

03076

2

29.

Universidad Nacional Autónoma de
México



UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL
Y DE POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y
HUMANIDADES

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA

Instituto de Geofísica
Posgrado en Geofísica

*Interpretación de datos magnéticos y
gravimétricos
en el área de Laguna Salada, B. C. N.*

Tesis

Que para obtener el grado de
Maestra en Exploración Geofísica
Presenta

María de los Angeles Ladrón de Guevara Torres

Ciudad Universitaria

Octubre de 1998.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

03076



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

PAGINACION

DISCONTINUA

Agradezco:

A todos aquellos que me dedicaron tiempo y apoyo para lograr el término de este trabajo.

Al doctor **René Chavéz** por haber propuesto el tema de tesis, además de haberme asesorado

A la Doctora **Leticia Flores Márquez**, quién dirigió y asesoró este trabajo, además de escucharme y darme ánimos.

Particularmente al Dr. **Oscar Campos** que por su constante apoyo, aliento, y sus valiosos comentarios ha sido posible que este trabajo vea la luz.

Al Dr. **Jaime Urrutia** por la revisión y comentarios y por haber aceptado ser parte del jurado, al igual que el Dr. **Jaime Herrera**, y el Dr. **Raúl Aguirre**.

Interpretación de datos magnéticos y gravimétricos en el área de Laguna Salada, B.C.N.,

Temario

Resumen

Introducción

I. Antecedentes de la zona

1.1 Marco geológico

1.2 Estudios geofísicos

1.3 Información Geológica de pozos

1.4 Metodología para el análisis estructural y litológico usando imágenes Landsat.

II. Gravimetría

2.1 Datos

2.2 Anomalía de Bouguer

2.3 Imágenes de anomalía de Bouguer con iluminación artificial

2.4 Análisis espectral y filtrado en el dominio de frecuencia.

2.4.1 Estimación de profundidades a partir del espectro radial de potencia.

2.4.2 Filtrado

2.5 Imágenes de continuación

2.6 Interpretación de perfiles gravimétricos.

2.7 Resultados

III. Magnetometría

3.1 Fuente de datos

3.2 Interpretación cualitativa del campo total

3.3 Interpretación 2d

3.4 Interpretación cuantitativa

3.5 Resultados. Generalidades

3.6 Discusión

Conclusiones

Bibliografía

Apéndice.A. Técnicas de procesamiento de imágenes.

	Página
Figura 1.1 Mapa del Norte de Baja California y Sur de EUA. El recuadro indica la zona de estudio. También se muestra el modelo del sistema de fallas transformadas (Lomnitz et al., 1970) y centros de dispersión en la región del delta del Río Colorado	11
Figura 1.2 Evolución de la zona de Baja California. Actualmente el SW de California y Baja California continúan su deslizamiento hacia el NW.	12
Figura 1.3 El área se divide de acuerdo a su litología en tres zonas (Kelm, 1971).	13
Figura 1.4 Sección estratigráfica de la región del delta	14
Figura 1.5 Principales fallas de la zona, obtenidas por el análisis de imágenes (ver apartado 1.4).	15
Figura 1.6 Columnas litológica de los pozos ELS1 y ELS2 (datos de cortesía de CFE)	16
Figura 1.7 Composición en color RGB, del cociente de bandas $\frac{3}{4}$ en Rojo, $\frac{5}{4}$ en verde y $\frac{7}{4}$ en azul	17
Figura 1.8 Índice de vegetación. Las zonas brillantes representan áreas con cubierta vegetal.	18
Figura 1.9 Análisis gráfico del proceso de componentes principales.	19

Figura 1.10 Imagen obtenida a por medio del proceso de componentes principales.	20
Figura 2.1 Ubicación de las 1714 estaciones gravimétricas(datos compilados por Defense Mapping Agency y Pan-american Service of Geography and Geodesy)	36
Figura 2.2 Mapa de isolíneas de anomalía de Bouguer	37
Figura 2.3 Imagen de anomalía de bouguer en tonos de grises	38
Figura 2.4 Definición del ángulo de azimuth y ángulo de elevación	39
Figura 2.5. Iluminación de los datos gravimétricos elevación 49, azimuth 168.	40
Figura 2.6 Iluminación de los datos gravimétricos elevación 53, azimuth 303	41
Figura 2.7 Espectro de potencia radial del campo gravitacional en la región de Laguna Salada. Las pendientes 1 y 2 de las rectas están asociadas a las profundidades de las fuentes.	42
Figura 2.8 Zonas donde las imágenes de continuación indican una diferencia de profundidades de basamento.	43
Figura 2.9 Espectros de las zonas donde el análisis cualitativo indica diferentes profundidades del basamento.	44
Figura 2.10 Imágenes de continuación de campo gravimétrico	45
Figura 2.11 Los perfiles se trazaron de tal forma que cortaran las isolíneas en la dirección del máximo gradiente.	46

Figura 2.13 Dependencia de la profundidad con a la densidad, al hacer coincidir la respuesta del modelo con la anomalía. La ecuación es $\log y = -1.71 \cdot \log x + .02$	48
	Página
Figura 2.14, 2.15 y 2.16 Modelación del basamento homogéneo con un residual obtenido por filtraje, usando el método espectral.	49
Figura 2.17, 2.18 y 2.19 Modelación de un basamento homogéneo a partir del residual obtenido al remover un plano como regional	50
Figura 2.20 Modelo de profundidades con un contraste de densidad de $.3 \text{ Kg/m}^3$	51
Figura 2.21 Profundidades 3d.	52
Figura 3.1 Mapa de estaciones magnéticas	66
Figura 3.2 Mapa de isolíneas de campo magnético vertical.	67
Figura 3.3 Imagen magnética en tono de grises	68
Figura 3.4 Imágenes de iluminación, a, b, c y d representan las direcciones Este, Norte, Oeste y Sur respectivamente	69
Figura 3.5 Imágenes de iluminación artificial del campo magnético a, b, c y d en direcciones, NW, NE, SW, SW.	70
Figura 3.6 Ubicación de los perfiles magnéticos. Se ubican de tal forma que corten perpendicularmente a las isolíneas.	71

Figura 3.7 Modelación de los perfiles magnéticos usando un basamento homogéneo

Figura 3.8 Modelación de perfiles magnéticos con contactos laterales de susceptibilidad 72

Resumen

Se realiza una reinterpretación de los datos magnéticos y gravimétricos de la región de Laguna Salada para establecer el modelo tridimensional de su basamento, esto es, encontrar el grosor de la capa sedimentaria que rellena dicha

cuenca. Sobre imágenes Landsat de la zona de estudio se extraen lineamientos y aforamientos que son sobrepuestos sobre las imágenes de campo potencial.

De acuerdo al análisis espectral se estima una profundidad promedio de 4.5 km. Se realiza un análisis cualitativo de las principales características de la zona de la cuenca de los datos gravimétricos y magnéticos en forma de imágenes, de la zona de cuenca. A partir de las imágenes gravimétricas, se infiere que el basamento no es homogéneo, sino que está constituido por una serie de altos y bajos. Hacia la parte norte se observa un alto estructural que divide a la región en dos zonas. El análisis espectral de la zona sur nos indica que esta zona es la de mayor profundidad. El análisis de datos magnéticos en forma de imágenes, permite observar un lineamiento con dirección noroeste, paralelo a la Sierra de Juárez, constituido por altos y bajos.

Se realiza un análisis cuantitativo, en la zona de cuenca, a partir de 9 perfiles orientados perpendicularmente en la dirección de máximo gradiente. Para su modelación se utilizó un máximo contraste de densidad estimado a partir de un estudio del comportamiento entre la profundidad y el contraste de densidad al hacer coincidir el modelo con la anomalía.

Se interpolaron para la zona de estudio, 7 perfiles magnéticos, que fueron modelados considerando que la anomalía es debida solamente al basamento, y considerando la interfase sedimentos-basamento, la proporcionada por el estudio gravimétrico.

I. Introducción

Existe una gran variedad de métodos de investigación para estudiar los procesos físicos que ocurren en la Tierra, entre ellos están los métodos de campo potencial, gravimétricos, magnéticos; los sismológicos,

magnetotéluricos, de gradiente térmico, etc. Las observaciones de campo potencial, se pueden considerar como el muestreo de una función continua, la cual puede ser interpolada para generar una rejilla de valores discretos regularmente espaciados. El resultado de esta interpolación se representa por medio de una imagen o mediante curvas de isovalores.

Se pueden globalizar los estudios de los datos provenientes de estas medidas al representarlos por medio de imágenes, ya que permiten una mejor visualización y a partir de éstas obtener e interpretar la geometría de los cuerpos geológicos que producen las anomalías observadas.

Las imágenes se crean asignando niveles de color o tonos de grises a cada elemento de la matriz basados en algún parámetro geofísico como puede ser el valor de gravedad de Bouger. Las imágenes permiten observar información que permanece oculta o que esta mezclada con otras señales (Broom, 1990). Las técnicas de procesamiento digital de imágenes se pueden utilizar para realzar anomalías y generar composiciones para correlacionar varias respuestas geofísicas.

Dentro de los objetivos de este trabajo se encuentra aplicar técnicas de procesamiento digital de imágenes, a los datos gravimétricos y magnéticos de Laguna Salada, con el fin de realzar varias anomalías para ayudar a correlacionar varias respuestas geofísicas que permitan generar un modelo tridimensional. El área de estudio se encuentra en la península de Baja California Norte. La cuenca de Laguna Salada se encuentra entre la Sierra de Juárez y Cucapás, entre 31,45 y 32,30 de latitud norte y 116.0 y 115.0 de longitud oeste, a 25 Km de la frontera con estados Unidos.

Como antecedente se tiene que en esta zona de Baja California se han llevado a cabo durante los últimos años numerosas investigaciones, debido a su cercanía al fallamiento de San Andrés, dentro de un cinturón sísmico en una zona de debilidad cortical, además de encontrarse pozos de riego con temperaturas anómalas, mayores de 30 °C. En esta región, al este, se tiene ya el campo geotérmico de Cerro Prieto, el de mayor producción en el país.

En este contexto la frase que mejor define el carácter de este estudio es: una contribución al estudio del potencial geotérmico de la cuenca de Laguna Salada. Esta investigación forma parte del programa de estudios geotérmicos que el grupo de exploración geofísica de este instituto viene realizando de

manera sistemática en los últimos años (Campos-Enríquez y Durán, 1986; Campos-Enríquez 1987, Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; Chávez-Segura, 1987; Chávez-Segura, 1990; Alatorre-Zamora y Campos Enríquez, 1991; Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1992, Campos-Enríquez et al ., 1993; Garduño-Monroy et al., 1993; Campos-Enríquez y Garduño Monroy, 1995)

1. Antecedentes de la zona

1.1 Marco geológico

La zona de estudio pertenece a la provincia geológica de Baja California desde casi los 32° de latitud norte, hasta la frontera internacional con los Estados Unidos y entre los meridianos 115°15' y 116° (Figura 1.1). La zona se encuentra en la subprovincia de Mexicali que ocupa parte de la región del delta del Río Colorado con un gran alforamiento de rocas metamórficas al centro (López-Ramos, 1982). Esta región es parte de la compleja depresión estructural que continua hacia el noreste del Golfo de California.

Laguna Salada está rodeada por las sierras El Centinela, Cucapás, El mayor, y la Sierra de Juárez. Estas sierras, de formas alargadas y en general con dirección NS, muestran crestas accidentadas y alturas variables, sus flancos son abruptos y surcados por barrancas con secciones en forma de V; en sus faldas se encuentran extensos abanicos aluviales. El drenaje es endorreico y se dirige hacia la zona central de Laguna Salada, esto se muestra claramente en la imagen de satélite que se muestra en la figura 1.5.

Tectónica

La zona de estudio está caracterizada por una serie de grabens y horsts resultantes de la distensión cortical asociada al movimiento de rumbo NW del sistema de San Andrés. Este último está constituido por una red de fallas, cadenas volcánicas, grietas en el suelo oceánico y fosas oceánicas que representa una manifestación del límite entre las placas del Pacífico y Americana, que separa la región peninsular del resto de América del Norte. De acuerdo con Anderson (1971), se puede visualizar como era la costa oeste hace 32 millones de años cerrando el Golfo de California y desplazando la parte central hacia el sur (Figura 1.2). En general el Océano Pacífico y esta región de California, al oeste de la falla de San Andrés, poseen un movimiento NW respecto al resto del continente. Se calcula que el desplazamiento total a lo

largo de la falla de San Andrés a partir de que la cresta oceánica chocó con el continente es de 1,150 km.

El patrón tectónico propuesto por Lomnitz et al. (1970) para la parte norte del Golfo de California y a través de la depresión de Salton, es un sistema de fallas transformadas conectados con segmentos de crestas. La evidencia para los centros de dispersión incluye campos de vapor, actividad volcánica reciente, enjambres de temblores y depresiones topográficas. En este patrón, los campos de vapor aparecen cerca de la intersección de una falla transformada con un segmento de cresta.

Unidades litológicas y estratigrafía.

En la zona de Laguna Salada afloran rocas metamórficas del Mesozoico (Triásico), rocas ígneas del Mioceno y plioceno y sedimentarias del cuaternario, del plioceno al holoceno. Las rocas más antiguas son metamórficas, esquistos, que junto con los granitos del jurásico, forman las rocas del basamento, (Gastil 1972). Estas afloran a los lados de la parte central sedimentaria en las sierra de Juárez, Cucapas y el Mayor. La riolita volcánica del Mioceno se encuentra al sur en la Sierra de la Tinaja y al norte, en pequeños afloramientos, en la Sierras de Cucapá y Juárez.

El basamento consiste de rocas intrusivas plutónicas y gneiss granítico (Kovach, 1962). Existen afloramientos de rocas metasedimentarias incluyendo abundante cuarcita y mármol. En ambos lados de estas sierra, el basamento cristalino se encuentra cubierto por un grueso espesor de rocas sedimentarias de tipo continental, deltaico y marino, todas ellas del cenozoico, constituidas por lutitas, areniscas, conglomerados y aluvión.

Basamento

Esta área puede ser dividida en tres zonas (Kelm, 1971): terreno granítico y metamórfico. Al lado este del área Sierra de Cucapás, la Sierra de Juárez al oeste, y el horst granítico de la Tinaja al sur (Figura 1.3).

Rocas de Sedimentarias

Las rocas sedimentarias más viejas de la zona de estudio son areniscas bajo rocas volcánicas del Mioceno, que son parte del delta del Río Colorado. Una sección estratigráfica de la región del delta se muestra en la Figura 1.4 (Kovach, 1962). Dos formaciones de rocas sedimentarias del Terciario tardío, se encuentran en esa zona. La más antigua es la formación Imperial, y sobre de ella, se encuentra la formación Palm Spring.

La Formación Imperial esta constituida por arenas, limos y arcillas y contiene una variedad de fósiles invertebrados. La Formación Palm Spring está constituida por limos, areniscas, arcillas y conglomerados. La formación presenta una variedad de ambientes de depósitos lacustres, deltaicos y ambientes salobres.

Una parte de la Formación Palm Spring se encuentra expuesta al este del cañón de la falla de Chupamirtos y de acuerdo a Barnard (1968) tiene un espesor de aproximadamente 50 m. Sobreyacen a esquistos al este de la falla. Pequeños afloramientos de esta formación fueron encontrados al este de Cerro Caprote.

Estas dos formaciones se encuentran entre fallas. Barnard (1968) sugiere que la cuenca de Laguna Salada podría estar rellena con alrededor de 3000 m. de la formación Palm Spring (areniscas, limonitas y lutita litificada) y unos 1500 m de la formación imperial. Una densidad para este material podría considerarse de 2.4 gr/cm^2 , esto da un contraste de densidad de 0.3 con relación a las rocas del basamento en el área (Kelm 1971).

Estructura

Estructuralmente Laguna Salada es un graben acotado al este por los horst de la Sierra de Cucapá y el Mayor. Al Oeste, el escarpe de Sierra de Juárez consiste en escalones de bloques fallados con caída al este.

Una secuencia de horst-grabens existe al oeste del horst del Cerro del Centinela. Esta secuencia se extiende hacia el norte y está acotada por la falla de rumbo deslizante de Laguna Salada.

Una secuencia similar de horst-graben pero menos complicada a la latitud de la Sierra Tinaja constituye una estructura con dirección este-oeste a partir de la Sierra de Juárez llega hasta el Golfo de California.

Así mismo una secuencia de horst-grabens es también evidente en la dirección norte-Sur. Así la zona entera consiste de bloques de basamento fallados alternativamente hacia arriba y abajo.

Fallas

La cuenca de Laguna Salada es una zona de alta sismicidad, lo cual indica una creciente y continua deformación. Existen dos patrones de fallas que han sido observados en el área: fallas de rumbo deslizantes a 30° (Figura 1.5) como lo son la de Laguna Salada, Pescaderos y Cucapás, relacionadas al sistema San Andrés y pequeñas fallas asociadas con dirección noreste perpendicular al patron principal de fallas acotando y cortando la Sierra Cucapás, como la falla del Cañon Rojo. Elders (1972), hace una amplia discusión del ambiente tectónico y su relación con la formación y evolución de las cuencas y los campos geotérmicos.

1.2 Estudios Geofísicos.

Trabajos geológicos y geofísicos previos en el área han sido realizados por Kovack et al. (1962), Biehler et al. (1964), Philips et al. (1968) y Kelm (1971), entre otros.

Lomnitz et al (1970), analizan los datos sísmicos de la región norte del Golfo, encontrando actividad en la falla de Sierra Cucapa y de Juárez, y más al sureste en la falla de San Miguel. También describe un patrón tectónico de sistemas de fallas transformantes con regiones que pueden indentificarse como centros de dispersión. La evidencia de estos centros de dispersión incluye

campos de vapor geotérmico, actividad volcánica reciente, enjambres de temblores y depresiones topográficas.

Jiracek y colaboradores (1987) realizan un transecto que consta de 18 estaciones MT que va desde la península hasta el valle de Mexicali, pasando por el norte de Laguna Salada, un poco al sur de la frontera con los Estados Unidos. El modelo muestra una sección conductora sedimentaria, flanqueada por un basamento granítico altamente resistivo correspondiente al complejo de la Sierra de Juárez al Oeste y a la sierra de Cucapá al Este, con un adelgazamiento de este basamento al Este.

En el trabajo de evaluación magnetotelúrica del sector suroeste de la Laguna Salada de Vazquez et al. (1994), se realizaron 25 sondeos que se integraron con sondeos previos, encontrando la transición basamento-cuenca caracterizado por un basamento escalonado de oeste a este, limitado por la Sierra de Juárez y Cucapá, siendo más pronunciada la pendiente en el límite este en comparación con la zona oeste. El basamento según los modelos resistivos llega a profundidades del orden de 5 km, en la parte central. En la dirección N-S el comportamiento del basamento eléctrico también es escalonado presentando una mayor profundidad hacia al sur.

1.3 Información geológica de pozos.

Con el fin de obtener información de campo del subsuelo, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizó la perforación de tres pozos profundos. De esta información solo contamos con la de dos pozos. El pozo EIS-1 alcanzó una profundidad de 2, 404 m y el EIS-2 de 1,777m. La localización de EIS-1, en coordenadas UTM, es: 628 451, 3 586 890. Se ubica al oeste de la Sierra de Cucapá, al sureste de la antigua zona de manifestaciones termales dentro del valle de Laguna Salada). Figura 1.6

La posición del pozo ELS-2, en coordenadas UTM es 622 451, 3 575 941. Se ubica en la parte central de la cuenca, a 9 km al sureste del pozo profundo ELS-1 y al igual que éste se encuentra en un mínimo gravimétrico. Las

relaciones estratigráficas de las principales unidades litológicas observadas en superficie y en los pozos permiten establecer que el relleno de Laguna Salada está constituido por sedimentos aluviales, lacustres, los que sobreyacen a unidades deltaicas y marinas.

1.4 Metodología para el análisis estructural y litológico usando imágenes Landsat.

1.4.1 Teledetección multiespectral

La teledetección se refiere a la observación exterior de la superficie terrestre desde una plataforma satelitaria. El uso de la teledetección espacial permite reducir costos y tiempos para obtener resultados. Esta técnica es complementaria a otras técnicas convencionales como la fotografía aérea y el trabajo de campo; aporta, frente a la fotografía aérea las siguientes ventajas.

- 1 Cobertura global y periódica de la superficie terrestre
2. Visión panorámica. La altura orbital del satélite le permite detectar grandes espacios, proporcionando una amplia visión de los hechos geográficos. Una imagen Landsat nos permite contemplar 34, 000 km², mientras que la fotografía de mayor altitud alcanzan alrededor de los 50 Km
- 3 Homogeneidad en la toma de datos
4. Información sobre regiones no visibles del espectro. Los sensores facilitan imágenes sobre áreas del espectro no accesibles con la fotografía convencional, infrarojo medio y térmico, micro-ondas.
6. El formato digital de las Imágenes agiliza su tratamiento y permite la integración de los resultados con otro tipo de datos.

Las imágenes que analizamos en este trabajo están realizadas a partir de datos obtenidos por el sensor satelitario Thematic Mapper (*Tm*) del programa Landsat. Este sensor cuenta con 7 bandas de cubriendo diferentes rangos de longitud de onda (Tabla 1.4.1) . El sensor provee una imagen en pixeles de 30

m (excepto en banda 6 que registra una menor resolución espacial, esta tiene 120m), con una resolución radiométrica de 8 bits (256 niveles de grises). Las zonas espectrales en que opera cada banda son:

Bandas	Longitud de onda (nanómetros)	Zona espectral de localización
1	450-520	Azul
2	520-600	Verde
3	630-690	Rojo
4	760-900	Infrarojo cercano
5	1555-1750	Infrarojo medio
6	1040-12500	Infrarojo térmico
7	2080-2350	Infrarojo medio

Tabla 1.4.1 Rangos espectrales que cubren las diferentes bandas del sensor TM

Las bandas 7 y 5 son particularmente útiles en las aplicaciones geológicas Cabral (199). En la banda 5 la mayoría de las rocas presentan altos valores reflectivos. En la banda 7 las arcillas, micas, carbonatos y sulfatos se distinguen por su alta absorción.

La información que proporcionan las siete bandas no pueden ser representadas en una sola imagen, de esta forma, se plantea la necesidad de seleccionar un subconjunto de bandas formada a partir de ellas. Entre métodos de análisis se encuentran; el realce por cociente de bandas, el análisis de componentes principales y la composición en *RGB*. color lo cual significa asociar a cada banda (o algún proceso realizado a partir de las bandas originales) un color, rojo, verde y azul

1.4.2 Aplicación

Imagen. Para este trabajo se usó la imagen 92058005-01, la cual fue adquirida por el Landsat el 5 de mayo de 1991. Esta imagen fue procesada usando el paquete Ermapper. Un primer análisis visual indica que esta imagen está esencialmente libre de nubes. Las imágenes fueron registradas usando coordenadas UTM. Se usaron composiciones en falso color, usando combinaciones de bandas, análisis en componentes principales, alargamiento del histograma y realce de bordes.

El objetivo de usar las imágenes Landsat es encontrar una posible manifestación en superficie de las estructuras encontradas en el subsuelo a partir del análisis de campo potencial. Así mismo, inferir estructuras geológicas en la superficie y proyectar estas relaciones estructurales observadas dentro la superficie acotadas por la modelación del subsuelo a partir del análisis de la información magnética y gravimétrica.

Análisis estadístico

La relación de dependencia o independencia entre los datos de una banda con otra está dada por la covarianza, esta es la relación de la variación de dos variables alrededor de una media común. Se calcula a partir de la expresión:

$$C_{ov} = \frac{SP_{kl}}{n-1} \quad \text{donde } SP_{kl} = \sum_{i=1}^n (nd_{ik} - \mu_k)(nd_{il} - \mu_l)$$

Donde, μ ; son las medias de los datos de las bandas k y l ; nd_{il} y nd_{ik} son los valores de los pixeles en la banda l y k respectivamente. En el caso de que $k=l$; es decir que se considere la misma banda, $SP_{kl} = SP_{k^2}$. Para estimar el grado de correlación entre las variables sin influencia en las unidades de medición, se utiliza el coeficiente de correlación r . La correlación es la covarianza de dos variables entre el producto de sus desviaciones estandares $r_{kl} = \frac{C_{ov,kl}}{s_k s_l}$; de esta definición se tiene que el rango de variación del grado de correlación entre dos bandas puede variar entre -1 a 1 . Así, $+1$ indica correlación perfecta entre el

valor de un pixel entre las dos bandas, esto es, un alto valor de un pixel en una banda corresponde con un alto valor en la otra. Una correlación -1 indica que las bandas están inversamente relacionadas.

La tabla 1.4.2 muestra la correlación entre las 7 bandas. Los términos de la diagonal son 1, esto indica la correlación de cualquier banda con ella misma.

	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
Banda 1	1						
Banda 2	0.989	1					
Banda 3	.971	.989	1				
Banda 4	.749	.785	.778	1			
Banda 5	.816	.848	.872	.732	1		
Banda 6	.622	.615	.652	.407	.646	1	
Banda 7	.785	.807	.833	.593	.955	.690	1

Tabla 1.4.2. Matriz de correlación entre las 7 bandas

De la matriz de correlación observamos que hay una alta correlación entre las bandas 1 y 2, 3 y 2, 3 y 1, y una baja correlación entre la banda 4, con las 3, 5 y 7, lo cual indica que la banda 4 tiene información no contenida en las bandas 3 y 5.

Cocientes

El cociente entre bandas con baja correlación produce imágenes resultantes con el mayor contenido de información. El cociente permite una correcta identificación de los distintos materiales superficiales ya que la diferencia entre los valores de intensidad para un mismo material puede deberse a condiciones topográficas, sombras o cambios temporales en la intensidad y ángulo de

iluminación solar. La expresión para obtener el cociente es: $V_{ijs} = \frac{v_{ijl}}{v_{ijm}}$ donde V_{ijs}

es el valor del cociente asignado al pixel renglón i, columna j en la imagen de salida a partir de la división en la misma ubicación de los valores de entrada en las bandas l y m respectivamente.

Decidir cuál par de bandas emplear no es tarea sencilla. Para 7 bandas del Landsat Tm, tenemos 42 posibles cocientes. Del análisis de la matriz de correlación y del análisis visual de varios cocientes, se seleccionaron los pares 3 y 4, 5 y 4, 7 y 4. . (Figura 1.7). En la imagen se pueden visualizar las diferentes litologías de la zona y las fallas.

Dentro de los cocientes se consideró el índice de vegetación, $\frac{Tm3 - Tm4}{Tm3 + Tm4}$; en esta imagen (Figura 1. 8) podemos apreciar que la zona de estudio prácticamente no cuenta con cubierta vegetal, los tonos brillantes representan en este caso la vegetación. Por lo que cualquier tipo de análisis en las imágenes representará solamente los rasgos geológicos de la zona. Esto concuerda con estudios de campo realizados en esta zona hechos en la zona.

Método de las componentes principales.

La energía reflejada o emitida (como es el caso de la banda 6) por la superficie en las siete bandas espectrales está altamente correlacionada, particularmente las bandas del visible, Tabla 1.4.1. La finalidad del tratamiento en componentes principales es condensar los datos originales en una combinación lineal para generar bandas o componentes que en general son mejores para la interpretación que los datos originales. Además, este tipo de análisis concentra la información en solo algunas imágenes transformadas de componentes principales.

Esta transformación se conceptualiza mejor considerando dos bandas a las que les llamaremos X_1 y X_2 . El dispersograma de los valores de brillantes

asociados a cada pixel en las bandas se muestra en la figura 1.9 junto con sus respectivas medias. La dispersión o variancia de la distribución de los pixeles es una indicación de la correlación y calidad de la información asociada con ambas bandas. Los ejes coordenados X_1 y X_2 no son el mejor arreglo en el espacio multiespectral para analizar los datos remotos asociados a estas dos bandas. Por lo tanto se persigue trasladar y rotar los ejes originales en forma tal que los valores de intensidad originales sean proyectados en nuevos ejes. Esta transformación lleva la traslación a un nuevo origen. A los valores de ambas medias de las bandas consideradas, posteriormente, una rotación de este origen un cierto ángulo de los ejes con el objeto de que el nuevo eje coincida con la dirección de máxima variancia de la nube de datos. Este nuevo eje se llama Componente Principal . El eje perpendicular a éste, es la componente principal 2. El resultado de esta transformación lo vemos en la Figura 1.10

Composiciones en Color

Las composiciones en color son una forma de tratamiento muy utilizada. Pueden obtenerse a partir de las bandas originales o a partir del tratamiento de cocientes o el de componentes principales.

