

RESULTADOS PRELIMINARES DE UN PERFIL GEOFÍSICO A TRAVÉS DE LA REGIÓN CENTRAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

José M. Romo, Juan García Abdeslem, Enrique Gómez Treviño, Francisco Esparza y Carlos Flores Luna
 Depto. de Geofísica Aplicada, CICESE

RESUMEN

La peculiar relación tectónica entre la Península de Baja California y un segmento de la frontera entre las placas del Pacífico y Norteamericana, en el noroeste de México, es un tema que atrae el interés de muchos investigadores. Para validar cualquier hipótesis acerca del proceso tectónico que ha tenido y tiene lugar en esta región, es necesario estimar las propiedades físicas de la litósfera peninsular. Con este propósito realizamos un estudio geofísico diseñado para investigar la conductividad eléctrica y la densidad de masa en una sección a través de la región central de la Península de Baja California. El estudio consistió de mediciones magnetotélúricas y gravimétricas a lo largo de un perfil de aproximadamente 200 km de longitud, desde la costa con el océano Pacífico hasta la costa oeste del Golfo de California. En este trabajo presentamos resultados preliminares que se desprenden de las mediciones magnetotélúricas y gravimétricas. Ambos conjuntos de datos fueron interpretados usando modelos numéricos bidimensionales. El modelo magnetotélico muestra dos zonas relativamente conductoras con probable interés tectónico. La primera de ellas es una zona conductora casi vertical que se ubica a 15 o 20 km al oriente de la costa del Pacífico y que se extiende desde la superficie hasta más de 100 km de profundidad. La segunda zona de interés es el conductor inclinado que se extiende profundizándose hacia el Este y que alcanza profundidades de 100 km bajo la costa oriental de la Península. Este conductor apoya la hipótesis de que bajo la corteza continental del Baja California permanecen restos de la micro-placa Guadalupe que cesó su movimiento de subducción hace aproximadamente 12 Ma. Un modelo de densidades que ajusta los datos observados revela que la corteza continental en el área de estudio tiene un espesor máximo de alrededor de 33 km y es compatible con la idea de que bajo ella se encuentran restos de litósfera oceánica.

INTRODUCCIÓN

El Golfo de California, situado en el Noroeste de México, debe su origen a un proceso de ruptura y extensión oblicua que actualmente está ocurriendo en un segmento de la frontera entre las placas del Pacífico y Norteamericana. Este hecho ofrece la posibilidad de estudiar un sistema tectónico continental de tipo trans-tensional en sus primeras etapas de desarrollo. El conocimiento actual indica que la península de Baja California originalmente formaba parte de la placa Norteamericana y fue “capturada” por la placa del Pacífico hace alrededor de 12 Ma. A partir de entonces se inició un proceso de ruptura y extensión (“rifting”) que actualmente se encuentra activo. Se han encontrado numerosas evidencias geológicas y geofísicas que permiten reconstruir con cierta certeza los movimientos relativos ocurridos entre ambas placas, ver por ejemplo: Oskin *et al.* (1999), Atwater y Stock (1998), DeMets (1995), Stock y Lee (1994), Lonsdale (1991), Stock y Hodges (1989), entre otros. Sin embargo, prevalecen hipótesis sin comprobar acerca de la dinámica del proceso de captura y sobre la naturaleza del acoplamiento entre la península y la placa del Pacífico. Por ejemplo, es posible que la península se haya desprendido de la placa Norteamericana a causa de la tracción ejercida en su base por las pequeñas micro-placas oceánicas que quedaron atoradas al cesar la subducción de la antigua placa Farallón. Otra posibilidad es que los segmentos de la antigua dorsal pudieron provocar zonas de soldadura al llegar a la trinchera.

En este contexto, determinar la geometría y las propiedades físicas de la litósfera bajo la Península de Baja California es una tarea indispensable para acercarse a la solución de dichas cuestiones. Con este objetivo llevamos a cabo una campaña de observaciones geofísicas en la región de Vizcaíno, entre los paralelos 27° y 28° de latitud Norte, en donde podría encontrarse información fundamental (Figura 1). Actualmente, en estas latitudes, frente a la costa Pacífico de Baja California, se encuentra la trinchera inactiva producto de la subducción de la micro-placa Guadalupe, cuyo movimiento cesó hace aproximadamente 12 Ma (Bohannon y Parsons, 1995). Para entender el proceso de captura es importante averiguar si bajo la litósfera continental todavía existen restos de la placa subducida, y en su caso, cuál es su extensión y profundidad. En el extremo occidental del área estudiada se han encontrado rocas típicas de la zona de subducción (terreno Cochimí, según Sedlock *et al.*, 1993). Hacia el Este, el terreno Yuma consiste de rocas de arco volcánico y rocas sedimentarias de tras-arco, ambas intrusionadas por el batolito peninsular. Finalmente, se supone que en el extremo oriental existen rocas asociadas con el terreno Seri, característico de la costa de Sonora. Debido a sus distintos atributos geológicos, es posible esperar que las propiedades físicas de estas rocas sean también diferentes y que su contraste sea suficiente para producir efectos geofísicos observables desde la superficie.

