



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA Y
MAGNETOMÉTRICA REGIONAL EN
OAXACA

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:
CÉSAR TADEO CABALLERO FRANCO

ASESOR: ING. GERARDO CIFUENTES NAVA



MÉXICO, D.F

2007.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS

A MI PADRE

*Estoy ante la tumba de mi padre,
el mejor amigo de mi vida,
aquel que me dio amistad en su existencia,
y me dejó la herencia más querida.*

*El oro del consejo sabio y sano,
la riqueza de amor al mundo entero,
estrechar y abrazar a cualquiera sin engaño,
y el tesoro de ser siempre sincero.*

*Mas que difícil es llevarlo a cabo amigo mío,
porque encuentras traición, farsa y mentira lacerante,
y hombre se necesita ser para este desafío...*

*En su testamento una cláusula decía:
“Si agotaste el amor que en ti había,
y te llegas a sentir solo, sólo contigo,
visita la tumba, no de un padre,
que concibió con otro ser querido, un hijo,
toma un poco de tierra del sepulcro,
y hallarás la mano de tu mejor amigo”.*

Alfredo Caballero †

¡GRACIAS PADRE!

No intentaré nombrar a todos aquellos colaboradores, que directa o indirectamente, hicieron posible este trabajo, sin embargo, quiero expresar mi gratitud formal por su paciencia, cooperación, hospitalidad y amistad, aunque sus nombres no figuren en estas páginas, podré quizá corresponder, pero nunca pagar. No obstante, quisiera agradecer la ayuda de algunas personas cuya colaboración fue fundamental:

A Maru, por compartir su vida conmigo, por ser mi compañera, mi amiga, mi confidente, mi inspiración, mi esposa. Por ser la fuente lumínica y mística, que día a día ilumina mi andar; por sus enseñanzas, su confianza, su disposición, su apoyo, en fin, por tantas y tantas cosas, que sólo ella y yo conocemos. Amor mío, ¿cómo has hecho?

A mi madre, por el cariño y la fe en mí depositados, porque sin lugar a dudas, ha sido un pilar muy importante en mi vida. Fue quien me dio los valores que dictan mi conciencia, el brazo que me sostuvo en tiempos difíciles, la persona que sacrificó cinco meses en un hospital para darme vida. Jefita, este logro no hubiese sido posible sin ti.

A Gerardo Cifuentes, a Esteban Hernández, a Oscar Díaz y a Enrique Cabral, por concederme el honor de pertenecer a su cofradía, por alentarme a emprender esta tarea, por sus opiniones que me fueron tan útiles desde el principio hasta el final, por brindarme las facilidades para realizar este trabajo, por su gran calidad humana, su paciencia, dedicación, disponibilidad y amabilidad. Porque siempre me apoyaron a cada momento, y sobretodo por otorgarme su invaluable amistad, gracias.

A los doctores Osvaldo Sánchez y René Chávez, por sus observaciones y comentarios, que enriquecieron en gran medida esta tesis; Alejandra Arciniega por su amistad y el apoyo económico a través de DGAPA. Gracias.

A Alejandro (Mou), por compartir conmigo momentos cruciales en mi vida, tanto escolares como personales. Aunque te lo he dicho con anterioridad, sigo en deuda contigo.

A mi hermano, a mis tíos, a mis primos, a mi abuelo, a mi padrino, a Héctor, a la familia Heredia Altamirano; mi más sincero reconocimiento por brindarme lo mejor de sí, por dejarme aprender de ellos y darme su afecto.

A los bros, a los compadres, a las señoras, a Martín, a Ventura, a Héctor Martínez, a Nayuri, a Paula, a Jazmin, a Juanito, a Paty Vidal, a Paty González, a Ángeles, a Martha y a Jaime, por regalarme durante mi estancia en la Facultad de Ingeniería, el Doyang de Tae Kwon Do e IINDEHI, su elocuencia, su creatividad, su hermandad, su amistad. Porque gracias a ellos, mi etapa universitaria fue muy divertida e inolvidable.

A Xochil, a Esmeralda, a Ana, a Juan y a Pahola, por proporcionarme muy gentilmente el programa con el que se filtraron más de ocho millones datos.

A mi Profesor Macario de Félix, por hacerme comprender, entre otras cosas, la esencia de las frases: “Valor y sacrificio para lograr un fin”, “Coraje en el combate”, “Ser justo en la victoria”, “Recibir con honor la derrota” y “Nunca retractarse en la batalla”.

De manera muy especial, hago mención de mi padre (qepd), porque es la fuerza invisible y la motivación oculta, que me mantiene a flote cuando más lo requiero.

Finalmente, externo mi más profundo agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México, quien por medio de la Facultad de Ingeniería, me concedió las herramientas necesarias para desarrollar mis capacidades, superar mis deficiencias y ser competitivo en el mundo actual.

Me despido, con un pensamiento muy interesante de José Martí: *“Aquellos que no tengan el valor para sacrificarse, al menos deben tener el poder de callar ante quienes se sacrifican”*.

ÍNDICE

Resumen	1
1 Introducción	2
2 Descripción de la zona de estudio	3
2.1 <i>Información Geográfica</i>	3
2.2 <i>Geología</i>	7
2.2.1 <i>Marco Tectónico</i>	10
2.3 <i>Estudios previos en el área</i>	15
3 Fundamentos teóricos	18
3.1 <i>Método Gravimétrico</i>	18
3.2 <i>Método Magnetométrico</i>	29
3.3 <i>Sistema de Posicionamiento Global (GPS)</i>	42
4 Metodología	47
4.1 <i>Objetivo del Estudio</i>	47
4.2 <i>Instrumentación empleada</i>	48
4.3 <i>Adquisición de datos y rutas realizadas</i>	55
5 Procesamiento de los datos	60
5.1 <i>Método Gravimétrico</i>	60
5.1.1 <i>Corrección por Marea</i>	60
5.1.2 <i>Corrección por Deriva del Instrumento</i>	61
5.1.3 <i>Corrección por Aire Libre</i>	62
5.1.4 <i>Corrección por Latitud</i>	62
5.1.5 <i>Corrección de Bouguer</i>	63
5.1.6 <i>Corrección Topográfica</i>	66
5.1.7 <i>Obtención de la Anomalía Gravimétrica</i>	69
5.2 <i>Método Magnetométrico</i>	71
5.2.1 <i>Corrección por Variación Diurna</i>	71
5.2.2 <i>Corrección por Latitud</i>	73
5.2.3 <i>Obtención de la Anomalía Magnetométrica</i>	75
5.3 <i>Filtrado de los datos</i>	76
6 Interpretación	79
6.1 <i>Perfiles gravimétricos</i>	79
6.2 <i>Perfiles magnéticos</i>	83
7 Conclusiones	87
Referencias Bibliográficas	89
Anexos	93

RESUMEN

Se presenta un estudio integral de exploración gravimétrica y magnetométrica, en comunión con la técnica de GPS diferencial, en el estado de Oaxaca. Se realizaron varias campañas de campo, para la adquisición de la información, destacando la obtención de perfiles regionales, monitoreo de la variación diurna durante el desarrollo de los levantamientos, esto gracias a la instalación de una estación base en la localidad del Trapiche, San Francisco Cozoaltepec, municipio de Santa María Tonameca, Oaxaca, y transferencias de bases gravimétricas, tomando de inicio la que se encuentra en el Ordenamiento Ecológico El Zarco, Carretera México-Toluca Km 32.5, Ocoyoacán, Estado de México.

Los perfiles reportados en este trabajo son los siguientes: Oaxaca-Puerto Escondido (Perfil 1), Oaxaca-Libramiento Pochutla Sur (Perfil 2), Puerto Escondido-Libramiento Pochutla Sur (Perfil 3), y La Palma-Miahuatlán de Porfirio Díaz (Perfil 4). En el caso gravimétrico, los datos fueron reducidos por marea, deriva del instrumento, aire libre, latitud, Bouguer simple y topografía, para esta última, se empleó un programa en MatLab que calcula el efecto topográfico mediante un modelo digital de elevaciones (DEM, por sus siglas en inglés), considerando la transición de continente y mar; encontrando finalmente, la anomalía completa de Bouguer. Ahora bien, para el caso magnético, la información se redujo por variación diurna y latitud, utilizando para esta última, el modelo del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, por sus siglas en inglés). El intervalo de muestreo usado para la elaboración de los perfiles, fue de 3.5 [km], aplicándoles un filtro pasa bajas de Butterworth, con una frecuencia de corte de $0.05 \left[\frac{\text{Ciclos}}{\text{km}} \right]$, con la finalidad de eliminar el efecto de cuerpos someros y ruido existente, basándonos únicamente en cuerpos y estructuras con dimensiones de 20 [km] aproximadamente; ya que el objetivo del estudio es la geología regional.

Los resultados muestran ser, una expresión de la geometría de la zona de subducción de la Placa de Cocos bajo la de Norteamérica, y refleja diferentes unidades litoestratigráficas en el estado de Oaxaca.

1. INTRODUCCIÓN

Las costas del Océano Pacífico en el sur de la República Mexicana, son áreas tectónicamente activas debido a la interacción entre las Placas de Cocos y Norteamérica. La expresión superficial de dicha interacción, es la Trincheras Mesoamericana, que va desde un punto triple ubicado frente a las costas de Nayarit, hasta el noroeste de Panamá (Mena et al, 1995). Esta subducción, es el proceso geológico principal, que controla la actividad sísmica y la deformación tectónica dentro de la corteza en el estado de Oaxaca.

Por ello y la gran diversidad en litología, la estructura del subsuelo del estado de Oaxaca, ha sido estudiada por diversos autores, quienes han empleado distintas técnicas geofísicas, como perfiles sísmicos profundos combinados con gravimetría (Nava et al., 1988), estudios de mecanismos focales y sismicidad natural (Ruiz-Kitcher, 1986; Jiménez y Ponce, 1979; Havskov et al., 1982), estudios magnetotéluricos combinados con gravimetría (Arzate et al., 1993), estudios de microsismicidad (Ligorría y Ponce, 1993), descripción de la anomalía de Bouguer simple, de aire libre y residual isostático (Mena et al., 1995), entre otros.

El presente trabajo hace uso de las prospecciones, gravimétrica y magnetométrica, las cuales, han demostrado ser de gran utilidad en la descripción geométrica del basamento cristalino a diferentes escalas; esto, aunado a la técnica de GPS diferencial, que permite una mayor precisión en la ubicación de las estaciones, da la pauta para obtener resultados de calidad.

Así pues, se analizó la respuesta gravimétrica y magnética de cuatro perfiles, dos paralelos y dos perpendiculares a la costa, el menor de ellos tiene una longitud de 55 [km], y el mayor de 140 [km]; haciendo uso de instrumentación geofísica moderna (Gravitón EG de L&R y magnetómetro de efecto Overhauser de GEM Sys).

Por ello, es importante tener un panorama general de la geología de Oaxaca, la teoría sobre la que se sustentan los métodos potenciales, una descripción de la metodología empleada y el procesamiento de la información, a fin de comprender a grandes rasgos el objeto del estudio y sus alcances.

2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Información geográfica

Localización y extensión territorial

El estado de Oaxaca cuenta con una extensión territorial de 95,364 [km²], que representa el 4.8% de la superficie del país. Debido al área que comprende su territorio, Oaxaca ocupa el quinto lugar a nivel nacional. La entidad está dividida en ocho regiones geoeconómicas, 30 distritos políticos y 570 municipios.

Oaxaca se localiza en la parte meridional de la República Mexicana, colindando al Norte con los estados de Puebla y Veracruz, al Sur con el Océano Pacífico, al Poniente con el estado de Guerrero y al Oriente con el estado de Chiapas (**Figura 2.1**).



Figura 2.1. Localización geográfica de Oaxaca (modificada de www.hpturismo.com).

Geografía física

El estado está formado básicamente por la convergencia de la Sierra Madre del Sur, la Sierra Madre de Oaxaca, la Sierra Madre de Chiapas y la Sierra Atravesada (**Figura 2.2**). Debido a su carácter montañoso, el estado no cuenta con valles y llanuras de extensión considerable; sin embargo, conviene destacar los valles de Oaxaca, de Nochixtlán y de Nejapa, la cañada de Cuicatlán, los llanos de Tuxtepec y los bajos de Choapan, la meseta de Juchitán y las pequeñas planicies de Putla, Juxtlahuaca, Tamazulapan, Tejupán, entre otras. Los cursos fluviales más importantes son el Papaloapan, Coatzacoalcos, Mixteco, Verde, Juchitán, Atoyac y Tehuantepec. Destacan las lagunas costeras Inferior y Superior.

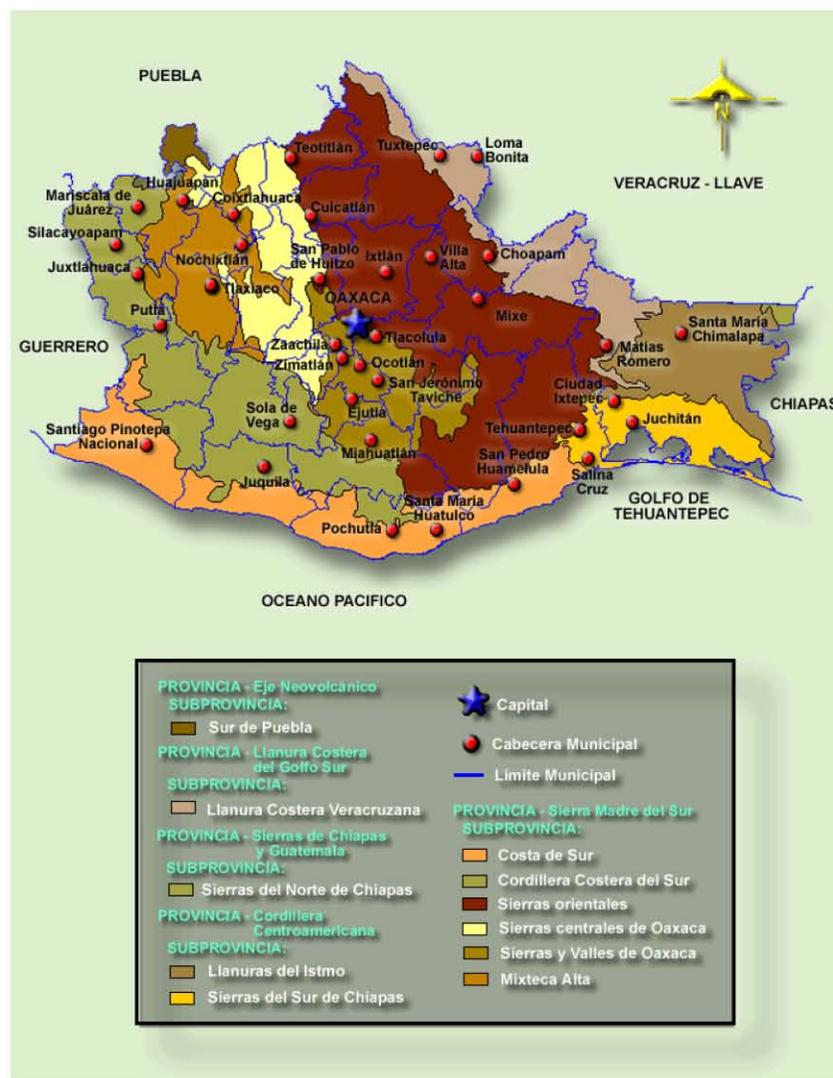


Figura 2.2. Fisiografía de Oaxaca (<http://mapserver.inegi.gob.mx>).

El clima de Oaxaca es: semiseco-semicálido en los valles de los ríos, templado subhúmedo en la Sierra Madre del Sur y las montañas de la Mixteca y cálido subhúmedo en la Llanura Costera del Pacífico. La zona más húmeda del estado es la Sierra Madre Oriental. La vegetación y la fauna son de las más variadas del país. La selva de los Chimalapas despunta por su biodiversidad.

Vías de Comunicación

El estado de Oaxaca cuenta con una amplia red caminera, tanto federal como estatal. 16,113.40 [km] de carreteras surcan su territorio, lo que da un promedio de 17.26 [km] de carreteras por cada 100 [km²]. Las que se emplearon en este estudio fueron la carretera federal 200, la cual cruza el estado por el sur, bordea la costa oaxaqueña, ingresa por el oeste, comunica las localidades de Pinotepa Nacional, Santiago Jamiltepec, Río Grande, Puerto Escondido, El Coyul, Morro Mazatán, Salina Cruz, en esta comunidad y hacia Santo Domingo Tehuantepec la carretera 200 se transforma a la 185; la carretera federal 175 entra al norte por Tuxtepec, enlaza hacia el sur las localidades de San José Chiltepec, Guelatao de Juárez, El Punto, Oaxaca, San Bartolo Coyotepec, Ocotlán de Morelos, Ejutla de Crespo, Miahuatlán de Porfirio Díaz, San Pedro Pochutla y termina en Puerto Angel; la carretera federal 131 ingresa por Teotitlán de Flores Magón, continúa al sur para comunicar las localidades de Santa María Tecomavaca, San Juan Bautista Cuicatlán, San Francisco Telixhuaca, se une a la carretera 190 y continúan hasta Oaxaca, donde se separan y continúa hacia el sur para enlazar las localidades de Cuilapan de Guerrero, Zaachila, llegando a San Miguel Sola de Vega, y extendiéndose hasta Puerto Escondido; así como la terracería que une La Palma con Miahuatlán de Porfirio Díaz (**Figura 2.3**).

En cuanto a vías férreas, su longitud es de 287.8 [km]; la vía férrea que viene de Tehuacán, Puebla, ingresa al estado por la estación Aldama; esta línea llega a Oaxaca, continúa al sur un ramal hacia Tlacolula de Matamoros. La otra vía férrea que cruza el territorio estatal tiene una trayectoria casi paralela a la carretera federal 185; la primera estación es Uvero, pasa por Matías Romero, Cd. Ixtepec, Santo Domingo Tehuantepec para llegar a Salinas Cruz.

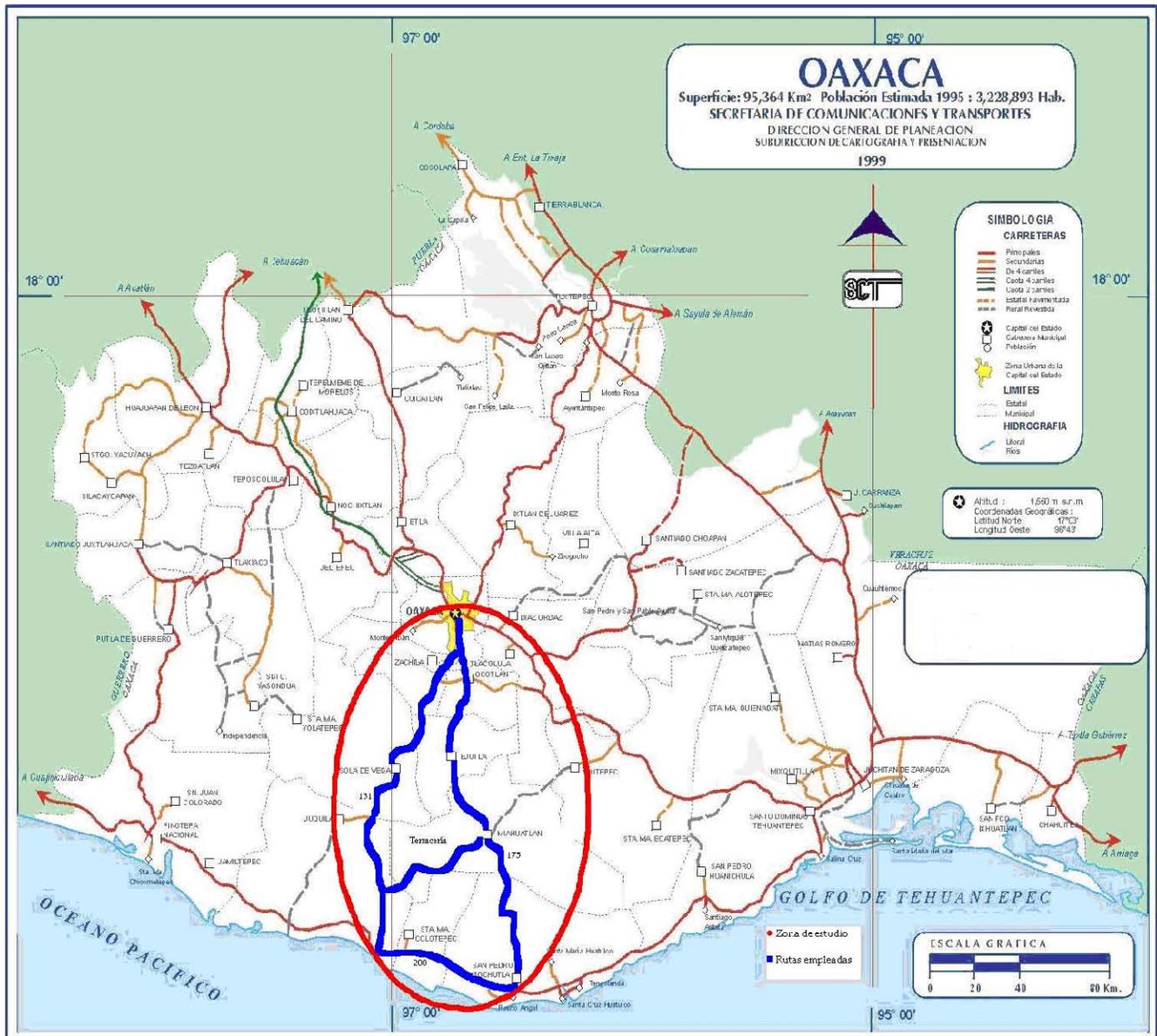


Figura 2.3. Vías terrestres empleadas en el estudio (modificada de SCT, 1999).

Para fortalecer más la comunicación estatal, posee 6 aeropuertos (dos ofrecen servicios nacional e internacional y se ubican en Bahía de Huatulco y en la ciudad de Oaxaca, los restantes dan servicio nacional) y 115 aeródromos, que comunican a las localidades de difícil acceso por vía terrestre.

Respecto a la comunicación marítima, el principal puerto es Salinas Cruz, en donde se realizan actividades comerciales, pesqueras y turísticas; existen otros puertos en la entidad como Puerto Escondido y Bahías de Huatulco con actividades turísticas y pesqueras.

Geología

La geología de Oaxaca puede considerarse como la más compleja del país, debido a los diferentes eventos tectónicos superpuestos que existen en su territorio (Carfantan, 1981), así como a los muy diversos tipos litológicos aflorantes: rocas metamórficas, sedimentarias marinas y continentales, e ígneas intrusivas y volcánicas (**Figuras 2.4 y 2.5**); por tal motivo, la entidad ha sido objetivo de trabajos de investigación por parte de diversos autores e instituciones en distintas épocas.

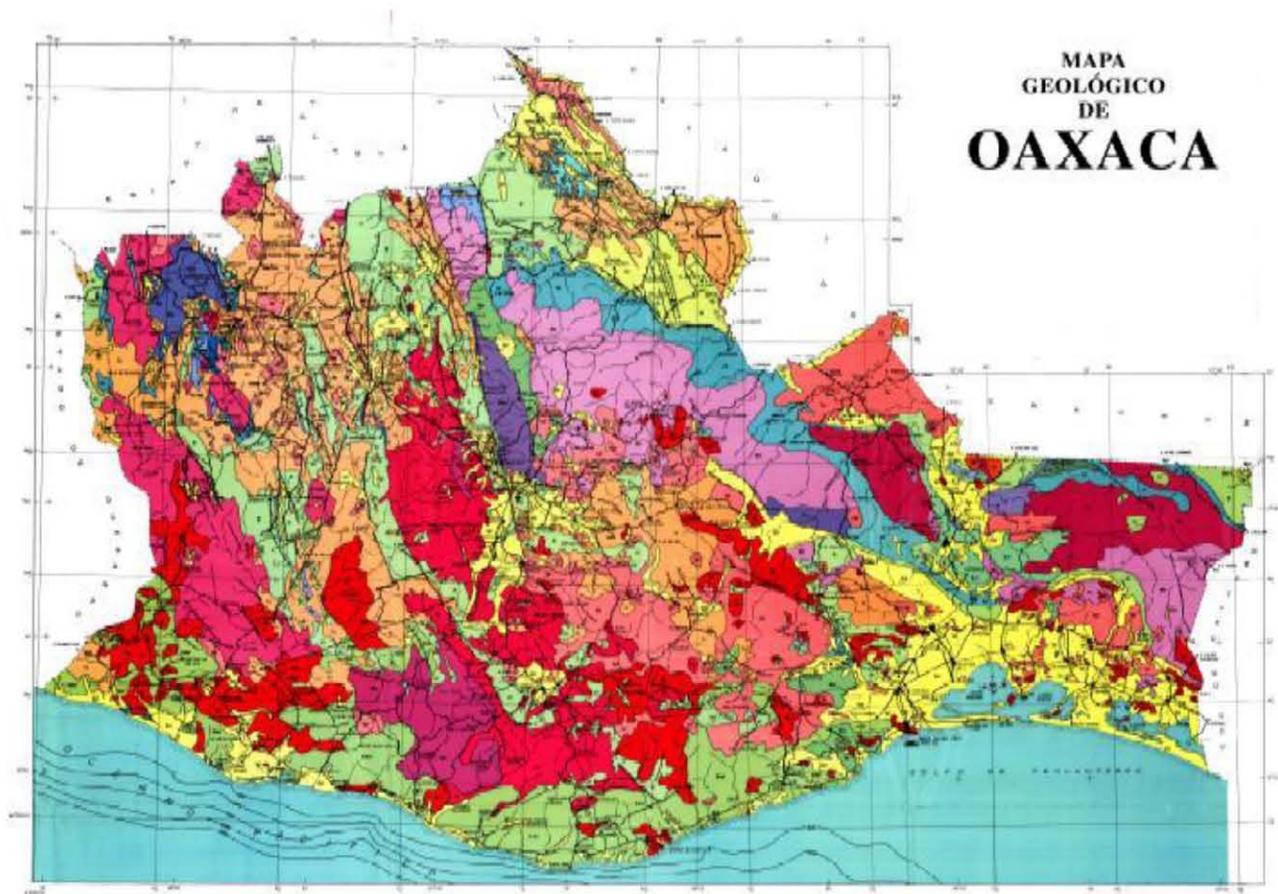


Figura 2.4. Geología del estado de Oaxaca (CRM, 1996).

En los complejos de rocas metamórficas, se ha podido apreciar que existen diferentes grados y facies de metamorfismo. Las rocas basales de Oaxaca están compuestas por dos complejos metamórficos: Oaxaqueño, que es de edad proterozoica, y Acatlán, referido al

Paleozoico Inferior. También, existe una tercera unidad metamórfica, conocida como Complejo Xolapa, de edad controvertida (Moran-Zenteno, 2000).

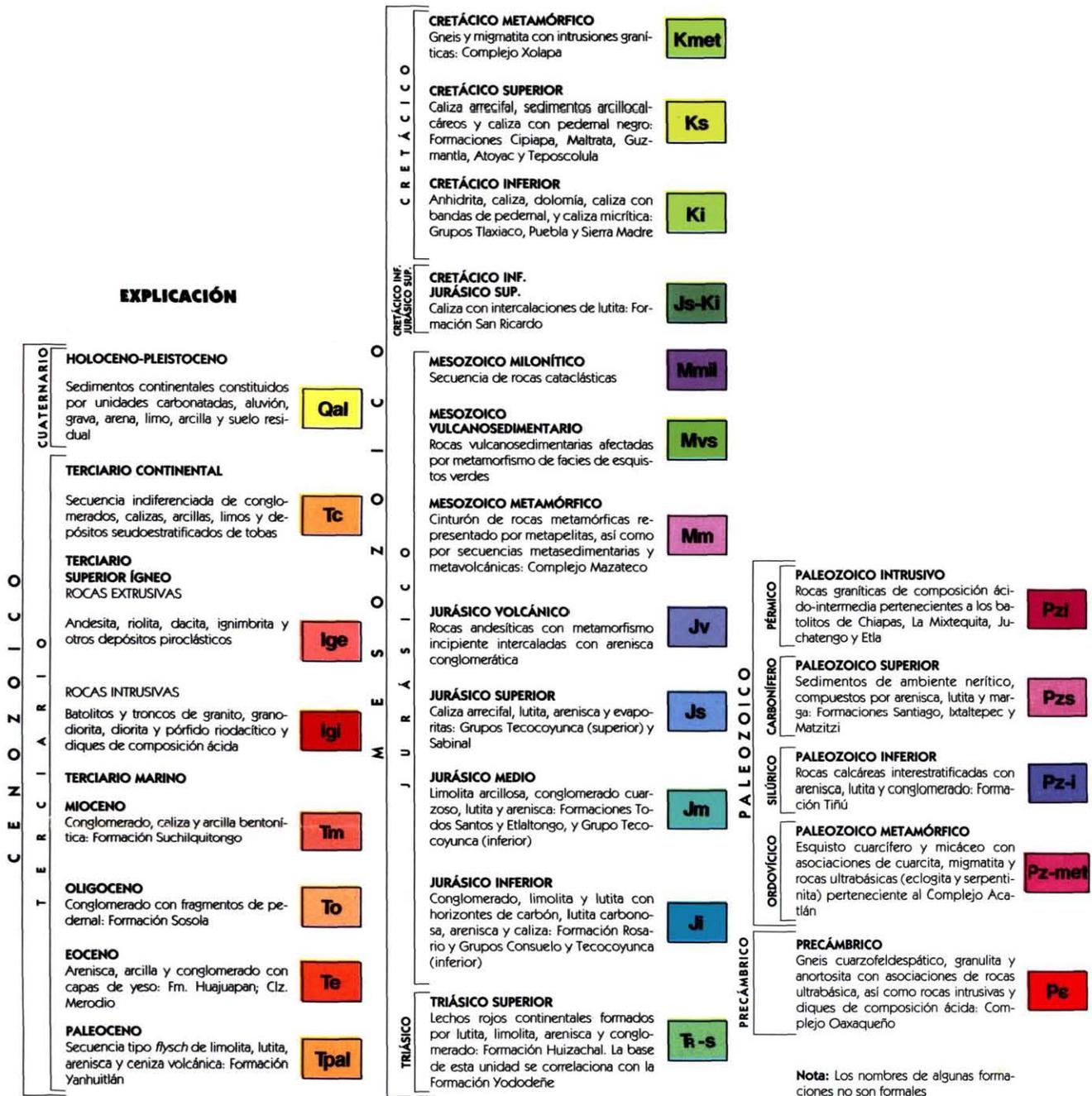


Figura 2.5. Geología del estado de Oaxaca (CRM, 1996).

La secuencia sedimentaria y volcánica tiene un alcance geocronológico que va desde el Paleozoico hasta el Holoceno. De igual manera, se reconocen diferentes épocas de actividad plutónica y volcánica que abarcan desde el Paleozoico hasta el Cenozoico.

De manera general, en el territorio oaxaqueño existen tres unidades metamórficas principales y dos más afectadas por metamorfismo, cada una de las cuales muestran características que las distinguen de las otras, ya sea por el grado de metamorfismo que presenta o bien por los tipos texturales y estructurales.

Proterozoico Metamórfico

El complejo basal metamórfico aflora ampliamente en la entidad; sin embargo, sólo ha sido investigado a detalle localmente. Los afloramientos de las zonas de Nochixtlán, Huitzo, Telixtlahuaca y Miahuatlán, son los más estudiados. Su distribución ocurre en una franja de dirección NW-SE, en la provincia geológica Zapoteca, desde las inmediaciones de Nochixtlán, límite septentrional, hasta su límite meridional en la localidad de Pluma Hidalgo.

