



03095
1

Universidad Nacional Autónoma
de México

PROGRAMA DE POSGRADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTUDIO GEOFISICO INTEGRADO REALIZADO
EN EL VERTEDERO DE DESECHOS URBANOS
DE LA CIUDAD DE GUADALAJARA (OCCIDENTE
DE MEXICO)**

T E S I S

**que para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS (EXPLORACION)
presenta**

MIGUEL ANGEL ALATORRE ZAMORA

2003

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**TESIS
CON
FALLA DE
ORIGEN**

PAGINACIÓN DISCONTINUA

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo de tesis se ha visto materializado gracias al enorme apoyo que he recibido durante varios años por parte del Dr. Oscar Campos Enriquez. Mi formación se la debo a él indudablemente. El escrito se ha enriquecido por las aportaciones de mis sinodales, los Dres. Jaime Urrutia, Bill Bandy, Jaime Herrera, Francis Birch, Hugo Delgado y en especial por los puntos de vista del Dr. René Chávez, a quien le dejo un particular agradecimiento. Agradezco además el apoyo que recibí por parte de Martín Espinosa Pérez y el Dr. Avtandil Gogichaishvili en el análisis paleomagnético, así como de Teodoro Hernández Treviño en el análisis petrográfico de muestras de rocas volcánicas. A todos aquellos que contribuyeron a la realización de este trabajo doctoral, y cuyos nombres se me escapan de momento.

Finalmente, tengo una deuda muy especial con las instituciones ANUIES y SEP-PROMEP, las que me proporcionaron un excelente apoyo mediante las becas SUPERA y PROMEP, respectivamente. Otro gran aporte recibí por parte de la gente de CAABSA-EAGLE, para realizar mi proyecto doctoral, mediante el acceso al sitio de Matatlán y a algunos de sus datos. A todos, gracias.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

DEDICATORIAS

A mi esposa con cariño y amor, cuyo baluarte y apoyo me han fortalecido continuamente y me han servido de inspiración para materializar este trabajo.

A mis pequeños hijos, cuya dulce presencia me da ánimos de satisfacer todas mis metas.

A mis padres, por sus enseñanzas y por mostrarme los buenos caminos de la vida.

A mis hermanos, con quienes cuento en los momentos difíciles.

A todos aquellos que han hecho posible este sueño.

TESIS CON
FALLA DE CUBIERTA

CONTENIDO

	Pág.
RELACION DE FIGURAS	i
RELACION DE TABLAS	viii
RESUMEN	ix
ABSTRACT	x
INTRODUCCION GENERAL	1
CAPITULO I.- ESTRUCTURA CORTICAL SOMERA DE LA PORCIÓN NORTE DE LA UNIÓN DE LOS GRABENS DE CHAPALA, TEPIC-ZACOALCO Y COLIMA, MÉXICO.	5
RESUMEN	5
INTRODUCCION	6
MARCO GEOLOGICO REGIONAL	8
EVOLUCION TECTONICA DEL AREA DE LA UNION TRIPLE	11
DATOS DE GRAVEDAD	11
RESULTADOS	11
DISCUSION	18
CAPITULO II.- ANALISIS DE EFICIENCIA DE VARIOS METODOS COMPUTARIZADOS PARA CALCULAR LA CORRECCION TOPOGRAFICA GRAVIMETRICA: EVALUACION DE SU USO EN GEOFISICA AMBIENTAL.	22
RESUMEN	22
INTRODUCCION	23
TEORIA BASICA	25
COMPARACION TEORICA	28
EJECUCION EN UN CASO REAL	30
CONCLUSIONES	39
CAPITULO III.- INTERPRETACION DE ANOMALIAS DE BOUGUER COMPUESTAS OBTENIDAS EN LA CONFLUENCIA DE LOS MUNICIPIOS DE GUADALAJARA Y TONALA, MEXICO.	41
INTRODUCCION	41
GEOLOGIA ADYACENTE LOCAL	42
ALGORITMOS DE INTERPRETACION	46
ANOMALIA DE BOUGUER DE TONALA	46
RESULTADOS DE LA INTERPRETACION	47
METODO DE LA TRANSFORMADA DE EULER Y SEÑAL ANALITICA	53
CONCLUSIONES DEL CAPITULO	57
CAPITULO IV.- INTERPRETACION DE ANOMALIAS MAGNETICAS Y GRAVIMETRICAS EN EL VERTEDERO DE DESECHOS URBANOS SOLIDOS DE MATATLAN. INFERENCIA DE AREAS CON ELEVADO FRACTURAMIENTO.	58
INTRODUCCION	58
DESCRIPCION DE LA ZONA DE ESTUDIO PILOTO Y OBJETIVOS	60
METODOLOGIAS EMPLEADAS	64
DESCRIPCION Y DISCUSION DE RESULTADOS	70
a.- Anomalías magnéticas	71
b.- Anomalías gravimétricas	78
Mediciones azimutales o micromagnetometría	81
Análisis de la deconvolución de Euler	83

**TESIS CON
FALLA DE CUBIERTA**

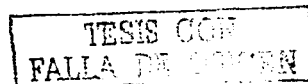
d

Señal analítica	90
Modelado inverso	92
Modelado directo	92
Inferencia de masa anómala	100
Comparación entre modelado directo, inverso y deconvolución de Euler	101
CONCLUSIONES DEL CAPITULO	101
CAPITULO V.- TECNICAS ELECTRICAS DE POTENCIAL ESPONTANEO Y RESISTIVIDAD APLICADAS EN EL VERTEDERO DE MATATLAN, JALISCO.	103
INTRODUCCION	103
POTENCIAL ESPONTANEO	104
Datos de potencial espontáneo obtenidos en Matatlán	106
Interpretación de datos de potencial espontáneo	107
Técnicas de interpretación empleadas	109
RESULTADOS Y DISCUSIONES DE POTENCIAL ESPONTANEO	111
TECNICAS DE RESISTIVIDAD ELECTRICA	119
Técnicas empleadas	119
Interpretación de perfiles de tomografía resistiva	125
CONCLUSIONES DEL CAPITULO	130
CAPITULO VI.- LEVANTAMIENTO ELECTROMAGNETICO CON VLF, SUS PRINCIPIOS, TECNICAS DE PROCESADO Y RESULTADOS OBTENIDOS EN MATATLAN.	132
INTRODUCCION	132
TEORIA DEL METODO DE VLF	132
Anomalías VLF	133
EQUIPOS Y TECNICAS DE CAMPO	135
RESULTADOS E INTERPRETACION	136
Interpretación cualitativa	137
Filtro Fraser	143
Modelado directo	145
CONCLUSIONES DEL CAPITULO	151
CONCLUSIONES GENERALES	152
REFERENCIAS	155
APENDICE A.- PALEOMAGNETISMO DEL BASAMENTO ANDESITICO DEL VERTEDERO DE MATATLAN.	168

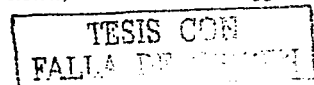
TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

RELACION DE FIGURAS

	Pág.
Figura I Relación gráfica entre algunas poblaciones importantes del mundo y su producción de desechos urbanos.	2
Figura i.1.- a) Provincias fisiográficas principales del centro de México y del área de estudio. b) Marco tectónico simplificado del Bloque Jalisco y ubicación de grabens.	6
Figura i.2.- Geología del área de estudio y alrededores.	9
Figura i.3.- Principales rasgos tectónicos y de fallamientos a lo largo del área de estudio.	10
Figura i.4.- Mapa de anomalía de Bouguer y localización de perfiles modelados. Se indican la Ciudad de Guadalajara y los principales cuerpos de agua.	12
Figura i.5.- Mapa de anomalía de gravedad residual de segundo grado, obtenido del mapa de gravedad de la Figura i.4.	12
Figura i.6.- Mapa de la primera derivada vertical del campo de anomalía de gravedad residual.	14
Figura i.7.- Mapa de continuación analítica del campo de anomalía de gravedad residual de segundo orden.	15
Figura i.8.- Perfiles de gravedad y modelos. a) A-A', b) B-B', c) C-C', d) D-D', e) E-E'. Ver ubicación en la Figura i.4.	16
Figura i.9.- Perfiles de gravedad y estructura inferida. a) Modelo F-F', b) Modelo G-G', c) Modelo H-H'. Ver localización de perfiles en la Figura i.4.	18
Figura i.10.- La estructura cortical somera en la parte sur del área de estudio.	19
Figura i.11.- La estructura cortical somera en la parte norte del área de estudio.	19
Figura i.12.- Perspectiva tridimensional del basamento granítico como es propuesto por nuestro estudio.	20
Figura ii.1.- Plantilla usada por Kane (1962) para seleccionar los datos de elevación para calcular la corrección de terreno.	24
Figura ii.2.- Plantilla usada en nuestro programa de cómputo. Está constituida por una zona interna de 1-km x 1-km y una zona exterior donde se usan prismas de 1-km x 1-km para aproximar la topografía.	25
Figura ii.3.- a) localización de la Ciudad de Guadalajara en el occidente de México. b) Levantamiento regional en Tonalá (al este de Guadalajara).	25
Figura ii.4.- Representación esquemática de un elemento de volumen usado para derivar el efecto de gravedad de un prisma de acuerdo a Nagy (1966).	26
Figura ii.5.- Aproximación de un prisma rectangular por medio de una porción de un segmento anular de un cilindro recto de acuerdo a Kane (1962).	28
Figura ii.6.- Representación esquemática de a) El compartimento interno usado por Kane (1962) y b) de los octantes.	29
Figura ii.7.- Comparación del efecto de gravedad de un prisma aislado de 1 km de alto de acuerdo	29



a la expresión de Nagy (1966) y la aproximación de Jung (1961).	
Figura ii.8.- Topografía del área de estudio. Se indica la ubicación de las observaciones de gravedad para el levantamiento regional.	33
Figura ii.9.-Anomalía de Bouguer Simple en Tonalá. La casilla indica al área de gravedad local en Matatlán.	34
Figura ii.10.- Corrección de terreno para el área de estudio de acuerdo a Kane (1962).	34
Figura ii.11.- Corrección de terreno para el área de estudio de acuerdo a Herrera-Barrientos y Fernández (1989).	35
Figura ii.12.- Corrección de terreno para el área de estudio de acuerdo a nuestro programa.	35
Figura ii.13.- Anomalía de Bouguer completa para el área de estudio de acuerdo a Kane (1962).	35
Figura ii.14.- Anomalía de Bouguer completa para el área de estudio según Herrera-Barrientos y Fernández (1989).	36
Figura ii.15.- Anomalía de Bouguer completa para el área de estudio de acuerdo a nuestro programa.	36
Figura ii.16.- Anomalía de gravedad residual de primer orden basada en la corrección topográfica de Kane (1962).	37
Figura ii.17.- Anomalía residual de gravedad basada en la corrección de Herrera-Barrientos y Fernández (1989).	37
Figura ii.18.- Anomalía de gravedad residual para el área de estudio basada en nuestra corrección topográfica.	38
Figura ii.19.- Eficiencia de los métodos estudiados con relación a la topografía.	40
Figura iii.1.- Distribución de estaciones gravimétricas entre los municipios de Guadalajara y Tonalá.	42
Figura iii.2.- Estratigrafía volcánica en varios puntos a lo largo del Cañón del Río Grande de Santiago.	44
Figura iii.3.- Anomalía residual de Bouguer de segundo grado sobre la zona de transición de los municipios de Guadalajara y Tonalá.	47
Figura iii.4.- Interpretación del perfil I-I' señalado en la Fig. iii.3; a) Modelo obtenido por inversión; b) Anomalías observada y calculada; c) Modelo directo.	48
Figura iii.5.- Interpretación de la sección II-II' indicada en la Fig. iii.3; a) Inversión; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo.	49
Figura iii.6.- Interpretación de la sección III-III' señalada en la Fig. iii.3; a) inversión; b) anomalías observada y calculada mediante el modelado directo; c) Modelo directo.	50
Figura iii.7.- Interpretación de la sección IV-IV' señalada en la Fig. iii.3; a) inversión; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo.	51
Figura iii.8.- Interpretación de la sección V-V' señalada en la Fig. iii.3; a) inversión; b) anomalías observada y calculada; c) modelado directo.	52
Figura iii.9.- Interpretación de la sección VI-VI' señalada en la Fig. iii.3; a) inversión;	53



b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo.

Figura iii.10.- Modelo 3-D de la cima del sub-basamento constituido por los basaltos San Cristóbal.	54
Figura iii.11.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Tonalá. Índice Estructural 1.0, ventana de 3 puntos.	54
Figura iii.12.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Tonalá. I.E. 1.0, ventana de 5 puntos.	55
Figura iii.13.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Tonalá. I.E. 2.0, ventana de 7 puntos.	56
Figura iii.14.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica de Tonalá. I.E. 2.0, ventana de 10 puntos.	56
Figura iii.15.- Amplitud de la señal analítica de la anomalía residual gravimétrica de Tonalá.	57
Figura iv.1.- Esquema en 3D de la intensidad magnética total de un depósito de desperdicios peligrosos que contiene basura doméstica e industrial (Tomado de Vogelsang, 1995).	59
Figura iv.2.- Sección de intensidad magnética total. El trayecto de las filtraciones en un dique basáltico penetra una barrera de arcilla (Tomado de Vogelsang, 1995).	60
Figura iv.3.- Ubicación del sitio piloto de Matatlán (área punteada), a un costado del Cañón del Río Santiago y topografía local, en metros sobre el nivel del mar.	61
Figura iv.4.-Esbozo de las áreas de los levantamientos magnéticos y gravimétrico en Matatlán.	65
Figura iv.5.- Esquema del método de la señal analítica (De acuerdo a Roest et al., 1992).	70
Figura iv.6.- Anomalía magnética de campo total, sección central E de Matatlán (M1 en la Fig. iv.4).	71
Figura iv.7.- Anomalía magnética de campo total, sección central de Matatlán (M2 en la Fig. iv.4).	72
Figura iv.8.- Anomalía magnética de campo total, sección oeste de Matatlán (M3 en la Fig. iv.4).	72
Figura iv.9.- Resultados paleomagnéticos de muestras andesíticas de Matatlán.	73
Figura iv.10a.- Continuación ascendente de la anomalía magnética de campo total, sección M3 (Fig. iv.4) de Matatlán a un metro.	73
Figura iv.10b.- Continuación ascendente de la anomalía magnética, sección M3 de Matatlán a dos ms.	74
Figura iv.10c.- Continuación ascendente de la anomalía magnética, sección M3 de Matatlán a cinco ms.	74
Figura iv.10d.- Continuación ascendente de la anomalía magnética, sección M3 de Matatlán a diez ms.	75
Figura iv.11a.- Continuación descendente de la anomalía magnética, sección M3 de Matatlán a dos ms.	76
Figura iv.11b.- Continuación descendente, anomalía magnética, sección M3 de Matatlán a cinco ms.	76
Figura iv.12a.- Primera derivada vertical de la anomalía magnética de la sección M3 de Matatlán.	77
Figura iv.12b.- Segunda derivada vertical de la anomalía magnética de la sección M3 de Matatlán.	77

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura iv.13a.- Reducción al polo de la anomalía magnética de la sección oeste de Matatlán.	78
Figura iv.13b.- Transformación pseudogravimétrica de la anomalía magnética, sección M3 de Matatlán.	78
Figura iv.14.- Anomalía residual gravimétrica de primer orden, oeste de Matatlán (G1 en la Fig. 4).	79
Figura iv.15.- Gradientes horizontales de la anomalía gravimétrica residual de primer orden: a) gradiente en X; b) gradiente en Y.	80
Figura iv.16.- Ubicación de afloramientos donde se midieron azimuts de fracturas y se obtuvieron muestras para mediciones de parámetros paleomagnéticos.	81
Figura iv.17.- Histograma polar de azimuts de los fracturamientos en afloramientos de Matatlán.	81
Figura iv.18.- Patrones azimutales de los cuatro eventos de mediciones de campos potenciales en Matatlán: a) Sección M1, b) Sección M2; c) Sección M3; d) Gravimetría, sección G1.	83
Figura iv.19.- Deconvolución de Euler de anomalía magnética en Matatlán. IE = 0.0, ventana de 3 puntos. Los valores en el recuadro son rangos de profundidades, en ms.	84
Figura iv.20.- Deconvolución de Euler de campo magnético. IE = 2.0, ventana de 5 puntos.	85
Figura iv.21.- Deconvolución de Euler de campo magnético. IE = 0.0, ventana de 7 puntos.	85
Figura iv.22.- Deconvolución de Euler de campo magnético. IE = 2.0, ventana de 7 puntos.	86
Figura iv.23.- Deconvolución de Euler de campo magnético. IE = 0.0, ventana de 10 puntos.	86
Figura iv.24.- Deconvolución de Euler de anomalía magnética. IE = 2.0, ventana de 10 puntos.	87
Figura iv.25.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica. IE = 1.0, ventana de 3 puntos.	87
Figura iv.26.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica. IE = 1.0, ventana de 5 puntos.	88
Figura iv.27.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica. IE = 0.5, ventana de 7 puntos.	88
Figura iv.28.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica. IE = 1.0, ventana de 7 puntos.	89
Figura iv.29.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica. IE = 0.0, ventana de 10 puntos.	89
Figura iv.30.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica. IE = 2.0, ventana de 10 puntos.	90
Figura iv.31.- Amplitud de la señal analítica de la anomalía residual gravimétrica de Matatlán.	91
Figura iv.32.- Señal analítica de la anomalía magnética continuada a 10 ms en Matatlán.	92
Figura iv.33.- Modelado directo y por inversión del perfil A-A' trazado sobre la anomalía gravimétrica; (a) Efectos observado y calculado; (b) Modelo directo; (c) Modelos inversos. Los círculos de colores son soluciones de Euler para diferentes índices estructurales (IE) y ventanas de deconvolución (VD).	93
Figura iv.34.- Interpretación directa y por inversión del perfil B-B' esbozado sobre la anomalía residual gravimétrica de primer orden	94
Figura iv.35.- Interpretación directa y por inversión del perfil C-C' esbozado sobre la anomalía residual gravimétrica de primer orden	95

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura iv.36.- Interpretación directa y por inversión del perfil D-D' esbozado sobre la anomalía residual gravimétrica de primer orden	96
Figura iv.37.- Sección del plano de anomalías magnéticas (M3 en la Fig. iv.4), en nT, correspondiente a la misma área del levantamiento gravimétrico. Se indican los perfiles magnéticos interpretados.	97
Figura iv.38.- Interpretación directa del perfil magnético A-A'.	98
Figura iv.39.- Interpretación directa del perfil magnético B-B'.	98
Figura iv.40.- Interpretación directa del perfil magnético C-C'.	99
Figura iv.41.- Interpretación directa del perfil magnético D-D' esbozado sobre la Figura iv.37.	99
Figura iv.42.- Interpretación directa del perfil magnético E-E' esbozado sobre la Figura iv.37.	100
Figura iv.43.- Interpretación directa del perfil magnético F-F' esbozado sobre la Figura iv.37.	100
Figura v.1.- a) Técnica de gradientes; b) Técnica del salto de rana (leapfrog).	105
Figura v.2.- Ubicación de las secciones de potencial natural I-I' y II-II'. Se muestran además las secciones correspondientes a los perfiles de tomografía eléctrica (perfiles con D en los extremos).	106
Figura v.3.- Anomalías de potencial natural, en mV/m, secciones indicadas en la Figura v.2.	107
Figura v.4.- Interpretación directa del perfil de potencial espontáneo I-I'.	111
Figura v.5.- Interpretación directa del perfil de potencial espontáneo II-II'.	112
Figura v.6.- Inversión del perfil I-I', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997), para un $dz=2.0$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 0.01 mV/m.	113
Figura v.7.- Inversión del perfil I-I', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997), para un $dz=1.5$ m y un (C) de 0.02 mV/m.	113
Figura v.8.- Inversión del perfil II-II', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997), para un $dz=1.5$ m y un (C) de 0.03 mV/m.	114
Figura v.9.- Inversión del perfil II-II', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997), para un $dz=1.0$ m y un (C) de 0.05 mV/m.	115
Figura v.10.- Inversión del perfil II-II', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997), para un $dz=1.5$ m y un (C) de 0.04 mV/m.	115
Figura v.11.- Inversión del perfil I-I', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio, para un $dz=1.5$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 1.25 mV/m.	116
Figura v.12.- Inversión del perfil I-I', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio, para un $dz=1.5$ m y un (C) de -0.4 mV/m.	116
Figura v.13.- Inversión del perfil I-I', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio, para un $dz=0.5$ m y un (C) de 1.25 mV/m.	117
Figura v.14.- Inversión del perfil II-II', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio, para un $dz=2.0$ m y un (C) de 1.25 mV/m.	117

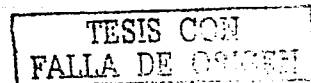


Figura v.15.- Inversión del perfil II-II', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio, para un $dz=2.0$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de -0.7 mV/m.	118
Figura v.16.- Inversión del perfil II-II', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio, para un $dz=0.2$ m y un (C) de 0.35 mV/m.	118
Figura v.17.- Sección de resistividades obtenidas para el arreglo Wenner-alfa, de un modelo sintético que representa una sección orientada norte – sur, en el occidente del vertedero de Matatlán.	120
Figura v.18.- Parámetros de un bloque rectangular considerados en el cálculo de la derivada parcial 2-D.	123
Figura v.19.- Interpretación de la sección D1-D8 mediante el método de Loke (1994).	125
Figura v.20.- Interpretación de resistividad de la sección D9-D15 mediante el método de Loke (1994).	126
Figura v.21.- Interpretación resistiva de la sección D16-D23 mediante el método de Loke (1994).	126
Figura v.22.- Interpretación resistiva de la sección D24-D30 mediante el método de Loke (1994).	127
Figura v.23.- Interpretación resistiva de la sección D31-D36 mediante el método de Loke (1994).	127
Figura v.24.- Interpretación resistiva de la sección D37-D42 mediante el método de Loke (1994).	128
Figura v.25.- Interpretación de resistividad de la sección D43-D48 mediante el método de Loke (1994).	128
Figura v.26.- Interpretación de resistividad de la sección D49-D50 mediante el método de Loke (1994).	129
Figura v.27.- Imagen tridimensional de la cima del sub-basamento andesítico, propuesta por los resultados de la inversión de los perfiles D1-D8 a D49-D50 señalados en la Figura v.3	131
Figura vi.1.- Elipse de polarización del campo VLF y sus componentes principales.	133
Figura vi.2.- Esbozo del área de los levantamientos con VLF.	135
Figura vi.3.- Componente en fase del campo VLF. Isolíneas a cada 3 %.	137
Figura vi.4.- Componente de cuadratura del campo VLF.	138
Figura vi.5.- Plano del ángulo de inclinación de la elipse de polarización del campo VLF, Matatlán.	138
Figura vi.6.- Plano de la intensidad de campo VLF, Matatlán, México.	139
Figura vi.7a.- Perfiles trazados W-E, componente en fase para la frecuencia de 24.8 kHz.	139
Figura vi.7b.- Perfiles trazados W-E, componente en fase para la frecuencia de 24.0 kHz.	140
Figura vi.8a.- Componente en fase para la frecuencia de 23.4 kHz.	140
Figura vi.8b.- Cuadratura, frecuencia de 24.8 kHz.	141
Figura vi.9a.- Componente fuera de fase o cuadratura para la frecuencia de 24.0 kHz.	141
Figura vi.9b.- Cuadratura para la frecuencia de 23.4 kHz.	142
Figura vi.10a.- Angulo de inclinación de la elipse de polarización para la frecuencia de 24.8 kHz.	142

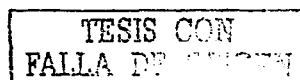


Figura vi.10b.- Angulo de inclinación de la elipse de polarización para la frecuencia de 24.0 kHz.	143
Figura vi.11.- Plano de la componente en fase filtrada mediante la convolución de Fraser.	144
Figura vi.12.- Perspectiva de la segunda derivada horizontal de la componente en fase.	144
Figura vi.13.- Disposición de los perfiles modelados mediante la técnica de Karous y Hjelt (1983), en azul.	146
Figura vi.14.- Modelo directo del perfil WE-7 trazado en la Figura vi.13.	147
Figura vi.15.- Modelo directo del perfil WE-8 trazado en la Figura vi.13.	148
Figura vi.16.- Modelo directo del perfil WE-9 trazado en la Figura vi.13.	148
Figura vi.17.- Modelo directo del perfil WE-10.	149
Figura vi.18.- Modelo directo del perfil SN-4 trazado en la Fig. vi.13.	149
Figura vi.19.- Modelo directo del perfil SN-9.	150
Figura vi.20.- Modelo directo del perfil SN-22.	150
Figura c.1.- Esquema en planta de las principales estructuras bidimensionales interpretadas de las anomalías geofísicas analizadas en el presente estudio.	154
Figura a.1.- Ciclo de histéresis (tomado de Collinson, 1983).	171
Figura a.2.- Proyección de igual área de Lambert para presentación de datos paleomagnéticos (Tomado de Collinson, 1983).	174
Figura a.3.- Proyección estereográfica para presentación de datos paleomagnéticos (Tomado de Collinson, 1983).	174
Figura a.4.- Diagramas vectoriales de datos de demagnetización de muestras del basamento volcánico de Matatlán.	177

TESIS C I N
FALLA DE ORIGEN

RELACION DE TABLAS

	Pág.
Tabla i.I Valores de densidad de muestras de campo y núcleos usados en este estudio desechos urbanos.	15
Tabla ii.I.- Comparación de las aproximaciones analíticas de Nagy (1966) y aproximada de Jung (1961) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular.	30
Tabla ii.II.- Comparación de las aproximaciones analítica de Nagy (1966) y aproximada de Jung (1961) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. Los cálculos corresponden a un prisma de 1 km de alto. Se usó aritmética de doble precisión.	31
Tabla ii.III.- Comparación de las aproximaciones analítica de Nagy (1966) y aproximada de Jung (1961) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. Los cálculos corresponden a un prisma de 2 kms de alto. Se usó aritmética de precisión simple.	32
Tabla ii.IV.- Comparación de Kane (1962) y nuestro método para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. Los cálculos corresponden a un prisma de 1 km de alto. Se usó aritmética de precisión simple.	32
Tabla ii.V.- Comparación de Kane (1962) y nuestro método para conjuntos cuadrados de 16 prismas con 1-km de ancho y 1-km de alto, semejando una meseta a diferentes distancias de la estación en una topografía regular.	33
Tabla ii.VI.- Comparación de la ejecución para estaciones seleccionadas del estudio de gravedad de Tonalá, entre los tres métodos computarizados bajo estudio y el método tradicional de la plantilla de Hammer (1939).	38
Tabla ii.VII.- Correcciones de gravedad de estaciones seleccionadas del levantamiento de gravedad de Tonalá de nuestro método, del de Kane (1962), y del método tradicional de la plantilla de Hammer (1939). Los cálculos corresponden sólo para un compartimento anular de la plantilla de Hammer (1939).	39
Tabla iv.Ia.- Descripción macroscópica de muestras de afloramientos de los bordes del sitio de Matatlán.	62
Tabla iv.Ib.- Descripción microscópica de muestras de rocas del basamento volcánico en el área del vertedero de Matatlán.	63
Tabla iv.II.- Índices estructurales y modelos relativos (Thompson, 1982; Yaghoobian et al., 1997).	69
Tabla a.i.- Valores de parámetros paleomagnéticos de muestras volcánicas del basamento del vertedero de Matatlán.	175

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

Uno de los problemas ambientales más fuertes que enfrenta la humanidad es el destino de sus desechos. Este problema crece con el aumento en la población, y en particular está presente en el entorno de antiguos depósitos y vertederos, donde la contaminación podría ser elevada. Tal es el caso del sitio de Matatlán, donde la Ciudad de Guadalajara, la segunda en importancia de México, deposita sus desechos caseros. Matatlán descansa sobre andesitas basálticas y tobas riolíticas, y presenta dos perspectivas importantes: desde el punto de vista geológico, se encuentra en el área donde confluyen el Eje Neovolcánico y la Sierra Madre Occidental; desde el punto de vista tectónico, se halla muy cerca de la unión de los sistemas de rifts Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco. Desde estos puntos de vista se han realizado varios trabajos geofísicos empleándose los métodos de la gravimetría, la magnetometría, el potencial natural, la tomografía resistiva y el VLF, atacando tres escalas con el primero, y aplicando todos en el sitio de Matatlán, en el marco de la reciente disciplina de la Geofísica Ambiental.

A escalas regional y local, la interpretación de perfiles de anomalía gravimétrica muestra la presencia y la influencia esencialmente de los sistemas Tepic-Zacoalco y Colima, con estructuras orientadas NW-SE y N-S hacia el SW de Guadalajara. Por debajo de la planicie de Guadalajara, ambos estudios arrojan como resultado uno y dos hundimientos orientados N-S, con respecto a la escala. El estudio regional destaca la existencia de semigrabens en el área de unión de los sistemas tectónicos, mientras que el estudio local, desarrollado al oriente de Guadalajara, indica una fuerte influencia de los mismos.

Los datos de los estudios gravimétrico y magnetométrico realizados a detalle en el sitio fueron interpretados mediante técnicas analíticas tradicionales y modelado, la deconvolución de Euler, la señal analítica, el teorema de Gauss y la técnica micromagnética de Logachev y Zajarov. Los resultados arrojados por todas estas técnicas muestran un basamento volcánico de topografía irregular y la existencia de fallamientos y grandes fisuras que denotan la influencia de los sistemas tectónicos regionales, esencialmente los de Tepic-Zacoalco y Chapala-Acambay, con menor influencia del rift Colima. Los resultados arrojados por la interpretación de las anomalías de potencial natural y de tomografía resistiva muestran el comportamiento de los líquidos lixiviados hacia el interior del vertedero, básicamente. Este comportamiento concuerda con la presencia de las estructuras interpretadas mediante los métodos potenciales, indicando ya sea migración a través de ellas o acumulación donde existen hundimientos del basamento. Todos estos resultados son importantes para futuras labores de remediación del sitio.

Las anomalías de VLF interpretadas mediante modelado directo refuerzan la indicación de las fallas y fisuras señaladas por los resultados anteriores, especialmente de las estructuras que están permitiendo la migración de los lixiviados hacia abajo y hacia fuera del vertedero, y que están orientadas esencialmente en sentido norte-sur.

En suma, se ha desarrollado un esquema de aplicabilidad de las técnicas gravimétrica y magnética a un problema ambiental localizado en terrenos volcánicos con bastante éxito, lo que se ha visto apoyado con información aportada por el potencial natural, la tomografía resistiva y la técnica electromagnética de Muy Baja Frecuencia.

ABSTRACT

One of the most critical environmental problems that confront the mankind is the destiny of their waste. This problem grows with increase in population and is particularly present in the neighborhood of ancient sites and dumps, where the contamination could be high. This is the case of the Matatlan site. In this site Guadalajara City, the second most important city of Mexico, deposit its urban waste. The Matatlan site relies on basaltic andesites and rhyolitic tuffs, presenting two important perspectives: from the geological point of view it is located at the meeting of the TransMexican Volcanic Belt and the Sierra Madre Occidental. From a tectonic point of view it is encountered very close to the junction of the Colima, Chapala and Tepic-Zacoalco rifts. From these points of view several geophysical studies have been realized employing gravimetry, magnetometry, spontaneous potential, resistive tomography and Very Low Frequency. The first was used at three scales. All the above mentioned methods were applied at the Matatlan site, in the framework of the Environmental Geophysics.

In a regional and local scale, the interpretation of gravity anomaly profiles shows essentially the presence and influence of the Tepic-Zacoalco and Colima grabens, with structures oriented NW-SE and N-S towards the SW of Guadalajara. Below the Guadalajara plain, both studies give as results one and two subsidences oriented N-S, respectively. The regional study indicates the existence of halfgrabens at the junction of the tectonic systems, whereas the local study, developed at the eastern of Guadalajara, indicates a strong influence of the same tectonic systems.

The gravity and magnetic data obtained with detail at the dumpsite were interpreted by mean of traditional analytical techniques and modeling, Euler deconvolution, analytical signal, Gauss theorem and the micromagnetic technique from Logachev and Zajarov. The results exposed with all of these techniques shown a volcanic basement with irregular topography and the existence of faulting and fissuring indicating the influence of the regional tectonic systems, mainly those of Tepic-Zacoalco and Chapala-Acambay, with minor influence of the Colima rift. The results produced with the interpretation of the spontaneous potential and resistive tomography anomalies show the behavior of the leachate inside the dumpsite. This behavior agrees with the presence of the structures interpreted by mean of the potential geophysical methods, indicating migration of leachates along these structures or storage where exist basement subsidence. These results are very important for future remediation works.

The VLF anomalies interpreted with direct modeling support the presence of faults and fissures indicated with the above mentioned results. In particular are showed N-S oriented structures that allow leachate migration downward and outward of the dumpsite.

Essentially a methodology of applicability with gravity and magnetic methods to an environmental problem located in volcanic terrains was successful developed: this methodology was supported with information supplied across spontaneous potential, resistive tomography and the VLF methods.

ESTUDIO GEOFISICO INTEGRADO REALIZADO EN EL VERTEDERO DE DESECHOS URBANOS DE LA CIUDAD DE GUADALAJARA (OCCIDENTE DE MEXICO).

INTRODUCCION GENERAL.

El crecimiento desmesurado de la población humana trae consigo muchos problemas, entre los cuales destacan la urgencia o necesidad de cada vez más energía y la disposición final de los desechos (aguas negras, industriales, basura casera, desperdicios químicos y nucleares, etc.). Todo ello trae consigo la contaminación del ambiente.

La disposición de los desechos de cualquier tipo es un dilema que se incrementa con el aumento en la población y otras actividades humanas. Sin embargo, debe reconocerse que otras causas de este problema son el consumismo y mercantilismo que se han desarrollado enormemente a partir de principios del siglo XX, y que nacen en las grandes potencias de América, Europa y Asia. Un drástico ejemplo de contaminación por disposición de desechos se tiene en algunos sitios que maneja el Departamento de Energía de la Unión Americana. El alto nivel de contaminación que presentan estos sitios es el resultado de disponer los desechos con prácticas muchos años gobernadas por una urgencia de tiempos de guerra y una ausencia de información sobre los riesgos contaminantes. Esta carencia de información llevó a la creencia general de que cualquier cosa se podía desear simplemente sepultándola, sin considerar las consecuencias subsecuentes (Purdy, en Doll, 1994).

Históricamente, la disposición de los desechos, y muy en particular la de los desechos caseros o urbanos, se había venido realizando sin ningún control, sólo manteniéndose a una distancia prudente de poblados cercanos. Con el tiempo estos sitios se colmaron, y por las condiciones ambientales imperantes, comenzaron a contaminar, en diversas medidas, a suelos, aguas subterráneas y aguas superficiales. Como respuesta a ello, diversas disciplinas científicas se han sumado para estudiar y atacar al problema, y para buscar o aportar soluciones. Así, la geofísica ingresa al estudio de problemas ambientales, primero, sin grandes modificaciones en sus métodos de investigación, y recientemente, con la aportación de técnicas novedosas para el registro o estudio directo de determinados problemas de contaminación. Este desarrollo de la Geofísica deriva en la subdisciplina que actualmente es denominada Geofísica Ambiental (Greenhouse, 1991; Steeples, 1991), definida como la aplicación de métodos geofísicos a la investigación de fenómenos físico-químicos subsuperficiales cuyas implicaciones para el manejo del ambiente local son significativas. Para este caso los efectos químicos son tan importantes como los fenómenos físicos.

En la actualidad se admite como uno de los fenómenos contaminantes más importantes a la destinación final de los desechos urbanos. Un relleno sanitario controlado es considerado actualmente como la mejor opción para el destino final de los desechos, pues es una entidad con medidas y normas bien establecidas que reducen a un porcentaje notable la contaminación de su entorno. Por otra parte, la nomenclatura más reciente define a un vertedero como un sitio en el que no se tuvo ninguna consideración para el almacenaje de la basura. El término sajón *landfill* es un poco más ambiguo, pues se manifiesta con condiciones de los dos casos, de ahí que pueda notarse cierta confusión en las pocas publicaciones que reportan trabajos geofísicos aplicados a estos medios. Esto es por su sentido literal: se aplica ciertamente a sitios con oquedades rellenas con desechos de diversa índole mezclados con materiales terrigenos.

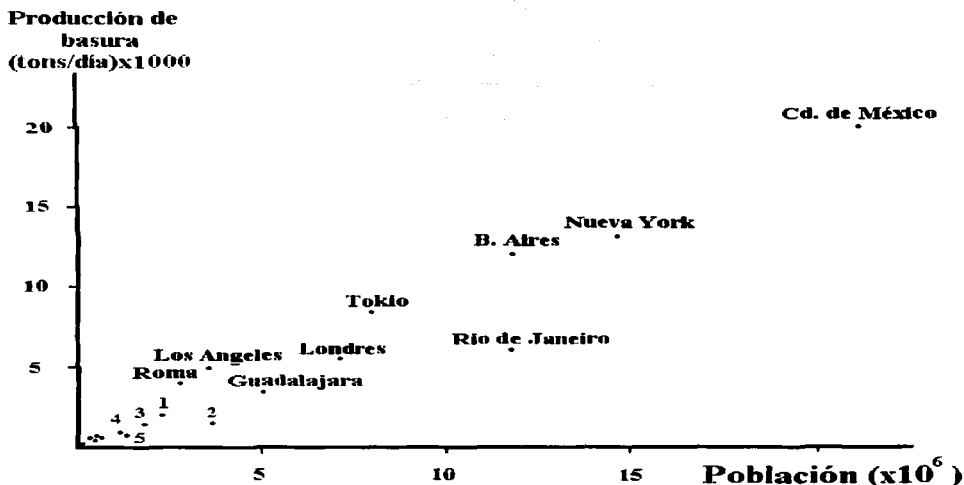


Figura 1.- Relación gráfica entre algunas poblaciones importantes del mundo y su producción de desechos urbanos. 1-Monterrey, 2-Tijuana, 3-León, 4-Puebla, 5-Veracruz. Los puntos restantes corresponden a Mérida, Cancún, Mazatlán, Acapulco y Puerto Vallarta, México.

Ningún país o región escapa al problema de contaminación generada por un sitio de desechos. Suiza, por ejemplo, posee casi 40,000 pequeños rellenos (Green et al., 1999), mientras que Estados Unidos en los años ochenta tenía alrededor de 18,500 sitios, entre los que cuenta con el más extenso del mundo, ubicado en Nueva York (Gerbar et al., 1992). El problema en sí es serio, pues la cantidad de desperdicios caseros aumenta en forma lineal con el tamaño de las poblaciones. Esta información fue investigada por nosotros para generar la Figura 1.

Desde la década de los años ochenta las técnicas geofísicas se han venido usando en aumento para investigar tierras contaminadas, con un objetivo específico (e.g., Reynolds y Taylor, 1992), aunque el interés por este tipo de estudios comenzaba a mostrarse desde 1979 (Ogilvy y Bogoslovsky, 1979). Estos ejemplos muestran un aparente panorama optimista para la Geofísica Ambiental, lo que se ha analizado en foros mundiales (Doll, 1994).

La Geofísica también está siendo usada mucho más extensamente sobre rellenos y otros depósitos de desperdicios (e.g., Greenhouse y Harris, 1983; Reynolds y McCann, 1992; Senos et al., 1994; Pous et al., 1996; Cardarelli y Bernabini, 1997). De hecho, es interesante destacar dos situaciones: (1) en un congreso sobre Geofísica Ambiental realizado recientemente en la Cd. De Barcelona, España (Casas, 1998) el número de estudios desarrollados en rellenos y depósitos de desperdicios es elevado; (2) las obras de dos autores (Vogelsang, 1995; Reynolds, 1998) se basan en dos panoramas diferentes: el segundo trata sobre trabajos publicados en revistas especializadas, mientras que el primero destaca estudios financiados privadamente y que no se han publicado. Es interesante destacar que ambos autores son europeos, región donde se realizó el congreso sobre Geofísica Ambiental.

TESIS CON
FALLA DE ENTREGA

El ambiente geológico donde se depositan los desperdicios suele ser muy variable, ya que depende de la geología donde se localizan las poblaciones que generan dichos desperdicios. Los depósitos de desechos (reportados en diversas publicaciones) descansan en medios sedimentarios de diferente clase (sedimentos glaciales en el Norte de Europa, o sedimentos lacustres y fluviales en los Estados Unidos, etc.). Un caso excepcional es el del Relleno Central de Rhode Island, en Estados Unidos (Frohlich et al., 1996), que parece localizarse sobre un basamento granítico densamente fracturado. En México, la mayoría de las ciudades más densamente pobladas se encuentran a lo largo del Eje Neovolcánico, y, por lo tanto, es de esperarse que sus desechos sean depositados sobre diversos tipos de rocas volcánicas: tobas, depósitos cineríticos (México, Morelia, Toluca, Colima), andesitas y depósitos pumíticos (Guadalajara, Tepic), etc.

Una retrospectiva de los diferentes trabajos publicados acerca de la Geofísica Aplicada a rellenos y depósitos de desechos (artículos, libros, resúmenes extensos) muestra de alguna manera el Estado-del-Arte de la subdisciplina. Una implicación sería quizá sería considerar que existen técnicas geofísicas incapaces de poderse aplicar a este tipo de problemas ambientales y a muchos otros problemas de impacto ambiental diferentes. Nos referimos al caso de las técnicas potenciales, y muy en particular a la gravimetría; de 236 estudios revisados destacados en las Memorias del congreso en Barcelona en 1998, el 22.45 % corresponde a técnicas electromagnéticas novedosas (Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo –TDEM, en inglés, RadioMagnetotelúricos, e incluso, el Radar de Penetración Terrestre –GPR en inglés), el 34.74 % a técnicas eléctricas y el 25 % a técnicas sísmicas. El resto, incluye a técnicas termométricas, gravimétricas, magnéticas, radiométricas, registros de pozos, resonancia magnética nuclear y técnicas nuevas. Son prácticamente raros los reportes de la gravimetría aplicada a depósitos de desperdicios (Vogelsang, 1995). El potencial espontáneo es también otra técnica que se emplea raramente al estudio de rellenos y vertederos.

A pesar de que existen estudios gravimétricos realizados sobre sitios de desechos (no publicados en revistas; Vogelsang, 1995), es evidente que hay enfoques que no se han manejado o reportado en cualquier caso. Por ejemplo, se puede analizar la precisión de los datos y levantamientos empleados (numéricamente), se pueden realizar interpretaciones que se comparen con otra clase de datos como petrografía, distribuciones de fracturas y lineamientos, e incluso se puede estudiar la influencia que puede tener la tectónica regional en los trayectos de contaminación de dichos sitios. Desde esa perspectiva, los sitios de desechos que se hallan en medios tectónicos activos pueden tener igual o mayor influencia contaminante que los que se localizan en medios de porosidad primaria. Así, puede considerarse de gran utilidad realizar una investigación inicial sobre la influencia de la tectónica regional en determinado sitio de desechos.

El objetivo general de este trabajo es analizar la aplicabilidad de varias técnicas geofísicas que no se usan tradicionalmente para estudiar un sitio de depósitos caseros. Este objetivo se cubre mediante la integración de la gravimetría, la magnetometría y el potencial espontáneo apoyándose en la tomografía resistiva y el método de Muy Baja Frecuencia –VLF, en inglés. Para este efecto se eligió al sitio donde depositan sus desechos las poblaciones de Guadalajara, Tonalá y Tlaquepaque, conocido como Matatlán y localizado en un margen del cañón del Río Grande de Santiago. Este sitio no es el único que existe en el marco cubierto por el estudio, pero debido a que se localiza en el límite de confluencia de dos ambientes geológicos mayores (Sierra Madre Occidental y Eje Neovolcánico), de varios ambientes tectónicos (límites del Bloque Jalisco, vecindad con el Punto Triple Jalisciense y límite entre los grábenes Tepic-Zacoalco con Chapala) y al borde de un rasgo geomórfico conspicuo (el cañón del Río Santiago), se vuelve realmente importante.

Debido a las características geológicas y tectónico-estructurales que rodean al sitio piloto, descritas líneas atrás, contemplamos la necesidad de investigar a una escala regional la situación estructural que guarda la corteza superior en la unión triple jalisciense, situación de influencia para el sitio de Matatlán, para conducirnos luego a una escala media y finalmente a la escala de detalle del sitio. De esa manera se podría establecer mejor la hipótesis de influencia de alguno de los grabens que forman la unión triple sobre el basamento del sitio, en caso de localizar estructuras como fallas o grandes fisuras dentro del mismo sitio que permitan la contaminación del entorno. Esto se describe en el capítulo I y es el principal objetivo del mismo, en el que se trata sobre la inferencia de la situación estructural de la unión triple jalisciense, en la región vecina a la Ciudad de Guadalajara. Este es un enfoque que no se había contemplado antiguamente. Los estudios que se realizan a escala regional con magnetometría o gravimetría se enfocaban a la exploración de hidrocarburos o minerales, o se hacían con fines completamente geológicos (Telford et al., 1990). Desde la perspectiva que se maneja aquí, es importante reconocer la influencia tectónico-estructural de los grandes sistemas que se unen en el Punto Triple Jalisciense que repercute en ambientes geológicos (cristalinos o volcánicos) que normalmente no se consideran susceptibles de permitir el progreso de la contaminación humana hacia el subsuelo y hacia acuíferos aprovechables.

La aplicación de la gravimetría al estudio de problemas ambientales enfrenta varias dificultades. Debido a la escala de mediciones en campo, el primero de ellos sería la precisión de los datos (Vogelsang, 1995), en la que el cálculo de corrección por efectos de la topografía juega un papel conspicuo. Actualmente existen varios algoritmos para el cálculo de la corrección por topografía, y elegir adecuadamente alguno de ellos para datos de gravedad tomados en detalle es otro problema con el que nos enfrentamos. En consideración a ello hicimos una comparación de la performance de varios algoritmos que calculan el efecto de la topografía sobre datos gravimétricos, lo que se expone ampliamente en el capítulo II.

En este tipo de trabajos es conveniente tener un control regional de los aspectos tectónicos que influyen en áreas más locales, especialmente aquellas con problemas ambientales. No obstante, el marco regional tratado en el capítulo I debe enlazarse con el marco de detalle que engloba al área del vertedero de Matatlán. Esto se ha realizado mediante un levantamiento gravimétrico en la confluencia de los Municipios de Tonalá y Guadalajara, mismo que cubre el flanco oeste de parte del cañón del Río Santiago y parte del oriente del área urbana, y comprende al mismo vertedero de Matatlán. Interpretaciones y otros resultados obtenidos sobre la anomalía compuesta de Bouguer son expuestos en el capítulo III.

Varios procesados que se realizan posteriormente exhiben con éxito la aplicabilidad de las técnicas potenciales en el estudio de problemas ambientales. Tanto la interpretación cuantitativa como el análisis de la correlación entre fracturas y azimuts de isolinéas muestran patrones generales de posibles trayectorias de contaminantes. El empleo del Teorema de Gauss para la estimación de masas contribuye al éxito de dicha aplicabilidad. Asimismo, procesados no convencionales tales como la Deconvolución de Euler y la Señal Analítica hacen más valiosos los datos obtenidos mediante los métodos potenciales. Todo ello es expuesto en el capítulo IV, en el que se expone la interpretación de datos de campos potenciales adquiridos ya en el sitio piloto.

Finalmente los capítulos V y VI se orientan también hacia la investigación del seno del vertedero mediante la técnica del VLF, del potencial natural y de tomografía resistiva, cuyos resultados emitidos a través de métodos tampoco convencionales se correlacionan y coinciden perfectamente con aquellos expuestos por los métodos potenciales.

CAPITULO I. ESTRUCTURA CORTICAL SOMERA DE LA PORCION NORTE DE LA UNION DE LOS GRABENS DE CHAPALA, TEPIC-ZACOALCO Y COLIMA, MEXICO.

PARRAFO INTRODUCTORIO.

Las técnicas de campos potenciales, y muy en particular la gravimetría, se habían venido usando tradicionalmente en la investigación de recursos no renovables (hidrocarburos, minería, aguas subterráneas), en la ingeniería, en la arqueología, en el mapeo geológico, esencialmente, y para proporcionar datos de control en la interpretación sísmica (Telford et al., 1990). Recientemente su uso se ha extendido al estudio de problemas ambientales y geotécnicos.

El estudio que ocupa este trabajo de tesis contempla la integración de estas técnicas de campos potenciales aplicadas a un sitio de desechos urbanos en el occidente de México. El sitio en cuestión descansa sobre un ambiente volcánico reciente, y se encuentra próximo a la unión de tres sistemas tectónicos importantes: los grabens de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala; y en la confluencia de dos provincias volcánicas destacadas de México: la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico. Por lo tanto, es de esperarse que alguno de los sistemas tectónicos impriman su influencia sobre estructuras como fallas o fisuras que podrían afectar al basamento del depósito. Comúnmente se cree que un basamento volcánico es un buen elemento que no permite la migración de la contaminación hacia el subsuelo; pero si se encuentra altamente fracturado, y sobre todo, si se localiza en un ambiente tectónico de alta o relativa actividad que provoque fracturamientos, sería de esperarse que la contaminación afectara al entorno del cuerpo contaminante (un depósito de desperdicios, un sitio de almacenaje subterráneo de sustancias peligrosas, fosas sépticas, etc.). Esto prevé la necesidad de realizar una investigación a escala regional de la situación estructural de la unión de los tres sistemas tectónicos mencionados, bajo el empleo de la interpretación de datos gravimétricos. La información que aporte la interpretación de datos gravimétricos en el área de la unión triple permitirá establecer el alcance y la influencia de tales sistemas tectónicos en el área del depósito de desperdicios investigado, que es un enfoque hasta ahora raramente vislumbrado y que se realiza y detalla en este capítulo I.

El sistema tectónico de Tepic-Zacoalco tiene una tendencia general NW-SE, mientras que los sistemas tectónicos de Colima y Chapala tienden N-S y E-W, respectivamente. La influencia de cualquiera de ellos podría localizarse en el basamento volcánico del depósito de desechos bajo estudio, dada la cercanía que tiene con ellos. La interpretación de datos gravimétricos nos permitirá, además, inferir la naturaleza estructural y geológica del área de la unión triple.

(Nota: este capítulo es una traducción del artículo "Shallow crustal structure of the northern portion of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico", publicado en 1998 en *Geofísica Internacional*, vol. 37, pp. 263-282)

RESUMEN.

Con base en un estudio gravimétrico se ha inferido la estructura cortical del graben de Tepic, en su área adyacente a la ciudad de Guadalajara. Esta depresión, delimitada al norte por la Sierra Madre Occidental y al sur por las sierras graníticas del Bloque de Jalisco, no constituye un graben simétrico con fallas maestras bien definidas, sino más bien una zona de transición compleja. Bloques disgregados de las sierras graníticas están afallados y basculados hacia el NE a lo largo del frente de estas sierras. Estos bloques forman una depresión tipo semi-graben casi continua al pie del batolito levantado. Más al norte, el basamento granítico profundiza gradualmente. Sin embargo, profundiza abruptamente en lo que es interpretado como el límite entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque de Jalisco. En la porción NW de nuestra zona en

estudio, el límite se encuentra un poco al norte de la falla Plan de Barrancas. En la porción este de nuestra zona de estudio, el límite se localiza más próximo a la prolongación sur de la falla Plan de Barrancas (cerca de la Cadena Volcánica del Sur de Guadalajara). El cambio en posición ocurre cerca de la caldera de La Primavera. La caldera de La Primavera, el volcán Tequila, y los conductos de erupción de conos de lava y de ceniza están emplazados a lo largo de zonas de debilidad NW-SE que afectan a la corteza batolítica o al contacto difuso imbricado entre estos dominios regionales. La corteza de la Sierra Madre Occidental adyacente al límite está caracterizada por lineamientos NE-SW perpendiculares a aquellos del vecino Bloque de Jalisco.

INTRODUCCION

Hacia la parte centro-occidental de México se unen la Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Faja Volcánica Mexicana (FVM) (Fig. i.1). La SMOc es una vasta meseta, con 1,300 km de longitud, cubierta por una sección volcánica de casi 2 km de ignimbritas riolíticas del Oligoceno (tobas y domos) y menores cantidades de flujos de lava y basaltos alcalinos (McDowell and Clabaugh, 1979; Cameron et al., 1980). La SMOc está relacionada a la subducción de la Placa Farallón. La mayor actividad volcánica de la SMOc ocurrió entre hace 38 y 26 Ma y expulsó una gran abundancia de ignimbritas (Ferrari et al., 1994). También es posible observar andesitas miocénicas en una secuencia de 500 m que forma las paredes del Cañón del Río Grande de Santiago (CRGS) (Rosas-Elguera et al., 1997).

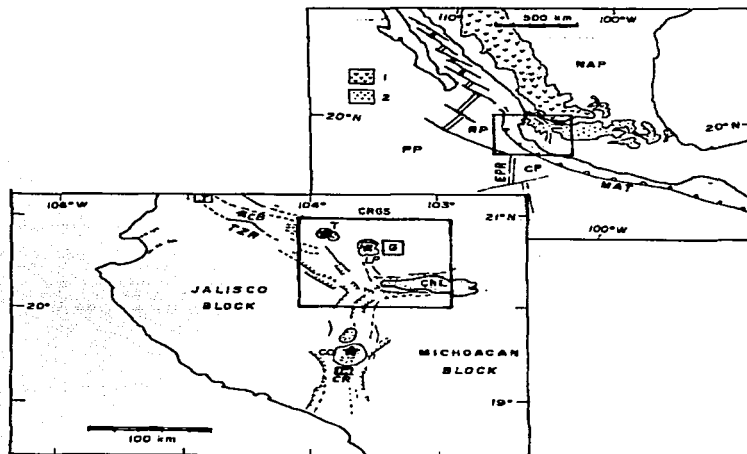


Figura i.1.- a) Provincias fisiográficas principales del centro de México y del área de estudio. NAP: Placa de Norte América; PP: Placa Pacífico; RP: Placa Rivera; CP: Placa de Cocos; EPR: Cordillera del Pacífico Este; MAT: Trincheras MesoAmericanas; 1: Sierra Madre Occidental; 2: Faja Volcánica Mexicana; b) Marco tectónico simplificado del Bloque Jalisco y ubicación de grabens. Casillas abiertas representan ciudades principales (G-Guadalajara, C-Colima, T-Tepic); estrellas representan volcanes principales (CO-Colima, LP-Caldera La Primavera, T-Tequila, CB-Ceboruco); ChL: Lago de Chapala; CRGS: Cañón del Río Grande de Santiago; CR: graben Colima; TZR: graben Tepic-Zacoalco.

TESIS COM
FALLA DE ORIZABA

La FVM se extiende E-W a lo largo del centro de México; ella contiene rocas intermedias a silíceas de edad Reciente a Oligoceno Tardío. El origen de esta provincia volcánica se ha atribuido a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica (Demant, 1978; Nixon, 1982). Los límites entre la SMOc y los vecinos Bloques de Jalisco (BJ) y Michoacán se localizaron recientemente en el área del Volcán de Tequila, en el límite norte del rift de Chapala (Rosas-Elguera et al., 1997). Pozos profundos perforados en las áreas geotérmicas de La Primavera y San Marcos alcanzaron al basamento Mesozoico directamente bajo la FVM (Venegas et al., 1985).

El inicio de la actividad volcánica en la FVM se podría conocer mediante nuevos mapeos geológicos y determinaciones isotópicas de edades. Nueva información indica que una secuencia andesítica más vieja que aparece en el CRGS y bajo la Caldera de La Primavera podría no ser parte de la secuencia volcánica de la SMOc (Rosas-Elguera et al., 1997).

Algunos autores creen que entre la SMOc y la FVM existe una secuencia volcánica diferente, de edad miocénica, ya que las características cronológicas y estructurales de esta secuencia volcánica son distintas de las características de la SMOc y/o de la FVM. Esta secuencia miocénica podría ser el sub-basamento de la FVM o una proto-FVM (Pasquaré y Zanchi, 1985; Venegas et al., 1985; Pasquaré et al., 1988).

El sector oeste de la FVM contiene tres largos sistemas de fallas con orientaciones aproximadas N-S, E-W y NW-SE, que se intersectan casi 50 km al SSW de la Ciudad de Guadalajara en un punto triple (Demant, 1981). Estas depresiones alargadas han sido denominadas los grabens de Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco (Luhr et al., 1985). Los grabens de Colima y Tepic-Zacoalco podrían limitar a una incipiente microplaca, el Bloque Jalisco, que se está separando de la placa de Norteamérica en respuesta a un salto hacia el este de la Cordillera del Pacífico Este (Luhr et al., 1985; Allan et al., 1991).

Estudios en esta área definen su evolución volcánica (e.g., Demant, 1979; Allan, 1986). Recientes modelos geodinámicos de la evolución tectónica del BJ intentan explicar su origen y mecanismo de deformación. Los modelos más simples postulan una microplaca rígida con movimientos lateral-derechos en su frontera norte (Luhr et al., 1985; Bourgois et al., 1988; Barrier et al., 1990; Allan et al., 1991; Bourgois y Michaud, 1991; Garduño y Tibaldi, 1991), y una extensión activa en su frontera este. La mayoría de los modelos insinúan que la separación del BJ de la placa de Norteamérica ocurre a lo largo de los rifts de Colima y Tepic-Zacoalco (Luhr et al., 1985; Wallace et al., 1992). Se asume que el movimiento del BJ ocurre hacia el W o el NW. Además, ocurriría fallamiento normal puro en el rift de Colima, y una combinación de fallamiento normal y lateral-derecho en el rift de Tepic-Zacoalco (Allan et al., 1991; Bourgois y Michaud, 1991). Otros modelos proponen deformación dentro de las placas debida a fuerzas de fronteras de placas (Ferrari et al., 1994), o una propagación de separación hacia el sur del área de la unión triple (Barrier et al., 1990; Bandy, 1992; Delgado-Granados, 1993; Ferrari y Rosas-Elguera, 1995). Además, se ha propuesto que la subducción oblicua de la placa de Cocos induce un desplazamiento de bloques continentales del oeste de México hacia el E-SE (DeMets y Stein, 1990). Estudios recientes indican que el rift de Colima es una respuesta a esfuerzos tensionales inducidos por la subducción de la frontera entre las placas de Rivera-Cocos (Bandy et al., 1995). Estudios sísmicos (Eissler and McNally, 1984; Singh et al., 1985; Pardo y Suárez, 1993; Bandy et al., 1997) sugieren que la subducción está aún activa a lo largo de una considerable extensión de la zona de subducción de Rivera.

EL BJ ha sufrido deformación interna reciente (Wallace et al., 1992; Righter y Carmichael, 1992), asociada con una relocalización del volcanismo de arco relacionado con la subducción (Pardo y Suárez, 1993), o por extensión paralela a la trinchera debida a un aumento

hacia el norte en el ángulo de convergencia entre las placas Rivera y NorteAmérica (Bandy, 1992). Esta deformación ha dado lugar a varias cuencas tectónicas dentro del BJ, las que contienen jóvenes lavas alcalinas (< 6 ma) (Luhr et al., 1989; Lang y Carmichael, 1990; Righter y Carmichael, 1992). Estas cuencas están limitadas por fallas normales y de deslizamiento de rumbo derecho. Datos paleomagnéticos de los grabens de Talpa y Mascota no muestran un movimiento significativo de estos grabens hacia el norte; sin embargo, podría haber ocurrido un lado local reciente (Nieto-Obregón et al., 1992; Maillol y Bandy, 1994; Maillol et al., 1997). Además, datos paleomagnéticos de La Primavera no muestran una rotación o un movimiento hacia el norte significativos (Campos-Enríquez et al., 1987; Urrutia-Fucugauchi et al., 1988).

Las fronteras continentales del BJ no están bien establecidas, aunque algunos trabajos recientes han intentado definir las. Rosas-Elguera et al., (1996), basados en datos estructurales y aeromagnéticos, localizan las fronteras sobre la parte central del rift Tepic-Zacoalco, y sobre el límite oeste del rift Colima. Más recientemente, Rosas-Elguera et al. (1997) sugirieron que la frontera norte del BJ, cerca de Guadalajara, está en el área del volcán de Tequila y se prolonga en una orientación NW-SE a lo largo de la Cadena Volcánica del Sur de Guadalajara (CVSG).

Pocos estudios reportan resultados sobre la estructura cortical profunda o somera. Algunas excepciones son Allan (1985) (estructura somera del norte del graben Colima), Serpa et al. (1992) (estructura somera del sur del graben Colima), y Bandy et al. (1993, 1995) (estructura profunda del sur del graben Colima). Campos-Enríquez et al. (1990) discutieron la estructura cortical somera regional en el oeste de la FVM. Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza (1992) infieren la estructura cortical del sur del graben Colima. Michaud et al. (1994), basándose en el procesado de imágenes SPOT-DEM de un área localizada al norte del centro de Colima propusieron el desarrollo del graben Zacoalco en asociación con una falla inclinada hacia el NE.

La estructura cortical que rodea a la unión triple no es conocida. Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1991) y Yokoyama y Mena (1991) establecen la estructura cortical de la caldera de La Primavera. Campos-Enríquez (1986) y Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1991) infieren la existencia de un lineamiento regional NW-SE que cruza la caldera de La Primavera. Este lineamiento pertenece al sistema Tepic-Zacoalco. Es necesario un estudio adicional de la estructura cortical de esta área para comprender la relación entre la SMOc y la FVM, así como la evolución del graben Tepic-Zacoalco, y para definir el límite norte del BJ.

En este trabajo inferimos la estructura cortical somera del área usando datos de gravedad y proponemos los límites entre la SMOc y el BJ.

GEOLOGIA Y MARCO TECTONICO

Localización

El área de estudio yace entre $20^{\circ} 25' N$ y $21^{\circ} N$ y entre $103^{\circ} 50' W$ y $102^{\circ} 40' W$ (Fig. i.1). Se localiza en la frontera norte del BJ y comprende la triple unión formada por los grabens Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima. El área de estudio es limitada, al norte y este por el CRGS; al oeste, NW y SW por el volcán Tequila y la Sierra de Tápalsa; y al sur por el Lago de Chapala.

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

En el área de estudio se encuentran rocas de la SMOc, la FVM, y del BJ (esto es, la Sierra Madre del Sur; SMS). El área de estudio está cubierta principalmente por rocas ígneas del Terciario y Cuaternario (Fig. i.2). El basamento de las rocas volcánicas Neogénicas está constituido por rocas plutónicas y marinas del Cretácico que conforman a la SMS y constituyen la mayor parte del BJ. Las rocas plutónicas afloran en las Sierras de Tapalpa y de Ameca en las partes centro SW y W del área de estudio; mientras que las calizas afloran principalmente al

centro de la Sierra de Tapalpa. En la Sierra Ameca se eleva a 2,600 m un horst de rocas graníticas Cretácicas. Este horst es limitado al sur por la falla normal Ameca. El movimiento a lo largo de esta falla orientada 80° a 110° es de deslizamiento de echado con una pequeña componente lateral-derecha (Rosas-Elguera et al., 1997). Perforaciones realizadas por la Comisión Federal de Electricidad en La Primavera y San Marcos tocaron fondo en rocas graníticas y arcóscicas (Venegas et al., 1985).

Rocas terciarias de la SMOc afloran al norte del área. De acuerdo a nuevos datos radiométricos, el afloramiento más austral ocurre al fondo del CRGS en el área de Santa Rosa (Rosas-Elguera et al., 1997). Ellas son ignimbritas riolíticas de edad Oligoceno. Para nuestro estudio gravimétrico, es importante hacer énfasis en la existencia de grandes cantidades de rocas volcánicas silícicas de baja densidad.

Rocas riolíticas miocénicas afloran hacia la parte norte del área de estudio y en la Sierra de Tapalpa. Estas incluyen flujos, tobas y brechas riolíticas. Andesitas miocénicas se distribuyen también al sur del área de estudio.

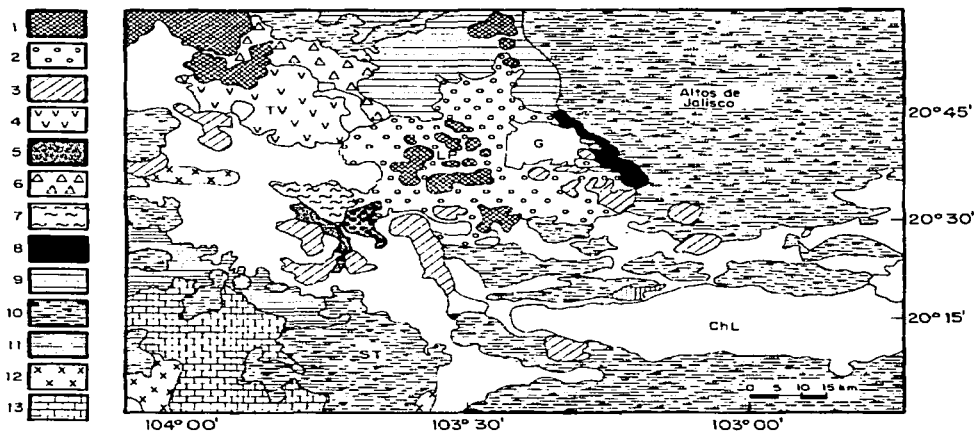


Figura i.2.- Geología del área de estudio y alrededores. 1) Domos riolíticos de la caldera de La Primavera (LP) y domos silícicas cuaternarias; 2) Depósitos piroclásticos de la caldera de La Primavera (LP); 3) Lava cuaternaria y conos cineríticos; 4) Andesitas del Pleistoceno Tardío del Volcán Tequila (TV); 5) Ignimbritas Acatlán (Pleistoceno medio); 6) Basaltos Santa Rosa; 7) Tobas de flujo de cenizas; 8) Basaltos; 9) Domos silícicos y piroclasos; 10) Andesitas pliocénicas y andesitas basálticas; 11) Riolitas cretácicas; 12) Rocas intrusivas cretácicas; 13) Caliza y arenisca. G: Guadalajara; TV: Volcán Tequila; Lago de Chapala; ST: Sierra de Tapalpa.

Los afloramientos más comunes son rocas basáltico-andesíticas del Plio-Cuaternario de la FVM, incluyendo brechas basálticas y andesitas basálticas expuestas hacia la parte noreste del CRGS (Fig. i.2). Estas rocas bordean también al graben Chapala y forman el segmento este de la Sierra de Tapalpa. Las rocas más recientes están representadas por flujos piroclásticos

TESIS CON
FALLA DE ALLEN

cuaternarios y tobas riolíticas en Guadalajara y La Primavera, y depósitos aluviales y lacustres relleno las depresiones geomórficas y tectónicas.

El volcanismo de la FVM en esta región empezó con grandes emisiones basálticas que dieron lugar a "mesas" (e.g., Mesa de Santa Rosa; Figs. i.2 e i.3) de edad Plioceno tardío a Pleistoceno (Demant, 1979). Basándose en el ladeo hacia el norte de esta meseta, Demant (1979) infirió que su origen yace en un sector ahora cubierto por el volcán Tequila.

El volcán Tequila es un cono prominente con una altura de 1,300 m, abierto en su lado NE. Grandes volúmenes de rocas volcánicas se emplazaron desde el Plioceno hasta el Reciente a lo largo de lineamientos NW-SE. En el flanco sur del volcán Tequila existe una serie de conos cineríticos y de lava alineados en una dirección NW-SE, los cuales han emitido lavas andesíticas.

Una de las principales estructuras volcánicas localizada en el centro del área de estudio es el complejo caldérico de La Primavera, alineada con el volcán Tequila y con los conos de lava y cenizas. La planicie de Guadalajara está limitada al norte por el relieve ignimbrítico del CRGS, y al sur por conos andesíticos que están alineados NW-SE a lo largo de la cadena volcánica del sur de Guadalajara (CVSG). En esta planicie se encuentran domos dacíticos y riolíticos del Plio-Cuaternario que pertenecen a la FVM (Rosas-Elguera et al., 1997).

Al sur de La Primavera hay también domos silíceos, conos cineríticos e ignimbritas del Cuaternario (Rosas-Elguera et al., 1997), cortados probablemente por falla verticales N30°W (Demant, 1979). Existe volcanismo basáltico-andesítico, particularmente al norte del lago de Chapala, donde una secuencia de conos volcánicos muestran una orientación E-W.

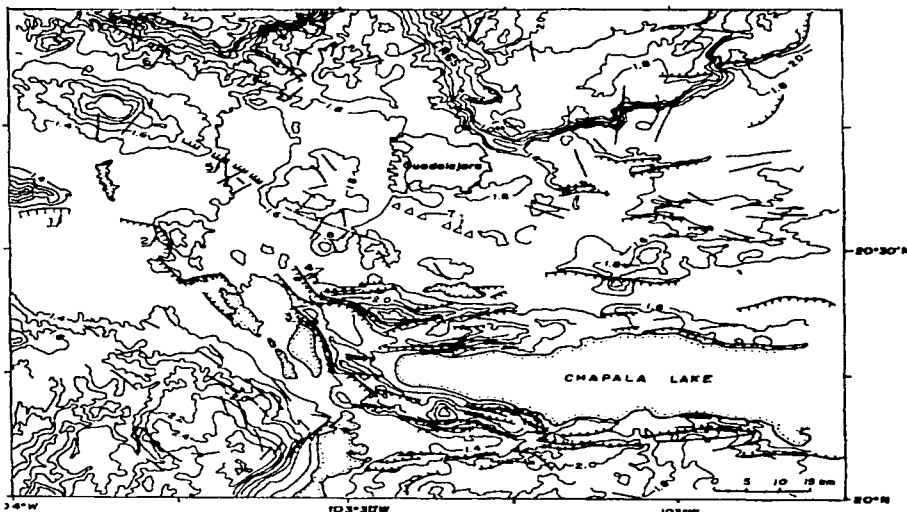


Figura i.3.- Principales rasgos tectónicos y de fallamientos a lo largo del área de estudio. La Cadena Volcánica del Sur de Guadalajara se muestra como una línea de triángulos.

TESIS CON
FALLA DE CUBIERTA

EVOLUCION TECTONICA DEL AREA DE LA UNION TRIPLE.

Estudios de campo recientes del área de la unión triple sugieren que los tres grabens se desarrollaron en diferentes tiempos, empezando en el Mioceno tardío (Barrier et al., 1990; Michaud et al., 1991, 1992). El graben Chapala se formó entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano (Delgado, 1992) a lo largo de lineamientos N90°E originalmente laterales-izquierdos y subsecuentemente normales (Garduño-Monroy et al., 1993). En el presente parece que la extensión es activa 20 km al sur del graben Citala (Garduño y Tibaldi, 1991). Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera (1994) reportaron una rotación del graben Chapala en contra de las manecillas del reloj. Recientemente, Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (submitido) han evaluado al control tectónico de la secuencia volcano-sedimentaria.

