

# Modelado de la respuesta sísmica en el subsuelo de la ciudad de México, con registros a profundidad

J. Acosta, C. Huerta, L. Mendoza y A. Reyes

Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., México.

Recibido: 13 de junio, 1991; aceptado: 4 de marzo, 1993.

## RESUMEN

Se comparan las respuestas sísmicas en tres niveles de profundidad en el sitio PCC (Puesto Central de Control del STC) de la ciudad de México, instrumentado por la Fundación ICA, con sensores de tres componentes instalados a 40, 20 y 0 metros de profundidad. Se realiza la comparación a través de amplitudes pico y del contenido espectral de las series digitales de aceleración registradas. Se calculan las funciones de transferencia de la estratigrafía a partir de los datos observados y se comparan con las calculadas con un modelo unidimensional del subsuelo. Respecto a la aceleración pico en el plano horizontal, no existe gran diferencia entre las observaciones a 40 y 0 m, presentándose en cambio una amplificación en el nivel de 20 m. En cuanto al contenido espectral, se observan dos bandas bien diferenciadas de información: una a periodos menores que 1.0 s y otra a mayores de 1.8 s. El periodo dominante característico de esta zona (~2.1 s) no se encuentra incluido, o al menos no es preponderante, en el nivel de 40 m y sí en los de 20 m y superficie.

**PALABRAS CLAVE:** Respuesta sísmica, ciudad de México, modelado unidimensional.

## ABSTRACT

We compare seismic responses at three depth levels at the PCC site (Puesto Central de Control) in Mexico City, using downhole three-component accelerometers installed by Fundación ICA. Comparison is made of the spectral contents and peak amplitudes of acceleration. Transfer functions were computed from the observations, and compared with one-dimensional models. For the horizontal peak acceleration, there was no difference between the observed values at 40 and zero meters depth, whereas at the 20 m level there was a large amplification. A pair of well differentiated spectral bands of information was observed, for periods lower than 1.0 s, and for periods greater than 1.8 s. The dominant period (~2.1 s for this zone) is not present or dominant at the 40 m level, but is clearly observed at the 20 m level and at the surface.

**KEY WORDS:** Seismic response, Mexico city, one-dimensional modelling.

## INTRODUCCION

Las condiciones locales del subsuelo producen importantes efectos en las características de los movimientos sísmicos, ya que pueden provocar considerables variaciones tanto en la amplitud como en el contenido espectral del movimiento en la superficie. El conocimiento de los parámetros que caracterizan a esas condiciones locales es fundamental para establecer su relación con la respuesta sísmica del terreno y a partir de tal relación hacer el análisis de la señal sísmica durante su propagación por los estratos superficiales.

Existen claras evidencias de la variación de la respuesta sísmica dentro del valle de México, asociada a los diferentes tipos de suelos; tanto de amplificaciones en amplitud, como de corrimientos en los periodos dominantes.

## DATOS

**Información geotécnica:** Se dispone de un conjunto de 23 sondeos geotécnicos localizados dentro del valle de México, que cuentan con una descripción de las propiedades índice y mecánicas del subsuelo. Además se cuenta con información sobre la profundidad de la cima de la Capa Dura (CD) y los Depósitos Profundos (DP) en 726 puntos localizados principalmente en la porción central del valle. Esta información fue obtenida de la Fundación ICA. En la Figu-

ra 1 se muestra la localización de los sondeos. En el mapa de la Figura 2 se muestran los límites entre las tres zonas en que el suelo de la cuenca de México ha sido dividido, de acuerdo a sus características geotécnicas, tal como aparece descrito en el 'Manual de normas técnicas complementarias para diseño por sismo' (Gaceta oficial D.D.F., 1987), a partir de modificaciones al trabajo de Marsal y Mazari (1959): *Zona I* (zona de lomas), caracterizada por suelos duros y compactos, tanto de sedimentos muy compactados como de flujos de lava de varios metros de espesor. *Zona II* (zona de transición), caracterizada por la variabilidad del terreno, presentándose secuencias de suelos duros, areniscas y arcillas suaves. *Zona III* (zona de lagos), compuesta por dos áreas de antiguos lagos: lago de Texcoco en el centro histórico de la ciudad de México, y lago de Xochimilco-Chalco, al sur-sureste de la ciudad. La primera área contiene depósitos aluviales superficiales, seguidos de una capa gruesa de arcilla suave, llamada formación arcillosa superior (FAS), abajo de la cual hay una capa de arena limosa dura, denominada capa dura (CD); después aparece otro estrato de arcilla más duro que la FAS, conocido como formación arcillosa inferior (FAI); abajo de ésta se encuentran depósitos lacustres muy compactos, que conforman los llamados depósitos profundos (DP). El área de Xochimilco-Chalco consiste de depósitos arcillosos soportados por flujos de lava.

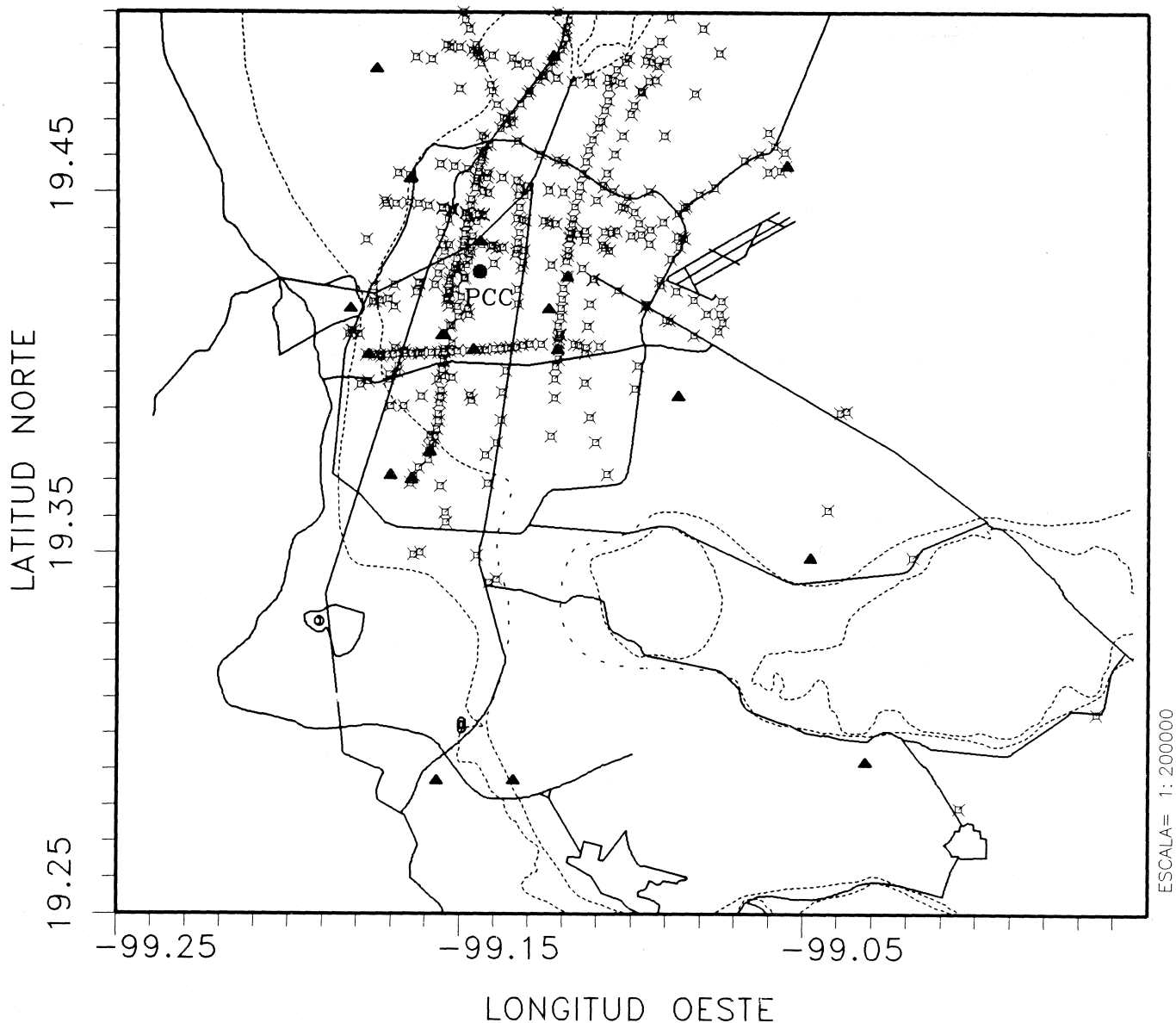


Fig. 1. Mapa de localización de los puntos de sondeos del subsuelo de la ciudad de México, de acuerdo con los datos recopilados por FICA-CICESE.

**Información sísmica:** Se utilizaron los registros de aceleración capturados con los acelerómetros de pozo que la Fundación ICA tiene instalados en el sitio Puesto Central de Control (PCC) del metro de la ciudad de México. En el mapa de la Figura 2 se muestra el sitio de registro PCC con un círculo relleno; también se muestran aquellas estaciones de la red acelerométrica que fueron usadas para este trabajo. Los acelerómetros en PCC se encuentran instalados a tres niveles del subsuelo: 40, 20 y 0 metros de profundidad; con tres componentes ortogonales en cada uno, norte-sur, vertical y este-oeste, con 200 muestras por segundo por canal, constante electrodinámica de 1.25 Voltios/g ( $g$ = aceleración de la gravedad), frecuencia natural del sensor de 50 Hz y amortiguamiento del 70% del crítico, Reyes *et al.*, (1990).

Los acelerogramas empleados en este trabajo corresponden a dos sismos ocurridos en el mes de mayo de 1990 y

otro en abril de 1991, localizados en la trinchera mesoamericana, aproximadamente a 400 kilómetros de distancia del sitio de registro. La Tabla 1 contiene la información disponible sobre esos sismos. La Figura 3 muestra sus localizaciones. Las Figuras 4a,b,c muestran las series de tiempo para los tres terremotos, en tres componentes, con sus amplitudes en  $cm/s^2$ .

Tabla 1

Datos hipocentrales de los terremotos analizados.

Fecha/Hora	Lat. N	Long. O	Prof.	Magnitud
900511/23:43:50*	17.28	100.67	28.0 Km	5.3(Mb)
900531/13:35:00	17.15	100.85	34.0 Km	5.5(Mc)
910401/07:34:46	16.05	98.38	5.0 Km	5.3(Mc)

\*: US Department of the Interior, Geological Survey Earthquake Data Report.