Paleozoico

Las rocas de edad paleozoica cubren discordantemente a las rocas precámbricas y se encuentran ampliamente distribuidas en el territorio oaxaqueño; comprenden un complejo de rocas metamórficas, formado por dos subgrupos petrotectónicos principales (Acateco y Petlalcingo), ambos del Complejo Acatlán; una unidad sedimentaria detrítica de ambiente marino (Formación Tiñú) del Paleozoico Inferior; una unidad sedimentaria continental del Paleozoico Superior (Formaciones Santiago, Ixtaltepec, Yododeñe y Matzitzzi) y una serie de batolitos y troncos intrusivos de composición granítica.

El Paleozoico metamórfico aflora principalmente en el sector occidental de la entidad, en la provincia Mixteca, en los límites con Puebla y Guerrero. Por su parte, los afloramientos del Paleozoico Inferior no son muy extensos, siendo observables en el área de Tiñú (localidad tipo), a 15 [km] al NE de Nochixtlán y en las áreas al poniente de Tezoatlán de Segura y Luna (provincia Mixteca), así como al oriente de San Pedro Ocotepc (área Mixe).

Los afloramientos del Paleozoico Superior están expuestos principalmente en la provincia Mixteca. En relación con las rocas intrusivas paleozoicas, la mayoría de estos afloran en las partes oriental y centromeridional del estado.

Mesozoico

El Mesozoico está representado por una potente secuencia de rocas sedimentarias continentales y marinas, rocas volcánicas de composición intermedia, dos unidades de rocas metamórficas, una de facies de esquistos verdes (Complejo Mazateco), así como otra serie de facies metamórfica variable desde esquistos verdes hasta eclogítica (Complejo Xolapa), un paquete de rocas miloníticas (unidad Mmil, **Figura 2.5**) y un cinturón de rocas vulcanosedimentarias (unidad Mvs, **Figura 2.5**). En conjunto, las rocas mesozoicas ocupan una superficie del 30% de la superficie estatal.

Cenozoico

Las rocas correspondientes al Cenozoico comprenden una serie litológica detrítica de origen marino y continental; asimismo, pertenecen a esta era las rocas relacionadas al vulcanismo terciario, así como las rocas derivadas de la actividad magmática postpaleozoica. En conjunto, las rocas cenozoicas cubren un área aproximada del 40% del total de la superficie estatal.

2.2.1 Marco tectónico

La Tierra no es igual en toda su superficie; existen océanos que cubren 60.6% de ésta y continentes repartidos de manera poco uniforme, concentrados (más de la mitad) en el hemisferio norte. Los propios continentes son desiguales, pues tienen regiones montañosas (hasta 8,848 [m] de altura) y llanas, y su geología es muy variada. La actividad sísmica tampoco está distribuida uniformemente en la superficie; como se observa en la **Figura 2.6**, los sismos se encuentran concentrados a lo largo de líneas o bandas, donde ocurren a profundidades que van desde la superficie, en algunos lados, hasta 700 [km] en otros.

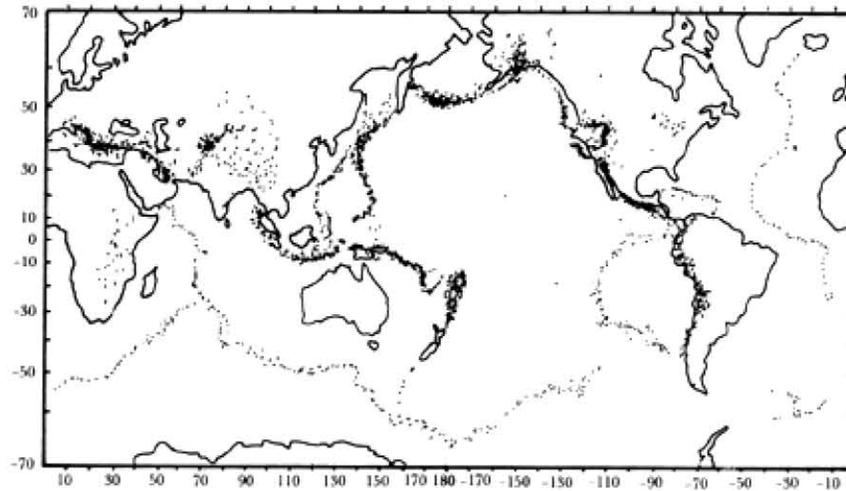


Figura 2.6. Distribución global de epicentros (Nava, 1988).

En los años sesenta se propuso la Teoría de la Tectónica de Placas. La cual establece que los 100 [km] más superficiales de la Tierra, correspondientes a la corteza (continental y oceánica) y parte del manto superior, forman la litosfera. Esta se divide en placas que se mueven como los trozos rígidos de un cascarón esférico, unos respecto a otros. Dicho movimiento relativo, es la causa principal de la formación de montañas, valles, cadenas volcánicas, etc., y es un proceso conocido como tectonismo.

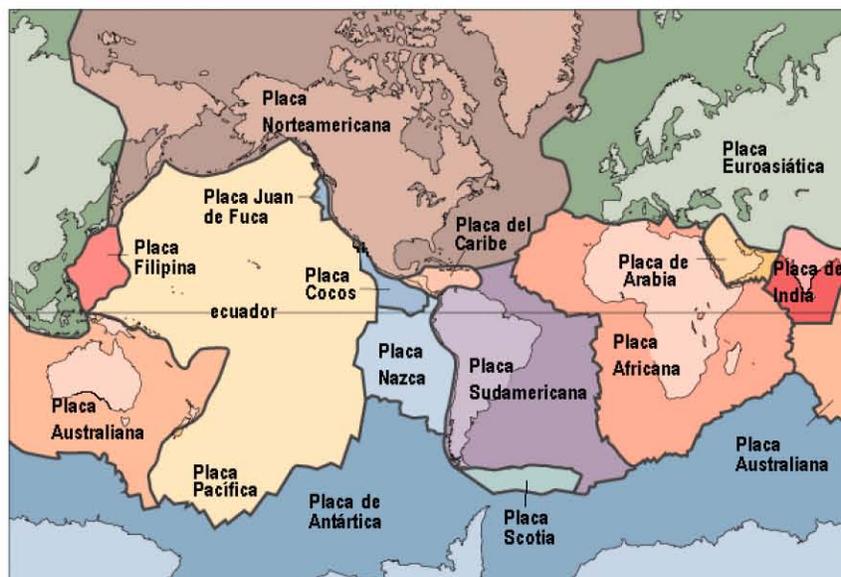


Figura 2.7. Las principales placas litosféricas (<http://geologia.igeolcu.unam.mx>).

La **Figura 2.7**, muestra las placas más importantes, quienes tienen movimientos relativos, que pueden ser divergentes, convergentes o transcurrentes. Las velocidades y direcciones de interacción entre las placas cambian, en general, de sitio a sitio; cada placa se mueve como si girara alrededor de un punto de la Tierra.

México, incluyendo su mar territorial, está repartido entre cinco placas (**Figura 2.8**): dos grandes, la de Norteamérica, que va desde México hasta el Ártico, y la del Pacífico, que, además de parte de México, incluye parte de Estados Unidos y casi todo el Pacífico del Norte; dos medianas, la Placa de Cocos que ocupa parte del Océano Pacífico, frente a las costas de México y Centroamérica, y se extiende al sureste hasta Costa Rica, y la del Caribe; finalmente la pequeña placa de Rivera, que se encuentra en la boca del Golfo de California.



Figura 2.8. Placas Tectónicas correspondientes a México (www.proteccionciviloaxaca.net).

En nuestro país, las crestas activas pertenecen a la Dorsal del Pacífico Oriental, o son continuaciones de ella. Esta dorsal es una cordillera submarina, formada por crestas de dispersión, que separa las placas del Pacífico y las de Cocos y Nazca (subducida esta última bajo América del Sur). Su continuación hacia el norte se da a lo largo de una serie de puntos de dispersión asociados con la separación de la península de Baja California del continente,

iniciada hace unos cuatro millones de años, y que actualmente sigue apartando la península del continente, en la boca del golfo, a razón de $3 \left[\frac{cm}{año} \right]$ en promedio.

La corteza está siendo continuamente consumida en las llamadas trincheras oceánicas, donde una placa se introduce bajo un continente (**Figura 2.9**) o bajo otra placa oceánica. Este proceso es conocido con el nombre de subducción.

A lo largo de la zona donde ocurre la subducción, se presentan una gran cantidad de sismos. La zona definida por esos sismos es llamada zona de Benioff.

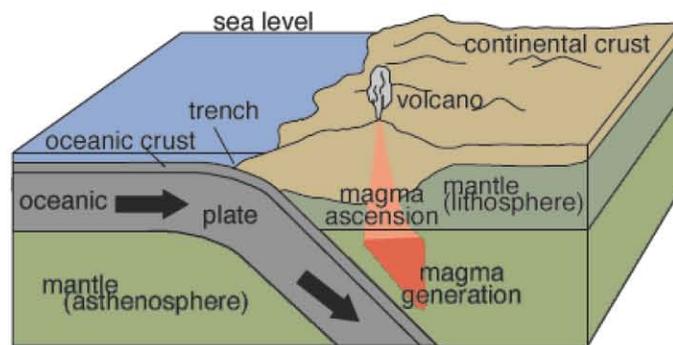


Figura 2.9. Subducción en la trinchera (<http://smallcomets.physics.uiowa.edu>).

En México existe una trinchera oceánica que se extiende desde la boca del golfo de California hasta el extremo sur del país, en Chiapas, a lo largo de la costa del Pacífico, y se continúa por Centro y Sudamérica hasta la Tierra del Fuego. Esta trinchera es llamada Trinchera Mesoamericana (Chael, 1982).

Desde Colima hasta Panamá, la placa que subduce es la de Cocos (**Figura 2.8**); su velocidad de subducción bajo la placa de Norteamérica va de $5 \left[\frac{cm}{año} \right]$, cerca de la frontera de Jalisco, hasta $8.3 \left[\frac{cm}{año} \right]$, cerca de la frontera con Guatemala. El echado cambia a lo largo de la trinchera; es de unos 9° en Michoacán, tiene unos 12° cerca de Acapulco, y alcanza unos 14° bajo Oaxaca. Más al sureste, en el área de Tehuantepec, la placa tiene un echado de unos 45° (Nava, 1998).

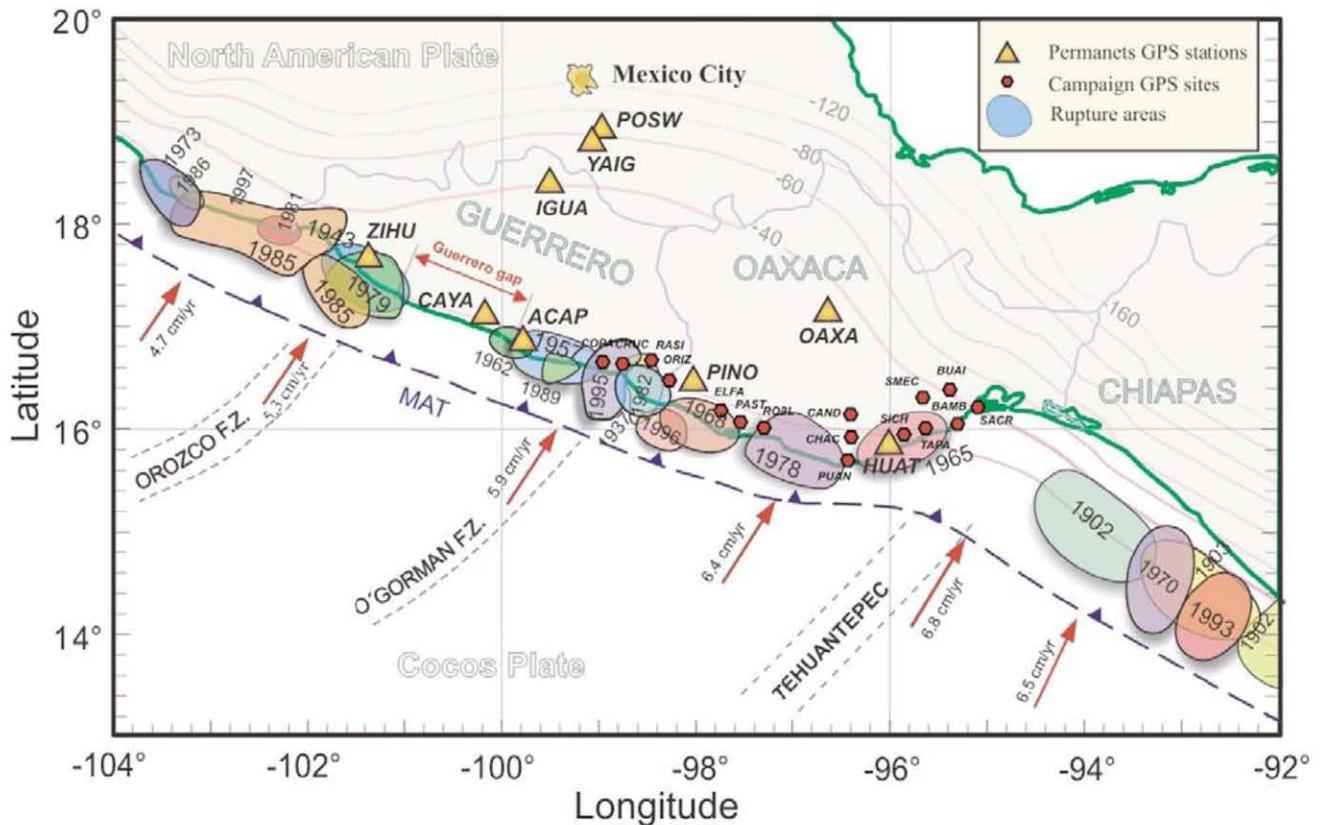


Figura 2.10. Mapa de brechas sísmicas de la Placa de Cocos (Kostoglodov, 1996).

A lo largo de toda la trinchera, la actividad sísmica es más bien somera, alcanzando solamente profundidades máximas de menos de 300 [km] (LeFevre, 1985). La mayor parte de los sismos destructivos que ocurren en México se producen en esta trinchera.

La dorsal de Tehuantepec alcanza unos 200 [m] de altura sobre el fondo oceánico, en apariencia asísmica, que forma parte de la placa de Cocos (Figura 2.10) y está siendo subducida hacia la Trinchera Mesoamericana, más o menos a la altura de la ciudad de Tehuantepec. Aparentemente esta dorsal corresponde a un antiguo sistema de fallas transformantes. Al noreste de Tehuantepec se ha encontrado una zona de baja sismicidad, que separa a los sismos más someros (profundidades menores de 25 a 30 [km]), que tienen mecanismos inversos, de los más profundos (60 a 150 [km] de profundidad), que tienen mecanismos normales. Al sureste de Tehuantepec esta zona de baja sismicidad no existe y

hay profundidades a las cuales es posible observar ambos tipos de mecanismos (LeFevre et al., 1985).

La máxima profundidad de la trinchera se da al sureste de Tehuantepec, y es mayor la profundidad del Moho (Shor, 1961), y tanto el echado como la profundidad máxima de los hipocentros aumentan también.

En muchas partes del mundo, donde existen trincheras, encontramos cadenas volcánicas paralelas a ellas, causadas por el ascenso de material fundido proveniente de la placa subducida, pero, en México, la faja volcánica no es paralela a la trinchera y; su orientación puede estar relacionada con el cambio de echado a profundidad de la placa subducida.

Estudios previos en el área

Debido a que la zona de subducción de la Placa de Cocos es muy compleja, se han realizado diversos estudios geofísicos.

Con prospección sísmica, a partir de registros analógicos en papel ahumado, obtenidos de un estudio de microsismicidad realizado en el Istmo de Tehuantepec en 1986, se determinaron los espesores de la corteza en dicha zona. De la observación de fases S_p (S convertida a P) se infirió la posición de la interfase que produjo las conversiones. Obteniéndose una estructura de corteza típicamente continental con un grosor promedio de 36 ± 3.2 [km] y una discontinuidad intermedia a una profundidad media de 22 ± 2.3 [km]. En términos generales la corteza del Istmo de Tehuantepec tiene un espesor mayor en su parte central. En la costa del Pacífico es relativamente más delgada y es aún más delgada hacia la vertiente Caribe del Istmo. Los resultados de este estudio (Ligorria, 1993) sugieren una evolución tectónica en el Istmo de Tehuantepec diferente a la que predomina en los macizos de Chiapas y Oaxaca. La estimación de espesor de corteza en la Sierra de Chiapas es de 43 [km] (Castro, 1980). Para el macizo de Oaxaca se obtiene un espesor de 50 [km] (Núñez-Cornú, 1988). Las anomalías gravimétricas (De la Fuente, 1991) indican un engrosamiento de la corteza en los macizos de Chiapas y Oaxaca.

Por otro lado, Bandy et al (1999) realizó un trabajo con sísmica y gravimetría, en el cual determina un modelo característico de la estructura geológica de la zona de subducción de Jalisco (JSZ), por la comparación de las anomalías gravimétricas a lo largo de un perfil perpendicular a la costa de Jalisco cerca de Barra de Navidad, con la anomalía calculada da una sección geológica transversal restringida por datos de sismicidad. El espesor de la corteza continental del bloque de Jalisco es en promedio ~ 38 [km], y aumenta gradualmente hacia el Este hasta un espesor máximo de 44 [km]. La densidad de la parte superior de la litosfera en subducción aumenta a una profundidad de ~ 30 [km], reflejando quizá una transición de fase de basalto a eclogita como se ha propuesto para la zona de subducción de Chile. El manto superior al oeste de la trinchera muestra densidades menores relativamente al resto del manto superior. Esta zona de baja densidad es más gruesa cerca de la Cordillera del Pacífico Este (EPR) y disminuye hacia el Este en dirección de la Trinchera Mesoamericana, y esto puede reflejar una zona extensa de magma emplazada a lo largo del EPR, similar a la observada en el EPR a los 16° S.

Aunado al anterior, se presentó un modelo de estructura de corteza para la costa de Oaxaca, basado en los datos gravimétricos y en los perfiles sísmicos de refracción realizados durante 1987 en la costa sur del Pacífico Mexicano. Utilizando las velocidades sísmicas obtenidas en estos mismos perfiles, para el cálculo de las densidades empleadas en la elaboración de los modelos de corteza. Los perfiles gravimétricos reportados fueron los siguientes: Puerto Ángel-Teotitlán del Camino, Puerto Ángel-Salina Cruz, y Puerto Ángel-Punta Maldonado. De Punta Maldonado a Salina Cruz se obtuvo un espesor de corteza continental de 26.5 [km] en promedio, con densidades de $2.53 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$ para los cuerpos superficiales y de $2.81 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$ para los cuerpos profundos. En seguida se encontró la corteza oceánica, con una densidad de $2.84 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$ y 4 [km] de espesor, que se introduce por debajo de la corteza continental con un ángulo de subducción de 14.5° aproximadamente.

Finalmente, en la base se encuentra el manto superior con una densidad de $3.21 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$. En el modelo propuesto para el perfil Puerto Ángel-Teotitlán del Camino se localizó un cuerpo con una densidad de $2.9 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$ que podría corresponder a un cuerpo ígneo intrusivo de composición máfica. De Puerto Ángel a Punta Maldonado se observó un *horst* delimitado por fallas en las partes laterales. En el perfil Puerto Ángel-Salina Cruz se visualizó una depresión que sugiere la existencia de un graben. Al hacer el empalme de los tres modelos, se encontró en los perfiles Puerto Ángel-Punta Maldonado y Puerto Ángel-Salina Cruz que las capas son casi paralelas, con excepción de una fuerte ondulación aproximadamente a la mitad del primer perfil. En Punta Maldonado el límite inferior de la corteza continental se localiza a una profundidad de 27.5 [km], ascendiendo hasta la altura de Puerto Ángel donde alcanza los 24 [km]. Las capas superiores, prosiguen a lo largo del perfil Puerto Ángel-Salina Cruz, aunque buzando ligeramente hasta alcanzar un espesor de corteza continental de 28 [km]. En Salina Cruz existe una especie de hundimiento que asemeja un graben del cual no se tiene evidencia geológica.

En el perfil Puerto Ángel-Teotitlán del Camino, las capas de la corteza continental se engrosan y alcanza un espesor de 56 [km] a unos 120 [km] de Puerto Ángel. Por debajo se localiza la corteza oceánica con un grosor aproximado de 4 [km] la cual se introduce junto con la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana con un ángulo de subducción de 14.5° . Posteriormente, se encuentra el manto superior con una densidad de $3.21 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$.

El intrusivo ígneo que se observa en el modelo del perfil Puerto Ángel-Teotitlán del Camino no es visible en los perfiles Puerto Ángel-Salina Cruz y Puerto Ángel-Punta Maldonado, debido a que la separación entre los perfiles es muy grande y rebasa las posibles prolongaciones laterales del cuerpo ígneo (Mena, 1995).

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Método Gravimétrico

Introducción

Desde el descubrimiento de la Ley de la Gravitación, la atracción mutua entre todas las masas ha sido reconocida como un fenómeno universal. Este fenómeno puede observarse fácilmente al soltar un cuerpo en la superficie terrestre, el cual, experimentará un incremento de velocidad conforme va cayendo. La razón con la que incrementa su velocidad, es conocida como aceleración de la gravedad (g), quien podría tener un solo valor constante en la superficie de la Tierra, si esta se tratase de una esfera perfecta con capas concéntricas uniformes. Sin embargo, nuestro planeta presenta rotación, no es uniforme y no es esférico; tales características contribuyen a las variaciones de la gravedad sobre su superficie.

Los análisis y mediciones de las variaciones de la gravedad, han resultado ser técnicas muy poderosas para investigar la estructura del subsuelo a profundidad. Por ejemplo, en estudios ambientales, se buscan variaciones de la gravedad que reflejen contrastes laterales de densidad, asociados con objetivos someros. En muchos casos los contrastes de densidad ocurren en los contactos entre diferentes formaciones geológicas, aunque las estructuras hechas por el hombre (túneles y minas) también representan contrastes. Las variaciones de gravedad originadas por inhomogeneidades son relativamente pequeñas, y para obtener mediciones precisas, es necesario el uso de instrumentos extremadamente sensibles.

Como método geofísico, la gravimetría tiene una propiedad en común con la magnetometría: ambos campos (gravitacional y magnético) son campos potenciales y requieren técnicas de interpretación similares. Por otro lado, la utilidad y aplicaciones de estos métodos, varían considerablemente dependiendo del contraste en la propiedad física predominante (densidad o magnetización), involucrado en diversos ambientes geológicos.

Principios

LEY DE LA GRAVITACIÓN UNIVERSAL

La fuerza de gravitación se expresa mediante la ley de Newton: “La fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 , es directamente proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de masa”:

$$F = \gamma \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) r_1 \quad \dots\dots(3.1)$$

donde F es la fuerza sobre m_2 , r_1 es un vector unitario que va de m_2 hacia m_1 , r es la distancia entre m_1 y m_2 , y γ es la constante de gravitación universal. Es importante aclarar que la fuerza F siempre es de atracción. En el Sistema Internacional (SI) de unidades el valor de γ es $6.672 \times 10^{-11} \left[\frac{Nm^2}{kg^2} \right]$, en el Sistema CGS (Centímetro Gramo Segundo) es $6.672 \times 10^{-8} \left[\frac{dina * cm^2}{gr^2} \right]$.

ACELERACIÓN DE LA GRAVEDAD

La aceleración de m_2 debido a la presencia de m_1 , se puede encontrar dividiendo F entre m_2 en la ecuación (3.1), es decir:

$$g = \left(\frac{\gamma m_1}{r^2} \right) r_1 \quad \dots\dots(3.2a)$$

La aceleración g es igual a la fuerza gravitacional por unidad de masa debido a m_1 . Si m_1 es la masa de la Tierra, M_t , g se convierte en la aceleración de la gravedad dada por:

$$g = \left(\frac{\gamma M_t}{R_t^2} \right) r_1 \quad \dots\dots(3.2b)$$

R_t es el radio de la Tierra y r_1 se extiende hacia el centro de la Tierra. La aceleración de la gravedad fue medida por primera vez por Galileo en su famoso experimento en Pisa. El valor numérico de g en la superficie terrestre es de $980 \left[\frac{cm}{s^2} \right]$. En honor a Galileo, la unidad de la aceleración de la gravedad ($1 \left[\frac{cm}{s^2} \right]$) se llama Gal. La décima parte de un miliGal se denomina

unidad gravimétrica (ug), la cual es muy usada en los trabajos de exploración. Entonces,

$$1 \left[\frac{\mu m}{s^2} \right] = 1 [\text{ug}] = 0.1 [\text{mGal}].$$

POTENCIAL GRAVITACIONAL

Los campos gravitacionales son conservativos; es decir, el trabajo realizado al mover una masa dentro de un campo gravitatorio, es independiente de los trayectos empleados, dependiendo únicamente de las posiciones finales. Si la masa es trasladada a su posición original, el gasto neto de energía es cero, independientemente de la trayectoria seguida. Otra manera de expresarlo, es diciendo que la suma de las energías cinética y potencial es constante dentro de un sistema cerrado.

La fuerza gravitacional es un vector cuya dirección, es a lo largo de la línea que une los dos centros de masa. La fuerza da pie a que el campo conservativo pueda derivarse de una función potencial escalar $U(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$, llamada *Potencial Newtoniano 3D*, mediante encontrar el gradiente:

$$\begin{aligned} \nabla U(x, y, z) &= -\frac{F(x, y, z)}{m_2} \\ \nabla U(x, y, z) &= -g(x, y, z) \dots (3.3a) \end{aligned}$$

en coordenadas esféricas esta queda:

$$\begin{aligned} \nabla U(x, y, z) &= -\frac{F(r, \theta, \phi)}{m_2} \\ \nabla U(x, y, z) &= -g(r, \theta, \phi) \dots (3.3b) \end{aligned}$$

Alternativamente, se puede resolver esta ecuación para el potencial gravitacional en la forma:

$$\begin{aligned} U(r, \theta, \phi) &= \int_{\infty}^r (\nabla U) \cdot dr \\ U(r, \theta, \phi) &= -\int_{\infty}^r g \cdot dr \dots (3.4) \end{aligned}$$

la cual es el trabajo realizado al mover una unidad de masa desde el infinito (es decir, desde un punto muy lejano), a través de cualquier trayectoria, hasta un punto ubicado a una

distancia r del punto de masa, produciéndose el campo gravitacional. Utilizando la ecuación (3.2a) en forma escalar, obtenemos:

$$U(r) = -\gamma \int_{\infty}^r m \left(\frac{1}{r^2} \right) dr = \frac{\gamma m}{r} \dots\dots(3.5)$$

A menudo es sencillo resolver problemas de gravedad mediante el cálculo del potencial escalar U , más que el vector g y entonces obtener g de la ecuación (3.3).

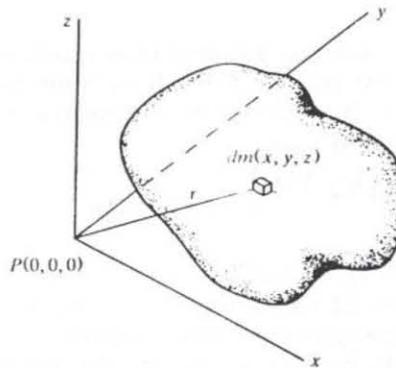


Figura 3.1. Potencial de una masa en 3D (Telford et al, 1990).

Considerando una masa en tres dimensiones de forma arbitraria como en la **Figura 3.1**, el potencial y la aceleración de la gravedad en un punto fuera de la masa, puede encontrarse al dividir la masa en elementos pequeños e integrar para obtener el efecto total. De la ecuación (3.5), el potencial debido a un elemento de masa dm en el punto (x, y, z) a una distancia r del punto $P(0, 0, 0)$ es:

$$dU = \frac{\gamma dm}{r} = \frac{\gamma \rho dx dy dz}{r}$$

donde $\rho(x, y, z)$ es la densidad, y $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Entonces el potencial de la masa total m es:

$$U = \gamma \int \int \int \left(\frac{\rho}{r} \right) dx dy dz \dots\dots(3.6a)$$

Dado que g es la aceleración de la gravedad en la dirección z (positiva verticalmente hacia abajo), y asumiendo constante la densidad ρ ,

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)$$

$$g = \gamma\rho \int \int \int \left(\frac{z}{r^3}\right) dx dy dz \dots (3.7a)$$

En ocasiones es más conveniente utilizar coordenadas cilíndricas. Debido a que $dx dy dz = r_0 dr_0 d\theta dz$ y $r^2 = r_0^2 + z^2$, $r_0^2 = x^2 + y^2$, el potencial se convierte en:

$$U = \gamma\rho \int \int \int \left(\frac{r_0}{r}\right) dr_0 d\theta dz \dots (3.6b)$$

y la aceleración en la dirección z es,

$$g = \gamma\rho \int \int \int \left(\frac{r_0 z}{r^3}\right) dr_0 d\theta dz \dots (3.7b)$$

En coordenadas esféricas,

$$dx dy dz = r^2 \sin\theta dr d\theta d\phi$$

luego,

$$U = \gamma\rho \int \int \int r \sin\theta dr d\theta d\phi \dots (3.6c)$$

Tomando el eje z a lo largo del eje polar,

$$g = -\frac{\partial U}{\partial z}$$

$$g = -\gamma\rho \int \int \int \left(\frac{z}{r}\right) \sin\theta dr d\theta d\phi$$

$$g = -\gamma\rho \int \int \int \sin\theta \cos\theta dr d\theta d\phi \dots (3.7c)$$

ya que $\frac{z}{r} = \cos\theta$. El signo negativo indica que \mathbf{g} se dirige de la masa \mathbf{dm} al centro de la esfera.

ECUACIONES DEL CAMPO POTENCIAL

El teorema de la divergencia (Teorema de Gauss) establece que la integral de divergencia de un campo vectorial \mathbf{g} sobre una región del espacio \mathbf{V} es equivalente a la integral de la componente normal del campo \mathbf{g} sobre la superficie que encierra la región. Es decir,

$$\int_V \nabla \cdot g \, dv = \int_S g_n \, ds \dots (3.8)$$

Si no hay atracción de materia dentro del volumen, las integrales son cero y $\nabla \cdot g = 0$. Pero de la ecuación (3.3a) la fuerza gravitacional es el gradiente del potencial escalar U , así que,

$$-\nabla \cdot g = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0 \dots (3.9a)$$

esto es, el potencial en espacio libre satisface la ecuación de Laplace. En coordenadas cartesianas, la ecuación de Laplace se expresa como:

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \dots (3.9b)$$

Así pues, debido a que $g = -\frac{\partial U}{\partial z}$, y cualquier derivada de una solución de una ecuación diferencial es a su vez una solución, se tiene

$$\nabla^2 g = 0 \dots (3.9c)$$

Si, por otro lado, hay una partícula de masa en el centro de una esfera con radio r , entonces,

$$\int_S g_n \, ds = -\left(\frac{\gamma m}{r^2}\right) (4\pi r^2)$$

$$\int_S g_n \, ds = -4\pi\gamma m \dots (3.10a)$$

el signo negativo significa que g_n es opuesta a la normal n . Puede mostrarse que este resultado se mantiene, a pesar de la forma de la superficie y de la posición y tamaño de la masa dentro de dicha superficie. Si esta encierra varias masas con masa total M , se puede definir como:

$$\int_V \nabla \cdot g \, dv = \int_S g_n \, ds = -4\pi\gamma M \dots (3.10b)$$

Si el volumen V es muy pequeño, tal que encierra a un solo punto, se puede remover el signo de la integral, obteniendo,

$$\nabla \cdot g = -4\pi\gamma\rho \dots (3.11a)$$

donde ρ es la densidad en ese punto. Entonces, de la ecuación (3.3a),

$$\nabla^2 U = 4\pi\gamma\rho.....(3.11b)$$

que corresponde a la ecuación de Poisson.

Las ecuaciones (3.9a) y (3.11b) declaran que el potencial gravitacional satisface la ecuación de Laplace en espacios libres y la ecuación de Poisson en una región que contenga masa.

