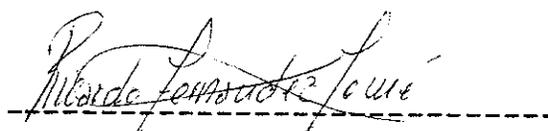


Resumen de la Tesis de Juan García Abdeslem, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA con opción en GEOFISICA DE EXPLORACION. Ensenada, Baja California, México. junio de 1982.

ESTUDIO GRAVIMETRICO EN LA ZONA GEOTERMICA
DE LA PRESITA

Resumen Aprobado por:



Dr. Ricardo Fernández Tomé
Director de Tesis

Durante los meses de mayo y junio de 1981, el grupo de exploración del Departamento de Geofísica del CICESE, contando con apoyo de la CFE, realizó un levantamiento gravimétrico de detalle en la zona geotérmica de La Presita, situada a 6 km al NO de la Ciudad de Culiacán, en el Estado de Sinaloa. Se ocuparon 306 estaciones distribuidas en un área de 290 km cuadrados.

El objetivo del presente trabajo consistió en delinear la estructura geológica de la zona de La Presita, a partir de los datos gravimétricos. Con este fin, se implementó una serie de programas de computadora que permitió efectuar la reducción, procesado y modelado de los datos de gravedad en forma automática.

Se llevaron a cabo las correcciones convencionales: deriva, latitud, aire libre, Bouguer y topografía. Con el propósito de separar la Anomalia de Bouguer en sus componentes regional y residual se utilizó el método de ajuste con superficies polinomiales y filtrado en el dominio de la frecuencia. Para modelar los datos de gravedad se empleó un modelo bidimensional, compuesto por prismas verticales. Se utilizó el método inverso, con la técnica conocida como Ridge Regression.

Como resultado de la inversión de los datos de gravedad se encontró, que la estructura geológica en la zona de La Presita corresponde a un Pilar de rumbo N-NO, lo cual es consistente con el patrón estructural regional.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

ESTUDIO GRAVIMETRICO EN LA ZONA GEOTERMICA
DE LA PRESITA

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para
obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS con opción en
GEOFISICA de EXPLORACION presenta

JUAN GARCIA ABDESLEM

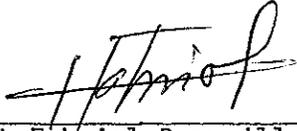
Ensenada, B. C. México.

Junio de 1982

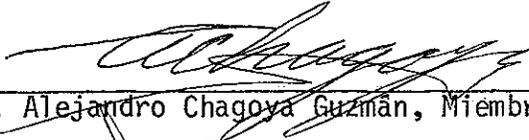
TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:



Dr. Ricardo Fernández Tomé, Director del Comité



Dr. Hubert Fabriol Beauville, Miembro del Comité



Dr. Alejandro Chagoya Guzmán, Miembro del Comité



M. C. Francisco Suárez Vidal, Miembro del Comité



Dr. Mario Martínez García, Miembro del Comité

Dr. Alfonso Reyes Zamora, Director del Departamento de
Geofísica



Dr. Enrique Carrillo Barrios-Gómez, Coordinador Académico

Tesis presentada en Junio 24, 1982.

DEDICATORIA

Con todo mi amor
para
Luvia y Sergio Angel

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer al Dr. Ricardo Fernández Tomé su continuo apoyo y asesoría durante el tiempo en que se ha realizado este trabajo.

También deseo expresar las gracias más sinceras por la lectura y crítica del manuscrito a: Dr. Mario Martínez, Dr. Hubert Fabriol, Dr. Alejandro Chagoya y al M. en C. Francisco Suárez.

En forma muy especial deseo hacer patente mi agradecimiento al M. en C. Rogelio Vásquez por su valiosa ayuda durante la adquisición de los datos de campo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

CONTENIDO

	página
I. INTRODUCCION	1
I. GEOGRAFIA	4
II.1 Localización	4
II.2 Vías de Comunicación.	4
II.3 Fisiografía.	4
II.4 Hidrografía.	6
III. GEOLOGIA.	7
III.1 Geología Histórica.	7
III.2 Estructura Regional.	11
III.3 Geología Local.	12
III.4 Estructuras Locales.	17
III.5 Geotermia.	17
IV. GRAVIMETRIA.	19
IV.1 Adquisición de datos gravimétricos.	19
IV.2 Reducción de datos.	20
IV.2.1 Correcciones topográficas.	23
IV.3 Precisión en los datos.	25
IV.4 Análisis del mapa de anomalía de Bouguer.	27
IV.5 Separación regional residual.	29
IV.5.1 Regresión lineal.	31
IV.5.2 Análisis espectral.	37
IV.6 Modelado.	55

IV.6.1 Algoritmo de inversión.	56
IV.6.2 Errores en la inversión.	62
V. RESULTADOS Y DISCUSION.	65
V.1 Resultados.	65
V.2 Discusión.	82
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	86
VI.1 Conclusiones.	86
VI.2 Recomendaciones.	88
LITERATURA CITADA.	89
APENDICE A Datos de campo y sus correcciones.	94
APENDICE B Diagrama de flujo del algoritmo de inversión.	97

LISTA DE FIGURAS

figura		página
1	Plano de localización.	5
2	Plano geológico.	13
3	Perfil de densidad.	22
4	Anomalia de Bouguer.	28
5	Componente regional de la anomalia de Bouguer.	35
6	Anomalia residual I.	36
7	Espectro de potencia de la anomalia de Bouguer.	41
8	Ilustra la rotación (90 grados) de una estructura en el dominio espacial al ser transformada al dominio del número de onda	43
9	Espectro de potencia de la anomalia de Bouguer.	45
10	Anomalia residual II.	47
11	Anomalia residual III.	48
12	Anomalia Residual IV.	49
13	Epectro de potencia de la anomalia residual I.	53
14	Anomalia Residual V.	54
15	Geometría del modelo empleado en la inversión.	60
16	Relieve del basamento (modelo I).	67
17	Relieve del basamento.	68
18	Relieve del basamento.	69
19	Anomalia calculada con el modelo I.	70
20	Discrepancia entre la anomalia residual V y la calculada con el modelo I.	71
21	Resiidual VI.	74
22	Residual VII.	76
24	Relieve del basamento.	78
25	Relieve del basamento.	79
26	Anomalia calculada con el modelo II.	80
27	Discrepancia entre la anomalia residual VII y la calculada con el modelo II.	81
28	Perfil cruzando por la zona geotérmica.	83

ESTUDIO GRAVIMETRICO EN LA ZONA GEOTERMICA

DE LA PRESITA

I. INTRODUCCION

Actualmente existe un gran interés por parte de instituciones como la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) en aplicar y desarrollar métodos y técnicas de exploración geofísica para el estudio de campos geotérmicos. Durante los meses de mayo y junio de 1981, el grupo de exploración del Departamento de Geofísica del CICESE contando con apoyo de la CFE, realizó un levantamiento gravimétrico de detalle, con el propósito de aportar información geofísica en la zona geotérmica de La Presita, situada al NO de Culiacán, en el Edo. de Sinaloa. Se establecieron un total de 306 puntos de medición en un área aproximada de 290 kilómetros cuadrados.

El objetivo del presente trabajo consiste en interpretar en forma cuantitativa a partir de las mediciones de gravedad el tipo de estructura geológica presente en el campo geotérmico de La Presita.

Para lograr esto se implementaron una serie de programas de computadora que permiten efectuar la reducción, procesado y modelado de datos de gravedad.

El método de prospección gravimétrica (Grant y West, 1965) se basa en la medición y estudio de pequeñas variaciones en la intensidad del campo gravitatorio. Tales variaciones son causadas por cambios laterales en la distribución de masa en la corteza terrestre.

El capítulo de Geología es una síntesis hecha a partir de la Evaluación Geológica y Minera del Estado de Sinaloa realizada por el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (Anón, 1978).

En el capítulo de Reducción y Procesado de datos se hace énfasis al problema que representa la separación de la anomalía de Bouguer en sus componentes regional y residual. Se presentan dos métodos para hacer la separación: ajuste con superficies polinomiales y filtrado en el dominio de las frecuencias.

Para modelar los datos de gravedad se utilizó un modelo bidimensional compuesto por una serie de prismas de longitud infinita (Pedersen, 1977), utilizando la técnica de inversión conocida como Ridge Regression (Inman, 1975).

Los resultados obtenidos son consistentes con el patrón estructural dominante en la región.

II. GEOGRAFIA.

II.1 LOCALIZACION

La zona estudiada se localiza en la porción central del Estado de Sinaloa, dentro del municipio de Culiacán (fig. 1), abarcando un área aproximada de 290 Km² y situada entre 24°46' - 24°56' de latitud Norte y 107°22' - 107°35' de longitud Oeste.

II.2 VIAS DE COMUNICACION.

El área de estudio cuenta con una extensa red de comunicaciones en la que figuran la carretera federal No. 15 (México-Nogales), y dos carreteras estatales pavimentadas de segundo orden, varios caminos de terracería y brechas que comunican la capital del estado con el resto del país, así como con centros de población circundantes y campos de producción agrícola. También se cuenta con el ferrocarril del Pacífico (Guadalajara-Nogales) y un aeropuerto de donde parten vuelos comerciales a diversas ciudades importantes del país.

II.3 FISIOGRAFIA

De acuerdo con la clasificación de provincias fisiográficas

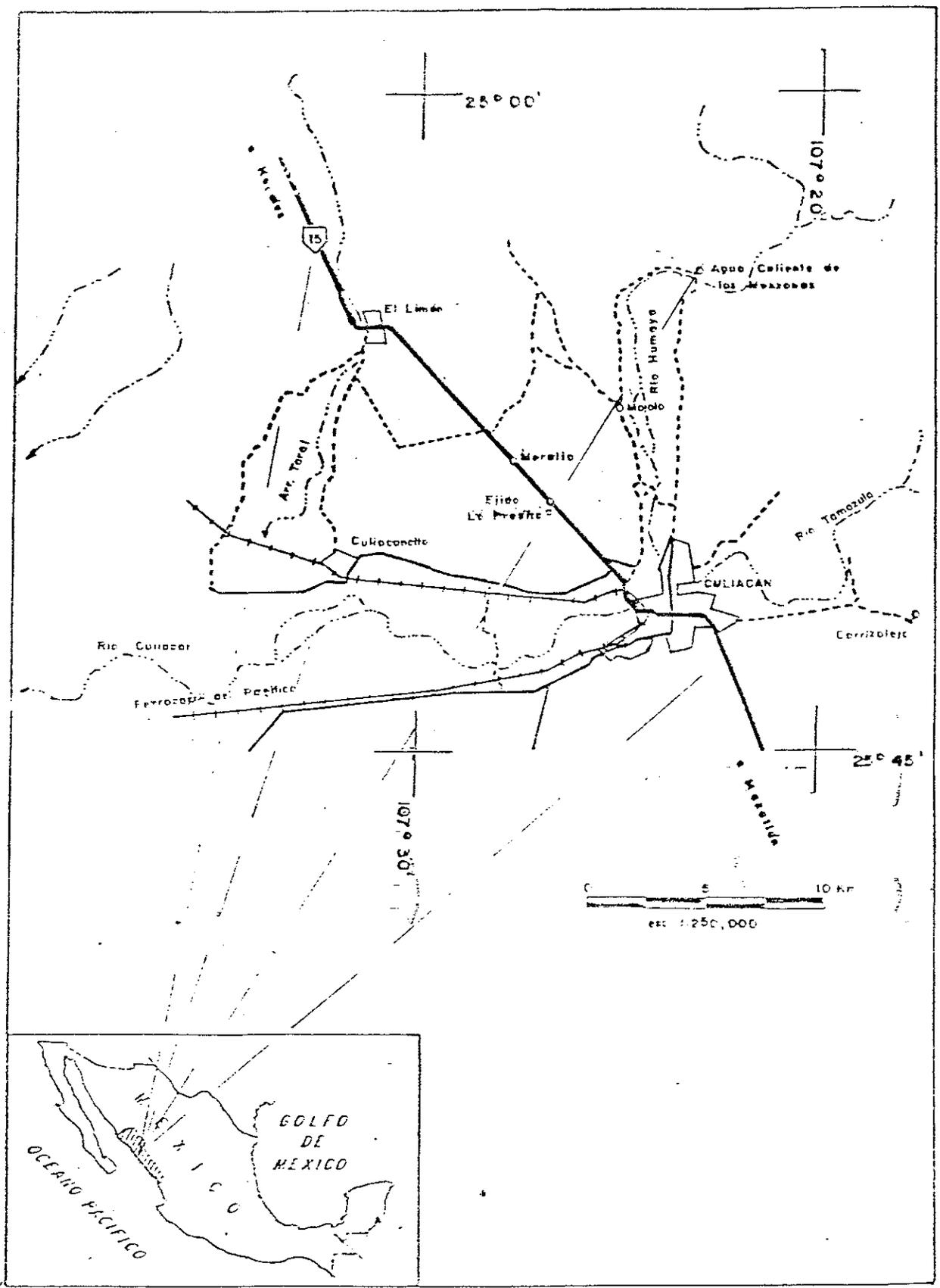


FIGURA 1. Plano de localización del área de estudio.

de Alvarez, Jr. (1961), el área estudiada pertenece a la denominada Llanura Costera de Sinaloa, limitada al NO por la zona desértica de Sonora, al N-NE por la Sierra Madre Occidental y al O por el Océano Pacífico.

II.4 HIDROGRAFIA.

El drenaje principal del área lo constituyen los ríos Humaya y Tamazula que fluyen todo el año, pues sus corrientes son almacenadas aguas arriba en las presas Adolfo López Mateos y Sanalona. El río Humaya, fluye en la parte Norte de la zona con rumbo casi Norte-Sur mientras que el Tamazula, en la porción Oriente fluye de Este a Oeste, uniéndose con el Humaya, en la parte Sur del área para formar el río Culiacán, que sigue un curso casi Este-Oeste hasta llegar a Navolato, donde toma una dirección Norte-Sur y desemboca al Océano Pacífico. El drenaje mejor desarrollado es de tipo dendrítico, está constituido por pequeños arroyos intermitentes que en tiempo de lluvias vierten sus aguas en la Planicie Costera, infiltrándose o pasando a formar parte del sistema de riego del valle de Culiacán.

III. GEOLOGIA.

En el Estado de Sinaloa, afloran rocas cuya edad varia desde el Precámbrico al Reciente. Esta inmensa amplitud temporal está representada por rocas de litología sumamente variada, que han sido afectadas a lo largo de su historia por diversos movimientos tectónicos.

III.1 GEOLOGIA HISTORICA.

El evento geológico más antiguo del que se tiene conocimiento, corresponde al depósito de las rocas que actualmente constituyen el llamado complejo Sonobari, de edad Precámbrica. Consiste de rocas metamórficas de alto grado de metamorfismo regional (gneisses y anfibolitas). Ocurren, después del depósito de los sedimentos que dieron origen a los gneisses (lutitas, ortocuarcitas y calizas impuras con intercalaciones de lavas), intrusiones de rocas básicas, las cuales fueron seguidas por el emplazamiento de cuerpos pegmatíticos. En esta unidad se registran dos fases de metamorfismo: la primera, que se supone contemporánea o posterior al emplazamiento de las pegmatitas y la segunda, que fue acompañada por plegamientos y diques de traquiandesitas. Posteriormente se presentan diques pegmáticos y riódacíticos.

Durante el Paleozoico se efectuó el depósito de sedimentos de tipo flysh (López Ramos, 1981), que posteriormente son plegados, afallados e intrusionados en varias ocasiones, produciéndose metamorfismo de contacto que se sobrepone al del tipo regional. La fauna encontrada en esta secuencia indica un ambiente de plataforma, por lo cual, cuando menos una gran parte fue depositada en un ambiente de litoral o próximo a él.

El Mesozoico se encuentra caracterizado por una secuencia metavolcánica y rocas carbonatadas marinas, teniendo principalmente calizas puras y calizas arenáceas y posteriormente el inicio de un nuevo ciclo de actividad magmática de composición básica e intermedia. La totalidad de esta secuencia muestra metamorfismo de bajo grado, los eventos más importantes consisten en: el depósito de rocas volcánicas y continentales al inicio del Mesozoico, y cuando menos un período transgresivo que da lugar a la acumulación de sedimentos marinos, representados por una secuencia de lutitas, areniscas y calizas, depositadas en ambientes que varían desde plataforma hasta del tipo de cuenca.

Posteriormente las rocas quedan expuestas a la erosión, presentándose otra transgresión que da lugar a la depositación de rocas esencialmente calcáreas con intercalaciones de rocas volcánicas en horizontes delgados.

El final del Mesozoico está caracterizado por una actividad magmática intrusiva de tipo silfícico.

Desde principios del Cretácico superior al Terciario inferior, se lleva a cabo el emplazamiento del batolito Sinaloa, en un periodo comprendido entre los 40 y posiblemente 100 m. a., consistiendo principalmente de cuerpos intrusivos de amplia distribución con variaciones petrográficas que van de granito a gabro. Lo cual coincide con la época de convergencia entre las placas Farallón y Americana (Mc Dowell y Keizer, 1977; Atwater, 1970).

En el Terciario temprano, rocas andesíticas de gran espesor son derramadas en ambientes de plataforma o cercanos a la línea de costa. Asociado a estos derrames se presentan brechas volcánicas de varias composiciones, aglomerados y tobas. La actividad volcánica es interrumpida por periodos de erosión que dieron origen a la formación de conglomerados, en su mayoría de matriz tobácea.

Posterior a la actividad intrusiva (batolito Sinaloa) ocurren una serie de intrusiones de poca profundidad, lo cual incluyó diques, mantos y efectos hidrotermales y neumatolíticos portadores de soluciones mineralizantes. Asociado a esta fase magmática se presentó el afallamiento correspondiente al enfriamiento de las rocas intrusivas,

provocando así esfuerzos de tensión. Con posible asociación a estos procesos y/o contemporáneamente a ellos, se presentó una reactivación tectónica, expresada por el desarrollo de Fosas y Pilares orientados NO 25° SE. Al final de la fase temprana del Terciario caracterizada por su actividad volcánica, la región constituía una unidad positiva que fue sometida a los efectos de la erosión e intemperismo, produciendo depósitos de tipo continental en forma de areniscas tobáceas, tobas, aglomerados, areniscas y limos en las zonas que constituían depresiones (fosas). Hacia el Terciario Medio (Mioceno), el volcanismo es activado produciéndose un fuerte espesor de riolitas e ignimbritas asociadas con tobas y piroclásticos, que actualmente constituyen los principales macizos rocosos de la Sierra Madre Occidental.

Al final del Cenozoico, durante el Plioceno y el Pleistoceno, se extravasaron lavas basálticas por medio de aparatos volcánicos, que constituyen la parte superior de la secuencia volcánica en el área. Dicho volcanismo está asociado con una amplia zona de extensión cortical relacionada con la apertura del Golfo de California (Mc Dowell y Keizer, 1977).

Durante el Pleistoceno, se formaron abanicos aluviales y depósitos de talud pobremente cementados, que

morfológicamente constituyen lomerios de relieve suave y con amplia distribución en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental y en la planicie costera.

La unidad de origen más reciente está constituida por gravas, limos y arcillas que forman la planicie costera.

III.2 ESTRUCTURA REGIONAL.

Los rasgos estructurales más antiguos, deformaciones y plegamientos, son debidos a esfuerzos de compresión, que estuvieron actuando desde el Precámbrico al Cenozoico, disminuyendo en intensidad hacia edades menores. Las rocas metamórficas asociadas al Precámbrico sufrieron cuando menos 3 épocas de deformación. Las rocas Paleozoicas muestran cuando menos un periodo de deformación, lo que originó plegamientos de tipo anticlinal y sinclinal. Las rocas Mesozoicas presentan estructuras producidas por esfuerzos de compresión de menor intensidad que en los niveles anteriores. Las rocas volcánicas del Terciario Inferior se encuentran deformadas principalmente por esfuerzos de compresión vertical debido al empuje producido por la intrusión del batolito Sinaloa.

A partir del Terciario medio, los rasgos estructurales consisten en fallas de tipo normal y fracturas con

orientación preferencial NO-SE casi paralelas a la costa del Pacífico. Los esfuerzos tensionales fueron favorecidos por el enfriamiento del Batolito y por reajustes corticales isostáticos, caracterizándose por un escalamiento descendente hacia la costa que originó configuraciones de Fosas y Pilares.

III.3 GEOLOGIA LOCAL.

A continuación se hace una descripción de la geología superficial del área estudiada en base a la cartografía geológica elaborada por el Instituto de Geología de la UNAM. Las unidades a que se hace referencia se muestran en la figura 2.

Estratigrafía

Rocas Metamórficas.

Unidad Cretácica (k)

Esta unidad se considera la más antigua del área. Aflora al NE de Culiacán presentándose como colgante en la Unidad Intrusiva ácida y representa la base de la columna estratigráfica. En su base se localiza una zona de metamorfismo de contacto constituida por rocas corneanas y,

sobreyaciendo a éstas, un paquete calcareo de estratificación masiva y recristalizado conteniendo rudistas (López Ramos, 1980).

Rocas Volcánicas y sedimentarias Cenozoicas.

Unidad Terciaria Inferior Volcánica. (Tiv)

Esta Unidad aflora al S y NO de Culiacán, litológicamente consiste en andesitas, tobas andesíticas y areniscas tobáceas oxidadas. Morfológicamente se presentan como bloques escarpados con inclinaciones en diversas direcciones.

Unidad Terciaria Media Volcanoclástica. (Tmvc)

Esta Unidad aflora al E de Culiacán, litológicamente consiste en una secuencia de rocas de origen volcanoclástico formadas por arenisca, limos, areniscas tobáceas, conglomerados, aglomerados, toba y lava ácidas. La morfología de esta unidad es muy irregular y su drenaje es de tipo dendrítico. Al N de Mocoquito, se han medido espesores de 3500 m. Al NE de Culiacán se halla en contacto por falla normal con la Unidad intrusiva ácida,

correspondiéndole el bloque caído. Hacia el N del área, se halla en contacto con el intrusivo, aparentemente cubriéndolo según un contacto erosional.

Unidad Terciaria Superior Acida. (Tsa)

Aflora al O de El Limón y sobreyace a la unidad Tiv. Litológicamente consiste de lavas y rocas piroclásticas de composición riolítica.

Unidad terciaria Clástica. (Tc)

Esta unidad aflora al NO de Culiacán. Litológicamente consiste de conglomerados, areniscas tobaceas, gravas y arenas. Morfológicamente estas rocas representan zonas bajas o ligeramente onduladas. Sobreyace a la Unidad Terciaria Inferior Volcánica.

Unidad Terciaria Superior Básica. (Tsb)

Esta Unidad aflora al NE del área, está constituida principalmente por brechas y derrames basálticos, extruidos aparentemente por fisuras. Sobreyace discordantemente a la Unidad Intrusiva ácida y a la Unidad Terciaria Media Volcanoclástica.

Salas (1980), reporta basaltos en una localidad cercana al área estudiada con una edad de 10.14 m. a., obtenida con el método Potasio-Argón.

Rocas Sedimentarias y Sedimentos de Planicie Costera.

Unidad Cuaternaria, Pleistoceno, Llanura Deltáica. (QpL1d)

Esta Unidad aflora al O de Culiacán, y corresponde a sedimentos fluviales depositados durante el Pleistoceno que corresponden a una llanura deltaica previa a la actual. Morfológicamente consiste en lomerios de escaso relieve.

Unidad Cuaternaria, reciente Llanura de inundación. (QL1i)

Con esta denominación se conocen los depósitos sedimentarios apartados por los ríos y sus afluentes en la zona aluvial.

Rocas Intrusivas.

Unidad Intrusiva Acida. (Ia)

Al N del área y NE de Culiacán afloran rocas intrusivas de composición ácida. Consisten principalmente de granito y granodiorita y, corresponden al batolito de Sinaloa.

Presenta una morfología plana debido a que se altera y erosiona con facilidad.

III.4 ESTRUCTURAS LOCALES.

En la zona de estudio, el patrón estructural dominante está íntimamente relacionado con el sistema de fallas normales y fracturas que se observan a nivel regional orientadas de NO a SE.

III.5 GEOTERMIA.

La zona geotérmica de La Presita se localiza a 6 km al NO de Culiacán. Las manifestaciones termales consisten en hervideros y manantiales. En los hervideros se ha medido una temperatura máxima de 90.8°C y en los manantiales varía de 30 a 70°C. Los centros de emanación están ligados por una serie de fracturas que presentan un patrón preferencial orientado de NO a SE, en una roca clasificada como pórfido andesítico, con alteración hidrotermal y cubierta por una costra de sales (Aguilar et al., 1980).

Con la ayuda de la perforación de pozos someros, se logró determinar que el área mínima de influencia termal es de 4 hectáreas, tomando en cuenta las limitaciones de la perforadora utilizada (Aguilar et al., 1980).

En las cercanías del área estudiada existen otras manifestaciones hidrotermales, a saber: Agua Caliente de los Monzones, al N de Culiacán y El Carrizalejo al E de Culiacán.

IV. GRAVIMETRIA.

IV.1 ADQUISICION DE DATOS GRAVIMETRICOS.

El levantamiento gravimétrico del prospecto La Presita, se realizó utilizando el gravímetro La Coste y Romberg Modelo G, No. 599 el cual permite una precisión en las lecturas de ± 0.01 miligales.

El trabajo de campo se inició haciendo una liga de bases entre la estación gravimétrica pendular (establecida por PEMEX OF OP-43703) localizada en el Aeropuerto de la Cd. de Culiacán, Sin. y las estaciones 5 y 99 (fig. 2) establecidas por la brigada topográfica (b.t.) de la CFE. Posteriormente, el trabajo de campo se dividió en dos partes. La primera consistió en ocupar 169 estaciones previamente establecidas por la (b.t.) de la CFE. Dichas estaciones están distribuidas en la parte central del área estudiada y se localizan a lo largo de caminos transitables por vehículo y veredas. El espaciamiento entre estaciones fue de 800 m en terracerías y veredas y de 400 sobre las carreteras Culiacán-Nogales y Culiacán-Culiacancito. En la segunda parte del levantamiento, se intentó dar un carácter más regional al estudio. Para lograr esto se ocuparon 137 estaciones situadas en los bordes del área. La localización de éstas se hizo con ayuda del mapa topográfico del valle de

Pericos levantado por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH) y fotografías aéreas. El cadenamamiento de estaciones se hizo con el marcador de kilometraje de la camioneta que sirvió de apoyo al levantamiento. El método de trabajo que se utilizó durante todo el levantamiento fue el de repetir lecturas en las bases a intervalos menores de 3 horas, en que se consideró que la deriva instrumental fue lineal.