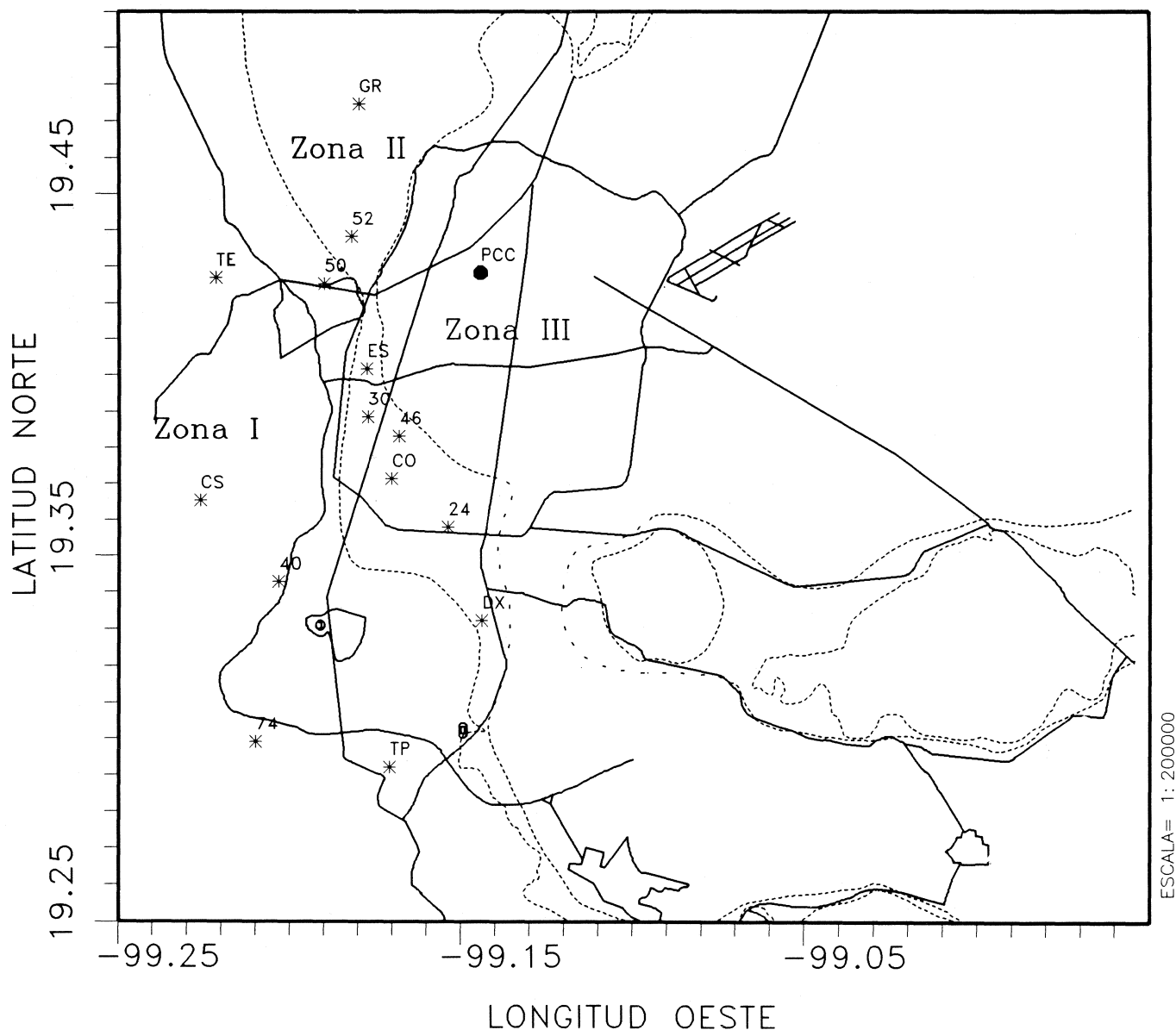


Fig. 2. Mapa de localización del sitio de pozos PCC (símbolo relleno) y de aquellas estaciones de las redes acelerométricas FICA y FJBS empleadas en este trabajo. Las líneas continuas son calles principales. Las líneas punteadas indican los límites de las tres zonas de suelos.

**METODOLOGIA**

Las técnicas de modelado numérico de la respuesta sísmica de la estructura geológica local pueden ser muy variadas, desde el uso de modelos simples del tipo unidimensional, hasta modelos bi y tridimensionales de forma irregular (Sánchez Sesma, 1983, Rial, 1984, Bravo *et al.*, 1988). Varios autores (Rosenblueth, 1952, Zeevaert, 1964, Herrera *et al.*, 1965) han reconocido la gran importancia de los efectos de tipo unidimensional en la amplificación del movimiento sísmico en condiciones como las del valle de México. Para analizar los cambios que experimenta la señal sísmica durante su propagación por los estratos superficiales de la ciudad de México, en este trabajo se empleó una técnica de modelado unidimensional basada en el método de

matrices de rigidez para suelos estratificados, desarrollado por E. Kausel y J.M. Roesset (1981), a partir del método lineal de propagación de ondas Thomson-Haskell (Thomson, 1950; Haskell, 1951). Este método considera ondas del tipo SH, SV y P, para cualquier ángulo de incidencia, y ha sido utilizado por varios autores, como J. L. Urrutia-Galicia *et al.*, (1989) y E. Kausel y J.M. Roesset (1981).

**PROCESAMIENTO**

Para el análisis de los acelerogramas registrados en PCC, las series de tiempo de las aceleraciones observadas en los tres niveles fueron sometidas al conjunto de procesos que conforman el paquete normal de procesamiento de

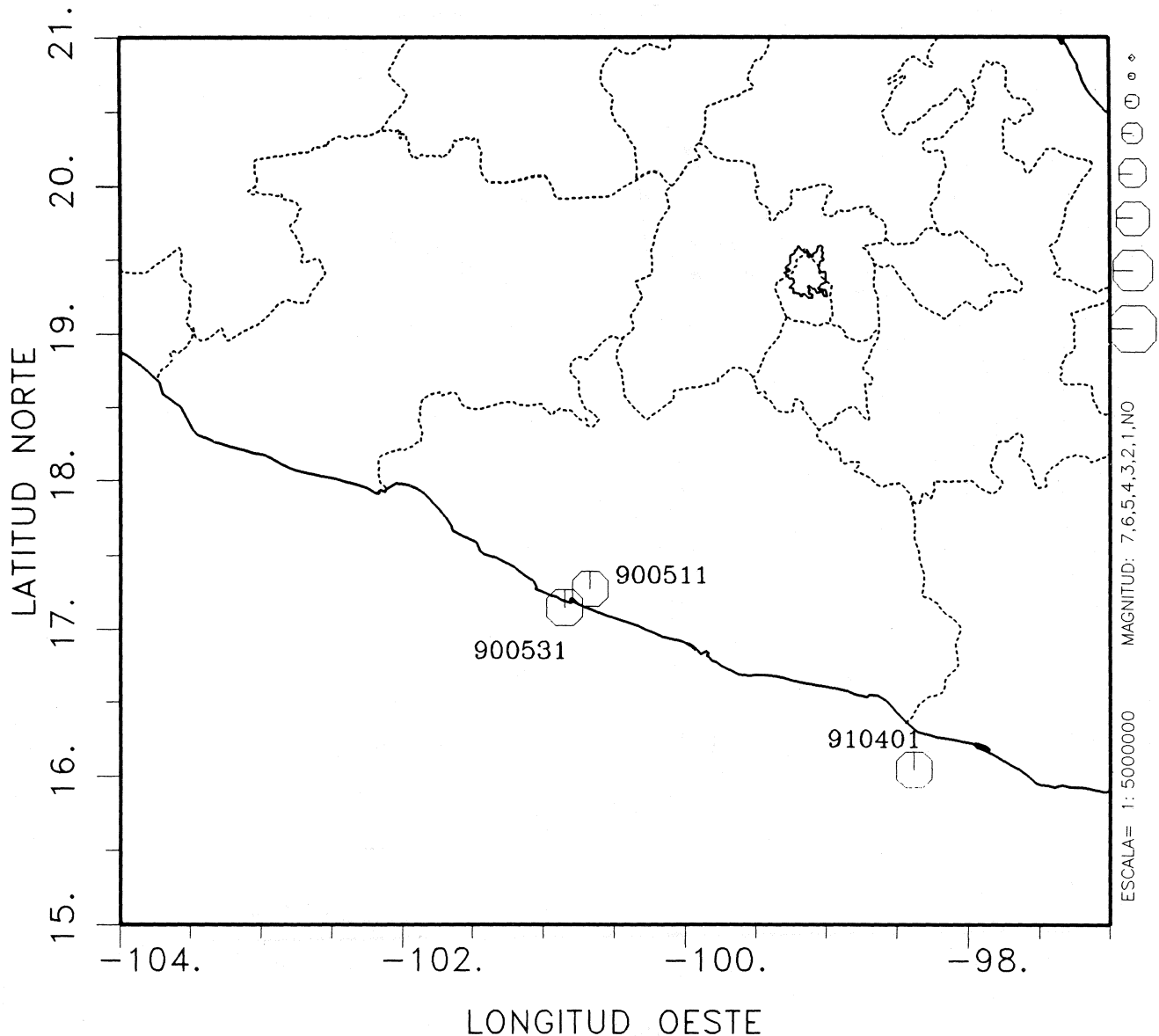


Fig. 3. Mapa de localizaciones epicentrales de los sismos utilizados en este trabajo. Eventos 900511 ( $M_b=5.3$ ), 900531 ( $M=5.5$ ) y 910401 ( $M_c=5.3$ ).

sarrollado en CICESE para aplicarse en computadora personal (Acosta, 1990): edición, correcciones instrumentales y de línea base, tendencia parabólica, filtrado y cálculo de espectros de Fourier y de respuesta. La Figura 5 muestra los espectros de amplitud de Fourier, calculados a partir de las series completas corregidas.

Los acelerómetros de superficie han permanecido sin modificaciones en sus entradas a la grabadora digital, desde su instalación, por lo que existe la seguridad de que los sentidos y direcciones que actualmente existen son aplicables a los datos registrados en 1990 y 1991. En cambio, los acelerómetros situados a 20 y 40 m de profundidad han sufrido un reacomodo en los cables de entrada a las grabadoras, en una fecha y forma no suficientemente documentadas, por lo que fueron necesarias pruebas, tanto numéricas como expe-

rimentales en sitio, para determinar las orientaciones y polaridades de las trazas sísmicas existentes en las fechas de los terremotos registrados.

De los tres conjuntos de acelerómetros, el de superficie no presenta problemas de identificación de canales, por lo que fue empleado como referencia para las pruebas con los acelerómetros de pozo. En todo caso, la verificación de las orientaciones en superficie es muy sencilla: se aplican impulsos en cada una de las tres direcciones en que se encuentran los sensores y se graban tales impulsos; a partir de las gráficas de los registros es posible determinar visualmente el sentido y dirección de los movimientos en cada canal.

Para obtener información sobre las orientaciones existentes en las fechas de los registros, se realizaron correla-

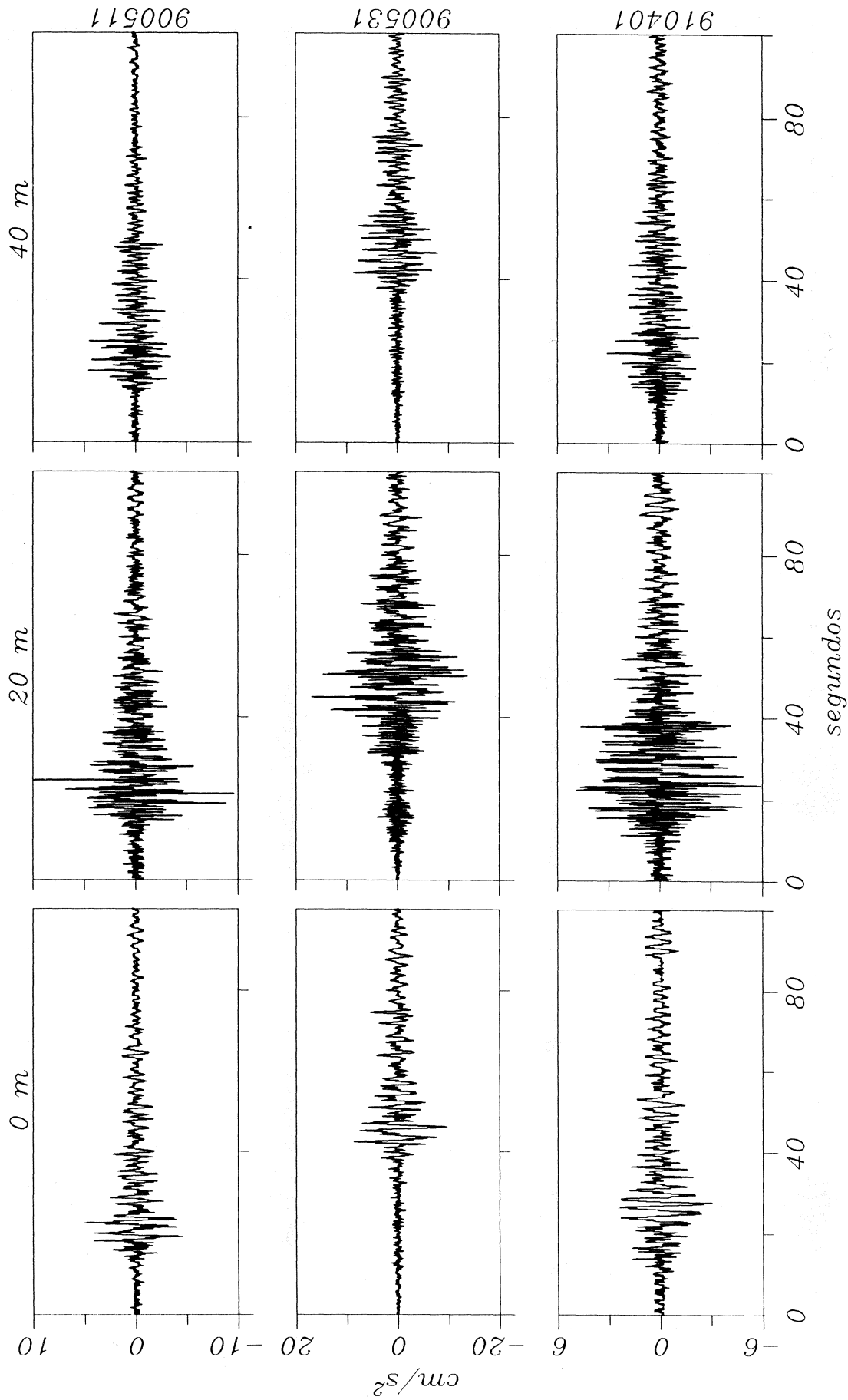


Fig. 4a. Acelerogramas observados en las tres profundidades de registro del sitio PCC. Componentes norte-sur de los tres terremotos en estudio.