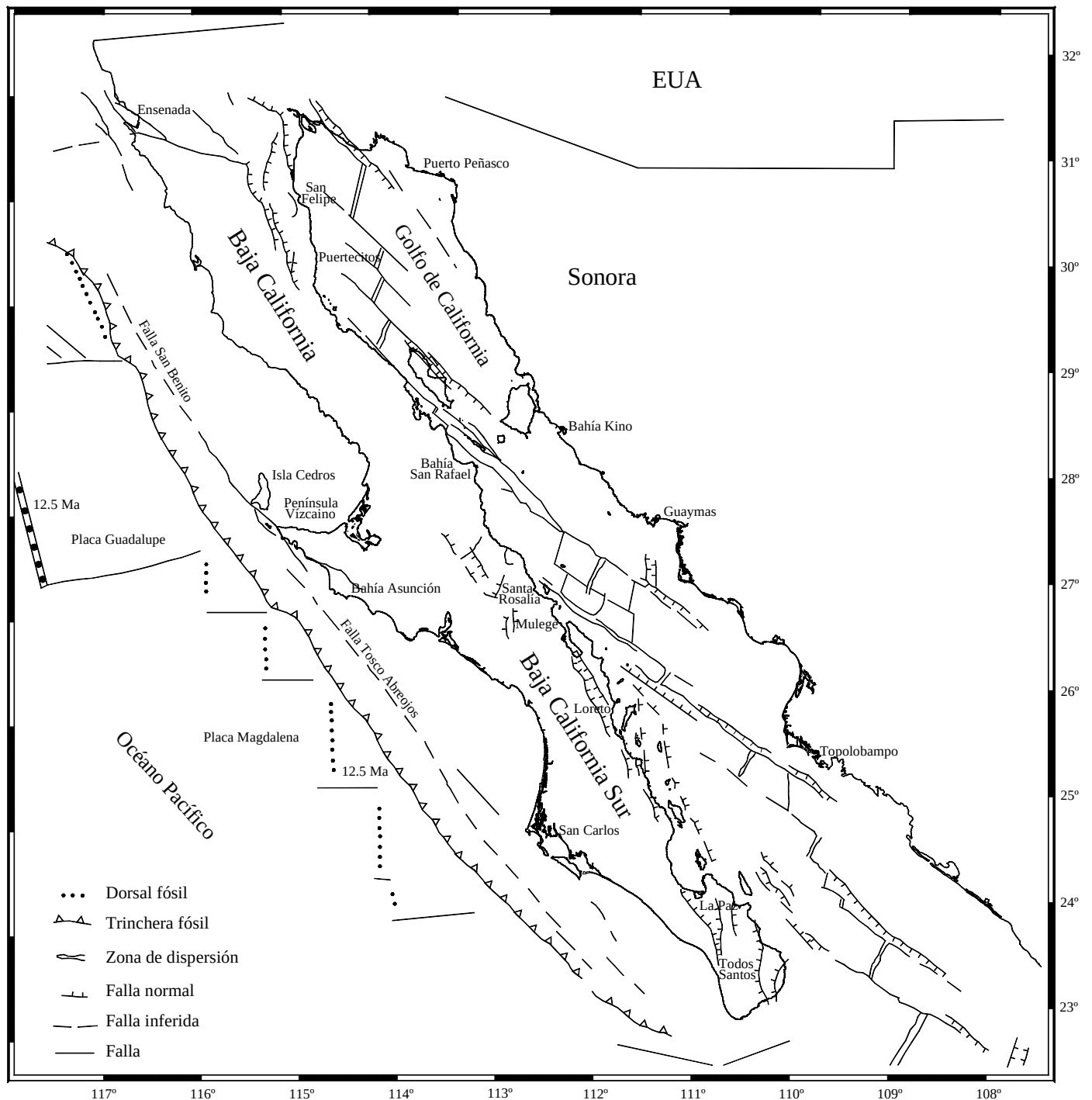


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio y de los principales rasgos tectónicos regionales (Modificado de Delgado-Argote, 1996).

PERFIL ELECTROMAGNÉTICO

La conductividad eléctrica de las rocas de la corteza depende fundamentalmente de su contenido de fluidos, de su porosidad y del grado de interconexión entre sus poros, de tal manera que la conducción eléctrica se efectúa principalmente por transporte iónico. Existen también evidencias de que la conductividad puede aumentar sensiblemente al modificarse la estructura cristalina de algunos minerales, por ejemplo en el caso de la transformación de fase entre olivino y espinela que

ocurre en la base de la corteza. En este caso el mecanismo de conducción a través del intercambio electrónico en la matriz mineral adquiere relevancia. En ambos casos el aumento de la temperatura es un factor que facilita la conducción y contribuye a aumentar la conductividad eléctrica. La presencia de minerales arcillosos, por ejemplo en los planos de fallas activas, es también un factor que aumenta la conductividad. Considerando lo anterior, se espera que la determinación de la conductividad eléctrica bajo la corteza de Baja California ayudará a explicar algunos de los procesos tectónicos a los que ha estado sujeta.

El método magnetotelúrico (MT) utiliza las variaciones temporales del campo electromagnético natural para investigar la conductividad eléctrica del subsuelo. Su principal ventaja es que pueden alcanzarse profundidades de exploración de varias decenas de kilómetros. Esto se debe a que la señal electromagnética natural tiene una banda muy ancha de frecuencias y a que la profundidad de penetración aumenta al disminuir la frecuencia.

Las observaciones magnetotelúricas para el presente trabajo se realizaron en 37 sitios a lo largo de un perfil de 190 km de longitud, desde Bahía Asunción, en la costa del Pacífico, hasta San Francisquito, en la costa del Golfo de California (Figura 2). Los sitios están separados por una distancia promedio de 5 km y los períodos de observación se diseñaron para investigar a profundidades del orden de 100 km en condiciones favorables. En cada sitio se registró la variación temporal del campo electromagnético natural en una banda de frecuencia desde 0.001 hasta 100 Hz. Además de las observaciones MT, en cada sitio se realizó un sondeo electromagnético en el dominio del tiempo

(TDEM) para conocer la distribución de la conductividad eléctrica en los primeros 500 m de profundidad. El propósito de esto es obtener la información necesaria para eliminar el efecto estático, un efecto indeseable que las heterogeneidades superficiales producen en los sondeos MT (Flores y Velasco, 1998).

En la Figura 3 mostramos curvas de resistividad aparente y fase, en función del período, en ocho sitios representativos del perfil MT. En los períodos cortos, estas funciones son sensibles a estructuras conductoras someras, mientras que a medida que el período se incrementa, aumenta la influencia de zonas conductoras más profundas. En cada sitio se muestran cuatro curvas de respuesta: dos de resistividad aparente y dos de fase. Estas curvas provienen de dos impedancias, la impedancia paralelo, influenciada por el efecto inductivo en zonas conductoras, y la impedancia serie, que se asocia a efectos tanto inductivos como galvánicos en zonas conductoras y resistivas (Romo y Gómez-Treviño, 2001). Estas funciones de respuesta se obtienen al considerar que cualquier heterogeneidad en el subsuelo deforma el campo eléctrico de dos maneras distintas: un siste-