Estas ecuaciones implican que varias distribuciones de masa, pueden producir el mismo campo potencial sobre una superficie; a esto se le llega a llamar la “ambigüedad inherente” de la interpretación gravimétrica. En ocasiones es conveniente sustituir a las masas distribuidas en todo el volumen V , por una densidad superficial de masa ficticia sobre una superficie S que encierra a V , tal que el efecto al exterior de S sea el mismo. De las ecuaciones (3.10b) y (3.11a) tenemos:

$$\int_V 4\pi\gamma\rho \, dv = \int_S g_n \, ds.....(3.12)$$

esto es, la componente de gravedad perpendicular a la superficie, proporciona el equivalente de la densidad superficial. Para una superficie equipotencial, esto es simplemente el campo gravitacional total.

Gravedad de la Tierra

FORMA DE LA TIERRA

General

La prospección gravimétrica evoluciona del estudio del campo gravitacional, un tema que interesa a los geodestas para determinar la forma de la Tierra. Debido a que la Tierra no es una esfera perfectamente homogénea, la aceleración de la gravedad no es constante sobre la superficie terrestre.

La magnitud de la gravedad depende de cinco factores: latitud, elevación, topografía circundante, marea terrestre, y variaciones de la densidad en el subsuelo. La exploración gravimétrica se relaciona con las anomalías debidas al último factor, y estas anomalías son generalmente, considerablemente más pequeñas que los cambios ocasionados por la latitud y la elevación, aunque son mayores que las anomalías cuyo origen radica en las mareas y

(frecuentemente) que los efectos topográficos. El cambio en la gravedad del ecuador a las regiones polares asciende aproximadamente a 5 [Gal], ó 0.5% del valor promedio de g (980 [Gal]), y el efecto de la elevación puede ser tan grande como 0.1 [Gal] (0.01% de g). Una anomalía gravitacional considerada como grande en la exploración de petróleo, por otro lado, podría ser 10 [mGal], ó 0.001% del valor de g , mientras, en la exploración minera una anomalía grande llega a ser de 1 [mGal]. Así, las variaciones de g que son significativas en la prospección, son pequeñas tanto si las comparamos con la magnitud de g , como con las variaciones debidas a la latitud y los efectos de la elevación. Afortunadamente, se puede, con levantamientos de precisión adecuada, remover la mayoría de los efectos de los factores que no interesan en la prospección gravimétrica.

Esferoide de referencia

La forma de la Tierra, determinada por las mediciones geodésicas y las órbitas satelitales, es muy cercana a una esfera (abultada en el ecuador y achatada en los polos). El achatamiento polar es,

$$\frac{R_{ec} - R_p}{R_{ec}} = \frac{1}{298.25}$$

donde R_{ec} y R_p son los radios ecuatorial y polar terrestres, respectivamente.

El esferoide de referencia es un elipsoide oblicuo que se aproxima a la superficie del nivel medio del mar (geoide), quitando la tierra que hay por encima. En 1930 la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica adoptó una fórmula (Nettleton, 1976) para el valor teórico de la gravedad g_t , pero esta ha sido mejorada (Woolard, 1979) por el Sistema de Referencia Geodésico 1967 (GRS67):

$$g_t = 978031.846 \left(1 + 0.005278895 \text{sen}^2 \phi + 0.000023462 \text{sen}^4 \phi \right) \text{mGal} \dots (3.13)$$

donde ϕ es la latitud.

El geoide

La media de las elevaciones continentales, es de alrededor de 500 [m], y las elevaciones de tierra máximas y las depresiones oceánicas llegan a los 9000 [m] referidos al nivel del mar.

Este es influenciado por las variaciones antes descritas y por otras variaciones laterales de densidad. Definimos al nivel medio del mar (el equipotencial para la gravedad terrestre más los efectos centrífugos), llamado el geoide, como el promedio del nivel del mar sobre los océanos y sobre las aguas oceánicas que se encuentran en canales.

La simplificación de la forma de la Tierra está calculada para los incrementos de la densidad con la profundidad, pero no para las variaciones laterales, las cuales son el objeto de la exploración gravimétrica. Debido a estas variaciones laterales, el geoide y el esferoide de referencia no coinciden. Las anomalías debidas a masas locales, comban al geoide como se muestra en la **Figura 3.2a**. Se puede esperar que bajo los continentes, el geoide combe hacia arriba, en tanto, sobre el océano, lo haga hacia abajo debido a la baja densidad del agua (**Figura 3.2b**). Sin embargo, las desviaciones del esferoide no se correlacionan con los continentes ni con las placas litosféricas, lo cual confirma que existen diferencias de densidad en la litosfera. Las desviaciones entre las dos superficies pueden ser inferiores a los 100 [m].

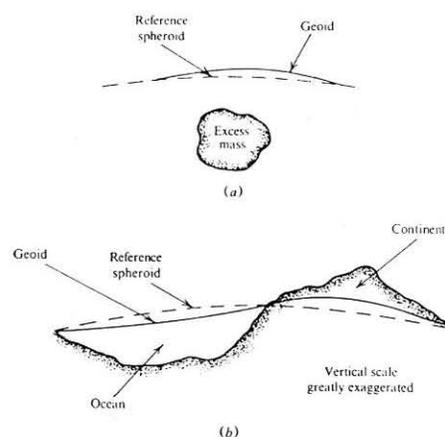


Figura 3.2. Comparación entre el esferoide de referencia y el geoide (Telford et al, 1990).

Densidades de las rocas y los minerales

La propiedad física en la que se basa la exploración gravimétrica, es la densidad y sus variaciones laterales locales. Generalmente la densidad no se mide in situ (aunque puede medirse utilizando registros geofísicos de pozos). Así mismo, la densidad puede estimarse a través de velocidades sísmicas. A menudo las mediciones de densidad se llevan a cabo en

laboratorios basadas en muestras de núcleo pequeñas. De cualquier manera, los resultados de laboratorio raramente ofrecen la densidad real, debido a que las muestras pueden estar intemperizadas, fragmentadas, deshidratadas, o alteradas durante el proceso de su obtención, o bien se encuentran en condiciones de presión y temperatura difíciles de recrear en laboratorio. En consecuencia, no siempre se tiene un buen valor de densidad dentro de situaciones particulares en campo.

Rock type	Range (g/cm ³)	Average (g/cm ³)	Mineral	Range (g/cm ³)	Average (g/cm ³)
Sediments (wet)			Metallic minerals		
Overburden		1.92	Oxides, carbonates		
Soil	1.2 – 2.4	1.92	Bauxite	2.3 – 2.55	2.45
Clay	1.63 – 2.6	2.21	Limonite	3.5 – 4.0	3.78
Gravel	1.7 – 2.4	2.0	Siderite	3.7 – 3.9	3.83
Sand	1.7 – 2.3	2.0	Rutile	4.18 – 4.3	4.25
Sandstone	1.61 – 2.76	2.35	Manganite	4.2 – 4.4	4.32
Shale	1.77 – 3.2	2.40	Chromite	4.3 – 4.6	4.36
Limestone	1.93 – 2.90	2.55	Ilmenite	4.3 – 5.0	4.67
Dolomite	2.28 – 2.90	2.70	Pyrolusite	4.7 – 5.0	4.82
Sedimentary rocks (av.)		2.50	Magnetite	4.9 – 5.2	5.12
Igneous rocks			Franklinite	5.0 – 5.22	5.12
Rhyolite	2.35 – 2.70	2.52	Hematite	4.9 – 5.3	5.18
Andesite	2.4 – 2.8	2.61	Cuprite	5.7 – 6.15	5.92
Granite	2.50 – 2.81	2.64	Cassiterite	6.8 – 7.1	6.92
Granodiorite	2.67 – 2.79	2.73	Wolframite	7.1 – 7.5	7.32
Porphyry	2.60 – 2.89	2.74	Sulfides, arsenides		
Quartz diorite	2.62 – 2.96	2.79	Sphalerite	3.5 – 4.0	3.75
Diorite	2.72 – 2.99	2.85	Malachite	3.9 – 4.03	4.0
Lavas	2.80 – 3.00	2.90	Chalcopyrite	4.1 – 4.3	4.2
Diabase	2.50 – 3.20	2.91	Stannite	4.3 – 4.52	4.4
Basalt	2.70 – 3.30	2.99	Stibnite	4.5 – 4.6	4.6
Gabbro	2.70 – 3.50	3.03	Pyrrhotite	4.5 – 4.8	4.65
Peridotite	2.78 – 3.37	3.15	Molybdenite	4.4 – 4.8	4.7
Acid igneous	2.30 – 3.11	2.61	Marcasite	4.7 – 4.9	4.85
Basic igneous	2.09 – 3.17	2.79	Pyrite	4.9 – 5.2	5.0
Metamorphic rocks			Bornite	4.9 – 5.4	5.1
Quartzite	2.5 – 2.70	2.60	Chalcocite	5.5 – 5.8	5.65
Schists	2.39 – 2.9	2.64	Cobaltite	5.8 – 6.3	6.1
Graywacke	2.6 – 2.7	2.65	Arsenopyrite	5.9 – 6.2	6.1
Marble	2.6 – 2.9	2.75	Bismuththinite	6.5 – 6.7	6.57
Serpentine	2.4 – 3.10	2.78	Galena	7.4 – 7.6	7.5
Slate	2.7 – 2.9	2.79	Cinnabar	8.0 – 8.2	8.1
Gneiss	2.59 – 3.0	2.80	Non-metallic minerals		
Amphibolite	2.90 – 3.04	2.96	Petroleum	0.6 – 0.9	—
Eclogite	3.2 – 3.54	3.37	Ice	0.88 – 0.92	—
Metamorphic	2.4 – 3.1	2.74	Sea Water	1.01 – 1.05	—
			Lignite	1.1 – 1.25	1.19
			Soft coal	1.2 – 1.5	1.32
			Anthracite	1.34 – 1.8	1.50
			Chalk	1.53 – 2.6	2.01
			Graphite	1.9 – 2.3	2.15
			Rock salt	2.1 – 2.6	2.22
			Gypsum	2.2 – 2.6	2.35
			Kaolinite	2.2 – 2.63	2.53
			Orthoclase	2.5 – 2.6	—
			Quartz	2.5 – 2.7	2.65
			Calcite	2.6 – 2.7	—
			Anhydrite	2.29 – 3.0	2.93
			Biotite	2.7 – 3.2	2.92
			Magnesite	2.9 – 3.12	3.03
			Fluorite	3.01 – 3.25	3.14
			Barite	4.3 – 4.7	4.47

Tabla 3.1. Densidades de diversas rocas y minerales (Telford et al, 1990).

En la **Tabla 3.1** se muestran algunos valores de densidad para rocas y minerales comunes. En la mayoría de los casos, las rocas sedimentarias poseen una densidad menor que las rocas ígneas y metamórficas. El rango de densidades presentado por las rocas sedimentarias, se debe principalmente a las variaciones en la porosidad. Esta densidad total también se ve afectada por la naturaleza del fluido dentro de los poros, historia geológica de la roca, así como a su profundidad. Obviamente una roca porosa, se compactará conforme va quedando enterrada. En general, la densidad sufre un incremento tanto con la profundidad como con el tiempo. El contraste de densidad entre las formaciones sedimentarias adyacentes y el terreno es raramente mayor a $0.25 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$ (excepto por la capa más cercana a la superficie).

Aunque por lo general, las rocas ígneas son más densas que las rocas sedimentarias, existen excepciones. Las rocas ígneas extrusivas, en particular las lavas, pueden ser porosas, y por ende tener baja densidad. Casi siempre, las rocas ígneas básicas son más densas que las ácidas. La porosidad, que afecta de manera considerable a los sedimentos, no tiene tanta relevancia en la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, a menos que estén muy fracturadas.

La densidad incrementa frecuentemente con el grado de metamorfismo, debido a que este proceso tiende a rellenar los huecos, y recristaliza a la roca en una forma más densa. Así los sedimentos metamorfoseados, tales como el mármol y la cuarcita, normalmente son más densos que la caliza, y la arenisca originales. Lo mismo ocurre en las formas metamórficas de las rocas ígneas, el gneiss con respecto al granito, la anfibolita con respecto al basalto, y así sucesivamente.

Con pocas excepciones, los minerales no metálicos tienen densidades menores que el promedio de las rocas $\left(2.67 \left[\frac{g}{cm^3} \right] \right)$. Por otro lado, los minerales metálicos, usualmente tienen una densidad mayor a este promedio, sin embargo, dado que es muy raro encontrar grandes volúmenes en forma pura, su efecto normalmente no es muy grande.

Método Magnetométrico

Introducción

El estudio del magnetismo terrestre es la rama más antigua de la geofísica. Generalmente se cree que los chinos fueron los primeros en hacer uso de la propiedad de los imanes de apuntar al norte. De cualquier modo, la idea de que la Tierra se comporta como un imán, se desarrolló posteriormente. Fue en el año 1600, cuando William Gilbert publicó su libro “De Magnete”, donde se descubrió en un marco científico tanto el campo magnético terrestre como su comportamiento direccional.

Los primeros estudios sistemáticos de anomalías locales en la dirección del campo terrestre, fueron realizados en Suecia para la prospección de hierro, probablemente de 1640 y de forma regular hasta finales de ese siglo. Como sea, no fue sino hasta finales de 1870, cuando Thalén y Tiberg, desarrollaron instrumentos especiales para su uso sistemático en estudios prospectivos. Aún por los años 1940 los instrumentos empleados para medir el campo magnético, eran tediosos en su operación y, en su mayoría, los trabajos realizados quedaron restringidos a estudios terrestres locales. El desarrollo del magnetómetro FLUXGATE (durante la Segunda Guerra Mundial) y el magnetómetro de protón a mediados de los 50's, trajo consigo un cambio radical en la velocidad de los levantamientos, haciendo posible estudios regionales utilizando magnetómetros instalados, tanto en aviones como en barcos.

La prospección magnetométrica, se realiza con mayor facilidad y resulta más económica que la mayoría de las otras prospecciones geofísicas. Existen muchas similitudes entre los métodos gravimétrico y magnetométrico, tanto en las técnicas de campo como en la interpretación de los datos. La prospección magnetométrica, posee una amplia gama de aplicaciones, desde estudios ambientales y arqueológicos locales para encontrar objetos magnéticos enterrados, hasta estudios a gran escala para investigar estructuras geológicas regionales.

Principios

Existen diferencias en los conceptos básicos entre la teoría magnética moderna y la clásica. La teoría magnética clásica es similar a las teorías eléctrica y gravimétrica; su concepto elemental radica en que los polos magnéticos puntuales son semejantes a las cargas eléctricas puntuales y a las masas puntuales, con leyes similares para las fuerzas entre los polos, cargas o masas. Las unidades magnéticas en el sistema CGS (Centímetro-Gramo-Segundo), se basan en este concepto. En cambio, en el Sistema Internacional (SI), las unidades se basan en el hecho de que un campo magnético tiene un origen eléctrico. Su unidad elemental es el dipolo, el cual, se crea a partir de una corriente eléctrica circular, siendo preferible al monopolo aislado del sistema CGS.

Dentro del sistema CGS, se comienza con el concepto de la fuerza magnética F dada por la Ley de Coulomb:

$$F = \left(\frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \right) r_1 \dots (3.14)$$

donde F es la fuerza sobre p_2 , en dinas, los polos de magnitud p_1 y p_2 se encuentran separados r centímetros, μ es la permeabilidad magnética (una propiedad del medio), y r_1 es un vector dirigido de p_1 a p_2 . Como se da en el caso eléctrico (no así en gravimetría, donde la fuerza es siempre de atracción), la fuerza magnetostática es de atracción para polos opuestos y de repulsión para polos del mismo signo. Por convención, un polo positivo es atraído hacia el Polo Magnético Norte terrestre.

El campo de magnetización H (también conocido como intensidad del campo magnético), se define como la fuerza sobre un polo unitario:

$$H' = \frac{F}{p_2} = \left(\frac{p_1}{\mu r^2} \right) r_1 \dots (3.15)$$

(empleamos la comilla para indicar que H está en unidades del sistema CGS); H' se mide en oersteds.

Un dipolo magnético se concibe como dos polos de magnitudes $+p$ y $-p$ separados una distancia de $2l$. El momento de un dipolo magnético se define como,

$$m = 2lp \dots (3.16)$$

m es un vector en la dirección del vector unitario **r₁** extendiéndose del polo negativo hacia el polo positivo.

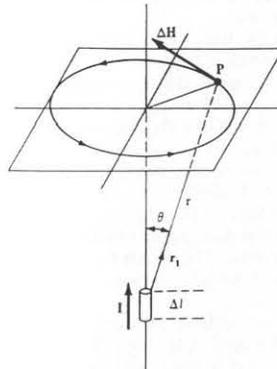


Figura 3.3. Ley de Ampere. Una corriente **I** a través de un conductor de longitud **Δl**, genera un campo de magnetización **ΔH** en el punto **P** (Telford et al, 1990).

Un campo magnético, se obtiene como consecuencia del flujo de una corriente eléctrica. Tal como se expresa en la Ley de Ampere (conocida también como Ley de Biot-Savart), una corriente **I** dentro de un conductor con longitud **Δl** crea, en el punto **P** (Figura 3.3), un campo de magnetización **ΔH** dado por,

$$\Delta H = \left(\Delta l \right) \times \frac{r_1}{4\pi r^2} \dots\dots(3.17)$$

donde **H** tiene las dimensiones del SI amperes por metro (=4πx10⁻³ oersted), **r** y **Δl** están en metros, **I** está en amperes, y **ΔH**, **r₁**, e **IΔl** tienen las direcciones mostradas en la **Figura 3.3**.

Una corriente que fluye dentro de un circuito circular, actúa como un dipolo magnético localizado en el centro del circuito, orientándose como un tornillo que pudiese avanzar si es girado en la dirección de la corriente. Este momento bipolar se mide en amperes-m². Los movimientos orbitales de los electrones alrededor de un núcleo atómico, constituyen corrientes circulares y originan que los átomos tengan momentos magnéticos. Las moléculas tienen también spin, dándoles momentos magnéticos.

Un cuerpo magnetizable colocado dentro de un campo magnético externo, se magnetiza por inducción; esto se debe a la reorientación de los átomos y las moléculas, tal que sus spins se alinean. La magnetización se mide con la polarización magnética **M** (también

se le conoce como intensidad de magnetización o momento bipolar por unidad de volumen). La alineación de los dipolos internos produce un campo \mathbf{M} , el cual, dentro del cuerpo, se adiciona al campo de magnetización \mathbf{H} . Si \mathbf{M} es constante y tiene la misma dirección en todo el cuerpo, se puede decir que este está magnetizado uniformemente. La unidad en el SI para la magnetización es el amperio por metro.

Para campos magnéticos bajos, \mathbf{M} es proporcional a \mathbf{H} y está en la dirección de \mathbf{H} . El grado con que se magnetiza un cuerpo, está en función de su susceptibilidad magnética k , la cual se define como:

$$M = kH \dots (3.18)$$

El valor de la susceptibilidad en el SI es 4π veces mayor que el correspondiente en el sistema CGS, es decir,

$$k_{SI} = 4\pi k'_{CGS} \dots (3.19)$$

El parámetro fundamental en la prospección magnetométrica es la susceptibilidad magnética. La respuesta magnética de las rocas y los minerales, se determinan al sumar las susceptibilidades de los materiales magnéticos que contengan. En la **Tabla 3.2** se muestra una lista de las susceptibilidades de diversos materiales.

La inducción magnética \mathbf{B} es de todo el campo, incluyendo el efecto de la magnetización. Esto lo podemos escribir de la siguiente manera,

$$B = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{M}) = \mu_0 (1 + k)H = \mu \mu_0 H \dots (3.20a)$$

$$B' = H' + 4\pi M' = (1 + 4\pi k')H' = \mu H' \dots (3.20b)$$

cuando \mathbf{H} y \mathbf{M} (\mathbf{H}' y \mathbf{M}') están en la misma dirección, siendo lo más frecuente. La unidad para \mathbf{B} en el SI es la tesla $\left[\frac{Wb}{m^2} \right]$. Mientras la unidad para \mathbf{B}' en el sistema CGS es el gauss

($=10^{-4}$ tesla). La permeabilidad del espacio libre μ_0 tiene el valor de $4\pi \times 10^{-7} \left[\frac{Wb}{A \cdot m} \right]$. En el

vacío $\mu=1$ y en el aire $\mu \approx 1$. En ocasiones se llegan a confundir los resultados entre \mathbf{H}' y \mathbf{B}' , esto se debe a que las unidades del sistema CGS gauss y oersted son iguales numéricamente y con las mismas dimensiones, sin embargo diferentes en concepto; tanto a \mathbf{H}' como a \mathbf{B}' se les llama intensidad del campo magnético. En la prospección magnetométrica, medimos \mathbf{B} ,

correspondiente a aproximadamente 10^{-4} del campo terrestre principal (el cual es cerca de 50 μT). En el trabajo geofísico, lo más común es emplear como unidad de inducción magnética la nanotesla (conocida también como gamma, γ):

$$1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T} = 1 \text{ } \gamma$$

Type	Susceptibility $\times 10^3$ (SI)	
	Range	Average
<i>Sedimentary</i>		
Dolomite	0–0.9	0.1
Limestones	0–3	0.3
Sandstones	0–20	0.4
Shales	0.01–15	0.6
Av. 48 sedimentary	0–18	0.9
<i>Metamorphic</i>		
Amphibolite		0.7
Schist	0.3–3	1.4
Phyllite		1.5
Gneiss	0.1–25	
Quartzite		4
Serpentine	3–17	
Slate	0–35	6
Av. 61 metamorphic	0–70	4.2
<i>Igneous</i>		
Granite	0–50	2.5
Rhyolite	0.2–35	
Diorite	1–35	17
Augite-syenite	30–40	
Olivine-diabase		25
Diabase	1–160	55
Porphyry	0.3–200	60
Gabbro	1–90	70
Basalts	0.2–175	70
Diorite	0.6–120	85
Pyroxenite		125
Peridotite	90–200	150
Andesite		160
Av. acidic igneous	0–80	8
Av. basic igneous	0.5–97	25
<i>Minerals</i>		
Graphite		0.1
Quartz		–0.01
Rock salt		–0.01
Anhydrite, gypsum		–0.01
Calcite	–0.001 – 0.01	
Coal		0.02
Clays		0.2
Chalcopyrite		0.4
Sphalerite		0.7
Cassiterite		0.9
Siderite	1–4	
Pyrite	0.05–5	1.5
Limonite		2.5
Arsenopyrite		3
Hematite	0.5–35	6.5
Chromite	3–110	7
Franklinite		430
Pyrrhotite	1–6000	1500
Ilmenite	300–3500	1800
Magnetite	1200–19200	6000

Tabla 3.2. Susceptibilidades magnéticas de varias rocas y minerales (Telford et al, 1990).

Con frecuencia existe confusión respecto a la magnitud que se mide en la exploración magnética, \mathbf{B} o \mathbf{H} . Aunque medimos \mathbf{B}_t , en realidad nos interesa el campo terrestre \mathbf{H}_t , como sea, dado que \mathbf{B} y \mathbf{H} se relacionan linealmente (Ecuación 3.20), además de que $\mu \approx 1$, nos da la posibilidad de considerar un mapa de \mathbf{B}_t como si fuera un mapa de \mathbf{H}_t . Por otro lado, también podemos hacer mención del flujo magnético o de las líneas de fuerza Φ :

$$\phi = B \cdot A \dots (3.21)$$

donde \mathbf{A} es un vector de área. Así $|B| = \frac{\phi}{|A|}$, cuando \mathbf{A} y \mathbf{B} son paralelos, es decir, \mathbf{B} es la densidad del flujo magnético (su unidad en el SI es el weber, Wb).

RELACIONES B-H: EL CICLO DE HISTÉRESIS

La relación entre \mathbf{B} y \mathbf{H} puede ser complicada en los materiales ferromagnéticos. Esto se muestra mediante la histéresis (Figura 3.4) en un ciclo de magnetización. Si una muestra desmagnetizada se somete a un incremento en el campo magnético \mathbf{H} , obtenemos la primera parte de la curva donde \mathbf{B} incrementa junto con \mathbf{H} , hasta que \mathbf{H} se aproxima al valor máximo que \mathbf{B} puede tener para la muestra (saturación). Cuando decrece \mathbf{H} , la curva no retrocede por el mismo camino, mostrando un valor positivo de \mathbf{B} cuando $\mathbf{H}=0$; a esto se le conoce como magnetismo remanente. Cuando se invierte \mathbf{H} , \mathbf{B} finalmente adopta el valor de cero para algún valor negativo de \mathbf{H} , conocido como fuerza coercitiva.

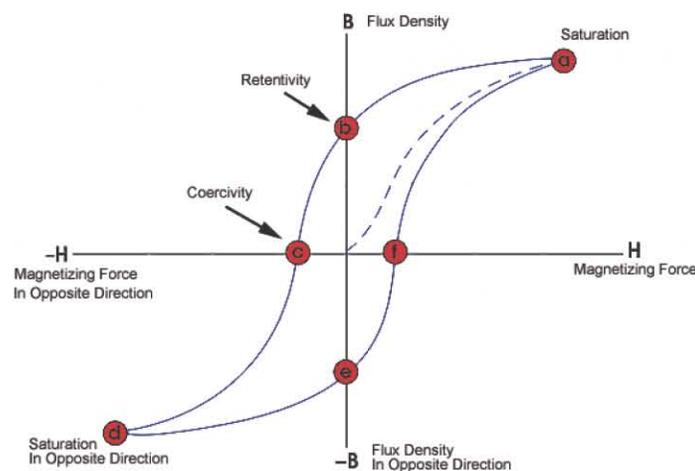


Figura 3.4. Ciclo de histéresis (www.ndt-ed.org).

La otra mitad de la curva de histéresis se obtiene haciendo que **H** sea cada vez más negativa hasta invertir la saturación, entonces **H** regresa a su valor original de saturación positiva. El área dentro de la curva, representa la energía perdida por ciclo por unidad de volumen como resultado de la histéresis.

POTENCIAL MAGNETOSTÁTICO PARA UN CAMPO DIPOLAR

Conceptualmente el potencial escalar magnético **A** en un punto **P**, es el trabajo sobre un polo positivo unitario al traerlo del infinito empleando cualquier trayectoria en contra del campo magnético **F(r)**. Cuando **F(r)** es el resultado de un polo positivo a una distancia **r** de **P**,

$$A \llcorner = - \int_{-\infty}^r F \llcorner dr = \frac{p}{r} \dots\dots(3.22)$$

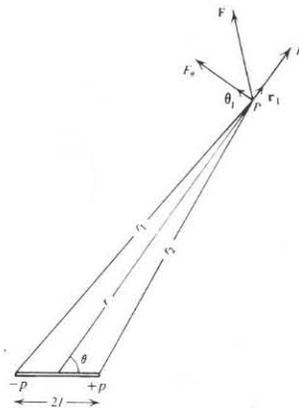


Figura 3.5. Cálculo del campo de un dipolo magnético (Telford et al, 1990).

De cualquier manera, dado que un monopolio magnético no puede existir, consideramos un dipolo magnético para conseguir un modelo más realista. Empleando la **Figura 3.5**, podemos calcular **A** a un punto externo:

$$A = \left(\frac{p}{r_1} - \frac{p}{r_2} \right)$$

$$A = p \left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + l^2 - 2lr \cos \theta}} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + l^2 + 2lr \cos \theta}} \right] \dots\dots(3.23)$$

Podemos encontrar el vector \mathbf{F} al obtener el gradiente de A :

$$\mathbf{F} = -\nabla A(r) \dots (3.24)$$

La componente radial es $F_r = -\frac{\partial A}{\partial r}$ y la componente angular es $F_\theta = -\frac{\partial A}{r \partial \theta}$; es decir

$$F_r = -p \left[\frac{r + l \cos \theta}{(r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta)^{3/2}} - \frac{r - l \cos \theta}{(r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta)^{3/2}} \right] \dots (3.25a)$$

$$F_\theta = p \left[\frac{l \sin \theta}{(r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta)^{3/2}} + \frac{l \sin \theta}{(r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta)^{3/2}} \right] \dots (3.25b)$$

cuando $r \gg l$, la ecuación (3.23) se convierte en,

$$A \approx \frac{m \cos \theta}{r^2} \dots (3.26)$$

donde \mathbf{m} es el momento dipolar con magnitud $m=2lp$. Obteniendo de las ecuaciones (3.24) y (3.26),

$$\mathbf{F} \approx \left(\frac{m}{r^3} \right) \left[\cos \theta \mathbf{r}_1 + \sin \theta \theta_1 \right] \dots (3.27a)$$

teniendo que los vectores unitarios \mathbf{r}_1 y θ_1 están en las direcciones de incremento de \mathbf{r} y θ . La magnitud resultante es,

$$F = |\mathbf{F}| \approx \left(\frac{m}{r^3} \right) \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta} \dots (3.27b)$$

y la dirección con respecto al eje dipolar es:

$$\tan \alpha = \frac{F_\theta}{F_r} = \frac{1}{2} \tan \theta \dots (3.27c)$$

En la ecuación (3.25), se tienen dos casos especiales, $\theta=0$ y $\frac{\pi}{2}$, llamados posiciones

Gauss-A y Gauss-B. Partiendo de la ecuación (3.25), llegamos a:

$$F_r = \frac{2mr}{(r^2 - l^2)^{3/2}}, F_\theta = 0, \theta = 0 \dots (3.28a)$$

$$F_r = 0, F_\theta = \frac{m}{(r^2 + l^2)^{3/2}}, \theta = \frac{\pi}{2} \dots (3.28b)$$

Si $r \gg l$, se simplifica a

$$\left. \begin{aligned} F_r &\approx \frac{2m}{r^3}, \theta = 0 \\ F_\theta &\approx \frac{m}{r^3}, \theta = \frac{\pi}{2} \end{aligned} \right\} \dots\dots(3.28c)$$

LA ANOMALÍA MAGNÉTICA GENERAL

Un cierto volumen de material magnético puede considerarse, como una diversidad de dipolos magnéticos que resultan de los momentos magnéticos de los átomos individuales y de otros dipolos. Si estos se encuentran alineados, de tal forma que el cuerpo exhibe magnetismo remanente, depende de su historia magnética previa. Aún así, se podrán volver a alinear mediante la inducción de un campo magnetizante. En cualquier caso, podemos considerar al cuerpo como una distribución continua de dipolos, resultando en un vector de momento dipolar por unidad de volumen, \mathbf{M} , de magnitud $|\mathbf{M}|$. El potencial escalar en \mathbf{P} (ver **Figura 3.5** y ecuación 3.26) a cierta distancia de un dipolo $|\mathbf{M}|$ ($r \gg l$) es,

$$A = \frac{|\mathbf{M}(r)| \cos\theta}{r^2} = -\mathbf{M}(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{r} \right) \dots\dots(3.29)$$

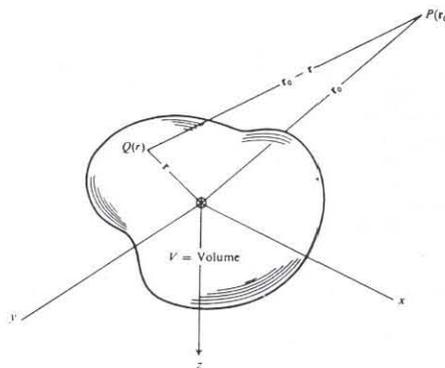


Figura 3.6. Anomalía magnética general (Telford et al, 1990).