Se considera la composición en color tomando las bandas Tm651, de acuerdo a Bussel (1992), se ha demostrado que esta composición en color produce una buena discriminación de Litología. Se consideran las tres bandas menos correlacionadas Tabla 1 para realizar esta composición en color. La banda 6 está relacionada con las propiedades térmicas de la litología, contiene información complementaria al resto de las bandas. Esta composición en color discrimina en forma clara las localizaciones de las rocas metamórficas del cretácico, rocas sedimentarias y rocas volcánicas. La composición 651, para evaluar su efectividad, fue comparada con el mapa geológico realizado por Gastil (1975), y con trabajos de campo realizados recientemente.

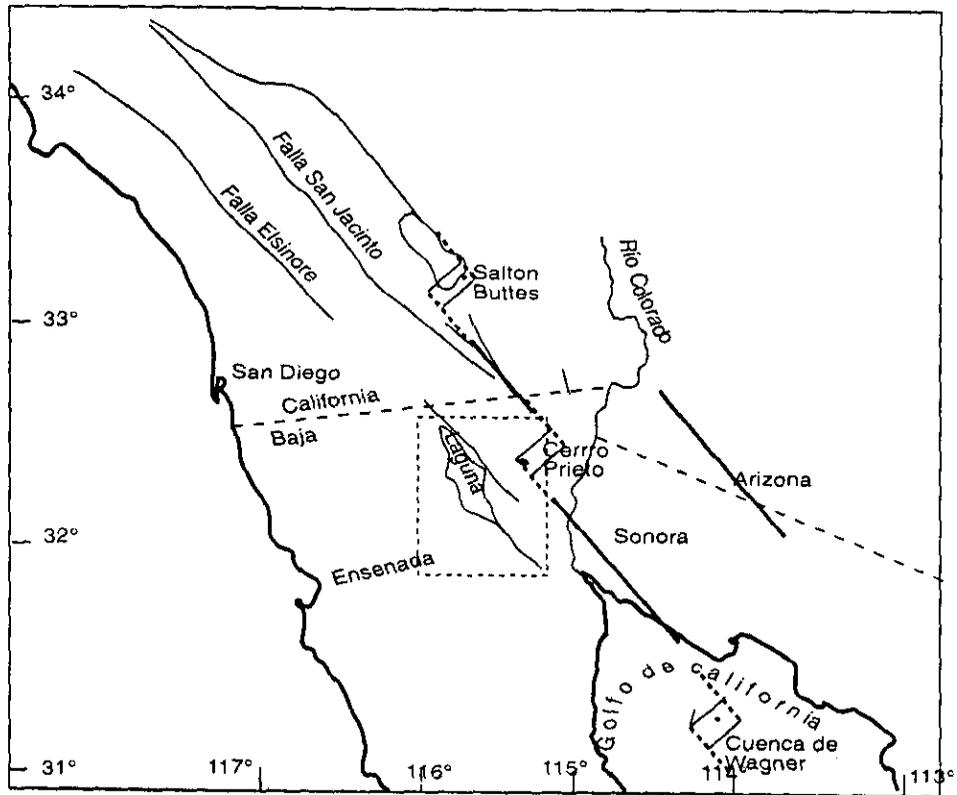


Figura 1.1. Mapa del Norte de Baja California y Sur de EUA. El recuadro indica la zona de estudio. Con el modelo de sistema de fallas transformadas (Lomnitz, 1970) y centros de dispersión en la región del delta del Río Colorado.

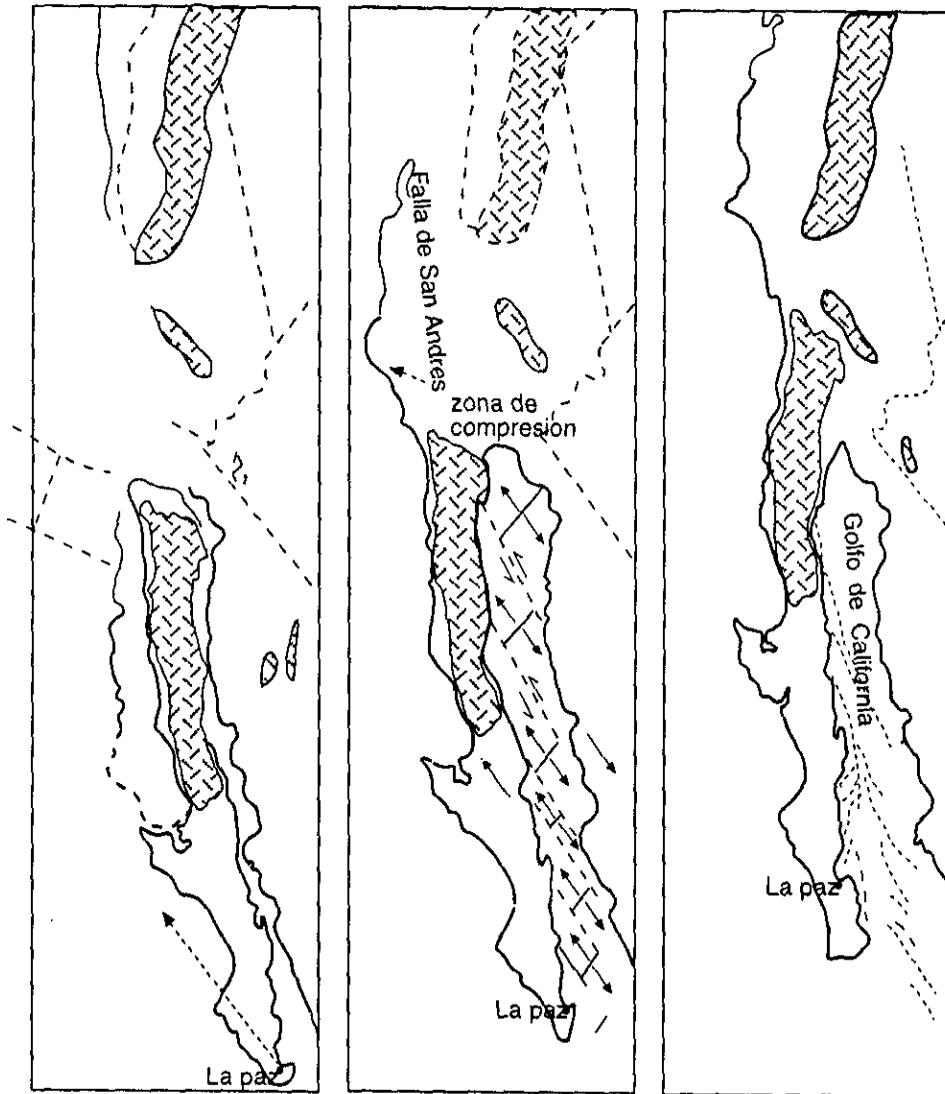


Figura1.2 Evolución de la zona de Baja California. Actualmente el SW California y Baja California continúan su deslizamiento hacia el NW. Tomado de Anderson (1971)

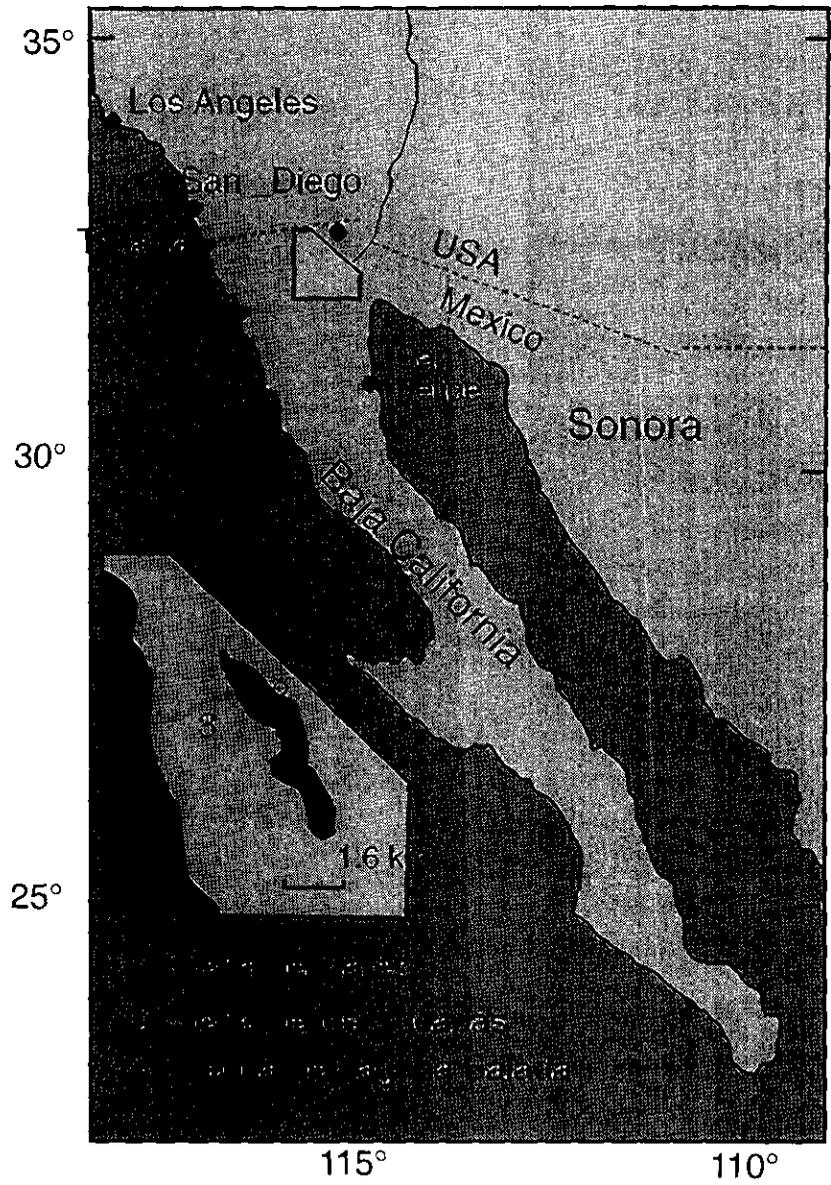


Figura 1.3 El area de Laguna Salada puede ser dividida en tres zonas (Kelm, 1971).

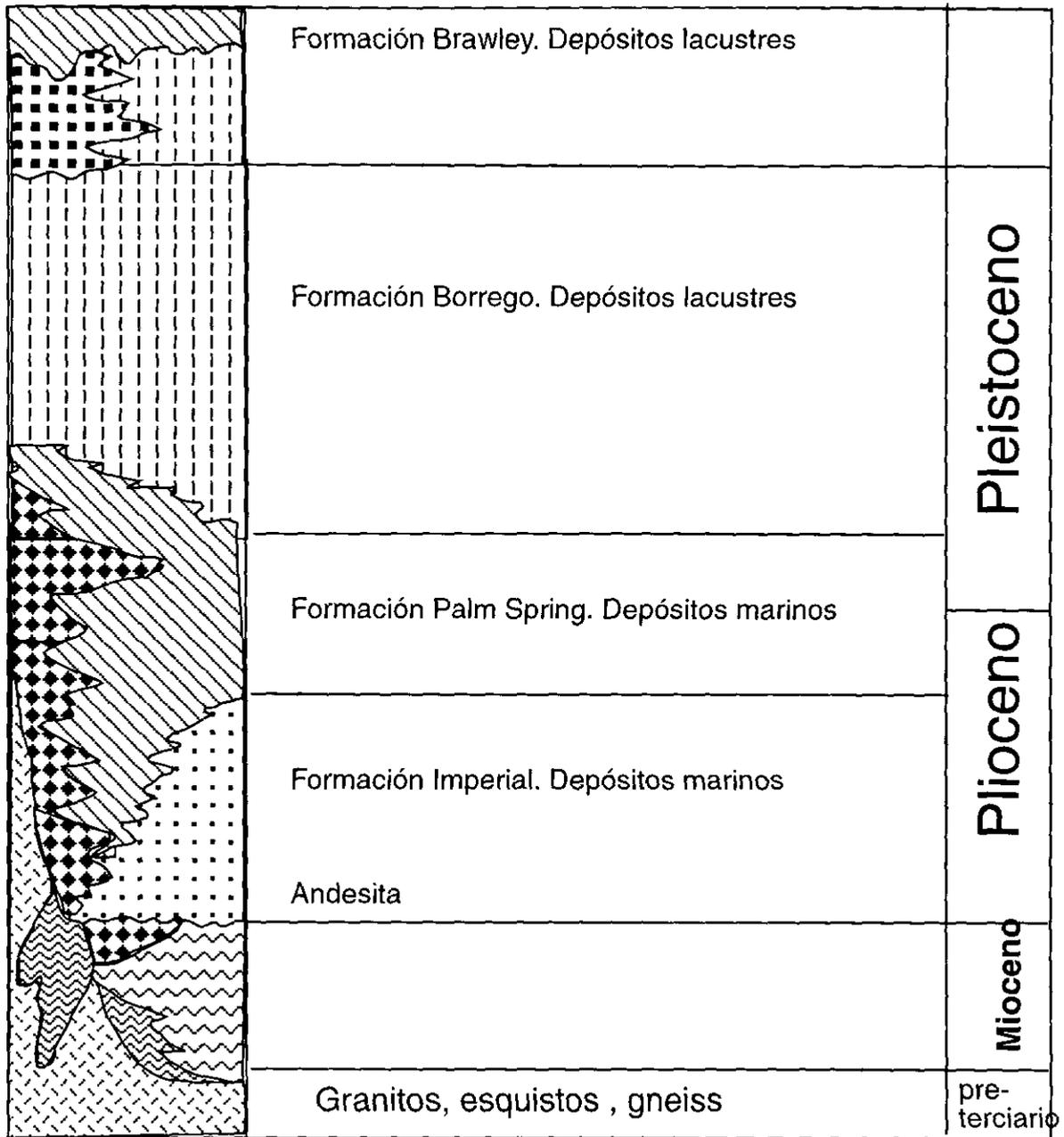


Figura 1.4. Columna Estratigráfica de la región del delta del Rio Colorado

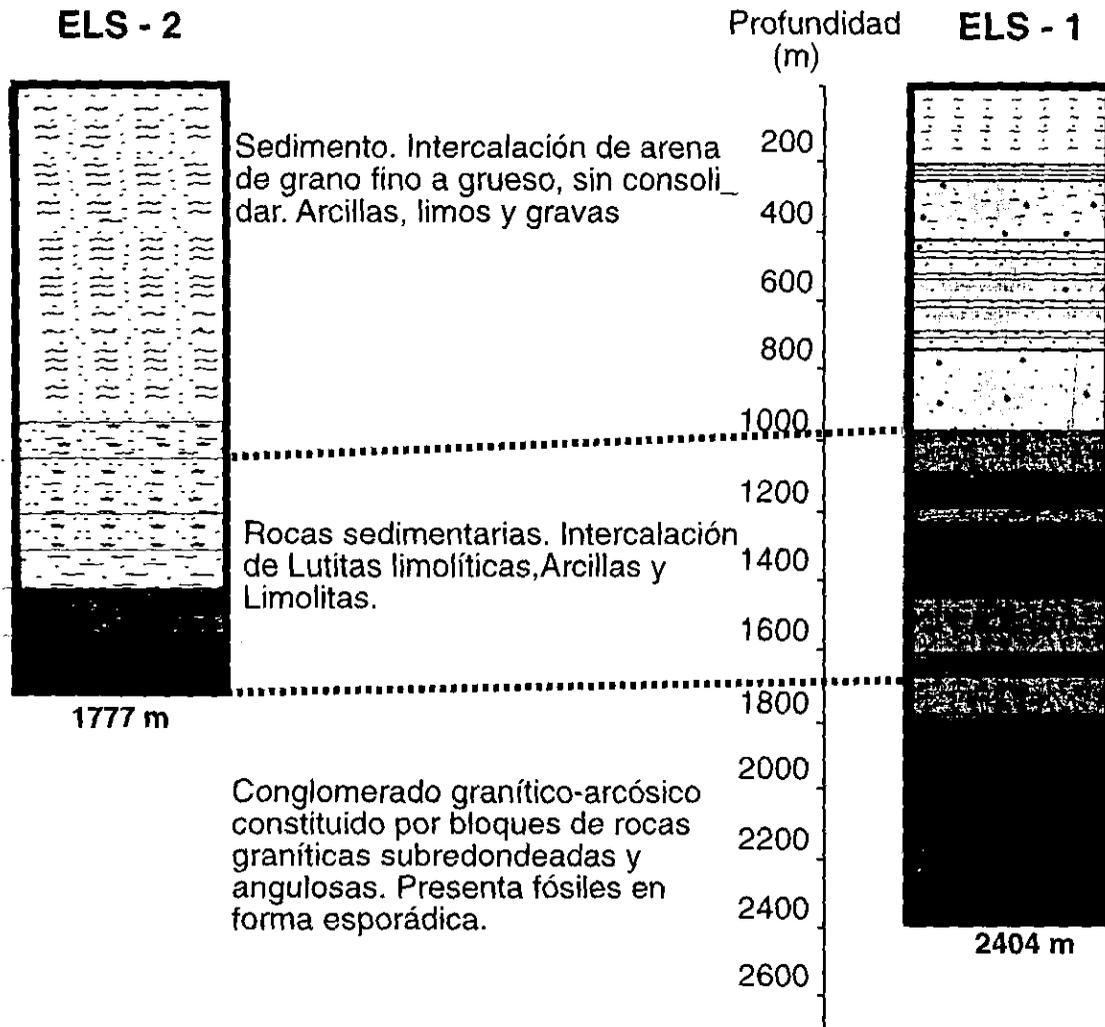


Figura 1.6 Correlación entre los materiales de las dos columnas litológicas de los pozos ELS1 y ELS2.

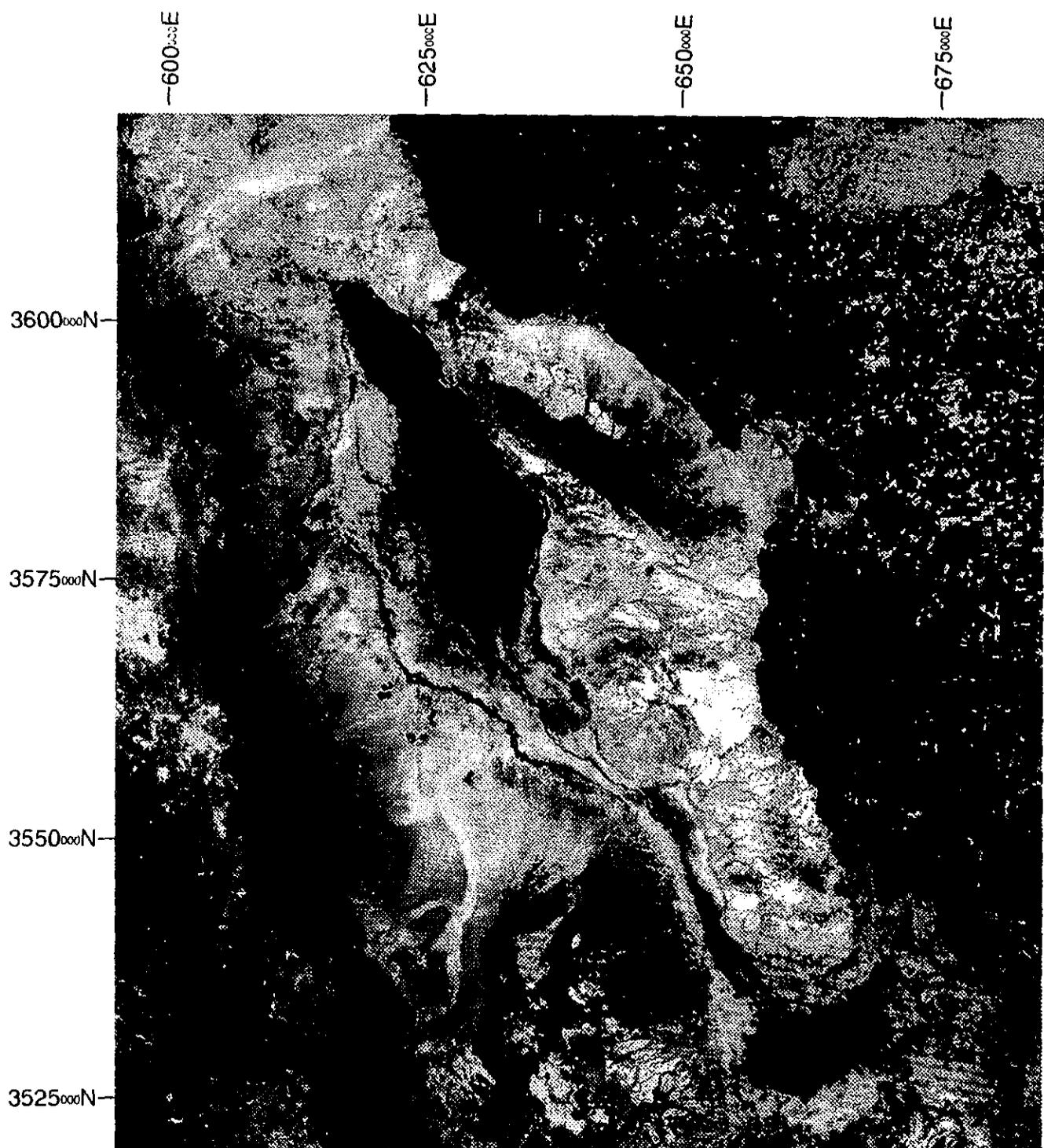


Figura 1.7 Composicion en color RGB, del cociente de bandas 3/4 en Rojo, 5/4 en verde y 7/4 en azul.

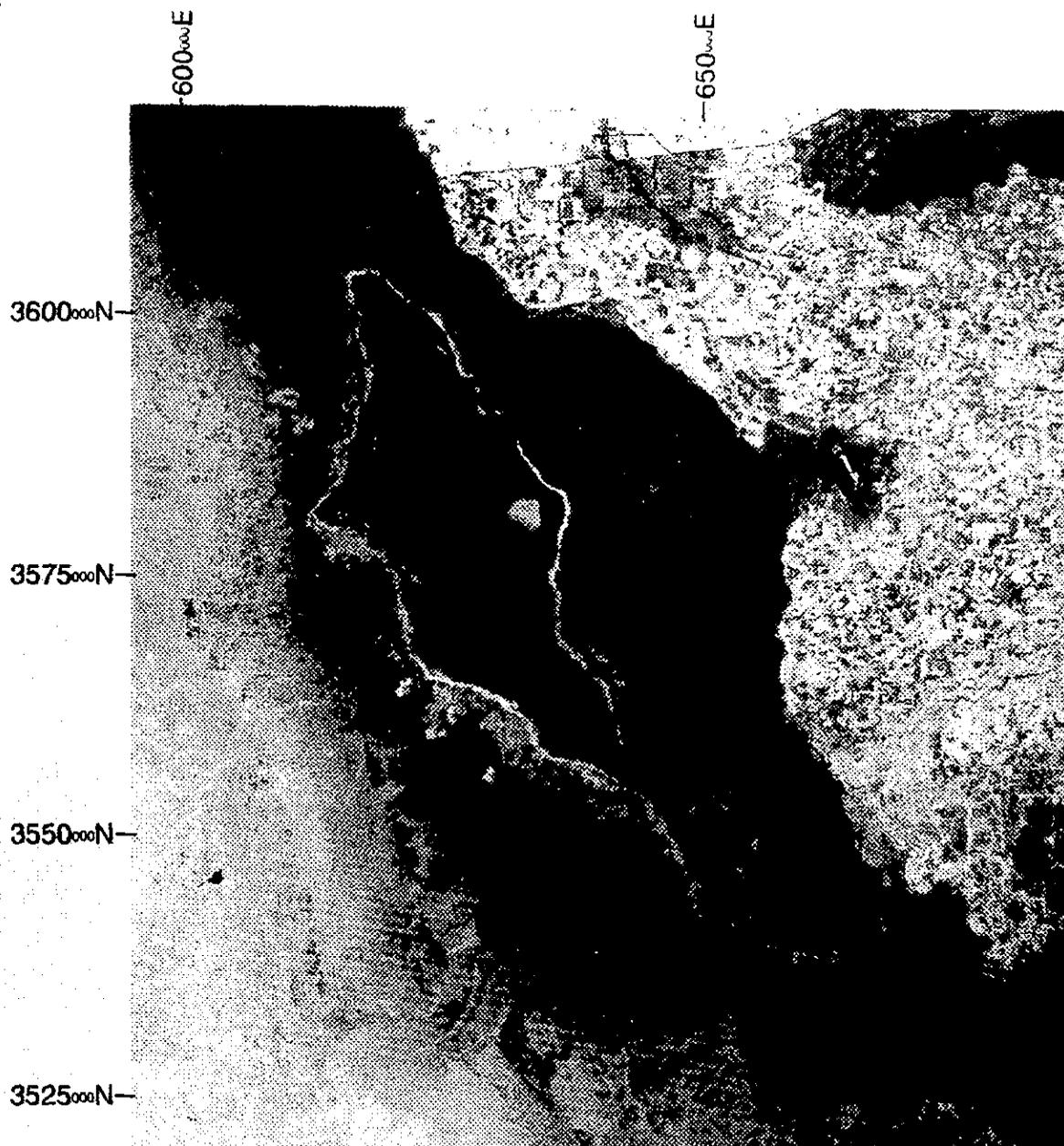


Figura 1.8 Índice de vegetación. Las zonas brillantes representan áreas con vegetación

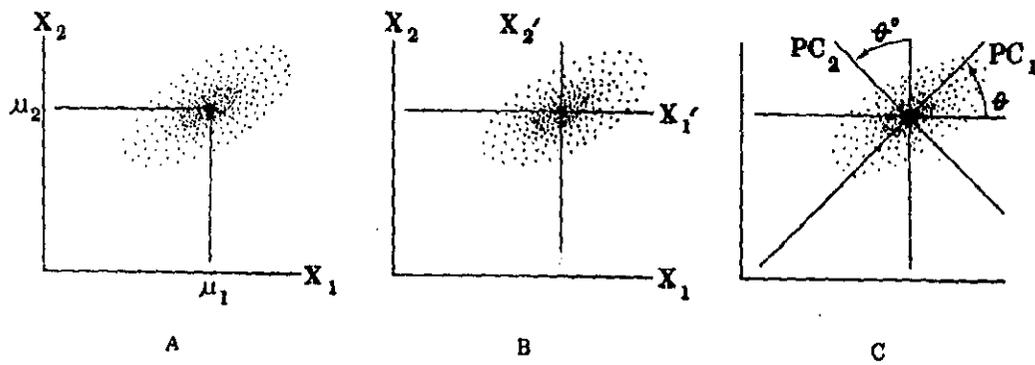


Figura 1.9 Secuencia gráfica del análisis Componentes principales

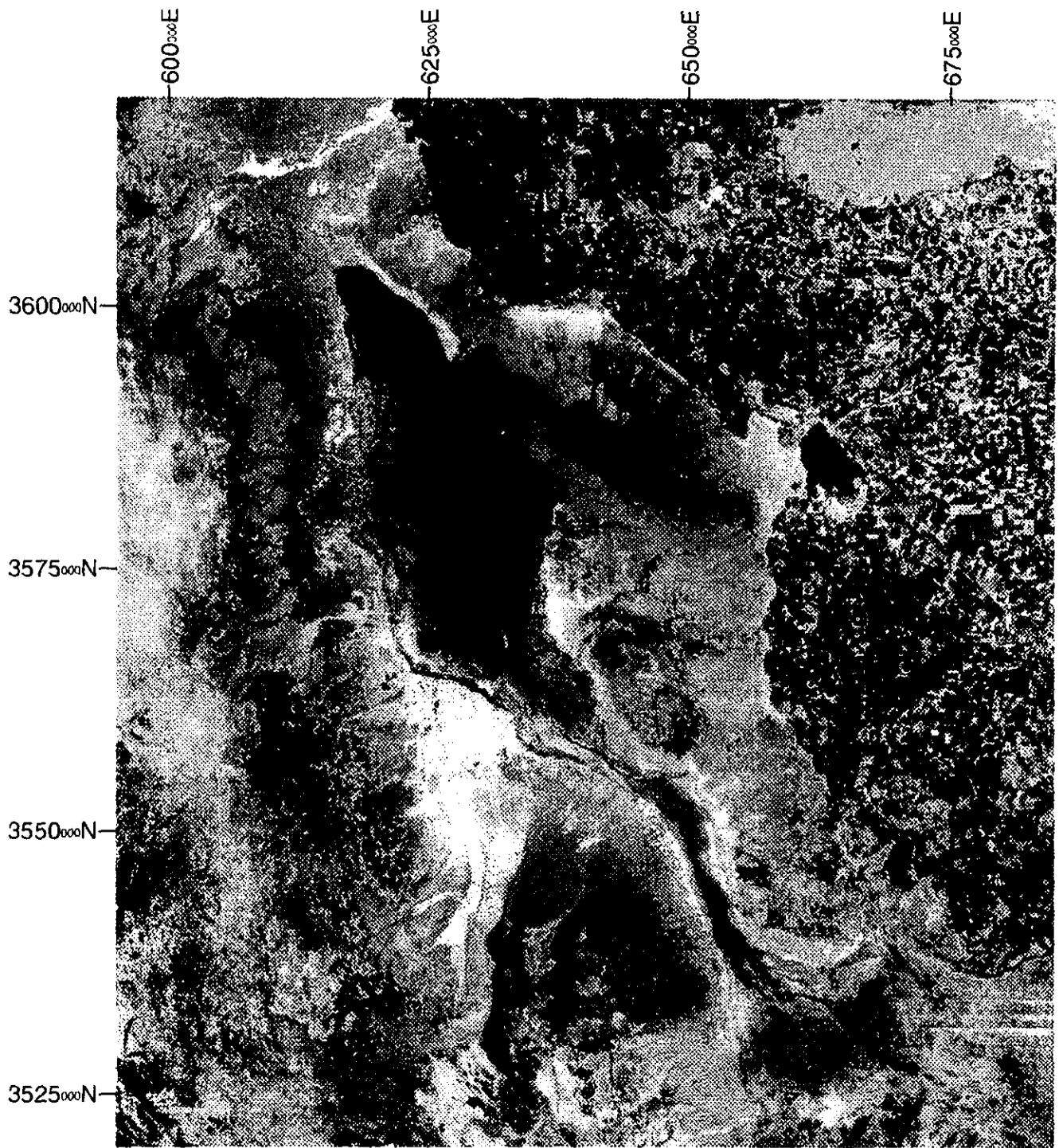


Figura 1.10 Composicion en color RGB, Componentes principales

Capítulo II. Gravimetría

2. Reprocesamiento y análisis de datos gravimétricos.

Estructura sub-superficial de la cuenca de Laguna Salada

Con el objeto de inferir la subestructura de la cuenca de Laguna Salada se procedió a hacer una interpretación cualitativa sobre la representación de la anomalía de Bouguer en forma de imágenes, (Ver Apéndice A) y de acuerdo a éstas, se determinó una serie de perfiles gravimétricos que se modelaron mediante inversión bidimensional. En este capítulo presentaremos el procesamiento de éstos y los resultados obtenidos.

