



03076
JUN 01 2021
UNAM
2ej



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**DETERMINACION DE LA ESTRUCTURA SUBSUPERFICIAL
DE LA SUBCUENCA DE TECOCOMULCO,
ESTADO DE HIDALGO, EMPLEANDO TECNICAS GEOFISICAS**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(E X P L O R A C I O N)
P R E S E N T A:
DAVID REY ALATRISTE VILCHIS

CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO D.F.

1999.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

275807



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al **Instituto Mexicano del Petróleo** por todo el apoyo otorgado a través del **Programa Maestro para la Formación de Recursos Humanos para la Industria Petrolera**, para la realización de esta tesis. Particularmente a la **Gerencia de Prospección Geofísica** de la **Subdirección de Exploración y Producción**.

Asimismo a la **Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA)** de la **UNAM** por el apoyo brindado para la realización de los trabajos de campo, a través del proyecto **"Evaluación Hidrogeológica y Ambiental de la Subcuenca de Tecocomulco, Estados de Hidalgo, Tlaxcala y Puebla (IN107996)"**.

Igualmente al **Departamento de Geofísica** de la **Facultad de Ingeniería** de la **UNAM** por todo el apoyo durante el transcurso de mis estudios y su valiosa colaboración para la realización de los levantamientos de campo.

CONTENIDO

RESUMEN

INTRODUCCION

1.- SINOPSIS GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

- 1.1 Localización y extensión territorial
- 1.2 División Municipal y Población
- 1.3 Vías de Comunicación
- 1.4 Clima y Vegetación
- 1.5 Hidrografía
- 1.6 Geología Regional
- 1.7 Estratigrafía
- 1.8 Marco Tectónico Regional
- 1.9 Geología Histórica

2.- ESTRUCTURA DE LA SUBCUENCA DE TECOCOMULCO EN BASE A METODOS POTENCIALES

- 2.1 Gravimetría
 - 2.1.1 Anomalía de Bouguer
 - 2.1.2 Anomalía Residual
 - 2.1.3 Modelado Bidimensional
- 2.2 Magnetometría
 - 2.2.1 Modelado Bidimensional

3.- INFERENCIA DE LA ESTRATIGRAFIA DEL RELLENO VOLCANO-SEDIMENTARIO EN BASE A SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES

- 3.1 Métodos Geoeléctricos
 - 3.1.1 Método de Sondeo Eléctrico Vertical
- 3.2 Actividades Realizadas
- 3.3 Análisis de Información
- 3.4 Interpretación Geoeléctrica
- 3.5 Modelado Bidimensional
 - 3.5.1 Metodología
 - 3.5.2 Resultados

4.- PERFILAJE ELECTROMAGNETICO VLF

- 4.1 Método VLF
 - 4.1.1 Estaciones VLF
 - 4.1.2 Anomalías VLF
 - 4.1.3 Parámetros de Medición
- 4.2 Levantamiento VLF
- 4.3 Interpretación

5.- INTEGRACION DE LA INFORMACION GEOFISICA

6.- CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFIA

ANEXO

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO 1

- 1.1 MAPA DE LOCALIZACION
- 1.2 PLANO TOPOGRAFICO
- 1.3 TIPOS DE CLIMA
- 1.4 TIPOS DE VEGETACION
- 1.5 SUBDIVISION HIDROGRAFICA DE LA CUENCA DEL VALLE DE MEXICO
- 1.6 MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DEL EJE NEOVOLCANICO
- 1.7 PLANO GEOLOGICO

CAPITULO 2

- 2.1 UBICACIÓN DE PERFILES GEOFÍSICOS
- 2.2 MAPA DE LOCALIZACION DE ESTACIONES GRAVIMETRICAS
- 2.3 MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER
- 2.4 MAPA DE ANOMALIA REGIONAL
- 2.5 MAPA DE ANOMALIA RESIDUAL
- 2.6 PERFIL GRAVIMETRICO G1-G1'
- 2.7 PERFIL GRAVIMETRICO G2-G2'
- 2.8 PERFIL GRAVIMETRICO G3-G3'
- 2.9 PERFIL GRAVIMETRICO G4-G4'
- 2.10 PERFIL GRAVIMETRICO G5-G5'
- 2.11 PERFIL MAGNETICO M1-M1'
- 2.12 PERFIL MAGNETICO M2-M2'
- 2.13 PERFIL MAGNETICO M3-M3'
- 2.14 PERFIL MAGNETICO M4-M4'
- 2.15 PERFIL MAGNETICO M5-M5'
- 2.16 PERFIL MAGNETICO M6-M6'

CAPITULO 3

- 3.1 DISPOSITIVO ELECTRODICO SCHLUMBERGER
- 3.2 MODELO DE UN MEDIO ESTRATIFICADO
- 3.3 PSEUDOSECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE 1-1'
- 3.4 PERFIL GEOELECTRICO 1-1'
- 3.5 PSEUDOSECCION DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE 2-2'
- 3.6 PERFIL GEOELECTRICO 2-2'
- 3.7 MAPAS DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE PARA DIFERENTES ABERTURAS ELECTRODICAS

- 3.8 MALLA RECTANGULAR PARA LA DISCRETIZACION
- 3.9 MODELO BIDIMENSIONAL DEL PERFIL GEOELECTRICO 1-1'
- 3.10 MODELO BIDIMENSIONAL DEL PERFIL GEOELECTRICO 2-2'

CAPITULO 4

- 4.1 UBICACIÓN DE ESTACIONES EMISORAS VLF
- 4.2 PERFIL VLF PARA LA ESTACION NPM
- 4.3 PERFIL VLF PARA LA ESTACION NAA
- 4.4 PERFIL VLF PARA LA ESTACION NLK

CAPITULO 5

- 5.1 MODELO ESQUEMATICO PROPUESTO

INTRODUCCION

Desde hace varias décadas se han realizado diferentes estudios de investigación científica y técnicos en la Cuenca de México, enfocados a aspectos particulares sobre la mecánica de suelos, geofísica, geotécnica y riesgos volcánicos y sísmicos. Actualmente una de las áreas de estudio más importante es la relacionada con la geología del subsuelo y la hidrogeología, dada la problemática de la disponibilidad del agua además de la contaminación de la misma. Como parte fundamental en el estudio de una cuenca hidrogeológica podemos considerar a los estudios geofísicos que nos permitan establecer la estructura geológica presente en las zonas profundas de la misma y que sirven de base para entender el comportamiento hidrogeológico de ésta (Campos *et al.* 1996, Huízar *et al.* 1997, Campos *et al.* 1997, Flores *et al.* 1998).

En el caso particular de la Cuenca de México, se ha observado que en su porción norte, existe una variedad de rocas volcánicas cuyas características hidrogeológicas permiten suponer la existencia de acuíferos cuyo comportamiento y relaciones no se ha determinado con precisión. Un ejemplo de esta situación es la subcuenca de Tecocomulco, la cual se considera que es el último vestigio de los lagos naturales de la Cuenca de México. Por otra parte es esta misma región en la que, probablemente, una menor cantidad de estudios geofísicos se ha realizado.

De acuerdo con lo anterior, el objetivo principal del presente estudio consiste en determinar y explicar la estructura de la subcuenca de Tecocomulco a partir de la aplicación de métodos geofísicos tales como la gravimetría, magnetometría, y método de sondeo eléctrico vertical (SEV) y de perfilaje electromagnético (VLF), para que sirvan como marco de referencia a los estudios hidrogeológicos y ambientales que se realicen posteriormente en esta zona.

Para lograr lo señalado anteriormente, se presenta en primer término una revisión de la información geográfica y geológica disponible del área para tener

una idea de las posibles estructuras presentes en la zona de estudio. Posteriormente se muestran los resultados obtenidos de la aplicación de los métodos potenciales (gravimetría y magnetometría), los cuales muestran los rasgos estructurales mayores de la subcuenca.

Con objeto de caracterizar a los materiales de relleno que se encuentran en la subcuenca, principalmente en las inmediaciones de la Laguna de Tecocomulco, se aplica el método de sondeo eléctrico vertical. Una vez que se han definido los rasgos mayores y, además, identificado algunas características someras, se puede efectuar una integración de toda la información geofísica y geológica recabada.

1 SINOPSIS GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

1.1 LOCALIZACION Y EXTENSION TERRITORIAL

La zona de estudio se localiza en el sureste del Estado de Hidalgo, el cual se ubica en la parte central del país, limitando al norte con los estados de Querétaro, San Luis Potosí y Veracruz; hacia el oriente con Puebla y Veracruz; al poniente con Querétaro y al sur con los estados de México y Tlaxcala (Figura 1.1).

La subcuenca de Tecocomulco se encuentra en la porción noreste de la cuenca de México entre los 19° 45' y 20° 00' de latitud norte y los 98° 30' y 98° 10' de longitud oeste (Figura 1.2). Cubre una superficie de aproximadamente 1,000 kilómetros cuadrados de los cuales, alrededor del 30 % corresponde a una planicie con una altitud promedio de 2,550 metros sobre el nivel del mar.

1.2 DIVISION MUNICIPAL Y POBLACION

La subcuenca de Tecocomulco se encuentra dentro de la región de Apan, entre los siguientes municipios: Apan, Almoloya, Emiliano Zapata y Tepeapulco. De los 84 municipios en que se encuentra dividido el estado de Hidalgo, se han conformado doce regiones de las cuales la de Apan (región IX) agrupa aproximadamente el 14.5 % de la población total del estado, aproximadamente 1,900,000 habitantes.

1.3 VIAS DE COMUNICACION

El Estado de Hidalgo es atravesado por algunas de las autopistas más importantes del país (como la México-Querétaro y México-Pachuca), además de las carreteras federales México-Nuevo Laredo, México-Tampico y México-Tuxpan. Estas vías comunican con la región de la Huasteca y también con la zona industrial de Tulancingo.

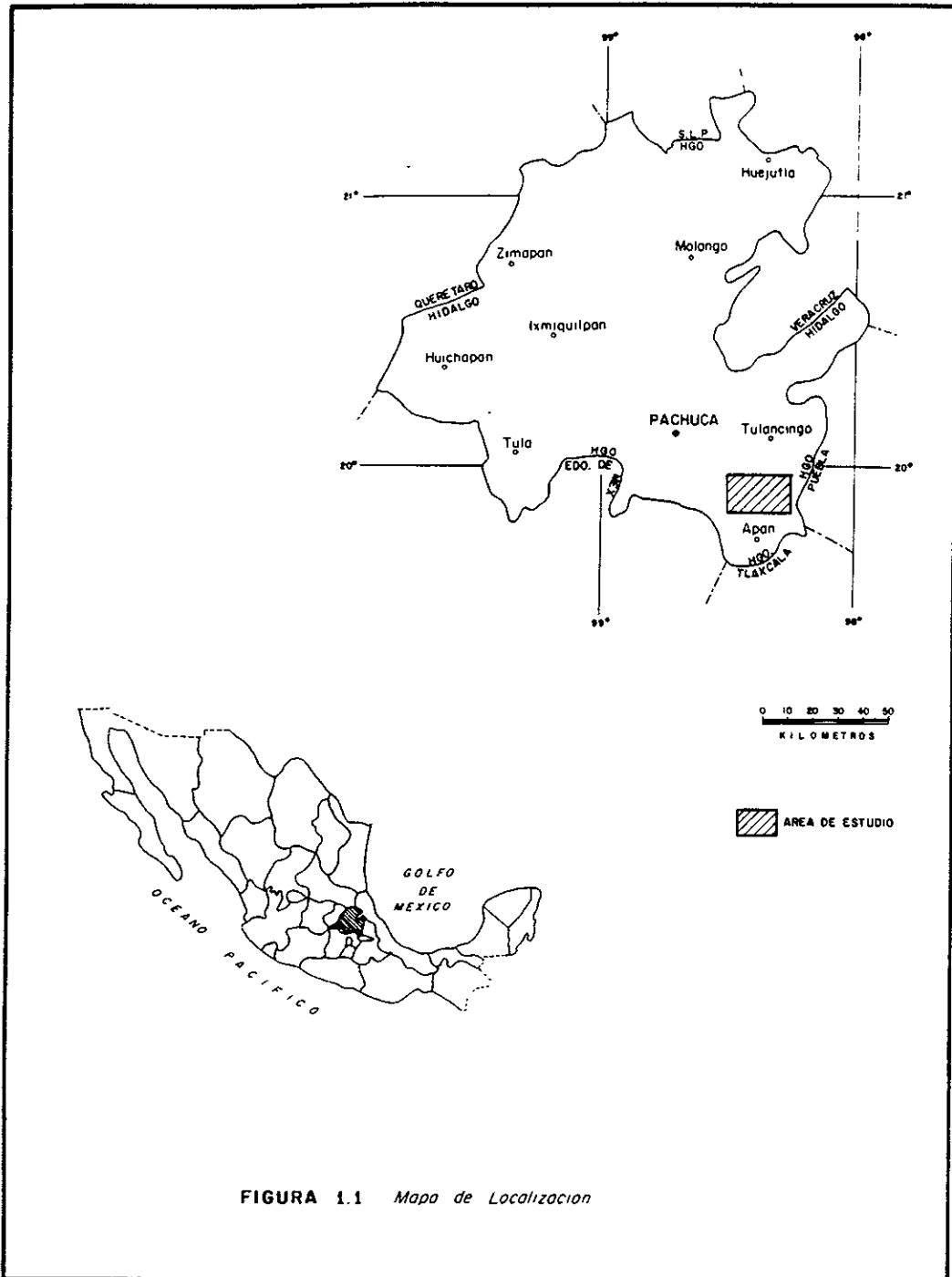
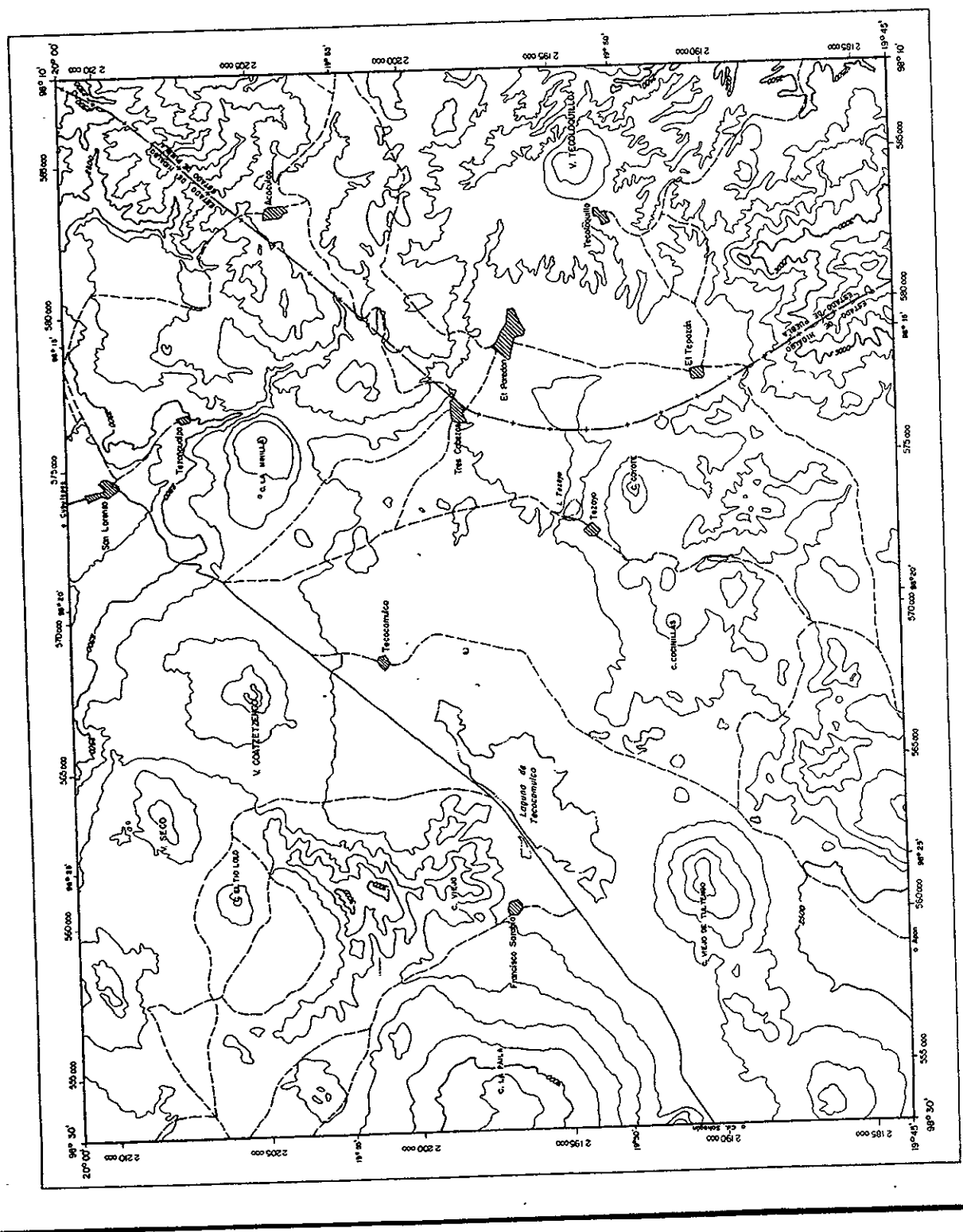
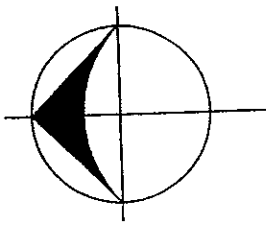
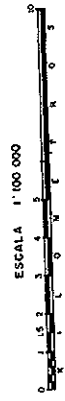


FIGURA 1.1 Mapa de Localización



- SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS**
- POBLACION
 - CARRERA
 - BRECHA
 - LADDA
 - LIMITE ESTATAL

NOTA: La base topográfica fue tomada de la Hoja Catastrala 140-103 de Letras de Tepec, Estado de Oaxaca, editada por el Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México en 1937.



POSSRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA U. N. A. M.	
PLANO TOPOGRAFICO	
FIGURA No. 1-2	FECHA. AGOSTO 1938

Partiendo de la Ciudad de México se puede llegar a la zona de estudio a través de la autopista a las Pirámides (Teotihuacán), se continúa por la carretera a Ciudad Sahagún y Tepeapulco o bien hacia Apan con una distancia total de 95 kilómetros. De aquí salen caminos de terracería hacia Tecocomulco (25 kilómetros aproximadamente), que son transitables en toda época del año. De Tepeapulco hay un camino pavimentado hacia San Francisco Sayula y Cuatepec, el cual pasa por el borde oriental de la Laguna de Tecocomulco. Este camino es paralelo al poliducto de PEMEX que va de Poza Rica a Venta de Carpio y también a la línea de corriente de 110 kilowatts de la Comisión Federal de Electricidad de la línea troncal de Necaxa-Puebla. También se puede llegar a partir de la Ciudad de Pachuca por la carretera hacia Ciudad Sahagún y Apan.

La región cuenta además con otras vías de comunicación tales como ferrocarriles (ramal en el tramo Ciudad Sahagún-Apan-Apizaco), telecomunicaciones (Red Federal de Microondas y el Sistema de Satélites) mediante una estación terrena de recepción de ondas localizada en la población de Tulancingo. De las 14 pistas aéreas que existen en el Estado de Hidalgo, en Tulancingo se ubican dos de ellas, las cuales están pavimentadas y prestan servicio de carácter local.

1.4 CLIMA Y VEGETACION

El clima predominante en el Estado de Hidalgo es del tipo templado con una temperatura media anual de 17 grados centígrados y una precipitación media anual de 514 milímetros. Debido a la accidentada topografía del estado, se presentan diferentes tipos de clima, los cuales se observan en la Figura 1.3. En la región de Apan el clima es de tipo frío con una precipitación media anual de 702 milímetros y una temperatura promedio de 13 a 15 grados centígrados.

La vegetación se encuentra relacionada con el clima por lo que también se ha dividido en cinco tipos (Figura 1.4), de los cuales la región de Apan comprende la del tipo 4, que corresponde a áreas de cultivo y de riego (principalmente de trigo y cebada) además del tipo 5 que son pastizales naturales e inducidos.

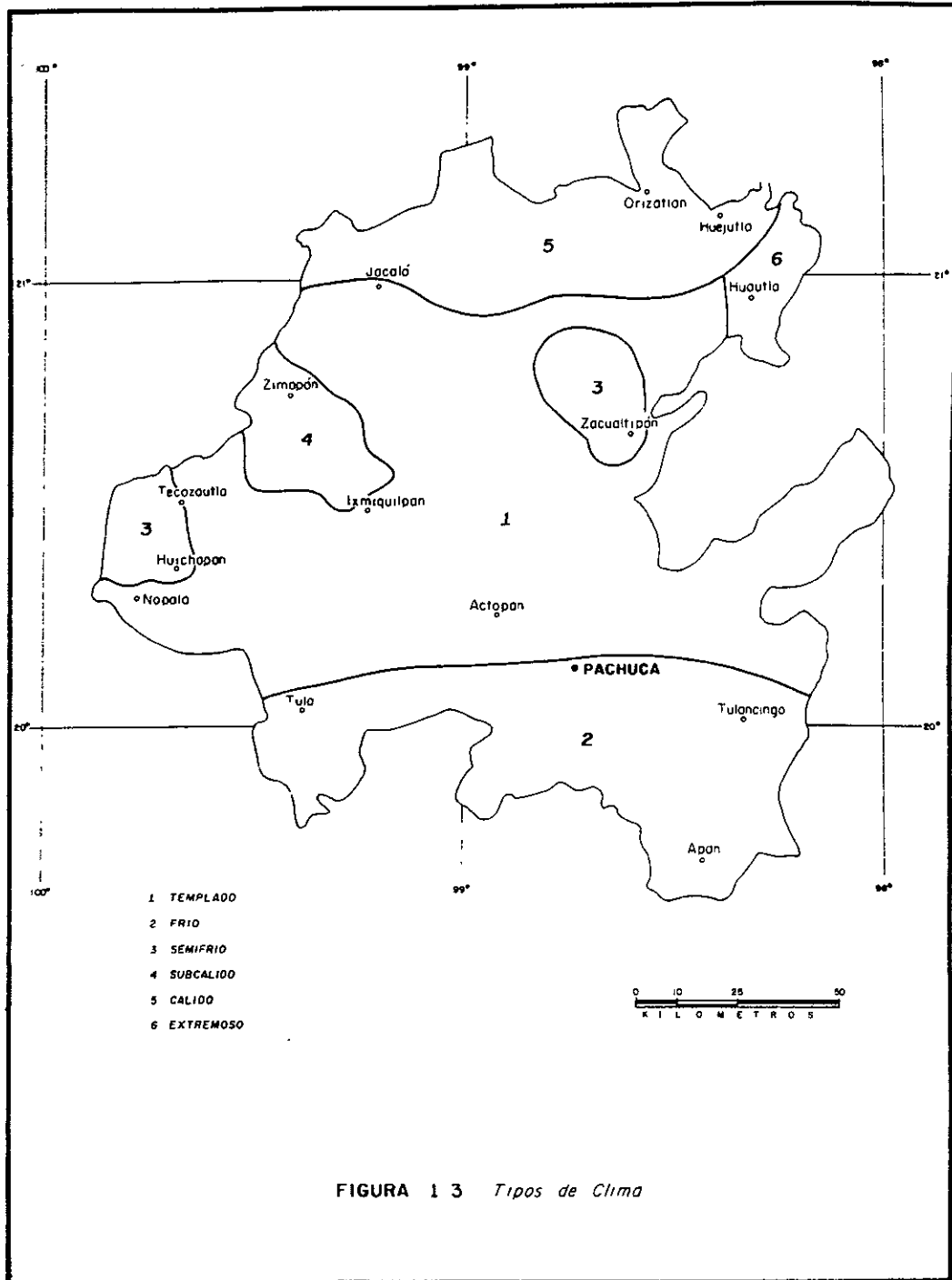


FIGURA 1 3 Tipos de Clima

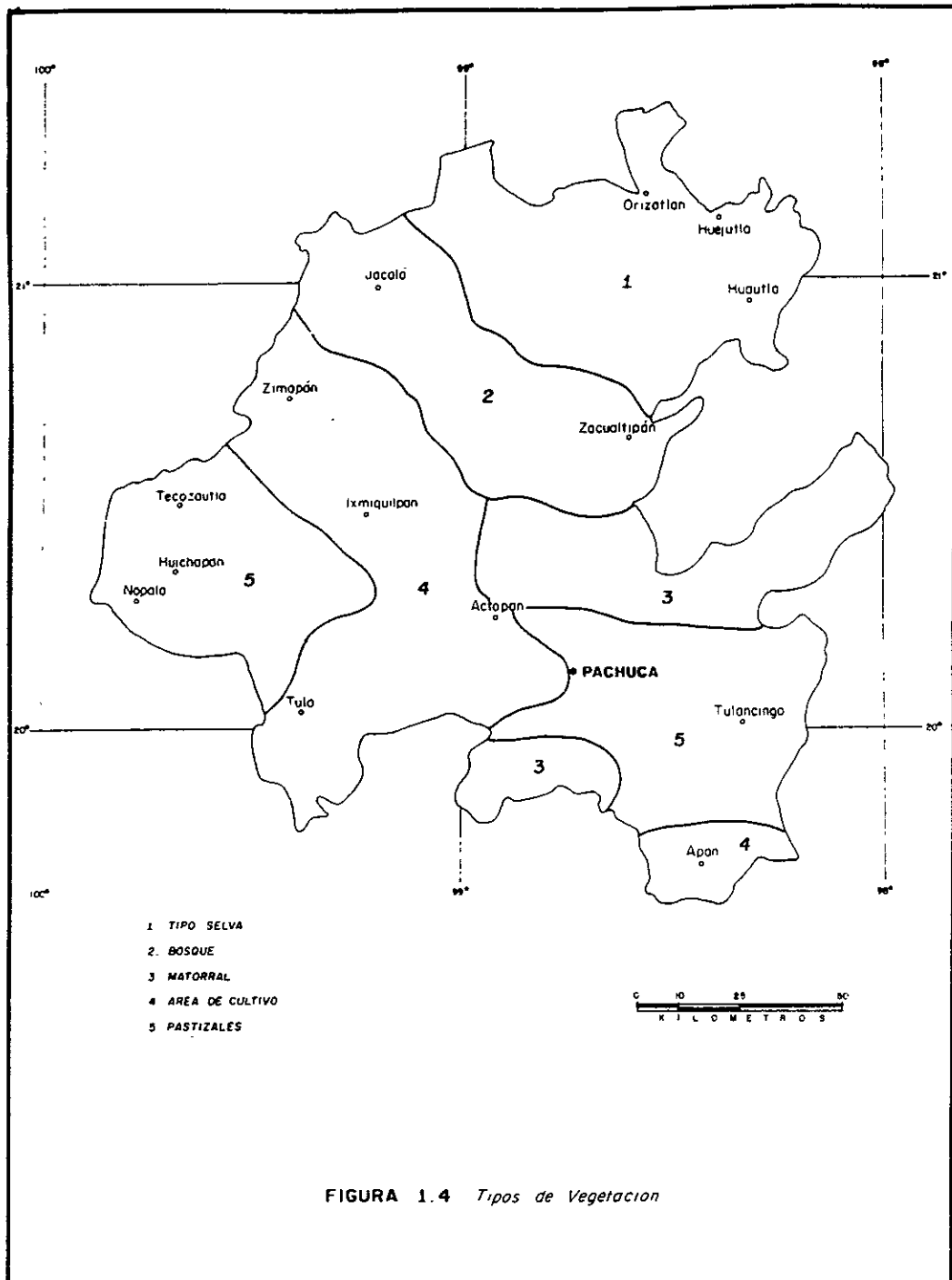


FIGURA 1.4 Tipos de Vegetacion

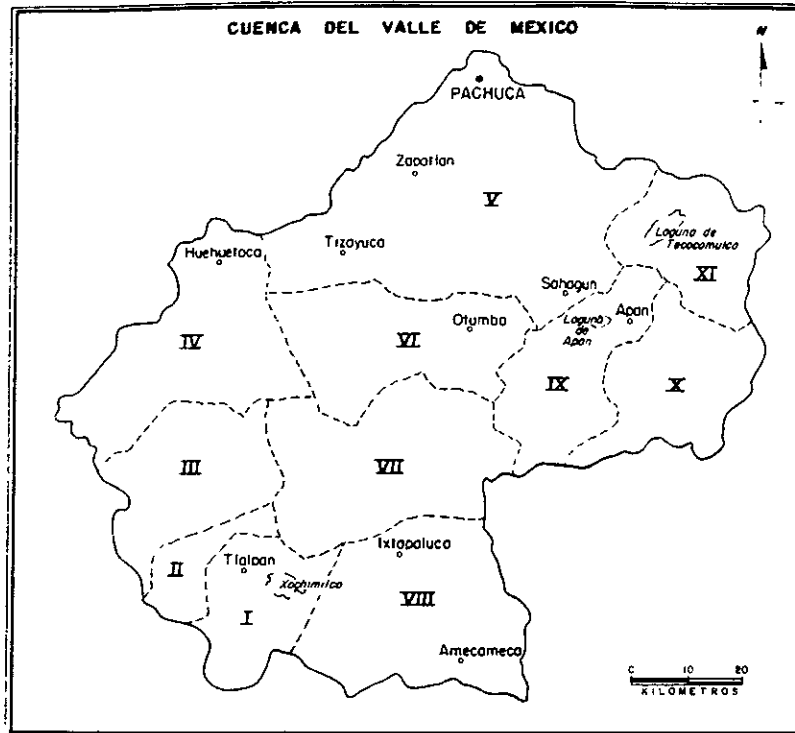
1.5 HIDROGRAFIA

El Estado de Hidalgo posee desde sierras muy lluviosas por cuyas cañadas bajan ríos caudalosos, zonas relativamente secas que son atravesadas por ríos importantes (como es el caso del Valle del Mezquital), hasta terrenos llanos y semiáridos en los que no se presentan corrientes de importancia. Este último tipo de terreno es el caso de la región de estudio, en la que se observa la Laguna de Tecocomulco que es uno de los últimos vestigios de los lagos naturales de la gran cuenca de México.

En la cuenca del Valle de México se han identificado once zonas hidrológicas que caracterizan igual número de subcuencas dentro de la gran cuenca (Figura 1.5). De estas subcuencas, las correspondientes a las regiones de Apan (zona IX), Tochac (Zona X) y Tecocomulco (Zona XI) no pertenecían originalmente a la cuenca del Valle de México, pero debido a la realización de algunas obras hidráulicas que se hicieron en el presente siglo, se consideran como partes de la misma. En la Tabla 1.1 se muestran algunos datos de los recursos hídricos superficiales de las once zonas hidrológicas.

Zonas Hidrológicas de la Cuenca del Valle de México	Volumen Medido o Estimado	Volumen de Aguas Superficiales
1.- Xochimilco	1212	1212
2.- Churubusco	32964	32853
3.- México	142055	140793
4.- Cuautitlán	127389	116215
5.- Pachuca		514
6.- Teotihuacán	6078	4609
7.- Texcoco	33685	36802
8.- Chalco	19419	19408
9.- Apan	13821	13821
10.-Tochac	22902	22618
11.-Tecocomulco	12471	11746
Total del Valle	413188	400591

Tabla 1.1 Recursos Hídricos superficiales de las zonas hidrológicas de la Cuenca del Valle de México. Las cantidades se expresan en miles de metros cúbicos (Tomado de Bellia et al., 1992).



ZONAS HIDROLOGICAS

- I KOCHIMILCO
- II CHURUBUSCO
- III MEXICO
- IV CUAUTITLAN
- V PACHUCA
- VI TEOTIHUACAN
- VII TEXCOCO
- VIII CHALCO
- IX APAN
- X TOCHAC
- XI TECOCOMULCO

FIGURA 1.5 Subdivisión hidrográfica de la Cuenca del Valle de México (tomado de Bellia, S et al, 1992).

1.6 GEOLOGIA REGIONAL

La subcuenca de Tecocomulco se encuentra en la porción norte-noreste de la cuenca de México que se caracteriza por la presencia de una variedad de rocas volcánicas con características hidrogeológicas específicas. Geológicamente la Cuenca de México ha sido estudiada por diversos autores como Bryan (1948), Arellano (1953), Mooser (1963, 1975), Demant (1981), Marín et al. (1987), Vázquez y Jaimes (1989); quienes señalan que se ubica en la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico, el cual es una cadena de montañas constituidas de lavas y materiales piroclásticos, y por valles intramontanos rellenos de aluvión y de origen lacustre del Terciario y Cuaternario, que cruzan transversalmente la República Mexicana a la altura del paralelo 20°. El Eje Neovolcánico limita al norte con la Mesa Central. Sus contactos occidental y oriental son la franja en que los materiales volcánicos encuentran a los sedimentos de las provincias adyacentes; y hacia el sur se encuentra la Sierra Madre del Sur, la cuenca de Morelos-Guerrero y la cuenca de Tlaxiaco (Figura 1.6).

De acuerdo con estudios realizados por diversos autores, se han observado dentro del Eje Neovolcánico, algunos accidentes tectónico-geológicos entre los que se puede mencionar el graben Chapala-Tepic, la zona volcánica de Michoacán y los valles de México, Toluca y Puebla. De éstos, es en el valle de México, como ya se mencionó anteriormente, en donde se encuentran la subcuenca de Tecocomulco. En esta región, el vulcanismo principalmente se expresa en forma de grandes estrato-volcanes que se levantan en medio de las grandes llanuras lacustres del Plioceno.

La subcuenca de Tecocomulco está circundada por los cerros de El Tío Lolo, Coatzetengo, Viejo, Cocinillas, Viejo de Tultengo y La Minilla entre otros. Es una cuenca endorreica de tipo tectónico-volcánico con un sistema lacustre en su parte noreste (Figura 1.7).

1.7 ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de la subcuenca está compuesta básicamente por rocas volcánicas y sedimentos de origen volcánico y lacustre que suprayacen a rocas sedimentarias terrígenas del Cretácico Superior de la Formación Méndez

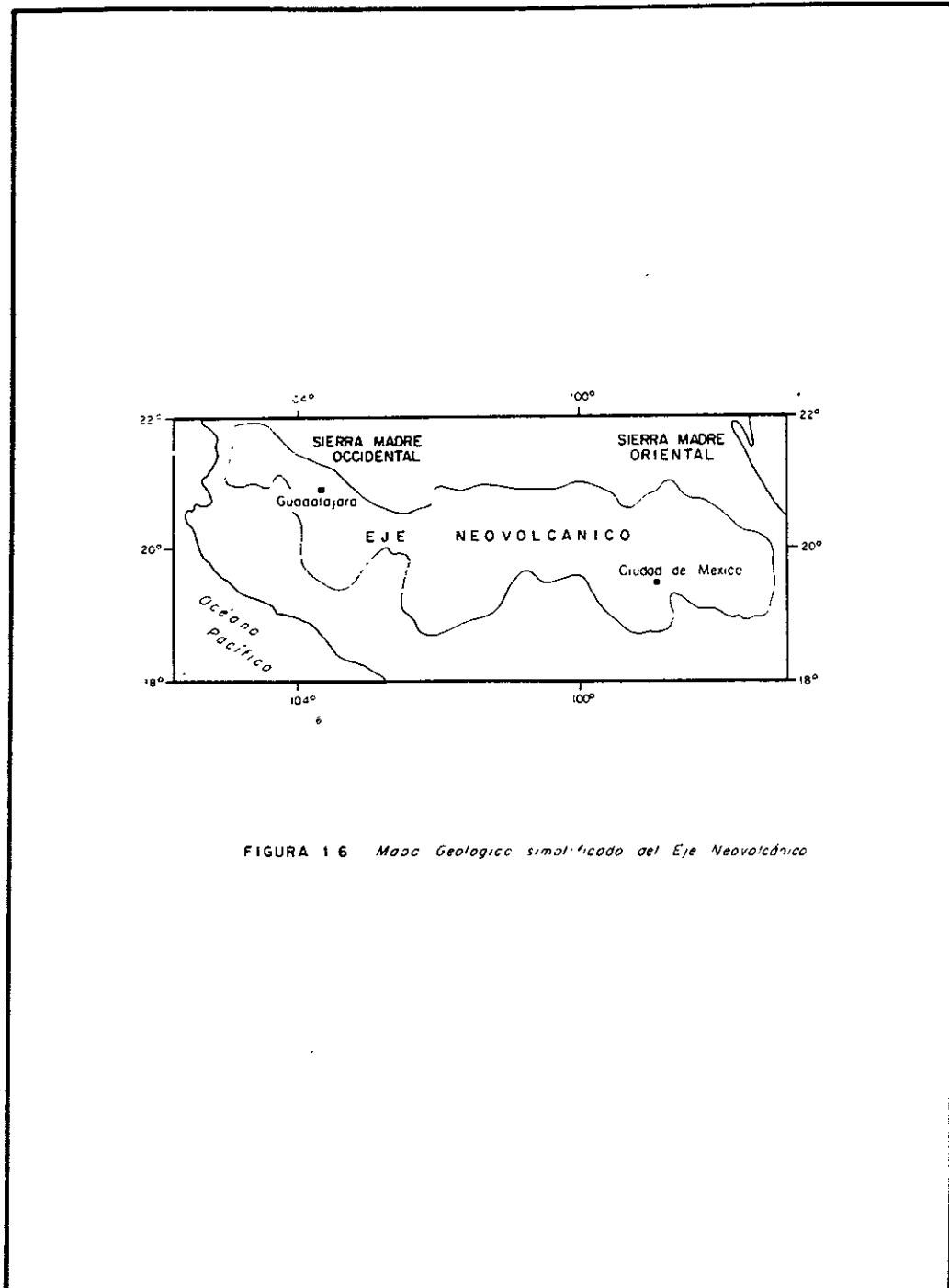


FIGURA 16 Mapa Geológico simplificado del Eje Neovolcánico

(Segerstrom, 1961). Las unidades litoestratigráficas presentes en el área son descritas a continuación.

Terciario

Andesita El Peñón (Tomvp). Son rocas andesíticas de color gris verdoso, masivas que intemperizan en color crema, con fracturamiento pseudocolumnar y una foliación irregular. Las rocas que constituyen este complejo volcánico son semejantes litológicamente y geomorfológicamente a las rocas que integran el grupo Pachuca, el cual fue definido por Geyne et al. (1963), quienes asignan una edad oligocena-miocena. Castro y Córdoba (1994) hacen referencia de afloramientos al noroeste de la zona de estudio y los consideran como los más antiguos de la región. Se considera que no cubre horizontalmente grandes extensiones pero forma estructuras montañosas con elevaciones mayores a los 3,000 metros y acantilados de hasta 100 metros de altura.

Riolita Chignahuapan (Tch). Está compuesta por dos unidades de roca que son: una hialotraquita en la parte inferior, la cual es muy suave y alterada y en la parte superior una riolita muy dura y consistente; ambas presentan una textura de tipo fluidal y en la parte superior se presentan algunos lentes de vidrio volcánico. La posición de estas rocas es principalmente horizontal y forman una meseta muy extensa en la zona noreste del área de estudio. Por su posición se considera a esta formación del Plioceno.

Rocas Volcánicas no diferenciadas del Terciario (Tpv). Se trata de un conjunto volcánico de composición variable, que incluye andesitas, latitas, riolitas y tobas riolíticas. Estos depósitos se encuentran subyaciendo discordantemente a derrames basálticos del Cuaternario. Aunque no se ha establecido su posición en la columna estratigráfica, se les asigna una edad Pliocénica. En el área, estas rocas son principalmente andesitas y tobas riolíticas. De acuerdo con Castro y Córdoba (1994) se puede correlacionar con la Andesita Chichicautla que aflora en las cercanías de la caldera de Chichicautla. Se considera que esta secuencia representa la culminación del vulcanismo Terciario en la región. No se observa su contacto inferior y está cubierta parcialmente por la formación Calpulalpan.

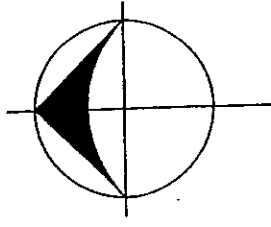
Formación Calpulalpan (Tpc). Fue propuesta por Ledezma (1987) y se trata de depósitos de pie de monte que se encuentran alrededor de las estructuras del Terciario. Está constituida por clásticos andesíticos angulosos de tamaño muy variable cubiertos por cenizas volcánicas en las que se pueden apreciar delgados horizontes de pómez. También se observan lentes intercalados de depósitos fluviales que indican la existencia de antiguos cauces de arroyos. Segerstrom (1961) definió formalmente a la formación Atotonilco el Grande, la cual es correlacionable con la antes descrita. Además es correlacionable con la formación Tarango descrita por Bryan (1948) y de edad Pliocénica, la cual se encuentra en la porción occidental de la cuenca de México. Se le asigna una edad Pliocénica tardía a Pleistocénica temprana.

Cuaternario

Toba Tecoloquillo (Qrt). Se compone principalmente por pómez y algunos fragmentos de rocas de tipo ácido. Son depósitos piroclásticos provenientes del Volcán Tecoloquillo, que alcanzan espesores de hasta 300 metros pero su distribución es muy local entorno a la fuente que la generó. Se considera que suprayace a la Riolita Chignahuapan.

Rocas Volcánicas Cuaternarias (Qb). El nombre de rocas volcánicas cuaternarias se utiliza para una gran secuencia de derrames de lava de composición basáltica y andesítica y aparatos volcánicos como conos cineríticos o volcanes monogenéticos, como se observa en el Cerro de la Minilla y el complejo el Yolo, por ejemplo. La composición de las lavas es variable debido a la variación en el contenido de olivino. Se han identificado dos secuencias basálticas, las cuales se originaron en conos cineríticos con características tan diferentes que sugieren dos etapas volcánicas distintas. Estas rocas son correlacionables con los Basaltos de Olivino y conos cineríticos descritos por Huidobro y Lermo (1993) para la región de Apan.

Depósitos Aluviales y Regolita (Qal). Se incluyen aquí depósitos de talud, pie de monte y suelos residuales. Generalmente son partículas de tamaños entre grava y arcilla que se encuentran en las partes más bajas del valle. Se llegan a presentar lentes locales de piroclastos, travertino, yeso y caliza lacustre interdigitado con otros materiales del Cuaternario.



EXPLICACION

- | | |
|------|--|
| Qal | Aluvión y tierras recientes |
| Qb | Basalto de olivino, conos cónicos. |
| Qtl | Tepo Tepeaquilla. |
| Tpc | Formación Capiatlahuán. |
| Tpv | Recos volcánicos no diferenciados del Terciario. |
| Tpcn | Recos Chignahuapán. |
| Tern | Andalito El Peñón. |

CUATERNARIO
TERCIARIO

SIMBOLOS GEOLOGICOS

- CONTACTO GEOLOGICO
- FRACURA O LINEACION DE ARRASTROS VOLCANICOS
- CONO VOLCANICO CENITICO
- FALLA MOSTRANDO EL SLOQUE INVERSO

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

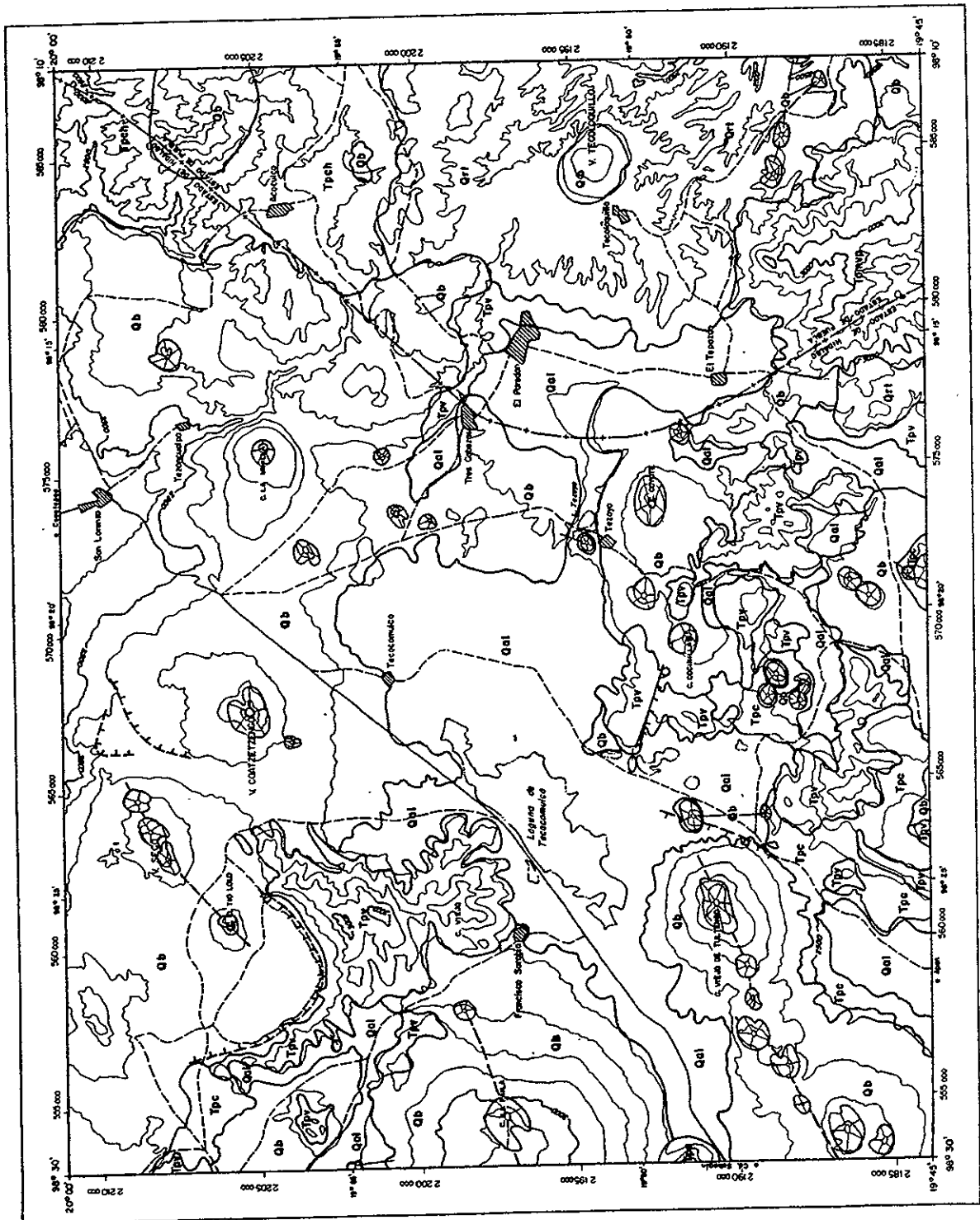
- PEREACION
- CARRETERA
- RECHA
- LAGUNA
- LINTE SERIAL

NOTA: La base topográfica fue tomada de la Hoja Catastrada 140-0151 de Ladama-Guerrero-Oaxaca, editada por el Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México en 1987.

