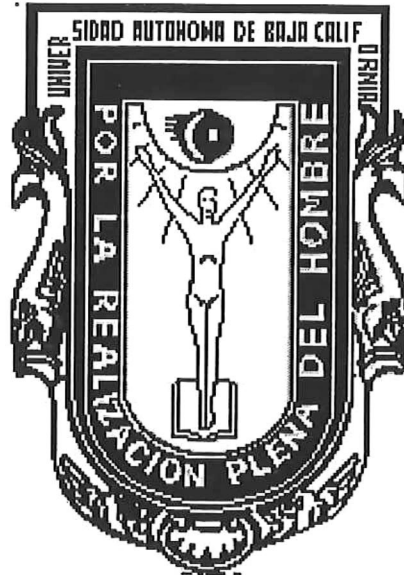


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**ANÁLISIS DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DE LA PLANICIE COSTERA
DEL VALLE DE SAN QUINTÍN, B.C., MEXICO.**

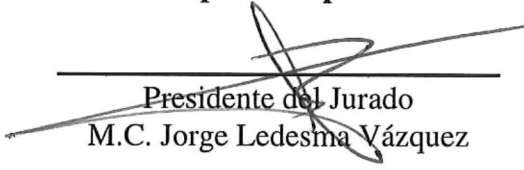
TESIS
QUE PARA OBTENER EL TITULO
DE
OCEANOLOGO
PRESENTA
MARGARITA ALMEIDA VEGA

Ensenada, Baja California, Junio de 1998.

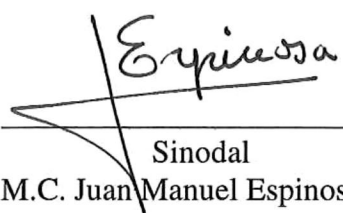
**ANÁLISIS DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DE LA PLANICIE COSTERA
DEL VALLE DE SAN QUINTÍN, B.C., MÉXICO.**

**TESIS
QUE PRESENTA:
MARGARITA ALMEIDA VEGA**

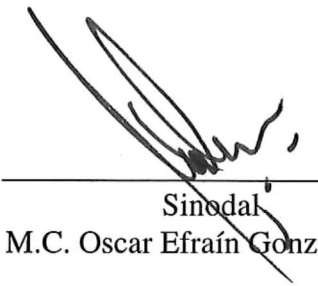
Aprobada por:



Presidente del Jurado
M.C. Jorge Ledesma Vázquez



Sinodal
M.C. Juan Manuel Espinosa Cardaña



Sinodal
M.C. Oscar Efraín González Yajimovich

DEDICATORIA

A Juan Manuel

Al Coronel Aureliano

A la tía Emita

A la tía Chucha

A todos aquellos que me motivaron y apoyaron incondicionalmente para llevar a feliz termino este trabajo.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de Tesis M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña, por toda la ayuda y paciencia.

Al Dr. Enrique Gómez Treviño por su apoyo total para terminar este trabajo.

A los miembros del comite de Tesis: M.C. Jorge Ledesma Vázquez y Oscar González Yajimovich.

RESUMEN

En la planicie costera del Valle de San Quintín se localiza la laguna costera Bahía San Quintín clasificada de origen tectónico. Con el objeto de deducir los rasgos estructurales del valle y su relación con la laguna, se realizó un análisis del mapa aeromagnético que cubre la región, el cual consistió en el proceso de separación regional-residual mediante la técnica de factorización espectral y el modelado bidimensional de perfiles magnéticos con técnicas de inversión no lineal. Líneas de costa ascendentes del Cuaternario y Cretácico Superior se caracterizan por una serie de mínimos magnéticos residuales, rasgo que es común de alineamientos aereomagnéticos asociados con fallas regionales de bajo ángulo que separan unidades de diferente litología y edad. El mapa de isopacas de la secuencia volcánica-sedimentaria que sobreyace al basamento cristalino magnético, elaborado a partir del modelado de perfiles aeromagnéticos regionales, indica que el depocentro de la cuenca se localiza debajo de la laguna costera y de un campo volcánico, formando un sinclinal con su eje en dirección NW casi paralelo a las antiguas líneas de costa y al patrón de fallamiento regional del borde continental. La estructura se interpreta como un sinclinal modificado por fallamiento o un graben, la cual ha sido reactivada por el movimiento actual del límite transforme de las placas Pacífico y Norteamérica. La coincidencia del campo volcánico sobre el depocentro de la cuenca, corrobora para la laguna costera un origen tectónico y contemporáneo con las etapas terminales del volcanismo que emergió al suroeste de la planicie costera del Valle de San Quintín durante el Pleistoceno.

CONTENIDO

	<u>página</u>
I.- INTRODUCCIÓN	1
1.1 Localización	3
1.2 Antecedentes	3
1.3 Objetivos	6
II.- GEOLOGÍA	6
II.1 Marco Tectónico	6
II.2 Marco geológico	9
a) Fisiografía	9
b) Litología	10
c) Estructura	12
III.- PROSPECCIÓN AEROMAGNÉTICA	13
III.1 Fundamentos del método aeromagnético	13
III.2 Metodología	15
a) Formación de la base de datos magnéticos	15
b) Anomalía magnética	16
c) Análisis espectral y filtrado	19
d) Modelado inverso de perfiles magnéticos	24
IV.- RESULTADOS	27
IV.1 Presentación y descripción de datos	27
IV.2 Anomalías aeromagnéticas regionales y residuales	28
IV.3 Modelado de perfiles magnéticos	30
V.- DISCUSIÓN	45
VI.- CONCLUSIONES	52
VII.- LITERATURA CITADA	54

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>página</u>
1	Mapa geológico y de localización del Valle costero de San Quintín B.C., se indican los límites Cuaternario (LmC) y Cretácico Superior (LmCS).	4
2	Marco tectónico de la región de la planicie costera del Valle de San Quintín, B.C. (tomado de Juárez, 1996).	7
3	Mapa de anomalías aeromagnéticas del Valle de San Quintín, B.C. corregido por variación normal del campo geomagnético (modificado de C.R.M.-O.N.U., 1967).	17
4	Espectro de potencia radial del mapa aeromagnético del Valle de San Quintín, B.C. Las pendientes R y r , indican la contribución de fuentes magnéticas profundas y someras, respectivamente.	23
5	Mapa de anomalías aeromagnéticas residuales. Longitudes de onda menores a 11 km son retenidas.	29
6	Mapa de anomalías aeromagnéticas regionales. Longitudes de onda mayores a 11 km son retenidas.	31
7	Localización de perfiles magnéticos modelados.	32
8	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-1. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	34
9	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-2. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	35
10	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-3. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	37
11	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-4. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad	38

magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.

12	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-5. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	39
13	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-6. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	41
14	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-7. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	42
15	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-8. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	43
16	(a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-9. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	44
17	a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-10. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = - 0.008$ e.m.u.	46
18	Mapa de isopacas del recubrimiento volcánico y sedimentario del basamento cristalino magnético.	51

ANÁLISIS DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DE LA PLANICIE COSTERA DEL VALLE DE SAN QUINTÁN, B.C., MÉXICO.

I.- INTRODUCCIÓN

La planicie costera del Valle de San Quintán (VSQ) es una porción emergente del borde continental de la costa Pacífico de la Península de Baja California. Terrazas marinas deformadas, fallamiento normal y volcanismo reciente caracterizan al tectonismo Cuaternario, el cual se asocia con el movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica (Orme, 1972). Estos movimientos tectónicos han originado lagunas costeras que generalmente son cuerpos de agua paralelos a la línea de costa, separados del océano por una barrera y conectados éste por uno o varios canales, con profundidades promedio que rara vez exceden unos pocos de metros. Se reconocen dos grandes grupos de lagunas en base a su origen; eustático y tectónico. En el primer caso, la evolución de la línea de costa a nivel mundial ha registrado la influencia de la variación del nivel del mar, el cual ha influido en la formación de las lagunas costeras y estuarios del mundo. La mayoría de las lagunas se localizan en costas de pendiente suave, en donde durante la transgresión del Holoceno se produjo la generación de barras paralelas a la línea de costa, asociadas o no a valles sumergidos. En el segundo caso se constituyeron por la formación de estructuras geológicas de graben o medio graben, asociadas a procesos extensionales o transtensionales (ejemplo, Estero de Punta Banda). La evolución de estos cuerpos costeros está asociada a procesos tectónicos dominantes en el área después de su formación. En una zona sujeta a levantamiento tectónico, las

lagunas tenderán a ser cada vez más someras, transformándose en planicies de inundación, caracterizadas por procesos progradacionales. El caso opuesto es una costa de inmersión, en donde los cuerpos de agua se mantendrán en cuanto a profundidad y extensión, siendo el caso de que ambas propiedades puedan incrementarse, a diferencia del promedio de las lagunas costeras a nivel mundial. En la planicie costera del VSQ existe una de estas depresiones, la laguna costera Bahía San Quintín, separada del océano por una barra de arena que une volcanes que originalmente formaban islas. Rasgos como el alineamiento de cráteres de algunos volcanes y el levantamiento actual de antiguas líneas de costa, son considerados por algunos autores como lineamientos producidos por fallas (Coleman, 1969). La relación de las terrazas marinas y el volcanismo con fallamiento no es evidente, por lo que recurrimos a las técnicas geofísicas para determinar su continuidad a profundidad y su probable asociación.

Este trabajo se concentra en el análisis e interpretación geológica del mapa aeromagnético del VSQ elaborado por el Consejo de Recursos Minerales. La importancia del estudio radica en que, hasta la fecha, únicamente se han hecho interpretaciones regionales de datos gravimétricos y perfiles magnéticos aislados, dirigidos a obtener el espesor de los sedimentos que rellenan la cuenca de la planicie costera de San Quintín (Espinosa et al, 1992, Espinosa-Cardena y Romo-Jones 1993).

Consideramos que debido a la cobertura del vuelo aeromagnético, separación de 1 km entre líneas de vuelo y altura constante de 300 m sobre el n.m.m, se pueden deducir las características estructurales de la cuenca costera del Valle de San Quintín,

información que ayudará a discernir la asociación de rasgos morfológicos superficiales con estructuras profundas y de la cuenca con la laguna costera.

I.1 Localización

El área de estudio se ubica entre los $30^{\circ} 21'$ y $30^{\circ} 35'$ de latitud Norte y los $115^{\circ} 55'$ y $116^{\circ} 03'$ de longitud Oeste, sobre la margen occidental de la Península de Baja California y a 180 km al sur de la ciudad de Ensenada, B.C. Dentro del patrón de provincias geomorfológicas regionales se sitúa en la margen oriental del Borde Continental Californiano. En la parte central se localiza una laguna costera conocida como Bahía San Quintín que se comunica al mar por un canal estrecho y se divide en dos sectores, al oeste recibe el nombre de Bahía Falsa y al este Bahía San Quintín (Fig. 1).

I.2 Antecedentes

Algunos trabajos geofísicos previos de reconocimiento regional abarcan el área de estudio, los cuales se describen a continuación:

Gastil et al. (1975) publican un mapa de anomalías gravimétricas sin corrección topográfica del Estado de Baja California y describen que el VSQ se caracteriza por un intenso gradiente orientado NW-SE aumentando hacia el W. Un cierre de la curva de -30 mGal coincide con un grupo de edificios volcánicos y con la laguna Bahía San Quintín, lo que las relaciona con un posible origen estructural.

Krause (1965) realizó un levantamiento magnético marino que cubrió la margen continental de Baja California. Frente a la planicie costera del Valle de San Quintín, el

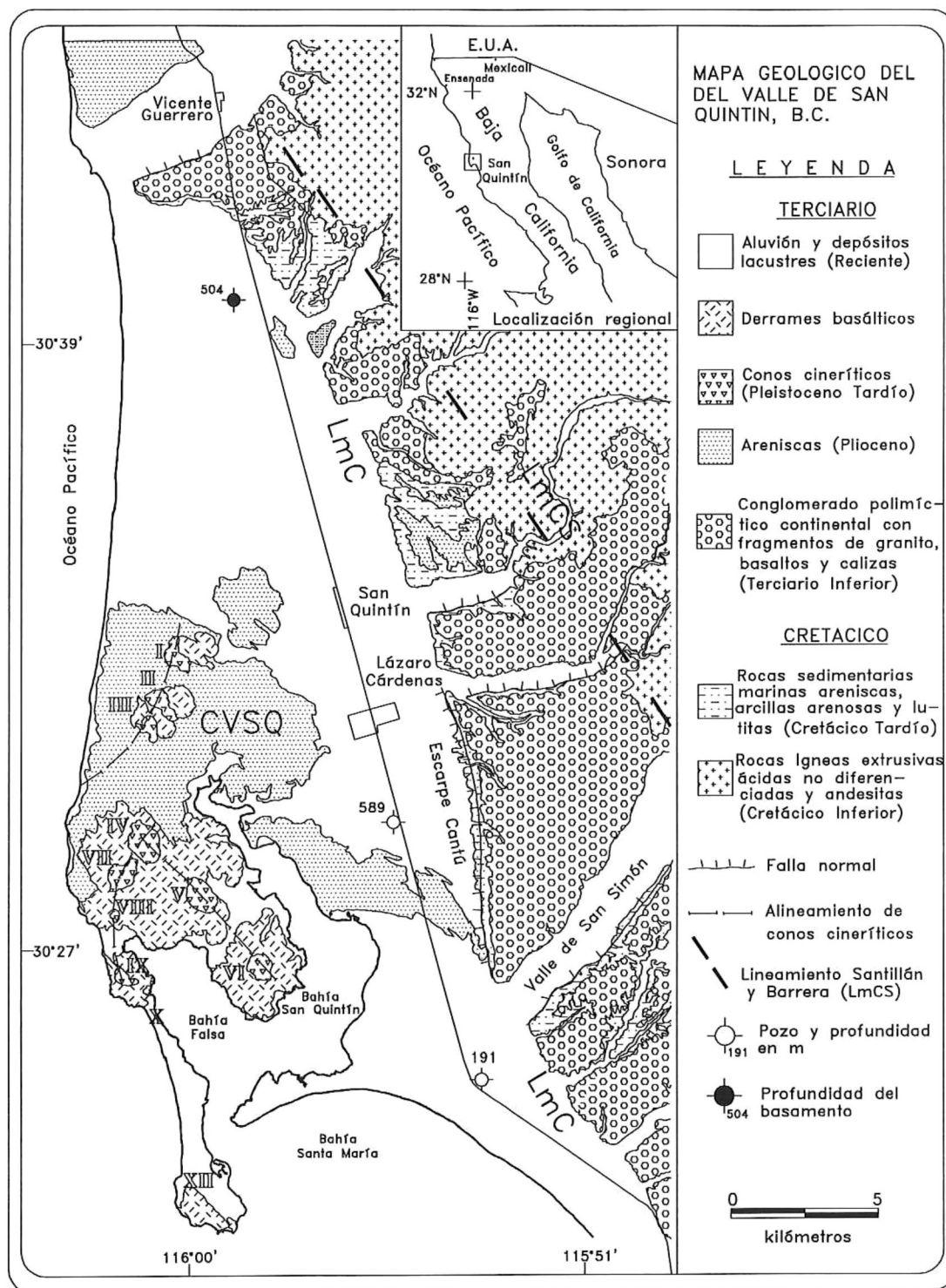


Figura 1. Mapa geológico y de localización del valle costero de San Quintín, se indican los límites Cuaternario (LmC) y Cretácico Superior (LmCS).

mapa de anomalías magnéticas se caracteriza por un gradiente predominante NW-SE que coincide con los rasgos estructurales de la región del VSQ, indicando la continuación del patrón estructural marino hacia el continente (Gastil et al, 1975).

En 1969, El Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.) en cooperación con la Organización de las Naciones Unidas (O.N.U.) realizó un vuelo aeromagnético regional para la prospección de hierro que incluyó al VSQ. El mapa aeromagnético muestra un gradiente regional con rumbo $N30^{\circ}W$ caracterizado por cuatro franjas magnéticas paralelas. La franja occidental, paralela a la línea de costa y que incluye al VSQ, se caracteriza por un gradiente suave con valores de intensidad que decrecen hacia la costa. La disminución de la intensidad magnética la relacionan con el hundimiento gradual hacia la costa del basamento volcánico que subyace a los depósitos Terciario-Cuaternario que rellenan la cuenca.

