivas que se originaron en la península de Chiltepe en los últimos 17 ka.

---

- **Tefra Apoyeque Inferior:** Se trata de un depósito de caída de pómez de composición dacítica, color blanco, masivo, presentando gradación inversa y con un espesor superior a los 1.30 m. Su edad es ~ 17 ka.

- **Tefra Apoyeque Superior:** Esta unidad se caracteriza por ser un depósito de caída de pómez de color blanco. Esta capa presenta gradación inversa en la base donde predominan fragmentos tamaño ceniza y en su cima lapilli gruesa sub-angular. Según Kutterolf et al. (2007), la edad de este depósito es de  $12,400 \pm 100$  años.

- **Tefra Xiloá:** Consiste de un depósito de pómez de composición dacítica, donde predomina una alternancia de granos gruesos y finos producidos por oleadas piroclásticas. La pómez es color blanco, vesicular y de tamaño lapilli con granos muy redondeados. La edad de este depósito es de  $6,105 \pm 30$  años (Kutterolf et al., 2007).

- **Tefra Mateare:** Esta unidad se encuentra a lo largo de la costa del Lago de Managua, al NW del pueblo Mateare. La característica de este depósito es su composición zonal que va de dacita en su base a andesita en la parte superior. Este depósito presenta intercalaciones de ceniza y inclusiones de líticos de composición andesítica (Kutterolf et al., 2007).

- **Tefra Los Cedros:** Consiste en un depósito de pómez de caída, con composición dacítica, que ocurre entre Mateare y el Occidente de Managua. Presenta gradación inversa de granos finos a medio y con un espesor de 60 cm (Kutterolf et al., 2007).

- **Tefra Chiltepe:** Esta unidad de composición dacítica, fue producida por una gran erupción pliniana del Complejo Volcánico Chiltepe; la fuente de esta unidad es el cráter Apoyeque. Este depósito se localiza por encima de la Triple Capa Masaya y está subyaciendo a la Toba Masaya. Esta capa tiene una estructura masiva, es de color amarillo a blanco, soporte grano a grano, conformada por fragmentos de pómez tamaño lapilli a ceniza (Avellán., 2009). Según Kutterolf et al. (2007), esta unidad tiene un volumen de hasta  $4 \text{ km}^3$ .

---

## **b) Formación Managua**

La Formación Managua comprende 7 unidades de tefras, emplazadas durante los últimos 25 Ka y su composición va de basalto a riolita, lo que difiere de las unidades de tefras de composición dacítica del Complejo Volcánico Chiltepe. Estas unidades de tefras son originadas por erupciones explosivas de las Calderas Apoyo y Masaya.

- **Pómez de Apoyo:** Fue descrita primeramente por Bice (1985) como tres unidades de depósito de caída de pómez separada por paleosuelos. Estas unidades las describe como Pómez de Apoyo Inferior con una edad de 20,920 años, Pómez de Apoyo Medio con una edad de 16,000 a 20,000 años, y Pómez de Apoyo Superior para la cual no reporta datación. Estos depósitos de caída de pómez son de composición dacítica y difieren de las tefras de Apoyeque Superior e Inferior por el color rosa que presentan. Kutterolf et al. (2007) divide este depósito en dos unidades de tefras Apoyo Inferior y Apoyo Superior.

La unidad de tefra Apoyo Inferior es un depósito de caída con gradación inversa, rica en líticos y capas de cenizas; su edad es de  $23,890 \pm 240$  años. La tefra Apoyo Superior consta de una porción masiva, con fragmentos angulosos, tamaño ceniza media. Estos fragmentos consisten en pómez, líticos de lavas oxidadas y cristales de plagioclasa rotos. La porción superior presenta una secuencia de capas con gradación normal burda (Avellán, 2009). La edad de esta unidad de Tefra Apoyo Superior es de  $24,650 \pm 120$  años (Kutterolf et al., 2007).

- **Tefra de San Antonio:** Esta unidad es un depósito de caída de escoria de color negro cubierta por depósitos de oleadas piroclásticas; los afloramientos de esta unidad de tefra se localizan al NW, N y S de la Caldera Masaya. Este depósito tiene una edad  $< 6,100$  años y fue identificado como una nueva unidad por Pérez y Freundt (2006).

- **Tefra La Concepción:** Está expuesta al sur de la Caldera Masaya con un espesor que alcanza los 2 m. Consiste en un depósito de escoria de caída muy vesiculada, de color negro, alternada con capas de cenizas muy endurecidas. Kutterolf et al. (2007), estiman el volumen de tefra en  $0.2 \text{ km}^3$  que corresponde a  $2.0 \times 10^{11}$  kg de magma.

---

- **Triple Capa Masaya:** Bice (1985) identificó a este depósito como una capa deleznable de ceniza gruesa de color negro. El estudio más detallado recientemente, fue elaborado por Pérez y Freundt (2006), que sugieren que la Triple Capa Masaya, es principalmente un depósito de caída, compuesto de siete estratos espesos, de color negro, formado por escorias tamaño lapilli a ceniza gruesa, bien seleccionada, separado por cuatro capas delgadas de ceniza endurecida. Para este depósito fue estimada una edad de  $2,120 \pm 120$  (Pérez y Freundt, 2006).

- **Toba Masaya:** Esta unidad comprende un depósito de oleadas piroclásticas, de color gris, con composición máfica originado a partir de erupciones freatomagmáticas y se extiende a más de 35 km de la fuente, la Caldera Masaya (Pérez and Freundt, 2006). La Toba Masaya es masiva, endurecida conformada por ceniza fina y óxidos, con estructura interna de lapilli acrecional y laminaciones (Avellán, 2009). Kutterolf et al. (2007), estiman una edad para este depósito  $< 2,000$  años.

- **Lapilli Ticuantepe:** Constituye un depósito de caída de escoria de color negro, muy bien clasificado (Pérez and Freundt, 2006), que sobreyace a la Toba Masaya al oeste de la Caldera Masaya. Este depósito consiste de 4 capas de lapilli muy bien clasificadas intercaladas por 3 capas de ceniza litificada. La caída de tefra es distribuida hacia el NW y el volumen de tefra fue estimado en  $0.3 \text{ km}^3$  (Kutterolf et al., 2007).

### c) **Formación La Sierra**

Constituye el basamento rocoso de la Formación Managua, y consiste principalmente de tobas e ignimbritas y flujos de lodos de edad Terciaria a Cuaternaria (Kuang, 1971; Bice, 1985). Es típicamente de color oscuro, y a menudo presenta fracturas rellenas de carbonato de calcio. Su edad fue estimada entre 100,000 y 1, 000,000 años, basada en el método K-Ar (Bice, 1980). Kutterolf et al. (2007), estudió dos unidades de tefras que conforman la parte superior de esta Formación:

- **Tefra Unicit:** Consiste de un depósito de caída de pómez, de composición dacítica, masivo. Presenta gradación inversa en su base y gradación normal con alto contenido de ceniza en la parte superior del depósito. El espesor de esta capa varía entre 20 y 65 cm.

- **Tefra Fontana:** Esta unidad fue descrita por Bice (1985) como Capa Lapilli Masaya y por Wehrmann et al. (2006) como Tefra Fontana. Consiste de un depósito de caída de escoria muy vesicular, originada por erupciones plinianas que se dispersaron hacia el NW de la Caldera Masaya. Wehrmann et al. (2006), sugiere que la fuente de este depósito se localiza al NW de la caldera Masaya. Kutterolf et al. (2007), proponen que la tefra Fontana representa el límite superior de la Formación la Sierras. Esta unidad de tefra está compuesta por escorias grises y líticas de lavas, tamaño lapilli medio a fino (Avellán, 2009). Kutterolf et al. (2007), estiman una edad para este depósito entre 55 y 68 mil años.

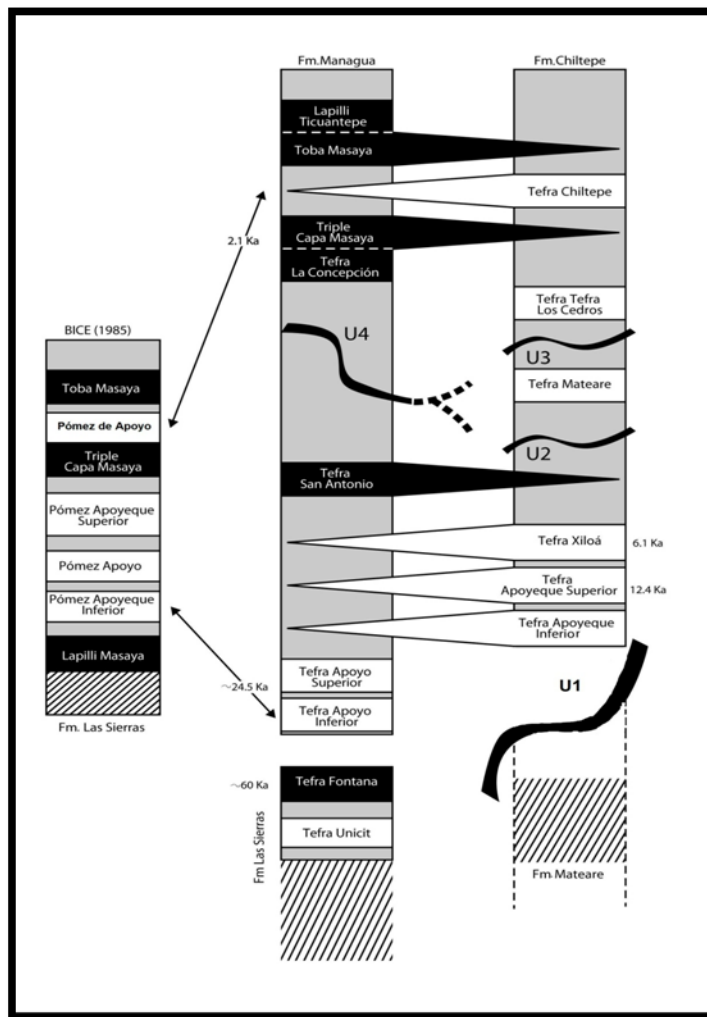


Figura 3.1. Secuencia estratigráfica de Managua (Pleistoceno Tardío/Holoceno). Las capas negras representan tefras de composición máfica y las capas blancas tefras de composición félsica. Los U1 a U4 indican discordancias por erosión (Kutterolf et al., 2007).



---

## 3.2 Marco Estructural

### a) Graben de Managua

El origen de la estructura del Graben de Managua ha sido tema de controversia; McBirney y Williams (1965), lo han considerado como una fosa tectónica. Otros lo interpretan como una estructura tipo *pull-apart* (Figura 2.4), entre los segmentos de la Cadena Volcánica de Nicaragua (Girard et al., 2005). El Graben de Managua se ha definido también como una zona de relevo entre los segmentos de la Cadena Volcánica Nicaragüense, donde se acumulan esfuerzos de compresión y extensión (Espinoza, 2007). Frischbutter (2002) lo denomina como la Zona de Fallas Managua y es una estructura de importancia regional orientada N-S.

Los límites del Graben de Managua, están definidos por los siguientes escarpes de fallas principales (Figura 3.2): La Falla Punta Huete en su margen NW y la Falla Cofradía en su flanco Este, que se evidencian por escarpes de altura mayor a los 10 m y con orientación NNE (Sebesta, 1997; Girard y Van Wyk de Vries, 2005). El flanco W del Graben es delimitado por la Falla Nejapa, en la cual se emplazan 25 estructuras volcánicas monogenéticas y un volcán compuesto (Espinoza, 2007); la Falla Mateare con el mayor escarpe de Nicaragua (Van Wyk de Vries 1993; Sebesta, 1997). El límite sur del Graben de Managua es el Complejo Volcánico Las Sierras-Masaya, conformado por un escudo ignimbrítico y un complejo sistema de calderas (Van Wyk de Vries 1993; Sebesta, 1997; Girard et al., 2005).

La estructura del Graben de Managua es de tipo transtensional se orienta N-S, y disloca la Cadena Volcánica Nicaragüense dentro de la Depresión de Nicaragua. Esta dislocación se caracteriza por un desplazamiento dextral de ~ 13 km y se localiza en la Ciudad de Managua (Weinberg, 1992; Frischbutter, 2002;). En el Graben de Managua existen estructuras de segundo orden, como el pequeño graben limitado por la Falla Cofradía y la Falla Aeropuerto, denominado como Graben Aeropuerto, y fallas de dirección N-NE (Frischbutter, 2002; Girard et al., 2005).

---

El Graben de Managua está conformado por fallas normales oblicuas con componentes laterales, las cuales muestran evidencia de esfuerzos de extensión ( $\sigma_3$ ) en dirección E-W (Cowan et., al 2002). Las fallas orientadas N-S y NW-SE se presentan en su mayoría como fallas oblicuas con componentes dextrales de movimiento lateral y los desplazamientos sinestrales se producen en estructuras con rumbo NNE a NE (Frischbutter, 2002).

Se considera al Graben de Managua como la estructura tectónica más activa de la Depresión de Nicaragua (Girard et al., 2005), y está caracterizada por numerosos eventos sísmicos superficiales de magnitud moderada localizados en la de Ciudad de Managua y sus alrededores. Dos terremotos superficiales han ocurrido recientemente en 1931 y 1972, con magnitud ( $M_s$  6-6.2), originados por la ruptura de fallas geológicas y han cuasado daños el área urbana de Managua (Brown et al., 1973).

La Falla Tiscapa de componente lateral izquierdo presenta un rumbo NNE–SSW y fue la que originó el terremoto de 1972 de magnitud  $M_s$  6.2; los desplazamientos horizontales de esta falla fueron entre el rango de 2 a 38 cm (Brown et al., 1973; Ward et al., 1974). El terremoto de 1931 de magnitud  $M_s$  6.0, fue originado por la ruptura de la falla Estadio, localizada a una distancia de 1.5 km al W de la Falla Tiscapa (Sultan, 1931; White and Harlow, 1993). Se postula que el evento sísmico de 1972, activó solamente la parte oeste del Graben de Managua, como consecuencia se da la concentración de esfuerzos en el margen este del Graben de Managua (Graben Aeropuerto) (Frischbutter, 2002).

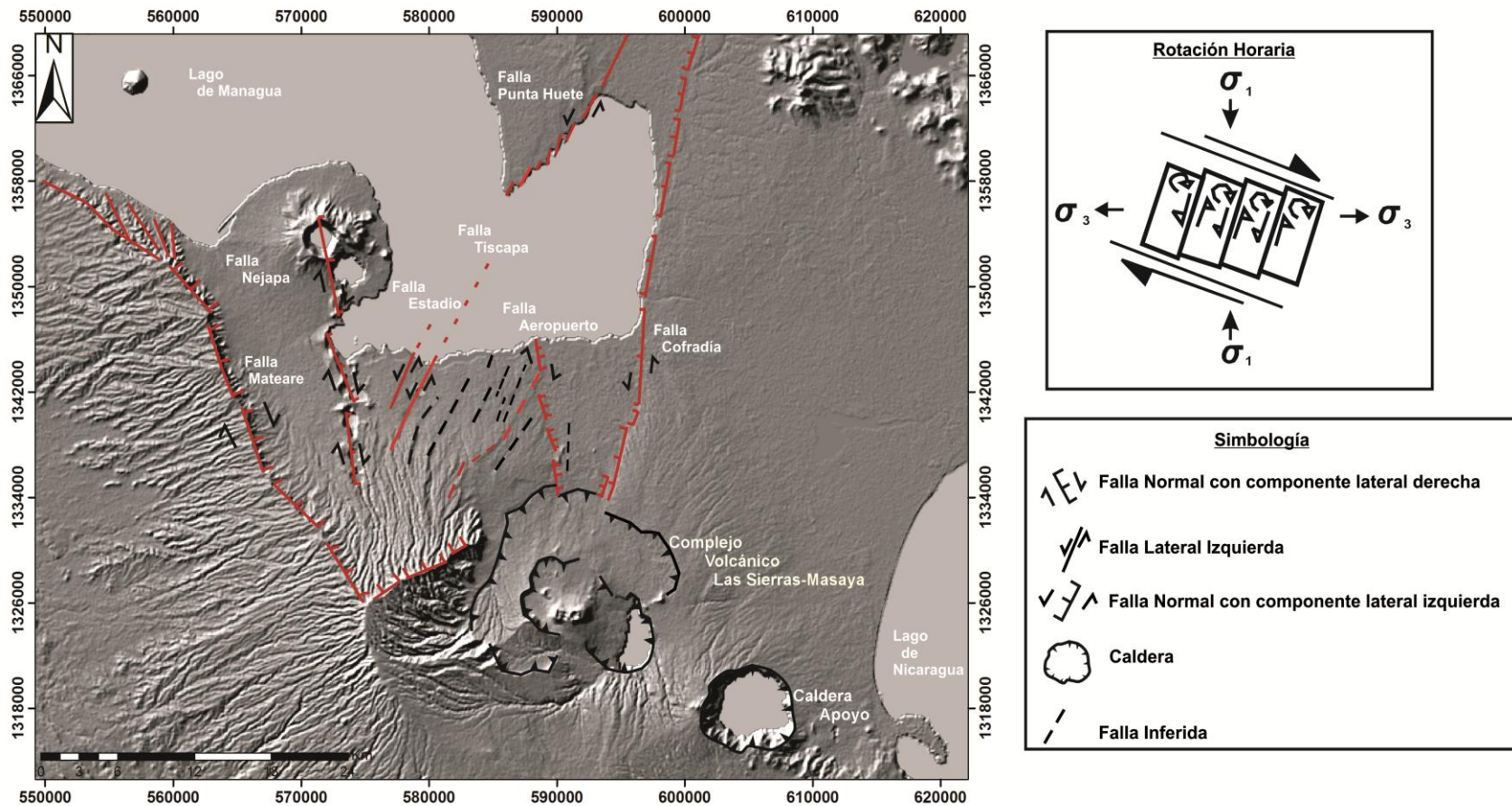


Figura 3.2. Mapa de Cinemática de las principales Fallas de Managua y Rotación Horaria. Elaborado en base a la interpretación de Modelo de Sombreado del área de Managua y estudios previos: Frisbuchtter, (2002); La Femina et., (2002); Cowan et al., (2002); INETER (2003); Girard y Van Wyk de Vries, (2005); Espinoza, (2007).

Tabla 3.1. Descripción de las fallas principales de Managua, Nicaragua.

Zona de Falla	Rumbo y Longitud Proyectada	Desplazamiento			Edad del último movimiento	Comentarios	
		Máximo Individual	Altura del Escarpe	Tipo de falla y sentido de Movimiento			Tasa de Movimiento (mm/yr)
<b>Mateare</b>	N50°W, 35 a 70 km	-	~ 200 m	Falla Normal oblicua , con componente lateral derecha, bloque hundido hacia el NE	-	Probablemente < 20 Kyr	El escarpe de Mateare está conformado por depósitos de ignimbritas del Pleistoceno. No reporta actividad sísmica desde 1975.
<b>Nejapa</b>	N-S, 24 Km	1 m	~ 80 m	Falla Normal con componente lateral derecha	-	Probablemente < 10 Kyr	Estructuras monogéticas y un volcán compuesto se emplazan sobre esta falla, y definen el margen oeste del Graben de Managua.
<b>San Judas</b>	N-S ± 5°, 10 km	1 m	15 m	Falla Normal bloque hundido hacia el E, se desconoce si tiene sentido de movimiento lateral.	-	Probablemente < 5 Kyr	Esta falla forma un pequeño escarpe y desplaza suelos del Holoceno. Fracturas menores se originaron en el terremoto de 1972.
<b>Estadio</b>	N30E, ± 5°, 2 km y se extiende a 10 km en Lago de Managua	0.5 m	~ 1m	Lateral izquierda	-	31 de Marzo de 1931	Superficie de ruptura a lo largo de 2 km en terremoto de 1931. Fracturas menores se originaron el terremoto de 1972.
<b>Tiscapa</b>	N24°E, ± 7°, 10 km y se extiende a 20 km en Lago de Managua	3.5 m	20 m	Lateral izquierda	Probablemente 0-5	23 de Diciembre 1972	Pequeño escarpe geomorfológico hacia el centro de la antigua ciudad de Managua. El desplazamiento lateral izquierdo se observa en la pared Norte de la Laguna de Tiscapa.
<b>Aeropuerto</b>	N3°E, ± 6°, 15 km	0.5-1m	10-12 m	Falla normal oblicua con componente lateral derecha, bloque hundido hacia el E.	Probablemente 0-5	A.D. 1650-1810	Falla subvertical con un escarpe cuya altura máxima es de 10 a 12 metros.
<b>Cofradía</b>	N4°E, ± 13°, ~ 40 km	0.5-1m	~ 15 m	Falla Normal oblicua con componente lateral izquierda. Bloque hundido hacia el W.	Probablemente 0-5	< 5 Kyr	Prominente escarpe que se extiende hacia el sur en la Caldera Masaya y es asociado con numerosos manantiales de aguas termales.

Brown et al. (1973); Woodward-Clyde (1975); Bice (1980); Hernández et al. (1994); Sultan (1931), Dames and Moore Lamsa (1978); Cowan et al. (2000); Espinoza (2007).

## b) Graben de Aeropuerto

Al Este del Graben de Managua se localiza una pequeña depresión de orden menor denominada por varios investigadores como el Graben del Aeropuerto. Esta estructura parece orientarse NNE en su parte N y N-S en la parte S, tiene un ancho aproximadamente 10 km y este disminuye en dirección Norte y Sur. Este pequeño graben forma la parte más profunda del Graben de Managua (Figura 3.3).

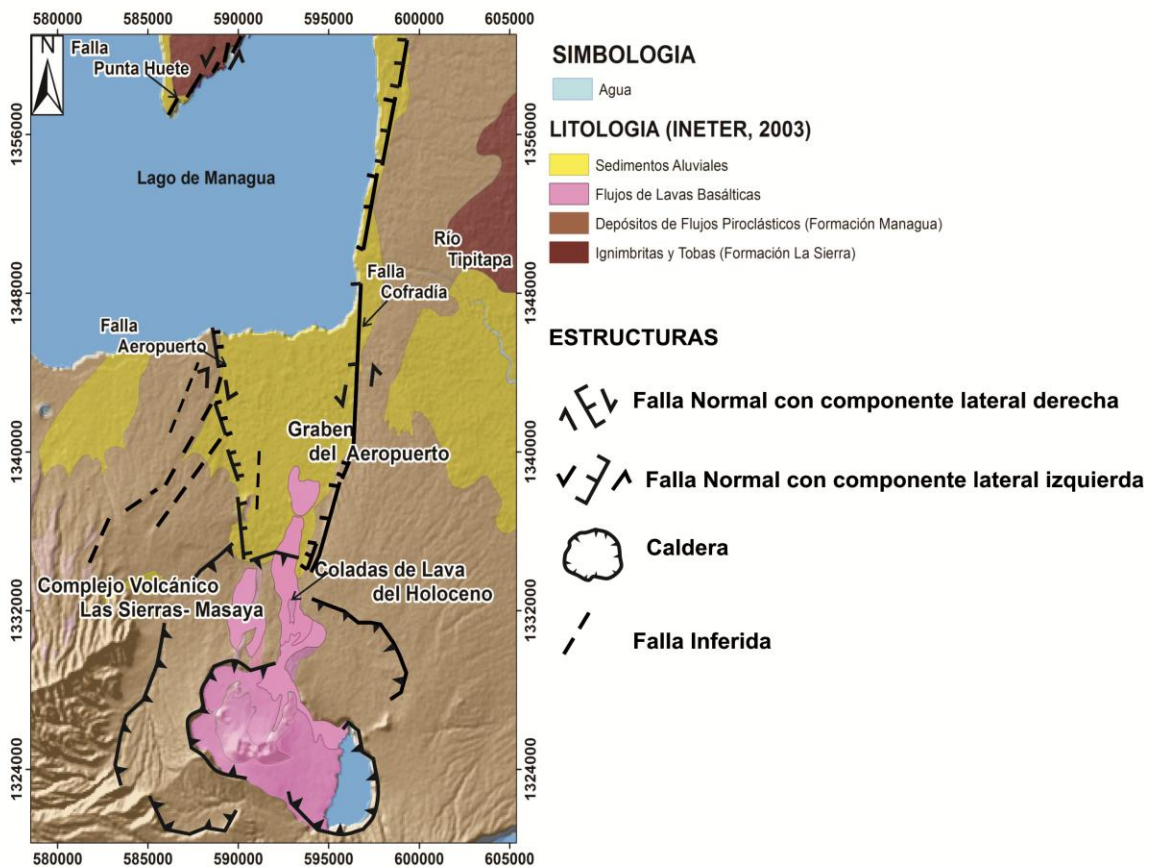


Figura 3.3. Mapa Geológico de la zona de estudio: denominada estructura del Graben del Aeropuerto limitado al este por la falla Cofradía y al oeste por la Falla de Aeropuerto. Basado en el mapa geológico 1:50000 INETER (2003) y estructuras basadas en la interpretación de Modelo Sombreado del área de Managua y estudios previos: Frisbuchtter (2002); La Femina et. (2002); Cowan et al. (2002); INETER (2003); Girard y Van Wyk de Vries (2005).

---

El Graben del Aeropuerto está delimitado en su flanco este por la Falla Cofradía que forma un prominente escarpe en échelon que se extiende hacia el sur dentro del Complejo Volcánico la Sierra-Masaya (Cowan et al., 2002), un volcán escudo ignimbrítico y de flujos de lavas basálticas (Girard et al., 2005). La Falla Aeropuerto forma un pequeño escarpe a lo largo de 20 km al sur del Lago de Managua y define el límite oeste de la denominada estructura Graben del Aeropuerto (Cowan et al., 2002).

Según Frischbutter (2002) el flanco Este del Graben del Aeropuerto ha sido interpretado como una zona de falla normal oblicua con componente lateral izquierda mientras que su límite W lo define como una zona de falla normal oblicua con componente lateral derecha. La frecuencia de estructuras sigmoidales (indicadores cinemáticos de fallas, estructuras que ayudan a determinar el sentido de movimiento de una zona de falla según Millot, 1975), decrecen hacia el centro del Graben del Aeropuerto (Figura 3.4).

La parte central del Graben del Aeropuerto difiere en su parte marginal, según Frischbutter (2002) en su interpretación de imágenes *LANDSAT-TM Y SPOT*, se caracteriza por presentar un patrón de lineamiento orientados N-S, especialmente en su continuación norte, donde el Graben corta el límite Norte de la Depresión de Nicaragua. Se localiza el predominio de lineamientos estructurales jóvenes orientados N-S y estructuras antiguas con rumbo E-W (Figura 3.4). Esto podría implicar una alternancia entre zonas compresión y extensión a lo largo del Graben de Managua (Frischbutter, 2002).

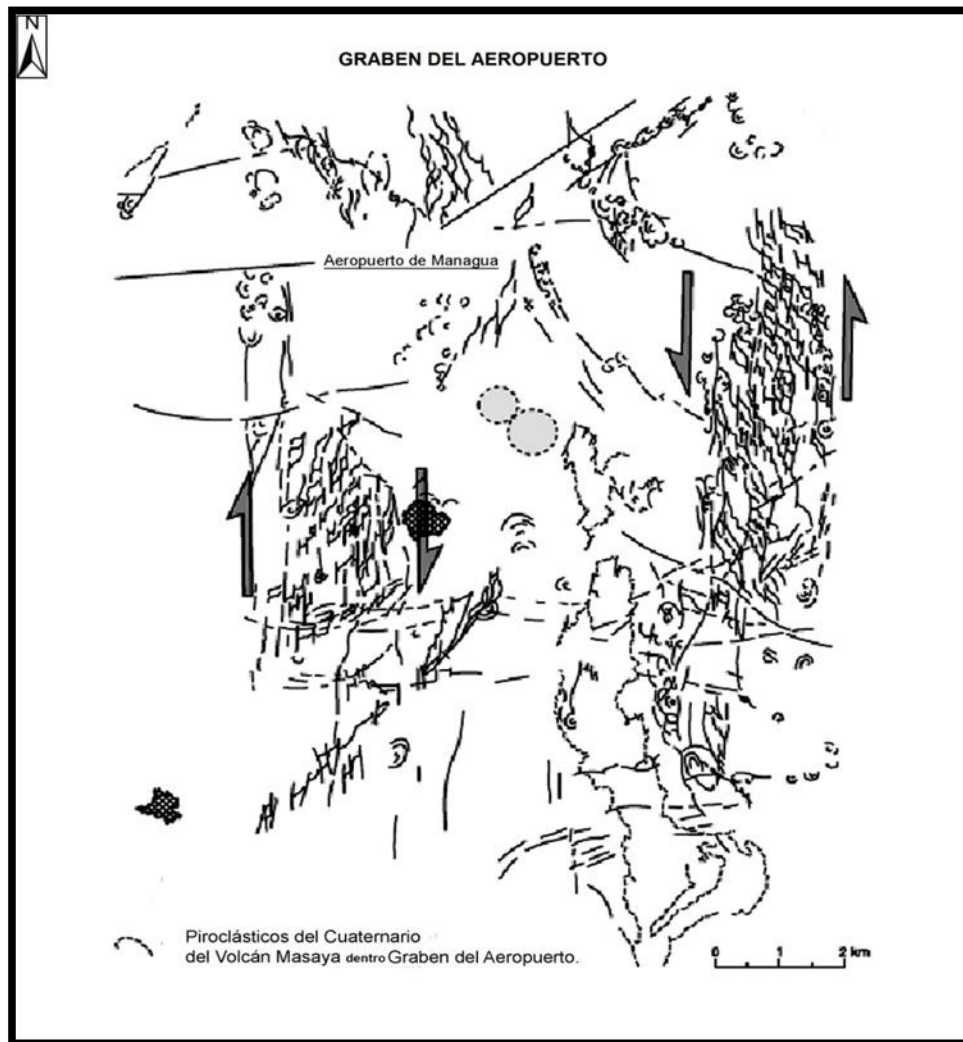


Figura 3.4. Estructuras y zonas de fallas marginales de la denominada estructura del Graben del Aeropuerto (Frischbutter, 2002).

### **Falla Aeropuerto**

La Falla Aeropuerto forma el límite W del Graben del Aeropuerto y es asociada con un escarpe topográfico cuya altura máxima es de 10-12 m, inclinado hacia el este y formado por flujos piroclásticos de edad Cuaternaria perteneciente Formación Managua (Cowan et al., 2002, Kutterolf et al., 2007).



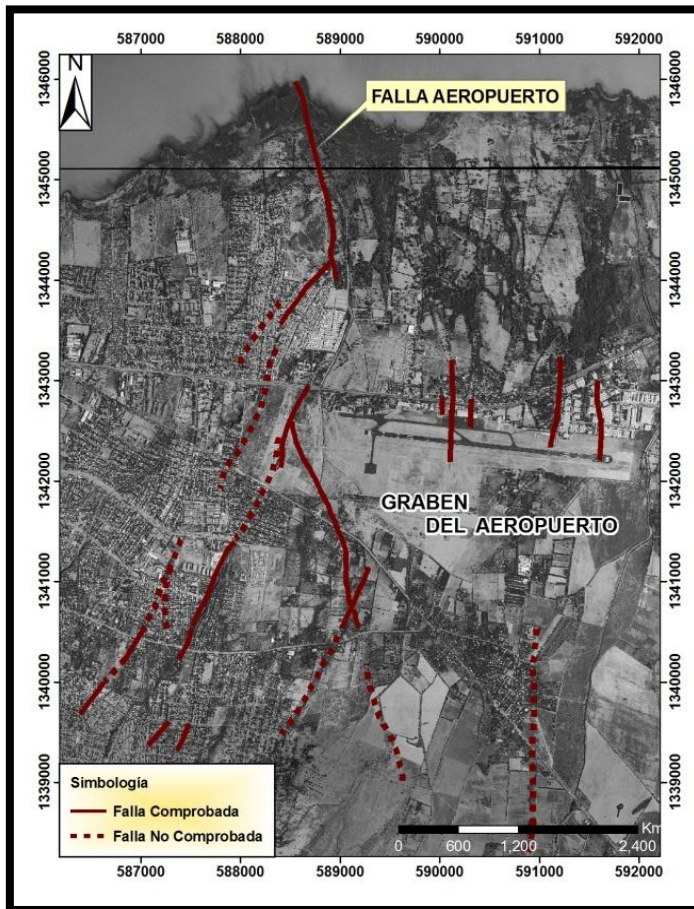


Figura 3.5. Localización de Falla Aeropuerto que conforman el margen Oeste del Graben del Aeropuerto (INETER, 2003).

La traza de falla es ligeramente convexa hacia el Este, su longitud es de 15.2 km y su rumbo promedio es de  $N3.0^\circ E \pm 6$  y la inclinación del plano de falla es subvertical. La tasa de desplazamiento vertical de la Falla Aeropuerto es de 0.3 a 0.9 mm/yr y su sentido de movimiento es normal oblicuo con una componente dextral (Cowan et al., 2000, Frischbutter, 2002). En comparación con las otras fallas activas de Managua con orientación similar a la Falla Aeropuerto, se indica que el desplazamiento lateral se debe acumular a una razón  $< 5\text{mm/yr}$  (Cowan et al., 2002).



---

La extensión de la Falla Aeropuerto por debajo del lago de Managua fue determinado por medio de trabajos de geofísica, perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución (Funk et al., 2009), lo que confirma su proyección dentro del Lago de Managua, al igual que la fallas localizadas al Oeste del graben de Managua (fallas Mateare, Estadio, y Tiscapa).

La Falla Aeropuerto es una estructura importante en el Graben de Managua, pero al igual que otras fallas su cinemática se desconoce. Investigaciones de paleosimología por Cowan et al. (2002), sugieren un gran terremoto recientemente originado por esta falla que ocurrió entre 1650 y 1810 D.C. registros históricos asocian que esto pudo haber sido el terremoto de 1663, 1764, o un evento en 1772 asociado con una gran erupción histórica de la Caldera Masaya.

### **Falla Cofradía**

La Falla Cofradía constituye el borde oriental del Graben del Aeropuerto, una estructura de tipo extensional de casi 40 km de longitud y un ancho de 10 km. El margen oriental de la costa del Lago de Managua está definido por este sistema de fallas, que conforma un prominente escarpe con una altura superior a los 15 metros sobre el piso del Graben (Figura 3.6). Estudios previos han documentado alrededor de 6 metros de levantamiento de depósitos lacustres del Holoceno Medio sobre la costa moderna del Lago de Managua (Dames y Moore-Lamsa, 1978).



Figura 3.6. Escarpe de falla Cofradía con orientación N-S y con una altura superior de 15 m.

---

El sistema de Fallas Cofradía se extiende hacia el sur, en la Caldera Masaya con una serie de escarpe en échelon, asociados con números manantiales de aguas termales. La longitud de esta falla es de 46.9 km y su rumbo promedio es de  $N4.2^{\circ} E \pm 13^{\circ}$  y se prolonga hacia el N hasta el borde NE de la depresión de Nicaragua. La inclinación de esta falla es subvertical con un ángulo de  $70^{\circ}$  buzando hacia el W y su tasa de movimiento es de 1.2 mm/yr (Cowan et al., 2002).

El flanco este del Graben del Aeropuerto conformado por el sistema de fallas Cofradía se ha interpretado como una zona de fallas oblicuas con una fuerte componente sinistral de movimiento lateral (Brown et al., 1973; Van Wyk de Vries, 1993; Frischbutter et al., 2002; Girard et al., 2005). En esta zona de falla se identifican estructuras orientadas NNE-SSW, relativamente equidistantes, en el que un sistemas de estructuras sigmoidales orientados NNW-SSE está incluido como se observa en la Figura 3.4 (Frischbutter et al., 2002).

