

Análisis de estática residual en sísmica de reflexión desde el punto de vista de teoría inversa

G. Quiroga-Goode ¹ y R. Fernández ¹

¹ División de Ciencias de la Tierra, CICESE.

² Actualmente en: Department of Geophysics, University of Calgary, Alberta, Canadá.

Recibido: 21 de junio, 1990. Aceptado: 22 de octubre, 1990.

RESUMEN

Una vez realizadas las correcciones de estática de campo, la falta de continuidad en los reflectores de una sección sísmica puede estar aunada a efectos de estática residual, producto de heterogeneidades laterales, variaciones topográficas y/o variaciones en la velocidad de la capa intemperizada. Hemos desarrollado en este trabajo algoritmos para obtener y aplicar correcciones de estática residual en secciones sísmicas. El problema fue atacado desde el punto de vista de la teoría inversa. Los algoritmos fueron probados utilizando sismogramas sintéticos generados a partir de modelos geológicos en medios lateralmente heterogéneos. Los datos a invertir se obtienen mediante un esquema de "traza piloto" que emplea tiempos de arribo para un levantamiento organizado por agrupamientos de Punto Medio Común (PMC). Se evalúan las anomalías en tiempo asociadas a la fuente, el receptor y las estructuras a profundidad, con respecto a las estimaciones producto de la inversión de los datos. Una versión regularizante del estimador mínimo cuadrado entregó excelentes resultados en los ejemplos tratados.

PALABRAS CLAVE: Reflexión sísmica, estática residual, teoría inversa.

ABSTRACT

Even after proper field static corrections are applied, the lack of continuity in the reflection horizons in a seismic section can be attributed to residual static effects produced by lateral heterogeneities, topographic irregularities and/or changes in the velocity of the weathered layer. We have developed algorithms to obtain and apply residual statics corrections to seismic sections. The problem was tackled from the point of view of inverse theory. The algorithms have been tested using synthetic seismograms, generated from geologic models in laterally heterogeneous media. Data to be inverted are obtained by means of a scheme denoted as "pilot trace", which uses arrival times from Common Midpoint (CMP) gathers. We evaluate the associated time anomalies for the source, the receiver and the structure at depth, with respect to the estimated times obtained from the inversion of the data. A regularized version of the minimum square estimator gave excellent results for the models studied.

KEY WORDS: Reflection seismics, residual statics, inverse theory.

INTRODUCCION

En sismología de exploración, como en otras disciplinas de la Geofísica, el "ruido" geológico originado en la zona cercana a la superficie, en donde las propiedades elásticas de las rocas presentan cambios abruptos (aunados a las variaciones topográficas de la zona de estudio), tienden a distorsionar la información a profundidad. Estos efectos geológicos superficiales se manifiestan en forma de variaciones en el tiempo de arribo de las trazas sísmicas. A estas variaciones temporales se les denomina "estáticas", y se les llama de esta manera porque son invariantes o estáticas en el tiempo. El método más común para eliminar estos efectos de las trazas sísmicas es el de correcciones estáticas de campo (Yilmaz, 1987).

Se les suele llamar "estáticas residuales" a los tiempos anómalos presentes en los registros sísmicos, originados por gradientes laterales de velocidad cercanos a la superficie, así como aquellos causados por irregularidades en la topografía de la capa de intemperismo, y que no pudieron ser eliminados mediante las correcciones estáticas de campo. El

efecto de este fenómeno superficial se refleja en una pérdida de la coherencia en los eventos apilados en las secciones sísmicas, introduciendo estructuras geológicas ficticias, así como falsos indicadores de la presencia de hidrocarburos. Algunos de estos efectos no son producidos exclusivamente por anomalías superficiales, ya que existe una variedad de fenómenos geológicos a profundidad que pueden producir el mismo resultado. Esto trae consigo una dificultad adicional al buscar una solución al problema particular de estáticas residuales, y mucho dependerá de la habilidad del intérprete.

La contribución importante en estáticas residuales fue aportada por Taner *et al.* (1974). De estos trabajos se concluye que la contribución más fuerte en los tiempos diferenciales es debida a las estáticas de la fuente y del receptor para un levantamiento sísmico organizado en el plano del PMC. Una característica notable en este plano es que es casi insensible a la presencia de estructuras, además que el problema de la geometría se puede reducir al mínimo aplicando una función de velocidades aproximada.

Wiggins *et al.* (1976), hicieron un análisis espectral del problema apoyándose en teoría inversa y empleando el modelo propuesto por Taner *et al.* (1974). Paralelamente a este trabajo, Booker *et al.* (1976) realizaron un procedimiento para estimar anomalías estáticas residuales con longitudes de onda de cuatro a ocho veces la longitud del tendido, que es uno de los problemas principales al emplear tiempos de reflexión para calcular las correcciones estáticas residuales (el segundo es el problema del ruido). Ronen y Claerbout (1985) y Rothman (1986) presentaron alternativas para resolver el problema cuando la relación señal a ruido es baja. En particular, Rothman (1986) lo trata en forma no lineal. Ambos planteamientos producen resultados aceptables, aunque requieren un tiempo de cómputo excesivo. El problema ha sido tratado en el dominio de la frecuencia por Taner y Koehler (1981), obteniendo correcciones separadas, tanto para las amplitudes, como para la fase de las trazas sísmicas. Por su parte, Marcoux (1981) presentó un nuevo método basado en el espectro bidimensional de los tiempos de reflexión en función de las variables espaciales del PMC y las distancias entre la fuente y los receptores. Las ecuaciones resultantes dan una solución simple y explícita para cada componente espectral. Solamente emplea ejemplos sintéticos para demostrar la factibilidad de su método de solución.

El modelo matemático propuesto por Taner *et al.* (1974), consiste en expresar a los tiempos diferenciales como la suma de las siguientes contribuciones: (1) el tiempo asociado a una anomalía cercana a la fuente, (2) el tiempo debido a una anomalía asociada al receptor, (3) la contribución temporal de una estructura y (4) el tiempo residual debido a una corrección errónea por geometría. A los dos primeros términos se les denomina estática de la fuente y estática del receptor, respectivamente.

Una vez establecido el modelo para los tiempos diferenciales, el problema consiste en obtener de los datos los tiempos debidos a las anomalías estáticas y eliminarlos de las trazas sísmicas. El cálculo de las correcciones se lleva a cabo en dos etapas que forman parte de un esquema global de dos o más iteraciones. La primera de las etapas consiste en correlacionar las trazas con una traza de referencia. La segunda consiste en la reducción de los corrimientos medidos, de acuerdo con el modelo descrito con anterioridad. Una vez aplicadas las correcciones estáticas residuales a los agrupamientos de PMC, es conveniente hacer otro análisis de velocidad, actualizando de esta manera las correcciones dinámicas. En seguida se vuelve a iterar calculando nuevas correcciones estáticas, esperando que en la segunda o sucesivas iteraciones, las correcciones sean mínimas.

Las correcciones estáticas residuales, a diferencia de las correcciones estáticas de campo, se basan en un proceso computacional automatizado que logra su efectividad debido a la estadística del problema (en los tiempos de reflexión), por lo que este proceso mejora conforme mayor sea la multiplicidad, esto es, conforme aumente el porcentaje de apilamiento del levantamiento sísmico.

El objetivo de este trabajo consiste en desarrollar e incorporar un algoritmo numérico que realice las correcciones estáticas residuales en el paquete de procesamiento de datos sísmicos SIOSEIS del Departamento de Geofísica Aplicada del CICESE (Henkart, 1985), empleando el modelo matemático de Taner *et al.* (1974). Para ello se utilizó la metodología de la inversa generalizada dentro de un esquema general de teoría inversa.

El algoritmo fue probado considerando primero ejemplos sintéticos sin ruido. Se simuló la respuesta de tres modelos geológicos en medios lateralmente heterogéneos, empleando dos técnicas. La primera, generando sismogramas sintéticos en medios lateralmente homogéneos, e introduciendo en ellos corrimientos de tiempo, con el fin de simular el efecto de heterogeneidades superficiales de velocidad. En la segunda, obteniendo la respuesta sísmica de un modelo heterogéneo, empleando la técnica de trazado de rayos en dos dimensiones (Cerveny y Psencik, 1983). En seguida se seleccionaron los sismogramas sintéticos de uno de los modelos con el objeto de añadirles ruido aleatorio y múltiples, para aproximar la situación real de campo. A los datos sintéticos se les aplicó análisis de velocidad y correcciones dinámicas. Los tiempos para estimar las correcciones estáticas se obtienen con un esquema llamado de "traza piloto".

A partir de los tiempos diferenciales así calculados se estimaron las correcciones mediante un proceso de inversión. Después de aplicar estas correcciones se hizo una comparación con las secciones sísmicas sin corregir. Los resultados han sido bastante satisfactorios.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA INVERSO Y METODO DE TRAZA PILOTO

El modelo ampliamente utilizado para representar el problema de estáticas residuales está dado por Taner *et al.* (1974).

$$\Delta T_{ij} = S_i + R_j + G_k + M_k \quad X_{ij}^{-2} \quad (1)$$

donde S_i es el tiempo debido a una anomalía estática cercana a la i -ésima posición de la fuente, R_j es el tiempo debido a una anomalía estática cercana a la j -ésima posición del receptor, G_k es el tiempo debido a una estructura en el k -ésimo agrupamiento de PMC. M_k es el tiempo residual debido a una corrección dinámica errónea en el k -ésimo PMC, (con unidades de s/m^2) y X_{ij} es la distancia entre la i -ésima fuente y el j -ésimo receptor. Finalmente, i es el índice de la posición de la fuente, j es el índice de la posición del receptor y $k = i + j - 1$ es el índice del agrupamiento de PMC. ΔT_{ij} es el tiempo diferencial en la j -ésima traza del i -ésimo punto de tiro.

La ecuación (1) se aplica a cada combinación fuente-receptor y es común que para una línea de observación se tengan más datos (ΔT 's) que incógnitas S_i , R_j , G_k y M_k . Esto genera un sistema de ecuaciones lineales que puede ser expresado matricialmente en la forma

$$y = A x, \tag{2}$$

donde y es el vector de observaciones (datos), x el vector de incógnitas (modelo) y A es la matriz de coeficientes, que representa el mapeo del espacio del modelo al espacio de los datos.

En la figura 1 se presenta un ejemplo sencillo de la forma del operador A , que corresponde a una geometría de campo (ver figura 2) en la cual se emplearon 6 receptores por tendido y se desplazó la fuente en seis ocasiones. Nótese que la matriz A , que describe la geometría del problema, está formada en su mayoría por ceros; el número de

	1.....	1.....	1.....	4.....
	1.....	.1.....	.1.....	.9.....
	1.....	..1.....	..1.....	..16.....
	1.....	...1.....	...1.....	...25.....
	1.....1.....1.....36.....
	1.....1.....1.....49.....
	.1.....	.1.....	.1.....	.4.....
	.1.....	..1.....	..1.....	..9.....
	.1.....	...1.....	...1.....	...16.....
	.1.....1.....1.....25.....
	.1.....1.....1.....36.....
	.1.....1.....1.....49.....
	..1.....	..1.....	..1.....	..4.....
	..1.....	...1.....	...1.....	..9.....
	..1.....1.....1.....	..16.....
	..1.....1.....1.....	..25.....
	..1.....1.....1.....	..36.....
	...1.....	...1.....	...1.....	...49.....
	...1.....1.....1.....	...4.....
	...1.....1.....1.....	...9.....
	...1.....1.....1.....	...16.....
	...1.....1.....1.....	...25.....
	...1.....1.....1.....	...36.....
1.....1.....1.....49.....
1.....1.....1.....4.....
1.....1.....1.....9.....
1.....1.....1.....16.....
1.....1.....1.....25.....
1.....1.....1.....36.....
1.....1.....1.....49.....
1.....1.....1.....4.....
1.....1.....1.....9.....
1.....1.....1.....16.....
1.....1.....1.....25.....
1.....1.....1.....36.....
1.....1.....1.....49.....
Redundancia	666666	12345654321	112233333332211	112233333332211

Fuente	Trazas	Parámetros	Observaciones
4	4	31	16
16	4	103	64
6	6	49	36
24	6	157	144
24	24	211	576
100	24	667	2400

Fig. 1. Forma del operador directo A en el problema de estáticas residuales.

elementos diferentes de cero en cada columna representa la redundancia de ecuaciones por incógnita. Se puede observar que los parámetros asociados a S_i tienen todos el mismo número de ecuaciones. Sin embargo, en los parámetros R_j , G_k y M_k , la redundancia va aumentando hacia el centro, hasta 6 en R_j y 3 en G_k y M_k , respectivamente. El número de observaciones es pocas veces igual al número de parámetros a estimar, de manera que se define una solución x que minimice a $Ax - y$ en algún sentido. El método tradicional para resolver este problema ha sido el de mínimos cuadrados, para el cual se calcula un vector x que minimice la suma de los cuadrados de $(Ax - y)_i$ (Lines y Treitel, 1984; Santosa y Symes, 1989).

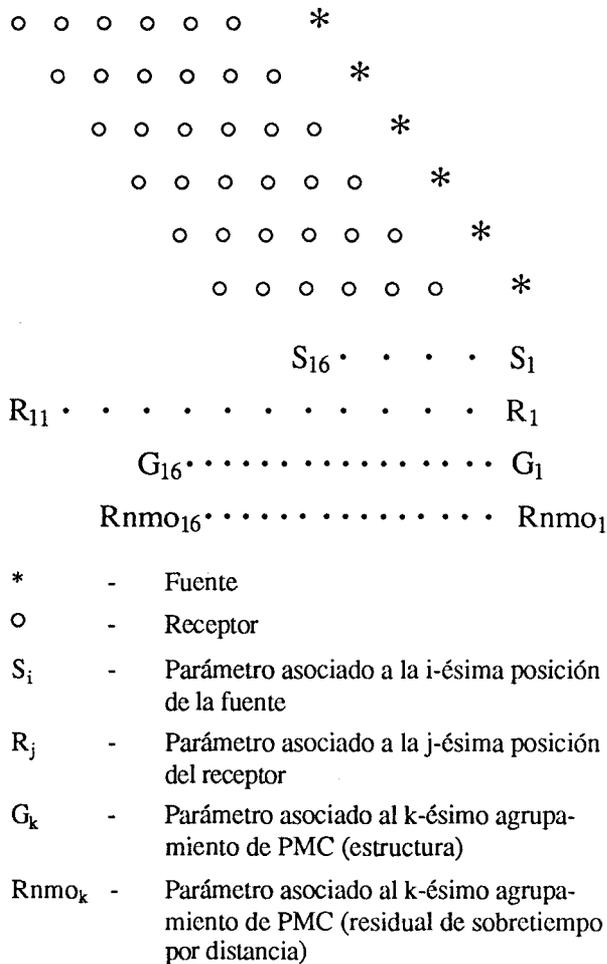


Fig. 2. Levantamiento sísmico y su relación con los parámetros del modelo.