ESCALA 1:100 000



POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA U. N. A. M.	
FIGURA No. 1.7	FECHA. AGOSTO 1998
PLANO GEOLOGICO	



1.8 MARCO TECTONICO REGIONAL

Debido a lo escaso de los afloramientos del basamento precámbrico y paleozoico sobre el que evolucionó la amplia secuencia mesozoica del oriente de México, no son muy claras sus características. Los cinturones que conforman este basamento fueron afectados por movimientos laterales y verticales durante la primera mitad del Mesozoico. Estos movimientos tectónicos generaron las condiciones paleogeográficas que controlarían la sedimentación y deformaciones a finales del Mesozoico.

Durante el Triásico se desarrolló una tectónica distensiva que permitía la formación de fosas y rellenos importantes de sedimentos continentales. Debido a la gran transgresión marina del Jurásico Superior (durante la apertura del Golfo de México), hubo grandes depósitos calcáreos en el marco de una subsidencia intermitente.

En el Cretácico Superior hubo un cambio en el régimen de sedimentación originado por el levantamiento y deformación del dominio occidental donde continuaba actuando la subducción de la placa paleopacífica debajo de la porción continental de México. La secuencia calcárea es cubierta por sedimentos detríticos que se extienden ampliamente y llegan a alcanzar grandes espesores en la antifosa de Chicontepec en el Paleoceno, lo cual indica actividad orogénica que afectó a toda la región.

La Sierra de Pachuca está constituida por una serie de rocas volcánicas extrabasadas durante el Terciario. Este paquete volcánico cubre en discordancia las rocas sedimentarias del Cretácico. Esta serie volcánica forma una estructura sinclinal, ya que en la vertiente sur las rocas tienen una inclinación de 10 a 15 grados al norte, en tanto que en la vertiente norte de 10 a 15 grados al sur.

El fallamiento en la zona pertenece al período Plio-Cuaternario y son sobre todo, fallas normales con dirección E-W, NW-SE las que, y de acuerdo con Ledezma (1987), cortan rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno; además se puede observar que los conos cineríticos localizados alrededor de la cuenca están ligados con la traza de las fallas.

Regionalmente se puede ver la semejanza con el patrón estructural Chapala - Acambay (fallas normales escalonadas con rumbo este-oeste) y con las fallas normales de orientación este-oeste del distrito minero de Pachuca - Real del Monte.

1.9 GEOLOGIA HISTORICA

En el Oligoceno-Mioceno se tiene la presencia de un arco volcánico intracontinental, activo hasta nuestros días (Eje Neovolcánico). La actividad volcánica se intensifica durante el Mioceno y principios del Plioceno, las intrusiones de grandes cuerpos plutónicos y diques asociados afectan a las rocas mesozoicas.

A finales del Plioceno y principios del Pleistoceno (Cuaternario), se originó la emisión de lavas máficas que obstruyeron el drenaje existente, formando cuencas endorreicas y pequeños lagos donde se depositaron sedimentos como la Formación Tarango. Hacia fines del Pleistoceno se inicia el depósito de gravas y arenas. Durante el reciente ocurre la erosión de estas últimas y se depositan los sedimentos aluviales y regolíticos cuaternarios.

2.- ESTRUCTURA DE LA SUBCUENCA DE TECOCOMULCO EN BASE A METODOS POTENCIALES.

Con objeto de determinar el tipo de estructura geológica que se encuentra presente en la zona de la Subcuenca de Tecocomulco, se realizaron una serie de estudios empleando métodos geofísicos en diferentes modalidades. En primer lugar se muestran los resultados de la aplicación de los métodos gravimétrico y magnetométrico para identificar los rasgos mayores de la subcuenca. Adicionalmente se utilizó el método de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) para caracterizar el relleno volcano-sedimentario. La ubicación de los diferentes perfiles geofísicos se muestra en la Figura 2.1. Los resultados de la aplicación de los métodos eléctricos se dan en capítulo siguiente.

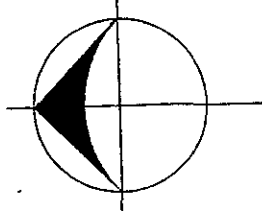
2.1 GRAVIMETRIA

Para conocer el comportamiento del campo gravimétrico, partimos de la Ley de la Gravitación Universal, la cual establece que:

$$F = K \frac{m_T m_c}{R^2} u_r \quad (2.1)$$

En donde F es la fuerza de atracción en dirección de R ; K es la constante de la gravitación universal; m_T es la masa de la Tierra; m_c es la masa del cuerpo de prueba en un punto del espacio; R distancia entre la Tierra y el cuerpo de prueba y u_r es el vector unitario en la dirección de R . Si consideramos la fuerza en función de la masa y la aceleración a , de la segunda ley de Newton se obtiene que:

$$F = m_c a \quad (2.2)$$



SIMBOLOS GEOFISICOS

- SONIDO ELECTRICO VERTICAL ● SEV-7
- PERFIL GRAVIMETRICO --- G-2 G-2'
- PERFIL MAGNETICO --- M-3 M-3'
- ESTACIONES VLF ○ 5

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

- POBLACION [Symbol]
- CARRETERA [Symbol]
- RIEYCA [Symbol]
- LIMITE ESTATAL [Symbol]

NOTA: Los datos topograficos son tomados de la Hoja Cartografica No. 153 de la Serie Gurrero-Dalton, editada por el Instituto de Geografia de la Universidad Nacional Autonoma de Mexico en 1987.

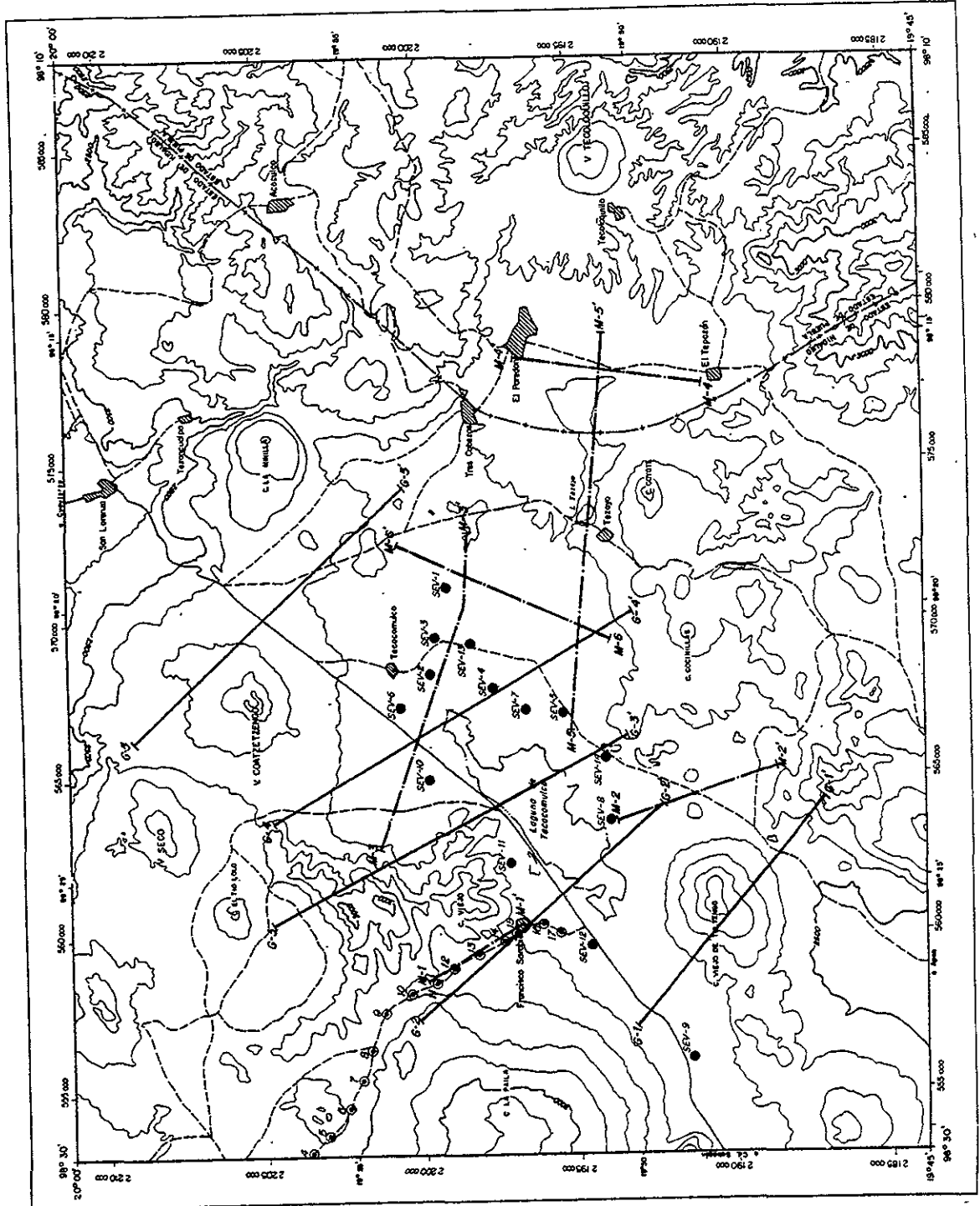
ESCALA 1:100 000



POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
U. N. A. M.

UBICACION DE PERFILES GEOFISICOS

FIGURA No. 2.1 FECHA: AGOSTO 1998



De la definición de peso sabemos que:

$$W = m_c a = m_c g \quad (2.3)$$

En donde g es la aceleración de la gravedad y W es el peso del cuerpo. De las ecuaciones (2.1) y (2.3), tendremos:

$$g = K \frac{m_T}{R^2} \quad (2.4)$$

La ecuación (2.4) se utiliza para masas puntuales, la cual se puede generalizar para distribuciones volumétricas, obteniéndose:

$$dg = K \frac{dm}{R^2} \quad (2.5)$$

Por otro lado, de la definición de densidad:

$$\rho = \frac{dm}{dV} \quad (2.6)$$

Por lo tanto, para evaluar el campo gravimétrico debido a una masa volumétrica tendremos:

$$g = K \int_V \frac{\rho}{R^2} dV \quad (2.7)$$

Si la expresión anterior la analizamos de acuerdo al comportamiento de sus ecuaciones de campo (aplicando el teorema de Helmholtz), tendremos que:

$$\nabla \cdot g = -4\pi K\rho \quad (2.8)$$

$$\nabla \times g = 0 \quad (2.9)$$

Lo cual nos indica que se trata de un campo conservativo, que se puede obtener a partir de una función potencial escalar la cual satisface a la ecuación de Poisson.

Al considerar que la Tierra no es completamente esférica el valor de la gravedad en un punto sobre la superficie terrestre se verá afectado debido a la forma achatada de ésta en los polos y alargada en el ecuador, por lo que la atracción es menor en los puntos más alejados del centro de la Tierra que en los puntos más cercanos a ésta; así el valor de gravedad en un punto sobre la superficie terrestre dependerá de su latitud, la longitud, la topografía circundante y algunos otros factores más. Para el cálculo de la aceleración de la gravedad se ha utilizado la Fórmula Internacional de Gravedad, la cual relaciona este valor con la latitud φ , de acuerdo con la siguiente expresión:

$$g_r(\varphi) = A(1 + B \operatorname{sen}^2 \varphi - C \operatorname{sen}^2 2\varphi) \quad (2.10)$$

En donde las constantes A , B y C son constantes que han sido determinadas por diferentes autores. Por otra parte, si consideramos que las mediciones se hacen por encima del nivel del mar y en una superficie no plana, es necesario aplicar algunas correcciones como las siguientes:

a) corrección por efecto de aire libre. Si una estación se encuentra a una altura h diferente a la del esferoide, entonces existirá un factor de corrección con respecto a la altura y dado que en la práctica la Tierra es considerada como una esfera con una masa promedio, el factor que resulta es:

$$\frac{dg}{dR} = -\frac{2g}{R} = -0.308 \quad (2.11)$$

en miligales por metro.

b) Corrección de Bouguer. Debemos considerar la fuerza de atracción que ejerce el material que se encuentra comprendido entre el esferoide de referencia y el punto observado, hablando de un efecto promedio del material. Para esto se calcula el efecto de una placa horizontal y es cuantificada como sigue:

$$2\pi K\rho h = 0.04193\rho h \quad (2.12)$$

en miligales por metro. Como las observaciones de gravedad no están referidas a un mismo nivel, es necesario llevarlas a este para poder compararlas y aplicarles las correcciones anteriores, por lo que tendremos la corrección por elevación.

$$C_e = -(0.308 - 0.0419\rho)h \quad (2.13)$$

en miligales por metro.

c) Corrección Topográfica. Esta corrige los efectos de las depresiones bajo la estación y toma en cuenta la atracción de las masas que se encuentran encima de la estación, debido a que la atracción de las masas altas se ejerce por encima

de la estación y se oponen a la fuerza de gravedad (ésta se suma para anular dicho efecto), en el caso de existir valles bajo el nivel de la estación, se debería restar la corrección de Bouguer, pero como no existe material se suma para compensar lo considerado en la corrección de Bouguer. En conclusión con lo anterior esta corrección siempre es sumada, para realizarla se utilizan métodos como el de Hammer, el cual utiliza una plantilla y tablas publicadas.

En la exploración gravimétrica el valor de gravedad más utilizado para la investigación de problemas geológicos es el valor denominado Anomalía de Bouguer; este valor se obtiene haciendo la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad normal corregida como sigue:

$$A.B. = G_{obs} - (G_{teo} - C. A. L. + C. B. - C.T.) \quad (2.14)$$

En donde A.B. = Anomalía de Bouguer, G_{obs} = gravedad observada, G_{teo} = gravedad teórica, C. A. L. = corrección de aire libre, C. B. = corrección de Bouguer y C.T. = corrección Topográfica.

La medida de este valor de gravedad en cada punto de la Tierra corresponde a la suma de los efectos producidos por las masas bajo la estación de medición, por lo tanto la anomalía de Bouguer es una combinación de anomalías de pequeña, mediana y gran amplitud, las cuales provienen de fuentes geológicas someras o profundas. Generalmente las anomalías de mayor tamaño o de naturaleza regional, en muchas ocasiones son provocadas por las condiciones geológicas del basamento o por posibles masas de diferente densidad dentro del mismo.

Existe otro tipo de anomalías más pequeñas e irregulares, estas anomalías son de carácter residual y pueden ser provocadas por cuerpos estructurales

locales o relativamente más someras que el propio basamento. Existe un tercer tipo de anomalías que se asocia a fuentes someras superficiales y pequeñas.

La interpretación gravimétrica frecuentemente se inicia con un procedimiento de separación de anomalías para obtener los efectos; se utilizan varias metodologías como son:

- a) Método Gráfico
- b) Ajuste de superficies polinomiales
- c) Técnicas de filtrado

El método gráfico consiste en hacer un suavizado de los contornos del mapa de anomalía de Bouguer, con base en el conocimiento geológico que se tenga del área. La anomalía regional se obtiene haciendo un suavizamiento de las curvas de anomalía de Bouguer y en cada punto de la rejilla se resta del mapa original para obtener las anomalías residuales. Estos métodos son sumamente intuitivos, por tal razón es indispensable tener un conocimiento de la geología del subsuelo, además de la profundidad aproximada y tendencia del basamento, este método es sumamente sensible a los criterios del analista y falla cuando tenemos los siguientes casos:

1. La tendencia regional es muy fuerte, por lo tanto las anomalías residuales son ignoradas.
2. Cuando las anomalías residuales son grandes, la tendencia regional es difícil de obtener.

Para el ajuste por superficies polinomiales se hace aproximar una función a $F(x)$ definida en forma para las estaciones del área de estudio, esta función de aproximación se define como:

$$\varphi(x) = A_0\varphi_0(x) + A_1\varphi_1(x) + \dots + A_n\varphi_n(x) \quad (2.15)$$

En donde $\varphi(x)$ es la función de aproximación y $F(x)$ es la función tabular.

Para el caso de dos dimensiones será $\varphi(x,y)$. El objetivo de este método no es el de tener la mejor aproximación a los valores de la anomalía de Bouguer sino el de estimar lo mejor posible la tendencia regional del área.

Como ya se mencionó que los métodos gráficos son intuitivos, es recomendable emplear métodos analíticos que implican un procedimiento numérico, el cual es aplicado a un arreglo de valores generalmente igualmente espaciados en una rejilla, de $m \times n$ sobre un plano de anomalía de Bouguer, estos procesos analíticos son conocidos básicamente como métodos de filtrado, los cuales tienden a enfatizar ciertos componentes del campo gravitacional que están enteramente relacionados a nuestro problema geológico a resolver, observando las siguientes características:

- a) los filtros requieren que los datos estén regularmente espaciados,
- b) los filtros son confiables al no tener falsas anomalías y pseudoanomalías,
- c) los filtros dan resultados uniformes en todo el mapa, excepto para una franja de datos en los bordes con un ancho igual a la mitad del ancho del filtro,
- d) los filtros son simétricos con respecto a un punto,
- e) para el caso del filtro regional se le asigna el valor de uno al centro del filtro,
- f) la multiplicación y la suma, así como los resultados de estos son valores que se le asignan al punto central del filtro.

Las operaciones de filtrado se pueden realizar como:

- 1) Convolución transitoria en el dominio del espacio.
- 2) Multiplicación de polinomios usando la transformada Z.

Para analizar el comportamiento de un filtro en el número de onda se utiliza la teoría de la transformada de Fourier bidimensional. Por ejemplo, en gravimetría los filtros se hacen sobre funciones de una o dos variables espaciales, cambiando del dominio del espacio al dominio del número de onda, observando como ventajas que es aplicable la teoría del filtrado lineal, se evita la solución de muchas ecuaciones para obtener el conjunto de coeficientes y se pueden hacer evaluaciones cuantitativas de los efectos de muestreo y de distintos conjuntos de coeficientes sin recurrir a pruebas empíricas por datos erróneos.

2.1.1 ANOMALIA DE BOUGUER

Para inferir los principales rasgos estructurales subsuperficiales en la subcuenca de Tecocomulco, se contó con la información gravimétrica que se muestra en la Figura 2.2, la cual contiene los efectos regionales y residuales, resultado tanto de fuentes geológicas profundas y someras respectivamente. Para el cálculo de la anomalía de Bouguer completa de dicho mapa (Figura 2.3) se aplicaron las correcciones por deriva, de aire libre, de latitud, de Bouguer y de topografía, utilizando una densidad promedio de $2,670 \text{ kg/m}^3$. Los valores de anomalía en el mapa se encuentran en el rango de -235 a -195 mGal . El plano gravimétrico cubre un área de aproximadamente 900 km^2 . El área de estudio se ubica en su parte centro - centro-occidental.

Inmediatamente podemos ver que tenemos dos grupos de anomalías. El primero se ubica en las partes sur-occidental y norte-oriental (así como al sur-oriental). Este grupo se caracteriza por anomalías de, relativamente, pequeña longitud de onda. Estas anomalías están interrumpidas por la presencia de una

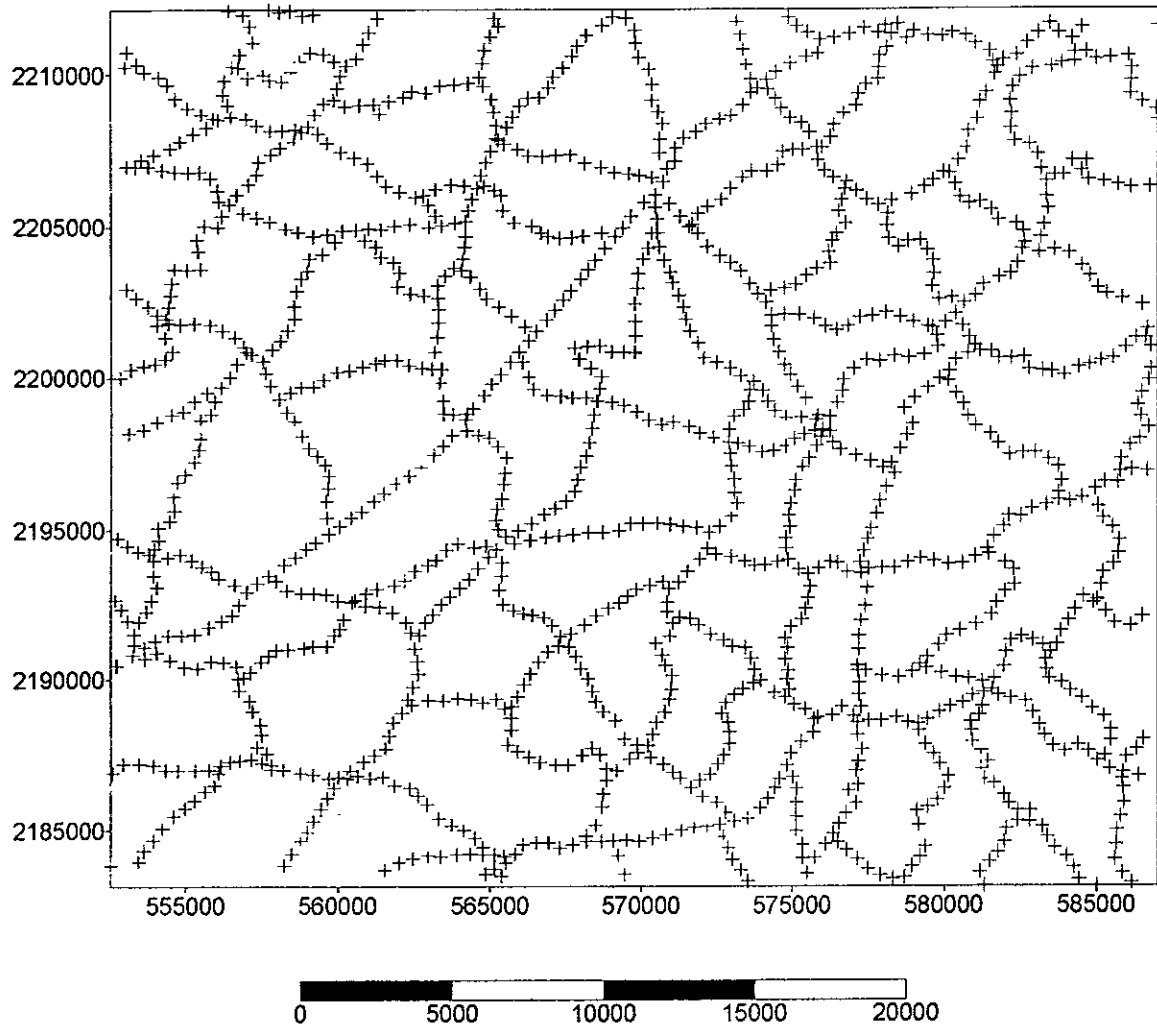


Figura 2.2 Mapa de Localización de Estaciones Gravimétricas.

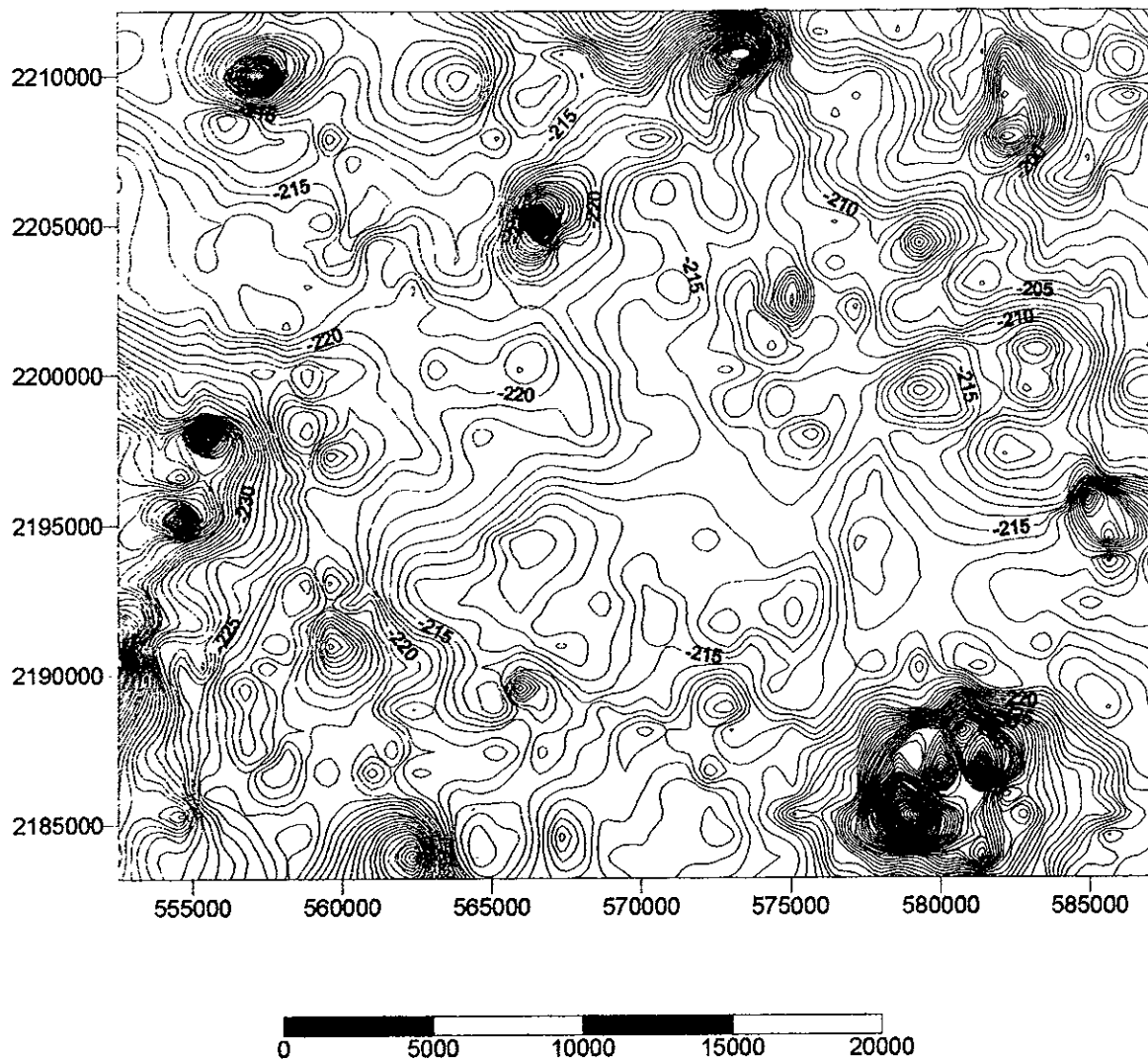


Figura 2.3 Mapa de Anomalía de Bouguer. Las isolíneas están a cada 1 mGal.

anomalía de gran longitud de onda ubicada aproximadamente en el centro. El carácter de las anomalías es más bien 3-D. Se observan dos sistemas de gradientes (NW-SE y NE-SW). El sistema más conspicuo parece ser el NE-SW. Este sistema correlaciona con alineamientos de conos volcánicos. El sistema NE-SW es muy conspicuo en el plano geológico (Figura 1.7). Sin embargo la gravimetría nos deja ver también la importancia del sistema NW-SE. De hecho tenemos un alto gravimétrico 3-D con un gradiente bien marcado en su flanco NW y con una tendencia NW-SE.

Posteriormente se efectuó una separación regional-residual utilizando el método de mínimos cuadrados, una superficie de segundo grado fue ajustada al mapa de anomalía regional (Figura 2.4). El mapa de anomalía residual (Figura 2.5) se obtuvo restando el regional (Figura 2.4) de la anomalía de Bouguer (Figura 2.3).

2.1.2 ANOMALIA RESIDUAL

Del mapa de anomalía residual (Figura 2.5) se hizo un análisis cualitativo del cual resalta la existencia de un gradiente que tiene una dirección preferencial NE-SW a lo largo de toda el área. También se puede ver la presencia de una serie de mínimos relativos cerrados que llegan a ser de hasta -30 mGal, los cuales parecen tener una alineación que es coincidente con la dirección del gradiente antes señalada. Además existe un máximo relativo en la porción suroeste del mapa así como en el sector noroeste, con valores de $+10$ mGal. La mayor parte del área cubierta por el mapa se encuentra entre las isolíneas de 0 y -5 mGal coincidiendo con la extensa planicie de la subcuenca de Tecocomulco.

2.1.3 MODELADO BIDIMENSIONAL

Con objeto de tener una información cuantitativa sobre la profundidad al basamento de la cuenca se trazaron 5 perfiles con una longitud total de 54

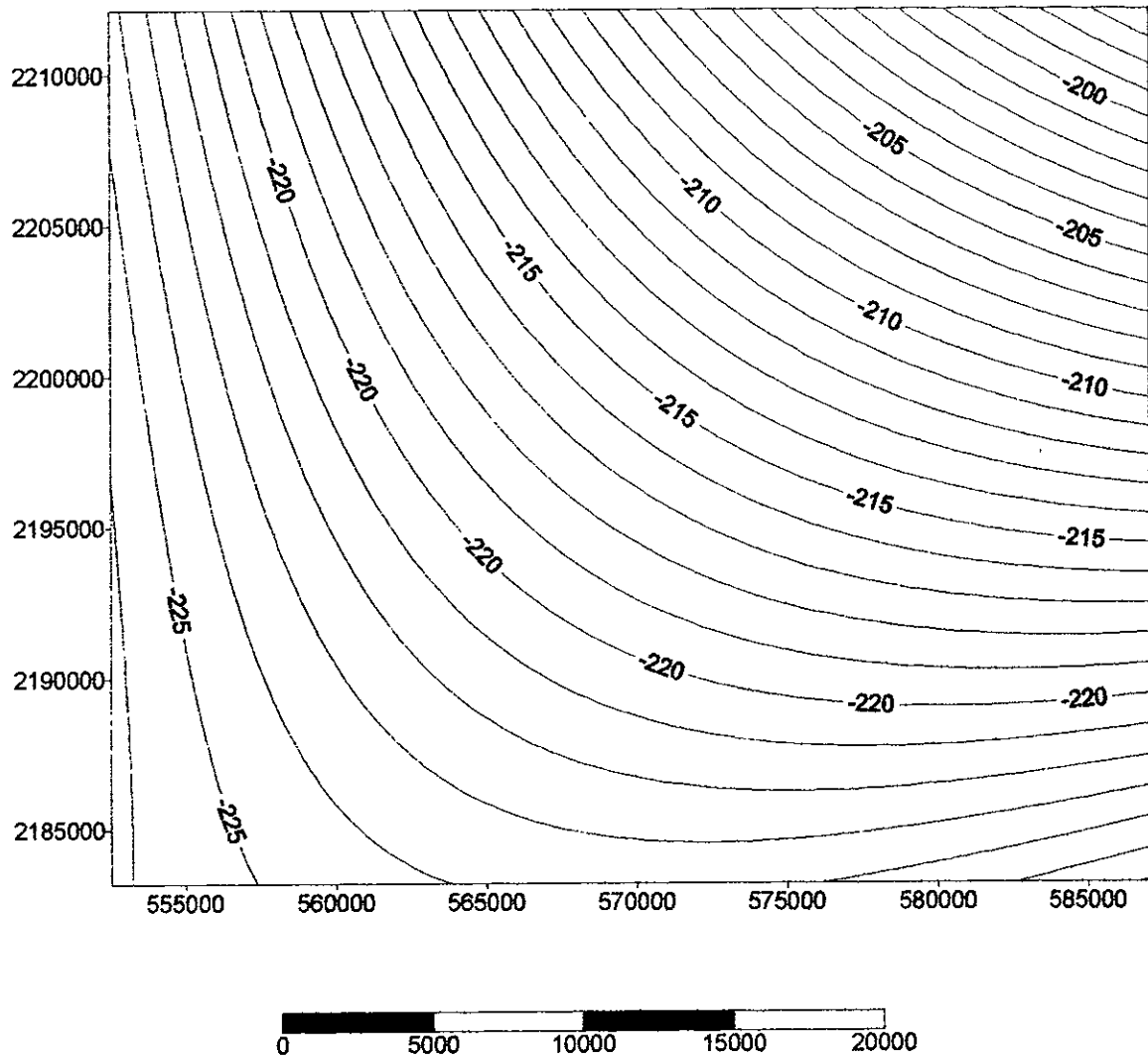


Figura 2.4 Mapa de Anomalía Regional. Las isólineas están a cada 1 mGal.

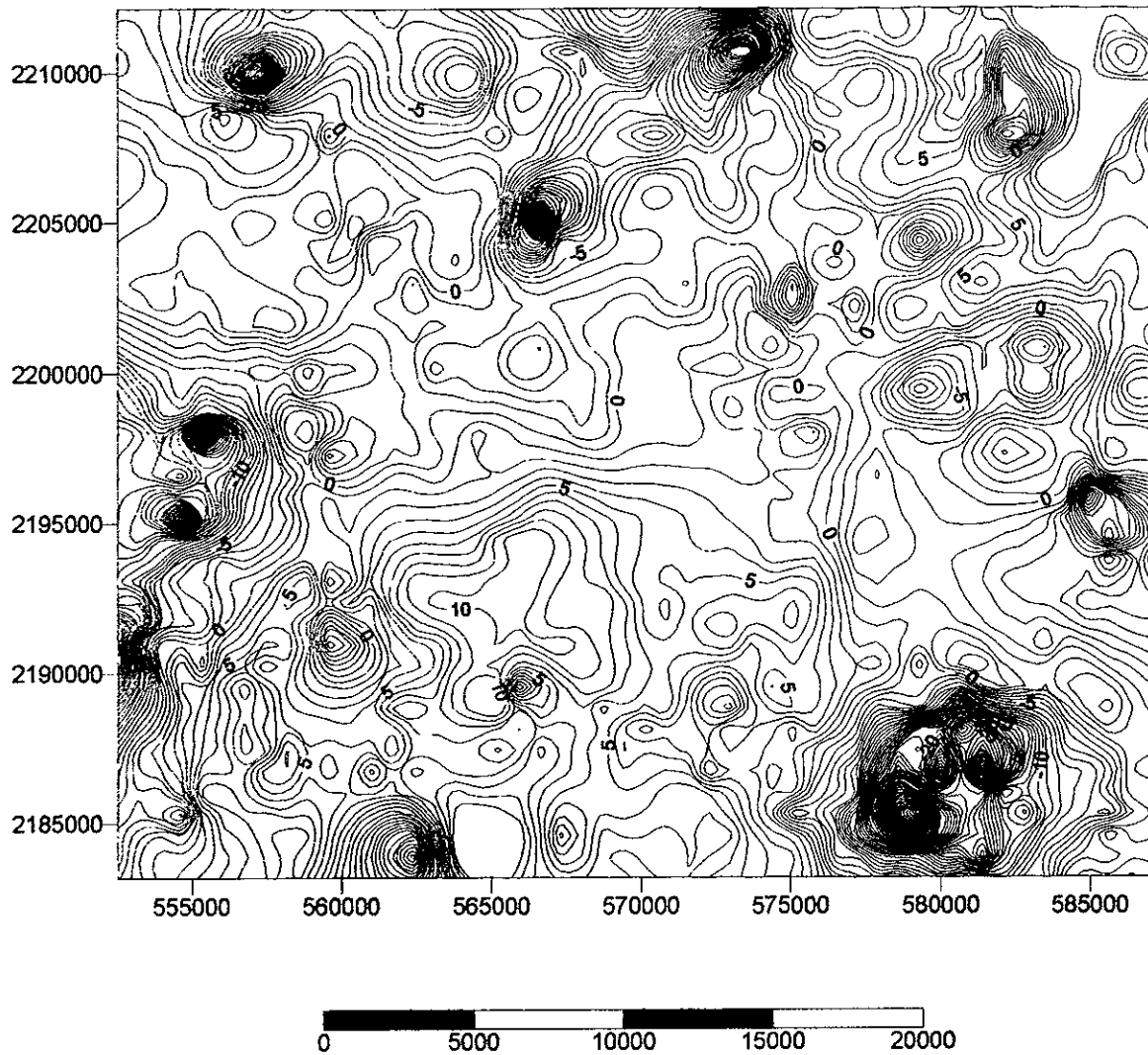


Figura 2.5 Mapa de Anomalía Residual. Las isolíneas están a cada 1 mGal.

kilómetros, los cuales se observan en la Figura 2.1. Se utilizó un algoritmo para modelado bidimensional de cuerpos de forma arbitraria (Talwani et al., 1959) modificado para tomar en cuenta los efectos de la topografía. Se obtuvieron los modelos que ajustan con cada uno de los perfiles trazados. Las densidades utilizadas en este proceso son similares a las utilizadas por Huizar et al. (1997) para la subcuenca de Apán y Tochac que se encuentran al sur de la subcuenca de Tecocomulco (dentro de la Cuenca de México). Estos perfiles se trazaron con una dirección que es perpendicular a la dirección en que se extiende la Laguna y también cortando perpendicularmente a las isólinas de las anomalías.

Para el perfil G1-G1' se obtuvo el modelo que se muestra en la Figura 2.6, en el cual se observa material de relleno con un espesor variable entre 600 metros en la porción NW y 1,000 metros hacia el SE. Debajo se presenta una serie de materiales cuya densidad se puede asociar a rocas de tipo volcánico con espesores variando entre 200 hasta casi 1,500 metros. En la parte central del perfil se presentó un cuerpo de baja densidad el cual parece corresponder con la existencia del Cerro Viejo de Tultengo, el cual es de composición ácida principalmente. Esta estructura forma parte de los conos volcánicos alineados ya mencionados.

En la Figura 2.7 se observa el modelo final para el perfil G2-G2' el cual muestra un comportamiento muy similar al del perfil anterior. Los espesores del relleno van desde los 500 metros hasta más de 1,200 metros. Subyaciendo se encuentra nuevamente el material volcánico que también alcanza espesores mayores hacia la porción SE del perfil, en la cual se nota la diferencia en profundidades, que podría asociarse con la existencia de una falla en la porción SE del perfil, cercana a los límites de la Laguna. El cuerpo de baja densidad se puede relacionar con la presencia del Cerro Viejo, el cual parece también estar delimitado por una zona de falla (que se manifiesta por el alto gradiente observado en el mapa de anomalía de Bouguer).

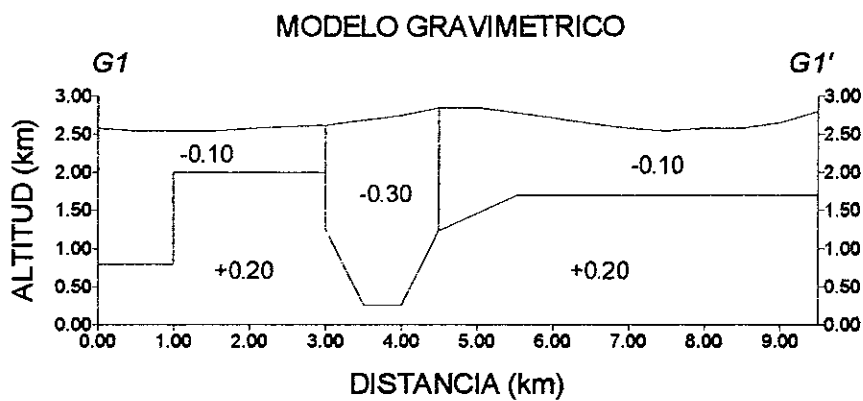
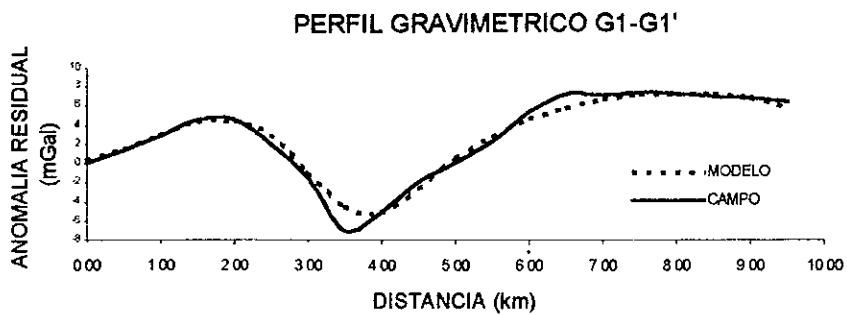


Figura 2.6 Perfil Gravimétrico G1-G1'

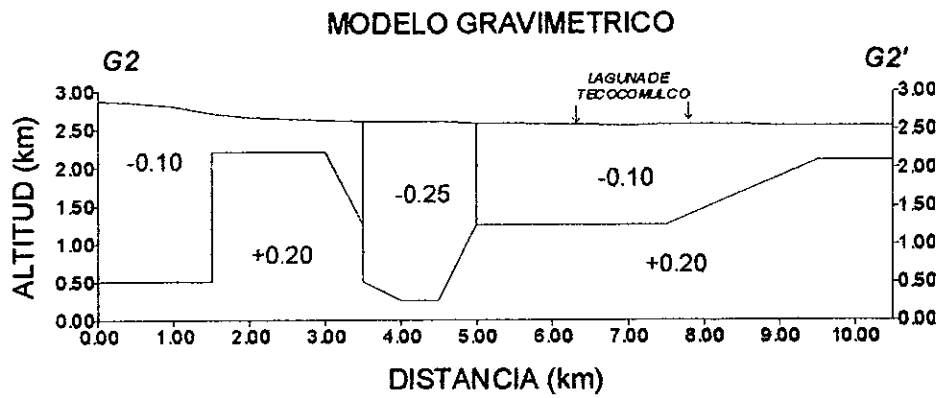
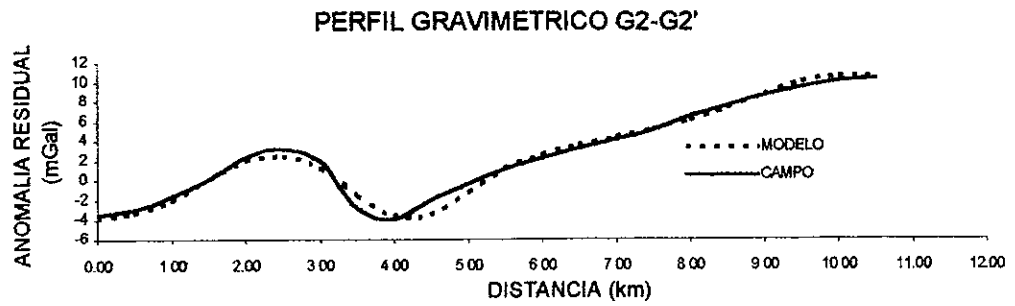


Figura 2.7 Perfil Gravimétrico G2-G2'

Los modelos gravimétricos obtenidos para los perfiles G3-G3' (Figura 2.8) y G4-G4' (Figura 2.9) son muy similares entre sí y, son los que cruzan la zona más amplia de la planicie y presentan las mayores profundidades al basamento de la subcuenca. Las profundidades varían de más de 1,500 hasta 2,000 metros en la parte central del perfil y entre unos 300 y 500 metros conforme nos acercamos a las zonas topográficas más altas. Para estos dos perfiles es importante mencionar que la posible falla localizada en la porción SE del perfil G2-G2' se presenta también en estos dos perfiles, aunque parece estar en forma escalonada con caídas mínimas de 500 metros y máximas cercanas a los 1,000 metros aproximadamente. En el extremo NW del perfil G3-G3' se nota también una falla que corresponde con el límite definido por Ledezma (1986) para la Caldera de Chichicuautila.

Finalmente, el modelo construido para el perfil G5-G5' (Figura 2.10) muestra las mayores profundidades obtenidas en todos los perfiles modelados. La zona de falla en la parte SE del perfil parece corresponder nuevamente con lo observado en los perfiles anteriores por lo que, aunque no se tiene evidencia en superficie podrían corresponder con una falla que presentaría, además, un alineamiento con algunos aparatos volcánicos como el Cerro Viejo de Tultengo en el SW del área de estudio y el Cerro La Minilla al NE de la Laguna de Tecocomulco.

Resumiendo estos resultados vemos que la subcuenca de Tecocomulco está constituida por una estructura de cuenca algo asimétrica, con fallas escalonadas en la porción SE.

