

00363

1
2

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS



PARAMETROS DEL BASAMENTO OBTENIDOS MEDIANTE LA
APLICACION DEL ANALISIS ESPECTRAL Y LA TEORIA
DEL CUERPO IDEAL A DATOS DE GRAVEDAD DEL VALLE
DE MEXICALI, B.C.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS QUE PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
PRESENTA:

OCTAVIO LAZARO MANCILLA

MEXICO, D.F., 1991.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está 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.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

PARAMETROS DEL BASAMENTO OBTENIDOS MEDIANTE LA
APLICACION DEL ANALISIS ESPECTRAL Y LA TEORIA
DEL CUERPO IDEAL A DATOS DE GRAVEDAD DEL VALLE
DE MEXICALI B.C.

TESIS QUE PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS PRESENTA:

OCTAVIO LAZARO MANCILLA
MEXICO, D. F., 1991.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco la valiosa colaboración del Dr. Carlos Flores Luna, ya que con su apoyo se tuvo acceso al Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada en donde se llevó a cabo la parte inicial de este trabajo.

Asimismo se agradece al M. en C. Juan Manuel Espinoza Cardeña por las facilidades otorgadas en lo relativo a la información utilizada.

A los compañeros de la Maestría del CICESE, con los que compartí momentos muy agradables, agradezco la ayuda que me proporcionaron.

Finalmente agradezco al Dr. René E. Chávez, sus valiosos comentarios y consejos durante la elaboración de este trabajo.

RESUMEN

El análisis de profundidades del Espectro de Potencia Radial del mapa de Anomalía de Bouguer del Valle de Mexicali, indica la presencia de dos interfaces asociadas a la cima y la base del Basamento de dicha zona. La superficie definida por el intervalo de números de onda entre 0.0250 y 0.0750 ciclos/km es una representación adecuada de las profundidades del basamento. Con base en este análisis y tomando en consideración la información de pozos existente, se infiere que el basamento en la zona de estudio es de tipo somero y su profundidad varía entre 2.1 y 4.5 kms., presenta una naturaleza granítica en la porción NE del área, diques en la porción SW y alternancia de altos y bajos estructurales alineados en la dirección NW-SE; lo cual indica la existencia de estructuras graben-horst en el mismo. La superficie de intervalo de número de onda de 0.0-0.0250 ciclos/km, se interpreta tentativamente como una representación de la interfase basamento-sub-basamento. De acuerdo a estas superficies, se observa que existe una tendencia general de adelgazamiento del basamento en la dirección NW-SE.

El resultado del proceso de optimización aplicado a un perfil de gravedad para obtener las fronteras de los parámetros físicos del basamento (contraste de densidad y espesor) se presenta en términos de diagramas de compromiso y error. El análisis del cuerpo ideal indica que el contraste de densidad

entre el basamento y los sedimentos es del orden de 0.21 g/cm^3 , y que la profundidad al basamento en esa zona es del orden de 3.5 km, con un espesor asociado entre 5.5 y 6 km.; para el análisis se tomó en cuenta el modelo de velocidad de ondas compresionales de Fuis y Kohler (1984), y se usó la Curva de Nafe y Drake para asociar densidades al basamento y la cubierta sedimentaria.

Con base en lo anterior, se concluye que en la zona de estudio el basamento se presenta en forma de estructuras graben-horst caracterizadas por alineamientos de altos y bajos estructurales, que su naturaleza no es completamente granítica, debido a las posibles intrusiones provenientes del manto, y que el área de estudio es una continuación hacia el sur de la zona de generación de nueva corteza propuesta por Fuis y Kohler (1984).

**PARAMETROS DEL BASAMENTO OBTENIDOS MEDIANTE LA APLICACION DEL
ANALISIS ESPECTRAL Y LA TEORIA DEL CUERPO IDEAL A DATOS DE
GRAVEDAD DEL VALLE DE MEXICALI B.C.**

TEMARIO:	PAGINA
RESUMEN	
I.-INTRODUCCION	4
II.-GEOLOGIA	
II.1.-Introducción.	7
II.2.-Unidades litológicas y Estratigrafía.	9
II.3.-Rasgos Tectónicos.	13
II.4.-Evolución Geológica Terciaria regional.	15
III.-ANALISIS ESPECTRAL	
III.1.-Introducción.	17
III.2.-Análisis espectral aplicado a campos potenciales.	19
III.3.-Campo gravitacional aleatorio.	20
III.4.-Estimación de profundidades a partir del Espectro de Potencia Radial.	24
III.4.1.-Descripción del programa Espectro de Potencia Radial.	25
III.5.-Aplicación a datos de gravedad del Valle de Mexicali.	26
IV.-TEORIA DEL CUERPO IDEAL	
IV.1.-Introducción.	29
IV.2.-Parametrización del Cuerpo Ideal.	30
IV.3.-Algoritmo para el cálculo de cotas extremas de densidad.	34
IV.3.1.-Programa IDB2	36
IV.4.-Aplicación a un perfil de gravedad del Valle de Mexicali.	37
V.-INTEGRACION Y DISCUSION DE RESULTADOS.	
V.1.-Resultados de estudios anteriores.	41
V.2.-Resultados de este estudio.	45
V.3.-Discusión .	47
VI.-CONCLUSIONES	49
BIBLIOGRAFIA	50
Apéndices	

INTRODUCCION

Este trabajo tiene como propósito determinar las características de los parámetros del basamento del Valle de Mexicali, mediante la aplicación del Análisis Espectral y la Teoría del cuerpo ideal a datos de gravedad; considerando los resultados de estudios geofísicos existentes en esta área y en la Cuenca Salton.

Durante más de 30 años la Cuenca Salton, una depresión estructural que se extiende desde el Golfo de California hacia la parte sur de los Estados Unidos, se ha explorado con la finalidad de estudiar sus posibilidades geotérmicas, su actividad sísmica y geotectónica a nivel de corteza; por tratarse de una frontera entre las Placas de Norteamérica y la del Pacífico.

Aún cuando una pequeña planta piloto operó en 1959 por pocos meses en el área del Mar Salton (Palmer et al., 1975), el primer sistema geotérmico que se desarrolló de manera comercial para producción eléctrica fue el de Cerro Prieto en el Valle de Mexicali, B.C. en México.

La exploración en el área de Cerro Prieto y en el Valle de Mexicali empezó a finales de los cincuentas; los primeros pozos de exploración profunda fueron perforados en 1960/1961. Para diciembre de 1984, se habían perforado 126 pozos profundos (hasta cerca de 4 km de profundidad), delineando una buena porción del yacimiento geotérmico. La producción eléctrica se inició en 1973 y para 1988 la capacidad instalada era de 620 MW eléctricos por hora. Otros sistemas geotérmicos en la Cuenca Salton no han alcanzado este nivel de desarrollo. Para 1986, las capacidades netas instaladas en Heber, Mar Salton, y East Mesa (áreas geotérmicas), todas localizadas en el Valle Imperial del Sur de California, eran alrededor de 92, 45 y 10 MW respectivamente. La similitud geológica entre Cerro Prieto y los campos geotérmicos del Valle Imperial así como el interés potencial del área como fuente de recursos geotérmicos llevaron a la firma de un acuerdo entre la C.F.E. y el U.S. Energy Research and Development Administration para conducir un estudio cooperativo en el área (Witherspoon et al., 1978).

En términos generales el área ha sido estudiada desde el punto de vista geológico por Gastil et al., (1975, 1985), y por Elders (1972), quien hizo una discusión del ambiente tectónico. En el trabajo de Gastil (1975), se presentan los estudios sobre la Falla de San Andrés, el movimiento de placas y su evolución en el Cenozoico. Estos estudios son importantes por su relación con la formación y evolución de las cuencas y centros geotérmicos.

Desde el punto de vista local del Área geotérmica, el trabajo de Lippman y Mañon (1987), describe las características geoquímicas, geológicas, de pozos y yacimientos del Sistema Cerro Prieto, así como también la historia de su explotación.

Es en el trabajo de Gastil et al. (1975), que encontramos un resumen de los trabajos geofísicos realizados en Baja California a nivel general, entre los cuales se encuentran reportados:

Levantamientos para flujo de calor (Von Herzen, 1964; Von Herzen y Maxwell, 1964). Levantamientos magnéticos (Krause, 1965; Hilde, 1964; Philips, 1964b; CRNNR, 1965; Slyker, 1969). Sismicidad Natural (Krause, 1965; Sykes, 1967; Thatcher y Brune, 1971; Allen et al., 1960; Shor y Roberts, 1958; Wood and Heck, 1951). Levantamientos sísmicos de reflexión y refracción (Shor y Raitt, 1958; Fisher y Hess, 1963; Spiess, 1963; Phillips, 1964; Phillips, 1967; Biehler et al., 1964). Levantamientos gravimétricos (Mina, 1957; Harrison y Mathur, 1964).

En relación a los estudios locales del área, las memorias publicadas por el Lawrence Berkeley Laboratory y la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto resumen los trabajos geofísicos realizados principalmente en el Área del Valle de Mexicali (Lippman y Mañon, 1987).

Respecto a la Gravimetría, la Comisión Federal de Electricidad ha realizado trabajos de levantamiento desde 1963 hasta 1979, las observaciones se obtuvieron con una separación de 0.5 km., y han sido enlazadas a la estación base del Aeropuerto Internacional de Mexicali, que forma parte de la Red Gravimétrica Mexicana. No se han hecho correcciones por terreno por considerar que el relieve topográfico en el área es pequeño y el error estimado de la topografía irregular no debe exceder 0.2 mgl. (Fonseca, 1983). PEMEX ha hecho mediciones de gravimetría con fines petroleros y además se tiene conocimiento del levantamiento realizado por Velasco (1970). En la actualidad el área cubierta

por gravimetría es mayor a los 6400 Km² considerando las anomalías de gravedad al noreste de San Luis Río Colorado y que que han sido añadidas por Espinoza, 1988.

En los estudios gravimétricos realizados anteriormente las técnicas de interpretación han permitido delimitar los principales rasgos asociados a los patrones estructurales de fallamiento y dar una idea aproximada de las profundidades a las interfaces de las unidades sedimentarias.

Este trabajo tiene como objetivo principal invertir los datos de gravedad de la región del Valle de Mexicali y del Noroeste de Sonora actualizados por Espinoza (1988).

Utilizando el análisis espectral, se calcula profundidad a la cima y a la base del basamento y por ende se define la geometría de su estructura. Por otro lado usando la

Teoría del Cuerpo ideal se obtiene el contraste de densidad en una interfase sedimentos-basamento.

En el capítulo 2 se presentan los aspectos geológicos generales del área de estudio.

Los desarrollos matemáticos sobre la técnica de estimación de profundidades a partir del cálculo del Espectro de potencia radial se presentan en el capítulo 3; al final de este capítulo se aplica la técnica al mapa de Anomalía de Bouguer del Valle de Mexicali.

En el capítulo 4 se resume la Teoría de Parker de los cuerpos ideales y se hace la descripción del algoritmo para optimizar los parámetros: contraste de densidad, espesor de la fuente y profundidad a la cima del cuerpo anómalo; al final se hace la aplicación de la técnica a un perfil de anomalía residual.

En el capítulo 5 se hace una integración y discusión de los resultados de los estudios geofísicos anteriores y los resultados de la aplicación de las técnicas de los capítulos 3 y 4.

Finalmente en el capítulo 6 se presentan las conclusiones de este estudio.

II.-GEOLOGIA

II.1.-INTRODUCCION

La zona de estudio se encuentra en el Valle de Mexicali y en la porción noroeste del Estado de Sonora; tiene una extensión de 6006 km² y está delimitada por los paralelos 31° 55' 00" y 32° 45' 00" de latitud Norte y entre los meridianos 114° 30' 00" y 115° 20' 00" de longitud Oeste.

La zona se encuentra en la Subprovincia Mexicali de la Provincia Geológica de Baja California y en la porción noroeste de la Provincia Geológica de Sonora (López, 1982). Dentro de un contexto más amplio se encuentra en la Provincia de la Cuenca Salton.

Las llanuras de la zona tienen poca altura sobre el nivel del mar y suaves pendientes con declive hacia el sureste, hasta llegar al mar.

Las unidades orográficas alcanzan elevaciones hasta de 1100 m sobre el nivel del mar, predominando las formas alargadas y orientadas en dirección noroeste-sureste.

Las sierras principales son: El Centinela, Cucapas, El Mayor y Pintas. Las sierras 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. La zona de estudio limita en su margen occidental con una prominencia volcánica conocida como Volcán Cerro Prieto, con una altura máxima de 225 metros.

El drenaje se dirige hacia la costa por medio del Río Colorado, aunque en algunos sitios es endorreico; existen algunas lagunas formadas por manantiales, principalmente en las zonas de actividad hidrotermal.

La Geología del área del Valle de Mexicali ha sido estudiada por Elders et al., (1972), y por Gastil et al., (1975,1985). El Valle de Mexicali (Figura II.1) se ha formado como producto de una combinación compleja de fracturamientos escalonados, una sedimentación deltaica rápida durante el Cenozoico, invasiones marinas y fallamiento de rumbo a gran escala. Puente y de la Peña (1979), dividieron los sedimentos en dos unidades

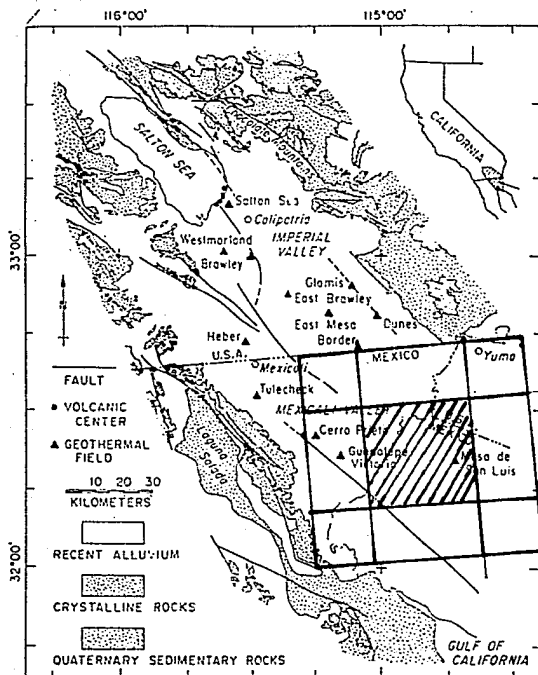


Figura II.1.-Mapa de localización. El cuadro muestra el área de estudio.
Tomado de Elders et al. (1984).

litoestratigráficas: una formada por sedimentos deltaicos no consolidados del Cuaternario compuestos de arcilla arena y grava y otra de sedimentos deltaicos consolidados del Terciario compuestos por lutitas, limolitas y areniscas. Lippman (1983) menciona que la división de Puente y de la Peña fue equivocada y atribuida a una frontera dura en los sedimentos. Lo anterior sugiere una alteración postsedimentaria cuando menos cerca de Cerro Prieto.

El Área de Cerro Prieto (Lippman y Mañón 1987) está localizada probablemente sobre un centro de dispersión, donde la Corteza terrestre está siendo separada por un movimiento relativo lateral derecho. Bajo tal tensión tectónica una cuenca sedimentaria extensional (cuenca de fracturamiento) se empezaría a formar al adelgazarse y hundirse la litósfera (McKenzie, 1978; Vonder Haar y Howard, 1981). En esta parte de la corteza ocurre un surgimiento de magma desde la astenósfera, creando nueva corteza oceánica. El fracturamiento e intrusiones producidas generan alto flujo de calor e inducen metamorfismo de las rocas sedimentarias a profundidades someras, consolidando la nueva Corteza (Fuis et al., 1984). El campo de Cerro Prieto está localizado en un área tensional desarrollada en un extremo del fracturamiento escalonado en echelon entre la Falla de Cerro Prieto y la Falla Imperial (Figura II.2).

Las fuerzas tensionales producen dispersión y adelgazamiento de corteza. Savino et al., (1977) indican que la corteza en Cerro Prieto tiene alrededor de 13.5 km de espesor, comparada con los 30 kms que tiene en la Cuenca Salton.

Un área de sismicidad conecta las fallas de Cerro Prieto e Imperial, que corresponde posiblemente a una zona donde el magma se está intrusando para formar un complejo de diques (Albores et al., 1980; Johnson y Hutton, 1982).

Algunos de estos diques, de composición máfica y silfídica, se han encontrado en pozos profundos en la parte Este de Cerro Prieto (Elders et al., 1984; Goldstein et al., 1984). Las rocas cristalinas han sido intersectadas en pocos pozos en la margen occidental de Cerro Prieto. Por otra parte, en el campo, los pozos penetran depósitos aluviales deltaicos, estuarinos y marinos someros sin alcanzar la base de la columna sedimentaria.

El volcán cuaternario de Cerro Prieto al NW del campo de Pozos parece derivarse de la fusión parcial de rocas del basamento granítico encontradas a lo largo de la margen occidental de la Cuenca Salton. Este vulcanismo y la actividad hidrotermal en curso en Cerro Prieto son el resultado del calor que esta siendo transferido a la Corteza por intrusiones gabbroicas (Reed, 1984). Hacia el norte del valle, cerca de la frontera internacional se conoce poco acerca del basamento. La Cuenca de Salton es una frontera predominantemente transformante entre las Placas de Norte América y del Pacífico (Elders et al., 1972). Un movimiento relativo lateral derecho está distribuido entre una serie de fallas activas en echelon que están enlazadas por cuencas extensionales o

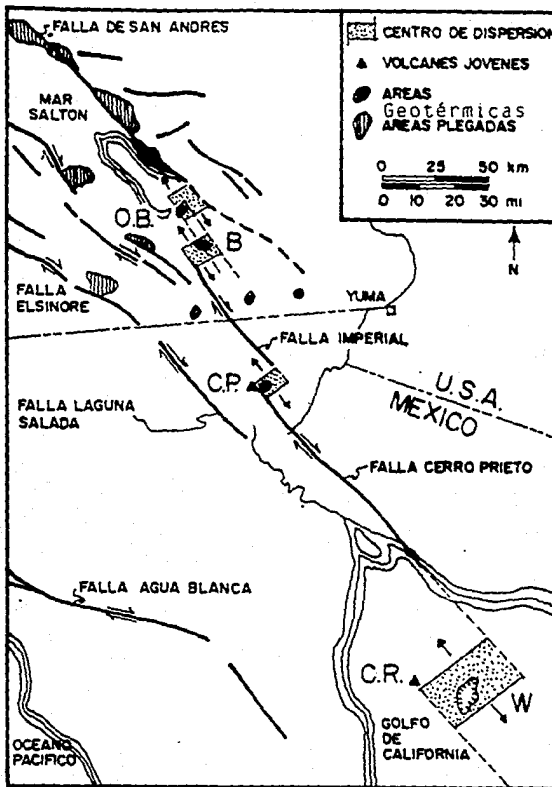


Figura II.2.- Sistema de Fallas Imperial-Cerro Prieto y centros de dispersión. Elders et al (1984).

centros de dispersión, entre las cuales están Cerro Prieto y Salton Sea. Todo el tectonismo se resume en adelgazamiento de corteza, realce de manifestaciones geotérmicas, actividad sísmica e intrusiones locales de magma.

II.2. UNIDADES LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRAFÍA

El Valle de Mexicali se encuentra sobre una gran capa de sedimentos que sobreyacen a su vez a un conjunto de rocas intrusivas jóvenes, ubicadas hacia la zona de confluencia de las Fallas Imperial y Cerro Prieto. Las rocas jóvenes han intrusionado el basamento granodiorítico y metamórfico más antiguo, que constituye el material cortical en el resto de la región, el cual aparece aflorando en los flancos del valle.

En el lado oeste, la Sierra Cucapá- El Mayor consiste predominantemente de rocas intrusivas plutónicas, gneises de tipo granítico cretácicos, rocas sedimentarias, rocas meta-sedimentarias y metavolcánicas de edad mayor (Gastil et al., 1975). Al sur, en el lado norte de la Sierra Las Pintas, afloran rocas metasedimentarias paleozoicas, incluyendo cuarcita y mármol, y en el este, en la Sierra Gila afloran rocas ígneas de diversas edades, incluyendo las volcánicas recientes de El Pinacate.

Aunque se supone que las rocas plutónicas de la región, pertenecen al gran batolito cretácico medio de Baja California, y que las rocas metasedimentarias son prebatolíticas, es conveniente aclarar que también parece existir una serie cristalina más antigua (granitos, gneises y esquistos) además de intrusivos y rocas metamórficas cretácicas, según se desprende de trabajos hechos por el Consejo de Recursos Minerales (Velasco, 1970).

Debido a la posible cercanía al manto, se estima que las rocas del basamento en la parte central del Valle tienen una composición máfica y así lo sugiere el rango de velocidades sísmicas y modelo de anomalía de Bouguer obtenido por Fuis et al., (1982). Sin embargo, ciertos pozos profundos indican que el basamento se compone de rocas granodioríticas de edad mesozoica (59 ± 5 m. a. con Potasio / Argón; pozo Río Colorado 1 González, 1986) y metamórficas, semejantes en composición a las que se encuentran aflorando a los flancos del valle.

Las rocas volcánicas de edad cuaternaria afloran en algunas localidades en la Cuenca Salton, incluyendo principalmente a los domos riolíticos al sureste del Mar Salton y los dacíticos en Cerro Prieto. Específicamente el área de encuentro entre las Fallas Imperial y Cerro Prieto, en cuyo vértice noroeste se localiza el volcán Cerro Prieto, se visualiza como el lugar donde al ascender material de composición máfica (gabro),

desde cámaras magmáticas relativamente someras, se está formando una corteza de tipo oceánico (Fuis et al., 1982), esta zona se manifiesta por una anomalía magnética dipolar, cuyo máximo positivo se localiza cerca del Ejido Nuevo León (Goldstein et al., 1982). Goldstein et al., estiman que el cuerpo que produce la anomalía se encuentra aproximadamente a 3.5 km de profundidad y se extiende hasta la zona de la Isoterma de Curie, alrededor de los 10 km de profundidad, en donde la temperatura alcanza

aproximadamente 575 °C.

Respecto a la distribución de unidades en la porción norte de la península, encontramos fajas de rocas paleozoicas o del mesozoico temprano, algunas de ellas están sumergidas en las plataformas marinas. Sin embargo, los sedimentos han sido severamente metamorfizados y deformados durante un periodo de vulcanismo a gran escala y que pertenece a la Cordillera Batolítica Peninsular del Jurásico temprano y Cretácico Superior (Gastil et al., 1975). Una faja volcánica - volcanoclastica prebatolítica del Mesozoico esta expuesta de manera casi continua a lo largo de la costa occidental. Gastil et al. (1978), ha sugerido que la faja volcánica occidental es un remanente del arco de islas volcánico iniciado en el Jurásico tardío.

Para la génesis del batolito, Taylor y Silver, 1978 y Gastil et al., (1978), han sugerido que los magmas andesíticos y basálticos fueron derivados de la subducción de una placa oceánica. Early y Silver (1973), sugirieron al manto superior como fuente para los plutones sintectónicos occidentales y una interfase manto superior corteza inferior como fuente para los plutones tardíos a tempranos del oriente. Esta diferencia Este-Oeste pueda ser relacionada a diferencias en la roca huésped prebatolítica, la cual es predominantemente volcánica en el Oeste y sedimentaria en el Este.

Los contactos estratigráficos y estructurales entre estas fajas litológicas no se han definido muy bien y las localidades de determinación de edades son pocas en número. Para una mejor comprensión de estas fajas, Gastil (1965) ha dividido la península en cinco terrenos (Figura II.3). En esta figura se observan: I.- La Plataforma marina continental.- Es un terreno compuesto y muy exótico, en donde se encuentran rocas plutónicas del Triásico tardío al Cretácico temprano, rocas de arco volcánico y volcanoclastico del Triásico Superior y Jurásico Medio, depósitos anteriores al arco del Jurásico Superior al Cretácico inferior, esquistos azules soportando brechas yuxtapuestas con serpentinitas y depósitos olistostromales, estratos carbonato-cuarcita del Paleozoico Superior y argilita Triásica en una matriz Jurásica Superior.

II.-El Arco volcánico Jurásico-Cretácico.- El cual es probablemente

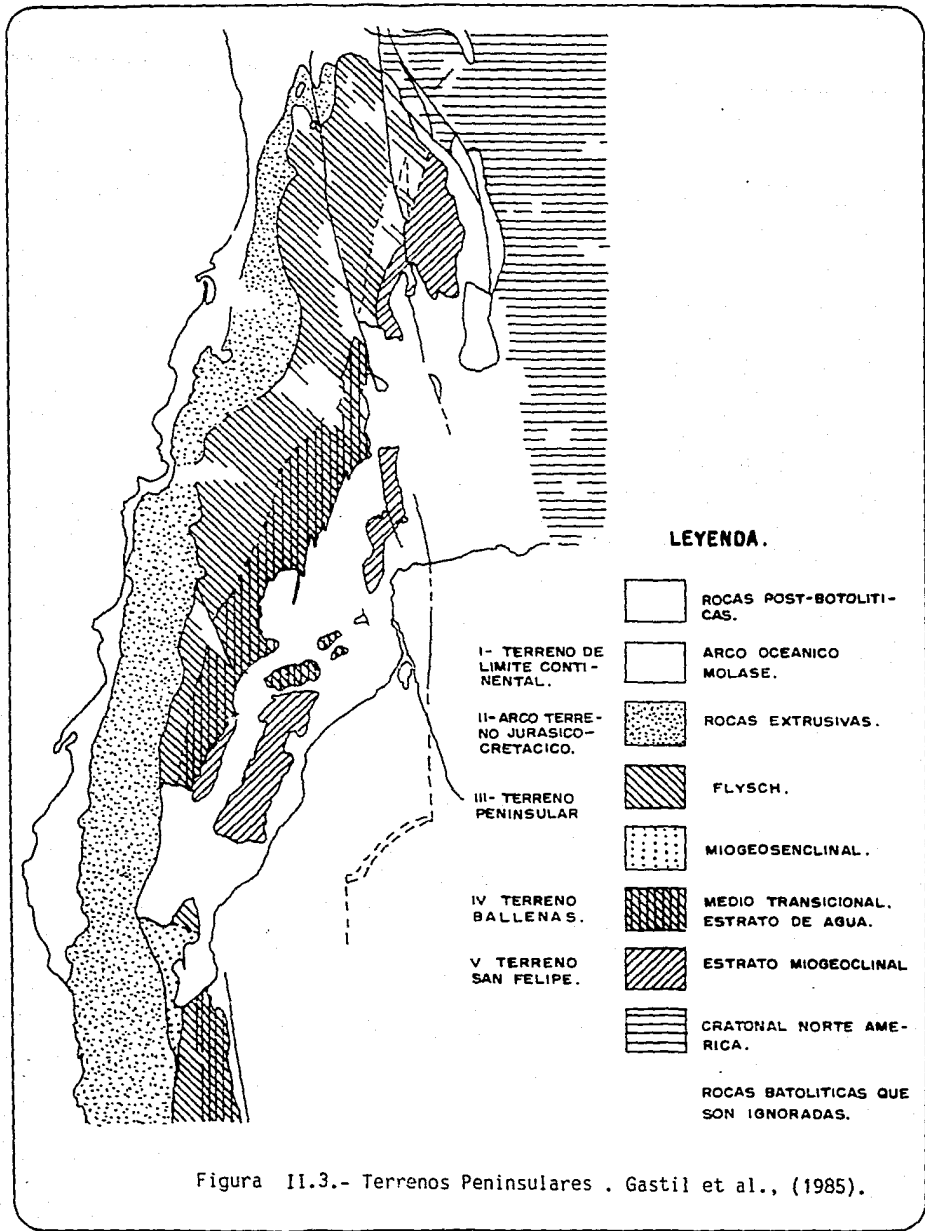


Figura II.3.- Terrenos Peninsulares . Gastil et al., (1985).

de naturaleza exótica, fue suturado hacia el este de la península durante el Cretácico medio y se ha unido al terreno de plataforma marina desde el Turoniano. Las rocas son andesitas, riolitas con depósitos clásticos de desechos volcánicos. Las calizas arrecifales son comunes en los estratos cretácicos. Los estratos volcánicos están intrusionados por rocas graníticas de naturaleza cálcica a calcoalcalina con edades del 120 millones de años al Paleoceno.

III.-Terreno Flysch Peninsular.- Los estratos atribuidos a este terreno van desde turbiditas proximales con conglomerados a turbiditas distales. Los conglomerados de cuarcita y zircones del Precámbrico sugieren un origen cratonal para las secuencias flysch. por otro lado las cantidades menores de material volcánico como andesita y riolita en las secciones cretácicas sugieren proximidad al arco contemporáneo.

