



UNIVERSIDAD DE PANAMÁ
VICERRECTORÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSTGRADO
PROGRAMA DE MAESTRÍA EN CIENCIAS FÍSICAS

**ANÁLISIS ESPECTRAL DE DATOS GRAVIMÉTRICOS EN EL COMPLEJO
VOLCÁNICO LA YEGUADA**

DIMAS ANTONIO CEDEÑO BATISTA

**TESIS REALIZADA BAJO LA ORIENTACIÓN DEL DR. ALBERTO CABALLERO
Y PRESENTADA AL PROGRAMA DE MAESTRÍA COMO REQUISITO PARA
OPTAR POR EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS FÍSICAS**

PANAMÁ REPÚBLICA DE PANAMÁ

2015

ST



Título de la Tesis "Análisis Espectral de Datos Gravimétricos en el Complejo Volcánico La Yeguada"

13 MAY 2015

TESIS

Sometida para optar al título de Maestría en CIENCIAS FISICAS

Vicerrectoria de Investigación y Postgrado

Facultad de Ciencias Naturales Exactas y Tecnología

APROBADO POR

Obk

Doctor Alberto Caballero
Presidente

Doctor Eduardo Camacho
Miembro

Mgtr Moises Ortega
Miembro

REFRENDADO POR

REPRESENTANTE DE LA VICERRECTORÍA
DE INVESTIGACION Y POSTGRADO

FECHA

Dedicatoria

A mi Madre, a mi Padre, a mi Hermana, a Nohelys, dedico este trabajo, que es el resultado de años de estudio y esfuerzo. Gracias a su apoyo pude culminar con éxito este importante proyecto de mi vida profesional.

Agradecimiento

A Dios Padre y a La Virgen por dame la oportunidad de superar grandes retos como este A mis Padres y a mi hermana por apoyarme en cada momento sobre todo los más difíciles Con sus palabras de aliento pude vencer muchas situaciones de adversidad

Al Dr Alberto Caballero le agradezco infinitamente por ser mi asesor y brindarme sus consejos y apoyo incondicional Dr Caballero jamás terminaré de expresarle mi agradecimiento para que este proyecto llegara a feliz término

Al Dr Eduardo Camacho mi agradecimiento por las referencias bibliográficas que me facilitó para tener un conocimiento amplio del tema

Al profesor Moisés Ortega por sus sugerencias y aportes en la revisión de este documento

Al profesor Luis Santamaria por sus conocimientos y documentación aportada sobre el área de estudio

Al personal del ANAM que labora en La Yeguada gracias por su atención y colaboración durante los días que estuve en el lugar del proyecto

A Nohelys le doy gracias por apoyarme de principio a fin en todo lo relacionado con este proyecto y en las actividades de mi vida profesional

A todas las personas que de manera directa e indirecta dieron su aporte y conocimiento para culminar este trabajo mi eterno agradecimiento

Índice General

Dedicatoria	i
Agradecimiento	ii
Índice de Figuras	v
Resumen.....	viii
1. Introducción.....	1
2. Context Geológico	6
2.1 Marco tectónico.....	7
2.2 Marco Geológico del Istmo de Panamá.....	12
2.3 Geología regional	14
2.4 El Complejo Volcánico La Yeguada.....	15
2.5. Climatología y Paleogeografía.....	17
2.6. Geología del Complejo Volcánico La Yeguada.....	21
3. Fundamentación teórica.....	28
3.1. Principios Físicos de La Gravimetría	28
3.2. Geoide, Elipsoide y Superficie topográfica	33
3.3. Anomalías de Bouguer	35
3.4 Correcciones gravimétricas	36
3.4.1. Corrección de aire libre	37
3.4.2. Corrección de Bouguer.....	38
3.4.3 Corrección de latitud.....	38
3.4.4 Corrección Topográfica	39
3.5 Filtrado de datos en el dominio de las frecuencias.....	40
3.5.1. Filtro pasa bajo.....	42
3.5.2. Filtro de paso alto.....	42

3 6	Espectro de potencia radial	43
3 7	Estimación de las profundidades	45
3 8	Expresiones de la Transformada de Founer en el análisis espectral	47
3 9	Transformada de Founer para datos discretos	50
3 10	Aplicación de la Transformada de Founer en el análisis espectral	51
4	Metodología	53
5	Resultados	58
6	Discusión	74
7	Conclusiones	80
	Apéndice A	84
	A 1 Aplicación de la Transformada de Founer en el análisis espectral	84
	Apéndice B	90
	B 1 Diagrama que muestra los pasos del Programa Fourpot	90
	Bibliografía	92

Índice de Figuras

Figura 2 1	Distribución de las principales estructuras del Istmo de Panamá indicando el movimiento relativo de las placas (Adaptado de Montero 2001 Trencamp et al 2002)	10
Figura 2 2	Mapa de Panamá que muestra los tres centros volcánicos cuaternarios Volcán Baru La Yeguada y El Valle Adaptado de Jules Verne Voyager (http://jules.unavco.org/Voyager/Earth)	16
Figura 2 3	Mapa geográfico del área estudiada Instituto Geográfico Nacional Tommy Guardia IGN En el recuadro se identifican Cerro Castillo Cerro Novillo Cerro Corero y La Laguna La Yeguada Hoja cartográfica de La Yeguada (4041 (III) 4041 (IV))	17
Figura 2 4	El Complejo Volcánico La Yeguada cuenta más de 2000 hectáreas de Pino Caribe Al fondo se observa La Laguna La Yeguada	19
Figura 2 5	Laguna La Yeguada Su estudio ha brindado información sobre la emigración de personas plantas y animales en el Istmo de Panamá	20
Figura 2 6	Complejo Volcánico La Yeguada Se observa el bosque de Pino Caribe La Laguna La Yeguada y al fondo El Cerro El Castillo	22
Figura 2 7	Mapa Geológico del Complejo Volcánico La Yeguada (Adaptado de Knutsen 2010)	26
Figura 3 1	Fuerza de atracción gravitacional entre dos masas m y m_0 Adaptado de (Martín 2001)	31
Figura 3 2	Fuerza de atracción gravitacional producida en un punto P_0 por una distribución de masas Adaptado de (Martín 2001)	32
Figura 3 3	Esquema que muestra el geoide elipsoide y superficie terrestre (Adaptado de Li y Gotze 2001)	34
Figura 3 4 a	Anillos de corte (Adaptado de Pirttijarvi 2009)	41
Figura 3 4 b	Filtro pasa bajo (Adaptado de Pirttijarvi 2009)	42
Figura 3 4 c	Filtro pasa alto (Adaptado de Pirttijarvi 2009)	42

Figura 3 5	Espectro de amplitud radial del mapa de anomalías de Bouguer Las pendientes A B y C están relacionados con la profundidad de la fuente (Adaptado de Sánchez Jiménez et al 1998)	44
Figura 4 1	Estaciones gravimétricas del área estudiada	54
Figura 4 2	Parámetros barndos (Adaptado de Dimitriadis et al 1987)	56
Figura 5 1	Mapa de Anomalías de Bouguer Intervalo de las curvas isoanómalas 2 mGal Coordenadas UTM	58
Figura 5 2	Espectro de Potencia Bidimensional de la señal gravimétrica	60
Figura 5 3	Espectro de potencia radial en el cual se representa el logaritmo neperiano del espectro de potencia del mapa de anomalías de Bouguer en función de la frecuencia Las pendientes representan la profundidad de las fuentes	62
Figura 5 4	Mapa de anomalías regionales Obtenido mediante filtrado del mapa de anomalías de Bouguer Intervalo de curvas isoanómalas 1 mGal Coordenadas UTM en Km	63
Figura 5 5	Mapa de anomalías residuales Obtenido mediante la resta del mapa de anomalía de la figura 4 2 al mapa de anomalías de Bouguer Intervalo de curvas isoanómalas 1 mGal Coordenadas UTM en Km	64
Figura 5 6	Mapa Georreferenciado de anomalías residuales de Bouguer Intervalo de curvas isoanómalas 1 mGal Coordenadas UTM en km	65
Figura 5 7	Espectros de potencia radial de la ventana (9 9) hasta la (9 21) con sus pendientes y profundidades detalladas en el cuadro de características La máxima profundidad es 0 954 km	68
Figura 5 8	Espectros de potencia radial de la ventana (13 9) hasta la (13 21) con sus pendientes y profundidades detalladas en el cuadro de características La máxima profundidad es de 0 993 km	69
Figura 5 9	Espectros de potencia radial de la ventana (17 9) hasta la (17 21) con sus pendientes y profundidades detalladas en el cuadro de características La máxima profundidad es 1 03 km	70
Figura 5 10	Espectros de potencia radial de la ventana (21 9) hasta la (21 21) con sus pendientes y profundidades detalladas en el cuadro de características La máxima profundidad es 0 975	71

Figura 5.11	Modelo de distribución de profundidades del Complejo Volcánico La Yeguada	72
Figura A.1	Geometría para una distribución de fuente lineal magnética T representa el vector de campo magnético total y t es su proyección en el plano $(z - \xi)$ Adaptado de (Treitel et al	84
Figura A.2	Componente t del vector campo de intensidad magnético total T en el plano $(z - \xi)$ Adaptado de (Treitel et al 1971)	88

Resumen

El estudio consiste en el análisis de datos gravimétricos obtenidos en el Complejo Volcánico La Yeguada Provincia de Veraguas. Mediante el mismo se establece la distribución de masas del subsuelo y una representación espacial de la capa geológica más profunda. Se aplicó la Doble Transformada de Fournier a los valores de gravedad observados logrando obtener el espectro radial que permite fijar las frecuencias de corte para el diseño de los filtros digitales y así producir la separación de las anomalías de Bouguer en sus componentes regional y residual. Ambas componentes contienen información útil de las estructuras geológicas regional y local respectivamente para su posterior interpretación cualitativa y cuantitativa. Igualmente se aplicó la Doble Transformada de Fournier al mapa que contiene las anomalías de Bouguer regionales y a partir de su espectro radial de frecuencia se estimó la profundidad de los cuerpos geológicos.

Summary

The study is about the gravimetric data obtained by El Complejo Volcánico La Yeguada Veraguas Province. Through this study it is established the distribution of the subsurface mass and a spatial representation of the deepest geological layer. Here was applied the Double Fournier Transform to the observed gravity values getting the radial spectrum that allows setting the cut off frequencies for the design of digital filters to produce the separation of Bouguer anomalies in their regional and residual components. Both components have useful information of the regional and local geological structure respectively for further qualitative and quantitative interpretation. Also it was applied the Double Fournier Transform to the map that contains the regional Bouguer anomalies and from its radial frequency spectrum the depth was estimated of geological bodies.

1 Introduccion

El desarrollo de la energia geotérmica es testigo de un rápido crecimiento mundial El pronóstico a corto plazo indica una capacidad instalada de 18000 MW para el año 2015 Esto representa un crecimiento aproximado del 73% desde el 2010 (Zarrouk 2014)

En Panamá se han realizado esfuerzos para desarrollar este recurso energético renovable en el sector eléctrico del país con el propósito de reducir su dependencia de la generación con recursos fósiles importados Los precios de la generación eléctrica están sujetos a constantes alzas en el mercado internacional lo cual se ha tomado insostenible en los últimos años (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b)

El Complejo Volcánico La Yeguada ha sido una de las áreas más estudiadas para determinar el potencial de energia geotérmica en su entorno Se encuentra hacia el oeste de Panamá (8 27 936 N 80 49 160 W) al sur de la Cordillera Central distrito de Calobre provincia de Veraguas (Knutsen 2010 Knutsen et al 2013)

El interés en el área se correlaciona con evidencias de episodios volcánicos y la presencia de aguas termales De acuerdo con estas características se han realizado estudios con métodos gravimétricos De igual forma se han elaborado trabajos en áreas como la geovulcanología y la geoquímica (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b)

Las mediciones gravimétricas juegan un papel importante en el monitoreo de los volcanes. Los cambios en la gravedad de la Tierra reflejan procesos de transporte de masa en profundidad (Dzunsin 2003)

Sin embargo debido a la complejidad de las estructuras del subsuelo debajo de los volcanes activos identificar una fuente no es fácil (Battaglia et al 2008). La presencia de rocas volcánicas en un área específica es una evidencia para incrementar la posibilidad de recursos geotérmicos. La energía geotérmica se puede aprovechar considerando el calor natural de la Tierra asociado con volcanes activos o volcanes inactivos geológicamente recientes que siguen emitiendo calor en la profundidad (Yousefi et al 2007)

En este trabajo se realizará una interpretación de la variación de la gravedad terrestre con datos obtenidos del Complejo Volcánico La Yeguada en la provincia de Veraguas (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b)

Con los datos gravimétricos se realizará un análisis espectral con el objetivo de separar las anomalías producidas por cuerpos con características distintas. Para este propósito se pueden emplear otros métodos como lo son las prolongaciones analíticas, ajustes polinómicos (Sánchez et al 1998)

En relación a los otros métodos el análisis espectral presenta algunas ventajas: separa los efectos regionales de los residuales, determina la profundidad media a la cual se encuentran las fuentes y elimina las anomalías del campo total (Ndougsa 2007, Moreno 1982, Treitel et al 1971). En este sentido el método ha sido muy utilizado en los últimos años. Con él las

características de anomalías observadas son estudiadas al transformar los datos del dominio del espacio al dominio de la frecuencia (Salem et al 2005 Battacharya 1966 Spector & Grant 1970 Dimitriadis 1987)

En la actualidad se cuenta con programas que procesan los datos gravimétricos para obtener los mapas de anomalías de Bouguer que representan la suma de las anomalías regionales y residuales (Moreno R 1982) Estos mapas son filtrados a distintas longitudes de onda con el objetivo de determinar las estructuras geológicas profundas y destacar los rasgos estructurales superficiales (Sánchez et al 1998)

El filtrado se hace en base a la Transformada Rápida de Fourier en 2D el cual es un algoritmo que realiza la operación de forma digital sobre datos discretos El objetivo de este algoritmo es reducir el número de multiplicaciones efectuadas en la Transformada Discreta de Fourier (Cortez et al 2007 Nguimbous 2010) la inversión de los datos filtrados en el dominio de la frecuencia al dominio del espacio se realiza mediante la Transformada Inversa de Fourier De esta forma el conjunto de datos puede ser analizado como un mapa de isoclinas

Para su representación en una sola dimensión se calcula el espectro radial a partir del espectro bidimensional promediando el mismo mediante la superposición de una serie de anillos homocéntricos (Mishra & Naidu 1974)

Esto se logra al representar el logaritmo del cuadrado de la amplitud en función del número de onda y se distinguen tramos específicos

La pendiente de estos tramos está directamente relacionada con la profundidad de la fuente que origina la anomalía (Battacharya 1966 Spector & Grant 1970 Mishra & Naidu 1974 Bose & Segunpta 1984 a 1984b Zanga Amougou et al 2013 Gomez et al 2003 2005)

En el método espectral se obtienen los resultados siguientes

- a Mapa de anomalías de Bouguer**
- b Mapas de anomalías regional y residual**
- c Espectro de potencia en 2D Tiene parte real e imaginaria (Pirttijarvi 2009)**

$$F = \text{Re}(F) + i \text{Im}(F) \quad (11)$$

- d Espectro de potencia radial En éste la amplitud radial representa la media del espectro de amplitud de Fourier en 2D (Pirttijarvi 2009) Se constituye de tres segmentos o intervalos el intervalo de bajas frecuencias (longitudes de onda larga) de fuerte pendiente corresponde a la parte regional (áreas profundas) (Zanga Amougou et al 2013) el intervalo de frecuencias mayores (longitudes de onda corta) tiene una pendiente suave y corresponde a la parte residual (áreas someras) el último segmento correspondiente a frecuencias**

muy altas, se caracteriza por efectos debido a errores de medición, de digitalización, entre otros (Gupta & Ramani 1980; Nguimbous 2010).

- e. Interpretación de los datos para establecer el modelo geológico existente en el área estudiada.

Capítulo 2

Contexto Geológico

2 Contexto Geológico

2.1 Marco tectónico

Panamá es producto de la compleja interacción de las placas Caribe, Cocos, Nazca y la Placa de América del Sur (Hoernle 2002, Coates 1997, Whattam et al. 2011).

La zona de subducción termina en un punto triple a partir de la fosa mesoamericana hacia el sureste. Al sur interactúan la Placa Cocos con la Placa de Nazca a lo largo del sistema de fallas de transformación dextral de rumbo N-S. Al este la Placa de Nazca se subduce en forma oblicua debajo del pacífico panameño (Porta 2003).

Las placas de Nazca, Cocos y del Caribe (Figura 2.1) coinciden en un punto triple difuso (PTNCC) al sur de la península de Burca (Camacho 2003, Morell et al. 2011). Entre los elementos estructurales de este punto triple se tiene la Cresta de Cocos que subduce bajo Costa Rica, la cual es una traza boyante del punto caliente de las Islas Galápagos.

La subducción de la Placa de Nazca ocurre aun por debajo de la parte panameña (Corral et al. 2010). La placa de Cocos se subduce bajo el margen pacífico de América Central (Montero 2001, Lonsdale P. 2005).

La Zona de Fractura de Panamá (ZFP) trunca el flanco oriental de la Cresta de Cocos. Es una gran falla de transformación con rumbo Norte-Sur que funciona como límite entre las placas Nazca y Cocos (Morell et al. 2011).

Esta se extiende desde la zona de extensión de Costa Rica en el Sur hasta la Península de Bunca y parte occidental del Golfo de Chiqui en su extremo Norte (Camacho 2003) Esta zona de fractura acomoda movimientos laterales derechos a una tasa de 57 mm/año (Kellogg et al 1995 Camacho 2003)

Las extensiones de la Zona de Fractura de Panamá continúan en tierra firme (Camacho 1991 Camacho 2003) a lo largo del eje de la Península de Bunca. Al llegar al anticlinal de Madre Vieja se curvan hacia el Noroeste. Las placas Cocos y del Caribe parecen estar débilmente acopladas cerca del Punto Triple (PTNCC) (Camacho 2003)

Panamá y el este de Costa Rica constituyen el Bloque de Panamá y forman la Microplaca de Panamá Costa Rica (Adamek et al 1988 Kellogg & Vega 1995) Otros autores incluyen en esta unidad parte del noroeste de Colombia

La complejidad tectónica del área ha sido puesta de manifiesto por algunos autores (Mann & Kolarsky 1995) La evolución de estas placas en el tiempo ha condicionado en gran medida la evolución paleogeográfica de esta zona (Porta 2003) La zona oriental de Panamá y la zona noroccidental de Colombia se engendran como una de las áreas más activas en cuanto a sismicidad (Kellogg & Vega 1995)

La convergencia de las placas de América del Norte y América del Sur comprime lentamente la placa del Caribe y es más pronunciada a lo largo de su

borde occidental en América Central. Esto contribuye a la zona de deformación a lo largo de la costa caribeña de Panamá y separa el bloque de Panamá de la placa Caribeña mayor (Hoernle et al 2002, Morell et al 2008)

En la zona Centroamericana el bloque de Panamá tiene el grosor de corteza más delgado del área (Tomascak et al 2000, Vasicek et al 1998, Molnar & Sykes 1969). Estudios sísmicos y geodésicos indican que la parte oeste de este bloque es una estructura rígida que se está moviendo independientemente de las placas circundantes (Adamek et al 1988, Trencamp et al 2002). Los límites regionales de esta placa se ubican como sigue (Camacho 1997, Camacho et al 2003, Vergara Muñoz 1988, 1989, 1990, Marshall & Fisher 2000, Pratt et al 2003)

a Al norte el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP). En esta zona la Placa del Caribe subduce el Bloque de Panamá (de Boer et al 1991, Adamek et al 1988, Cowan et al 1998, Pratt et al 2003). Este límite ha sido identificado a partir de datos sísmológicos, gravimétricos, magnéticos y por sismicidad histórica (Bowin 1976, Case & Holcombe 1980, Silver et al 1990, Camacho & Viquez 1993, Marshall & Fisher 2000, Mann & Burke 1984, Adamek et al 1988)

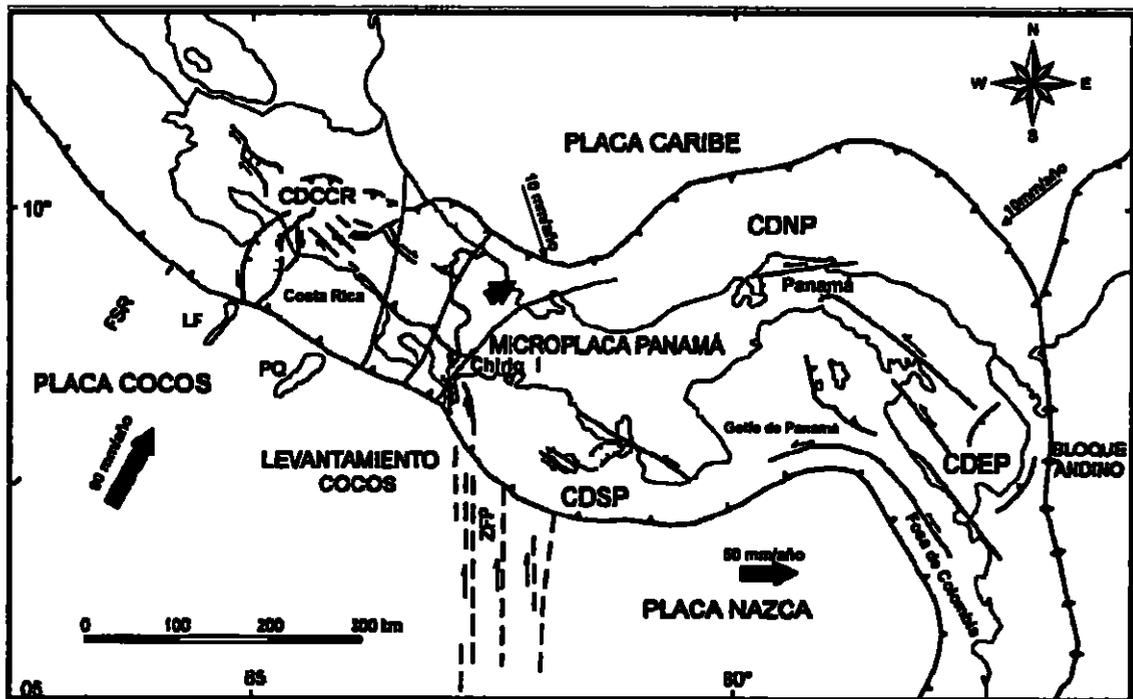


Figura 2 1 Distribución de las principales estructuras del Istmo de Panamá indicando el movimiento relativo de las placas (Adaptado de Montero 2001 Trencamp et al 2002)

b Al sur el limite está conformado por dos zonas de convergencia el Cinturón Deformado del Sur de Panamá (CDSP) y la Fosa de Colombia Estas zonas están conectadas entre sí por una falla transformante sinistral localizada al sur del Golfo de Panamá y la Zona de Falla del Sur de Panamá (Case 1974 Camacho 2005 Van Andel et al 1971 Mann & Burke 1984 Okaya & Ben Avraham 1987 Silver et al 1990)

En el margen occidental de la microplaca la Placa de Cocos subduce la parte sur de la Fosa Meso Americana terminando en la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) (Adamek et al 1988 Denyer et al 2006)

c Al este a lo largo del margen oriental del Bloque de Panamá la convergencia con América del Sur se acomoda por la elevación de la Cordillera Colombiana dentro del Bloque Norandino y a lo largo de zonas transpresivas constituyendo una zona de deformación difusa (Marshall et al 2000 Case 1974 Case et al 1971) Este limite es producto de la colisión de ambos bloques dando por resultado un doblamiento oroclinal hacia el norte en el cual el Bloque de Panamá es empujado sobre la Placa del Caribe a lo largo del Cinturón Deformado de Panamá (CDNP) (Wadge & Burke 1983 Vergara Munoz 1988 Silver et al 1990)

d Al oeste destaca una falla sinistral que atraviesa el Valle Central de Costa Rica conocida como el Cinturón Deformado de Costa Rica (CDCCR) la cual constituye una zona de deformación difusa con intensa actividad sísmica (Marshall & Fisher 2000) Se conecta en el Caribe con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y en el Pacífico con la Zona de Fractura de Costa Rica (Marshall et al 2003 Fisher et al 1998 Marshall & Fisher 2000 Defant et al 1991) En el occidente de la Provincia de Chiriquí se encuentra la terminación sur del Arco volcánico de Costa Rica Panamá y el punto triple entre las placas de Nazca de Cocos y del Caribe Es aquí donde la subducción de las placas de Cocos y de Nazca continúan bajo el arco centroamericano en el occidente de Panamá y Costa Rica (de Boer et al 1988 1991)

El ciclo tectónico que da lugar a la actual configuración del Istmo de Panamá se interrumpió a inicios del Terciario

De esta manera las características tectónicas dominantes son las deformaciones tectónicas verticales acompañadas por plegamientos secundarios menores y una elevación en general. Esto ocurre como consecuencia de la reactivación tectónica del sustrato rígido probablemente fracturado a lo largo de la misma alineación desde su formación (Ferenčić 1970 Case 1974)

2.2 Marco Geológico del Istmo de Panamá

Aun cuando existen pequeñas diferencias entre los autores en relación a la edad del cierre definitivo del Istmo la cifra más aceptada es de 3.5 a 3.1 Ma (Coates et al 1992 Collins & Coates 1996 Collins 1999 Anderson 2001)

El Istmo de Panamá tuvo su origen aproximadamente hace 3 o 4 millones de años. La evolución gradual geológica fue similar a las regiones continentales de su alrededor.