Rebollar et al, (1982) resumen la actividad sísmica de Baja California correspondiente al período de 1942-1970 y reportan un enjambre sísmico con un evento principal de magnitud 5.2 en la escala de Richter, localizado a 64 km al NW del VSQ, el origen del evento se considera de carácter tectónico asociado a una falla de rumbo con movimiento lateral derecho. Al proyectar la rama sur de dicha falla, ésta converge hacia un alineamiento formado por los cráteres de los edificios volcánicos principales del Campo Volcánico de San Quintín (CVSQ), localizado al centro del valle. Dichos autores concluyen que no es posible asociar una correlación del enjambre sísmico con posible

actividad volcánica, debido principalmente a la falta de información geológica y de la estructura de la corteza en las inmediaciones del CVSQ.

Espinosa et al, (1992), Espinosa-Cardena y Romo-Jones (1993) realizan un levantamiento gravimétrico y magnetométrico del VSQ. A partir del mapa de anomalías gravimétricas deducen espesores de 1 a 1.5 km de sedimentos no consolidados que subyacen a los derrames volcánicos del CVSQ. Los datos magnéticos indican que la secuencia volcánica que sobreyace a los sedimentos no consolidados está intrusionada por rocas graníticas magnéticas que podrían ser parte de los intrusivos que forman el batolito peninsular.

I.3 Objetivos

A partir del análisis de datos aeromagnéticos, deducir los rasgos estructurales de la planicie costera del Valle de San Quintín y su relación con el origen de la laguna costera Bahía San Quintín.

II. GEOLOGÍA

II.1 Marco tectónico

De acuerdo a la reconstrucción e interpretación de los lineamientos magnéticos marinos del NE del océano Pacífico (Fig. 2) por Atwater (1970) y Lonsdale (1991), se infiere que desde fines del Triásico hasta mediados del Oligoceno en toda la margen occidental de Norteamérica prevaleció una zona de subducción, con la placa Farallón consumida bajo la Placa Norteamérica. En su desplazamiento hacia la trinchera, la Placa Farallón fue siempre acompañada por la Placa Pacífico, su contraparte occidental. A finales del Cretácico Tardío, producto del proceso de subducción se formó un arco de

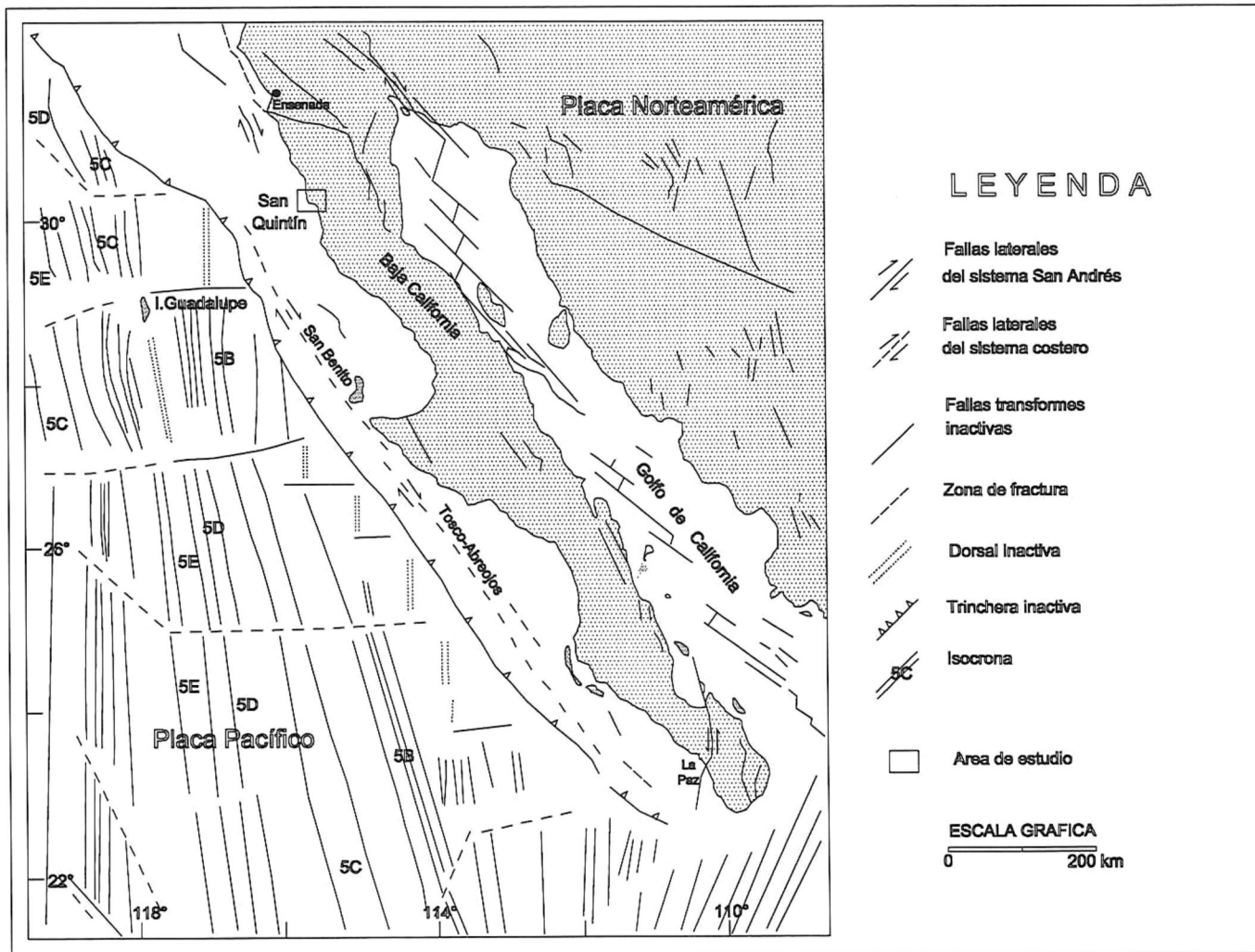


Figura 2. Marco tectónico regional. El recuadro indica el área de estudio (Tomada de Juárez , 1996).

islas volcánicas (Arco Alisitos), que con el tiempo llegó a chocar con la placa Norteamérica. Vestigios de este arco es una secuencia volcano-sedimentaria (Fm Alisitos) que aflora en la margen Pacífico de Baja California, en una franja NW-SE discontinua desde Ensenada hasta el Arco, con una longitud de 500 km por 50 km de ancho. En los inicios del Oligoceno Tardío, aproximadamente hace 30 Ma, la Dorsal del Pacífico Oriental hizo contacto con la zona de subducción, generando dos triples uniones de tipo dorsal-trinchera-transformante las cuales migraron hacia el NW y SE. A partir del primer contacto de las Placas Pacífico y Norteamérica se inicia un movimiento lateral derecho a lo largo del límite transformante de ambas placas, con una velocidad promedio de 60 mm/año. El movimiento lateral puede haber ocurrido en sus etapas iniciales, a lo largo del borde continental de Norteamérica (sistema Tosco-Abrejos, Fig. 2) y posteriormente pudo haber ocupado la franja actual del Cinturón Tectónico San Andrés-Golfo de California (Atwater, 1970; Dickson, 1979). Después de pasar por la zona de subducción en su viaje descendente, la Dorsal del Pacífico suministró suficiente calor a profundidad como para adelgazar la Placa Americana sobreyacente, formando una zona de debilidad muy cerca de la margen continental sobre la que ocurrió un intenso evento magmático denominado Orogenia del Terciario Medio. Este evento está caracterizado por derrames andesíticos y riolíticos, así como depósitos volcaniclasticos y sedimentos lacustres, que en conjunto edificaron un arco magmático andesítico a lo largo del margen occidental de California y Baja California durante el Oligoceno y Mioceno temprano.

En el Mioceno Medio (13 Ma), el proceso de subducción culmina y se inicia un período de deformación por extensión y fallamiento en bloques a lo largo del NW de México.

A principios del Plioceno (5.3 Ma), período en el que según estudios paleomagnéticos en la Boca del Golfo (Larson, 1965) el Punto Triple que migró hacia el SE (23° Latitud N) adquirió inestabilidad, iniciándose una brusca etapa de ruptura y separación oblicua de la Península de Baja California con relación al resto del continente, permitiendo su incorporación a la Placa del Pacífico y la apertura del Golfo de California a través de un sistema complejo de fallas transformantes unidas por incipientes centros de dispersión, evento que dio origen a volcanismo Plio-Cuaternario tipo toleítico.

Volcanismo alcalino contemporáneo no relacionado con la apertura del Golfo de California emergió al W de la planicie costera del Valle de San Quintín, algunos autores lo relacionan con actividad magmática tipo intraplaca relacionado con los eventos de post-subducción de un remanente de la Placa Farallón (Storey et al, 1989) e incluso con la presencia de un hot spot (Juárez, 1996).

II.2 Marco geológico

a) Fisiografía

La fisiografía del VSQ está caracterizada por tres rasgos principales: (1) hacia el occidente, una planicie costera suave con alturas que varían entre 0 y 30 m, interrumpida por los edificios volcánicos del CVSQ y una laguna costera que se

comunica al mar por un canal estrecho y se divide en dos porciones, al oeste se le conoce con el nombre de Bahía Falsa y al este como Bahía San Quintín, y está separada del océano por una barra de arena que une volcanes que antes formaban islas; (2) en el centro, mesas y terrazas costeras con una altura promedio de 150 m y con ligero buzamiento hacia el poniente, escalonadas y disectadas por arroyos intermitentes; (3) hacia el oriente, pequeñas cadenas montañosas alineadas en dirección NW-SE que forman sierras con alturas promedio de 300 a 500 m.

b) Litología

Las unidades litológicas que afloran abarcan un rango estratigráfico del Cretácico al Reciente de rocas ígneas y sedimentarias (Fig. 1). En las partes altas afloran grandes cuerpos de rocas ígneas extrusivas félsicas y tobas riolíticas no diferenciadas correlacionables con la Fm Alisitos del Cretácico Inferior. Hacia el oriente, fuera del área de estudio, esta unidad está intrusionada por cuerpos graníticos de tamaño y composición variable (granodiorita, tonalita y gabro; Gastil et al, 1975).

Las terrazas y mesetas costeras están constituidas por una secuencia de rocas sedimentarias marinas constituidas por areniscas, limolitas y lutitas de la Fm Rosario del Cretácico Superior y la mesa de San Simón está formada por conglomerados polimicticos del Plioceno compuestos por fragmentos de granito y caliza metamorfozada cementados por una matriz arcillo-arenosa. La planicie costera es una antigua terraza formada por material sedimentario marino (areniscas), aluvión y depósitos fluviales, que en conjunto alcanzan espesores de 50 a 250 m, descansando sobre una base de material

arcilloso semiconsolidado de espesor variable del Pleistoceno y Reciente (Mejía, 1990). El espesor del paquete de sedimentos semiconsolidados que rellenan la cuenca se incrementa hacia la actual línea costera alcanzando en promedio 1500 m bajo el CVSQ. La litología de la base de la secuencia sedimentaria se conoce a través del pozo PBCESQ-8 de 504 m de profundidad, localizado en la parte norte del valle (Fig. 1). Este pozo penetró 32 m de andesita fracturada y alterada (SARH, 1978), esta litología es correlacionable con afloramientos de la Fm Alisitos localizados al oriente del valle (Espinosa et al., 1992; Espinosa-Cardena y Romo-Jones, 1993).

Durante el Pleistoceno y Reciente dio inicio la actividad volcánica localizada al poniente de la planicie costera que formó el Campo Volcánico de San Quintín (CVSQ), ésta corta y se desarrolla sobre el relleno sedimentario neogénico que sobreyace a la Fm Alisitos, y consiste de por lo menos doce conos cineríticos de composición basáltica que se esparcieron en un área irregular de aproximadamente 190 km² (Fig. 1). Dentro del campo volcánico destacan dos agrupamientos de volcanes, denominados norte y sur (Fig. 1). Algunos volcanes como el Monte Mazo (XII) y la Isla San Martín se encuentran aislados de los grupos anteriores.

El grupo norte lo forman tres volcanes, localizados a 4 km y en dirección norte del grupo sur, volcanes Media Luna(I), Callado Internacional (II) y Monte San Quintín (III) (Fig. 1), estos tres volcanes tienen alturas inferiores a los 120 m: el volcán San Quintín se caracteriza por dos estructuras unidas por derrames basálticos con tendencia sureste y presenta dos cráteres bien definidos. Otra característica importante de los

volcanes de éste grupo es que sus derrames contienen xenolitos ultramáficos, constituidos por olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno (Lurh et al., 1994).

El grupo sur formado por los volcanes Riveroll (IV), Kenton (V), Ceniza (VI), 771 (VII), Picacho Vizcaino (VIII), Pescador1 (IX), Pescador (X) y Sudoeste(XI), son edificios que alcanzan alturas que van desde los 100 a 260 m. Los cráteres de los volcanes Riveroll, Kenton y Ceniza se alinean en dirección NW-SE.

Al final del grupo sur se localiza el Monte Mazo(XII), pequeño cono de 40 m de altura que se conecta al grupo por medio de una angosta barra costera (tómbolo) de 7 km de longitud y hacia el occidente, a 6 km de la costa (fuera de la Fig. 1), la Isla San Martín sobresale del mar con una elevación de 150 m.

c) Estructura

En general, el valle costero de San Quintín se considera parte de una porción emergente del borde continental con una estructura simple, terrazas marinas alabeadas y fallas normales con desplazamientos pequeños. Hacia el oriente del valle cruza la línea de Santillán y Barrera, un lineamiento sedimentario rectilíneo con orientación NW-SE, constituido por una cuña sedimentaria que marca el límite entre la Fm Rosario y la Fm Alisitos y el inicio del borde continental (Gastil et al, 1975), constituyéndose en un límite marino del Cretácico Superior (LmCS), (Fig. 1). Casi paralelo a este lineamiento regional, existe un lineamiento conocido como Escarpe Cantú, que se extiende por más de 20 km y que marca la terminación abrupta de las terrazas marinas y el margen de la planicie oriental del valle, su origen se asocia con una antigua línea de costa

(LmC, Fig. 1.) con posible control estructural de carácter regional (Orme, 1972). El alineamiento de los cráteres de algunos edificios volcánicos del CVSQ, ubicado al suroeste, y el Escarpe Cantú, hacia el oriente, hacen suponer que la cuenca del valle costero de San Quintín esté controlada por fallas (Coleman, 1969).

III.- PROSPECCIÓN AEROMAGNÉTICA

III.1 Fundamentos del método aeromagnético

Actualmente por su costo, aproximadamente (\$10 Dls./km) y rapidez, la magnetometría aérea se emplea para estudios de reconocimiento de áreas extensas. Esto se realiza midiendo variaciones de la intensidad total del campo magnético de la tierra producidas por las diferentes concentraciones y orientación de los minerales magnéticos (magnetita, pirrotita e ilmenita) distribuidos en las rocas, tanto en la superficie como a profundidad. La forma y amplitud de la respuesta aeromagnética depende de la geometría, rumbo, profundidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente de la unidad litológica que produce la anomalía, así como por la inclinación (I) y declinación geomagnética (D) del sitio. Diferencias en estos parámetros en un tipo de roca dada y entre diferentes tipos de roca, producen anomalías magnéticas que reflejan los rasgos geológicos superficiales y del subsuelo.

Esencialmente, los reconocimientos aeromagnéticos registran los cambios en la distribución del mineral accesorio magnetita el cual está ampliamente distribuido y puede ocurrir en concentraciones de 0.1 a 5 % en muchos tipos de rocas.

Concentraciones tan bajas de 0.02 % pueden detectarse por los reconocimientos aeromagnéticos modernos. La principal ventaja de éste método geofísico de reconocimiento es su eficacia para detectar rocas magnéticas en áreas cubiertas por vegetación, agua, nieve y sedimentos recientes, lo que lo hace independiente de las condiciones superficiales del terreno, además elimina las perturbaciones del campo magnético debida a causas superficiales como; objetos metálicos, concentraciones de magnetita en suelos y aluviones, afloramientos de coladas volcánicas, etc. Esto se debe a que el efecto de una masa magnética es inversamente proporcional al cubo de su distancia al sensor del magnetómetro (Breiner,1973). Según esto, una anomalía cuyo origen yacza a 5 o 500 m de profundidad es 10^4 ó 4 veces menos intensa a 500 m de altitud que al nivel del suelo. Por otra parte, es uno de los métodos más rápidos y económicos que se emplean para realizar mapeos regionales de reconocimiento geológico desde escalas 1:10,000 hasta 1:1,000,000.