2.1 DATOS

El mapa de anomalía de Bouguer se generó a partir de 1714 estaciones compilados por la Defense Mapping Agency y el servicio Panamericano de Geografía y Geodesia (Figura 2.1). Esta base de datos comprende mediciones tomadas a lo largo de 25 años, (de 1962 a 1987) por instituciones americanas y nacionales. El mapa de isolíneas de Bouguer (Figura 2.2) fue obtenido usando el método de Kriging con un intervalo de interpolación de 1Km.

Estas 1714 estaciones cubren un área aproximada de 96 por 92 km, haciendo un total de 8941 km², lo cual significa una densidad promedio de 5.7 estaciones por km². Existen zonas donde la densidad es mucho menor, como puede verse en la Figura 2.1, zonas de difícil acceso como las sierras, por lo que éstas no se consideran en la interpretación.

2.2 ANOMALÍA DE BOUGUER

Se observa en el mapa de anomalía de Bouguer un gradiente positivo fuerte en dirección NE, hacia la sierra de Cucapá y Tinaja. Este gradiente es menos pronunciado en dirección NW y W hacia la Sierra de Juárez.

En la parte central se alcanzan los valores más bajos. Esta se caracteriza por un bajo de alrededor de -75 mGal, lo que indica una zona en donde el relleno sedimentario es de mayor espesor.

El mapa de anomalía de Bouguer presenta los siguientes rasgos sobresalientes:

Las isolíneas presentan una alineación noroeste-sureste que es congruente con la orientación de la Sierra de Cucapá. Se observa un fuerte gradiente gravimétrico en las faldas de Cucapá. Este alto gradiente y su orientación indican que la interfase entre los sedimentos de Laguna Salada y las rocas del basamento de la Sierra de Cucapá está fuertemente inclinada hacia el eje de la cuenca o graben.

Hacia el noroeste, se observa un alto gravimétrico relativo que parece ser la señal de un alto estructural cubierto que conecta la Sierra de Juárez con la de Cucapas.

Se presenta una imagen en tonos de grises de la anomalía de Bouger en la Figura 2.3, en ella, se aprecian los alineamientos en la dirección NW-SE, y los límites de las zonas de mayor profundidad. También, se distinguen tres zonas de diferentes profundidades, siendo la mayor hacia la parte sur cercana a la Sierra de Cucapá.

2.3 Imágenes de anomalía de Bouguer con iluminación artificial.

La técnica de iluminación artificial permite realzar anomalías débiles que tengan número de onda alto. Las imágenes de sombreado son generadas calculando y cuantificando la reflectancia de una superficie imaginaria definida por algún parámetro geofísico, como puede ser: la intensidad magnética, la anomalía de bouger, etc.

La reflectancia aparente es una medida de la proporción de luz reflejada desde la superficie y depende de la dirección de iluminación y de la tangente de la superficie. (Horn 1978)

Existen varias maneras de obtener la función de reflectancia, una de ellas es la propuesta por Horn (1981) donde ve que la reflectancia como función del ángulo de incidencia de la fuente luminosa es uno de los parámetros más

simples de que se disponen, pero que produce buenos resultados en su aplicación.

La dirección de iluminación se especifica por un azimut y una elevación desde la horizontal. (Figura 2.4)

El algoritmo descrito por Horn y Batchman (1981), considera que la reflectancia de una superficie puede ser expresada como función del ángulo de incidencia, i el ángulo de emitancia e y el ángulo de fase. f . Una simplificación de este modelo considera $R(i, e, f) = \cos i$, es decir directamente proporcional al coseno del ángulo de incidencia. Es conveniente expresar, este coseno en términos del gradiente de la superficie.

Si p es la pendiente en dirección oeste-este y q en la sur-norte,

respectivamente $p = \frac{\partial z}{\partial x}$, $q = \frac{\partial z}{\partial y}$, el gradiente tiene las componentes p, q .

Podemos estimar el gradiente usando un esquema hacia delante en diferencias

$$\text{finitas: } p = \frac{z_{(i+1)j} - z_{ij}}{\Delta x_1} \quad q = \frac{z_{(j+1)i} - z_{ij}}{\Delta x_2} \quad 2.1$$

donde Δx_i es el espaciamento de la rejilla.

El vector normal a la superficie tiene como componentes $(-p, -q, 1)$. El ángulo de incidencia es el ángulo entre la normal y la dirección de la fuente dada por $(-\sin \theta \cos \phi, -\cos \theta \cot \phi, 1)$. El coseno del ángulo puede ser encontrado tomando el producto cruz de los vectores correspondientes:

$$\cos i = \frac{(1 + p_s p + q_s q)}{\sqrt{1 + p_s^2 + q_s^2} \sqrt{1 + p^2 + q^2}} \quad 2.2$$

donde $p_s = \sin \theta \cot \phi$ $q_s = p_s = \cos \theta \cot \phi$ esta es la expresión para encontrar la función de reflectividad.

Las siguientes imágenes fueron generadas a partir de la interpolación de los datos de anomalía de Bouguer por el método de Kriging y un suavizamiento con media móvil de 3 nodos entre cada dato para poder dar una mejor definición a la imagen.

En las imágenes de iluminación de las figuras 2.5 y 2.6, podemos ver con mayor definición los lineamientos en la dirección NW-SE que es la dirección de la cuenca, los límites laterales definen el graben acotado por las Sierras de Juárez al Oeste, Cucapás al Este y la Sierra del Mayor al Sur. En esta imagen se observa que la zona sur es más ancha que la parte noroeste. En la parte norte hacia la frontera con EUA puede verse la continuidad de fallas que no presentan evidencias superficiales en la zona. Podemos inferir que la falla de Laguna Salada continua hacia EUA, y parece coincidir con la posición de la falla de Elsinore, en territorio americano. También en esta imagen podemos apreciar claramente la falla no expuesta de Cerro Prieto. Al N-E se observa claramente la zona de apertura de Cerro Prieto. La dirección de iluminación utilizando imágenes, nos permite evidenciar estructuras que son perpendiculares ella.

2.4 Análisis espectral y filtrado en el dominio de la frecuencia.

Uno de los problemas fundamentales del procesamiento de datos de campo potencial es separar la señal causada por las estructuras de interés de aquellas que son producidas por otras estructuras o del ruido mismo. Las anomalías de interés están superpuestas generalmente a otras señales, por lo que es necesario transformar los datos de tal forma que se pueda separar las fuentes superficiales de las profundas. El filtrado espectral es, entre otras, una técnica que permite llevar a cabo la tarea de separación de las diferentes anomalías existentes en los datos gravimétricos. Este también nos permite estimar la profundidad de la fuente que produce la anomalía (Spector y Grant, 1970). Dentro de los filtros que se han desarrollado en el espacio de frecuencias se encuentran: filtros pasa altos, bajos y pasa bandas; filtros de derivada, continuación ascendente y descendente, filtrado direccional; reducción al Polo, entre otros, . (Kanasevich, 1975, Batachyara, 1968).

Teoría Espectral.

El análisis espectral de Fourier discutido por Spector y Grant (1970) es una forma de representar una señal en el dominio de tiempo (o espacio) en función de sus componentes en el dominio de la frecuencia o número de onda.

Una matriz de datos provenientes de mediciones geofísicas pueden considerarse como valores discretos provenientes de una función continua. El contenido de frecuencias puede ser descrito en términos de la frecuencia espacial en unidades de radian/intervalo de muestreo. A partir del teorema fundamental de muestreo, el número de onda más alto resoluble, o de Nyquist, que puede expresarse en una rejilla cuadrada es igual a la mitad del intervalo de la rejilla. Números de onda más altos, se reflejarán alrededor de la frecuencia de Nyquist y aumentarán la amplitud del espectro de potencia en una zona con números de onda más bajos. A este fenómeno se le conoce como aliasing.

La rejilla de datos puede ser transferida a la frecuencia espacial, o al dominio de número de onda, mediante la aplicación de la transformada rápida de Fourier (Cooley y Tukey, 1965).

2.4.1 Estimación de Profundidades a partir del espectro radial de potencia.

La técnica espectral nos permite interpretar a la anomalía del campo potencial observado, como la producida por una población estadística de fuentes a diferentes profundidades. De acuerdo a Naidu (1983), el concepto de horizonte de densidad/magnetización establecido en términos simples, representa una superficie que contiene todas las variaciones aleatorias de la densidad. La profundidad a dicho horizonte y características del rumbo pueden determinarse del espectro radial y angular (Naidu y Mishra, 1979).

En el espectro de potencia de un mapa de campo potencial (campo magnético o gravimétrico), definimos dos funciones: el espectro radial y el espectro angular. El espectro radial se obtiene promediando el espectro de potencia estimado sobre sectores anulares. La Figura 2.7 muestra el espectro radial de la zona de estudio. El espectro radial contiene información útil sobre la

profundidad de las fuentes en tanto que el espectro angular provee información acerca de la orientación de las mismas.

Para un campo aleatorio estacionario, el espectro es un atributo importante. La función espectro es necesariamente una función decreciente; y esta razón de decaimiento resulta ser una pieza útil de información para encontrar la razón de decaimiento promedio

Se define el espectro radial como:

$$R(s) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} S(s \cos \theta, s \operatorname{sen} \theta) d\theta \quad 2.3$$

donde $S(u,v)$ es el espectro bidimensional de un campo aleatorio, $X(x,y)$ y $s = \sqrt{u^2 + v^2}$, donde $u = s \cos \theta$ y $v = s \operatorname{sen} \theta$ se refieren a dos frecuencias variables del espectro bidimensional. $R(s)$ es función de la variable s , que es la frecuencia radial. La razón de decaimiento promedio está dada por la derivada de $R(s)$ con respecto a s .

El espectro angular se define como:

$$A(\theta) = \frac{1}{\Delta s} \int_{s_2}^{s_1} S_r \frac{(s \cos \theta, s \operatorname{sen} \theta)}{R(s)} ds \quad 2.4$$

donde $\Delta s = s_2 - s_1$ y $s_2 > s_1$. Nótese que de la definición del espectro angular se sigue que

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} A(\theta) = 1 \quad 2.5$$

y similarmente de la definición de espectro radial se sigue que

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} s \cdot R_r(s) ds \text{ es la variancia de } X(x,y) \quad 2.6$$

Además, tomando en cuenta la simetría del espectro bidimensional se tiene que:

$S_x(u, v) = S_x(-u, v)$, $S_x(-u, v) = S_x(u, -v)$, el espectro angular tendrá la propiedad adicional de ser periódico $A_x(\theta) = A_x(\pi + \theta)$.

Dado que el espectro es real y positivo, el espectro radial y el espectro angular también son reales positivos.

El primer modelo que consideraremos es un punto de masa $\rho(x, y)$ situado a h unidades por debajo de la superficie de observación. La transformada de Fourier de la componente vertical del campo gravitacional (Naidu y Mishra, 1979) esta dada por:

$$F_z(u, v) = (2\pi Gm)^2 e^{-2hs} e^{-j(ux+vy)} \quad 2.7$$

Dado que el espectro es solamente función de la frecuencia radial, el espectro angular es simplemente una constante, esto es:

$$A_x(\theta) = 1$$

De la ecuación 2.3 se obtiene que la razón de decaimiento del logaritmo del

Espectro radial es la constante $-2h$ esto es: $\frac{\partial \ln R_x(s)}{\partial s} = -2h$

Por lo que esta propiedad del espectro radial es útil en la estimación de la profundidad del punto masa

Consideremos una capa horizontal delgada de densidad superficial de masa $\rho(x, y)$ a una profundidad a h unidades bajo el plano de observación. La transformada de Fourier del campo gravitacional (Naidu, 1968) esta dada por:

$$F_z(u, v) = 2\pi G\rho(u, v)e^{-sh} \quad y \quad Ax_x(\theta) = A_p(\theta) \quad 2.8$$

donde $\rho(x, y)$ se refieren al espectro radial y angular, respectivamente.

Suponiendo que $R_p(s)$ puede ser aproximado por una función exponencial

donde $R_p(s) = e^{-2\alpha s}$ y donde $\alpha > 0$ es una constante. Bajo tal aproximación la

razón de decaimiento $\frac{\partial \ln R_x(s)}{\partial s}$ deberá ser proporcional a $-2(h + \alpha)$. La

estimación de la profundidad a partir de la pendiente de la gráfica $\ln R_x(s)$ tendrá un error α .

Con la finalidad de obtener la frecuencia de corte y para estimar la profundidad de las fuentes, se eligieron tres zonas para el análisis espectral y estimar la profundidad a la cual se encuentra el basamento en éstas (Figura 2.8). En cada zona se encontró la gráfica \ln del espectro contra la frecuencia y en cada una de ellas se determinó la pendiente por regresión lineal y de esta forma se estimó la profundidad en cada zona. Esto nos lleva a confirmar lo que se había encontrado en las imágenes analizadas anteriormente; la parte sur es una zona de mayor profundidad. En la Figura 2.9 se muestran los espectros de cada una de estas zonas.

2.4.2 Filtrado

El filtrado es una operación que puede realizarse tanto en el dominio del espacio como en el de la frecuencia. En el dominio del espacio se realiza mediante la operación matemática de convolución. En el dominio de la frecuencia simplemente una multiplicación por la función filtro.

Sean $A(m,n)$ y $B(m,n)$ dos funciones discretas bidimensionales representadas por los arreglos matriciales de dimensiones $M \times N$ y $K \times L$ respectivamente. La convolución de $A(m,n)$ con $B(m,n)$ da el arreglo matricial $C(m,n)$ de dimensión $M+K-1$ por $N+L-1$ que puede ser escrito como:

$$C(m,n) = \sum_{m'=0}^{M-1} \sum_{n'=0}^{N-1} A(m',n')B(m-m',n-n') \quad 2.9$$

donde $m=0,1,2, \dots, N+K-2$; $n=0,1,2, \dots, N+L-2$

y $C(m,n)=0$ cuando $m=0,1,2, \dots, N+K-2$; $n=0,1,2, \dots, N+L-2$

Calculando la transformada de Fourier de C se obtiene:

$$C(k,l) = A(k,l)B(k,l)$$

donde:

$A(k,l)$ es la transformada de Fourier de $A(m',n')$

$B(k,l)$ es la transformada de Fourier de $B(x,y)$

$C(k,l)$ es la transformada de Fourier de la convolución $A*B$

Puesto que la convolución en el dominio de la frecuencia consiste en la multiplicación término a término de $A(k,l)$ y $B(k,l)$, debe satisfacer las siguientes condiciones:

1) Tener el mismo número de términos y los correspondientes deben representar las mismas componentes de frecuencia, esto es sea cual fuere el tamaño de $A(m,n)$ y $B(m,n)$ $A(0,0)$ y $B(0,0)$ representan la misma componente de frecuencia, la cero. Esto se puede hacer si los intervalos de muestreo en el dominio de frecuencia Δu y Δv sean los mismos para $A(k,l)$ y $B(k,l)$. Es decir las condiciones para que se lleve a cabo la convolución $A(k,l)B(k,l)$

$$\Delta u = \frac{1}{M} \Delta x \quad \text{y} \quad \Delta v = \frac{1}{N} \Delta y \quad 2.10$$

se satisfacen si $A(x',y')$ y $B(x',y')$ tienen el mismo intervalo de muestreo, Δx y Δy son arreglos del mismo tamaño.

2.5 Imágenes de continuación analítica.

La continuación analítica de campo hacia abajo permite obtener la señal como si la prospección se realizara a la profundidad de la estructura de interés. La continuación de campo hacia arriba permite la obtención de la anomalía regional a partir del campo medido en superficie. A esta altura h , las anomalías residuales tienden a suavizarse y en algunas ocasiones casi pueden desaparecer. Por esta razón el campo calculado a esta altura se aproxima a una representación de la anomalía regional. Sin embargo es importante anotar que ésta expresión dependerá del tamaño de la celda en la interpolación.

El filtro de continuación ascendente es: $G(f) = e^{-ifh}$
 $G(u,v,z) = G(u,v,0)e^{-2\pi\sqrt{(u^2+v^2)}h}$ donde h

es la altura de la continuación.

Con la finalidad de detallar la geometría de la cuenca se elige un área en su parte central. Los vértices de dicha región son: (610000, 3550000) a (650 000, 3 600 000) coordenadas TM (Figura 2.10). Sobre este corte se realizan continuaciones a 500, 1000, 2000 y 4000 m, estas imágenes solamente aportan información cualitativa sobre los límites de la cuenca y permite hacer una estimación de la profundidad media del basamento. Se sigue observando la dirección NE, con una zona de mayor profundidad que otra. También se observa, debido al gradiente en la dirección SN, justamente hacia el norte de la perforación ELS1, una zona de un alto estructural, por lo que el basamento queda dividido en dos cuencas, siendo la sur de mayor profundidad.

2.6 Interpretación de perfiles gravimétricos en la zona de estudio.

Con el propósito de detallar la topografía del basamento de la cuenca, se elaboraron 9 perfiles paralelos y orientados en la dirección WSW-ENE (N 70°). Esta orientación se eligió de manera que los perfiles cortaran perpendicularmente las anomalías y pudieran ser interpretadas como anomalías bidimensionales. (Figura 2.11).

Los perfiles tienen longitudes de entre 20 y 40 Km. La ubicación de los perfiles se determinó teniendo en cuenta los siguientes factores:

- 1). La densidad de estaciones. Esto es, se ubicaron los perfiles en zonas de mayor densidad de observaciones. Se evitaron las zonas donde los efectos de interpolación puedan llevar a consideraciones erróneas en la modelación.
- 2) Se ubican en zona de interés. Lo anterior se refiere a localizar los perfiles en las zonas que incluyen bajos gravimétricos que permitan detallar la geometría del basamento de la cuenca.

Las coordenadas (UTM) de los perfiles gravimétricos analizados se muestran en la tabla 2.1

Perfil	Longitud (m)	Coordenadas del punto		Coordenadas del punto final	Utm

		inicial		UTM	
G1	20808	610 000	3 590 000	628 000	3 600 440
G2	23120	610 000	3 585 000	630 000	3596 000
G3	25433	610 000	3580 000	632 000	3592 760
G4	28900	610 000	3575 000	635 000	3589 500
G5	34680	610 000	3570 000	640 000	3587 400
G6	34680	610 000	3565 000	640 000	3 582 400
G7	36993	610 000	3560 000	642 000	3578 560
G8	36993	610 000	3555 000	642 000	3573 570
G9	40461	610 000	3564 000	645 000	3570 300

Tabla 2.1. Ubicación y longitud de los perfiles analizados

Para determinar la estructuras y litología de cada uno de los perfiles por analizar, se procedió a su ubicación en las imágenes Landsat obtenidas anteriormente. Fig. 2.12. Analizando esta imagen se obtienen las siguientes características.

Los extremos de todos los perfiles, de G1 a G9, están sobre los afloramientos del basamento, sin embargo cada uno tiene sus características particulares, las cuales se mencionan a continuación.

G1. Toca en la parte este, cercana a la Sierra de Juárez, afloramientos volcánicos del mioceno (basalto y andesita basáltica), esto solo en los primeros 853m. A partir de este punto continúa el perfil sobre la zona de aluvión. Cruza la falla de Laguna Salada a los 17241 m, prácticamente al extremo oeste que es el final de este perfil.

G2. Desde su inicio y hasta los 2729m está sobre roca batolítica, tonalita y granito no diferenciado, continúa sobre la zona de aluvión hasta los 8663m. Desde este punto y hasta los 17071m corresponde a la zona lacustre. A los 18110m cruza la falla de Laguna Salada. Atraviesa la falla de Borrego a los 21154 m.

G3. Está sobre los afloramiento de rocas metamórficas, esquistos y gneis hasta los 758m. Continúa sobre aluvión desde este punto y hasta los 7657m. Sobre la parte lacustre llega a 14 556 m. Atraviesa la falla de Laguna Salada en 20355 y la Falla de Borrego en 21907m.

G4. Este perfil apenas toca los afloramientos en su extremo oeste por lo que la modelación comenzará directamente en la zona de cuenca. La zona de aluvión llega hasta 7700m. Cubre la zona lacustre hasta 25441mm. A los 26514 cruza la falla de laguna Salada. Alcanza la falla de Borrego a los 27650m.

G5 Al igual que en G4, este perfil apenas toca afloramientos en el extremo oeste. Sobre la zona de aluvión llega a 11841m. La zona lacustre cubre hasta 28395m. Atraviesa tres lineamientos, en 31372, 32595 y 34503, los dos últimos lineamientos corresponden con la falla de Laguna Salada y la Falla borrego.

G6. Hasta 5249m toca afloramientos. Cubre la zona de aluvión hasta 12881m. La parte lacustre hasta 30 821, desde aquí hasta el final (30 680m) esta una zona de granito que es cercana a la falla chupamirtos.

G7. Inicia con afloramientos hasta los 4306m. Continúa con aluvión hasta el kilómetro 15. Empieza la zona lacustre que llega a 29707m. La zona de aluvión llega hasta 36348m. Al final toca roca sedimentaria del plioceno.

G8. Zona de afloramientos desde el inicio hasta 6109, otro tipo de rocas, según el mapa de Gastil corresponde a granito, sin embargo tiene una firma espectral diferente a la zona de granito, esto cubre hasta 9319. La zona de aluvion llega a 19400m, lacustre hasta 30299, y finalmente termina con aluvión y roca sedimentaria.

G9. Zona de afloramientos batolíticos, granito hasta 7033m, continúa por otro tipo de rocas, según el mapa de Gastil corresponde a granito, sin embargo la clasificación de la imagen la considera con otra firma espectral. Esta zona termina hasta los 11199m. Continúa sobre la zona de aluvión que cubre hasta 24513m. Lacustre a 32453m, el perfil termina sobre roca sedimentaria.

Modelación

De acuerdo a Spector y Grant (1971), como primer paso en el procesado e interpretación de estos perfiles, se obtuvieron límites sobre el espesor de la cuenca. También se realizó una separación regional-residual utilizando un filtro pasa-bajos realizado en el dominio de frecuencias. La densidad se estimó modelando con diferentes profundidades. Se realizó la gráfica de la figura 2.13 que muestra la relación entre profundidad y la densidad, a partir de esta gráfica se deduce que el contraste densidad entre el paquete sedimentario y el basamento debe ser por lo menos de 0.30 g/cm^3 . Un contraste mayor significaría menor profundidad para el basamento lo cual no sería congruente con la información de los pozos ELS1 y ELS2. Un resultado similar encontró Chávez (1990) al analizar un solo perfil en la parte central de la cuenca. Estos pozos fueron perforados por la Comisión Federal de Electricidad y no se encontraron rocas del basamento a las profundidades perforadas, de 2400 y 1777m respectivamente.

En la modelación de los diferentes perfiles se utilizó un programa basado en el algoritmo bidimensional de Talwani et al. (1959). En este proceso se consideró la información geológica de los afloramientos en superficie, la estimación de la profundidad regional dada por el análisis espectral, así como la información de los pozos perforados antes mencionados.

En la Figura 2.14, 2.15 y 2.16 se muestran la modelación de los perfiles elegidos, en ellos observamos que existe un buen ajuste entre el modelo con la anomalía observada. Sin embargo, no es posible hacer aflorar el basamento en los extremos de la cuenca, hacia las Sierras de Juárez y Cucapá.

Esto nos lleva a buscar un nuevo regional que se ajuste a las condiciones conocidas. Este regional fue simplemente restar un plano que al modelar permitiera dar la respuesta esperada en los afloramientos. A partir de este nuevo regional se procedió a modelar nuevamente los perfiles obtenidos usando una capa infinita de densidad homogénea para el basamento. Los ajustes fueron notablemente mejores como puede verse Tabla 2.2 En este

caso tenemos coincidencia con los bordes de la cuenca como lo marca la geología en superficie.

Nombre del perfil	Error, mGal. Rms error medio cuadrático
g1	.6
g2	.7
g3	.5
g4	.8
g5	.9
g6	.5
g7	.9
g8	.8
g9	.9

Tabla 2.2 Error obtenido entre la anomalía observada y la respuesta del modelo

A continuación se hace una descripción de los resultados que se obtienen de la modelación de cada uno de los perfiles.

En la Figura 2.17 se presentan los modelos de los perfiles de g1, g2 y g3. En g1 el modelo resultante refleja una cuenca asimétrica de mayor pendiente del lado Oeste. Alrededor de los 15 Km puede apreciarse la presencia de la falla de Laguna Salada. En g2, al igual que el anterior se observa una fuerte asimetría de la cuenca, la parte Oeste es de mayor pendiente que la del este.

El perfil g3 incluye el pozo ELS1 ubicado a 22 Km del inicio del perfil. La existencia de este pozo y la proyección del pozo cercano ELS2, además de las condiciones citadas para los otros perfiles constriñó su modelación. Aquí se mantiene la asimetría en la forma de la cuenca pero la profundidad es menor que en los anteriores. Esta menor profundidad nos indica un alto estructural del basamento, es decir un menor grosor en la capa sedimentaria. Este alto

estructural ya se había notado al analizar las imágenes analizadas anteriormente.

En la Figura 2.18 se observa la modelación de los perfiles g4, g5 y g6. En g4 se mantiene la asimetría de la cuenca, sin embargo empezamos a notar que la parte oeste tiene una mayor profundidad. En el perfil g5 encuentra ubicado el pozo ELS2, Los registros de este pozo permitieron constreñir el modelado de este perfil. Este se encuentra cercano al alto estructural que define dos regiones, una de mayor profundidad que otra. La más profunda es la cercana a la falla de Laguna Salada. En g6 notamos que la zona oeste de pendiente pronunciada se ha perdido y se observan una serie de escalones.