La solución de mínimos cuadrados al problema inverso está dada por

$$x = (A^T A)^{-1} A^T y \quad \text{ó} \quad (3)$$

$$x = H y, \quad (4)$$

donde

$$H = (A^T A)^{-1} A^T \quad (5)$$

es el operador inverso. El problema inverso de estáticas residuales planteado de esta manera no tiene solución única, ya que la matriz $A^T A$ es singular. Esto significa que el número de ecuaciones linealmente independientes es menor que el número de parámetros y existen ciertas componentes espectrales de la solución que no están determinadas en las observaciones. Empleando la metodología de la inversa generalizada podemos encontrar una solución para aquellas componentes que sí están bien determinadas en el sistema (Wiggins *et al.*, 1976).

Aplicando descomposición espectral al operador directo A (Lanczos, 1961) obtenemos

$$A = U \Delta V^T \quad (6)$$

y sustituyendo en (3)

$$x = H y = V \Delta^{-1} U^T y \quad (7)$$

donde

$$H = V \Delta^{-1} U^T \quad (8)$$

es el operador inverso generalizado o inversa generalizada

La matriz Δ es diagonal y está formada por los valores singulares λ_i diferentes de cero. Estos usualmente están acomodados en orden decreciente, al igual que los vectores singulares de las dos matrices de la descomposición v y u .

La solución (7) expresada en notación índice está dada por

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^p v_i \{u_i^T y / \lambda_i\} \quad (9)$$

y representa una sumatoria de los p vectores singulares que conforman el espacio de los parámetros v_i , ponderada por el escalar $u_i^T y / \lambda_i$, que representa la amplitud del i -ésimo componente espectral v_i .

La distribución de los errores en los datos (y) es en ocasiones no-gaussiana y desafortunadamente los métodos de inversión por mínimos cuadrados son bastante sensibles a desviaciones de la normalidad. Esto se traduce estadísticamente hablando a que la inversión mínimo cuadrática no sea robusta (Huber, 1981). Esta falta de robustez trae consigo soluciones oscilantes o "rugosas" para las cuales es necesario emplear métodos regularizantes. Actualmente el método más popular de regularizar el problema inverso es aplicar una ponderación a la inversión mínimo cuadrática. Esta ponderación no resuelve el problema estadístico de robustez, sin embargo, provee en ocasiones de soluciones suaves.

Bajo ésto en mente, introduciendo la ponderación propuesta por Marquardt (1970), tenemos

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^p v_i \left\{ u_i^T y \lambda_i / (\lambda_i^2 + \epsilon) \right\} \quad (10)$$

Ahora, empleando la metodología de la inversa generalizada, se tiene una solución del sistema lineal al imponer n-p restricciones asociadas con los n-p valores singulares iguales a cero. Esto se logra haciendo

$$u_i^T y = 0, \quad i = p + 1, \dots, n \quad (11)$$

La solución minimiza tanto el error en la predicción, como su norma (la más simple)

$$\text{mín } \{ (y - Ax)^T (y - Ax) + x^T x \} \quad (12)$$

La bondad de la estimación o error en la predicción, está dada por

$$E = (y - Ax)^T (y - Ax) \quad (13)$$

que representa la diferencia cuadrática entre las predicciones y los datos.

Una característica del estimador mínimo cuadrático, empleando la inversa generalizada, estriba en poder seleccionar una solución, vía truncamiento de la sumatoria en (9), cuando el funcional E (ecuación 13) es mínimo. Es decir, cuando la respuesta del modelo obtenido y los datos observados, sean muy semejantes.

Finalmente, nos resta describir el método utilizado para

obtener los tiempos diferenciales (método "traza piloto"). La forma de obtener estos tiempos diferenciales es mediante correlaciones entre las trazas sísmicas. La función de correlación está definida por

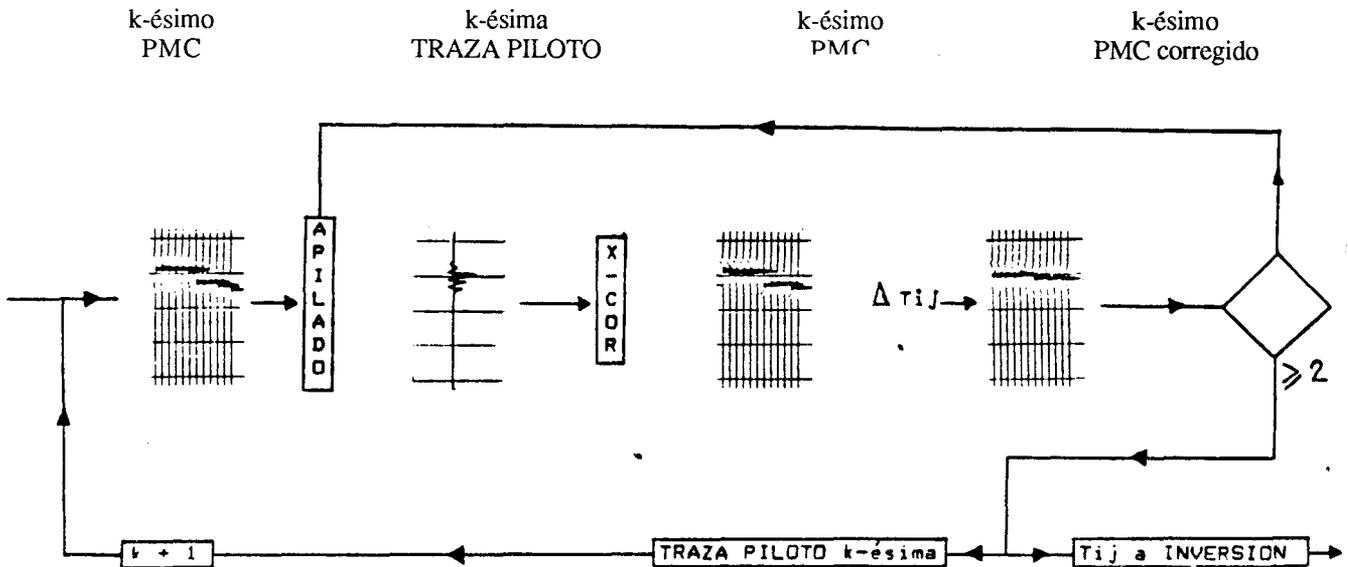
$$\delta(\tau) = F_i(t) * F_j(t - \tau) / F_i(t)^2 \cdot F_j(t)^2, \quad (14)$$

donde

- F_i es una traza fija de referencia.
- F_j es la j-ésima traza del levantamiento sísmico.
- F^2 es la potencia de las respectivas trazas.
- τ es un corrimiento (en número de muestras) entre las trazas y corresponde a ΔT en la ecuación (1).

El procedimiento para obtener los corrimientos τ consiste en seleccionar una ventana temporal en los agrupamientos de PMC (una vez aplicadas las correcciones dinámicas), que incluya un evento reflejado que (a) se encuentre lo suficientemente profundo tal que el efecto residual de la corrección por geometría sea mínimo y (b) con buena relación señal a ruido.

Empleamos la metodología de la "traza piloto" de Ronen y Claerbout (1985). El procedimiento consiste en construir una "traza piloto" apilando las trazas de un agrupamiento de PMC, para sustituir la traza base o de referencia. De esta manera se reduce la incertidumbre (con el inverso del número de trazas que la forman) de que la traza apilada se encuentre influenciada por ruido o estática residual. En la figura 3 se observa el diagrama de flujo de esta metodología.



- T_{ij} - Tiempo para el cual TRAZA PILOTO y traza i-ésima están alineados
- i - ésima traza
- j - ésimo punto de tiro

Fig. 3. Diagrama de flujo del esquema de "traza piloto".

El método de la "traza piloto" tiene la desventaja de utilizar más iteraciones para obtener el máximo de los coeficientes de correlación en los agrupamientos si la relación señal-ruido es baja. En este trabajo, el algoritmo de "traza piloto" fue diseñado empleando un procesador de arreglos por lo que se ha podido reducir considerablemente el tiempo de cómputo.

MODELADO SINTETICO Y RESULTADOS

Con el objeto de evaluar los algoritmos desarrollados, que incluyen un esquema de "traza piloto" y el método de inversión, se simularon levantamientos sísmicos de campo sobre tres modelos geológicos con medios lateralmente heterogéneos. En esta simulación se utilizaron 24 detectores por cable y se desplazó la fuente en 20 ocasiones, logrando una multiplicidad máxima en el perfil de 1200 por ciento.

Para los modelos 1 y 2 se generaron sismogramas sintéticos obtenidos por medio del paquete de procesamiento de datos sísmicos SIOSEIS (Henkart, 1985). La distancia entre los detectores fue de 100 m al igual que el espaciamiento entre las estaciones de la fuente. La distancia mínima fuente-receptor fue de 100 m.

Para el tercer modelo, los sismogramas sintéticos fueron generados empleando un paquete de modelado sísmico que hace uso de la técnica de trazado de rayos en dos dimensiones SEIS 83, (Cerveny y Psencik, 1983), la distancia entre detectores fue de 150 m al igual que la distancia entre las estaciones de la fuente. La distancia mínima fuente-re-

ceptor fue de 300 m.

El modelo 1 se presenta en la figura 4. Se simuló la respuesta de una estructura geológica con interfaz reflectora plana y se introdujeron corrimientos temporales a los sismogramas con el fin de emular la inhomogeneidad superficial de menor velocidad que el medio adyacente, ubicada entre las estaciones 10 y 20. Estos corrimientos temporales tienen la contribución de las estáticas de la fuente y de los receptores. No se simuló un tiempo residual de la corrección por geometría (M_k en la ecuación 1).

Una fracción de cada uno de los corrimientos, que son los tiempos relacionados con la estática de la fuente, corresponden a los parámetros teóricos S_i , $i = 1, \dots, 20$. Obsérvese en la figura 5(a) que estos parámetros comienzan a mapear la anomalía a partir de la décima segunda estación. Esta anomalía tiene un ancho de aproximadamente una tercera parte de la longitud del cable. Para calcular los parámetros teóricos de la estática de los receptores R_j , $j = 1, \dots, 43$ se estimó el tiempo que tomarían cada uno de los rayos emergentes al cruzar la anomalía en cada una de las estaciones. Nótese en la figura 5(b) que la anomalía es detectada de la décima primera a la décima novena estación.

En la figura 5(c) los parámetros teóricos relacionados con la estructura G_k , $k = 1, \dots, 62$ tienen contribución nula debido a que la interfaz reflectora es plana. Por último, en la figura 5(d) se encuentra la anomalía estática de la fuente y la de los receptores en cada una de las estaciones.

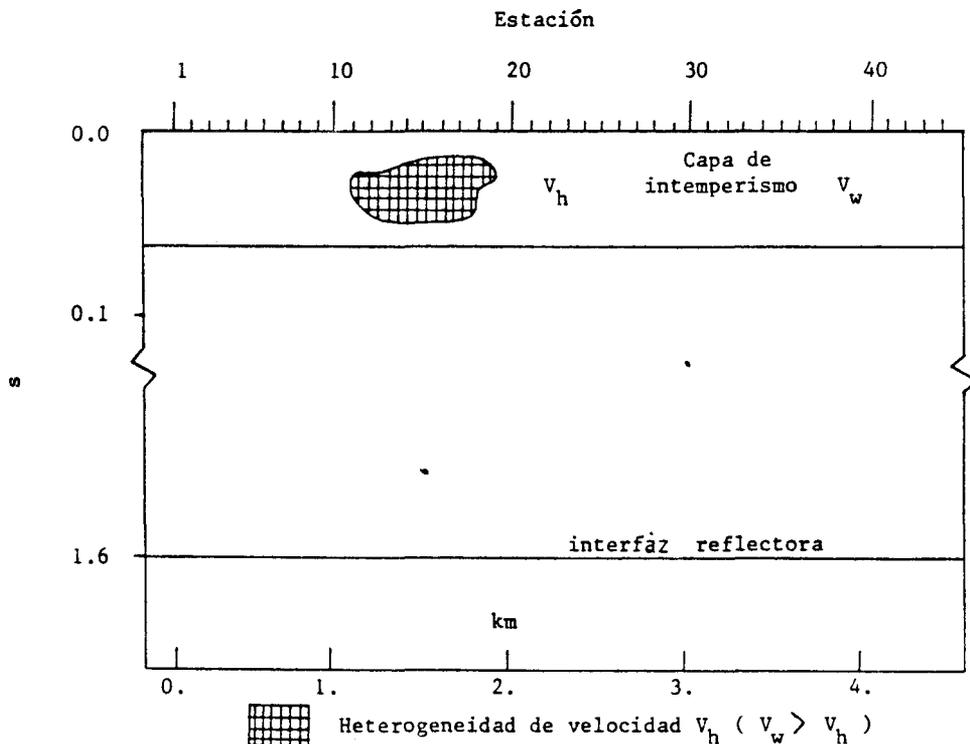


Fig. 4. Modelo geológico 1, mostrando heterogeneidad superficial de velocidad y reflector plano.