Su formación desempeñó un importante papel en la biodiversidad del planeta e impactó en el clima de la tierra y su medio ambiente. Este acontecimiento geológico se convirtió en uno de los más importantes desde la extinción de los dinosaurios hace 65 millones de años (Coates 1997)

Antes de la formación del Istmo las aguas cubrían el área que ocupa en la actualidad. Esta gran masa de agua separaba los continentes de América del Norte y del Sur lo que permitía a las aguas de los Océanos Pacífico y Atlántico mezclarse libremente (Coates 1997)

El Istmo emergió con tres corredores marinos entre el océano Pacífico y el mar Caribe y separó el mar Caribe del Océano Pacífico (Coates 1997)

Durante la formación geológica del Istmo de Panamá se produjo un intercambio de especies animales y plantas terrestres producto de la unión de Centro y Norteamérica con Suramérica (Stehli & Webb 1985)

Algunos estudios señalan que la formación del Istmo de Panamá dio lugar a un cambio en las corrientes marinas. Se intensifica la glaciación del Hemisfero Norte y se forman las provincias paleobiogeográficas (Keller et al 1989 Duque-Caro 1999)

Estos cambios en los océanos afectaron el patrón climático en todo el mundo particularmente se afectaron las corrientes tibias del Golfo de México que permitieron el deshielo de Europa y su poblamiento (Jackson & Budd 1996) Este evento coincidió con la crisis de salinidad en el Mediterráneo y se inició en el Mioceno Superior debido al desplazamiento de las placas tectónicas del Pacífico y del Caribe

Este desplazamiento cortó la vía marítima que había conectado el Pacífico Oriental con el Atlántico Occidental por muchos millones de años (Jackson & Budd 1996) Producto de esto las corrientes del Atlántico se desplazaron hacia el norte Finalmente se originó un nuevo sistema conocido como la corriente del Golfo y la migración de la fauna terrestre entre las dos Américas (Stehli & Webb 1985)

Panamá es un puente terrestre por el resultado de dos procesos simultáneos (Coates & Obando 1996)

- a La tectónica de placas Se produce el movimiento de la base ignea del Istmo a la posición a la cual se encuentra actualmente debido al movimiento de las placas tectónicas que forman América Central y Suramérica La presión y calor producidos por la colisión tectónica trajo consigo la formación de un arco de Islas de origen volcánico**

Transcurrido el tiempo estas quedaron cubiertas de sedimentos (arena lodo y barro)

- b Volcanismo Se origina el arco insular que es la espina dorsal del Istmo debido a la acumulación de material producido por la subducción de la Placa del Pacífico**

2 3 Geología regional

La Cordillera Central en Panamá forma parte de la cadena volcánica de Centro América la cual se desarrolla paralelamente a la línea litoral Esta unidad pertenece al sistema montañoso circumpacífico y tuvo su origen en el ciclo orogénico alpino (Eras Secundaria y Terciaria) (ETESA 1999)

Comprende picos volcánicos del Neógeno (De Boer et al 1988) Los más recientes (de menos de 5 Ma) aparecieron a partir de los depósitos de más

edad todos ellos ubicados en la vertiente sur de la Cordillera Central (Defant et al 1991)

El alineamiento original de la Cordillera Central que tiene un rumbo NO SE es el más antiguo de la zona y se ha mantenido activo hasta el plioceno El sistema de fallas secundario junto con el sistema principal constituye una red tectónica muy densa (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b)

Las formaciones del área fueron afectadas por el tectonismo Esto se manifiesta en la morfología del relieve en las fallas y estructuras que controlan el drenaje superficial y en los bloques monoclinales escalonados separados por grandes fallas con rumbo ENE OSO hasta el E O (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b)

Estas formaciones son Cañazas y La Yeguada Sobre esta ultima descansan basaltos de edad muy reciente (Camacho 2009)

2 4 El Complejo Volcánico La Yeguada

EL complejo volcánico La Yeguada (CVLY) es uno de los muchos volcanes que representan la extensión del arco centroamericano en el oeste de Panamá Es el resultado de la subducción oblicua actual al sur de Istmo (Defant et al 1991)

La Yeguada es uno de los tres centros volcánicos cuatemanos en Panamá que se consideran potencialmente activos (Simkin & Siebert 1994)

Los otros dos son el Volcán Barú ubicado en la provincia de Chiriquí, cerca de la frontera con Costa Rica y El Valle hacia el este, en la provincia de Coclé (Figura 2.2).

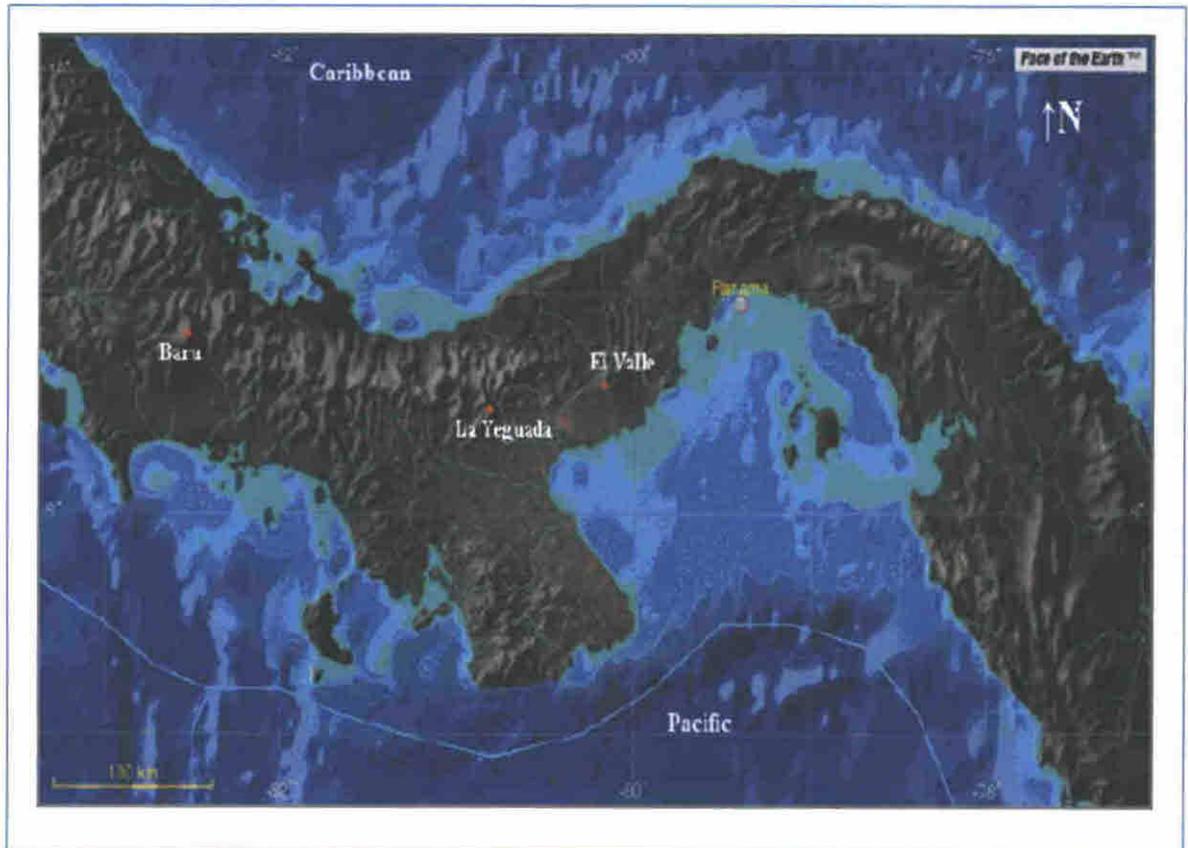


Figura 2.2. Mapa de Panamá que muestra los tres centros volcánicos cuaternarios. Volcán Barú, La Yeguada y El Valle. Adaptado de Jules Verne Voyager. (<http://jules.unavco.org/Voyager/Earth>).

El complejo volcánico La Yeguada, está compuesto por tres domos separados que forman un círculo (Figura 2.3) (Knutsen 2010).

- a. Cerro El Castillo, al Oeste y al Sur. (Es el pico más alto a 1297 m).
- b. Cerro Novillo al Este
- c. Cerro Corero al Norte

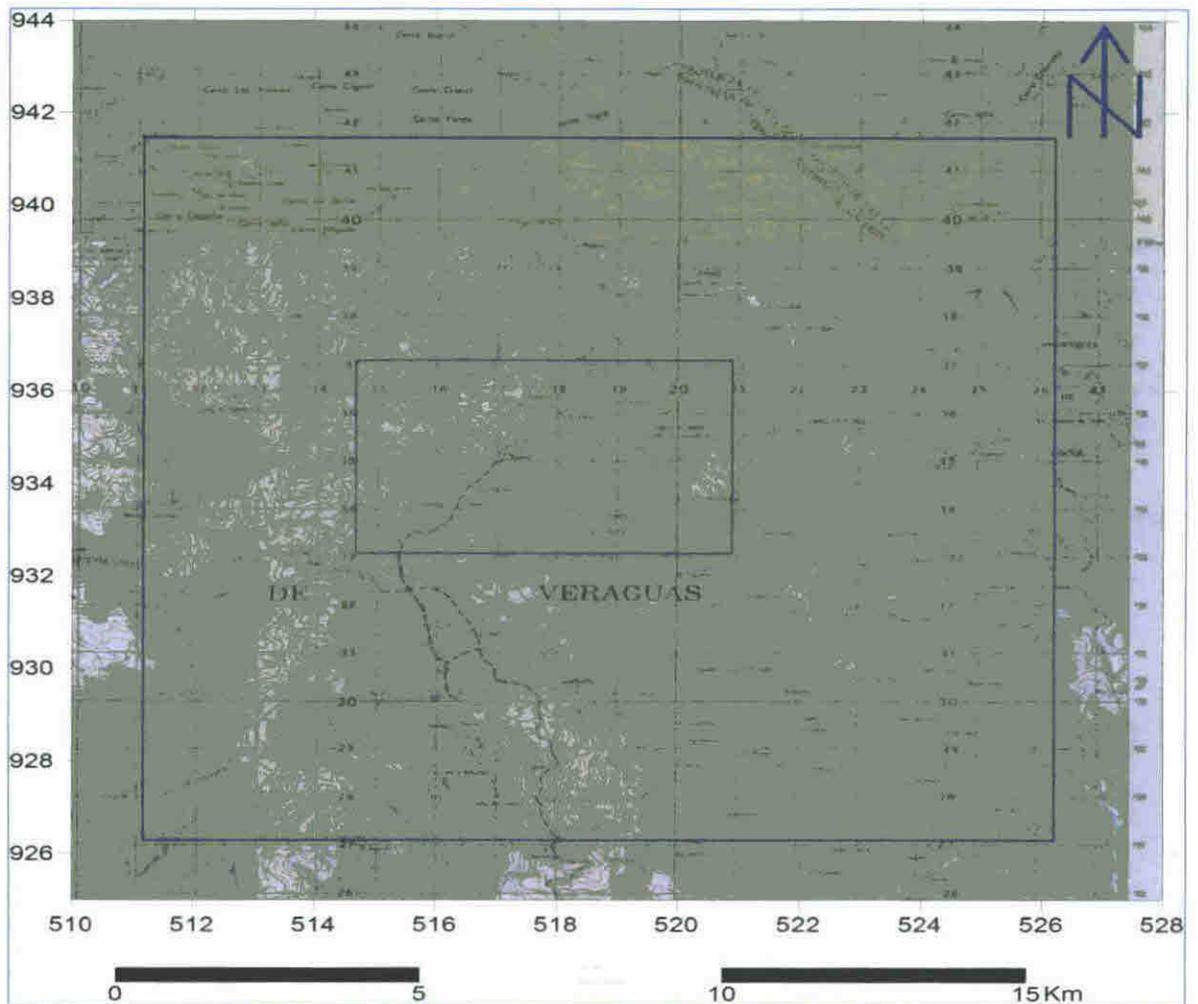


Figura 2.3. Mapa geográfico del área estudiada. Instituto Geográfico Nacional Tommy Guardia IGN. En el recuadro se identifican Cerro Castillo, Cerro Novillo, Cerro Corero y La Laguna La Yeguada. Hoja cartográfica de La Yeguada (4041 (III): 4041 (IV)).

2.5. Climatología y Paleogeografía

La Yeguada se clasifica como un bosque húmedo pre montano, que consiste en especies de la selva tropical de tierras bajas y de altitud media (Bush et al. 1992).

La Autoridad Nacional del Ambiente de Panamá (ANAM) protege un área del Complejo Volcánico La Yeguada de más de 2000 hectáreas de Pino Canbe (Figura 2 4) Esta especie remplazo la vegetación nativa (hace aproximadamente 50 años) Otra parte del área se utiliza para el cultivo de café de sombra maiz frijoles arroz y otros (Knutsen et al 2013)

Una gran parte de los suelos del lugar son degradados y pobres Parte de la tierra que no es apta para el cultivo se utiliza para el pastoreo de ganado El suelo es mucho más rico en el valle donde se encuentra la Media Luna Esto se debe posiblemente a mejores cultivos de apoyo y al material volcánico reciente (Figura 2 4) (Knutsen 2010)

Parte de la humedad que viene del norte por la Cordillera Central alcanza este valle durante la estación seca sin embargo no llega al área principal del complejo volcánico el cual solo se humedece durante la estación lluviosa (Knutsen 2010) Datos relacionados a la Laguna La Yeguada muestran que las tierras bajas de Panamá estuvieron cubiertas de bosques continuos durante todo el período

Evidencias de estudios de polen y fitolitos muestran que los seres humanos han utilizado la tierra alrededor de la Laguna La Yeguada aproximadamente desde hace 7000 años (Piperno 2003)



Figura 2.4. El Complejo Volcánico La Yeguada cuenta más de 2000 hectáreas de Pino Caribe. Al fondo se observa La Laguna La Yeguada.

En el Complejo Volcánico La Yeguada, se encuentra La Laguna La Yeguada (Figura 2.5), que ha sido un lago continuo, durante los últimos 14 000 años. Pocos lagos de larga duración, se localizan en América Central y han demostrado ser tan importantes para el estudio de los efectos de la última era glacial (Coates 1997).

El estudio de La Laguna La Yeguada ha brindado información sobre la forma en la cual las personas, animales y plantas emigraron a través del puente de tierra (Coates 1997; Piperno 2003, 1991; Knutsen 2010).



Figura. 2.5. Laguna La Yeguada. Su estudio ha brindado información sobre la emigración de personas, plantas y animales en el Istmo de Panamá.

Los cambios en los patrones climáticos y las especies de plantas se observaron durante la transición desde el final de la última edad de hielo (hace 10 000 años) hasta el presente (Coates 1997; Bush et al. 1992; Knutsen 2010).

2.6 Geología del Complejo Volcánico La Yeguada

El área se caracteriza por amplios afloramientos del basamento igneo de la edad terciaria (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b) Este basamento incluye cuerpos intrusivos (composición intermedia hasta ácida y existen debajo de depósitos volcánicos) así como una espesa serie volcánica de cobertura

Los cuerpos intrusivos se concentran en una franja longitudinal a lo largo de la Cordillera Central y su edad oscila entre el Oligoceno y el Mioceno Superior (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b)

En campos geotérmicos recientes estos cuerpos intrusivos juegan un papel importante como fuente de calor que suministra parte de la energía geotérmica (Yousefi et al 2007) El volcanismo Plio–cuaternario se caracteriza por edificios aislados de dimensiones reducidas constituido principalmente por productos ácidos de naturaleza dacítica (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1998 b)

El vulcanismo incluye aparatos compuestos como

- a La Montañuela (2.43 Ma)**
- b Domos de lava dacítica El Esquinado (1.8 millones de años) (Defant et al 1991 1992)**
- c Domos explosivos con flujos de cenizas y avalanchas de escombros en El Castillo (0.22 Ma) (Merla A 1995 Geosystem 1988 a 1988 b)**

Este es el edificio cuaternario más reciente, formado por un pilar volcánico tectónico miocénico, limitado por fallas con rumbo NO-SE.

Los riolacitos (productos ácidos) de El Castillo (Figura 2.6), erupcionaron a una temperatura de 750° C. Estos corresponden a magmas generados a una presión muy baja, correspondiente a una profundidad que oscila entre (3 y 4) km (Merla A. 1995; Geosystem 1988 a, 1998 b).

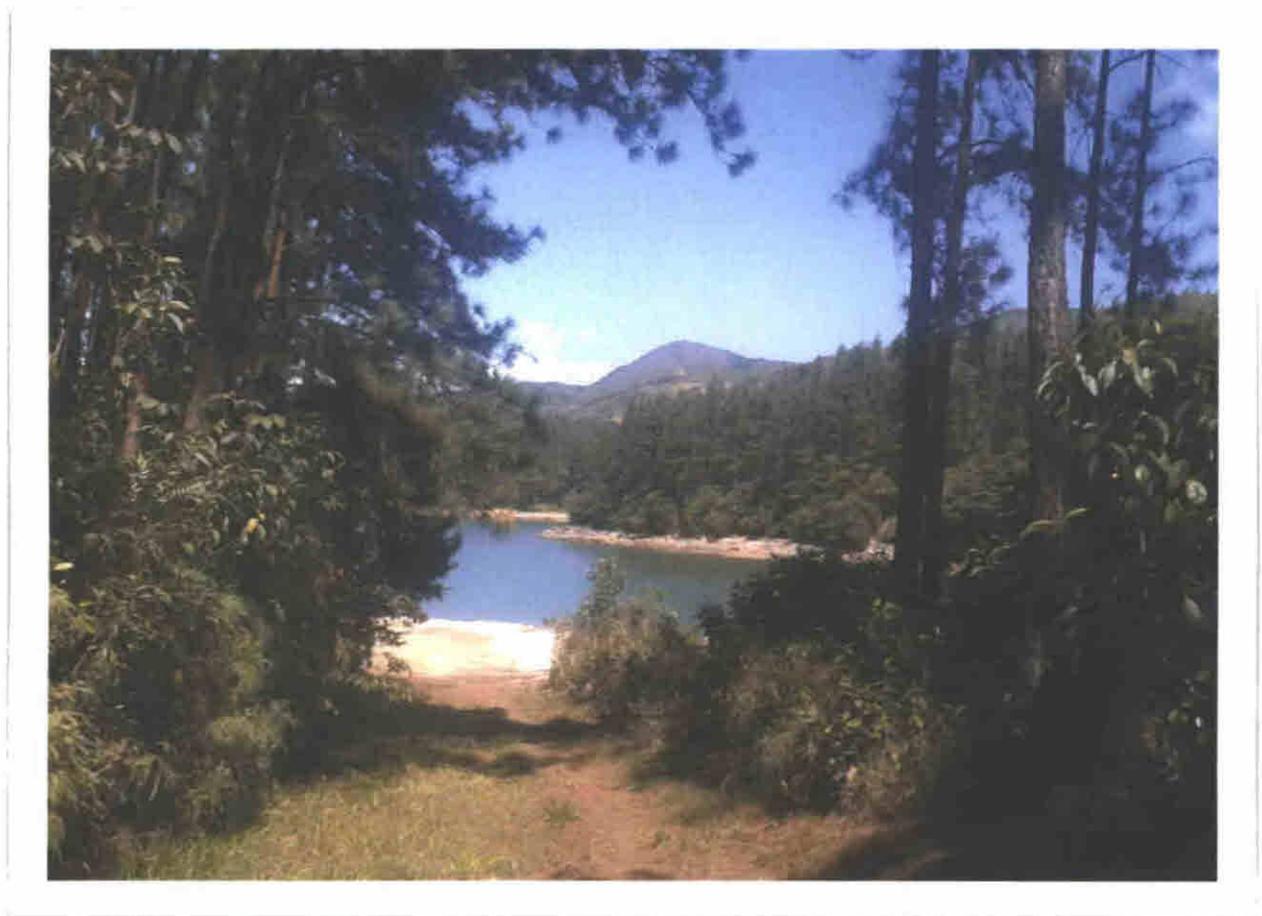


Figura 2.6. Complejo Volcánico La Yeguada. Se observa el bosque de Pino Caribe, La Laguna La Yeguada y al fondo, El Cerro El Castillo.

En base al análisis de Argón ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) en El Complejo Volcánico La Yeguada se encontraron los siguientes resultados (Knutsen 2010)

- a La erupción más reciente ocurrió hace aproximadamente 32000 años en el cono de ceniza de Media Luna Mientras que la erupción más reciente en el domo del complejo principal se produjo hace aproximadamente (0.357 ± 0.019) Ma originando la unidad del domo de El Castillo**
- b El cono de ceniza de Media Luna y su flujo de lava se desliza a 10 km al noroeste del Complejo Volcánico La Yeguada**
- c El Cerro Picacho es un domo separado 1.5 km al este del complejo principal con una edad de (4.47 ± 0.23) Ma**
- d El Satro es una unidad de flujo piroclástico que rodea la parte norte del complejo volcánico y tiene una edad de (11.26 ± 0.17) Ma**

Se estima que el complejo volcánico La Yeguada no ha estado activo durante los últimos 12.200 años La edad de las rocas obtenida a través del análisis de argón apoya esta estimación Además no se tienen registros de actividad de este lugar durante el Holoceno (10000 años hasta el presente) (Knutsen 2010 Defant et al 1991)

La figura 2 7 representa el mapa geológico del Complejo Volcánico La Yeguada Se identifican las diferentes unidades geológicas y otras características (Defant et al 1991)

Muchas de las rocas del entorno de La Yeguada son rocas volcánicas del Mioceno La mayor parte de ellas pertenece al Tortoniano (11 06 a 7 02) Ma En el mismo las letras minúsculas identifican muestras de rocas analizadas con la datación K/Ar de Richerson (Knutsen 2010 Knutsen et al 2013)

a Las muestras b g y h pertenecen a las formaciones La Yeguada y Cañazas respectivamente Sus edades son 10 53 12 72 y 14 7 Ma respectivamente

b La muestra f se considera una unidad separada pero no lo suficientemente grande para ser distinguida en el mapa Tiene una edad aproximada de 7 15 Ma (Knutsen 2010)

El flujo piroclástico de El Satro presenta una edad que lo ubica en el Tortoniano (11 26 Ma) muy similar a las unidades de La Yeguada (Knutsen 2010) El volcanismo del Complejo Volcánico La Yeguada ha sido generado por la subducción al Noreste de la Placa de Nazca Debido a esto la actividad volcánica se caracteriza por dos periodos principales (Defant et al 1991 Richerson 1990)

- a Un episodio viejo que terminó hace 7.5 Ma seguido de un aparente periodo de 5 Ma de actividad volcánica menor (entre 2.5 y 7.5 Ma)
- b Las rocas pertenecientes al grupo de mayor edad consisten en basaltos y andesitas basálticas así como de andesitas a nolititas
- c Un episodio reciente que comenzó hace 2.5 Ma En este periodo las rocas pertenecientes al grupo reciente tienen menos de 5 Ma y tienden a ser dacitas

Algunos estudios han demostrado que a partir de (4.5 ± 0.17) Ma a (0.1 ± 0.08) Ma el volcanismo tuvo bajo volumen alcalino En el oeste de Panamá se dieron erupciones adakíticas (Lissinna 2006) coincidiendo con la época de la actividad volcánica más reciente del CVLY (Knutsen 2010)

Las edades obtenidas en algunos estudios tanto de La Yeguada como de El Valle comprueban que existe un vacío en el volcanismo con un periodo anterior que termina aproximadamente hacen 5 Ma Luego reinicia hace unos 350 000 años en el caso del Complejo Volcánico La Yeguada y alrededor de 100 000 años en El Valle (Knutsen 2010)

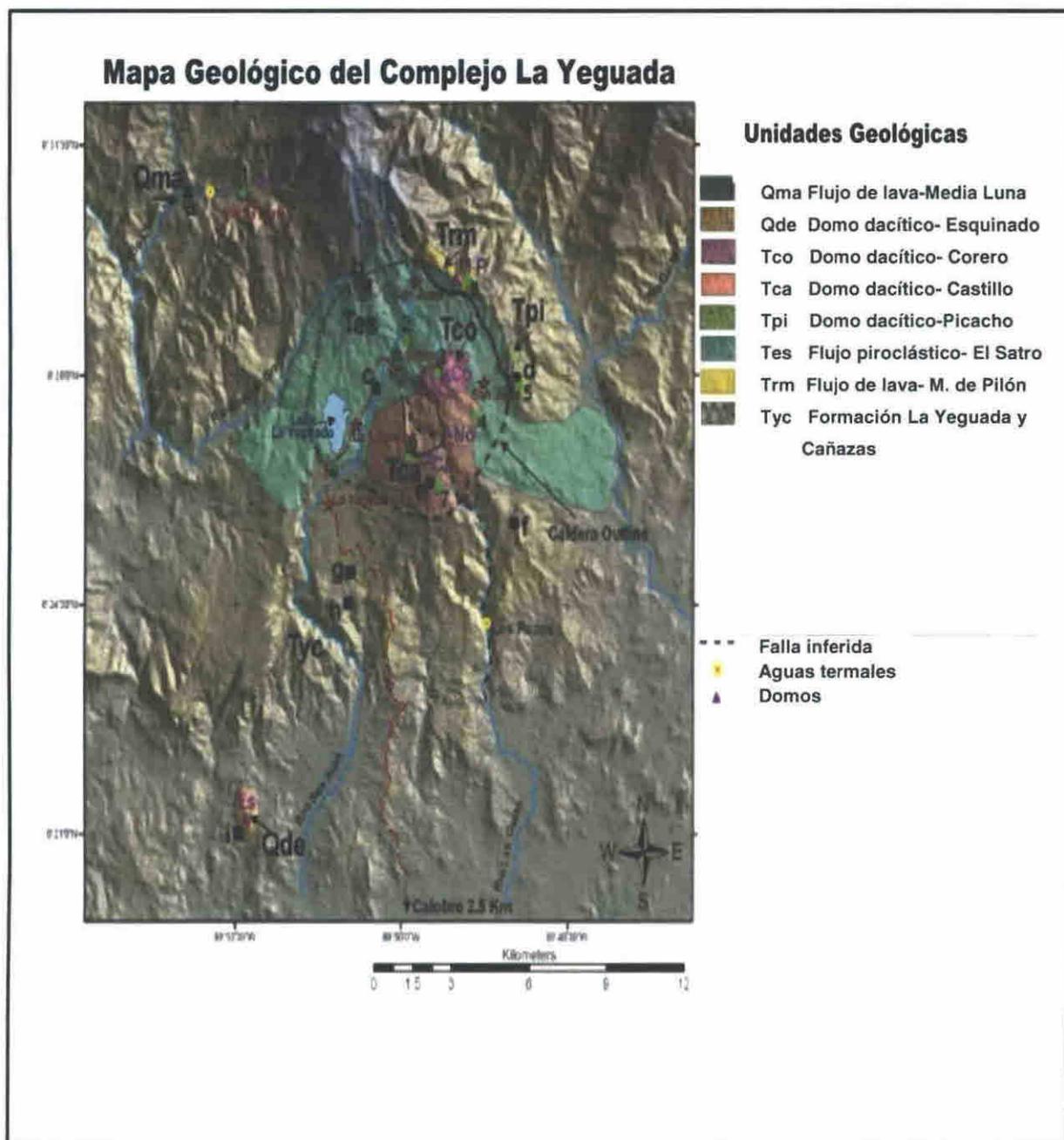


Figura 2.7. Mapa Geológico del Complejo Volcánico La Yeguada. (Adaptado de Knutsen, 2010).