En los siguientes perfiles g7, g8, g9, (Figura 2.19) la profundidad de la cuenca se hace cada vez mayor, sin embargo prevalece la asimetría y la fuerte pendiente de la zona oeste.

Con el fin de encontrar un modelo de profundidades a partir de estos perfiles, se muestreó a lo largo de ellos para obtener las profundidades en varios puntos. Con este muestreo, se interpoló y se obtuvo el modelo de profundidades que se muestra en la figura 2.20

2.7 RESULTADOS

El análisis de la anomalía de Bouger permite hacer las siguientes observaciones:

La interpretación de los datos gravimétricos muestra que las fallas normales observadas en superficie se continúan en profundidad hasta el basamento de la cuenca.

El basamento tiene una estructura asimétrica con respecto al eje central de la cuenca, como lo muestra la modelación de los perfiles g1 hasta g9.

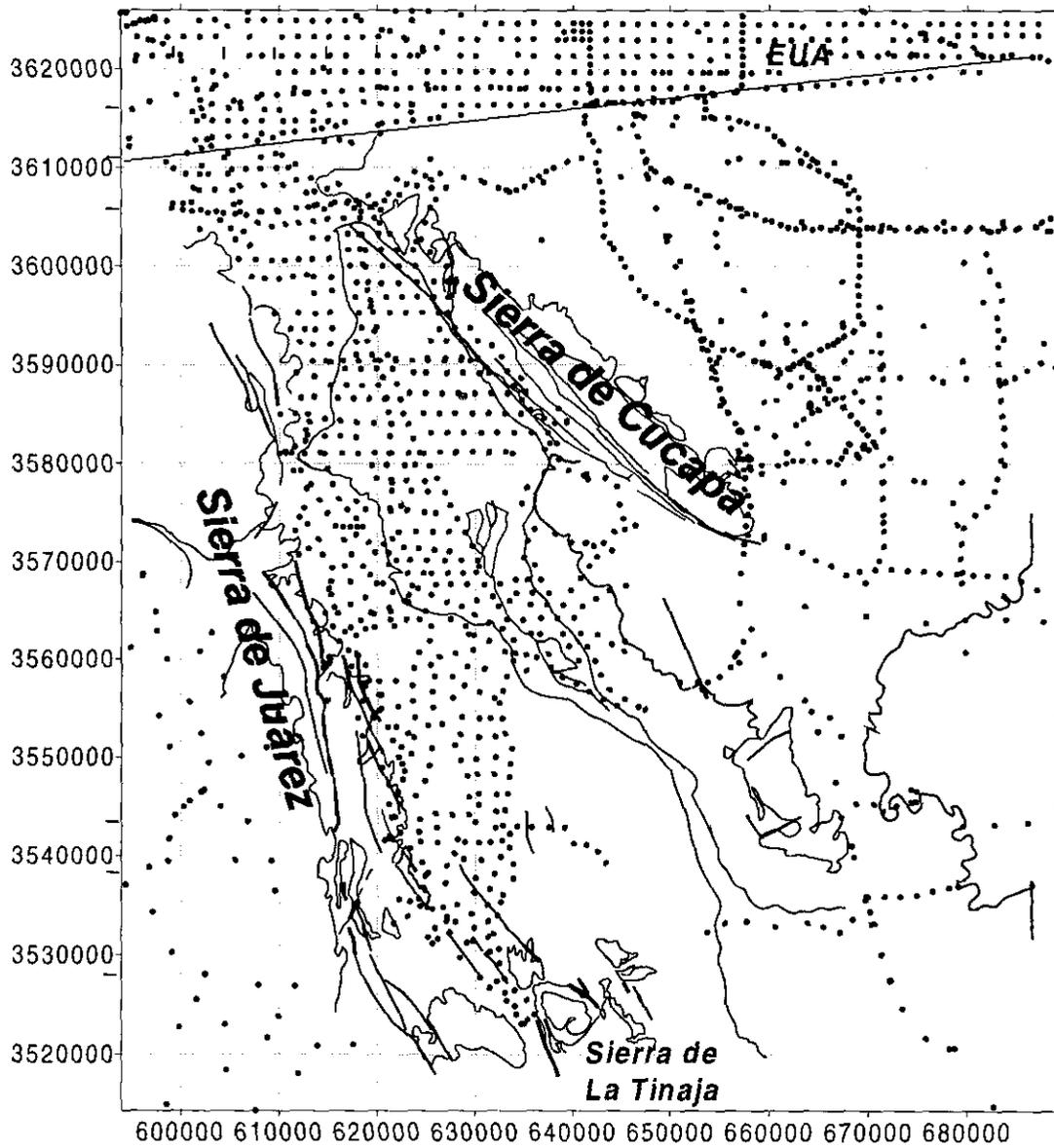
La estructura no es continua en la dirección N-S, como lo muestran las imágenes de continuación y el perfil g5

Existe un alto estructural que divide al basamento en dos zonas, la parte sur de mayor profundidad.

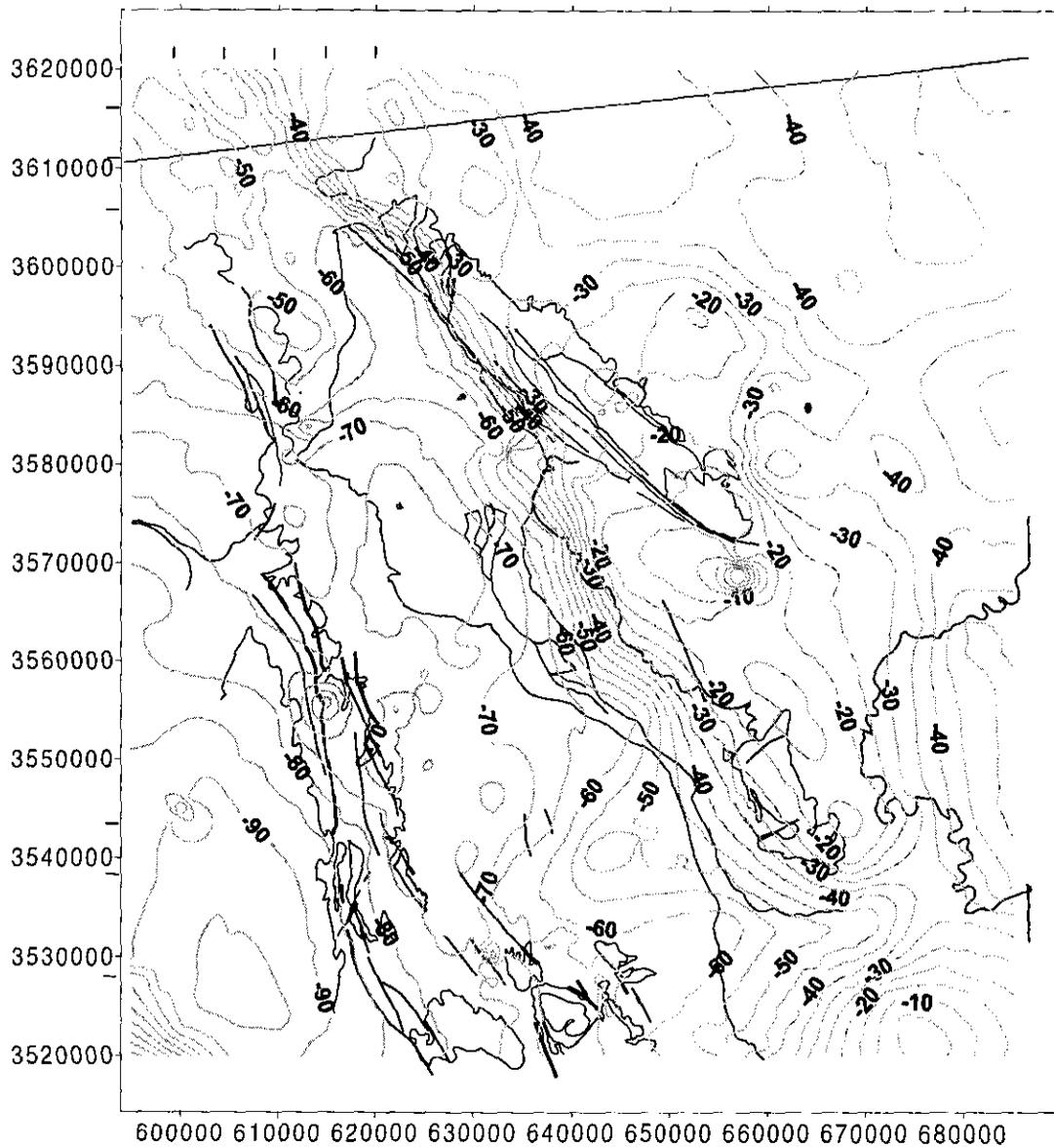
Los espesores máximos de sedimentos son de 4000 metros

Su orientación de la cuenca de Laguna Salada es noroeste-suroeste.

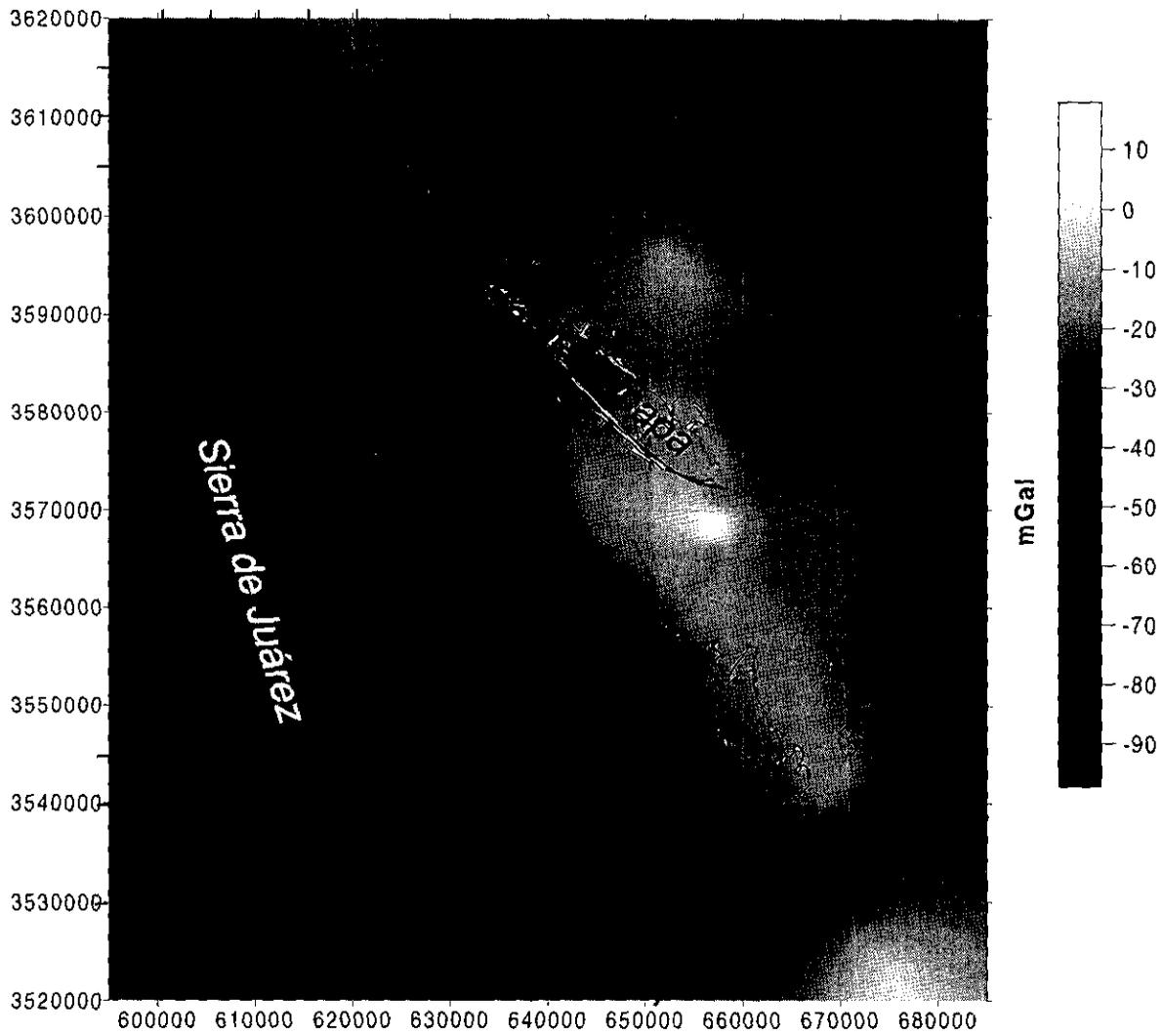
En la zona sur, es donde el basamento alcanza las mayores profundidades.



2.1 Ubicación de las 1714 estaciones gravimétricas



2.2 Mapa de isolíneas de anomalía de Bouguer



2.3 Imagen de anomalía de Bouguer en Tono de grises

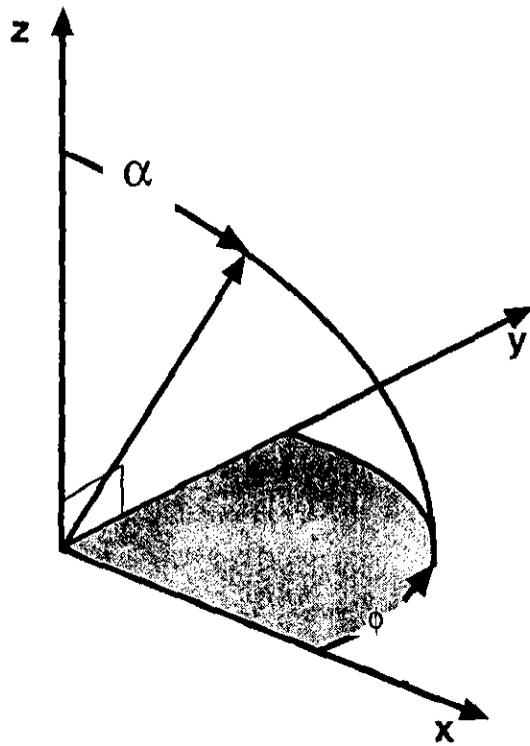


Figura 2.4 definición de ángulo de elevación α y azimuth ϕ .

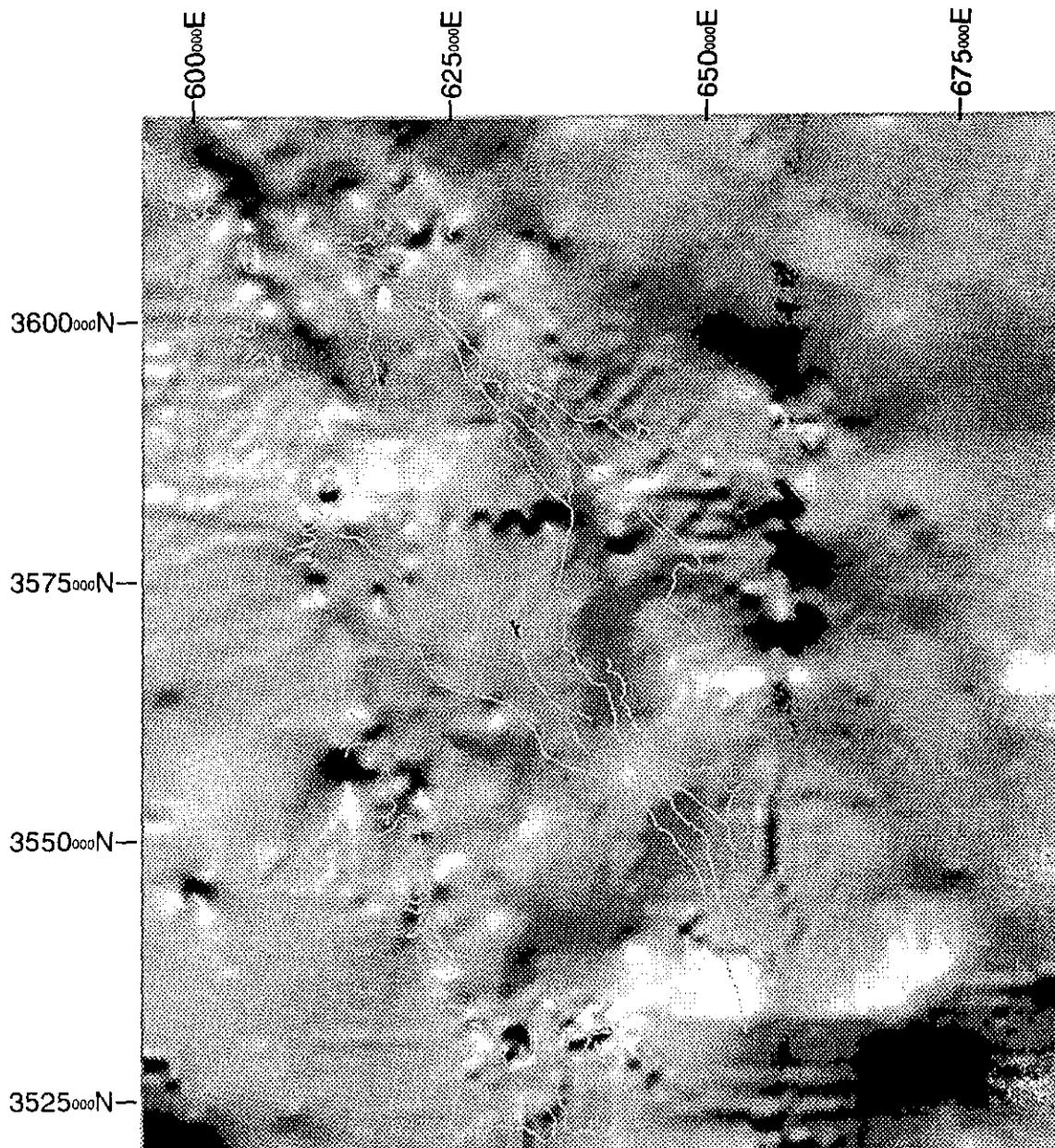


Figura 2.5 Iluminacion de los datos gravimetricos
elevacion 48 azimuth 168

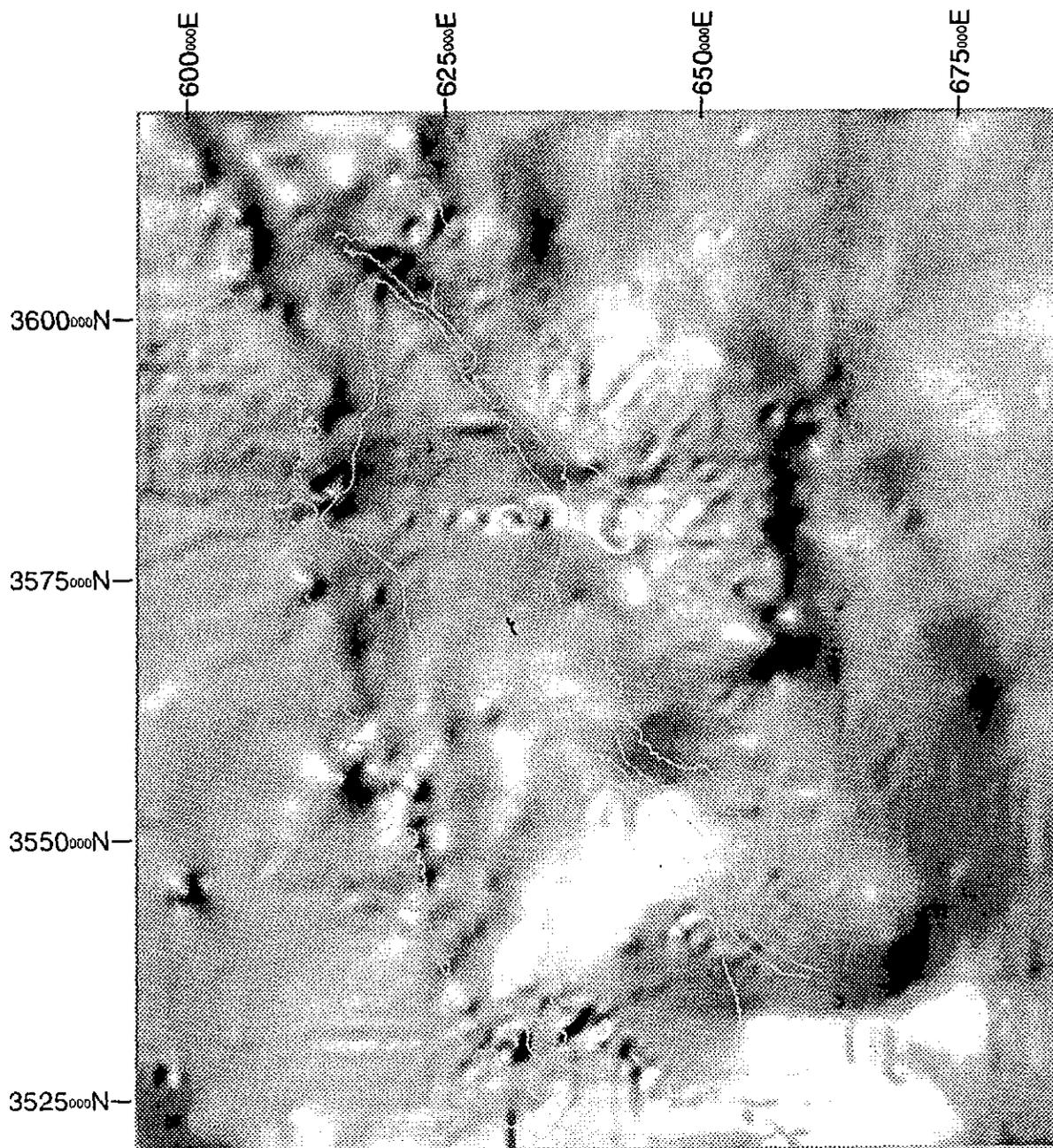


Figura 2.6 Iluminación de los datos gravimetricos
elevacion 53 azimuth 303

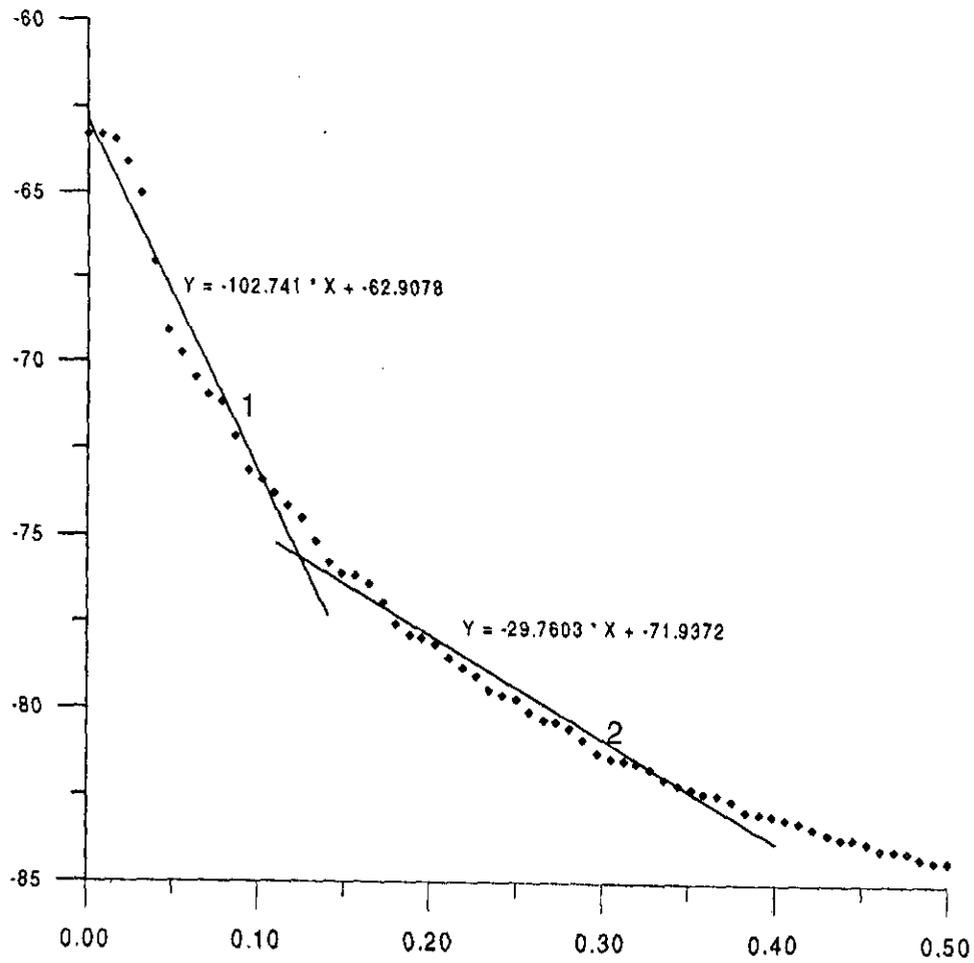


Figura 2.7 Espectro de potencia radial del campo gravitacional en la región de Laguna Salada. Las pendientes de las rectas 1 y 2 están asociadas a la profundidad de las fuentes

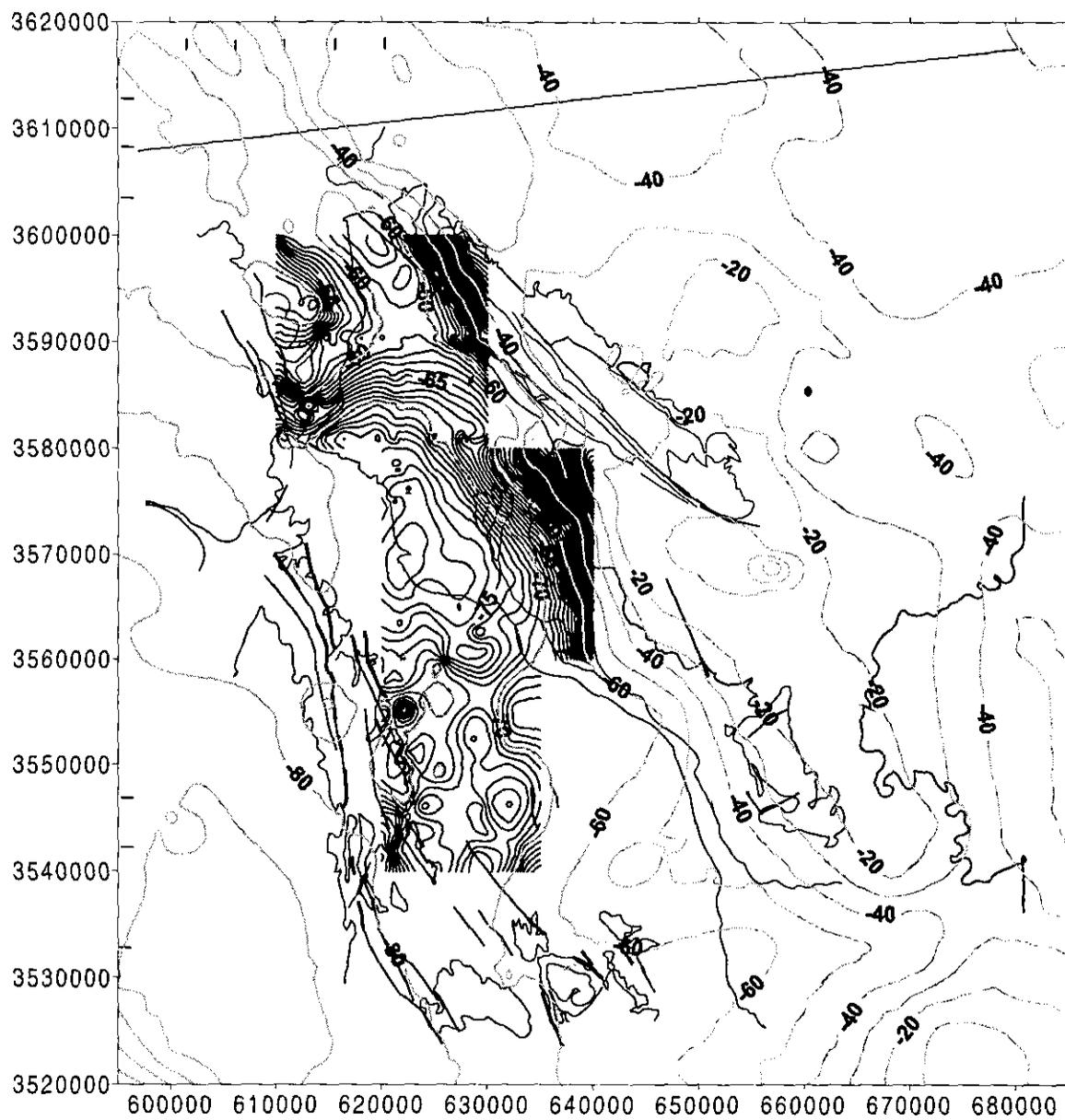


Figura 2.8 Zonas donde las imágenes de continuación indican una diferencia en profundidades.