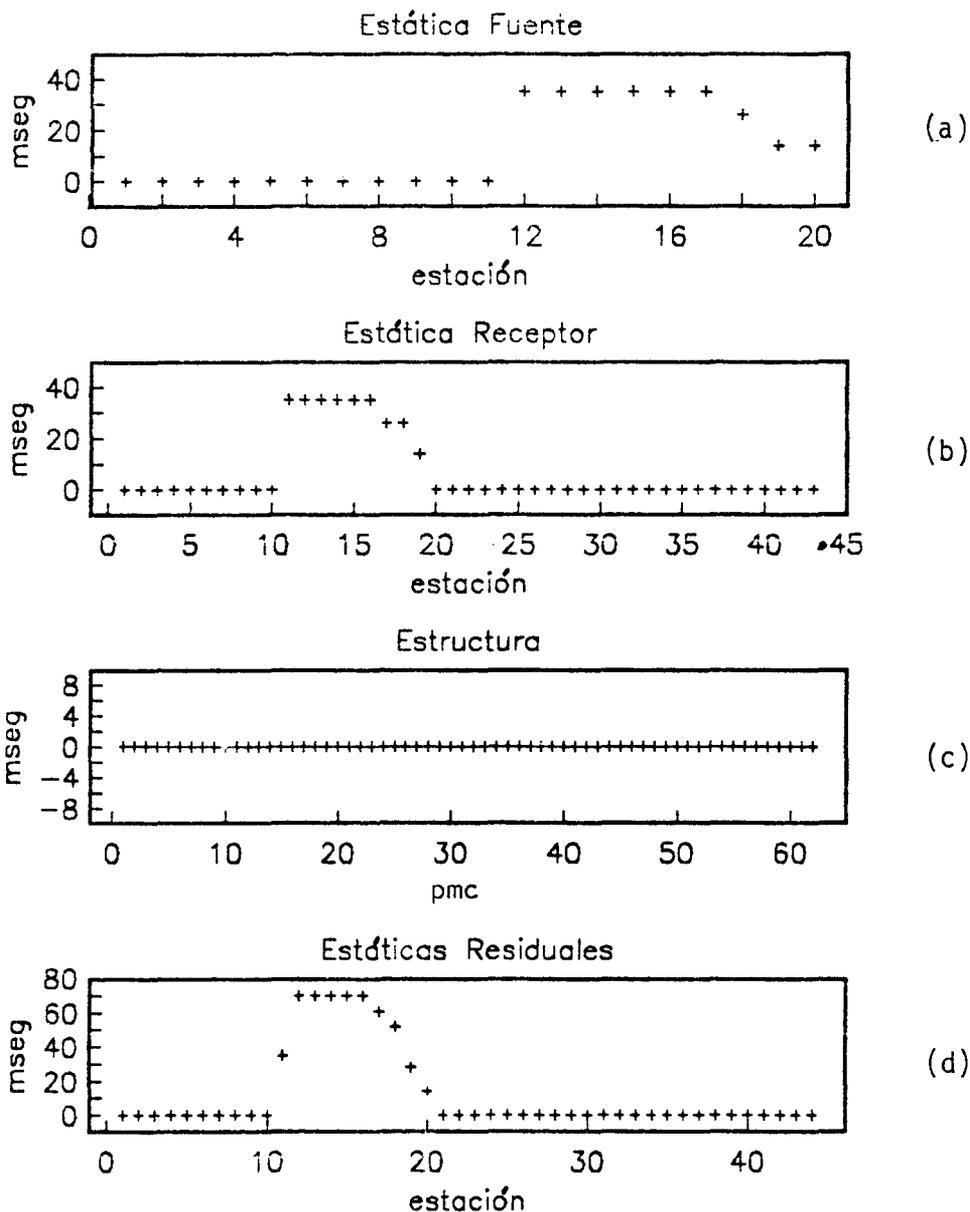


Fig. 5. Modelo teórico de las anomalías estáticas correspondientes al modelo sintético 1. La interfaz reflectora es horizontal.

Las trazas fueron organizadas por agrupamientos de PMC que se muestran en la figura 6(a). Los agrupamientos del 25 al 37 fueron afectados en mayor grado que los 41 al 53 por estática residual para este modelo. Obsérvese la desviación de las ondículas de la trayectoria hiperbólica en las trazas afectadas por estática residual. Al aplicar las correcciones dinámicas a los agrupamientos de la figura 6, se puede observar en la figura 7 una respuesta pobre en las secciones apiladas debida al desalineamiento de las ondículas.

La sección sísmica apilada de la figura 8(a) corresponde al modelo geológico 2. Este modelo incluye heterogeneidades superficiales a todo lo largo de la capa de baja velocidad, además de una estructura de 105 ms de cierre a 1.6 s

como se muestra en la figura 8(b). La velocidad en estas heterogeneidades es relativamente mayor para las que tienen hachurado horizontal, y menor para las de hachurado vertical, que la velocidad en la capa intemperizada.

Las trazas del levantamiento fueron organizadas por agrupamientos de PMC, corregidas por geometría y apiladas (figura 8). Las barras verticales en la parte superior de la figura 8(a) corresponden a la cobertura del apilamiento. En esta sección apilada, difícilmente se puede hacer una interpretación geológica.

El comportamiento de las anomalías estáticas teóricas (figura 9(a) y (b)) incluye variaciones muy locales y de baja magnitud, como entre las estaciones 21 y 35, que tie-

nen longitudes de onda de aproximadamente una octava parte de la longitud del cable y 20 ms de amplitud. Por otra parte, se encuentra una anomalía entre la primera y la trigésima estación, que tienen una longitud de 1.4 veces la longitud del cable y una magnitud de 60 ms.

Es importante hacer notar que la ubicación de la inhomogeneidad en el primer modelo fue seleccionada en la zona en la que la multiplicidad es máxima, mientras que en el segundo, estas anomalías se encuentran distribuidas a todo lo largo del modelo. Esto se hizo con el propósito de conocer el desempeño de la inversión en función de la cobertura del subsuelo.

La sección sísmica apilada de la figura 10(a) corresponde al tercer modelo geológico (figura 10 (b)). Esta sección sísmica apilada fue obtenida después de ordenar las trazas y aplicar correcciones dinámicas (previo análisis de velocidad) y presenta un cambio en la forma del evento reflejado entre los PMC 15 y 45. En la etapa de interpretación geológica

de esta sección, podría cuestionarse si la pérdida de la continuidad en el reflector es indicativa de la presencia de alguna estructura geológica o un entrapamiento estratigráfico a profundidad, quizá un lente de arena. Sin embargo, un análisis más cuidadoso revela que esto podría ser efecto de inhomogeneidades superficiales, ya que el patrón presentado coincide en los mismos PMC (entre 15 y 45) para todos los reflectores.

En la construcción del tercer modelo, se especificó en cada capa la distribución de velocidades en los nodos de una malla rectangular. En la capa de intemperismo (con un espesor de 40 m) se incluyó una heterogeneidad superficial en forma de un bloque vertical de alrededor de 1400 m de extensión horizontal por 35 m de altura. Su distribución de velocidades puede apreciarse en la figura 11. Se incluye además en esta figura la porción superior del campo de velocidades de la primera capa consolidada. La figura tiene una exageración vertical de x110.

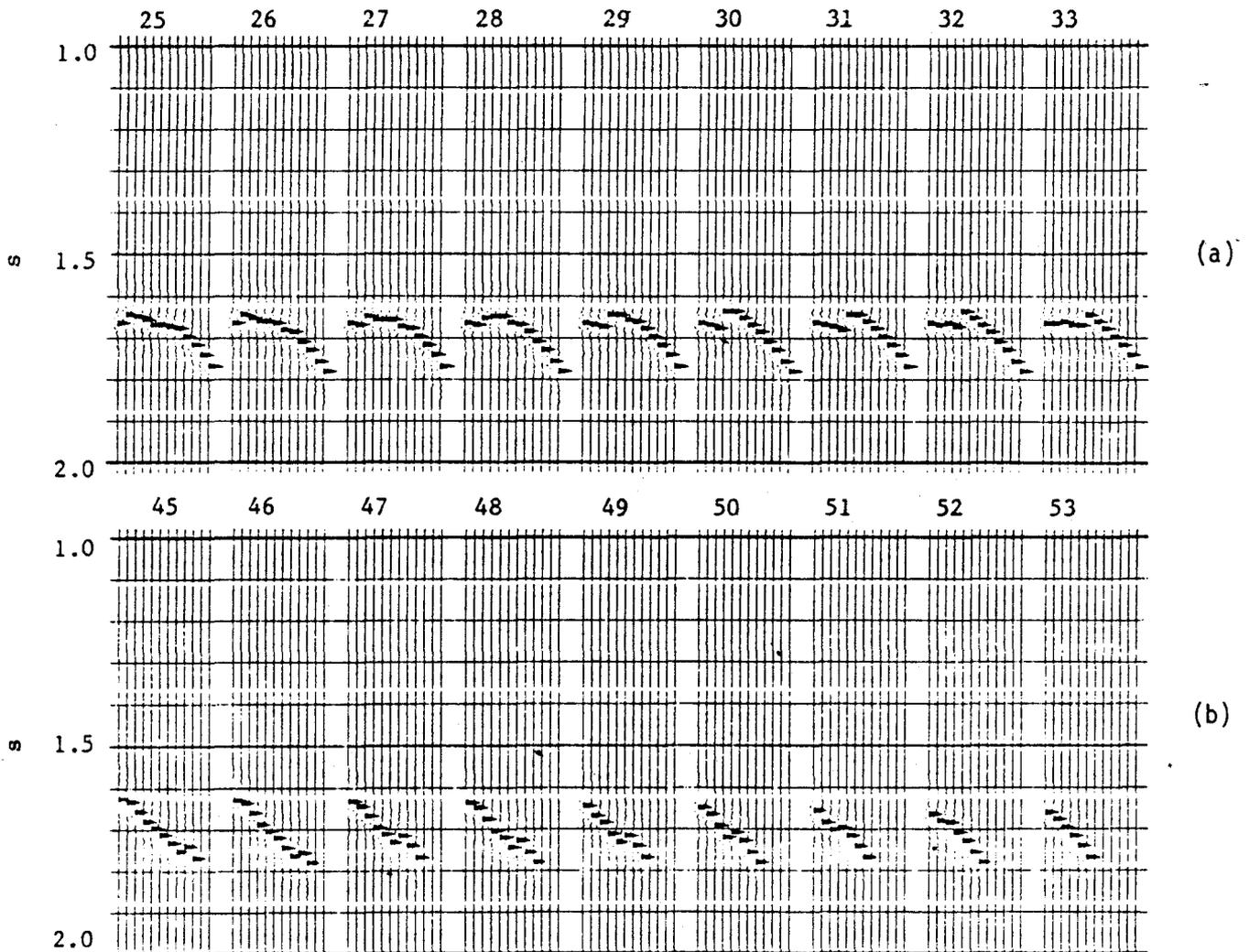


Fig. 6. Agrupamientos sintéticos pertenecientes al modelo 1; (a) con efecto severo de estática y (b) afectados en menor grado.

En la figura 12 se presentan cuatro de los sismogramas sintéticos correspondientes a los puntos de tiro 7 a 10, que fueron afectados en mayor grado por estática residual. Obsérvese la forma en que la anomalía superficial de velocidad está siendo detectada a medida que el levantamiento sísmico progresa (de izquierda a derecha). La anomalía se encuentra entre las trazas 8 y 20 para el punto de tiro 7, mientras que para el punto de tiro 8, ésta se encuentra entre las trazas 7 y 19, y en el punto de tiro 10, entre 5 y 15, aproximadamente.

Con el objeto de aproximar la situación real del campo, se consideró ruido aleatorio y múltiples. Estos fueron añadidos a los sismogramas sintéticos. En la figura 13 se encuentran dos de los mismos sismogramas de la figura 12 y además los pertenecientes a los puntos de tiro 1 y 2 con ruido (distribuido normalmente con media cero y con un 30% de la amplitud del evento reflejado a 0.6 s). Las amplitudes y fases de los múltiples fueron calculados con el algoritmo de trazado de rayos.

En estos registros, que fueron graficados de 0.5 a 3.0 s, los alineamientos a 1.45, 1.62, 2.0 y 2.9 s corresponden a los múltiples, los cuales tienen amplitudes más débiles que las reflexiones. Además, se puede apreciar un cambio de fase en uno de ellos (2.0 s). En el sismograma del punto de tiro 10, difícilmente se logra ver algún evento, a excepción del que se encuentra a 1.3 s debido a que la inhomogeneidad tiene mayor contribución.

RESULTADOS DE LA INVERSION

Modelo 1

La figura 14 muestra la estimación de los parámetros resultantes de la inversión de los datos del modelo 1 cuando son incluidos todos los componentes espectrales en la ecuación (9). Se puede observar una diferencia significativa en la magnitud de las estimaciones de los parámetros de la fuente comparados con los teóricos (ver figura 5). De igual

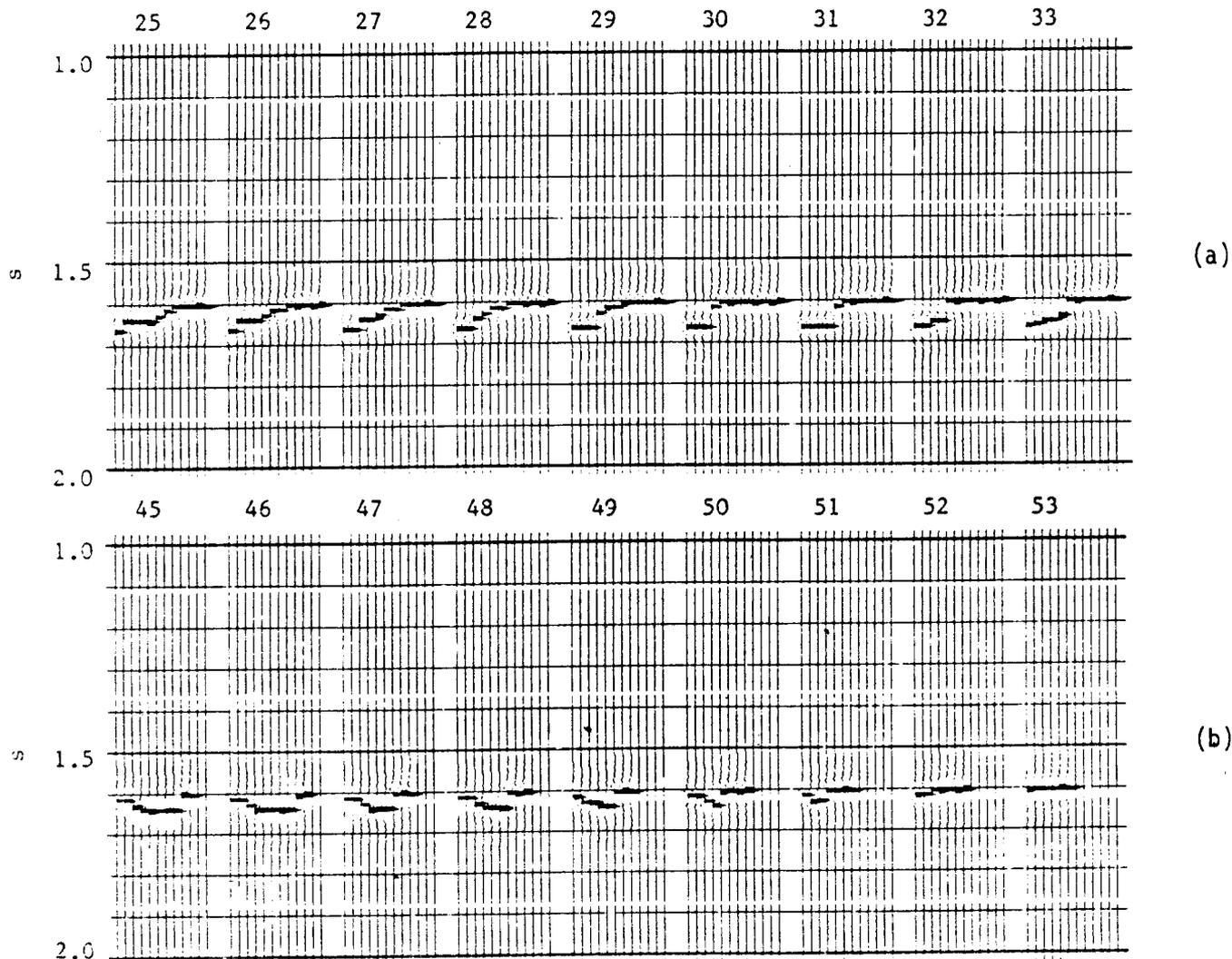


Fig. 7. Agrupamientos de la figura 6 (a y b) con correcciones dinámicas.

