

03060

2

299



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INTERPRETACION DE LA ESTRUCTURA CORTICAL DE LOS  
ANDES COLOMBIANOS A PARTIR DE LAS REDES  
MAGNÉTICA Y GRAVIMÉTRICA**

**TESIS**

**que para obtener el grado de Maestro en Ciencias  
(Exploración)**

**presenta**

**WILSON QUINTERO CAMACHO**

**1998**

260994



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

A

*CONSUELO*

Por realizar mis sueños

A

*DIANA CONSUELO*

Por darle un sentido a mi vida.

A

*DIEGO CAMILO*

Por hacer parte de mi familia.

A

*MIS PADRES Y HERMANOS*

Por creer en mi, por apoyarme y  
porque los amo.

## AGRADECIMIENTOS

De manera especial, le doy mis agradecimientos al Dr. Rene Chávez Segura por su asesoría en el desarrollo de esta tesis, al igual que por todos los conocimientos que me aportó para el entendimiento de los Campos potenciales.

A los Drs., Valdimir Kostoglodov, Juan Manuel Espinosa, William Bandy y Jaime Urrutía Fueneguchi; por sus sugerencias y revisiones, al hacer parte del jurado examinador.

Al Dr. Jorge Arturo Arzate Flórez, por guiarme y soportarme durante el transcurso de la maestría. Su paciencia y colaboración incondicional me dieron el soporte para culminar con éxito esta empresa académica.

Al Instituto Geográfico "Agustín Codazzi" de Colombia por proporcionar la información, que soporta el desarrollo de esta investigación. E igualmente, por brindar soporte económico durante mi estancia en ciudad de México.

Al Instituto Panamericano de Geografía e Historia, por el soporte económico y por el respaldo brindado como becario en todo momento.

Al grupo de Geomagnétismo del Instituto de Geofísica, por el apoyo brindado desde mi llegada al Instituto de Geofísica. Especialmente a Gerardo Cifuentes Nava por su amistad y ayuda académica proporcionada, también a Estéban Hernández por su amistad y valiosos comentarios que enriquecieron el contenido de este trabajo.

Hago extensivo mis agradecimientos a todos mis profesores y compañeros del posgrado.

## TABLA DE CONTENIDOS

	Págs.
RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
1 ANOMALIAS MAGNÉTICAS	4
1.1 RESUMEN	4
1.2 INTRODUCCIÓN	4
1.3 EL CAMPO MAGNÉTICO: GEOMETRÍA Y VARIACIONES	5
1.4 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS MAGNÉTICOS	6
1.4.1 Red de Estaciones Magnéticas	6
1.4.2 Procesamiento de información	8
1.4.3 Productos de la Información magnética	14
1.4.3.1 Cartas Magnéticas	14
1.4.3.2 Anomalías Magnéticas corticales	18
1.5 DISCUSIÓN	20
2 ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS	25
2.1 RESUMEN	25
2.2 INTRODUCCIÓN	25
2.3 MARCO GEOLOGICO-TECTÓNICO DE LA REGIÓN DE LOS ANDES COLOMBIANOS	26
2.4 DATOS GRAVIMÉTRICOS Y PROCESAMIENTO	30

	Págs.	
2.5	FILTRADO	34
2.6	INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA	34
2.7	INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES	37
3	ISOSTASIA EN LOS ANDES COLOMBIANOS	47
3.1	RESUMEN	47
3.2	INTRODUCCIÓN	47
3.3	DATOS GRAVIMÉTRICOS Y ALTIMÉTRICOS	51
3.4	ANÁLISIS ISOSTÁTICO TRIDIMENSIONAL	51
3.5	ANÁLISIS ISOSTÁTICO BIDIMENSIONAL	56
3.6	MODELOS DE PLACA BIDIMENSIONAL CONTINUA	59
3.7	INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES	60
	CONCLUSIONES	76
	BIBLIOGRAFÍA	79
	APÉNDICES	85

## LISTA DE FIGURAS

Págs

### CAPITULO 1

1.1	Red de Estaciones magnéticas de la República de Colombia.	7
1.2	Interpolación correcta que refleja la variación secular	9
1.3	Interpolación incorrecta para la variación secular	9
1.4	Interpolación incorrecta para la variación secular	9
1.5	Distribución espacial de las estaciones con observaciones de D,H y F	10
1.6	Interpolación espacial para la señal completa de la componente D	11
1.7	Interpolación espacial para la señal completa de la componente H	12
1.8	Interpolación espacial para la señal completa de la componente H	13
1.9	Comparación de la componente D con el IGRF-95	15
1.10	Comparación de la componente H con el IGRF-95	16
1.11	Comparación de la componente F con el IGRF-95	17
1.12	Anomalías Magnéticas corticales	19
1.13	Espectro de Potencia de Fourier de las anomalías magnéticas	20
1.14	Mapa de reducción al polo de las anomalías magnéticas corticales	21
1.15	Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo comparado con principales fallas geológicas de Colombia	22
1.16	Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo comparado con la forma de los Andes y los principales rasgos orogénicos de Colombia	23

**CAPITULO 2**

2.1	Mapa de la estructura tectónica de Colombia y sus principales fallas	27
2.2	Mapa de alturas y principales rasgos topográficos	29
2.3	Mapa con puntos de observación gravimétrica y perfiles a procesar por modelado directo	31
2.4	Mapa de Anomalía de Bouguer Total	32
2.5	Espectro de potencia de Fourier promedio de los datos gravimétricos	33
2.6	Mapa de Anomalía de Bouguer Total Regional	35
2.7	Mapa de la Anomalía de Bouguer Total Residual	36
2.8	Mapa del Moho	38
2.9	Mapa de la interface corteza superior e inferior	39
2.10	Modelado directo bidimensional de perfiles	42

**CAPITULO 3**

3.1	Información gravimétrica y de altura de perfiles para estudio isostático	52
3.2	Función respuesta isostática desde el punto de vista tridimensional	55
3.3	Mapa de forma de los Andes con los perfiles a procesar	57
3.4	Función respuesta isostática desde el punto de vista bidimensional	58
3.5	Modelado de placa continua bidimensional para los modelos de Airy y Regional	61

## LISTA DE APÉNDICES

	Págs.
APÉNDICE I : CARTAS MAGNÉTICAS PARA LA REPÚBLICA DE COLOMBIA ÉPOCA 1955.0	85
APÉNDICE II: METODOLOGÍA PARA DESARROLLAR INVERSIÓN TRIDIMENSIONAL	91
APÉNDICE III: DESCRIPCIÓN DE LA ECUACIÓN DIFERENCIAL DE CUARTO ORDEN QUE GOBIERNA EL COMPORTAMIENTO DE UNA PLACA BIDIMENSIONAL CONTINUA.	94
APÉNDICE IV: ESTIMACIÓN DE PENDIENTES EN EL ESPECTRO DE FOURIER	98
APÉNDICE V: FORMULAS PARA CALCULAR EL COMPORTAMIENTO GRAVIMÉTRICO TEÓRICO PARA DIFERENTES MODELOS DE COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA ESTIMACIÓN DE PENDIENTES EN EL ESPECTRO DE FOURIER	99

## RESUMEN

A partir del análisis de datos de estaciones de las redes magnética y gravimétrica se obtiene un modelo tridimensional de la estructura cortical de los Andes Colombianos. Con la red de estaciones magnéticas se elaboran cartas magnéticas a la época 1995.0 para las componentes D, H, y F del campo magnético que muestran una alta correlación con el modelo IGRF-1995 para Colombia. De la interpretación cualitativa de las anomalías magnéticas corticales resultantes para la componente magnética intensidad total (F), se infiere que reflejan el basamento cristalino de la región. Con la anomalía de Bouguer total de la red gravimétrica se realiza una inversión tridimensional y modelado directo bidimensional para encontrar la geometría de la topografía de las interfaces Moho y corteza superior e inferior. De la correlación de dichos modelos con los sismos históricos ocurridos en el territorio Colombiano, en el último siglo, se infiere que la interface manto corteza se ubica a una profundidad media de 32 km. Aplicando el principio de Dorman y Lewis, se determina que el tipo de soporte isostático corresponde al modelo de Airy y a partir del modelado del comportamiento de una placa elástica, mediante el método de diferencias finitas, se confirma y se define mejor el modelo isostático encontrado. La interpretación estructural del Moho y la interface corteza superior e inferior, para los Andes Colombianos, resultante de la inversión tridimensional, el modelado directo y el estudio de isostasia, corresponde a tres cordilleras; la Occidental y Central soportadas por una placa elástica de 10 kms de espesor, la primera con profundidades de compensación entre 18 y 32 km, y la segunda entre 32 y 54 kms. La cordillera Oriental no presenta soporte elástico y su profundidad de compensación es similar a la cordillera Central.

## INTRODUCCION

Los Andes Colombianos son una cadena montañosa con alta actividad sísmica, demarcada por la confluencia de tres placas tectónicas, la placa Nazca, la placa Caribe y la placa Suramericana [Echeverry y Escallón, 1996] y es la continuación orogénica y estructural de los Andes Centrales (sistema montañoso Andino en Perú y Chile). Estos, según Watts et al. [1995] presentan un mecanismo isostático de acuerdo al modelo de Airy; cambiando hacia Bolivia, por un mecanismo regional que ajusta bien a los datos gravimétricos, con un espesor elástico superior a los 50 km. En el modelo tectónico más reciente [Pennington, 1981], considera al Bloque Andino Colombiano como una nueva microplaca compuesta por tres cordilleras y dos valles; de W a E son: la cordillera Occidental, el valle del Cauca-Patía, la cordillera Central, el valle del Magdalena y la cordillera Oriental (Figuras 2.1 y 2.2). El modelo de corteza para esta región se infiere a partir de la integración de diversos tipos de información. Este estudio es de los primeros trabajos elaborados en Colombia de esta naturaleza. Recientemente, Kellogg (1985,1995), elabora un modelo bi-dimensional de corteza para algunos perfiles. Sin embargo, no se obtiene una representación tridimensional de la topografía de las discontinuidades del Moho y de la interface intracorteza.

Considerando lo anterior, se planteó como objetivo principal de la tesis obtener un modelo tridimensional de la estructura cortical de los Andes Colombianos a partir del análisis de datos de las estaciones de las redes gravimétricas y magnéticas de la República de Colombia. Para esto, particularmente se plantearon los siguientes objetivos:

1. Elaboración de las cartas magnéticas de las componentes D (declinación), H (componente horizontal), F (intensidad total), del campo geomagnético principal para la época 1995.0
2. Obtención de la anomalía magnética cortical de la región de los Andes Colombianos. Transformación del mapa de anomalías magnéticas aplicando el proceso de reducción al polo.
3. Modelado tridimensional de la anomalía de Bouguer regional y residual, aplicando un proceso iterativo de inversión no lineal en el dominio de las frecuencias.
4. Determinar el tipo de compensación isostática a partir del análisis unidimensional y bidimensional de la función respuesta isostática que resulta de la relación entre las transformadas de Fourier de la anomalía de Bouguer y la topografía.

5. Modelado isostático bidimensional de perfiles gravimétricos, considerando modelos de compensación isostática local y regional. Para el modelo de compensación regional se asume que la forma de la interface manto corteza es controlada por la deflexión de una placa delgada elástica.

La tesis esta estructura de forma que presenta sucesivamente los desarrollos necesarios para alcanzar los objetivos propuestos.

El marco tectónico y geológico de la región de los Andes Colombianos, se resume en la primera parte del capítulo II, con el propósito de comprender y entender la importancia de la zona de estudio.

En el capítulo I se describe la metodología que se empleó en el procesamiento y reducción de datos para elaborar las cartas magnéticas y el cálculo de la anomalía magnética cortical. El análisis cualitativo de las anomalías magnéticas reducidas al polo, se realiza mediante la correlación con los rasgos geológicos y tectónicos

En el segundo capítulo se obtiene un modelo tridimensional de la estructura cortical de los Andes Colombianos a partir del análisis de la anomalía de Bouguer Total regional y residual, obtenida aplicando el método de factorización espectral (SFM) de Spector y Grant [1970]. A cada anomalía se le aplica un método de inversión tridimensional; que incorpora un algoritmo desarrollado por Parker [1973] para calcular el efecto gravimétrico de una placa de densidad constante en el dominio del número de onda. Los modelos resultantes se validan a través de una correlación con los sismos históricos ocurridos en la región.

En el capítulo III se determinan rasgos preliminares isostáticos para definir el tipo de compensación isostática presente en los Andes Colombianos. Inicialmente, se obtiene la función respuesta isostática, que se calcula por dos diferentes metodologías; una tridimensional y otra bidimensional. Finalmente, se calcula el efecto gravimétrico de una placa elástica continua bidimensional a través de la implementación de la solución de la ecuación diferencial de cuarto orden que gobierna el comportamiento de esta clase de modelos.

## **1. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS**

### **1.1 RESUMEN**

A partir de la red de estaciones magnéticas se elaboran las Cartas Magnéticas de la República de Colombia Época 1995.0 para las componentes D, H y F del Campo Geomagnético Principal y su variación secular. Al comparar estas cartas con el modelo IGRF se encontraron diferencias promedio para la Intensidad Total de 0.2 % (66 nT), para la Componente Horizontal 0.3 % (84 nT) y para la Declinación 4.5 % (10.8'), que corresponden a anomalías producidas por fuentes en la litosfera. También se analiza la anomalía magnética en relación a la estructura cortical de los Andes Colombianos. Se lleva a cabo una separación regional - residual para encontrar las anomalías magnéticas corticales y se hace una interpretación cualitativa de ellas.

### **1.2 INTRODUCCIÓN.**

Las cartas magnéticas de las componentes del campo geomagnético principal son un elemento importante en el campo de las Geociencias. Su aplicación es diversa, desde la simple orientación, hasta el posicionamiento de instrumentos que requieren una alta precisión. En la exploración geofísica son una herramienta importante, al cuantificar el Campo Geomagnético Principal, originado por fuentes ubicadas en el núcleo interno. Este campo, dada su naturaleza dinámica en el espacio y en el tiempo, requiere un monitoreo constante; realizado desde observaciones en superficie hasta por satélites el cual se refleja en las publicaciones periódicas de las cartas magnéticas y en los modelos matemáticos globales que se emplean para la elaboración de cartas sintéticas..

Los modelos matemáticos globales son útiles cuando no se cuenta con una red de estaciones magnéticas o no se tiene un adecuado seguimiento de la red. El IGRF (Internatoinal Geomagnetic Reference Field) es el modelo matemático más usado para la elaboración de cartas magnéticas sintéticas [Campos - Enriquez, et al., 1991]. En la República de Colombia se cuenta con un seguimiento de la red de estaciones magnéticas que junto con el modelo mundial IGRF 1995 [IAGA, 1995] se utilizan para elaborar y validar las cartas magnéticas para la época 1995.0.

A pesar de que existen algunos paquetes computacionales que sirven para la elaboración de las cartas magnéticas, es necesario hacer una revisión de los resultados obtenidos con éstos, pues aparentemente el proceso de producción de una carta magnética es automático si se cuenta con el software adecuado. El dejar que el proceso sea solamente automático puede introducir rasgos inexistentes como anomalías de origen superficial, las cuales se obtienen a través de una separación regional - residual y solamente se pueden validar con un análisis de los puntos que las soportan.

### **1.3 EL CAMPO GEOMAGNÉTICO: GEOMETRÍA Y VARIACIONES.**

La descripción del Campo Geomagnético en un punto se hace a partir de la descomposición del vector geomagnético en sus componentes; Declinación  $D$ , componente horizontal  $H$ , inclinación  $I$ , intensidad total  $F$ , componente vertical  $Z$ , componentes Norte-Sur  $X$  y Este-Oeste  $Y$ , de  $H$  (Fig. 1, Apéndice I). Basta con tres de ellas no coplanares para su construcción [Cifuentes y Hernández, 1996], el resto de éstas pueden conocerse por relaciones geométricas elementales. Es por esto que se elaboran generalmente cartas magnéticas de solo tres elementos del campo para una región (en este caso  $D$ ,  $H$  y  $F$ ).

Dado el origen interno y externo del campo geomagnético existen dos tipos de variaciones en éste: temporales y espaciales. Las primeras, conocidas también como el espectro geomagnético [Muniz, 1996], son de período corto y largo. Las de período corto son más representativas de fuentes externas como la actividad solar, mientras que las de período largo son representativas de fuentes internas, conocidas como variación secular del Campo Geomagnético Principal. Las segundas reflejan por un lado la distribución espacial del Campo Geomagnético Principal, y por el otro, estructuras geológicas localizadas en los alrededores del Moho.

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) es un modelo teórico que describe y proyecta el comportamiento del Campo Geomagnético Principal [Urrutia, y Campos, 1993]. El desarrollo matemático fue ideado por Gauss a mediados del siglo XIX como una expansión en series de armónicos esféricos, que integrado con las observaciones que a través del tiempo se han registrado en observatorios magnéticos alrededor del mundo, así como desde satélites y levantamientos mundiales en superficie, da como resultado valores del campo magnético y de su variación secular para un tiempo determinado. La International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) publica cada cinco años los valores de los coeficientes que se convierten en el Campo Geomagnético Definitivo de Referencia (DGRF). Por lo tanto el uso de estos modelos está restringido para un período de cinco años.

Para el uso adecuado del IGRF se debe considerar que:

- 1) El campo magnético promedio observado deriva enteramente de un potencial escalar.
- 2) Éste se debe a causas no precisadas internas de la tierra, Gauss demostró que ciertos coeficientes del potencial son suficientes para explicar los hechos observados.
- 3) Los términos más importantes de la expansión producen el efecto de un dipolo localizado en el centro de la tierra e inclinado  $11^\circ$  con respecto del eje de rotación [Langel, 1987]. De tal forma que se proporciona una primera aproximación del campo promedio.

Es por eso que las anomalías de gran longitud de onda del campo geomagnético, que se reflejan al comparar, los mapas globales (IGRF) y los regionales (levantamientos magnéticos del área) corresponden a eventos que se localizan en la corteza [Hernández-Quintero, 1994].

### **1.4 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS MAGNÉTICOS.**

#### **1.4.1 Red de Estaciones Magnéticas.**

La red de estaciones magnéticas de la República de Colombia está constituida por estaciones que se han visitado continuamente desde 1954 hasta 1993 (figura 1.1). Y que están distribuidas aproximadamente en 500 lugares geográficos diferentes, en los cuales se tienen cuatro categorías de reocupación, durante el lapso de tiempo mencionado: una vez, dos veces, tres veces y más de tres veces.

Por otro lado de acuerdo a los instrumentos utilizados y a su estado, se tiene la siguiente combinación de observaciones de componentes del campo geomagnético: Declinación y Componente Horizontal; Declinación e Inclinación; Declinación, Inclinación y Componente Horizontal; Declinación, Componente Horizontal e Intensidad Total; Declinación, Inclinación e Intensidad Total; y Declinación e Inclinación (DIM) e Intensidad Total (PPM). Para los casos en que fue posible se calculó el vector magnético en su totalidad. Así mismo se puede considerar que las observaciones en su mayoría se encuentran bajo el radio de influencia del Observatorio Magnético de Fúquene (fig. 1.1) - 500 km - Muniz [1997], el cual se localiza aproximadamente en el centro del territorio.

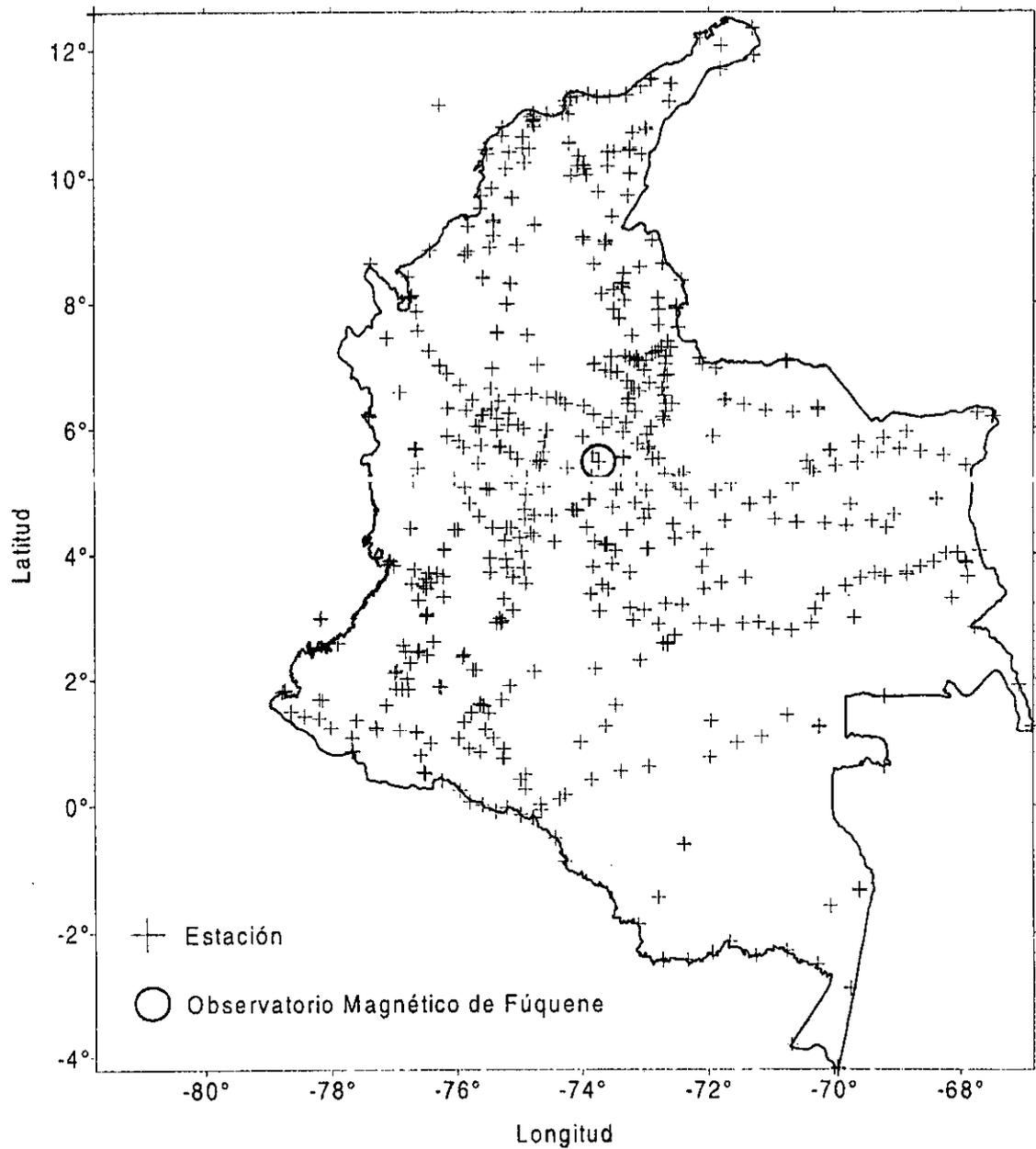


Figura 1.1: Red de Estaciones Magnéticas de la República de Colombia 1954 - 1993. Las cruces corresponden a la ubicación de la estación.

## 1.4.2 Procesamiento de la Información.

La base de datos geomagnética consta de 8 observaciones por ocupación para las componentes observadas; las cuales están corregidas por variación diurna, en relación a los registros del observatorio magnético de Fúquene<sup>1</sup>.

La depuración de la base de datos se hizo de acuerdo a los siguientes criterios: 1) datos que representen observaciones que no corresponden al comportamiento normal del Campo Geomagnético; y 2) observaciones que producen una alta desviación estándar, respecto al promedio, de la reocupación para cada componente.

Se corrigieron 500 estaciones de acuerdo a los procedimientos mencionados, 400 tenían a lo más dos ocupaciones. Un ajuste por mínimos cuadrados se realizó a cada una de las restantes 100 estaciones para estimar el valor de las componentes del campo Geomagnético entre el año 1954 y 1995, ya que la fecha de toma de los últimos datos (1993) limita el uso de las interpolaciones al año 1995. En el análisis, el comportamiento adecuado del polinomio de ajuste para todas las componentes debe tener pendiente negativa (figura 1.2) puesto que la deriva del Campo Geomagnético Principal observada en los últimos 30 años muestra una tendencia más o menos regular hacia el W [Campos-Enriquez et al., 1994]. Siendo el polinomio de grado tres el que representó mejor el comportamiento temporal del Campo Geomagnético. Ajustes polinómicos diferentes al anterior (figura 1.3 y 1.4) son provocados por estaciones cuya serie cronológica está incompleta por tener datos solo al principio o a la mitad, o cuya posición geográfica haya variado algunos kilómetros; por lo tanto, al final de la serie, lugar de interés de este estudio, se extrapolan valores cuya tendencia no corresponde a la que se obtiene en estaciones representadas en la figura 1.2. De tal manera que, se aprovecharon en promedio 80 estaciones (figura 1.5) para las componentes D, H y F del Campo Geomagnético, cuya distribución espacial es adecuada y suficiente para obtener una interpolación espacial en el área.

Se realizan las extrapolaciones para la época 1995.0 en las estaciones de la figura 1.2; dando origen a las isolíneas de la señal completa para las componentes D (figura 1.6), H (figura 1.7) y F (figura 1.8). Los mapas de campo total obtenidos sugieren, en los tres casos, que la señal más profunda se puede representar a través de superficies de aproximación. La señal que mejor ajustó es una superficie polinomial de grado tres, que representa adecuadamente el Campo Geomagnético Principal. Las isolíneas resultantes de esta aproximación matemática constituyen los valores de las tres componentes en las cartas magnéticas. Esta metodología se valida mediante la

---

<sup>1</sup> Información directa de la oficina de Geofísica del Instituto Geográfico "Agustín Codazzi". Organismo encargado de la Red Magnética y del Observatorio Magnético de Fúquene en Colombia.

comparación entre las cartas magnéticas y el modelo sintético obtenido a partir del IGRF 1995 [IAGA, 1995].

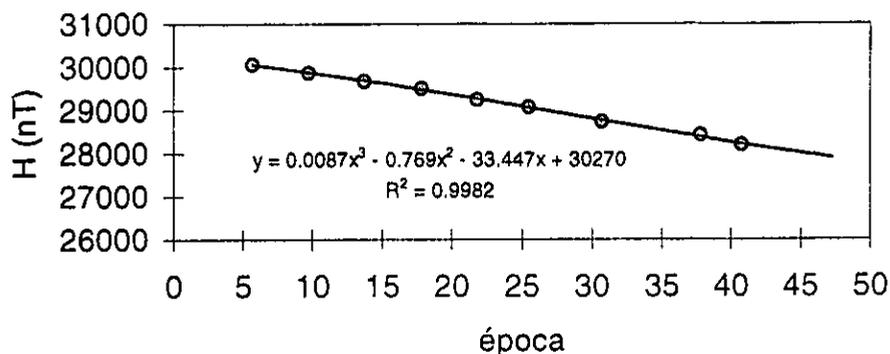


Figura 1.2 Pendiente negativa, reflejo de la variación secular hacia el oeste. El cero corresponde al año de 1950 y el 50 al año 2000. Esto último se aplica también a las figuras 1.3 y 1.4

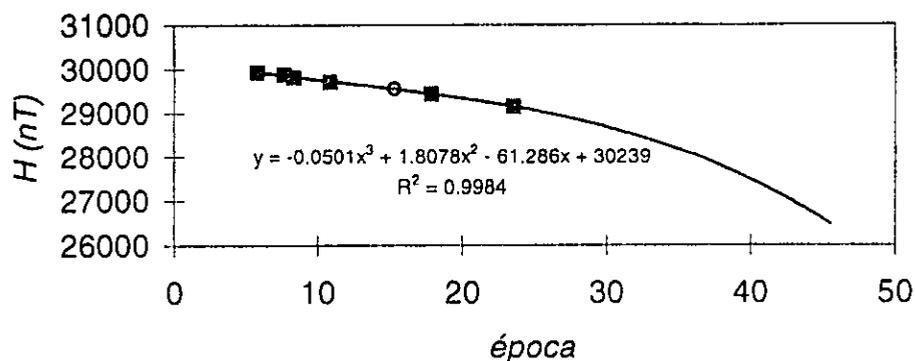


Figura 1.3 Interpolación que no corresponde al comportamiento adecuado de la variación secular

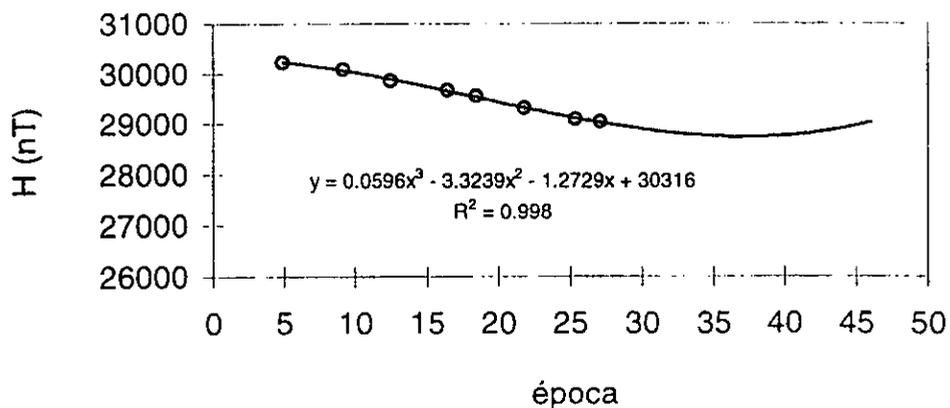


Figura 1.4 Interpolación que no corresponde al comportamiento adecuado de la variación secular

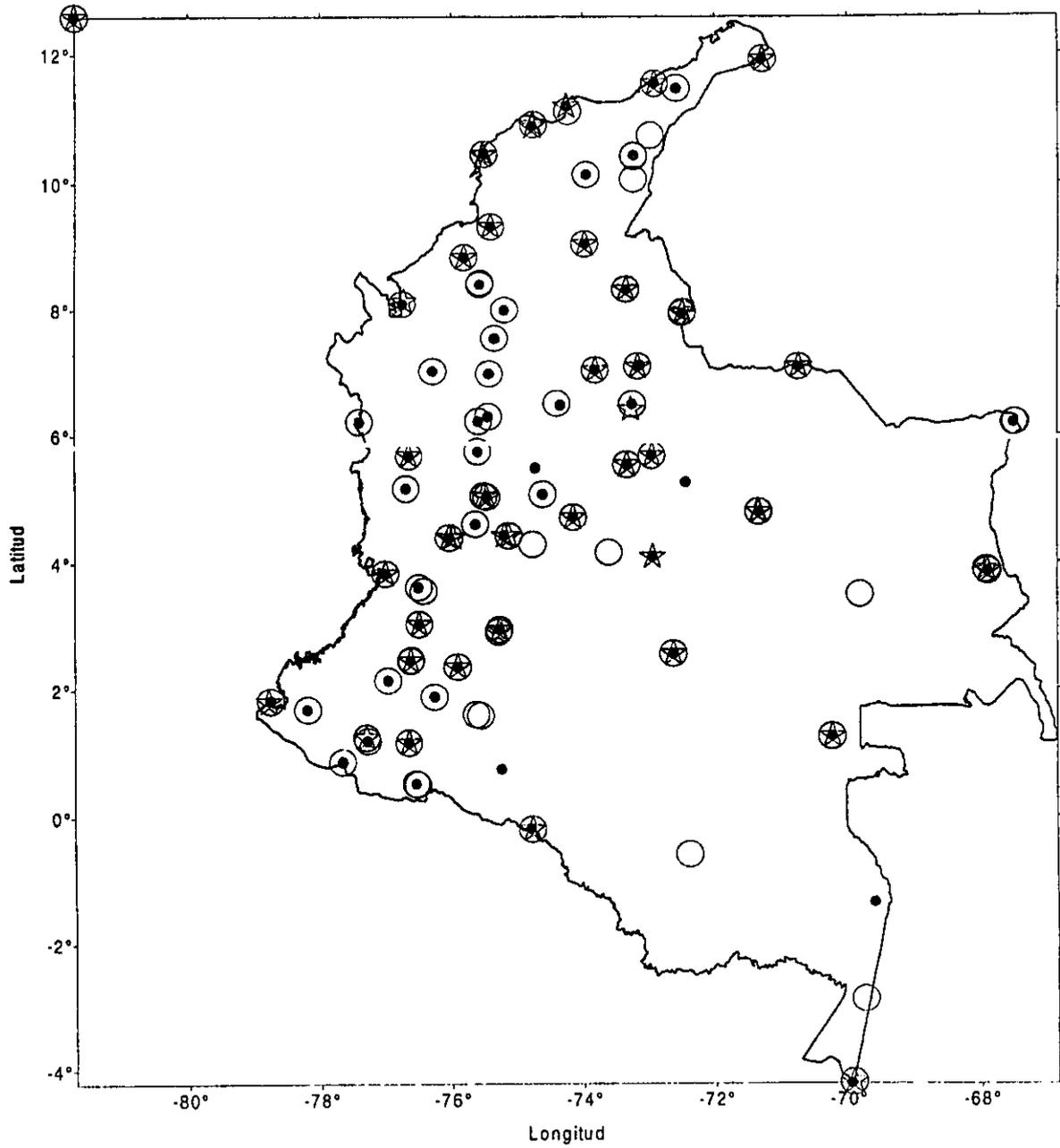


Figura 1.5: Distribución espacial de las estaciones con una, dos y tres componentes

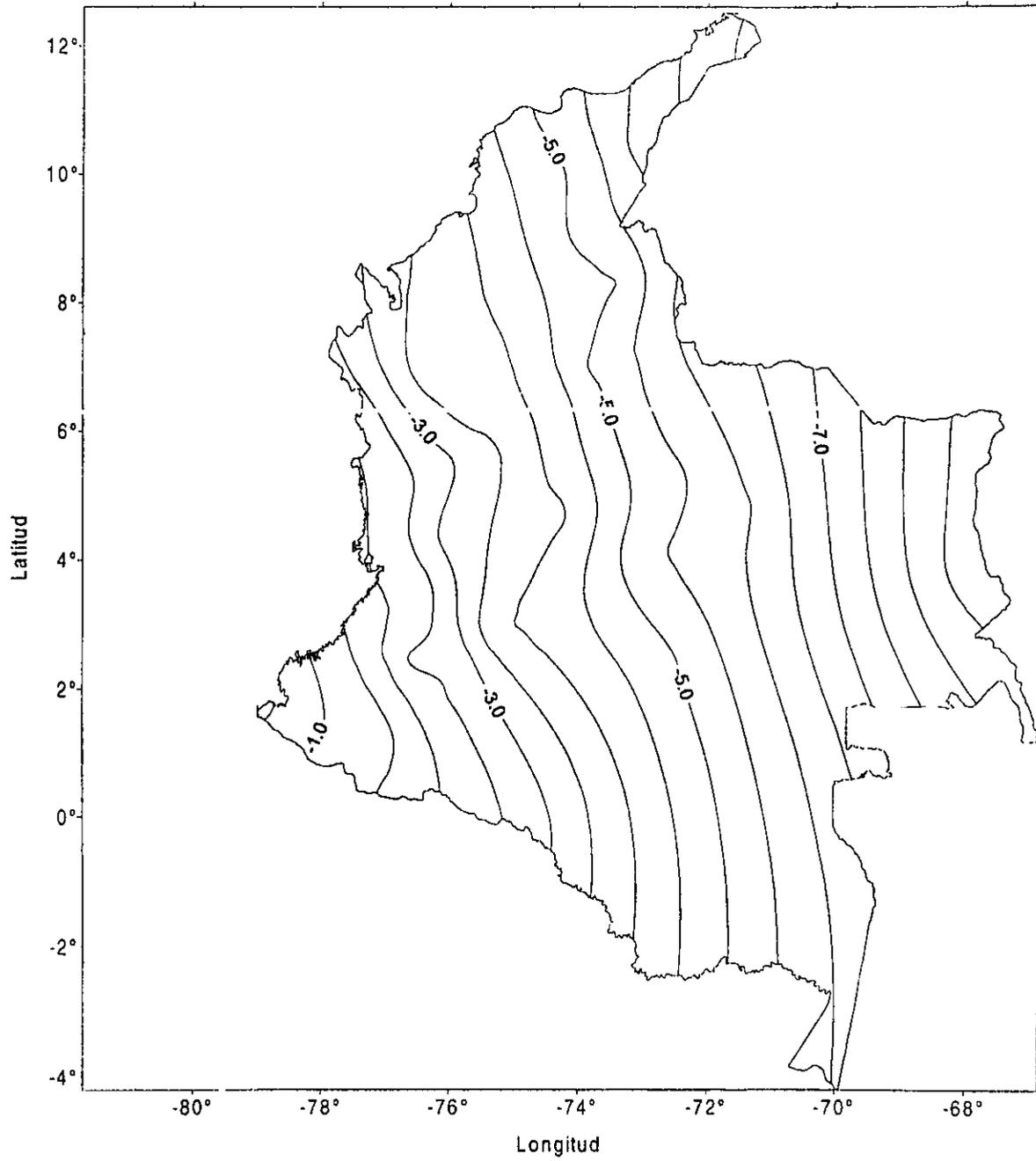


Figura 1.6 Interpolación de la señal completa para la componente Declinación (D). Intervalo entre isolíneas cada 0.5 grados.