IV.2 REDUCCION DE DATOS.

Las pequeñas variaciones de gravedad medidas con un gravímetro sobre la superficie de la Tierra incluyen diversos efectos que no están relacionados con la Geología, por lo que antes de intentar cualquier tipo de interpretación, las mediciones deben ser corregidas adecuadamente. Tales correcciones implican reducir las mediciones a una superficie equipotencial como el Geoide de referencia o una superficie paralela a ésta. Para la reducción de datos gravimétricos se utilizó información de diversas fuentes, a saber: El plano de localización de estaciones y bancos de nivel levantado por la b.t de la CFE escala 1:20,000; el mapa topográfico del valle de Pericos levantado por la SARH, escala 1:50,000; la carta de navegación aérea hoja (HG-12) publicada por la Dirección de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL) escala

1:250,000; y fotografías aéreas escala 1:20,000. En base a esta información se integró un mapa topográfico escala 1:100,000 (fig. 2) que incluye las estaciones gravimétricas. La información contenida en este mapa fue digitalizada haciendo uso del sistema Tektronix del grupo de Telecomunicaciones del CICESE, y se procedió a la reducción de datos.

La corrección por deriva instrumental y efecto lunisolar se hizo considerando que la deriva fue lineal entre la primera y última lectura en un cierre de bases. La corrección por latitud se hizo a partir de la estación base No. 5, para la cual se calculó un factor de corrección de 0.6197 mgls/km (Telford et al., 1978). La corrección por aire libre y de Bouguer se hizo empleando como nivel de referencia el del mar, utilizando el factor combinado de 0.2122 mgls/m. que corresponde a una densidad de 2.3 gr/cm³ (Nettleton, 1976). Este valor se encontró al calcular el perfil de densidad mostrado en la figura 3, utilizando la técnica descrita por Nettleton (1976). La corrección por efecto del terreno fue hecha hasta la zona I (4360 m), empleando una densidad de 2.3 gr/cm³ por medio del programa TERRENO, desarrollado en el presente trabajo, el cual se describe brevemente a continuación.

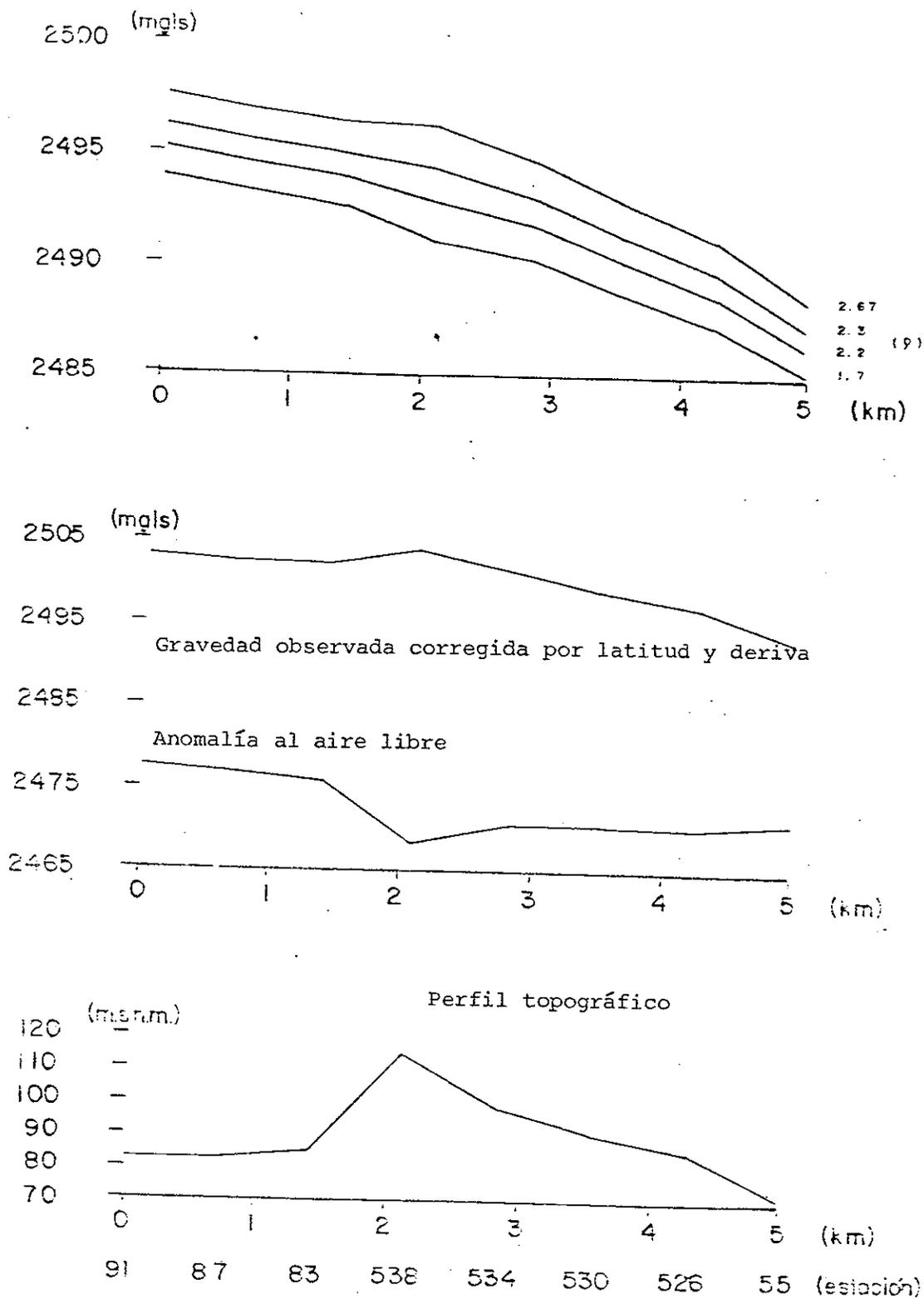


FIGURA 3. Perfil de densidad a través de un accidente topográfico local. En la parte superior se muestran varios perfiles con la densidad de Bouguer empleada. El indicado, con una densidad de 2.3 gr/cm^3 es el que mostró una correlación mínima con la topografía.

IV.2.1 CORRECCIONES TOPOGRAFICAS.

Originalmente se cuenta con datos $h(x,y)$ de elevación en puntos sobre la superficie topográfica, al igual que la posición de las estaciones gravimétricas (x_i, y_i) y su elevación correspondiente $h_e(x_i, y_i)$. Para corregir la i ésima estación, se genera una malla regular cuyo centro coincide con las coordenadas (x_i, y_i) de la estación a corregir y se interpola, en los nodos de la malla, la elevación de $h(x,y)$ y $h_e(x_i, y_i)$. Hecho esto, el relieve del terreno es modelado con la superposición de acumulaciones básicas cuyo modelo matemático es la curva de distribución normal o Gaussiana (Perez Rosales, 1979), centradas en los nodos de la malla. Un sistema de n gaussianas esta dado por:

$$Z_j = \sum_{i=1}^n C_i \exp\{-[(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2] / \Delta^2\} \quad (1)$$

$j=1, 2, \dots, n$

en donde x_j, y_j es el par de coordenadas que definen la posición en el nodo j de la acumulación básica de altura Z_j y, Δ es la distancia entre nodos. A fin de encontrar el valor de los coeficientes C_i se calcula la expansión (1). Esto se reduce a resolver un sistema lineal de ecuaciones de la forma:

$$AC = Z$$

en donde:

$$A = [a_{ij}] = \exp\{-[(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2]/\Delta^2\}$$

$$C = [c_j] \quad y \quad Z = [z_i]$$

Después de resolver para C el sistema AC=Z, la elevación Z del modelo topográfico en cualquier punto (x,y) puede ser calculada usando

$$Z(x,y) = \sum_{i=1}^n C_i \exp\{-[(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2]/\Delta^2\} \quad (2)$$

La superposición de acumulaciones básicas define una superficie suave que pasa por todos los puntos de la malla. Debido a esto es un modelo topográfico bastante bueno, sobre todo en la zona cercana a la estación que se desea corregir.

La atracción gravitacional del modelo topográfico se calcula de manera análoga al método de plantillas (Hammer, 1939). El área que abarca la malla se divide en anillos concéntricos, cuyo centro coincide con la estación que se desea corregir; estos, a su vez son subdivididos en

compartimientos. La atracción vertical de cada compartimiento se calcula usando:

$$g = 2\pi \gamma \rho / n [R_2 - R_1 + (R_1^2 + h_z^2)^{\frac{1}{2}} - (R_2^2 + h_z^2)^{\frac{1}{2}}] \quad (3)$$

donde γ es la constante de gravitación universal, ρ es la densidad, n el número de compartimientos, R_1 el radio interno del anillo y R_2 el externo y, h_z es la diferencia en elevación entre la estación y el techo del compartimiento. La elevación del techo de cada compartimiento se obtuvo calculando a partir de la ecuación (2), la elevación de 25 puntos dentro de cada compartimiento y asignando el promedio de ellos al techo del compartimiento, de forma análoga al método de plantillas. Los resultados obtenidos fueron consistentes con los valores de corrección calculados haciendo uso de plantillas, estimando la elevación promedio visualmente.

Todos los valores de gravedad obtenidos en el levantamiento fueron referidos a la estación gravimétrica pendular 9689-62 establecida por PEMEX en el aeropuerto de la Ciudad de Culiacán a la orilla de un helipuerto.

IV.3 PRECISION EN LOS DATOS.

Durante el proceso de adquisición y reducción de datos están

involucradas varias fuentes de error que deben de ser consideradas antes de procesar e interpretar los datos gravimétricos. La principal fuente de error proviene de la mala localización de las estaciones, tanto en el control horizontal como en el vertical. Imprecisión en el control horizontal provoca errores en la corrección por latitud, cuya variación en la dirección Norte Sur para el área estudiada es de 0.6197 mgals/km. Debido a la técnica empleada en la elaboración del plano en que se localizan las estaciones, se estima un error máximo en la localización de las estaciones levantadas por la (b.t.) de la CFE de ± 50 m, lo cual implica un error en la corrección por latitud de ± 0.03 mgals. Para las estaciones de cubrimiento regional se estimó un error de ± 100 m, lo cual equivale a ± 0.06 miligales. Con respecto al control vertical en las estaciones levantadas por la (b.t.) de la CFE, se estimó que el error máximo es del orden de ± 24 cm. (Ortiz Avilés, 1981) lo cual repercute en un error de ± 0.05 miligales debido a la corrección de aire libre y Bouguer. La incertidumbre en el control vertical de las estaciones de cubrimiento regional se estima en un máximo de ± 5 m que es el intervalo de contorno del mapa topográfico de que fueron estimadas y que corresponde a un error de ± 1.06 miligales debido a la corrección de aire libre y Bouguer. En cuanto al instrumento empleado, se encontró que repetía lecturas hasta 0.01 miligales cuando se tomaban varias lecturas en

una misma estación.

IV.4 ANALISIS DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER.

Una vez completada la reducción de datos, se procedió a representarlos en un mapa de anomalía de Bouguer. Para lograr esto, se interpolaron los datos de gravedad en los nodos de una retícula uniforme de 22 por 23 unidades, con una separación entre nodos de 800 m. A partir de los valores interpolados se configuró el mapa de anomalía de Bouguer que se muestra en la figura 4, utilizando un intervalo de contorno de un miligal.

Las características más relevantes que presenta el mapa de anomalía de Bouguer son: (a) la presencia de una tendencia regional de rumbo NO-SE que debe de estar relacionada con el patrón estructural regional; (b) una franja de fuerte gradiente al NE del área estudiada de hasta 10 miligales por kilómetro que puede explicarse por una variación lateral en la densidad de los materiales que constituyen la zona de influencia de la cuenca del Río Humaya y, (c) un aumento en el espesor del paquete sedimentario hacia el Este del área. También se aprecia que esta franja cambia de rumbo, coincidiendo esto con una falla inferida en el mapa geológico de la región mostrado en la figura 2. Hacia el

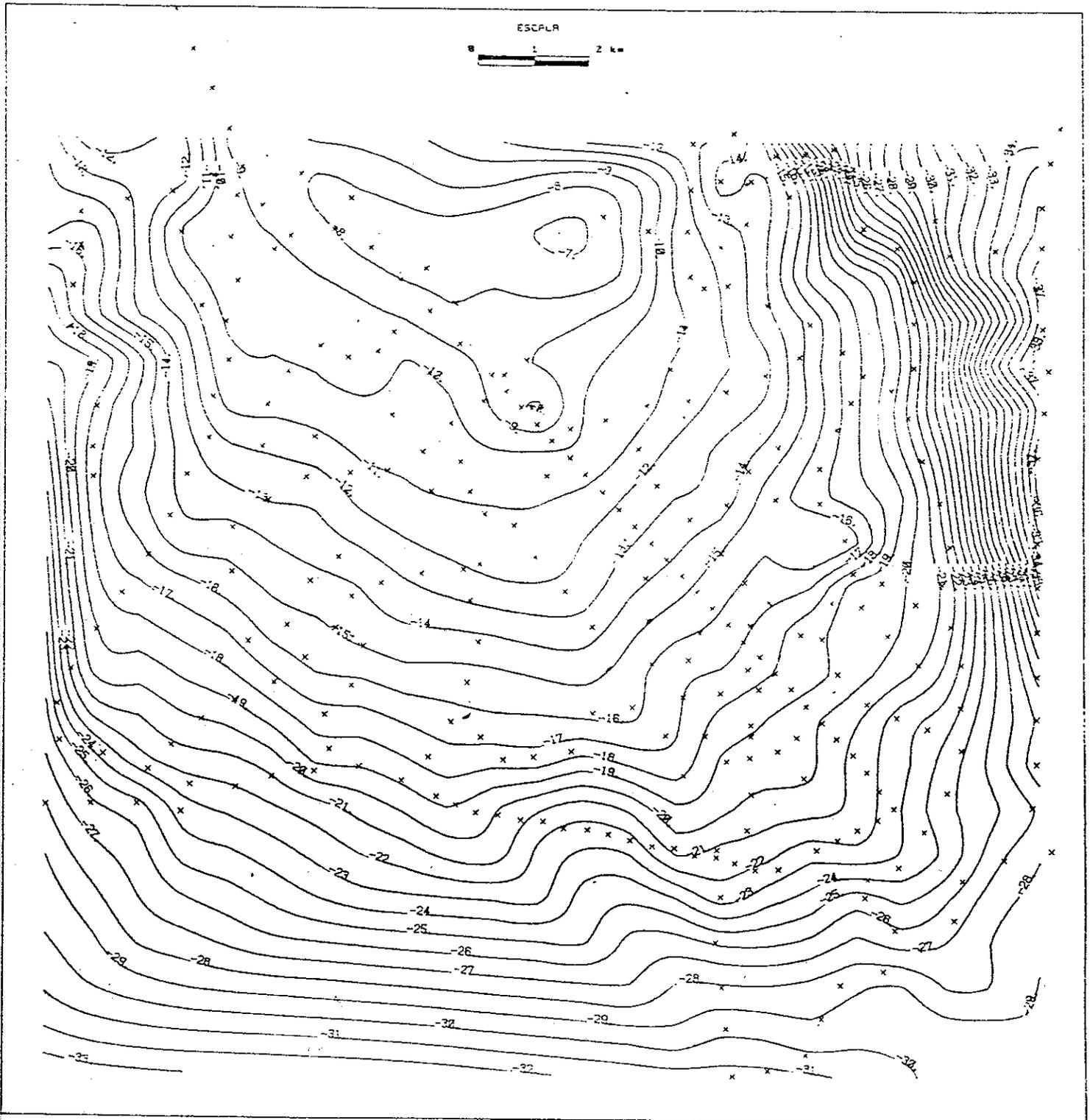


FIGURA 4. Anomalia de Bouguer. Intervalo de contorno 1 miligal. Las cruces indican la posición de las estaciones gravimétricas.

Oeste del área se presenta otra franja con un gradiente de 7.5 miligales por kilómetro que insinúa un cambio de rumbo equivalente al mencionado anteriormente, pero que no se puede definir completamente debido a falta de cubrimiento. No se puede asociar a ningún elemento estructural o estratigráfico presente en el mapa geológico. Hacia la parte Norte y central del área se presenta un alto gravimétrico que puede estar asociado con un cierre estructural.

Hay que señalar que la zona de suave gradiente localizada al SO del mapa de anomalía de Bouguer es el resultado de añadir un dato ficticio de -33 miligales en el extremo SO. Este valor fue estimado a partir de un mapa de anomalía de Bouguer configurado a mano previamente y se escogió con el fin de provocar un cambio suave de la anomalía hacia el SO y así, poder generar una retícula rectangular que abarcara toda la región estudiada.

IV.5 SEPARACION REGIONAL RESIDUAL.

La causa de las anomalías gravimétricas es la variación de densidad en las rocas. El objetivo geológico al localizar e interpretar anomalías gravimétricas es el de relacionar las variaciones de densidad a características estructurales o estratigráficas. Tales características se pueden

descomponer de acuerdo a su profundidad en: (1) Superficiales, que provocan anomalías de escasa extensión horizontal de acuerdo a los objetivos del levantamiento; (2) intermedias, que generalmente son el objetivo de la exploración y provocan anomalías de dimensiones regulares y, (3) profundas, que provocan anomalías muy extensas, de carácter regional, cuyo origen está localizado por debajo de la sección de interés geológico.

Debido a esto, la interpretación gravimétrica se inicia transformando los datos de forma tal que permita separar el efecto de fuentes superficiales y profundas de las que corresponden al objetivo geológico.

La descomposición de la anomalía de Bouguer en sus componentes regional y residual es uno de los puntos más delicados al inicio de la interpretación. Como Nettleton (1976) señala "El regional es aquello que se quita para dejar algo que se parezca a la estructura deseada". Si bien esto es exagerado y no se puede seguir al pie de la letra, sí proporciona una guía en la elección del regional. La componente regional de la anomalía de Bouguer juega un papel muy importante al definir la amplitud de la anomalía residual y en consecuencia el tamaño del cuerpo anómalo.

En el presente trabajo se utilizaron dos métodos para

descomponer la anomalía de Bouguer en sus componentes regional y residual. El primero fue el método de regresión múltiple con superficies polinomiales de bajo grado, a las que se asocia el efecto regional. La diferencia entre éstas y los datos originales corresponde a la componente residual. El segundo método es conocido con el nombre de filtrado lineal o filtrado bidimensional en el dominio de la frecuencia o número de onda. Consiste en alterar el espectro de frecuencia de los datos de gravedad $G(k,l)$ convolucionándolo con algún filtro $F(k,l)$ cuyas características sean tales que nos permita suprimir efectos indeseables presentes en los datos o enfatizar otros no muy evidentes, que puedan estar enmascarados por efectos locales o regionales.

IV.5.1 REGRESION LINEAL.

El método de regresión lineal múltiple se describe a continuación:

Un conjunto de observaciones Y_i , $i=1,2,\dots,m$ pueden ser modeladas por medio de superficies polinomiales del tipo

$$\begin{aligned}
 Y = & \beta_1 + \beta_2 x_1 + \beta_3 x_2 + \dots + \beta_{q-1} x_1^p + \\
 & + \beta_{q-2} x_1^{p-1} x_2 + \beta_{q-1} x_1 x_2^{p-1} + \beta_q x_2^p
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

La ecuación (4) establece que, una observación dada es igual a la suma de un término constante mas una expansión polinomial de grado p , en las coordenadas geográficas x_1 y x_2 .

La ecuación (4), para la j ésima observación puede ser escrita como:

$$Y_j = \sum_{i=1}^q \beta_i f_{ij}(x_1, x_2)$$

en donde las $\{\beta_i\}$ son los coeficientes de la superficie polinomial, las $\{f_{ij}(x_1, x_2)\}$ son auto productos y productos cruzados de x_1 y x_2 , correspondientes a la j ésima observación y $q=(p+1)(p+2)/2$ es el número de permutaciones del polinomio.

Usando el criterio de Mínimos Cuadrados, la mejor aproximación se obtiene cuando el residuo (o error en el ajuste)

$$S(\beta_1, \dots, \beta_q) = \sum_{j=1}^m (y_j - \sum_{i=1}^q \beta_i f_{ij}(x_1, x_2))^2 \quad (5)$$

es un mínimo. Haciendo $\partial S / \partial \beta_k = 0$ para $k=1, 2, \dots, q$, reemplazando β_i por su estimador de mínimos cuadrados b_i y $\{f_{ij}(x_1, x_2)\}$ por X_{ij} tenemos:

$$\sum_{j=1}^m X_{kj} (Y_j - \sum_{i=1}^q b_i X_{ij}) = 0 \quad (6)$$

separando términos en (6)

$$\sum_{i=1}^q b_i \sum_{j=1}^m X_{kj} X_{ij} = \sum_{j=1}^m X_{kj} Y_j \quad (7)$$

El sistema de ecuaciones normales de mínimos cuadrados en (7) puede ser escrito en forma matricial como:

$$X^t X b = X^t Y \quad (8)$$

cuya solución es:

$$b = (X^t X)^{-1} X^t Y$$

en donde t significa transpuesta y -1 inversa.

Se experimentó con superficies de primero a quinto grado. A partir del ajuste con superficies de segundo grado, la anomalía fué reproducida casi totalmente y por lo tanto, los residuales fueron mínimos. Debido a ésto, considerando lo reducido del área de estudio y a que se está utilizando el concepto de regional suave (o sea, de pendientes suaves) se consideró a la superficie de primer grado como la más adecuada. De esta forma, el regional es un plano que buza hacia el S 23° E a razón de 1 miligal por kilómetro y se

muestra en la figura 5.

El mapa residual I mostrado en la figura 6 es el resultado de tomar la diferencia entre la anomalía de Bouguer y la componente regional que se obtuvo con la superficie de primer grado. Como puede apreciarse, se han preservado las franjas de alto gradiente descritas anteriormente, se conserva aún una tendencia cuyo eje coincide con el rumbo de la componente regional y se ha puesto de manifiesto la presencia de una anomalía positiva, cuyo eje tiene un rumbo Norte Sur y ocupa la parte central del área estudiada.

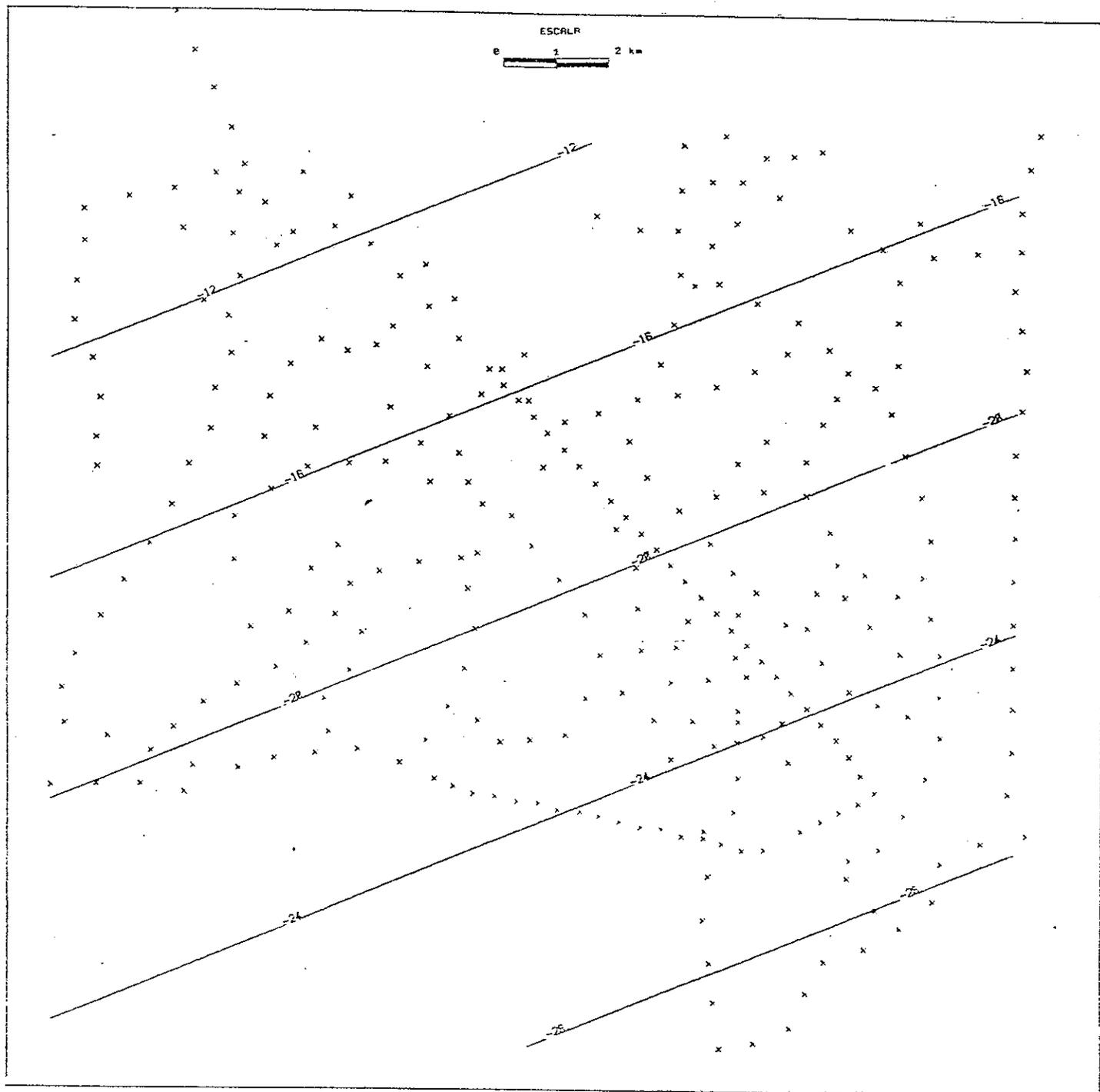


FIGURA 5. Componente regional de la anomalía de Bouguer. Intervalo de contorno 4 miligales.