En la parte norte, el rift Colima empezó en el Plioceno temprano (Allan, 1986). Suárez et al. (1991) encontraron que aún es activo. Esto es apoyado por ausencia de depósitos aluviales de piedemonte y por la frecuente ruptura de la autopista Guadalajara-Colima donde la cruza una falla normal, como lo hemos observado durante un viaje de campo. El graben Tepic-Zacoalco es un amplio graben o rift (Demant, 1981; Luhr et al., 1985) o una combinación de estructuras estensionales y de deslizamiento lateral-derecho (Barrier et al., 1990; Allan et al., 1991). Recientemente, Rosas-Elguera et al. (1997) propusieron que su sector sur es un semi-graben.

Desde el Mioceno tardío no ha ocurrido deformación mayor de deslizamiento de rumbo a lo largo de la frontera norte del BJ (Ferrari et al., 1994). La extensión cuaternaria, y el posible desplazamiento del BJ, es hacia la trinchera (hacia el sur). Así, la separación en el occidente de México podría ser explicada por la subducción de la placa Rivera (Ferrari et al., 1994).

DATOS DE GRAVEDAD

Los datos de gravedad fueron obtenidos durante un estudio geofísico cooperativo auspiciado por la Agencia Japonesa de Cooperación Internacional (J.I.C.A.) y la Comisión Federal de Electricidad. Los datos consisten de 462 mediciones hechas con un gravímetro Lacoste & Romberg tipo G a intervalos de 500 m, cubriendo alrededor de 14,000 km². Los datos fueron corregidos por efectos de mareas, terreno, Bouguer, latitud, altitud y aire libre. Detalles del procesado son dados en JICA (1986), y Alatorre-Zamora y Campos-Enriquez (1991).

Los valores de densidad usados para modelar se obtuvieron de muestras de campo. También se usaron valores de densidad de núcleos de pozos profundos en La Primavera y San Marcos, y valores de densidad reportados en la literatura.

RESULTADOS

Anomalía de gravedad de Bouguer

La figura i.4 muestra la anomalía de Bouguer y la localización de los perfiles modelados. En el sector oeste del área de estudio observamos un alineamiento de altos gravimétricos tendiendo primero E-W y luego NW-SE. Estos altos gravimétricos se localizan sobre rocas graníticas del Mesozoico (Figs. i.2 y i.3) o sobre andesitas basálticas. Otros grandes altos gravimétricos se asocian con el volcán Tequila y con la Sierra de Tapalpa. Las sierras, entre los lagos de Cajititlán y Chapala (Fig. i.3), son también marcadas por altos gravimétricos. Bajos gravimétricos conspicuos son asociados con los grabens de Colima, Chapala-Citala, Tepic-Zacoalco y Ameca, así como con la caldera de La Primavera.



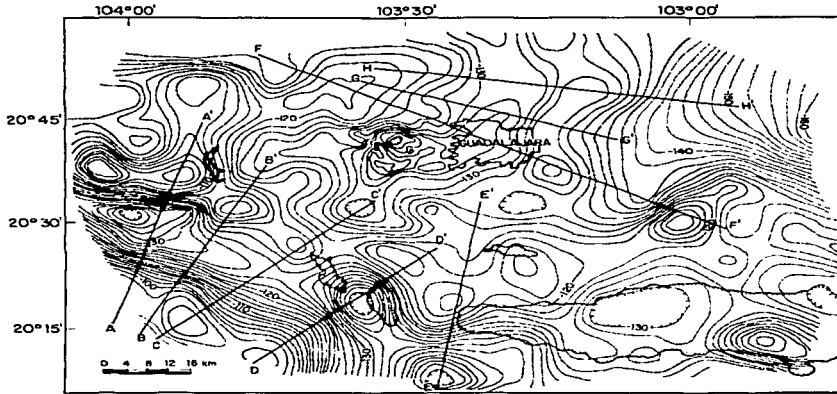


Figura i.4.- Mapa de anomalía de Bouguer. La localización de los perfiles modelados es dada. El intervalo de los contornos es de 2 mGal. Se indican la Ciudad de Guadalajara y los principales cuerpos de agua.

Los altos y bajos gravimétricos se correlacionan con rocas del basamento, o con valles y áreas lacustres.

ANOMALIA RESIDUAL

Se obtuvo una separación regional-residual ajustando una superficie de segundo grado a los datos de anomalía de Bouguer. El campo residual resultante (Fig. i.5) presenta un patrón similar al de la anomalía de gravedad de Bouguer (Fig. i.4). Hay varios altos de gravedad, principalmente sobre la Sierra de Tapalpa, y algunos bajos de gravedad pronunciados bordeándola. Estos bajos anómalos cubren las cuencas lacustres de los grabens de San Marcos-Zacoalco y Tepic.

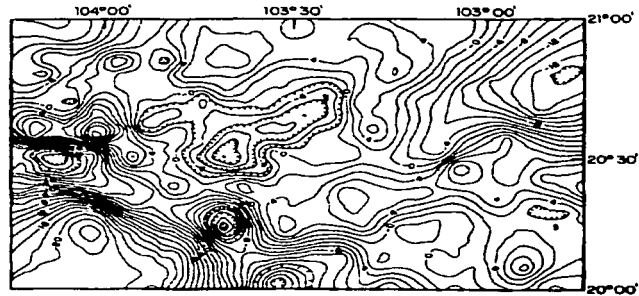


Figura i.5.- Mapa de anomalía de gravedad residual de segundo grado, obtenido del mapa de gravedad de la Figura i.4. El intervalo de los contornos es de 2 mGal.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los altos de gravedad localizados sobre las cordilleras que bordean la parte norte del lago de Chapala se unen en una amplia anomalía de tendencia aproximada E-W. El amplio bajo gravimétrico asociado con la caldera de La Primavera está bien resuelto. También se detectaron dos bajos de gravedad al NNW y al este del bajo de gravedad de La Primavera. Un alto compuesto más amplio es observado en la porción norte del área de estudio. Entre los dos altos de gravedad mayores localizados en las porciones SW y este de nuestra área de estudio, las anomalías se arreglan aproximadamente en tres fajas. La primera faja yace al N y E. del alto de gravedad asociado con la Sierra de Tapalpa. Esta incluye tres bajos de gravedad de tendencia NW-SE. Al sur, esta faja se funde con el amplio bajo de gravedad asociado con el lago de Chapala. En esta zona de intersección se observan también lineamientos N-S del norte del graben Colima (el graben Sayula). La presencia de estos tres sistemas de lineamientos de gravedad regionales confirma la localización del área de la unión triple. La segunda faja, localizada inmediatamente al norte de la primera faja, consiste de varios altos de gravedad alargados con una orientación media NW-SE. Al sur de La Primavera éstos se amplían y exhiben una orientación E-W. La rama occidental de esta faja se asocia con cordilleras que exponen rocas del basamento (e.g., la granítica Sierra Ameca). La rama este se asocia con sierras localizadas entre los lagos de Cajititlán y Chapala. La tercer faja, ubicada al norte de la segunda faja, consiste de un bajo de gravedad menor y dos bajos de gravedad compuestos mayores formando una amplia serie mas o menos continua de bajos de gravedad. Al norte del área de estudio yace un amplio alto de gravedad asociado con la región de Altos de Jalisco y la SMOc.

En el cuadrante SW del área de estudio las anomalías presentan una clara tendencia NW-SE. Las orientaciones son principalmente E-W en la porción SE. En contraste, se pueden observar lineamientos con una orientación NE-SW en la porción NE de nuestra área de estudio.

La presencia de una faja de altos de gravedad entre dos fajas de bajos de gravedad implica que la estructura de la depresión entre la Sierra de Tapalpa y la SMOc no es un graben simétrico. La faja de bajos de gravedad asociada con las cuencas lacustres de Ameca, San Marcos y Zacoalco caracteriza gradientes de gravedad inclinados resultantes de los agudos contactos entre el relleno sedimentario de las cuencas y el basamento. Al N-NE del alto de gravedad intra-cuenca los gradientes son más suaves. En su porción central, la tercer faja de anomalías es caracterizada por un amplio bajo de gravedad asociado con la caldera de La Primavera. Tectónicamente esta es un área muy compleja. Campos-Enriquez (1986), basándose en datos aeromagnéticos, infirió una falla NW-SE que corta a través de La Primavera. Esta falla se une a una estructura regional NW-SE que corre desde el volcán Tequila hasta la caldera de La Primavera. Al SE de la caldera se alinean ocho pequeños Plio-Pleistocénicos conos de lava y cenizas (la CVSG) en una orientación NW-SE.

La faja de altos de gravedad divide la depresión regional en dos depresiones menores, siendo la del norte más amplia e irregular. El contacto de esta segunda depresión con la SMOc no es tan claro como entre la depresión de Ameca-San Marcos-Zacoalco y la Sierra de Tapalpa. Podemos inferir alguna imbricación entre la SMOc y la depresión vecina.

En conclusión, la depresión del graben Tepic en el segmento Ameca-San Marcos-Zacoalco se delimita al SW por la Sierra de Tapalpa, y por la SMOc al NE. La estructura de esta depresión está caracterizada por grandes bloques del basamento inclinados formando dos semigrabens. El contacto entre estos dos semigrabens corresponde a los altos de gravedad intracuenca, que representan el alto estructural de un bloque ladeado hacia el sur separado de la Sierra de Tapalpa. El contacto del semigraben del sur con la Sierra de Tapalpa está bien definido, pero el contacto del semigraben del norte con la SMOc es menos claro. El contacto imbricado de la SMOc con el BJ yace en el segundo semigraben. Esta es una zona de sutura con fallas que

afectan grandes porciones de la corteza. La caldera de La Primavera, el volcán Tequila, y varios otros conos de lava y ceniza se emplazaron a lo largo de tales zonas de debilidad cortical.

DERIVADAS VERTICALES Y CONTINUACION ASCENDENTE.

La primera y segunda derivadas verticales de la anomalía residual nos permiten realzar los límites entre las fuentes de las anomalías y delinear las fajas de gravedad. El semigraben de Ameca resalta notoriamente en el mapa de la primera derivada vertical (Fig. i.6). Se observan varios bajos de gravedad asociados con La Primavera. Algunos lineamientos corresponden perfectamente a grandes fallas mapeadas, e.g., las fallas de Ameca, Ahuisculco, San Marcos, y Bola de Viejo (Fig. i.3). Hay lineamientos NE-SW cerca de la parte SW de La Primavera, que corresponden a estructuras superficiales inferidas previamente por Campos-Enriquez (1986) y Alatorre-Zamora y Campos-Enriquez (1991).

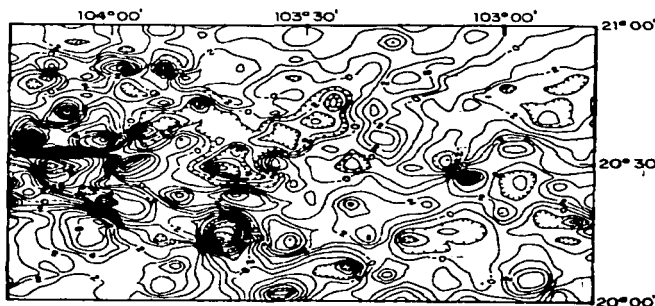


Figura i.6.- Mapa de la primera derivada vertical del campo de anomalía de gravedad residual. Contornos c/2 mGal.

En la parte SW del área de estudio, lineamientos NE-SW parecen dividir la Sierra de Tapalpa cerca de su borde oeste con la Sierra de Quila.

La continuación ascendente también ayuda a esbozar las fajas de anomalías (Fig. i.7).

ESTRUCTURA CORTICAL SOMERA.

Se modelaron 8 perfiles a través de las anomalías más importantes (Fig. i.4). Los perfiles satisfacen requerimientos comunes de ortogonalidad sobre anomalías bidimensionales (Figs. i.4, i.5, i.6 y i.7). Se calculó y restó de los perfiles de anomalía de Bouguer un regional de primer orden (no mostrado) para obtener la anomalía residual...

Los perfiles se modelaron usando el algoritmo de Talwani et al. (1959). La información usada para controlar los modelos se derivó de geología superficial y mediciones de densidad (ver tabla i.1). Sigue una descripción de los perfiles interpretados:

(a) El perfil A-A' (Fig. i.8a) tiene una longitud de 55 km. Está orientado con un azimut de 10° , desde la Sierra de Quila (continuación NW de la Sierra de Tapalpa), cruza el valle lacustre de Ameca, atraviesa la Sierra Ameca y llega hasta el volcán Tequila. El basamento es granítico y más somero en la Sierra de Quila y la Sierra de Tapalpa. De acuerdo al modelo de gravedad, el valle lacustre de Ameca es una cuenca asimétrica (semigraben). Hacia el sur, este semigraben

TESTIS
FALLA DE

está delimitado en la Sierra de Quila por una falla de suave echado. El límite norte corresponde a la falla subvertical Ameca. El depocentro se localiza muy cercano a la falla Ameca.

Tabla i.1

Valores de densidad de muestras de campo y núcleos usados en este estudio

Tipo de roca	Densidad (gr/cm ³)
Caliza ⁵	1.93 – 2.90
Arena-Limo-Arcilla ¹	1.44
Andesita ²	2.746
Toba Tala ³	2.165
Toba ³	2.21
Riolita vítrea ³	2.06
Diabasa ¹	2.965
Diabasa ²	2.746
Granodiorita ²	2.671
Granodiorita ²	2.594
Granito ¹	2.667
Granito ²	2.733
Riolita ¹	2.51

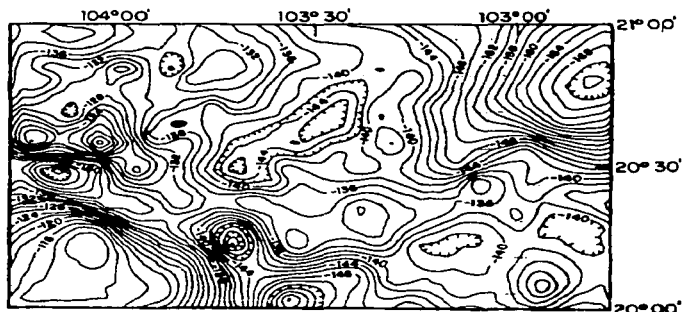


Figura i.7.- Mapa de continuación analítica del campo de anomalía de gravedad residual de segundo orden. El intervalo de los contornos es de 2 mGal.

(b) El perfil B-B' (Fig. i.8b) tiene una longitud de 52 km y un azimut de 20°. Corre desde la Sierra de Tapalpa, atraviesa la Sierra de Ahuisculco, y llega hasta el valle de Tala (al oeste de la caldera de La Primavera). De acuerdo al modelo de gravedad, el basamento granítico es más somero al pie de la Sierras de Tapalpa y de Ahuisculco, donde el mismo basamento está cubierto por casi 600 m de tobas. Entre estas sierras el basamento constituye una cuenca ligeramente asimétrica. Sin embargo, la cuenca aquí tiene una polaridad opuesta; el depocentro se localiza al pie de la Sierra de Tapalpa. La falla que limita a esta cuenca cerca de la Sierra de Tapalpa es más inclinada que la falla Ahuisculco al norte.

TESIS
FALLA DE ORIGEN

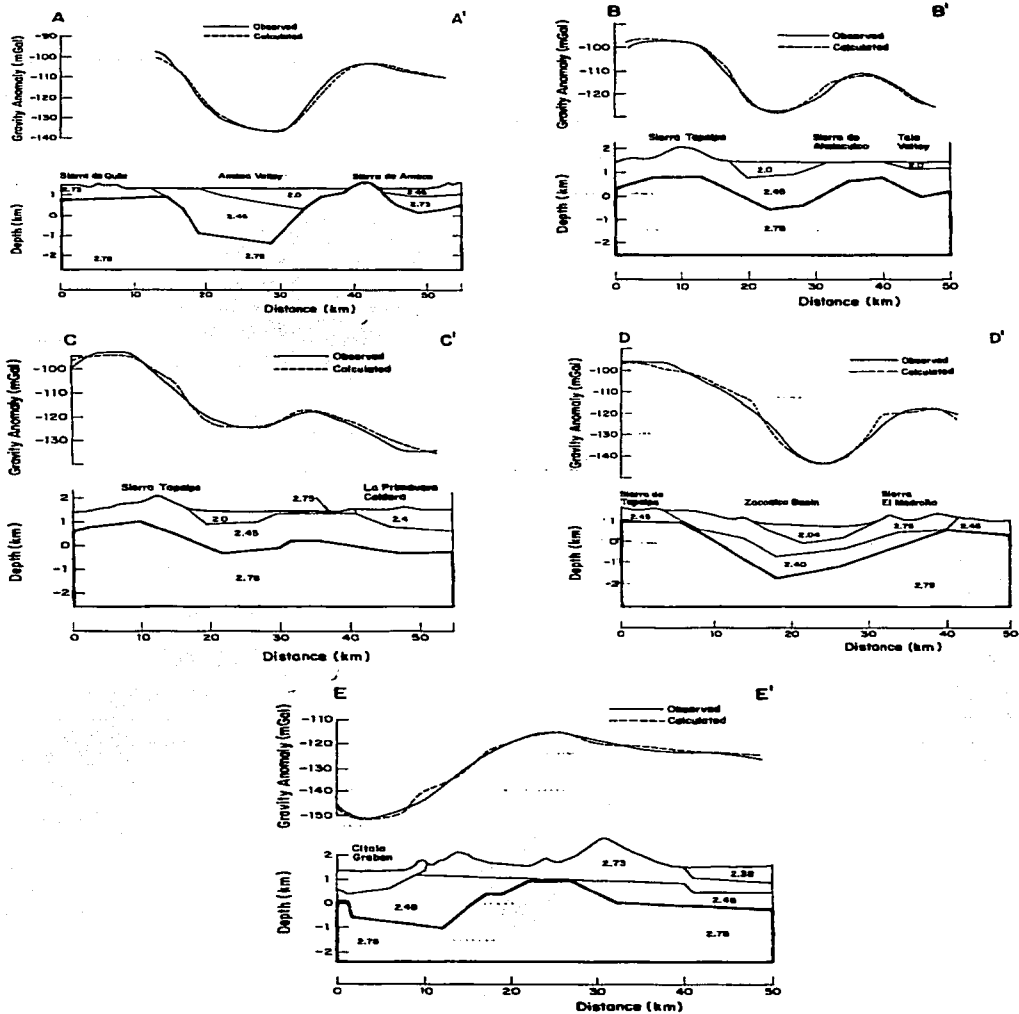


Figura 1.8.- Perfiles de gravedad y modelos. a) A-A', b) B-B', c) C-C', d) D-D', e) E-E'. Densidades son dadas en

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

gr/cm³. Ver ubicación en la Figura i.4.

(c) El perfil C-C' (Fig. i.8c) corre desde la Sierra de Tapalpa hasta el sur de la caldera de La Primavera con un azimut de 60°. Tiene una longitud de 55 km. De acuerdo al modelo, las rocas graníticas están cubiertas por casi 500 m de tobas en la Sierra de Tapalpa. El basamento profundiza bajo la cuenca de Tala-Ameca (aproximadamente 1,500 m). Es relativamente somero (casi 1,000 m) inmediatamente al norte. Más al sur profundiza suavemente. Bajo el valle de Tala-Ameca el basamento constituye una cuenca más simétrica. El depocentro permanece cercano a la Sierra de Tapalpa. El segmento este de la falla de Ahuisculco (límite norte) tiene un echado intermedio a sub-horizontal. La falla que separa a la cuenca de la Sierra de Tapalpa es relativamente aguda.

(d) El perfil D-D' (Fig. i.8d) tiene una longitud de 50 km y cruza la cuenca de Zacoalco con un azimut de 50°. Corre paralelo al límite oeste del graben Chapala, y termina al SE de la caldera de La Primavera. De acuerdo al modelo de gravedad, las rocas graníticas se aproximan a la superficie en ambos extremos, 500 m bajo la superficie aproximadamente. El extremo SW corresponde a la Sierra de Tapalpa. Aquí el granito está cubierto por aproximadamente 500 m de basaltos. El extremo NE se localiza en la porción norte de la Sierra el Madroño constituida de basaltos, donde corta a la falla Bola de Viejo. Las rocas del basamento granítico forman una cuenca ligeramente asimétrica, rellena con hasta 700 m de calizas, basaltos, y sedimentos lacustres. Al sur, la cuenca está delimitada por una falla ligeramente más inclinada. El depocentro está ligeramente desplazado al sur del eje de la cuenca. Al norte, la cuenca está limitada por la parte oeste de la falla de San Marcos, que presenta un echado intermedio. Más al norte, la falla Bola de Viejo aparece como una falla de suave echado de naturaleza listrica que intersecta a profundidad a su falla antitética conjugada. Finalmente, en la porción más al norte del perfil el basamento profundiza por debajo de la Ciudad de Guadalajara.

(e) El perfil E-E' (Fig. i.8e) tiene una longitud de 50 km y una tendencia N9°E. En su porción sur cruza al graben de Citala, y corre paralelo al límite oeste del graben de Chapala. Cruza la falla Bola de Viejo y termina al SE de la caldera de La Primavera. De acuerdo al modelo de gravedad, el graben Citala en este sector corresponde a un semi-graben. El basamento es somero bajo las cordilleras volcánicas que delimitan a la frontera sur del lago de Chapala. Finalmente, el basamento profundiza bajo la porción norte de este perfil bajo Guadalajara.

(f) El perfil F-F' (Fig. i.9a) corta a través de la planicie de Guadalajara a un azimut de 120° y tiene una longitud de 70 km. De acuerdo al modelo de gravedad el basamento granítico es más profundo que en los anteriores perfiles. Se localiza a una profundidad de 2,000 m, con una depresión bajo el área metropolitana de Guadalajara. Una secuencia de andesitas-basálticas y riolitas cubre al basamento. Hay pequeños cuerpos basálticos en la superficie tales como los que se localizan en el extremo NW del perfil. Este cuerpo basáltico tiene 200 m de espesor y corresponde a la meseta basáltica de Mesa de Santa Rosa.

(g) El perfil G-G' (Fig. i.9b) tiene una longitud de 50 km. Está orientado con un azimut de 110°, casi paralelo al perfil F-F' al sur. Cruza el límite norte del área urbana de Guadalajara. De acuerdo al modelo de gravedad el basamento profundiza suavemente hacia su extremo SE. También se observa una suave depresión por debajo del área urbana de Guadalajara.

(h) El perfil H-H' (Fig. i.9c) tiene una longitud de 65 km. Corre casi paralelo a los dos anteriores perfiles con un azimut de 70°. De acuerdo al modelo de gravedad, el basamento granítico profundiza hacia el SE. El basamento está cubierto con una gruesa secuencia de 2000 m de andesitas-basálticas, riolitas y dos flujos basálticos alrededor del Río Grande de Santiago y

Río Verde. De nuevo se observa la depresión presente en los dos anteriores perfiles por debajo del área metropolitana de Guadalajara.

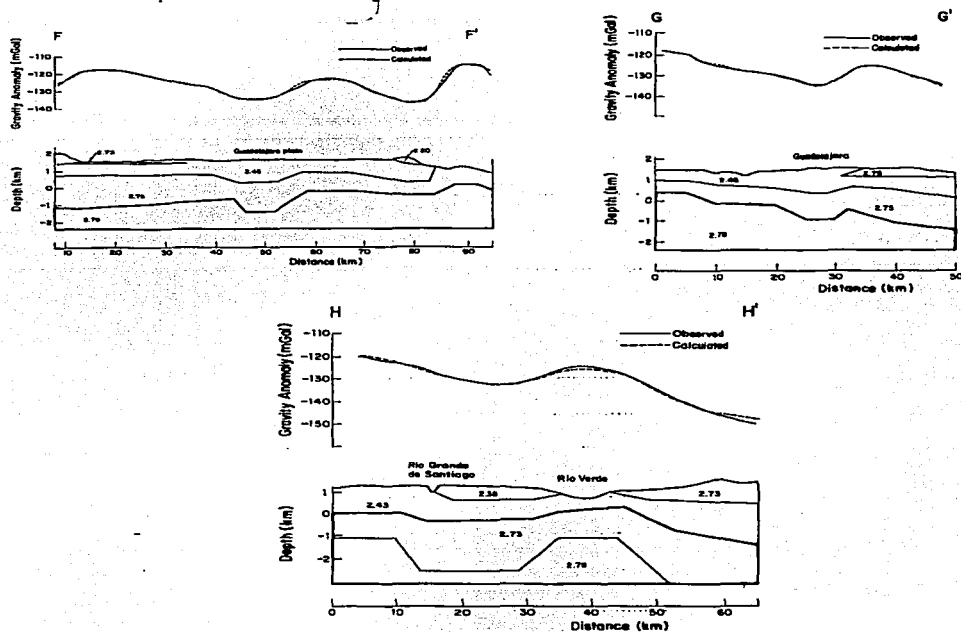


Figura 1.9.- Perfiles de gravedad y estructura inferida. a) Modelo F-F', b) Modelo G-G', c) Modelo H-H'. Los valores de densidad son dados en gr/cm^3 . Ver localización de perfiles en la Figura 1.4.

El basamento granítico en los últimos tres perfiles es más profundo que en los primeros cinco perfiles. La depresión observada por debajo de Guadalajara fue inferida independientemente por Rosas-Elguera et al. (1997) basándose en información geológica y de perforaciones. Aquí establecemos su orientación NE-SW. El basamento profundiza hacia el NE del área de estudio, esto es, al norte del graben Chapala. El basamento desaparece bajo los 4000 m en el perfil H-H'. Hemos interpretado esto como el límite entre la SMOC y la frontera NE del BJ.

DISCUSIÓN

Observamos diferentes estilos de estructura de corteza somera en los dos grupos de perfiles. En el primer grupo el basamento granítico es relativamente somero. Notamos una

TESIS CON
FALLA DE DEFENSA

cuenca NW-SE casi continua, asimétrica en lugares cercanos a la sierra de Tapalpa. Este semi-graben se funde en el área de la unión triple con el semi-graben de Citala y el norte del graben Colima (Fig. i.10).

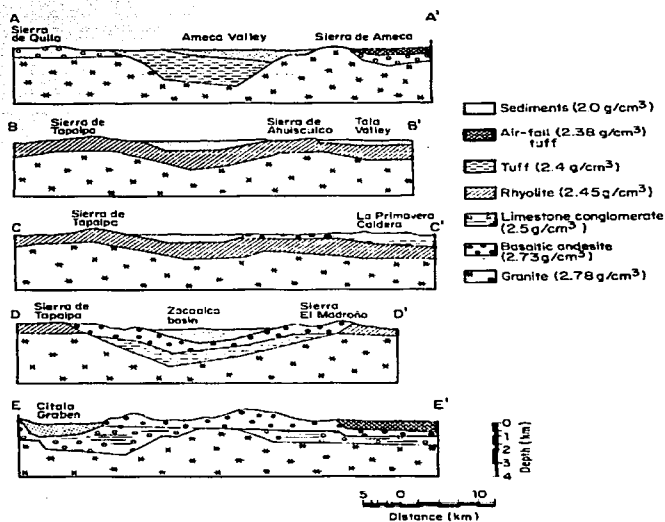


Figura i.10.- La estructura cortical somera en la parte sur del área de estudio.

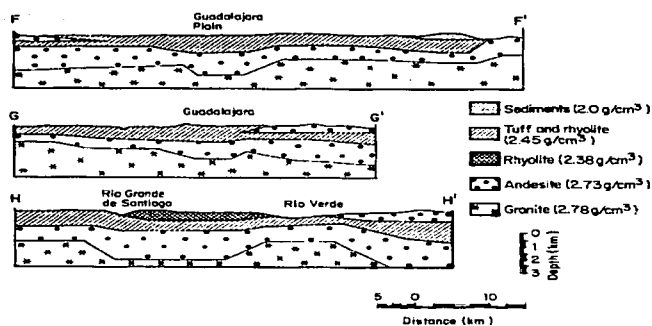


Figura i.11.- La estructura cortical somera en la parte norte del área de estudio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El segundo grupo de perfiles (Fig. i.11) se localiza cerca de la frontera entre la SMOc y el BJ. En esta área la tendencia de las anomalías de gravedad cambia de NW-SE a N-S y NE-SW. La depresión observada por debajo del área urbana de Guadalajara presenta una orientación NE-SW, normal al semigraben al pie de la sierra de Tapalpa. Aquí el basamento granítico profundiza suavemente hacia el norte, y abruptamente en la porción NE del área de estudio (Fig. i.12).

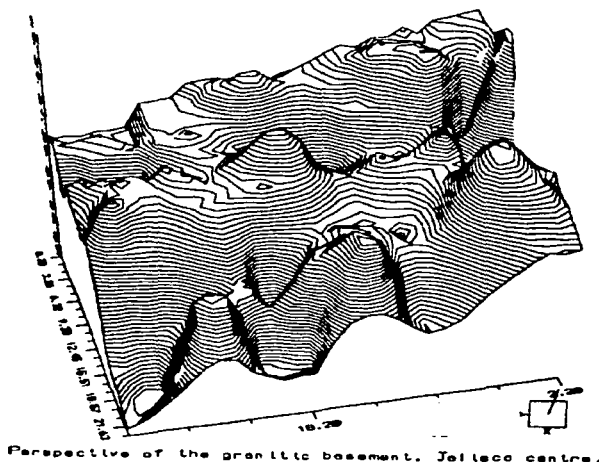


Figura i.12.- Perspectiva tridimensional del basamento granítico como es propuesto por nuestro estudio.

La Figura i.12 muestra al basamento profundizando hacia el N-NE. Junto con la presencia de las fajas de altos y bajos de gravedad y los rasgos estructurales y geológicos regionales, se propone un modelo cortical somero en el que la depresión regional del graben Tepic representa una zona de transición compleja entre la SMOc y el BJ. Los bloques del basamento granítico de la sierra de Tapalpa y la sierra de Quila son de naturaleza batolítica. Su fallamiento e inclinación forma semi-grabens debajo de las cuencas lacustres de San Marcos y Zacoalco. Estas dos depresiones son algo más someras en su área de fusión, donde el graben Zacoalco es conspicuamente más amplio que el graben Ameca. Este último rasgo se puede deber: 1) a movimiento diferencial entre los bloques del basamento granítico de las sierras de Tapalpa y de Quila, o 2) a un deslizamiento de rumbo lateral izquierdo de tendencia NE-SW. La primera interpretación es apoyada por estudios tectónicos que muestran extensión pura para el área desde el Mioceno superior. Los altos estructurales de los bloques ladeados constituyen el núcleo granítico del cinturón de cordilleras NW-SE que cruzan al graben Tepic. Hacia el norte de este cinturón el basamento granítico tiende a profundizar hacia el NE, desapareciendo eventualmente en la parte NE del área de estudio.

En el sector NW del área de estudio, el límite entre la SMOc y el BJ corresponde con el graben Plan de Barrancas-Santa Rosa. Al norte de la falla Santa Rosa existe basamento de la SMOc, mientras que al sur de la falla Plan de Barrancas se encuentra basamento del BJ. Nuestros datos de gravedad no cubren todo el graben Plan de Barrancas-Santa Rosa graben; así que no podemos localizar el límite entre la SMOc y el BJ. Sin embargo, el alineamiento del volcán Tequila con conos de lava y cenizas en una dirección NW-SE implica una fractura cortical mayor (e.g., Alatorre-Zamora y Campos-Enriquez, 1991; Rosas-Elguera et al., 1997). La prolongación hacia el norte de esta fractura regional sugiere que el límite SMOc-BJ se podría localizar ligeramente al norte de la falla Plan de Barrancas. Esto concuerda con recientes datos subsuperficiales que identifican a la falla Plan de Barrancas como la frontera entre la SMOc y el BJ más que a la falla Santa Rosa (e.g., Rosas-Elguera et al., 1997). La falla de Santa Rosa podría ser una frontera antigua entre estos dos dominios (Michaud et al., 1992). En el área de Guadalajara el basamento constituye una depresión alargada NE-SW perpendicular a a la fábrica tectónica general de la porción sur del área de estudio. De acuerdo a nuestro modelo, el basamento granítico profundiza hacia el E de Guadalajara. Ya que la anomalía de gravedad en esta parte se caracteriza por lineamientos NE-SW, interpretamos que esta área cubre basamento de la SMOc. Así el límite entre la SMOc y el BJ sería la tendiente NW-SE falla Plan de Barrancas. En el sector este, el límite se localiza cercano a la prolongación SE de la falla Plan de Barrancas alrededor de la CVSG. En el área cercana a la caldera de La Primavera, el límite cambia entre estas dos localizaciones. En la parte E del área de estudio, la frontera tendería E-W, como lo sugiere la fábrica tectónica del lago de Chapala. Estaría al norte del graben Chapala, como es inferido por Rosas-Elguera et al. (1997). Resumiendo, el basamento del BJ y de la SMOc se podría diferenciar por sus distintas fábricas tectónicas (NW-SE a E-W, y NE-SW, respectivamente). El basamento en ambos lados de la frontera está altamente fracturado. El BJ es afectado por una serie de lineamientos NW-SE como es inferido por la geología (i.e., Rosas-Elguera et al., 1997) y de información geofísica (i.e., Campos-Enriquez, 1986; Alatorre-Zamora y Campos-Enriquez, 1991). Estos lineamientos definen las últimas porciones de la corteza del BJ. En contraste, el basamento de la SMOc está fracturado a lo largo de direcciones NE-SW (e.g., la depresión alargada NE-SW debajo de la Ciudad de Guadalajara).

CAPITULO II.

PARRAFO INTRODUCTORIO.

Dentro de la Geofísica Aplicada, las correcciones a los datos gravimétricos son más complicadas e importantes que las de otros métodos geofísicos (Telford et al., 1990). Una de las correcciones más conspicuas de datos gravimétricos es sin duda la corrección de terreno o topográfica. Para realizarla existen varios algoritmos que se circunscriben en dos grandes grupos, mediante el uso de plantillas, como la plantilla tradicional de Hammer, y por medio de Modelos Digitales de Elevación. Estos últimos son más rápidos ya que se ejecutan en una PC.

La idea de corregir datos de gravedad por efectos topográficos es básica en cualquier levantamiento gravimétrico, excepto cuando el terreno del levantamiento es plano. Sin embargo, para trabajos de detalle, como los que se requieren en la Geofísica Ambiental, se debe hacer una buena elección de la técnica que calcule los valores de corrección de terreno. En las circunstancias de un levantamiento gravimétrico de detalle difícilmente se podría considerar al terreno donde se desarrolla el levantamiento como completamente plano. El objetivo esencial de analizar la eficiencia de varios algoritmos de cálculo de los valores de corrección topográfica es precisamente para hacer una buena elección del algoritmo que se ejecutaría mejor en las condiciones del sitio de desechos urbanos de Matatlán, que fue investigado en este trabajo de tesis. Esto no solamente es importante por el hecho de que el sitio piloto se encuentre en las proximidades del Cañón del Río Grande de Santiago y otras depresiones verticales vecinas, sino porque el terreno donde se realizó el levantamiento gravimétrico en sí tiene diferencias de elevación de alrededor de 2 metros. En este capítulo II se presenta el análisis realizado en la ejecución de varios algoritmos que calculan valores de corrección de terreno en una PC.

ANALISIS DE EFICIENCIA DE EXACTITUD DE VARIOS METODOS COMPUTARIZADOS PARA CALCULAR LA CORRECCION TOPOGRAFICA GRAVIMETRICA: EVALUACION DE SU USO EN GEOFISICA AMBIENTAL.

(En arbitraje en la revista *Computer & Geosciences*)

Resumen.

Se hizo un análisis comparativo de tres técnicas computarizadas para calcular la corrección topográfica gravimétrica en situaciones teóricas y reales. Dos de los métodos se basan en el efecto de gravedad de un prisma rectangular finito. El primer método usa prismas rectangulares de un mismo tamaño (i.e., 1-km x 1-km), excepto en la zona de 1-km x 1-km mas interna, donde se usan prismas de 100-m x 100-m. El segundo método aproxima el relieve en tres zonas concéntricas, con los prismas mayores en las zonas externas. A diferencia de los primeros dos métodos, el tercer método aproxima el relieve mediante campanas gaussianas. Los resultados indican que los primeros dos métodos se ejecutan con casi la misma precisión para casos teóricos ideales (placas en una topografía regular). El análisis comparativo con datos reales se basó en un levantamiento gravimétrico realizado en el contexto de un estudio de geofísica ambiental en un sitio de desechos en las cercanías de la Ciudad de Guadalajara (occidente de México). Los tres métodos proporcionan similares resultados en áreas de relieve moderado. Sin embargo, donde la topografía incluye pendientes agudas, etc., el método que usa prismas de un sólo tamaño se ejecuta mejor en relación con las otras dos técnicas. Las diferencias observadas se deben al hecho de que una mejor representación de la topografía se obtiene usando prismas más pequeños. La diferencia entre los tres métodos en situaciones de alto relieve puede ser de hasta 2 mGal. En contraste, la diferencia entre estos métodos y el método tradicional de Hammer puede ser de hasta 3 mGal. Los mapas de anomalía residual correspondientes son muy similares (i.e., no se introducen anomalía espurias o artificiales). Ya que el tiempo y trabajo

necesarios para preparar la base de datos (los modelos de elevación digital) son los mismos para los tres esquemas, la selección de uno de estos métodos dependerá de la exactitud requerida.

INTRODUCCION

Antes del desarrollo de las computadoras, la corrección topográfica se calculaba usando plantillas (i.e., Hammer, 1939). El diseño de estas plantillas se basaba en el efecto de gravedad de segmentos anulares de cilindros rectos. Estos cálculos consumen mucho tiempo y son muy tediosos. El uso de computadoras y de modelos digitales de elevación (MDE) reduce el número de operaciones en casi 80 % (Banerjee, 1998), pues los primeros evitan el trabajo repetitivo. Sin embargo, los métodos que se basan en el efecto de gravedad de segmentos anulares de cilindros no se pueden implementar fácilmente en una computadora. Es por ello que se han implementado métodos que se basan en otros principios. Ya que las expresiones para el cálculo del efecto de gravedad debido a un prisma rectangular se pueden implementar fácilmente en una computadora, los primeros algoritmos alternativos se basaron en prismas. Kane (1962) desarrolló un método basado en aproximaciones del efecto de gravedad de prismas rectangulares.

Varias otras técnicas se han desarrollado para obtener la corrección topográfica. En estas técnicas computarizadas, los esfuerzos se han enfocado a hallar una representación matemática exacta del relieve. Como ya se mencionó, la topografía ha sido aproximada por sectores anulares de cima plana o inclinada de cilindros circulares (Hammer, 1939; Olivier y Simard, 1981), prismas (Kane, 1962; Ketalaar, 1987), y elementos triangulares inclinados (Zhon et al., 1990). Recientes desarrollos ajustan el relieve topográfico por medio de polinomios de órdenes altos (Granser, 1987), superficies cónicas (Krohn, 1976) u otros métodos de ajustes de superficies (triangulaciones, i.e., Cogbill, 1990), el uso de técnicas de Transformada Rápida de Fourier (Forsberg, 1985; Tziavos et al., 1988), y de superficies gaussianas (Herrera-Barrientos y Fernández, 1989). En este contexto, el uso de MDEs es una práctica común (e.g., Ketalaar, 1987; Cogbill, 1990; Ballina-López, 1990; Banerjee, 1998).

Debido a la naturaleza cuadrada inversa del campo de gravedad, y puesto que la aproximación del relieve superficial suele ser pobre en terrenos rugosos, la exactitud de métodos del cálculo automático de la corrección topográfica se vuelve también pobre para estaciones ubicadas cerca de o en grandes irregularidades superficiales (montañas, acantilados, pendientes inclinadas, cambios fuertes de elevación). En consecuencia, comúnmente se ha usado una partición del área de estudio para obtener una mayor exactitud para rasgos cercanos a las estaciones. Esta partición incluye generalmente una zona interna y varias zonas exteriores. La topografía en la zona más interna se aproxima con prismas cónicos (Olivier y Simard, 1981), octantes (Kane, 1962), y prismas triangulares (Ma y Watts, 1994). También se asume que la estación se sitúa en una superficie de pendiente uniforme (Sandberg, 1958; Campbell, 1980).

En los métodos antes mencionados, la atención se ha centrado en desarrollar mejores aproximaciones matemáticas del relieve. Los autores de estas técnicas analizan sus rasgos matemáticos y los comparan contra soluciones analíticas conocidas. Sin embargo, no existe un estudio comparativo relativo a su eficiencia.

Recientemente Banerjee (1998) analizó el problema de la corrección topográfica para áreas muy accidentadas (Montañas del Himalaya) y desarrolló un método de cómputo optimizado para su uso en áreas de alto relieve topográfico.

Es necesaria una evaluación de la eficiencia de las técnicas disponibles bajo diferentes condiciones para establecer un criterio para elegir un método para una situación particular. En específico esto es válido para estudios de gravedad detallados y locales, como en estudios

ambientales de rellenos, etc. Para estudios de gravedad a estas escalas necesitamos una gran exactitud, así que se requiere un criterio para elegir un método óptimo.

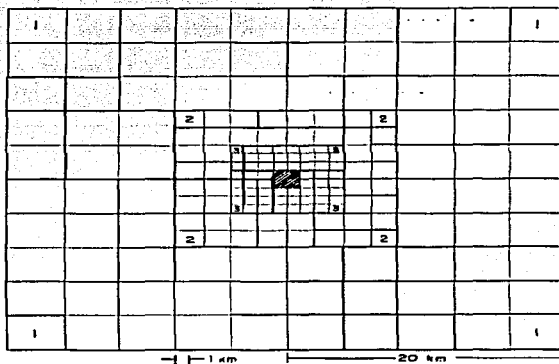
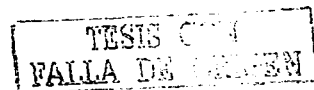


Figura ii.1.- Plantilla usada por Kane (1962) para seleccionar los datos de elevación para calcular la corrección de terreno. Se muestra la zona más interna de 2-km x 2-km así como los tres compartimentos exteriores (1, 2, y 3) donde se usan prismas de 4-km x 4-km, 2-km x 2-km, y 1-km x 1-km para aproximar la topografía.

Hemos conducido un estudio comparativo de tres métodos computarizados. Dos de ellos se basan en el efecto de gravedad de prismas rectangulares. El primero, basado en el algoritmo de Kane (1962), divide el área considerada para el cálculo de la corrección topográfica en cuatro zonas concéntricas (Fig. ii.1). En las tres zonas exteriores el relieve se aproxima con prismas de 4-km x 4-km, 2-km x 2-km y 1-km x 1-km, respectivamente. En la zona más interna de 2-km x 2-km la topografía se aproxima usando octantes con una pendiente asumida desde el ápice (estación) hasta la orilla externa. Ballina-López (1990) desarrolló un código de cómputo basado en el algoritmo de Kane (1962). Después de corregir varios defectos en el código de Ballina-López (1990), le hemos implementado, desarrollando otro código. Este programa divide al área de estudio en dos zonas computacionales: una zona interna de 1-km x 1-km centrada en la estación, y una zona externa (Fig. ii.2). Se usan prismas de 1-km x 1-km para modelar al relieve en toda la zona externa. En la zona más interna se usan prismas más pequeños (e.g., 100-m. x 100-m). Hemos usado las expresiones de Nagy (1966) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. La incorporación de la aproximación de Jung (1961) en el algoritmo ayuda a reducir el tiempo de cómputo sin reducir la exactitud.

El tercer método usado en este estudio aproxima la topografía mediante superficies gaussianas (Herrera-Barrientos y Fernández, 1989).

Hemos probado los dos primeros métodos en situaciones ideales (i.e., grupos de prismas como un modelo de meseta en un terreno regular). La ejecución de los tres métodos fue analizada en el caso de un estudio de gravedad local conducido en un depósito de desechos al este de la Ciudad de Guadalajara (occidente de México; ver Figura ii.3 para ubicación). El principal interés se enfocó en la exactitud en situaciones de topografía suave y rugosa. Aquí presentamos nuestros datos, nuestro análisis y discutimos nuestros resultados.



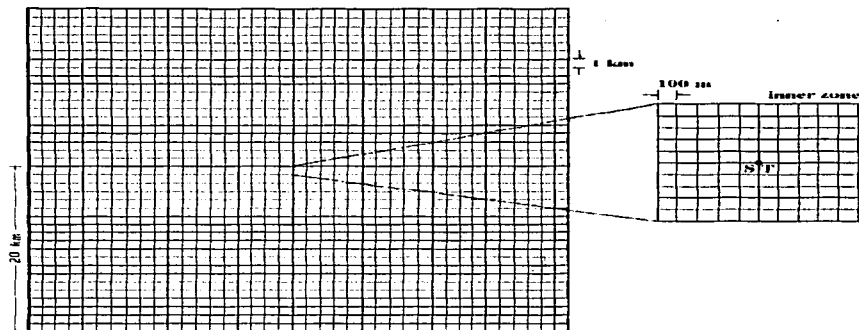


Figura ii.2.- Plantilla usada en nuestro programa de cómputo. Está constituida por una zona interna de 1-km x 1-km y una zona exterior donde se usan prismas de 1-km x 1-km para aproximar la topografía. En la zona más interior se usan prismas de 100-m x 100-m para proporcionar una exactitud mayor.

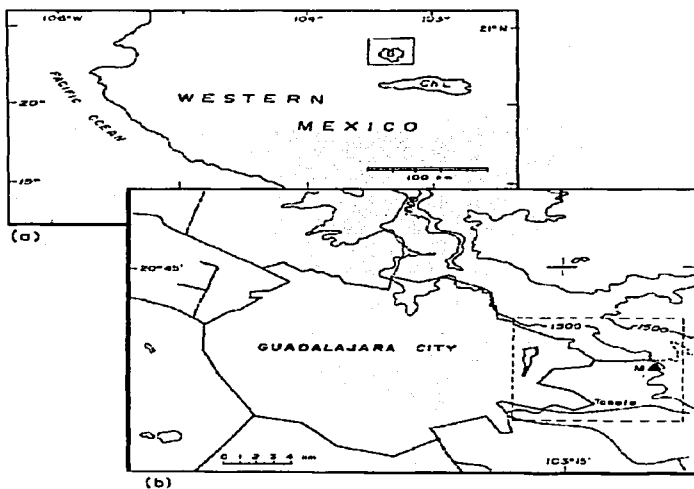
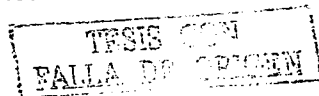


Figura ii.3.- a) localización de la Ciudad de Guadalajara en el occidente de México. G = Guadalajara; ChL = Lago de Chapala. b) Levantamiento regional en Tonalá (al este de Guadalajara). M indica el sitio de desechos de Matatlán (estudio de gravedad local). Líneas gruesas indican los límites de la zona urbana. Los contornos topográficos se indican en metros. Líneas normales indican caminos. La línea punteada encierra el área del levantamiento regional.

TEORIA BASICA

a) Correcciones de terreno usando prismas rectangulares verticales finitos.



El efecto de gravedad, en el origen de un sistema coordenado Cartesiano, debido a un cuerpo de forma general y de densidad ρ se puede obtener por medio de la expresión

$$\Delta g = -G\rho \iiint_V \frac{z \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (1)$$

donde V es el volumen del cuerpo; x , y y z son las coordenadas de un punto en el volumen de integración; G es la constante universal de atracción gravitacional.

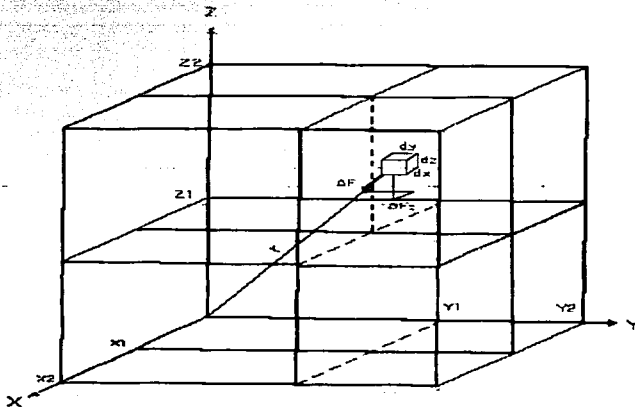


Figura ii.4.- Representación esquemática de un elemento de volumen usado para derivar el efecto de gravedad de un prisma de acuerdo a Nagy (1966). La explicación gráfica de los parámetros aparece en las expresiones de Nagy (1966).

Nagy (1966) derivó una expresión analítica para el caso de un prisma rectangular con los lados paralelos a los ejes coordenados (Fig. ii.4)

$$\Delta g = G\rho \left\| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arccsen \frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right|_{z_1}^{z_2} \left|_{y_1}^{y_2} \right|_{x_1}^{x_2} \quad (2)$$

La evaluación de esta expresión para todas las situaciones posibles resulta en una expresión compleja donde se involucran funciones *arccsen*:

$$g = -G\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mu_{ijk} \left[x_i \ln(y_j + r_{ijk}) + y_j \ln(x_i + r_{ijk}) - z_k \arccsen \frac{y_j^2 + z_k^2 + y_j r_{ijk}}{(y_j + r_{ijk})\sqrt{y_j^2 + z_k^2}} \right] \quad (3)$$

Una expresión más conveniente para el cálculo del efecto de gravedad de prismas rectangulares rectos se obtiene cuando se usan funciones *arctg* en vez de funciones *arccsen* en (3) (Jung, 1961; Plouff, 1966, 1975, 1976; ver Li y Choteau, 1998):

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$g = -G\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mu_{ijk} \left[x_i \ln(y_j + r_{ijk}) + y_j \ln(x_i + r_{ijk}) - z_k \arctan \frac{x_i y_j}{z_k r_{ijk}} \right] \quad (4)$$

Este método parece ser estable incluso para estaciones en las fronteras del prisma (Nagy, 1966). Estas expresiones se usaron originalmente en la interpretación gravimétrica para calcular el efecto de gravedad de cuerpos de formas arbitrarias. En este modelado directo 3-D el cuerpo se puede expresar como la suma de prismas de varios tamaños y densidades, lo que permite el uso de prismas verticales para aproximar el relieve topográfico con una mayor precisión que usando segmentos anulares de cilindros rectos.

Se pueden usar algunas aproximaciones del efecto de gravedad de prismas para reducir el tiempo de cómputo de la corrección topográfica. Cuando la distancia entre el prisma y el punto donde se calcula el efecto de gravedad (estación) es mucho mayor que las dimensiones del prisma, Jung (1961) desarrolló la siguiente aproximación:

$$\Delta g = \frac{G\rho \Delta A h^2}{2r^3} \left(1 + \frac{3p^2}{2r^2} \right) \quad (5)$$

donde p es el semi-ancho del prisma, $\Delta A = 4p^2$.

Kane (1962) aproxima el efecto de gravedad de un prisma rectangular recto usando una porción de un segmento anular de un cilindro recto (Fig. ii.5)

$$g = 2G\rho A^2 \left[\frac{R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2}}{R_2^2 - R_1^2} \right] \quad (6)$$

donde A es el largo del lado horizontal del prisma, R_1 y R_2 son los radios interno y externo del segmento anular, respectivamente, y H es la altura del anillo que aproxima al prisma.

Para la zona interna, Kane (1962) usa octantes, cuyo efecto de gravedad se expresa como

$$\Delta g = \frac{\pi G\rho}{4} \left[R - \sqrt{R^2 + H^2} + H \operatorname{sen} \beta \right] \quad (7)$$

donde ahora R es el radio del cilindro, H la altura del cilindro, y β es el ángulo entre la superficie del octante y una superficie horizontal (Fig. ii.6).

El esquema de computación automático de Kane (1962) se basa en las expresiones (6) y (7). Nuestro método desarrollado se basa en las ecuaciones (3) y (5). La incorporación de la expresión (4) reduciría el tamaño del código de cómputo y el tiempo de cómputo. Los compartimentos usados son representados en la Figura ii.2.

b) Correcciones de terreno usando superficies gaussianas.

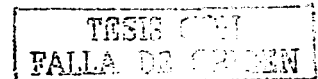
Para representar el relieve topográfico, Herrera-Barrientos y Fernández (1989) usan funciones Gaussianas. La expresión matemática para la topografía es

$$z(x, y) = \sum_{j=1}^n C_j e^{-((x-x_j)^2 + (y-y_j)^2) / D^2}$$

Cada elevación de estación z_j tiene un coeficiente C_j asociado con ella. Los coeficientes C_1, \dots, C_n se obtienen del sistema de ecuaciones simultáneas resultante

donde $Z = AC$

$$\therefore C = A^{-1}Z$$



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

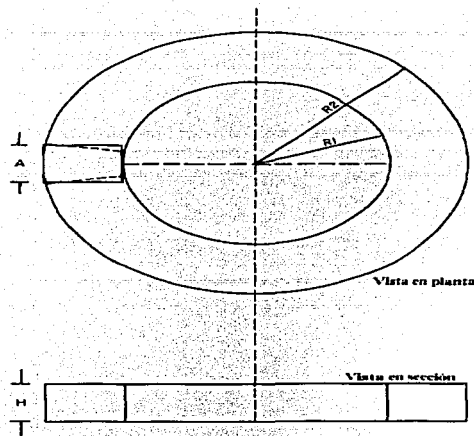


Figura ii.5.- Aproximación de un prisma rectangular por medio de una porción de un segmento anular de un cilindro recto de acuerdo a Kane (1962).

Dada esta descripción matemática del terreno (i.e., habiendo obtenido C_1, \dots, C_n) uno puede estimar la corrección topográfica en una estación usando el esquema de integración de Hammer (1939). Para este fin se obtiene la elevación promedio de cada prisma semicircular mediante integración numérica sobre la superficie gaussiana $z(x,y)$. La elevación promedio de un prisma con ancho Δr y $\Delta \theta$ está dada por

$$h = \frac{1}{\Delta \theta \Delta r} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{r_1}^{r_2} z(r, \theta) dr d\theta$$

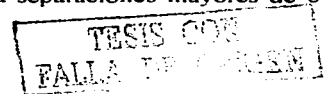
Las integrales se hacen usando la regla trapezoidal.

COMPARACION TEORICA

Se hicieron varios cálculos para casos ideales de prismas rectangulares en una topografía plana. Se incluyó el efecto de gravedad de prismas aislados de 1 km de alto de dimensiones horizontales de 1-km \times 1-km, y de juegos de 16 prismas (con alturas similares y diferentes y pendientes representando mesetas).

a) Efecto de gravedad de prismas aislados.

En un primer paso comparamos el efecto de gravedad de prismas aislados de 1 km de alto. Se usaron la expresión de Nagy (1966) y la aproximación de Jung (1961). Estas expresiones dan resultados muy similares. Las diferencias son menores del 1% para separaciones mayores de 6 km



(Fig. ii.7 y Tabla ii.1). Cuando los cálculos se hacen con aritmética de doble precisión las diferencias se reducen poco (Tabla ii.2). Resultados similares se observan con prismas aislados de 2 km de alto. En este caso la diferencia es menor del 1% para separaciones mayores de 15 km (Tabla ii.3).

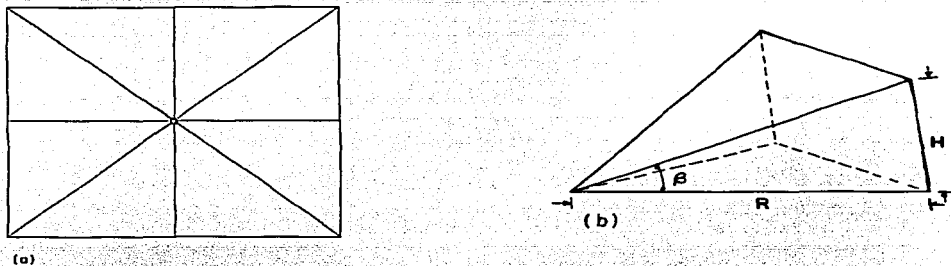


Figura ii.6.- Representación esquemática de a) El compartimento interno usado por Kane (1962) y b) de los octantes. R es el radio del cilindro, H es su altura. β es el ángulo entre la superficie del octante y una superficie horizontal (Según Kane, 1962).

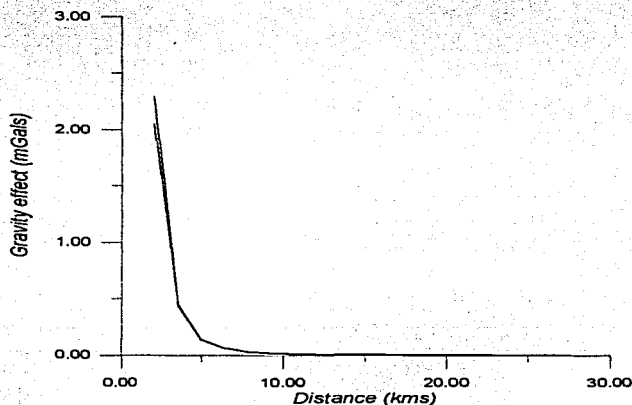


Figura ii.7.- Comparación del efecto de gravedad de un prisma aislado de 1 km de alto de acuerdo a la expresión de Nagy (1966) y la aproximación de Jung (1961).

En contraste, se observan mayores diferencias entre los resultados de la expresión de Nagy (1966) y la usada en el método de Kane (1962) (Tabla ii.4). Las diferencias se deben al uso de prismas mayores en conjunción con el uso de la expresión de aproximación (6) implementada por Kane (1962).

TESIS
FALLA DE CARRAN

Tabla ii.1.- Comparación de las aproximaciones analíticas de Nagy (1966) y aproximada de Jung (1961) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. Los cálculos corresponden a un prisma de 1 km de alto. Se usó aritmética de precisión simple.

Distancia (km)	Jung (1961)	Nagy (1966)	Diferencia	Diff. %
27.577	6.793738×10^{-4}	6.798502×10^{-4}	4.76341×10^{-7}	0.07006558
26.163	7.969535×10^{-4}	7.975378×10^{-4}	5.84326×10^{-7}	0.07326624
24.748	9.433106×10^{-4}	9.441303×10^{-4}	8.79665×10^{-7}	0.09317206
23.334	1.127817×10^{-3}	1.128918×10^{-3}	1.1011×10^{-6}	0.09753583
21.92	1.36376×10^{-3}	1.365267×10^{-3}	1.50693×10^{-6}	0.11037675
20.506	1.670391×10^{-3}	1.672497×10^{-3}	2.10615×10^{-6}	0.12592884
19.092	2.076299×10^{-3}	2.079314×10^{-3}	3.01502×10^{-6}	0.14500102
17.677	2.625151×10^{-3}	2.629589×10^{-3}	4.43772×10^{-6}	0.16876108
16.263	3.385857×10^{-3}	3.392604×10^{-3}	6.74696×10^{-6}	0.19887259
14.85	4.471375×10^{-3}	4.482033×10^{-3}	1.06587×10^{-5}	0.23781056
13.435	6.075414×10^{-3}	6.093047×10^{-3}	1.76329×10^{-5}	0.28939493
12.021	8.548725×10^{-3}	8.57959×10^{-3}	3.08648×10^{-5}	0.35974715
10.606	1.257036×10^{-2}	1.262835×10^{-2}	5.7988×10^{-5}	0.45918904
9.192	1.957091×10^{-2}	1.969028×10^{-2}	1.19369×10^{-4}	0.60623567
7.778	3.291661×10^{-2}	3.319439×10^{-2}	2.7778×10^{-1}	0.83682976
6.364	6.182875×10^{-2}	6.259778×10^{-2}	7.69024×10^{-4}	1.22851751
4.95	1.37974×10^{-1}	1.407559×10^{-1}	2.78196×10^{-3}	1.9764472
3.535	0.42262828	0.43911109	0.0164828	3.7536761

b) Efecto de gravedad de un conjunto de 16 prismas con la misma altura.

Usamos un conjunto de 16 prismas rectangulares para simular una meseta en una topografía regular. El uso de las expresiones de Kane (1962) y Nagy (1966) da resultados similares. Las diferencias se vuelven mayores cuando la distancia a la estación disminuye. De nuevo, las diferencias se deben al uso de la aproximación (6) en conjunción con prismas mayores en el algoritmo de Kane (1962) (Tabla ii.5).

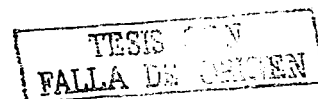
c) Juego de 16 prismas de 1-km de ancho y de diferentes alturas.

En esta tercer prueba, donde a los prismas se les asignaron diferentes alturas para simular una meseta con pendiente, se obtuvieron también resultados similares.

Este estudio comparativo mostró que la expresión de Jung (1961) es una buena aproximación a la expresión de Nagy (1966) cuando las dimensiones del prisma son mucho menores que la distancia a la estación. La aproximación usada por Kane (1962) junto con un prisma mayor resultó en una ejecución de menor calidad. Sin embargo, es aún una buena aproximación para relieves topográficos suaves.

EJECUCION EN UN CASO REAL

Estudio de gravedad del sitio de desechos de Tonalá.



Los datos de gravedad usados en este estudio comparativo corresponden a un estudio geofísico integrado para un sitio de desechos localizado en la vecindad de la Ciudad de Guadalajara (occidente de México). Este sitio se localiza en el Municipio de Tonalá, en los límites de una meseta volcánica delimitada por un cañón de 300 m de profundidad, de origen erosivo y tectónico. El terreno del sitio es casi plano (con una variación en el nivel de 2 m).

Se usó un gravímetro Lacoste & Romberg tipo G (número 247) en el levantamiento gravimétrico. Este levantamiento cubrió porciones de Guadalajara y Tonalá (estudio regional) e incluye al sitio de desechos mencionado (estudio local). El levantamiento regional comprende 104 mediciones. Las observaciones de gravedad en el sitio de desechos se hicieron cada 10-m a lo largo de traversas N-S (un total de 396 observaciones). La Figura ii.8 muestra la ubicación de los puntos de medición así como la topografía del área de estudio. La topografía fue tomada de cartas topográficas (escalas 1:50,000) del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática -INEGI. El levantamiento regional comprende un terreno plano en su porción oeste. En su parte central hay algunas pendientes y algunos volcanes andesíticos como el Cerro de la Reyna. Finalmente, es delimitado al este por el cañón antes mencionado.

Tabla ii.II.- Comparación de las aproximaciones analítica de Nagy (1966) y aproximada de Jung (1961) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. Los cálculos corresponden a un prisma de 1 km de alto. Se usó aritmética de doble precisión.

Distancia (km)	Jung (1961)	Nagy (1966)	Diferencia	Diff. %
27.577	6.803×10^{-4}	6.799×10^{-4}	4.0×10^{-7}	0.05879759
26.163	7.982×10^{-4}	7.976×10^{-4}	6.0×10^{-7}	0.07516913
24.748	9.45×10^{-4}	9.441×10^{-4}	9.0×10^{-7}	0.09523809
23.334	1.13×10^{-3}	1.129×10^{-3}	1.0×10^{-6}	0.08849557
21.92	1.367×10^{-3}	1.365×10^{-3}	2.0×10^{-6}	0.14630578
20.506	1.675×10^{-3}	1.672×10^{-3}	3.0×10^{-6}	0.17910447
19.092	2.082×10^{-3}	2.079×10^{-3}	3.0×10^{-6}	0.14409222
17.677	2.634×10^{-3}	2.63×10^{-3}	4.0×10^{-6}	0.15186028
16.263	3.399×10^{-3}	3.393×10^{-3}	6.0×10^{-6}	0.1765225
14.85	4.493×10^{-3}	4.482×10^{-3}	1.1×10^{-5}	0.24482528
13.435	6.111×10^{-3}	6.093×10^{-3}	1.8×10^{-5}	0.29455081
12.021	8.611×10^{-3}	8.58×10^{-3}	3.1×10^{-5}	0.36000464
10.606	1.269×10^{-2}	1.263×10^{-2}	6.0×10^{-5}	0.47281323
9.192	1.981×10^{-2}	1.969×10^{-2}	1.2×10^{-4}	0.60575467
7.778	3.347×10^{-2}	3.319×10^{-2}	2.8×10^{-4}	0.83657006
6.364	6.338×10^{-2}	6.26×10^{-2}	7.8×10^{-4}	1.23067213
4.95	1.436×10^{-1}	1.408×10^{-1}	2.8×10^{-3}	1.94986072
3.535	0.455	0.4391	0.0159	3.49450549
2.121	2.289	2.046	0.243	10.6159895

Tabla ii.III.- Comparación de las aproximaciones analítica de Nagy (1966) y aproximada de Jung (1961) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. Los cálculos corresponden a un prisma de 2 kms de alto. Se usó aritmética de precisión simple.

TESIS CON
FALLA DE ...

Distancia (km)	Jung (1961)	Nagy (1966)	Diferencia	Diff. %
27.577	2.706125×10^{-3}	2.713698×10^{-3}	7.57315×10^{-6}	0.27907148
26.163	3.173017×10^{-3}	3.182871×10^{-3}	9.85458×10^{-6}	0.30961283
24.748	3.753703×10^{-3}	3.766714×10^{-3}	1.30117×10^{-5}	0.34544124
23.334	4.485041×10^{-3}	4.502504×10^{-3}	1.74636×10^{-5}	0.38786457
21.92	5.419185×10^{-3}	5.443055×10^{-3}	2.38706×10^{-5}	0.438552
20.506	6.631514×10^{-3}	6.664828×10^{-3}	3.33141×10^{-5}	0.4998501
19.092	8.233649×10^{-3}	8.281258×10^{-3}	4.76091×10^{-5}	0.57490172
17.677	1.039541×10^{-2}	1.046541×10^{-2}	6.99226×10^{-5}	0.66813011
14.85	1.76344×10^{-2}	1.780129×10^{-2}	1.66889×10^{-4}	0.93751117
13.435	2.38879×10^{-2}	2.416273×10^{-2}	2.74791×10^{-4}	1.1372544
12.021	3.34747×10^{-2}	3.395264×10^{-2}	4.77930×10^{-4}	1.40763756
10.606	4.89389×10^{-2}	4.982874×10^{-2}	8.89802×10^{-4}	1.7857217
9.192	7.55518×10^{-2}	7.735918×10^{-2}	1.80733×10^{-3}	2.33629138
7.778	0.125423622	0.1295424073	0.004118785	3.17948778
6.364	0.230555272	0.241563032	0.01100776	4.55689
4.95	0.494723887	0.531986174	0.037262287	7.00437
3.535	1.397601739	1.58650677	0.188905031	11.90698

Tabla ii.IV.- Comparación de Kane (1962) y nuestro método para el efecto de gravedad de un prisma rectangular. Los cálculos corresponden a un prisma de 1 km de alto. Se usó aritmética de precisión simple.

Distancia (km)	Kane (1962)	Nuestro programa	Diferencia
27.577	3.528×10^{-5}	6.798502×10^{-4}	6.44570×10^{-4}
26.163	4.202×10^{-5}	7.975378×10^{-4}	7.55517×10^{-4}
24.748	5.011×10^{-5}	9.441303×10^{-4}	8.94020×10^{-4}
23.334	6.192×10^{-5}	1.128918×10^{-3}	1.06699×10^{-3}
21.92	7.654×10^{-5}	1.365267×10^{-3}	1.28872×10^{-3}
20.506	9.52549×10^{-5}	1.672497×10^{-3}	1.59595×10^{-3}
19.092	1.2171×10^{-4}	2.079314×10^{-3}	1.95760×10^{-3}
17.677	1.580367×10^{-4}	2.629589×10^{-3}	2.47155×10^{-3}
16.263	2.1194×10^{-4}	3.392604×10^{-3}	3.18066×10^{-3}
14.85	2.9238×10^{-4}	4.482033×10^{-3}	4.18965×10^{-3}
12.021	6.3787×10^{-4}	8.57959×10^{-3}	7.94172×10^{-3}
10.606	1.04053×10^{-3}	1.262835×10^{-2}	1.15878×10^{-2}
9.192	1.87573×10^{-3}	1.969028×10^{-2}	1.78145×10^{-2}
6.364	1.168891×10^{-2}	6.259778×10^{-2}	5.09088×10^{-2}
4.95	1.163331×10^{-1}	1.407559×10^{-1}	2.44228×10^{-2}

Tabla ii.V.- Comparación de Kane (1962) y nuestro método para conjuntos cuadrados de 16 prismas con 1-km de ancho y 1-km de alto, semejando una meseta a diferentes distancias de la estación en una topografía regular.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Distancia (km)	Kane (1962)	Nuestro programa	Diferencia	Diff. %
25.455	0.02393107	0.02773	0.00379893	13.6997115
24.041	0.02844469	0.03303	0.00458531	13.8822585
22.627	0.03417765	0.03976	0.00558235	14.0401157
21.213	0.04155383	0.04848	0.00692617	14.2866543
19.799	0.05122259	0.05993	0.00870741	14.5293008
18.384	0.06414657	0.07531	0.01116343	14.8233037
16.97	0.08183093	0.09646	0.01462907	15.1659444
15.556	0.1066877	0.1264	0.0197123	15.595174
14.142	0.1427799	0.1702	0.0274201	16.110517

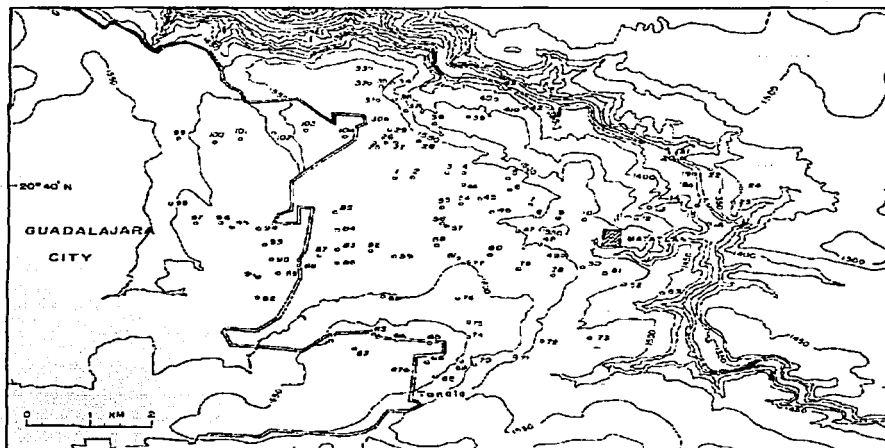


Figura ii.8.- Topografía del área de estudio. Los contornos son dados en metros. Las líneas dobles indican los límites del área sub-urbana. Se indica la ubicación de las observaciones de gravedad para el levantamiento regional. La caja indica al sitio de desechos de Matatlán.

Las correcciones aplicadas a los datos de gravedad incluyeron correcciones por deriva, aire libre, latitud y de Bouguer. Se usó una densidad de reducción de 2.67 gr/cm^3 para la corrección de Bouguer y se refirió al nivel del mar. Valores de densidad de las rocas se obtuvieron de muestras de mano.

La Figura ii.9 presenta la anomalía de Bouguer simple. En la porción oeste del área de estudio regional se tienen los valores más bajos (-125 mGals). Estos aumentan hacia el oeste y sur.

TESIS CON
FALLA DE IMPRESIÓN

Se observa un alto gravimétrico en la porción sur. El área del sitio de desechos está caracterizada por un gradiente de gravedad aproximadamente NW-SE.