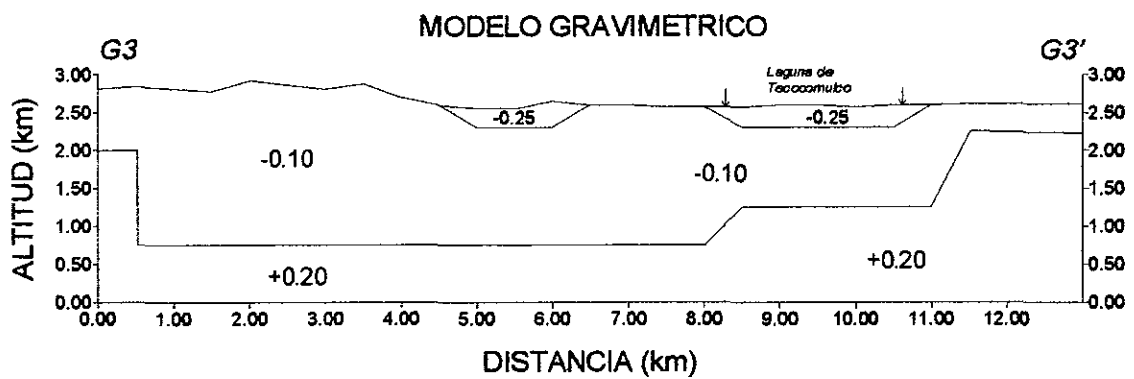
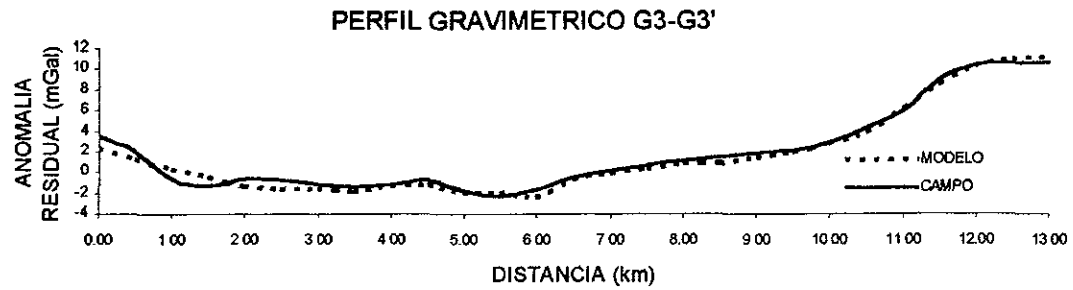


Figura 2.8 Perfil Gravimétrico G3-G3'

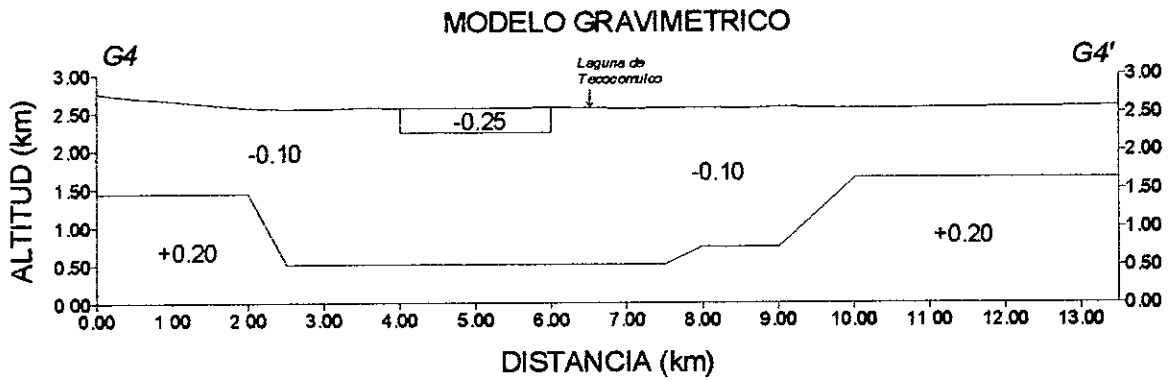
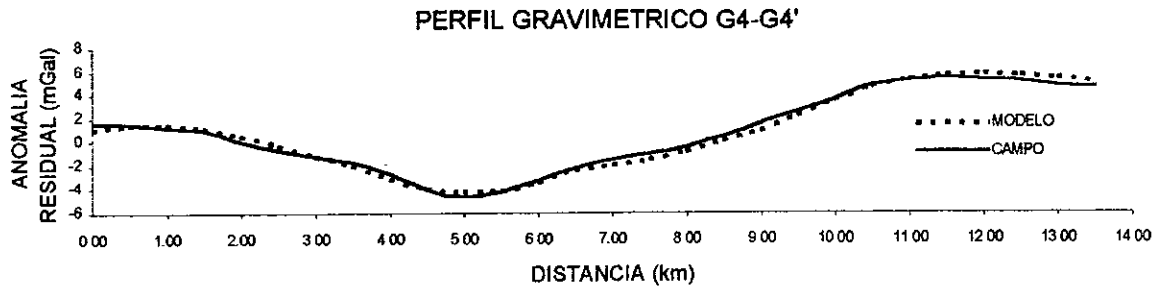


Figura 2.9 Perfil Gravimétrico G4-G4'

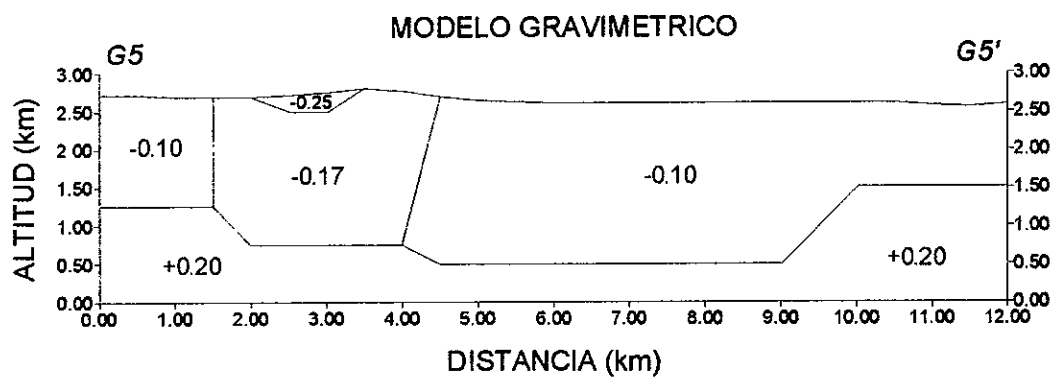
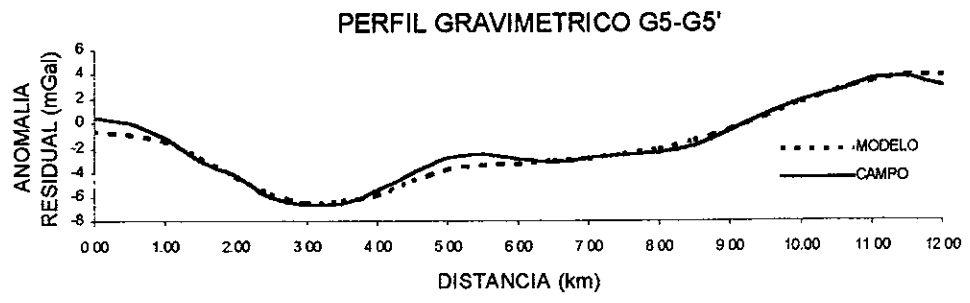


Figura 2.10 Perfil Gravimétrico G5-G5'

2.2 MAGNETOMETRIA

El campo magnético B se puede expresar de acuerdo con las ecuaciones de Maxwell, si consideramos que existen corrientes estacionarias de conducción, como:

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (2.16)$$

$$\nabla \times B = 4\pi\mu_0 J_c \quad (2.17)$$

En donde J_c es el vector de densidad de corriente de conducción, μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío y 4π es una constante. Las ecuaciones anteriores nos indican que es un campo no conservativo, por lo que debe existir una función potencial vectorial que define a B ; es decir

$$B = \nabla \times A$$

En donde

$$A = \int_{V'} \frac{J_c}{R} dV'$$

En donde V' es el volumen donde se encuentra la fuente. El campo magnético debe su existencia a corrientes que tienen un carácter dipolar. El dipolo más simple es el de una bobina por donde se hace circular una corriente I . El campo magnético está dado por la expresión:

$$B = \frac{2\mu_0 m}{4\pi z^3}$$

Y el potencial vectorial se puede expresar como:

$$A = \frac{\mu_0 m \times r_u}{4\pi r^2}$$

En donde m recibe el nombre de momento magnético dipolar y cuya magnitud es igual a la corriente I por el área de la bobina con una dirección normal al plano de la misma, r es la distancia desde el centro de la bobina hasta un punto del campo y r_u es un vector unitario en la dirección de r .

De acuerdo con la teoría de la magnetización, los electrones al moverse en una trayectoria cerrada forman un círculo, donde la corriente circulante recibe el nombre de corriente amperiana. Al observar a grandes distancias dicho circuito se comporta como un dipolo y la materia magnética se puede considerar formada por un número muy grande de ellos.

Se define a la magnetización M como el momento dipolar por unidad de volumen.

$$M = \frac{dm}{dV}$$

Como sabemos, el campo que en realidad existe en la naturaleza es B , suponiendo que se tiene un punto en el espacio en donde existen dos campos, uno en el vacío y el otro debido a la magnetización que un cuerpo tiene (ya sea por inducción o permanente). Así el campo magnético total en un punto es:

$$B_t = B_0 + B_M$$

Lo que sabemos es que B_0 puede deberse a una fuente donde existen corrientes

$$\nabla \cdot B_t = 0 \quad (2.18)$$

$$\nabla \times B = 4\pi J_c + \nabla \times B_M \quad (2.19)$$

B_M existe debido al vector de magnetización, donde

$$\nabla \times B_M = 4\pi \nabla \times M$$

$$\nabla \cdot B_t = 0$$

$$\nabla \times B = 4\pi J_c + \nabla \times B_M$$

Para resolver B_t es necesario conocer M , para lo cual se define un vector auxiliar

$$\nabla \times (B_t - 4\pi M) = 4\pi J_c$$

En donde

$$B_t - 4\pi J_c = H$$

Por lo tanto

$$\nabla \cdot H = \nabla \cdot B_t - 4\pi J_c M$$

$$\nabla \times H = J_c$$

Es decir

$$\nabla \cdot H = -4\pi \nabla \cdot M$$

$$\nabla \times H = J_c$$

Si se considera ahora que en la región donde se aplican estas ecuaciones no existen corrientes libres, entonces las ecuaciones que rigen el campo son:

$$\nabla \cdot H = -4\pi \nabla \cdot M \quad (2.20)$$

$$\nabla \times H = 0 \quad (2.21)$$

Por otra parte, cuando existe un campo externo, un cuerpo se magnetiza creando un campo externo y uno interno dentro del cuerpo, entonces la expresión de la magnetización es:

$$M = \chi_m H$$

Donde H es el campo de intensidad magnética que existe dentro del cuerpo y χ_m es la susceptibilidad magnética determinada cuando el espacio que rodea al cuerpo es el vacío.

Sabiendo que

$$H = B_t - 4\pi M$$

$$B_t = H + 4\pi \chi_m H$$

El término $1+4\pi\chi_m = \mu$ es la permeabilidad magnética, por lo tanto se tiene

$$B_t = \mu H$$

La magnetización debida a procesos de inducción se expresa como

$$M = \chi_m H$$

Sin embargo, el campo H es la suma del campo magnético externo más el campo magnético debido a la magnetización M , es decir

$$M = \chi_m H_0 + \chi_m H_m \quad (2.22)$$

Por otro lado se sabe que

$$H_m = -\frac{M}{N} \quad (2.23)$$

Donde N es el factor de demagnetización que depende de la geometría del cuerpo. Al sustituir la ecuación (2.23) en la ecuación (2.22)

$$M = \frac{4\pi\chi_m H_0}{1 + \frac{4\pi\chi_m}{N}} \quad (2.24)$$

Cuando $\chi_m \ll 1$, el término

$$\frac{\chi_m}{N} \doteq 0$$

por lo tanto la expresión (2.24) se reduce a:

$$M = 4\pi\chi_m H_0$$

ésta última expresión es utilizada para estimar el valor del vector de magnetización, lo que indica que los fenómenos de demagnetización son mínimos.

De las ecuaciones de campo para H cuando no existen corrientes libres y el teorema de Helmholtz se tiene:

$$H = -\nabla\Phi_M \quad (2.25)$$

Si se considera un cuerpo de volumen V constituido por una distribución de dipolos magnéticos y que se denota como M . Entonces el potencial magnético escalar en un punto P fuera del volumen es

$$\Phi_M = \int_V \frac{-\nabla M(r')}{R(r,r')} dV$$

$$H(r) = \nabla \int_V \frac{M \cdot \nabla}{R(r,r')} dV$$

Para el presente trabajo se realizaron mediciones de la intensidad de campo magnético total utilizando un magnetómetro de precesión nuclear marca GEOMETRICS modelo G856A el cual se desplazó a pie a lo largo de la zona de estudio con una altura del sensor constante de 2.0 metros respecto al nivel del terreno. Las mediciones se hicieron sobre los 6 perfiles que se muestran en la Figura 2.1, con una longitud total de 43 kilómetros aproximadamente. Para referenciar las estaciones de medición fue utilizado un geoposicionador satelital (GPS) marca GARMIN modelo GPS 12-XL.

Debido a que uno de los factores más importantes que deben de tomarse en cuenta durante el levantamiento de campo con el método magnético es el efecto de la variación diurna del mismo sobre las mediciones, se instaló una estación base magnética en donde, utilizando un magnetómetro marca GEOMETRICS modelo G816, se efectuaron mediciones a intervalos regulares de tiempo (cada dos minutos en este caso) para monitorear y efectuar la corrección por tal efecto a los datos del levantamiento.

Con los datos del levantamiento de campo y una vez que fueron corregidos por variación diurna, se procedió a restarles el valor del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF), utilizando para ello el programa de computo GEOMAG, modificado para las constantes del periodo 1995-2000 (coeficientes IGRF95), el cual fue elaborado por el National Geophysical Data Center en Boulder, Colorado, EE.UU. Con esto obtenemos los valores de la anomalía magnética total para cada uno de los perfiles.

2.2.1 MODELADO BIDIMENSIONAL

Para cada uno de los 6 perfiles se generó un modelo bidimensional utilizando el programa de computo MAGIX-PLUS™ de INTERPEX LTD. Solamente se consideraron los efectos de magnetización inducida.

En el perfil M1-M1' (Figura 2.11) que tiene una dirección NW-SE 30° se puede observar que los valores de campo magnético están entre -360 y 1,200 nT. Se observa que a lo largo del perfil, la profundidad hasta la cual se encuentra el material de relleno varía entre 800 y 1,600 metros en la parte central del mismo. Los valores altos se presentan al centro y al final del perfil. El primero corresponde con la ubicación de un aparato volcánico, el segundo con la sierra adyacente.

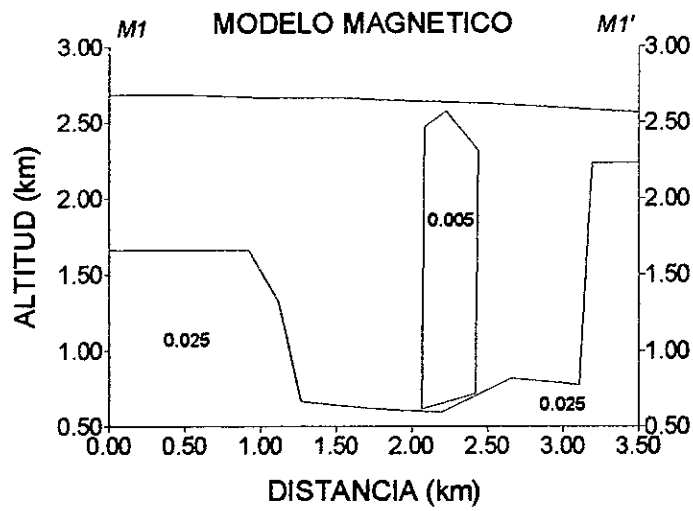
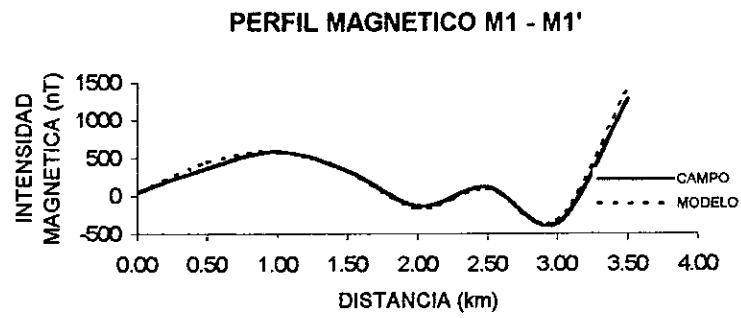


Figura 2.11 Perfil Magnético M1-M1'

El segundo perfil, M2-M2', se muestra en la Figura 2.12. Se observa que la anomalía está en el rango de -500 a $1,500$ nT, con una dirección preferencial de 20° al NW-SE. Para este perfil se puede ver que las profundidades se encuentran en el mismo rango, aproximadamente, que en el perfil anterior; solamente que en la parte central se presenta un cuerpo de menor susceptibilidad que ocupa una fuerte depresión que se extiende por casi 2 km, después de lo cual se vuelven a tener profundidades mayores a los 600 metros.

En la Figura 2.13 se tiene que para el perfil magnético M3-M3' ocurren los mayores espesores del relleno; encontrándose profundidades de hasta casi 2,500 metros. La dirección es de NW-SE 70° . La anomalía varía entre -350 y 300 nT. Se puede ver que el alto que se observa aproximadamente a los 6 kilómetros corresponde con la proyección de los límites de la Laguna de Tecocomulco. En la parte final del perfil se observa una disminución en el espesor del relleno que alcanza en esta zona los 1,300 metros aproximadamente.

El perfil M4-M4' tiene una dirección prácticamente N-S, con una longitud de 6.5 km. Se puede observar que a lo largo de este perfil (Figura 2.14), el espesor del material de relleno va disminuyendo hacia el norte. En la parte sur dicho espesor es de hasta 2,200 metros, mientras que en el extremo norte el espesor es de poco más de 500 metros. Los valores de intensidad magnética van desde casi 600 hasta -300 nT.

En la Figura 2.15 se observa que los valores de intensidad magnética del perfil M5-M5' varían entre -500 y 250 nT. La dirección del perfil es prácticamente E-W con una longitud de casi 13 km. Como se aprecia en el modelo obtenido, los altos en la unidad del material inferior corresponden con los límites entre el material aluvial de la planicie y las rocas volcánicas de la sierra adyacente. Al

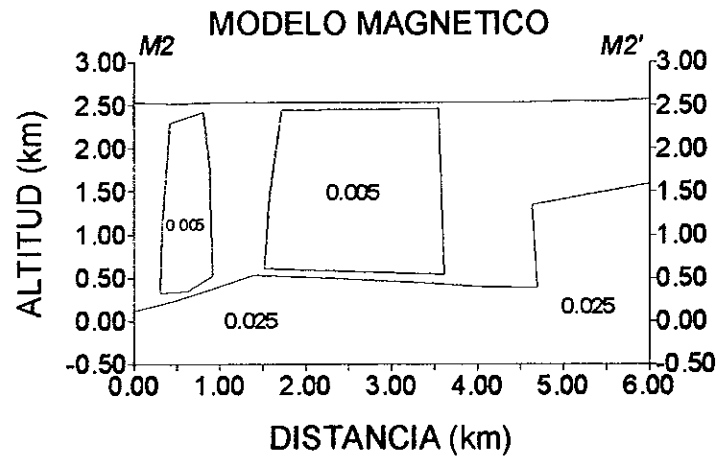
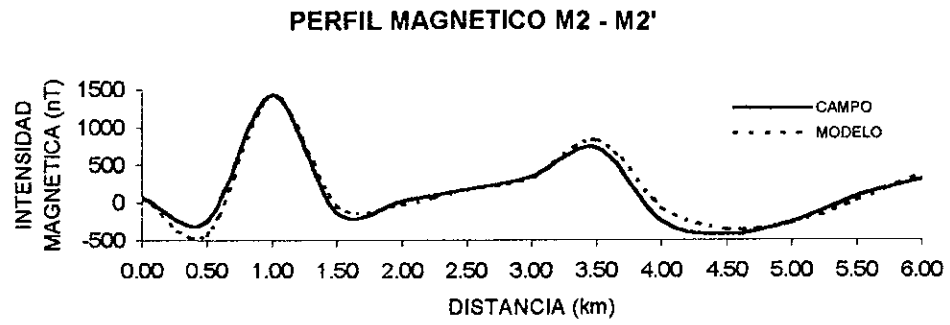


Figura 2.12 Perfil Magnético M2-M2'

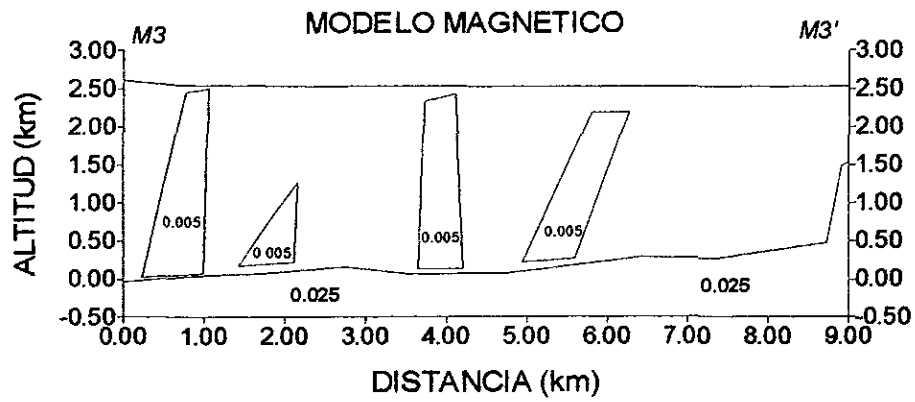
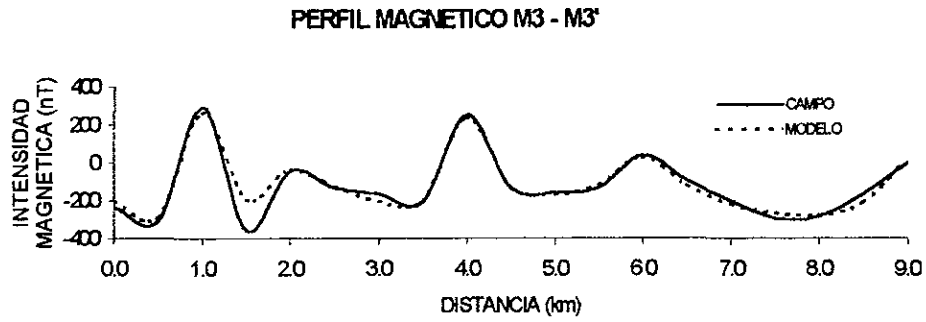


Figura 2.13 Perfil Magnético M3-M3'

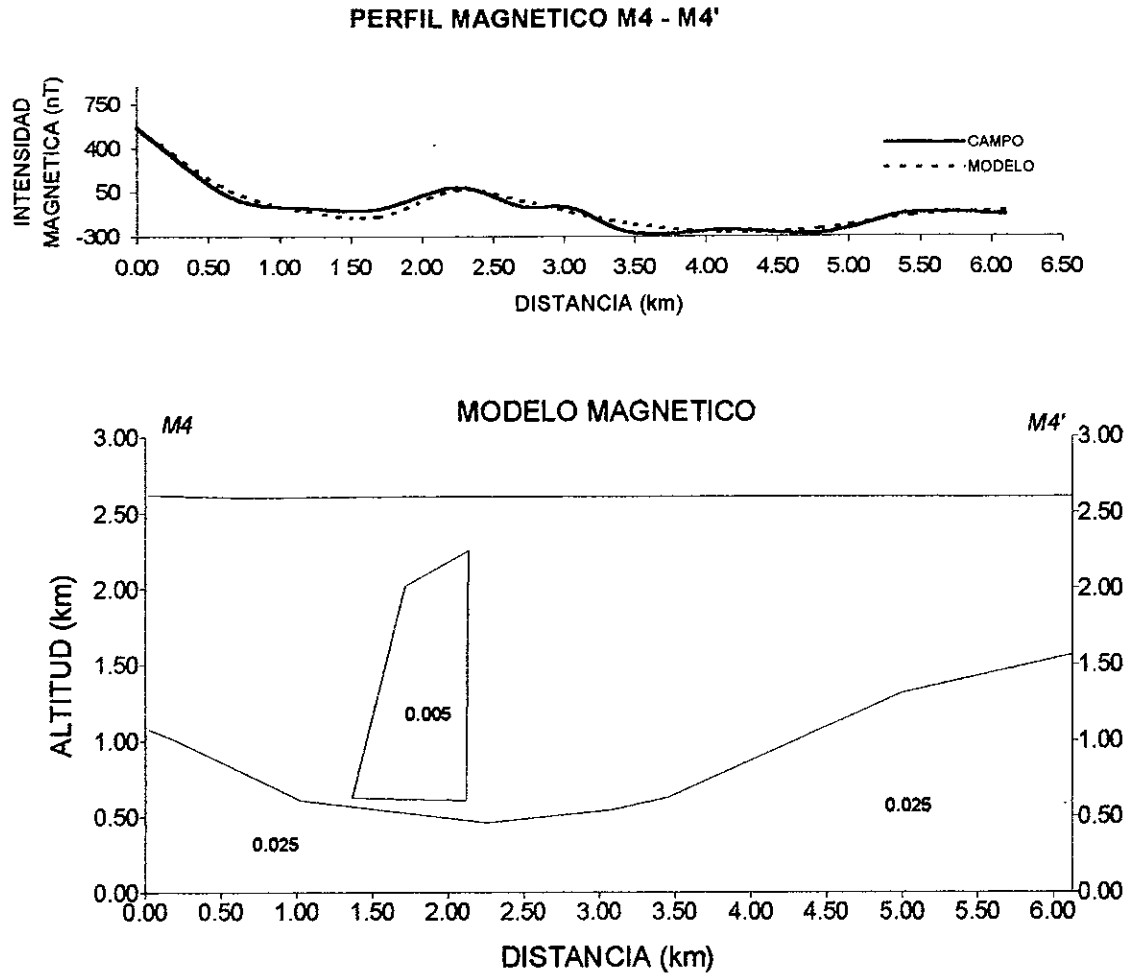


Figura 2.14 Perfil Magnético M4-M4'

igual que en el perfil M3-M3', los valores del espesor del material de relleno llegan a ser mayores a los 2,000 metros.

El perfil M6-M6' (Figura 2.16) muestra características similares a lo observado en el perfil M4-M4'. La dirección de éste es casi N-S y su longitud es de 5.50 km. En la porción sur el espesor alcanza los 1,200 metros en promedio y solamente hacia los 4 a 5 kilómetros se nota una elevación en la capa inferior, la cual se relaciona bastante bien con el levantamiento señalado para el perfil M3-M3' que cruza aquí de forma casi perpendicular.

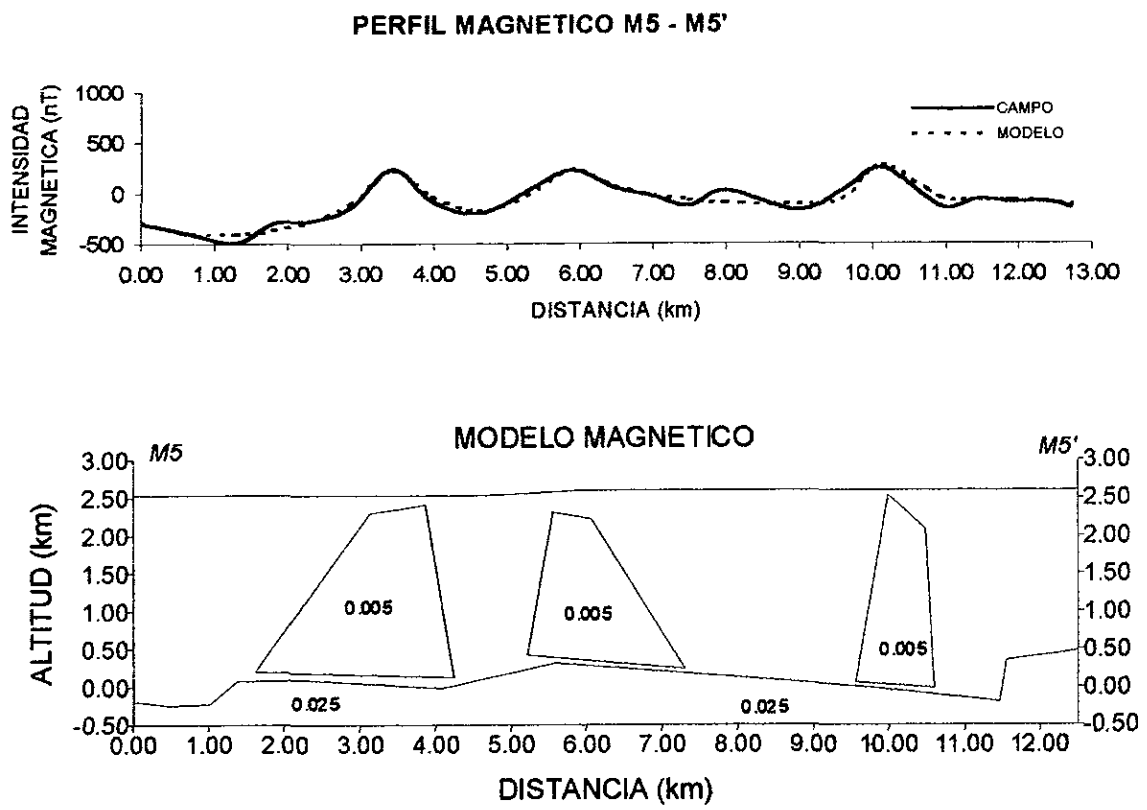


Figura 2.15 Perfil Magnético M5-M5'

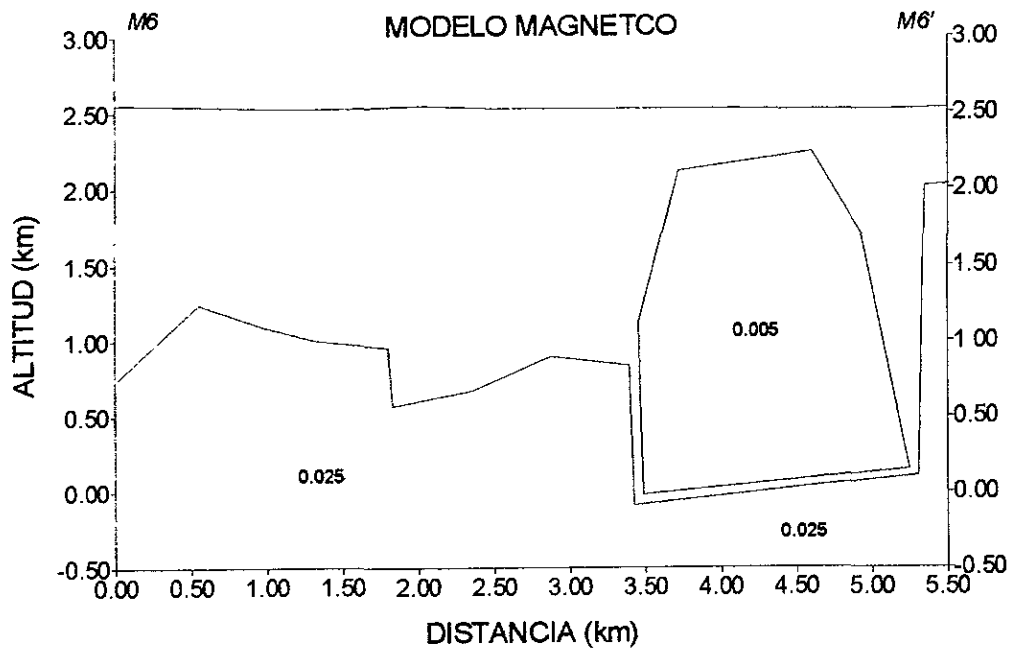
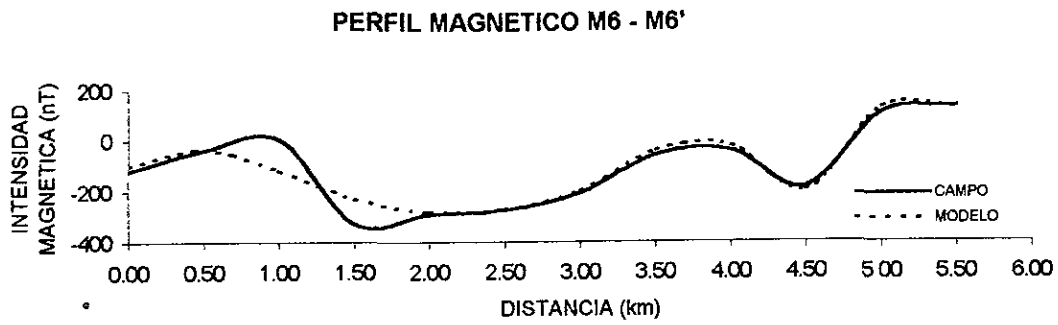


Figura 2.16 Perfil Magnético M6-M6'

3 INFERENCIA DE LA ESTRATIGRAFIA DEL RELLENO VOLCANO-SEDIMENTARIO EN BASE A SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES.

Con objeto de inferir la secuencia de los diferentes materiales que se encuentran a lo largo de toda la subcuena se realizó un estudio geoelectrico para que, de acuerdo con los contrastes en la resistividad eléctrica, se efectuara su caracterización.

Lo anterior resulta muy importante, desde el punto de vista hidrogeológico, para conocer el comportamiento de algunos parámetros de los acuíferos de la zona de estudio, además de permitir identificar algunos rasgos estructurales que puedan presentarse en esta zona.

3.1 METODOS GEOELECTRICOS

Los métodos eléctricos de campo estacionario, son aquellos en los que el campo eléctrico no tiene variación con respecto al tiempo. Estos métodos pueden a su vez dividirse en dos grupos de acuerdo con el origen del campo eléctrico. De tal forma que podríamos hablar de métodos de campo natural y de campo artificial. Los métodos de campo natural son aquellos que se basan en la medición de campos eléctricos que se generan naturalmente por diversos procesos en el interior de la Tierra.

Para los métodos de campo artificial se hace uso de un campo eléctrico generado con ese fin por el explorador. En este caso el campo se genera mediante la aplicación de una corriente continua en el terreno, producida por un generador, a través de electrodos conectados con el mismo. Es importante señalar que en la práctica no es posible medir directamente el campo eléctrico que se genera. Sin embargo existe una serie de técnicas basadas en la medición de diferencias de potencial y de intensidad de corriente que, junto con la disposición geométrica de los electrodos en el terreno, nos permite efectuar cálculos del campo eléctrico y

de alguna de las propiedades eléctricas del terreno, principalmente la resistividad eléctrica.

En la práctica con métodos de campo artificial existen dos técnicas principales ampliamente desarrolladas que son el Sondeo Eléctrico Vertical y el Perfilaje Eléctrico; las cuales tienen una gran variedad de formas de realizarse, dependiendo de la cantidad y forma geométrica en que se coloquen los electrodos al efectuar las mediciones, teniendo en cuenta el objetivo que se busca.

3.1.1 Método de Sondeo Eléctrico Vertical

El objetivo de este método es determinar la distribución espacial de la resistividad de las rocas de los lugares en donde se efectúa el SEV. El desarrollo de las bases teóricas que fundamentan a este método de acuerdo con la Teoría Electromagnética, se tiene que la ecuación que determina el comportamiento del potencial eléctrico producto de una o más fuentes se determina a partir de las ecuaciones de Maxwell:

a) Ley de Faraday

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (3.1)$$

b) Ecuación de Continuidad

$$\nabla \cdot J = -\frac{\partial q}{\partial t} \quad (3.2)$$

c) Ley de Ohm

$$J = \sigma E \quad (3.3)$$

en donde B es la inducción magnética, J es la densidad de corriente, σ es la conductividad eléctrica, q es la densidad volumétrica de carga, t es el tiempo y E es el campo eléctrico.

Como en este caso el campo eléctrico es estacionario, no hay variación con respecto al tiempo, por lo que podemos decir que el campo eléctrico es un campo irrotacional; y, de acuerdo con el cálculo vectorial, existe una función potencial eléctrico tal que:

$$\nabla \sigma \nabla U + \sigma \nabla^2 U = 0 \quad (3.4)$$

La expresión anterior es la ecuación que rige el comportamiento del potencial eléctrico y está en función de la distribución de las conductividades eléctricas en el subsuelo.

En general el parámetro σ es un tensor que varía en todas direcciones, pero si consideramos un medio homogéneo e isotrópico, se tiene que σ es una constante, por lo que la ecuación anterior se reduce a:

$$\nabla^2 U = 0 \quad (3.5)$$

que es la ecuación de Laplace.

Si consideramos que solo existe una fuente sobre la superficie del terreno y este es un medio homogéneo e isotrópico, el potencial dependerá sólo de la distancia radial a la fuente, lo que implica la existencia de simetría esférica.

Escribiendo la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas y resolviendo, tendremos que:

$$U = \frac{I}{2\pi\sigma r} \quad (3.6)$$

Como en los sondeos realizados se utilizó el dispositivo electrónico denominado Schlumberger, el cual es un arreglo tetrapolar, colineal y simétrico de fuentes puntuales (Figura 3.1), para determinar el valor de la resistividad, se considera que la diferencia de potencial entre M y N está en la misma dirección que el campo eléctrico obtenido, por lo que la expresión que se obtiene es:

$$E = \frac{\rho I}{\pi L^2} \quad (3.7)$$

o bien

$$\rho = \pi L^2 \frac{E}{I} \quad (3.8)$$

la cual es la manera de determinar el valor de la resistividad. Pero el procedimiento de campo no mide el campo eléctrico sino que mide una diferencia de potencial entre M y N, por lo que el campo eléctrico esta dada por:

$$E = \frac{(U_m - U_n)}{MN} = \frac{(U_m - U_n)}{a} \quad (3.9)$$

siempre y cuando a tienda a cero; por lo tanto, y de las ecuaciones anteriores:

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{a} \frac{U_m - U_n}{I} \quad (3.10)$$

es decir:

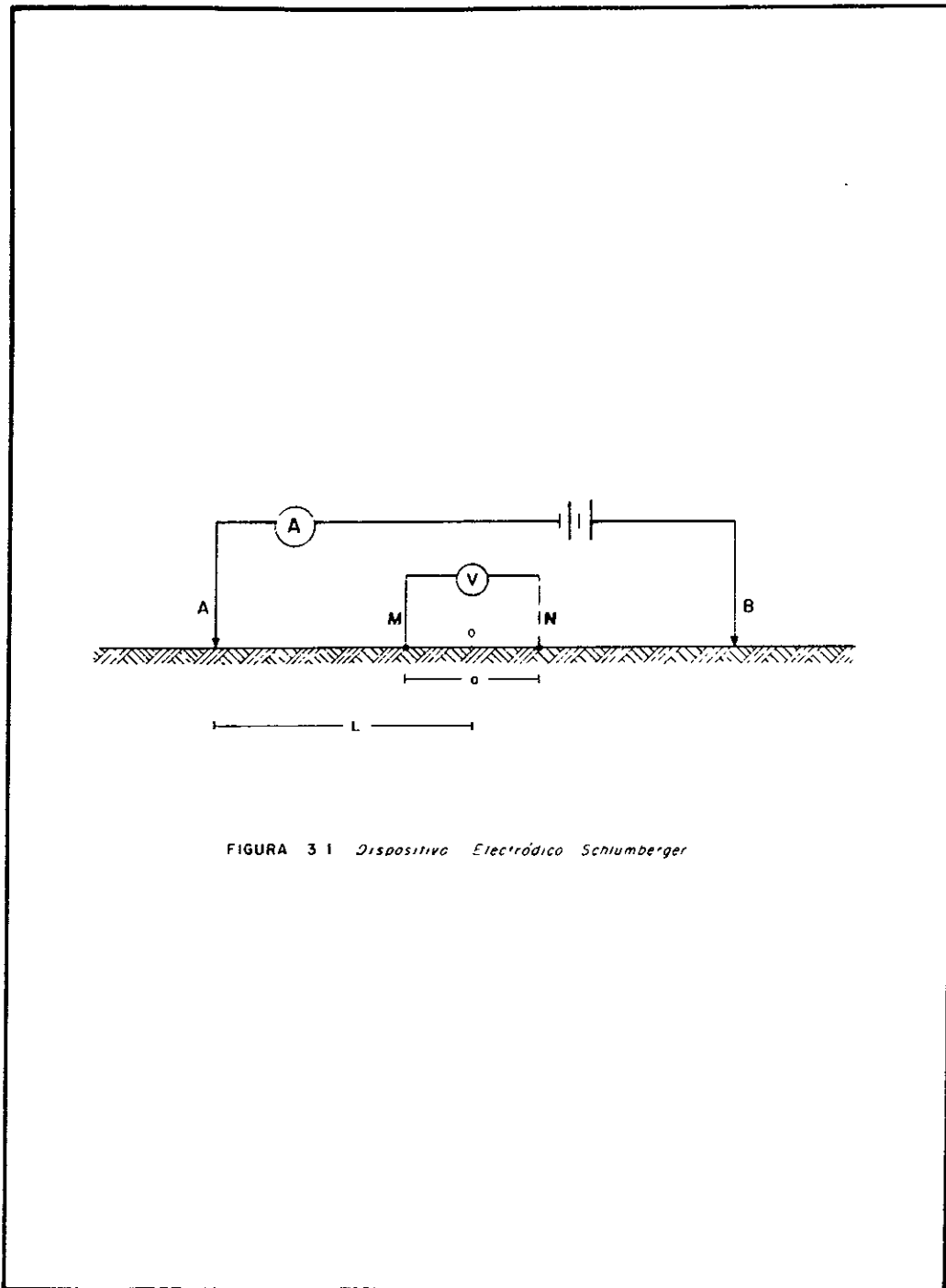


FIGURA 31 Dispositivo Electrónico Schumberger

$$\rho_a = K \frac{\Delta U}{I} \quad (3.11)$$

en donde ρ_a es la resistividad aparente, K es el factor geométrico y ΔU es la diferencia de potencial entre M y N .

Cuando el subsuelo no se comporta como un semiespacio homogéneo e isotrópico, este se puede considerar como un medio estratificado, es decir, capas horizontales de resistividad constante que son paralelas entre sí, como se muestra en la Figura 3.2.

De aquí podemos ver que la resistividad obtenida es un valor que no es igual ni a la resistividad de la primera capa ni a la de la última, es un valor diferente que se obtiene del medio heterogéneo considerando que el medio es homogéneo, dándosele por esta razón la denominación de resistividad aparente.

Para conocer el potencial en cada una de las capas se hace uso de la ecuación de Laplace, excepto en la primera capa ya que ahí se cumple la ecuación de Poisson debido a que la fuente está colocada sobre la misma capa.

Si resolvemos la ecuación de Laplace tenemos para la primera capa:

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + A_1(\lambda)e^{-\lambda z} + B_1(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.12)$$

La expresión anterior nos da el valor del potencial en la superficie ($z=0$), por lo que necesitamos conocer el valor de A_1 y B_1 . Para esto, debemos considerar las condiciones de frontera referentes al comportamiento del campo y del potencial eléctrico, las cuales dan como resultado la siguiente ecuación:

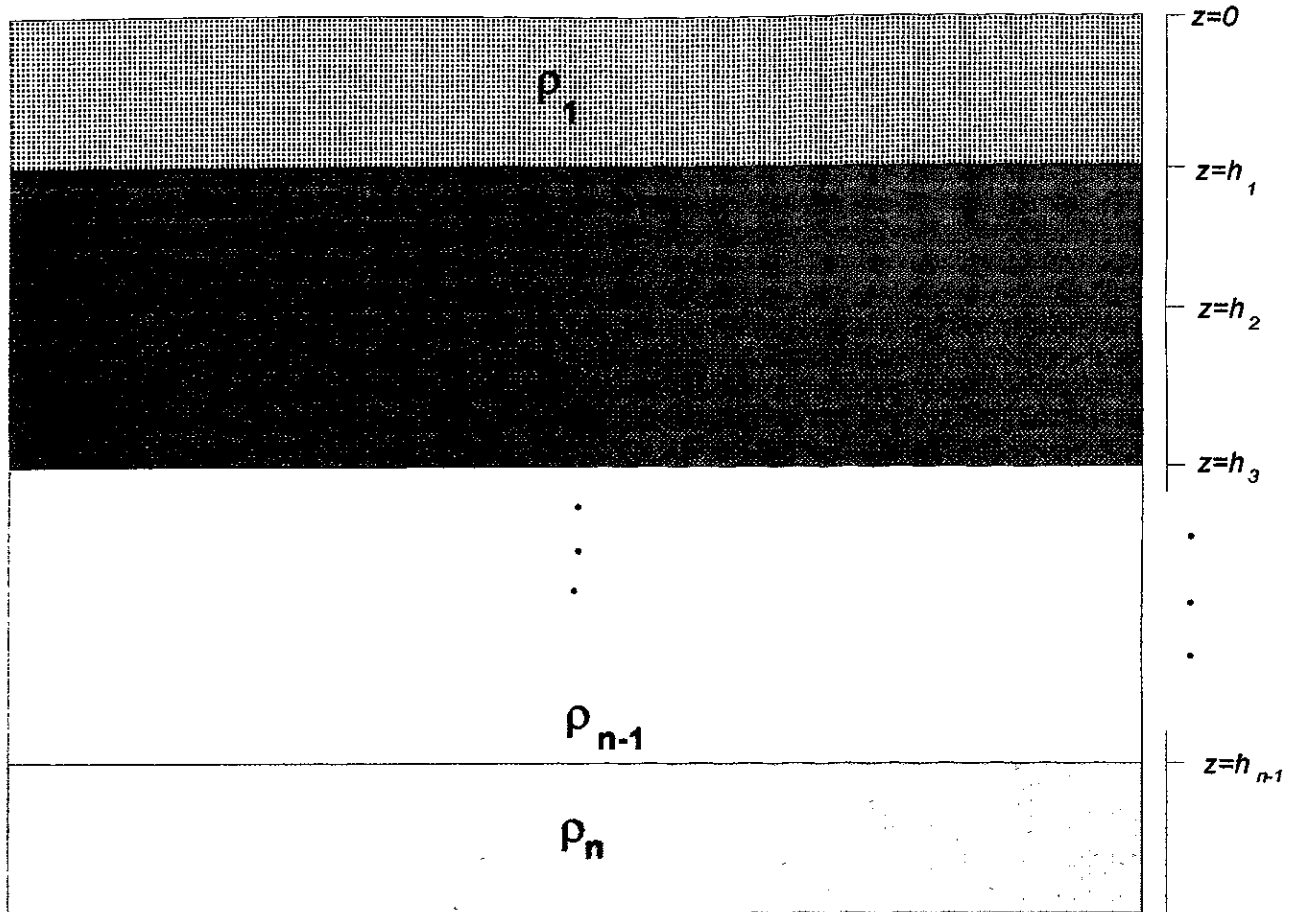


Figura 3.2 Modelo de un Medio Estratificado

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{[1 + K_1 e^{-2\lambda h_1}]}{[1 - K_1 e^{-2\lambda h_1}]} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.13)$$

en donde

$$K_1 = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (3.14)$$

que es la expresión del potencial U_1 en $Z=0$ para un medio de dos capas.

En la expresión anterior, el integrando que está multiplicado por J_0 se conoce como función Kernel y es una función que contiene la información del subsuelo.

Para conocer el potencial U en la superficie de un medio de n capas, Koefoed (1979) obtuvo la expresión:

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} N_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3.15)$$

en donde N es conocida como la función Kernel de Slichter.

Con el resultado anterior se puede calcular la función de resistividad aparente que para el dispositivo electródico Schlumberger esta dado por la ecuación:

$$\rho_a = K \frac{\Delta U}{I} = \pi L^2 \frac{E}{I} \quad (3.16)$$

o también:

$$\rho_a = \rho r^2 \int_0^{\infty} N_n(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.17)$$

Si consideramos la definición de la función de transformación de resistividades:

$$T(\lambda) = \rho_1 N_n(\lambda) \quad (3.18)$$

Tendremos que:

$$\rho_a = r^2 \int_0^{\infty} T(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.19)$$

La expresión anterior es la que nos va a expresar el comportamiento de la función de resistividad aparente, la cual es la variable experimental que se va a utilizar.

3.2 ACTIVIDADES REALIZADAS

Para la realización del estudio geoelectrico se utilizó el método de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) con el dispositivo Schlumberger (Figura 3.1). Se efectuaron catorce SEVs con aberturas electródicas AB/2 máximas de 1,000 metros. La localización de estos SEVs se muestra en la Figura 2.1.

Para el levantamiento de campo se utilizó un transmisor marca Scintrex modelo IPC-7 de 2.5 Kw en el circuito de emisión y un receptor marca Scintrex modelo IPR-10A en el circuito de recepción, además del equipo accesorio necesario (electrodos metálicos, cable eléctrico, radios de intercomunicación, etc.).

3.3 ANALISIS DE INFORMACION

Posteriormente al levantamiento de los datos de campo, las resistividades aparentes fueron calculadas y corregidas por empalme para obtener una curva de

resistividad aparente de cada sondeo que pudiera ser interpretada. La interpretación de la curva de cada sondeo fue realizada utilizando el método del punto auxiliar (Orellana, 1982) para obtener un modelo inicial y, posteriormente, con el programa de inversión RESIX-PLUS™ de INTERPEX LTD. se obtuvo el mejor modelo que reproduce los valores observados en campo.

De acuerdo a la ubicación de los sondeos se trazaron dos perfiles, el perfil 1-1' en dirección este-oeste y formado por los SEVs 10, 6, 2, 3 y 1, con longitud de 8.5 Km. y el perfil 2-2' en dirección casi norte-sur compuesto por los SEVs 8, 14, 5, 7, 4, 13 y 2 con una longitud total de 6.8 Km. Para ambos perfiles se construyó la pseudosección de isorresistividad aparente. Haciendo uso de los resultados de la interpretación de la curva de resistividad aparente de cada sondeo, se obtuvieron los perfiles geoelectricos que representan el modelo final de la interpretación geoelectrica.

Adicionalmente se hizo la configuración de los mapas de isorresistividad aparente para varias aberturas electródicas. En este caso se obtuvieron mapas para las aberturas $AB/2 = 1, 5, 10, 15, 22, 32, 47, 68, 100, 147, 215, 316, 464, 681$ y 1,000 metros. En estos mapas se puede observar como varía la resistividad aparente con la profundidad en la zona estudiada.