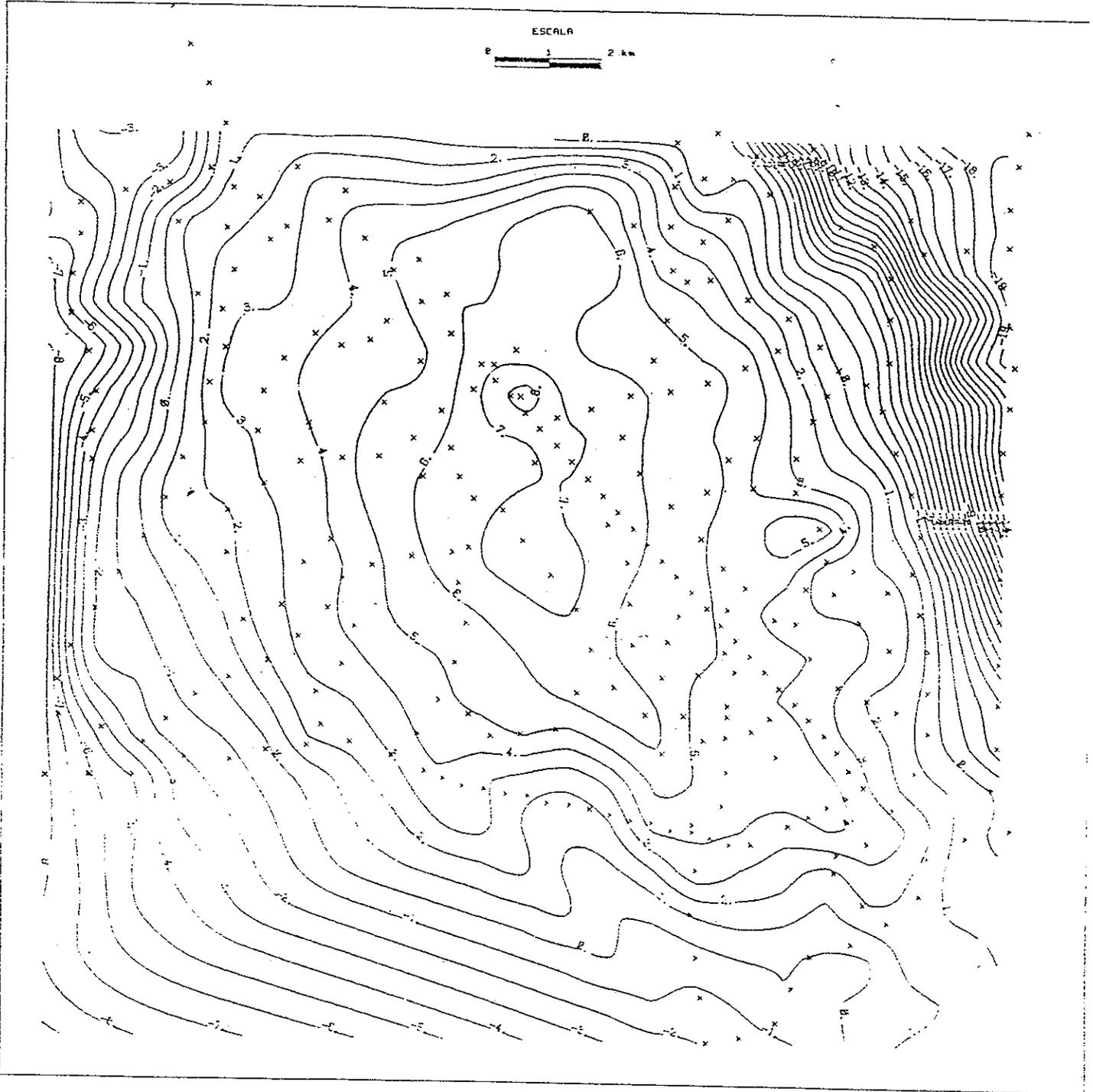


FIGURA 6. Anomalia residual I. Intervalo de contorno 1 miligal.

IV.5.2 ANALISIS ESPECTRAL.

Una de las técnicas que más se usan en Geofísica es la de filtrado. Consiste básicamente en alterar las componentes espectrales de una señal $g(x,y)$ (v.g. datos de gravedad) convolucionándola con algún filtro $f(x,y)$. Las características del filtro deben ser tales que nos permita suprimir efectos indeseables presentes en la señal o enfatizar otros, no muy evidentes, que puedan estar enmascarados por anomalías locales o regionales.

En el dominio de la frecuencia, los efectos regionales corresponden a las bajas frecuencias, mientras que los residuales a las altas. El filtrado en el dominio de la frecuencia es simple ya que se reduce al cálculo de un producto de funciones. Queda, sin embargo, a criterio del interpretador escoger las frecuencias de corte adecuadas.

El proceso de filtrado utilizado en este trabajo ha sido descrito por Fuller (1967). Este proceso se representa por medio de la integral de convolución

$$g'(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\alpha,\beta) g(x-\alpha,y-\beta) d\alpha d\beta \quad (9)$$

en donde:

$g(x,y)$ es la señal de entrada; $g'(x,y)$ es la señal

filtrada; y $f(x,y)$ es la " respuesta al impulso " o filtro en el dominio espacial.

Debido a que nuestros datos son de extensión finita y diferentes de cero para $|x| < X$ y $|y| < Y$, los límites de las integrales en (9) son reemplazados por

$$g'(x,y) = \int_{-X}^X \int_{-Y}^Y f(\alpha,\beta) g(x-\alpha,y-\beta) d\alpha d\beta \quad (10)$$

Tomando la transformada de Fourier de (10) y denotándola por su correspondiente letra mayúscula y sus argumentos en número de onda tenemos

$$G'(k,l) = F(k,l) G(k,l) \quad (11)$$

La ecuación (11) nos representa la convolución en el dominio del número de onda, en donde las componentes espectrales de la señal y el filtro son multiplicadas una a una para producir la señal filtrada.

Con el fin de reducir los efectos de borde provocados por la extensión finita de los datos, se repitieron cuatro veces todos los valores de gravedad situados en los bordes de la retícula inicial de 22 x 23 puntos, a los datos así constituidos, se les aplicó una campana cosenoidal. A la nueva retícula de 30 X 31 puntos se le añadieron ceros para

obtener finalmente una reticula de 32 X 32 puntos. Se tomaron 32 puntos debido a que se empleó un algoritmo de transformada rapida de Fourier que utiliza potencias de dos.

La transformada de Fourier discreta bidimensional para los datos de gravedad distribuidos en los nodos de una malla regular de M datos en la dirección Norte y N en la dirección Este está dada por

$$G(k, l) = \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} g(x, y) \exp(-2\pi i[(xk/M) + (yl/N)]) \quad (12)$$

siendo su inversa

$$g(x, y) = 1/MN \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} G(k, l) \exp(2\pi i[(xk/M) + (yl/N)]) \quad (13)$$

en donde se resuelve para las frecuencias:

$$fk = k/(M\Delta d) \quad (k=0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm M/2)$$

$$fl = l/(N\Delta d) \quad (l=0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm N/2)$$

en donde $\Delta d = 0.8$ km es la distancia entre los nodos de la malla. La frecuencia más alta medida en las direcciones N-S y EO para los datos de este estudio (v. g. la frecuencia de Nyquist) es:

$$F_{nq} = 1/2\Delta d = 1/(2(0.8)) = 0.625 \text{ ciclos/km.}$$

y la frecuencia de resolución:

$$\Delta F = 1/(32(0.8)) = 0.0390 \text{ ciclos/km}$$

El par de transformadas de Fourier en 2-D fue obtenido utilizando un algoritmo de transformada rápida de Fourier en la forma descrita por Mersereau y Dudgeon (1975). Con el objeto de apreciar en qué frecuencia está contenida la potencia de la señal, se calculó el espectro de potencia de la anomalía de Bouguer, tomando el cuadrado del valor absoluto de la transformada de Fourier en 2-D.

El espectro de potencia mostrado en la figura 7, es real y simétrico respecto a la frecuencia cero localizada al centro de la figura y ha sido graficado tomando el logaritmo de la potencia contra la frecuencia.

El espectro de potencia es una representación del efecto integrado de las componentes regional, residual y de ruido. A este respecto, Syberg (1972) menciona que la separación

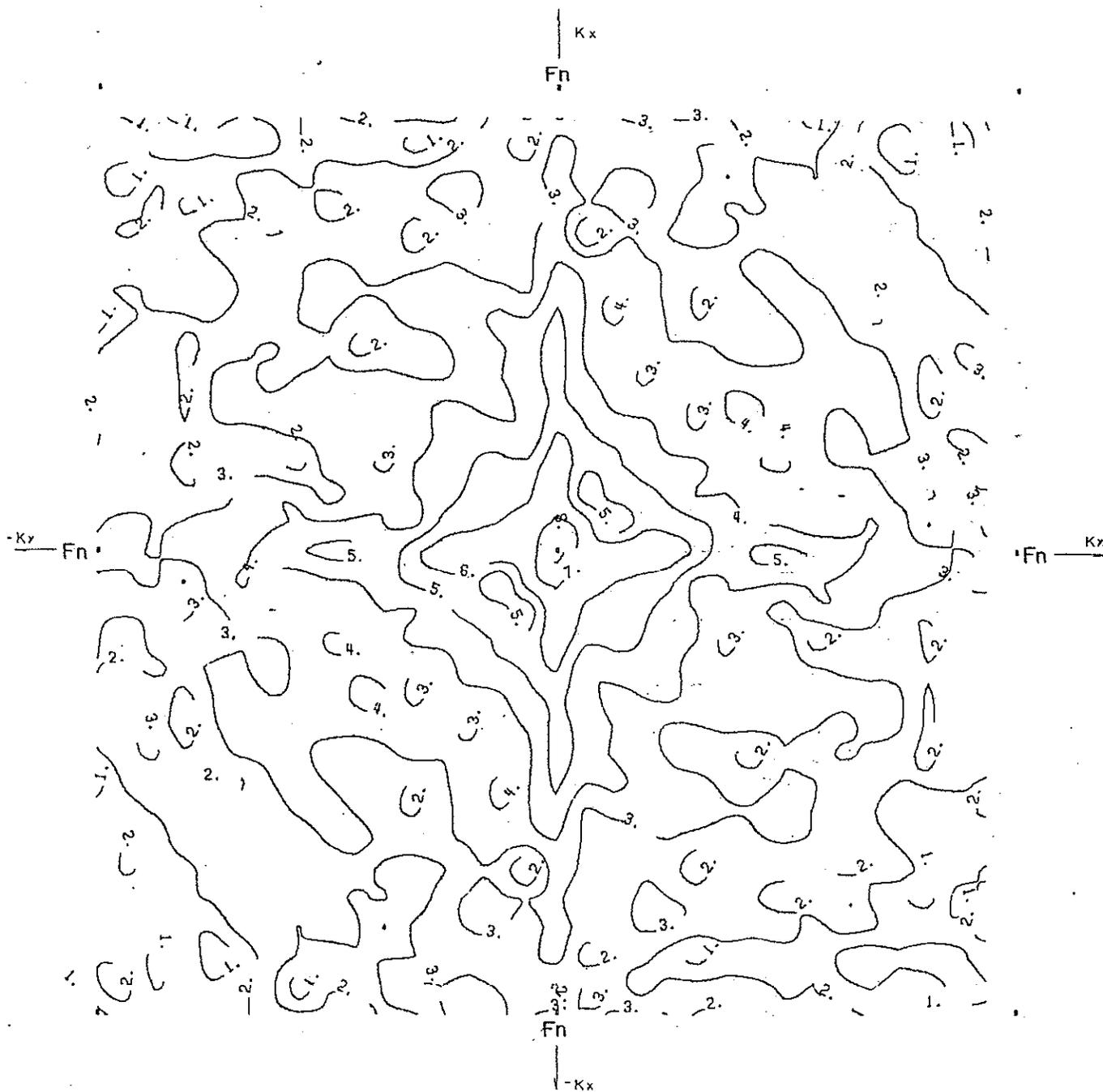
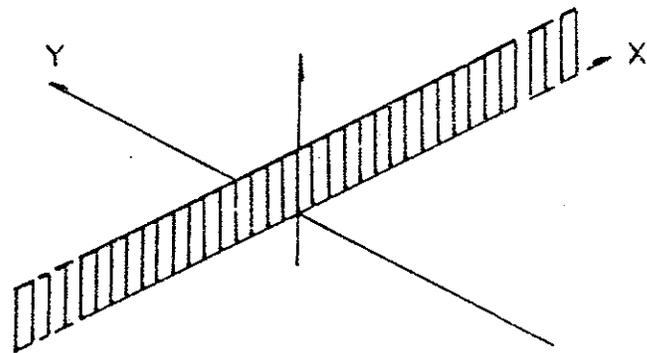


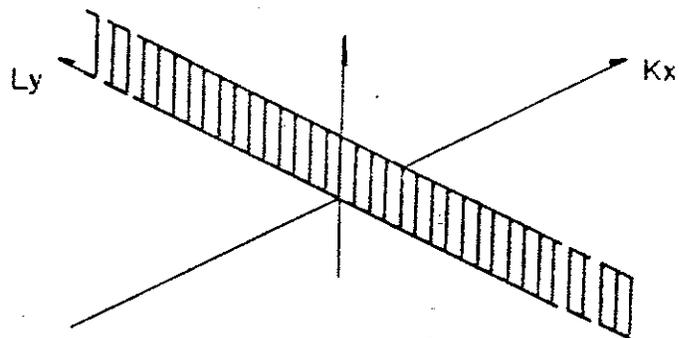
FIGURA 7. Espectro de potencia de la anomalía de Bouguer (frecuencia de Nyquist $F_n = 0.625$ ciclos/km).

del espectro de potencia en varias componentes, puede estar relacionado con la forma en que la densidad (ρ) está distribuida en la columna geológica.

Las señales que interesan deberán tener una estructura bien definida en el espectro y el ruido aparecerá en forma dispersa hacia la zona de alta frecuencia. La interpretación del espectro de potencia puede hacerse en forma cualitativa en base a la dirección y amplitud de sus componentes. La mayor parte de la energía de la señal se localiza hacia las bajas frecuencias y forma una estrella de cuatro puntas, orientadas en las direcciones N-S y E-O. Nettleton (1967), señala que la dirección de las componentes espectrales de baja frecuencia es perpendicular a la tendencia regional de la anomalía de Bouguer. La forma más sencilla de ilustrar esto (fig. 8), es considerando un "listón" de altura unitaria a lo largo del eje X, que en el eje Y corresponde a una función delta situada en el origen. En el dominio de la frecuencia o número de onda, el "listón", en el eje X se transforma en una función delta, a su vez, en el eje Y se transforma en un "listón" (Bath, 1974). En base a lo anterior, y considerando que las componentes de baja frecuencia son causadas por las estructuras geológicas grandes, se puede inferir que los ejes principales de la estructura que dá origen a la mayor parte de la anomalía de Bouguer están orientados en las



Dominio del Espacio



Dominio del Número de Onda

FIGURA 8. Ilustra la rotación (90 grados) de una estructura en el dominio espacial al ser transformada al dominio del número de onda.

direcciones NS y EW, lo cual indica que la estructura es tridimensional.

Con el objeto de apreciar en una forma más clara la distribución de potencia de la anomalía de Bouguer, se trazó un perfil transversal y otro longitudinal que cruzan por la frecuencia cero, y se muestran en la figura 9. En ésta se aprecian básicamente tres zonas. Hacia las bajas frecuencias, domina la componente directa y conforme nos trasladamos hacia las altas frecuencias se presenta un lóbulo definido entre 0.039 y 0.234 ciclos/km, seguido de otro que se define entre 0.234 y 0.546 ciclos/km. En base a estas frecuencias, y con el propósito de hacer la separación regional-residual, se diseñaron tres filtros de paso alto (PA) radialmente simétricos, cuyas características están descritas por:

$$F(f_k, f_l) = \begin{cases} 1, & (f_k^2 + f_l^2)^{\frac{1}{2}} > f_c \\ 0, & (f_k^2 + f_l^2)^{\frac{1}{2}} < f_c \end{cases}$$

en donde f_k y f_l son las k ésimas y l ésimas frecuencias y f_c es la frecuencia de corte. Los filtros PA actúan como filtros ideales en donde el contenido de bajas frecuencias es eliminado, en tanto que las altas frecuencias son conservadas sin amplificación.

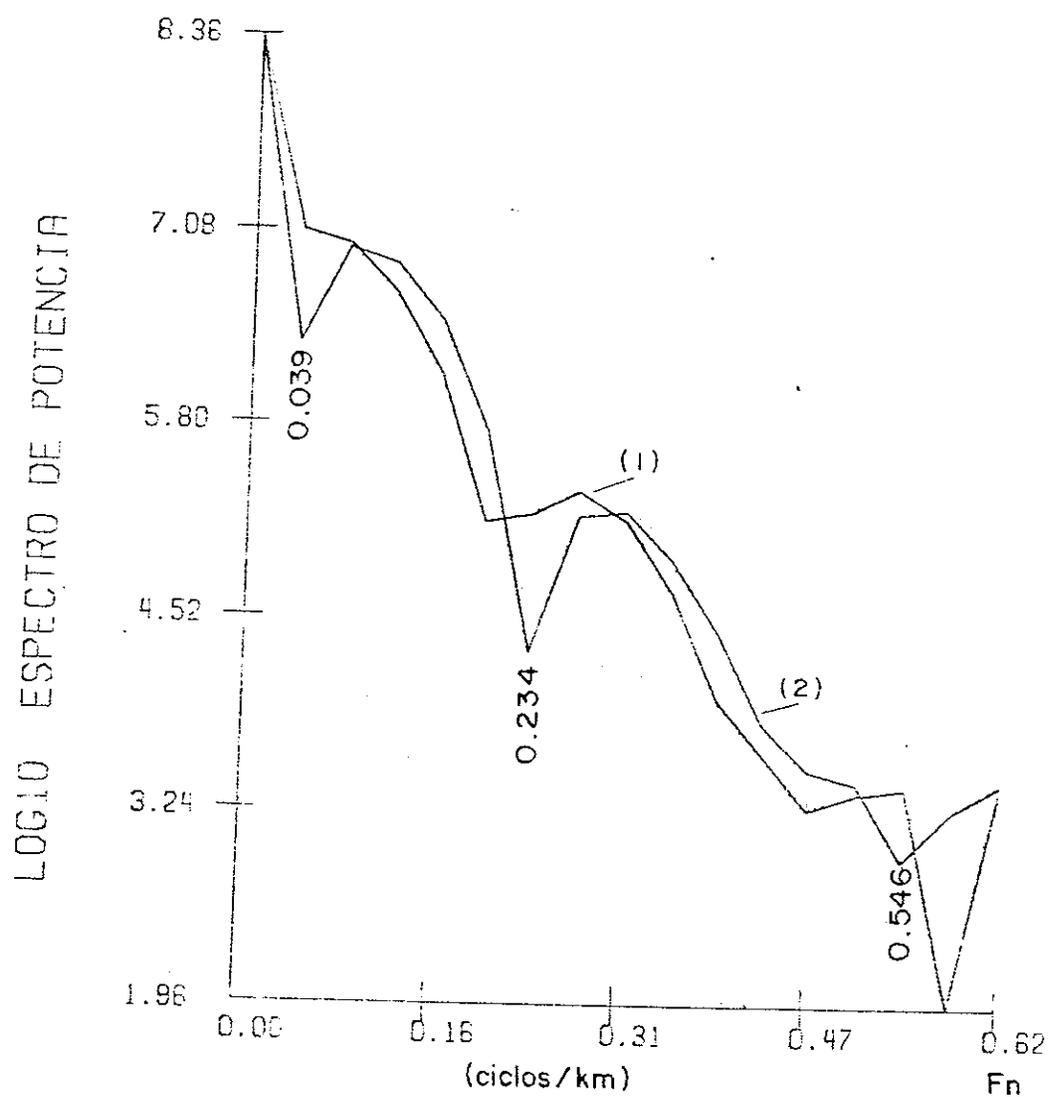


FIGURA 9. Espectro de potencia de la anomalía de Douner.
 (1) perfil longitudinal (N-S), (2) perfil transversal (E-O).
 Frecuencia de Nyquist $F_n = 0.625$ ciclos/km.

El mapa de gravedad residual II obtenido con un filtro PA cuya frecuencia de corte está a 0.039 ciclos/km se muestra en la figura 10. La diferencia básica con respecto a la anomalía de Bouguer (fig. 4) consiste en un alto situado en la parte Norte central cuyo eje tiene una orientación N-S, se conservan las franjas de alto gradiente en los bordes del área y una tendencia regional de rumbo NO-SE. Se observa cierta semejanza entre éste y el residual I (fig. 6).

En la figura 11 se muestra el mapa de gravedad residual III que se obtuvo utilizando un filtro PA con su frecuencia de corte en 0.078 ciclos/km. Al eliminar las componentes espectrales de muy baja frecuencia, se aprecian diferencias sustanciales con respecto a la anomalía de Bouguer. Se conservan aún las franjas de alto gradiente en los bordes del área, ha desaparecido la tendencia NO-SE y se presentan ahora tres altos. Uno situado al NE del área, está correlacionado con la prolongación al SE del cerro de la Chiva (Unidad Tiv). Los situados al sur, aunque no muestran correlación alguna con la geología superficial, pueden corresponder a cuerpos enterrados o ser anomalías ficticias creadas durante el proceso de filtrado.

En la figura 12 se muestra el mapa de gravedad residual IV. Se obtuvo utilizando un filtro PA con una frecuencia de corte a 0.234 ciclos/km. Esta respuesta involucra a las

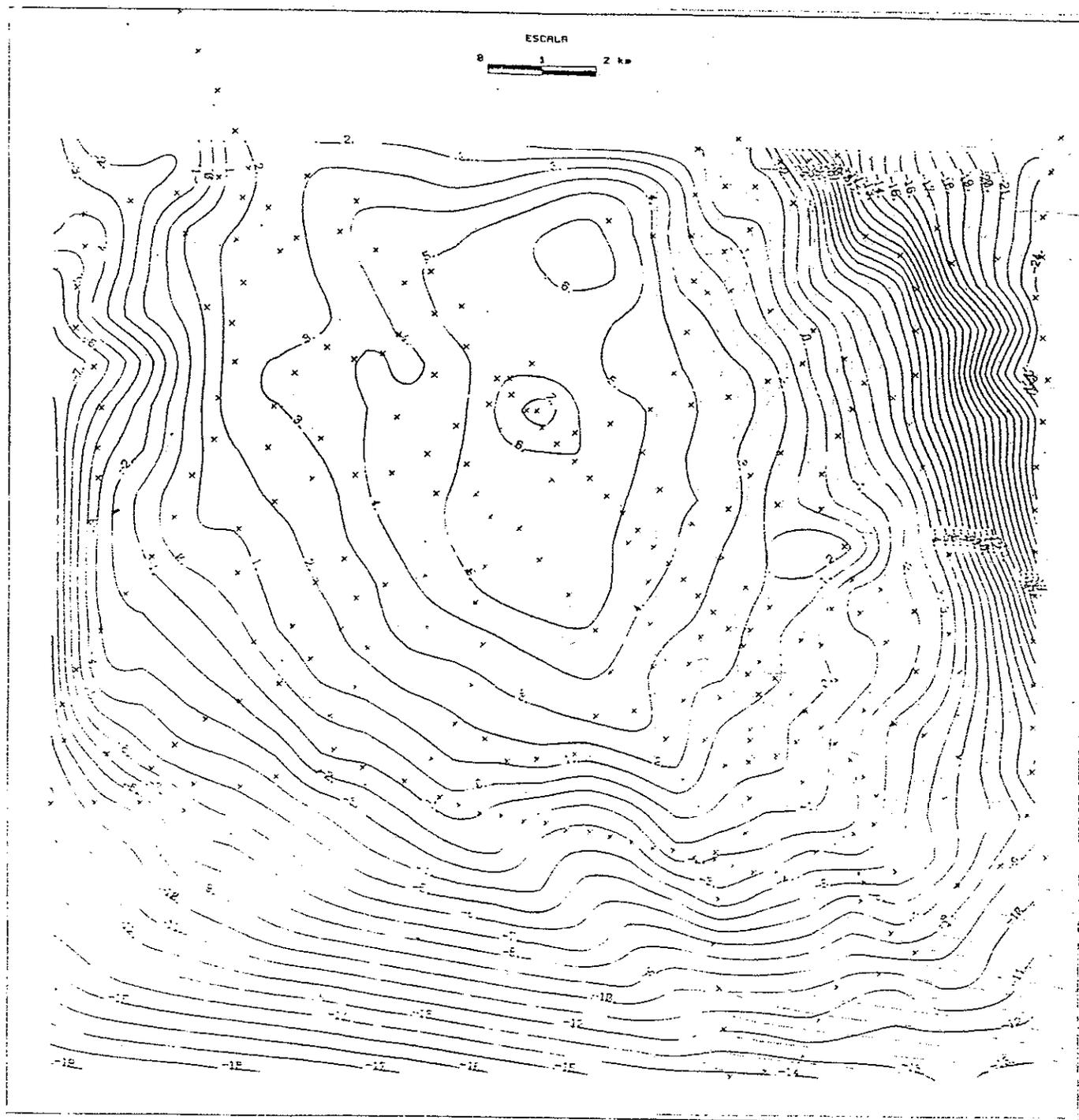


FIGURA 10. Anomalia residual II. Interval de contorno 1 miligal.