La falla Cofradía es sísmicamente activa y a partir de registros sísmicos históricos, se han asociado los terremotos ocurridos en 1865 y 1866 que cambiaron la topografía del Río Tipitapa (Leeds 1974; Peraldo et al., 1999). Tres eventos sísmicos originados por esta falla han ocurrido durante los últimos 1700 años, con un periodo de recurrencia del orden 500 años (Rubí, 2011).

### **Estructura al interior del Graben del Aeropuerto.**

Según Frischbutter (2002), el área interna del Graben de Aeropuerto es caracterizada por presentar un patrón de fallas orientadas N-S. Estas estructuras se extienden hacia el Norte desde el sector de la caldera del Volcán Masaya, al pueblo Sabana Grande y continúan al Norte hacia el Lago de Managua, pasando al Este del Aeropuerto Internacional (Augusto Cesar Sandino). En varios sitios estos lineamientos están asociados en superficie con escarpes que limitan o cortan flujos de lavas recientes del Volcán Masaya. Las fallas en el interior del graben se extienden con un longitud promedio de 25.4 km y rumbo  $N4.5^{\circ}W \pm 7^{\circ}$  cuya inclinación es sub-vertical y su tasa de movimiento probablemente es de 0.2-1mm/yr (Cowan et al., 2000).

---

En el interior del Graben del Aeropuerto se presentan lineamientos de estructuras monogenéticas tales como conos de escorias y estas estructuras volcánicas se orientan N-S. Este lineamiento de conos se puede seguir hasta al Norte pasando por la parte Este del pueblo de Sabana Grande (Figuras 3.7, 3.8).



Figura 3.7. Estructuras en el interior del Graben del Aeropuerto orientadas N-S.



Figura 3.8. Conos de escorias estructuras monogenéticas emplazado sobre fallas en el interior del Graben del Aeropuerto y con orientación predominantemente N-S.

En el sector centro sur del graben se observa un cono de escoria llamado loma Mosintepe. Se puede suponer que sobre esta zona pasa una falla, por la que ha emergido lava y ha formado esta pequeña estructura monogenética. En la zona de Piedra Menuda se localiza un escarpe de falla de 1.5 km, la altura de cuyo escarpe es de más de 6 m y hacia el Sur, desaparece por debajo de materiales aluviales y más al Norte limita con la colada de lava del Volcán Masaya.

---

## Capítulo IV. Fundamentos Teóricos de los Método Potenciales

### 4.1. Método Gravimétrico

#### Gravedad

La gravedad es una de las fuerzas fundamentales de la naturaleza y comprende la atracción entre dos masas. La ley de atracción gravitacional de Newton establece que la magnitud de la fuerza gravitacional entre dos masas es proporcional a cada masa e inversamente proporcional al cuadrado de su distancia (Blakely, 1996).

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (4.1)$$

Donde **G** es la constante universal de gravitación siendo equivalente a  $6.6732 \times 10^{-11} \text{ nt.m}^2/\text{kg}^2$  en Sistema Internacional, **m<sub>1</sub>** **m<sub>2</sub>**, son las masas de los dos cuerpos en kilogramo, y **r** es la distancia, en metros, entre las dos masas.

Si se asume que la Tierra es esférica, la fuerza que ejerce esta sobre un cuerpo esférico de masa **m** en reposo sobre la superficie de la corteza es (Burger et al., 2006):

$$F = G \frac{mM}{R^2} \quad (4.2)$$

Donde **M** es la masa de la Tierra igual a  $5.976 \times 10^{27} \text{ g}$  y **R** es el radio en el Ecuador equivalente  $6.367 \times 10^8 \text{ cm}$ .

La segunda ley de Newton establece que la fuerza es directamente proporcional a su masa (**m**) y aceleración (**a**):

$$F = ma \quad (4.3)$$

---

Se define  $\mathbf{g}$  como la aceleración gravitacional cuando ésta es causada por la atracción de la Tierra:

$$F = mg = G \frac{mM}{R^2} \quad (4.4)$$

La aceleración gravitacional está dada por:

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

La masa  $\mathbf{m}$  de un cuerpo se relaciona por su volumen  $\mathbf{v}$  multiplicado por su densidad  $\mathbf{\rho}$ :

$$\mathbf{m} = \mathbf{v}\mathbf{\rho} \quad (4.6)$$

La Tierra no es un cuerpo uniforme en densidad, la atracción que esta ejerce sobre los demás cuerpos está dada vectorialmente por el potencial gravitatorio que nos da la componente de aceleración gravitacional en una dirección (Parasnis, 1996):

$$V = \int \frac{G\rho dv}{r} \quad (4.7)$$

La atracción gravitacional de un cuerpo de densidad no homogénea varía de punto a punto, en respuesta a la distribución de la densidad en todo el cuerpo. Por tal razón las mediciones de variación de la atracción gravitacional de la Tierra pueden proveer información acerca de la geología y estructuras de la zona de estudio.

#### **a) Gravedad Relativa**

El gravímetro o medidor de gravedad, mide directamente pequeñas variaciones en la componente vertical de gravedad; estas diferencias son medidas relativas, que son detectadas por el instrumento. Los gravímetros son básicamente resortes portadores de una masa constante. Al variar el peso de la masa debido a diferentes valores de gravedad, la longitud del resorte se ve modificada y proporciona una medida relativa de gravedad, con respecto a una escala fijada por el instrumento. Estas lecturas relativas de gravedad se encuentran en unidades de dial.

---

Para conocer el resultado del valor relativo de gravedad en mGal, se necesita conocer la constante del instrumento o el factor de escala expresado en unidades de dial/mGal, la cual depende del tipo de gravímetro utilizado en el levantamiento.

$$r_c = r \cdot S(r) \quad (4.8)$$

Donde

$r_c$  = lectura corregida en mGal,

$r$  = lectura del instrumento en unidades dial.

$S(r)$  = factor de escala en unidades dial/mGal, no es lineal (constante) sino que está en función de la lectura. Sin embargo, dentro de los rangos de lecturas es lineal. Las respectivas constantes son proporcionadas por el fabricante.

b) **Gravedad Observada y Absoluta.**

La gravedad observada en sí es una variable absoluta y se obtiene por medio de una estación absoluta de gravedad (datum) y de los valores relativos de gravedad medidos en cada una de las estaciones del levantamiento.

La gravedad absoluta es la atracción gravitacional de la Tierra en un punto de observación y se deduce mediante la siguiente expresión:

$$g_a = g_{B1} + (gr_{B2} - gr_{B1}) \quad (4.9)$$

$g_a$  = gravedad absoluta en mGal.

$g_{B1}$  = valor absoluto de gravedad de la base en mGal.

$gr_{B1}$  = lectura relativa en la base de gravedad absoluta en mGal.

$gr_{B2}$  = lectura relativa en la estación en mGal.

---

---

c) **Gravedad teórica**

La gravedad teórica es usada en la corrección por latitud, se relaciona con la posición de la estación gravimétrica y depende de la latitud. Debido a que la Tierra no es perfectamente esférica, la rotación de la Tierra origina una fuerza centrífuga en dirección opuesta a la gravedad y por tanto disminuye el valor medido de  $g$ . El efecto de esta fuerza centrífuga es grande en el Ecuador y disminuye a cero en los polos y en los ejes de rotación de la Tierra. Como consecuencia de esta fuerza, la gravedad es 3.4 Gals mayor en los polos que en el Ecuador. La rotación de la Tierra produce un efecto centrífugo que causa que la forma de la Tierra sea un elipsoide de revolución (Burger et al., 2006).

La fórmula para el cálculo de la gravedad teórica está dada por la siguiente ecuación (basada en él; Sistema de Referencia Geodésica 1980 y Sistema Geodésico Mundial 1984):

$$g_o = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2 \lambda}} \quad (4.10)$$

$g_o$ , se define como la gravedad teórica o gravedad normal

$\lambda$  es la latitud en radianes.

**Reducciones Gravimétricas.**

Las mediciones de gravedad están influenciadas por una serie de efectos que no son originados por fuentes geológicas directamente (Milsom, 2003). Estos efectos son eliminados por una serie de reducciones o correcciones gravimétricas y se consideran que cada una contribuye a los valores de gravedad observada (Blakely, 1996).

---

**a) Efecto de Mareas y corrección por deriva instrumental.**

Las lecturas gravimétricas son afectadas por el fenómeno de mareas terrestres que producen cambios periódicos en la gravedad a causa de la atracción gravitatoria del Sol y la Luna dependiendo de la hora, y época del año. Los gravímetros son tan sensibles que registran variaciones periódicas de esta atracción debidas a los movimientos de la Tierra con respecto a estos cuerpos. La Tierra sufre la acción de estas fuerzas de marea, y como no es infinitamente rígida su superficie sólida se deforma de la misma manera que la superficie libre del agua aunque no con la misma magnitud (Drobrin, 1969). El efecto de mareas es otra función del tiempo y depende de la latitud; es grande en latitudes bajas y tiene una fuerte componente periódica con un periodo de 12 horas y este efecto nunca excede los  $3 \times 10^{-6} \text{m/s}^2$  (0.3 mGal) (Blakely, 1996).

El fenómeno de mareas se puede corregir asumiendo que es lineal y puede ser considerado parte de la deriva instrumental (Blakely, 1996). El gravímetro es un instrumento simple y relativamente estable pero produce deriva. La deriva son las lecturas gravimétricas que varían con el tiempo, una manera de corregir esto es realizando mediciones repetidas en una misma estación conocida como base de gravedad, en intervalos de tiempo. Las mediciones gravimétricas realizadas en la estación base se grafican con respecto al tiempo y se estima la pendiente; siendo este el factor principal en la corrección de deriva. El valor de esta pendiente afectará a cada de las estaciones que se hayan medido en el intervalo de tiempo transcurrido entre mediciones de la estación base. El principio de este procedimiento es llevar todas las medidas realizadas en campo a un tiempo cero, simulando como si todas las mediciones se realizaran en el mismo momento (Seigel, 1995).

**b) Efecto de la altitud sobre el nivel del mar y su corrección de aire libre.**

El efecto de altitud sobre el nivel del mar se basa en la ley de gravitación de Newton la cual establece en particular que la gravedad varía con la distancia al centro de masa de la Tierra. Ya que la gravedad es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia, es importante corregir los cambios de elevaciones entre las estaciones para reducir las lecturas de campo a la superficie de referencia el geoide (Telford et al., 1990).

---



---

Esto se conoce como corrección de aire libre  $g_{fa}$  ó corrección por altitud;  $g_{fa}$  está dada por la siguiente expresión (Blakely, 1996):

$$g_{fa} = -0.3086 \times 10^{-5} h \quad (4.11)$$

Donde  $h$  es la altura sobre el nivel del mar en metros y  $g_{fa}$  es la corrección de aire libre expresada en el SI en  $m/s^{-2}$ , mientras que en unidades CGS,  $g_{fa}$  está dado en Gal y  $h$  en cm. Este ajuste de elevación no toma en cuenta el material que existe entre el punto de observación (estación) y el nivel del mar.

**c) Efecto de masas sobre el nivel del mar y su corrección de Bouguer.**

La corrección de aire libre y la gravedad teórica ignoran las masas que pueden existir entre el punto de observación y el nivel del mar (Blakely, 1996). La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción del material rocoso situada entre el nivel del mar y la estación situada a una altura  $h$  (Drobrin, 1969).

La corrección de Bouguer aproxima todas las masas sobre el nivel del mar con una placa homogénea, infinitamente extendida, de espesor igual a la altura del punto de observación sobre el nivel del mar. La atracción de la placa infinita se describe mediante la siguiente expresión (Blakely, 1996):

$$g_{sb} = 2\pi\gamma\rho h \quad (4.12)$$

Donde  $h$  es el espesor de la placa y  $\rho$  densidad de la corteza igual  $2,670 \text{ kg/m}^{-3}$ . La corrección de Bouguer simple está dada por la siguiente ecuación (Lowrie, 2007):

$$g_{sb} = 0.0419 \rho h \quad (4.13)$$

**Anomalías Gravimétricas.**

Se denomina anomalía gravimétrica a la diferencia entre el valor de la gravedad observada (corregido por los efectos antes mencionados) y el valor teórico de la gravedad sobre el elipsoide de referencia para la latitud y la longitud de la estación de medición. El tipo de anomalía depende

---

de las correcciones que se le hayan aplicado al valor de gravedad observada (Drobrin, 1969).

$$\Delta g_{sb} = g_{obs} - g_o \quad (4.14)$$

La distribución de las variaciones laterales de masas a profundidad es la causa de la heterogeneidad del subsuelo y esto produce cambios en la gravedad. Estas variaciones determinan la existencia de cambios en la densidad del subsuelo facilitando la ubicación de estructuras geológicas. Como resultado las anomalías de Bouguer y de Aire libre se relacionan con la variación lateral y a profundidad de la densidad. Dichas anomalías se basan en la aplicación de las correcciones antes mencionadas (Deriva, Aire libre, Bouguer, Latitud).

**a) Anomalía de Aire Libre**

La aplicación de la corrección por efectos de altura sobre el nivel del mar proporciona la anomalía de aire libre y toma en cuenta solamente los cambios de altitud y se calcula por medio de la siguiente fórmula (Blakely, 1996):

$$\Delta g_{fa} = g_{obs} - g_{fa} - g_o \quad (4.15)$$

Donde  $\Delta g_{fa}$  es la anomalía de aire libre.

$g_{obs}$  es la gravedad observada de cada estación.

$g_{fa}$  es la corrección de aire libre.

$g_o$  es la gravedad teórica.

**b) Anomalía de Bouguer Simple**

Al igual que la anomalía de Aire libre, la anomalía de Bouguer considera los cambios de altitud y la densidad propia del subsuelo. La anomalía de Bouguer Simple está dada por la siguiente expresión (Blakely, 1996):

$$\Delta g_{sb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_o \quad (4.16)$$

---

Donde  $\Delta g_{fa}$  es la anomalía de Bouguer Simple.

$g_{obs}$  es la gravedad observada de cada estación.

$g_{fa}$  es la corrección de aire libre.

$g_{sb}$  corrección simple de Bouguer.

$g_o$  es la gravedad teórica.

#### **4.2. Método Magnético**

La magnetometría es el método geofísico más antiguo utilizado en la exploración del subsuelo: hoy en día se aplica a la prospección de hidrocarburos, yacimientos minerales, recursos geotérmicos, arqueología, en problemas de ingeniería-geológica, geología ambiental, prospección y modelamiento de estructuras geológicas. El método magnético en la exploración petrolera se ha utilizado para determinar la estructura de basamento magnético, espesores de las capas sedimentarias, y estructuras favorables para el entrapamiento y almacenamiento de hidrocarburos.

El método magnético estudia anomalías originadas por cambios en las propiedades magnéticas de las rocas tal como la susceptibilidad magnética o intensidad de magnetización. Esta propiedad física de las rocas se define como la capacidad de magnetización bajo la acción de un campo externo. Los valores de susceptibilidad varían ampliamente, dependiendo de factores tales como; la cantidad de minerales magnéticos presente en la roca, tamaño y forma del grano, así como de la temperatura. La susceptibilidad magnética depende del contenido de minerales ferromagnéticos presente en las rocas tales como magnetita, titano-magnetita, pirrotina, particularmente la magnetita es una fuente principal de anomalías magnéticas locales.

Las rocas sedimentarias presentan una susceptibilidad magnética baja respecto a las rocas ígneas y metamórficas. Estas últimas conforman el basamento y son las que originan el efecto magnético medido en la superficie de la tierra.

---

### **Campo Magnético Terrestre.**

El campo magnético en un punto de la superficie terrestre varía con el tiempo. Esta variación se presenta en forma periódica y para su investigación es importante analizar el campo magnético terrestre en su conjunto. Este campo es dividido y originado por diferentes fuentes:

El campo magnético interno o campo magnético principal, generado por mecanismo geodinámicos de corrientes de convección de fluidos en el núcleo externo de la Tierra. Este campo representa un 97 % del campo total. Presenta una variación secular de 8 nT por año. La variación secular se define como los cambios temporales del campo magnético terrestre, de periodos muy largos que sólo se aprecian al comparar valores medios anuales durante varios años. Esta variación es debida a la evolución de fuentes profundas en el interior de la Tierra, las mismas fuentes que generan el campo magnético principal.

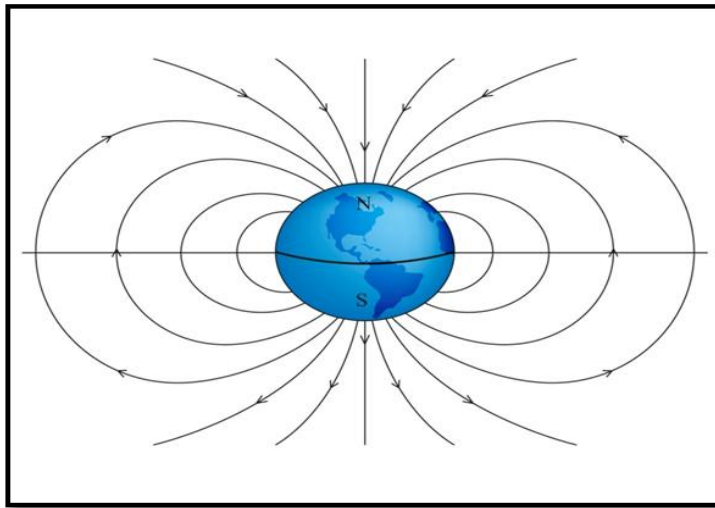


Figura 4.1. Líneas de fuerza del campo magnético de la Tierra.

El campo magnético principal es, a su vez, el resultado de campos distintos: El campo cortical, generado por la magnetización de rocas en la corteza terrestre, y es el que interesa analizar en exploración geofísica.

---

---

El campo externo, producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera y la magnetosfera, debido a la interacción de la radiación solar, el viento solar y el campo magnético de la Tierra.

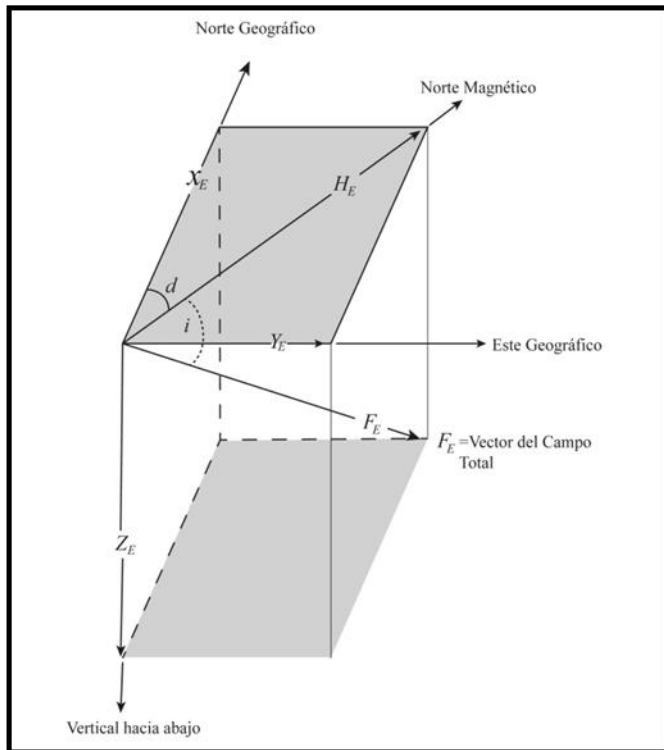
El campo magnético, producido por procesos de inducción electromagnética generados por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y el manto superior por variaciones en el tiempo del campo magnético externo.

### **Elementos del Campo Magnético Terrestre.**

El campo magnético terrestre es un vector cuya intensidad total  $\mathbf{F}_E$ , en cualquier punto de la superficie terrestre, puede ser descompuesto a lo largo de tres direcciones, en sus tres componentes rectangulares  $\mathbf{X}_E$ ,  $\mathbf{Y}_E$ ,  $\mathbf{Z}_E$ , considerando el punto de medida como el origen de un sistema de referencia cartesiano. Definiéndose  $\mathbf{X}_E$  como la componente sobre el plano horizontal y en dirección del norte geográfico,  $\mathbf{Y}_E$  es la componente horizontal hacia el este a lo largo del paralelo geográfico;  $\mathbf{Z}_E$  es la componente hacia abajo (vertical), todas estas componentes en coordenadas geográficas.

La intensidad del campo magnético, se puede especificar por medio de 3 de sus elementos magnéticos, por ejemplo  $\mathbf{H}_E$ ,  $d$ ,  $i$ ; en donde  $\mathbf{H}_E$  como ya se mencionó es la magnitud de la componente horizontal;  $d$  es el ángulo azimutal de la intensidad horizontal, positiva del norte geográfico hacia el este, y es el ángulo que forma con el eje  $\mathbf{X}_E$  y se denomina declinación magnética y está designado por  $d$ ;  $i$  es el ángulo formado por la dirección de la intensidad magnética total con la horizontal, positiva hacia abajo y se le denomina inclinación magnética. La línea horizontal que es un punto con igual intensidad magnética horizontal,  $\mathbf{H}_E$ , se llama meridiano magnético. Las componentes de la intensidad,  $\mathbf{X}_E$ ,  $\mathbf{Y}_E$ ,  $\mathbf{Z}_E$ , y los elementos geomagnéticos tienen relaciones trigonométricas que se pueden deducir de la Figura 4.2.

La intensidad del campo magnético  $F_E$  (fuerza total),  $H_E$ ,  $Z_E$  (intensidad o fuerza horizontal y vertical) así como las componentes del campo magnético ( $X_E$ ,  $Y_E$ ,  $Z_E$ ), se miden en Gauss ( $\Gamma$ ), gammas ( $\gamma$ ), Tesla (T). La unidad más pequeña en geomagnetismo es el gamma  $\gamma$  que es igual a  $10^{-5} \Gamma$  (el Tesla es igual a  $10^4$  nT). Los resultados de mediciones magnéticas se presentan en unidades de nT. La declinación e inclinación magnética son medidas de grados y minutos de arco.



$$F_E = \sqrt{H_E^2 + H_E^2} = \sqrt{X_E^2 + Y_E^2 + Z_E^2}$$

$$Z_E = F_E \sin i, \quad H_E = F_E \cos i, \quad \tan i = \frac{Z_E}{H_E}$$

$$X_E = H_E \cos d, \quad Y_E = H_E \sin d$$

$$H_E = F_E \cos i$$

$$Z_E = F_E \sin i$$

Figura 4.2. Elementos del Campo Magnético de la Tierra (Telford et al., 1990).

### **Variaciones del Campo Magnético.**

Las variaciones de los elementos del campo magnético de la Tierra pueden ser divididas en dos clases (Lanza et al., 2006): Un tipo de clase son causadas por fuentes de origen interno (variación secular) y otras tienen origen externo (variaciones diurnas y tormentas magnéticas), con respecto a la superficie de la Tierra.

---

## a) Variación Secular

Cuatrocientos años de estudio continuo del campo magnético de la Tierra han determinado que este varía lentamente (Telford et al., 1990). Esta variación es de periodo largo y es originada por corrientes de convección ocurridas en el núcleo interno de la Tierra y se le conoce como variación secular geomagnética. Estas anomalías son de dimensiones continentales y son de 50 a 100 nT. La variación secular es directamente medida en observatorios geomagnéticos y así como mediante satélites. Por otro lado también hay estudios de paleomagnetismo donde se estudian cambios de polaridad, la desviación de polos geomagnéticos y cambios de posición de los polos sin rumbo fijo (Blakely, 1996). Según Lanza et al. (2006), la variación secular presenta las siguientes características:

- Un decrecimiento anual medio del momento dipolar del orden de 0.005 % de su valor promedio, con una aceleración considerable en los últimos 30-40 años.
- Una precesión, hacia el este del eje, del dipolo de  $0.008^\circ$  /año.
- Un desplazamiento hacia el norte del dipolo del orden de  $2 \text{ km yr}^{-1}$ /año.
- Una variación en la intensidad (incremento o decremento) del campo no dipolar con una velocidad media de  $10 \text{ nT/año}$ .

La variación secular comprende aquellas variaciones temporales del campo geomagnético de periodo muy largo que sólo se aprecian al comparar valores medios anuales de elementos magnéticos durante varios años (Udías et al., 1986). Los valores medios anuales sucesivos de los elementos magnéticos medidos en un observatorio, o los valores obtenidos en levantamientos magnéticos para diferentes épocas, han demostrado que el campo magnético experimenta un cambio secular. Este cambio secular se determina por las desviaciones en la declinación (D), inclinación (I) y en las distintas componentes de la intensidad magnética.

Un clásico ejemplo de variaciones temporales del campo geomagnético sucede en el Centro de México, donde el valor promedio anual de intensidad geomagnética ha disminuido de 46,076 nT a 42,832 nT, con regresión lineal alrededor de 48 nT por año. (Urrutia-Fucuguachi y Campos Enríquez, 1993).

---

**b) Variaciones diurnas y tormentas magnéticas.**

El campo magnético de la Tierra no es constante en cualquier punto de la superficie, pero además sufre variaciones temporales de diferentes periodos. Desde el punto de vista de la geofísica aplicada las más importantes son la variación diurna y tormentas magnéticas que originan variaciones grandes en el campo. Su efecto perturbador debe ser eliminado de los valores medidos de campo magnético (Parasnis, 1996). Los valores magnéticos medidos en el campo pueden ser corregidos por variación diurna con el uso de sub-bases o bases magnéticas (Telford et al., 1990).

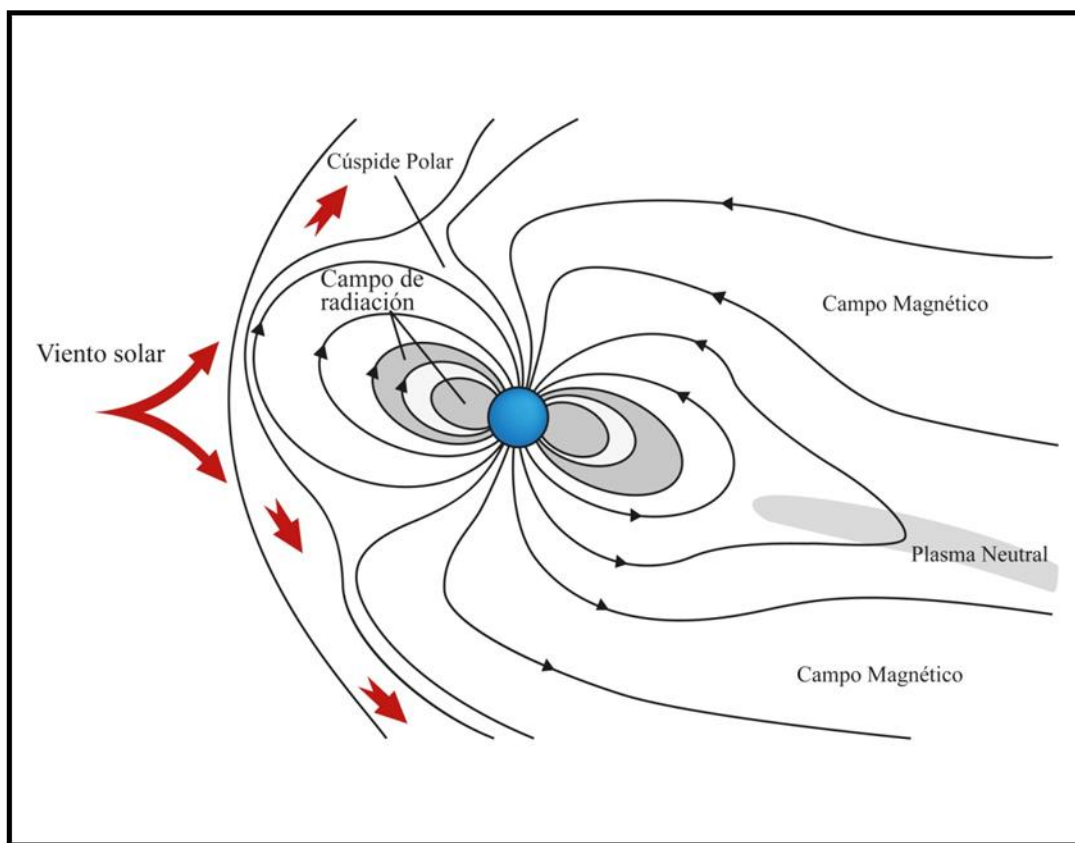


Figura 4.3. Variación del campo magnético terrestre debido a la actividad solar (Lanza et al., 2006)



---

La variación diurna y tormentas magnéticas son variaciones de periodo corto, relacionadas con una pequeña porción del campo geomagnético asociado con corrientes eléctricas en las capas ionizadas de la atmosfera superior y pueden ocurrir en fracciones de segundos en general. (Telford et al., 1990; Lanza et al., 2006). Las variaciones temporales de esta porción del campo geomagnético, son más rápidas que las del campo magnético principal y algunos efectos son los siguientes (Telford et al., 1990):

- Un ciclo de 11 años de duración que se correlaciona con la actividad solar.
- Variación diurna solar con un periodo de 24 horas y un rango de 30 nT, controlada por la acción del viento solar en la ionosfera.
- Variaciones lunares con un periodo de 25 horas y amplitud de 2 nT, varían cíclicamente a lo largo del mes y se asocian con la interacción entre la ionosfera y la Luna.
- Tormentas magnéticas con amplitudes superiores a los 1,000 nT, relacionadas a la actividad solar.

### **Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF).**

Desde principios de la década de 1960 se empezaron a establecer modelos a escala mundial que se utilizan como referencia para la reducción de las observaciones geomagnéticas. Estos modelos reciben el nombre de ‘Campo Geomagnético Internacional de Referencia’ (IGRF-International Geomagnetic Reference Field) y son la representación matemática del campo geomagnético y se determina por un acuerdo internacional a través de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) y la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG).

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia se define por los coeficientes de Gauss del desarrollo en funciones armónicas esféricas hasta de un grado y orden 10 y sus derivadas con respecto al tiempo, ya que éstos representan en gran parte el campo producido por el núcleo de la Tierra (Blakely, 1996).

---

El primer modelo del IGRF fue proporcionado por la IAGA, en 1968, y corresponde al IGRF-1965. Este modelo incluye 80 coeficientes  $g_n^m, h_n^m$  y otros 80 de sus derivadas  $g_n^m, h_n^m$  hasta un orden  $n=8$ . Diez años después se actualizó este campo llamándose IGRF-1975. En 1981 se hizo el tercer campo de referencia IGRF-1980. En este caso los coeficientes se determinaron a partir de nuevas observaciones, lo que no se hizo con el modelo de IGRF-1975. El IGRF de 1995 es definido por 120 coeficientes armónicos esféricos de orden  $N=10$ , complementado por un modelo de variación secular del orden  $N=8$ . Este proporciona representaciones razonables de los campos reales en lugares bien estudiados, donde pueden ser utilizados para calcular las correcciones regionales (Milsom, 1996).

Como el campo geomagnético cambia con el tiempo, el IGRF debe ser actualizado continuamente y por acuerdo internacional esto se hace cada 5 años. De tal manera que el IGRF está vigente para los próximos 5 años, para esto cada coeficiente de Gauss tiene un término que es la derivada y predice el campo, suponiendo que los coeficientes cambian linealmente con el tiempo. Esta predicción no es exacta; la IAGA adopta modelos pasados, usando nuevos datos y a estos se le llama DGRF por lo que se convierten en el registro oficial de cómo se comportó el campo en épocas pasadas (Blakely, 1996).

El valor del campo magnético principal de la Tierra debe ser abstraído de los valores medidos y este valor se obtienen a partir del IGRF (Telford et al, 1990), que proporciona un modelo uniforme y global de campo principal que concuerde para la reducción de datos tomados en la superficie y obtener la anomalía de campo total.

### **Anomalías Magnéticas.**

Se denomina como anomalía magnética a la desviación con respecto de la intensidad del campo normal; la causa es la variación de composición de las rocas de la corteza terrestre (Logachev et al., 1978).

---

a) **Anomalía de Campo Total.**

En levantamientos magnéticos es muy común utilizar magnetómetros de campo total, los cuales miden la magnitud total de campo magnético sin importar su dirección.

Los valores de campo magnéticos medidos primeramente deben ser corregidos por variación diurna.

La anomalía de campo total se obtiene restando la magnitud del IGRF a las mediciones de campo total. Si **T** representa el campo magnético medido en algún punto sobre la superficie terrestre, y **F** es el campo regional (IGRF) en el mismo punto, entonces la anomalía de campo total está representada por la siguiente ecuación (Blakely, 1996):

$$\Delta T = |T| - |F| \quad (4.17)$$

El campo magnético total está dado por la siguiente expresión:

$$T = F + \Delta F \quad (4.18)$$

Donde  $\Delta F$  representa perturbaciones magnéticas del campo regional **F** debido a alguna fuente magnética anómala.

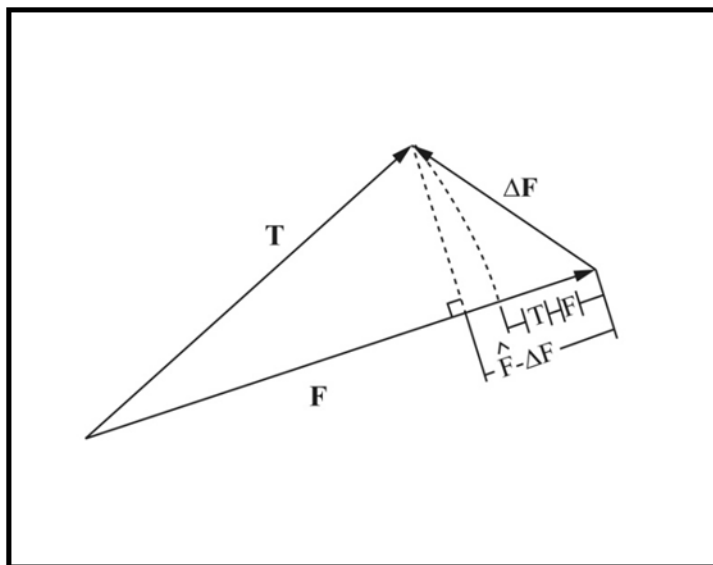


Figura 4.4 Representación vectorial de la anomalía de Campo Total (Blakely, 1996).

---

La anomalía de campo total en cualquier punto de la superficie es aproximadamente igual a la componente del campo anómalo en la dirección del campo regional si el campo de la anomalía es pequeño en comparación con el campo  $\mathbf{F}$ . Además la anomalía de campo total es un potencial y satisface la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 \Delta T = \nabla^2 (\hat{F} \cdot \overline{\Delta F}) \quad (4.19)$$

Si la dirección del campo  $\mathbf{F}$  es constante sobre las dimensiones del área de mediciones entonces el vector unitario  $\hat{F}$  es constante y puede salir del Laplaciano.

$$\nabla^2 \Delta T = \hat{F} \nabla^2 \overline{\Delta F} \quad (4.20)$$

Las componentes de un campo potencial armónico son a su vez armónicos, por lo que cada componente de  $\Delta F$  es armónico, entonces:

$$\nabla^2 \Delta T = 0 \text{ por lo tanto } \Delta T \text{ es armónica.} \quad (4.21)$$

#### **b) Anomalía Magnética Cortical.**

Las fuentes internas del campo geomagnético son localizadas en dos regiones principales de la Tierra. La mayor parte del campo es generado, como ya se mencionó en el núcleo externo por un complejo proceso magneto-hidrodinámico y éste es llamado como el campo magnético principal. El campo restante es denominado como campo cortical originado por una capa delgada de la Tierra donde las temperaturas están por debajo de la temperatura de Curie y los principales minerales que la componen son la magnetita y titanomagnetita (Blakely, 1996).