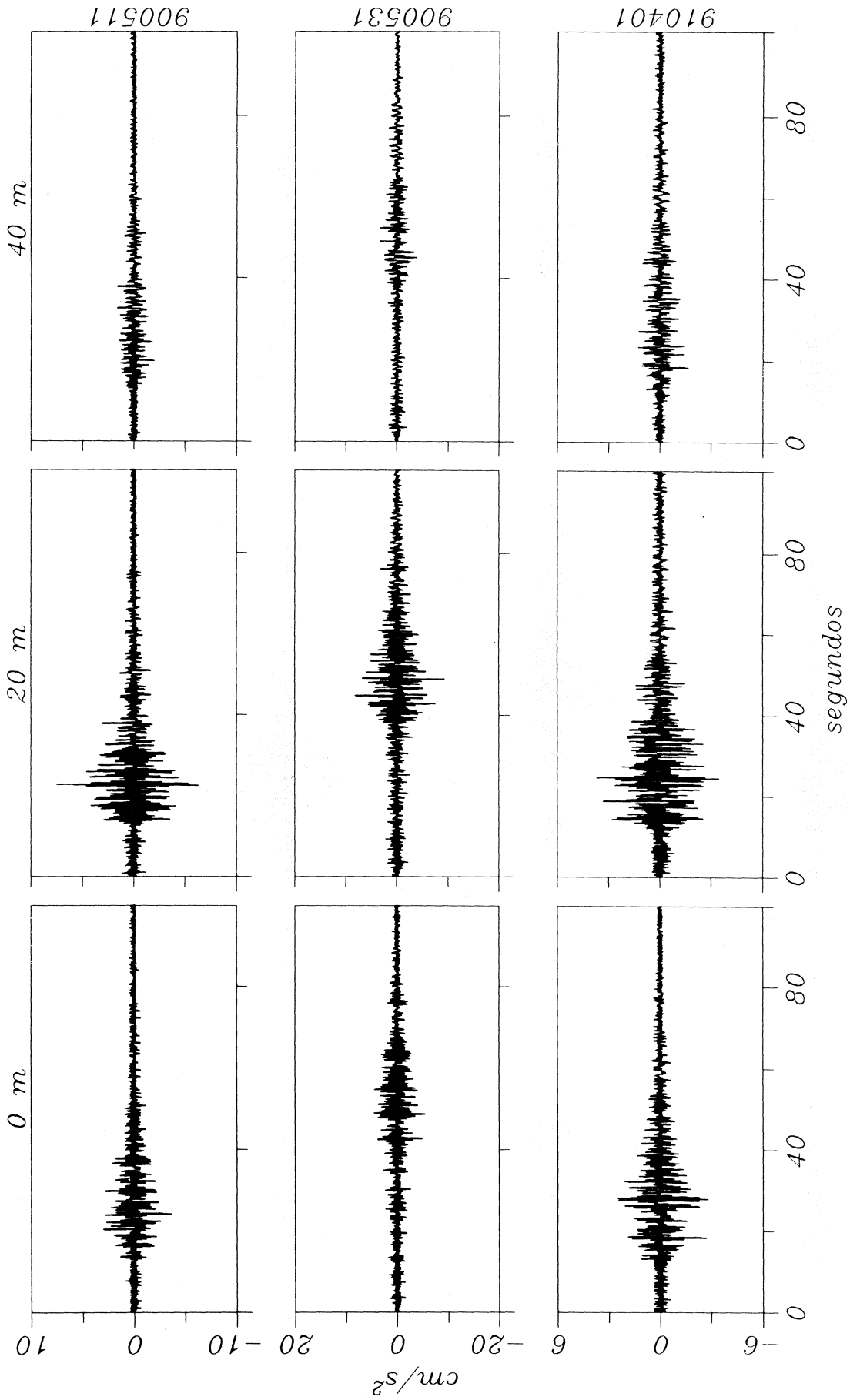


Fig. 4b. Acelerogramas observados en las tres profundidades de registro de sitio PCC. Componente vertical de los tres terremotos en estudio.

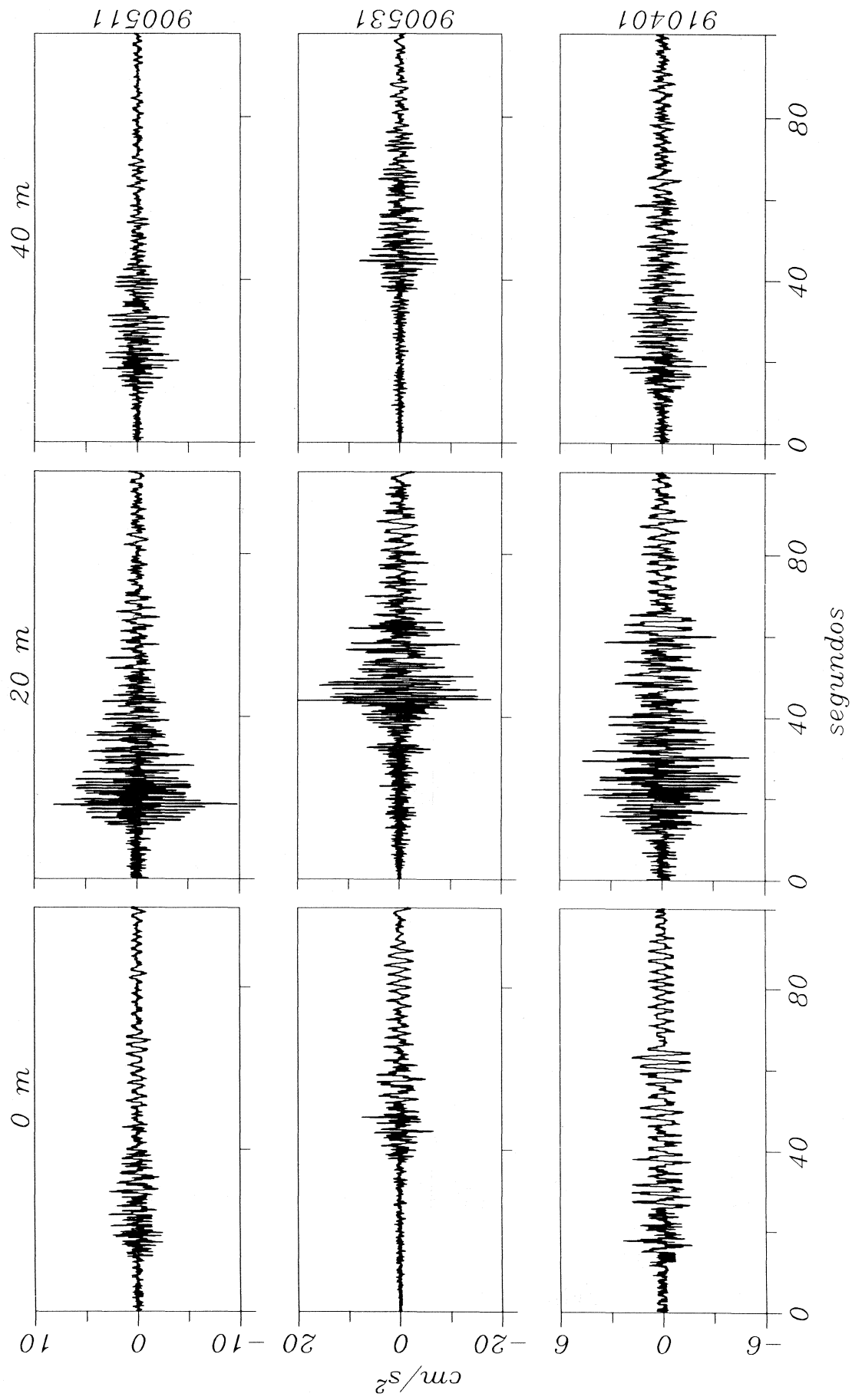


Fig. 4c. Acelerogramas observados en las tres profundidades de registro del sitio PCC. Componente este-oeste de los tres terremotos en estudio.

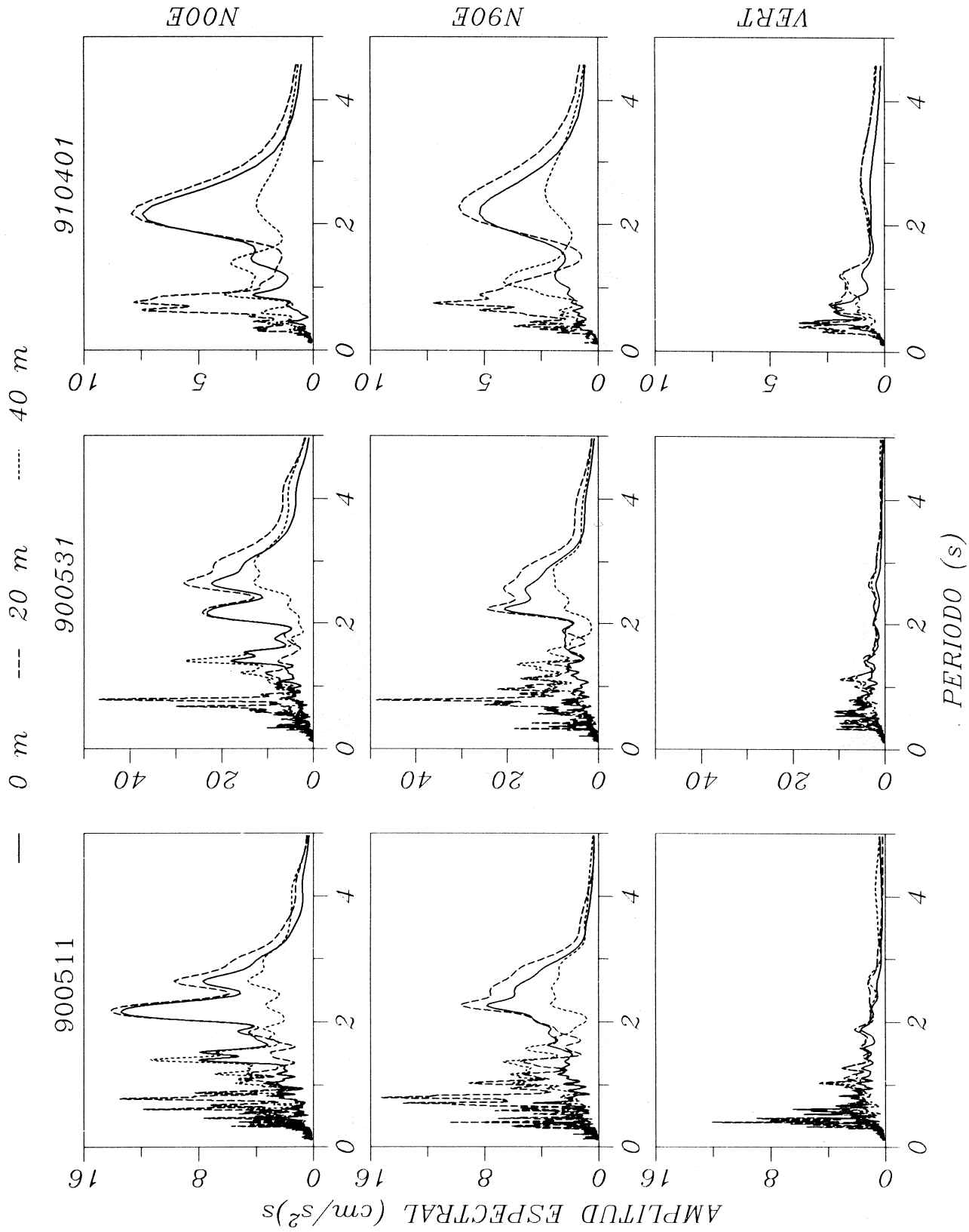


Fig. 5. Espectros de amplitud de la aceleración en el sitio PCC, para los sismos 900511 (columna 1), 900531 (columna 2) y 910401 (columna 3), en tres componentes ortogonales (renglones) y tres profundidades de registro (diferentes líneas).