IV.-Terreno Ballenas.- Se considera exótico pero unido al cratón de Norte América desde el Paleozoico Medio. Consiste principalmente de grauwacas, rocas carbonatadas y brechas olistostromales, hay también unidades de rocas carbonatadas de gran espesor que se gradúan a cuarzoarenitas; en algunos lugares existen estratos volcánicos y volcanoclasticos. En la zona de Canal de Ballenas se encuentran facies de esquistos verdes a excepción de lugares donde se tiene contacto con pequeños cuerpos de tonalita y gabbro.

V.-Terreno San Felipe.- Probablemente es parte del Cratón de Norte América. Consiste principalmente de esquisto verde que se encuentra a lo largo de la costa y anfíbolas que se van gradando tierra adentro. Anderson (1982), mapeo estas rocas en detalle y construyó una sección estratigráfica compuesta; concluye que hay un parecido a la sección del Precámbrico superior/Cámbrico inferior en Caborca, Sonora. Las unidades prominentes son: arenita de cuarzo ultrapura y una unidad metabasáltica.

Aunque las rocas de la Sierra Cucapá están más metamorizadas que aquellas de la Sierra San Felipe o las de las Montañas Coyote, incluyen al menos dos secuencias metasedimentarias.

El ensamblaje expuesto en el lado oeste de la cordillera incluye metacarbonato intercalado con roca metaclástica, una unidad simple de metacuarcita granulosa ultrapura y recrystalizada y una sección de anfíbola finamente intercalada. En este terreno las unidades son de gran espesor y las rocas clásticas finas están subordinadas, las rocas carbonatadas predominan sobre la cuarcita. La mayoría de las rocas son facies metamórficas de anfíbola graduada y en muchas áreas están intrusionadas por tonalitas y granodioritas de edad Cretácica.

Es en el terreno San Felipe en donde se encuentra la zona de estudio.

La columna sedimentaria en el Valle de Mexicali, determinada por muestreo de pozos profundos que han llegado a más de 4 km (C.F.E. y PEMEX), está formada predominantemente por rocas de origen deltaico de piedemonte y marino, intercaladas al final de la secuencia con intrusiones magmáticas someras.

La secuencia se ha clasificado en sedimentos no consolidados y consolidados (Puente y de la Peña, 1978). Los sedimentos consolidados constituidos por lutitas y areniscas, sobreyacen discordantemente al basamento hacia el oeste del campo geotérmico de Cerro Prieto. Hacia el límite este del mismo, los pozos, con profundidad mayor a 2.5 km (sin llegar a alcanzar el basamento), muestran los sedimentos consolidados intercalados con diques de composición media a básica con predominancia de esta última (pozo Nuevo León). Hacia el sureste, el pozo Cucarà muestra al final de sus 3800 m un derrame lávico o una intrusión de composición ácida a intermedia (Guzmán y Pérez, 1982), cuya edad radiométrica (K/Ar) es de 1.4 ± 0.5 m.a. (González, 1986).

Esta columna estratigráfica generalizada correlaciona bien con aquella determinada para el Valle Imperial (Figura II.4). En esta figura se observa que la Formación Anza correspondiente a la serie Mioceno es la unidad basal. Consiste de Areniscas arkósicas y conglomerados de guijarros y cantos rodados. Woodard (1974), considera que se trata de depósitos de abanicos aluviales. Descanzando conformadamente sobre la Formación Anza se encuentran lutitas, arenitas marinas y fanglomerados masivos de la Formación Split Mountain serie Mioceno; la formación incluye el yeso Fish Creek, que probablemente representa la primera incursión marina (Gibson et al., 1984).

La Formación Imperial serie Plioceno está en contacto conformable con la parte marina de la Formación Split Mountain y está constituida por arenas, limos y arcillas y contiene una variedad de fósiles invertebrados, incluyendo Ostrea (Woodard, 1963).

La Formación Imperial se gradua hacia arriba dentro de la Formación Palm Spring series Plioceno y Pleistoceno, esta formación está constituida por limos, arenitas, arcillas y conglomerados de guijarros con Ostrea (Woodard, 1974). La formación presenta una variedad de ambientes de depósito, incluyendo: depósitos lacustres, deltaicos y ambientes salobres (Woodard, 1963). Las formaciones Imperial y Palm Spring se gradúan lateralmente dentro del Conglomerado Carabrake (Dibble, 1954). El Conglomerado Ocotillo un delgado depósito de abánico forma el casquete para las mesetas. Finalmente se tienen depósitos aluviales de origen granítico y metamórfico.

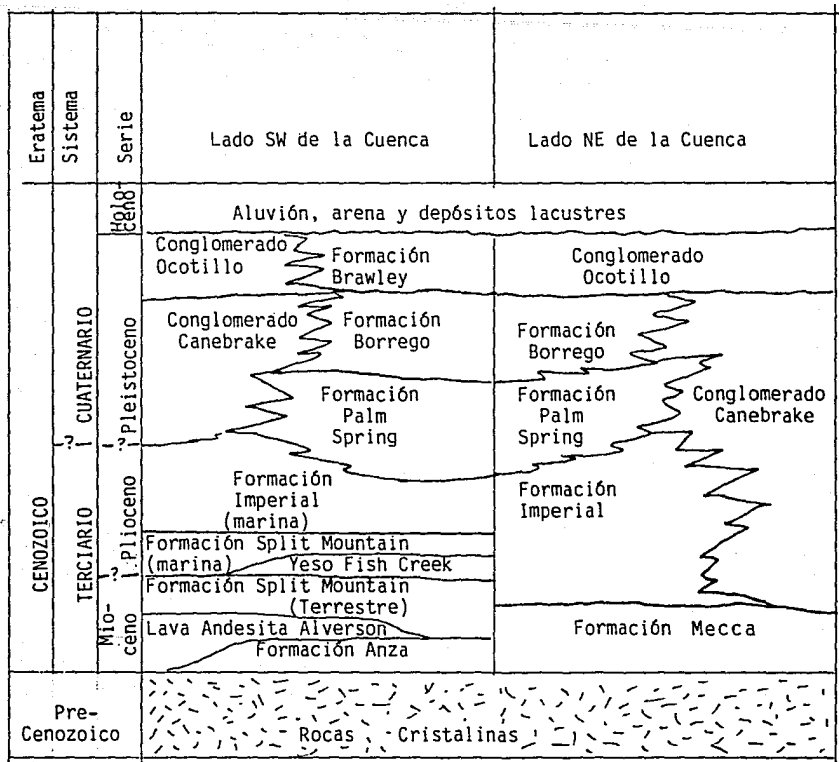


Figura II.4.- Columna Estratigráfica Generalizada hacia los flancos de la Cuenca Salton. Línea ondulada indica contacto impreciso; línea uniforme, indica contacto preciso. Tomada de Sharp (1982b).

II.3. -RASGOS TECTONICOS

El área de estudio excede en dimensiones a lo que se denomina comúnmente como Valle de Mexicali, y forma parte de la provincia fisiográfica de la Cuenca Salton.

La Cuenca Salton es una gran depresión estructural con una cubierta de sedimentos de hasta 4.8 km de espesor (Kovach et al., 1962) y se considera la extensión en tierra firme de la depresión que aloja al Golfo de California. (Figura II.1). La Cuenca abarca el Valle Imperial, el Mar de Salton y las llamadas West Mesa y East Mesa en la parte estadounidense, y el Valle de Mexicali, la Laguna Salada, la Mesa desértica de Sonora (Desierto de Altar) y el Delta del Río Colorado. Todas estas zonas tienen poca elevación relativa al nivel del mar y por ello es notoria la Sierra Cucapá - El Mayor. Delimitan la Cuenca Salton, la Cadena Peninsular al Oeste y las Sierras Chocolate, Gila, Rosario y El Pinacate al Este.

El patrón tectónico del Norte del Golfo de California y la Cuenca Salton tiene rasgos de un sistema simple de fallas transformadas. Las fallas principales de la región (Brawley, Imperial y Cerro Prieto) se visualizan como elementos lineales que terminan abruptamente en zonas que se infieren como centros de dispersión. Evidencia de ello incluye la actividad volcánica, un alto flujo de calor, la ocurrencia de enjambres de temblores, la presencia de depresiones topográficas y la existencia de campos de actividad geotérmica (Lomnitz et al., 1970; Elders et al., 1972). Otros rasgos apartan al sistema de fallas de un patrón sencillo en el contacto entre las placas Pacífico y Norteamericana en la región. Entre estos rasgos tenemos:

- 1).-Los sistemas de falla Laguna Salada - Cucapá y Sand Hills - Algodones a los flancos del Valle de Mexicali.
- 2).-La distribución espacial de la sismicidad a lo largo y entre las Fallas Brawley, Imperial y Cerro Prieto (Johnson y Hutton, 1982) que tiende a formar zonas lenticulares que unen a las fallas entre sí, y en cuyos extremos ocurren los temblores de mayor magnitud (Johnson y Hutton, 1982; Fraz et al., 1986) y
- 3).-La ocurrencia de grandes temblores tanto al este como al oeste cerca y fuera de los límites de la Cuenca Salton, incluyendo la notable continuidad sísmica entre las fallas Cerro Prieto Imperial y San Jacinto, considerando sólo eventos $M > 5.0$ en este siglo (Figura II.5).

La Cuenca Salton aparece como una compleja depresión que a lo largo de aproximadamente 300 km, acopla los movimientos de deslizamiento predominante a rumbo de la Falla San Andrés al norte, con el sistema de fallas y de centros de dispersión del Golfo de California al sur. Aunque el movimiento tectónico principal es de deslizamiento a rumbo (5-6 cm por año, Minster y Jordan, 1978), la evidencia de levantamientos de cuerpos

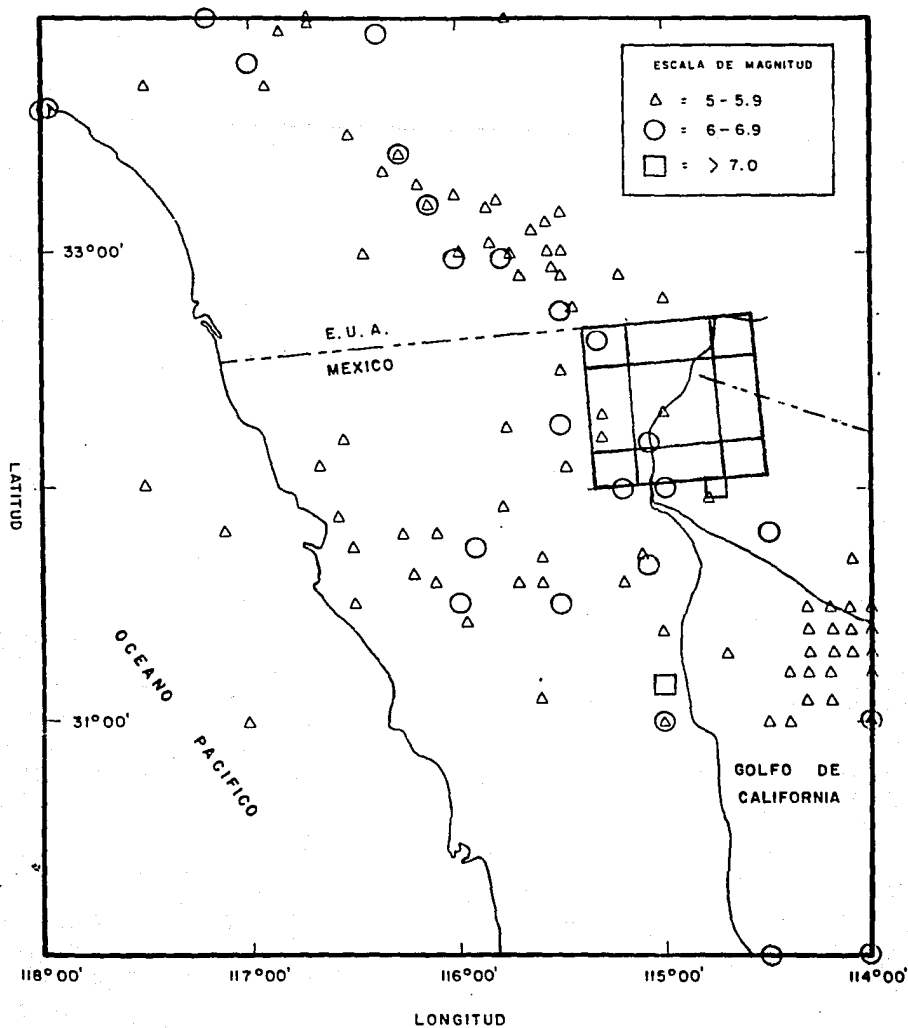


Figura II.5 .-Sismicidad regional ($M \geq 5.0$ desde 1900 a la fecha. Tomada de Frez et. al. (1986). El cuadro muestra el área de estudio.

rocosos en los extremos de la cuenca y una rápida sedimentación en la misma, donde la mayor parte de sedimentos se acumularon probablemente durante el cuaternario (Sharp, 1982b), indican movimientos verticales significativos.

En la figura II.6, se presenta un mapa compilado de varios autores en donde se resumen los rasgos tectónicos de la región. Iniciando en el norte y en sentido contrario a las manecillas del reloj, se tiene la zona sísmica de Brawley (Johnson, 1979), en la cual el rasgo continuo con tendencia NNW es la denominada Falla Brawley y los lineamientos con tendencia SW-NE se determinan por agrupamiento epicentral (Fuis et al., 1982).

Hacia el oeste aparecen las Fallas Superstition Hills y Superstition Mountain, ramales del sistema de Fallas San Jacinto. Al sur de la Falla Superstition Mountain, el rasgo punteado que se continua hacia el SE, hasta aproximadamente la ubicación geográfica del Volcán Cerro Prieto, señala la presencia a profundidad de un escarpe, que delimita la zona de basamento profundo al NE, con la zona de basamento somero al SW. Este rasgo denominado aquí escarpe Tulecheck, se ha delimitado tanto por un fuerte gradiente en la anomalía de Bouguer (Kovach et al., 1962), como también por una fuerte anomalía en el contorno de tiempos de viaje reducidos, para un experimento de refracción sísmica en el Valle Imperial (Fuis et al., 1982). Al SW de esta zona de escarpe el basamento aflora, formando la Sierra Cucapá, estructura que se encuentra ampliamente afectada por el sistema de fallas Laguna Salada (Gastil et al., 1975). Hacia la parte central de la Figura II.6, se señalan dos rasgos con línea segmentada en dirección NW-SE, (Fonseca et al., 1981).

Estos rasgos representan la presencia del sistema de Fallas Cerro Prieto en la cercanía del campo geotérmico del mismo nombre, y su continuación se ha sugerido hasta las inmediaciones de La Mesa (Mesa de Andrade). En el flanco NW de esta última estructura se manifiesta en superficie la denominada falla Riito (Fonseca et al., 1981), con una tendencia perpendicular al sistema de fallas Cerro Prieto. Otros lineamientos con una tendencia SW-NE son la denominada Falla Hidalgo (Fonseca et al., 1981) y la ruptura de 7 km de longitud, aproximadamente paralela al cauce actual del Río Colorado, originada a consecuencia del temblor Victoria de junio de 1980 (Mena et al., 1980) y que se denomina lineamiento Colorado (Gonzalez, 1986).

La falla Cerro Prieto, se expresa en el Delta del Río Colorado por un lineamiento muy claro en las fotos aéreas. La línea de fractura con un rumbo de N 40° W se inicia en La Mesa y se sigue por más de 40 km en los depósitos recientes del delta y entra en el Golfo de California, en la extremidad oriental de la Isla Gore (Collata y Ortileb, 1979). Un rasgo notable en la figura II.6, es que la Falla Cerro Prieto de acuerdo a Fonseca, 1981,

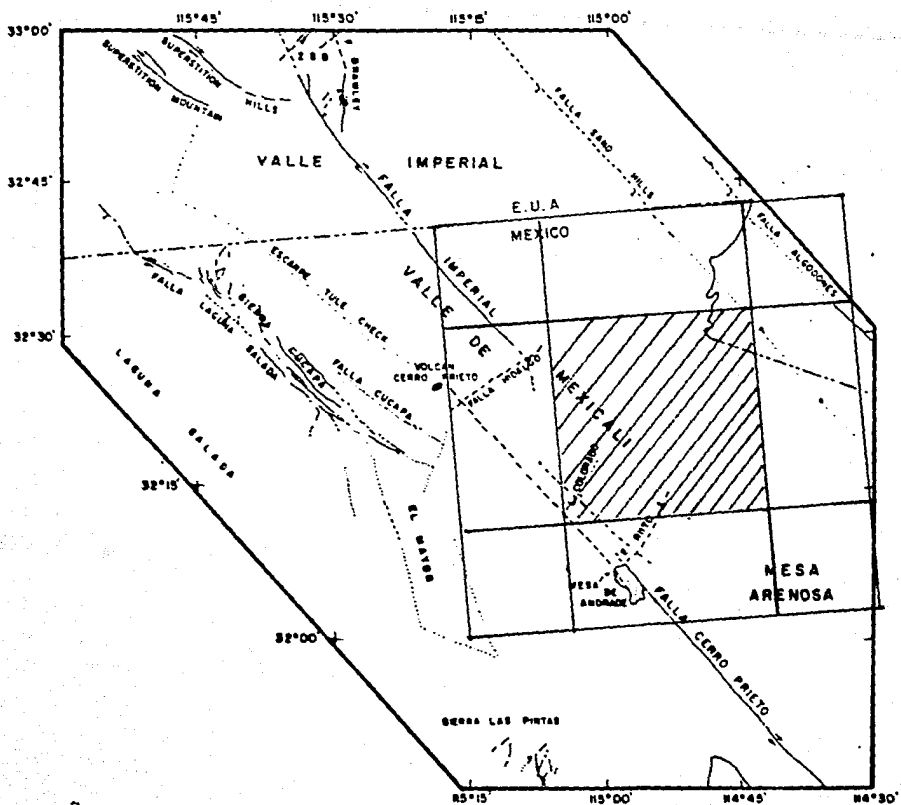


Figura 11.6.-Mapa tectónico del Valle de Mexicali y áreas vecinas. El cuadro muestra el área de estudio. González (1986).

tiene una discontinuidad lateral izquierda con respecto a la traza superficial de la falla Cerro Prieto observada en el flanco NE de la Mesa.

Hacia el extremo NE del mapa, se representan el sistema de Fallas San Hills y Algodones, las cuales no presentan rasgos superficiales claros, pero, se infieren con objeto de representar límites de separación entre basamento profundo al SW y Somero al NE, que se observa aflorando en las Montañas Chocolate y Gila en Arizona. Hacia la parte centro Norte de la figura se presenta la traza de la Falla Imperial obtenida con base en los temblores de 1940 y 1979 (Youd y Wiecezoreck, 1982). Hacia el extremo SE del trazo continuo de la Falla Imperial se presenta un lineamiento discontinuo que sugiere el límite sur de esta falla de acuerdo a Sharp (1982a).

II.4.-EVOLUCION GEOLOGICA TERCIARIA REGIONAL

Durante el Mioceno, hace 15 millones de años, el tectonismo extensional dió como resultado la formación de una cuenca estructural, o protogolfo de California. (Karig y Jansky, 1982) esta fue la primera invasión marina mayor precedente a la formación del propio Golfo. La presente configuración del Golfo empezó a desarrollarse por extensión mayor de la corteza cuando la frontera transformante entre las Placas Pacífico y Norteamericana, a lo largo del lado oceánico de Baja California, se desplazó tierra adentro, separando Baja California, del continente (Saunders et al., 1982; Haxstrum et al., 1985). La apertura del Golfo de California ocurrió durante el Plioceno temprano, entre 5 millones de años (Saunders et al., 1982) y alrededor de 3.5 millones de años (Mammerich y Klitgord, 1982). Desde entonces, la extensión de la corteza ha continuado en cortos centros de dispersión dentro de cuencas profundas separadas por grandes fallas transformantes (Saunders et al., 1982).

Ingle (1982), indica que los sedimentos deltaicos del Río Colorado, los cuales forman el volumen de la sección Cerro Prieto, empezaron a depositarse en la parte más al norte alcanzando el Golfo de California en el Mioceno Tardío o Plioceno Temprano (7 a 5 millones de años atrás). La progradación del delta dentro del Área de Cerro Prieto empezó a mediados del Plioceno (de 3 a 2 millones de años atrás). En el Plioceno tardío, el avance suroeste del delta fue esencialmente completo, resultando la conversión de la Cuenca Salton en una cuenca deposicional no marina con planicie deltaica de sedimentación en el Área de Cerro Prieto (Lyons y Van de Kamp, 1980). Para el Pleistoceno medio, la conexión marina entre el Golfo de California al sur, y el Valle Imperial al norte fue muy marcada (Ingle, 1982).

Con base en datos geológicos y geofísicos, Lyons y Van de Kamp (1980), concluyeron que durante el Pleistoceno tardío

(alrededor de 0.11 millones de años atrás) un nuevo episodio de fallamiento empezó en Cerro Prieto, el cual parece haber sido sincrónico con el endurecimiento de sedimentos por alteración hidrotermal y por la aparición de vulcanismo en Cerro Prieto. Desde aquel tiempo, ha habido cinco fases eruptivas de aquel complejo volcánico (De Boer, 1979). Contemporáneamente, tuvieron lugar el fallamiento repetido y el emplazamiento de un plaxo de diques y sills dentro de los sedimentos; lo cual produjo el fracturamiento y sellado de fracturas por alteración hidrotermal, así como el desarrollo de porosidad secundaria en areniscas alteradas. La edad de los diques encontrada en alguno de los pozos no ha sido determinada, pero en el presente la actividad sísmica puede estar relacionada a una continua extensión de la corteza y al movimiento del magma. Otro índice de la actividad hidrotermal-magmática son las manifestaciones superficiales en el área Laguna Volcán, incluyendo explosiones hidrotermales (Bureau of Reclamation, 1976).

III.-ANÁLISIS ESPECTRAL

III.1.-INTRODUCCIÓN

Los métodos de análisis espectral tienen una aplicación muy versátil en el tratamiento de los campos potenciales. Las características de las anomalías observadas se estudian transformando los datos del dominio del espacio al dominio del número de onda, en donde se realiza el análisis (Bath, 1974).

Las relaciones de amplitud y fase entre los números de onda se usan para la interpretación de datos gravimétricos, particularmente en el proceso de continuación descendente y en la estimación de profundidad a la fuente (Spector y Grant, 1970; Treitel et al., 1971; Green, 1972; Hahn et al., 1976; Pal et al., 1979; Nagi et al., 1983; Bosa y Sangupta, 1984).

La técnica espectral trata la anomalía del campo potencial observado producida por fuentes a diferentes profundidades como una población estadística. 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 densidad/magnetización. La profundidad a tal capa y características del rumbo pueden determinarse del Espectro Radial y Angular (Naidu y Mishra, 1979).

Del Espectro de potencia de un mapa de campo potencial (campo magnético o gravimétrico) definimos dos funciones: el Espectro Radial y el Espectro Angular, promediando el Espectro de Potencia estimado sobre sectores anulares y angulares respectivamente. El Espectro Radial contiene información útil sobre la profundidad a las fuentes en tanto que el Espectro Angular provee información acerca de la orientación de las mismas.

Un mapa geofísico de un campo potencial, tal como el campo gravimétrico o magnético puede ser modelado como un campo aleatorio bidimensional (Naidu, 1968). 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.

Definimos el Espectro Radial como:

$$R(\xi) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} S(\xi \cos \theta, \xi \sin \theta) d\theta$$

(III.1)

donde $S_x(u,v)$ es el Espectro Bidimensional de un campo aleatorio,

$X(x,y)$ y $s = (u^2 + v^2)^{1/2}$, donde $u = s \cos \theta$ y $v = s \sin \theta$ se refieren a dos frecuencias variables del espectro bidimensional. $R_x(s)$ es función de la variable s , que es la frecuencia radial. La razón de decaimiento promedio está dada por la derivada de $R_x(s)$ con respecto a s .

El Espectro Angular se define como:

$$A_x(\theta) = \frac{1}{\Delta s} \int_{s_1}^{s_2} \frac{S_x(s \cos \theta, s \sin \theta) ds}{R_x(s)} \quad \text{(III.12)}$$

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

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} A_x(\theta) d\theta = 1$$

y similarmente de la definición de espectro radial se sigue que

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} s R_x(s) ds = \text{variancia de } X(x,y).$$

Además, tomando en cuenta la simetría del espectro bidimensional, esto es:

$$S_x(u,v) = S_x(-u,-v)$$

$$S_x(-u,v) = S_x(u,-v)$$

el espectro angular tendrá una propiedad adicional,

$$A_x(\theta) = A_x(\pi + \theta) \quad \text{(III.13)}$$

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

III.2. -ANÁLISIS ESPECTRAL APLICADO A CAMPOS POTENCIALES

Ahora mostraremos como podemos usar las cantidades definidas en la sección anterior considerando modelos simples y útiles con variación de densidad.

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

$$\bar{F}_z(u, v) = 2\pi G m \exp(-sh) \exp(-j(u x + v y)) \quad \text{(III.2.1)}$$

donde G es la constante de gravitación, m es la masa y (x, y)

se refiere a la localidad del punto masa. De la ecuación anterior el espectro del campo gravitacional está dado por

$$S_x(u, v) = |\bar{F}_z(u, v)|^2 = 4\pi^2 G^2 m^2 \exp(-2hs) \quad \text{(III.2.2)}$$

y en consecuencia el Espectro Radial

$$R_x(s) = (2\pi)^2 G^2 m^2 \exp(-2hs) \quad \text{(III.2.3)}$$

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

$$A_x(\theta) = 1 \quad \text{(III.2.4)}$$

de la ecuación (III.2.3) es claro que la razón de decaimiento del logaritmo del Espectro Radial $\partial \ln R_x(s) / \partial s = \text{constante} = -2h$. Esta propiedad del Espectro Radial es por lo tanto útil en la estimación de la profundidad al punto masa.

Ahora consideraremos una situación más compleja: Una capa horizontal delgada de densidad superficial de masa $\rho(x,y)$ a una profundidad de h unidades debajo del plano de observación. La transformada de Fourier del campo gravitacional (Naidu, 1968) esta dada por :

$$F_z(u,v) = 2\pi G \bar{\rho}(u,v) \exp(-sh) \quad (III.2.5)$$

donde $\bar{\rho}(u,v)$ es la transformada de Fourier de la densidad superficial $\rho(x,y)$. El Espectro Radial y Espectro Angular del campo gravitacional puede ser derivado como en el caso simple del punto masa anterior, esto es:

$$R_x(s) = 4\pi G \int \rho(s) \exp(-2sh) \quad (III.2.6)$$

$$A_x(\theta) = \int \rho(\theta)$$

donde $R_x(s)$ y $A_x(\theta)$ se refieren al Espectro Radial y Angular de $\rho(x,y)$ respectivamente. Suponga que $R_x(s)$ puede ser aproximado por una función exponencial

$$R_x(s) = \exp(-2\alpha s) \quad (III.2.7)$$

donde $\alpha \geq 0$ es una constante. Bajo la aproximación anterior la razón de decaimiento de $\ln R_x(s)$ deberá ser proporcional a $-2(h+\alpha)$. La estimación de la profundidad a partir de la pendiente de la gráfica de $\ln R_x(s)$ tendrá un error por una cantidad igual a α .

El espectro angular es independiente de la profundidad a la lámina. Puede sin embargo estar relacionado con la variación de densidad en diferentes direcciones. Formas de expresiones cerradas debidas a geometrías simples son difíciles de obtener para el Espectro Angular, sin embargo, es sencillo calcularlas numericamente.