Las fuentes de las anomalías magnéticas locales no pueden ser muy profundas, ya que las temperaturas por debajo de ~ 40 kilómetros debe estar por encima del punto de Curie, temperatura de (~550 °C) donde las rocas pierden sus propiedades magnéticas (Telford et al., 1990).

---

Para obtener las anomalías magnéticas de la corteza, se resta el campo regional (IGRF) a las mediciones del campo magnético total. La gran diferencia de profundidades entre las fuentes de la corteza y del núcleo, se refleja en el análisis de armónicos esféricos. La información de la profundidad se observa mejor a través del espectro de potencia  $R_n$ , definido como el producto escalar  $B_n \cdot B_n$  promediado sobre la superficie esférica (Blakely, 1996).

$$R_n = \frac{1}{4\pi a^2} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \overline{B_n} \cdot \overline{B_n} a^2 \sin\theta d\theta d\phi \quad (4.22)$$

Donde

$$B_n = -\nabla \left[ a \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \right] \quad (4.23)$$

Evaluando en la superficie ( $r = a$ ) y usando la propiedad de ortogonalidad de las funciones armónicas esféricas de superficie.

$$R_n = (n+1) \sum_{m=0}^n \left[ (g_n^m)^2 + (h_n^m)^2 \right]^{1/2} \quad (4.24)$$

$R_n$  disminuye cuando  $n$  aumenta por lo menos hasta  $n = 10$ .

A partir de análisis del espectro de potencia se puede determinar la profundidad ( $h$ ) de las fuentes de la anomalía calculando la pendiente de la recta ( $m$ ) por mínimos cuadrados y dividiéndola por  $4\pi$ .

$$h = m/4\pi \quad (4.25)$$

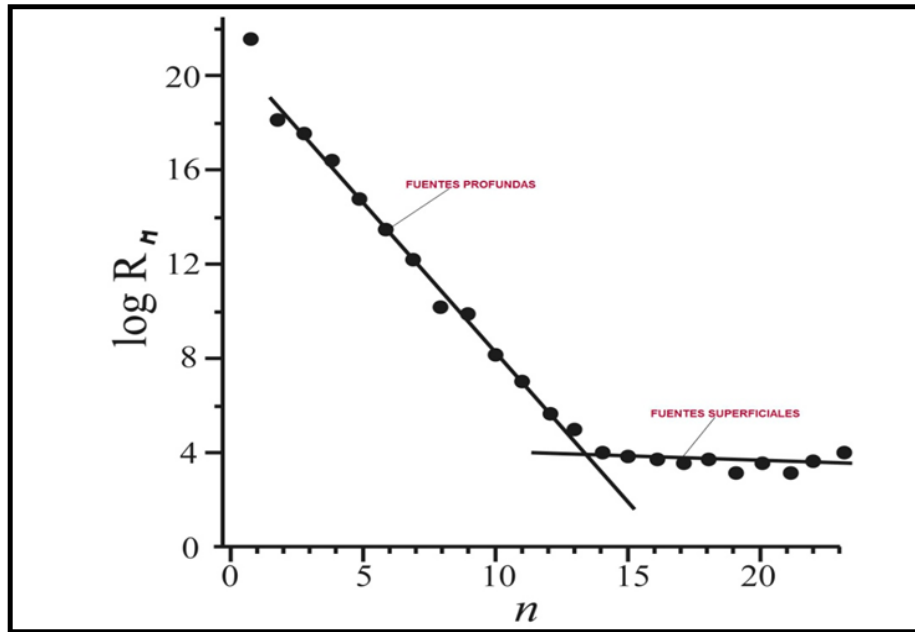


Figura 4.5. Espectro de Potencia del Campo Geomagnético donde se muestran las fuentes de anomalía geomagnética (Blakely, 1996).

Por su extensión las anomalías se pueden dividir en regionales y residuales (Logachev et al., 1978):

**Anomalía Regional:** Una anomalía regional es producida por estructuras geológicas profundas, presentando en su señal longitudes de onda grandes y número de onda bajos.

**Anomalía Residual:** La anomalía residual es producida por estructuras someras presentando longitudes de onda corta y valores grandes de número de onda.

### **Propiedades Magnéticas de las Roca.**

Las rocas pueden adquirir una componente de magnetización en presencia de un campo magnético externo (Blakely, 1996). La magnetización es una magnitud vectorial y es medida por la polarización magnética también conocida como momento dipolar o intensidad de magnetización por unidad de volumen (Telford et al., 1990).

---

Las rocas en presencia de un campo magnético externo llegan a magnetizarse por magnetización inducida proporcional en magnitud y paralela o anti paralela a la dirección del campo magnético externo (Blakely, 1996).

$$M = \chi H \quad (4.26)$$

La magnetización es determinada por la susceptibilidad magnética  $\chi$  y está definida como la capacidad de magnetización bajo la acción de un campo externo (Logachev et al, 1978). La susceptibilidad magnética, es adimensional, pero difiere en magnitud por un factor de  $4\pi$  entre los sistemas SI y c.g.s.

$$\chi_{\text{emu}} = 4\pi \chi_{\text{SI}} \quad (4.27)$$

Otra propiedad relacionada con la susceptibilidad magnética es la permeabilidad magnética que está definida como la facilidad con que un material puede ser magnetizado y se denota por  $\mu$ .

$$\mu = \mu_0 (1 + \chi) \quad (4.28)$$

La susceptibilidad magnética es una propiedad fundamental en prospección magnética y las anomalías son causadas por minerales magnéticos contenidos en las rocas. Los valores de susceptibilidad varían ampliamente dependiendo de factores tales como la cantidad de minerales magnéticos, tamaño y forma del grano, así como la temperatura. Las anomalías son causadas por minerales magnéticos (principalmente magnetita y pirrotina) contenidos en las rocas.

En presencia de un campo externo las sustancias pueden ser divididas en base a su comportamiento con respecto al campo, de la siguiente manera (Telford et al., 1990):

- a) ***Diamagnéticas:*** Las rocas diamagnéticas presentan valores de susceptibilidad negativa y esto es originado porque los átomos y electrones en su orbitas se orientan en sentido opuesto al campo aplicado. Estos cuerpos pierden su polarización desde que el campo magnetizador desaparece.

---

Los materiales terrestres diamagnéticos más comunes son el grafito, mármol, cuarzo y la sal, la mayor parte de los gases (excepto el oxígeno), el agua, los óxidos, muchos metales: el oro, el mercurio, la plata, las sales de estos últimos elementos, las sales de los metales alcalinos y casi la totalidad de los compuestos orgánicos.

- b) **Paramagnéticas:** En presencia de un campo magnético aplicado el momento magnético de los átomos es la causa que queden parcialmente alineados y produciendo una magnetización en dirección al campo aplicado. Los valores de susceptibilidad en rocas paramagnéticas es positiva. Al igual que los diamagnéticos estos cuerpos pierden su polarización en el instante que el campo inductor desaparece. Los materiales paramagnéticos son el gneises, pegmatitas, dolomitas, sienitas y principalmente metales alcalinos, platino, paladio, pirita, muchas sales derivadas de metales ferro y paramagnéticos y consecuentemente la mayoría de rocas.
- c) **Ferromagnéticos:** En materiales ferromagnéticos sus átomos tienen un momento magnético y la interacción entre átomos vecinos es muy fuerte de forma que los momentos de todos los átomos dentro de una región constituye dominios, alineados en la misma dirección incluso en ausencia de un campo externo. El ferromagnetismo es  $10^6$  mayor que el efecto del diamagnetismo y paramagnetismo. El ferromagnetismo decrece cuando la temperatura incrementa y desaparece por completo con la temperatura de Curie.
- d) **Antiferromagnetismo:** Los dominios en algunos materiales son subdivididos en subdominios que se alinean en dirección opuesta al campo inductor y sus momentos magnéticos son cancelados. La susceptibilidad magnética de estos materiales es relativamente baja y los minerales formadores de rocas, más importante en el anti-ferromagnetismo es la hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).
- e) **Ferrimagnéticos:** Los materiales ferrimagnéticos presentan alta susceptibilidad magnética y los más comunes son magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), titanomagnetita ( $\text{FeO}(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_3$ ) e ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ).



---

## Capítulo V. Adquisición de datos

### 5.1. Introducción

El Graben del Aeropuerto se localiza en la porción este del Graben de Managua, una estructura tectónica compleja con un régimen de cizalla dextral. El Graben del Aeropuerto es una estructura de orden menor, está delimitado al este por el sistema Fallas Cofradía; una zona de fallas normales oblicuas, con una fuerte componente sinistral de movimiento lateral (Brown et al., 1973; Van Wyk de Vries, 1993; Frischbutter et al., 2002; Girard et al., 2005). En el margen oeste del Graben del aeropuerto se localiza la falla del Aeropuerto, está es una falla de tipo normal con una componente lateral derecha y que presenta un plano de falla sub-vertical (Cowan et al., 2002).

El área interna del Graben del aeropuerto está caracterizada por lineamientos estructurales que se extienden con una orientación N-S, hasta cortar el límite norte del Depresión de Nicaragua. La intensidad de estructuras sigmoidales decrecen hacia el interior del graben, donde se da un incremento de fallamiento normal (Frischbutter et al., 2002).

La estructura del subsuelo y las características en profundidad de las fallas geológicas que conforman el Graben del Aeropuerto, se desconoce y han sido poco estudiadas. Es por tal razón que en el presente trabajo se realizó la aplicación combinada de métodos potenciales (gravimetría y magnetometría). Para obtener una mayor precisión en la referencia geográfica de los datos adquiridos, se trabajó con la técnica del Sistema de Posicionamiento Global (GPS-Diferenciales). El objetivo de la aplicación de los métodos antes mencionados es obtener modelos geológicos mediante el modelado directo de anomalías gravimétricas y magnéticas, y así tener un mejor conocimiento del comportamiento geológico del subsuelo del área de estudio.

La metodología de campo consistió en levantamientos gravimétricos, magnetométricos, GPS-diferencial a lo largo de 4 perfiles perpendiculares a estructuras que conforman el Graben del Aeropuerto. Se realizaron mediciones en 462 estaciones gravimétricas, 479 estaciones magnéticas y 60 mediciones con GPS-diferencial.

El espaciamiento entre cada estación geofísica varió entre 25 y 50 metros. La cantidad de metros lineales que se levantaron fue un total de 13.35 km. La distribución de perfiles en el área de estudio se muestra en la Figura 5.1.

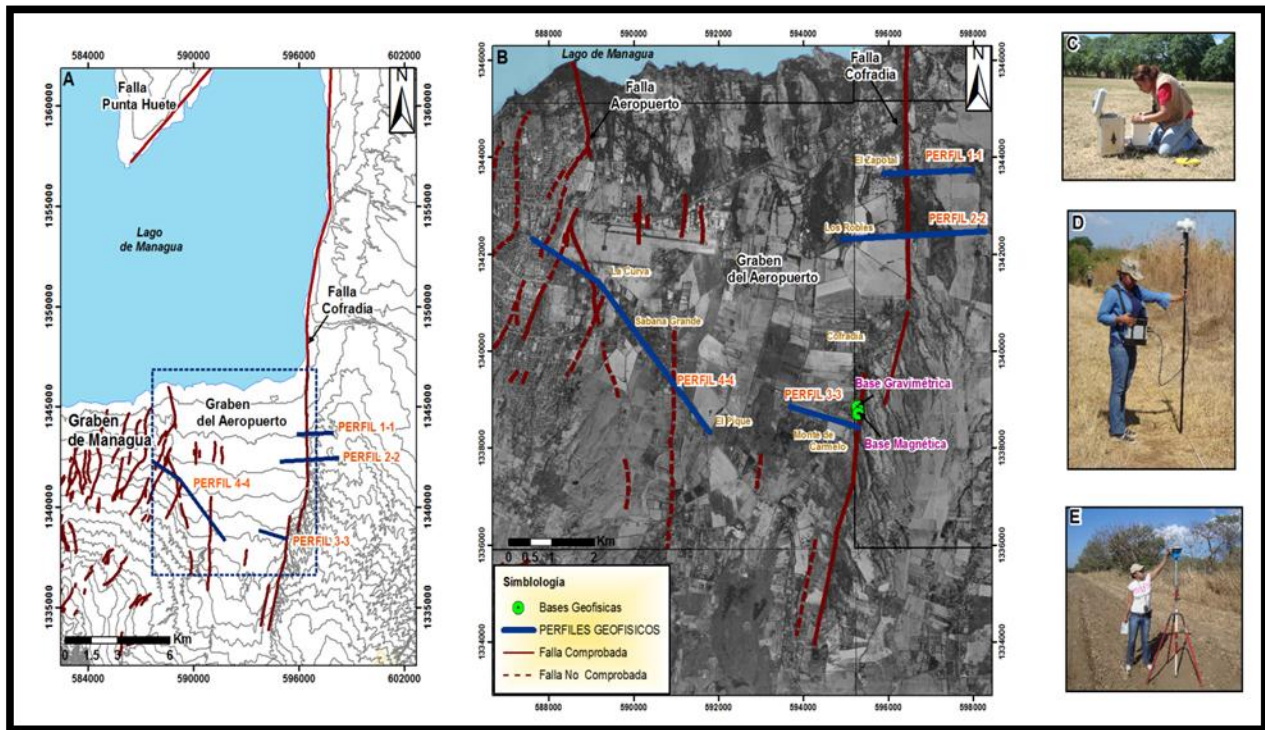


Figura 5.1. Mapa de ubicación de perfiles geofísicos: **A.** Margen este del Graben de Managua y localización del Graben del Aeropuerto, proyección de fallas geológicas según INETER (2003). **B.** Localización de perfiles geofísicos en el área de estudio. **C, D, E.** Levantamiento gravimétrico, magnético y GPS Diferencial.

## 5.2. Levantamiento Gravimétrico.

El método gravimétrico se basa en mediciones del campo gravitatorio. El campo gravitatorio tiene componentes asociadas a formaciones geológicas de diferentes magnitudes y profundidad de emplazamiento. La prospección gravimétrica consiste en la medición en superficie de las pequeñas variaciones del campo de gravedad terrestre. Estas variaciones son debidas a la distribución irregular en profundidad de masas de diferentes densidades.

---

La propiedad petrofísica en que se basa el método gravimétrico es la densidad de las rocas, mientras más densa es una roca, mayor es su masa, por lo que la atracción gravitacional es mayor que una roca de menor densidad. La diferencia de densidad es registrada como una diferencia en la aceleración gravitacional.

Por medio del método gravimétrico se pueden mapear anomalías relacionadas con estructuras geológicas a partir del contraste densidad de las rocas, y así mismo inferir su geometría y profundidad. También el método gravimétrico permite elaborar un modelo geológico del subsuelo a partir de las mediciones de variación de gravedad en la superficie del terreno.

#### **a) Metodología de Campo**

La adquisición de datos comprendió el levantamiento gravimétrico de 462 estaciones, a lo largo de 4 perfiles perpendiculares a las estructuras geológicas que conforman el Graben del Aeropuerto, los cuales se muestran en la Figura 5.1. Tres perfiles gravimétricos (perfiles 1-1, 2-2,3-3) se trazaron con una dirección aproximadamente E-W transversal a la Falla Cofradía y un perfil (perfil 4-4) en dirección NW-SE atravesando las fallas geológicas en el interior del Graben y la extensión sur de la Falla Aeropuerto.

El perfil gravimétrico 1 se localiza específicamente en la hacienda El Zapotal al norte del Poblado de Cofradía, tiene una longitud de 2.07 km, con un espaciamiento entre cada estación de 25 metros y con un total 84 mediciones gravimétricas. Al sur de este perfil se encuentra el perfil 2, ubicado en la localidad Los Robles, con una extensión de 3.1 km y un total de 86 estaciones medidas; el espaciamiento entre las estaciones fue de 25 a 50 metros. El perfil 3 ubicado al sur del pueblo de Cofradía en la localidad de Monte Carmelo, se extiende con una longitud de 1.7 km y con un total 69 estaciones de gravedad.

El perfil geofísico 4 es el de mayor longitud, se extiende desde las localidades de El Pique en su extremo SE, pasando por el poblado de Sabana Grande hasta llegar a la pista del Mercado Mayoreo al NW, tiene una longitud de 5.8 km y la separación entre cada estación gravimétrica varió de 25 a 50 metros, con un total de 221 estaciones medidas a lo largo de este perfil.

El espaciamiento de 25 a 50 metros entre las estaciones geofísicas se estableció para adquirir mayor detalle en la adquisición de datos del levantamiento gravimétrico y magnético.

Las mediciones relativas de gravedad se efectuaron con un gravímetro Lacoste & Romberg modelo G, Número 698 (Land Gravity Meter), propiedad del Instituto de Geología y Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (IGG-CIGEO-UNAN-Managua).

Tabla 5.1. Perfiles gravimétricos

Nombre del perfil	Coordenadas UTM WGS 1984				Longitud (m)	Separación entre las Estaciones (m)	Estaciones por perfil	Total de estaciones
	E		W					
	<u>Este</u>	<u>Norte</u>	<u>Este</u>	<u>Norte</u>				
<b>Perfil 1</b>	595905.8	1343657.4	597979.17	1343725.0	2075	25	84	
<b>Perfil 2</b>	597965.0	1342440.2	594957.12	1341962.6	3113	25-50	86	460
<b>Perfil 3</b>	595285.2	1338431.9	593708.57	1338834.0	1700	25	69	
<b>Perfil 4</b>	591795.2	1338326.3	587641.89	1342295.8	5850	25-50	221	

La obtención de lecturas gravimétricas se inició midiendo las diferencias de aceleración gravitacional a partir de una estación base de gravedad absoluta, cuya localización está definida por las coordenadas geográficas (12° 08' 56.34" latitud N y 86° 14' 38.79" longitud W), en el interior de las instalaciones del Instituto Nicaragüenses de Estudios Territoriales (INETER), cuyo valor absoluto de gravedad es de  $978\,262.569 \pm 0.003$  mGals (NOAA-NGS,1/2001), ligada a la Red Nacional y de Centroamérica de estaciones gravimétricas publicado por el National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service and National Geodetic Survey, U.S.A. La estación de gravedad absoluta de INETER se localiza a una distancia aproximadamente 20 km del sitio de investigación, por esta razón se estableció una sub-base gravimétrica en el área de estudio, localizada en las coordenadas geográficas (12° 06' 35.44" N, 86° 07' 27.75" W), específicamente en el cementerio Santa Teresa, del Pueblo de Cofradía,

dentro del Municipio de Nindiri, muy cercana a los 4 perfiles gravimétricos. El valor de gravedad encontrado para sub-base gravimétrica fue de 978268.349 mGals

Tabla 5.2. Base de gravedad absoluta.

Nombre	Coordenadas Geográficas		Valor absoluto de Gravedad (mGal)	Localidad
	Latitud	Longitud (-)		
Estación de Gravedad Absoluta (INETER)	12.0856.34	86 14 38.79	978 262.569	INETER, Managua

El trabajo de campo daba inicio con la medición de la gravedad relativa en la sub-base, obtenida a partir de la estación de gravedad absoluta de INETER. A lo largo de los perfiles geofísicos se establecieron circuitos de medición y estaciones secundarias. Cada circuito de medición se cerró en un mismo punto de inicio en un periodo de tiempo de 1 ½ hora, para tener control de la deriva instrumental y al final de cada jornada de trabajo se finalizaban las mediciones en la sub-base-gravimétrica.



Figura 5.2. **A.** Base de Gravedad Absoluta (INETER). **B.** Sub-base gravimétrica (Cementerio Santa Teresa).



---

## b) Equipo utilizado

El instrumento de medición que se utilizó en el levantamiento gravimétrico fue el gravímetro Lacoste & Romberg model G, Número 698 (Land Gravity Meter). Este tipo de gravímetro posee un resorte portador de una masa constante suspendida sobre un resorte, que al variar el peso de la masa debido a los diferentes valores de gravedad, la longitud del resorte se ve modificada y proporciona una medida en los cambios de gravedad.

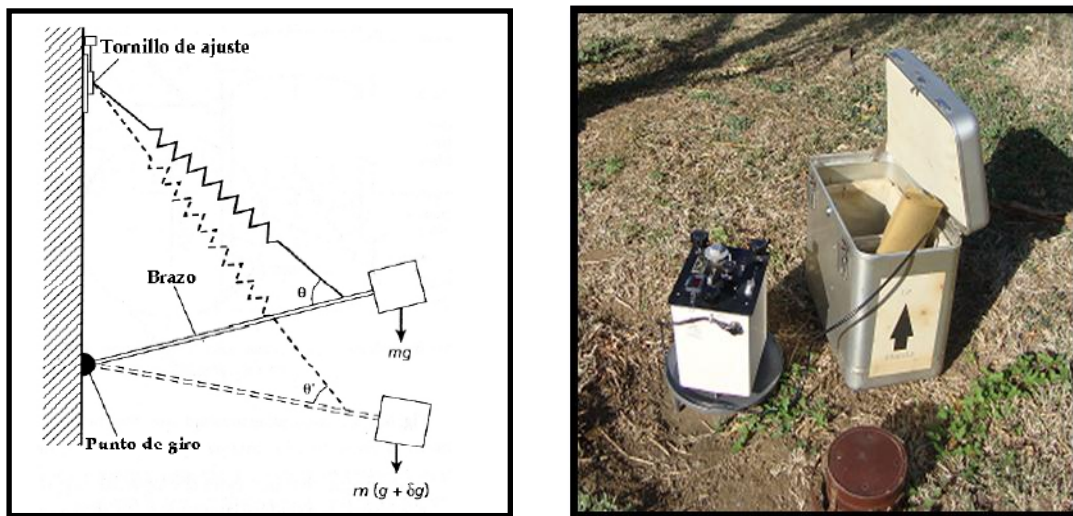


Figura 5.3. Principio Físico del gravímetro Lacoste and Romberg (Kearey, 2002).



Figura 5.4. Mediciones de campo con el Gravímetro Lacoste & Romberg model G.

---

El equipo consta de un medidor con un brazo móvil portador de una masa, soportada por un resorte que se fija encima de un punto de giro. La magnitud del momento ejercido por el resorte sobre el brazo, depende de la deformación del resorte y del seno del ángulo  $\theta$ . Si la gravedad aumenta, la masa baja y el resorte se alarga. La fuerza de restauración del resorte aumenta, el ángulo  $\theta$  disminuye a  $\theta'$ , proporcionalmente a la deformación del mismo. El gravímetro Lacoste & Romberg consta con un sistema de termostato que mantiene constante la temperatura del equipo. Las características técnicas del equipo se muestran en la siguiente Tabla 5.3:

Tabla 5.3. Características técnicas del gravímetro.

<b>Especificaciones técnicas del Gravímetro</b>	
<b>Precisión</b>	0.01 mGal
<b>Repetibilidad</b>	0.01 mGal
<b>Deriva</b>	1.0 mGal
<b>Temperatura de Operación</b>	52° C
<b>Línea de Lectura</b>	2.5

La lectura gravimétrica en cada estación se obtuvo primeramente colocando el plato base del gravímetro firmemente sobre el terreno; luego el gravímetro se sacaba del estuche protector y se colocaba sobre el plato donde se nivelaba con 3 tornillos y con ayuda de las burbujas; una vez nivelado el gravímetro se abre el tornillo de ajuste y con el contador se ajustaba la línea de lectura en 2.5, después de esto inmediatamente el gravímetro se cerraba y se tomaba la medición gravimétrica en unidades de dial, también se anota la hora, altura del gravímetro, altura y coordenadas de la estación.



Figura 5.5. Nivelación del Gravímetro Lacoste and Romberg, para adquirir una lectura.

---

### **5.3. Levantamiento Magnético**

El método magnético es la técnica de exploración geofísica más antigua usada en exploración del subsuelo. Consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y en base a ellas inferir la geología del subsuelo. Los levantamientos magnetométricos consisten en realizar mediciones del campo magnético sobre la superficie terrestre, con instrumentos denominados magnetómetros, en intervalos de distancia aproximadamente constante a lo largo de una línea denominada perfil.

Al igual que el método gravimétrico, el método magnético estudia anomalías originadas por cambios en las propiedades petrofísicas de las rocas. La propiedad petrofísica que se estudia en el método magnético es la susceptibilidad magnética o intensidad de magnetización.

La aplicación del método magnético es muy amplia, se puede utilizar para el mapeo estructural de zonas de debilidad (fallas, fracturas) y es aplicado fundamentalmente en la prospección de hidrocarburos y yacimientos minerales principalmente ferrosos.

Este método también ha sido útil para determinar los rasgos estructurales del basamento magnético y los espesores de rocas. En general las rocas sedimentarias presentan un débil efecto magnético respecto al que presentan las rocas ígneas. Estas últimas conforman el basamento y son las que originan el efecto magnético medido en la superficie.

#### **a) Metodología de Campo**

En el levantamiento magnético se realizaron 479 mediciones magnéticas, las cuales se realizaron con un magnetómetro Overhauser de campo total GSM-19 v 7.0, también propiedad IGG-CIGEO-UNAN-Managua.

Para efectuar las mediciones de campo magnético se estableció una base muy cercana a la base gravimétrica, ubicada en la localidad de Cofradía específicamente en el costado este del cementerio Santa Teresa, a 15 metros de la entrada del camino que va hacia Níndiri, cuyas coordenadas y valor promedio de Campo Magnético se muestran en la Tabla 5.4.



La base magnética sirvió para corregir por variación diurna a las sub-bases de cada circuito de medición a lo largo de cada perfil.

Tabla 5.4. Base magnética

Nombre	Coordenadas UTM WGS 1984		Valor promedio de Campo Magnético (nT)	Localidad
	Este	Norte		
Base magnética	595297	1338716	36297	Costado Este del Cementerio Santa Teresa, Poblado Cofradía

La metodología de campo consistió en circuitos de medición a lo largo de cada perfil, primeramente se iniciaba la medición de campo magnético en la base principal, seguidamente se comenzaba la medición en el perfil y a intervalos de hora y media se regresaba a la base para cerrar el circuito y comenzar un nuevo circuito a lo largo del perfil, cada circuito se cerraba en el mismo punto de inicio también en un intervalo de tiempo de una hora y media, y al finalizar el día de trabajo siempre se volvía a medir en la base magnética principal. La apertura de sub-bases magnéticas en los perfiles se realizó por la razón de que sólo se trabajó con un magnetómetro de campo total.

Tabla 5.5. Perfiles magnéticos

Nombre del perfil	Coordenadas UTM WGS 1984				Longitud (m)	Separación entre las Estaciones (m)	Estaciones por perfil	Total de estaciones
	E		W					
	Este	Norte	Este	Norte				
<b>Perfil 1</b>	595905.88	1343657.4	597979.17	1343725.0	2075	25	84	
<b>Perfil 2</b>	598265.00	1342484.0	594957.12	1341962.6	3308	25-50	93	
<b>Perfil 3</b>	595285.27	1338431.9	593708.57	1338834.0	1700	25	69	479
<b>Perfil 4</b>	591795.25	1338326.3	587641.89	1342295.8	5850	25	232	

---

En el primer perfil magnético se establecieron 3 sub-bases magnéticas y la separación entre cada estación fue de 25 metros al igual que en gravimetría. En el perfil 2 también se implementaron tres circuitos de medición y el espaciamiento de estaciones varió entre 25 y 50 metros. En el perfil 3 se establecieron 2 sub-bases magnéticas; la distancia entre cada estación fue de 25 metros. En el perfil magnético 4 se realizó con una separación de estaciones de 25 metros, y se establecieron 5 sub-bases magnéticas a lo largo del perfil.



Figura 5.6. Operación de Campo con el magnetómetro GSM-19.

Los perfiles gravimétricos como magnéticos fueron georeferenciados por el Sistema de GPS-Diferenciales Locus Ashtech, la cual posee una precisión en modo estático de 5mm+1ppm en el plano horizontal y 10 mm +1ppm en el plano vertical, lo que garantizó mayor exactitud en la localización de los datos.

---

## b) Equipo utilizado

El equipo utilizado en el levantamiento magnético fue el magnetómetro GSM-19 v 7.0, el cual mide el campo magnético de la Tierra con una resolución de 0.01 nT y una precisión absoluta de 0.2 nT sobre su rango de temperatura.



Figura 5.7 Magnetómetro GSM-19.

EL GSM-19 es un instrumento portable de alta sensibilidad, de tipo Overhauser, el cual constituye en la actualidad, uno de los instrumentos más precisos para determinar la intensidad total del campo geomagnético.

El efecto Overhauser saca ventaja de las características del átomo de hidrógeno. Este efecto ocurre cuando se combina una solución especial (que contiene electrones) con hidrógeno, y luego se expone a un campo magnético con frecuencias altas de radio (RF). Se aplican campos RF debido a que estos son transparentes en relación con el campo de la Tierra y están afuera del ancho de banda de señales de precesión (no afecta adicionalmente el ruido de los datos). Los electrones libres en la solución especial (por lo general una mezcla de radicales libres) transfieren su estado excitado (es decir energía) a los núcleos de hidrógeno (protones). Esta transferencia de energía altera el estado del espín de los protones y polariza la solución de la misma manera que un magnetómetro de protones pero con menos energía y mayor alcance (GEM SYSTEMS, 2008).

El magnetómetro GSM-19, posee una consola con botones de operación, una memoria digital con gran capacidad y una cabeza detectora, que comprende la bobina y el líquido en solución especial (Figura 5.7). Es de fácil manejo puede operar de modo móvil, o bien gradiómetro, así como de manera walking o modo walking gradiómetro, o también puede ser utilizado como estación base. Este instrumento también es resistente al agua y es capaz de operar en un amplio rango de temperaturas, todas las operaciones se controlan desde el panel frontal. Las especificaciones técnicas se muestran en la siguiente Tabla 5.6:

Tabla 5.6. Características técnicas del magnetómetro

<b>Especificaciones técnicas del Magnetómetro</b>	
<b>Resolución</b>	0.01 nT
<b>Precisión</b>	0.1 nT
<b>Rango</b>	15,000 a 120,000 nT
<b>Tolerancia del Gradiente</b>	10,000 nT/m
<b>Intervalos de Operación</b>	3 segundos mínimos.
<b>Requerimiento de energía</b>	12 V
<b>Intervalo de temperatura de operación</b>	-50° C a 50° C

## 5.4. Georeferenciación

### a) Metodología de Campo

El levantamiento con GPS-Diferencial comprendió la medición de 60 estaciones gravimétricas y magnéticas en las cuales se obtuvieron datos de coordenadas y alturas ortométrica y elipsoidal. Las mediciones se realizaron con el equipo de Posicionamiento Global -GPS LOCUS ASHTECH.

El principio básico del levantamiento por medio de Sistemas Diferenciales de Posicionamiento Global (D-GPS), es que puede calcularse la distancia entre dos o más puntos precisamente por medio de mediciones simultáneas usando dos o más unidades D-GPS (localizada una sobre cada punto).

---

Una unidad de D-GPS es ubicada sobre un punto con coordenadas conocidas (Estación Geodésica Base). Las otras unidades son situadas sobre los lugares a medir y todas las unidades de D-GPS se mantienen colectando datos durante un período de tiempo. Los datos así obtenidos se transfieren a una computadora donde se procesan las posiciones de todos los puntos colectados (Locus<sup>TM</sup>, 1998).

Los datos obtenidos fueron geo-referenciados utilizando la estación geodésica base 2952-II-4 BM, localizada sobre la ruta Managua - San Carlos, en el km 14.70 de la carretera Norte Panamericana, al lado derecho de la carretera; y a 600 m adelante del empalme de Cofradía y a 10.26 m del centro de la carretera, cuyas coordenadas son (Latitud 12° 09' 24.12" y longitud 86° 08' 27.44" y elevación 48.8 metros).



Figura 5.8. GPS-Diferencial sobre base geodésica (2952-II-4 BM).

---

**b) Equipo utilizado**

El equipo de Posicionamiento Global GPS LOCUS ASHTECH posee una resolución en modo estático de 5 mm + 1 ppm en el plano horizontal y de 10 mm + 1 ppm en el eje vertical, lo que garantiza la precisión de los datos obtenidos.



Figura 5.9. Equipo LOCUS ASHTECH D-GPS.

El GPS LOCUS incluye una memoria electrónica integrada que incorpora un receptor de GPS, antenas, baterías en un instrumento compacto que se instala sobre bases nivelantes y trípodes. Este instrumento registra la señal de satélites y almacena esta información en una memoria interna.

Tabla 5.7. Características técnicas del GPS-Diferencial

<b>Especificaciones técnicas del Locus</b>	
<b>Precisión en modo estático</b>	Plano horizontal 5mm+1ppm, en la vertical 10 mm +1ppm
<b>Precisión en modo cinemático</b>	Plano horizontal 12 mm+2.5ppm, en la vertical 15 mm +2.5ppm
<b>Longitud de comunicación entre GPS</b>	20 km
<b>Tiempo de adquisición de una medición</b>	15-60 minutos típicamente
<b>Tipo de Batería</b>	4 C ó 4 D
<b>Duración de batería</b>	100 horas en baterías tipo 4 D 40 horas en baterías tipo 4 C
<b>Temperatura de Operación</b>	-10 + 60° C



---

Locus tiene dos modos de operación: estático y cinemático. En el modo estático, dos o más unidades de Locus son colocadas en las estaciones de las líneas base que se está midiendo y cada unidad registra datos por un periodo de tiempo entre (15 – 60 minutos). Este modo de operar es utilizado para un buen control de mediciones.

En el modo cinemático Locus se mueve alrededor del área a investigar y toma la medición en un breve lapso de tiempo. Los datos colectados mientras está estacionario y en movimiento son procesados en conjunto para producir medidas de referencia para cada punto donde Locus estaba en una posición fija. Este modo de operar es muy rápido y efectivo para realizar mediciones en una gran cantidad de puntos sobre un área local.



Figura 5.10. GPS-Diferencial sobre una de las estaciones geofísicas.

---

## Capítulo VI. Procesamiento de Datos

### 6.1. Gravimetría

#### Introducción

Los fundamentos teóricos de los métodos potenciales, han sido expuestos ampliamente por diversos autores entre los que se destacan: Grant (1972), Udías y Mézcua (1986), Dobrin y Savit (1988), Telford et al. (1990), Parasnis (1996), Blakely (1996). En este capítulo se destaca que la anomalía de Bouguer es el elemento básico en la prospección gravimétrica y es sensible a las variaciones en densidad de las masas subterráneas más superficiales, de ahí su importancia y interés en la prospección geofísica (Herrera Barrientos et al., 2000).

La anomalía de Bouguer se obtiene mediante un proceso de reducción de datos, que consiste en eliminar algunas contribuciones indeseables, llamadas correcciones gravimétricas (de mareas, altura del instrumento, latitud, aire libre y Bouguer Simple), a las observaciones de gravedad  $g_z$ . Al realizar estas correcciones sobre los datos observados se dice que estas se han reducido, además, se considera que mediante este proceso, las observaciones realizadas en la realidad en un suelo, ya sea llano o accidentado, se trasladan hacia una superficie de referencia llamada geoide o superficie paralela a este, ubicada normalmente en el interior de la Tierra (Dobrin, 1952; Grant and West, 1965; Dobrin, 1976; Nettleton, 1976; Telford et al., 1976; Griffiths y King, 1981; Sheriff, 1989; Telford et al., 1990).

La diferencia entre las observaciones gravimétricas reducidas a la superficie de referencia (plana y horizontal), y la gravedad normal definida sobre el elipsoide de referencia, se llama anomalía de Bouguer. A esta anomalía asociada al concepto de reducción, se le ha denominado interpretación clásica (Herrera-Barrientos y Hernández-Lucendo, 2000; Belmonte, 2005).