Capítulo 3

Fundamentación Teórica

3 Fundamentación teórica

3.1 Principios Físicos de La Gravimetría

En este capítulo se presentan los principios básicos de la teoría gravitacional de Newton y se deducen las expresiones matemáticas relacionadas con el método gravimétrico

Este método de prospección geofísica está basado en el análisis de las variaciones del campo gravitacional terrestre. Se relaciona con las leyes de gravedad de Newton sustentadas en la atracción entre dos cuerpos. Estas variaciones de campo conocidas como anomalías se originan por los contrastes de densidad de los cuerpos presentes en el subsuelo. Con ellas se identifican las masas locales de mayor o menor densidad con respecto a las formaciones circundantes (Telford et al 1990)

La Segunda Ley de Newton establece que una fuerza o conjunto de fuerzas que actúan sobre un cuerpo causan una aceleración sobre este. La aceleración es directamente proporcional a la fuerza aplicada e inversamente proporcional a la masa del cuerpo. Esta Ley matemáticamente se expresa así

$$\sum F = ma \quad (3.1)$$

$\sum F$ representa la suma vectorial de todas las fuerzas que actúan sobre el cuerpo. m representa la masa del cuerpo. a representa la aceleración en el sentido de la fuerza aplicada y es directamente proporcional a esta (Serway & Jewett 2008)

La atracción gravitacional de La Tierra es un tipo de fuerza que puede ser demostrada al dejar caer un objeto pues esta atrae a la masa de dicho cuerpo La masa del planeta y su rotación generan el efecto que da origen al campo gravitatorio (Telford et al 1990)

El peso de un objeto (W) representa la fuerza neta en caída libre lo cual es demostrable al sustituir la aceleración debida al campo gravitatorio (g) por la aceleración (a) en la ecuación (3 1)

$$\boxed{F = ma} \quad \boxed{W = mg} \quad (3 2)$$

de esta forma se deduce que

$$\boxed{F = mg} \quad (3 3)$$

El valor de g depende de la posición geográfica (Serway & Jewett 2008)

Después de estudiar las teorías de Kepler sobre el movimiento de los planetas Newton decidió investigar la causa por la que estos pudieran girar alrededor de órbitas bien definidas Según Newton la atracción gravitatoria mantiene a los planetas alrededor del Sol al igual que mantiene a la Luna en órbita alrededor de la Tierra (Holton 2004 Serway & Jewett 2008)

En 1687 Isaac Newton postuló en su libro Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica La Ley de la Gravitación Universal Esta Ley establece que cuando una partícula de masa m se ubica en un punto P se produce un campo gravitacional alrededor de él Si otra partícula m_0 está ubicada en P_0 es atraída hacia P con una fuerza F (Figura 3 1)

Esta fuerza es directamente proporcional a las masas de las partículas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r que las separa (Martin 2001)

Cuanta mayor masa tenga un cuerpo mayor será la fuerza con que atraerá a los demás cuerpos. Debido a ello un hombre tiene menor peso en la Luna que en la Tierra, pues la masa de la Tierra es mayor que la de la Luna, por tanto será mayor su fuerza de atracción. La ley de Gravitación Universal se expresa matemáticamente así (Sears et al 1996)

$$F = -G \frac{m m_0}{r^2} \hat{r} \quad (3.4)$$

$G = 6.67 \times 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg s}^2}$ es la constante de gravitación universal en el Sistema Internacional (SI) (Long & Kaufmann 2013, Sears et al 1996, Serway & Jewett 2008)

r es la distancia que separa las masas y se calcula mediante la expresión

$$r = \sqrt{[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2]} \quad (3.5)$$

\hat{r} es el vector unitario cuya dirección coincide con la recta que une ambas masas y su sentido está dirigido desde la fuente gravitacional P hacia el punto de observación P_0 (Figura 3.1)

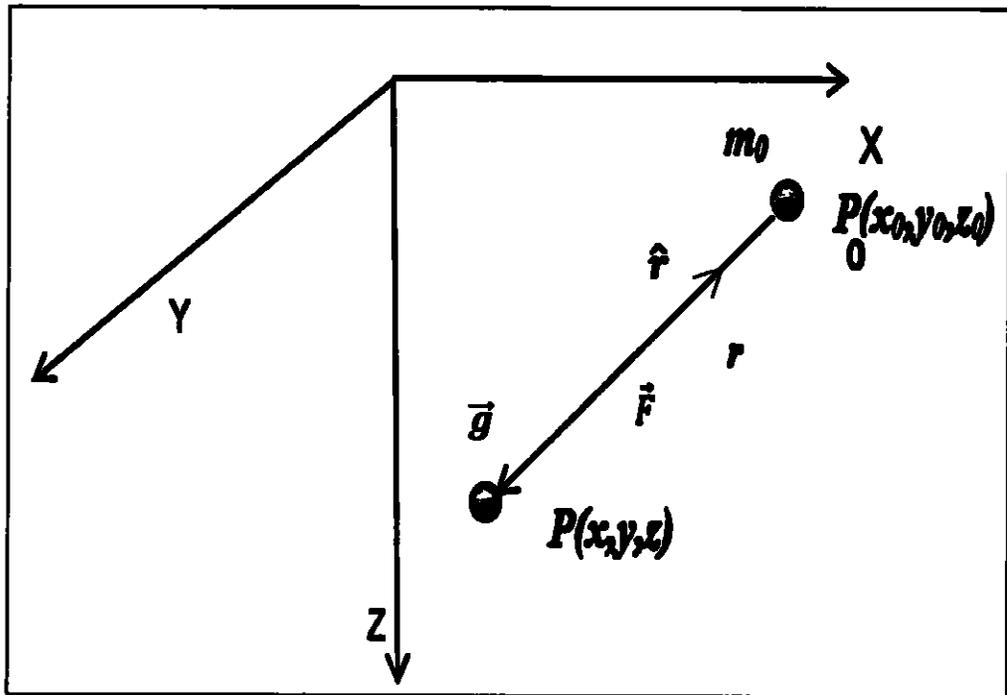


Figura 3 1 Fuerza de atracción gravitacional entre dos masas m y m_0
Adaptado de (Martin 2001)

Al dividir la fuerza de atracción F por la masa atraída se obtiene

$$\frac{F}{m} = -G \frac{m}{r^2} \hat{r} = \mathbf{g}(P_0) \quad (3.6)$$

El vector \mathbf{g} representa un campo vectorial cuyo significado físico es la atracción gravitacional que ejerce la presencia de la masa m sobre un punto de observación P_0 (Long & Kaufmann 2013). En el Sistema Internacional el valor de \mathbf{g} está dado en N/kg o m/s^2 . En el sistema cgs la unidad utilizada es el Gal en honor a Galileo. En Geofísica se utiliza el Gal que equivale a 1 cm/s^2 o el mGal que equivale a 10^{-3} cm/s^2 (Mirónov 1977).

Si es una distribución continua de densidad ρ (Figura 3 2) que ocupa una región Ω el campo gravitacional que produce en un punto P_0 situado fuera de Ω se expresa así

$$\mathbf{g}(P_0) = G \int_{\Omega} \rho \frac{\mathbf{r}}{r^2} d\Omega \quad (3.7)$$

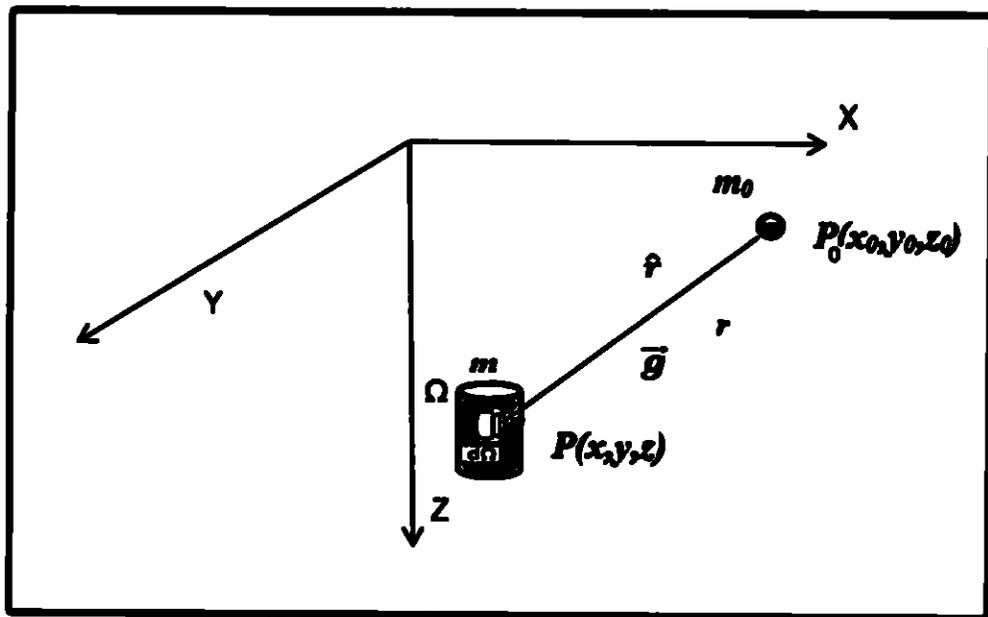


Figura 3 2 Fuerza de atracción gravitacional producida en un punto P_0 por una distribución de masas Adaptado de (Martín 2001)

donde r es la distancia entre el punto P en el cual se localiza el elemento $d\Omega$ hasta el punto P_0 donde se encuentra el observador

Los datos proporcionados por los gravímetros corresponden a la componente vertical de la aceleración de la gravedad (vector) en la dirección del eje Z (g_z)

Su expresión en coordenadas cartesianas se obtiene al convertir la ecuación (3 7)

$$g(x_0 \ y_0 \ z_0) = G \iiint_V \frac{(z - z_0)}{r^3} \rho(x \ y \ z) dx dy dz \quad (3 8)$$

Esta solución proporciona el valor de g y se conoce como el efecto gravimétrico producido por la distribución de las masas. La distribución de densidad es representada por $\rho(x \ y \ z)$ que ocupa un volumen V mientras que V está dada por la expresión (3 5)

3 2 Geode Ellipsoide y Superficie topográfica

En Geofísica los valores relativos de g son más importantes que los valores absolutos. Lo más importante es definir contraste de densidades en la parte de La Tierra en la cual se está llevando a cabo determinado estudio. Esto representa descubrir aspectos que de alguna manera se apartan de la uniformidad.

Diferentes ciencias utilizan el conocimiento de la gravedad para diferentes aplicaciones (Lezama 2007 Sevilla 1999)

- a La Geodesia para modelar la forma de la Tierra y determinar sus dimensiones
- b La Geofísica para obtener información sobre la geometría y distribución de la densidad de los cuerpos en el interior de La Tierra

Debido a las diferentes aplicaciones se han establecido tres superficies que definen sistemas de referencia (Figura 3 3) (Li & Gotze 2001)

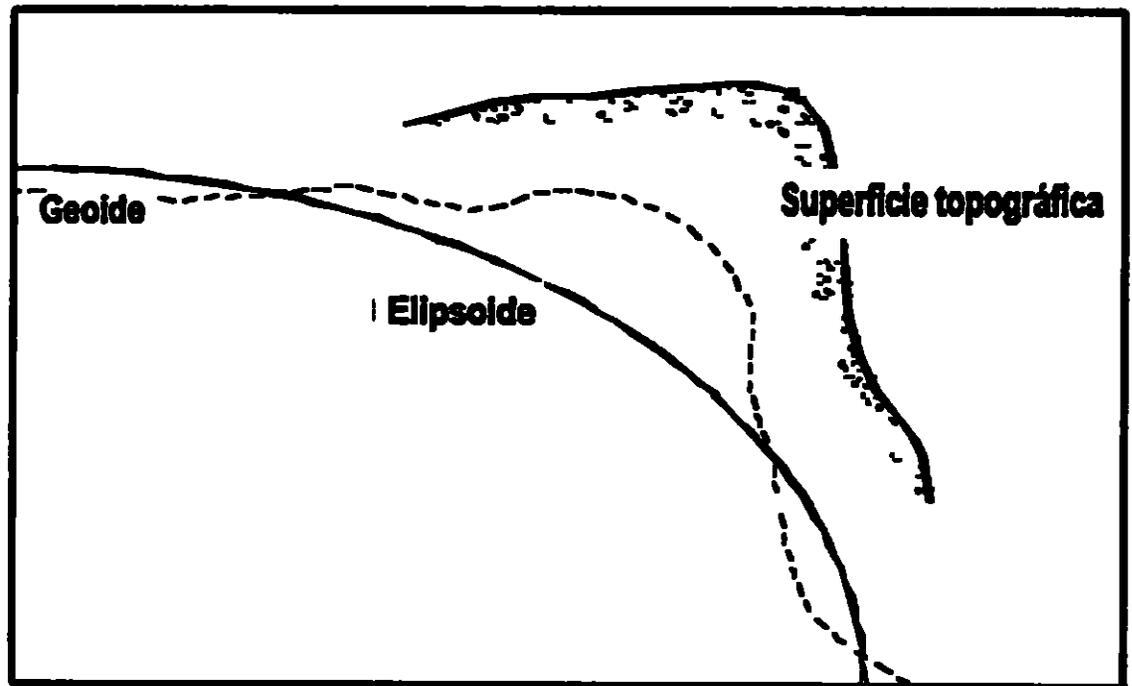


Figura 3 3 Esquema que muestra el geoide elipsoide y superficie terrestre (Adaptado de Li y Gotze 2001)

Estas superficies son

- a Superficie topográfica Superficie tangible a partir de la cual se llevan a cabo todas las mediciones montañas valles entre otras
- b Elipsoide Superficie matemática o geométrica que permite efectuar cálculos y llevar a cabo la proyección de los puntos del relieve terrestre sobre ella para la elaboración de mapas y planos

c **Geoide Superficie equipotencial referenciada al nivel medio del mar**
Presenta irregularidades con protuberancias y depresiones Considera
las anomalías gravimétricas debidas a la densidad de los componentes de
La Tierra y la distribución de las masas continentales También considera
el achatamiento entre los polos y sus desniveles alcanzan $\pm 100 m$

3.3 Anomalías de Bouguer

Es la diferencia entre el valor teórico de la gravedad (correspondiente al
modelo terrestre elipsoidal escogido) y el valor que se obtiene en el punto de
observación (Croce et al 2009 Diaz 1983) Esta diferencia se genera por la
presencia de masas anómalas Se le aplican correcciones adecuadas con el
objetivo de reducirlas a condiciones normales Los valores corregidos (Δg)
proporcionan información acerca de los cambios de densidad en el interior de La
Tierra así como las superficies que limitan regiones de densidad diferente
(Parasnis 1997 Long & Kaufmann 2013)

Las anomalías observadas en los campos potenciales contienen el
efecto de distribuciones de masas someras intermedias y profundas Se
correlacionan con longitudes de ondas cortas medianas y largas que pueden
ser vistas en un mapa de anomalías de Bouguer (Moreno 1982)

Las anomalías revelan la presencia de masa con densidades que
difieren del promedio de La Tierra (Jiménez et al 2012) Una anomalía regional
se debe a cambios a gran escala en la corteza de La Tierra

Las anomalías residuales expresan la presencia de cuerpos locales sin la influencia de cambios en las propiedades de la corteza (Jiménez et al 2012)
Las anomalías locales constituyen una herramienta útil para determinar la geometría de las formaciones geológicas (Duque et al 2008 Jiménez et al 2012)

Con las anomalías de la gravedad se determinan parámetros de objetos geológicos irregulares y se comparan con cuerpos de forma regular. Los cuerpos de forma regular se describen con menos parámetros que los de forma compleja. Esta sustitución simplifica la interpretación y a la vez permite cuantificar ciertas características del cuerpo geológico real. El tipo de cuerpo de forma irregular que se utilice para la respectiva sustitución influye en la veracidad de los resultados obtenidos (Mirónov 1977)

3.4 Correcciones gravimétricas

La medición de gravedad es influenciada por factores como latitud, elevación, topografía, profundidad de los sedimentos y contrastes de densidad (Telford et al 1990). Los factores que afectan las medidas de la gravedad que no están asociados con la distribución interna de masa deben ser eliminados mediante el uso de correcciones. Esto se hace con el objetivo de hacer corresponder directamente estas anomalías de la gravedad terrestre con la densidad de las rocas. Entre las correcciones gravimétricas están corrección de aire libre, corrección de latitud, corrección de Bouguer y corrección topográfica (Telford et al 1990)

3 4 1 Corrección de aire libre

Corrige el efecto por diferencia de altura entre el punto de observación y el geode (Lince Klinguer et al 2010)

La corrección de aire libre compensa las variaciones en la diferencia de altura entre las estaciones medidas y la estación de referencia o estación base seleccionada

A partir de la expresión $g(P_0) = -G \frac{m}{r^2}$ (3 9)

Se observa que la gravedad es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que tiene una masa con respecto al centro de masa de La Tierra

Por esta razón se debe corregir el efecto de una medición realizada por encima o por debajo de la superficie que se tome como referencia La expresión para la corrección de aire libre (Heiskanen & Montz 1967) está dada por

$$\Delta g_h = -(0,30877 - 00045 \text{ sen}^2 \phi) h + 000072 h^2 \quad (3 10)$$

En la cual h representa la altura de la estación de medición con respecto al elipsoide Si $\phi = 45^\circ$ y se desprecia el término de segundo orden la expresión se reduce a (Telford et al 1990 Lince Klinguer et al 2010)

$$\Delta g_h = -0 3086 h \text{ mGal} \quad (3 11)$$

3 4 2 Corrección de Bouguer

Considera la atracción existente del material rocoso ubicado entre el nivel del mar y la estación situada a una altura h o el material existente entre una estación base y la estación de observación. Supone que la superficie de La Tierra es horizontal en todas partes (paralela al geode) a una altura h por encima del nivel del mar. Las montañas que sobresalen de esta superficie horizontal imaginaria y los valles que quedan por debajo de ella contradicen esta hipótesis (Zambrano 2007)

El efecto gravitatorio se compensa por la corrección topográfica subsiguiente (Long & Kaufmann 2013). Esta corrección se resta en el cálculo de la anomalía de Bouguer ya que se elimina el material situado entre el nivel del mar y el nivel de la estación. Se calcula mediante la expresión

$$\Delta g_B = 2 \pi G \rho h = 4 19110^{-2} \rho h \text{ mGal} \quad (3 12)$$

3 4 3 Corrección de latitud

Corrige los efectos debido a la rotación de la Tierra. Se realiza debido a la variación de la aceleración de la gravedad que depende de la latitud. Toma en consideración que la aceleración es mayor en los polos y menor en el Ecuador. Se calcula mediante la expresión

$$\Delta l = 0 811 \text{ sen } 2\theta \text{ mGal}$$

3 4 4 Corrección Topográfica

Ajusta los efectos de las colinas y valles sobre la gravedad cercanos al lugar de observación. Se estima en función de la atracción de las masas situadas por encima y por debajo (depressiones) de la estación (Dobnn 1988). Esta corrección presenta las siguientes consideraciones:

La insuficiencia de masa por debajo del punto de observación (descenso del relieve) como el exceso de esta por arriba del punto de observación (ascenso del relieve) conlleva una disminución del valor observado de la fuerza ejercida por el campo gravitatorio. Las masas localizadas arriba del punto de observación crean una componente vertical de atracción dirigida hacia arriba. De esta forma disminuye el valor de la fuerza de gravedad en dicho punto (Mirónov 1977).

La corrección por la influencia del relieve de la superficie es siempre positiva (Mirónov 1977).

Debido a que en Geofísica los valores relativos de g son los más importantes en el cálculo de la anomalía de Bouguer se busca llevar las observaciones a una misma superficie de referencia. Se considera la densidad del lugar de observación y la altura a la que se encuentra mediante la expresión

$$A_{Bouguer} = g_{obs} \pm \Delta g_h \mp \Delta g_B + c_{top} - g_{tec} \quad (3.13)$$

Las variables de esta expresión son

$A_{Bouguer}$	Anomalia de Bouguer
Δg_h	Corrección de aire libre
Δg_B	Corrección de Bouguer
C_{top}	Corrección de topografía
g_{teo}	Gravedad teórica en el esferoide
g_{obs}	Gravedad observada corregida por la deriva instrumental

3.5 Filtrado de datos en el dominio de las frecuencias

El objetivo principal del filtrado de datos es enfatizar ciertas características de las anomalías para aislar los eventos de interés. Se elimina el contenido de frecuencias o números de onda fuera del rango de interés (Lezama 2007, Estrada 2009).

El filtrado se lleva a cabo en el dominio espacial de más de una variable a través de la Transformada de Fourier y sus propiedades en dos dimensiones (Lezama 2007, Estrada 2009). El filtrado de anomalías consiste en separar los efectos correspondientes a diferentes fuentes. La anomalía regional denota los campos de gravedad producidos por fuentes profundas y la anomalía

residual se refiere a los campos producidos por fuentes superficiales (Croce et al. 2009).

Para relacionar las anomalías gravimétricas a los cuerpos emplazados en la corteza superior, se descuenta al mapa de anomalía de Bouguer el efecto gravimétrico producido por las estructuras regionales (Pirttijärvi 2009; Nguimbous-Kouoh 2010; Lince Klinguer 2010; Zanga-Amougou et al. 2013).

Una forma de obtener el efecto gravimétrico regional, es prolongar el campo potencial a una altura determinada sobre la superficie de medición. En el campo potencial prolongado se atenúan las anomalías de corta longitud de onda, suavizando el efecto gravimétrico de cuerpos más superficiales. De esta forma solo queda el efecto regional del campo gravitatorio (Croce et al. 2009).

En los filtrados de paso bajo y paso alto (Figura 3.4.a) se requieren los radios interiores y exteriores de los anillos del corte (Pirttijärvi 2009).



Figura 3.4.a. Anillos de corte. (Adaptado de Pirttijärvi 2009).