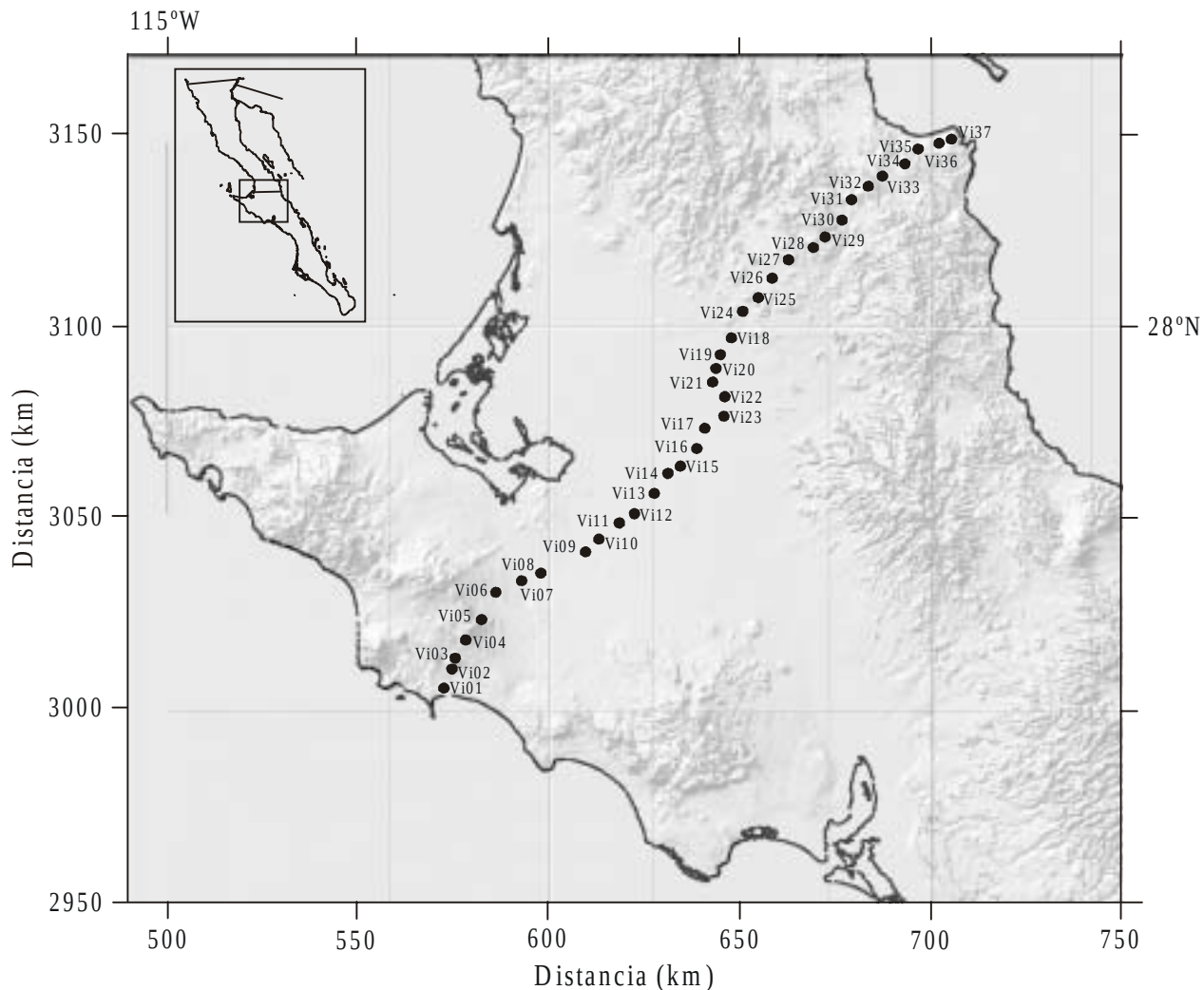


Figura 2. Utilizando como fondo una imagen del modelo digital de elevación del INEGI, se muestra la ubicación de sitios con observaciones magnetotelúricas. Se puede observar la sierra San José de Castro que forma la pequeña península de Vizcaino, la planicie central y las serranías orientales que llegan a la Costa del Golfo de California.

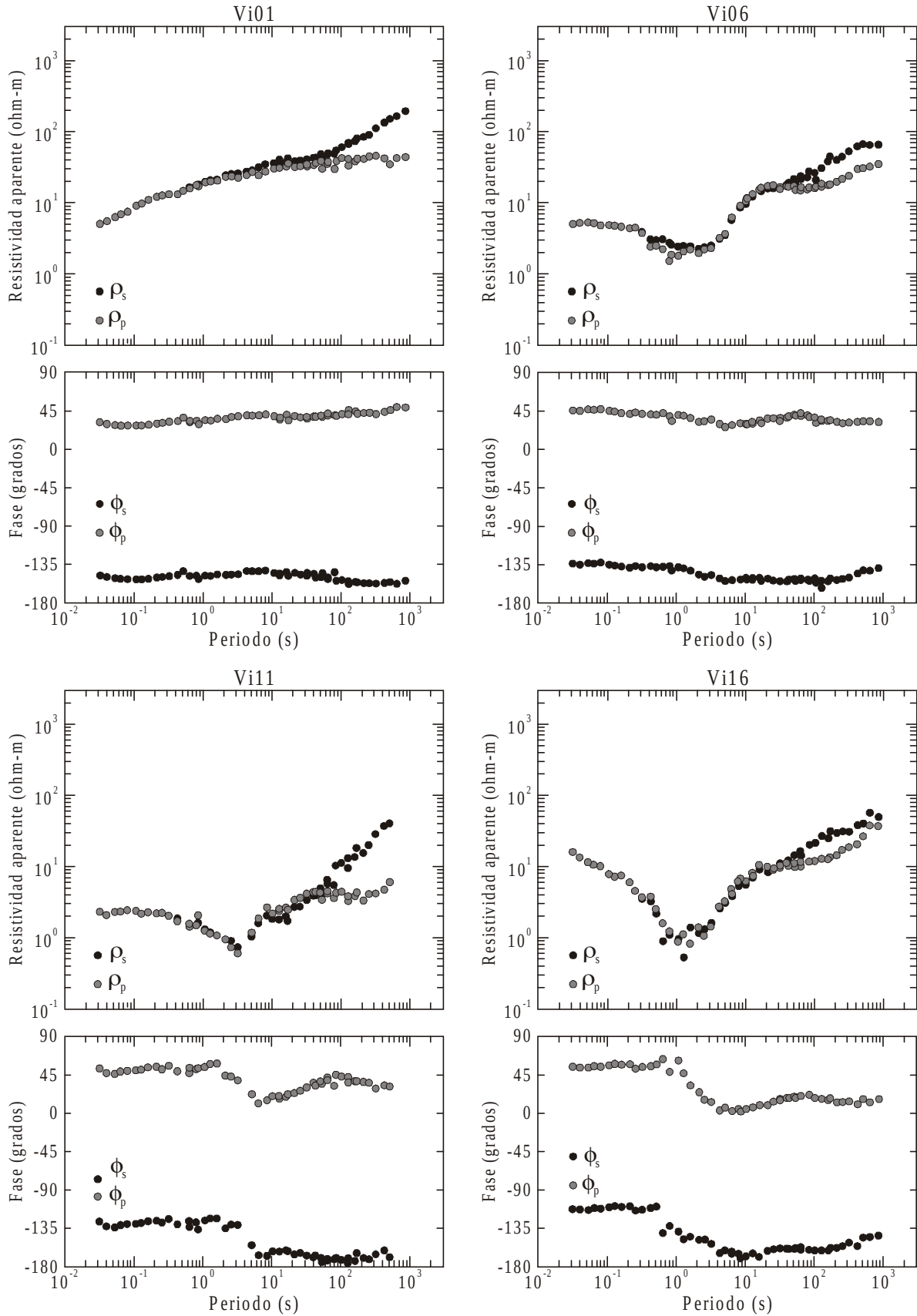


Figura 3. Observaciones MT. En cada sitio se muestran resistividades aparentes y fases en función del período. ρ_s y ϕ_s se estimaron con la impedancia serie, mientras que ρ_p y ϕ_p se calcularon con la impedancia paralelo. Los sitios Vi01, Vi06, Vi11 y vi16 están ubicados en las planicies de Vizcaíno. Los sitios Vi18, Vi27, Vi32 y Vi36 están localizados en la sierra oriental.