3.4 INTERPRETACION GEOELECTRICA

En la pseudosección de isorresistividad aparente del perfil 1-1' (Figura 3.3) se puede observar que para las aberturas más cortas, los valores de resistividad son bajos y uniformes a lo largo de la sección. Conforme aumenta la separación de electrodos también se incrementa gradualmente la resistividad. Solamente debajo del SEV-10 se presenta un alto resistivo para aberturas entre 100 y 215 metros pero disminuye nuevamente para las aberturas máximas utilizadas.

Por otra parte, del perfil geoelectrico (Figura 3.4) se observa un medio estratificado de cuatro unidades geoelectricas. La primera de estas unidades se presenta a lo largo de todo el perfil con resistividad entre 12 y 30 ohm-metro y espesores mínimo de 5 metros en los extremos y máximo de 25 metros por debajo del sondeo 3. Debajo de la anterior se encuentra la unidad II, la cual tiene un rango de resistividad entre 45 y 90 ohm-metro y un espesor entre 10 y 20 metros.

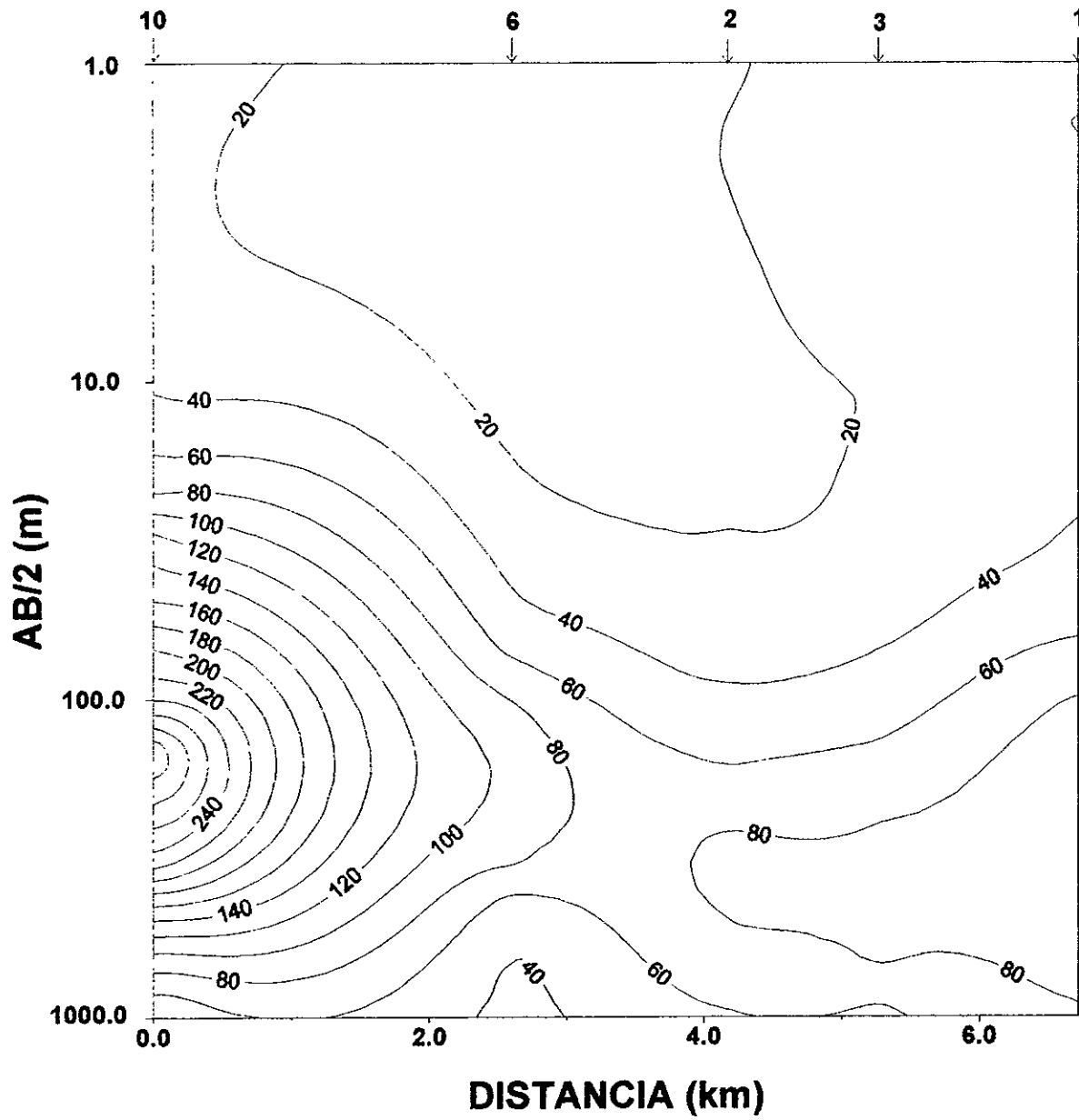
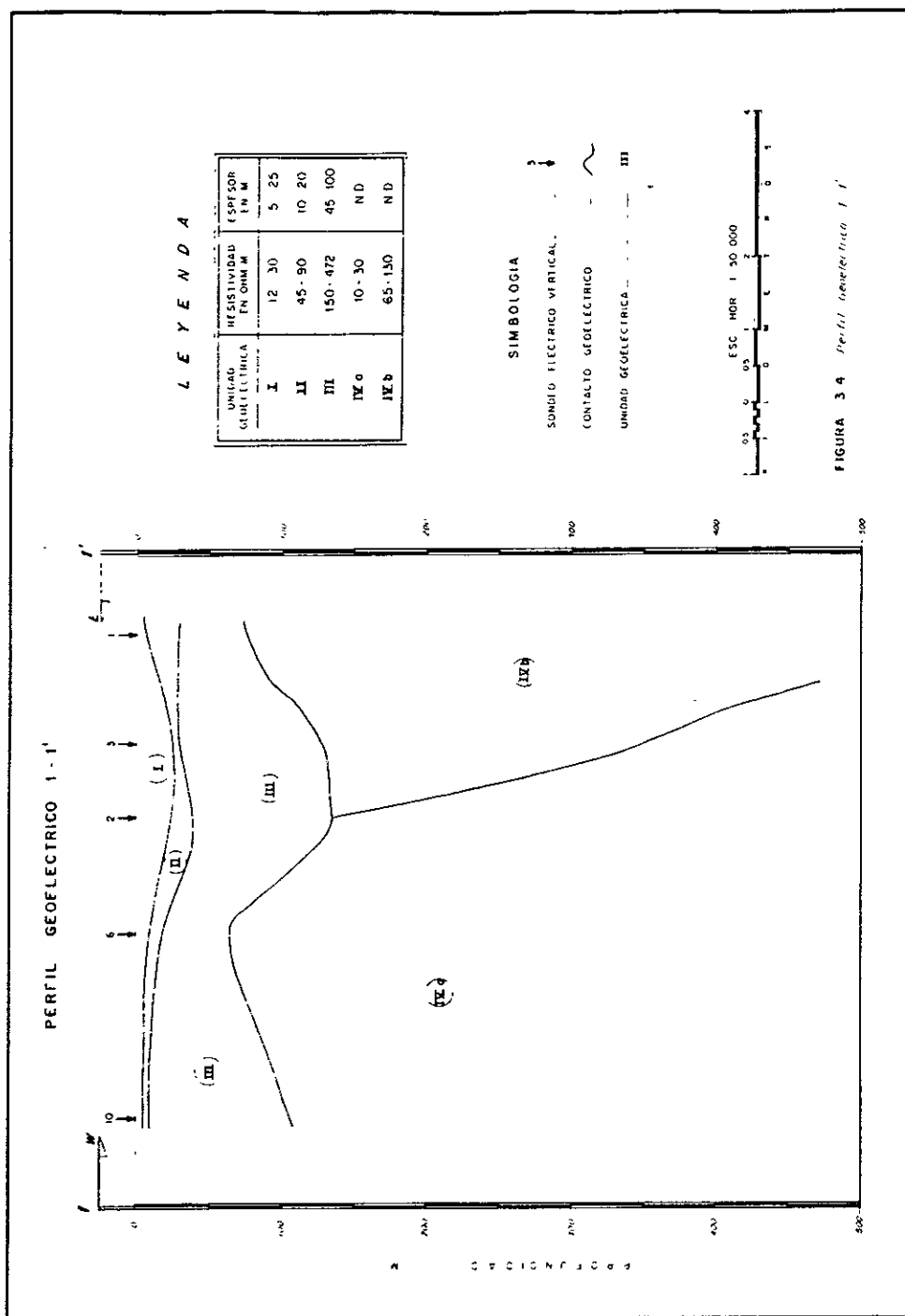


Figura 3.3 Pseudosección de isorresistividad aparente 1 - 1'



La unidad III muestra un espesor variable que alcanza los 100 metros en los sondeos 6 y 1. La resistividad se encuentra entre los 150 y 472 ohm-metro. La unidad IV se presenta en la parte más profunda del perfil, pero de acuerdo a su comportamiento en resistividad se puede subdividir en dos. La subunidad IVa tiene resistividades de 10 a 30 ohm-metro y para la subunidad IVb los valores están entre 65 y 131 ohm-metro. Estas subunidades presentan una discontinuidad geoelectrica casi vertical que las pone en contacto.

En la pseudosección de isorresistividad aparente del perfil 2-2' (Figura 3.5) es posible notar que, al igual que en la sección anterior, la parte superficial presenta un comportamiento uniforme. Entre los sondeos 5 y 4 se nota un incremento en la parte superficial, el cual puede ser ocasionado por una capa delgada que no se extiende en toda la sección. Para aberturas mayores a los 100 metros, se nota un aumento de la resistividad en dirección del SEV-2; mientras que debajo del SEV-8 no se presenta dicho incremento. En el alto resistivo, los valores de resistividad son moderadamente grandes ya que no alcanza los 100 ohm-metro. Cabe mencionar que existe un cambio de dirección en el perfil, el cual es menor a los 60 grados, pero considerando las características del medio, no existe gran variación del mismo.

En el perfil geoelectrico (Figura 3.6) se presenta nuevamente un modelo de cuatro unidades. La unidad I se observa en todo el perfil con un espesor muy variable llegando a ser máximo (90 metros aproximadamente) hacia el sondeo 8 y disminuyendo en dirección del sondeo 2, con profundidades en el rango de 30 a 90 metros; la resistividad varía en un rango de 11 a 35 ohm-metro. La segunda unidad se localiza debajo de la anterior pero solamente entre los sondeos 8 y 5 con espesores mayores a los 350 metros y resistividad entre 28 y 60 ohm-metro. Entre los sondeos 7, 4 y 2 debajo de la unidad I se encuentra la unidad III cuya resistividad varía entre 109 y 307 ohm-metro, con espesores de hasta 175 metros y la cual esta en contacto aparentemente vertical con la unidad II. Debajo de todo lo anterior se ubica la unidad IV, pero por las resistividades encontradas (6 a 33 ohm-metro) solamente se pudo identificar la subunidad IVa.

De acuerdo con lo descrito para las unidades geoelectricas se puede establecer una correlación entre los modelos obtenidos y la información geológica, de tal manera que se le puede asociar una posible litología.

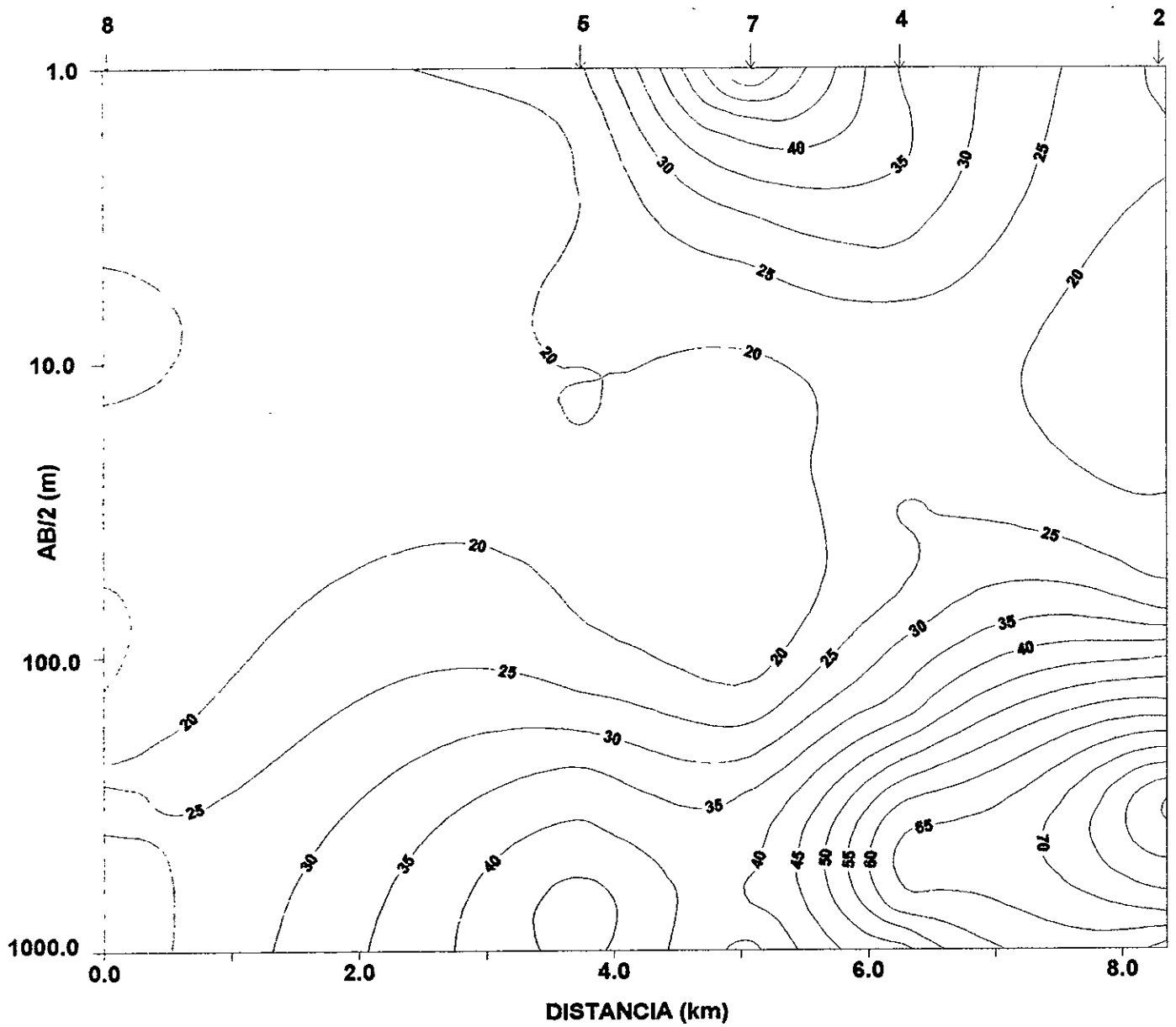
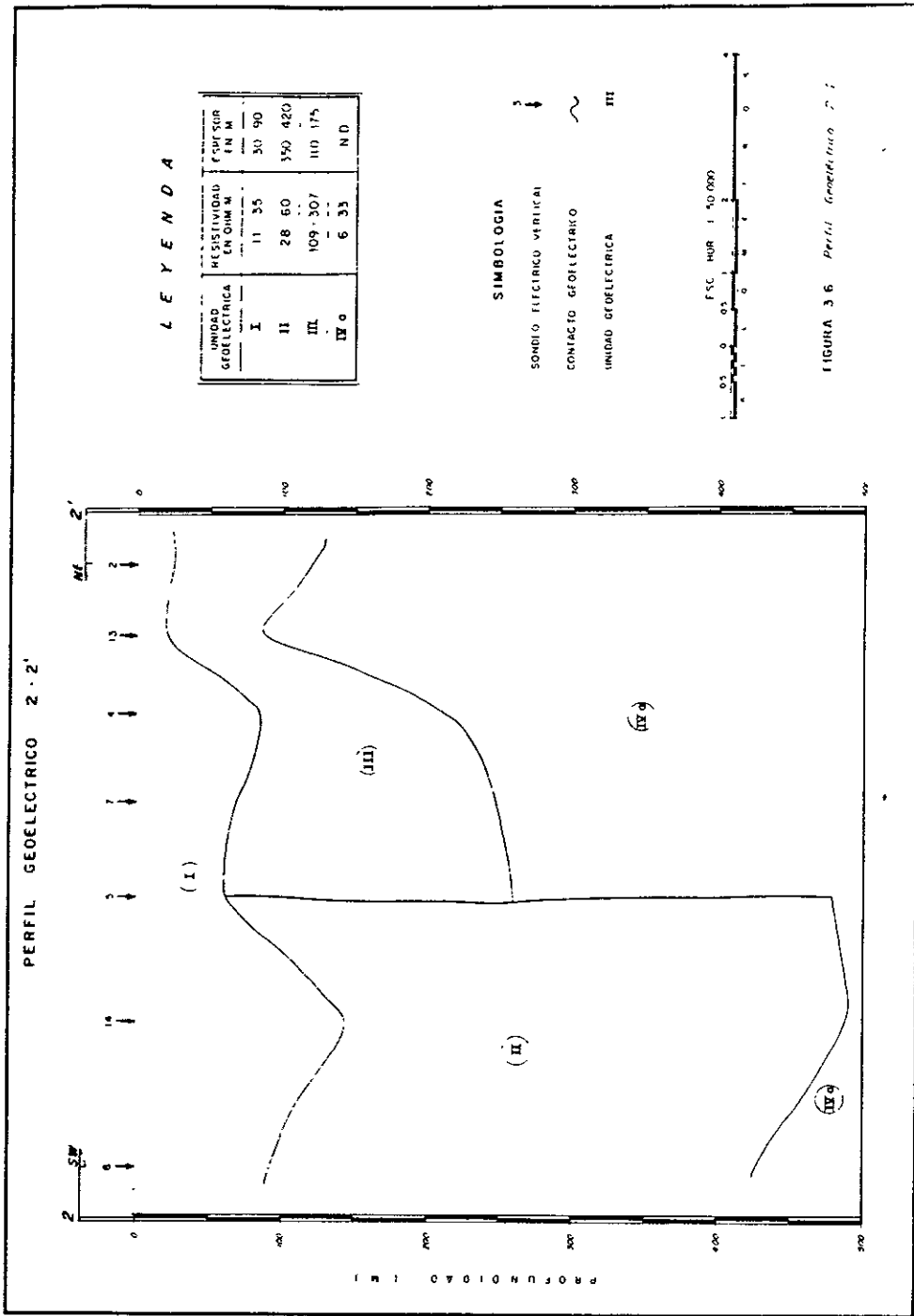


Figura 3.5 Pseudosección de isorresistividad aparente 2 - 2'



La unidad I se supone representa material aluvial y residual, principalmente sedimentos lacustres saturados y con posibles lentes de piroclastos. Para la unidad geoelectrica II, el comportamiento en resistividad de la misma podría corresponder con rocas de tipo basáltico muy fracturadas y saturadas. Litológicamente la unidad geoelectrica III parece relacionarse a rocas de origen volcánico de composición andesítica a riolítica y tobas riolíticas. La unidad IV, de acuerdo con la información disponible, en las dos subunidades identificadas se interpretan como materiales piroclásticos; la diferencia entre las subunidades a y b podría ser ocasionada por variaciones en el tamaño de las partículas que van de grano fino a grano muy grueso.

Como anteriormente se mencionó, se realizó la configuración de los mapas de isorresistividad aparente, Los cuales se presentan en la Figura 3.7. En el mapa de isorresistividad aparente para $AB/2 = 1.0$ m se puede observar que existen algunas variaciones muy pequeñas en la distribución de resistividades, excepto hacia el SEV-9. Sin embargo en el mapa correspondiente a una abertura $AB/2 = 5.0$ m, la resistividad presenta ya un comportamiento bastante uniforme. Un comportamiento similar se puede ver en los mapas de $AB/2 = 10$ y 15 m con un ligero incremento en torno al SEV-10. Desde las configuraciones para $AB/2 = 22$ m y hasta aquella para $AB/2 = 100$ m se observa la misma tendencia de la resistividad en el subsuelo, en donde se tiene un máximo resistivo alrededor del SEV-10 y un aumento gradual en dirección del SEV-9.

En el mapa para $AB/2 = 215$ m se observa el mismo comportamiento que en los anteriores pero se alcanza el máximo resistivo en el SEV-10. A partir del mapa de $AB/2 = 316$ m la resistividad disminuye ligeramente, de tal manera que en el mapa de $AB/2 = 681$ m prácticamente se ha perdido el máximo y sólo se tiene el incremento en dirección del SEV-9. Para el mapa de $AB/2 = 1,000$ m prácticamente se observa nuevamente un comportamiento uniforme, con excepción del SEV-9 en donde tiende a disminuir la resistividad.

El comportamiento de estos mapas es bastante consistente con lo observado en los perfiles geoelectricos ya descritos anteriormente. El máximo resistivo bajo el SEV-10 probablemente es debido a que este se encuentra fuera

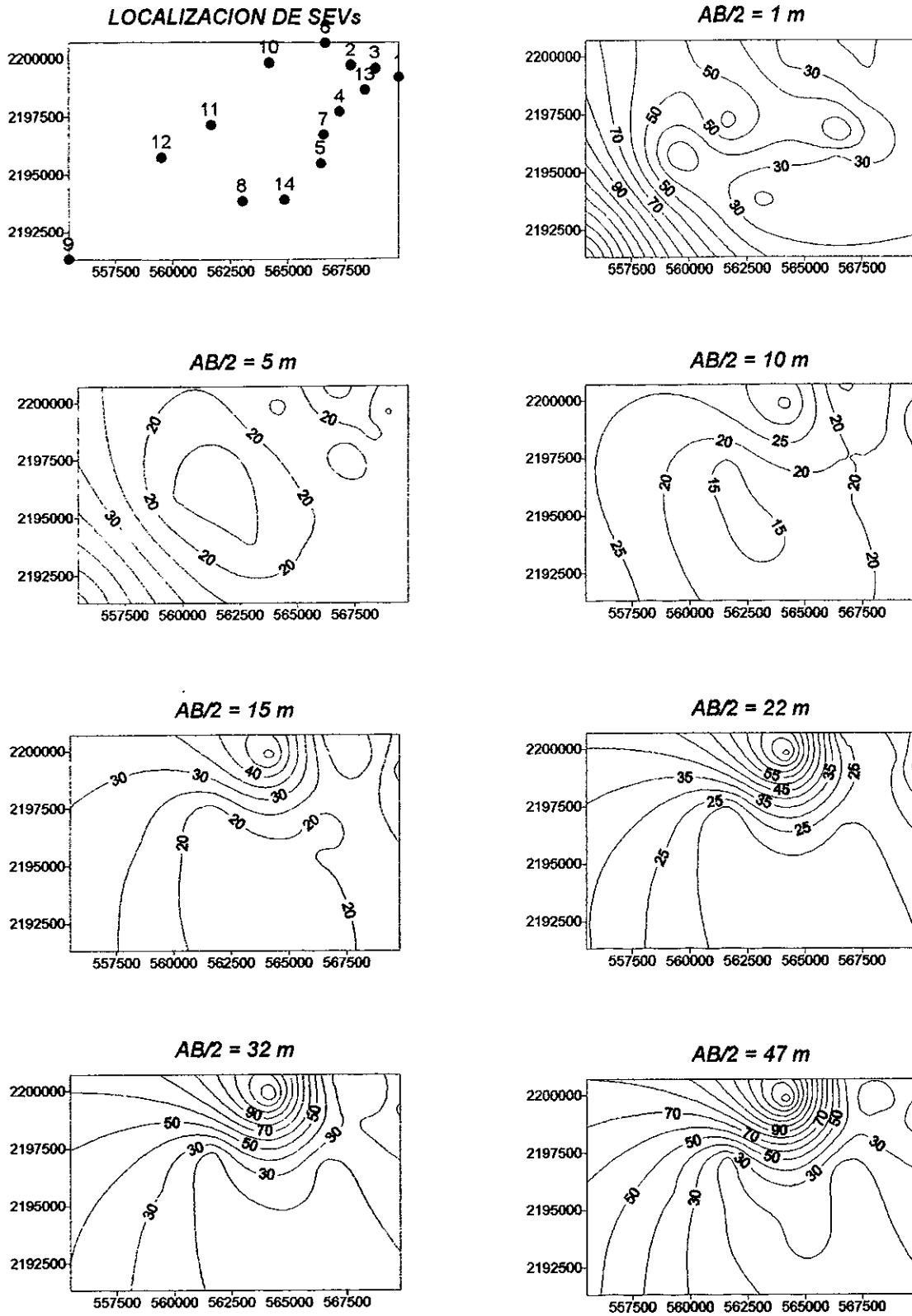


Figura 3.7 Mapas de Isorresistividad Aparente para diferentes aberturas electródicas.

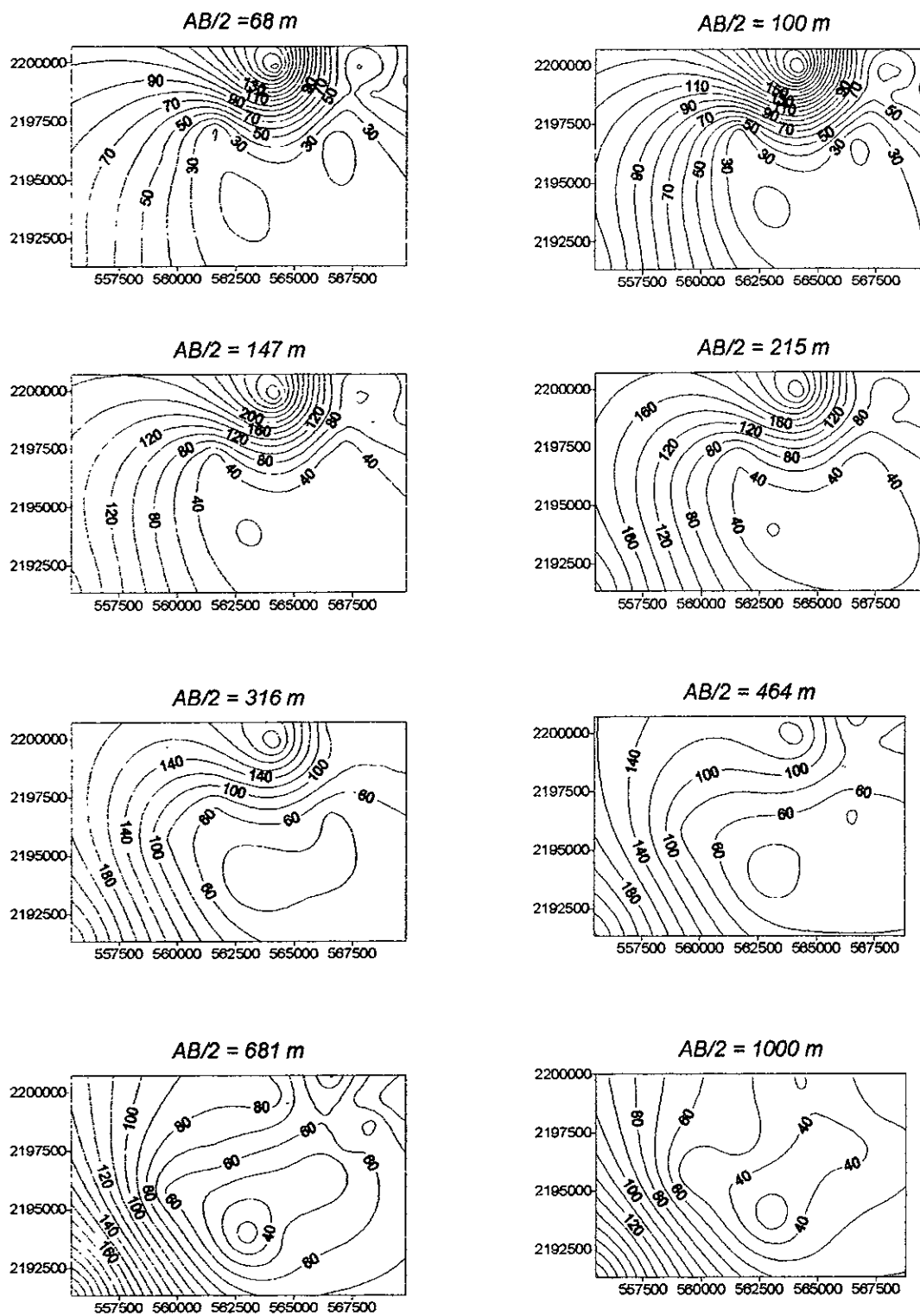


Figura 3.7 (continuación) Mapas de isorresistividad aparente para diferentes aberturas electródicas.

de la planicie, es decir, en la zona alta. Por otra parte, el comportamiento del SEV-9 en los mapas, se puede explicar por la topografía: ésta zona se encuentra en donde comienza la zona alta al final de la planicie.

3.5 MODELADO BIDIMENSIONAL

La interpretación de resistividad eléctrica tradicionalmente se ha realizado suponiendo modelos estratificados de capas planas horizontales, pudiendo obtener las variaciones de la resistividad con la profundidad, es decir, de modo unidimensional. Con el desarrollo de métodos cada vez más precisos y rápidos para la adquisición de datos, se vio la necesidad de garantizar una interpretación más sofisticada de las posibles estructuras geológicas.

Diversos autores han desarrollado modelos analíticos para casos de estructuras como contactos verticales, diques y otras inhomogeneidades simples. Sin embargo, la respuesta en resistividad de inhomogeneidades de formas más generales fue obtenida numéricamente por Jepsen (1969) para estructuras bidimensionales debida a una fuente puntual; Aiken *et al.* (1973) la obtuvieron para un campo uniforme empleando métodos de diferencias finitas con técnicas de sobre-relajación; Coggon (1971) resolvió el mismo problema usando una formulación de elementos finitos y Dey (1976) plantea una formulación por diferencias finitas para modelar estructuras bidimensionales y tridimensionales.

En este trabajo se presenta una técnica directa de diferencias finitas la cual fue desarrollada por Dey *et al.* (1975) y que es empleada para obtener la distribución del potencial sobre la superficie de un semiespacio con una distribución arbitraria de conductividad, producida por una fuente puntal. Esta técnica también fue aplicada para modelar estructuras tridimensionales por Dey *et al.* (1979). Las estructuras bidimensionales aquí definidas representan cuerpos geológicos de sección transversal arbitraria con longitud infinita.

3.5.1 Metodología

Partiendo de la ley de Ohm, que relaciona a la densidad de corriente J con la intensidad del campo eléctrico E en un medio homogéneo e isotrópico de conductividad σ constante, es decir:

$$J = \sigma E$$

En el caso de corriente continua, el campo eléctrico es conservativo y, por lo tanto, se puede mostrar que

$$E = -\nabla\Phi$$

En donde Φ es la función potencial eléctrico; por lo cual tenemos

$$J = -\sigma\nabla\Phi$$

Aplicando la ecuación de continuidad dada como

$$\nabla \cdot J = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta(x)\delta(y)\delta(z) \quad (3.20)$$

En donde ρ es la densidad de carga en un punto en el espacio cartesiano por la función Delta de Dirac. La ecuación (3.20) puede escribirse para un espacio tridimensional como:

$$-\nabla \cdot [\sigma(x,y,z)\nabla\Phi(x,y,z)] = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \quad (3.21)$$

En donde (x_s, y_s, z_s) indican las coordenadas del punto fuente de carga que se inyecta en el espacio (x, y, z) .

La ecuación anterior se puede expresar como:

$$\nabla\sigma(x, y, z) \cdot \nabla\Phi(x, y, z) + \sigma(x, y, z)\nabla^2\Phi(x, y, z) = -\frac{\partial\rho}{\partial\alpha}\delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \quad (3.22)$$

En donde ∇^2 es el operador Laplaciano en tres dimensiones.

Si suponemos una distribución de la conductividad que no varía en la dirección y , entonces:

$$\frac{\partial}{\partial\alpha}[\sigma(x, y, z)] = 0$$

por lo que las ecuaciones (3.21) y (3.22) se pueden escribir como:

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, z)\nabla\Phi(x, y, z)] = \frac{\partial\rho}{\partial\alpha}\delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \quad (3.23a)$$

$$\nabla\sigma(x, z) \cdot \nabla\Phi(x, y, z) + \sigma(x, z)\nabla^2\Phi(x, y, z) = \frac{\partial\rho}{\partial\alpha}\delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \quad (3.23b)$$

Si utilizamos la relación vectorial

$$\nabla\sigma \cdot \nabla\Phi = \frac{1}{2}[-\sigma\nabla^2\Phi + \nabla^2(\sigma\Phi) - \Phi\nabla^2\sigma]$$

Y sustituimos en la ecuación (3.23b), tendremos

$$\nabla^2[\sigma(x,z)\Phi(x,y,z)] + \sigma(x,z)\nabla^2\Phi(x,y,z) - \Phi(x,y,z)\nabla^2\sigma(x,z) = -2\frac{\partial\rho}{\partial z}\delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \quad (3.23c)$$

Como se puede ver en las ecuaciones anteriores, el potencial y el término de la fuente

$$\frac{\partial\rho}{\partial z}\delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s)$$

Son funciones de x,y,z ; mientras que la conductividad es función de x y z solamente.

Por facilidad en el cálculo es preferible resolver las ecuaciones anteriores en el espacio de la transformada de Fourier. Esta transformación es realizada en forma directa e inversa por las ecuaciones:

$$f(x,y,z) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \tilde{f}(x,ky,z) \cos(k_y y) dy \quad (3.24a)$$

$$\tilde{f}(x,ky,z) = \int_0^{\infty} f(x,y,z) \cos(k_y y) dy \quad (3.24b)$$

Si aplicamos la transformación (3.24a) a la distribución tridimensional del potencial eléctrico debido a una fuente puntual sobre una distribución

bidimensional de la conductividad, se reduce a la transformada bidimensional del potencial, la cual es solución de la ecuación (3.23a).

$$-\nabla \cdot [\sigma(x,z)\nabla(x,ky,z)] + ky^2\sigma(x,z)\tilde{\Phi}(x,ky,z) = \tilde{Q}\delta(x_s)\delta(y_s)\delta(z_s) \quad (3.25a)$$

De la misma manera, para la ecuación (3.23c) tenemos:

$$\nabla^2[\sigma(x,z)\tilde{\Phi}(x,ky,z)] + \sigma(x,z)\nabla^2\tilde{\Phi}(x,ky,z) - \tilde{\Phi}(x,ky,z)\nabla^2\sigma(x,z) - 2ky^2\sigma(x,z)\tilde{\Phi}(x,ky,z) = -2\tilde{Q}\delta(x_s)\delta(z_s) \quad (3.25b)$$

En las expresiones anteriores, el parámetro \tilde{Q} es una constante que tiene que ver con la densidad de corriente en el espacio (x,ky,z) y que se puede relacionar a la corriente inyectada en (x_s,z_s) por:

$$\tilde{Q} = \frac{I}{2\Delta A}$$

En donde ΔA representa un área en el plano XZ alrededor del punto de inyección (x_s,z_s) .

El problema ahora consiste en obtener una solución numérica de las ecuaciones (3.25a) y (3.25b), en las que se cumplan las condiciones de frontera siguientes:

- a) el potencial debe ser continuo a través de toda frontera en la distribución de la propiedad física;
- b) la componente normal de la densidad de corriente también debe ser continua a través de toda frontera.

La solución de $\Phi(x,ky,z)$ se obtiene de las ecuaciones en diferencias de las expresiones (3.25a) o (3.25b) con una adecuada discretización del espacio

(x, ky, z) , sobre el cual se va a resolver el problema. Se puede mostrar que en forma generalizada tales ecuaciones se pueden escribir como una ecuación hiperbólica de segundo orden. En el procedimiento considerado en este trabajo se resuelve numericamente, sobre una malla rectangular no uniforme el problema:

$$L\tilde{\Phi} = -\nabla[\sigma(x, z)\nabla\tilde{\Phi}] = f(x, z) \quad (3.26)$$

En un conjunto R , el cual se supone es cerrado por una frontera Γ , con normal η ; en la cual se cumple la condición que:

$$\alpha(x, z)\tilde{\Phi} + \beta(x, z)\frac{\partial\tilde{\Phi}}{\partial\eta} = f_2(x, z) \quad (3.27)$$

$$(x, z) \in \Gamma$$

Además la positividad de $\sigma(x, z)$ implica que el operador L sea positivo definido.

Para definir el medio inferior con distribución de conductividad arbitraria, el conjunto R es diseñado con fronteras artificiales simulando planos infinitamente distantes en la horizontal (dirección X) y en la vertical (dirección Z) como se muestra en la Figura 3.8. La malla es escogida de forma rectangular con un espaciamiento arbitrario e irregular de los nodos en las direcciones X y Z .

El potencial primario debido a la fuente puntual así como los potenciales secundarios debidos a inhomogeneidades en conductividad en el semiespacio inferior, decaen inversamente con la distancia en el espacio x, y, z , y como $K_0(kyr)$ en el espacio transformado (en donde K_0 es la función modificada de Bessel y r es

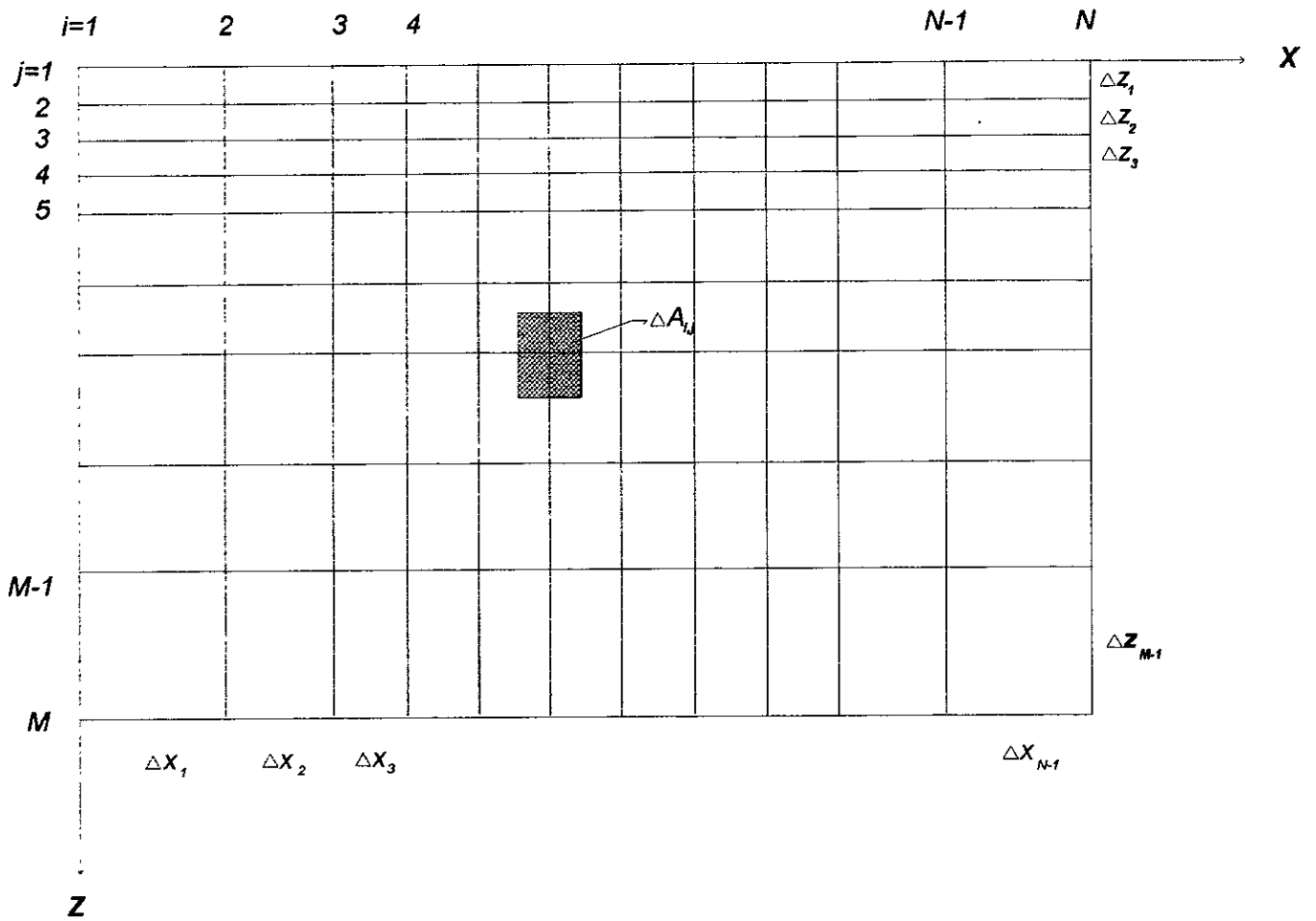


Figura 3.8 Malla rectangular para la discretización.

la distancia radial). Las ecuaciones (3.25a) y (3.25b) se pueden aplicar a cualquier nodo (i,j) para representar una aproximación sobre un área.

Como la simulación del medio es restringida al semiespacio conductor inferior, solamente se requiere especificar condiciones de frontera en puntos (x,z) en el borde dentro de R . En el caso más general de simulación de distribuciones de conductividad más complejas, se plantean condiciones de tipo Neuman en la superficie del terreno, mientras que en los bordes izquierdo, derecho e inferior las condiciones son de tipo Dirichlet, sin embargo se propone el uso de condiciones de frontera mixtas a lo largo de estos bordes usando un comportamiento asintótico del potencial y de la variación del mismo en la dirección normal, esperado a grandes distancias de la fuente. El uso de tales condiciones mixtas tiene algunas ventajas ya que no se requiere una suposición a priori del potencial; además de reducir el afinamiento de la malla requerida.

Para la derivación de las ecuaciones en diferencias finitas se plantea una discretización por puntos de malla ya que para todo nodo en el conjunto R , el potencial debe satisfacer la expresión (3.25b). Efectuando la discretización del operador Laplaciano se puede aproximar por una ecuación en diferencias finitas, la cual en forma notacional puede ser escrita como:

$$C_L^{ij} \tilde{\Phi}_{i-1,j} + C_R^{ij} \tilde{\Phi}_{i+1,j} + C_T^{ij} \tilde{\Phi}_{i,j-1} + C_B^{ij} \tilde{\Phi}_{i,j+1} + C_P^{ij} \tilde{\Phi}_{i,j} = 2\tilde{Q} \delta(x_s) \delta(z_s) \quad (3.28)$$

En donde C_L , C_R , C_T y C_B son los coeficientes de acoplamiento de los nodos de la izquierda, derecha, superior e inferior respectivamente y C_P es el coeficiente de autoacoplamiento. La ecuación anterior nos indica que la solución del potencial en el nodo (i,j) depende solamente de los valores en los nodos adyacentes. Los coeficientes de acoplamiento son funciones de la geometría de

la malla, de la discretización y de los valores de la conductividad y, por lo tanto, conocida para todos los nodos.

Efectuando una formulación matricial, el conjunto de ecuaciones simultaneas para todos los nodos en la malla pueden ser escritos como:

$$C\tilde{\Phi} = S \quad (3.29)$$

La matriz C se le conoce como matriz de capacitancia y es una función de la geometría y de la conductividad de la malla. Es importante notar que para multiples posiciones de la fuente, la matriz C no se altera, por lo que si realizamos una sola inversión, nos dará la solución a diferentes conjuntos del vector Φ para diferentes posiciones de la fuente.

La matriz C es tridiagonal, rala y banda, en donde la forma en que se enumere a los nodos a lo largo de columnas o renglones determina el ancho de banda requerido. Si se realiza una discretización por áreas, la matriz C es simétrica y positiva definida, con la ventaja de que la solución se puede obtener por el método de descomposición de Cholesky (descomposición LU), la cual implica una considerable disminución de la cantidad de operaciones con respecto a los métodos de eliminación Gaussiana.

Una vez obtenida la solución de Φ se realiza la transformada inversa de Fourier para obtener la solución de Φ en el dominio de (x,y,z) . El cálculo de la transformada inversa se efectúa por integración numérica de la ecuación (3.24b), con un ajuste a través de una exponencial con una precisión del 1% aproximadamente.

3.5.2 Resultados

El método de modelado descrito anteriormente fue utilizado para generar un modelo bidimensional para los perfiles geoelectricos 1-1' y 2-2' ya mostrados previamente.

En el perfil geoelectrico 1-1' que se observa en la Figura 3.9 se puede notar que la pseudosección de isorresistividad aparente observada (Figura 3.9a) se ha podido reproducir bastante bien en la pseudosección de isorresistividad calculada (Figura 3.9b) a partir del modelo 2-D propuesto (Figura 3.9c). En este modelo se observa la distribución de resistividades en el subsuelo, en donde se puede destacar la presencia de una capa superficial de baja resistividad y el incremento de la misma con la profundidad. Sin embargo, también se presenta un cambio lateral en las resistividades aproximadamente a los 4 kilómetros sobre el perfil, el cual también se observa por el gradiente en las pseudosecciones de isorresistividad aparente.

De manera similar se muestra que para el perfil 2-2' de la Figura 3.10, existe un ajuste bastante aceptable entre las pseudosecciones de isorresistividad aparente observada y calculada (Figuras 3.10a y 3.10b, respectivamente). El modelo 2-D propuesto (Figura 3.10c) también presenta superficialmente resistividades bajas, las cuales se incrementan sin llegar a alcanzar los valores altos que se presentan en el perfil anterior. Esta situación puede ser ocasionada porque el perfil 2-2' corre en dirección casi norte-sur y está en el borde noreste de la Laguna de Tecocomulco, mientras que el perfil anterior se encuentra al norte de la misma Laguna. Un aspecto importante que se puede obtener de la Figura 3.10c es que nuevamente se nota un cambio lateral de la resistividad en el subsuelo aproximadamente entre los 4 y 5 kilómetros del perfil. Estas discontinuidades tanto en el perfil anterior como en éste podrían ser originadas

por un rasgo estructural que pone en contacto casi vertical a materiales que geoelectricamente son de características bien diferentes.