3 5 1 Filtro pasa bajo

En el filtrado de pasa bajo (Figura 3 4 b) todos los datos fuera del anillo exterior (alta frecuencia) son anulados y los datos dentro del anillo interior se conservan (Pirttijarvi 2009)

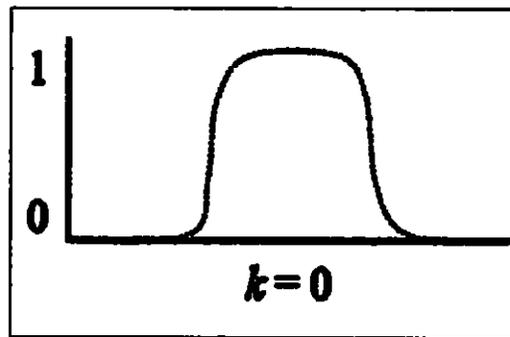


Figura 3 4 b Filtro pasa bajo (Adaptado de Pirttijarvi 2009)

3 5 2 Filtro de paso alto

En el filtrado de paso alto (Figura 3 4 c) los datos dentro del anillo interior (frecuencias bajas) son anulados y todos los datos fuera del anillo exterior se conservan (Pirttijarvi 2009)

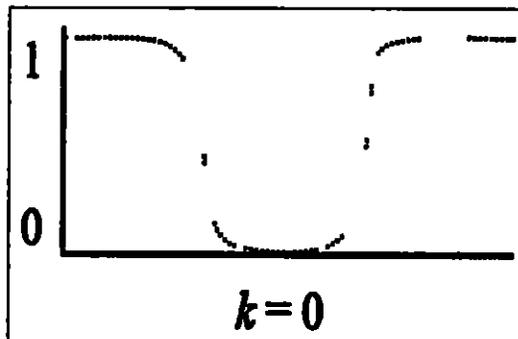


Figura 3 4 c Filtro pasa alto (Adaptado de Pirttijarvi 2009)

El mapa que define las anomalías de Bouguer es el inicio de la interpretación geofísica en términos de distribución de masas (Battacharya 1966) Este representa la sumatoria de los efectos gravimétricos producidos por la geología regional y la geología local comprendidos en la corteza superior (Lince Klinguer 2010 Nguimbous Kouoh 2010 Zanga Amougou et al 2013)

3.6 Espectro de potencia radial

El espectro de potencia radial (Figura 3.5) se analiza con el propósito de determinar las principales frecuencias de la señal gravimétrica. La amplitud de la Transformada de Fourier del espectro de potencia se promedia de manera radial y se grafica su logaritmo en función de la frecuencia (Gómez et al 2003 Sánchez 1998 Zanga Amougou et al 2013)

Al representar el logaritmo del cuadrado de la amplitud de cada armónico se define el espectro de potencia en función de la frecuencia de cada armónico (Sánchez 1998 Nguimbous et al 2010 Zanga Amougou et al 2013)

Según el método espectral cada tramo lineal definido por un intervalo de frecuencias se relaciona a una fuente que origina una anomalía. La pendiente de la recta está directamente relacionada con la profundidad de dicha fuente (Battacharya 1966 Spector & Grant 1970 Mishra & Naidu 1974 Sánchez Jiménez et al 1998 Gómez et al 2003 2005 Nguimbous et al 2010) Mientras mayor es la pendiente mayor es la profundidad (Spector & Grant 1970)

Las áreas correspondientes a los tramos A B y C en el gráfico son respectivamente

- a Área regional correspondiente a valores bajos de numero de onda
- b Área residual correspondiente a valores altos de numero de onda
- c Área correspondiente al ruido (Gómez et al 2003 2005)

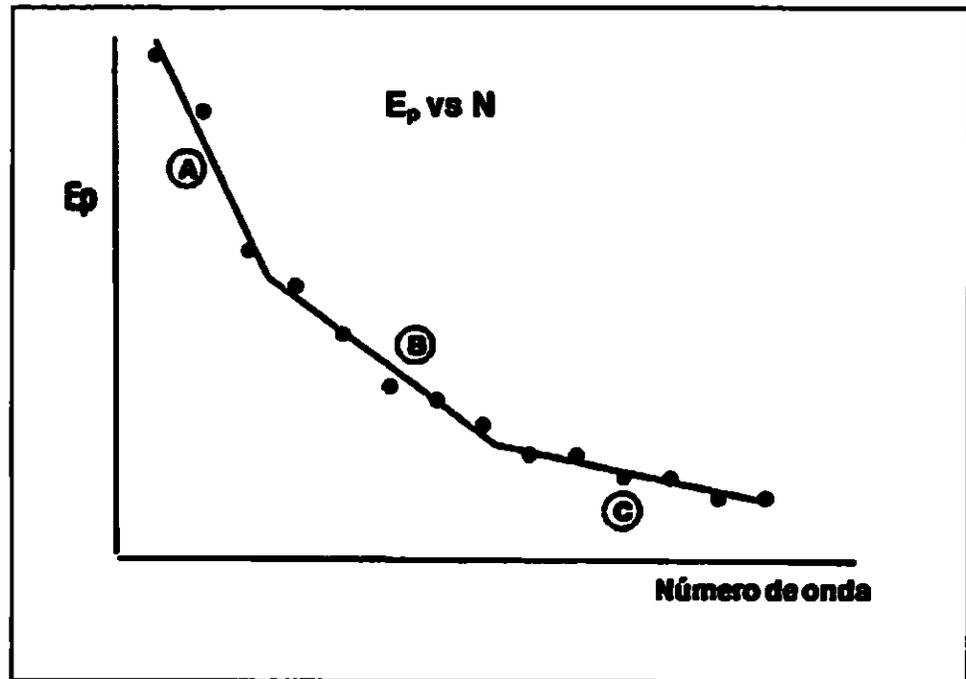


Figura 3 5 Espectro de amplitud radial del mapa de anomalías de Bouguer Las pendientes A B y C están relacionados con la profundidad de la fuente (Adaptado de Sánchez Jiménez et al 1998)

La amplitud radial en el espectro radial es la media del espectro de amplitud de Fourier en 2D (Pirttijarvi 2009)

$$A = |F| = [\text{Re}(F)^2 + \text{Im}(F)^2]^{1/2} \quad (3 14)$$

a lo largo de anillos con radio

$$k = \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)}$$

En el dominio de la frecuencia la Transformada de Fourier de un campo potencial puede ser formulada como

$$F \approx C e^{-hk} \quad (3.15)$$

dando lugar a la expresión $\log(F/C) = -hk$ (Pirttijarvi 2009)

Por lo tanto la profundidad de una fuente anómala (h) es igual a la tangente o a la pendiente de la parte lineal del espectro de amplitud

Para diferentes tipos de datos en general el coeficiente C es igual a uno. El eje vertical es el logaritmo del espectro de amplitud $\log|F|$

Para datos gravimétricos el coeficiente $C = 1/(k_x k_y k)$ y para datos magnéticos $C = 1/k_x k$ (Pirttijarvi 2009)

3.7 Estimación de las profundidades

Los valores de campo gravitatorio pertenecientes a un bloque de datos igualmente espaciados $N \times N$ son transformados del dominio espacial al dominio de la frecuencia. Esto se obtiene por medio de la Transformada Rápida de Fourier Bidimensional (Cooley y Tukey 1965; Ngumbous et al. 2010)

La Transformada de Fourier de estos datos gravimétricos resulta en un conjunto de amplitudes reales e imaginarias representadas como X_R y X_I respectivamente (Dimitriadis et al 1987 Hanh et al 1975 Negi et al 1983) Los valores de campo dados en los puntos de la rejilla (x,y) pueden ser representados mediante la suma (Tselentis et al 1988)

$$g(x,y) = \sum_k \sum_m X_R^k \cos[(2\pi/DX \ N)(kx + my)] + X_I^k \sin[(2\pi/DX \ N)(kx + my)] \quad (3.16)$$

La expresión $DX \ N$ se reduce en términos de una sola variable A

$$g(x,y) = \sum_k \sum_m X_R^k \cos[(2\pi/A)(kx + my)] + X_I^k \sin[(2\pi/A)(kx + my)] \quad (3.17)$$

En la suma los pares con el mismo argumento pueden ser combinados como una onda parcial particular mediante la expresión siguiente (Tselentis et al 1988)

$$g(x,y) = \sum_k \sum_m C_M^k \cos[(2\pi/DX \ N)(kx + my) - P_M^k] \quad (3.18)$$

$$C_M^k = \left[(X_R^k)^2 + (X_I^k)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{Hanh et al 1975})$$

C_M^k Es la amplitud de una onda de campo parcial con longitud de onda

$$DX \ N / (k^2 + m^2) \text{ y frecuencia } F = (k^2 + m^2)$$

P_M^k Es el ángulo de fase

DX Es el intervalo de la rejilla

Para calcular el espectro radial para cada conjunto de datos se calcula primero el espectro de potencia bidimensional (Tselentis et al 1988)

$$SP = (XR(I, J))^2 + XI(I, J)^2$$

- $XR(I, J)$ es la parte real del conjunto de datos en el punto (I, J)
- $XI(I, J)$ es parte imaginaria del conjunto de datos en el punto (I, J)

Estos coeficientes forman una matriz cuyos elementos corresponden a una onda parcial con una dirección y longitud de onda particular

3.8 Expresiones de la Transformada de Fourier en el análisis espectral

Sea f una función Lebesgue integrable $f \in L^1(\mathbb{R})$ La Transformada de Fourier de f es la función (Bracewell 2000 Salgado 2012)

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{2\pi i k x} dx \quad k = 1/\lambda \quad (3.19)$$

$$f(x) = \int_{-\infty}^{\infty} F(k)e^{-2\pi i k x} dx \quad (3.20)$$

Estas expresiones representan las fórmulas habituales que presentan la reversibilidad de la Transformada de Fourier. La función $f(x)$ puede representar una sección transversal o un perfil gravimétrico o magnetométrico (Diaz 1983 Bracewell 2000). Las funciones $f(x)$ y $F(k)$ conocidas como el par de Transformadas de Fourier son expresiones que permiten pasar la información de un dominio a otro.

Estas funciones definen la misma información ya sea en el dominio del espacio o el dominio del número de onda (en términos de amplitud y fase) (Díaz 1983) De esta forma $f(x)$ es una función continua de la variable real x y k es la variable frecuencial

Las ecuaciones denominadas par de Transformadas de Fourier existen si $f(x)$ es continua e integrable y $F(k)$ es integrable respectivamente En el análisis espectral la Transformada de Fourier de una función está dada por la expresión (Cortez et al 2007 Bracewell 2000 Suárez 2010)

$$F(k) = \frac{1}{\sqrt{2\lambda}} \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{-kx} dx \quad (3.21)$$

La Transformada de Fourier de una señal presenta una parte real y una parte imaginaria Puede ser expresada en forma de coordenadas polares

$$F(k) = |F(k)|e^{j\phi(k)} \quad (3.22)$$

$F(k)$ representa el módulo del espectro de Fourier y ϕ el ángulo de fase

El cuadrado del espectro $|F(k)|^2 = R^2(k) + I^2(k)$ se denomina espectro de potencia También se le llama densidad espectral en el cual $R(k)$ y $I(k)$ representan la parte real e imaginaria respectivamente

En la expresión

$$\phi(k) = \tan^{-1} \left(\frac{I(k)}{R(k)} \right) \quad (3.23)$$

$\phi(k)$ es la fase o argumento de la Transformada de Fourier (Díaz 1983)

El término frecuencial asociado a la variable k surge de la expresión del elemento exponencial a través de la fórmula de Euler (Cortez et al 2007)

$$e^{-2ikx} = \cos(2kx) - i \operatorname{sen}(2kx) \quad (3.24)$$

La Transformada de Fourier puede ampliarse con suma facilidad a funciones de dos variables. Si una función $f(x, y)$ es integrable, puede asegurarse la existencia de $F(k_x, k_y)$ (siendo k_x y k_y las variables en el dominio de la frecuencia) que se calcula de acuerdo con el par bidimensional (Díaz 1983). Las Transformadas de Fourier Bidimensionales correspondientes a las ecuaciones 3.19 y 3.20 están dadas por las expresiones

$$f(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (3.25)$$

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (3.26)$$

(x, y) representan las distancias medidas en un sistema de referencia cartesiano y (k_x, k_y) los números de onda correspondientes. De la misma forma que en el caso unidimensional, pueden calcularse el espectro de Fourier, la fase y el espectro de potencia (Díaz 1983)

$$|F(k_x, k_y)| = \sqrt{R^2(k_x, k_y) + I^2(k_x, k_y)} \quad (3.27)$$

$$\phi(k_x, k_y) = \tan^{-1} \left(\frac{I(k_x, k_y)}{R(k_x, k_y)} \right) \quad (3.28)$$

3.9 Transformada de Fourier para datos discretos

La transformación de estas expresiones a su equivalente digital se obtiene cambiando las integrales por sumatorias y las variables continuas por índices discretos (Díaz 1983)

Variables Continuas	x	y	k_x	k_y
Índices discretos		m	α	β

De esta forma el par de Transformadas de Fourier digital queda determinado mediante las siguientes expresiones (Blakely 1995 Dimitriadis et al 1987 Hanh et al 1975 Negi et al 1983 Long & Kaufmann 2013)

$$f_{nm} = \frac{1}{NM} \sum_{\alpha=0}^{N-1} \sum_{\beta=0}^{M-1} (F_{\alpha\beta}) e^{2\pi i \left(\frac{n\alpha}{N} + \frac{m\beta}{M} \right)} \quad (3.29)$$

$$f_{\alpha\beta} = \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{M-1} (F_{nm}) e^{-2\pi i \left(\frac{n\alpha}{N} + \frac{m\beta}{M} \right)}$$

N representa el número de muestras en la dirección x

M representa el número de muestras en la dirección y

Mediante la Transformada de Fourier Discreta los datos de anomalías de Bouguer pueden representarse por dos series de Fourier bidimensionales en las que están reflejadas diferentes frecuencias y amplitudes que caracterizan a las anomalías (Rey Moral 2003)

3 10 Aplicación de la Transformada de Founer en el análisis Espectral

El análisis de Founer se usa en la actualidad para la estimación de la profundidad de cuerpos magnéticos y gravimétricos en la corteza de La Tierra (Bhattacharyya et al 1967) El análisis combinado y la interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas pueden proporcionar pistas de la estructura de un área afectada por actividad volcánica reciente caracterizada por regimenes geotérmicos complejos (Rapolla et al 1989)

Las anomalías del campo de una de las componentes son digitalizadas y transformadas a través del análisis de Founer De esta transformación se dibuja un espectro que es graficado en una escala logaritmica para la amplitud versus una escala lineal para la frecuencia (Hahn et al 1976)

Las amplitudes decrecen con el incremento de la frecuencia Cuando el campo original es continuo hacia abajo este decrecimiento se toma más pequeno sin embargo a cierta profundidad este desaparece (Hahn et al 1976) La pendiente de la recta es proporcional a la profundidad a la cual se encuentra el cuerpo Si k expresa el numero de onda y $s(k)$ el espectro de potencia la profundidad d de la fuente se estima a partir de la relación $S(k) = f(k)$ con el empleo de la fórmula

$$\ln S(k) = -2kd \tag{3 30}$$

La demostración de la aplicabilidad de esta relación es demostrada en el anexo A en datos magnéticos

Capítulo 4

Metodología

4 Metodología

Este trabajo tiene como propósito realizar el análisis de datos gravimétricos obtenidos en El Complejo Volcánico La Yeguada con la aplicación de la Transformada Bidimensional de Fournier. De esta forma se obtiene una descripción de las estructuras geológicas existentes.

La aplicación del análisis de Fournier en este trabajo tiene como objetivos

- a Separar el efecto regional y residual de las anomalías**
- b Determinar la geometría del subsuelo**
- c Estimar la profundidad de las estructuras interpretadas**

En base a estos objetivos se realiza una reinterpretación de los datos obtenidos en la campaña de 1988 (Geosystem 1988). Los valores del campo de la gravedad terrestre corresponden a un estudio realizado de una exploración geofísica del subsuelo para el conocimiento del potencial geotérmico en el área.

Los valores del campo gravitatorio latitud y longitud relacionadas a la estación de referencia o estación base son respectivamente 978107.34 mGal, 8° 22' 17" y 80° 50' 28". Los datos topográficos empleados fueron (Merla A 1995, Geosystem 1988 a 1998 b).

- a Mapa a escala 1:50000 para determinar los valores de las cotas medias de cada sector**
- b Mapa a escala 1:25000 para las zonas con radio menor a 1 km**

Los datos gravimétricos obtenidos en el campo y sus respectivas coordenadas x y y son representados en la figura 4 1 La región estudiada comprende un área de 192km² (12 km x 16 km) en la cual se ubicaron 178 estaciones gravimétricas El promedio es de 0 93 estaciones por km² Se utilizó una densidad de corrección de Bouguer 2 3 g/cm³ para todas las estaciones

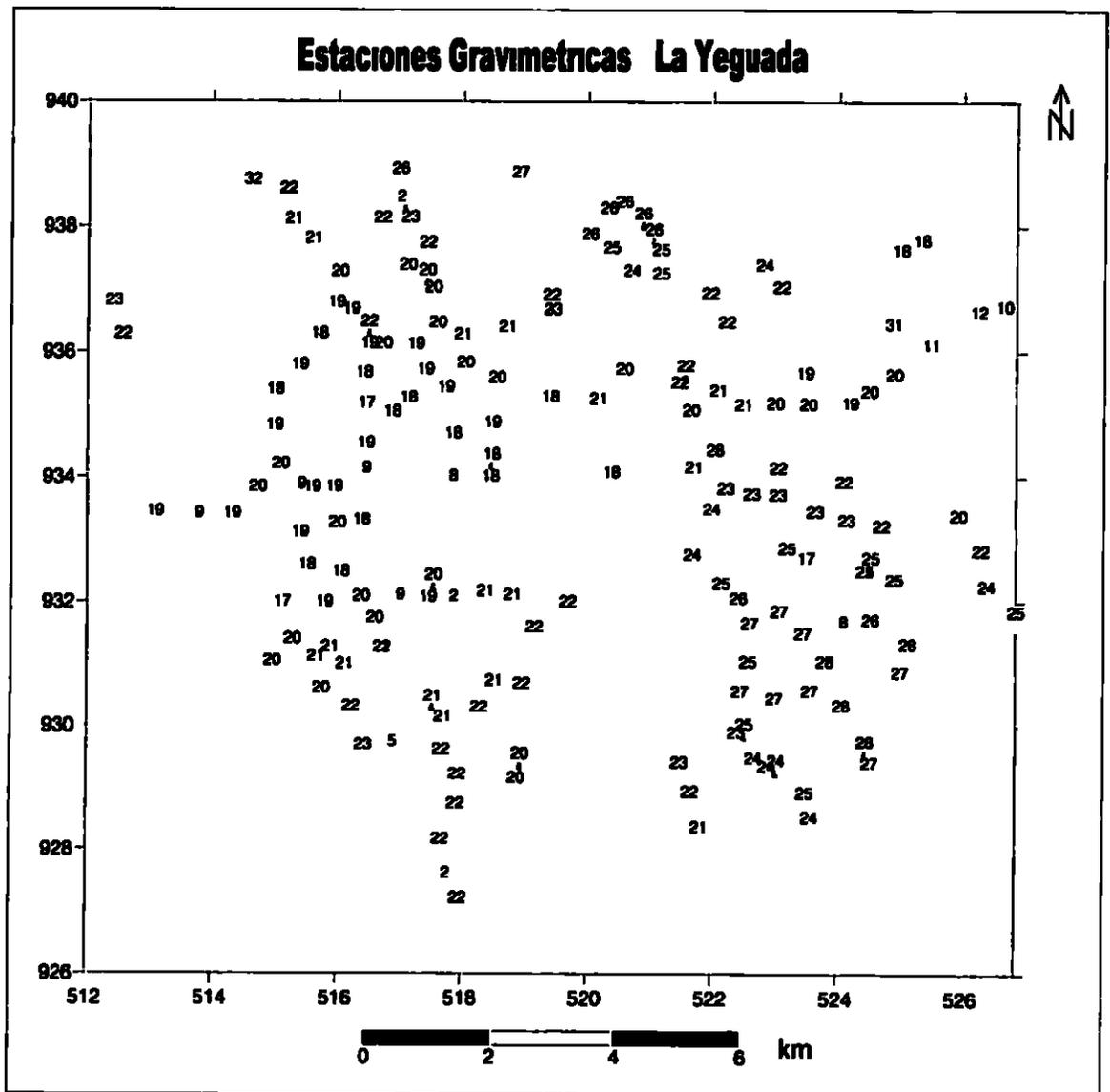


Figura 4 1 Estaciones gravimétricas del área estudiada

Los valores individuales de las anomalías observadas y sus respectivas coordenadas (x,y) fueron procesadas con Surfer® para interpolarlos en una rejilla igualmente espaciada y de esta forma obtener el mapa de anomalías de Bouguer

Para obtener el espectro de potencia en 2D del mapa de anomalías de Bouguer se ejecutó la Transformada Rápida de Fourier. Posteriormente se realizó el correspondiente filtrado para obtener el espectro radial de potencia que permita fijar las frecuencias de cortes

El espectro de potencia radial resultante se analiza con el propósito de determinar las principales frecuencias de la señal gravimétrica. Se calcula como una función de la frecuencia radial para estimar la profundidad. En este se representa la anomalía generada por la fuente más profunda y el efecto producido por la fuente más somera

Para transformar los datos filtrados al dominio del espacio se aplicó la Transformada Inversa de Fourier. De esta forma se obtiene el mapa de anomalías regional. El mapa de anomalía residual resulta al sustraer el mapa de anomalía regional del mapa de anomalías de Bouguer

Se efectuó un barrido del área con el programa Radfreq® y se obtuvieron 16 espectros de potencia radiales con sus respectivas profundidades. El espectro radial se obtiene de cada ventana en el que se verifica el límite inferior y superior de cada sección analizada

Después de definir el tamaño y localización de la primera ventana el programa automáticamente realiza un barrido sobre los intervalos predeterminados (Figura 4 2) (Dimitriadis et al 1987)

El espectro radial se calculó mediante la superposición del espectro bidimensional de una serie de anillos homocéntricos con centro el punto (1 1). En la matriz SP (1 1) es el punto superior izquierdo que es la componente de frecuencia más baja del conjunto de datos

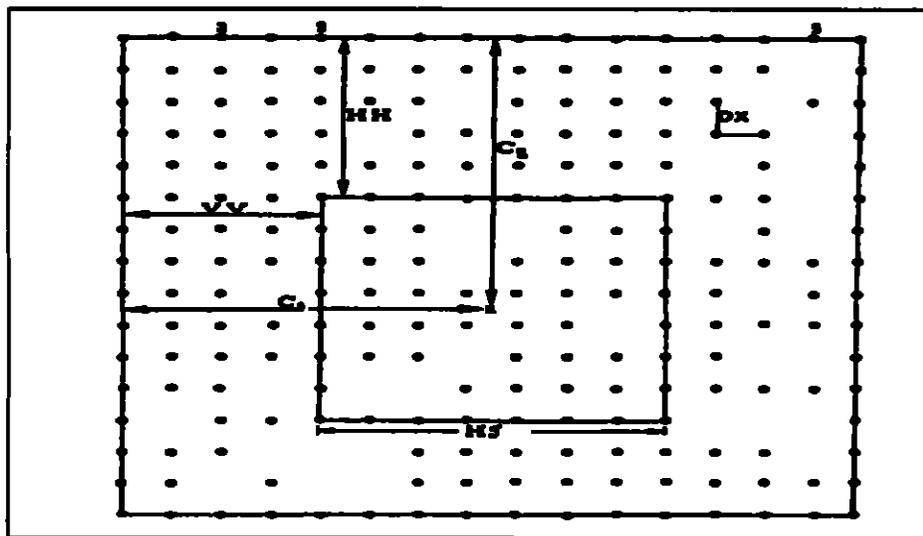


Figura 4 2 Parámetros barridos (Adaptado de Dimitriadis et al 1987)

Los elementos de la matriz $(I^2 + J^2)^{1/2}$ con valores entre 0.5 y 1.5 son promediados sucesivamente hasta obtener el número de onda de Nyquist $N/2$ (Dimitriadis et al 1987). Con las profundidades obtenidas de los 16 espectros se elaboró un modelo de distribución de profundidades del Complejo Volcánico La Yeguada

Capítulo 5

Resultados

5. Resultados

El mapa de anomalías de Bouguer correspondiente a los datos analizados se presenta en la figura 5.1. Las anomalías de Bouguer alcanzan valores mínimos y máximos de 10 mGal y 31 mGal respectivamente.