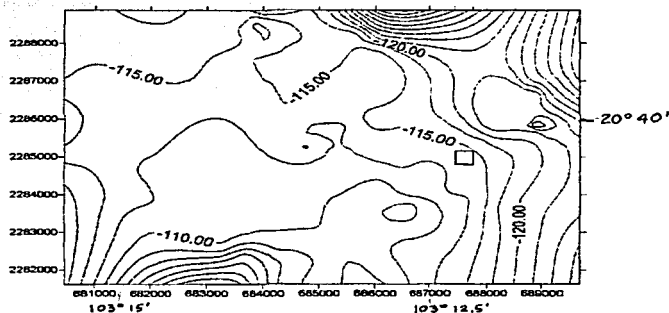


Figura ii.9.-Anomalia de Bouguer Simple para el área de estudio. La casilla indica al área de gravedad local en Matatlán. Los contornos se dan en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

En las Figuras ii.10, ii.11, y ii.12 se muestran las correcciones topográficas obtenidas con los tres métodos. Estos resultados son bastante similares. Tienen los mismo rasgos globales y patrones de gradientes. Los resultados obtenidos con el método de Herrera-Barrientos y Fernández (1991) son muy similares a los obtenidos con el algoritmo de Kane (1962). La corrección topográfica obtenida usando un tamaño único de prisma muestra en los extremos norte y NW del área de estudio mayores gradientes de gravedad.

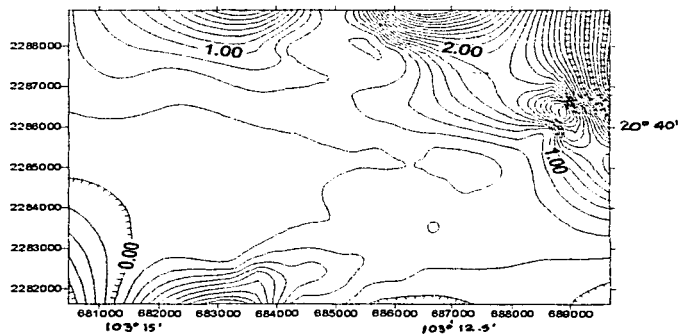


Figura ii.10.- Corrección de terreno para el área de estudio de acuerdo a Kane (1962). Los contornos son dados en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

TESIS CON
FALLA DE COPIA

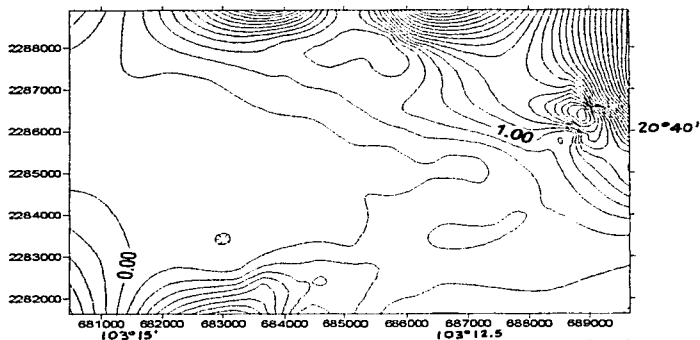


Figura ii.11.- Corrección de terreno para el área de estudio de acuerdo a Herrera-Barrientos y Fernández. (1989). Los contornos se dan en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.



Figura ii.12- Corrección de terreno para el área de estudio de acuerdo a nuestro programa. Los contornos son dados en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

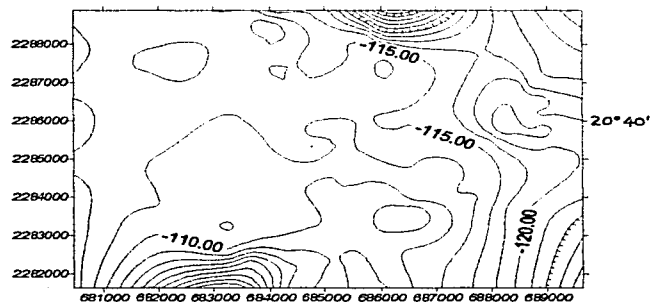


Figura ii.13.- Anomalia de Bouguer completa para el área de estudio de acuerdo a Kane (1962). Los contornos son dados en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

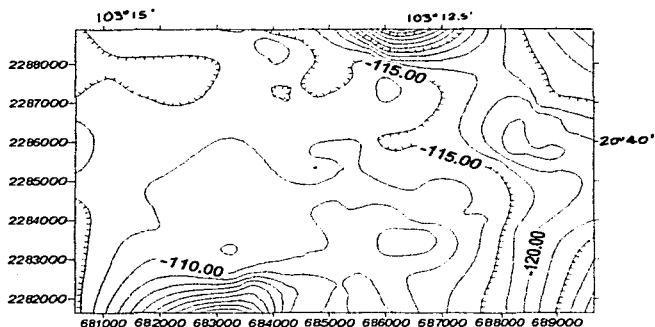


Figura ii.14.- Anomalia de Bouguer completa para el área de estudio de acuerdo a Herrera-Barrrientos y Fernández (1989). Los contornos son dados en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

Para el área del sitio de desechos, los tres métodos dan resultados similares (i.e., se observa un gradiente casi N-S). Sin embargo, se notan diferencias en la magnitud de las correcciones de gravedad. Las mismas diferencias y similitudes se observan en las anomalías de Bouguer completas respectivas (Figuras ii.13, ii.14, y ii.15) y en las primeras anomalías residuales (Figuras ii.16, ii.17, y ii.18).

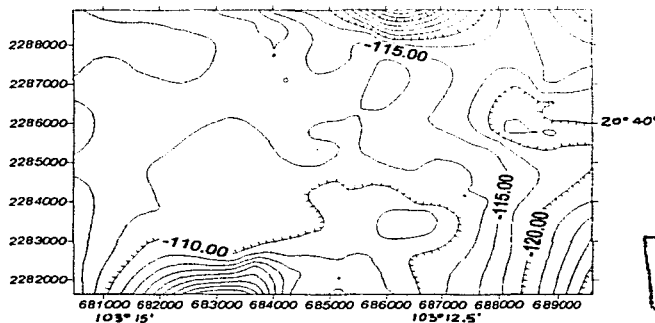


Figura ii.15.- Anomalia de Bouguer completa para el área de estudio de acuerdo a nuestro programa. Los contornos son dados en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

De acuerdo a nuestro análisis teórico, las diferencias en los efectos de gravedad calculados con las dos técnicas que se basan en prismas se pueden considerar despreciables en todos los casos ideales. Esto indica que las diferencias observadas en la situación real no se deben a la base matemática de los métodos; las diferencias surgen principalmente del grado de exactitud con el que cada método representa al relieve topográfico en la vecindad de las estaciones de gravedad. Hemos procedido a analizar la ejecución de los tres métodos con relación al relieve topográfico. Para este objetivo se formó un perfil con las estaciones de gravedad del levantamiento regional (Fig. ii.19). En la Figura ii.19 se reportan también las magnitudes de la corrección de terreno obtenida con los tres métodos usados. En general para algunas estaciones se observa que la corrección de gravedad

obtenida usando prismas de un mismo tamaño es mayor que la que se obtiene con los otros dos métodos. Para el resto de las estaciones las magnitudes de las correcciones de gravedad son bastante similares. Cuando se considera la topografía observamos que nuestro algoritmo basado en Nagy (1966) y usando prismas de un mismo tamaño dan valores mayores para estaciones de gravedad cercanas a altos contrastes en elevación. Para suaves relieves las diferencias son de menor importancia. Para estas estaciones de gravedad ciertos rasgos topográficos (i.e., el cañón de 300 m de profundidad mencionado) son mejor ajustados usando prismas de 1-km x 1-km que usando prismas de 4-km x 4-km, o prismas de 2-km x 2-km, o usando superficies gaussianas. Este es el caso para las estaciones 15 a 20, o 33 a 36, donde las diferencias entre los valores de corrección de terreno son significativas (Figs. ii.3 y ii.19), mientras que de las estaciones 44 a 97 (aproximadamente el 52 % de las estaciones), por ejemplo, tienen diferencias menores. Estas últimas estaciones se distribuyen en una superficie de relieve suave.

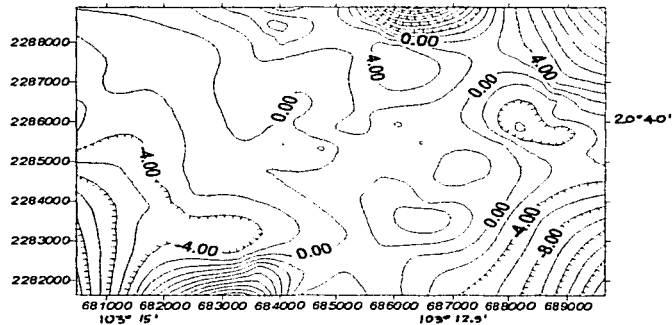


Figura ii.16.- Anomalia de gravedad residual de primer orden basada en la corrección topográfica de Kanc (1962). Los contornos son dados en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

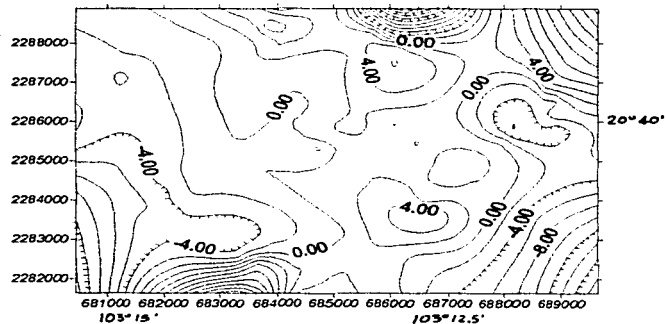


Figura ii.17.- Anomalia residual de gravedad basada en la corrección de Herrera-Barrientos y Fernández (1989). Los contornos se dan en mGals (10^{-5} m/s²). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

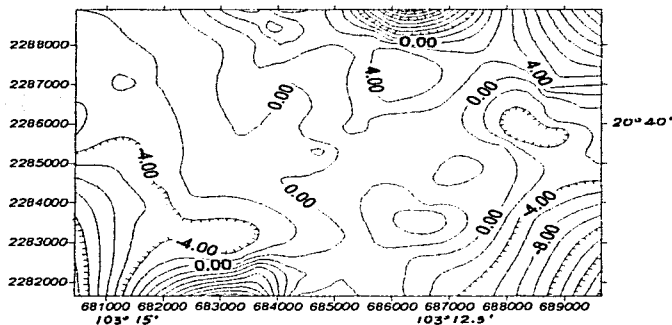


Figura ii.18.- Anomalia de gravedad residual de primer orden para el área de estudio basada en nuestra corrección topográfica. Los contornos son dados en mGals (10^{-5} m/s^2). Para referencia se dan coordenadas geográficas y UTM.

Este último hecho se verificó aplicando las técnicas basadas en prismas rectangulares en sectores aislados de 16 prismas seleccionados para alguna estación representativa. Se observó una diferencia de valores más alta en efectos de gravedad calculados para una estación que está rodeada por un relieve muy irregular. En contraste, la diferencia entre los efectos de gravedad es menor para una estación cercana a un relieve suave (Tabla ii.6). Se calculó el efecto de gravedad de un segmento anular particular con la plantilla de Hammer. Hemos calculado su efecto usando el método de la plantilla de Hammer (1939), el algoritmo de Kane (1962) y nuestro método, respectivamente, para calcular el efecto de gravedad de aquellos prismas que se aproximan al relieve en el segmento anular elegido. Estos resultados se reportan en la Tabla ii.7. Valores similares se observan entre los métodos de Hammer (1939) y de Kane (1962), mientras que el método de Nagy (1966) da valores más altos.

Tabla ii.VI.- Comparación de la ejecución para estaciones seleccionadas del estudio de gravedad de Tonalá, entre los tres métodos computarizados bajo estudio y el método tradicional de la plantilla de Hammer (1939).

Estación	Nuestro programa	Hammer (1939)	Kane (1962)	Herrera-B. y F. (1989)
10	0.4745	1.557701	0.2598416	0.303
24	0.5082	1.593004	0.3481824	0.249
32	1.746	2.171878	1.701528	1.63
62	1.396	4.082211	1.371507	1.23
73	0.3865	0.7732254	0.3097498	0.37
99	0.2993	1.112184	0.3763137	0.17

La tabla ii.6 reporta las correcciones topográficas obtenidas para varias de las estaciones del área de estudio. Hemos incluido también los resultados obtenidos usando el método tradicional de la plantilla de Hammer (1939). Las diferencias entre el método de la plantilla y los numéricos pueden ser de hasta 3 mGal.

TESIS CON
FALLA DE CALIBRE

CONCLUSIONES

Comparamos tres métodos computarizados para calcular la corrección topográfica para gravimetría. El primer método es el desarrollado por Kane (1962), donde el área de estudio centrada en la estación de gravedad es dividida en cuatro compartimentos. Kane (1962) aproxima el relieve topográfico en las tres zonas externas con prismas de 1-km x 1-km, 2-km x 2-km y 4-km x 4-km. El efecto de gravedad de estos prismas es aproximado por medio de un segmento anular de un cilindro circular recto. En la zona más interna de 2-km x 2-km la topografía se aproxima por medio de octantes. Ballina-Lopez (1990) escribió un código de cómputo basado en el algoritmo de Kane (1962). Nosotros lo analizamos y después de corregir varios errores en su código de cómputo lo implementamos en una PC.

El segundo método fue desarrollado por nosotros y está basado en la expresión de Nagy (1966) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular recto. Para reducir el tiempo de cómputo usamos la aproximación de Jung (1961) para el efecto de gravedad de un prisma. Esta aproximación es válida para aquellas regiones cuyas dimensiones son mucho más pequeñas que la distancia a la estación de gravedad. El área de estudio es dividida en dos compartimentos: una zona exterior y una zona más interna de 1-km x 1-km de ancho. En la zona exterior usamos prismas de 1-km x 1-km para aproximar la topografía. En el compartimento interior uno puede usar prismas más pequeños (e.g., prismas de 100-m x 100-m) de acuerdo a la exactitud necesaria.

El tercer método probado fue el de Herrera-Barrientos y Fernández (1989). Este método aproxima la topografía mediante campanas gaussianas.

Comparamos las expresiones de Nagy (1966) para el efecto de gravedad de un prisma rectangular recto con la expresión aproximada desarrollada por Jung (1961). Encontramos diferencias menores del 1 % cuando las distancias entre prisma y estación de gravedad son mucho mayores que las dimensiones del prisma. A causa de esto usamos la aproximación de Jung (1961) para estas condiciones para reducir el tiempo de cálculo en nuestros métodos.

Probamos nuestro método con el de Kane (1962) para conjuntos de 16 prismas de 1 km de ancho y 1 km de alto semejando mesetas localizados a varias distancias. Esta vez las diferencias son de entre 3 y 2 % para distancias que varían de 14 a 25 km. Este estudio teórico muestra que la aproximación usada por Kane (1962) es menos eficiente que la de Jung (1961).

Tabla ii.VII.- Correcciones de gravedad de estaciones seleccionadas del levantamiento de gravedad de Tonalá de nuestro método, del de Kane (1962), y del método tradicional de la plantilla de Hammer (1939). Los cálculos corresponden sólo para un compartimento anular de la plantilla de Hammer (1939).

Estación	Nuestro programa	Hammer (1939)	Kane (1962)
62	8.8978056×10^{-3}	8.0464781×10^{-3}	5.99809×10^{-3}
73	1.690474×10^{-4}	1.5331713×10^{-5}	1.69×10^{-5}
99	1.57467×10^{-4}	5.389077×10^{-5}	6.28×10^{-5}

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

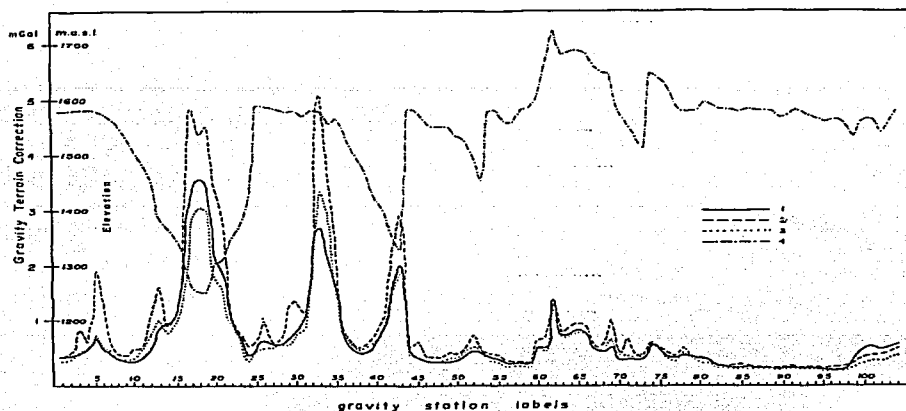


Figura ii.19.- Eficiencia de los métodos estudiados con relación a la topografía. Se indican las estaciones de gravedad (ver localización en la Fig. ii.8). La topografía es dada en metros. Los valores de corrección topográfica son dados en mGals (10^{-5} m/s^2). 1 - Kane (1962); 2 - Nuestro método; 3 - Herrera-Barrientos y Fernández (1989); 4 - elevaciones de las estaciones de gravedad.

También analizamos la eficiencia de cada método con datos reales de un levantamiento gravimétrico conducido en el sitio de desechos de Tonalá, Ciudad de Guadalajara (oeste de México). La anomalía de Bouguer completa obtenida de estos tres métodos es bastante similar (i.e., no se introducen artefactos o anomalías espurias). Sin embargo, la corrección topográfica basada en nuestro método es mayor. Un análisis considerando la topografía muestra que nuestro método da valores más altos de hasta 2 mGals para estaciones cercanas a altos contrastes en relieve topográfico. Estas diferencias se deben al hecho de que la topografía es mejor aproximada por prismas de 1-km x 1-km que por prismas mayores (2-km x 2-km, y 4-km x 4-km en el método de Kane (1962)) o por superficies gaussianas (en Herrera-Barrientos y Fernández, 1989). Para estaciones en un terreno de topografía moderada los tres métodos tienen una eficiencia similar. Una comparación de los tres métodos computarizados con el método tradicional de la plantilla de Hammer (1939) muestra diferencias de hasta 3 mGals. Hemos implementado nuestro método en PC así como en una estación de trabajo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPITULO III. INTERPRETACION DE ANOMALIAS DE BOUGUER COMPUESTAS OBTENIDAS EN LA CONFLUENCIA DE LOS MUNICIPIOS DE GUADALAJARA Y TONALA, MEXICO.

INTRODUCCION.

El nivel de interpretación requerido por un estudio geofísico depende de los objetivos del mismo, de la calidad de los datos y del tiempo y recursos disponibles. La interpretación, en general, puede variar desde una simple identificación y localización de contrastes físicos anómalos, a una completa caracterización de fuentes productoras de anomalías basada en modelado tridimensional. Un punto clave es la existencia de datos auxiliares, complementarios o de control, que ayuden a reducir la ambigüedad de las interpretaciones.

La interpretación de anomalías gravimétricas a través de los años se había venido realizando con métodos convencionales. Existen desde técnicas empíricas que se han desarrollado para aproximar la profundidad a las fuentes a partir de una medida del gradiente de las anomalías observadas (por ejemplo, Reford y Sumner, 1964; Am, 1972), proporcionando una profundidad máxima a la cima o centro de la fuente. Por otra parte, el método general más usado y exitoso para interpretar anomalías potenciales es por modelado (Bhattacharyya, 1978), que involucra simulación de una anomalía calculada a partir de un modelo conceptual del subsuelo.

Una de las técnicas que aún sigue teniendo vigencia en este rubro es la del modelado directo desarrollada por Talwani et al. (1959). Esta técnica, como la de otros algoritmos de modelado directo, involucra el cálculo iterativo de una anomalía a partir de un modelo asumido que se modifica a cada cálculo.

Un esfuerzo considerable se ha dirigido al desarrollo de procedimientos de inversión para datos potenciales, y, a pesar de la naturaleza de no-unicidad de los problemas, se han desarrollado varios algoritmos efectivos, como lo atestiguan numerosas referencias en la literatura (por ejemplo, Bhattacharyya, 1964; Hartman et al., 1971; Al-Chalabi, 1971; McGrath y Hood, 1973; Barnett, 1976; Teskey, 1980).

En las técnicas de inversión se calculan la geometría de la fuente, tamaño y contrastes físicos, utilizando ambos dominios y asumiendo controles de la fuente, directamente de la anomalía observada. En la mayoría de los casos, el problema se reduce a resolver una ecuación lineal donde se asume la forma de la fuente y se determinan los otros parámetros indicados líneas antes. Varios de estos procedimientos generales se basan en la determinación de los componentes de varias ecuaciones simultáneas por métodos matriciales (por ejemplo, Bott, 1973). Las técnicas de interpretación que se emplean en este trabajo son la técnica directa de Talwani et al. (1959), y la técnica de inversión propuesta por Thannassoulas y Tsokas (1984; basándose en Tomoda y Aki, 1979). Esta última técnica realiza un filtrado aplicando una función SINC para resolver la profundidad a una interface entre dos unidades geológicas cuyo contraste en densidad es apreciable.

El fin último de cualquier interpretación es la inferencia de las estructuras que dan origen a las anomalías. En nuestro caso se busca establecer si algunos de los rasgos estructurales atribuibles a los grandes sistemas tectónicos que confluyen en el centro de Jalisco (Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora, 1998) se encuentran en los rasgos estructurales de la confluencia de las áreas de Tonalá y Guadalajara (donde se realizó el estudio gravimétrico que ocupa este capítulo) y eventualmente influyen en los rasgos que se puedan encontrar en el área del vertedero de Matatlán, cuya superficie, por otra parte, está comprendida en el estudio que nos ocupa (ver Fig. iii.1).

Este estudio comprende mediciones de gravedad obtenidas con un gravímetro marca Lacoste & Romberg tipo D en 104 estaciones, que se distribuyen irregularmente (Fig. iii.1). De esta manera se abarca una superficie aproximada a los 15 km². El área poblada, una ausencia relativa de caminos y la topografía abrupta al norte y este de la zona no permitieron que la densidad de cobertura de los datos fuese equidistante. Los datos fueron convertidos a anomalía de Bouguer compuesta corrigiendo por altitud, latitud, densidad, aire libre y topografía.

De esta última información se extrajo el residual de segundo orden (Fig. iii.3), sobre el que se trazan 6 transectos cortando los rasgos anómalos cerrados más conspicuos; estos perfiles son interpretados empleándose para ello los algoritmos de Thannasoulas y Tsokas (1984) y de Talwani et al. (1959). La interpretación fue controlada con datos de densidades reales extraídos de estudios anteriores (Alatorre-Zamora y Campos-Enriquez, 1991) y considerando la geología superficial y la estratigrafía del cañón del Río Santiago (Fig. iii.2).

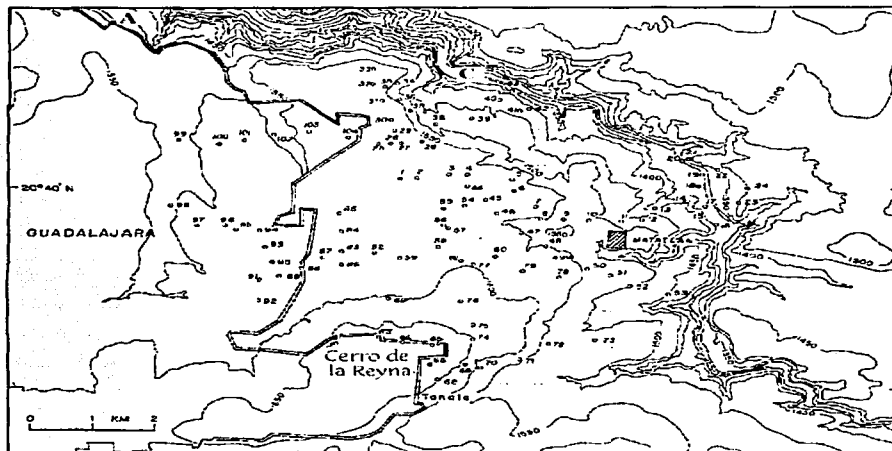


Figura iii.1.- Distribución de estaciones gravimétricas entre los municipios de Guadalajara y Tonalá (puntos abiertos). Las isolíneas están en metros sobre el nivel medio del mar. Se indica en recuadro la localización del vertedero de Matatlán, y con mayúsculas los puntos de las columnas estratigráficas de la Fig. iii.2: A= Arcediano, C= Colimilla.

GEOLOGIA ADYACENTE LOCAL

Con el fin de mejorar el conocimiento de la geología de la zona y apoyar el análisis de los datos de los métodos potenciales, fueron realizadas mediciones estructurales y análisis petrográficos de muestras de mano de tres afloramientos del cuerpo andesítico basáltico que

TESIS COM
PAILA DE OCTUBRE

funge como base para el vertedero de Matatlán. Además se realizaron mediciones paleomagnéticas de las mismas muestras, cuyos resultados se describen en apartados posteriores. Estos resultados se apoyan a su vez en las investigaciones que se han realizado en el norte y oeste de la región de Guadalajara. Dichas investigaciones permiten realizar una correlación hacia el este del área urbana de Guadalajara, zona donde no hay contribuciones como en las anteriores zonas, y que es el área clave de este estudio.

Los primeros trabajos sobre la geología de la zona de estudio fueron hechos por Watkins et al. (1971), Mahood (1980), Gilbert et al. (1985) y Luhr y Lazaar (1985). El área se caracteriza por sucesiones de rocas volcánicas, predominantemente depósitos pumíticos, ignimbritas, riolitas, andesitas y andesitas basálticas. Dentro de esta secuencia volcánica general destacan las ignimbritas San Gaspar y Guadalajara, como buenos indicadores estratigráficos (Gilbert et al., 1985), y los ahora denominados grupos Guadalajara y San Cristóbal, del Cañón del Río Santiago y de la plataforma de Los Altos, respectivamente.

La ignimbrita San Gaspar tiene una edad aproximada de 4.8 Ma y se compone de toba silícica. La ignimbrita Guadalajara es más silícica y tiene una edad aproximada de 3.3 Ma (Gilbert et al., 1985). Ambas constituyen la base de un cuerpo pumítico químicamente vinculado con la Sierra de La Primavera (Mahood, 1980); la ignimbrita San Gaspar cubre flujos basálticos que se exponen en los muros del Cañón del Río Santiago, al este y sureste de Guadalajara; presumiblemente esta ignimbrita se acuña hacia áreas basálticas más altas en el área del poblado de Matatlán y del Municipio de Tonalá. No obstante, en el área del vertedero de Matatlán no aparece algún afloramiento de la misma.

La extensión de la ignimbrita San Gaspar es apreciable, pues abarca más de 1000 km² (Gilbert et al., 1985). Su espesor es variable, desde casi 25 metros en las paredes del Cañón cerca de Guadalajara (Barranca de Oblatos y de Huentitán), hasta 12 metros en la parte más occidental.

Cerca del poblado de Zapotlanejo (ubicado aproximadamente a 30 kms al SE de Guadalajara), la ignimbrita San Gaspar se yuxtapone a otra ignimbrita muy semejante (Figura 1 de Gilbert et al., 1985), lo que sugiere un centro eruptivo por debajo de flujos básicos ubicado aproximadamente a 25 kms al sur de Guadalajara.

Por otra parte, la ignimbrita Guadalajara es una toba soldada. De hecho, sus exposiciones se concretan sólo a lo largo del margen norte de la Ciudad de Guadalajara, y recientemente se pudo apreciar en el área central de la ciudad, desnudada por explosiones accidentales ocurridas en 1992. Esto significa que está casi enteramente cubierta por las edificaciones o por depósitos geológicos más jóvenes. En la cantera de la Experiencia está precisamente cubierta por 10 metros de la pómez antes mencionada. Es posible que su centro eruptivo se encuentre bajo la planicie de Guadalajara.

La estratigrafía volcánica en las regiones de Guadalajara y Tonalá varía en forma compleja. Al norte y noroeste de Guadalajara, la ignimbrita San Gaspar descansa sobre flujos y brechas riolíticos y se intercala entre flujos andesítico-basálticos que aparecen localmente. Las rocas riolíticas se extienden a lo largo de lado oeste del Cañón del Río Santiago, y parecen conformar un área montañosa localizada a aproximadamente 15 kms al norte de la Ciudad de Guadalajara, apareciendo también a lo largo del margen occidental de la planicie Guadalajara.

La sucesión de rocas expuestas en el Cañón al norte de la ciudad reporta edades que varían desde 4.8 Ma (ignimbrita San Gaspar), 5 Ma para las rocas que le subyacen, hasta 9 Ma para rocas cercanas al fondo del Cañón. Las segundas son brechas riolíticas y riolitas (Watkins et al., 1971).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

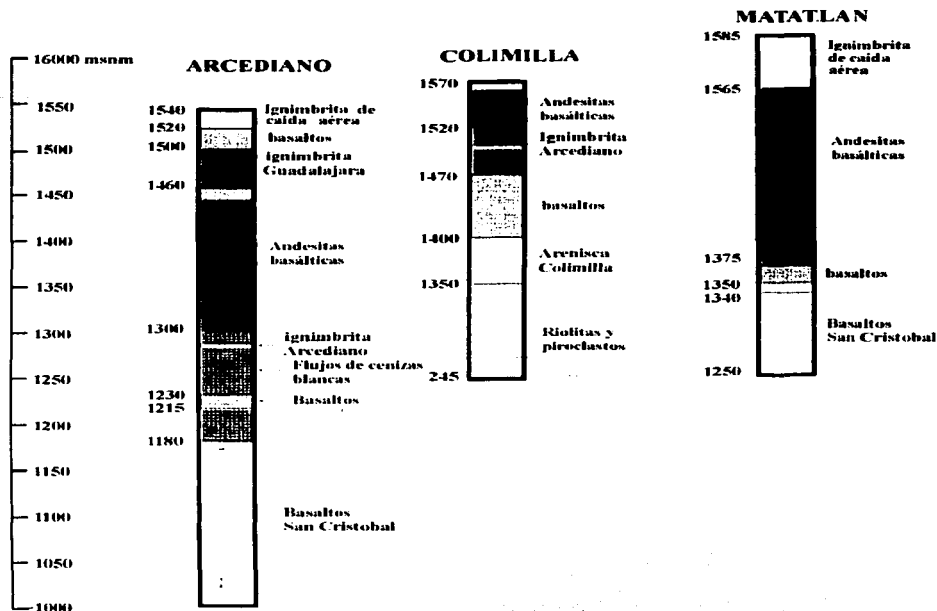


Figura iii.2.- Estratigrafía volcánica en varios puntos a lo largo del Cañón del Río Grande de Santiago. Las ubicaciones se muestran en la Fig. ii.1. Rosas-Elguera, com. pers.

Al este y sudeste de Guadalajara no aparecen los flujos y brechas riolíticas. En cambio, como se mencionó líneas atrás, la ignimbrita San Gaspar descansa sobre un terreno constituido de flujos basálticos con intercalaciones de estratos volcánoclasticos posiblemente contemporáneos con las rocas riolíticas del norte.

La disposición espacial de la ignimbrita San Gaspar indica que no ha existido deformación significativa en el sub-basamento en la región de Guadalajara en los últimos 5 Ma.

Al oeste del poblado de Tesistán (ubicado al norte de Guadalajara) la ignimbrita Guadalajara se encuentra por debajo de una secuencia de tobas silíceas que muestra un espesor aproximado de 100 metros, que incluye varios depósitos de flujos de cenizas. La edad aproximada que se reporta para uno de tales depósitos es de 3.1 Ma (Gilbert et al., 1985).

Un vulcanismo más reciente que la ignimbrita Guadalajara se ha concentrado alrededor de una zona angosta de tendencia oeste-noroeste. Este cinturón está claramente delineado por tres conos basálticos en la orilla sur de Guadalajara y por otros conos que se alinean paralelos al cinturón, pero alargándose por hasta 40 km más al sudeste (Figura 1 de Gilbert et al., 1985).

Aproximadamente a 40 km al SE de Guadalajara, el cordón volcánico del sur de Guadalajara (CVSG) (Luhr y Lazaar, 1985) intersecta a otro cinturón, pero de fallamientos

normales E – W que continua hacia el este y que aquí se representa por el graben de Chapala y fallas asociadas.

Excepto en la Sierra de La Primavera, donde fueron extravasadas riolitas peralcalinas altamente silíceas (Mahood, 1980), la reciente actividad volcánica ha producido flujos básicos, incluyendo basaltos y andesitas basálticas.

El vulcanismo a lo largo de la reciente zona volcánica ha continuado de manera intermitente, desde el Plioceno Tardío casi hasta el presente. Basaltos de un centro eruptivo localizado al noroeste de La Primavera proporcionaron una edad aproximada de 1.8 Ma. Andesitas basálticas de un cono al este del poblado de Juanacatlán (ubicado al sur de Guadalajara) fueron datadas en aproximadamente 1.4 Ma (Gilbert et al., 1985). Un basalto de olivino en el norte del Cañón del Río Santiago, cerca de Amatitán, fue datado en aproximadamente 0.5 Ma; los cortes en esta parte del Cañón son más recientes que este flujo.

En la Sierra de La Primavera la actividad volcánica se ha limitado a los últimos 140 000 años. Una erupción de casi 40 km³ de riolitas muy silíceas ocurrida hace 95 000 años dio lugar al colapso de una caldera de 11 km de diámetro. El producto es conocido como Toba Tala. Erupciones subsecuentes de domos riolíticos y depósitos de flujos de lava han ocurrido hace 75 000, 60 000 y 30 000 años (Mahood, 1980). Conos cineríticos basálticos que se hallan sobre la Toba Tala, e inclusiones basálticas que ocurren en las lavas recientes de La Primavera indican que el vulcanismo basáltico derivado del manto continúa en el área de Guadalajara.

Estudios recientes engloban a algunos de los productos volcánicos antes mencionados en el Grupo Guadalajara (Ferrari y Rosas, 2000), que abarca desde los 7.15 Ma hasta los 3.1 Ma. Este grupo está expuesto en una franja alineada hacia el norte de Guadalajara, cruzando más allá del Cañón del Río Santiago, y a lo largo del borde este de Guadalajara, corriendo por esa parte del cañón. Este grupo se compone de una sucesión de flujos riolíticos, y algunas ignimbritas y lavas basálticas. En esta sucesión se intercalan las ignimbritas San Gaspar y Guadalajara. Entre estos estudios recientes se dató una ignimbrita de composición petrográfica similar a la de San Gaspar, que aflora a 50 km al sur de Guadalajara. Esta datación proporcionó una edad de 5.0 ± 0.3 Ma, compatible con la edad de la ignimbrita San Gaspar. Si este cuerpo es el extremo sur de dicha ignimbrita, es posible que se infiera su fuente dentro del área de Guadalajara, por debajo de las rocas volcánicas más jóvenes (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Estos resultados permiten proponer la presencia de una cámara magmática de constitución silícica por debajo de la región de Guadalajara, que ha rejuvenecido periódicamente mediante la inyección de magmas máficos durante los pulsos extensionales principales. La caldera de La Primavera podría representar el último episodio de una historia volcánica de 7 Ma de esta cámara (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998).

Recientes interpretaciones de estratigrafía volcánica indican la prolongación del denominado grupo San Cristóbal (basaltos y tobas de 11 a 8 Ma) por debajo del grupo Guadalajara (Rosas-Elguera, com. pers.). El grupo San Cristóbal cubre una vasta área conocida como plataforma de Los Altos, inmediatamente al este y noreste de Guadalajara.

La zona parece estar rodeada por fallas mayores. El control neotectónico de la actividad volcánica cuaternaria pone en evidencia alineaciones NW-SE que incluso bordean el S de Guadalajara (Lühr y Lazaar, 1985; Alatorre-Zamora y Campos-Enriquez, 1991; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Extensiones que ocurren a partir del Mioceno Tardío para el área de Guadalajara se han postulado en respuesta a la apertura inicial del S del Golfo de California (Ferrari, 1995).

El área N de Guadalajara, caracterizada por el Grupo San Cristóbal, y el área occidental adyacente, caracterizada por la Sierra silícica de La Primavera, aparecen como las zonas mejor

investigadas desde los puntos de vista de estratigrafía volcánica (Urrutia-Fucugauchi et al., 2000). En esa parte norte residen las sucesiones más viejas del Eje Neovolcánico, consistentes de basaltos de olivino alcalinos y andesitas basálticas datados entre 11 y 9 Ma (Watkins et al., 1971; Damon et al., 1979; Moore et al., 1994). Intercaladas en estos basaltos se hallan capas de flujos piroclásticos silícicos soldados. Denominada Basaltos San Cristóbal, esta secuencia tiene un espesor máximo de 600 metros en la misma zona norte (Moore et al., 1994).

Por otra parte, la secuencia máfica que se expone a lo largo del Cañón del Río Santiago, al este de Guadalajara, presenta edades similares a las de los basaltos San Cristóbal (9.5 a 12 Ma), pero espesores menores que aquellos, de aproximadamente 200 a 350 metros (Nieto et al., 1981; Nixon et al., 1987; Ferrari et al., 1994).

Según las edades registradas tanto en el grupo San Cristóbal como en la plataforma de Los Altos y en una sucesión de andesitas basálticas cortadas por los pozos de La Primavera, se propone que el volcanismo basal del Eje Neovolcánico pudo haber comenzado en el Mioceno Medio (13 Ma; Urrutia-Fucugauchi et al., 2000). Ferrari (1995) explica este volcanismo debido a un movimiento W-NW del Bloque Jalisco en una zona transtensional lateral derecha a lo largo de la frontera entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco.

El trabajo de Watkins et al. (1971) se enfoca hacia varios puntos del Cañón del Río Santiago, al noreste y norte de Guadalajara, mientras que Gilbert et al. (1985) se concentran en las ignimbritas San Gaspar y Guadalajara, por toda la región de Guadalajara y poblados aledaños. Luhr y Lazaar (1985) estudian el cordón de volcanes andesíticos que se alinean NW-SE a lo largo del sur de Guadalajara. No obstante que Urrutia-Fucugauchi et al. (2000) hacen un estudio magnetoestratigráfico al oeste y al norte de la ciudad para aclarar la situación estratigráfico volcánica de las secuencias expuestas, el área al E y SE de Guadalajara, y específicamente la región de Tonalá, incluyendo al vertedero de Matatlán y al tramo del cañón del Río Santiago que atraviesa esta parte, no está bien comprendida estratigráficamente. Una interpretación de anomalías gravimétricas para dicha área habrá de proporcionar una buena contribución al conocimiento de la estratigrafía volcánica debajo de las zonas mencionadas.

ALGORITMOS DE INTERPRETACIÓN

Aunque existe una gama amplia de técnicas de inversión de anomalías gravimétricas en la literatura especializada, para este trabajo se eligió emplear el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984), que es adecuado en presencia de cuerpos con alto contraste de densidad. A pesar de que existen depósitos andesíticos sobre brechas riolíticas, y éstas a su vez descansan en andesitas basálticas y basaltos, la inversión proporciona buenas aproximaciones a la estratigrafía a profundidad en la zona.

ANOMALIA DE BOUGUER DE TONALÁ

Empleándose separación regional-residual considerando que una superficie de segundo orden se ajustaría mejor al plano de anomalía de Bouguer simple (Fig. ii.9 del capítulo II) por la escala del levantamiento, se obtuvo el plano de anomalía de Bouguer del residual de segundo orden (Fig. iii.3). Este plano se caracteriza por mostrar una tendencia general más o menos norte-sur, con rasgos anómalos cerrados hacia el centro del área del estudio. Dos grandes máximos gravimétricos se alinean con la misma tendencia norte-sur, ubicándose el más austral de los dos sobre el depósito andesítico del Cerro de la Reyna. Un gran mínimo gravimétrico encontrado en la vecindad del Cañón del Río Santiago, al este del área de estudio, tiende a abrirse hacia el oeste, separando los dos máximos gravimétricos antes señalados y derivando hacia un mínimo

gravimétrico de menor extensión que tiene forma de ocho; este último mínimo parece ser debido a un engrosamiento de sedimentos aluviales y depósitos de pómez de caída aérea. Este cuadro de anomalías residuales se complementa con varios rasgos abiertos hacia el noroeste y sudoeste.

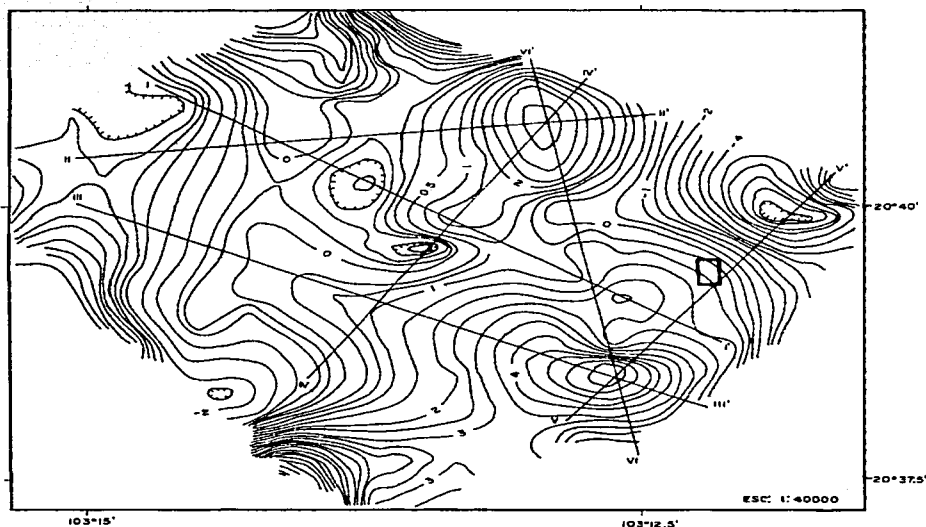


Figura iii.3.- Anomalía residual de Bouguer de segundo grado sobre la zona de transición de los municipios de Guadalajara y Tonalá. El intervalo de los contornos está dado a 0.5 mGal. En el recuadro se señala al área del levantamiento gravimétrico de detalle que se realizó dentro del vertedero de Matatlán.

RESULTADOS DE LA INTERPRETACION

Los perfiles que se han modelado se trazaron sobre los principales rasgos anómalos del plano de anomalía residual (Fig. iii.3). En una primera fase se aplicó una inversión sencilla y en una segunda se realizó interpretación directa, empleando los algoritmos de Thannasoulas y Tsokas (1984) y de Talwani et al. (1959), respectivamente. Tanto los modelos invertidos mediante el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984) como los modelos directos se han controlado con información geológica local, reduciendo el problema de ambigüedad de los mismos modelos. Aunque existen en el área cuerpos volcánicos aparentemente locales, rocas del mismo tipo que sus horizontes aparecen en todos los perfiles, por lo cual la interpretación puede desarrollarse globalmente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Nuestros modelos incluyen 4 unidades geológicas: 1) pómez o ignimbritas y terrigenos, con una densidad de 1.90 gr/cm^3 ; 2) andesitas con una densidad de 2.78 gr/cm^3 ; 3) brechas y tobas riolíticas, con una densidad de 2.20 gr/cm^3 . Estas tres unidades descansan sobre un sub-sapamiento local de basaltos, denominados basaltos San Cristóbal (Rosas-Elguera, com. pers.), que poseen una densidad de 2.83 gr/cm^3 .

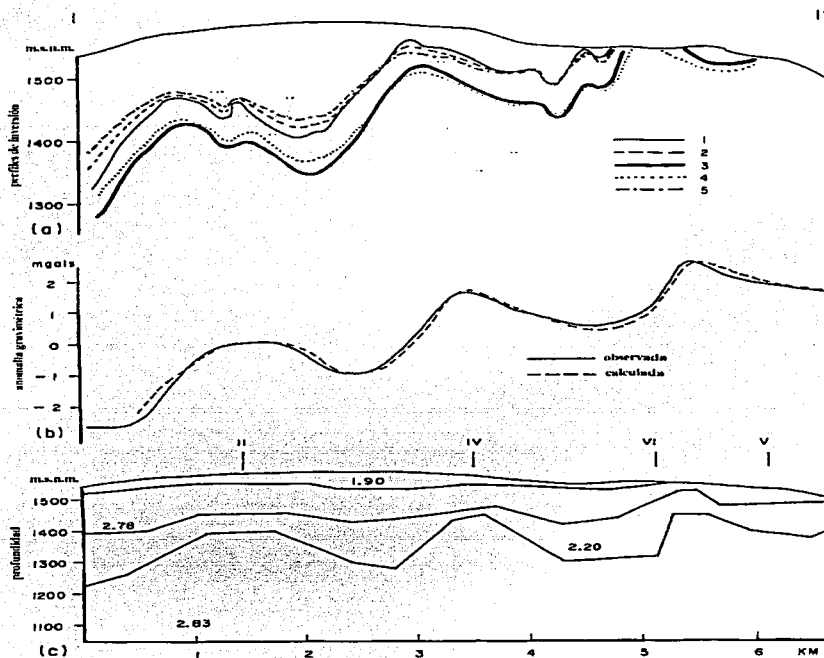


Figura iii.4.- Interpretación del perfil I-I' señalado en la Fig. iii.3: a) Modelo obtenido por inversión empleando el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984). Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez+andesitas+riolitas y los basaltos San Cristóbal: 1) contraste en densidad (CD) de 0.43 gr/cm^3 , profundidad promedio (PP) al contacto de 50 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 100 m; 5) CD de 0.73 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) Anomalías observada y calculada; c) Modelo directo obtenido mediante el algoritmo de Talwani et al. (1959); los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm^3 .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El horizonte andesítico mostrado por el modelo IV-IV' (Fig. iii.7) se ve casi dividido en dos cuerpos, lo que podría indicar que tales cuerpos han surgido de diferentes puntos de emisión, o bien, que su separación obedece a procesos tectónicos y erosivos. Esto puede ser aclarado por estudios de otra índole (petrográficos, por ejemplo). No obstante, es claro que el Cerro de la Reyna (Fig. iii.1) es el principal punto emisor de gran parte de las andesitas modeladas, pero hacia el N - NE del área parece existir otro punto de emisión.

Es interesante observar que las brechas y tobas riolíticas (densidad 2.2 gr/cm^3) presenten diferentes espesores en todos los modelos, mostrando un espesor considerable en la parte E de la zona, en lo que se puede inferir como un graben local. En los puntos N y NE del área estas rocas afloran en los cortes casi verticales del cañón del río Santiago. Aunque tales rocas ocurren debajo de andesitas de mayor densidad, se expresan bastante bien en todos los casos.

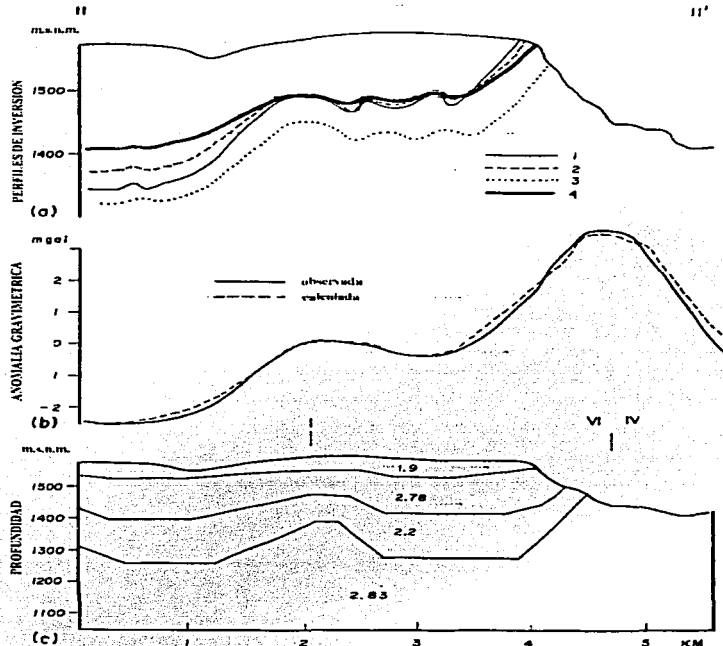


Figura iii.5.- Interpretación de la sección II-II' indicada en la Fig. iii.3: a) Inversión. Las curvas representan la profundidad al contacto entre el paquete formado por pómez+andesitas+tobas y los Basaltos San Cristóbal: 1) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 100 m; 2) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo, los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm^3 .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Trabajos más regionales han demostrado la presencia de una depresión alargada N-S, debajo del área cubierta por la Ciudad de Guadalajara. Los modelos en Tonalá parecen distinguir, en cambio, varias depresiones con una alineación similar a la que muestra la depresión del estudio regional que se presenta en el capítulo I (Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998). Es factible que la depresión más grande mostrada en este capítulo, que se abre hacia Guadalajara, y precisamente con alineación N-S, pudiera ser el límite oriental del hundimiento mayor mencionado en el capítulo I. Un mínimo anómalo de amplitud menor se localiza al centro de la zona de estudio (Fig. iii.3).

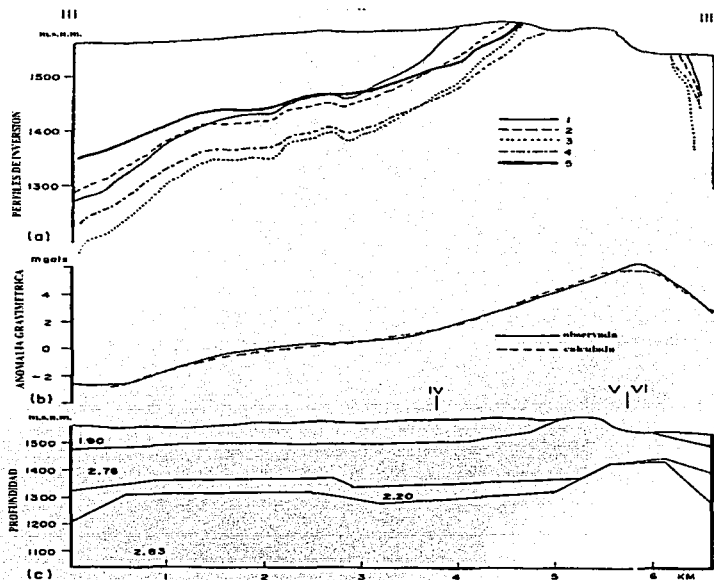


Figura iii.6.- Interpretación de la sección III-III' señalada en la Fig. iii.3: a) inversión. Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez+andesitas+tobas y los Basaltos San Cristóbal. Parámetros en los contrastes: 1) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 50 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 100 m; 5) CD de 0.73 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada mediante el modelado directo; c) Modelo directo, los valores de los cuerpos son densidades en gr/cm^3 .

A profundidad los modelos delinear a las depresiones mencionadas, y que no tienen expresión superficial. Destaca la depresión que en los modelos V - V' y VI - VI' (Figs. iii.8 y iii.9) está colmada de brechas y tobas riolíticas, y que se localiza debajo de un mínimo anómalo al E del área. Este mínimo se adentra hacia el oeste y es delimitado por dos alineaciones que sugieren fallas de tendencia W-E, siguiendo el patrón del graben Chapala. No es el único patrón

tectónico que parece incidir en la zona. El mínimo anómalo del centro es dividido en dos por una alineación que se modela muy bien en los perfiles I-1' y II-II' (Figs. iii.4 y iii.5), y que tiende casi N-S. Este patrón es semejante al del sistema tectónico Zacoalco - Colima. El mismo rasgo que corta a la firma anómala se prolonga hacia el norte, pero hacia el sur no es muy perceptible.

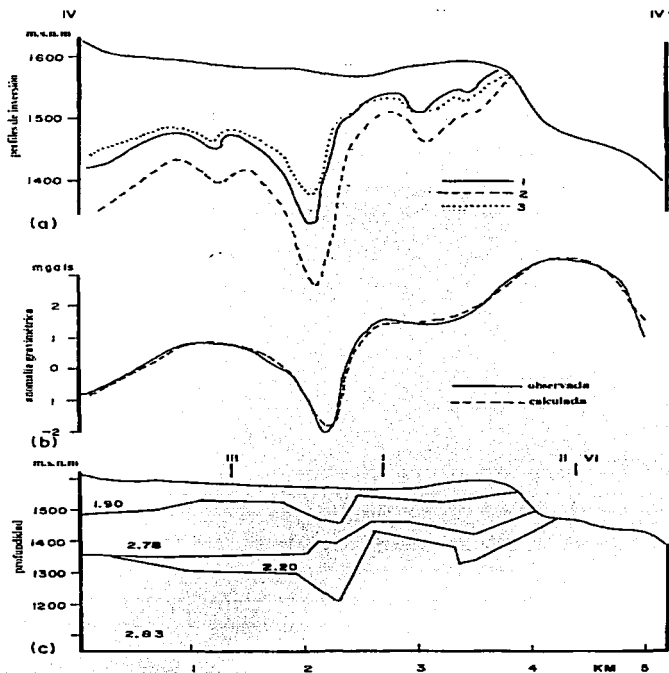


Figura iii.7.- Interpretación de la sección IV-IV' señalada en la Fig. iii.3: a) inversión. Las curvas representan profundidades al contacto formado por el paquete de pómez+andesitas+tobas y los Basaltos San Cristóbal. Valores de tales contrastes: 1) CD de 0.43 gr/cm³, PP de 50 m; 2) CD de 0.53 gr/cm³, PP de 100m; 3) CD de 0.53 gr/cm³, PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo. valores de densidad de los cuerpos en gr/cm³.

Los modelos sugieren fallas de tendencia NE-SW que parecen coincidir con el patrón tectónico de Chapala-Acabay; estas fallas delimitarían bloques que caen hacia el NW (Figs. iii.4, iii.5 y iii.6).

Por otra parte, es posible observar que los modelos obtenidos mediante inversión no son exactamente semejantes a los modelos directos, básicamente porque en la inversión se están

interpretando dos horizontes geológicos; sin embargo, existe similitud entre ambas interpretaciones, con excepción del perfil VI-VI' (Fig. iii.9) en el que la divergencia puede deberse a que el perfil se traza sobre anomalías casi 3-D. La similitud existente entre ambas interpretaciones es más cercana para una profundidad promedio de 100 m y un contraste en densidad de entre 0.43 y 0.53 gr/cm^3 para los contrastes en las inversiones. Con los resultados obtenidos mediante la interpretación se ha elaborado un modelo en 3-D de las profundidades al sub-basamento que está constituido por los basaltos San Cristóbal (Fig. iii.10). En este modelo es posible apreciar una serie de depresiones al centro de la zona, mientras que el sub-basamento basáltico profundiza hacia los extremos sureste y noreste y casi aflora hacia el noroeste.

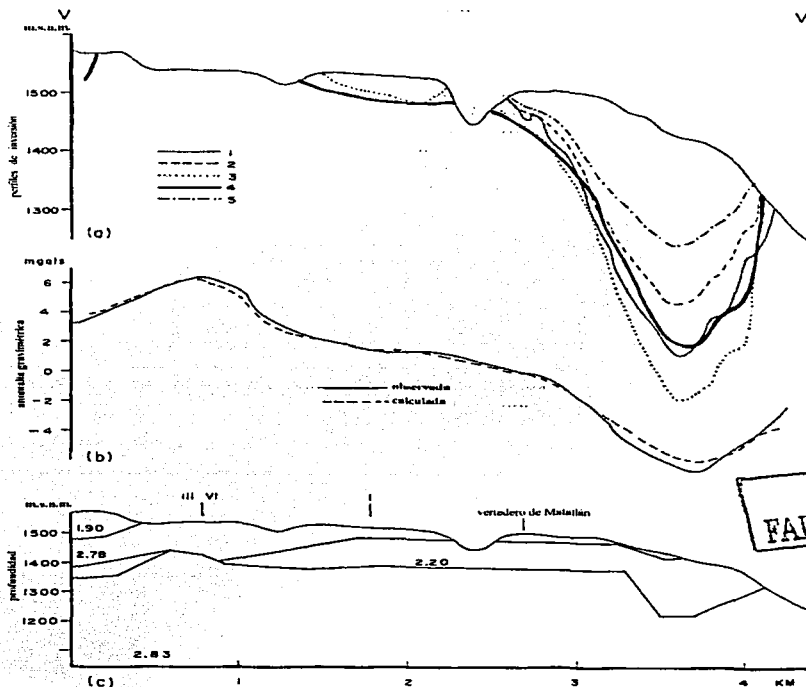


Figura iii.8.- Interpretación de la sección V-V' señalada en la Fig. iii.3: a) inversión. Las curvas representan la profundidad al contacto entre el paquete formado por pómez+andesitas+tobas y los basaltos San Cristóbal. Valores en los contrastes: 1) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 50 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 100 m; 5) CD de 0.73 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelado directo, valores de densidad de los cuerpos en gr/cm^3 .

METODO DE LA TRANSFORMADA DE EULER Y SEÑAL ANALITICA.

Además de la inversión y el modelado directo, se aplicaron a la información gravimétrica de Tonalá las técnicas de la deconvolución de Euler y de la amplitud de la señal analítica. El desarrollo teórico de ambas técnicas es ampliamente descrito en el capítulo IV.

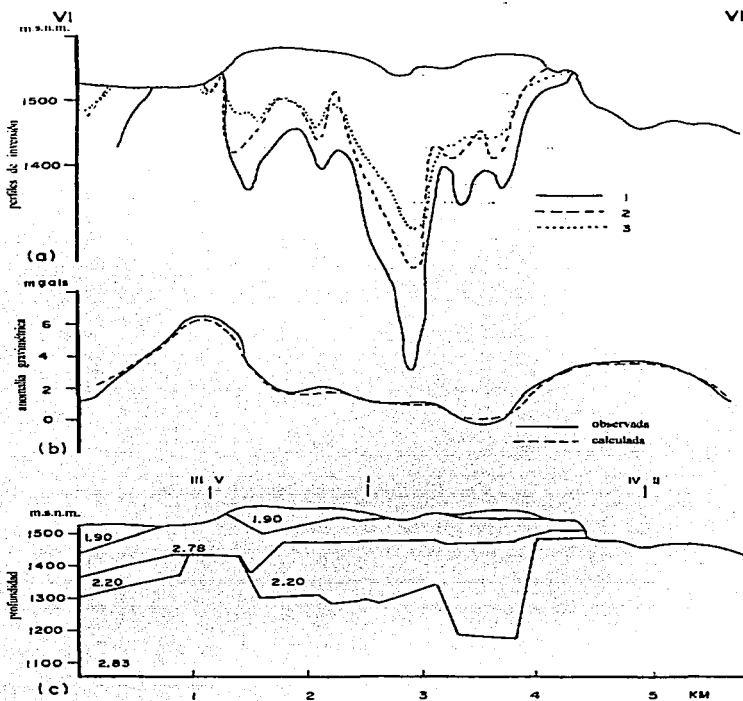


Figura iii.9.- Interpretación de la sección VI-VI' señalada en la Fig. iii.3: a) inversión. Las curvas representan la profundidad al contacto formado por el paquete de pómez+andesitas+tobas riolíticas y los basaltos San Cristóbal. Valores de dichos contrastes: 1) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 100 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.73 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo, valores de los cuerpos en gr/cm^3 .

Aunque se trabajó con cuatro tamaños de ventanas de deconvolución, los resultados que aquí se exponen no son todos los resultados obtenidos mediante esta técnica. Se ha decidido incluir sólo aquellas figuras que aportan las mejores conclusiones, considerando cuatro tamaños

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

de ventanas, que son de 3, 5, 7 y 10 puntos, para los índices estructurales de 1.0 y 2.0, que son los más adecuados a los tipos de estructuras que se interpretan en la inversión y el modelado directo.

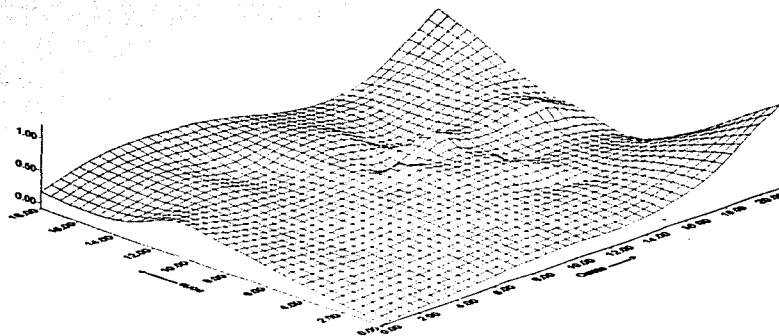


Figura iii.10.- Modelo tridimensional de profundidades del sub-basamento constituido por los basaltos San Cristóbal. Los valores de la escala vertical están dados en kilómetros.

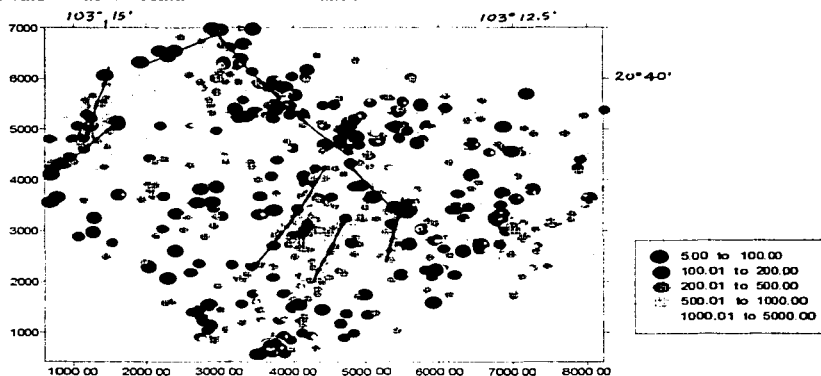


Figura iii.11.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Tonalá. Índice Estructural 1.0, ventana de 3 puntos. Los valores en el recuadro corresponden a profundidades en metros. Coordenadas UTM y geográficas.

De hecho, los mejores lineamientos resultantes son proporcionados por los índices estructurales de 1.0 y de 2.0 (Figs. iii.11, iii.12, iii.13 y iii.14). La contribución a la inferencia de lineamientos aumenta con el tamaño de la ventana de deconvolución (VD, para abreviar) (Figs. iii.13 y iii.14). Así puede observarse que bajo el empleo de una VD de 3 puntos, aparecen tres tendencias estructurales de carácter bidimensional, aunque no muy claramente. Parece apreciarse

un límite estructural NE-SW al norte del área (Fig. iii.11), cuyo extremo noreste es alcanzado por una aparente estructura en escalón que tiende NW-SE. Todos estos rasgos presentan una expresión superficial, indicada por los círculos negros (Fig. iii.11).

Una VD de 5 puntos exhibe mejor la estructura bidimensional en escalón que tiende NW-SE, pero ahora aparece cortada por un rasgo que tiende 10 grados al NE, de prolongación profunda y que se observa al centro del área (Fig. iii.12).

Bajo el empleo de una VD de 7 puntos, los rasgos NE-SW de los dos resultados anteriores ya no aparecen; sin embargo, ahora ocurren dos estructuras NE-SW en otra posición. La más austral de estas estructuras podría haber permitido el paso de varios productos volcánicos, entre ellos las andesitas basálticas que conforman al Cerro de la Reyna, en Tonalá, y las andesitas que forman el sub-basamento del vertedero de Matatlán. Este último rasgo estructural coincide con la tendencia del Cañón del Río Coyula, que forma el límite fisiográfico sur del vertedero. También destaca una amplia dispersión de los resultados más profundos (círculos amarillos, Fig. iii.13). Del rasgo NW-SE en escalón sólo aparece su mitad noroeste.

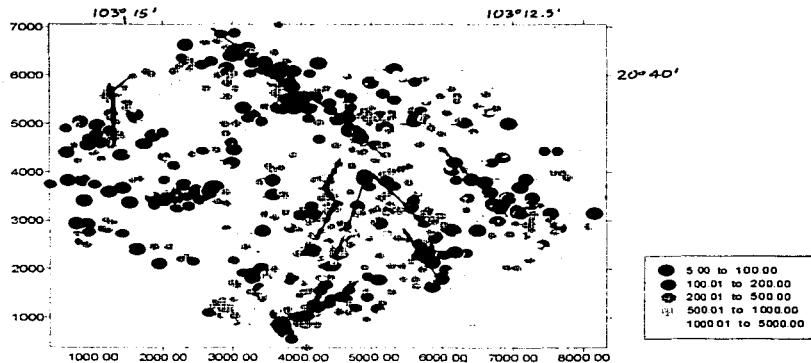


Figura iii.12.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Tonalá. Índice Estructural 1.0, ventana de 5 puntos. Los valores en el recuadro corresponden a profundidades, en metros. Coordenadas UTM y geográficas.

Para una VD de 10 puntos los rasgos bidimensionales son más claros, destacando los rasgos de tendencia NE-SW que aparecen en el resultado de la Figura iii.13, y una notable delimitación de lo que parecen ser dos cuerpos tridimensionales, en el norte y en el sur del área (Fig. iii.14). El primero de estos rasgos tridimensionales podría representar a los límites de un cuerpo que parece provocar el máximo gravimétrico que se localiza al noreste de la Figura iii.3. Lo mismo ocurre para el máximo gravimétrico del sureste de la zona de estudio; en ambos casos, los resultados tienen un amplio rango de profundidades, con una notable expresión superficial.

Las alineaciones principales de tendencia NE-SW que exhiben los resultados de la deconvolución de Euler son también establecidas por los modelos I-I', II-II' y III-III' (Figs. iii.4, iii.5 y iii.6). En suma, hay menos soluciones someras en las Figuras iii.13 y iii.14 que en las Figuras iii.11 y iii.12, lo que permite una mejor apreciación de las alineaciones principales.

Parece ser que la arquitectura tectónica delimita a un fuerte hundimiento que se ha venido observando en la interpretación realizada por modelado directo y por inversión. Estos límites

TESIS
FALLA DE CRECIMIENTO

están marcados por un patrón eminentemente NE-SW, cuyo rasgo más claro destaca en la parte sudeste del área de estudio. Es posible que estos límites sean cortados por estructuras que tienden NW-SE, especialmente al norte de la zona, que se acerca al cañón del Río Grande de Santiago.

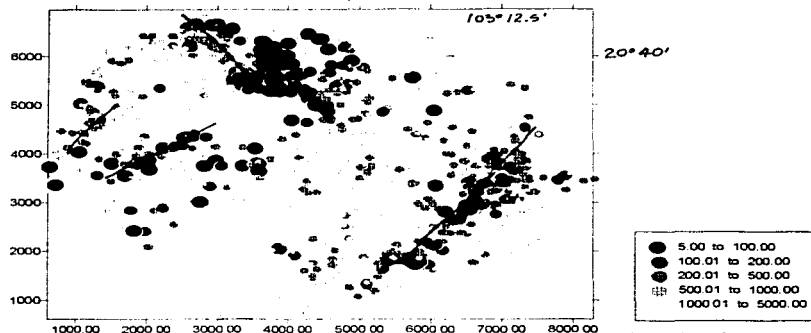


Figura iii.13.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Tonalá. Índice Estructural 2.0, ventana de 7 puntos. Los valores en el recuadro corresponden a profundidades, en metros. Coordenadas UTM y geográficas.

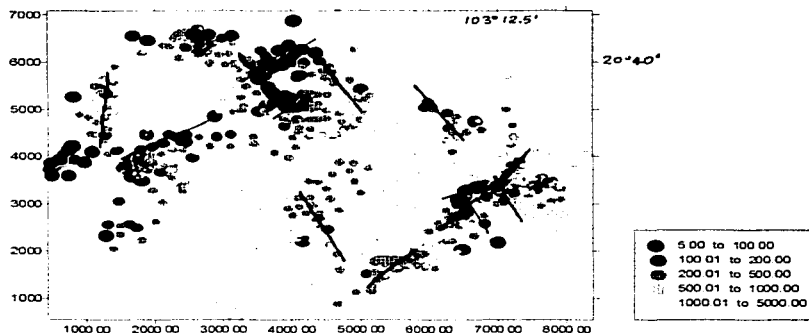


Figura iii.14.- Deconvolución de Euler de anomalía gravimétrica de Tonalá. Índice Estructural 2.0, ventana de 10 puntos. Los valores en el recuadro corresponden a profundidades, en metros. Coordenadas UTM y geográficas.

Precisamente, en la amplitud de la señal analítica aparecen claramente dos esbozos de estructuras alargadas de tendencia NW-SE además de una combinación de todos los rasgos lineales que se aprecian con la deconvolución de Euler, destacando los lineamientos que exhiben los resultados del empleo del índice estructural de 2.0 (Figs. iii.13 y iii.14) al sur de la zona (Fig. iii.15). Tales lineamientos tienen, en suma, coincidencia con la tendencia de la denominada Cadena Volcánica del Sur de Guadalajara (Luhr y Lazaar, 1985), y mejor aún, los lineamientos aquí resultantes podrían ser una extensión hacia el NE de dicha cadena. Otros lineamientos notables en la imagen de la señal analítica tienen tendencias NW-SE y ocurren hacia el centro y

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

NE del área de estudio. Debido a que estos lineamientos NW-SE predominan sobre otros, puede asumirse que el sistema tectónico del graben de Tepic-Zacoalco, que tiene la misma dirección, es el que ejerce una mayor influencia en esta zona estudiada, resultado que se añade al de la localización del punto triple indicado en el capítulo I.

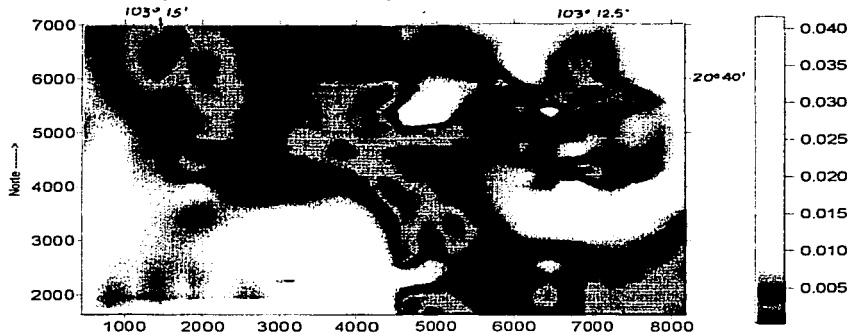


Figura iii.15.- Imagen de la amplitud de la señal analítica de la anomalía residual gravimétrica de Tonalá. Coordenadas UTM y geográficas. Las unidades en la escala vertical están en mgals/m.

CONCLUSIONES DEL CAPITULO.

En suma, el área y sus alrededores demuestra una compleja actividad volcánica, que ha emitido muy diversos tipos de productos, englobando horizontes pumiciticos, depósitos riolíticos (ignimbritas San Gaspar y Guadalajara, por ejemplo), andesitas y conos andesíticos, brechas y domos riolíticos, etc. Esta actividad puede estar relacionada de dos formas con la topografía profunda: 1) rellenando las depresiones existentes antes de las erupciones, y 2) tener continuidad a través del tiempo, aprovechando que en la zona se hallan muchos planos de debilidad relativos a las alineaciones o fallamientos que pueden modelarse de los datos.