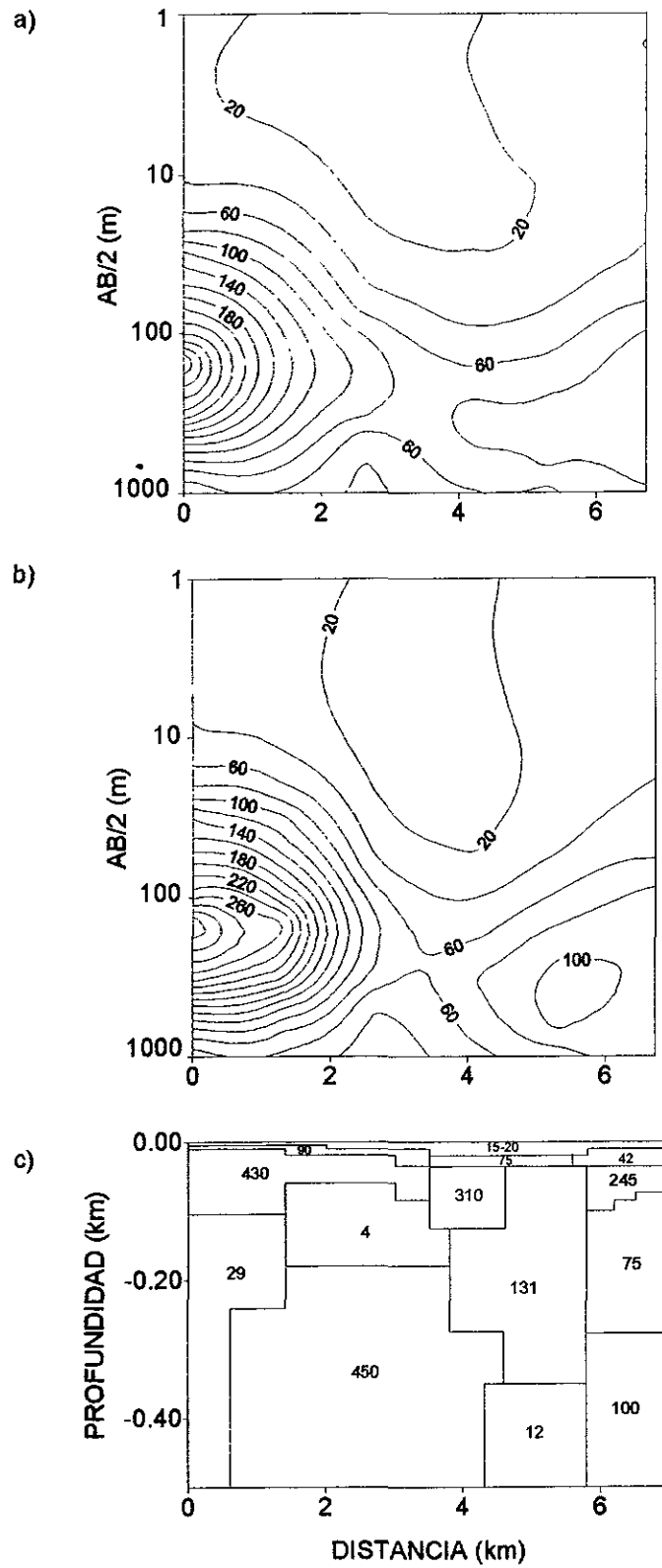


Figura 3.9 Modelo Bidimensional del perfil geoléctrico 1-1'. Los valores de resistividad se dan en Ohm-metro. a) Isoresistividad aparente observada; b) Isoresistividad aparente calculada; c) Modelo 2-D propuesto.

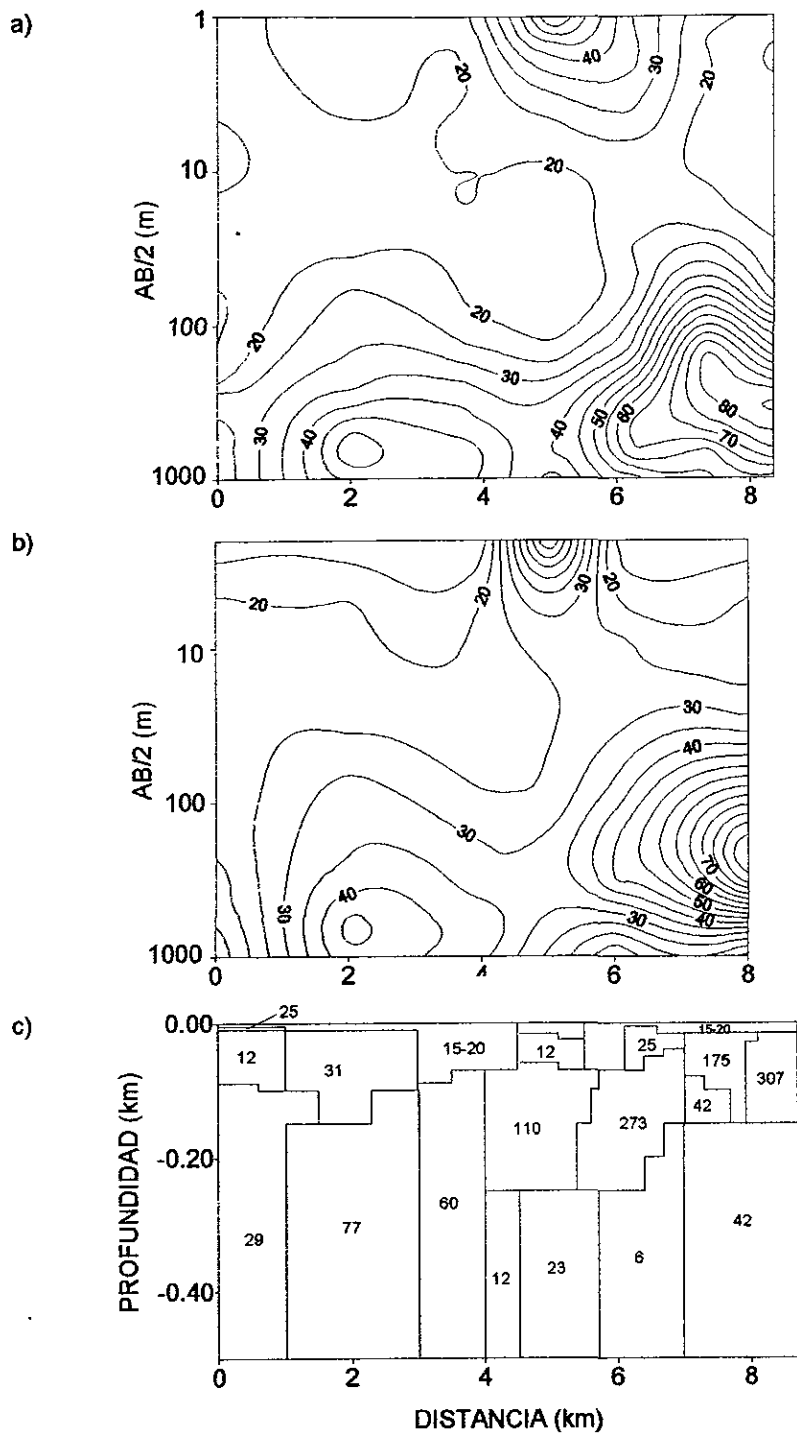


Figura 3.10 Modelo Bidimensional del perfil geoelectrico 2-2'. Los valores de resistividad se dan en Ohm-metro. a) Isorresistividad aparente observada; b) Isorresistividad aparente calculada; c) Modelo 2-D propuesto.

4 PERFILAJE ELECTROMAGNETICO VLF

4.1 METODO VLF

Dentro de los diferentes métodos de perfilaje electromagnético, el método denominado VLF (Very Low Frequency) emplea un campo electromagnético de frecuencias muy bajas, en el rango de las transmisiones de radio, las cuales se encuentran entre los 3 y 30 kiloHertz. Este método ha sido ampliamente utilizado en la exploración minera para la detección de cuerpos conductores o mineralizados, además de otras aplicaciones como la localización de fracturas, diques (Olson, 1983), o en estudios ambientales (Greenhouse y Harris, 1983).

4.1.1 ESTACIONES VLF

El campo electromagnético que se utiliza en la exploración es generado por una estación transmisora que consiste de una serie de torres que están interconectadas a través de una estructura compleja, la cual normalmente se sujeta de algunas lomas o cerros cercanos a la estación. En la Figura 4.1 se muestra la ubicación de las diferentes estaciones transmisoras VLF. Estas antenas radian ondas electromagnéticas para una frecuencia asignada a la estación (ver Tabla 4.1), con un patrón de radiación en el cual las superficies del campo eléctrico y magnético definen un toroide que se encuentra centrado en la estación transmisora.

Los campos pueden viajar a grandes distancias siguiendo diferentes trayectorias, pero que para fines prácticos se considera que son ondas que se propagan de manera dirigida por encima de la superficie del terreno. Como la distancia a la que se encuentran los sitios de medición (con respecto a la estación emisora) es muy grande, se considera que las superficies de los campos electromagnéticos se aproximan a un frente de onda plana en el cual el campo magnético es horizontal y el

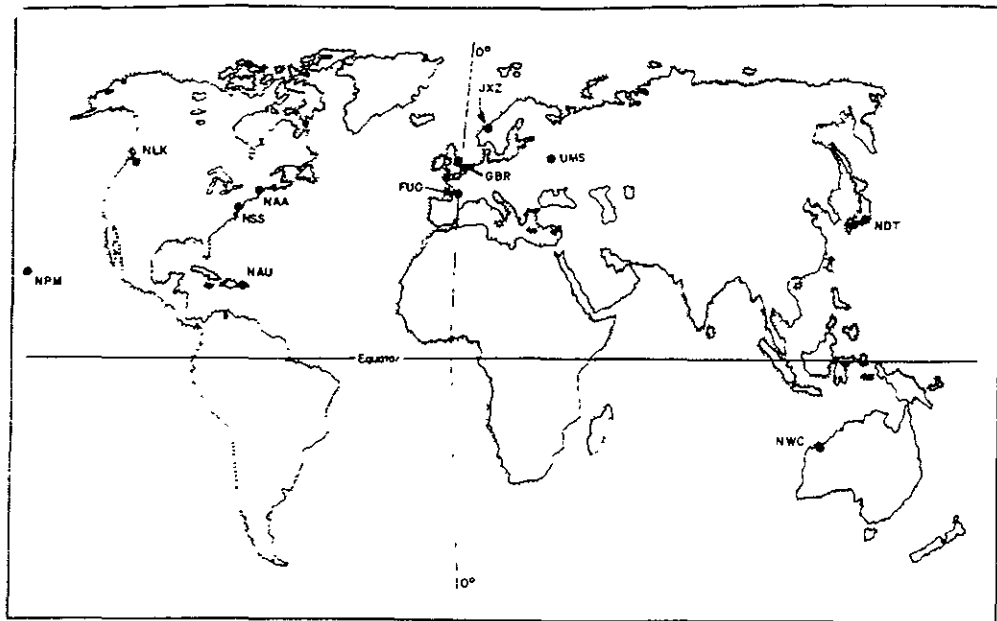


FIGURA 4.1 UBICACIÓN DE ESTACIONES EMISORAS VLF

campo magnético es vertical (de forma muy similar a la polarización H o modo TM del método magnetotelúrico). Como se puede ver, aunque el método VLF es un método de campo artificial, en realidad no hay control sobre la fuente, por lo que existe una modalidad en la cual se utiliza como fuente generadora del campo electromagnético un cable largo aterrizado, localizado a una distancia relativamente pequeña del sitio de medición.

ESTACION TRANSMISORA	LOCALIZACION	FRECUENCIA DE OPERACIÓN (KHz)	POTENCIA DE RADIACION (KW)
NAA	Cutler, Maine EE.UU.	24.0	1000
NLK	Seattle, Washington EE.UU.	24.8	200
NSS	Annapolis, Maryland EE.UU.	21.4	1000
NAU	Aguada, Puerto Rico	28.5	100
NPM	Lualualei, Hawaii	23.4	512
BGR	Rugby, Inglaterra	16.0	750
UMS	Moscú, Rusia	17.1	1000
JXZ	Helgeland, Noruega	16.4	350
FUO	Bordeux, Francia	15.1	500
NWC	North West Cape, Australia	22.3	1000
NDT	Yosami, Japón	17.4	200

Tabla 4.1 Estaciones Transmisoras de VLF (modificado de McNeill y Labson 1988).

4.1.2 ANOMALIAS VLF

Se puede considerar que las distorsiones en el campo VLF son causadas por variaciones en la conductividad eléctrica dentro de la Tierra y no por variaciones causadas fuera de ella tales como cambios ionosféricos, condiciones meteorológicas o simplemente cambios en el transmisor. Estas distorsiones o anomalías se pueden originar por dos procesos de inducción diferentes que están asociados con dos clases de flujos de corrientes anómalas denominadas: corrientes de vórtice y corrientes galvánicas. Autores como McNeill (1985) y Wright (1988) han mostrado el efecto de cada una de ellas y la manera en que surgen, aunque se ha determinado que para el sistema VLF predominan las corrientes galvánicas sobre las de vórtice.

4.1.3 PARAMETROS DE MEDICION

Entre los parámetros que más frecuentemente son observados durante un levantamiento con VLF, se encuentran el ángulo de inclinación del eje mayor de la elipse de polarización, también llamado TILT (α) y la relación entre el eje menor y el eje mayor de la misma, conocido como elipticidad (ϵ). Dependiendo de las características de diseño del equipo receptor utilizado para la medición, se pueden obtener la parte real (componente en fase o in-phase) y la parte imaginaria (componente fuera de fase o componente out-of-phase, también llamada componente en cuadratura o in-quadrature) de las componentes horizontales del campo magnético, además de la magnitud del campo magnético total. Existen otros parámetros que pueden ser medidos o derivados de los anteriores (Wright, 1988).

Cuando el levantamiento se realiza sobre perfiles aislados, se grafica los diferentes parámetros observados contra la distancia obteniendo un perfil VLF. Sin embargo, si el levantamiento se realiza a lo largo de una serie de perfiles paralelos en un área, se puede generar un mapa de perfiles VLF los cuales pueden ser dibujados para cada uno de los parámetros observados. En este último caso, los datos pueden ser configurados para producir un mapa siempre y cuando se aplique previamente el filtrado de Fraser o de Hjelt, como lo describen Fraser (1969) y Karous y Hjelt (1983).

4.2 LEVANTAMIENTO VLF

En este trabajo se efectuó el levantamiento de VLF para un perfil localizado en la parte noroeste de la zona de estudio (ver ubicación en Figura 2.1). Se utilizó un equipo receptor terrestre modelo OMNI PLUS de EDA INSTRUMENTS INC., el cual tiene capacidad de registrar diferentes parámetros para tres estaciones transmisoras distintas, en forma simultánea. En particular se utilizaron las estaciones transmisoras

NPM (Lualualei, Hawaii), NAA (Cutler, Maine) y NLK (Jim Creek, Washington), dadas las características de la señal generada por ellas respectivamente.

Se midieron los siguientes parámetros para cada estación: Tilt, Campo Magnético Total, componente en fase (in-phase) y componente en cuadratura (in-quadrature). Con los valores observados se construyeron los perfiles que se muestran en las Figuras 4.2, 4.3 y 4.4; que corresponden a las tres estaciones antes mencionadas. El perfil tiene una longitud aproximada de 15 kilómetros y la distancia máxima entre puntos de medición fue de 1 kilómetro.

4.3 INTERPRETACION

Dadas las características del perfil realizado, se presenta una interpretación cualitativa solamente, ya que como señala Wright (1988), en muchas ocasiones no es posible realizar una interpretación cuantitativa debido a diversas causas, entre las que se puede mencionar:

- a) Traslape de efectos de anomalías de zonas adyacentes
- b) Superposición o interacción de corrientes galvánicas y de vórtice.
- c) Atenuación y corrimiento de la fase debido a la presencia de materiales superficiales muy conductores.

Algunos autores sugieren que para poder hacer una interpretación cuantitativa o semicuantitativa se puede aislar una anomalía obtenida de un perfil y comparar con algunos modelo teórico calculado. Existen colecciones de modelos típicos calculados como la mostrada por Wright (1988), sin embargo, todas ellas se refieren a cuerpos o estructuras de geometría muy simple como es el caso de esferas, cilindros o contactos verticales.

En la Figura 4.2 se puede observar una serie de anomalías entre las estaciones 3 y 5 del perfil, las cuales muestran el comportamiento típico que se presenta en terrenos altamente resistivos con una cubierta superficial conductora, generandose el llamado efecto de conductancia descrito por Wright (1988). Además, a partir de las estaciones 9 y 10 y hasta el final del perfil se puede ver una serie de anomalías que se encuentran traslapadas, los cuales parecen correlacionar con la información topográfica y que podrían estar asociadas con el límite entre el afloramiento de materiales de alta resistividad con el material aluvial de alta conductividad en el margen oeste de la Laguna de Tecocomulco.

Para los perfiles de las estaciones NLK y NAA de las Figuras 4.3 y 4.4 respectivamente, se puede apreciar un comportamiento bastante similar al ya descrito anteriormente aunque en la Figura 4.3 se nota que la intensidad de las anomalías es menor que en las otras dos estaciones, pero con la misma forma y posición. Si consideramos una resistividad promedio de 500 ohm-m, se puede calcular una profundidad máxima de aproximadamente 40 metros, la cual puede tener una variación máxima de casi 20 % para el rango de frecuencias utilizadas en VLF.

De lo anterior, se puede considerar que las anomalías están señalando claramente el límite entre los afloramientos de las rocas volcánicas y el material aluvial que se encuentra cubriendo la porción noroeste de la planicie que ocupa el área de estudio.

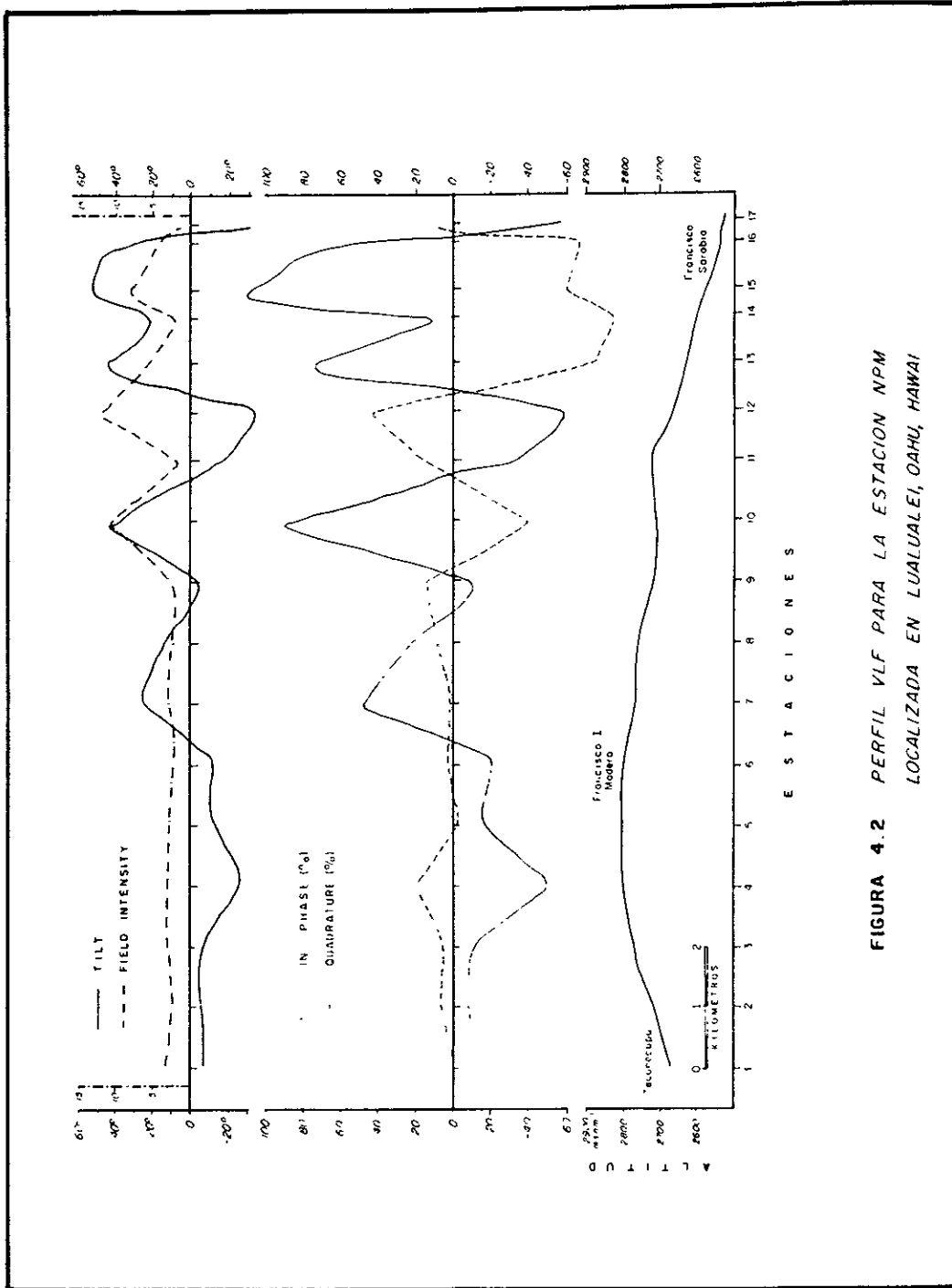


FIGURA 4.2 PERFIL VLF PARA LA ESTACION NPM LOCALIZADA EN LUALALEI, OAHU, HAWAI

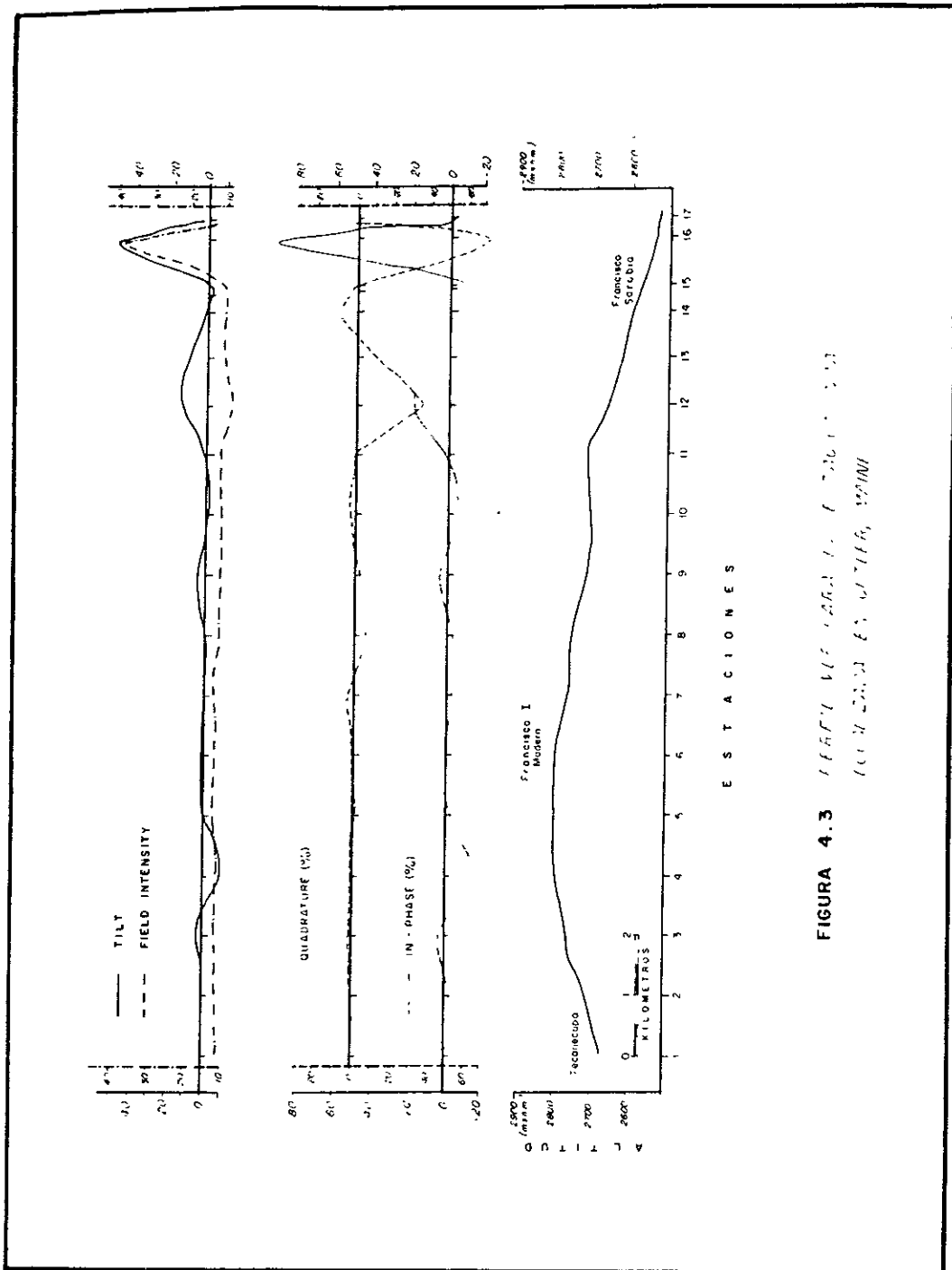


FIGURA 4.3 PERFILES ELECTROMAGNETICOS EN LAS ESTACIONES 1 A 17

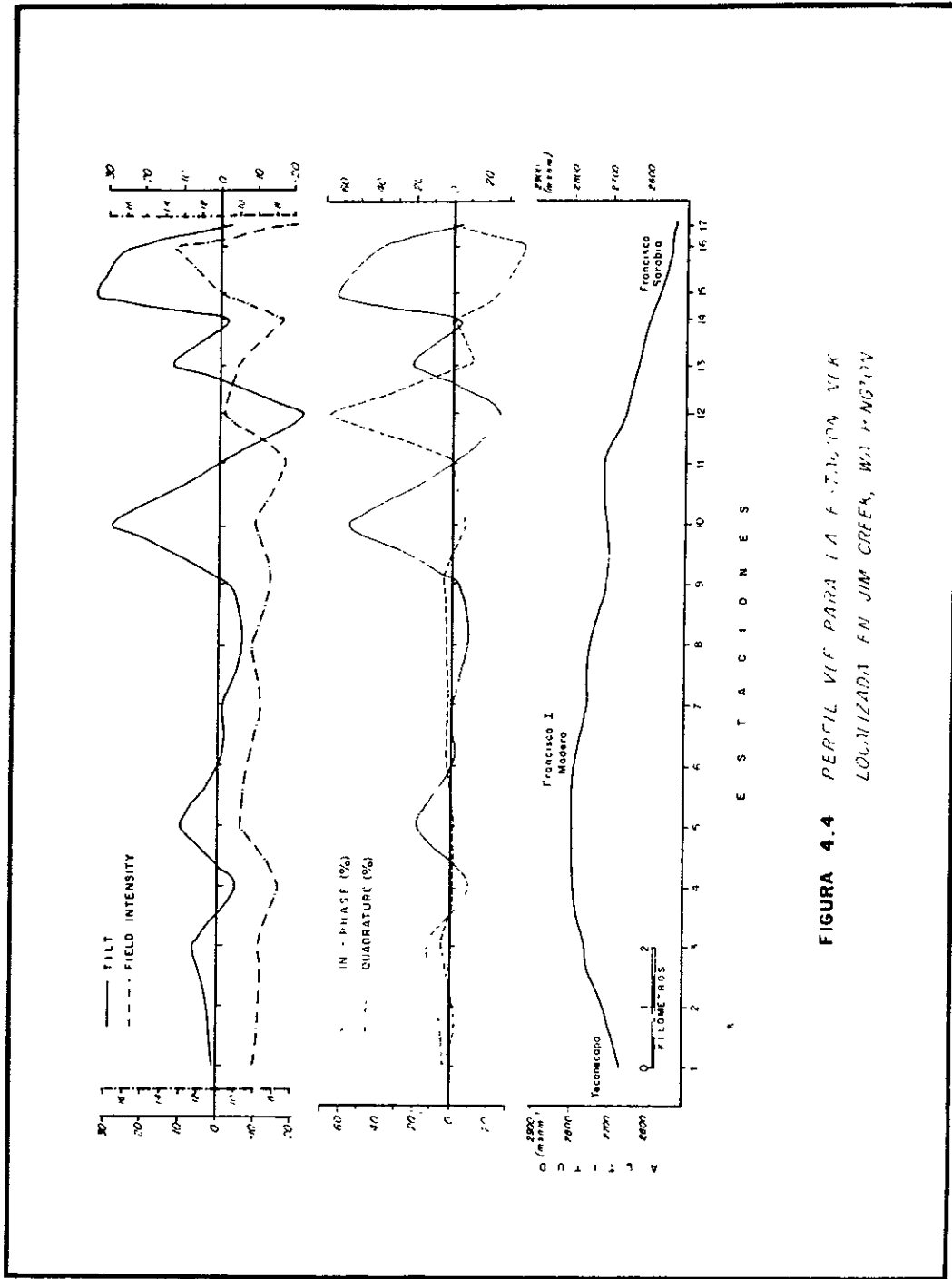


FIGURA 4.4 PERFIL VIF PARA LA F.T.M. EN VIK
LOCALIZADA EN JIM CREEK, WA. PANG'IV

5 INTEGRACION DE LA INFORMACION GEOFISICA

En los capítulos anteriores se han presentado los resultados obtenidos de la interpretación cualitativa y cuantitativa de la información obtenida de los diferentes métodos geofísicos utilizados. Sin embargo, resulta importante efectuar una integración de los resultados parciales obtenidos para tener una visión más clara de las características de la estructura subsuperficial de la subcuenca de Tecocomulco.

De acuerdo con lo señalado acerca del mapa de anomalía gravimétrica, se pudo observar la existencia de dos sistemas de gradientes (NE-SW y NW-SE); el primero de ellos *corresponde bastante bien con los lineamientos de los diferentes aparatos volcánicos que se aprecian en el plano geológico.* Esta situación también se puede observar en los perfiles gravimétricos, en los cuales el gradiente antes mencionado coincide con la posición de la zona de falla que se observa en los modelos gravimétricos generados para los perfiles G1-G1' y G2-G2'. Sin embargo, hacia la porción norte y noreste de la Laguna de Tecocomulco, se puede apreciar un ensanchamiento en la zona de gradiente, es decir, una disminución de este gradiente, lo cual se refleja en los perfiles G3-G3' y G4-G4' en donde se manifiesta por una zona de fallas escalonadas y un mayor espesor del material de relleno a lo largo de la planicie. En el perfil G5-G5', el cual se encuentra en la parte NE de la Laguna, nuevamente tenemos la zona de falla y además la profundidad al basamento gravimétrico es menor debido a su cercanía a la zona de sierra, en donde afloran diferentes formaciones de rocas ígneas.

Lo descrito anteriormente también se puede observar en los perfiles magnéticos interpretados ya que en estos se observa la presencia de las zonas de falla, como en los perfiles M1-M1' y M2-M2'. En estos se puede ver una muy buena correlación con lo descrito para los perfiles G1-G1' y G2-G2'. De los perfiles M3-M3' y M5-M5', se puede ver que aunque se está determinando la presencia del basamento magnético, los

espesores del material de relleno son ligeramente mayores a los obtenidos para el caso gravimétrico (2,000 metros o más para el caso magnético y de 1,500 a 2,000 metros para el gravimétrico). Sin embargo, conforme se alejan de la zona de la Laguna, los espesores van disminuyendo, lo cual es de esperarse dada su cercanía con las diferentes sierras que limitan a la subcuenca. En los perfiles magnéticos que se encuentran en dirección casi N-S (perfiles M4-M4' y M6-M6'), también se puede apreciar el levantamiento del basamento magnético hacia la parte norte de la subcuenca, que es la zona en donde se manifiesta el segundo sistema de gradiente gravimétrico (dirección NW-SE a casi E-W) ya mencionado anteriormente.

Otro elemento que permite ubicar la presencia de la falla descrita para los perfiles gravimétricos G2-G2' y G3-G3' y los perfiles magnéticos M2-M2' y M5-M5', es lo observado en el perfil geoelectrico 2-2', el cual a pesar de tener una dirección casi N-S, muestra una discontinuidad geoelectrica entre los SEVs 8 y 5, la cual pone en contacto casi vertical (ligeramente inclinado hacia el E) a las unidades geoelectricas I y II, mostrando un incremento considerable en el espesor del material del relleno superficial conforme los SEVs se encuentran más cerca de la Laguna por su flanco E. Por otra parte, en el perfil geoelectrico 1-1' se puede ver nuevamente la presencia de la misma falla (este perfil tiene una dirección casi E-W). Aquí la falla se localiza entre el SEV-3 y el SEV-1, que es bastante consistente con lo obtenido de los perfiles gravimétricos G4-G4' y G5-G5', además del perfil magnético M3-M3' en donde se señalaba un levantamiento del basamento magnético, también presente en el perfil M6-M6'. Es importante mencionar que la presencia de estas fallas en las secciones geoelectricas se tiene debajo de una capa superficial de resistividades bajas, con espesores máximos de hasta casi 150 metros en las partes más profundas, probablemente asociadas al material que varía de arcillas a limos y arenas, de acuerdo con lo observado en dos perforaciones (Huizar, comunicación personal) con profundidades máximas de 100 metros hechas en la zona de Mazatepec (SEV-5) y Rancho Aguilera (SEV-8).

Por otra parte, el levantamiento de VLF permitió observar el cambio de las características del material en el margen noroeste de la Laguna, en el contacto entre las rocas volcánicas y el material de aluvial del relleno de la subcuenca.

De ésta correlación se puede ver que la estructura subsuperficial de la subcuenca de Tecocomulco corresponde con una estructura del tipo de semigraben con una dirección sudoeste-noreste. El límite hacia el E de la subcuenca se puede asociar con la serie de fallas escalonadas las cuales muestran un buzamiento aparente hacia el W como se observa en los diferentes perfiles analizados. En la Figura 5.1 se muestra un modelo esquemático de la subcuenca.

Tomando en cuenta las profundidades estimadas para el espesor del relleno volcano-sedimentario de la subcuenca, así como a la cima del basamento se puede calcular un volumen de este relleno de aproximadamente 500 km^3 . Si suponemos que la porosidad podría variar entre 10 y 25 %, tendremos que el volumen del agua subterránea contenida en esta región podría estar entre 50 y 125 km^3 . Comparando estos valores con los calculados por Campos *et al.* (1997) para la subcuenca de Chalco que están entre 2 y 5 km^3 , y por Huízar *et al.* (1997) para las subcuencas de Apan y Tochac entre 30 y 75 km^3 , se puede ver la importancia hidrogeológica y las implicaciones que puede tener la zona de estudio dentro de la Cuenca del Valle de México.

6 CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos con la realización de este estudio multidisciplinario, en el cual se emplearon diversos métodos de exploración geofísica (gravimetría y magnetometría, Sondeo Eléctrico Vertical y Perfilaje Electromagnético), ha sido posible determinar la estructura subsuperficial de la subcuenca de Tecocomulco.

De los resultados de los diferentes métodos utilizados se puede observar que el modelo propuesto coincide en todos ellos. En particular se ha inferido que la estructura primaria corresponde a un semigraben con orientación NE-SW, limitado al Este por una serie de fallas escalonadas que buzcan hacia el oeste. El origen de ésta estructura se puede asociar con fenómenos de distensión. La dirección antes mencionada coincide con la dirección en la cual se puede observar el emplazamiento de una serie de aparatos volcánicos.

De los métodos potenciales se pudo determinar que hacia el norte y lateralmente, la subcuenca limita con las sierras adyacentes, sin embargo, hacia el sur no fue posible delimitar si existe comunicación con la subcuenca de Apan. A pesar de eso, existe muy buena correlación entre la Sierra de Apan y la dirección preferencial del sistema de fallas antes mencionadas.

Por otra parte, con el método de sondeo eléctrico vertical se pudo inferir las características del relleno volcánico-sedimentario, el cual también está afectado parcialmente por el sistema de fallas ya descrito. Es importante resaltar que el modelado bidimensional de los datos de resistividad fue de gran utilidad para observar la presencia del basamento en las cercanías de la Laguna de Tecocomulco. Por su

parte el perfilaje electromagnético permitió delimitar hacia el oeste la zona de relleno aluvial de los afloramientos de roca volcánica.

Finalmente, de las estimaciones del volumen de material de relleno y los valores de porosidad propuestos, se puede ver la importancia hidrogeológica que tiene ésta región. Sin embargo sería muy importante la realización de un estudio geohidrológico detallado con el cual se pueda analizar el potencial hidrogeológico de la subcuenca, así como los estudios de carácter ambiental que permitan efectuar un manejo adecuado de toda la Subcuenca de Tecocomulco.

BIBLIOGRAFIA

- Aiken, C.L.; Hastings, D.A. and Sturgul, J.R. 1973. *Physical and computer modelling of induced polarization*. Geophysical Prospecting, Vol. 21, 763pp.
- Arellano, A. R.V. 1953. *Estratigrafía de la Cuenca de México*. Memorias del Congreso Científico Mexicano. Vol. 3.
- Bellia, S.; Cusimano, G.; González, T; Rodríguez, R. y Giunta, G. 1992. *El Valle de México. Consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la cuenca de Chalco*. Instituto Italo-Latino Americano. Roma, Italia. 96 pag. (1 mapa).
- Bryan, K. 1948. *Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México, en relación con los cambios climáticos*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen 12.
- Campos-Enríquez, J.O., Delgado-Rodríguez, O., Chávez-Segura, R.E., Gómez-Contreras, P, Flores-Márquez, E.L. and Birch, F.S. 1996. *The Subsurface structure of Chalco Sub-basin (Mexico City) inferred from Geophysical Data*. Geophysics, Vol. 62, No. 1, pp. 23-35.
- Campos-Enríquez, J.O., Flores-Márquez, E.L. and Chávez-Segura, R.E. 1997. *Geophysical Characterization of Hydrogeological Systems*. The Leading Edge, Vol. 16, pp. 1769-1773.
- Castro, A. y Córdoba, D. 1994. *Estratigrafía del área volcánica de Tulancingo, Hidalgo, México*. Pancromo 23, Revista de Investigación. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Vol. 1, Num. 1, pp. 26-39
- Coggon, J.H. 1971. *Electromagnetic and electrical modelling by the Finite Element Method*. Geophysics Vol. 36, pp. 132.
- Demant, A. 1981. *Axe Neovolcanic Mexicain. Etude volcanologique et petrographique significacion geodynamique*. Thèse Doc. D'Etat. Univ. Aix Mersille.
- Dey, Abhijit, Meyer Wallace H., Morrison H. Frank and Dolan William M. 1975. *Electric Field response of two-dimensional inhomogeneities to unipolar and bipolar electrode configurations (Pole-Pole, Dipole-Dipole)*. Geophysics Vol. 40, No. 4, pp 630-640.
- Dey, A. 1976. *Resistivity Modelling for arbitrarily shaped two dimensional structures*. University of California, Berkeley.

- Dey, Abhijit and Morrison H. Frank. 1979. *Resistivity Modelling for arbitrarily shaped three-dimensional structures (Conductivity finite-difference dipole-dipole)*. Geophysics Vol. 44, No. 4, pp. 753-780.
- Consejo de Recursos Minerales. 1992. *Monografía Geológico-Minera del Estado de Hidalgo*.
- Geyne, A.R.; Fries, C. Jr.; Segerstrom, K.; Black, R.F. y Wilson, I.D. 1963. *Geología y Yacimientos minerales del distrito de Pachuca- Real del Monte, Estado de Hidalgo, México*. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Publ. 5E, 222 p.
- Flores-Márquez, E.L., Campos-Enríquez, J.O., Chávez-Segura, R.E. and Castro-García, J.A. 1998. *Saltwater intrusion of the Costa de Hermosillo aquifer, Sonora, Mexico: A numerical simulation*. Geofísica Internacional, Vol. 37, No. 3, pp. 133-152.
- Fraser, D.C. 1969. *Countouring of VLF-EM data*. Geophysics, Vol. 34, pp. 958-967.
- Greenhouse, J.P. and Harris, R.D. 1983. *Migration of contaminants in groudwater at a landfill: A case study. DC, VLF, and inductive resistivity surveys*. Journal of Hydrology, Vol. 63, pp. 177-197.
- Huidobro, A y Lermo, J. 1993. *Secuencia sísmica en la Cuenca de Apan, Hidalgo, del 24 al 29 de febrero, 1992*. Reporte Interno, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Huizar, R., Campos, O., Lermo, J., Delgado, O., Huidobro, A. 1997. *Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basins of Apan and Tochac (Mexico Basin)*. Geofísica Internacional Vol. 36, Num. 4, pp. 217-233.
- Jepsen, A.F. 1969. *Numerical Modelling in resistivity prospecting*. Ph. D. Thesis, University of California, Berkeley.
- Karous, M. and Hjelt, S.E. 1983. *Linear Filtering of VLF dip-angle measurements*. Geophysical Prospecting. Vol. 31, pp. 782-794.
- Koefoed, Otto. 1979. *Geosounding Principles 1. Resistivity Soundings Measurements*. Elsevier Pub. Co. Amsterdam. 276pp.
- Ledezma, O. 1987. *Hoja Calpulalpan 14Q-h(3). Carta Geologica de México Serie de 1:100,000*. Instituto de Geología, UNAM.

- Marín, C.S.; Mandujano, J. y Huízar, R. 1987. *Geología en el Valle de México con fines geohidrológicos*. Reporte Técnico. Instituto de Geología, UNAM para la CAVM. No. 85, 405 p.
- McNeill, J.D. 1985. *The galvanic current component in electromagnetic surveys*. Technical Report TN-17, Geonics Limited Co.
- McNeill, J.D. and Labson, V.F. 1988. *Geological mapping using VLF Radio Fields*. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Vol. 2*. Editor Nabigian, M.N. SEG, Tulsa, USA
- Mooser, F. 1963. *Historia Tectónica de la Cuenca de México*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. 15.
- Mooser, F. 1975. *Historia Geológica de la Cuenca de México*. En: *Memorias de las obras del sistema de drenaje profundo del D.F. Tomo 1*, Depto. Del D.F., México p. 7-38 y mapa geológico.
- Olson, O. 1983. *Computation of VLF response over half-plane and wedge models*. *Geophysical Prospecting*, Vol. 31, pp. 171-191.
- Orellana, E. 1982. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. 2ª Edición. Editorial Paraninfo. Madrid, España, 577 p.
- Segerstrom, K. 1961. *Geología del Sureste del Estado de Hidalgo y noreste del Estado de México*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Mexicanos. Vol. 13, p. 147-168.
- Talwani, M., L. Worzel and M. Landisman. 1959. *Rapid Gravity computations for two - dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone*. *Jour. Geophys.Res.*, Vol. 64, pp. 49-59.
- Talwani, M 1965. *Computations with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused of arbitrary shape*. *Geophysics*, Vol. 20, pp. 797-817.
- Vázquez, E. y Jaimes, R. 1989. *Geología de la Cuenca de México*. En: *Memorias de Simposio sobre tópicos geológicos de la Cuenca del Valle de México*. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos A.C., 1-24pp.
- Wright, J.L. 1988. *VLF Interpretation Manual*. Technical Report. EDA Instruments Inc.

ANEXO

En éste anexo se incluyen los trabajos adicionales que fueron desarrollados a lo largo de mis estudios de maestría. Se presentan los siguientes documentos:

- 1- ***Adquisición y Procesamiento de Datos de GPR en un Campo de Pruebas.*** Este trabajo fue presentado en la sesión de Métodos Electromagnéticos y publicado en las Memorias del VII Simposium de Geofísica organizado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C. (AMGE), realizada en Veracruz, México, del 18 al 20 de septiembre de 1996.
- 2- ***Detection of abandoned early mining tunnels in the developing urban sectors of the Pachuca mining district (Pachuca City, Hidalgo State, Mexico). A resistivity, gravity and GPR study.*** Este trabajo fue presentado y publicado en las Memorias del Sixty-Seventh Annual Meeting of Society of Exploration Geophysicists realizado en Dallas, Texas, del 2 al 7 de noviembre de 1997.
- 3- ***Interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales Utilizando un Modelo Anisotrópico de Variación Exponencial en Casos de Zonas con Intrusión Salina.*** Este trabajo fue presentado en la sesión de Métodos Electromagnéticos y publicado en las Memorias del VIII Simposium de Geofísica organizado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C. (AMGE), realizada en Veracruz, México, del 9 al 11 de octubre de 1998.
- 4- ***Relationship between extensional tectonic style and the paleoclimatic elements at Laguna El Fresnal, Chihuahua Desert, Mexico.*** Este trabajo fue publicado en la revista Geomorphology, Volumen 28, número 1-2 correspondiente al mes de mayo de 1999, páginas 75 a 94.

Adquisición y Procesamiento de Datos de GPR en un Campo de Pruebas

J. E. Blancas-Vázquez^{1,2}, F. J. Cortés-Ávila¹, M. Gómez-Vázquez¹ y D. R. Alatríste-Vilchis².
IGRA, S.A. de C.V.¹ y Fac. de Ingeniería, UNAM².

RESUMEN

La técnica del radar ha sido mejorada significativamente después de algunos años, permitiendo sondeos confiables en un rango de 20 metros, permite detectar lechos rocosos, zonas de fractura, estratificación a detalle y objetos enterrados (tuberías, cables, tanques, etc.), otras aplicaciones importantes son en la arqueología, minería y geotecnia.

El objetivo del estudio es aplicar la técnica de GPR (Ground Penetrating Radar) para evaluar y cuantificar la respuesta de objetos de geometría simple con contenido de aire, agua dulce, limadura metálica con aire y agua salada así como implementar los métodos de procesamiento de filtrado, deconvolución y migración.

INTRODUCCIÓN

El Radar de Penetración Terrestre (GPR) es un método geofísico de exploración de alta resolución el cual proporciona un perfil continuo del subsuelo. Es relativamente rápido de implementar, además de reducir costos del trabajo de campo y puede ser usado para medir la variación de estructuras desde unos cuantos centímetros hasta decenas de metros.

El Radar de Penetración Terrestre (GPR) es un término aplicado a las técnicas que emplean altas frecuencias de ondas electromagnéticas de 10 a 2000 MHz, para mapear estructuras geológicas o a las hechas por el hombre. El uso del radar para investigar características subterráneas no es una técnica nueva, sin embargo su aplicación está en sus inicios y se incrementa rápidamente.

La técnica del GPR es similar en principio a las técnicas del sonar y a la reflexión sísmica, esta basado en la misma teoría electromagnética del radar convencional, excepto que las ondas electromagnéticas son transmitidas dentro de la tierra en vez del aire.

En sus principios fue enfocado a la investigación de estructuras en el subsuelo, actualmente es utilizado en la ingeniería civil y la geotecnia. Sus aplicaciones sólo están limitadas por la imaginación y el equipo disponible.

Los sistemas de radar son empleados en tres modos básicos de operación: la reflexión, los sondeos de velocidad y la transiluminación (tomografía).

PRINCIPIOS TEÓRICOS

Los principios básicos del Radar de Penetración Terrestre son bastante simples, la antena transmite un pulso electromagnético corto de radiofrecuencia a través del medio. Cuando el pulso llega a la interface entre los medios, parte de la energía será reflejada mientras que el resto será refractada. El sistema de radar medirá el tiempo transcurrido entre la onda transmitida y la reflejada, esto se repite en intervalos de tiempo cortos mientras la antena esta en movimiento y la señal de salida se muestra como trazas dibujadas consecutivamente hasta formar un perfil continuo de las interfaces del medio, llamado radargrama.