La interpretación de la anomalía de Bouguer ha permitido asimilar que el punto de asignación es de donde se realiza la medición y no su proyección vertical según la interpretación clásica. Es decir que la superficie de referencia de la anomalía gravimétrica no es exactamente el geoide o



---

una superficie paralela, sino la superficie donde se realizan las mediciones, por lo que se debe de considerar el relieve (Naudy y Newman, 1965; Syberg, 1972; Orellana, 1978; Herrera-Barrientos y Hernández-Lucendo, 2000; Belmonte S., 2005).

### **Correcciones y obtención de anomalía Gravimétrica.**

La teoría del método gravimétrico y de sus respectivas correcciones fue expuesta en el Capítulo IV. Los datos gravimétricos observados fueron corregidos para eliminar los efectos que no son atribuidos a fuentes geológicas del subsuelo y así mismo obtener la anomalía Simple de Bouguer.

La primera reducción que se realizó a los datos gravimétricos fue la corrección por factor de la escala del instrumento y ésta estuvo en dependencia de los intervalo de lectura medidos y de la constante del gravímetro Lacoste & Romberg. Para efectuar dicha corrección y obtener la conversión de unidades de dial a miliGales de las lecturas relativas de gravedad, se utilizó un factor de escala de 1.01434 dial/mGal.

Una vez obtenidos los valores de gravedad observada en mGal se corrigieron los datos por deriva instrumental. El control de deriva se realizó a partir de la base secundaria y a partir de esta se corrigieron las sub-bases de los circuitos de medición establecidas sobre la línea de trabajo. La deriva en la sub-base gravimétrica nunca fue mayor de los 0.284 mGal/h. El cálculo de la deriva instrumental se efectuó graficando el inicio y cierre de medición en la estación base secundaria y en los circuitos de medición que se obtuvieron en un día de trabajo. Al realizar dicha gráfica se obtenía la pendiente de la recta, con la cual se corrigieron cada una de las medidas que se realizaban en el intervalo de tiempo entre la apertura y cierre en la estación base gravimétrica y en los circuitos. Durante este intervalo de tiempo el gravímetro tiene una deriva progresiva, entonces cada una de las medidas que se adquirieron en este mismo rango de tiempo experimentan la misma deriva en función del tiempo que transcurrió desde la apertura.

Los datos corregidos por deriva fueron reducidos a valores absolutos. y se procedió a realizar las correcciones de Aire libre y Bouguer. La corrección de aire libre se obtuvo multiplicando el gradiente vertical por la altura sobre el nivel del mar de cada estación. La reducción de Bouguer se aplicó multiplicando el gradiente por la densidad de la corteza igual  $2,670 \text{ kg/m}^3$  y la altura de cada estación. Los valores teóricos de gravedad en cada estación fueron calculados a partir de la fórmula de gravedad teórica expuesta en el capítulo IV (Ecuación 4.10).

La anomalía de Bouguer simple se obtuvo mediante la diferencia de los valores gravedad observados corregidos por los efectos antes mencionados y la gravedad teórica o normal definida sobre el elipsoide de referencia. En la Figura 6.1 a 6.4 se muestran la gravedad observada corregida por deriva y expresada en valor absoluto y la anomalía simple de Bouguer obtenida en los perfiles gravimétricos en el Graben del Aeropuerto.

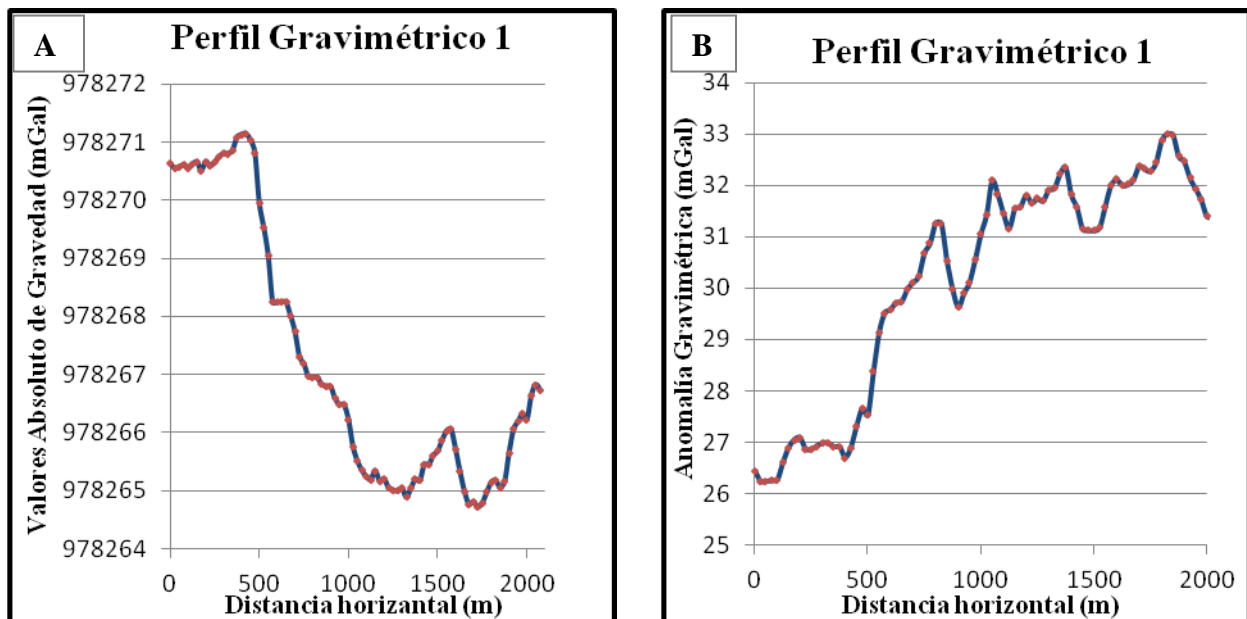


Figura 6.1. Perfil gravimétrico 1: **A.** Gravedad observada corregida por deriva y expresada en valores absolutos. **B.** Anomalía Simple de Bouguer corregida.

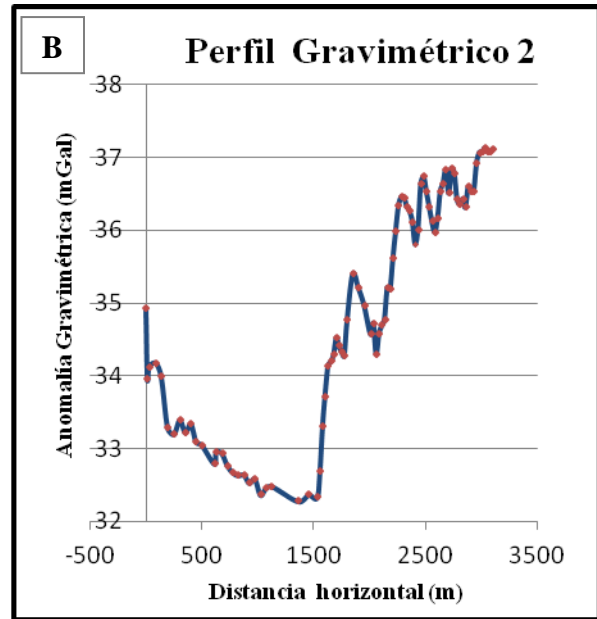
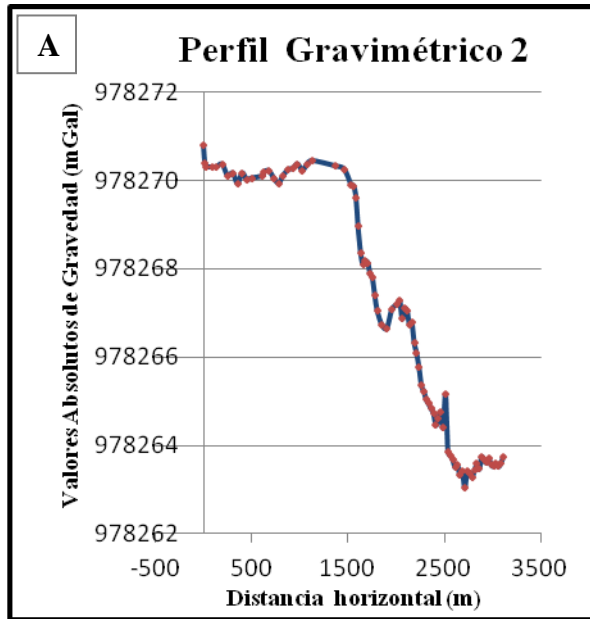


Figura 6.2. Perfil gravimétrico 2: **A.** Gravedad observada corregida por deriva y expresada en valores absolutos. **B.** Anomalia Simple de Bouguer corregida.

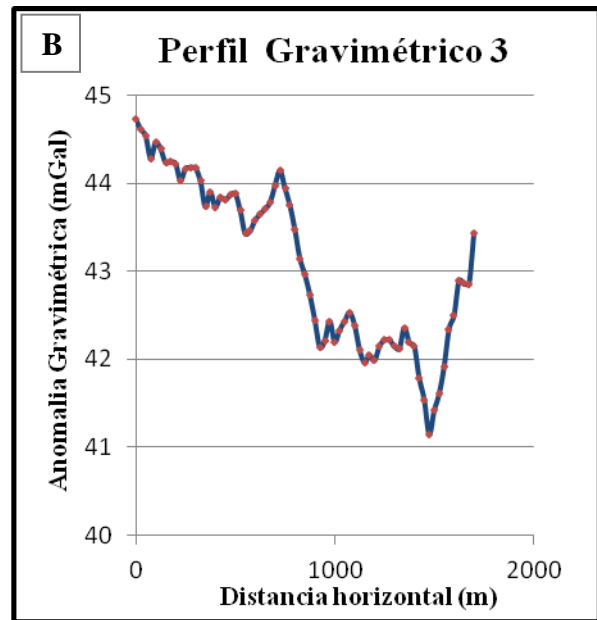
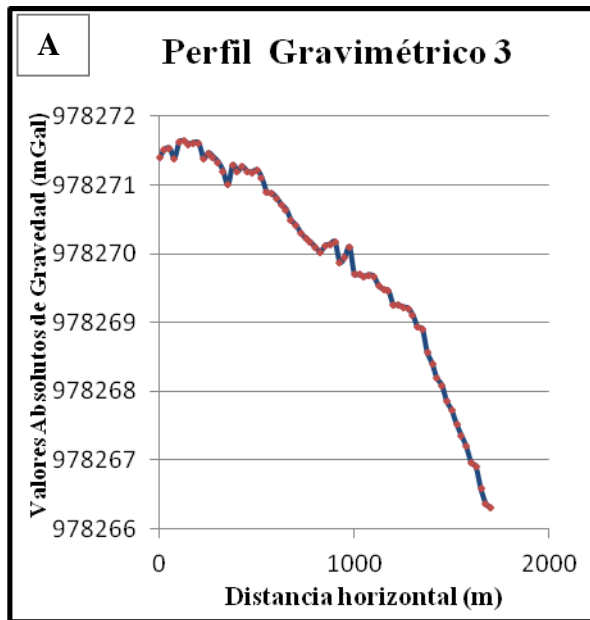


Figura 6.3. Perfil gravimétrico 3: **A.** Gravedad observada corregida por deriva y expresada en valores absolutos. **B.** Anomalia Simple de Bouguer corregida.

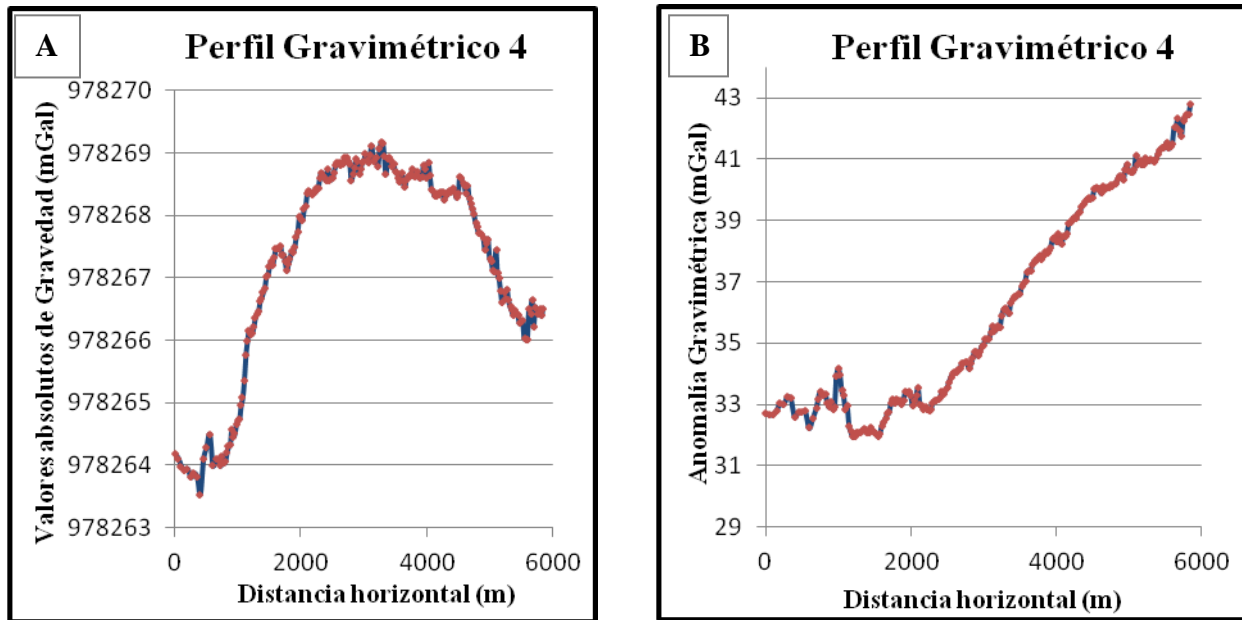


Figura 6.4. Perfil gravimétrico 4: **A.** Gravedad observada corregida por deriva y expresada en valores absolutos. **B.** Anomalia Simple de Bouguer corregida.

### Procesado de Anomalia Gravimétrica

Una señal de datos normalmente comprende diferentes componentes de frecuencias en sí misma. El contenido de frecuencia de una señal, su espectro, puede obtenerse mediante la transformada rápida de Fourier. Para el procesamiento de la anomalía gravimétrica y magnética se aplicaron filtros en el dominio de Fourier, haciendo uso del software 1D FFT filters de Geosoft (2008). Estas técnicas de filtrado son una herramienta importante para geofísicos quienes trabajan con datos gravimétricos y magnéticos, la cual proporciona un medio eficaz para el procesamiento y interpretación de datos de campo potencial. En el tratamiento de la anomalía gravimétrica se hizo uso de filtros pasa-bajas y derivada vertical de orden de diferenciación 1.

#### **a) Filtro Pasa-Bajos**

Un filtro pasabajos permite el paso de las componentes de baja frecuencia relacionado con longitud de onda grande en la señal pero elimina las componentes de alta frecuencia o longitud de onda corta, tomando como referencia la longitud de onda o frecuencia de corte.

---

El filtro pasabajos es útil para eliminar el ruido contenido en la señal, así como los cuerpos o estructuras relacionados con una longitud de onda corta. Este filtro se utilizó para suavizar la anomalía gravimétrica y mejorar las características de la longitud de onda corta en los datos, eliminar ruido y atenuar substancialmente las altas frecuencias.

**b) Primera Derivada**

Una vez suavizados los datos gravimétricos por el filtro pasa-bajo se aplicó el filtro de derivada vertical de orden 1, también en el dominio de Fourier, este con el objetivo de resaltar los gradientes verticales de las anomalías, ubicar límites y zonas de fallas. Este filtro está dado por la siguiente expresión (Geosoft, 2008):

$$L(\omega) = \omega^n$$

Parámetro

$\omega$ =numero de onda angular

$n$ = 1 orden de diferenciación

El resultado final de los filtros pasabajos y primera derivada aplicados para procesar la Anomalía Gravimétrica, se presenta en las siguientes gráficas:

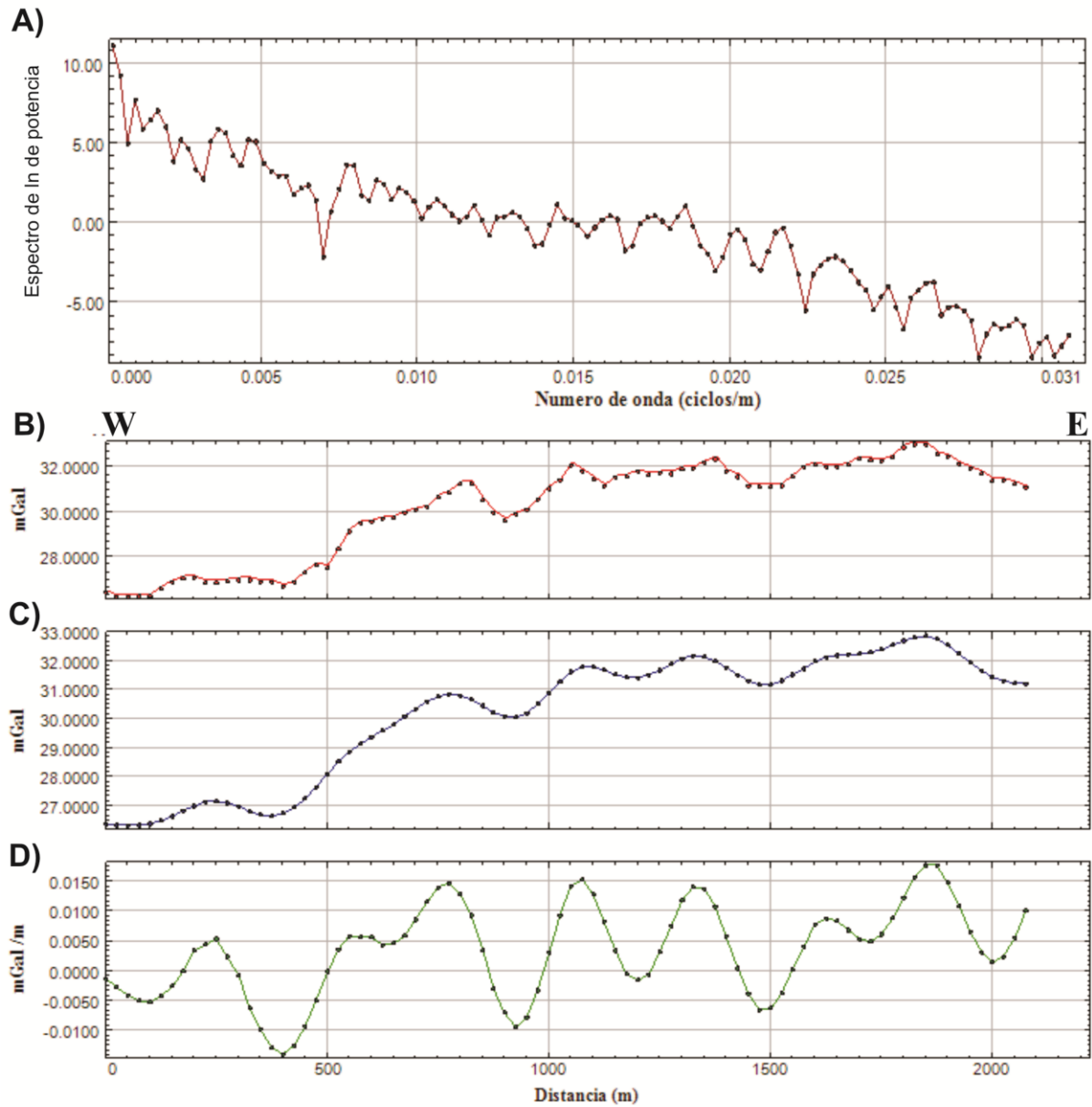


Figura 6.5. Procesado del perfil gravimétrico 1: **A.** Espectro de Potencia de la Anomalía Gravimétrica. **B.** Anomalía Gravimétrica original. **C.** Anomalía Filtrada con una función Pasabajos a un corte de número de onda de 0.025 ciclos/m (corte de longitud de onda de 250 m). **D.** Primera derivada vertical de la anomalía filtrada.

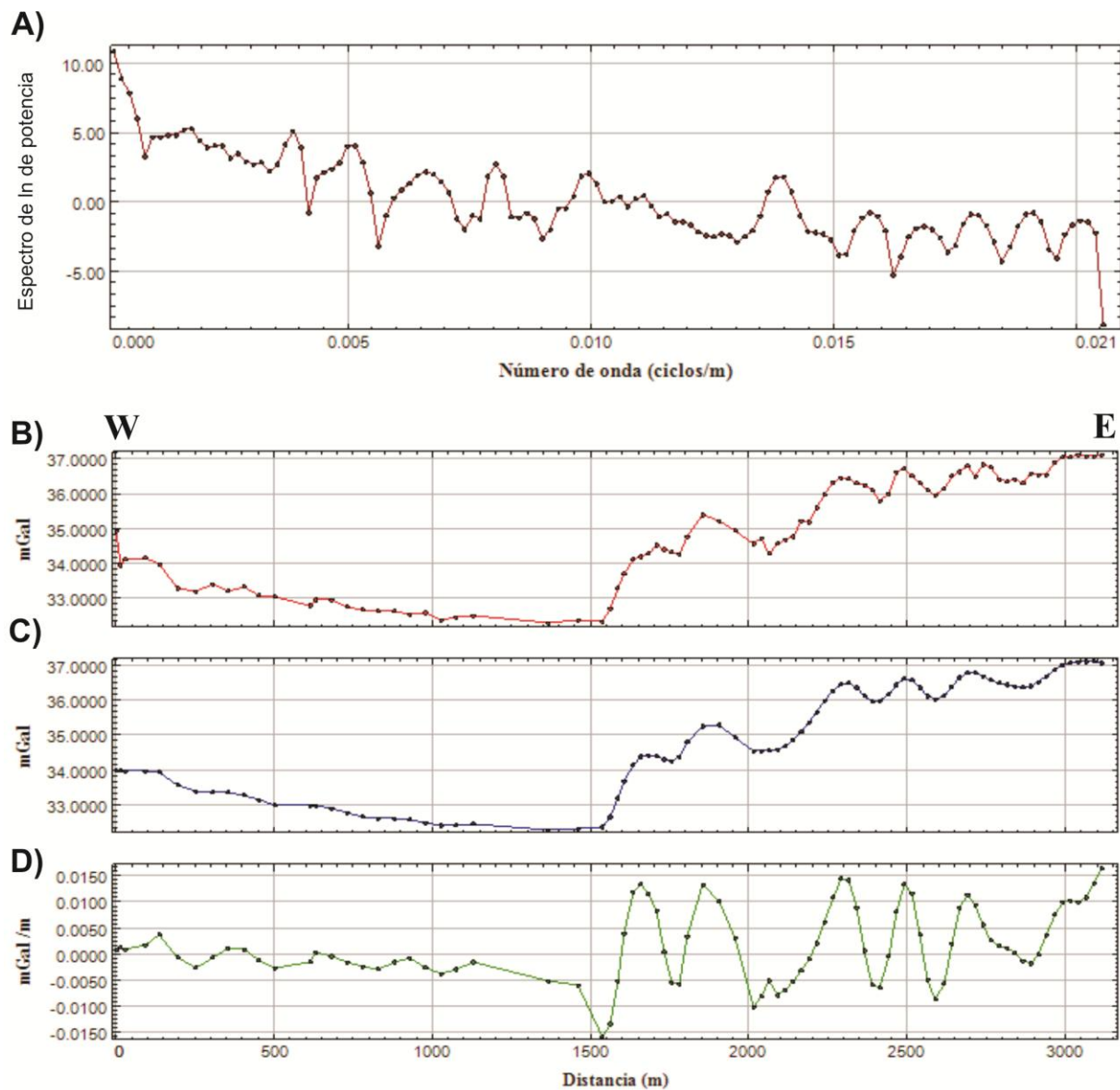


Figura 6.6. Procesado del perfil gravimétrico 2: **A.** Espectro de Potencia de la Anomalía Gravimétrica. **B.** Anomalía Gravimétrica original. **C.** Anomalía Filtrada con una función Pasabajos a un corte de número de onda de 0.015 ciclos/m (corte de longitud de onda de 400 m). **D.** Primera derivada vertical de la anomalía filtrada.

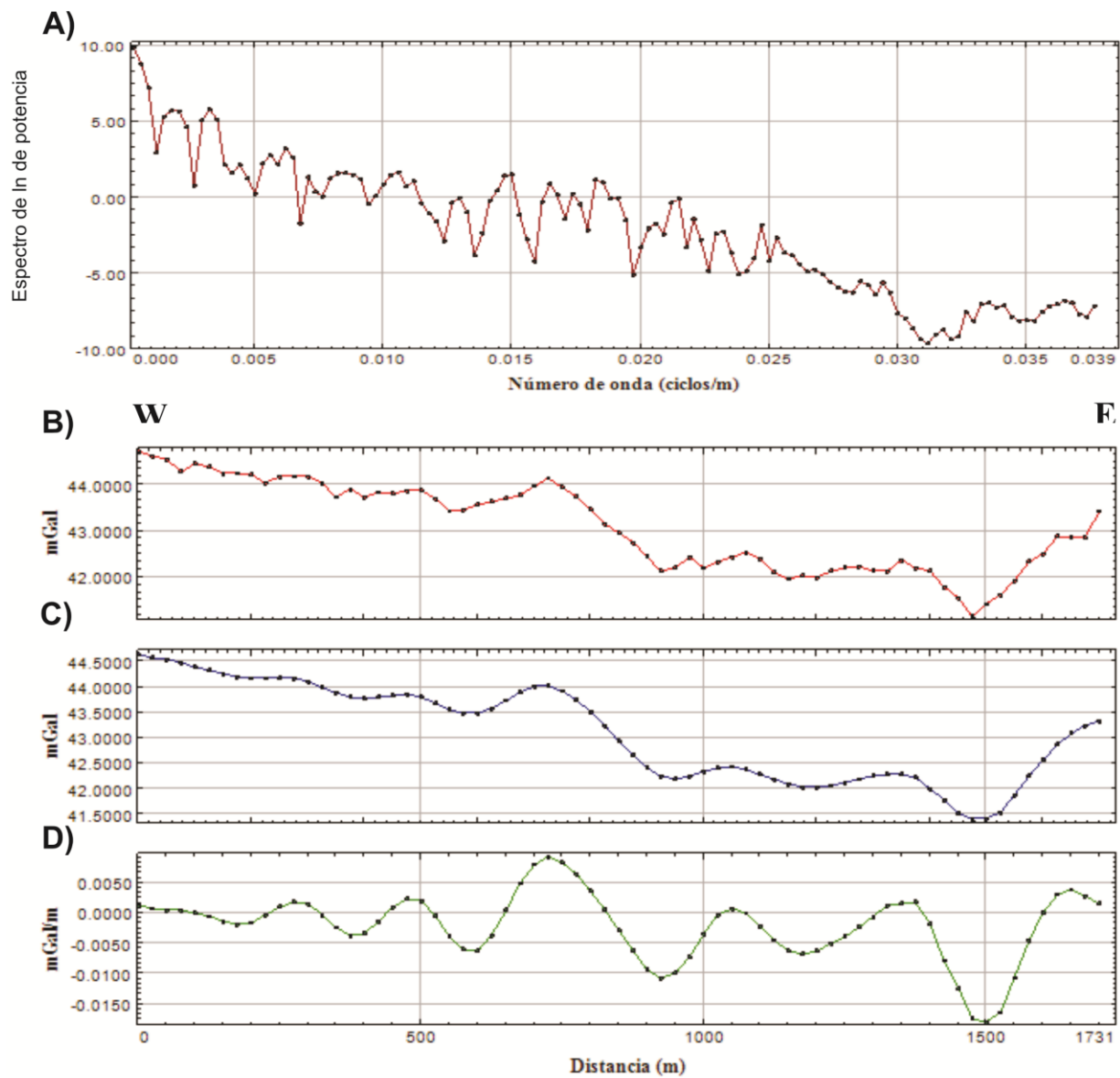


Figura 6.7. Procesado del perfil gravimétrico 3: **A.** Espectro de Potencia de la Anomalía Gravimétrica. **B.** Anomalía Gravimétrica original. **C.** Anomalía Filtrada con una función Pasabajos a un corte de número de onda de 0.025 ciclos/m (corte de longitud de onda de 250 m). **D.** Primera derivada vertical de la anomalía filtrada.



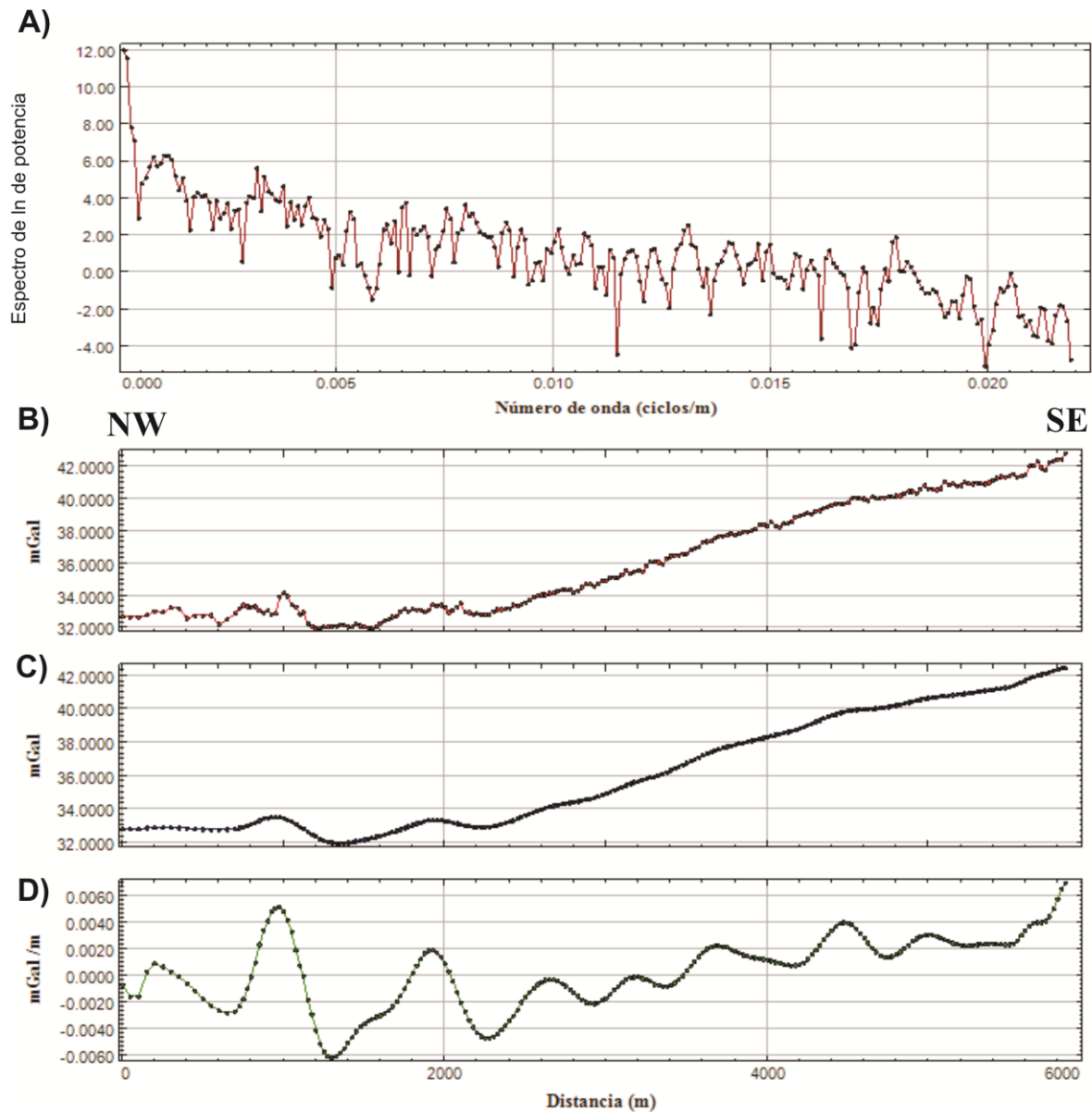


Figura 6.8. Procesado del perfil gravimétrico 4: **A.** Espectro de Potencia de la Anomalía Gravimétrica. **B.** Anomalía Gravimétrica original. **C.** Anomalía Filtrada con una función Pasabajos a un corte de número de onda de 0.014 ciclos/m (corte de longitud de onda de 430 m). **D.** Primera derivada vertical de la anomalía filtrada.

---

## **Interpretación Cualitativa**

La Anomalía de Bouguer Simple, del perfil gravimétrico 1, así como su procesado se muestran en la Figura 6.5, cuyo rango de valores varía de 26 a 33 mGal, donde los mínimos valores se encuentran en el extremo W del perfil. El espectro de potencia de la anomalía exhibe una pequeña componente de bajas frecuencias, siendo las altas frecuencias dominantes: al filtrar la anomalía gravimétrica, la curva resultante minimiza el efecto de cuerpos someros y suaviza los picos ubicados a los 800, 1,050, 1,375 y 1,825 m. El filtro de primera derivada vertical (z), realza los gradientes verticales de la anomalía gravimétrica observándose un gradiente de -0.0140 mGal/m, relacionado con la falla principal de Cofradía, sin embargo a lo largo de todo el perfil se muestra otros gradientes verticales relacionando esta estructura geológica con un régimen de deformación frágil o una zona de falla.

El perfil 2 (Figura 6.6), también es perpendicular a la Zona de Falla Cofradía y tiene una longitud mayor a los 3 km. El comportamiento de la anomalía gravimétrica de este perfil es muy similar al perfil 1, presenta una clara tendencia ascendente de Oeste a Este, que se relaciona con la influencia del escarpe de la Falla Cofradía, sin embargo su rango de anomalía es mayor, cuyos valores varían de 32 a 37 mGal. Al aplicar el filtro pasabajos, se observa una anomalía más suave la cual resulta de eliminar los picos relacionados con ruido presente en la anomalía original. En la derivada vertical (z), un gradiente marcado se observa en la curva a los 1,500 metros del perfil, lo que está relacionado claramente con los bloques inferior y superior de la Falla Cofradía. Los gradientes verticales de la anomalía marcan claramente los límites de fallas que conforman la zona de Falla Cofradía.

Al SW del perfil 2 se localiza el perfil 3 (Figura 6.7), tiene una longitud de 1,700 m y este perfil no atraviesa el escarpe de falla, se proyectó perpendicular al bloque hundido de la zona de falla de Cofradía. La anomalía gravimétrica comparada con las anomalías de los dos perfiles anteriores, presenta valores de gravedad mayores, que varían de los 42 a 44 mGal. El incremento de los valores de gravedad en este perfil puede estar relacionado con la presencia de coladas de lavas de composición basáltica o a una estructura 3-D en subsuelo asociada al Volcán Masaya.

---

---

La anomalía gravimétrica del perfil 3 presenta valores menores a valores mayores de Este a Oeste, observándose inflexiones en la curva. La primera inflexión que se observa en la anomalía, se muestra de los 725 a los 925 m se relaciona con un plano de falla que buza hacia el Este en dirección opuesta a la falla principal Cofradía; la segunda inflexión en la curva va de los 1,475 a los 1,700 metros y se relaciona también con un plano de falla que buza en sentido Oeste y se asocia con un escalón de la zona de falla Cofradía. El espectro de potencia de la anomalía gravimétrica del perfil 3 muestra altas frecuencias que al eliminarlas con el filtro pasabajos se traduce en una curva más suavizada en comparación de la original.