ciones cruzadas entre las series de tiempo en superficie con las de pozo. La Figura 6 muestra las gráficas de las correlaciones, para los registros de los eventos 900511 y 900531 (primeras dos columnas) y 910401 (dos últimas columnas). En los registros del año 1990 es evidente que existe mayor correlación entre el canal 1 de nivel 0 m con el canal 3 de los niveles 20 y 40 m, y entre el canal 3 del nivel 0 m con el canal 1 de 20 y 40 m, que entre los respectivos canales 1 o los canales 3 de cada nivel. El signo de la correlación entre los canales 1 (0 m) y 3 (20 m) nos indica que la polaridad del canal 3 de 20 m está invertida respecto a la del canal 1 de superficie; mientras que el signo de la correlación entre los canales 3 (0 m) y 1 (20 m) indica que la polaridad del canal 1 de 20 m es la misma que la del canal 3 de superficie. Ese mismo conjunto de correlaciones se efectuó entre superficie y 40 m, obteniéndose exactamente los mismos resultados descritos. En cuanto a los registros de 1991, se aprecia en las correlaciones que las orientaciones de los canales horizontales fueron corregidas, pero no así sus polaridades, quedando invertida la polaridad del canal 1 de 20 y 40 m, respecto al de superficie. A partir de estas pruebas numéricas con correlaciones podemos concluir que, durante los terremotos de este trabajo, las orientaciones y polaridades de los acelerómetros de pozo eran las que se anotan en la Tabla 2; allí mismo se indican las orientaciones y polaridades en que se dejaron los archivos finales corregidos, empleados en este trabajo.

Tabla 2

Orientaciones y polaridades de los acelerómetros, durante los años 1990, 1991 y las finales corregidas

Nivel	Año	Canal 1	Canal 2	Canal 3
0 m	1990	N+	V+	E+
	1991	N+	V+	E+
	Corregido	N+	V+	E+
20 m	1990	E+	V+	S+
	1991	S+	V+	E+
	Corregido	N+	V+	E+
40 m	1990	E+	V+	S+
	1991	S+	V+	E+
	Corregido	N+	V+	E+

El valor del corrimiento para el cual ocurren los máximos de correlación entre 0 y 20 m, es un promedio de 0.27 segundos para los tres sismos; este valor es prácticamente igual al tiempo de viaje con el modelo de velocidades propuesto para ese sitio (Huerta y Acosta, 1991), de 0.29 segundos (velocidad de intervalo de 69 m/s). Mientras para las correlaciones entre 0 y 40 m, el valor del corrimiento es de 0.49 s, el cual es similar al correspondiente en el modelo estratigráfico final de 0.52 s, correspondiente a una velocidad de intervalo de 77 m/s.

ANÁLISIS

Comportamiento de los picos de aceleración:

La Tabla 3.a contiene los valores pico de la aceleración observada y corregida (cm/s<sup>2</sup>), en las componentes N00E

(columna MAX1), vertical (columna MAX2), N90E (columna MAX3), resultante horizontal (MAXR); también contiene una medida de la potencia total integrada a partir de la resultante horizontal y pesada con un factor de 0.01 (columna J). En las Tablas 3.b y 3.c se reportan esos mismos parámetros para la velocidad y el desplazamiento corregidos.

La observación más evidente en la Tabla 3.a es el mayor nivel de amplitudes en la profundidad de 20 m, lo cual es gráficamente sobresaliente también en las Figuras 4a,b,c. Se puede observar la evolución tan interesante de las aceleraciones pico en la resultante horizontal: primero una amplificación en el nivel 20 m, respecto a 40 m; luego una atenuación en superficie, respecto a 20 m. De tal manera que los valores en 40 m y superficie son semejantes.

Se calcularon los cocientes de los picos de aceleración entre los tres niveles y se presentan en la Tabla 4, donde  $a_{ns,cs} / a_{ni,ci}$  es la aceleración pico del nivel  $ns$ , canal  $cs$ , entre la aceleración pico del nivel  $ni$ , canal  $ci$ . Esos cocientes son los coeficientes globales de amplificación de la aceleración pico de un nivel, respecto a otro más somero. Es notable en la Tabla 4 que los mayores coeficientes de amplificación se presentan entre 40 m y 20 m, con porcentajes cercanos al 400%. El mayor incremento entre los canales individuales se observa en el vertical (375%), aunque la razón de potencias de las resultantes horizontales es de ese mismo tamaño. El segundo renglón de la misma Tabla contiene los cocientes del nivel 0 m entre el nivel 20 m, los cuales representan a los coeficientes de amplificación de la aceleración pico entre la Formación Arcillosa Superior y la superficie libre. Todos los cocientes en esa línea son menores a 1.0, lo cual indica que la aceleración sufre una atenuación entre la FAS y superficie (de entre el 200% al 500%), sufriendo la mayor atenuación el canal N90E y la potencia resultante horizontal.

El producto de los coeficientes  $a_{20}/a_{40}$  y  $a_{0}/a_{20}$  arroja el coeficiente total de amplificación para toda la columna sedimentaria entre 40 m y 0 m; valores que por supuesto, son iguales a los obtenibles con los cocientes directos  $a_{0}/a_{40}$ , los cuales se encuentran anotados en el primer renglón de la Tabla 4. En todos los casos la amplificación entre los niveles 40 m y 20 m fue totalmente eliminada por la atenuación entre 20 y 0 m, para resultar tan sólo en pequeños incrementos o decrementos en la aceleración. La mayor amplificación en superficie se observa en el canal vertical; las componentes horizontales y su resultante aparecen sólo marginalmente amplificadas.

En las gráficas de las series de tiempo de aceleración de las Figuras 4 es posible apreciar las diferencias tan notables en las formas de onda, entre los tres niveles de profundidad, tanto en el contenido de frecuencias como en amplitud. En esas Figuras se observa el reforzamiento de las altas frecuencias en el nivel de 20 m y la amplificación de las frecuencias bajas en superficie.

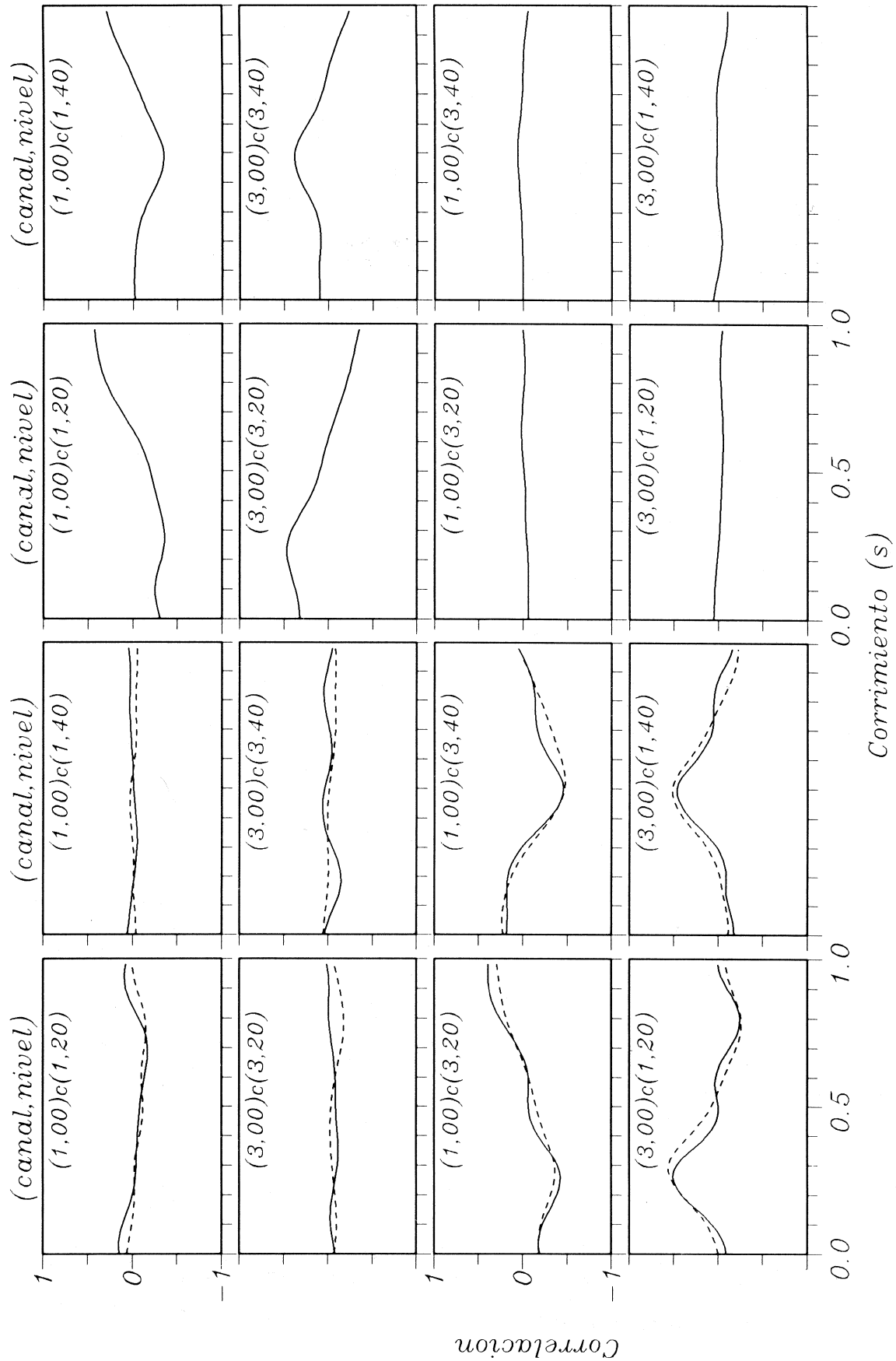


Fig. 6. Correlaciones cruzadas entre los registros horizontales observados en los tres niveles de profundidad del sitio PCC.,  $(i,j)c(k,l)$  indica la correlación del canal  $i$  en el nivel  $j$  con el canal  $k$  en el nivel  $l$ . En las dos primeras columnas se muestran los resultados de los eventos 900531 (línea continua) y 900401 (discontinua); en las dos últimas columnas se muestra el evento 900401.

Tabla 3.a

Valores pico de la aceleración corregida

EVENTO	NIVEL	MAX1	MAX2	MAX3	MAXR	J max
900511	0	5.0	3.7	2.8	5.0	17.27
	20	9.9	7.5	9.8	10.8	69.16
	40	4.6	2.0	4.0	4.6	20.80
900531	0	9.7	5.5	7.5	9.8	69.04
	20	16.9	9.3	20.0	20.5	328.70
	40	8.6	3.8	7.9	10.4	88.09
910401	0	3.0	2.8	2.3	3.1	9.90
	20	5.9	3.7	5.1	6.4	45.48
	40	3.1	1.7	2.8	3.1	9.38

Tabla 3.b

Valores pico de la velocidad corregida.

EVENTO	NIVEL	MAX1	MAX2	MAX3	MAXR	J max
900511	0	1.3	0.4	0.8	1.3	1.25
	20	1.4	0.6	1.0	1.6	2.09
	40	0.9	0.3	0.8	0.9	0.79
900531	0	2.9	0.5	1.7	2.9	6.41
	20	3.6	0.9	2.5	4.3	12.92
	40	2.1	0.6	1.4	2.3	4.83
910401	0	1.0	0.3	0.6	1.0	1.10
	20	1.2	0.4	0.8	1.3	1.73
	40	0.4	0.3	0.5	0.5	0.42

Tabla 3.c

Valores pico del desplazamiento corregido

EVENTO	NIVEL	MAX1	MAX2	MAX3	MAXR	J max
900511	0	0.4	0.1	0.2	0.4	0.17
	20	0.6	0.1	0.4	0.6	0.27
	40	0.3	0.2	0.2	0.3	0.08
900531	0	1.1	0.1	0.6	1.2	1.02
	20	1.4	0.2	0.8	1.4	1.82
	40	0.8	0.2	0.6	0.9	0.73
910401	0	0.3	0.1	0.3	0.3	0.16
	20	0.3	0.1	0.3	0.4	0.25
	40	0.2	0.1	0.2	0.2	0.08

Tabla 4

Cocientes de aceleraciones máximas.