III.3.-CAMPO GRAVITACIONAL ALEATORIO

Supóngase que el campo de gravedad es un campo aleatorio producido por una distribución aleatoria de las fuentes

de densidad. Las propiedades estadísticas de tal campo están relacionadas a la distribución de la fuente. El Espectro del Campo decae exponencialmente con la profundidad dado que el campo es no homogéneo en un plano vertical. Si consideramos la distribución de densidad aleatoria $\rho(x, y)$ confinada en una lámina horizontal infinita (figura III.3.1), entonces el campo de gravedad $g(x, y)$ sobre el plano x, y (debido a la densidad $\rho(x, y)$) a la profundidad d , esta dado por:

$$g(x, y) = \sigma d \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\rho(x', y')}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + d^2]^{3/2}} dx' dy' \quad \text{(III.3.1)}$$

donde σ es una constante. Siguiendo a Naidu (1958), la función de densidad $\rho(x, y)$ se puede escribir en la forma integral como:

$$\rho(x, y) = \iint_{-\infty}^{\infty} \rho(u, v) \cdot \exp(i(ux+vy)) du dv \quad \text{(III.3.2)}$$

Sustituyendo (III.3.2) en (III.3.1) obtenemos:

$$g(x, y) = \sigma d \iint_{-\infty}^{\infty} \rho(u, v) \cdot \exp(i(ux+vy)) du dv \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(i(u(x'-x)+v(y'-y)))}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + d^2]^{3/2}} dx' dy' \quad \text{(III.3.3)}$$

al efectuar la última integral tenemos que es igual a:

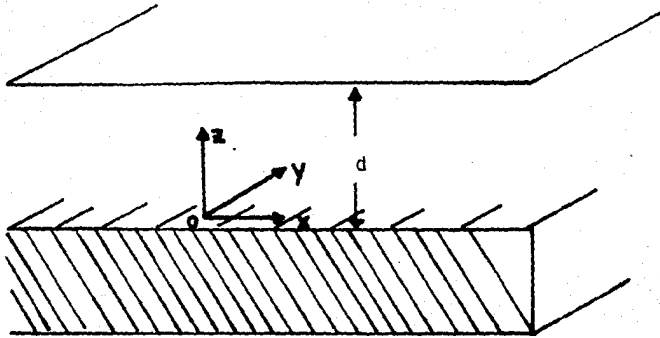


Figura III.3.1 Lámina horizontal.

$$\frac{2}{\pi d} \exp(-sd) \quad \text{donde } s = (u^2 + v^2)^{1/2}$$

Por lo tanto:

$$g(x, y, z) = \frac{2\sigma}{\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \rho(u, v) \exp(-sd) \exp[i(u x + v y)] du dv \quad (III.3.4)$$

Ahora podemos escribir la función de covariancia usando (III.3.4) y la definición de Naidu. (1968): i. e.:

$$K(x, x', y, y', z) = M(\Psi(x, y, z) \Psi^*(x', y', z)) \quad (III.3.5)$$

donde $\Psi(x, y, z)$ representa al campo aleatorio, $M(\dots)$ significa la media matemática y el asterisco (*) el conjugado complejo. Por lo tanto

$$\text{tenemos: } K(x, x', y, y', z) = \frac{4\sigma^2}{\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} S(u, v) \exp(-2sd) \exp[i(u x + v y)] du dv \quad (III.3.6)$$

donde $S(u, v)$ es el espectro de la densidad aleatoria de la lámina. Con lo cual obtenemos el espectro del campo $g(x, y, z)$, el cual está dado por:

$$S_g(x, y, z) = \frac{4\sigma^2}{\pi} S(u, v) \exp(-2sd) \quad (III.3.7)$$

Como puede observarse esta es una relación simple entre el espectro del campo y la densidad de la lámina.

Donde $S(u,v)$ es el Espectro de la densidad, u y v son

frecuencias angulares a lo largo de los ejes x y y . $u = s \cdot \cos \theta$, $v = s \cdot \sin \theta$ y $S(u,v)$ es un espectro bidimensional, el cual al

promediarse, proporciona el espectro radial $R(s)$ definido por

(III.1.1)

$$R(s) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} S(s \cos \theta, s \sin \theta) d\theta \quad (III.3.8)$$

Las dos últimas ecuaciones implican que el Espectro del campo potencial esta relacionado en forma simple al Espectro de la densidad, por lo cual se pueden evaluar los espectros de las fuentes a partir del espectro del campo.

Una gráfica del $\ln R(s)$ versus la frecuencia

radial s (dada por $(u^2 + v^2)^{1/2}$) muestra segmentos de línea recta, cuya pendiente es igual a $2d$ siempre que $S(u,v)$ sea cons-

tante e igual a 1, i.e., equivalente a un Espectro blanco. Esta condición se cumple si la distribución de densidad o la distribución del relieve es realmente aleatoria. Cualquier correlación entre ellas cambia la pendiente, de manera que se produce un ligero aumento en el valor de la profundidad del cuerpo (Hahn et al., 1976). Si las fuentes están distribuidas a diferentes niveles, serán identificadas por los diferentes segmentos de recta en la gráfica del Espectro Radial Vs. la Frecuencia, cuya pendiente proporciona la profundidad a la fuente respectiva.

Si siguiendo los desarrollos de Battacharya (1966) y Treitel et al., (1971), cuando la amplitud del espectro de potencia está sobre una escala logarítmica versus una escala lineal para la frecuencia: se presentan intervalos donde los logaritmos de las amplitudes pueden ser representados por una función lineal de la frecuencia, con amplitudes decreciendo cuando se incrementa ésta. La pendiente de la línea recta es proporcional a la profundidad a la cima del cuerpo. Entonces, si k denota el número de onda y $S(k)$ el espectro de potencia, la profundidad d , a la fuente puede ser estimada de la relación $S(k) = f(k)$, empleando la fórmula:

$$\ln S(k) = -2kd \quad (III.3.9)$$

Es obvio que el mismo tratamiento puede ser seguido para el caso de datos bidimensionales al calcular el Espectro Radial de todas las ondas particulares que caen dentro de un cierto intervalo de frecuencia como explicaremos más adelante.

III.4.- ESTIMACION DE PROFUNDIDADES A PARTIR DEL ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL

Antes de pasar a la descripción del programa hagamos un resumen de los principios en los que se apoya su desarrollo considerando el tratamiento de datos discretos.

Los valores del campo de gravedad para una matriz de $N \times N$ datos igualmente espaciados, son transformados del dominio del espacio al dominio de la frecuencia por medio de la transformada rápida de Fourier discreta para dos dimensiones (Cooley y Tukey, 1965). La transformada de Fourier de estos datos produce un conjunto de amplitudes reales X e imaginarias

X_I por las cuales los valores de campo dados en los puntos de rejilla (x,y) pueden ser representados por la suma:

$$g(x,y) = \sum_k \sum_m X_R^k \cos [(2\pi/DX \cdot N)(kx+my)] + X_I^k \sin [(2\pi/DX \cdot N)(kx+my)] \quad (III.4.1)$$

donde DX es el intervalo de rejilla.

La ecuación anterior puede ser escrita como sigue:

$$g(x,y) = \sum_k \sum_m C_M^k \cdot \cos \{ (2\pi/DX \cdot N)(kx+my) - P_M^k \} \quad (III.4.2)$$

donde P es el ángulo de fase apropiado, y

$$C = \{ (X_R)^2 + (X_I)^2 \}^{1/2} \quad (III.4.3)$$

Es obvio que cada C es la amplitud de una onda de campo parcial con longitud de onda $\frac{DX \cdot N}{k^2 + m^2}$ y frecuencia $F = (k^2 + m^2)$.

Para calcular el espectro radial para cada conjunto de datos empezamos primero calculando el espectro de potencia bidimensional

$$SP(I,J)=[XR(I,J)^2 + XI(I,J)^2] \quad (III.4.4)$$

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

El espectro radial se calcula al sobreponer el espectro bidimensional en un número de anillos homocéntricos con centro en el punto (1,1) (punto superior izquierdo de la matriz espectro de potencia SP) que es la componente de frecuencia más baja del conjunto de datos (valor medio), y con distancias radiales:

0.0-0.5: (número de onda=0.0 ciclos/intervalo de rejilla)

0.5-1.5: (número de onda=1.0/(N-DK) ciclos/ intervalo de rejilla

1.5-2.5: (número de onda=2.0/(N-DK) ciclos/ intervalo de rejilla

(Pal et al., 1979; Hahn et al., 1976).

Los elementos de la matriz con $0.5 < (I+J) \leq 1.5$ son promediados y así hasta el número de onda de Nyquist $N/2$ como se muestra en la figura III.4.1

Después de esto, se toma el logaritmo. Los valores resultantes, forman el espectro radial del campo anómalo bajo consideración. Por esta técnica transferimos nuestro problema bidimensional a uno unidimensional.

III.4.1. -DESCRIPCION DEL PROGRAMA ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL.

El algoritmo computacional de Dimitriadis et al., 1987, permite desarrollar el proceso analítico para la evaluación del espectro radial para cualquier ventana de datos definida por el usuario tomada de un archivo maestro (mapa digitizado).

El programa esta escrito en el lenguaje BASIC estándar para una computadora personal. El programa calcula el espectro de potencia radial del archivo maestro, de este modo todas las componentes de frecuencia y sus correspondientes números de onda se despliegan en la pantalla para que el usuario pueda seleccionar los segmentos lineales apropiados para el intervalo de número de onda del cual se quiera obtener la profundidad. La figura III.4.1.1.a presenta el espectro de potencia radial de un mapa digitizado y almacenado en el archivo maestro, se indica una posible banda de números de onda susceptible de ser seleccionada. En la figura III.4.1.1.b se presenta la forma de asociar las bandas de número de onda a puntos

1393.00	176690.00	23885.00	5963.40	5207.40	3440.10	1977.30
0.	1.	2.	3.	4.	5.	6.
88022.	69674.1	492.6	2003.3	887.7	557.9	226.5
1.	1.4	2.23	3.16	4.12	5.09	6.08
31928.	19776.7	1532.6	22.2	552.1	48.5	69.5
2.	2.23	2.82	3.6	4.47	5.38	6.32
5343.7	1817.4	126.7	222.5	8.4	4.4	12.2
3.	3.16	3.8	4.24	5.	5.83	6.7
5389.8	1313.2	599.1	77.1	23.8	22.6	20.1
4.	4.12	4.47	5.	5.65	6.4	7.21
5300.8	756.5	171.6	8.6	14.5	6.8	7.7
5.	5.1	5.38	5.83	6.4	7.07	7.81
3537.0	712.8	70.7	9.8	10.2	3.7	5.2
6.	6.08	6.32	6.7	7.21	7.81	8.48

Figura III.4.1.-Espectro de Potencia bidimensional y su correspondiente distancia radial para cada punto.

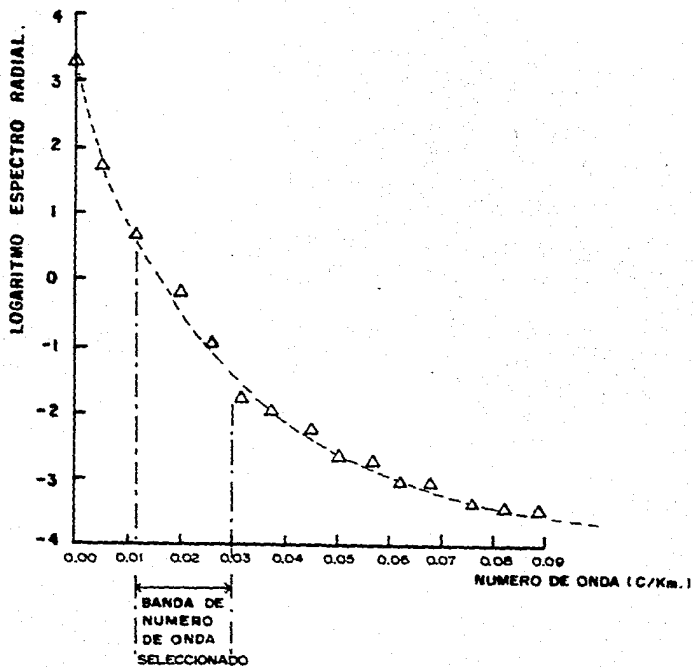


Figura III.4.1.1.a.-

ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL DEL ARCHIVO MAESTRO.

ARCHIVO MAESTRO (32 x 32)

VENTANAS (16 x 16)

PUNTO	# DE ONDA (CICLO/Km.)	PUNTO DE REGRESION	# DE ONDA (CICLO / Km.)
1	0.	1	0.
2	.00625	2	.0125
3	.0125	3	.025
4	.0185	4	.0375
5	.025	5	.05
6	.03125	6	.0625
7	.0375	7	.075
8	.04375	8	.0875
9	.05		
10	.05625		
11	.0625		
12	.06875		
13	.075		
14	.08125		
15	.0875		
16	.09375		

Figura III.4.1.1.b.- FORMA DE SELECCION DE INTERVALO DE NUMERO DE ONDA.

de regresión, con los cuales se definirán las pendientes que sirven para el cálculo de profundidades en ese intervalo de número de onda.

Enseguida se define el tamaño y ubicación de la primera ventana por medio de los parámetros de barrido (figura III.4.1.2). El tamaño de la ventana deberá tener un número de puntos coincidente con una potencia de 2 en cada lado debido a que se utiliza el algoritmo de Cooley-Tukey para el cálculo de la Transformada de Fourier. En la figura este tamaño está definido por HS. El espaciamiento de la rejilla está dado por DW, las coordenadas del centro de la ventana están dadas por (C_1, C_2) . HH=VC es

la coordenada vertical para empezar el barrido y $VV=HC$ es la coordenada horizontal para iniciar el barrido. Con estos datos se calcula la profundidad a la fuente de la ventana especificada y se evalúa su error rms.

El programa despliega en pantalla la gráfica del logaritmo del espectro radial de cada ventana que se utiliza para que el usuario pueda verificar la selección previa de los puntos de regresión en la gráfica del espectro. En el apéndice D aparece un diagrama de bloques del programa.

Cabe aclarar algunos puntos que deben de tomarse en cuenta para la aplicación del programa:

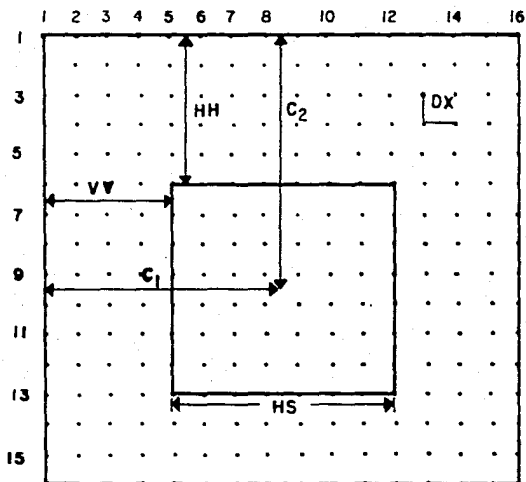
- Los bordes del archivo maestro no deben de cortar partes esenciales de las anomalías.
- El área bajo investigación debe contener anomalías de longitud de onda variable en vista de que las anomalías observadas se tratan como un ensamble estadístico.
- No deben existir grandes diferencias entre los valores de campo a lo largo de los lados opuestos del archivo maestro.

III.5.-APLICACION A DATOS DE GRAVEDAD DEL VALLE DE MEXICALI

El mapa de anomalía de Bouguer de la Zona del Valle de Mexicali y Sonora que se utiliza en esta tesis fue preparado por Espinoza (1988), cubre un área un poco mayor que

6400 km² y resume la totalidad de los levantamientos efectuados en esta zona (Figura III.5.1). Dicho mapa está referido a la estación base de gravedad del Aeropuerto Internacional de Mexicali y no está corregido por terreno por considerar que el relieve topográfico en el área es pequeño y el error estimado de la topografía irregular no debe exceder 0.2 mgal (Fonseca, 1983). En el

cálculo del mapa se usó una densidad de 2.2 g/cm³ para la corrección de Bouguer (Espinoza, comunicación personal).



- $VC=HH$ = COORDENADA VERTICAL PARA EMPEZAR EL BARRIDO.
 $HC=VV$ = COORDENADA HORIZONTAL PARA EMPEZAR EL BARRIDO.
 DX = ESPACIO DE LA REJILLA .
 HS = TAMAÑO DE LA VENTANA (POTENCIAS DE 2)
 (C_1, C_2) = COORDENADAS DEL CENTRO DE LA VENTANA.

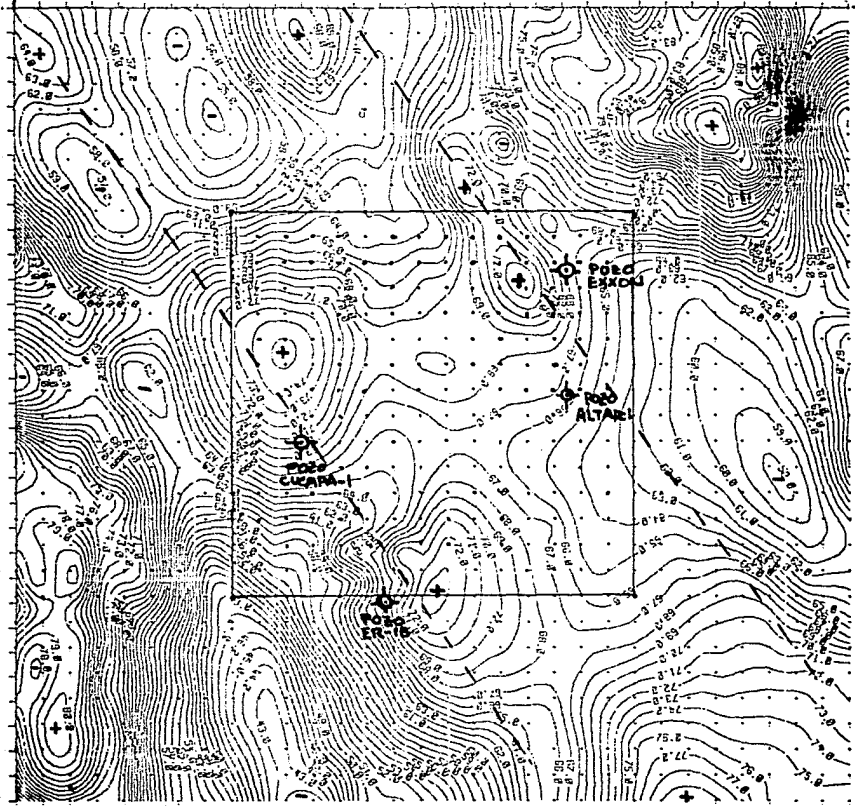
Figura III.4.1.2.-

PARAMETROS DE BARRIDO PARA LA VENTANA.

115°20'

E. U.

114°30'
32°45'



+ alto gravimétrico
 - bajo gravimétrico

Figura III.5.1 - Anomalia de Bouguer de la Zona del Valle de Mexicali y NE de Sonora.

En el mapa se distinguen tres zonas, las cuales están delimitadas por las líneas punteadas. La zona central con orientación NW - SE presenta gradientes muy suaves y se encuentra flanqueada en su totalidad por máximos gravimétricos. Esta zona parece ser la continuación hacia el sur de la tendencia gravimétrica del mapa de Fuis (1934), que se presenta en la figura V.14, y que se asocia a la zona de formación de nueva corteza.

El mapa fue digitizado manualmente, los valores de rejilla fueron interpolados de los contornos gravimétricos, el espaciamiento entre estaciones se obtuvo utilizando la expresión:

$$Lx/(Nx-1)=\Delta x$$

donde

Lx= longitud del área en la dirección x
Nx= número de puntos en la dirección x
 Δx = espaciamiento

Para este caso se usó Lx=77,5 Km, Nx=32 dando un espaciamiento Δx =2.5 kms. entre cada estación. (Lo mismo fue hecho en la dirección y).

Lo anterior cumple con el requisito de escoger el espaciamiento de muestreo tal que Δx y Δy no sean mayores que una cuarta parte del ancho del rasgo anómalo más agudo para evitar los problemas de sesgamiento (aliasing).

Por otro lado, cumple con la necesidad de que el número de puntos por cada lado debe ser coincidente con una potencia de base 2 por utilizarse el algoritmo de Cooley-Tukey para el cálculo del Espectro de Potencia Radial. Así se obtuvo un arreglo de 32 x 32 puntos el cual fue transferido a la computadora PRIME del CICESE y configurado con el paquete de graficación de la misma.

El mapa configurado por computadora se comparó con el original para identificar los errores de digitización y corregirlos. El arreglo se grabó en el archivo maestro y quedó listo para el procesado.

El análisis del espectro de Potencia radial del mapa de Bouguer (Figura III.5.2) y el conocimiento aproximado de las profundidades al basamento y subbasamento (modelo de Frez y González, 1989) permitió seleccionar las bandas de número de onda que se asociaron tentativamente a: Una interfase que fluctúa entre 4.5 y 14 kms de profundidad, (número de onda de 0-0.0250 ciclos/km) que se presenta en la figura III.5.3 y otra interfase que fluctúa entre 2.5 y 5 km de profundidad, (número de onda de 0.025-0.0625 ciclos/km) que se presenta en la figura III.5.4. (Lázaro, 1989).

$\ln S(k)$

ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL	
# de Onda	$\ln S(k)$
0.0125	1.795
0.0250	-0.277
0.0375	-1.320
0.0500	-1.908
0.0625	-3.375
0.0750	-3.449
0.0875	-4.285
0.1000	-4.847
0.1125	-5.194
0.1250	-5.731
0.1375	-5.750
0.1500	-5.791
0.1625	-6.192
0.1750	-5.886
0.1875	-5.889

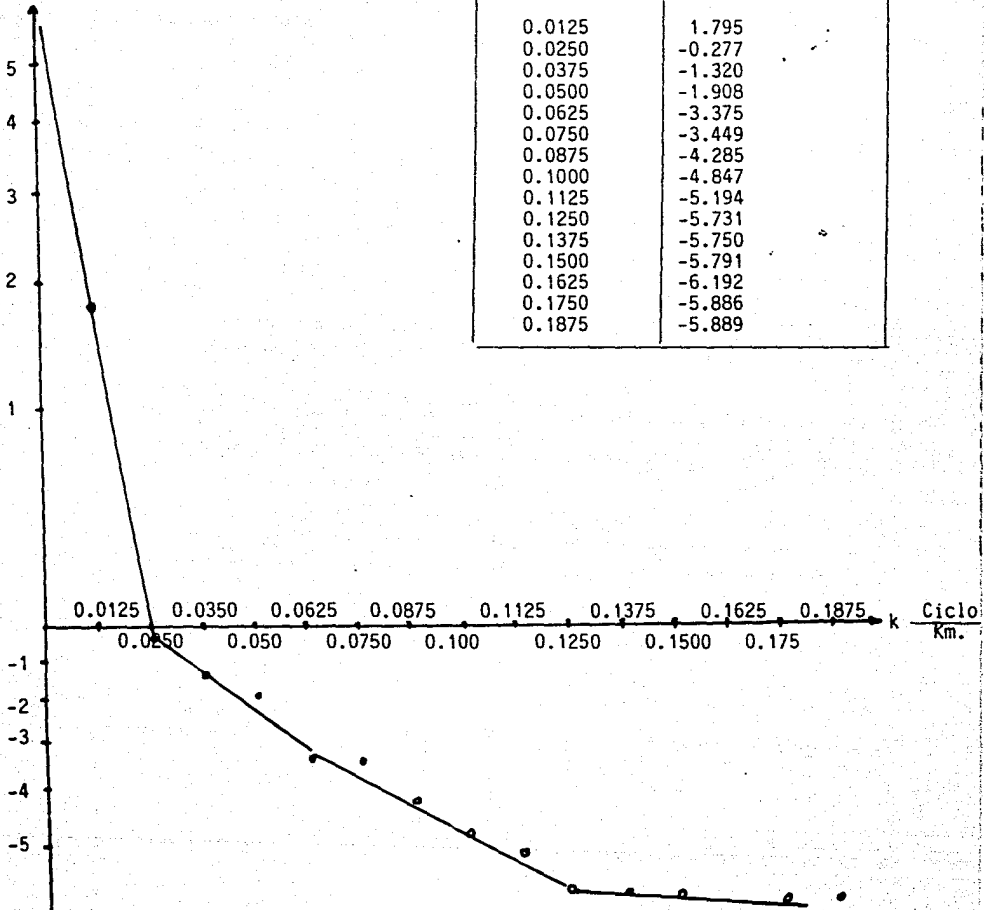
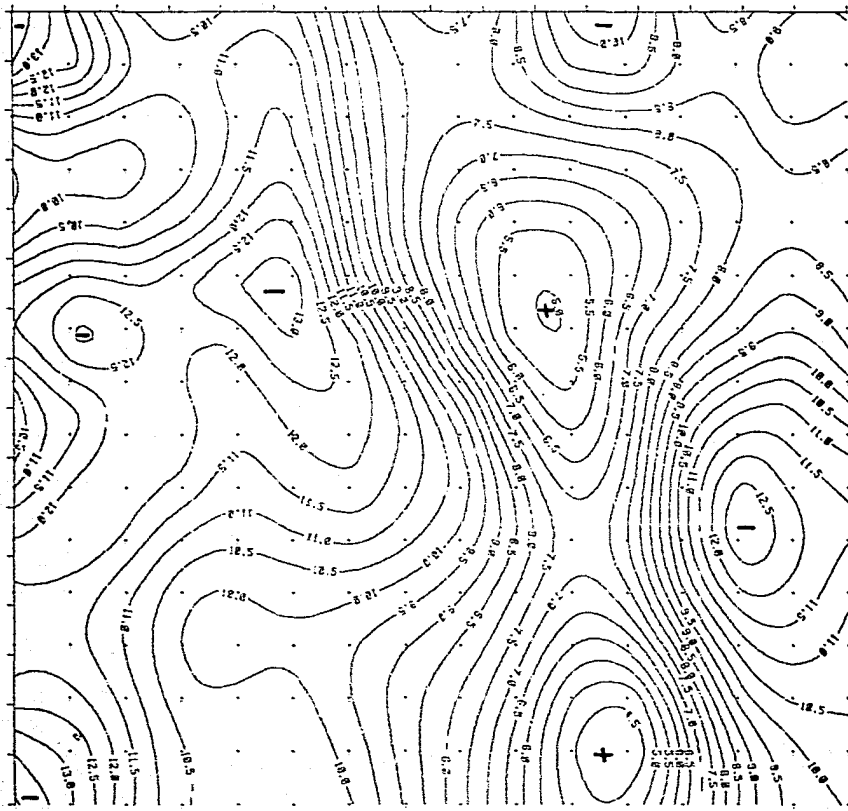
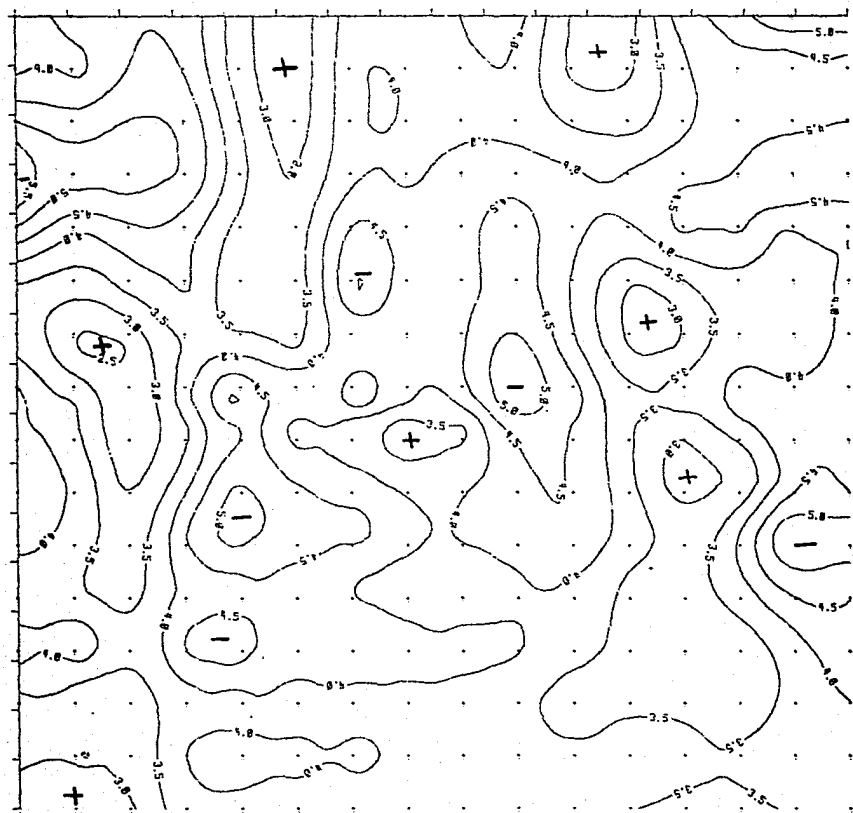


Figura III.5.2.- Espectro de Potencia Radial de la Zona de Estudio.



+ Alto Estructural
 - Bajo Estructural
 Profundidad en Km.

Figura III.5.3.- Profundidades en Km correspondiente a la interfase del intervalo de números de onda entre 0-0.0250 ciclos/km. Esta superficie se asocia al subbasamento (Lázaro, 1989).



+ Alto Estructural
 - Bajo Estructural
 Profundidad en Km.

Figura III.5.4.- Profundidades en km correspondiente a la interfase del intervalo de números de onda entre 0.0250-0.0625 ciclos/km.