El potencial para el cuerpo completo en un punto fuera de este (**Figura 3.6**) es

$$A = - \int_V \mathbf{M}(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{r_0 - r} \right) dv \dots\dots(3.30)$$

El campo magnético resultante puede obtenerse al utilizar la ecuación (3.24) junto con la ecuación (3.30). Es decir,

$$F_{\mathbf{e}_0} = \nabla \int_v M(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{|r_0 - r|} \right) dv \dots (3.31)$$

Si \mathbf{M} es un vector constante con dirección $\alpha = li + mj + nk$, entonces

$$M \cdot \nabla = M \frac{\partial}{\partial \alpha} = M \left(l \frac{\partial}{\partial x} + m \frac{\partial}{\partial y} + n \frac{\partial}{\partial z} \right) (3.32)$$

y

$$A = -M \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_v \left(\frac{dv}{|r_0 - r|} \right) \dots (3.33)$$

El campo magnético en la ecuación (3.33), existe en presencia del campo magnético terrestre F_t , esto es, el campo total F está dado por:

$$F = F_t + F_{\mathbf{e}_0}$$

Donde las direcciones de F_t y $F(\mathbf{r}_0)$, no son necesariamente las mismas. Si $F(\mathbf{r}_0)$ es mucho más pequeña que F_t , o si el cuerpo no tiene magnetismo remanente, F y F_t estarían aproximadamente en la misma dirección. No obstante, en los casos donde $F(\mathbf{r}_0)$ representa un porcentaje considerable de F_t (digamos, un 25% o más), y tenga una dirección diferente, la componente de $F(\mathbf{r}_0)$ en la dirección de F_t , F_D , se convierte en,

$$F_D = -f_1 \cdot \nabla A = -\frac{\partial A}{\partial f} = M \frac{\partial^2}{\partial \alpha \partial f} \int_v \frac{dv}{|r_0 - r|} \dots (3.34a)$$

Donde f_1 es un vector unitario en la dirección de F_t . Si la magnetización se induce principalmente por F_t , entonces

$$F_D_{\mathbf{e}_0} = M \frac{\partial^2}{\partial f^2} \int_v \frac{dv}{|r_0 - r|} = k F_t \frac{\partial^2}{\partial f^2} \int_v \frac{dv}{|r_0 - r|} \dots (3.34b)$$

Es claro, que el problema de interpretación en magnetometría es mayor que en gravimetría, debido al campo dipolar.

El potencial magnético A , como el potencial gravitacional U , satisface las ecuaciones de Laplace y Poisson. Siguiendo el método empleado para obtener las ecuaciones (3.10) y (3.11), se tiene

$$\nabla \cdot F = -\nabla^2 A = 4\pi\mu p$$

p es la intensidad neta del polo positivo por unidad de volumen en un punto. Recordemos que un campo F produce una reorientación parcial, a lo largo de la dirección del campo, de los dipolos elementales orientados anteriormente de forma aleatoria. Esto provoca, en efecto, una separación de los polos positivo y negativo. Entonces,

$$\nabla^2 A = 4\pi\mu \nabla \cdot M \dots(3.35)$$

Dentro de un medio no magnético, $M=0$ y

$$\nabla^2 A = 0 \dots(3.36)$$

Magnetismo terrestre

NATURALEZA DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo geomagnético se compone de tres elementos:

- a) El campo principal, cuyas variaciones son relativamente lentas y es de origen interno.
- b) Un campo pequeño (comparado con el principal), cuyo rango de variación es mayor y tiene su origen en el exterior de la Tierra.
- c) Las variaciones espaciales del campo principal, quienes son normalmente menores que el campo principal, son casi constantes en tiempo y espacio, y se originan por anomalías magnéticas locales, cercanas a la superficie, en la corteza terrestre. Estas son el objetivo en la prospección magnetométrica.

EL CAMPO PRINCIPAL

Si una aguja de acero no magnetizada se colgase de su centro de gravedad, de tal forma que se pudiese orientar en cualquier dirección, y si otros campos magnéticos estuvieran ausentes, se podría orientar en la dirección del campo magnético total terrestre, la cual con frecuencia, no es horizontal ni se encuentra en línea con el meridiano geográfico. La magnitud de este campo, F_t , la inclinación de la aguja con respecto a la horizontal, I , y la declinación, que es el ángulo formado con respecto al norte geográfico, D , definen completamente al campo magnético principal.

Los elementos magnéticos se ilustran en la **Figura 3.7**. El campo también se puede describir en términos de la componente vertical, Z_t , considerando positivo el sentido hacia abajo, y la componente horizontal, H_t , la cual siempre es positiva. X_t y Y_t son las componentes de H_t , quienes se consideran positivas al norte y al este, respectivamente. Las relaciones entre estos elementos, se muestran a continuación:

$$\begin{aligned}
 F_t^2 &= H_t^2 + Z_t^2 = X_t^2 + Y_t^2 + Z_t^2 \\
 H_t &= F_t \cos I, Z_t = F_t \sin I \\
 X_t &= H_t \cos D, Y_t = H_t \sin D \\
 \tan D &= \frac{Y_t}{X_t}, \tan I = \frac{Z_t}{H_t} \\
 F_t &= F_t f_1 = F_t (\cos D \cos I i + \sin D \cos I j + \sin I k)
 \end{aligned}
 \tag{3.37}$$

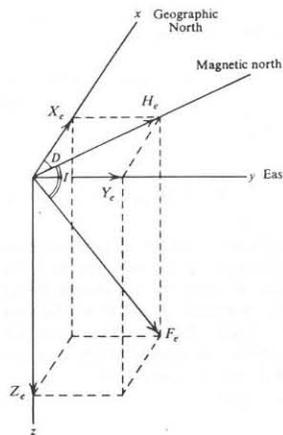


Figura 3.7. Elementos del campo geomagnético (Telford et al, 1990).

Un análisis de esféricos armónicos a las observaciones del campo magnético mostró que este, en cerca del 99% es ocasionado por fuentes internas de la Tierra. La teoría actual dice que la causa del campo principal, son las corrientes de convección circulantes en el núcleo externo (a profundidades entre los 2,800 y los 5,000 [km] de profundidad). Considerando el núcleo de la Tierra como una mezcla de hierro y níquel, ambos buenos conductores de electricidad. Se conceptualiza a la fuente magnética como un dínamo auto excitado, en el cual, los fluidos altamente conductivos se mueven complejamente, a causa de

la convección. Datos paleomagnéticos muestran que el campo magnético ha estado casi siempre a lo largo del eje de rotación terrestre, implicando que el movimiento convectivo se relaciona con rotación terrestre. Estudios recientes de campos magnéticos de otros planetas y sus satélites, proporcionan comparaciones fascinantes del campo terrestre.

Al estudiar en forma continua el campo terrestre, durante 400 años, se ha establecido que este cambia lentamente. La inclinación del campo ha cambiado cerca de 10° y la declinación alrededor de 35° durante este periodo. Se cree que la fuente de estas variaciones, está relacionada con los cambios en las corrientes de convección dentro del núcleo.

El campo magnético de la Tierra, ha cambiado de sentido cierto número de veces; mismas que proporcionan la escala de tiempo magnetocronográfica.

EL CAMPO MAGNÉTICO EXTERNO

La mayoría de los pequeños remanentes del campo geomagnético, parecen asociarse con las corrientes eléctricas en las capas ionizadas de la atmósfera. Las variaciones temporales de estas componentes son mucho más rápidas que para el campo principal. Algunos de sus efectos son:

- a) Un ciclo de 11 años de duración, relacionada con la actividad de las manchas solares.
- b) Las variaciones solares diurnas con un periodo de 24 horas y un rango de 30 [nT], quienes varían con la latitud y con la temporada, probablemente estén controladas por la acción del viento solar en las corrientes ionosféricas.
- c) Las variaciones lunares con un periodo de 25 horas y una amplitud de 2 [nT], quienes varían a lo largo del mes y se relacionan con la interacción de la ionosfera lunar.
- d) Tormentas magnéticas que son disturbios con amplitudes superiores a 1,000 [nT] en la mayoría de las latitudes, e incluso mayores en las regiones polares, donde se asocian con las auroras. Aunque erráticas, ocurren frecuentemente con un periodo de 27 días, y están correlacionadas con la actividad de las manchas solares.

Estas variaciones espaciales y temporales del campo terrestre principal, no afectan de manera significativa a la prospección magnetométrica, a excepción de las tormentas magnéticas ocasionales. La variación diurna se puede corregir empleando una estación base.

ANOMALÍAS MAGNÉTICAS LOCALES

Los cambios locales en el campo principal son el resultado de las variaciones en el contenido de minerales magnéticos, de las rocas localizadas cerca de la superficie. Ocasionalmente, estas anomalías son mayores en amplitud, al doble del campo principal. Aunque, no se prolongan grandes distancias. Las fuentes de estas anomalías magnéticas locales no pueden estar muy profundas, porque la temperatura debajo de ~40 [km] de profundidad puede estar por encima del punto de Curie, temperatura a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas. Así pues, las anomalías locales deben asociarse con características y estructuras de la corteza superior de la Tierra.

Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS), es una red de satélites del Sistema NAVSTAR, propiedad del Departamento de Defensa de los Estados Unidos, que orbitan la Tierra, y transmiten información codificada (señales de radio de baja potencia) de forma continua, con lo cual es posible determinar la ubicación precisa de cualquier receptor en la Tierra.

El sistema NAVSTAR consiste en un segmento espacial (los satélites), un segmento de control (las estaciones terrestres), y un segmento de usuario (los receptores).

El segmento espacial, el cual consiste de por lo menos 24 satélites (**Figura 3.8**), es el corazón del sistema. Los satélites se encuentran distribuidos en seis planos orbitales, inclinados 55° (respecto al ecuador), y con cuatro satélites en cada plano, orbitando a 16,000 [km] sobre la superficie terrestre, con un periodo de aproximadamente 12 horas. La disposición de los satélites en sus órbitas, es tal, que un receptor en la Tierra, siempre recibe señales, de cuatro satélites o más, a cualquier tiempo dado.

Cada satélite, transmite señales de radio de baja potencia en varias frecuencias (denominadas L_1 , L_2 ,...) y diversas formas de codificar la información, como el código C/A (Adquisición Clara o Amplia), y el código P (Preciso).

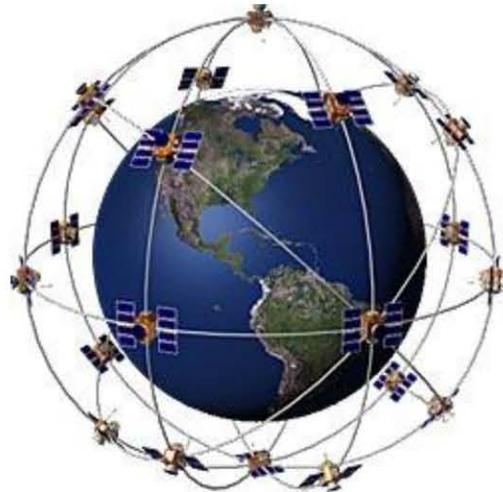


Figura 3.8. Esquema de la distribución de las órbitas de los satélites alrededor de la Tierra
(www.compasstoolsinc.com).

El código **C/A**, es una secuencia con una longitud de 1023 modulaciones bifásicas binarias, que se transmiten en la señal portadora del GPS, con una frecuencia máxima de 1.023 [MHz] y el código se repite cada milisegundo.

El código **P**, es una secuencia más larga de modulaciones bifásicas binarias, transmitidas también en la frecuencia portadora, con una amplitud pico de 10.23 [MHz], que se repite aproximadamente cada 267 días.

La banda **L₁** se transmite en la frecuencia de 1.5754 [GHz] con una longitud de onda de 19 [cm], y posee dos componentes: el componente modulado en fase (código **P**) y el de más baja frecuencia (código **C/A**) que es modulado en cuadratura (desplazado 90°). En tanto, que la portadora **L₂**, corresponde a 1.2276 [GHz] con una longitud de onda de 24.2 [cm] y sólo tiene un componente en que está modulado el código **P**. Ambas frecuencias pertenecen a la banda UHF del espectro electromagnético.

El propósito principal de estas señales codificadas, es calcular su tiempo de viaje del satélite al receptor. A este tiempo de viaje, se le conoce como Tiempo de Arribo, el cual a su vez se emplea para determinar la distancia entre el satélite y el receptor. El Mensaje de Navegación (la información que transmiten los satélites al receptor), incluye la órbita del satélite, información del reloj (en este caso, se hace uso de relojes atómicos muy precisos), mensajes del estado general del sistema y un modelo del retraso ionosférico.

El segmento de control, hace lo que su nombre indica, controla los satélites, rastreándolos y proporcionándoles la información referente a órbitas y tiempos corregidos. Existen cinco estaciones de control localizadas alrededor del mundo (**Figura 3.9**), cuatro estaciones de monitoreo (Hawai, Isla Ascensión, Diego García y Kwajalein) y una estación maestra (Base Falcon de la Fuerza Aérea en Colorado Springs, Colorado).



Figura 3.9. Localización de la estación de control (*Master control, MC*) y distribución de las estaciones de monitoreo (*Monitor Station, MS*) (www.kt.agh.edu.pl).

El segmento de usuario, se compone de los receptores utilizados para determinar las coordenadas de un punto, realizar navegación u obtener el tiempo usando las señales transmitidas por los satélites NavStar. El equipo esencial está formado por una antena y un receptor.

Para localizar un punto cualquiera en la superficie terrestre, el receptor GPS debe utilizar dos variables, la ubicación de los satélites, y a qué distancia se encuentra de ellos.

El receptor recoge de los satélites la información llamada “almanaque”, la cual, contiene sus posiciones aproximadas. Esta información se transmite ininterrumpidamente, de tal forma, que se conocen las órbitas de los satélites y su ubicación. El “almanaque” se actualiza periódicamente, con la información del movimiento de los satélites.

Cualquier satélite puede viajar ligeramente fuera de su órbita, por tal motivo, las estaciones de monitoreo terrestres rastrean la altitud, la localización, la velocidad y las órbitas

de los satélites. Toda esta información se envía a la estación maestra de control, la cual es la responsable de transmitir datos ya corregidos (“efemérides”) a los satélites.

Los códigos que transmiten los satélites, son llamados “pseudo-aleatorios”, debido a su gran parecido con señales de ruido. Cuando un satélite genera su código pseudo-aleatorio, el receptor está produciendo el mismo código tratando de hacerlos coincidir. Al comparar ambos códigos, existe un tiempo de retraso, mismo que se multiplica por la velocidad de la luz para obtener la distancia entre satélite y receptor. Dado que los relojes de los receptores no son tan precisos como los de los satélites, se presenta un error, haciendo necesaria la corrección de la distancia obtenida.

Debido a que la localización de un receptor se obtiene por medio de triangulaciones, se requieren de al menos tres satélites para calcular su posición en 2D (latitud y longitud), y de más de tres satélites para ubicarlo en 3D (latitud, longitud y elevación).

Cualquier posición obtenida con un receptor GPS contiene un cierto grado de incertidumbre. La precisión final está determinada por la suma de diferentes fuentes de error, pero éstas dependen básicamente de las condiciones ionosféricas, atmosféricas y del tipo del equipo utilizado.

En nuestro estudio, empleamos la técnica de GPS diferencial, la cual nos permitió ubicar con gran precisión cada una de las estaciones gravimétricas, cuyo valor de elevación, es indispensable para aplicar adecuadamente la corrección topográfica a los datos adquiridos en el campo.

Para emplear esta técnica, es necesario ocupar las estaciones remotas, mientras se tiene operando una estación base. Al procesar los datos para obtener la posición después de adquirirlos (postproceso), se evitan errores que se presentan al utilizar el posicionamiento en tiempo real. Por ejemplo, es muy frecuente que en algunos lugares, no se tenga buena comunicación de radio entre la estación base y las estaciones móviles, aumentando la posibilidad de tener un error en la medición, o inclusive, evitando que se lleva a cabo. Otra de las principales ventajas de postprocesar, es que el sistema (receptores y accesorios) se simplifica, pues sólo se requiere de receptores operando en modo autónomo, y de ningún equipo de intercomunicación adicional.

Generalmente la técnica de modo diferencial, es utilizada en los levantamientos geodésicos. Esto significa que al menos un receptor, es colocado en un punto de coordenadas conocidas previamente, u obtenidas posteriormente (con órbitas precisas y posicionamiento de punto preciso), a la que se llama estación base, y por otro lado, existe al menos un receptor que se coloca en un punto remoto con coordenadas a resolver. El primer paso para encontrar la posición de la estación móvil, es determinar el vector o línea de base entre las estaciones, de esta forma, se obtiene un posicionamiento relativo, dado que las coordenadas finales de la estación remota, son siempre relativas a las coordenadas conocidas de la estación base.

En concepto, los observables en la señal GPS, son distancias, que son derivadas de la medición del tiempo o de la diferencia de fase, basados en la comparación entre las señales recibidas y generadas por el receptor. En consecuencia, el GPS utiliza dos relojes, uno en el satélite y otro en el receptor. Esto ocasiona que las distancias puedan estar “sesgadas” por los errores en los relojes de los satélites, y por esto se denominan pseudodistancias.

La teoría del posicionamiento diferencial, trata de corregir o minimizar los errores de una estación, utilizando el error conocido de otra estación (ya que de esta última se conoce su posición). Entonces, el receptor de referencia o estación base, calcula las correcciones para cada satélite, tomando en cuenta la posición “real”, y la calculada a partir de los satélites en la visual.

4. METODOLOGÍA

Objetivo del estudio

La estructura del subsuelo en la zona que comprende el estado de Oaxaca, desde su capital y hacia el sur, ha sido un tema estudiado por varios autores, los cuales han aplicado diversas técnicas geofísicas como estudios de microsismicidad (Ligorria y Ponce, 1993); perfiles sísmicos profundos combinados con gravimetría (Nava et al., 1988), descripción de la anomalía de Bouguer simple, de aire libre y residual isostático (Mena et al., 1995); estudio de mecanismos focales y sismicidad natural (Ruiz-Kitcher, 1986; Jiménez y Ponce, 1979; Havskov et al., 1982) y estudios magnetotéluricos combinados con gravimetría (Arzate et al., 1993), entre otros.

La motivación del presente estudio tiene por objeto, el análisis y descripción de la estructura regional del subsuelo. En el área donde la litosfera oceánica subducente de la Placa de Cocos, se presenta con un bajo ángulo de buzamiento y donde según diversos estudios, se ha encontrado, que la corteza muestra una geometría en donde se reportan diversas profundidades con diferencias que presentan los estudios de sismología (23.5-26.5 [km] de profundidad de corteza en Puerto Escondido), gravimetría (19.5 [km]) y magnetoteluria (21.5 [km]).

La contribución de los métodos geofísicos de magnetometría y gravimetría, han demostrado ser muy útiles, en la descripción geométrica del basamento cristalino a distintas escalas. Aunque este trabajo no pretende establecer un modelo definitivo del subsuelo regional en el área de estudio, si el contribuir y complementar trabajos anteriores con objetivos similares.

Así mismo, una componente importante de este trabajo consiste en la aplicación combinada de ambos métodos potenciales (gravimetría y magnetometría), con una mayor precisión en la referencia geográfica de la información adquirida, mediante la técnica del Sistema de Posicionamiento Global (GPS por sus siglas en inglés).

El desarrollo tecnológico, tanto en la instrumentación geofísica (graviton, magnetómetros de efecto overhouser), como en la instrumentación de geo-referenciación

(GPS diferencial), enriquecen el trabajo y nos dan la pauta para proponer, comparar y analizar los datos con un margen de mayor precisión, en comparación con estudios desarrollados en las tres últimas décadas del siglo XX.

Instrumentación empleada

Magnetómetro de Precesión Protónica (PPM)

Los magnetómetros que se emplean actualmente con mayor frecuencia, tanto para los levantamientos magnéticos de exploración, como para el monitoreo del campo geomagnético en observatorios, son los magnetómetros de precesión protónica. El sensor de dicho magnetómetro, es un recipiente lleno de líquido rico en átomos de hidrógeno, como el queroseno o el agua, rodeado de una bobina (**Figura 4.1a**). Los núcleos de hidrógeno (protones) actúan como pequeños dipolos y se alinean, normalmente, paralelos al campo geomagnético ambiental F_t (**Figura 4.1b**). Una corriente pasa a través de la bobina, generando un campo magnético F_p de 50 a 100 veces mayor que el campo geomagnético y con una dirección diferente, realineando a los protones en esa nueva dirección (**Figura 4.1c**). Después se retira la corriente de la bobina, removiendo rápidamente al campo polarizante. Los protones regresan a su alineación original con F_t girando, mediante el fenómeno conocido como precesión (**Figura 4.1d**), en fase alrededor de esa dirección con un periodo cercano a 0.5 [ms], tomando de 1 a 3 [s] para lograr su orientación original. La frecuencia f de esta precesión está dada por:

$$f = \frac{\gamma_p F_t}{2\pi}$$

donde γ_p es el radio giromagnético del protón, una constante conocida con precisión. En consecuencia, las mediciones de f , cercanas a 2 [kHz], proveen valores muy precisos de la intensidad del campo geomagnético total; el cual se obtiene al medir voltajes alternos, con una frecuencia igual a la que induce en la bobina, el flujo originado por la precesión protónica.

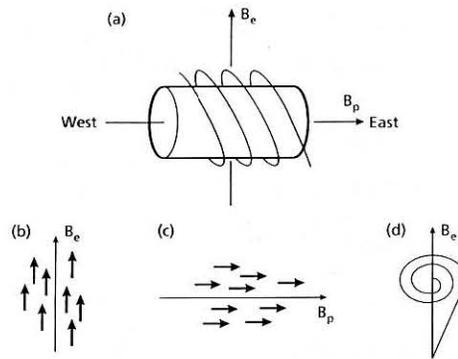


Figura 4.1. Principio del magnetómetro de protones (Kearey, 2002).

Estos magnetómetros de campo, brindan lecturas de la componente total del campo magnético, con una resolución de 0.1 [nT]. El sensor no tiene que estar orientado con precisión, aunque debería idealmente, existir un ángulo suficientemente grande entre el campo polarizante, y la dirección del campo magnético terrestre. Por esta razón, es posible tomar lecturas en sensores transportados en barco o aviones, sin la necesidad de mecanismos de orientación.

Muchos magnetómetros modernos utilizan el efecto Overhauser. Al fluido del sensor, se le adiciona un líquido que contiene electrones en órbitas no apareadas. Entonces, los protones se polarizan indirectamente utilizando radiofrecuencias cercanas a los 60 [MHz]. El consumo de energía de tales instrumentos, es de tan solo el 25% de los magnetómetros de protones convencionales, haciéndolos más ligeros y compactos. La señal generada en esos fluidos, es casi 100 veces más intensa, teniendo menos ruido e intervalos de muestreo más rápidos (Kearey, 2002).

MAGNETÓMETRO GEOMETRICS G-856

Es un magnetómetro portátil basado en el principio de precesión protónica, antes descrito, con una amplia gama de usos. Puede utilizarse en los levantamientos magnéticos, en las estaciones base o bien como gradiómetro. Cabe mencionar su fácil manejo, posee una consola con botones de operación y una memoria digital, cuya capacidad de almacenamiento es de 5,000 lecturas en modo de exploración, y 12,000 como estación base; evitando así, que el

usuario anote las mediciones en campo y las capture después en la computadora, esto anula los errores de transcripción.

Todas las operaciones se controlan desde el panel frontal, que posee una membrana contra agua.

El modelo G-856 (**Figura 4.2**) es compacto y ligero, tiene resistencia al agua y es capaz de operar en un amplio rango de temperaturas. Además puede emplearse en modo automático (previa programación), y modo manual, dependiendo de las necesidades del usuario. Sus especificaciones técnicas se muestran en la **Tabla 4.1**:

Resolución	0.1 [nT]
Precisión	0.5[nT]
Rango	20,000 a 90,000 [nT]
Tolerancia del gradiente	1,000[nT/m]
Velocidad de lectura	3 a 999 segundos estándar, puede ser 1.5 segundos por ciclo.
Requerimientos de energía	12 Volts-DC
Intervalo de temperatura de operación	-20°C a 50°C

Tabla 4.1. Especificaciones técnicas del Geometrics G-856 (www.geometrics.com).



Figura 4.2. Magnetómetro Geometrics G-856 en operación de campo.

En este proyecto de tesis, este magnetómetro se utilizó principalmente en modo de exploración, ya que una ventaja que tiene sobre otros magnetómetros, es su diseño para este propósito.

Dado que el objeto del estudio es regional, la resolución que maneja este instrumento (0.1 [nT]), fue muy adecuada.

MAGNETÓMETRO POS N130

La Universidad Tecnológica de los Urales (USTU por sus siglas en inglés), desarrolló los magnetómetros Overhauser, basados en una sustancia estable, métodos computacionales de cálculo y optimización de sensores, así como métodos de procesamiento digital para señales de precesión protónica. Los sensores Overhauser, se emplean en estudios terrestres, aéreos, marinos y de registro de pozos. La USTU ha desarrollado y manufacturado nuevos instrumentos, los cuales reúnen los requerimientos, tanto de observatorio magnético, como de levantamientos terrestres, en particular para investigaciones sismo magnéticas.

El principio de operación del POS (Processor Overhauser Sensor, **Figura 4.3**) es similar al del magnetómetro de protón estándar. Mediante el efecto Overhauser, se polarizan, tanto, el campo magnético-DC, como el campo-HF (altas frecuencias). Con lo anterior, se evita un mayor decremento de la señal en el rango de 20,000-40,000 [nT], y descartan los errores sistemáticos producidos por la retroalimentación del circuito en otro tipo de magnetómetros Overhauser. Esta variante en el diseño, utiliza una nueva sustancia estable cuyo tiempo de vida es de más de 10 años.

El procesamiento digital de la señal en el POS, asegura una alta sensibilidad en las mediciones (arriba de 0.01 [nT] con un intervalo de muestreo de 3 [s] ó 0.1 [nT] a 1 [s] para los Overhauser estándar).



Figura 4.3. Magnetómetro POS N130 (<http://magnetometer.ur.ru>).

Gravímetro

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 de los cambios en la gravedad. En la **Figura 4.4** un resorte de longitud inicial s ha sido estirado en un δs , como resultado de un incremento en la gravedad δg , haciendo mayor el peso de la masa suspendida m . La deformación del resorte, es proporcional a los esfuerzos que se le aplican (Ley de Hooke), entonces

$$m\delta g = k\delta s$$

$$\delta s = \frac{m}{k} \delta g$$

donde k es la constante elástica del resorte.

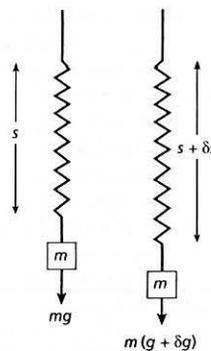


Figura 4.4. Principio de operación de un gravímetro estable (Kearey, 2002).

δs debe medirse con una precisión de 1×10^{-8} en instrumentos apropiados para levantamientos gravimétricos terrestres. Así pues, una masa grande y un resorte débil incrementarían la relación $\frac{m}{k}$ y, por ende, la sensibilidad del instrumento, en la práctica, esto daría origen a un colapso en el sistema. En consecuencia, se requiere algún mecanismo para amplificar la deformación, ya sea óptico, mecánico o electrónico.

La necesidad del resorte de cubrir esta doble función (servir de soporte a la masa y actuar como un dispositivo de medición), restringe severamente la sensibilidad de los primeros gravímetros, conocidos como estables o estáticos. Este problema es superado en los

instrumentos modernos (inestables o astáticos), quienes utilizan una fuerza adicional en el mismo sentido que la deformación del resorte, obteniendo, directamente una amplificación del movimiento.

Como ejemplo de un gravímetro inestable, podemos citar al de LaCoste and Romberg. El medidor consiste en un brazo móvil portador de una masa, soportado por un resorte que se fija inmediatamente encima del punto de giro (**Figura 4.5**). La magnitud del momento ejercido por el resorte sobre el brazo, depende de la deformación del resorte y del seno del ángulo θ . Si la gravedad aumenta, la masa baja y el resorte se alarga. Aunque la fuerza de restauración del resorte incrementa, el ángulo θ disminuye a θ' . Mediante un diseño adecuado de la geometría entre el brazo y el resorte, la magnitud del incremento en el momento de restauración con el respectivo aumento de gravedad, puede hacerse tan pequeña como se desee. Con resortes ordinarios, el rango de trabajo sería muy pequeño. Sin embargo, empleando un resorte de “longitud cero” (el cual se tensiona previamente durante su manufactura, así que la fuerza de restauración es proporcional a la deformación del resorte), los instrumentos se pueden diseñar con muy buena sensibilidad dentro de un rango amplio. La lectura se realiza al colocar el brazo en posición horizontal, alterando la localización vertical del resorte adjunto, con un tornillo micrométrico. Los efectos térmicos son removidos por un sistema de termostato (que mantiene la temperatura del sistema constante).

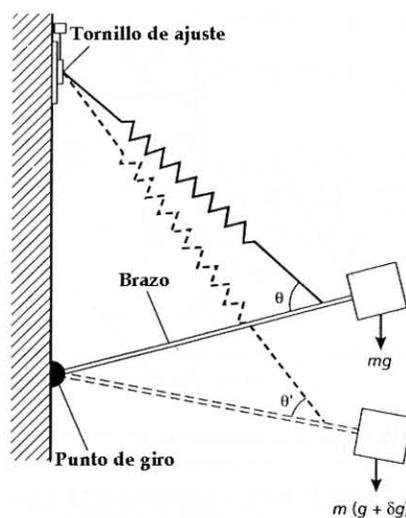


Figura 4.5. Principio del gravímetro LaCoste and Romberg (modificada de Kearey, 2002).

GRAVÍMETRO MODELO G, LaCoste and Romberg

Este instrumento (**Figura 4.6**) ha sido empleado a lo largo del mundo, durante cerca de 40 años, para la adquisición de datos gravimétricos regionales, gracias a su rango amplio de 7,000 [mGal]. Sus características, se mencionan en la **Tabla 4.2**:

Rango	7,000 [mGal]
Precisión	0.04 [mGal]
Repetibilidad	0.01 [mGal]
Deriva	1.0 [mGal] por mes, o menos

Tabla 4.2. Especificaciones técnicas del Modelo G de L&R (www.lacosteromberg.com).



Figura 4.6. Gravímetro Modelo G de LaCoste and Romberg en operación de campo.

GRAVÍMETRO GRAVITON EG

LaCoste and Romberg, manufacturó gravímetros de alta precisión desde 1939. El modelo Graviton EG (**Figura 4.7**), es un instrumento totalmente automatizado, portátil y con nivelación propia. Sus especificaciones técnicas se enuncian en la **Tabla 4.3**.



Figura 4.7. Gravímetro Graviton EG en operación de campo.

Tipo de sensor	Resorte de metal “Longitud Cero”
Resolución del dato	24 bits <0.0001 [mGal]
Repetibilidad	En condiciones controladas: 0.001 [mGal] En condiciones de campo: 0.003 [mGal]
Rango	Mundial
Rango de temperatura	-10° a +45°C (-40°C con la opción Ártico)
Deriva absoluta	<1.0 [mGal] por mes
Memoria	32 MB, arriba de 100,000 estaciones
Corrección por marea	Tiempo real

Tabla 4.3. Especificaciones técnicas del Graviton EG de L&R (www.lacosteromberg.com).

Adquisición de datos y rutas realizadas

La adquisición de datos se llevó a cabo en tres fases, la primera comprendió del 25 de junio al 2 de julio de 2004, la segunda correspondió del 29 al 31 de mayo de 2005, y por último, la tercera del 8 al 11 de diciembre de 2005.

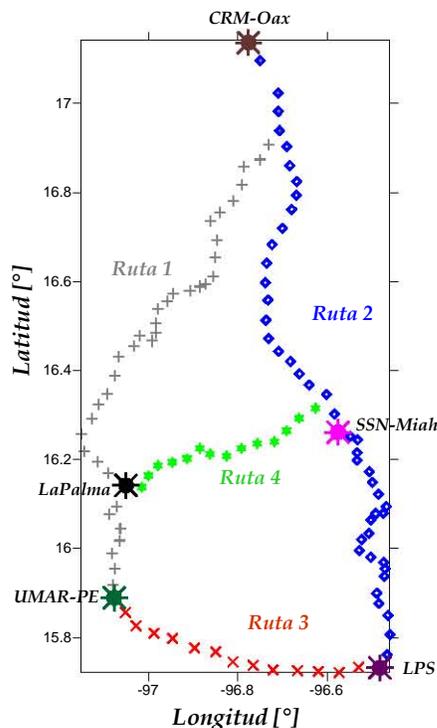


Figura 4.8. Rutas realizadas en el área de estudio.