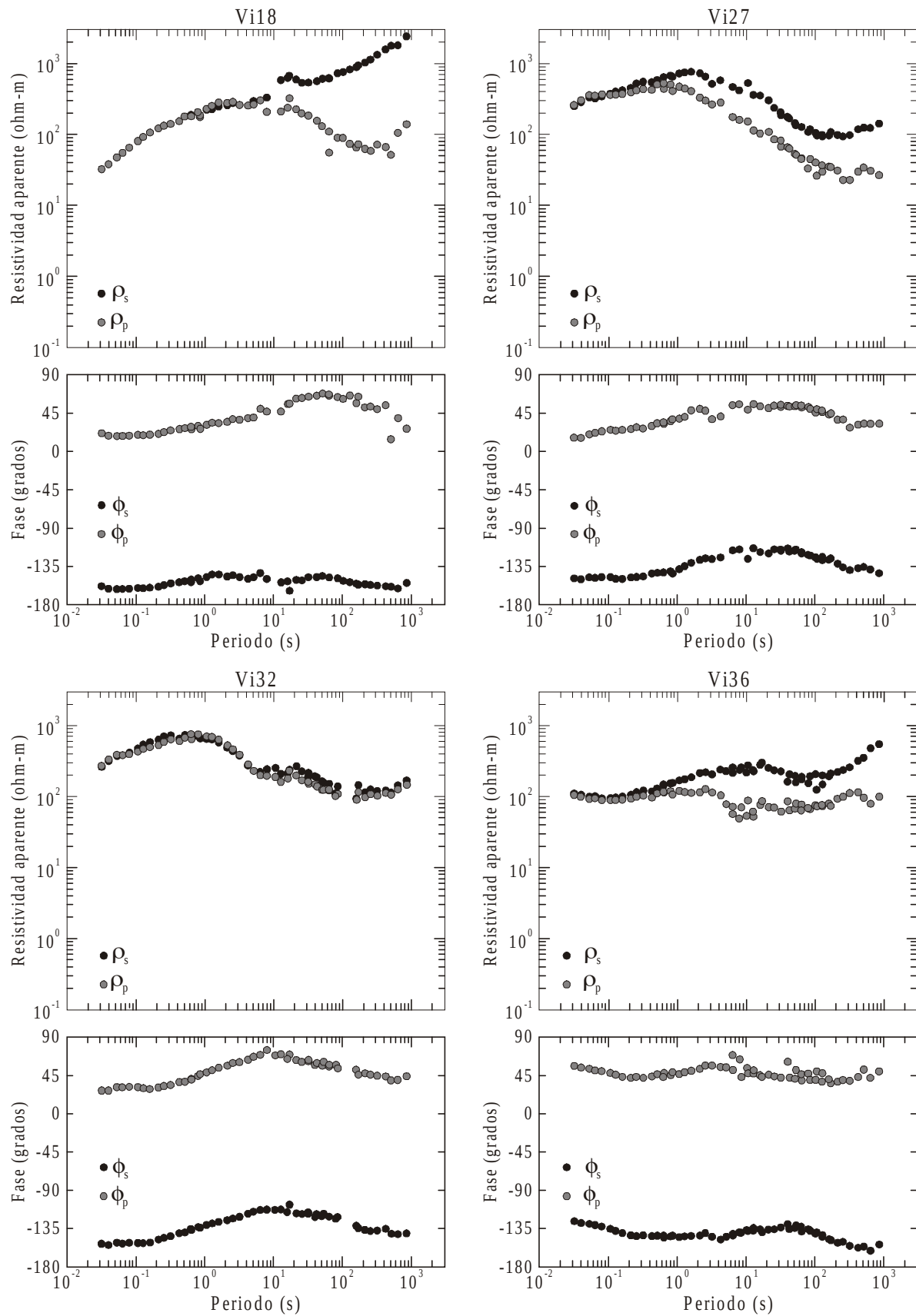


Figura 3. Continuación

ma de corrientes que viaja a lo largo de las fronteras entre cuerpos de distinta resistividad y otro sistema que las cruza. A diferencia de las funciones de respuesta utilizadas convencionalmente (modos TE y TM), las impedancias serie y paralelo no dependen de la rotación del marco de referencia y son válidas aún cuando la conductividad del subsuelo cambie en las tres dimensiones.

Probablemente lo que más llama la atención en las curvas de resistividad aparente de la Figura 3 es que en los sitios (Vi01, Vi06, Vi11 y Vi16) localizados en la mitad occidental del perfil muestran resistividades aparentes entre 1 y 100 ohm-m, mientras que en los sitios (Vi18, Vi27, Vi32 y Vi36) localizados en la mitad oriental del perfil, las resistividades aparentes son mayores en un orden de magnitud. Esto corresponde con la región oriental topográficamente alta, en donde afloran rocas del batolito peninsular, así como con la amplia planicie de rellenos sedimentarios, que constituye el desierto de Vizcaíno, al occidente. En los sitios vi06, vi11 y vi16 la resistividad aparente presenta un mínimo a períodos de alrededor de 1 s, probable-

mente relacionado con los sedimentos conductores. A períodos más largos la resistividad aparente aumenta y las curvas se separan, lo cual revela que a mayor profundidad se encuentran rocas más resistivas y que la resistividad cambia lateralmente. En contraste, en los sitios vi18, vi27 y vi32 la resistividad aparente aumenta hasta alcanzar un máximo, para luego disminuir con el período, revelando que bajo las rocas resistivas que afloran en la serranía oriental, se encuentra una zona más conductora.

En la Figura 4 se presentan seudo-secciones de resistividad aparente construidas con todas las estaciones del transecto. Estas seudo-secciones representan la resistividad aparente observada como una función de dos variables, período y distancia horizontal. El panel superior representa la resistividad aparente serie ρ_s , mientras que en la parte inferior se muestra la resistividad aparente paralelo ρ_p . Ambas imágenes son bastante similares para períodos menores de 10 s, las diferencias se encuentran para los períodos más largos. El mínimo provocado por el relleno sedimentario domina la parte occidental de las seudo-secciones. Un rasgo sobresaliente es el brusco contraste