LEYENDA

- + Alto Estructural
- Bajo Estructural
- Línea utilizada para delimitar alineamientos.
- ⊕ Pozo

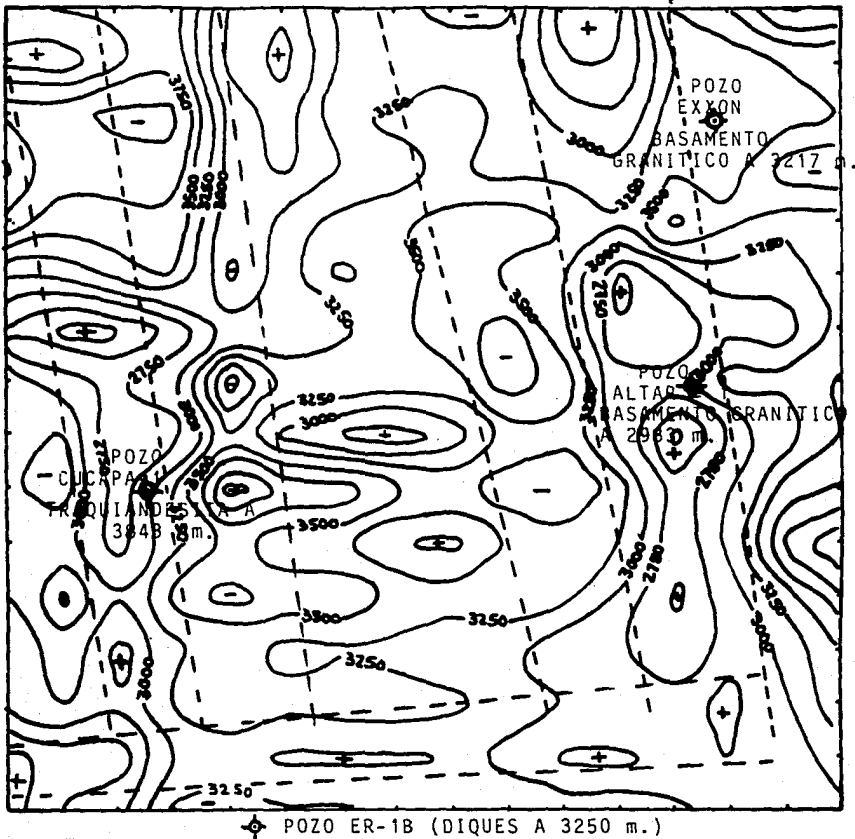


Figura III.5.5.-Mapa de profundidades del basamento obtenida considerando la información del pozo EXXON y la superficie definida por el intervalo de número de onda 0.0250-0.0750 ciclos/km. del espectro de potencia radial.

Analizando las profundidades de estas interfases observamos que en la primera se presentan en la región central (dirección norte-sur) dos zonas de profundidades someras del orden de 4.5 y 5 km y a ambos lados zonas con profundidades del orden de hasta 13 kms. En la segunda interfase se observan en la misma región central profundidades del orden de hasta 5 kms. y a los lados profundidades someras de hasta 3 kms.

Tomando en cuenta la información del pozo EXXON, cuya profundidad al basamento granítico es de 3217 metros, se seleccionó el intervalo de número de onda de 0.0250 -0.0750 ciclos/km por ser el que mejor ajusta la profundidad calculada por este método a la profundidad real.

Una vez definido este intervalo se calcularon las profundidades nuevamente y se determinó una nueva superficie (Figura III.5.5), que coincide con la profundidad del pozo ALTAR-1, el cual tocó basamento granítico a 2892 metros y también con el pozo ER-1B que alcanzó diques a 3250 metros (la información no indica si se alcanzó basamento).

El pozo CUCAPA-1 no parece coincidir con la profundidad calculada por el análisis espectral y tiene una diferencia del orden de 500 metros, esto se debe probablemente a

un cambio brusco en la profundidad en un área de 6.25 km (área entre cuatro puntos de rejilla), como puede verse en otras partes de esta superficie, o a un cambio en la naturaleza geológica del basamento.

Qualitativamente la superficie de 0.0250-0.0750 ciclos/km coincide con la superficie 0.0250-0.0625 ciclos/km y en ambas se observan alineamientos de altos y bajos estructurales en la dirección NW-SE marcados con líneas punteadas en la figura III.5.5. En el capítulo V haremos una interpretación de estos resultados.

IV.-TEORIA DEL CUERPO IDEAL

IV.1-INTRODUCCION

La interpretación de datos anómalos de gravedad presenta una situación de ambigüedad debido a la no unicidad de la solución, aún cuando el conjunto solución este acotado por condiciones físicas y geológicas. Por lo tanto, la construcción de una solución sencilla que ajuste o aproximadamente ajuste los datos es de valor limitado. Es por eso que gran parte de la investigación en geofísica se ha enfocado en los últimos años al desarrollo de técnicas de inversión para la deducción rigurosa de las propiedades comunes a todas las posibles soluciones.

Como se sabe el problema lineal inverso en gravimetría consiste en determinar la variación de la densidad en el subsuelo a partir de la anomalía de gravedad observada en el terreno; la solución a este problema no es única. Sin embargo, es posible obtener soluciones particulares que satisfagan los valores de la anomalía observada y cumplan con restricciones adicionales, por ejemplo cuando el valor de densidad es conocido o cuando la solución se acerca por tanteeo a la realidad.

En la literatura se encuentran reportados los métodos que se han empleado para calcular la forma de un cuerpo de contraste de densidad conocida. La forma de este cuerpo puede ser aproximada por un polígono (Talwani et al., 1959) o prismas rectangulares con varios espesores (Tanner, 1967); también la programación lineal se ha aplicado al problema de modelado (Mottl y Mottlova, 1972). Green (1975), ha usado una aproximación de Backus y Gilbert para encontrar un modelo aceptable partiendo de un modelo inicial. En estas dos últimas referencias se ha utilizado la linealidad de los datos de gravedad con respecto a la densidad.

Otros autores han propuesto reglas para la obtención de cotas de profundidad y densidad del cuerpo responsable de una anomalía observada (Bott y Smith, 1958; Smith, 1959, 1960). Por otro lado Parker (1974, 1975) introdujo la noción de cuerpo ideal en la cual se considera lo siguiente: En un dominio dado, el cuerpo ideal es un cuerpo homogéneo que da lugar a una anomalía compatible con los datos y cuya densidad es una cota mínima; partiendo de la propiedad de unicidad de este cuerpo, es posible obtener cotas sobre la densidad o profundidad del cuerpo real. A continuación se presentan los detalles de su teoría.

Como se sabe, las observaciones de gravedad son imperfectas y consisten de un número finito de mediciones que contienen un porcentaje de error, muchos números no son infinitesimalmente exactos, y inherente sea mayor. La práctica corriente de interpretación consiste en suministrar tantas suposiciones como sea necesario

Para producir ecuaciones con soluciones únicas (Corbató, 1965, Nagi y Garde, 1969), pero la confianza de las soluciones pueda ser pobre (Al-Chalabi, 1971).

Una aproximación enteramente diferente consiste en encontrar los parámetros del modelo que son comunes a todos los modelos que se ajustan a los datos. Tal parámetro es el exceso de masa total del cuerpo sepultado si al menos la anomalía completa es conocida (Grant y West, 1965, págs. 215).

La metodología de Parker (1974, 1975), permite determinar de manera única los parámetros del modelo aún cuando los datos sean incompletos, estos parámetros son: la máxima cota inferior del contraste de densidad; y si la densidad es conocida, la mínima cota superior en profundidad a la cima del cuerpo. Como sabemos, las cotas de profundidad se han manejado como reglas de máxima profundidad (Smith, 1959), la teoría que se presenta permita determinar la mayor profundidad posible compatible con las restricciones impuestas por el problema a resolver.

A continuación se demuestra un teorema referente a las cotas en los parámetros del modelo en un problema lineal inverso general. El teorema muestra que si ciertos parámetros pueden ser encontrados, describirán un cuerpo de menor densidad que se ajuste al conjunto de datos originales; este cuerpo se denomina "CUERPO IDEAL", se asocia a los datos y es único. La única suposición es que la densidad anómala es en todos lados positiva (de un signo sería suficiente). Además el problema de acotar la profundidad a un cuerpo de densidad conocida será resuelto usando la propiedad de unicidad de los cuerpos ideales.

IV.2. - PARAMETRIZACION DEL CUERPO IDEAL

Siguiendo a Parker (1974), supóngase que se estudia

una propiedad escalar del modelo $m(\bar{r})$, donde \bar{r} es un vector de posición en el espacio. Las observaciones asociadas a los N números reales E_1, E_2, \dots, E_N se encuentran teóricamente

relacionadas al modelo de la manera siguiente:

$$E_j = \int_V G_j(\bar{r}) m(\bar{r}) dv \quad j=1,2,\dots,N \quad (IV.2.1)$$

donde V es la región dentro de la cual el modelo está confinado, y $G_j(\bar{r})$ es la función de Green propia de la j -ésima medición. Se estipula que $m(\bar{r}) \geq 0$ en cualquier parte dentro de V .

Teorema: Una condición suficiente para la existencia de una cota inferior positiva sobre el más grande valor de m es que existan $N+1$ constantes $M, \alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_N$ con $M > 0$, tal que una función definida por:

$$m(\bar{r}) = \begin{cases} M & \text{donde } \sum_i \alpha_i G_i(\bar{r}) > 0 \\ 0 & \text{donde } \sum_i \alpha_i G_i(\bar{r}) \leq 0 \end{cases} \quad (\text{IV.2.2})$$

satisface la ecuación (IV.2.1). De esta manera M es la más grande cota inferior sobre el más grande valor de m y el modelo definido por (IV.2.2) satisface esta cota.

Una manera de comprobar esta proposición consiste en demostrar que la posición contraria lleva a una contradicción.

Demostración: Supongamos entonces, que aunque las constantes anteriores existan y cumplan con las condiciones, hay otra función no negativa $\bar{m}(\bar{r})$ en V , pero menor que M , no obstante \bar{m} satisface (IV.2.1). Se excluyen de la discusión posibles valores de $\bar{m} > M$ tomados sobre el conjunto de medida cero.

Definimos

$$F(\bar{r}) = \sum_i \alpha_i G_i(\bar{r})$$

ya la región V_+ como la unión de todas las regiones en V donde $F > 0$, y V_- la unión de aquellas donde $F \leq 0$ en V . Ahora consideremos

el número dado por $\sum_{i=1}^n \alpha_i E_i$:

de (IV.2.1) y de (IV.2.2) y de estas definiciones, tenemos:

$$\sum_{i=1}^n \alpha_i E_i = \int_V F m \, dv \quad (\text{IV.2.3})$$

$$= \int_{V^+} F \bar{m} \, dv$$

en tanto el hecho de que \bar{m} satisface (IV.2.1) produce

$$\begin{aligned} \sum \alpha E &= \int_{V^+} F \bar{m} \, dv \\ &= \int_{V^+} F \bar{m} \, dv + \int_{V^-} F \bar{m} \, dv \quad (\text{IV.2.4}) \end{aligned}$$

Restando (IV.2.3) de (IV.2.4), obtenemos:

$$\begin{aligned} 0 &= \int_{V^+} (\bar{m} - M) F \, dv + \int_{V^-} F \bar{m} \, dv \\ &= I_+ + I_- \quad (\text{IV.2.5}) \end{aligned}$$

donde I_+ corresponde al primer término en (IV.2.5) e I_- al segundo.

Ahora en I_+ sabemos que $F > 0$ por la definición de V_+ , y pedimos que $\bar{m} < M$ en todas partes en V ; entonces $I_+ < 0$. Pero

en I_- tenemos $F \leq 0$ y $\bar{m} \geq 0$; entonces $I_- \leq 0$. En consecuencia,

$I_+ + I_- < 0$ lo cual contradice (IV.2.5). Por lo tanto podemos

concluir que no hay modelo tal que $0 \leq \bar{m}(r) < M$ en cualquier parte de V , si las constantes satisfactorias $M, \alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_N$

pueden encontrarse. La constante M es claramente la más grande cota inferior sobre m porque hay un modelo que satisface la cota, el descrito por la ecuación (IV.2.2).

La demostración anterior será modificada para comprobar que sólo existe una constante M que satisface las condiciones y que la forma de la región asociada en (IV.2.2) es única.

Es trivial demostrar que hay sólo un valor de M que satisface todas las demandas. Si hubiera otro valor de M con los mismos α_i o diferentes α_i , al identificar el modelo asociado con el valor más pequeño de M como \bar{m} el argumento anterior produce una contradicción.

Teorema: El teorema de unicidad está sujeto a la suposición adicional acerca de las G_i , sólo funciones no negativas satisfacen (IV.2.1) cuando el valor más grande del modelo M es m dado por (IV.2.2). La suposición es que el conjunto de puntos donde $F = 0$ en V tiene volumen cero. Esto es cierto para la función de Green de Gravedad ya que $F = 0$ es una superficie equipotencial. En casos más generales es suficiente demostrar que las G_i son linealmente independientes en cualquier subdominio de V .

La prueba es muy similar al argumento de existencia.

Demostración: Supongase que $M, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_N$ existen y que m definido por (IV.2.2) es un modelo restringido, además supongase que existe un \bar{m} tal que difiere de m , y $0 \leq \bar{m} \leq M$ en cualquier parte de V . Consideremos $\sum \alpha_i E_i$ y formemos las ecuaciones (IV.2.4) y (IV.2.5). En este punto se presentan dos casos:

a).- Si $\bar{m} \neq M$ en algún subdominio de V entonces se deduce que $I < 0$ e $I \leq 0$ como pueda verse hay una contradicción.

b).- Si $\bar{m} = M$ en casi todo V , entonces $I = 0$ y debemos examinar I . Por la suposición adicional, $F < 0$ en casi todo V y por lo tanto, si \bar{m} no se anula completamente en V , $I < 0$ ya que $\bar{m} \geq 0$: entonces $I + I < 0$, contradiciendo (IV.2.5)

Si \bar{m} no se anula en casi todo V , \bar{m} y m son idénticos (hasta para los conjuntos de medidas cero, contradiciendo la suposición de que son diferentes.

Según Parker (1975), la construcción de un cuerpo ideal consta de dos partes:

i).- Se necesita poder calcular la anomalía en los puntos de observación cuando los parámetros α se conocen.

Este cálculo de las anomalías A_i puede ser hecho ya como una parte de la solución de ecuaciones diferenciales, que es lento, pero de precisión garantizada o por cuadratura que es relativamente rápido pero de exactitud incierta.

ii).- En caso contrario se debe de encontrar la manera de ajustar los parámetros incógnita α y z para llevar las anomalías calculadas a estar de acuerdo a las que se tenga. Esta búsqueda de los parámetros a partir de las observaciones se hace resolviendo un sistema no lineal usando el método N-dimensional de Newton para soluciones iterativas.

Desafortunadamente, como se puede observar en el desarrollo de Parker (1974), para más de dos datos no hay manera de construir analíticamente el cuerpo ideal y lo que es más importante, la cota de densidad asociada; y aunque el método de Newton permite obtener soluciones hasta para $N=5$, las soluciones consecutivas son muy difíciles de obtener. Sin embargo, la optimización puede desarrollarse usando programación lineal (Ver apéndice A) una herramienta que ha sido empleada en estudios que utilizan soluciones extremas (Huestis y Parker, 1977; Safon et al., 1977; Ander y Huestis (1983, 1987)).

IV.3. ALGORITMO PARA EL CALCULO DE COTAS EXTREMAS DE DENSIDAD

Supóngase que se tienen datos discretos de la anomalía de gravedad (A_i , $i = 1, 2, \dots, n$), con una desviación máxima

permisible asociada σ . Se realiza la partición de la región de confinamiento de la solución en m dominios, con $m \gg n$.

La optimización asignará a cada dominio una densidad uniforme tal que las densidades de todos los dominios tomadas juntas ajustarán los datos dentro de las cotas de error prescritas, y la función de densidad constante segmentada resultante se aproximará al verdadero cuerpo ideal. Suponemos que todas las soluciones aceptables son no negativas, aunque esta restricción puede en principio pasarse por alto (Huestis y Parker, 1977).

Para ajustar los datos, tenemos:

$$\sum_{i=1}^m a_{ij} \rho_i + e_j = \Delta g_j, \quad j=1,2,\dots,n \quad (1)$$

$$-\sigma_j \leq e_j \leq \sigma_j, \quad j=1,2,\dots,n \quad (2)$$

$$\rho_i \geq 0, \quad i=1,2,\dots,m. \quad (3)$$

donde ρ_i es la densidad del dominio i -ésimo,

e_j es la desviación de datos para la j -ésima observación.

a_{ij} es la anomalía de gravedad en la localidad del dato j por densidad unidad del dominio i -ésimo.

Para minimizar $\max_i(\rho_i)$, introducimos una incógnita adicional ρ_o e imponemos la condición

$$\rho_i - \rho_o \leq 0, \quad i=1,2,\dots,m. \quad (4)$$

La cota del cuerpo ideal es aproximada minimizando ρ_o sujeta

a las ecuaciones (1) a (4), un problema de programación lineal estándar (Gass, 1975). Cuando la partición se hace más fina, la

verdadera cota $\bar{\rho}$ puede ser aproximada tan cerca como uno quiera.

Como señaló Parker (1974), la teoría del cuerpo ideal puede ser usada para obtener cotas sobre la extensión espacial de la fuente si una cota superior sobre la densidad es conocida. Esto se debe a que la naturaleza de la solución extrema, particularmente la cota de densidad, depende no sólo de los valores dato sino también de la región de confinamiento. Por ejemplo, si los datos son medidos sobre la superficie de un semiespacio, podemos escoger esta región para que sea el semiespacio que esta debajo de una profundidad h bajo la superficie de observación; cuando se varía h , podemos desarrollar una serie de optimizaciones para construir $\rho(h)$, la cual debe obviamente incrementarse de manera monótona.

Para alguna profundidad h , $\rho(h)$ es igual a la cota de densidad supuesta. La profundidad h es entonces una mínima cota superior sobre la profundidad a la cima de la fuente verdadera, porque para valores mayores de h el cuerpo ideal (y en consecuencia todas las soluciones) debe alcanzar una densidad excediendo el máximo valor permitido. Argumentos similares pueden ser usados para derivar el mínimo espesor de la fuente o restricciones sobre su extensión lateral.

IV.3.1.-PROGRAMA IDB2

El programa IDB2 calcula bidimensionalmente el cuerpo ideal para un conjunto de datos de gravedad, sobre un perfil perpendicular a la dirección de uniformidad. Se supone una solución positiva, con valores de anomalía mayores que cero. Por supuesto para anomalías negativas consideramos deficits de densidad en su lugar; las cotas pueden ser calculadas ajustando los valores absolutos de los datos con una función de densidad positiva. La minimización de ρ sujeta a las ecuaciones (1) a (4)

se realiza usando la técnica revisada simplex (Gass, 1975) (Ver Apéndice A).

La región de confinamiento se particiona en celdas rectangulares cuyas dimensiones son ajustadas por el usuario. Las constantes a

en la ecuación (1) se calculan usando un método estándar para encontrar el efecto gravitacional de un prisma bidimensional

(Talwani et al., 1959). El valor de ρ es siempre mayor que $\bar{\rho}$.

porque la geometría de la partición restringida no pueda sintetizar exactamente el cuerpo ideal. En la práctica, se desea obtener una aproximación tan buena a ρ como sea posible sin usar un número prohibitivamente grande de celdas. IDB2 permite al usuario variar la fineza de la partición de lugar a lugar de manera que, por ejemplo, pequeñas celdas pueden ser usadas en áreas donde ρ es adecuada para ser bastante sensible a la forma

detaillada de la solución extrema (cerca de los puntos dato), en tanto que celdas más grandes pueden ser usadas donde ρ es insensible a rasgos de pequeña escala de la solución. Esta posibilidad permite que la cota sea calculada exactamente usando un esquema de iteración refinado tal como el descrito por Huestis (1976).

El valor de ρ es sensible no sólo para la forma de la anomalía sino también para su valor medio, el cual por supuesto depende de la separación regional-residual. Esta operación no puede ser realizada con certeza. Si el valor medio está por lo tanto pobremente restringido, el usuario puede realizar un cálculo alternativo usando diferencias de datos $\Delta g_i - \Delta g_{i+1}$.

La pérdida resultante de información nos lleva a cotas menos restringidas.

En el apéndice E se presenta el diagrama de bloques del programa IDB2.

IV.4.-APLICACION A UN PERFIL DE GRAVEDAD DEL VALLE DE MEXICALI.

La figura IV.4.1 muestra el perfil residual de anomalía de Bouguer que fue analizado utilizando la Teoría del Cuerpo Ideal, para obtener las cotas del contraste de densidad, profundidad y mínimo espesor de la fuente. El perfil se obtuvo del mapa de Espinoza (1988), y corresponde al límite sur del polígono marcado en el mapa de Bouguer de la Figura III.5.1 tiene una orientación W-E y pasa a 2km del pozo ER-1B el cual presenta diques a una profundidad de 3250 metros (Apéndice C).

La selección del perfil se hizo de acuerdo a la teoría, la cual indica que tal perfil debe de ser perpendicular a la dirección de uniformidad y además se tomó en cuenta la existencia de un máximo gravimétrico en tal sección y la cercanía del Pozo ER-1B.

Para poder procesar la anomalía fue necesario obtener el residual mediante la eliminación de la tendencia regional mostrada en la misma figura.

Del perfil se tomaron tres puntos dato representativos de la anomalía, los cuales se analizaron para obtener cotas sobre contraste de densidad, la cual fue utilizada para derivar la

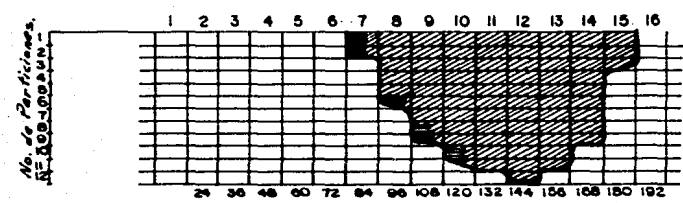
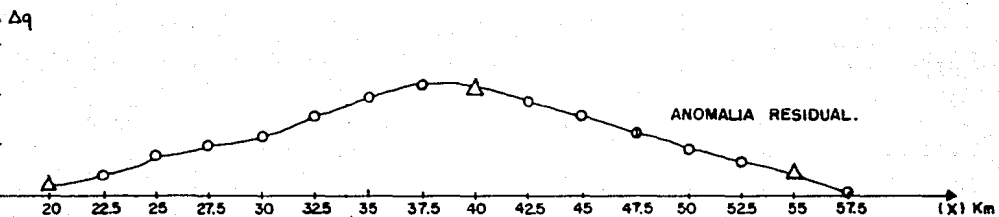
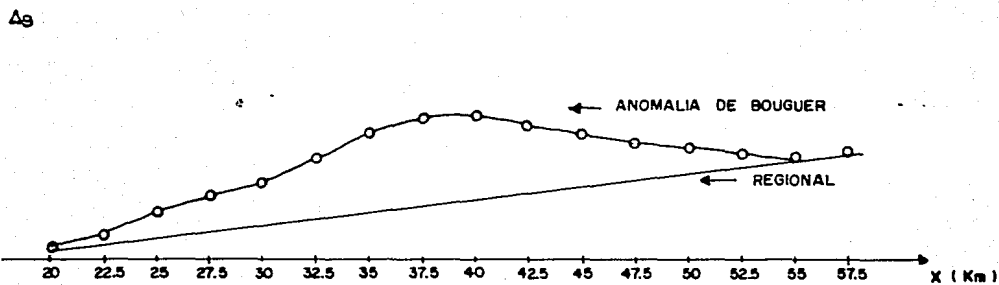


Figura IV.4.1 Perfil de gravedad utilizado en el análisis de cuerpo ideal.

máxima profundidad y el mínimo espesor de la fuente. La razón por la cual sólo se tomaron tres puntos se debe al hecho de que el usar más observaciones haría que las cotas derivadas fueran más estrictas. Por otro lado la experiencia ha demostrado que el adicionar más datos cambia poco las cotas, a menos que los datos adicionados se desvíen sustancialmente de la tendencia ya establecida.

Las figuras IV.4.2 y IV.4.3 presentan los diagramas de compromiso-errores obtenidos para este perfil. Dichos diagramas se obtuvieron corriendo el programa IDB2 y variando el grosor t y la profundidad z .

Examinemos estos diagramas: El diagrama A nos proporciona las cotas de contraste de densidad para la región de confinamiento extendiéndose desde la superficie hasta la profundidad especificada por t . El diagrama B presenta las cotas de densidad como una función de la profundidad a la cima de la región de confinamiento. Cada región de confinamiento es un subconjunto de todas las regiones correspondientes a profundidades pequeñas, por lo cual la curva se incrementa de manera monótona.

Las particiones de la región V usadas para producir cada uno de los puntos de los diagramas se muestra en la figura V.4.4.

Como puede verse las observaciones de datos de gravedad residual son 2 mels a 20 kms, 21.2 mels a 40 kms, y 4.4 mels a 55 kms.

La partición inicial se escogió de tal manera que la cima de V tocara la superficie terrestre. La partición de la región de confinamiento se hizo dando un ancho de 24 kms, y un espesor de 15 kms.; los prismas tienen un área de $\Delta X \cdot \Delta Z = (1.5)(1.5) = 2.25 \text{ km}^2$ (Note una de las características de cuerpo ideal es que debe de tocar la cima de V).

En la corrida inicial, el objetivo es encontrar cual es el espesor del cuerpo ideal, suponiendo que toca la superficie de la tierra, sin tocar la base de V. De aquí que la mayor cota inferior sobre el contraste de densidad debe alcanzar o exceder 0.071 g/cm^3 .

Como puede verse en la curva de la figura IV.4.2, a medida que disminuye el espesor (figura IV.4.4), aumenta el contraste de densidad. Así, esta curva puede ser usada para encontrar un mínimo espesor si se considera un contraste de densidad máximo. Asimismo, la curva nos da las cotas del conjunto solución infinito localizado en la región cóncava de la gráfica.

Todas las soluciones confinadas a un espesor dado tienen máximas densidades graficadas sobre o arriba del valor de la curva en aquel espesor. Esta curva en particular indica que el mínimo contraste de densidad permisible es 0.071 g/cm^3 para un espesor de

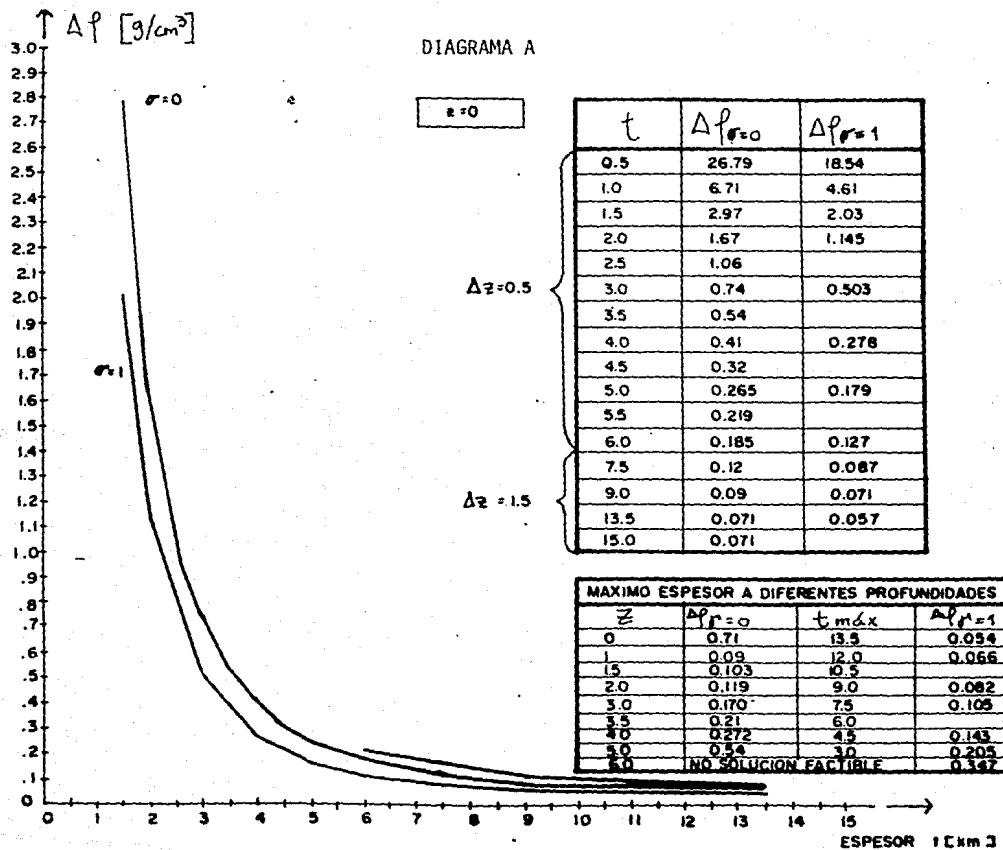


Figura IV.4.2.-Diagrama compromiso-error del contraste de densidad vs. espesor de la fuente anómala.

DIAGRAMA B

T = 13.5 km.