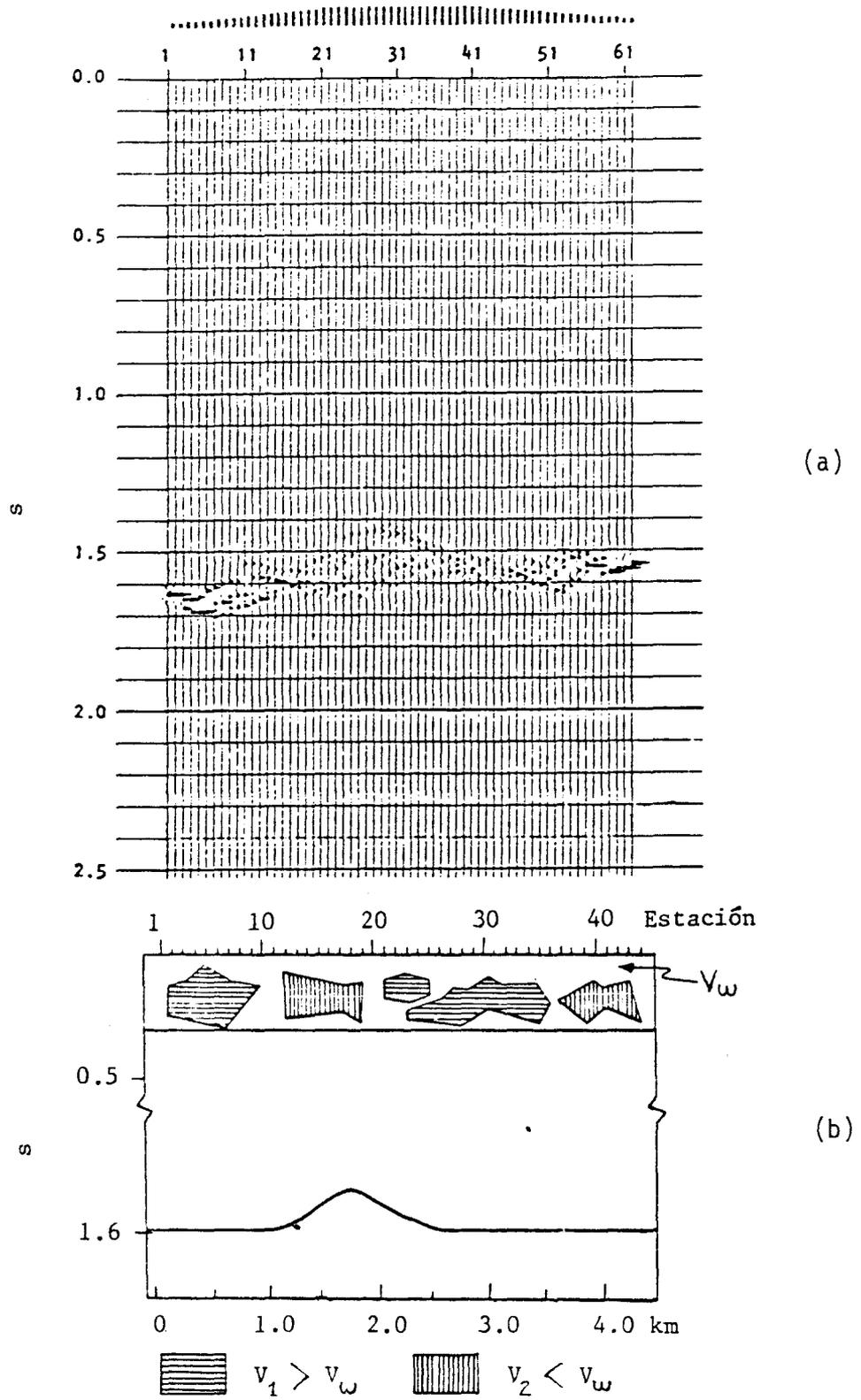


Fig. 8. Sección sísmica apilada (a) del modelo geológico (b).

manera, en las estimaciones de los parámetros relacionados con los receptores, se observa una diferencia notable. Las estimaciones de los parámetros correspondientes a la estructura son diferentes a los teóricos en casi todos ellos, sobre todo en los extremos. A pesar de que existen diferencias en las estimaciones con respecto al modelo teórico, se puede observar en términos generales una similitud en tendencias. Esto quiere decir que la inversión pudo recuperar al menos la ubicación espacial de la anomalía estática y su velocidad, con respecto al medio encajonante (de mayor velocidad).

Las estimaciones ponderadas de la anomalía estática en las distintas estaciones debidas a la fuente y a los receptores fueron introducidas en las trazas sintéticas. Comparando los agrupamientos de PMC corregidos por estática residual de

la figura 15 con los que no se encuentran corregidos (figura 7), se puede observar una gran diferencia, pues las ondículas afectadas por estáticas han sido alineadas en su gran mayoría. Algunas trazas todavía muestran un efecto residual, principalmente en los agrupamientos 29 a 36, debido a que en las estaciones 20 a 34 el modelo teórico y el estimado difieren ligeramente. Para resolver esto, bastaría con volver a utilizar el método de traza piloto hasta lograr el objetivo de alinear la ondícula del reflector de interés.

Modelo 2.

Siguiendo un procedimiento similar al utilizado en el caso anterior, se obtuvieron los tiempos debidos a las anomalías estáticas residuales en cada una de las estaciones,

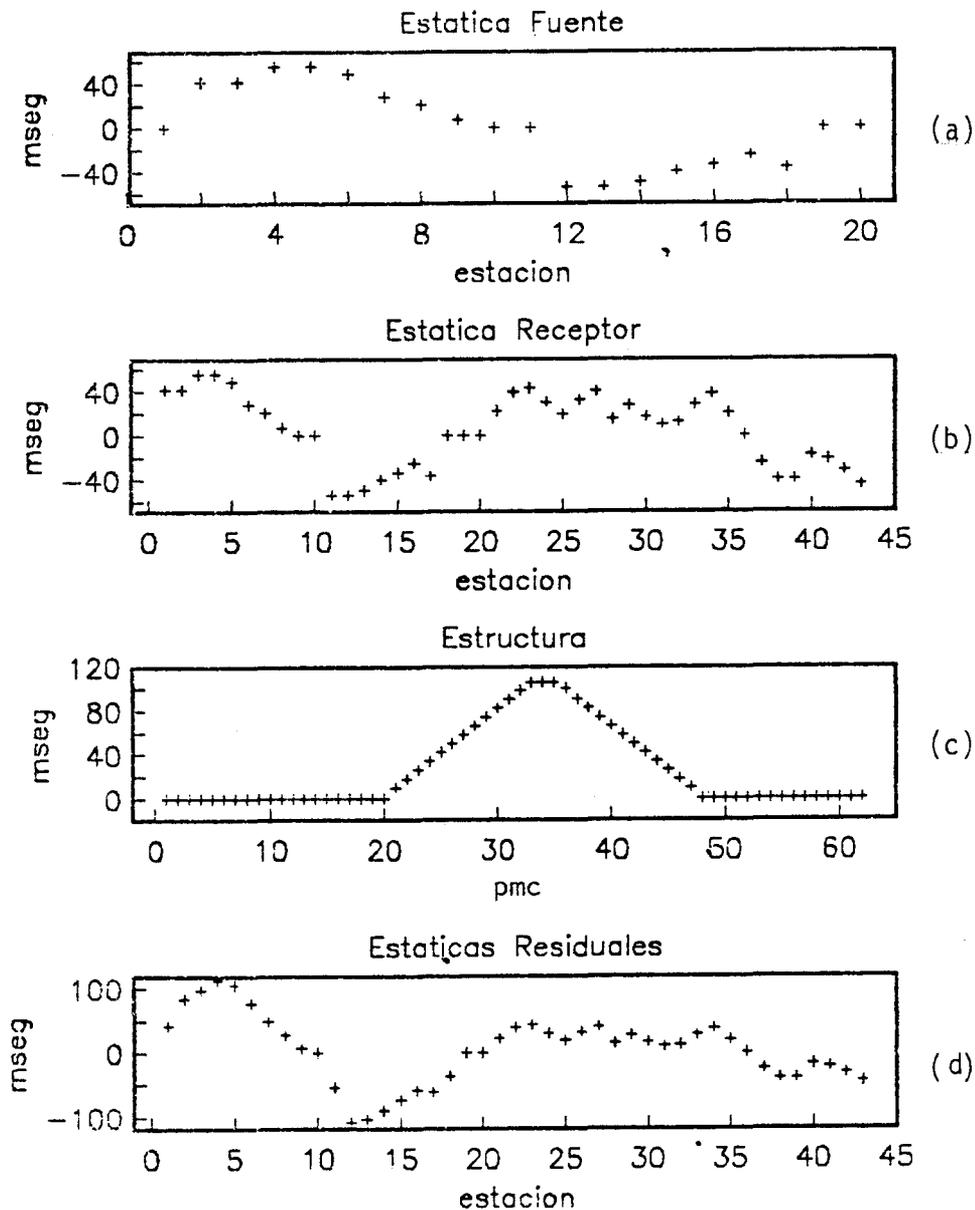


Fig. 9. Modelo teórico de las anomalías superficiales de velocidad pertenecientes al modelo sintético 2.

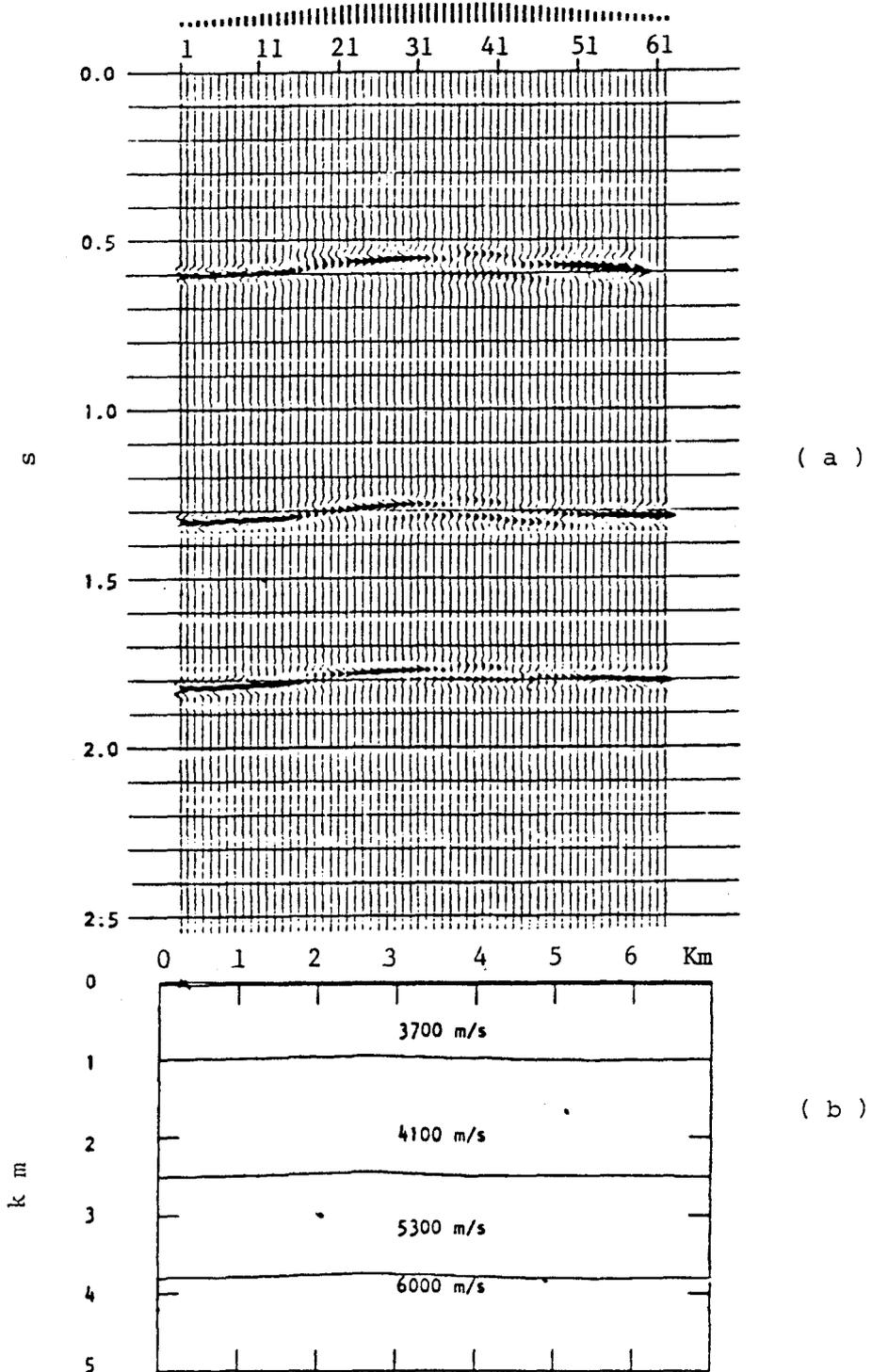


Fig. 10. Sección sísmica apilada (a) correspondiente al modelo geológico 3 (b).

tanto para la fuente como para los receptores. La sección sísmica que resulta después de haber apilado las trazas corregidas por estáticas residuales y por geometría, se muestra en la figura 16. Se alcanza a apreciar claramente la estructura en la porción central de la interfaz, aunque ligeramente subestimada (en 10 ms). Compárese con la sección sin corregir de la figura 8(a).