	N00E	VERT	N90E	resultante horizontal	potencia horizontal
900511	$\sqrt{F(a_{0,1}, a_{40,1})}$	$\sqrt{F(a_{0,2}, a_{40,2})}$	$\sqrt{F(a_{0,3}, a_{40,3})}$	$\sqrt{F(R_0, R_{40})}$	$\sqrt{F(E_0, E_{40})}$
900531	=1.09	=1.85	=0.70	=1.09	=0.83
910401	1.13	1.45	0.95	0.94	0.78
	0.97	1.65	0.82	1.00	1.05
900511	$\sqrt{F(a_{0,1}, a_{20,1})}$	$\sqrt{F(a_{0,2}, a_{20,2})}$	$\sqrt{F(a_{0,3}, a_{20,3})}$	$\sqrt{F(R_0, R_{20})}$	$\sqrt{F(E_0, E_{20})}$
900531	=0.50	=0.49	=0.28	=0.46	=0.25
910401	0.57	0.59	0.38	0.48	0.21
	0.51	0.76	0.45	0.48	0.22
900511	$\sqrt{F(a_{20,1}, a_{40,1})}$	$\sqrt{F(a_{0,2}, a_{40,2})}$	$\sqrt{F(a_{20,3}, a_{40,3})}$	$\sqrt{F(R_{20}, R_{40})}$	$\sqrt{F(E_{20}, E_{40})}$
900531	=2.15	=3.75	=2.40	=2.35	=3.32
910401	1.96	2.45	2.53	1.97	3.73
	1.90	2.18	1.82	2.06	4.85

$a_{0,i}$  = aceleración pico en superficie, componente i.

$a_{20,i}$  = aceleración pico a 20 m de profundidad.

$a_{40,i}$  = aceleración pico a 40 m de profundidad.

$R_0, R_{20}, R_{40}$  = aceleración pico de la resultante horizontal en los tres niveles.

$E_0, E_{20}, E_{40}$  = potencia de la resultante horizontal, en los tres niveles.

La Figura 5 muestra los espectros de Fourier de la aceleración en los tres niveles, en función del periodo. La característica más notable de los periodogramas es la presencia de un pico muy energético alrededor de los 2.1 segundos, en ambos canales horizontales, tanto en 20 m como en superficie, del cual no se aprecia su existencia en el espectro observado en el nivel 40 m. Es evidente que ese periodo dominante de ~2 s aparece después de la cima de los depósitos profundos.

En el plano horizontal del nivel 40 m, las amplitudes espectrales máximas se encuentran concentradas en periodos cortos (<1.5 s), mientras que en el nivel 20 m (FAS), aparecen perfectamente diferenciados dos paquetes de energía, uno alrededor de 0.8 s y otro alrededor de 2.2 segundos. Al pasar de la FAS a la superficie, se atenúa grandemente el paquete de energía en periodos cortos, colapsándose hacia el paquete situado alrededor de los 2 segundos.

En la componente vertical se observa un espectro casi plano entre 0.4 y 3.0 s, enfatizándose los periodos cortos al pasar a los niveles superiores.

**Comportamiento de las funciones de transferencia:** En la Figura 7 se muestran las ganancias de la función

de transferencia de la estratigrafía, calculadas como los cocientes espectrales de los acelerogramas observados. Se ilustran las ganancias entre los niveles 0/40 (primera columna), 0/20 (segunda columna) y 20/40 (tercera columna), para las componentes N00E (primer renglón), N90E (segundo renglón) y vertical (tercer renglón), para los tres sismos en estudio.

La función de ganancia se estima de la siguiente manera: si

$$F_1(f, h_1) = |A_1| e^{i\Theta_1} \tag{1}$$

es la transformada de Fourier de la aceleración en el nivel de partida, y

$$F_2(f, h_2) = |A_2| e^{i\Theta_2} \tag{2}$$

es la transformada de Fourier en el nivel de llegada de la señal, entonces,

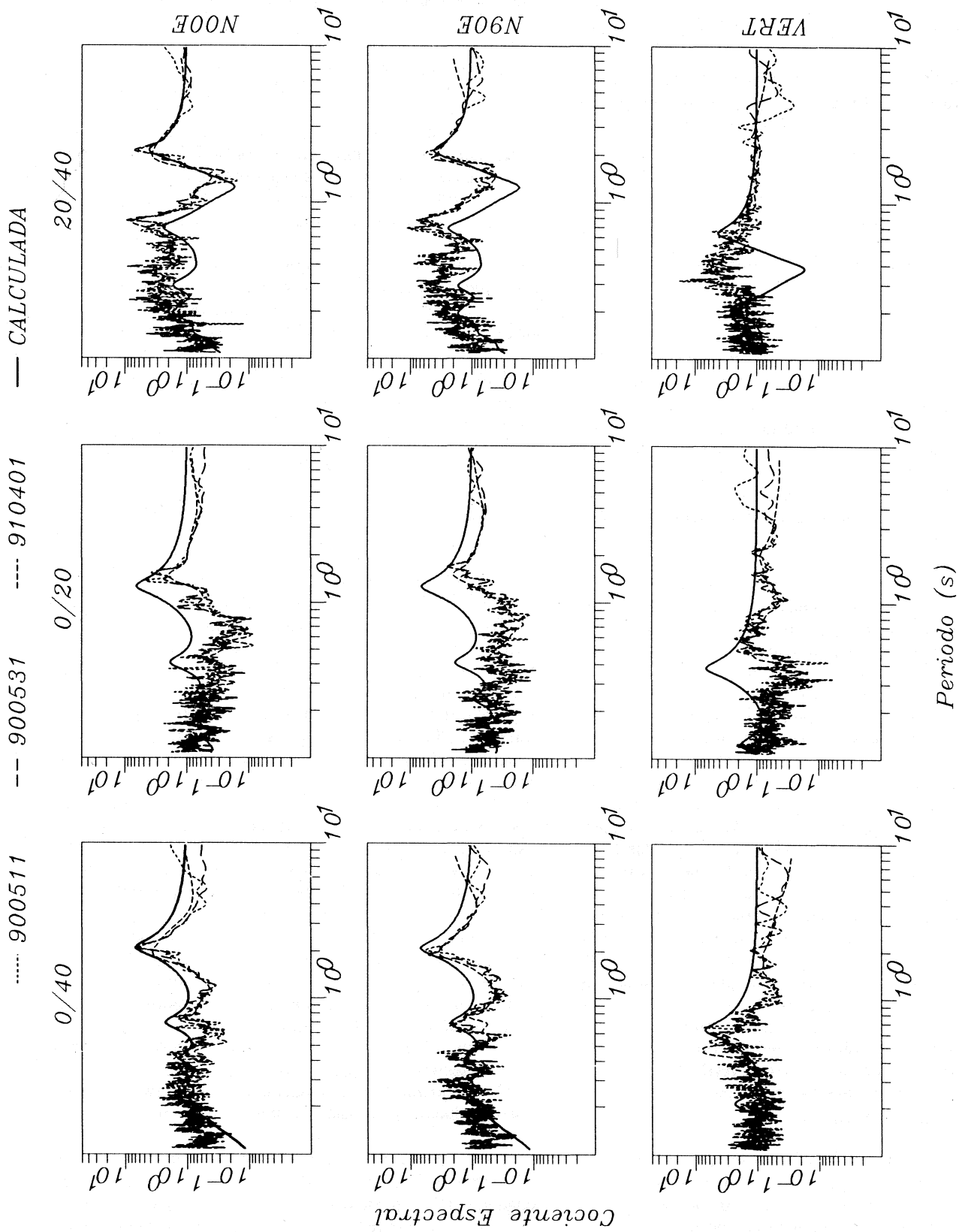


Fig. 7. Funciones de ganancia calculadas en el sitio PCC, a partir de los coeficientes espectrales de los datos observados en las profundidades de 0, 20 y 40 m, y la calculada teóricamente a partir de un modelo estratigráfico unidimensional. La primera columna muestra los coeficientes entre 0 y 40 m; la segunda los coeficientes entre 0 y 20 m y la tercera entre 20 y 40 m. Arreglados en renglones se encuentran las tres componentes de movimiento.

$$\frac{F_2(f, h_2)}{F_1(f, h_1)} = \frac{|A_2|}{|A_1|} \exp(\Theta_1 \Theta_1) i = T(f, h_1, h_2) \quad (3)$$

es la transformada de Fourier de la función de transferencia de la estratigrafía entre los niveles  $h_1$  y  $h_2$  donde su espectro de amplitud, conocido como función de ganancia, es:

$$|T| = \frac{|A_2|}{|A_1|} \quad (4)$$

y su espectro de fase, conocido como función de fase, es:

$$\Theta_T = \Theta_2 - \Theta_1 \quad (5)$$

Físicamente, las expresiones (4) y (5) representan los efectos que la estratigrafía situada entre  $h_1$  y  $h_2$  le imprime a la señal. La naturaleza de esos efectos depende de las condiciones geotécnicas de la estratigrafía. En particular, la función de ganancia indica la amplificación o atenuación que el medio produce sobre las diferentes frecuencias que componen la señal sísmica; mientras que la función de fase indica la cantidad de corrimiento que el medio produce sobre las componentes de frecuencia.

En las curvas 20/40, Figura 7, se aprecia que en las componentes horizontales prácticamente todo el espectro se amplifica, salvo una porción entre 1.0 y 1.7 segundos, donde se experimenta un decaimiento de la amplitud. Esto produce una razón o función de ganancia con dos máximos muy definidos en el plano horizontal, de los cuales el de períodos alrededor de 2.1 s representa la aparición de una componente de frecuencia no observada en el nivel inferior, mientras que el de períodos bajos (<1.0s) representa la amplificación de una banda de frecuencias ya existente en el nivel de 40 m. La señal amplificada a periodos menores que 1.0s (segundo modo) probablemente está contaminada por el ruido de alta frecuencia en la serie de tiempo, llegando en ocasiones a ser mayor que las bandas de interés sísmico. Sin embargo, es interesante la idea de que esa banda de frecuencias pueda ser originada en la interacción de los pilotes de cimentación con la formación situada entre los 5 y 30m de profundidad, ya que en el registro tomado en el pozo de 20m es donde se presenta con mayor amplitud esa señal. La componente vertical en cambio, sólo muestra amplificación significativa en una banda entre 0.3 y 0.5s, misma que también se observa en las componentes horizontales, pero a diferencia de éstas, la vertical presenta un cociente  $E_{20} / E_{40}$  prácticamente plano para todos los períodos mayores que 0.5 segundos.

Las curvas de ganancia 0/20, correspondientes a la transferencia de 20 m a superficie, para movimientos horizontales, indican atenuación en la banda de períodos cortos (<1.0 s), poca atenuación o no efecto en periodos mayores que 2.0 s y amplificación entre 1.4 y 1.8 s, banda que tiene muy poca amplitud en 20 m, por lo que no se aprecia

significativamente en superficie el efecto de esa amplificación. La curva de ganancia vertical muestra una moderada amplificación para los periodos comprendidos entre 0.5 y 1.0 s.

La transferencia completa desde 40 m hasta la superficie se aprecia en las curvas 0/40. En el plano horizontal, el de mayor interés desde el punto de vista de efectos en estructuras, el rasgo más sobresaliente en las curvas es la amplificación de los periodos alrededor de 2.1 s. Es evidente que la mayor contribución a esa amplificación de 2.1 s se produce en la transferencia de 40 m a 20 m de profundidad, con muy poca o nula contribución de 20 m a superficie.

La componente vertical contiene prácticamente toda su amplitud en frecuencias altas, y sus curvas de ganancia para los tres niveles también contienen únicamente información de amplificaciones para frecuencias altas (periodos <1.0 s).