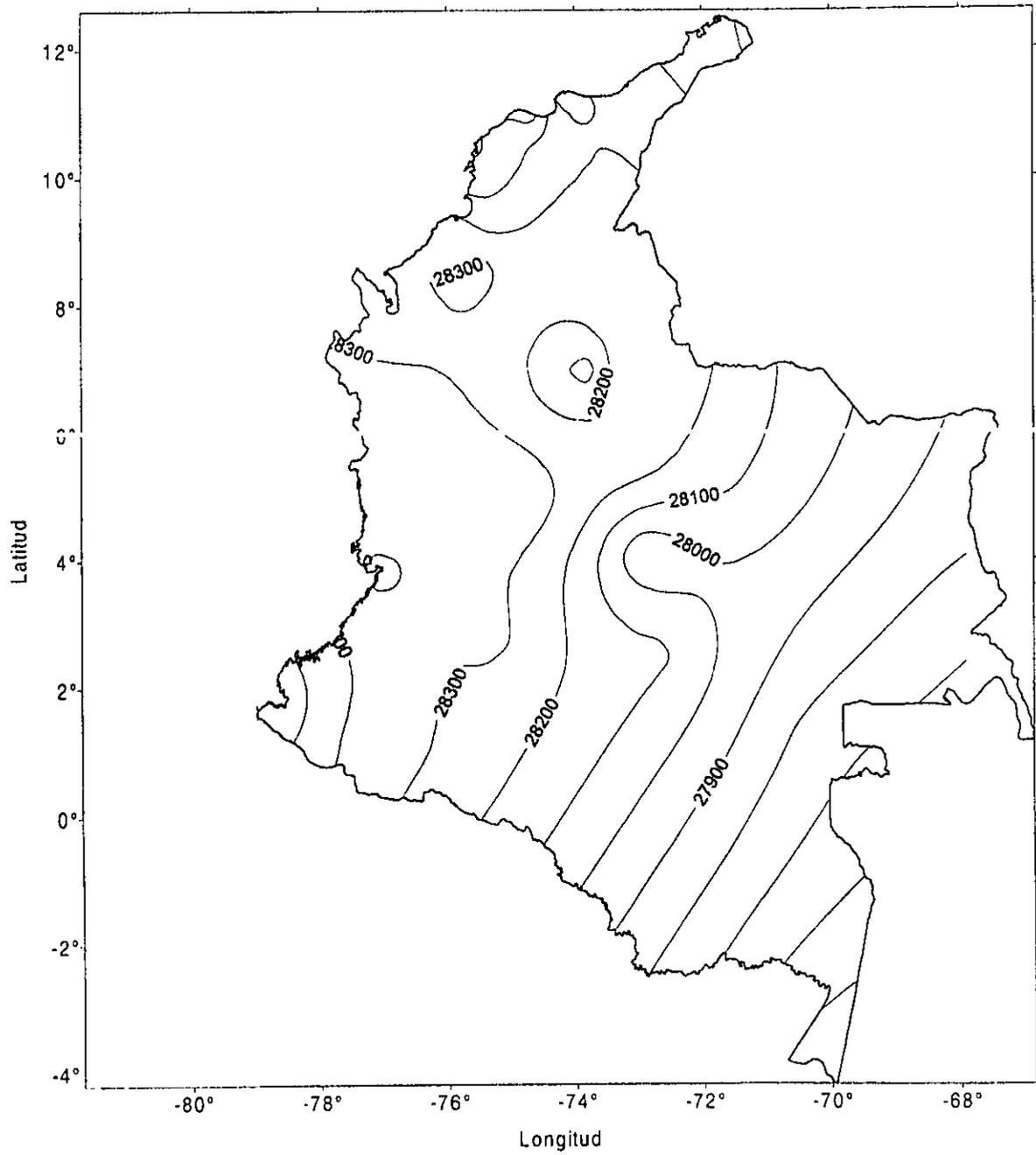


Figura 1.7 Interpolación de la señal completa para la componente Intensidad Horizontal (H). Intervalo entre isolíneas cada 100 nT.

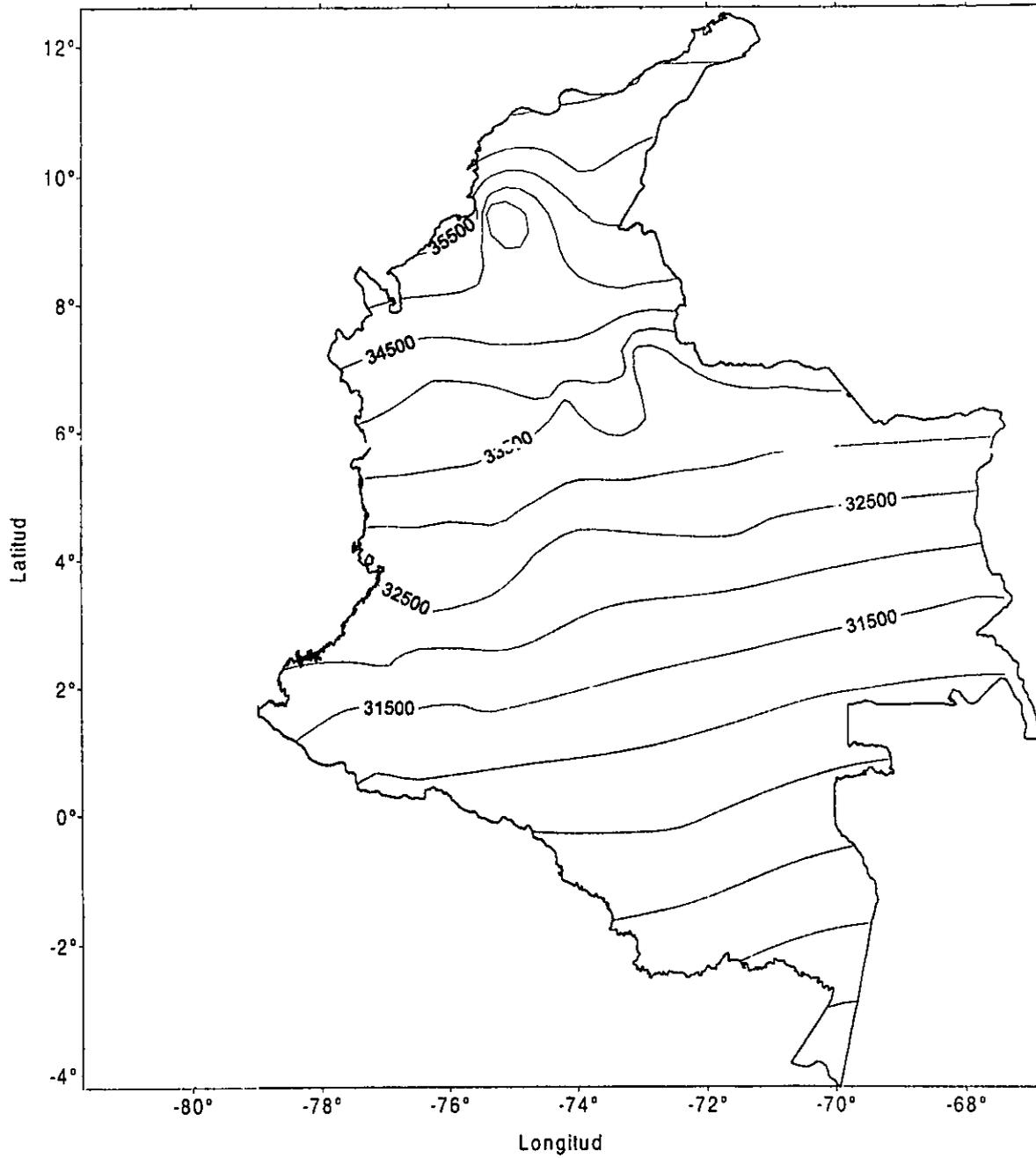


Figura 1.8 Interpolación de la señal completa para la componente Intensidad Total (F). Intervalo entre isolíneas cada 500 nT.

Las diferencias para las tres componentes se obtuvieron tomando como valores reales las observaciones de campo. La diferencia promedio para la Declinación fue de 4.5 %, que representa 10.8' para una declinación media de 4° al W (figura 1.9). La Componente Horizontal tiene una diferencia promedio de 0.3 %, correspondiente a 84 nT en una media de 28000 nT (figura 1.10). A su vez, para la Intensidad Total se obtiene una diferencia promedio de 0.2 % equivalente a 66 nT para una media de 33000 nT (figura 1.11).

Para las isóporas se realizaron diferentes pruebas con el objeto de determinar si el rango de variación obtenido a partir de los polinomios se encontraba dentro de valores congruentes y comparables con el modelo IGRF 1995. Para las tres componentes del Campo Geomagnético, el error cuadrático promedio de los polinomios supera la tasa de variación secular del modelo IGRF, solo en algunos puntos, que no se pueden considerar representativos, ocurre lo contrario. Esto es, los rangos de variación secular determinados a partir de estaciones de campo esta dentro de los rangos del error cuadrático promedio; por lo tanto, los valores que se pueden generar para elaborar las isóporas de una carta tienen un error que supera cualquier criterio de confiabilidad. Esto es debido a que ninguna de las estaciones presenta al menos tres observaciones en la parte final de la serie cronológica (últimos cinco años). De tal modo, que las isóporas que se incluyen en las cartas magnéticas se toman del modelo IGRF 1995.

### **1.4.3 Productos de la información magnética.**

#### **1.4.3.1 Cartas Magnéticas**

Hay dos caminos posibles para la obtención de una carta magnética. El primero consiste en realizar mediciones directamente en lugares de interés de las componentes deseadas; el segundo es utilizar una aproximación usando el modelo IGRF (o algún otro método matemático) para las componentes y a una época dada. Para la República de Colombia se utiliza el primer camino. Las isolíneas para las cartas magnéticas de D, H y F (Apéndice I) se obtuvieron a través de la interpolación de superficies de grado tres; y las isóporas se obtuvieron del modelo IGRF 1995. Los mapas son una combinación de los procesos mencionados anteriormente para la obtención de cartas magnéticas. El resultado final es la superposición de dos capas, una que corresponde a la isolínea que proviene del método de observación directa, y la otra que corresponde a la isópora por el método de construcción sintética.

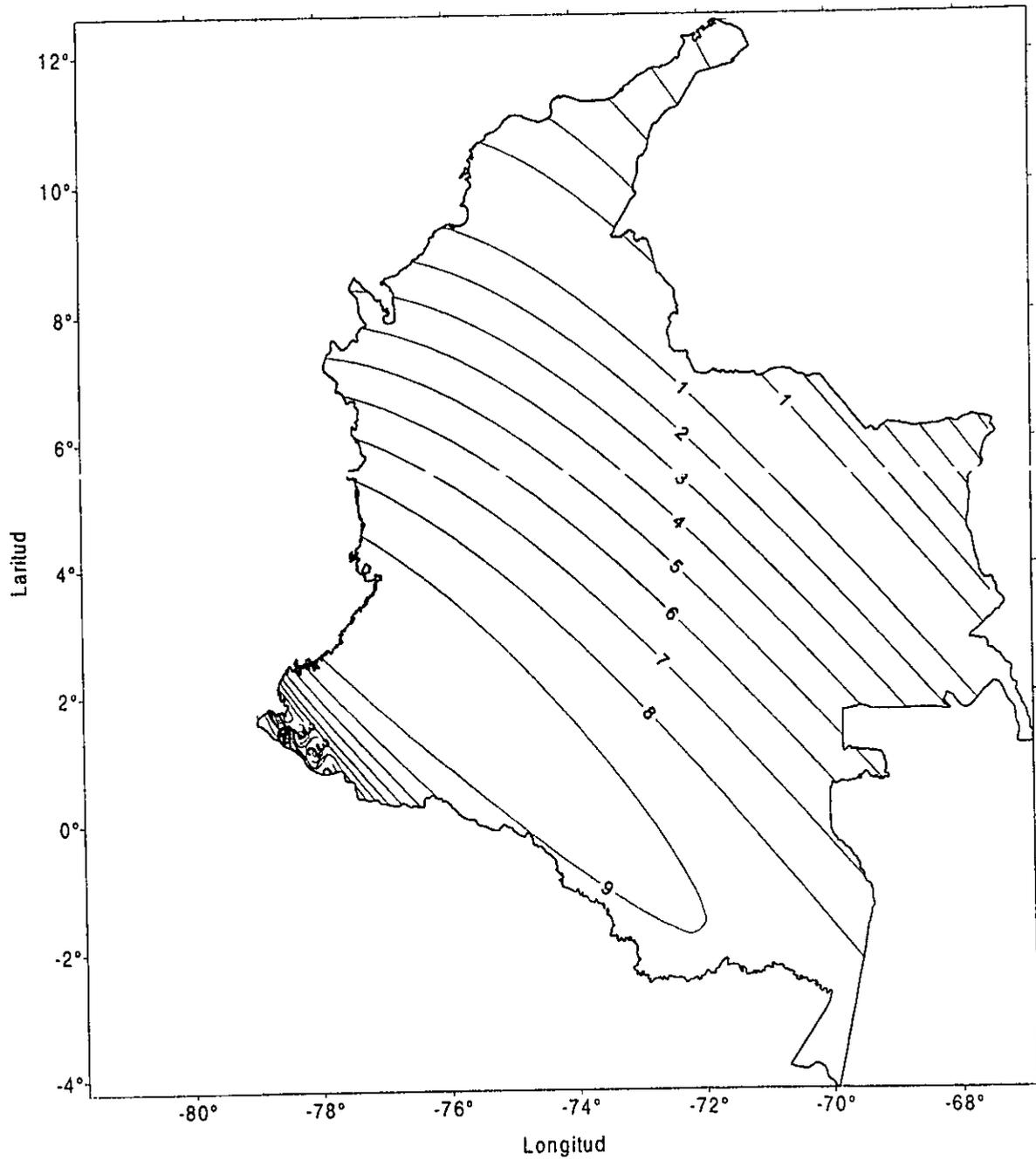


Figura 1.9 Diferencia porcentual encontrada en la componente Declinación ( D ) al comparar el modelo proveniente de las observaciones de campo y el modelo mundial IGRF-95. La diferencia media de la carta es de 4.5% (10.8') en una declinación media de 4° W.

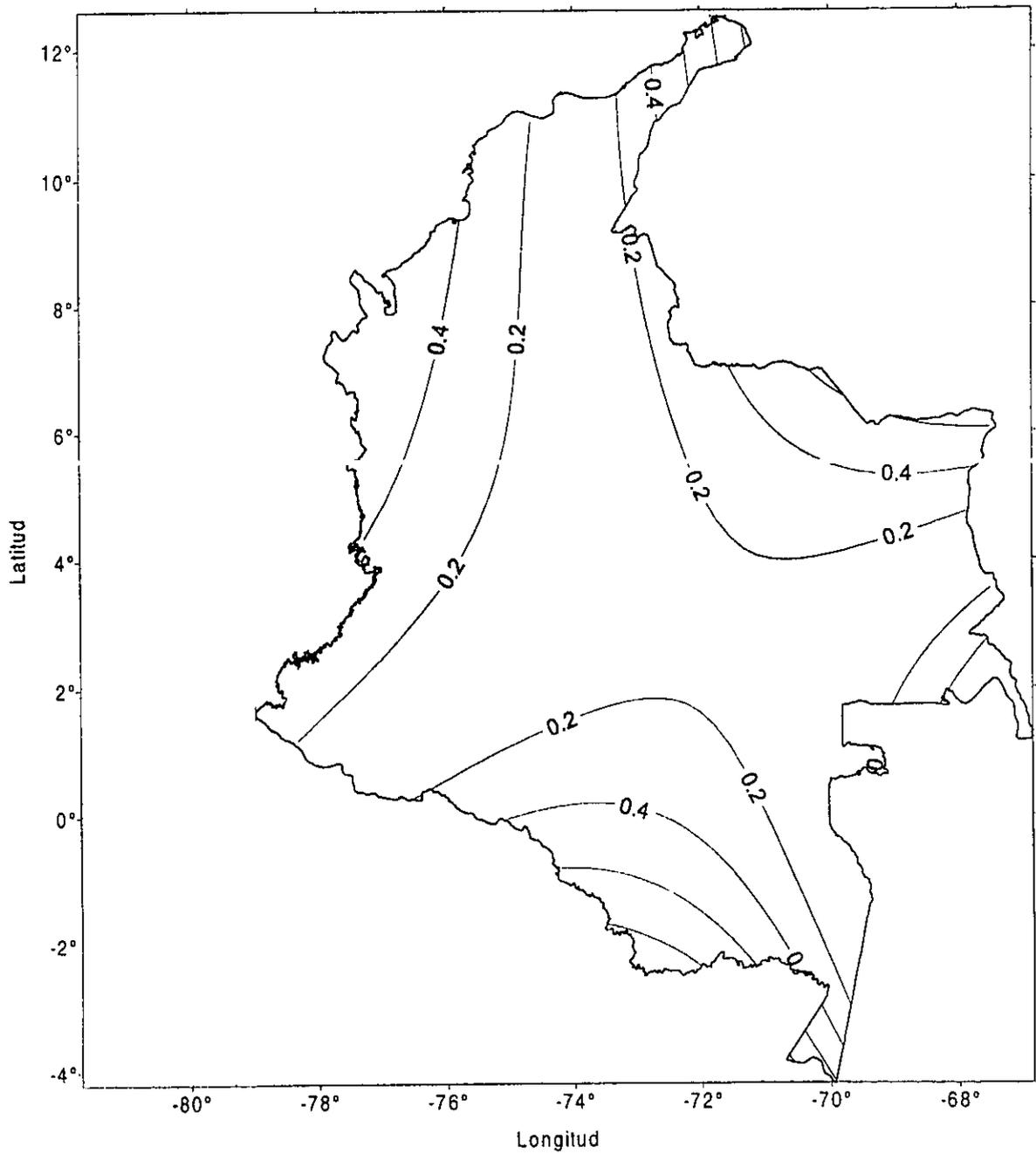


Figura 1.10 Diferencia porcentual encontrada en la componente Intensidad Horizontal ( $H$ ) al comparar el modelo proveniente de las observaciones de campo y el modelo mundial IGRF-95. Diferencia media de la carta 0.3% (84 nT) en una  $H$  media de 28000 nT.

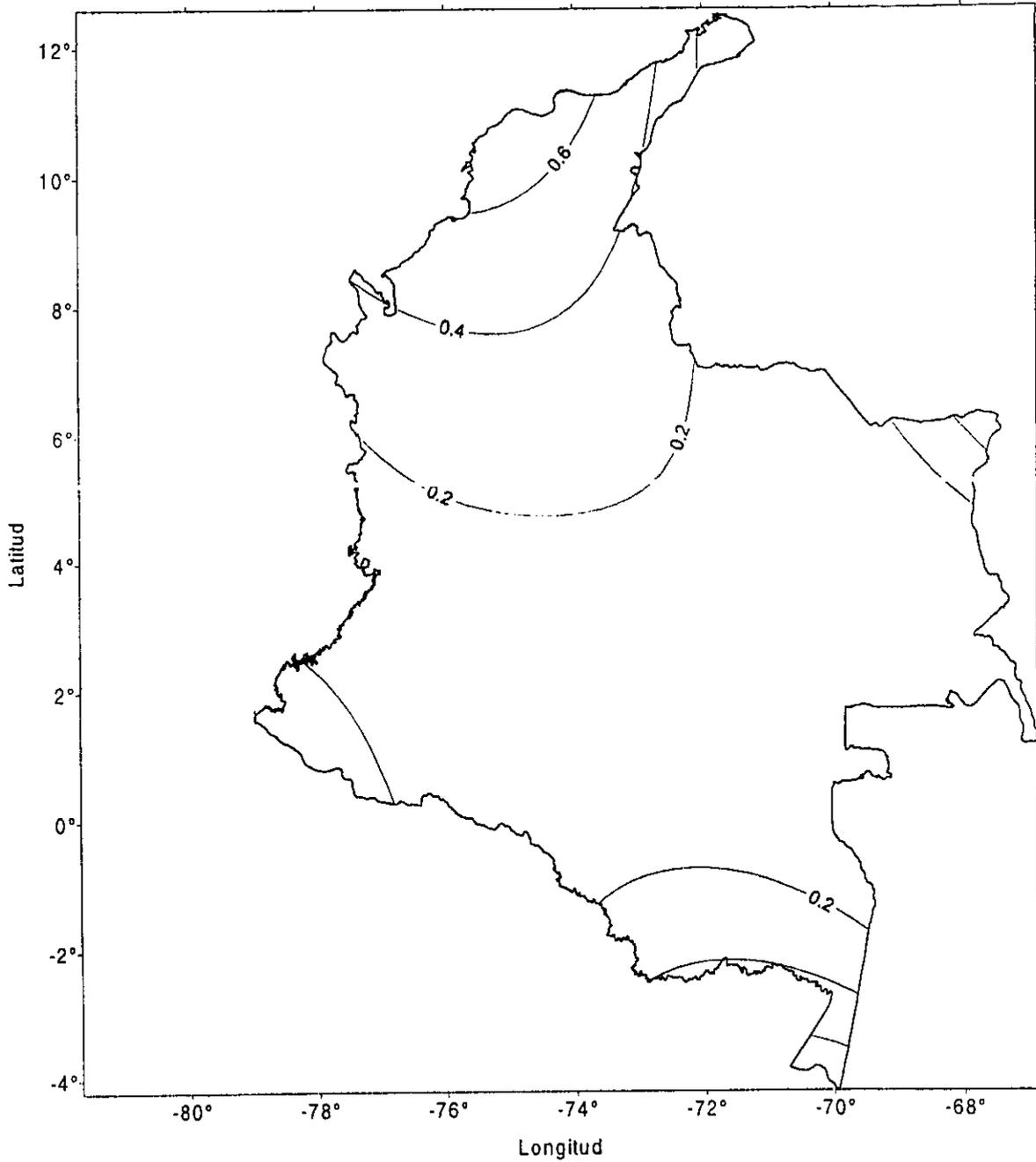


Figura 1.11 Diferencia porcentual encontrada en la componente Intensidad Total (  $F$  ) al comparar el modelo proveniente de las observaciones de campo y el modelo mundial IGRF-95. Diferencia media de la carta 0.2% (66 nT) para una  $F$  media de 33000 nT.

## 1.4.3.2 Anomalías Magnéticas Corticales.

Las anomalías magnéticas de orden cortical se calculan a partir de la substracción del campo geomagnético principal, generalmente el modelo IGRF se toma como representativo del campo Geomagnético principal y la anomalía resulta de la resta entre éste y las observaciones.

$$\Delta f = f_{\text{obs}} - f_0 \quad (1)$$

donde  $\Delta f$  es la anomalía magnética,  $f_{\text{obs}}$  es el valor de la intensidad magnética total observada (corregida por variación del campo externo) y extrapolada a la época 1995.0, y  $f_0$  es el valor de la componente en el modelo sintético IGRF-95.

Se realiza una interpolación en una sub-malla, con la mayoría de estaciones magnéticas (57 de un total de 83) ubicadas en los Andes Colombianos. La sub-malla tiene un área de 981,229 km<sup>2</sup>, de los cuales 588,727 km<sup>2</sup> (60% aproximadamente) corresponden a los Andes; lo cual arroja un cubrimiento de 10,328 km<sup>2</sup> por estación magnética. El resultado de la interpolación se muestra en la figura 1.12, donde se notan varias anomalías magnéticas corticales, orientadas en la dirección de avance del sistema montañoso en estudio. El espectro de Fourier de las anomalías magnéticas corticales se muestra en la figura 1.13, donde se notan dos zonas. La primera puede corresponder al basamento cristalino con número de onda  $k$  entre 0.2 y 1.87, y la segunda a estructuras geológicas más someras con número de onda  $k$  entre 1.87 y 2.6.

Se aplicó un filtro Butterworth [Karl, 1989] pasabajos en el dominio de la frecuencia a la anomalía magnética de la figura 1.12; con frecuencia de corte  $k = 1.87$  (longitudes de onda mayores a 62 km son retenidas). El resultado del filtrado mostró que la mayor parte de la señal se distribuye en el dominio de la zona 1 (regional) y la menor parte en la zona 2 (residual).

Por lo anterior, a las anomalías magnéticas provenientes de la zona 1, se les hace una reducción al polo con el objeto de realizar una interpretación cualitativa [Lasforges, 1995] de éstas. La reducción al polo consiste en transportar la anomalía magnética desde cualquier punto del globo terrestre hasta el polo, para verla en forma unipolar y no bipolar como la observamos en latitudes diferentes a la del polo. La figura 1.14 muestra el mapa de anomalías filtradas con reducción al polo.

Para la interpretación cualitativa el mapa obtenido se traslapó con: la forma de los Andes Colombianos (Fig. 1.16) y con las principales fallas encontradas en el país (Fig. 1.15). Se observa una aparente correlación de las anomalías con algunas fallas y con los rasgos topográficos de los

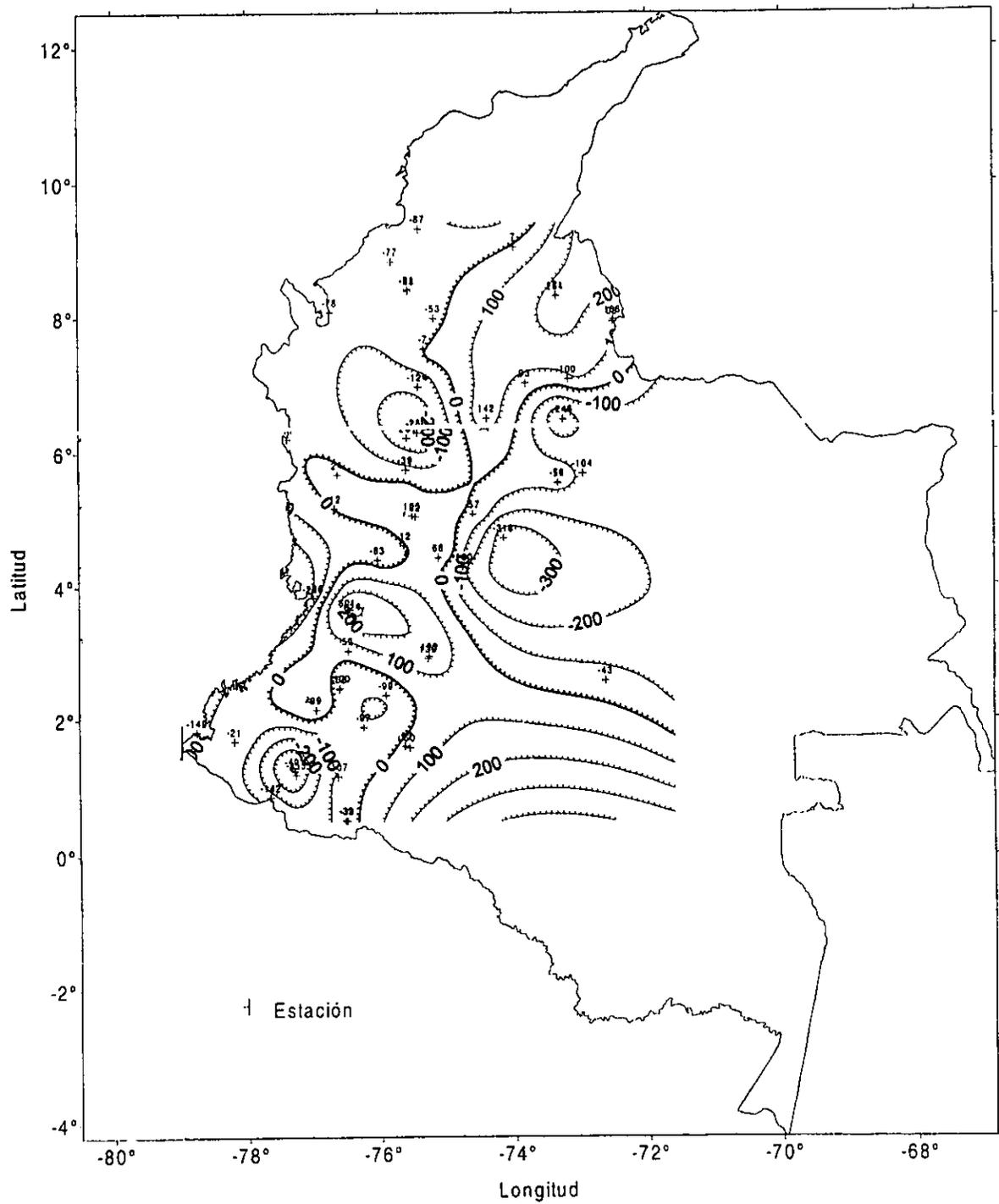


Figura 1.12 Mapa de anomalías magnéticas corticales de los Andes Colombianos. Isolíneas cada 100 nT. Los cruces corresponden a la ubicación de las estaciones que soportan las anomalías, y el número al valor en nT de la anomalía en el punto.

Andes Colombianos. El macizo Colombiano, lugar donde nacen los Andes en Colombia, se correlaciona bien con una anomalía negativa que alcanza un valor de 500 nT, en seguida se nota un gradiente que concuerda con el desprendimiento de las tres cordilleras del macizo. Finalmente; la cordillera Occidental y Central se encuentran dentro de una anomalía que presenta un máximo de 500 nT con dos ramales que coinciden con las partes terminales de estas cordilleras al norte del país. La cordillera Oriental presenta una anomalía magnética que no sigue el patrón de la anomalía de la cordillera Central y Occidental. Evento último que refleja la diferente composición de las cordilleras Central y Occidental (basaltos) de la Oriental (granito), al igual que diferentes dinámicas de formación.

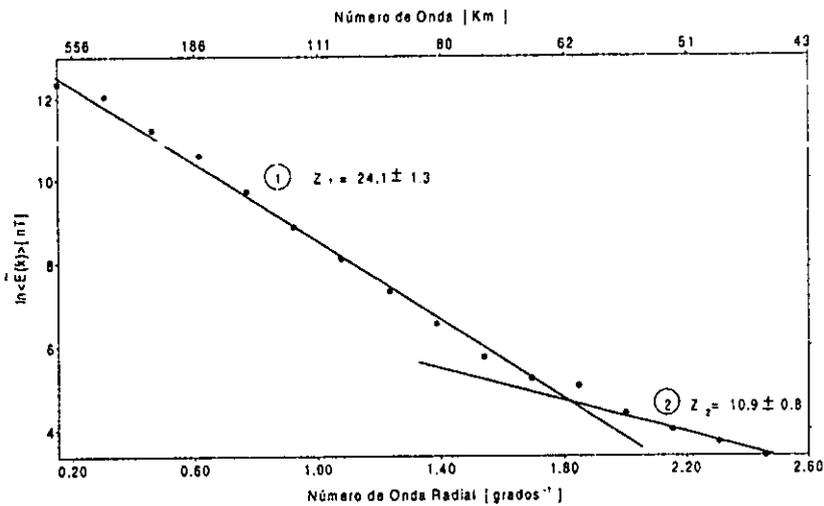


Figura 1.13 Espectro de potencias de Fourier promedio de las anomalías magnéticas como función del número de onda  $k$ .  $Z_1$  es la profundidad del regional y  $Z_2$  la profundidad del residual.

### 1.5 DISCUSIÓN.

En el desarrollo de cartas magnéticas que representen al Campo Geomagnético Principal, es importante resaltar que sea cual sea el número de estaciones utilizados para la interpolación espacial, el reflejo del comportamiento regional debe ser muy parecido. El adecuado análisis del comportamiento de las series cronológicas garantiza este objetivo, de lo contrario, solo se crean anomalías inexistentes que corresponden al mal uso de herramientas tanto matemáticas como estadísticas. Las diferencias observadas en la comparación entre el modelo matemático IGRF 1995 y las cartas obtenidas en este trabajo, se deben tanto a errores en la observación de las componentes como a anomalías magnéticas más superficiales. Las observaciones del campo

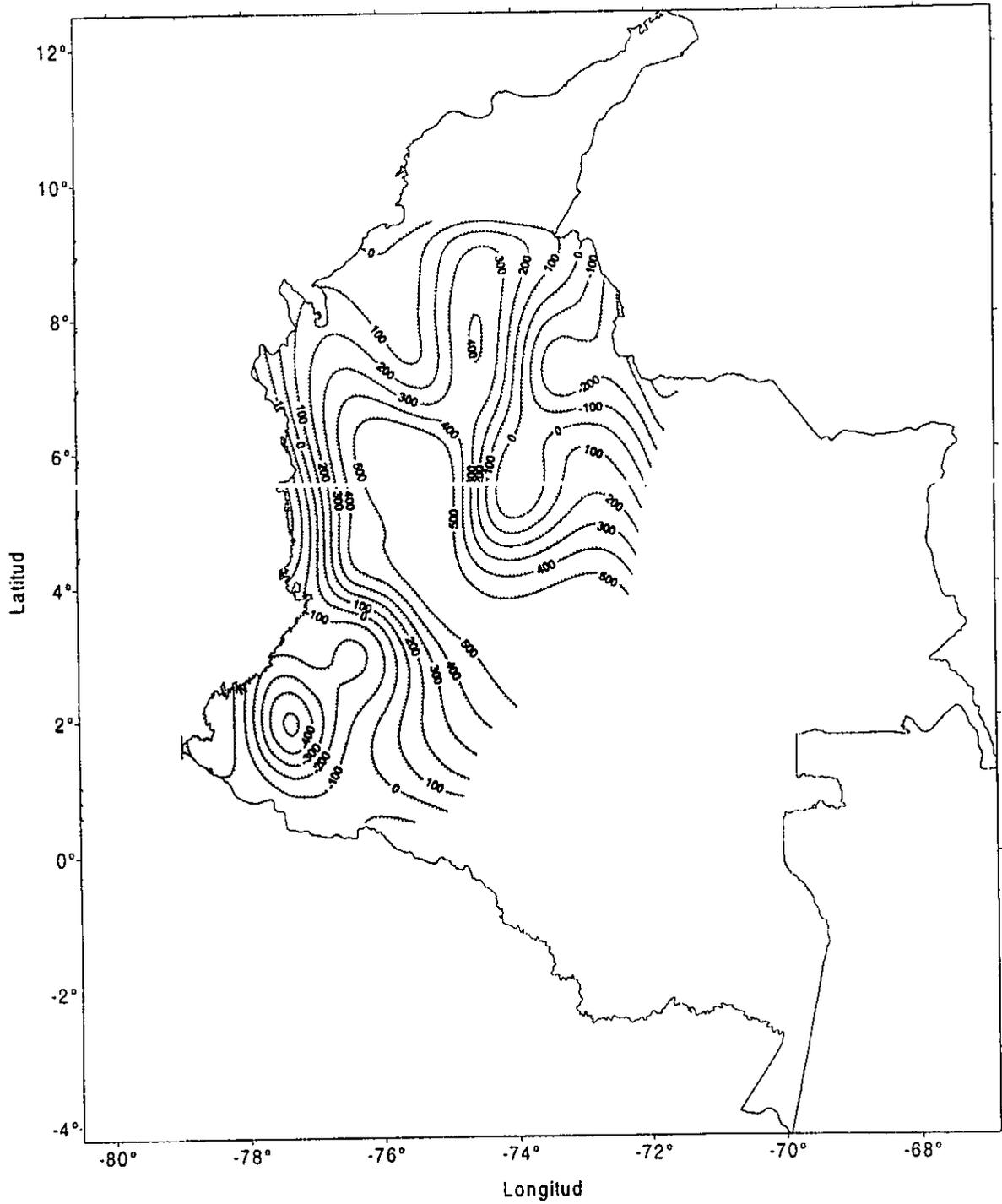


Figura 1.14 Mapa de las anomalías magnéticas con reducción al polo localizadas en los Andes Colombianos.

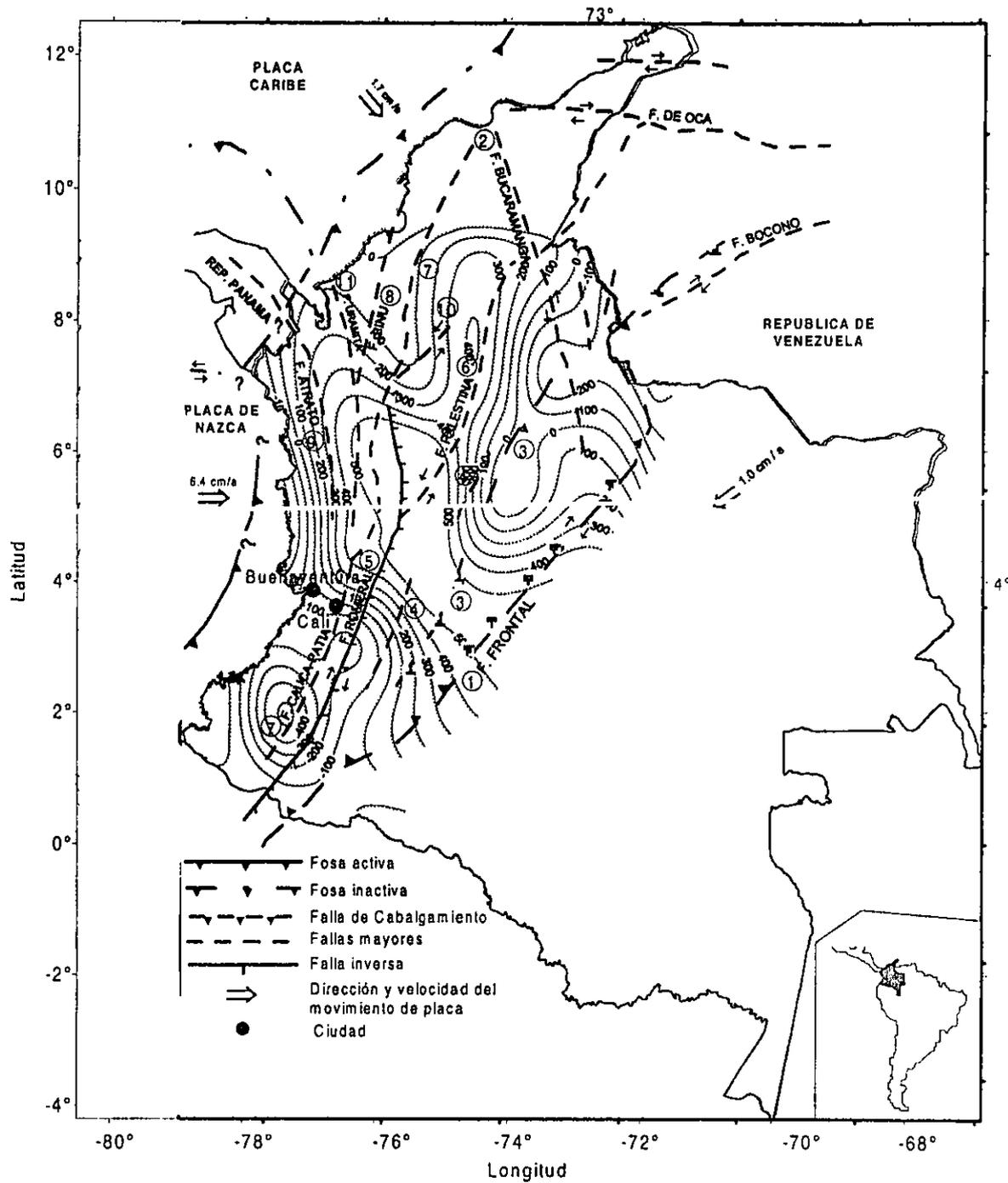


Figura 1.15 Mapa de las anomalías magnéticas reducidas al polo junto con las principales fallas geológicas de Colombia.