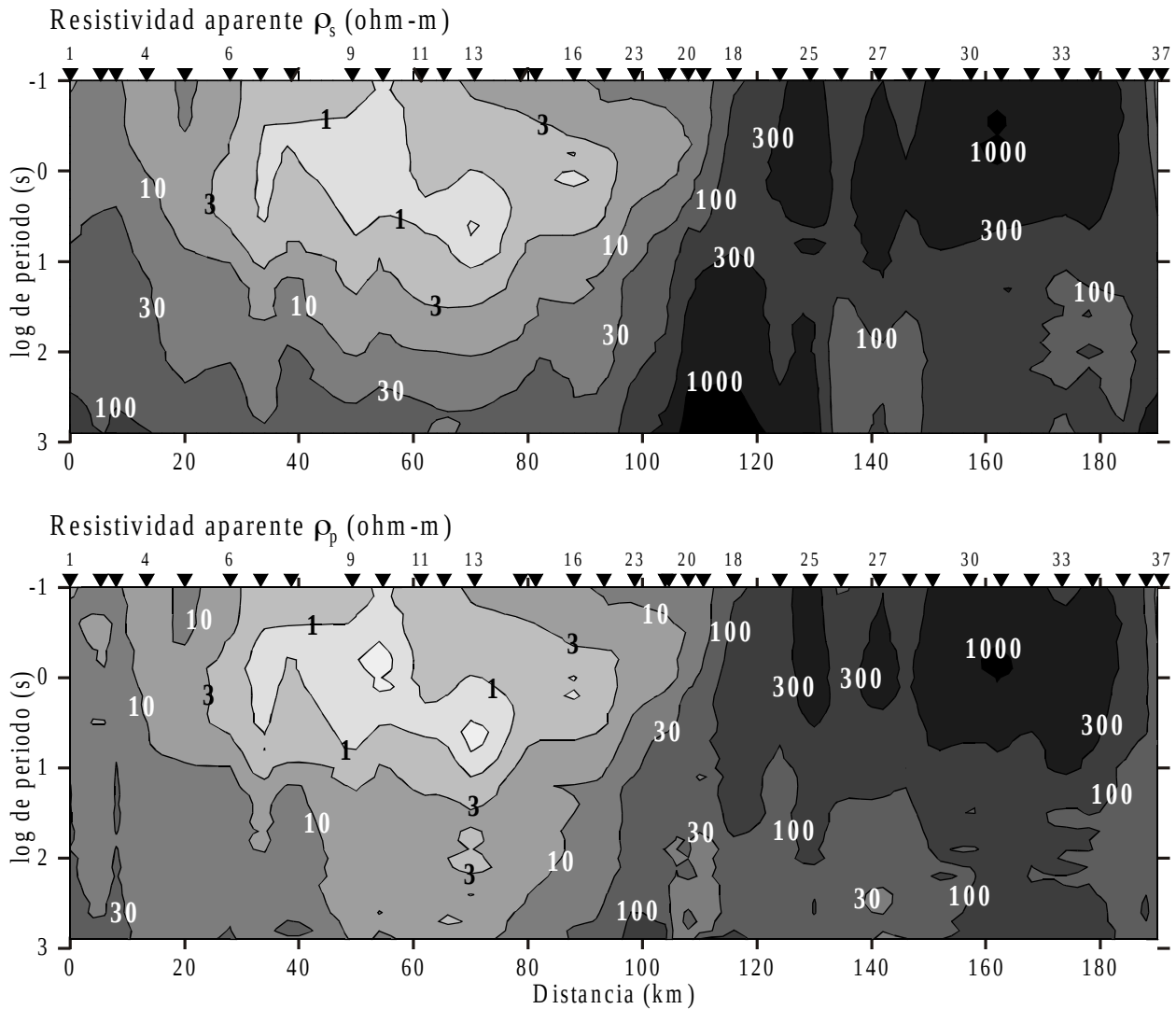


Figura 4. Seudo-secciones de resistividad aparente paralelo, ρ_p , y serie, ρ_s . El mínimo resistivo corresponde al efecto del relleno sedimentario, mientras que los valores máximos en la mitad oriental se asocian a la naturaleza ígnea de la sierra.

lateral que se localiza bajo los sitios vi20 y vi18, que marca el inicio de la zona resistiva asociada con las rocas intrusivas. A periodos mayores de 10 s la sección correspondiente a ρ_p (panel inferior) presenta resistividades aparentes relativamente menores si se compara con ρ_s . Esto es una indicación de la existencia de una zona conductora a profundidad. Como una primera aproximación, supusimos que bajo cada estación la resistividad varía exclusivamente con la profundidad (1-D). En este caso, la resistividad del subsuelo se puede estimar con un algoritmo simple de inversión no-lineal en una dimensión (Gómez-Treviño, 1996).

Las estimaciones 1-D, calculadas individualmente para cada sitio, se agruparon para construir la Figura 5. En el panel superior se tiene la distribución de la resistividad del subsuelo desde la superficie hasta los 20 km de profundidad estimada a partir de la impedancia paralelo. La cuenca sedimentaria de Vizcaíno se asocia con resistividades menores a 10 ohm-m que alcanzan profundidades de 2 o 3 km bajo los sitios 11 y 13. En contraste, la parte oriental de la sección está dominada por las altas resistividades de las rocas plutónicas y batolíticas.

En el panel inferior de la Figura 5, se muestra la estimación de la resistividad en los primeros 100 km de la litósfera, usando la misma aproximación 1-D. Bajo los sitios 9 a 16 se observan las menores resistividades (< 10 ohm-m) entre los 4 y 15 km de profundidad. Cuando se consideran resistividades menores a 30 ohm-m se puede seguir una banda de mínimos que se mantiene horizontal entre los sitios 1 y 16, para hacerse gradualmente más profunda y más amplia hacia el oriente (sitios 16 al 27). La profundidad del eje de esta zona de mínimos es de ~ 10 km entre los sitios 4 al 16 y se profundiza hasta alcanzar ~ 40 km bajo el sitio 27. Aunque la geometría y resistividad de esta zona han sido derivadas usando una aproximación 1-D y pueden modificarse al usar aproximaciones menos restrictivas, parece evidente que existen una o varias zonas relativamente conductoras que se extienden horizontalmente por cerca de 150 km y que se encuentran a considerable profundidad.

En el panel superior de la Figura 6 se muestra una imagen del subsuelo obtenida usando una aproximación que tiene en cuenta el efecto de la variación lateral de la resistividad sobre todo el conjunto de datos. El algoritmo usado es una extensión