Para todos los niveles de profundidad, los cocientes espectrales de los tres sismos estudiados son notablemente similares.

## MODELADO

Existen actualmente varios esquemas para calcular teóricamente la función de transferencia de una estratigrafía propuesta. En este trabajo las funciones de transferencia teóricas se obtuvieron mediante el uso del método de matrices de propagación de Thomson-Haskell modificado (matrices de rigidez). Este método consiste en propagar de la base a la cima de la secuencia estratigráfica (superficie libre) una señal previamente especificada. En este caso, se utilizó el modelo estratigráfico unidimensional que se muestra en la Figura 8, se le aplicó en la base una señal de amplitud unitaria y se obtuvieron los espectros de Fourier en las profundidades de interés y directamente en la superficie libre. Posteriormente se obtuvieron los cocientes espectrales entre los niveles deseados, mismos que fueron comparados con las funciones de transferencia observadas. El modelo estratigráfico fue refinado en los parámetros geométricos y geotécnicos, hasta que el espectro calculado se aproximó al espectro de Fourier realmente observado y por ende el cociente de los espectros calculados deberá corresponder en forma más apegada a la función de transferencia obtenida con los datos observados. El modelo estratigráfico cuya función de transferencia muestra mayor consistencia con respecto de la obtenida con los datos observados se muestra en la segunda columna de la Figura 8. En la Figura 7 se graficaron sobrepuestas las funciones de ganancias teóricas para la secuencia estratigráfica propuesta en el sitio del PCC, considerando la propagación de ondas de corte SH, horizontalmente polarizadas, con incidencia normal.

Las funciones de transferencia teóricas entre los niveles 40 y 20 m, así como entre 40 y 0 m, reproducen muy adecuadamente las posiciones de los periodos dominantes en las funciones de transferencia observadas para el plano horizontal, siendo preponderante la amplificación de los periodos cercanos a 2.1 segundos. En cuanto a las amplitudes,

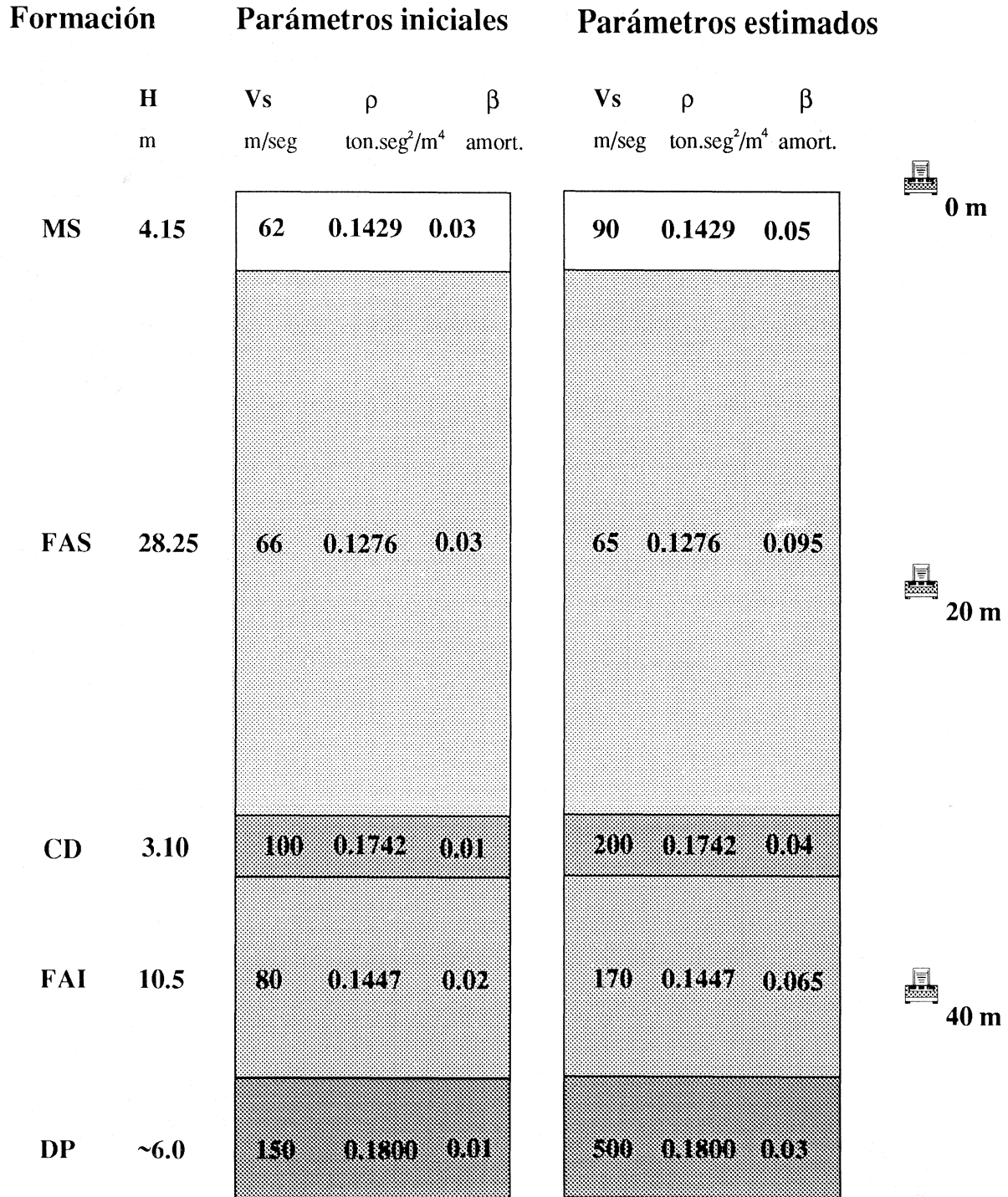


Fig. 8. Perfil estratigráfico usado en el modelado de la respuesta sísmica. Están indicados los puntos de registro 0, 20 y 40 m de profundidad. Los parámetros iniciales fueron obtenidos de diversas fuentes, los parámetros estimados son los que mostraron ser más consistentes con las observaciones. MS: manto superficial; FAS: formación arcillosa superior; CD: capa dura; FAI: formación arcillosa inferior; DP: depósitos profundos.

se aprecia un buen acercamiento entre lo observado y lo calculado cuando la dispersión en las amplitudes máximas de los cocientes observados es baja. En cambio, los cocientes de las componentes verticales no son reproducidos, ni en la posición de los periodos dominantes, ni en la amplitud. Las funciones de transferencia horizontales entre los niveles 20 y 0 m tampoco reproducen muy cercanamente a las observadas. Las diferencias más notorias que se observan a periodos menores de 0.7 s entre las funciones de transferencia calculadas y observadas, posiblemente se deban a la baja relación señal/ruido en el nivel de 40 m, donde las amplitudes máximas son menores que  $9 \text{ cm/s}^2$ , apenas 20 veces superior al límite de resolución digital de  $0.5 \text{ cm/s}^2$  de los equipos de registro.

Para reproducir numéricamente la respuesta sísmica observada en la superficie del terreno a partir de una estratigrafía supuesta, es necesario proponer un señal de entrada al sistema lineal representado por el perfil estratigráfico. Tal señal de entrada suele ser expresada como un espectro de Fourier puesto en la base de la estratigrafía. Como es-

pectros de entrada pueden elegirse espectros teóricos propagados desde la fuente, o bien espectros diseñados a partir de observaciones.

Hemos comparado para dos sismos los espectros observados a la profundidad de 40 m, con los correspondientes espectros computados como el promedio de los espectros observados en estaciones situadas en suelo duro (zona I). El sismo 910401 no generó registros en suelo duro debido a su reducido tamaño, por los que sólo se ilustran los sismos 900511 y 900531. Para cada uno de ellos se promediaron los espectros de las estaciones TE, 50, CS, 40, 74 y TP (ver el mapa de la Figura 1); el espectro promedio resultado del sismo 900511 se muestra en la Figura 9 como una línea gruesa discontinua; mientras que el espectro observado en PCC-40 m en ese mismo sismo, se muestra con línea gruesa continua. Para el segundo sismo el promedio aparece en dicha Figura como una línea delgada discontinua, mientras que el espectro observado a 40 m se representa con una línea delgada continua.

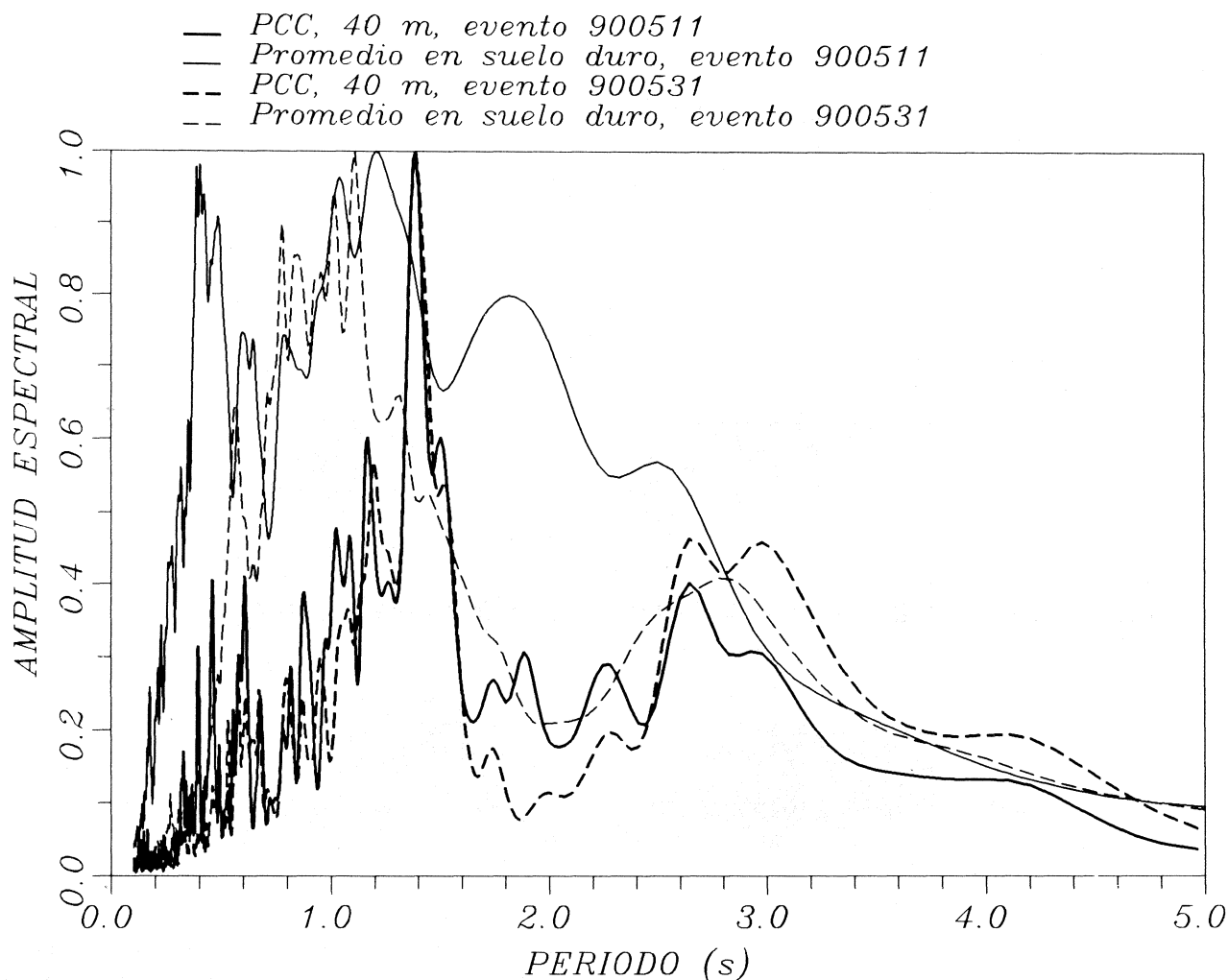


Fig. 9. Comparación entre los espectros observados en el pozo de 40 m (PCC) y aquellos obtenidos como promedio de los observados en estaciones de la zona I (suelo duro), para los sismos 900511 y 900531, componente norte-sur. Todas las amplitudes espectrales han sido normalizadas respecto al máximo de cada espectro.