En general se tiene una serie de bloques que van cayendo hacia el NW. Esto implica además la presencia de fallas NE-SW como se ve en la deconvolución de Euler. Esto indica una influencia tectónica sobre el basamento de esta zona que se añade a la de los patrones tectónicos de los grábens de Chapala y de Zacoalco-Colima, por lo que se debe considerar como parte de las fronteras entre ambos ambientes estructurales. Estos ambientes aparecen tanto en la interpretación bidimensional como en la deconvolución de Euler. Los resultados de la deconvolución muestran que una ventana de deconvolución de más de 7 puntos habrá de aportar mejores rasgos o lineamientos estructurales. La imagen de la señal analítica indica resultados semejantes a los resultados de la deconvolución de Euler, resaltando los hundimientos estructurales, lineamientos principales NW-SE y los levantamientos debidos a excesos de masa. En este caso el derrame del Cerro de la Reyna, al sur de la zona, es evidente.

En particular vemos que el vertedero de Matatlán se ubica en un depósito de andesitas que parecen ser fuertemente afectadas por estructuras de tendencia NW-SE, por lo que se podría esperar que la contaminación resultante, y en especial los derrames de líquidos lixiviables, ocurra eminentemente con esa tendencia, y con una dirección hacia el noroeste y sudeste, aprovechando además la topografía circundante.

TESIS CON
FALLA DE CUBIERTA

CAPITULO IV. INTERPRETACION DE ANOMALIAS MAGNETICAS Y GRAVIMETRICAS EN EL VERTEDERO DE DESECHOS URBANOS SOLIDOS DE MATATLAN. INFERENCIA DE AREAS CON ELEVADO FRACTURAMIENTO.

INTRODUCCION.

Como se ha anotado en capítulos anteriores, las técnicas de campos potenciales no han tenido la aplicabilidad de otras técnicas (eléctricas o electromagnéticas) para investigar áreas perturbadas ambientalmente, incluyendo depósitos de desechos urbanos sólidos. Aunque esto es relativo, es tan drástico tanto para la magnetometría como para la gravimetría, y está muy bien reflejado en los diversos trabajos publicados hasta ahora. En un trabajo reciente, González Morán (1992) emplea gravimetría para inferir preliminarmente el basamento en la subcuenca de Chalco, al investigar geofísicamente el tiradero de Santa Catarina, donde la Ciudad de México depositaba sus desperdicios domésticos. Otros trabajos publicados han investigado mediante métodos potenciales la región de Chalco (e.g., Chávez y Flores, 1987; Campos et al., 1997). En general, la aplicación de la gravimetría a problemas ambientales es limitada por el alto costo y las pequeñas anomalías de gravedad (Vogelsang, 1995). Por ejemplo, los levantamientos necesitan prepararse con una nivelación muy precisa para eliminar la fuerte influencia de rasgos topográficos menores. Sin embargo, algunas investigaciones gravimétricas de sitios con desechos peligrosos han sido exitosas. En los casos donde existió un fuerte contraste en densidad con la roca huésped, los estudios pudieron hallar el borde de los sitios y esbozar las paredes de las cuencas selladas (Vogelsang, 1995).

Por otra parte, los datos magnetométricos están bien adaptados para localizar tiraderos cubiertos (Vogelsang, 1995). En la mayoría de los casos se pueden mapear los bordes de tiraderos que contienen basura doméstica. Lo mismo es válido para tiraderos con alto contenido de materiales ferrosos (Vogelsang, 1995). Si un tiradero contiene muy poco material ferroso o produce anomalías magnéticas débiles, se tienen que considerar las variaciones diurnas del campo magnético. Un caso muy particular, donde se midieron anomalías de la intensidad magnética total en una red rectangular de 2x2 metros sobre un sitio de desechos tóxicos sepultados, exhibe dos categorías de anomalías: (1) anomalías singulares extremadamente altas (>1000 nT), y (2) anomalías débiles de entre 20 y 150 nT (Vogelsang, 1995; Fig. iv.1). El contenido del sitio son residuos industriales y desperdicios domésticos. En este caso, los valores altos se relacionan a cuerpos ferrimagnéticos, que yacen a menos de un metro de profundidad. Las anomalías débiles se originan ya sea de cuerpos pequeños similares, que están sepultados hasta a tres metros de profundidad, o bien de cuerpos más grandes pero menos magnéticos. Tal acumulación de anomalías pequeñas relativamente puntuales es *característica para la mayoría de los depósitos de basura doméstica* (Vogelsang, 1995). Sus fuentes magnéticas son diversas, constituidas por latas, pedazos de alambres, fragmentos de carrocerías, etc., distribuidas aleatoriamente en todo el material depositado.

No obstante, este tipo de estudios es muy raro, pues el empleo de la magnetometría en estudios de impacto ambiental se ha estado limitando a la localización y ubicación de elementos ferrosos vinculados con el transporte o almacenaje de compuestos químicos peligrosos para el medio ambiente y para el ser humano. La eventual oxidación de un depósito o de una tubería de hierro que encierran o conducen sustancias peligrosas, puede provocar derrames que causarían daños muy severos al entorno; de hecho, esto ocurre en estaciones de combustibles que tienen varios años en funciones.

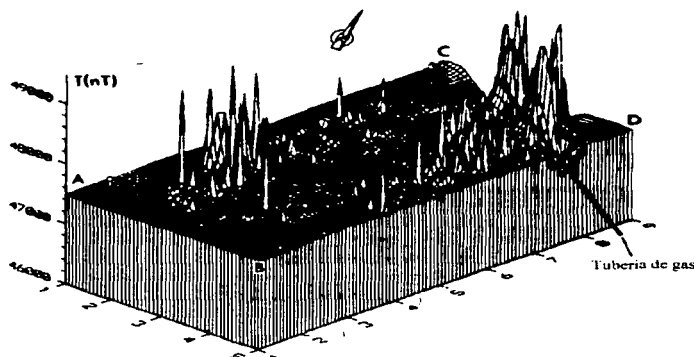


Figura iv.1.- Esquema en 3D de la intensidad magnética total de un depósito de desperdicios peligrosos que contiene basura doméstica e industrial (Tomado de Vogelsang, 1995).

Es claro que esta limitada aplicabilidad es debida a que, normalmente, los parámetros físicos modificados por la contaminación ambiental, cualquiera que sea ésta, son mejor mapeados por técnicas eléctricas y/o electromagnéticas, relegando a los métodos potenciales a una aplicabilidad más indirecta, como la inferencia de basamentos y fallas o fracturas.

La geología del entorno es un factor importante en la dispersión de un determinado contaminante. Los cuerpos sedimentarios con altas permeabilidades son los candidatos idóneos para sufrir una contaminación, lo que es grave cuando constituyen un acuífero aprovechable. Sin embargo, existen otros aspectos que no se han estudiado y que pueden ser tan importantes para atacar problemas de contaminación de aguas subterráneas. Este es el caso de las formaciones volcánicas que además presentan condiciones en las que se pueden dar aplicaciones de la gravimetría y la magnetometría. Las formaciones volcánicas suelen ser buenos cuerpos acuíferos cuando se encuentran altamente fracturadas, llegando a aportar altas descargas de agua subterránea (Freeze y Cherry, 1979). Siendo éstas sus características locales, también son susceptibles de verse contaminados por descargas accidentales o lixivitaciones de vertederos o de rellenos sanitarios mal planificados o mal diseñados, ubicados sobre cuerpos geológicos de este tipo.

Un ejemplo de aplicación no convencional de un método ortodoxo es el siguiente. El alto grado de fracturamiento o fallamiento de formaciones volcánicas puede investigarse a través de gravimetría o magnetometría. Las mediciones magnetométricas, por ejemplo, pueden ser usadas no sólo para trazar la posición de basura magnética sepultada, sino también para hallar estructuras magnéticas naturales que influyan en la trayectoria de determinada contaminación. Tal es el caso de un estudio magnetométrico realizado en una sección sobre un depósito de desechos asentado sobre una cubierta arcillosa. Al pie del depósito los lixiviados fluyen sobre la superficie hasta que se filtran a través de un dique basáltico altamente clivado y fisurado. Este dique guía a la contaminación a través de una barrera de arcilla impermeable a profundidad. El dique fue detectado por este estudio magnetométrico bajo una delgada cubierta margosa (Vogelsang, 1995). La inclinación del campo magnético terrestre de 55° para esta zona ocasiona que sólo el máximo coincida con la cima del dique (Fig. iv.2).

TESIS CON
FALLA DE

Cabe resaltar que la investigación de problemas ambientales requiere del esfuerzo y empleo de métodos que son sensibles a diferentes propiedades físicas y que son capaces de complementarse unos a otros, para así dar una mejor aproximación a un problema geológico o ambiental. En particular se requiere evaluar la aplicación de métodos convencionales en varios contextos geológicos. También se debe probar la aplicación de herramientas que han sido desarrolladas y aplicadas a otras tareas (por ejemplo, el Teorema de Gauss), así como herramientas desarrolladas recientemente (deconvolución de Euler, señal analítica).

En la primera parte de este trabajo queremos realizar una revaloración de varias herramientas de la gravimetría y la magnetometría. De hecho, el objetivo de este capítulo es una evaluación de la aplicabilidad de ambas técnicas de campos potenciales en contextos geológicos volcánicos. Es en ese sentido que los métodos magnético y gravimétrico son aplicados al vertedero de desechos caseros sólidos de Matatlán, Jalisco. Este sitio piloto se encuentra asentado sobre depósitos andesítico-basálticos altamente fracturados, y aunque posiblemente no sea clasificado como fuente potencial de contaminación de acuíferos locales, desde un punto de vista ecológico global se encuentra en las proximidades de un área que es susceptible de contaminación, y es además importante desde otros puntos de vista, especialmente el socioeconómico, el cultural, y hasta el político.

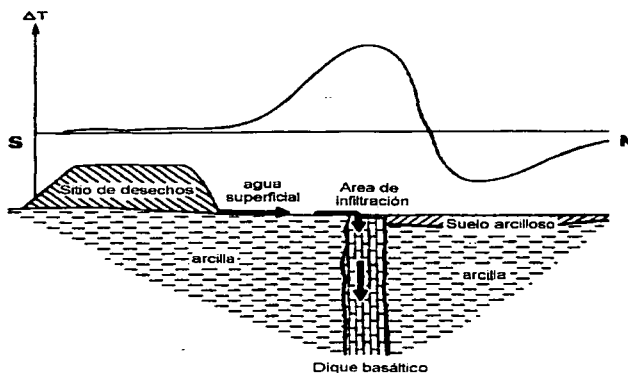
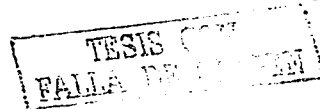


Figura iv.2.- Sección de intensidad magnética total. El trayecto de las filtraciones en un dique basáltico penetra una barrera de arcilla (Tomado de Vogelsang, 1995).

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO PILOTO Y OBJETIVOS.

El área de estudio piloto elegida, que es el vertedero de desechos sólidos urbanos de Matatlán, se localiza dentro del municipio de Tonalá, Jalisco, a unos 15 kilómetros al este de la Ciudad de Guadalajara. Este vertedero se asienta en uno de los flancos del Cañón del Río Santiago (Fig. iv.3), un poco arriba de los 1500 metros sobre el nivel medio del mar. En el capítulo III se ha descrito la geología en que está enmarcado el vertedero.

El vertedero de Matatlán, también conocido como de Coyula, era hasta noviembre de 1999 una entidad en plena actividad, recibiendo hasta esa fecha y de manera ininterrumpida



desde 1985, una deposición aproximada a las 2000 tons/día de desechos urbanos y caseros. El sitio no puede considerarse como un relleno sanitario pues no ha sido diseñado como tal desde sus orígenes. La morfología del sitio aparentemente no ha permitido el establecimiento de un relleno, ya que el área que se eligió para su creación es una especie de isla-meseta, flanqueada por cañones de paredes subverticales, que dificultarían la creación de un relleno.

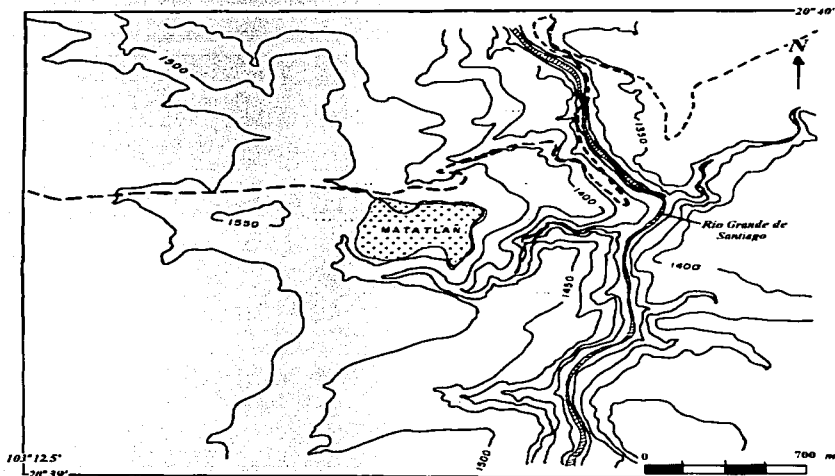


Figura iv.3.- Ubicación del sitio piloto de Matatlán (área punteada), a un costado del Cañón del Río Santiago y topografía local, en metros sobre el nivel del mar.

En sus inicios el sitio era un tiradero a cielo abierto. Durante varios años fue controlado por una empresa privada cuyos trabajos disponen la basura en capas intercaladas con materiales autóctonos de grano grueso, esencialmente terrigenos y balastres de fragmentos andesíticos y tobáceos; esto permite la aceleración de los procesos fisicoquímicos de descomposición del material orgánico, y la liberación de gases orgánicos no contaminantes a la atmósfera. Incluso es apreciable la presencia de pisos formados por grandes bloques andesíticos, especialmente en el suroeste del vertedero. Estos bloques andesíticos se han depositado en esta parte del vertedero para rellenar grandes oquedades.

La distribución de la mezcla de desechos más balastres ha dependido de la topografía del lugar, cuya historia sólo se conoce indirectamente por fuentes orales. La única información fidedigna anterior al vertedero con que se cuenta es una foto aérea (no incluida aquí), que muestra una serie de montículos artificiales de génesis prehispánico. A la fecha de la foto el área tenía un carácter agrícola, de manera que la topografía del basamento rocoso se considera totalmente desconocida.

La topografía antigua del área fue modificada primero con maquinaria pesada, y posteriormente con los trabajos de deposición, control y esparcimiento de los desechos sólidos.

Entonces no debe extrañar que algunas estructuras prehispánicas hayan sido sepultadas y por lo tanto su influencia se pueda apreciar en los campos potenciales medidos.

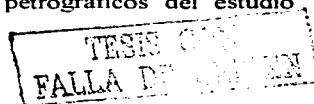
Al momento de los levantamientos magnéticos y gravimétrico el vertedero mostraba una evolución dividida por tres zonas alargadas en sentido norte - sur: 1) una sección inactiva en el oeste, y que fue la zona donde se realizaron tres de las cuatro campañas geofísicas de medición. Es donde inició la formación del vertedero; 2) una parte central deprimida, donde se realizó el cuarto levantamiento geofísico, y que se estaba cubriendo con la mezcla de desechos + balastres; y 3) el área activa del vertedero, dispuesta en su sector este, en la que la deposición se estaba llevando a cabo de este a oeste, y que cubría aproximadamente un 35 % del vertedero.

Tabla iv.Ia.- Descripción macroscópica de muestras de afloramientos de los bordes del sitio de Matatlán.

Nº de muestra	DESCRIPCION MACROSCOPICA			
	Textura macroscópica	Color	Alteración	Observaciones
M1	Afanítica	Gris claro con motes pardos.	Oxidación intensa	La roca se presenta muy alterada, con manchones de oxidación; también se presenta fracturada.
M2	SIN MUESTRA DE MANO.			
M3	Afanítica	Gris claro con puntos rojos	Puntos rojos producto de oxidación.	Roca gris con gran cantidad de puntos rojo pardos producto de la alteración de ferromagnesianos
M5	Vitroclástica, con pérfidos de feldespatos	Pardo con tintes rojo óxido.	No se aprecia ninguna alteración, sin embargo, la muestra es muy porosa con una textura terrosa, evidenciando alteración.	Por el tamaño de la muestra no se pueden apreciar bien las características texturales; sin embargo, microscópicamente se observa la textura autáxica.
M6	Afanítica	Gris claro con motes pardos.	Manchas de oxidación (hematización).	La muestra presenta pequeñas manchas de alteración. También se distinguen algunos minerales blancos alterados, que rellenan abundantes vesículas.
3*	SIN MUESTRA DE MANO.			

La actividad, constituida por el despliegue de maquinaria pesada y por el tráfico de camiones de carga, no permitió la cobertura total de la extensión del vertedero mediante las técnicas potenciales. En particular, las mediciones magnéticas se deben realizar a una distancia prudente de objetos tales como los vehículos que circulan dentro del vertedero. Además, el borde oeste del vertedero es flanqueado por líneas de alta tensión, que afortunadamente se hallan a una altura considerable. Por otra parte, el gravímetro empleado es bastante susceptible a las vibraciones provocadas por los vehículos pesados.

Como se expuso en el capítulo III, las características geológicas de la zona son muy peculiares. Es un ambiente de límite entre dos grandes provincias geológicas: la Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Ambas pueden imponer o sobreponer su estilo estructural en la región del depósito. La base del mismo está formada por andesitas basálticas y tobas ácidas, de acuerdo a los resultados petrográficos del estudio



realizado (Tablas iv.1a y iv.1b), y que parecen proceder de emisiones volcánicas del cerro de la Reyna; estos afloramientos exhiben un alto grado de fracturamiento, cuya génesis puede deberse a una combinación de fracturas de origen tectónico (caracterizando una porosidad secundaria) con fracturas debidas al enfriamiento propio de este tipo de materiales volcánicos (caracterizando una porosidad primaria). El origen tectónico se precisa por la observación de estrias de falla en un plano de fallamiento hallado en uno de los afloramientos.

Tabla iv.1b.- Descripción microscópica de muestras de rocas del basamento volcánico en el área del vertedero de Matatlán.

Nº de muestra	DESCRIPCION MICROSCOPICA					
	Textura microscópica	Minerales esenciales	Minerales accesorios	Alteraciones	Clasificación	Observaciones
M1	Ilialofítica intersertal	Matriz formada por microlitos de plagioclasas y algunos pórfidos con bordes alterados por corrosión.	Augita y magnetita	En general la muestra presenta devitrificación de la matriz; se observan plagioclasas sericitizadas y en algunas partes se aprecia epidota en pequeñas cantidades	Andesita basáltica	La muestra está compuesta de una matriz vítrea con textura de flujo, en donde flotan pórfidos de cristales cuhedralos de plagioclasas, sin halos de alteración, lo que indica que éstos cristalizaron dentro de la cámara magnética. Se observan además fragmentos de roca alterados
M2	Ilialofítica intersertal.	Matriz formada por microlitos de plagioclasas y algunos pórfidos de plagioclasas subhedrales y cuhedralos.	Microlitos de hiperstena, vidrio devitrificado de color pardo rojo.	Clorita y sericita	Andesita basáltica	La muestra presenta un mosaico de microlitos de feldespatos entrelazados. Los pórfidos de feldespatos presentan una textura de coadera, producto de disolución magnética.
M3	Ilialofítica intersertal	Matriz formada por microlitos de plagioclasas y algunos pórfidos de plagioclasas.	Microlitos de piroxenos, vidrio devitrificado de color pardo rojo.	Clorita en minerales de sección cuadrada, sericita en plagioclasas y procesos de devitrificación.	Andesita basáltica	La muestra presenta un mosaico de microlitos de feldespatos entrelazados. Los pórfidos de feldespatos presentan una textura de coadera, producto de disolución magnética.
M5	Eutaxítica o textura de flujo.	Pórfidos de plagioclasas subhedrales con inclusiones de apatito, matriz de vidrio..	Pórfidos de augita; apatita.	La muestra presenta devitrificación de la matriz; plagioclasas sericitizadas; en algunas partes pequeñas cantidades de epidota.	Toba ácida vitroclástica.	Muestra compuesta por una matriz vítrea con pórfidos de cristales cuhedralos de plagioclasas sin halos de alteración, lo que indica su cristalización dentro de la cámara magnética. Se observan además fragmentos de roca alterados.
M6	Intersertal	Mosaico de microlitos de plagioclasas y pórfidos de plagioclasa con textura tamiz, con recristalización en los bordes.	Augita, magnetita, clorita.	Clorita	Andesita basáltica.	Mosaico de microlitos de plagioclasas con pórfidos de plagioclasas alteradas presentando la textura tamiz, producto de la corrosión del magma; Los minerales secundarios son producto de la alteración por intemperismo y algunos productos de la oxidación al ser destruidos.
3*	Ilialofítica.	Mosaico de microlitos de plagioclasas y pórfidos de plagioclasa con textura tamiz, con recristalización en los bordes.	Fragmentos de piroxenos y anfíboles alterados. Gran cantidad de magnetita.	Clorita.	Andesita basáltica.	Muestra muy alterada. Se distingue gran abundancia de clorita y hematita por oxidación. Se observan pórfidos de plagioclasas con los bordes corroídos y textura tamiz.

TESIS CON
FALLA DE CORREN

Es notable la existencia de grandes cantidades de lixiviados, particularmente en el verano, cuando las altas precipitaciones pluviales provocan que los escurrimientos aumenten. A pesar de la existencia de fosas de captación para los lixiviados en la periferia del sitio, el alto grado de fracturamiento en el basamento andesítico podría permitir la migración sin control de lixiviados hacia unidades o puntos fuera del vertedero, lo que puede impactar seriamente al entorno, que es considerado por su carácter global como un área natural que debe protegerse.

Como fue mencionado anteriormente, el vertedero se encuentra en una especie de isla — meseta, bordeada por tres cañones. Por el este, y siguiendo un sentido NW-SE, corre el Cañón del Río Santiago. El flanco sur es recorrido por el denominado Cañón del Río Coyula. El N está limitado por un pequeño cañón que intersecta al Cañón del Río Santiago con un sentido NE-SW. El Cañón del Río Coyula serpentea primero con un sentido W-E, luego NE-SW y termina intersectando al del Río Santiago con un sentido W-E otra vez, aunque de manera difusa.

Para comprender el carácter fracturado y fallado del basamento del vertedero, se realizaron tres levantamientos magnéticos y uno gravimétrico de detalle, en zonas en las que no se estaban depositando los desechos. Estos levantamientos cubren los requerimientos de los estudios ambientales y geotécnicos, en los que los métodos geofísicos se concentran en regiones espacialmente limitadas que involucran profundidades de investigación someras. La información de estos levantamientos fue analizada mediante técnicas convencionales y recientemente desarrolladas: 1) continuaciones analíticas y gradientes, y reducción al polo y transformada pseudogravimétrica para el caso de los datos magnéticos, 2) interpretaciones directas, 3) interpretaciones inversas, 4) análisis de tendencias que se correlacionan con mediciones de los azimuts de las fracturas en varios afloramientos del basamento, aplicando una técnica denominada "micromagnética" (Logachev y Zajarov, 1978), 5) el uso de la deconvolución de Euler, 6) de la señal analítica, y 7) del Teorema de Gauss. Las últimas cuatro técnicas son de reciente desarrollo o no han sido aplicadas en la solución de problemas de contaminación.

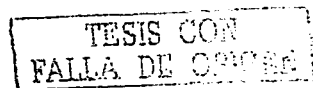
Otras actividades complementarias realizadas contemplaron mediciones de azimuts de fracturas en varios afloramientos del basamento, cuya disposición en histograma radial se correlaciona con los resultados de la denominada técnica micromagnética; por otra parte, la adquisición de muestras de rocas de los mismos afloramientos posibilitó la descripción de la petrografía y las mediciones de parámetros paleomagnéticos en laboratorio. El conocimiento de las propiedades magnéticas de las rocas existentes en los sitios en estudio es de mucha ayuda al intentarse una interpretación cuantitativa.

La contribución en este estudio es la aplicación sinérgica de las técnicas antes mencionadas a delimitar fracturas y fallas del basamento del vertedero.

METODOLOGIAS EMPLEADAS.

Después de esta introducción se describirán someramente las técnicas empleadas. El carácter de los levantamientos magnéticos aplicados a la solución de problemas de impacto ambiental es netamente terrestre. Las observaciones se realizan a intervalos cerrados, lo que permite una alta resolución de fuentes cercanas a la superficie. Sin embargo, este procedimiento implica un compromiso, porque las observaciones son susceptibles a anomalías locales que se originan de rasgos culturales y de variaciones de magnetización en rocas someras. Si el sensor se coloca a varios metros sobre la superficie, éstos y otros efectos de alto gradiente se minimizan.

Dentro de la geofísica ambiental las distancias entre mediciones suelen ser de entre 1 y 20 metros, dependiendo de los objetivos perseguidos. En Matatlán fueron cubiertas tres secciones diferentes en las secciones central y oeste. En dos de estas secciones se levantaron mediciones



magnéticas cada 2 metros cubriéndose dos superficies, una de 2304 m² y la otra de 4844 m²; de esta manera se obtuvieron 625 y 1024 mediciones, respectivamente. Sobre el área restante las distancias de medición fueron de 5 metros entre estaciones, y 10 metros entre líneas, incluyendo al levantamiento gravimétrico, cubriéndose un área aproximada a los 87500 m², y obteniéndose 2535 valores de campo (Fig. iv.4). Con estas distancias se cubrieron las metas trazadas para este trabajo. La Figura iv.4 incluye también los levantamientos realizados con las técnicas de VLF, tomografía eléctrica y potencial natural.

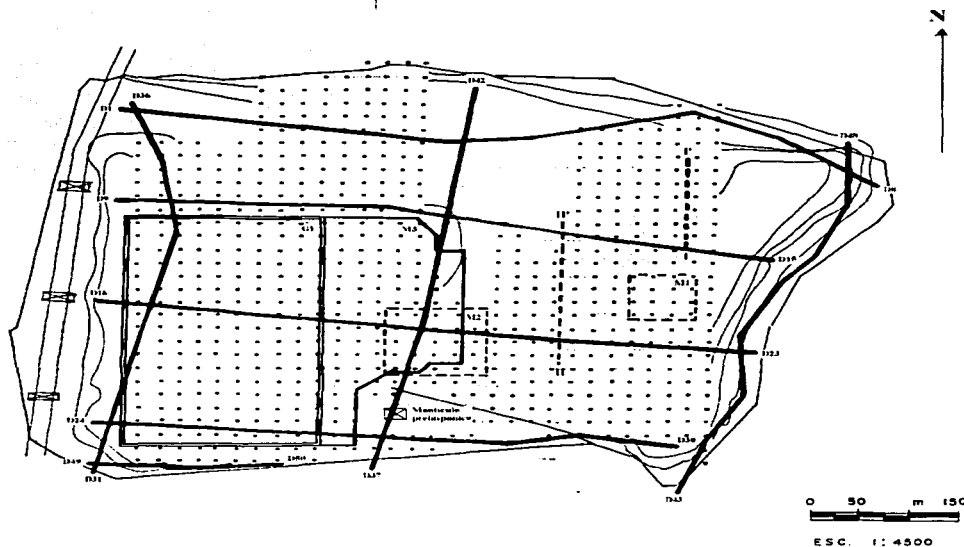


Figura iv.4.-Esbozo de las áreas de los levantamientos magnéticos y gravimétrico en Matatlán. Áreas señaladas: M1, M2 y M3, levantamientos magnéticos; G1, levantamiento gravimétrico; D1-D8, perfiles de tomografía resistiva; I-I' y II-II', secciones de potencial natural. Los puntos corresponden al levantamiento con la técnica de VLF.

Interpretación cualitativa.

La interpretación cualitativa de un mapa de anomalías comienza con una inspección visual de la forma y tendencia de las anomalías mayores. Después de delinear las tendencias estructurales, se hace un examen más detallado de los rasgos característicos de cada anomalía individual. Estos rasgos son: (a) las amplitudes y posiciones relativas de las partes positiva y negativa en una anomalía magnética, (b) la elongación y extensión superficial de los contornos, y (c) la agudeza de las anomalías mostrada por el espacio entre contornos.

Las tendencias de anomalías mayores pueden extenderse y correlacionarse con fallas regionales, siguiendo los ejes de grandes estructuras como las fosas tectónicas. Rasgos amplios de anomalías magnéticas positivas se pueden explicar por la existencia de amplias zonas de gran

TESIS CON
FALLA DE COPIAR

magnetización en el basamento. La terminación abrupta, la dislocación y el repentino curvado de los contornos de anomalías positivas son sugestivos de partes bajas o hundidas e indican fallamientos del basamento.

En el procesamiento tradicional de datos de campos potenciales se hallan diversos tipos de filtrados matemáticos que llevan diferentes fines. Estos incluyen:

a).- Continuaciones analíticas, que consisten en ascender o descender el nivel de mediciones de campo. Cuando se realizan trabajos aéreos una continuación hacia abajo descubre anomalías más pequeñas y de mayor amplitud. La continuación ascendente, por el contrario, tiende a eliminar los rasgos más pequeños del campo de las anomalías.

b) Derivadas verticales, que es un proceso que implica una derivación del campo en el sentido del eje z. La primera y la segunda derivadas verticales son las que proporcionan mayor información, realizando a las anomalías y ayudando a discernir límites de cuerpos-fuente, especialmente cuerpos pequeños y someros. En áreas de pequeñas anomalías magnéticas, el gradiente realza las anomalías que se originan de material ferrimagnético.

c) En el caso de las anomalías magnéticas, la reducción al polo es un procesado que ayuda a eliminar o paliar el efecto dipolar de las anomalías. Este asume matemáticamente que las mediciones han sido realizadas en cualquiera de los polos magnéticos, cuyos ejes difieren o están desviados por aproximadamente 11° de los polos geográficos. De esta manera, la cuestión se reduce simplemente a interpretar en forma más sencilla los rasgos anómalos, quedando éstos casi a la vertical de los cuerpos-fuente. En la actualidad el polo magnético negativo se localiza en el sur geográfico, mientras que el positivo se halla en el norte geográfico. Cualquier objeto magnético que obtiene su campo propio por inducción del campo magnético terrestre debe quedar polarizado.

d) Transformación pseudogravimétrica. Este procesado también se lleva a cabo sobre las anomalías magnéticas, y se refiere a una traslación del campo a conductas monopolares, reduciéndose aún más el aspecto dipolar de los rasgos anómalos. Se considera matemáticamente como el gradiente vertical de la reducción al polo.

e) Gradientes horizontales. Un gradiente horizontal se puede determinar como la pendiente o razón de cambio del campo anómalo con un desplazamiento horizontal. El gradiente horizontal es muy útil para definir las orillas y profundidades de cuerpos (Telford et al., 1990). En muchos casos es más eficaz emplear la magnitud del gradiente que la magnitud de la intensidad del campo. Esto es importante en el caso de anomalías complejas, cuando los campos de cuerpos pequeños y grandes se superponen entre sí.

Todo este procesado tradicional de los datos de anomalías magnéticas y gravimétricas se desarrolló en el dominio de Fourier, aplicando la ecuación de Poisson.

Interpretación cuantitativa

Para analizar el origen de las anomalías gravimétricas detectadas en la sección oeste del vertedero de Matatlán se emplearon las técnicas de modelado directo y por inversión usadas en el capítulo II. En el caso de las anomalías magnéticas, se utilizó un programa que realiza interpretaciones directas. En general, las técnicas empleadas para interpretar datos magnéticos y gravimétricos son muy semejantes entre sí. Sin embargo, hay dos factores que complican la interpretación de datos magnéticos: (1) la naturaleza dipolar del campo magnético, y (2) el parámetro adicional introducido por la dirección de magnetización de las rocas.

TESIS CON
FALLA DE COPIEN

Correlación con sistemas de fracturas: micromagnetometría

La expresión "micromagnetometría" se refiere a un método aplicado sobre anomalías normalmente débiles (Logachev y Zajarov, 1978); esta técnica no está sustentada en bases matemáticas formales, porque no es fácil cuantificar la "debilidad" de las anomalías. Es una técnica empírica susceptible de modificaciones, y es en esencia el uso del método magnético para la investigación petrográfica a poca profundidad. El método se aplica en condiciones de poca profundidad de la roca estudiada y ausencia de fuertes anomalías provocadas por fuentes muy locales o muy someras. Aún así, ha sido posible adaptarle y modificarle para nuestros objetivos, filtrando o evitando algunos rasgos de fuerte intensidad magnética de los datos.

En esta técnica, los datos de anomalía de campo se grafican bajo escalas apropiadas, a intervalos cerrados. Cada isolínea se secciona en tramos cortos, y en el punto medio de cada uno de estos tramos se mide un azimut. Los azimuts medidos son graficados en un histograma polar. Estos histogramas suelen presentar tendencias claras de estructuras involucradas en el subsuelo, y si se realizan mediciones azimutales de fracturas de rocas en el área de estudio, a los resultados se les puede dar un mayor fundamento geológico.

Deconvolución de Euler y señal analítica; inferencia de profundidad de fuentes de anomalías potenciales.

Uno de los problemas más importantes de la Geofísica es la inferencia y localización de los cuerpos que producen anomalías. A partir del trabajo clásico de Peters (1949), se ha sostenido un gran esfuerzo para implementar y desarrollar técnicas que proporcionen estimaciones exactas de profundidades a partir de datos magnéticos (Thompson, 1982).

Los datos magnéticos en particular son rutinariamente interpretados para estimar profundidades o localizar las fuentes (Vacquier et al., 1951); las técnicas geofísicas se aplican actualmente a problemas ambientales para ayudar a delinear rasgos geológicos y antropogénicos. Muchos algoritmos de procesamiento se han propuesto para ayudar a tales estimaciones. Entre estas técnicas hay estimaciones basadas en el análisis espectral y la estadística cuántica (Spector y Grant, 1970), localización de fronteras mediante el cálculo de gradiente horizontal del campo pseudogravimétrico (Cordell y Grauch, 1970), o la aplicación de la magnitud del gradiente total o SEÑAL ANALÍTICA (Nabighian, 1972; 1974; 1984; Hansen et al., 1987), aunque este estimador es algo ruidoso (Hansen et al., 1987).

Algunos métodos de procesado automático de perfiles combinan la localización de la fuente y la estimación de profundidades, ajustando modelos (Hartman et al., 1971; Jain, 1976), localizando los vértices de modelos poligonales (O'Brien, 1972) o calculando a partir de modelos tales como prismas elementales y placas delgadas (Koulomzine et al., 1970; Naudy, 1971). La técnica de Werner (1953), bajo subsecuentes modificaciones (Hartman et al., 1971), se había considerado como la más exitosa hasta hace dos décadas, aunque su dependencia en las formas de las fuentes le resta solidez (Thompson, 1982). Thompson (1982) describe un método que aplica la ecuación homogénea de Euler sobre un perfil magnético reducido al polo. Recientemente se ha mostrado que se puede aplicar a datos de intensidad total (Reid et al., 1990); podría ser igualmente aplicable a datos gravimétricos. Aparentemente no queda mucho por escudriñar acerca de la aplicabilidad y utilidad de esta técnica. Sin embargo, hemos hallado que es bastante útil para detectar tendencias y alineamientos estructurales agrupados por rangos de profundidades. Las mediciones de azimuts de fallas y fracturas nos permite establecer correlaciones con los azimuts de los lineamientos mostrados con la deconvolución de Euler.

TESIS CON
FALLA DE COPIEN

a) Teoría de la deconvolución de Euler.

La técnica de Thompson (1982) se basa en la solución, mediante la convolución de un operador, de la ecuación homogénea de Euler, cuya expresión surge de considerar una función de tres variables $f(x,y,z)$, z positivo hacia abajo. $f(x,y,z)$ es homogénea de grado n si

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z)$$

Siendo $f(x,y,z)$ homogénea, se debe satisfacer la ecuación

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf$$

que se conoce como la ecuación de homogeneidad de Euler (Thompson, 1982). Supóngase ahora que $f(x,y,z)$ tiene la forma funcional general

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N}$$

donde $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$, y $N = 1, 2, 3, \dots$, G no depende de (x, y, z) . Esta ecuación es homogénea de orden $n = -N$. Muchas fuentes magnéticas puntuales satisfacen la forma de esta ecuación (Thompson, 1982). La relación entre estas fuentes simples y los datos magnéticos medidos se puede discutir considerando una "fuente puntual" (un dipolo magnético, una masa puntual, etc.) localizada en el punto (x_0, y_0, z_0) . La intensidad magnética total tendría la forma general

$$\Delta T(x, y) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0]$$

La ecuación de Euler para esta expresión se puede escribir como

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y)$$

en la superficie, $z=0$.

Reordenando tenemos

$$x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} - x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + y \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - y_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y)$$

Los gradientes pueden ser calculados o medidos, así que x_0 , y_0 y N son las únicas cantidades desconocidas. Las coordenadas (x_0, y_0, z_0) representan la localización y profundidad de la fuente puntual, y N , que es el grado de homogeneidad de la ecuación, representa al tipo de fuente y es llamado el *índice estructural* (Thompson, 1982).

Recientemente se han bosquejado y desarrollado expresiones modificadas para la ecuación de Euler, como

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = N(B - \Delta T)$$

donde B es un valor regional de ΔT (Reid et al., 1990). N es la razón de cambio de un campo con la distancia. La Tabla iv.11 resume valores de N para diferentes formas y cuerpos.

La forma de aplicar la técnica consiste en calcular o medir los gradientes, localizar o proponer una ventana cuadrada de 3 o más puntos, proponer valores de N apropiados a cada caso particular, y resolver la ecuación usando técnicas de inversión de matrices (por ejemplo, descomposición de Cholesky o la inversión generalizada de Moore-Penrose; Lawson y Hanson, 1974). Finalmente, se grafican los mapas de las soluciones considerando un mapa para cada índice y usándose un símbolo con un tamaño proporcional a la profundidad z_0 (Reid et al., 1990).

TESIS CON
FALLA DE CALIBRE

Los resultados de esta técnica han sido muy exitosos (Thompson, 1982; Reid et al., 1990; Yaghoobian et al., 1997) dada la ventaja de independencia de la forma de las fuentes.

Tabla iv.II.- Índices estructurales y modelos relativos (Thompson, 1982; Yaghoobian et al., 1997).

Rasgo Geológico	Modelo Cultural	Modelo Simple	Nº de Dimensiones	Índice Estructural
Contacto	Orilla de un gran tanque	Línea de dipolos	3(X,Y,Z)	0.0
Falla	Escalón alto	Línea de dipolos	2(X,Z)	0.5
Manto	Láminas horizontales	Línea de polos	2(X,Y)	1.0
Dique	Láminas verticales	Línea de polos	2(Z,X-Y)	1.0
Cilindro, tubo Horizontal	Tuberías, tambos	Línea de dipolos	1(X-Y)	2.0
Tronco	Muro	Polo puntual	1(Z)	2.0
Esfera	Tanque	Dipolo puntual	0	3.0

b) Teoría de la señal analítica.

Además del análisis de Euler, se está incrementando la atención al uso de las señales analíticas en tres dimensiones (Nabighian, 1984; Roest et al., 1992; MacLeod et al., 1993). El principio general detrás de esta técnica puede ser ilustrado esquemáticamente en la Figura iv.5. Dada una anomalía magnética, se puede derivar numéricamente en las tres direcciones cartesianas para proporcionar la señal analítica, cuya amplitud en cualquier punto (x,y) está dada por

$$|A(x,y)| = \left[(\partial T / \partial x)^2 + (\partial T / \partial y)^2 + (\partial T / \partial z)^2 \right]^{1/2}$$

Donde T es el campo medido en (x,y).

La amplitud de la señal analítica tridimensional del campo magnético total produce máximos sobre los límites horizontales de fuentes magnéticas sin tomar en consideración su dirección de magnetización (MacLeod et al., 1993; Parlowski et al., 1995).

De la forma de la señal analítica resultante, se obtienen soluciones como la localización (x,y,z) de la fuente. La distancia entre los puntos de inflexión de la señal analítica es directamente proporcional a la profundidad a la cima de la fuente magnética. Se ha demostrado que soluciones de Euler y de señal analítica se pueden usar para producir un modelo integrado de la estructura causativa magnetizada: la señal analítica se usa para delinear los contrastes magnéticos y dar estimaciones de sus profundidades aproximadas, mientras que la solución de Euler proporciona una interpretación más detallada a profundidad (Roest et al., 1992; Parlowski et al., 1995). Se debe acotar que el uso de la señal analítica puede aplicarse también a datos de gravedad o a una combinación de datos de campos potenciales.

En aplicaciones ambientales someras, fuentes que se hallan a profundidades menores a un metro dan origen a señales de muy alta frecuencia que son difíciles de resolver usando cualquiera de estas dos técnicas (Reynolds, 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

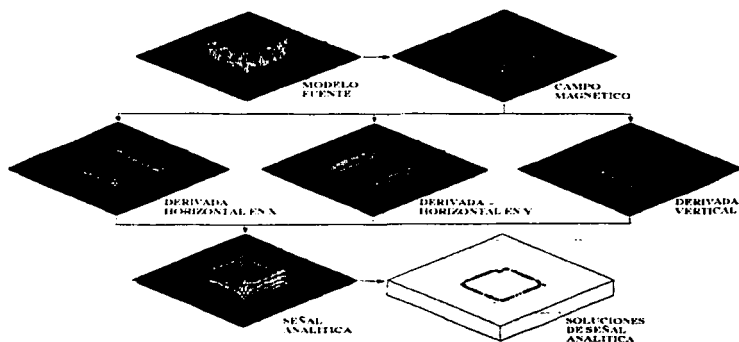


Figura iv.5.- Esquema del método de la señal analítica. Las derivadas se calculan de la anomalía de campo total sobre un prisma y se combinan para dar el valor absoluto de la señal analítica (De acuerdo a Roest et al., 1992).

Estimación de masa mediante el Teorema de Gauss

El teorema de Gauss ha sido empleado para estimar masas anómalas a partir de anomalías gravimétricas en diversas circunstancias, tales como en prospección minera (Hammer, 1945; Goetz, 1958), en el estudio de calderas volcánicas (Yokoyama, 1983, 1987) o en la investigación de estructuras de impacto (e.g., Innes, 1961; Campos et al., 1998), pero hasta ahora no se ha aplicado a cuestiones ambientales. De esta manera, se aplica el teorema de Gauss para estimar la masa compuesta por la mezcla de desechos sólidos y terrígenos en una sección del vertedero controlado de Matatlán, a partir de la anomalía gravimétrica residual obtenida en tal sección.

El teorema de Gauss establece que la cantidad total de masa anómala es directamente proporcional a la anomalía gravimétrica residual:

$$\Delta M = \left(\frac{1}{4\pi G} \right) \int_s \mathbf{A} \cdot \mathbf{n} \, dS$$

donde ΔM es la masa anómala, G la constante gravitacional, s cualquier superficie que delimite completamente a la masa anómala, \mathbf{A} la atracción residual de gravedad, y \mathbf{n} el vector unitario normal a la superficie. Cuando la superficie de integración s comprende sólo a la superficie terrestre, un equivalente numérico de la ecuación anterior sería:

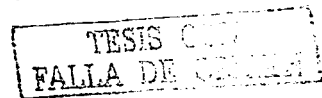
$$\Delta M = \left(\frac{1}{2\pi G} \right) \sum_{i=1}^n \mathbf{A}_{i1} \Delta S_i$$

donde \mathbf{A}_{i1} representa el valor medio de la anomalía de gravedad en el elemento de la superficie del terreno ΔS_i (por ejemplo, una celda cuadrada).

DESCRIPCION Y DISCUSION DE RESULTADOS

Interpretación cualitativa.

En una primera fase se aplicaron a los datos de los cuatro levantamientos diversos procesos, que incluyen continuaciones ascendentes y descendentes, primeras y segundas derivadas verticales, reducción al polo y transformación pseudogravimétrica. En este estudio,



sólo se describen los procesados realizados a los datos de los levantamientos que cubren la mayor área en la sección oeste del vertedero, que corresponden a los levantamientos G1 y M3 (ver Figura iv.4), aunque se incluye la descripción de los cuatro levantamientos.

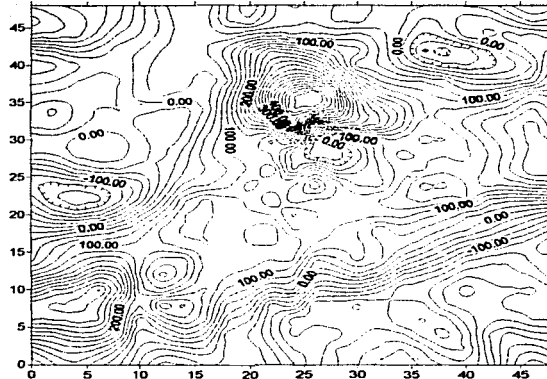


Figura iv.6.- Plano de anomalía magnética de campo total de la sección central Este de Matatlán (área M1 en la Figura iv.4). Las isolíneas están dadas cada 25 nT. El norte es paralelo a los límites verticales.

a.- Anomalías magnéticas.

Dos levantamientos magnéticos muestran la presencia de magnetismo inverso (es decir, anomalías dipolares con el polo positivo ubicado al norte), cuyo origen tiene dos explicaciones posibles: 1) la existencia o formación de pilas electroquímicas, ó 2) la presencia de cuerpos rocosos con magnetización inversa.

a.1.- Análisis del plano de anomalías magnéticas del área M1.

El plano de anomalía de campo magnético total (Fig. iv.6) de este levantamiento muestra una gran anomalía positiva en el norte y una anomalía negativa al sur, y varias anomalías más pequeñas, todas envueltas en una tendencia principal caracterizada por un gradiente con una dirección NE-SW. La gran anomalía muestra el fenómeno de inversión, mientras que las anomalías más pequeñas pudieran ser el reflejo de elementos ferrosos propios del depósito. Desde el punto de vista estructural, resulta interesante el gradiente de la parte sur, pues puede deberse a alineamientos que correspondan a estructuras tales como fallas o fracturas.

a.2.- Análisis del plano de anomalías magnéticas del área M2.

Este plano de anomalías magnéticas se localiza al norte de un montículo prehispánico. El comportamiento de estas anomalías es muy similar al de las anomalías de la sección este, sólo que ahora tenemos un mayor número de anomalías, y algunas de las más conspicuas son envueltas por tendencias NW-SE. A pesar de esa tendencia envolvente, también se logra percibir la tendencia NE-SW del anterior plano, y que parece que una está dislocando a la otra (Fig. iv.7).

TESIS CON
FALLA DE CUBEN

Además, es posible que las anomalías de forma “cuadrada” que en ella se aprecian puedan ser debidas a estructuras prehispánicas como terraplenes o basamentos de edificaciones.

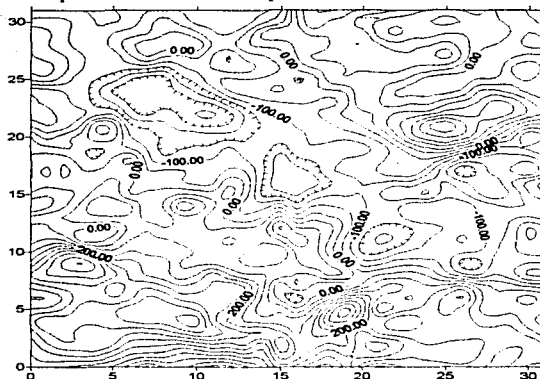


Figura iv.7.- Anomalia magnética de campo total de la sección central de Matatlán (área M2 en la Figura iv.4). Las isolíneas están dadas cada 40 nT y las coordenadas en metros. El norte es paralelo a los límites verticales.

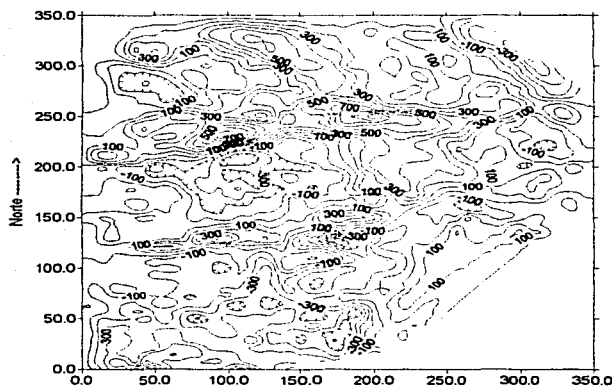


Figura iv.8.- Anomalia magnética de campo total de la sección oeste de Matatlán (área M3 en la Fig. iv.4). Las isolíneas están dadas cada 100 nT. El norte es indicado.

a.3.- Análisis del plano de anomalías magnéticas de la sección oeste (área M3).

Posteriormente a los levantamientos en las partes este y centro-sur del vertedero, se realizó un levantamiento que cubre aproximadamente el 40 % de la superficie del sitio. Debido a la forma irregular de los límites del mismo vertedero, no fue posible obtener una red de datos

TESIS CON
FALLA DE ORDEN

rectangular. El comportamiento de las variaciones de las anomalías de campo total es esbozado en la Figura iv.8. Lo más notorio en este plano son una serie de gradientes orientados preferentemente E-W, cuyas fuentes pudieran ser basamentos de estructuras artificiales o fisuramientos mayores orientados de la misma manera. Sobre estos rasgos se perciben tendencias con orientaciones similares a las que se han detectado en los anteriores levantamientos, y estos lineamientos son más perceptibles hacia el extremo NE de este plano. Entre las isolíneas se aprecia bastante bien un largo lineamiento casi N-S. Es de resaltar que el sistema NW-SE se hace presente a tres niveles: regional (capítulo I), local (capítulo III) y de detalle (este capítulo).

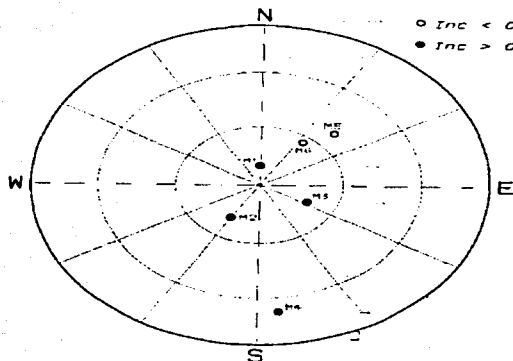


Figura iv.9.- Resultados palcomagnéticos de muestras andesíticas de Matatlán.

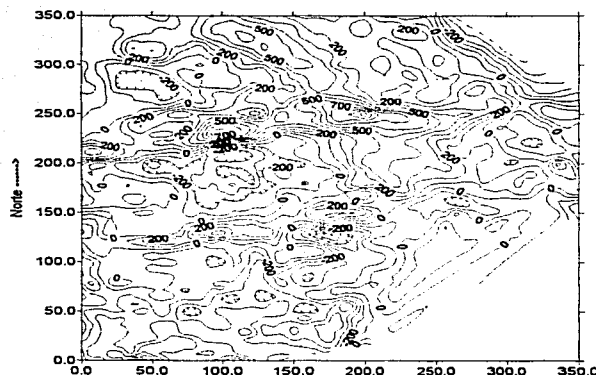


Figura iv.10a.- Continúa de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste (área M3 en la Figura iv.4) de Matatlán a un metro.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

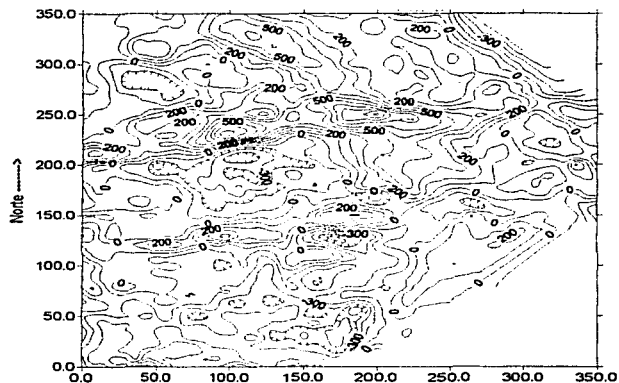


Figura iv.10b.- Continuación ascendente de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste de Matatlán (área M3 en la figura iv.4) a dos metros.

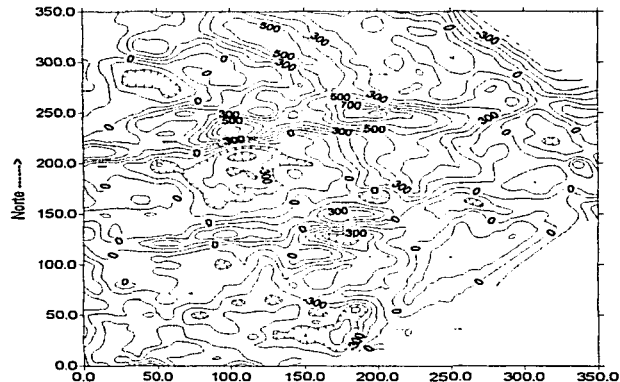


Figura iv.10c.- Continuación ascendente de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste de Matatlán (área M3 en la figura iv.4) a cinco metros.

Debido precisamente al hecho de haberse encontrado una anomalía magnética con polaridad invertida en este y los posteriores planos de anomalía magnética, se realizaron mediciones paleomagnéticas a muestras de mano obtenidas en los afloramientos presentes. De esta manera se podría comprobar el origen de tales rasgos anómalos. Los resultados de las mediciones paleomagnéticas, los procedimientos de trabajo y el sustento teórico se describen en el Anexo A del escrito. El análisis de los valores obtenidos mostró la presencia de materiales volcánicos con polaridades inversas, normales e intermedias. Esto indica que existen unidades andesíticas y tobáceas con diferentes épocas de extravasación (Fig. iv.9). Finalmente, puede argumentarse que las anomalías invertidas, y muy en particular las que se hallan en el plano de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

anomalías magnéticas del sector oeste, son debidas a materiales del basamento andesítico. Es de resaltar que las anomalías magnéticas inversas del sector oeste (Figura iv.8) presentan un ligero alineamiento E-W, que puede ser el alineamiento de las estructuras volcánicas.

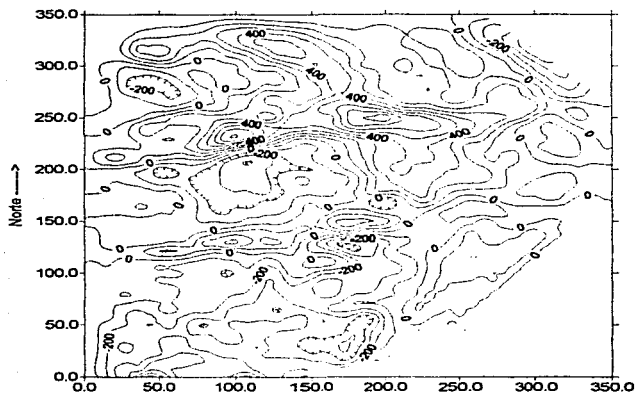


Figura iv.10d.- Continuación ascendente de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste de Matatlán (M3 en la Fig. iv.4) a diez metros.

a.4.- Continuaciones analíticas de anomalías magnéticas de la sección oeste.

Se realizaron prolongaciones ascendentes a 1, 2, 5 y 10 metros, y continuaciones descendentes a 2 y 5 metros. En general una anomalía de campo potencial se suaviza conforme aumenta la altura de la continuación ascendente, sin embargo, se observa que de uno a cinco metros de continuación las anomalías principales se conservan (Figs. iv.10a y iv.10b). Este comportamiento persiste en la prolongación 5 metros hacia arriba; en particular los pequeños rasgos no se han filtrado del todo (Fig. iv.10c). A 10 metros de continuación ascendente la situación es diferente, pues los pequeños rasgos casi desaparecen por completo, dando oportunidad a que se aprecien mejor las anomalías y tendencias lineales que parecen indicar estructuras bidimensionales como fallas, especialmente de dirección NE-SW y NW-SE, que se distinguen mejor en la parte norte y central (Fig. iv.10d). Las prolongaciones descendentes nos permiten apreciar que las fuentes de los rasgos no parecen estar muy someras, porque se llega con dichas prolongaciones al interior del basurero y se siguen percibiendo los rasgos anómalos principales (Figs. iv.11a y iv.11b).

a.5.- Derivadas verticales del campo de la sección oeste continuado a 10 metros.

Debido a que las derivadas verticales obtenidas sobre el campo de anomalías presentaba ruido, se decidió calcular dichas derivadas sobre el mismo campo continuado a 10 metros. Observando ambos planos de derivaciones verticales se aprecia una mejor resolución de los lineamientos en el primero, con una notable serie de rasgos que tienden oeste-este (Figs. iv.12a y iv.12b). Ahora hay similitud entre la primera derivada vertical y el plano de continuación hacia abajo a 5 metros, en cuanto al comportamiento de las isocintas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

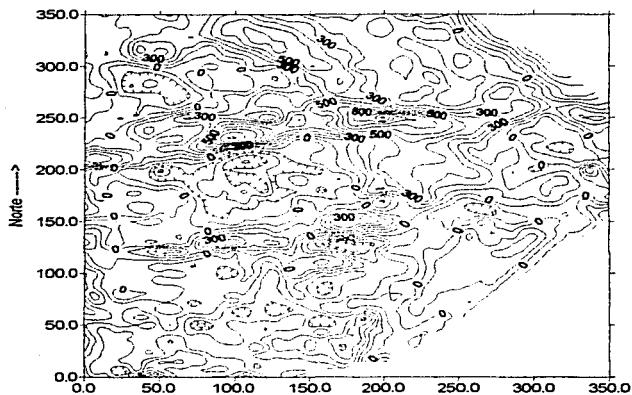


Figura iv.11a.- Continuación descendente de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste de Matatlán a dos metros.

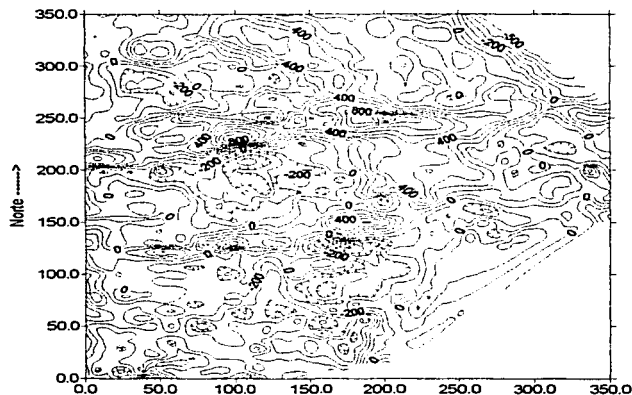


Figura iv.11b.- Continuación descendente de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste de Matatlán a cinco metros.

a.6.- Reducción al polo del campo de anomalías magnéticas de la sección oeste.

En el resultado de este procesado se observa el mismo comportamiento que el de la anomalía magnética correspondiente a la Figura iv.8 (Fig. iv.13a). Subsisten tendencias lineales que se asocian a estructuras bidimensionales. Estas tienden en dirección oeste-este, aunque también ocurren lineamientos con tendencias NW-SE (muy visibles en la parte norte de la sección) y NE-SW (observables en la parte sur).

TESIS
FALLA DE ORIZÓN

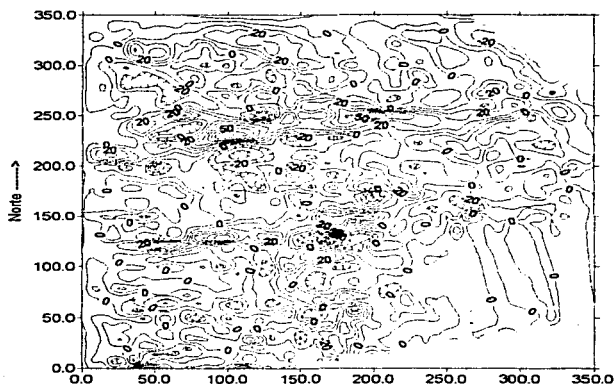


Figura iv.12a.- Primera derivada vertical de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste (M3 en la Fig. iv.4) de Matatlán.

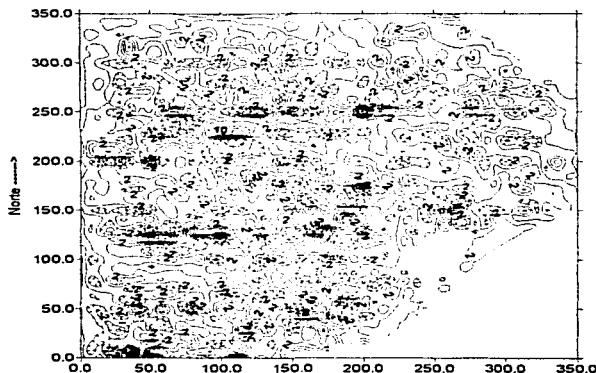


Figura iv.12b.- Segunda derivada vertical de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste (M3 en la Fig. iv.4) de Matatlán.

a.7.- Transformación pseudogravimétrica.

Este proceso muestra un patrón más fácilmente analizable que el aportado por la reducción al polo, pues desaparece por completo el rasgo dipolar de las anomalías (Fig. iv.13b). Así se tiene la presencia bien definida de tres rasgos negativos (magnetización menor o hundimientos) en la parte oeste del plano, mientras que dos rasgos positivos aparecen en la parte Este. Uno de estos últimos, localizado en la parte norte, se alarga con la tendencia NW-SE ya descrita. Es interesante destacar la forma que tiene la anomalía negativa ubicada en el centro del plano. Esta forma hace pensar en un bloque afallado.

TESIS CON
FALLA DE COPIA

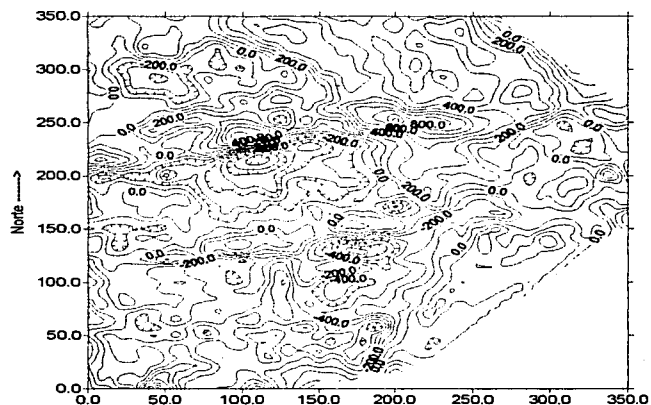


Figura iv.13a.- Reducción al polo de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste (M3 en la Fig. iv.4) de Matatlán.

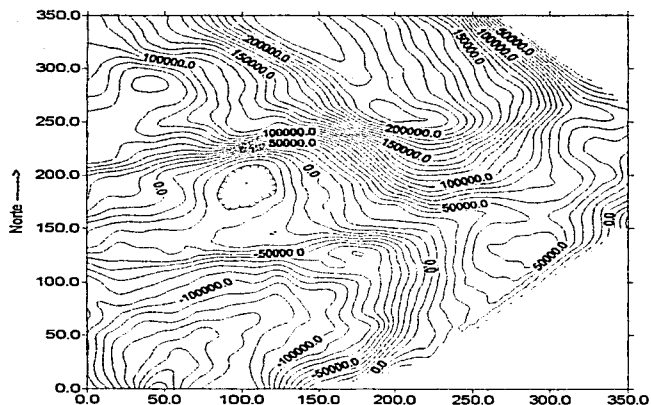


Figura iv.13b.- Transformación pseudogravimétrica de la anomalía magnética de campo total de la sección oeste (M3 en la Fig. iv.4) de Matatlán.

b.- Anomalías gravimétricas.

b.1.- Anomalía residual compuesta.

El campo de la anomalía residual de primer orden (Fig. iv.14) presenta varios rasgos entre los que destaca un claro patrón general que parece ser debido a una deficiencia de masa en la parte norte. Este rasgo cubre casi la mitad de la sección, y se caracteriza por un gran mínimo

TESIS CON
FALLA DE ORIGINAL

delimitado por el mayor gradiente del plano observado que tiende casi NE-SW en la parte este, y E-W en la parte oeste. Es muy difícil apreciar e indicar la presencia de una estructura local tipo falla con esas tendencias, pero si la posible existencia de una depresión rellena con un paquete de desechos sólidos más terrigenos con un espesor más o menos apreciable; esto resalta claramente en la interpretación directa y por inversión que se describen subsecuentemente. Más extraño y difuso parece ser el mínimo anómalo que ocurre norte-sur en la parte oriental de la sección, pues podría representar una fractura o falla con una especie de apertura horizontal. Es de patentizar su carácter bidimensional y su posición paralela con el Cañón del Río Santiago descrita.

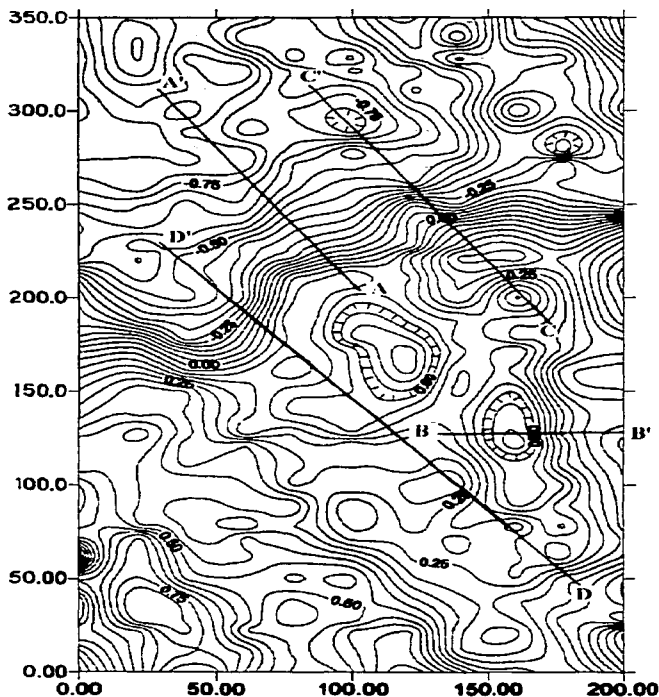


Figura iv.14.- Anomalia residual de primer orden, sección oeste de Matatlán. Las isolíneas están en miligales. Las líneas rectas que atraviesan al campo corresponden a secciones interpretadas (área G1 en la Fig. 4).

b.2.- Gradientes horizontales.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

Los gradientes horizontales obtenidos del residual gravimétrico aportan resultados interesantes. Destacan hundimientos limitados por estructuras orientadas W-E y NE-SW. Es clara además la presencia de lineamientos orientados N-S, especialmente cerca del margen oriental de ambos gradientes (Figs. iv.15). El gradiente en X parece mostrar mejor los límites de los hundimientos y lineamientos que el gradiente en Y, en particular los N-S.

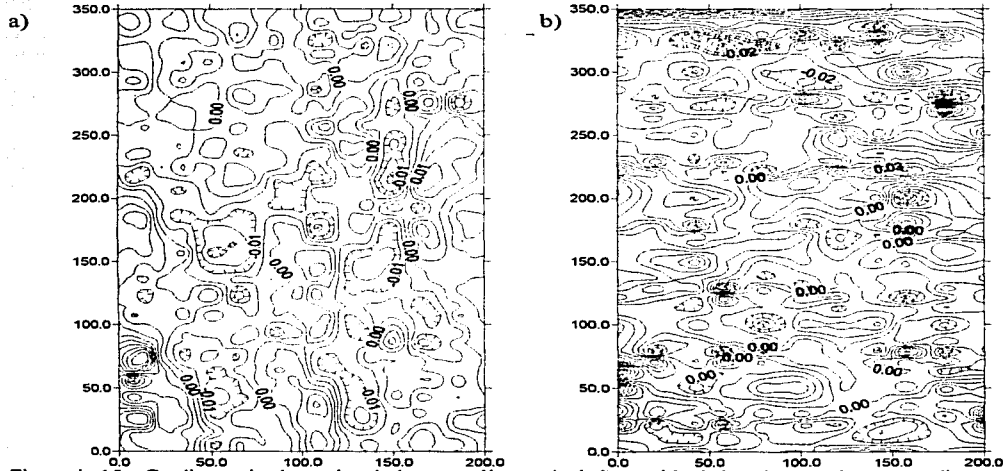


Figura iv.15.- Gradientes horizontales de la anomalía gravimétrica residual de primer orden: a) gradiente en X; b) gradiente en Y.

Mediciones de fracturas y correlación visual entre fracturas y azimuts de anomalías.

En los límites del depósito se detectaron tres afloramientos del basamento andesítico. Dichos afloramientos se localizan en la zona de acceso al vertedero (punto norte), en el extremo sur y en el extremo este (Fig. iv.16). Están constituidos de andesitas basálticas densamente fracturadas, en particular en los puntos norte y sur, y de andesitas y tobas alteradas en el punto este. Empleándose una brújula Brunton se midieron los azimuts de las fracturas mejor definidas. Así se obtuvieron 88 valores, mismos que se han graficado en un histograma polar con divisiones a cada 5 grados (Fig. iv.17). En dicho histograma se aprecian claramente lo que podemos denominar tendencias primarias y secundarias. Las primeras se distribuyen en cuatro patrones: uno conspicuo y de tendencia Norte-Sur, otro de tendencia aproximada N75-80E, un tercero de tendencia N60-65W y el último de tendencia N25-30W. Hay otros dos patrones secundarios, que pueden estar supeditados a los primarios. De éstos, el principal tiende aproximadamente N45-55E, mientras que apenas se esboza uno restante de tendencia 90E. El sistema N-S es aproximadamente perpendicular al sistema N75-80E. Los sistemas N60-65W y N25-30W también son aproximadamente perpendiculares.

TESIS DE
FALLA DE ORDEN

Estos datos por sí solos tienen una gran importancia. Cuando se vinculan a valores de campos potenciales, pueden ser aún más poderosos. Es la idea de la técnica micromagnética (Logachev y Zajarov, 1978), extendida también a la información gravimétrica. Los pormenores de esta técnica fueron descritos en puntos anteriores. Se trata de analizar si la información magnética y/o gravimétrica conlleva respuestas de los patrones de fracturamientos. Los patrones de fracturas de los afloramientos mostrados por el histograma (Fig. iv.17) parecen ser la respuesta al fenómeno de enfriamiento de las andesitas durante su formación, pero también existe una componente debida a esfuerzos tectónicos, dado que siguen las tendencias de estructuras que delinean a los cañones que circundan al vertedero. De hecho, en el afloramiento del punto sur se observaron estrías de falla, que son originadas por la fricción entre bloques.

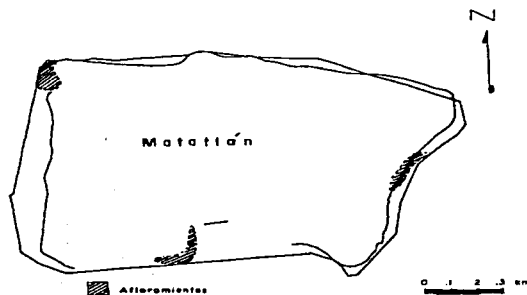


Figura iv.16.- Ubicación de afloramientos donde se midieron azimuts de fracturas y se obtuvieron muestras para mediciones de parámetros palcomagnéticos.