El principal inconveniente del método aeromagnético es el ensanchamiento de las anomalías con la altitud del detector, lo que origina que anomalías de distintos orígenes y profundidades se confundan en una sola cuando las observaciones se hacen a gran altura (efecto de superposición).

En general, se admite que la altura de vuelo debe ser tal que corresponda a la distancia mínima que debe de existir entre dos anomalías magnéticas para que éstas aparezcan separadas en los perfiles o mapas, para esto, se adopta una trayectoria de líneas de vuelo perpendiculares al patrón estructural que prevalece en la región de

estudio. La distancia entre perfiles puede variar entre algunos km y algunas decenas de km dependiendo de la naturaleza de la investigación. La altura de vuelo con relación al suelo varía entre una centena de metros para investigaciones de objetivos relativamente pequeños y poco profundos, a miles de metros cuando se trata de estudiar grandes estructuras del basamento cristalino. En el primer caso el vuelo se hace paralelo al terreno, mientras que en el segundo es constante.

III.2 Metodología

a) Formación de la base de datos

La fuente para la formación de la base de datos, que se utiliza en este estudio, es el levantamiento aeromagnético regional para prospección de minerales metálicos realizado en 1963 por el Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.) en cooperación con la Organización de las Naciones Unidas (O.N.U.). La adquisición de datos se realizó con un magnetómetro aéreo Gulf Mar III tipo fluxgate montado en un avión bimotor modelo Twin Pioneer. El vuelo cubrió la porción central oeste del Estado de Baja California abarcando aproximadamente 8090 km^2 con una separación entre líneas de vuelo de 1000 m con dirección NE y una altura barométrica constante de 300 m.s.n.m. A partir de los datos medidos a lo largo de las líneas de vuelo se configuró a mano un mapa de valores de intensidad total que se publicó en una Hoja escala 1:100,000 con intervalos de configuración cada 20 nanoTeslas o más según el gradiente magnético (O.N.U.-C.R.M., 1965-1969). El presente estudio corresponde a la planicie costera del

Valle de San Quintín que abarca un área aproximada de 400 km^2 (Fig. 3). Con objeto de recuperar la información original, contenida en la hoja aeromagnética, se hizo la conversión analógica a digital, digitalizando únicamente los puntos de intersección de las isolíneas de intensidad magnética con las líneas de vuelo. Para capturar los datos se utilizó una tableta digitalizadora SumaGraphics modelo II, controlada por el programa AutoCad Ver. 12, mediante los mandos attdef, para definir los atributos del valor z, block, para el almacenamiento de los valores z e insert, para llamar los bloques que contienen las coordenadas del punto x,y digitizado.

Para verificar los datos obtenidos, la información digital se regularizó en retículas uniformes y se generaron mapas hasta casi reproducir el original elaborado a mano. Este proceso se realizó mediante el uso del paquete Random Data Proccessing de Geopack System, el algoritmo de interpolación que utiliza éste paquete es una variante del método de mínima curvatura. La separación final entre los nodos de la malla fue de 400 m y se escogió considerando la distancia entre líneas de vuelo y los puntos digitizados.

b) Anomalía magnética

Para determinar valores de anomalía magnética, cuyo origen se encuentra en la corteza terrestre, se aplican las siguientes correcciones a los datos: por variación diurna y gradiente del campo geomagnético (Nettleton,1976).

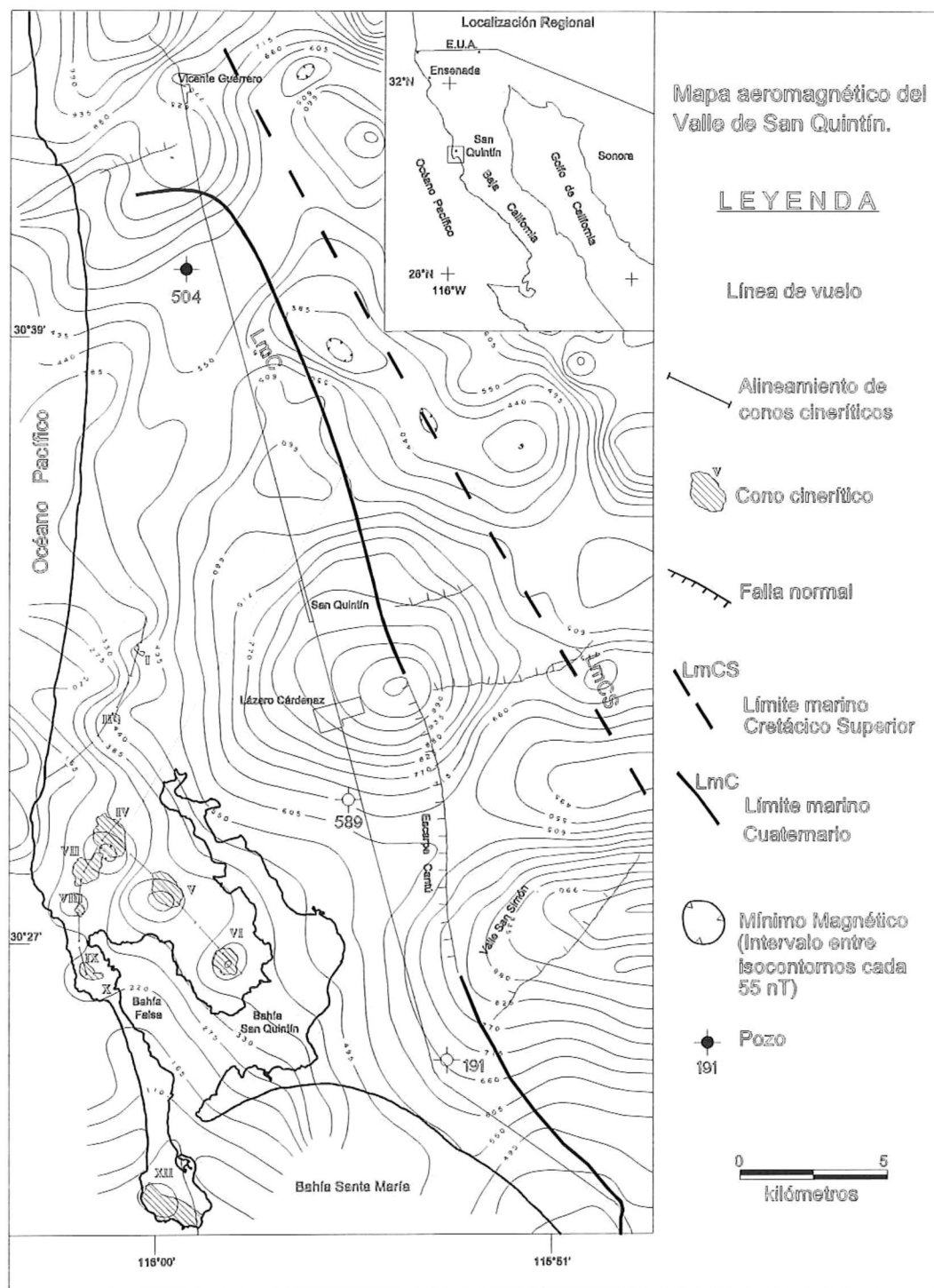


Figura 3. Mapa de anomalías aeromagnéticas del Valle de San Quintín, corregido por variación normal del campo geomagnético, (modificado de C.R.M.-O.N.U.,1967).

La variación diurna o diaria, es la variación en tiempo del campo geomagnético en la superficie de la Tierra en tanto que ella gira alrededor de su eje, y es aproximadamente del orden de 50 nT (1 nT= 1 gamma) de amplitud en días de actividad solar normal, pudiendo ser de hasta cientos de nanoTeslas cuando se producen tormentas solares. Para monitoriar esta variación se utiliza una estación magnetométrica terrestre base durante el período en que se realiza el levantamiento aéreo, el cual se suspenderá en momentos de excesiva actividad solar.

La reducción por gradiente del campo normal, toma en cuenta la variación del campo magnético terrestre con la latitud, longitud y tiempo, tanto en magnitud como en dirección (variación secular). Su origen se ubica en el interior del planeta, particularmente en el núcleo externo fluido, su variación es de 0 a 10 nT/km (McGrath, 1989; en Goodacre, 1989). Los datos extraídos de la carta aeromagnética ya incluyen la corrección por variación diurna y tienen un rango aproximadamente de 1000 nT. El área de estudio tiene 40 km en la dirección norte-sur, considerando un gradiente de 6 nT/km, hay una diferencia de 240 nT entre los extremos por efectos de variación por latitud del campo geomagnético, aproximadamente una tercera parte del rango de los datos. Para propósitos de interpretación, se corrigieron los datos por variación normal del campo geomagnético. Para conocer el valor del campo geomagnético en el Valle de San Quintín, para la fecha en que realizó el vuelo aeromagnético (1963), se utilizó una subrutina que calcula los valores de intensidad total del campo geomagnético a partir de los coeficientes de los armónicos principales del Campo Geomagnético Internacional

de Referencia IGRF quinta generación, que consiste de 8 modelos matemáticos del campo principal que cubren el intervalo de 1945-1985 (Malin y Barraclough, 1980; IAGA División I, Working Group 1, 1986). De los modelos se utilizó el designado como definitivo del IGRF 1960, cuyo período de validez se extrapoló al año de 1963, agregando los coeficientes del modelo predictivo de su variación secular (SV) para el período 1960-1965 (Espinosa et al, 1993).

Los valores de anomalía magnética ΔT se obtuvieron a partir de la siguiente ecuación:

$$\Delta T (I) = [TOB (I) \pm TV (I)] - CGEOM 1963 (I) \quad (1)$$

donde:

ΔT = Anomalía magnética

TOB = Intensidad magnética observada

TV= corrección por variación diurna

CGEOM 1963= corrección por gradiente del campo geomagnético para el año de 1963.

c) Análisis espectral y filtrado

Una anomalía magnética es la suma de efectos superpuestos debidos a un conjunto de estructuras o cuerpos geológicos de diferentes dimensiones y propiedades petrofísicas (susceptibilidad magnética). Un paso importante en el análisis de datos aeromagnéticos es separar los efectos producidos por estructuras regionales y profundas, de las producidas por estructuras locales y someras, así como el de aislar anomalías que

estén asociadas a una estructura particular. El proceso de descomponer la anomalía magnética en sus componentes regional y residual se conoce como separación regional-residual, éste proceso siempre ha sido una tarea difícil y ambigua. Recientemente se han utilizado filtros en el dominio de las frecuencias, especialmente diseñados para realzar o remover ciertas características del campo magnético que reflejan ya sea fuentes someras o profundas, en ésta técnica de factorización espectral (Gupta y Ramani, 1980), el conjunto de datos de una rejilla de dimensiones $m \times n$ es transformada al dominio del número de onda por medio de la transformada discreta de Fourier bi-dimensional:

$$F(u, v) = \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} f(x, y) \exp \left[2 \pi i \left(u_x / M + v_y / N \right) \right] \quad (2)$$

donde:

$F(u, v)$ = Transformada compleja de Fourier de $f(x, y)$.

M, N = Dimensión de la rejilla en las direcciones x, y .

u, v = número de onda en las direcciones x, y .

Toda la información en la rejilla original está presente en el dominio transformado de la frecuencia pero ahora está descrito en términos de su composición frecuencial en lugar de la posición espacial $x-y$. Debido a que la transformada discreta de Fourier trata los datos como una función continua, la rejilla debe completarse en los extremos para evitar discontinuidades agudas. Los datos pueden completarse mediante la aplicación de funciones ventana o agrandando la retícula añadiendo valores suavizados en los extremos.

La rejilla se regresa al dominio espacial mediante la aplicación de una transformada inversa discreta de Fourier:

$$F(x,y) = \frac{1}{MN} \sum_{u=0}^{M-1} \sum_{v=0}^{N-1} F(u,v) \exp \left[-2\pi i \left(\frac{u x}{M} + \frac{v y}{N} \right) \right] \quad (3)$$

El espacio complejo del número de onda se puede analizar más fácilmente calculando la energía del espectro bidimensional definido por la siguiente ecuación (Broome, 1989; en Goodacre, 1989).

$$E(u,v) = a^2 + b^2 \quad (4)$$

donde:

a = parte real de $F(u,v)$, conteniendo la información de las amplitudes

b = parte imaginaria de $F(u,v)$, conteniendo la información de las fases.

El espectro de energía muestra la distribución espectral de los datos en términos de su composición en el número de onda. Debido a su contenido de frecuencias en diferentes direcciones su forma es asimétrica, la información direccional no se requiere para operaciones de filtrado, por lo tanto, el análisis del espectro bidimensional puede simplificarse promediando el espectro de energía con respecto a la dirección para producir un espectro de potencia radial promedio que es independiente de la dirección. El número de onda radial "r" se define como $r = u^2 + v^2$ y tiene unidades de ciclos/unidad de longitud (Broome, 1989; en Goodacre, 1989).

Para realizar el proceso de separación regional residual mediante la técnica de análisis espectral, los datos transformados se representan en una gráfica del número de onda radial contra el logaritmo del espectro de potencia radial promedio (Fig. 4). Por inspección visual se seleccionan bandas de frecuencia, que a juicio del interprete, representan el contenido espectral de las componentes regional y residual. Por ejemplo, los armónicos en las zonas de bajas frecuencias representan la componente regional del campo magnético, en tanto que los armónicos en la región de altas frecuencias representan la componente residual asociada a fuentes magnéticas superficiales. Una vez que ambas componentes han sido identificadas, pueden separarse aplicando filtros diseñados con frecuencia de corte escogidas de las bandas de frecuencias seleccionadas.

Por ejemplo, para sustraer anomalías de carácter local (longitud de onda pequeña) y somero, o regional (longitud de onda grande) y profundo, se utilizan filtros pasa-altas y pasa-bajas, respectivamente. Estos filtros actúan como filtros ideales regional-residual, ya que el contenido de altas (o bajas) frecuencias es suprimido mientras que el contenido de bajas (o altas) frecuencias es meramente pasado y no amplificado. Filtros pasa-altas y pasa-bajas fueron diseñados usando un algoritmo que implementa la fórmula siguiente:

$$H(f_k, f_l) = \begin{cases} 1, & (f_k^2 + f_l^2)^{1/2} > f_c \\ 0, & (f_k^2 + f_l^2)^{1/2} < f_c \end{cases} \quad (5)$$

donde f_k y f_l son las k -ésimas y l -ésimas frecuencias espaciales y f_c es la frecuencia de corte, el término $H(f_k, f_l)$ es la respuesta del filtro en el dominio de las

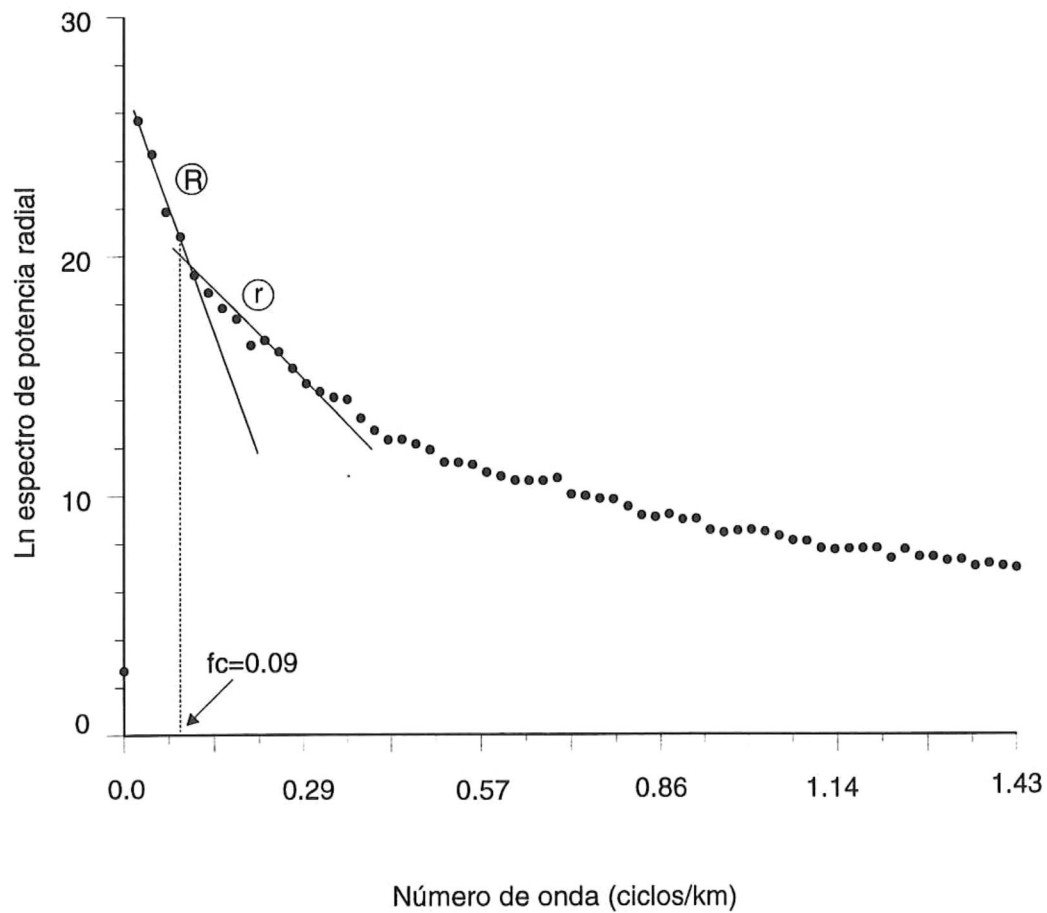


Figura 4. Espectro de potencia radial del mapa aeromagnético del Valle de San Quintín B.C. Las pendientes R y r, indican la contribución-- de fuentes magnéticas profundas y someras, respectivamente.

frecuencias (función de transferencia). Los cortes de frecuencia no deben ser abruptos sino graduales atenuando hacia la frecuencia deseada. Esto es necesario porque cortes muy agudos ocasionarán que se produzca el fenómeno de Gibbs, el cual produce grandes oscilaciones o anillos que aparecen en los datos después que se ha regresado al dominio espacial (Broome, 1989; en Goodacre, 1989). Para que el corte de frecuencias sea gradual se aplicó una ventana tipo Hanning. La selección de la frecuencia de corte y el ancho de la ventana es hasta cierto grado empírica y depende en gran parte de la experiencia del interprete y del conocimiento que se tenga de la geología del área de estudio.