Los residuales mostraron convergencia hasta para el último vector singular, aunque en una forma más lenta para los últimos 30. Esto es debido a que el parámetro de Marquardt (ecuación (10)) impone gradualmente mayor peso a medida que el nivel de importancia de los componentes es-

pectrales disminuye, logrando estabilización en la inversión.

Dentro del proceso iterativo se calcularon nuevamente correcciones estáticas para los agrupamientos corregidos por primera vez y se utilizó el método de traza piloto. La sección sísmica corregida por segunda vez (figura 17) tiene mejor resolución en la porción de la interfaz donde anteriormente se notaba una pérdida de enfocamiento, aunque la estructura se ve aplanada en la parte superior (porción central). Se puede observar una gran diferencia entre las secciones sísmicas antes (figura 8(a)) y después de aplicar las correcciones estáticas residuales (figura 17).

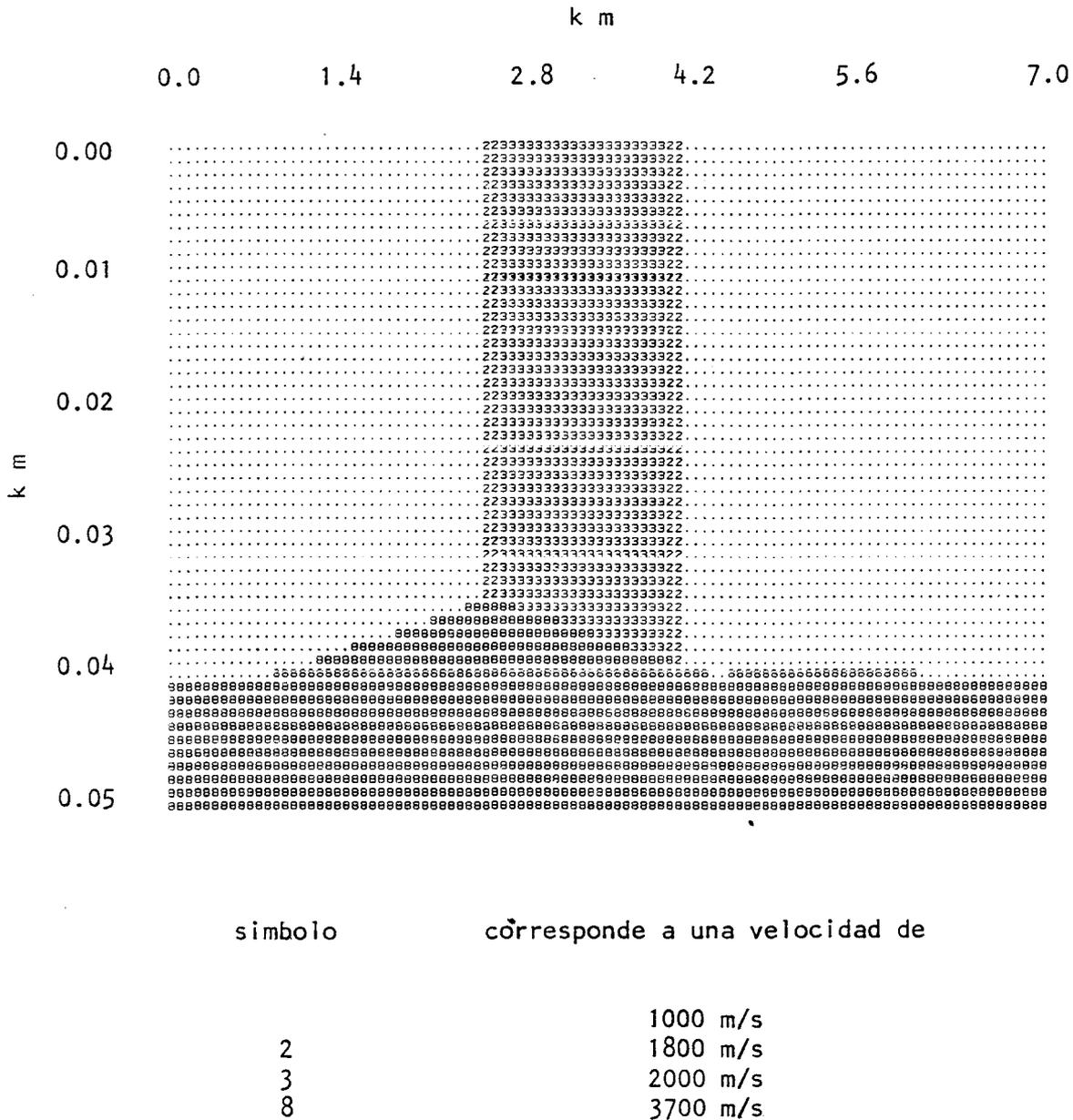


Fig. 11. Campo de velocidades en la capa de intemperismo y parte superior de la primera capa consolidada. Nótese el cambio lateral de velocidad en la superficie así como la diferencia en las escalas horizontal y vertical. La base de la capa intemperizada tiene un relieve de cinco metros. Esta estructura de velocidades pertenece al modelo geológico 3 de la figura 10 (b).

Modelo 3

Los residuales y la norma de la solución para este caso observan el mismo comportamiento que en las inversiones para los modelos sintéticos 1 y 2, es decir, convergen rápidamente con los primeros 90 vectores singulares, y de una manera más lenta para los últimos. Como en este caso no se tienen parámetros teóricos para comparar las estimaciones, observemos la sección sísmica con las correcciones es-

táticas aplicadas. Antes de obtener la sección apilada se procedió a introducir las correcciones en cada traza del levantamiento sísmico en los agrupamientos crudos (que no tienen corrección por geometría) con el objeto de hacer un nuevo análisis de velocidad. La nueva función de velocidades, obtenida mediante la técnica de barrido, mostró cambios de hasta 200 m/s con respecto a la primera.

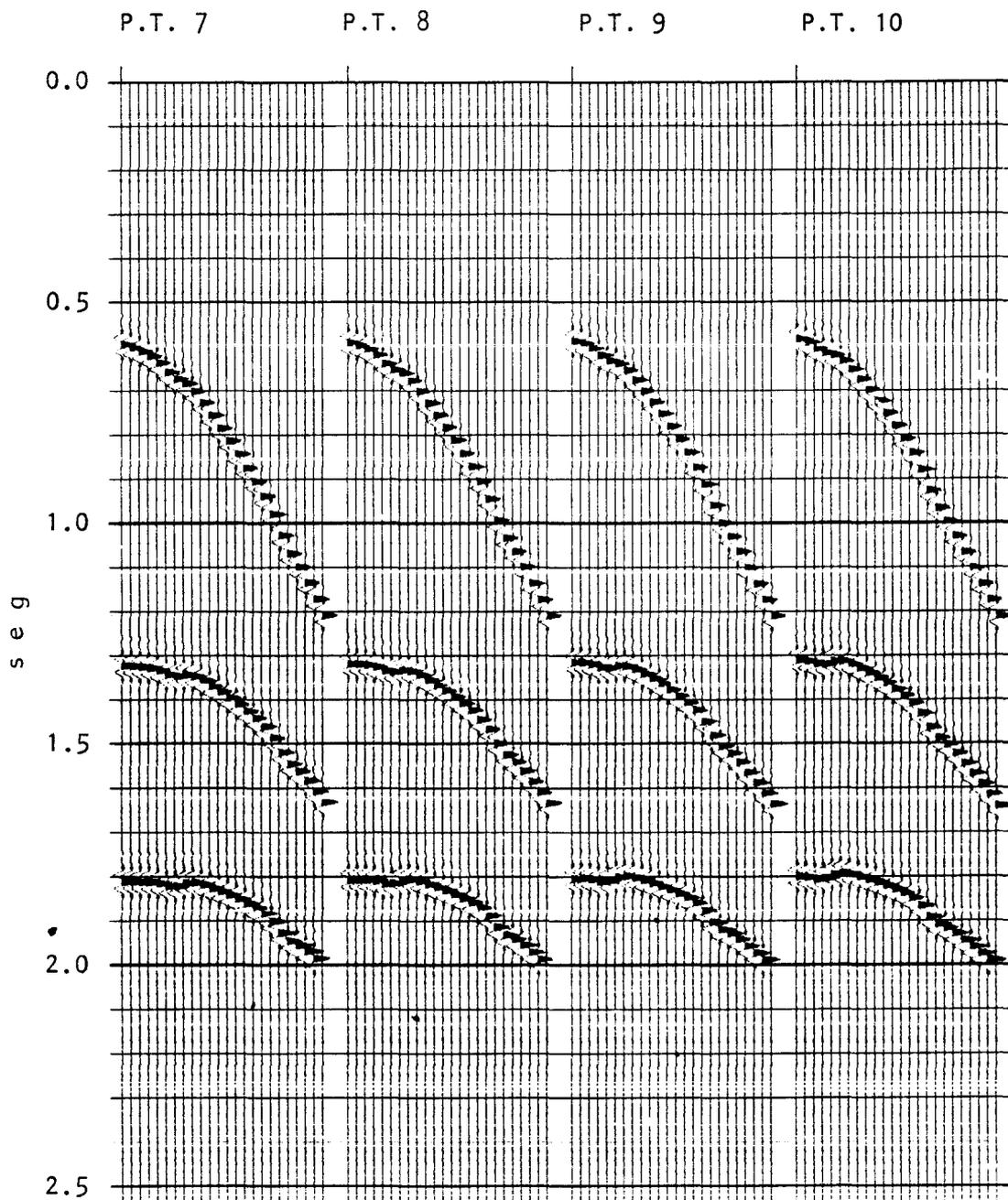


Fig. 12. Sismogramas sintéticos obtenidos del modelo 3. Nótese la desviación de las trayectorias hiperbólicas en las trazas afectadas por estática residual. Puntos de tiro 7, 8, 9, 10.

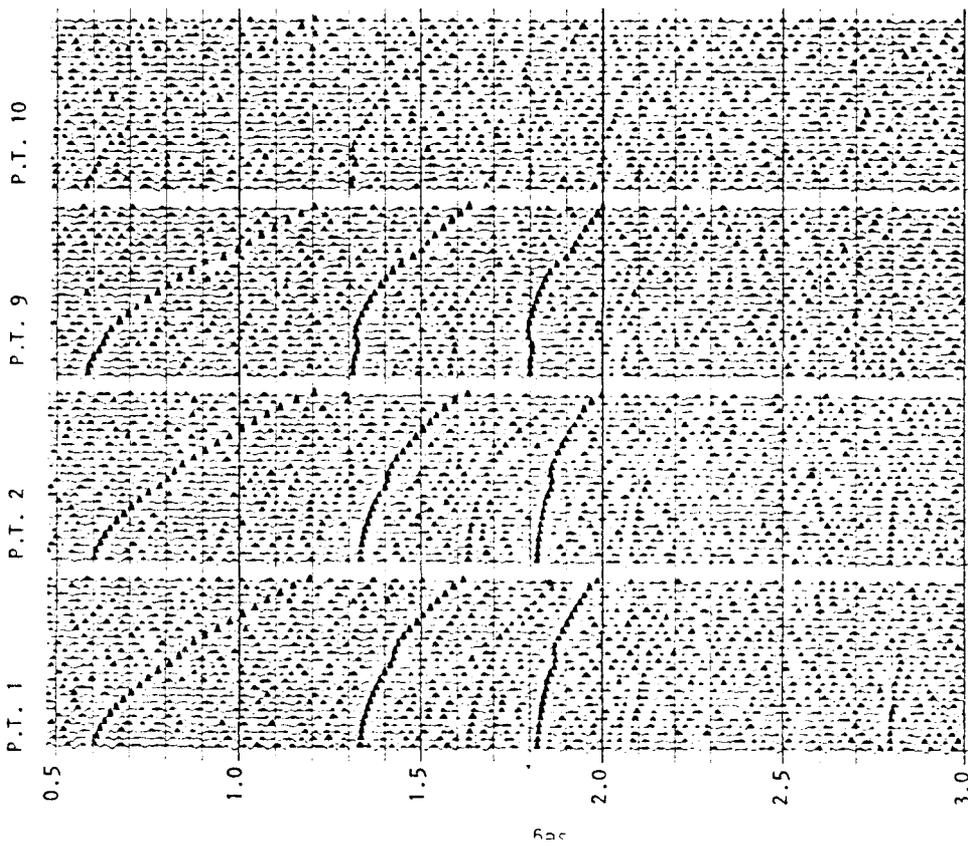
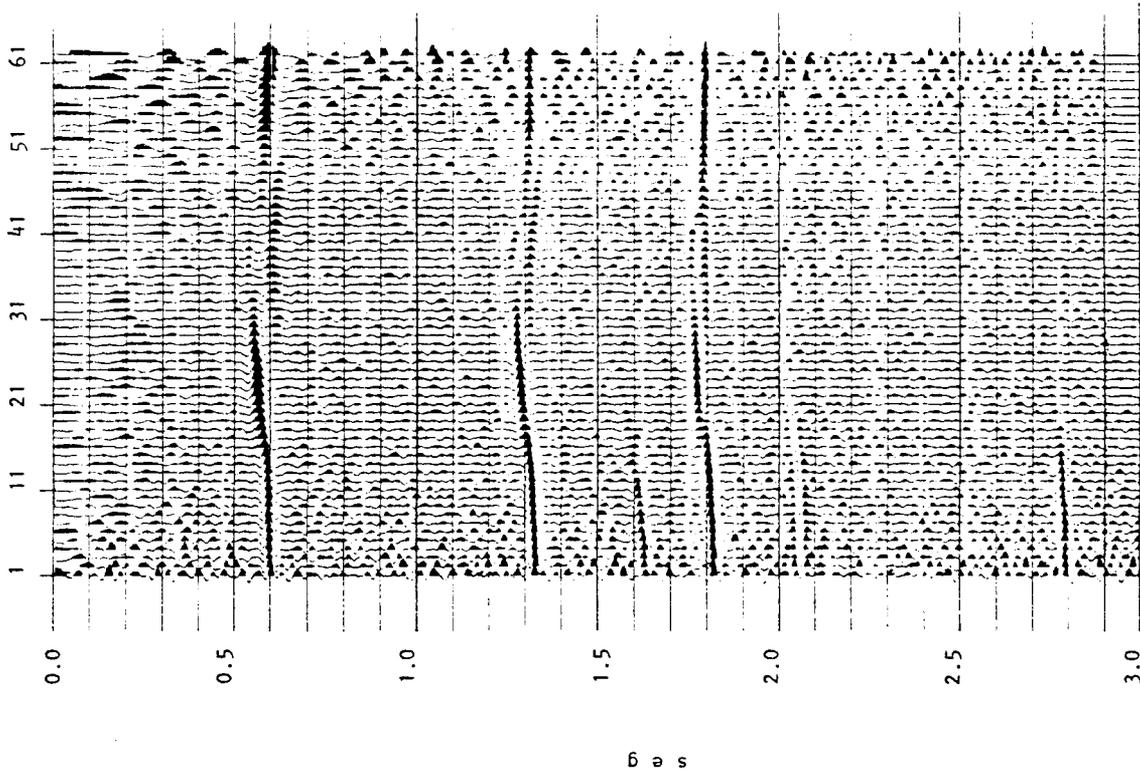


Fig. 13. Sismogramas sintéticos (tiros 1, 2, 9, 10) (a) con ruido aleatorio y múltiples.
Sección apilada (b) correspondiente al modelo geológico 3.