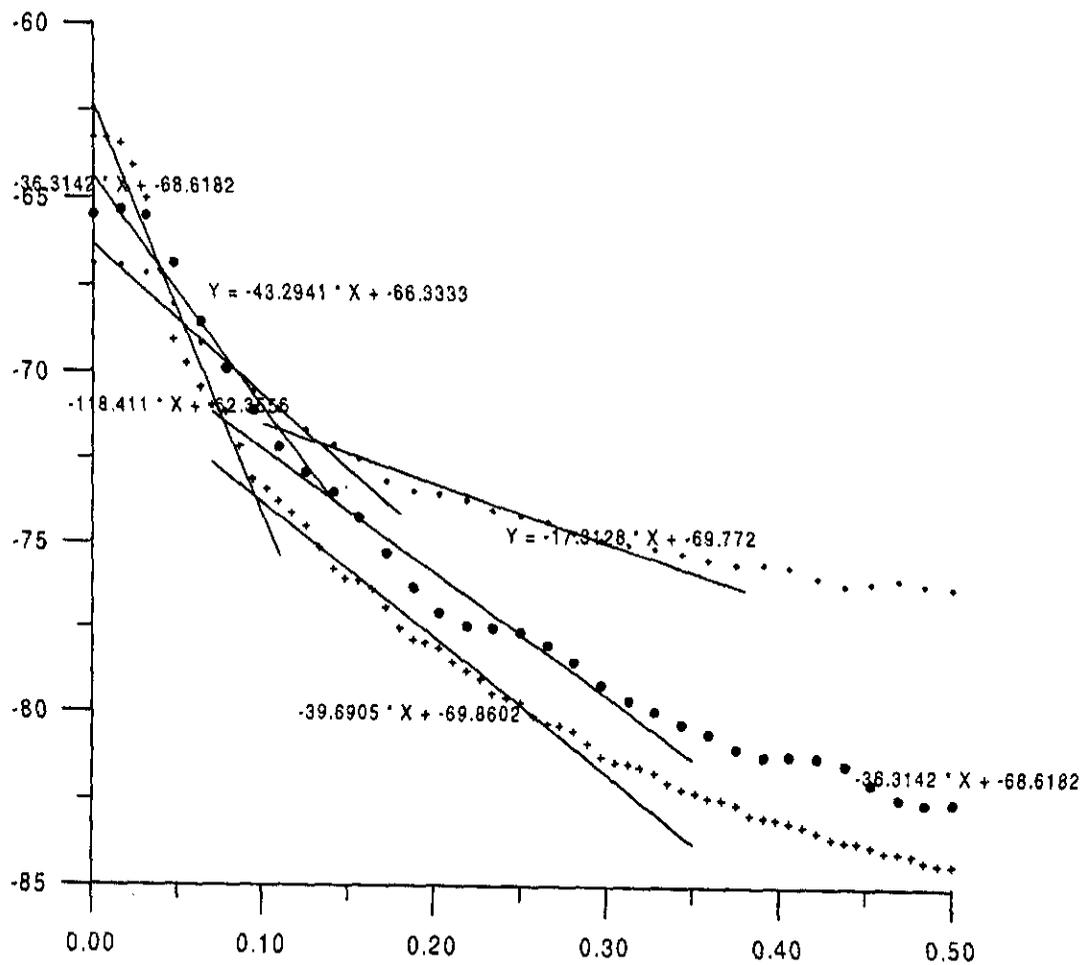
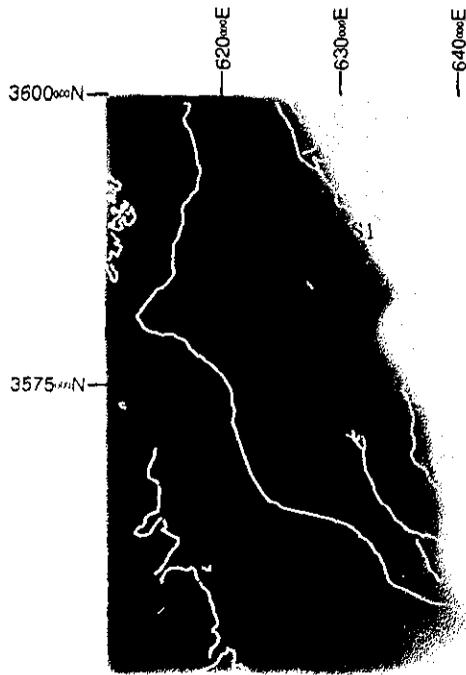
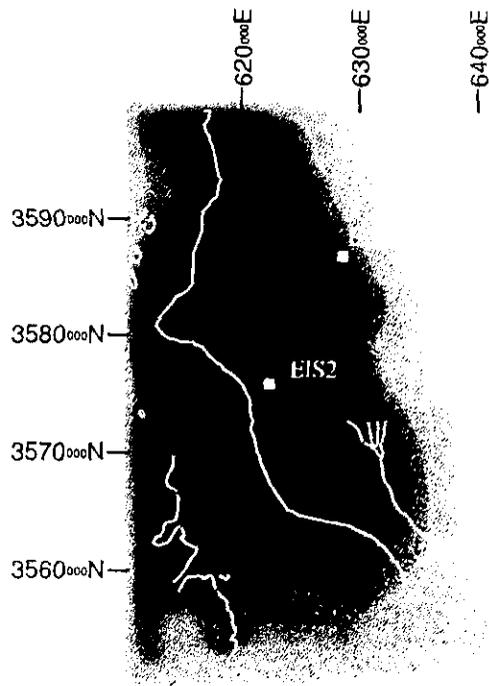


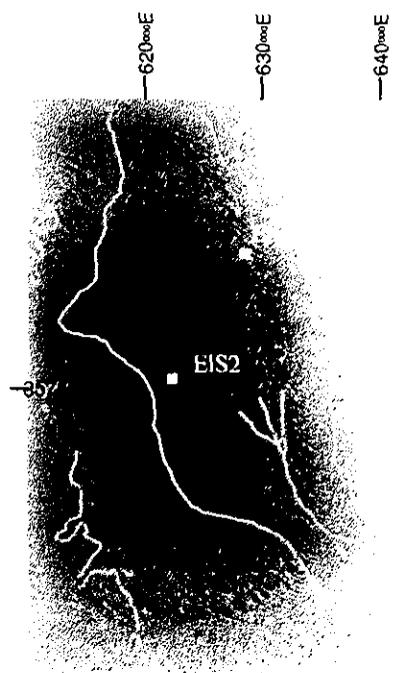
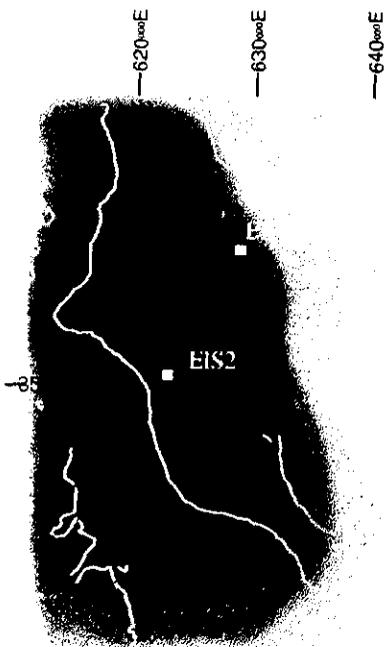
Figura 2.9 Espectro de la zonas donde el análisis cualitativo indica la zonas de diferentes profundidades.



continuacion 500



Continuacion 1000



continuacion 4000

Figura 2.10 Imagenes de continuacion del campo gravimetrico

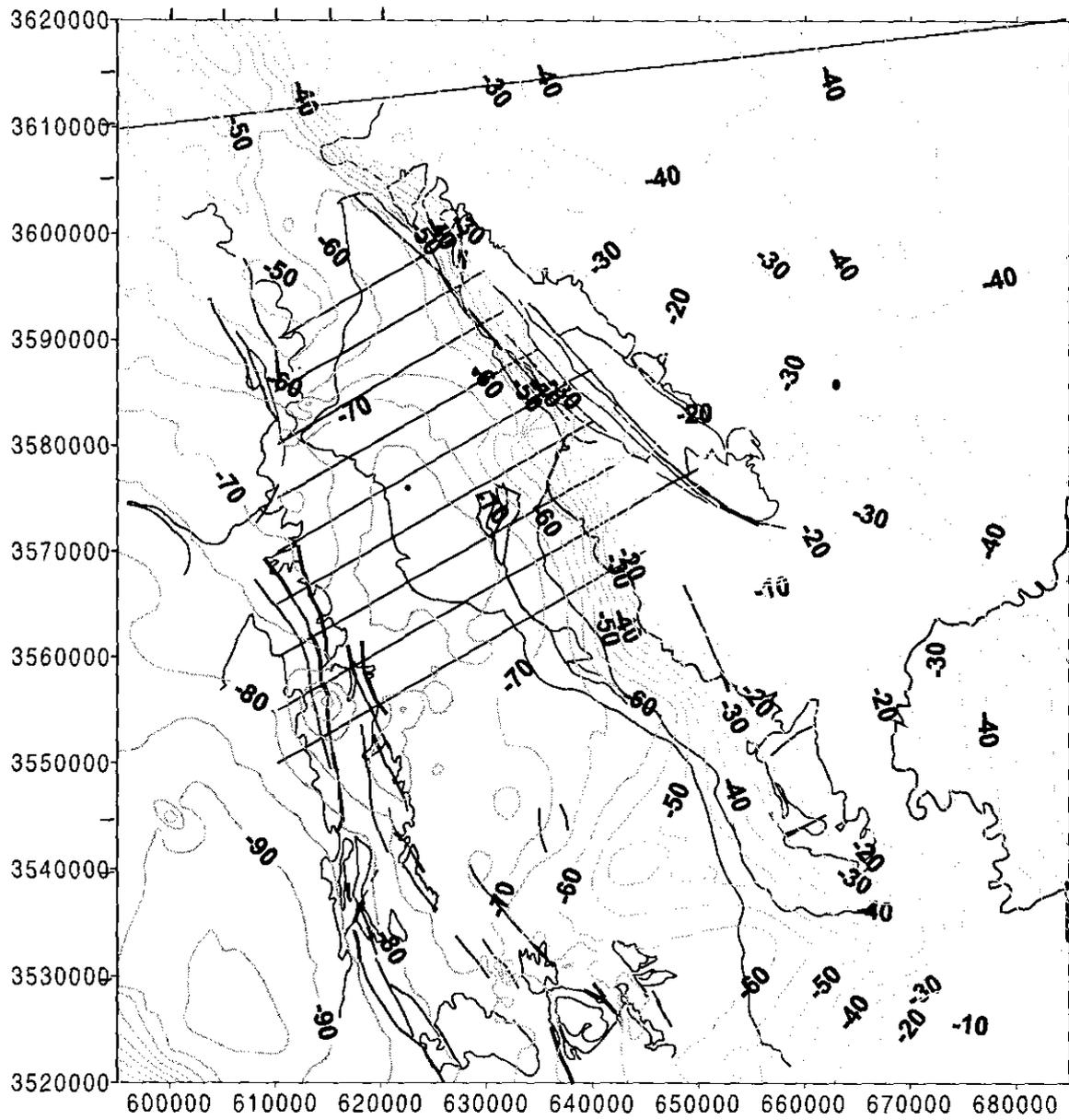


Figura 2.11 Los perfiles se trazaron de tal forma que cortaran las isolíneas en la dirección del máximo gradiente.

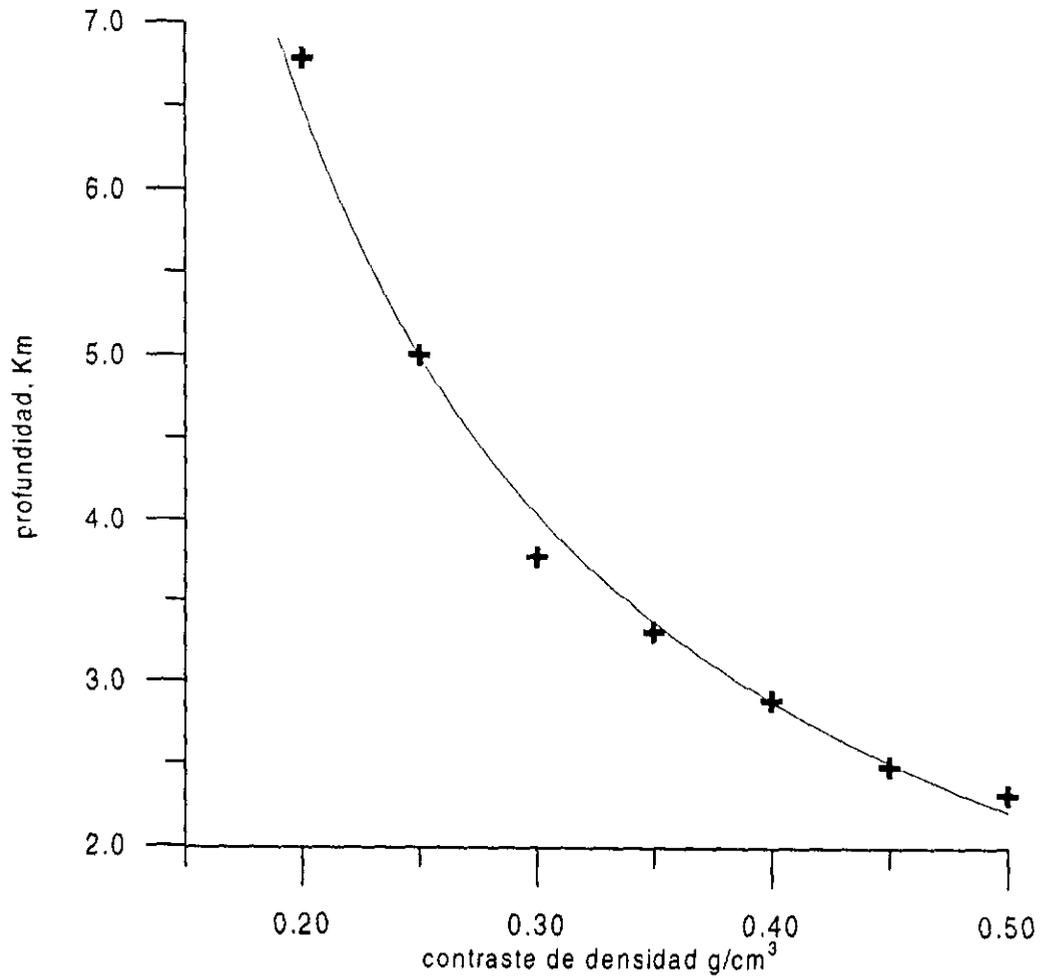


Figura 2.13 Comportamiento de la profundidad con respecto a la densidad al hacer coincidir el modelo con la anomalía. La ecuación de este comportamiento es: $\log(Y) = -1.17691 \cdot \log(X) + 0.0235649$ o alternativamente: $Y = \text{pow}(X, -1.17691) \cdot .976711$, el número de datos usados es 7

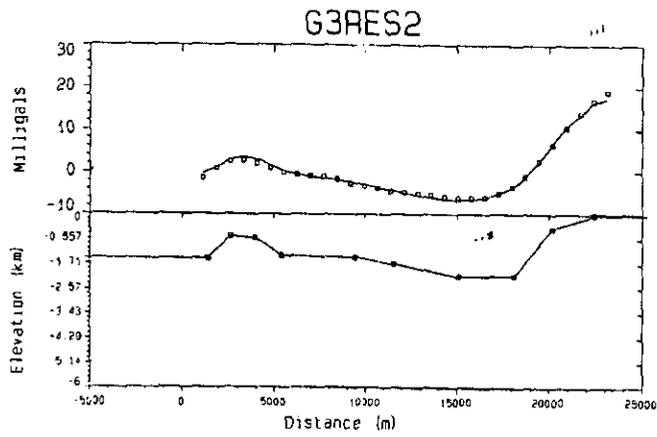
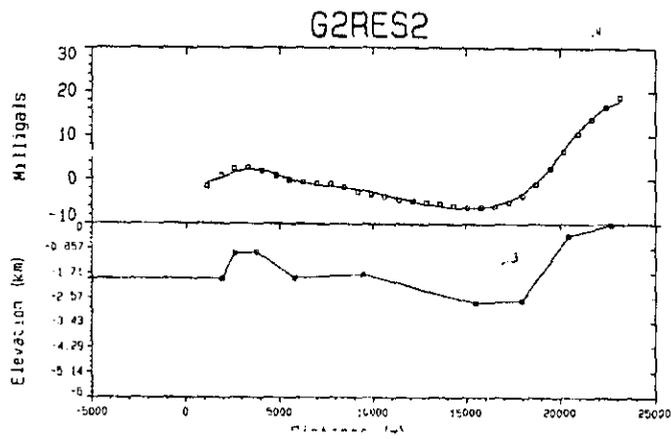
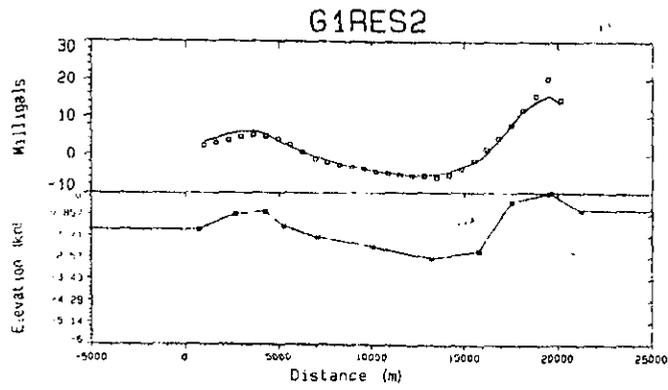


Figura 2.14 Modelos bidimensionales de los perfiles g1 a g9

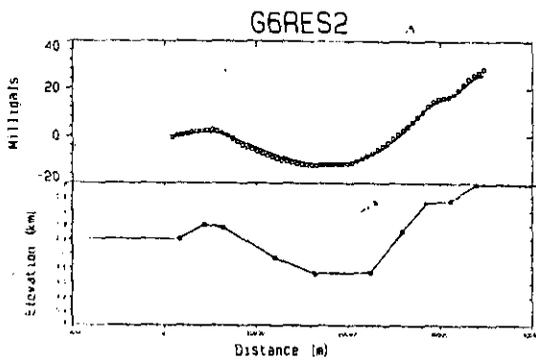
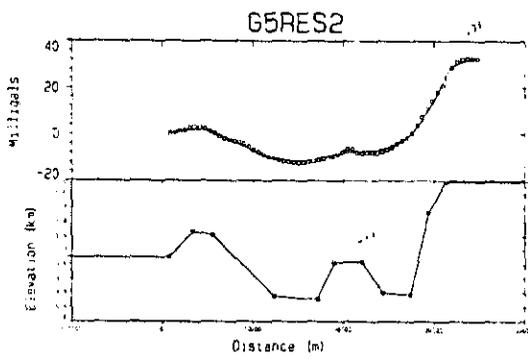
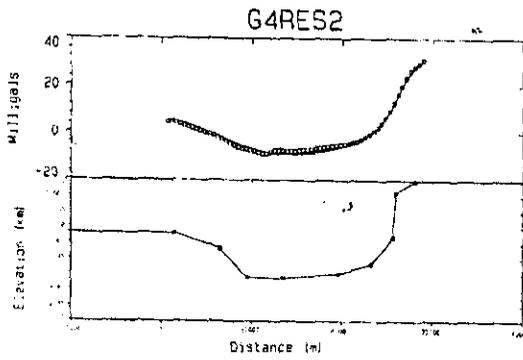


Figura 2.15 Continuación modelacion de los perfiles residuales g4,g5 y g6.

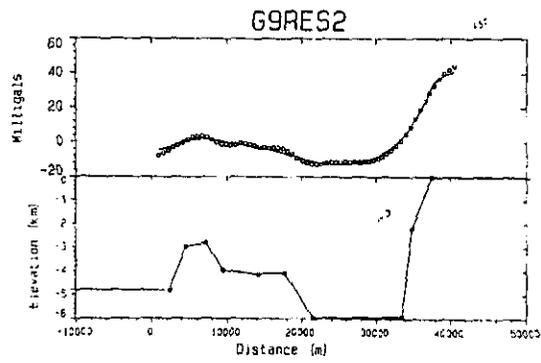
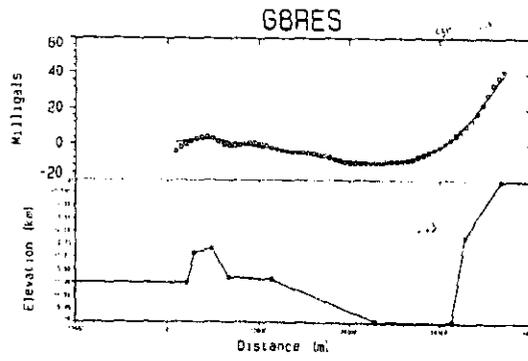
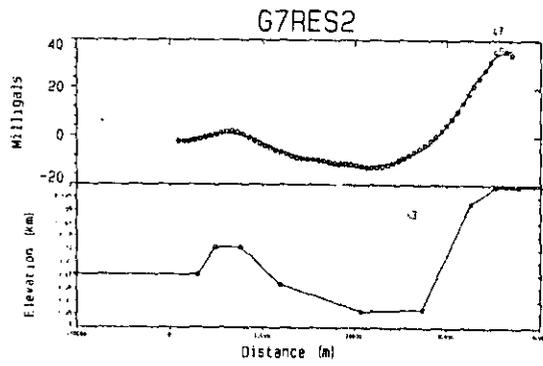


Figura 2.16 Continuación

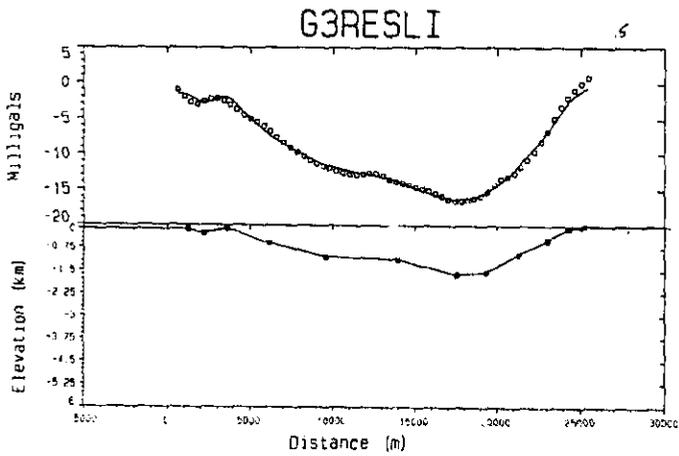
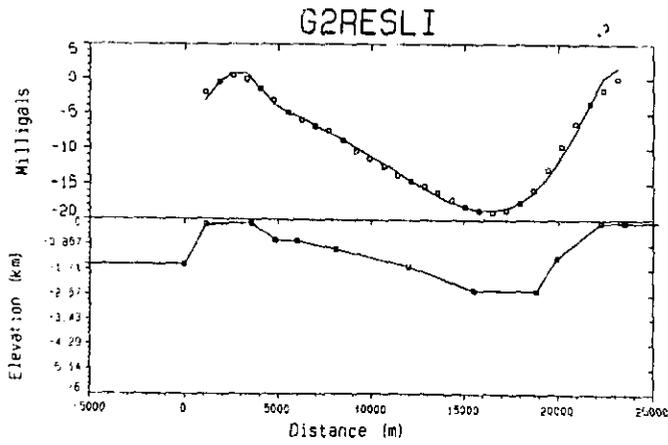
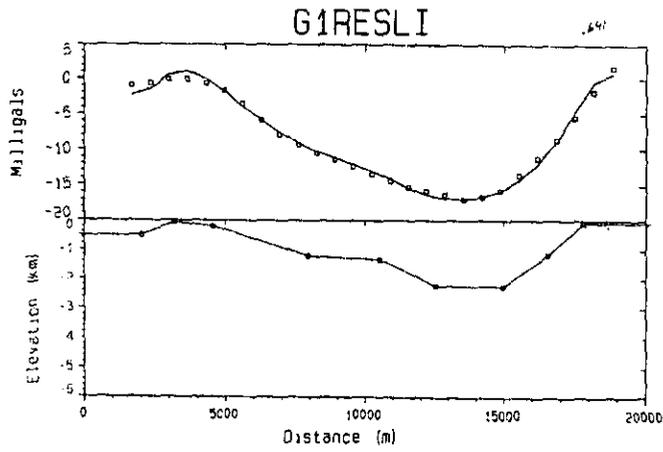


Figura 2.17 Modelacion de un basamento homogeno usando un plano como regional.

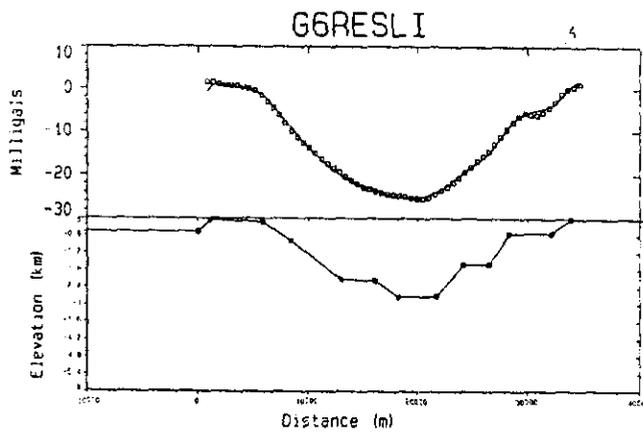
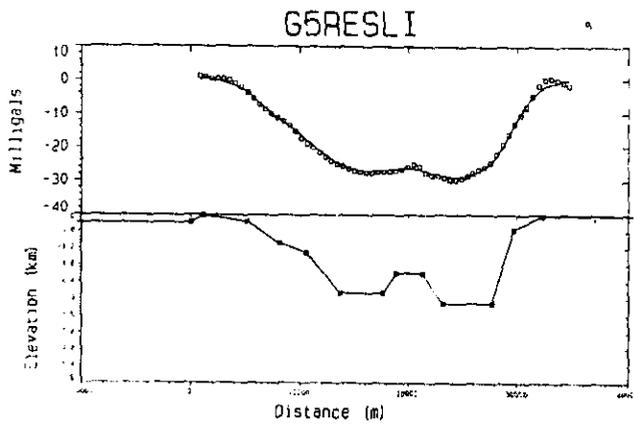
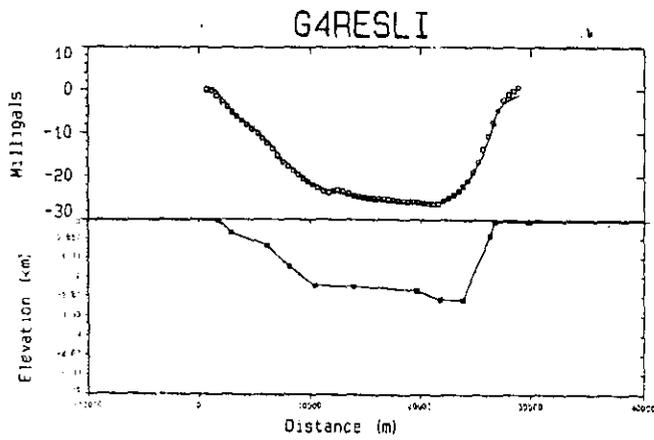


Figura 2.18 Continuación. Modelación de un basamento homogéneo usando el residual obtenido al quitar un plano como regional.