El proceso de la transformación de datos al dominio de las frecuencias, cálculo del espectro de potencia radial promedio y filtrado, se realizó mediante el uso del paquete de filtrado bidimensional F2D de Geopak System.

d) Modelado inverso de perfiles magnéticos

En general el proceso de modelado inverso consiste en encontrar la geometría y susceptibilidad de una estructura, tal que su efecto magnético sea equiparable con la anomalía magnética observada, es decir que explique los datos. En este trabajo se utiliza un método de interpretación cuantitativa denominado modelado inverso 2½-D tipo Talwani a lo largo de perfiles incorporado en el programa SAKI desarrollado por Webreing (1985). La geometría del modelo está constituida por polígonos irregulares contiguos con susceptibilidad constante y están limitados en su parte superior por la topografía, la tercera dimensión se extiende perpendicular a la sección del modelo.

La interpretación del perfil magnético, en términos de los parámetros del conjunto de polígonos vértices y susceptibilidad magnética, se realiza utilizando un esquema iterativo de inversión no lineal. La solución al problema inverso se plantea en determinar la predicción de parámetros que minimizan la suma del cuadrado de los residuales, $R(p)$, conocida como función objetivo y definida por la relación siguiente:

$$R(p) = \sum_{i=1}^N [d_i - f_i(p)]^2 \quad (6)$$

donde d_i son los datos observados y $f_i(p)$ la función relación entre datos y parámetros p_j ($j=1, m$). Para estimar p , se busca el mínimo de $R(p)$ de manera iterativa, basándose en una expansión en serie de Taylor a primer orden de la solución al problema directo, alrededor de un vector de parámetros del modelo inicial p_0 :

$$d_i \approx f_i(p_0) + \sum_{j=1}^n \left. \frac{\partial f_i(p)}{\partial p_j} \right|_{p_0} (p_{0j} - p_j) \quad (7)$$

o en notación matricial:

$$b \approx A \Delta p \quad (8)$$

donde el vector $b = d - f(p_0)$ representa la discrepancia entre el modelo observado y calculado. La matriz:

$$A_{ij} = \left(\left. \frac{\partial f_i(p)}{\partial p_j} \right|_{p_0} \right) \quad \text{es una matriz simétrica,}$$

cuyos elementos son derivadas parciales de $f(p)$ con respecto a los parámetros del

modelo y se obtienen numéricamente. La solución al sistema de ecuaciones (7) es el vector Δp , el cual se sumará al modelo inicial, $p_1 = p_0 + \Delta p$, a fin de reducir la función objetivo $R(p)$. El proceso se repetirá hasta lograr reducir la discrepancia entre el modelo observado y el modelo calculado a un factor de tolerancia previamente establecido o bien cuando se llega a un límite máximo de iteraciones. Para encontrar Δp se emplea un algoritmo de mínimos cuadrados regularizados utilizando descomposición en valores singulares (DVS):

$$\Delta P = V(\Lambda^2 + \alpha I)^{-1} U^T b \quad (9)$$

donde A , la matriz de derivadas parciales, ha sido factorizada por medio de la DVS. Las matrices U de $m \times n$ y V de $n \times m$, constituidas de vectores singulares ortogonales, están asociadas a los espacios de datos y parámetros, respectivamente. Λ de $m \times n$ es una matriz diagonal con valores característicos $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n$ no negativos de A llamados “valores singulares” y son iguales a los valores positivos de la raíz cuadrada de los valores característicos de $A^T A$ o AA^T . α , el parámetro de regularización, es un escalar positivo que ayuda a estabilizar la convergencia (Webreing, 1985).

IV.- RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados del proceso de compilación, reducción y modelado de datos aeromagnéticos de la planicie costera del VSQ.

IV.1 Presentación y descripción de datos

Una vez reducidos los datos, se elaboró un mapa de intensidad magnética, corregido por variación secular del campo magnético principal, con un intervalo entre isocontornos cada 50 nT (Fig. 3). Comparándolo con el mapa geológico y topográfico del área (Fig. 1) se observa lo siguiente: a) una tendencia general de las isolíneas con orientación NW-SE, que reflejan el patrón estructural que prevalece en la región; b) dos franjas o zonas magnéticas paralelas (Fig. 3) que se describen a continuación:

La zona magnética oriental se caracteriza por extensas anomalías dipolares de alta intensidad magnética que coinciden con afloramientos de rocas volcánicas de la Fm Alisitos y sedimentarias de la Fm Rosario, ambas consideradas con susceptibilidad magnética baja, por lo que el origen de las anomalías se atribuye a cuerpos intrusivos sepultados, similares a los que afloran a lo largo de la margen occidental de la península de Baja California (Gastil, 1990).

La zona magnética occidental es separada de la zona magnética oriental por un intenso gradiente (aprox. 60 nT/km) que decrece hacia la línea de costa actual y corre casi paralelo al canal de mareas de la laguna costera Bahía de San Quintín. Dentro de esta zona se localiza el CVSQ, los edificios volcánicos que lo conforman presentan

diversas respuestas magnéticas con intensidad variable: el grupo norte Volcán Media Luna, Callao Internacional, Monte San Quintín, altos magnéticos abiertos. El grupo sur volcanes Riveroll, Kenton, Ceniza, Volcán 771, Picacho Vizcaino y Sudoeste, altos magnéticos dipolares y el Monte Mazo una anomalía dipolar.

IV.2 Anomalías aeromagnéticas residuales y regionales

El contenido espectral del mapa de anomalías aeromagnéticas de la planicie costera del VSQ se despliega en el espectro de potencia radial (Fig. 4). Este fue dividido en sus componentes regional (R) y residual (r). La pendiente de 0.3 a 0.29 ciclos/km se identifica con fuentes magnéticas profundas y de grandes dimensiones, la pendiente de 0.29 a 1.0 ciclos/km con fuentes magnéticas relativamente someras y de dimensiones pequeñas.

Un filtro pasa-altas con frecuencia de corte de 0.09 ciclos/km (seleccionada del espectro de potencia radial, Fig. 4) fue diseñado y aplicado a los datos para remover anomalías de longitud de onda mayores a 11 km. La Figura 5, muestra el mapa de anomalías magnéticas residuales y se observa que: la tendencia general NW-SE de las anomalías prevalece y que la zona de intenso gradiente ha desaparecido; las anomalías magnéticas asociadas con los volcanes del CVSQ se acentúan, tal como es el caso del volcán Media Luna; un lineamiento de bajos magnéticos alargados que corren paralelos a la línea costera actual, desde el volcán Monte Mazo hasta el suroeste del pozo 504; a lo largo y ambos lados del límite marino Cuaternario (LmC, Fig.5) se forman anomalías

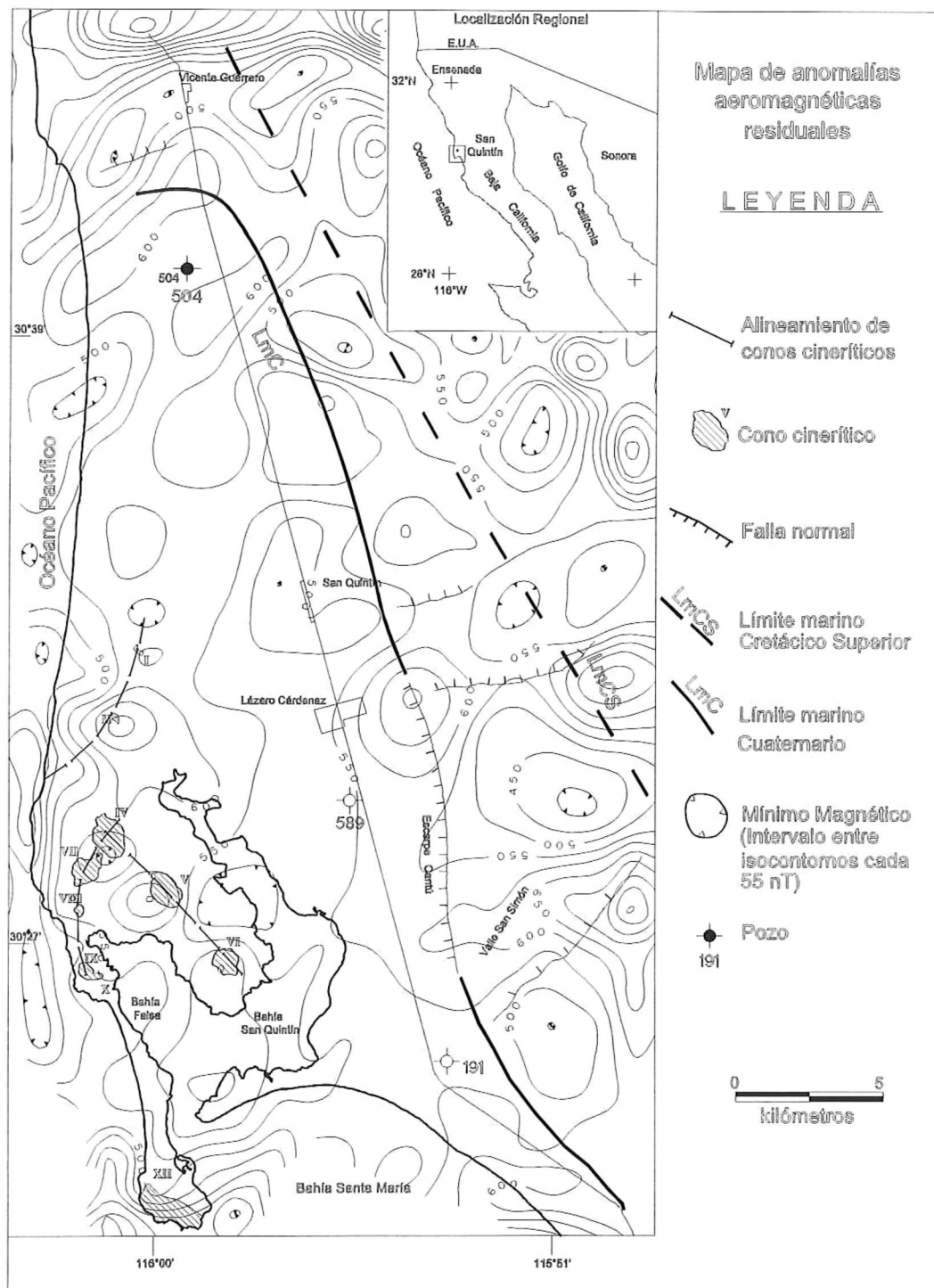


Figura 5. Mapa de anomalías aeromagnéticas residuales. Longitudes de onda menores a 11 km son retenidas.

magnéticas dipolares; a lo largo del límite marino del Cretácico Superior (LmCS) también se forman anomalías dipolares pero de menor anchura; el canal de mareas de la laguna costera Bahía San Quintín se alinea con el mínimo del dipolo magnético producido por el Volcán Ceniza y el máximo del dipolo magnético producido por el Volcán Media Luna.

Para remover frecuencias de longitud de onda menores a 11 km producidas por fuentes someras tales como los edificios y derrames volcánicos del CVSQ, se aplicó un filtro pasa-bajas con frecuencia de corte de 0.09 ciclos/km. La Figura 6 muestra el mapa de anomalías magnéticas regionales. Las anomalías dipolares extensas y de alta intensidad magnética prevalecen debido a su carácter regional y profundo. Al removerse las longitudes de onda relacionadas con los edificios volcánicos y otras fuentes superficiales, se ha delineado sobre la zona de lagunas costeras un mínimo magnético alargado en forma de nariz que apunta al NW, caracterizado por una anomalía circular cerrada localizada a un costado de la barra que protege a la Bahía Falsa, ésta anomalía ubica la posición del depocentro de la cuenca del valle costero de San Quintín.

IV.3 Modelado de perfiles magnéticos.

Para definir profundidades y rasgos estructurales de la secuencia volcánica y sedimentaria de las Fms Alisitos-Rosario y sedimentos neogénicos suprayacentes, se modelaron 10 perfiles (Fig. 7) que cruzan el área de Oeste a Este. Los perfiles que se modelan se obtuvieron interpolando los valores de los nodos de la malla con que se elaboró el mapa de anomalías regionales (Fig.6), la interpolación se realizó utilizando un

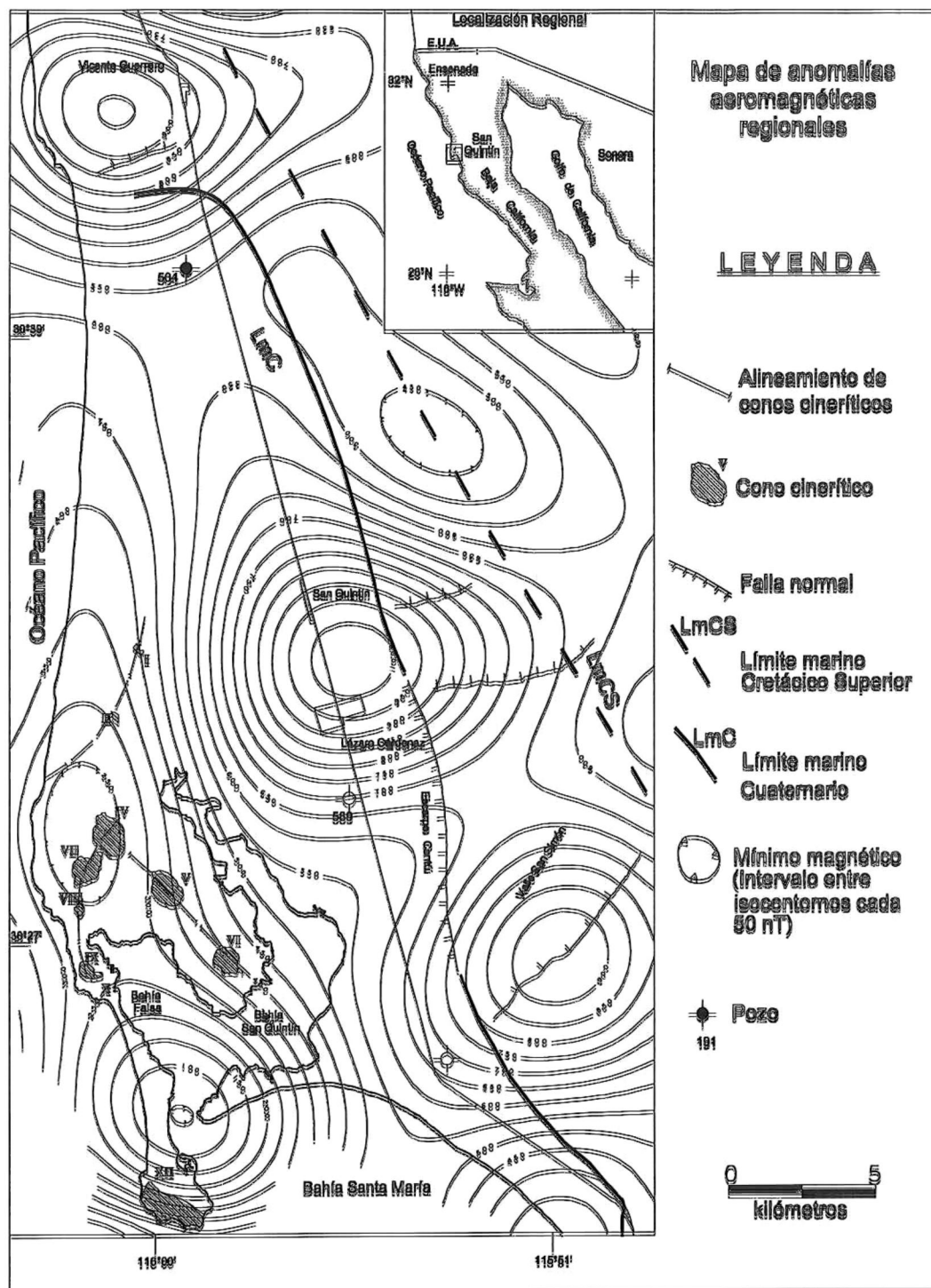


Figura 6. Mapa de anomalías regionales. Longitudes de onda mayores a 11 km son retenidas.