En consideración al carácter regional del estudio, se determinó un intervalo de muestreo de aproximadamente 5 [km]. Las estaciones están distribuidas en cuatro rutas (**Figura 4.8**), dos paralelas y dos perpendiculares a la costa, descritas a continuación:

- Ruta 1. Perpendicular a la costa, corresponde a la carretera federal 131, inicia en la ciudad de Oaxaca y termina en la Universidad del Mar de Puerto Escondido, cuenta con 44 estaciones y 3 bases gravimétricas (Consejo de Recursos Minerales en Oaxaca, La Palma y UMAR en Puerto Escondido).
- Ruta 2. Perpendicular a la costa, pertenece a un fragmento de la carretera federal 175, inicia en la ciudad de Oaxaca y termina en el Libramiento Pochutla Sur, tiene 48 estaciones y 4 bases gravimétricas (Consejo de Recursos Minerales en Oaxaca, el acelerógrafo del Servicio Sismológico Nacional en Miahuatlán de Porfirio Díaz, Puente Río Molino II y Libramiento Pochutla Sur).
- Ruta 3. Paralela a la costa, sigue a la carretera federal 200, inicia en la UMAR de Puerto Escondido y termina en el Libramiento Pochutla Sur, posee 15 estaciones y 2 bases gravimétricas (UMAR en Puerto Escondido y Libramiento Pochutla Sur).
- Ruta 4. Paralela a la costa, inicia en La Palma y termina en el acelerógrafo en Miahuatlán de Porfirio Díaz, tomando como guía el camino de terracería que une estas dos localidades, consta de 16 estaciones y 2 bases gravimétricas (La Palma y el acelerógrafo del Servicio Sismológico Nacional en Miahuatlán de Porfirio Díaz).

Cada estación cuenta con tres tipos de mediciones (**Figura 4.9**): a) gravimétrica, se utilizaron dos tipos de gravímetros, ambos de LaCoste and Romberg, el Modelo G y el Graviton EG, se tomaron 5 lecturas con un intervalo de 1 minuto; b) magnetométrica, se empleó el magnetómetro Geometrics G-856, adquiriendo muestras cada 10 segundos durante 5 minutos; c) GPS, el uso de receptores de dos bandas permitió una gran precisión, estos trabajaron en un lapso de 15 a 25 minutos.

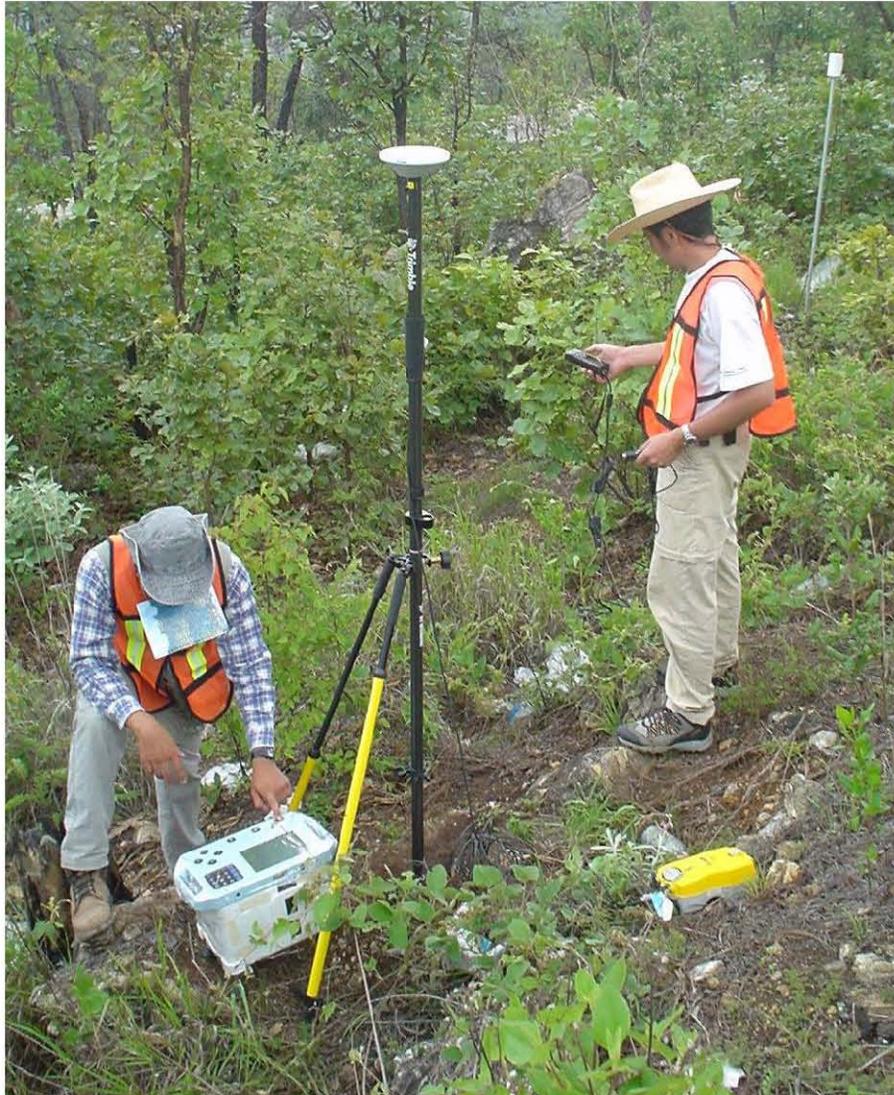


Figura 4.9. Gravimetría, magnetometría y GPS.

Es importante mencionar, que para poder corregir los datos magnetométricos por variación diurna, fue necesario implementar una base en la región del Trapiche, ubicado en la localidad de San Francisco Cozoaltepec, dentro del municipio de Santa María Tonameca, al sur del estado de Oaxaca en la zona de la costa, cuyas coordenadas aproximadas son $15^{\circ} 45'$ de latitud Norte y $96^{\circ} 33'$ de longitud Oeste. Ahí se instaló un magnetómetro POS N130 (**Figura 4.10**), tomando lecturas cada minuto de forma ininterrumpida, durante los lapsos de tiempo antes mencionados. Estos datos, fueron comparados con los del Observatorio Magnético de Teoloyucan, obteniendo una correlación muy buena.



Figura 4.10. Base magnetométrica en El Trapiche, San Francisco Cozoaltepec, Oaxaca.

Por otro lado, en gravimetría, fue indispensable tomar una base absoluta de referencia (**Figura 4.11**), esta, se ubica dentro de las instalaciones del Ordenamiento Ecológico El Zarco ($19^{\circ} 17' 43''$ de latitud Norte y $99^{\circ} 21' 14''$ de longitud Oeste), Carretera México-Toluca Km 32.5, Ocoyoacán, Estado de México. Después se realizó la transferencia de base al Instituto de Geofísica, UNAM ($19^{\circ} 19' 38''$ de latitud Norte y $99^{\circ} 10' 32''$ de longitud Oeste) **Figura 4.12**. Posteriormente, dadas las grandes dimensiones de las rutas, se hizo necesaria la implementación de otras bases gravimétricas distribuidas a lo largo del área de estudio, que son las siguientes: Consejo de Recursos Minerales en la ciudad de Oaxaca ($17^{\circ} 08' 11''$ de latitud Norte y $96^{\circ} 46' 34''$ de longitud Oeste), Estación Sismológica del SSN en Miahuatlán de Porfirio Díaz ($16^{\circ} 15' 40''$ de latitud Norte y $96^{\circ} 34' 31''$ de longitud Oeste), Puente Río Molino II ($16^{\circ} 04' 45''$ de latitud Norte y $96^{\circ} 28' 25''$ de longitud Oeste), Libramiento Pochutla Sur ($15^{\circ} 43' 54''$ de latitud Norte y $96^{\circ} 28' 53''$ de longitud Oeste), Universidad del Mar en Puerto Escondido ($15^{\circ} 53' 21''$ de latitud Norte y $97^{\circ} 04' 40''$ de longitud Oeste) y La Palma ($16^{\circ} 08' 30''$ de latitud Norte y $97^{\circ} 03' 04''$ de longitud Oeste). Esto con la finalidad de poder corregir los datos por deriva del instrumento.



Figura 4.11. Base gravimétrica absoluta El Zarco.



Figura 4.12. Base gravimétrica IGEOF, UNAM.

5. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Método Gravimétrico

Cuando se interpretan los resultados de un levantamiento gravimétrico local, deben removerse ciertos efectos, los cuales, pueden originarse tanto por los procedimientos empleados en el estudio, como por características de una escala mayor a la del cuerpo objetivo. Sólo entonces, pueden modelarse los datos en términos de masas anómalas locales. Primero, las mediciones deben ajustarse y calibrarse en función del gravímetro utilizado. Después se les extrae la deriva del instrumento, para posteriormente corregirlas por los efectos de las mareas. Los únicos cuerpos astronómicos que son lo suficientemente grandes y cercanos para influir en las mediciones de gravedad son el Sol y la Luna. Por otro lado, es muy importante corregir las variaciones de la gravedad en función de la altura, la latitud y la topografía. Estos pasos, reducen los datos observados, a una superficie común de referencia, quedando listos para su interpretación.

5.1.1 Corrección por Marea

Las mediciones gravimétricas en un punto cambian con el tiempo, debido a las variaciones periódicas en el efecto gravitacional del Sol y de la Luna, asociado con sus movimientos orbitales. A pesar de tener una masa más pequeña, la atracción gravitacional de la Luna es mayor que la del Sol, dada su proximidad. Estos efectos gravitacionales originan la marea de la *Tierra sólida*, de la misma manera que las atracciones celestes, provocan mareas en el mar. Las mareas de la *Tierra sólida* son considerablemente más pequeñas que las mareas oceánicas. Estas, alteran la elevación de un punto de observación en unos pocos centímetros, y en consecuencia, cambia su distancia al centro de masa de la Tierra. A las variaciones periódicas de la gravedad, debidas a los efectos combinados del Sol y la Luna, se les conoce como *variaciones de marea*. Las cuales tienen una amplitud máxima de 0.3 [mGal] y un período mínimo de 12 hrs.

Enfocándonos en nuestro estudio, recordemos que durante la adquisición de datos gravimétricos, se utilizaron dos instrumentos. El primero, Graviton-EG, aplica de forma automática esta corrección, basándose en el algoritmo de Cartwright & Taylor (1971), estos cálculos son muy satisfactorios (0.001 [mGal]), asumiendo el tiempo UTC y las coordenadas correctas Latitud/Longitud de un GPS. Para el segundo instrumento, Modelo G de LaCoste&Romberg, fue necesario, en primera instancia, convertir las lecturas del aparato en miligales, haciendo uso de su tabla de calibración, posteriormente, se calcularon los valores de marea con el programa TSoft Versión 2.0.14 (**Figura 5.1**), el cual emplea el algoritmo de Wenzel (1974), para finalmente, restar el valor de marea a las mediciones.



Figura 5.1. Curva de marea calculada con el programa TSoft, para el CRM-Oax el 29/05/05.

5.1.2 Corrección por Deriva del Instrumento

La corrección para la deriva instrumental se basa sobre lecturas repetidas en una estación base, a diferentes horas del día. Las lecturas se grafican con respecto al tiempo (**Figura 5.2**), y se asume linealmente la deriva entre lecturas consecutivas de la base. La corrección por deriva en el tiempo t es d , el cual se sustrae del valor observado.

Posterior a esta corrección, se obtiene la diferencia en gravedad, entre un punto de observación y la base. De esta forma es posible calcular la gravedad absoluta en ese punto g_{obs} , a partir del valor de gravedad de la base. Este proceso se aplicó para los datos del presente estudio.

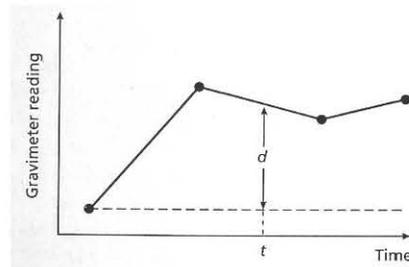


Figura 5.2. Curva de deriva de un gravímetro (Kearey, 2002).

5.1.3 Corrección por Aire Libre

Esta corrección toma en consideración el decremento en la gravedad vertical, con el incremento de la elevación. Se fundamenta en que g es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia. El gradiente de aire libre para g , da como resultado la corrección de elevación, siendo esta:

$$C_f = \frac{2g_0 h}{R_T} = 0.3086h \text{ [mGal]}$$

donde h es la elevación en metros, R_T es el radio de la Tierra, y g_0 la gravedad a nivel medio del mar. La corrección C_f , debe añadirse a las mediciones de gravedad si la estación se encuentra por encima del plano de referencia (como se aplicó en nuestro estudio, dado que la referencia fue el nivel medio del mar), y sustraerse en caso contrario.

5.1.4 Corrección por Latitud

Para remover el efecto del incremento de gravedad del ecuador a los polos, debido al decremento del radio terrestre y la fuerza centrífuga, es necesario aplicar esta corrección. La cual se basa en la fórmula internacionalmente aceptada del Sistema de Referencia Geodésico (GRS-1967), para calcular la gravedad a nivel del mar a una latitud ϕ . La fórmula es:

$$g_\phi = 9.780318 \left(+0.0053024 \text{sen}^2 \phi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\phi \right) \times 10^5 \text{ [mGal]}$$

La mayoría de los estudios incluyen distancias de algunos cientos de metros, o hasta kilómetros como el nuestro, en el cual, utilizamos de referencia la base gravimétrica del acelerógrafo del SSN en Miahuatlán de Porfirio Díaz. En tales casos, los datos se corrigen por las variaciones en latitud empleando el siguiente factor:

$$C_{\phi} = \frac{1}{R_T} \frac{dg}{d\phi} = 0.812 \sin 2\phi \cdot d \text{ [mGal]}$$

donde R_T es el radio promedio de la Tierra (6371 [km]), ϕ es la latitud de la estación base, y d es la distancia en el eje y entre la base y la estación de interés.

El factor de corrección es cero en el ecuador y en los polos, siendo máximo en $\phi=45^\circ$. El valor de C_{ϕ} , debe sustraerse o adicionarse a la medida de gravedad, dependiendo si la estación tiene una latitud mayor o menor a la base.

5.1.5 Corrección de Bouguer

En esta, se toma en cuenta la atracción del material entre una elevación de referencia, y la elevación de una estación en particular. Esta atracción puede aproximarse, al considerar el material rocoso que interviene, como una capa horizontal infinita, cuyo espesor equivale a la diferencia de elevaciones, Δh , entre la base y la estación. Se le conoce como efecto de Bouguer, a la atracción gravitacional de dicha capa, y está dada por:

$$C_{Bs} = 2\pi G \rho \Delta h = 0.04192 \Delta h \rho \text{ [mGal]}$$

donde Δh está en metros, y ρ es la densidad del material de la capa es $\left[\frac{g}{cm^3} \right]$.

Haciendo referencia a la **Figura 5.3**, es sencillo observar que la atracción debida al exceso de masa de la capa (entre el nivel base **B** y el nivel de la estación **A**), hará una contribución positiva a la gravedad observada en la estación **S**. La corrección de Bouguer es en consecuencia, de signo contrario a la de aire libre.

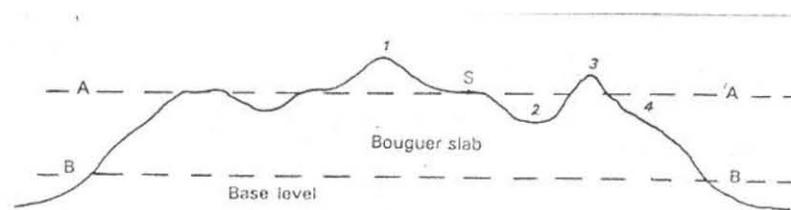


Figura 5.3. Correcciones de Bouguer y topográfica. La corrección de Bouguer, se refiere al efecto gravitacional de la masa de la capa entre la estación **S** y el nivel base **B**. La corrección topográfica toma en cuenta de las crestas (1, 3) y los valles (2, 4) topográficos (Sharma, 1997).

Uno de los principales problemas con la corrección de Bouguer es determinar, cual densidad utilizar. En algunos casos, se puede obtener un estimado de la densidad, a partir de muestras apropiadas de rocas superficiales, o de ser posible, muestras de pozos.

Sin embargo, Nettleton (1976) encontró una forma muy simple para escoger la densidad más apropiada, utilizando un método gráfico. Los datos gravimétricos corregidos no deberían mostrar correlación con la topografía, ya que tales efectos han sido removidos durante el proceso de reducción. Si se elige un rango de densidades, y se calcula esta corrección a lo largo de un perfil gravimétrico, la densidad que muestre la menor correlación con la topografía, se toma como la “correcta”.

Es importante aclarar que con la intención de simplificar la presentación de resultados, se tomó la decisión de proyectar las estaciones (gravimétricas y magnetométricas) sobre perfiles, es decir, ortogonalizando las coordenadas para llevarlas de 3D a 2D, con esto la distancia entre estaciones no quedó uniforme, sin embargo, para la muestra final de resultados se interpoló con un intervalo de muestreo constante de 3.5 [km].

Para obtener las densidades de los cuatro perfiles levantados (**Figura 5.4**), se empleo un rango de densidades desde 1.4 hasta 4.0 $\left[\frac{g}{cm^3} \right]$, considerándolo suficientemente amplio para tomar una decisión. Al graficar la Anomalía Simple de Bouguer con respecto a la distancia horizontal, se buscaron las curvas que tenían una menor correlación, ya sea positiva o negativa, con la topografía. Llegando a los siguientes resultados:

- Perfil 1, una densidad de 2.6 $\left[\frac{g}{cm^3} \right]$ (**Figura 5.5**).
- Perfil 2, una densidad de 2.6 $\left[\frac{g}{cm^3} \right]$.
- Perfil 3, una densidad de 2.5 $\left[\frac{g}{cm^3} \right]$.
- Perfil 4, una densidad de 2.5 $\left[\frac{g}{cm^3} \right]$ (**Figura 5.6**).

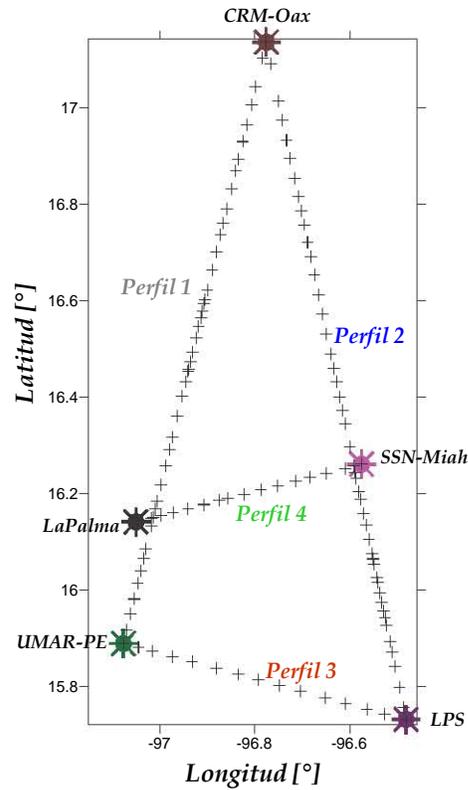


Figura 5.4. Perfiles obtenidos en campo.

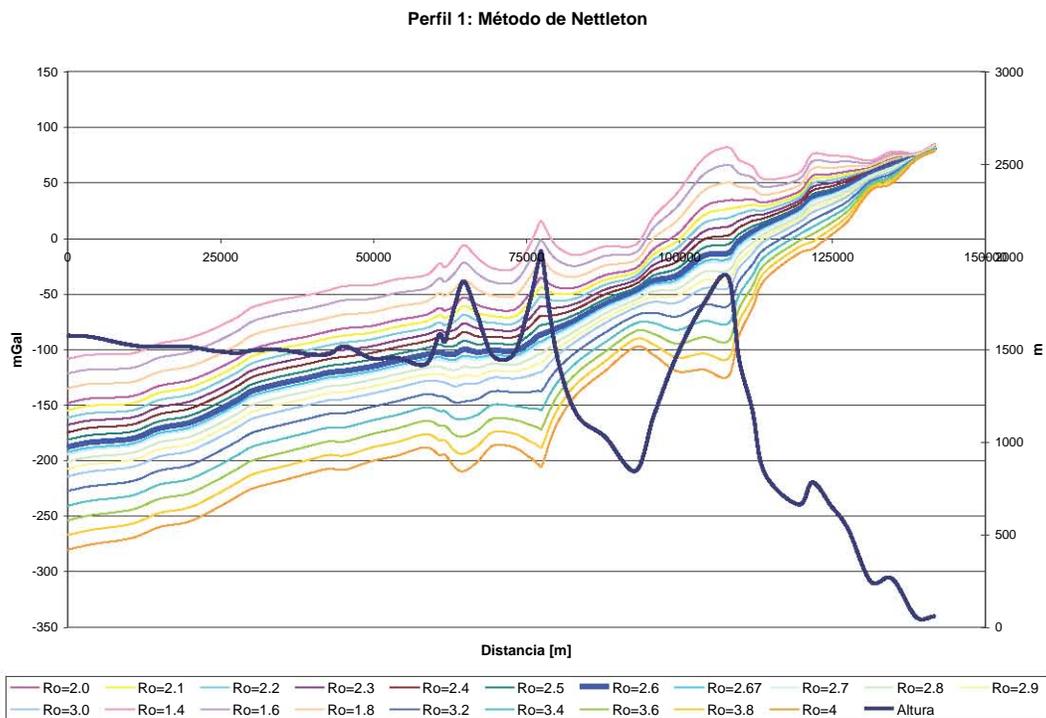


Figura 5.5. Método de Nettleton para el Perfil 1. Densidad escogida= $2.6 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$.

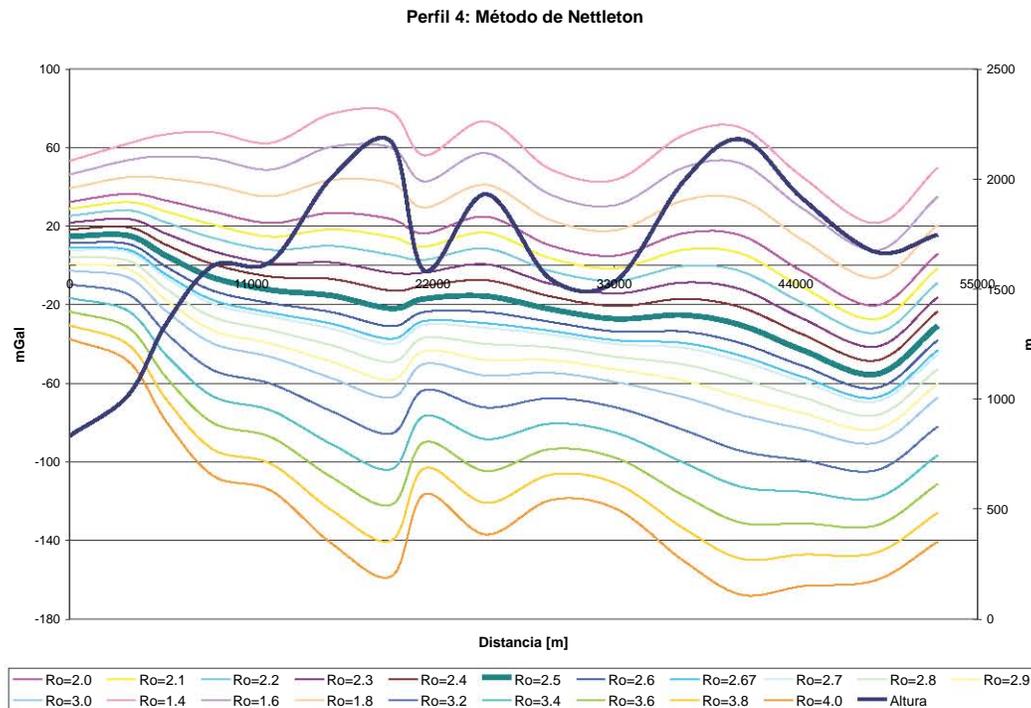


Figura 5.6. Método de Nettleton para el Perfil 4. Densidad escogida= $2.5 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$.

5.1.6 Corrección Topográfica

La corrección de Bouguer no es suficiente para estaciones localizadas en áreas con topografía accidentada, y debe complementarse con una corrección adicional para el terreno que sobresale de una superficie plana. Retomando la **Figura 5.3**, una colina se levanta en la vecindad de la estación **S**, la cual, dará una componente de atracción ascendente, que tenderá a reducir la atracción gravitacional causada por el resto de la Tierra. Cualquier valle debajo de la estación **S**, corresponde a una depresión (masa negativa) en la capa de Bouguer, quien tenderá a reducir también el efecto gravitacional en **S**. La corrección topográfica C_T en ambos casos es positiva, y debe sumarse a la gravedad medida.

Para nuestro estudio, aplicamos la corrección topográfica utilizando un modelo digital de elevación. Este método, se basa en un modelo directo de solución, para calcular el efecto gravimétrico, debido a un prisma rectangular con densidad uniforme, plano en la base, pero rugoso en la cima. La atracción gravitacional de tal prisma, se calcula para cada estación de gravedad, combinando métodos de integración analíticos y numéricos. La precisión de este

método depende en gran manera, de qué tan bien representa al terreno el modelo digital de elevación, particularmente en la vecindad de la estación gravimétrica (García-Abdeslem, Martín-Atienza, 2001). Esto se hizo mediante un programa en Matlab, desarrollado por el M. en C. Oscar Díaz.

Se emplearon dos bases de datos para la topografía y la batimetría, una del Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC por sus siglas en inglés) del NOAA, con valores cada 2 minutos, y otra del INEGI con valores cada 3 segundos, ambas en coordenadas geográficas. Debido a que el programa de corrección hace los cálculos en metros, fue necesario convertir los datos a coordenadas UTM, utilizando el programa ENVI. Posteriormente, se generó un DEM con Surfer, de 2163 columnas, 2242 renglones y celdas de 250 [m] (Figura 5.7).

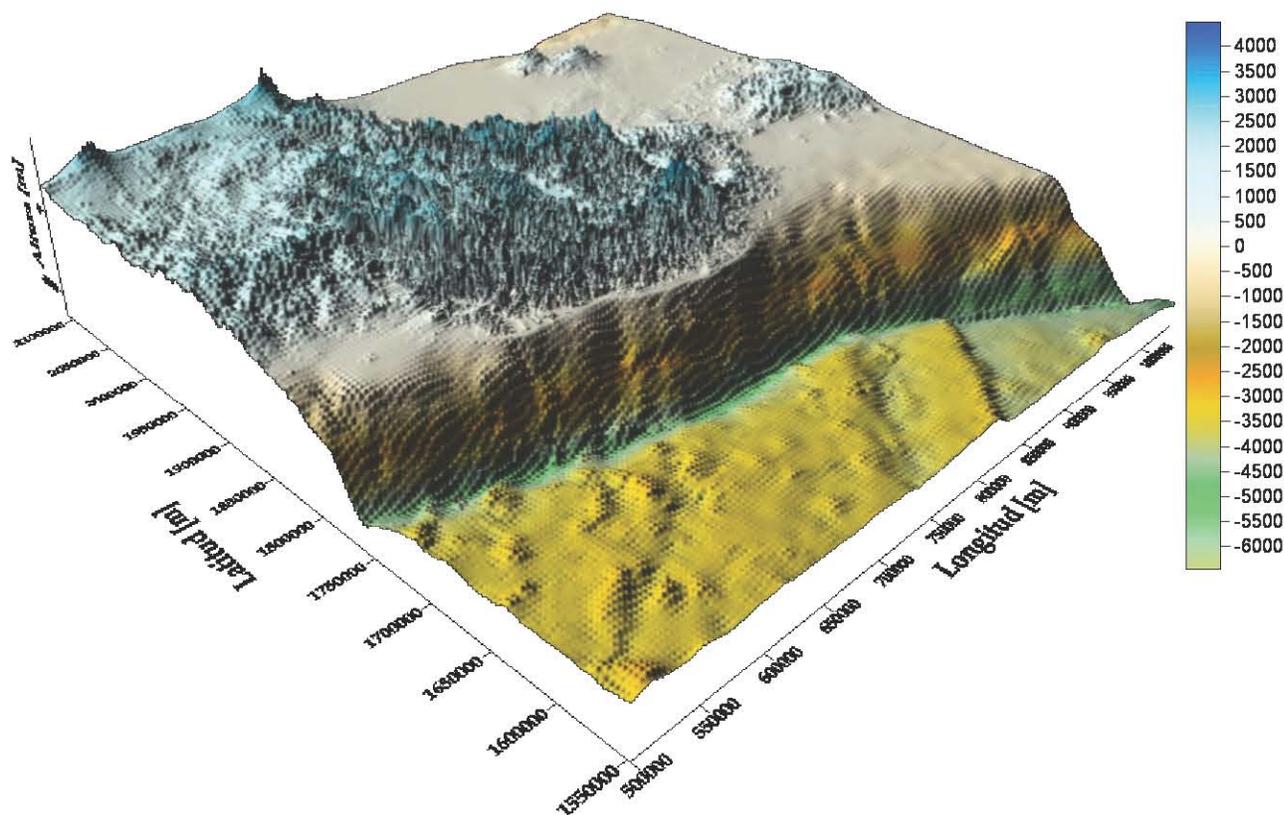


Figura 5.7. Modelo Digital de Elevación para el cálculo de la corrección topográfica (coordenadas en metros).

Dentro de la zona de estudio, encontramos estaciones gravimétricas influenciadas, tanto por la topografía como por la batimetría, por tal motivo, se emplearon dos densidades durante el proceso de cada perfil: para los datos continentales, $2.6 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$ (perfiles 1 y 2) y $2.5 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$ (perfiles 3 y 4), y para los datos marinos $1.63 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$, que corresponde al contraste de densidades, entre el suelo marino y el agua de mar (Parker, 1995-1996).

Por otro lado, un aspecto fundamental en la corrección topográfica, es determinar la distancia de corrección. En este renglón, se realizaron varias pruebas con el perfil 4, los resultados se muestran a continuación (Tablas 5.1 y 5.2). En la primera tabla se muestran los valores de corrección topográfica, para distancias de 5,000; 10,000; 20,000; 30,000; 40,000; 50,000; 60,000; 70,000; 80,000; 90,000 y 100,000 metros. Mientras que la segunda, presenta las diferencias entre los valores de corrección, para distancias consecutivas, así como, el promedio de dichas diferencias.