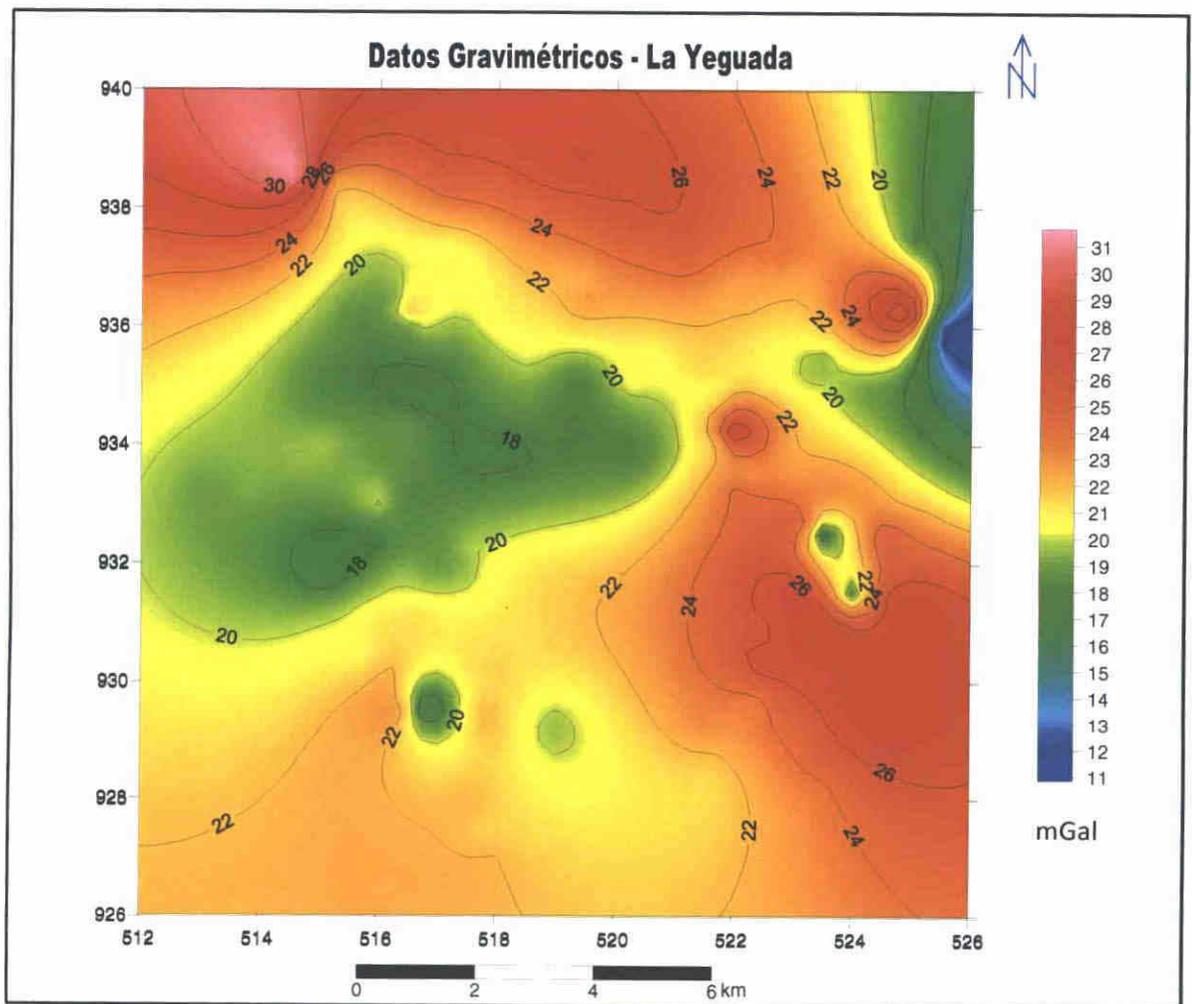


Figura 5.1 Mapa de Anomalías de Bouguer. Intervalo de las curvas isonómalas 2 mGal. Coordenadas UTM en Km.

Las anomalías de Bouguer se distribuyen en la zona de estudio con dos orientaciones principales definidas. Una principal NE SO paralela a la dirección en la cual se encuentran Cerro Corero, Cerro Castillo y Cerro Novillo y otra NO SE aproximadamente perpendicular a la anterior. En esta dirección está ubicado el Cerro El Cajón.

Un mínimo relativo sobresale con orientación NE SO donde los valores son del orden de los 18 mGal cerca de La Laguna La Yeguada. En el área cercana a Río Chico se observa otro mínimo con dirección NE. En esta zona el gradiente es intenso. Se observa un máximo de 29 mGal coincidente con la zona de los cerros Picacho y El Escobal. Otros máximos relativos sobrepasan los 22 mGal al NE y los 30 mGal al NO.

Los datos de las anomalías de Bouguer quedan representados por dos series de Fourier bidimensionales cuando se aplica la Transformada de Fourier Discreta. Con esto se reflejan las frecuencias y amplitudes que caracterizan a las anomalías. El espectro de potencia bidimensional resultante se observa en la figura 5.2.

Este espectro tiene como propósito precisar las principales frecuencias determinadas por la señal gravimétrica. El origen $k_x=0$ y $k_y=0$ se encuentra en el centro de la gráfica. Las frecuencias más bajas se localizan en el centro y las frecuencias más altas se encuentran lejos del origen.

Este espectro se expresa como $E_p = A^2$, en la cual A^2 representa el cuadrado de la amplitud de la Transformada de Fourier. Su rango de valores está comprendido entre -6,736 en la parte más externa del espectro, hasta 5,156 en el origen. Las variables k_x y k_y del gráfico, representan los ejes de frecuencias en 2D.

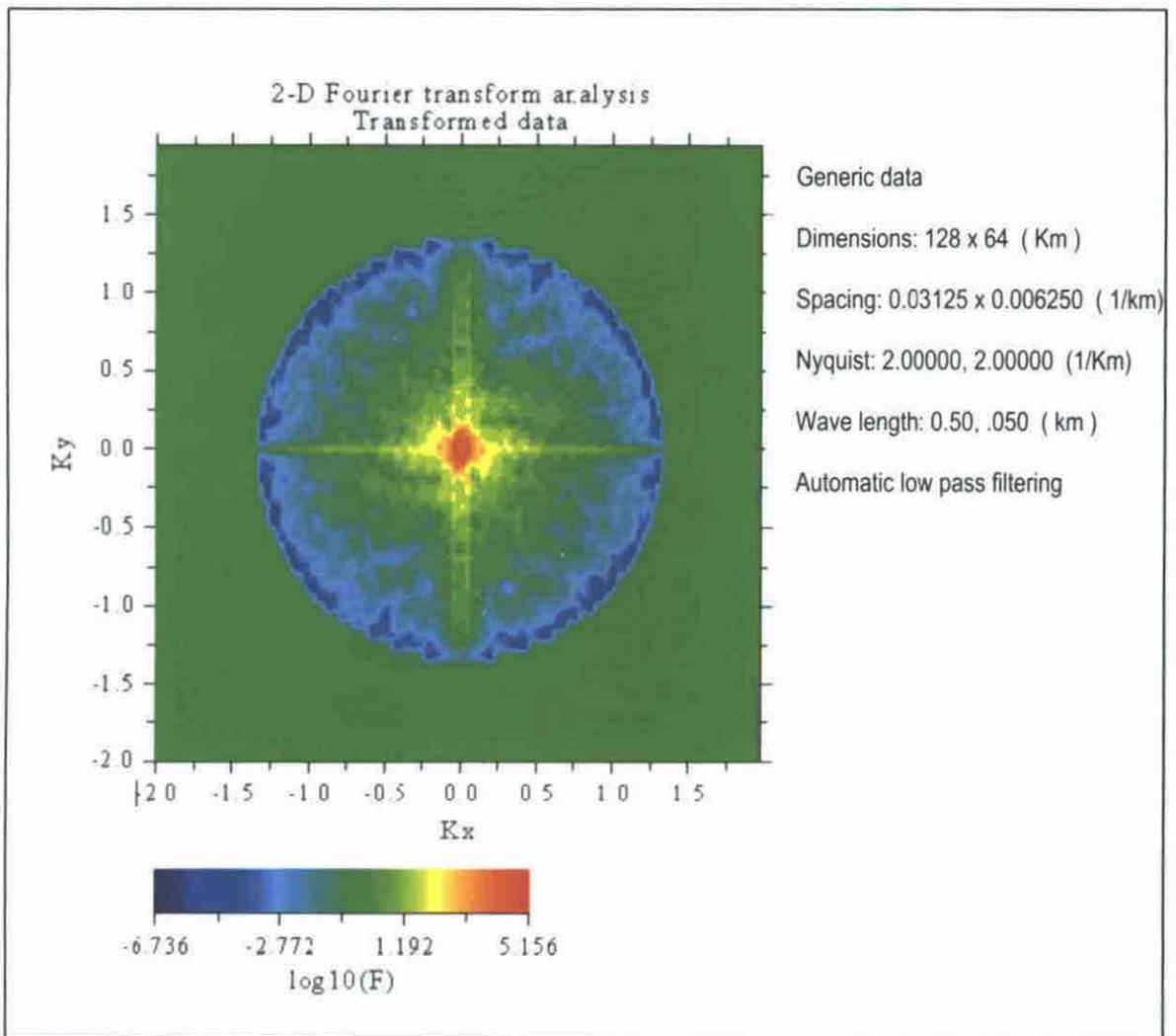


Figura 5.2. Espectro de Potencia Bidimensional de la señal gravimétrica observada.

Las características más importantes de este espectro de potencia son

- a Dimensiones 28 km x 64 km**
- b Espaciamiento (0.03125 x 0.06250)1/km**
- c Frecuencia de Nyquist (2.00000 x 2.00000) 1/km**
- d Longitud de onda 0.50 0.50 km**

Para separar de manera más precisa la contribución de cada fuente en el espectro bidimensional se realizó un filtrado de los datos. El valor de E_p se promedió radialmente y se graficó su logaritmo en función de la frecuencia. Los parámetros de este espectro son definidos en función de las pendientes de las rectas ajustadas. En la figura 5.3 se observan dos pendientes que representan las fuentes profundas y el efecto de cuerpos locales.

Estas fuentes son

- a La fuente más profunda (fuente regional) la cual se encuentra dentro de una media de 0.940 km que corresponde a un intervalo de frecuencias inferior a 4.4 km^{-1}**
- b La fuente más superficial (fuente residual) la cual se encuentra dentro de una media de 0.312 km que corresponde a un intervalo de frecuencias entre 4.4 km^{-1} y 6.7 km^{-1}**

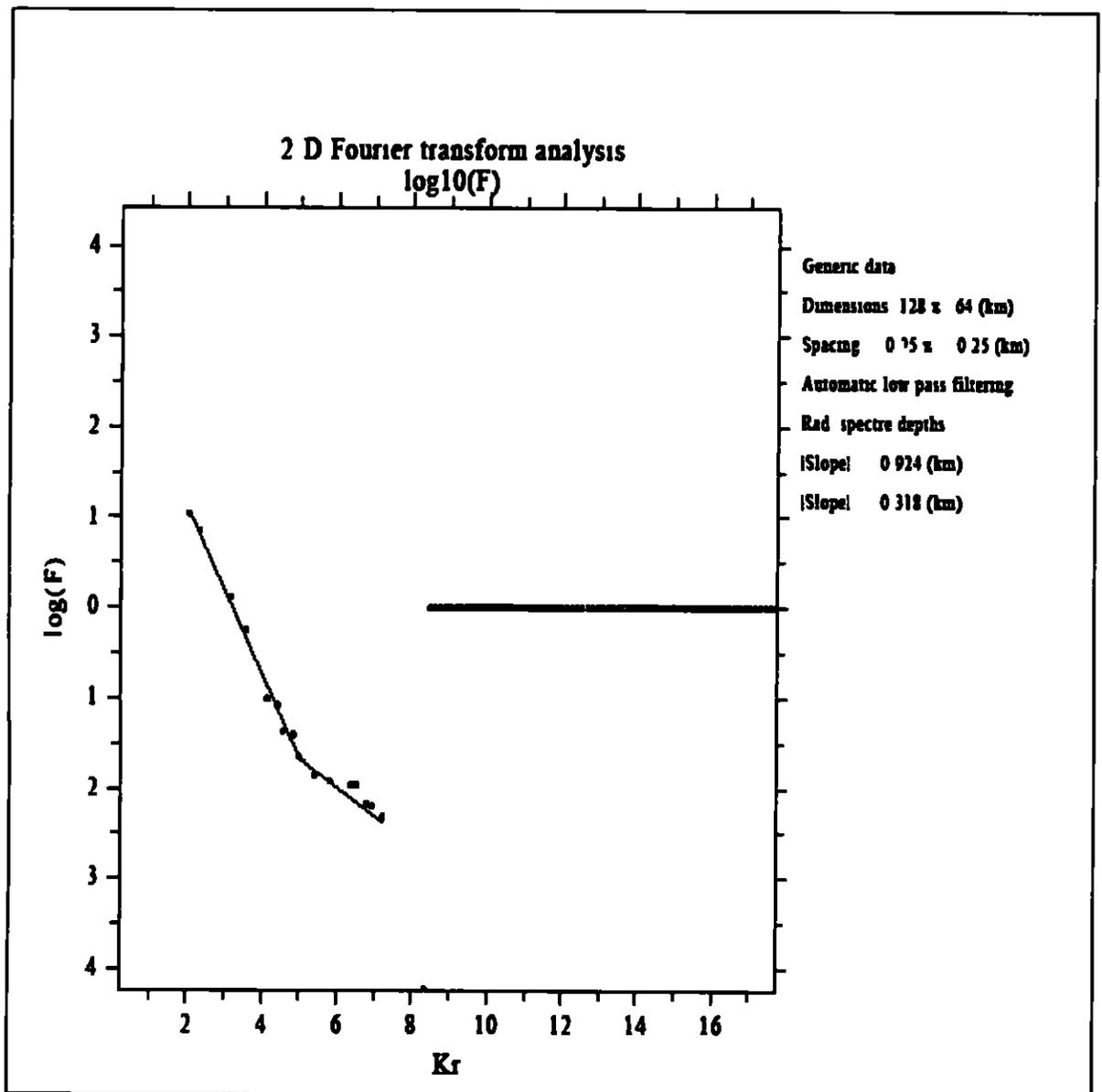


Figura 5.3 Espectro de potencia radial en el cual se representa el logaritmo neperiano del espectro de potencia del mapa de anomalias de Bouguer en función de la frecuencia. Las pendientes representan la profundidad de las fuentes.

En las figuras 5.4 y 5.5 están representados los mapas de anomalias y regional y residual obtenidos.

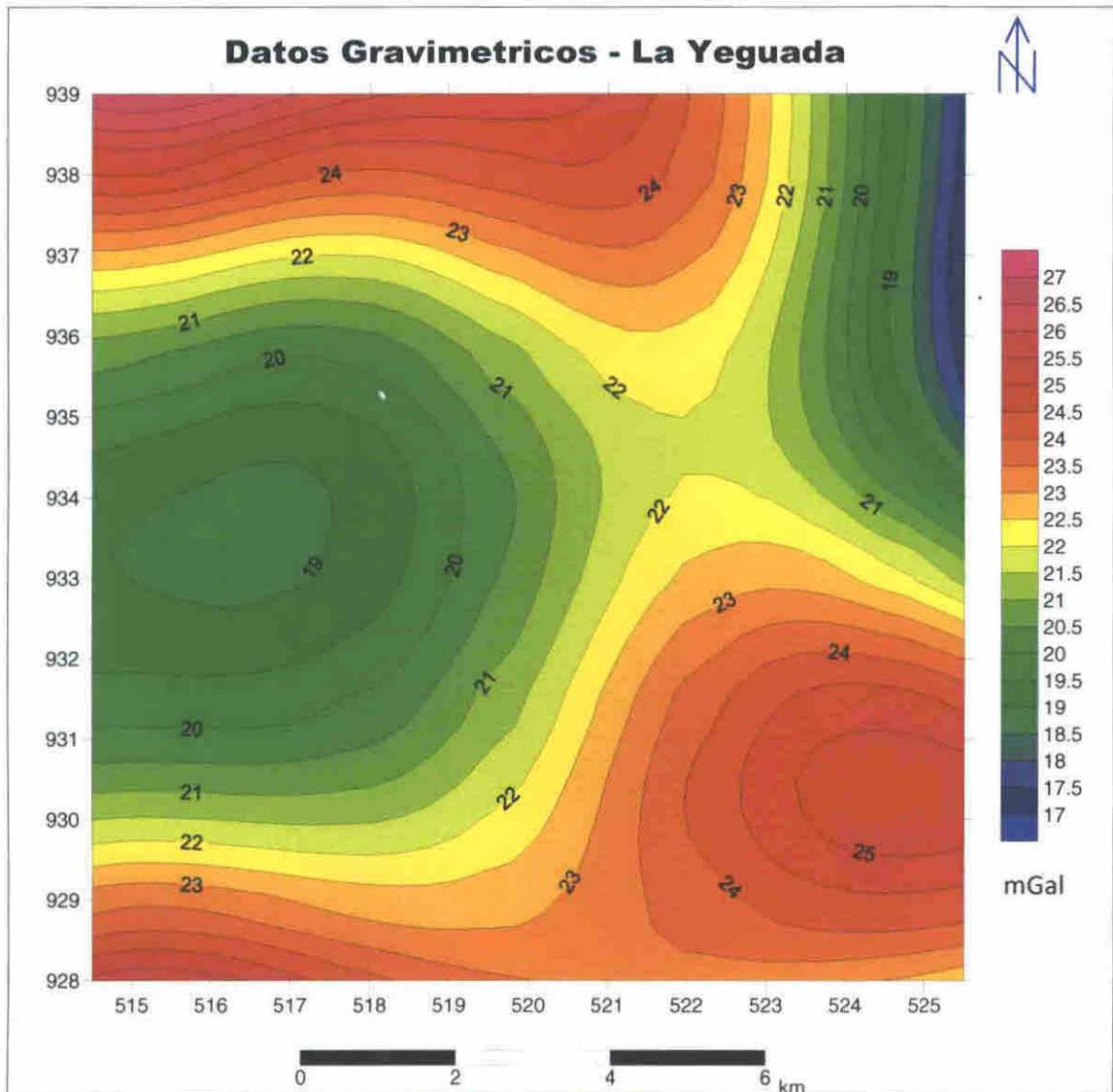


Figura 5.4. Mapa de anomalías regionales. Obtenido mediante filtrado del mapa de anomalías de Bouguer. Intervalo de curvas isoanómalas 1 mGal. Coordenadas UTM en Km.

El mapa regional está comprendido en un rango de valores de 17 mGal y 27 mgal. Se caracteriza por un mínimo en dirección NE-SO y un máximo en la dirección NO-SE.

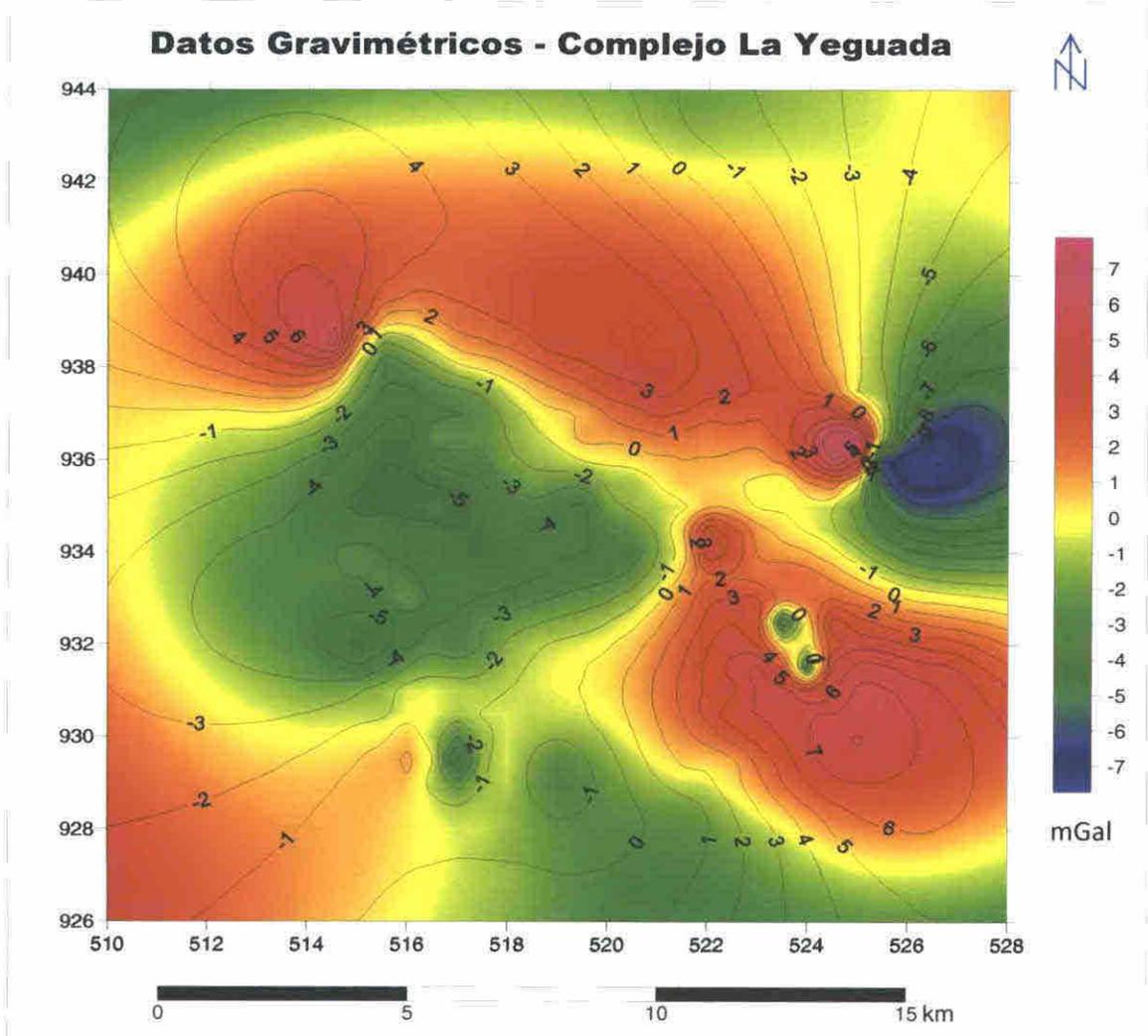


Figura 5.5. Mapa de anomalías residuales. Obtenido mediante la resta del mapa de anomalía de la figura 4.2, al mapa de anomalías de Bouguer. Intervalo de curvas isonómicas 1 mGal. Coordenadas UTM en Km.

El mapa de anomalías residuales de la figura 5.5, se obtuvo mediante la sustracción del mapa de anomalía regional al mapa de anomalías de Bouguer, para determinar las variaciones de densidad existentes en la corteza superior. Se observa que la distribución de las anomalías del mapa residual es muy similar a la distribución del mapa de anomalías de Bouguer de la figura 5.1.

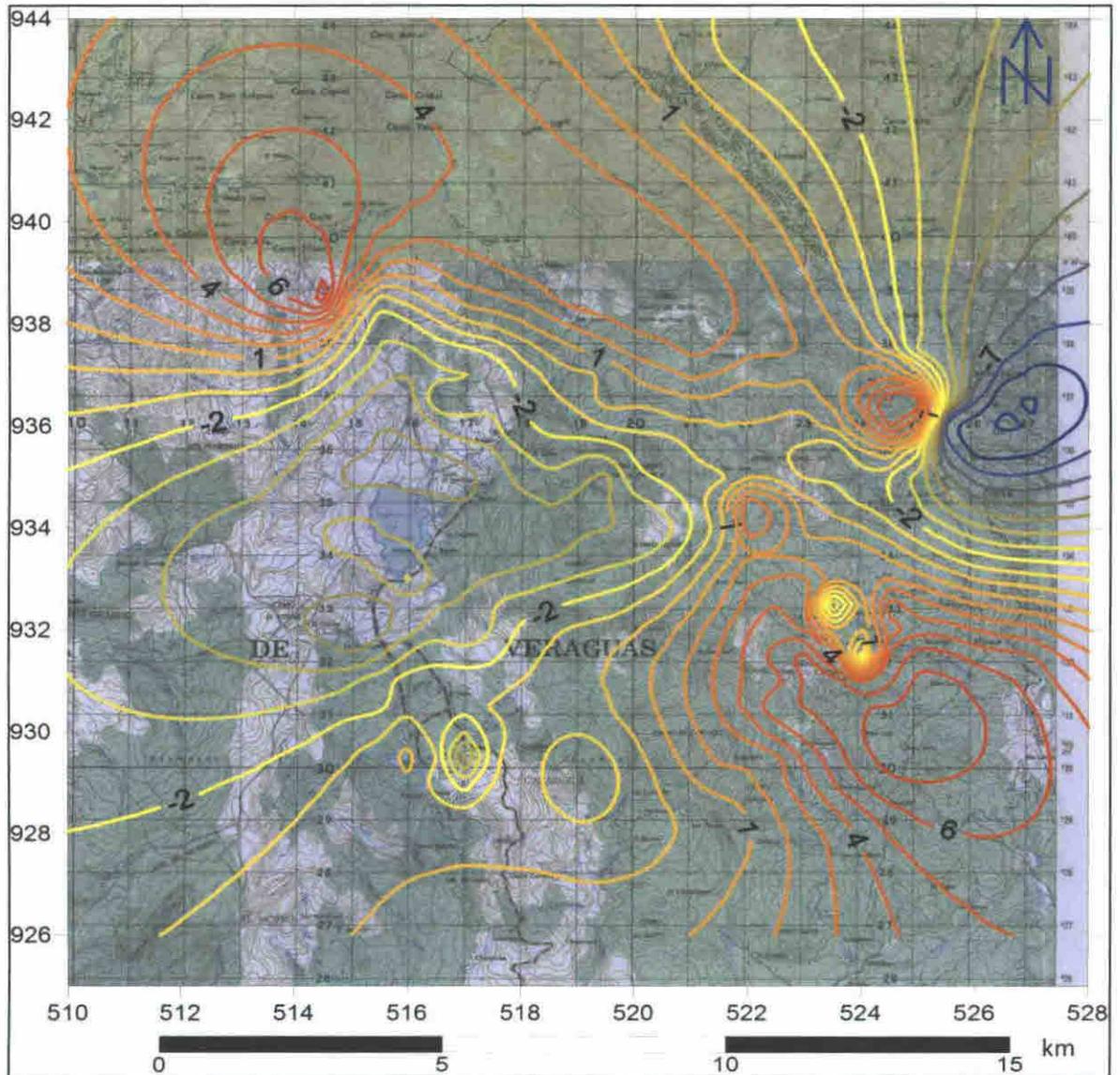


Figura 5.6. Mapa Georreferenciado de anomalías residuales de Bouguer. Intervalo de curvas isoanómalas 1 mGal. Coordenadas UTM en km.