El perfil 4 se observa en la Figura 6.8, tiene una longitud de 5.8 km y fue proyectado con una dirección NW-SE, atravesando la mayoría de las estructuras del interior del graben y la Falla Aeropuerto que limita por el extremo W al Graben del mismo nombre. La anomalía gravimétrica de este perfil, adquiere mayores valores de NW a SE. Los valores de gravedad varían en un rango de 32 a 42 mGal, observándose los valores mínimos en el extremo NW y los máximos valores en el extremo SE del perfil gravimétrico. El espectro de la anomalía gravimétrica, muestra longitudes de onda corta que al ser filtradas redundan una curva más suave con respecto a la original. El filtro de la primera derivada vertical (z), muestra que la Falla Aeropuerto se manifiesta con un pequeño gradiente gravimétrico de longitud de onda corta ubicado entre los 975 a los 1,325 metros, sin embargo esta falla no tiene una expresión gravimétrica marcada, lo que indica que no hay una componente normal importante.

### **Espectro de Potencia de Anomalía Gravimétrica**

Como parte del procesamiento de datos geofísicos, se calcularon los espectros de potencia de las anomalías gravimétricas para cada línea de adquisición, haciendo uso del programa 1D FFT Filters de Geosoft (2008). Los espectros de potencia de las anomalías gravimétricas se muestran en las figuras: 6.5 - 6.8, y estos espectros se filtraron haciendo uso de promedios móviles de 3 a 5 puntos. Los espectros de potencia suavizados se graficaron en escala logarítmica natural, en función del Número de Onda, para cada uno de los perfiles. Mediante el análisis del espectro de potencia suavizado se estimaron profundidades de fuentes de anomalía gravimétrica para cada

---

---

perfil, por medio del ajuste de rectas por mínimos cuadrados y calculando el valor de la pendiente.

Para calcular la profundidad de las fuentes de las anomalías gravimétrica se utilizó el método Spector y Grant (1970), dicho método define que el logaritmo del Espectro de Potencia se puede aproximar por segmentos de líneas rectas definido por un intervalo de frecuencias que corresponden a una fuente que origina una anomalía. Las pendientes de las rectas están relacionadas directamente con la profundidad de las anomalías, mediante la siguiente ecuación:

$$Z = -\frac{m}{4\pi}$$

Donde:

Z = la profundidad de la fuente gravimétrica.

m = pendiente de la recta ajustada en el espectro de potencia.

El primer paso para estimar las profundidades de fuentes de anomalías gravimétricas fue ajustar dos rectas por mínimos cuadrados en dos tramos bien diferenciados del espectro de potencia suavizado y obtener el valor de las pendientes correspondientes a dichas rectas. La Tabla 6.1, resume las profundidades estimadas de fuente de anomalía gravimétrica para cada uno de los perfiles:

Para el perfil gravimétrico 1 (Figura 6.9), la fuente más profunda de anomalía se encuentra a 378 m, correspondiente a un intervalo de número de onda de 0.00048 - 0.00096 (ciclos/m), para la fuente intermedia se calcula una profundidad de 152 m, correspondiendo a un intervalo de número de onda de 0.00145 - 0.00265 (ciclos/m), y se estima una tercera profundidad de 102 m, en intervalo de número de onda de 0.00362 - 0.00651 (ciclos/m).

En perfil gravimétrico 2 (Figura 6.10), se estimó la fuente de anomalía gravimétrica más profunda a 448 m, en un intervalo de número de onda de 0.00064 - 0.00096 (ciclos/m), y se estima una segunda profundidad de anomalía a los 113 m, en un intervalo de número de onda 0.00161 - 0.00305 (ciclos/m).

Para el perfil gravimétrico 3 (Figura 6.11), la fuente más profunda de anomalía se localiza a una profundidad de 465 m, correspondiendo a un intervalo de número de onda de 0.00029 - 0.00118 (ciclos/m), y para la fuente intermedia se calcula una profundidad aproximada de 106 m, correspondiendo a un intervalo de número de onda de 0.00206 - 0.00441 (ciclos/m).

En el perfil gravimétrico 4 (Figura 6.12), la fuente más profunda se encuentra a 1021 m, correspondiendo a un intervalo de número de onda de 0.00034 -0.00043 (ciclos/m), para la fuente intermedia se encuentra a una profundidad aproximada de 180 m, en un intervalo de 0.00103 - 0.00239 (ciclos/m) y se calcula una tercera fuente de anomalía de 101 m, correspondiente a un intervalo de 0.00325 -0.00453 (ciclos/m).

Tabla 6.1. Profundidades estimadas para fuentes de Anomalías Graviméricas.

Perfiles	Ecuación de la recta	Pendiente	Profundidad (m)
<b>Perfil 1</b>	$y_1 = -4750x + 10.689$	-4750	378
	$y_2 = -1907.7x + 9.2789$	-1907.7	152
	$y_3 = -1281.9x + 10.209$	-1281.9	102
<b>Perfil 2</b>	$y_1 = -5625x + 9.2818$	-5625	448
	$y_2 = -1416.5x + 7.2072$	-1416.5	113
<b>Perfil 3</b>	$y_1 = -5841.6x + 11.886$	-5841.6	465
	$y_2 = -1336.9x + 7.565$	-1336.9	106
<b>Perfil 4</b>	$y_1 = -12830x + 11.39$	-12830	1021
	$y_2 = -2256.4x + 8.0667$	-2256.4	180
	$y_3 = -1267.9x + 8.5661$	1267.9	101

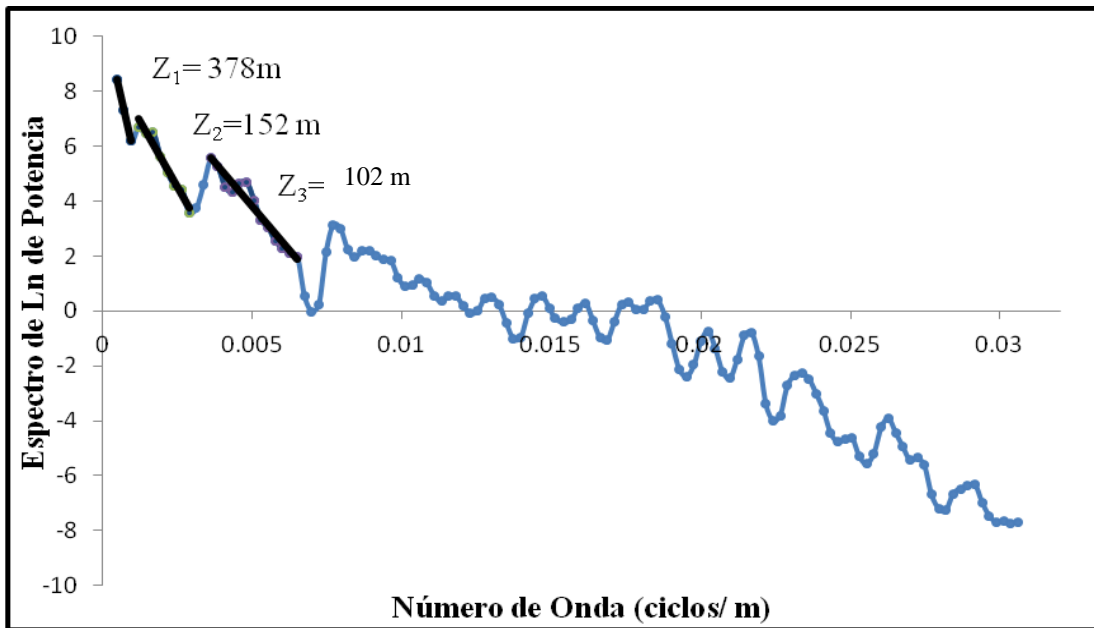


Figura 6.9. Espectro de Potencia de la Anomalia Gravimétrica del perfil 1, suavizado con promedios móviles de 3 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía gravimétrica ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ,  $Z_3$ ).

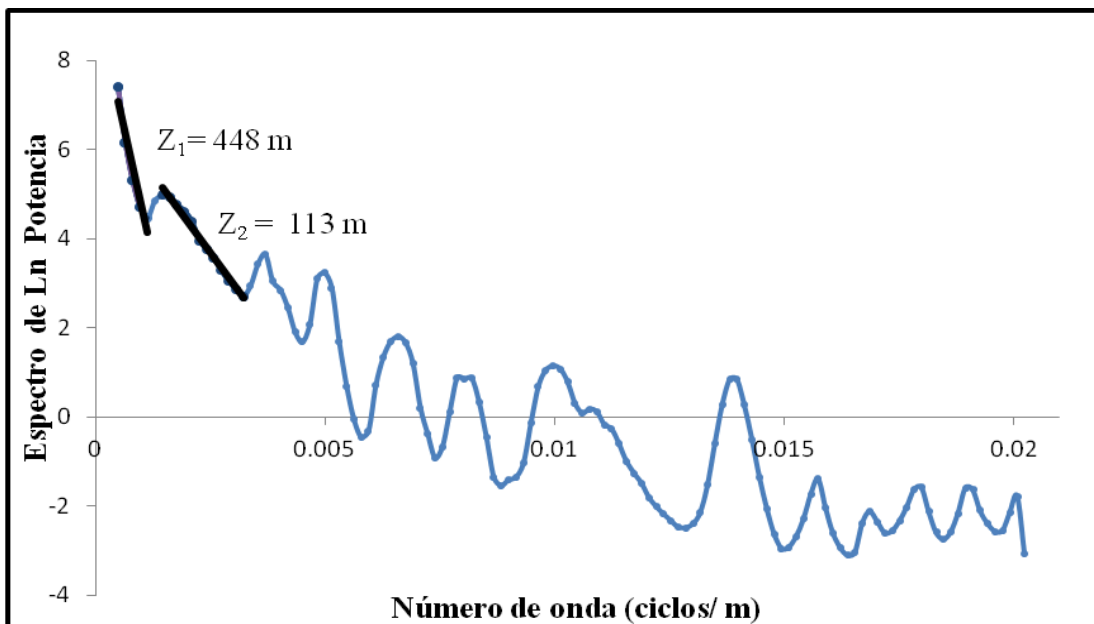


Figura 6.10. Espectro de Potencia de la Anomalia Gravimétrica del perfil 2, suavizado con promedios móviles de 3 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía gravimétrica ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ).

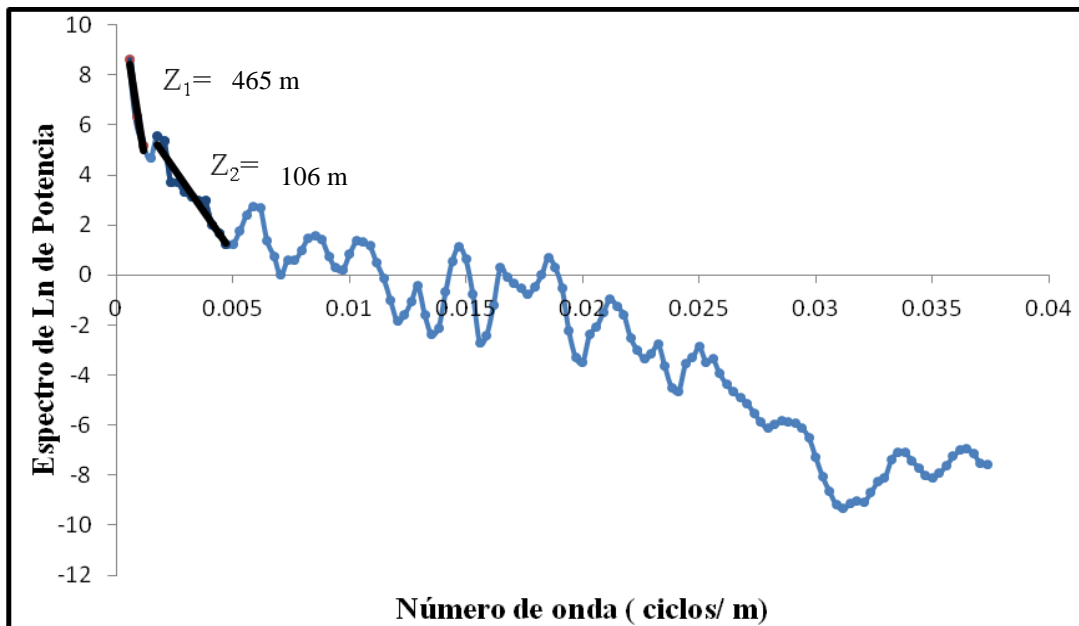


Figura 6.11. Espectro de Potencia de la Anomalia Gravimétrica del perfil 3, suavizado con promedios móviles de 3 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía gravimétrica ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ).

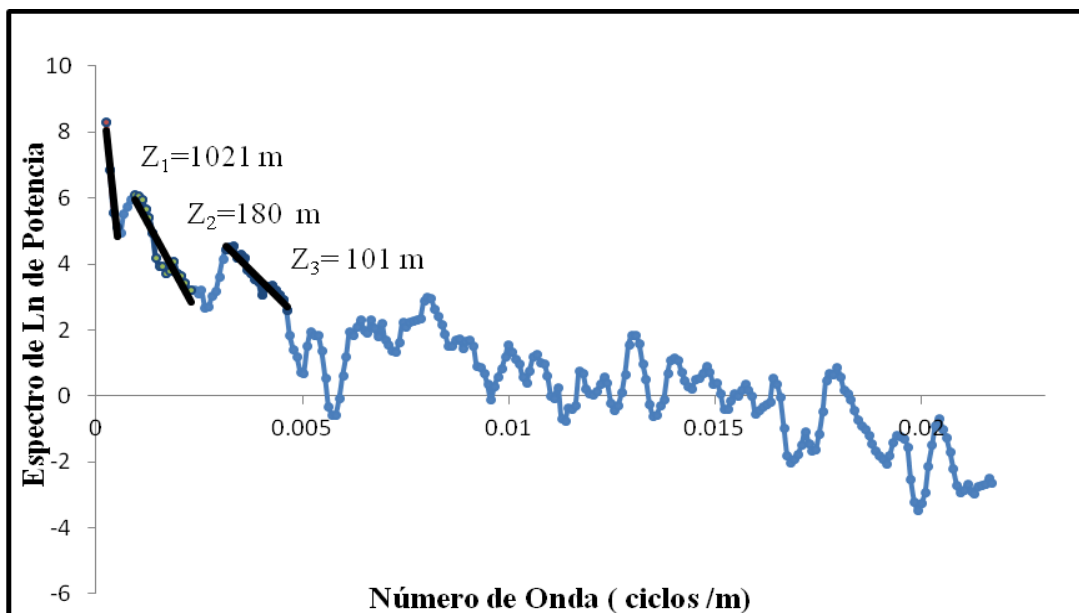


Figura 6.12. Espectro de Potencia de la Anomalia Gravimétrica del perfil 4, suavizado con promedios móviles de 5 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía gravimétrica ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ,  $Z_3$ ).

---

## 6.2. Magnetometría

### Introducción

El método magnético de prospección tiene mucho en común con el método gravimétrico, pues ambos buscan anomalías originadas por cambios de las propiedades físicas de las rocas subyacentes. Sin embargo, el método magnético es más complicado, tanto en sus principios e interpretaciones; la razón principal de esto es que la propiedad de una roca que determina sus efectos magnéticos, es decir, la intensidad de magnetización, tiene no sólo magnitud sino también dirección.

Las técnicas de filtrado, suavizado, aislamiento y realce de anomalías son las mismas que se aplican en magnetometría y gravimetría, a excepción del filtrado de reducción al polo que sólo se aplica a los datos magnéticos.

### Correcciones y obtención de anomalía Magnética.

Las correcciones que se realizaron a los datos magnéticos fueron por variación diurna y eliminación del IGRF. Los valores del IGRF se obtuvieron del software Magnetic Field (NOAA, 2011), a partir del día, mes, año y localidad del levantamiento ver Tabla 6.2. Este valor fue restado de los datos de intensidad total del campo magnético, de tal manera que el resultado representa anomalías magnéticas debidas solamente a cuerpos magnetizados en la corteza terrestre. Por lo tanto la anomalía magnética de campo total se puede expresar de la siguiente manera:

$$\Delta F = F_{\text{obs}} - \delta F - F_{\text{IGRF}}$$

$F_{\text{obs}}$  = Valores observados,  $\delta F$  = Corrección por variación diurna,  $F_{\text{IGRF}}$  = Valores de IGRF



Tabla 6.2. Valores de IGRF (NOAA, 2011).

Perfiles	Valores de IGRF(nT)	Fecha del levantamiento
Perfil 1	36,467.3	15/04/2011
Perfil 2	36,598.40	26/01/2010
	36,467	16/04/2011
Perfil3	36,467.60	13/04/2011
Perfil 4	36,467.90	12/04/2011
	36,467.60	13/04/2011

Una vez corregidos los datos de intensidad magnética del campo total se obtuvo la anomalía magnética campo total. A partir de ésta se inició la interpretación cualitativa (reconocimiento de rasgos estructurales que a simple vista se pueden identificar). A continuación se muestran las anomalías de campo magnético total, para los perfiles 1, 2, 3, y 4:

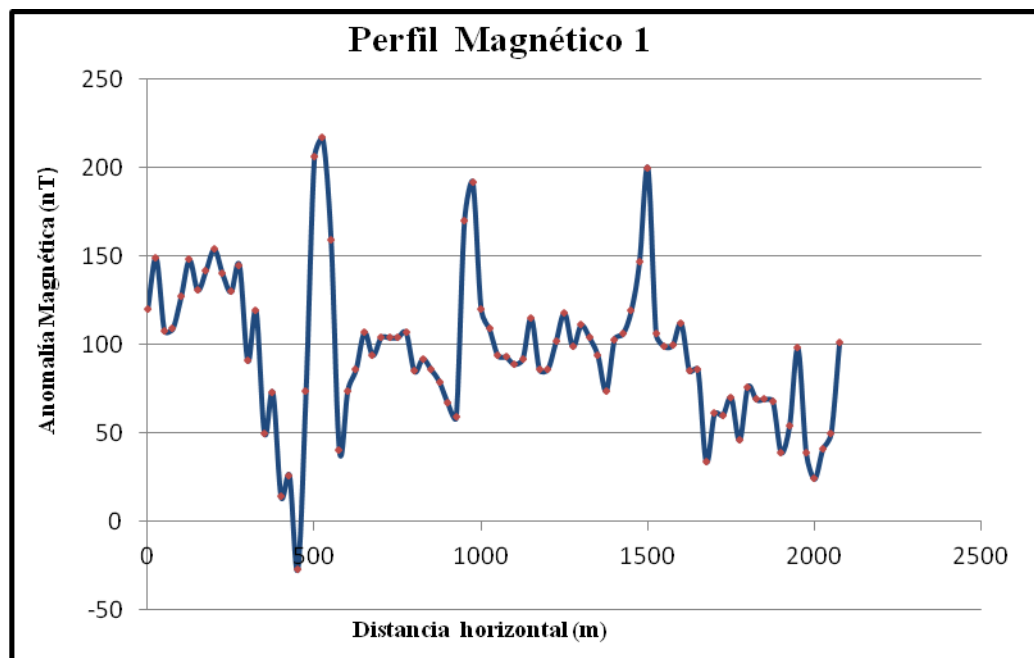


Figura 6.13. Anomalía Magnética del perfil 1.

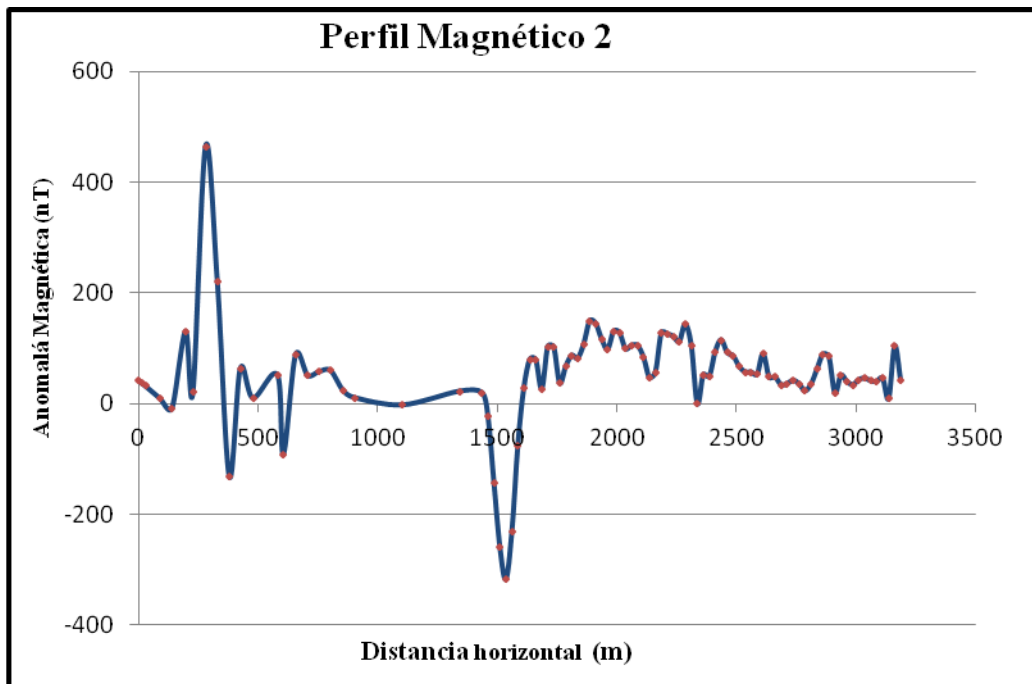


Figura 6.14. Anomalia Magnética del perfil 2.

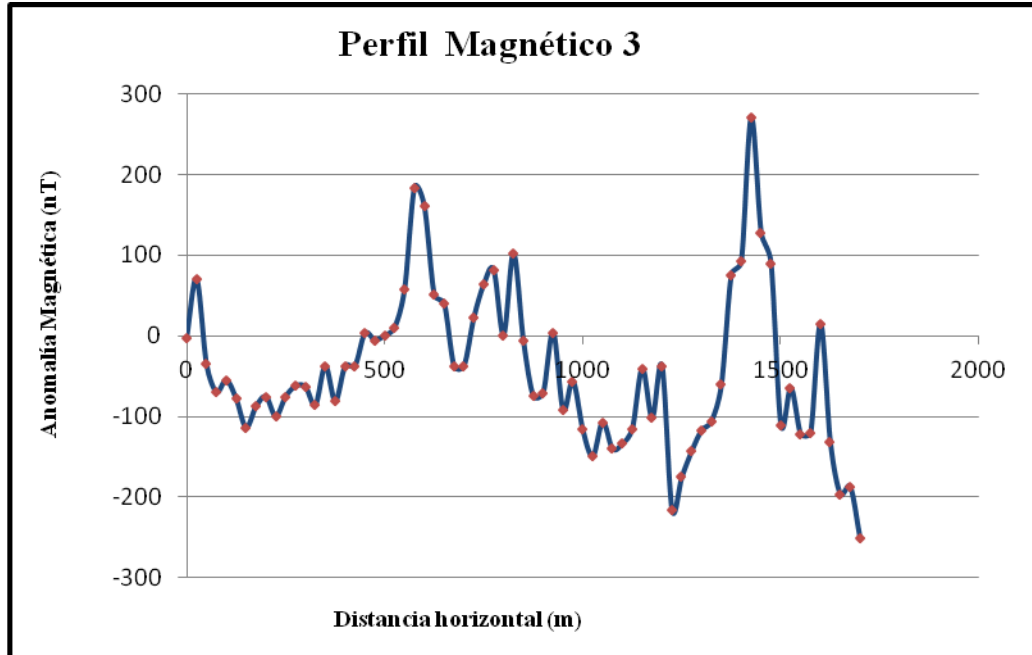


Figura 6.15. Anomalia Magnética del perfil 3.

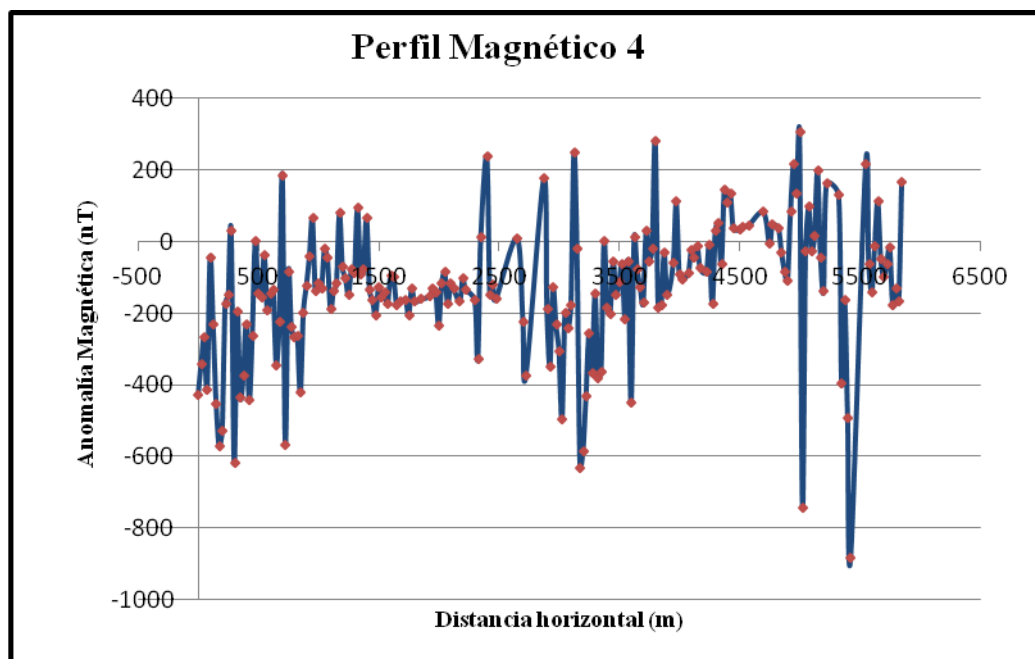


Figura 6.16. Anomalia Magnética del perfil 4.

### **Procesado de Anomalia Magnética.**

El procesado de la anomalía magnética consistió en la aplicación de técnicas tales como; el suavizado con promedios corridos de 3 a 7 puntos, y filtros en el dominio de Fourier. Estos filtros se aplicaron con la finalidad de suavizar, eliminar ruido y altas frecuencias en los datos magnéticos, como por ejemplo el perfil magnético 4 que presenta mucho ruido, porque este se realizó en una zona muy urbanizada.

#### **a) Suavizado**

La primera técnica utilizada para procesar los datos magnéticos fue la aplicación de promedios corridos con el objetivo de suavizar la anomalía y eliminar picos relacionados con altas frecuencias o ruido. Seguidamente de este proceso se aplicó la reducción al polo para eliminar el efector bipolar de las anomalías Magnéticas.

---

**b) Reducción al Polo**

El proceso de la reducción al polo fue desarrollado por Baranov (1957) y mejorado por Battacharyya (1965). Este tipo de filtrado se aplica sólo a las anomalías magnéticas y permite reducir el efecto bipolar de las anomalías. Básicamente es un proceso de simulación, que se hace como si la fuente geológica estuviese ubicada en el polo magnético. Al realizar el proceso de la reducción al polo, se requiere conocer para una cierta localidad, los ángulos de inclinación y declinación, del campo geomagnético. En magnetometría las anomalías tienen una parte positiva y negativa dependiendo de la latitud geomagnética. La transformación de la reducción al polo simplifica la interpretación y visualización de las anomalías en latitudes magnéticas bajas. La reducción al polo está dada por la siguiente expresión (Geosoft, 2008):

$$L(\theta) = \frac{1}{(\sin I_a + i \cos I \cdot \cos(D - \theta))^2}$$

Donde

$I$  = Inclinación geomagnética.

$I_a$  = Inclinación para la corrección de amplitud (menor que  $I$ ).

$D$  = declinación geomagnética.

Parámetro:

$I_a = 20$  si  $I > 20$

$I_a = -20$  si  $I < 20$

---

En el filtrado de la reducción al polo de los perfiles magnéticos se aplicaron los siguientes valores (Tabla 6.3):

Tabla 6.3. Parámetros utilizados para la aplicación del filtro de la reducción al polo.

<b>Perfiles</b>	<b><i>I</i></b>	<b><i>D</i></b>	<b><i>I<sub>a</sub></i></b>	<b>Dirección del perfil</b>
<b>Perfil 1</b>	40.027°	0.0034°	20°	90°
<b>Perfil 2</b>	40.027°	0.0034°	20°	90°
<b>Perfil 3</b>	40.028°	0.0035°	20°	90°
<b>Perfil 4</b>	40.028°	0.0035°	20°	N45W°

**c) Filtro Pasa-Bajos**

Los filtros de longitud de onda son usados muchas veces para obtener campos regionales o residuales. El filtro Pasabajos por definición ideal deja pasar todas las bajas frecuencias y anomalías con longitud de onda larga típicamente atribuidas a fuentes profundas normalmente asociadas al campo regional. Este tipo de filtro es útil para eliminar las altas frecuencias relacionadas con el ruido de los datos o fuentes de anomalías superficiales y su representación se muestra en la Figura 6.17:

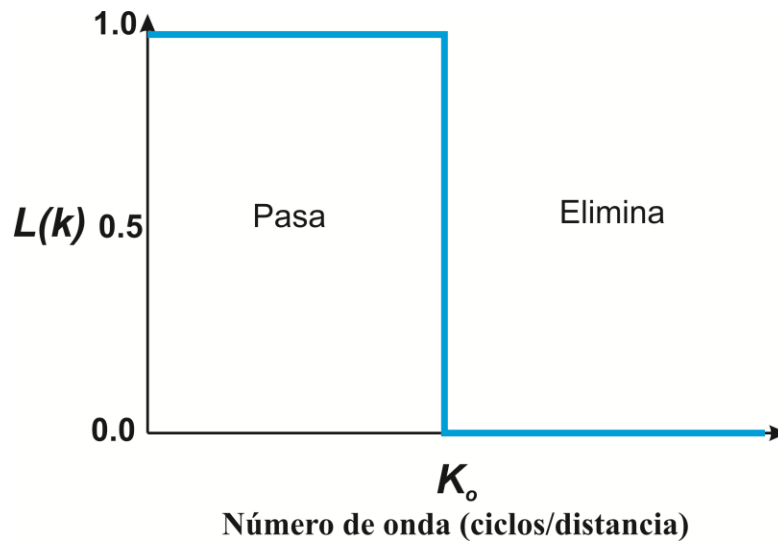


Figura.6.17. Representación esquemática del filtro pasabajos (Geosoft Inc., 2005).

Donde

$$L(k) = 1, \text{ para } k \leq k_o$$

$$L(k) = 0, \text{ para } k > k_o$$

$k$  = número de onda (ciclos/unidades de distancia)

$k_o$  = número de onda de corte (ciclos/unidades de distancia). Todos los valores con números de onda mayores a este valor son eliminados.

Al aplicar los filtros en el dominio de Fourier a los datos magnéticos, se observó que los valores extremos no eran muy confiables. Es por tal razón que se decidió eliminar 3 puntos en cada extremo de los perfiles y hacer coincidir los valores de un extremo y otro de los perfiles, sin embargo los datos filtrados seguían presentando el mismo problema. Se realizaron diversas pruebas para eliminar el efecto de bordes y se determinó que éste se reducía al aumentar los valores extremos hacia el infinito y esto favorecía el suavizado de la anomalía (Figura 6.18). En efecto al tratarse de una serie de espacio finita con discontinuidades en los valores extremos, se presentaba el fenómeno de Gibbs.

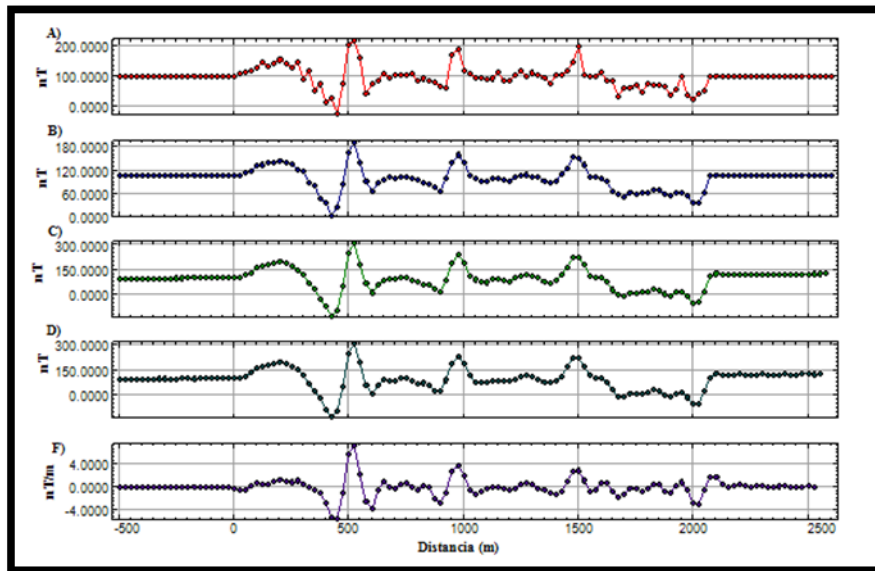


Figura. 6.18. Tratamiento de datos para eliminar el efecto de borde y fenómeno de Gibbs (Perfil Magnético 1): **A.** Anomalia Magnética original. **B.** Suavizado de anomalía magnética por medio de promedios móviles. **C.** Reducción al polo de la anomalía suavizada. **D.** Filtro pasabajos de la reducción al polo. **E.** Derivada vertical de primer orden de la anomalía filtrada.

#### d) Primera derivada

La derivada vertical es comúnmente aplicada para realzar fuentes geológicas someras y es combinada con el filtro pasabajos para eliminar ruido en los datos. La deriva vertical amplifica la longitud de onda corta a través de la información de longitud de onda larga y es utilizada para acentuar gradientes a lo largo de los límites de fuentes magnéticas superficiales, también es empleada para localizar límites de cuerpos magnéticos y hacer énfasis en las fuentes de anomalía someras (Dobrin and Savit, 1988).