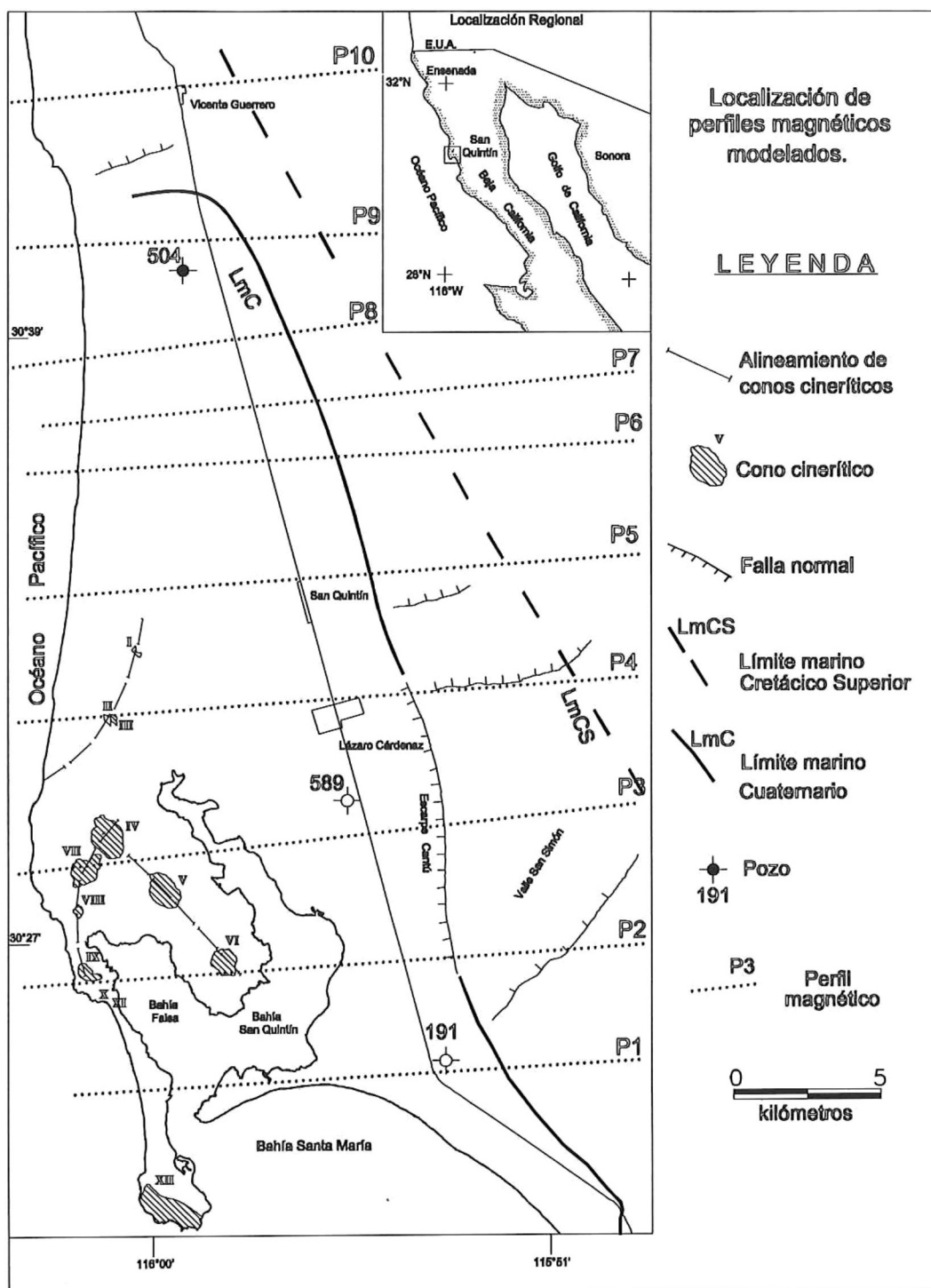


Figura 7. Localización de perfiles magnéticos modelados.

algoritmo tipo spline cúbico con puntos equidistantes cada 250 m. Para el modelado de los perfiles se hicieron las consideraciones siguientes: 1) la forma de las anomalías magnéticas son producidas por cambios en profundidad del contraste magnético entre el basamento cristalino y la secuencia volcánica y sedimentaria que le sobreyace, la cual se considera esencialmente no magnética. 2) la tercera dimensión del modelo se extiende al infinito, por lo tanto el modelado es bidimensional. El error global entre datos observados y calculados se fijó en menos del 10 %, considerando un error nominal de 50 nT a los datos. 3) el plano de referencia es la cota altimétrica de la altura del vuelo aeromagnético (300 m.s.n.m).

Los perfiles y modelos se describen a continuación:

P1. Perfil que cruza por la parte central de tómbolo que une a los volcanes Sudoeste y Mazo, la barra de arena que separa la laguna costera Bahía San Quintín de la bahía Santa María hasta llegar al sur del valle San Simón (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 8) indica un engrosamiento (aprox. 5 km) de la secuencia volcánica y sedimentaria entre la línea de costa actual y el canal alimentador de las lagunas costeras Bahía Falsa y Bahía San Quintín, aparentemente delimitado por fallas. A la altura del límite marino Cuaternario (LmC) el basamento muestra una pronunciada inflexión hacia el Oeste.

P2. Perfil que cruza por la parte sur de los conos cineríticos de los volcanes Sudoeste y Ceniza, las lagunas costeras Bahía Falsa y Bahía San Quintín, y el extremo sur del Escarpe Cantú (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 9), indica la continuación hacia el

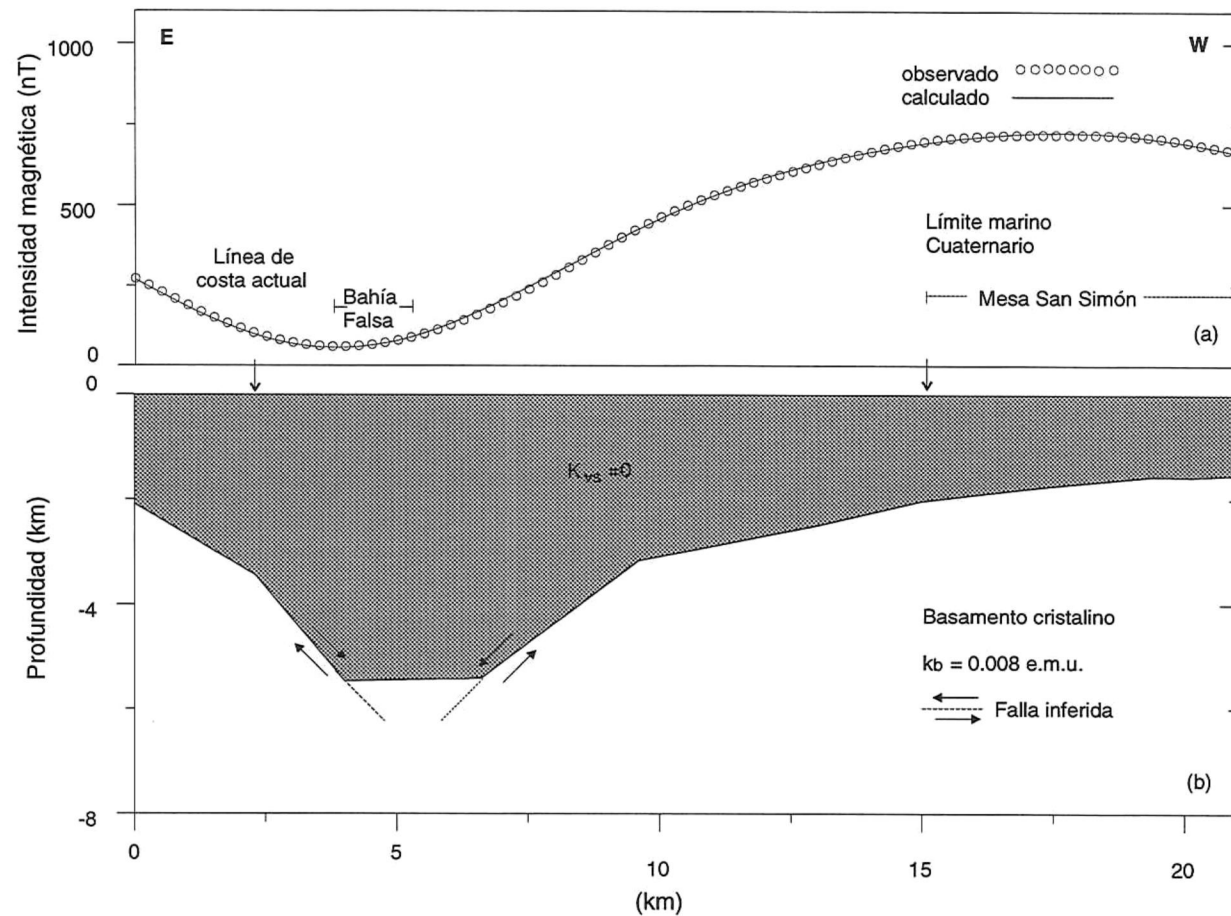


Figura 8. (a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-1. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008$ e.m.u.

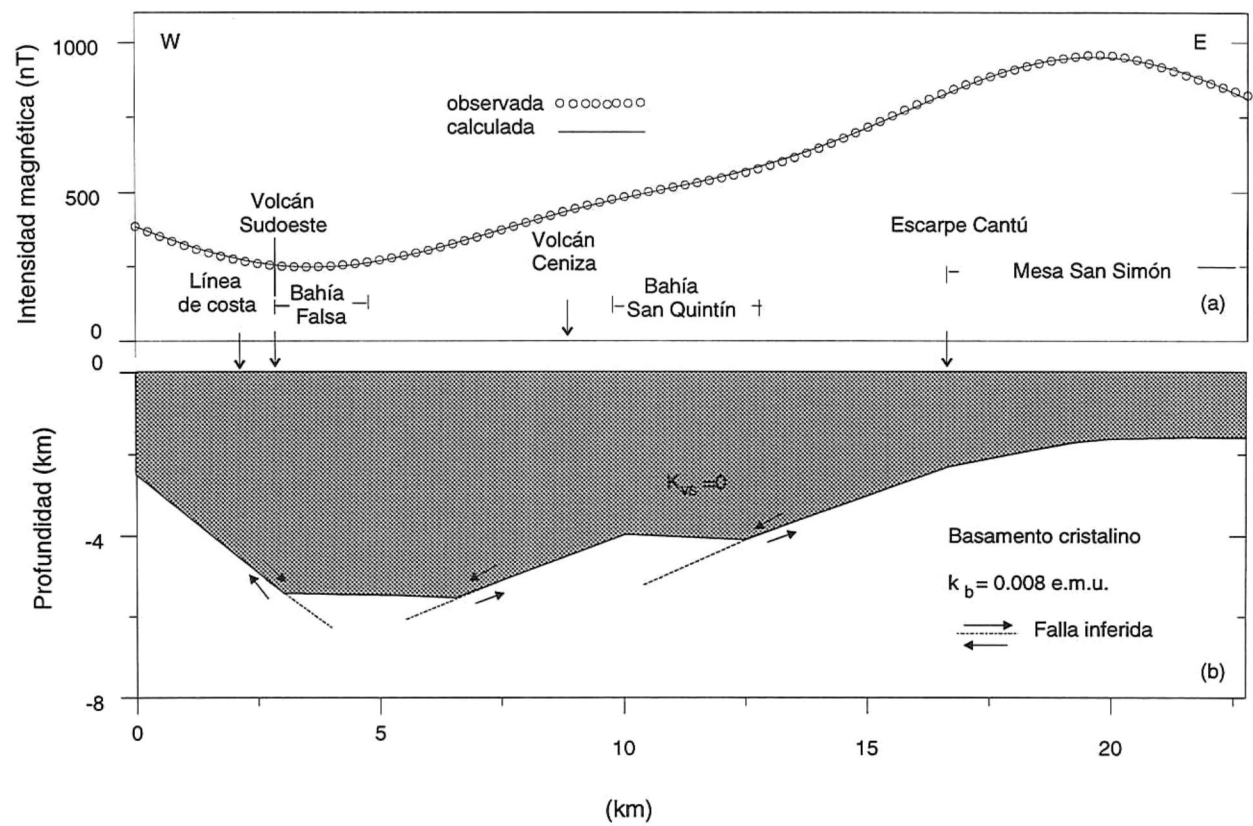


Figura 9. (a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-2. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008$ e.m.u.

norte del engrosamiento de la secuencia volcánica y sedimentaria, la cual se ensancha hacia el este, disminuyendo su potencia bajo la laguna costera Bahía San Quintín, donde el relieve del basamento presenta un escalón con caída hacia el Oeste en dirección del volcán Ceniza. La inflexión del basamento asociada con el límite marino Cuaternario (Escarpe Cantú) se asocia con un escalón del basamento.

P3. Perfil que cruza por el cono cinerítico del Volcán 771, el canal de mareas de la laguna costera Bahía San Quintín y centro del Escarpe Cantú (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 10) indica una disminución (aprox. 1 km) del engrosamiento de la secuencia volcánica y sedimentaria justo sobre el borde oriental del canal de mareas de la laguna costera Bahía San Quintín y hacia la línea costera actual. La expresión del escarpe Cantú (LmC) se manifiesta con una caída suave del basamento hacia el Oeste.

P4. Perfil que cruza por el Volcán San Quintín, poblado Lázaro Cárdenas, y el extremo norte del Escarpe Cantú (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 11) indica otro engrosamiento de la secuencia volcánica-sedimentaria (aprox. 5 km) por debajo del volcán San Quintín, pero de dimensiones horizontales menores debido al súbito levantamiento del basamento, el cual tiende a profundizarse nuevamente en dirección hacia el oriente a la altura del Escarpe Cantú.