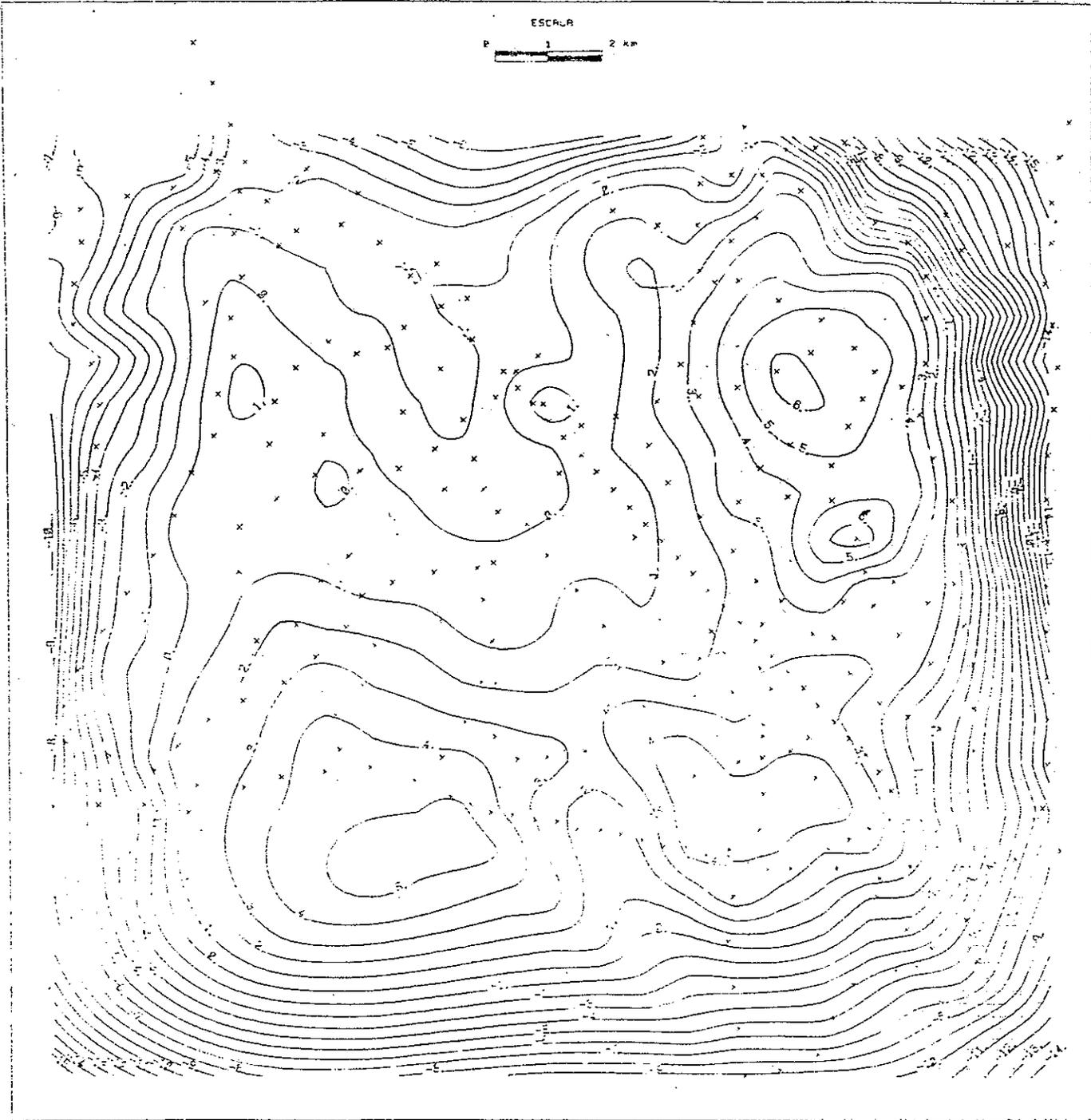


FIGURA 11. Anomalía residual III. Intervalo de contorno 1 miligal.



FIGURA 12. Anomalia residual IV. Intervalo de contorno 1 miligal.

componentes espectrales de muy alta frecuencia, que corresponden a todos los rasgos finos de la anomalía de Bouguer y se deben, esencialmente, a variaciones muy superficiales de densidad y a ruido presente en los datos.

La separación de la anomalía de Bouguer en sus componentes regional y residual es de carácter interpretativo. Si dos cantidades se desean conocer cuando solamente su suma es conocida, el número de soluciones es infinito, pero si existe una restricción (v.g. regional suave) con respecto a una de ellas, el rango de soluciones admisibles es limitado.

El método de ajuste de polinomios tiene la ventaja de no permitir ninguna predisposición o prejuicio del interpretador y debido a que los regionales así estimados representan valores promedio, las anomalías residuales tendrán valores positivos y negativos. Con respecto a las técnicas de análisis espectral, la experiencia ha mostrado que la solución no es tan simple como aplicar un filtro para remover las bajas frecuencias, e inevitablemente el residual obtenido dependerá del "buen juicio" del interpretador. Sin embargo, en gravimetría, como en todas las técnicas geofísicas, la herramienta más útil en la interpretación es el conocimiento de la geología local. Debido a esto, se ha

tratado de establecer un balance entre la información que proporciona la anomalía de Bouguer y la información geológica disponible. Se concluye entonces, que el residual a interpretar deberá contener las siguientes características: (a) deberá preservar las franjas de alto gradiente presentes en los flancos de la anomalía de Bouguer, de las cuales, al menos la del flanco E tiene sentido geológico; (b) deberá reflejar el efecto del material volcánico (Unidad Tiv) correspondiente a la prolongación hacia el SE del cerro de la Chiva y, (c) deberá contener información acerca de la estructura geológica profunda.

Los residuales que llenan estos requisitos son el I y el II. De ellos, se eligió el I. El espectro de potencia del residual I y con muestra en la figura 13. En ésta, y haciendo referencia a lo dicho anteriormente (Nettleton, 1976 y Bath, 1974), se puede interpretar que existe una tendencia regional de rumbo N-NO sobrepuesta a otra de rumbo NS, lo cual es consistente con la interpretación cualitativa del residual I hecha anteriormente.

Debido a que las variaciones muy rápidas dificultan el ajuste de los datos a la respuesta de un modelo sencillo, se exploró la conveniencia de filtrar una vez más la información tratando de eliminar las variaciones muy rápidas

de la anomalía residual I. Se utilizaron para este fin, filtros de paso bajo radialmente simétricos, a diferentes frecuencias de corte y de ellos se eligió el mostrado en la figura 14 (residual V), que corresponde a una frecuencia de corte $F_c = 0.375$ ciclos/km.

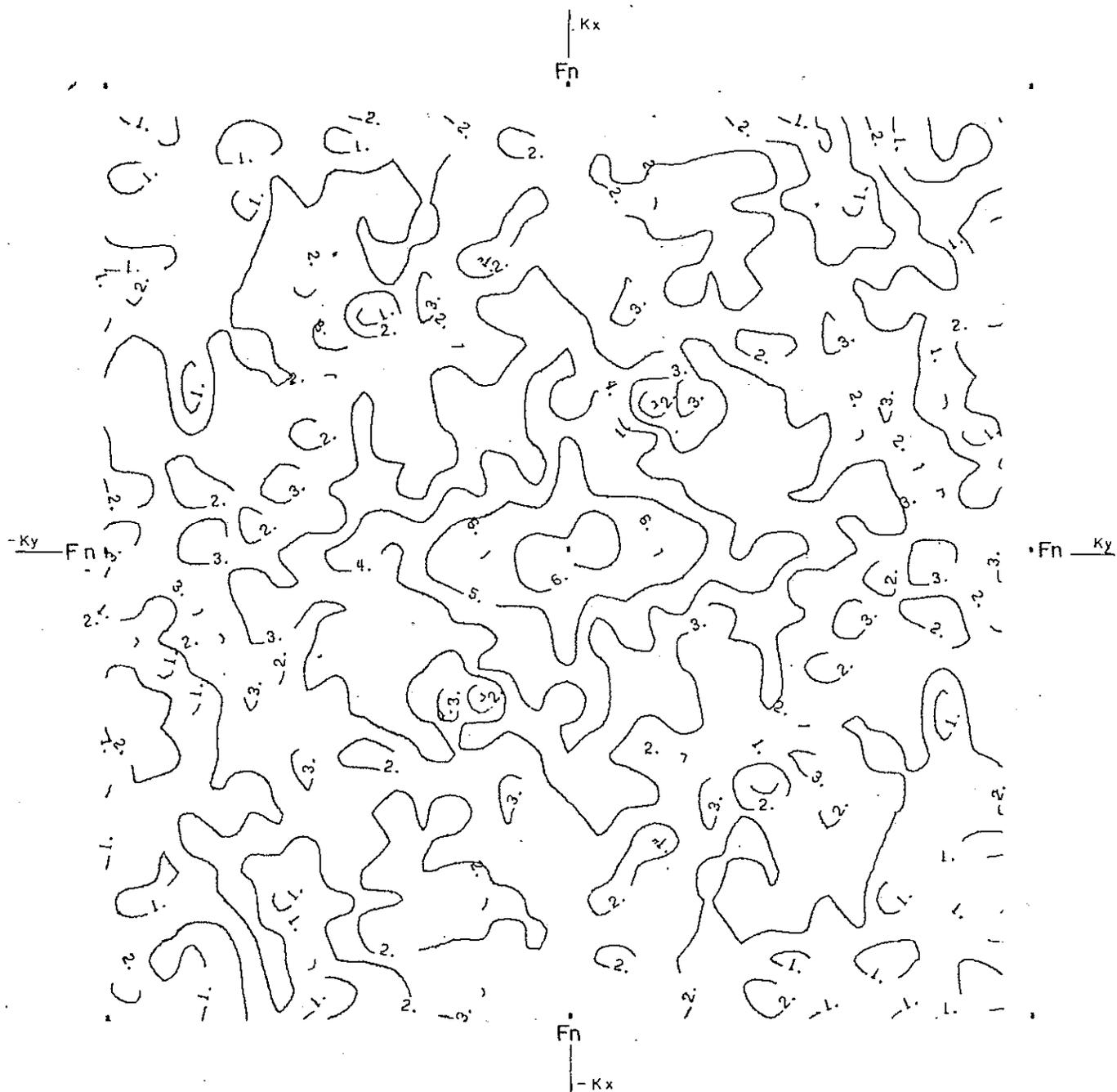


FIGURA 13. Espectro de potencia de la anomalía residual I. (frecuencia de Nyquist $F_n = 0.625$ ciclos/km).

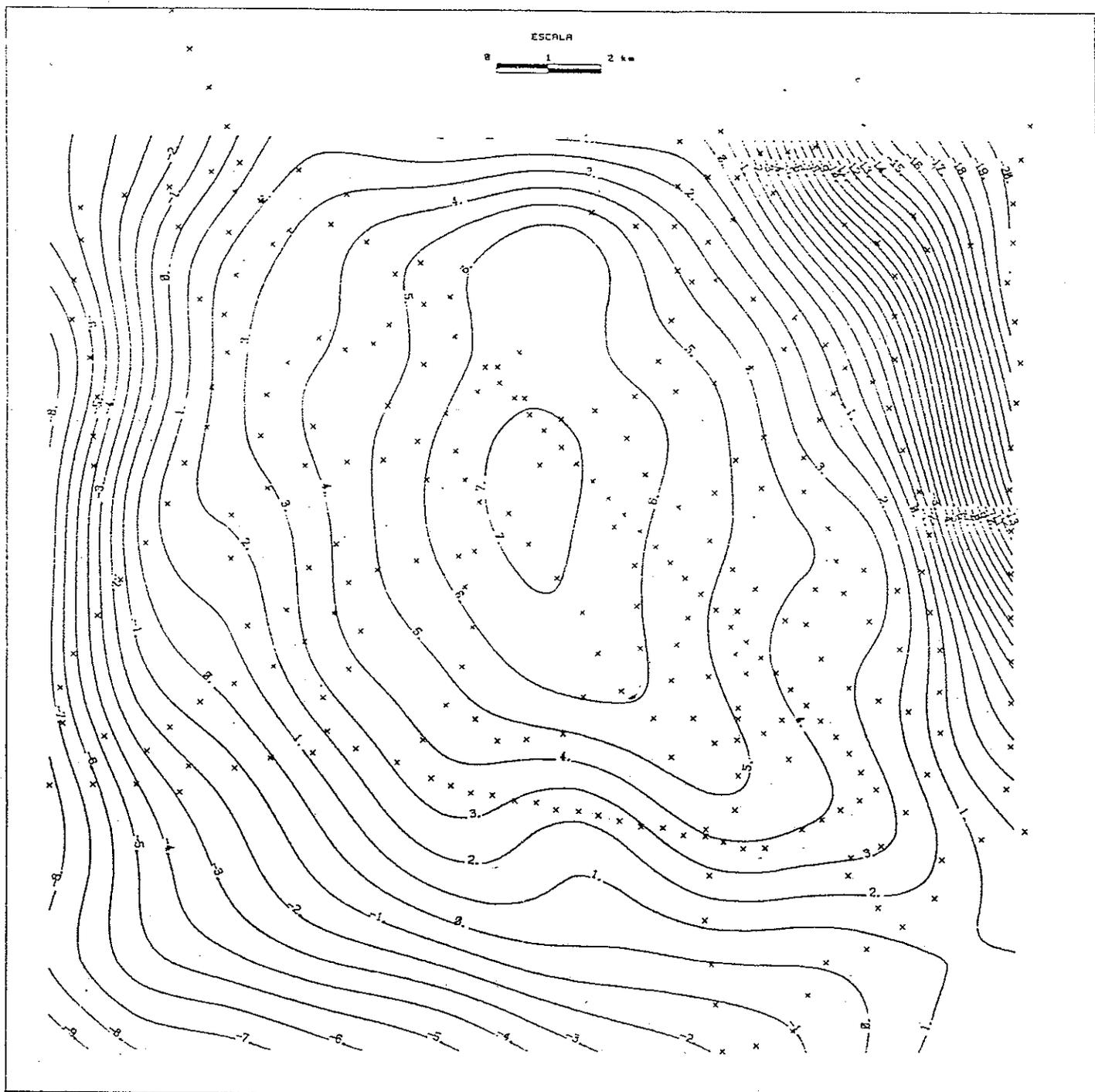


FIGURA 14. Anomalia residual V. Intervalo de contorno 1 miligal.

IV.6 MODELADO.

Una vez hecha la separación de las componentes de la anomalía de Bouguer y se ha elegido la anomalía residual, el problema a resolver consiste en encontrar la forma de la masa anómala que provoca la anomalía gravimétrica.

Existen en la literatura geofísica diversas publicaciones (Grant y West, 1965; Talwani, 1973; Pedersen, 1977; Telford et al., 1978) en donde se presenta la expresión analítica que describe la respuesta gravimétrica debida a cuerpos de forma geométrica simple, que pueden ser utilizados para modelar mediciones de gravedad.

La interpretación de datos geofísicos en forma cuantitativa se divide en métodos directos e inversos. En los métodos directos, el interprete propone el modelo más adecuado y calcula su respuesta, la cual compara con las mediciones que desea interpretar. En este momento, el interprete podría decidir cambiar los parámetros del modelo y aproximar su respuesta a las mediciones empleando la técnica de ensayo y error.

La solución al problema, utilizando el método inverso, se inicia eligiendo un modelo inicial (problema directo), que se adapte a las características de los datos que desea

modelar. La solución óptima se logra modificando en forma iterativa y automática, los parámetros del modelo inicial, empleando algún criterio de optimización (Marquardt, 1963; Inman, 1975), hasta lograr que la respuesta del modelo sea lo suficientemente parecida a las mediciones que se desea modelar.

Las ventajas del método inverso sobre el directo consisten en: (1) el cálculo de los cambios en los parámetros que definen el modelo, consume poco tiempo; (2) el hecho de que el proceso sea automático disminuye la probabilidad de error en el manejo de la información y, (3) el método es flexible, pues permite incluir como parámetros fijos información geológica o geofísica adicional.

La interpretación cuantitativa de la anomalía residual de la zona geotérmica de La Presita se hizo utilizando el método inverso, aplicando la técnica conocida como "Ridge Regression". Esta técnica ha sido utilizada por varios autores para resolver el problema inverso en sondeos de resistividad, entre otros Inman (1975), Rijo et al. (1977), Petrick et al. (1977).

IV.6.1 ALGORITMO DE INVERSION.

La solución del problema inverso consiste en resolver a

partir de datos de gravedad $\{g(x_m)\}$ para $m=1,2,\dots,M$, el conjunto de parámetros $\{Z_i\}$ que definen el modelo, en donde $i=1,2,\dots,N$. Cada valor de $\{g(x_m)\}$ se relaciona con todas las $\{Z_i\}$ por una relación funcional.

$$g(x_1) = A_1(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$$

. .

$$g(x_m) = A_m(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$$

. .

$$g(x_M) = A_M(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$$

Las funciones $A_m(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$ no son lineales, pero pueden ser linearizadas expandiéndolas en una serie de Taylor con respecto una estima inicial $\{Z_i^0\}$ de $\{Z_i\}$ como sigue

$$g(x_m) = A_m(Z_i^0) + \partial A_m / \partial Z_i |_{Z_i^0} \Delta Z_i + \dots \quad (14)$$

Ignorando los terminos superiores al primer grado en (14) se llega a:

$$g(x_m) - A_m(Z_i^0) = \partial A_m / \partial Z_i |_{Z_i^0} \Delta Z_i \quad (15)$$

en forma más compacta (15) se puede expresar como

$$\Delta g = J \Delta Z \quad (16)$$

en donde J es la matriz MxN de derivadas parciales que relaciona pequeños cambios en Δg dados por la diferencia entre la respuesta del modelo y los datos, a pequeñas variaciones en los parámetros ΔZ del modelo.

Si J es sobredeterminado, la desviación de la linealidad es pequeña y la estima inicial de los parámetros Z_i^0 es muy cercana a los parámetros Z_i . Se puede obtener ΔZ mediante el algoritmo de mínimos cuadrados.

$$\Delta Z = (J^t J)^{-1} J^t \Delta g \quad (17)$$

Aunque la solución (17) es sumamente rápida cuando converge, es muy inestable y usualmente diverge, a menos que los errores en los datos sean pequeños y la estima inicial sea muy buena, (Rijo et al., 1977).

Con objeto de asegurar convergencia al iniciar con una estima inicial pobre, se sacrifica rapidez en la convergencia modificando (17) como sigue

$$\Delta Z = (J^t J + IK)^{-1} J^t \Delta g \quad (18)$$

en donde I es la matriz identidad y K es una cantidad entera positiva (Marquardt, 1963). Si K es muy grande, (18) se aproxima al método del gradiente (Bevington, 1969), el cual es lento pero siempre converge. En el otro extremo, si K es muy pequeño, (18) se aproxima a (17), que es muy rápida pero puede diverger. La técnica de alterar el valor de K durante el proceso de inversión, con objeto de garantizar estabilidad y rápida convergencia, es conocida como "ridge regression" (Rijo et al., 1977).

La estrategia a seguir en el método de "ridge regression" consiste en iniciar las iteraciones con un valor grande de K . La adición de K a los elementos de la diagonal de $(J^t J)$ incrementa el valor de cada eigenvalor de $(J^t J)$, y al calcular la inversa, el efecto de los eigenvalores pequeños tiende a ser amortiguado de tal forma que, solamente serán ajustadas las características gruesas de los datos. Después de cada iteración, el valor de K es disminuido adecuadamente, de tal forma que los eigenvalores pequeños de $(J^t J)$ sean incluidos y se puedan ajustar los detalles finos, sin causar divergencia.

El modelo bidimensional, empleado para resolver el problema directo fue tomado de Pedersen (1977). En la figura 15 se

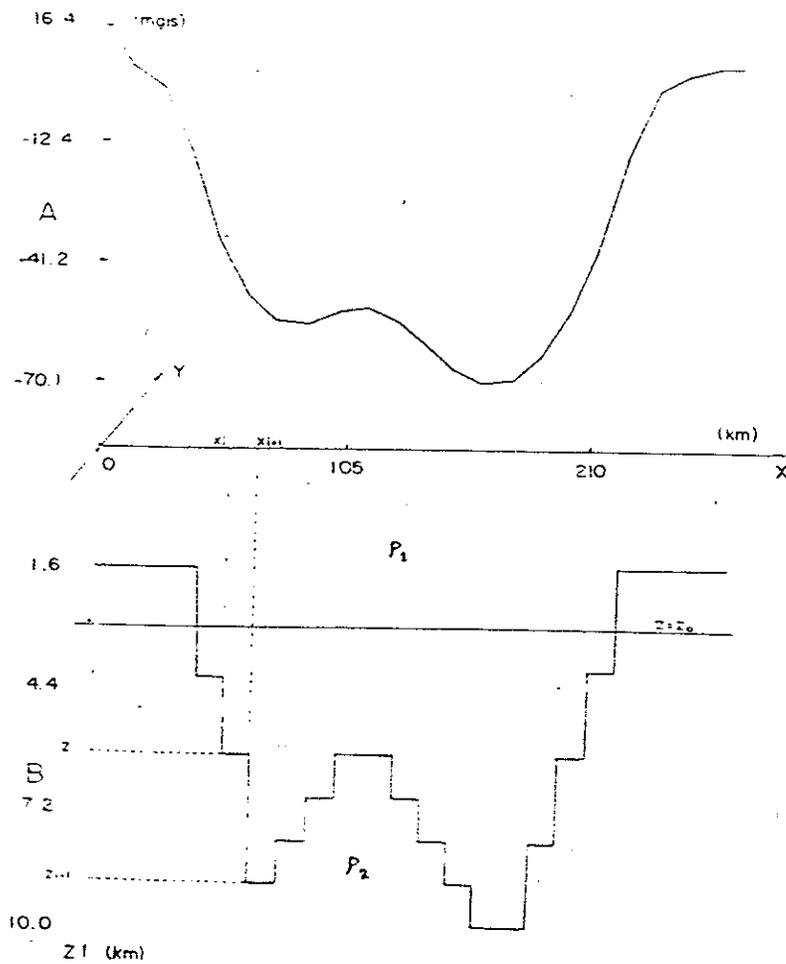


FIGURA 15. (A) Geometria del modelo. (B) Respuesta del modelo. Contraste de densidad $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ y Z_0 profundidad de referencia. El eje Y se extiende al infinito hacia adentro y fuera del papel, perpendicularmente al eje X. La escala vertical del modelo ha sido exagerada.

presentan las gráficas del modelo y su respuesta. La interfase de los dos medios de densidad ρ_1 y ρ_2 está definida por el techo de prismas rectangulares que se extienden al infinito en la dirección Y.

La respuesta del modelo está dada por:

$$\begin{aligned}
 g(x_m) = & -\gamma\Delta\rho \sum_{i=1}^{N-1} \left\{ (x_{i+1}-x_m) \log \frac{(Z_i^2+(x_{i+1}-x_m)^2)}{Z_0^2+(x_{i+1}-x_m)^2} \right. \\
 & - (x_i-x_m) \log \left[\frac{Z_i^2+(x_i-x_m)^2}{Z_0^2+(x_i-x_m)^2} \right] \\
 & + 2Z_i [\tan^{-1} (x_{i+1}-x_m/Z_i) - \tan^{-1} (x_i-x_m/Z_i)] \\
 & - 2Z_0 [\tan^{-1} (x_{i+1}-x_m/Z_0) - \tan^{-1} (x_i-x_m/Z_0)] \left. \right\} \\
 & - \gamma\Delta\rho \sum \left\{ \pi(Z_i-Z_0) + S_i(x_i-x_m) \log \frac{(Z_0^2+(x_i-x_m)^2)}{Z_i^2+(x_i-x_m)^2} \right. \\
 & \left. + 2S_iZ_0 \tan^{-1} (x_i-x_m/Z_0) - 2S_iZ_i \tan^{-1} (x_i-x_m/Z_i) \right\} \\
 & \qquad \qquad \qquad i = 1, N \qquad (19)
 \end{aligned}$$

en donde $S_i = -1$ para $i=1$ y $S_i = 1$ para $i=N$, siendo cero para toda i diferente de 1 o N, γ es la constante de gravitación

universal, $\Delta\rho$ es el contraste de densidad y N es el número de prismas que constituyen el modelo.

Las derivadas de la respuesta del modelo con respecto a los parámetros Z_i están dadas por la siguiente fórmula:

$$\begin{aligned} \partial g(x_m)/\partial Z_i = & \quad -2\gamma\Delta\rho (\tan^{-1}(x_{i+1}-x_m/Z_i) - \tan^{-1}(x_i-x_m/Z_i)) \\ & \quad \text{para } i=2, \dots, N-1 \\ & \quad -\gamma\Delta\rho (\pi - 2S_i \tan^{-1}(x_i-x_m/Z_i)) \\ & \quad \text{para } i = 1 \text{ y } N \quad (20) \end{aligned}$$

IV.6.2 ERRORES EN LA INVERSION.

Una vez que el proceso de inversión ha producido el modelo que mejor se ajusta a los datos, es importante saber con que precisión se han estimado sus parámetros. En muchos problemas no geofísicos, el experimento es repetido muchas veces con objeto de determinar el error presente en las mediciones. Sin embargo, en gravimetría, como en otros métodos geofísicos éste tiene que ser estimado. Para la anomalía de Bouguer de la zona geotérmica de La Presita se estimó que el error máximo para las estaciones situadas por la b.t. de la CFE era del orden de ± 0.09 miligales, mientras que para las estaciones regionales fue de ± 1.6

miligales. Usualmente se considera que el error involucrado en un dato no está relacionado con otro y se introduce en el proceso de inversión una matriz diagonal de pesos, que normalmente representan un porcentaje del valor medido (Inman, 1973; Rijo et al., 1977; Patrick et al., 1977). Sin embargo, la anomalía residual que se está interpretando es el resultado de diversas operaciones de filtrado sobre el mapa de gravedad de Bouguer y un estudio sobre la propagación de errores a través de todos los procesos involucrados hasta llegar a la anomalía residual está fuera de los alcances de este trabajo, por lo que la inversión de la anomalía residual fue hecha considerando los datos sin error.