El resultado final del procesamiento de datos magnéticos y la aplicación de filtros en el dominio de Fourier, haciendo uso del software 1D FFT filters de Geosoft (2008), se muestra en las siguientes graficas:

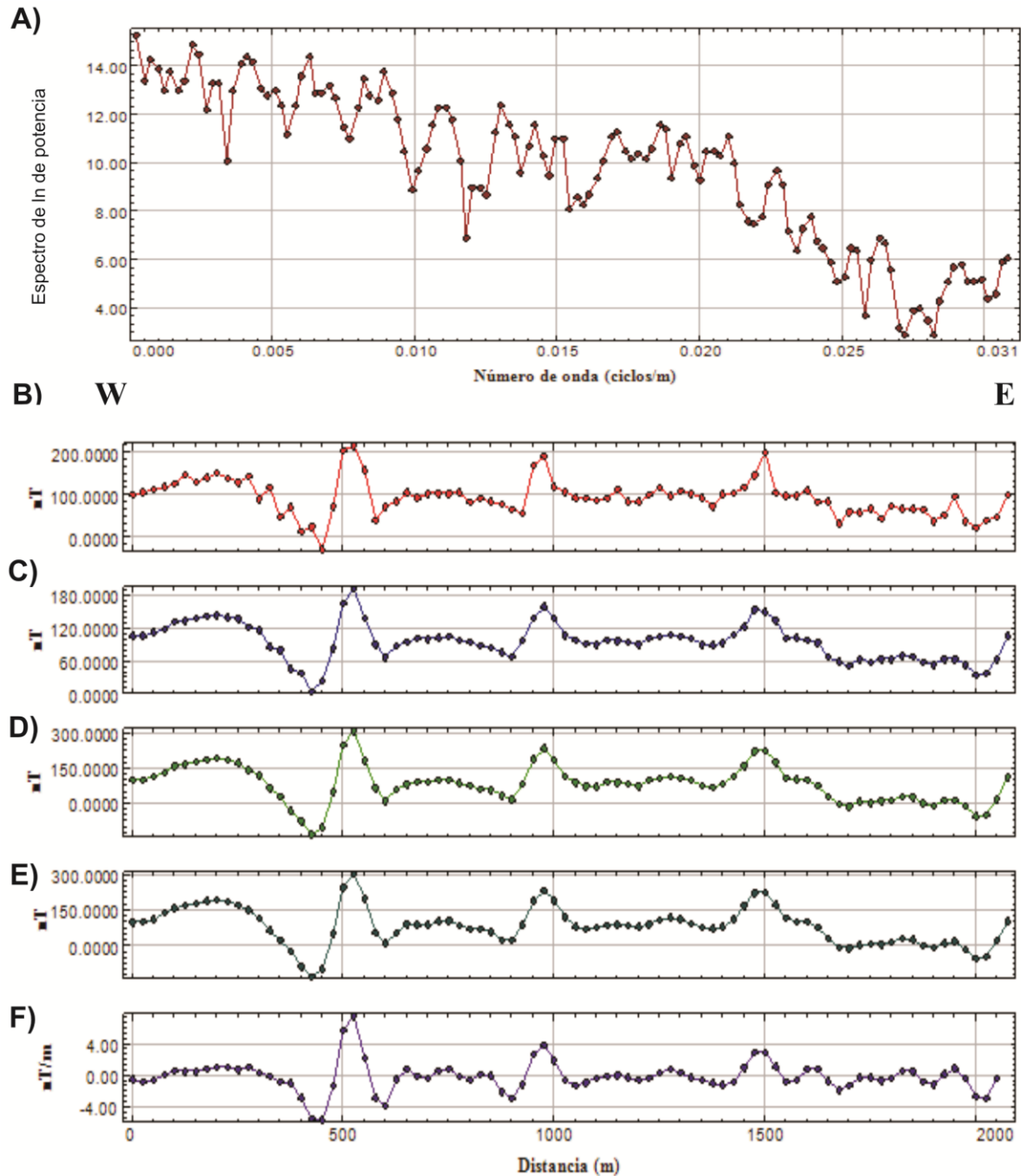


Figura. 6.19. Procesado del perfil magnético 1: **A.** Espectro de Potencia de Anomalia Magnética. **B.** Anomalia Magnética. **C.** Suavizado de anomalía magnética por medio de promedios móviles con 3 puntos. **D.** Reducción al polo de la anomalía suavizada. **E.** Anomalia reducida al polo filtrada con una función pasabajos a un corte de número de onda de 0.0062 ciclos/m (corte de longitud de onda de 100 m). **F.** Derivada vertical de primer orden de la anomalía filtrada.



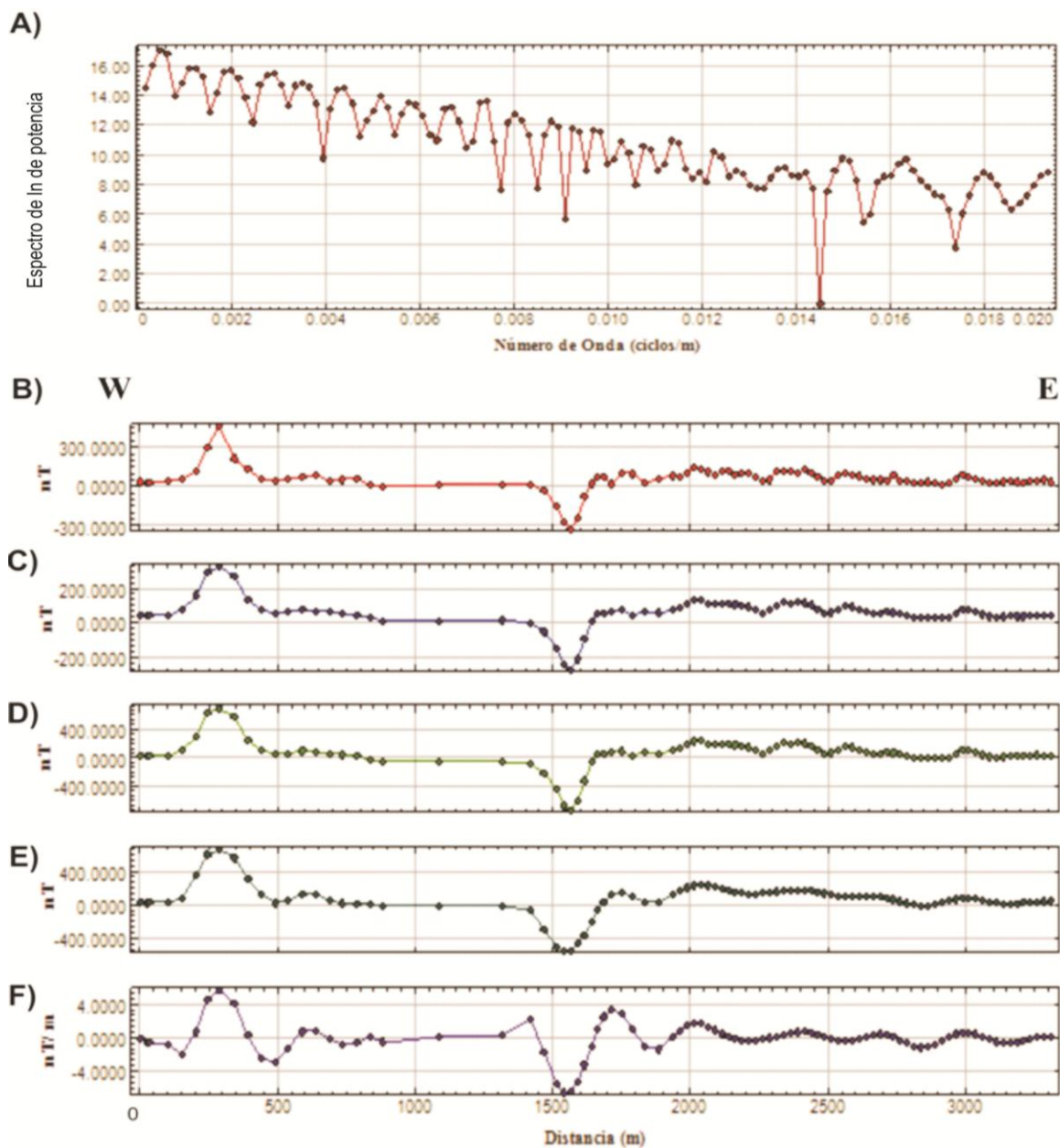


Figura. 6.20. Procesado del perfil magnético 2: **A.** Espectro de Potencia de Anomalía Magnética. **B.** Anomalía Magnética. **C.** Suavizado de anomalía magnética por medio de promedios móviles con 3 puntos. **D.** Reducción al polo de la anomalía suavizada. **E.** Anomalía reducida al polo filtrada con una función pasabajos a un corte de número de onda de 0.012 ciclos/m (corte de longitud de onda de 500 m). **F.** Derivada vertical de primer orden de la anomalía filtrada.

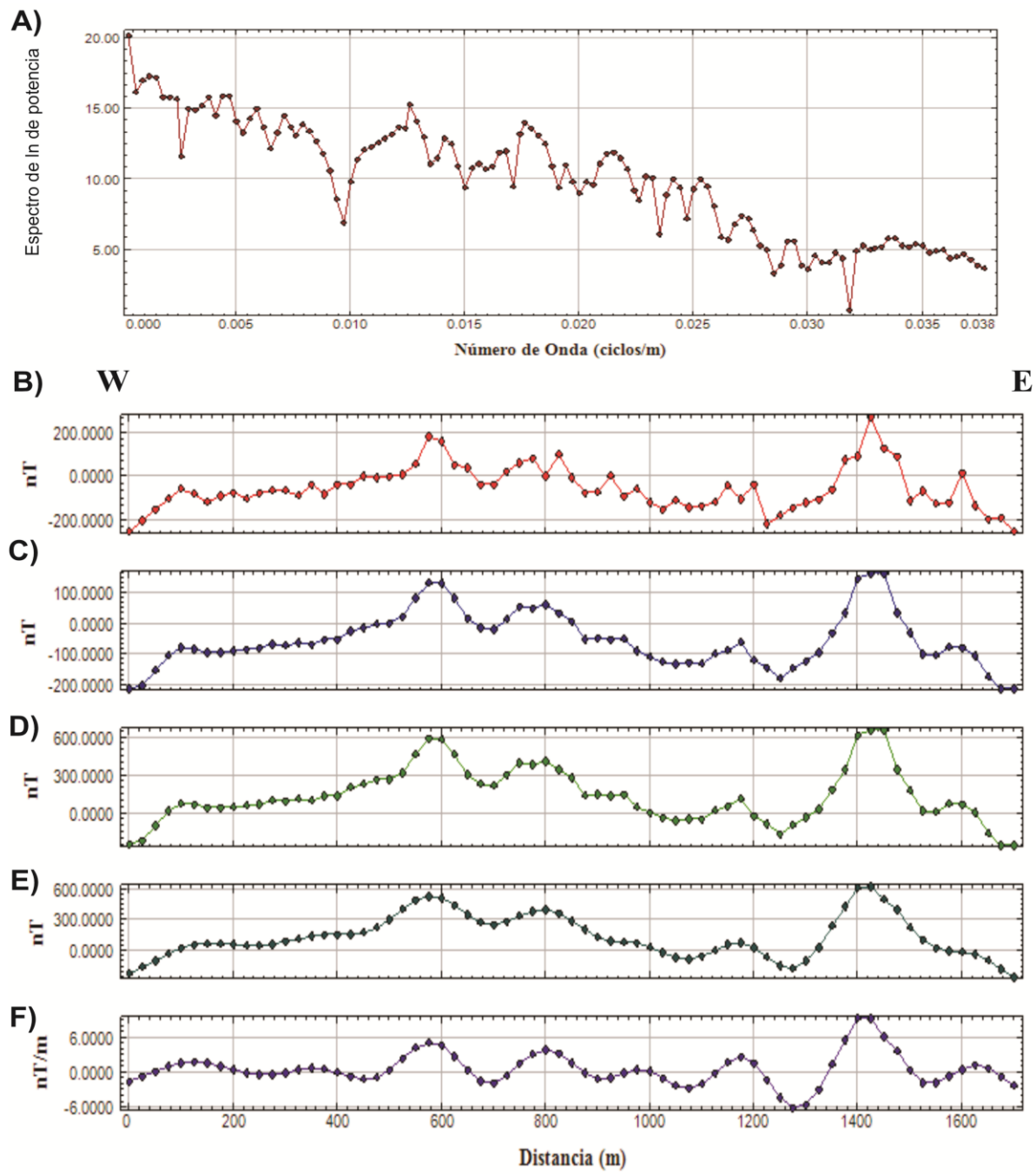


Figura. 6.21. Procesado del perfil magnético 3: **A.** Espectro de Potencia de Anomalia Magnética. **B.** Anomalia Magnética. **C.** Suavizado de anomalía magnética por medio de promedios móviles con 3 puntos. **D.** Reducción al polo de la anomalía suavizada. **E.** Anomalia reducida al polo filtrada con una función pasabajos a un de número de onda de 0.030 ciclos/m (corte de longitud de onda de 200 m). **F.** Derivada vertical de primer orden de la anomalía filtrada.

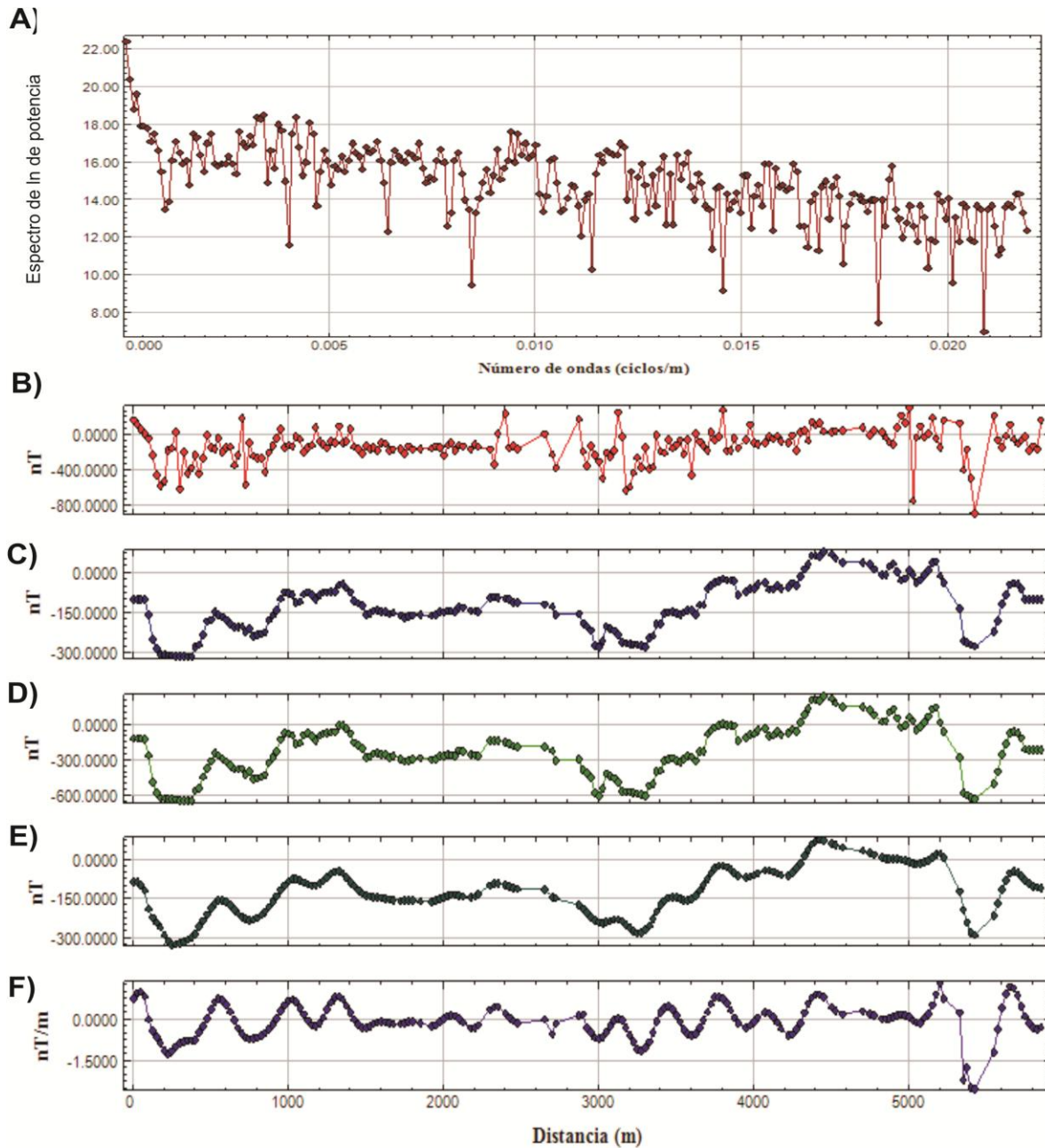


Figura. 6.22. Procesado del perfil magnético 4: **A.** Espectro de Potencia de Anomalía Magnética. **B.** Anomalía Magnética. **C.** Suavizado de anomalía magnética por medio de promedios móviles con 3 puntos. **D.** Reducción al polo de la anomalía suavizada. **E.** Anomalía reducida al polo filtrada con una función pasabajos a un corte de número de onda de 0.013 ciclos/m (corte de longitud de onda de 450 m). **F.** Derivada vertical de primer orden de la anomalía filtrada.

---

## **Interpretación Cualitativa**

La anomalía magnética del perfil 1 (Figura 6.19), se caracteriza por presentar grandes amplitudes y longitudes de onda corta que implican fuentes magnéticas someras. La magnitud de esta anomalía es de 244 nT. El primer filtro aplicado a esta señal magnética fue el suavizado por medio de promedios corridos de 3 puntos con el objetivo de remover los picos observados en la curva anómala y obtener una tendencia en la anomalía más suave, seguidamente se realizó la reducción al polo para eliminar el efecto bipolar de la anomalía magnética, para lo cual se utilizó una declinación de  $0.0034^\circ$  y una inclinación de  $40.027^\circ$ . También se aplicó el filtro pasabajos para eliminar las altas frecuencias relacionado a ruido en la señal magnética y la primera derivada (z) muestra los gradientes verticales relacionado con límites de fallas. Se puede observar la diferencia que existe en la curva original y filtrada una tendencia más suave que facilita la interpretación de los datos. En la anomalía magnética al igual que las demás curvas filtradas se observan un valor máximo y un mínimo ubicado a los 450 m, estos valores anómalos podrían estar relacionado a la precipitación de minerales magnéticos sobre el plano de Falla Cofradía, también se observan valores anómalos a los 900 y 1,400 m que también podrían estar relacionado con estructuras superficiales.

El perfil 2 (Figura 6.20), al sur del perfil magnético 1, localizado a una distancia aproximadamente de 1 km, tiene una orientación E-W, perpendicular al rumbo de la zona de Falla Cofradía. La anomalía magnética de este perfil, también presenta característica de longitud de onda corta y varía en un rango de -317 a 465 nT. Los valores magnéticos negativos se observan a los 1,500 metros del perfil y estos se asocian con la falla principal de Cofradía. Al procesar esta anomalía con la aplicación de filtros antes mencionados se observa una anomalía más suavizada.

La anomalía magnética del perfil 3 se muestra en la Figura 6. 21. Esta anomalía presenta una amplitud máxima de 270 nT, y presenta un valor mínimo de -251 nT. Al aplicar el promedio móvil de 3 puntos, se observa una curva más suavizada eliminando los picos presentes en la anomalía magnética. También se aplicó el filtro de la reducción al polo usando una inclinación de  $40.028^\circ$  y una declinación de  $0.0034^\circ$ .

---

El espectro de potencia de la anomalía del perfil magnético 3 refleja alta frecuencia; al aplicar el filtro pasabajos la curva resultante reduce un poco la longitud de onda corta. El filtro de la primera deriva muestra un gradiente vertical de 1.42 nT/m, ubicado a los 1,350 metros de longitud del perfil, el cual éste puede estar relacionado con un plano de falla escalonada de la Zona de Falla Cofradía. La anomalía de este perfil puede estar relacionada a cuerpos magnéticos someros por presentar una gran amplitud y longitud de onda corta.

El perfil 4 tiene una longitud de 5,850 m (Figura 6. 22) y se proyectó con una dirección NW45°SE, perpendicular a las estructuras del interior del graben y a la Falla Aeropuerto, la separación entre cada estación magnética fue de 25 m. La señal de este perfil presenta altas frecuencias relacionado a ruido ya que este se realizó en una zona muy urbanizada, influenciada por antenas, tuberías subterráneas, etc. Para procesar este perfil se utilizó la técnica de promedios móviles de 7 puntos obteniendo una curva muy suavizada en comparación con la original. El rango de la anomalía magnética suavizada varía de -315 a 79 nT, el valor promedio es de -124.6 nT y la mayoría de valores magnéticos son negativos. El filtro de la reducción al polo se aplicó con los mismos parámetros de inclinación y declinación magnética del perfil 3, y comparando con la anomalía suavizada no se reflejan cambios en ambas curvas. El filtro pasabajos elimina altas frecuencias aún presentes en la anomalía suavizada y reducida al polo y se logra obtener una curva aún más suavizada que refleja longitudes de onda larga y corta a la vez. La primera derivada vertical (z), realza gradiente de longitud de onda corta relacionado con fuentes de anomalía somera. En el extremo NW del perfil se reflejan gradientes verticales relacionados con la zona de Falla Aeropuerto y hacia el SW del perfil los gradientes pueden estar relacionados con fallas normales en el interior del Graben del Aeropuerto.

---

### **Espectro de Potencia de Anomalía Magnética**

El análisis espectral de las anomalías magnéticas representa un método simple, confiable y con bases matemáticas para estimar la profundidad promedio de los cuerpos magnetizados (Kerdan, 1992).

La separación de las fuentes de anomalía magnética se realizó mediante un análisis del espectro de potencia, siguiendo el método de Spector y Grant (1970). Este método ha sido muy utilizado para estimar la profundidad promedio de las fuentes de anomalía magnética mediante el espectro de potencia magnético.

Al igual que en gravimetría se suavizaron los espectros de anomalía magnética (Figuras 6.19 - 6.22), mediante promedios móviles. El espectro de potencia suavizado se dividió en 2 intervalos, a los que se les ajustó una línea recta por mínimos cuadrado para obtener la pendiente y estimar la profundidad promedio a la cima del conjunto de cuerpos magnetizados. La Tabla 6.4, resume estas profundidades encontradas para cada uno de los perfiles:

Para el perfil magnético 1 (Figura 6.23), la fuente de anomalía magnética más profunda se encuentra a una profundidad de 183 m, correspondiendo a un intervalo de número de onda de 0.001 – 0.0029 (ciclos/ m), y para una segunda fuente de anomalía se estima una profundidad muy superficial de 29 m, en un intervalo de número de onda de 0.0043 – 0.0101 (ciclos/ m).

En el perfil magnético 2 (Figura 6. 24), se estima que la fuente de anomalía más profunda se localiza a 184 metros, en un intervalo de número de onda de 0.0006-0.00121 (ciclos/ m), y para la fuente intermedia se encuentra a una profundidad de aproximada de 52 m, correspondiente a un intervalo de número de onda de 0.0028 – 0.00847 (ciclos/ m).

Para el perfil magnético 3 (Figura 6.25), la fuente de anomalía magnética más profunda se encuentra a una profundidad de 228 m, en un intervalo de número de onda de 0.0009- 0.0021 (ciclos/ m) y para la fuente intermedia, se estima una profundidad de 58 m, correspondiente a un intervalo de número de onda de 0.0038-0.0082 (ciclos/ m).

En el perfil magnético 4 (Figura 6.26), la mayor profundidad de anomalía magnética se localiza a 488 m, en un intervalo de número de onda de 0.00043-0.00077 (ciclos/ m) y para la fuente intermedia, se estima una profundidad de 86 m, correspondiente a un intervalo de número de onda de 0.0035-0.0085 (ciclos/ m).

Tabla 6.4. Profundidades Promedios de Cuerpos Magnetizados.

<b>Perfiles Magnéticos</b>	<b>Ecuación de la Recta</b>	<b>Pendiente</b>	<b>Profundidad (m)</b>
<b>Perfil 1</b>	$y = -2300x + 15.193$	-2300	183
	$y = -358.97x + 13.865$	-358.97	29
<b>Perfil 2</b>	$y = -2314.04x + 17.46$	-2314.04	184
	$y = -649.75x + 16.241$	-649.75	52
<b>Perfil 3</b>	$y = -2866.66x + 19.153$	-2866.66	228
	$y = -723.68x + 16.693$	-723.68	58
<b>Perfil 4</b>	$y = -9019.60x + 22.096$	-9019.6	488
	$y = -1082.25x + 16.973$	-1082.25	86

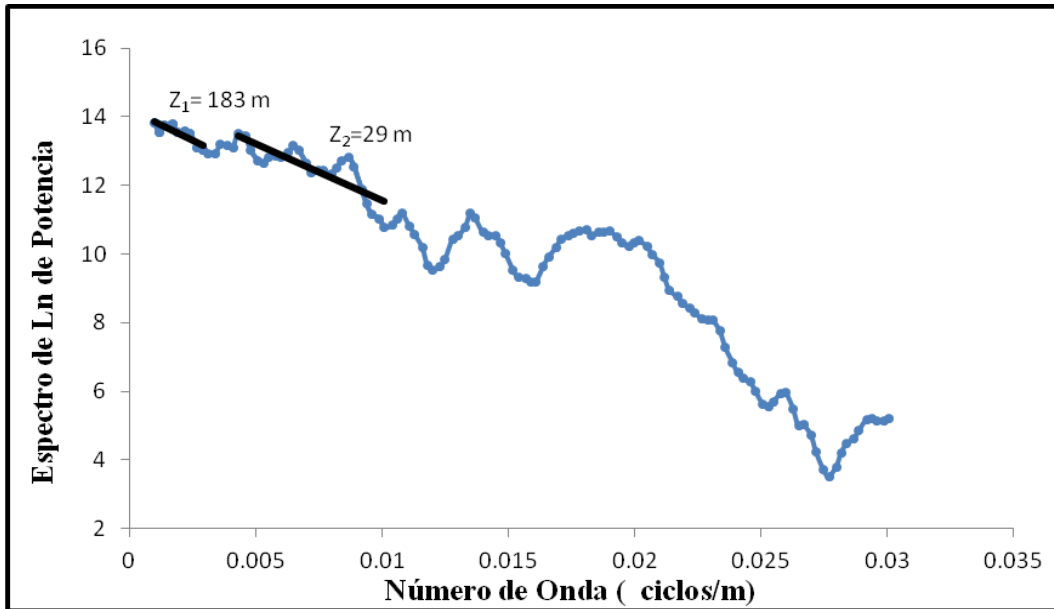


Figura 6.23. Espectro de Potencia de la Anomalía Magnética del perfil 1, suavizado con promedios móviles de 7 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía magnética ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ).

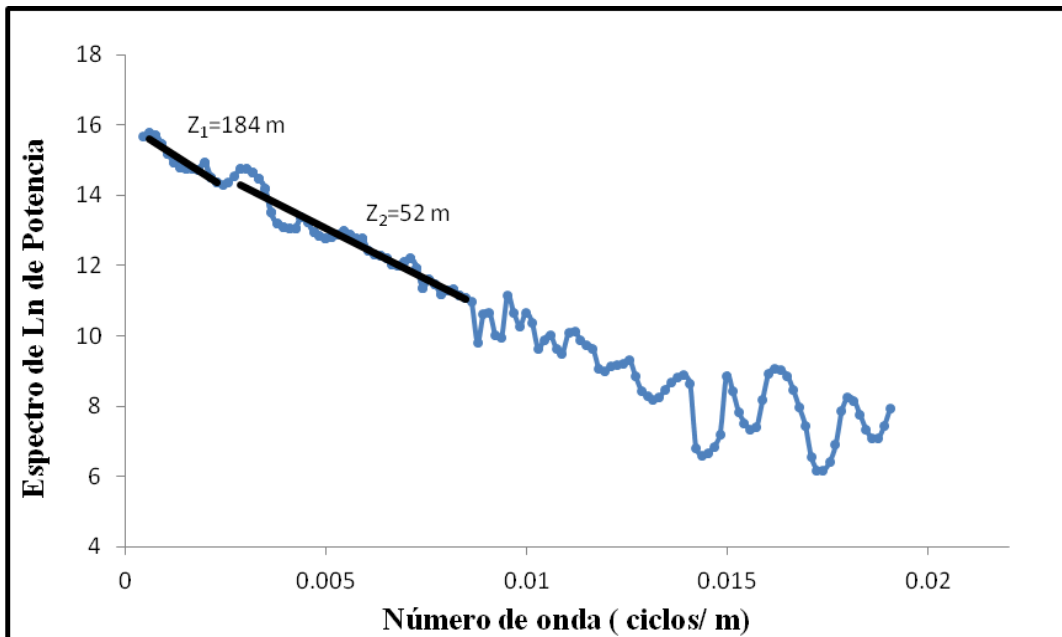


Figura 6.24. Espectro de Potencia de la Anomalía Magnética del perfil 2, suavizado con promedios móviles de 5 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía magnética ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ).



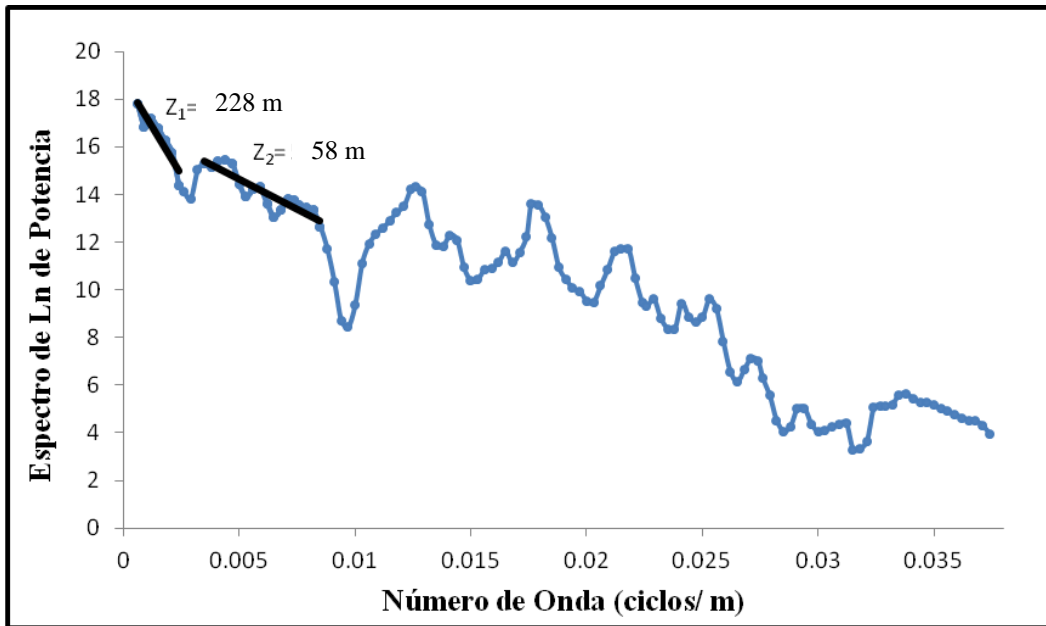


Figura 6.25. Espectro de Potencia de la Anomalía Magnética del perfil 3, suavizado con promedios móviles de 3 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía magnética ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ).

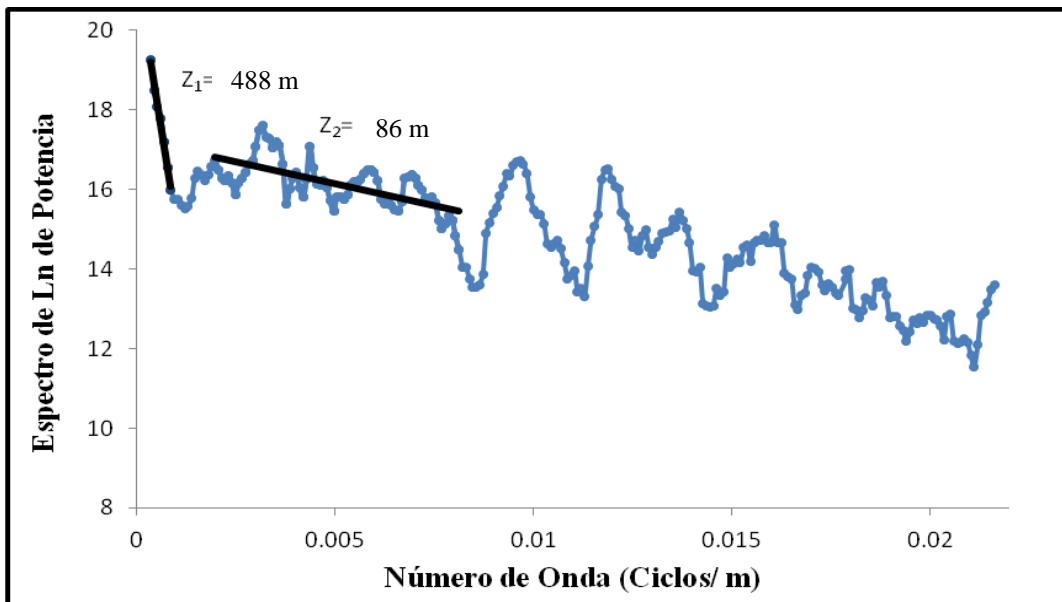


Figura 6.26. Espectro de Potencia de la Anomalía Magnética del perfil 4, suavizado con promedios móviles de 7 puntos. Profundidades promedio estimadas de fuente de anomalía magnética ( $Z_1$ ,  $Z_2$ ).

---

## **Capítulo VII. Modelado Geofísico**

### **7.1. Introducción**

La técnica comúnmente usada para la interpretación cuantitativa de los datos de gravedad es el cálculo o modelado directo del efecto gravitatorio de una distribución de densidad. Esta distribución de densidad es modificada por prueba y error (utilizando contrastes de densidad basados en datos geológicos u otros datos geofísicos) hasta llegar a obtener un resultado satisfactorio entre la curva de gravedad calculada y los datos de gravedad observados (Dobrin and Savit, 1988).

El modelado directo involucra el cálculo iterativo de una anomalía a partir de un modelo asumido que se modifica en cada corrida, hasta que se obtiene un ajuste entre las anomalías observadas y calculada a cierto grado de precisión (Belmonte, 2005). El parámetro más difícil de obtener es la profundidad de los cuerpos causantes de las anomalías (Kearey y Brooks, 1984). En esta técnica de modelado directo se proponen ciertos cuerpos o polígonos con cierta propiedad física (densidad o susceptibilidad) y formas para luego calcular el efecto gravitatorio o magnético que producen en la superficie del terreno (Talwani y Heirtzler, 1964).

La interpretación cuantitativa del campo magnético y gravimétrico es inherentemente ambigua. Sin información geológica previa y otros parámetros, un número infinito de modelos pueden ajustar con la anomalía observada. Los modelos que se elaboraron en el presente estudio fueron apoyados en base a las interpretaciones de las anomalías magnéticas y gravimétricas y son consistentes con la información geológica conocida, deben sin embargo ser considerados como una primera aproximación, y que en el futuro serán refinados.

### **7.2. Procesado e interpretación**

La interpretación de los datos de campo potencial depende de los objetivos de estudio, la calidad de los datos, del tiempo y de los recursos disponibles. Varía desde una simple identificación y localización de contrastes de parámetros físicos en el subsuelo a nivel cualitativo, hasta el modelado en 3-D para llevar a una caracterización completa de las fuentes anómalas.

---

En este estudio el procesado e interpretación de los datos del campo potencial consistió en los siguientes pasos: a) uso de técnicas de suavizado de anomalía como promedios corridos y filtros pasabajos para eliminar las altas frecuencias relacionado con ruido y hacer más fácil la interpretación cualitativa de los datos, b) realce de gradientes verticales de anomalías para ubicar límites de zonas de fallas, c) modelado directo de las anomalías gravimétricas y magnéticas y d) interpretación de modelos directos relacionándolos con las características geológicas del área de estudio.

En general se utilizan dos técnicas de modelados; directo e inverso. En ambas técnicas existe ambigüedad en la interpretación de las anomalías, la cual disminuye al tener datos llamados de control especialmente geológicos (Hinze, 1990).

### **7.3. Modelado directo conjunto de 2 dimensiones**

Se modelaron de manera directa y conjunta los perfiles gravimétricos y magnéticos, es decir generando un modelo geológico, asignando contrastes densidad y susceptibilidad magnética a dicho modelo para conocer su respuesta en la superficie; misma que se comparaba con las anomalías observadas, hasta obtener un ajuste razonable en términos de la geología del área de estudio.

Se interpretaron los 4 perfiles gravimétricos y magnéticos, donde las anomalías fueron interpretadas aproximadamente por un programa de 2-D; IX2D-GM (Interpex Limited, 2010), basado en el algoritmo de Rasmussen y Pedersen, (1979), para hacer el modelado directo, considerándose la topografía del terreno.