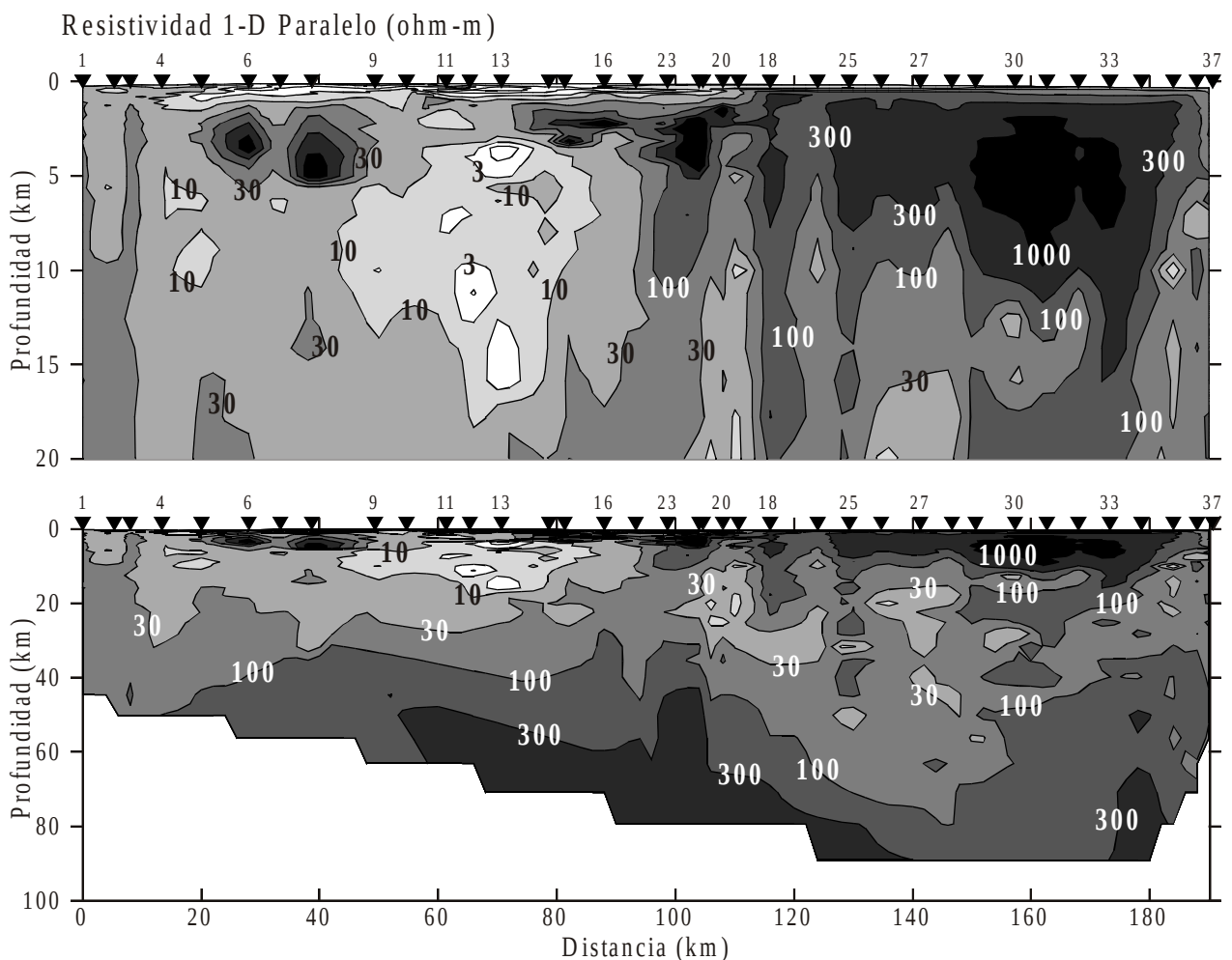


Figura 5. Sección interpretada usando la transformación descrita en Gómez-Treviño (1996). En el panel superior se muestra la resistividad del subsuelo en los primeros 20 km, mientras que en el panel inferior se muestra para los primeros 100 km. En ambos casos se utilizó la impedancia paralelo en la transformación.

para 2-D de la transformación de Niblet-Bostick (Esparza *et al.*, 1993). La imagen mostrada se obtuvo usando la resistividad paralelo y sin hacer ninguna suposición anticipada sobre la geometría o resistividad de la litósfera.

La característica dominante en este modelo es el conductor (< 30 ohm-m) que se profundiza hacia el oriente a partir del sitio 9, y que puede seguirse por cerca de 120 km. La cima del conductor se encuentra a ~ 20 km bajo el sitio 11, donde se mezcla con una zona conductora que alcanza la superficie bajo el sitio 13. Entre los sitios 16 y 20 el conductor disminuye su

intensidad, lo que sugiere la posibilidad de que en realidad se trate de dos segmentos separados. Hacia el oriente, la cima del conductor se profundiza gradualmente hasta alcanzar una profundidad de 100 km en el extremo oriental del perfil. La presencia de este conductor sugiere una zona con un alto contenido de fluidos probablemente relacionada con la deshidratación de la corteza oceánica subducente.

Otro rasgo que sobresale es el conductor casi vertical en el extremo occidental del perfil, bajo los sitios 1 a 6, que se extiende desde la superficie hasta 60 o 70 km de profundidad.

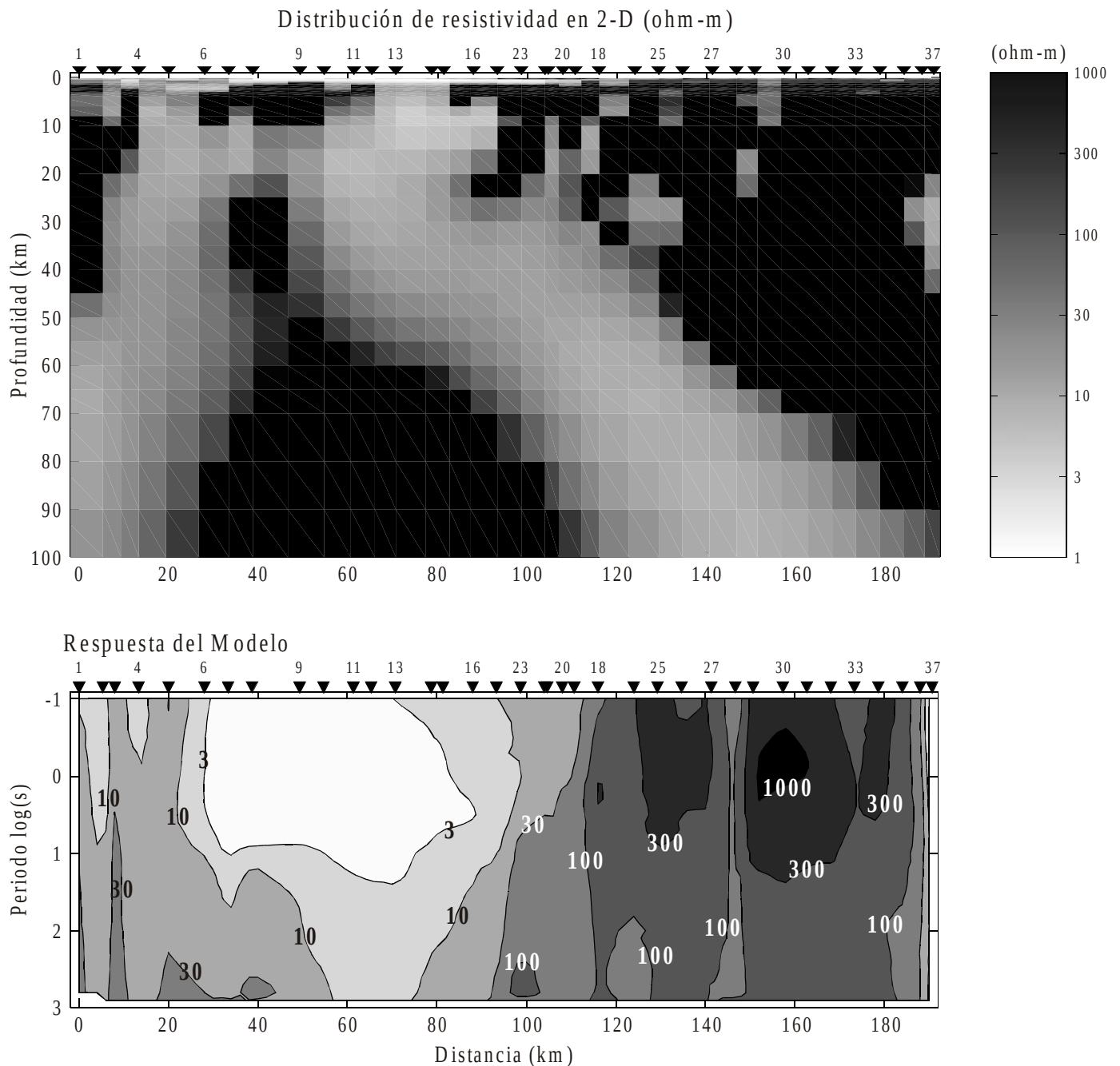


Figura 6. Modelo de resistividad estimado con la transformación lineal de Esparza et al. (1993). La apariencia discreta de la imagen se debe a que no utilizamos ningún tipo de interpolación, de modo que se muestran las estimaciones en cada celda de la malla considerada en la inversión. En el panel inferior se muestra la resistividad aparente calculada con la misma aproximación lineal.