De manera general, se observan que las anomalías residuales tienen un alineamiento NO-SE. El mapa de anomalías residuales muestran un máximo relativo al SE de la zona donde está ubicado el Cerro Picacho. Al NO, también se identifica otro máximo coincidente con el Cerro Filipina (Figura 5.6).

En la Zona Central coincidente con La Laguna La Yeguada se identifica un mínimo que abarca la zona de Cerro El Cosme hasta Cerro Corero Otro mínimo de 7 mgal se observa en la zona Central Este que corresponde a la Zona de El Guásimo

Se identifica un máximo hacia el SE desde la región circundante a Cerro Picacho hasta la región que rodea El Guayabal La Pedregosa Dentro del área que cubre este máximo sobresale el máximo relativo positivo de 7 mgal que comprende Bajo Laja y Raja Lena y un mínimo relativo negativo de 7 mgal al NE de Cerro El Cajón En este mínimo están ubicados Sabaneta Panamaito y La Balita En la parte NE de Cerro Picacho coinciden un mínimo negativo de 7 mgal y un máximo positivo de 7 mgal Esta región es atravesada por Río Chico

Para obtener un modelo en la distribución de las profundidades del área estudiada se efectuó un análisis en base a los 16 espectros de potencia que son descritos en las figuras 5.7, 5.8, 5.9 y 5.10 Estas gráficas representan los espectros de potencia para diferentes ventanas desde la (9, 9) hasta la (21, 21)

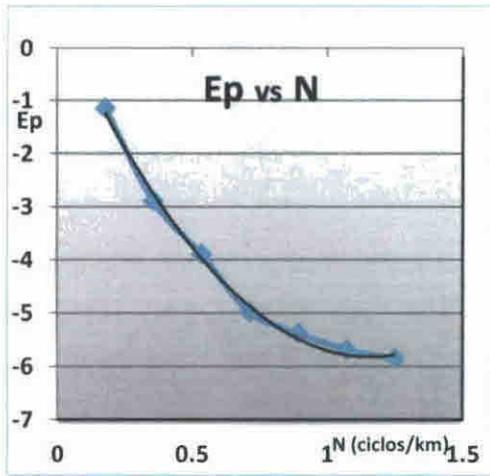
La figura 5.7 detalla los espectros de potencia que incluyen las ventanas (9, 9) hasta la ventana (9, 21) La gráfica 3 presenta la máxima profundidad cuyo valor es de 0.954 km y su respectivo error estándar de 0.205

La gráfica 2 presenta la mínima profundidad cuyo valor es de 0 898 km y su respectivo error estándar de 0 118 km

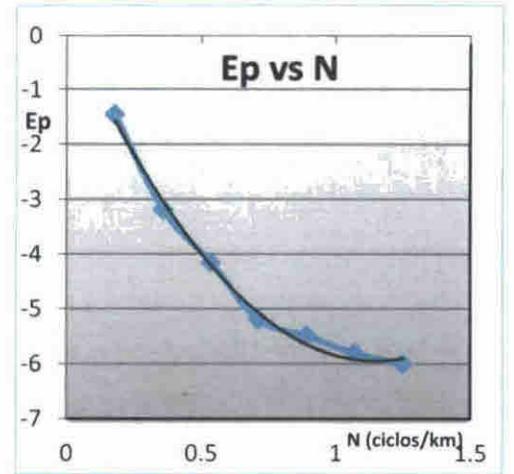
La figura 5 8 detalla los espectros de potencia que incluyen las ventanas (13 9) hasta la ventana (13 21) La gráfica 7 presenta la máxima profundidad cuyo valor es de 0 993 km y su respectivo error estándar de 0 240 La gráfica 6 presenta la mínima profundidad cuyo valor es de 0 929 km y su error estándar respectivo de 0 21

La figura 5 9 detalla los espectros de potencia que incluyen las ventanas (17 9) hasta la ventana (17 21) La gráfica 9 presenta la máxima profundidad cuyo valor es de 1 03 km y su error estándar respectivo de 0 177 La gráfica 12 presenta la mínima profundidad cuyo valor es de 0 836 km y su respectivo error estándar de 0 144

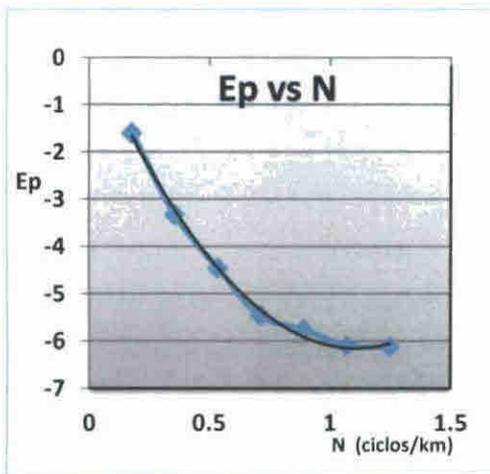
La figura 5 10 detalla los espectros de potencia que incluyen las ventanas (21 9) hasta la ventana (21 21) La gráfica 13 presenta la máxima profundidad cuyo valor es de 0 975 km y su respectivo error estándar de 0 355 La gráfica 16 presenta la mínima profundidad cuyo valor es de 0 674 km y su respectivo error estándar de 0 351



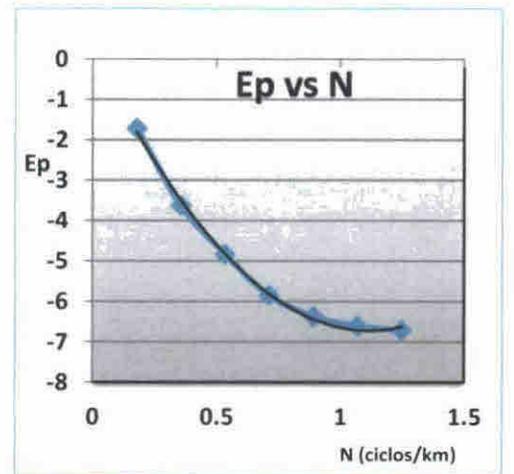
Gráfica 1. Centro de la ventana en el punto (9,9)



Gráfica 2. Centro de la ventana en el punto (9,13)



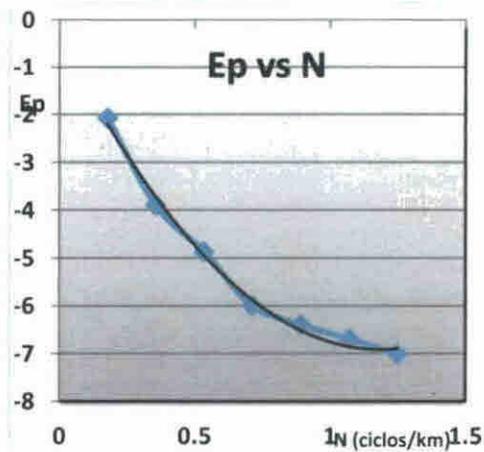
Gráfica 3. Centro de la ventana en el punto (9,17)



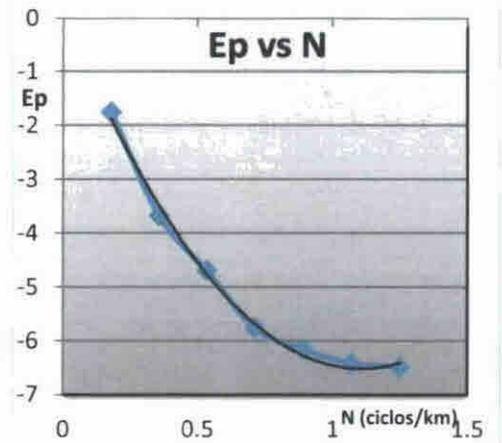
Gráfica 4. Centro de la ventana en el punto (9,21)

Características	Gráfica 1	Gráfica 2	Gráfica 3	Gráfica 4
Pendiente	-5.86	-5.65	-5.99	-5.91
Error estándar de la pendiente	0.144	0.118	0.205	0.498
Profundidad (km)	0.933	0.898	0.954	0.940
Error estándar de la profundidad	2.30×10^{-2}	1.87×10^{-2}	3.26×10^{-2}	7.93×10^{-2}

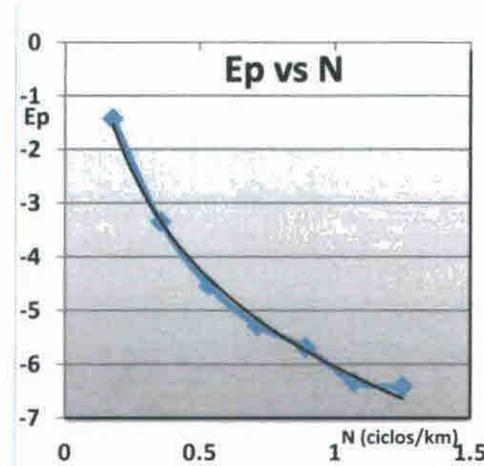
Figura 5.7. Espectros de potencia radial de la ventana (9,9) hasta la (9,21) con sus pendientes y profundidades, detalladas en el cuadro de características. La máxima profundidad es 0,954 km.



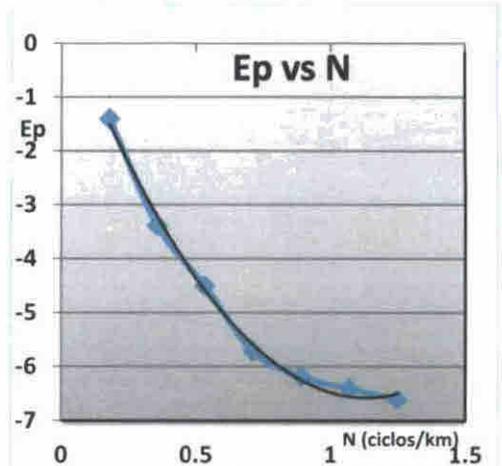
Gráfica 5. Centro de la ventana en el punto (13,9)



Gráfica 6. Centro de la ventana en el punto (13,13)



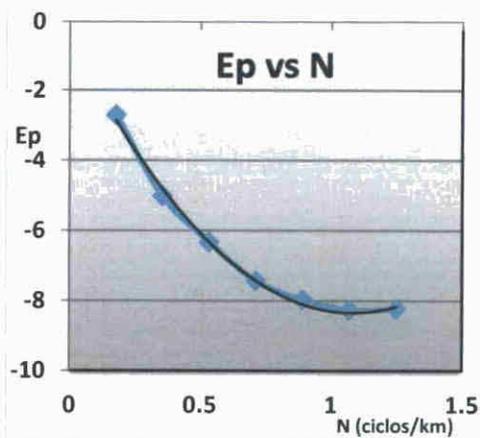
Gráfica 7. Centro de la ventana en el punto (13,17)



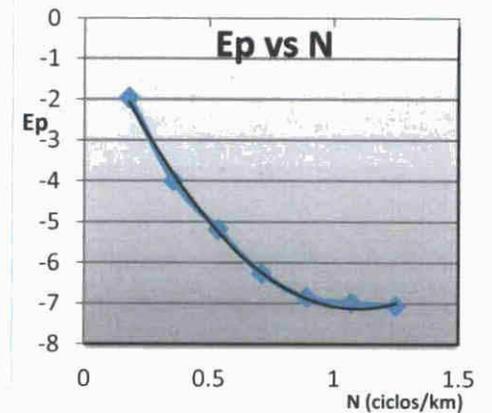
Gráfica 8. Centro de la ventana en el punto (13,21)

Características	Gráfica 5	Gráfica 6	Gráfica 7	Gráfica 8
Pendiente	-6.17	-5.84	-6.24	-5.98
Error estándar de la pendiente	0.396	0.21	0.240	0.480
Profundidad (km)	0.981	0.929	0.993	0.951
Error estándar de la profundidad	6.31×10^{-2}	1.46×10^{-2}	3.82×10^{-2}	7.64×10^{-2}

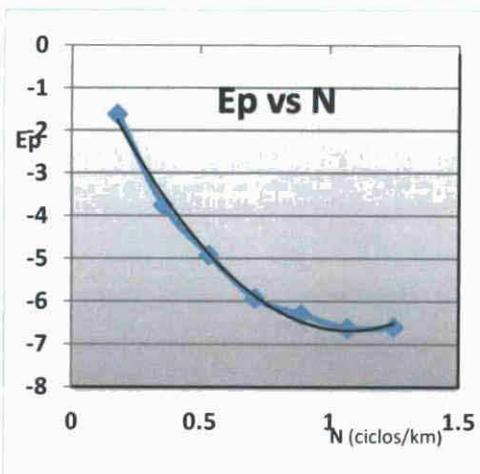
Figura 5.8. Espectros de potencia radial de la ventana (13,9) hasta la (13,21) con sus pendientes y profundidades, detalladas en el cuadro de características. La máxima profundidad es de 0,993 km.



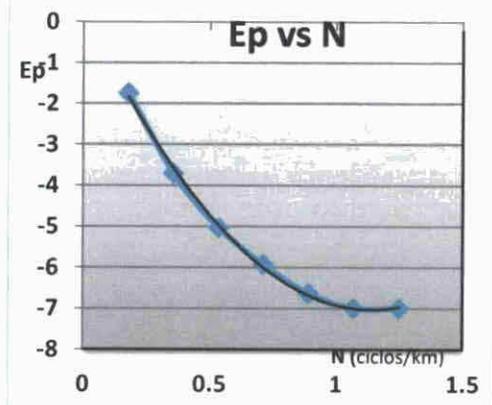
Gráfica 9. Centro de la ventana en el punto (17,9)



Gráfica 10. Centro de la ventana en el punto (17,13)



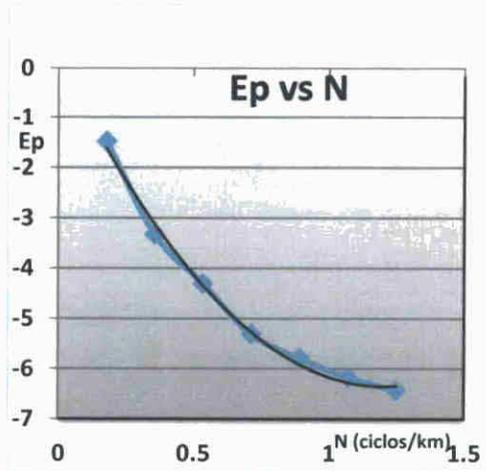
Gráfica 11. Centro de la ventana en el punto (17,17)



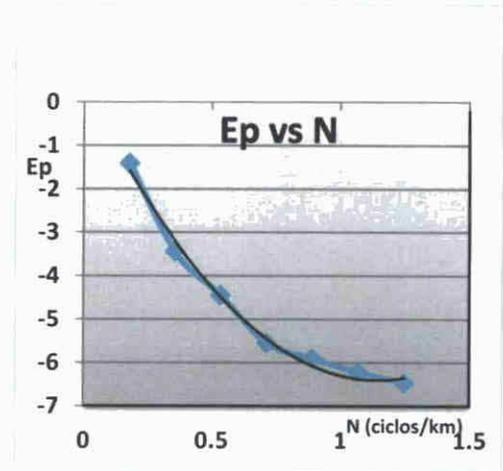
Gráfica 12. Centro de la ventana en el punto (17,21)

Características	Gráfica 9	Gráfica 10	Gráfica 11	Gráfica 12
Pendiente	-6.50	-5.77	-6.12	-5.25
Error estándar de la pendiente	0.177	0.172	0.274	0.144
Profundidad (km)	1.03	0.918	0.974	0.836
Error estándar de la profundidad	2.82×10^{-2}	2.74×10^{-2}	4.36×10^{-2}	2.29×10^{-2}

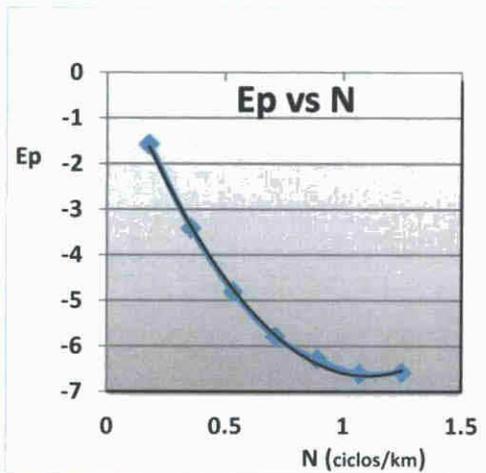
Figura 5.9. Espectros de potencia radial de la ventana (17,9) hasta la (17,21) con sus pendientes y profundidades, detalladas en el cuadro de características. La máxima profundidad es 1,03 km.



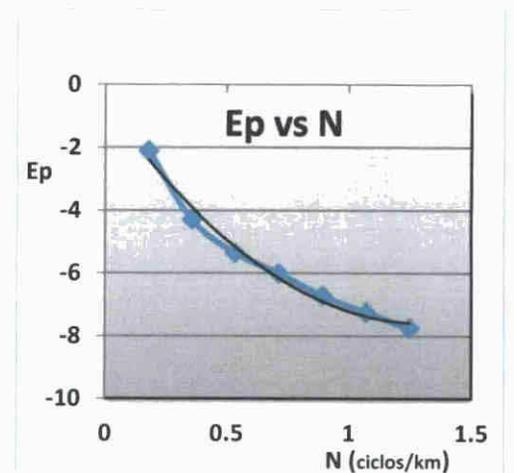
Gráfica 13. Centro de la ventana en el punto (21,9)



Gráfica 14. Centro de la ventana en el punto (21,13)



Gráfica 15. Centro de la ventana en el punto (21,17)



Gráfica 16. Centro de la ventana en el punto (21,21)

Características	Gráfica 13	Gráfica 14	Gráfica 15	Gráfica 16
Pendiente	-6.12	-5.89	-5.81	-4.24
Error estándar de la pendiente	0.355	0.150	0.208	0.351
Profundidad (km)	0.975	0.937	0.925	0.674
Error estándar de la profundidad	5.65×10^{-2}	2.39×10^{-2}	3.31×10^{-2}	5.58×10^{-2}

Figura 5.10. Espectros de potencia radial de la ventana (21,9) hasta la (21,21) con sus pendientes y profundidades, detalladas en el cuadro de características. La máxima profundidad es 0,975 km.

Con las profundidades calculadas en las 16 ventanas, se elaboró un modelo de distribución de profundidades del Complejo Volcánico La Yeguada, con sus respectivas coordenadas x y y (Figura 5. 11). La parte más profunda es 1,03 km, la cual corresponde a la ventana (17, 9).

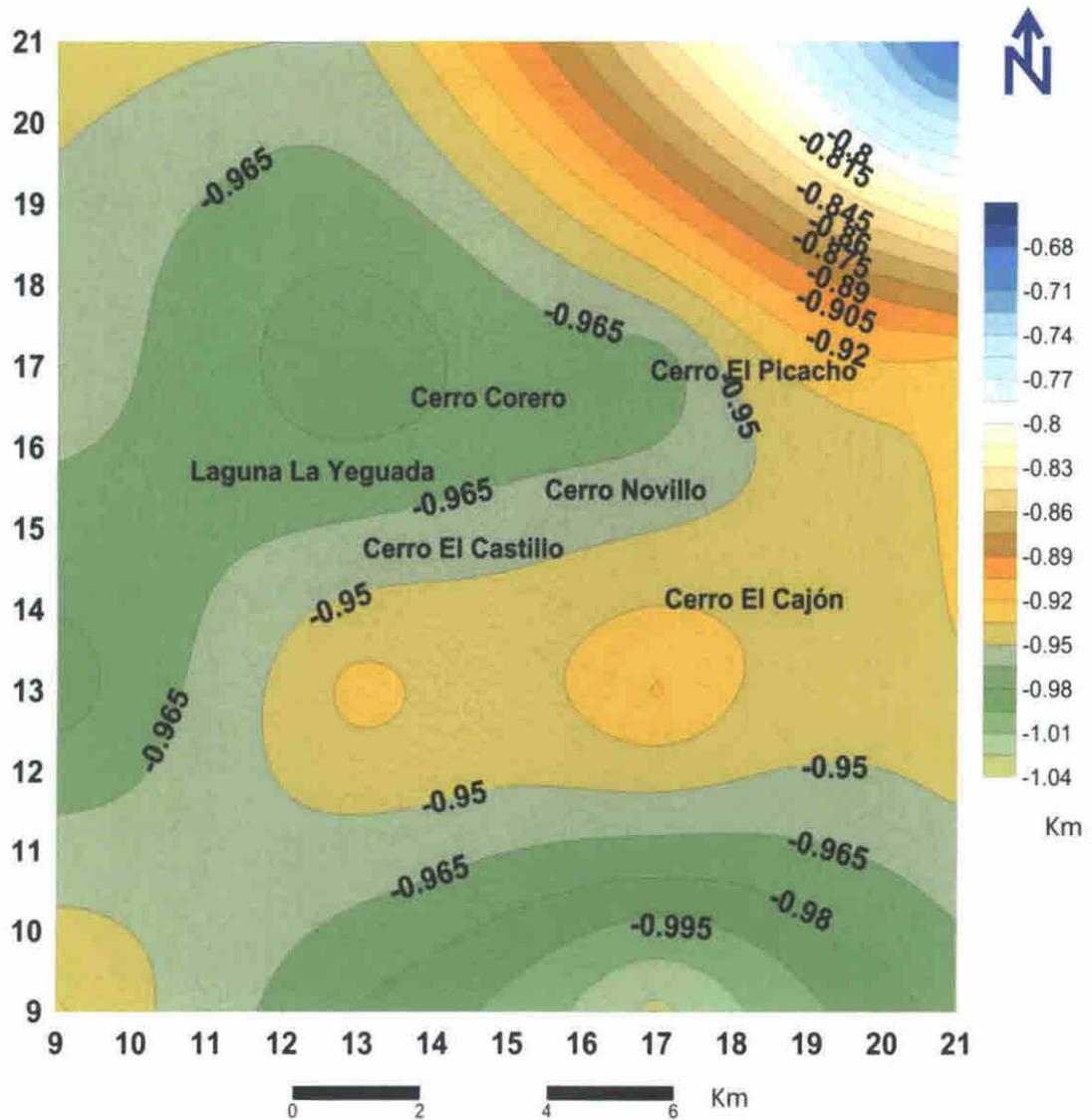


Figura 5.11. Modelo de distribución de profundidades del Complejo Volcánico La Yeguada.

Capítulo 6

Discusión

6 Discusión

El presente estudio está basado en un análisis cualitativo y cuantitativo de los datos gravimétricos del área que constituye El Complejo Volcánico La Yeguada. Con esto se espera delinear la distribución de la estructura del basamento

El levantamiento gravimétrico se extiende desde Cerro Filipina en el NO a Río Chico al NE hasta Alto de Limón al SO y La Canaleta al SE. De la observación conjunta del mapa georreferenciado de anomalías residuales de Bouguer (Figura 5.6) y del mapa de anomalías de Bouguer (Figura 5.1) se obtuvo una primera aproximación del significado geológico de las anomalías gravimétricas de la zona de estudio. Estructuras que tienen una expresión en el mapa de anomalías de Bouguer

La suma del efecto de las fuentes residuales (Figura 5.5) y fuentes regionales (Figura 5.4) generan el campo total observado o mapa de anomalías de Bouguer en el área. En este último las anomalías gravimétricas en el entorno del Complejo Volcánico La Yeguada están definidas por una serie de máximos y mínimos con dos orientaciones principales. Los mínimos tienen una orientación NE-SO y los máximos una orientación NO-SE. Las anomalías de cada una de estas dos direcciones se encuentran segmentadas o limitadas lateralmente por los gradientes gravimétricos de la otra. Esta distribución corresponde a rasgos morfoestructurales y geofísicos propios de la zona de estudio

Los gradientes gravimétricos alargados que aparecen en el mapa de anomalías de Bouguer pueden ser interpretados como zonas de fractura NO SE y NE SO. Estos limitan áreas de máximos y mínimos gravimétricos.