La velocidad de propagación de la onda y la reflexión son afectadas por la constante dieléctrica y la susceptibilidad magnética del medio. La conductividad eléctrica del medio contribuye a la atenuación de la onda y en cierto grado también a la reflexión. Los parámetros asociados de susceptibilidad, constante dieléctrica y conductividad son mostrados en las siguientes fórmulas y pueden ser usados en forma práctica en mediciones del terreno:

$$\text{Vel. de prop. de la onda} \quad V = \frac{c}{\sqrt{e}} \quad (1)$$

$$\text{Profundidad de la interface} \quad s = \frac{vt}{2} \quad (2)$$

$$\text{Coeficiente de reflexión} \quad \Gamma = \frac{\sqrt{e_2} - \sqrt{e_1}}{\sqrt{e_2} + \sqrt{e_1}} \quad (3)$$

$$\text{Coeficiente de penetración} \quad R = 1 - \Gamma \quad (4)$$

$$\text{Atenuación en el medio} \quad \alpha = \frac{1635\sigma}{\sqrt{e}} \quad (5)$$

$$\text{Longitud de onda} \quad \lambda = \frac{1000c}{f\sqrt{e}} \quad (6)$$

Donde:

c = velocidad de la luz en el vacío (0.3 m/ns)

e = constante dieléctrica

t = tiempo de propagación (ns)

α = atenuación en el medio (dB)

σ = conductividad eléctrica del medio (S/m)

f = frecuencia (MHz)

Suponiendo que la capacidad de magnetización del medio es baja, por ejemplo, las partículas tienen una baja susceptibilidad magnética, las fórmulas anteriores dependerán tan sólo de la constante dieléctrica, la cual es aproximadamente 4 para materiales secos, 1 para el aire y 81 para el agua. Fluctuaciones en la cantidad de agua y aire en un medio poroso tendrán un efecto decisivo en la propagación de la onda electromagnética y su reflexión desde la interface.

La atenuación de la onda electromagnética en un medio es directamente dependiente de la conductividad eléctrica, dependiendo del contraste en la interface, la onda será dividida en segmentos de los cuales algunos serán reflejados y otros penetrarán a través de la interface, a medida que la onda progresa ésta será difundida en un área mayor, lo que reducirá su energía por unidad de superficie.

La atenuación es considerable cuando existe conductividad eléctrica apreciable (del orden de 10 mS/m). Cuando la conductividad es baja y el número de interfaces alto, las reflexiones múltiples reducirán la profundidad de penetración, mientras que una baja conductividad con un número pequeño de interfaces (p.e. roca sólida) causará que la onda sea atenuada como una función de la distancia entre la antena y la superficie reflectora.

El ángulo del cono de radiación es aproximadamente de 45°, la antena registrará los reflectores en la línea de medición antes y después de su localización real y también detectará los que se encuentran fuera de ella. Cuando se encuentra una interface eléctrica, la onda electromagnética será refractada y reflejada de acuerdo con los principios de óptica, como una superficie reflectora.

ADQUISICIÓN DE DATOS

Para este propósito se utilizó un equipo SIR10-A de GSSI en el campo de pruebas. El proceso de operación para el levantamiento fue el siguiente:

- selección del tipo de antena de acuerdo a la profundidad, a las características del medio y a las dimensiones del objeto.

Para este estudio se trabajó con antenas monoestáticas de 300 y 500 MHz, con un ancho de pulso de 3.3 y 2 ns respectivamente.

- de acuerdo a la profundidad, el rango de propagación seleccionado fue de 50 ns.

- para el registro de datos, el equipo dispone de filtros que se ajustan de acuerdo a las características de la señal y a las fuentes de ruido, éstos se toman en modo continuo a una velocidad de arrastre constante.

Características del Campo de Pruebas

El terreno está constituido por material fino, en su mayoría arcillas, con fragmentos de roca de diversos tamaños distribuidos en forma irregular. Algunos de los parámetros electromagnéticos calculados para el campo de pruebas fueron los siguientes:

- resistividad aparente, $\rho = 800 (\Omega m)$
- conductividad, $\sigma = 0.00125 (S/m)$
- atenuación del medio, $\alpha = 0.68 (dB)$
- constante dieléctrica, $e = 9$ (antena de 500 MHz) y 10 (antena de 300 MHz)

La constante dieléctrica fue calculada a partir de datos de tiempo de propagación y profundidad de un objeto conocido, suponiendo que el material es homogéneo e isotrópico y que hay una distribución lineal de la constante dieléctrica, ésta se calculó a partir de la siguiente fórmula:

$$e = \left(\frac{ct}{2h} \right)^2 \quad (7)$$

donde:

c = velocidad de la luz en el vacío (0.3 m/ns)

e = constante dieléctrica

h = profundidad conocida (m)

t = tiempo de propagación (ns)

El diseño del levantamiento está referido a la figuras 1. Los detalles de los objetos enterrados se muestran en la tabla 1.

PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS

Los datos del sondeo son convertidos a forma digital, éstos fueron sujetos a operaciones matemáticas tales como filtrado, ganancia, deconvolución y migración, los procesos se llevaron a cabo con el programa RADAN de GSSI, semejante a los utilizados en la sísmica de reflexión que permiten interpretar, examinar y procesar los datos; éstos pueden ser filtrados vertical y horizontalmente usando filtros paso altas y paso bajas. Las amplitudes deseadas pueden ser enfatizadas usando colores o los barridos mostrados en modo wiggle (formato sísmico). Adicionalmente, también es posible sumar trazas, representar otras funciones aritméticas, enfatizar partes conocidas de un barrido, corregir errores causados por la

geometría de la antena, etc. Modelos en tres dimensiones del área estudiada también pueden ser creados.

Deconvolución y Migración

Deconvolución es un tipo especial de filtrado el cual es usado para incrementar la resolución temporal y para suprimir múltiples en los datos. Este filtro opera haciendo el pulso de la antena más pequeño, como si fuese usado un ancho de banda de la antena más amplio. Idealmente este filtro deberá remover el efecto de pulso de la antena y en su lugar reemplazarlo por tan solo un pico, pero debido al ruido y otros factores desconocidos, la eliminación total no es alcanzada.

La deconvolución también puede ser usada para eliminar reflexiones múltiples. Esto puede ocurrir si existe una reflexión intensa de un objeto cercano, por ejemplo una tubería de metal, la señal podrá entonces oscilar para adelante y atrás entre el objeto y la antena, causando la aparición de señales repetitivas a lo largo de todo el barrido, obscureciendo la información proveniente de mayores profundidades.

Una de las técnicas de deconvolución más populares es la predictiva, que funciona aplicando un filtro de longitud específica a los datos, llamada operador de longitud. Se puede emplear un filtro paso bajas al mismo tiempo, esto ayudará a reducir el ruido.

Migración es un tipo de procesamiento el cual enfoca el patrón de radiación de la antena proporcionando una imagen más exacta de los objetos del subsuelo eliminando las distorsiones causadas en el proceso de adquisición de datos. Las antenas de un solo elemento típicamente tienen un campo de visión más amplio. Cuando una antena pasa sobre un objeto, ésta recibirá una reflexión del mismo, pero no sólo de cuando la antena se encuentra exactamente localizada sobre él, sino también cuando se encuentra en cualquiera de los lados del mismo. Esto da como resultado una típica reflexión en forma de hipérbola, de igual manera las superficies inclinadas se mostrarán incorrectamente con respecto a su forma real en el subsuelo, puesto que la antena capta la reflexión más intensa en la dirección que forma ángulos rectos con respecto a la superficie reflectora. La migración corrige estas situaciones colapsando las hipérbolas en puntos y corrigiendo las pendientes de las superficies a sus valores reales, otros objetos mostrarán sus formas correctas.

El método de Migración de Kirchhoff, que fue el empleado, trabaja por sumas a lo largo de una hipérbola colocada en los datos y poniendo el resultado promedio en el ápex de la misma, además aplica un factor de corrección basado en el ángulo de incidencia y la distancia, mejora la resolución y enfatiza las frecuencias más altas.

Resultados

Los radargramas de las figuras 3, 4, 5, 6 y 7 muestran los resultados, donde se observa una hipérbola con diferente grado de definición (en la cual la parte superior es la más distintiva), debido a las fuertes reflexiones producidas por la constante dieléctrica y/o la conductividad de los materiales.

Los datos originales fig. 3(a), 4(a), 5(a), 6(a) y 7(a) fueron sometidos a diferentes procesos :

1. Ganancia, permite amplificar los datos obtenidos a cierta profundidad y/o suprimir los de otras profundidades; los filtros FIR (Finite Impulse Response) fig. 3(b), 4(b), 5(b) y 6(b) fueron un paso bajas (750 MHz), paso altas (125 MHz), verticales y un paso altas horizontal (background removal) (N=165). Para la 7(b) un paso bajas (1280 MHz), paso altas (125 MHz), verticales y un paso altas horizontal (background removal) (N=200).
2. Fig. 3(c), 4(c), 5(c), y 6(c), muestran el proceso de Migración de Kirchhoff con una ganancia de 3 un ancho de hipérbola (scans) de 63 con una velocidad relativa de 0.58 a 0.64. La fig. 7(c) muestra el mismo proceso con ganancia de 3, velocidad relativa de 0.28 y ancho de hipérbola (scans) 127.
3. La deconvolución fue aplicada sólo a la fig. 7(a) mostrando los resultados en 7(b), con una longitud de operador de 13, ganancia de 1 y una predicción de retardo de 6.

La fig. 7(d) muestra la recolección de datos del mismo sitio con una antena de 300 MHz, lo cual nos permite observar que los objetos más superficiales no los capta con la misma resolución que una antena de 500 MHz.

La fig. 2 es un ejemplo de las trazas centrales de las figuras 3(a), 4(a), 5(a) y 6(a) en las cuales se muestra la amplitud alcanzada para diferentes materiales, aire, limadura metálica con aire, agua dulce y agua salada.

Las figuras 3, 4, 5 y 6 muestran una forma semicircular al inicio y al final de cada una de las hipérbolas, ésta se encuentra enmascarada en los datos originales y se aprecian de una forma más clara al aplicar procesos de filtrado, el rasgo se puede confundir con un objeto enterrado, sin embargo, está fuera de la línea de medición y se ha podido interpretar como el principio y final de la fosa donde se realizaron las pruebas.

CONCLUSIONES

Las ventajas del GPR es su alta resolución y es uno de los métodos geofísicos más rápidos de implementar, su mayor limitación es la profundidad de penetración.

La antena de 500 MHz proporciona una buena resolución pero la profundidad de penetración es baja, mientras que la antena de 300 MHz tiene una menor resolución pero la profundidad de penetración es mayor.

De acuerdo a los resultados se observa que las reflexiones se dan no sólo por variaciones en la constante dieléctrica sino también por conductividad.

La combinación de los procesos, ganancia, filtrado, deconvolución y migración es un camino factible para eliminar ruido, tener una mejor resolución temporal, colapsar las hipérbolas y estimar el diámetro del tambo y la cavidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Annan, A. P. and Davis, J. L. : "*Ground Penetrating Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy*". Geophysical Prospecting (1989), 37, p. 531-551.
- Fisher, E., McMechan, G. A., and Annan, A. P. : "*Acquisition and Processing of Wide-aperture Ground-Penetrating Radar Data*". Geophysics (March, 1992), 57, p. 495-504.
- Fisher, S. C., Stewart, R. R., and Jol, H. M. : "*Processing Ground Penetrating Radar Data*", GPR'94, Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar, (June, 1994), 2, p. 661-675.
- Lazaro-Mancilla, O. and Gómez-Treviño, E. : "*Modelling GPR Reflections from Magnetic Susceptibility and Electrical Conductivity Variations*", GPR'94, Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar, (June, 1994), 1, p. 79-86.
- Moorman, B. J., Judge, A. S., Burgess, M. M., and Fridel, T. W. : "*Geotechnical Investigation of Insulated Permafrost Slopes Along the Norman Wells Pipeline Using Ground Penetrating Radar*". GPR'94, Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar, (June, 1994), 2, p. 477-491.
- Petnelli, E., Redman, J. D., Endres, A. L., and Annan, A. P. : "*A Test Site for Quantification of GPR Responses*". GPR'94, Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar, (June, 1994), 1, p. 153-162.
- Petnelli, E., Redman, J. D., Endres, A. L., Annan, A. P., and Johnston, G. B. : "*GPR Response Quantification: Initial Processing and Model Testing*", GPR'94, Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar, (June, 1994), 1, p. 163-172.
- Nießen, J., Kliem, E., Pöhlking, E., and Nick, K. P. : "*The Use of Ground Penetrating Radar to Search for Persons Buried by Avalanches*". GPR'94, Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar, (June, 1994), 2, p. 507-517.
- The Finnish Geotechnical Society, "*Ground Penetrating Radar*," Geophysical Research Methods, 1992.
- Ulriksen, C. P. F., "*Application of Impulse Radar to Civil Engineering*," 1982, Ph. D. Thesis, Univ. of Technology, Lund.

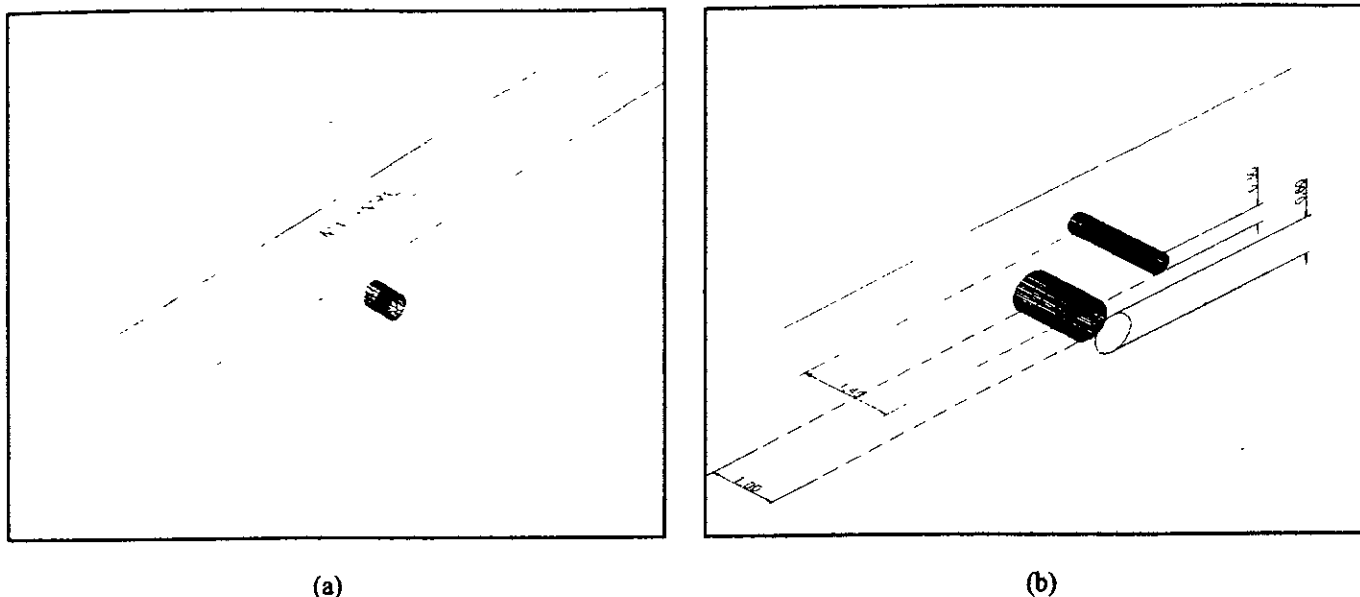


Fig. 1. Croquis del levantamiento, (a) corresponde a las pruebas realizadas con los tambores de plástico con aire, agua dulce, limadura metálica con aire y agua salada. (b) muestra la ubicación de la cavidad vacía y del tambor metálico.

TAMBO	DIA- ME- TRO (m)	AL- TURA (m)	PRO- FUNDI- DAD (m)
de plástico con aire	0.30	0.40	1.00
de plástico con limadura metálica	0.30	0.40	1.00
de plástico con agua dulce	0.30	0.40	1.00
de plástico con agua salada	0.30	0.40	1.00
metálico vacío	0.60	1.00	1.40
Cavidad vacía	0.20	1.00	1.00

Tabla 1

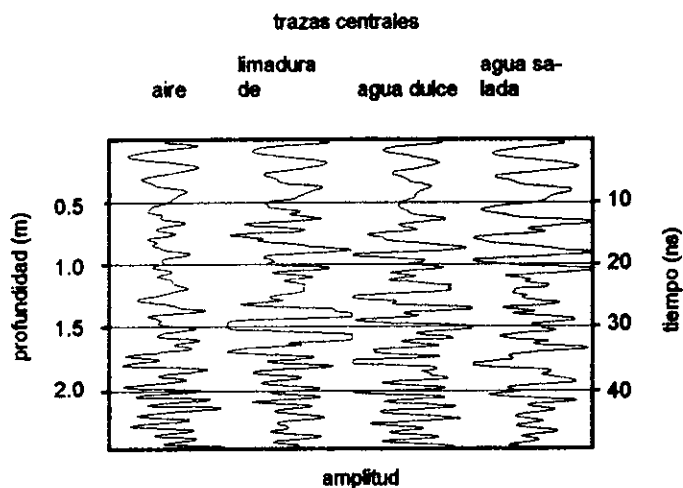


Fig. 2. Trazas centrales de los diferentes materiales empleados.

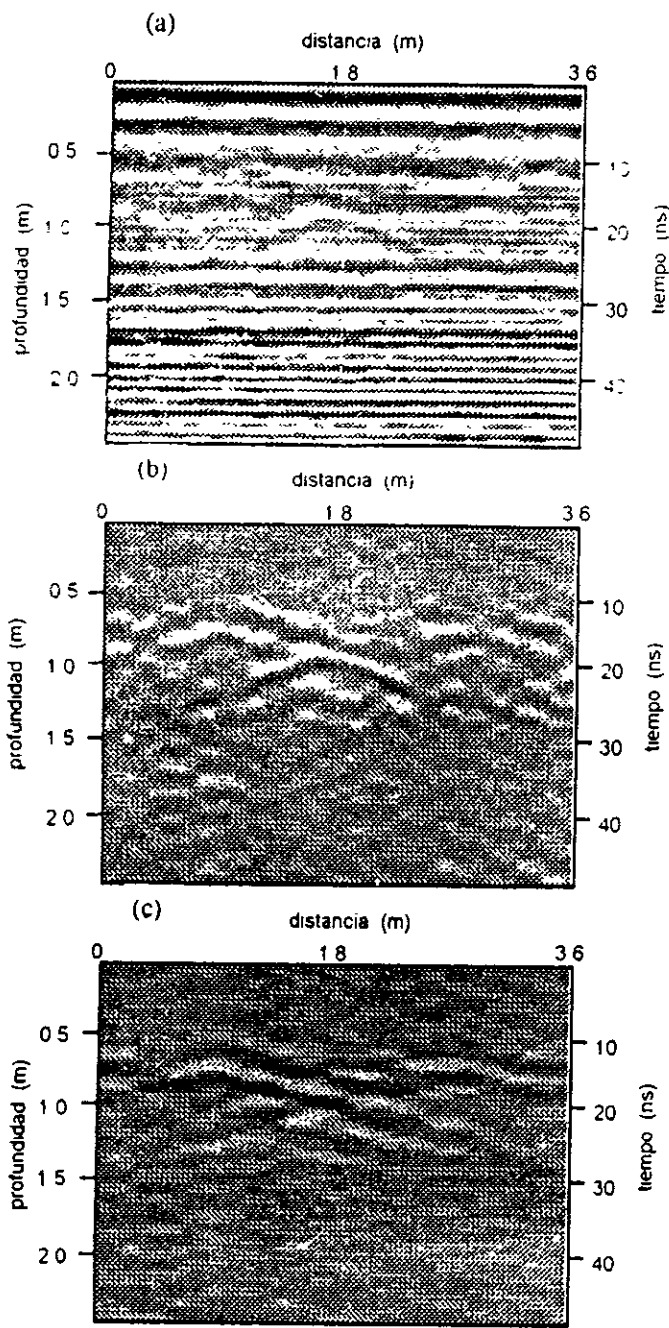


Fig. 3. Imagen del tambo de plástico con aire. a) sección original, b) sección filtrada con ganancia y c) sección migrada. Antena de 500 MHz.

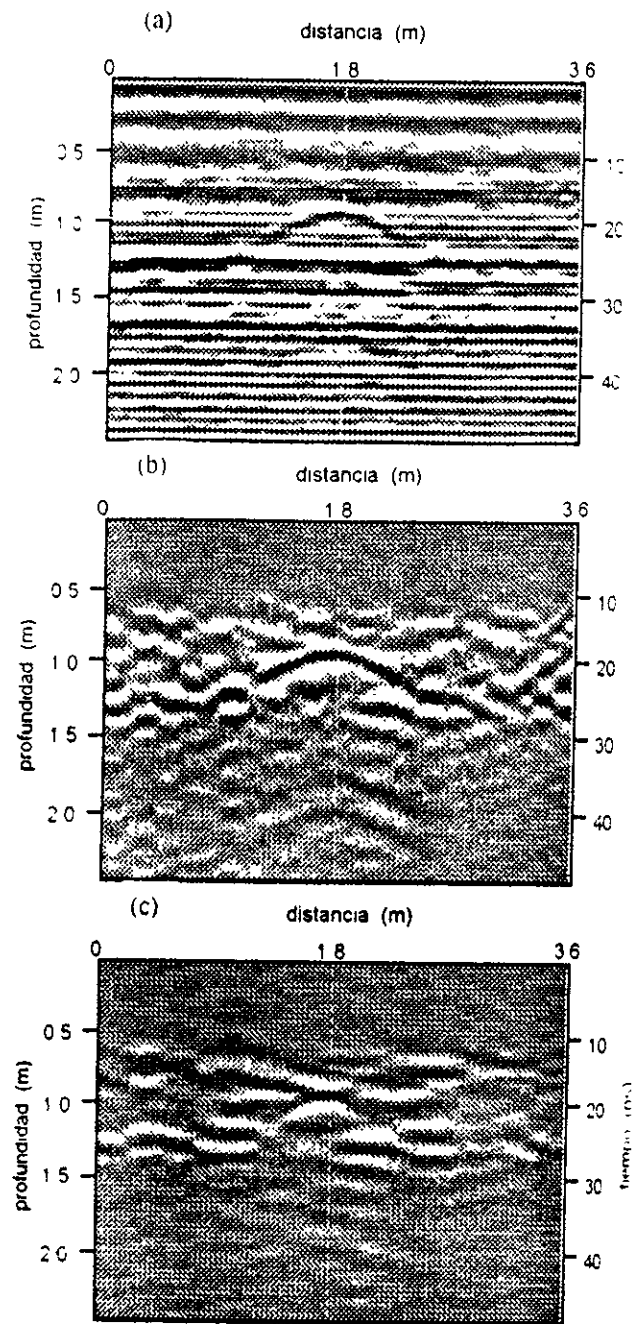


Fig. 4. Imagen del tambo de plástico con agua dulce a) sección original, b) sección filtrada con ganancia y c) sección migrada. Antena de 500 MHz.

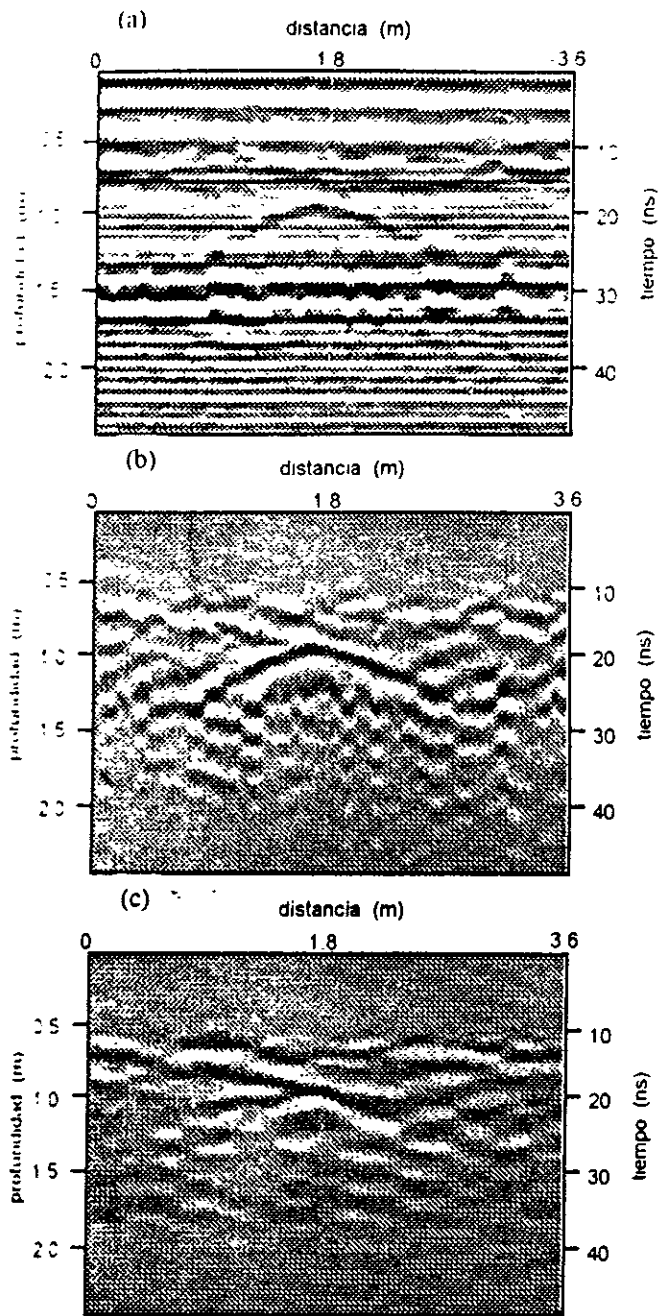


Fig 5. Imagen del tambo de plástico con limadura metálica y aire. a) sección original, b) sección filtrada con ganancia y c) sección migrada. Antena de 500 MHz.

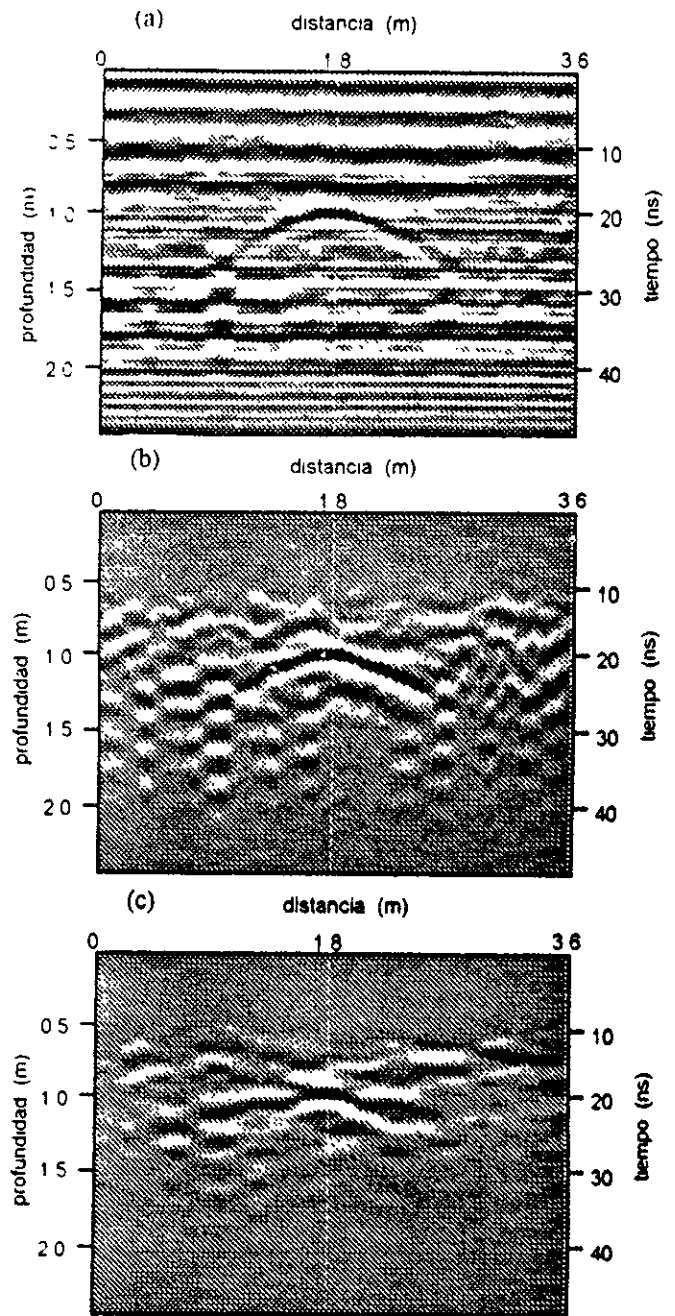


Fig. 6. Imagen del tambo de plástico con agua salada. a) sección original, b) sección filtrada con ganancia y c) sección migrada. Antena de 500 MHz.

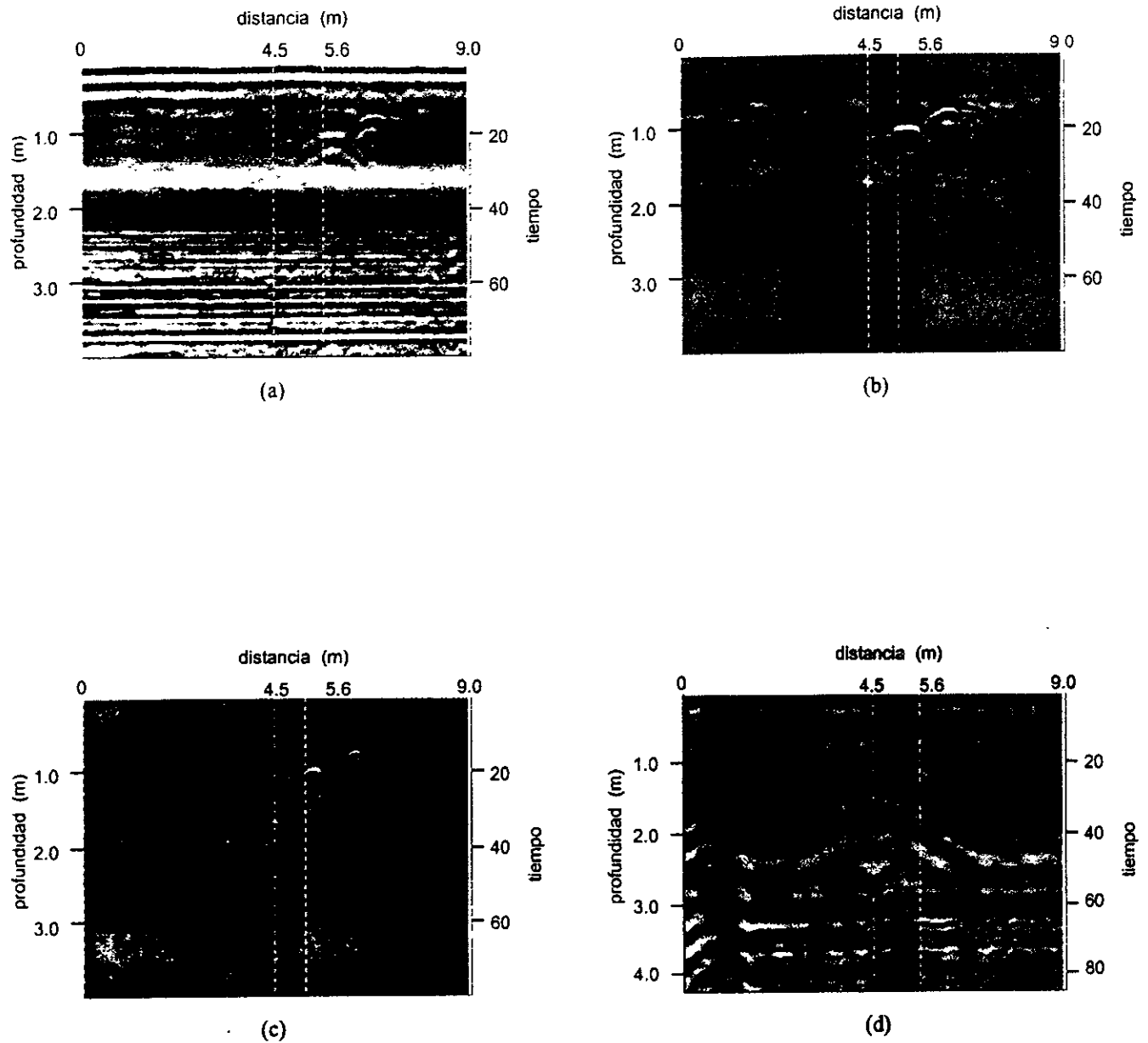


Fig. 7. Muestra las secciones obtenidas para un tambo metálico, una cavidad y un túnel. a) sección original, b) sección con deconvolución y ganancia y c) sección con migración. Antena de 500 MHz. d) sección original adquiridos con antena de 300 MHz.

Detection of abandoned early mining tunnels in the developing urban sectors of the Pachuca mining district (Pachuca City, Hidalgo State, Mexico). A resistivity, gravity, and GPR study.

Lara-Sánchez, J., Pascacio-Toledo, R., Consejo de Recursos Minerales, Alariste-Vilchis, D., Facultad de Ingeniería and Instituto de Geofísica, UNAM, Hernández-Pérez, I., Consejo de Recursos Minerales, and Campos-Enriquez, J.O. *, Instituto de Geofísica, UNAM

SUMMARY

This study is part of an effort to assess the risk of ground subsidence in the developing areas of the City of Pachuca (Hidalgo State, central Mexico) that has been growing towards the neighboring Pachuca mining district (an important mining center producing silver since 1526) (Figs. 1 and 2). Several shallow geophysical techniques were assessed to detect voids (i.e., abandoned early mining tunnels). Field tests were conducted in urban areas of Pachuca City along streets crossing known air-filled mining tunnels. Resistivity (pole-dipole), microgravity, and ground penetrating radar (GPR) proved to be successful in detecting the abandoned tunnels. These three techniques were subsequently applied systematically to map the abandoned tunnels in the expanding urban areas of the city.

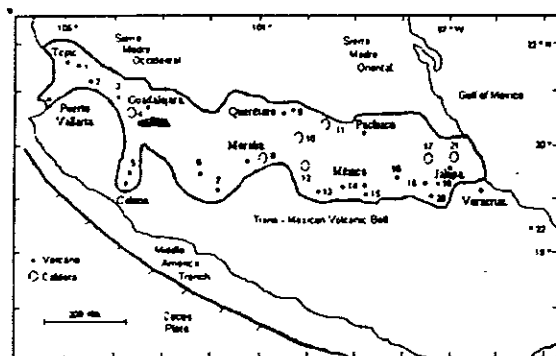


Figure 1.- Location of the city and mining district of Pachuca in the Trans-Mexican Volcanic Belt. The main andesitic and silicic volcanic centers are indicated: 1) Sanganguey, 2) Ceboruco, 3) Tequila, 4) La Primavera, 5) Colima, 6) Parícutin, 7) Jorullo, 8) Los Azufres, 9) El Zomorro, 10) Amealco, 11) Huichapan, 12) Mazahua, 13) Nevado de Toluca, 14) Iztaccíhuatl, 15) Popocatepetl, 16) La Malinche, 17) Los Hornos, 18) Las Derrumbadas, 19) Cofre de Perote, 20) Pico de Orizaba, 21) Chiconquiaco, 22) Los Tuxtlas

INTRODUCTION

A recognized cause of ground subsidence problems in urban developing areas is the existence of shallow

underground voids arising from early mining and other resource recovery activities. Many towns and cities have been expanding without knowledge of abandoned non-documented mining tunnels.

This is the case of the City of Pachuca that originally grew up in the neighborhood of the Pachuca mining district. However, consequently due to the demographic developing, the city extended over zones where non-documented mining was undertaken in the past (Fig. 2).

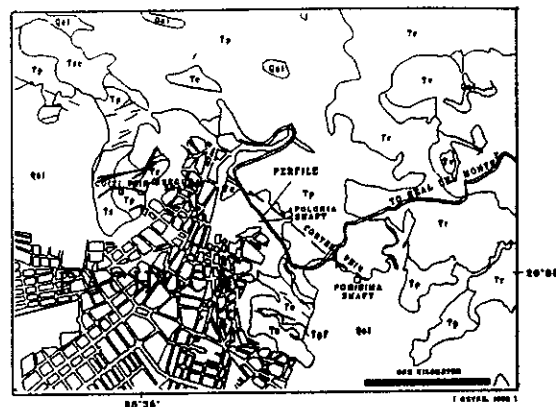


Figure 2.- The expanding urban sector of Pachuca City and the mining district of Pachuca-Real del Monte (Hidalgo State, central Mexico). The location of profile at the test site is indicated. Geologic symbology is explained in Table 1.

Indeed, the roofs of several of these non-documented voids have collapsed. They represent a hazard source. To avoid ground subsidence related problems in houses and buildings it is necessary to have an accurate knowledge of the location of these voids.

This study is aimed to detect these mining tunnels in the expanding urban areas of Pachuca City. Here we report on the geologic setting, applied geophysical techniques, obtained data, and final results of this case history.

GEOLOGIC SETTING

Detection of abandoned tunnels

The Pachuca mining district comprises the eastern side of the Sierra de Pachuca, a Tertiary andesitic-rhyolitic volcanic complex that represents the early phase of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). The study area is located in the eastern portion of central TMVB close to the Sierra Madre Oriental (SMOr) and to 100 km to the north-northeast of the Mexico City (Fig. 1)

The regional basement is constituted by Cretaceous sedimentary rocks. The pre-Tertiary sub-basement

comprises andesitic flows, associated tuffs and breccias. The Cenozoic stratigraphic column comprises ten formations (Fig. 1 and Table 1) intruded by dikes of a porphyry-dacitic composition and a mean N75°W direction. On surface, in the valleys, we have lime, sand, and gravel interstratified with cinders and lavic flows (Geyne et al., 1963).

A.-Stratified rocks

PLEISTOCENE and RECENT

Qal: alluvium.

Qt: Alluvial fans.

Qc: Cubitos tuff.

PLIOCENE

Tsc: San Cristobal Formation. Olivine andesitic flows.

Tz: Zumate Formation. Andesitic-dacitic lavic flows and breccias.

Tt: Tezontla Formation. Rhyolitic-rhyodacitic lavic flows.

Tce: Cereso Formation. Rhyolitic lavic flows and breccias.

MIOCENE and OLIGOCENE

Tv: Vizcaina Formation. Andesitic-dacitic lavic flows and minor breccias.

Tsg: Santa Gertrudis Formation. Andesitic-dacitic lavic flows.

Tr: Real del Monte Formation. Flow breccias with minor associated lavic flows.

Tp: Pachuca Formation. Andesitic lavic flows and flow breccias.

Tc: Corteza Formation. Andesitic lavic flows.

Ts: Santiago Formation. Rhyolitic tuffs, breccias and lavic flows.

B.- Intrusive rocks.

PLIOCENE

Ta: Olivine andesites in form of dykes.

Tpb: Biotite porphyry.

Tpg: Large-grained quartz porphyry.

Tpf: Fine-grained quartz porphyry.

MIOCENE

Tph: Hornblende porphyry

Table 1. Stratigraphic column of the mining district of Pachuca (Hidalgo State, central Mexico). According to Geyne et al., (1963).

The ore deposits are of the epithermal type and of a lower Pliocene age. The mineralizing fluids were injected during the last igneous phase, which occurred after the

emplacement of the Tezontla formation but prior to the extrusion of the products of the Zumate formation

METHODS AND RESULTS

Among the many available electrical resistivity techniques the pole-dipole array has proven successful to detect shallow underground voids. In particular, we based our study in the methodology (measurements and analysis concepts) developed by Wendell et al. (1981). This technique is reported to enable one to work with depth-to-diameter ratios exceeding ten to one in several mining environments.

We proceeded to test the method in the urban areas of the City of Pachuca along streets crossing well-documented abandoned air-filled mining tunnels. We made measurements every ten m along lines crossing the test sites. Dipole interelectrode separations, a , of 10 and 20 m were used. The distance between the pole and dipole was varied between 1' and 9 times the measurements separation (i.e., n was varied between 1 and 9). The measurements were done in both senses (i.e., with the current sink electrodes at both ends). A conventional resistivity equipment consisting of a TSQ-3 transmitter, an IPR-12 receiver and steel electrodes was used. Measurements were done manually.

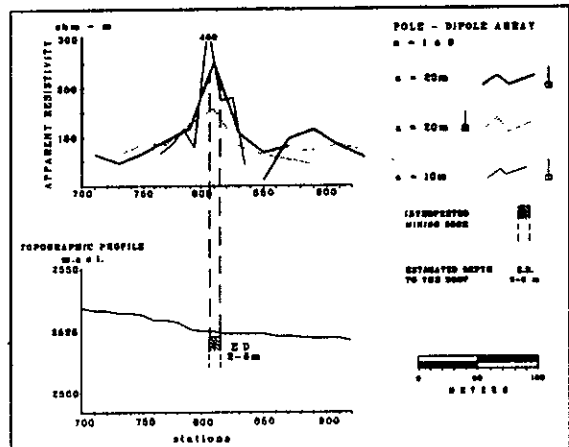


Figure 3. Pole-dipole resistivity profile at test site (see location in Figure 2). A correspondence is observed between the high resistivity anomalies obtained with the three different pole-dipole profiles and the tunnel around location 800.

Figure 3 is an example of the results obtained in the test sites. It corresponds to a driveway crossing a branch of the

Detection of abandoned tunnels

vein Corteza located to the north-northeast border of the City of Pachuca (Fig 2). It is a solid quartz vein with a thickness between 2 and 3 meters, a S55°E strike, and a southward dip between 70° and 85°

A simple graphical analysis was done to locate in position and depth the tunnels. The existence of an air-filled tunnels results in a high resistivity anomaly. The direct and inverse profiles taken with a equal to 20 m show high resistivity anomalies coinciding fair well with the position of the documented tunnel. This position of this tunnel was known prior to the study but not its details (depth, size) (Fig 4). To corroborate the existence of the tunnel we carried out one more resistivity profile. This time with a dipole interelectrode separation equal to 10 m. Similar results were obtained with this shorter dipole interelectrode separation, with more resolution nevertheless.

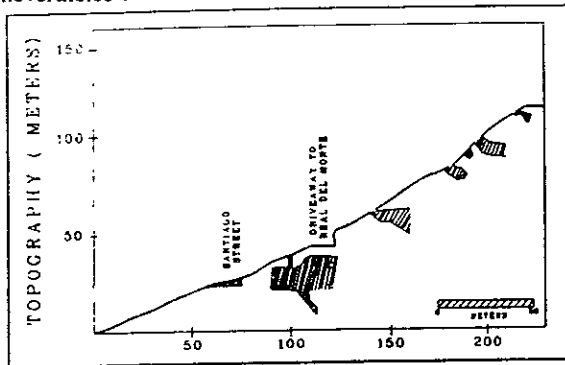


Figure 4. The tunnel at the test site (i.e., the driveway to Real del Monte, see Figure 2 for location) according to the existing documentation. The geophysical profiles are perpendicular to the figure plane).

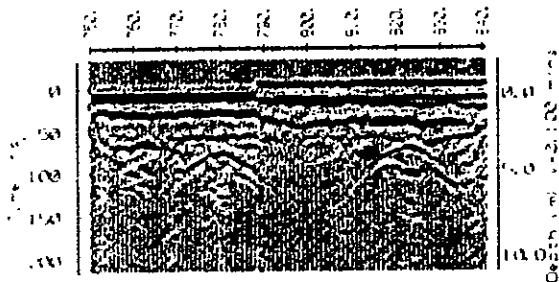


Figure 5. Ground Penetrating Radar profile at the test site. See Figure 2 for profile location. The location numbers are the same as in Figure 3. Depths were estimated with a mean velocity of 0.100 m/ns.

Ground Penetrating Radar enabled us to assess the resolution power of this resistivity technique. Figure 5 shows the radar profile for this test site. Two voids were mapped at horizontal locations 780 and 827 respectively. The resistivity profile with a equal to 10 m also reveals the existence of high resistivity anomalies at these two localities. The resistivity profiles (direct and reverse) obtained with a equal to 20 m do not provide such a high-resolution. In these profiles the single anomalies are merged in a broader one. We used a PulseEKKO Ground Penetrating Radar working in reflection mode with an antenna separation of 1 m, and a nominal frequency of 100 Mhz. Readings were done each 0.5 m.

Gravity anomalies were also determined (Fig. 6). We used a LaCoste and Romberg gravity meter model G-1080. Measurements were done every ten m. The complete Bouguer (i.e., including drift, free-air, latitude, Bouguer, and topographic corrections) was obtained with a reference density of 2,550 kg/m³. The density was determined from rock samples collected in the area (Table 2). To monitor the drift of the instrument and that due to earth tides we referenced our measurements to three gravity bases tied to the International Gravity Standardization Net 1971 (Woollard, 1979). Topographic control was assured by a first order leveling. The correction for rugosity was done according to Bible (1962). For the interior circles B to E we used topographic maps at a scale of 1 to 2,000 while for the exterior circles we used topographic maps at a scale of 1 to 10,000.

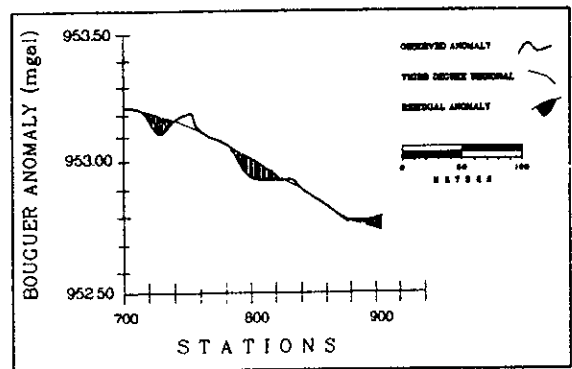


Figure 6. Gravity profile at the test site. See Figure 2 for profile location. The number of the locations are the same as in Figure 3.

Detection of abandoned tunnels

We observe a broad gravity low coinciding with the location of the high resistivity anomalies above the documented tunnel. We think that we did not obtain high resolution in the detection of mining tunnels with gravity due partly to the spacement used between measurements, as well as to the problems of obtaining an accurate topographic correction in areas of high rugosity. However, gravity can be used as a complementary method to support the resistivity data.

Sample number	Density (kg/m ³)
1	2,555
2	2,580
3	2,560
4	2,530
5	2,510

Table 2. Density of andesitic rock samples collected at the study area. Density was determined at 20 °C.

CONCLUSIONS

Field test have shown that the pole-dipole resistivity configuration is a high-resolution technique to detect non-documented air-filled tunnels in urban environments provided we use very closed spaced electrodes. The resolution power of this shallow geophysical technique was assessed with the help of ground penetrating radar profiles. Gravity can be used to support the resistivity method. Together these two methods represent a fast and economically viable approach to the detection of voids in the shallow underground.

Pole-dipole resistivity and gravity profiles were conducted subsequently in a systematic basis to detect and map the non-documented abandoned air-filled tunnels of the expanding urban areas of the City of Pachuca.

ACKNOWLEDGMENTS

Thanks to Dr. Luis Chávez-Martínez, General Director of the Consejo de Recursos Minerales for the support given to this study. The Engineering Faculty, Earth Sciences Division, supported the GPR study.

REFERENCES

Bible, J., 1962, Terrain correction tables for gravity, *Geophysics*, 27, p. 715-718.

Geyne, A.R., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R.E., and Wilson, J.F., 1963, *Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México*, Consejo de Recursos no Renovables, Publication 5E, 211 pp.

Wendell, R.P. and Burdick, G.R., 1981, Use of an automated earth resistivity system for detection of abandoned mine workings, In: *Technical Program, Abstracts and Biographies, Society of Exploration Geophysicists, 51st Annual Meeting, Los Angeles*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, Vol. 1, Technical paper.