Z	$\Delta \rho_{\sigma=0}$	$\Delta \rho_{\sigma=1}$
0.0	0.071	0.057
0.5	0.079	
1.0	0.09	
1.5	0.103	0.073
2.0	0.119	
2.5	0.141	
3.0	0.170	0.105
3.5	0.211	
4.0	0.272	
4.5	0.372	0.172
5.0	0.544	
5.5	0.97	
6.0	NO SOL. PRACTIBLE	0.34
6.5	NO SOL. PRACTIBLE	

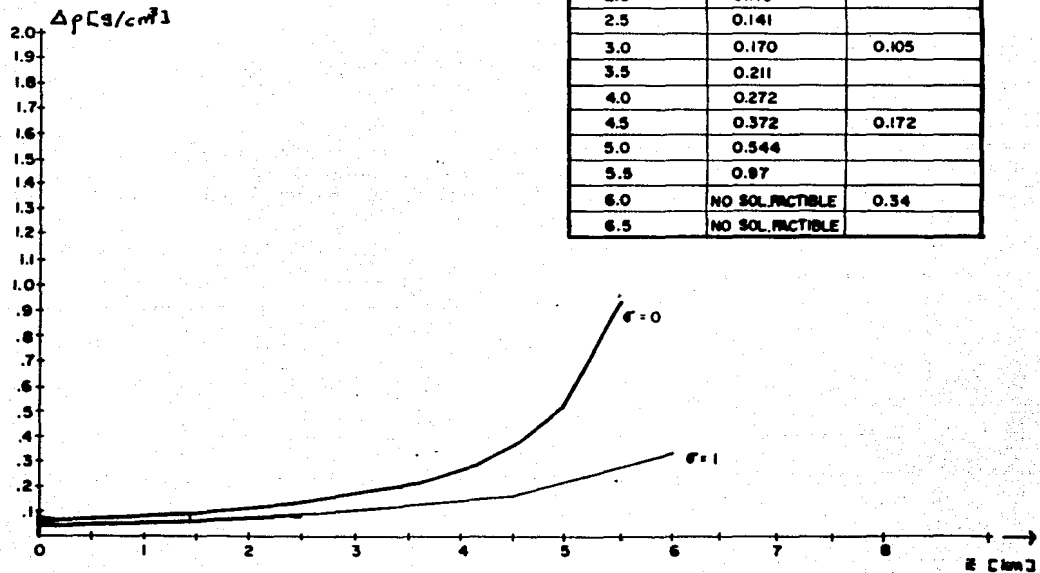


Figura IV.4.3.-Diagrama compromiso-error del contraste de densidad vs. profundidad a la cima de la fuente anómala.

13.5 km para datos exactos.

Como el procedimiento implica ir bajando la cima de la región confinante V hacia abajo sin profundizar el cuerpo ideal, el diagrama B (Figura IV.4.3) equivale a empujar la cima de la región confinante hacia abajo hasta que la densidad exceda cualquier contraste geológicamente razonable.

Esta curva nos da la máxima cota inferior del máximo contraste de densidad versus la profundidad a la cima del cuerpo, o alternativamente el máximo contraste de densidad versus la mínima cota superior de la profundidad a la cima del cuerpo. La curva también da las cotas del conjunto solución infinito localizado en el lado cóncavo de la curva y en consecuencia el mínimo máximo contraste de densidad posible permitido para cuando el cuerpo aflora en la

superficie, y cuyo valor es $\Delta\rho = 0.071 \text{ g/cm}^3$ para datos exactos y

$\Delta\rho = 0.057 \text{ g/cm}^3$ para datos inexactos.

Con la obtención de los diagramas de compromiso error se pueden considerar las restricciones físicas y geológicas para restringir las cotas aceptables en el conjunto solución, produciendo información muy significativa acerca de la fuente. Así basados en restricciones geológicas, se puede considerar un máximo contraste de densidad, con lo cual se restringen las cotas para que nos den un mínimo espesor y una máxima profundidad.

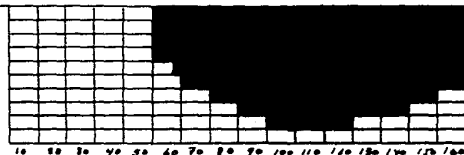
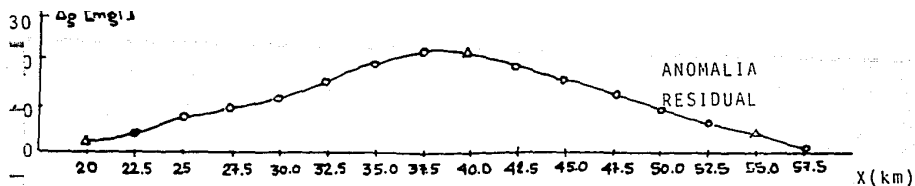
De acuerdo a González (1986), el modelo de velocidad que más se ajusta a los flancos del Valle de Mexicali es el modelo MIWEST de Fuis y Kohler (1984) Figura V.11, de donde podemos obtener la velocidad correspondiente al pozo ER-1B, el cual alcanzó una serie de diques (el modelo de Fuis también se ajusta a este tipo de roca) a una profundidad de 3250 metros. De acuerdo a este modelo la velocidad para las ondas compresionales es del orden de 5.83 km/seg. Por otro lado considerando que los sedimentos tienen una velocidad de 4.9 km/seg podemos interpolar en la curva de velocidad-densidad de Nafe y Drake (Apéndice B) las densidades correspondientes a tales horizontes.

Las rocas a la profundidad marcada por el pozo son de tipo cristalino y pueden tener de acuerdo a esta curva una densidad

de 2.76 g/cm^3 y los sedimentos una densidad de 2.55 g/cm^3 . De esta

manera podemos inferir un contraste de densidad de 0.21 g/cm^3 entre ambos horizontes.

Considerando este contraste, el espesor asociado al cuerpo ideal sería 5.5 km de acuerdo a la figura IV.4.2 suponiendo datos exactos. Aunque en la figura V.8.3 este contraste de densidad obtenido corresponde a una profundidad de 3.5 km que difiere de la



$t=15 \text{ km}$
 $\rho=0.071 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$
 $\Delta z=1.5 \text{ km}$



$t=13.5 \text{ km}$
 $\rho=0.071 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$
 $\Delta z=1.5 \text{ km}$



$t=9.0 \text{ km}$
 $\rho=0.09 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$
 $\Delta z=1.5 \text{ km}$



$t=7.5 \text{ km}$
 $\rho=0.124 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$
 $\Delta z=1.5 \text{ km}$



$t=6 \text{ km}$; $\rho=0.165 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$ $\Delta z=0.5 \text{ km}$



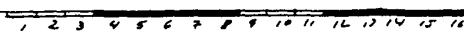
$t=4.5 \text{ km}$ $\rho=0.32 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$ $\Delta z=0.5 \text{ km}$



$t=3.0 \text{ km}$ $\rho=0.74 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$ $\Delta z=0.5 \text{ km}$



$t=1.5 \text{ km}$ $\rho=2.97 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$ $\Delta z=0.5 \text{ km}$



$t=0.5 \text{ km}$ $\rho=26.79 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta x=1.5 \text{ km}$ $\Delta z=0.5 \text{ km}$

Figura IV.4.4.-Particiones usadas para la construcción de los diagramas compromiso-error de este estudio.

profundidad dada por el pozo ER-1B. A esa profundidad el máximo espesor sería del orden de 6 km. (Ver máximo espesor a 3.5 km en la figura IV.4.2 de acuerdo a la cota superior). Esta diferencia se debe a que probablemente nos encontramos en una zona de transición semejante a la del modelo de Fuis y Kohler (1984). En el capítulo V haremos la discusión de estos resultados.

V.-INTEGRACION Y DISCUSION DE RESULTADOS

En este capítulo se realiza una integración de los resultados obtenidos por diferentes estudios en el área del Valle de Mexicali.

V.1.- RESULTADOS DE ESTUDIOS ANTERIORES

Shazhina y Grushinsky (1971), mencionan que para propósitos de sismología y gravedad existen dos fronteras claramente marcadas en la corteza: una entre la capa sedimentaria y la llamada corteza cristalina y la otra entre la corteza cristalina y el substratum i.e. la discontinuidad de Mohorovicic. Debido al hecho de que la corteza tiene una estructura de capas y de que las velocidades y densidades varían con la profundidad, sólo estas dos superficies están marcadas claramente por la gravedad y la sismología. El fondo fundamental de un campo gravitacional anómalo está determinado por el relieve del Moho, el cual permite que el espesor de la corteza sea calculado de las anomalías de gravedad. Usando el principio anterior estos autores calculan el espesor promedio de la corteza en la zona de estudio, el cual según la figura V.1 es del orden de 23.3 km.

De la Fuente y Sumner (1972), en su estudio del Delta del Río Colorado proponen un modelo magnético asociado al basamento, en el cual se observan cambios laterales en la susceptibilidad y en la profundidad del basamento. El intervalo de profundidades de tal modelo varía de 1.5 a 5 kms. y las susceptibilidades entre 0.0003 y 0.0013 u.c.g.s. De donde los valores de 0.0003 a 0.0006 pueden asociarse a rocas metamórficas similares a las de la Sierra Cucapá. El bloque con susceptibilidad de 0.0013 u.c.g.s. corresponde al valor del intrusivo plutónico. El valor relativamente bajo de la estructura tipo graben al N.E. se ha interpretado como el resultado de alteraciones o bien como adelgazamiento de corteza, el cual junto con el intrusivo puede relacionarse con el proceso de formación de un centro de dispersión (Figuras V.2 y V.3).

Reyes (1979), en su Estudio de Microsismicidad del Sistema de Fallas Transformadas Imperial - Cerro Prieto, menciona que el Valle de Mexicali como parte de la Provincia geológica del Golfo de California está caracterizado por un sistema graben-horst resultante de la extensión cortical asociada al movimiento de rumbo de las Fallas Imperial-Cerro Prieto. Así, esta es una región de corteza delgada y alto flujo térmico.

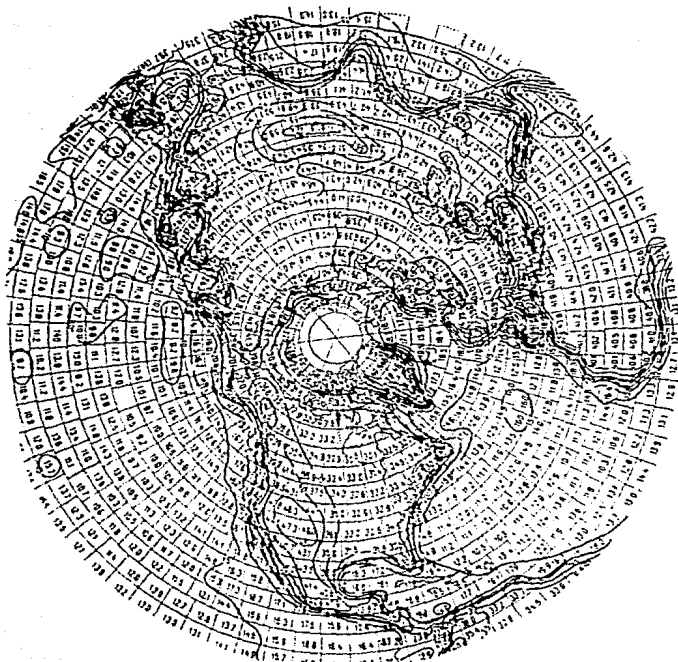


Figura V.1.-Espesor de corteza obtenido a partir de la Anomalia de Bouguer (según Sazhina y Grushinsky 1971)

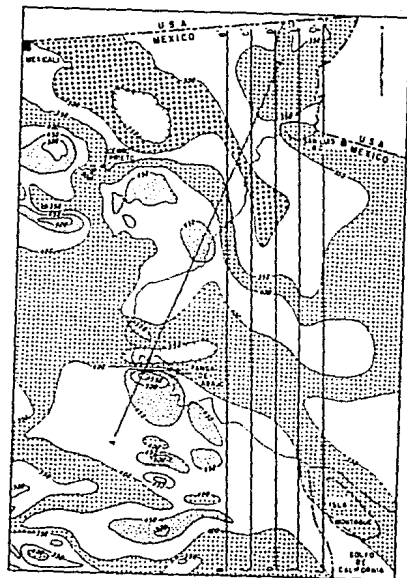


Figura V.2.-Anomalia de Campo total (De la Fuente y Sumner (1972).

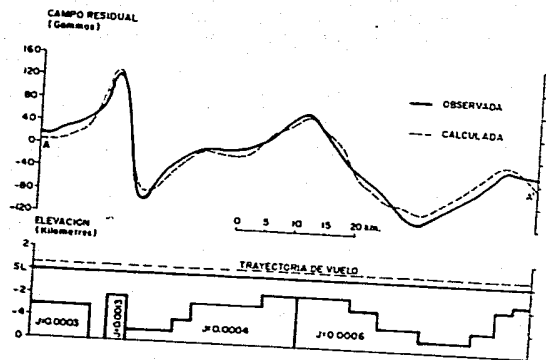


Figura 3.-Modelo del basamento a partir del perfil A-A.
(De la Fuente y Sumner, 1972).

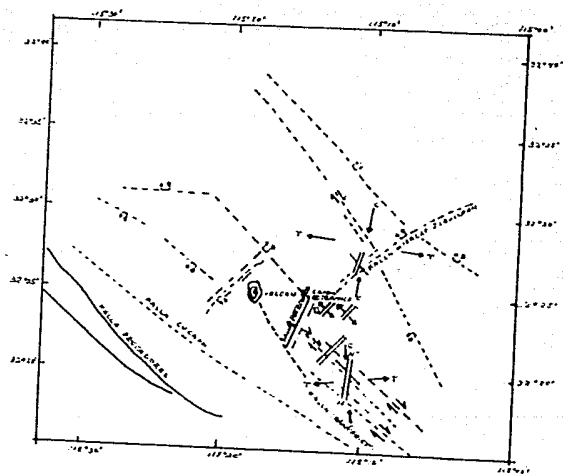


Figura 4.-Sistema de Fallas inferidas (Keyes, 1979).

Supone que la cubierta sedimentaria del valle (5000-6000 mts.) inhibe la circulación hidrotermal y que ésta ocurre lateralmente a través del Sistema de Fallas Imperial-Cerro Prieto. Menciona además que el flanco oeste del Horst Imperial coincide con la traza de la Falla Imperial (Figura V.4)

El modelo de velocidades (Figura V.5) utilizado por Reyes en su estudio de microsismicidad para determinaciones hipocentrales permitió obtener perfiles de profundidad en donde se observa que la actividad sísmica ocurre entre los 3 y 13 km de profundidad (Figura V.6)

Fuente y De la Peña (1979), presentan una sección transversal del campo geotérmico de Cerro Prieto, considerando tres unidades litológicas (figura V.7).

Posteriormente Madrid y Trasloheros (1983), a partir del modelo utilizado por Reyes y de la consideración de eventos sísmicos disponibles cuya profundidad variaba entre 3 y 10 kms, elaboran un modelo sísmico lateralmente heterogéneo de 10 kms, de profundidad con seis capas, en este modelo se incluyó un par de discontinuidades escalonadas para la simulación de grabens y horsts (figura V.8). Las primeras tres capas corresponden a rocas sedimentarias no consolidadas; la cuarta y quinta a rocas sedimentarias consolidadas y en parte metamorfozadas; y la última, al basamento. El modelo resume una cuenca sedimentaria de profundidades que varían de 2.5 a 5.6 kms en la parte central. Además interpretan la zona central del basamento como corteza de tipo oceánico que ha intruido por los planos débiles, desplazando horst laterales, los cuales conservan velocidades de 6.3 a 6.4 km/seg que son características de rocas ígneas y metamórficas. El basamento correspondiente a los horst es interpretado como roca cristalina ígnea granítica y metamórfica (gneiss y esquistos). La sección del basamento en la zona del grabén con una velocidad de 6.7 kms/seg en la parte superior y 6.8 en la inferior, corresponde a valores característicos para metagabros (anfíbolos), ensamblajes mineralógicos como hornblenda augita y gabbro serpentizado por metamorfismo hidrotermal. La interfase basamento con roca sedimentaria consolidada esta representada por una discontinuidad de hasta 1.5 km/seg.

Goldstein et al. (1982), concluye en base a su interpretación de la anomalía magnética Nuevo León, análisis de muestras de diques máficos, análisis de anomalía de Bouguer, de la actividad natural sísmica y de sondeos magnetotelúricos, que el modelo geológico del área de Cerro Prieto es una cuenca extensional dentro de la cual las rocas derivadas del manto, están siendo emplazadas. Inferencias de datos térmicos, tales como registros de pozos y profundidades a la zona de la isoterma de Curie, sugieren una zona de fusión (Cámara mágnatica ?) a una profundidad de 10 a 12 km. Datos de sismos indican que el borde nor-noroeste de la zona magnetizada es el lugar de extensión y posible inyección a

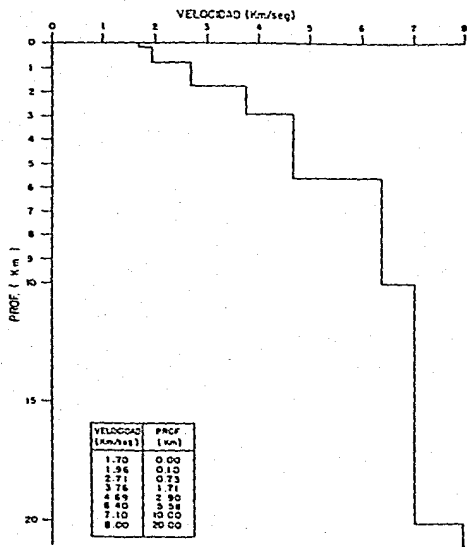


Figura 5.5.-Modelo de Velocidades utilizado por Reyes (1979).

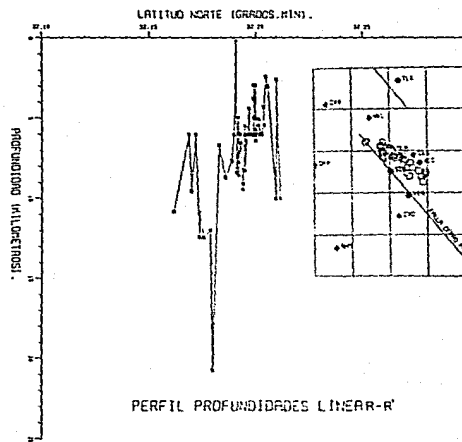


Figura 5.6.-Perfil de profundidades para mostrar la actividad sísmica [Reyes,1979].

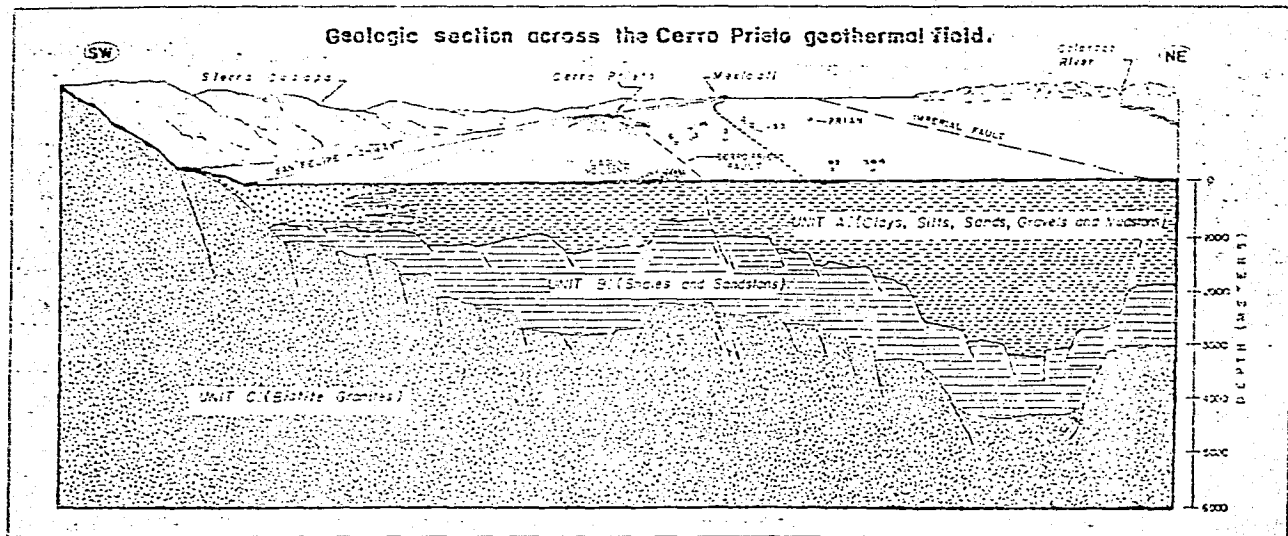


Figura V.7.- Sección Transversal del Campo Geotérmico de Cerro Prieto
(De la Peña y Puente 1979).

profundidades de 6 a 11 kms. Esto lleva a sugerir que el calor para el campo geotérmico de Cerro Prieto es proporcionado por una fuente cuya superficie superior esta a una profundidad de 10 a 12 km. El modelo magnético de Goldstein asigna una profundidad al basamento magnético variable entre 3.4 y 6 kms. (Figura V.9).

Fuis y Kohler (1984), utilizando sísmica de refracción, y modelando un perfil de gravedad para la Cuenca Salton, construyeron un mapa de profundidades del basamento y un mapa que resume las estructuras y la tectónica del Valle Imperial. Los modelos para los perfiles de refracción tienen una capa sedimentaria común ($V_p=1.8-5.0$ km/seg), una zona de transición ($V_p=5.0-5.65$ km/seg), un basamento ($V_p=5.65$ km/seg en el Valle Imperial, 5.9 km/seg en West Mesa) y un subbasamento ($V_p=7.2$ km/seg, documentado con pozos en el Valle Imperial), como se muestra en la Figura VI.10.

El espesor de la capa sedimentaria a lo largo del eje de la Cuenca Salton varía de 3.7 km (Mar Salton) a 4.8 km (frontera México-E.U.). En West Mesa varía de 0 a 3.5 km. La zona de transición es del orden de 1 km en la mayoría de los lugares. En el Valle Imperial no existe discontinuidad en esta zona pero si en West Mesa. Apparently existen dos tipos de basamento, en West Mesa debajo de los 0-3.5 km de roca sedimentaria, el basamento es cristalino ígneo y con rocas metamórficas; en Valle Imperial debajo de los 5-6 km de roca sedimentaria (incluyendo la zona de transición) el basamento es semejante a facies metasedimentarias de esquistos verdes (Figura V.11). El subbasamento o corteza inferior a lo largo del eje de la Cuenca Salton varía su profundidad de 16 km (Mar Salton) a 10 km (frontera México-E.U.) (Figura V.10). Basados en la alta velocidad y en la presencia de rocas basálticas intrusivas en la sección sedimentaria en el Valle Imperial, se piensa que el basamento es un complejo intrusivo máfico similar a la corteza medio oceánica. El mapa de profundidades del basamento (Figura V.12), construido usando el análisis 'tiempo-término' de datos de refracción, fué calibrado por el modelo de profundidades al basamento (Figura VI.10) y datos de pozos y afloramientos (figura V.13). Finalmente se infiere que las regiones del Valle Imperial y West Mesa están extendiéndose por debajo de la Corteza Cenozoica consistente de rocas sedimentarias (0-5 km), rocas metasedimentarias (5-12 km), y rocas intrusivas máficas (12-23 km). West Mesa y la Cordillera Peninsular están al lado oeste de esta región de nueva corteza y las Montañas Chocolate en el lado este. La nueva corteza es generada cuando, la vieja corteza se separa (Figura V.14).

González (1986), selecciona un modelo de velocidades para la estructura cortical en el Valle de Mexicali y obtiene las correcciones de tiempo para cada estación, lo que produce incertidumbres menores a 1.5 km en las localizaciones hipocentrales (Figuras V.15 y V.16); concluye que el modelo

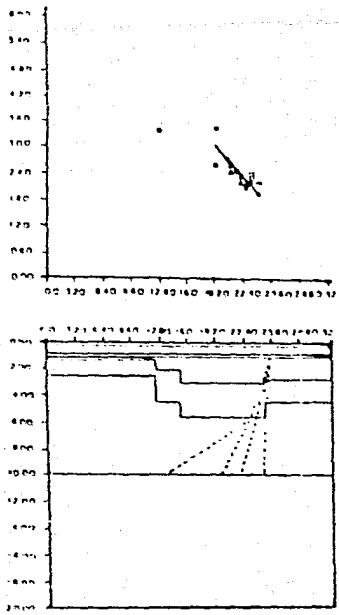


Figura V.8.-Modelo de Madrid y Traslalsheros (1983).

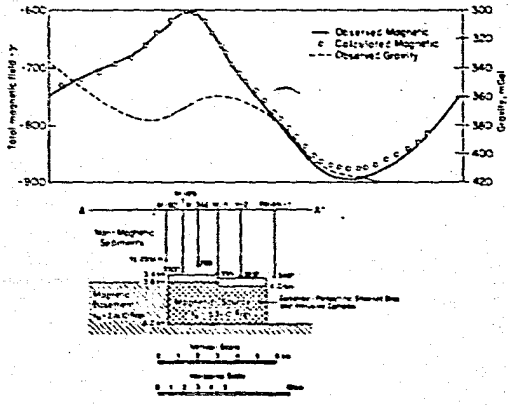
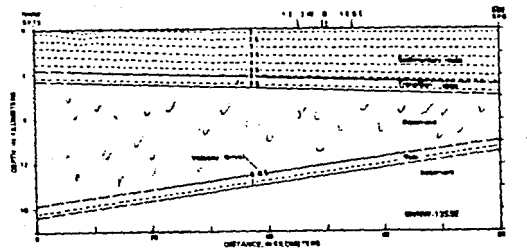


Figura V.9.- Modelo de Goldstein (1983).

PERFIL AXIAL



PERFILES CRUZADOS

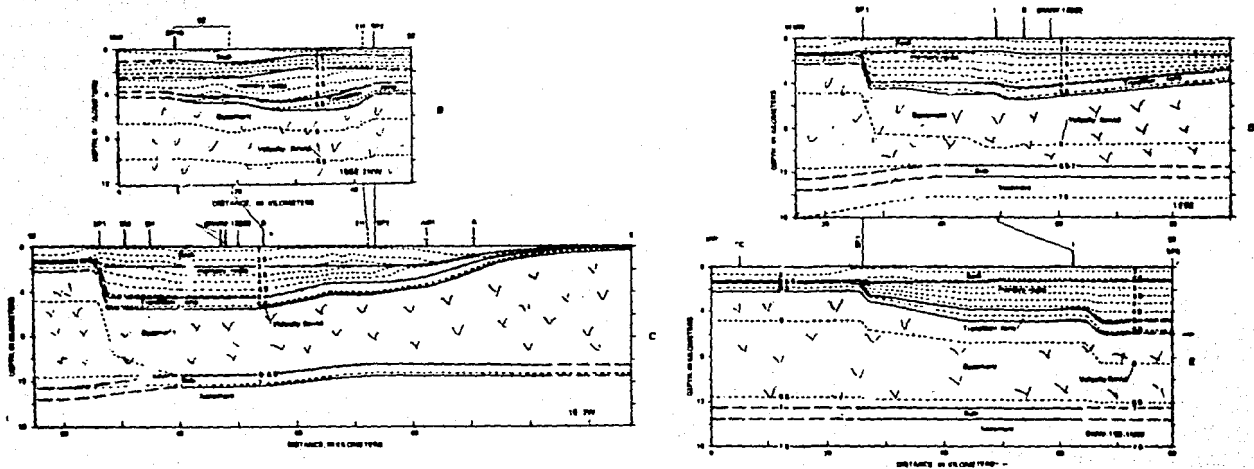


Figura V.10.- Modelos de Velocidad de Fuis et al (1984) se muestra el perfil axial y el perfil cruzado.

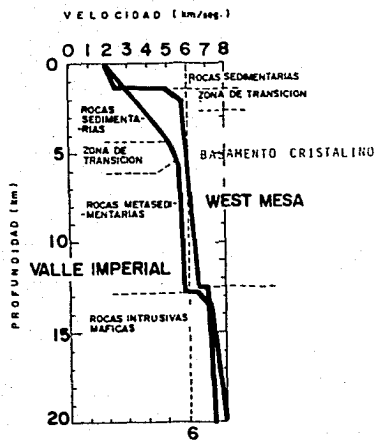


Figura V.11.-Modelo de velocidad para el Valle Imperial y West Mesa. Fuis et. al. (1984).