P5. Perfil que cruza por la línea costera actual, el poblado San Quintín, y el límite marino Cuaternario (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 12), es similar al del modelo del perfil P4, diferenciándose únicamente en el grosor de la secuencia volcánica y

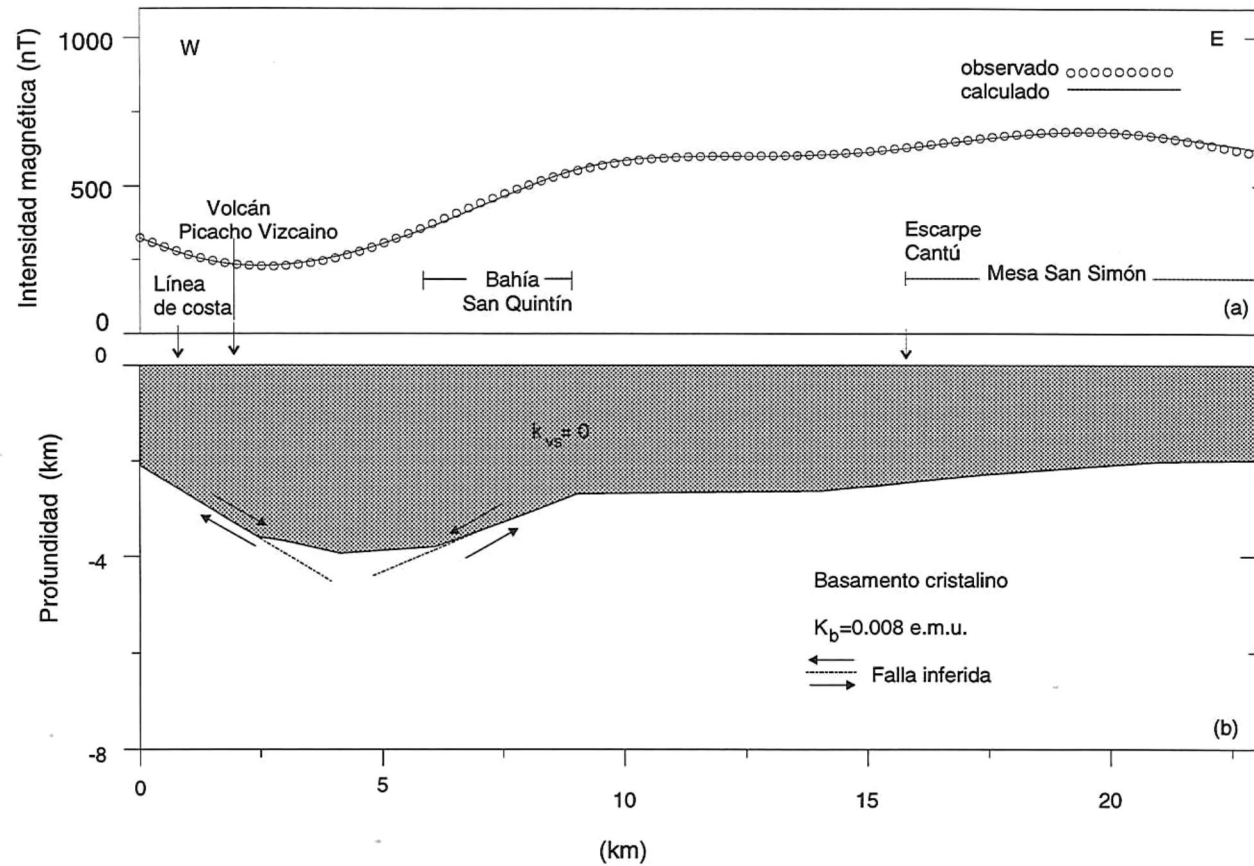


Figura 10. (a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-3. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008$ e.m.u.

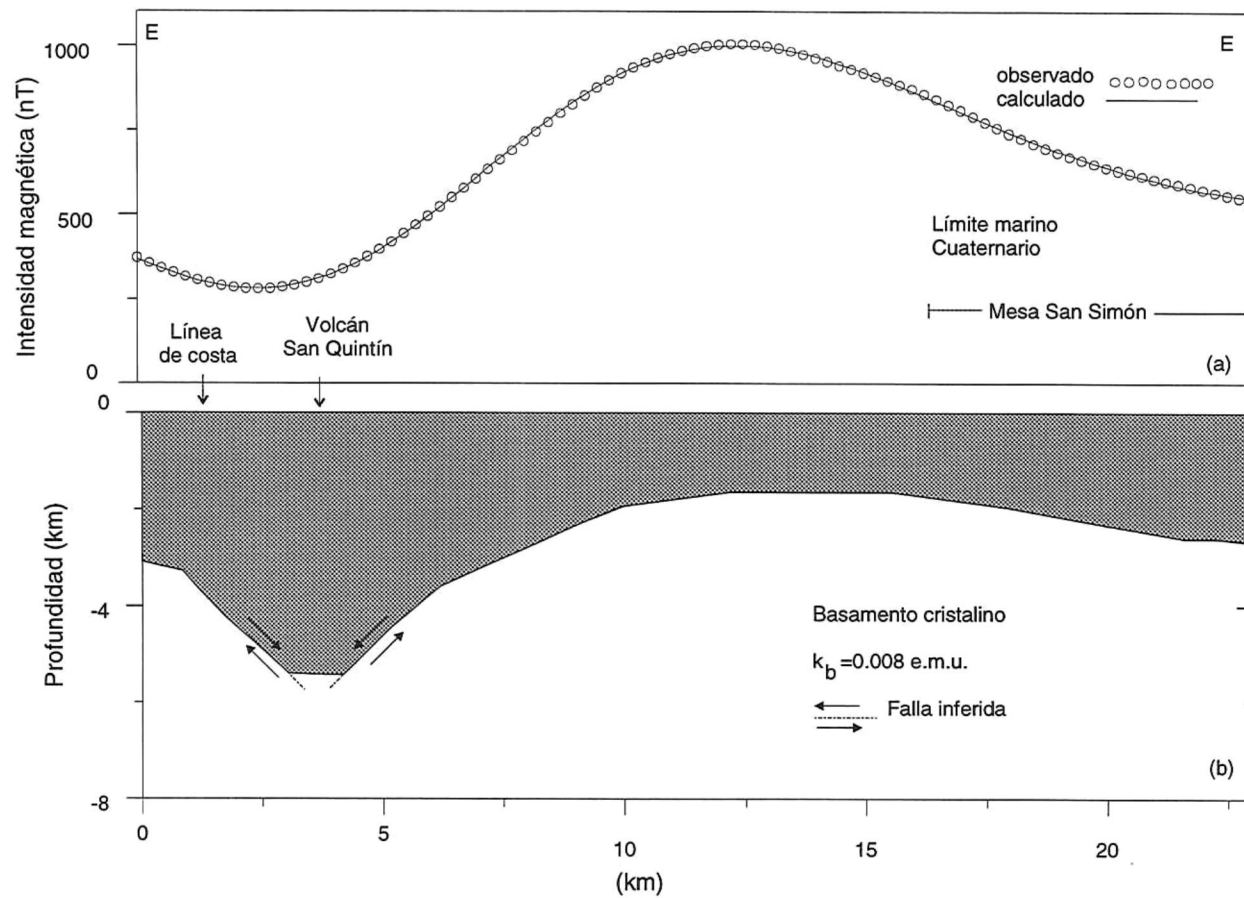


Figura 11. (a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-4. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008$ e.m.u.

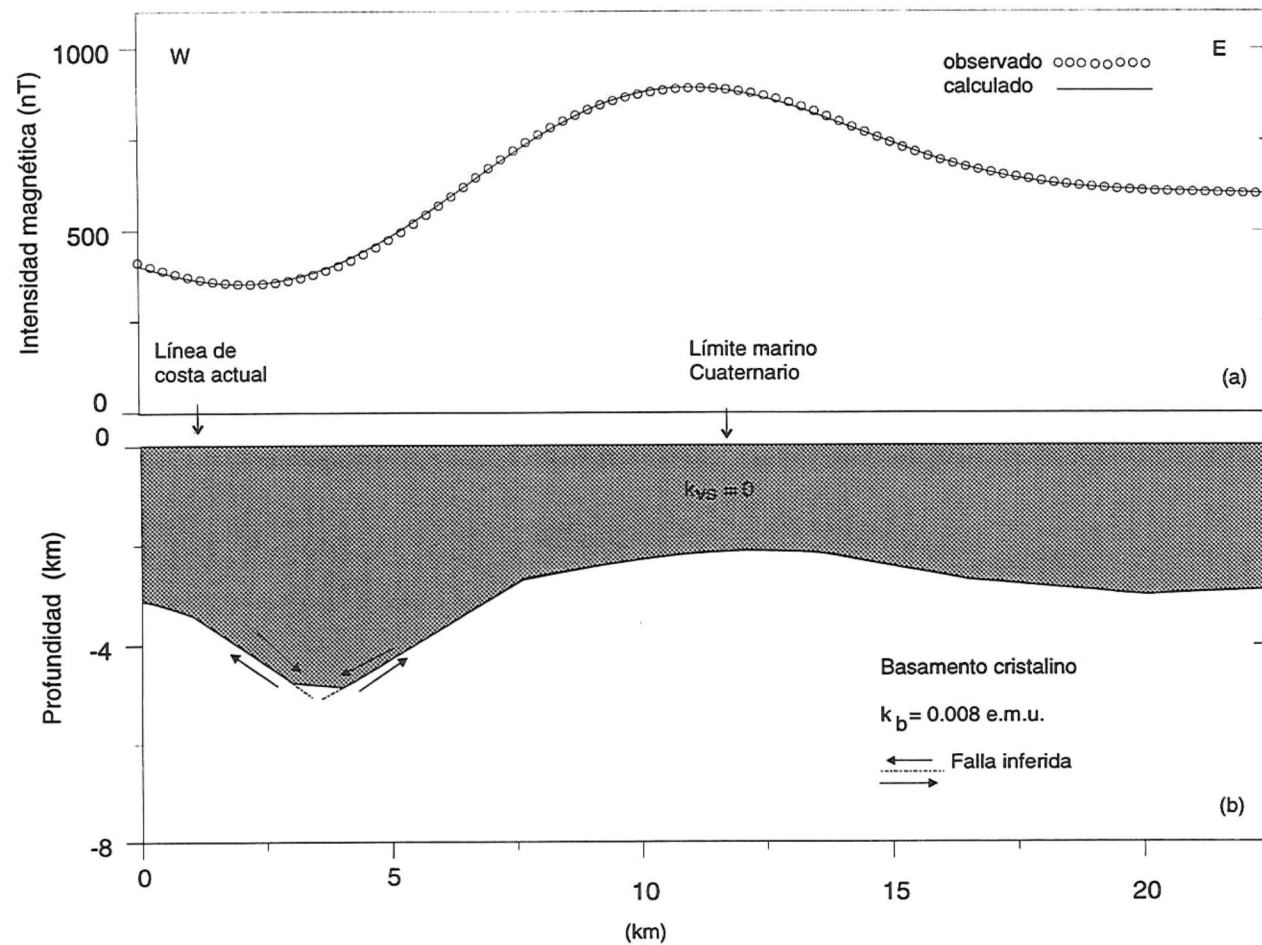


Figura 12. (a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-5. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética $\Delta k = -0.008$ e.m.u.

sedimentaria que sobreyace al basamento cristalino, por ejemplo, ésta aumenta a más de 2 km bajo el límite marino Cuaternario (LmC).

P6. Perfil que cruza por la línea costera actual, y aproximadamente a 3 km al norte del poblado San Quintín (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 13) indica que el grosor de la secuencia volcánica y sedimentaria se incrementa del centro del perfil hacia la línea costera actual y hacia el límite marino Cuaternario (LmC), sitio donde tiende a disminuir por el levantamiento del relieve del basamento.

P7. Perfil que cruza por la línea costera actual, la carretera federal No. 5 (aprox. a 6 km del poblado de San Quintín, Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 14) indica que el grosor de la secuencia volcánica y sedimentaria aumenta su grosor por debajo de la línea costera actual y del límite marino Cuaternario (LmC), disminuyendo aproximadamente a 1.5 km de éste último por el levantamiento suave del basamento hacia el Este.

P8. Perfil que cruza por la línea costera actual, y a aproximadamente a 3 km al sur del pozo 504 (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 15) indica que el grosor de la secuencia sedimentaria aumenta a 4 km al oeste del límite marino Cuaternario y disminuye hacia ambos extremos del perfil.

P9. Perfil que cruza por la línea costera actual, aproximadamente a 1 km al norte del pozo 504, y por el extremo norte del límite marino Cuaternario (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 16) indica que el grosor de la secuencia volcánica y

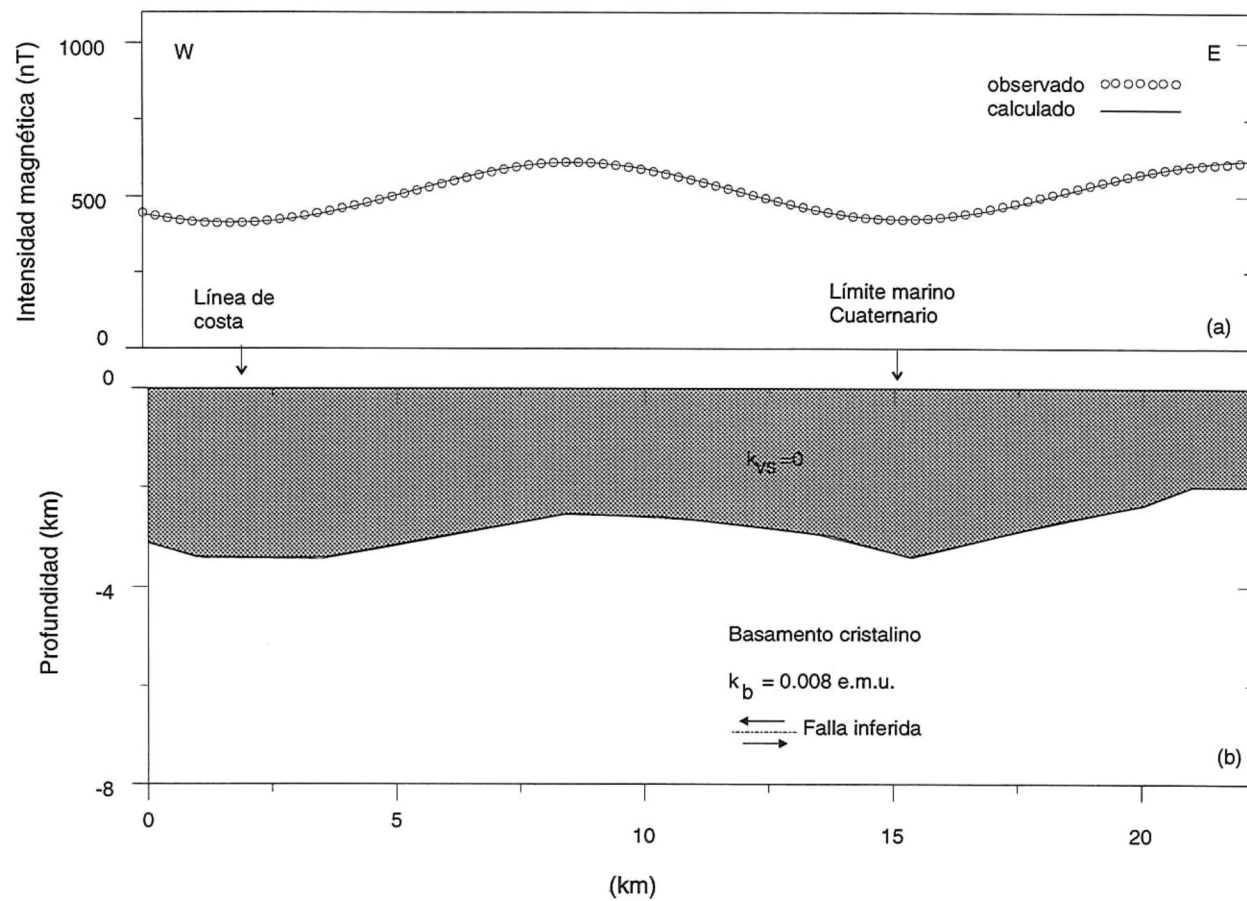


Figura 13. Anomalía magnética observada (o) y anomalía calculada (-) del perfil P-6. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008$ e.m.u.