Una vez que el proceso de inversión produjo el modelo que mejor se ajustaba a los datos, se estimó la precisión de sus parámetros de la manera siguiente. La varianza de los datos se obtuvo del estimador ji-cuadrado reducido

$$X^2 = \Delta g^t \Delta g / M - N \quad (21)$$

para $M - N$ grados de libertad, siendo M el número de datos y N el número de parámetros. A partir de la varianza se puede estimar la desviación típica de los parámetros del modelo, a través de la matriz de covarianza, que está dada por:

$$\text{cov}(Z) = X^2(J^t J)^{-1} \quad (22)$$

y la desviación típica τ_i del parámetro Z_i se obtiene de:

$$\tau_i = [\text{cov}(Z)]^{\frac{1}{2}}_{ii} \quad (23)$$

(Rijo et al., 1977).

El algoritmo de inversión se implementó haciendo uso de la librería de matrices MATHLB del sistema PRIME. El programa se diseñó, de tal forma que el interprete pueda analizar los resultados y avances del proceso de inversión en la pantalla de una terminal de video. En el apéndice B se presenta el diagrama de flujo del algoritmo de inversión.

La inversión de un perfil gravimétrico de 23 observaciones y utilizando un modelo compuesto por 12 prismas consume aproximadamente 2 segundos de CPU por cada iteración en la computadora PRIME 750 bajo el sistema operativo primos IV en la rev. 17.3.

V. RESULTADOS Y DISCUSION.

V.1 RESULTADOS.

Para modelar la anomalía residual V (fig. 14) se invirtieron 22 perfiles de rumbo E-O perpendiculares al eje de la anomalía. La separación entre perfiles fue de 800 m. Cada uno de ellos consta de 23 puntos de observación igualmente espaciados, a intervalos de 800 m. El modelo empleado consistió de 12 prismas de ancho constante igual a 1200 m. Para todos los perfiles se utilizó un contraste de densidad de 0.7 gr/cm^3 y una profundidad de referencia de 400 m.

Existe un compromiso entre la profundidad de referencia y el contraste de densidad. Cuando el contraste de densidad escogido fué muy pequeño o el nivel de referencia muy profundo, no se encontró un modelo cuya respuesta se ajustara a las observaciones. El contraste de densidad se eligió de manera casi arbitraria, suponiendo un basamento con densidad promedio de 2.9 gr/cm^3 constituido por rocas intrusivas, metamórficas y basaltos, yaciendo bajo un paquete de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentos no consolidados, que en promedio dan una densidad de 2.2 gr/cm^3 . Una vez fijo el contraste de densidad, la profundidad de referencia se escogió haciendo pruebas de

ensayo y error, eligiéndose aquella que asegurara la mejor convergencia.

Con el resultado de la inversión de los 22 perfiles se configuró el relieve del basamento (Modelo I) que se muestra en la figura 16. La desviación estandar estimada para cada uno de los parámetros de los modelos fue sumada y restada al modelo I. El resultado se muestra en las figuras 17 y 18 respectivamente. La respuesta del modelo final de cada uno de los perfiles se muestra configurada en la figura 19. La discrepancia entre la anomalía modelada y la respuesta de los modelos se muestra configurada en la figura 20.

A continuación se describen las principales características del Modelo I, así como su relación con la anomalía residual V (fig. 14) y con la información geológica disponible (fig. 2).

Hacia el borde O del área se tiene en el relieve del basamento una discontinuidad de rumbo N-S, que asociada con el gradiente presente en residual V, permite inferir la presencia de una falla de tipo normal, quedando el bloque bajo del lado O. El bloque alto coincide con un afloramiento de la unidad Tiv y hacia el E, se tiene una depresión alargada en la dirección N-S, que corresponde a ligeras distorsiones en la anomalía residual. Esta

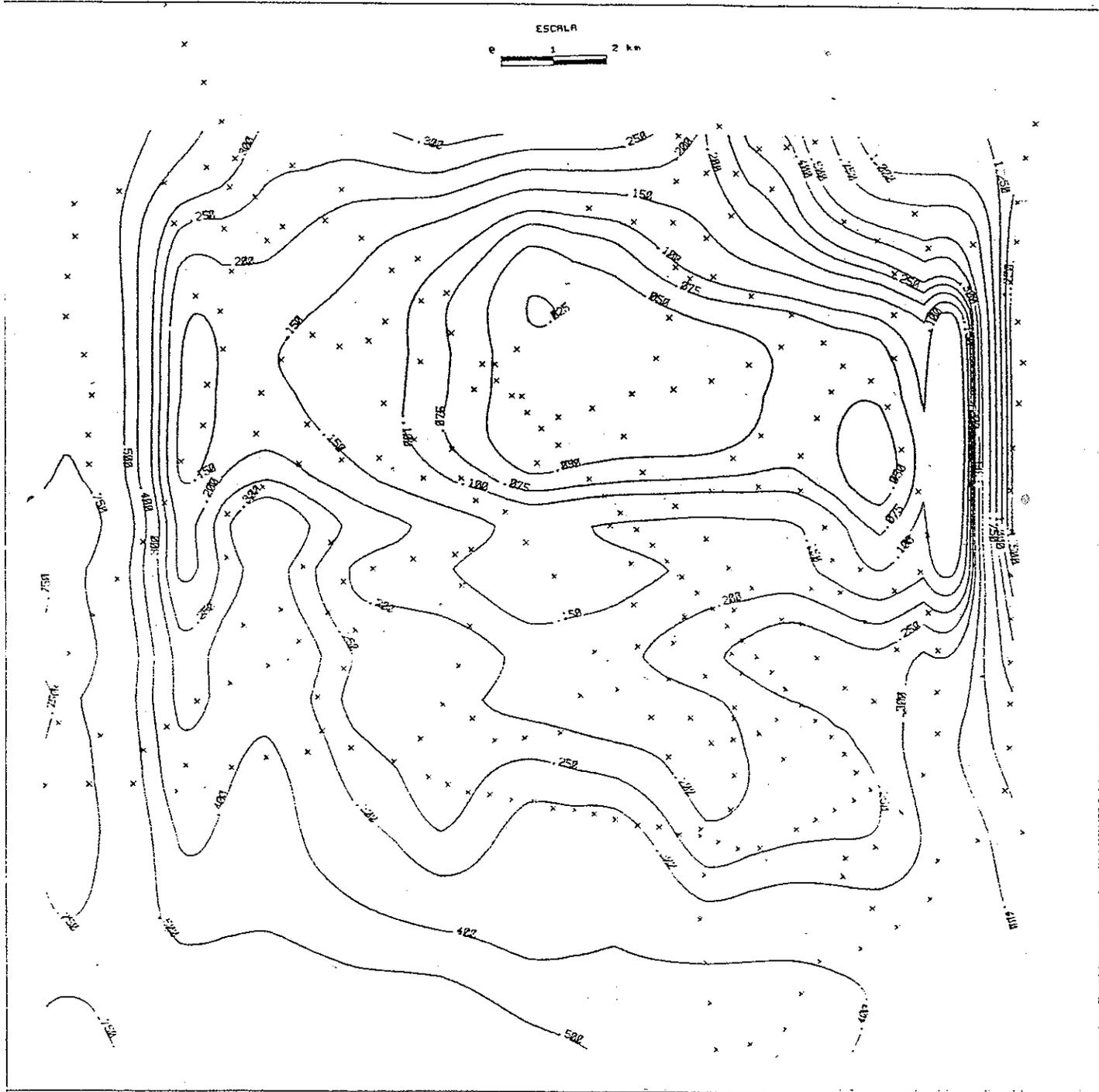


FIGURA 16. Relieve del basamento (modelo I). Resultado de invertir la anomalía residual V.
Profundidad en km.

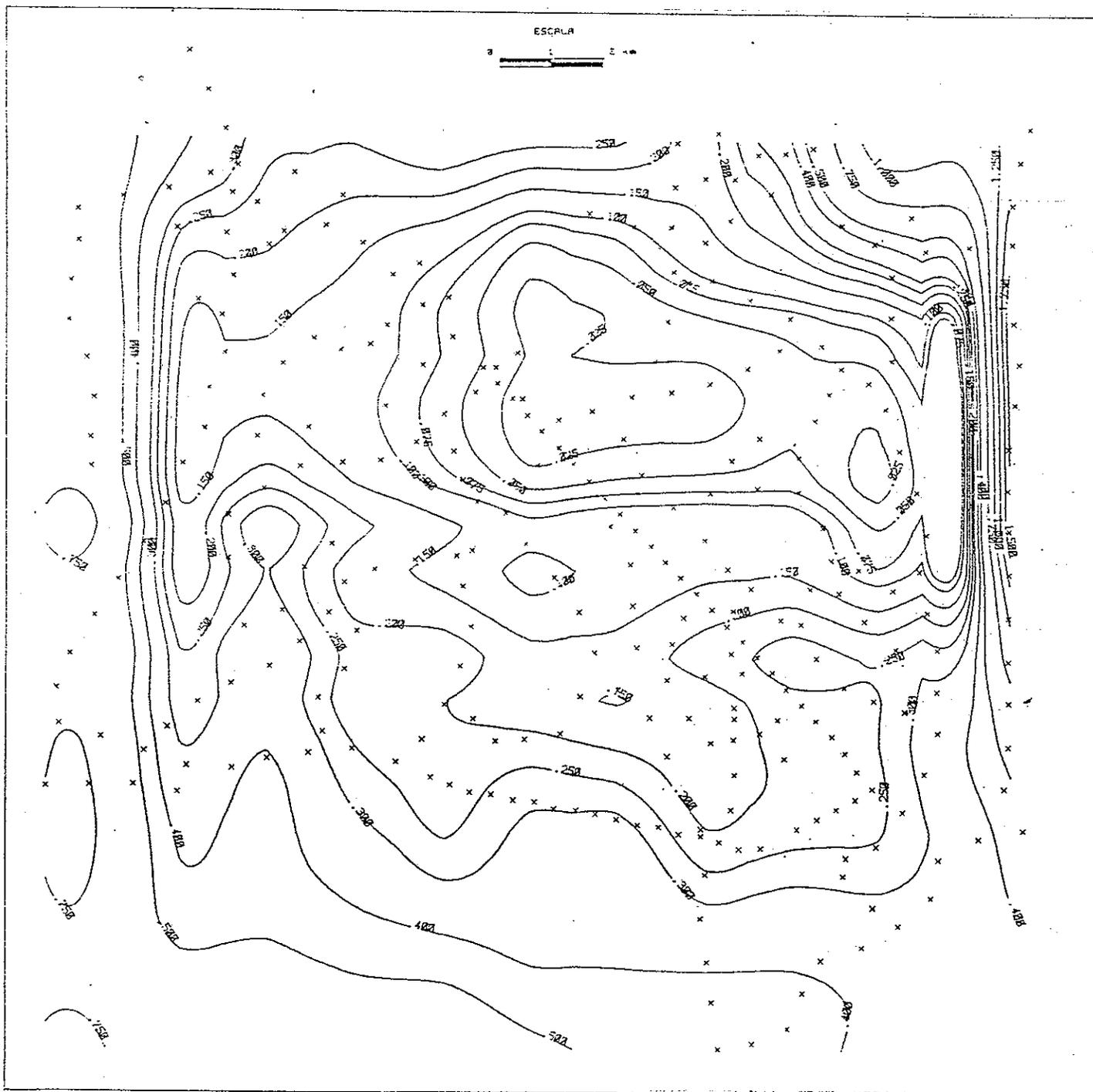


FIGURA 17. Relieve del basamento. Profundidad en km (Al modelo I se le sumó la desviación típica).

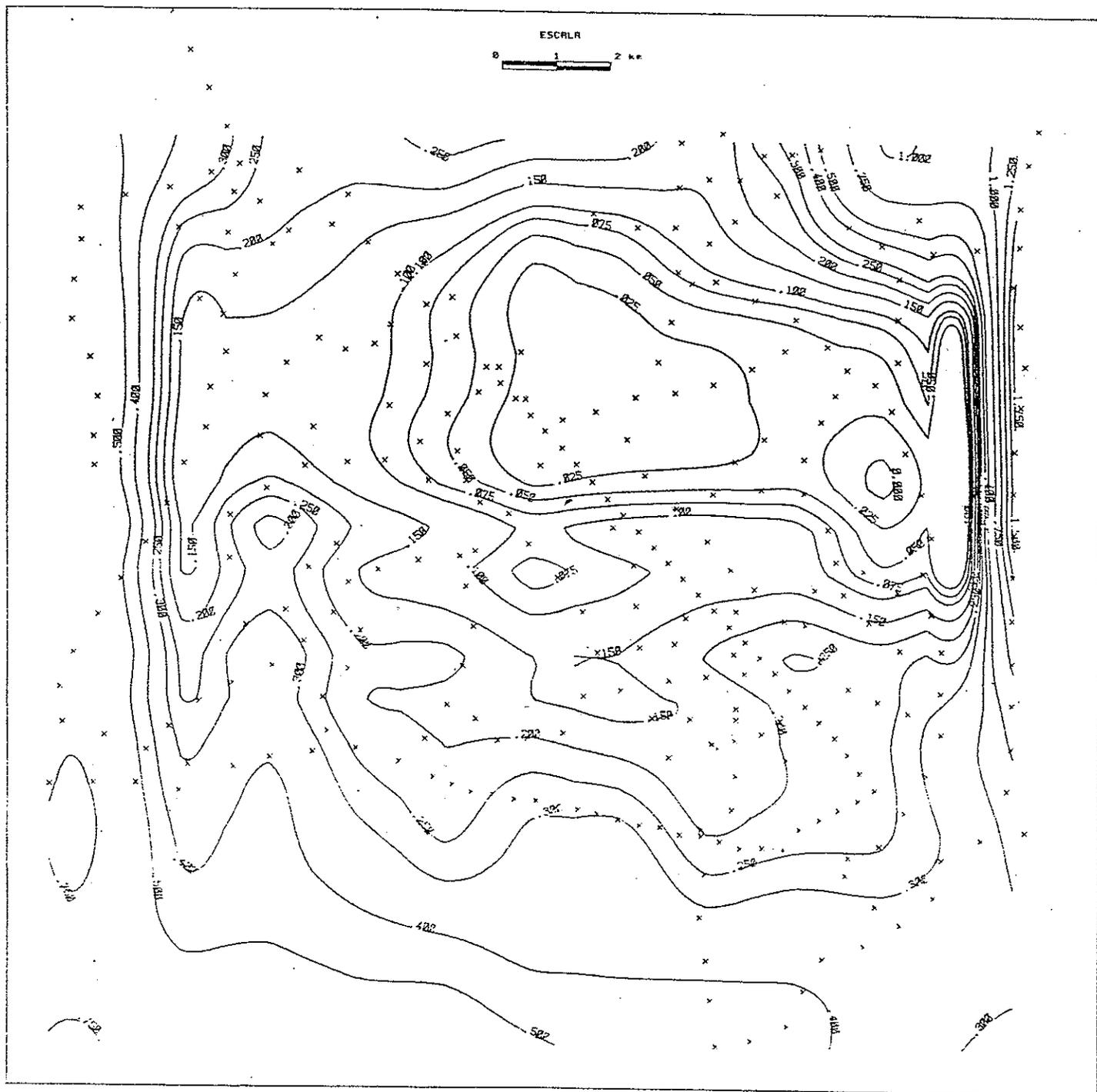


FIGURA 18. Relieve del basamento. Profundidad en km (Al modelo I se la restó la desviación típica).

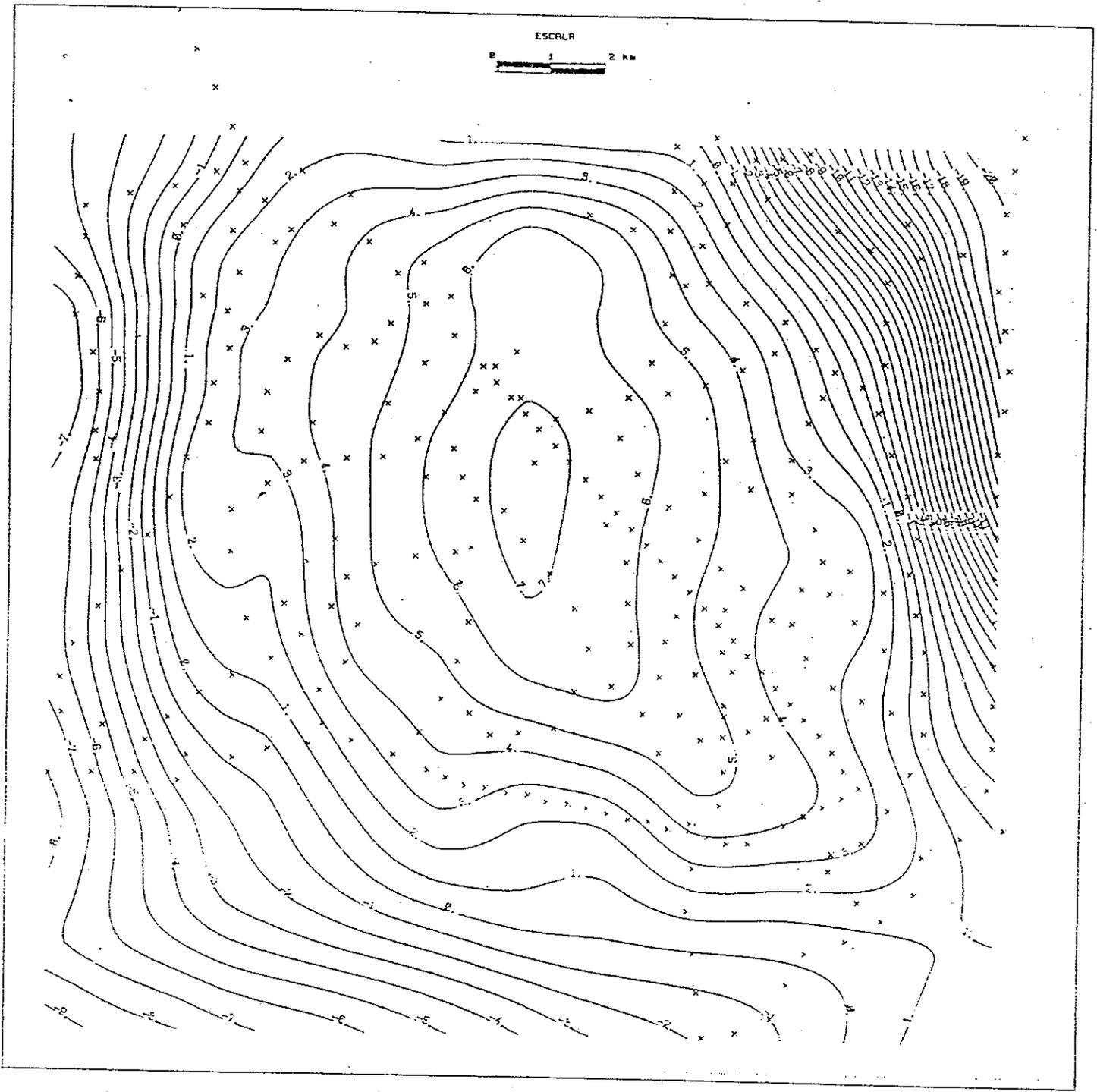


FIGURA 19. Anomalia calculada con el modelo I. Intervalo de contorno 1 miligal.

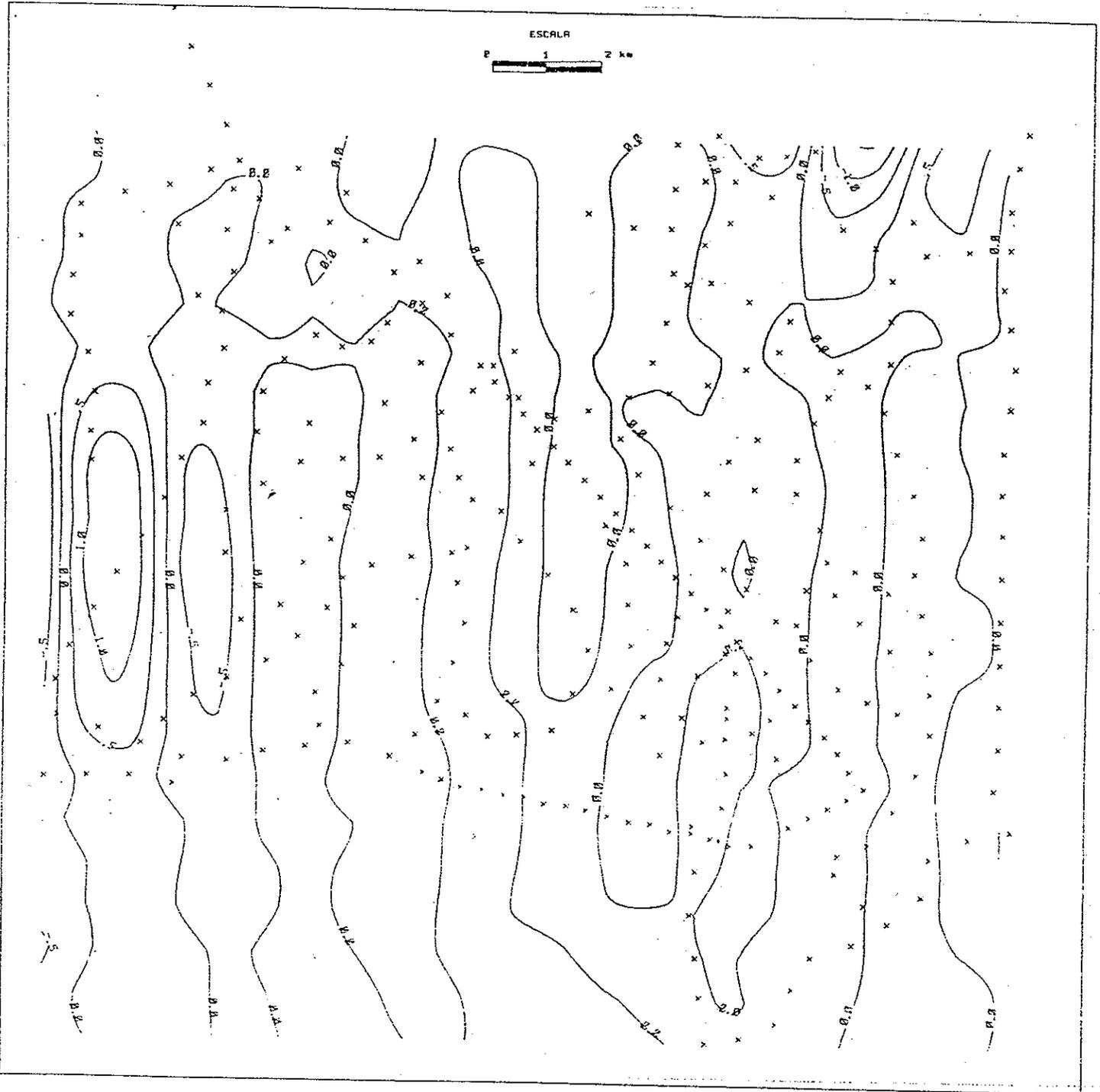


FIGURA 20. Discrepancia entre la anomalía residual V y la calculada con el modelo I.

Intervalo de contorno 0.5 miligales.

estructura puede representar la continuación al Sur de la fosa situada al NO de El Limón o constituir ésta una estructura similar. Hacia el borde Sur del área, el relieve está constituido por ligeras ondulaciones que presentan buena correlación con el residual V. Hacia el Norte del área se tiene la parte más superficial del relieve, formando una estructura alargada en la dirección E-O. La prolongación hacia el E de la estructura se puede correlacionar con la unidad Tiv, pero es en ésta zona donde existe la mayor discrepancia entre el residual V y el modelo I. Hacia el borde E del área y marcando el fin de la estructura descrita anteriormente se tiene una discontinuidad en el relieve del basamento que puede ser atribuida al paso de una falla. Sin embargo, el rumbo de ésta difiere del que ha sido inferido por Geología y del que podría esperarse a partir del residual V.

Desde el punto de vista de la calidad del ajuste, se podría decir que el resultado de la inversión ha sido muy bueno. Sin embargo, el modelo I no refleja muchas de las características de la anomalía que ha sido invertida. Es a partir de aquí, que surgen dudas acerca de la validez de los resultados que se han obtenido.

Quando se eligió la anomalía residual V, se intentó que incluyera, en alguna medida, tanto las características

geológicas someras, como las profundas. Debido a que algunos rasgos del Modelo I coinciden con ligeras distorsiones del residual V, se puede suponer que el Modelo I representa estructuras someras y profundas. Para poder evaluar en qué medida las variaciones rápidas en el residual V pueden corresponder al modelo I se decidió filtrar nuevamente la anomalía residual V. Con objeto de enfatizar la respuesta debida a fuentes someras se utilizó un filtro de continuación analítica hacia abajo. A la vez, con el fin de eliminar la respuesta asociada a dichas fuentes someras, se aplicó un filtro de continuación analítica hacia arriba. En ambos filtros se utilizó una altura de continuación de 800 m (equivalente a una unidad de retícula) y se aplicaron en la forma descrita por Fuller (1967).

Los filtros de continuación analítica hacia abajo amplifican las componentes espectrales de alta frecuencia y los de continuación hacia arriba esencialmente suavizan el espectro.