Woollard, G.P., 1979, The new gravity system; changes in international gravity base values and anomaly values, *Geophysics*, 44, p. 1352-1360.



VERACRUZ 93
VIII SIMPOSIUM DE GEOFISICA
Y EXHIBICION DE EQUIPO

Interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales Utilizando un Modelo Anisotrópico de Variación Exponencial en Casos de Zonas con Intrusión Salina.

Simón Velázquez Isabel¹ y Alatríste Vilchis David Rey^{2,3}.

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM.

²Instituto Mexicano del Petróleo.

³Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.

RESUMEN

La interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) se ha realizado tradicionalmente utilizando el modelo del medio estratificado en el cual la resistividad eléctrica de cada capa es constante. Si bien este modelo ha sido útil, existen algunas situaciones reales en las que la resistividad eléctrica presenta variaciones dentro de las capas, como en el caso de ambientes en los cuales existe intrusión salina o en zonas profundas del subsuelo en donde la temperatura se incrementa y se puede relacionar con incrementos continuos de la conductividad eléctrica.

En este trabajo se hace uso de un modelo para medios estratificados en el que las capas muestran anisotropía transversal. Para esto se considera que la resistividad eléctrica presenta variación exponencial con la profundidad. Para determinar el comportamiento del potencial eléctrico se utilizó el desarrollo de una relación de recurrencia de la función Kernel, la cual es multiplicada por la función Bessel de orden cero e integrada numéricamente para obtener los valores de la función de resistividad aparente para la abertura electrónica determinada. Con este procedimiento se implementó un programa de computo con el cual se resuelve el modelo directo y se realiza la comparación con los datos de campo; tal programa se puede utilizar con las configuraciones Schlumberger, Wenner y Polo-Polo. Es importante mencionar que el programa puede ser utilizado también para el caso en que el comportamiento de las capas es homogéneo e isótropo.

El procedimiento ya descrito se utilizó para modelar el avance de la intrusión salina en una región de la República Mexicana. La zona se localiza en la franja costera de Hermosillo, Estado de Sonora (en el noroeste de México). En esta zona se tiene la presencia de un sistema acuífero complejo que se ubica en material granular y sobre el cual se desarrolla una intensa actividad agrícola.

De los resultados obtenidos en esta región se puede resaltar que el método implementado puede aplicarse con buenos resultados en problemas de intrusión salina para diferentes ambientes geológicos. Evidentemente que el contar con información adicional como geología del subsuelo, cortes litológicos de pozos, geoquímica, etc.; nos permitirá crear un modelo que mejor represente las condiciones reales en el subsuelo.

INTRODUCCIÓN

El modelo de un medio horizontalmente estratificado de capas planas en el que la resistividad eléctrica de cada capa es constante ha sido muy utilizado en la interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's), para una gran variedad de aplicaciones en la geotécnica, hidrogeología, geotermia, etc.; obteniendo buenos resultados. Sin embargo, existen situaciones reales en el subsuelo en las que la resistividad eléctrica presenta variaciones dentro de una misma capa. Van Dam (1976) mostró que en zonas afectadas por intrusión salina, el agua de poro aumenta su salinidad conforme se incrementa la profundidad, dando como resultado una variación continua de la conductividad eléctrica. Otro caso interesante se presenta en zonas profundas de la corteza terrestre o en capas del basamento, en donde la temperatura sufre

incrementos que se pueden asociar con incrementos continuos de la conductividad (Wait, 1982).

Autores como Sato y Sampaio (1980) estudiaron el caso en el que el subsuelo tiene una variación continua y monótona de la resistividad con la profundidad. Stoyer y Wait (1977) calcularon la resistividad aparente para un medio cuya resistividad varía exponencialmente con la profundidad y tiene una cubierta superficial homogénea. Banerjee et. al. (1980) obtuvieron expresiones para la resistividad aparente de un medio estratificado en el que una capa presenta variación exponencial de la conductividad. Hyoung-Soo Kim y Kiehwa Lee (1996) obtuvieron las expresiones para el calculo de la función de resistividad aparente de un medio estratificado con capas que tienen variación exponencial de la resistividad.

En este trabajo se implementó un programa de computo basado en lo desarrollado por Hyoung-Soo Kim y Kiehwa Lee (1996) para efectuar la reinterpretación de una serie de SEV's realizados en una zona con intrusión salina.

DESARROLLO DEL ALGORITMO

En los métodos de corriente continua, se sabe que el potencial eléctrico satisface la ecuación

$$E = -\nabla V \quad (1)$$

En donde E es el campo eléctrico, el cual, de acuerdo con la ley de Ohm, se relaciona con la densidad de corriente J, como

$$J = \sigma E \quad (2)$$

Donde σ es la conductividad del medio. En nuestro caso suponemos que la conductividad solo depende de la profundidad Z. Además se sabe que

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (3)$$

Entonces, de las ecuaciones anteriores, obtenemos la ecuación de Laplace, que expresada en coordenadas cilíndricas (dada la simetría del problema) se expresa como:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial r} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} + \frac{1}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

Para resolver ésta utilizando el método de separación de variables se puede mostrar que la solución general tiene la forma:

$$\Phi(r, z) = \int_0^{\infty} F(\lambda) R(\lambda, r) Z(\lambda, z) d\lambda \quad (5)$$

$$R(\lambda, r) = C J_0(\lambda r) \quad (6)$$

En donde C es una constante y J_0 es la función Bessel de orden cero.

Para conocer la función $Z(\lambda, z)$, consideramos el modelo de la figura 1, en el cual la resistividad de la k-ésima capa será:

$$\rho_k = \alpha_k e^{\beta_k z} \quad (7)$$

Entonces las soluciones serán:

$$Z(\lambda, z) = ce^{\Gamma_k^+ z} \quad (8)$$

y

$$Z(\lambda, z) = ce^{\Gamma_k^- z}$$

En donde

$$\Gamma_k^+ = \frac{\beta_k + \sqrt{\beta_k^2 + 4\lambda^2}}{2}, \quad \Gamma_k^- = \frac{\beta_k - \sqrt{\beta_k^2 + 4\lambda^2}}{2}$$

De lo anterior, se obtiene que la solución general de la ecuación 4 es:

$$\Phi_k = \int_0^{\infty} [A_k(\lambda) e^{\Gamma_k^+ z} + B_k(\lambda) e^{\Gamma_k^- z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (9)$$

Si aplicamos las siguientes condiciones de frontera:

- El potencial eléctrico debe tender a cero para una profundidad infinita,
- En la superficie del terreno la componente vertical de la densidad de corriente debe ser cero,
- El potencial eléctrico debe ser continuo en el contacto entre dos capas, y
- La componente vertical de la densidad de corriente debe ser continua en el contacto entre dos capas.

Si evaluamos para la superficie del terreno ($z=0$) tenemos que:

$$\Phi_1(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [1 + 2\theta_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (10)$$

En donde $\theta_1(\lambda)$ es la función Kernel dada por la expresión:

$$\theta_1(x) = \frac{-1}{e^{2\lambda h} \frac{\rho_1 - \lambda \rho_2 S_2(\lambda)}{\rho_1 + \lambda \rho_2 S_2(\lambda)} + 1} \quad (11)$$

La Función $S_2(\lambda)$ se obtiene de la relación de recurrencia (Hyoung-Soo Kim y Kiehwa Lee, 1996):

$$S_k(\lambda) = \frac{(E^+ - E^-) + P_k S_{k+1}(\lambda) (\Gamma_k^+ E^- - \Gamma_k^- E^+)}{(\Gamma_k^+ E^+ - \Gamma_k^- E^-) + P_k S_{k+1}(\lambda) (\Gamma_k^+ \Gamma_k^- E^+ - \Gamma_k^- \Gamma_k^+ E^-)} \quad (12)$$

En donde:

$$E^+ = e^{\Gamma_k^+ z}, \quad E^- = e^{\Gamma_k^- z} \quad \text{y} \quad P_k = \frac{\rho_{k+1}}{\rho_k}$$

Con estos valores del potencial podemos calcular la resistividad aparente del modelo especificado, utilizando para esto la función ZHANKS del método desarrollado por Anderson (1979). En el programa implementado es posible utilizar los arreglos electródicos Schlumberger, Wenner y Polo-Polo; además de efectuar la comparación del modelo propuesto con los valores observados en campo y establecer el error del ajuste entre ambos. Adicionalmente, el programa también es aplicable cuando las capas del medio estratificado tienen un comportamiento homogéneo e isotrópico.

FRANJA COSTERA DE HERMOSILLO.

La franja costera de Hermosillo se encuentra en el noroeste de México en el Estado de Sonora (Figura 2). Esta zona tiene una gran importancia agrícola situándose como uno de los distritos de riego más importantes del país. Su explotación ha sido por más de 50 años, desafortunadamente su estudio solo lleva los últimos 30 años; esta explotación desmedida que ha provocado varios problemas como el abatimiento de los niveles estáticos y por consiguiente la intrusión salina.

La geología de la zona está constituida por materiales aluviales del Cretácico, donde el acuífero tiene un espesor de 200 metros y en la capa inferior que limita el acuífero se constituye por un lente de arcilla coquinoide fracturada.

En este caso se tomó información de dos perfiles realizados para la Comisión Nacional del Agua (Steinich et. al. 1996) en el Valle de Hermosillo. Estas líneas incluyen nueve SEV's con arreglo Schlumberger utilizando aberturas máximas de 1,000 metros. Estos datos ya habían sido interpretados utilizando el modelo de capas con resistividad constante. Adicionalmente se realizó la interpretación de los mismos empleando el método aquí propuesto. En la figura 3 y 4 se muestra una comparación de las secciones de isoresistividad aparente de los datos de campo con los obtenidos de los dos modelos aplicados, en la cual se puede ver que no hay grandes variaciones entre estas.

CONCLUSIONES

De acuerdo con todo lo que se analizó anteriormente, se puede afirmar que el programa implementado funciona adecuadamente para el tipo de modelos que fue desarrollado. Una de las mayores ventajas del uso de este modelo es el hecho de poder reducir significativamente el número de capas necesarias para reproducir la curva de resistividad aparente de un SEV en un sitio afectado por invasión de agua salada.

Es claro que para determinar el modelo inicial de la interpretación es deseable una mayor cantidad de información adicional (geología, geoquímica, cortes litológicos de pozos, etc.). Como el programa actualmente solo resuelve el modelado directo, se ve la necesidad de trabajar en el algoritmo de inversión.

BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, W.L. 1979. "Computer program: Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering". *Geophysics*, 44, 1287-1305.
- Banerjee, B., Sengupta, B.J. and Pal, B.P., 1980. "Apparent resistivity of a multilayered earth with a layer having exponentially varying conductivity". *Geophys. Prosp.*, 28, 435-452.
- Gutiérrez, J.A. 1986. "Estudio Geohidrológico de Cancún, Quintana Roo". Tesis Profesional de Ingeniero Geofísico, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Hyoung-Soo, K. and Kiehwa, L. 1996. "Response of a multilayered earth with layers having exponentially varying resistivities". *Geophysics*, 61, 180-191.
- Sato, H.K. and Sampaio, E.S., 1980. "Electrical sounding of a half-space with a monotonic continuous variation of the resistivity with depth". *Geophys. Prosp.*, 28, 967-976.
- Steinich, B., Simón I., Marín L. y Chavarría A., 1997. "Informe Final; Estudio Geoeléctrico de la intrusión salina en el Valle de Hermosillo, Sonora, México". CNA-UNAM. 323 pp.
- Stoyer, C.H., and Wait, J.R., 1977. "Resistivity probing of an "exponential" earth with a homogeneous overburden". *Geoexpl.*, 15, 11-18.
- Van Dam, J., 1976. "Possibilities and limitations of resistivity method of geoelectrical problems". *Geoexpl.*, 14, 179-193.
- Wait, J.R. 1982. "Geo-electromagnetism". Academic Press Inc.

FIGURAS

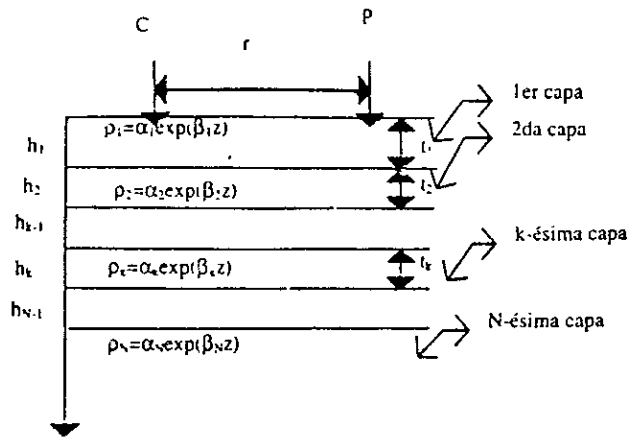


Figura 1. Modelo usado. C y P son los electrodos de corriente y potencial respectivamente y están en la superficie.

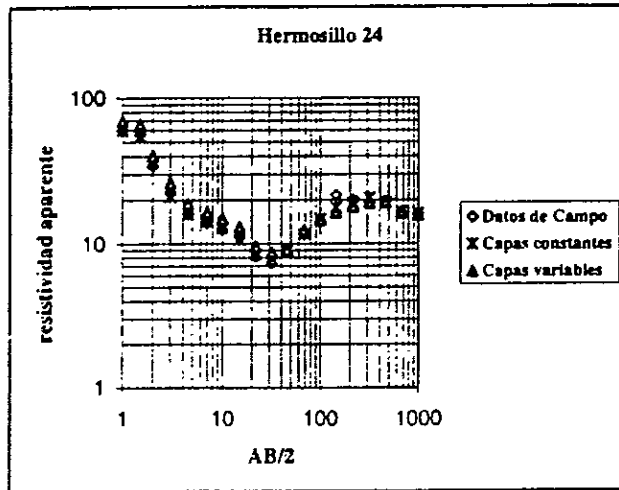


Figura 2. Gráfica de la curva de resistividad aparente para un modelo generado con variación de la resistividad exponencial, comparada con los datos campo

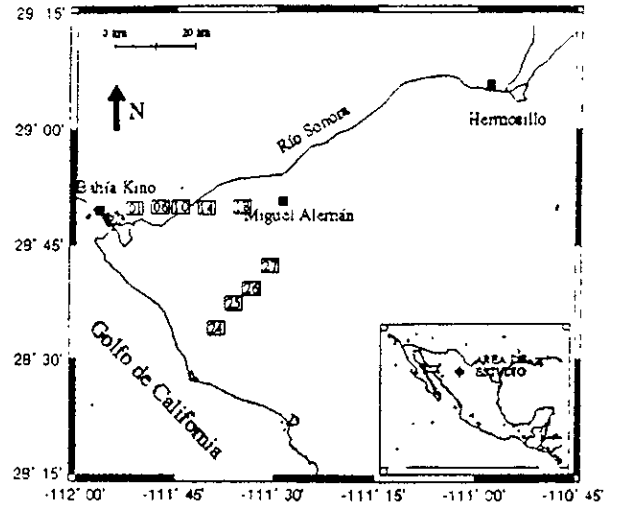


Figura 3. Ubicación del área de estudio (Hermosillo, Sonora).

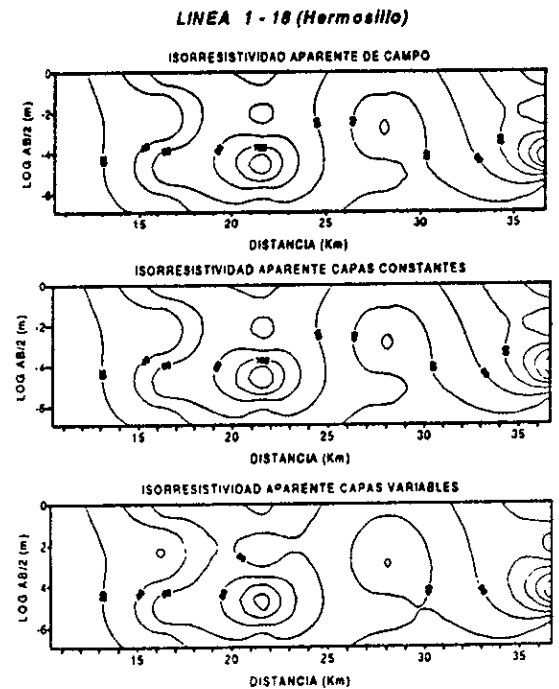


Figura 4. Seudosecciones de isorresistividad aparente para la línea 1.(Hermosillo) a) Datos de campo, b) datos generados con el modelo de resistividad constante y c) datos a partir del modelo de variación de la resistividad exponencial.

INTERPRETACIÓN DE SEV'S CON VARIACIÓN EXPONENCIAL DE LA RESISTIVIDAD

LÍNEA 24 - 27 (Hermosillo)

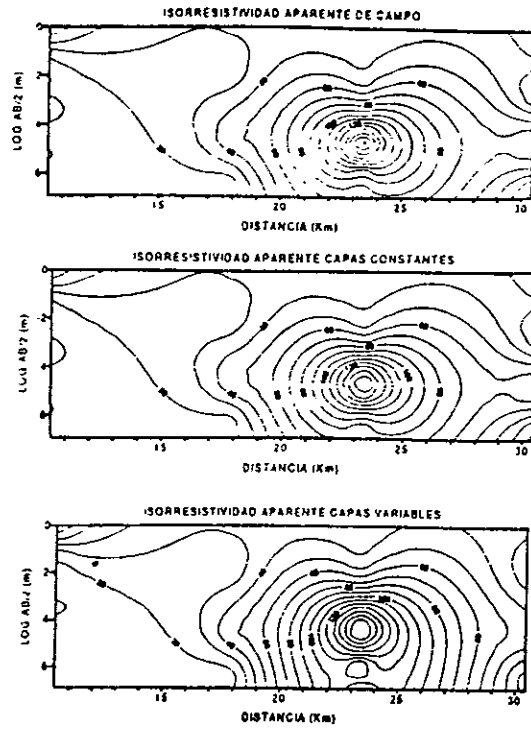


Figura 3. Seudosecciones de isorresistividad aparente para la línea 2. (Hermosillo) a) Datos de campo, b) datos generados con el modelo de resistividad constante y c) datos a partir del modelo de variación de la resistividad exponencial.



ELSEVIER

Geomorphology 742 (1998) xxx

GEOMORPHOLOGY

Relationship between extensional tectonic style and the paleoclimatic elements at Laguna El Fresnal, Chihuahua Desert, Mexico

J.O. Campos-Enriquez^{a,*}, J. Ortega-Ramírez^a, D. Alatrister-Vilchis^{a,b},
R. Cruz-Gàtica^{a,b}, E. Cabral-Cano^a

^a Instituto de Geofísica, UNAM, Deleg. Coyocacán, 04510 México D.F., México

^b Facultad de Ingeniería, UNAM, Deleg. Coyocacán, 04510 México D.F., México

Received 13 October 1997; revised 6 May 1998; accepted 22 September 1998

Abstract

A multi-disciplinary (geomorphology, ecology, sedimentology, geology, gravimetry, ground penetrating radar, and direct current resistivity) study established a relation among the subsurface structure of Laguna El Fresnal, the geomorphic units, and the vegetation. According to gravity data, Laguna El Fresnal is an asymmetric fault bounded basin typical of the Basin and Range province and the Rio Grande rift. The geomorphic units along the eastern and western sides of El Fresnal basin show marked differences. The western slope is characterized by a variety of sedimentary deposits and geomorphic features, such as alluvial fans, debris flows, braided stream deposits, sheet flood deposits, erosional surfaces, paleosols and fluvial paleosystems of dendritic and parallel types. In contrast, the eastern slope has only aeolian deposits covering structures of alluvial origin. The vegetation also shows this asymmetry. Along the western slope vegetation is composed, from the highest to the lowest elevations, of *Juniperus* ssp., *yucca*, *Echinocereus* ssp., and *Prosopis* ssp.; whereas, on the eastern slope, the vegetation is mostly composed of small *Prosopis* ssp. associated with *Larrea tridentata* communities. The *Juniperus* ssp. vegetation represents remnants of an environment (Upper Pleistocene age?) more humid than at present. The stratigraphy of the morphological units was tentatively established. Three depositional lobes (QI, QII, and QIII), and three generations of alluvial fans (QIV, QV, and QVI) were defined. Silty-clayey sediments of aeolian origin (loess) from the basin constitute unit QVII. The structure of the first 3–4 m of units QVII and QI were established using a ground penetrating radar. Vertical electric soundings indicate at least 40 m of clay sediments beneath the plain. The contrasting differentiation between geomorphic units and vegetation at both slopes of the basin indicates that the western border of the basin is or was uplifting. © 1998 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Extensional tectonic style; Paleoclimatic elements; Laguna El Fresnal

1. Introduction

The Laguna El Fresnal, located in the state of Chihuahua, northern Mexico (Fig. 1), occupies an apparently level valley with a surface area of about

* Corresponding author. Fax: +52-5-5502486. E-mail: ocampos@igeofcu.unam.mx

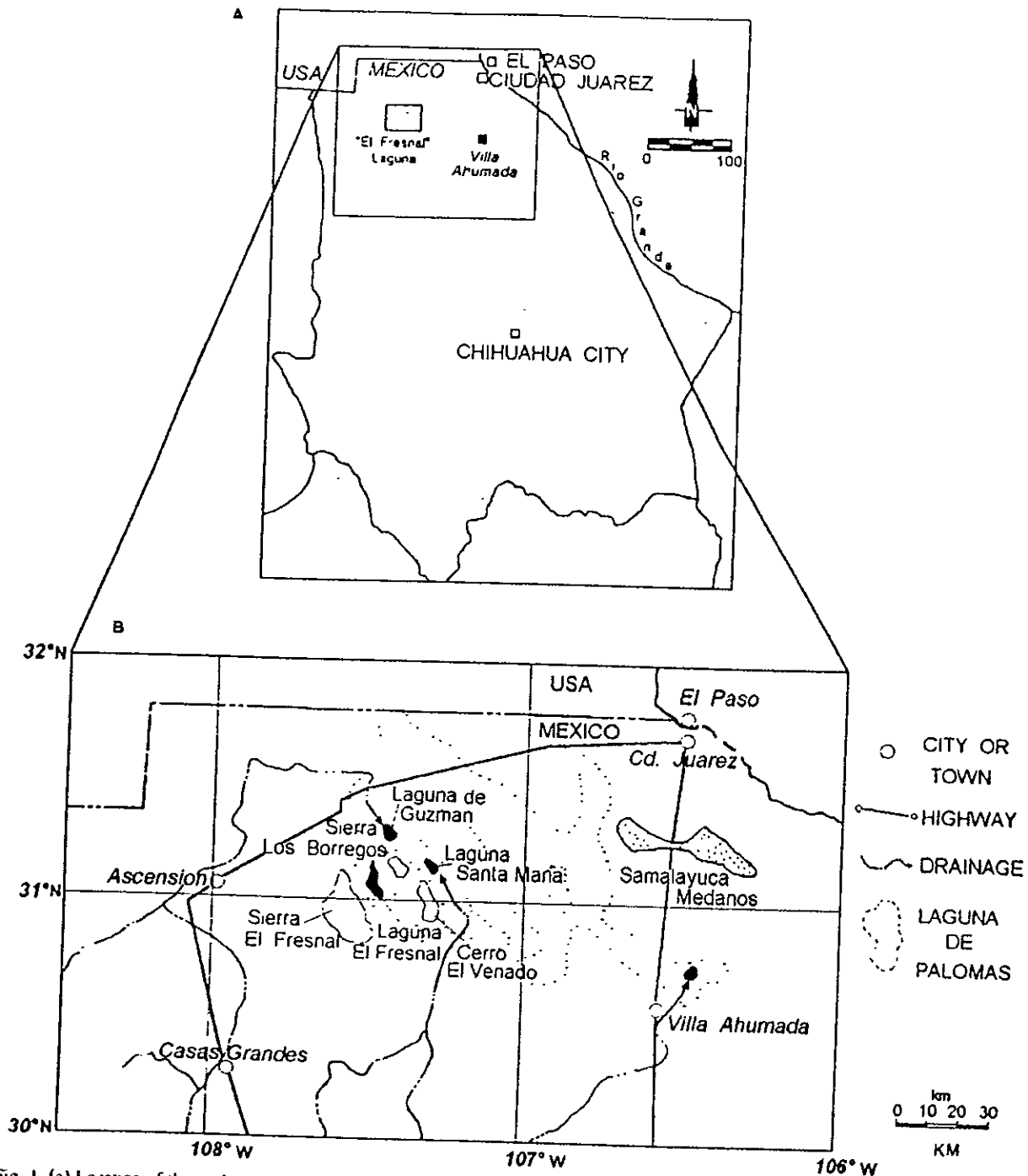


Fig. 1. (a) Location of the study area in northern Mexico, and (b) El Fresnal Laguna in the context of other playas and bolsons of northern Chihuahua.

50 km² with a mean elevation of 1200 m above sea level (m a.s.l.). It is bounded by mountain ranges: the Sierra El Fresnal to the west and the Sierra Los Borregos and Cerro El Venado to the east. The latter two ranges are constituted of rhyolites and Tertiary acidic tuffs at the base, and by Quaternary plateau-type basalts at the top; Sierra El Fresnal has a base constituted of Tertiary acidic volcanic rocks which are capped by Quaternary basalts and andesites. These volcanic ranges are elongated in direction NW–SE, and reach heights of up to 2300 m a.s.l.

The Laguna El Fresnal belongs to the Basin and Range physiographic province. Rio Grande Rift section (Morrison, 1991) and Bolsos sub-section (Gile et al., 1981) (Figs. 2 and 3). The Basin and Range province is characterized by numerous en echelon NW–SE oriented basins and ranges product of conti-

ental extensional tectonism. Proposed mechanisms to explain the way in which the continental lithosphere accommodates extension include the pure shear model of McKenzie (1978) and the simple shear model of Wernicke (1981, 1985). A synthesis of current understanding of continental extensional tectonics is given in the works of Roberts and Yielding (1994).

The Laguna El Fresnal corresponds to a bolson as defined by Hill (1900) (as reported by Gustavson, 1991) and is floored with unconsolidated lacustrine sediments and sediments derived from the topographically higher peripheral region. It is located immediately south of Laguna Guzmán, which constitutes part of the larger Laguna Palomas. The even larger basin Mesilla-Las Cruces of southern USA, includes the playas of Palomas and Guzmán (Fig. 3).

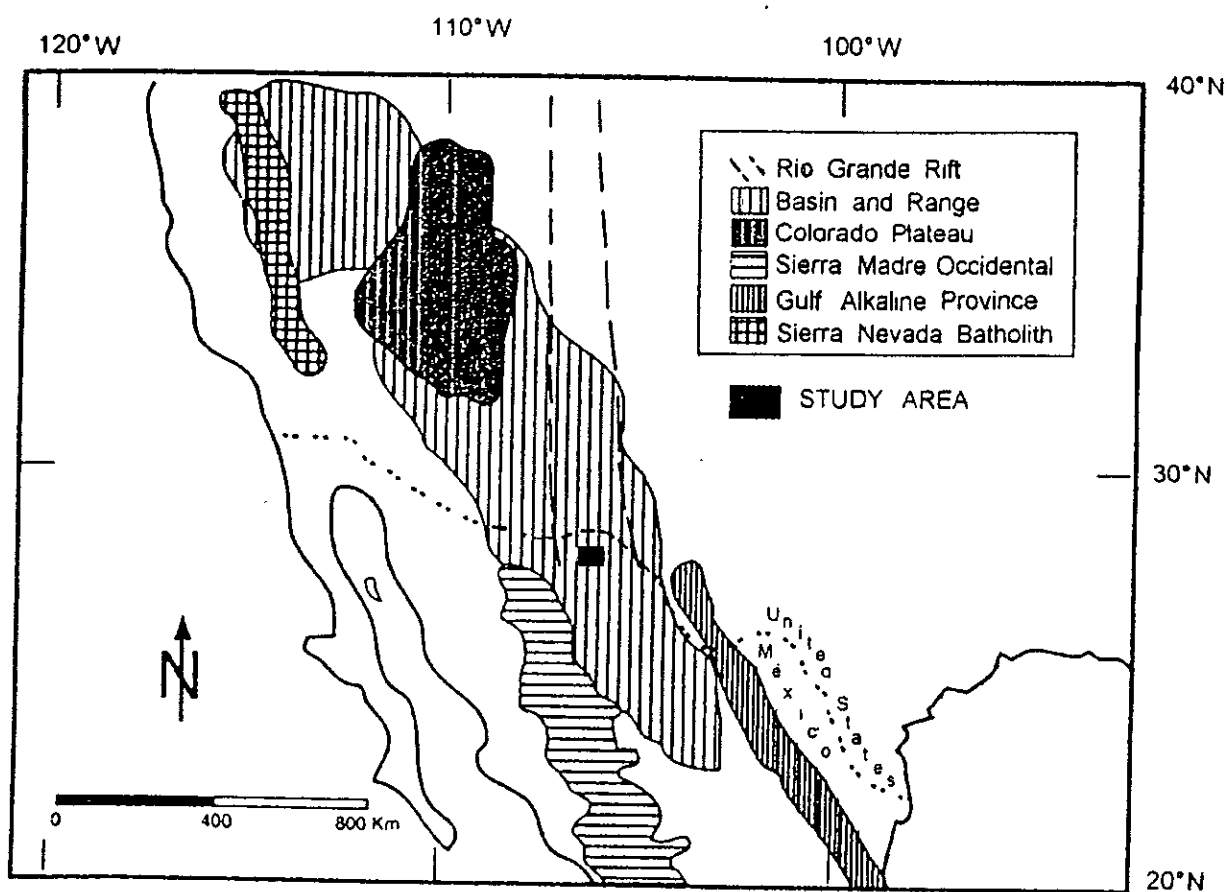


Fig. 2 Major physiographic and tectonic provinces of southwestern United States and northern Mexico. The location of the study area is indicated. Modified after the works of Urrutia-Fucugauchi et al. (1997).

During the early Quaternary, the Rio Grande was confined to a rift-type basin, in which several streams discharged waters and formed lakes in the basins

associated with the present bolsons (Jornada del Muerto, Mesillas, Tularosa, and Hueco; Seager et al., 1984). These lakes are collectively referred to as

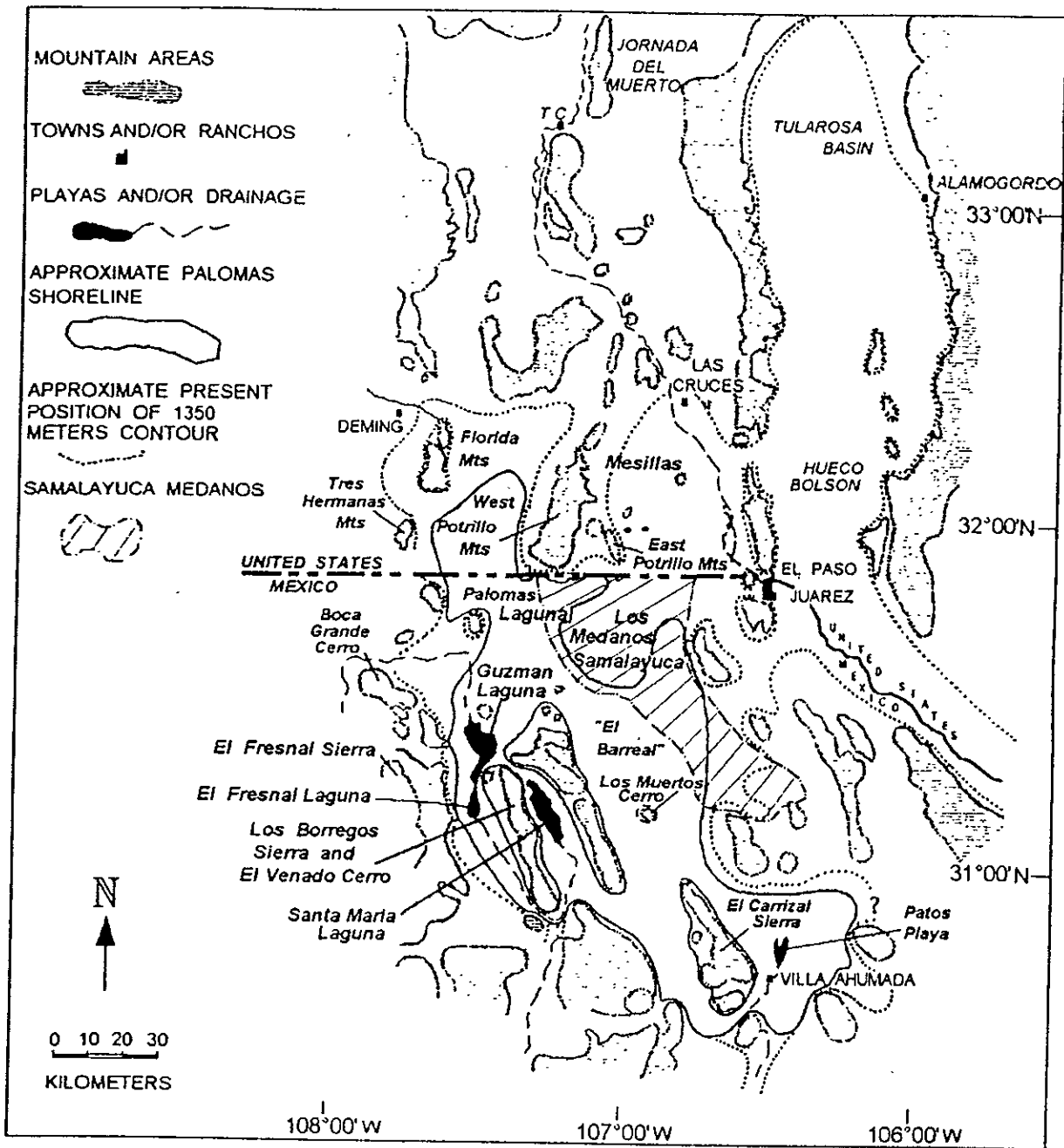


Fig. 3. Location of El Fresnal Laguna in the southern Rio Grande rift. Main basins, playas, and lagoons of southern Rio Grande rift are indicated.

Lake Cabeza de Vaca, and about 2 Ma ago they extended up to the southern sector of the rift. The relic surface of the sediments filling these basins is dated at ca. 0.5 Ma. Kottlowski (1958) inferred from glacial and pluvial studies that during the middle and upper Pleistocene, the Rio Grande flowed from the Valley of San Luis in southern Colorado, towards the region of medanos of Samalayuca (Fig. 1) in the northwestern Chihuahua State. This last region is presently covered with aeolian deposits. Along its course, the Rio Grande intersected all of the bolsons in the southern sector.

During the middle Quaternary, the Rio Grande intermittently flowed through the basins of Jornada del Muerto, Mesilla-Las Cruces, and Tularosa-Hueco (Reeves, 1965; Morrison, 1991), and terminated in a great playa lake, the Laguna Palomas paleo-lake, located in the northern portion of Chihuahua State. The Laguna Guzman and Laguna El Fresnal are located in the southern portion of Laguna Palomas. At Laguna Palomas, with a mean height of 1150 m a.s.l., Reeves (1965, 1969) and Hawley (1978) identified fluvial terraces at an elevation of 1225 m a.s.l., that indicated flow towards Laguna Guzman, Laguna Santa Maria, and Laguna El Fresnal. Hawley (1978) refers to Laguna El Fresnal as Sabinal Playa. Lee (1907), based on the stratigraphy and sedimentology of deposits around the region of La Mesa, south of the border, proposed the existence of a large lake whose southern portion would have been located in northern Mexico in the area of Laguna Guzman, Laguna El Fresnal, and Laguna Santa Maria. This research establishes the general sedimentology of the surficial deposits, and the morpho-stratigraphy of the alluvial deposits of this region. The vegetation in each of the geomorphic units was also identified. The structure of the Laguna El Fresnal is established based on gravity data. The structure of the shallow aeolian deposits was also established using ground penetrating radar. Finally, we established a correlation between the structural subsurface characteristics of the basin and the surficial geomorphic elements.

2. Geologic setting

The evolution of the Laguna El Fresnal and neighboring playas is related to the evolution of the

Rio Grande rift (Figs. 2 and 3). The Rio Grande rift extends for a significant distance into the State of Chihuahua (Keller et al., 1989) and encompasses the study area (Figs. 2 and 4), the Laguna El Fresnal, and the previously mentioned bolsons (Fig. 4). The Rio Grande rift, which consists of a series of asymmetric grabens, is about 50-km wide in the central rift valley, and widens southward to more than 200 km. It has a length of more than 1000 km. Recent geological (Seager and Morgan, 1979; Seager et al., 1984) and geophysical (Daggett et al., 1986; Sinno et al., 1986; Keller et al., 1990) studies documented the Southern Rio Grande rift section of the Basin and Range province (Daggett et al., 1986; Keller et al., 1990; Seager and Morgan, 1979; Seager et al., 1984; Sinno et al., 1986).

The cratonic region, corresponding to the present Rio Grande rift, was shortened by NE–SW compression during the Laramide orogeny (late Cretaceous–early Cenozoic) and resulted in uplift and tilting of large basement blocks (Fig. 5). In the southern portion of the rift, this compression persisted until about 40 Ma (e.g., Seager and Mack, 1986). The Laramide orogeny produced north-westerly oriented structures that probably followed older geologic structures (crustal weakness zones). Extension that culminated in the development of the southern Rio Grande rift began at about 30 Ma. Extensive calc-alkaline magmatism replaced the Laramide deformation. Widespread and locally intense magmatism during the Oligocene may have preceded rifting. Changing patterns of magmatism, sedimentation, and deformation indicate the establishment of extensional tectonism. The formation of the basins during the late Oligocene and early to middle Miocene was the result of an ENE–WSW extension. Large volumes of basaltic andesite, locally associated with rhyolite and interfingered upward with thick sequences of clastic deposits fill the broad ‘early rift’ extensional basins. The modern fault block topography was produced in a latest pulse of rifting where the stress orientation changed from NE–SW to E–W, the present direction. This latest pulse was initiated during latest Miocene time and continues today with perhaps a reduced intensity. The subsidence of the basins is inferred from the normal fault displacement of Quaternary units in the United States and northern Mexico (Muehlberger et al., 1978; Seager et al.,

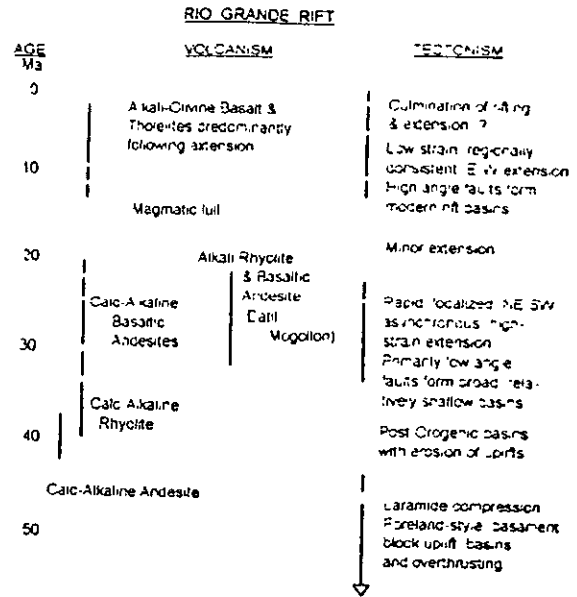
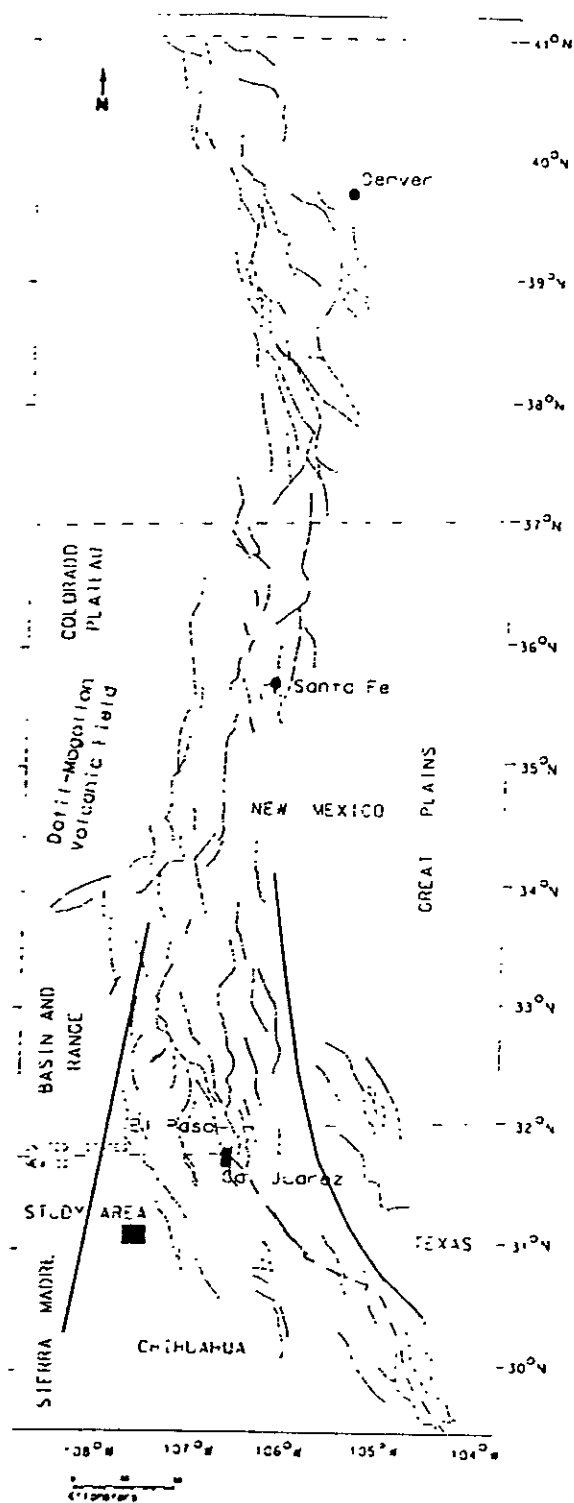


Fig. 5. Tectonic and volcanic evolution of the Rio Grande rift after the works of Keller et al. (1991).

1984).

This extensional tectonics formed the Jornada del Muerto, Mesillas-Las Cruces, Tularosa-Hueco basins. As already mentioned, Laguna Guzman, Santa Maria and Sabinal playas are included in Lake Palomas which constitutes the southernmost portion of the Mesillas-Las Cruces basin.

Four sedimentation units have been identified in these basins: (1) pre-Basin and Range; (2) lower basin fill; (3) upper basin fill; and (4) stream alluvium and aeolian sediments (Anderson et al., 1988). In particular, a variety of fluvial and lacustrine sediments filled these basins during the extension period from the Tertiary to the lower Quaternary. These sediments constitute the Santa Fe super-group found throughout much of New Mexico, west Texas, and northern Chihuahua (Fig. 6). This super-group spans the late Oligocene to middle Pleistocene, and is divided into the Fort Hancock and Camp Rice formations (Gustavson, 1991). The Fort Hancock Formation, encompassing the Miocene to Pliocene, con-

Fig. 4. The study area in the context of the Rio Grande rift and the neighboring geologic provinces.

cause the anomaly is 2-D in nature, we modeled it within a Talwani type computer code (Talwani et al., 1959).

The crust under the Rio Grande rift is relatively thin (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Keller et al., 1989, 1990). Urrutia-Fucugauchi (1986) used geochemical data to estimate a crustal thickness of about 35 km for this study area. Seismic refraction data from the southern area of the Rio Grande Rift indicate an even thinner crust (Fig. 9). The extrapolation of these data to this study area indicates a crustal thickness of between 28 and 30 km. Seismic refraction lines, however, are not available in northern Chihuahua. In either case, no major regional anomaly is suggested which would affect our modeling effort. We believe certain that our short profile can be considered to be dominated by local variations of the Bouguer anomaly which are accounted for by an asymmetric basin. The basin is about 1 km deep on the west and is very shallow on the east.

This asymmetric structure (half graben) is delimited by tilted basement blocks: the Sierra El Fresnal and Cerro El Venado. The fault bounding the Sierra El Fresnal dips steeply to the east towards the basin, whereas the Sierra El Venado is bounded by minor faults. This faulting geometry indicate that these sierras (ranges) are tilted to the west. Some of these faults (and other fault scarps) are indicated in Fig. 7.

4. Tectonic style and geomorphologic elements

We observe a differentiation between the geomorphologic units on the eastern and western slopes (Fig. 7) of the basin. On the western slope, we have associations of alluvial fans, colluvial deposits with lack of bedding generated by colluvial slope failures described as detritus-flows (Bull, 1991), paleosols, fluvial paleosystems of the dendritic and parallel types, and erosion surfaces of ancient fronts of alluvial fans. In contrast, the extent of alluvial fans is more restrained in the topographically lower eastern slope where eolian deposits cover, in most cases, older

deposits and structures of alluvial origin. This contrast between surficial geomorphic units can be accounted for by differences between the rates of erosion at the tectonic blocks limiting to the west and east the El Fresnal basin (Sierra El Fresnal, and Sierra Los Borregos and Cerro El Venado, respectively). The Sierra El Fresnal presents a vertical to sub-vertical faulting wall towards the basin. In contrast, the Sierra El Venado is smoothly tilted toward the basin. In this manner, the erosional agents (wind, water) acted efficiently at the western slope to derive larger amounts of material and to give rise to more types of surficial formations.