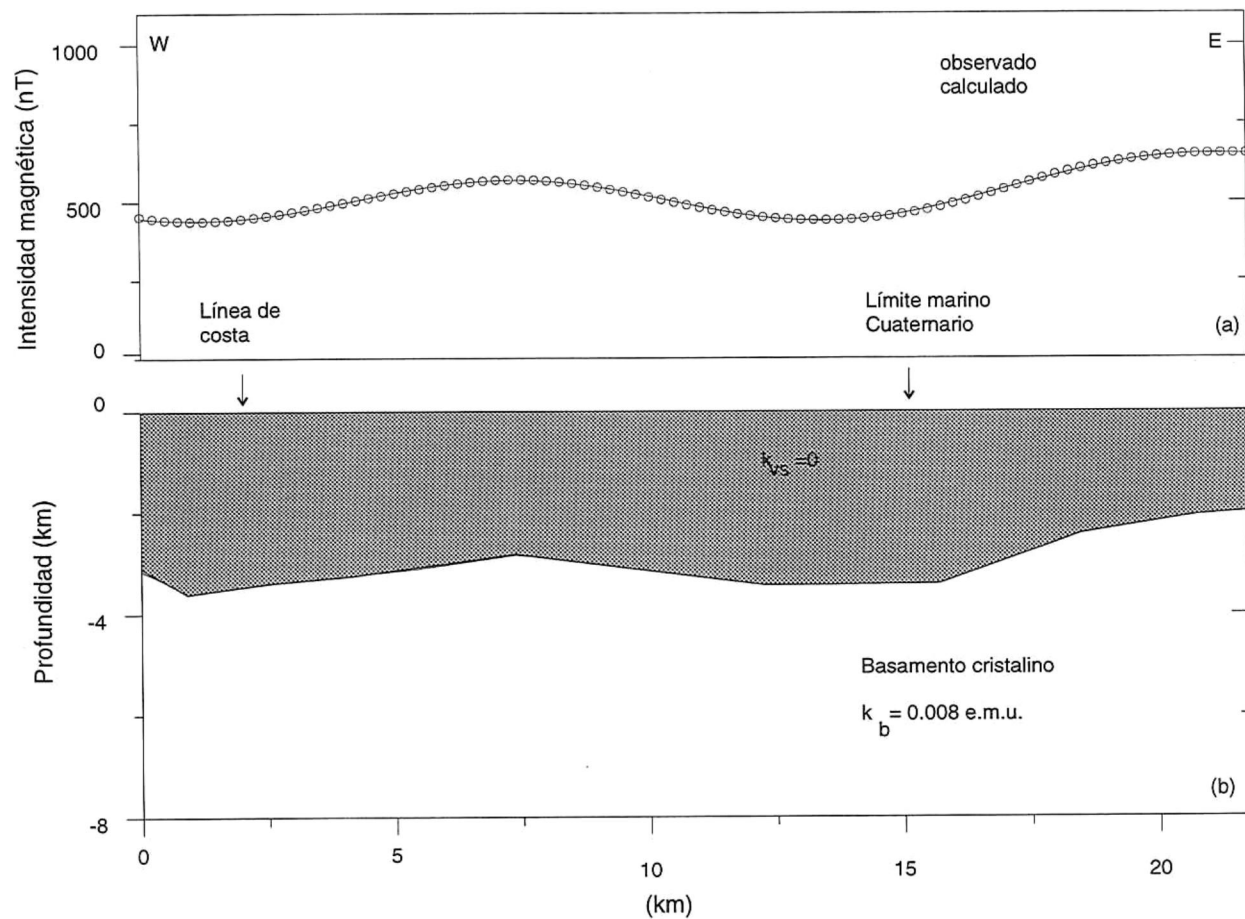


Figura 14. Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-7. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008 \text{ e.m.u.}$

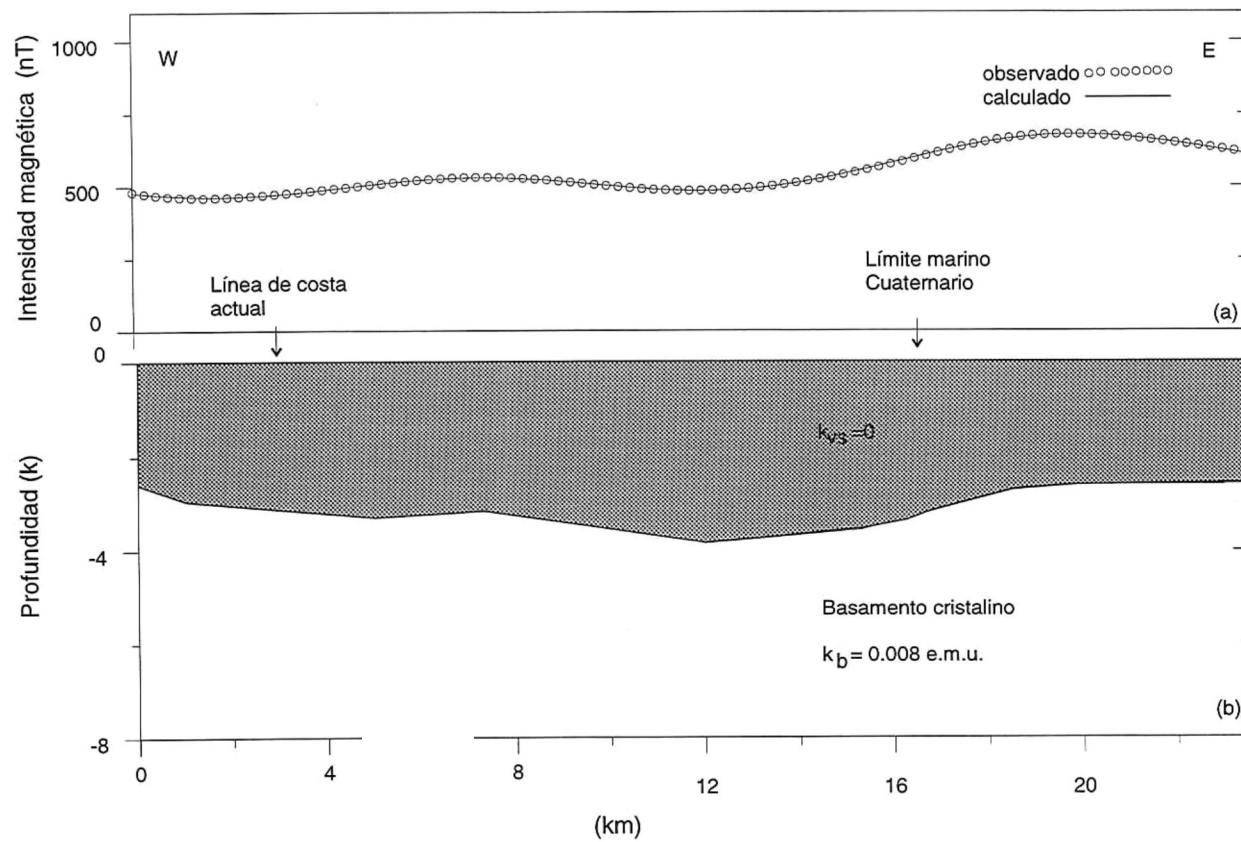


Figura 15. Anomalía magnética interpretada para el perfil P-8.

(a) Gráfico de la intensidad magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-8. (b) Modelo 2D de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008$ e.m.u.

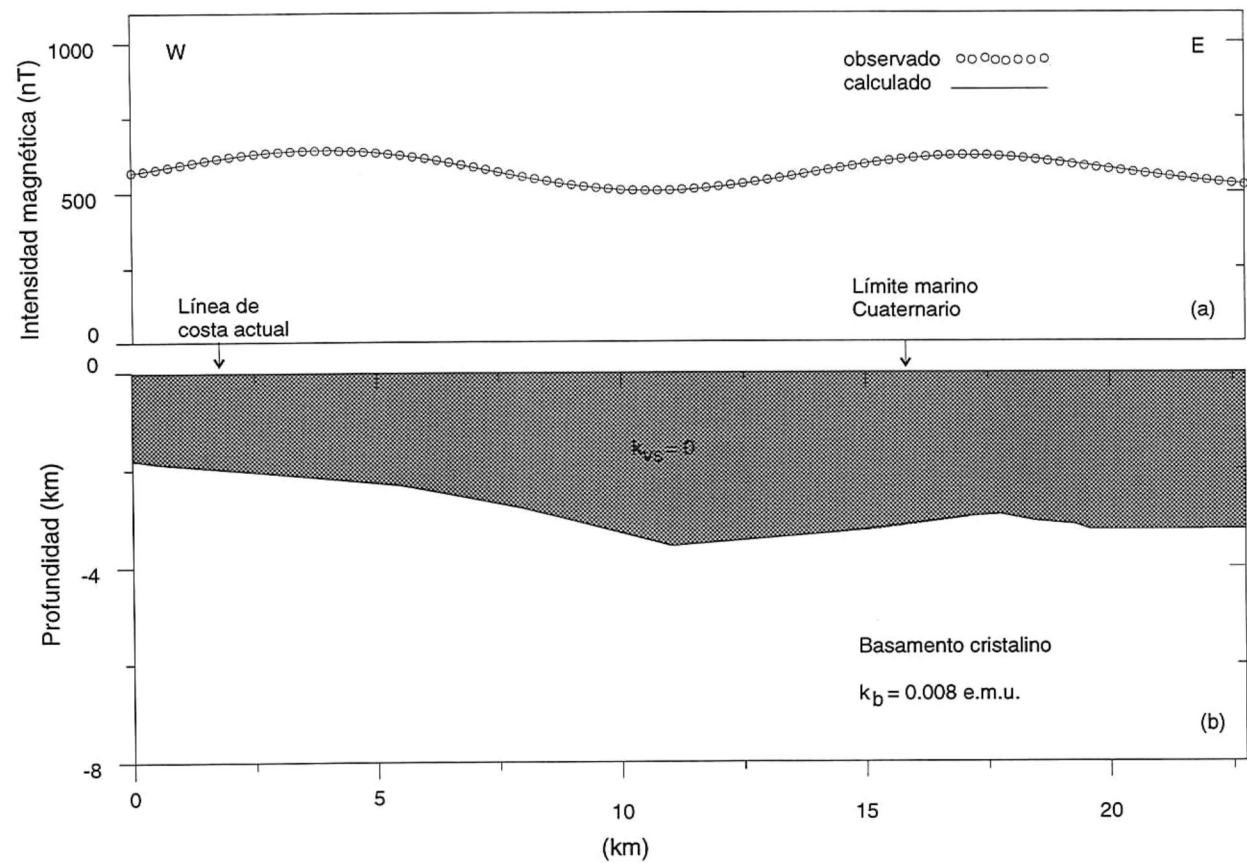


Figura 16. (a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-9. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008 \text{ e.m.u.}$

sedimentaria disminuye a menos de 2 km hacia la línea de costa actual y aumenta a más de 3 km hacia el este del límite marino Cuaternario (LmC).

P10. Perfil que cruza por la línea costera actual, el poblado Vicente Guerrero siguiendo el cauce del arroyo Santo Domingo (Fig. 7). El modelo interpretado (Fig. 17) indica que el grosor de la secuencia volcánica y sedimentaria disminuye a menos de 1 km por debajo de la línea costera actual y aumenta a más de 4 km en el extremo oriental del perfil.

V.- DISCUSIÓN

Con el objeto de discernir la asociación de la estructura de la cuenca del valle costero de San Quintín con el grupo de lagunas costeras de la Bahía San Quintín, se recurrió al análisis del mapa aeromagnético del Valle de San Quintín publicado por el C.R.M.-O.N.U., 1967. Previo al análisis se formó un banco de datos mediante la digitalización de los puntos de intersección de las líneas de vuelo con los contornos de igual intensidad magnética, que al configurarlos por computadora reproducen el mapa original que fue configurado a mano. Esto asegura que los datos originales contenidos en la hoja aeromagnética se recuperaron eficazmente.

Los valores recuperados de intensidad magnética total se convirtieron a valores de anomalía magnética corrigiendo por el gradiente del campo geomagnético. Para hacer dicha corrección se utilizó el modelo IGRF 1960 extrapolado al año 1963, fecha del vuelo aeromagnético. El sustraer a los datos el campo geomagnético principal permite

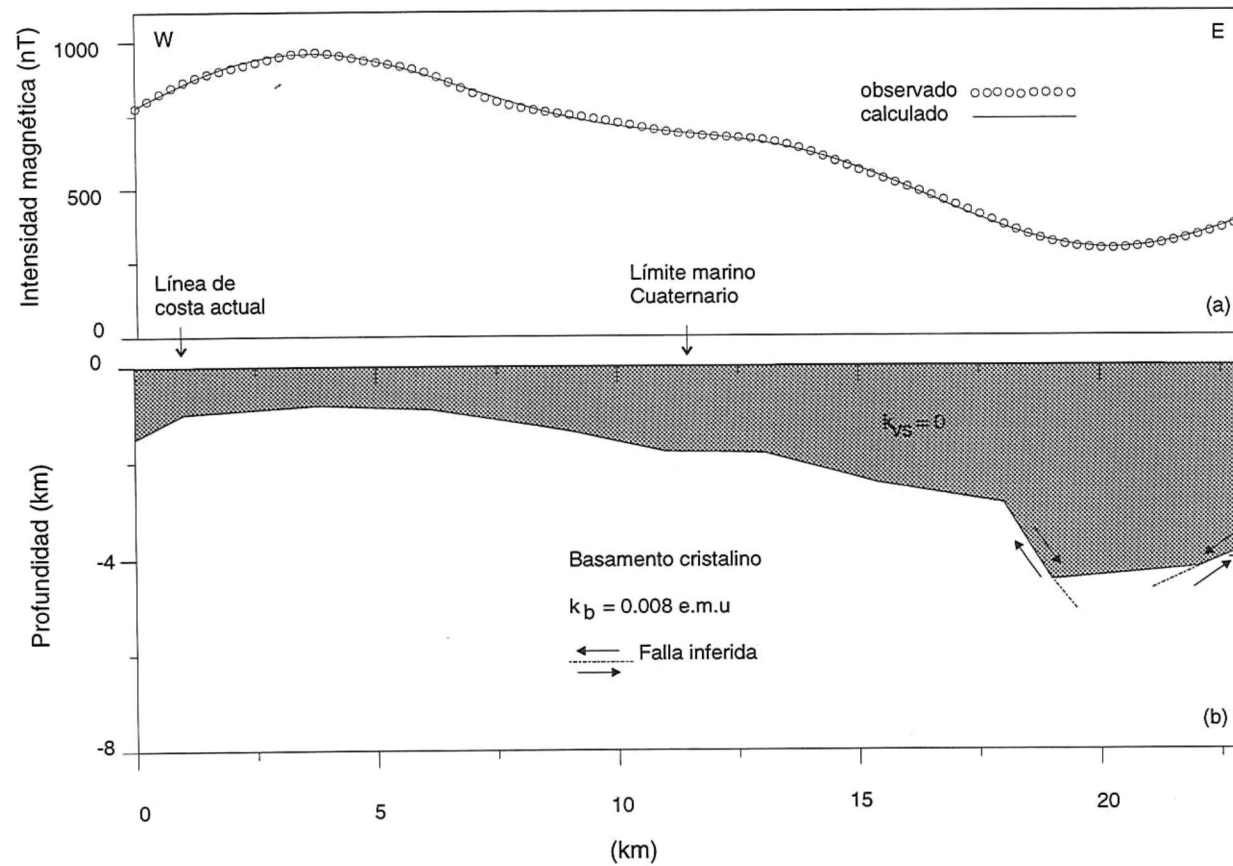


Figura 17. (a) Anomalía magnética observada (o) y calculada (-) del perfil P-10. (b) Modelo 2D interpretado para un contraste de susceptibilidad magnética aparente $\Delta k = -0.008 \text{ e.m.u}$.

comparar e integrar estudios de diferente época y altura sobre el nivel del mar. Aunque el IGRF es un modelo matemático, diversos estudios recientes de evaluación han demostrado que es un campo de referencia geomagnético satisfactorio para México (Campos et al., 1991; Hernández et al., 1994).

Al comparar el mapa de anomalías aeromagnéticas obtenido con los mapas topográfico y geológico se distinguen dos franjas magnéticas paralelas. La franja oriental, caracterizada por extensas anomalías dipolares de alta intensidad magnética (> 900 nT), aunque coincide con afloramientos de rocas volcánicas de la Fm Alisitos (que por su mayor composición félsica se le considera no magnética), su origen se atribuye principalmente a la presencia de intrusivos de la serie rica en magnetita (granitoides del Tipo I; Gastil, 1990) relativamente someros. Esta serie tiene contenido enriquecido de magnetita de 0.1 % y una susceptibilidad magnética superior a 10^{-3} unidades SI (McGrath, 1989; en Godacre, 1989). La zona magnética occidental, separada de la zona magnética oriental por un intenso gradiente (aprox. 60 nT/km), se caracteriza por valores relativos de intensidad magnética bajos (entre 100 y 200 nT), se atribuye al engrosamiento a profundidad de la secuencia; volcánica de la Fm Alisitos, sedimentaria de la Fm Rosario y relleno sedimentario neogénico. La disminución de los valores de intensidad magnética reflejan el hundimiento gradual del basamento cristalino magnético. La presencia en ésta zona de los derrames volcánicos del CVSQ enmascaran los efectos de fuentes magnéticas profundas asociadas con el basamento cristalino. La variación en intensidad y dirección de la intensidad magnética de los diferentes conos

cineríticos reflejan diferentes grados de magnetización, atribuibles al tapón basáltico del conducto alimentador principal (Wood, 1974) y a derrames de coladas basálticas, por lo que el origen de las anomalías asociadas con los volcanes se atribuye principalmente a rasgos topográficos superficiales.