El residual VI, mostrado en la figura 21 es el resultado de continuar hacia abajo el residual V. Al amplificar las componentes espectrales de alta frecuencia se aprecia en forma clara la estructura fina del residual V. Comparando el Modelo I con el residual VI se aprecia que existe

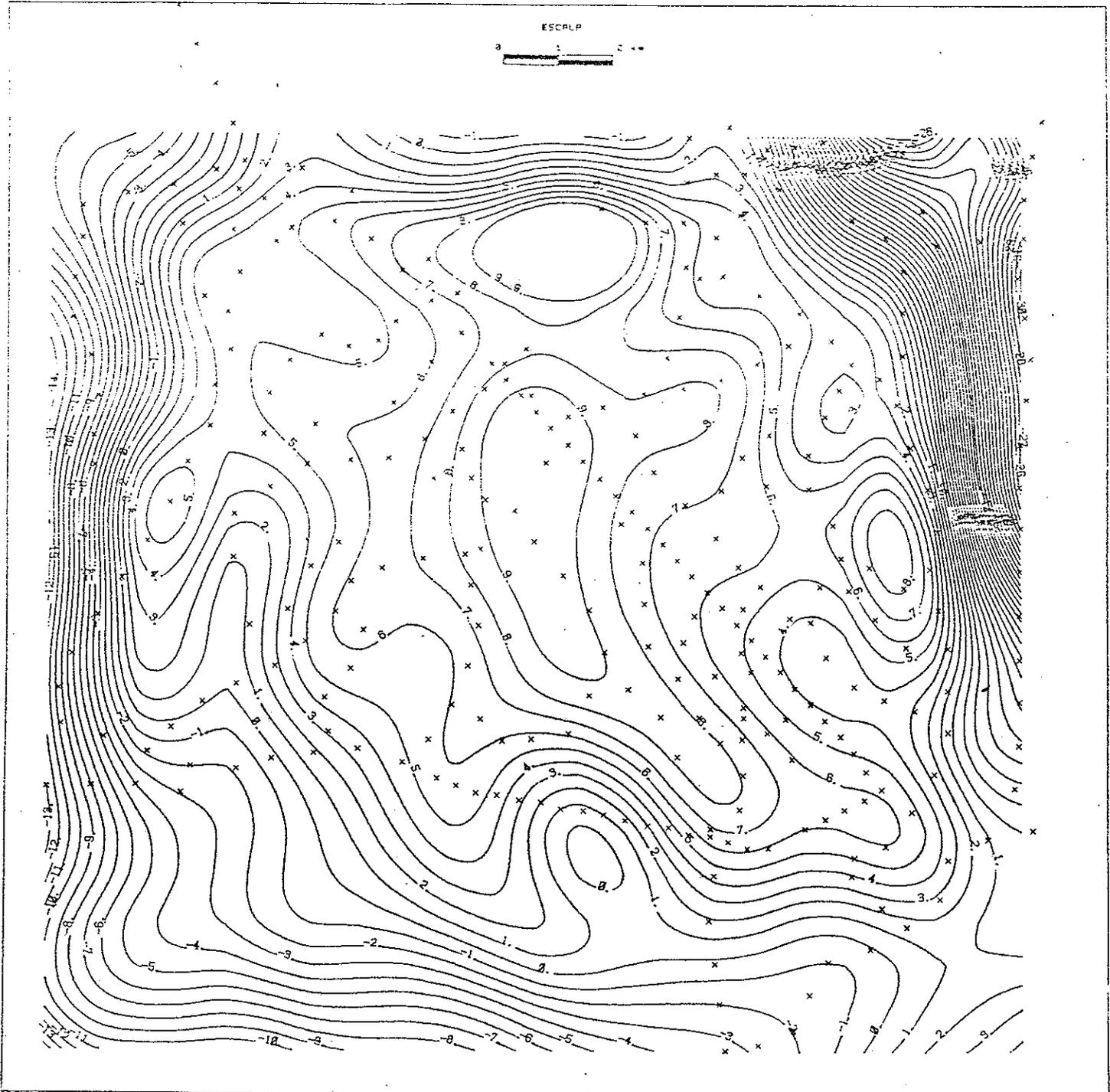


FIGURA 21. Residual VI. Resultado de continuar hacia abajo (800 m) la anomalía residual V.
Intervalo de contorno 1 miligal.

coincidencia en el trazo de los contornos hacia el S y el borde O. Sin embargo, en el centro y en el borde E la diferencia es muy marcada.

El residual VII mostrado en la figura 22 es el resultado de continuar hacia arriba la anomalía residual V. Casi todas las distorsiones del residual V han sido eliminadas y ahora los contornos son más homogéneos.

La anomalía residual VII se invirtió utilizando un modelo semejante al descrito anteriormente y con los mismos parámetros libres, esto es $\Delta\rho=0.7 \text{ gr/cm}^3$ y $Z_0=400 \text{ m}$. El resultado de la inversión (Modelo II) se presenta en la figura 23 en forma de relieve del basamento. En las figuras 24 y 25 se presentan las desviaciones estimadas. En la figura 26 se muestra la respuesta del modelo y en la figura 27 la discrepancia entre ésta y el residual VII.

Básicamente, el Modelo II puede ser interpretado como un Pilar de rumbo N-NO. Hacia el flanco NE de esta estructura, el basamento alcanza una profundidad mayor a 1000 m. Esto coincide con el fuerte gradiente del residual VII, con la cuenca del Río Humaya y con la falla inferida por geología. Hacia el S, el basamento desciende suavemente en forma paralela al cauce del río Culiacán, alcanzando una profundidad del orden de 500 m. Hacia el borde O, el

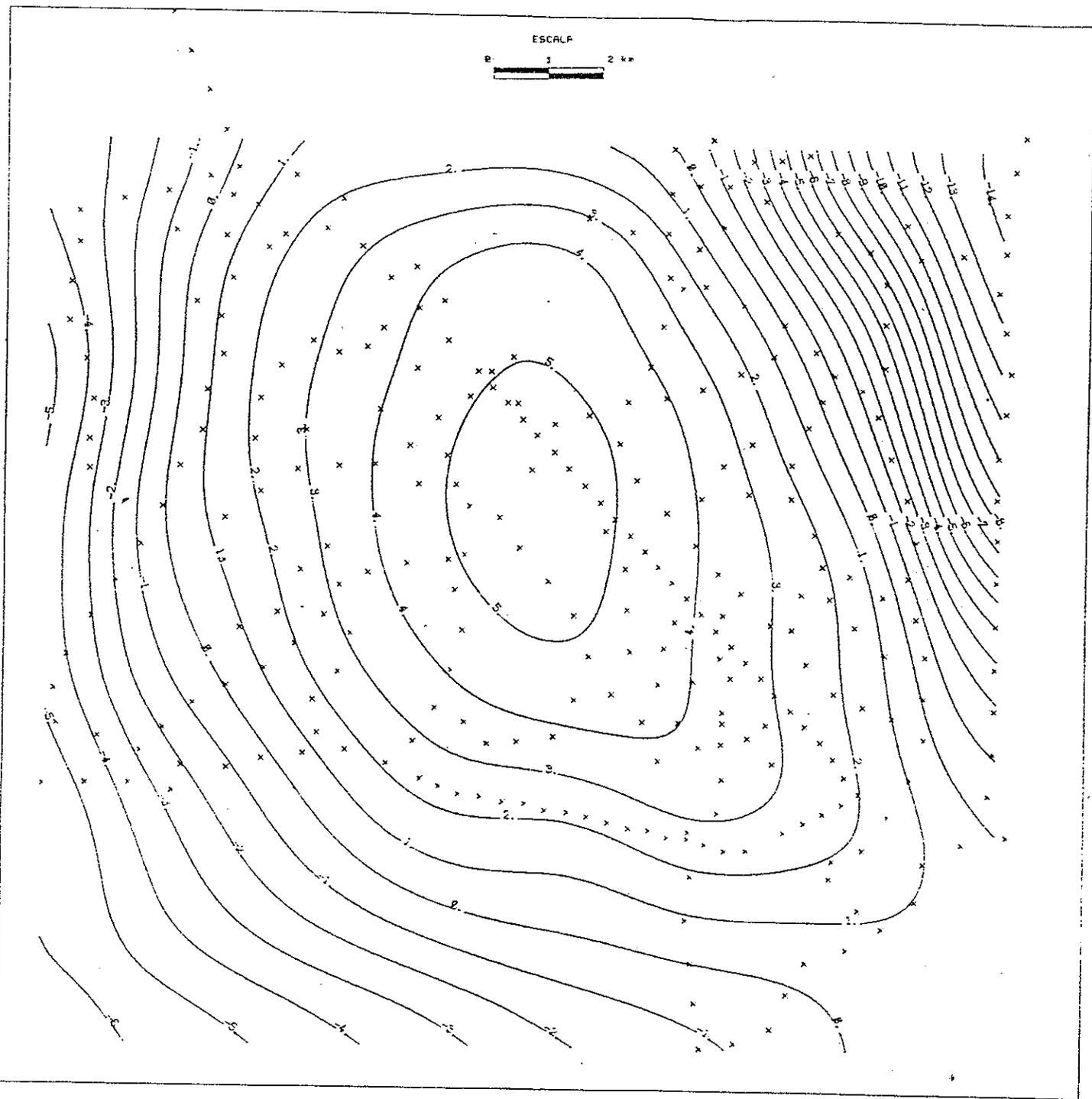


FIGURA 22. Residual VII. Resultado de continuar hacia arriba (800 m) la anomalía residual V. Intervalo de contorno 1 miligal.

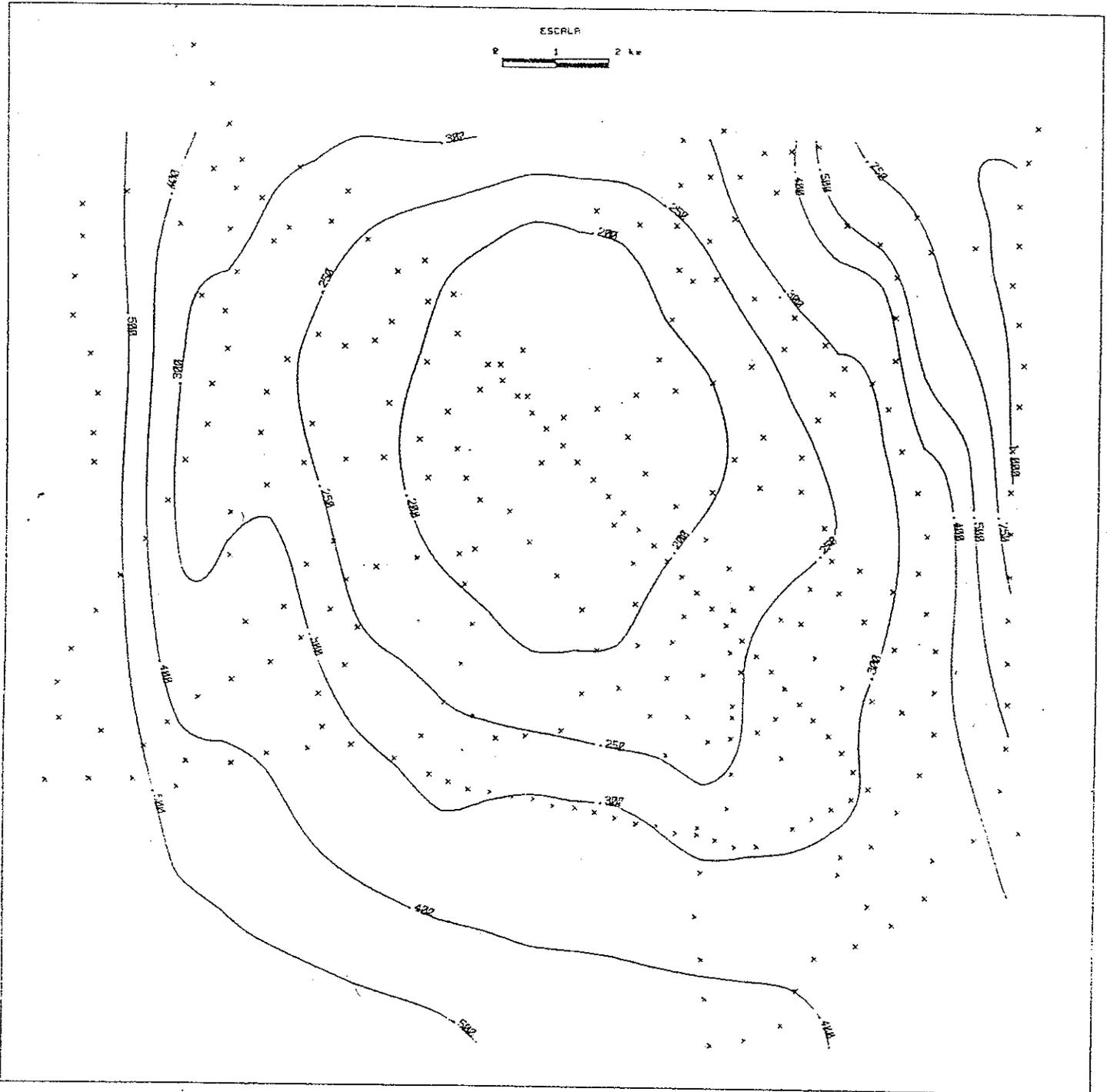


FIGURA 23. Relieve del basamento (modelo II). Resultado de invertir la anomalía residual VII.
Profundidad al basamento en km.

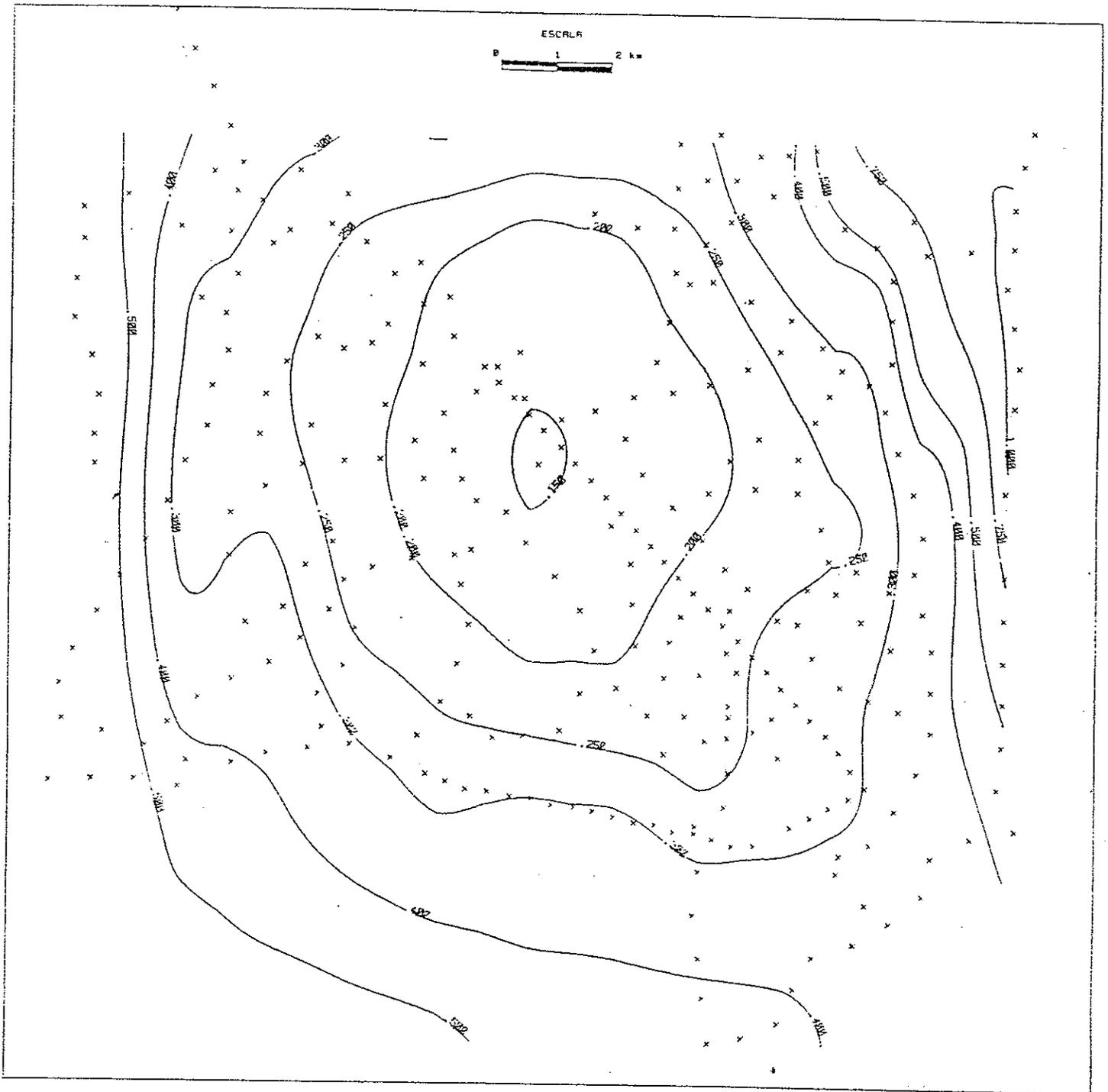


FIGURA 24. Relieve del basamento. Profundidad en km. (Al modelo II se le sumó la desviación típica).

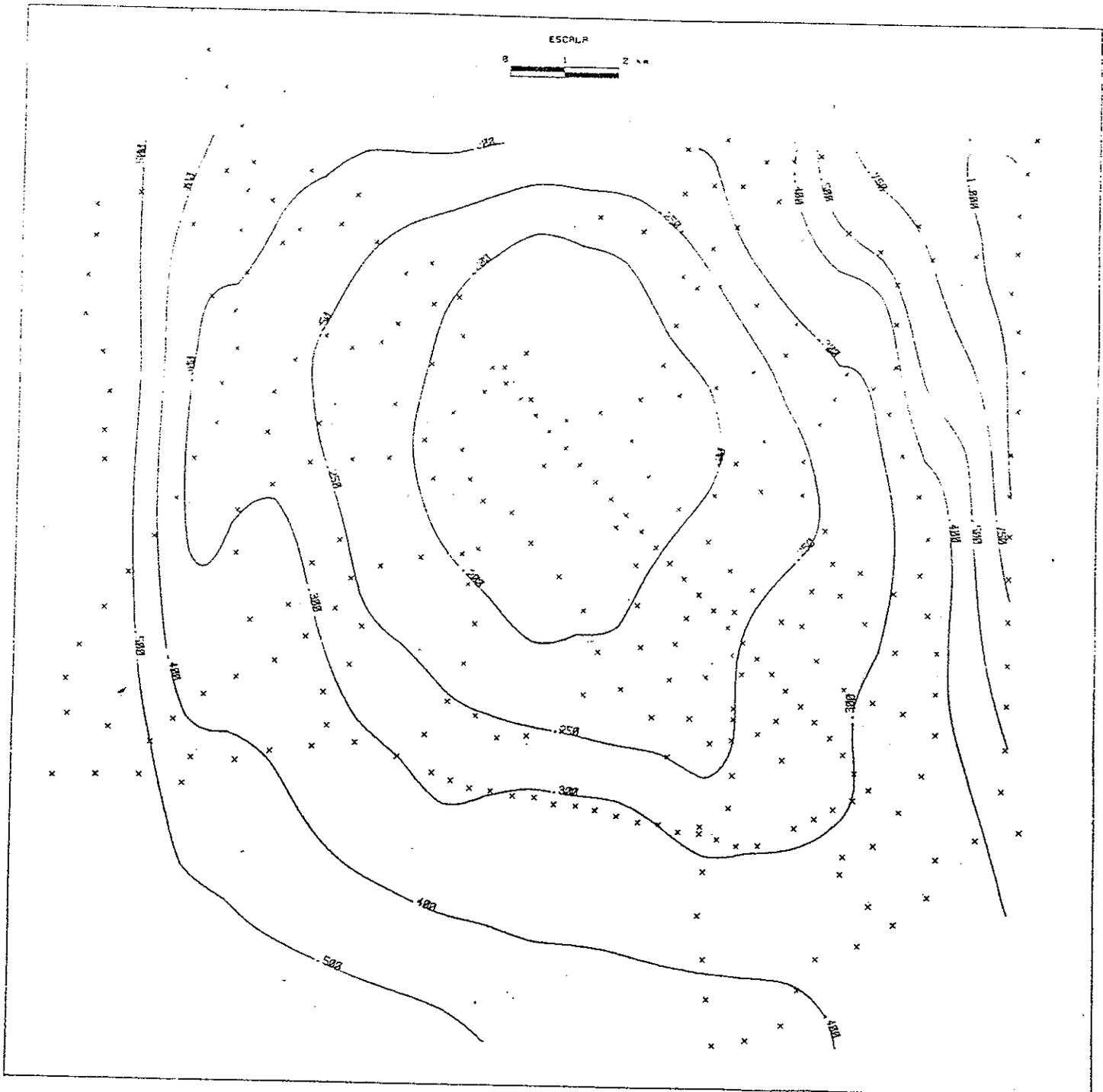


FIGURA 25. Relieve del basamento. Profundidad en km (Al modelo II se la restó la desviación típica).

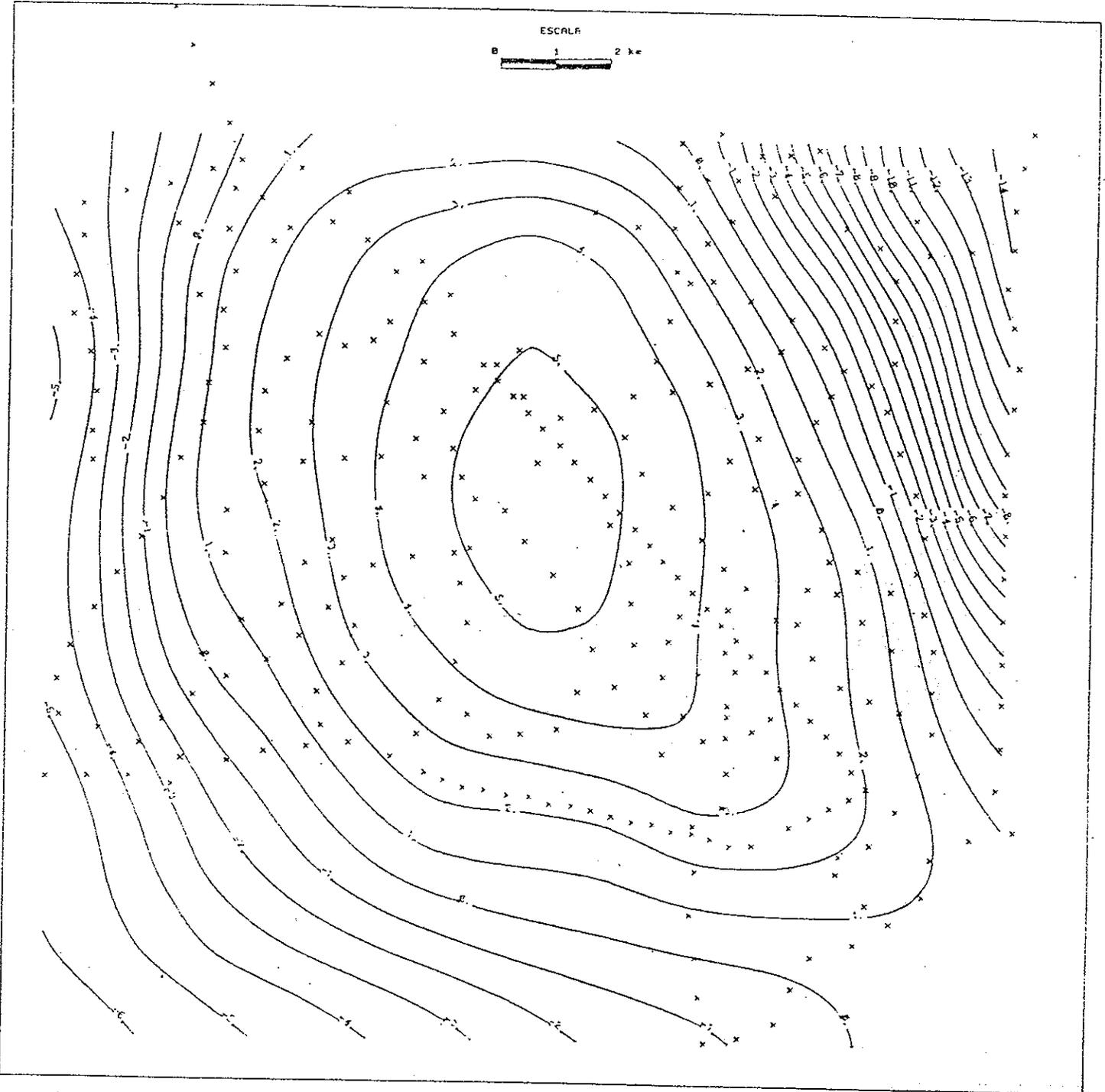


FIGURA 26. Anomalía calculada con el modelo II. Intervalo de contorno 1 miligal.

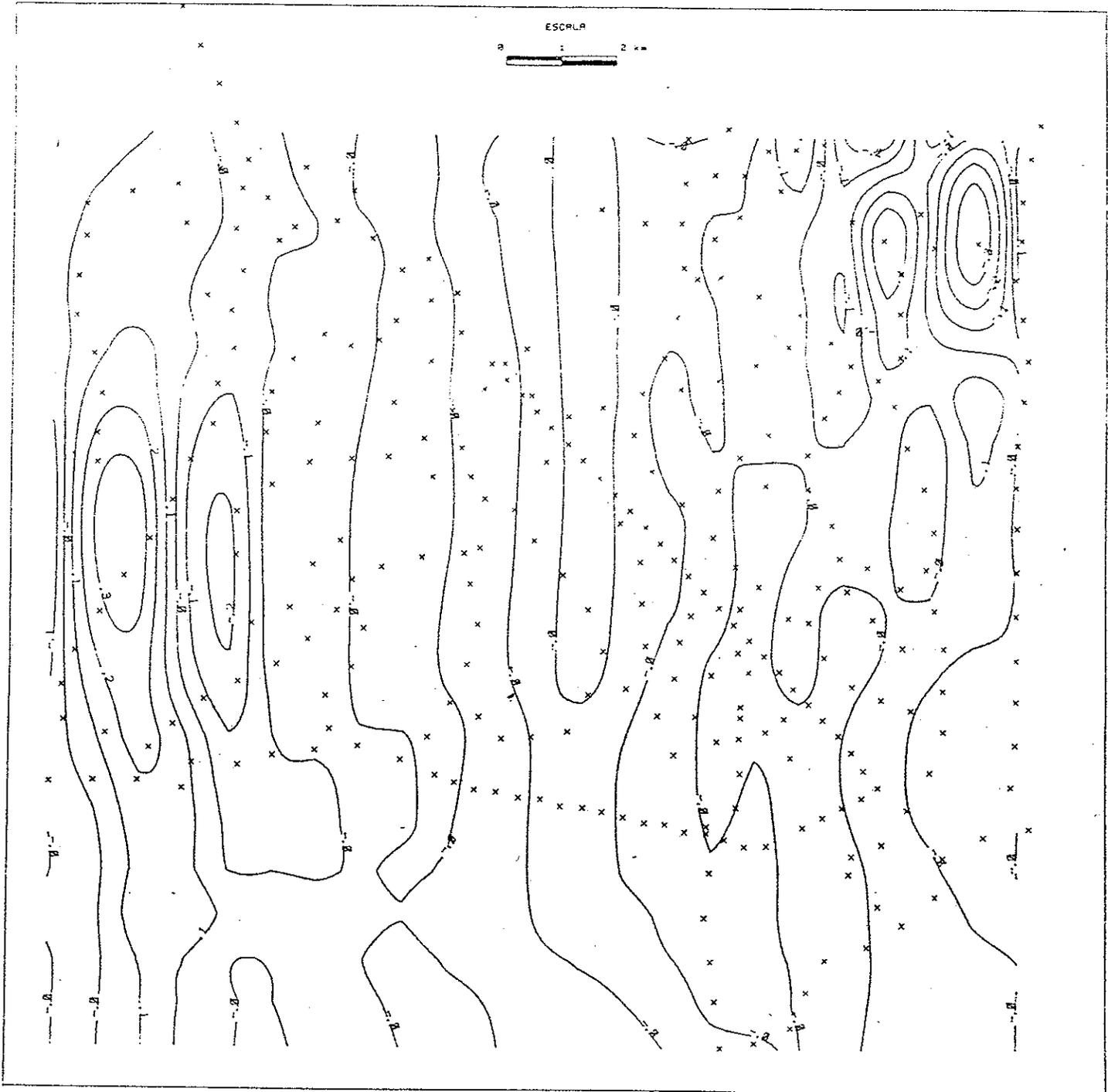


FIGURA 27. Discrepancia entre la anomalía residual VII y la calculada con el modelo II.
Intervalo de contorno 0.1 miligales.

basamento desciende de 300 a más de 500 m. Aunque esto no tiene evidencia geológica en la superficie, coincide con una zona de fuerte gradiente en el residual VII y puede atribuirse al paso de una falla o a un cambio lateral de densidad.