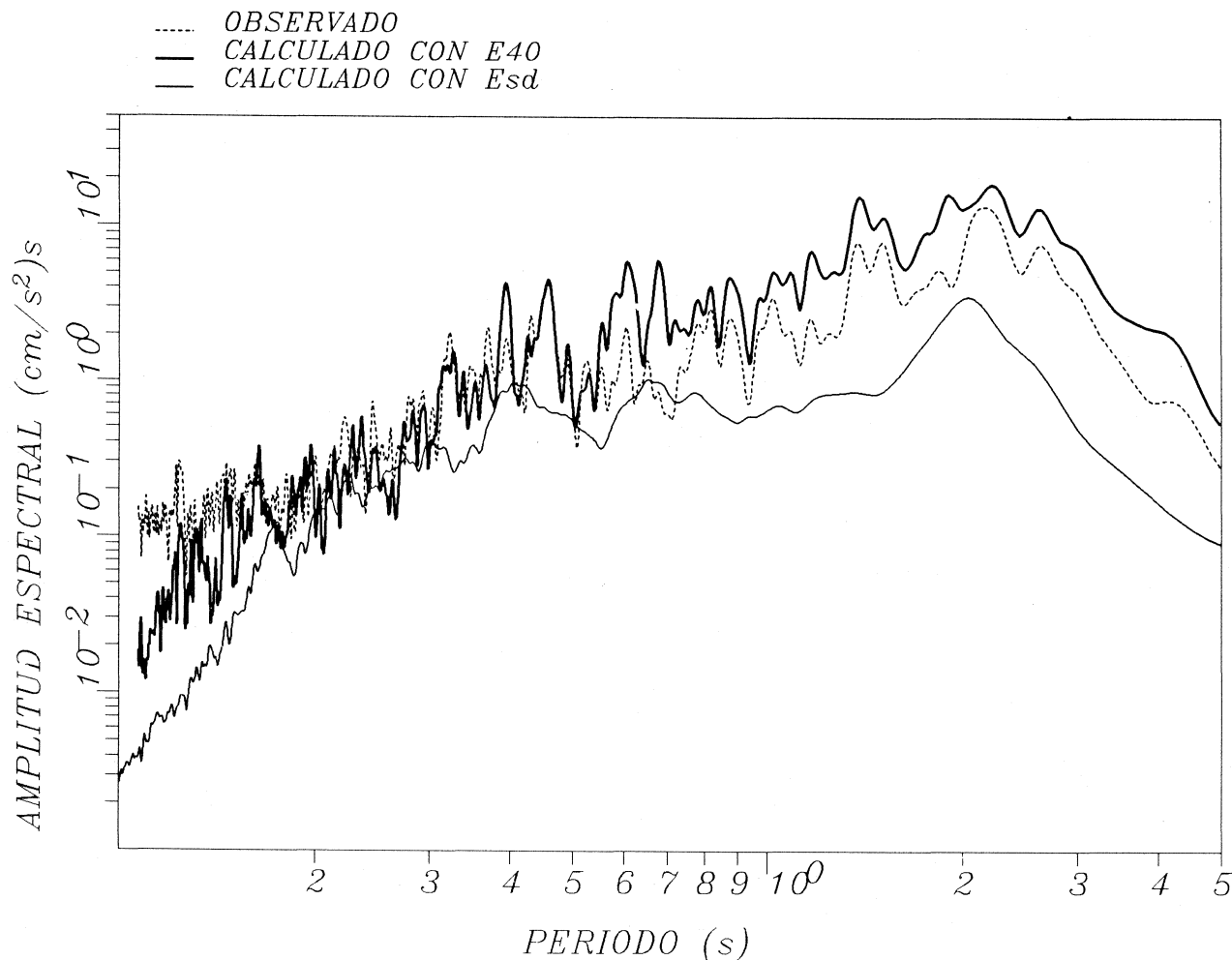


Fig. 10. Comparación entre el espectro observado (línea discontinua) en superficie en el sitio PCC, durante el sismo 900511, y los espectros calculados con un modelo estratigráfico unidimensional a partir del espectro observado en la profundidad de 40 m (línea gruesa) y del espectro promedio de suelo duro (línea delgada). Componente este-oeste.

Una característica interesante de los espectros observados en PCC-40 m es la gran semejanza en la forma para los dos sismos antes indicados. Existen dos rasgos sobresalientes: un máximo de amplitud en 1.4 s y otra concentración alrededor de 2.8 segundos. En estos espectros de entrada no se aprecia la concentración que se observa en superficie alrededor de 2.1 segundos. Los promedios obtenidos en la zona I no tienen ninguna semejanza para periodos menores que 3.0 s, con los observados en PCC-40 metros.

Se colocó el espectro promedio en suelo duro del sismo 900511 en la base de la estratigrafía propuesta en PCC, y se propagó hasta la superficie, de igual manera que se propagó el espectro observado en 40 m colocado justo en su punto de registro. En la Figura 10 se comparan estos espectros propagados, con el observado en superficie. El resultado es mucho mejor cuando se utiliza el espectro observado en 40 m; por lo tanto, se propagaron todos los espectros observados en ese nivel, (tres componentes, tres sismos) hasta la superficie libre. La Figura 11.a muestra los resultados, en comparación con los espectros observados directamente en superficie. Así mismo, se propagaron los espectros observados en la profundidad de 20 m, hasta la su-

perficie libre, los cuales son mostrados en la Figura 11.b. La Figura 11.c muestra los espectros propagados hasta la profundidad de 20 m, a partir de los observados en 40 m, y se les compara con aquellos observados en 20 m. En los tres casos, los mayores problemas de reproducción de las observaciones se producen con las componentes verticales de todos los sismos. En cuanto a las componentes horizontales, entre 40 y 20 m la reproducción es muy buena alrededor del periodo dominante de 2.0 s. Las reproducciones entre 20 m y superficie no son buenas, quedando siempre subestimadas. El comportamiento global de las estimaciones de los espectros propagados, de 40 m a superficie, es aceptablemente bueno para los canales horizontales en todo el rango de periodos; mientras que para la componente vertical existen notables diferencias en la banda de 0.2 a 0.5 segundos.

### CONCLUSIONES

Por lo que respecta a la aceleración pico, en el plano horizontal no existe gran diferencia entre lo observado en el nivel 40 m y lo que llega a superficie, aún cuando pudieran existir desplazamientos en las frecuencias dominantes de la

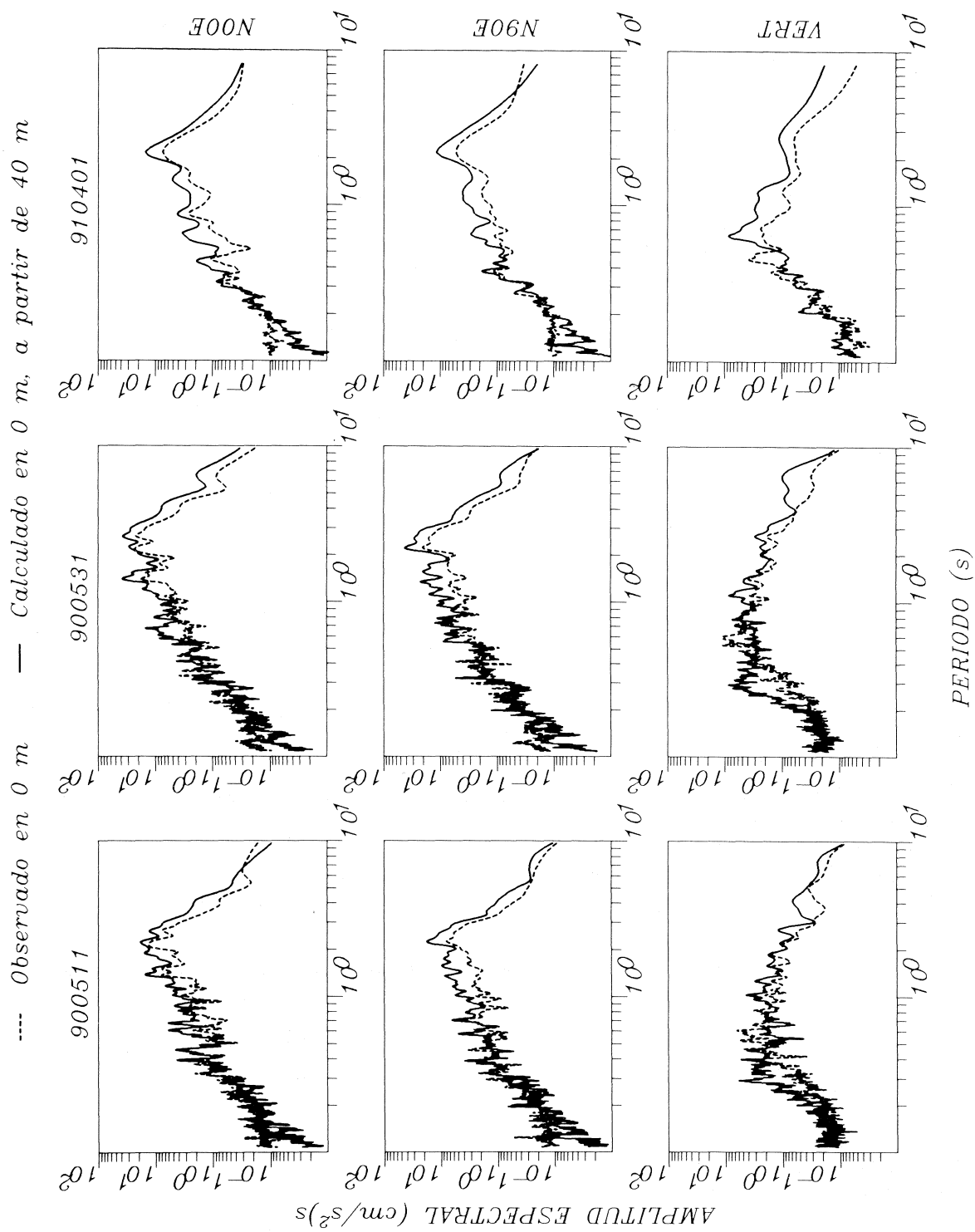


Fig. 11a. Comparación entre los espectros de amplitud observados en superficie en el sitio PCC, y los calculados en superficie a partir de 40 m, con un modelo estratigráfico unidimensional. La primera columna muestra los espectros para el evento 900511; la segunda los del 900531 y la tercera los del 910401. Arreglados en renglones se encuentran las tres componentes de movimiento.