Con el fin de definir los espesores, formas, profundidad de las formaciones geológicas y estructuras, se realizaron 3 conjuntos de modelos gravimétricos para llevar un modelo final utilizando una densidad de referencia de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  (densidad promedio de las rocas en la corteza terrestre); a) un primer conjunto de modelos consistió en introducir cuerpos de diferentes forma y con contraste densidad y analizar su efecto gravitatorio en la superficie y obtener un buen ajuste entre la anomalía observada y calculada, b) la segunda etapa de

---

---

modelos consistió en disminuir y aumentar la densidad en  $0.05 \text{ g/cm}^3$ , a los cuerpos del primer conjunto de modelos, en esta etapa se determinó que al disminuir la densidad de los cuerpos en sus bases su profundidad aumenta, c) la tercera etapa de modelos consistió en introducir capas al modelo de diferente densidad y relacionarlas con la geología de la zona de estudio.

### **Etapa 1 y 2 del modelado directo**

Ejemplos del modelado directo de la etapa 1 y 2 se presentan en la Figura 7.1 (se muestra como ejemplo el perfil 2; perpendicular a la zona de falla Cofradía). El primer modelo interpretado para este perfil consistió de 11 cuerpos de diferentes formas y contrastes de densidad (Figura 7.1.A.).

Los cuerpos con una densidad de  $-0.05$  y  $-0.2 \text{ g/cm}^3$  (Figura 7.1.A.), pueden interpretarse como sedimentos no consolidados con un espesor estimado de 50 a 70 metros. Un tercer cuerpo con una densidad de  $0.1 \text{ g/cm}^3$ , se asume como una capa de sedimentos consolidados cuya profundidad varía de 390 a 690 metros. Los cuerpos que presentan densidades de  $0.25$  a  $0.35 \text{ g/cm}^3$ , se interpretan como depósitos volcánicos posiblemente de la Formación Managua. Se observa un cuerpo con una densidad de  $-0.2 \text{ g/cm}^3$  a una distancia de 1,300 m a lo largo del perfil, este puede ser interpretado como una roca de falla entre los bloques superior e inferior de la Falla Cofradía.

En la segunda etapa del modelado, a las densidades de los cuerpos obtenidos en el primer modelo, se les sumó  $0.05 \text{ g/cm}^3$ , con el objetivo de determinar el comportamiento de estos al aumentar su densidad, y como se puede apreciar en la Figura 7.1.B., la profundidad de estos cuerpos disminuye a 500 m al incrementar su densidad, un mismo comportamiento se obtuvo en los demás perfiles gravimétricos. También se muestra que la profundidad de los cuerpos aumenta a 950 m, al disminuir su densidad (Figura 7.1.C). En base a lo anterior se construyó una gráfica profundidad vs densidad (Figura 7.1.D), la cual muestra que la profundidad disminuye gradualmente al aumentar la densidad de los cuerpos utilizados en el modelado de anomalías gravimétricas.

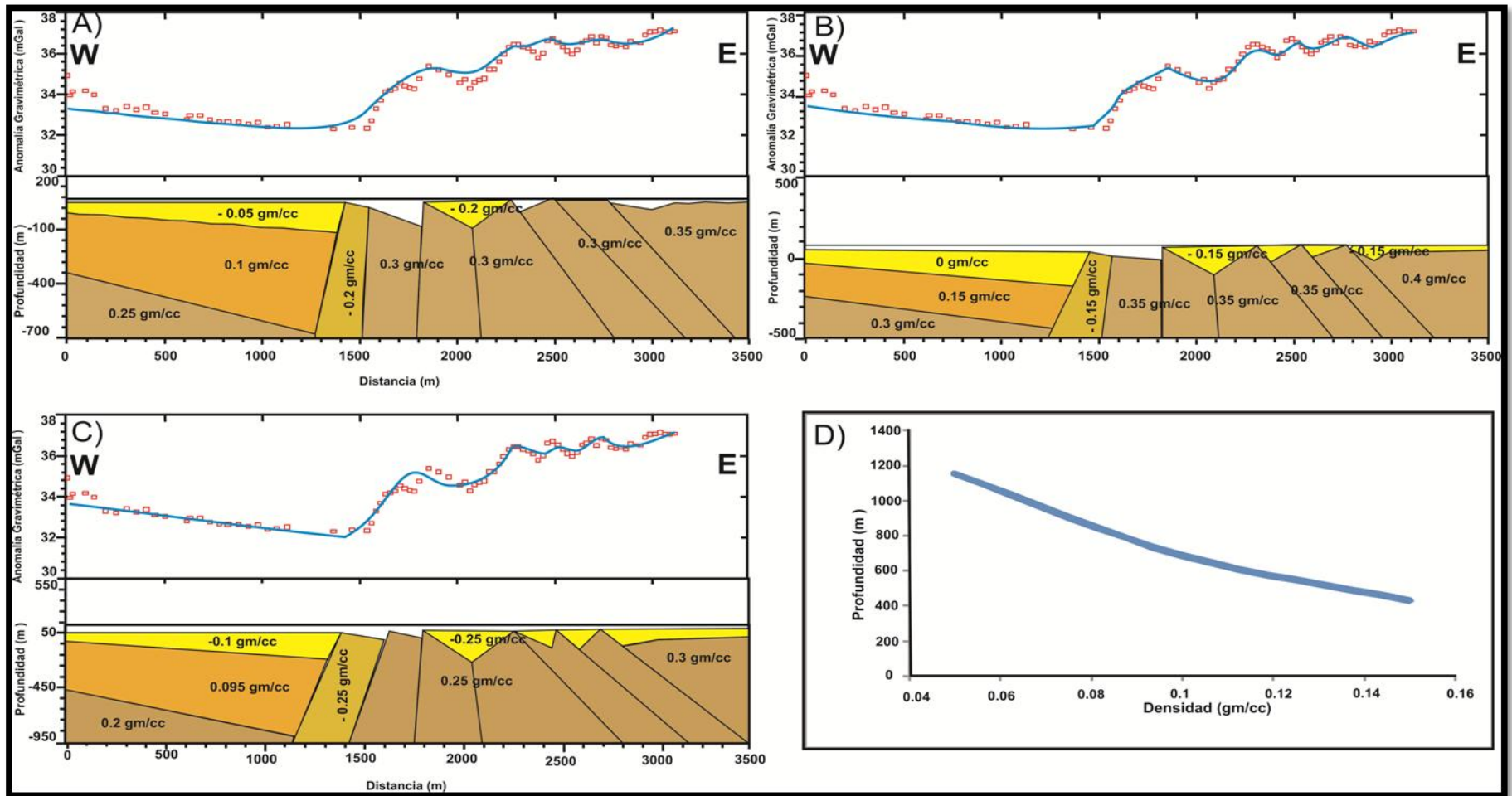


Figura 7.1. Etapas del modelo directo (Perfil 2): **A.** Primer conjunto de modelos con cuerpos con diferentes formas y con contraste de densidad, en el cual se observa su efecto gravitatorio en la superficie y un buen ajuste entre la anomalía observada y calculada. **B. y C.** Aumento y disminución de densidad en 0.05 gm/cc, de los cuerpos del primer conjunto de modelos (A). **D.** Gráfica profundidad (z) vs densidad ( $\rho$ ), la cual muestra que la profundidad disminuye al aumentar la densidad de los cuerpos utilizados en el modelado de anomalías gravimétricas.

#### 7.4. Descripción y discusión de los resultados

En las Figuras 7.2, 7.3, 7.4 y 7.5, se muestran los resultados finales obtenidos en la etapa 3 del modelado, al interpretar los 4 perfiles gravimétricos y magnéticos con valores de densidad y susceptibilidad esperados para las formaciones geológicas que existen en la columna estratigráfica de la zona de estudio. Las densidades y susceptibilidades para la interpretación de los modelos se tomaron a partir de las tablas publicadas por Dobrin and Savit (1988). La interpretación de los datos de campo se ajustó usando las densidades y susceptibilidades magnéticas mostradas en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. Densidades ( $\rho$ ) en  $\text{g/cm}^3$  y susceptibilidades magnéticas ( $\mu$ ) en unidades cgs, utilizadas en la modelación de datos gravimétricos y magnéticos en 4 perfiles interpretados.

Unidad Geológica	Perfil 1-1		Perfil 2-2		Perfil 3-3		Perfil 4-4	
	$\rho$	$\mu$	$\rho$	$\mu$	$\rho$	$\mu$	$\rho$	$\mu$
Formación La Sierra	2.87	0.0	2.87	0.0	2.87- 2.89	0.0	2.85	
Formación Managua	2.82	0.0012- 0.003	2.82	0.0015- 0.0037	2.83- 2.82	0.0	2.81	
Coladas de lavas del Holoceno	-	-	-	-	2.99- 2.98	0.002	-	
Rocas Volcánicas básicas	-	-	-	-	-	0.0	2.96	0.002- 0.04
Sedimentos Volcanoclásticos	2.57- 2.52	0.0075- 0.008	2.57	0.003	2.52- 2.57	0.001- 0.022	2.57	0.0025
Aluvial	2.47- 2.27	0.003- 0.0065	2.47- 2.52	0.0018- 0.006	2.52- 2.37	0.0075	2.27- 2.05	0.001- 0.0085

---

Los modelos que se proponen a continuación, se elaboraron en base a la magnetometría y gravimetría e información geológica a escala regional y local, y no son definitivos, se pueden considerar como una primera aproximación de las condiciones geológicas del sub-suelo presente en el área de estudio. Estos modelos se pueden mejorar en cuanto haya más información generada a través de otros métodos geofísicos e información geológica más detallada en la zona de estudio.

### **Modelado directo del perfil 1-1**

De manera general en los perfiles geofísicos 1, 2, 3, se observa que la zona de Falla Cofradía se encuentra en el límite de un bajo gravimétrico y magnético, notándose que las pendientes de las anomalías gravimétricas y magnéticas son más fuertes hacia el escarpe de falla o bloque levantado y menores hacia el bloque hundido.

En el perfil 1-1 (Figura 7.2), se estima una profundidad para la Formación Managua entre los 750 y los 1,250 m. El espesor de la secuencia sedimentaria es más potente en este perfil en comparación de los otros perfiles localizados al sur y corresponde a un grosor aproximadamente de 1,000 metros de depósitos aluviales, lacustres, fluviales y volcanoclásticos del Cuaternario.

La Formación La Sierra subyace a la Formación Managua a una profundidad entre los 700 metros hacia el este del perfil. La densidad que se utilizó para modelar la Formación Managua ( $2.82 \text{ gr/cm}^3$ ) es menor que la Formación La Sierra ( $2.87 \text{ g/cm}^3$ ); mientras que la susceptibilidad magnética varía de 0.003 a 0.0012 (unidades cgs).

Se infiere que la Falla Cofradía en realidad corresponde a una zona de falla, con un ancho de 1.8 km. Las fallas que conforman esta zona de deformación, son fallas sub-verticales con un sentido de movimiento normal, cuyo plano principal buza hacia el W. Entre los 280 a los 450 m de longitud del perfil; se observa una cuerpo de baja densidad con un ancho de 170 m, este puede estar asociado con una roca de falla producto de la cizalla entre los bloques de la falla principal Cofradía.

---

### **Modelado directo de perfil 2-2**

El perfil 2-2 (Figura 7.3) se interpretó que el grosor de la secuencia sedimentaria disminuye y que el espesor de los sedimentos volcanoclásticos es hasta 400 m como máximo, mientras que el relleno aluvial es de aproximadamente 150 m.

Se observa que la zona de falla Cofradía al igual que el primer perfil, tiene un ancho mayor a los 2 km, al igual que el perfil 1 se considera un cuerpo de baja densidad ( $2.5 \text{ g/cm}^3$ ), entre los bloques hundido y levantado de la falla principal, este podría estar asociado a una roca de falla (cataclasita) con un ancho mayor de 250 metros y una se extiende a una profundidad de 1.1 km.

Se presenta la distribución del basamento de Managua considerado como la Formación La Sierra con una densidad ( $2.87 \text{ g/cm}^3$ ) y subyace a la Formación Managua con una profundidad máxima 750 metros. El espesor de la Formación Managua ( $2.82 \text{ g/cm}^3$ ) varía entre los 500 a 650 metros en este perfil. Se infiere, por la posición inclinada del relleno volcano-sedimentario, que el basamento está igualmente inclinado. Esto conduce a pensar que se trata de un semi-graben, o aún de una estructura del tipo Strike-Slip Duplex. Esta consideración también tiene lugar para el perfil 1-1.

### **Modelado directo del perfil 3-3**

A 3.5 km de longitud al SW del perfil 2-2, se ubica el perfil 3-3 (Figura 7.4), con una longitud de 1,700 m. La anomalía gravimétrica comparada con las anomalías de los dos perfiles anteriores, presenta valores de gravedad mayores, cuyos valores varían de 42 a 44 mGal. La anomalía magnética varía entre -250 y 620 nT.

En el perfil 3-3 se determinó un espesor máximo 230 m de depósitos volcanoclásticos del Cuaternario, cuya densidad varía de  $2.52$  a  $2.57 \text{ g/cm}^3$  y estos se encuentran sobreyacidos por aluviones del Reciente formando paleocausas con un espesor de 90 a 200 metros y cuya densidad varía entre los  $2.37$  a  $2.52 \text{ g/cm}^3$ .

Subyaciendo a la secuencia sedimentaria se encuentra una capa de alta densidad ( $2.98$ -  $2.99 \text{ g/cm}^3$ ) cuya profundidad varía entre los 280 a los a los 480 m, y esta podría interpretarse como



---

coladas de lavas de composición basáltica de edad Holoceno del Volcán Masaya, localizado alrededor de 12 km al sur de la zona de estudio. Estas coladas de lavas presentan susceptibilidad magnética de 0.002 (unidades cgs).

Las rocas volcánicas piroclásticas de la Formación Managua presentan densidades cuyos valores entre los 2.82-2.83 g/cm<sup>3</sup> y espesores que varían entre los 200 a 300 metros. La densidad de la Formación La Sierra varía de 2.87 – 2.88 g/cm<sup>3</sup> y subyace debajo de la formación Managua a una profundidad entre los 500 y 800 metros y se extiende a una profundidad de 1.2 km aproximadamente.

La anomalía gravimétrica y magnética presenta fuertes gradientes asociados con la presencia de la zona de Falla Cofradía. Se puede observar dos fallas que buzcan en sentidos opuestos, la primera falla se localiza a los 925 m del perfil es sub-vertical con sentido de movimiento normal, o ésta se puede asociar con una falla antitética ya que buza en sentido opuesto de la falla principal de Cofradía. La segunda falla se ubica a los 1,475 metros del perfil y esta puede estar relacionada a un escalón de la zona de falla Cofradía ya que tiene el mismo sentido de buzamiento de la falla principal. Estas fallas se extienden a una profundidad de 1.25 km y revelan la existencia de una fosa de tipo graben, cuyo ancho es de 550 metros y cuyos orígenes se asocia con la tectónica de la zona.

Eventualmente la anomalía gravimétrica del perfil 3 tendría su origen o acusar efectos de una estructura 3-D asociada a estructuras en el subsuelo relacionadas con la Caldera de Masaya.

#### **Modelado directo del perfil 4-4**

El perfil 4-4 (Figura 7.5), tiene una longitud de 5,850 m y se proyectó con una dirección NW45° SE, perpendicular a las estructuras del interior del graben y a la Falla Aeropuerto. La anomalía gravimétrica de este perfil, presenta una clara tendencia ascendente de NW a SE. Los valores de gravedad varían en un rango de 32 a 42 mGal, observándose los valores mínimos en el extremo NW y los máximos valores en el límite SE del perfil gravimétrico. El rango de la anomalía magnética filtrada varía de -326 a 75 nT y el valor promedio es de -123 nT y la mayoría de valores magnéticos son negativos.

---

Se interpreta que los sedimentos aluviales tienen un espesor máximo de 500 metros con una densidad que varía de 2.05 a 2.27 g/cm<sup>3</sup>; la susceptibilidad magnética varía de 0.001 a 0.0085 cgs y se puede suponer que ésta variabilidad de la susceptibilidad en toda la capa es debida a que se encuentra fracturada. Los sedimentos volcanoclásticos que subyacen a los aluviales, presentan un grosor máximo de 320 m y su densidad es de 2.57 g/cm<sup>3</sup> y susceptibilidad es de 0.0025 cgs. Por debajo de esta secuencia de sedimentos se localiza una capa con alta densidad de 2.96 g/cm<sup>3</sup> y susceptibilidad de 0.002- 0.04 cgs, por su valor de densidad podría relacionarse con rocas volcánicas de composición basáltica, cuyo espesor varía de los 100 a 200 metros aproximadamente. Los depósitos de tefra de La Formación Managua en el perfil 4-4, presentan una densidad de 2.8 a 2.81 g/cm<sup>3</sup>, cuyo espesor varía de los 250 a los 300 m. Subyaciendo a la Formación Managua se localiza el basamento de Managua (Formación La Sierra), cuya profundidad se localiza entre los 750 a los 1,000 m, con una densidad de entre 2.85 y 2.87 g/cm<sup>3</sup>.

La anomalía gravimétrica del perfil 4-4 es ascendente de NW a SE, y presenta inflexiones relacionadas con la presencia de fallas geológicas. La zona de Falla Aeropuerto se caracteriza con un pequeño gradiente vertical, localizado a 1,100m sobre el perfil, sin embargo para ser críticos la Falla Aeropuerto no tiene una expresión gravimétrica marcada, lo cual se puede relacionar que esta falla pudiera presentar nada más movimiento lateral derecho con una pequeña y ligera componente normal, pero para saber esto se tendría que realizar más mediciones geofísicas a lo largo de esta falla. Del modelado se infiere que la zona de Falla Aeropuerto está compuesta por fallas verticales normales, buzando hacia el SE.

En el perfil 4-4, se observa una estructura de semi-graben con ancho de 580 metros y cuyo límite SE está formado por una falla normal con un plano sub-horizontal (falla lítrica), buzando hacia el NW. Las fallas que limitan esta pequeña estructura, se extiende a una profundidad de 1.35 km y hacia el interior de este graben se interpreta un anticlinal de tipo Rollover. En este perfil se determina que hay un alto estructural hacia el interior del Graben del Aeropuerto ya que la anomalía gravimétrica tiene un tendencia ascendente hacia SE del perfil y que en comparación con el perfil geofísico 3 este alto estructural disminuye. Esta a anomalía gravimétrica del perfil 4 tendría también su origen o acusar efectos de una estructura 3-D asociada a estructuras en el subsuelo relacionadas con la Caldera de Masaya.

---

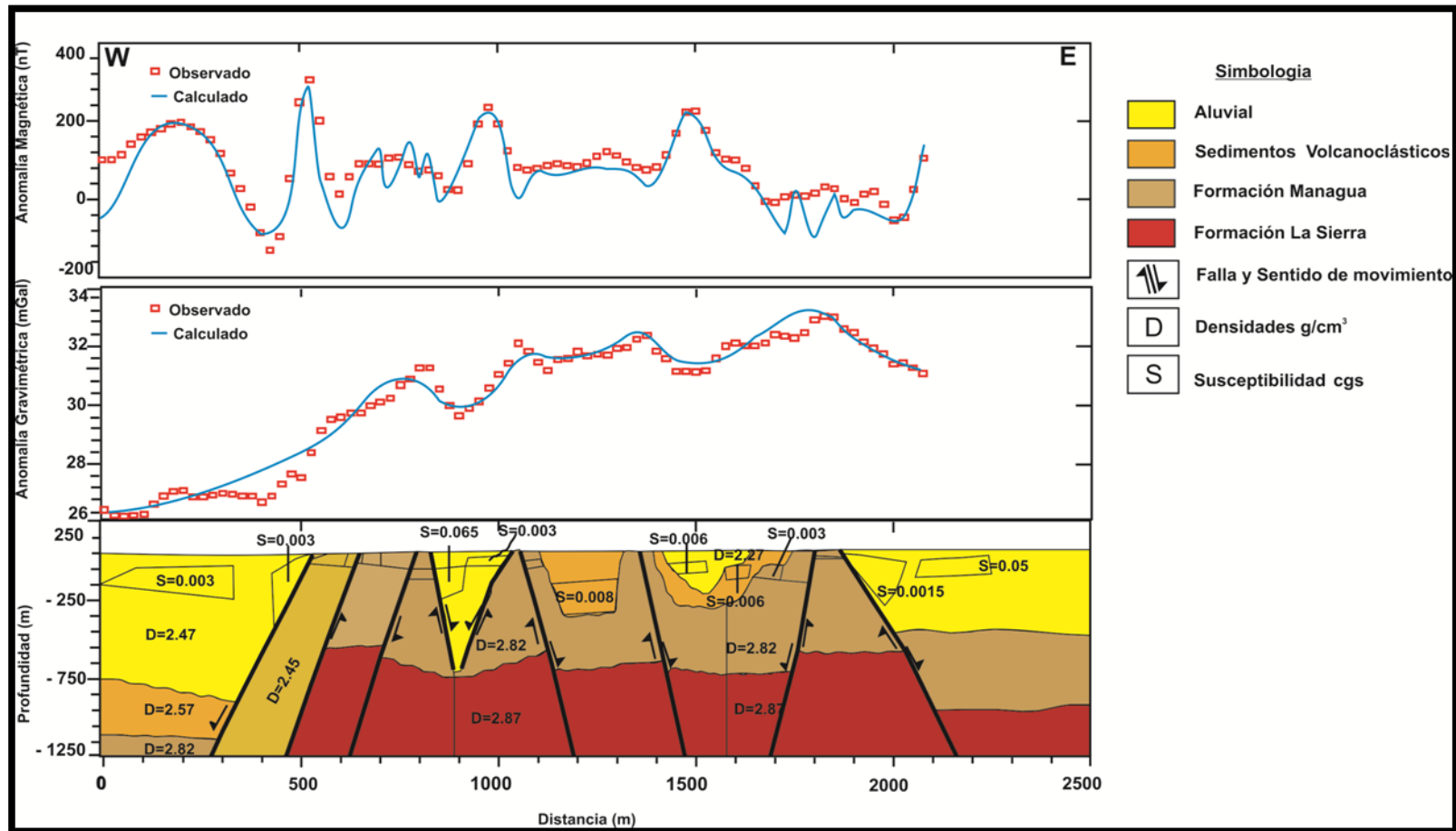


Figura 7.2. Modelado directo del perfil 1-1 de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.

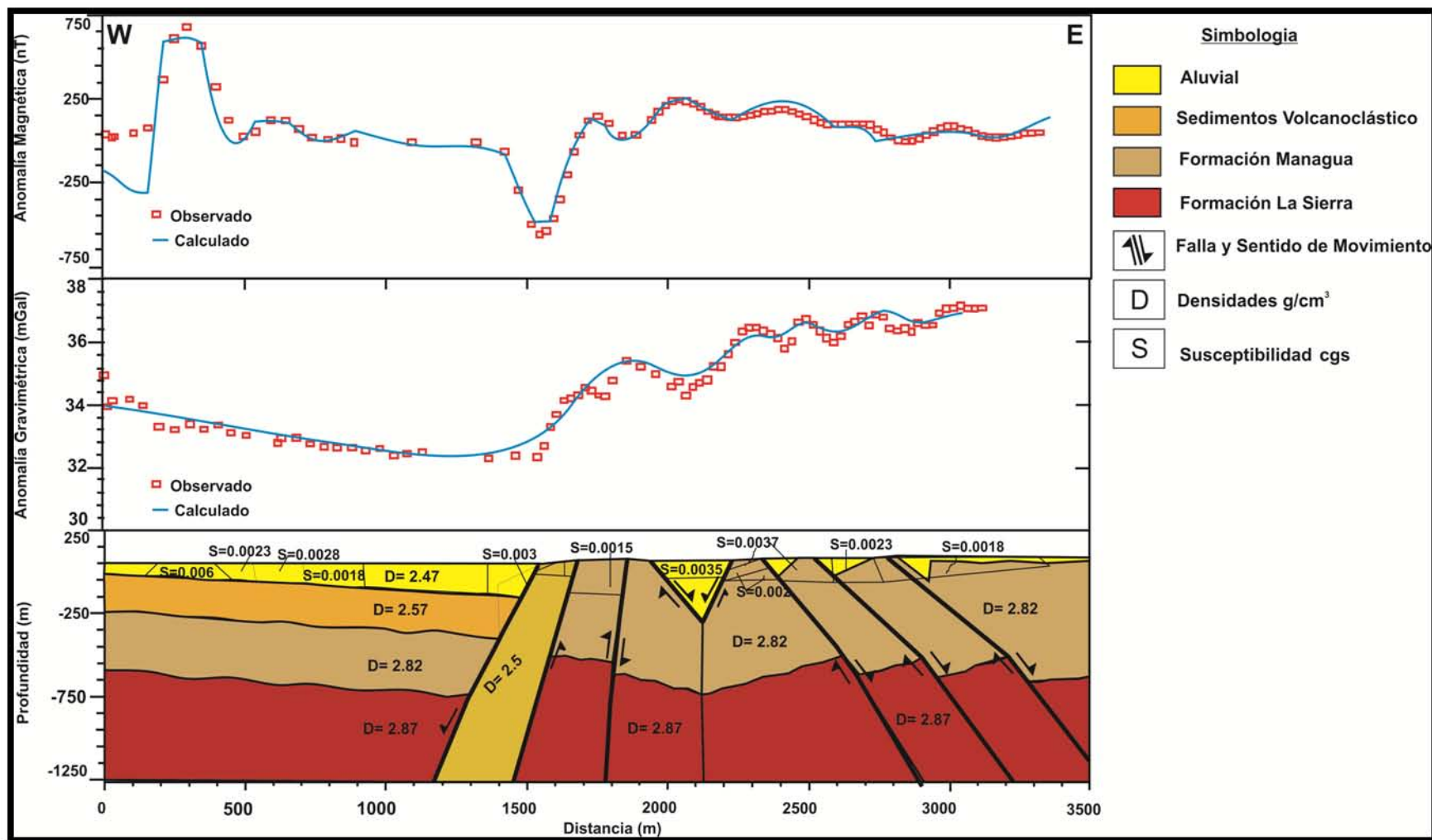


Figura 7.3. Modelado directo del perfil 2-2 de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.

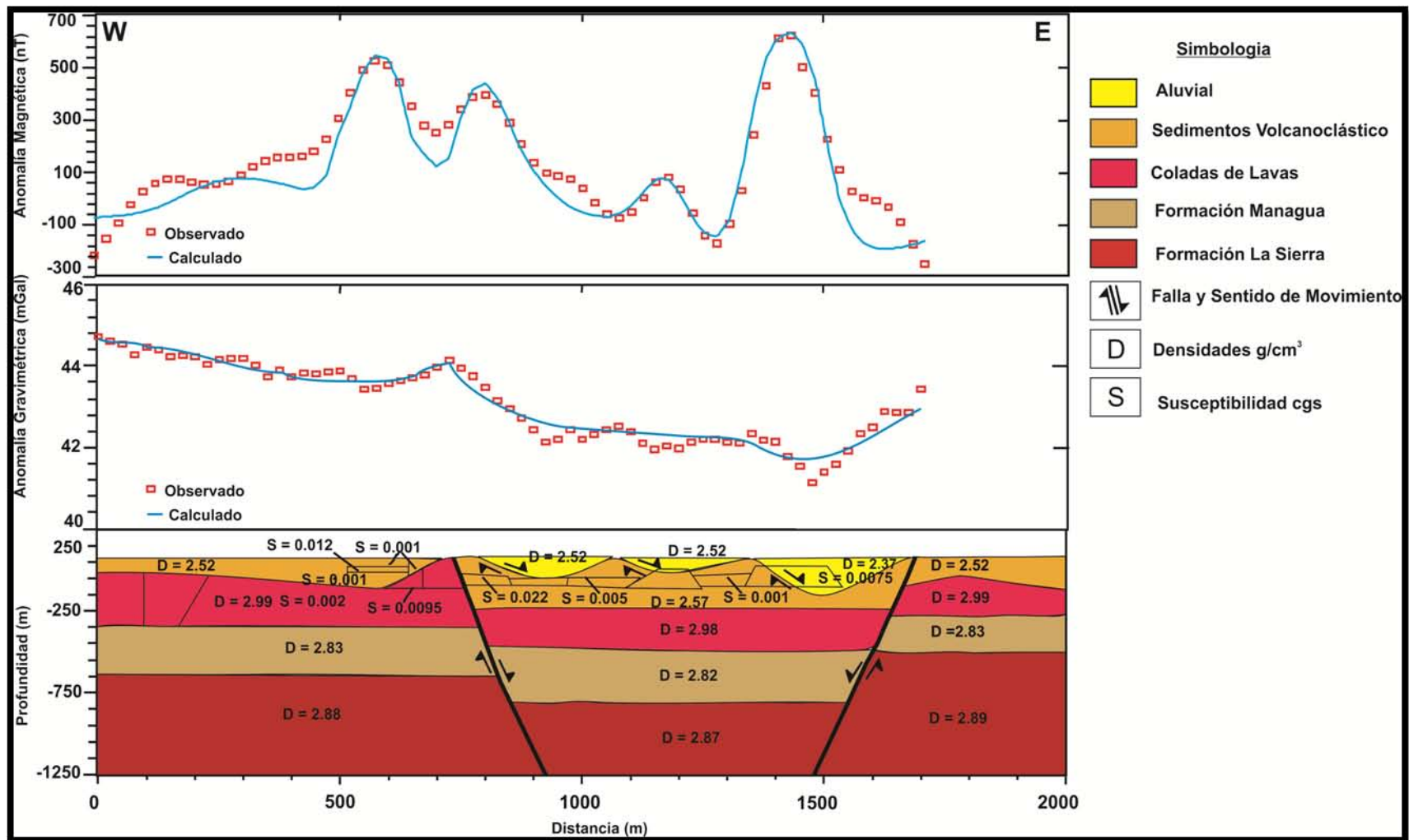


Figura 7.4. Modelado directo del perfil 3-3 de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.

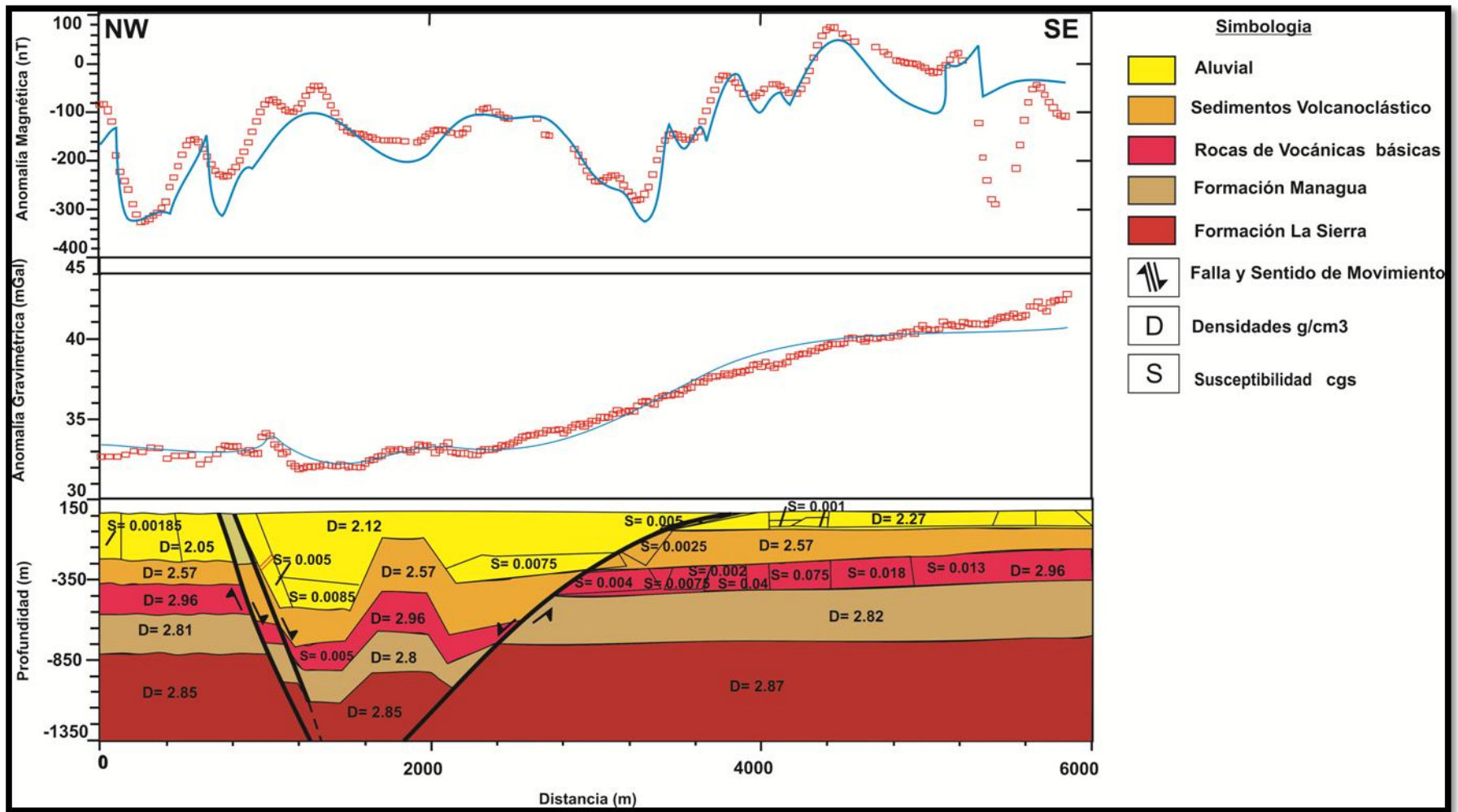


Figura 7.5. Modelado directo del perfil 4-4 de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.



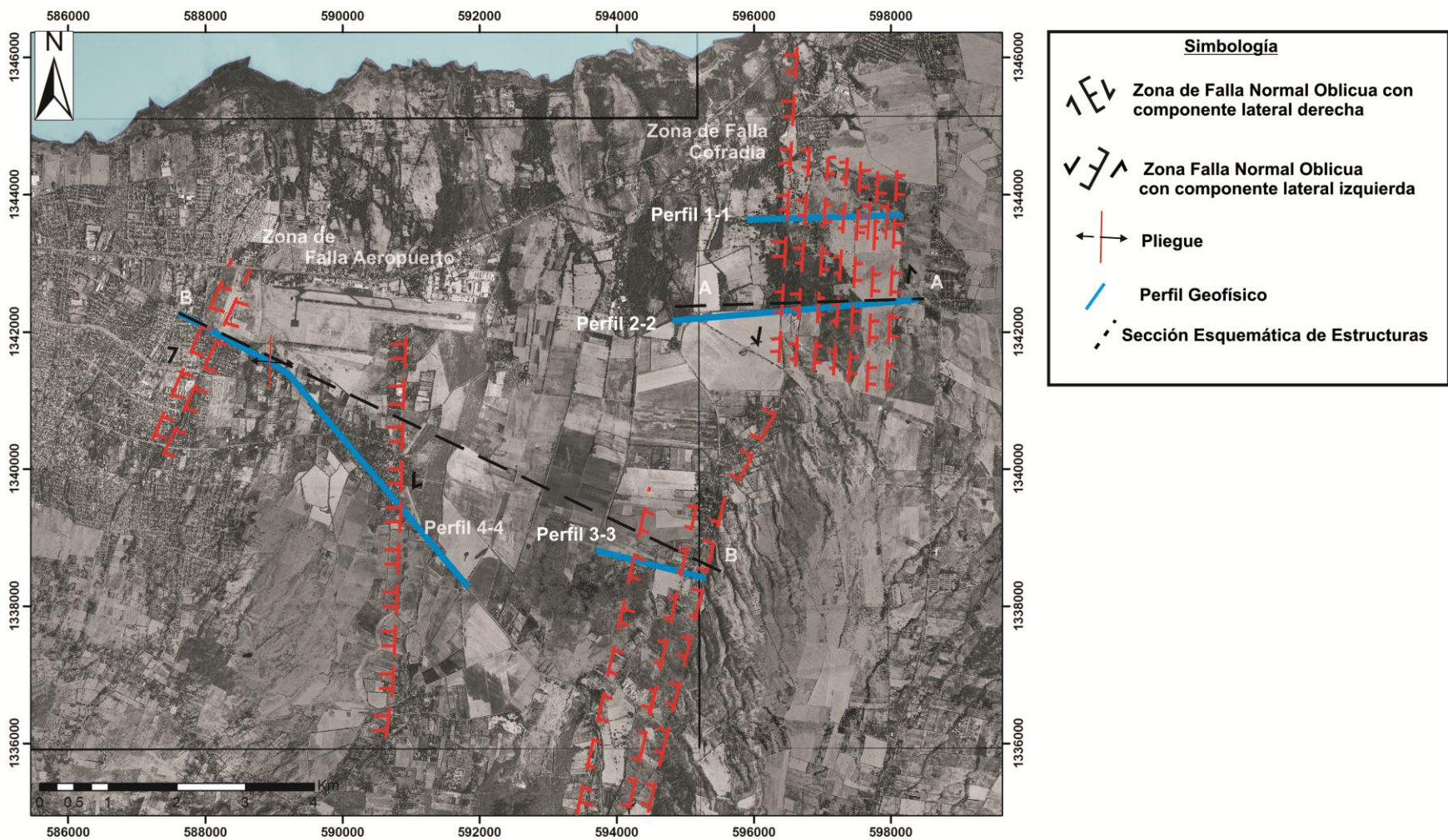


Figura 7.6. Fallas Mayores interpretadas en el presente trabajo, en base al modelado directo de anomalías gravimétricas y magnéticas.