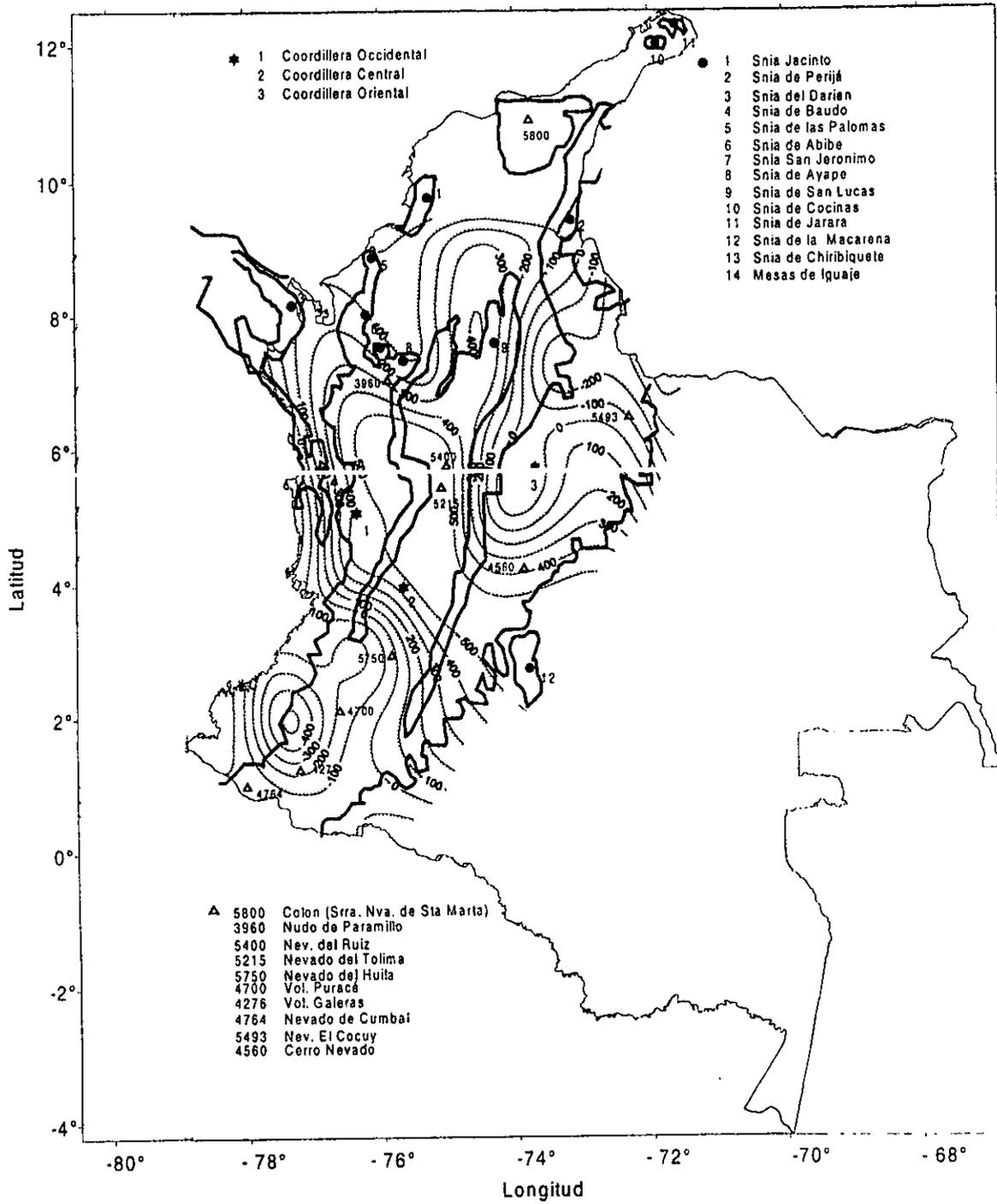


Figura 1.16 Mapa de las anomalías magnéticas reducidas al polo junto con la forma de los Andes y los principales rasgos orogénicos de Colombia.

geomagnético que son usadas para elaborar cartas magnéticas son susceptibles a errores diferentes dependiendo de la componente a observar, así por ejemplo para F se tiene menos error, mientras que para D y H el error es mayor; esto se debe en gran medida a los instrumentos y la metodología de observación.

Por otro lado las desviaciones que representan anomalías, se deben a que el modelo sintético por ser global no detecta efectos inherentes de rasgos locales de longitud de onda grande y que si se reflejan de menor o mayor grado en las observaciones de campo que dan origen a las cartas magnéticas. Las discrepancias entre estos dos tipos de mapas no nos debe llevar a producir mapas mixtos, los cuales se caracterizan por incluir anomalías magnéticas corticales. Los yacimientos mineros no se reflejan en los mapas mixtos porque son superficiales en el orden de las longitudes de onda que venimos tratando.

Es evidente que la tendencia a mediano plazo es usar más la información digital que la impresa, así conforme se observe y se complemente la información del Campo Geomagnético los modelos matemáticos como el IGRF y las mismas cartas magnéticas serán más confiables y de disposición general para cualquier usuario. Entonces, es importante que instituciones dedicadas al estudio del geomagnetismo entiendan el aporte que significa su cooperación ante la comunidad científica.

Una interpretación cualitativa de las anomalías corticales solamente bosquejó el desarrollo del cinturón Andino Colombiano, debido al poco número de puntos que dieron origen a la interpretación (57 estaciones). Por lo tanto, con un mayor cubrimiento de información magnética se podría pensar en realizar una inversión numérica que lleve a plantear un modelo cortical en dicha área.

## **2. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS**

### **2.1 RESUMEN**

Se modela la topografía del Moho y de la interface corteza superior-inferior, a través de la separación de efectos del mapa de anomalía de Bouguer Total usando el método de factorización espectral (SFM) y de inversión numérica. Diferentes intervalos en el dominio de frecuencia se analizan junto con la profundidad promedio para cada uno de ellos. La inversión tridimensional proporciona los modelos de las interfaces definidas en los intervalos del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer Total. La correlación espacial encontrada en los resultados, tanto por el método de inversión como por el método directo, con los sismos históricos de la zona es buena.

### **2.2 INTRODUCCION**

Los Andes Colombianos se sitúan en una región de alta actividad sísmica, demarcados por la confluencia de tres placas tectónicas, la placa Nazca, la placa Caribe y la placa Suramericana [Echeverry y Escallón, 1996]. Esta gran actividad hace de los Andes Colombianos una zona de gran interés donde se han desarrollado algunos estudios geofísicos [Coleman, 1971]. Estrada [1978] describe el comportamiento del triple contacto tectónico Nazca-Caribe-Suramericana, Cepeda [1978] determinó riesgo y vulnerabilidad de la zona; otros se enfocaron hacia la evaluación de proyectos de ingeniería, como presas y centrales hidroeléctricas [Page, 1986].

Recientemente se desarrolló el proyecto CASA [Freymueller, 1991], que cubre completamente la región de interés para determinar la velocidad de desplazamiento entre las placas involucradas, a través de sistemas de posicionamiento global (GPS). En materia de gravimetría [Kellogg, 1985, 1995], realizó un modelado directo bidimensional de la estructura cortical a lo largo de un perfil localizado al sur occidente de Colombia y lo correlaciona con información sísmica de reflexión y refracción existente en el área de trabajo. En general, estos estudios no definen una

representación tridimensional de la topografía de las discontinuidades del Moho y de la interface intracorteza.

Se propone en este trabajo un modelo tridimensional de la estructura cortical de los Andes Colombianos. Dicho modelo se obtiene a partir del análisis de Fourier de la anomalía de Bouguer Total, en donde a través del método de factorización espectral (SFM) descrito en detalle por Spector y Grant [1970], se realiza la separación regional-residual. Los mapas gravimétricos de la anomalías regional y residual definen la respuesta de cuerpos de longitud de onda grande y pequeña (señal regional y residual, respectivamente). Ambas anomalías fueron invertidas separadamente para estimar la estructura tridimensional a partir de una inversión numérica en el dominio de Fourier. Este proceso esta basado en el modelo directo de Parker [1973], que calcula el efecto gravimétrico de una placa de densidad constante en el dominio del número de onda, y una modificación realizada por Pilkington, et. al., [1986] y Abdon, et. al., [1990] para realizar el proceso inverso en el dominio del número de onda.

### 2.3 MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO DE LA REGIÓN DE LOS ANDES COLOMBIANOS

Para comprender y entender la importancia de la zona de estudio, se resumirá el marco tectónico y geológico de los Andes Colombianos (fig. 2.1). Los mecanismos primarios que afectan la región de estudio son la subducción y el fallamiento transcurrente. Se asume que en el Cretácico inferior el mar cubrió la mayor parte de la región Andina Norte, iniciándose posteriormente la mayor deformación tectónica del ciclo Andino [Toussaint, y Restrepo, 1976], debido a la subducción a lo largo de la fosa oceánica en lo que ahora es la zona de cizalladura de Dolores, conocida también como Sistema de Fallas Romeral y Cauca - Patía (5 y 7 en figura 2.1), en la depresión del Cauca.

La orogénesis y la deformación producida a partir de la subducción de la corteza oceánica por debajo de la continental, ocurrieron en diversos ciclos. Los cuatro más recientes suceden durante el Jurásico, el Cretácico Superior, el Mioceno y el Plioceno-Cuaternario. Así, la subducción ha continuado desde el Cretácico hasta la actualidad, con la placa Suramericana desplazándose al oeste y la de Nazca al este con un movimiento relativo más rápido.

Hace unos 3.5 a 3.1 M.a. se interrumpe la subducción al norte de la unión triple del Darién, donde se asume la conjunción de las placas Nazca, Suramericana y Caribe. La Placa Nazca se parte en dos a la latitud de Cali, situación que se refleja en ángulos diferentes de subducción al norte y sur de esta división. Al sur de Buenaventura, el ángulo de subducción es de 32° y entre Buenaventura y la unión triple del Darién, el ángulo de subducción es menor oscilando entre 15° y 20°, con su parte más superficial al norte. Por lo tanto, el modelo más aceptado supone que

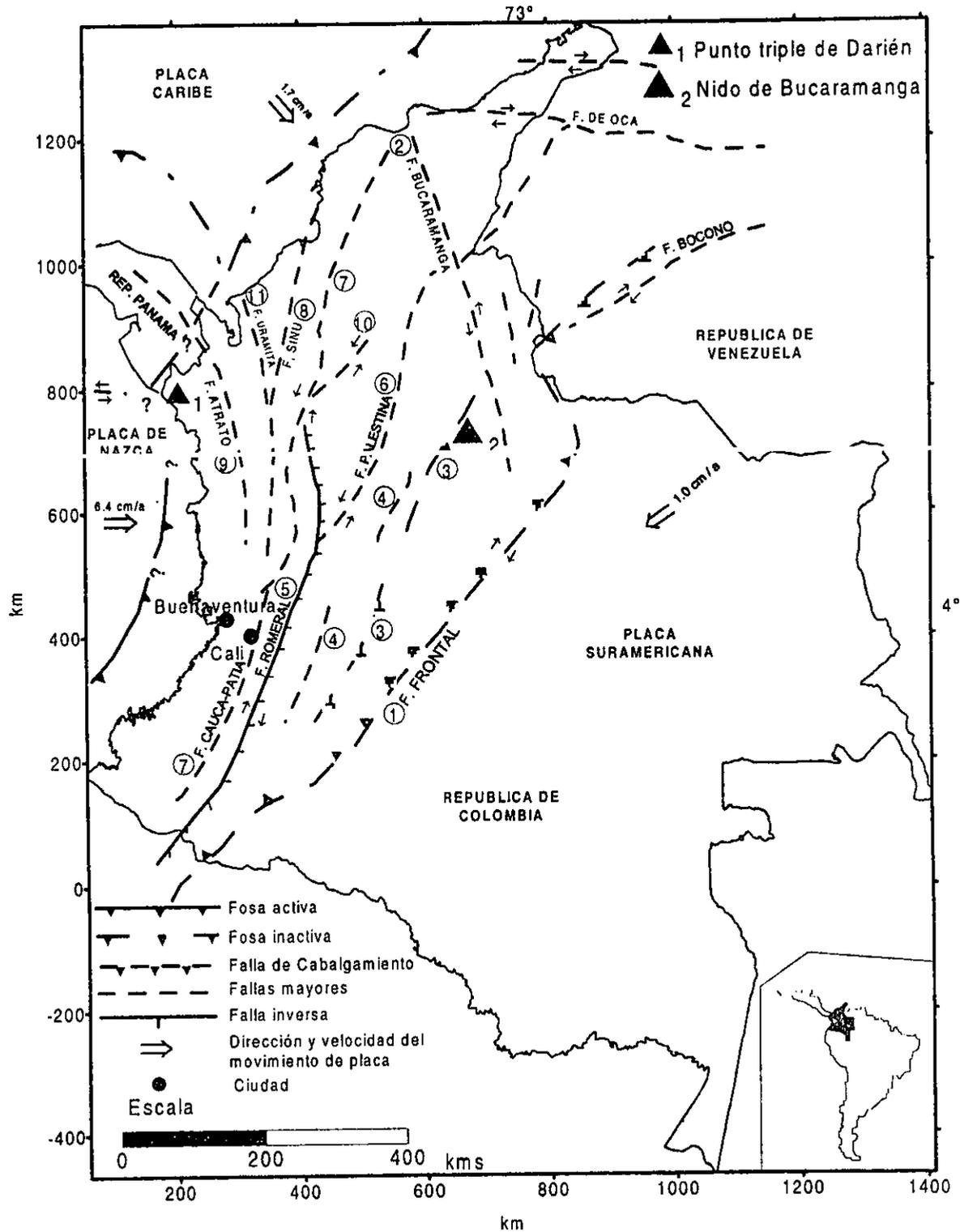


Figura 2.1 Mapa de la estructura tectónica de Colombia con sus principales fallas. El número dentro de círculo corresponde al nombre de la falla (se observan en los perfiles modelados en la fig. 2.10)

durante los últimos 5 M. a. esta subducción termina en la unión triple del Darién [Pennington, 1981]. La placa Nazca se desliza hacia el este en la región panameña a lo largo de la cuasi-estacionaria placa Caribe. La cual, se sugiere que aún subduce por debajo de la Suramericana y se desplaza lentamente hacia el oeste, pero faltan evidencias para confirmar esta hipótesis.

El Bloque Andino, producto de la interacción de las tres placas tectónicas (Caribe - Nazca y Suramericana), se caracteriza por tres cordilleras, Occidental, Central y Oriental, con dos valles intermedios, el de Cauca-Patía y Magdalena, respectivamente (fig. 2.2). Sus límites son claramente diferenciables sísmicamente, puesto que se extiende a partir de la fosa Colombo-Ecuatoriana hasta la falla de Boconó, ubicada al poniente de Panamá.

Los elevamientos más recientes de las tres cordilleras tuvieron lugar durante el Cenozoico Superior. En el Plioceno, una orogénesis rápida formó las altas montañas de los Andes. La cordillera Oriental está constituida por rocas sedimentarias plegadas y falladas del miogeosinclinal mesozoico; el basamento del valle del Magdalena está constituido por rocas volcánicas y sedimentarias terciarias de origen continental, ligeramente plegadas y falladas; la cordillera central consta principalmente de rocas plutónicas y metamórficas recubiertas por retazos aislados de rocas sedimentarias marinas del Cretácico y por detritos volcánicos en las áreas próximas a los grandes volcanes; el valle del Cauca consta de rocas cizalladas y falladas que son parte de la zona de cizalladura de Dolores; y La cordillera Occidental consta de rocas sedimentarias marinas profundas y volcánicas del cretácico deformadas y débilmente metamorizadas.

Las cordilleras Central y Occidental, en general se han comportado como una sola unidad estructural durante el Cenozoico Superior, limitadas por flexiones y un fallamiento menor. A lo largo del costado oriental de la cordillera Central existe un monosinclinal suave o una flexión inclinada al este. Un fallamiento menor sucedió en la zona de la falla de Palestina (fig. 2.2). El lado oeste de la cordillera Occidental es una flexión muy inclinada.

En general, el marco global se caracteriza por rocas de la corteza oceánica en la parte occidental y central de Colombia (basalto, gabro, grauvaca, etc) y rocas de la corteza continental en la parte oriental (granito, gneis, areniscas cuarzosas, etc). Las profundidades inferidas del Moho a lo largo de la zona de estudio de oeste a este muestra profundidades que varían entre de 10 y 20 Km por debajo de la cordillera del mismo nombre y a más de 25 km en la porción continental. La corteza oceánica del pacífico, posee profundidades que varían entre 20 y 40 km a lo largo del margen occidental colombiano por debajo de la cordillera del mismo nombre y a más de 25 km en la porción continental, estimándose un máximo entre 40 y 50 km por debajo de las cordilleras Central y Oriental [Page, 1986]

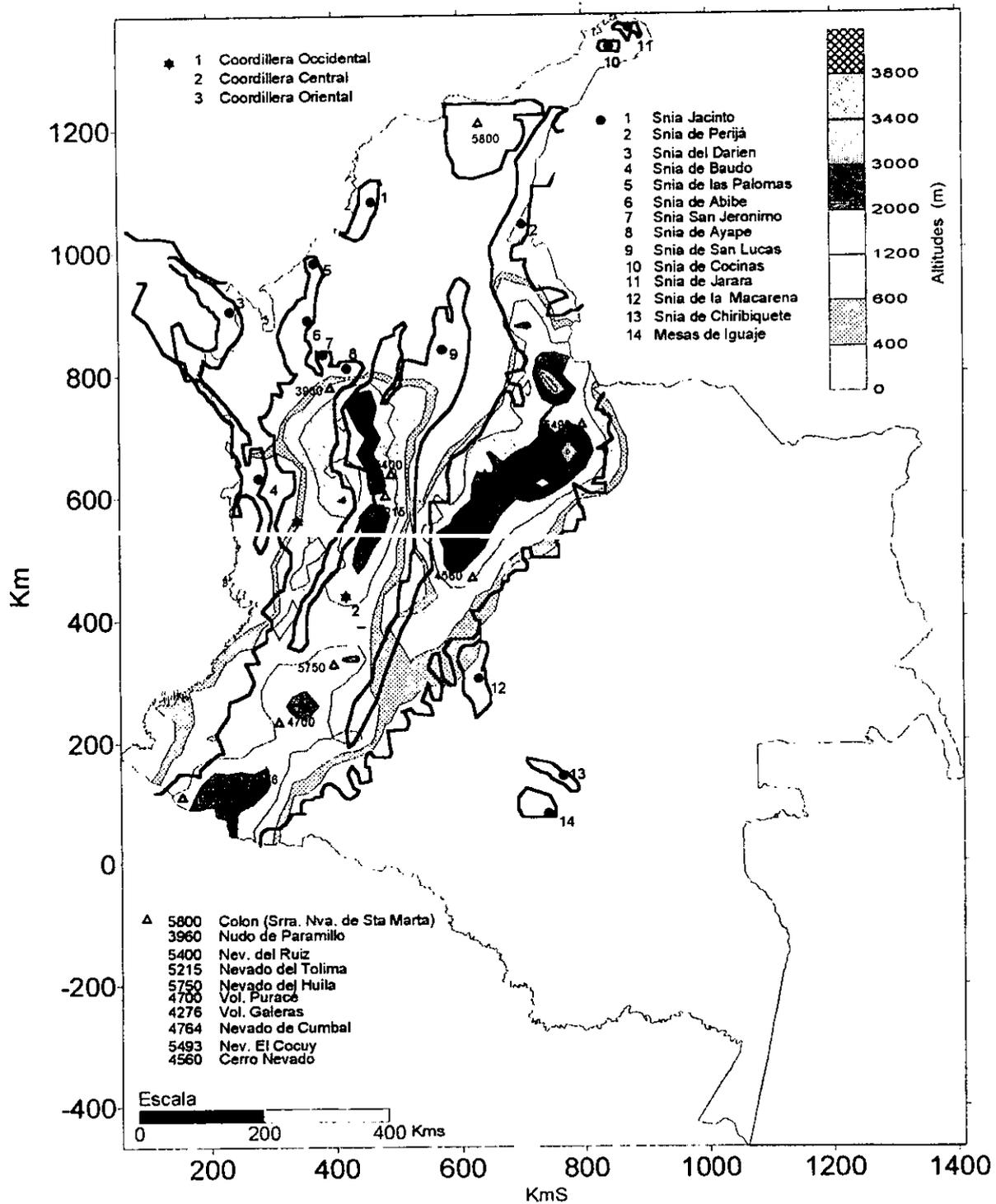


Figura 2.2 Mapa de Alturas y principales rasgos topográficos. Las alturas en las áreas sombreadas corresponden a nivelaciones geodésicas de primer orden. La línea continua gruesa corresponde a la forma de la topografía del país, tomada del Atlas de Colombia.

## 2.4 DATOS GRAVIMETRICOS Y PROCESAMIENTO

Los datos usados para este estudio fueron proporcionados por el Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", que consisten de 10,000 observaciones gravimétricas aproximadamente (fig. 2.3) tomadas en estaciones altimétricas cuya altura fue estimada a partir de nivelaciones geodésicas de primer orden. La información tiene un cubrimiento de 1,600,000 km<sup>2</sup>. Aproximadamente, existe una estación por cada 12.7 km<sup>2</sup> en promedio. La figura 2.4 muestra el resultado de la interpolación de la Anomalía de Bouguer Total con el método de Krigging para una malla de 18 km x 12 km, a un intervalo de contornos de  $2 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$ , la región se caracteriza por grandes anomalías negativas concéntricas asociadas a las partes más altas de los Andes colombianos. Este cinturón montañoso se asocia a la subducción de la placa Nazca bajo la suramericana y surge durante el Cenozoico Superior [Page, 1986].

La separación regional - residual de la anomalía de Bouguer Total se realizó mediante un análisis del espectro de amplitudes de la anomalía de Bouguer, siguiendo el método SFM [Spector y Grant, 1970]. Se pueden definir intervalos en el número de onda radial (fig. 2.5), que expresan los efectos mencionados. Cada dominio puede ser separado y analizado individualmente. Igualmente, es posible estimar la profundidad media a la cuál se encuentran los cuerpos o estructuras anómalas que están definidas en esos intervalos. Siendo la pendiente del ajuste de una función lineal proporcional a la profundidad de dicho cuerpo [Syberg, 1972; Gupta y Ramani, 1980; Suriñach y Chávez, 1996].

Se calculó el espectro de potencia bi-dimensional correspondiente al mapa de la anomalía de Bouguer Total; posteriormente se transformó en una representación unidimensional siguiendo el algoritmo de Dimitriades et al. [1987]. El espectro de potencia se dividió en tres intervalos, a los que se les ajustó una línea recta (fig. 2.5). La región de longitud de onda  $\lambda > 99 \text{ km}$ , la relacionamos con estructuras profundas; el intervalo  $64 > \lambda > 36 \text{ km}$ , con estructuras intermedias; y para  $\lambda > 36 \text{ km}$  con longitudes de onda pequeñas, correspondientes a estructuras muy superficiales y contaminadas con ruido. A partir de las pendientes promedio de cada uno de los intervalos se estimó la profundidad media de los cuerpos relacionados con esas longitudes de onda. La fuente más profunda se encuentra a  $37.8 \pm 12.2 \text{ km}$ , la intermedia se ubica a una profundidad de  $11.5 \pm 5.5 \text{ km}$ , y la más somera a  $4.0 \pm 0.7 \text{ km}$ . Las fuentes profundas se asocian con la interface corteza inferior - manto, cuya profundidad concuerda con los

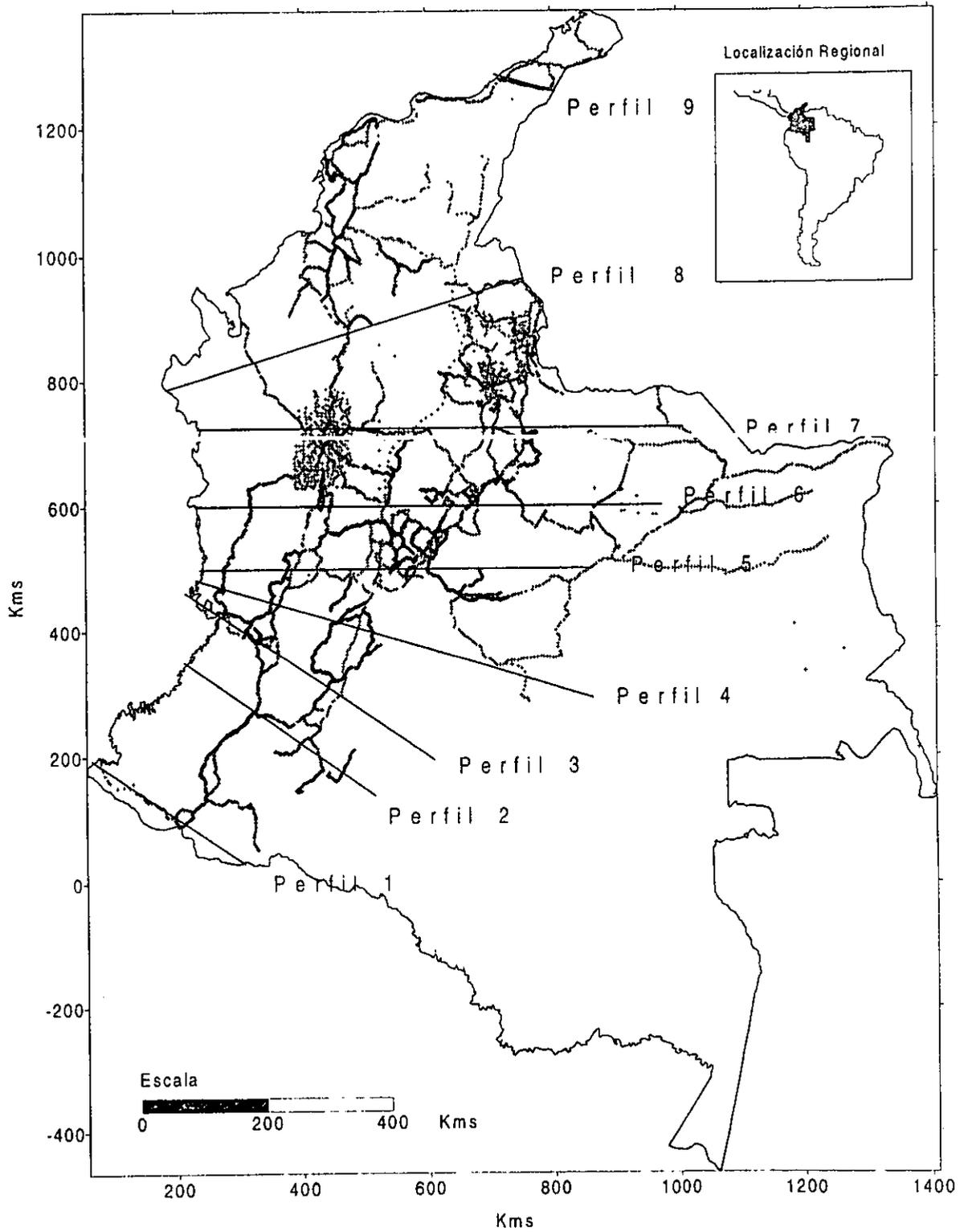


Figura 2.3 Mapa con puntos de observación gravimétrica y perfiles a procesar por modelado directo.

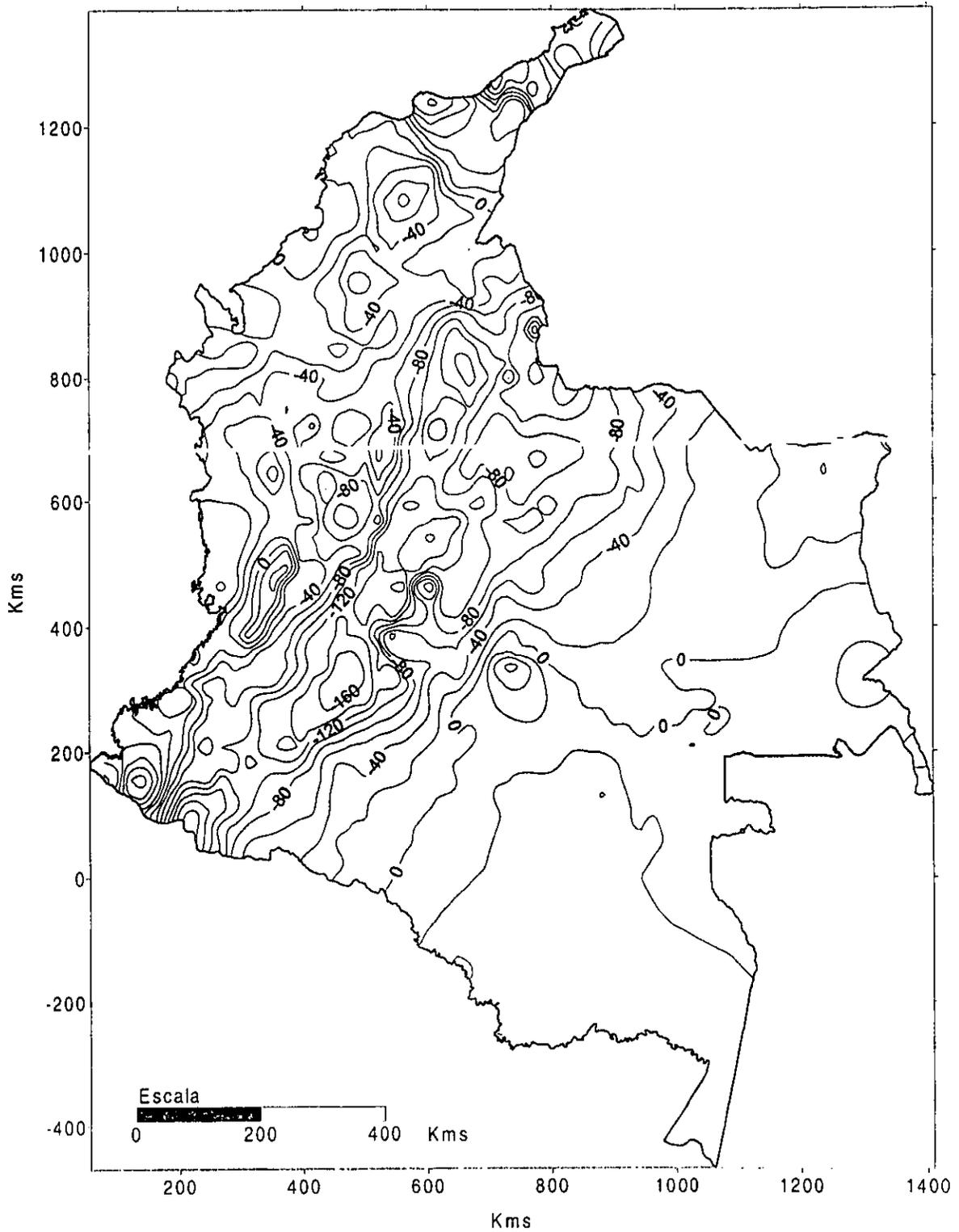


Figura 2.4 Mapa de Anomalia de Bouguer Total. Intervalo de contornos gravimétricos cada  $2 \times 10 \text{ m s}^{-2}$ .

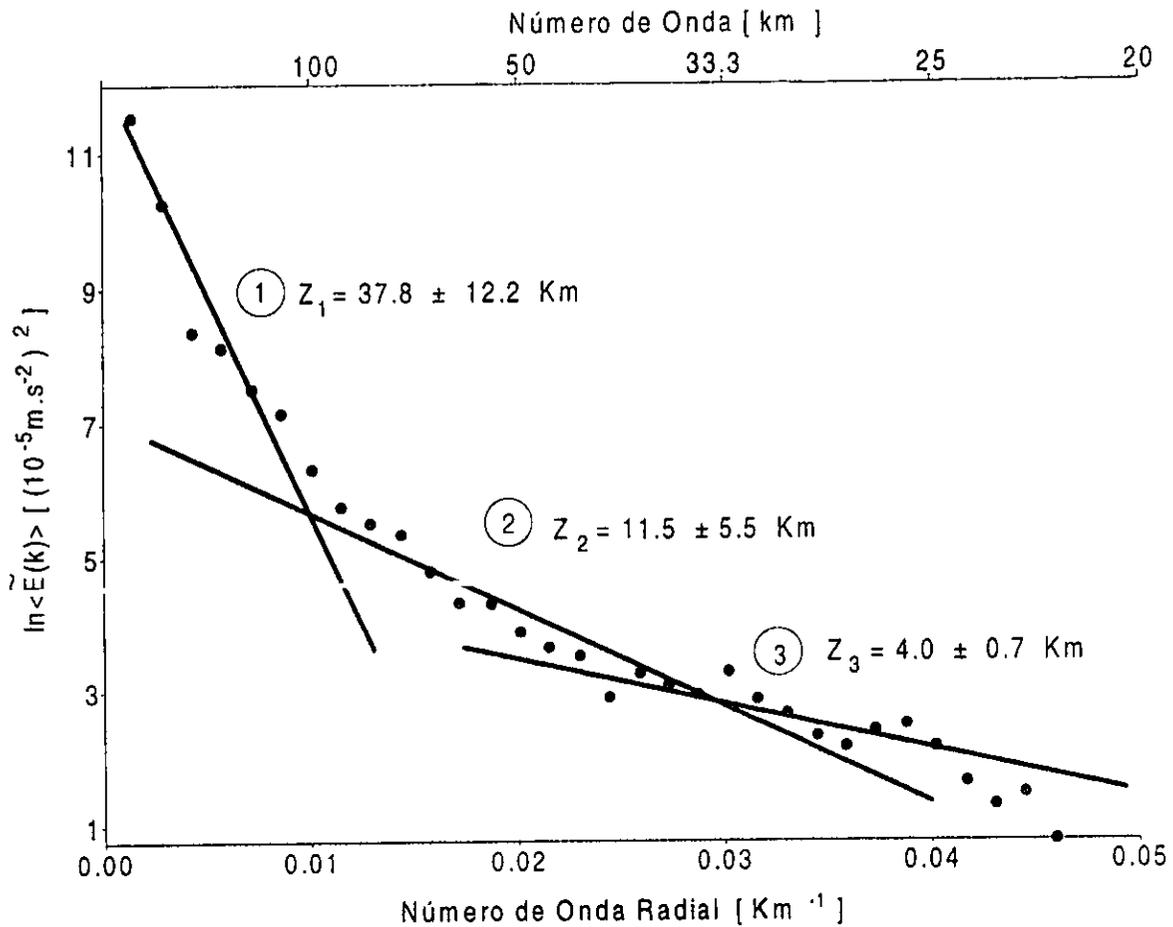


Figura 2.5 Espectro de potencia de Fourier promedio de los datos gravimétricos como una función del número de onda  $k$  (aproximadamente equivalente a la escala de longitud de onda indicada). (1), (2), (3) son las profundidades promedio estimadas. Se seleccionaron las frecuencias  $0.0101 \text{ Km}^{-1}$  para la componente regional, y para la componente residual, se seleccionó de  $0.0101$  a  $0.0278 \text{ kms}^{-1}$ . El método del cálculo de las pendientes se muestra en el apéndice IV.

Los resultados de Page [1986] mediante estudios de sísmica. Este autor estima la profundidad de la discontinuidad de Mohorovici entre 20 y 30 km a lo largo del margen occidental de Colombia, y por debajo del continente de Suramerica, profundidades mayores de 25 km, llegando a 50 km bajo las cordilleras Central y Oriental. Por otro lado, Kellogg et. al, [1995] propusieron un espesor de corteza de 45 km bajo el altiplano (cordilleras Central y Oriental) y 28 km bajo los Andes Occidentales, a partir del análisis de un perfil gravimétrico. Estos valores están del orden de magnitud con las profundidades calculadas por el SFM. El segundo intervalo con una profundidad de  $11.5 \pm 5.5 \text{ km}$  puede asociarse con el límite entre la corteza superior con la inferior. El tercer dominio definido por profundidades menores a  $4.0 \pm 0.7 \text{ km}$  no se estudiará, pues no es parte del objetivo principal de este trabajo y debido a que esta región del espectro está fuertemente

influenciada por otros factores, como errores en la interpolación, artefactos, etc. Se considera entonces la contribución de los primeros dos dominios del espectro, a las interfaces corteza inferior - manto y corteza superior - inferior. Por lo tanto el efecto de estas dos contribuciones forman las componentes regional y residual del mapa de anomalía de Bouguer, respectivamente.

### 2.5 FILTRADO

El proceso de separación entre la señal regional y residual del mapa de anomalía de Bouguer Total consiste en la aplicación de un filtro óptimo de Butterworth [Karl J., 1989], diseñado en el dominio de la frecuencias. La figura 2.6 muestra la anomalía regional después de aplicar un filtrado pasabajos usando una frecuencia de corte  $0.0101 \text{ km}^{-1}$  (longitud de onda de 99 km), y refleja el efecto de la interface corteza - manto con grandes anomalías negativas concéntricas, asociadas a las raíces de los Andes en Colombia. La figura 2.7 muestra la componente residual, que se obtuvo aplicando un filtro pasabanda con frecuencia pivote de  $0.0187 \text{ km}^{-1}$  (longitud de onda de 54 km) y frecuencia de corte de  $0.0278 \text{ km}^{-1}$  (longitud de onda de 36 km). Y, refleja el efecto de la interface corteza superior - inferior, donde las anomalías resultantes se alinean en la dirección de avance de los Andes en Colombia, y están delimitadas por las principales fallas.

### 2.6 INVERSION GRAVIMETRICA

El método de inversión tridimensional desarrollado por Abdoh et al. (1990) se aplicó tanto a la componente (fig. 2.6 ) como a la componente residual (fig. 2.7 ). Las bases del método están descritas por Parker (1973). Este autor desarrolla un algoritmo simple en el dominio de las frecuencias para calcular en campo potencial de una interface. El método es aplicable a modelos de una o más capas en donde para una óptima convergencia de la serie implícita en el algoritmo, el nivel de referencia debe ubicarse en la profundidad promedio de la capa. La solución inversa de la formula de Parker (Apéndice II) se obtiene mediante un desarrollo similar de mínimos cuadrados iterativos con descomposición en valores singulares [Abdoh et al, 1990]. El método por lo tanto requiere de un valor a priori de la topografía de cada capa y su correspondiente contraste de densidad. La estabilidad del algoritmo de inversión depende del número y magnitud de los eigenvalores, puesto que los valores singulares pequeños correspondientes a números de onda grandes producen gran inestabilidad en la solución.

Los elementos a priori del método iterativo; la profundidad media de cada capa y su contraste de densidad, se encuentran por prueba y error. Se seleccionan aquellos valores que conlleven a una

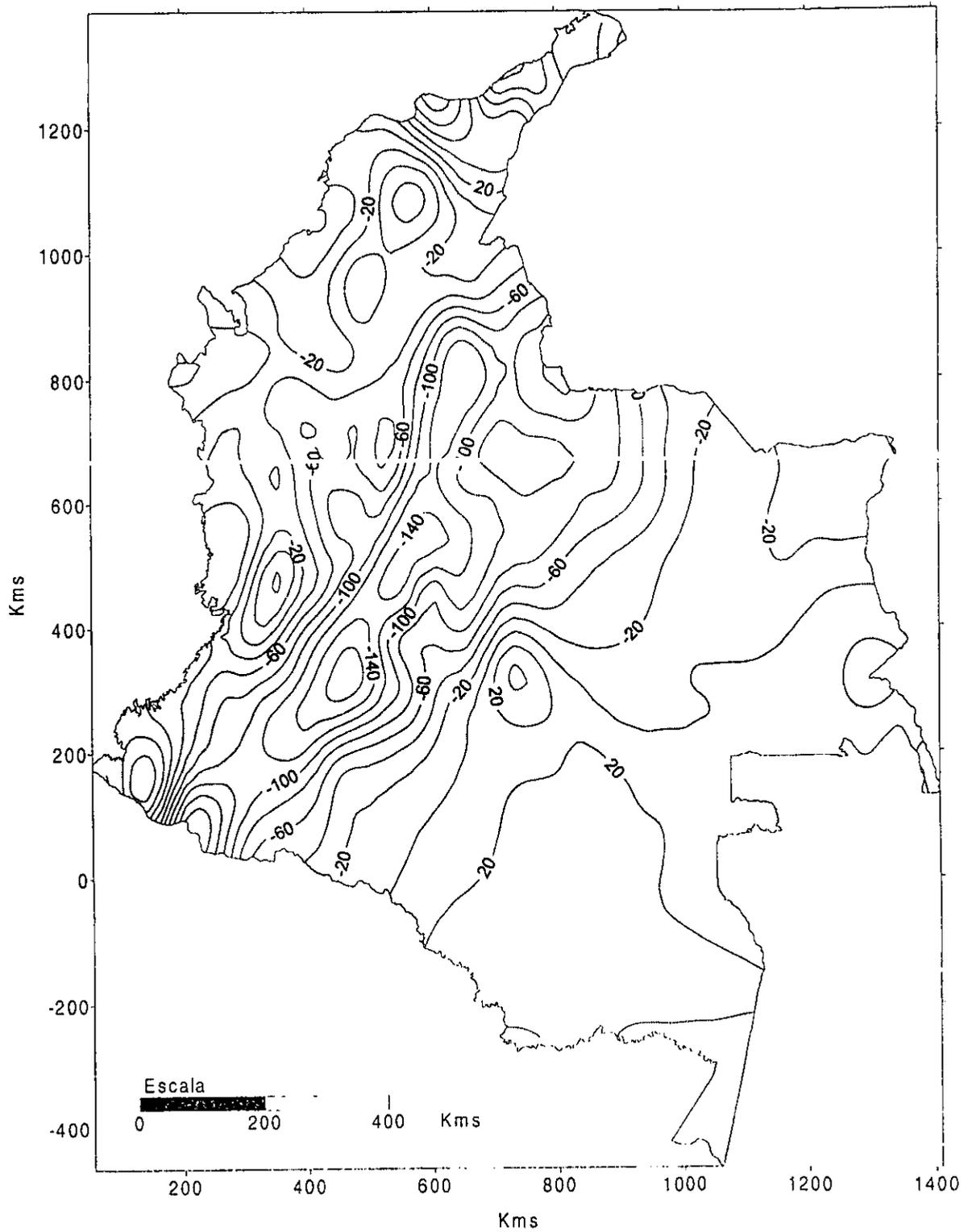


Figura 2.6 Mapa de Anomalía de Bouguer total regional. Intervalo entre contornos gravimétricos cada  $2 \times 10^4 \text{ m s}^{-2}$ . Longitudes de onda mayores a 99 km son retenidas.