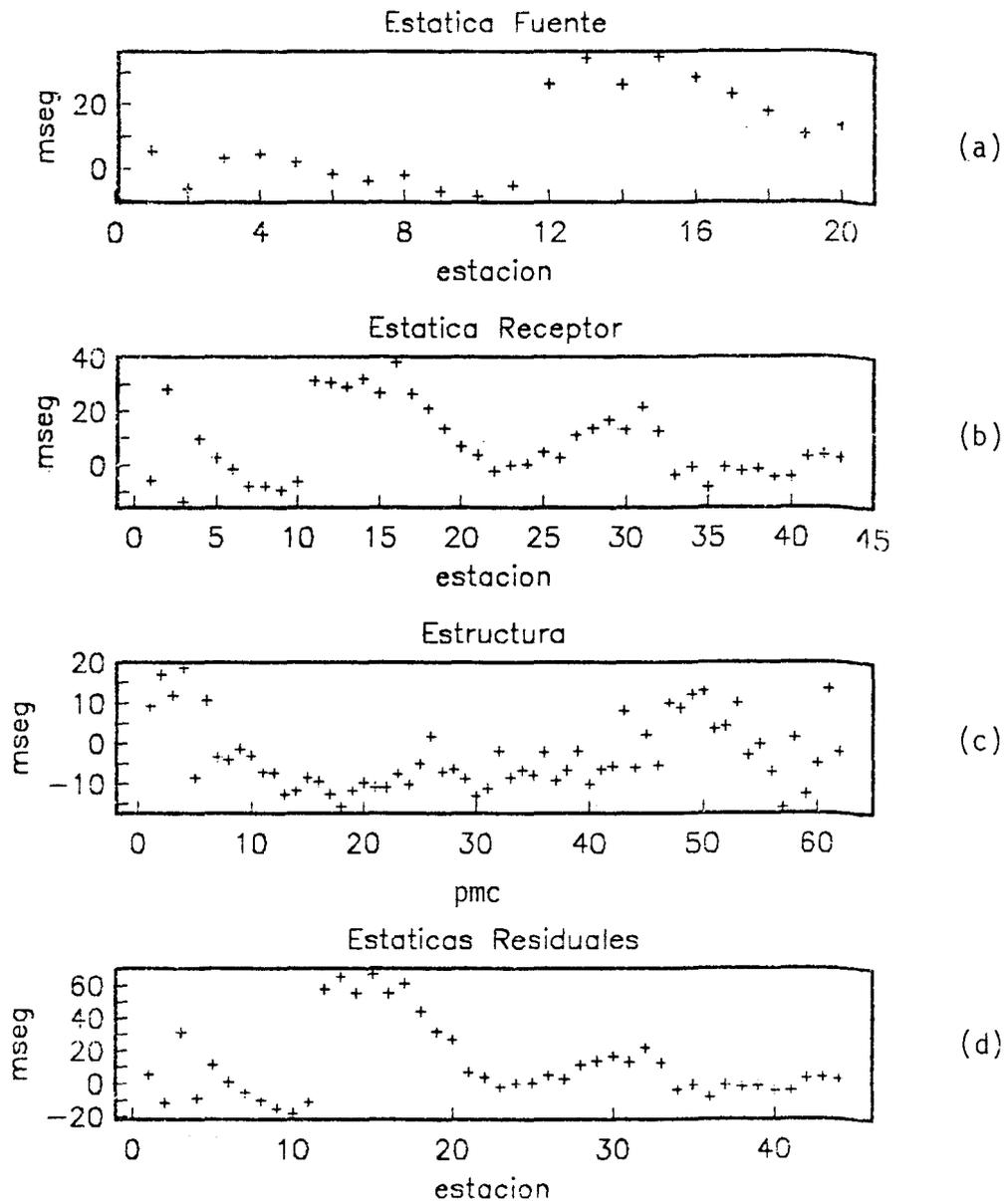


Fig. 14. Resultado de la inversión de los datos del modelo sintético 1. Las estáticas residuales son la suma de la estática de la fuente y del receptor en cada estación.

La sección sísmica corregida por geometría y por estática residual y con la nueva función de velocidades se presenta en la figura 18. Esta sección corregida muestra una franca mejoría con respecto a la sección inicial (figura 10 (a)).

Modelo 3 con ruido

Para concluir con esta sección de inversión de datos sintéticos, se presentan las estimaciones de los datos del modelo 3 con ruido. En este caso es necesario incluir en el es-

quema de inversión, información previa de la forma de la matriz de covarianza. Esta se construye como una matriz diagonal con los inversos de los errores de los datos observados, suponiendo que éstos no estén correlacionados. Se normalizan datos y ecuaciones con la estimación que se tenga de los errores. El efecto de dicha normalización estriba en que, al ponderar los datos y sus respectivas ecuaciones, estamos dándole mayor importancia a aquellos que fueron obtenidos con mayor precisión.

El problema inverso se modifica a (Hatton *et al.*, 1986)

$$x = (A^T Cyy^{-1} A + \epsilon^2 I)^{-1} A^T Cyy^{-1} y \quad (15)$$

$$x = (A^T A' + \epsilon^2 I)^{-1} A^T y'$$

donde

$$A' = Cyy^{-1/2} A \quad y \quad y' = Cyy^{-1/2} y \quad (16)$$

que se obtiene derivando el funcional

$$E = (y - Ax)^T Cyy^{-1} (y - Ax) + \epsilon^2 x^T x \quad (17)$$

con respecto a las incógnitas e igualando a cero la ecuación. Reduciendo lo anterior y expresándolo en notación índice resulta en

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^p v_i \left\{ u_i^T y' / \lambda_i / \lambda_i^2 + \epsilon^2 \right\} \quad (18)$$

Los resultados de la inversión de los datos sintéticos del modelo 3 con ruido, se presentan en la figura 19. En la tercer gráfica de la figura 19, las estimaciones de los parámetros de la estructura no fueron bien determinadas, pues en los PMC de 48 a 62 la interfaz tiene una variación de 160 ms, mientras que en el modelo geológico (figura 10 (b)) ésta solamente tiene un levantamiento muy suave en la porción central de aproximadamente 50 ms. Por otro lado, las estimaciones de los parámetros asociados con la fuente y los receptores presentan cambios muy abruptos de una estación a otra. Las estáticas residuales presentan la anomalía entre las estaciones 16 y 25, lo cual coincide aproximadamente con el modelo geológico. Sin embargo, hacia el final del perfil aparecen otras anomalías inexistentes en el modelo.

De los residuales (figura 20) se puede observar que la forma del ajuste entre la respuesta del modelo calculado y los datos observados es muy lenta en los primeros 90 vectores singulares pero se incrementa rápidamente del 90 al

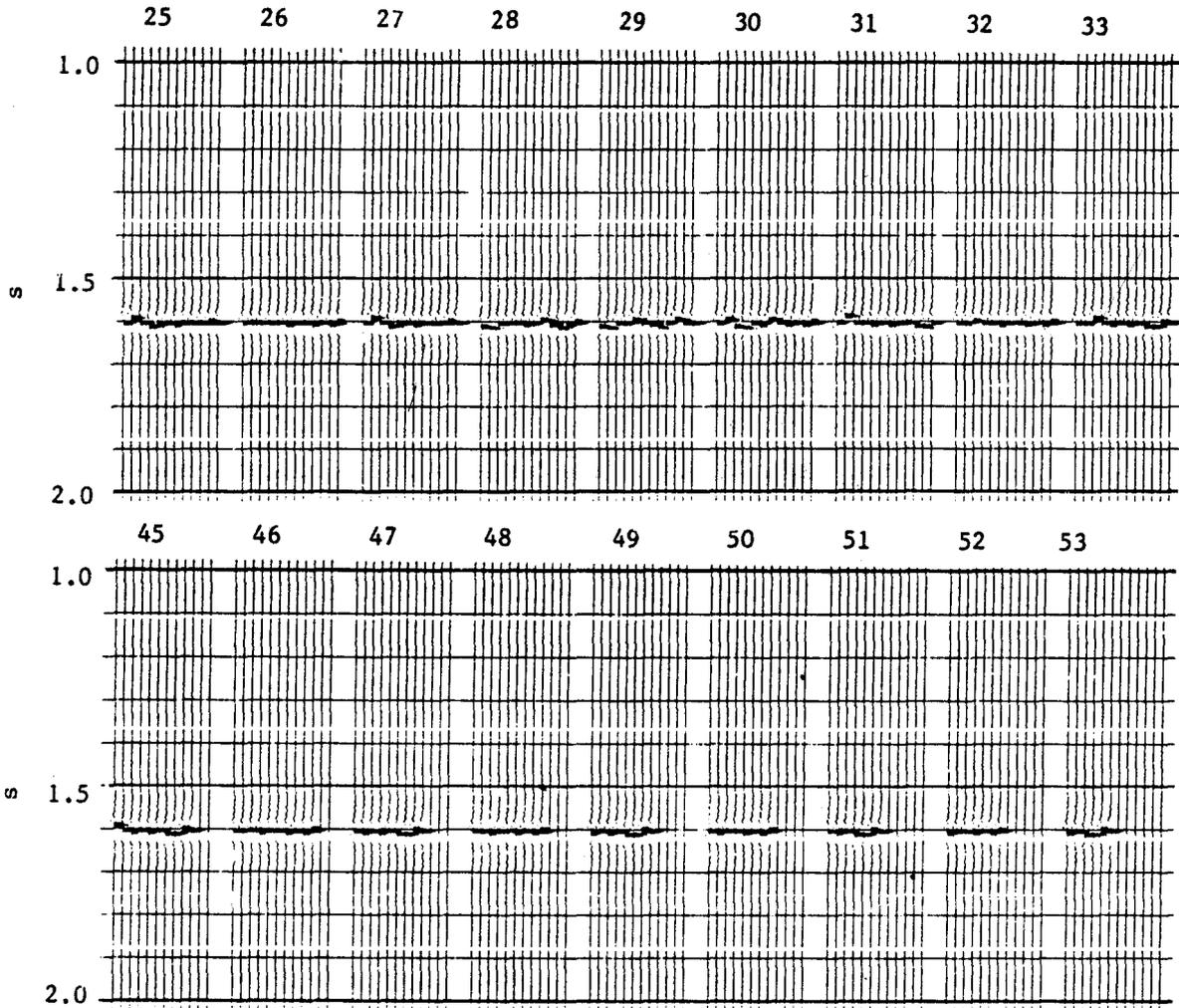


Fig. 15. Agrupamientos en PMC corregidos por geometría y estática residual (primera corrección).

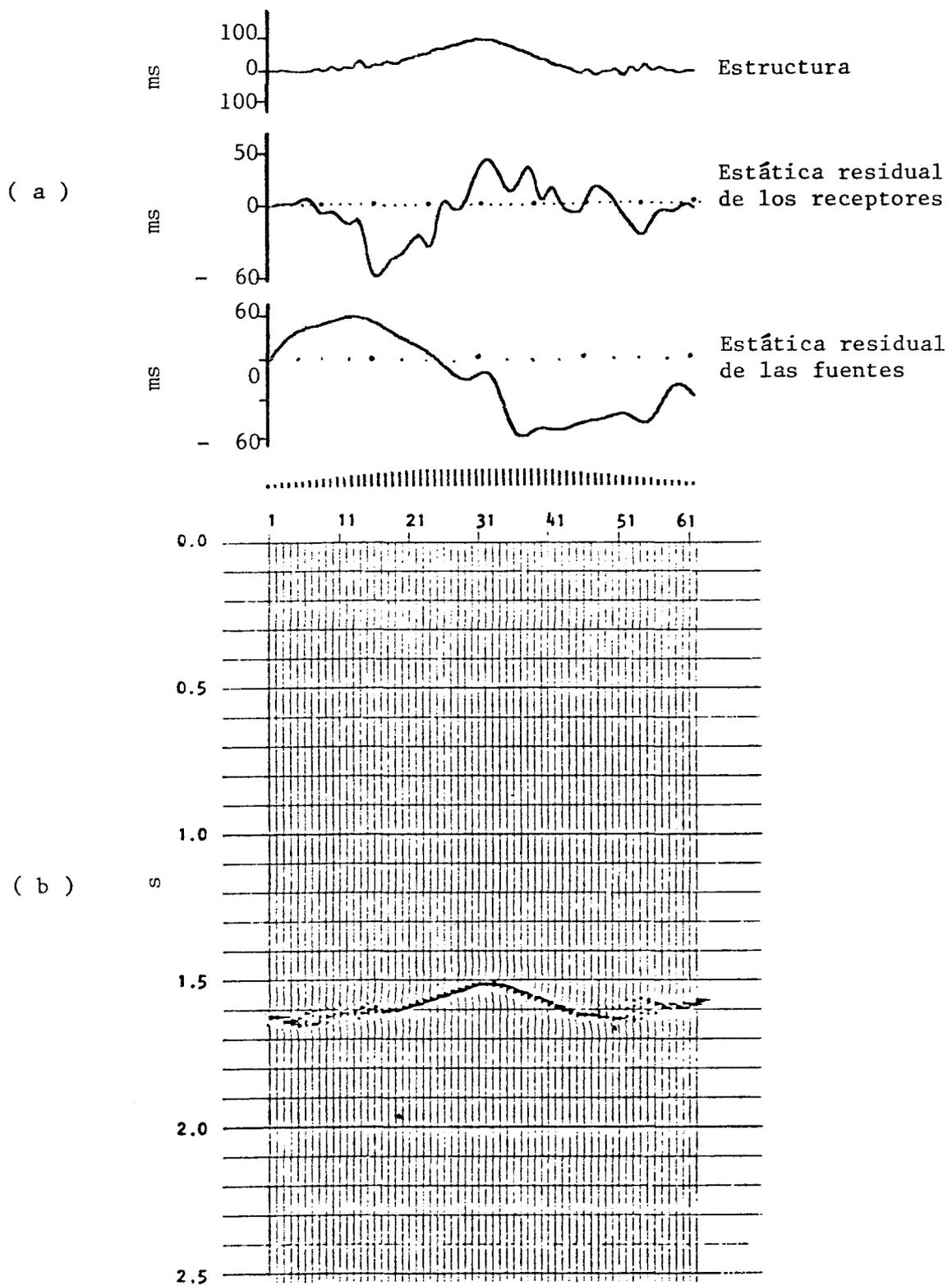


Fig. 16. Estimaciones de estática residual (a) y sección corregida (b).