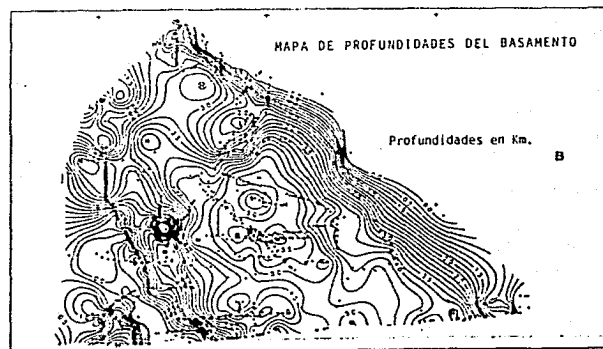
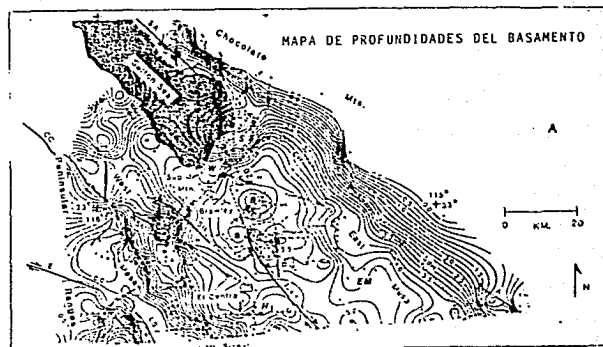
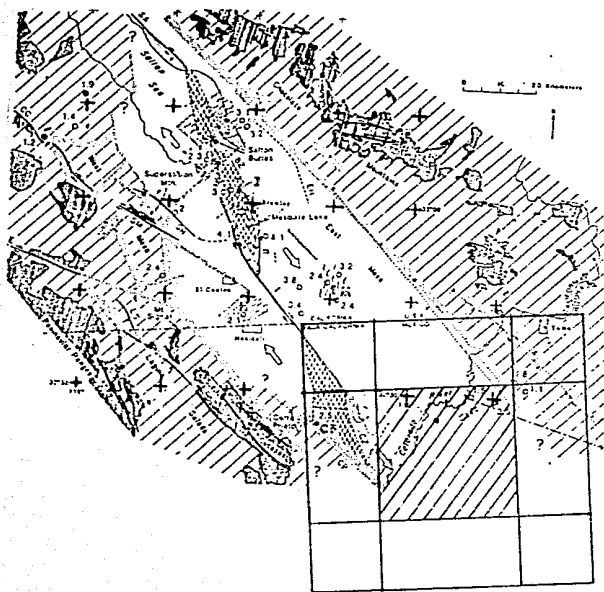


Figura V.12.-Mapa de profundidades del basamento para la zona del Valle Imperial y West Mesa. Fuis et al. (1984).



Floura V.13.-Mapa resumen de estructuras y tectonismo Fuis et al (1984). El polígono muestra el área de estudio y la parte marcada el área en la cual se calcularon las profundidades al basamento y subbasamento en esta tesis.

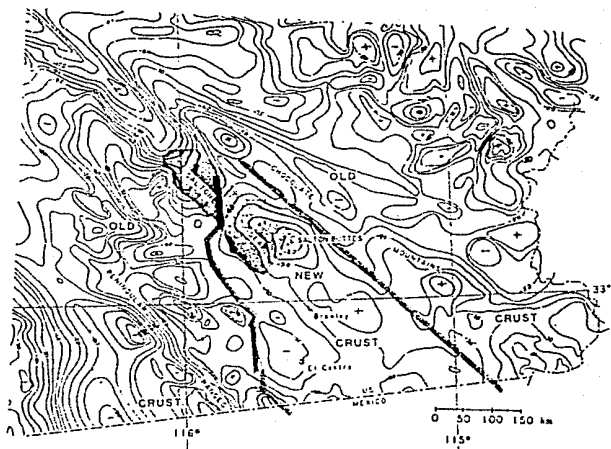


Figura V.14.-Mapa de gravedad del Valle Imperial. Este mapa muestra las zonas de sutura entre la nueva y la vieja corteza propuesta por Fuis et. al. (1984).

NIVOLS se ajusta mejor a un modelo estructural del eje del Valle de Mexicali que el modelo MTSSNI, tanto en la velocidad superficial (~ 1.7 km/sag), como en la profundidad a la interfase sedimentos basamento (14.3 km). Por lo tanto NIVOLS es el modelo seleccionado para localizar la actividad sísmica ubicada en la parte central del Valle de Mexicali. En lo que se refiere a la sismicidad ubicada en los flancos del Valle de Mexicali, esta por el uso del modelo MIWEST, porque en general se ajusta al modelo de basamento somero. Además con los mapas de sismicidad, define a la Zona sísmica de Mexicali ubicada en una región lenticular entre las Fallas Imperial y Cerro Prieto y limitada por los epicentros del temblor Imperial de 1979 y el de Victoria de 1980. En esta zona, la capa sísmogénica se extiende desde los 2.5 hasta los 11 km de profundidad, con un 85% de actividad sísmica entre los 5.5 y 9.0 km, es decir, la sismicidad ocurre mayormente en el basamento (figura V.17).

Hann y Bosum (1986), presentan una clasificación y distribución mundial de los tipos de corteza entre 70 grados de latitud norte y 60 grados de latitud sur, basada en geología superficial e investigaciones sísmicas (Figuras V.18 y V.19). En tal clasificación la zona de estudio corresponde al tipo H de lodo oceánico de margen continental pasivo y cuyo espesor es del orden de 20 kms. También presentan la cantidad de magnetización inducida atribuida a las diferentes capas de los diferentes tipos de corteza en un campo de 50000 nT, (Figura V.20). Este modelo presenta la zona sedimentaria con un espesor variable entre 2.5 y 7.5 kms, el basamento varía de 7.5 a 15.5 kms, y la zona de corteza inferior de 15.5 a 20 km.

Chávez (1987), describe un método para determinar las cotas que caracterizan los cuerpos con ejes simétricos a partir de datos de gravedad. Obtiene cotas del contraste de densidad como una función de la profundidad a la cima y el espesor de la fuente anómala usando la Teoría del cuerpo ideal de Parker (1974) y algoritmos de programación lineal. Tales cotas fueron calculadas en términos de diagramas de compromiso - error usando datos de gravedad de Tule Check (Figura V.21). Utilizando datos sísmicos para restringir la interpretación gravimétrica, estimó

3

una cota superior en el contraste de densidad de 0.6 g/c que corresponde a la máxima profundidad a la cima del cuerpo anómalo y que es 1.75 km (Figura V.22). Una elevación del basamento y una intrusión ígnea fueron examinadas como las posibles causas de la anomalía de gravedad observada.

Espinoza (1988), mediante un análisis e interpretación de datos gravimétricos y magnetométricos propone un modelo bidimensional a lo largo del perfil M3-M206 en donde la cima del basamento varía de 2.7 a 6.5 kms de profundidad (figura V.23).

Por otro lado Martínez et al. (1999), utilizando

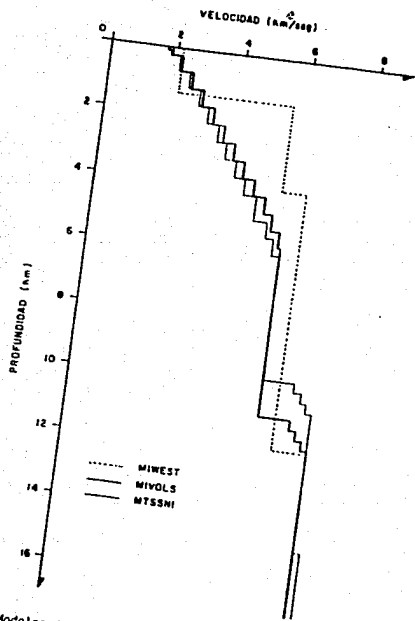


Figura V.15.- Modelos de velocidad: MISSNI corresponde al modelo (13-6) 78-SP6 de Fuls y colaboradores (1982), MIVOLS es un perfil de velocidad generalizado (1982) para el Valle Imperial de acuerdo a Archuleta (1982) y MIMEST es la curva West Mesa de Fuls y colaboradores (1982) y MIMEST es la tomada de González, 1986.

Modelo MIVOLS. Se incluye el tiempo de viaje vertical (t_v) y la corrección estática suponiendo la no existencia de sedimentos (ce) en segundos; y la velocidad media arriba de la interfase correspondiente (V_m) en km/seg.

Y_p	h	t_v	ce	V_m
1.690	0.00			
1.790	0.10			
2.167	0.25	0.06		
2.533	0.75	0.14		1.69
2.900	1.25	0.37		1.75
3.267	1.75	0.74		2.01
3.633	2.25	0.90		2.19
4.000	2.75	1.03		2.36
4.367	3.25	1.16		2.51
4.733	3.75	1.27		2.66
5.100	4.25	1.38		2.80
5.375	4.75	1.48	0.64	2.95
5.650	5.25	1.57	0.65	3.08
5.750	5.75	1.66	0.66	3.22
6.70	11.00	2.57	0.66	3.34
6.90	11.30			3.47
7.10	11.60			4.28
7.30	11.90			
7.80	25.00			

Figura V.16.- Modelo MIVOLS (González, 1986).

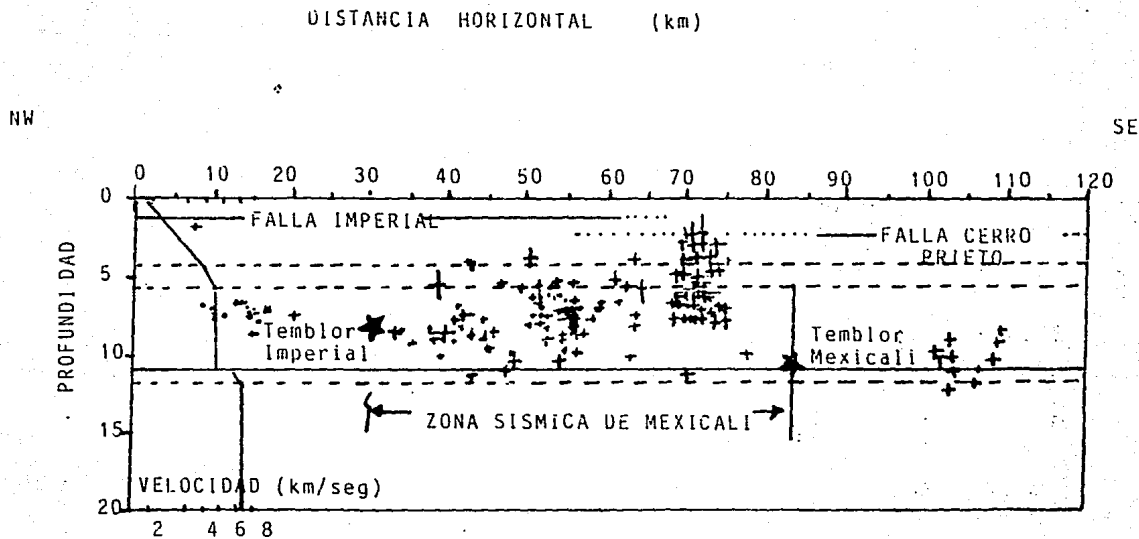
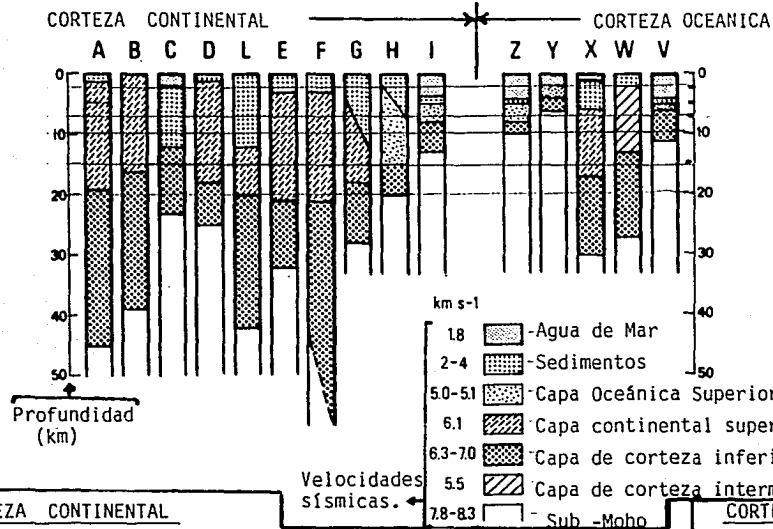


Figura V.17.-Perfil de localizaciones hipocentrales paralelo al plano de las Fallas Imperial y Cerro Prieto. El perfil tiene su origen a los $32^{\circ}52.5'N$ y $115^{\circ}30'W$. El hipocentro para cada sismo está acotado con el error de localización proporcionado por HYP071. También se presenta delineado el modelo de velocidad MIVOLS, las líneas interrumpidas indican cambio en el gradiente de velocidad, la línea continua indica un cambio abrupto en la velocidad. Tomado de González (1986).

TIPOS DE CORTEZA



CORTEZA CONTINENTAL

- A Plataforma
- B Escudo
- C Mar Negro
- D Estructura Cuenca (Tipo cuenca y cordillera)
- L Estructura cuenca con cubierta sedimentaria gruesa
- E Cinturón móvil-Edad Paleozoica Moho a 30 km.

Velocidades sísmicas.

- F Cinturón móvil, más joven que el Paleozoico. Moho más profundo que 30 km.
- G lado continental de margen continental pasivo.
- H lado oceánico de margen continental pasivo.
- I Mar marginal.
- K plataforma con 4500 m de espesor de cubierta sedimentaria.

CORTEZA OCEANICA

- N Corteza oceánica general
- Y Cordillera medio oceánica
- X Meseta oceánica.
- W Arcos insulares.
- V Trincheras.

Figura V.18.- Tipos de corteza establecidos de acuerdo a sismología y geología superficial (Hahn y Bosum, 1986).

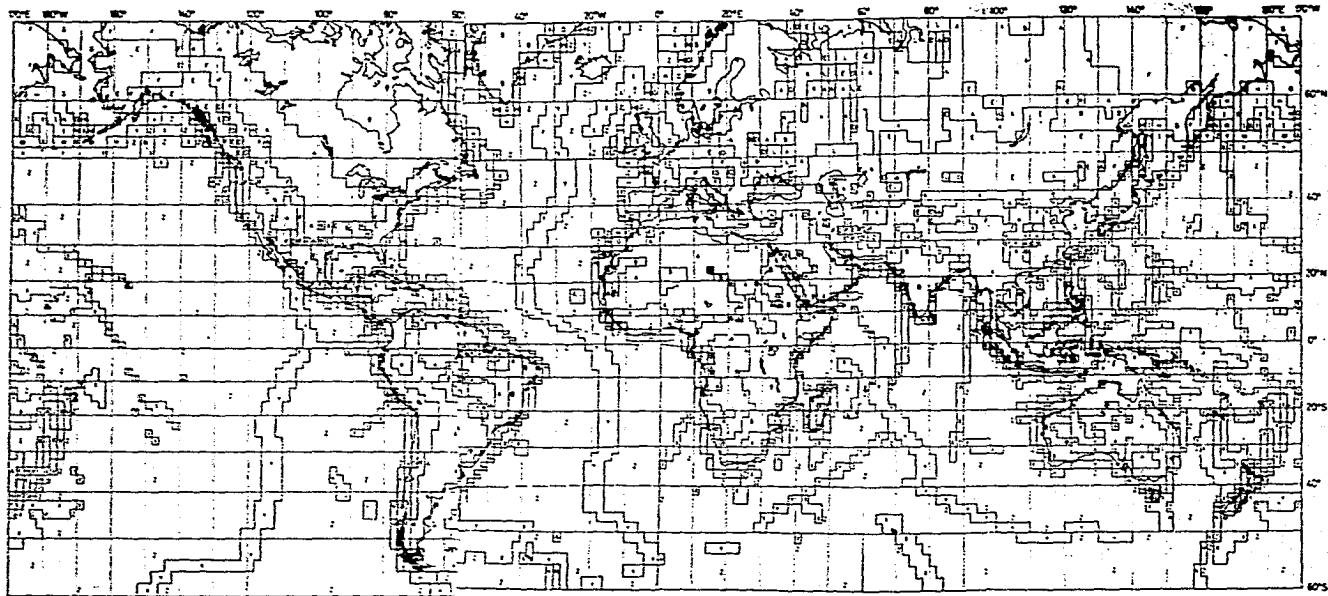


Figura V.19.- Modelos de Corteza según Hahn et al (1984)

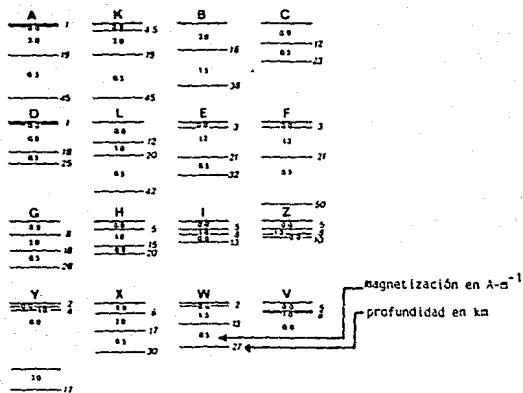


Figura V.20.- Magnetización inducida en $A \cdot m^{-1}$ atribuida a las diferentes capas de los tipos de corteza en un campo de 50000 nT. (Hahn, y Bosua, 1986).

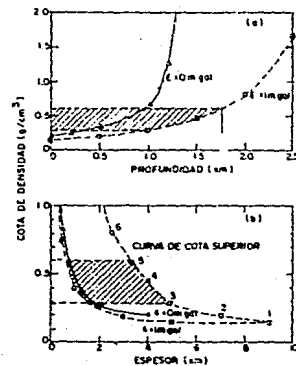


Figura V.21.- Diagrama compromiso-error entre cotas de densidad y profundidad a la cima y espesor del modelo de gravedad (Chávez, 1987).

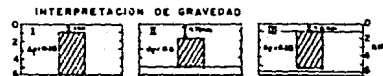


Figura V.22.- Diagramas esquemáticos mostrando las alternativas posibles para explicar el origen de la anomalía observada (Chávez, 1987).

datos de un perfil magnetoteléurico proponen un modelo que consta de cinco capas (figura V.24) que se asocian a:

- sedimentos del Valle Imperial (50 ohm-m, 0-6 km de profundidad),
- facies sedimentarias de esquistos verdes (500 ohm-m, 6-12 kms. de profundidad),
- corteza (1000 ohm-m, 12-18 kms. de profundidad, y 500 ohm-m, 18-24 kms. de profundidad) y
- material de manto (18 ohm-m, por debajo de los 24 kms. de profundidad).

Frez y González (1989), mencionan que las profundidades sismogénicas en la porción Norte de Baja California se restringen a la parte superior de la corteza, estando la actividad sísmica concentrada en el basamento. Mencionan que la información importante sobre profundidades al basamento están dadas por las profundidades de pozos (Apéndice C). La mayoría de ellos están localizados en el Campo geotérmico de Cerro Prieto (Ver Lippmann, 1983 como referencia general); los otros son resultado de prospección para petróleo. Las rocas intrusivas se encuentran a profundidades de 3842 m (Pozo Cucapá) en el extremo sur de la Zona sísmica de Mexicali, y a 4270 m (Pozo Río Colorado), al sur de la Mesa de Andrade. El basamento es relativamente somero en el lado oeste de la Zona Sísmica de Mexicali, con profundidades de 2500 a 2700 (pozos 3,96,262); el basamento es más profundo en el lado este, donde el pozo 205 alcanzó 4400 mts. sin encontrarlo. En la construcción de un modelo sísmico unidimensional para la zona Sísmica de Mexicali, se usó información de pozos junto con determinaciones hipocentrales de alta calidad. En el último caso, combinaron tiempos de arribo de ambos lados de la frontera internacional para el periodo 1977-1980. El resultado de muchos experimentos numéricos indica una discontinuidad basamento subbasamento a una profundidad de 11 km. Un número de ondas críticas refractadas de esta discontinuidad ha sido identificado. La profundidad media del basamento se ha ajustado a 4.5 km. (Figuras V.25 y V.26) el modelo consta de tres capas y dos zonas de transición que se asocian a:

- sedimentos (0-4.8 kms de profundidad),
- basamento (4.8-14 kms. de profundidad) y un
- subbasamento (debajo de los 8 kms. de profundidad).

V.2.-RESULTADOS DE ESTE ESTUDIO

El análisis del espectro de Potencia radial del mapa de Bouguer (Figura III.5.2) y el conocimiento aproximado de las profundidades al basamento y subbasamento (modelo de Frez y González, 1989) permitió seleccionar las bandas de número de onda que se asociaron tentativamente a: Una interfase que fluctúa entre 4.5 y 14 kms de profundidad. (número de onda de 0-0.0250 ciclos /km) que se presenta en la figura III.5.3 y otra interfase que fluctúa entre 2.5 y 5 km de profundidad. (número de onda de 0.025- 0.0625

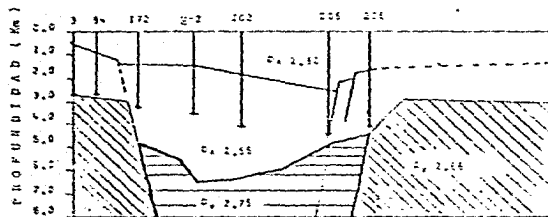
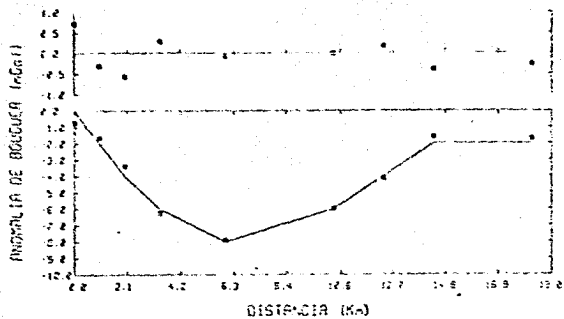


Figura V.23.- Modelo bidimensional del perfil M3-M205 (Espinoza 1983).

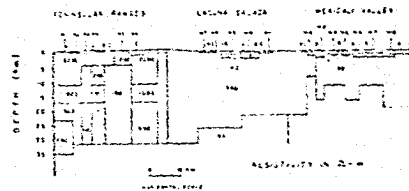


Figura V.24.- Modelo geofísico bidimensional para un perfil magnetotérmico. (Martínez et al., 1983).

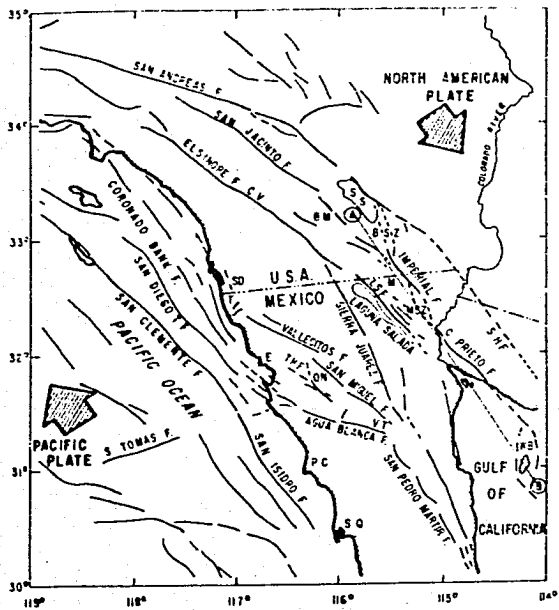


Figura 4.25.-Ubicación del modelo de Frez y González. (1989).

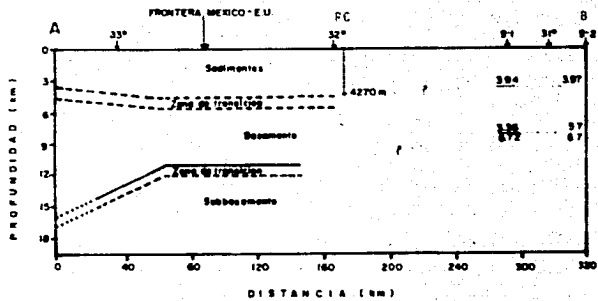


Figura V.26.- Modelo de Frez y González (1989).

ciclos/km) que se presenta en la figura III.5.4. (Lázaro, 1989).

Analizando las profundidades de estas interfases observamos que en la primera se presentan en la región central (dirección norte-sur) dos zonas de profundidades someras del orden de 4.5 y 5 km y a ambos lados zonas con profundidades del orden de hasta 13 kms. En la segunda interfase se observa en la misma región central profundidades del orden de hasta 5 kms. y a los lados profundidades someras de hasta 3 kms.

Tomando en cuenta la información del pozo EXXON, cuya profundidad al basamento granítico es de 3217 metros, se seleccionó el intervalo de número de onda de 0.0250 - 0.0750 ciclos/km por ser el que mejor ajusta la profundidad calculada por este método a la profundidad real.

Una vez definido este intervalo de número de onda se calcularon las profundidades nuevamente y se determinó una nueva superficie (Figura III.5.5), que además de ajustarse al pozo EXXON coincide con la profundidad del pozo ALTAR-1, el cual tocó basamento granítico a 2893 metros y también con el pozo ER-1B que alcanzó diques a 3250 metros (la información no indica si se alcanzó basamento).

El pozo CUCAPA-1 no parece coincidir con la profundidad calculada por el análisis espectral y tiene una diferencia del orden de 500 metros, esto se debe probablemente a

un cambio brusco en la profundidad en un área de 6.25 km² (área entre cuatro puntos de rejilla), como puede verse en otras partes de esta superficie, o a un cambio en la naturaleza geológica del basamento.

Cualitativamente la superficie de 0.0250-0.0750 ciclos/km coincide con la superficie 0.0250-0.0625 ciclos/km y en ambas se observan alineamientos de altos y bajos estructurales en la dirección NW-SE. Cabe señalar la alternancia de alineamientos de altos y bajos estructurales, que pueden indicar la presencia de estructuras graben-horst existentes en el basamento.

La obtención de los diagramas de compromiso-error para un perfil de gravedad figura IV.4.1, la información existente del pozo ER-1B con diques a una profundidad de 3250 metros y las conclusiones de González (1986), sobre los modelos de velocidad del Valle de Mexicali sirvieron para obtener la velocidad para las ondas compresionales en el basamento y los sedimentos.

De acuerdo a este modelo la velocidad para las ondas compresionales en el basamento es del orden de 5.83 km/seg. Por otro lado considerando que los sedimentos tienen una velocidad de 4.9 km/seg se pudo interpolar en la curva de velocidad-densidad de Nafe y Drake (Apéndice B) las densidades correspondientes a tales horizontes. Las rocas a la profundidad marcada por el pozo son de tipo cristalino

y pueden tener de acuerdo a esta curva una densidad de 2.76 g/cm³

y los sedimentos una densidad de 2.55 g/cm.
 De esta manera se pudo inferir un contraste de densidad de 0.21 g/cm³ entre ambos horizontes.

Considerando este contraste, el espesor asociado al al cuerpo ideal sería 5.5 km de acuerdo a la figura IV.4.2 suponiendo datos exactos. Aunque en la figura IV.4.3 este contraste de densidad obtenido corresponde a una profundidad de 3.5 km que difiere de la profundidad dada por el pozo ER-1B. A esa profundidad el máximo espesor sería del orden de 6 km. (Ver máximo espesor a 3.5 km en la figura IV.4.2 de acuerdo a la cota superior). Esta diferencia se debe a que probablemente nos encontramos en una zona de transición semejante a la del modelo de Fuis y Kohler (1984), en la cual los cambios de las propiedades físicas como la velocidad y la densidad pudiesen afectar la estimación de la profundidad.

V.3.-DISCUSION

Considerando los resultados de Shazhina y Grushinsky (1971), Hahn y Bosum (1986) y Martínez et al (1989) para espesor de corteza vemos que los espesores son de 23.3 km, 20 km y 18-24 km respectivamente. De acuerdo a Hahn y Bosum (1986) la región es de tipo lado oceánico de margen continental pasivo.

De acuerdo a De la Fuente y Sumner (1972), Reyes (1979), Puente y Peña (1979), Madrid y Traslósheros (1983), Goldstein et al., (1983), Espinoza (1988) la región es una cuenca sedimentaria de tipo extensional, caracterizada por un sistema de tipo graben-horst resultante de la extensión cortical asociada al movimiento de rumbo del Sistema de Fallas Imperial-Cerro Prieto. En donde la cubierta sedimentaria varía su espesor de 0 a 6000 metros.

Siguiendo a Reyes (1979), Fuis y Kohler (1984), González (1986), Frez y González (1989), la región del Valle de Mexicali es una extensión hacia el sur de la Cuenca Salton, caracterizada por una capa sedimentaria una zona de transición un basamento y un subsasamiento. De acuerdo a estos la mayor incidencia de actividad sísmica se concentra en la región del basamento.

Con base en lo anterior, los resultados obtenidos se pueden interpretar de la siguiente manera:

La superficie asociada al intervalo de número de onda de 0.0250-0.0750 ciclos/km obtenida por el espectro de potencia radial de los datos de gravedad corresponde a la representación del basamento granítico en la zona de estudio. De acuerdo al mapa de profundidades del basamento de Fuis y Kohler (1984) Figura V.12; al modelo de Frez y González (1989).Figura V.26 y a los resultados de este estudio la capa sedimentaria se adelgaza en esta zona. Por otro

lado la alternancia de altos y bajos estructurales alineados en la dirección NW-SE en esta representación del basamento parecen indicar la presencia de estructuras graben-horst.