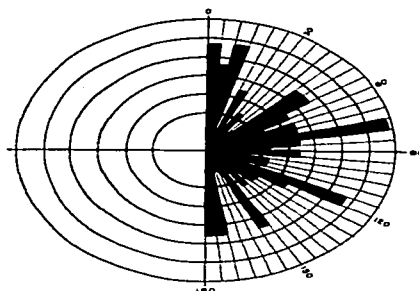


Figura iv.17.- Histograma polar de tendencias azimutales de los fracturamientos en afloramientos del sitio de Matatlán. La orientación 0-180 corresponde a la línea norte - sur.

Mediciones azimutales o micromagnetometría.

TESIS
FALLA DE ORIGEN

Para procesar los datos magnéticos y gravimétricos con la "técnica micromagnética" de Logachev y Zajarov (1978), ésta fue modificada en nuestro estudio. La secuencia usada fue: (a) interpolación de isolíneas en planos de escala adecuada, con isolíneas a cada 20 y 50 nT, y 0.05 miligales; (b) división de las isolíneas de 20 nT y de 0.05 miligales a un cm, y de las de 50 nT a 2 cm; (c) medición del azimut en cada sección de isolínea. En un solo caso se obtuvieron más de 3000 mediciones; (d) los valores azimutales son vertidos en un histograma polar; (e) se comparan los histogramas de los azimuts de los datos potenciales con el histograma de azimuts de fracturas del sub-basamento andesítico de la Figura iv.17.

En los azimuts medidos en las isolíneas de la anomalía magnética del área M1 (en la Fig. iv.4) destaca una tendencia de orientación N50 - 65E. Ocurren además otras dos tendencias menores de dirección N90E y N30E (Fig. iv.18a). Ninguna concuerda con el patrón regional del Cañón del Río Santiago, sino más bien con un patrón similar al del cañón aledaño del Río Coyula. Significa que los lineamientos bien marcados en el histograma son someros y de pequeña escala, es decir, muy locales. La tendencia principal que aparece en el histograma de azimuts de anomalías magnéticas (Fig. iv.18a), esto es, el sistema N50-65E, se encuentra reflejado en el histograma de fracturas de la Figura iv.17.

En el histograma de azimuts de la sección M2 (Fig. iv.18b) se presentan de nuevo tendencias semejantes a las del histograma de las fracturas. Sin embargo, también aparecen otras tendencias que no ocurren en la sección M1, sistemas que pueden representarse por las direcciones N55-70E, N90E y N30-50W. El sistema de dirección N30-50W, puede corresponder al patrón del Cañón del Río Santiago (Fig. iv.18b). En esta sección se abre el rango de direcciones de estructuras, y emana un sistema menor con una tendencia N-S interesante, cuyo origen no es muy claro, pero que puede deberse a fracturamientos por enfriamiento de este tipo de rocas volcánicas. El mismo patrón ocurre en el histograma de las fracturas (Fig. iv.17); parece ser que son rasgos que predominan en los fracturamientos, por lo que no se descarta este origen. Hay una buena correlación entre azimuts de anomalías y fracturas. De hecho, el histograma de la Figura iv.18b tiene mejor correlación con las fracturas que el de la Figura iv.18a.

El tercer histograma de azimuts de anomalías magnéticas corresponde a la sección oeste (M3 en la Fig. iv.4). Este pone en relieve la presencia de un sistema menor de lineamientos N-S, aunque de menor amplitud (Fig. iv.18c). Lo destacado es la tendencia E-W que predomina. Otros sistemas que destacan son N70E y N15W, junto con una pequeña de dirección N45E. La correlación visual entre este histograma y el de las fracturas es buena. En el histograma parece predominar la influencia del Cañón del Río Coyula, lo que de alguna manera era esperado, ya que esta parte del vertedero se halla más cerca de este cañón que del cañón del Río Santiago.

Finalmente, el cuarto histograma corresponde al plano de anomalía gravimétrica (G1 en la Fig. iv.4). La semejanza que guarda éste con los tres histogramas anteriores es bastante fuerte (Fig. iv.18d), en particular con el histograma de la sección M2 (Fig. iv.18b). Aunque en el histograma de los datos gravimétricos ya no aparece una tendencia clara W-E como en el histograma de la sección oeste (Fig. iv.18c), si lo hacen tendencias alrededor de los 70 y de los 120 grados, con una N-S apenas esbozada.

De estas comparaciones surgen otras apreciaciones también interesantes: (1) los planos que mejor definen un estado de fracturamiento son los de las Figuras iv.18a y iv.18b; (2) destacan algunos sistemas de estructuras bidimensionales debidos posiblemente a la influencia de fracturamiento gravitacional y en menor medida, tectónico, con la tendencia predominante del sistema del cañón del Río Coyula. Son, junto con un sistema de tendencia N-S y debido al enfriamiento de las andesitas, posiblemente los sistemas que pueden controlar el patrón estructural del basamento del depósito.

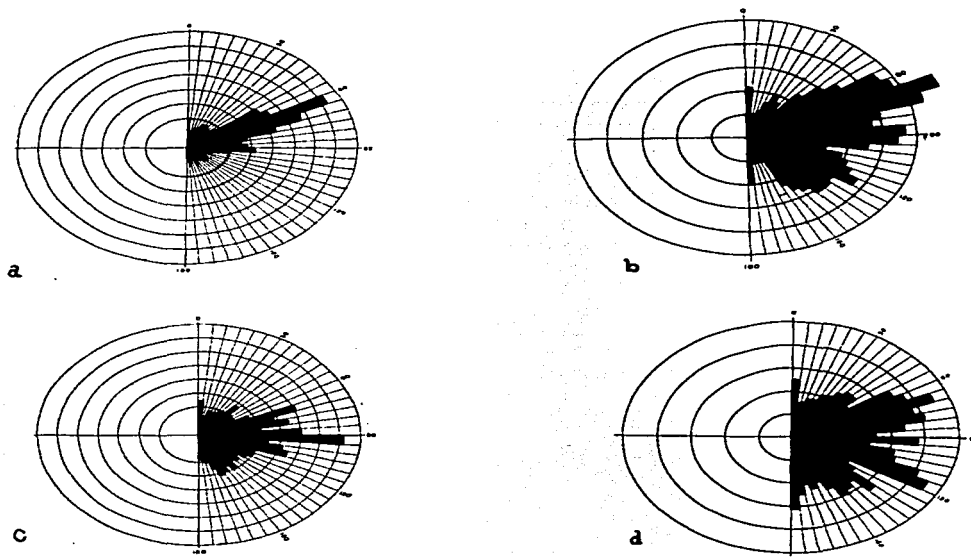


Figura iv.18.- Patrones azimutales de los cuatro eventos de mediciones de campos magnéticos y gravimétrico en Matatlán: a) Sección central este. b) Sección central: c) Sección oeste: d) Gravimetría, sección oeste.

Del análisis cualitativo de los planos gravimétricos y magnéticos sobresalen dos sistemas de lineamientos: NE-SW a E-W y NW-SE. En el plano de anomalía de Bouguer del área de Tonalá (capítulo III) podemos ver que localmente son lineamientos NW-SE los que cruzan el área de estudio. Sin embargo, también se puede inferir la presencia del sistema NE-SW. Estos sistemas se correlacionan con los sistemas tectónicos locales y regionales, respectivamente. Esta correlación ha sido comprobada por los resultados tanto de las mediciones de las orientaciones de fracturas como de la técnica micromagnética.

Análisis de la deconvolución de Euler

Se elaboró un programa en 3D basado en la descomposición de Cholesky para resolver un sistema de ecuaciones que se construye a partir de la ecuación homogénea de Euler, y desarrollado en una ventana que se traslada por toda el área del levantamiento. Mediante la Transformada de Fourier y la Ecuación de Poisson se calcularon los gradientes horizontales y verticales de las anomalías gravimétrica y magnética continuada a 10 metros. Se ha analizado así al campo de anomalías magnéticas continuado a 10 metros (Fig. iv.10d) porque el campo normal (Fig. iv.8) exhibe bastante ruido de alta frecuencia al nivel del terreno.

En una primera fase se obtuvieron resultados para los índices estructurales de 0.0, 0.5, 1.0 y 2.0, en todos los casos, bajo el empleo de cuatro ventanas de deconvolución, que corresponden a 3, 5, 7 y 10 puntos. En una segunda fase se realiza la deconvolución de Euler del plano de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

anomalía de gravedad residual de primer orden, empleando los mismos esquemas de índices estructurales y ventanas de deconvolución (IE y VD, respectivamente y de ahora en adelante). Se han empleado tales esquemas porque el basamento o las posibles fuentes de las anomalías parecen mostrar rasgos que corresponden a varios tamaños y formas. Los resultados finalmente corresponden a 16 variantes para cada método potencial, siendo sin duda complicado exponer aquí 32 planos de deconvolución de Euler. En atención a los objetivos de ubicación de posibles fuentes de anomalías potenciales, se ha decidido mostrar sólo aquellos planos que cubren dichos objetivos. Entre ellos se añaden planos que muestran y resaltan comportamientos interesantes, o para emitir comparaciones.

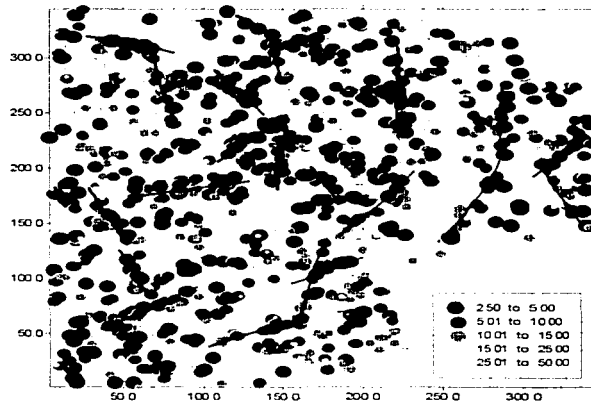


Figura iv.19.- Deconvolución de Euler de anomalía magnética en Matatlán. IE = 0.0, ventana de 3 puntos. Los valores en el recuadro son rangos de profundidades, en metros.

El tamaño de las VD incide en una mayor incertidumbre con respecto a los niveles de tolerancia de los mismos resultados. Es decir, a mayor tamaño en la ventana empleada, es mayor el rango de tolerancia o medida de error que aplica el algoritmo para aceptar o rechazar las localizaciones obtenidas. En general, los resultados obtenidos sobre la anomalía gravimétrica presentan valores de tolerancia más bajos que los resultados desarrollados sobre la anomalía magnética. No obstante, las localizaciones de fuentes son semejantes en ambos casos (Figs. iv.19 a iv.30).

De acuerdo a Reid et al. (1990) un nivel de tolerancia obtenido empíricamente basándose en desviaciones estándar no debe ser mayor al 15 % de la profundidad estimada. Sin embargo, tal apreciación no tiene un gran sustento físico o matemático. Lo destacado es que la deconvolución de Euler del campo magnético continuado presenta mejores resultados de alineamiento de soluciones que la deconvolución de la anomalía residual gravimétrica, pero en ésta última anomalía los niveles de tolerancia son más bajos que en la primera, lo que aumenta la aceptación de estimaciones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

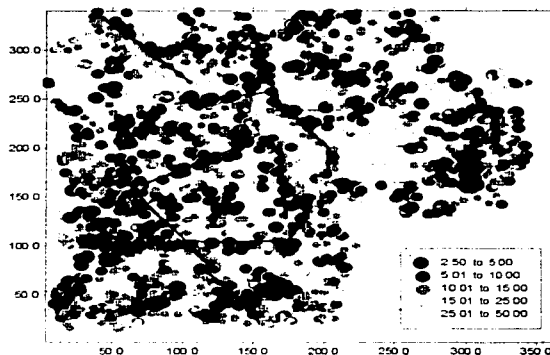


Figura iv.20.- Deconvolución de Euler de campo magnético continuado en Matatlán. IE = 2.0, ventana de 5 puntos. Los valores en el recuadro corresponden a rangos de profundidades, en metros.

Debido a que es factible que se pudiesen hallar bloques dislocados, fracturas grandes y estructuras que se asemejan a escalones y planos verticales, los IE que mejores resultados han proporcionado son los de 0.0 y 0.5. IE mayores sólo aumentan el número de estimaciones. Además, una ventana mayor proporciona mayor número de profundidades estimadas, mejorando el agrupamiento y alineamiento de tales estimaciones, y esto es importante (Figs. iv.20 a iv.24, y iv.28 a iv.30). El IE de 2.0 no es muy útil en ambos casos, y debe evitarse, porque produce una gran dispersión en el agrupamiento de las estimaciones (Figs. iv.20, iv.22, iv.24 y iv.30).

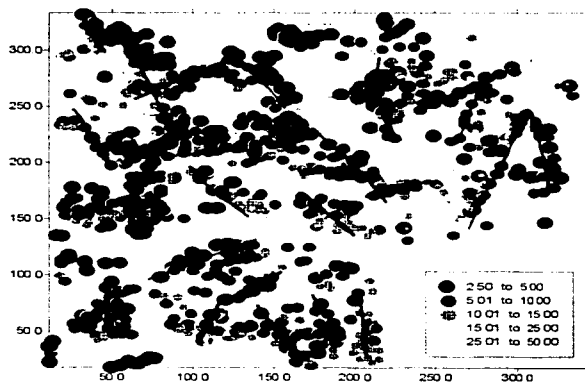


Figura iv.21.- Deconvolución de Euler de campo magnético continuado. IE = 0.0, ventana de 7 puntos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

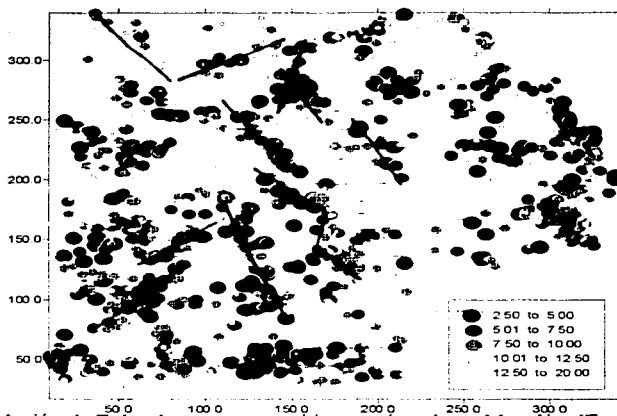


Figura iv.22.- Deconvolución de Euler de campo magnético continuado en Matallán. IE = 2.0, ventana de 7 puntos. Los valores en el recuadro corresponden a rangos de profundidades, en metros.

Estos planos parecen mostrar las tendencias de diversas estructuras, la mayoría de ellas más o menos lineales y regulares, como se observa, por ejemplo, en la Figura iv.24. Destaca un lineamiento norte - sur casi en el centro del área del levantamiento, resaltando más desde la parte sur y desapareciendo hacia el centro. Dicha línea puede pertenecer a una falla que se ha inferido con VLF y gravimetría. Otras tendencias se han encontrado, tales como tendencias claras este-oeste y NW-SE.

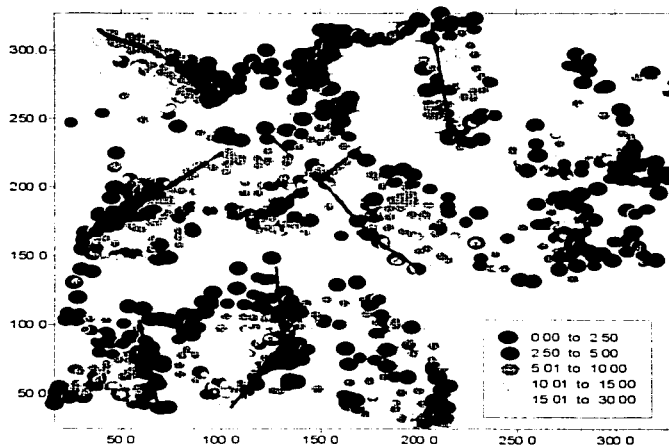


Figura iv.23.- Deconvolución de Euler de campo magnético continuado. IE = 0.0, ventana de 10 puntos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

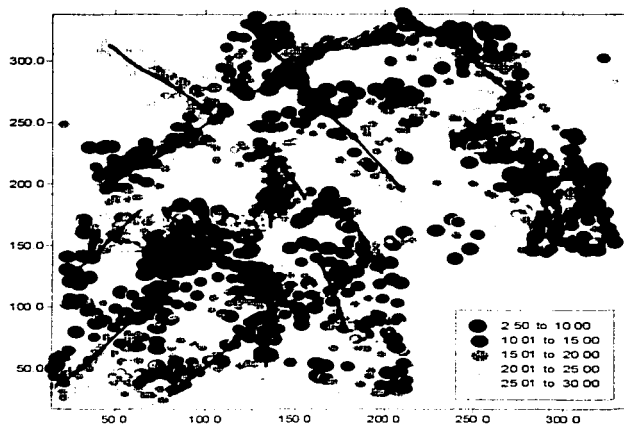


Figura iv.24.- Deconvolución de Euler de anomalía magnética continuada. IE = 2.0, ventana de 10 puntos.

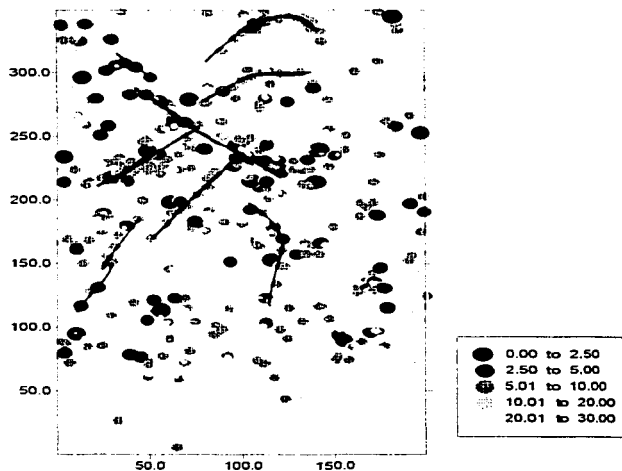


Figura iv.25.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Matatlán. IE = 1.0, ventana de 3 puntos. Los valores en el recuadro corresponden a rangos de profundidades, en metros.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

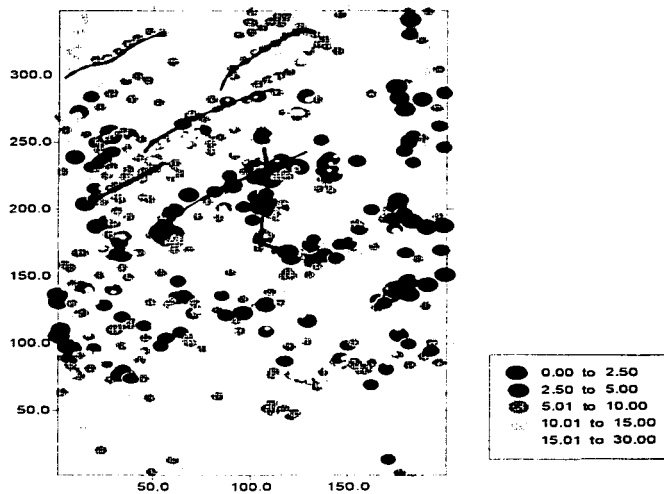


Figura 4v.26.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Matatlán. IE = 1.0, ventana de 5 puntos.

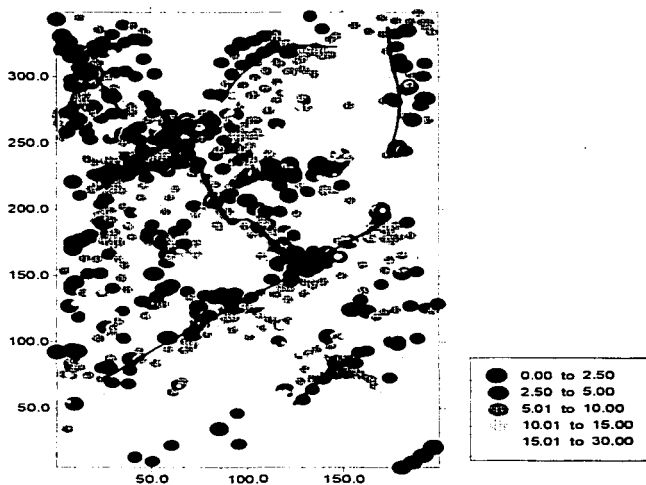


Figura 4v.27.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Matatlán. IE = 0.5, ventana de 7 puntos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

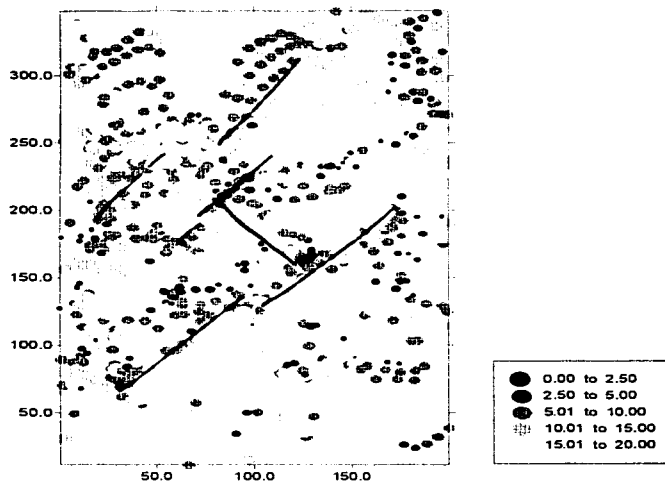


Figura iv.28.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Matatlán. IE = 1.0, ventana de 7 puntos.

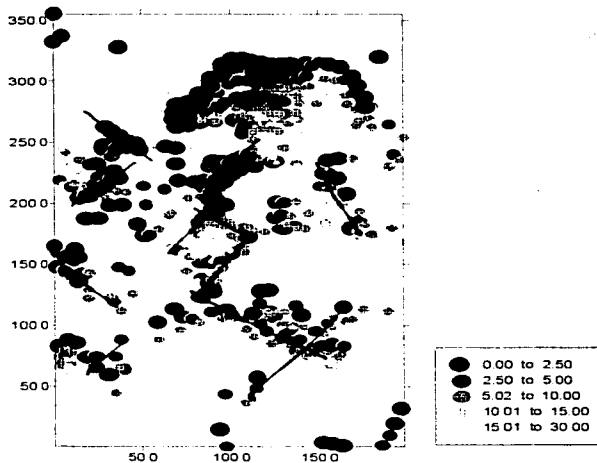


Figura iv.29.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Matatlán. IE = 0.0, ventana de 10 puntos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

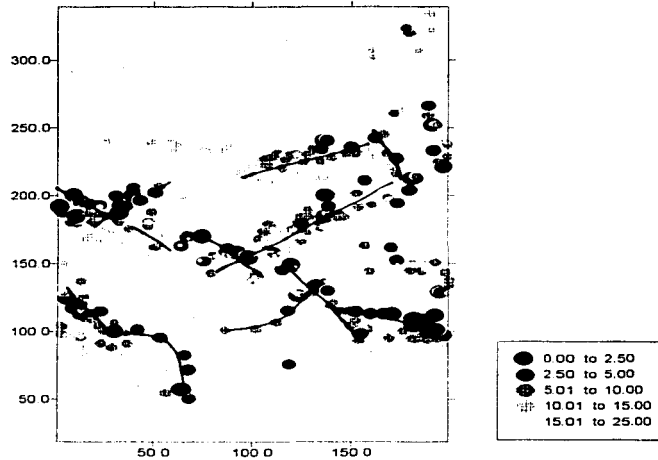


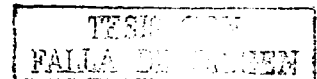
Figura iv.30.- Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica de Matatlán. IE = 2.0, ventana de 10 puntos. Los valores en el recuadro son rangos de profundidades, en metros.

Tal como se observa en las Figuras iv.21, iv.23, iv.25, iv.27 y iv.29, parece que son los IE de 0.0 y 0.5 los que ofrecen mejores localizaciones de fuentes puntuales. Esto sugiere una virtual predominancia de estructuras bidimensionales tipo escalón (esto es, variaciones laterales en densidad o en susceptibilidad magnética). Es posible apreciar que los bordes de las estructuras esbozadas ocurren en mayor grado hacia el centro y sur de la sección analizada. Son claros los rasgos W-E que se encuentran a profundidades que van de los 10 a los 25 metros, aunque también se aprecian rasgos en forma de escalera cuya tendencia principal es NE-SW (ver Figs. iv.28 y iv.29, por ejemplo). En forma menos apreciable aparecen lineamientos de tendencia NW-SE, como lo indica la deconvolución con IE de 0.0 y 2.0, bajo una VD de 10 puntos (Figs. iv.29 y iv.30). Todo ello permite aportar información para el modelado directo que se expone posteriormente.

En estos resultados no es posible diferenciar la estructura norte - sur que aparece en anteriores resultados. Es posible que dicha estructura no presente un desplazamiento vertical apreciable, sino simplemente una ligera apertura que puede ser de origen tectónico.

Un punto muy importante que se observa en todo el proceso de deconvolución de Euler, es que una VD mayor proporciona mejores localizaciones. Es posible que ello se deba a que una ventana grande engloba mayor cantidad de información magnética o gravimétrica, especialmente en levantamientos de detalle, lo que proporciona finalmente mayores posibilidades de localizaciones de fuentes puntuales. Esto nos permite sugerir en trabajos similares el empleo de estos tamaños de ventanas de deconvolución.

Señal analítica.



Aunque la señal analítica es una técnica de estimación ruidosa (Hansen et al., 1987), es un buen estimador en situaciones donde ocurren contrastes transversales en densidad, por ejemplo. En el caso de contrastes en magnetización esta señal exhibe máximos sobre los mismos, independientemente del campo magnético ambiental y las direcciones de magnetización de las fuentes (Roest et al., 1992). Las localizaciones de estos máximos así determinan los esbozos de fuentes magnéticas o gravimétricas.

El plano de señal analítica de la anomalía residual gravimétrica exhibe algunos patrones que pueden correlacionarse con fallas o grandes fracturas. Destacan levemente patrones Norte – Sur que pueden indicar dos situaciones: 1) un fenómeno de fracturamiento en échelon, de origen posiblemente tectónico por la cercanía del borde N – S del Cañón del Río Santiago, ó 2) ruido ocasionado por la suma escalar de los gradientes horizontales. Ambas suposiciones tienen la misma probabilidad de ocurrencia, toda vez que esos patrones de estructuras son congruentes con otros resultados, pero también con el comportamiento de los gradientes horizontales, que se sobreenfatizan en el plano de señal analítica (Fig. iv.31).

En cambio, la señal analítica del plano de anomalías magnéticas se ve oscurecida por la existencia de anomalías de alta frecuencia. Ha sido necesario obtener la señal analítica del mismo campo magnético continuado diez metros hacia arriba que fue analizado mediante la deconvolución de Euler. Este procedimiento proporciona la Figura iv.32.

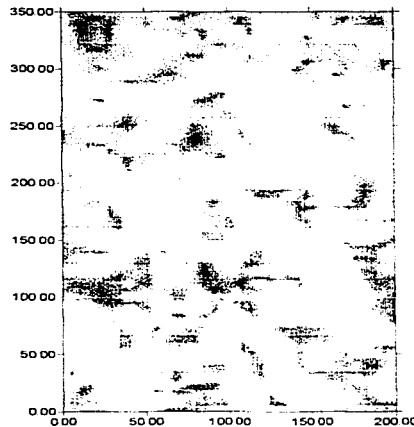


Figura iv.31.- Amplitud de la señal analítica de la anomalía residual gravimétrica de Matatlán. La escala en la izquierda está en mgals/m^2 .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

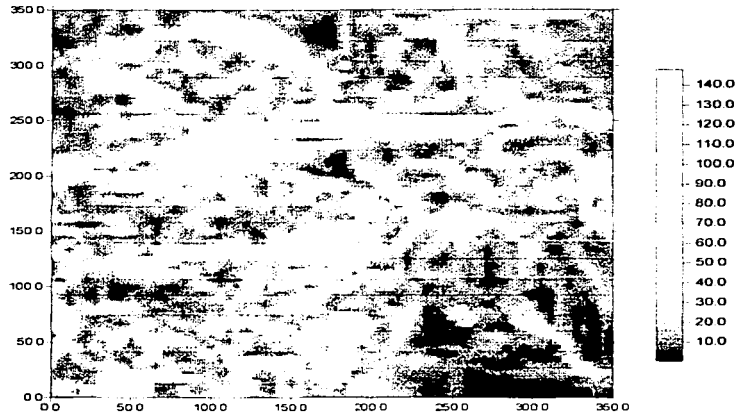


Figura iv.32.- Imagen de la señal analítica de la anomalía magnética continuada a 10 metros en Matatlán. La escala en la izquierda está en nT/m².

Modelado inverso.

Se ha empleado el algoritmo de Thannassoulas y Tsokas (1984) para invertir cuatro secciones de los datos gravimétricos. Algunos de estos perfiles son mas o menos paralelos a los perfiles magnéticos que se interpretan líneas adelante, por lo que la inversión de estos perfiles gravimétricos será muy valiosa para evitar el problema de una magnetización desconocida. Para realizar la inversión se ha considerado la presencia de un contraste en densidad único, representado por la interfase entre el paquete del relleno más tobas riolíticas con el sub-basamento andesítico del vertedero. De las alternativas para el contraste en densidad y profundidad media de la interfase andesitas - relleno+tobas parece proporcionar mejores resultados la combinación de los valores de contraste en densidad de 1.0 gr/cm³ y profundidades promedio de 9.0 metros, es decir, contrastes bajos y profundidades intermedias (Figs. iv.33, iv.34, iv.35 y iv.36). En general, la inversión de los perfiles muestra un conjunto de hundimientos, predominando uno mayor que se ubica al norte. Tal hundimiento es indicado por la deconvolución de Euler (Fig. iv.29).

Modelado directo

Esta interpretación se ha realizado usando el algoritmo de Talwani et al. (1959) y sobre perfiles tomados tanto del plano de anomalías magnéticas de la sección oeste como del plano de anomalía de Bouguer completa de la misma sección. La interpretación de los perfiles magnéticos ha seguido el patrón demostrado por los modelos de la anomalía gravimétrica, usando la información paleomagnética, la información que aporta la deconvolución de Euler y los datos que se analizan en los capítulos posteriores. En primer lugar se describen los perfiles gravimétricos modelados, que se han trazado sobre la anomalía gravimétrica residual de primer orden en la Figura iv.14.

TESIS CON
FALLA DE CALIDAD

a.- Interpretación de perfiles gravimétricos.

Debido a la escasa información sobre la topografía y la geología del subbasamento en Matatlán, se ha modelado la anomalía gravimétrica residual de primer orden, apoyándose en los resultados de la deconvolución de Euler y en la existencia de afloramientos en el área del vertedero de un gran cuerpo de andesitas basálticas coronado por un estrato de tobas riolíticas de menor espesor. Las tobas solamente afloran a lo largo del borde oriental del sitio.

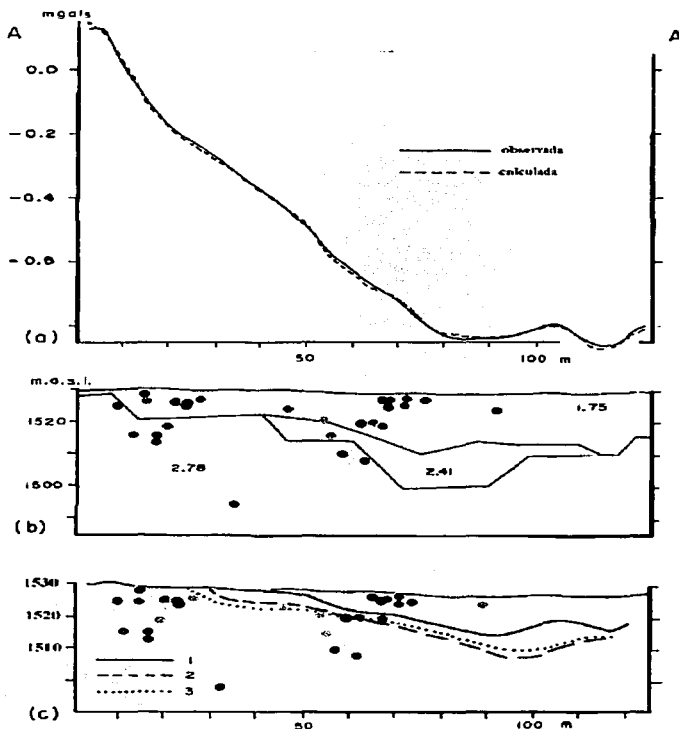


Figura iv.33.- Modelado directo y por inversión del perfil A-A' trazado sobre la anomalía residual gravimétrica de primer orden; (a) Efectos observado y calculado; (b) Modelo directo, densidades en gr/cm^3 ; (c) Modelos inversos obtenidos para diferentes contrastes en densidad (CD) (en gr/cm^3) y profundidades medias (PP) (en metros): 1- CD 0.9, PP 5.0; 2- CD 1, PP 9.0; 3 - CD 1.2, PP 10.0. Los círculos de colores son soluciones de Euler para diferentes índices estructurales (IE) y ventanas de deconvolución (VD): negro - IE 0.0, VD 3; gris - IE 1.0, VD 3; azul marino - IE 0.0, VD 5; azul cielo - IE 1.0, VD 5; verde - IE 0.5, VD 7; amarillo - IE 1.0, VD 7; naranja - IE 0.0, VD 10; rojo - IE 2.0, VD 10. Esta leyenda es válida para los perfiles B-B', C-C' y D-D'.

TESIS CON
FALLA DE COPIA

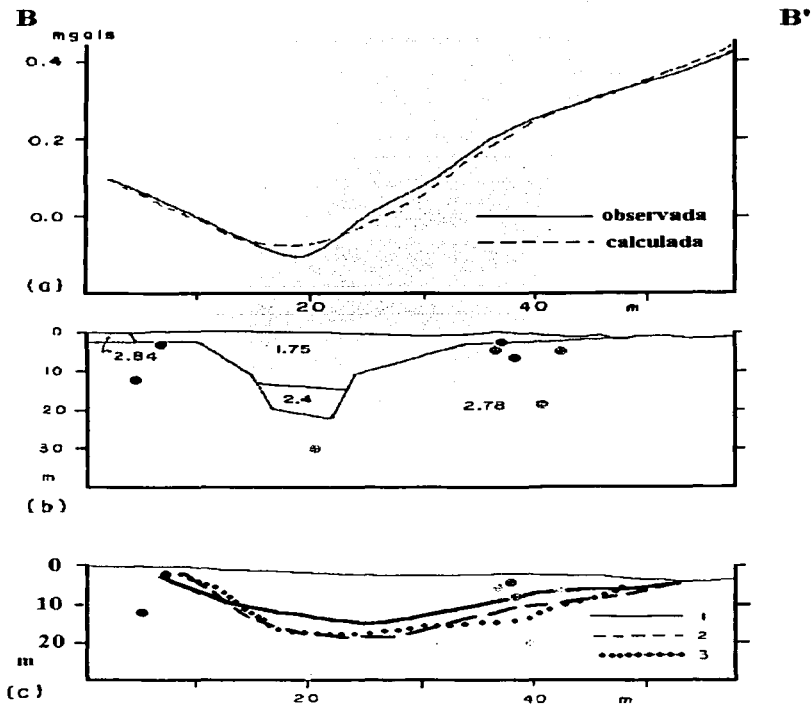


Figura iv.34.- Interpretación directa y por inversión del perfil B-B' esbozado sobre la anomalía residual gravimétrica de primer orden: (a) Efectos observado y calculado; (b) Modelo directo, densidades en gr/cm^3 ; (c) Modelo de inversión obtenidos para diferentes contrastes en densidad (en gr/cm^3) y profundidades medias (en metros): 1 - contraste en densidad (cd) $1.0 \text{ gr}/\text{cm}^3$, profundidad promedio (pp) 9.0 ms ; 2B - cd $1.2 \text{ gr}/\text{cm}^3$, pp 7.0 ms ; 3B - cd $1.2 \text{ gr}/\text{cm}^3$, pp 10.0 m . La descripción de los círculos de colores es la misma detallada en la Figura iv.33.

De esta manera, el grupo de modelos considera un basamento andesítico (con una densidad de $2.78 \text{ kg}/\text{m}^3$) sobreyaciendo en algunos puntos a tobas (densidad de $2.4 \text{ kg}/\text{m}^3$) y cubierto por una capa compuesta de desechos caseros sólidos y terrigenos, más algunos cúmulos de bloques basálticos (densidad de $2.84 \text{ kg}/\text{m}^3$) (Figs. iv.33, iv.34, iv.35 y iv.36). Estos cúmulos ocurren en algunas de las secciones modeladas (modelos B-B' y D-D'). La presencia de estos cúmulos se debe a material que ha sido acarreado en diferentes épocas, y que ha sido esparcido para rellenar depresiones. Estos cúmulos tienden a formar el piso de la porción suroeste del sitio.

TESIS CON
FALLA DE COPIA

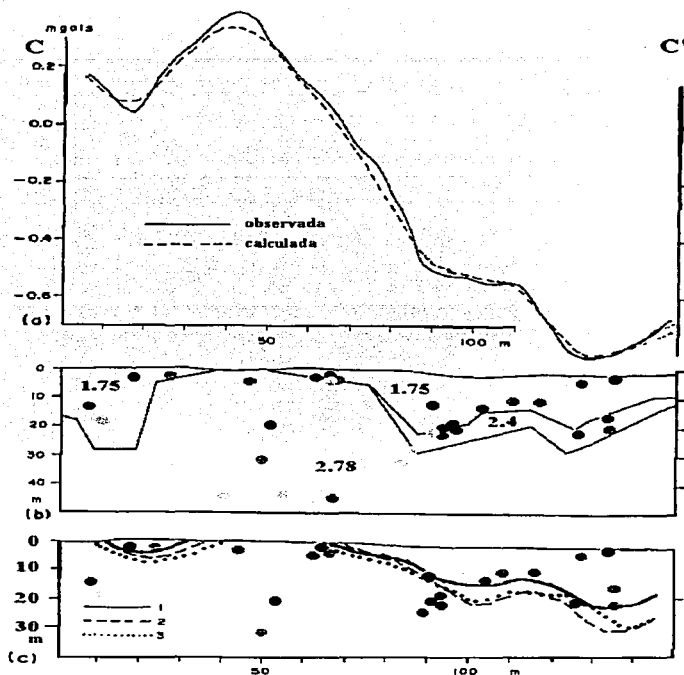


Figura 4v.35.- Interpretación directa y por inversión del perfil C-C' esbozado sobre la anomalía residual gravimétrica de primer orden; (a) Efectos observado y calculado; (b) Modelo directo, densidades en gr/cm^3 ; (c) Modelo de inversión obtenido para diferentes contrastes en densidad (en gr/cm^3) y profundidades medias (en metros): 1 - Contraste en densidad $1.2 \text{ gr}/\text{cm}^3$, profundidad promedio 7.0 metros; 2 - Cd. $1.0 \text{ gr}/\text{cm}^3$, pp. 9.0 metros; 3 - Cd. $1.2 \text{ gr}/\text{cm}^3$, pp. 10.0 m. La descripción de los círculos de colores es detallada en la Figura 4v.33.

El paquete formado por los desechos y los terrigenos no presenta homogeneidad, lo que resulta en el empleo de diferentes densidades propuestas.

Los modelos muestran la presencia de dislocaciones del basamento andesítico, lo que forma depresiones que pueden propiciar la acumulación de líquidos lixiviados. Es interesante el aspecto de la topografía del basamento, ya que parece deberse a la alineación de fallamientos o grandes fisuramientos de origen tectónico, mostrando un ligero basculamiento hacia el oeste. Por otra parte, tales estructuras pueden propiciar la infiltración de los líquidos lixiviados acumulados en las depresiones, ya sea que migren con un sentido norte - sur, o que lo hagan en sentido vertical hacia mayores profundidades, o que se trasladen en ambos sentidos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

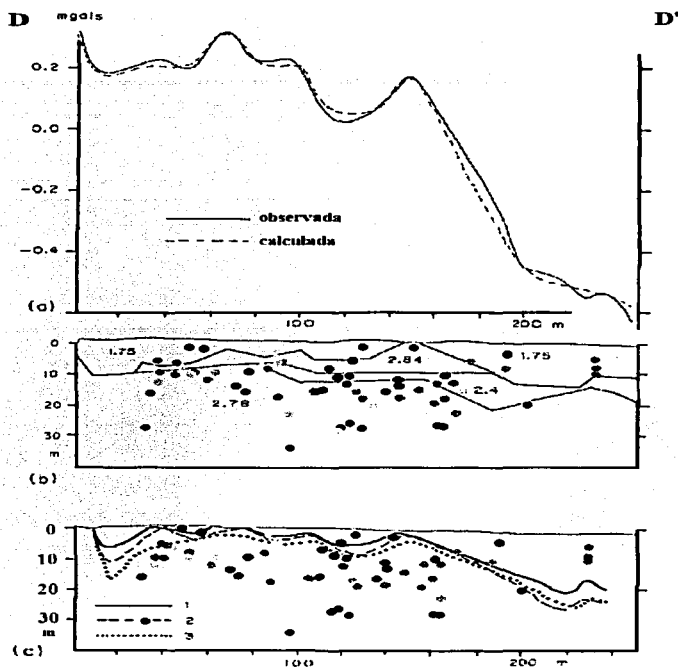


Figura 4v.36.- Interpretación directa y por inversión del perfil D-D' esbozado sobre la anomalía residual gravimétrica de primer orden: (a) Efectos observado y calculado; (b) Modelo directo, densidades en gr/cm^3 ; (c) Modelo de inversión obtenido para diferentes contrastes en densidad (en gr/cm^3) y profundidades medias (en metros): 1- Contraste en densidad 1.2 gr/cm^3 , profundidad promedio 7.0 ms; 2 - Cd. 1.0 gr/cm^3 , pp. 9.0 ms; 3 - Cd. 1.2 gr/cm^3 , pp. 10.0 ms. La descripción de los círculos de colores es detallada en la Figura 4v.33.

b.- Interpretación de perfiles magnéticos.

La interpretación de perfiles magnéticos elegidos sobre una sección del plano de intensidad de campo magnético total de la sección oeste (Fig. 4v.37) se ha fundamentado sobre los resultados obtenidos con el paleomagnetismo, con la deconvolución de Euler de la anomalía magnética y la interpretación directa de perfiles gravimétricos. Así se han obtenido los modelos de las Figuras 4v.38, 4v.39, 4v.40, 4v.41, 4v.42 y 4v.43. Exceptuando el modelo E-E', en todos los modelos destacan dos amplios hundimientos del sub-basamento andesítico que predominan en todos los modelos gravimétricos (Figs. 4v.33 a 4v.36). Estos hundimientos parecen deberse a desplazamientos de bloques por movimientos gravitacionales dirigidos hacia el cañón denominado del Río Coyula, que se ubica normal al Cañón del Río Santiago.

TESIS CON
FALLA DE COYULA

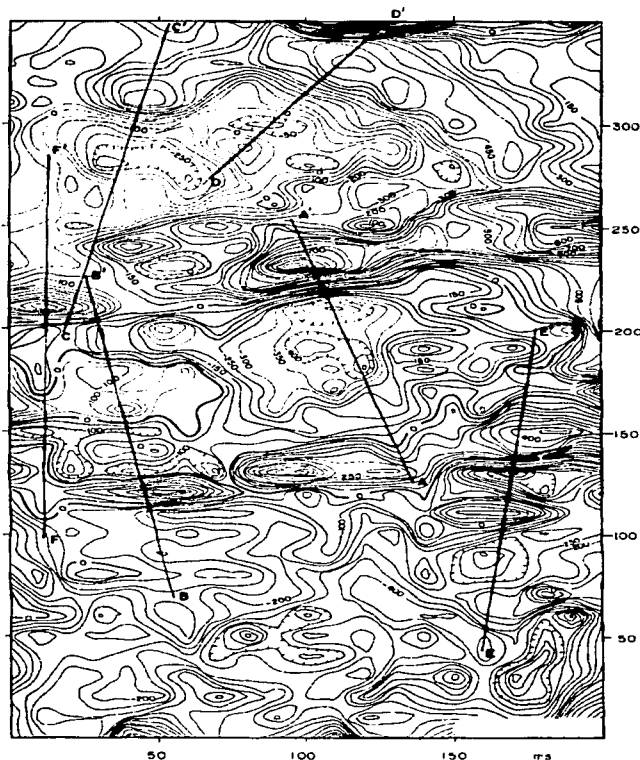


Figura iv.37.- Sección del plano del campo de anomalías magnéticas (M3 en la Fig. iv.4), en nT, correspondiente a la misma área del levantamiento gravimétrico de detalle. Se indican los perfiles magnéticos interpretados.

Además, destaca la presencia de depósitos de tobas ácidas que exhiben un magnetismo inverso y que parecen ser fuente de las anomalías de la misma índole inversa que se presentan en los levantamientos magnéticos. Las anomalías magnéticas más fuertes parecen ser provocadas por acumulaciones de bloques basálticos que han servido de relleno en algunas depresiones del piso antiguo del vertedero, mientras que las anomalías magnéticas de mayor amplitud, aunque de fuerte gradiente, parecen deberse al sub-basamento andesítico. En el perfil C-C' magnético (Fig. iv.40) aparece una estructura muy profunda que puede corresponder a la pendiente de una fuerte depresión, que se correlaciona con la honda depresión de esbozo NW-SE de los modelos gravimétricos. La fuente de la mayoría de las anomalías magnéticas positivas se infiere como un área de oxidación (cuerpos bidimensionales en rojo en todos los modelos).

TESIS CON
FALLA DE CUBIEM

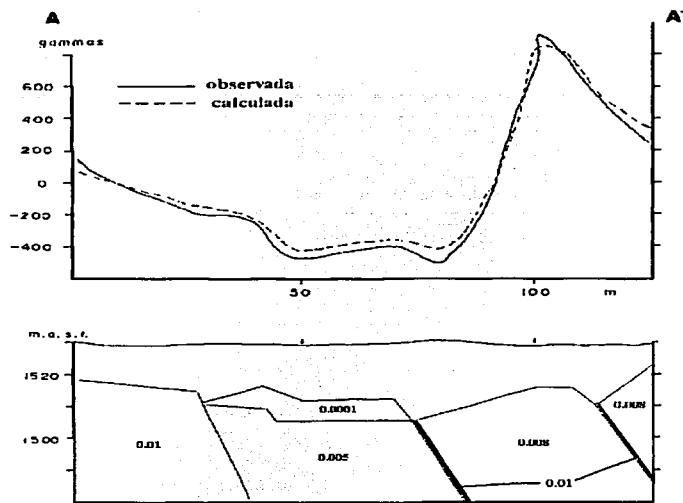


Figura iv.38.- Interpretación directa del perfil magnético A-A'. Valores en los cuerpos son de susceptibilidad magnética (u.c.m.). El cuerpo con susceptibilidad de 0.0001 corresponde a un depósito de tobas ácidas. Las áreas bidimensionales en rojo corresponden a oxidaciones. Los restantes corresponden al sub-basamento andesítico.

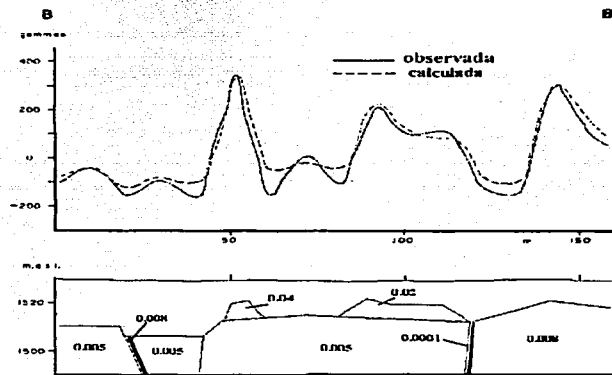


Figura iv.39.- Interpretación directa del perfil magnético B-B'. Valores en los cuerpos son de susceptibilidad magnética (u.c.m.). Los cuerpos con susceptibilidad de 0.04 y 0.02 corresponden a bloques basálticos que han servido de relleno de oquedades. Los restantes corresponden al sub-basamento andesítico.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

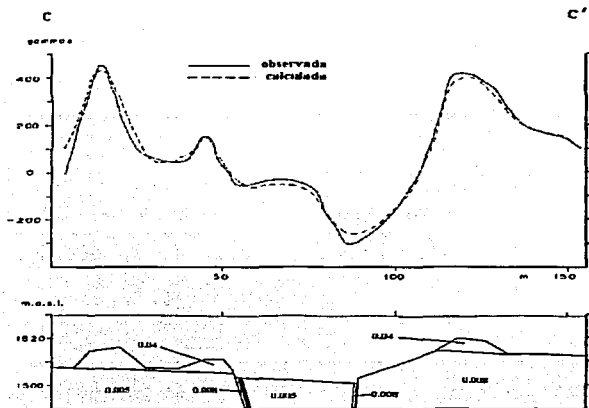


Figura iv.40.- Interpretación directa del perfil magnético C-C' esbozado sobre la Figura iv.37. Valores en los cuerpos son de susceptibilidad magnética (u.c.m.). Las susceptibilidades de 0.04 corresponden a bloques basálticos. Las restantes, al sub-basamento andesítico.

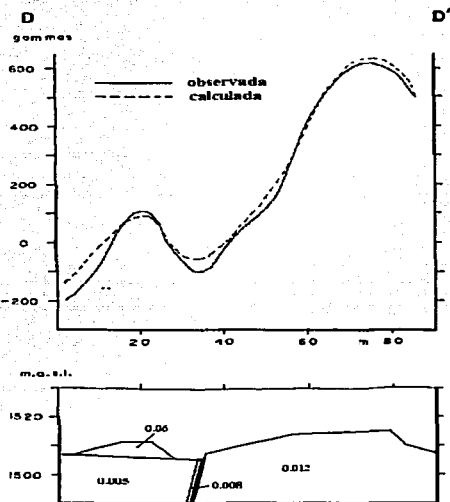


Figura iv.41.- Interpretación directa del perfil magnético D-D' esbozado sobre la Figura iv.37. Valores en los cuerpos son de susceptibilidad magnética (u.c.m.). La susceptibilidad de 0.06 corresponde a bloques basálticos. Las restantes, al sub-basamento andesítico.

TESIS CON
FALLA DE DISEÑO

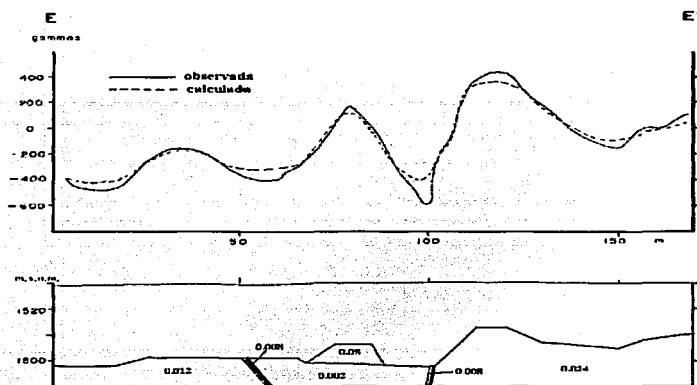


Figura iv.42.- Interpretación directa del perfil magnético E-E' esbozado sobre la Figura iv.37. Valores en los cuerpos son de susceptibilidad magnética (u.e.m.). La susceptibilidad de 0.08 corresponde a bloques basálticos. Las restantes, al sub-basamento andesítico.

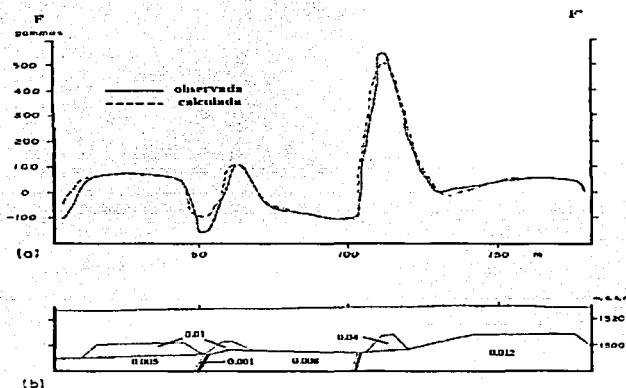


Figura iv.43.- Interpretación directa del perfil magnético F-F' esbozado sobre la Figura iv.37. Valores en los cuerpos son de susceptibilidad magnética (u.e.m.). Las susceptibilidades de 0.04 y 0.01 corresponden a bloques basálticos. Las restantes, al sub-basamento andesítico.

INFERENCIA DE MASA ANOMALA.

Empleándose el Teorema de Gauss se ha inferido el valor de la masa anómala que corresponde a la anomalía residual gravimétrica. La presencia de residuales negativos nos indica un déficit de masa de alrededor de 2,123,107.0 toneladas (valor obtenido mediante integración numérica) a 1,949,095.0 toneladas (obtenido mediante discretización).

TESIS CON
FALLA DE COPIEN

Comparación entre modelado directo, inverso y deconvolución de Euler.

Debido a la similitud entre los resultados que arrojan tanto el modelado inverso, el directo como la deconvolución de Euler en cuanto a la localización de fuentes de anomalías gravimétricas, es posible establecer una discusión comparativa entre las tres técnicas. Para ello se trazaron aquellos resultados de localizaciones de fuentes de la deconvolución de Euler que son atravesados por los perfiles gravimétricos modelados (ver Figuras iv.33, iv.34, iv.35 y iv.36). Así, por ejemplo, es posible observar que los modelos inversos no resuelven muy bien las zonas donde las pendientes son muy abruptas, esto tanto para las pendientes o contactos abruptos entre cuerpos geológicos como para los fuertes gradientes en las anomalías. Esto es más claro para los perfiles gravimétricos A-A', C-C' y D-D'. Es muy difícil que este tipo de inversión, debido a su sencillez y a que debe considerar o bien tomar mayor cantidad de datos en los extremos, o bien, un mayor filtrado, logre proporcionar modelos acordes a los directos. A pesar de ello, los resultados entre ambos modelados son semejantes en cuanto a la ubicación de rasgos estructurales mayores, concordando ambos en un parámetro muy importante para la Geofísica: la profundidad entre los modelos a un contacto promedio entre cuerpos geológicos es semejante. Por ello último, ambos modelados deben observarse como complementarios entre sí.

Por otra parte, la superposición de algunas localizaciones de fuentes aportadas por la deconvolución de Euler demuestra dos cuestiones importantes: 1) que ventanas de deconvolución grandes (de 7 y 10 puntos, en este caso) dan mejores localizaciones de contactos, lo que se observa bastante bien en los modelos A-A', C-C' y D-D'. Estos resultados de la deconvolución de Euler con ventanas grandes indican que el modelado directo ofrece una mejor aproximación al carácter estructural del subsuelo en Matatlán que el modelado por inversión; 2) los resultados obtenidos mediante ventanas de deconvolución con menos de cinco puntos muestran una mayor dispersión.

CONCLUSIONES.

Las técnicas potenciales deben ser empleadas con mayor frecuencia en la solución de problemas ambientales, ya que sus aplicaciones actuales son limitadas y esporádicas. Por ejemplo, técnicas como la magnética se aplican para la búsqueda y localización de elementos ferromagnéticos relacionados con inquietudes ambientales. Las mediciones magnetométricas no sólo pueden ser usadas para trazar desechos magnéticos sepultados, sino también para inferir estructuras magnéticas geológicas (naturales) que influyan en trayectorias de contaminantes, tal como puede ocurrir en terrenos volcánicos o cristalinos.

Aunque no es posible establecer una metodología general de estudios ambientales empleando métodos como el magnético o el gravimétrico, debido a la gran diversidad de factores que rigen en cualquier problema ambiental, es posible proponer las bases de investigación bajo los esquemas particulares de vertederos precisamente instalados en terrenos volcánicos relativamente recientes. Estas bases de investigación pueden fundamentarse en la serie de procesados que se realizan en este estudio, como lo demuestran los resultados que se han venido obteniendo en el sitio piloto de Matatlán, al occidente de México, bajo el análisis de varias técnicas automáticas, semiautomáticas y de gabinete disponibles.

En resumen se aplicaron: 1) continuaciones ascendentes y descendentes; 2) derivaciones horizontales de primer grado y verticales de primer y segundo grado; 3) reducción al polo; 4) transformaciones pseudogravimétricas; 5) señal analítica; 6) deconvolución de Euler; 7) inferencia de masa anómala; 8) la técnica "micromagnética"; 9) modelado directo; 10) inversión

en 1/2 D. Las observaciones resultantes se robustecieron con petrografía, azimuts de fracturas y mediciones de parámetros paleomagnéticos.

De las primeras cuatro es factible afirmar que la reducción al polo no juega un papel importante debido a la latitud de la zona piloto. Las continuaciones analíticas ascendentes han funcionado como un buen filtro para los rasgos de alto número de onda. Debido al particular carácter ruidoso de los datos magnéticos en Matatlán, se puede afirmar que una exitosa obtención de resultados es suficiente con una prolongación 10 metros hacia arriba. Esta permite apreciar mejor la posibilidad de fuentes bidimensionales de menor frecuencia.

En suma, las estructuras que se han inferido presentan una génesis tectónica en mayor medida, con un fracturamiento menor debido al enfriamiento de los cuerpos volcánicos de la zona durante su emisión. La interpretación de perfiles gravimétricos y magnéticos nos muestra la presencia de depresiones delimitadas por fallamientos que forman tres sistemas principales de tendencias: NE-SW, NW-SE y E-W. Un sistema menor corresponde al N-S que muestra el análisis micromagnético. Este último análisis establece medidas o valores de los rumbos de tales sistemas estructurales. Las tendencias estructurales halladas indican la influencia de los tres grandes sistemas tectónicos que confluyen en las cercanías del área de estudio, esto es, la presencia cercana del denominado punto triple de Jalisco.

Una comparación entre los resultados aportados tanto por los modelados directo e inverso como por la deconvolución de Euler de los datos gravimétricos de Matatlán señala que el modelado directo ofrece una mejor aproximación al carácter estructural y topográfico del subsuelo en el sitio piloto de Matatlán que el modelado inverso. Esto es apoyado por aquellas soluciones de la deconvolución de Euler que coinciden con los modelos directos obtenidos. Estas soluciones de la deconvolución de Euler que apoyan a los modelos directos, por otra parte, se han obtenido mediante el empleo de ventanas de deconvolución de más de cinco puntos. Ventanas con menores puntos sólo dispersan los resultados. En cuanto al modelado inverso, debe contemplarse como una herramienta auxiliar o complementaria para la interpretación de datos gravimétricos en 2-D en conjunto con modelado directo, que debe tener, por su lado, disponible una importante información de control para los modelos.

Tanto las depresiones como las fallas inferidas son rasgos importantes desde el punto de vista ambiental para el sitio. Las fallas permitirán la migración de líquidos lixiviados hacia fuera y/o hacia abajo del vertedero, mientras que las depresiones permiten la acumulación de los mismos líquidos, de donde pueden migrar posteriormente. La cantidad de líquidos lixiviados es muy alta en época de lluvias, sin embargo se ha podido constatar que existen flujos apreciables en época de estiaje. En abril de 1998 se midió a grosso modo un flujo de 0.5 litros/minuto en la frontera norte del vertedero, mientras que en octubre del 2001, cuando el vertedero ya estaba cerrado a la captación de desechos urbanos, se observaron enormes flujos de lixiviados a escasos metros del Río Grande de Santiago. Esto es, a aproximadamente 2 kms hacia el oriente del vertedero, y en cotas muy inferiores.

Los valores de masa obtenidos mediante algoritmos de masa anómala nos permiten inferir la cantidad de basura depositada en cierto periodo en el vertedero. Si estos resultados se vinculan de alguna manera con los flujos de líquidos lixiviados, podrían inferirse cantidades de líquidos producidos en el mismo periodo.

CAPITULO V.- TECNICAS ELECTRICAS DE POTENCIAL ESPONTANEO Y RESISTIVIDAD APLICADAS EN EL VERTEDERO DE MATATLAN, JALISCO.

INTRODUCCION.

Los estudios enfocados a problemas ambientales son en gran medida multidisciplinarios. En particular, los parámetros eléctricos se involucran directamente en el estudio de la contaminación provocada por la disposición de los desperdicios en sitios inadecuados. Estos desechos y la contaminación que provocan a través de procesos bioquímicos de descomposición, con la participación de la humedad del entorno (superficial, del subsuelo, atmosférica, etc.), modifican ostensiblemente los parámetros eléctricos del medio (subsuelo, particularmente), lo que es aprovechado para investigarse con técnicas como sondeos eléctricos verticales, la polarización inducida, el potencial espontáneo, y, recientemente, la tomografía resistiva o sus modalidades (imaging, scanning, etc.).

El mejoramiento ocurrido durante la última década en la tecnología de adquisición de datos de campo ha permitido el desarrollo del método de tomografía resistiva (Pazdírek et al., 1998). En contraste, el método de potencial natural, cuyas referencias sitúan su origen alrededor de 1830 (Reynolds, 1998), ha permanecido invariable en cuanto a equipos y técnicas de campo. El método de potencial natural se había estado usando desde 1920 como una herramienta secundaria en la exploración mineral, en lo que se considera como un papel pobre, por la dificultad para hacer una interpretación significativa de los resultados y porque la profundidad de penetración es bastante somera (Telford et al., 1990). En la Geofísica Ambiental esto es una gran ventaja, ya que así el método de potencial natural permite mapear fallas, zonas de fracturas y de cizalla, y contactos, que son estructuras que están muchas veces involucradas con problemas de contaminación en terrenos volcánicos o cristalinos (Telford et al., 1990; Reynolds, 1998).

En particular, los levantamientos de potencial natural se han usado con algunas reservas y con poco éxito en cuestiones ambientales, como, por ejemplo, en la investigación de basureros y rellenos sanitarios (Vogelsang, 1995). Existe cierta dificultad para interpretar datos ambientales de potencial natural, debido a la compleja situación de los sitios. Las limitaciones a la interpretación de mediciones de potencial natural en sitios de desechos pueden ser realizadas por la fuerte influencia de variaciones locales del campo potencial cerca de áreas industriales (Vogelsang, 1995).

El potencial natural es un método geofísico muy antiguo que no había tenido hasta ahora una evolución conspicua en el procesado y la interpretación de sus anomalías, habiendo permanecido por muchos años como un método convencional, sobre todo para la investigación de recursos no renovables. Recientemente y principalmente en el campo de la geohidrología, se han desarrollado varias técnicas de interpretación de anomalías de potencial natural (Fournier, 1989; DiMaio y Patella, 1994; Hämmann et al., 1997; Birch, 1997). En estos estudios se pretende explicar la presencia de anomalías de potencial natural mediante la superposición de fuentes elementales que representan a un nivel freático en movimiento o con desniveles y que se encuentran por filtrado digital. Estas técnicas de inversión y modelado directo para interpretar datos de potencial han sido empleadas en este estudio, extendiendo su aplicación a problemas ambientales.

En este capítulo se describirán tanto la técnica de escaneo eléctrico como la de polarización o potencial natural o espontáneo (PE), que se han empleado en el vertedero controlado de desechos caseros de Matatlán, Jalisco, con el objetivo particular de enriquecer y tratar de apoyar la información que han aportado la gravimetría y la magnetometría, información expuesta ya en el capítulo IV. En este subcapítulo sobre el potencial natural o espontáneo se describen los principios necesarios para entender los métodos usados, los orígenes de anomalías, y las técnicas de interpretación empleadas para describir

las fuentes de las anomalías encontradas.

Potencial espontáneo.

El potencial eléctrico natural es considerado como una propiedad de las rocas y minerales.

Los potenciales naturales o espontáneos que ocurren en el subsuelo son causados por actividad electroquímica o mecánica, en específico por flujos de fluidos, de calor y de iones, con lo que las investigaciones de estos potenciales se han usado para localizar y delinear fuentes asociadas con dichos flujos. En sus inicios el método se usó para la exploración mineral, pero en años recientes ha aumentado su uso en geotermia e ingeniería, así como en problemas ambientales.

El factor de control en todos los casos de los potenciales es el agua subterránea. Estos PE están asociados con el intemperismo de minerales sulfurosos, variación en contenido mineral en contactos geológicos, actividad bioeléctrica de material orgánico, gradientes de corrosión, térmicos y de presión en fluidos subterráneos, y otros fenómenos de naturaleza similar. Hay cuatro mecanismos principales que dan origen a estos potenciales; el primero es mecánico, los otros tres son químicos.

a) **POTENCIAL ELECTROKINETICO**, también conocido como potencial de corriente, se observa cuando una solución de resistividad μ y viscosidad η es forzada a través de un medio capilar o poroso. La diferencia de potencial resultante entre los extremos del pasaje es

$$E_s = - \frac{\epsilon \mu C_E \delta P}{4\pi \eta} \quad (1)$$

donde ϵ , μ y η son la constante dieléctrica, la resistividad y la viscosidad dinámica del electrolito, respectivamente; δP es la diferencia de presión y C_E es el coeficiente de acoplamiento de electrofiltración (Reynolds, 1998). Aunque por lo general es de menor importancia, este efecto puede ser la causa de grandes anomalías ocasionales asociadas con la topografía.

b) **POTENCIAL DE UNION LIQUIDA (DIFUSION)**. Es debido a la diferencia en movilidades de varios iones en soluciones de diferentes concentraciones. El valor se da por

$$E_d = - \frac{R\theta(I_a - I_c)}{Fn(I_a + I_c)} \ln\left(\frac{C_1}{C_2}\right) \quad (2)$$

donde I_a e I_c son las movilidades de los aniones y cationes, respectivamente; R es la constante universal de los gases ($8.314 \text{ K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$); θ es la temperatura absoluta (Kelvin); n es la valencia iónica y F es la Constante de Faraday ($96.487 \text{ C mol}^{-1}$); C_1 y C_2 son las concentraciones de la solución (Telford et al., 1990; Reynolds, 1998).

c) **POTENCIAL DE LUTITAS (NERNST)**. Es el potencial que ocurre cuando hay una diferencia de potencial entre dos electrodos inmersos en una solución homogénea, y expresado como

$$E_s = - \frac{R\theta}{Fn} \ln\left(\frac{C_1}{C_2}\right) \quad (3)$$



donde se presentan los mismos parámetros del potencial de difusión, pero aquí $I_a = I_c$ (Reynolds, 1998). Este se combina con el anterior para dar un POTENCIAL ELECTROQUIMICO o ESTATICO.

d) **POTENCIAL DE MINERALIZACION.** Cuando dos electrodos metálicos disimiles se sumergen en una solución homogénea, se produce entre los mismos un POTENCIAL ELECTROLITICO DE CONTACTO, el cual, junto con todos los anteriores, forma el potencial de mineralización. Estos potenciales son muy pronunciados en zonas mineralizadas y llegan a alcanzar hasta 1 Volt. Los potenciales electroquímicos espontáneos no alcanzan tales magnitudes (Telford et al., 1990; Reynolds, 1998).

Adquisición de datos y control de calidad.

La calidad de los datos de PE depende de los procedimientos de campo y la configuración de los levantamientos, la selección y mantenimiento del equipo, el reconocimiento de fuentes de error y ruido y el uso de técnicas apropiadas de reducción de datos.

Las fuentes de ruido, como se expuso anteriormente, pueden ser naturales o artificiales, y pueden ser constantes o variar con el tiempo. El reconocimiento de estos potenciales es importante para evitar confundirlos con anomalías generadas por fuentes de interés.

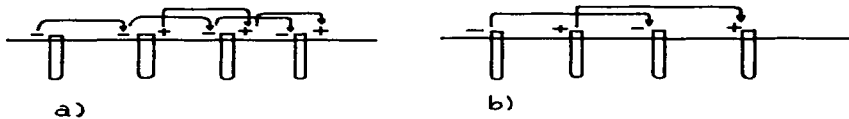


Figura v.1: a) Técnica de gradientes; b) Técnica del salto de rana (leapfrog).

Los datos de PE obtenidos en apoyo de investigaciones ambientales suelen ser afectados por ruido espacial y por grandes potenciales variables en tiempo que son datos para exploración mineral o geotérmica. Estos efectos son más severos debido a los niveles de bajas señales PE generadas por las fuentes de interés y a la prevalencia de fuentes artificiales de ruido en áreas desarrolladas.

Al ser esta una técnica de campo potencial, sus datos se pueden filtrar o suavizar, después de reconocer y remover errores y ruido.

En cuanto al trabajo de campo, se recomiendan intervalos entre estaciones entre 3 y 30 metros. Hay una amplia variedad de configuraciones que se usan para obtener datos de campo de PE, y sin embargo, en todas se sigue una convención con respecto a la polaridad de los electrodos: el negativo se coloca en la estación base, mientras que el positivo es el que se mueve hacia adelante.

La amplia variedad en configuraciones suele dividirse en dos arreglos de electrodos:

a) un electrodo se fija en una estación base mientras que el otro se mueve a estaciones sucesivas a lo largo de una línea. Este se recomienda para travesas muy largas;

b) los dos electrodos se mueven, manteniéndose un intervalo fijo entre ellos. Aquí se pueden tener dos modos de avance y medición en los perfiles:

i) En el modo de gradientes, el electrodo trasero ocupa el lugar del electrodo delantero, mientras que éste se mueve a una nueva estación (Fig. v.1a). Empleándose un intervalo pequeño se mide un gradiente dV/ds asignado a un punto medio entre estaciones, donde ds es el espacio entre electrodos. Una desventaja de éste es su extrema sensibilidad a "anomalías" espurias generadas por

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

errores acumulativos. Es decir, el error cero que ocurre entre mediciones puede ir aumentando conforme avance la longitud de la travesa y el tiempo del levantamiento. En cortas distancias, por lo tanto, este efecto es despreciable.

Los valores de PE en una estación dada se pueden obtener por suma sucesiva de lecturas dipolares individuales.

ii) La técnica salto de rana (leapfrog), ilustrada en la Figura v.1b, ayuda a eliminar los errores cero acumulativos.

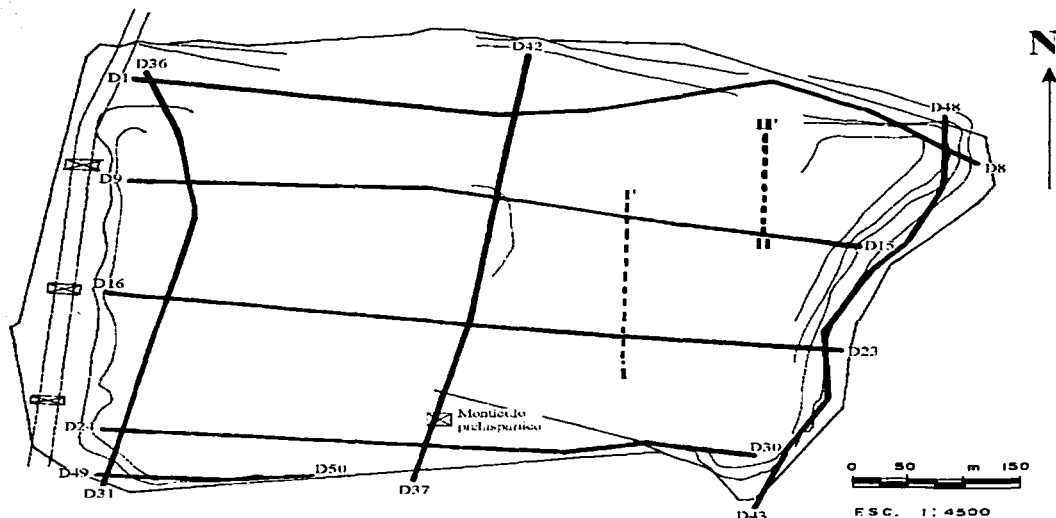


Figura v.2.- Ubicación de las secciones de mediciones de potencial natural I-I' y II-II'. Se muestran además las secciones correspondientes a los perfiles de tomografía eléctrica (perfiles con D en los extremos).