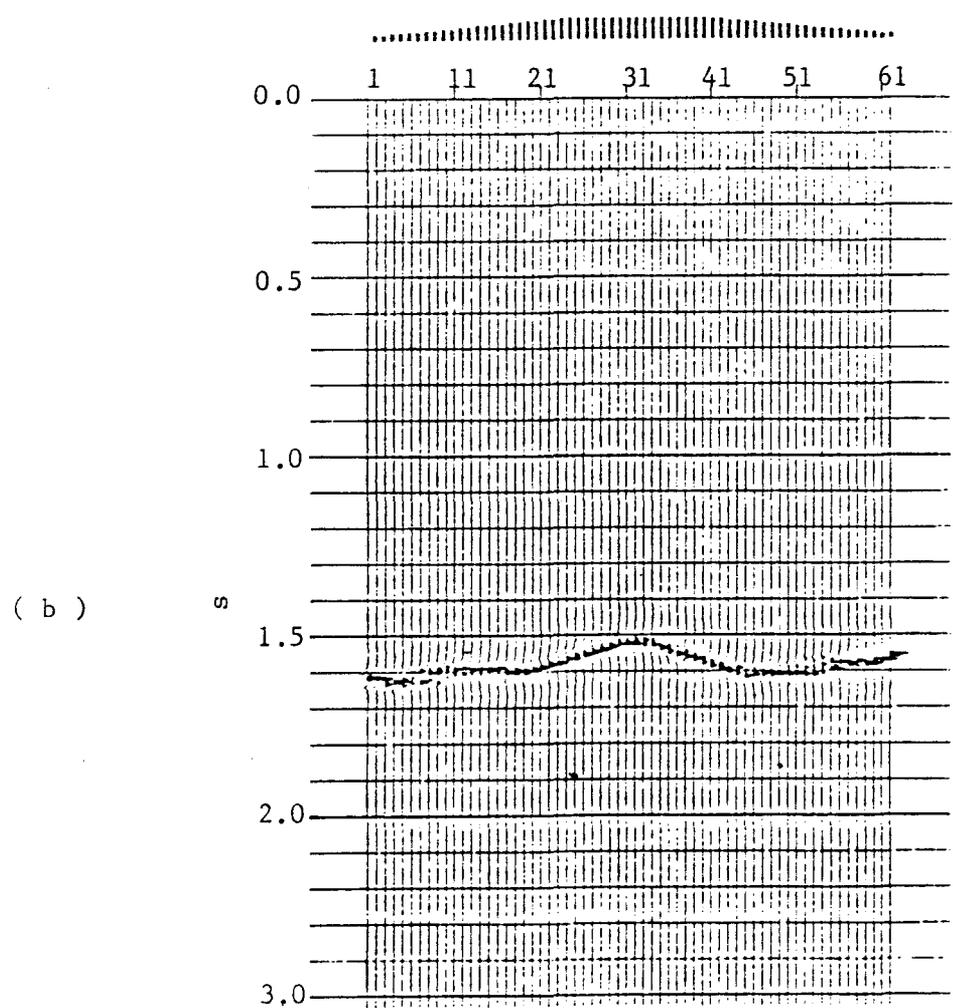
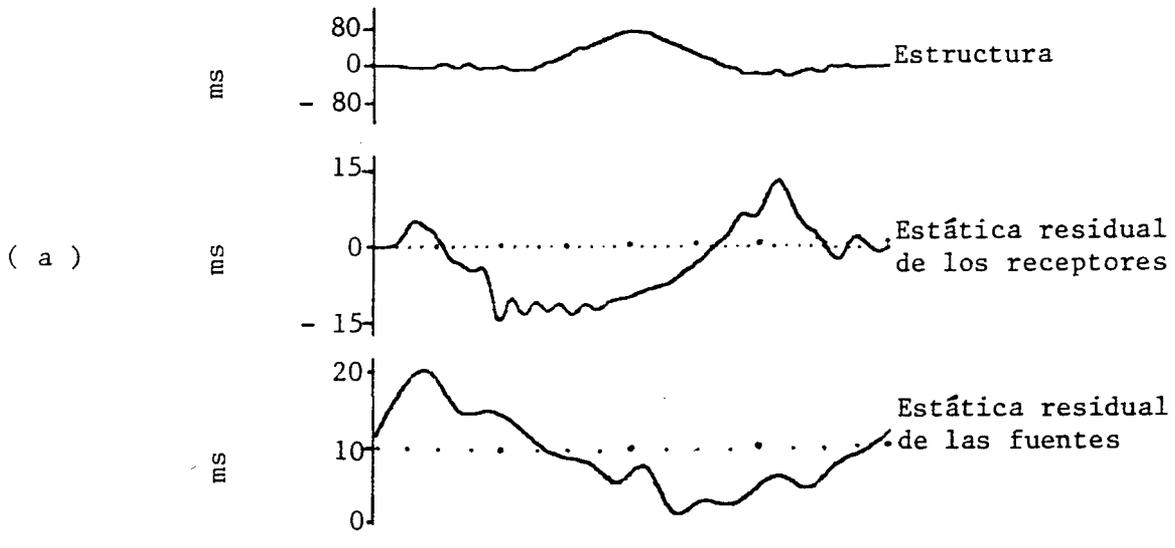


Fig. 17. Estimaciones de estática residual (b) y sección corregida por segunda vez (b).

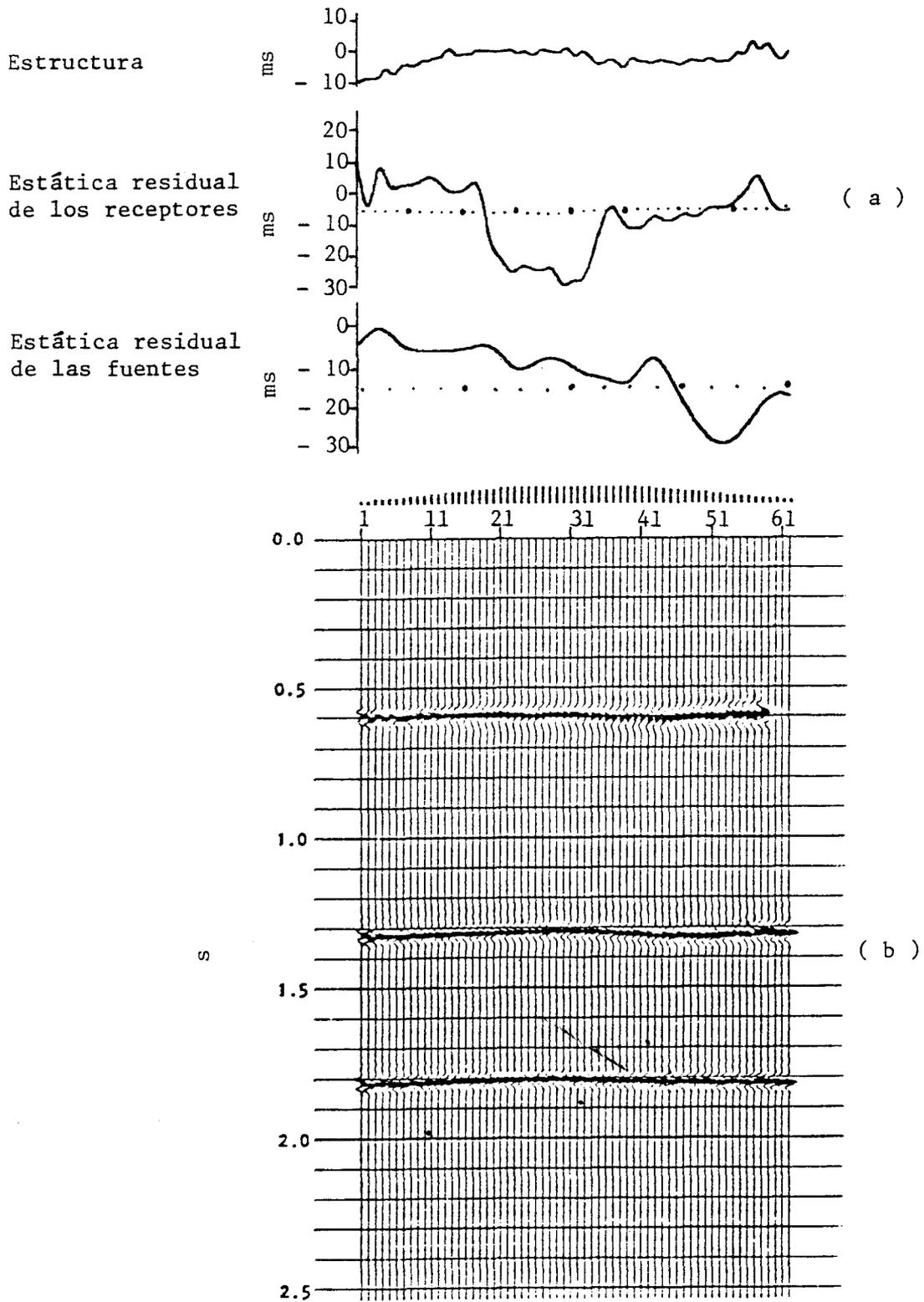


Fig. 18. Estimaciones de la anomalía de estática residual y estructura (a) y sección sísmica corregida (b).

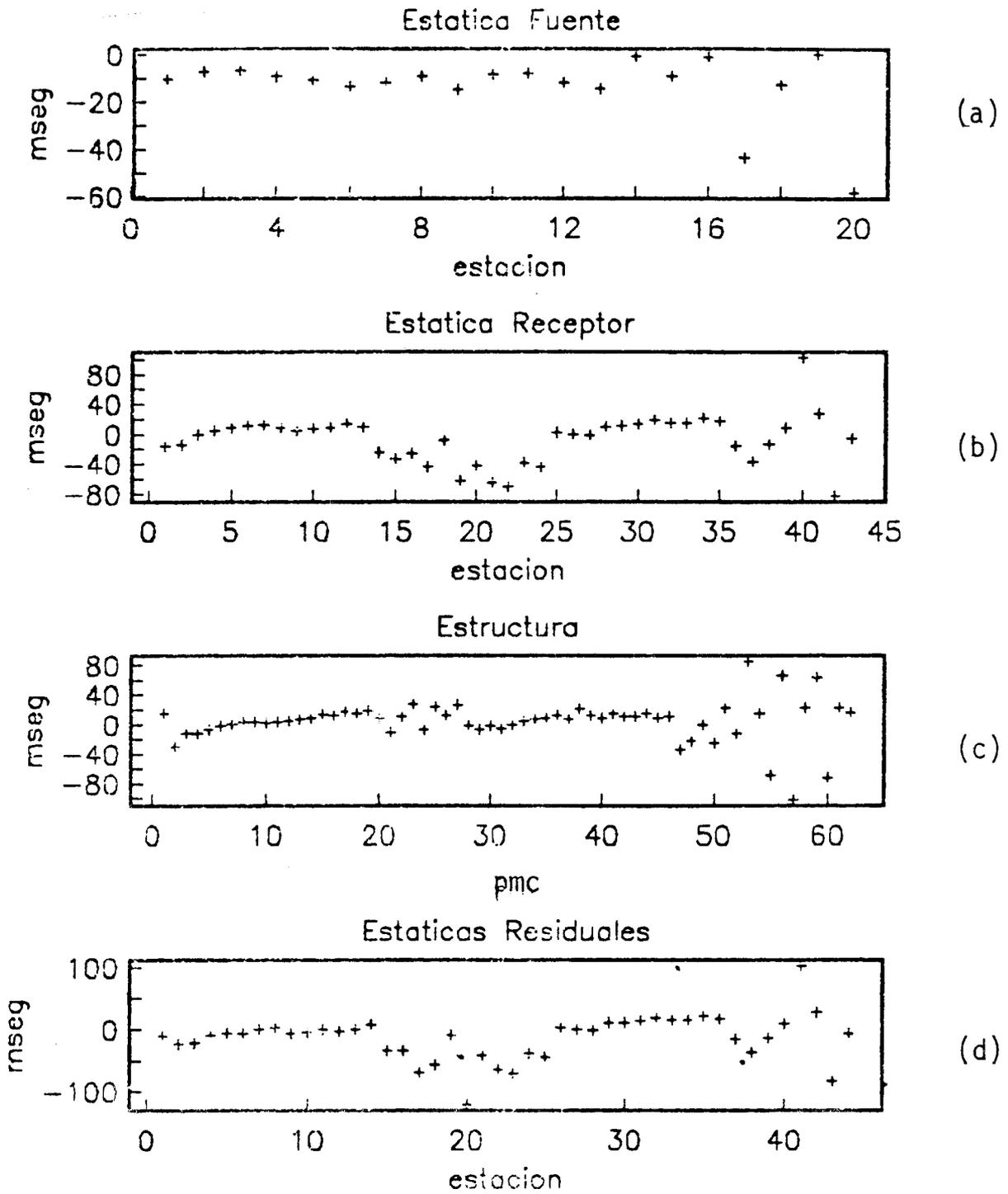


Fig. 19. Resultados de la inversión de los datos del modelo 3 con ruido aleatorio y múltiples añadido.

