

## ANÁLISIS DE LOS DATOS DE LA RED ACELEROMÉTRICA DEL VALLE DE MÉXICO CON TÉCNICAS ESPECTRALES

*L. Eduardo Pérez-Rocha<sup>1</sup>, Francisco Sánchez-  
Sesma<sup>1,2</sup> y Fernando Flores-Cruz<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Centro de Investigación Sísmica, A C,

<sup>2</sup> Instituto de Ingeniería, UNAM

### RESUMEN

Se describen brevemente los avances recientes que se han logrado en la descripción de la respuesta sísmica del valle de México. Se exploran y desarrollan técnicas que permiten extraer de los registros información adicional a la estudiada tradicionalmente. Se aprovecha la existencia de la red acelerométrica y se hace uso de transformadas numéricas para inferir los distintos componentes del movimiento observado interpretando los datos en el dominio de frecuencia-número de onda. Se muestra que es posible separar los componentes del campo de ondas a condición de contar con tiempo absoluto. La resolución de la red permite esta separación para frecuencias relativamente bajas.

### ABSTRACT

A brief description of recent developments in understanding the seismic response of Mexico City valley is presented. Spectral techniques are explored in order to examine their utility to extract additional information from acceleration recordings. Using data from the Accelerometric Network of the city we computed space-time transforms to study the data in the frequency-wavenumber domain. It is shown that the separation of the different components of wavefield is possible if a common time base is available for records. The spatial resolution of the array allows this separation at relatively low frequencies.

## INTRODUCCIÓN

La red acelerométrica de la ciudad de México cuenta ya con más de cien estaciones de registro, cada una con tres componentes. Si se considera que en 1985 se tenían en operación unas diez estaciones es evidente que se ha materializado un considerable esfuerzo para mejorar la instrumentación de la capital. Este aumento de un orden de magnitud en la capacidad instalada de registro ha dado resultados prácticos de gran importancia. Entre ellos, la posición de espectros de respuesta para el sismo de 1985 y el desarrollo de técnicas para predecir estos espectros para temblores futuros. No obstante, los mecanismos que producen la peculiar respuesta del valle no han sido completamente esclarecidos.

Las enormes amplificaciones espectrales observadas para sitios de la zona del lago con respecto a lo registrado en la Ciudad Universitaria podrían deberse a fenómenos de enfocamiento de la energía incidente y a la generación local de ondas superficiales de Love y Rayleigh como consecuencia de la heterogeneidad lateral. Estas amplificaciones se relacionan con la gran duración de los registros en la zona del lago. Típicamente, después de un movimiento más o menos irregular, con un contenido importante de alta frecuencia se observa una coda muy regular de gran duración. Esto es de interés práctico pues las estructuras se degradan en resistencia y rigidez al ser sometidas a excitaciones de este tipo. El fenómeno ha desafiado hasta hoy distintos intentos para explicarlo. Se pensó que la gran duración provenía de irregularidades en la estratificación y también que podría deberse a ciertos efectos de naturaleza tridimensional. Los estudios con modelos matemáticos en dos y tres dimensiones están en desarrollo y demandan esfuerzos considerables. Los resultados preliminares obtenidos con ellos permiten explicar algunos fenómenos como la variabilidad espacial y las amplitudes del movimiento (ver p ej Pérez-Rocha *et al*, 1991) pero no la duración.

Singh y Ordaz (1993) han propuesto una explicación que parece plausible. Se basan en el análisis de los registros de una estación de banda muy ancha (VBB), recientemente instalada en CU. Este instrumento cuenta con una elec-

trónica y diseño muy sofisticados y permite obtener registros de velocidades del terreno confiables en un rango muy amplio de frecuencias. Singh y Ordaz sugieren que la larga coda de los registros ha estado *siempre* en la excitación pero las aceleraciones en los sitios de terreno firme no mantuvieron el umbral necesario para mantener en funcionamiento los acelerómetros digitales convencionales. Por otro lado, los sedimentos blandos de la zona del lago funcionan como un amplificador natural de banda angosta, lo que explica las enormes codas registradas. Ellos proponen que la gran duración de la excitación se debe a trayectos múltiples de las ondas sísmicas entre la costa y el valle de México y/o en el valle mismo. La explicación de Singh y Ordaz (1993) muestra claramente la gran importancia que está adquiriendo el uso de nuevos instrumentos, más sensibles y precisos, en la sismología de movimientos fuertes. Es muy probable que este fenómeno esté relacionado con la amplificación regional también observada por ellos (Ordaz y Singh, 1992).