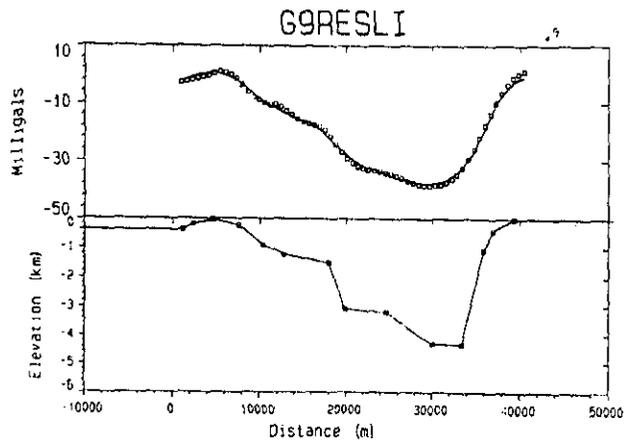
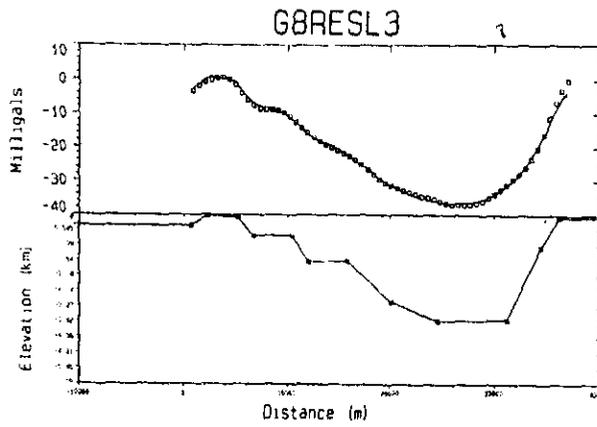
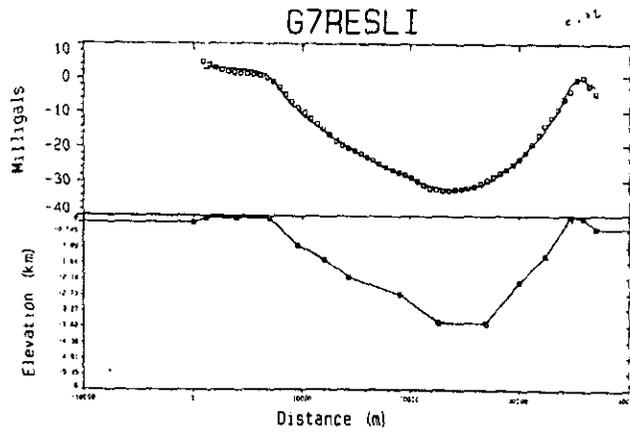
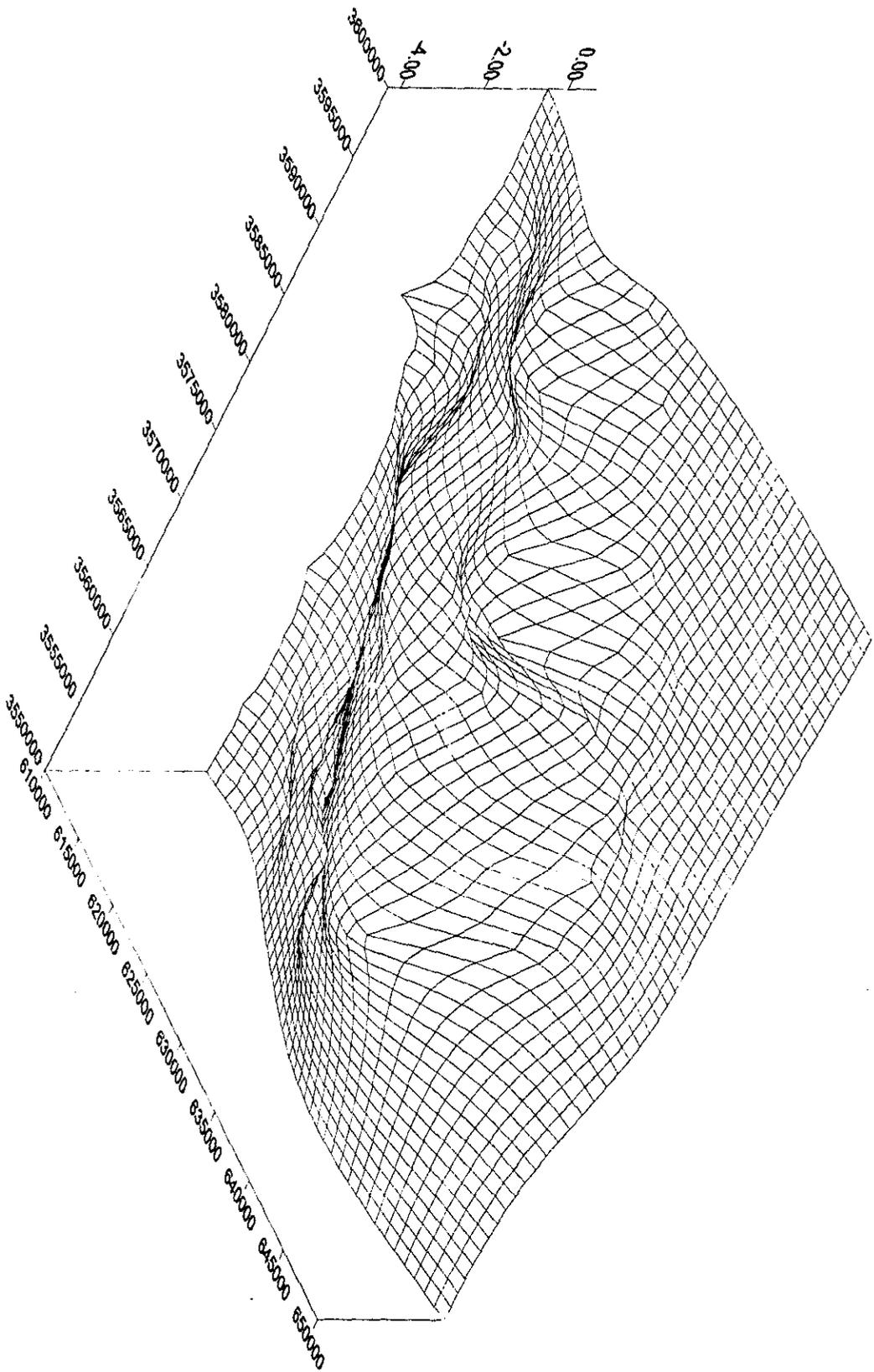
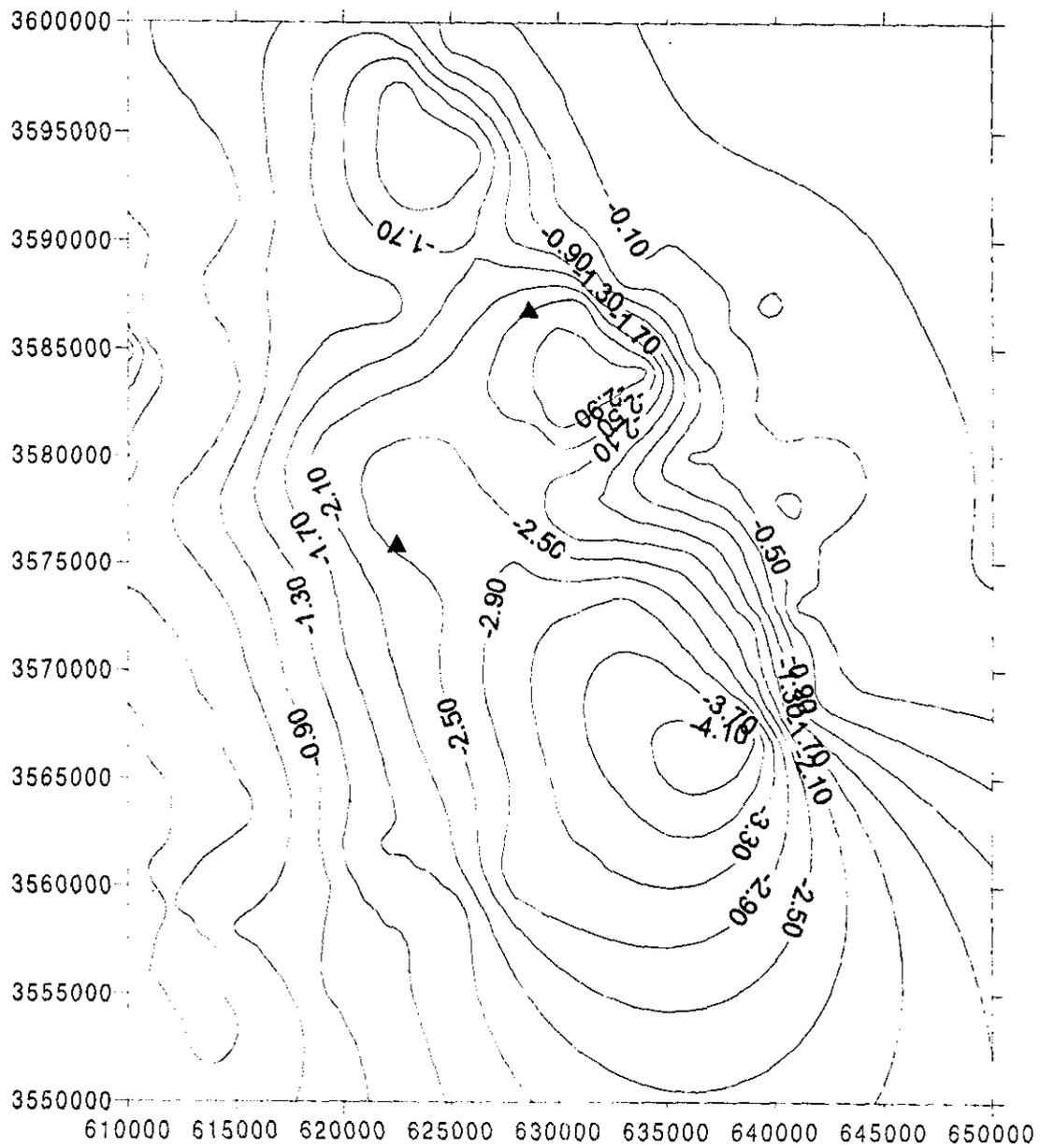


Figura 2.19 Continuación. Modelación de un basamento homogéneo usando el residual obtenido al quitar un plano como regional.



2.21 Modelo de profundidades obtenido con un contraste de densidad de -.3



2.20 Modelo de profundidades usando un contraste de densidad de -.3

Capítulo 3 Análisis de la información magnética.

En este capítulo se describe el análisis de los datos magnéticos. En primer lugar se describe el origen de los datos empleados y sus características. Enseguida una interpretación cualitativa. Posteriormente se describe la interpretación cuantitativa de los datos magnéticos.

3.1 Fuente de datos. Los datos utilizados son de componente vertical y comprenden 771 observaciones distribuidas en la parte central de la cuenca, (Figura 3.1) Fueron obtenidos por Kelm en 1971. Los datos se interpolaron a una rejilla regular utilizando el método de Kriging (Krige, 1951). Con esta interpolación se realizó un mapa de isolinéas (Figura 3.2). La zona cubierta por estos datos comprende un área de aproximadamente de 2,520 km², que con las 771 estaciones, corresponden a una densidad de 1 estación por cada 3 km².

3.2 Descripción cualitativa del campo total.

Las anomalías presentan un fuerte gradiente con una orientación N-S a NW-SE, que corresponden a los lineamientos de las estructuras observadas en superficie. Debido a que el área de la cuenca está cubierta por rocas sedimentarias, estos lineamientos indican la estructura subsuperficial del basamento. Hay una anomalía dipolar en el centro de la cuenca y un tren (cinturón) de anomalías positivas, en el margen oeste de la cuenca.

En su parte sur este cinturón presenta una orientación N-S, que es donde presenta cierta continuidad. En la parte central la continuación del cinturón se ve afectada por la existencia de una anomalía positiva elongada en la dirección E-W y que continúa hacia la Sierra Cucapá. A continuación más hacia el norte, tenemos la gran anomalía dipolar. En el extremo N de la cuenca tenemos un máximo relativo que se une con la anomalía positiva asociada a la Sierra de Cucapá.

Este cinturón positivo que acabamos de describir limita al E un mínimo elongado en la dirección N-S a NW-SE. El límite oriental de este mínimo es la anomalía positiva asociada con la Sierra de Cucapa.

En su parte sur esta anomalía (mínimo elongado) es de mayor longitud de onda que en su parte norte.

La continuidad de esta anomalía negativa se ve interrumpida en su parte media por un máximo relativo ya mencionado más arriba que es un apéndice del cinturón de anomalías positivas.

En la parte sur, esta anomalía negativa es más amplia y suave (es decir de mayor longitud de onda). En su parte norte se angosta en la dirección E-W hasta cerrarse. Por la longitud de onda de estas dos porciones se ve que la parte sur corresponde a una subcuenca relativamente más profunda, como también es observado en gravimetría.

La imagen en tonos de grises de la anomalía de la componente vertical (Figura 3.3) realza la separación de las dos porciones de la cuenca de Laguna Salada por la presencia de un máximo relativo. Cualitativamente interpretamos este máximo como un alto estructural que incluye a la anomalía positiva E-W ya antes mencionada y a la anomalía dipolar. Esto sugiere un intrusivo magnético o un alto estructural del basamento magnético.

Se realizaron imágenes de iluminación en diferentes direcciones, se presentan las que proporcionan información más significativa que no se había observado en las anteriores imágenes presentadas.

En las imágenes de iluminación se realzan anomalías en la dirección perpendicular a la dirección de iluminación, en general en todas las imágenes podemos ver una serie de tonos oscuros y brillantes en todas las direcciones lo que nos indica que el basamento está constituido por una serie de bloques a diferentes profundidades. Las figuras 3.4 y 3.5 proporcionan imágenes con direcciones Este, Norte, Oeste y Sur 3a, b, c, y d respectivamente. La figura 3.4a, es una imagen de iluminación de los datos magnéticos, iluminada desde el Este. En ésta aparece un gran lineamiento paralelo a lo largo de la sierra de

Juárez, sobre este lineamiento en las imágenes de satélite podemos ver que coincide, en el extremo norte y en el extremo sur, con los afloramientos de rocas volcánicas. Podemos inferir de esto, que el lineamiento es la continuación en el subsuelo de estos afloramientos volcánicos que solamente se observan en superficie en los extremos y que no existe evidencia en superficie de ellos.

En 3.4c, la variación en textura, más suave, que aparece hacia el centro de la imagen, de aproximadamente 15 Km de diámetro, podría indicar un incremento en la profundidad de la fuente anómala ya que los sedimentos son poco magnéticos, esto definiría la zona de cuenca de Laguna Salada.

En la figura 3.5a, en la parte norte y al centro se observa un rasgo circular que tiene su manifestación en superficie, el cerro de Centinela.

Las imágenes de iluminación revelan las fallas en la zona, un basamento de altos y bajos, con un intrusivo al centro. (Figura 3.4y 3.5)

3.3 Interpretación Bidimensional (2-D). Analizando las dimensiones de las anomalías antes descritas se tiene que, éstas en una dirección (N-S) son por lo menos 5 veces mayor que en la dirección perpendicular (E-W). Esto nos indica que la naturaleza de las anomalías es bidimensional (2-D). Este hecho permite usar un algoritmo de interpretación 2-D. Aquí se usó el paquete comercial Magix (interpexTM 1992) de inversión. Se procedió a modelar 7 perfiles elegidos de tal forma que cortaran perpendicularmente a las anomalías magnéticas. Estos perfiles se digitalizaron a partir del mapa de isolíneas obtenido, ya descrito anteriormente.

La ubicación de los perfiles obtenidos bajo estas consideraciones, se muestran en el mapa de isolíneas de la Figura 3.6, y sus localizaciones en coordenadas UTM están dadas en la Tabla 3.1.

Nombre del	Longitud del perfil	Coordenadas	Coordenadas
------------	---------------------	-------------	-------------

perfil	(m)	inicio (UTM)		final (UTM)	
		x _i	y _i	x _f	y _f
M1	34 333	680 000	3 547 010	646 000	3 566 880
M2	28 665	618 000	3 555 140	646 000	3 561 280
M3	20 068	618 000	3 574 890	628 000	3 557 490
M4	24 341	634 000	3 574 510	610 000	3 578 530
M5	28 858	618 000	3 566 220	628 000	3 593 290
M6	19 677	610 000	3 590 880	628 000	3 598 830
M7	20156	620 000	3 540 000	640 000	3 542 500

Tabla Num 3.1. Ubicación de los perfiles analizados

Se seleccionaron las anomalías bidimensionales de acuerdo al criterio antes mencionado y se trazaron perfiles que las cortaran perpendicularmente. El rumbo de éstos perfiles se mide convencionalmente es decir a partir del norte.

Perfil	Dirección del perfil a partir del norte	Dirección del cuerpo a partir del norte
m1	36°	54°
m2	78°	12°
m3	120°	60°
m4	10°	80°
m5	21°	-69°
m6	30°	60°
m7	7°	83°

Tabla 3.2 Dirección de los perfiles y cuerpos

Los perfiles permiten ver un alto magnético relativo, el cual puede corresponder a un alto estructural o a una zona de mayor susceptibilidad magnética con respecto al entorno. Los perfiles se muestran en la Figura 3.7

3.4 Interpretación cuantitativa Para constreñir la interpretación se usó la topografía del basamento dada por gravimetría, así como la información geológica superficial y datos de susceptibilidad magnética medidos en rocas que afloran dentro del área de estudio, los valores de susceptibilidad medidos varían entre 5 y 11×10^{-3} SI en la zona de Sierra de Cucapa; siendo del lado de la Sierra de Juárez los valores menores, que caen dentro del rango de $.01$ a $.03 \times 10^{-3}$ SI (Gerardo García Estrada, comunicación personal). Estos valores de susceptibilidades se encuentran dentro del amplio rango de valores reportados por la literatura para este tipo de materiales.

3.5 Resultados. Generalidades

Para la modelación se tomó como límite superior del basamento magnético el dado por el resultado del estudio gravimétrico (es decir por la base del relleno sedimentario). Figura 2.20

Las anomalías que se observan en los perfiles fueron interpretadas como debidas únicamente al basamento, considerando dos casos:

- 1) Solamente como debidas a la morfología de éste ó
- 2) Que son debidas a cambios laterales de susceptibilidad dentro del basamento.

El primer caso; es decir, se modela un basamento de susceptibilidad homogénea con un valor obtenido mediante inversión, por lo que los altos son debidos a la morfología del basamento. Los perfiles y su modelación se muestran en las Figuras 3.8. En este caso la modelación no es todo satisfactoria ya que en para algunos perfiles, el error cuadrático medio debido a

la diferencia entre el perfil modelado y observado es muy grande, como puede verse en la Tabla 3.3, o en la Figura 3.8 en los modelos obtenidos.

Perfil	Error entre el perfil y el modelo(nanoteslas)
m1	16.7
m2	10.7
m3	13.6
m4	11.85
m5	10.3
m6	17
m7	4.2

Tabla 3.3 Error, rms, al considerar la respuesta como solo al basamento

En este primer caso no todos los perfiles pueden ser modelados bajo este criterio, como puede observarse en la Tabla 3.3. Siguiendo la forma del basamento dado por la modelación gravimétrica, solamente el perfil m2 se ajusta con un error de alrededor del 10 por ciento. En el perfil m3 el error también es pequeño y esto es de esperarse ya que éste corre a lo largo de un cinturón magnético constante. En los demás perfiles el ajuste no es bueno a pesar de modificar el basamento dado por gravimetría. En los perfiles m4 y m5 la diferencia entre el modelo magnético y gravimétrico lleva necesariamente a considerar cambios laterales de susceptibilidad.

En el caso de modelar las anomalías observadas en los perfiles con cambios laterales de susceptibilidad, se retoma el modelo anterior de una capa infinita homogénea; sin embargo se consideran bloques con cambios laterales en el valor de susceptibilidad que mejoren el ajuste entre la respuesta del modelo y

la del perfil observado. Los modelos así obtenidos muestran errores de ajuste dados en la tabla 3.4 La modelación se muestra en la Figura 3.9

Perfil	Error entre el perfil y el modelo (nanoteslas)
m1	3.7
m2	3.7
m3	2.1
m4	14.6
m5	13.9
m6	2.3
m7	5.2

Tabla 3.4 Error, rms, al considerar la respuesta del basamento con bloques de diferentes susceptibilidades

Los ajustes en este caso son muchos mejores como puede apreciarse en los errores dados entre modelos obtenidos y el observado. Figura 3.10

Se observa a partir de este ultimo modelado una serie de altos magnéticos en el basamento que corren a lo largo de los dos flancos de las sierras, habiendo cuerpos intrusivos magnéticos al centro de esta cuenca.

Perfil m1. Observamos que los valores tienden a disminuir desde el extremo W hasta aproximadamente el kilómetro 15. A partir de este último punto los valores empiezan a crecer. El gradiente es ligeramente más suave en la mitad occidental. En esta parte observamos un alto magnético alrededor de los 1,000 m.

El perfil m2, de manera semejante la anomalía fue interpretada como debida principalmente al basamento, en tanto que el alto magnético está asociado a un cuerpo intrusivo con una susceptibilidad magnética mayor que el entorno. Este

cuerpo intrusivo se correlaciona con el respectivo intrusivo modelado anteriormente en el perfil m1 y que están asociados con el cinturón de anomalías positivas.

Perfil m3. Este perfil corresponde a una zona de transición donde las anomalías no son claramente bidimensionales. Este perfil corta una anomalía elongada de dirección E-W aproximadamente bidimensional que interrumpe el cinturón de anomalías positivas. Esta anomalía es interpretada por una intrusión mayor con una susceptibilidad de 2.4×10^{-3} SI

Perfiles m4 y m5

Estos perfiles cortan una anomalía claramente tridimensional con lo que una interpretación bidimensional no es la mas adecuada, sin embargo nos proporciona una información aproximada de la estructura subsuperficial. El perfil m4 corta la anomalía en la dirección este-oeste, en tanto que el perfil m5 la corta en dirección N-S (ver figura 3.9). En ambos perfiles la anomalía central fue modelada por intrusiones altamente magnéticas localizadas bajo la anomalía.

El alto magnético se interpretó como un intrusivo de alta susceptibilidad magnética 3×10^{-2} (con relación al resto del basamento magnético)

Los perfiles permiten ver el cinturón de altos magnéticos descritos cualitativamente con anterioridad.

3.6 Discusión

La modelación tanto dada por gravimetría como por magnetometría nos lleva a concluir que la cuenca de Laguna Salada esta dividida por un alto estructural del basamento, en dos cuencas más pequeñas, siendo la cuenca sur de mayor profundidad.

Un bloque magnetizado con una susceptibilidad de 1.2×10^{-3} SI aparece al inicio de cada uno de los modelos. Esto podría representar un cuerpo intrusivo a lo largo de la franja este que limita la cuenca.

Este bloque magnetizado que esta a lo paralelo de la Sierra de Juárez, tendría como afloramientos materiales volcánicos que estan en esta dirección al inicio y al final de esta franja

Se infiere que el cinturón de anomalías positivas, que fue interpretado por diques corresponden a una continuación en el subsuelo de los afloramientos de rocas volcánicas.