Este conductor podría estar relacionado con la región de sutura entre los terrenos Cochimí y Yuma o con la manifestación de una zona de falla a escala cortical.

Finalmente, algunas anomalías conductoras aisladas en el extremo oriental sugieren que la realización de mediciones en el mar sería decisiva para conectar estos hallazgos con la tectónica de extensión que controla el subsuelo del Golfo de California.

En el panel inferior de la figura 6 se muestra la resistividad aparente que este modelo produce en la superficie cuando se usa la misma aproximación lineal utilizada en la inversión. La validez del modelo puede juzgarse comparando su respuesta con las observaciones mostradas en la Figura 4. En general puede decirse que, excepto en algunas zonas aisladas, la respuesta concuerda bastante bien con las observaciones. Vale la pena mencionar que a diferencia de otros esquemas de inversión basados en la solución iterativa de ecuaciones diferenciales parciales, el algoritmo usado (Esparza *et al.*, 1993) estima la conductividad del subsuelo mediante una transformación de los datos observados. Como se mencionó antes, el modelo que se muestra se obtuvo usando exclusivamente la resistividad aparente paralelo. La incorporación de la resistividad serie, así como de las fases correspondientes, usando otros esquemas de inversión es un trabajo que actualmente se está llevando a cabo.

GRAVIMETRÍA

De acuerdo con Sedlock *et al.* (1993), la constitución actual de la corteza continental en la región de estudio es el resultado de varios episodios de acreción tectónica y magmática. Se piensa que esta evolución tectónica ha puesto en contacto terrenos de origen y composición muy distinta. Por tanto, es razonable esperar que los distintos terrenos tengan una densidad de masa distinta. También es probable que el contraste entre distintas densidades sea suficiente para producir cambios en la atracción de la gravedad, y que estos cambios puedan observarse desde la superficie.

Con el propósito de inferir la geometría y la densidad de la litósfera bajo el área de estudio, realizamos mediciones de la componente vertical de la gravedad en 150 sitios que se ubicaron siguiendo aproximadamente el perfil electromagnético, como se muestra en la Figura 7. La gravedad relativa se midió con un gravímetro Lacoste-Romberg y la elevación de cada sitio fue estimada de manera precisa (± 0.5 m) usando dos receptores GPS en modo diferencial. Los datos observados se complementaron con datos gravimétricos del INEGI (INEGI, 1995a). La gravedad absoluta se determinó utilizando el dato disponible en un banco gravimétrico ubicado dentro del área de estudio. La anomalía de aire libre se obtuvo restando de la gravedad observada la gravedad teórica, calculada con la fórmula internacional de 1967, y considerando un gradiente vertical de 0.3086 mGal/m. Para obtener la anomalía de Bouguer comple-

ta (Figura 7) se calculó la atracción gravitacional debida a la topografía mostrada en la Figura 7, mediante el algoritmo descrito por García-Abdeslem y Martín-Atienza (2001). Utilizamos el modelo digital del terreno de INEGI (1995b) con nodos cada 100 m y una densidad de 2.67 g/cm³.

El mapa de anomalía de Bouguer muestra un mínimo que desciende hasta -50 mGal, y que se orienta al NW sobre el desierto de Vizcaíno y se extiende mar adentro a la bahía del mismo nombre. Este mínimo continúa al SE, pero se ve interrumpido por un angosto alto gravimétrico orientado al NE. Esto sugiere la presencia de dos grandes cuencas sedimentarias separadas estructuralmente por un bloque levantado. Los valores observados indican un gran contraste entre la densidad de los sedimentos y la de la roca cristalina del basamento. Además de la firma que corresponde a las cuencas antes descritas, se pueden observar valores positivos de 20 mGal sobre el terreno Cochimí en la península de Vizcaíno, mientras que valores negativos caracterizan al terreno Yuma en el extremo oriental del perfil.

La interpretación de los datos gravimétricos en términos de estructuras geológicas, sin información adicional independiente, que permita acotar el número de soluciones compatibles con los datos, es un ejercicio arriesgado. Sin embargo, utilizando el conocimiento del ambiente tectónico del área de estudio, es posible hacer una elección adecuada de la densidad de masa de los materiales que constituyen la corteza en el transecto Vizcaíno. La interpretación mostrada en la Figura 8 se basa en las siguientes suposiciones: 1) la densidad no cambia en la dirección perpendicular al perfil A-A', por lo tanto la anomalía de Bouguer fue interpretada usando un modelo en 2-D; 2) no hay cambios laterales de densidad por debajo de 50 km de profundidad, y 3) la litósfera oceánica subducente permanece bajo la corteza continental en el área de estudio.

En esta interpretación el modelo de corteza que se muestra en la Figura 8 está formado por seis polígonos de densidad constante. El panel superior muestra los datos observados junto con la gravedad calculada causada por el modelo mostrado en el panel inferior. La corteza oceánica subducida se modeló usando una capa de 10 km de espesor con densidad de 2.9 g/cm³, la cual se adelgaza y profundiza al oriente. Esta capa sobreyace litósfera del manto, modelada usando una densidad de 3.3 g/cm³. La corteza continental se modela usando una densidad de 2.85 g/cm³. En el lado oeste, las rocas de la corteza del terreno Cochimí se modelan con una densidad de 2.7 g/cm³. Esta unidad tiene un espesor de 15 km en el extremo occidental y se adelgaza al oriente. La cuenca sedimentaria Vizcaíno-Norte, la cual alcanza una profundidad máxima de 4 km fue modelada usando una densidad de 2.4 g/cm³. Al este del perfil, afloran granitoides del terreno Yuma que fueron modelados usando una densidad de 2.65 g/cm³.



Aún cuando este modelo preliminar necesita mejorarse y validarse usando otros esquemas de inversión, es poco probable que sus principales características desaparezcan. La rela-

Sin perder de vista la no-unicidad implícita en la modelación gravimétrica es posible obtener ciertos resultados concluyentes de la interpretación de la anomalía de Bouguer completa. Nuestra interpretación revela que el relleno sedimentario de la cuenca Vizcaíno Norte tiene un espesor del orden de 4 km. El modelo también sugiere que la corteza continental en el área de estudio tiene un espesor máximo de alrededor de 33 km. La placa subducida subyace a la corteza continental por lo menos a lo largo de 160 km y se profundiza hacia el Este con un ángulo de casi 10° . Este último resultado, al igual que el derivado del MT, es compatible con la idea de que bajo la corteza de Baja California permanecen restos de la micro-placa Guadalupe, que cesó su movimiento de subducción hace aproximadamente 12 Ma.