Datos de potencial espontáneo obtenidos en Matatlán.

Para el caso de Matatlán se empleó la técnica de campo de gradientes durante diciembre de 1997, a intervalos de 5 m, sobre dos líneas de norte a sur de aproximadamente 150 y 200 metros cada una (Fig. v.2). Los valores han sido graficados directamente como gradientes (mV/m) (Fig. v.3).

En un relleno pueden ocurrir PEs producidos por varias clases de fenómenos: migración de líquidos muy conductores (escurrimientos), degradación de la materia orgánica (procesos bioquímicos) y oxidación de elementos metálicos, cambios y diferencias de presión provocados por gases o líquidos, reacciones químicas entre lixiviados y metales, cambios de temperatura, etc. Sin embargo, lo que muestran las líneas obtenidas (Fig. v.3) son una serie de variaciones que parecen corresponder principalmente a cambios en la composición de la tierra en superficie o a la migración de lixiviados en el interior del vertedero. Aunque ocurren variaciones, los valores son muy pequeños. La línea I-I' en

teoría debería mostrar gran cantidad de anomalías de PE, preferentemente aportadas por flujos verticales de gases y lixiviados, pues fue levantada sobre una franja deprimida alineada norte – sur, caracterizada por altas concentraciones superficiales y escurrimientos de lixiviados.

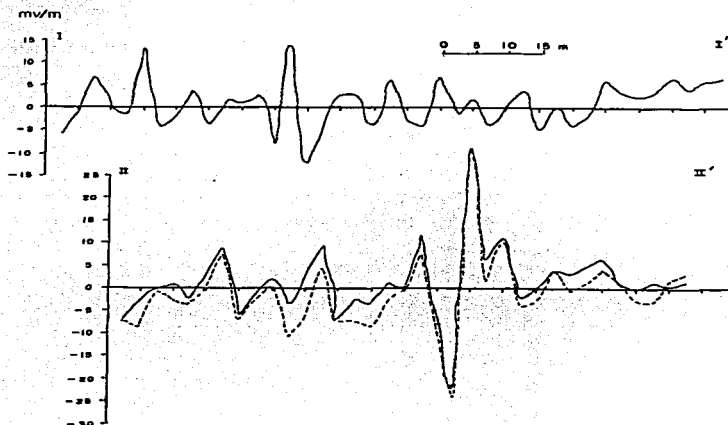


Figura 5.3.- Anomalías de potencial natural, en mV/m, a lo largo de las secciones indicadas en la Figura 5.2.

Resalta una anomalía de 60 mV/m pico a pico en la línea II-II', cuyo carácter (un valor negativo y luego uno positivo) pareciera el de un fenómeno que se puede considerar análogo al de una batería o pila voltaica (Fig. 5.3), pero que también puede corresponder al de una fuente dipolar comprendida por un "nivel freático" de lixiviados (Birch, 1997).

Interpretación de datos de potencial espontáneo.

Los datos de PE pueden interpretarse cualitativa o analíticamente. La selección del procedimiento de interpretación depende de las metas trazadas, de la calidad de los datos de campo, y la cantidad de información geológica, hidrológica y geofísica adicional disponible.

Aunque es posible calcular la distribución de potenciales alrededor de cuerpos polarizados de forma simple, esto raras veces se hace en la interpretación de potencial natural. Entre los cuerpos de formas simples usados en la interpretación están el dipolo, la esfera y el elipsoide. Por ejemplo, una varilla inclinada polarizada da un potencial en un punto P expresado como

$$V = q(1/r_1 - 1/r_2)$$

donde $\pm q$ es la carga en cada extremo de la varilla (Telford et al., 1990). Considerando que

$$r_1 = (x^2 + z_1^2)^{1/2} \quad \text{y} \quad r_2 = \{(x-a)^2 + z_2^2\}^{1/2}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

donde $a=l \cos(\alpha)$, l =largo de la varilla, α =ángulo de inclinación de la varilla, V se expresaría como

$$V = q[1/(x^2+z_1^2)^{1/2} - 1/\{(x-a)^2+z_2^2\}^{1/2}]$$

La interpretación de las anomalías de PE generalmente se ha hecho cualitativamente.

Interpretación cualitativa.

Esta involucra preparación de perfiles de datos y contornos e inspección visual de éstos para buscar patrones característicos de fuentes deseadas. Por ejemplo, los resultados de investigaciones previas indican que las anomalías de PE negativas se ven con frecuencia en áreas donde un flujo pasa a través de una estructura contenedora (como una presa) y que anomalías positivas se ven sobre áreas donde el flujo asciende hacia la superficie o donde ocurre escurrimiento superficial.

Aunque una interpretación cualitativa puede ser valiosa, el uso de modelos de fuentes geométricas, que requieren de un mínimo esfuerzo adicional, puede ayudar a proporcionar información sobre la profundidad y configuración de las fuentes de las anomalías así como de su localización.

Modelos de fuentes geométricas.

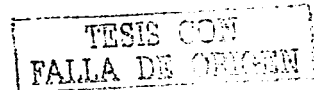
La interpretación mediante modelos geométricos involucra el uso de curvas calculadas y contornos generados por simples modelos de fuentes de PE para ajustar a los datos observados. Modelos disponibles incluyen puntos polarizados, líneas, cilindros, esferas, hojas y otras formas.

Aunque no se proporciona información cuantitativa sobre tasas de flujo o tipos de fuentes mediante estas técnicas, son útiles no sólo por los parámetros fuente que proporcionan sino también por ayudar a eliminar anomalías PE causadas por fuentes para las cuales la profundidad o configuración son inconsistentes con información geológica o geofísica conocidas. Los modelos preliminares derivados de estas técnicas son útiles como entrada a los programas de modelado analítico que se mencionan.

Los modelos que se reportan en la literatura toman en cuenta una gran variedad de situaciones del subsuelo (por ejemplo, Rao et al., 1970; Semenov, 1974; Fitterman, 1979a; Bhattacharya y Roy, 1981; Agarwal, 1984; Murty y Haricharan, 1985; Corwin y Butler, 1989). Bhattacharya y Roy (1981) obtienen un nomograma para una esfera y un cilindro horizontal oblicuamente polarizados. Para interpretar cuerpos alargados Rao y Ram Babu (1983) presentan un método para calcular anomalías de PE a partir de cuerpos en 2-D en láminas verticales e inclinadas. No obstante la simpleza de los modelos, éstos no están apoyados en principios físicos, y por tanto, no pueden explicar el origen de cualquier anomalía de PE. Fitterman (1979a) intenta explicar potenciales de corriente cerca de un contacto vertical, resolviendo la ecuación de Laplace para un potencial eléctrico total formado por la suma de la presión del fluido, el potencial eléctrico y un coeficiente de potencial de corriente.

Modelado analítico o numérico.

Estas técnicas se basan en conceptos de termodinámica irreversible y flujos acoplados de fluidos, calor, corriente eléctrica y difusión química. Estos conceptos aplicados al flujo en tierras se discuten en Mitchell (1976). Técnicas similares se han empleado para interpretar datos de PE para áreas geotérmicas en términos de flujo de calor y de fluidos (Sill, 1983; Sill y Killpack, 1982). En estas técnicas es necesario conocer la estructura de resistividad eléctrica del medio a modelar, los valores de los coeficientes de acoplamiento cruzado y de las conductividades de los materiales (hidráulica, térmica



o electroquímica, dependiendo del tipo de fuente), y la localización e intensidad de las fuentes o resumideros de presión, calor o electroquímicos.

En laboratorio se han obtenido mediciones de coeficientes de acoplamiento electrocinético, termoeléctrico y electroquímico. A diferencia de los modelos geométricos que son simples de ejecutar, los modelos analíticos pueden ayudar a distinguir entre las fuentes de las anomalías, y pueden dar estimaciones cuantitativas de las tasas de flujo (Corwin, 1990).

Recientemente, Furness (1992) propone un modelo del subsuelo, modificado para obtener potenciales de mineralización despreciando el efecto de polarización superficial, asumiendo una variación continua de la intensidad de la fuente primaria con la profundidad.

Técnicas de interpretación empleadas.

En este trabajo se aplicaron las técnicas propuestas por Fournier (1989), DiMaio y Patella (1994), Birch (1997) y Hämann et al. (1997). El principio de estos algoritmos puede considerarse una combinación entre un modelado geométrico y uno analítico, porque recrean un patrón con base en una hoja de monopolos o dipolos. La técnica de Fournier (1989) es considerada modelado directo, mientras que las tres técnicas restantes representan inversiones mediante convolución de los datos con una función de "barrido" que depende de la geometría de las fuentes.

La técnica de Fournier (1989) se desarrolla a partir de un régimen de flujo de estado estacionario en el que, como para la mayoría de los materiales geológicos, una densidad de corriente total i se puede definir como la suma de una "corriente conductiva" de acuerdo a la ley de Ohm, y una "corriente convectiva", según la ley de Helmholtz (Fitterman, 1978). Esta densidad de corriente se describe por:

$$i = -\sigma(\nabla V + C\nabla H)$$

donde ∇V es el campo vectorial eléctrico y ∇H es el gradiente hidráulico; σ es la conductividad eléctrica y C es el coeficiente de acoplamiento de electrofiltración.

Se asume que el terreno se puede dividir en varias zonas, cada una con propiedades homogéneas sin fuentes de corrientes excepto la electrofiltración. Así, para cada zona:

$$\text{div } i = \nabla^2 \Psi = 0$$

$$i = -\sigma \nabla \Psi$$

$$\Psi = V + CH$$

donde Ψ es el potencial eléctrico total (la suma de los potenciales "conductivo" y "convectivo"). A través de una interfaz S entre dos zonas homogéneas la conductividad y los coeficientes de acoplamiento pueden cambiar drásticamente, pero V , H y la componente de i normal a S son continuos, así que:

$$\sigma_1 \frac{\partial \Psi_1}{\partial n} = \sigma_2 \frac{\partial \Psi_2}{\partial n}$$

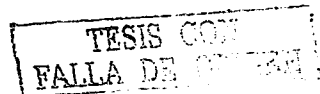
$$\Psi_2 - \Psi_1 = -(C_2 - C_1)H$$

Estas últimas dos ecuaciones caracterizan potenciales de doble capa.

Si, además, se puede asumir que σ es constante a través de S , el potencial de doble capa creado por S al nivel de la superficie sería

$$\Psi = -\frac{(C_2 - C_1)}{2\pi} \iint_S H \frac{\mathbf{r} \cdot \mathbf{n}}{r^3} ds$$

Para un gradiente hidráulico nulo hacia el eje Oy , la anterior ecuación se convierte en:



$$V(x,0) = -\frac{(C_2 - C_1)}{2\pi} \int_0^L H(x') \frac{[(x-x')\partial h / \partial x' + h(x')]}{(x-x')^2 + h^2(x')} dx'$$

Para el empleo de este algoritmo se deben considerar tres zonas homogéneas: la zona desaturada, la zona saturada y el basamento acuicludo (Fournier, 1989). En la últimas dos expresiones Ψ es el potencial medido en campo, mientras que $V(x,0)$ es el potencial que se modela directamente.

El método empleado para reconstruir imágenes de fuentes de PE, tomado de Birch (1997), se basa en la adopción que han hecho Hämman et al. (1997) de la aproximación propuesta por DiMaio y Patella (1994). Birch (1997) lo ha extendido para situaciones de fuentes dipolares.

Para un acuífero simple no confinado es posible modelar anomalías de potencial natural causadas por el flujo de agua subterránea en términos del campo electrostático de una hoja de dipolos eléctricos ubicados en el nivel freático (Fournier, 1989). El momento dipolar por unidad de área de esta hoja es proporcional a la altura del nivel freático sobre el nivel base en el que fluye el agua. Para un estado estacionario, con flujo normal a los contornos topográficos y del nivel freático, la anomalía de potencial natural está dada por la integral de convolución (Fournier, 1989; Birch, 1993):

$$V(x,e) = -\frac{C}{2\pi} \int \frac{(h-h_m)[- \operatorname{sen} \theta(x-\xi) + \cos \theta(e-h)]}{(x-\xi)^2 + (e-h)^2} d\xi$$

donde:

e = elevación del terreno (m),

h = elevación del nivel freático (m),

h_m = nivel base al que fluye el agua (m),

x = localización horizontal (m),

ξ = variable de integración (m),

C = coeficiente de acoplamiento que vincula el flujo de agua al potencial natural (mV/m) y

θ = pendiente del nivel freático en (ξ, h) .

$V(x,e)$ es el potencial que se obtiene de la inversión a la elevación del terreno (e).

Para una pendiente muy suave del nivel freático, la ecuación de la integral de convolución se simplifica y reescribe como una sumatoria:

$$-2\pi V(x,e) = \sum \frac{C(h-h_m)(e-h)\Delta\xi}{(x-\xi)^2 + (e-h)^2},$$

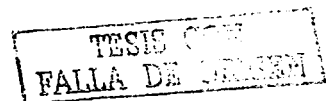
siendo una ecuación estable para filtrado digital, ya que la contribución de cada elemento del nivel freático de ancho $\Delta\xi$ es independiente de todos los otros.

La diferencia básica entre las dos técnicas de inversión utilizadas en este estudio radica en la función de "barrido" que se emplea para filtrar las anomalías, y que representa a la componente horizontal del campo eléctrico de una línea unitaria de fuente (Hämman et al., 1997; Telford et al., 1990). Mientras que en la terminología de DiMaio y Patella (1994) la expresión empleada es

$$G = \frac{(e-h)}{(x-\xi)^2 + (e-h)^2},$$

Hämman et al. (1997) la proponen como

$$G = \frac{(x_j - a)}{(x_j - a)^2 + (-b)^2},$$



Donde e , h , x y ξ son los parámetros expresados en el listado anterior; y x_j es la posición de la componente de campo eléctrico en la superficie ($z=0$), debida a una fuente elemental localizada en el punto (a,b) .

RESULTADOS Y DISCUSIONES.

Las secciones de PE obtenidas en Matatlán han sido interpretadas mediante las técnicas ya descritas de Fournier (1989), DiMaio y Patella (1994), Birch (1997) y Hämman et al. (1997) desarrolladas en tres programas de cómputo escritos en Truebasic. Debe señalarse que la técnica de Fournier (1989) es una técnica de modelado directo, mientras que las dos técnicas de inversión restantes descansan en el mismo algoritmo con la única diferencia en la función de barrido propuesta tanto por Hämman et al., (1997) como por Birch (1997). Estas dos técnicas de inversión consideran prismas rectangulares bidimensionales para desarrollar una convolución con la función de barrido. Las tres técnicas de interpretación fueron usadas alternadamente, hasta obtener la mejor respuesta a una localización de las fuentes de las anomalías. Esto se debió a que no se cuenta con información relativa al coeficiente de acoplamiento electrocinético (C de ahora en adelante) y a las profundidades de los niveles de lixiviados, aunque éstos últimos aparecen de hecho en superficie. Los términos variables que se modificaron alternadamente en todos los casos son C , la profundidad al nivel de los lixiviados y la longitud vertical de las celdas que se modelan en las inversiones. En el modelado directo basado en Fournier (1989) se emplean dos valores extremos para las profundidades al nivel de los lixiviados.

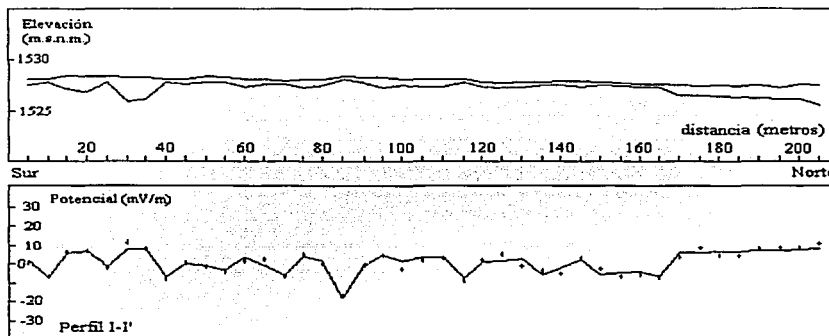


Figura 5.4.- Interpretación directa del perfil de potencial espontáneo I-I'. El recuadro superior muestra la profundidad al nivel de lixiviados. El recuadro inferior indica el ajuste entre las curvas calculada (línea continua) y observada (puntos con barras de error cuadrático medio).

De acuerdo a la ley de Helmholtz, un flujo de corriente eléctrica se puede relacionar al gradiente hidráulico y a un coeficiente de electrofiltración que considera las propiedades físicas y eléctricas tanto del electrolito como del medio poroso por donde éste pasa o ha pasado. Es importante que el electrolito (ya sea agua, un contaminante o la mezcla de ambos) fluya paralelo a una frontera geológica (Fitterman, 1978; 1979a) o a su superficie libre, esto es, el nivel freático. Y precisamente ambos casos,

TESIS CON
FALLA DE DEFENSA

es decir, los niveles freáticos de los lixiviados y su posible migración a lo largo de estructuras planas, se han supuesto como los responsables de las anomalías de potencial existentes en los dos perfiles. Así se realizaron varias pruebas hasta obtenerse resultados altamente consistentes entre las tres técnicas empleadas. Los resultados del modelado directo se exhiben en las Figuras v.4 y v.5, mientras que los de las inversiones se muestran en las Figuras v.6 a v.16.

El resultado expresado en las Figuras v.4 y v.5 demuestra diferencias en los niveles de los lixiviados como las responsables de las anomalías de potencial.

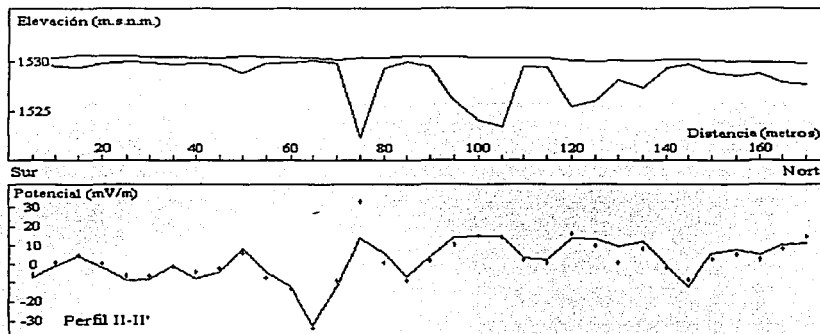


Figura v.5.- Interpretación directa del perfil de potencial espontáneo II-II'. El recuadro superior muestra la profundidad al nivel de lixiviados. El recuadro inferior indica el ajuste entre las curvas calculada (línea continua) y observada (puntos con barras de error cuadrático medio).

Por ejemplo, el valor observado en la estación 17 (85 metros en el perfil I-I', de sur a norte) parece deberse a un nivel de lixiviados que casi toca la superficie. Este comportamiento es más o menos general en todos los puntos ubicados entre los 40 y los 165 metros (Fig. v.4), mientras que en el extremo general norte este nivel de líquidos se profundiza a casi 3 metros bajo la superficie. Un nivel de lixiviados demasiado somero se esperaba, pues durante las mediciones del potencial natural se apreciaron varias acumulaciones de líquidos en la superficie. Por otra parte, un nivel de líquidos más profundo en el punto localizado entre los 30 y 35 metros pudiera deberse a la presencia de una zona de fracturas que permite la migración vertical de los lixiviados.

En el perfil II-II' es posible una mayor presencia de fracturas por donde migran los lixiviados que en el perfil I-I'. Destacan tres puntos donde se percibe tal comportamiento (a 75, 105 y 120 metros de sur a norte), mientras que por otra parte se presenta un nivel promedio de líquidos a aproximadamente dos metros de profundidad (Fig. v.5). Este nivel promedio concuerda con el nivel que tienen los lixiviados en el perfil I-I', pues entre ambos perfiles hay una diferencia de casi dos metros de altura. El nivel de los líquidos en el perfil II-II' tiende a profundizar hacia el norte de nuevo, lo que podría representar una migración provocada por la influencia de desechos nuevos que se depositaban durante los levantamientos en ese punto. Los modelos directos fueron obtenidos empleándose un C constante de 1.25 mV/m.

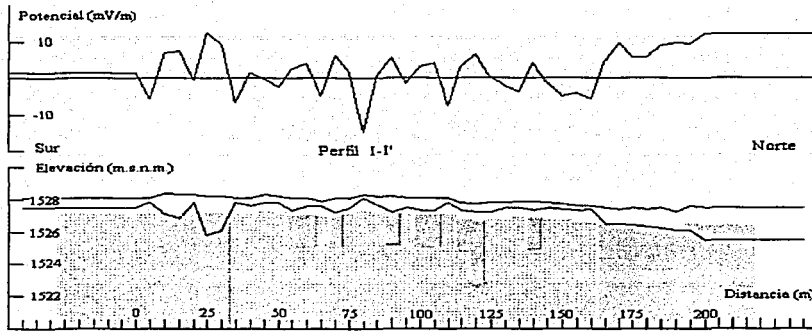


Figura v.6.- Inversión del perfil de potencial I-I', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997). El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=2.0$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 0.01 mV/m. Se añade el nivel de líquidos modelado en la Figura v.4.

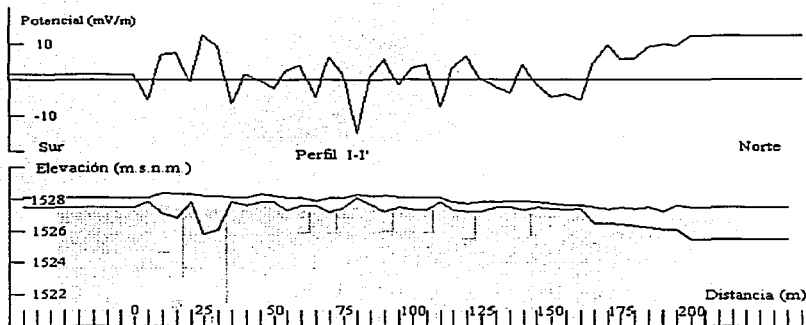


Figura v.7.- Inversión del perfil de potencial I-I', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997). El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=1.5$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 0.02 mV/m. Se añade el nivel de líquidos modelado en la Figura v.4.

Las inversiones de igual forma se complementan entre si y con el modelado directo. En la primera inversión (Fig. v.6) se empleó un C de 0.01 mV/m como umbral; esto es, se calculan valores de C que se comparan con el valor de 0.01 mV/m, y los valores calculados de C mayores que éste último se consideran fuentes interpretadas a manera de celdas que se agrupan en color amarillo. El área en gris representa a un subsuelo con un C menor que 0.01 mV/m.

TESIS
FALLA

Las áreas en amarillo son la inferencia de las fuentes de las anomalías. La inclusión de las curvas del nivel "freático" de lixiviados del modelado directo en los resultados de estas primeras inversiones ayuda a comparar ambas interpretaciones, que muestran posibles fuentes muy semejantes. Sin embargo, en la inversión la presencia de zonas amarillas de posición vertical indica flujos verticales de varias extensiones como fuentes de las anomalías.

En un segundo caso se obtiene la inversión para un $\Delta z=1.5$ y un C de 0.02 mV/m (Fig. v.7). Resalta en este caso un nivel de lixiviados semejante al nivel promedio obtenido mediante el modelado directo, y el desglose de varias fuentes pequeñas que se pueden interpretar como flujo vertical de los mismos. El área amarilla que sobrepasa por debajo de los 1520 m.s.n.m. representa el flujo a lo largo de una frontera que puede corresponder a una falla.

La situación de las fuentes en la inversión del perfil II-II' es semejante a los resultados anteriores, pero en este nuevo caso se emplea un valor de C mayor.

No obstante, la longitud de las fuentes se equipara bastante con las profundidades obtenidas mediante el modelado directo (Fig. v.9). La fuente de mayor extensión que se localiza en el extremo norte de los dos perfiles puede corresponder a un mayor flujo vertical provocado por la deposición de desechos recientes durante la adquisición de los datos.

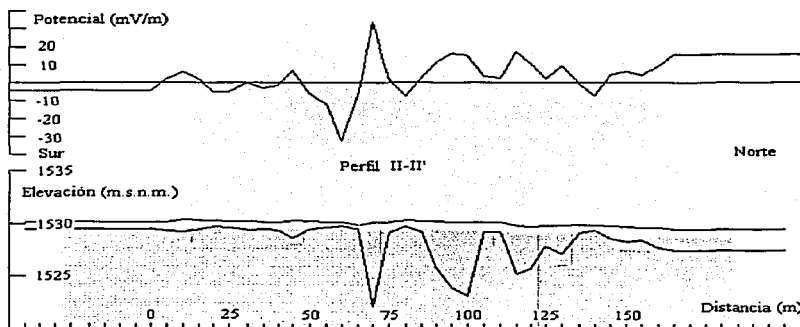


Figura v.8.- Inversión del perfil de potencial II-II', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997). El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $\Delta z=1.5$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 0.03 mV/m. Se añade el nivel de líquidos modelado en la Figura v.5.

En la inversión exhibida en la Figura v.9 puede notarse que, para un Δz menor (1.0 m), el nivel de los lixiviados se acerca más a la superficie, alejándose del que se obtiene mediante el modelado directo, aunque las fuentes de las anomalías coinciden mejor con los resultados del modelo directo (Fig. v.9).

TESIS CON
FALLA DE CALIDAD

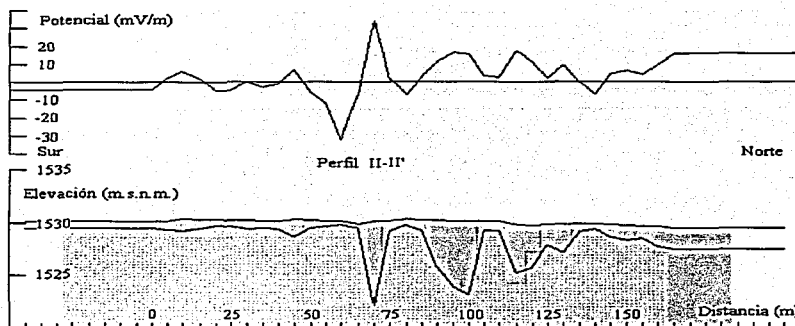


Figura v.9.- Inversión del perfil de potencial II-II', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997). El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=1.0$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 0.05 mV/m. Se añade el nivel de líquidos modelado en la Figura v.5.

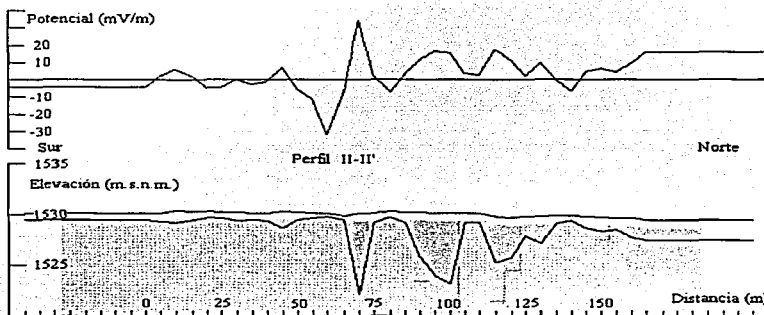


Figura v.10.- Inversión del perfil de potencial II-II', basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994) modificada por Birch (1997). El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=1.5$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 0.04 mV/m. Se añade el nivel de líquidos modelado en la Figura v.5.

Para un valor menor de C las fuentes se extienden profundizándose por debajo de los 1520 m.s.n.m. (Fig. v.10).

Si los resultados de estas primeras inversiones de los dos perfiles exhiben el flujo vertical de lixiviados a lo largo de fronteras planas, ilustrando la presencia en específico de una falla, este rasgo

TESIS CON
FALLA DE CARGEN

estructural tendría un rumbo aproximadamente NE-SW, aunque podría marcarse también la presencia de fallas o fracturas más pequeñas o de menor extensión.

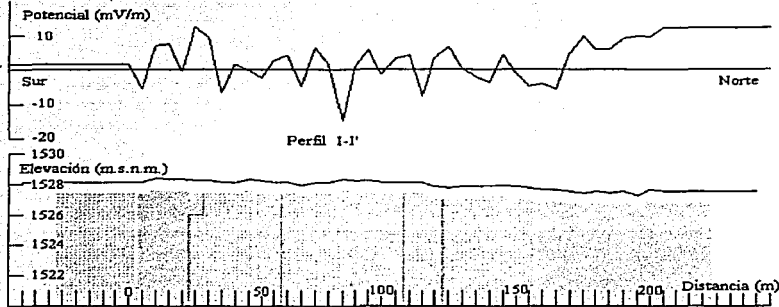


Figura v.11.- Inversión del perfil de potencial I-I', basada en la técnica de Hämmann et al. (1997) modificada para este estudio. El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $\Delta z=1.5$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 1.25 mV/m.

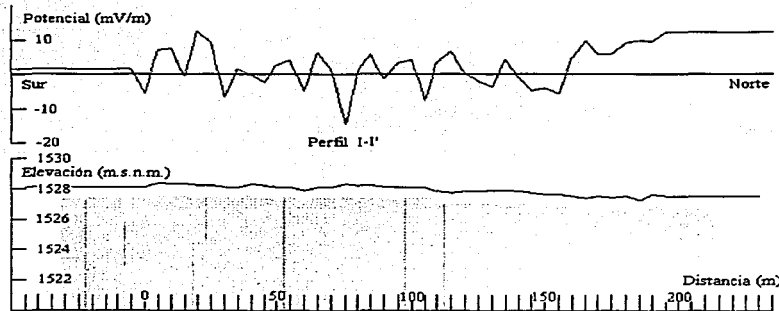


Figura v.12.- Inversión del perfil de potencial I-I', basada en la técnica de Hämmann et al. (1997) modificada para este estudio. El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $\Delta z=1.5$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de -0.4 mV/m.

En las inversiones basadas en la función de barrido y la técnica de Hämmann et al. (1997) ya se emplean valores de C cercanos al empleado en el modelado directo. Por ejemplo, en la Figura v.11 se utiliza un C de 1.25 mV/m y un Δz de 1.5 m para las celdas-fuentes. En este resultado de inversión se presentan las fuentes más importantes que aparecen en las inversiones mostradas en las Figuras v.6 y v.7, como el rasgo vertical que se aprecia entre los 5 y los 20 metros en ambas inversiones (Figs. v.6 y v.11). La situación no cambia mucho si se emplea un C negativo, en este caso, de -0.4 mV/m (Fig. v.12), apreciándose cinco fuentes verticales. Sin embargo, si se emplea un Δz

menor (0.5, Fig. v.13), la amplitud horizontal de las fuentes decrece, disminuyendo también la profundidad del nivel de los líquidos.

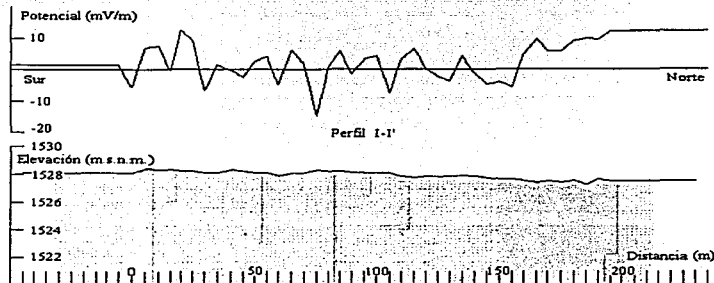


Figura v.13.- Inversión del perfil de potencial I-I', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio. El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=0.5$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 1.25 mV/m.

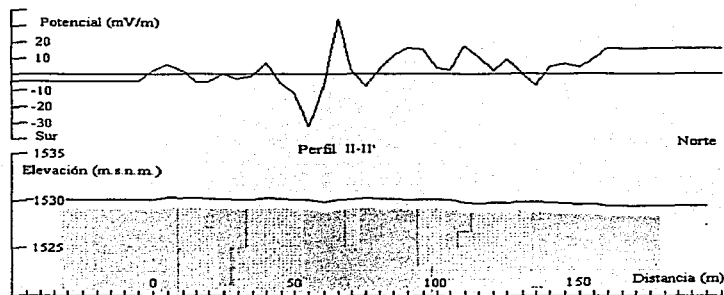


Figura v.14.- Inversión del perfil de potencial II-II', basada en la técnica de Hämman et al. (1997) modificada para este estudio. El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=2.0$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 1.25 mV/m.

Para esta inversión las fuentes verticales interpretadas tienden a profundizar por debajo de los 1520 m.s.n.m., lo que es ejemplificado por el rasgo que se interpreta a aproximadamente 80 metros sobre el perfil I-I', y que parece producir la anomalía negativa localizada en el mismo punto.

La inversión del perfil II-II' muestra similares resultados. Por una parte, el empleo de un dz de 2.0 metros aumenta la amplitud horizontal de las fuentes, y por otro, el empleo de dos C diferentes (1.25 mV/m, Figura v.14, y -0.7 mV/m, Figura v.15) no modifica apreciablemente el resultado general. De alguna manera estos dos resultados indican que se deben emplear valores menores de dz . El valor de 1.5 m para dz ha mostrado los mejores resultados hasta este punto.

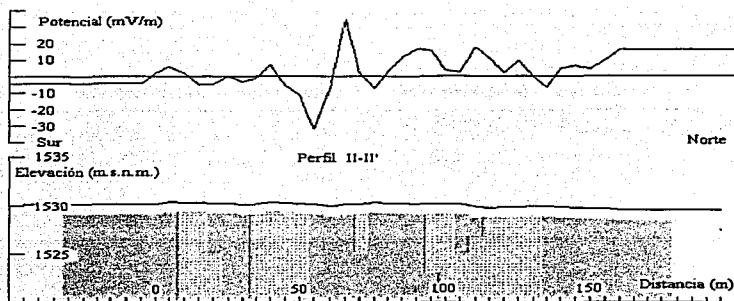


Figura v.15.- Inversión del perfil de potencial II-II', basada en la técnica de Hämmann et al. (1997) modificada para este estudio. El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=2.0$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de -0.7 mV/m.

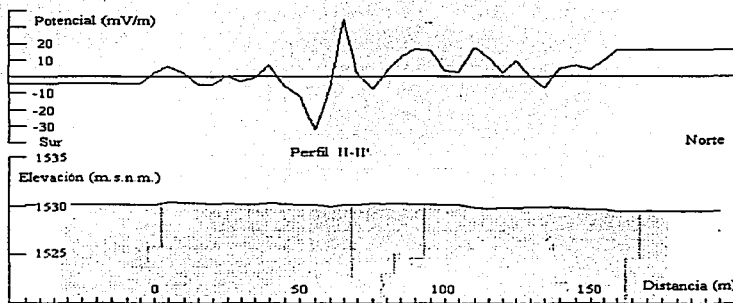


Figura v.16.- Inversión del perfil de potencial II-II', basada en la técnica de Hämmann et al. (1997) modificada para este estudio. El recuadro superior muestra la curva de anomalías de potencial natural, mientras que el recuadro inferior exhibe el modelo obtenido para un $dz=0.2$ m y un coeficiente de acoplamiento electrocinético (C) de 0.35 mV/m.

En general, los resultados de esta inversión concuerdan bastante con la inversión expuesta antes, basada en DiMaio y Patella-Birch, aunque la inversión del perfil II-II' realizada mediante el algoritmo de Hämmann modificado presenta fuentes de mayor amplitud horizontal, lo que podría indicar un fracturamiento más excesivo del basamento andesítico del vertedero.

La diferencia existente básicamente entre las dos técnicas de inversión con la técnica de modelado directo radica en que el modelado directo sólo muestra la disposición topográfica y de profundidad del nivel freático, mientras que las técnicas de inversión señalan la extensión vertical de un posible flujo vertical en combinación con la extensión lateral, en este caso de los lixiviados.

TRABAJO DE GRADUACIÓN
FALLA DE COPIA

TECNICAS DE RESISTIVIDAD ELECTRICA.

Los métodos de resistividad eléctrica fueron desarrollados a principios de 1900, pero sólo empezaron a ser ampliamente usados desde 1970 (Telford et al., 1990; Reynolds, 1998), debido esencialmente a la disponibilidad de equipos de cómputo para procesar y analizar los datos. Estas técnicas son usadas de una manera extensa en estudios de agua subterránea, por ejemplo, para monitorear su polución (e.g., Busel et al., 1998); además se usan en levantamientos de ingeniería para localizar cavidades subsuperficiales, fallas y fisuras, oquedades (e.g., Chávez et al., 1998), etc.; y se usa también en arqueología para mapear restos de antiguos edificios sepultados (e.g. Chávez et al., 1994), entre muchas otras aplicaciones.

Es notable la cantidad de estudios que se realizan en el contexto de la Geofísica Ambiental aplicando técnicas de resistividad, aunque se habían venido realizando con métodos ortodoxos. Por ejemplo, Pous et al. (1995) infieren los límites de un relleno sanitario mediante sondeos eléctricos verticales. Las memorias del congreso celebrado en Barcelona, España, en 1998, que se mencionó en la Introducción General, contienen 13 trabajos realizados en rellenos sanitarios, de los cuales 9 emplearon técnicas eléctricas, siendo 7 sobre resistividad. Entre estos trabajos se señala la importancia de complementar estudios de resistividad con otros métodos geofísicos en casos donde se pueden confundir situaciones de contaminación con condiciones geológicas naturales o normales (Rühlw, Tezkan y de Lima, 1998). Estudios recientes muestran un dramático mejoramiento en los tiempos de adquisición de datos de resistividad mediante equipos de suiteo que sustituyen a los convencionales, y que emplean varios electrodos de potencial (Pazdirek et al., 1998). Esto proporciona ventajas en la adquisición de datos cuando se requieren numerosas mediciones y espacios pequeños entre electrodos, como ocurre en estudios ambientales. La técnica ha sido probada satisfactoriamente en varios problemas geológicos (Pazdirek et al., 1998).

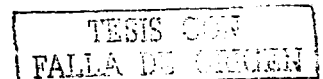
La técnica, conocida en un principio como arreglo multielectrónico (Griffiths y Turnbull, 1985), tiene diferentes acepciones, aunque se aceptan ampliamente los de tomografía eléctrica (Shima y Sakayama, 1987) o de imágenes eléctricas (Griffiths y Barker, 1993).

En todos los casos se determina la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo. La resistividad eléctrica es una propiedad física fundamental determinable con una amplia variedad de técnicas, incluyendo inducción electromagnética.

En este estudio se usaron datos de tomografía eléctrica adquiridos mediante la técnica de barrido, con electrodos de potencial colocados cada diez metros a lo largo y ancho del vertedero de Matatlán, en arreglo tipo Wenner, durante 1996. Estos datos son interpretados mediante una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados (deGroot-Hedlin y Constable, 1990; Loke y Barker, 1996a), para apoyar y mejorar la información obtenida en el capítulo IV mediante los métodos de campo potencial. A continuación se presentan los principios básicos de la técnica de resistividad eléctrica y de la tomografía resistiva.

TECNICAS EMPLEADAS.

El estudio resistivo que se presenta en este subcapítulo procede de un levantamiento hecho con un equipo español modelo BF-63 empleando una técnica de barrido con diez electrodos de potencial. La separación entre electrodos ha sido de diez metros, con una configuración tipo Wenner. De esta manera se obtuvieron 8 secciones de resistividad aparente, cinco distribuidas de manera oeste - este, y tres ubicadas norte - sur (ver Fig. v.2).



Además de los datos reales analizados, se ha diseñado una prueba con un modelo sintético, con el que se intenta describir en forma sencilla una sección hacia la parte occidental del vertedero. Este es un modelo de tres medios que presentan diferencias apreciables en resistividad. Uno de los medios corresponde al sub-basamento andesítico, que se esperaría con valores de resistividad altos; el segundo representa el paquete del vertedero, compuesto de material terrígeno más desechos orgánicos principalmente, con resistividades medias; y el tercero representaría al mismo paquete pero conteniendo líquidos lixiviados, lo que debe disminuir considerablemente los valores de resistividad. Los órdenes de resistividades propuestos para cada paquete son, respectivamente: 500.0, 20.0 y 1.0 Ωm .

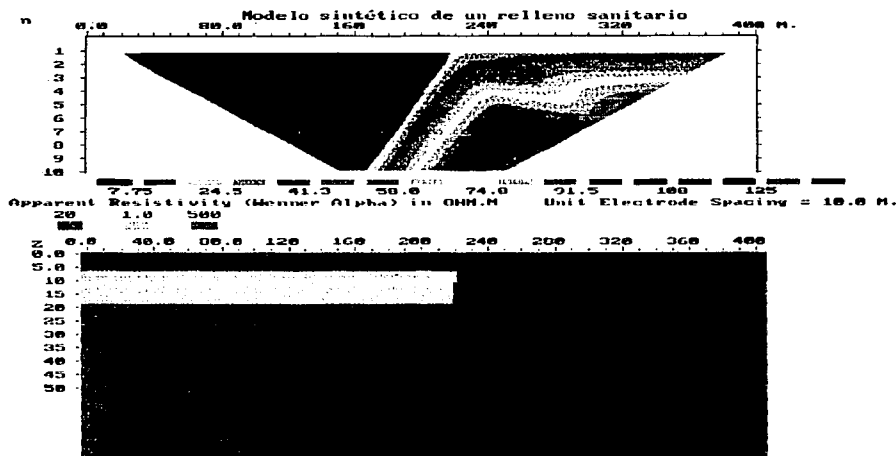


Figura v.17.- Sección de resistividades obtenidas para la modalidad Wenner-alfa, para un modelo sintético que representa una sección orientada norte - sur, en el occidente del vertedero de Matatlán.

La técnica directa que se ha usado para obtener la respuesta del modelo sintético utiliza diferencias finitas en un esquema de una red de bloques rectangulares de resistividades constantes.

El modelo sintético propuesto muestra lo que se podría esperar en una sección de 400 metros orientada norte - sur sobre la parte oeste, en el área correspondiente a los levantamientos de campos potenciales (Fig. v.17). La definición de la frontera entre el relleno y el sub-basamento es clara, sin embargo, para poder distinguir entre el relleno y el relleno que contiene líquidos lixiviados, sería necesario ejecutar más pruebas.

En un segundo paso se realiza la interpretación cualitativa de las secciones indicadas en la Figura v.2. Esta interpretación se incluye en la discusión de los resultados.

En un tercer paso se aplica una inversión bidimensional a los datos para producir imágenes de resistividades del subsuelo. El algoritmo de inversión usado determina un modelo de resistividad bidimensional para el subsuelo (Griffiths y Barker, 1993), basado en una

subrutina de modelado directo para calcular los valores de resistividad aparente, y una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados para la inversión (deGroot-Hedlin y Constable, 1990; Loke y Barker, 1996a).

La rutina de inversión usada en este estudio se basa en el método de mínimos cuadrados de suavizado controlado (MC-SC) (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992). Los principios y características de tal rutina se describen a continuación.

El método inverso de tomografía eléctrica se ha usado por mucho tiempo para interpretar datos eléctricos automáticamente (por ejemplo, Pelton et al., 1978; Sasaki, 1982; Smith y Vozoff, 1984). En una metodología de inversión general se suele dividir al subsuelo en un número determinado de bloques rectangulares para luego aplicar una técnica de optimización no lineal para mejorar el modelo inicial. Un método de optimización que se ha empleado tradicionalmente es el ajuste por mínimos cuadrados (por ejemplo, Smith y Vozoff, 1984; Tripp et al., 1984). La técnica de los mínimos cuadrados no es precisamente estable, pero puede estabilizarse y converger rápidamente si se emplea un factor de amortiguamiento y un filtro de suavizado (de Groot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992).

El problema de obtener una imagen eléctrica o la distribución de las resistividades verdaderas del subsuelo considera: (1) el cálculo de la resistividad aparente para un modelo bidimensional, resolviendo la función potencial con alguna técnica como diferencias finitas o elemento finito; (2) la elección del método de optimización no lineal que se empleará para determinar las resistividades de los bloques; (3) la evaluación de los elementos de la matriz jacobiana; (4) y la solución del sistema de ecuaciones.

Las formulaciones para la inversión parten de considerar al campo eléctrico total en una región del subsuelo, mediante la ley de Ohm

$$E(r) = \rho(r) J(r),$$

donde $\rho(r)$ es la resistividad y $J(r)$ es la densidad de corriente.

En un semiespacio inhomogéneo con resistividad $\rho(r)$ el potencial producido por un monopolo en $z=0$ y $y=0$ es

$$O(r) = \frac{1}{2\pi} \int_v E(r) \cdot \left\{ \frac{(x-x')\bar{i} - y'\bar{j} - z'\bar{k}}{[(x-x')^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2}} \right\} dv,$$

donde (x', y', z') son las coordenadas de observación. Sustituyendo en esta expresión la ley de Ohm queda

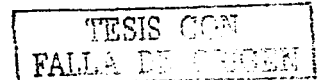
$$O(r) = \frac{1}{2\pi} \int_v \rho(r) J(r) \cdot \left\{ \frac{(x-x')\bar{i} - y'\bar{j} - z'\bar{k}}{[(x-x')^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2}} \right\} dv$$

La densidad de corriente total puede considerarse compuesta por corrientes secundarias y primarias. Si las primeras se asumen despreciables (como podría ocurrir en un problema de dispersión débil, de acuerdo a Eskola, 1992), entonces $J(r)$ puede ponerse en términos de corrientes primarias solamente, esto es, $J_p(r)$, en cuyo caso la ley de Ohm se reescribe como

$$J_p(r) = \sigma_0 E_p,$$

donde σ_0 es la conductividad del semiespacio.

E_p puede expresarse mediante (Orellana, 1972)



$$E_p = \frac{\rho_0 I}{2\pi} \left[\frac{x\vec{i} + y\vec{j} + z\vec{k}}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \right],$$

así que el vector densidad de corriente primaria puede verse como

$$J_p = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{x\vec{i} + y\vec{j} + z\vec{k}}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \right],$$

expresándose ahora el potencial como

$$U(r) = \frac{1}{4\pi^2} \int_v \frac{x'(x-x') - y'^2 - z'^2}{[x'^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2} [(x-x')^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2}} \cdot \rho(x', y', z') dv$$

para un contraste de resistividad pequeño.

En el problema de inversión se tiene como incógnita a la resistividad en cualquier punto del semiespacio, pero se puede proponer un modelo inicial en el que $\rho(r)$ sea constante en cada una de las porciones elementales del mismo semiespacio, y que el efecto total final sea la contribución de cada una de estas porciones elementales....

Una malla de prismas bi-dimensionales como porciones elementales es una propuesta sencilla para un modelo para la inversión, así que la función potencial puede expresarse como

$$U(r) = \sum_{i=1}^N \frac{1}{4\pi^2} \rho_i \int_v \frac{x'(x-x') - y'^2 - z'^2}{[x'^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2} [(x-x')^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2}} dv_i,$$

donde ρ_i es la resistividad del volumen v_i .

En un problema general de inversión se desea determinar un modelo estimado al que se le pueda sumar una perturbación para reproducir los datos observados; las expresiones matemáticas se basan en un desarrollo en series de Taylor, en donde la primera derivada es llamada la derivada de Frechet.

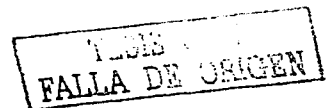
Para el caso de un potencial eléctrico, la derivada de Frechet de $U(r)$ se puede desarrollar con respecto a ρ_i como

$$\frac{\partial U(r)}{\partial \rho_i} = \frac{1}{4\pi^2} \int_{v_i} \frac{x'(x-x') - y'^2 - z'^2}{[x'^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2} [(x-x')^2 + y'^2 + z'^2]^{3/2}} dv_i.$$

Para un bloque rectangular de dimensiones finitas (Fig. v.18) esta derivada está dada por

$$\frac{\partial U(r)}{\partial \rho_i} = \frac{I_e}{4\pi^2} \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} F_y dx dz, \text{ donde}$$

$$F_y = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{3/2}} dy,$$



para un punto $x^i = a$. La doble integral puede resolverse mediante algún método de cuadratura numérica.

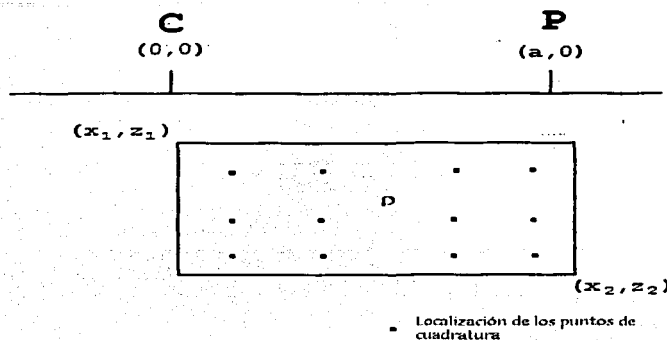


Figura v.18.- Parámetros de un bloque rectangular que se consideran en el cálculo de la derivada parcial bidimensional. C y P son los electrodos de corriente y potencial, respectivamente.

La respuesta eléctrica es una función no lineal de los parámetros del modelo, así que el problema se linealiza empleando estimaciones iniciales de los parámetros del modelo propuesto.

La solución a estos sistemas comúnmente se obtiene mediante mínimos cuadrados, pero esta solución muchas veces se volvía inestable, por lo que era recomendable incluir términos de suavizado controlado (Lytle y Dines, 1980).

Si se emplea en principio la expresión matricial

$$\delta e = J \delta m,$$

donde δe es el vector que contiene los errores, es decir, las diferencias entre los datos del modelo y los datos medidos, δm es el vector de corrección a los parámetros del modelo y J es la matriz jacobiana (la matriz de las derivadas parciales de las funciones del modelo con respecto a los parámetros del mismo), se puede definir a la aproximación para minimizar o suavizar el error entre el modelo y los datos observados como

$$\Phi_1 = (\delta e - J \delta m)^T (\delta e - J \delta m).$$

Mediante regresión lineal se puede obtener

$$(J^T J + \lambda I) \delta m = J^T \delta e,$$

donde I es la matriz identidad ($m \times m$) y λ es el multiplicador de Lagrange que actúa como un factor de amortiguamiento. De la anterior ecuación se pueden obtener nuevos parámetros para δm en un proceso iterativo que continúa hasta que el error residual sea mínimo o llegue a un valor aceptable. Este error residual se define como.

$$R_E = \left(\frac{\delta e^T \delta e}{n} \right)^{1/2}.$$

Alrededor de cada bloque del modelo ocurren variaciones de la resistividad, lo que se considera como una rugosidad. La amplitud aproximada de esta rugosidad se define como

$$\delta m_j = \alpha_j (\delta m_j^E + \delta m_j^W - 4\delta m_j + \delta m_j^N + \delta m_j^S), j=1,2,3,\dots,m,$$

donde E, W, N y S se refieren a los cuatro bloques vecinos del j-ésimo bloque y α_j es el factor amplificador del gradiente. Esta función discreta proporciona una medida de la rugosidad de la función continua. La anterior ecuación se puede expresar matricialmente como

$$\Phi_2 = (C\delta m)^T (C\delta m)$$

Φ_2 puede minimizarse, asumiéndose que Φ_1 es una constante conocida, lo que proporciona

$$\Phi = \Phi_2 + \lambda^{-1} (\Phi_1 - \text{constante}),$$

así que el método de los multiplicadores de Lagrange produce

$$(J^T J + \lambda C^T C)\delta m = C^T \delta e.$$

El problema principal que ahora se plantea es hallar los elementos de J . Hay varias técnicas que se pueden emplear para ello (por ejemplo, Edwards et al., 1984; McGillivray y Oldenburg, 1990).

Los modelos bidimensionales a elegir para la inversión de las resistividades consideran dos variantes: en la más simple se propone un número de bloques rectangulares de dimensiones semejantes y resistividades constantes. El número de bloques puede ser igual al número de datos de resistividad (Barker, 1992; Loke, 1994). En una segunda variante se obtienen mejores resultados mediante bloques pequeños cerca de la superficie y bloques más grandes a mayor profundidad (Loke, 1994).

El método de MC-SC se basa en una forma modificada de la última ecuación matricial expuesta líneas arriba, expresada como

$$(J^T J + \mu F) \mathbf{d} = J^T \mathbf{g}$$

donde

$$F = f_x f_x^T + f_z f_z^T,$$

f_x = filtro de aplanado horizontal

f_z = filtro de aplanado vertical

J = matriz jacobiana de derivadas parciales

J^* = traspuesta de J

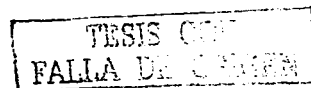
μ = factor de amortiguamiento

\mathbf{d} = vector de perturbación del modelo,

\mathbf{g} = vector de discrepancia.

Una ventaja de este método es que el factor μ y los filtros de aplanado se pueden ajustar para satisfacer diferentes tipos de datos.

En el método de inversión empleado, se aplica la técnica de diferencias finitas propuesta por Dey y Morrison (1979), modificada por Loke (1994). Esta técnica básicamente determina el potencial en los nodos de la malla rectangular, que consiste de $L \times M$ nodos, considerando los valores de resistividad de cada bloque, que pueden ser diferentes entre sí. De esa manera se genera una seudosección de resistividades aparentes que posteriormente se empleará en la técnica de inversión, para obtener finalmente una imagen de resistividades verdaderas (Loke, 1994). Empleándose una malla muy fina, es posible modelar a las estructuras geológicas más complejas con gran calidad.



INTERPRETACION DE PERFILES DE TOMOGRAFIA RESISTIVA.

Los resultados de la interpretación realizada haciéndose uso de un programa que realiza tres iteraciones con el algoritmo de inversión de mínimos cuadrados de suavizado controlado son exhibidos en las figuras v.19 a v.26.

Estudios realizados empleándose SEVs en varias partes del mundo permiten realizar una excelente diferenciación del material (geológico y de desecho) de un tiradero (Kobr y Linhart, 1994), lo que debe ser extensivo para la tomografía resistiva. Se ha visto que la distribución espacial de los componentes de desechos indica zonas con bajas resistividades ($50 \Omega\text{m}$, Figueiredo et al., 1998; $< 15 \Omega\text{m}$, Ogilvy et al., 1998; $30 \Omega\text{m}$, Olayinka y Yaramanci, 1998).

Las figuras muestran esos mismos rasgos generales: zonas de baja e intermedia resistividad cubriendo contrastantemente a zonas de alta resistividad. Los órdenes de resistividades parecen concordar con el seno del vertedero, conformado por el paquete de terrígenos, desechos y lixiviados, y con el sub-basamento andesítico. Los valores de resistividad más bajos podrían indicar la presencia de los líquidos lixiviados.

En todas las secciones invertidas los valores de resistividades que parecen corresponder a acumulaciones de lixiviados ocurren en el rango entre los 10 y los 20 Ωm . El rango entre 20 y 100 Ωm correspondería al seno del vertedero conformado por terrígenos, y que posiblemente no contenga cantidades significativas de lixiviados, mientras que el sub-basamento andesítico estaría representado por zonas con valores de resistividad de entre 150 y 500 Ωm .

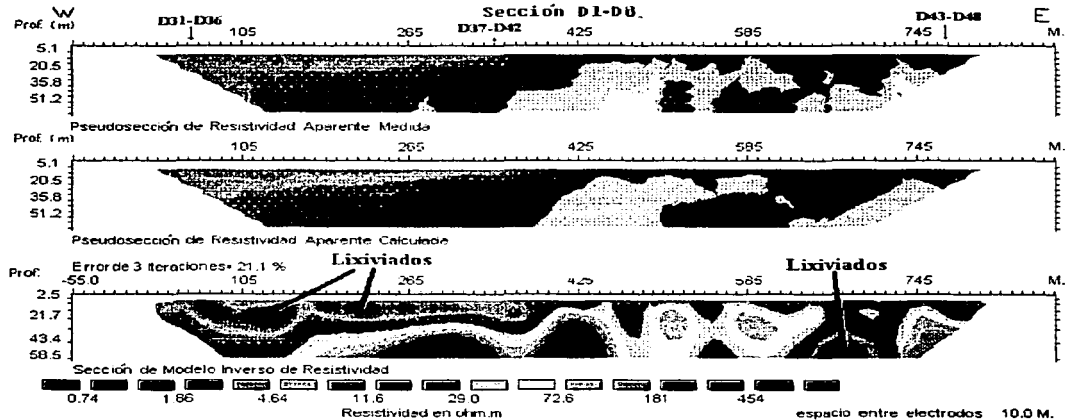


Figura v.19- Interpretación de la sección D1-D8 mediante el método de Loke (1994). Se señalan los rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

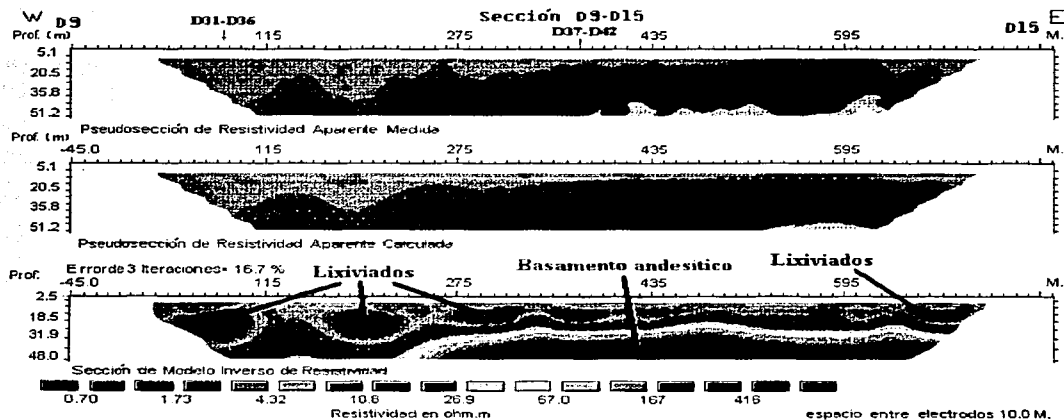


Figura v.20.- Interpretación de resistividad de la sección D9-D15 mediante el método de Loke (1994). Se señalan los principales rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

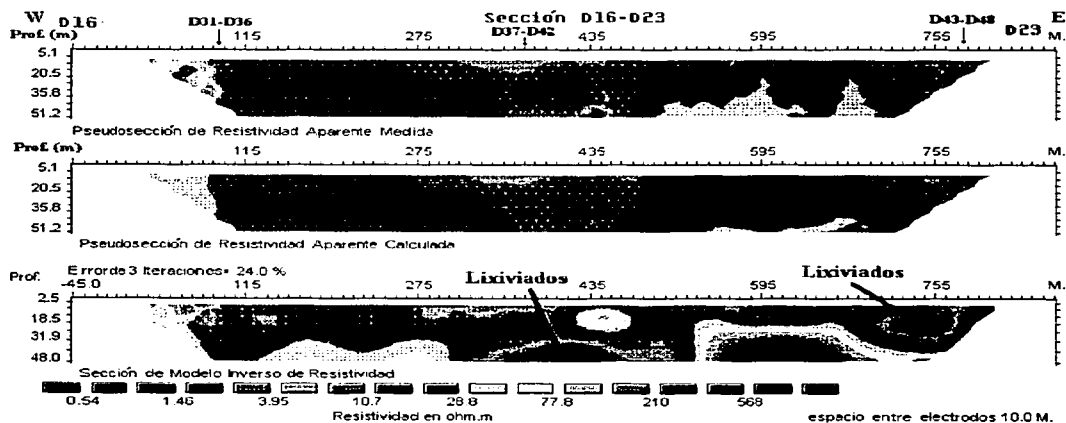


Figura v.21.- Interpretación resistiva de la sección D16-D23 mediante el método de Loke (1994). Se señalan los rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

TESIS CON
FALLA DE COPIA

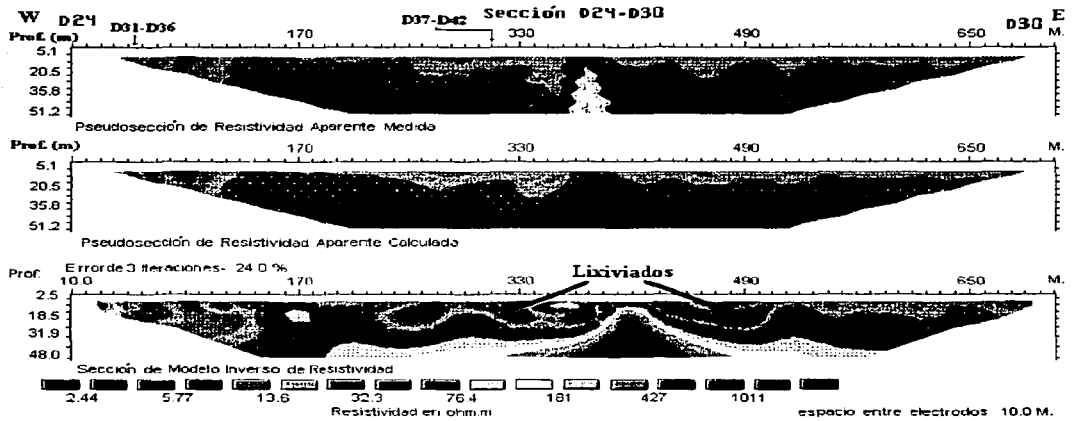


Figura 5.22.- Interpretación resistiva de la sección D24-D30 mediante el método de Loke (1994). Se señalan los rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

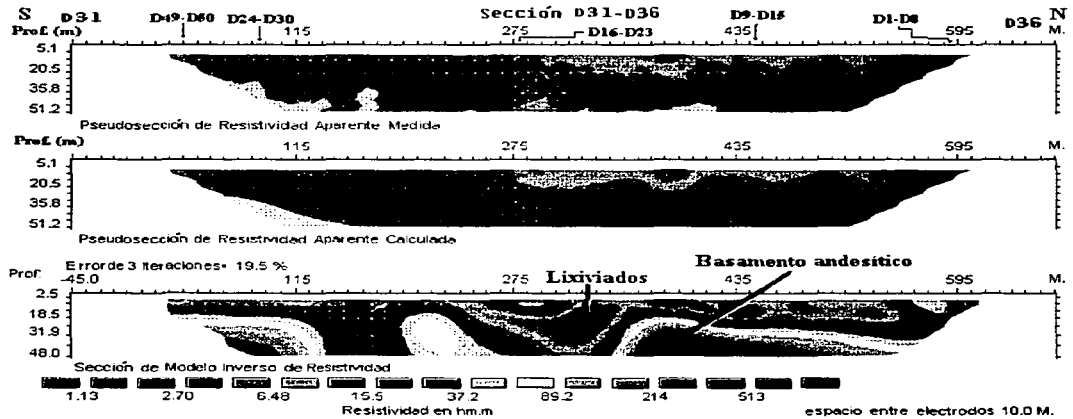


Figura 5.23.- Interpretación resistiva de la sección D31-D36 mediante el método de Loke (1994). Se indican los principales rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

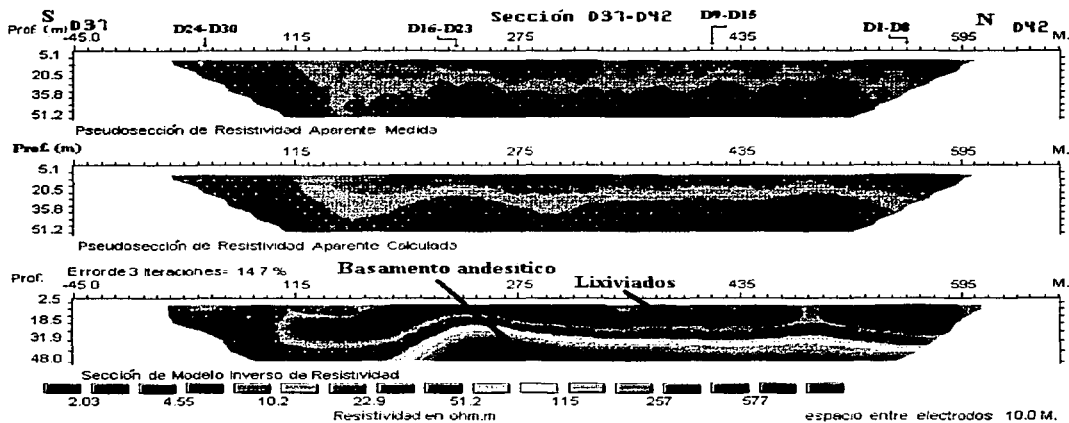


Figura v.24.- Interpretación resistiva de la sección D37-D42 mediante el método de Loke (1994). Se indican los principales rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

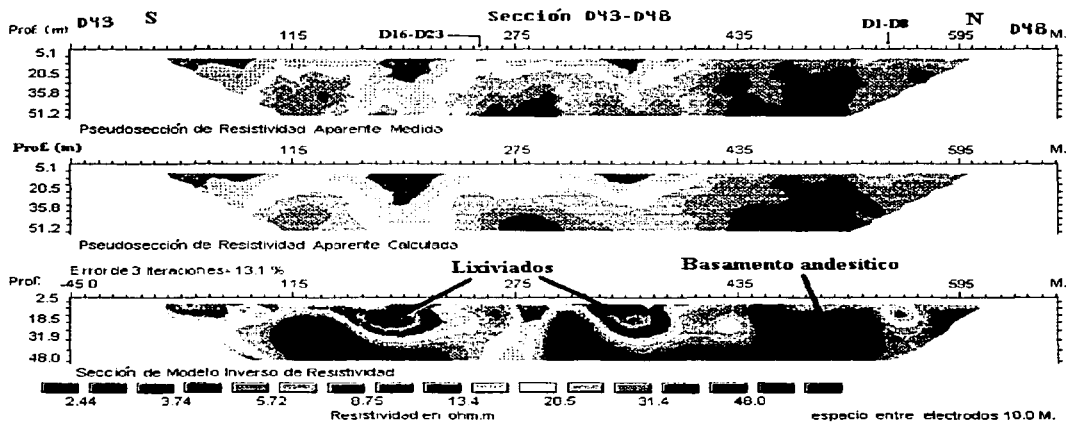


Figura v.25.- Interpretación de resistividad de la sección D43-D48 mediante el método de Loke (1994). Se indican los principales rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

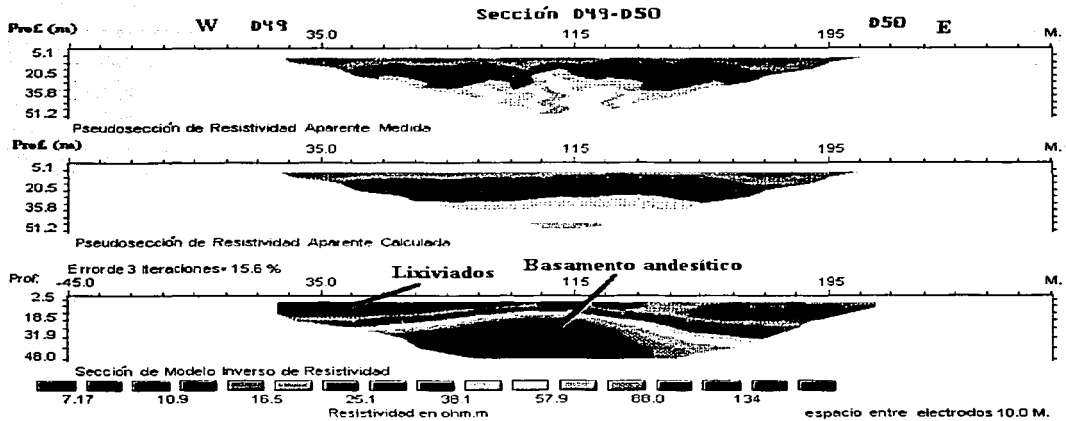


Figura v.26.- Interpretación de resistividad de la sección D49-D50 mediante el método de Loke (1994). Se indican los principales rasgos inferidos en el modelo (sección inferior).

Hay un comportamiento muy interesante en los modelos que atraviesan al vertedero de oeste a este, y que se correlacionan con los resultados que se han obtenido mediante la interpretación de los datos de los campos potenciales. El basamento andesítico exhibe un gran hundimiento en la parte oeste del depósito. Este hundimiento, observable en las secciones D9-D15 y D16-D23 (Figs. v.20 y v.21), concuerda con el área donde se realizaron las mediciones de campos potenciales. No obstante tal hundimiento, que parece sobrepasar en algunos puntos los 50 metros de profundidad (secciones D9-D15 y D24-D30, por ejemplo; Figs. v.20 y v.22), no se observa una fuerte acumulación de líquidos lixiviados que lleguen a tal profundidad. En todas las secciones, con excepción de la sección D37-D42 (Fig. v.24), los lixiviados se acumulan más o menos de forma puntual, alcanzando en todos los casos la superficie del vertedero para formar charcos. En el caso de la sección D37-D42, la acumulación de lixiviados ocurre de forma continua, correlacionada totalmente con una franja del piso deprimida y paralela a la sección, que en diferentes temporadas del año ha albergado grandes acumulaciones superficiales de esos líquidos. La escasa presencia de lixiviados sobre la superficie cortada por el perfil D16-D23 podría deberse a que el piso en esa sección está formado por grandes bloques andesíticos de diámetro aproximado de un metro. En las secciones D16-D23 (posición aproximada a 410 metros) y D31-D36 (posición aproximada a 325 metros) se aprecia lo que aparenta ser una fuga vertical de lixiviados, indicando la presencia de una falla o fractura indicada por la discontinuidad vertical del sub-basamento en ese punto del vertedero.

En el sur y en el norte, el basamento andesítico se muestra como una serie de bloques de escasa longitud (secciones D1-D8, D16-D23 y D24-D30), mientras que en el centro representa una estructura muy prolongada y de topografía casi horizontal (sección D9-D15). Esto último

también se observa en la sección D37-D42 que también atravieza por el centro del vertedero. A lo largo de toda la parte oriental del vertedero puede observarse que prácticamente no ocurren líquidos lixiviados, salvo dos rasgos que parecen corresponder con migración de estos líquidos hacia el exterior del vertedero, y que ocurren al nivel de la cima del sub-basamento, exactamente sobre la base del vertedero. Este resultado es concordante con la situación topográfica del vertedero, ya que se presenta en la parte más alta del mismo.

Es significativo que los resultados son siempre más satisfactorios si las estructuras pueden ser aproximadas a modelos en 2-D. Cuando se trazan perfiles casi perpendiculares, como en el caso de este estudio, suelen aparecer interpretaciones aparentemente contradictorias o ambiguas. Esto se puede observar en los perfiles D9-D15 y D31-D36, pues mientras en el primero se exhibe un sub-basamento deprimido en la parte oeste, en el segundo perfil y en el mismo punto el sub-basamento está más elevado. A pesar de ello los resultados son bastante satisfactorios.