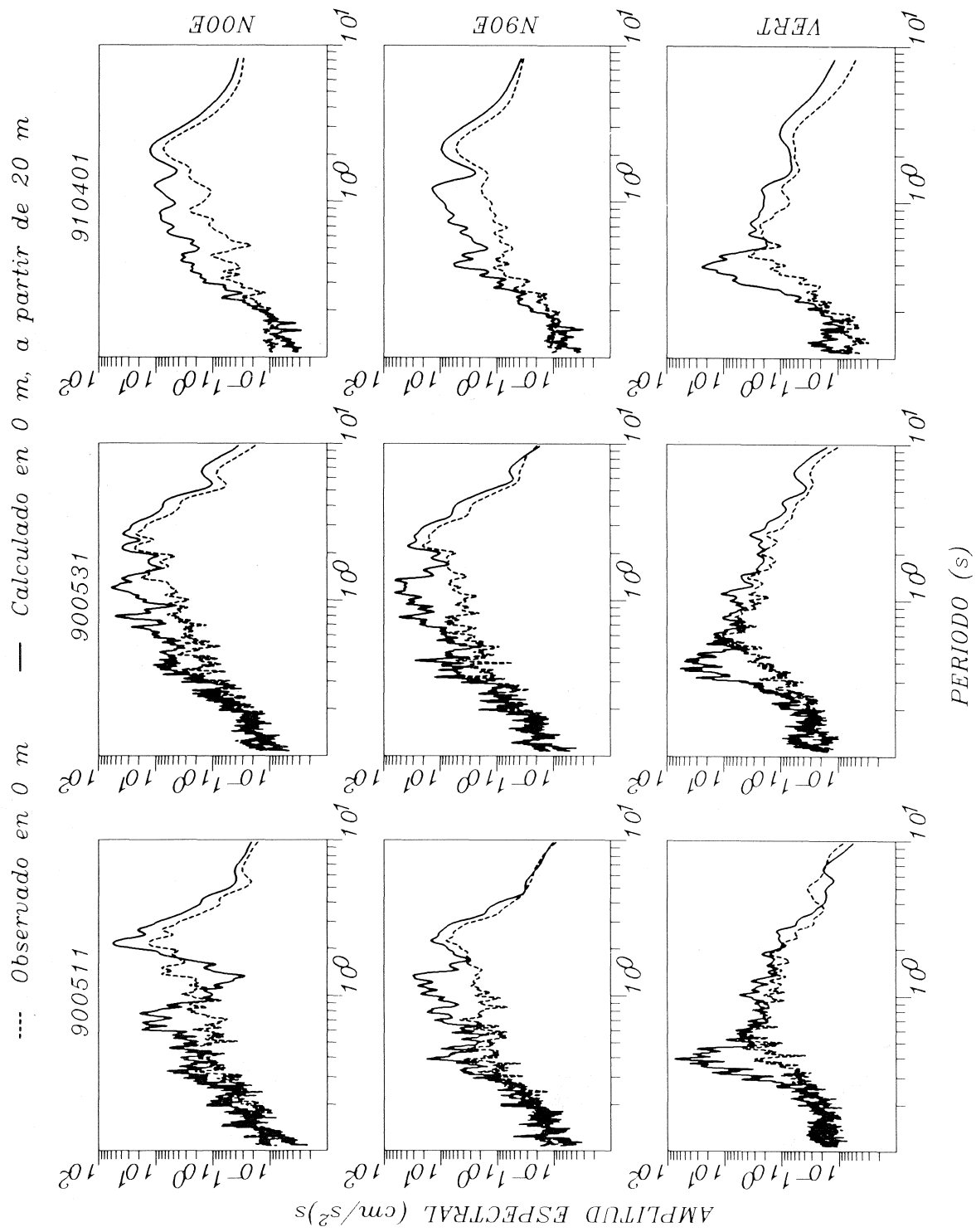


Fig. 11b. Comparación entre los espectros de amplitud observados en superficie en el sitio PCC, y los calculados en superficie a partir de 20 m, con un modelo estratigráfico unidimensional. La primera columna muestra los espectros para el evento 900511; la segunda los del 900531 y la tercera los del 910401. Arreglados en renglones se encuentran las tres componentes de movimiento.

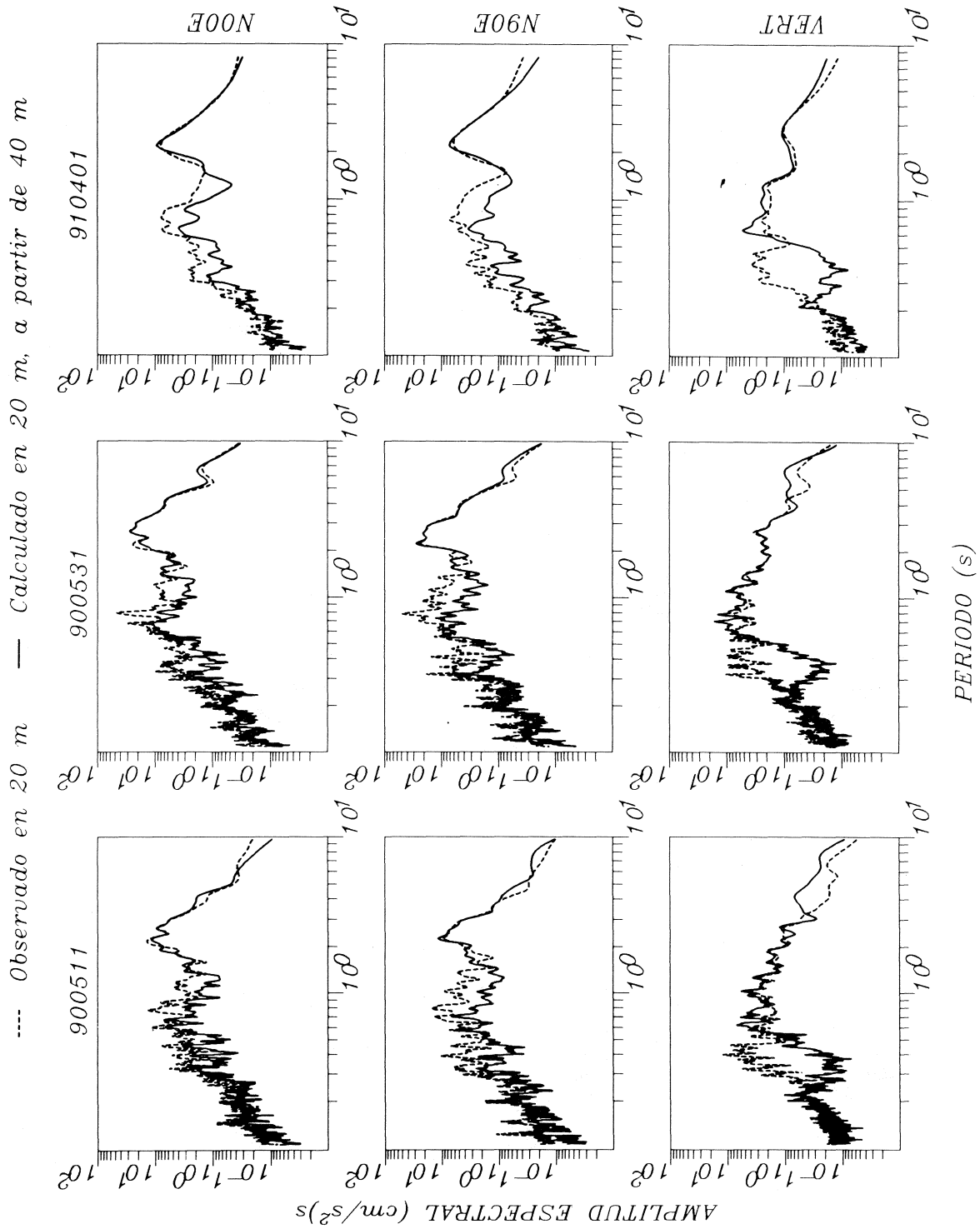


Fig. 11c. Comparación entre los espectros de amplitud observados en el pozo de 20 m, en el sitio PCC, y los calculados en 20 m a partir de 40 m, con un modelo estratigráfico unidimensional. La primera columna muestra los espectros para el evento 900511; la segunda los del 900531 y la tercera los del 910401. Arreglados en renglones se encuentran las tres componentes de movimiento.

señal. El movimiento vertical experimenta una amplificación del 85% al propagarse por la estratigrafía entre 40 y 0 metros. El comportamiento más sobresaliente lo presenta el movimiento dentro de la Formación Arcillosa Superior, donde en el nivel de 20 m se observaron aceleraciones mucho mayores que abajo (40 m) y arriba (0 m) de él. El empleo de un modelo unidimensional, como se hizo en este trabajo, no permite considerar e interpretar los efectos que las estructuras de cimentación inducen sobre la respuesta sísmica en los diferentes niveles de profundidad. En particular, la deamplificación de la amplitud sísmica en superficie, respecto a la profundidad de 20 m, está relacionada a la presencia de una estructura con cimientos de pilotes. Para avanzar hacia el entendimiento completo de las características de los registros en este sitio, es necesario incluir en el modelado y análisis, los efectos de la estructura y cimentación.

De la discusión sobre el contenido espectral de los tres niveles de observación, se resume que se presentan dos bandas muy diferenciadas de información: una a periodos menores a 1.0 s y otra a mayores que 1.8 segundos. La primera asociada posiblemente a ruido de alta frecuencia o interacción suelo-cimentaciones, la segunda asociada a la respuesta sísmica de la estratigrafía entre 40 m y superficie. Las mayores amplificaciones en los espectros se producen en el nivel 20 metros.

Las funciones de transferencia observadas y calculadas indican que la mayor parte de los rasgos espectrales característicos observados en superficie libre se generan en el segmento estratigráfico de 40 a 20 metros de profundidad. Para reproducir las amplitudes en las funciones de transferencia observadas, es necesario introducir valores de amortiguamiento más elevados (hasta del 9.5% para la FAS) que los comúnmente supuestos para la estratigrafía superficial de esta región; ésto para conservar a la formación arcillosa superior como una unidad prácticamente uniforme, tal como lo sugiere a grandes rasgos el sondeo geotécnico del suelo en el sitio PCC. Por otra parte, es conocido que se pueden provocar variaciones apreciables en las amplitudes y en la posición de los rasgos espectrales cuando se introducen divisiones pequeñas dentro de formaciones masivas (Rosset y Whitman, 1969). Sin embargo, en las pruebas de modelado realizadas, cuando se consideran las únicas posibilidades de subdivisión de la FAS congruentes con el sondeo geotécnico disponible, no se puede reproducir el nivel de amplitudes espectrales observadas (se sobreestiman). Únicamente elevando la cantidad de amortiguamiento se consiguen los niveles espectrales adecuados, lo cual concuerda con resultados recientes (Wass, 1991), quien utiliza valores de amortiguamiento de hasta el 10% en el valle de México.

Pareciera concluyente decir que el periodo de alrededor de 2.1 s, característico de la zona donde se encuentra el sitio PCC, no viene incluido en la señal sísmica que entra al valle por la base de la estratigrafía (al menos no se observa en 40 m), sino que se genera, por amplificación, dentro de las capas superficiales, seguramente en la primera capa dura o en la formación arcillosa superior.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las Fundaciones ICA y JBS por el aporte de los datos capturados con la Red Acelerométrica de la ciudad de México. Asimismo, agradecen a los técnicos Susana Alvarez T. y Gustavo Arellano Z. la invaluable ayuda en los trabajos de campo y procesamiento.

## BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA, J., 1990. Procesamiento estándar de acelerogramas. Manual de aplicación del paquete de procesamiento, CICESE (Versión 5.0).
- BRAVO, M., F. SANCHEZ-SESMA y F. J. CHAVEZ-GARCIA, 1988. Ground motion on stratified alluvial deposits for incident SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 2, 436-450.
- HERRERA, I., E. ROSENBLUETH y O. RASCON, 1965. Earthquake spectrum prediction for the valley of Mexico, Proc. Third World Conference on Earthquake Engineering, 64-74. Auckland and Wellington, New Zealand.
- HUERTA, C. y J. ACOSTA, 1991 Respuesta sísmica en tres niveles del subsuelo de la ciudad de México, Informe Técnico FICA/CICESE, Comunicaciones Académicas CICESE CISIT9005, 19 pp.
- KAUSEL, E. y J.M. ROESSET, 1981. Stiffness matrices for layered soils, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 6, 1743-1761.
- URRUTIA J. L., S.E. RUIZ y R. DIEDERICH, 1989. Comparison of matrix methods in one-dimensional amplification problems. *En: Engineering seismology and site response*. Eds. A.S. Cakmak y I. Herrera, Computational Mechanics Publications.
- MARSAL, R. J. y M. MAZARI, 1959. El subsuelo de la ciudad de México, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- RIAL, J. A., 1984. Caustics and focusing produced by sedimentary basins. Application of catastrophe theory to earthquake seismology. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 79, 923-938.
- ROSENBLUETH, E., 1952. Teoría del diseño sísmico sobre mantos blandos. Ediciones ICA, Serie B, 14. México.
- ROSSET, J. M. y R. V. WHITMAN, 1969. Theoretical background for amplification studies. Research report No. R69-15, Soils publication No. 231, School of Engineering, dept. of civil engineering, Massachusetts Institute of Technology. March 1969.
- SANCHEZ-SESMA, F. J., 1983. Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1621-1636.

WASS, G. 1991, Effects of soft soil on building response in Mexico City, Taller Internacional de Sismología e Ingeniería Sísmica. CENAPRED, México D.F.

ZEEVAERT, L., 1964. Strong ground motions recorded during earthquakes of May the 11th and 19th, 1962 in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 209-231.

---

J. Acosta, C. Huerta, L. Mendoza y A. Reyes.  
CICESE  
*Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada.*  
*División de Ciencias de la Tierra*  
*Departamento de Sismología*  
*Apartado postal 2732*  
*22800 Ensenada, B. C., MEXICO*