Mediante el proceso de separación regional-residual, utilizando el método de factorización espectral, se obtuvieron mapas de anomalías residuales y regionales aplicando filtros pasa-altas y pasa-bajas, respectivamente, diseñados con frecuencias de corte de 0.09 ciclos/km, la cual se seleccionó porque los mapas filtrados resultantes reflejan las características geológicas del área de estudio. Las anomalías del mapa de anomalías residuales (Fig. 5), refleja los cambios litológicos superficiales y muestran una aparente correlación con los límites marinos del Reciente (línea costera actual), Cuaternario (Escarpe Cantú) y Cretácico Superior (Lineamiento de Santillán y Barrera). Los tres presentan mínimos magnéticos a lo largo y en ambos lados, rasgo que es común de fallas regionales de bajo ángulo que separan unidades litológicas de diferente composición y edad (Parker, 1971). El límite marino Cretácico Superior (LmCS) registra el máximo avance en la costa Occidental que dio lugar a una transgresión marina que depositó sedimentos que más tarde habrían de constituir la Fm Rosario. El límite marino Cuaternario (LmC) registra la estabilización de la línea costera en el Pleistoceno durante el interglacial Sangamaniano (aprox. hace 80,000 años) donde el nivel del mar se encontraba entre 5 y 8 m arriba del nivel actual (Lankford, 1976; en Cruz-Blancas, 1985). El levantamiento actual del límite marino Cuaternario indica que

el área ha estado sujeta a tectonismo Cuaternario relacionado con el movimiento relativo de placas Pacífico y Norteamérica (Orme, 1978). Por otra parte, el paralelismo de los límites marinos con los rasgos principales del margen continental sugieren un control estructural relacionado con fallas reconocidas en la margen continental (Gastil, 1977; Orme, 1978).

Con el objeto de cancelar o atenuar el efecto magnético superficial de los volcanes del CVSQ, se filtró el mapa de anomalías aeromagnéticas aplicando un filtro pasa bajas para remover frecuencias de longitud de onda menor a 11 km. Al remover longitudes de onda relacionadas con los edificios volcánicos y otras fuentes someras, se delineó un mínimo magnético alargado con cierres sobre los grupos de volcanes y zona de lagunas costeras, Bahía Falsa y Bahía San Quintín. Estas anomalías cerradas ubican los sitios de mayor espesor de la cubierta volcánica y sedimentaria que sobreyace al basamento cristalino magnético. Para cuantificar el espesor de la secuencia volcánica y sedimentaria se modelaron 10 perfiles magnéticos con técnicas de modelado bidimensional directo e inverso (Figuras de la 8 a,b a la 17 a,b). La orientación de los perfiles se escogió de tal manera que cortaran el gradiente que separa las dos zonas magnéticas mencionadas, aunque cada zona se caracteriza por anomalías circulares cerradas que describen estructuras tridimensionales, la separación entre los perfiles modelados disminuye el error que se introduce al no considerar la tercera dimensión en el modelado. Por otra parte, al modelar los perfiles se asignó una susceptibilidad magnética de 0.008 e.m.u. al basamento cristalino tomando en cuenta el valor de la

amplitud relativa (aprox. 1000 nT) de las anomalías. Este valor de susceptibilidad magnética cae dentro del rango común para granitoides del Tipo I y gabros (Mc Grath, 1989; en Godacre, 1989). Si se consideran valores de susceptibilidad menores, aumentaría considerablemente la profundidad de la interfaz entre el basamento cristalino magnético y la secuencia volcánica y sedimentaria que le sobreyace, la cual se considera esencialmente no magnética. La composición félsica de los afloramientos de la Fm Alisitos en esta región, le imponen un carácter magnético muy bajo (aprox. dos o más ordenes de magnitud del valor asignado al basamento cristalino), que para propósitos de modelado se considero igual a cero dando un contraste de susceptibilidad de -0.008 e.m.u. entre basamento cristalino y secuencia volcánica-sedimentaria que le sobreyace. Si a esta última se le considera magnética, los espesores determinados deberán ser menores. Con los resultados del modelado de los perfiles se elaboró un mapa de profundidades al basamento magnético, Figura 18. En otras palabras, el mapa indica grosores (isopacas) de la secuencia volcánica sedimentaria que sobreyace al basamento cristalino. Este mapa ubica el depocentro (aprox. 4.8 km de espesor ó profundidad) de la cuenca del Valle de San Quintín debajo de las lagunas costeras Bahía Falsa y Bahía San Quintín. Este resultado concuerda con el mapa de profundidades al basamento matavolcánico obtenido por gravimetría (Espinosa et al, 1992), el cual indica espesores de 1.5 km para el relleno sedimentario neogénico que sobreyace a la Fm Alisitos, lo que le da un espesor aproximado a ésta formación de 3 km en este sitio. En algunas localidades se reportan espesores restituidos de hasta 5000 m de la Fm Alisitos sin

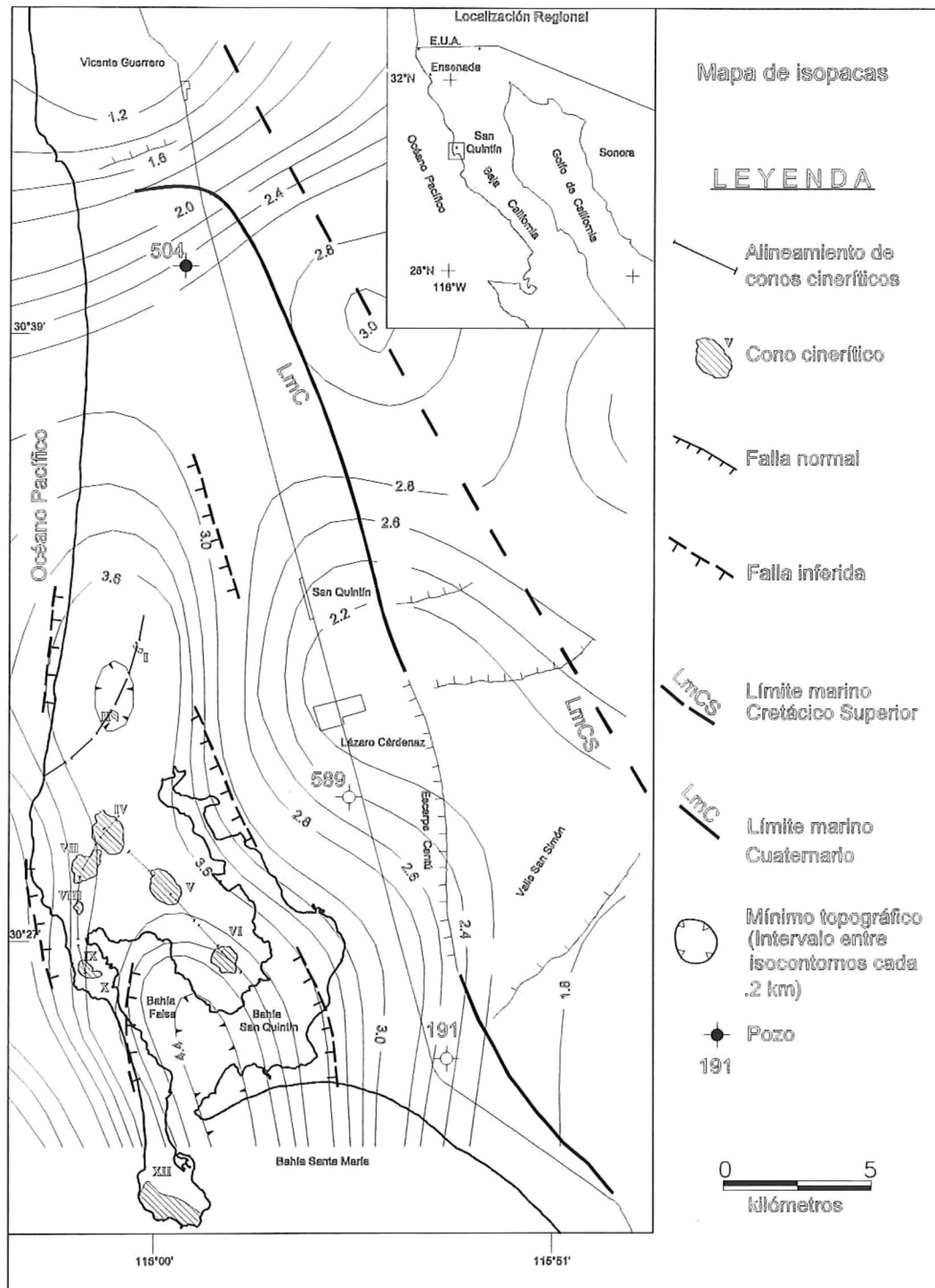


Figura 18. Mapa de isopacas del recubrimiento volcánico y sedimentario del basamento cristalino magnético.

alcanzar la base (Almazan-Vázquez, 1988). La cuenca continúa en dirección NW por debajo del grupo norte del CVSQ, formando un sinclinal con su eje casi paralelo a los límites marinos Cuaternario-Cretácico Superior y a la línea costera actual. Beal (1948; en Gastil, 1975), traza el Geosinclinal Baja California, una cuenca depositacional que cae entre la Cordillera Peninsular y los fots del borde continental, por la planicie costera del VSQ, aproximadamente por el canal de mareas de la Bahía San Quintín. Por otra parte, estudios batimétricos y magnéticos marinos frente al valle costero de San Quintín sugieren que algunas cuencas son verdaderos grabens mientras que otras son sinclinales modificados por fallamiento (Krause, 1965).

En relación al origen del grupo de lagunas costeras Bahía San Quintín; la coincidencia del CVSQ sobre el depocentro de la cuenca del valle costero de San Quintín, confirma para la laguna costera un origen tectónico y contemporáneo con las etapas terminales del vulcanismo del CVSQ hace 20,000 años (Juárez, 1996).

VI.- CONCLUSIONES

A partir del proceso separación regional-residual se obtuvieron mapas de anomalías magnéticas residuales y regionales.

El mapa de anomalías aeromagnéticas residuales, refleja con suficiente detalle las principales unidades litológicas superficiales y presenta una serie de mínimos magnéticos a lo largo de las líneas costeras del Reciente, Cuaternario y Cretácico

Superior, rasgo que es común de alineamientos aeromagnéticos asociados con fallas regionales de bajo ángulo que separan unidades de diferente litología y edad.

El mapa de anomalías aeromagnéticas regionales, refleja el espesor de la secuencia volcánica de la Fm Alisitos y sedimentaria de la Fm Rosario, ambas consideradas esencialmente no magnéticas, que sobreyacen a un basamento magnético cristalino constituido por granitoides del tipo I como los que afloran a lo largo del margen occidental del batolito transpeninsular.

El mapa de isopacas de la secuencia volcánica y sedimentaria, obtenido a partir del modelado bidimensional inverso de perfiles aeromagnéticos regionales, ubica el depocentro de la cuenca del valle costero de San Quintín debajo de las lagunas costeras Bahía Falsa y Bahía San Quintín. La cuenca continua hacia el noreste por debajo del grupo norte del CVSQ, formando un sinclinal con su eje casi paralelo a los límites marinos Cuaternario (Escarpe Cantú) y Cretácico Superior (Lineamento Santillán y Barrera). La estructura podría considerarse como un verdadero graben o un sinclinal modificado por fallamiento regional, la cual ha sido reactivada por el movimiento diferencial del límite transforme activo de las placas Pacífico y Norte América.

Finalmente, la coincidencia del depocentro de la cuenca del valle costero de San Quintín con el campo volcánico de San Quintín y el grupo de lagunas costeras Bahía San Quintín, confirman para esta últimas un origen tectónico y contemporáneo con las etapas terminales del vulcanismo que emergió al SW de la planicie costera durante el Pleistoceno.

LITERATURA CITADA

- Almazan-Vázquez Emilio (1988). Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 7, num 1, p. 41-51.
- Atwater, T.M., 1970, Implications of the plate for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, Geological Society of America Bulletin, 81 ,pp. 3513-3536.
- Breiner S., 1973. Applications Manual for Portable Magnetometers. Geometrics 395 Java Drive Sunnyvale, California 94086 U.S.A.
- Coleman, V. 1969. Ground survey and air-photo analysis of the Llano the San Quintin, Baja California Norte, Mexico. Technical Report 0-72-2. Office of Naval Research, California. 13 p.
- Cruz, Blancas. E., 1981. Origen de la laguna costera Estero de Punta Banda. Tesis de Licenciatura, E.S.C.M. U.A.B.C. 55p.
- Dickinson, W. R. 1979, Geometry and triple junctions related to San Andreas transform, Journal of Geophysical Research , v. 84, No. B2, pp. 561-572.
- Espinosa-Cardena, J.M., J.M. Romo-Jones, 1992. Estimación de la profundidad al basamento en el Valle de San Quintín, Baja California, mediante observaciones de gravedad y magnetismo. En: L.A. Delgado-Argote y A. Martín-Barajas (Eds.). Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Monografía No. 1. Unión Geofísica Mexicana 51-65 p.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips and E.C. Allison, 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America. Memoir 140. 170 p.
- Gastil, R.G., 1990. " The boundary between the magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks in Peninsular California". Nature and Culture. 2. 91-100 p.
- Goodacre A. K., 1989. Interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas para no especialistas. Notas para el curso corto de la Unión Geofísica Canadiense. Pub. No. 438 Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

- Gupta, V.K. and Ramani, N., 1980, Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain, *Geophysics*, vol. 45, No. 9, pp 1412-1426.
- IAGA Division I, Working Group 1, 1986. International Geomagnetic Reference Field Revision 1985. American Geophysical Union, vol. 67, No. 24.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 1979. Cartas topográficas HIIB64 y HIIB74, escala 1:50,000.
- Juárez, A. L. 1996, Estudio geoquímico, geocronológico y geológico del campo volcánico de San Quintín, Baja California, México. Tesis de Maestría, División de Ciencias de la Tierra, CICESE. 147 p.
- Krause, D.C. 1965. Tectonics Bathymetry and Geomagnetism of the southern continental borderland west of Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 76 p. 617-650.
- Lankford, R.R., 1977. Coastal lagoon of Mexico. Their origin and classification En: Willey, M., (ed). *Estuarine Processes*. Academic Press Inc. 182-215.
- Larson, R.L., 1972, Bathymetry, magnetic anomalies and plate tectonics history of the Mouth of the Gulf California, *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, pp. 3345-3360.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California. En : J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit (eds). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. The American Association of Petroleum Geologists. Memoir 47. 87-125 p.
- Luhr, J. F., J.J. Aranda-Gómez, B.H. Todd. 1985. "The San Quintín Volcanic Field, Baja California Norte, México: Geology, Petrology and Geochemistry". *Journal of Geophysical Research*. 10353-10380 p.
- Malin, S.R.C., Barraclough, D.R., 1981. An algorithm for synthesizing the geomagnetic field. *Comp. and Geosc.*, Vol. 7, NO. 4, 401-405.
- Mejía-Vázquez, R. 1990. Simulación numérica de flujo bidimensional del acuífero de San Quintín, B.C. ". Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura. 70 pp.

- Nettleton, L.L. 1976, Gravity and magnetics in oil Prospecting. Mc. Graw-Hill Internacional Series in the Earth and Planetary Sciences. New. York 458 p.
- Orme A.R. 1978. Quaternary deformation of marine terraces between Ensenada and Rosario, Baja California, Mexico. *Tectonics*, pp. 627-634.
- Parker, S.G. Jr., 1971. Fundamental Characteristics of Aeromagnetic Liniaments: Their Geological Significance, and their significance to Geology. "The New Basement Tectonics". American Stereo Map Company. 93 p.
- Rebollar-Bustamante, C.J. A. Reyes, y M. Reichle. 1982. "Estudio del enjambre de San Quintín, Baja California, Mexico, ocurrido durante 1975". *Geofísica Internacional*. 21-4. 331-358 p.
- S.A.R.H. Ingenieros Civiles y Geólogos Asociados, 1978. Estudio de Factibilidad Hidrológica en San Quintín y Maneadero, B.C. Reporte Técnico. 100 p.
- Storey, M., Roger, A.D. Saunders, and D.J. Terrel. 1989. "San Quintín Volcanic Field, Baja California, Mexico: Within-plate magmatism following ridge subduction". *Terra Nova Research*. 195-202 p.
- UNITED NATIONS, 1969. Survey of metallic mineral deposits of México, United Nations Development Programme. Technical Report, 72 p.
- Webring, M., 1985, SAKY: A fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles, U.S. Department of the Interior Geological Suevey, Open File Report 85-122 p.