110, mostrando divergencia con la inclusión de estos últimos. El ajuste de los mismos datos sin ruido es recíproco, ya que al tomar en cuenta los primeros 90 vectores singulares, los residuales disminuían rápidamente, mientras variaban lentamente para los últimos. Del comportamiento del ajuste obtenido para este modelo, podemos suponer que el ruido está afectando componentes espectrales con las longitudes de onda más grandes, y la principal contribución a la anomalía estática residual es hacia longitudes de onda intermedias o más pequeñas.

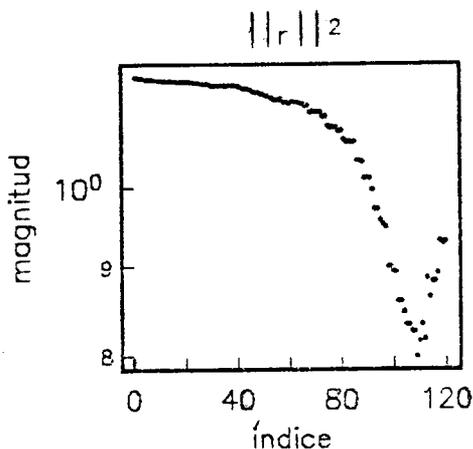


Fig. 20(a). Norma l_2 cuadrada de los residuales de la inversión de datos con ruido del modelo 3.

La norma l_2 de la solución (figura 20 (b)) aumenta rápidamente de 60 a 100 en magnitud con los últimos dos vectores singulares. Este incremento es debido a que el parámetro $\epsilon^2 = .3455$ resulta insuficiente para controlar los cambios tan bruscos en el espacio de los parámetros. Los mismos datos se invirtieron nuevamente, sólo que en esta ocasión se dió más peso en la minimización a la norma de la solución.

Las estimaciones de las correcciones temporales se introdujeron en las trazas afectadas por estática residual y se efectuó un nuevo análisis de velocidad en los agrupamientos corregidos. La función de velocidades disminuyó en 50, 100 y 150 m/s para el primero, segundo y tercer reflector, respectivamente. Las estimaciones de la estructura muestran un intervalo de variación mayor y las amplitudes de las oscilaciones se observan más acentuadas, comparadas con la inversión de los mismos datos, pero con ruido.

La sección sísmica apilada con esta nueva función de velocidades y corregida por estática residual se puede observar en la figura 21(b). Los tres horizontes reflectores aparecen ahora completamente continuos en todo el perfil, aunque las amplitudes de las trazas apiladas 31 a 55 se mues-

tran ligeramente disminuídas. Podemos observar que la corrección estática pudo rescatar la estructura, y solamente el reflector a 1.3 s se encuentra ligeramente distorsionado en la porción derecha de la sección, ya que el modelo geológico 3 (figura 10 (b)) no muestra tal levantamiento.

Los múltiples todavía aparecen en la sección apilada, aunque no muestran continuidad a lo largo del perfil. Solamente el que se encuentra a 2.8 s aparece con amplitud muy baja al lado derecho de la sección. Esta ausencia de co-

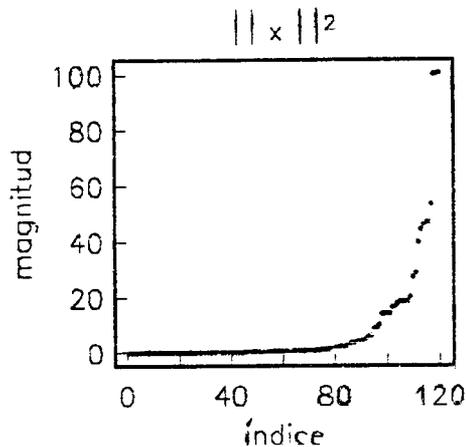


Fig. 20(b). Norma l_2 de la solución.

herencia en los múltiples a tiempos más tempranos aún con las correcciones estáticas aplicadas, se debe a que el efecto de la geometría todavía es significativo para las trazas más separadas de la fuente.

CONCLUSIONES

El empleo de la técnica de perfilado de PMC proporciona suficiente información de la capa intemperizada para dar solución al problema lineal (24 receptores por cable y 20 fuentes). Cada combinación fuente-receptor en un levantamiento de campo corresponde a un dato en el modelo y, en el caso más general, se tienen del orden de miles de trazas. Esto da origen a un sistema de ecuaciones sobredeterminado. Sin embargo, debido a que el problema inverso se encuentra matemáticamente mal condicionado, la solución carece de unicidad. Para resolver este problema, se empleó la metodología de la inversa generalizada, la cual provee automáticamente la construcción del modelo de norma mínima. Además, debido a que los componentes espectrales que se encuentran asociados con valores singulares pequeños producen inestabilidad, se empleó una versión estabilizada de mínimos cuadrados.

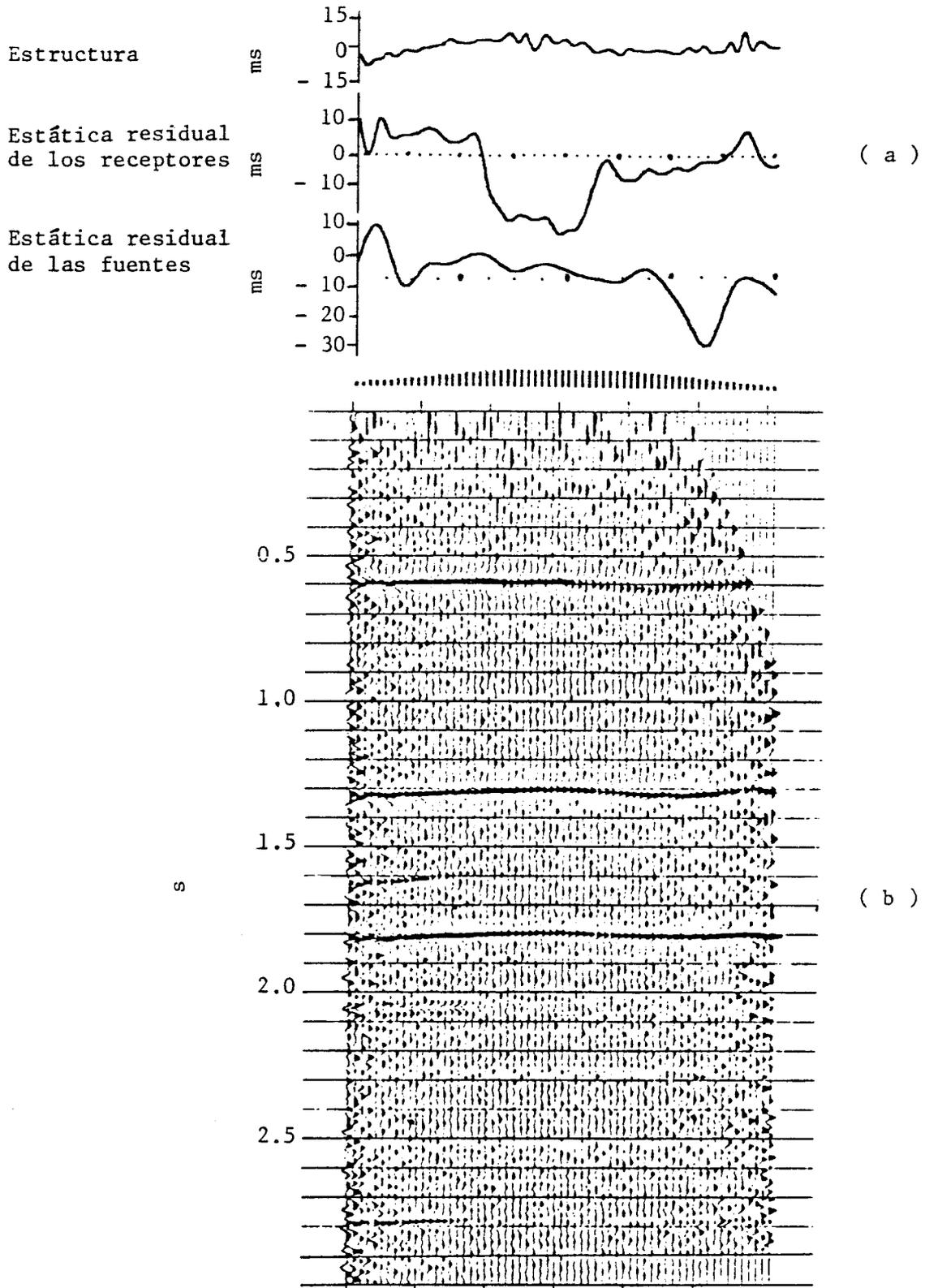


Fig. 21. Estimaciones de estática residual (a) y sección corregida (b).

El análisis espectral presentado nos muestra, entre otras cosas, la limitante del método de corrección para anomalías estáticas cuyas longitudes de onda son de hasta 8 veces la longitud del cable, y la confiabilidad de esta resolución en función de la multiplicidad. Esta limitante en las longitudes de onda de la anomalía es debida a que el método supone implícitamente que los cambios más locales ocurren en la capa de baja velocidad, pues de otra manera no podría discriminarlos de los cambios regionales producidos por fenómenos geológicos a profundidad.

La relajación de cualquiera de las simplificaciones del modelo matemático debida a efectos geológicos, a la inadecuada elección en los parámetros de procesamiento, o a ambos, producirá como resultado natural, una estimación del efecto temporal producido por anomalías estáticas.

El desempeño del algoritmo de "traza piloto" es satisfactorio, aunque depende de la relación señal a ruido. Este procedimiento es superior cuanto mayor sea la multiplicidad de los datos con el propósito de reducir la incertidumbre causada por el ruido o por estática residual, y se basa en la sistematicidad que presentan las anomalías estáticas de un registro sísmico a otro.

En los tres modelos sintéticos solamente se incluyeron anomalías estáticas cuyas longitudes de onda varían en un intervalo reducido, y siempre menores que 1.4 veces la longitud del cable. En estos casos, tanto el modelo que describe las estáticas residuales (conocido como superficie consistente), como el estimador estabilizado, entregaron excelentes resultados, aún cuando se consideraron los datos contaminados con ruido.

En situaciones reales, el problema puede ser más complejo, pues el intervalo de las longitudes de onda de las anomalías es variable en todo el ancho de banda del espectro. El aumento del error en las estimaciones de los parámetros R, G y M del modelo matemático (ecuación 1) hacia las orillas del perfil debido a la disminución de la multiplicidad, no representa un problema serio. Los levantamientos sísmicos de campo son programados de manera que la zona de mayor multiplicidad (aproximadamente 90 por ciento del perfil), cubra los objetivos geológicos a profundidad.

Las longitudes de onda más grandes (mayores que 1.5 ó 2 veces la longitud del cable) para las cuales este método de corrección no tiene resolución, pueden ser tratadas con un método alternativo conocido como estática de refracción (Yilmaz, 1987). Este método es capaz de resolver anomalías estáticas residuales con períodos más grandes, pero no puede manejar aquellas que tienen frecuencias altas, como en el caso del método que emplea los tiempos de reflexión para estimar las anomalías (el caso tratado en este trabajo). Por esta razón ambos métodos se pueden complementar cuando las estáticas presenten variaciones en todo el ancho de banda.

AGRADECIMIENTOS

A P. Henkart, V. Cerveny e I. Psencik por proporcionarnos una copia de sus algoritmos. G.Q.G. agradece el apoyo de CONACYT. Agradecemos a M. Hernández y G. González por la edición, y los comentarios de los revisores que hicieron que este trabajo mejorase en su contenido.

BIBLIOGRAFIA

- BOOKER, A. H., A. F. LINVILLE and C. B. WASON, 1976. Long wavelength static estimation. *Geophysics*, 41, 5, 939 - 959.
- CERVENY, V. and I. PSENCIK, 1983. SEIS83 Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method. Computer algorithm.
- HATTON, L., M. WORTHINGTON and J. MAKIN, 1986. Seismic data processing. Theory and Practice. Blackwell Scientific Publications Oxford. 177 pp.
- HENKART, P., 1985. SIOSEIS seismic analysis package SIO algorithm computer.
- HUBER, P., 1981. Robust statistics, New York, Wiley. 235 pp.
- LANCZOS, C., 1961. Linear differential operators. Van Nostrand Co. Ltd., London, 100-158.
- LINES, L. R. and S. TREITEL, 1984. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159 - 186.
- MARCOUX, M. O., 1981. On the resolution of statics, structure, and residual normal move out. *Geophysics*, 46, 7, 984-993.
- MARQUARDT, D., 1970. Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation. *Technometrics*, 12, 3, 591 - 569.
- RONEN, J. and J. F. CLAREBOUT, 1985. Surface consistent residual statics estimation by stack-power maximization. *Geophysics*, 50, 2759 - 2767.
- ROTHMAN, D. H., 1986. Automatic estimation of large residual statics corrections. *Geophysics*, 51, 332 - 346.
- SANTOSA, F. and W. W. SYMES, 1989. An analysis of least-squares velocity inversion. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma. 154 pp.

TANER, M. T., F. KOEHLER and K. A. ALHILALI, 1974. Estimation and correction of near-surface time anomalies. *Geophysics*, 39, 4, 441 - 463.

TANER, M. T. and F. KOEHLER, 1981. Surface consistent corrections. *Geophysics*, 46, 1, 17 - 22.

WIGGINS, R. A., K. L. LARNER and R. D. WISECUP, 1976. Residual static analysis as a general linear inverse problem. *Geophysics*, 41, 5, 922 - 938.

YILMAZ, O., 1987. Seismic data processing. Doherty S. M. (Ed.). Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Ok. 256 pp.

G. Quiroga-Goode ¹ y ² y R. Fernández ¹

¹ División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 22830, México.

² Actualmente en: Department of Geophysics, University of Calgary, Alberta, Canadá.