		DISTANCIAS DE CORRECCIÓN [m]										
		d1	d2	d3	d4	d5	d6	d7	d8	d9	d10	d11
		5000	10000	20000	30000	40000	50000	60000	70000	80000	90000	100000
CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA [mGal]	38.2743	42.3752	44.6782	45.2992	45.6366	45.8615	46.0615	46.2759	46.4934	46.7200	46.9166	
	42.7092	46.9052	49.2750	49.9433	50.2950	50.5302	50.7329	50.9442	51.1609	51.3889	51.5852	
	51.1579	57.1470	59.5629	60.3295	60.7142	60.9495	61.1494	61.3447	61.5443	61.7562	61.9516	
	66.1166	72.9493	75.4524	76.2963	76.7175	76.9643	77.1652	77.3437	77.5306	77.7265	77.9170	
	70.3405	77.2860	79.9928	80.8754	81.3240	81.5854	81.7877	81.9571	82.1415	82.3291	82.5150	
	77.0959	84.2547	87.2345	88.1366	88.6062	88.8821	89.0861	89.2490	89.4242	89.6038	89.7846	
	81.2995	88.3970	91.8103	92.7611	93.2544	93.5458	93.7517	93.9097	94.0661	94.2300	94.4012	
	76.9562	83.7664	87.2443	88.1770	88.6781	88.9713	89.1737	89.3396	89.4966	89.6634	89.8381	
	76.9837	84.4938	88.0090	88.9861	89.5027	89.8018	90.0022	90.1689	90.3206	90.4834	90.6588	
	68.3117	76.8781	80.7618	81.8436	82.3706	82.6818	82.8903	83.0459	83.1841	83.3320	83.5000	
	73.5913	83.3629	87.1627	88.3669	88.9029	89.2192	89.4408	89.5858	89.7116	89.8492	90.0115	
	88.9367	99.0517	102.7836	104.0460	104.6132	104.9338	105.1516	105.2911	105.4095	105.5409	105.6985	
	94.1787	104.2971	108.1693	109.4711	110.0927	110.4266	110.6394	110.7763	110.8825	111.0000	111.1450	
	84.8046	94.9187	99.2317	100.5741	101.2487	101.6038	101.8109	101.9439	102.0414	102.1467	102.2768	
	72.1496	81.0816	85.8863	87.3231	88.0323	88.3970	88.6013	88.7286	88.8223	88.9200	89.0361	
75.8731	86.2222	91.2508	92.7510	93.4308	93.7584	93.9235	94.0451	94.1500	94.2640	94.3995		

Tabla 5.1. Corrección topográfica del perfil 4 a diferentes distancias.

	d2-d1	d3-d2	d4-d3	d5-d4	d6-d5	d7-d6	d8-d7	d9-d8	d10-d9	d11-d10
	4.1010	2.3030	0.6210	0.3374	0.2249	0.2000	0.2144	0.2176	0.2266	0.1966
	4.1960	2.3698	0.6683	0.3518	0.2352	0.2027	0.2113	0.2167	0.2280	0.1963
	5.9892	2.4158	0.7666	0.3848	0.2353	0.1999	0.1953	0.1996	0.2119	0.1954
	6.8327	2.5031	0.8439	0.4212	0.2468	0.2009	0.1785	0.1869	0.1959	0.1905
	6.9456	2.7068	0.8826	0.4486	0.2614	0.2023	0.1694	0.1844	0.1876	0.1859
	7.1588	2.9799	0.9021	0.4696	0.2759	0.2040	0.1628	0.1753	0.1795	0.1809
	7.0975	3.4133	0.9508	0.4933	0.2914	0.2059	0.1580	0.1564	0.1639	0.1711
	6.8102	3.4779	0.9328	0.5011	0.2932	0.2024	0.1659	0.1569	0.1668	0.1747
	7.5101	3.5152	0.9771	0.5166	0.2991	0.2004	0.1667	0.1517	0.1628	0.1754
	8.5664	3.8837	1.0818	0.5270	0.3112	0.2085	0.1556	0.1383	0.1478	0.1680
	9.7715	3.7998	1.2042	0.5361	0.3162	0.2216	0.1450	0.1258	0.1376	0.1622
	10.1150	3.7319	1.2624	0.5673	0.3205	0.2179	0.1394	0.1184	0.1314	0.1577
	10.1184	3.8722	1.3018	0.6216	0.3339	0.2128	0.1369	0.1061	0.1176	0.1450
	10.1141	4.3129	1.3424	0.6746	0.3551	0.2071	0.1330	0.0974	0.1054	0.1301
	8.9320	4.8046	1.4368	0.7092	0.3647	0.2043	0.1273	0.0937	0.0978	0.1161
	10.3491	5.0287	1.5002	0.6798	0.3276	0.1652	0.1215	0.1049	0.1140	0.1355
Prom	7.7880	3.4449	1.0422	0.5150	0.2933	0.2035	0.1613	0.1519	0.1609	0.1676

Tabla 5.2. Diferencias entre los valores de corrección para distancias consecutivas.

En función a estos resultados, se concluyó una distancia de corrección de 70,000 metros, era lo mejor, tanto en precisión como en tiempo de proceso.

5.1.7 Obtención de la Anomalía Gravimétrica

Se acostumbra hablar de una anomalía gravimétrica, como la diferencia entre el valor observado de g en algún punto, y un valor teórico calculado con la fórmula del GRS-1967 para el mismo punto. El valor de gravedad observado se determina a partir de mediciones gravimétricas relativas (hechas por gravímetros de campo), referidas a cierta estación base, de la cual, se conoce su valor de gravedad absoluta. Si g_{obs} es el valor observado sobre la superficie terrestre a una elevación h , debe corregirse al nivel del mar, antes de poder compararla con g_{ϕ} , el valor teórico para la misma latitud.

Sí únicamente aplicamos la corrección de aire libre, C_f , entonces encontramos la anomalía de aire libre, Δg_f , como

$$\Delta g_f = g_{obs} + C_f - g_{\phi}$$

Ocasionalmente los datos gravimétricos, se presentan en mapas de anomalía de aire libre, sin tomar en cuenta la topografía sobre el nivel del mar. Cualquier mapa de anomalía de aire libre, tomado de observaciones terrestres, mostrará una fuerte correlación con la topografía local, porque los efectos de las masas topográficas no están considerados en el cálculo de Δg_f .

En otros estudios gravimétricos, como el mapeo de estructuras geológicas, o en problemas de prospección minera, frecuentemente se realizan reducciones a los datos, con respecto a un punto base cuyo valor de gravedad es conocido. Entonces a las diferencias de gravedad observadas, Δg_{obs} (el valor observado en un punto, menos el valor teórico para ese mismo punto), se les aplican las correcciones antes descritas. Así pues, la anomalía completa de Bouguer, Δg_{Bc} , se expresa de la siguiente forma:

$$\Delta g_{Bc} = \Delta g_{obs} + C_f + C_\phi - C_{Bs} + C_T$$

A continuación se muestran las anomalías gravimétricas para los perfiles 1 (**Figura 5.8**), 2 (**Figura 5.9**), 3 (**Figura 5.10**) y 4 (**Figura 5.11**).

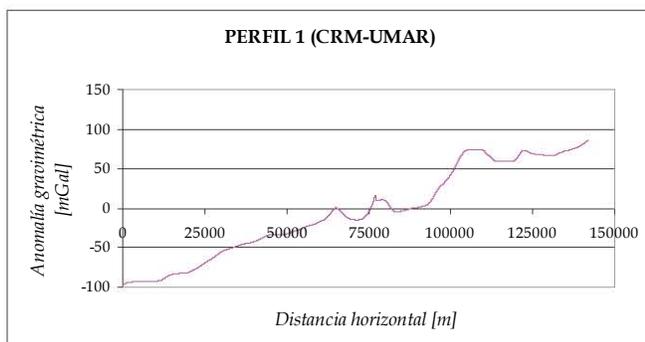


Figura 5.8. Anomalía gravimétrica del perfil 1.

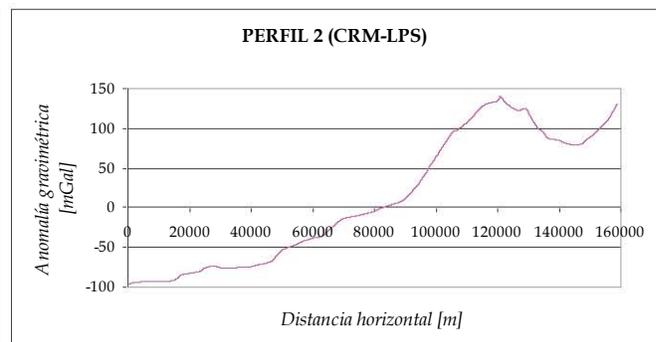


Figura 5.9. Anomalía gravimétrica del perfil 2.

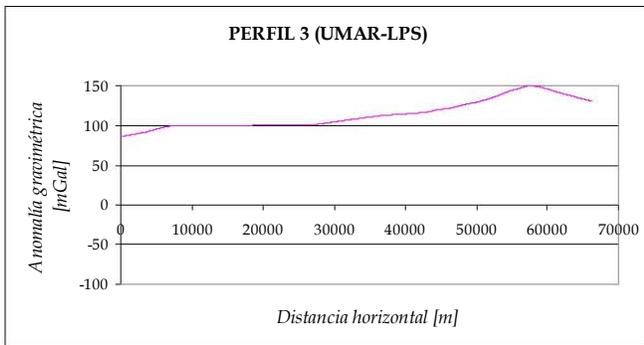


Figura 5.10. Anomalía gravimétrica del perfil 3.

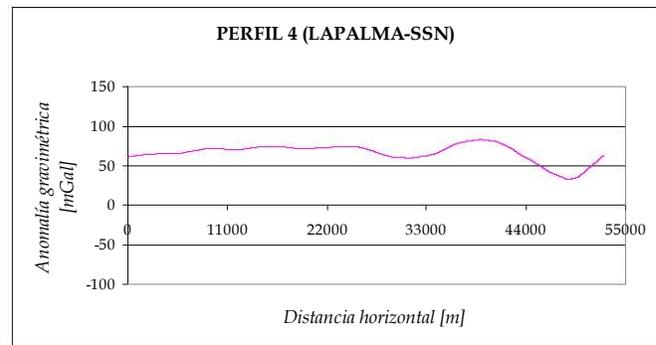


Figura 5.11. Anomalía gravimétrica del perfil 4.

Método Magnetométrico

Todos los conjuntos de datos magnéticos contienen elementos de ruido, y requerirán alguna forma de corrección a los datos crudos para remover las contribuciones al campo magnético observado, ajenas a las originadas por las fuentes magnéticas del subsuelo. En estudios magnetométricos terrestres, siempre se aconseja mantener cualquier objeto magnético (llaves, navajas, algunos relojes, etc.), los cuales pueden modificar el campo observado, alejados del sensor. Así mismo, es esencial colocar el sensor lejos de objetos claramente magnéticos, como carros, mallas metálicas, líneas de alta tensión, tuberías de metal, paredes construidas de rocas máficas, etc.

La corrección más relevante es para la variación diurna del campo geomagnético.

5.2.1 Corrección por Variación Diurna

El efecto de la Variación Diurna del Campo Magnético puede eliminarse de diversas formas. En un levantamiento como el que se efectuó en este trabajo, se utiliza una estación base. Esta estación muestrea la variación durante el día (diurna) del campo magnético cada minuto. Este registro nos permite determinar el nivel de actividad geomagnética externa que puede influir y/o restringir la utilidad de los datos obtenidos con el magnetómetro que realizó el levantamiento.

La posición de la estación base se procura dentro o cerca del área de estudio. En ocasiones dado el carácter regional de algunos levantamientos (aéreos o terrestres) es posible

considerar los datos de un observatorio Geomagnético lo suficientemente cercano (un radio de 100 [km]) para poder establecerlo como una estación base, pues mide de manera continua el vector geomagnético usualmente en condiciones de mayor control de calidad que una estación base convencional.

Esto no justifica el hecho de que estos registros de variación diurna, deben examinarse cuidadosamente. Por ejemplo, si se tienen variaciones evidentes de grandes amplitudes, originadas por una tormenta magnética, los resultados del levantamiento deben descartarse.

Es claro que en el proceso del levantamiento una tormenta severa puede ser capaz de no permitir obtener datos satisfactorios en el campo. La estación base confirma normalmente estas anomalías en el tiempo.

En el presente trabajo se desarrolló la siguiente metodología:

- a) De los valores del campo magnético de la base, que se registraron durante el lapso de tiempo que duró el levantamiento, se calcula una regresión lineal con el método de mínimos cuadrados.
- b) Al dato de la estación base se le resta el valor calculado en el inciso anterior mediante la regresión lineal, para los tiempos en que se tomó una lectura del estudio obteniendo δF .
- c) Finalmente, al registro observado en campo se le sustrae δF .

A continuación, se muestra la variación diurna de la primera fase del estudio, la cual corresponde al periodo del 25 de junio al 2 de julio de 2004 (**Figura 5.12**).

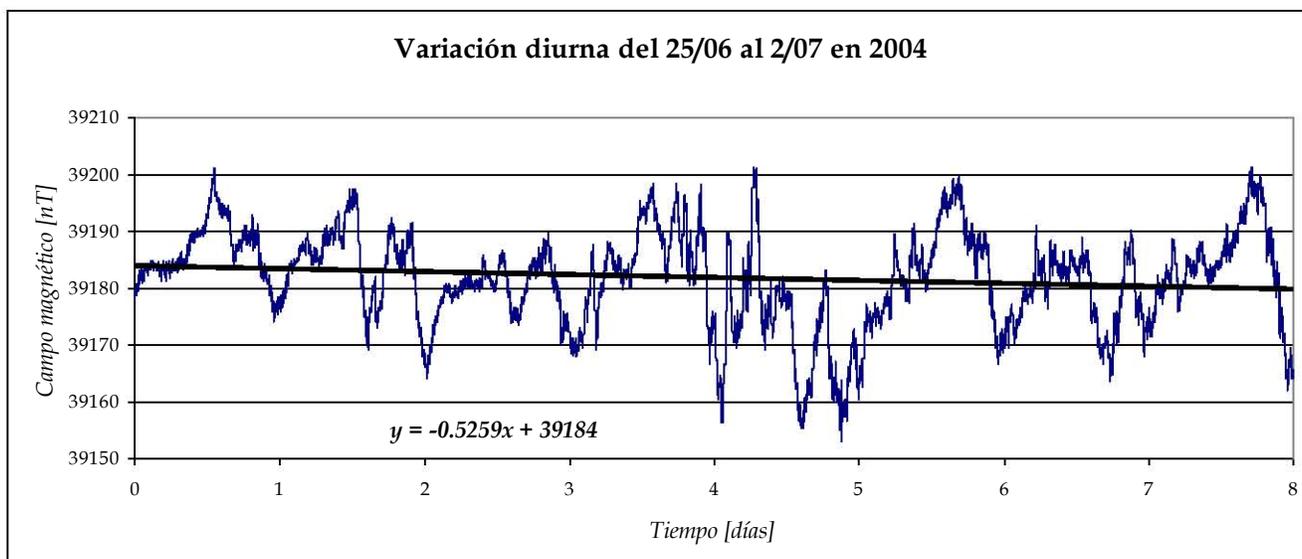


Figura 5.12. Variación diaria del 25/jun al 02/jul de 2004. Se muestra la gráfica y el modelo matemático de la regresión lineal.

5.2.2 Corrección por Latitud

Esta corrección remueve el efecto del campo geomagnético de referencia. El método más riguroso para realizarla es el uso del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF por sus siglas en inglés), el cual expresa al campo geomagnético en términos de un gran número de armónicos, e incluye términos temporales para corregir la variación secular. La complejidad del IGRF, hace necesario el empleo de una computadora para hacer los cálculos. De todas formas, el IGRF es imperfecto, debido a que los armónicos que utiliza se basan en relativamente pocas y dispersas observaciones magnéticas. Aún así, el IGRF predice los valores del campo, extrapolando ascendientemente los esféricos armónicos derivados de los datos de un observatorio.

La Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA por sus siglas en inglés) dio a conocer el IGRF10, la última versión de la descripción matemática estándar del campo geomagnético principal, y utilizado ampliamente en estudios del interior de la Tierra, su corteza, ionosfera y magnetosfera. El IGRF es el resultado del esfuerzo y colaboración entre modeladores del campo magnético, y los institutos involucrados en coleccionar los datos magnéticos de satélites, observatorios y estudios alrededor del mundo.

El campo principal, con fuentes internas de la Tierra, es el gradiente negativo del potencial escalar V , quien se puede representar por una serie de expansión truncada:

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n \left(g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda \right) P_n^m(\theta)$$

donde r es la distancia desde el centro de la Tierra, θ es la colatitud (90° -latitud), λ es la longitud, R es un radio de referencia (6371.2 [km]), g_n^m y h_n^m son los coeficientes al tiempo t , y P_n^m son las funciones de Schmidt semi normalizadas, asociadas a las de Legendre de grado n y orden m . Los coeficientes del campo principal son funciones de tiempo, y para el IGRF, el cambio se considera lineal sobre intervalos de cinco años. Para los siguientes cinco años, el ritmo de cambio se obtiene a partir de la predicción de los coeficientes de variación secular.

En el caso de los perfiles adquiridos, esta corrección es de suma importancia, dadas las dimensiones de los mismos. A continuación, se muestra el cálculo de los valores de IGRF para los perfiles 1 (Figura 5.13) y 3 (Figura 5.14).

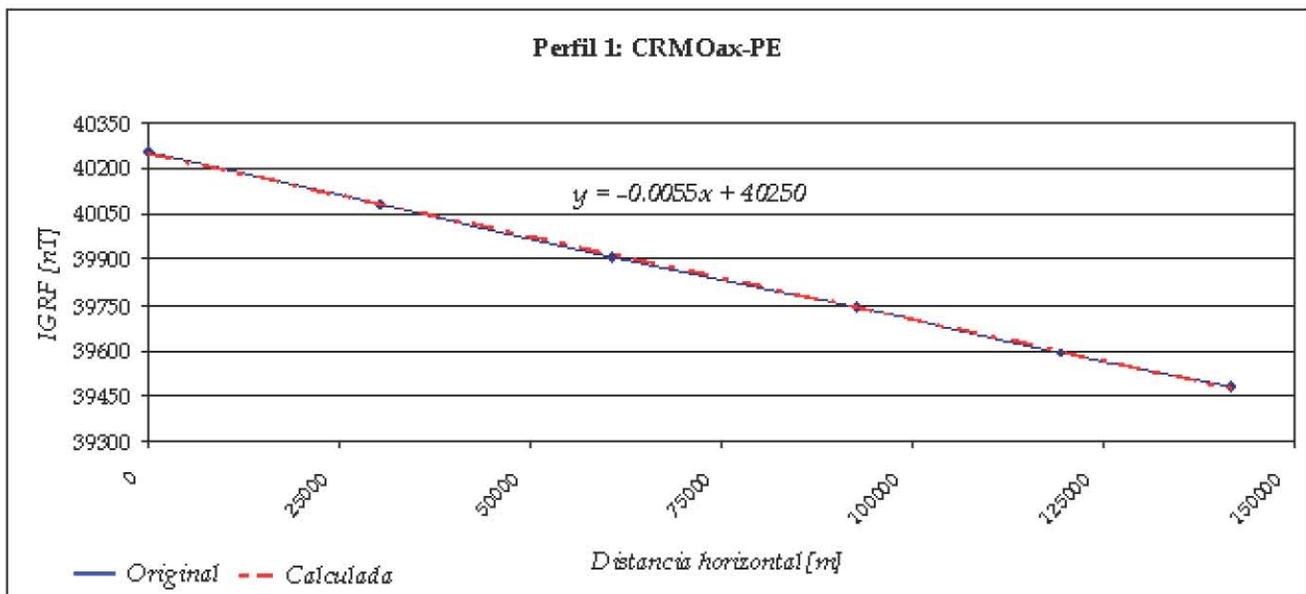


Figura 5.13. Modelo del IGRF para el Perfil 1.

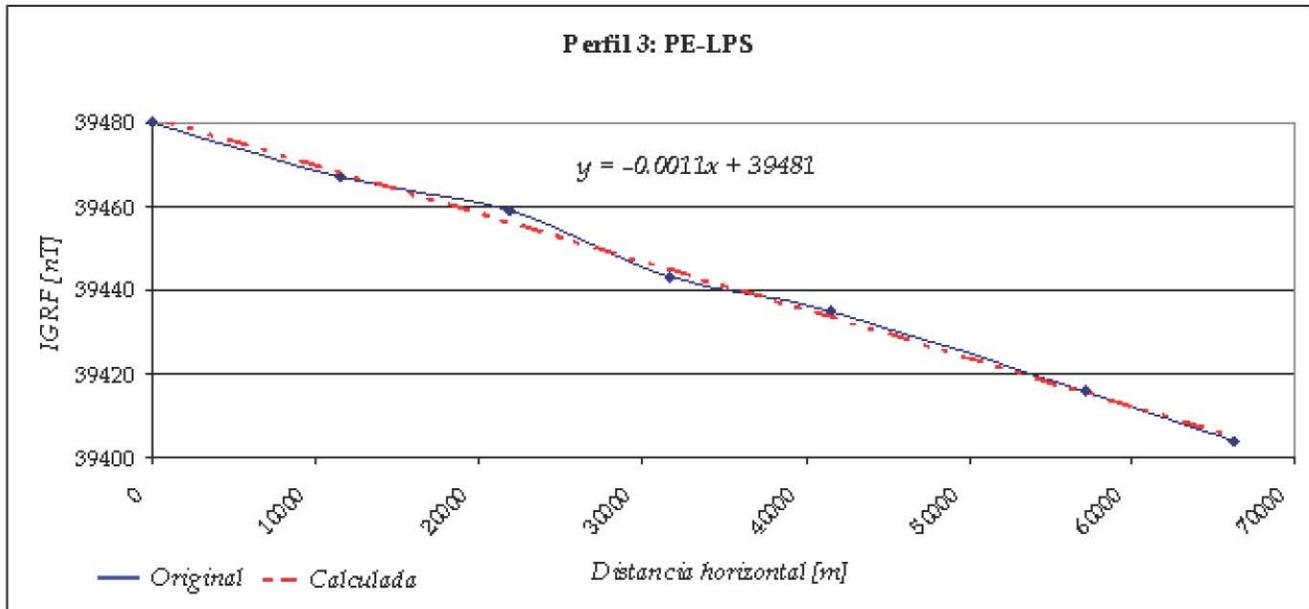


Figura 5.14. Modelo del IGRF para el Perfil 3.

5.2.3 Obtención de la Anomalía Magnetométrica

Para producir un mapa de anomalía magnética de cierta región, los datos se deben corregir tomando en cuenta la variación diurna y el efecto de la latitud. Como la intensidad del campo geomagnético varía de 25,000 [nT] en el ecuador a 69,000 [nT] en los polos, es importante considerar este incremento con respecto a la latitud en estudios regionales. La corrección del conjunto de datos de un estudio, consiste en sustraerle al valor observado F_{obs} , el valor del IGRF F_{IGRF} y la corrección por variación diurna δF , es decir:

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

A continuación se muestran las anomalías magnéticas para los perfiles 1 (**Figura 5.15**), 2 (**Figura 5.16**), 3 (**Figura 5.17**) y 4 (**Figura 5.18**).

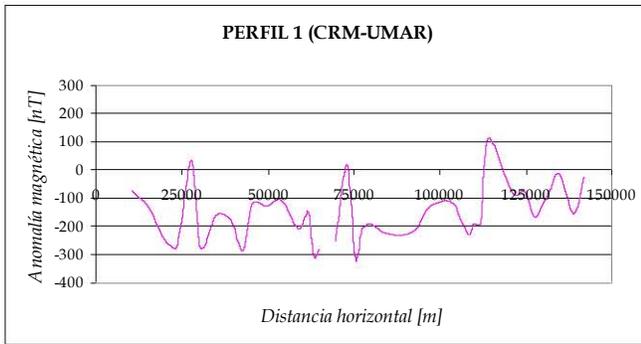


Figura 5.15. Anomalía magnética del perfil 1.

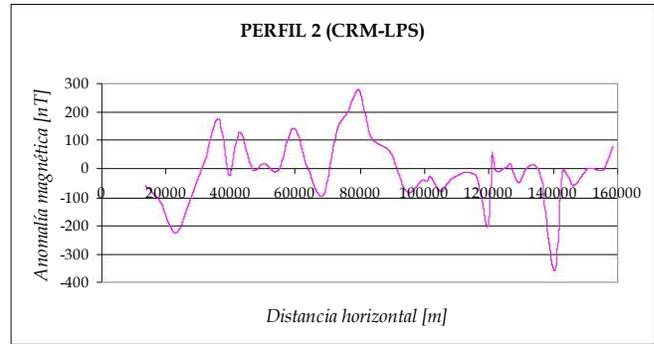


Figura 5.16. Anomalía magnética del perfil 2.

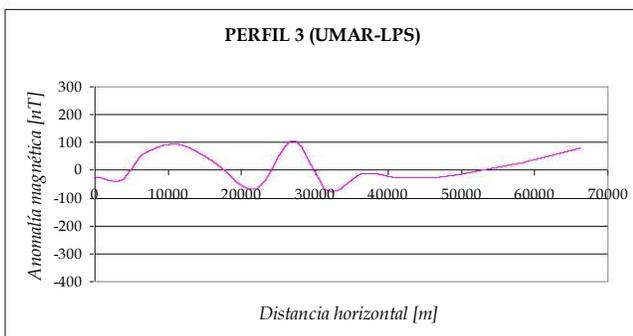


Figura 5.17. Anomalía magnética del perfil 3.

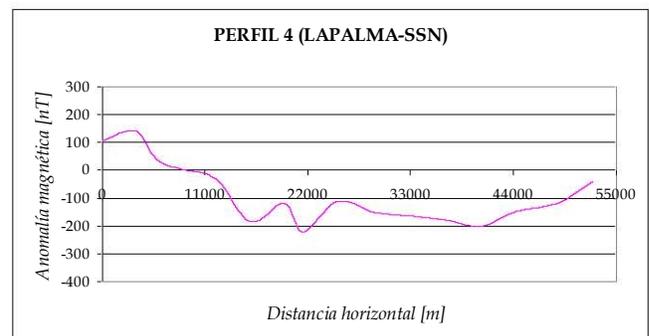


Figura 5.18. Anomalía magnética del perfil 4.

Filtrado de los datos

Una señal de datos (curva de tiempo o posición), normalmente posee una mezcla de diferentes componentes de frecuencia en sí misma. El contenido de frecuencia de una señal, y sus espectros, pueden obtenerse mediante operaciones, tales como la Transformada Rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés). Un filtro pasa bajas, como su nombre lo indica, permite el paso de las componentes de baja frecuencia en la señal, pero detiene las componentes de alta frecuencia, tomando como referencia a la llamada frecuencia de corte (f_c). En otras palabras, a partir de la frecuencia de corte, se impide el paso de las componentes de alta frecuencia. Este tipo de filtros, es especialmente útil, para eliminar el ruido contenido en la señal, así como los cuerpos o estructuras relacionados con una longitud de onda corta. Existen diversos filtros pasa bajas, sin embargo, se consideró como la mejor opción al filtro de Butterworth (H_c), que es de fase cero, y tiene la siguiente forma:

$$H_c = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^{2n}}}$$

donde, f es el número de onda en $\left[\frac{\text{Ciclos}}{\text{km}}\right]$, f_c es la frecuencia de corte en $\left[\frac{\text{Ciclos}}{\text{km}}\right]$, y n es el orden del filtro.

En nuestro caso, para poder aplicar dicho filtro, fue necesario generar nuevos perfiles con un intervalo de muestreo constante a 3.5 [km], lo que corresponde a una frecuencia de Nyquist $\left(f_N = \frac{1}{2\Delta T}\right)$ de 0.143 $\left[\frac{\text{Ciclos}}{\text{km}}\right]$, utilizando un programa en MatLab que interpola los valores aplicando splines (en las matemáticas, dentro del análisis numérico, un spline es una función especial definida a secciones mediante polinomios), para después realizarles el algoritmo de la FFT y filtrar en el dominio del número de onda, finalmente, los valores obtenidos, se regresan al dominio del espacio. A continuación, se muestra la gráfica del filtro pasa bajas de Butterworth utilizado de orden ocho, cuya frecuencia de corte es 0.05 $\left[\frac{\text{Ciclos}}{\text{km}}\right]$, debido a que nos interesan los cuerpos y estructuras de dimensiones mayores a los 20 [km], dentro del rango $[-f_N, f_N]$ (**Figura 5.19**).

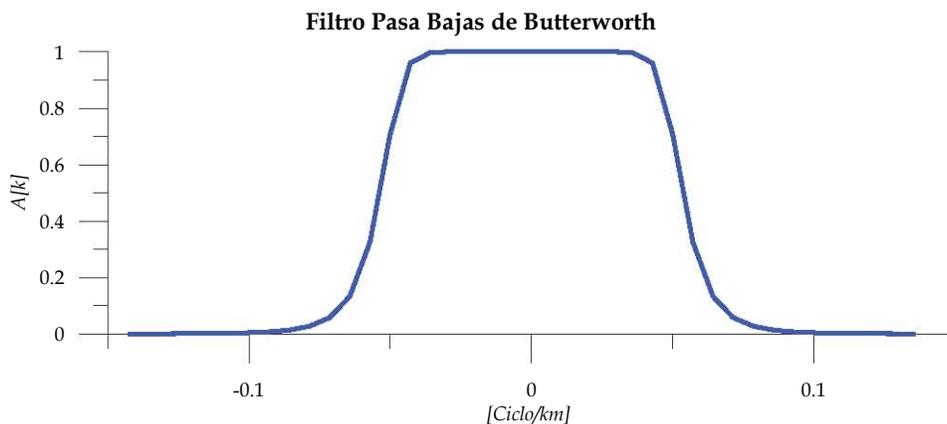


Figura 5.19. Filtro Pasa Bajas de Butterworth, con una frecuencia de corte de 0.05 $\left[\frac{\text{Ciclos}}{\text{km}}\right]$.

Al analizar los datos filtrados de todos los perfiles, se observa que los valores extremos no son confiables, por ello se decidió eliminarlos. Realizamos diversas pruebas para determinar el origen de dicho fenómeno como la codificación del programa, y el orden del filtro, este último al aumentar, incrementa el efecto en las orillas, sin embargo, también favorece al suavizado de la curva. Entonces, consideramos que al tratarse de una serie de espacio finita con discontinuidades en los extremos, se origina el fenómeno de Gibbs desviándose de la respuesta deseada (Kulhanek, 1976).

Por último, se presentan los perfiles finales, a los cuales se les aplicó el filtrado y cuyos resultados se muestran en el Capítulo VI (**Figura 5.20**).

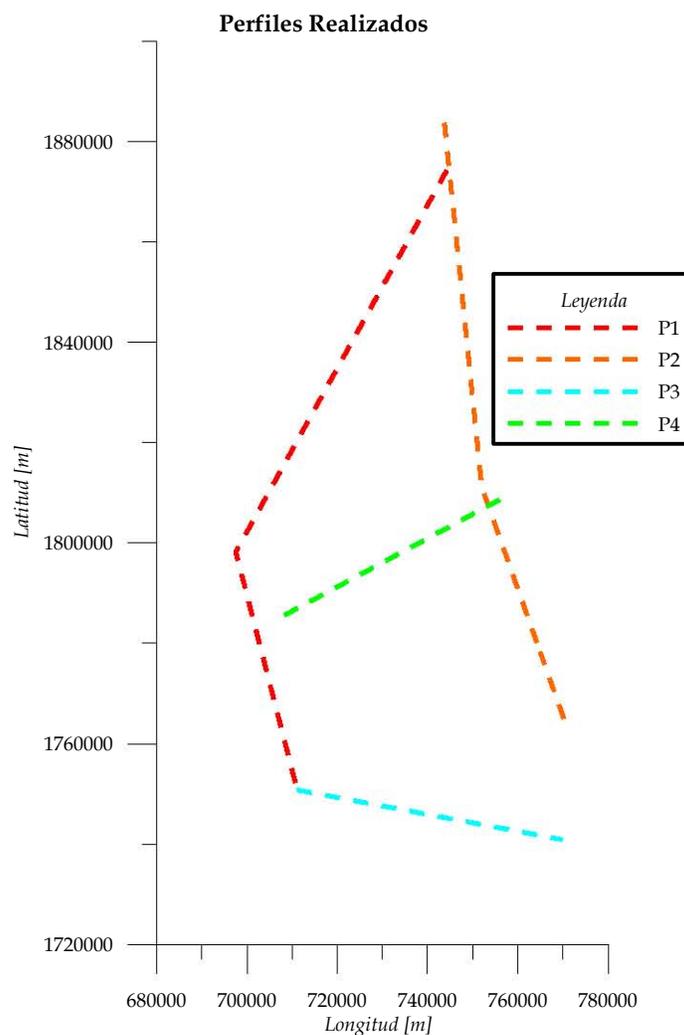


Figura 5.20. Perfiles a los que se les realizó el filtrado.