Los resultados han puesto en evidencia la presencia de máximos y mínimos gravimétricos regionales. Los máximos gravimétricos del Complejo Volcánico La Yeguada probablemente están relacionados con intrusivos de alta densidad, mientras que los mínimos gravimétricos con rocas de baja densidad o una deficiencia de masas (Figura 5.4). En este sentido, las zonas de máximos gravimétricos relativos que se sitúan en el mapa de anomalías de Bouguer explican en términos geológicos el exceso de masa causado por materiales de alta densidad.

Los rasgos estructurales del área están representados por la presencia de fuertes gradientes, cambios bruscos de máximo a mínimo paralelos y discontinuidad de los ejes.

En el mínimo gravimétrico ubicado en la región central del mapa de anomalías de Bouguer se encuentran algunos domos de roca dacítica como Cerro Corero y Cerro El Castillo. Otros autores han coincidido con estos resultados (Merla 1995).

En el mapa de anomalías residuales (Figura 5.5) se localiza un fuerte gradiente al NE de Cerro Picacho que separa a un máximo (7 mgal) de un mínimo (7 mgal).

Esta característica se extiende por varios kilómetros a través de Río Chico. En el mapa de anomalías regionales (Figura 5.4) esto se relaciona con una posible falla. Es también probable que esto solo indique un cambio de composición química del basamento.

La presencia de un máximo al SE de Cerro El Cajón en el mapa de anomalías residuales (figura 5.5) puede ser interpretada como una elevación del basamento volcánico. En esta área existen líneas de fuerte gradiente que coinciden con una posible falla que atraviesa la zona por varios kilómetros desde el Río Las Guías hasta Los Pozos.

Se ubican líneas de fuerte gradiente al norte de la Laguna La Yeguada que separan mínimos y máximos desde el NO hasta el NE. Esto representa una posible falla que parece estar correlacionada a variaciones laterales de densidad. La presencia de un bajo puede ser interpretada como una estructura volcánica tectónica de forma ovalada con dirección SO-NE en el área que rodea La Laguna La Yeguada. En estudios anteriores se definió esta zona como una caldera (Merla A. 1995; Geosystem 1988 a 1998 b). Dentro de esta área se encuentran otros mínimos relativos de menor longitud de onda.

Desde el SO de Cerro Picacho hacia el lago El Flor se extienden líneas de fuerte gradiente que indican la posible existencia de una falla o discontinuidad lateral de origen tectónico.

El área centro oriental que coincide con la ubicación de Cerro Picacho es difícil de interpretar ya que combina la alternancia de máximos y mínimos.

Probablemente estén relacionados con cuerpos intrusivos de mayor densidad y/o cuerpos intrusivos subaflorescentes

El procesamiento de los datos gravimétricos estima de forma precisa la frecuencia de corte de manera que se separa la influencia del campo regional del campo producido por fuentes locales. Para ello la matriz de los datos está correctamente constituida es decir se han interpolado en una rejilla igualmente espaciada para facilitar su procesamiento numérico

La interpretación de los datos gravimétricos mediante el análisis espectral aporta información de la profundidad de las estructuras constituyentes del CVLY. La información obtenida de esta forma toma en consideración las características espectrales del campo gravitacional de la zona

La zona en estudio contiene una complejidad geológica cuyos elementos aun son estudiados. Por ello toda investigación sistemática contribuye al entendimiento de la geología del arco volcánico panameno

Este estudio aporta en primera aproximación y de manera general la distribución espacial del sustrato sobre el que descansan los piroclastos y rocas alteradas de la zona investigada. El mismo puede estar asociado o no a una posible roca sello. Esta interpretación se basa en la información geológica disponible. En este sentido los resultados gravimétricos proponen posibles alternativas que tengan en cuenta la distribución de las masas en la geología superficial

La investigación no entra en el detalle de la estratigrafía volcánica la complejidad estructural la historia magmática ni las particularidades inherentes a su evolución conjunta. Elementos claves que están notablemente desarrollados en esta región y que merecen la más detenida atención. Sin embargo son analizados desde la naturaleza gravitacional y la distribución de la misma.

Capítulo 7

Conclusiones

7 Conclusiones

Mediante la implementación de una metodología de interpretación alterna se han reinterpretado los datos gravimétricos del Complejo Volcánico La Yeguada Este estudio geofísico ha proporcionado información pertinente sobre la estructura superior del Complejo Volcánico de La Yeguada Es importante considerar que se puede aplicar esta metodología a otras áreas de interés geotérmico o estructural en la República de Panamá

A través de este proceso se ha elaborado un modelo 2D de la estructura interna de la parte superior del Complejo Volcánico La Yeguada En este sentido el proceso de separación regional residual se realizó en anomalías representadas por un plano bidimensional

Este modelo proporciona un apoyo para comprender la evolución de la zona Contribuye al conocimiento de la influencia del basamento en la estructura del CVLY Con esto se aporta información para estructurar un modelo genético que permite establecer de qué manera se formó el complejo volcánico y las características de los depósitos post eruptivos que rellenaron la caldera de La Yeguada

En particular se ha determinado

- a El espesor del material de relleno bajo la estructura de La Yeguada**

- b La dirección del derrame lávico existente durante la última erupción o episodio volcánico el cual se encuentra soterrado bajo una capa de sedimento y piroclastos**
- c La presencia de un lineamiento NE SO el cual puede relacionarse a una falla asociada a una tendencia regional**
- d El control ejercido por una falla o sistema de fallas en la ubicación del cono de La Yeguada lo que puede estar asociado a la interacción de un acuífero con el basamento por lo que se desprende la existencia de actividad termal del área**

La metodología aplicada a los datos gravimétricos suministra información respecto a la profundidad y dirección de las estructuras someras existentes en el área así como también de las estructuras más profundas. Esta metodología ha aportado las amplitudes, las fases de onda de cada superficie armónica y las distintas frecuencias relacionadas a esta superficie. Con ello se han obtenido los espectros radiales que permitieron el cálculo de las profundidades.

Este estudio no cuenta con información independiente proveniente de datos estratigráficos de pozos por lo que las estimaciones son basadas en generalizaciones aportadas por la literatura de la zona estudiada y de zonas similares. Esto sin embargo no impidió realizar un análisis del conjunto del área.

La estructura regional del área se caracterizada por dos sistemas de fallas. Estas están orientadas NO SE y NE SO. De ello se puede establecer que el área de estudio está dominada por un alineamiento estructural.

Este trabajo desde la perspectiva geofísica contribuye a la discusión de la suma de interrogantes de índole geológica en un sector del País. Planteamientos que por falta de datos de diversa índole no han obtenido una solución única y satisfactoria. A la fecha puede afirmarse que no se dispone de un aporte integral detallado y dedicado a este sector de Panamá que sea representativa de sus principales cuestiones irresueltas y de hechos conocidos que puedan contribuir al progreso de su solución.

Es importante resaltar que los métodos geofísicos aplicados no siempre van a tener la suficiente resolución y profundidad de investigación espacial sobre todo si en el área no se cuenta con información geológica de sondeos mecánicos. Por ello se recomienda la aplicación de otros métodos de exploración tales como perfiles de electroresistividad polo-dipolo o perfiles de reflexión sísmica o exploración con método magnético. Esto puede ser útil para un estudio más detallado del área de estudio.

Apéndice

Apéndice A

A 1 Aplicación de la Transformada de Fourier en el análisis espectral

Para obtener la expresión (3 30) se requiere considerar una distribución plana de fuentes magnéticas o gravimétricas localizadas a una profundidad uniforme d por debajo del plano (x, y) como se muestra en la figura A 1. Se asume que la intensidad de la fuente varía como una función arbitraria pero acotada $m(\xi)$ (Tretel et al 1971)

Cada fuente lineal elemental $m(\xi)d\xi$ se asume normal al plano $(z - \xi)$ y se extiende infinitamente en ambas direcciones normales. El efecto magnético de las masas profundas se representa como una continuidad de las fuentes lineales elementales a una profundidad d por debajo de la dirección del perfil de 0ξ . Todas las mediciones se realizan a lo largo de esta dirección (Tretel et al 1971)

La expresión (3 30) es aplicable tanto a datos gravimétricos como magnéticos y se obtiene a partir de un análisis matemático complejo

Las variables que se observan en la figura A 1 son

- a a_z Vector unidad a lo largo de $z = (n_x^T, n_y^T, n^T)$
- b v Vector unidad a lo largo de $t = (v_x, v_y, v)$
- c a_ξ Vector unidad a lo largo de la línea $0\xi = (n_x^\xi, n_y^\xi, n^\xi)$
- d ϕ Ángulo entre a_ξ y v

- e. I y D Inclinación y declinación magnética respectivamente.
- f. 0δ Línea en el plano $(x - y)$, que pasa por el origen 0 y forma un ángulo D con el eje x .
- g. 0ξ Línea perfil en el plano $(x - y)$ que hace un ángulo P con el eje x .
- h. T Proyección de T en el plano $(\xi - z)$. Es la componente del vector intensidad de campo magnético total en el plano.

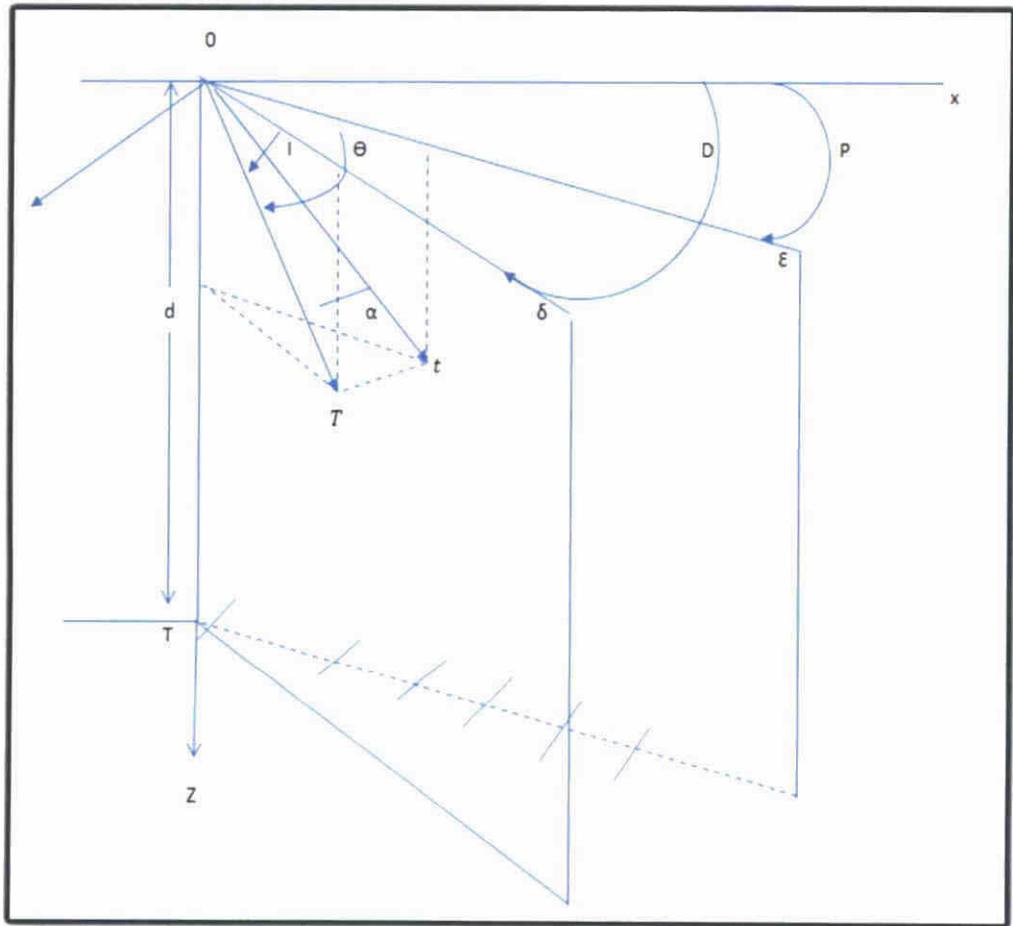


Figura A.1. Geometría para una distribución de fuente lineal magnética. T representa el vector de campo magnético total, y t es su proyección en el plano $(z - \xi)$. Adaptado de (Treitel, et al. 1971).

De la figura A.1 se demuestra que

$$t = T \cos \alpha \quad (\text{A.1})$$

α es el ángulo entre T y t . Puede ser expresado en términos de los ángulos conocidos D , I y P (Treitel et al.1971).

$$\cos \alpha = [\cos^2 I \cos^2 (D - P) + \sin^2 I]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.2})$$

Los vectores unitarios son descritos en términos de sus correspondientes cosenos directores

$$n_x^T = \cos I \cos D \quad v_x = \cos \phi \cos P$$

$$n_y^T = \cos I \sin D \quad v_y = \cos \phi \sin P$$

$$n_z^T = \sin I \quad v_z = \sin \phi$$

$$\cos \alpha = \mathbf{a}_T \cdot \mathbf{v} = n_x^T v_x + n_y^T v_y + n_z^T v_z \quad (\text{A.6})$$

$$\cos \alpha = \cos I \cos (D - P) + \sin I \sin \phi \quad (\text{A.7})$$

$$\cos \phi = \frac{t_x}{t} \quad \sin \phi = \frac{t_z}{t} \quad t = \sqrt{t_x^2 + t_z^2} \quad (\text{A.8})$$

- a. t_x Componente de t a lo largo del eje 0ξ
- b. t_z Componente de t a lo largo del eje $0z$
- c. T_x Componente de T a lo largo del eje 0ξ
- d. T_z Componente de T a lo largo del eje $0z$

$$T_{\xi} \equiv t_{\xi} \quad T_z \equiv t \quad (\text{A } 9)$$

$$T = T \sin l = t \quad (\text{A } 10)$$

$$T_{\xi} = T \cos \theta = t_{\xi} \quad (\text{A } 11)$$

$$\cos \theta = a_T \quad a_{\xi} = n_x^T n_x^{\xi} + n_y^T n_y^{\xi} + n_z^T n_z^{\xi} \quad (\text{A } 12)$$

$$n_x^{\xi} = \cos P \quad n_y^{\xi} = \sin P \quad n_z^{\xi} = 0 \quad (\text{A } 13)$$

Las ecuaciones pueden ser combinadas para producir expresiones para $\sin \phi$ y $\cos \phi$ Estas son sustituidas de modo que

$$\cos \theta = \cos l \cos(D - P) \quad (\text{A } 14)$$

$$\cos \alpha = [\cos^2 l \cos^2(D - P) + \sin^2 l]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A } 15)$$

$\psi(\xi, z)$ es el potencial escalar magnético para la distribución de fuente lineal $m(\xi)$, v el vector unidad a lo largo de t , y s la distancia medida a lo largo de este vector En base a estos criterios se considera (Tretel et al 1971)

$$t = -\frac{\partial}{\partial s} \psi(\xi, z) \quad (\text{A } 16)$$

$\frac{\partial}{\partial s}$ es la derivada direccional a lo largo de t

$$\frac{\partial}{\partial s} = v \nabla_{\xi} = v \left(a_{\xi} \frac{\partial}{\partial \xi} + a_z \frac{\partial}{\partial z} \right) \quad (\text{A } 17)$$

a_ξ y a_z representan vectores unitarios a lo largo de los ejes ξ y z respectivamente y ∇_ξ es el gradiente en el plano. El plano $(z - \xi)$ se redibujó para una mejor visualización en la figura A 2

A través de un procedimiento matemático complejo que involucra integrales de convolución, tablas de integrales de Erdelyi (Erdelyi et al 1954) y Transformadas de Fourier se obtuvo la expresión (A 17) (Tretel et al 1971)

$$S_T(k) = \left(\frac{2\pi A}{\cos \alpha} \right)^2 \exp(-2|k|d) \quad (\text{A } 18)$$

$S_T(k)$ es el espectro de potencia de $T(\xi)$. La función $T(\xi)$ es la magnitud del vector de intensidad magnética total T a lo largo del perfil 0ξ . La profundidad d forma parte de la expresión del espectro de potencia solamente en el término exponencial y es independiente de los ángulos D , I y P . Tomando el logaritmo natural de ambos lados de (A 17) se obtiene

$$\ln S_T(k) = 2 \ln \left(\frac{2\pi A}{\cos \alpha} \right)^2 - 2|k|d \quad (\text{A } 19)$$

Un gráfico de $\ln S_k(k)$ vs k es una línea recta con pendiente igual a $-2d$. Debido a que la profundidad no es una función del intercepto $2\pi A / \cos \alpha$ se puede omitir este factor de (A 18) y escribirse

$$S(k) = \exp(-2|k|d) \quad (\text{A } 20)$$

$S(k)$ representa el espectro de poder normalizado a $k=0$. Se obtiene entonces la expresión:

$$\ln S(k) = -2kd \quad (\text{A.21})$$

Esta expresión representa una línea recta de pendiente $-2d$ que pasa por el origen de la gráfica $\ln S_k(k)$ vs k (Treitel et al. 1971).

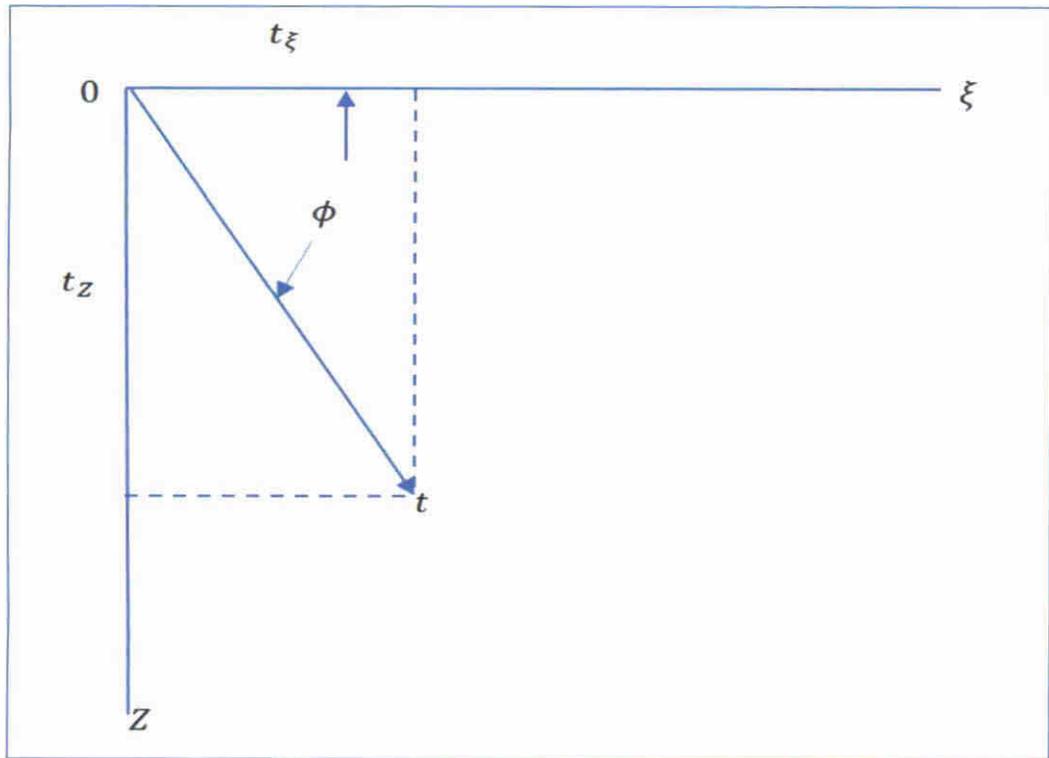
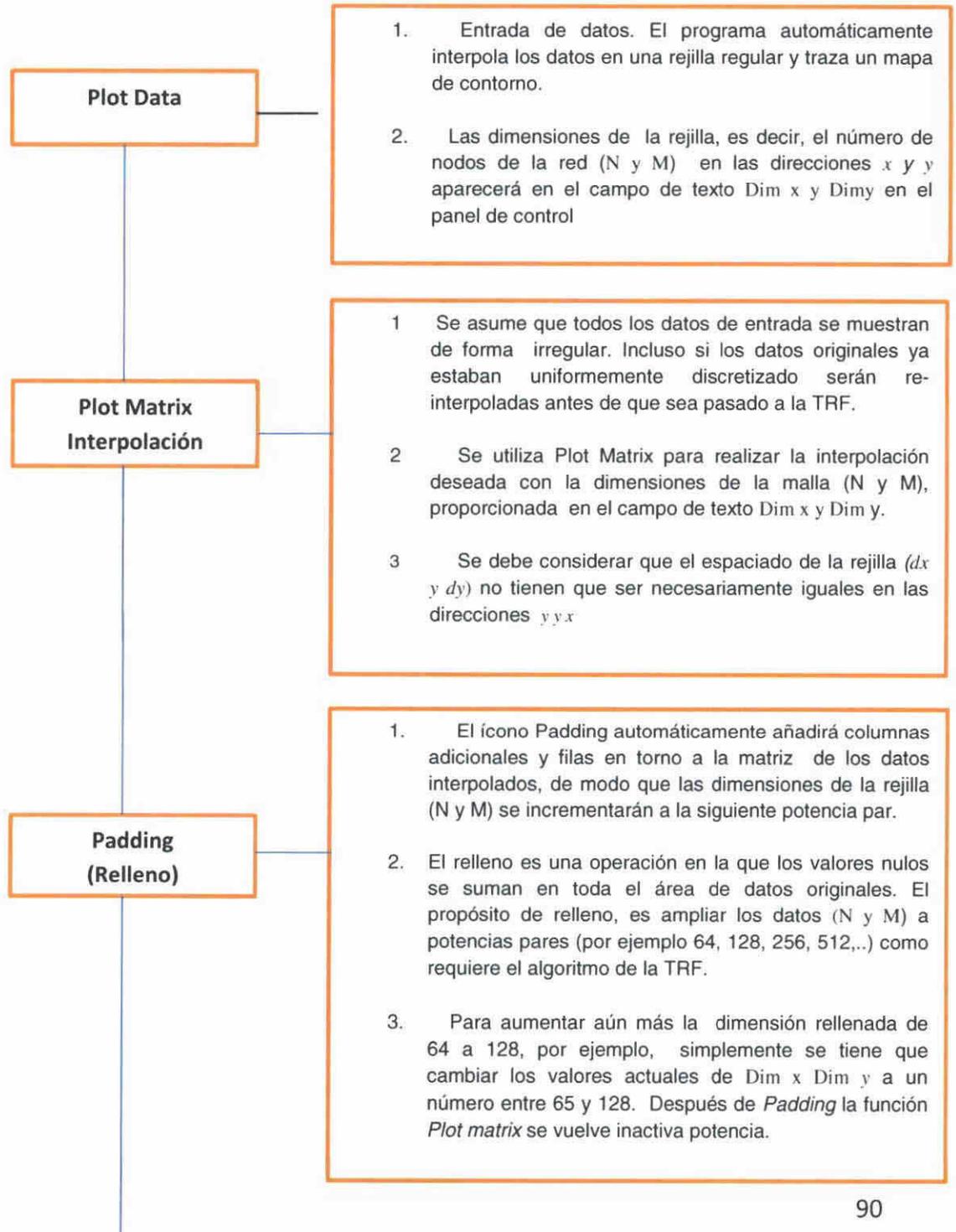
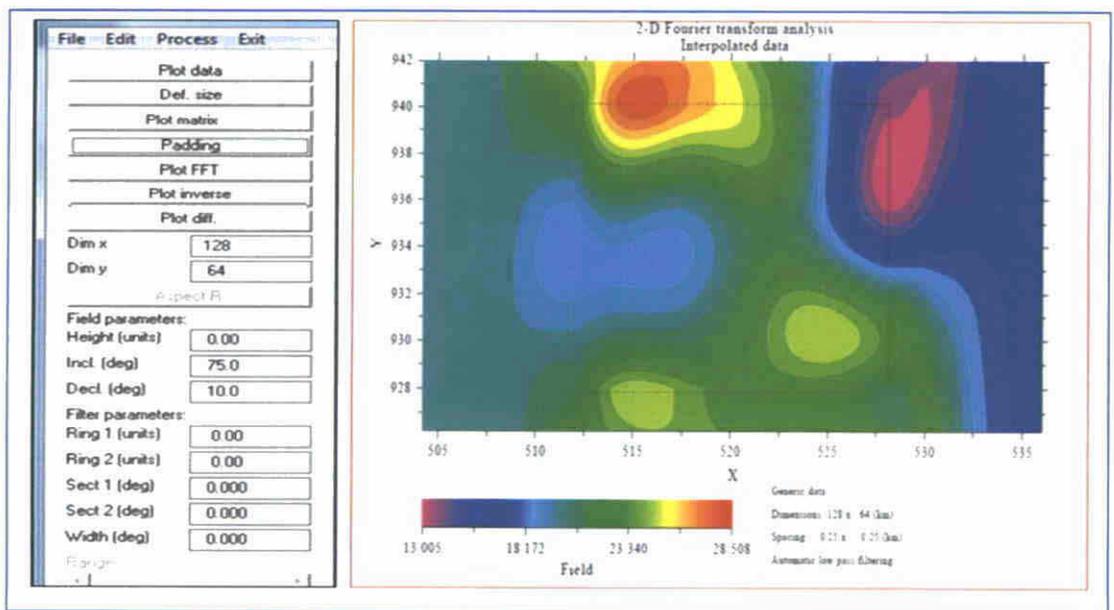
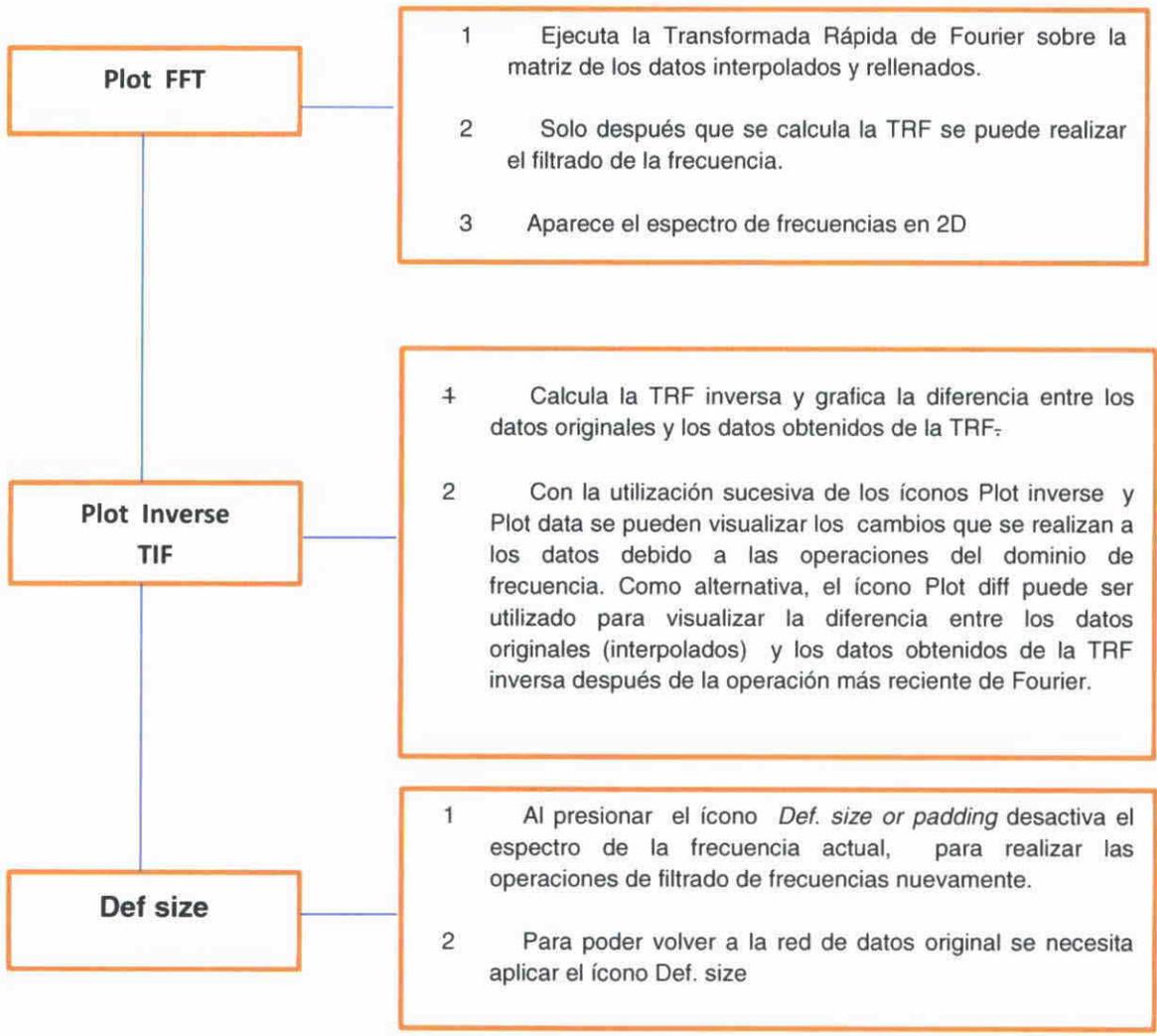