La característica de estas estructuras aunada a la representación del subbasamento (intervalo de número de onda 0-0.0250 ciclos/km (Figura III.V.3), indica un adelgazamiento del basamento en esta zona. Por lo anterior, considerando los resultados de Fuis y Kohler (1984) Figura V.14 y la información de los pozos Cucajá-1, ER-1B, Altar-1 y ENXON se puede concluir que la zona de estudio forma parte de la zona de sutura propuesta por Fuis y Kohler (1984).

El contraste de densidad obtenido del análisis del cuerpo ideal indica la posible existencia de una zona de transición (dato del pozo ER-1B) y de un cuerpo con profundidad entre 3250 y 3500 metros a la cima con un espesor entre 5.5 y 6 km en la zona de estudio del perfil el cual se asocia al basamento.

Por lo anterior, se deduce que el basamento en la zona de estudio se presenta en forma de estructuras graben-horst caracterizadas por alineamientos de altos y bajos estructurales y que su naturaleza no es completamente granítica debido a posibles intrusiones de materiales provenientes del manto y a que se trata de una zona de generación de nueva corteza.

VI.-CONCLUSIONES

Los resultados de los estudios geofísicos en la región del Valle de Mexicali han sido de utilidad para restringir los resultados obtenidos para profundidades utilizando el espectro de potencia radial del mapa de Anomalía de Bouguer y los derivados del análisis del cuerpo ideal. Asimismo han servido para reducir la incertidumbre en la interpretación de los datos de gravedad.

Con base en lo anterior podemos concluir que el basamento en la zona de estudio es de tipo somero y su profundidad varía entre 2.1 y 4.5 kms.

De acuerdo con los resultados y con la información existente de pozos (EMMON, ALTAR-1, ER-1B y CUCAFA-1), este basamento presenta una naturaleza granítica en la porción NE del área de estudio con presencia de diques en la porción SW.

Con base en este análisis se puede concluir que la superficie definida por el intervalo de números de onda entre 0.0250 y 0.0750 ciclos/km es una representación adecuada de las profundidades del basamento.

La carencia de información de pozos impide restringir las profundidades de la superficie de intervalo de número de onda de 0-0.250 ciclos/km pero podemos interpretarla como una representación tentativa de la interfase basamento-subbasamento. De acuerdo a esta superficie, existe una tendencia general de adelgazamiento del basamento en la dirección NW-SE.

La determinación de las interfaces mencionadas permite proponer un modelo, diferente de los modelos sencillos de capas. En el modelo definido por las interfaces, los procesos de dispersión, fallamiento lateral, actividad termal e intrusiones han sido las causas de la modificación de los parámetros físicos del basamento y sedimentos.

Finalmente los resultados de análisis del cuerpo ideal permiten concluir que el contraste de densidad entre basamento

y sedimentos es del orden de 0.21 gramos/cm³ y que la profundidad al basamento en esa zona es del orden de 3.5 km con un espesor asociado entre 5.5 y 6 km.

Con base en lo anterior se interpreta la zona de estudio como una continuación hacia el sur de la zona de generación de nueva corteza propuesta por Fuis y Kohler (1984).

Respecto a la bondad de los métodos utilizados se concluye que estos métodos son consistentes con la información geofísica y geológica utilizada. Los estudios sísmicos del área y la información de pozos existente fueron los resultados de mayor utilidad para restringir los resultados del análisis espectral y del cuerpo ideal.

BIBLIOGRAFIA

- Albores, A., Reyes, A., Brune, J., González, J., Garcilazo, L., y Suárez, F., 1980. Seismic Studies in the region of the Cerro Prieto Geothermal Field. *Geothermics*, 9, 65-77.
- Al-Chalabi, M., 1971. Some studies relating to non-uniqueness in gravity and magnetic inverse problems. *Geophysics*, V.36 págs. 835-855.
- Ander, M.E., y Huestis, S.P., 1987. Gravity Ideal bodies. *Geophysics*, V.52, No. 9 págs. 1265-1278.
- Anderson, P.V., 1982. Prebatholithic stratigraphy of the San Felipe Area, Baja California, México: MS Thesis, San Diego State University.
- Bath, M., 1974. *Spectral Analysis in Geophysics*: Elsevier, Amsterdam págs. 463-486.
- Bhattacharya, B. K., 1966. Continuous Spectrum of total magnetic field due to a rectangular body: *Geophysics*, v. 31 págs. 97-121.
- Bose, P.K. y Sangupta, B.J., 1984. Spectral Analysis of offshore magnetic data for computing depths to the basement rocks: *Marine Geophysical Researches*, V. 6 págs 245-256.
- Bott, M.H.P., y Smith, R.A., 1958. The estimation of the limiting depth of gravitating bodies. *Geophysical Prospecting*, V.6, págs 1-10.
- Bureau of Reclamation, 1976. Record earthquakes in the Yuma area. Yuma County, Arizona; Imperial County, California. Special Report, U.S. Department Interior. Bureau of Reclamation, Yuma, Arizona.
- Cervo, A.L., y Barvian, P.A., 1980. *Metodología Científica*. Mc Graw-Hill. México Cap. 5 págs. 65-87.
- Chávez, R. E., 1987.. An integrated geophysical study of the geothermal field of the tula Chek, B. C. México: *Geothermics*, V16, 529-538.
- Colleta, B., y Ortlieb, L., 1979. La actividad tectónica cuaternaria en la extremidad meridional del sistema de San Andrés. *Memorias del Simposium: Los asentamientos humanos en la falla de San Andrés*. 75-90. Tijuana, B.C.
- Cooley, J.W., y Tukey, J.W., 1965. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier Series: *Math. Comput.* V. 19, págs. 297-301.
- Corbató, C. E., 1965. A least square procedure for gravity interpretation. *Geophysics*, V. 30, págs. 228-233.
- De Boer, J., 1979. Paleomagnetism of the Quaternary Cerro Prieto, Crater Elegante, and Salton Buttes volcanic domes in the

Northern part of the Gulf of California rhombochasm. Proceedings of the second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field. págs. 91-98. Comisión Federal de Electricidad. Mexicali, México.

- De la Fuente, M., y Sumner, J.S., 1972. Estudio Aeromagnético del Delta del Río Colorado. B.C. México, Geofísica Internacional págs. 35-48.
- Dibble, T.W., Jr., 1954, Geology of the Imperial Valley Region: California Division of Mines, Bulletin, No.170, Capítulo 2 págs. 21-28.
- Dimitriadis, K.; Tselentis, G.A. y Thanassoulas, K., 1987, A Basic program for 2-D Spectral Analysis of Gravity data and Source-Depth Estimation: Computers & Geosciences, V. 13 págs. 549-560.
- Early, T.O., y Silver, L.T., 1973, Rubidium-strontium isotopic systematics in the Peninsular Ranges Batholith of southern Baja California. EOS Transactions American Geophysical Union, V.54 Pág. 494.
- Espinoza, J.M., 1988, Análisis e Interpretación Preliminar de los mapas de potencial magnético y gravimétrico del Campo Geotérmico de Cerro Prieto y sus alrededores, Baja California, México. Presentado en la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana en Colima, México.
- Elders, W.A., Rex, R.W., Meidav, T., Robinson, P.T. y Biehler, S., 1972, Crustal Spreading in Southern California Science, V. 178 págs. 15-24.
- Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E., y Schiffman, P., 1984, Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto Geothermal System, Baja California, México. Geothermics V.13, 27-47.
- Fonseca, H.L. y Razo, M.A., 1979, Estudios Gravimétricos, magnetométricos y de sísmica de reflexión en el Campo geotérmico de Cerro Prieto. Segundo Simposio sobre el Campo geotérmico de Cerro Prieto. Comisión Federal de Electricidad. Mexicali México págs 405-413.
- Fonseca, H.L., Razo M.A. y Palma, G.O., 1980, Estudios de Gravimetría y magnetometría en el Valle de Mexicali B.C. Informe Preliminar 2-80. Comisión Federal de Electricidad. Depto. de Geotermia. Oficina de Exploraciones.
- Fonseca, H.L., De la Peña, A., Puente, L.I., 1981, Extensión del campo de Cerro Prieto y futuras zonas con probabilidades geotérmicas en el Valle de Mexicali. Actas del III Simposium CGCF, LBL-CFE, 384-414, San Francisco, Ca.
- Fonseca, H.L., 1982, El Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Estudios Geofísicos realizados: Actas/Proceedings. Cuarto Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto B.C. México. Comisión Federal de Electricidad y Lawrence Berkeley Laboratory. Guadalajara, Jalisco. Agosto 10-12 Págs. 3-35.

- Fonseca, L., Davenport, C., Robertson, D.S., Puente, C.I., y De la Peña, A., 1983, Cerro Prieto geothermal field, CFE's Geophysical Studies.
- Frez, J., González, J.J. y Soares, J., 1986, Sismicidad y mecanismos focales en el Valle Mexicali - Imperial. Geofísica Internacional.
- Frez, J., y González, J.J., 1989., Crustal structure and Seismotectonics of Northern Baja California. Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada, Baja California, México.
- Fuis, G.S., Mooney, W.D., Healey, J.H., McMechan y Lutter, W.J., 1982, Crustal Structure of the Imperial Valley Region. U.S.G.S. Professional Paper 1254, 25-50.
- Fuis, G.S., 1982, Displacement on the Superstition Hills fault triggered by the earthquake. U.S.G.S. Professional Paper 1254, 145-154.
- Fuis, G.S., Mooney, W.D., Healy, J.H., McMechan, G.A., y Lutter, W.J., 1984, A Seismic Refraction Survey of the Imperial Valley Region, California. Journal of Geophysical Research, 89(B2), 1165-1189.
- 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 S.E.P.M. págs. 1-13.
- Gass, S.I., 1975, Linear Programming: Methods and applications, 4th. ed. New York, Mc Graw-Hill.
- Gastil, R.G., Philips, R.P. y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance Geology of the state of Baja California, Geological Society of America, Mem. 140.
- Gastil, R.G., Morgan, G.J. y Krummenacher, D., 1978, Mesozoic history of Peninsular California and related areas east of the Gulf of California. En: D.G. Howell y K. A. McDougall (Editors), Mesozoic Paleogeography of the Western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2. Pacific Section, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., págs. 107-115.
- Gastil, R.G., 1985, Terranes of Peninsular California and Adjacent Sonora. En: Tectonostratigraphic Terranes, Pacific Northeast Quadrant, D.C. Howell, Editor.
- Gibson, L.M., Malinconico, L.L., Downs, T., Johnson, N.M., 1984, Structural implications of gravity data from the Vallecito-Fish Creek Basin, Western Imperial Valley, California. En: Rigsby, Catherine A., The Imperial Basin-Tectonics, Sedimentation, and Thermal Aspects: Pacific Section S.E.P.M., págs. 15-29.
- Goldstein, N.E., Wilt, M.J., y Corrigan, D.J., 1982, Analysis of the Nuevo León magnetic Anomaly and its Possible Relation

- to the Cerro Prieto Magmatic-Hydrothermal System. Actas IV Simposium CGCP. C.F.E. - D. O. E., 35-41, Guadalajara, Jalisco.
- Goldstein, N.E., Wilt, M.J., y Corrigan, D.J., 1984. Analysis of the Nuevo León magnetic Anomaly and its Possible Relation to the Cerro Prieto Magmatic-Hydrothermal. *Geothermics* 13, 3-11.
- González, G.J.J., 1986. Sismotectónica del Valle de Mexicali, 1977-1980. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada B.C.
- Grant, F.S., and West, G.F., 1965. Interpretation theory in applied geophysics. New York. Mc Graw-Hill Book Co., Inc.
- Green, A.G., 1972. Magnetic Profile Analysis: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, V. 30 págs. 393-403.
- Green, W.R., 1975. Inversion of gravity profiles by use of a Backus-Gilbert approach. *Geophysics*, V.40, págs 763-772.
- Guzmán, A.E., y Pérez, R.A., 1982. Informe final del Pozo Cucapá-1. Petroleos Mexicanos. Informe inédito. Guaymas, Sonora.
- Hagstrum, J.T., Mc Williams, N., Howell, D.G., y Grommé, S., 1985. Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California Peninsula. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1077-1090.
- Hahn, A., Kind, E.G. y Mishra, D.C., 1976. Depth calculation of magnetic sources by means of Fourier Amplitude Spectra: *Geophysical prospecting*, V. 24 págs 287-308.
- Hahn, A., y Bosum, W., 1986. *Geomagnetics, Geopublications Monographs, Series 1, No.10.* Geopublications Associates, Gebruder Borntraeger, Berlin -Stuttgart.
- Huestis, S.P., 1976. Bounding the thickness of oceanic magnetized layer Ph.D. Thesis. University of California, San Diego.
- Huestis, S.P., y Ander, M.E., 1983. IDB2-A FORTRAN program for computing extremal bounds in gravity data interpretation. *Geophysics*, V. 48, págs. 999-1010.
- Huestis, S.P., y Parker, R.L., 1977. Bounding the thickness of the oceanic magnetized layer. *Journal Geophysical Research*, V. 82, págs. 5293-5303.
- Ingle, J.C., 1982. Microfaunal evidence of age and depositional environments of the Cerro Prieto section (Plio-Pleistoceno). Baja California, México. Report LBL-13897. Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, Ca.
- Johnson, C.E., 1979. CEDAR- an approach to the computer automation of short period local seismic networks: seismotectonics of the Imperial Valley of southern California. California Institute of Technology. Ph. D. Tesis. Pasadena California.
- Johnson, C.E. y Hutton, L.K., 1982. Aftershocks and preearthquake seismicity. U.S. Geological Survey Professional Papers, 1254. 59-76.

- Karig, D.E. y Jensky, W., 1982, The Proto-Gulf of California. Earth and Planetary Science Letters. 17, 169-174.
- Kovach, R.L., Allen, C.R., Press, F., 1962, Geophysical investigation in Colorado Delta region. Journal Geophysical Research, 67(7), 2845-2871.
- Krauze, de K. R., 1986, Introducción a la Investigación Filosófica. Colección Opúsculos, 93. Colegio de Filosofía. Serie Investigación. Facultad de Filosofía y Letras. U.N.A.M. México Caps. II y VIII. págs. 30-49, 159-181.
- Lázaro, O.L., 1989, Determinación Tentativa de profundidades a la cima ya la base del basamento en la zona del Valle de Mexicali, B.C. México. Memoria de la Unión Geofísica Mexicana, Cuernavaca Mor.
- Lippmann, M.J., 1983, Overview of Cerro Prieto Studies: Geothermics V. 12 págs. 265-283.
- Lippmann, M.J. y Mañon, A., 1987, The Cerro Prieto Geothermal Field. Geothermal Science and Technique, V. 1(1) págs. 1-38.
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen C., Brune, J.N and Thatcher, W., 1970, Seismicity and tectonics of the Northern Gulf of California Region, México. Preliminary Results. Geofísica Internacional, No.10 págs. 37-48.
- López, R.E., 1976, Geología General. México. Capítulo XXVI. págs. 385-403.
- López, R.E., 1982, Geología de México. Tomo III. México. Capítulo I.
- Lyons, D.J., y Van de Kamp, P.C., 1980, Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto Geothermal Field Baja California. México. Report LBL-10540, Lawrence Berkeley Laboratory. Berkeley, California 1980.
- Madrid, J.A., Traslósheros, C. 1983, Un modelo sísmico preliminar lateralmente heterogéneo del Campo Geotérmico de Cerro Prieto B.C.Norte.: Geofísica Internacional, V.22 No.4, págs. 389-417.
- Mammerickx, J., y Klitgord, K.D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y.B.P. to the present. Journal of Geophysical Research 87(B8), 6751-6759.
- Martínez, M., Romo, J.M., Fernández, R., Herrera, C., Jiracek, G.R., Weslow, V. y Miele, M.J., 1989, A magnetotelluric profile across the Western boundary of the Salton Trough in northern Baja California. México: Physics of the Earth Planetary Interiors V.53, págs 376-383.
- McKenzie, D.P., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters. 40. 25-32.
- Mena, E., Mora, I., Prince, J., Brune, J., Alonso, L. y Vernon, F., 1980, Sismo del Valle de Mexicali del 9 de junio de 1980. Primera parte: Datos observados y análisis preliminar de registros en acelerógrafos analógicos. Proyecto 0747. Instituto de Ingeniería U.N.A.M. México. D.F.

- Minster, J.B., y Jordan, T.H., 1978, Present day plate motions. *Journal Geophysical Research* 83, S331-S354.
- Mottl, J., y Mottlova, L., 1972, Solution of the inverse gravity problem with the aid of integer linear programming. *Geoprospection*, V.10, págs. 53-62.
- Muffler, L.J.P. (Editor), 1979, Assessment of Geothermal Resources of the United States 1978. U.S. Geological Survey Circular 790.
- Naidu, P.S., 1968, Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources. *Geophysics*, 33, págs 327-345.
- Naidu, P.S., y Mishra, D.C., 1979, Radial and angular spectrum in geophysical Map analysis. In D. G. Lainiotis and N.S. Tzannes (Editors), *Applications of Information and Control System*, Vol. III. Proc. Symp. Science and Systems, Greece, Reidel, Dordrecht.
- Naidu, P.S., 1983, Stochastic Modelling in gravity and magnetic interpretation. *J. Association Exploration Geophysicists* V.4, págs. 4-11.
- Negi, J.G., Agawal, P.K. y Rao, K.N., 1983, Three dimensional model of the Koyne area of Maharashtra State (India) based on the Spectral Analysis of aeromagnetic data: *Geophysics*, V. 48 No.7 págs. 964-974.
- Negi, J., y Garde, S.C., 1969, Symmetric matrix method for rapid gravity interpretation. *Journal Geophysical Research* V.74, págs. 3804-3807.
- Pal, P.C, Khurana, K.K. y Unnikrishnan, P., 1979, Two examples of spectral approach to source depth estimation in gravity and magnetics: *Pageoph*, V.117.
- Palmer, T.D., Howard, J.H. y Lande, D.P., 1975, Geothermal development of the Salton Trough, California and México. Rep. UCRL-51775, Lawrence Livermore Laboratory, Livermore, California.
- Parker, R.L., 1974, Best bounds on density and depth from gravity data. *Geophysics*, V.39, págs. 644-649.
- Parker, R.L., 1975, The Theory of ideal bodies for gravity interpretation. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, V.42, págs. 315-334.
- Puente, C.I., y De la Peña, L.A., 1978, *Geología del campo Geotérmico de Cerro Prieto*. Actas del Primer Simposio CGCP-III-CFE-DOE, San Diego, California.
- Fuente, I y de la Peña, A., 1979, Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field: *Geothermics*, V.8 págs. 155-175.
- Razo, A. y Fonseca, H.L., 1978, *Prospección gravimétrica y magnetométrica en el Valle de Mexicali y campo geotérmico de Cerro Prieto*. Reporte Interno CFE, págs. 5-78.
- Reed, M.J., 1984, Relationships between vulcanism and hydrothermal activity at Cerro Prieto, México. *Geothermal Resources Council Transactions*, 8, 212-217.

- Reyes, C.A., 1979. Estudio de Microsismicidad del Sistema de Fallas transformadas Imperial-Cerro Prieto. Informe Técnico GEO-79-01. Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada B.C. México.
- Safon, C., Vasseur, G., y Ouer, M., 1977. Some applications of linear programming to the inverse gravity problem. *Geophysics*, V.42, págs. 1215-1229.
- Saunders, A.D., Fornari, D.J., y Morrison, M.A., 1982. The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: The Gulf of California, Mexico. *Journal Geological Society London*, 139, 335-346.
- Savino, J.M., Rodi, W.L., Goff, R.C., Jordan, T.H., Alexander, J.H., y Lambert D.G., 1977. Inversion of combined geophysical data for determination of structure beneath the Imperial Valley Geothermal Region. Report SAN-13-13-1. U.S. Department of Energy, Oakland, California.
- Sazhine, N. y Grushinsky, Y., 1971. *Gravity Prospecting* (Mir Publishers) pp. 395-407. Moscow.
- Sharp, R.V., 1982a. Surface ruptures observed at ejido Saltillo, Baja California after the Mexicali Valley earthquake of June 9, 1980. *EERI Newsletter*, 16, 94-99.
- Sharp, R., 1982b. Tectonic setting of the Imperial Valley Region U.S.G.S. Professional paper 1254, 5-14.
- Smith, R.A., 1959. Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies. *Geophysical Prospecting*, V.7, págs 55-63.
- Smith, R.A., 1960. Some formulae for interpreting local gravity anomalies. *Geophysical Prospecting*, V.7., págs. 607-613.
- Spector, A., y Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, V.35, págs 293-302.
- Talwani, M., Worzel, J., y Landisman, M., 1959. Rapid gravity computation for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal Geophysical Research*, V.64, págs. 49-59.
- Tanner, J.G., 1967. An automated method of gravity interpretation. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, V 13, págs. 339-347.
- Taylor, H.P., y Silver, L.T., 1978. Oxygen isotope relationships in plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California. En: R.E. Zartman (Editor), *Short Papers of the 4th International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology*, United States Geological Survey, Open File Report 78-701, Págs.423-426.
- Treitel, S., Clement, W.G. y Kaul, R.K., 1971. The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, V. 24 págs. 415-428.

- Velasco, H.J., 1979. Levantamiento Gravimétrico de la Zona Geotérmica de Mexicali, B.C. Boletín 74. Consejo de Recursos Naturales no Renovables. México.
- Vonder Har, S. y Howard, J.H., 1981. Intersecting faults and sandstone stratigraphy at the Cerro Prieto Geothermal Field. Geothermics, 10. 145-167.
- Witherspoon, P.A., Alonso, H., Lippman, M.J., Mañon, A., y Wollenberg, H.A., 1978. Mexican American Cooperative Program at the Cerro Prieto Geothermal Field. Report LBL-7095. Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, California.
- Woolard, G.P., 1959. Crustal structure from Gravity and seismic measurements. Journal of Geophysical Research, Vol. 64, No. 10.
- Woodard, G.D., 1963. The Cenozoic Stratigraphy of the Western Colorado Desert. San Diego and Imperial Counties, Southern California: Ph. D. Thesis, University of California, Berkeley, 170 p.
- Woodard, G.D., 1974. Redefinition of the Cenozoic Stratigraphic Column in Split Mountain Gorge, Imperial Valley, California: AAPG Bulletin, v. 58, n. 3, págs. 521-539.
- Youd, T.L., y Wiecezoreck, 1982. Liquefaction and secondary ground failure. U.S.G.S. Professional Paper, 1254, 223-246.

APENDICE A

PROGRAMACION LINEAL

Los problemas de programación están relacionados con el uso eficiente y la colocación de recursos limitados para encontrar objetivos deseados. Estos problemas están caracterizados por un gran número de soluciones que satisfacen las condiciones básicas de cada problema. La selección de una solución particular como LA MEJOR SOLUCION al problema depende de la intención u objetivo total que esté implícito en la proposición del problema. Una solución que satisficere: Las CONDICIONES DEL PROBLEMA y al OBJETIVO DADO, se denomina "SOLUCION OPTIMA". En este apéndice se considera una subclase muy especial de problemas de PROGRAMACION denominados PROBLEMAS DE PROGRAMACION LINEAL. Un problema de programación lineal difiere de la generalidad en que UN MODELO MATEMATICO o descripción del problema puede ser establecido, usando relaciones que son llamadas de "línea recta" o lineales. Matemáticamente, estas relaciones son de la forma:

$$a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + \dots + a_{1j}x_j + \dots + a_{1n}x_n = b_1$$

donde los a_{ij} son COEFICIENTES CONOCIDOS y las x_j son variables incógnitas.

La proposición matemática de un problema de programación lineal incluye:

- un conjunto de ecuaciones lineales simultáneas
- y/o
- desigualdades que representen las condiciones del problema
- y
- una función lineal que exprese el objetivo del problema.

Este apéndice describe los conceptos básicos de Programación Lineal, y revisa sus técnicas computacionales.

DEFINICIONES DE PROGRAMACION LINEAL Y TEOREMAS BASICOS

El problema de programación lineal es como sigue:

Encontrar un conjunto de números

$$x_1, x_2, \dots, x_n$$

que minimice (maximice) la FUNCION LINEAL OBJETIVA

$$c_1 x_1 + c_2 x_2 + \dots + c_j x_j + \dots + c_n x_n \quad (1)$$

sujeta a las CONDICIONES LINEALES (restricciones)

$$\begin{aligned} a_{11} x_1 + a_{12} x_2 + \dots + a_{1j} x_j + \dots + a_{1n} x_n &= b_1 \\ \vdots & \vdots \\ a_{i1} x_1 + a_{i2} x_2 + \dots + a_{ij} x_j + \dots + a_{in} x_n &= b_i \quad (2) \\ \vdots & \vdots \\ a_{m1} x_1 + a_{m2} x_2 + \dots + a_{mj} x_j + \dots + a_{mn} x_n &= b_m \end{aligned}$$

y a las condiciones no negativas

$$\begin{aligned} x_1 &\geq 0 \\ x_2 &\geq 0 \\ \vdots & \vdots \\ x_j &\geq 0 \\ \vdots & \vdots \\ x_n &\geq 0 \end{aligned} \quad (3)$$

En palabras, en un problema de programación lineal se desea encontrar: UNA SOLUCIÓN NO NEGATIVA PARA UN CONJUNTO DE CONDICIONES LINEALES QUE OPTIMIZE (MINIMIZE O MAXIMIZE) UNA FUNCIÓN LINEAL OBJETIVA.

Los c_j se denominan coeficientes costo y los a_{ij} se denominan coeficientes del miembro derecho. Las restricciones (condiciones) lineales pueden ser ecuaciones como se estableció anteriormente o desigualdades lineales de la forma:

$$a_{i1}x_1 + \dots + a_{in}x_n = b_i \quad (4)$$

$$a_{i1}x_1 + \dots + a_{in}x_n \leq b_i \quad (5)$$

Las desigualdades como (4) y (5) pueden ser transformadas a ecuaciones por la adición o sustracción de una variable inactiva. Para (4) tendríamos

$$a_{i1}x_1 + \dots + a_{in}x_n + x_{n+1} = b_i \quad (6)$$

donde: $x_{n+1} \geq 0$

y para (5) tendríamos

$$a_{i1}x_1 + \dots + a_{in}x_n - x_{n+1} = b_i \quad (7)$$

donde: $x_{n+1} \geq 0$

Note que cada desigualdad tiene diferente variable inactiva asociada con ella. Cada variable inactiva mide la diferencia entre el lado izquierdo y el lado derecho de la desigualdad dada.

Como la forma de un problema de programación lineal requiere que todas las variables sean no negativas, debemos notar que una variable no restringida a ser no negativa puede siempre ser expresada como la diferencia entre dos variables no negativas; e.g.

$$x = x' - x'' \quad \text{donde } x' \geq 0 \text{ y } x'' \geq 0.$$

Un problema de programación lineal puede contener cualquier mezcla de condiciones lineales. Para propósitos computacionales, las condiciones básicas (2) de un problema de programa-

ción lineal debe siempre ser expresado en términos de ecuaciones tal que el NUMERO DE ECUACIONES (m) es menor que el NUMERO DE VARIABLES (n). Esto causa que (2) sea un conjunto indeterminado de ecuaciones lineales el cual tiene muchas soluciones posibles. Como cada ecuación pueda ser considerada como un hiperplano en el ESPACIO n -dimensional. EL ESPACIO SOLUCION del conjunto de ecuaciones lineales es en general un POLIEDRO CONVEXO. Los algoritmos computacionales de programación lineal determinan de todas las soluciones posibles que OPTIMIZE la FUNCION OBJETIVA. Dado que el ESPACIO SOLUCION pueda ser no acotado en la dirección de optimización, el valor óptimo de la FUNCION OBJETIVA puede también estar NO ACOTADO. Sólo discutiremos el caso de minimización cuando maximice una función lineal esto será equivalente a minimizar el negativo de la función lineal.

En notación matricial el problema de programación lineal consiste en MINIMIZAR

$$cX$$

sujeta a

$$AX=b$$

$$X \geq 0$$

donde $c=(c_1, c_2, \dots, c_n)$ es un VECTOR RENGLON;

$X=(x_1, x_2, \dots, x_n)$ es un VECTOR COLUMNA

A es la MATRIZ DE COEFICIENTES de orden $m \times n$;

$b=(a_{10}, a_{20}, \dots, a_{m0})$ es un VECTOR COLUMNA

y $0=(0,0, \dots, 0)$ es un VECTOR COLUMNA CON n RENGLONES.

Como es conveniente considerar las columnas de A como puntos en el ESPACIO n -dimensional, el problema de programación lineal puede ser escrito como:

MINIMIZAR

$$cX$$

sujeta a

$$x_1 P_1 + x_2 P_2 + \dots + x_n P_n = P_0$$

$$\text{donde: } x_j \geq 0$$

donde $P_j = (a_{1j}, a_{2j}, \dots, a_{mj})$ es un VECTOR COLUMNA para $j = 0, 1, \dots, n$.