6. INTERPRETACIÓN

Perfiles gravimétricos

Perfil 1

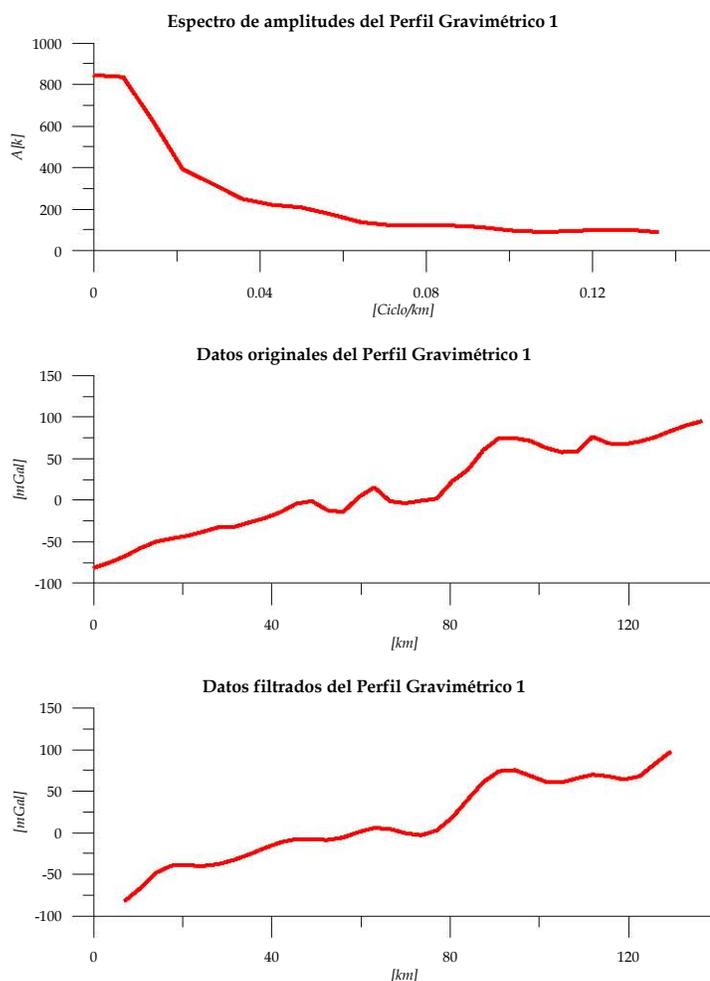


Figura 6.1. Perfil Gravimétrico 1 (PG1).

Este perfil corre perpendicular a la costa y tiene una longitud aproximada de 140 [km] (Figura 5.20). Posee un rango de anomalía de 200 [mGal], y una clara tendencia ascendente, conforme se aproxima a la costa. El espectro de amplitudes, muestra un alto contenido de bajas frecuencias, con lo cual, al filtrar altas frecuencias, la curva resultante minimiza el efecto de cuerpos someros y suaviza los picos ubicados a los 60 y a los 110 [km].

Perfil 2

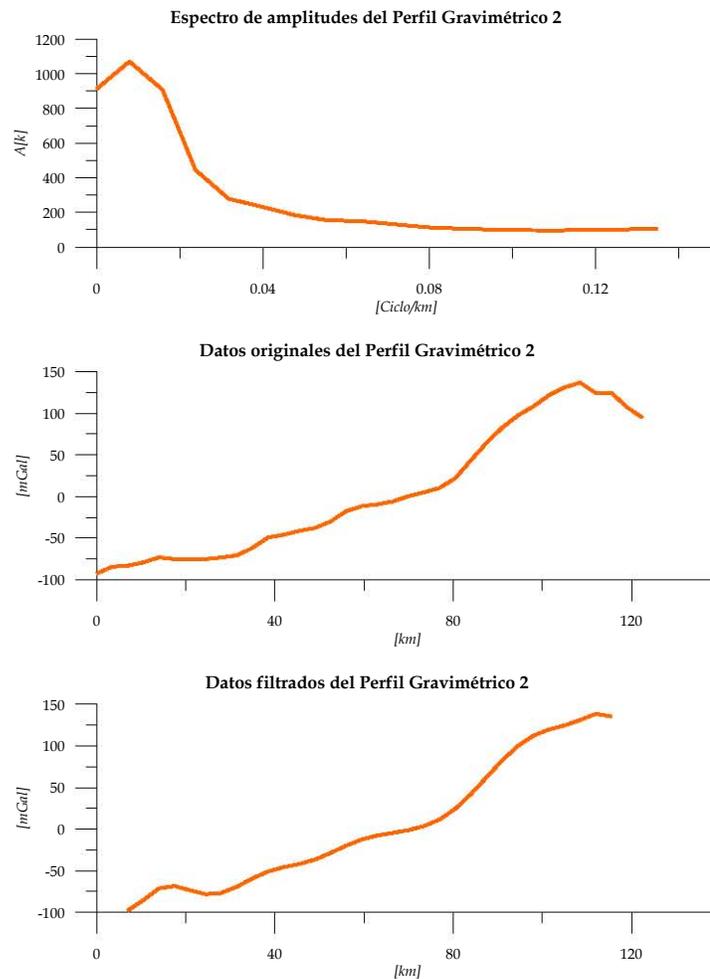


Figura 6.2. Perfil Gravimétrico 2 (PG2).

Al igual que el perfil anterior, corre perpendicular a la costa y presenta una tendencia ascendente conforme se acerca a la misma. Su rango de anomalía es mayor que en el perfil anterior, 250 [mGal], aunque su longitud es menor, en este caso corresponde a cerca de 125 [km]. Dentro del espectro de amplitudes, se observa un alto contenido de bajas frecuencias, por lo que al aplicar el filtro Pasa Bajas, las diferencias entre la curva original y la filtrada son muy pequeñas. Alrededor de los 80 [km], se distingue un cambio en la pendiente de la curva, lo cual se debe posiblemente a un cambio regional en la litología.

Perfil 3

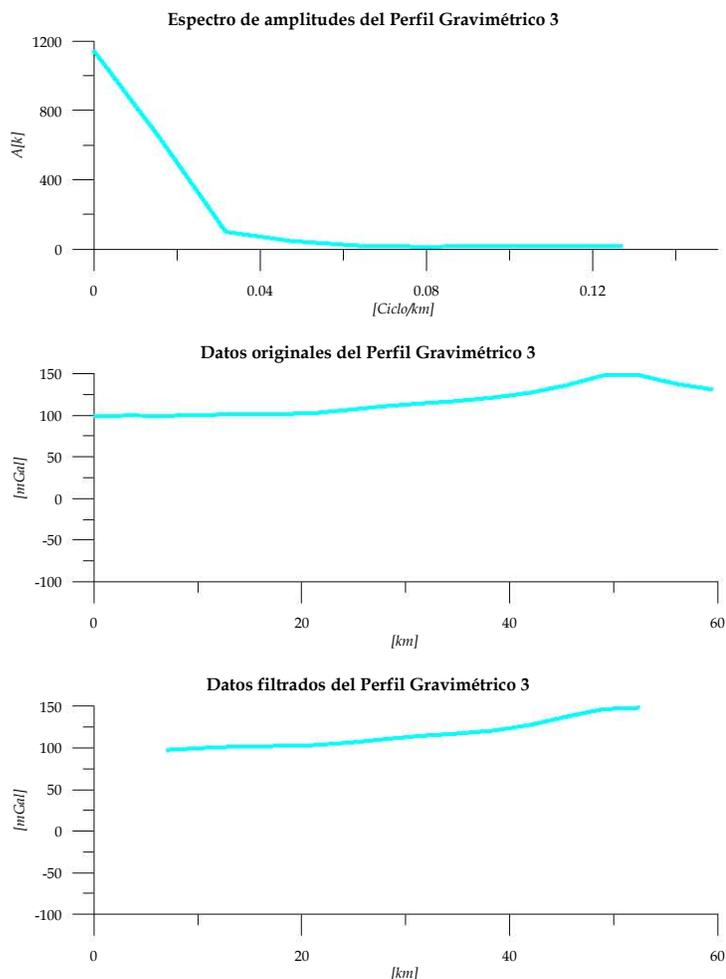


Figura 6.3. Perfil Gravimétrico 3 (PG3).

La longitud de este perfil es aproximadamente 60 [km] y es paralelo a la costa. Posee un rango de anomalía menor que los perfiles perpendiculares, 50 [mGal]. Presenta una clara tendencia ascendente de Oeste (Puerto Escondido) a Este (Pochutla Sur), que puede deberse a la influencia del basamento gravimétrico. Cerca de los 50 [km], se observa una inflexión en la curva, cuyo origen posible es un cambio de litología. Al hacer un análisis del contenido de frecuencias en el espectro de amplitudes, se constata que los cuerpos someros y el ruido (altas frecuencias), no son importantes con respecto al regional (bajas frecuencias), esto da origen a que las curvas original y filtrada sean prácticamente las mismas.

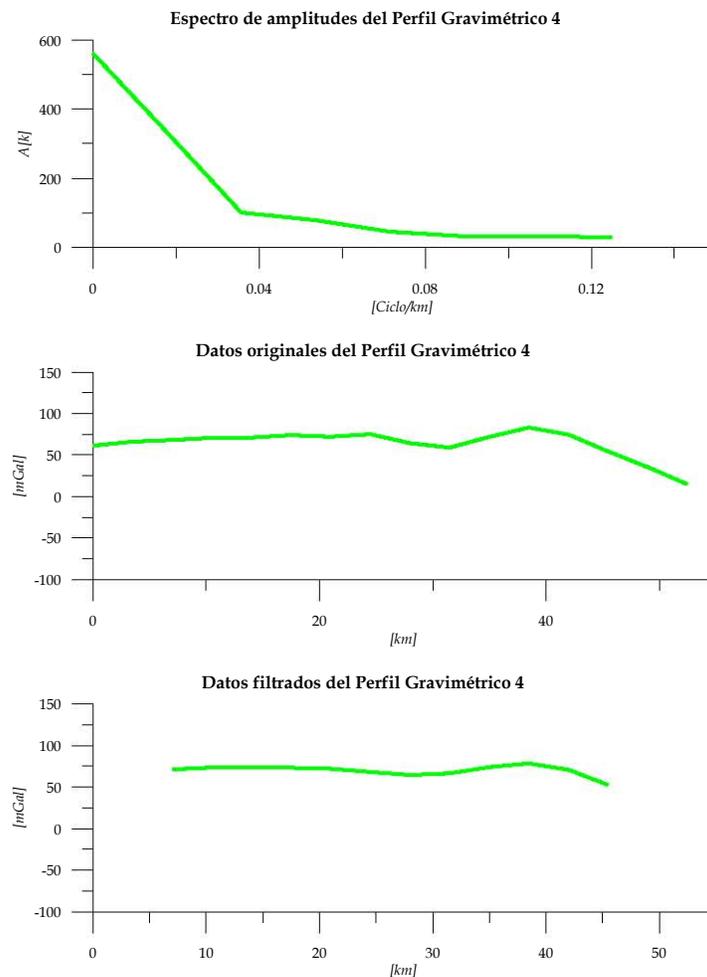
Perfil 4

Figura 6.4. Perfil Gravimétrico 4 (PG4).

Este perfil corre paralelo a la costa, con una longitud cercana a los 55 [km]. Tiene un rango de anomalía igual al PG3, de 50 [mGal]. En este caso, no se observa una tendencia clara, conserva una gran horizontalidad lo que indica que desde el punto de vista gravimétrico, no existen contrastes significativos a lo largo del perfil, sin embargo, presenta dos sinuosidades a los 30 y a los 40 [km], debidas posiblemente a cuerpos de profundidad media. Ahora bien, bajo la visión espectral, la contribución de las bajas frecuencias, es mucho mayor que las altas frecuencias, esto nos permite afirmar, que la anomalía, responde en gran medida al basamento gravimétrico.

Perfiles magnéticos

Perfil 1

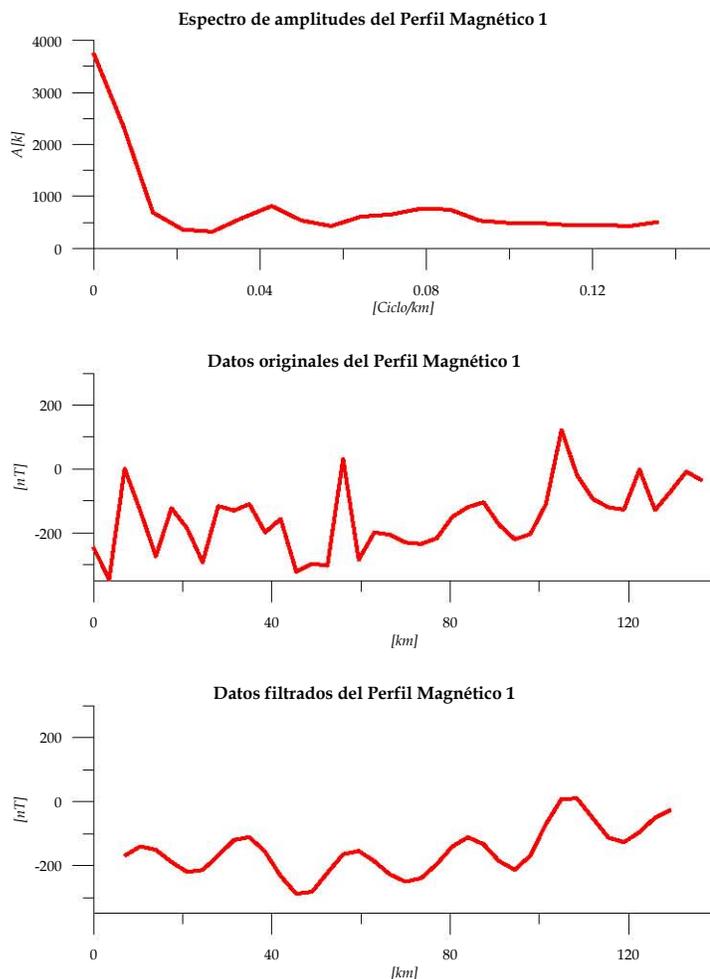


Figura 6.5. Perfil Magnético 1 (PM1).

Tiene las mismas características espaciales que el PG1, es decir, perpendicular a la costa, con una longitud de 140 [km]. Posee un rango de anomalía de 550 [nT]. El espectro de amplitudes muestra un alto contenido de bajas frecuencias, sin embargo, las altas frecuencias no son despreciables, por ello, al realizar el filtrado, la curva resultante se suaviza en gran medida. La forma de la curva filtrada, muestra a cuerpos con propiedades magnéticas similares; además de una tendencia regional que aumenta hacia la costa. En la dirección del perfil, se tiene diferentes litologías como los Complejos Xolapa y Oaxaqueño, siendo rocas metamórficas e ígneas, cuya respuesta magnética es distinta.

Perfil 2

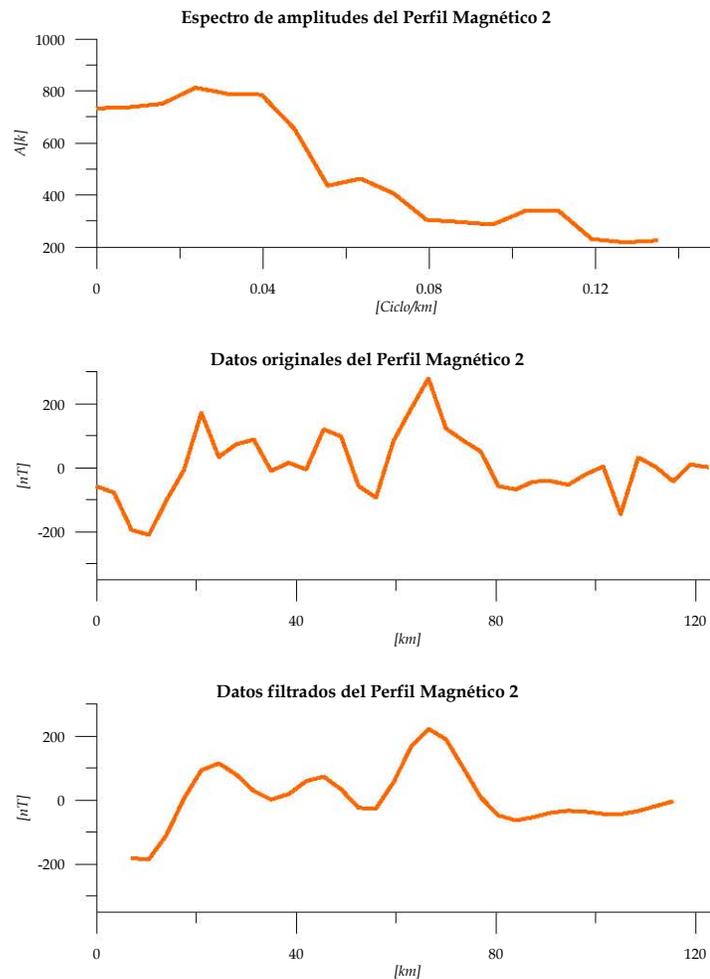


Figura 6.6. Perfil Magnético 2 (PM2).

Como se mencionó anteriormente, este perfil es perpendicular a la costa y posee una longitud cercana a los 125 [km]. Su rango de anomalía, es menor que el del PM1, 500 [nT]. El contenido de frecuencias marca una mayor cantidad de bajas frecuencias, al aplicar el filtro se observa una curva más suave. Por otro lado, es visible una marcada influencia de las propiedades magnéticas de la sierra, hasta los 80 [km], donde comienza una tendencia ascendente como la que presentó el PM1, con respecto a las propiedades magnéticas de la planicie costera; donde se pasa del Precámbrico ígneo al Cretácico metamórfico.

Perfil 3

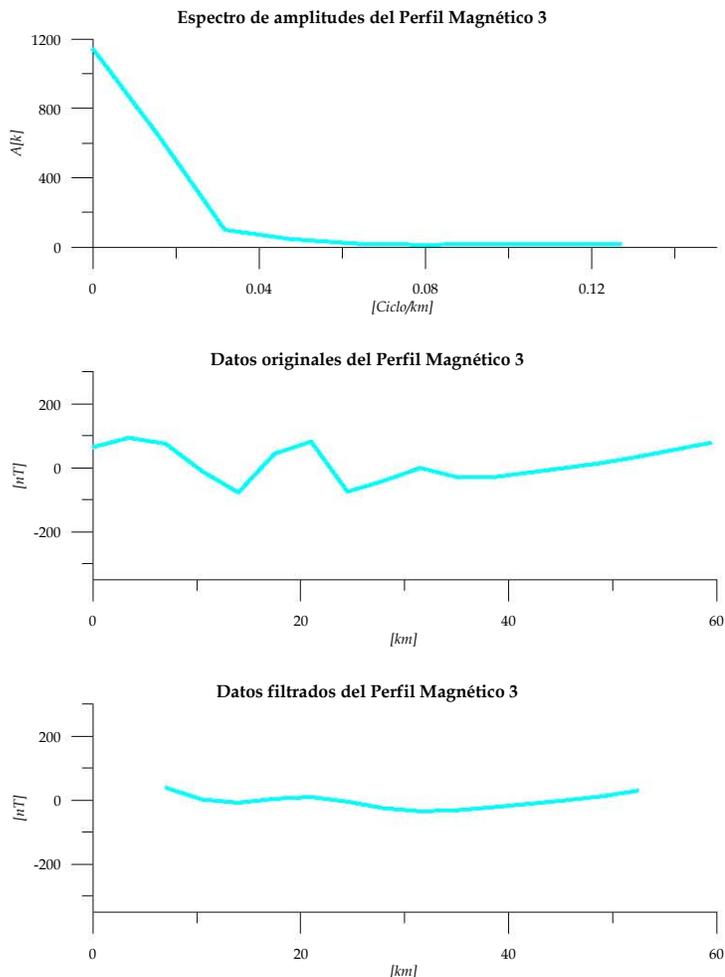


Figura 6.7. Perfil Magnético 3 (PM3).

Con casi 60 [km] de longitud, este perfil corre paralelamente a la costa. El rango de anomalía es mucho menor que en los perfiles perpendiculares, en este caso es de 100 [nT]. Dado que tiene un gran contenido de altas frecuencias, al filtrarlo, se elimina la sinuosidad que se encontraba a los 20 [km], dejando una curva muy suave con una inflexión, a los 30 [km], que puede corresponder a un cambio lateral en las propiedades magnéticas de los cuerpos, aunque dicho cambio, compete a una escala regional; es decir, la tendencia de la curva es el reflejo del basamento magnético.

Perfil 4

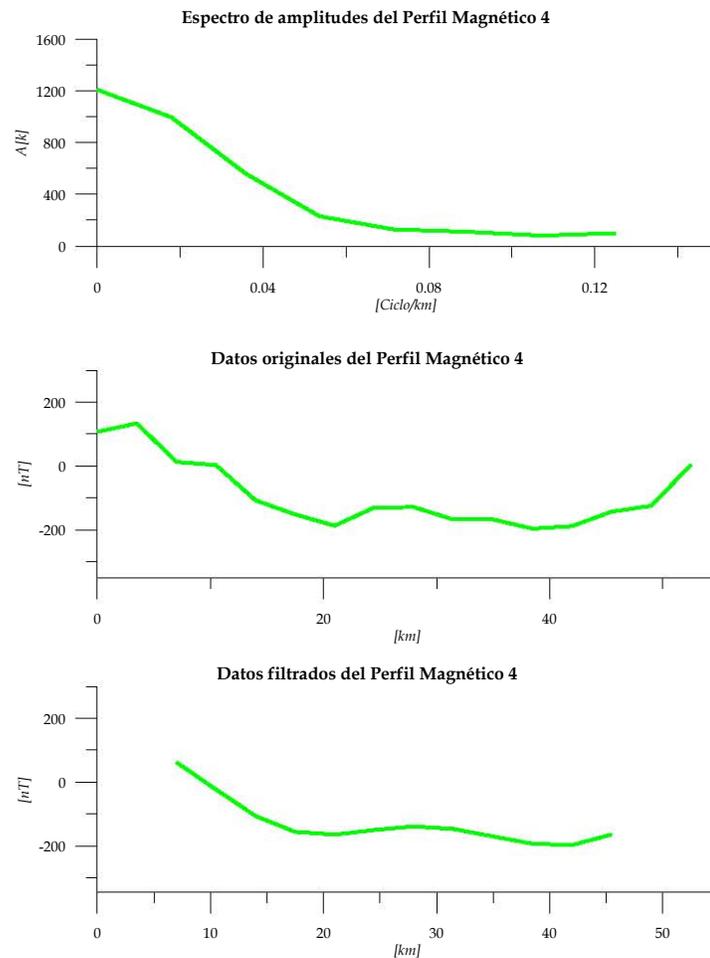


Figura 6.8. Perfil Magnético 4 (PM4).

Al igual que el anterior, el perfil corre paralelo a la costa con una longitud de casi 55 [km]. El rango de anomalía que presenta, es mayor al anterior, pero menor a los perpendiculares, 250 [nT]. Como en el PM3, el espectro de amplitudes muestra un alto contenido de bajas frecuencias, y con altas frecuencias casi despreciables, de hecho, al aplicar el filtro, las curvas original y filtrada son prácticamente iguales. Si comparamos el PM4 con el PM3, se puede observar que la forma de la respuesta magnética es similar en ambos casos, lo que nos habla de que existe continuidad de condiciones, aunque en una escala mayor.

7. CONCLUSIONES

Del presente trabajo, donde se desarrollo un estudio integral aplicando gravimetría, magnetometría y GPS, con campañas de campo en tres periodos de tiempo, el primero correspondiente del 25 de junio al 2 de julio de 2004, el segundo del 29 al 31 de mayo de 2005 y por último, del 8 al 11 de diciembre de 2005, arroja las siguientes conclusiones y recomendaciones.

La utilización de instrumentos y metodologías que incluyen innovaciones tecnológicas, permite obtener resultados más precisos y confiables. En este proyecto, se empleó el gravímetro EG de L&R, cuya ventaja radica en la velocidad de la toma de información, además de que evita el error de apreciación visual que presenta el modelo G de la misma compañía; por otro lado, el magnetómetro POS N130, con efecto Overhauser, usado como base magnética, arroja una mejor resolución y precisión, que uno de presión protónica convencional, haciendo más exacta la corrección por variación diurna. Y con respecto a la ubicación de las estaciones, la técnica de GPS diferencial, tiene una resolución de milímetros a centímetros, la cual, permite conocer con precisión su posición, además de ser muy importante en gravimetría, ya que un buen control en las elevaciones, implica menor error en las correcciones por aire libre, Bouguer simple y topográfica.

Una herramienta muy útil, y hasta cierto punto necesaria, es el análisis de Fourier en el dominio de las frecuencias, ya que con ello, tuvimos la certeza de contar con datos fidedignos; en todos los espectros de amplitud, tanto para los perfiles gravimétricos como los magnéticos, la mayor cantidad de información se encuentra en las bajas frecuencias, que corresponde a cuerpos profundos y de grandes dimensiones (la frecuencia de corte fue de $0.05 \left[\frac{\text{Ciclo}}{\text{km}} \right]$, que se relaciona con estructuras de longitud de onda mayores a 20 [km]), lo cual, era el objetivo del estudio.

Los perfiles perpendiculares a la costa, mostraron un mayor rango de anomalía que los paralelos, esto se debe al tipo de geología y estructuras internas que atraviesan. Las curvas gravimétricas (**Figuras 6.1 y 6.2**) son el reflejo tanto de la geometría de subducción de la Placa

de Cocos en la de Norteamérica, ya que al acercamos a la costa la corteza oceánica (más densa que la continental), es más somera, y su respuesta por ende, es mayor (Mena et al, 1995); como al cambio en la litología. Ahora bien, las curvas magnéticas (**Figuras 6.5 y 6.6**), muestran una tendencia ascendente conforme nos aproximamos a la costa y sufren una gran influencia de la sierra, sobre todo el PM2 (**Figura 6.6**), consistente quizá al cambio de litología preferencial de ígnea a metamórfica, y a la topografía, ya que en el transecto de Oaxaca a Puerto Escondido el descenso de elevaciones es suave, en tanto, que en el transecto de Oaxaca a Pochutla Sur, el descenso es muy abrupto. Las anomalías gravimétricas y magnéticas de los perfiles 1 y 2, tienen fuentes diferentes, no obstante, su respuesta es congruente con los estudios antes citados.

Considerando a los perfiles paralelos a la costa, en el PG3 (**Figura 6.3**), se observa cierta tendencia ascendente de Oeste a Este, esto tiene su posible origen en la geometría de la subducción en esa zona, ya que según estudios previos (Pardo y Suárez, 1995), la Placa de Cocos subduce inclinada. Mientras que en el PG4 (**Figura 6.4**), no se observa claramente este efecto, probablemente por la profundidad a la que se encuentra la corteza oceánica, siendo más somera en el PG3 su influencia será mayor que en PG4, donde se localiza a una profundidad mayor. Y debido a que en ambos perfiles no existen grandes variaciones, nos lleva a pensar en una cierta homogeneidad, desde el punto de vista gravimétrico, en sentido lateral. En cambio, los perfiles magnéticos (**Figura 6.7 y 6.8**) muestran un cambio notable en la inflexión de las curvas, esto lo podemos adjudicar a un cambio geológico regional, de rocas con propiedades magnéticas distintas en sentido lateral, que se mantiene en ambos perfiles, aunque es más intenso en el PM4 (**Figura 6.8**).

Para tener una mejor comprensión de la estructura del subsuelo en el área de estudio, se recomienda realizar el modelado de los ocho perfiles, así como un estudio más detallado que permita esclarecer la naturaleza de la interacción entre las placas de Cocos y Norteamérica. Así como, complementar el presente trabajo con un análisis de eventos transitorios de deslizamiento lento del área.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arzate, J., M. Mareschal, J. Urrutia-Fucugauchi (1993); “*A preliminary crustal model of the Oaxaca continental margin and subduction zone from magnetotelluric and gravity measurements*”. *Geof. Int.* v. 3, pp. 441-452.
- Bandy, W., V. Kostoglodov, A. Hurtado-Díaz, M. Mena (1999); “*Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity*”. *Geof. Int.* v. 38, pp. 127-136.
- Blakely, R. (1996); “*Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*”. Cambridge University Press, Book Co.
- Burger, H. (1992); “*Exploration geophysics of the shallow subsurface*”. Prentice Hall, Book Co.
- Carfantan, J. (1981); “*Evolución estructural del Sureste de México, Paleogeografía e historia tectónica de las Zonas Internas Mesozoicas*”. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, v. 5, No. 2.
- Cartwright, D., R. Taylor (1971); “*New computations of the tide-generating potential*”; *Geophys. Journ. of the Royale Astronomical Society*, 23.
- Castillo, F. (1996); “*Monografía Geológico-Minera del Estado de Oaxaca*”. Consejo de Recursos Minerales.
- Castro, R. (1980); “*Un modelo de la corteza terrestre para el sur de México mediante el uso de sismos profundos*”. Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Chael, E., G. Stewart (1982); “*Recent large earthquakes along the Middle America Trench and their implications for the subduction process*”. *J. Geophys. Res.*, v. 87, pp. 329-385.
- De la Fuente, M., M. Mena, C. Aiken (1991); “*Carta gravimétrica de la República Mexicana. Escala 1:3,000,000.*”. INEGI, México.
- Dixon, T. (1991); “*An introduction to the Global Positioning System and some Geological applications*”. *Review of Geophysics*, pp. 249-276.

- Flores, E., E. Suriñach, J. Galindo, A. Maldonado (2003); *“Three-dimensional gravity inversion model of the deep crustal structure of the Central Drake Passage (Shackleton Fracture Zone and West Scotia Ridge, Antarctica)”*. J. Geophys. Res., v. 108, No. B9.
- Franco, S., V. Kostoglodov, K. Larson, V. Manea, J. Santiago (2005); *“Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico”*. Earth Planets Space, 57, pp. 973-985.
- Garcia-Abdeslem, J., B. Martin-Atienza (2001); *“A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model”*. Geophysics, v. 66, pp. 1110-1115.
- Garmin (2000); *“GPS Guide for beginners”*.
- Havskov, J., S. Singh, D. Novelo (1982); *“Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico”*. Geof. Int., v. 21, pp. 325-330.
- <http://geologia.igeolcu.unam.mx>, Instituto de Geología de la UNAM.
- <http://magnetometer.ur.ru>, Laboratorio de Magnetometría.
- <http://smallcomets.physics.uiowa.edu>, Universidad de Iowa.
- Jiménez, Z., L. Ponce (1979); *“Focal mechanism of six large Earthquakes in northern Oaxaca, Mexico, for the period 1928-1973”*. Geof. Int., v. 17, pp. 379-386.
- Kearey, P., M. Brooks, I. Hill (2002); *“An Introduction to Geophysical Exploration”*. Blackwell Science, Book Co.
- Kostoglodov, V., W. Bandy, J. Domínguez, M. Mena (1996); *Gravity and Seismicity over the Guerrero Seismic Gap, Mexico”*. Geophys. Res. Lett., v. 23, pp. 3385-3388.
- Kulhanek, O. (1976); *Introduction to digital filtering in geophysics”*. Elsevier Scientific Publishing Company, Book Co.
- LeFevre, L., K. McNally (1985); *“Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone”*. J. Geophys. Res., v. 90, pp. 4495-4510.
- Li, X., Götze, H. (2001); *“Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics”*. Geophysics, v. 66, pp. 1660-1668.
- Ligorria, P., L. Ponce (1993); *“Estructura cortical en el Istmo de Tehuantepec, México, usando ondas convertidas”*. Geof. Int., v. 32, pp. 89-98.