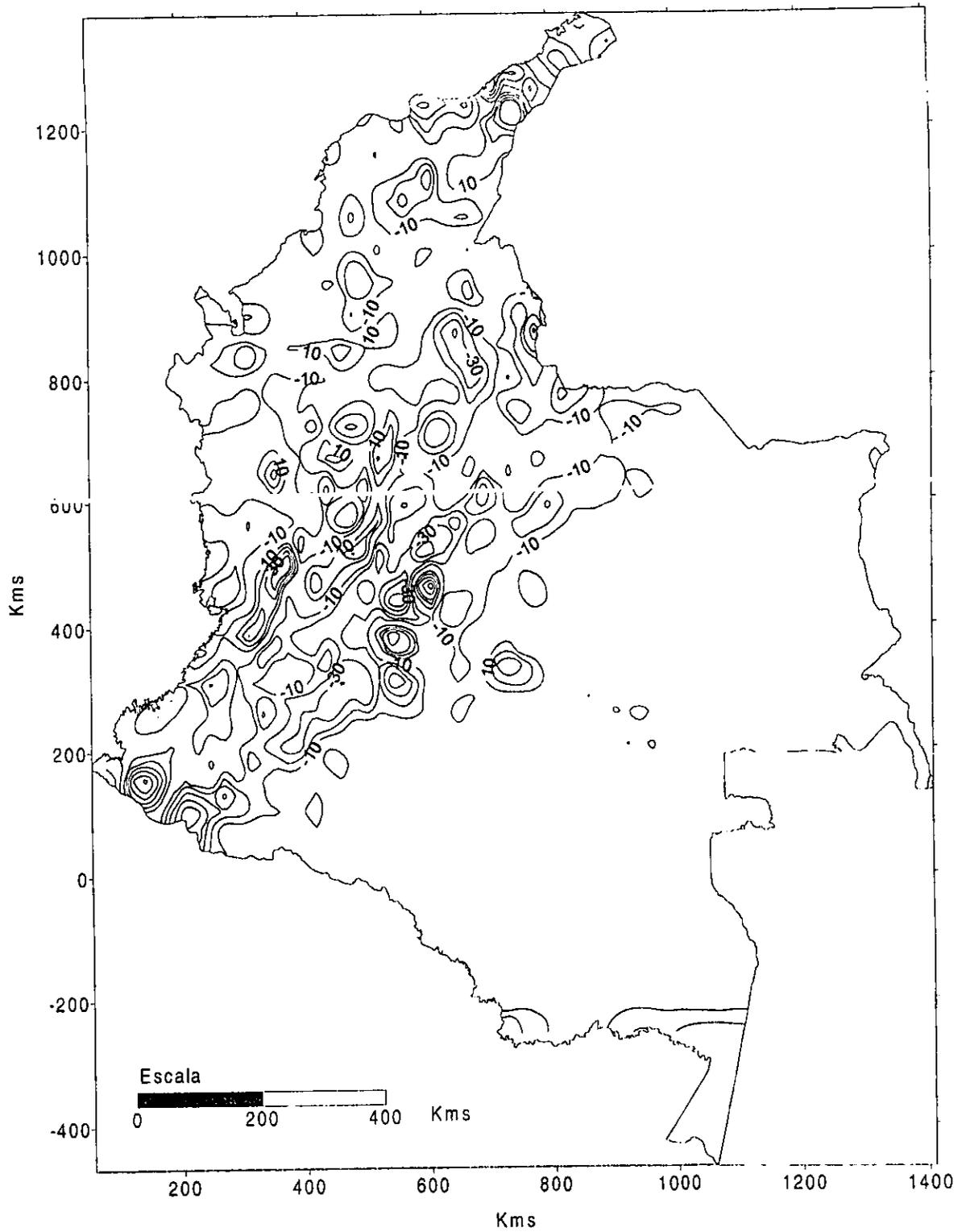


Figura 2.7 Mapa de Anomalia de Bouguer total residual. Intervalo entre contornos gravimétricos cada  $10^4 \text{ m s}^{-2}$ . Longitudes de onda entre 99 y 36 km son retenidas.

solución estable y de rápida convergencia. Se tomaron para el manto una densidad de  $3300 \text{ kg m}^{-3}$  y  $2850 \text{ kg m}^{-3}$  para la corteza inferior, para la corteza superior se asumió  $2500 \text{ kg m}^{-3}$ . Así, con un contraste de densidad de  $450 \text{ kg m}^{-3}$  para la interface manto-corteza inferior, y  $350 \text{ kg m}^{-3}$  para la interface corteza superior-inferior, se obtienen los modelos de las interfaces; estables y de rápida convergencia. Estos contrastes de densidad se enmarcan dentro de los encontrados por Kellogg et al. [1995] para desarrollar su modelo cortical bidimensional de la parte sur de los Andes Colombianos. Las profundidades de referencia estimadas fueron de 32 km para el modelo regional y 12 km para la componente residual. Valores que se encuentran dentro de los rangos de profundidades inferidas a partir del método SFM, y que se correlacionan aceptablemente en la descripción del marco tectónico y estructural de Colombia realizado por Page [1986].

### 2.7 INTERPRETACION DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El resultado de la inversión del regional (fig 2.6 ) describe la geometría tridimensional para el Moho (fig. 2.8). La longitud de onda utilizada en la inversión fue de 99 km, con una profundidad de referencia de 32 km. La topografía a la profundidad de la interface corteza inferior - manto refleja la complejidad tectónica del bloque Andino (fig. 2.1) y es congruente con el modelo regional más aceptado actualmente para Colombia [Pennigton, 1981]. El modelo obtenido variaciones en la profundidad que fluctúan entre 18 y 58 km, caracterizado por una sola raíz para las cordilleras Occidental y Central hacia el E de éstas, desde el sur de los Andes Colombianos hasta la latitud correspondiente a Buenaventura. A partir de esta latitud y hasta el punto triple del Darién las tres cordilleras tienen claramente diferenciadas sus raíces desplazadas al W de su correspondiente topografía. El cambio de ubicación de las raíces se asocia con el rompimiento de la placa Nazca y sus diferentes ángulos de subducción. La falla de Bucaramanga mantiene su ubicación a profundidad, limitando el desarrollo de la cordillera Oriental y llegando hasta el denominado nido de Bucaramanga; el cual se localiza a una profundidad de 28 a 32 km, rodeado por depresiones que alcanzan los 40 km. Por otro lado, a partir de la unión de la falla Palestina con la falla Romeral hacia el N, que comprende todo el sistema Andino desde Buenaventura, existe un desplazamiento en dirección NW a profundidad. Una secuencia de estructuras anómalas con profundidad entre 20 y 28 km se alinean desde el punto triple del Darién hasta otro posible punto triple formado por las fallas de Bucaramanga, Frontal Andina y de Boconó. Esto puede asociarse con la unión entre las placas Suramericana y del Caribe. La cordillera Occidental sigue paralela al litoral del Pacífico con raíces que alcanzan profundidades de 20 a 28 km.

El resultado de la inversión de la anomalía residual (fig 2.7 ) describe la geometría tridimensional para la interface corteza superior - inferior (fig. 2.9). La longitud pivote fue de 54 km y la longitud

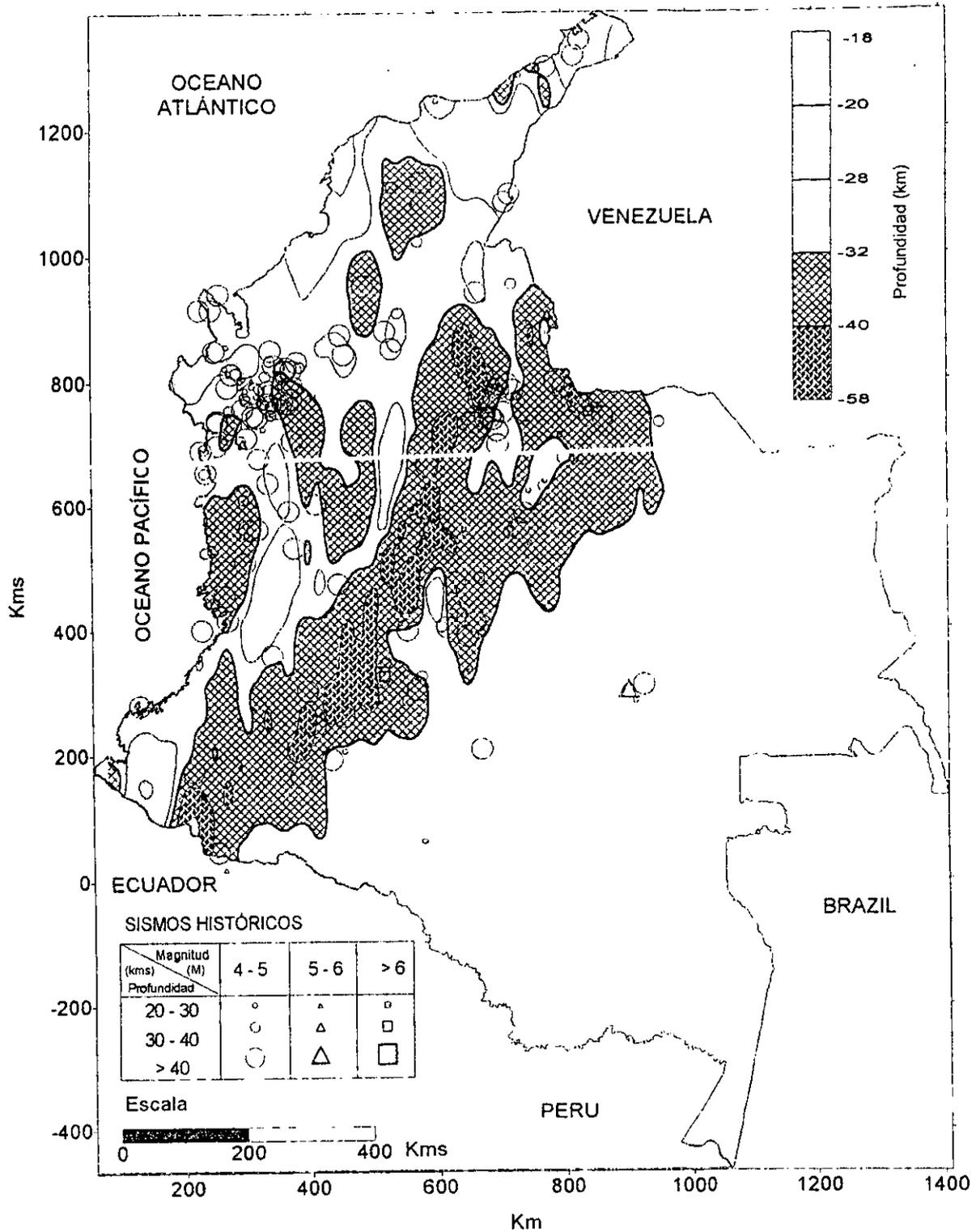


Figura 2.8 Mapa de profundidades al Moho obtenido a partir de la inversión de la anomalía regional del Moho usando una profundidad de referencia de 32 km. ( M ) Magnitud reportada en catalogo, homogeneizada de  $m_c$ ,  $m_b$  y  $M_s$ .

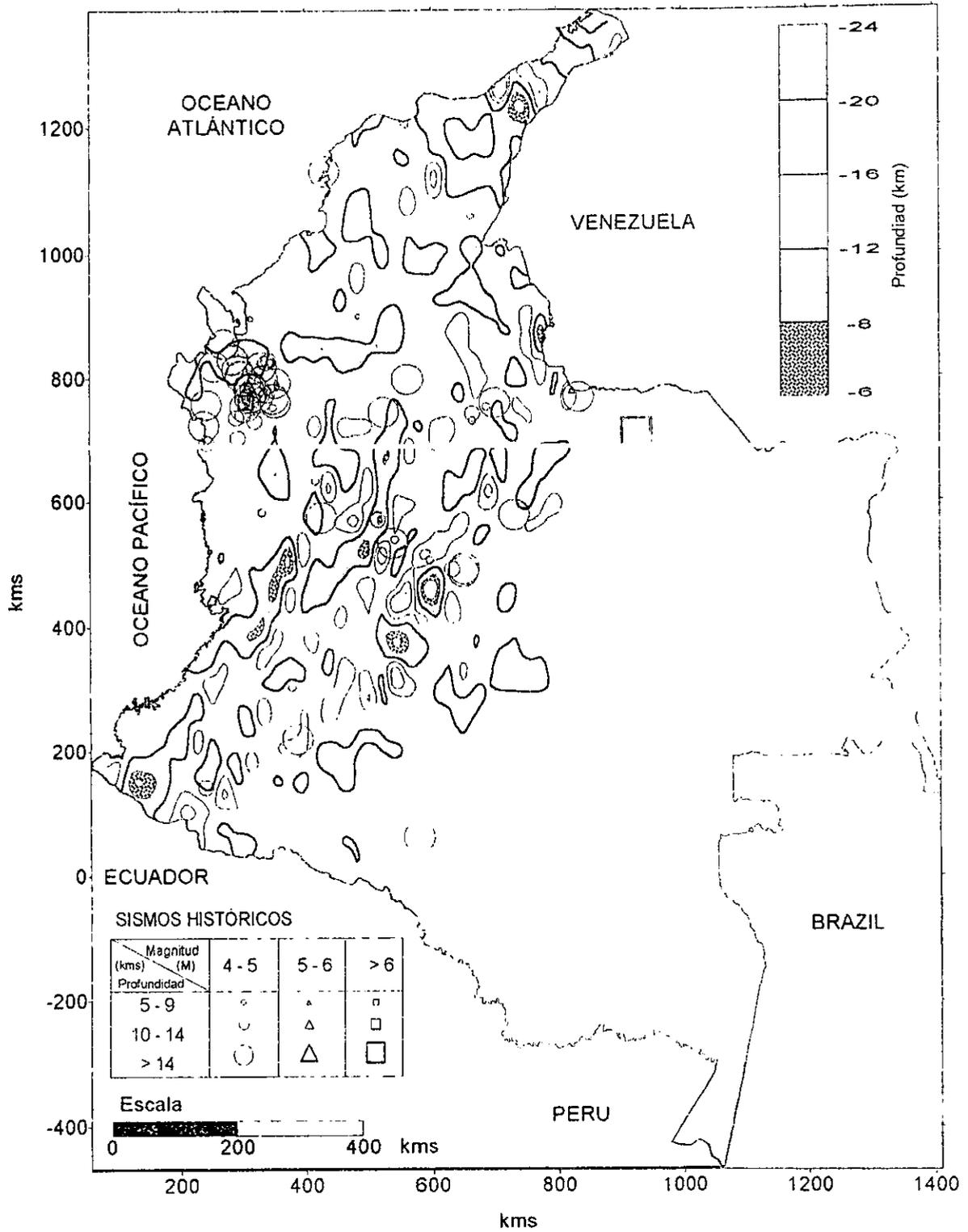


Figura 2.9 Mapa de profundidad a la interface superior e inferior obtenido a partir de la anomalía residual, usando una profundidad de referencia de 12 km.

de corte de 36 km. Se encontró la mejor profundidad de referencia en 12 km. Este modelo refleja la dirección y desarrollo de las tres cordilleras en Colombia, al igual que las fallas principales.

La localización de los sismos históricos <sup>1</sup> con profundidades mayores a 20 km y magnitudes desde los 4 grados, se correlacionó con el modelo de profundidades de la discontinuidad de Mohorovicic. Las áreas de mayor actividad sísmica se localizan entre los 40 y 58 km de profundidad para el mayor número de eventos y entre 20 y 28 km de profundidad para un menor número alineado entre el punto triple del Darién y el nido de Bucaramanga. Regiones que representan profundidades entre 28 y 32 km presentan baja o escasa sismicidad. Los sismos históricos con profundidades entre 5 y 19 km, que corresponden a la interface corteza superior - inferior (fig. 2.9), presentan una alta correlación con el modelo obtenido, cuya profundidad media es 12 km; observándose que los eventos sísmicos se alinean en los bordes de las anomalías.

Para definir con más detalle los rasgos estructurales del Bloque Andino, se modelaron 9 perfiles con técnicas de modelado directo bidimensional tipo Talwani [Interpex, 1992] (fig. 2.3). Los perfiles se tomaron del mapa de anomalía Bouguer total (Fig. 2.4) filtrado con un pasabajos usando una frecuencia de corte de 0.0278 (longitudes de onda mayores a 36 km son retenidas). Los modelos bidimensionales se ajustaron a los modelos tridimensionales tanto del Moho como para la interface corteza superior - inferior (fig 2.10). Los perfiles 1 y 2 ubicados al sur de Buenaventura, reflejan la compensación isostática de las cordilleras Occidental y Central en una sola raíz que muestra un fuerte engrosamiento, el cual se considera como el efecto del peso de la carga topográfica y de la gran presión lateral. Esta última producida por el contacto entre el bloque Andino y el escudo Brasileiro, que corresponde a la falla Frontal Andina (marcada como 1 en los modelos bidimensionales de los perfiles 1 y 2) y la subducción localizada al W. En las zonas costeras donde no existe carga topográfica, el Moho se levanta a profundidades cercanas a los 20 km, después se profundiza hasta los 60 km aproximadamente, por debajo de los Andes. El perfil 3, aún al sur de Buenaventura, sigue el mismo patrón de comportamiento que los perfiles 1 y 2, con la diferencia que la raíz alcanza una profundidad de 40 km y corresponde a las cordilleras Central y Oriental. Esta última surge a esta latitud con alturas no mayores a los 2000 metros y con extensión relativamente pequeña. Se observa además que bajo la cordillera Occidental no existe una raíz y por lo tanto la interface corteza - manto alcanza unos 25 km de profundidad. La ubicación de las raíces de las cordilleras hacia el E en estos tres perfiles, se explican como producto del

---

<sup>1</sup> Los sismos históricos fueron tomados del catalogo del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras de Colombia [INGEOMINAS, 1997]. La información de este catalogo fue compilada por INGEOMINAS y es propiedad de diferentes Institutos de gobierno que poseen redes locales sísmicas con instrumentos de corto periodo. Para este trabajo se usaron los sismos reportados desde 1964 hasta 1995. La magnitud reportada en el catalogo es una homogeneización de los sismos en cualquier escala de las magnitudes de las ondas  $m_b$ ,  $m_c$ , y  $M_s$ .

fracturamiento de la placa Nazca y su correspondiente ángulo de subducción; patrón observado en el modelo tridimensional. En cuanto a la interface entre la corteza superior - inferior, se encontraron profundidades entre los 10 y 20 km, mostrando una buena correlación con las principales fallas que se encuentran en la zona de estudio. El perfil 4, a pesar de ubicarse en la zona de fractura de la placa Nazca sigue el comportamiento de los anteriores perfiles. Los perfiles 5, 6 y 7 se encuentran al norte de Buenaventura; éstos perfiles muestran que las cordilleras Central y Oriental tienen cada una su propia raíz, siguiendo el patrón de fuerzas de los perfiles ubicados al sur de Buenaventura, ubicadas al W de la topografía, cuyo efecto es más notorio en el perfil 7, y que en superficie se localiza en el valle del Magdalena. En este mismo perfil el patrón del Moho en la cordillera Occidental cambia a profundidades cercanas a los 30 km. Esto puede deberse a que en estas zonas se encuentran las mayores altitudes de la cordillera. La interface corteza superior-inferior, entre los perfiles 4 y 7 tiene una profundidad entre los 12 y los 30 Km, evidenciándose estructuras que son producto del sistema de fallas (marcadas en el modelo con un literal) que se encuentran en esta zona. El perfil 8 define una interface del Moho más estable cercana de los 28 km, delimitando el final del proceso de subducción; la geometría de la interface corteza superior - inferior se ve afectada por las fallas que van en dirección N-S pero sigue un comportamiento casi paralelo al Moho a una profundidad promedio de 12 km. El perfil 9 se encuentra en la península de la Guajira, al norte de Colombia; la estructura del Moho es muy estable a una profundidad cercana a los 30 km y la interface corteza superior - inferior evidencia un cuerpo intrusivo, que se ubica exactamente en el complejo carbonífero del Cerrejón.

Los modelos tridimensionales del Moho y de la interface corteza superior-inferior presentan correlación con la ubicación espacial de los eventos sísmicos. Mientras que la localización en profundidad de los sismos históricos en el modelado directo bidimensional controlan el grosor del modelo de corteza propuesto.

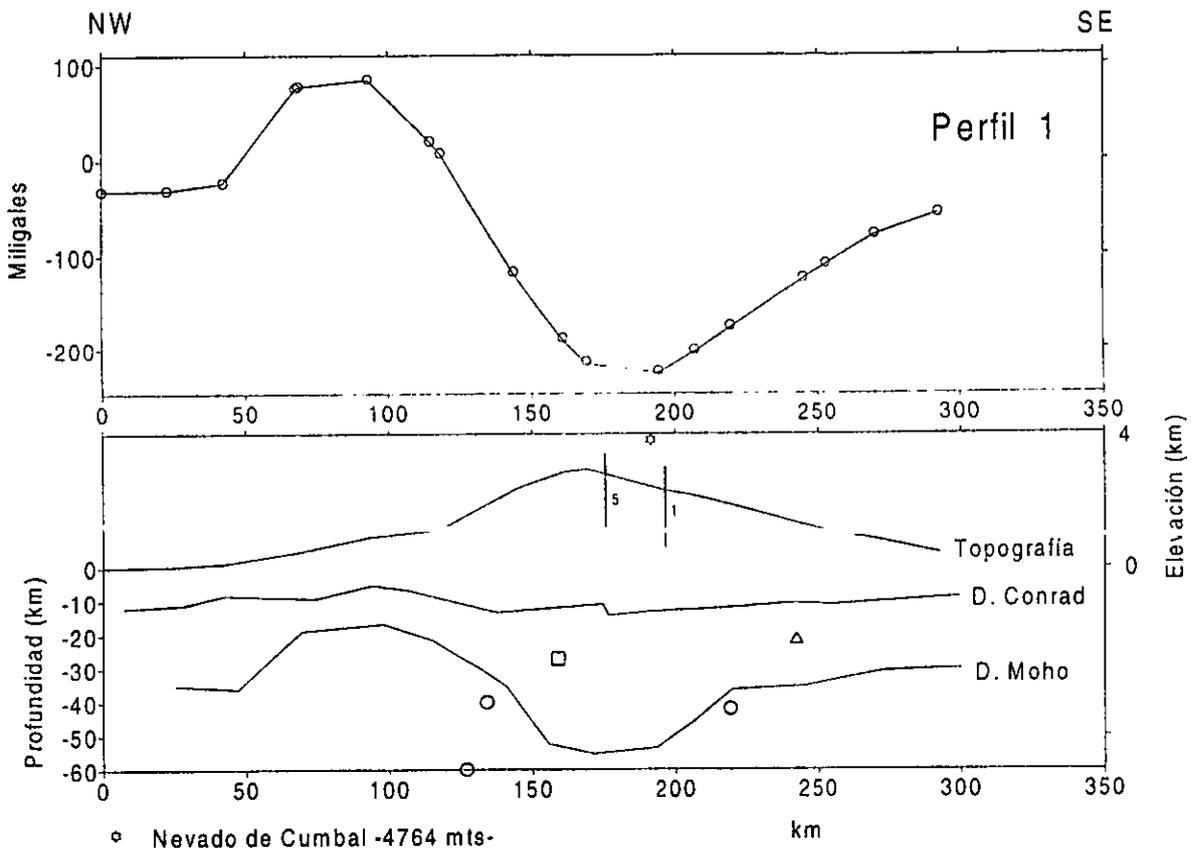


Figura 2.10 Perfil 1. En el primer rectángulo los puntos corresponden a la anomalía de Bouguer total filtrada con un pasabajos con frecuencia de corte de 0.0278 ciclos/km (longitudes de onda mayores a 36 km son retenidas); la línea continua corresponde a la señal gravimétrica teórica (producida por el modelo). El rectángulo inferior contiene el modelo de las interfaces Moho y corteza superior-inferior, también se presenta la topografía a una exageración vertical 1:10. Las líneas verticales corresponden al cruce de fallas. Estas se identifican con un número que corresponde al asignado en el mapa de estructuras tectónicas de Colombia y sus principales fallas. La estrella corresponde a rasgos topográficos no tomados por el perfil gravimétrico. Los círculos corresponden a los sismos de magnitud entre 4 y 5, los triángulos a los de magnitud entre 5 y 6, y los cuadrados a los mayores de 6. Esta categorización es válida también para los perfiles 2 a 9.

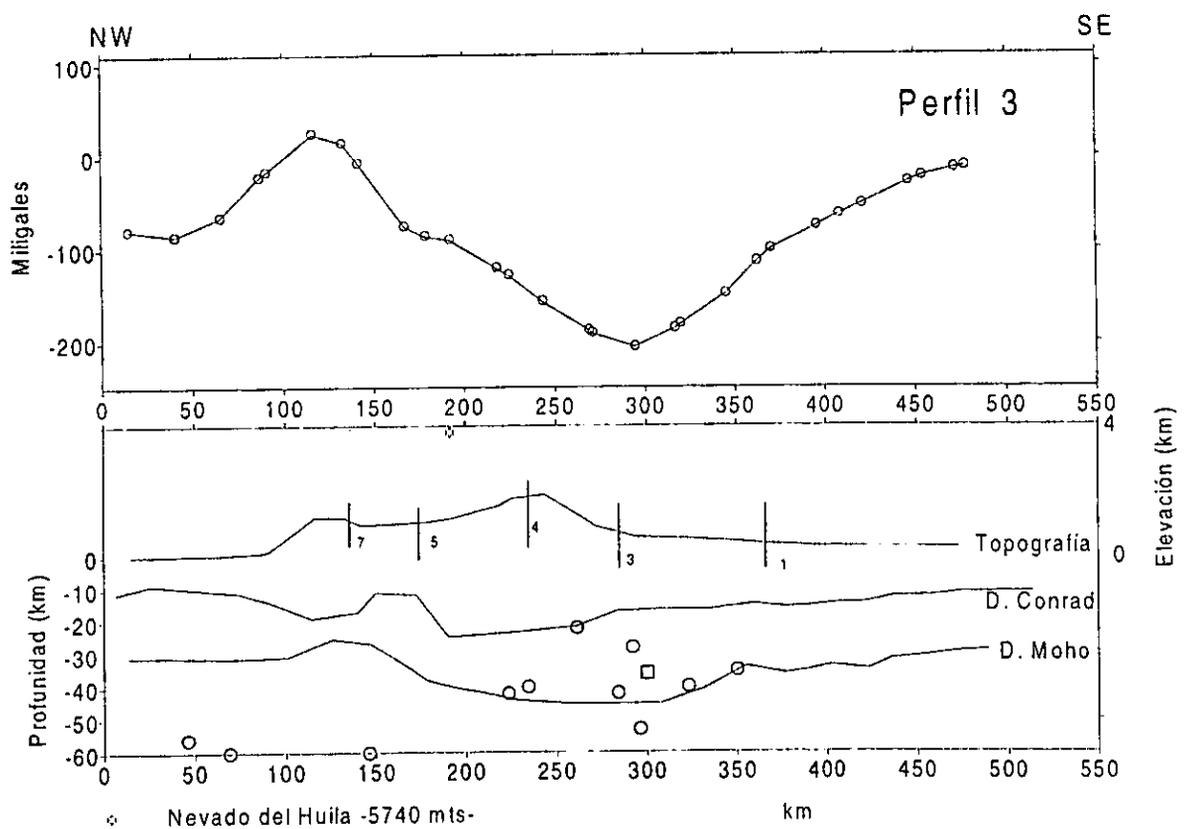
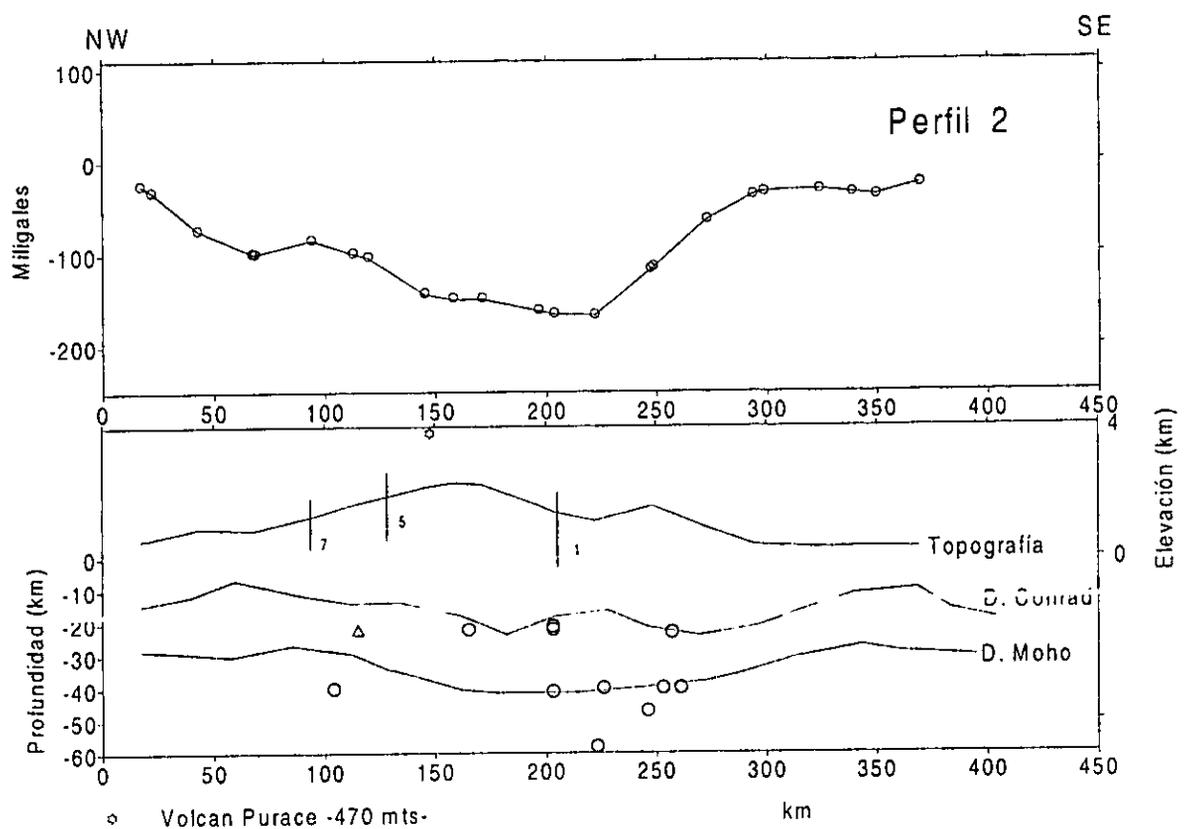


Figura 2.10 parte (a)

# Anomalías Gravimétricas

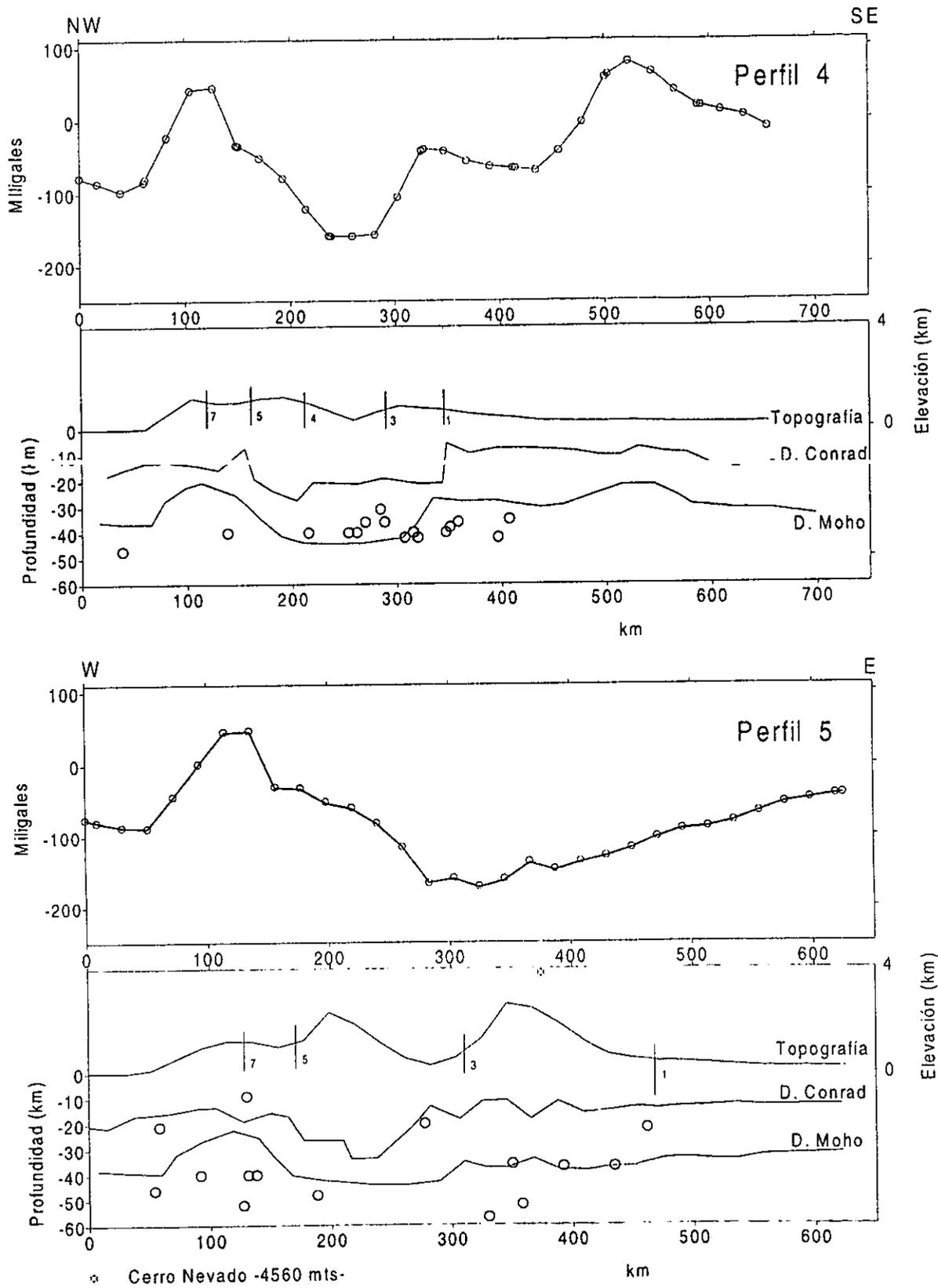


Figura 2.10 parte (b)