Una SOLUCION FACTIBLE para el problema de Programación lineal es un vector $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ que satisface las condiciones (2) y (3).

Una SOLUCION BASICA a la ecuación (2) es una solución obtenida ajustando $n-m$ variables iguales a cero y resolviéndola para las m variables restantes, haciendo que el determinante de los coeficientes de estas m variables sea distinto de cero. Las m variables se denominan VARIABLES BASICAS.

Una SOLUCION FACTIBLE BASICA es una solución básica que también satisface las restricciones (2), esto es, todas las variables básicas son no negativas.

Una SOLUCION FACTIBLE BASICA NO DEGENERADA es una solución factible básica con exactamente m valores x_j positivos.

Una SOLUCION FACTIBLE MINIMA es una solución factible que también minimiza (1).

Una BASE es un conjunto de vectores linealmente independiente.

Una BASE FACTIBLE para el problema de programación lineal es una MATRIZ CUADRADA B compuesta de un conjunto de vectores linealmente independiente seleccionados de la matriz rectangular

$$A = (P_1 \ P_2 \ \dots \ P_n) \text{ tal que, para el conjunto de}$$

ecuaciones cuadrado, $BX = P_0$, $X = B^{-1} P_0 \geq 0$. Por ejemplo, si $B = (P_1 \ P_2 \ \dots \ P_m)$ tendríamos $X = (x_1, x_2, \dots, x_m) \geq 0$. Aquí la solución al problema dado es $X = (x_1, x_2, \dots, x_m, 0, \dots, 0)$, donde los

$n-m$ términos de X son cero. Encontrar una BASE FACTIBLE corresponde a seleccionar un conjunto de ecuaciones cuadrado determinado del conjunto rectangular indeterminado dado y dejando aquellas variables que no están en el conjunto cuadrado iguales a cero.

Una COMBINACION CONVEXA de los vectores U_1, U_2, \dots, U_n

U_i es un vector

$$U = \alpha_1 U_1 + \alpha_2 U_2 + \dots + \alpha_n U_n$$

donde los α_i son escalares, $\alpha_i \geq 0$, y $\sum \alpha_i = 1$.

Un subconjunto de puntos C del Espacio Euclidiano es un CONJUNTO CONVEXO si y solamente si, para todos los pares de puntos U_1 y U_2 en C , cualquier combinación convexa

$$U = \alpha U_1 + \alpha U_2 = \alpha U_1 + (1-\alpha)U_2 \quad \alpha \geq 0$$

esta también en C . Un CONJUNTO CONVEXO es aquel que contiene a la línea recta que une cualesquiera dos puntos que estén dentro del conjunto.

Un punto U dentro de un conjunto convexo C es denominado UN PUNTO EXTREMO si U no puede ser expresado como una combinación convexa de cualesquiera otros dos puntos dentro de C .

TEOREMA 1: El conjunto de todas las soluciones factibles al problema de programación lineal es un CONJUNTO CONVEXO.

TEOREMA 2: La FUNCION OBJETIVA (1) supone su mínimo en un punto extremo del CONJUNTO CONVEXO C generado por el conjunto de soluciones factibles a los problemas de programación lineal. Si se considera su mínimo en más de un punto extremo, entonces el tomará sobre el mismo valor para cualquier combinación convexa de aquellos puntos particulares.

TEOREMA 3: Si un conjunto de $k \geq n$ vectores P_1, P_2, \dots, P_k se puede encontrar y es linealmente independiente, tal que

$$x_1 P_1 + x_2 P_2 + \dots + x_k P_k = P_0$$

y todas las $x_i \geq 0$, entonces el punto $X = (x_1, x_2, \dots, x_k, 0, \dots, 0)$ es

un punto extremo del del conjunto convexo de soluciones factibles. Aquí X es un vector n -dimensional cuyos $n-k$ últimos elementos son cero.

TEOREMA 4: Si $X = (x_1, x_2, \dots, x_k)$ es un punto extremo de C , entonces

los vectores asociados con x_i positiva forman un conjunto linealmente independiente. De esto se sigue que, al menos, m de las x_i son positivas.

TEOREMA 5: $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ es un punto extremo de C si y sólo si los x_j positivos son coeficientes de los vectores linealmente independientes P_j en $\sum_{j=1}^n x_j P_j = P_0$.

TEOREMA 6: Si una solución factible existe, entonces una solución factible básica existe.

TEOREMA 7: Si la función objetivo posee un mínimo finito, entonces al menos una solución óptima es una solución factible básica.

Estos teoremas nos habilitan para restringir la búsqueda para una solución óptima para los puntos extremos del conjunto convexo C de todas las soluciones posibles.

Si el problema de programación lineal se establece como el siguiente PROBLEMA PRIMAL:

MINIMIZAR

$$cX$$

Sujeto a

$$AX \geq b$$

$$X \geq 0.$$

entonces el correspondiente problema DUAL está dado por:

MAXIMIZAR

$$-Wb$$

Sujeto a

$$WA \leq c$$

$$W \geq 0$$

donde $W = (w_1, w_2, \dots, w_m)$ es el vector renglón de incógnitas para el problema dual.

TEOREMA DE LA DUALIDAD: Si el problema primal o dual tienen una solución finita óptima, entonces el otro problema tiene una solución finita óptima y los extremos de las funciones lineales son iguales, i.e.

$$\min cX = \max -Wb.$$

Si cualquier problema tiene una solución óptima no acotada, entonces el otro problema no tiene soluciones factibles.

El concepto de DUALIDAD y el teorema de la Dualidad tiene mucha significancia en los aspectos teóricos y computacionales de la programación lineal.

TECNICAS DE PROGRAMACION LINEAL

A.- METODO SIMPLEX

El procedimiento computacional básico para resolver cualquier problema de programación lineal es el método SIMPLEX. Con el método Simplex, una vez que una primera SOLUCION FACTIBLE BASICA (punto extremo) ha sido determinada, podemos obtener una solución factible básica mínima en un número finito de pasos. Estos pasos o iteraciones, consisten en encontrar una nueva solución factible básica cuyo valor correspondiente de la función objetivo es menor que, o al menos igual al valor de la función objetivo para la solución precedente. Este proceso es continuado hasta que una solución mínima con un valor finito o infinito de la función objetivo ha sido alcanzada.

La descripción matemática del METODO SIMPLEX ESTANDARI es:

El nombre de SIMPLEX fue dado a este procedimiento cuando uno de los primeros ejemplos resueltos con esta técnica contenía la desigualdad $x_1 + x_2 + \dots + x_n \leq 1$, la cual define un simplex (tetraedro generalizado) con intercepción unidad en el espacio n-dimensional.

Suponga que todos los coeficientes del vector P son no negativos. Podemos siempre multiplicar una ecuación por -1 para hacer el correspondiente $a_i \geq 0$. Sea B una base factible; i. e. una solución factible básica que ha sido encontrada de las ecuaciones

$BX = P$, donde $X = B^{-1}P \geq 0$. En la práctica B es generalmente una matriz unitaria de orden m , y la correspondiente solución factible primaria es fácilmente obtenida dado que la inversa de una matriz unitaria es un matriz unitaria. Para este caso, $X = P$. En aquellas situaciones donde una matriz unitaria

adecuada no es dada como parte del problema, una BASE UNIDAD ARTIFICIAL es asociada al problema para empezar a resolverlo.

Esto se discute a continuación:

Suponga una base unidad para la primera solución factible y reordene los vectores de la base de manera que $B = (P_1, \dots, P_m)$ (este paso no es necesario, pero se hace aquí para ayudar en la discusión). La TABLA SIMPLEX (TABLA COMPUTACIONAL) toma la forma:

BASE	P ₀	P ₁ ... P _l ... P _m	P _{m+1} ... P _j ... P _k ... P _n
P ₀	x ₀	1 ... 0 ... 0	x _{1,m+1} ... x_{1,j} ... x_{1,k} ... x_{1,n}}}}}
⋮	⋮	⋮	⋮
P _l	x _{l0}	0 ... 1 ... 0	x _{l,m+1} ... x_{l,j} ... x_{l,k} ... x_{l,n}}}}}
⋮	⋮	⋮	⋮
P _m	x _{m0}	0 ... 0 ... 1	x _{m,m+1} ... x_{m,j} ... x_{m,k} ... x_{m,n}}}}}
⋮	⋮	⋮	⋮
	x _{00} ... 0 ... 0 ... 0}		x _{0,m} ... x_{0,j} ... x_{0,k} ... x_{0,n}}}}}

donde $x_{ij} = a_{ij}$, para $i=1, \dots, m$ y $j=0, 1, \dots, n$; la solución factible básica es $X = (x_{01}, \dots, x_{0l}, \dots, x_{0m}, \dots, x_{0n})^{-1} P$;

y en general podemos definir $X = (x_{j1}, x_{j2}, \dots, x_{jm})^{-1} P_j$.

El valor de la función objetivo es $x_0 = \sum_{i \text{ en Base}} c_i x_{i0}$.

Los números x_{0j} para $j=1, \dots, n$ están definidos por $x_{0j} = \sum_{i \text{ en base}} c_i x_{ij} - c_j$. El término sumatoria se denomina costo indirecto y algunas veces se denota por $\bar{c}_j = \sum_{i \text{ en base}} c_i x_{ij}$.

Note que $x_{0j} = 0$ para cualquier j en la base. Los teoremas siguientes indican la necesidad y uso de \bar{c}_j .

TEOREMA 1: Si para cualquier j , la condición $x_{0j} > 0$ se cumple, entonces un conjunto de soluciones factibles puede ser construido;

tal que $x \leq x$ para cualquier miembro del conjunto, donde la cota inferior de x es finita o infinita. (o es el

es el valor de la función objetivo para un miembro particular del conjunto de soluciones factibles).

CASO I.-Si la cota inferior es finita, una nueva solución factible consistente de exactamente m variables positivas pueda ser construida cuyo valor de la función objetivo es menor que el valor de la solución precedente: i.e., $z < z$.

CASO II.-Si la cota inferior es infinita, una nueva solución factible consistente de exactamente m variables positivas pueden ser construida cuyos valores de la función objetivo pueden ser arbitrariamente pequeños.

TEOREMA 1.-Si para cualquier solución básica factible $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ las condiciones $x_j \leq 0$ se mantienen para todo

$j=1, 2, \dots, n$, entonces la solución es una solución factible mínima.

El teorema 1 supone la no degeneración; i. e., todas las soluciones factibles básicas son estrictamente positivas (todas las $x_j > 0$). La suposición es requerida desde un punto de

vista teórico ya que nos da la posibilidad de probar que el método simple converge en un número de pasos finito. Si un problema particular puede tener una solución factible básica degenerada, entonces existe la posibilidad de que el procedimiento se recicle, i. e., regresemos a la misma base después de un número finito de pasos, y en consecuencia, no converge a la solución óptima. Aunque se han construido ejemplos de reciclaje, no son muy comunes, y un problema degenerado o no, generalmente converge. Aunque no se emplea de manera general, existen dispositivos computacionales que garantizan la convergencia de cualquier problema.

Para determinar una nueva solución factible básica, se tienen que seguir los siguientes pasos. Estos pasos cambian la base de un vector a un tiempo hasta que una condición de alto se encuentra.

- 1.- Calcule todos los x_j .
- 2.- Son todos los $x_j \leq 0$ para $j = 1, 2, \dots, n$? (Este conjunto

de desigualdades de función criterio de optimación). a.- Si sí, la solución corriente es una solución óptima, y el procedimiento termina. Para cualquier $x_j \neq 0$ con P_j no estando en la base óptima,

una solución óptima alternativa puede ser obtenida introduciendo este vector dentro de la base. b.- Si no, seleccione como vector a ser introducido dentro de la nueva solución al vector P_k cuyo

$x_k = \max_j x_j$. Si la igualdad ocurre, seleccione cualquiera.

3.- Para asegurar la factibilidad de la nueva solución, el vector a ser eliminado de la base es el vector P_l correspondiente a:

$$\frac{x_{lo}}{x_{tk}} = \min \frac{x_{to}}{x_{tk}}$$

Si la igualdad ocurre, seleccione cualquiera. Si todos los $x_{ik} \leq 0$ entonces el problema tiene una solución óptima no acotada, y el proceso termina. Si la relación $x_{to}/x_{tk} \geq 0$ es igual a cero

(esto implica el caso degenerado con $x_{tk} = 0$), el valor de la función objetivo para la nueva solución será el mismo que antes. El elemento x_{tk} es denominado elemento pivote.

4.- Determine la nueva solución y la nueva tableau simplex aplicando las siguientes formulas (eliminación gaussiana):

$$x_{ij} = x_{ij} - x_{tk} \cdot x_{ik} / x_{tk} \quad i \neq l$$

$$x_{lk} = x_{lk} / x_{tk}$$

Estas formulas se mantienen para $i=0,1,\dots,m$ y $j=0,1,2,\dots,n$.

La x_{ij} para $j=0$ es la nueva solución básica factible; x_{00} es el nuevo valor de la función objetivo; x_{0j} son los nuevos números de costo indirecto menos directo.

Esta transformación es equivalente para determinar una nueva base factible B tal que el nuevo vector solución es

$X = B^{-1} P$ y al $X = B^{-1} P$. Los pasos anteriores son repetidos para los datos en la nueva tableau. Note que la transformación causará que la matriz unidad del tableau inicial será transformada al inverso de la base corriente.

Si una base unidad no esta explícitamente contenida en la proposición original del problema, un conjunto de variables artificiales no negativas será asignado al sistema, una nueva variable para cada ecuación. En algunos casos un conjunto lleno de m variables artificiales no será requerido, cuando el problema original contiene un conjunto parcial de vectores unidad. Los coeficientes de costos para las variables artificiales se suponen infinitos, y en consecuencia, si existe una solución mínima factible al problema original, el método simplex manejará los valores de las variables artificiales para hacerlas cero.

Si el problema original no tiene cualquier solución factible, el método simplex terminará con las variables artificiales dentro de la solución óptima en un nivel positivo. El tableau computacional y los pasos del método simplex pueden ser fácilmente modificados para tener cuidado de los costos infinitos.

B.- METODO SIMPLEX REVISADO

El núcleo (kernel) de los aspectos computacionales del programa lineal reside en el cálculo de la inversa de la base corriente. Dada la inversa, todas las cantidades requeridas en una iteración simplex pueden ser determinadas. Sea B la base factible de la p -ésima iteración,

tendremos

$$X = B^{-1} P$$

$$O_p \quad p \quad O$$

$$X = B^{-1} P$$

$$J_p \quad p \quad j$$

$$\Pi = c B^{-1}$$

$$P \quad P \quad P$$

$$\Pi P = c B^{-1} P$$

$$P \quad j \quad P \quad P \quad j$$

$$\Pi P = c X = c B^{-1} P$$

$$P \quad O \quad P \quad O_p \quad P \quad P \quad O.$$

donde X es el vector solución para p-ésima solución básica factible; X_{Op} son los vectores que expresan a los vectores dados P como combinaciones lineales de los vectores base; c_j es el vector renglón de coeficientes de costo de los vectores P en la base p-ésima; los elementos del vector renglón Π se denominan multiplicadores simplex; ΠP_j es el costo indirecto del vector P_j ; ΠP_0 es el valor de la función objetivo para la base p-ésima.

Desde un punto de vista computacional, usar la representación explícita del inverso y los multiplicadores simplex tiene un número de ventajas. Esto incluye la reducción de la cantidad de cálculo y la reducción de la cantidad de información que tiene que ser registrada por iteración. Si el Método Estándar Simplex transforma y registra la tabla simplex completa, el Método revisado necesita sólo registrar la nueva inversa y el vector solución. Nota que el procedimiento revisado usa los datos originales en cada paso y que si, como es el caso en muchos problemas, los datos contienen muchos ceros, el tiempo de cálculo puede ser ahorrado.

La forma producto del Método Simplex Revisado usa el hecho que la inversa de la base factible, la cual inicia como una matriz identidad, pueda ser expresada como el producto de la transformación de matrices elementales. Cada matriz que difiera de la matriz unidad en la i-ésima columna (i corresponde a la posición renglón del vector eliminado de la base) contiene la información necesaria para determinar la columna inversa. Para la p-ésima iteración tenemos:

$$\begin{array}{cccccccc}
 & & & i & \dots & y & \dots & 0 \\
 & & & \cdot & & & & \cdot \\
 & & & \cdot & & & & \cdot \\
 L & & & \cdot & & & & \cdot \\
 E & = & 0 & \dots & \dots & y & \dots & \dots & 0 \\
 P & & & \cdot & & & & \cdot \\
 & & & \cdot & & & & \cdot \\
 & & & \cdot & & & & \cdot \\
 0 & \dots & \dots & y & \dots & \dots & \cdot \\
 & & & & & & m_i &
 \end{array}$$

donde

$$y = \frac{x_{ik}}{x_{il}} \quad i \neq j \quad x_{lk}$$

$$y_k = 1/w_k$$

la inversa para la base p-ésima está dada por

$$\begin{matrix} l_1 & & & l_1 & & -1 \\ E_1 & E_{p-1} & & & E_2 & E_p = B \end{matrix}$$

con $E_1 = 0$.

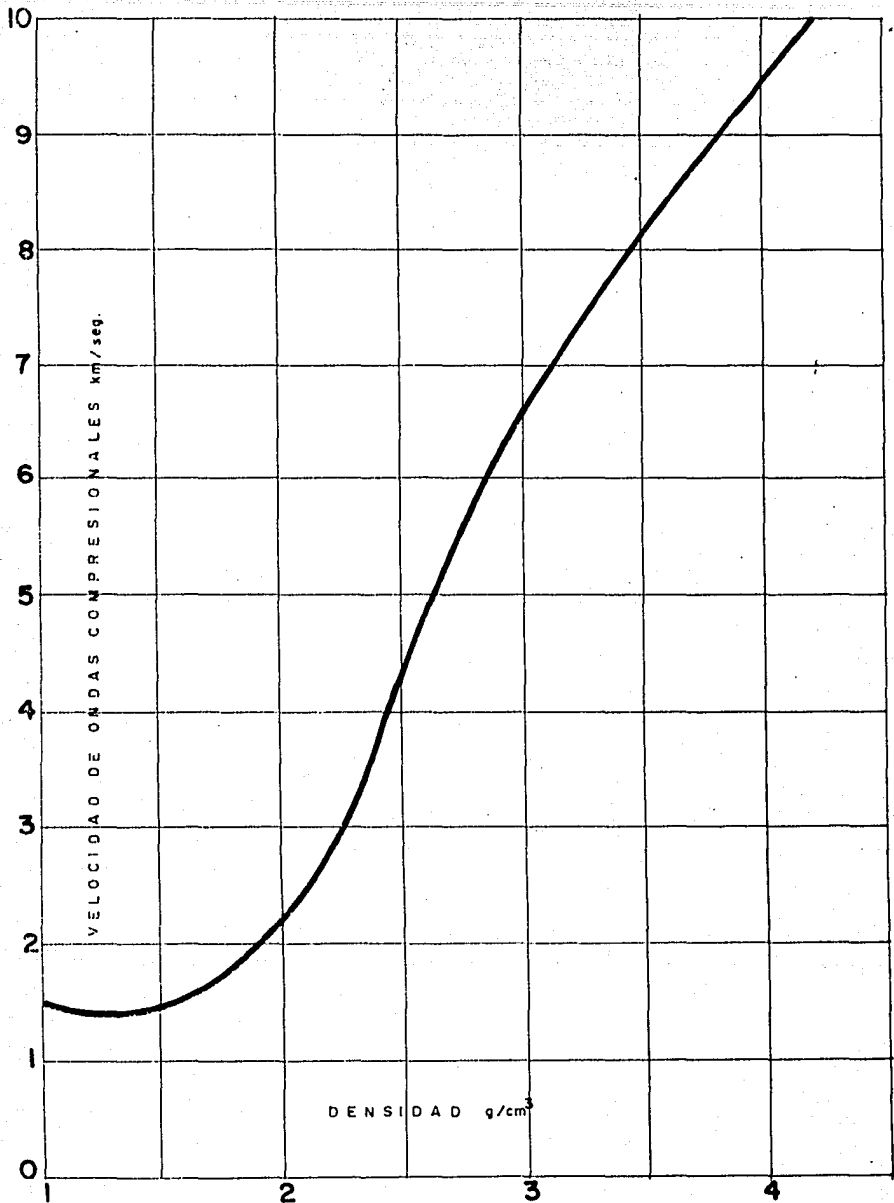
1

Con esta forma condensada sólo una cantidad limitada de información necesita ser registrada. Se ha demostrado que para la mayoría de problemas de programación lineal, la forma producto del Método Simplex Revisado es la más eficiente. La experiencia computacional ha mostrado que el número de iteraciones requerido para encontrar una solución óptima puede variar entre m y $3m$. El número parece ser más una función del número de ecuaciones que del número de variables. El número varía con el algoritmo usado, el método de encontrar la primera solución factible, y el criterio utilizado para seleccionar el vector que irá en la nueva base.

APENDICE B

CURVA DE NAFF-DRAKE

Algunos experimentos de laboratorio se han llevado a cabo para determinar una relación entre la velocidad sísmica de las ondas compresionales y la densidad que se asocia al horizonte geológico. Una de estas investigaciones (Ver Grant y West, 1965) determinó una relación empírica para diferentes tipos de roca a presiones menores que 10 kb. Esta investigación realizada por Naff y Drake en 1957 concluye que: una densidad puede ser asignada a cualquier región en la cual una velocidad sísmica haya sido medida.



Relación experimental entre velocidad de ondas compresionales y densidad (Mafe y Drake) Ver Grant y West (1965).

APENDICE C

DATOS DE POZOS DEL VALLE DE MEXICALI Y REGION NORTE DEL GOLFO DE BAJA CALIFORNIA

POZO	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	PROFUNDIDAD AL BASAMENTO (M)
EXXON			3217
205	32 25.7	115 09.0	>4400
96	32 25.5	115 16.8	2719
H-2	32 25.3	115 12.3	>3540
3	32 24.6	115 16.0	2532
NL-1	32 24.2	115 12.2	>2500
204	32 23.2	115 10.0	>3940
189	32 22.8	115 12.4	>2500
262	32 21.3	115 13.8	2719
GV2	32 19.5	115 05.1	>3500
GV1	32 17.0	115 07.5	>3500
*CUCAPA	32 17.4	115 01.8	>3840
*RIO COLORADO	32 00.4	114 55.7	4270
*ENTRENERO-1	31 23.0	114 14.3	>4799
*CABORCA-1	31 15.7	114 11.6	>5591
*PENASCO-1	31 03.6	113 49.2	>4339
*CARBO-1	30 31.0	114 31.2	>3191
*ALTAR-1			2893
ER-1B			3250

*Pozos perforados por Petroleos Mexicanos; los otros por Comisión Federal de Electricidad.

Fuentes: Perez (1980), Lippman (1983), y Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto.

APENDICE D

DIAGRAMA DE BLOQUES PROGRAMA ESPECTRO RADIAL

PRINCIPAL

SUBROUTINE FFT 2D (Calcula la transformada bidimensional de Fourier.)

SUBROUTINE FFT 1D (Calcula la Transformada unidimensional de Fourier.)

SUBROUTINE E R (Efectúa el cálculo del espectro radial.)

SUBROUTINE VENTANA (Ubica la ventana)

SUBROUTINE NUMERO DE ONDA (Calcula el número de onda para cada longitud de onda de las anomalías.)

SUBROUTINE AJUSTE DE LINEA (Calcula la pendiente de la recta que se utiliza para el cálculo de profundidades.)

SUBROUTINE CORRIDA PRELIMINAR

SUBROUTINE GRAFICA (Despliega en la pantalla la recta asociada al cálculo de profundidades de cada ventana.)

DATOS DE ENTRADA PARA EL PROGRAMA DE ESTIMA DE PROFUNDIDADES A PARTIR DEL ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL.

Los datos de entrada se suministran de manera interactiva. Al correr el programa se solicita la siguiente información:

DM= indica el espaciamiento de la reticula del archivo maestro y de las ventanas a utilizar.
HS= tamaño de la ventana (debe ser potencia de 2).
FI= nombre del archivo maestro
RO= especifica el número de renglones del archivo maestro.
CL= especifica el número de columnas del archivo maestro.
A(I,J)=Matriz de datos de entrada del archivo maestro. Anomalía de Bouguer.

Nota: con los datos anteriores se efectúe la corrida del espectro de potencia de todo el mapa con la finalidad de conocer sus características generales.

PARAMETROS DE BARRIDO

Una vez efectuado el análisis del espectro de potencia, se procede a efectuar el barrido para el cálculo de profundidades, para tal efecto se requiere suministrar la información siguiente:

QH=Paso de traslape horizontal
VQ=Paso de traslape vertical
HC=Coordenada horizontal para empezar el barrido.
VC=Coordenada vertical para empezar el barrido
LL=Punto de regresión a la izquierda en la gráfica logarítmica del espectro de potencia radial.
UR=Punto de regresión a la derecha en la gráfica logarítmica del espectro de potencia radial.

APENDICE E

DIAGRAMA DE BLOQUES DEL PROGRAMA IDB2

PRINCIPAL

SUBROUTINE PRISMA (Calcula la anomalía de gravedad en UNOS, DGB) desde a un prisma de densidad uniforme.)

SUBROUTINE GRAVIB (Calcula el cuadrado ideal solución usando el método Simplex revisado.)

SUBROUTINE DELTAS (Calcula el arreglo $\text{DELTA}(J)=U(NN)*A(J)$ donde $A(J)$ es la j-ésima columna de la matriz de restricciones y $U(NN)$ es el NN-ésimo renglón para la fase 1, segundo a último renglón para la fase 2.)

SUBROUTINE MINDEL (Encuentra el mínimo $\text{DELTA}(J)$, si el menos una componente de delta es negativa, correspondiendo a la variable a ser introducida dentro de la solución.)

SUBROUTINE GETOUT (Calcula el arreglo $\text{NIK}(J)=U(J)*A(NEW)$ donde $U(J)$ es el j-ésimo renglón de la matriz U ; $A(NEW)$ es columna de la matriz de restricciones correspondiente a la nueva variable introducida dentro de la solución.)

SUBROUTINE XFORM (Encuentra valores de la nueva variable y la matriz base inversa en cada iteración.)

DATOS DE ENTRADA PARA EL PROGRAMA IDBO

Los datos de entrada se suministran a manera de líneas; siendo doce las líneas necesarias para poder correr el programa:

- Línea 1 Parámetro EPS, el cual toma valores entre 10^{-5} a 10^{-8} . Durante el proceso, las cantidades calculadas que deben de compararse con cero, realmente son comparadas con EPS.
- Línea 2 Contiene cuatro variables enteras:
M=Es el número de los bloques rectangulares de prismas. La región de confinamiento por debajo de $Z=0$ estará constituida por bloques de prismas y dentro de cada bloque los prismas serán del mismo tamaño. El programa puede aceptar hasta 10 bloques.
ND= Es el número de puntos dato de la anomalía de gravedad y corresponde a n en el desarrollo.
IPRINT=Es el parámetro que controla el tipo de salida que se desea y toma valores entre 0 y 3. Para IPRINT=0, no se imprime la salida; indica que el programa puede usarse como subrutina y el resultado pueda usarse en procesos adicionales. IPRINT=1, indica una operación normal en la cual se imprimen: los datos de entrada, la cota de densidad y la densidad de los prismas. IPRINT=2 ó 3, se usa para propósitos de diagnóstico: si es =2, los datos y el arreglo α se imprimen, además de la cota y el vector solución; si es =3, se imprime lo correspondiente a la opción 2, más los componentes en las bases de programación lineal y sus valores en cada iteración. Como chequeo si IPRINT \geq 1, se recalculan e imprimen los valores de datos a partir de la solución extrema.
MM=Es un parámetro que toma valores enteros 0 y 1. Si MM=0 la cota se calcula usando los datos de entrada. Si MM=1 se utilizan diferencias de los datos.
- Línea 3 XO es un arreglo que indica los puntos de inicio para cada uno de los M bloques de prismas en la dirección X. Las distancias estén en kilómetros.
- Línea 4 D es un arreglo que indica las profundidades (positivas) a las cima de cada uno de los bloques de prismas.
- Línea 5 DX es un arreglo que indica las dimensiones de los prismas de cada bloque en la dirección X.
- Línea 6 DZ es un arreglo que indica las dimensiones de los prismas de cada bloque en la dirección Z.
- Línea 7 NX es un arreglo que indica el número de prismas en cada bloque en la dirección X.
- Línea 8 NZ es un arreglo que indique el número de prismas en cada bloque en la dirección Z.

- Línea 9 XOB es un arreglo que indica las coordenadas de los datos de gravedad en la dirección X.
- Línea 10 ZOB es un arreglo que indica las coordenadas de los datos de gravedad en la dirección Z.
- Línea 11 B es un arreglo que indica los valores de los datos de gravedad en miligeles.
- Línea 12 SIGMA es un arreglo que indica la máxima desviación permisible para cada dato.