- Mena, M., M. de la Fuente, D. Morán, J. Espíndola, F. Nuñez-Cornú, J. Sandoval (1995); *"Anomalías gravimétricas y espesor de la corteza en la región de Oaxaca, México"*. Geof. Int., v. 34, pp. 79-91.
- Moran-Zenteno, D., and 9 others (2000); *"Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur"*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, pp. 27-58.
- Nava, A. (1998); *"La Ciencia para Todos: Terremotos"*. Fondo de Cultura Económica, Book Co.
- Nava, F. et al. (1988); *"Structure of the Middle America trench in Oaxaca, Mexico"*. Tectonophysics, v. 154, pp. 241-251.
- Nettleton, L. (1976); *"Gravity and Magnetics in Oil Prospecting"*. McGraw-Hill, Book Co.
- Núñez-Cornú, F. (1988); *"Oaxaca: Análisis de la Estructura y la Sismicidad"*. Serie Investigación No. 4, Comunicaciones Técnicas, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Parasnis, D. (1997); *"Principles of Applied Geophysics"*. Chapman & Hall, Book Co.
- Pardo, M., G. Suárez (1995); *"Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: Seismic and Tectonic implications"*. J. Geophys. Res., v. 100, pp. 12357-12373.
- Parker, R. (1995); *"Improved Fourier terrain correction, Part I"*. Geophysics, v. 60, pp. 1007-1017.
- Parker, R. (1996); *"Improved Fourier terrain correction, Part II"*. Geophysics, v. 61, pp. 365-372.
- Protección Civil, Oaxaca (2000); *"Peligros de origen geológico y localización de zonas vulnerables"*. Gobierno del Estado de Oaxaca.
- Protección Civil, Oaxaca (2000); *"Sismicidad en el Estado de Oaxaca, 1990-2000"*. Gobierno del Estado de Oaxaca.
- Reynolds, J. (1998); *"An Introduction to Applied and Environmental Geophysics"*. John Wiley & Sons, Book Co.
- Ruiz-Kitcher, R. E. (1986); *"Estudio del mecanismo de reajuste litostático posterior al evento Oaxaca (Ms=7.8) del 29 de noviembre de 1978"*. Geof. Int., v. 25, pp. 587-608.

- Sharma, P. (1997); *“Environmental and engineering geophysics”*. Cambridge University Press, Book Co.
- Shor, G., R. Fisher (1961); *“Middle America trench: seismic refraction studies”*. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 72, pp. 721-730.
- Sleep, N., K. Fujita (1997); *“Principles of Geophysics”*. Blackwell Science, Book Co.
- Telford, W., L. Geldart, R. Sheriff (1990); *“Applied Geophysics”*. Cambridge University Press, Book Co.
- Urrutia-Fucugauchi, J., J. H. Flores-Ruiz, W. L. Bandy, C. A. Mortera-Gutierrez (1999); *“Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: gravity models revisited”*. Geof. Int., v. 38, pp. 205-216.
- Wahr, J. (1996); *“Geodesy and Gravity, class notes”*. Samizdat Press, Book Co.
- Wenzel, H. (1974); *“The correction of tidal force development to ellipsoid normal”*. BIM, 68, pp. 3784-3790.
- Woolard, G. (1979); *“The new gravity system - Changes in international gravity base values and anomaly values”*. Geophysics, v. 44, 1352-1366.
- www.compasstoolsinc.com, Compasstools Soluciones Geoespaciales.
- www.geometrics.com, Geometrics.
- www.hpturismo.com, Turismo para Centro América.
- www.inegi.gob.mx, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática.
- www.kt.agh.edu.pl, Departamento de Telecomunicaciones de la AGH.
- www.lacosteromberg.com, Lacoste & Romberg.
- www.nd-ed.org, Centro de Recursos.
- www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod, NOAA Servicios de Satélites e Información.
- www.proteccionciviloaxaca.net, Protección Civil del estado de Oaxaca.
- www.sct.gob.mx, Secretaría de Comunicaciones y Transportes.
- www.ssn.unam.mx, Servicio Sismológico Nacional.

ANEXOS

A continuación se muestra un resumen de los datos utilizados en el presente trabajo. El **Anexo 1**, corresponde a las coordenadas y valores de anomalías (magnética y gravimétrica), tanto de las estaciones ocupadas en las rutas realizadas durante las campañas de campo, como de los perfiles resultantes de la proyección de dichos datos (Capítulo 5). Mientras que el **Anexo 2** es la información presentada en el Capítulo 6, mostrándose los valores originales con un intervalo de muestreo no constante, los datos de entrada al programa que son el resultado de una interpolación a un intervalo de muestreo uniforme, y los valores filtrados denominados datos de salida.

Anexo 1

RUTAS				PERFIL 1 (CRM-UMAR)					ANOMALÍAS	
Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Proyección	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Distancia (m)	Mag (nT)	Grav (mG)
CRM	-96.776	17.137	1576.101	P1-CRM	-96.776	17.137	1576.101	0.000	-228.324	-96.310
R1-22	-96.750	17.096	1568.455	P1-01	-96.784	17.104	1568.455	3728.779		-92.467
R1-21	-96.710	17.024	1523.784	P1-02	-96.798	17.045	1523.784	10555.288	-76.042	-92.916
R1-20	-96.709	16.982	1516.317	P1-03	-96.808	17.006	1516.317	14985.131	-130.527	-83.880
R1-19	-96.706	16.939	1516.436	P1-04	-96.818	16.965	1516.436	19651.110	-244.810	-81.409
R7-01	-96.730	16.907	1494.434	P1-05	-96.826	16.930	1494.434	23593.155	-272.046	-73.697
R7-02	-96.751	16.874	1481.932	P1-06	-96.835	16.894	1481.932	27692.625	34.428	-63.262
R7-03	-96.786	16.858	1495.220	P1-07	-96.840	16.871	1495.220	30291.549	-276.520	-53.487
R7-04	-96.792	16.818	1498.947	P1-08	-96.850	16.832	1498.947	34721.110	-161.032	-47.406
R7-05	-96.811	16.780	1476.097	P1-09	-96.860	16.792	1476.097	39291.985	-177.271	-43.222
R7-06	-96.841	16.756	1474.294	P1-10	-96.867	16.762	1474.294	42643.039	-285.479	-37.460
R7-07	-96.862	16.735	1517.784	P1-11	-96.873	16.738	1517.784	45359.760	-119.006	-32.742
R7-08	-96.847	16.693	1452.414	P1-12	-96.881	16.701	1452.414	49584.967	-128.900	-32.611
R7-09	-96.851	16.654	1456.336	P1-13	-96.890	16.664	1456.336	53797.297	-108.190	-26.892
R7-10	-96.855	16.611	1421.160	P1-14	-96.900	16.622	1421.160	58536.770	-206.278	-20.288
R7-11	-96.872	16.594	1581.974	P1-15	-96.905	16.602	1581.974	60771.189	-166.839	-14.804
R7-12	-96.885	16.589	1544.307	P1-16	-96.907	16.594	1544.307	61690.003	-148.561	-13.325
R7-13	-96.908	16.579	1740.510	P1-17	-96.911	16.580	1740.510	63318.735	-309.862	-5.786
R7-14	-96.945	16.573	1865.442	P1-18	-96.914	16.566	1865.442	64819.058	-283.749	1.482
R7-15	-96.959	16.556	1682.519	P1-19	-96.919	16.546	1682.519	67027.038		-5.589
R7-16	-96.979	16.537	1466.836	P1-20	-96.924	16.524	1466.836	69503.637	-252.955	-13.223
R7-17	-96.984	16.507	1476.883	P1-21	-96.932	16.494	1476.883	72952.402	14.752	-13.704
R7-18	-96.984	16.485	1729.045	P1-22	-96.937	16.473	1729.045	75314.459	-317.213	-2.999
R7-20	-97.020	16.478	1975.890	P1-23	-96.940	16.458	1975.890	76959.143	-208.364	15.543

R7-19	-96.992	16.466	2026.023	P1-24	-96.941	16.454	2026.023	77474.133	-213.964	10.734
R8-10	-97.034	16.454	1497.403	P1-25	-96.946	16.433	1497.403	79801.596	-193.294	9.997
R8-09	-97.068	16.431	1154.219	P1-26	-96.953	16.403	1154.219	83144.664	-219.801	-4.414
R8-08	-97.076	16.389	1027.838	P1-27	-96.963	16.362	1027.838	87856.301	-233.761	-0.658
R8-07	-97.093	16.347	844.146	P1-28	-96.974	16.318	844.146	92811.104	-210.643	3.451
R8-06	-97.113	16.323	1144.573	P1-29	-96.980	16.291	1144.573	95821.541	-146.022	24.086
R8-05	-97.129	16.292	1472.622	P1-30	-96.989	16.258	1472.622	99622.704	-116.036	39.512
R8-04	-97.152	16.256	1748.498	P1-31	-96.998	16.219	1748.498	103991.148	-122.768	70.896
R8-03	-97.145	16.218	1892.380	P1-32	-97.006	16.185	1892.380	107928.362	-227.096	74.284
R8-02	-97.114	16.195	1456.213	P1-33	-97.010	16.170	1456.213	109711.443	-190.910	74.059
R8-01	-97.091	16.169	1171.577	P1-34	-97.015	16.150	1171.577	111941.923	-193.615	64.906
LPAL	-97.051	16.142	832.262	P1-35	-97.019	16.134	832.262	113912.235	107.363	59.528
R5-07	-97.071	16.095	662.736	P1-36	-97.030	16.085	662.736	119470.143	-33.489	60.317
R5-06	-97.088	16.078	782.696	P1-37	-97.035	16.065	782.696	121712.884	-93.042	72.423
R5-05	-97.064	16.045	658.712	P1-38	-97.041	16.039	658.712	124689.243	-80.501	69.558
R5-04	-97.065	16.018	528.143	P1-39	-97.048	16.014	528.143	127600.462	-167.547	68.432
R5-03	-97.082	15.988	246.972	P1-40	-97.055	15.982	246.972	131230.044	-90.723	66.981
R5-02	-97.077	15.954	262.911	P1-41	-97.063	15.951	262.911	134730.524	-10.660	72.473
R5-01	-97.081	15.919	55.811	P1-42	-97.071	15.917	55.811	138647.030	-158.822	77.526
PESC	-97.078	15.889	59.909	P1-PESC	-97.078	15.889	59.909	141785.287	-23.664	85.641

Información correspondiente al Perfil 1 (Capítulo 5).

RUTAS				PERFIL 2 (CRM-LPS)					ANOMALÍAS	
Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Proyección	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Distancia (m)	Mag (nT)	Grav (mG)
CRM	-96.776	17.137	1576.101	P2-CRM	-96.776	17.137	1576.101	0.000	-228.324	-96.310
R1-22	-96.750	17.096	1568.455	P2-01	-96.767	17.092	1568.455	4964.044		-92.467
R1-21	-96.710	17.024	1523.784	P2-02	-96.751	17.015	1523.784	13644.077	-58.418	-92.916
R1-20	-96.709	16.982	1516.317	P2-03	-96.742	16.975	1516.317	18167.998	-112.838	-83.880
R1-19	-96.706	16.939	1516.436	P2-04	-96.733	16.933	1516.436	22967.298	-226.868	-81.409
R1-18	-96.690	16.903	1665.510	P2-05	-96.726	16.896	1665.510	27117.353	-117.383	-73.630
R1-17	-96.683	16.860	1533.185	P2-06	-96.717	16.853	1533.185	31949.376	28.392	-75.927
R1-16	-96.668	16.825	1505.598	P2-07	-96.709	16.816	1505.598	36143.443	174.238	-75.369
R1-15	-96.669	16.794	1515.902	P2-08	-96.703	16.787	1515.902	39478.302	-23.888	-75.053
R1-14	-96.679	16.762	1512.234	P2-09	-96.697	16.758	1512.234	42722.848	132.080	-72.445
R1-13	-96.700	16.719	1520.192	P2-10	-96.689	16.722	1520.192	46876.875	-2.645	-67.013
R1-12	-96.723	16.682	1559.519	P2-11	-96.683	16.691	1559.519	50413.920	20.253	-51.985
R1-11	-96.736	16.641	1500.046	P2-12	-96.675	16.654	1500.046	54615.100	-7.885	-46.128
R1-10	-96.738	16.597	1478.934	P2-13	-96.666	16.612	1478.934	59324.125	143.158	-39.952
R1-9	-96.732	16.558	1437.208	P2-14	-96.658	16.573	1437.208	63712.097	4.330	-34.514
R1-8	-96.737	16.513	1561.461	P2-15	-96.649	16.531	1561.461	68506.861	-94.538	-17.786
R1-7	-96.731	16.472	1516.591	P2-16	-96.641	16.491	1516.591	73106.067	133.234	-10.878
R1-6	-96.709	16.443	1487.769	P2-17	-96.634	16.459	1487.769	76645.218	205.982	-8.953
R1-5	-96.682	16.420	1524.402	P2-18	-96.628	16.432	1524.402	79718.633	277.808	-5.534
R1-4	-96.662	16.392	1544.479	P2-19	-96.622	16.401	1544.479	83169.322	120.279	0.473
R1-3	-96.640	16.367	1504.570	P2-20	-96.616	16.373	1504.570	86324.147	84.277	4.432
R1-2	-96.601	16.346	1555.464	P2-21	-96.610	16.344	1555.464	89489.123	56.394	9.913
R1-1	-96.583	16.302	1634.059	P2-22	-96.600	16.298	1634.059	94645.445	-82.395	29.842

SSN	-96.575	16.261	1747.137	P2-23	-96.592	16.258	1747.137	99246.234	-39.326	59.683
R2-01	-96.548	16.252	1995.187	P2-24	-96.589	16.243	1995.187	100818.064	-43.269	68.799
R2-02	-96.531	16.244	2205.420	P2-25	-96.586	16.232	2205.420	102034.690	-25.890	76.083
R2-03	-96.532	16.215	2416.276	P2-26	-96.581	16.205	2416.276	105184.069	-82.129	93.187
R2-04	-96.532	16.198	2365.028	P2-27	-96.577	16.189	2365.028	106980.279	-50.092	97.684
R2-05	-96.505	16.173	2470.712	P2-28	-96.571	16.159	2470.712	110296.511	-22.372	109.241
R2-06	-96.498	16.149	2557.461	P2-29	-96.566	16.134	2557.461	113102.054	-12.617	119.939
R2-07	-96.485	16.122	2717.663	P2-30	-96.560	16.106	2717.663	116284.363	-29.804	131.100
R2-08	-96.467	16.094	2574.323	P2-31	-96.554	16.076	2574.323	119671.170	-203.988	133.338
R3-01	-96.491	16.078	2320.361	P2-32	-96.551	16.065	2320.361	120904.503	61.721	138.469
R2-09	-96.474	16.079	2213.430	P2-33	-96.551	16.063	2213.430	121149.007	-1.198	141.226
R3-02	-96.502	16.064	2083.923	P2-34	-96.549	16.054	2083.923	122217.352	-6.976	133.285
R3-03	-96.506	16.034	1788.601	P2-35	-96.543	16.026	1788.601	125405.214	5.850	124.413
R3-04	-96.523	16.020	1535.804	P2-36	-96.541	16.016	1535.804	126520.433	17.385	121.825
R3-05	-96.528	15.996	1517.934	P2-37	-96.536	15.994	1517.934	129061.023	-48.779	124.662
R3-06	-96.502	15.980	1480.422	P2-38	-96.532	15.974	1480.422	131261.066	-0.890	110.755
R3-07	-96.473	15.969	1154.027	P2-39	-96.529	15.957	1154.027	133131.565	13.224	101.773
R3-08	-96.470	15.954	820.154	P2-40	-96.526	15.943	820.154	134786.875	4.319	95.715
R3-09	-96.471	15.938	478.138	P2-41	-96.522	15.927	478.138	136527.728	-38.167	87.315
R3-10	-96.488	15.900	338.239	P2-42	-96.515	15.894	338.239	140312.301	-356.956	85.541
R3-11	-96.484	15.877	341.202	P2-43	-96.511	15.871	341.202	142895.898	-11.901	81.131
R3-12	-96.463	15.850	265.288	P2-44	-96.504	15.841	265.288	146227.943	-60.216	78.733
R3-13	-96.459	15.806	230.307	P2-45	-96.495	15.799	230.307	151056.929	2.926	92.779
R3-14	-96.465	15.762	136.591	P2-46	-96.487	15.757	136.591	155802.563	-0.741	110.522
LPS	-96.481	15.732	155.303	P2-LPS	-96.481	15.732	155.303	158685.676	78.859	130.534

Información correspondiente al Perfil 2 (Capítulo 5).

RUTAS				PERFIL 3 (UMAR-LPS)					ANOMALÍAS	
Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Proyección	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Distancia (m)	Mag (nT)	Grav (mG)
PESC	-97.078	15.889	59.909	P3-PESC	-97.078	15.889	59.909	0.000	-23.664	85.836
R4-13	-97.052	15.856	49.303	P3-01	-97.046	15.881	49.303	3587.804	-35.101	92.401
R4-12	-97.028	15.827	33.232	P3-02	-97.016	15.873	33.232	6905.475	64.118	99.365
R4-11	-96.988	15.810	14.604	P3-03	-96.974	15.862	14.604	11555.595	93.818	99.599
R4-10	-96.947	15.798	15.042	P3-04	-96.933	15.851	15.042	16195.253	29.977	99.774
R4-9	-96.898	15.777	19.131	P3-05	-96.882	15.837	19.131	21883.661	-67.934	101.816
R4-8	-96.850	15.768	45.19	P3-06	-96.835	15.825	45.190	27066.192	105.845	101.754
R4-7	-96.811	15.745	37.728	P3-07	-96.793	15.814	37.728	31720.748	-74.814	106.487
R4-6	-96.766	15.738	30.759	P3-08	-96.749	15.802	30.759	36668.572	-9.103	112.611
R4-5	-96.721	15.727	6.355	P3-09	-96.704	15.791	6.355	41572.733	-25.256	116.608
R4-4	-96.666	15.726	24.986	P3-10	-96.652	15.777	24.986	47325.746	-22.604	124.129
R4-3	-96.620	15.723	15.061	P3-11	-96.609	15.765	15.061	52188.583	-1.905	134.898
R4-2	-96.573	15.721	15.185	P3-12	-96.564	15.754	15.185	57122.774	20.891	149.899
R4-1	-96.529	15.733	47.856	P3-13	-96.526	15.744	47.856	61265.901	46.931	142.532
LPS	-96.481	15.732	155.303	P3-LPS	-96.481	15.732	155.303	66238.187	78.859	131.085

Información correspondiente al Perfil 3 (Capítulo 5).

RUTAS				PERFIL 4 (LAPALMA-SSN)					ANOMALÍAS	
Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Proyección	Longitud (°)	Latitud (°)	Elevación (m)	Distancia (m)	Mag (nT)	Grav (mG)
LPAL	-97.051	16.142	832.262	P4-LPAL	-97.051	16.142	832.262	0.000	107.363	61.175
R6-01	-97.016	16.138	1018.723	P4-01	-97.019	16.150	1018.723	3553.929	142.605	66.138
R6-02	-97.001	16.163	1340.382	P4-02	-96.998	16.155	1340.382	5840.616	38.209	66.320
R6-03	-96.979	16.186	1605.532	P4-03	-96.973	16.161	1605.532	8692.699	-0.128	71.190
R6-04	-96.947	16.193	1625.758	P4-04	-96.941	16.169	1625.758	12216.238	-30.194	69.449
R6-05	-96.914	16.202	2006.054	P4-05	-96.908	16.178	2006.054	15862.864	-185.675	73.971
R6-06	-96.885	16.225	2168.786	P4-06	-96.875	16.186	2168.786	19490.808	-120.303	72.039
R6-07	-96.863	16.212	1583.704	P4-07	-96.857	16.190	1583.704	21493.228	-220.434	72.398
R6-08	-96.825	16.208	1931.318	P4-08	-96.823	16.199	1931.318	25221.519	-110.502	74.550
R6-09	-96.792	16.225	1544.193	P4-09	-96.788	16.208	1544.193	29146.788	-152.604	60.746
R6-10	-96.757	16.236	1538.610	P4-10	-96.752	16.217	1538.610	33122.820	-164.663	62.400
R6-11	-96.718	16.240	1992.137	P4-11	-96.715	16.226	1992.137	37218.808	-181.084	79.973
R6-12	-96.691	16.265	2180.940	P4-12	-96.683	16.234	2180.940	40705.093	-203.108	80.269
R6-13	-96.663	16.293	1911.531	P4-13	-96.650	16.242	1911.531	44392.400	-149.146	58.892
R6-14	-96.626	16.315	1668.172	P4-14	-96.610	16.252	1668.172	48880.206	-119.702	33.409
SSN	-96.575	16.261	1747.137	P4-SSN	-96.575	16.261	1747.137	52583.682	-39.326	63.245

Información correspondiente al Perfil 4 (Capítulo 5).

Anexo 2

PERFILES MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO 1							
DATOS ORIGINALES			DATOS PROCESADOS				
Distancia (m)	ANOMALÍAS		Distancia (m)	ENTRADA		SALIDA	
	Mag (nT)	Grav (mG)		Mag (nT)	Grav (mG)	Mag (nT)	Grav (mG)
0.000	-244.810	-81.409	0.000	-244.810	-81.409		
4271.405	-272.046	-73.697	3.500	-345.002	-75.239		
8587.991	34.428	-63.262	7.000	0.878	-67.504	-169.627	-82.179
12088.984	-276.520	-53.487	10.500	-131.186	-57.674	-140.176	-66.659
16142.422	-161.032	-47.406	14.000	-272.895	-49.936	-150.926	-48.156
20804.523	-177.271	-43.222	17.500	-122.435	-46.190	-188.922	-39.472
24798.849	-285.479	-37.460	21.000	-185.682	-43.009	-220.076	-39.093
27904.241	-119.006	-32.742	24.500	-291.645	-37.997	-213.869	-39.899
31033.282	-128.900	-32.611	28.000	-116.086	-32.690	-168.672	-37.746
34850.477	-108.190	-26.892	31.500	-129.729	-32.271	-120.176	-32.686
39116.649	-206.278	-20.288	35.000	-109.736	-26.652	-111.355	-25.926
41661.820	-166.839	-14.804	38.500	-198.305	-21.519	-157.065	-18.350
42898.056	-148.561	-13.325	42.000	-155.933	-14.417	-232.704	-11.474
45142.473	-309.862	-5.786	45.500	-321.412	-4.274	-288.106	-7.705
47775.127	-283.749	1.482	49.000	-296.301	-1.138	-282.281	-7.844
50184.365		-5.589	52.500	-302.241	-12.063	-222.894	-8.699
53054.037	-252.955	-13.223	56.000	32.076	-14.404	-164.811	-5.746
56240.125	14.752	-13.704	59.500	-283.812	3.811	-154.466	0.915
58308.512	-317.213	-2.999	63.000	-198.453	15.464	-186.432	5.784

60451.057	-213.964	10.734	66.500	-205.393	-1.317	-227.658	4.585
61020.375	-208.364	15.543	70.000	-229.635	-3.540	-250.526	-0.502
63984.237	-193.294	9.997	73.500	-234.440	-0.664	-239.836	-2.983
68104.325	-219.801	-4.414	77.000	-216.608	1.863	-195.857	2.824
72479.951	-233.761	-0.658	80.500	-149.875	22.764	-140.601	18.388
77412.313	-210.643	3.451	84.000	-119.354	36.548	-111.635	40.180
80737.660	-146.022	24.086	87.500	-103.898	60.405	-133.169	61.174
84606.910	-116.036	39.512	91.000	-174.125	74.713	-186.099	74.020
89225.580	-122.768	70.896	94.500	-219.461	74.547	-213.162	75.369
93465.444	-227.096	74.284	98.000	-203.816	71.421	-168.938	68.504
96846.120	-190.910	74.059	101.500	-110.270	62.971	-70.734	61.330
100248.924	-193.615	64.906	105.000	121.912	57.766	8.281	60.449
104306.790	107.363	59.528	108.500	-19.806	58.608	9.757	65.547
108738.074	-33.489	60.317	112.000	-93.292	76.272	-51.565	69.831
110089.206	-93.042	72.423	115.500	-119.847	68.325	-112.588	68.000
114278.440	-80.501	69.558	119.000	-126.936	67.184	-126.905	63.958
117116.430	-167.547	68.432	122.500	-1.847	70.589	-95.565	67.799
119808.075	-90.723	66.981	126.000	-128.725	75.628	-50.037	83.188
123548.304	-10.660	72.473	129.500	-70.050	83.187	-25.830	97.356
127191.797	-158.822	77.526	133.000	-8.078	90.077		
130488.759	-23.664	85.641	136.500	-35.937	94.977		
134750.115	-35.101	92.401					
138555.113	64.118	99.365					

Información correspondiente a los Perfiles Magnético y Gravimétrico 1 (Capítulo 6).

PERFILES MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO 2							
DATOS ORIGINALES			DATOS PROCESADOS				
Distancia (m)	ANOMALÍAS		Distancia (m)	ENTRADA		SALIDA	
	Mag (nT)	Grav (mG)		Mag (nT)	Grav (mG)	Mag (nT)	Grav (mG)
0.000	-58.418	-92.916	0.000	-58.418	-92.916		
4576.862	-112.838	-83.880	3.500	-78.005	-84.526		
9424.468	-226.868	-81.409	7.000	-194.590	-83.378	-181.514	-98.044
13466.262	-117.383	-73.630	10.500	-210.379	-79.325	-184.536	-85.580
18294.327	28.392	-75.927	14.000	-102.803	-73.294	-109.570	-71.582
22391.491	174.238	-75.369	17.500	-7.773	-75.399	5.155	-68.455
25785.823	-23.888	-75.053	21.000	171.669	-75.759	93.701	-73.673
29184.290	132.080	-72.445	24.500	33.578	-75.326	115.431	-78.449
33627.681	-2.645	-67.013	28.000	73.073	-73.391	80.458	-76.972
37464.361	20.253	-51.985	31.500	87.924	-70.955	28.858	-69.340
41859.596	-7.885	-46.128	35.000	-10.022	-61.864	1.930	-59.378
46666.938	143.158	-39.952	38.500	15.258	-49.492	19.127	-51.100
51059.106	4.330	-34.514	42.000	-5.521	-45.995	59.693	-45.929
55971.108	-94.538	-17.786	45.500	119.762	-41.361	74.153	-42.109
60582.418	133.234	-10.878	49.000	97.869	-37.866	34.028	-36.785
63934.202	205.982	-8.953	52.500	-57.745	-30.148	-23.974	-28.852
66773.144	277.808	-5.534	56.000	-93.783	-17.703	-25.928	-19.929
70055.396	120.279	0.473	59.500	83.778	-11.666	56.037	-12.575

73030.180	84.277	4.432	63.000	184.127	-9.586	167.036	-7.786
76749.736	56.394	9.913	66.500	279.252	-5.972	223.515	-4.574
81980.771	-82.395	29.842	70.000	122.616	0.380	190.540	-1.310
86510.240	-39.326	59.683	73.500	84.703	4.985	100.455	3.523
88500.265	-43.269	68.799	77.000	50.467	10.446	8.972	11.594
89959.884	-25.890	76.083	80.500	-57.755	21.979	-47.560	24.373
92935.897	-82.129	93.187	84.000	-67.822	43.437	-62.979	41.883
94652.025	-50.092	97.684	87.500	-43.560	64.436	-53.201	62.193
98299.653	-22.372	109.241	91.000	-41.850	82.499	-39.142	82.378
101103.366	-12.617	119.939	94.500	-53.818	97.341	-32.873	99.665
104367.758	-29.804	131.100	98.000	-20.544	108.165	-35.951	112.128
107925.566	-203.988	133.338	101.500	3.662	121.665	-42.891	119.585
108670.274	61.721	138.469	105.000	-145.431	131.231	-43.708	124.607
109209.618	-1.198	141.226	108.500	31.535	136.966	-33.578	131.095
109725.489	-6.976	133.285	112.000	2.875	124.336	-18.524	138.421
112686.004	5.850	124.413	115.500	-42.587	124.668	-3.663	135.329
113453.222	17.385	121.825	119.000	9.642	107.429		
115790.204	-48.779	124.662	122.500	1.298	94.741		
118341.894	-0.890	110.755					
120650.938	13.224	101.773					
122280.170	4.319	95.715					
123916.701	-38.167	87.315					

Información correspondiente a los Perfiles Magnético y Gravimétrico 2 (Capítulo 6).

PERFILES MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO 3							
DATOS ORIGINALES			DATOS PROCESADOS				
Distancia (m)	ANOMALÍAS		Distancia (m)	ENTRADA		SALIDA	
	Mag (nT)	Grav (mG)		Mag (nT)	Grav (mG)	Mag (nT)	Grav (mG)
0.000	64.118	99.365	0.000	64.118	99.365		
4569.423	93.818	99.599	3.500	93.320	99.677		
9181.608	29.977	99.774	7.000	75.133	99.475	39.251	97.363
14771.536	-67.934	101.816	10.500	-10.350	100.265	2.845	99.796
19973.426	105.845	101.754	14.000	-77.982	101.698	-7.738	101.701
24487.660	-74.814	106.487	17.500	44.078	101.515	4.240	102.218
29457.387	-9.103	112.611	21.000	81.644	102.412	10.114	103.210
34354.147	-25.256	116.608	24.500	-75.103	106.504	-4.576	106.212
40212.236	-22.604	124.129	28.000	-40.858	111.047	-25.160	110.546
45146.902	-1.905	134.898	31.500	-1.004	114.326	-34.658	114.384
50158.008	20.891	149.899	35.000	-29.262	117.238	-31.425	117.206
54510.387	46.931	142.532	38.500	-29.492	121.573	-21.828	120.824
59567.466	78.859	131.085	42.000	-15.009	127.118	-11.013	127.672
			45.500	-0.435	136.094	-0.304	137.644
			49.000	15.037	147.987	12.422	146.517
			52.500	34.297	148.040	30.616	148.232
			56.000	56.559	137.785		
			59.500	78.463	131.087		

Información correspondiente a los Perfiles Magnético y Gravimétrico 3 (Capítulo 6).

PERFILES MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO 4							
DATOS ORIGINALES			DATOS PROCESADOS				
Distancia (m)	ANOMALÍAS		Distancia (m)	ENTRADA		SALIDA	
	Mag (nT)	Grav (mG)		Mag (nT)	Grav (mG)	Mag (nT)	Grav (mG)
0.000	107.363	61.175	0.000	107.363	61.175	88.388	45.719
3239.580	142.605	66.138	3.500	133.569	66.083	108.836	61.772
5915.400	38.209	66.320	7.000	12.591	68.017	62.161	71.303
9064.296	-0.128	71.190	10.500	2.900	70.701	-23.329	73.520
12507.268	-30.194	69.449	14.000	-107.979	71.033	-106.533	73.224
16097.011	-185.675	73.971	17.500	-152.000	73.898	-156.240	73.211
19976.074	-120.303	72.039	21.000	-187.469	72.023	-165.025	72.005
21585.685	-220.434	72.398	24.500	-130.455	74.992	-150.356	68.136
24975.655	-110.502	74.550	28.000	-128.887	64.206	-139.321	64.563
29010.852	-152.604	60.746	31.500	-168.254	58.890	-147.303	66.548
32960.830	-164.663	62.400	35.000	-167.940	71.711	-170.579	74.006
36877.860	-181.084	79.973	38.500	-196.721	83.102	-193.711	78.453
40649.604	-203.108	80.269	42.000	-188.931	74.569	-197.423	70.839
44687.906	-149.146	58.892	45.500	-143.247	54.196	-164.738	52.399
49358.902	-119.702	33.409	49.000	-125.041	35.352	-90.046	35.655
53189.596	56.394	9.913	52.500	3.773	14.678	8.493	33.269

Información correspondiente a los Perfiles Magnético y Gravimétrico 4 (Capítulo 6).