Con base en estos resultados se ha elaborado una imagen tridimensional de lo que se propone como la cima del sub-basamento andesítico del vertedero (Fig. v.27). En este caso los límites de este cuerpo podrían coincidir con fallas de desplazamiento principalmente norte-sur y NW-SE, por lo que la migración de los lixiviados, de acuerdo a esta interpretación, tendería con la misma dirección. No se puede descartar que ocurra además flujo vertical de lixiviados, especialmente revelado por bajos valores de resistividad que se alojan en direcciones casi NW-SE y se exhiben en los extremos occidental y oriental del vertedero (Figs. v.23 y v.25).

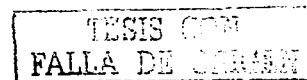
CONCLUSIONES.

Tanto este estudio como otros estudios realizados revelan la importancia de la tomografía resistiva aplicada a rellenos sanitarios o vertederos de desechos caseros.

La interpretación de secciones iso-resistivas en el vertedero de Matatlán mediante inversión propone la presencia de dos características importantes en cuanto al comportamiento de los líquidos lixiviados: 1) la acumulación debida a un hundimiento del basamento andesítico en las porciones oeste y este del vertedero, y 2) la presencia de fallas que atraviesan el área de norte a sur y en sentido NW-SE, y que parecen alcanzar y atravesar la base del vertedero en la porción centro-sur, lo que permite que los lixiviados puedan migrar a horizontes más profundos. La primera característica es importante para los trabajos de reinyección de los lixiviados que se pretenden realizar como medida de remediación de la contaminación del depósito, al proponerse una zona como apta para recibir este tratamiento de remediación, sin el peligro de que los líquidos migren hacia fuera del depósito. Otro resultado interesante de la inversión de las secciones eléctricas es la ubicación del sub-basamento andesítico, que forma la base del vertedero. Al centro de la zona este cuerpo geológico no parece muy afectado por procesos de fallamiento y dislocación de bloques, mientras que hacia los límites del vertedero, que están flanqueados por tres cañones profundos, el sub-basamento se encuentra altamente fracturado en diversos bloques, lo que permite altas tasas de migración de los lixiviados.

Los resultados muestran además la alta correlación existente entre zonas de bajas resistividades con la acumulación de los líquidos lixiviados.

Por otra parte, el empleo del potencial espontáneo para investigar rellenos o vertederos ha proporcionado resultados satisfactorios también, especialmente para delinear límites de depósitos o estructuras que afectan basamentos de los mismos. Los resultados expuestos en la interpretación de dos perfiles de potencial natural mediante modelado directo e inversión tienden a reforzar más que a complementar a la inversión de los datos de tomografía eléctrica. La interpretación de los perfiles de potencial espontáneo indica que las anomalías son debidas



notablemente a la presencia de los lixiviados a profundidades coincidentes con las profundidades aportadas por la inversión de tomografía eléctrica. Destaca la existencia de flujo vertical a lo largo de una falla o fractura que atraviesa al perfil II-II'. Este resultado es arrojado tanto por el modelado directo como por la inversión basada en la técnica de DiMaio y Patella (1994).

De la imagen de la cima del sub-basamento andesítico del vertedero, elaborada de acuerdo a los resultados de la inversión de los datos de la tomografía eléctrica se resume que la misma cima no es completamente plana, teniendo profundidades de entre 40 y 50 metros en el interior del sitio, mientras que casi aflora en los límites del mismo, principalmente hacia el límite noreste y sureste, y se eleva hasta casi 30 metros en el centro, con una tendencia NE-SW, la misma tendencia que muestra la elevación del sub-basamento en la parte sureste.

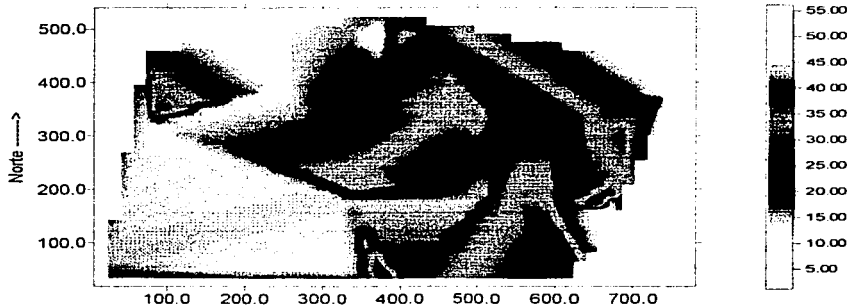


Figura v.27.- Imagen tridimensional de la cima del sub-basamento andesítico, propuesta por los resultados de la inversión de los perfiles D1-D8 a D49-D50 señalados en la Figura v.3 (los valores en la columna son profundidades, en metros).

La superficie en el vertedero es aproximadamente plana, sin embargo, las anomalías de potencial espontáneo negativas que ahí ocurren concuerdan con las grandes anomalías negativas que se han reportado en varios estudios, en el sentido de que éstas últimas son debidas a los niveles freáticos del agua subterránea en zonas montañosas. Por ejemplo, Gay (1967), Nayak (1981) y Corwin y Hoover (1979) reportan potenciales de -1842 , -1940 y -2693 mV, respectivamente. En nuestro caso los potenciales naturales negativos se explican por áreas someras del nivel "freático" de los líquidos lixiviados; la aplicación simultánea de las técnicas de inversión y el modelado directo de las anomalías de potencial natural proporciona una profundidad promedio del nivel de los lixiviados de dos metros aproximadamente.

CAPITULO VI. LEVANTAMIENTO ELECTROMAGNETICO CON VLF. SUS PRINCIPIOS, TECNICAS DE PROCESADO Y RESULTADOS EN MATATLAN, JALISCO.

INTRODUCCION

Los métodos de prospección electromagnéticos (EM) descansan en la medición de campos secundarios generados por cuerpos conductores en el terreno, cuando se sujetan a una señal EM primaria. Existen métodos "pasivos" y "activos". La técnica de Muy Baja Frecuencia (VLF, en inglés) es una técnica pasiva que emplea la radiación de poderosos radiotransmisores como señal primaria. Esta radiación EM viaja en tres modos: ondas de cielo, ondas de espacio y ondas de terreno. A enormes distancias de las antenas transmisoras se recibe la onda de cielo, guiada por la ionosfera y la superficie terrestre, y cuyo campo se puede considerar a tales distancias como el de una onda plana.

En sus inicios el método VLF había sido usado principalmente para prospección minera (Paál, 1968; Paterson y Ronka, 1971), pero también se ha empleado para mapeo geológico y particularmente para localizar zonas de falla angostas (Phillips y Richards, 1975). Más recientemente ha encontrado aplicaciones en problemas de contaminación (Greenhouse y Harris, 1983).

En este escrito se describen los resultados inmediatos de dos levantamientos realizados en Matatlán, Jalisco, empleándose un equipo VLF-OMNI-MAG amablemente facilitado por el CIIDIR. Se detallan los principios del método, las técnicas de campo, y los resultados preliminares obtenidos, así como algunos procesados numéricos empleados para analizar con mayor detenimiento la información, en particular los filtros de Fraser y de Karous y Hjelt. No se incluye la descripción de la zona debido a que ello fue expuesto en anteriores capítulos.

TEORIA DEL METODO DE VLF.

El método VLF hace uso de uno o más radiotransmisores distantes que trabajan en una banda de frecuencia que ha sufrido modificaciones con el tiempo: 15-25 kHz (Kaikkonen, 1979), 10-30 kHz (Olsson, 1980), y 15-30 kHz (Beamish, 1994). A grandes distancias de la fuente transmisoras el campo primario es considerado una onda plana.

Cualquiera que sea la fuente del campo magnético secundario (CMS, de ahora en adelante), éste se orienta en cualquier dirección, pudiéndose representar por un vector. Así mismo, el campo magnético primario (CMP, de ahora en adelante) puede representarse también por un vector en posición horizontal y a 90° de la línea formada entre el punto de observación y el transmisor. La suma de ambos vectores da un vector resultante que traza una elipse con el tiempo, al oscilar con la frecuencia del transmisor. Esta elipse tiene una orientación arbitraria, pero se polariza hacia el CMP. Así, el campo total VLF está elípticamente polarizado. En estas condiciones pueden tenerse dos casos: un campo circular ó un campo linealmente polarizados.

Es usual examinar el comportamiento de los componentes magnéticos para aplicaciones en prospección (Kaikkonen, 1979). En la práctica general, en los inicios del método, realizados en su gran mayoría con equipos EM-16, se medían dos parámetros: a) el ángulo de ladeo, inclinación, ó α , que es el ángulo del eje mayor de la elipse de polarización magnética con respecto a la horizontal, y b) la elipsidad (e) en el plano X,Z , que es la razón entre el eje menor y el eje mayor de la elipse de polarización. El ángulo de ladeo, como se aprecia en la Figura vi.1, está dado por:



$$\tan 2\alpha = \pm \frac{2(H_z/H_x) \cos \Delta\phi}{1 - (H_z/H_x)^2} \quad 1$$

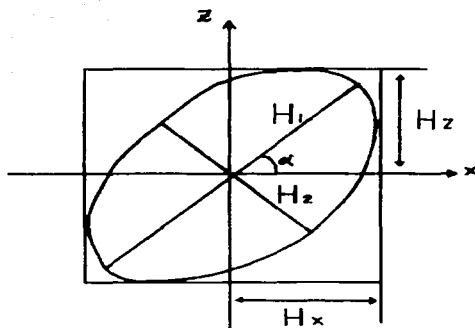


Figura vi.1.- Elipse de polarización del campo VLF y sus componentes principales, y la elipsidad por:

$$e = \frac{H_z H_x \sin \Delta\phi}{H_1^2} \quad 2$$

donde

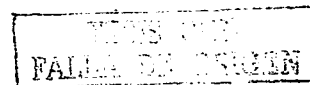
$$H_1 = H_z e^{i\Delta\phi} \sin \alpha + H_x \cos \alpha \quad 3$$

(Smith y Ward, 1974).

La tangente del ángulo de ladeo y la elipsidad son buenas aproximaciones a la componente en fase (real) y a la componente en cuadratura (imaginaria o fuera de fase) del campo secundario vertical sobre el campo horizontal primario, respectivamente, y se pueden emplear para representar a estas cantidades dentro de límites aceptables (Paterson y Ronka, 1971). En equipos más modernos se miden las mismas componentes pero del campo secundario horizontal. Estos son los parámetros fundamentales que describen por completo al campo VLF total.

ANOMALIAS VLF.

Las anomalías o perturbaciones en el campo VLF son ocasionadas por variaciones en la conductividad dentro de la tierra. Esto excluye variaciones causadas externamente, tales como



cambios ionosféricos, condiciones meteorológicas, o simplemente cambios operacionales en el transmisor.

La anomalía más fundamental es la respuesta de una tierra uniformemente conductiva (homogénea) al campo primario VLF. De hecho, los efectos siempre están presentes en grados variables y como tales se consideran parte del campo primario. Sin embargo, se agrupan como respuesta anómala.

La onda VLF viaja sobre la superficie y es doblada o refractada verticalmente hacia abajo. De este proceso resultan 4 observaciones importantes:

1.- La onda EM viaja directamente hacia abajo, a pesar del ángulo de incidencia, con ambos campos paralelos a la superficie. El campo magnético es normal a la línea que conecta al punto de observación al transmisor y el campo eléctrico es paralelo a dicha línea.

2.- Ambos campos se atenúan cuando viajan dentro de la tierra.

3.- El campo eléctrico va adelante del campo magnético por $\pi/4$ radianes o 45° .

4.- Ambos campos continuamente se defasan por la misma cantidad cuando viajan en el subsuelo. En el caso del campo eléctrico, esto se adiciona al desfaseamiento inicial de 45° . Este comportamiento se puede cuantificar por medio de las expresiones para ambos campos:

$$H = H_0 e^{-z/\delta} \cos(\omega t + z/\delta) \quad 4$$

y

$$E = \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} H_0 e^{-z/\delta} \cos(\omega t + z/\delta + \pi/4) \quad 5$$

donde

$$\delta = \sqrt{2/\omega \mu_0 \sigma} \quad 6$$

δ es la "profundidad de penetración" ("skin depth") y tiene unidades de distancia. Esta es la profundidad a la que decae la amplitud de la onda a 0.368 o casi 1/3 de su valor inicial. Además, se observa que para cada metro de profundidad, ambos campos se defasan por $1/\delta$ radianes relativos a su cronometrado inicial en la superficie. Este es un proceso de atenuación de la onda, o acortamiento (o cambio de fase) de la longitud de onda.

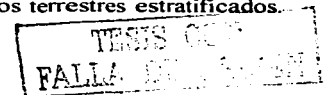
La onda casi pierde toda su energía en el punto donde alcanza una δ . Así se forma un cociente entre los campos. Haciendo esto, y considerando que ρ es el inverso de σ , se obtiene

$$\rho_a = \frac{I}{\omega \mu_0 H_x} \frac{E_y}{H_x}, \phi_a = \frac{\pi}{4} \quad 7$$

donde

ρ_a = resistividad aparente, ϕ_a = ángulo de fase aparente, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$, $\omega = 2\pi f$.

La ecuación para ρ_a es conocida como la ecuación de Cagniard, que proporciona la resistividad real si el terreno es uniforme. Sin embargo, en situaciones no uniformes, a ρ se le llama ρ_a , lo que simplemente significa "la resistividad de un terreno uniforme que produciría la misma razón de campo eléctrico sobre el magnético que la medida sobre un terreno no uniforme". La ecuación de Cagniard se usa ampliamente en la interpretación de modelos terrestres estratificados.



En cambio, ϕ_n difiere en 45° en terrenos no uniformes. Bajo estos marcos, anteriores investigadores han trabajado en el establecimiento de modelos.

EQUIPO Y TECNICAS DE CAMPO

El equipo empleado en este estudio es un VLF OMNI MAG de la marca canadiense Scintrex. Consiste de una unidad compacta o procesador, una unidad de recepción (bobinas) y un armés que facilita las operaciones de tal manera que una sola persona las puede realizar. Podría describirse aquí a este equipo con lujo de detalles, pero no es la intención primordial. Lo que es importante es el manejo y el conocimiento tanto de la ubicación y frecuencia de operación de las estaciones fuente como de los parámetros que aporta el equipo. La versatilidad del instrumento incluye una descripción gráfica de la razón señal/ruido y de la posición del operador con respecto a la unidad receptora en pantalla, así que al momento de la adquisición de los datos se sabe qué calidad tienen. El equipo puede acceder hasta a tres estaciones transmisoras. Los parámetros que proporciona son las componentes del campo secundario EN FASE (real), FUERA DE FASE o CUADRATURA (imaginario), ambos expresados en %, ANGULO DE LADEO o tilt y la INTENSIDAD del campo.

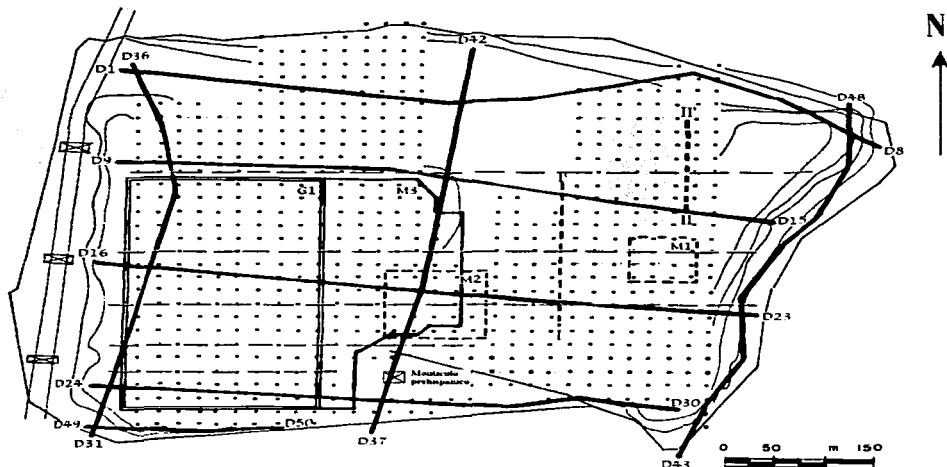
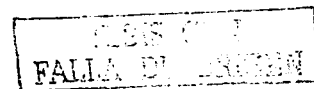


Figura vi.2.- Esbozo del área de los levantamientos con VLF: los puntos corresponden a las estaciones medidas norte - sur, mientras que las líneas punteadas rojas corresponden a los perfiles medidos oeste - este. Otros levantamientos: M1, M2 y M3, levantamientos magnéticos; G1, levantamiento gravimétrico; D1-D8, perfiles de tomografía resistiva; I-I' y II-II', secciones de potencial natural.

Las estaciones empleadas fueron:



1) Cutler, Maine (NAA), que operaba a 17.8 kHz en 1970 (según Paterson y Ronka, 1970), pero que opera ahora a 24.8 kHz. Se ubica a 40° al NE de Matatlán.

2) Jim Creek, Washington (NLK/NPG) que operaba a 18.6, pero ahora opera a 24.0 kHz. Se ubica entre 15° y 20° al NW de Matatlán.

3) Lualualei, Hawaii (NPM) con 23.4 kHz desde entonces, y que se ubica a 90° al W de Matatlán (azimut de 270°).

La ubicación de los puntos de mediciones o estaciones VLF se esboza en la Figura vi.2. En un primer levantamiento se realizaron mediciones en líneas orientadas N-S y de W a E, con intervalos entre estaciones y entre líneas de 20 metros. Debido a la morfología y a la actividad vehicular en el terreno, no se pudo configurar una malla cuadrada de mediciones. En este primer levantamiento se emplearon sólo las estaciones fuente 2 y 3, ya que la estación NAA estaba dando una razón señal/ruido muy baja. Esta fue incluida en el segundo levantamiento, en el que se erigieron 5 travesas orientadas W-E, y con diferentes distancias entre ellas, pero con la misma distancia de 20 metros entre estaciones (indicadas por líneas punteadas rojas en la Figura vi.2).

GRAFICADO DE PARAMETROS VLF.

Para una descripción detallada de datos de una sola línea, los diferentes parámetros VLF son graficados en forma de perfil. La elección de las escalas horizontal y vertical es arbitraria, pero debe hacerse de tal manera que los perfiles reflejen claramente respuestas anómalas.

Probablemente la forma más popular para presentar datos sobre un área dada es de perfiles apilados. Estos sólo son perfiles a lo largo de cada travesa graficada en un mapa en la misma posición relativa que las demás líneas; la escala vertical debe ser tal que no se crucen los perfiles de líneas adyacentes, excepto en el caso de anomalías particularmente fuertes. Un filtro FRASER o HJELT aplicado a estos perfiles producirá un mapa que puede contornearse. Estos filtrados son descritos posteriormente.

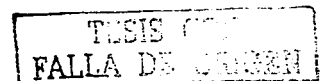
La información del primer levantamiento ha sido graficada en planos de contornos directamente sin filtrados, exhibidos en las Figuras vi.3, vi.4, vi.5 y vi.6. Los parámetros de las líneas del segundo levantamiento se presentan en perfiles apilados (Figs. vi.7, vi.8, vi.9 y vi.10). En cualquiera de los dos modos de presentación pueden observarse rasgos anómalos. En posteriores procesados se pretende interpretar cuantitativamente la información aquí vertida.

RESULTADOS E INTERPRETACION.

La decisión de ejecutar ya sea una interpretación cuali o cuantitativa está basada en lo que quiere el interpretador de los datos, y sobre qué información se puede extraer de los mismos. En muchas circunstancias, la respuesta VLF simplemente no será dócil a un modelado. Posibles causas:

- a) Efecto de traslape de otras anomalías.
- b) Atenuación y cambio de fase por cubierta conductora.

Ciertamente, el grueso de la interpretación será de naturaleza cualitativa. De hecho, hasta 1980 la interpretación se había basado principalmente en argumentos cualitativos, despreciando la influencia de cubiertas y rocas huéspedes conductoras (por ejemplo, Olsson, 1980). Una interpretación completa abarcaría el reconocimiento de anomalías, selección de un tipo de modelo general, y algún análisis rudimentario tal como profundidades a la fuente. En adición, se puede determinar alguna idea general como la conductividad del objetivo.



Interpretación cualitativa.

Aunque el tipo de información que proporciona el método VLF debe ser de alguna manera filtrado para ser presentado en contornos (lo que se acostumbra realizar enfatizando los rasgos positivos), se decidió exponer en forma cualitativa las mediciones de los cuatro parámetros que proporciona el equipo empleado.

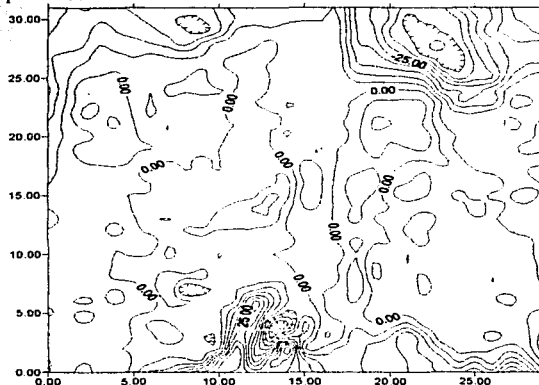


Figura vi.3.- Componente en fase del campo VLF. Isolíneas a cada 3 %. Las coordenadas deben multiplicarse por 20 metros.

En algunas situaciones es posible inferir cualitativamente la conductividad del cuerpo fuente. Por ejemplo, en terrenos altamente resistivos la razón de las componentes en fase/fuera de fase es una medida de la conductividad del objetivo. En cambio, una cubierta conductiva puede tener un efecto profundo en la respuesta. Esto es bien claro en un ambiente de gran producción y acumulación de elementos altamente conductivos como el vertedero de Matatlán. Las anomalías mostradas tanto en la componente en fase (Fig. vi.3) como en la componente fuera de fase (Fig. vi.4) ocurren en puntos donde el afloramiento de lixiviados es muy extensivo. También una malla metálica que circunda al montículo prehispánico, y que se localiza al sur del vertedero, produce un efecto debido a su alta conductividad. Una observación interesante que surge entre ambos planos es la anomalía alargada norte-sur de la parte central, que es negativa en la componente en fase y positiva en la componente de cuadratura. Además, las áreas de deposición y mezclado de basura nueva que a la fecha del levantamiento existían se aprecian claramente como anomalías cerradas. Predomina este comportamiento en el área principal, al norte del vertedero, que se ve como un gran mínimo en la componente en fase (Fig. vi.3).

El comportamiento del ángulo de inclinación de la elipse de polarización es claramente proporcional al comportamiento de la componente en fase del campo VLF (Fig. vi.5).

Un parámetro aparentemente poco útil pero que aporta información diferente sobre el levantamiento se trata de la intensidad del campo secundario. El gran mínimo alargado norte-sur que aparece en el plano (Fig. vi.6) no es un efecto del muestreo, ya que las distancias entre estaciones es constante y la misma en ambos sentidos (X,Y). Es más bien el reflejo de una gran estructura que ha aparecido en información aportada por otras técnicas como la de resistividad en el

mismo sitio y con la misma disposición. De acuerdo al estudio de resistividad realizado por la compañía particular que administra el lugar, se trata de una gran falla cuya profundidad no han determinado. Esto es interesante, ya que tal rasgo no se ve claramente esbozado por los estudios con campos potenciales.

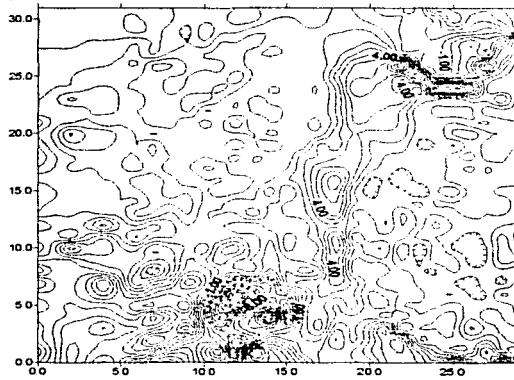


Figura vi.4.- Componente de cuadratura del campo VLF. Las isolíneas son a cada 1 %. Las coordenadas están en m(x20).

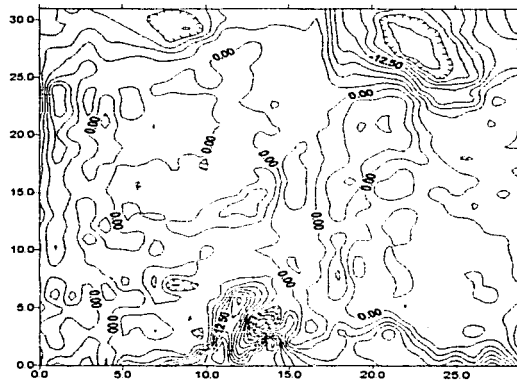


Figura vi.5.- Plano del ángulo de inclinación de la elipse de polarización del campo VLF. Matatlán, México. Las coordenadas están en m(x20).

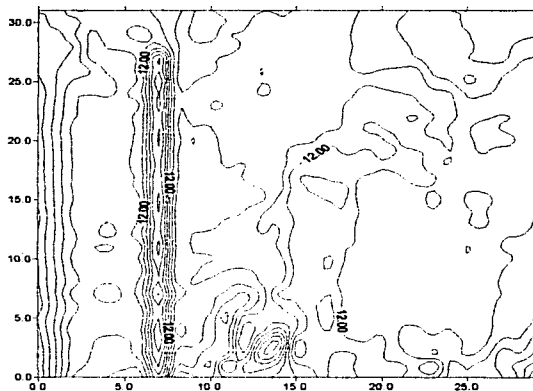


Figura vi.6.- Plano de la intensidad de campo VLF, Matatlán, México. Las coordenadas están en mx20.

Las Figuras vi.7 a vi.10 corresponden a los perfiles apilados de las traversas realizadas en sentido oeste - este. Estos perfiles pueden aportar más información si se colocan juntas ambas componentes en fase y de cuadratura. Por ejemplo, el efecto de conductancia en una cubierta conductora está bien representado por la inversión de signos en ambos componentes del campo, y esto se puede apreciar en las figuras antes mencionadas. Es de interés observar la semejanza entre los resultados aportados por las fuentes de 24.0 y 24.8 kHz.

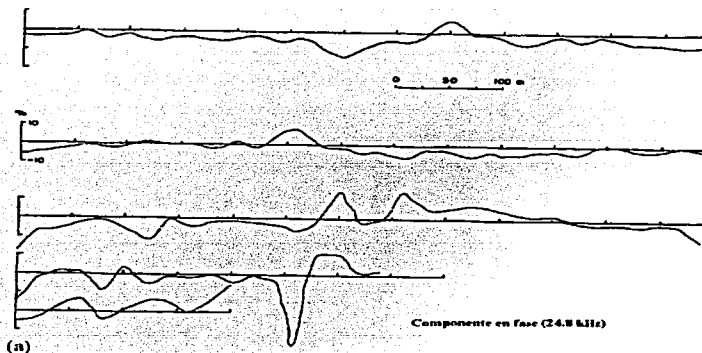


Figura vi.7a.- Perfiles trazados W-E, componente en fase para la frecuencia de 24.8 kHz.

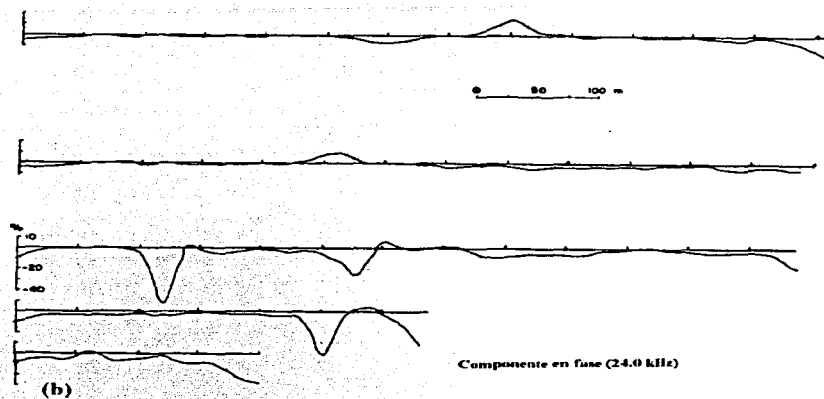


Figura vi.7b.- Perfiles trazados W-E, componente en fase para la frecuencia de 24.0 kHz.

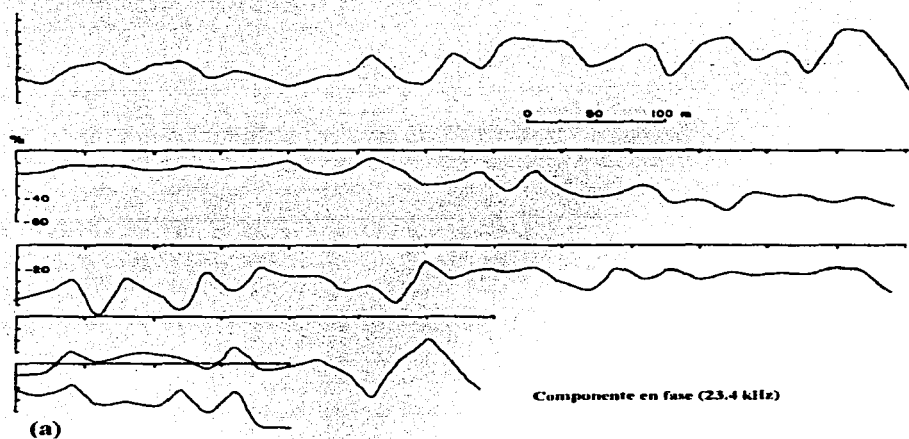


Figura vi.8a.- Componente en fase para la frecuencia de 23.4 kHz.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

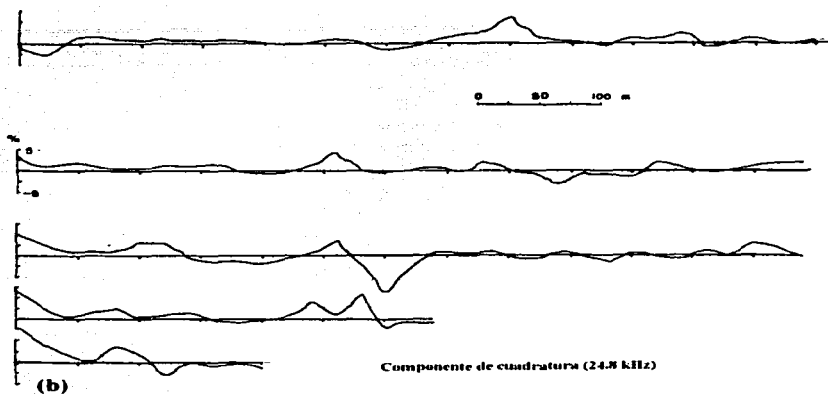


Figura vi.8b.- Cuadratura. frecuencia de 24.8 kHz.

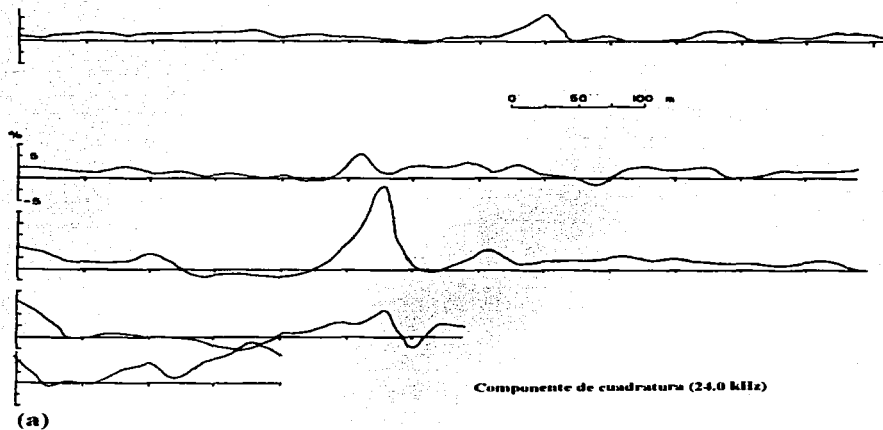


Figura vi.9a.- Componente fuera de fase o cuadratura para la frecuencia de 24.0 kHz.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

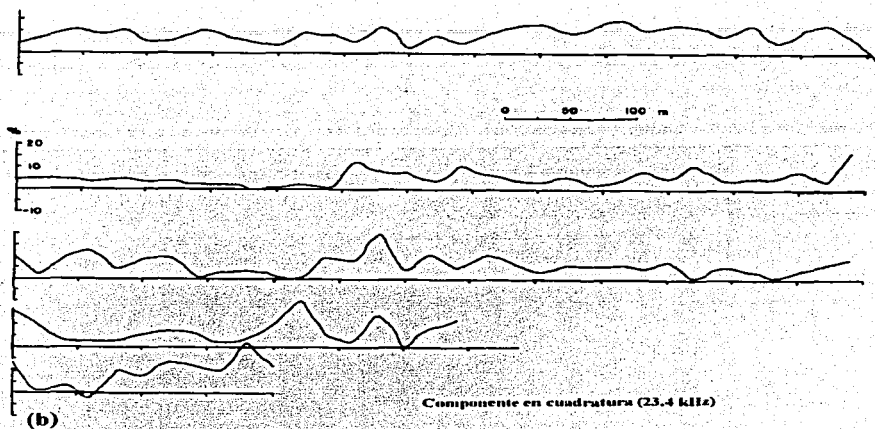


Figura vi.9b.- Cuadratura para la frecuencia de 23.4 kHz.

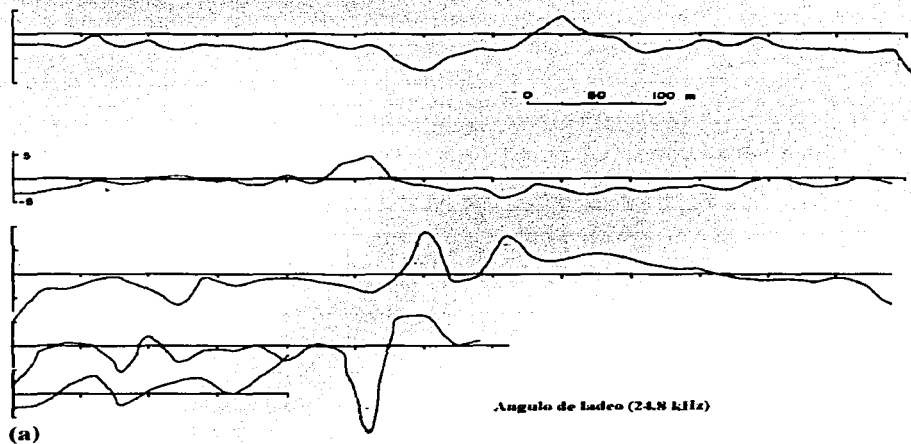


Figura vi.10a.- Angulo de inclinación de la elipse de polarización para la frecuencia de 24.8 kHz.

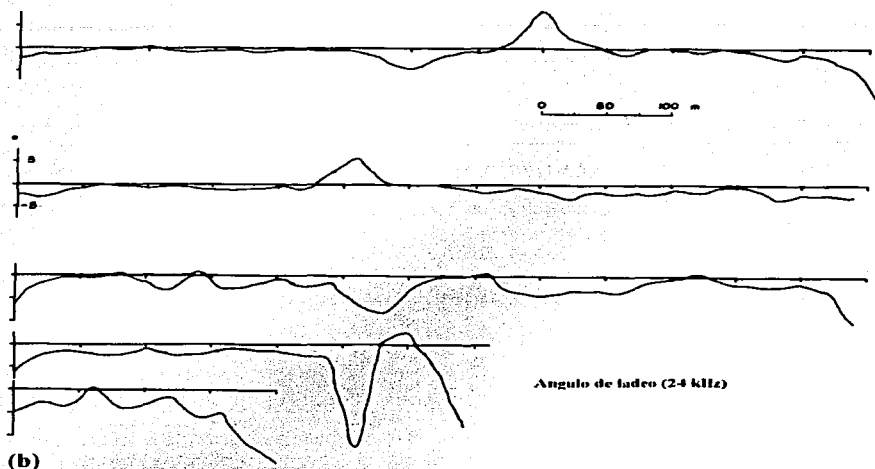


Figura vi. 10b.- Angulo de inclinación de la elipse de polarización para la frecuencia de 24.0 kHz.

Filtro Fraser.

El filtrado Fraser es un proceso aplicado a datos en perfiles para producir resultados que se puedan contornear. El proceso (Fraser, 1969) está diseñado para aquellos parámetros que exhiben una respuesta con cruces por cero, en específico, la componente vertical en fase (H_z) o el ángulo de lado de la elipse de polarización (α).

El proceso es simple. Involucra la convolución de la forma de una anomalía esperada a lo largo de varios perfiles. El filtro tiene 4 puntos, y en la convolución debe ajustarse con la forma de la anomalía.

La interpretación de estos perfiles filtrados es cualitativa. Respuestas muy agudas indican fuentes someras, e, inversamente, anomalías más amplias indican progresivamente fuentes más profundas.

El resultado de este filtrado sobre la componente en fase no varía mucho con respecto al plano original del mismo parámetro (Fig. vi.11). Entre las diferencias se puede apreciar que el mínimo alargado norte - sur que se ubica al centro del vertedero desaparece. Los rasgos positivos significativos pueden indicar dos cosas: 1) el rasgo alargado de la parte oeste, una estructura por donde migran los lixiviados, y 2) el positivo de la parte central, una acumulación o una fuente de los mismos líquidos. De acuerdo a Fraser (1969), el plano arroja mejores resultados si sólo se esbozan los contornos positivos, y aunque esto deberá hacerse a mano, los contornos aportados por interpolaciones en computadora no dejan de ser valiosos.

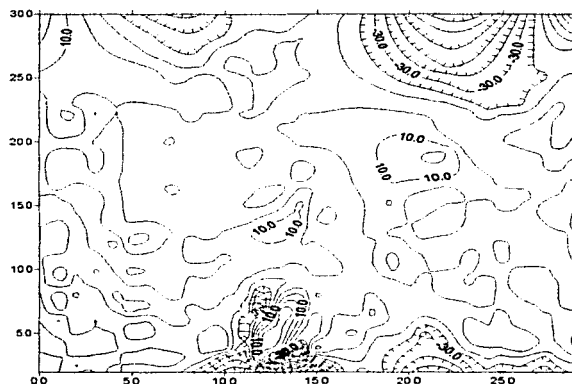


Figura vi.11.- Plano de la componente en fase filtrada mediante la convolución de Fraser. Las coordenadas están en $m(x20)$.

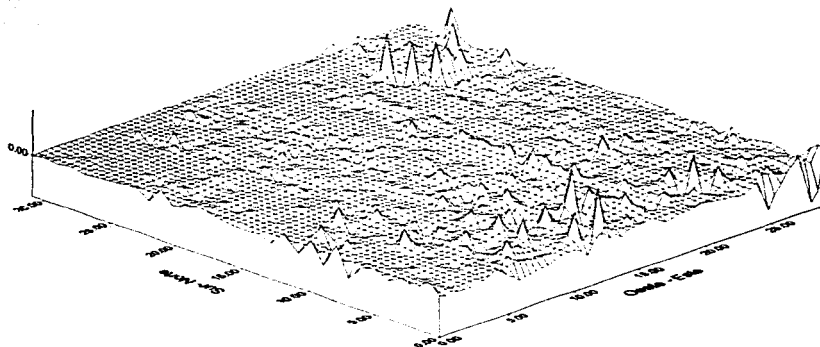


Figura vi.12.- Perspectiva de la segunda derivada horizontal de la componente en fase. Las escalas horizontales corresponden a $m(x20)$.

Segunda derivada horizontal.

Un procesado que resulta interesante para apreciar rasgos anómalos en las mediciones de VLF es la segunda derivada de la respuesta de cuadratura, o componente en fase, que se ha aplicado en Escocia recientemente, aunque esto ha sido sobre la componente de cuadratura de datos obtenidos con un conductivímetro EM-31 (Hobbs y Vickery, 1998). Cualquier cuerpo lineal conductivo se puede caracterizar por una anomalía positiva flanqueada por un valle negativo. En particular, destaca que la basura depositada para el tiempo del levantamiento recrea a un cuerpo altamente conductivo (aglomeración circular de anomalías positivas de la parte norte, Figura vi.12).

Destacan varios rasgos lineales norte-sur, sobre todo en la parte central del levantamiento, que corresponden exactamente con escurrimientos superficiales de lixiviados orientados de esta manera.

Modelado directo.

La interpretación de datos de VLF debe sus inicios a las técnicas de filtrado de Fraser (1969) y de Karous y Hjelt (1983). Sin embargo, al igual que en otros métodos geofísicos, en el método de VLF las primeras técnicas de interpretación consisten en el uso de cuerpos geométricos simples (Paterson y Ronka, 1978). Baker y Myers (1979) obtienen respuestas de VLF similares a las que obtienen Paterson y Ronka (1978), con la diferencia de que los primeros lo hacen mediante modelos de laboratorio, mientras que Paterson y Ronka (1978) lo hacen analíticamente.

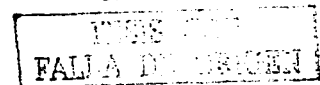
Un modelo realístico del subsuelo debe tomar en cuenta medios con diferentes conductividades, geometría irregular y anisotropía para modelar anomalías de VLF (Kaikkonen, 1979). Estos factores son difíciles de simular en un modelo análogo para situaciones geológicas reales. Kaikkonen (1979) emplea una formulación de elementos finitos partiendo de las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia, para modelar elipsoidad, ángulo de ladeo y el radio de amplitud de VLF, con modelos isotrópicos y anisotrópicos de un dique inclinado encajonado en un medio resistivo. Con la elipsoidad y el ángulo de ladeo se puede discriminar entre buenos y pobres conductores. El ángulo de ladeo y la elipsoidad tienen la misma polaridad para un pobre conductor, pero la elipsoidad cambia en polaridad y forma para un buen conductor (Kaikkonen, 1979).

Tal vez el primer trabajo sobre una inversión de datos de VLF lo presenta Olsson (1980), quien resuelve una ecuación integral numéricamente, convirtiéndola en un sistema de ecuaciones que se resuelve mediante técnicas numéricas iterativas (Olsson, 1980). De esta manera obtiene varias curvas para diferentes modelos con una cubierta conductora. A partir de entonces, se han desarrollado varios métodos de inversión, incluyendo inversión en una dimensión (Hjelt et al., 1985), inversión bidimensional regularizada (Beamish, 1994), inversión tridimensional (Beamish, 1998), o inversión conjunta de datos de VLF y VLF-R con una técnica heurística basada en el recocido simulado (Kaikkonen y Sharma, 1998). Sin embargo, Hjelt et al. (1985) trabajan con datos de VLF-resistivo, técnica que se ha extendido de la técnica convencional denominada VLF-Z (Beamish, 1994) o VLF-EM (Reynolds, 1998). En la técnica VLF-R se obtiene esencialmente información de una sola frecuencia midiendo componentes perpendiculares de los campos horizontales eléctrico y magnético, y proporcionando así valores de impedancia. Beamish (1994) y Kaikkonen y Sharma (1998), a su vez, también trabajan con datos de VLF-R. Beamish (1994) hace una extensión de técnicas de inversión no lineales para datos magnetotéluricos al caso de mediciones de VLF-R, y emplea un procedimiento bidimensional de Occam.

Una técnica muy interesante para interpretar datos de VLF se basa en el filtro ideado por Karous y Hjelt (1983), y aunque es modelado directo, proporciona buenos resultados del subsuelo y de cuerpos productores de anomalías VLF. La idea de modelar directamente datos de VLF-EM mediante la técnica de filtrado de Karous-Hjelt parte del hecho de que dicha técnica considera que las heterogeneidades eléctricas en el subsuelo, causantes de la distorsión del campo electromagnético primario, se pueden asociar a líneas de corriente. El filtro lineal desarrollado se aplica conjuntamente con un filtro pasabajas sobre la señal VLF-EM dando como resultado una distribución vertical de densidades de corriente aparentes (López-Sánchez, 1998). Estas densidades representan zonas conductoras en el subsuelo (Marroquín, 2000).

La formulación del filtro Karous-Hjelt para el cálculo de la densidad de corriente es

$$I(0) = k(-0.102H_{-3} + 0.059H_{-2} - 0.561H_{-1} + 0.561H_1 - 0.059H_2 + 0.102H_3),$$



donde k depende del intervalo entre estaciones y H_n es n estaciones atrás (-) o delante (+) de la estación a filtrar (0).

En este estudio se tomaron algunos perfiles oeste - este y norte - sur de la información obtenida para la fuente de 24.0 kHz para interpretarlos mediante la técnica de filtrado de Karous y Hjelt (1983) modificada para aportar fuentes divididas en celdas con resistividades constantes. Siete perfiles se han elegido partiendo del comportamiento de las componentes real e imaginaria, y basándose esencialmente en las áreas cubiertas por las técnicas geofísicas mostradas en los capítulos IV y V (Fig. vi.13). Esto último permitió reducir la ambigüedad de los modelos.

Los perfiles interpretados se exponen en las Figuras vi.14 a vi.20. El programa modela tanto datos de VLF-EM como de VLF-R. En principio genera un modelo primitivo que solamente considera la frecuencia de la fuente y una resistividad para el medio encajonante. Este modelo primitivo se puede modificar y/o se puede añadir otro modelo, que en este estudio se basó en la información proporcionada por la tomografía resistiva y los modelos de campos potenciales, principalmente.

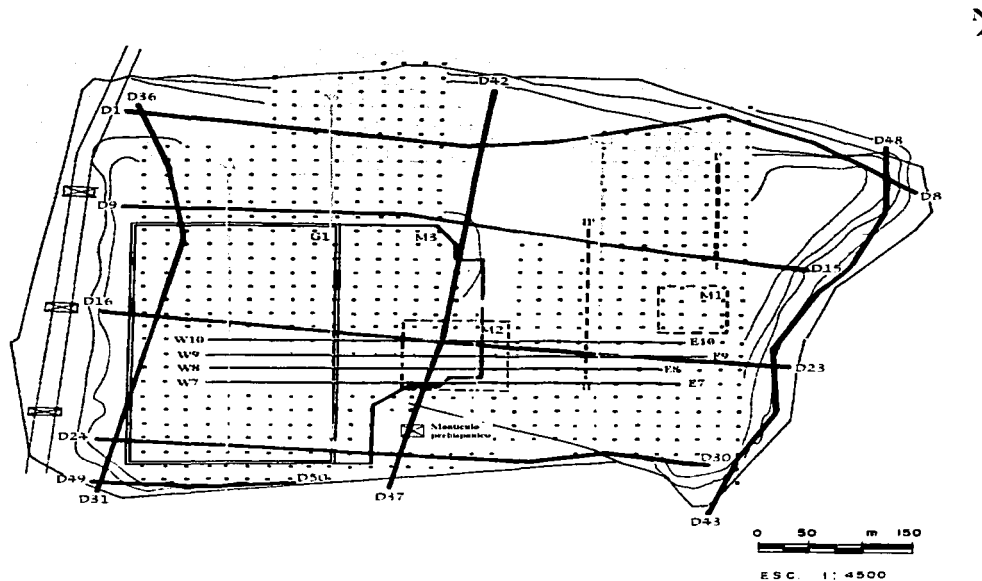


Figura vi.13.- Disposición de los perfiles modelados mediante la técnica de Karous y Hjelt (1983), en azul. Se muestran también las áreas de los levantamientos magnéticos (M1, M2 y M3), gravimétrico (G1), y los perfiles de tomografía resistiva (D1-D8, por ejemplo) y de potencial espontáneo (I-I'). Los puntos corresponden a las estaciones VLF.

TESIS DE
FALLA DE CASCEN

De manera general se modelan cuerpos divididos en celdas que corresponden básicamente a fallas, parte del relleno y elevaciones del basamento andesítico, que suele mostrar las mayores resistividades (Fig. vi.14). Aunque los errores de ajuste entre las curvas calculada y observada son relativamente altos, el comportamiento que esbozan las anomalías calculadas es bastante semejante al de las anomalías observadas. Los cuerpos, y en especial las fallas, concuerdan básicamente con la situación que muestran los perfiles de tomografía resistiva modelados en el capítulo V.

Estos tipos de datos son difíciles de modelar, lo que es atestiguado en el ajuste entre las curvas calculada y observada de la componente imaginaria (en azul, en todas las figuras); básicamente existe un compromiso en algunos casos, pues la variación del tamaño, posición o resistividad de los cuerpos incide en el aumento o disminución de las curvas calculadas entre las dos componentes.

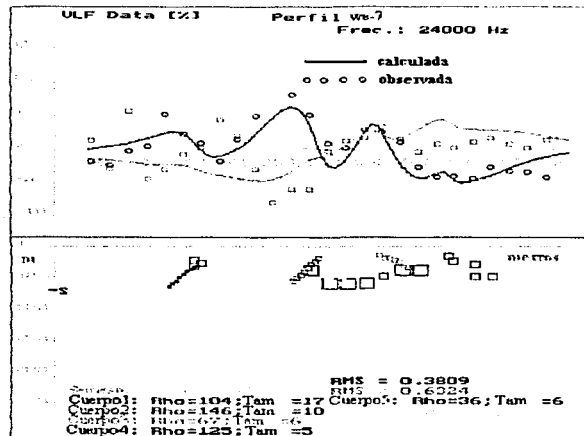


Figura vi.14.- Modelo directo del perfil WE-7 trazado en la Figura vi.13. Los valores de "Rho" están en Ω -m. Los valores del tamaño de las celdas ("tam") están en metros.

Los perfiles WE-8, WE-9 y WE-10 (Figs. vi.15 a vi.17) son bastante coincidentes entre sí, tanto en el comportamiento de las anomalías como en la disposición de cuerpos y resistividades, lo que mejora la información del modelado. En estos tres casos existe una falla aproximadamente a 300 metros cuya resistividad se modela entre 70 y 36 ohm-metros (cuerpo 7, perfil WE-8 y cuerpo 6, perfil WE-9 y WE-10).

En los perfiles de dirección sur-norte se localizan estructuras correspondientes a fallas independientes, a diferencia de las fallas que se modelan en los perfiles oeste-este, que pueden pertenecer a una misma estructura, aunque también aparecen otros rasgos bidimensionales.

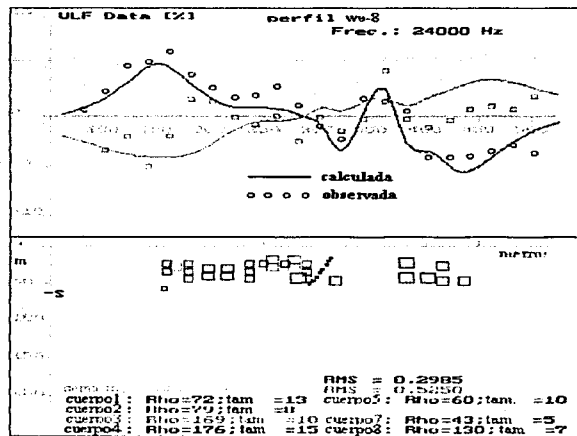


Figura vi.15.- Modelo directo del perfil WE-8 trazado en la Fig. vi.13. Los valores de "Rho" están en Ω -m. Los valores del tamaño de las celdas ("tam") están en metros.

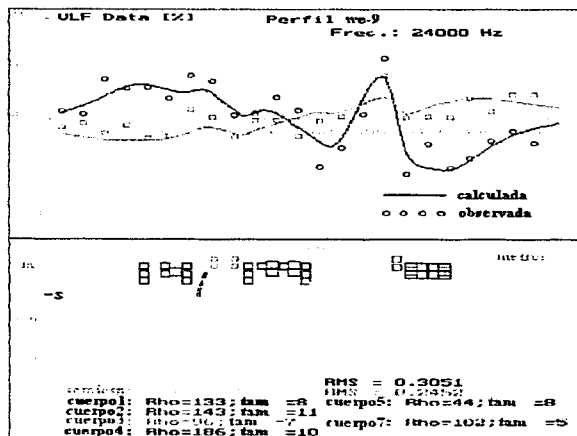


Figura vi.16.- Modelo directo del perfil WE-9 trazado en la Figura vi.13. Los valores de "Rho" están en Ω -m. Los valores del tamaño de las celdas ("tam") están en metros.

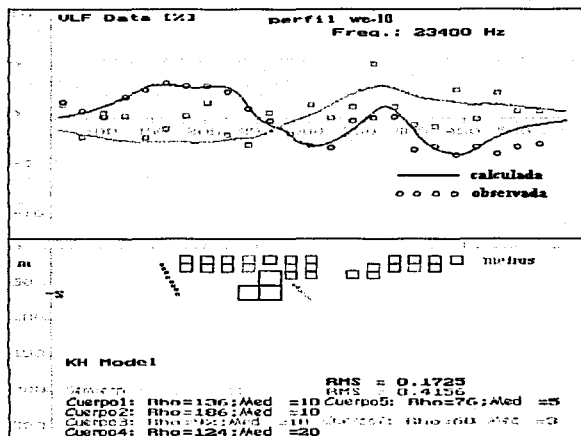


Figura vi.17.- Modelo directo del perfil WE-10 trazado en la Figura vi.13. Los valores de "Rho" están en Ω -m. Los valores del tamaño de las celdas ("tam") están en metros.

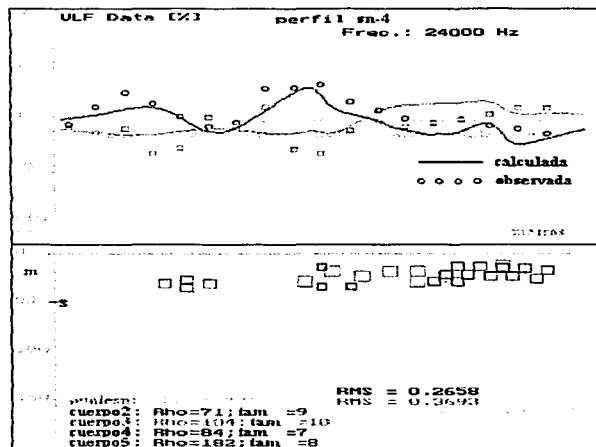


Figura vi.18.- Modelo directo del perfil SN-4 trazado en la Fig. vi.13. Los valores de "Rho" están en Ω -m. Los valores del tamaño de las celdas ("tam") están en metros.

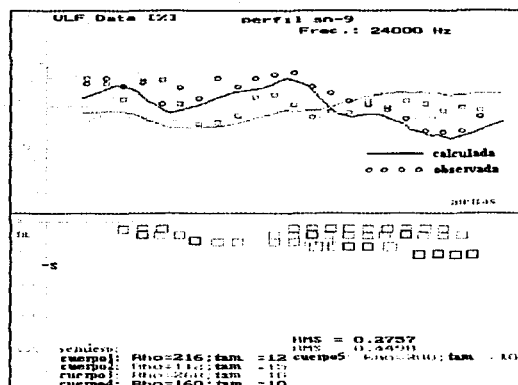


Figura vi.19.- Modelo directo del perfil SN-9 trazado en la Figura vi.13. Los valores de "Rho" están en Ω -m. Los valores del tamaño de las celdas ("tam") están en metros.

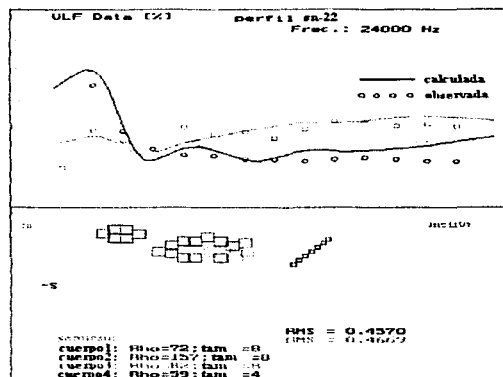
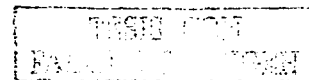


Figura vi.20.- Modelo directo del perfil SN-22 trazado en la Figura vi.13. Los valores de "Rho" están en Ω -m. Los valores del tamaño de las celdas ("tam") están en metros.

Otro rasgo importante dentro del modelado estriba en el uso de un valor de resistividad para el material huésped de los cuerpos, consistente con el basamento andesítico del vertedero. Así se establece que la posición inferior de las celdas de los cuerpos muestra la topografía del basamento.

Debido a que los valores de resistividad empleados en las estructuras inferidas como fallas son bajos, es posible asumir que dichas estructuras permiten la migración de lixiviados a niveles inferiores dentro del basamento; los lixiviados disminuyen las resistividades, y este fenómeno parece provocar anomalías que aparecen en los datos de VLF.



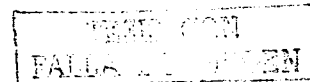
CONCLUSIONES DEL CAPITULO VI. INTERPRETACION AMBIENTAL

En la primera etapa de procesado en la que se aplicó el filtro FRASER a la componente en fase es posible apreciar que las áreas que en el plano no muestran anomalías podrían constituirse en una especie de parteaguas para los lixiviados. Los mínimos tienden a indicar presencia de acumulaciones de los mismos líquidos. Una primera impresión nos indica que estos líquidos contaminantes, y en particular los que se encuentran en el seno del vertedero, no fluyen fuera del mismo. La excepción ocurre en los límites del área cubierta por los datos. El comportamiento de las anomalías en la porción SW de Matatlán indica una gran permeabilidad de la cubierta superficial, y por lo tanto se puede considerar como una zona no apta para la reintegración de los líquidos. Las áreas sombreadas en el plano de contornos son buenas candidatas para la acción de reintegración; para que la información aquí esbozada sea más útil en cualquier labor de saneamiento se requiere que sea apoyada por una extensa tarea geofísica con métodos eléctricos, especialmente con mediciones de potencial espontáneo, pues la penetración de la señal electromagnética se entorpece debido a la capa superficial del vertedero, que es altamente conductora. Un análisis preliminar de la profundidad de penetración, considerando los valores de μ_0 , la frecuencia de cada una de las fuentes y varios valores de resistividad, proporciona la siguiente tabla:

frecuencia (kHz)	resistividad (ohm.m)	prof. de penetr. (metros)
24.0	10	324.873
24.0	5	229.720
24.0	3	177.940
24.0	1	102.734
23.8	10	326.236
23.8	5	230.683
23.8	3	178.687
23.8	1	103.165
24.3	10	322.862
24.3	5	228.298
24.3	3	176.839
24.3	1	102.098
24.3	0.1	32.286
24.3	0.01	10.209
24.3	0.001	3.228

De tales valores se desprende que la profundidad de penetración del campo primario deberá ser mayor en las zonas que presenten menor cantidad de relleno y, por tanto, de lixiviados.

La información cualitativa se enriquece con el modelado directo de algunos perfiles de las componentes anómalas del campo VLF. Existen estructuras 2-D destacadas dentro del basamento andesítico del sitio, que funcionan como canales de migración para los lixiviados, lo que es reflejado en el comportamiento de las anomalías, y en los bajos valores de resistividad con los que se modelan dichos cuerpos. Tales estructuras alcanzan profundidades cercanas a los 50 metros y se han interpretado de otros datos geofísicos, como en la tomografía resistiva, en el potencial espontáneo, en la magnetometría y en la gravimetría.



CONCLUSIONES GENERALES

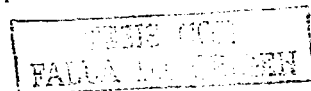
La Geofísica Ambiental actualmente está cobrando una gran importancia debido a los aportes que viene realizando en pro de los graves problemas de contaminación que aquejan al subsuelo, y que afectan de alguna manera a la calidad de vida del ser humano. Una de las grandes ventajas de esta disciplina de la Geofísica Aplicada es la ocurrencia de grandes contrastes físicos en el subsuelo que es afectado por la polución. Algunos métodos geofísicos como los eléctricos y los electromagnéticos, pueden aplicarse directamente para analizar la presencia de polución subsuperficial. Otros, como los métodos potenciales, se han aplicado muy poco a esta clase de problemas, debido a que parecen no aportar soluciones directas.

En este trabajo se han aplicado esencialmente la magnetometría y la gravimetría a un sitio importante, desde el punto de vista ambiental. Este corresponde al vertedero de desechos caseros de Matatlán, que se localiza en una de las márgenes occidentales del cañón del Río Santiago. Debido a que este rasgo geomórfico se halla en los límites del Punto Triple Jalisciense (Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora, 1998) y en la confluencia de la Sierra Madre Occidental con el Eje Neovolcánico, reviste un especial interés. Por ello, se ha analizado información gravimétrica para delinear los principales rasgos tectónicos y estructurales a una escala regional.

La información gravimétrica analizada presume la influencia tectónica de las grandes depresiones que ahí se unen para formar el Punto Triple. Se ha encontrado que existe una fuerte depresión alargada Norte-Sur por debajo del Valle de Atemajac, que es donde se encuentra la Ciudad de Guadalajara. Las fosas tectónicas forman en la unión estructuras de tipo semi-graben, patrón que puede encontrarse en el área de Matatlán.

La interpretación de datos gravimétricos en la sección donde se unen los Municipios de Tonalá y Guadalajara, que cubren al área del vertedero de Matatlán, demuestra la presencia de dos o más depresiones alargadas norte-sur que se habían detectado como una sola en la investigación regional. Se demuestra, además, la influencia de los grabens que forman al Punto Triple. La información aportada por el análisis de la deconvolución de Euler exhibe la presencia de los hundimientos, añadiendo rasgos estructurales oeste-este y cuerpos tridimensionales como el volcán andesítico Cerro de la Reyna, ubicado al suroeste de Matatlán y sureste de Guadalajara. Este volcán parece estar comprendido dentro del juego de conos volcánicos alineados NW-SE, denominados cadena del sur de Guadalajara.

La integración de los diferentes estudios que realizamos en el sitio piloto de Matatlán nos ha permitido establecer: 1) la topografía del basamento del vertedero, y 2) el fracturamiento del mismo. Los resultados obtenidos mediante magnetometría y gravimetría dentro del sitio de Matatlán demuestran la importancia que se le debe brindar a estas técnicas para atacar problemas de tipo ambiental. La interpretación bidimensional de ambas técnicas geofísicas indica la existencia de dislocaciones, hundimientos y estructuras de fallamiento que permiten la migración de líquidos lixiviados hacia fuera del vertedero. Estos fluidos se mueven por gravedad y logran llegar al ya contaminado Río Santiago, varios kilómetros abajo del vertedero. Sin embargo, algunas de las depresiones detectadas pueden servir para el tratamiento por reinyección de estos líquidos contaminantes. El análisis mediante la deconvolución de Euler de esta información auxilia bastante a la interpretación bidimensional, demarcando la presencia de estructuras que parecen corresponder a fallamientos. Destaca entre ellas una larga estructura que atraviesa al sitio con un sentido casi oeste-este, cortando las depresiones detectadas mediante modelos directos. También se presentan alineamientos norte-sur, sobre todo en la parte central del vertedero. La falla principal oeste-este se interpreta también mediante tomografía eléctrica e interpretación mediante un algoritmo de imágenes de anomalías de potencial natural. En este



último caso, la estructura es responsable para el flujo o migración vertical de líquidos lixiviados. La misma falla puede apreciarse en planos de contornos de intensidad de campo secundario obtenido durante un levantamiento con la técnica electromagnética del VLF. En este levantamiento, por otra parte, destaca la fuerte influencia del sitio de deposición de basura casera que se estaba recibiendo al momento del levantamiento. También se aprecian efectos de las acumulaciones superficiales de lixiviados, y mediante interpretación directa usando el algoritmo de filtrado de Karous y Hjelt fue posible inferir la presencia de grandes fallas del basamento andesítico que funcionan como planos de migración de líquidos lixiviados hacia horizontes más profundos. Estas fallas son fuente de anomalías VLF, que, por otra parte, son difíciles de modelar debido a que el seno del vertedero tiene un carácter anisotrópico.

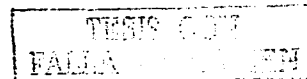
Por medio de la gravimetría, magnetometría y tomografía eléctrica se han establecido las partes bajas y altas del basamento (Fig. v.32). En general, una gran porción del sector occidental constituye una depresión. Por el contrario, la parte nor-occidental y oriental constituyen un alto estructural. De alguna manera los lixiviados tienden a concentrarse en la depresión occidental.

Con el concurso de todas las técnicas empleadas (gravimetría, magnetometría, tomografía eléctrica, potencial natural y VLF) ha sido posible mapear fracturas afectando este basamento. En particular ha sido posible establecer dos zonas de fracturas que atraviesan el vertedero con orientación SW-NE. Estas fracturas son visibles en los datos gravimétricos, magnéticos, de VLF, de potencial natural y de resistividad. A través de ellas pueden percolar los lixiviados en las formaciones sobre las que descansa el vertedero. También fue posible establecer otras fracturas localmente, cuya extensión o prolongación lateral no fue posible establecer.

Los planos preliminares de anomalías magnéticas mostraron la presencia de anomalías invertidas, lo que determinó que se aplicara un estudio paleomagnético a muestras de rocas de afloramientos del basamento volcánico del vertedero. El análisis de la información paleomagnética permitió aclarar que las fuentes de las anomalías magnéticas inversas eran debidas a derrames de una toba ácida que se intercala entre las andesitas basálticas que forman al mencionado basamento. Esta información paleomagnética fue muy útil para edificar las interpretaciones directas tanto de los datos gravimétricos como de los magnéticos.

Basándonos en los resultados que arrojan los procesados no convencionales y las interpretaciones (directas e inversas) de las anomalías aportadas por las cinco técnicas geofísicas, se diseña un esquema integrado de estructuras propuestas como fallas (Fig. c.1). La congruencia mostrada por las técnicas potenciales, eléctricas y de VLF es bastante clara, ya que varias fallas coinciden en posición y tendencia aproximadas. Aparece mayor cantidad de estructuras en la sección oeste debido a la aplicación tridimensional de la deconvolución de Euler de manera extensiva en esa zona, que se encontraba inactiva al momento de los levantamientos.

Con este estudio se ha sentado las bases para establecer un programa de monitoreo geofísico donde el método de potencial natural jugará un papel importante. En general, este estudio ha podido demostrar la factibilidad de la aplicación de las cinco técnicas geofísicas a la caracterización del basamento de un vertedero de desechos urbanos ubicado en un ambiente volcánico. Fue posible establecer la topografía del basamento y su fracturamiento. Se evaluaron varios métodos geofísicos convencionales y recientes; por ejemplo, se aplicaron la gravimetría y el teorema de Gauss a la cuantificación del tonelaje de desechos acumulados en el vertedero. Se probó que las técnicas de Potencial Natural y de VLF son excelentes marcadores de fracturas en este tipo de ambientes geológicos, mientras que los métodos potenciales tendrían el peso mayor para definir tales estructuras. Otra técnica que aporta información sobre el fracturamiento del basamento es la deconvolución de Euler de datos gravimétricos y magnéticos.



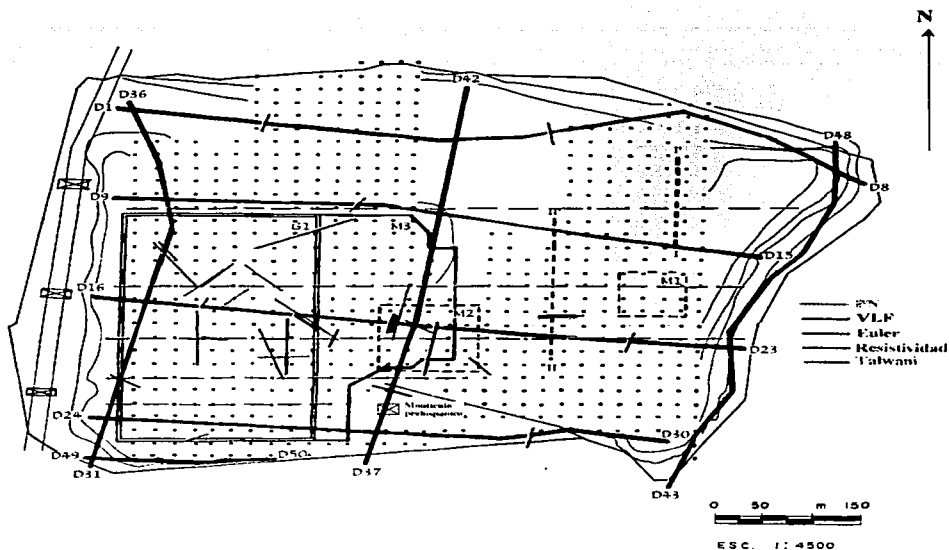
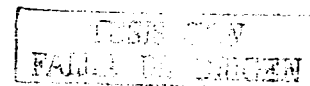


Figura c.1.- Esquema en planta de las principales estructuras bidimensionales interpretadas de las anomalías geofísicas analizadas en el presente estudio: Línea café - Potencial Natural; Líneas azules - VLF; Líneas verdes - Deconvolución de Euler; Líneas rosas - Tomografía Resistiva; Líneas naranjas - Modelado Directo mediante el algoritmo de Talvani.

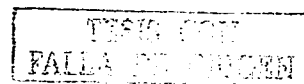
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

REFERENCIAS GENERALES.

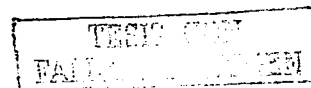
- AGARWAL, B. N. P., 1984. Quantitative interpretation of self-potential anomalies. 54th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, p. 154-157.
- ALATORRE-ZAMORA, M. A. y J. O. CAMPOS-ENRIQUEZ, 1991. La Primavera Caldera (Mexico): structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geophysics*, vol. 56, p. 992-1,002.
- AL-CHALABI, M., 1971. Some studies relating to non-uniqueness in the gravity and magnetic inverse problem. *Geophysics*, vol. 36, p. 835-854.
- ALLAN, J. F. 1985. Sediment depth in the Northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity. *Geofisica Internacional*, vol. 24, p. 21-31.
- ALLAN, J. F., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 97, p. 473-485.
- ALLAN, J. F., S. A. NELSON, J. F. LUHR, I. S. E. CARMICHAEL, M. WOPAT y J. P. WALLACE, 1991. Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making. *AAPG Memoir*, vol. 47, p. 425-445.
- AM, K., 1972. The arbitrarily magnetized dyke; interpretation of characteristics. *Geoexploration*, vol. 10, p. 63-90.
- ATCHUTA RAO, D. y H. V. RAM BABU, 1983. Quantitative interpretation of self-potential anomalies due to two-dimensional sheet-like bodies. *Geophysics*, vol. 48, p. 1.659-1.664.
- BAKER, H. A. y J. O. MYERS, 1979. VLF-EM model studies and some simple quantitative applications to field results. *Geoexploration*, vol. 17, p. 55-63.
- BALLINA-LOPEZ, H. R., 1990. Fortran program for automatic terrain correction of gravity measurements. *Computer & Geosciences*, vol. 16, p. 237-244.
- BANDY, W., 1992. Geological and geophysical investigations of the Rivera-Cocos Plate boundary: implications for plate fragmentation, Ph. D. dissertation, Texas A and M University, 145 pp.
- BANDY, W. y T. W. C. HILDE, 1992. Southwest propagating rifting along the Rivera-Cocos plate boundary and related deformation within western Mexico. *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, vol. 73, p. 508.
- BANDY, W. L., C. A. MORTERA-GUTIERREZ y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1993. Gravity field of the southern Colima graben, Mexico. *Geofisica Internacional*, vol. 32, p. 561-567
- BANDY, W., C. MORTERA-GUTIERREZ, J. URRUTIA-FUCUGAUCHI y T. W. C. HILDE, 1995. The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift. *Geophysical Research Letters*, vol. 22, p. 3.075-3.078.
- BANDY, W., K. KOSTOGLODOV, S. K. SINGH, M. PARDO, J. PACHECO y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1997. Implications of the October 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake on the Rivera-North America Euler vector. *Geoph. Res. Lett.*, vol. 24, p. 485-488.
- BANERJEE, P., 1998. Gravity measurements and terrain corrections using a digital terrain model in the NW Himalaya. *Computer & Geosciences*, vol. 24, p. 1,009-1,020.
- BARBETTI, M., 1972. A furnace for archeomagnetic and paleomagnetic experiments. Research School of Earth Sciences, Australian National University, Report 997.
- BARKER, R. D., 1979. Signal contribution sections and their use in resistivity studies. *Geophys. Jour. Of the Royal Astron. Soc.*, vol. 59, N° 1, p. 123-129.
- BARKER, R. D., 1981. Offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophys. Prospect.*, vol. 29, p. 128-143.