# Anomalías Gravimétricas

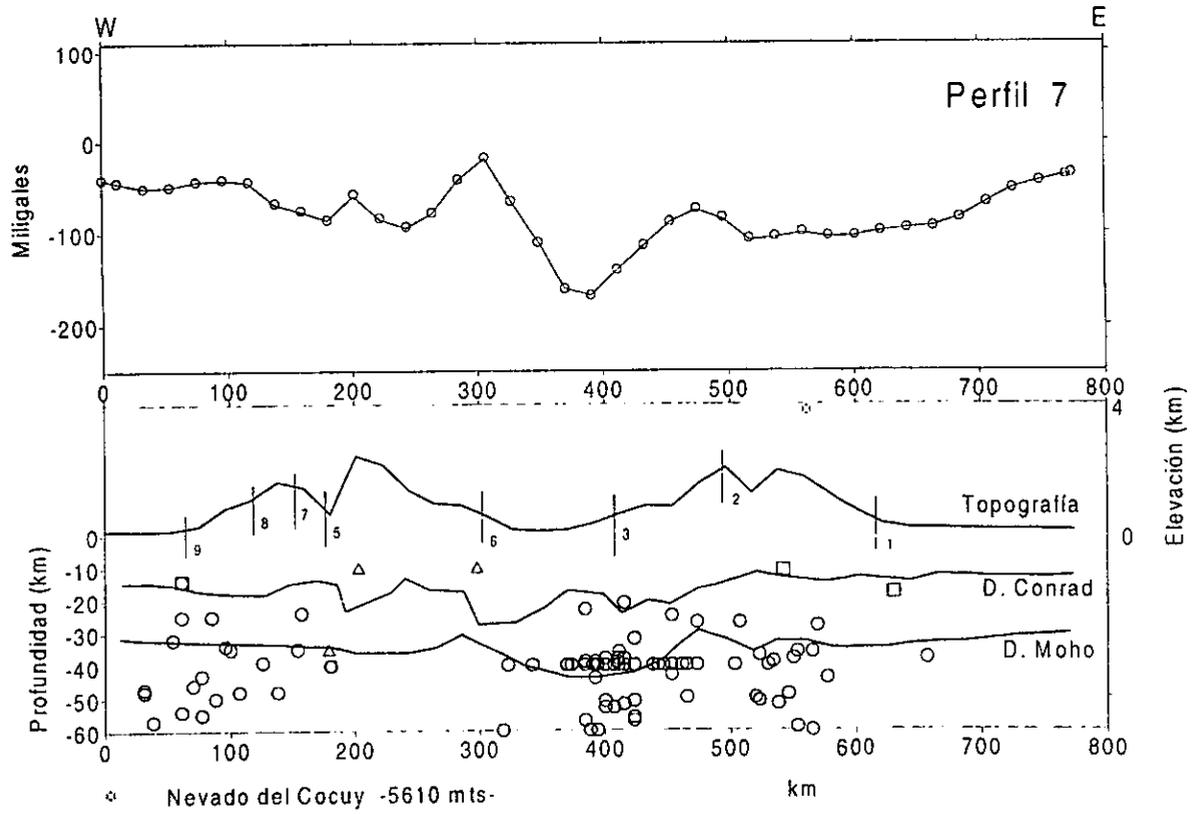
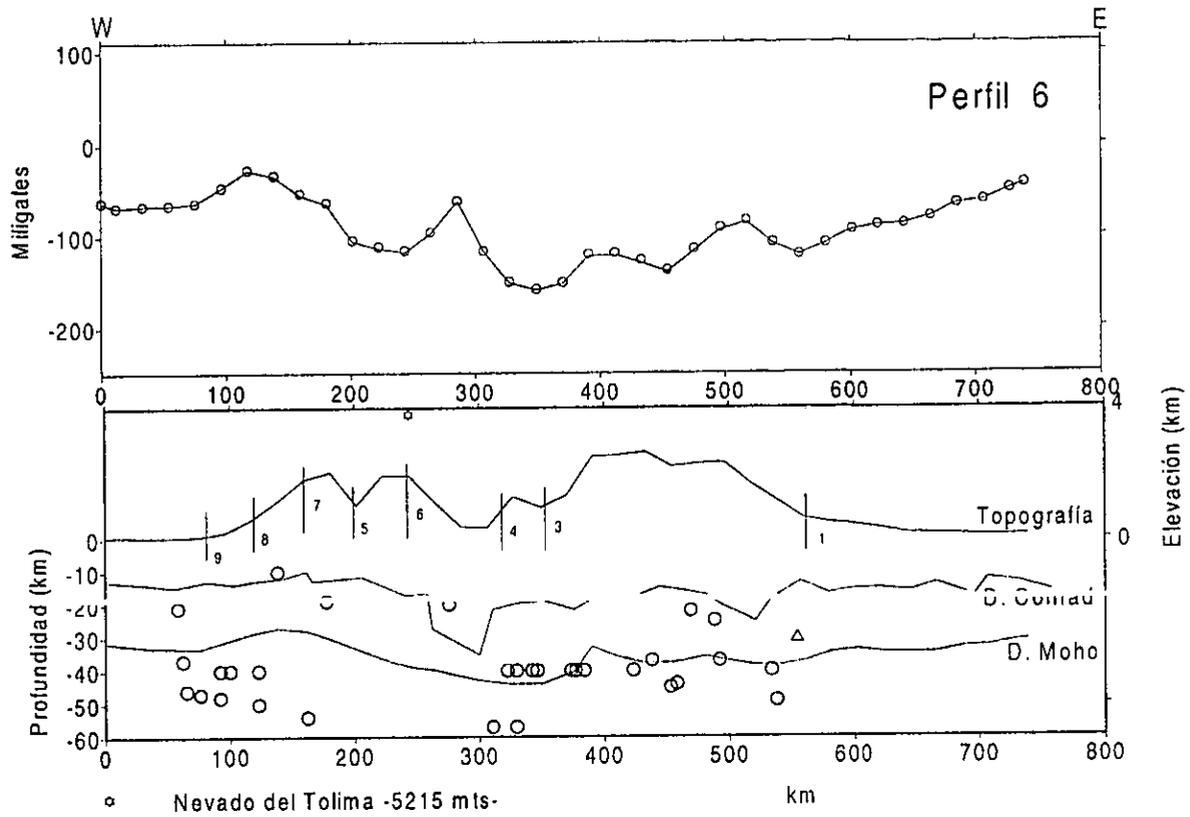


Figura 2.10 parte (c)

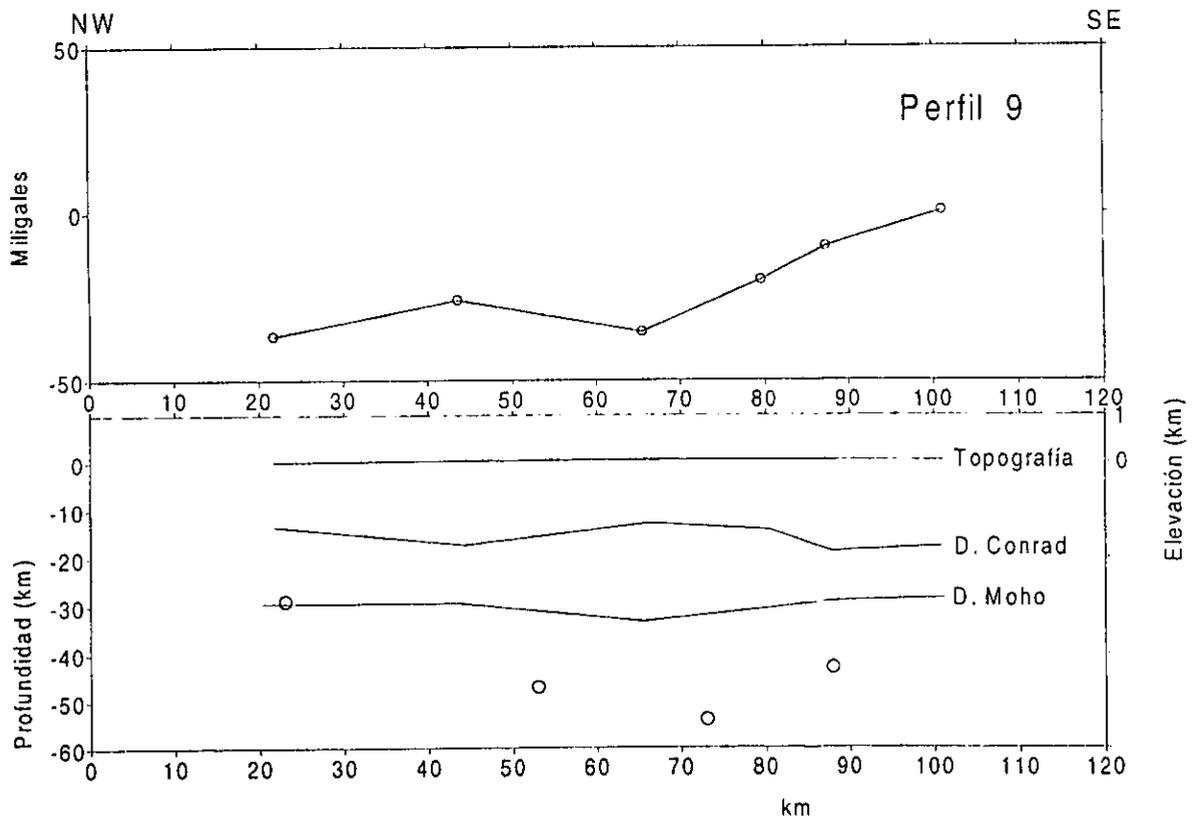
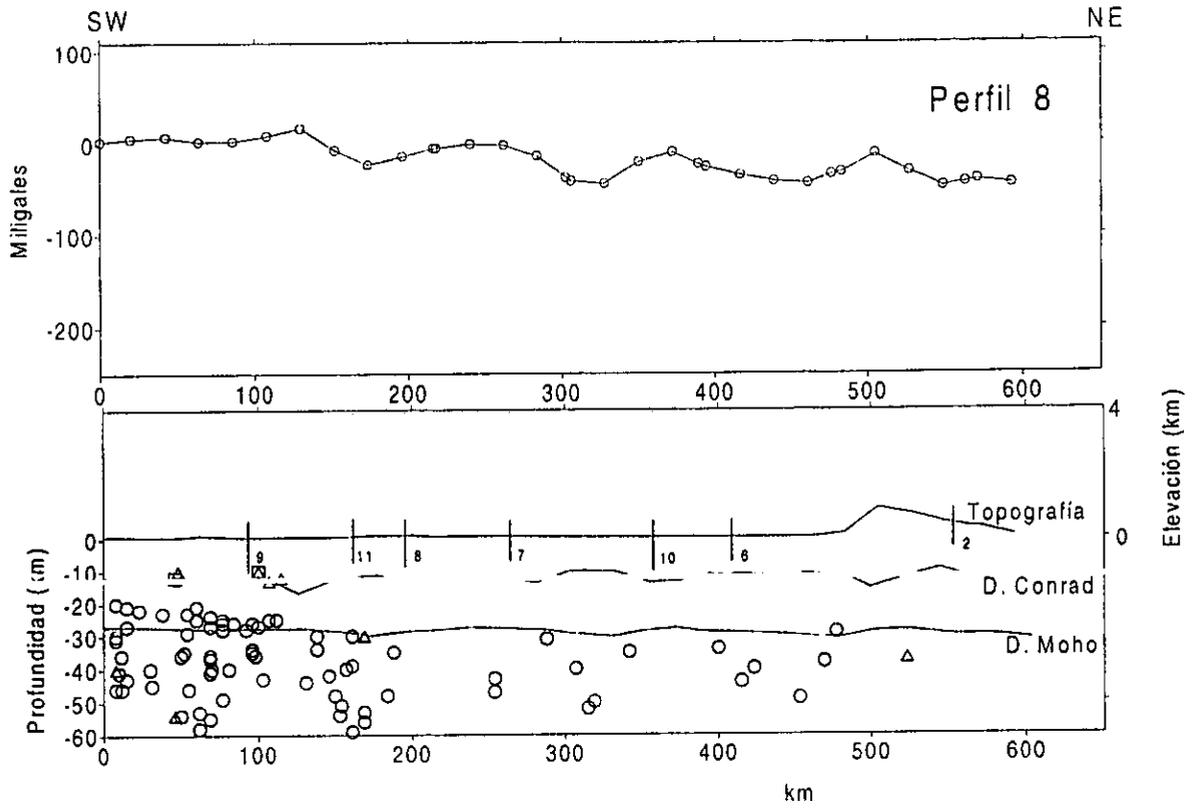


Figura 2.10 parte (d)

### **3. ISOSTASIA EN LOS ANDES COLOMBIANOS**

#### **3.1 RESUMEN**

Se aplica el principio de Dorman y Lewis a la anomalía de Bouguer Total y a la topografía en una malla que cubre todo el territorio colombiano, para determinar el tipo de compensación isostática existente en esta zona. Un análisis tridimensional sobre toda la zona muestra que el modelo de Airy se aproxima a las observaciones, igualmente ocurre con el análisis bidimensional, aplicado solamente sobre los Andes colombianos. Finalmente se plantean modelos derivados de la solución de una ecuación diferencial de cuarto orden que gobierna el comportamiento físico de una placa elástica continua bidimensional. Tales modelos explican la compensación isostática de los Andes Colombianos como una combinación de los principios de Airy (compensación local) Vening-Meinesz (compensación regional).

#### **3.2 INTRODUCCIÓN**

Siendo el manto un sólido viscoso, el problema es la determinación de la resistencia 'permanente' de la tierra al esfuerzo cortante como una función de la profundidad, la amplitud, y la longitud de onda de la perturbación. Esta cuestión es fundamental en la medida que soporta muchos otros aspectos geofísicos, como el desarrollo de cadenas montañosas, el movimiento vertical de la superficie terrestre, la estructura de la temperatura en la corteza y el manto superior, la escala y velocidad de convección y otros tópicos de la geodinámica, entre éstos; la topografía como una desviación del equilibrio hidrostático [McNutt, 1980].

Generalmente, las anomalías gravimétricas se usan para estimar la respuesta de la tierra (compensación isostática) a la fuerza de la superficie. Dicha respuesta no debe limitarse a la topografía porque además existen anomalías gravimétricas debidas a masas anómalas no relacionadas a la elevación superficial [McNutt, 1980].

La parte o región de la corteza y el manto superior que soportan desviaciones significativas tienen grandes esfuerzos. La isostasia es la condición en la cual todas estas fuerzas son hidrostáticas bajo alguna compensación profunda. Esta definición incluye tanto el mecanismo de compensación local como el regional. Un rasgo se compensa localmente si la masa total en cualquier columna vertical sobre la profundidad de compensación es constante. En este caso las regiones elevadas son compensadas en el lugar adecuado. Un mecanismo regional distribuye lateralmente la compensación alrededor del rasgo, al igual que la compensación vertical, implicando que se eliminan las fuerzas que pueden ser transmitidas horizontalmente [ McNutt, 1980]. Así, la topografía es mantenida por diferentes fuerzas en la tierra; dependiendo de su distribución, los soportes se clasifican como compensaciones locales o regionales.

Existen diversas escalas en los estudios de isostasia. Los estudios que abarcan las grandes longitudes de onda y por ende la convección del manto se denominan globales y los que se enfocan a longitudes más pequeñas y la litosfera se enmarcan dentro del contexto oceánico o continental.

Los estudios globales revelan rasgos de equilibrio hidrostático que se extienden a miles de kilómetros [ McNutt, 1980]. En los estudios oceánicos las anomalías gravimétricas tienen un rango de 20 a 1000 kms y son de origen litosférico. En los estudios continentales, para la mayoría de las cargas, se asume que la litosfera responde desde abajo como una resistencia elástica a los pesos implicados [ McNutt, 1980].

Un método útil para analizar la compensación isostática en regiones continentales de topografía compleja es la técnica de la función respuesta isostática, conocida como función de transferencia o admitancia. Suponiendo que la compensación isostática para una carga puntual es lineal e isotrópica, la función respuesta isostática  $Q(k)$  puede calcularse a partir de la relación que resulta entre las transformadas de Fourier de la anomalía de Bouguer y la Topografía [ Dorman y Lewis, 1970; en McNutt, 1980]:

$$Q(k) = G(k) / H(k)$$

donde  $G$  y  $H$  son las transformadas discretas bidimensionales de los mapas de anomalía de Bouguer y topografía, respectivamente, y  $K = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$  es la magnitud del número de onda horizontal. La función  $Q$  calculada a partir de las observaciones puede compararse directamente con la función respuesta teórica  $\hat{Q}$  de las formas linealizadas de modelos de compensación local (Tipo Airy) y regional (tipo Veining-Meinesz).

## *Isostasia, Gravimetría y Topografía.*

Estudios de isostasia aplicando la función respuesta en regiones montañosas son: en el Himalaya [Lyon-Caen and Molnar, 1983], en el Tien Shan [Burov et. al., 1990], en las cordilleras de los Rangos Transversales en California Estados Unidos [Sheffis and McNutt, 1986], y en los Andes centrales entre Chile y Peru [Watts, et. al., 1995].

En el Himalaya, Lyon-Caen, y Molnar, [1983], analizaron el proceso de la subducción, estudiando las anomalías gravimétricas asumiendo que la topografía está soportada por una placa elástica, la India. Se estimaron los parámetros de la configuración de la placa elástica; rigidez por la flexibilidad ( $T_e$ ), posición de la parte norte final de la placa, y los contrastes de densidad entre la corteza y el manto y entre los sedimentos y la corteza. Finalmente, los autores presentan las implicaciones de este modelo en la evolución tectónica, desde la colisión hasta el presente.

En el Tien Shan, Burov. et al. [1990], observaron que la anomalía gravimétrica de Bouguer es grande y de signo negativo. Hacia el oeste del Tien Shan las anomalías son del orden de 10 mgls, ajustándose a un modelo de compensación tipo Airy. Al este del Tien Shan las anomalías están por encima de los 50 mgls y no pudieron explicarse en términos de un mecanismo de compensación regional. Por lo tanto, se usó un modelo simple de dos placas separadas que ajustó adecuadamente estas grandes anomalías negativas. Las placas se ubicaron a los lados del eje del Tien Shan, al norte se usó un espesor elástico pequeño ( $T_e < 25$  km) y al sur este parámetro fue un poco mayor ( $T_e = 50-60$  km). Esta combinación se explicó como el producto de una raíz litosférica engrosada, causante de la deflexión del Moho y de la desviación del equilibrio isostático local.

En las cordilleras Transversales de California perfiles individuales gravedad/topografía deberían ser consistentes con los mecanismos de compensación de Airy y Regional [Sheffels y McNutt, 1986]. Sin embargo, una relación inusual entre la gravedad y la topografía para las montañas San Bernardino limita la aceptabilidad del modelo; puesto que se asume que el campo gravimétrico de Bouguer se produce por deflexión de la interface corteza-manto. En estas condiciones, el modelo más simple que ajustó mejor los datos de anomalía de Bouguer consiste en una placa elástica fracturada. Al norte de la región (W de los Rangos Transversales) se consideró un espesor elástico de 50 km y al sur (E de los Rangos Transversales) de 10 km. La magnitud del momento de la fuerza de doblado terminal de este modelo, decrece hacia el W las cordilleras Transversales.

McNutt et al., [1988], del estudio de aproximadamente 15 cinturones montañosos continentales en Europa, Asia y América, encuentran que la estimación de  $T_e$  para la litosfera continental como una función de la profundidad es muy diferente de la  $T_e$  para la litosfera oceánica. Además estudiaron las relaciones entre el espesor elástico de la placa con: la profundidad del Moho a diversos espesores corteza, la edad de la placa, la inclinación de la placa, la longitud del radio de curvatura de la placa, y la longitud del esfuerzo. Ellos concluyeron que, el manto controla el patrón de la

tectónica superficial, pero que el control del mecanismo lo soporta la reología no-elástica de la litosfera.

La técnica de la función respuesta isostática se ha aplicado también a estudios oceánicos. Para las zonas de fractura del Atlántico ecuatorial [Diament, et. al, 1986] se estudiaron diversos modelos de isostasia, donde la función respuesta isostática ajustó bien para el modelo de isostasia local en la zona de fractura Romanche; mientras que para las zonas de fractura de Vema y Chain el mecanismo regional ajustó bien con un modelo de placa elástica de 3 a 10 km de espesor. En la parte central de la placa India [Krishna, 1995] la función respuesta isostática ajusta bien con los datos observados al norte de esta región, con un modelo de placa elástica en un rango de 5 a 10 km; mientras que al sur de la placa el espesor elástico está en un rango de 10 a 17 km, elementos que confirman la diferencia significativa de sedimentos en estas dos zonas de la placa.

Las metodologías revisadas para distintos tipos de contextos tectónicos presentan variaciones en los modelos de Airy (local) y Vening-Meinesz (regional). Esto se evidencia en los diversos estudios realizados, continentales por Sheffels y McNutt [1986], y oceánicos por Krishna [1995]. Por lo tanto la metodología para los análisis de la isostasia utilizada por los anteriores autores es adecuada para el estudio de la isostasia de los Andes Colombianos, ya que éstos hacen parte del grupo de cinturones continentales mundiales.

La zona de estudio es la continuación orogénica y estructural de los Andes Centrales (sistema montañoso Andino en Perú y Chile). Los cuales, según Watts et al. [1995] presentan un mecanismo isostático de acuerdo al modelo de Airy, para las partes norte y sur de la trinchera, con profundidad de compensación de 31.2 km; y densidad uniforme de  $2800 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $2900 \text{ kg m}^{-3}$  y  $3300 \text{ kg m}^{-3}$  para la corteza superior, corteza inferior y manto, respectivamente. Hacia Bolivia, el mecanismo regional ajusta bien a los datos gravimétricos, con un espesor elástico superior a los 50 km.

Para obtener una aproximación al tipo de isostasia presente en los Andes Colombianos, inicialmente se muestran los datos necesarios para obtener la función de respuesta isostática, posteriormente se calcula dicha función por medio de dos diferentes procesos, uno desde el punto de vista tridimensional y el otro desde el punto de vista bidimensional, analizando los mismos perfiles ya mencionados en el capítulo anterior. Finalmente, se evalúa la respuestas isostática modelando los mecanismos de compensación local y regional. Para la compensación regional se determina la deflexión de la placa elástica debida a la carga topográfica, resolviendo por la técnica de diferencias finitas la ecuación diferencial de cuarto orden que gobierna el comportamiento de

una placa elástica bidimensional. La anomalía gravimétrica causada por ambos mecanismos de compensación se calcula considerando un modelo de interface manto-corteza.

### 3.3 DATOS GRAVIMÉTRICOS Y ALTIMÉTRICOS

La información utilizada para el estudio de la isostasia de los Andes Colombianos consta de aproximadamente 10,000 observaciones gravimétricas y topográficas. Las cuales también se utilizaron en el capítulo 2. En la figura 3.1 se muestran las estaciones donde se tomaron observaciones gravimétricas y topográficas. Igualmente se dibujan 7 perfiles, que se utilizarán en el análisis isostático bidimensional.

La altitud de las distintas estaciones de observación gravimétrica se obtuvo de nivelaciones geodésicas de primero y segundo orden. En el capítulo II, la figura 2.2, presenta la topografía interpolada cada 20.0492 km, al igual que la forma de los Andes Colombianos. La diferencia entre éstos dos se debe a que no todo el territorio Colombiano está cubierto por observaciones gravimétricas y topográficas. Igualmente muestra los principales sistemas montañosos independientes, con sus alturas y los nombres de rasgos orogénicos importantes.

En la figura 2.4 del capítulo II se presentó la anomalía de Bouguer Total producto de una interpolación cada 20.0492 km. Se aprecian anomalías negativas ubicadas en los Andes Colombianos, de mayor peso respecto al resto de la malla, debido a que la información tiene el mejor cubrimiento en la zona Andina.

### 3.4 ANÁLISIS ISOSTÁTICO TRIDIMENSIONAL

Para calcular la función respuesta isostática  $Q(k)$  de Dorman y Lewis [Mcnutt y Parker, 1978] desde el punto de vista tridimensional, se utilizan dos mallas interpoladas, una de anomalía de Bouguer Total y otra de topografía. Teniendo en cuenta que las condiciones bajo las cuales esta aproximación funciona son dos: que se aplique a grandes áreas geológico - tectónicas homogéneas y que el número de observaciones debe ser suficiente para un mejor cubrimiento.

$$\Delta G_B(k) = Q(k) H(k) + N \quad (3.1)$$

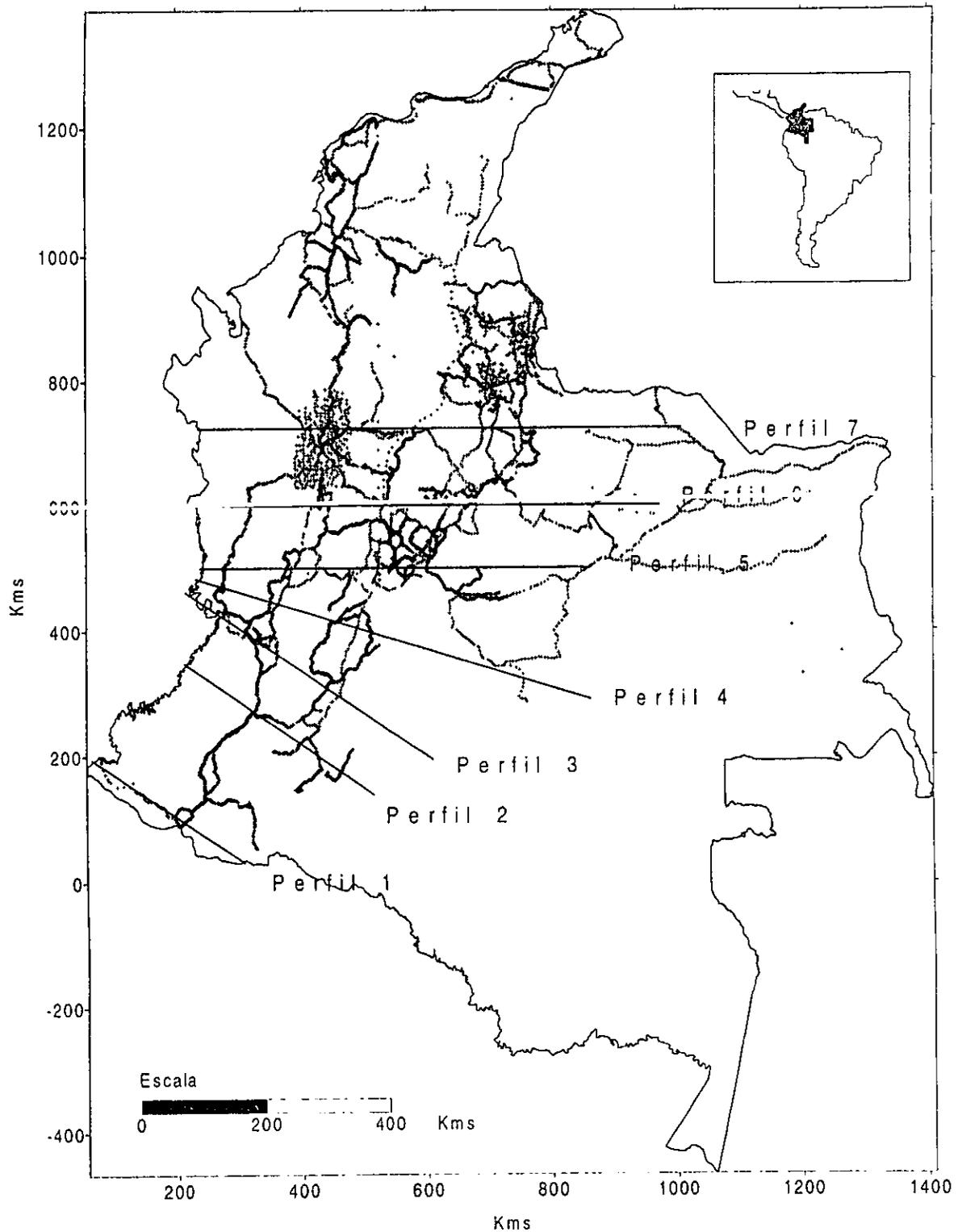


Figura 3.1 Información gravimétrica y topográfica disponible para el estudio isostático en los Andes Colombianos. Las líneas rectas corresponden a perfiles que se utilizarán en el análisis de isostasia bidimensional. En el recuadro se muestra la localización de Colombia en el continente Suramericano.

## Isostasia, Gravimetría y Topografía.

donde  $\Delta G_B(k)$  es la transformada de Fourier de la anomalía gravimétrica,  $H(k)$  es la transformada de Fourier de la topografía,  $Q(k)$  es la función respuesta isostática,  $N$  son anomalías gravimétricas isostáticas no debidas a la topografía y,  $k$  es el número de onda horizontal.

De la ecuación 3.1 se despeja la función respuesta isostática  $Q$ , asumiendo que  $N$  (son anomalías debidas a efectos no isostáticos) es igual a cero. Por lo tanto dicha ecuación se expresa así:

$$Q(k) = \frac{G(k)}{H(k)} \quad (3.2)$$

En la aproximación se asume que todo el efecto gravimétrico es producto de un efecto puramente isostático.

Para datos con ruido una mejor estimación de  $Q(k)$  se obtiene a partir de la siguiente relación [Watts, 1978; McNutt, 1979]:

$$Q(k) = \frac{\langle G(k) H^*(k) \rangle}{\langle H(k) H^*(k) \rangle} \quad (3.3)$$

donde el asterisco denota el conjugado complejo. En este caso la función isostática esta dada por el espectro cruzado de la anomalía de Bouguer y la topografía dividida por el espectro de potencia de la topografía.  $\langle \rangle$  indica el valor promedio de ambos espectros alrededor de un anillo en el dominio del número de onda. La incertidumbre en el cálculo de cada estimación espectral se calcula a partir de:

$$\delta \theta_j = \frac{\sigma_j}{\left( \sum |H_i|^2 \right)^{1/2}}$$

donde

$$\delta_j = \frac{1}{M-1} \sum (G_i - Q_j H_i) (G_i^* - Q_j H_i^*)$$

donde  $M$  es el número de datos en el  $j$ -ésimo anillo.

Puesto que H y G son números complejos, para desarrollar la ecuación 3.3 se parte de:

$$H = HR + iHI \quad \text{y} \quad G = GR + iGI$$

donde R e I son la parte real e imaginaria respectivamente del número complejo H o G. Con esto, el numerador y denominador de la ecuación 3.3 queda:

$$\begin{aligned} H^*(k) G(k) &= (HR - iHI) (GR + iGI) \\ &= (HR GR + HRGI) + i(-HI GR - HI GI) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} H(k) H^*(k) &= (HR + iHI) (HR - iHI) \\ &= HR^2 + HI^2 \end{aligned}$$

por lo tanto:

$$Q(k) = \frac{(HRGR + HRGI) - i(HIGR + HIGI)}{HR^2 + HI^2} \quad (3.4)$$

El resultado de desarrollar la ecuación 3.4 se presenta en la figura 3.2, donde se compara el espectro de potencia la función respuesta isostática  $Q(k)$  con diferentes modelos teóricos<sup>1</sup>. El modelo de Airy (compensación local) y el de Vening-Meinesz (compensación regional) se calcularon con densidades uniformes de 2500 kg m<sup>-3</sup>, 2850 kg m<sup>-3</sup> y 3300 kg m<sup>-3</sup> para la corteza superior, corteza inferior y manto respectivamente. La compensación de tipo regional se estimó con espesores de placa elástica  $T_e = 10, 20, 30, 40, \text{ y } 50$  km. El análisis tridimensional (Fig 3.4) muestra que la función respuesta Q, presenta una mejor aproximación a los modelos teóricos; para el mecanismo de Airy con profundidad de compensación entre 20 y 40 km. Y que; rasgos topográficos entre 0 y 100 Km no pueden compensarse regionalmente, pues el peso que producen no alcanza a deflectar una placa elástica bajo los parámetros de densidad utilizados para este trabajo. Por esta razón en la fig 3.4, solo se presentan las longitudes de onda entre 100 y 1000 km en los modelos de compensación regional.

<sup>1</sup> El método para calcular las curvas teóricas para los diferentes modelos de compensación se presenta en el Apéndice V.

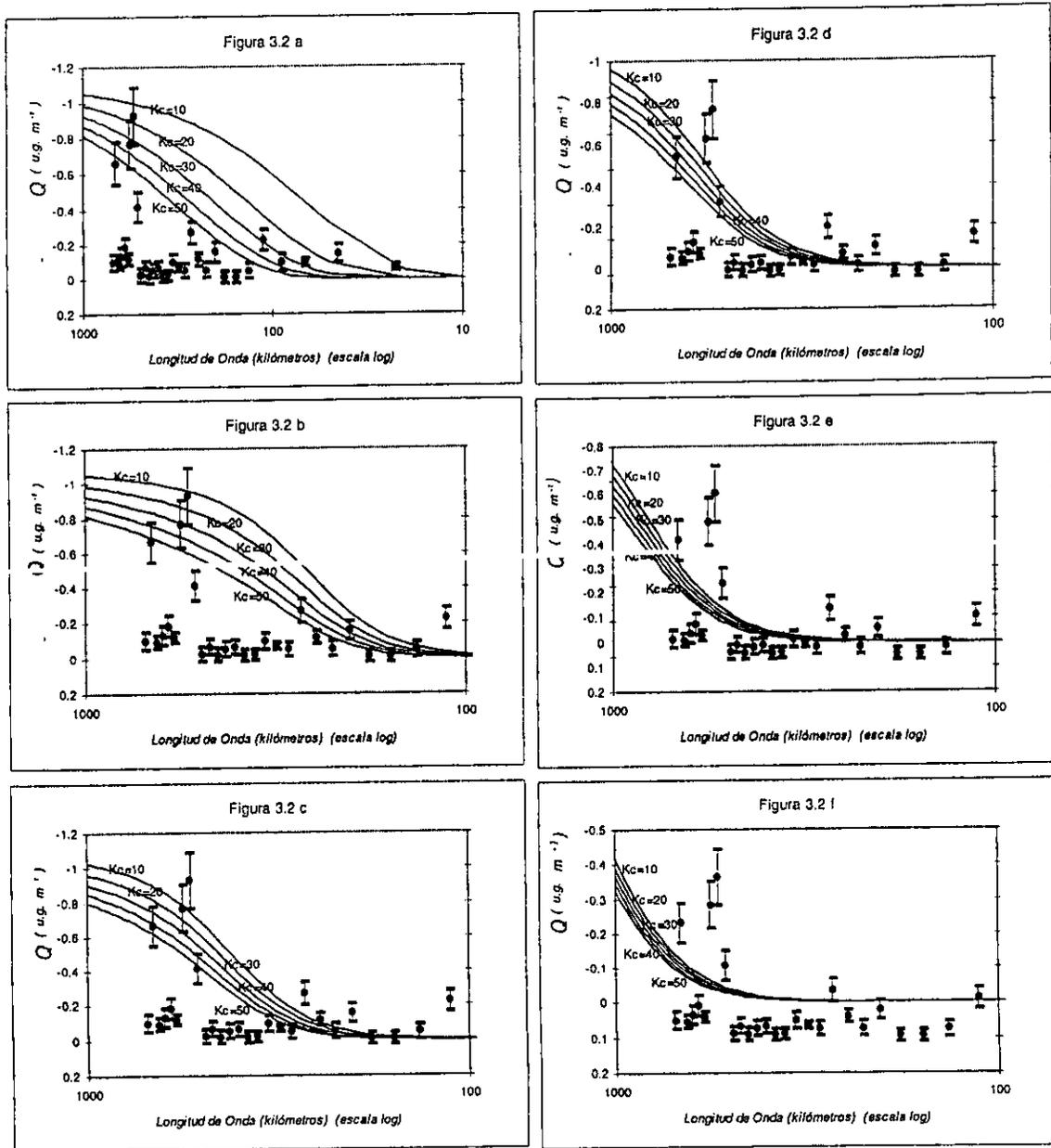


Figura 3.2 Función respuesta isostática  $Q$  desde el punto de vista tridimensional comparada con diferentes modelos de compensación. Los puntos rellenos corresponden a la función de transferencia  $Q$  y las líneas continuas a diferentes modelos teóricos.  $K_c$  son las profundidades de compensación. Se utilizaron densidades uniformes de  $2500 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $2850 \text{ kg m}^{-3}$  y  $3300 \text{ kg m}^{-3}$  para la corteza superior, corteza inferior y manto respectivamente. 3.2. a. Modelo de Airy. 3.2. b. Modelo REgional con espesor de placa elástica  $T_e = 10 \text{ km}$ . 3.2. c. Igual a la anterior con  $T_e = 20 \text{ km}$ . 3.2.d.  $T_e = 30 \text{ km}$ . 3.2.e.  $T_e = 40 \text{ km}$ , y 3.2.f.  $T_e = 50 \text{ km}$ .

### 3.5 ANÁLISIS ISOSTÁTICO BIDIMENSIONAL

Para este análisis se toman los datos sobre 7 perfiles que se muestran en la figura 3.1, igualmente en la figura 3.3 se muestran estos perfiles ubicados sobre los Andes colombianos.

El análisis bidimensional básicamente consiste en encontrar la función respuesta isostática  $Q$ , sobre perfiles que correspondan a provincias geológicas homogéneas. La cual escribe Krishna [1996] como:

$$Q(k) = \left\langle \frac{H^*(k) G(k)}{H(k) H^*(k)} \right\rangle \quad (3.5)$$

donde  $G$  y  $H$  son la transformada de Fourier unidimensional de la gravedad y la topografía respectivamente,  $*$  el conjugado complejo, y  $\langle \rangle$  indica el promedio de algunos perfiles.

Este procedimiento respecto al tridimensional, favorece la aplicabilidad del modelo puesto que al tomar perfiles y agruparlos se da mejor cumplimiento a las condiciones expuestas por Dorman y Lewis para usar su principio de función respuesta isostático. Con perfiles se puede delimitar mejor una provincia geológica, mientras que con una malla se mezclan las provincias.

Ahora siguiendo el mismo procedimiento realizado para desarrollar la ecuación 3.3, se encuentra la función respuesta isostática  $Q$ .

Los perfiles procesados se muestran en la figura 3.1 y 3.3; los de topografía y anomalía de Bouguer total se tomaron de la interpolación de los nodos de las mallas con que se elaboraron los contornos de las figuras 2.2 y 2.4 respectivamente. Posteriormente, estos perfiles fueron interpolados a un intervalo de 20 km mediante el algoritmo de spline cúbico.

La figura 3.4 presenta la comparación de la función  $Q$  con los modelos teóricos de compensación isostática, local y regional. Los cuales se calcularon con densidades uniformes de  $2500 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $2850 \text{ kg m}^{-3}$  y  $3300 \text{ kg m}^{-3}$  para la corteza superior, corteza inferior y manto respectivamente. El modelo Regional se estimó para espesores de placa elástica  $T_e = 10, 20, 30, 40, \text{ y } 50 \text{ km}$ .

El análisis bidimensional (fig. 3.4) muestra la función respuesta  $Q$  y su error para cada longitud de onda. Al igual que en el análisis tridimensional, la compensación local con profundidades de

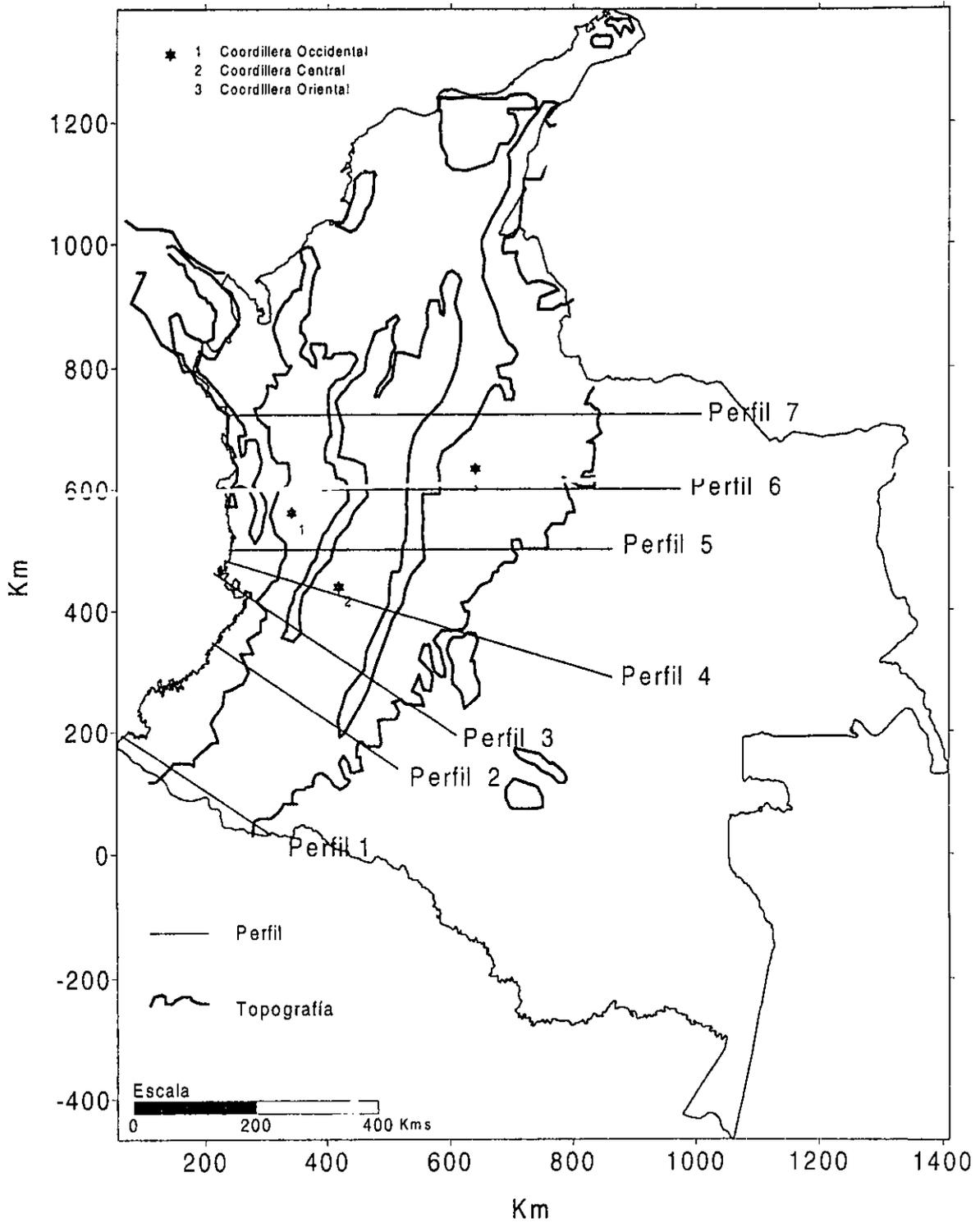


Figura 3.3 Las líneas gruesas continuas corresponde a la forma de los Andes y las líneas rectas delgadas a los perfiles usados para el análisis isostático bidimensional.