En la figura 28 se muestra un perfil que cruza por la zona geotérmica, la respuesta del modelo con el que se consiguió el mejor ajuste y sus barras de error.

V.2 DISCUSION.

El propósito de la discusión es aportar elementos que permitan juzgar la validez de los modelos I y II.

Hay que tener en cuenta que el problema de encontrar la fuente o estructura que provoca el campo gravimétrico medido en la superficie, no tiene solución única (Skeels, 1947). La no unicidad resulta de la existencia de dos parámetros libres: (1) el contraste de densidad entre el cuerpo perturbador y el medio que lo rodea y, (2) el nivel de referencia Z_0 . Sin información adicional que permita constreñir estos dos parámetros, la ambigüedad en la interpretación gravimétrica no puede ser resuelta.

Con objeto de reducir el rango de soluciones, se han hecho

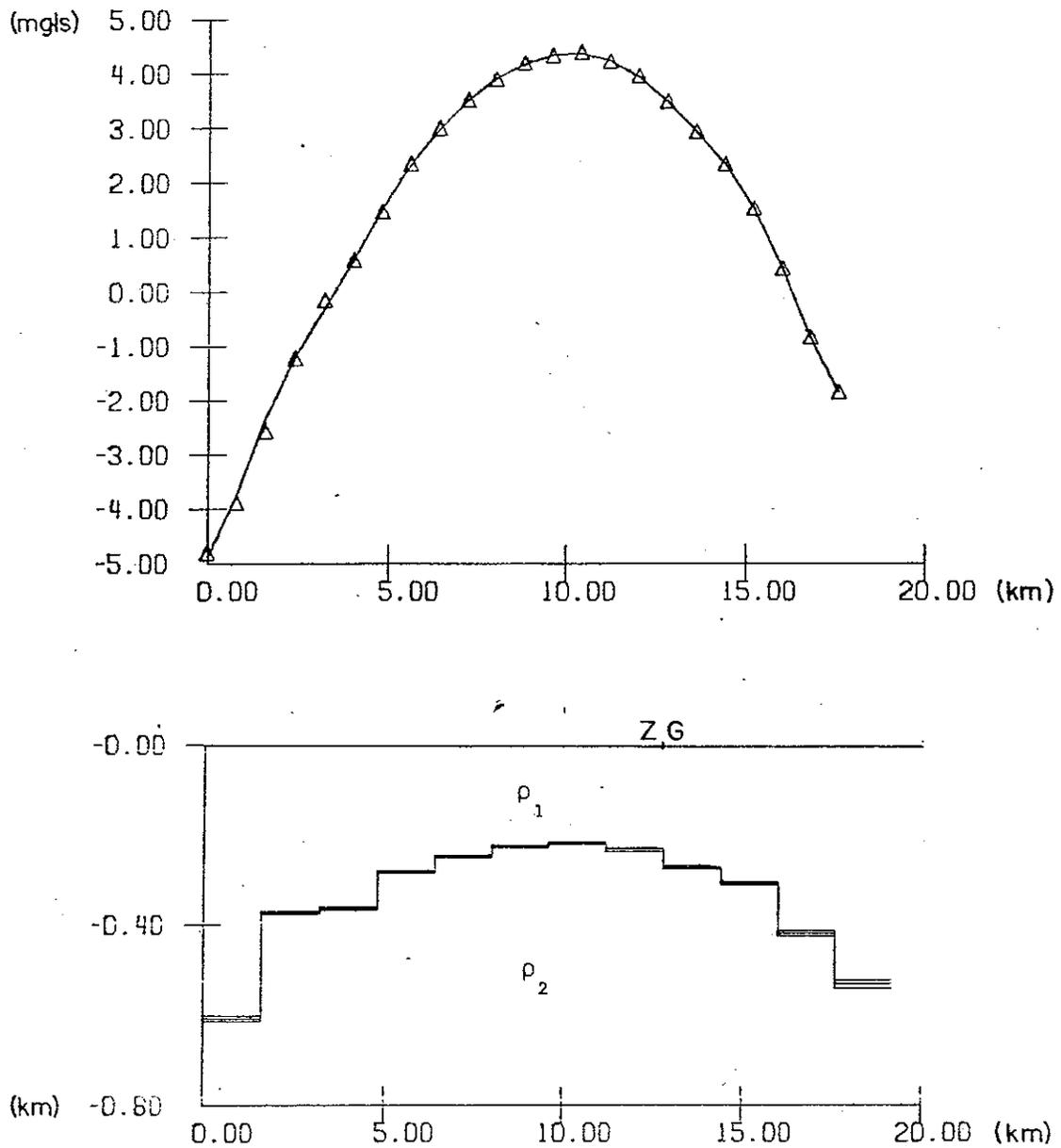


FIGURA 28. Perfil cruzando por la zona geotérmica. En la parte superior se muestra, con línea continua la anomalía medida. Los triángulos representan la anomalía calculada con el modelo mostrado en la parte inferior, las barras de error han sido dibujadas por medio de líneas paralelas al techo de los prismas.

dos suposiciones bastante importantes: (A) Se ha asumido que la anomalía es causada por un cuerpo bidimensional y (B) que el contraste de densidad entre éste y el medio que lo cubre es constante. Debido a la complejidad que presenta la estratigrafía de la región, es ideal suponer que un contraste de densidad constante sea adecuado para toda el área estudiada. Un modelo bidimensional como el utilizado si bien toma en cuenta cambios laterales en su geometría para ajustar las observaciones, tiene el defecto de extenderse al infinito en la dirección N-S, lo cual seguramente ocasiona problemas, pues aunque la anomalía modelada tiene su eje orientado en la misma dirección, es claro que el problema es tridimensional.

Con respecto al Modelo I, tenemos que su respuesta es casi idéntica al residual V. Sin embargo esto no es un criterio fuerte para asegurar que el Modelo I sea el correcto. Al comparar el Modelo I con los residuales V y VI se aprecian diferencias fundamentales. Debido a esto, deberá ser considerado con mucha reserva.

Con respecto al Modelo II, se tiene que su respuesta es casi idéntica al residual VII. Al comparar el Modelo II con el residual VII se observa que en general son bastante parecidos.

Considerando la naturaleza escalar del campo gravitacional y que se está utilizando un contraste de densidad constante, es de esperarse que el modelo, y la anomalía que con él se desea representar, sean muy parecidos. En base a esto, se considera que el modelo más representativo es el II.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

VI.1 CONCLUSIONES.

El modelado de las mediciones de gravedad hechas en la zona geotérmica de La Presita, ha permitido delinear las principales características de la estructura geológica.

Se ha detectado la presencia de un Pilar de rumbo N-NO (Modelo II), que aparentemente ha controlado el cauce del Río Humaya. Hacia el E, está limitado por la cuenca (Fosa) en que circula el Río Humaya, en donde se aprecia un espesor de sedimentos mayor a 1000 m. Hacia el S, su límite aparente coincide con el cauce del Río Culiacán, en donde la profundidad al techo de esta estructura es de 400 m. Sin embargo, suponiendo que el afallamiento que provocó esta estructura es contemporáneo a la depositación de la Unidad QpLld y debido a que esta unidad no aflora en la fosa del Humaya, pero sí al S del Río Culiacán, es probable que la estructura se continúe hacia el S. Hacia el O, el relieve de la estructura sugiere la presencia de una falla normal, que no tiene evidencia en superficie pero es consistente con el sistema de fallas y fracturas que se observan regionalmente, permitiendo suponer que hacia el O, del lado del bloque caído, hay un espesor de sedimentos superior a 500 m.

En base a las características de las manifestaciones termales de la zona geotérmica de La Presita, se puede inferir que se trata de un sistema geotérmico de "agua caliente". En las zonas de vulcanismo reciente, los modelos de "agua caliente" se basan, en la consideración de que, el agua meteórica circula profundamente, es calentada en una zona de roca caliente, y regresa a la superficie arriba de la fuente de calor (Healey, 1975). Este hecho es consistente con los resultados preliminares obtenidos mediante sondeos de resistividad hechos por la CFE en la zona geotérmica de La Presita. Las pseudosecciones de resistividad aparente muestran la zona anómala como una columna angosta de baja resistividad, situada por debajo de la zona de manifestaciones termales (Reyes, 1981).

En general, los sistemas geotérmicos están relacionados con rocas porosas y permeables (Mufler, 1975). Sin embargo, la mayor producción de muchos campos geotérmicos se encuentra en las unidades estratigráficas menos porosas pero fuertemente fracturadas (Grindley y Browne, 1975). Aguilar et al. (1980), señalan que los centros de emanación de las manifestaciones termales en la zona geotérmica de La Presita, se encuentran ligadas por medio de fracturas orientadas preferencialmente de NO a SE y por otras de menor dimensión perpendiculares a éstas. A este respecto, el perfil mostrado en la figura 28, muestra pequeños saltos

situados abajo de la zona geotérmica. Sin embargo, debido a la geometría del modelo empleado, este escalonamiento es típico de todos los perfiles, por lo que es aventurado suponer que tengan relación con el sistema de fracturas reportado por Aguilar et al. (1980).

VI.2 RECOMENDACIONES.

En primer lugar, es necesario hacer una evaluación del potencial geotérmico de la zona de La Presita integrando toda la información geológica y geofísica que existe sobre la región. En segundo lugar, y con el fin de definir dentro de un marco geográfico regional las zonas más promisorias para la acumulación de energía geotérmica, sería conveniente extender la exploración de tal forma que cubra todo el estado de Sinaloa. Para este fin, se cuenta cuando menos con la cartografía geológica realizada por la UNAM y datos aeromagnéticos de campo total recolectados por el Consejo de Recursos Minerales (ambos cubren todo el Estado). Dicha información podría ser complementada con "exploración básica" que podría ser realizada por el CICESE empleando métodos como el Magneto Telúrico y de Sismica Pasiva.

LITERATURA CITADA

- Aguilar, O. D., L. S. Rocha, S. J. Aguilar y A. F. Camacho 1980. Estudio geológico del proyecto geotérmico de la Presita, Edo. de Sinaloa, Comisión Federal de Electricidad, informe 17-80.
- Alvarez, Jr. M. 1961. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana. Bol. Soc. Geol. Mex. 24 (2).
- Atwater, T. 1970. Implication of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonics Evolution of Western North America. Bull. Geol. Soc. Amer. 81: 3513-3536.
- Bath, M. 1974. Spectral Analysis in Geophysics. Developments in Solid Earth. v. 7, Elsevier Pub. Co., New York, 536 p.
- Bevington, P. R. 1969. Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences. Mc Graw-Hill Book Company, New York, 336 p.
- Fuller, B. D. 1967. Two-Dimensional Frequency Analysis and design of grid operators. Mining Geophysics, vol.
-

2, Soc. Explor. Geophysicist, Tulsa, p.658-708.

Grant F. S. y G. F. West 1965. Interpretation theory in applied geophysics. Mc. Graw-Hill Book Co., New York, 584 p.

Grindley, W. G. y R. L. Broune 1975. Structural and Hydrological Factors Controlling the Permeabilites of some Hot-Water Geothermal Fields. Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. Laurence Berkeley Laboratory. vol. 1, p. 377-386.

Hammer, S. 1939. Terrain Correction for Gravimeter Stations. Geophysics. 4: 184-196.

Healey, J. 1975. Geothermal Fields in Zones of Recent Volcanism. Proceeding of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. Laurence Berkeley Laboratory. vol. 1, p. 415-422.

Inman, J. R. 1975. Resistivity inversion with ridge regression. Geophysics. 40: 798-817.

Instituto de Geologia, U.N.A.M 1978. Atlas Geológico y

- Evaluación Geológica-minera del edo. de Sinaloa.
- Instruction Manual for Lacoste y romberg Land gravity meter,
Model G, 1981.
- López Ramos, E. 1981. Geología de México, tomo III, 2da.
edición. México. 447 p.
- Marquardt, D. W. 1963. An algorithm for least squares
estimation of non-linear parameters. J. Soc. Ind.
Appl. Math. 2: 431-441.
- Mc. Dowell, F. W. y R. P. Keizer 1977. Timing of
mid-tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental
between Durango city and Mazatlan, México. Bull.
Geol. Soc. Amer. 88 (4): 1479-1487.
- Mersereau R. M. y D. E. Dudgeon. 1975. Two-dimensional
digital filtering. Proc. IEEE. 63 (4): 610-623.
- Mufler, L. P. J. 1975. Summary of Section II, Geology,
Hidrology, and Geothermal Systems. Proceedings of the
Second United Nations Symposium on the Development and
Use of Geothermal Resources. Laurence Berkeley
Laboratory. vol. 1, p. xlv-1ii.

- Nettleton, L. L. 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting. Mc Graw-Hill, Inc., New York, 464 p.
- Ortiz Avilés, J. 1981. Levantamiento topográfico para estudios geofísicos en la zona geotérmica de la Presita, Culiacán Sinaloa, Comisión Federal de Electricidad. Informe 81, 24 p.
- Pedersen, B. L. 1977. Interpretation of Potential Field Data - A Generalized Inverse Approach. Geophysical Prospecting. 25: 199-230.
- Perez Rosales, C. 1979. Use of normal analysis in the description of heterogeneous reservoirs. Soc. Petroleum Eng. of AIME SPE-8431.
- Petrick, W. R., W. H. Pelton y S. H. Ward 1977. Ridge Regression inversion applied to crustal resistivity sounding data from South Africa. Geophysics. 42: 995-1005.
- Rijo, L., W. H. Pelton, E. C. Feitosa, y S. H. Ward 1977. Interpretation of aparent resistivity data from Apodi Valley, Rio Grande do Norte, Brazil. Geophysics. 42: 811-822.
-

- Reyes, V. P. 1981. Comunicación personal.
- Salas, G. P. 1980. Carta y Provincias Metalogenéticas de la Republica Mexicana. Publicación 21-E, 2da. edición, Consejo de Recursos Minerales. 200 p.
- Syberg, F. J. R. 1972. A fourier method for the regional residual problem of potential fields. Geophysical Prospecting. 20 (1): 47-75.
- Skeels, D. C. 1947. Ambiguity in Gravity Interpretation. Geophysics. 12: 45-53.
- Talwani, M. 1973. Computer Usage in the Computation of Gravity Anomalies. Methods in Computational Physics. 13: 343-389. Academic Press. New York, 473 p.
- Telford, W. M, L. P. Geldart, R. E. Sheriff y D. A. Keys 1978. Applied Geophysics. Cambridge University Press. New York, 860 p.

APENDICE A

DATOS DE CAMPO Y SUS CORRECCIONES

El sistema de coordenadas (X en la dirección N-S y Y en la E-O) tiene su origen en la estación 1, situada en el cruce de las carreteras Culiacán-Mogales y Culiacán-Culiacancito.

Todos los valores de gravedad (Go) medidos con el gravímetro, están referidos a la estación gravimétrica estándar situada en el aeropuerto de la Cd. de Culiacán. Los parámetros de la estación son: latitud N 24° 46' 7", longitud O 107° 25' 6", gravedad observada (pendular) Gop = 978917.67 miligales. Utilizando la fórmula Internacional de 1938 (Wattleton, 1976), se calculó la gravedad teórica Gt = 978953.38 miligales. La gravedad relativa medida con el gravímetro en la estación base aeropuerto fue Gr = 2475.92 miligales.

La corrección por deriva instrumental (Cd) se hizo tomando como bases gravimétricas a la estación 5, de latitud N 24° 58' 12" y longitud O 107° 58' 27" y a la estación 99, de latitud N 24° 33' 36" y longitud O 107° 29' 38".

La corrección de aire libre y Bouguer (Calb) se hizo empleando el factor combinado f = 0.2122 mgals/m, que corresponde a una densidad de 2.3 gr/cm³. El nivel de referencia utilizado fue el del mar.

La corrección por latitud (Cl) se hizo a partir de la estación base No 5.

La corrección por topografía (Ct), fue hecha hasta la zona I.

La anomalía de Bouguer (Ab) se calculó de la siguiente manera:

$$Ab = G_o + C_d + Cal_b + C_l + C_t - G_r + G_{op} - G_t$$

Est.	COORDENADAS		Elev	Lectura	Go	Cd	Calb	Cl	Ct	Ab
	X	Y	msm	cruda	mgls	mgls	mgls	mgls	mgls	mgls
1	0.888	0.888	42.96	2421.38	2479.77	-0.22	9.12	0.25	0.81	-22.72
5	-0.407	0.548	39.42	2421.36	2479.75	-0.22	8.37	0.88	0.81	-24.73
9	0.286	0.958	39.18	2428.88	2478.44	-0.29	8.31	0.43	0.81	-24.82
13	1.048	1.288	45.03	2418.88	2476.57	-0.44	9.55	0.90	0.81	-25.84
17	1.818	1.198	45.28	2418.88	2477.13	-0.53	9.68	1.37	0.84	-24.82
21	2.589	1.288	55.52	2417.88	2475.36	-0.62	11.78	1.85	0.85	-23.21
23	3.279	1.028	44.57	2428.88	2478.44	-0.72	9.54	2.27	0.87	-22.83
29	4.029	0.878	68.45	2417.38	2475.67	-0.81	12.83	2.74	0.18	-21.82
33	4.789	1.818	43.48	2419.21	2477.55	-0.98	9.21	3.15	0.16	-22.46
37	5.499	0.838	43.84	2419.89	2477.43	-1.08	9.33	4.11	0.17	-22.89
41	6.259	0.528	43.97	2419.28	2477.54	-1.08	9.33	4.11	0.27	-21.46
45	7.039	0.278	46.02	2418.83	2477.16	-1.16	9.77	4.59	0.11	-19.72
49	7.839	-0.038	47.94	2419.67	2478.82	-1.26	10.17	4.88	0.18	-18.16
52	7.789	-0.348	52.48	2428.11	2478.47	-1.35	11.14	5.85	0.16	-18.16
55	8.219	-0.988	68.82	2418.34	2476.66	-0.25	12.74	5.32	0.18	-17.86
59	8.719	-1.488	65.78	2418.73	2477.06	-0.25	13.94	5.63	0.85	-15.28
63	9.059	-2.238	66.47	2428.58	2477.99	-0.25	14.10	5.84	0.84	-13.91
67	9.409	-2.938	68.23	2428.44	2478.87	-0.25	14.48	6.85	0.83	-12.45
71	9.369	-3.368	71.81	2421.28	2479.59	-0.24	15.57	6.82	0.83	-11.78
75	8.649	-3.738	73.36	2421.40	2479.59	-0.24	15.57	5.58	0.87	-11.86
79	7.899	-3.968	87.18	2418.82	2477.14	-0.24	15.68	5.12	0.88	-11.83
83	7.229	-4.388	73.51	2422.48	2488.82	-0.24	15.68	4.71	0.87	-10.67
87	6.969	-5.097	78.76	2423.43	2481.88	-0.24	15.82	4.54	0.84	-10.39
91	6.799	-5.717	78.78	2423.95	2482.41	-0.24	15.88	4.44	0.82	-10.88
95	7.179	-6.397	78.55	2425.96	2484.49	-0.24	14.97	4.68	0.82	-7.71
99	7.769	-7.057	68.68	2425.33	2483.82	-0.24	14.68	5.04	0.82	-8.31
103	7.299	-7.257	68.68	2426.82	2484.53	-1.13	14.57	4.75	0.81	-8.98
107	6.889	-7.837	68.78	2425.83	2483.31	-1.01	14.68	4.58	0.81	-10.22
111	6.199	-7.657	65.27	2425.88	2483.88	-0.83	13.85	4.87	0.81	-18.45
115	5.659	-8.177	63.66	2425.39	2484.89	-0.87	13.51	3.74	0.81	-18.96
119	5.659	-7.487	63.69	2425.45	2483.95	-0.87	13.51	3.74	0.81	-18.99
123	5.259	-7.227	66.71	2424.74	2483.22	-0.17	14.16	3.49	0.81	-11.18
126	4.389	-7.487	61.97	2425.21	2483.78	-0.89	13.15	2.94	0.81	-11.72
131	4.389	-7.317	61.97	2425.99	2484.58	-0.89	11.92	2.53	0.81	-12.76
135	3.689	-7.347	54.16	2425.42	2483.92	-0.18	11.49	2.87	0.81	-14.24
139	2.959	-7.537	51.99	2425.87	2483.56	-0.18	11.83	1.62	0.81	-15.51
143	2.222	-7.827	48.21	2425.36	2483.85	-0.11	10.23	1.18	0.81	-16.47
147	1.511	-8.087	41.61	2425.12	2483.45	-0.11	9.83	0.79	0.82	-17.65
151	0.876	-8.237	46.38	2424.97	2483.61	-0.11	8.83	0.36	0.83	-18.91
155	0.171	-8.887	43.62	2425.28	2483.88	-0.40	8.15	0.27	0.81	-18.88
157	0.834	-7.737	38.48	2426.28	2483.63	-0.11	9.26	0.19	0.83	-18.57
159	-0.182	-7.377	38.15	2424.91	2483.39	-0.48	8.18	0.16	0.82	-20.36
161	-0.146	-6.987	28.02	2426.63	2485.16	-0.12	5.95	0.11	0.82	-20.52
163	-0.235	-6.577	31.41	2425.01	2483.58	-0.39	6.66	0.89	0.88	-21.72
165	-0.268	-6.177	25.93	2424.75	2483.33	-0.12	6.35	0.81	0.88	-22.16
167	-0.387	-5.817	38.57	2424.27	2482.74	-0.39	6.49	0.88	0.81	-22.78
169	-0.413	-5.487	29.81	2423.22	2481.66	-0.13	7.35	-0.85	0.81	-22.79
171	-0.489	-5.858	36.67	2425.25	2483.74	-0.38	6.33	-0.18	0.81	-22.11
173	-0.591	-4.678	37.97	2424.91	2483.83	-0.13	7.78	-0.11	0.81	-22.25
175	-0.692	-4.288	35.03	2425.48	2483.98	-0.13	8.86	-0.28	0.81	-28.74
177	-0.724	-3.988	36.79	2424.77	2483.98	-0.37	7.81	-0.29	0.88	-28.53
179	-0.857	-3.548	33.21	2425.88	2483.49	-0.14	7.85	-0.36	0.88	-21.23
183	-0.883	-2.828	33.62	2424.88	2483.34	-0.36	7.12	-0.43	0.88	-21.35
185	-1.085	-2.468	35.82	2423.75	2482.28	-0.14	7.68	-0.42	0.88	-21.63
187	-1.092	-2.868	44.87	2421.64	2488.04	-0.14	9.35	-0.28	0.81	-22.39
191	-0.737	-1.388	46.29	2422.17	2488.58	-0.36	9.82	-0.89	0.81	-22.57
193	-0.555	-1.818	56.64	2421.11	2479.58	-0.14	10.75	0.82	0.81	-21.47
195	-0.375	-0.668	48.34	2421.11	2479.58	-0.35	10.26	0.13	0.81	-21.94
197	-0.197	-0.388	49.87	2422.81	2478.71	-0.31	9.21	0.45	0.81	-22.85
200	0.317	-0.278	43.41	2422.81	2478.71	-0.23	10.58	0.56	0.81	-21.89
202	0.668	-0.498	49.07	2428.34	2478.71	-0.52	11.25	0.85	0.81	-21.14
206	0.965	-0.738	52.37	2422.61	2478.98	-0.23	11.75	1.83	0.81	-20.65
208	1.257	-1.028	57.25	2419.67	2478.82	-0.23	12.15	1.83	0.81	-19.93
210	1.549	-1.298	53.66	2421.28	2479.59	-0.58	11.39	1.21	0.81	-19.67
212	1.836	-1.578	51.18	2421.95	2488.36	-0.23	10.84	1.38	0.81	-19.11
214	2.146	-1.858	55.82	2421.89	2488.38	-0.58	11.66	1.57	0.81	-17.47
216	2.432	-2.118	53.98	2422.13	2488.54	-0.23	11.45	1.75	0.81	-16.95
218	2.719	-2.388	52.54	2423.39	2481.83	-0.49	11.68	2.25	0.82	-16.38
220	2.999	-2.668	54.95	2423.67	2481.83	-0.23	12.45	2.47	0.82	-15.79
222	3.389	-2.938	55.86	2423.39	2481.83	-0.49	12.53	2.65	0.82	-15.04
224	3.599	-3.218	58.68	2422.78	2481.83	-0.23	12.45	2.47	0.82	-14.51
226	3.889	-3.498	55.85	2423.43	2481.83	-0.49	12.53	2.65	0.82	-14.51
228	4.179	-3.788	58.63	2423.61	2482.88	-0.23	12.44	2.83	0.82	-14.51