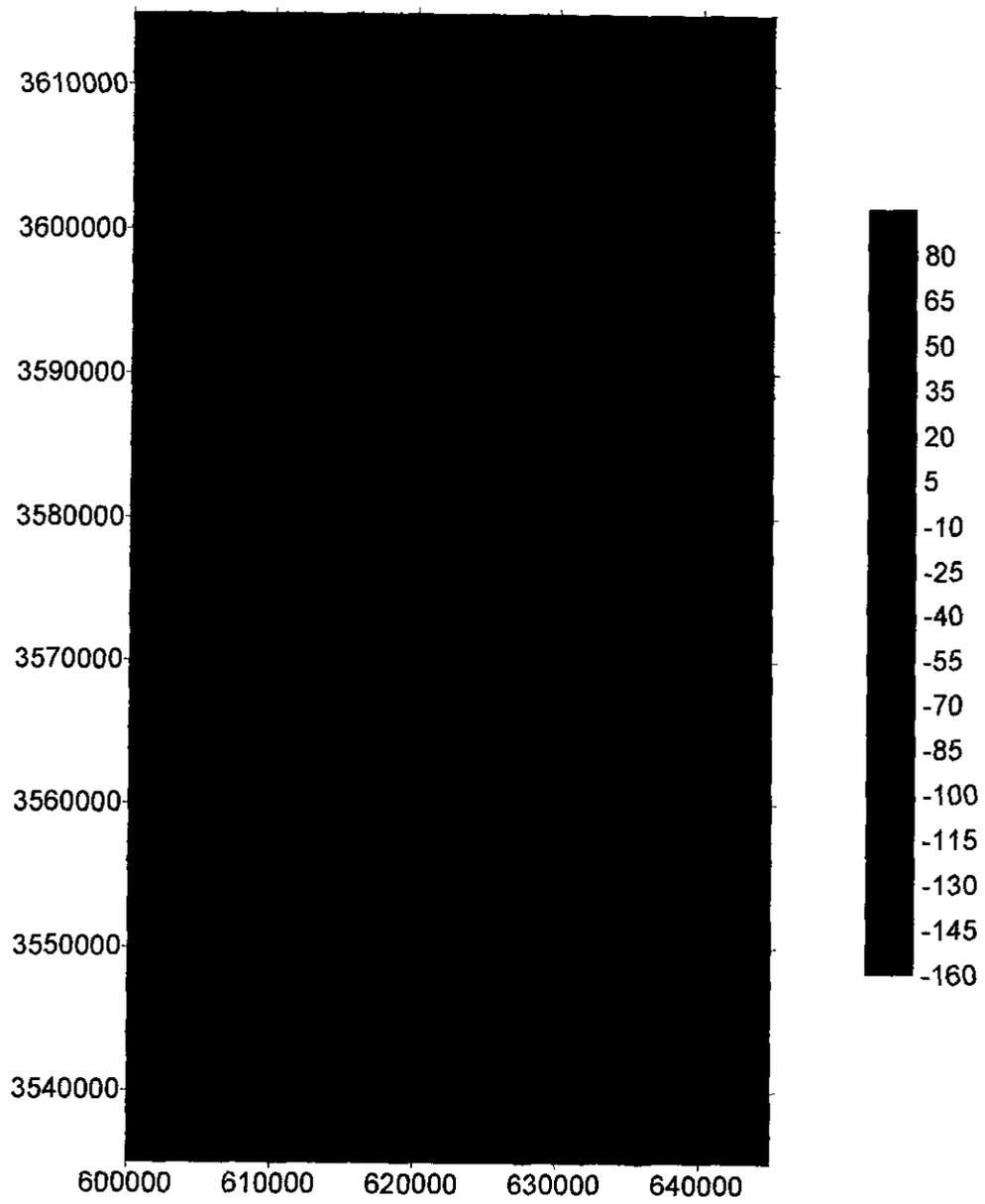
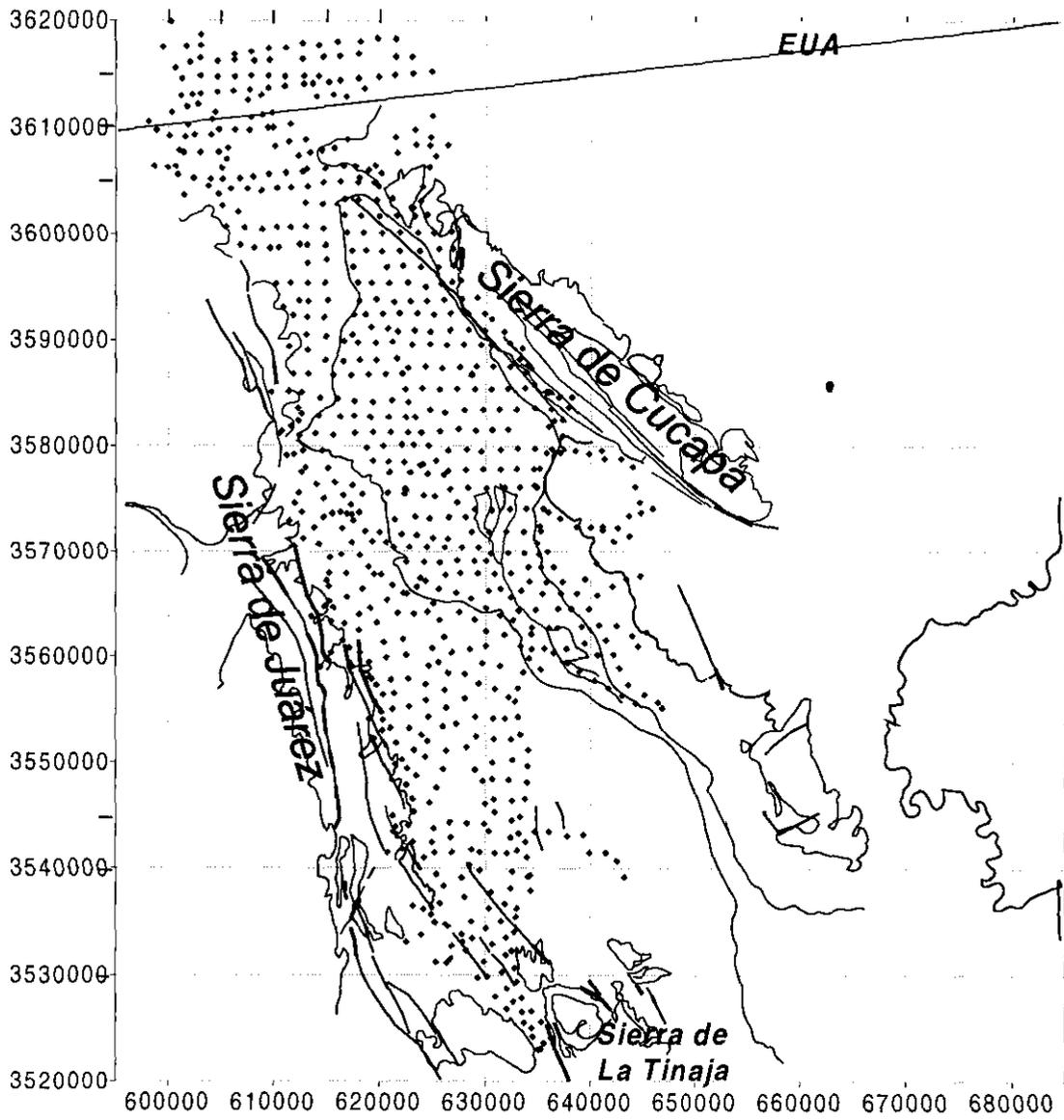
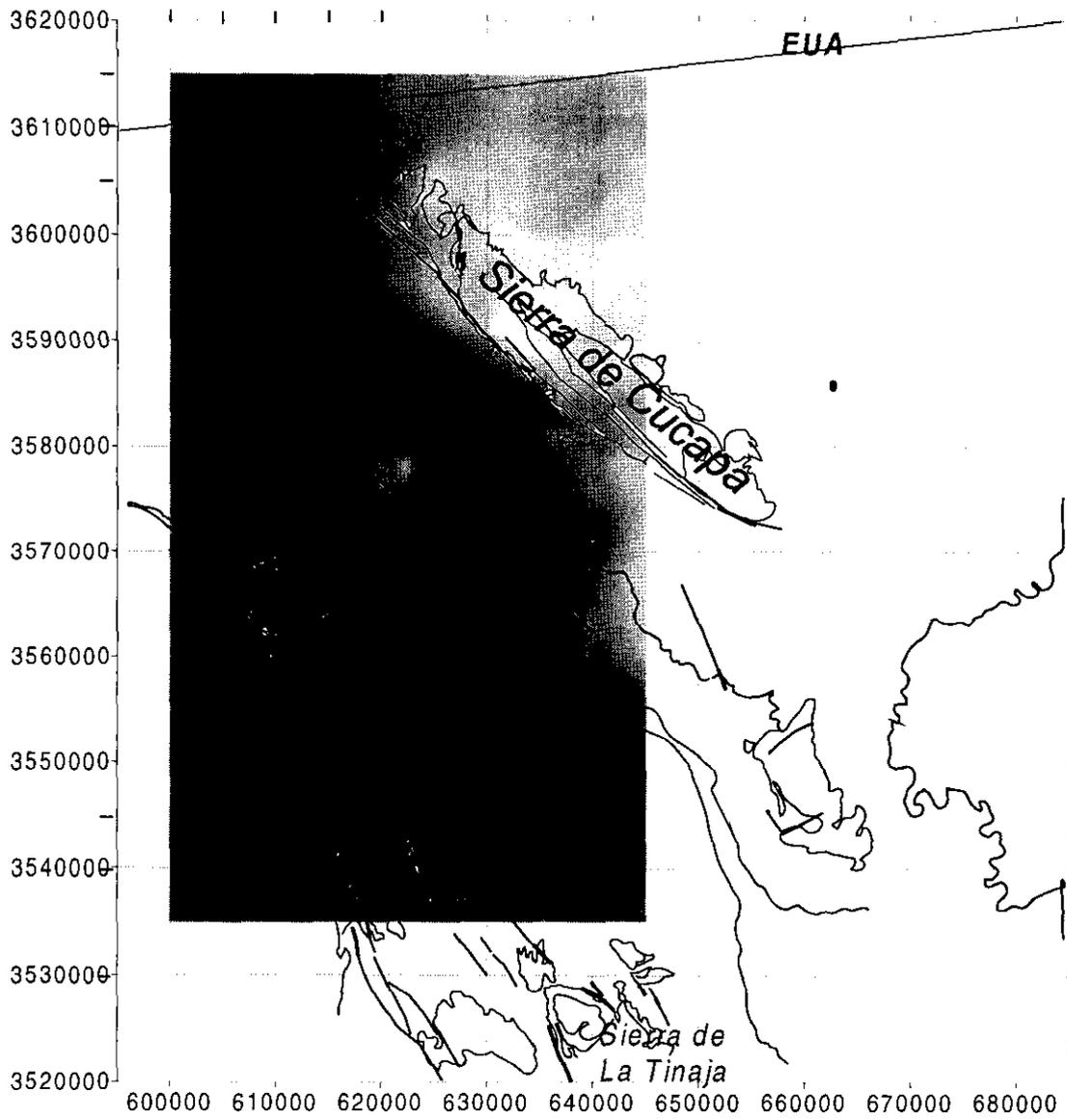


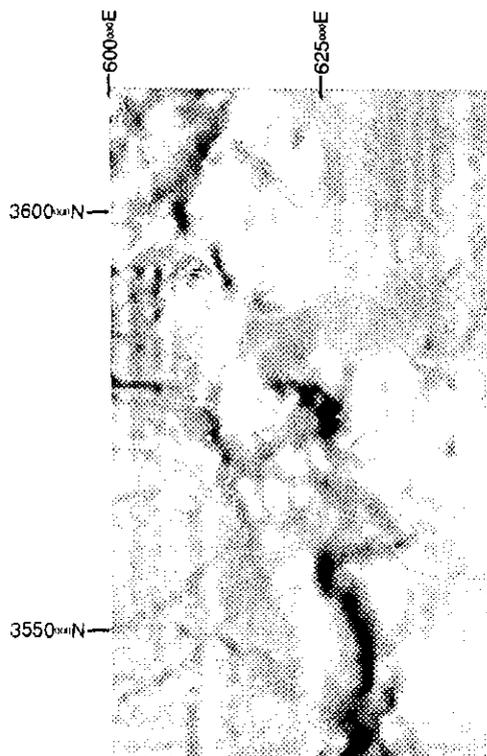
Figura 3.2 Mapa de isolíneas



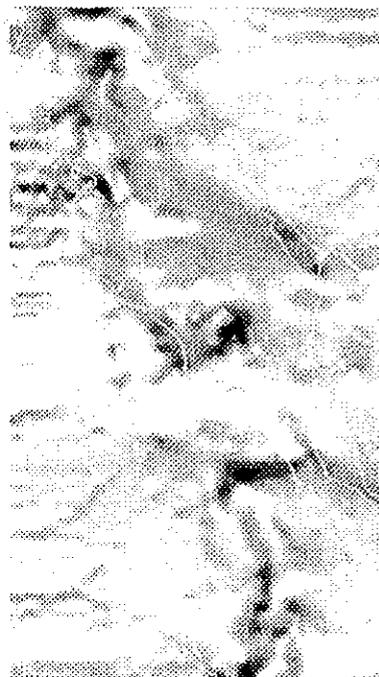
3.1 Mapa de estaciones



3.3 Imagen de los datos magnéticos en tonos de grises



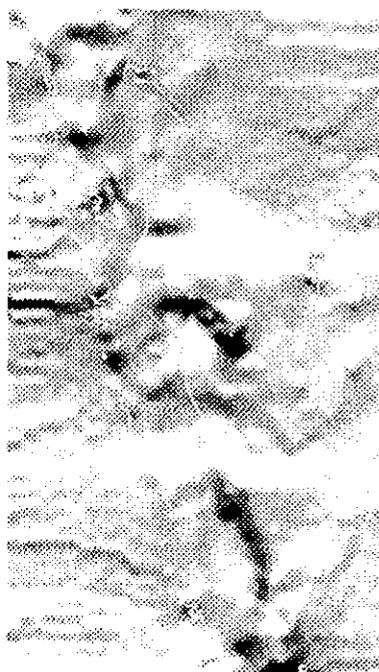
Iluminacion, elevacion 60 azimuth270



b). Iluminacion, elevacion 60, azimuth 0

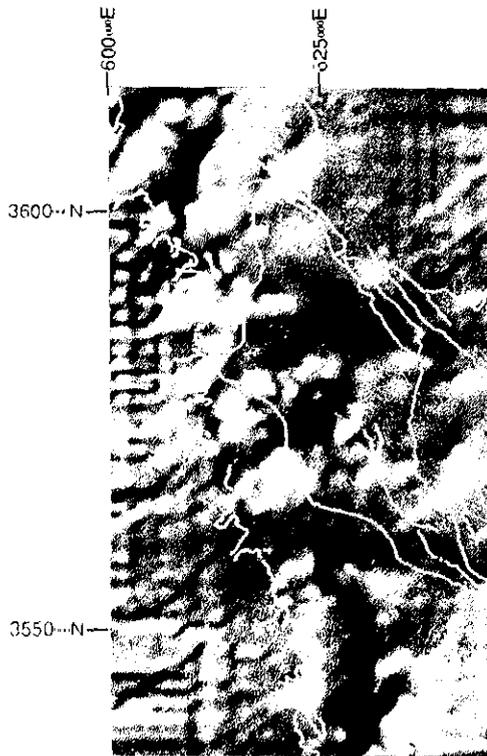


iluminacion, elevacion 60, azimuth 90



iluminacion , elevacion 60 azimuth 180

Figura 3.4 Imagenes de datos magneticos con iluminacion artificial, a,b,c y d representan las direcciones de iluminacion desde el Este, Norte, Oeste y Sur respectivamente



Iluminacion, elevacion 45 azimuth316



Iluminacion, elevacion 45, azimuth 47

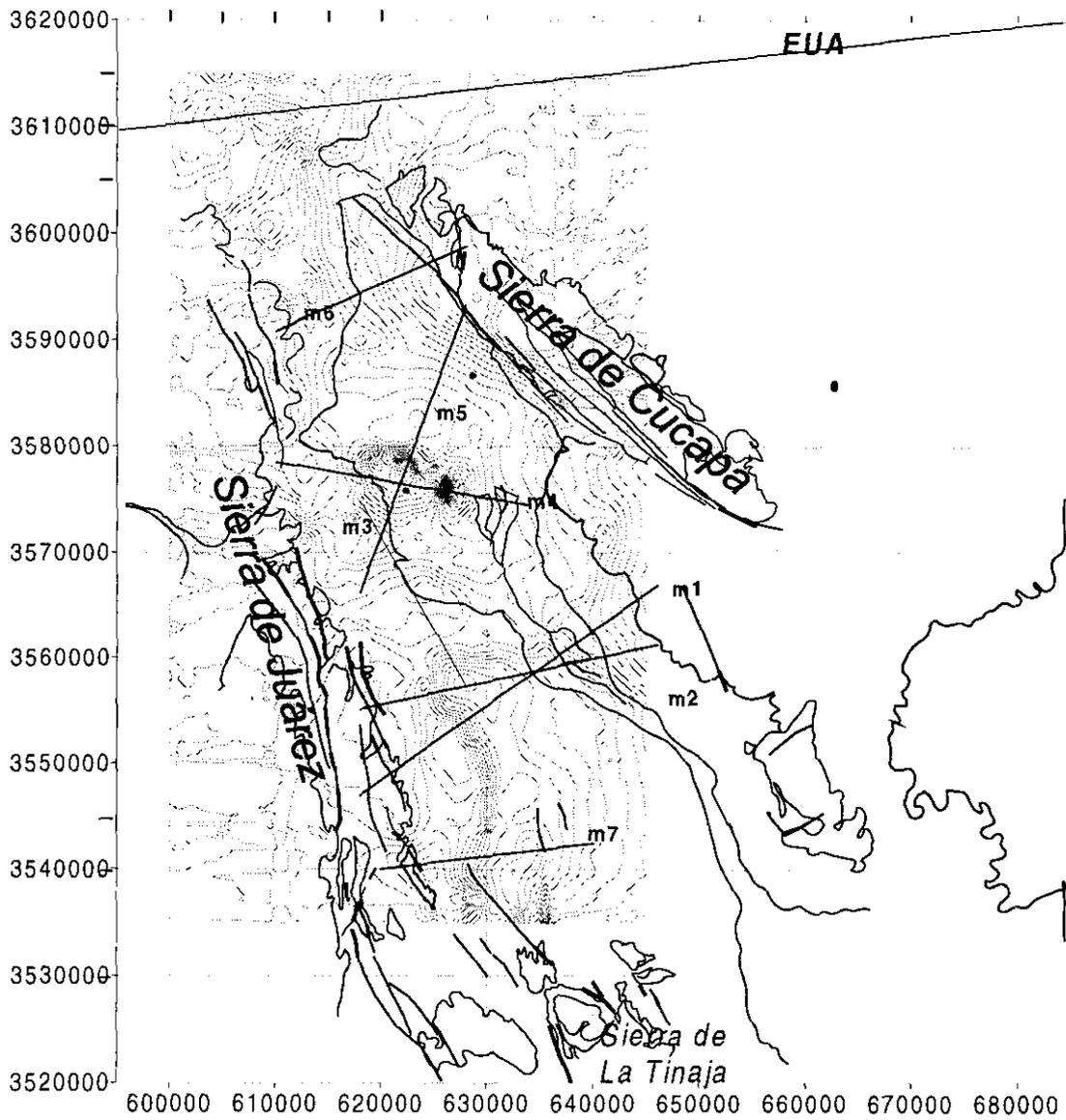


iluminacion, elevacion 45, azimuth 235



iluminacion , elevacion 44 azimuth 120

Figura 3.5 Imágenes de Iluminación, a, b, c, y d representan las direcciones, NW, EN, SW y SE respectivamente.



3.6 Ubicación de los perfiles magnéticos. Se ubican de tal forma que corten perpendicularmente a las isolíneas

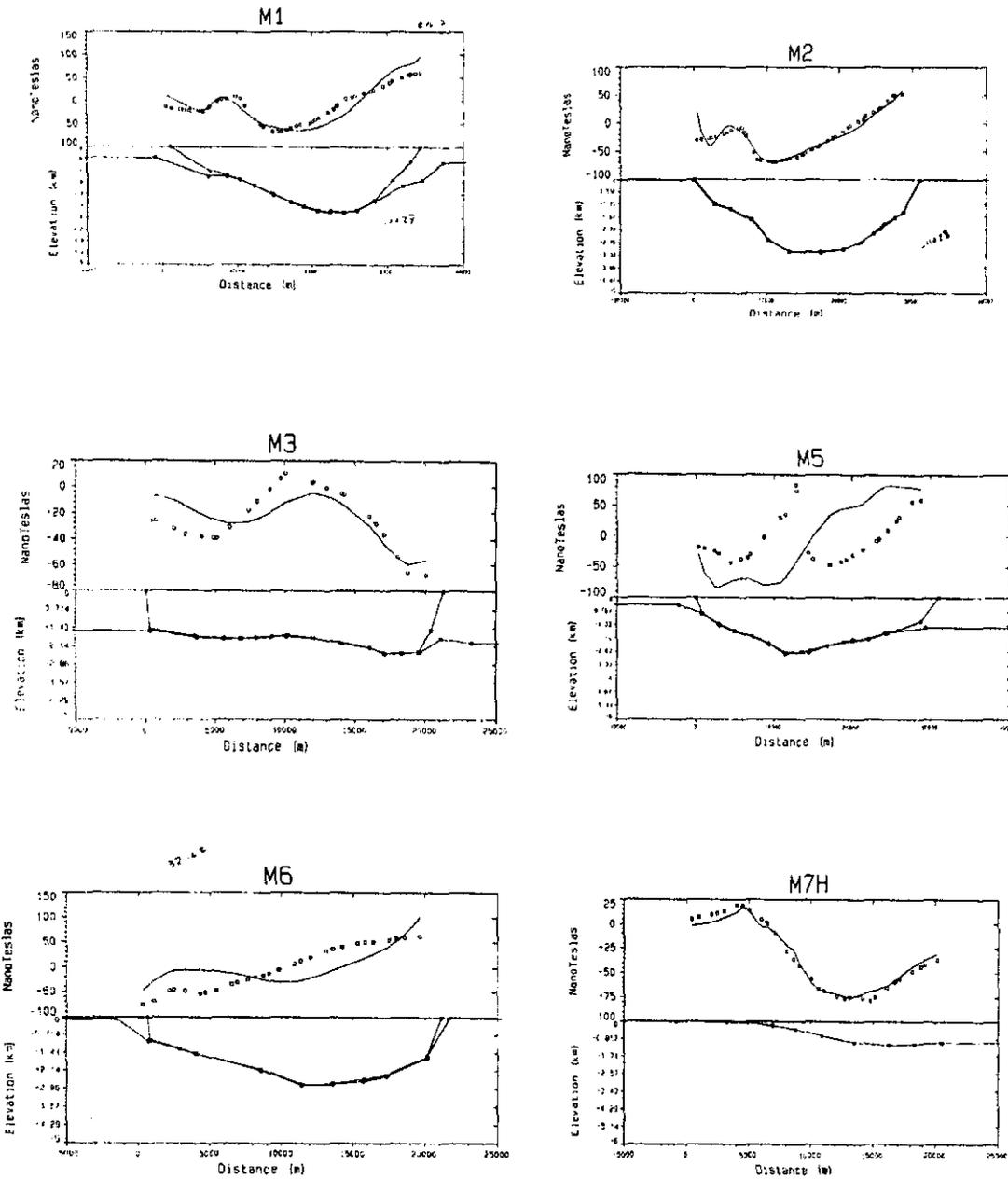


Figura 3.7 modelación de los perfiles usando un basamento homogéneo.

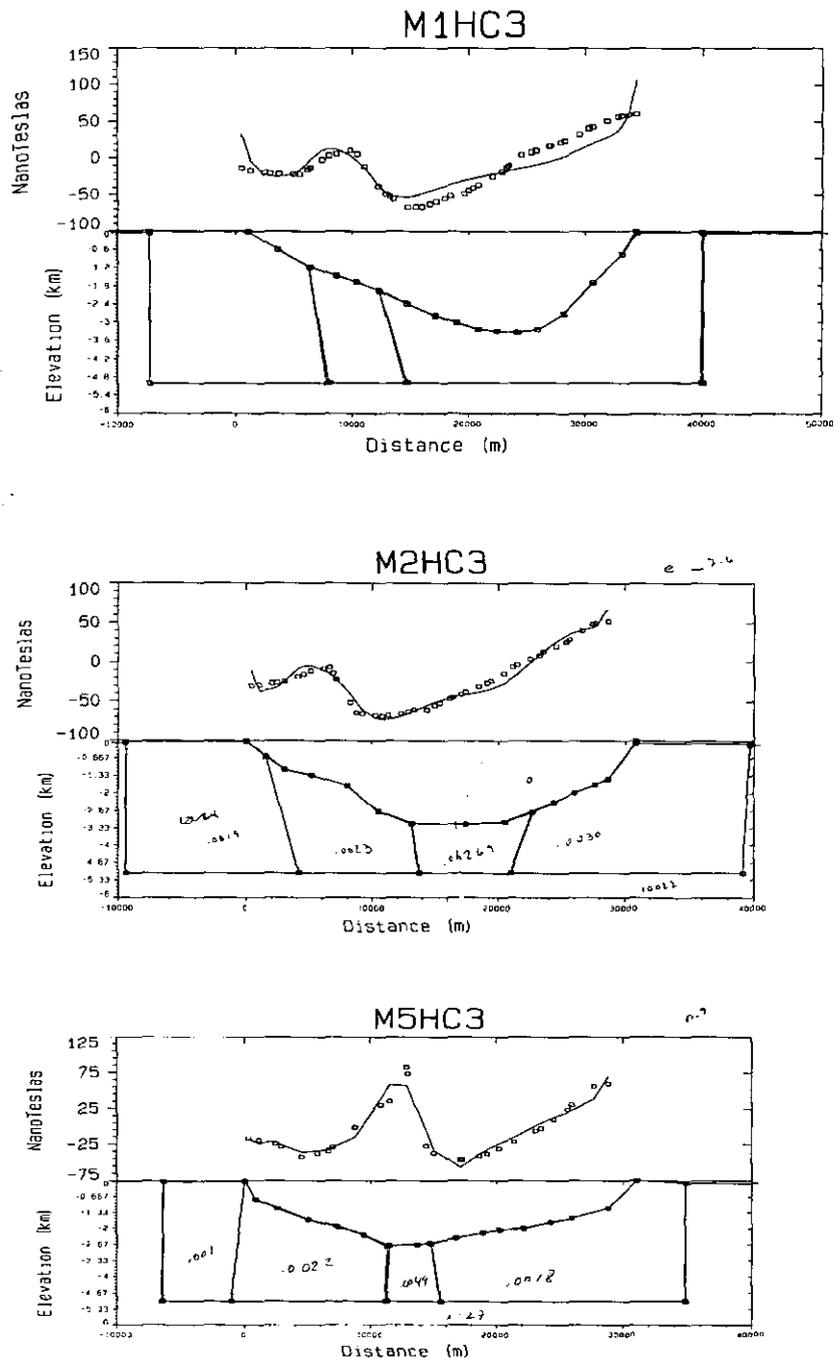


Figura 3.8 Modelación de perfiles magnéticos con contactos laterales de susceptibilidad

CONCLUSIONES

El análisis de los datos magnéticos y gravimétricos constreñidos por la geología de superficie, información de pozos y análisis espectral nos permite establecer los principales rasgos de la cuenca de Laguna Salada. Las imágenes gravimétricas, tanto de anomalía de Bouguer, como de continuación e iluminación artificial, nos proporcionan información cualitativa sobre los límites de la cuenca, fallas y morfología del basamento. El basamento no es plano, consiste de una serie de altos y bajos, con un alto principal hacia el norte que divide a la zona en dos, siendo la región sur más profunda.

El análisis por perfiles de la zona de cuenca nos detallan la interfase sedimentos-basamento, y nos permite generar un modelo tridimensional de la topografía del basamento. Este estudio nos señala que la cuenca presenta una fuerte asimetría siendo la parte este, limitada por la Sierra Cucapa, la de mayor pendiente.

Los estudios realizados con los datos magnéticos, proporcionan la estructura del basamento debido a que los sedimentos no son magnéticos. Las imágenes de iluminación nos proporcionan nuevos rasgos, entre ellos un lineamiento a paralelo a la Sierra de Juárez, una zona circular de un diámetro de aproximadamente de 15 kilómetros que nos indica que el relleno sedimentario es más profundo debido a la suavidad en la textura que aparece en la imagen y que contienen un alto magnético al centro.

Alatorre Zamora, M. A., Campos-Enríquez, J.O., 1991, La primavera Caldera (México). Structure inferred from gravity, Hydrogeological considerations, Geophysics, vol. 56, p 992-1002.

Allison, E.C., 1963, Geology of areas bordering Gulf of California.

Biehler, S., Kovach, R. L. and Allen, C. R., 1964, Geophysical framework of northern end of Gulf of California structural province, in van Andel, Tj. H, and Shor, G., Editors, Marine Geology of the gulf of California: Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem 3 p. 126-143.

Broome H. J. 1990 *Generation and interpretation of geophysical images with examples from the Rae Province, northwestern Canada shield* Geophysics, vol 55 pp 977-995

Bussell, Discrimination of Lithologies in the Sierra de los Filabres, Southern Spain, using Landsat Thematic Mapper Data.

Cabral-Cano E. 1993. *Evaluaciones estratigráficas, estructurales y cartográficas geológicas apoyadas en técnicas de visualización digital*. Un ejemplo en tierra Caliente Gro. GEOUNAM VOL 2. Núm 4.

Campos-Enríquez, J. O., 1987. Geophysical prospecting for geothermal resources in México, Geophysics, vol, 52, p. 578-579.

Campos-Enríquez, J. O., Garduño-Monroy, V. H. 1987, The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermical fields, México, Geothermics, vol. 16 p. 539-554.

Campos-Enrriquez, J.O. y M. F., Durán, 1987, *Determinación del campo de Temperatura de los Humeros, Puebla, Geotermia*. Revista Mexicana de Geoenergía, vol.2, p. 141-152.

Campos-Enrriquez, J.O., and Urrutia-Fucugauchi, J. 1992, Presentation of special issue on geothermal and related volcanological and tectonic research in México, *Geofísica internacional*, Vol. 31, p. 335-337.

Campos-Enrriquez, J.O., Arredondo-Fragoso, J. 1992, Los Humeros caldera complex (México) structure inferred from gravity. Geothermal considerations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 49, p 69-90.

Campos-Enrriquez, J.O., Arroyo-Esquivel, M. A., Urrutia-Fucugauchi, J., 1990, Basement, Curie isotherm and Shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data, *Tectonophysics* Vol. 172, p 77-99.

Campos-Enrriquez, J.O., Garduño-Monroy, V. H., 1995, Los azufres Silicic Center (México). Inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic and geoelectric data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 67, pag.- 125-152.

Campos-Enrriquez, J.O., Vanegas Salgado, S., Sánchez, S., Negrete, A., Morán-Zenteno, D. Delgado, H. And Urrutia-Fucugauchi, J., 1987, Paleomagnetic study of the Sierra La Primavera: Preliminary results, *Geothermal Resources Journal Proceedings*, p 323-326.

Campos-Enrriquez, J.O., Urrutia-Fucugauchi, J., Arroyo-Esquivel, M. A., 1989, Depth estimations to the Curie isotherm from magnetic data and geothermal considerations for the western sector of the Trans-Mexican Belt, *Geofísica Internacional*, Vol 28, p. 993-1005.

Chavez E. R, 1994, Estudio Magnético en los alrededores de la pirámide del sol, Tehotihucan Mex. Geofísica Internacinal vol 33 Núm 2 pp 243-255

Chávez R. E. 1990 *Gravity interpretation of the laguna Salada Basin B.C. México.* Geofísica internacional vol 29 Núm 3. p 129-135

Chávez R. E., Flores E. L., (1989) *Interpretation of gravity data from the Xochimilco Chalco Basin, México* , Revista geofísica Núm. 30 Instituto panamericano de Geografía e Historia.

Chavez R.E. Bailey Garland 1987 *Joint Interpretation of gravity and magnetic data over axial symmmetric bodies with aplication to the barnekey boyanomaly* Geophysical prospecting 35, pp 374-392

Chávez, R. E., Bailey, R. C. and Garland, G. D., 1987, *Joint interpretation of gravity and magnetic data over axial symmetric bodies with aplication to the darnley bay anomaly*, NWT Canada Geophysical Prospecting 35, 374-392.

Chávez, R. E., Hernández M:C:, Herrera, J., Cámara M.E.,1995, *A Magnetic Survey over La Maja*, an archaeological site in northern Spain. Archaeometry 37 171-184

Chávez-Segura, R. E., 1990, Gravity interpretation of the Laguna Salada Basin, Baja California, México, Geofísica Internacional, vol 29, No. 3, p. 129-135.

Datos de la CFE

Davies, G. F. and Leff. C. E. 1982 Indification of a Precambrian Rift trhoug Missouri by digital Image Processinf of geophysical and Geological data

Efectos Regionales y perturbaciones locales en el campo gravitacional del valle de Mexicali CFE:

Elders, W. A., Rex R.W., Meidav, T., Robinson, P. T. y Bieheler, S., 1972., *Crustal Spreading in Southern California*, Science, v. 178 pag. 15-24

Fadda, The application of Thematic Mapper Data for Structural Mapping in ma´in area of Jordan

Fahnestock 1983 Spatially variant contrast enhancement using local range modification, optical engineering. vol 22 Núm 3.