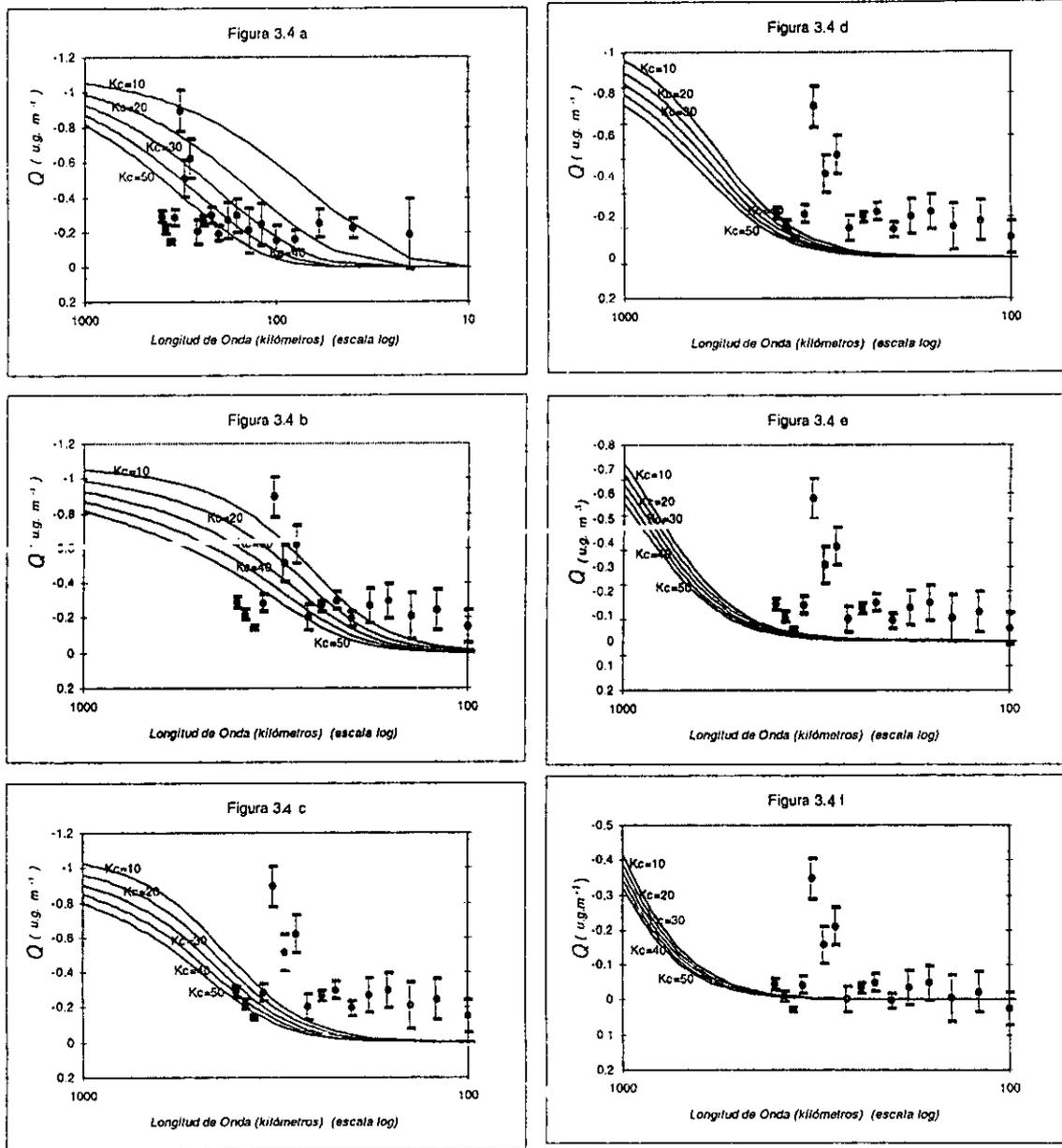


Figura 3.4 Función respuesta isostática  $Q$  desde el punto de vista bidimensional comparada con diferentes modelos de compensación. Los puntos rellenos corresponden a la función de transferencia  $Q$  y las líneas continuas a diferentes modelos teóricos. Las barras son el error estandar en la estimación de  $Q$ .  $K_c$  son las profundidades de compensación. Se utilizaron densidades uniformes de  $2500 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $2850 \text{ kg m}^{-3}$  y  $3300 \text{ kg m}^{-3}$  para la corteza superior, corteza inferior y manto respectivamente. 3.4.a. Modelo de Airy. 3.4.b. Modelo regional con espesor de placa elástica  $T_e = 10 \text{ km}$ . 3.4.c. Igual a la anterior con  $T_e = 20 \text{ km}$ . 3.4.d.  $T_e = 30 \text{ km}$ . 3.4.e.  $T_e = 40 \text{ km}$ , y 3.4. f.  $T_e = 50 \text{ km}$ .

compensación entre 20 y 40 km, es el modelo que más se aproxima a la función respuesta isostática Q.

### 3.6 MODELADO DE PLACA BIDIMENSIONAL CONTINUA

La solución de la ecuación diferencial de cuarto orden que gobierna el comportamiento físico de una placa bidimensional continua sirve para modelar los dos tipos de compensación isostática que se vienen tratando, la local y la regional [Sheffels., and McNutt, 1986]. En el Apéndice III se muestran las ecuaciones y procedimientos para resolver el problema expuesto; cuyo resultado final produce un campo gravimétrico teórico, es decir, la anomalía gravimétrica proveniente de cada tipo de modelo isostático.

La ecuación diferencial de cuarto orden se expresa como un sistema matricial, cuya solución arroja las deflexiones de la placa, de acuerdo a las condiciones de frontera que se involucren. Estas últimas van acorde al tipo de modelo a desarrollar; Airy o Regional. Para el modelo regional se tienen diferentes alternativas como; una placa continua, o una placa fracturada. Una vez calculadas las deflexiones se aplica el método de Parker [1972], que consiste en calcular el efecto gravimétrico producido por una placa bidimensional deflectada.

Para los Andes Colombianos se modelaron 7 perfiles mencionados en el inciso 3.5 que cubren completamente el sistema montañoso en estudio. Se calculó el campo gravimétrico producido por una placa bidimensional continua para el modelo de Airy, al igual que para el modelo regional; este último con espesores de placa elástica de 10, 25 y 50 km; para los perfiles seleccionados. Para los dos tipos de compensación isostática (local y regional) se asignaron los siguientes parámetros; profundidad media de compensación <sup>2</sup> 32 km, densidad media de la corteza 2650 kg/m<sup>3</sup>, y contraste de densidad entre el manto y la corteza 450 kg/m<sup>3</sup>. En la figura 3.5 se compara la respuesta gravimétrica de éstos modelos con la anomalía de Bouguer Total.

El modelado directo de perfiles gravimétricos con modelos de placa elástica definen mejor el tipo de compensación isostasia presente en los Andes Colombianos (fig 3.5). Los perfiles 1, 2 y 3 presentan para el macizo Colombiano una buena correlación con el mecanismo de Airy, mientras que la zona costera de estos perfiles (de 0 a 100 kms de distancia horizontal, aproximadamente) correlacionan mejor a un mecanismo de placa continua con espesor elástico de 10 km. El perfil 4, en su zona costera, correlaciona a una placa continua con espesor elástico de 10 km, mientras que las tres cordilleras requieren de algún otro modelo que explique el tipo de mecanismo isostático

---

<sup>2</sup> Valor tomado del análisis espectral del capítulo II.

presente, como por ejemplo una placa fracturada. Los perfiles 5, 6 y 7, sugieren que las cordilleras Occidental y Central presentan un mecanismo de isostasia regional con un modelo de placa continua con espesor elástico de 10 kms, mientras que el mecanismo para la cordillera Oriental se explica mejor a través de un modelo de Airy. Tales conclusiones concuerdan con el proceso de migración de la trinchera colombiana y con el origen de las tres cordilleras, puesto que las cordillera Occidental y Central son basálticas, mientras que la Oriental es granítica.

### **3. 7 Interpretación de resultados y conclusiones**

El análisis tridimensional como el bidimensional proporcionan una buena aproximación al estudio de la isostasia de los Andes Colombianos. El primero es menos exacto que el segundo, puesto que al calcular la función Q por el procedimiento tridimensional se involucra más ruido proveniente de medidas gravimétricas y topográficas que no corresponden al área Andina Colombiana. Pero gracias a que el mayor número de observaciones gravimétricas y topográficas se encuentran realizadas sobre las cordilleras Andinas, el análisis tridimensional se toma también para el estudio preliminar de la isostasia del cinturón Andino Colombiano.

Finalmente, es importante destacar que el estudio de la isostasia en Colombia, y principalmente la de los Andes en este país; depende de la implementación de medidas gravimétricas y topográficas, que garanticen un intervalo de muestreo pequeño. Intervalos de muestreo al rededor de 5 km son óptimos para estudios de isostasia [Sheffels y McNutt, 1986]. Como trabajo preliminar dado el numero pequeño de observaciones; la conclusión del mecanismo de Airy combinado con el de una placa continua con espesor elástico de 10 km y profundidades de compensación entre 20 y 40 Km es adecuado y congruente con los resultados encontrados por Watts [1995] para los Andes Centrales.

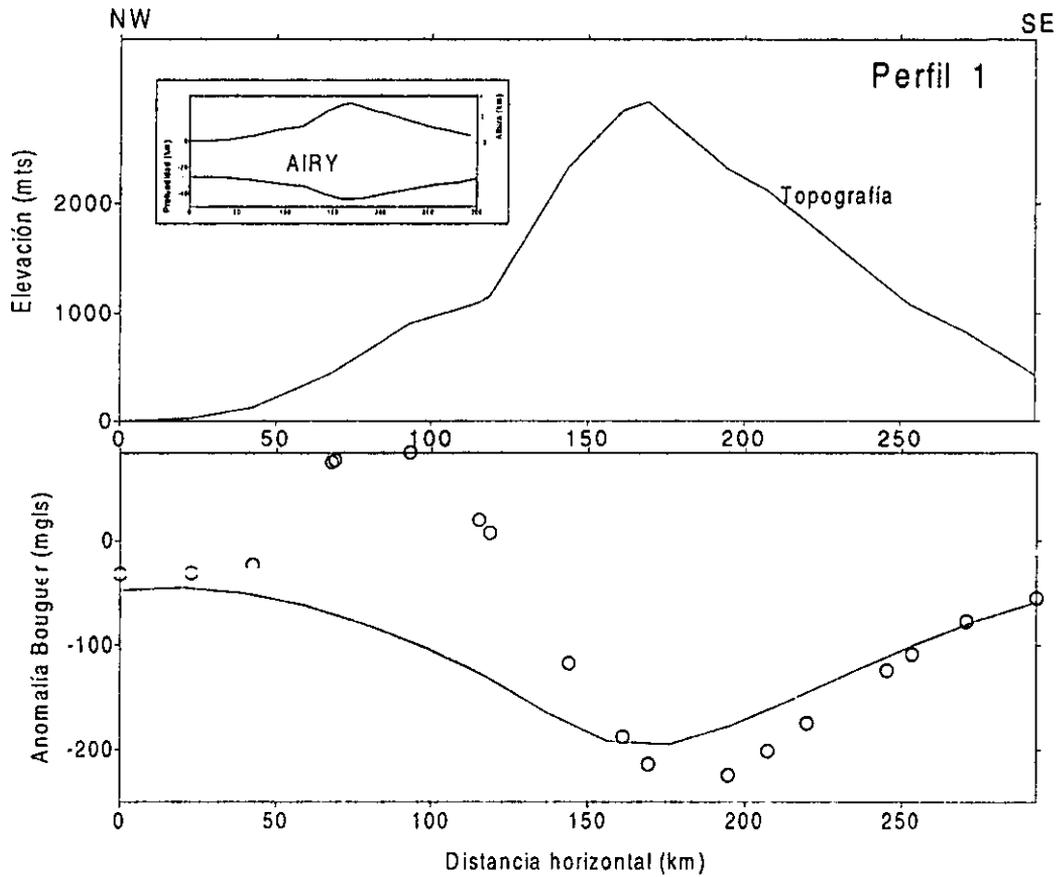


Figura 3.5 parte a

Figura 3.5 Modelos de Compensación Isostática. En el segundo cuadro se presenta la comparación de la anomalía de Bouguer Total filtrada (círculos, tomada del filtrado pasabanda a la Anomalia de Bouguer Total, del capítulo II) con la anomalía de Bouguer de acuerdo a un modelo de placa elástica bidimensional continua ( línea continua). En el primer cuadro se presenta la topografía y un recuadro interno con el tipo de modelo implementado, donde la altura de la topografía se ha exagerado 10 veces, respecto de la profundidad. Los modelos se desarrollaron para cada uno de los 7 perfiles. La parte a) corresponde al modelo de Airy ( espesor elástico  $T_e = 0$  km). La parte b) corresponde al modelo regional con un  $T_e = 10$  km. La parte c) corresponde al modelo regional con un  $T_e = 25$  km y la parte d) corresponde al modelo regional con un  $T_e = 50$  kms. Los parámetros generales para todos los modelos son; profundidad media de compensación 32 kms (tomada del análisis espectral del capítulo 2), densidad de corteza de  $2650 \text{ kg/m}^3$  , y contraste de densidad entre el manto y la corteza  $450 \text{ kg/m}^3$ .

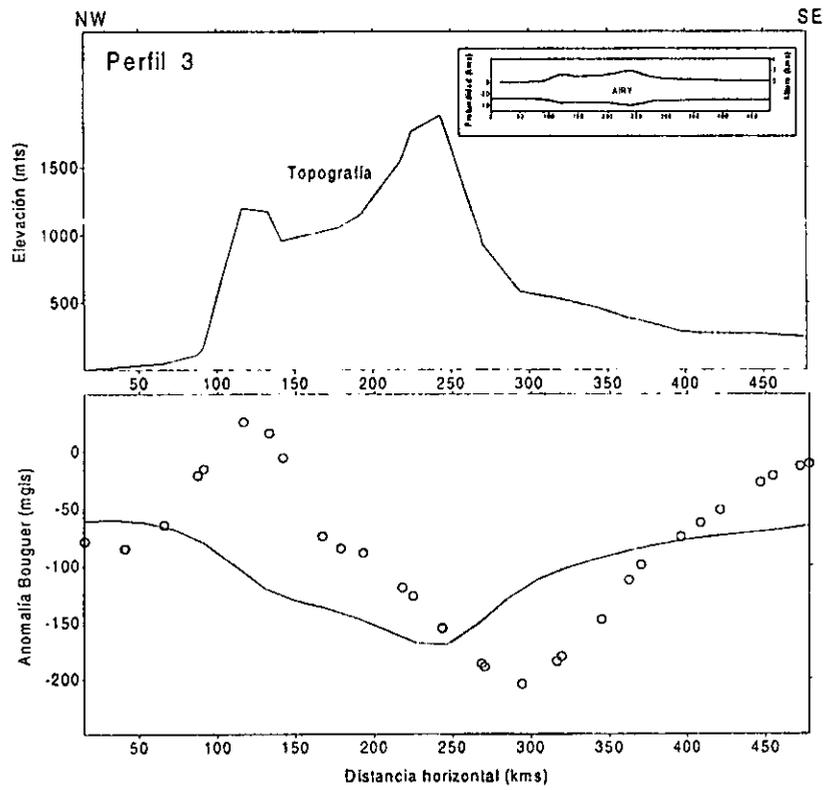
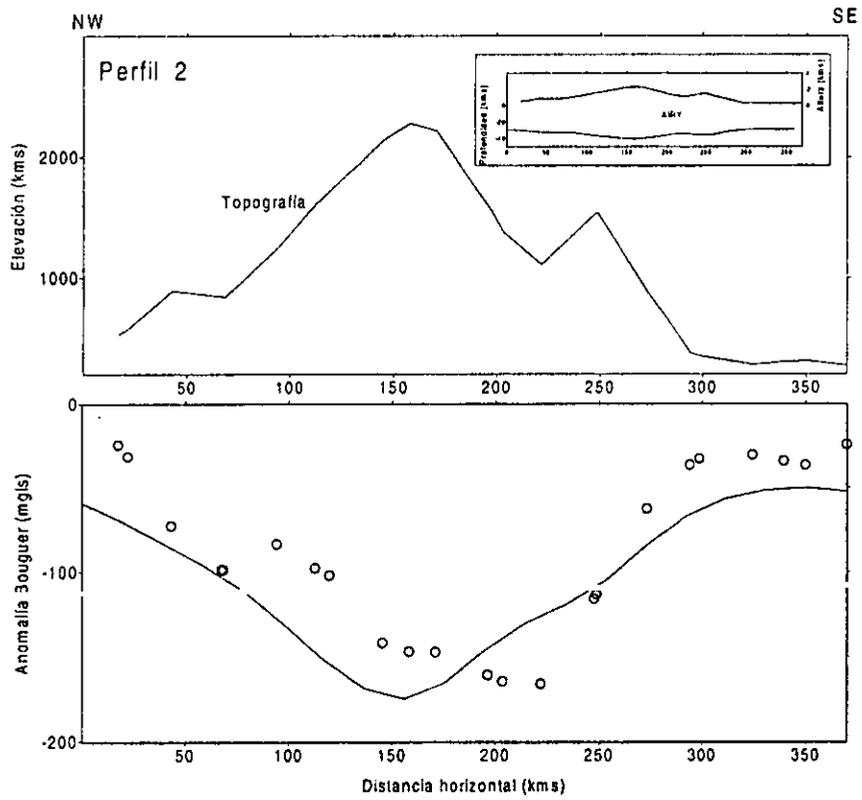


Figura 3.5 parte a

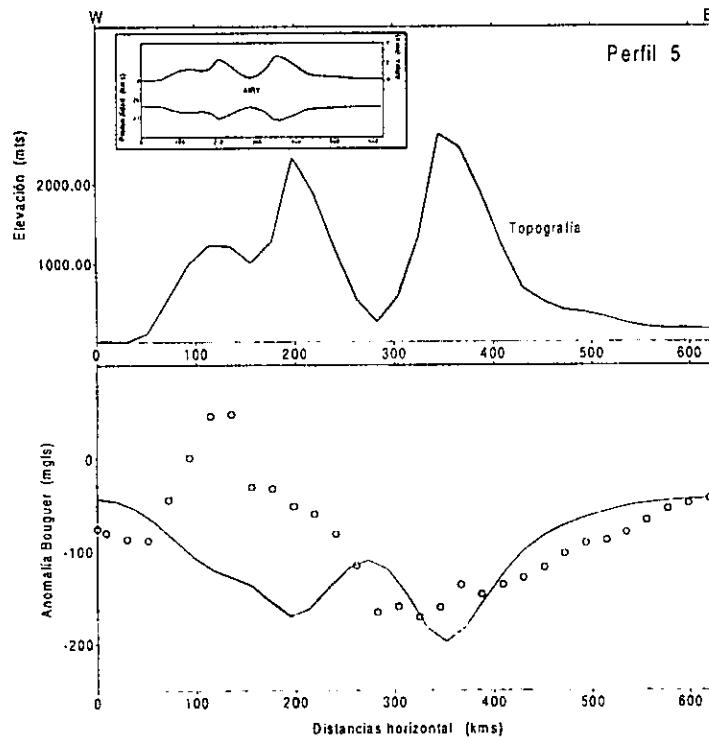
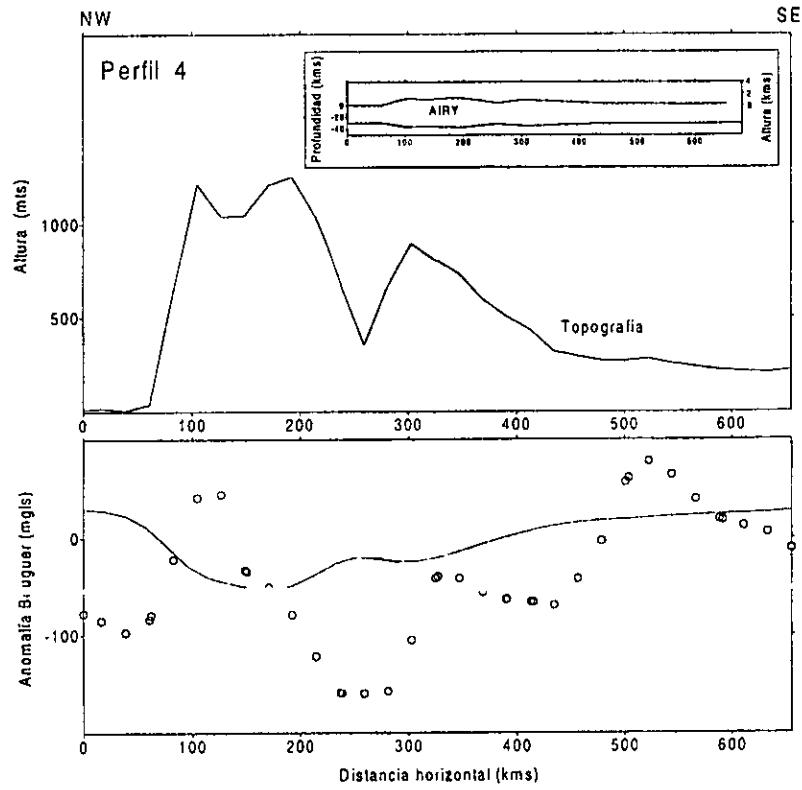


Figura 3.5 parte a

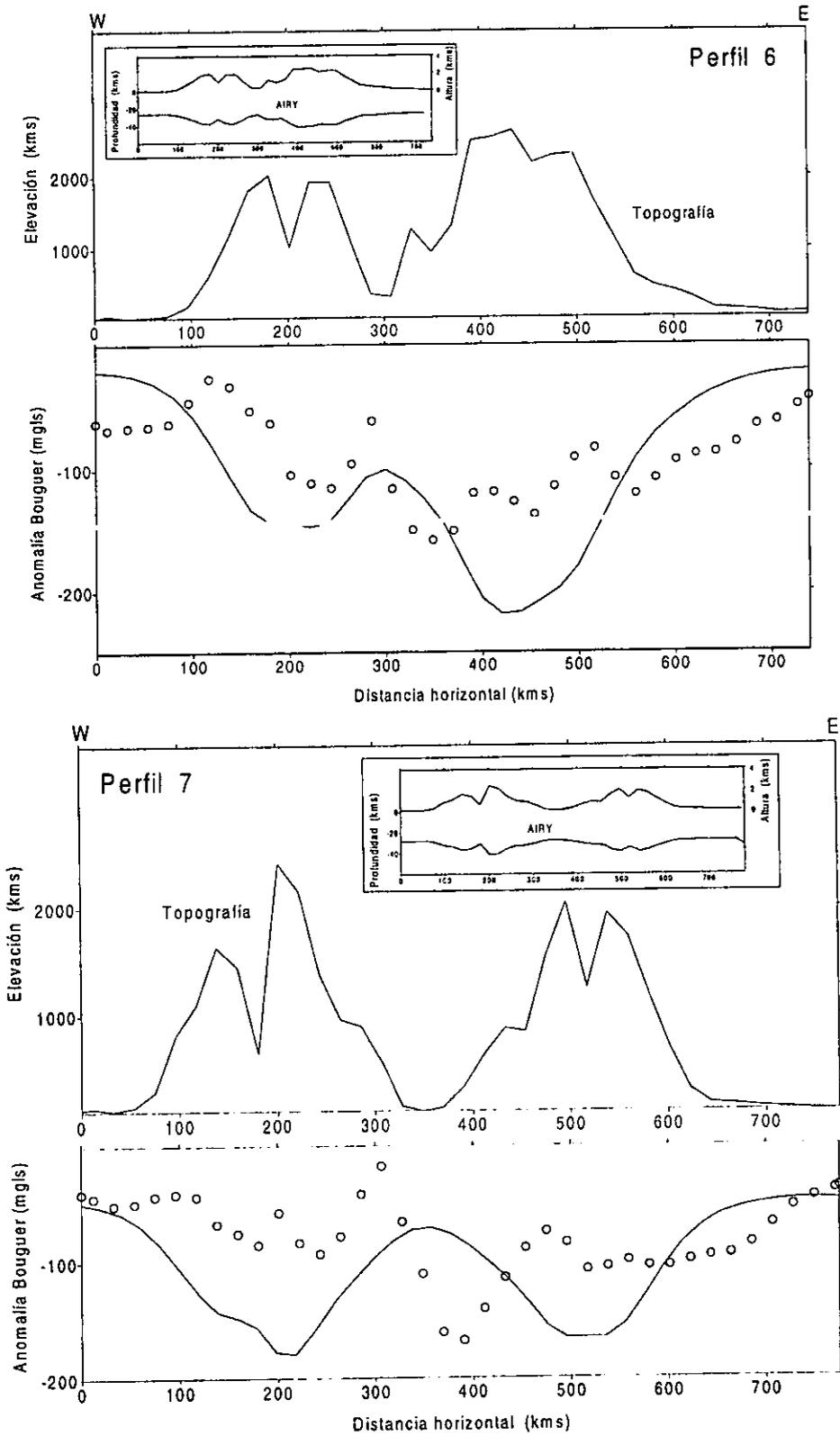


Figura 3.5 parte a

# Isostasia, Gravimetría y Topografía.

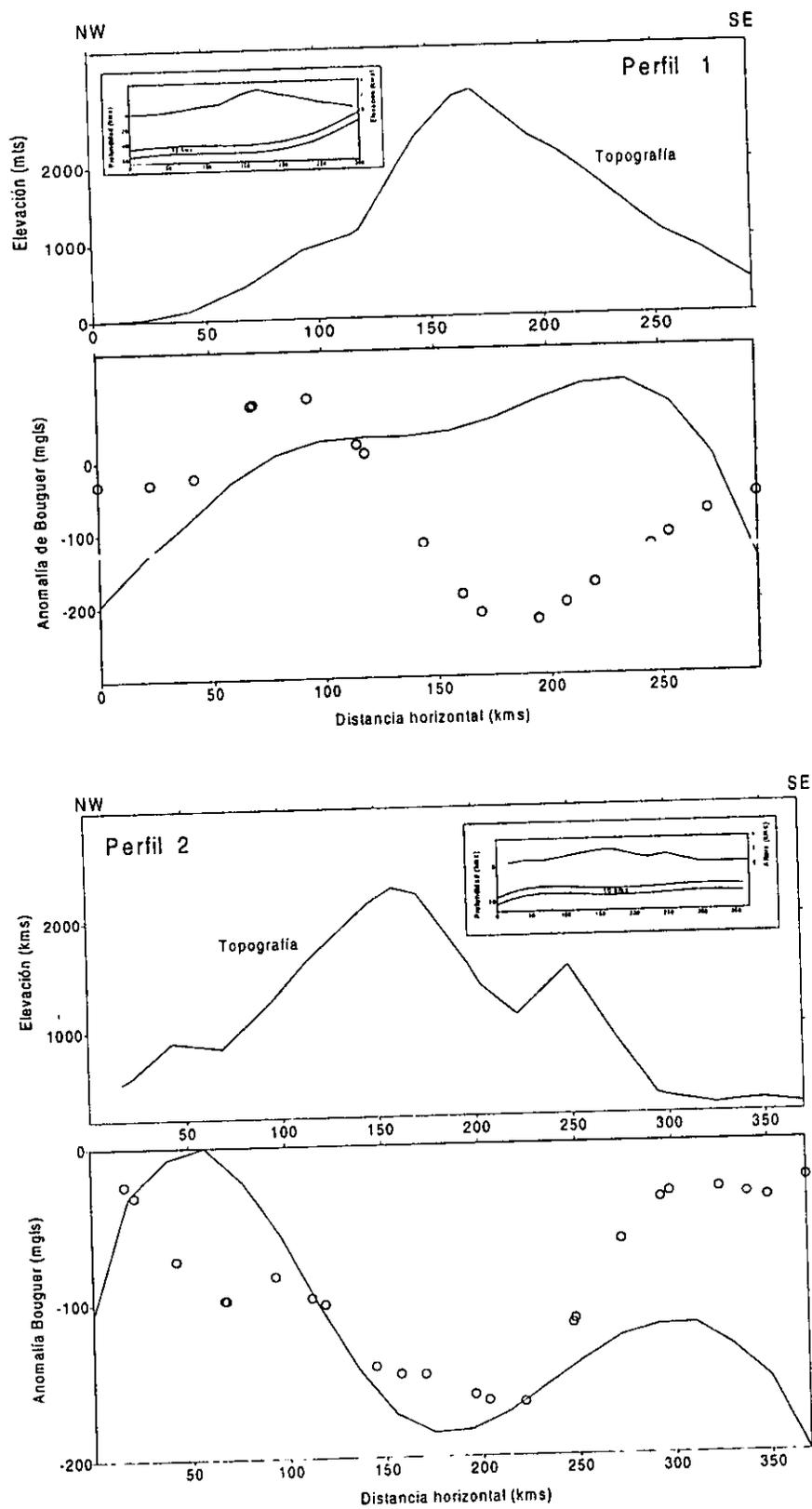


Figura 3.5 parte b

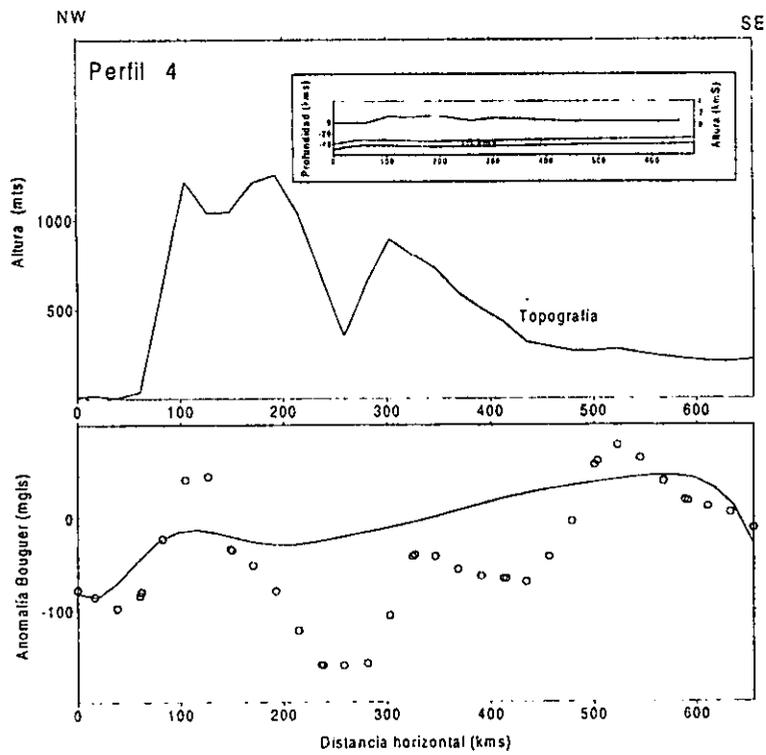
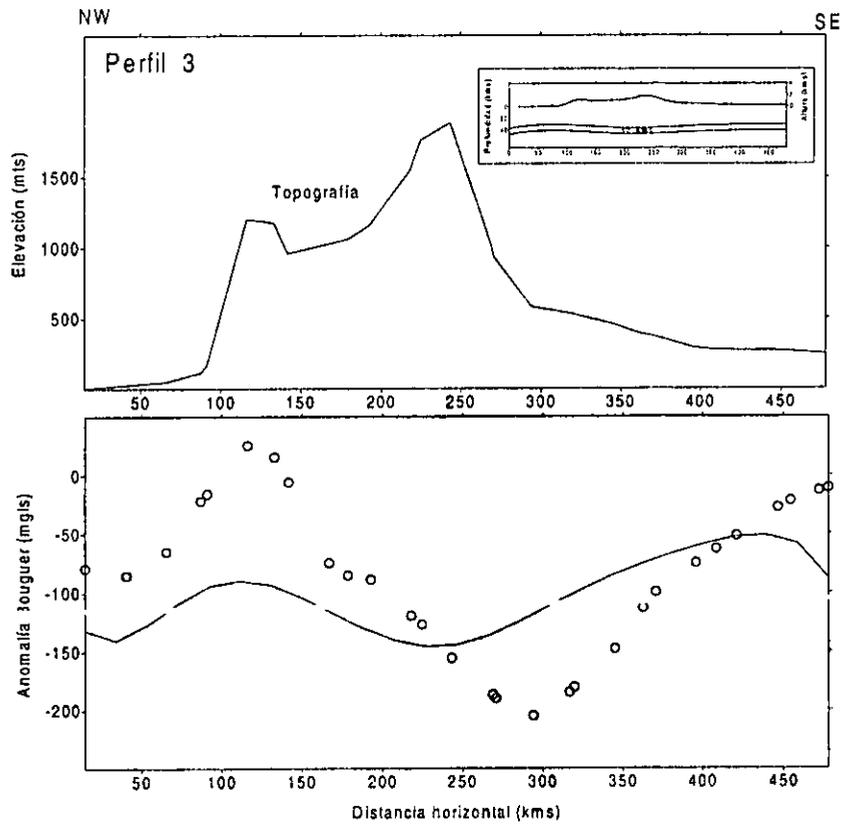