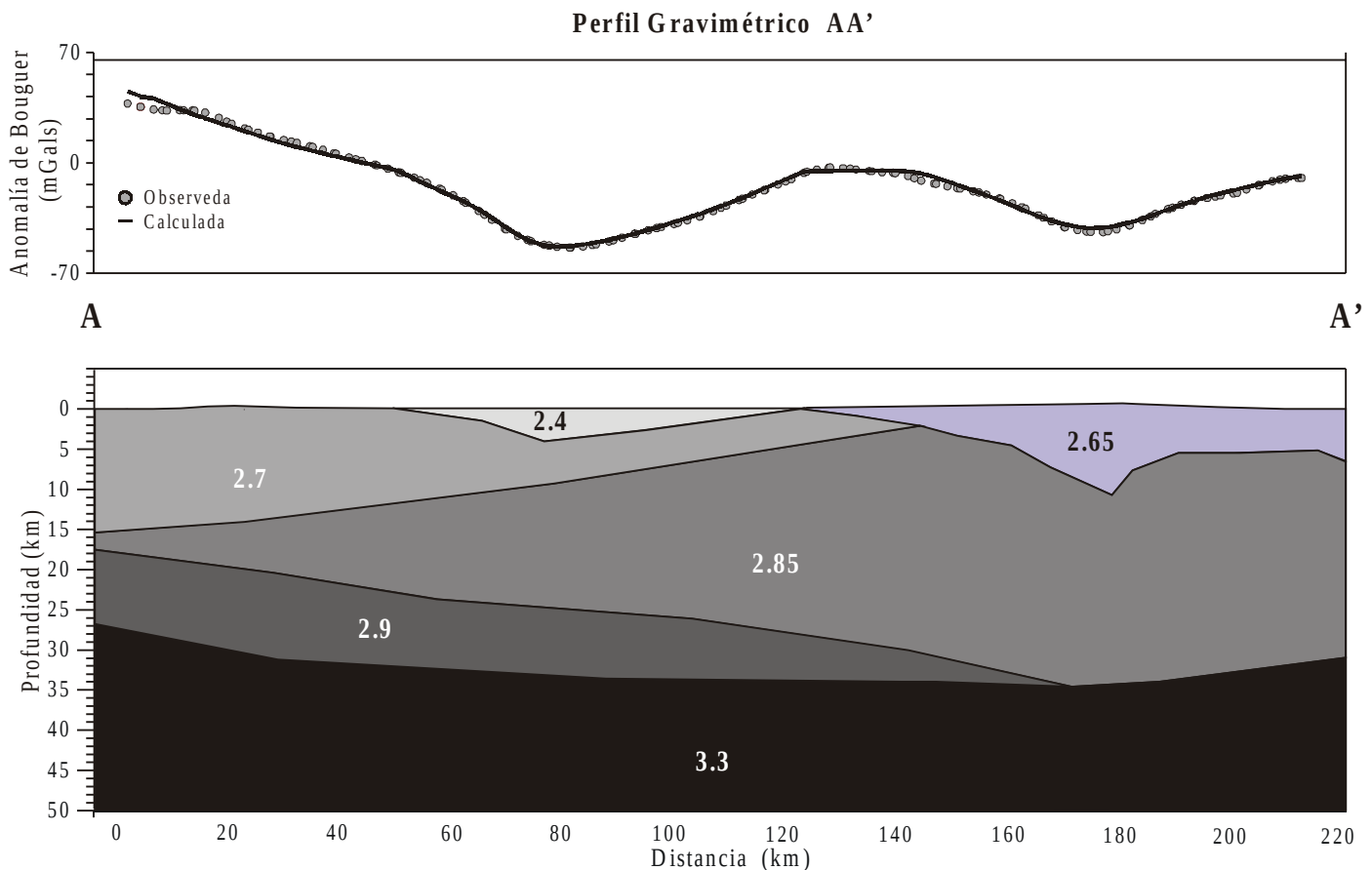


Figura 8. Modelo de densidades (g/cm^3) a lo largo del perfil AA' de la Figura 7. En el panel superior se comparan los datos observados con la respuesta del modelo mostrado en el panel inferior.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a todas las personas involucradas en las diferentes etapas del proyecto. En especial a Jorge Ramírez (UABC) y César Jaques (UNAM) por su participación en el trabajo de topografía con GPS; Jorge Ramírez también participó en el procesamiento de los datos gravimétricos; a Mario Vega por su ayuda en el trabajo de campo y en el procesamiento de datos; a Humberto Benítez, quien trabajó en varias de las figuras así como en el trabajo de campo, junto con Salvador Espinosa, Jaime Calderón y Manuel Parra. También se agradecen los comentarios de J. Arzate y un árbitro anónimo.

El apoyo financiero para este proyecto fue proporcionado por el CONACYT a través del convenio No. 25792-T.

REFERENCIAS

Atwater, T., and Stock, J.M., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update: *International Geological Review*, 40, 375-402.

Bohannon, R.G., and Parsons, T., 1995, Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions, *Geological Society of America Bulletin*: 107, 937-959.

Delgado-Argote, L.A., 1996, Actividades del proyecto geofísico marino y de sismica de refracción CORTES-P96, *GEOS*, v. 16, No. 2, p. 109-111.

DeMets, C.A., 1995, Reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion: *Geophysical Research Letters*, 22, 3545-3548.

Esparza, F.J., Pérez-Flores, M.A., Gallardo, L.A., and Gómez-Treviño, E., 1993, A simple method of magnetotelluric inversion in two dimensions: 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, *Expanded Abstracts*, v. 2, 1461-1463.

Flores, C., and Velasco, N., 1998, A comparative analysis between transient electromagnetic soundings and resistivity soundings in the Tres Vírgenes geothermal zone, México: *Geofísica Internacional*, 37, 183-190.

García-Abdeslem, J., and Martín-Atienza, B., 2001, A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model: *Geophysics*, 66, 1110-1115.

- Gómez-Treviño, E., 1996, Approximate depth averages of electrical conductivity from surface magnetotelluric data: *Geophysical Journal International*, 127, 762-772.
- INEGI, 1995a, Estaciones gravimétricas y bancos de nivel: *Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática*, Aguas Calientes, México.
- INEGI, 1995b, GEMA: Modelo digital de elevaciones para México: *Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática*, Aguas Calientes, México.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in: Gulf and peninsular province of the Californias, edited by J.P. Dauphin, and B.T. Simoneit: *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 47, Tulsa, Oklahoma, 87-125.
- Oskin, M., Stock, J.M., Lewis, C., and Martín-Barajas, A., 1999, Separation of Baja California from North America: New Constrains on timing and total separation, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 31(7), 294.
- Romo, J.M., and Gómez-Treviño, E., 2001, Series and parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor: *Geophysics* (submitted).
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México: *Boulder, Colorado, The Geological Society of America*, 153 p.
- Stock, J.M., and Lee, J., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?: *Tectonics*, 13, 1472-1488.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate, *Tectonics*, 8, 99-115.