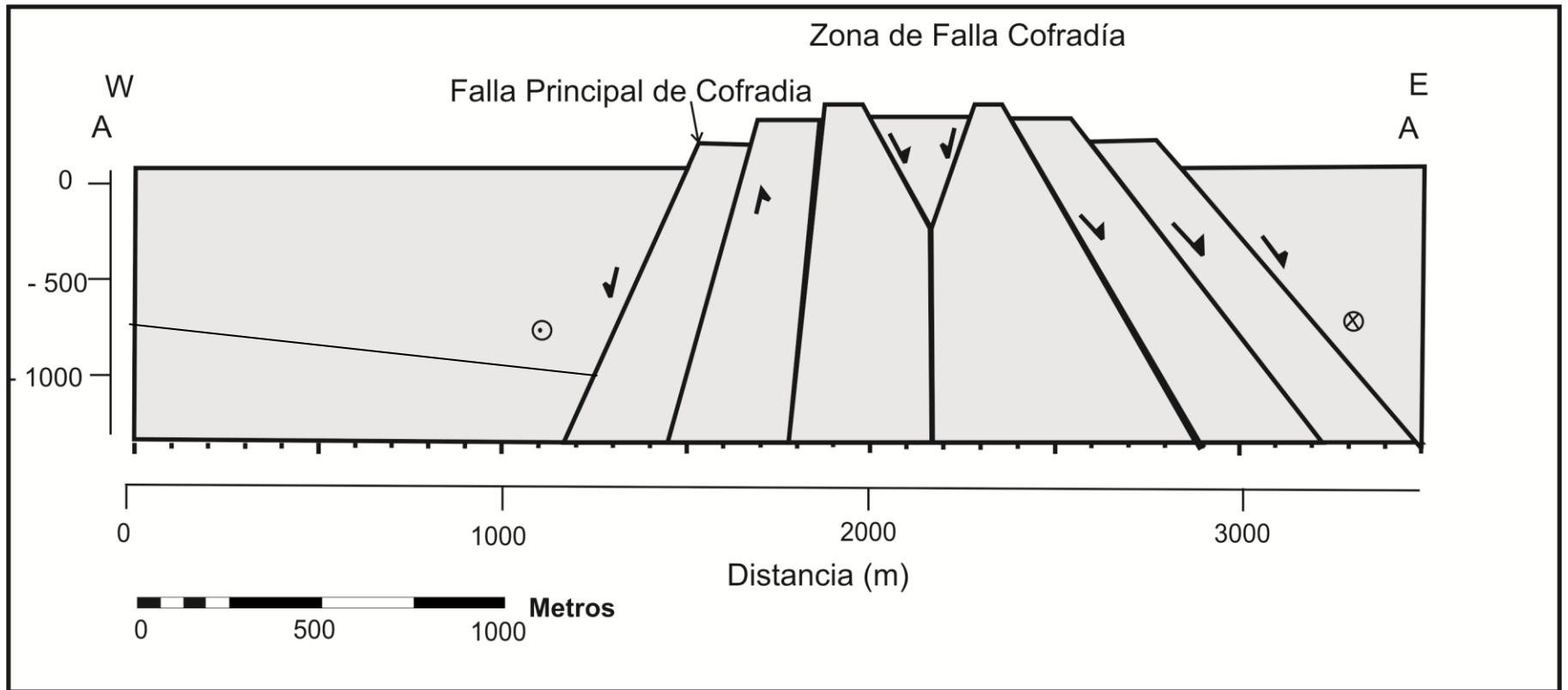


Figura 7.7. Sección esquemática de estructuras interpretadas en base al modelado directo de anomalías gravimétricas y magnéticas (Parte NE de la denominada estructura del Graben del Aeropuerto).



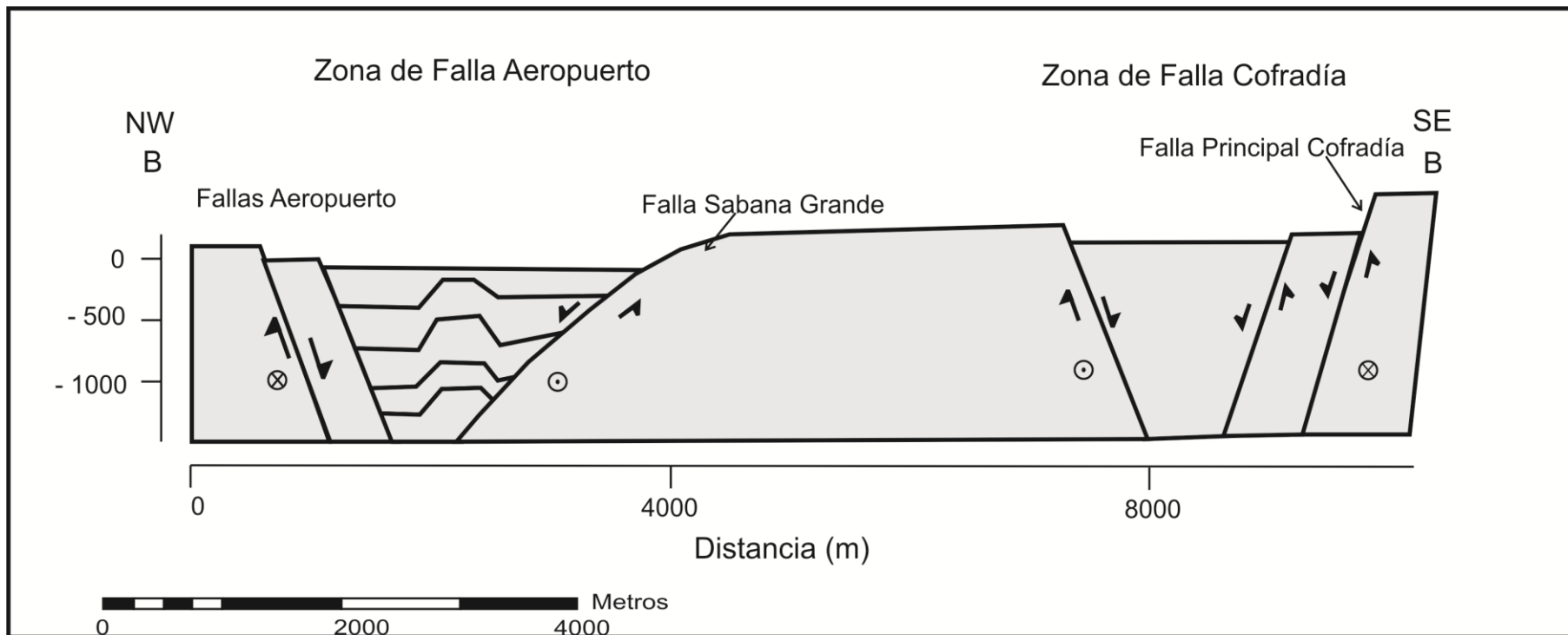


Figura 7.8. Sección esquemática de estructuras interpretadas en base al modelado directo de anomalías gravimétricas y magnéticas (Parte Sur de la denominada estructura del Graben del Aeropuerto).

---

## Conclusiones

Se realizó un estudio gravimétrico y magnético en la denominada estructura del Graben del Aeropuerto, para aportar información geológica e inferir la estructura del subsuelo. También se utilizó la técnica de GPS Diferencial para la localización precisa de perfiles y estaciones geofísicas.

El denominado Graben del Aeropuerto es una estructura compleja, bajo un régimen tectónico regional de tipo transtensional, que caracteriza la Depresión de Nicaragua y al Graben o Cuenca de Pull-apart de Managua.

Un aporte significativo de esta tesis fue la elaboración de 4 modelos geológicos consistentes con la geología del sub-suelo apoyados en gravimetría y magnetometría e información geológica. En base a estos modelos se determinó que la llamada depresión del Graben de Aeropuerto está constituida por fosas y pilares tectónicos asociado con fallas normales oblicuas (fallas oblicuas en la zona de estudio de acuerdo a los estudios hasta ahora publicados). Este estudio permitió caracterizar a la Falla Aeropuerto y Cofradía como zonas de fallas.

En base al modelado directo de anomalías gravimétricas y magnéticas se interpreta que la parte Sur de la denominada estructura del Graben del Aeropuerto está constituido por dos fosas tectónicas separadas por un alto estructural en el sub-suelo, relacionado con una anomalía gravimétrica que incrementa gradualmente de NW a SE (Perfil 4-4) y disminuye su gradiente hacia el SE (Perfil 3-3). La fosa tectónica del oriente constituye un graben, en tanto la depresión del occidente se interpreta como un semigraben.

La parte NE del Graben del Aeropuerto, en el extremo NW de la Zona de Falla Cofradía se interpreta un semigraben rellenos por sedimentos aluviales y volcanoclásticos del Cuaternario como se muestra en los Perfiles 1-1 y 2-2. Otro aspecto interpretado, es que el extremo NE del Graben de Aeropuerto podría ser una estructura de tipo Strike-Slip Duplexes, ya que la Zona de Falla Cofradía es un sistema complejo de fallas normales oblicuas con desplazamiento lateral izquierdo y planos de fallas sub-verticales. Sin embargo esto es sólo una interpretación que se da y se tiene que comprobar con estudios geológicos y estructurales.

---

La zona de Falla Cofradía, se encuentra en límite de un bajo gravimétrico y magnético y el gradiente de las anomalías gravimétricas y magnéticas es más fuerte hacia el escarpe de falla Cofradía. Ésta zona de falla está formada por pequeñas depresiones separadas por pilares tectónicos o escarpes de fallas, la falla principal buza hacia el Oeste. Se interpreta que esta zona de deformación frágil tiene un ancho alrededor de 1.8 a 2 km y en base al modelado, las fallas que la conforman se extiende a una profundidad mínima de 1.2 km.

La zona de Falla Aeropuerto se localiza en el margen Oeste del área de estudio y se le ha interpretado como una zona de falla normal oblicua con desplazamiento lateral derecho. Ésta zona de falla está definida al oeste por el sistema de fallas Aeropuerto, conformadas por planos de fallas sub-verticales buzando hacia el este; más al oriente se localiza la Falla Sabana Grande interpretada como una falla lístrica buzando hacia el oeste. Se estima que el ancho de ésta zona de deformación es aproximadamente de 4 km.

Se interpreta que la estructura denominada como Graben del Aeropuerto es más profunda hacia el Norte y se encuentra relleno por sedimentos aluviales y volcanoclásticos del Cuaternario con un espesor máximo de 1,000 metros.

Para estimar las profundidades promedio de la cima del basamento gravimétrico, se utilizó la técnica de Spector y Grant (1970), obteniendo valores entre los 465 y 1,021 m. Se calculó por este mismo método la profundidad promedio del basamento magnético dando resultado profundidades entre los 228 y 488 m. Los resultados de la estimación de la profundidad al basamento gravimétrico y magnético con este método fueron semejantes a los obtenidos con la modelación directa de anomalías gravimétricas y magnéticas.

Los valores de densidad usados en el modelo directo son: para la Formación La Sierra de 2.87 a 2.89 g/cm<sup>3</sup> y para La Formación Managua de 2.8 a 2.83 g/cm<sup>3</sup>. La Formación Managua sobreyace al basamento (considerado como la Formación La Sierra) y presenta un espesor entre los 200 a 650 metros. Rocas volcánicas de composición basáltica se modelaron con una densidad de 2.96 g/cm<sup>3</sup> y susceptibilidad magnética de 0.002 (unidades cgs).

---

---

## Recomendaciones

- Continuar con el estudio estructural detallado en la denominada estructura del Graben del Aeropuerto.
- Realizar la corrección topográfica a los datos gravimétricos, ya que en el presente estudio se trabajó con la Anomalía Simple de Bouguer.
- Se recomienda continuar con levantamientos gravimétricos y magnéticos hacia el Norte y en la parte central de la denominada estructura del Graben del Aeropuerto, para obtener mapas de isolíneas del campo potencial y determinar las direcciones preferenciales de las anomalías gravimétricas y magnéticas relacionado con estructuras geológicas.
- Aplicar técnicas de inversión a los datos del campo potencial como la deconvolución de Euler, para estimar la variación de las profundidades del basamento en toda el área de la estructura denominado como Graben del Aeropuerto.
- Se propone también aplicar otros métodos geofísicos tales como tomografía eléctrica, estudios sísmicos de reflexión y relacionarlos con estudios del campo potencial para mejorar los modelos propuestos y así definir la geometría de los estratos y de las estructuras geológicas, presente en el área de estudio.
- Con las limitaciones que son propias en este estudio deber ser tomado en cuenta en la realización de un plan de ordenamiento territorial a nivel de Distrito y Municipio, para evitar el crecimiento urbano e industrial desordenado en esta región, con el fin de evitar muertes y daños a la infraestructura ante cualquier eventualidad sísmica ocasionado por el movimiento de cualquiera de las fallas que conforman la denominada estructura del Graben del Aeropuerto.

---

## **Bibliografía**

Ashtech-Corporation (1998), "Locus System Operation Manual". California. 136 p.

Avellán, D. (2009), "Tefrostratigrafía de la parte occidental de Managua, Nicaragua: Evolución de las estructuras volcánicas de Ticomo, Nejapa y Asososca". Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM-México.

Barckhausen, U., Ranero, C., von Huene, R., Cande, S., and Roeser, H., (2001), "Revised tectonic boundaries in the Cocos plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, Núm. B9, pp. 19, pp. 207–19.

Baranov, V., (1967), "A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies". *Geophysics*, Vol.22, pp. 359-383.

Beck, M.E., Jr., (1991), "Coastwise transport reconsidered: Lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 68, pp. 1–8.

Belmonte, S. (2005), "Caracterización geofísica del sistema hidrogeológico del Valle de Zaachila, Oaxaca y su relación con la geología y tectónica regional". Tesis de doctorado, Instituto de Geofísica, UNAM-México.

Bice, D. C., (1980a), "Eruption rate in Central America estimated from volumes of pumice deposits". *American Geophysical Union Transactions*, Vol. 61, Num.6, 70 p.

---

Bice, D. C., (1980b), "Origin of the Masaya Caldera, Nicaragua". Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. 12, Num. 3, 98 p.

Bice, D. C., (1980c), "Tephra stratigraphy and physical aspects of recent volcanism near Managua, Nicaragua". {Ph.D. Thesis}: Berkeley, California, University of California, 422 p.

Bice, D. (1985), "Quaternary volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: Correlation and source assignment for multiple overlapping pliniana deposits". Geological Society of America Bulletin, Vol. 96, pp. 553-566.

Borgia, A., and van Wyk de Vries, B., (2003), "The volcanotectonic evolution of Concepción, Nicaragua". Bulletin of Volcanology, Vol. 65, pp. 248–266.

Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W.D. and Matumoto, T., (1984), "Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate". J. Geophys. Res., Vol. 89, Num.7, pp. 719-7735.

Burger, H.R., Sheehan A. F., (2006) "Introduction to applied geophysics: Exploring the shallow subsurface". w.w. Norton & Company, New York, London, 554 p.

Bhattacharyya, B.K., (1965), "Two-dimensional harmonic analysis as tool for magnetic interpretation". Geophysics, Vol.30, pp. 829- 857.

Blakely, R. (1996), "Potential theory in gravity & Magnetic Applications". Cambridge University Press, 441 p.

Brown Jr., R.D., Ward, P.L., Plafker, G., (1973), "Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, earthquakes of December 23, 1972". Geol. Surv. Prof. Pap. 838, 34 p.

---

---

Campos, E., O. (2010), "Gravity and Magnetic survey of the Oaxaca city region: Cenozoic horst-and-graben structure superimposed on the Oaxaca-Juarez terrane boundary, southern Mexico". *Journal of South American Earth Sciences* 29, pp. 572-585.

Carr, M., (1976), "Underthrusting and Quaternary faulting in Central America". *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 87, pp. 825-829.

Carr, M. and Stoiber, R., (1977), "Geological setting of some destructive earthquake in Central America". *Soc. Amer. Bull*, Vol. 88, pp. 151-156.

Case, J.E., Holcombe, T.L. and Martin, R.G., (1984), "Map of geological provinces in the Caribbean region, in *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional tectonics*". *Geol. Soc. Am. Mem.*, Vol. 162, pp. 1-30.

Cowan, C.P., Daniela Pantosti, Paolo de Martini. and Wilfried Strauch, (2002), "Late Holocene Earthquakes on the Aeropuerto Fault, Managua, Nicaragua". *Seismological Society of America*, Vol. 92, pp. 1694-1707.

Cowan, C.P., et al., (2000), "Map and Database of Quaternary Faults in the Vicinity of Managua, Nicaragua". *U.S A. Geologic Survey*. 15 p.

Cruden, A. R., (1989), "The structure of south-western Nicaragua a preliminary assessment". *Swedish Geological SGAB International AB*, project: INMINE/SAREC, IDnr: URAP 89001, - INETER-Archiv, 28 p.

---

Dames y Moore-Lamsa (1978), “Informe Final del Estudio Geológico de las Ciudades del Sistema metropolitano”. Ministerio de Planificación Urbana, Gobierno de la República de Nicaragua, 143 p.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., (1994), “Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions”. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, Num. 20, pp. 2191–2194.

DeMets, Ch. (2001), “A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central America volcanic arc”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 28, Num. 21, pp. 4043–4046.

Dengo, G., (1985), “Mid America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Columbia”. *The Ocean Basins and Margins*, Vol. 5, pp. 123-180.

Dixon, T.H., (1993), “GPS measurement of relative motion of the Cocos and Caribbean plates and strain accumulation across the Middle America Trench”. *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, pp. 2167–2170.

Dobrin, M.B., (1952), “Introduction to geophysical prospecting”. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 436 p.

Dobrin M.B., (1969), “Introducción a la prospección geofísica”. Traducción de 2º edición. Ediciones Omega, S.A., 483 p.

Dobrin, M.B., (1976), “Introduction to geophysical prospecting”. Third edition. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 630 p.

---



---

Dobrin, B.M. and Savit, H.C., (1988), "Introduction to geophysical prospecting". Fourth Edition, McGraw Hill Book Company, 475 p.

Dobrin, B.M., (1962), "Introducción a la geofísica". Tercera Edición, McGraw Hill Book Company, 435 p.

Elming and Rasmussen, (1997), "Results of magnetotelluric and gravimetric measurements in western Nicaragua, Central America". *Geophys J. Int.* Vol 128, pp. 647-658.

Elming, S.-A., (1998), "Estudio paleomagnético y determinaciones de edad K-Ar en rocas terciarias de Nicaragua, Centro América". Universidad Tecnológica de Lulea, Suecia, Num. 0, pp. 1-19.

Espinoza, F. J. (2007), "Neotectónica de la falla Nejapa, porción oeste del graben de Managua, Nicaragua". Tesis de maestría, Tesis de maestría, Instituto de Geología, UNAM-México.

Fitch, T.J., (1972), "Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and western Pacific". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 77, pp. 4432-4460.

Freund, R., (1974), "Kinematics of transform and transcurrent faults". *Tectonophysics*, Vol. 21, pp. 93-134.

Freundt, A., Kutterolf, S., Wehrmann, H, Schmincke, H., Strauch, W. (2006), "Eruption of the dacite to andesite zoned Mateare Tephra, and associated tsunamis in lake Managua, Nicaragua". *Journal Volcanology and Geothermal Research*, Vol., 149, pp. 103-123.

---

Frischbutter, A. (2002), “Structure of the Managua Graben, Nicaragua, from remote sensing images”, *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Num. 2, pp. 87-102.

Funk, J., Mann P., McIntosh K., Stephens J., (2009), “Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador , based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data”. *GSA Bulletin*, Vol.121, Num.11/12, pp.1491-1521.

García P., A., (2002), “Vulcanismo y Geología Estructural de la Región de Apan Estado de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México”. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.

Garayar J. L. (1980), “Estudio Geológico en el Terreno sur del Aeropuerto Augusto César Sandino, Managua”. *Archivo INETER*, 57 p.

Geosoft,(2005), “Provides a range of 1 D and 1D FFT filters and statical tools for working with large- volume geophysical data”. Vol. 6.1, User’s guide. Toronto, Canada.

Girard, G., Van Wyk Vries, B. (2005), “The Managua Graben and Las Sierra-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, pp. 37-57.

Grant, F.S. and G.F. West, (1965), “Interpretation theory in applied geophysics”. McGraw-Hill Book Company. Inc., New York, 583 p.

Grant, F.S., (1972), “Review of data processing and interpretation methods in gravity and magnetic 1964-1971”. *Geophysics*, Vol. 37, pp. 647-661.

---

Griffiths, D.H. and R.F. King, (1981), “Applied geophysics for geologists and engineers, The elements of geophysical prospecting”. Pergamon Press, New York, 230 p.

GEM Systems (2008), “Instruction Manual GSM-19”. V 7.0, 135 Spy Court Markham, on Canada. 148 p. <http://www.GEMSYS.CA>.

Hernandez, Z., K. Atakan, and J. Havskov (1994), “Seismicity and tectonics near Managua, Nicaragua”. Report 1–16, Reduction of Natural Disasters in Central America, Establishment of Local and Regional Data Centers, CEPREDENAC/Institute of Solid Earth Physics, Bergen, Norway.

Herrera-Barrientos, J y Hernández Lucendo, M.C, (2000), “Interpretaciones clásicas y nueva anomalía de Bouguer en prospección geofísica: Diversas implicaciones”. Revista Geofísica, IPGH, Núm. 52-53, pp. 69-68.

Hinze, W. J., (1990), “The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies”. Book SEG, Editor Ward, S., Tulsa, pp. 75-125.

Hodgson, V. G., (1978), “Geología de Nicaragua”. Servicio Geológico Nacional, Managua, Nicaragua. 105 p.

Hradecký, P. (1997), “Estudio para el Reconocimiento de la Amenaza Geológica en el Area de Managua, Nicaragua”. Praha-Managua, Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER) y Servicio Geológico Checo (SGC), 105 p.

INETER (1995), “Mapa Geológico Generalizado de Nicaragua”. Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales”. Escala 1:500,000. I Hoja.

---

INETER (2003), “GIS Georisk database”. Instituto Nicaraguense de Estudios Territoriales, Managua, Nicaragua.

Interprex Limited (2010), “Instruction Manual IX2D-GM”. V. 1.0. Golden, CO 80401, USA.

Isacks, B. and P. Molnar (1971), “Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes”. *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 9, pp.103-174.

Jarrard, R. D., (1986), “Relationships among subduction parameters”. *Rev. Geophysics.*, Vol. 24, pp. 217-284.

Kerdan, P., (1992), “Estructura de la corteza y manto superior en el Norte de México: A lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México”. Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM-México.

Kearey, P. and Brooks, M., (1984), “An introduction to geophysical exploration”. Blackwell Scientific Pub., 296 p.

Kearey, P., Brooks, M. and Hill, I. (2002), “An Introduction to Geophysical Exploration”. Third Edition, Blackwell Science, Oxford, 262 p.

Kutterolf, *et al.*, (2007), “Late Pleistocene to Holocene temporal sucession and magnitudes of highly – explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 163, pp. 55-82.

---

Kuang, J., (1971), “Estudio Geológico del Pacífico de Nicaragua”. División de Geología, Informe 10, Catastro e Inventario de Recursos Naturales. Managua, Nicaragua, 55 p.

LaCoste, L., (1934), “A new type long period vertical seismograph ”. Physics, Vol. 5, pp 178-180.

LaCoste, L., (1935), “A simplification in the conditions for the zero-length spring seismograph”. Bull-Seismological Soc. of Am., Vol 25, Num. 2.

LaCoste & Romberg (2004), “Instruction Manual for Model G Land Gravity Meter”. Austin, Texas 78758 U.S.A.

La Femina, P., *et al.*, (2002), “Bookshelf faulting in Nicaragua”, Geological Society of America, Vol., 30, Num. 8, pp. 751-54.

LaFerh, T. R. (1991), “Standardization in gravity reduction”. Geophysics, Vol., 56, Num.8, pp. 1170-1178.

LaFerh, T. R. (1991), “An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction”. Geophysics, Vol., 56, Num.8, pp. 1179-1184.

Lanza, R., y Meloni A., (2006), “The Earth’s Magnetism: An Introduction for Geologists”. Springer Berlin Heidelberg, New York, 278 p.

Leytón, B. (1994), “Geophysical studies and Image Analysis in Northeastern Nicaragua, Central America”. Licentiate Thesis, Luleå University of Technology, Sweden.

---

Leeds, D.J. (1974), “Catalog of Nicaraguan earthquakes”. *Bull.Seism.Soc. America*, Vol., 64, pp. 1135-1158.

Logachev, A.A. y Zajarov, V.P., (1978), “Exploración magnética”. 4<sup>o</sup> ed. Editorial Reverté. S.A, 346 p.

Lowrie W., (2007), “Fundamentals of Geophysics”. Second Edition, Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York, 381 p.

Lundgren, P., Protti, M., Donnellan, A., Hefl in, M., Hernandez , E., and Jefferson, D., (1999), “Seismic cycle and plate margin deformation in Costa Rica: GPS observations from 1994 to 1997”. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, no. B12, p. 28, 915–28.

Manton, W.I., (1987), “Tectonic interpretation of the morphology of Honduras”. *Tectonics*, v. 6, p.

Mann, P., Schubert, C., and Burke, K., (1990), “Review of Caribbean neotectonics, *in* Dengo, G., and Case, J.E., eds., *The Caribbean region*. Boulder”. Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, Vol. H, pp. 307–338.

Mark E. Ander *et al.*, (1991), “Regional gravity investigation of Honduras, Central America”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.45, pp. 11-27.

---

Mena, M., De la Fuente, M., Morán, D., Espíndola, J.M., Núñez-Cornú, F. y Medina, F., (1995), “Anomalías gravimétricas y espesor de la corteza en la región Oaxaca, México”. *Geofísica Internacional*, Vol. 34, Núm. 1. pp. 79-91.

Milson, J., (2003), “Field Geophysics: The Geological Field Guide Series”. Third Edition. Copyright@ John Wiley & Sons Ltd, 232 p.

Millot, G., (1975). “Éléments de Tectonique Analytique”.

Molnar, P. and Sykes, L. R., (1969), “Tectonics of Caribbean and Middle American regions from focal mechanisms and seismicity”. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 80, pp. 1639-1684.

McBirney, A. R. and Williams, H., (1965), “Volcanic history of Nicaragua”. University of California Publications in the Geological Sciences, Vol.55, pp. 1-69.

McCaffrey, R., (1992), “Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation”. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, Num. B6, pp. 8905–8915.

National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA (2001), “Establishment of Absolute Gravity Stations as part of Hurricane Mitch Restoration Program”. United States Department of Commerce. National Geophysical Data Center.

National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA (2011), “Compute Earth's Magnetic Field Values”. United States Department of Commerce. National Geophysical Data Center. <http://ngdc.noaa.gov/geomagmodels/IGRFWMM.jsp>.

---

Naudy, H. and R. Newman, (1965), “Sur la definition de l’ anomalie de Bouguer et ses consequences pratiques”. *Geophysical Prospecting*, Vol.13, pp. 1-11.

Nettleton, L.L. (1976), “Gravity and magnetic in oil prospecting”. Mc Graw-Hill Book Co., Inc., New York, pp 464.

Norabuena, E., Dixon, T., Schwartz, S., DeShon, H., Newman, A., Protti, M., Gonzalez, V., Dorman, L., Flueh, E., Lundgren, P., Pollitz, F., and Sampson, D., (2004), “Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica”. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, Num. B1140.

Orellana-Silva, E., (1978), “Reducciones y correcciones en prospección gravimétrica”. *Tecniterre*. 24, junio-julio s-174, pp. 57-59.

Parasnis, D.S. (1996), “Principles of Applied Geophysics”. Fifth Edition, Chapman & Hall, London, 456 p.

Parsons Corporation. (1972), “The geology of western Nicaragua”. Tax Improvement and Natural Resources Inventory Project, Final Technical Report, Volume IV.

Pérez, W., Freund, A., Kutterolf, S. and Schmincke, H.U. (2009), “The Masaya Triple Layer: A 2100 year old basaltic multi-episodic Plinian eruption from the Masaya Caldera Complex (Nicaragua)”. *Vulcanology and Geothermal Research* 179, pp. 191-205.

Pérez, W. and Freundt., A. (2006), “The youngest highly explosive basaltic eruptions from Masaya caldera (Nicaragua): stratigraphy and hazard assessment. In: Rose WI, Bluth GJS, Carr MJ, EweJW, Patino LC, Vallance JW (eds.) *Volcanic Hazards in Central America*”. *Geological Society of America Bulletin* 412, pp. 189-207.

---



---

Peraldo, G. and Montero, W., (1999), “Sismología histórica de América Central ”. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, Publ. Num. 513, pp. 347.

Protti, M., Guendel, F., and McNally, K., (1994), “The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: Results from a high-resolution local seismographic network”. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 84, pp. 271–287.

Protti, M., Guendel, F., and McNally, K., (1995), “Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica”, *in* Mann, P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*”. Geological Society of America Special Paper 295, pp. 309–326.

Quintero, W., (1998), “ Interpretación de la estructura cortical de los Andes Colombianos a partir de las Redes Magnética y Gravimétrica”. Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM-México.

Ranero, C., von Huene, R., Flueh, E., Duarte, M., Baca, D., and McIntosh, K., (2000) “ A cross section of the convergent Pacific margin of Nicaragua ”. *Tectonics*, Vol. 19, pp. 335–357.

Rasmussen, P. and L.B. Pedersen, (1979), “End correction in potential field modeling”. *Geophys. Prospecting*, Vol. 27, pp. 749-760.

Rubi, C. (2010), “Paleosismología: Caso de Estudio de Fallas Cofradía”. *Memoria Ciclo de Conferencias 20 Aniversario-IGG/CIGEO-UNAN Managua*, pp.33-35.

Rubí, C. (2011), “Paleosismología en la Falla de Cofradía, Managua, Nicaragua”. Universidad de Barcelona y Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, Managua. Programa Multidisciplinario de Investigación Ambiental de la UNAN, Managua, Agencia Sueca para el desarrollo Internacional (ASDI/SAREC).

---

---

Sebesta, J., (1997), “Dynamic development of the relief in the Managua area, Nicaragua ”. *Acta Univ. Carol., Geogr.* 2, pp. 93–109.

Seigel. H. O., (1995), “A guide to high precision land gravimeter surveys”. Scintrex Limited 222 Snidercroft Road Concord, Ontario L4K 1B5, 132 p.

Sheriff, R.E., (1989), “Geophysical methods”. Prentice Hall, U.S., 605 p.

Sultan, D. I. (1931), “The Managua earthquake ”. *Eng.* 23, pp. 354–361.

Sussman, D. (1985). “Apoyo Caldera, Nicaragua: a major Quaternary silicic eruptive center”. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, pp. 249–282.

Syberg, F.R.J, (1972), “Potencial field continuation between general surfaces”. *Geophysical prospecting*, Vol.20, pp. 267-282.

Syracuse, E., and Abers, G., (2006), “Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications”. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 7, 18 p.

Taylor, B., ed. (1995), “ Backarc Basins”. New York, Plenum Press, 524 p.

Talwani, M., L. Worzel and M. Landisman (1959), “Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone”. *J. Geophys. Res.*, Vol. 64, pp. 49-59.

---

Talwani, M., and Heirtzler, R. J., (1964), “Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape”. Computer in the mineral industries, part 1: Stanford University publications, Geol. Sciences, Vol. 9, pp. 464-480.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R. E. y keys, D.A. (1976 y 1990), “Applied Geophysics”. Cambridge University Press, U.S.A., 860 p.

Udias, A. y Mezcuca, (1986), “Fundamentos de Geofísica”. Madrid. España, 419 p.

Urrutia-Fucuguachi, J. and Campos-Enríquez J.O (1993), “Geomagnetic Secular Variation in Central Mexico since 1923 AD and comparison with 1945-1990 IGRF Models”. J. Geomag. Geoelectric., Vol. 45, pp. 243-249.

Van Wyk de Vries, B., (1993), “Tectonics and Magma Evolution of Nicaraguan Volcanic Systems”. Diss. The Open University London, Dep. of Earth Sci., 328 p.

Ward, P. L., J. Gibbs, D. Harlow, and A. Aburto (1974), “Aftershocks of the Managua, Nicaragua, earthquake and the tectonic significance of the Tiscapa fault”. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 64, pp. 1017–1029.

Walther C.H.E, et al., (2002), “Crustal structure across the Pacific margin of Nicaragua: evidence for ophiolitic basement and a shallow mantle sliver”. Geophysics. J. Int, Vol., 141, pp. 759-777.

---

Wehrmann, H., Bonadonna, C., Freundt, A., Houghton, B. F., and Kutterolf, S. (2006). “Fontana Tephra: a basaltic plinian eruption in Nicaragua. In: Rose WI, Bluth GJS, Carr MJ, Ewert JW, Patino LC, Vallance JW (eds.): Volcanic Hazards in Central America”. Geological Society of America Bulletin, Vol. 412, pp. 209-223.

Weinberg, R. F., (1992), “Neotectonic development of Western Nicaragua”. Tectonics Vol. 11, pp. 1010-1017.

Weyl, R., (1980), “Geology of Central America”. Berlin, Gebruder Borntraeger, 371 p.

Williams, S.N., (1983), “Geology and eruptive mechanisms of Masaya caldera complex, Nicaragua”. PhD Thesis, Dartmouth College, Hanover, NH, USA.

White, R., and Harlow, D., (1993), “Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900 ”. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, pp. 1115–1142.

Woodward Clyde Consultants (1975), “Investigation of Active faulting in Managua, Nicaragua & vicinity”. Vice Ministerio de Planificación urbana gobierno de la República de Nicaragua, Volumen I and II.

Woodward-Clyde Consultants, Inc., (1975), “Summary report of investigation of active faulting in Managua, Nicaragua and vicinity Managua, Nicaragua”. Vice Ministries de Pacification Urbana.

Zoppis de Bracci, Luigi y Del Guidice, D. (1958) “Geología de la Costa del Pacífico de Nicaragua”. Bol. Del Serv. Geol. Nac. De Nicaragua., Num. 2, 67 p.