Figura 3.5 parte b

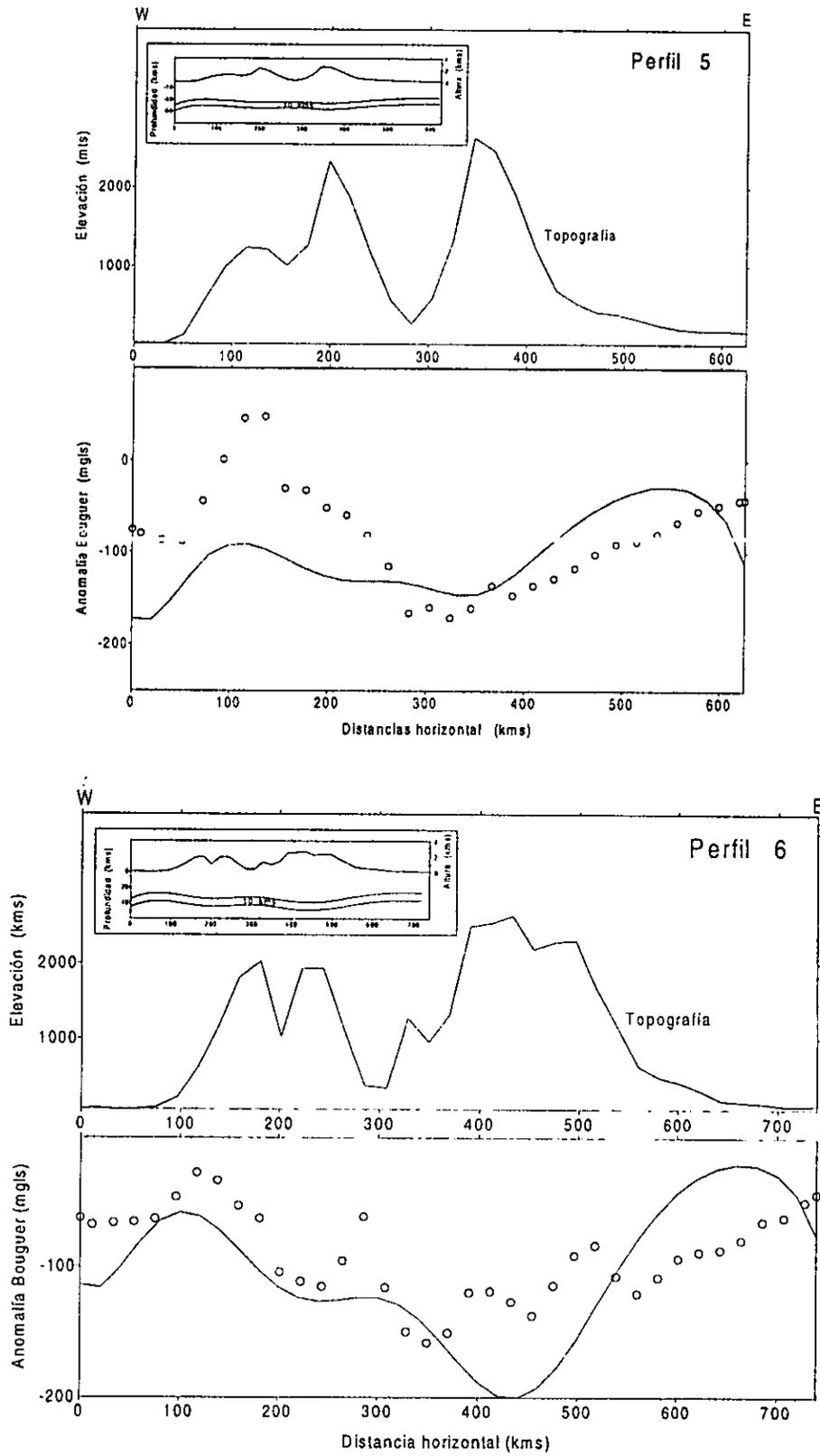


Figura 3.5 parte b

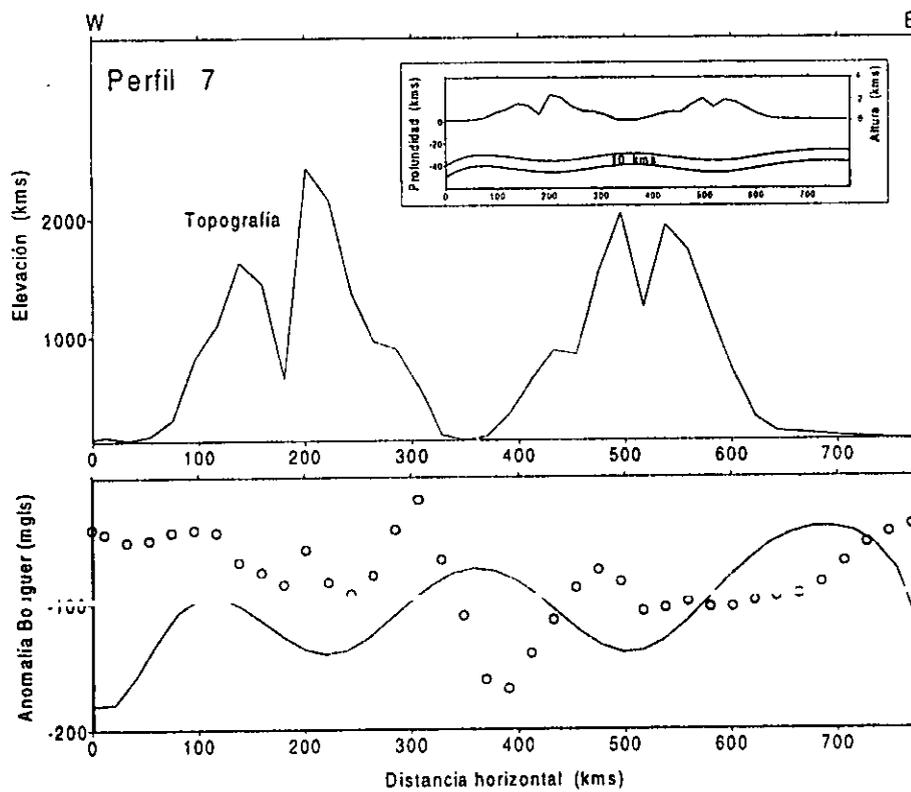


Figura 3.5 parte b

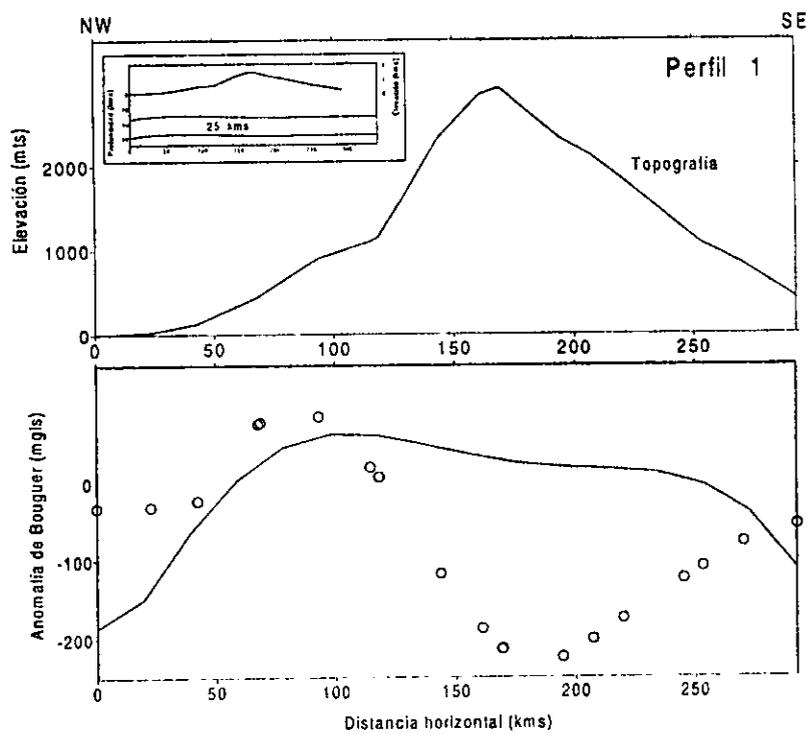


Figura 3.5 parte c

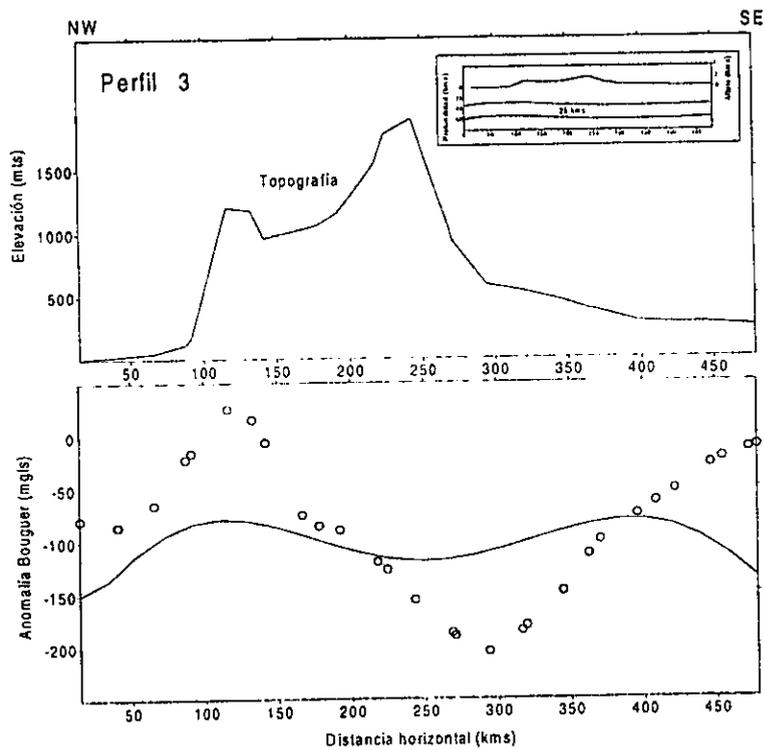
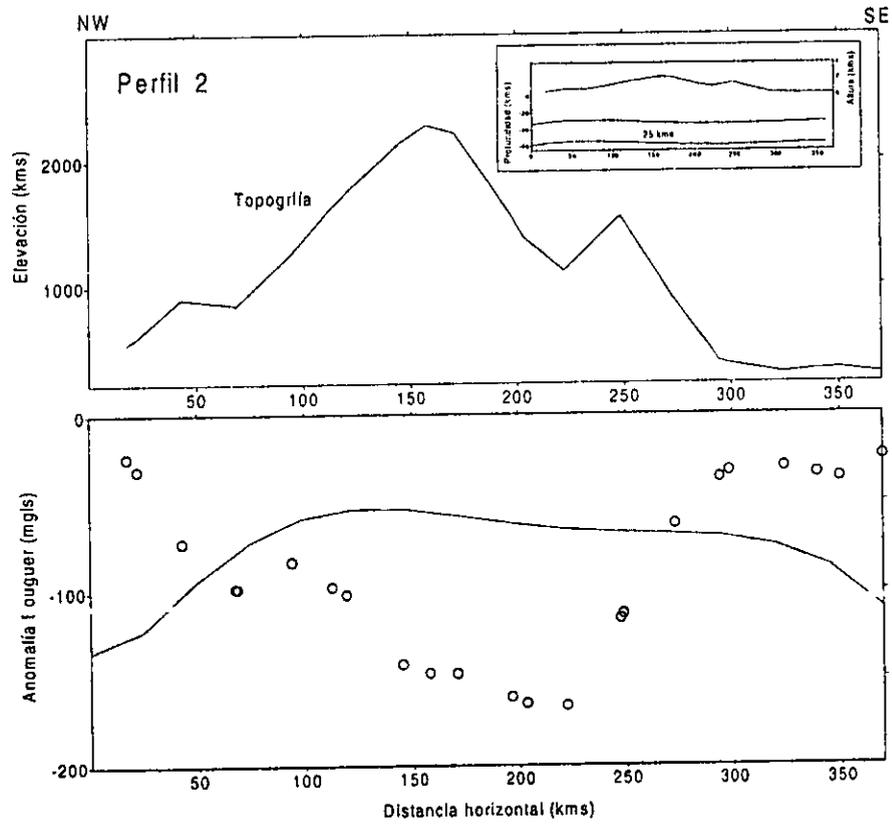


Figura 3.5 parte c

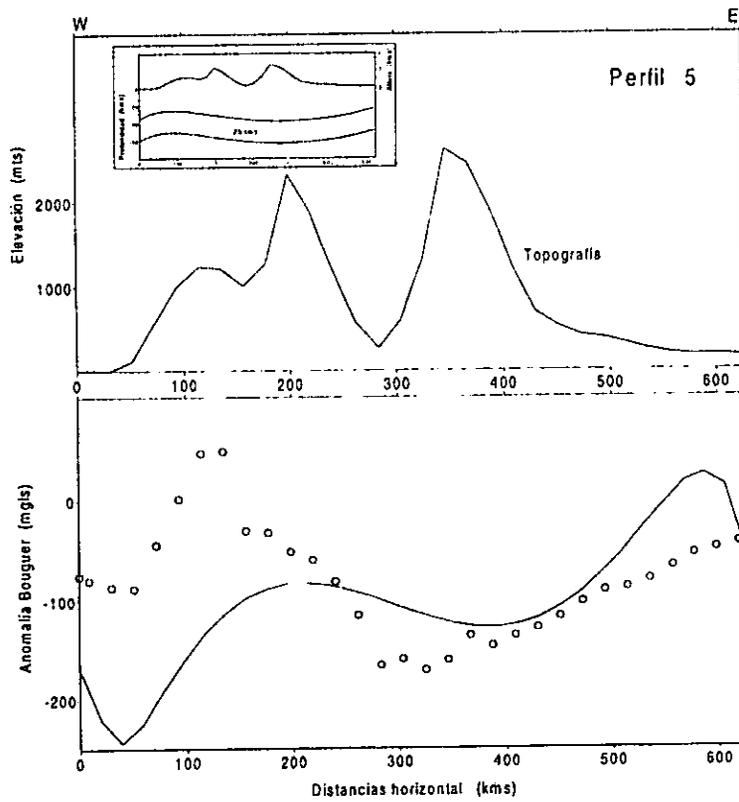
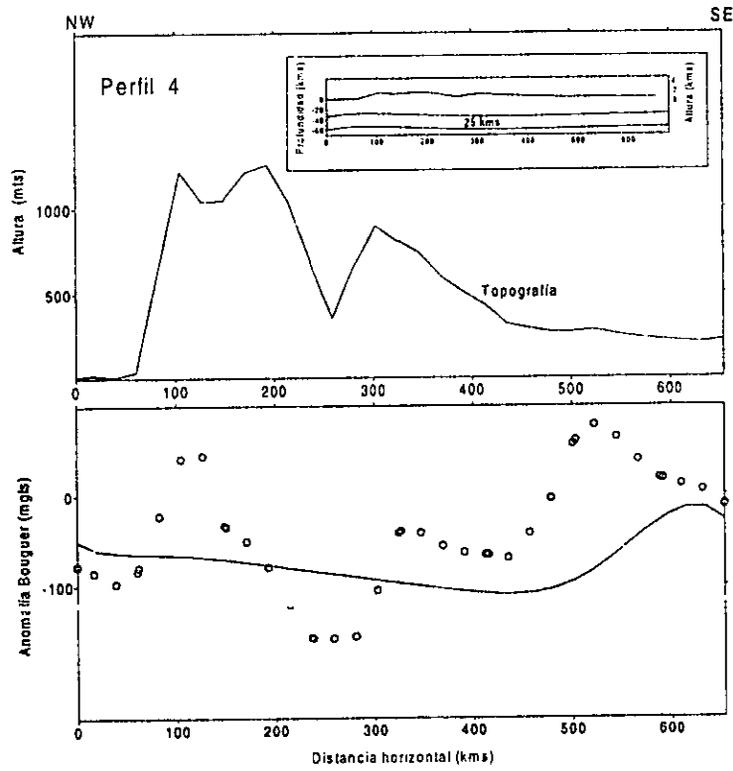


Figura 3.5 parte c

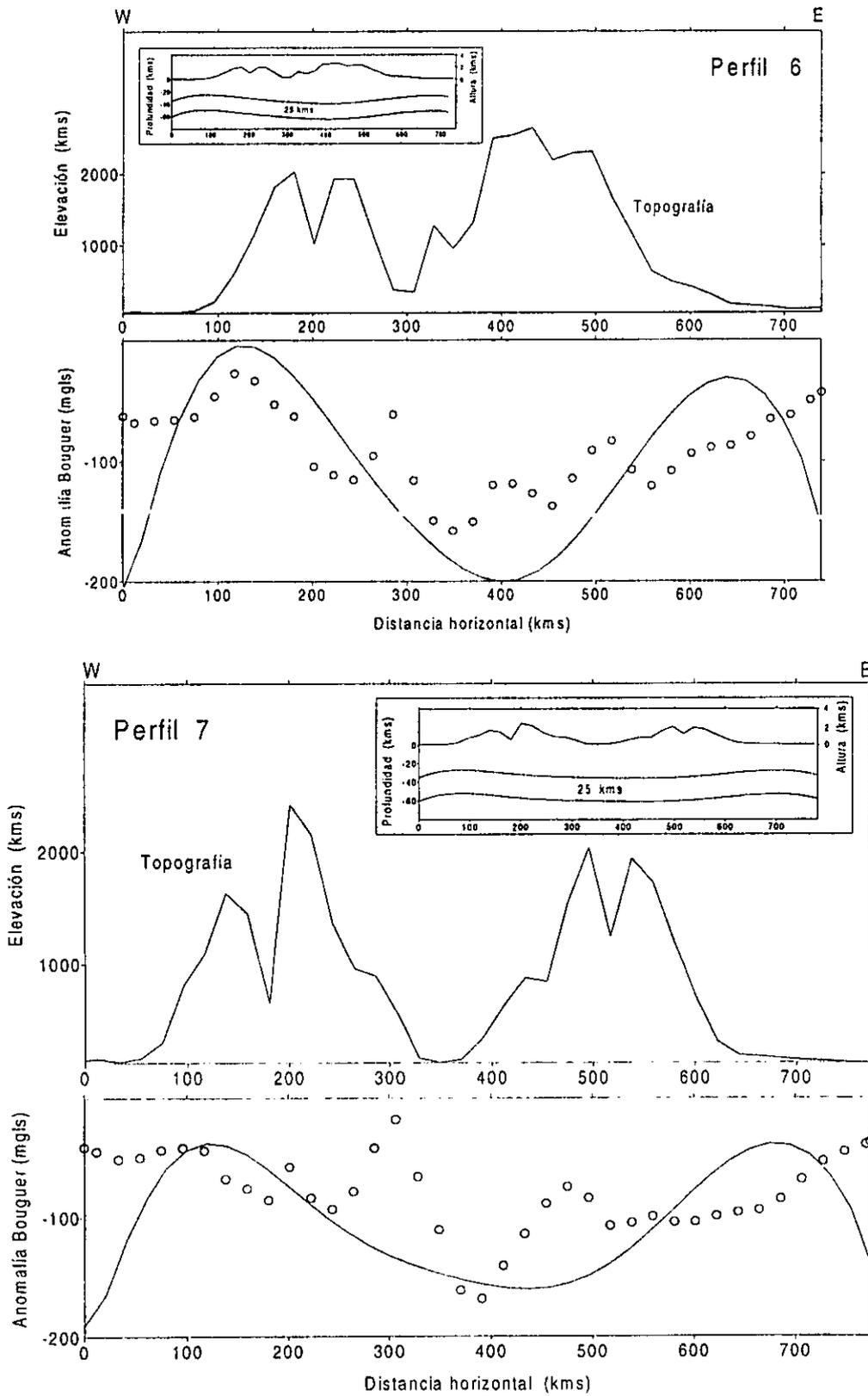


Figura 3.5 parte c

# Isostasia, Gravimetría y Topografía.

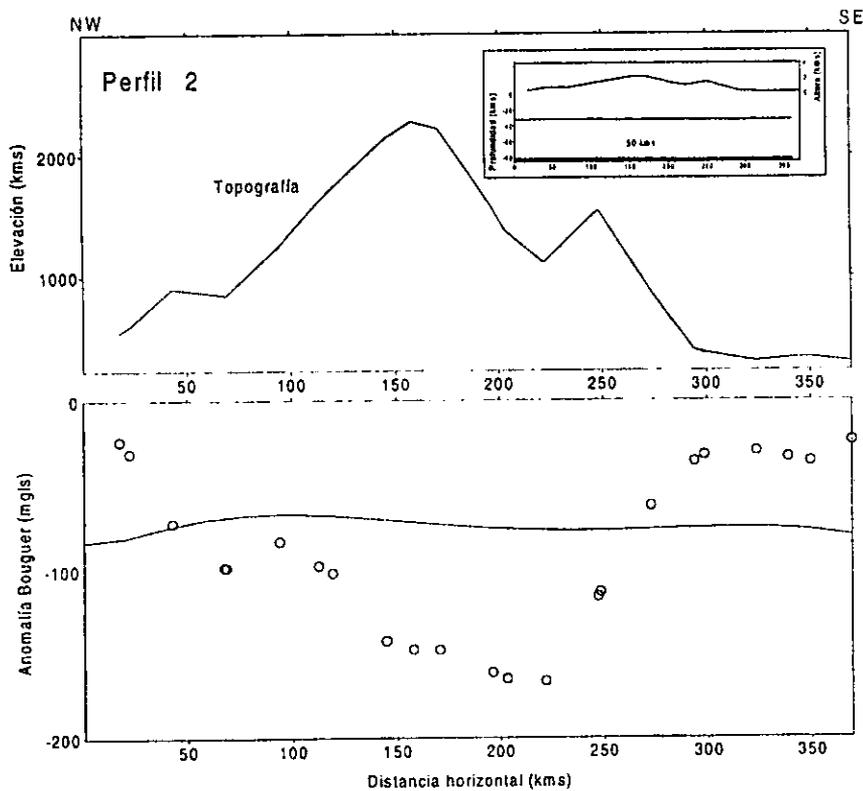
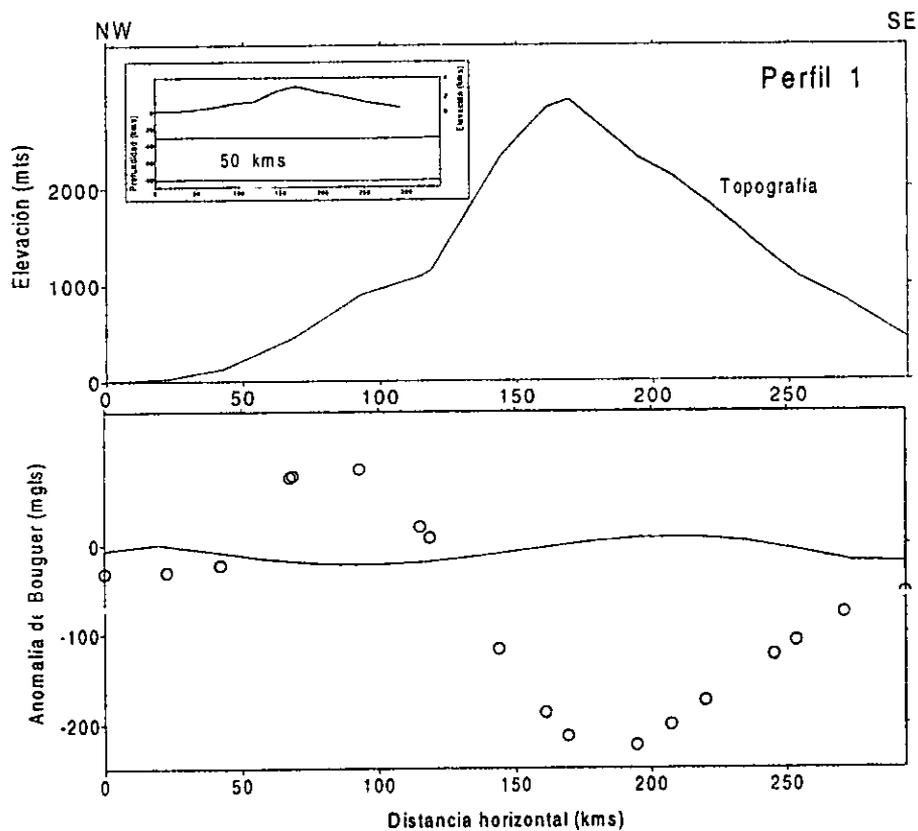


Figura 3.5 parte d

# Isostasia, Gravimetría y Topografía.

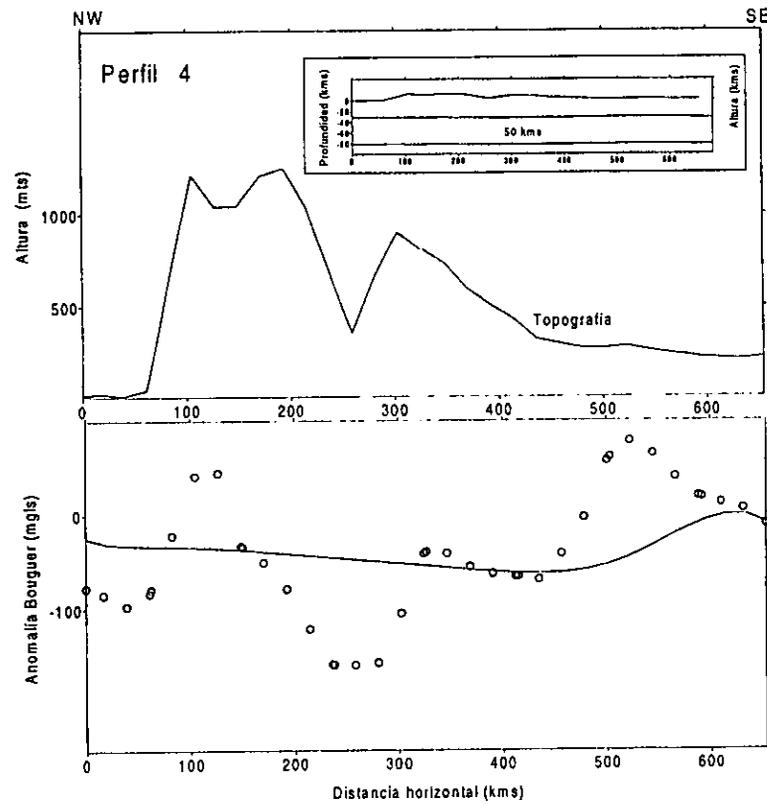
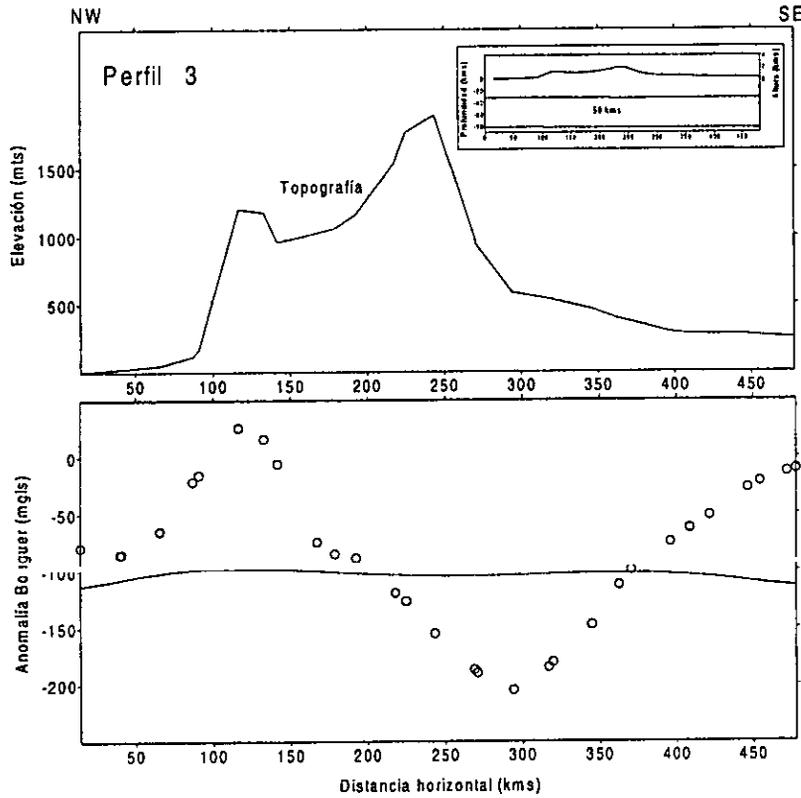


Figura 3.5 parte d

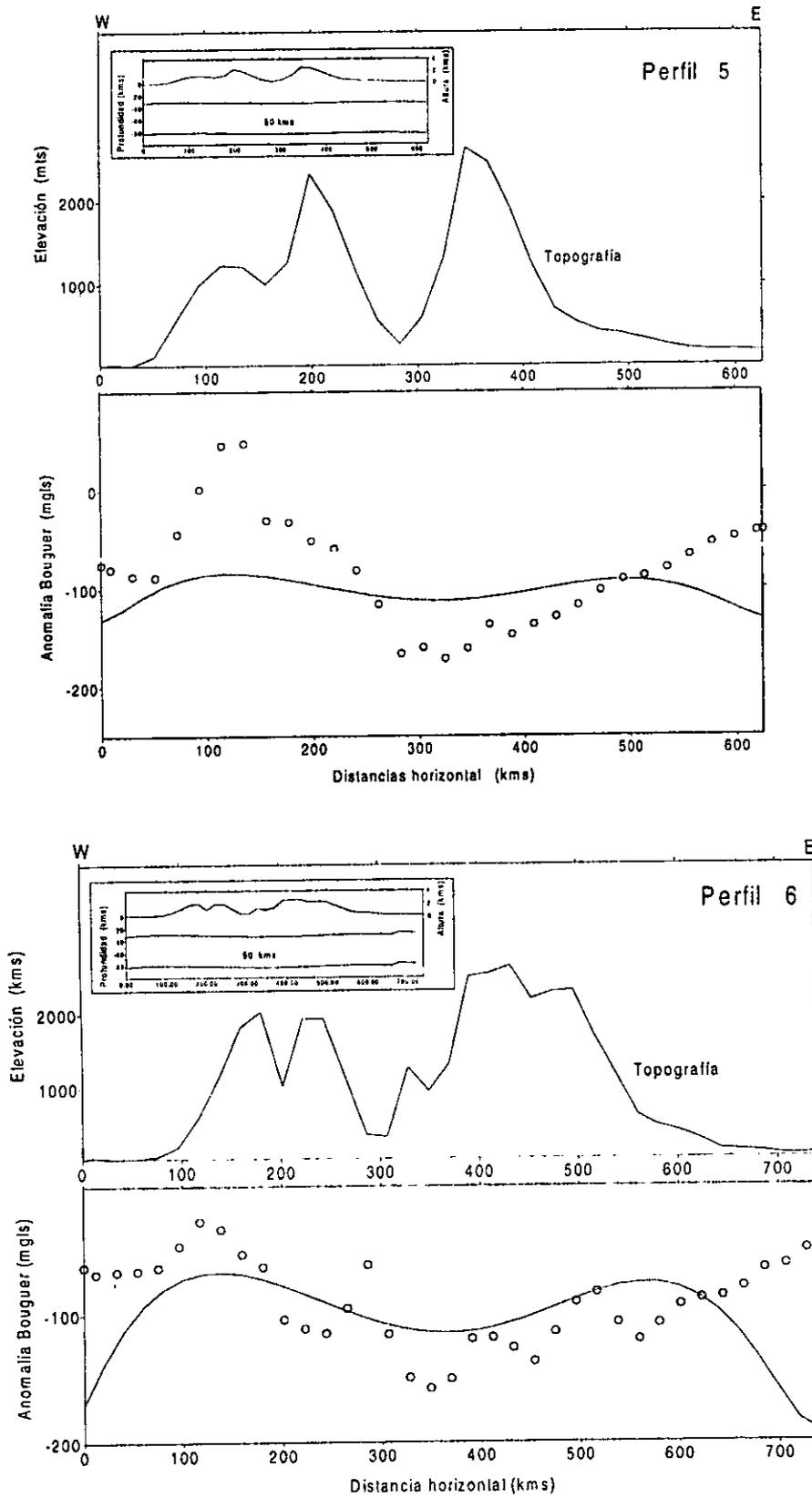


Figura 3.5 parte d

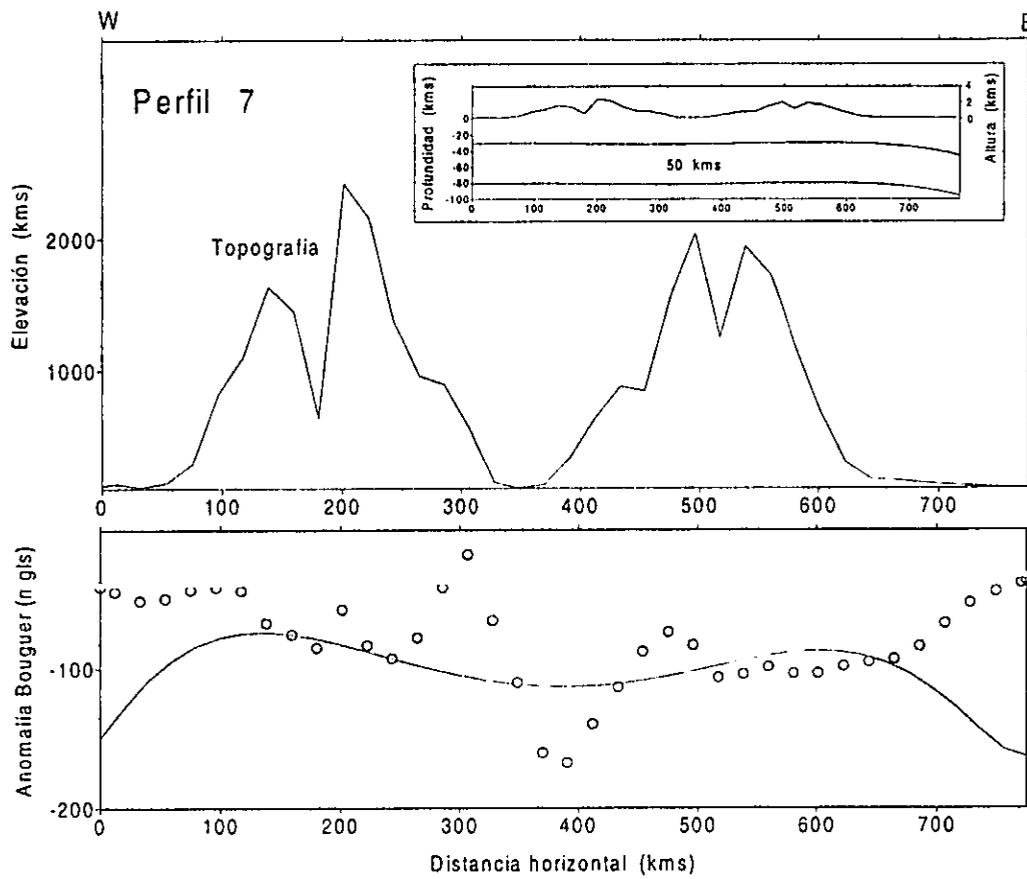


Figura 3.5 parte d

## CONCLUSIONES

Para elaborar cartas magnéticas que representen el Campo Geomagnético Principal, se debe hacer un análisis cuidadoso de las series cronológicas. Para Colombia con 80 se obtiene un buen resultado. Un mayor número de series no mejora el resultado propuesto. Un mal filtrado de los datos nos puede llevar a producir mapas mixtos, que se caracterizan por incluir anomalías magnéticas corticales. Los yacimientos mineros se reflejan en anomalías magnéticas cuya longitud se considera superficial, en la escala de este tipo de trabajos.

De las 80 estaciones, 57 se localizan en los Andes Colombianos, este número es bastante pequeño para realizar una interpretación cuantitativa de la corteza Andina, por lo tanto, una interpretación cualitativa de las anomalías magnéticas corticales solamente bosquejó el desarrollo del cinturón Andino Colombiano.

El modelo de profundidades para el Moho se describe a partir de la geometría obtenida por inversión tridimensional a las anomalías regionales gravimétricas, y refleja la complejidad tectónica del bloque Andino. Este modelo presenta profundidades en un rango entre 18 y 58 km; caracterizado por una sola raíz, desde el sur de los Andes Colombianos hasta la latitud de Buenaventura; a partir de esta latitud y hasta el punto triple del Darién las tres cordilleras tienen claramente diferenciadas sus raíces. La falla de Bucaramanga limita el desarrollo de la cordillera Oriental y llega hasta el denominado nido de Bucaramanga; el cual se localiza a una profundidad de 28 a 32 km, rodeado por depresiones que alcanzan los 40 km. Por otro lado, todo el sistema Andino, desde la unión de la falla Palestina con la falla Romeral hacia el N, presenta un desplazamiento de sus raíces en sentido NW a profundidad. También, una secuencia de estructuras anómalas con profundidad entre 20 y 28 km alineadas desde el punto triple del Darién hasta un posible punto triple formado por las fallas de Bucaramanga, Frontal Andina y de Boconó; se asocia a la unión entre las placas Suramericana y Caribe. Por su parte, la cordillera Occidental sigue paralela al litoral del Pacífico con raíces que alcanzan profundidades de 20 a 28 km.

El modelo de profundidades para la interface corteza superior e inferior se describe a partir de la geometría obtenida por inversión tridimensional a las anomalías gravimétricas residuales, y refleja la dirección y desarrollo de las tres cordilleras en Colombia, al igual que las principales fallas.

La correlación espacial de los dos modelos anteriores y los sismos históricos refleja que las áreas de mayor actividad sísmica corresponden a las localizadas entre los 40 y 58 km de profundidad de Moho y a las alineadas entre el punto triple del Darién y el nido de Bucaramanga con profundidades de Moho entre 20 y 28 km. Por otra parte, las áreas de menor actividad sísmica presentan profundidades de Moho entre 28 y 32 km.

La localización en profundidad de los sismos históricos en el modelado directo bidimensional controlan el grosor del modelo de corteza propuesto. El cual, soporta predominantemente el modelo de compensación de Airy para todo el sistema Andino Colombiano.

En el estudio preliminar de isostasia para los Andes Colombianos, el análisis tridimensional muestra que la función respuesta Q presenta mejor aproximación a los modelos teóricos con el mecanismo isostático de Airy, con profundidad de compensación entre 20 y 40 km. En el análisis bidimensional, al igual que el tridimensional, el modelo de isostático local con profundidades de compensación entre 20 y 40 km es el modelo que más se aproxima a la función respuesta isostática Q. En ambos casos, análisis tridimensional y bidimensional, las longitudes de onda entre 0 y 100 km no pueden presentar mecanismo de compensación regional bajo los parámetros de densidad utilizados, puesto que el peso que genera este tipo de rasgos topográficos no alcanzan a deflectar una placa elástica continua.

El modelado de la placa bidimensional continua, caracteriza mejor el tipo de compensación isostática presente en los Andes colombianos; cuyo resultado concuerda con el modelo de la topografía del Moho encontrado por inversión tridimensional. Así, el macizo colombiano presenta buena correlación con el mecanismo de Airy, mientras que la zona costera de esta región correlaciona mejor a un mecanismo de placa elástica continua con espesor elástico de 10 km; mientras que para los tres ramales que se desprenden del macizo, se tiene una combinación entre el mecanismo de Airy y el regional; las cordilleras Occidental y Central presentan un mecanismo de isostasia regional con una placa elástica de 10 km, y la cordillera Oriental ajusta mejor a un mecanismo de Airy. Estos mecanismos de compensación isostática concuerdan con el proceso de migración de la trinchera colombiana y con la formación de las tres cordilleras; las cordilleras Occidental y Central son basálticas, y la Oriental es granítica.

Como trabajo preliminar dado el número pequeño de observaciones; la conclusión del mecanismo de Airy combinado con el de una placa continua con espesor elástico de 10 km y profundidades de

compensación entre 20 y 40 Km es adecuado y congruente con los resultados encontrados por Watts para los Andes Centrales.

La metodología que se propone aquí para desarrollar modelos corticales integra diferentes procesos geofísicos. Para los Andes Colombianos, con un mayor cubrimiento de información en áreas marinas como en el continente, el modelo planteado permitiría una interpretación de mayor detalle.

Finalmente, este trabajo se constituye en un aporte al conocimiento de la estructura cortical de los Andes colombianos. E igualmente, la metodología expuesta puede ser útil en eventos de prospección de recursos de interés económico.

ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

## BIBLIOGRAFIA

### CAPITULO 1

Barton. C.E. (1997). International Geomagnetic Reference Field: the seventh generation. *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 121-146.

Campos-Enriquez, J.J., Campos-Enríquez, J.O., and Urrutía-Fucugauchi, J., (1991). Variación secular reciente y cartas de los elementos del campo geomagnético en México. *Geofísica Int.* 30(2): 107 - 116.

Campos-Enriquez, J.O., Hernández-Quintero, E., Nolasco-Chávez, H., Orozco-Torres, D., Cañon-Amaro, C., Alvarez-García, G., Urrutia-Fucugauchi, J., (1994). A preliminary assessment at the IGRF-1990 for México. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 82, 105-111.

Cañon C., Hernández E., Nolasco H., Orozco A. (1993). Cartas Magnéticas de la República Mexicana para la Época 1990.0. *Instituto de Geofísica UNAM - INEGI*.

Cifuentes G., Hernández E. (1996). Cartas Magnéticas Sintéticas Época 1995.0 para la República Mexicana. *Instituto de Geofísica UNAM*, Rep. Int. 96-18.

Hernández-Quintero E., H. Nolasco-Chávez, J.O. Campos-Enríquez, C. Cañon - Amaro, A. Orozco-Torres, J. Urrutia-Fucugauchi, G. Alvarez-García (1994). Evaluación preliminar del campo geomagnético de referencia internacional IGRF-1990 para México y anomalías magnéticas corticales. *Geofís. Int.* 33 (2), 235 - 241.

E. Hernández, A. Orozco (1997). Magnetic Field Work and IGRF Models for Mexico, Three examples for the 20<sup>th</sup> Century. *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 387-392.

IAGA (1971). Magnetic Survey World. *IAGA Bull.* 28.

IAGA Working Group V-8 (1995). International Geomagnetic Reference Field, 1995 revision. *J. Geomag. Geoelectr.*, 47, 1257-1261. [Also published in *Geophys. J. Int.*, 125, 318-321, 1996; *PAGEOPH*, 147 (1), 195-202, 1996; *Phys. Earth Planet. Int.*, 97, 23-26]

J. C. Gianibelli (1994). Informe Técnico. *Inst. Geogr. Agustin Codazzi*.

Karl, J., (1998). An introduction to digital signal processing. *Academic Press Inc.* USA.

Kearey P., Vine J. F. (1990). Global Tectonics. *Blackwell Scientific Publications*.

Langel, R. A. (1990). The Main Field. *Jacobs Geomagnetism 1*, 249-512

Lasfargues, P. (1995). Magnetismo en Geología y Prospección Magnética Terrestre. Traducción de Campos-Enríquez. O., *Instituto Politécnico Nacional*, p-186.

Muniz, B. L. (1997). El Geomagnetismo. *Cuadernos del Instituto de Geofísica UNAM*, 11.

Sandoval, O. (1942). La Carta Magnética de México, un Servicio Social Inmediato. *Rep. Int. Obs. Ast. Tacubaya*.

Urrutía-Fucugauchi, J., and Campos-Enríquez J.O., (1993). Geomagnetic Secular Variation in Central Mexico since 1923 Ad. And Comparison with 1945-1990 IGRF Models. *J. Geomag. Geoelectr.* 45. 243 - 249

World Data Center C2 for Geomagnetism (1996). Data Catalogue 24. *Kyoto University*.

## CAPITULO 2

Abdoh, A., D. Cowan, and M. Pilkington. (1990). 3D gravity inversion of the Cheshire Basin. *Geophysical Prospecting*, 38, 999-1011.