- BARKER, R. D., 1992. A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. *First Break*, vol. 10, p. 53-62.
- BARKER, R. D., 1994. Electrical imaging and its application in engineering investigations. 30th Annual E. G. A. C. Conference, Liège.
- BARKER, R. y J. MOORE, 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge*, vol. 17, N° 10, p. 1.454-1.458.
- BARNETT, C. T., 1976. Theoretical modeling of the magnetic and gravitational fields of an arbitrarily shaped 3-D body. *Geophysics*, vol. 41, p. 1.353-1.364.
- BARRIER, E., J. BOURGOIS y F. MICHAUD, 1990. Le système de rifts actifs du point triple de Jalisco: vers un protogolfe de Jalisco. C. R. Acad. Sci. Paris, 310, p. 1.513-1.520.
- BEAMISH, D., 1994. Two-dimensional, regularised inversion of VLF data. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 32, p. 357-374.
- BHATTACHARYA, B. B. y N. ROY, 1981. A note on the use of a nomogram for self-potential anomalies. *Geophys. Prosp.*, vol. 29, p. 102-107.
- BHATTACHARYA, P. K. y H. P. PATRA, 1968. Direct Current Electrical Sounding, Elsevier.
- BHATTACHARYYA, B. K., 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrarily polarization. *Geophysics*, vol. 29, p. 517-531.
- BHATTACHARYYA, B. K., 1978. Computer modeling in gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, vol. 43, p. 912-929.
- BIRCH, F. S., 1998. Imaging the water table by filtering self-potential profiles. *Groundwater*, vol. 36, p. 779-782.
- BOTT, M. H. P., 1973. Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies: In Bolt, B. A., Editor, *Methods in Computational Physics*. Academic Press Inc., 13, p. 133-162.
- BOURGOIS, J., V. RENARD, J. AUBOUIN, W. BANDY, E. BARRIER, T. CALMUS, J. C. CARFANTAN, J. GUERRERO, J. MAMMERICKX, B. MERCIER DE LEPINAY, F. MICHAUD y M. SOSSON, 1988. Fragmentation en cours du bord Ouest du continent Nord-Américain: Les frontières sousmarines du Bloc Jalisco (Mexique). Académie des Sciences Comptes Rendus, Paris, vol. 307, p. 617-626.
- BOURGOIS, J. y J. MICHAUD, 1991. Active fragmentation of the North American Plate at the Mexican triple junction area off Manzanillo. *Geomarine Letters*, vol. 11, p. 59-65.
- BROADBENT, M. y G. M. HABBERJAM, 1971. A solution to the dipping interface problem using the square array resistivity technique. *Geophys. Prospect.*, vol. 19, p. 321-338.
- BUSEL, I. A., V. V. KAZARYAN y V. G. LOBODENKO, 1998. Geophysical studies for geocological monitoring in Belarus. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society. Alberto Casas, Ed., Barcelona, España. P. 39-41.
- CAMERON, R. L. M. CAMERON y W. C. BAGBY, 1980. Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the SMO. Mex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 74, p. 271-284.
- CAMPBELL, D. L., 1980. Gravity terrain correction for stations on a uniform slope. *Geophysics*, vol. 45, p. 109-112.
- CAMPOS-ENRIQUEZ, J. O., 1986. Interpretación cuantitativa del vuelo aeromagnético regional del área de La Primavera-Planillas. Jalisco. Internal Report 25/86, Comisión Federal de Electricidad, 45 pp.
- CAMPOS-ENRIQUEZ, J. O., S. VENEGAS-SALGADO, S. SANCHEZ-REYES, A. NEGRETE-NEGRETE, D. MORAN-ZENTENO, H. DELGADO-GRANADOS y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1987. Paleomagnetic study of the Sierra La Primavera: Preliminary results. *Geoth. Res. Council Trans.*, vol. 11, p. 323-326.



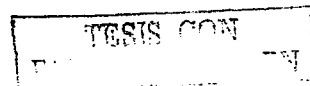
- CAMPOS-ENRIQUEZ, J. O., M. A. ARROYO-ESQUIVEL y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1990. Basement, Curie isotherm and shallow crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, vol. 172, p. 77-90.
- CAMPOS-ENRIQUEZ, J. O. y M. A. ALATORRE-ZAMORA, 1998. Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 37, p. 263-282.
- CARDARELLI, E., y M. BERNABINI, 1977. Two case studies of the determination of parameters of urban waste dumps. *Journal Of Applied Geophysics*, vol. 36, p. 167-174.
- CARPENTER, E. W., 1955. Some notes concerning the Wenner configuration. *Geophys. Prospect.*, vol. 3, p. 388-402.
- CARPENTER, E. W. y G. M. HABBERJAM, 1956. A tripotential method of resistivity prospecting. *Geophysics*, vol. 21, p. 455-469.
- CARPENTER, P. J., S. F. CALKIN y R. S. KAUFMANN, 1991. Assessing a fractured landfill cover using electrical resistivity and seismic refraction techniques. *Geophysics*, vol. 56, p. 1,896-1,904.
- CASAS, A., 1998. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Casas, E., ed., Barcelona, Spain.
- CHÁVEZ, R. E., L. MANZANILLA, N. PERALTA, A. TEJERO, G. CIFUENTES y L. BARBA, 1994. Estudio magnético y de resistividad en los alrededores de la pirámide del Sol, Teotihuacan, México. *Geofísica Internacional*, vol. 33, p. 243-255.
- CHÁVEZ, R. E., A. TEJERO y J. URBIETA, 1998. Cavity detection in urban zones of Mexico city. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), p. 355-358.
- CHRISTIE, K.W. y D.T.A. SYMONS, 1969. Apparatus for measuring magnetic susceptibility and its anisotropy. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 69-41, 1-10.
- CHUNDURU, R. K., M. K. SEN, P. L. STOFFA y R. NAGENDRA, 1995. Nonlinear inversion of resistivity profiling data for some regular geometrical bodies. *Geophys. Prosp.*, vol. 43, p. 979-1003.
- CHUNDURU, R. K., M. K. SEN y P. L. STOFFA, 1996. 2-D resistivity inversion using spline parameterization and simulated annealing. *Geophysics*, vol. 61, p. 151-161.
- COEN, S. y M. W. H. YU, 1981. The inverse problem of the direct current conductivity profile of a layered earth. *Geophysics*, vol. 46, p. 1,702-1,713.
- COGBILL, A. H., 1990. Gravity terrain corrections calculated using digital elevation models. *Geophysics*, vol. 55, p. 102-106.
- COLLINSON, D.W., L. MOLYNEUX y D.B. STONE, 1963. A total and anisotropic magnetic susceptibility meter. *J. Sci. Instrum.*, 40, p. 310-312.
- COLLINSON, D.W., 1983. Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. Chapman and Hall, Inc., 503 pp.
- COOKE, M.P. y A. de SA, 1981. A radiofrequency method for the measurement of initial magnetic susceptibility. *J. Phys. E.*, vol. 14, p. 1192-1196.
- CORDELL, L. y V. J. S. GRAUCH, 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. En Hinze, W. J., Ed., The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. *Soc. Expl. Geophys.*, p. 181-197.
- CORRY, C. E., 1985. Spontaneous polarization associated with porphyry sulfide mineralization. *Geophysics*, vol. 50, p. 1,020-1,034.
- CORWIN, R. F. y D. B. HOOVER, 1979. The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, vol. 44, p. 226-245.



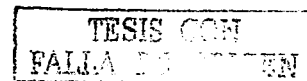
- CORWIN, R. F. y D. K. BUTLER, 1989. Geotechnical applications of the self-potential method; Rept. 3: Development of self-potential interpretation techniques for seepage detection: Tech. Rep. REMR-GT-6, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C.
- CORWIN, R. F., 1990. The self-potential method for environmental and engineering applications. In: Ward, S. H., ed., Geotechnical and Environmental Geophysics, vol. I: Review and Tutorial. SEG, P. 127-145.
- DAILY, W. y E. OWEN, 1991. Cross-borehole resistivity tomography. *Geophysics*, vol. 56, p. 1,228-1,235.
- DALY, L.F., 1967. Anisotropy measurements with a translation inductometer, in *Methods in Palaeomagnetism* (eds. D.W. Collinson, K.M. Creer y S.K. Runcorn), Elsevier, Amst.
- DAMON, P. E., O. J. NIETO y A. L. DELGADO, 1979. Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Río Grande de Santiago. *Asoc. Ing. Min. Met. Geol. Mex. Memoria Técnica XII*, p. 156-191.
- DeGROOT-HEDLIN, C. y S. CONSTABLE, 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, vol. 55, p. 1,613-1,624.
- DELGADO, G. H., 1992. Importancia de los estudios estratigráficos en la FVT para la comprensión de su evolución y origen: el caso del grupo Chapala. *GEOS, Bol., Unión Geof. Mex.*, vol. 12, p. 13.
- DELGADO-GRANADOS, H., 1993. Late Cenozoic tectonics off-shore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 32, p. 543-559.
- DEMANT, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *UNAM, Inst. Geol. Rev. 2*, p. 172-187.
- DEMANT, A., 1979. Vulcanología y petrografía del sector Occidental del Eje Neovolcánico. *Revista Inst. Geol., UNAM*, vol. 3, p. 39-57.
- DEMANT, A., 1981. L'axe néo-volcanique transmexicain. Etude volcanologique et petrographique. Signification géodynamique. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Aix. Marseille, 203 pp.
- DeMETS, C. y S. STEIN, 1990. Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.*, vol. 95, p. 21,931-21,948.
- DETENAL, 1975. Mapas Geológico y Topográfico del Centro del Estado de Jalisco, es. 1:250,000.
- DEY, A. y H. F. MORRISON, 1979. Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, vol. 27, p. 106-136.
- DI MAIO, R. y D. PATELLA, 1994. Self-potential anomaly in volcanic areas, the Mt Etna case history. *Acta vulcanologica*, vol. 4, p. 119-124.
- DOBRIN, M. B., 1960. Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill, 457 pp.
- DOLL, W. E., 1994. How can environmental geophysics be advanced?, *The Leading Edge*, vol. 13, p. 1035-1039.
- EDWARDS, R.N., D.C. NOBES y E. GOMEZ-TREVIÑO, 1984. Offshore electrical exploration of sedimentary basins: The effects of anisotropy in horizontally isotropic layered media. *Geophysics*, vol. 49, p. 566-576.
- EISSLER, H. y K. MACNALLY, 1984. Seismicity and tectonics of the Rivera Plate and implication for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake. *J. Geoph. Res.*, v. 89, p. 4,520-4,530.
- ERNSTON, K. y H. U. SCHERER, 1986. Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics*, vol. 51, p. 1,967-1,977.
- ESKOLA, L., 1992. Geophysical Interpretation Using Integral Equation. Chapman & Hall, Inc.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

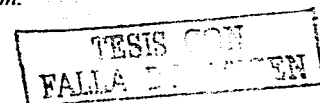
- FERRARI, L., G. PASQUARE, S. VENEGAS, D. CASTILLO y F. ROMERO, 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block. *Geofísica Internacional*, vol. 33, p. 139-151.
- FERRARI, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, vol. 23, p. 751-754.
- FERRARI, L. y J. G. ROSAS-ELGUERA, 1995. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco Block, Western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. Submitted to the GSA Special Paper.
- FERRARI, L. y J. ROSAS, 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised. Boulder CO, *Geological Society of America Special Paper N° 334*. Chapter 3, p. 41-64.
- FIGUEIREDO, F. V. O., A. I. S. ANDRADE y M. R. P. V. FERREIRA, 1998. Evaluation of an old waste disposal site contamination, using electrical methods. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), p. 107-110.
- FITTERMAN, D. V., 1978. Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatent regions in a layered earth. *Journal of Geophys. Res.*, vol. 83, p. 5,924-5,934.
- FITTERMAN, D. V., 1979a. Calculation of self-potential anomalies near vertical contacts. *Geophysics*, vol. 44, p. 195-205.
- FORSBERG, R., 1985. Gravity field terrain effect computations by fit. *Bull. Geod.*, vol. 59, p. 342-360.
- FOURNIER, C., 1989. Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area: Case History of the Chaîne des Puys (Puy-de-Dôme, France). *Geophysical Prospecting*, vol. 37, p. 647-668.
- FRASER, D. C., 1969. Contouring of VLF-EM data. *Geophysics*, vol. 34, N° 6, p. 958-967.
- FREEZE, R. A. y J. A. CHERRY, 1979. Groundwater. Prentice Hall, Inc., 604 pp.
- FROHLICH, R. K., J. J. FISHER y E. SUMMERLY, 1996. Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Central Landfill, Rhode Island, USA. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 35, p. 249-259.
- FULLER, M.D., 1967. The a.c. bridge method. In *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, Amst.
- FURNESS, P., 1992. Modelling spontaneous mineralization potentials with a new integrla equation. *Jour. of Appl. Geophys.*, vol. 29, p. 143-155.
- GARDUÑO, V. H. y A. TIBALDI, 1991. Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western MVB. *C. R. Acad. Sci., Paris*, vol. 312, p. 135-142.
- GARDUÑO-MONROY, V. H., J. SPINNLER y E. CERAGIOLI, 1993. Geological and structural study of the Chapala rift, State of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 32, p. 487-499.
- GAY, S.P. 1967. A 1800 millivolt self-potential anomaly near Hualgayoc, Peru. *Geophysical Prospecting*, vol. 15, p. 236-245.
- GERBAR, C. P., R. K. HAM, A. C. PALMISANO, W. J. RATHJE, J. A. ROBINSON y J. M. SUFLITA, 1992. The world's largest landfill: a multidisciplinary investigation. *Environmental Science and Technology*, vol. 26, p. 1487.
- GHOSH, G. P., 1971. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophys. Prospect.*, vol. 19, p. 749-775.
- GILBERT, C. M., G. A. MAHOOD e I. S. E. CARMICHAEL, 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 24, p. 169-191.
- GIRDLER, R.W., 1961. The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, vol. 5, p. 34-44.



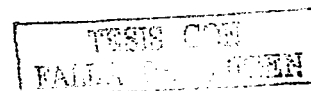
- GOETZ, J. F., 1958. A gravity investigation of a sulphide deposit. *Geophysics*, vol. 23, p. 606-623.
- GONZALEZ MORAN, T. 1992. Estudio hidrogeofísico de la subcuenca de Chalco: evaluación de impacto ambiental del basurero de Santa Catarina. Tesis doctoral, no publicada. Instituto de Geofísica, UNAM.
- GRANSER, H., 1987. Topographic reduction of gravity measurements by numerical integration of boundary integrals. *Geophys. Prosp.*, vol. 35, p. 71-82.
- GREEN, A., E. LANZ, H. MAURER y D. BOERNER, 1999. A template for geophysical investigations of small landfills. *The Leading Edge*, vol. 18, p. 248-254.
- GREENHOUSE, J. P. y R. D. HARRIS, 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: a case study, 7. DC, VLF, and inductive resistivity surveys. In: J.A. CHERRY (Guest Editor), Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A Case Study. *Journal of Hydrology*, vol. 63, p. 177-197.
- GREENHOUSE, J. P., 1991. Environmental geophysics: it's about time. *Geophysics. The Leading Edge*, vol. 10, p. 32-34.
- GRIFFITHS, D. H. y J. TURNBULL, 1985. A multi-electrode array for resistivity surveying. *First Break*, vol. 3, N° 7, p. 16-20.
- GRIFFITHS, D. H., J. TURNBULL y A. I. OLAYINKA, 1990. Bidimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break*, vol. 8, p. 121-129.
- GRIFFITHS, D. H. y R. D. BARKER, 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 29, p. 211-226.
- HABBERJAM, G. M. y G. E. WATKINS, 1967a. The reduction of lateral effects in resistivity probing. *Geophys. Prospect.*, vol. 15, p. 221-235.
- HÄMMANN, M., H. R. MAURER, A. G. GREEN y H. HORSTMAYER, 1997. Self-potential image reconstruction: capabilities and limitations. *Jour. of Environ. And Engin. Geophys.*, vol. 2, p. 21-35.
- HAMMER, S., 1939. Terrain correction for gravimeter station. *Geophysics*, vol. 4, p. 184-194.
- HAMMER, S., 1945. Estimating ore masses in gravity prospecting. *Geophysics*, vol. 10, p. 50-62.
- HANNEKEN, J.W, J.G. CARNES y L.L. VANT-HULL, 1976. The frequency dependence of the viscous component of the magnetic susceptibility of lunar rocks and soil samples. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 32, p. 45-50.
- HANSEN, R. O., R. S. PAWLOWSKI y X. WANG, 1987. Joint use of analytic signal and amplitude of horizontal gradient maxima for three-dimensional gravity data interpretation. *57th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys.*, Expanded Abstracts, p. 100-102.
- HARTMAN, R. R., D. J. TESKEY y J. L. FRIEDBERG, 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, vol. 36, p. 891-918.
- HEILAND, C. A., 1940. Geophysical Exploration: Prentice-Hall, Inc.
- HERRERA-BARRIENTOS, J. y T. R. FERNANDEZ, 1989. Gravity terrain corrections using Gaussian surfaces. *Geophysics*, vol. 56, p. 724-730.
- HJELT, S. E., P. KAIKKONEN y R. PIETILA, 1984/85. On the interpretation of VLF resistivity measurements. *Geoexploration*, vol. 23, p. 171-181.
- HOBBS, B. A. y A. C. VICKERY, 1998. Contributions of surface geophysics to the site. Investigation of former oil distribution terminals. En: *Proceedings of the IV meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section). Barcelona, España, 1998. P. 437-440.*
- HOHMANN, G. W., 1982. Numerical modeling for electrical geophysical methods. *Proc. Int. Symp. Appl. Geophys. Trop. Reg.*, Univ, do Para, Belem, Braz., p. 308-384.



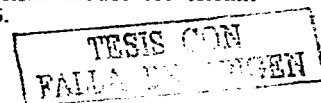
- HOHMANN, G. W. y S. H. WARD, 1981. Electrical methods in mining geophysical methods. *Econ. Geol., 75th Anniv. Vol.*, p. 806-828.
- INNES, M. J. S., 1961. The use of gravity methods to study the underground structure and impact energy of meteorite craters. *Jour. of Geophys. Res.*, vol. 66, p. 2,225-2,239.
- JAIN, S., 1976. An automatic method of direct interpretation of magnetic profiles. *Geophysics*, vol. 41, p. 531-541.
- J.I.C.A., 1986. La Primavera geothermal development project in the United Mexican States: Interim Rep. N° 10, MPN, CR-(1), 86-123.
- JUNG, K., 1961. *Schwerkraft Verfahr in der Angewandten Geophysik*. Akademisches Verlag, Leipzig.
- KAIKKONEN, P., 1979. Numerical VLF modeling. *Geophysical Prospecting*, vol. 27, p. 815-834.
- KANE, F. M., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, vol. 27, p. 455-462.
- KAROUS, M. y S. E. HJELT, 1983. Linear filtering of VLF dip angle measurements. *Geophysical Prospecting*, vol. 31, p. 782-794.
- KAUFMAN, A. A. y G. V. KELLER, 1981. *The Magnetotelluric Sounding Method*. Elsevier Sci. Publ. Co., Inc.
- KELLER, G. V. y F. C. FRISCHKNECHT, 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*, Peergamon Press, Inc.
- KETALAAR, A. C. R., 1987. Terrain correction for gravity measurements, using a digital terrain model (DTM). *Geoexploration*, vol. 24, p. 109-124.
- KOBR, M. e I. LINHART, 1994. Geophysical survey as a basis for regeneration of waste dump Halde 10, Zwickau, Saxony. *Jour. of Appli. Geophys.*, vol. 31, p. 107-116.
- KOEFOD, O., 1979. *Geosounding Principles*, Elsevier.
- KOULOMZINE, T., Y. LAMONTAGNE y A. NADEAU, 1970. New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length. *Geophysics*, vol. 35, p. 812-830.
- KROHN, D. H., 1976. Gravity terrain corrections using multiquadratic equations. *Geophysics*, vol. 41, p. 266-275.
- KUNETZ, G., 1966. *Principles of direct current resistivity prospecting*. Monogr., Ser. No. 2. Geopubl. Assoc. Geoexplor.
- LANG, R. A. e I. S. E. CARMICHAEL, 1990. Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in western Mexico. *Jour. Of Petrology*, vol. 31, p. 1,225-1,259.
- LAWSON, C. L. y R. J. HANSON, 1974. *Solving Least Squares Problems*. Prentice Hall, Inc., 340 pp.
- LI, X. y M. CHOUTEAU, 1998. Three-dimensional gravity modeling in all space. *Surveys in Geophysics*, vol. 19, p. 339-368.
- LIKHITE, S.D. y C. RADHAKRISHNAMURTY, 1965. An apparatus for the determination of susceptibility of rocks in low fields at different frequencies. *Bull. Nat. Geophys. Res. Inst., (India)*, vol. 3, p. 1-5.
- LOGACHEV, A. A. y V. P. ZAJAROV, 1978. *Exploración Magnética*. Ed. Reverte, 346 pp.
- LOKE, M. H., 1994. The inversion of two-dimensional resistivity data. Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Of Birmingham.
- LOKE, M. H. y R. D. BARKER, 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prosp.*, vol. 44, p. 131-152.
- LOPEZ-SANCHEZ, M., 1998. www.geophysicsgpr.com/aben/wadi_vlf.htm.



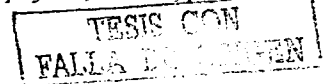
- LUHR, J. y P. LAZAAR, 1985. The southern Guadalajara volcanic chain, Jalisco, Mexico. *Geofisica Internacional*, vol. 24, p. 691-700.
- LUHR, J. F., S. A. NELSON, J. F. ALLAN e I. S. E. CARMICHAEL, 1985. Active rifting in south-western Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading ridge jump. *Geology*, vol. 13, p. 54-57.
- LUHR, J. F., J. F. ALLAN, I. S. E. CARMICHAEL, S. A. NELSON y T. HASENAKA, 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, p. 4,515-4,530.
- LYTLE, R.J. y K.A. DINES, 1980. Iterative ray tracing between boreholes for underground image reconstruction. *Inst. Elect. Electron. Eng., Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-18, p. 234-239.
- MA, X.Q. y D.R. WATTS, 1994. Terrain correction program for regional gravity surveys. *Computer & Geosciences*, vol. 20, p. 961-972.
- MACLEOD, I.N., J. JONES y T.F. DAI, 1993. 3-D analytic signals in the interpretation of total magnetic field data at low magnitude latitudes. *Exploration Geophysics*, p. 679-688.
- MADDEN, T.R., 1971. The resolving power of geoelectric measurements for delineating resistive zones within the crust, in: The structure and physical properties of the earth's crust, J.G. Heacock, Ed.: *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, vol. 14, p. 95-105.
- MAHOOD, G.A., 1980b. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Volcanologic and Geothermal Research*, vol. 8, p. 199-230.
- MAILLOL, J.M., W.L. BANDY y J. ORTEGA-RAMIREZ, 1997. Paleomagnetism of Plio-Quaternary basalts in the Jalisco Block, western Mexico. *Geofisica Internacional*, vol. 36, p. 21-35.
- MAILLOL, J.M. y W.L. BANDY, 1994. Paleomagnetism of the Talpa de Allende and Mascota grabens, western Mexico: A preliminary report. *Geofisica Internacional*, v. 33, p. 153-160.
- MARROQUIN, I. D., 2000. Proyecto de Maestría. www.wlba.net/ivan/vprm.es.html.
- MCDOWELL, F.W. y S.E. CLABAUGH, 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of Western Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 180 (Sp. Issue), p. 113-124.
- McGILLIVRAY, P.R. y D.W. OLDENBURG, 1990. Methods for calculating Fréchet derivatives and sensitivities for the no-linear inverse problem. A comparative study. *Geophysical Prospecting*, vol. 38, p. 499-524.
- McGRATH, P. H. y P. J. HOOD, 1973. An automatic least-squares multimodel method for magnetic interpretation. *Geophysics*, vol. 38, p. 349-358.
- MICHAUD, F., O. QUINTERO, E. BARRIER y J. BOURGOIS, 1991. La frontière Nord du Bloc Jalisco (Ouest Mexique): Localisation et évolution de 13 Ma à l'actual. *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 312, p. 1,359-1,365.
- MICHAUD, F., J. BOURGOIS y J. F. PARROT, 1992. Tectonic development of the Jalisco Triple Junction (Western Mexico). *EOS Transac. AGU*, vol. 73, p. 306
- MOONEY, H. M. y W. W. WETZEL, 1956. The potentials about a point electrode and apparent resistivity curves for a 2, 3 and 4-layer earth. Univ. Of Minnesota Press.
- MOORE, G., C. MARONE, I. S. E. CARMICHAEL y P. RENNE, 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 106, p. 383-394.



- NABIGHIAN, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, vol. 37, p. 507-517.
- NABIGHIAN, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, vol. 39, p. 85-92.
- NABIGHIAN, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, vol. 49, p. 780-786.
- NAGY, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, vol. 31, p.
- NAUDY, H., 1971. Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. *Geophysics*, vol. 36, p. 717-722.
- NAYAK, P.N., 1981. Electromechanical potential in surveys for sulphides. *Geoexploration*, vol. 18, p. 311-320.
- NIETO-OBREGON, J., L. DELGADO-ARGOTE y P. E. DAMON, 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. *Asoc. Ing. Min. Metal. Geol. Mex., Memorias XIV*, p. 327-361.
- NIETO-OBREGON, J., J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, E. CABRAL-CANO y A. GUZMAN DE LA CAMPA, 1992. Listric faulting and continental rifting in Western Mexico- A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics*, vol. 208, p. 365-376.
- NIXON, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 93, p. 514-523.
- NIXON, G. T., A. DEMANT, R. L. ARMSTRONG y J. E. HARAKAL, 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the TransMexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 26, p. 109-158.
- NOEL, M. y B. XU, 1991. Archaeological investigation by electric resistivity tomography: a preliminary study. *Geophys. Jour. International*, vol. 107, p. 95-102.
- NOURBEHECHT, B., 1963. Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems. Ph D Thesis, Mass. Inst. Technol.
- O'BRIEN, D., 1972. CompuDepth, a new method for depth-to-basement computation: Presented at the 42nd Annual International SEG Meeting, November 27, Anaheim, CA, USA.
- OGILVY, A. A., M. A. AYED y V. A. BOGOSLOVSKY, 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophys. Prosp.*, vol. 17, p. 36-62.
- OGILVY, A. A. y V. A. BOGOSLOVSKY, 1979. The possibilities of geophysical methods applied for investigating the impact of man on the geological medium. *Geophysical Prospecting*, vol. 27, p. 775-789.
- OGILVY, R. D., D. BEAMISH, P. I. MELDRUM y R. MOSS, 1998. Non-invasive geophysical mapping of chemical waste deposits and flow-paths. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), p.115-118.
- OLAYINKA, A. I. y R. YARAMANCI, 1998. Optimum model in 2D geoelectrical imaging: example from a dump site with high resistivity contrasts. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), p.119-122.
- OLDENBURG, D. W., 1978. The interpretation of direct current resistivity measurements. *Geophysics*, vol. 46, p. 610-625.
- OLIVIER, R. J. y R. G. SIMARD, 1981. Improvement of the conic prism model for terrain correction in rugged topography. *Geophysics*, vol. 46, p. 1,054-1,056.



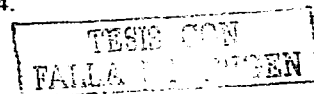
- OLSSON, O., 1980. VLF anomalies from a perfectly conducting half plane below an overburden. *Geophysical Prospecting*, vol. 28, p. 415-434.
- O'NEILL, D. J. y N. P. MERRICK, 1984. A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array. *Geophys. Prospect.*, vol. 32, p. 105-123.
- ORELLANA, E., 1972. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Editorial Paraninfo, Segunda Edición, España.
- PALACKY, G. J., I. L. RITSEMA y S. J. de JONG, 1981. Electromagnetic prospecting for groundwater in Precambrian terrains in the Republic of Upper Volta. *Geophysical Prospecting*, vol. 29, p. 932-955.
- PARASNIS, D. S., 1966. *Mining Geophysics*. Amsterdam, Elsevier.
- PARDO, M. y G. SUAREZ, 1993. Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco Block in Western Mexico. *Geophys. Res. Letters*, vol. 20, p. 2,391-2,394.
- PARLOWSKI, J., R. LEWIS, T. DOBUSH y N. VALLEAU, 1995. An integrated approach for measuring and processing geophysical data for the detection of unexploded ordnance. *Proceedings of SAGEEP-95*, Orlando, USA, p. 965-974.
- PASQUARE, G. y A. ZANCHI, 1985. Cenozoic volcanism and tectonics in west-central Mexico. *Rend. Accad. Naz. Lincei*, vol. 95, p. 293-301.
- PASQUARE, G., F. FORCELLA, A. TIBALDI, L. VEZZOLI y A. ZANCHI, 1986. Structural behavior of a continental volcanic arc: the Mexican Volcanic Belt. In: F. C. WEZEL (Editor), *The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, p. 509-527.
- PASQUARE, G., V. H. GARDUÑO, A. TIBALDI y M. FERRARI, 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, vol. 146, p. 353-364.
- PATERSON, N. R. y V. RONKA, 1971. Five years of surveying with the Very Low Frequency-Electromagnetics method. *Geoexploration*, vol. 9, p. 7-26.
- PAZDIREC, O., V. BLÁHA, L. BENES, V. SAFRANEK, O. MAN, L. ZIMA y J. G. KNEZ, 1998. QUO VADIS. DC RESISTIVITY ? New ways in direct current resistivity field acquisition technology. <http://www.pagani-geotechnical.com/english/articolo.htm>.
- PELTON, W.H., L. RIJO y C.M. SWIFT, jr., 1978. Inversion of two-dimensional resistivity and induced-polarization data. *Geophysics*, vol. 43, p. 788-803.
- PETERS, L. J., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, vol. 14, p. 290-320.
- PLOUFF, D., 1966. Digital terrain corrections based on geographic coordinates. *Geophysics*, vol. 31, p. 1,208.
- PLOUFF, D., 1975. Derivation of formulas and FORTRAN programs to compute gravity anomalies of prisms. *National Technical Information Service N° PB-243-526*, U.S. Department of Commerce, Springfield, VA.
- PLOUFF, D., 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and applications to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, vol. 41, p. 727-741.
- POUS, J., P. QUERALT y R. CHAVEZ, 1995. Lateral and topographic effects in geoelectric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 35, p. 237-248.
- RAO, B. S. R., I. V. R. MURTHY y S. J. REDDY, 1970. Interpretation of self-potential anomalies of some geometric bodies. *Pure Appl. Geophys.*, vol. 28, p. 66-77.
- REEVES, C. V. e I. N. MACLEOD, 1983. Modeling of potential field anomalies - Some applications for the microcomputer. *First Break*, vol. 1, No 8, p. 18-24.
- REFORD, M. S. y J. S. SUMNER, 1964. Aeromagnetics. *Geophysics*, vol. 29, p. 482-516.
- REID, A. B., J. M. ALLSOP, H. GRANSEY, A. J. MILLET e I. W. SOMERTON, 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, vol. 55, p. 80-91.



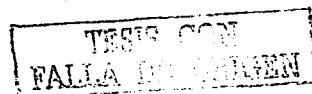
- REYNOLDS, J. M. y D. M. McCANN, 1992. Geophysical methods for the assessment of landfill and waste disposal sites. En: FORDE, M. C., ed., *Proceedings of 2nd International Conference on Construction on Polluted and Marginal Land*, 1992, Brunel University, London, p. 63-71.
- REYNOLDS, J. M. y D. I. TAYLOR, 1992. The use of sub-surface imaging techniques in the investigation of contaminated sites. En: FORDE, M. C., ed., *Proceedings of 2nd International Conference on Construction on Polluted and Marginal Land*, 1992, Brunel University, London, p. 63-71.
- REYNOLDS, J. M., 1998. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, John Wiley & Sons, eds., 796 pp.
- RIGHTER, K. e I. S. E. CARMICHAEL, 1992. Hawaiiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 104, p. 1,592-1,607.
- ROEST, W. R., J. VERHOEF y M. PILKINGTON, 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, vol. 57, p. 116-125.
- ROSAS-ELGUERA, J., L. FERRARI, V. H. GARDUÑO-MONROY y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1996. Continental boundaries of the Jalisco Block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, vol. 24, p. 921-924.
- ROSAS-ELGUERA, J., L. FERRARI, M. M. LOPEZ y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *International Geology Review*, vol. 39, p. 125-140.
- ROSAS-ELGUERA, J. y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI, 1998. Tectonic control of the volcanosedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *Intern. Geol. Rev.*, vol. 40, p. 350-362.
- ROY, J.L., J. REYNOLDS y E. SANDERS, 1972. An astatic magnetometer with negative feedback. Earth Physics Branch, Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Publ. 42, p.167-182.
- RUHLOW, A., B. TEZKAN y O. A. L. DE LIMA, 1998. DC resistivity and time-domain induced polarization survey for the study of ground-water contamination in Bahia, Brazil. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), p. 61-64.
- SANDBERG, C. H., 1958. Terrain correction for an inclined plane in gravity computations. *Geophysics*, vol. 23, p. 701-711.
- SASAKI, Y., 1982. Automatic interpretation of induced polarization data over two-dimensional structures; Memories Fac. of Eng., Kyushu University, 42, p. 59-74.
- SASAKI, Y., 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, vol. 40, p. 453-464.
- SATO, M. y H. M. MOONEY, 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. *Geophysics*, vol. 25, p. 226-249.
- SCINTREX LIMITED CO., VLF Interpretation Manual. 85 pp.
- SCOTT, B. I. H., 1962. Electricity in plants. *Scientific American*, Oct. 1962, p. 107-117.
- SEMENOV, A. S., 1974. Electrical Prospecting with the Natural Electric Field Method (En Ruso). Nedra, Leningrad.
- SEN, M. K., B. B. BHATTACHARYA y P. L. STOFFA, 1993. Nonlinear inversion of resistivity sounding data. *Geophysics*, vol. 58, p. 496-507.
- SEN, M. K. y P. L. STOFFA, 1995. Global Optimization Methods in Geophysical Inversion. Elsevier Science Publ.



- SENOS, M. M., da S. M. MARQUES, P. FERREIRA y E. RAMALHO, 1994. A geophysical and hydrogeological study of aquifers contamination by a landfill. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 32, p. 155-162.
- SERPA, L., S. SMITH, C. KATZ, C. SKIDMORE, R. SLOAN y T. PAVLIS, 1992. A geophysical investigation of the southern Jalisco Block in the State of Colima, Mexico. *Geofisica Internacional*, vol. 31, p. 475-492.
- SHIMA, H., 1990. Bidimensional automatic resistivity inversion technique using alpha centers. *Geophysics*, vol. 55, p. 682-694.
- SILL, W. R., 1982. Diffusion coupled (electrochemical) self-potential effects in geothermal areas. DOE/DGE rep. DOE/ID/12079-73, Dept. of Geol. and Geophys., University of Utah.
- SILL, W. R. y T. J. KILLPACK, 1982. SPXCPL: 2-D modeling program of self-potential effects from cross-coupled fluid and heat floww (User's Guide and documentation for version 1.0). DOE/DGE rep. DOE/ID/12079-60, ESL-74, Earth Sci. Lab., Univ. of Utah Res. Inst.
- SILL, W. R., 1983. Self-potential modeling from primary flows. *Geophysics*, vol. 48, p. 76-86.
- SINGH, S. K., L. PONCE y S. P. NISHENKO. 1985. The great Jalisco, Mexico, earthquake of 1932 and the Rivera subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 75, p. 1,302-1,314.
- SMITH, N.C y K. VOZOFF, 1984. Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data. *IEEE Trns. Geosci. Remote Sensing*, vol. 22, p. 21-28.
- SOWERBUTTS, W. T. C., 1988. The use of geophysical methods to locate joints in underground metal pipelines. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, vol. 21, p. 273-281.
- SPECTOR, A. y F. S. GRANT, 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, vol. 35, p. 293-302.
- STEEPLES, D., 1991. Uses and techniques of environmental geophysics. *Geophysics: The Leading Edge*, vol. 10, p. 30-31.
- SUAREZ, G., V. GARCIA-ACOSTA, T. MONFRET y R. GAULON, 1991. Evidence of active deformations of the Northern Colima graben in the western part of the MVB. *EOS Transac. AGU*, vol. 72, p. 346 (Abstract).
- TALWANI, M., J. L. WORZEL y M. LANDISMAN, 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Res.*, vol. 64, p. 49-59.
- TELFORD, W. M., L. P. GELDART y R. F. SHERIFF, 1990. Applied Geophysics. Second Edition. Cambridge University Press. 770 pp.
- TESKEY, D. J., 1980. Computer based system for interpretation of airborne gradiometer data with application to Key Lake area, Saskatchewan. *Current Research, B, Geol. Surv. Canada* paper 80-18, p. 59-67.
- THANNASSOULAS, C. y G. N. TSOKAS, 1985. A microcomputer program for Tsuboi's method of gravimetric interpretation. *First Break*, vol. 3, p. 16-22.
- THOMPSON, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, vol. 47, p. 31-37.
- TRIPP, A.C., G.W. HOHMAN y C.M. SWIFT, jr., 1984. Two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, vol. 49, p. 1708-1717.
- TZIAVOS, I. N., M. G. SIDERIS, R. FORSBERG y K. P. SCHWARZ, 1988. The effect of the terrain on airborne gravity and gradiometry. *Jour. Of Geophys. Res.*, vol. 93, p. 9,173-9,186.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., J. O. CAMPOS-ENRIQUEZ, A. RAMIREZ-NEGRETE, D. J. MORAN-ZENTENO, S. VENEGAS-SALGADO, S. SANCHEZ-REYES y H. DELGADO-GRANADOS. 1988. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la Sierra de La Primavera, Jalisco. *Geofisica Internacional*, vol. 27, p. 395-414.



- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y R. S. MOLINA-GARZA, 1992. Gravity modelling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane- 1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 31, p. 493-507.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y J. ROSAS-ELGUERA, 1994. Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico. *Tectonophysics*, vol. 239, p. 61-71.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., L. M. ALVA-VALDIVIA, J. ROSAS-ELGUERA, O. CAMPOS-ENRIQUEZ, A. GOGITCHAICHVILI, S. VENEGAS-SALGADO, A. M. SOLER-ARECHALDE y S. SANCHEZ-REYES, 2000. Magnetostratigraphy of the volcanic sequence of Río Grande de Santiago - Sierra de La Primavera region, Jalisco, western Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 39, N° 3, p. 247-265.
- VACQUIER, V., N. C. STEENLAND, R. G. HENDERSON e I. ZIETZ, 1951. Interpretation of aeromagnetic maps. Mem. 47. *Geol. Soc. of Am.*
- VAN NOSTRAND, R.G. y R. L. COOK, 1966. Interpretation of resistivity data. U.S. Geological Survey, Prof. Paper 499.
- VENEGAS, S. S., F. J. J. HERRERA y F. R. MACIEL, 1985. Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, vol. 24, p. 47-81.
- VOGELSANG, D., 1995. Environmental Geophysics: A Practical Guide. Springer Verlag, 173 pp.
- WALLACE, P., I. S. E. CARMICHAEL, K. RIGHTER y T. A. BECKER, 1992. Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance. *Geol.*, vol. 20, p. 625-628.
- WARD, S. H., 1990. Geotechnical and Environmental Geophysics, Volume I, Review and Tutorial. Society of Exploration Geophysicists, 385 pp.
- WATKINS, N. D., B. M. GUNN, A. K. BAKSI y J. ADE-HALL, 1971. Paleomagnetism, geochemistry, and potassium-argon ages of the Río Grande de Santiago volcanics, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 82, p. 1,955-1,968.
- WERNER, S., 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sver. Geol. Undersök, ser C. C. Arsbok* 43, N° 6.
- XU, B. y M. NOEL, 1993. On the completeness of data sets with multielectrode systems for electrical resistivity survey. *Geophys. Prospect.*, vol. 41, p. 791-801.
- YAGHOUBIAN, A., G. A. BOUSTEAD y T. M. DOBUSH, 1997. Object delineation using Euler's homogeneity equation: Location and depth determination of buried ferro-metallic bodies. *Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, San Diego, vol. 2, p.613-632.
- YOKOYAMA, I., 1983. Gravimetric studies and drilling results at the four calderas in Japan, in Shimozuru, D., and Yokoyama, I., Arc volcanism: Physics and Tectonics. *Terra Scientific Publishing Co.*, p. 29-41.
- YOKOYAMA, I., 1987. A quantitative consideration of several calderas for study of their formation. *Geofísica Internacional*, vol. 26, p. 487-498.
- YOKOYAMA, I. y M. MENA, 1991. Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 47, p. 183-193.
- ZHON, X., B. ZHONG y X. LI, 1990. Gravimetric terrain corrections by triangular-element method. *Geophysics*, vol. 55, p. 232-238.
- ZOHDY, A.A. R., 1989. A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, vol. 54, p. 245-253.



ANEXO A.- PALEOMAGNETISMO DEL BASAMENTO ANDESITICO DEL VERTEDERO DE MATATLAN.

INTRODUCCION

Durante los últimos cuarenta años el estudio de las propiedades magnéticas de rocas y minerales ha contribuido de una manera sustancial a varios campos de la ciencia. Tal vez los avances más significativos y mejores conocidos han resultado del estudio del paleomagnetismo que lleva a una confirmación cuantitativa de deriva continental y dispersión polar mediante la interpretación de la dirección de magnetismo remanente observado en rocas de diferentes edades de diferentes continentes. El paleomagnetismo, a través de observaciones de inversiones de magnetización, de variación secular antigua y de intensidades de campo antiguas, ha también aportado datos relevantes para conocer el origen del campo geomagnético, y otras investigaciones han contribuido significativamente a estudios geológicos locales y de gran escala.

Un estudio local se ha realizado en muestras del basamento andesítico del vertedero de Matatlán. No se conocen hasta ahora estudios paleomagnéticos enfocados a temáticas ambientales.

En este anexo se pretende describir resultados obtenidos de muestras andesíticas de afloramientos en la periferia del vertedero controlado de Matatlán. Tales resultados comprenden mediciones de intensidad y direcciones de magnetización, de susceptibilidades magnéticas y ciclos histeréticos. Además, se describen las técnicas y los instrumentos de medición empleados, y los métodos de representación de la información obtenida.

ORIGEN DE LA MAGNETIZACION NATURAL REMANENTE.

Las rocas adquieren en o cerca del tiempo de su formación una magnetización permanente derivada del campo magnético existente en el sitio. Así, la roca preserva un registro de la intensidad y dirección del campo ambiental antiguo.

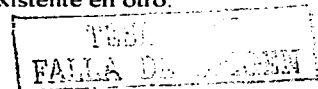
Este magnetismo original es llamado magnetización primaria. Entre el tiempo de formación de la roca y el presente, se pueden adquirir otras magnetizaciones secundarias, que se suman vectorialmente a la primaria para dar la magnetización natural remanente (MNR).

i.- Magnetización primaria.

En la mayoría de las rocas la MNR es portada por miembros del grupo de minerales de la serie de óxidos de hierro – titanio. La MNR primaria se puede adquirir por uno de tres procesos básicos.

Las rocas ígneas se magnetizan inicialmente por magnetización termoremanente (MTR) cuando los minerales magnéticos constituyentes se enfrían por debajo de sus temperaturas de Curie o de bloqueo en el campo geomagnético ambiental. Estos campos suelen ser débiles (aproximadamente 50 μ T) pero estables, es decir, resistentes a influencias demagnetizantes.

Por otra parte, las rocas sedimentarias presentan dos procesos, llamados magnetización deposicional ó detrítica (MDR) y química remanentes (MQR). En la primera, los granos de óxidos magnetizados permanentemente de un sedimento, al depositarse, tienden a orientarse por sí solos en una posición de mínima energía, esto es, con sus ejes magnéticos alineados a lo largo de la dirección del campo ambiental. La MQR puede adquirirse ya sea por precipitación de soluciones de un mineral magnético o por alteración de uno existente en otro.



ii.- Magnetización secundaria.

Entre la formación de una roca y el presente se pueden adquirir componentes secundarios de magnetización por varios fenómenos.

La magnetización viscosa remanente (MVR) se adquiere si hay granos magnéticos en una roca en la que fluctuaciones térmicas ocasionan cambios irreversibles en el alineamiento de dominios. Otras magnetizaciones secundarias incluyen la termoremanencia parcial (MTRP), la magnetización isoterma (MIR) provocada por relámpagos y la remanencia química (MCR) a través de alteración posdeposicional y diagénesis. Con excepción de la MIR, todos los demás componentes secundarios se alinean a lo largo del campo geomagnético ambiental al tiempo de su adquisición.

INSTRUMENTACION PALEOMAGNETICA Y TECNICAS DE MEDICIONES.

De una manera simultánea con el desarrollo de los estudios paleomagnéticos ocurre el desarrollo de instrumentos y técnicas para el amplio rango de investigaciones involucradas. La necesidad de contar con mediciones confiables de la magnetización remanente de rocas débilmente magnetizadas ha derivado en el desarrollo de magnetómetros sensitivos y en el mejoramiento de las técnicas para la remoción de magnetizaciones indeseables.

El paleomagnetismo investiga el magnetismo antiguo de las rocas, que es el término comúnmente aplicado al estudio de las propiedades magnéticas de rocas y minerales, esencialmente analizando el origen y características de los diferentes tipos de magnetizaciones remanentes que las rocas y minerales magnéticos pueden adquirir. Las investigaciones se conducen hacia la identificación de los minerales que portan la magnetización natural remanente (MNR) de rocas y hacia una mejor comprensión del origen del MNR y su confiabilidad como un indicador paleomagnético.

I.- PRINCIPIOS.

El paleomagnetismo basa sus investigaciones en la susceptibilidad magnética. Esta se define por la relación

$$M_i = kH \quad (a.1)$$

o de una manera alterna

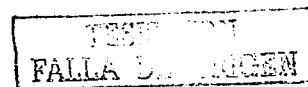
$$J_i = \chi H = \chi B / \mu_0 \quad (a.2)$$

donde una magnetización por unidad de volumen M_i o por unidad de masa J_i es inducida en un material de susceptibilidad de volumen k o de masa χ , cuando se encuentra inmerso en un campo aplicado $B = \mu_0 H$.

La susceptibilidad inicial se mide normalmente en un campo aplicado $B \leq 1 \text{ mT}$, ya sea bajo campos directos o alternantes. El método de mediciones con campos directos se basa en la aplicación de las ecuaciones a.1 y a.2, y se realiza en un magnetómetro estático que tenga preferentemente un sistema de bobinas circundante para anular o modificar el campo ambiental sobre la muestra.

El método de mediciones en campos alternantes comprende:

- a) Circuitos puente.



En general, estos métodos tienen la ventaja de ser independientes del MNR de la muestra. El campo magnético de inducción B , que es el número total de líneas de fuerza por unidad de área dentro de la materia magnetizada, se relaciona a la magnetización de volumen M , mediante

$$B = \mu_0 (H + M) \quad (\text{a.3})$$

donde H es el campo magnético externo. Cuando M es la magnetización inducida en el campo H , quedaría $M = kH$, llegándose a

$$B = \mu_0 (H + kH) \text{ o } B = \mu H \quad (\text{a.4})$$

donde μ es la permeabilidad magnética del material. Esto es

$$\mu = \mu_0 (1 + k) \quad (\text{a.5})$$

donde k es la susceptibilidad de volumen del material. También es útil definir la permeabilidad relativa como

$$\mu / \mu_0 = 1 + k = \mu_r \quad (\text{a.6})$$

Así, k se vincula con μ_r , y puesto que la última propiedad se asocia fuertemente con las características de circuitos de corriente alternante que contiene elementos inductivos, μ formaría la base para medir susceptibilidad inicial.

Métodos basados en este tipo de circuitos son descritos por Girdler (1961) y Fuller (1967), por ejemplo.

b) Transformadores balanceados.

El principio de estos circuitos es el cambio en inductancia mutua entre dos bobinas cuando una muestra susceptible se coloca relativa a ellas de tal manera que el flujo unido en una bobina debido a una corriente alterna en la otra es alterado. El voltaje inducido en la bobina secundaria se puede monitorear cuando la muestra se pone en una de las bobinas o en un circuito magnético del que la bobina y su núcleo forman parte.

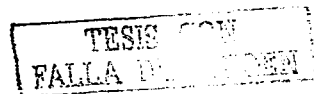
Algunos arreglos son usados por Likhite y Radhakrisnamurty (1965), Christie y Symons (1969), y Collinson et al. (1963). Otra técnica que emplea radiofrecuencias (Cooke y de Sa, 1981) es capaz de separar las partes real e imaginaria de la susceptibilidad inicial.

Otros métodos que se pueden usar para medir susceptibilidades iniciales emplean magnetómetros balísticos (Daly, 1967) o criogénicos (Hanneken et al., 1976).

Existen varias técnicas para medir susceptibilidad anisotrópica, sin embargo, el magnetómetro giratorio (spinner) es el más ventajoso para hacer mediciones rápidas bajo una sensibilidad adecuada. En éste, si la muestra posee susceptibilidad anisotrópica, el efecto general sería una señal de salida de dos veces la frecuencia de rotación en adición a la señal debida al MNR

Otro método de mediciones disponible se realiza con el magnetómetro giratorio PAR, que tiene dos pares de bobinas de Helmholtz alrededor de la muestra con un eje vertical y paralelo a los ejes de la bobina ligada respectivamente. Durante mediciones del MNR las bobinas anulan al campo geomagnético de la muestra y ambas se pueden usar para aplicar campos para mediciones anisotrópicas.

Otro magnetómetro de este tipo, llamado Schonstedt, posee un sistema de bobinas dentro del blindaje para mediciones anisotrópicas. Este instrumento parece dar buenos resultados si la intensidad del MNR de la roca y su anisotropía son pequeñas.



II.- MEDICIONES DE CAMPOS GRANDES.

El límite mínimo para que un campo sea considerado grande es de aproximadamente 2 mT. Bajo estas consideraciones debe asumirse que la magnetización es baja y que los campos demagnetizantes son despreciables. El aspecto del método puede ilustrarse con un ciclo de histéresis (Figura a.1), en el que se considera una muestra ferromagnética inicialmente en un estado demagnetizado. Si ahora se aplica un campo $+B$ que crece ($B = \mu_0 H$), se inducirá en la muestra una magnetización J_i de acuerdo a la parte (a) de la curva (Figura a.1). Cuando B aumenta más, ocurre un movimiento irreversible de las paredes del dominio a través de las barreras del potencial, dominios cuyas direcciones están próximas a las de B creciendo a expensas de otras (parte (b)). Finalmente, cuando el movimiento de pared es casi completo, ocurre una rotación de dominios (c) y, en un campo B_s suficientemente alto, se alcanza una saturación en la magnetización J_s . La pendiente de la curva en cualquier punto es proporcional a la "susceptibilidad incrementante" y la razón de J_i a B/μ_0 en el punto es la susceptibilidad de masa del campo grande.

Si B se reduce a cero cuando se alcanza J_s , la magnetización seguirá la curva (d) y cuando B sea cero, la remanencia de saturación isoterma J_{rs} permanecerá; si B se reduce a cero antes de que se alcance J_s , J_i seguirá una curva tal como la de la línea punteada en la Figura a.1, y permanecerá una remanencia isoterma (MIR) J_r .

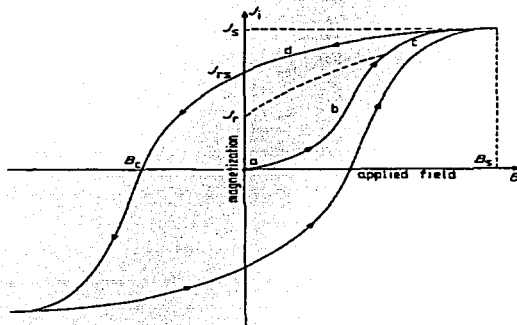


Figura a.1.- Ciclo de histéresis (tomado de Collinson, 1983).

Si ahora B aumenta en la dirección negativa, J_i caerá a cero a un valor de $-B$ conocido como la fuerza coercitiva, B_c ; cuando $-B$ aumenta, se alcanza una saturación en la magnetización en $-B_s$. Si el campo se toma de $-B_s$ a cero y luego a B_s , se completaría la curva de una forma simétrica. El área encerrada por el ciclo de histéresis es una medida del trabajo hecho para llevar una masa unitaria del material magnético alrededor del ciclo.

TESIS CON
FALLA DE CALIFICACION

Las mediciones en campos aplicados proporcionan información sobre la naturaleza y cantidad de los minerales magnéticos en rocas y sobre la presencia de día-, para-, ferro- y superparamagnetismo, sobre su espectro de coercitividad y estructura de dominios.

Mediciones de MIR y de B_{cr} .

Estas son las mediciones de campos aplicados más simples, en las que se emplean bobinas (que generan campos en el rango 1 – 100 mT) o electromagnetos (para campos mayores a 100 mT). Para generar campos mucho mayores (> 2.5 T) se emplean solenoides libres de hierro, aunque las investigaciones sobre magnetización son suficientemente realizables con los dos primeros.

Mediciones de histéresis y trazado de ciclos.

Las magnetizaciones normalmente encontradas en estudios de histéresis en muestras de rocas son tan débiles que el cambio en $B = \mu_0 H$ en aire a $B = \mu_0(H + M)$ en presencia de la muestra es muy pequeño, resultando un ciclo $B-H$ de área muy pequeña. Es más ventajoso medir J o M como función del campo aplicado B , como un método usual para obtener datos de histéresis.

Este fenómeno de histéresis da información sobre la estructura de dominio de los óxidos magnéticos, pudiéndose usar mediciones a diferentes temperaturas, antes y después del calentamiento para monitorear cambios mineralógicos en los minerales magnéticos.

Los datos se pueden obtener en forma de gráficas de magnetización inducida J vs el campo aplicado B . En general J consiste de componentes remanentes e inducidos.

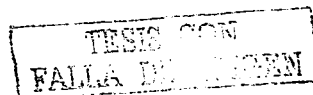
III.- CAMPOS CONTROLADOS Y ESPACIO DE CAMPO LIBRE.

Un requisito común necesario en los laboratorios paleomagnéticos es hacer o realizar las técnicas rutinarias en campos magnéticos “cero”, siendo los ejemplos más conocidos la remoción de magnetización secundaria mediante limpieza térmica o con campos alternantes. Los magnetómetros usados para medir la MNR trabajan mejor con sus sensores en un campo ambiental bajo, y en ocasiones esto es esencial. Otras investigaciones necesitan un rango de pequeños campos controlados (0 – 100 μ T), por ejemplo, para la adquisición de la magnetización termoremanente (MTR), de la magnetización viscosa remanente (MVR) y la magnetización detritica o deposicional remanente (MDR).

Los campos controlados pueden producirse por sistemas de bobinas o por blindajes magnéticos con un “encierra” de alta permeabilidad. El primero es el más flexible para aplicaciones de campo cero y campos pequeños, pues campos de este tipo no son fáciles de obtener con blindajes (Collinson, 1983).

IV.- MAGNETÓMETROS GIRATORIOS Y TÉCNICAS DE LIMPIEZA DE MAGNETIZACIÓN SECUNDARIA.

La MNR observada en rocas puede consistir de cualquier combinación de componentes primarios y secundarios entre los casos extremos en los que unos u otros son enteramente dominantes. Puesto que es la MNR primaria la de interés para interpretación paleomagnética, se plantea necesario remover cualquier MNR secundaria, tratando de dejar intacta la MNR primaria: este es el procedimiento importante de la demagnetización parcial, algunas veces denominada “limpieza magnética”.



La limpieza magnética puede emplearse exitosamente a causa de que la dureza magnética, o estabilidad de la magnetización secundaria, es generalmente menor que la de la MNR primaria. La limpieza por medio de un campo magnético alternante y decreciente se basa en la técnica clásica usada en estudios magnéticos por la cual se logra la demagnetización de un material ferromagnético sujetándolo a ciclos de histéresis de magnitud decreciente. El efecto de este tratamiento es poner al azar direcciones de dominios dejando al material, en el caso ideal, sin momento magnético neto. En la limpieza térmica, las muestras de rocas se ponen a temperaturas sucesivamente más altas y se enfrían a campo cero, liberando así y, en el enfriamiento, volviendo aleatoria la magnetización de granos con temperaturas de bloqueo sucesivamente más altas. La magnetización primaria se asocia con alta coercitividad y altas temperaturas de bloqueo y así su separación de una MNR secundaria magnéticamente más suave es posible en principio.

Para la medición de la MNR se suelen emplear magnetómetros giratorios, mencionados anteriormente. El principio de estos instrumentos es la generación de un voltaje alternante por la rotación continua de una muestra magnetizada dentro o cerca de una bobina o de un sistema de fluxgate. Para una configuración de sensores dada la amplitud del voltaje de salida es proporcional a la componente del momento magnético perpendicular al eje de rotación, y la fase del voltaje es utilizada para relacionar la dirección de la componente medida a una dirección de referencia en la muestra. El vector total es determinado girando la muestra alrededor de un segundo eje ortogonal, aunque en la práctica la muestra es girada sucesivamente alrededor de tres ejes para obtener valores promedio de las componentes de la MNR y reducir el efecto de inhomogeneidad. Se ha diseñado un gran número de instrumentos de este tipo desde 1925 (Collinson, 1983), entre los que se encuentran los magnetómetros Schonstedt y UGF. El primero tiene la ventaja de monitorear continuamente la razón señal/ruido durante las mediciones en las muestras, produciendo así resultados con un nivel de error casi uniforme y predecible.

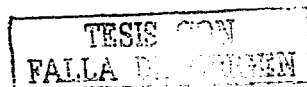
En la literatura se describen varios equipos de limpieza térmica, por ejemplo, Barbetti (1972) y Roy et al. (1972).

V.- REPRESENTACION DE DATOS PALEOMAGNETICOS.

i.- Presentación de direcciones de MNR.

Los datos básicos en el paleomagnetismo son un grupo de direcciones e intensidades de demagnetizaciones medidas en muestras de rocas. Después de la limpieza magnética se tiene una dirección de la MNR primaria bien definida, la que se puede interpretar en términos de dispersión polar y/o movimientos de placas.

El sistema de referencia inicial para la declinación (D) e inclinación (I) de la MNR en especímenes cilíndricos es una dirección marcada en la superficie del espécimen, mientras que para el cálculo de una posición polar se requiere un sistema de referencia común a todos los especímenes.



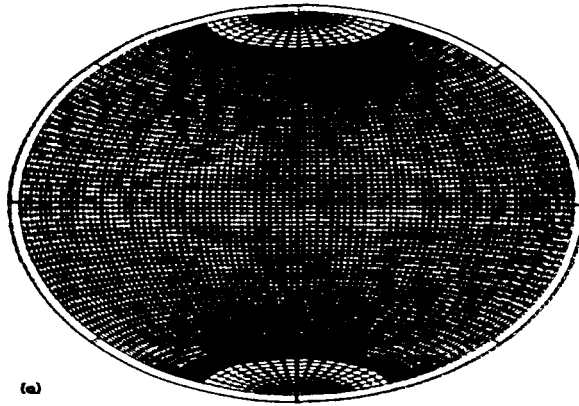


Figura a.2.- Proyección de igual área de Lambert para presentación de datos palcomagnéticos (Tomado de Collinson, 1983).

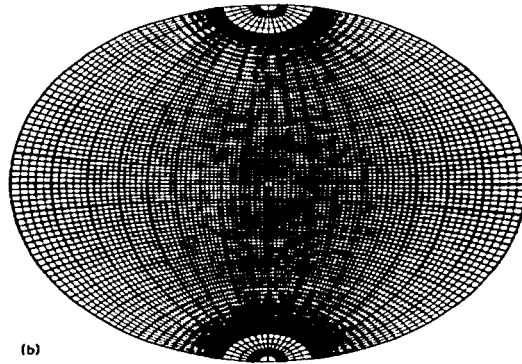


Figura a.3.- Proyección estereográfica para presentación de datos palcomagnéticos (Tomado de Collinson, 1983).

Para la exhibición de direcciones de la MNR y su evaluación inicial es conveniente mostrar la información tridimensional inherente a D e I en un plano bidimensional o proyección, es decir, para transferir puntos distribuidos en la superficie de una esfera sobre un plano. Dos proyecciones comúnmente usadas son la proyección de igual área de Lambert y la proyección

TESIS
FALLA DE ...

estereográfica. Sus redes polares y ecuatoriales se muestran en las Figuras a.2 y a.3. En cada proyección D se mide en el sentido de las manecillas del reloj de 0 a 360° rodeando la circunferencia del círculo proyectado, mientras que I se mide al interior a lo largo de los radios, siendo 0° en la circunferencia y 90° en el centro. Convencionalmente, las inclinaciones positivas y negativas se muestran mediante círculos llenos y vacíos, respectivamente.

ii.- Datos de demagnetización y su interpretación.

Los cambios en las direcciones de la MNR que ocurren durante la demagnetización se pueden exhibir en una de las anteriores proyecciones para evaluación preliminar, y los cambios de intensidad correspondientes se pueden graficar contra el campo alternante o la temperatura. Aunque se considera difícil establecer si un procedimiento de limpieza ha sido óptimo para un grupo particular de muestras mediante un examen visual simple de las gráficas de direcciones e intensidades, este es un procedimiento ampliamente usado todavía (Collinson, 1983).

VI.- RESULTADOS DE MEDICIONES PALEOMAGNETICAS.

Mediciones paleomagnéticas fueron realizadas sobre núcleos extraídos de muestras volcánicas de mano del basamento del vertedero de Matatlán, mismas que se orientaron con una brújula Brunton. Para todas las muestras se determinaron dirección e intensidad de la MNR, utilizando un magnetómetro de discriminación de flujo Molspin con interfase a una computadora. La composición vectorial y estabilidad de las componentes magnéticas se investigaron por desmagnetización térmica, empleándose un sistema Schonstedt TSD-1, con incrementos sucesivos de temperatura (tabla a.i). Los resultados finales, exhibidos como paleopolos, se exhiben en la Figura iv.11 del capítulo IV.

Tabla a.i.- Valores de parámetros paleomagnéticos de muestras volcánicas del basamento del vertedero de Matatlán. Dec=declinación, Inc=inclinación.

Muestra	Temperatura		0°		100°		175°		250°		325°		400°		450°	
	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc
M1-1	354.56	74.96	353.02	73.68	351.73	75.90	357.37	78.28	349.13	79.74	2.90	79.81	3.76	81.54		
M1-3	353.22	80.45	352.37	80.01	1.863	79.87	357.51	81.46	357.96	82.53	359.89	84.86	339.27	82.66		
M2-1	199.80	67.94	193.06	68.04	199.71	69.21	200.65	69.72	210.37	72.56	210.33	71.05	212.37	76.97		
M3-1	118.70	69.37	114.31	68.59	113.07	69.47	115.44	69.29	113.43	70.36	110.76	69.43	118.44	70.83		
M4-2	168.49	22.95	167.82	2154	169.48	22.02	172.29	20.83	170.08	22.04	173.72	22.58	174.26	20.24		
M5-2	49.08	-50.28	51.28	-52.70	52.07	-49.85	53.47	-50.70	50.99	-52.12	48.30	-52.59	48.80	-51.91		
M5-3	43.51	-47.50	42.58	-51.22	43.38	-49.13	45.24	-48.62	41.50	-49.61	44.26	-52.24	42.59	-50.36		
M6-2	27.71	-60.21	29.30	-60.54	28.69	-58.74	29.04	-54.61	31.48	-58.11	34.89	-57.02	26.84	-41.66		

TESIS CON
FALLA DE REGISTRO

Tabla a.i.- Continuación....

N° de Muestra	Temperatura				Tipo de roca	Ubicación
	500°	550°	575°	600°		
	Dec Inc	Dec Inc	Dec Inc	Dec Inc		
M1-1	341.32 85.51	9.07 87.11	70.08 79.87	63.57 76.66	Andesita basáltica	Sur Matatlán 103° 12' 20" 39' 16"
M1-3	327.24 86.44	93.62 86.80	79.81 79.85	52.33 73.44	Andesita	Idem
M2-1	218.88 69.61	221.15 73.76	241.17 81.51	86.42 87.27	Andesita	Idem
M3-1	128.12 71.61	125.23 71.30	105.98 70.90	99.92 72.55	Andesita	Idem
M4-2	180.38 15.31	187.19 24.14	148.52 41.09	144.0 38.83	Toba riolítica	Este Matatlán 103° 11' 37" 20' 39' 28"
M5-2	53.27 -47.44	48.76 -48.04	48.10 -50.84	21.86 -7.65	Toba riolítica	Idem
M5-3	48.26 -47.87	45.52 -46.04	40.29 -47.94	32.98 - 20.73	Toba riolítica	Idem
M6-2	43.50 -49.26	26.74 -41.90	34.12 16.27	348.83 35.83	Andesita	Norte Matatlán 103° 11' 52" 20' 39' 36"

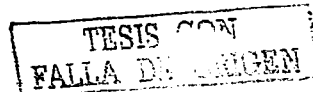
Los resultados se analizan en diagramas de proyecciones vectoriales (Figura a.4). En las muestras analizadas se pueden observar diferentes componentes de MNR. En los diagramas se observa que las magnetizaciones constan de una o dos componentes, con los segmentos rectos indicando una componente, y los segmentos curvos dos o más componentes (Fig. a.4). Magnetizaciones características de las muestras se pueden elegir de los segmentos rectos que terminan en el origen de los diagramas.

Para cada sitio se aplicó la corrección por declinación magnética. A partir de las direcciones medias y parámetros de concentración y dispersión de los sitios se calcularon los paleopolos geomagnéticos virtuales. Las declinaciones e inclinaciones medias en los sitios se resumen en la proyección estereográfica de la Figura iv.11, ya mencionada.

Las muestras de los sitios M1, M2 y M3 tienen polaridad normal; la polaridad de la muestra del sitio M4 puede considerarse intermedia, mientras que las muestras de los sitios M5 y M6 poseen polaridad reversa. Las muestras M1, M2, M3 y M4 corresponden a andesitas basálticas, mientras que la muestra M5 corresponde a una toba ácida. La muestra M6 es de una andesita que se encuentra por debajo de la toba, cabiendo la posibilidad de que la toba haya influido en la polaridad de la andesita al momento del enfriamiento de la primera. Se ha propuesto que en estas áreas el registro paleomagnético ha sido afectado por la actividad hidrotermal (Urrutia-Fucugauchi et al., 2000).

Urrutia-Fucugauchi et al. (2000) reportan polaridades similares, que no son fáciles de correlacionar con los datos aquí expuestos, en particular porque las declinaciones de nuestras muestras con polaridad reversa son mucho menores. Debido a la posición y constitución de estos materiales, pueden encuadrarse entre el Plio-Cuaternario y el Reciente.

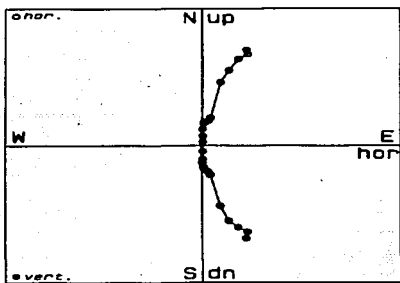
Debido al limitado número de muestras no se realizó alguna estadística. No obstante, la información puede considerarse confiable, a pesar de que ocurre una relativamente alta dispersión angular direccional en todas las muestras.



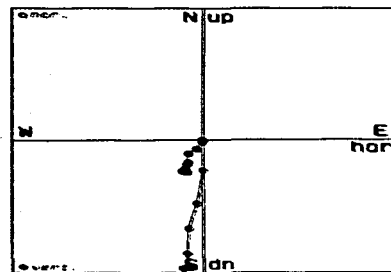
FALTA

PAGINA

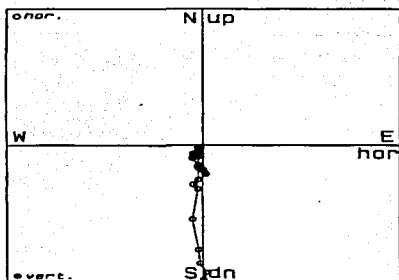
177



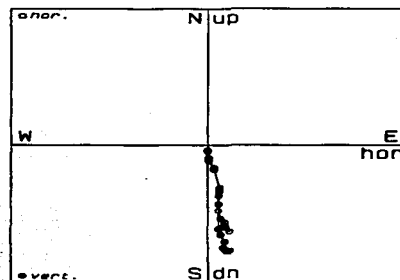
M1-1



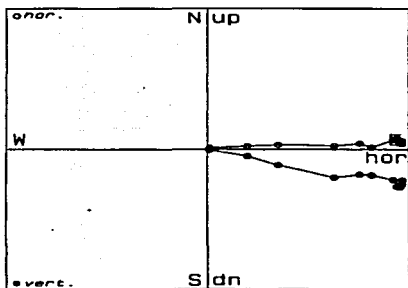
M4-2



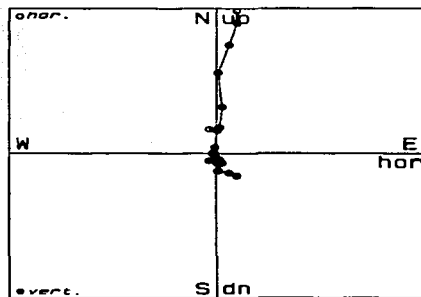
M2-1



M3-1



M5-3



M6-2

Figura a.4.- Diagramas vectoriales de datos de demagnetización de muestras del basamento volcánico de Matatlán; las muestras (a), (c), (d) y (f) son de andesitas, mientras que las (b) y (e) son de tobas riolíticas.

TESIS
FALLA DE ANGEN