Figura A.2. Componente t del vector campo de intensidad magnética total T en el plano $(z - \xi)$. Adaptado de (Treitel et al. 1971).

Apéndice B

B.1. Diagrama que muestra los pasos del Programa Fourpot





Bibliografía

- Adamek S Frohlich C Pennington W 1988** Seismicity of the Caribbean Nazca Boundary Constraints on Microplate Tectonics of the Panama Region *Journal of Geophysical Research* 93 (B3) 2053 2075
- Anderson L C 2001** Temporal and geographic size trends in Neogene Corbulidae (Bivalvia) of tropical America using environmental sensitivity to decipher causes of morphologic trends *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 166(1) 101 120
- Battaglia M Gottsmann J Carbone D Fernández J 2008** 4D volcano Gravimetry *Geophysics* 73 (6) 3 18
- Bhattacharya B K 1966** Continuous spectrum of total magnetic field due to a rectangular body *Geophysics* 31 97 121
- Blakely R J 1996** *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* Cambridge University Press 441 pp
- Bose P K Segunpta B J 1984** Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures *Geophysics* 40 993 1013
- Bose P K Sengupta B J 1984** Spectral analyses of offshore magnetic data for computing depths to the basement rocks *Marine Geophysical Researches* 6 245 256
- Bowin C O 1976** The Caribbean Gravity Field and Plate Tectonics *Geological Society of America Special Paper* 169 V 79
- Bracewell R 2000** *The Fourier Transform and its Application* Third edition McGraw Hill 636 págs
- Bush M B Piperno D R Collinvaux P A. De Oliveira P E Krissek L A. Miller M C Rowe W E 1992** A 14 300 Yr Paleocological Profile of a Lowland Tropical Lake in Panama *Ecological Monographs* 62(2) 251 275
- Camacho A. E 2003** Sismotectónica del extremo Norte de la Zona de Fractura de Panamá *Tecnociencia* 5 (2) 139 151
- Camacho A. E 2005** Los Terremotos en el Istmo de Panamá *Laboratono de Geofisica e Hidrogeología Universidad de Panamá* 10 págs

- Camacho A E 2009** Sismicidad de las tierras altas Chirquí *Tecnociencia* 11(1) 1-12
- Camacho A. E Lindholm C Dahle A. Bungum H 1997** Seismic hazard assessment in Panama *Engineering Geology* 48 1-6
- Camacho A. E Viquez V 1993** Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt *Revista Geológica de América Central* 15 49-64
- Case J E 1974** Oceanic Crust Forms Basement of Eastern Panamá *Geological Society of America Bulletin* 85 645-652
- Case J E Duran S L López R Alfonso R Moore W R 1971** Tectonic Investigation in Western Colombia and Eastern Panama *Geological Society of America Bulletin* 82 (10) 2685-2712
- Case J E Holcombe T L 1980** Geologic Tectonic Map of the Caribbean Region U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigation series Map I 1100 2 hojas escala 1:2500000
- Castillo R M 1982** Método de interpretación cualitativa de mapas gravimétricos y su aplicación en la zona sur de petróleo mexicanos *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* 34(1) 47-69
- Coates A 1999** "The Forging of Central America" In *Central America: A natural and cultural history* New Haven and London Yale University Press 1-39
- Coates A. G 1997** *Central America: A Natural and Cultural History* Yale University Press
- Coates A.G Jackson J.B Collins L.S Cronin T.M Dowsett H.J Bybell L.M Jung P Obando J.A. 1992** Closure of the Isthmus of Panama: The Near Shore Marine Record of Costa Rica and Western Panama *Geological Society of America Bulletin* 104 814-828
- Coates A Jorge J 1996** The geologic evolution of the Central American Isthmus. In *Evolution and environment in tropical America* editado por Jeremy Jackson Ann Budd Anthony Coates University of Chicago press Chicago 21-56
- Coates A. G Obando J. A. 1996** The geologic evolution of the Central American Isthmus. *Evolution and environment in tropical America* 21-56

- Collins L S Coates A G Bergreen W A Aubry M P Zangh J 1996 The Late Miocene Panama Isthmus Strait Geology 24 (8) 687 690**
- Cooley J W Tukey J W 1965 An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series Mathematics of Computation 19 297 301**
- Corral I Grier A Gómez Gras D Corbella M Cardellach E 2010 Geochemical evolution of the Panamanian Cretaceous Paleogene volcanic arc Insights from the Azuero Peninsula SW Panamá Geogaceta 49 4 págs**
- Cortés J Medina F A Chaves J A. 2007 Del análisis de Fourier a las Wavelets Scientia et Technica Universidad Tecnológica de Pereira 34 151 156 ISSN 01 22 1701**
- Cowan H A Machette M N Haller K Dart R 1998 Map and database of Quaternary faults and folds in Panama and its offshore Regions International Lithosphere Program Task Group II 2 Major Active Faults of the World U S Geological Survey Open File 98 779**
- Croce F A Klingere F L Giménez M E Martínez P Ruiz F 2009 Estimación de profundidades del Complejo Plutónico Navarrete mediante procesamiento gravimétrico Geoacta 34 25 38**
- de Boer J Z Defant M J Stewart R H Bellon H 1991 Evidence for active subduction below Western Panama Geology 19 649-652**
- de Boer J Z Defant M J Stewart R H Restrepo J F Clark L F Ramírez A. H 1988 Quaternary calc alkaline volcanism in western Panama Regional variation and implication for the plate tectonic framework Journal of South American Earth Sciences 4 (3) 275 293**
- Defant M J Richerson P H de Boer J Z Stewart R H Maury R C Bellon H Drummond M S Feigenson M Jackson T E 1991 Dacite Genesis via both Slab Melting and Differentiation Petrogenesis of La Yeguada Volcanic Complex Panamá Journal of Petrology 32 (6) 1001 1142**
- Defant M J Jackson T E Drummond M S de Boer J Z. Bellon H Feigenson M D Maury R C Stewart R H 1992 The Geochemistry of Young Volcanism throughout Western Panama and Southeastern Costa Rica An Overview Journal of the Geological Society London 149 569 579**

- Denyer P Baumgartner P O Gazel E 2006** Characterization and Tectonics implications of Mesozoic Cenozoic Assemblages of Costa Rica and Western Panamá *Geologica Acta* 4 (1) 219 23
- Diaz R 1983** Aplicación de filtros direccionales a anomalías gravitacionales *Instituto Mexicano del Petróleo* 15(2) 34-43
- Dimitriadis K Tselentis G A. Thanassoulas K 1987** A basic program for 2 D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation *Computer and Geosciences* 13(5) 549 560
- Dobrin M B C H Savit. 1988** Introduction to Geophysical Prospecting Fourth Edition New York McGraw Hill 867 pp
- Duque Caro H 1990** Neogene stratigraphy paleoceanography and paleobiogeography in northwest South America and the evolution of Panama Seaway *Paleogeography Palaeoclimatology Paleoecology* 7 (3 4) 203 234
- Duque C Calvache M L Pedrera A. Martín Rosales W López Chicano M 2008** Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine manne intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain) *Journal of Hydrology* 349 536 547
- Dzurisin D 2003** A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruptive cycle *Reviews of Geophysics* 41 1009 doi: 10.1029/2003RG000134
- Empresa de transmisión Eléctrica S A. (ETESA) 1999** Mapa Hidrogeológico de Panamá Escala 1 1 000 000 Texto explicativo
- Erdelyi A. Magnus W Oberhettinger F Tricomi F G 1954** Tables of integral transforms McGraw Hill Book Co Inc New York Vol 1
- Estrada L A. 2009** Procesamiento de datos geofísicos traducción de Looking into the earth An introduction to geological geophysics – capítulos 2 y 3 Universidad Nacional de Tucuman Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología Departamento de Geodesia y Topografía
- Ferencic A. 1970** Porphyry Copper Mineralization in Panamá *Mineralium Deposita* 5 (4) 383 389 DOI 10.1007/BF00206735

- Fisher D M Gardner T W Marshall J S Sak P B Protti M 1998** Effect of subducting sea floor roughness on forearc kinematics Panamá Pacific coast Costa Rica *Geology* 26 467-470
- Geosystem 1988** Investigaciones geofísicas en el estudio de prefactibilidad del área de El Castillo zona de Chitra Calobre Informe final
- Geosystem 1988** Chitra Calobre informe final área de El Castillo Gravimetría Magnetotelúrica
- Gómez Ortiz D Tejero López R Babín Vich R 2003** Estructura de la corteza en el centro peninsular mediante el análisis espectral de datos gravimétricos y modelización 2+1/2 D *Rev Soc Geol* 16(1 2) 3 17
- Gómez Ortiz D Tejero-López R Babín Vich R Rivas Ponce A. 2005** Crustal density structure in the Spanish Central System derived from gravity data analysis (Central Spain) *Tectonophysics* 403(1) 131 149
- Gupta V K Ramani N 1980** Some aspects of regional residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain Some aspects of regional residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain 45(9) 1412 1426
- Hahn A Kind E G Mishra D C 1976** Depth estimation of magnetic sources by means of Fourier amplitude spectra *Geophysical Prospecting* 24 287 308
- Heiskanen W A. Moritz H 1967** Physical geodesy *Bulletin Géodésique* (1946 1975) 86(1) 491-492
- Hoernle K , Van Den Bogaard P Werner R Lissinna B Hauff F Alvarado G and Garbe Schonber D 2002** Missing History (16 71 Ma) of the Galapagos Hotspot Implications for the Tectonic and Biological Evolution of the Americas *Geology* 30 (9) 795 798
- Holton G Brush S 2004** Introduction to Concepts and Theories in Physical Science Barcelona Reverté S A Second edition
- Jackson J B Budd A Coates A. G 1996** Evolution and environment in Tropical America The University of Chicago Press 1 425
- Jiménez Martínez J Candela L García Aróstegui J L Aragón R 2012** A 3D geological model of Campo de Cartagena SE Spain Hydrogeological implications *Geologica Acta* 10 (1) 49 62 DOI 10 1344/105000001703

- Keller G Zenker C E Stone S M 1989** Late Neogene history of the Pacific Caribbean gateway *Journal of South American Earth Sciences* 2(1) 73 108
- Kellog J N Vega T C 1995** Tectonic development of Panama Costa Rica and the Colombian Andes Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity In *Geological and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (ed P Mann) Geological Society of American Special Paper 295 75 90
- Kolarsky R A Mann P 1995** Structure and neotectonics of an oblique-subduction margin Southwestern Panama In *Geological and Tectonic development of The Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (ed Mann P) *Geol Soc Am Special* 295 131 157
- Knutsen K L 2013** La Yeguada Volcanic Complex in the Republic of Panama An assessment of the geologic Hazards using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ A report submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science in Geology 30 págs
- Knutsen K L Rose W I Jicha B 2013** La Yeguada Volcanic Complex in the Republic of Panama An assessment of the geological hazards using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology *Rev Geol Amér Central* 49 7 23
- Lezama L 2007** Análisis gravimétrico de la Campaña Caramba en la Zona Frontal Sur Tesis para optar por el título de Ingeniero Geofísico Departamento de Ciencias de la Tierra Universidad Simón Bolívar 102 págs
- Li X Gotze H 2001** Tutorial ellipsoid geoid gravity geodesy and geophysics *Geophysics* 66 (6) 1660 1668
- Lince Klinger F Martinez P Rapalini A E Gimenez M E López De Luchi M G Croce F A Ruiz F 2010** Modelo gravimétrico en el borde noreste del Macizo Norpatagónico *Revista Brasileira de Geofísica* 28(3) 463-472
- Lissinna B Hoernle K Hauff F Van den Bogaard P and Sadofsky S 2006** The Panamanian Island Arc and Galapagos Hotspot A Case Study for the Long Term Evolution of Arc /Hotspot Interaction *Geophysical Research Abstracts* 8 05106
- Lonsdale P 2005** Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate *Tectonophysics* 404 237– 264

- Long L Kaufmann R 2013** Adquisition and Analysis of Terrestrial Gravity Data Cambridge University Press New York First published 183 págs
- Mann P Burke K 1984** Neotectonics of the Caribbean Review of Geophysics and Space Physics 22 (4) 309 362
- Mann P Kolarsky R A. 1995** East Panama deformed belt structure age and neotectonics significance In Mann P (ed) Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America Geological Society of America Special Paper 295 111 130
- Marshall J S Fisher D M 2000** Central Costa Rica deformed belt kinematics of diffuse faulting across The Western Panama Block Tectonics 19 (3) 468 492
- Marshall J S Idleman B D Gardner T W Fisher D M 2003** Landscape evolution within a retreating volcanic arc Costa Rica Geology 31 (5) 419 422
- Martin B 2001** Modelado e inversion en 2D y 3D de anomalias gravimétricas producidas por cuerpos cuya geometria y densidad de masa se describen utilizando funciones polinómicas aplicaciones a datos gravimétricos de Canadá y México Tesis para optar al grado de Doctor Universidad Complutense de Madrid 465 págs
- Merla A. 1995** Integración estudios geocientíficos Valle de Antón y Chirra Calobre
- Mirónov V S 1977** Curso de prospección gravimétrica Primera edición Reverté 525 págs
- Mishra D C Naidu P S 1974** Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields Geophysical Prospecting 22 345 353
- Molnar P Sykes L R 1969** Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from Focal Mechanism and Seismicity Geological Society of America Bulletin 80 1639 1684
- Montero W 2001** Neotectónica de la Región Central de Costa Rica Frontera Oeste de la Microplaca de Panamá Revista Geológica de América Central 24 29 56

- Morell K D Fisher D M Gardner T W 2008** Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone southern Central America Earth and Planetary Science Letters 265 82-95
- Morell K D Fisher D M Gardner T W La Femina P Davidson D Teletzke A. 2011** Quaternary outer fore arc deformation and uplift inboard of the Panama Triple Junction Bunca Peninsula Journal of Geophysical Research 116 B05402 doi 10.1029/2010JB007979
- Moreno R 1982** Método de interpretación cualitativa de mapas gravimétricos y su aplicación en la zona sur de petróleos mexicanos 34 (1) 47-69
- Ndougsa Mbarga T Manguelle Dicoum E Campos Enríquez J Yene Q 2007** Gravity anomalies sub surface structure and oil and gas migration in the Mamfe Cameroon Nigeria sedimentary basin Geofísica Internacional 46(2) 129-139
- Negi J G Agrawal P K Rao K N 1983** Three dimensional model of the Koyna area of Maharashtra State(India) based on the spectral analysis of aeromagnetic data Geophysics 48 964-974
- Nguimbous Kouoh J J Ndougsa Mbarga T Njandjock Nouck P Eyike Eyike A Campos Enríquez J O Manguelle Dicoum E 2010** The structure of the Goufey Tourba sedimentary basin (Chad Cameroon) gravity study Geofísica Internacional 49 (4) 181-193
- Okaya D A. Ben Avraham Z 1987** Structure of the continental margin of southwestern Panamá Geological Society of American Bulletin 99 792-802
- Parasnis D S 1997** Principles of Applied Geophysics Fifth edition Chapman and Hall London England 429 Págs
- Piperno D R Jones J G 2003** Paleoecological and archaeological implications of a late Pleistocene/Early Holocene record of vegetation and climate from the Pacific coastal plain of Panama Quaternary Research 59 79-87
- Piperno D R Bush M B Colinvaux P A. 1991** Paleoecological Perspectives on Human Adaptation in Central Panama II The Holocene Geoarchaeology An International Journal 6 (3) 227-250

- Pirttijarvi M 2009** Fourpot Founer Transform based processing of 2D potential field data Version 1 1 User's guide Geophysics 1 34
- Porta J 2003** La formación del istmo de Panamá su incidencia en Colombia Rev Acad Colomb Cienc 27(103) 191 216 ISSN 0370 3908
- Pratt T L Holmes M Schweig E S Gomborg J Cowan H A. 2003** High resolution seismic imaging of faults beneath Limón Bay Northern Panama Canal Republic of Panama Tectonophysics 368 211 227 DOI 10 1016/S0040 1951(03)00159 8
- Rapolla A. Fedi M Fiume G 1989** Crustal structure of the Ischia Phlegrean geothermal fields near Naples Italy from gravity and aeromagnetic data Geophysical Journal 97 409-419
- Rey Moral C Gómez Ortiz D Tejero López 2003** Geometria del Moho en el Centro Peninsular obtenida a partir de datos gravimétricos Boletín Geológico y Minero 114(1) 41 56
- Richerson P M 1990** Petrogenesis of La Yeguada Volcanic Complex Western Panama Via Both Differentiation and Slab Melting Thesis M Sc University of South Florida 133 págs
- Salem A. Furuya S Aboud E Elawadi E Jotaki H Ushijima K 2005** Subsurface Structural Mapping Using Gravity Data of Hohi Geothermal Area Central Kyushu Japan Proceeding World Geothermal Congress Antalya Turkey 24-29
- Salgado M E Yuz J I Rojas R A 2012** Análisis de sistemas lineales Departamento de Electrónica Universidad Tecnica Federico Santamaría Valparaíso Chile Primera Edición
- Sánchez N Gómez D Bergamin J Tejero J 1998** Aplicación del análisis espectral para la separación regional residual de anomalía gravimétricas y aeromagnéticas en el SO del Macizo Ibérico Geogaceta (23) 131 134
- Sears F Zemansky M Young H Freedman R 1996** Física Universitaria Vol 1 Décimosegunda edición 734 págs
- Serway R Jewett J 2008** Física para ciencias e ingeniería Séptima edición Cengage Learning Editores Vol 1 723 págs
- Sevilla M J 1999** Introducción histórica a la Geodesia Madrid Instituto de Astronomía y Geodesia Publicación 193 58 págs

- Silver E A. Reed D L Tagudin J E Heil D J 1990** Implications of the North and South Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline *Tectonics* 9 261-281
- Simkin T Siebert L 1994** *Volcanoes of the World A regional directory gazetteer and chronology of volcanism during the Last 10 000 Years* Geoscience Press Second edition 368 pp
- Spector A. Grant F 1970** Statical models for interpreting aeromagnetic data *Geophysycs* 35(2) 293-302
- Stehli F G Webb S D 1985** *The great American biotic interchange* New York Plenum Press 357-386
- Suárez V 2010** *Análisis de Founer México* Instituto Politécnico Nacional QA403 5 -- S961 1998 eb 114 págs
- Telford W M Geldartt L Sherft R E 1990** *Applied Geophysics Second Edition* Cambdrg University Press New York
- Tomascak P B Ryan J G Defant M J 2000** Lithium Isotope evidence for light element decoupling in the Panama Subarc mantle *Geology* 28 (6) 507-510
- Trettel S Clement W G Kaul R K 1971** The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 24 415-428
- Trenkamp R Kellog J Freymueller J Mora H 2002** Wide plate margin deformation Southern Central America and Northwestern South America CASA GPS observations *Journal of South American Earth Science* 15 157-171
- Tselentis G Drakopoulos J Dimitriadis K 1988** A spectral approach to moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece) *Journal of Physics of The Earth* 36 255-266
- Van Andel T J Heath G R Malfait B T Heinrichs D F Ewing J I 1971** *Tectonics of the Panamá Basin Eastern Equatorial Pacific* Geological Society of America Bulletin 82 1489-1508
- Vasíček J M Frey H V Thomas H H 1988** *Satellite Magnetic Anomalies and the Middle America Trench* *Tectonophysics* 154 19-24

- Vergara Muñoz A. 1988** Tectonic Patterns of the Panama Block deduced from Seismicity Gravitational data and Earthquake Mechanisms implications to the Seismic Hazard Tectonophysics 154 253 267
- Vergara Muñoz A. 1989** Assessment of earthquake hazard in Panama based on seismotectonic regionalization Natural Hazards 2 (2) 115 31 DOI 10 1007 /BF00141386
- Vergara Muñoz A 1990** Some aspects of the seismic hazard in Panama City Natural Hazards 3 (3) 233 248 DOI 10 1007/BF00124579
- Wadge G Burke K 1983** Neogene Caribbean plate rotation and associated Central America Tectonic Evolution Tectonics 2 633 643
- Whattam S A. Montes C McFadden R R Cardona A Ramirez D Valencia V 2011** Age and origin of earliest adakitic like magmatism in Panama Implications for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system Lithos 142 143 226 244
- Yousefi H Ehara S Noorollahi Y 2007** Geothermal potential site selection using Gis In Iran Thirty Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University 9 pp
- Zambrano V 2007** Análisis gravimétrico de la campana Caramba en la zona Amont Sartenejas Tesis por el título de Ingeniero geofísico Universidad Simón Bolívar 90 págs
- Zanga Amougou A Ndougsa Mbarga T Meying A Layu D Y Bikoro Bi Alou M Manguelle Dicoum E 2013** 2 5 D Modeling of Crustal Structures along the Eastern Caeroon and Western Central African Republic derived from Finite Element and Spectral Analysis Methods Geophysica 49(1 2) 75 97
- Zarrouk S Moon H 2013** Efficiency of geothermal power plants A worldwide review Geothermics 51 142 153