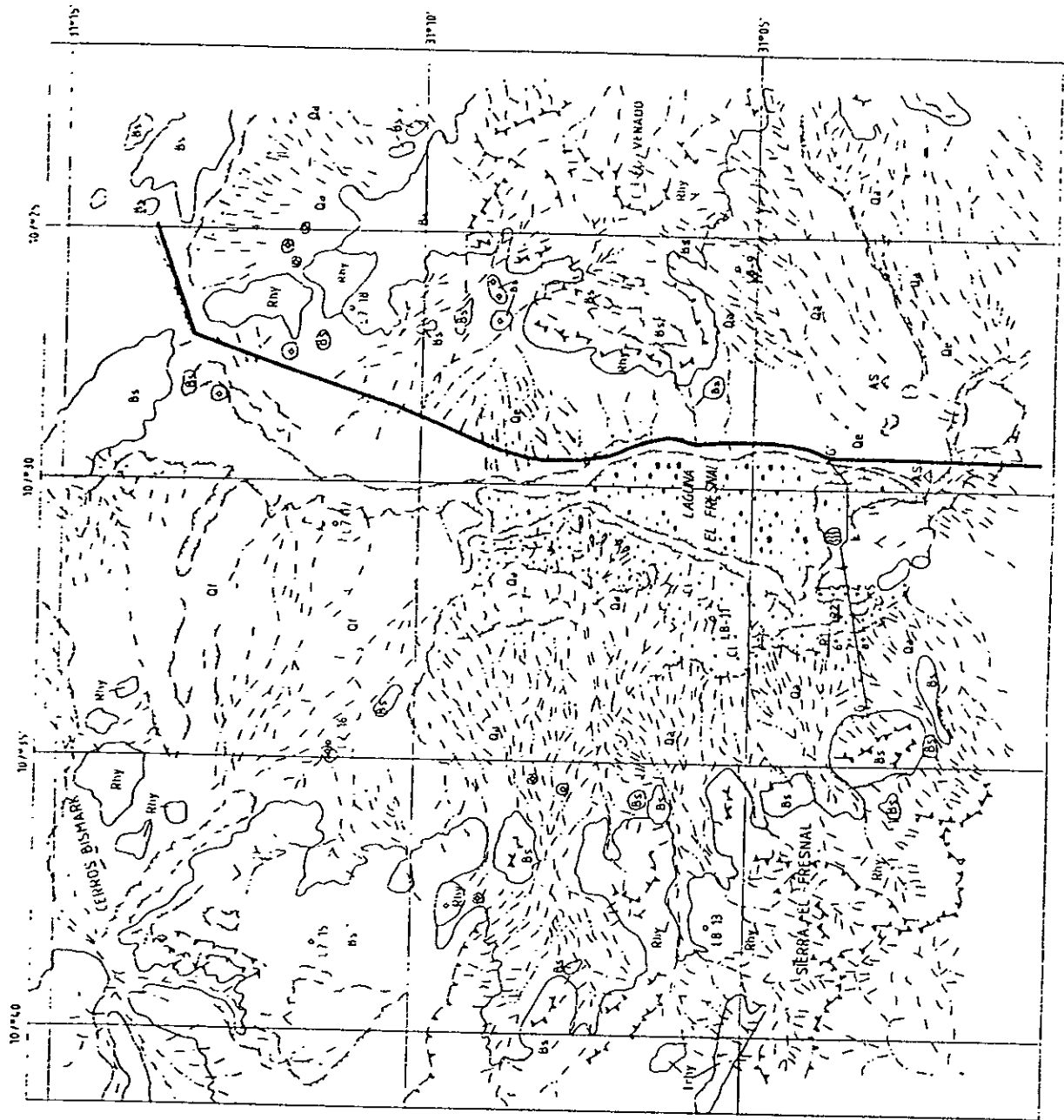
The extensional tectonics that gave rise to this half-graben controlled, in a general way, the development of the different surficial formations. In particular, this contrasting differentiation between the surficial geomorphic units from both slopes indicates that the western border of El Fresnal basin is (or was) uplifting.

The contact of these sediments with the Laguna El Fresnal basin floor is marked by depressions associated with the faults delimiting the half-graben. The Laguna El Fresnal is floored by fine grained aeolian sediments.

5. Sedimentology of the surficial deposits













The detrital deposits of the alluvial fans present the following three granulometric facies from the proximal to distal areas (i.e., towards the plain) (Fig. 7): (1) coarse grain sediments, such as boulder and pebbles, of angular form, unsorted and without stratification; (2) coarse to medium grain gravels, and sands, moderately sorted and with some stratification of the interbedded and bar types; and (3) in the distal areas, well sorted sands, silty and clayey deposits and high carbonate concentration (caliches), corresponding to deposits from sheet floods, in contact with erosion surfaces containing numerous concretions of calcium carbonate (loess *poupées*, i.e., CaCO₃ concretions). Surficial deposits in playas

Fig. 7. Geomorphologic, geologic, and structural aspects of the study area. Locations of the gravity and ground penetrating radar profiles as well as of the vertical electric soundings are indicated.








EXPLANATION

Geomorphology

-  Volcans
-  Basaltic Plateau
-  Debris Flow Lobe
-  Eolian Deposits
-  Debris Flow
-  Alluvial Fan
-  Carbonate Accumulation
-  Coarse Loamy Accumulation (Flood Plain)
-  Swamp
-  Braided distributal Channels
-  Arroyo
-  Lithologic Contact




Structural

-  Quaternary Active Fault in Alluvial Surface
-  Structural Depression
-  Ridges
-  Fault Scarp
-  Terrace in Alluvial Surface




Lithology and Stratigraphy

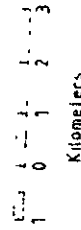
- Rhy Tertiary Rhyolites
- Trhy Tertiary Rhyolites Tuffs
- Bs Quaternary Basalts
- Qf Quaternary Fluvial Fans
- Qe Quaternary Eolian Deposits
- Qa Quaternary Alluvial Deposits
- Cl Caliche

Geophysical Notation

-  VES 1^a
-  R 1 GPR Line 1
-  G—G' Gravity Profile

Anthropic Constructions

- AS  Archeological Sites
-  Railroad
-  Photographic Center



consist of silty-clayey sediments associated with CaCO_3 and gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), in small lens or small lamination structures. According to these features, the basin is classified as a fine grain playa (Motts, 1970), characterized at depth by interdigitations of fine sediments with coarse sands and gravels.

6. Morpho-stratigraphy and correlation of alluvial deposits

The morphostratigraphy and relative correlation of the surficial formations were established based on the geomorphology, degree of dissection of the original surfaces, drainages types, and sedimentary struc-

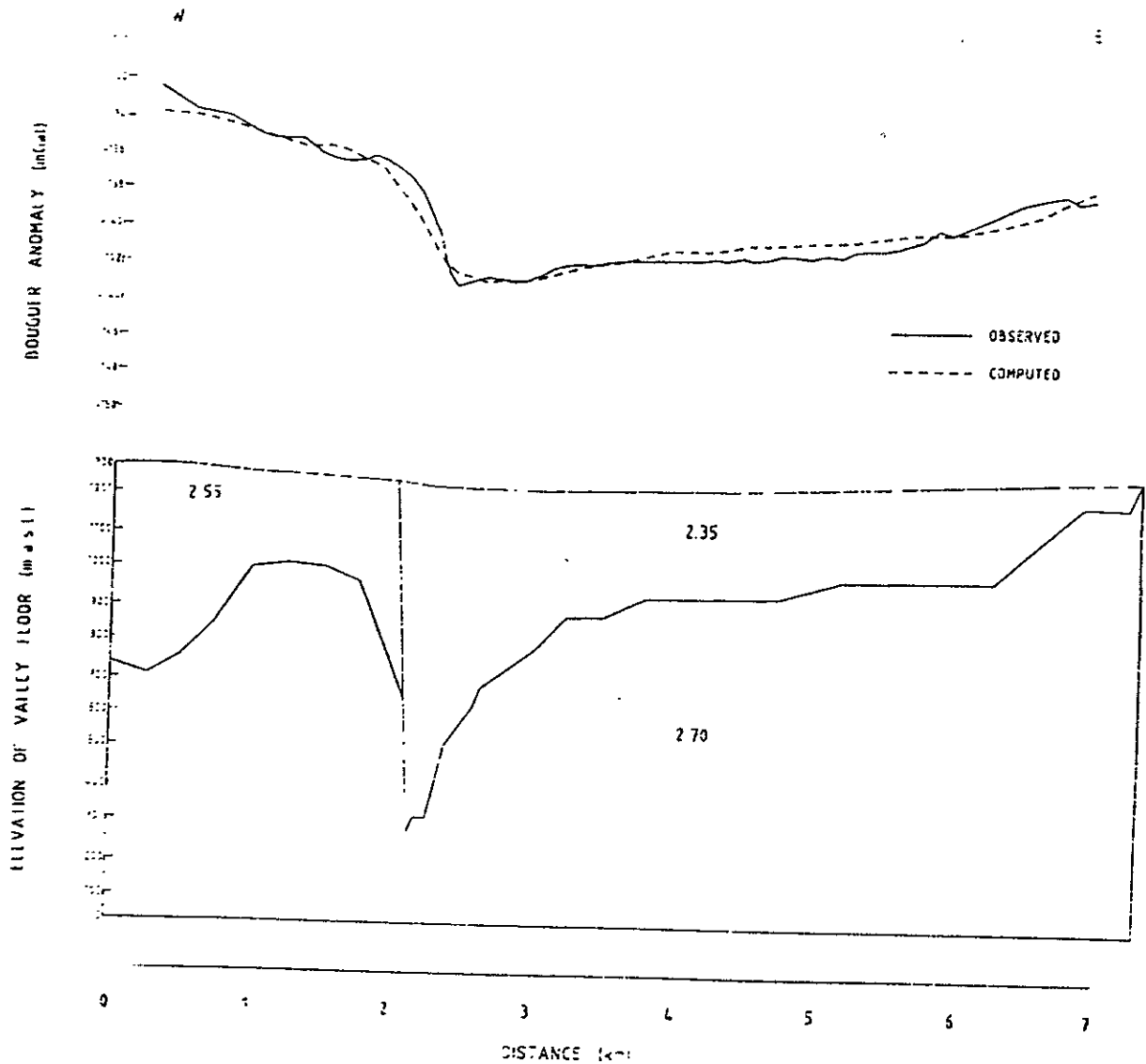


Fig. 3 Gravity model of the Laguna El Fresnal. (a) Gravity profile (see Fig. 7 for location); (b) model (densities are given in g/cm^3). Vertical exaggeration in the model is 1 to 10.

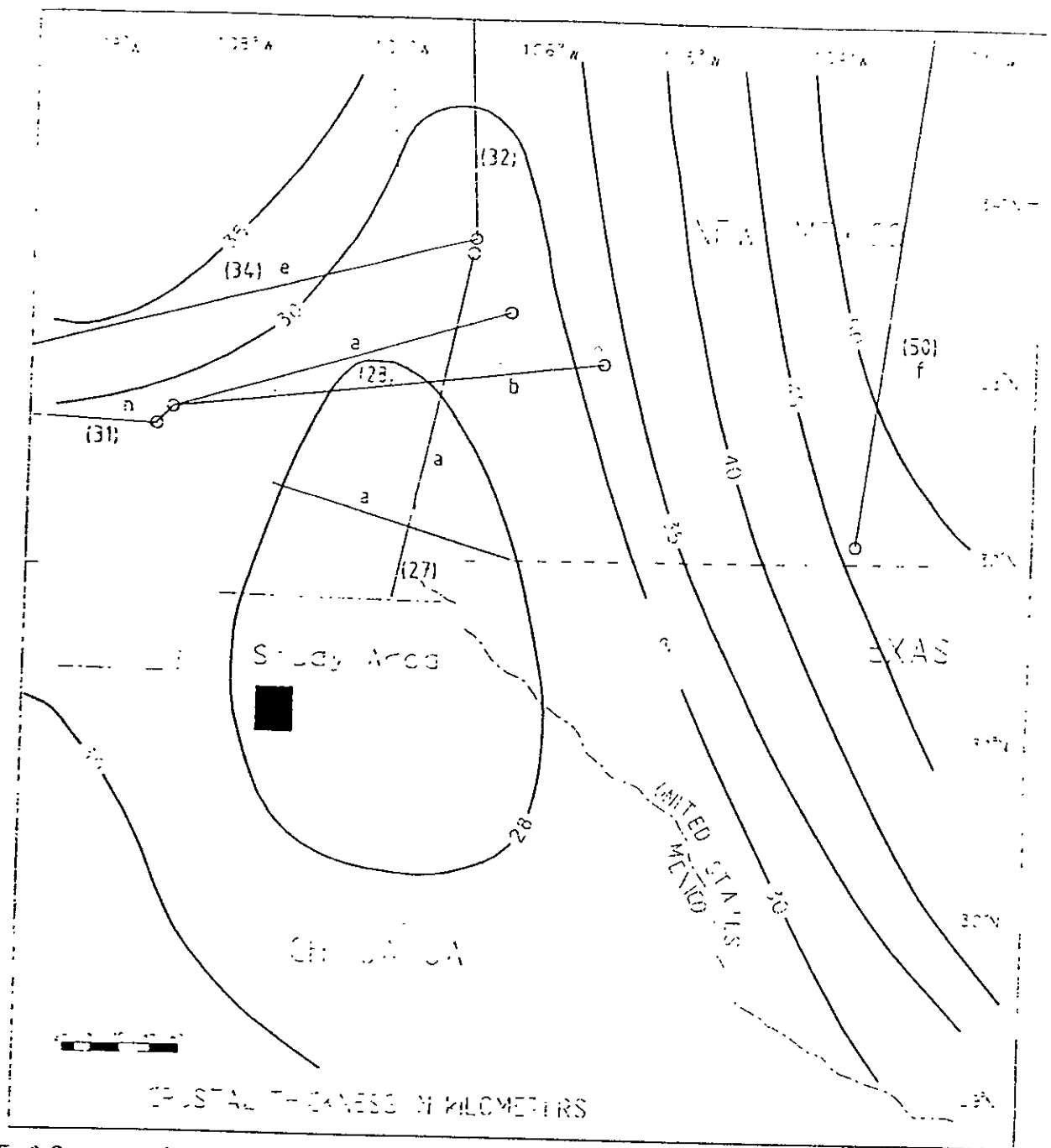
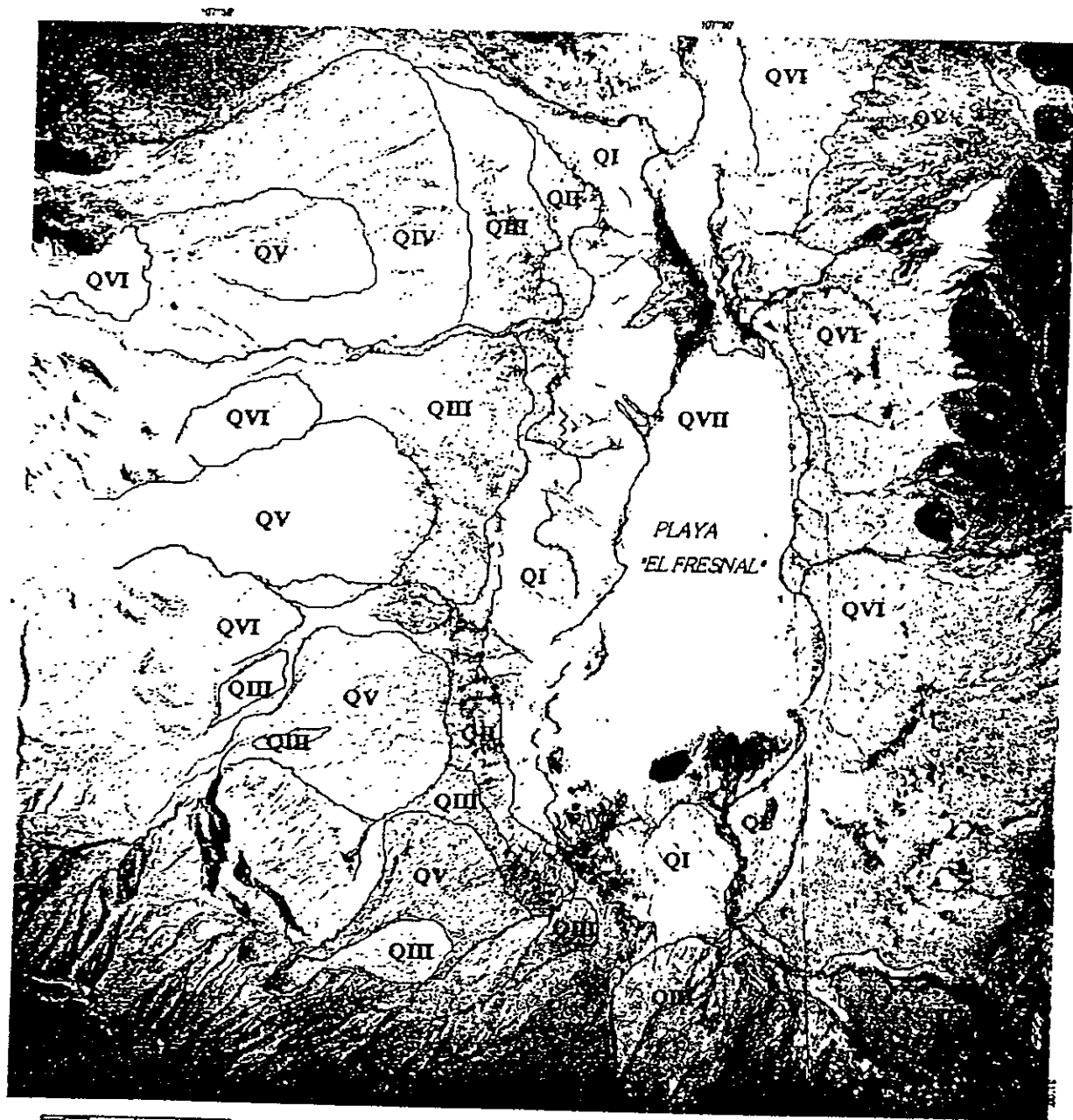


Fig. 9 Contour map of crustal thickness in the southern Rio Grande rift area after the works of Keller et al. (1990). Contours give the depth (km) to the Moho with the sea level as a datum. Locations of available seismic studies are indicated: (a)—Sinno et al. (1986), (b)—McCullar (1977), (c)—Toppozada and Sandford (1976); (d)—Olsen et al. (1979); (e)—Jaksha (1982); (f)—Stewart and Parkiser (1962), (g)—Roller (1965); (h)—Gish et al. (1981). Surface wave studies: Keller et al. (1979), Sinno and Keller (1986). Numbers along profiles indicate approximate Moho depths in kilometers below sea level.



- 0 1 2 3
kilometers
- QI, QII, QIII, QIV Alluvial fans from the western slope
 - QV, QVI Alluvial fans from the eastern slope
 - QVII Alluvial fans from the plain



Fig. 10 Alluvial deposits of the El Fresnal Laguna.

tures. On the western slope, we recognized three depositional lobes, informally named, from older to younger, QI, QII, and QIII (Fig. 10). They are composed of lime–clayey sediments, and by local enhanced accumulations of calcium carbonates (surface QII). In the higher portions, we identified three generations of alluvial fans. The oldest and more extensive fans, named QIV, are marked by parallel-type drainage and deep cuts. The intermediate alluvial fans, QV, present less developed surfaces than the older ones. They are characterized by braided-distributary fluvial systems, with abundant debris-flow, levees and lobes deposits, on which rests the Bt paleosols horizons. Archeological materials are also found (lithic instruments of anthropic manufacture such as head arrows). Lastly, in the highest portions and overlying the previous formations, we observe small alluvial fans and deposits from debris-flows with reduced surfaces that are composed of coarse sediments. They are named QVI.

On the eastern slope, with lesser topographic heights than the western one, only two geomorphic units were identified: an alluvial fan, cut by several braided-distributed channels similar to the fluvial systems identified as QV for the western slope; and aeolian deposits, probably corresponding to morphostratigraphic unit QVI, covering ancient fronts of alluvial fans. The plain, with a mean height of 1200 m a.s.l., is characterized by fine silty–clayey sediments of aeolian origin (loess), which we call unit QVII, and is the most recent.

7. Structure of shallow deposits

Ground penetrating radar (GPR) enabled us to obtain information on the structure of the shallow portion of the deposits. Fig. 7 shows the location of the two GPR profiles, with lengths of 230 and 340 m, respectively, obtained from the unit QVII (plain).

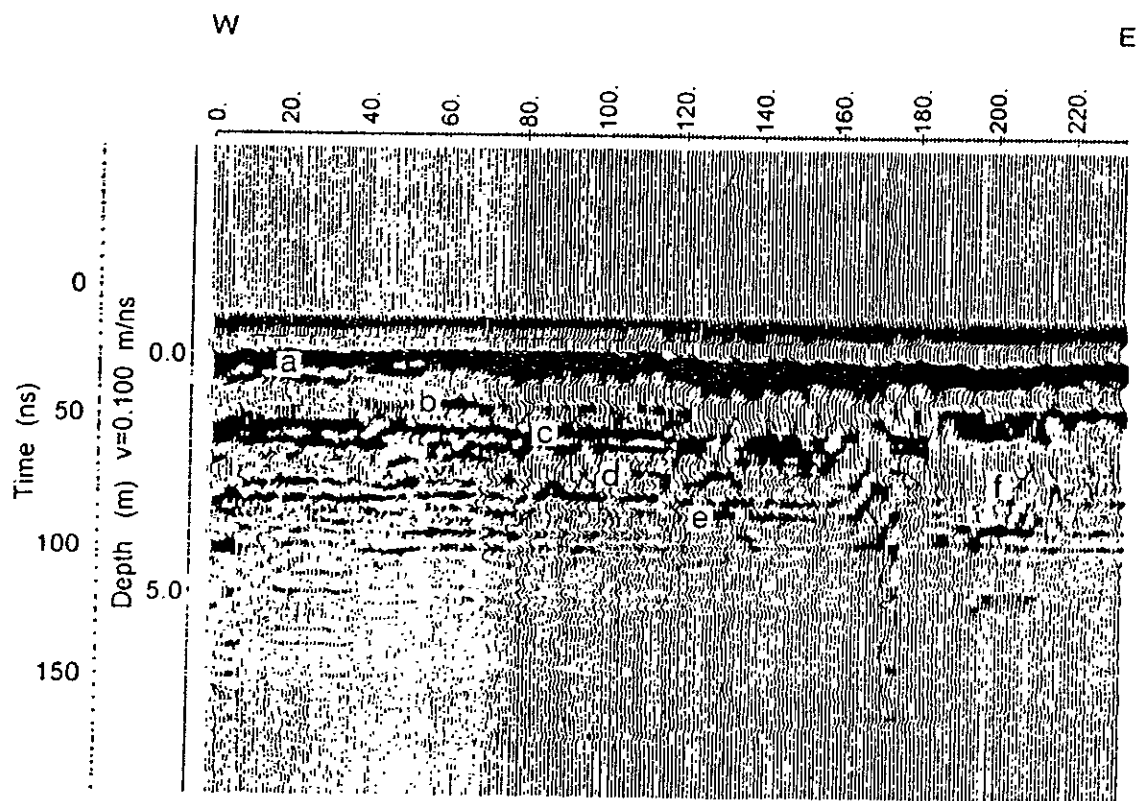


Fig. 11 Ground penetrating radar profile number 1 (see Fig. 7 for location). Numbers on the top are the locations of the observation points (equi-spaced 1 m).

and from the unit QI (distal part of the slope). We used a PulseEKKO™ Ground Penetrating Radar, working in reflection mode with an antenna separation of 1 m. and a nominal frequency of 100 MHz.

On the unit QVII, we observe coherent reflections that can be correlated along the profile (Fig. 11). The reflections delimit five layers. From the top, these layers have mean thicknesses, at the western profile end, of 0.50, 1.00, 0.50, 1.00, and 1.00 m (labeled a, b, c, d, and e in Fig. 11), respectively. The first layer thins towards the east, disappearing in some places. A reflection in the middle part of the western portion of the second layer indicates the presence of an interface (i.e., of change in granulometric size). This second layer thins in its eastern portion to about 0.50 m. At the base of this layer, we have a thin layer of about 0.50 m. We then observe a between 0.75 and

1.0 m thick bed, and finally, a series of continuous and coherent packages of low-amplitude reflections defining a bed of about 1.00 m. Reflections defining layers 3, 4, and 5 are more or less continuous until measurement point 170 where they disappear. We interpret the ensuing wide transparent zone devoid of reflections (labeled f in Fig. 11), as a paleochannel carved through layers 3, 4, and 5 (i.e., after deposition and filled with material similar to that of the second layer). In Fig. 7, we can see that the eastern part of the profile coincides with a narrow topographic low connecting with the alluvial fans at the western slope.

The high resolution stratigraphic layers, imaged in the shallow sub-soil, correlate with a vertical profile (Urrutia-Fucugauchi et al., 1997) of a trench dug in the nearby Laguna de Babicora. The El Cano profile

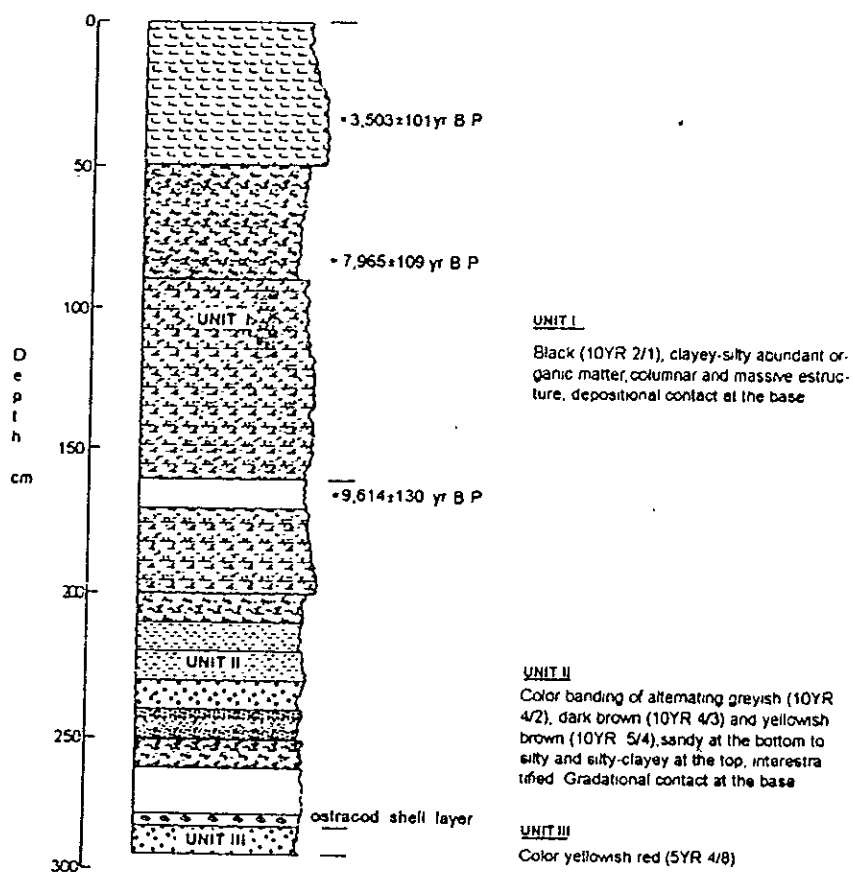


Fig. 12. Stratigraphic column for El Cano profile from the Babicora Laguna, northern Chihuahua (Urrutia-Fucugauchi et al., 1997).

is composed of three sedimentary units (Fig. 12), which are undisturbed and presents no anthropogenic remnants. We have tentatively correlated our first and second layers with unit one, and our layers 3 and 4 with unit two of the El Cano profile. According to Urrutia-Fucugauchi et al. (1997), unit one consists of silts and clays with transitional contacts, black to dark gray colors, abundant organic matter, horizontal stratification, and a sharp basal contact, whereas unit two is a 1.4-m thick composite sequence of sandy clay, silty clay and fine-grained sand with brown dark gray to yellowish brown colors, and a transitional basal contact. Radiocarbon dates indicate that these deposits span the period from 11,000 to 6000 yr B.P.

On the distal part of the slope (unit QI), we recorded another GPR profile and observed reflections that can be correlated throughout the profile

(Fig. 13). They define four layers (labeled a, b, c, and d in Fig. 13) with mean thicknesses of 1.50, 0.50, 0.50, and 1.00 m, respectively. Inside the second layer, we observe two high amplitude, discontinuous reflections, marking the limits of three strata with transitional contacts. This can be attributed to an interstratification. At the top of the profile, the reflections are of relatively high amplitude.

We conducted a series of vertical electric soundings (VES) to find the depth of the water table, and to test the existence of a shallow aquifer. For the vertical electric soundings, we used a 2.5 kW IPC-7 transmitter and an IPR-10A receiver, both manufactured by SCINTREX™. We used a Schlumberger array and inter-electrode separation varying between 300 and 1000 m according to the obstacles (i.e., the vegetation). Five soundings were done on the plain,

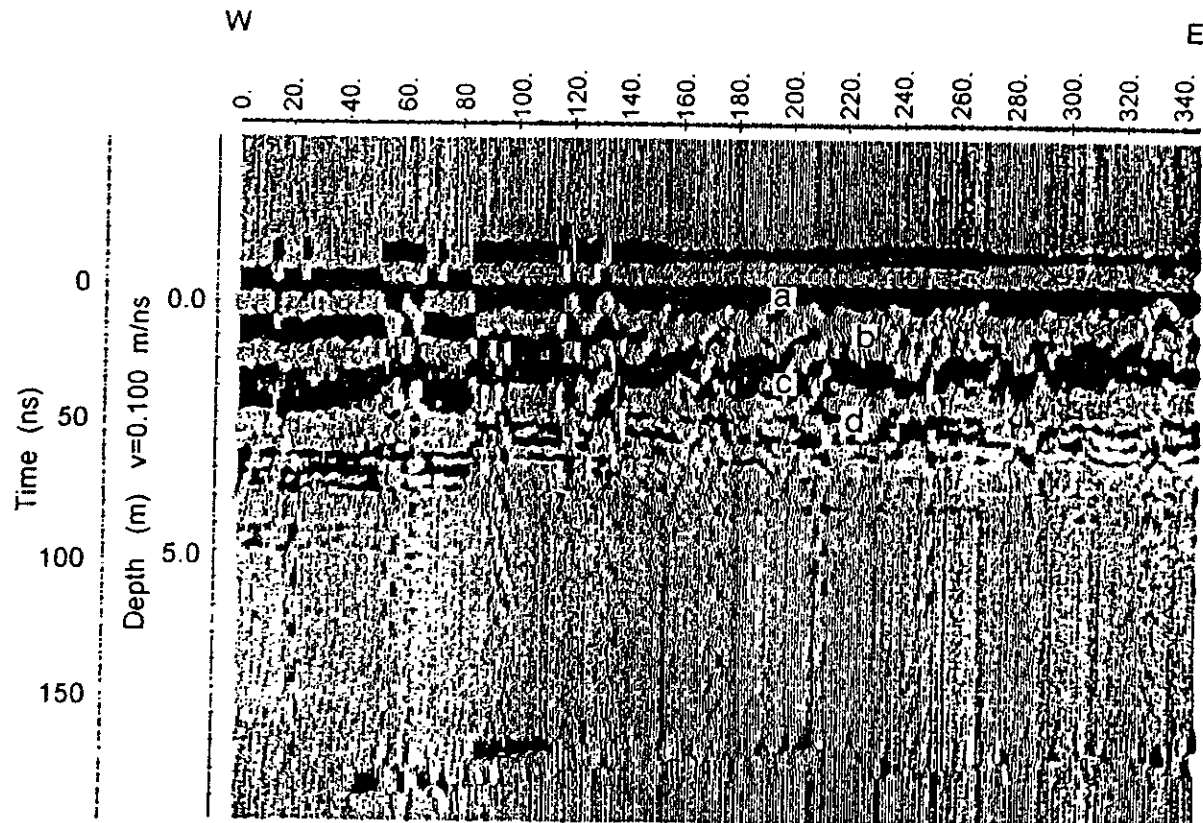


Fig. 13. Ground penetrating radar profile number 2 (see Fig. 7 for location). Numbers on the top are the locations of the observation points (equi-spaced 1 m).

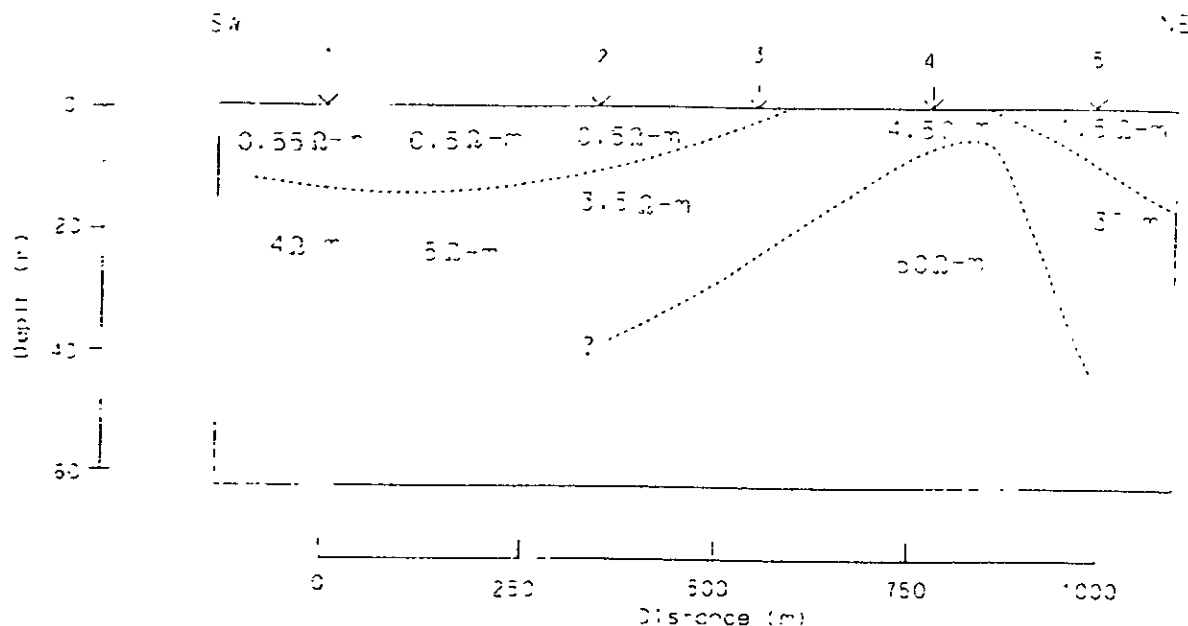


Fig. 14 Resistivity cross-section (see Fig. 7 for location). Electrical resistivities are given in Ohm meter (Ω m). The vertical arrows on the surface represent the sites of the vertical electrical soundings.

and three were done on the alluvial fan at the western slope (Fig. 7). On the alluvial fan, a resistivity of 40Ω m at a depth of about 40 m might indicate the presence of fresh water. We were not able to penetrate deeper because of the high electrical conductivity of the shallow deposits (clays). On the plain, we also observed a 40-m thick infill of highly conductive material (clays?) (Fig. 14). Only under VES number 4, a shallow aquifer (indicated by a resistivity value of 50Ω m at a depth of about 15 m) might exist. This VES is located in the above mentioned topographic low connecting the water spring with alluvial fans from the western slope (this zone is rich in vegetation).

8. Geomorphology and vegetation

To establish the composition of the vegetation at Laguna El Fresnal, we checked the existence of the main dominant species of vegetation along 50 m long, 2-m wide transects on each of the geomorphic units.

A close relationship exists between the geomorphic units and the vegetation. On the western slope, on the surfaces of the proximal areas of the fans, and on the deposits from debris-flow, we observed *Juniperus* ssp. which suggests that in the past, probably late Pleistocene, the environment was more humid than at present. In the topographic intermediate areas, where the braided-stream deposits are more common, and in the eroded bar remnant, we observe *yucca*, some *Echinocereus* ssp. and *Larrea Tridentata*. In the low distal parts, of the alluvial fans with more soil moisture and relict soils, the dominant vegetation is *Prosopis* ssp. which tends to disappear on the erosion surfaces of deposits of ancient sheet flow because of the high concentrations of calcium carbonate. Finally, in the plain, we have *Gramineae*, and as numerous species capable of tolerating the great amount of salts dissolved in the sediments. On the eastern slope, the vegetation consists of *Prosopis* ssp.; however, it is smaller in size, and located only in places of higher soil moisture such as streams and in the ancient channels in the front of the ancient alluvial fans. The vegetation is associated with *Larrea tridentata* communities.

9. Conclusions

According to gravity data, the Laguna El Fresnal is an asymmetrical basin, that is deeper in its western portion (about 1 km). This half-graben like structure is delimited to the west by Sierra El Fresnal, and to the east by Cerro El Venado. These sierras are faulted and tilted basement blocks. These tilted ranges and the asymmetrical basin are typical of the extensional tectonics of the Basin and Range province, and the Rio Grande rift. This tectonic style, i.e., the asymmetry, controlled in a general way the development of the surficial formations, soils and vegetation and led to a differentiation between geomorphic units on the eastern and western slopes. To the west, we have associations of alluvial fans, colluvial deposit without stratification (detritus-flows), paleosols, fluvial paleosystems of the braided stream and parallel types, and erosion surfaces of ancient fronts of alluvial fans (sheet floods). In contrast, the extent of the alluvial fans is more restricted to the east, where eolian deposits cover older deposits and structures of alluvial origin. This contrasting differentiation indicates that the western border of El Fresnal basin is or was uplifting.

Vertical electric soundings (VES) indicate that on the plain, at least 40 m of conductive material (clay?) exists. On the alluvial fan, a resistivity of 40 Ω m at a depth of about 40 m might be indicating the presence of fresh water. On the plain, we also observed a 40-m thick infill of highly conductive material (clays?). Beneath VES number 4, a shallow aquifer (indicated by resistivity values of about 50 Ω m at a depth of about 15 m) might exist.

On the western slope, we recognized three depositional surfaces informally named QI, QII, and QIII from older to younger, respectively. They are constituted of silty-clayey sediments, and accumulation of calcium carbonates. Three generations of alluvial fans were identified. The oldest and more extensive (QIV) is marked by parallel-type drainage and deep cuts. At an intermediate position, the alluvial fans have less developed surfaces (QV), and braided-stream deposits, with abundant debris-flow. In this second generation, we found levees and lobe deposits and remnants of Bt paleosols horizons with lithic instruments of anthropic manufacture (arrow heads). Lastly, in the highest portions and overlying

the previous formations, we have small alluvial fans (QVI) characterized by coarse sediments (boulder stream deposits) and reduced surfaces. On the eastern margin, we only observed two geomorphic units which can be referred to the QV and QVI geomorphic units of the western border. The plain is characterized at the surface by fine silty-clayey sediments of eolian origin (loess) that constitute geomorphic unit QVII.

The asymmetry observed between the geomorphic units also exists between the vegetation. On the western side, on the proximal portion of the oldest alluvial plain, and in the debris, we observed *Juniperus* ssp. In the medium portion, the vegetation is composed of *yucca* ssp., some *Echinocereus* ssp. and *Larrea tridentata*. In the low parts or distal portions with more humidity and relict soils, we found *Prosopis* ssp. On the eastern slope, vegetation is mainly composed of *Prosopis* ssp. less evolutioned in size and associated with *Larrea tridentata* communities in places of higher humidity such as in the paleochannels of fluvial origin and in the fronts of ancient alluvial fans. In the plain, we have *Gramineae*, and species capable of supporting the great amount of salts dissolved in the sediments.

Ground penetrating radar (GPR) enabled us to infer the sedimentary structure of the shallowest portion of the plain (geomorphic unit QVII), and the older depositional lobe (QI). On the plain, the GPR survey enabled us to determine the presence of five beds in the first 4 m. We have correlated them tentatively with the units reported from El Cano profile, 160 km south of our study area in the Laguna Babicora, northern Chihuahua. Beds 1 and 2 can be correlated with unit one from El Cano profile, and beds 3 and 4 with unit two. According to Urrutia-Fucugauchi et al. (1997), these two first units from El Cano span the period approximately between 11,000 to 6000 yr B.P. At the distal part of the lobe (unit QI), we observed four layers continuous throughout all the profile, and with a total mean thickness of 3 m.

10. Unlinked References

Albritton and Smith, 1965. Birch, 1982. Urrutia-Fucugauchi and Morton-Bermea, 1997

Acknowledgements

This study was supported through a research grant from DGAPA-UNAM (IN104494). We are thankful to the authorities from the Engineering Faculty (Geophysics Department, Earth Sciences Division) from UNAM for supporting the field work. Stimulating discussions by Jaime Urrutia Fucugauchi and William Bandy are greatly acknowledged. Critical reviews by Randy Keller, and an anonymous reviewer helped to improve this paper.

References

- Albritton Jr., C.C., Smith Jr., J.F., 1965. Geology of the Sierra Blanca area, Hudspeth County, Texas. US Geological Survey Professional Paper 479, 131 pp.
- Anderson, T.W., Welder, G.E., Lesser, G., Trujillo, A., 1988. Region 7, Central Alluvial Basins. In: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (Eds.), *Hydrogeology*: Boulder, Colorado. Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. O-2, pp. 81–86.
- Birch, F.S., 1982. Gravity models of the Albuquerque basin, Rio Grande rift, New Mexico. *Geophysics* 47, 1185–1197.
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic response to climatic change*. Oxford Univ. Press, Oxford, 326 pp.
- Daggett, P.H., Keller, G.R., Morgan, P., Wen, C.L., 1986. Structure of the southern Rio Grande rift from gravity interpretation. *J. Geophys. Res.* 91, 6157–6167.
- De La Fuente, M., Mena, M., Aiken, C.V.L., 1992. *Cartas gravimétricas de la República Mexicana, I. Carta de anomalía de Bouguer*. INEGI, Mexico.
- Gile, L.H., Hawley, J.W., Arossman, R.D., 1981. Soils and geomorphology in a Basin and range area of southern New Mexico. Guide book to the Desert Project, New Mexico Bureau Mines and Mineral Resources Memoir, No. 39, 222 pp.
- Gish, D.M., Keller, G.R., Sbar, M.L., 1981. Refraction study of deep crustal structure in the Basin and Range—Colorado Plateau transition zone of eastern Arizona. *J. Geophys. Res.* 86, 6029–6038.
- Gustavson, T.C., 1991. And basin depositional system and paleosol Fort Hancock and Camp Rice Formations (Pliocene–Pleistocene), Hueco Bolson, West Texas and adjacent Mexico. Bureau of Economic Geology, Report investigation No. 198, The University of Texas at Austin, 49 pp.
- Hawley, J.W., 1978. (Compiler), *Guidebook to the Rio Grande rift in New Mexico and Colorado*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Circular 163, 241 pp.
- Hill, R.T., 1900. Physical geography of the Texas region. US Geological Survey, Topographic Folio No. 3.
- Jaksha, L.H., 1982. Reconnaissance seismic refraction–reflection surveys in southwestern New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 1030–1037.
- Keller, G.R., Braile, L.W., Schlue, J.W., 1979. Regional crustal structure of the Rio Grande rift from surface wave measurements. In: Riecker, R.E. (Ed.), *Rio Grande Rift: Tectonics and Magmatism*. Am. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 115–126.
- Keller, G.R., Hinojosa, J.H., Dyer, J.R., Aiken, C.L.V., Hotter, J.M., 1989. Preliminary investigations of the extent of Rio Grande rift in the northern portion of the State of Chihuahua. *Geofísica Internacional* 28, 1043–1049.
- Keller, G.R., Morgan, P., Seager, W.R., 1990. Crustal structure, gravity anomalies and heat flow in the southern Rio Grande rift and their relationship to extensional tectonics. *Tectonophysics* 174, 21–37.
- Keller, G.R., Aftan-Khan, M., Morgan, P., Wendlandt, R.F., Baldridge, W.S., Olsen, K.H., Prodehl, C., Braile, L.W., 1991. A comparative study of the Rio Grande and Kenya rifts. *Tectonophysics* 197, 355–371.
- Kottowski, F.E., 1958. Geologic history of the Rio Grande near El Paso, West Texas. Geological Society, Guide Book, 1958 Field Trip, Franklin and Hueco Mountains, Texas, pp. 46–54.
- Lee, W.T., 1907. Water resources of the Rio Grande Valley in New Mexico. Water Supply and Irrigation Paper No. 188, United States Geological Survey, 57 pp.
- McCullar, D.B., 1977. Seismic refraction analysis of the crust and upper mantle beneath the Rio Grande rift in southern New Mexico. M.S. Thesis, Univ. of Wyoming, Laramie, WY, 127 pp.
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Nature* 317, 795–797.
- Morrison, R.B., 1991. Quaternary geology of the southern Basin and Range. In: Morrison, R.B. (Ed.), *Quaternary Nonglacial Geology Conterminous, US*. The Geological Society of America, The Geological Society of America, Vol. K-2, pp. 353–371.
- Motts, W.S., 1970. Playa Lake Symposium. *Icasals Publication*, No. 4, 89 pp.
- Muehlberger, W.R., Belcher, R.C., Goetz, L.K., 1978. Quaternary faulting in Trans-Pecos, Texas. *Geology* 6, 337–340.
- Olsen, K.H., Keller, G.R., Stewart, J.N., 1979. Crustal structure along the Rio Grande rift from seismic refraction profiles. In: Riecker, R.E. (Ed.), *Rio Grande Rift: Tectonics and Magmatism*. Am. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 127–143.
- Reeves Jr., C.C., 1965. Pluvial Lake Palomas, northwestern Chihuahua, Mexico and Pleistocene geologic history of south-central New Mexico. New Mexico Geological Society, Sixteenth Field Conference, pp. 199–203.
- Reeves Jr., C.C., 1969. Pluvial Lake Palomas, northwestern Chihuahua, Mexico (the border region). New Mexico Geological Society 20th Field Conference, Guidebook, pp. 142–154.
- Roberts, A., Yielding, G., 1994. Continental extensional tectonics. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, pp. 223–250.
- Roller, J.C., 1965. Crustal structure in the eastern Colorado Plateau province from seismic refraction measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 55, 107–119.
- Seager, W.R., Mack, G.H., 1986. Laramide paleotectonics in southern New Mexico. In: Peterson, J.A. (Ed.), *Paleotectonics*

- and Sedimentation in the Rocky Mountain Region. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 41, pp. 669–685.
- Seager, W.R., Morgan, P., 1979. Rio Grande rift in southern New Mexico, west Texas, and northern Chihuahua. In: Riecker, R.E. (Ed.), *Rio Grande Rift. Tectonics and Magmatism*. Am. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 87–106.
- Seager, W.R., Shafiqullah, M., Haeley, J.W., Marvin, R.F., 1984. New dates from basalts and the evolution of the southern Rio Grande Rift. *Geological Society of America Bulletin* 95, 87–99.
- Sinno, Y.A., Keller, G.R., 1986. A Rayleigh wave dispersion study between El Paso, Texas and Albuquerque, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 91, 6163–6174.
- Sinno, Y.A., Dagggett, P.H., Keller, G.R., Morgan, P., Harder, S.H., 1986. Crustal structure of the southern Rio Grande rift determined from seismic refraction profiling. *J. Geophys. Res.* 91, 6143–6156.
- Stewart, S.W., Parkiser, L.C., 1962. Crustal structure in eastern New Mexico interpreted from the Gnome explosion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 55, 877–886.
- Strain, W.S., 1966. Blancan mammalian fauna and Pleistocene formations, Hudspeth County, Texas. University of Texas, Austin, Texas Memorial Museum Bulletin No. 10, 55 pp.
- Strain, W.S., 1969. Late Cenozoic strata of the El Paso area. *Border Stratigraphy Symposium*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Circular 104, 122–123.
- DNGA Committee, Tanner, J., 1988. Gravity anomaly map for North America. *The Leading Edge* 7 (11), 15–18.
- Taiwan, M., Worzel, J.L., Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.* 64, 49–59.
- Tedford, R.H., 1981. Mammalian biochronology of the late Cenozoic basins of New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92, 1008–1022, Part 1.
- Toppozada, T.R., Sandford, A.R., 1976. Crustal structure in central New Mexico interpreted from the Gasbuggy explosion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66, 877–886.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism and tectonics of Mexico: preliminary report. *Geofísica Internacional* 25, 559–573.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Morton-Bermea, O., 1997. Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs. *Geofísica Internacional* 36, 87–110.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Ramírez-Ortega, J., Cruz-García, R., 1997. Rock-magnetic study of Late Pleistocene–Holocene sediments from the Babicora lacustrine basin, Chihuahua, Northern Mexico. *Geofísica Internacional* 30, 77–86.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291, 645–648.
- Wernicke, B., 1985. Uniform normal-sense simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22, 108–125.
- Woollard, G.P., 1979. The new gravity system—changes in international gravity base values and anomalies values. *Geophysics* 44, 1352–1366.