Flores Marquez Leticia E. L. 1993, *Despliegue de datos geofísicos en forma de imágenes*. GEOUNAM VOL 2. Num 1. 10-14.

Fuis, G. S. y Kohler, W. M., 1984, *Crustal Structure and tectonics of the Imperial Valley Region, California*, In Rigsby Catherine, A., Ed., The Imperial Basin. Tectonics sedimentation and thermal aspects: Pacific Section SEPM pag 1-13

Garduño-Monroy, V.H., Vargas-Ledezma, H. And Campos-Enríquez, J.O.,1994 Preliminary geologic studies of Sierra "El aguajito (Baja California, México); a resurgent-type caldera, Journal of volcanology and geothermal research vol.59 p. 47-58.

Gastil, R. G. 1968, Fault System in the northern Baja California and Their relation to the origin of the Gulf of California, in Dickinson, W.R., and Grantz, A., Editor, Proceedings of conference on geologic problems of San Andreas Fault system: Standford Univ. Pub. Gel. Sci, vol II, p 283-286.

Gibson 1992 Evaluation of digitally processed geophysical data set for the analysis of geological features in northern Ireland. *International Journal remote sensin* vol 14, No1. 1 January 1993(pp 161-170)

Gilbert, D. and Galdeano A.1985 *A computer Program to perform transformations of gravimetric and aeromagnetic surveys* *Computer and Geosciences* vol. 11 No 5 pp 553-588.

Guinnes E. A., et al, 1982, *Identification of a Precambrian Rift Through Missouri by Digital Image Processing of Geophysical and Geological Data.* *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, pp. 8529-8545.

Gupta V. K. and Ramani N.,1980 *Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain* *Geophysics*, vol. 45 No. 9 p 1412-1426

Gupta V. K. and Ramani N.1982 *Optimum second vertical derivatives in geologic mapping and mineral exploration* *Geophysics*, vol. 47 No. 12

Horn B. K, 1981 Hill Shading and the reflectance map proceeding of the IEER vol 69 No. 1 January 1981.

Horn K.P. and Bachman B. L. 1978 *Using synthetic images to register real images with surface models.* *Communications of ACM* vol 21. Núm 11.

Jiracek, G.R., Welsow, V. and Miele, M. J., Martínez, M., Fernández, R., Herrera, C. *A magnetotelluric profile across the western boundary of the Salton Trough in the northern Baja California México* *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 53 (376-383)

Kelm D. L. 1972 *A gravity and Magnetic study of the Laguna Salada Aerea Baja California México*, M. Sc. Thesis, San Diego State University.

Kovach, R. L., Allen, C. R. and Press, F., 1962, Geophysical investigations in the Colorado River delta region: *Jour. Geophys. Research*, vol. 67 p. 2844-2871.

Kovach, R. L., And Monges Caldera J., 1961, Medidas de gravedad en la parte Norte de Baja California México: *An. Inst. Geofísica, Univ. Nac. México* vol. 7 pg 9-14.

Kowalik W. S. *Image Processing of aeromagnetic data and integration with Landsat images for improved structural interpretation* *Geophysics*, vol 52 pp. 875-884.

Kowalik, W. S. and Glenn, W. E. 1987. *Image Processing of aeromagnetic data and integration with Landsat images for improved structural interpretation*

Krige, D.G. 1951 *A Statistical approach to some mine evaluation and applied problems on the Witwatersrand*

Kwarteng 1990 and P. S. Chavez *Digital image processing of airborne geophysical data for uranium-mineralized breccia pipes exploration in northwestern Arizona.*

Kwarteng A. Y. and Chavez, P.S. 1990 *Digital image processing of airborne geophysical data for uranium-mineralized breccia pipes exploration in northwestern Arizona* *Geophysics*, vol. 55 No. 8

Lezcano M. L., González J., Chávez R, E. (1987) *Análisis de las anomalías de campo potencial de la region del ex-lago de Texcoco, México. Revista de*

geofísica Núm 27 Instituto Panamericano de Geografía e Historia., páginas 43 a 73.

Lomnitz, C. Mooser, F., Allen C., Brune, J. N and Thatcher, W., 1970 Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México. Resultados preliminares. *Geofísica Internacional*, pag 37-48.

McKenzie, D. P., 1978 *Some remarks on the development of sedimentary basins*, Earth and Planetary Science Letters, 40, pag 25-32

Miele, M. J. 1986. A magnetotelluric Profiling and Geophysical Investigation of the Laguna Salada Basin, Baja California, M. S. Thesis, San Diego State University, San Diego CA.

Moran-Zenteno, D.J. Urrutia-Fucugauchi, J. and Campos-Enríquez, J.O.,1987, Magnetoestratigrafía del campo geotérmico de los Azufres, Michoacán, *Revista de Geografía*, vol 16, p. 539-554.

Osete M. L. Vegas T, Chávez T. y Hernández M. C. 199? *Caracterización de la signatura magnética del dique de Plasencia mediante la técnica de iluminación artificial del vuelo aeromagnético de la España peninsular.*

Osete, M. L. Vegas, R. Chavez R. Hernandez M.C.1994 *Caracterizacion de la signatura magnética del dique de Plasencia mediante la técnica de iluminación artificial del vuelo aeromagnético de la España peninsular.* *Geogaceta*, 16

Parker (1993) Usin old geophysical sugeys problems and solution *ITC Journal*

Puente, I. y de la Peña, L. A. 1979 *Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field: Geothermics*, V. 8. pag 155-175.

Reid et al., January 1990 *Magnetic Interpretation in three dimension using Euler deconvolution* 80-89.

Rodriguez U Tesis Maestría

Romo Jose 1989 *Gray-Scale maps with a personal computer* Computers & Geosciences vol 15 No1 8 pp 1249-1263

Scollar, Weidne, Segeth 1986, *Display of archeological magnetic data* Geophysics, vol 51. No. 3 p 623-633.

Siegel B. and Gillespie Alan 1980 *Remote sensing in Geology* Siegal B. and Gillespie Alan 1980 Ed J. Willey and Sons, New York.

Spector A. and Grant F. S., 1970. *Statistical models for interpreting aeromagnetic data* Geophysics, vol. 35, núm 2 pp. 293-302

Suriñach, E., Chávez., R. E., 1996, *A 3D gravimetric crustal model for the northeastern region of the Iberian Peninsula*. Geophysical Research letters, vol. 23, No. 18 Pag. 2457-2460.

Thompson, January 1982 *A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data* Geophysics vol 47 No1 1 pag 31-37

Urrutia-Fucugauchi, J., Campos-Enríquez, J.O., Ramírez-Negrete, A., Morán-Zenteno, D.J., Vanegas-Salgado, S., Sánchez-Reyes, S., Delgado-Granados, H., 1988, *Geofísica internacional*, vol 27, p 395-414.

Apéndice A.

Procesamiento de imágenes

La disposición de datos geofísicos en forma digital permite que sean procesados

con técnicas propias del despliegue y procesamiento de imágenes tales como realces, filtrados etc. Mediante estos procesos digitales es posible extraer información, de la señal total que de otra forma permanece enmascarada, es decir oculta.

Una imagen digital es una matriz numérica de tres dimensiones. Las dos primeras dimensiones corresponden a las coordenadas geográficas de la imagen mientras que la tercera indica el valor correspondiente de la variable o parámetro que describa alguna característica de la escena.

En general el término imagen, denota una función bidimensional $F(x, y)$, donde (x, y) , son las coordenadas espaciales y el valor F es proporcional a la medición registrada en ese punto de la imagen.

En la matriz que representa a la imagen digital los índices de los renglones y las columnas identifican a un punto en la imagen, mientras que el valor correspondiente del elemento de la matriz representa la intensidad luminosa en ese punto. La intensidad de una imagen monocromática en un punto es llamada nivel de gris de dicho punto.

Una imagen $F(x,y)$ se aproxima mediante un conjunto de muestras equiespaciadas en la forma de un arreglo matricial de dimensión $M \times N$, es decir

$$f(x,y) = \begin{bmatrix} f(0,0) & f(0,1) & \dots & f(0,n-1) \\ f(1,0) & f(1,1) & \dots & f(1,n-1) \\ \vdots & & & \\ f(M-1,0) & f(M-1,1) & \dots & f(M-1,N-1) \end{bmatrix}$$

Donde el lado derecho de la ecuación representa lo que se conoce como imagen digital y cada elemento del arreglo matricial se denomina pixel, (abreviación de picture element).

La intensidad luminosa está representada por números naturales $0 < (M-1, N-1) < 255$, el número discreto permitido para cada pixel. Los números M y N, se acostumbra que sean valores potencia de 2, ya que esto facilita en ocasiones el procesamiento.

El carácter matricial de cualquier imagen numérica permite hacer transformaciones comunes a las matrices numéricas. Por ejemplo el cálculo de medidas de tendencia central, cambio de posición (rotación de la matriz), combinación de varias imágenes, discriminación de grupos homogéneos de valores (clasificación). Estos cambios involucran procesos matemáticos complejos y el manejo de matrices de gran tamaño, por lo que los procesos deben ser asistidos por computadoras

Una transformación general de la matriz $f(x, y)$ es la transformación, de la misma dimensión definida por el producto de tres matrices $F = A f B$ o explícitamente

$$F(x, y) = \sum \sum f(m, n) A(l, m) B(n, k)$$

donde A, B son matrices no singulares (es decir tienen inverso) de dimensión $M \times M$ y $N \times N$. y $k; l = 1, 2, \dots, M, N$, y definir al kernel de la transformación como: $K(m, n; l, k) = A(l, m) B(n, k)$, de dimensión (M,N) cuyo elemento (i,j) es precisamente el producto de ambas matrices.

Es decir el kernel K , es un operador que actúa sobre la imagen (matriz) de entrada f para producir la imagen de salida F . En general se considera este tipo de operador, o kernel, cuando la transformación se hace en el espacio de coordenadas. El operador kernel puede ser aplicado sobre una ventana o sobre todo el dominio de la imagen. El término kernel es aplicado a operadores que transforman la imagen de entrada en el espacio de coordenadas. La transformación realiza un mapeo en el espacio de coordenadas sobre sí mismo, cambia escala y distribución de valores de los pixeles de la imagen, pero la representación de esta no cambia a diferencia de otras transformaciones que se realizan en el espacio de frecuencias, como por ejemplo la transformada de Fourier.

Las técnicas de procesamiento de imágenes se pueden citar las siguientes:

1. *Restauración de imágenes.* Esta operación conocida también como preprocesamiento, consiste en manipulaciones que permiten corregir los datos degradados o distorsionados de la imagen para mejorar su representación.
2. *Realce de imágenes.* En el realce se incrementan las diferencias entre las diferentes zonas para facilitar una mejor interpretación visual.
3. *Clasificación de imágenes.* Este tipo de operación, comprende la diferenciación cuantitativa de los elementos que componen la escena por medios automatizados.
4. *Sistemas de Información.* SI, en estos procesos se combinan diferentes imágenes de la misma área, con datos provenientes de diferentes tipos de mediciones geofísicas o imágenes satélites.

A continuación hacemos una breve descripción de estas técnicas.

Realce y mejoras de imágenes.

Una imagen contiene más información de la que puede ser observada a simple vista. El objetivo del realce es proporcionar una mejora en la calidad visual de la imagen. El realce es una modificación de una imagen para alterarla visualmente frente al analista, de tal forma que sean mas evidentes los rasgos de interés que presenta la imagen. Generalmente distorsiona los valores originales por lo que no es útil hasta que el proceso de restauración se halla completado.

Para mejorar el contraste de una imagen es necesario utilizar el rango completo de despliegue, de valores de intensidad luminosa entre 0 y 255.

La interpretación de una imagen se logra a través del reconocimiento e identificación de los rasgos de interés ya sea por medios visuales o computacionales. La extracción de estos rasgos puede llevarse a cabo al modificar los valores de los píxeles asignando nuevos valores de brillantes. Este proceso se conoce también como realce radiométrico y está constituido de operaciones puntuales. Existe otro tipo de realce, conocido como geométrico, en el cual los detalles geométricos de una imagen son modificados a través de operaciones que consideran conjuntos de píxeles, por ejemplo una ventana que es movida renglón por renglón y columna por columna a través de la imagen con lo que se modifica el valor de brillantez del píxel central donde es aplicada la ventana.

Técnicas de realce

Las técnicas de realce pueden ser llevadas a cabo mediante *cambios en el contraste o manipulación de rasgos espaciales*.

Cambios de Contraste

Los procesos de ajuste del contraste adaptan la resolución radiométrica de la imagen a la capacidad del monitor. La imagen original está dada en un número determinado de *niveles digitales* de acuerdo a sus características propias y este rango en general no corresponde con el número de *niveles de visualización* que permite el monitor por lo que resulta preciso hacer un ajuste. Una falta de contraste no permite diferenciar muy bien entre los niveles digitales máximos y mínimo; el cambiar estas diferencias muestra una imagen con un mejor contraste entre tonos claros y oscuros. Para representar cada nivel digital de la imagen en la pantalla se le asocia una matriz numérica a cada uno de ellos con un nivel visual. Esta función de asociación se le conoce como *Color Look Up table (CLUT)*, (tabla de colores de referencia) que en la mayor parte de los equipos es una matriz de dimensión 3 X 256. Esto es, la entrada es el nivel digital, la salida corresponde a los tres colores elementales azul, verde y rojo. En el caso de que la imagen se despliegue en un equipo monocromático a cada nivel digital se le asocia el mismo componente de rojo, verde o azul.

nd	CLUT			
X	0	0	0	negro
Y	127	127	127	gris medio
Z	255	255	255	blanco

Fig .Ejemplo de tres valores digitales asociados a una CLUT para un despliegue en tonos de grises.

Al hacer modificaciones a la relación entre el *nivel digital* y los *niveles de visualización*, no es necesario transformar los niveles digitales de la imagen y con ello se logra un gran ahorro de tiempo de computo y almacenamiento, para mejorar el contraste visual de la imagen.

Las técnicas más habituales de realce, es decir los procedimientos para obtener una *CLUT* adecuada incluyen compresión o expansión del contraste, cambios en color, pseudocolor y construcción de tablas de color con contenido temático.

Expansión del contraste. Este es el proceso más habitual porque en general las imágenes ofrecen un rango de niveles digitales inferiores a la capacidad del equipo de visualización. Muchos de los equipos ofrecen la señal recibida en un rango de 256 niveles, podría pensarse entonces que no es necesario el ajuste entre el *valor numérico* y el *valor visual* ya que coinciden la sensibilidad radiométrica del sensor con el equipo de visualización. Sin embargo este rango máximo de niveles digitales cubren desde zonas de baja reflectividad, hasta paisajes con máxima reflectividad, pero en una sola escena casi nunca se alberga tal variedad, por lo que el rango final de una imagen no coincide con el número digital disponible. Esto no lleva a tener una imagen poco contrastada ya que una buena parte de los 256 niveles de grises o los 16 millones de tonos (256^3) que daron sin ser utilizados.

Es posible realzar ese contraste diseñando una *CLUT* que haga corresponder el rango de los niveles digitales presente en la imagen con el total de los *niveles de visualización* disponibles. Se puede lograr este objetivo mediante varios procedimientos. 1) distribuir los *niveles de visualización* linealmente entre el máximo y el mínimo de los niveles digitales de la imagen. 2) distribuir los *niveles de visualización* a partir del histograma de los *niveles digitales* 3) distribuir los niveles de visualización en un determinado rango de interés.

Expansión lineal. Para ajustar el contraste de la imagen al permitido por el equipo de visualización al *nivel digital* mínimo y máximo de la imagen se les asociara los de visualización de 0 y 255 respectivamente, distribuyendo linealmente el resto entre ambos límites.

Para llevar a efecto esta transformación, se necesita encontrar una función lineal, que de la relación entre los *niveles digitales* y los *niveles de visualización*. Esta relación permitirá construir la *CLUT* adecuada en la cual los niveles de visualización ocupen el rango completo y no solo el rango que ofrece la imagen original. Esto es, se trata de establecer la relación

$$nv = s + gnd$$

donde *nv* son los *niveles de visualización* y *nd* son los *niveles digitales*. para encontrar *s* y *g*, solo basta con resolver el sistema de ecuaciones que cumpla:

1) El máximo y el mínimo de niveles de visualización deben corresponder a 0 y 255 respectivamente

$$\begin{aligned} 0 &= s + gnd_{\min} \\ 255 &= s + gnd_{\max} \end{aligned}$$

resolviendo el sistema tenemos:

$$g = \frac{255}{nd_{\max} - nd_{\min}} \quad s = \frac{-255nd_{\min}}{nd_{\max} - nd_{\min}}$$

Pueden considerarse otros valores de nd_{\max} y nd_{\min} que permitan una mejor visualización de ciertas zonas de interés, la elección puede ser en base a ciertos

porcentajes dentro de los valores de los niveles digitales o un cierto número de desviaciones típicas de la media.

ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

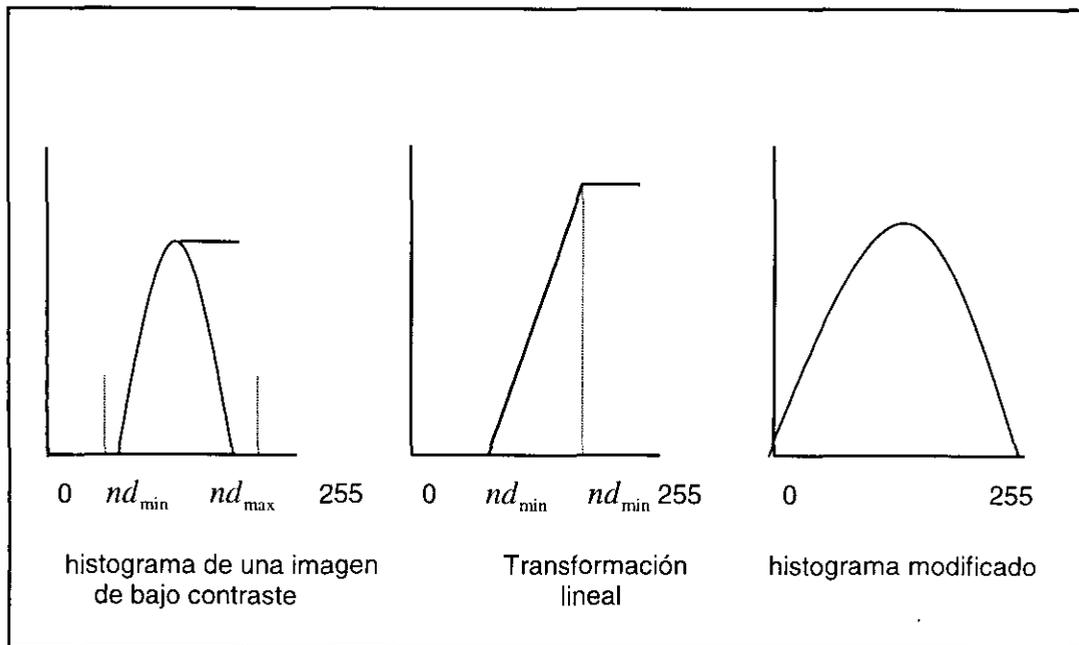


Figura A1. Ilustración de la técnica de modificación lineal del histograma.

Ecuación del histograma, es uno de los realces más usados, el analista especifica el número de salida de los valores dentro de los cuales los datos son redistribuidos, el algoritmo asigna igual número de píxeles a cada escala dada.

Realce no lineales.

Un alargamiento no lineal produce mayor contraste dentro de las colas del histograma, lo cual significa realzar el contraste de patrones oscuros o claros en una imagen.

La selección de la función de transformación de realce de contraste depende de la naturaleza del histograma original y de los elementos de la escena que sean de mayor interés para el usuario. Para realces oscuros y claros las transformaciones adecuadas se logran con la función logaritmo y exponencial respectivamente. Las expresiones de estas transformaciones son:

$$nv = b \log(amd) + c$$

$$nv = be^{amd} + c$$

donde los parámetros a,b,c ajustan la apariencia visual de la imagen realzada, variando estos parámetros se puede conseguir una imagen adecuada para una mejor visualización.

Manipulación de rasgos espaciales.

Una característica de las imágenes es la frecuencia espacial, definida como el cambio de los valores de brillantez por unidad de distancia para una región de la imagen. Bajas frecuencias significa cambios graduales en los valores de brillantes. Una región de alta frecuencia se asocia a cambios significativos en una distancia pequeña. Estas variaciones en los valores de brillantes al ser procesados dan diferentes realces. Es decir, de enfatizar o suprimir frecuencias por medios de procesos en la imagen a través de filtros.

Cuando la imagen es representada en el dominio de la frecuencia, frecuencias específicas pueden ser modificadas utilizando técnicas de filtrado de frecuencias, tal como el análisis de Fourier. Los datos son transformados del dominio espacial al frecuencial donde son filtrados y posteriormente regresados al dominio espacial usando la transformada inversa de Fourier.

Los filtros también pueden ser aplicados directamente en el dominio espacial por medio de la convolución, esto es una operación en el cual el valor de un pixel es modificado en función del valor de los pixeles vecinos. La decisión del dominio en que se trabaja, el de imagen o en frecuencias, depende de la capacidad del software y del tiempo de cómputo.

Ambos procesos en el dominio de frecuencias o por aproximación por ventanas consisten únicamente en un conjunto de multiplicaciones y adiciones. (Richards, 86). Es suficiente por tanto desde el punto de vista de costos hacer una comparación basada en el número de multiplicaciones y sumas para obtener el resultado.

Para una imagen de dimensión $k \times k$ y un kernel de $M \times N$ el número de multiplicaciones es $N_c = MNk^2$ en el dominio del espacio y en el de frecuencias tenemos: $N_v = 2k^2 \log_2 k + k^2$

por lo tanto
$$\frac{N_c}{N_v} = \frac{MN}{2 \log_2 k + 1}$$

Como ejemplo está la siguiente relación para una imagen de 512X512 y ventanas de diferentes tamaños:

tamaño del kernel	3 X 3	5 X 5	7 X 7
$\frac{N_c}{N_v}$.53	1.47	2.88

Comparación entre el número de operaciones en el dominio de frecuencia y el dominio de la imagen.

Filtrado

Las técnicas de filtraje se aplican directamente al realce visual de la imagen. En este proceso se modifican los valores digitales originales, y no solo la forma en que se presentan visualmente.

El filtro se aplica en el análisis digital para aislar componentes de interés, así como para realzar lineamientos. Los filtros aplicados sobre la imagen pretenden suavizar o reforzar los contrastes espaciales presente en los valores digitales que la componen, es decir transformar estos valores de tal manera que se asemejen o diferencien mas de los pixeles vecinos. A continuación presentamos un resumen de estos filtrajes en el dominio espacial.

Se distinguen dos tipos de filtros: 1) los de paso bajo, que tienden a aislar el componente de homogeneidad de la imagen, seleccionando áreas donde la frecuencia de cambio es baja, y 2) los filtros de paso alto, dirigidas a las componentes de alta frecuencia, es decir aquellas áreas de alta variabilidad.

El objetivo es poner a los pixeles de la imagen en relación con sus vecinos (para homogenizarlos o diferenciarlos), esto significa que el método para lograrlo es el mismo. Una serie de operaciones aritméticas entre pixeles y sus vecinos, permiten lograr esta tarea. Al igual que las operaciones de realce discutidas en el capítulo anterior, se mejora la visualización de la imagen, sin embargo aquí se modifica los *niveles digitales* y no solo la forma de representarlos visualmente modificando la *CLUT*.

En este proceso, sobre los valores digitales originales se aplica una matriz de coeficientes de filtraje. Esta matriz generalmente se denomina kernel o templete. El kernel puede tener dimensión variable, lo usual es utilizar una de 3 x 3 que se aplica sucesivamente a todos los pixeles de la imagen, A un mayor tamaño del kernel, el efecto de suavizado o realce es más intenso. Al ir aplicando sucesivamente el kernel sobre la imagen solo se modifica el pixel central. El procedimiento matemático del filtraje consiste en relacionar cada pixel con sus vecinos de acuerdo a la siguiente expresión.

$$nd_{i,j}^s = \frac{\sum_{p=-1}^1 \sum_{q=-1}^1 nd_{i+p,j+q} K_{f+p,c+q}}{\sum_{p=-1}^1 \sum_{q=-1}^1 K_{f+p,c+q}}$$

donde nd =nivel digital de entrada nd^s =nivel digital de salida, K es la matriz filtro, (kernel) , f y c son la fila y columna central del Kernel. El resultado de esta operación se aproxima al entero mas cercano. Los valores de la matriz Kernel, determinan la naturaleza del filtraje.

a	b	c	x	n	o	p	=	an+bo+cp+qd+er+fs+gt+hu+iv
d	e	f		q	r	s		
g	h	i		t	u	v		

Figura. Ilustración de la operación de filtrado para modificar el pixel central e

2.4.4.1 Filtro paso bajo

Tienen por objetivo suavizar los contrastes presentes en la imagen, se trata de asemejar cada valor digital de cada pixel al de los pixeles vecino, esto nos ofrece una imagen filtrada de aspecto menos nítida.

Este tipo de filtraje se utiliza para restaurar los errores aleatorios que pueden presentar los valores digitales de la imagen producto de un defecto en la adquisición de los datos.

Ejemplos de kernels de filtros son los siguientes:

1	1	1	.25	5	.25	1	1	1
1	1	1	.5	1	.5	1	2	1
1	1	1	.25	5	.25	1	1	1

Donde el primer kernel corresponde a un simple promedio. Existe otro tipo basado en la mediana en lugar de la media, se sustituye el pixel central por la mediana de los valores digitales correspondientes a los pixeles vecinos, este es menos sensible a los valores extremos y conlleva una menor modificación de los datos que la media aritmética. Este kernel se emplea para eliminar valores anómalos aislados, y preserva mejor los contornos que el filtro promedio.

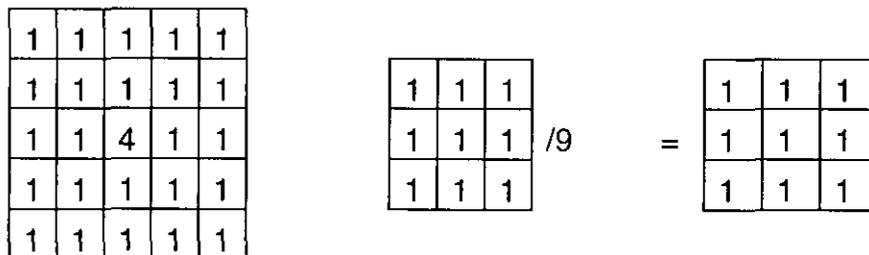


fig. Ejemplo de suavizamiento al aplicar un filtro pasa bajas

2.3.3.2 Filtros paso alto

Este tipo de filtros aísla los componentes de alta frecuencia, remarca los contrastes entre pixeles vecinos, enfatiza los rasgos lineales existentes, con este filtro se refuerzan los contornos entre áreas homogéneas evidenciando cualquier discontinuidad.

El método más sencillo resta de la imagen original la obtenida por un filtro pasa bajas, con esto solo quedan los pixeles requeridos que son añadidos a la imagen original.

Es decir:

$$VD^s = VD_{ij} + (VD_{ij} - VD^b_{ij})$$

donde:

VD^s_{ij} =Valor digital de salida

VD_{ij} =original

VD^b_{ij} =el filtrado de paso bajo

Entre los kernels de filtraje se busca a aquellos que refuerzan el contraste entre el pixel central y los vecinos. Los mas utilizados son:

$$\begin{array}{ccc} -1 & -1 & -1 & 0 & -1 & 0 \\ -1 & 9 & -1 & -1 & 5 & -1 \\ -1 & -1 & -1 & 0 & -1 & 0 \end{array}$$

que se obtienen a partir del gradiente y lapaciano.

Estos filtros realzan los lineamientos en cualquier dirección. Se han desarrollado filtros en dos categorías, direccionales y no direccionales.

Se emplea la misma técnica de aplicar los kernels adecuados para reforzar aquellas líneas que siguen determinadas orientaciones. Para algunas direcciones tenemos:

NORTE			SUR			ESTE			OESTE		
1	1	1	-1	-1	-1	-1	1	1	-1	1	-1
-1	-2	1	1	-2	1	-1	-2	1	1	-2	-1
-1	-1	1	1	1	1	-1	1	1	1	1	-1

Existen otros filtros para realzar las fronteras o rasgos de interés, el más empleado es el Sobel (González y Wintz, 1977). Este filtro se enmarca dentro de las técnicas de realce de bordes.