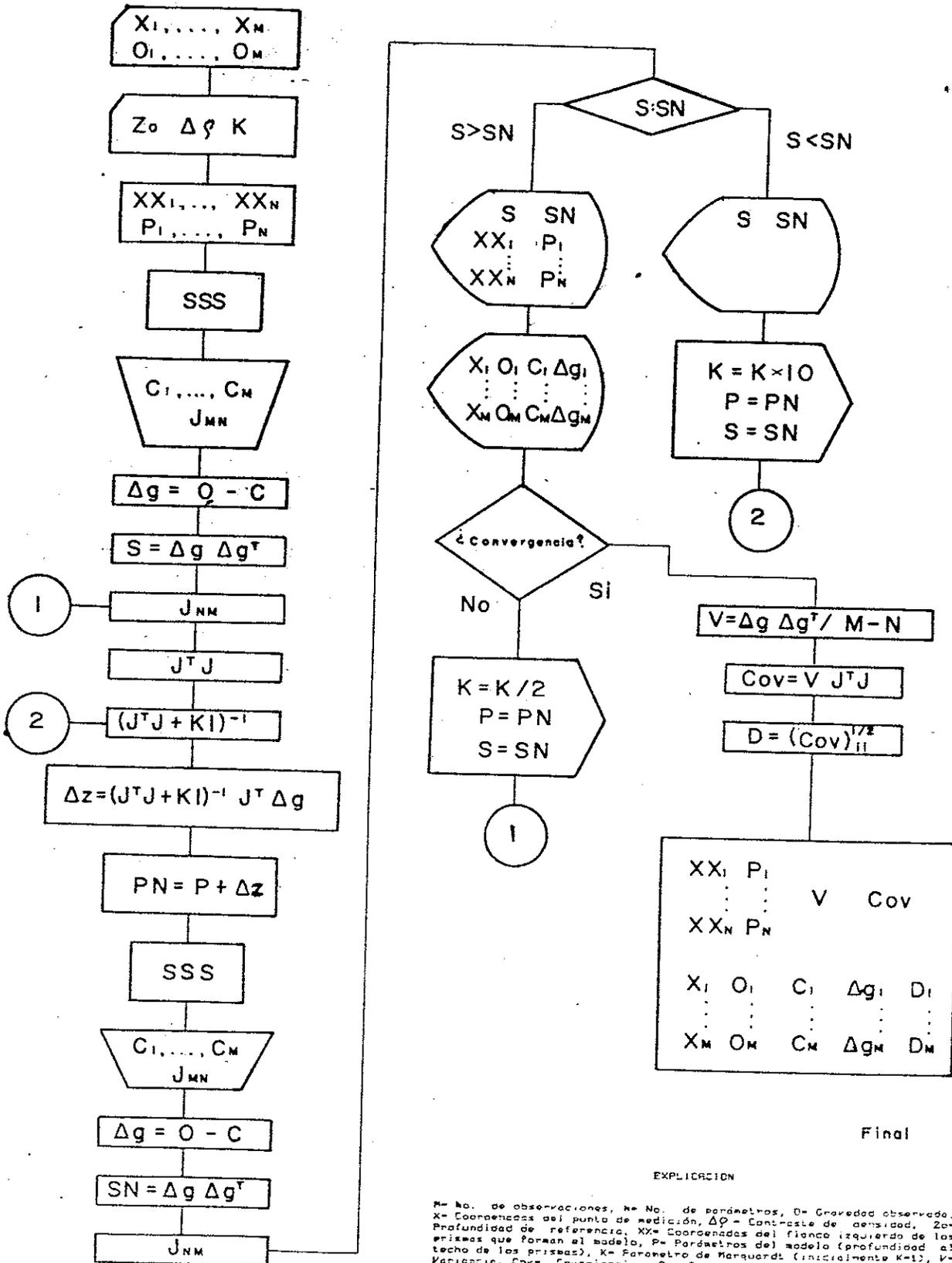
228	4.469	-4.020	56.97	2424.58	2483.85	-0.48	12.89	3.01	0.02	-13.94
230	4.759	-4.388	54.91	2425.18	2483.67	-0.23	11.55	3.18	0.03	-13.33
232	5.059	-4.588	58.89	2425.82	2483.51	-0.47	12.58	3.37	0.02	-12.78
234	5.349	-4.868	68.32	2424.80	2483.29	-0.23	12.88	3.55	0.02	-12.21
236	5.659	-5.147	68.58	2425.57	2483.07	-0.46	12.84	3.74	0.02	-11.42
238	5.979	-5.447	68.82	2425.68	2484.18	-0.24	12.91	3.94	0.02	-10.82
242	6.279	-5.717	61.84	2426.24	2484.76	-0.45	13.12	4.12	0.02	-10.06
244	6.589	-6.037	64.86	2425.84	2484.35	-0.24	13.59	4.31	0.02	-9.68
246	6.879	-6.297	68.75	2425.38	2483.88	-0.45	14.59	4.49	0.02	-9.18
248	7.189	-6.577	72.98	2424.44	2482.91	-0.24	15.49	4.68	0.02	-8.78
252	7.469	-6.857	76.88	2424.22	2482.69	-0.44	16.13	4.86	0.02	-8.37
254	2.489	-2.588	52.67	2423.85	2481.49	-0.23	11.18	1.78	0.01	-17.40
258	1.289	-2.598	39.18	2423.62	2482.07	-0.12	9.89	1.57	0.01	-18.21
260	0.895	-2.558	37.52	2425.81	2483.21	-0.12	8.38	1.04	0.01	-19.19
263	0.241	-2.538	35.58	2425.21	2483.58	-0.35	7.96	0.88	0.01	-19.71
256	-0.307	-2.588	33.94	2425.18	2483.67	-0.36	7.55	0.48	0.01	-20.33
270	-0.749	-3.148	32.24	2425.54	2484.84	-0.27	6.94	0.01	0.01	-21.88
277	4.829	-4.768	55.36	2425.67	2484.17	-0.31	11.75	2.20	0.01	-21.22
281	4.399	-4.398	51.94	2425.62	2484.12	-0.32	11.82	2.88	0.02	-12.77
285	3.369	-4.358	48.67	2425.73	2484.23	-0.33	10.33	2.33	0.01	-13.99
289	2.599	-4.288	46.82	2425.42	2483.92	-0.35	9.77	1.85	0.01	-15.06
293	2.888	-3.748	43.83	2425.69	2484.89	-0.29	9.13	1.48	0.01	-14.31
297	1.289	-3.358	48.87	2425.56	2484.86	-0.32	8.58	1.04	0.01	-17.21
300	0.832	-2.968	38.32	2425.26	2483.75	-0.33	8.13	0.76	0.01	-18.34
305	3.159	-3.448	55.58	2423.38	2481.82	-0.26	11.79	2.20	0.01	-19.31
311	2.669	-3.648	58.18	2424.58	2482.97	-0.25	10.63	1.89	0.01	-16.07
315	2.864	-3.878	48.44	2423.98	2482.44	-0.23	18.28	1.52	0.01	-16.38
319	1.492	-2.538	40.11	2424.84	2483.32	-0.21	18.28	1.52	0.01	-17.61
322	1.816	-2.878	44.55	2422.86	2482.32	-0.26	9.45	0.88	0.01	-18.83
325	0.546	-1.618	44.94	2423.58	2481.95	-0.18	9.54	0.59	0.01	-19.23
329	1.273	-1.738	53.14	2428.68	2479.86	-0.18	11.28	0.46	0.01	-19.72
348	0.343	-0.988	49.93	2423.48	2481.93	-0.25	10.68	3.92	0.01	-21.06
345	5.949	-6.117	77.49	2424.78	2483.18	-0.25	14.21	3.84	0.01	-15.42
348	5.819	-6.697	49.38	2422.81	2481.24	-0.42	16.44	1.94	0.02	-13.81
353	4.499	-5.327	66.72	2424.57	2483.04	-0.16	14.16	3.03	0.02	-11.54
357	3.879	-5.797	68.39	2425.49	2483.99	-0.16	12.81	2.64	0.01	-12.34
361	3.249	-5.327	57.85	2424.98	2483.47	-0.16	12.28	2.23	0.01	-13.51
365	2.495	-5.058	55.31	2424.85	2483.33	-0.21	11.74	1.79	0.01	-14.78
369	1.883	-4.638	54.00	2424.39	2482.86	-0.22	11.46	1.36	0.01	-15.68
373	1.295	-3.748	49.49	2424.41	2482.88	-0.22	10.58	0.68	0.01	-16.69
377	0.571	-4.528	68.12	2423.39	2481.83	-0.23	14.45	4.23	0.05	-17.86
391	6.459	-4.528	65.14	2423.18	2481.62	-0.23	13.82	3.82	0.06	-12.54
395	5.789	-4.198	66.81	2422.22	2480.63	-0.23	14.18	3.45	0.06	-13.54
399	5.189	-3.618	67.34	2423.98	2479.48	-0.23	14.29	3.08	0.03	-15.06
403	4.589	-3.058	67.96	2422.22	2478.81	-0.19	14.22	2.53	0.02	-17.83
407	3.699	-2.218	67.96	2419.66	2478.01	-0.18	12.12	2.18	0.03	-18.53
413	3.119	-1.668	67.10	2428.58	2478.98	-0.21	13.38	1.74	0.02	-19.85
418	2.413	-1.088	62.67	2419.39	2477.73	-0.21	13.38	1.74	0.03	-20.86
422	1.879	-0.498	58.22	2428.53	2478.98	-0.21	18.66	1.41	0.01	-22.37
425	1.638	0.858	48.54	2419.54	2477.89	-0.28	18.38	1.26	0.01	-23.15
428	1.441	0.688	56.87	2417.17	2475.46	-0.28	12.87	1.14	0.01	-23.15
433	3.281	-2.348	59.58	2421.58	2479.98	-0.28	12.63	2.28	0.01	-16.92
437	4.859	-2.638	65.88	2428.73	2479.11	-0.21	13.79	2.75	0.03	-16.46
441	5.459	-2.958	81.14	2418.68	2477.08	-0.22	17.22	3.61	0.06	-13.66
445	6.069	-2.568	85.15	2416.95	2475.52	-0.22	18.07	3.99	0.43	-14.13
449	6.489	-2.048	122.88	2480.46	2466.52	-0.22	25.91	4.25	0.55	-14.62
453	6.119	-1.318	147.68	2481.79	2459.68	-0.21	31.32	4.82	0.29	-16.53
457	6.819	-1.018	118.08	2488.63	2466.78	-0.21	23.34	4.45	0.53	-16.82
460	7.389	-0.738	64.83	2417.83	2475.31	-0.24	13.76	4.76	0.48	-17.53
466	5.549	-2.898	87.25	2415.69	2473.94	-0.24	18.52	3.67	0.13	-15.61
470	5.489	-1.318	93.15	2413.58	2471.69	-0.26	19.77	3.63	0.13	-15.61
474	4.829	-0.878	87.85	2416.45	2474.72	-0.28	18.47	3.23	0.09	-15.48
480	3.629	-1.118	69.95	2417.72	2476.82	-0.23	14.84	2.53	0.03	-16.42
484	3.629	-0.588	66.27	2417.21	2475.58	-0.23	14.86	2.49	0.09	-19.72
488	3.189	-0.118	62.77	2418.83	2476.34	-0.24	13.32	2.16	0.07	-19.98
492	2.599	0.448	64.57	2417.11	2475.48	-0.24	13.78	1.85	0.03	-20.89
505	3.049	-1.288	64.61	2418.89	2477.22	-0.22	13.71	2.13	0.03	-18.76
511	4.229	-0.728	72.69	2416.38	2474.65	-0.29	15.43	2.86	0.11	-18.87
514	4.859	-0.218	79.63	2414.31	2474.52	-0.30	16.98	2.75	0.28	-19.56
518	3.679	0.488	63.88	2417.96	2472.27	-0.32	18.39	2.52	0.18	-19.59
526	8.129	-1.678	74.85	2417.48	2475.77	-0.22	15.71	2.26	0.28	-14.91
530	7.789	-2.278	79.47	2417.98	2476.21	-0.22	15.86	2.05	1.08	-12.73
538	7.329	-2.968	86.85	2417.73	2476.83	-0.22	18.43	1.48	0.87	-12.25
548	-1.283	1.218	183.16	2415.29	2473.53	-0.22	21.89	4.77	0.06	-12.25
552	-1.988	1.668	36.83	2421.40	2479.79	-0.26	7.65	-0.54	0.02	-24.97
556	-2.588	0.458	37.87	2419.49	2477.84	-0.27	7.94	-0.96	0.05	-27.85
560	-2.988	-0.288	35.18	2419.89	2478.61	-0.29	7.87	-1.38	0.05	-26.68
564	-3.156	-0.968	34.33	2419.59	2477.43	-0.44	7.45	-1.54	0.04	-28.69
568	-3.759	-1.388	34.43	2419.51	2477.86	-0.44	7.29	-1.78	0.02	-28.52
572	-4.413	-1.598	33.19	2419.28	2477.62	-0.43	7.31	-2.07	0.01	-28.98
576	-4.699	-2.258	32.43	2418.58	2476.98	-0.42	6.88	-2.47	0.01	-29.86
580	-4.881	-2.878	30.59	2418.59	2476.91	-0.41	6.49	-2.65	0.01	-30.91
584	-3.948	-2.988	28.46	2420.88	2478.44	-0.41	6.84	-2.18	0.08	-31.33
588	-3.287	-3.068	29.17	2421.84	2479.42	-0.40	6.19	-1.73	0.08	-28.15
592	-1.594	-3.888	31.38	2422.21	2480.63	-0.40	6.77	-1.23	0.08	-25.86
603	1.689	-5.387	49.88	2425.85	2483.54	-0.40	6.66	-0.73	0.08	-22.56
607	0.997	-5.677	44.49	2425.17	2484.88	-0.15	18.58	1.29	0.01	-15.82
611	0.895	-6.347	33.26	2427.96	2483.65	-0.15	9.44	0.86	0.01	-17.81
615	0.851	-6.887	48.78	2426.19	2484.71	-0.23	8.84	0.77	0.01	-17.38
618	1.251	-7.297	48.39	2425.78	2484.29	-0.23	18.27	1.82	0.02	-16.27
624	-2.165	0.818	33.56	2421.33	2479.72	-0.38	7.12	-1.86	0.02	-25.56
628	-1.588	-0.488	35.46	2422.97	2481.40	-0.32	5.78	-0.73	0.02	-24.82
631	-1.257	-0.888	33.96	2422.82	2481.25	-0.34	7.21	-0.52	0.01	-24.47
634	-1.042	0.888	35.88	2422.97	2481.40	-0.35	7.52	-0.39	0.01	-23.44
R1	7.769	-7.117	65.88	2425.67	2484.17	-0.24	13.79	5.04	0.02	-8.85
R2	8.339	-7.677	69.88	2425.72	2483.61	-0.60	14.64	5.39	0.01	-8.58
R3	8.929	-8.227	66.88	2425.96	2484.47	-0.59	14.81	5.75	0.02	-7.97
R4	9.489	-8.757	66.88	2425.66	2484.18	-0.59	14.81	6.18	0.02	-7.99
R5	10.869	-9.297	65.88	2425.63	2484.13	-0.58	13.79	6.46	0.04	-7.79
R6	10.389	-9.957	67.88	2424.63	2483.11	-0.58	14.22	6.65	0.08	-8.15
R7	10.269	-10.737	66.88	2424.67	2483.15	-0.57	14.81	6.92	0.02	-8.44
R8	10.889	-11.247	88.88	2428.88	2479.26	-0.57	16.98	6.58	0.08	-9.68
R9	11.589	-11.615	78.88	2422.18	2480.59	-0.56	14.85	7.35	0.04	-9.36
R10	10.975	-11.717	66.88	2423.19	2481.63	-0.55	14.81	7.82	0.02	-9.58
R11	10.229	-11.825	68.88	2423.96	2482.42	-0.55	14.81	6.56	0.01	-9.18
R12	9.439	-11.698	68.88	2425.43	2483.93	-0.54	12.73	6.87	0.08	-5.44
R13	8.789	-11.988	68.88	2425.48	2483.98	-0.54	12.73	5.62	0.01	-9.83
R14	8.039	-11.957	57.88	2425.36	2484.55	-0.54	12.18	5.13	0.31	-18.32
R15	7.349	-12.142	53.88	2426.						

Los estacionamientos marcados con R corresponden a las direcciones y los coordenados están en kilómetros.

R26	8.635	-13.292	28.00	2424.70	2483.18	-0.48	5.94
R27	8.368	-12.536	28.00	2423.17	2483.66	-0.47	5.94
R28	8.388	-11.784	28.00	2423.47	2484.67	-0.46	5.94
R29	8.524	-11.027	35.00	2423.55	2484.67	-0.45	5.94
R30	8.622	-10.287	35.00	2423.55	2484.67	-0.44	5.94
R31	8.785	-9.497	37.00	2426.89	2484.67	-0.45	5.94
R32	8.457	-8.747	35.00	2426.70	2485.23	-0.42	7.88
R33	1.579	-12.885	39.00	2424.32	2482.79	-0.42	7.88
R34	1.973	-12.333	39.00	2424.32	2482.79	-0.42	7.88
R35	0.457	-8.747	35.00	2426.70	2485.23	-0.45	5.94
R36	0.785	-9.497	37.00	2426.89	2484.67	-0.45	5.94
R37	2.165	-9.917	40.00	2425.11	2483.67	-0.45	5.94
R38	3.769	-9.637	52.00	2425.66	2483.55	-0.41	11.83
R39	4.089	-9.097	56.00	2425.65	2483.13	-0.40	11.83
R40	4.189	-8.367	56.00	2426.82	2484.11	-0.39	11.83
R41	4.269	-7.607	58.00	2425.98	2484.11	-0.39	11.83
R42	4.039	-10.367	58.00	2425.98	2483.48	-0.38	11.83
R43	3.249	-10.787	46.00	2426.32	2484.84	-0.38	11.83
R44	4.779	-9.867	54.00	2425.52	2484.84	-0.38	11.83
R45	3.249	-10.787	46.00	2426.32	2484.84	-0.38	11.83
R46	4.800	-11.488	48.00	2426.11	2484.52	-0.37	10.48
R47	2.879	-9.417	45.00	2426.26	2484.78	-0.36	10.48
R48	2.165	-10.187	40.00	2425.11	2483.67	-0.35	9.76
R49	2.637	-10.827	40.00	2425.82	2484.33	-0.35	9.76
R50	1.816	-10.827	40.00	2425.11	2483.67	-0.35	9.76
R51	8.189	-8.877	64.00	2425.67	2484.17	-0.34	9.76
R52	8.189	-9.177	64.00	2425.67	2484.17	-0.34	9.76
R53	8.289	-9.707	66.00	2425.16	2483.65	-0.34	9.76
R54	8.289	-10.197	54.00	2426.79	2483.32	-0.34	9.76
R55	54.00	-10.197	54.00	2426.79	2483.32	-0.34	9.76
R56	54.00	-11.152	52.00	2427.15	2483.85	-0.34	9.76
R57	7.289	-11.152	52.00	2427.31	2483.85	-0.34	9.76
R58	6.459	-11.247	47.00	2427.61	2483.89	-0.34	9.76
R59	6.459	-11.247	47.00	2427.61	2483.89	-0.34	9.76
R60	12.189	-11.058	80.00	2425.46	2483.56	-0.30	16.98
R61	12.191	-12.174	80.00	2425.46	2483.56	-0.30	16.98
R62	13.639	-12.517	80.00	2425.89	2483.73	-0.29	16.98
R63	14.359	-12.935	90.00	2425.89	2483.73	-0.29	16.98
R64	7.889	-8.237	63.00	2425.15	2483.64	-0.26	13.94
R65	6.379	-8.447	61.00	2425.82	2484.33	-0.26	13.94
R66	6.839	-8.987	68.00	2426.37	2484.89	-0.26	13.94
R67	5.969	-9.667	57.00	2426.47	2484.99	-0.26	13.94
R68	5.389	-10.447	52.00	2426.47	2484.99	-0.26	13.94
R69	5.389	-11.128	48.00	2426.47	2484.99	-0.26	13.94
R70	4.989	-11.774	48.00	2427.09	2485.63	-0.24	11.83
R71	4.189	-11.774	44.00	2426.91	2485.44	-0.24	11.83
R72	4.189	-11.774	44.00	2426.91	2485.44	-0.24	11.83
R73	7.039	-8.507	62.00	2425.85	2484.74	-0.24	11.83
R74	10.129	-9.868	77.00	2426.88	2484.36	-0.24	11.83
R75	11.589	-2.518	75.00	2416.89	2475.17	-0.22	16.19
R76	11.589	-2.518	75.00	2416.89	2475.17	-0.22	16.19
R77	11.629	-2.988	74.00	2414.87	2473.10	-0.22	16.19
R78	11.589	-1.578	79.00	2412.94	2470.50	-0.22	16.19
R79	11.589	-1.578	79.00	2412.94	2470.50	-0.22	16.19
R80	1.902	-1.902	1.902	2466.41	2466.41	-0.21	13.79
R81	2.748	-2.748	34.00	2428.84	2478.41	-0.21	13.79
R82	4.189	-4.189	34.00	2428.84	2478.41	-0.21	13.79
R83	8.006	-2.498	40.00	2416.68	2474.32	-0.18	8.49
R84	1.613	-2.588	40.00	2416.68	2474.32	-0.18	8.49
R85	2.381	-2.588	40.00	2416.68	2474.32	-0.18	8.49
R86	3.189	-2.588	41.00	2412.29	2470.45	-0.17	8.49
R87	3.989	-2.518	42.00	2409.15	2467.23	-0.17	8.49
R88	4.789	-2.528	43.00	2408.48	2464.44	-0.16	8.49
R89	5.389	-2.528	44.00	2408.48	2464.44	-0.16	8.49
R90	6.319	-2.528	45.00	2408.48	2464.44	-0.16	8.49
R91	7.139	-2.638	51.00	2408.48	2464.44	-0.16	8.49
R92	7.939	-2.718	58.00	2408.48	2464.44	-0.16	8.49
R93	10.319	-12.739	58.00	2424.90	2483.98	-0.16	8.49
R94	11.049	-12.698	55.00	2422.47	2482.89	-0.16	8.49
R95	10.899	-13.711	61.00	2428.96	2479.34	-0.16	8.49
R96	10.659	-14.517	70.00	2419.32	2476.97	-0.16	8.49
R97	10.059	-14.911	60.00	2418.65	2476.97	-0.16	8.49
R98	8.559	-14.644	58.00	2418.31	2476.63	-0.16	8.49
R99	7.889	-14.352	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R100	7.889	-14.352	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R101	6.809	-14.644	58.00	2418.31	2476.63	-0.16	8.49
R102	6.809	-14.644	58.00	2418.31	2476.63	-0.16	8.49
R103	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R104	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R105	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R106	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R107	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R108	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R109	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R110	5.809	-14.911	55.00	2417.99	2476.30	-0.16	8.49
R111	6.419	-14.282	51.00	2421.44	2479.83	-0.15	11.67
R112	6.419	-14.282	51.00	2421.44	2479.83	-0.15	11.67
R113	4.789	-14.263	47.00	2422.77	2481.20	-0.15	10.82
R114	11.979	-9.558	80.00	2416.58	2474.27	-0.15	10.82
R115	12.169	-3.058	75.00	2415.47	2473.71	-0.14	10.82
R116	12.169	-3.058	75.00	2415.47	2473.71	-0.14	10.82
R117	11.499	-3.668	90.00	2415.22	2474.46	-0.14	10.82
R118	10.359	-4.358	100.00	2415.22	2474.46	-0.14	10.82
R119	9.579	-5.147	100.00	2415.22	2474.46	-0.14	10.82
R120	9.579	-5.147	100.00	2415.22	2474.46	-0.14	10.82
R121	8.388	-5.888	72.00	2418.57	2478.85	-0.13	16.04
R122	8.388	-5.888	72.00	2418.57	2478.85	-0.13	16.04
R123	8.749	-6.388	49.00	2416.51	2474.79	-0.13	16.04
R124	9.509	-6.998	52.00	2416.60	2474.82	-0.13	16.04
R125	10.119	-7.688	59.00	2416.60	2474.82	-0.13	16.04
R126	10.119	-7.688	59.00	2416.60	2474.82	-0.13	16.04
R127	10.119	-7.688	59.00	2416.60	2474.82	-0.13	16.04
R128	9.699	-8.287	60.00	2420.30	2480.03	-0.13	14.43
R129	9.699	-8.287	60.00	2420.30	2480.03	-0.13	14.43
R130	9.699	-8.287	60.00	2420.30	2480.03	-0.13	14.43
R131	10.449	-8.957	69.00	2421.34	2483.03	-0.13	14.43
R132	11.379	-9.657	69.00	2421.34	2483.03	-0.13	14.43
R133	10.449	-9.657	69.00	2421.34	2483.03	-0.13	14.43
R134	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R135	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R136	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R137	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R138	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R139	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R140	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R141	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R142	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R143	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R144	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R145	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R146	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R147	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R148	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R149	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R150	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R151	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R152	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R153	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R154	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R155	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R156	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R157	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R158	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R159	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R160	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R161	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R162	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R163	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R164	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R165	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R166	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R167	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R168	0.825	-12.781	25.00	2424.81	2483.25	-0.13	14.43
R16							

Inicio

DIAGRAMA DE FLUJO DEL ALGORITMO DE INVERSION.



EXPLICACION

M= no. de observaciones, n= No. de parámetros, O= Gravedad observado, X= Coordenadas del punto de medición, $\Delta \rho$ = Constante de densidad, Z₀= Profundidad de referencia, XX= Coordenadas del fisico izquierdo de los prismas que forman el modelo, P= Parámetros del modelo (profundidad al techo de los prismas), K= Parámetro de Marquardt (inicialmente K=1), V= Variancia, Cov= Covariancia, D= Desviación Estándar, SSS= SUBROUTINA: Calcula la respuesta C del modelo y la matriz J de derivadas parciales. S= Estimador del grado de ajuste (suma de residuos al cuadrado).