- Cepeda, H. (1978). El vulcanismo moderno en los Andes de Colombia. *Mem. Sem. Gerardo Botero A: 1- 11 Medellín.*
- Chakraborty, K. and B. N. P. Agarwal. (1992). Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of the gravity field, *Geophysical Prospecting*, 40, 801-822.
- Chávez, R. E., M. C. Hernández, J. Herrera, and M. E. Cámara. (1995). A magnetic survey over la Maja, an archaeological site in northern Spain, *Archaeometry*, 37, 1, 171-184.
- Cianciara, B. and H. Marcak. (1976). Interpretation of gravity anomalies by means of local Power spectra, *Geophysical Prospecting*, 24, 273-286.
- Coleman, R. (1971). Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Jour. Geophys. Res.* 76, 5, 1212-1222.
- Dimitriades, K., G. -A. Tselentis, and K. Thanassoulas. (1987). A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-dept estimation. *Computers & Geosciences*, 13, 549-560.
- Ego, F., M. Sébrier, A. Lavenu, H. Yepes, and A. Egues. (1996). Quaternary state of stress in the northern Andes the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics*, 259, 101-116.
- Espindola, J. M. (1995). El tercer Planeta, edad, estructura y composición de la Tierra, La ciencia, México D.F., México, 126 p.
- Estrada, A. (1978). Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes. *M. Sc. Thesis. Univ. Stanford*, 115 p.
- Freymueller, J. T. (1991). CASA-Central and South America GPS Geodesy: Crustal motions determined from 1988 and 1990 epoch measurements in Colombia, Costa Rica, and Ecuador [*Ph. D. thesis*]: Columbia, University of South Carolina, 172 p.
- Gupta, V. K., and N. Ramani. (1980). Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain, *Geophysics*, 45, 1412-1426.
- Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras. (1988). Mapa Geológico de Colombia 1988, Impreso en Ingeominas, Bogotá, Colombia, 71 p. y 2 mapas.

Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras. (1997). Revisión y Actualización del Catalogo Sísmico de Colombia 1566 - 1995. *INGEOMINAS*,

Karl, J. (1989). An introduction to digital signal processing. *Academic Press Inc. USA*.

Kellogg, J. N., and V. Vega. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geological Soc. Of Amer., Special Paper 295*.

Kellogg, J. N., and Bonini, W. E. (1985). Reply to Comment on 'Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South America plate': *Tectonics, v. 4, p. 785 -790*. 1985

Lehman, H.J. (1970). Examples for the separation of fields of magnetic sources in different depths by harmonic analysis method, *Boll. Geofisica Teor. Appl.*, 12, 97-117.

Magix. (1992). User' Manual Magnetic and Gravity data interpretation sorware. *Interpex Limited Golden, Co*.

Meyer R. P., et al. (1976). 10.Project Nariño III: Refraccion observation across a leading edge, Malpelo island to the colombian cordillera Occidental, *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin, Geophysical monograph 19*, 105-133.

Nieto E. A., and J. Escallón. (1996). The new Colombian Seismological Network, *Geofísica Internacional, 35*, 205-211.

Oldenburg, D, W. (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophysics, 39*, 526-536.

Page, W. D. (1986). Geología y sismicidad del oeste de Colombia, ISA, INTEGRAL, Woodward-clyde, 385 p.

Parker, R. L. (1973). The rapid calculation of potential anomalies, *Geophys. J. R. Astr. Soc, 31*, 447-455.

Pilkington, M. and Crossley, D.J. (1986). Deformation of curstal interface topography from potential fields. *Geophysics 51*, 1277-1284.

Spector, A. and F. S. Grant. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 293-302.

Suriñach, E., and R. E. Chávez. (1996). A 3D gravimetric crustal model for the north eastern region of the Iberian Peninsula. *Geophysical Research Letters*, V. 33, No. 18, 2457 - 2460.

Syberg, F.J.R. (1972) A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields, *Geophysical Prospecting*, 20, 47-73.

Toussaint, J.F. and Restrepo, J.J. (1976). Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos: *Bol. Ciencias de la Tierra*, 1: 1- 48 Medellín.

### **CAPITULO 3**

Burov., E.B., Kogan., M.K., Lyon- Caen., Héléne and Molnar Peter. (1990). Gravity anomalies, the deep structure, and dynamic processes beneath the Tien Sha. *Earth and Planetary Science Letters*, 96 367-383.

Diament Michel, Dibuet Jean-Claude, and Dubois Jacques. (1986). Isostatic Response of the large-offset Atlantic equatorial fractures zones. *Marine Geophysical Researches*, 8 243-263

Lyon-Caen Héléne and Molnar Peter. (1983). Constraints on the structure of Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B10 Pages 8171-8191.

McNutt Marcia. (1979). Compensation of Oceanic Topography: An Application of the Response Function Technique to the Surveyor Area. *J. Geophysical Res.* Vol 84, B13, 7589-7598.

McNutt Marcia. (1980). Implications of Regional Gravity for state of Stress in the Earth's Crustal and Upper Mantle. *Journall of Geophysical Research*, Vol. 85, No. B11, pages 6377-6396.

McNutt M.K., Diament M., and Kogan M.K. (1988). Variations of Elastic Plate Thickness at Continental Trust Belts. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 93 Pages. 8825 - 8838.

McNutt Mrcia, and Dorman Leroy M. (1980). Isostatic Green's Function for Australia. *Tectonophysics*. Page. 1002.

McNutt Marcia K., and Judge Anne V. (1990). The Superswell and Mantle Dynamics Beneath the South Pacific. *Science* Vol. 248. Pages. 969 - 975.

McNutt Marcia, and Kongan. M.K. (1986). Flexural Rigidity Estimates for Continental Lithosphere within the Soviet Union.

McNutt Marcia K., and Parker Robert L. (1978). Isostasy in Australia and the Evolution of the Compensation Mechanism. *Science*, Vol. 199.

Radha Krishna M. (1996). Isostatic response of the Central Indian Ridge (Western Indian Ocean) based on transfer function analysis of gravity and bathymetry data. *Tectonophysics* 257, 137-148.

Sheffels Barbara and McNutt Marcia. (1986). Role of Surface Loads and Regional Compensation in the Isostatic Balance of The Transverse Ranges, California: Evidence for Intracontinental Subduction. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 91 No. B6. Pages. 6419 - 6431.

Watts A.B., Lamb S.H, Fairhead J. D., and Dewey J.F. (1995). Lithospheric Flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 9 - 21.

Watts, A.B. ( 1979). An Analysis of Isostasy the World's Oceans. 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain, *J. Geophysical. Res.* 88 No. B12, 5989-6004.

## APÉNDICE I.

### CARTAS MAGNÉTICAS PARA LA REPÚBLICA DE COLOMBIA ÉPOCA 1995.0.

Para describir completamente el Campo Geomagnético en cualquier punto sobre la tierra es suficiente conocer tres elementos no coplanares, p. ej. X, Y y Z. El resto de las componentes pueden ser deducidas a partir de trigonometría elemental en el vector Geomagnético (figura A 1.1). Con las componentes D (Carta A1.1), H (Carta A1.2) y F (Carta A1.3), como es el caso, las demás se pueden obtener por las siguientes fórmulas:

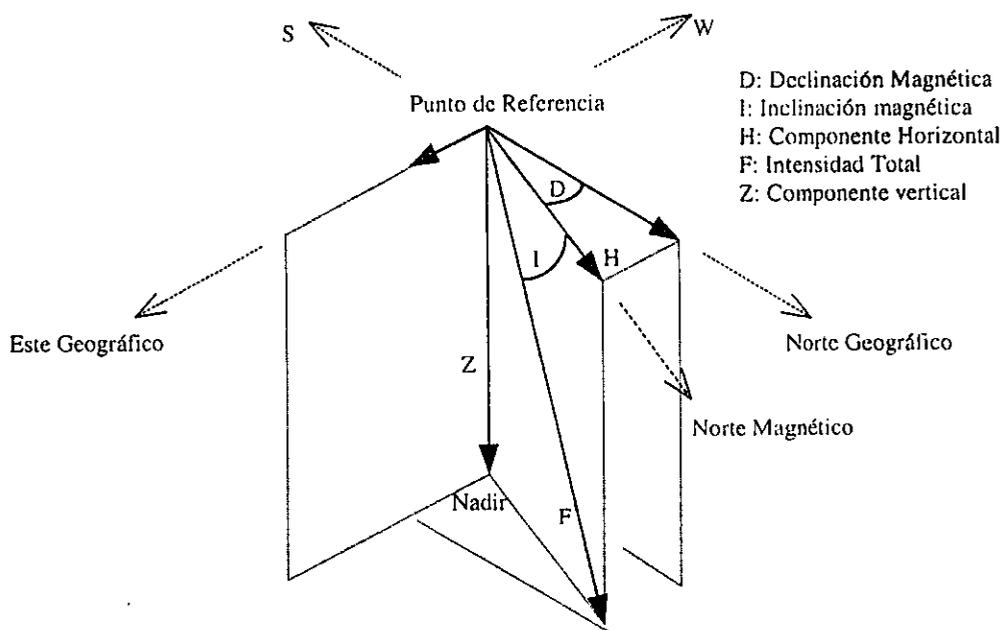


Figura A 1.1 Vector Geomagnético

$$Z^2 = F^2 - H^2 \quad \text{Intensidad vertical}$$

$$I = \arctan(Z/F) \quad \text{Inclinación}$$

$$X = H \cos D \quad \text{Componente N-S}$$

$$Y = H \sin D \quad \text{Componente E-W}$$

Por lo tanto sólo necesitamos el mínimo de tres cartas magnéticas y así se puede construir el vector magnético en cualquier punto. En cada carta se deben de definir las isolíneas de las componentes y las isóporas por año. Estas últimas conocidas mejor como la variación secular, permiten pronosticar el valor del campo para un futuro cercano.

Una de las aplicaciones más comunes de estas cartas es la de poder obtener el valor de alguna de las componentes en un punto y tiempo determinado. Por lo regular dicho punto no se localizará sobre alguna de las isolíneas o isóporas, pudiendo resolver este problema con diversos métodos de interpolación para realizar el cálculo aproximado. Uno de los métodos más usados y más sencillos es el gráfico (figura A 1.2) que se describe a continuación [Cifuentes y Hernández, 1996]:

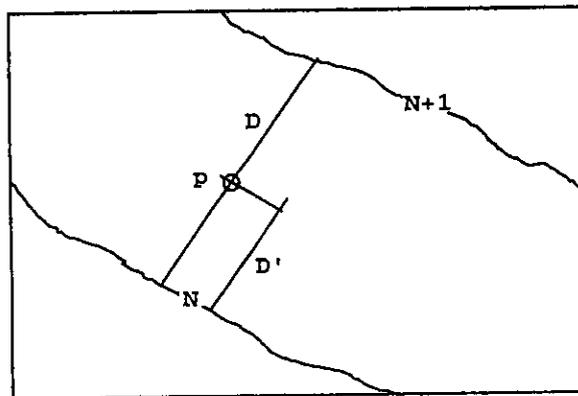


Figura A 1.2 Método gráfico de interpolación en el espacio y en el tiempo para calcular el vector magnético

Sea un punto  $p$  definido entre dos isolíneas  $N$  y  $N+1$ , cumpliéndose que  $N+1 > N$ , en donde se pretende definir el valor  $N'$  diferencial a cualquiera de las dos isolíneas. Existe también la distancia  $D$  perpendicular entre  $N$  y  $N+1$ , y la distancia  $D'$  perpendicular entre  $p$  y la isolinia mas cercana (figura A 1.2). El valor  $N'$  puede calcularse por una simple regla de tres donde:

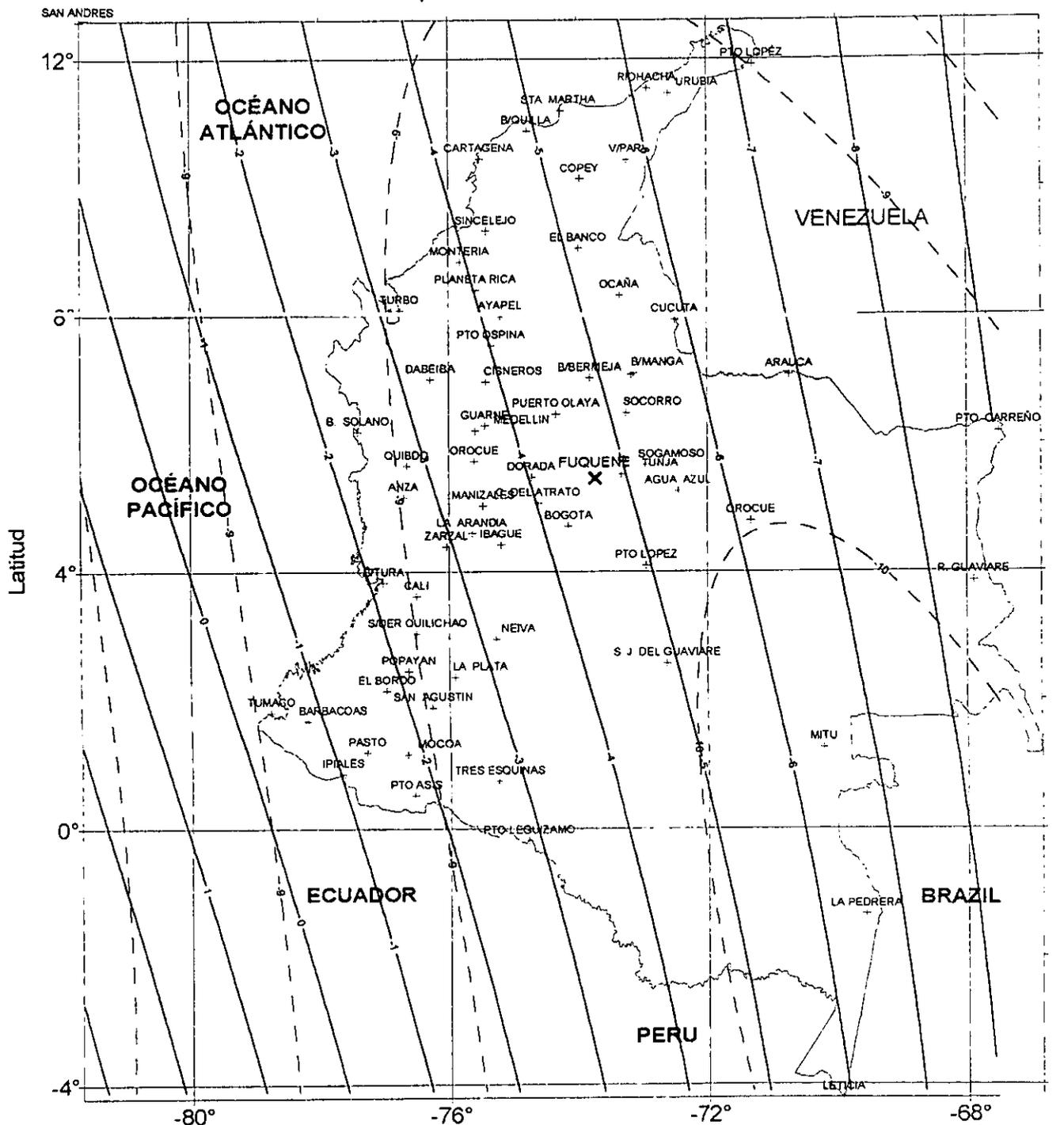
$$\frac{N'}{D'} = \frac{N + 1 - N}{D}$$

Así el valor de una componente o de su variación secular será la suma o resta de  $N'$  con la isolínea elegida como más cercana a  $p$ .

La precisión que se necesite podrá siempre proponer métodos más complejos y precisos que se requieran.

# CARTA A1.1 : COMPONENTE MAGÉTICA DECLINACIÓN (D) ÉPOCA 1995.0

República de Colombia



Escala



grados

Longitud

— Isógonas (°)

- - - Isóporas ( / año)

+

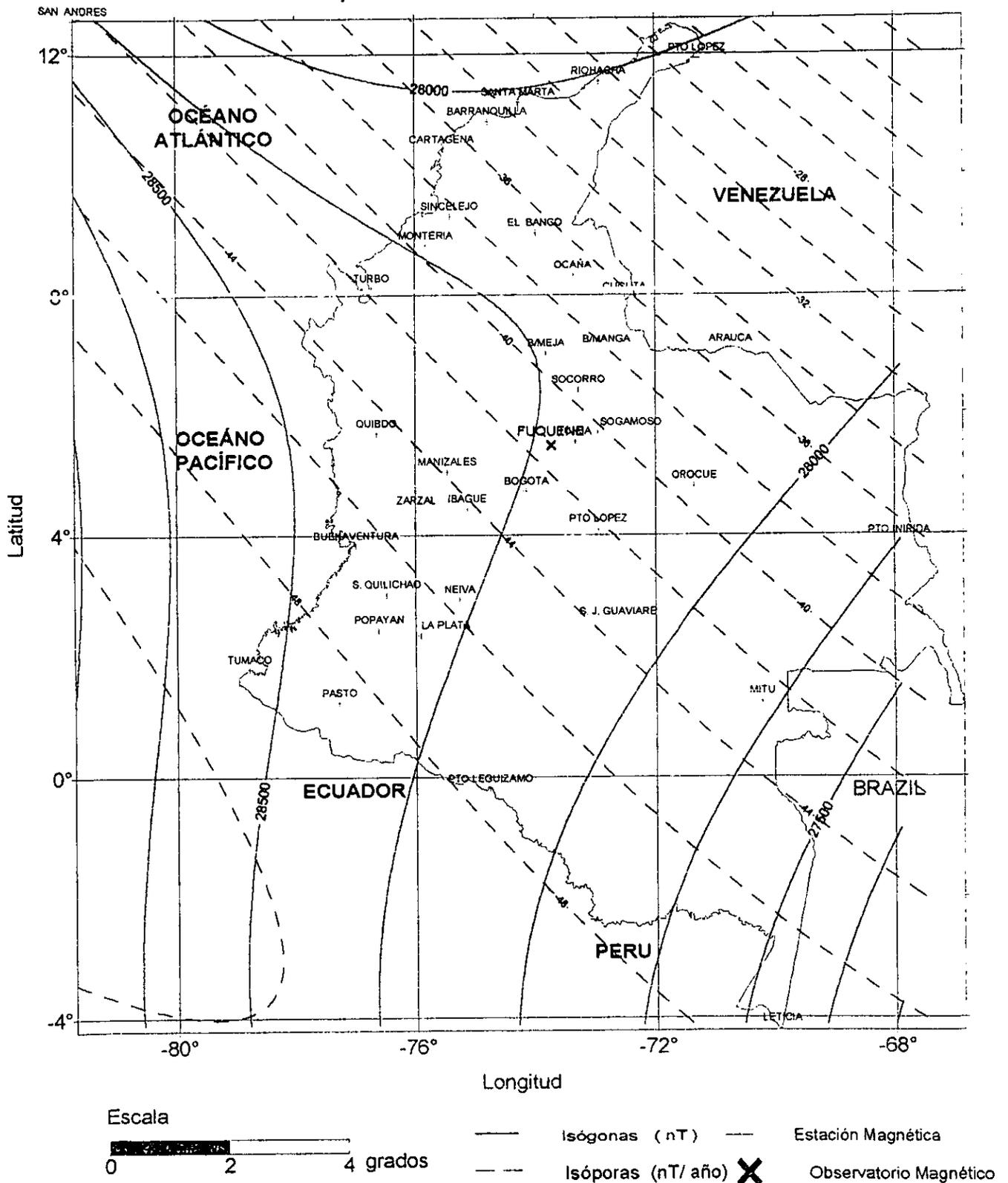
Estación Magnética

X

Observatorio Magnético

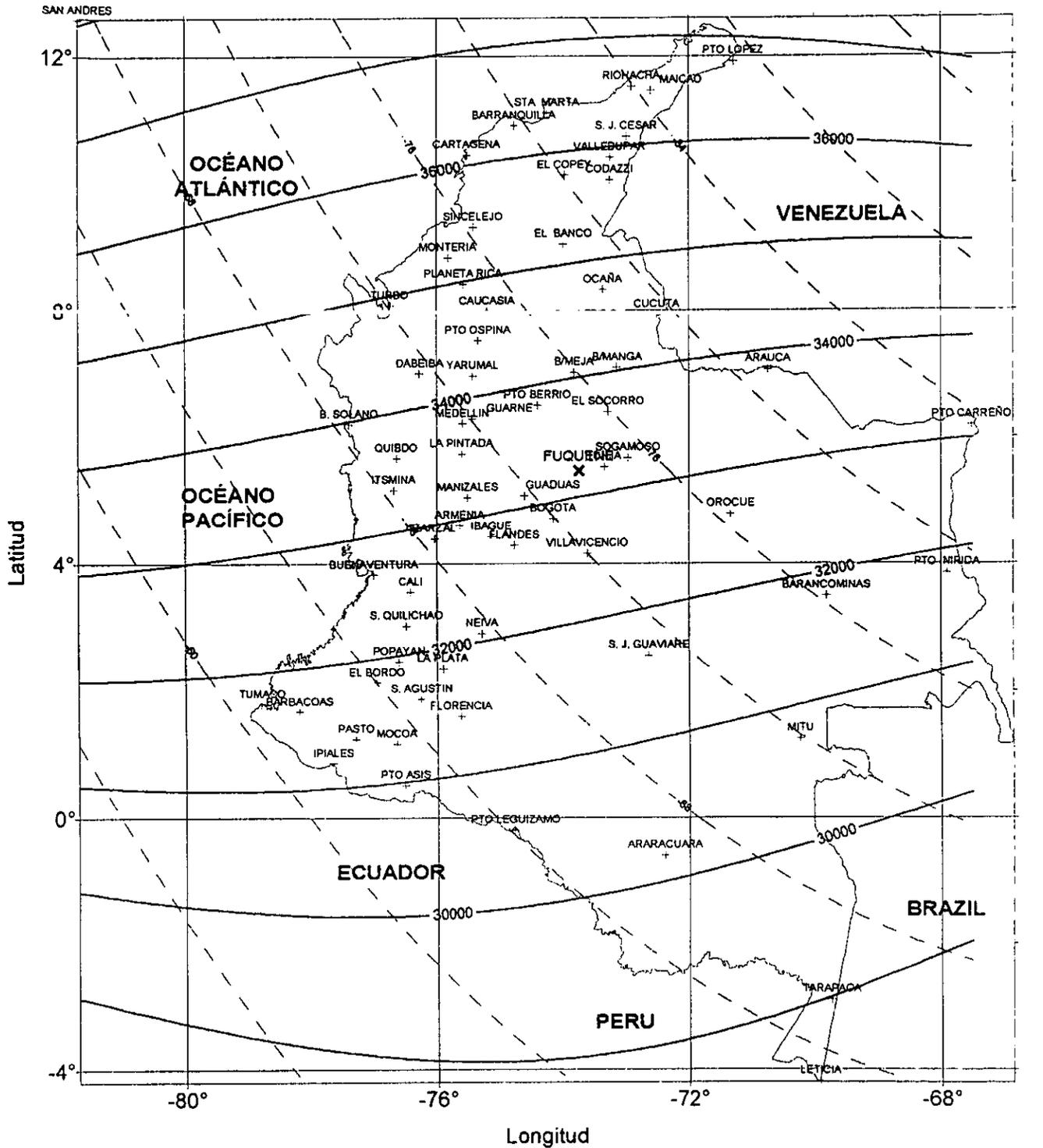
# CARTA A1.2 : COMPONENTE MAGNÉTICA INTENSIDAD HORIZONTAL (H) ÉPOCA 1995.0

República de Colombia



# CARTA A1.3 COMPONENTE MAGNÉTICA INTENSIDAD TOTAL (F) ÉPOCA 1995.0

## República de Colombia



Escala



0 2 4 grados

— Isógonas (nT) + Estación Magnética

- - - Isóporas (nT/año) X Observatorio Magnético

## APENDICE II

### METODOLOGIA PARA DESARROLLAR INVERSION TRIDIMENSIONAL

De: A. ABDOH, D. COWAN Y M. PILKINGTON (1990)

El método se puede aplicar a un modelo de una o varias capas tridimensionales, definidas en un espacio como el que se muestra en la figura:

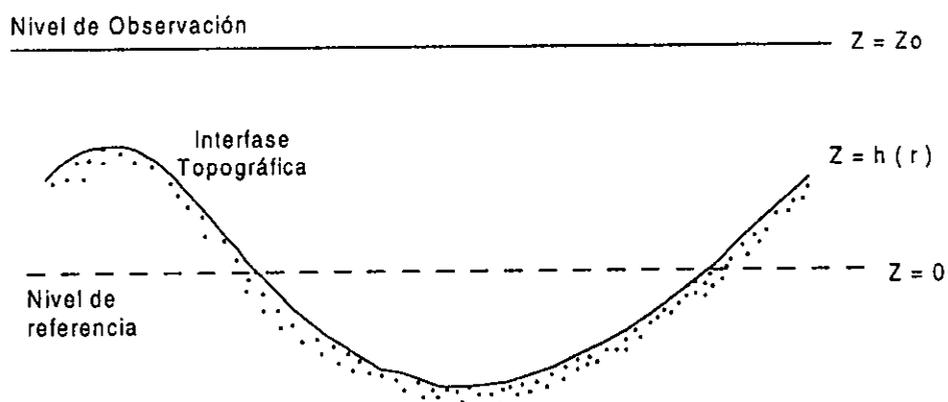


Figura A 2.1 Geometría del modelo. La topografía de la interfase se especifica por la función  $h(r)$  la cual está definida con respecto al nivel  $Z = 0$ .

El potencial gravimétrico debido a una capa con contraste de densidad constante limitado entre el plano horizontal  $z = 0$  y la superficie  $z = h(r)$  (fig. A 2.1) a la posición  $r_0$  está dado por:

$$a(r) = G\sigma \int_D dS \int_0^{h(r)} \frac{1}{|r - r_0|} dz \quad (1)$$

donde  $G$  es la constante gravitacional de Newton,  $\sigma$  es el contraste de densidad y  $Z$  positivo hacia arriba. Al aplicar el método de Parker a la anterior ecuación resulta:

$$\hat{g}(\mathbf{k}) = -2\pi G \sigma e^{-|\mathbf{k}|Z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\mathbf{k}|^{n-1}}{n!} \mathfrak{S}[h^n(\mathbf{r})] \quad (2)$$

donde  $\hat{g}(\mathbf{k})$  es la anomalía en el dominio de la frecuencia,  $\mathfrak{S}[\ ]$  denota la transformada de Fourier,  $\mathbf{K}$  es el vector de onda y  $Z_0$  es la altura del plano de observación. La ecuación anterior se evalúa mediante el algoritmo de la transformada rápida de Fourier para datos interpolados en una malla. Además, Parker [ 1973 ] mostró que para una óptima convergencia de las series en la ecuación 2, el nivel  $Z = 0$  debería ubicarse en el promedio de la altura de  $h(\mathbf{r})$ .

Pilkington y Crossley [ 1986 ], mostraron que la forma linealizada de la ecuación 2 se puede obtener de los primeros términos. En el dominio espacial, viene dada por:

$$g(\mathbf{r}) = \mathfrak{S}^{-1}\{-2\pi G \sigma e^{-|\mathbf{k}|Z_0} \mathfrak{S}[h(\mathbf{r})]\} \quad (3)$$

Evaluando el lado derecho de la ecuación 3 usando la transformada discreta de Fourier, resulta un vector de valores discretos de gravedad:

$$\mathbf{g} = \mathbf{E}^* \mathbf{T} \mathbf{E} \mathbf{h} \quad (4)$$

donde  $\mathbf{h}$  es el primer orden de la topografía,  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{E}^*$  son las matrices de la transformada de Fourier y la transformada inversa de Fourier, respectivamente; y  $\mathbf{T}$  es la matriz diagonal con los elementos:

$$t_i = -2\pi G \sigma e^{-|\mathbf{k}_i|Z_0} \quad (5)$$

Para realizar la inversión,  $\mathbf{g}$  se hace igual a la gravedad observada. La ecuación 4 es equivalente a la descomposición en valores singulares del problema directo, donde  $\mathbf{E}^*$  y  $\mathbf{E}$  corresponden a las matrices de eigenvectores y  $\mathbf{T}$  contiene los eigenvalores  $t_i$ . Basados en la forma de la ecuación 4 y teniendo en cuenta la naturaleza no lineal del presente problema, la inversión de la topografía de la interfase se puede resolver usando un esquema iterativo de la forma:

$$\mathbf{h}_{n+1} = \mathbf{h}_n + \mathbf{E}^* \mathbf{T}^{-1} (\mathbf{g}_{obs} - \mathbf{g}_n) \quad (6)$$

donde  $\mathbf{g}_n$  es el efecto calculado del modelo  $\mathbf{h}_n$  y  $\mathbf{g}_{obs}$  son los datos gravimétricos observados. Requiriendo por lo tanto la ecuación 6 de estimaciones a priori de la topografía  $\mathbf{h}_0$ . La estabilidad de la ecuación 6 depende de la magnitud de los eigenvalores de la matrix  $\mathbf{T}$ .

### APENDICE III

#### DESCRIPCION DE LA ECUACION DIFERENCIAL DE CUARTO ORDEN QUE GOBIERNA EL COMPORTAMIENTO DE UNA PLACA BIDIMENSIONAL CONTINUA.

Por: Barbara Sheffles y Marcia Mcnutt (1986)

##### Deflexión de la Placa.

La ecuación diferencial que gobierna la deflexión  $w(x)$  en una placa elástica con rigidez variable  $D(x)$ , con carga lateral sobre la placa a través de una sección  $t(x)$ , y superficie de presión  $p(x)$  es:

$$\frac{d^2}{dx^2} \left[ D \frac{d^2 w}{dx^2} \right] - \frac{d}{dx} \left[ t \frac{dw}{dx} \right] + \Delta \rho g w = p \quad (3.1)$$

El contraste de densidad entre los materiales debajo y sobre la placa, puede variar con la posición, esto es  $\Delta \rho(x)$ , y  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ . Se adopta la convención que  $t$  es positivo para tensión. Se supone ahora, que se aproxima la función continua de  $x$  en 3.1 como un grupo de intervalos discretos:

$$D(x) \approx \{D_1, D_2, D_3, \dots, D_l\}$$

$$w(x) \approx \{w_1, w_2, w_3, \dots, w_l\}, \text{ etc.}$$

Si  $\Delta x$  es la distancia horizontal entre los intervalos discretos, la ecuación diferencial puede aproximarse como:

$$\begin{aligned} & D_{i-1} (w_i - 2w_{i-1} + w_{i-2}) - 2D_i (w_{i+1} - 2w_i + w_{i-1}) \\ & + D_{i+1} (w_{i+2} - 2w_{i+1} + w_i) - t_i (w_{i+1} - 2w_i + w_{i-1}) \Delta x^2 \\ & - (t_{i+1} - t_{i-1}) (w_{i+1} - w_{i-1}) \Delta x^2 + \Delta \rho_i g w_i \Delta x^4 = p_i \Delta x^4 \end{aligned} \quad (3.2)$$

La ecuación 3.2 se puede expresar en notación matricial como:

$$\mathbf{A}_{ij} \mathbf{w}_j = \mathbf{p}_i \Delta x^4$$

en la cual todos los elementos de  $\mathbf{A}$  son ceros excepto para:

$$A(i, j = i - 2) = D_{i-1} \quad (3.3)$$

$$A(i, j = i - 1) = 2D_{i-1} + 2D_i - (t_{i-1} + t_i - t_{i+1})\Delta x^2 \quad (3.4)$$

$$A(i, j = i) = D_{i-1} + 4D_i + D_{i+1} + 2t_i\Delta x^2 + \Delta\rho_i g\Delta x^4 \quad (3.5)$$

$$A(i, j = i + 1) = -2D_i - 2D_{i+1} + (t_{i-1} - t_i - t_{i+1})\Delta x^2 \quad (3.6)$$

$$A(i, j = i + 2) = D_{i+1} \quad (3.7)$$

Todas las filas de  $\mathbf{A}$  tienen al menos cinco no ceros, elementos consecutivos centrados alrededor de la diagonal principal de la matrix. Dada la función discreta  $D_i$ ,  $t_i$ ,  $\Delta\rho_i$ ,  $p_i$ , y cuatro condiciones de frontera para reemplazar los elementos indefinidos  $w_{-1}$ ,  $w_0$ ,  $w_{i+1}$ ,  $w_{i+2}$ , se puede resolver para  $w = \{ w_1, w_2, w_3, \dots, w_i \}$  usando cualquier método para resolver un sistema de ecuaciones sobredeterminado.

Las condiciones de frontera para el caso de una placa son las siguientes:

Cuando  $l \rightarrow \infty$ ,  $w \rightarrow 0$ ,  $dw/dx \rightarrow 0$ . Entonces,  $w_{i+1} = 0$  y  $w_{i+2} = 0$ . En la practica, a los perfiles se les incluye elementos extras para que la condición de frontera sea aplicada a distancias de varias longitudes de onda fuera de la porción de interés. La tercera condición de frontera se establece como  $dw/dx = 0$  en  $x = 0$  ( $i=1$ ), lo cual implica que  $w_0 = w_2$ . Las cuarta condición de frontera es impuesta por la construcción isostática:

$$\int_0^{\infty} \Delta\rho g w dx = \int_0^{\infty} p dx$$

que considerando la ecuación (3.1) se transforma en;

$$\int_0^{\infty} \frac{d^2}{dx^2} \left[ D \frac{d^2 w}{dx^2} \right] dx = \int_0^{\infty} \frac{d}{dx} \left[ t \frac{dw}{dx} \right] dx$$

o

$$\left. \frac{d}{dx} D \frac{d^2 w}{dx^2} \right]_{x=0}^{x=\infty} = \left. t \frac{dw}{dx} \right]_{x=0}^{x=\infty}$$

El lado derecho de la ecuación es idénticamente cero. El lado izquierdo se aproxima a cero cuando  $w_1=w_3$ . Acorde a estas condiciones de frontera las ecuaciones (3.3) a (3.7) son validas para todo  $i$  excepto:

$$\begin{aligned} A_{11} &= 4D_1 + 2D_2 + 2t_1 \Delta x^4 + \Delta \rho_1 g \Delta x^4 \\ A_{12} &= -2[2(D_1 + D_2) + t_1 \Delta x^2] \\ A_{13} &= 2D_2 \\ A_{22} &= 2D_1 + 4D_2 + D_3 + 2t_2 \Delta x^2 + \Delta \rho_2 g \Delta x^4 \end{aligned}$$

### Implementación de ecuaciones

Para todos los mecanismos de compensación se usa el mismo algoritmo para calcular  $w_i$ . Solamente difieren en el camino para encontrar el sistema de ecuaciones.

### Compensación tipo Airy

Se usa un grupo de condiciones de frontera adecuadas para una placa continua:

$$\begin{aligned} D_i &= 0 && \text{para todo } i \\ t_i &= 0 && \text{para todo } i \\ \Delta \rho_i &= 450 \text{ kg/m}^3 && \text{(Contraste densidad manto-corteza)} \\ \rho_i &= \rho_0 g h_i && \text{(densidad media de la corteza)} \end{aligned}$$

donde  $h_i$  es la topografía digital y  $\rho_0 = 2650 \text{ kg/m}^3$ . El espaciamento  $\Delta x$  es igual a 20 km.

Compensación tipo regional (Placa elástica continua)

Sea  $D$  la rigidez de la placa, entonces las condiciones de frontera son:

$$\begin{aligned} D_i &= D && \text{para todo } i \\ t_i &= 0 && \text{para todo } i \\ \Delta\rho_i &= 450 \text{ kg} / \text{m}^3 \\ \rho_i &= \rho_0 g h_i \end{aligned}$$

donde  $h_i$  es la topografía digital y  $\rho_0 = 2650 \text{ kg} / \text{m}^3$ . El espaciamiento  $\Delta x$  es igual a 20 km.

La relación entre la rigidez flexible  $D$  y el espesor elástico de la placa  $Te$  es:

$$D = E Te^3 / 12(1 - \hat{\nu})$$

En la cual  $E$  es el modulo de Young y  $\nu$  es la relación de Poisson.

Para la modificación de este modelo en el cual se adiciona un esfuerzo lateral  $T \text{ N/m}$ , se tiene:

$$t_i = T \text{ para todo } i$$

**Calculo del efecto gravimétrico.**

Encontradas las deflexiones de la placa  $w_i$ ,  $i = 1$  a  $l$ , se puede calcular la anomalía gravimétrica  $\Delta g$  que resultaría de la interfase corteza manto con contraste de densidad  $\Delta\rho$  empleando el método de Parker [1972]. Sea  $Z_0$  la profundidad promedio al Moho desde la superficie.  $\bar{w}$  es la depresión promedio del Moho respecto del nivel del mar; y  $w_i'$  son las ondulaciones de  $w_i$  respecto a  $\bar{w}$ . Luego:

$$\Delta g(x) = \mathfrak{S}^{-1} \left\{ -2\pi G\Delta\rho \exp(-2\pi k z_0) \sum_{n=1}^{\infty} (2\pi k)^{n-1} / n! \mathfrak{S}[w_i'^n(x)] \right\} - 2\pi G\Delta\rho \bar{w} \quad (3.8)$$

donde  $\mathfrak{S}^{-1}$  y  $\mathfrak{S}$  son las transformada inversa y directa de Fourier, respectivamente, y  $k$  es el número de onda. La expresión se evalúa usando la FFT. La suma converge rápidamente usando tan solo los primeros términos.

## APÉNDICE IV

### ESTIMACIÓN DE PENDIENTES EN EL ESPECTRO DE FOURIER

Por: Rene Chávez et al. (1995)

La contribución principal del espectro de potencias de Fourier  $H(r)$  viene dado como:

$$\langle H(r) \rangle = \langle e^{-2hr} \rangle = e^{-2hr} \frac{\sin h(2h\Delta h)}{4r\Delta h}$$

Si  $\Delta h$  es un grupo de valores mas pequeños que  $0.5 * h$  promedio, y si  $r$  esta dada como  $r > 1/h$ , la expresión anterior se reduce a:

$$\langle e^{-2\bar{h}r} \rangle = e^{-2\bar{h}r}$$

despejando  $h$  de la anterior ecuación se encuentra el valor de la pendiente en la posición.

Cuando se representa el espectro de potencias en forma bi-dimensional, la profundidad de la cada zona, corresponde al promedio de las pendientes de todas las líneas que se encuentren en la respectiva zona.

## APÉNDICE V

### FORMULAS PARA CALCULAR EL COMPORTAMIENTO GRAVIMÉTRICO TEÓRICO PARA DIFERENTES MODELOS DE COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA

Por: Marcia McNutt. (1980)

**Modelo de Compensación de Airy.**

$$\hat{Q}(k) = -2\pi\rho G e^{(-kz_c)}$$

donde  $\rho$  es la densidad de la topografía,  $z_c$  la profundidad de compensación y  $G$  la constante gravitacional de Newton.

**Modelo de Compensación Regional**

$$\hat{Q}(k) = -2\pi\rho G \left\{1 + \frac{k^4 D}{\Delta\rho g}\right\}^{-1} e^{(-kz_c)}$$

donde  $\Delta\rho$  es el contraste de densidad entre la corteza y el manto. Y  $D$  es la rigidez por la flexibilidad de la placa elástica continua, y se calcula de acuerdo al modulo de Young, a la relación de Poisson y al espesor de la placa.