Lo escrito arriba evidencia los grandes avances que se han logrado en la descripción de la respuesta sísmica del valle de México. Se reconoce sin embargo que aún subsisten muchas dudas que es preciso resolver a fin de estimar la confiabilidad de las predicciones y su rango de aplicabilidad. En este trabajo se exploran y desarrollan técnicas que permiten extraer de los registros información adicional a la estudiada tradicionalmente. Se aprovecha la existencia de la red acelerométrica y se hace uso de transformadas numéricas para inferir los distintos componentes del movimiento observado interpretando los datos en el dominio de frecuencia-números de onda ( $f-k$ ). Estas técnicas se iniciaron en la radioastronomía y se han utilizado en redes sísmicas encaminadas a la detección de sismos y explosiones nucleares.

## ARREGLOS ESPACIALES

Las observaciones de datos en arreglos espaciales han sido analizadas con técnicas en las que se cambia la información mediante transformadas numéricas al dominio de frecuencia-números de onda ( $f-k$ ). En este dominio es posible inferir propiedades del campo ondulatorio de interés que no son evidentes en el

dominio espacio-tiempo. Esta manera de proceder ha sido utilizada en las primeras redes sísmicas encaminadas a la detección de explosiones nucleares y telesismos (Capon, 1969) y en radioastronomía (Rodríguez, 1984). Más recientemente se han empleado redes sísmicas para investigar la propagación de ondas sísmicas. Uno de los más conocidos es el llamado SMART1, instalado en Taiwan (Abrahamson y Bolt, 1987). El uso de micro arreglos está siendo empleado para inferir las características de ondas superficiales (Horike, 1988).

La red acelerométrica de la ciudad de México no fue planeada para análisis como los mencionados arriba y por ello no cuenta con una base común de tiempo confiable. Además, la separación de las estaciones es muy grande. La distancia mínima entre estaciones de la red es de 1 km. No obstante, se ha considerado conveniente explorar la aplicación de técnicas espectrales para la interpretación de los datos de la red.

El sismo de Guerrero del 25 de abril de 1989 ( $M_s=6.9$ ) proporcionó registros de excepcional calidad. Se trata del temblor mejor registrado en la ciudad hasta el momento. Además, pudo observarse nuevamente la constancia del movimiento vertical y su relativa insensibilidad a las condiciones locales. Esto se había encontrado para los datos de 1985 (Campillo *et al*, 1988; 1989). Como entonces, se detectó una forma de onda prominente (de unos 10 s de período) de desplazamiento vertical en todas las estaciones de la red y se identificó como onda de Rayleigh (Pérez-Rocha *et al*, 1991; Sánchez-Sesma *et al*, 1993). Se contó con tiempo absoluto en las estaciones del Instituto de Ingeniería. Este tendría un error de  $\pm 0.25$  s (Almora, comunicación personal). Con esas cinco estaciones se estimó en 1.6 km/s la velocidad de propagación para las ondas de Rayleigh (con 10 s de período). Este resultado debe verificarse pues para trayectos continentales se tienen típicamente valores de 3.0 km/s. Una fuente de error es la pequeña cobertura espacial (unos 6 km) de las cinco estaciones del Instituto. De cualquier manera, si se supone que la velocidad de las ondas superficiales de Rayleigh en ese período es insensible a los detalles de la estratigrafía más somera puede calcularse el tiempo para cada estación buscando la máxima

correlación con una estación de referencia (se eligió la estación 34 que es la más al sur de la red).

Con tiempo común, las fases de las transformadas de Fourier de las series de tiempo pueden interpretarse de manera conjunta. Con las transformadas se formó una base de datos con la que se interpolan espacialmente las partes reales e imaginarias. Se procesaron los espectros de desplazamientos, obtenidos mediante doble integración. Todos los datos se han filtrado de manera que contengan los períodos mínimo y máximo de 0.8 y 12 s, respectivamente.

Con base en las propiedades cinemáticas de las ondas superficiales de Love y de Rayleigh se diseñó un filtro que, aplicado en el dominio de frecuencia-números de onda ( $f-k$ ), permite separar las diferentes ondas que intervienen en el movimiento y determinar amplitudes relativas y dirección promedio. Esta separación tiene un margen de incertidumbre que depende de la resolución espacial de la red.

## TRANSFORMADA DE FOURIER ESPACIO-TEMPORAL

Sea  $\phi(t,x)$  una función escalar definida por  $f(t-x/c)$ , donde  $t$ =tiempo.  $f(\cdot)$  es una función con, al menos, segunda derivada y  $c$ =constante positiva. Es claro entonces que esta función representa una onda con velocidad de propagación  $c$  que se propaga en la dirección positiva del eje  $x$ . Es claro también que en  $x=0$  la variación temporal de  $\phi$  es simplemente  $f(t)$ . Si se aplica la transformada de Fourier temporal a  $\phi(t,x)$ , se tiene

$$\int_0^{\infty} f(t-x/c) \exp(-i\omega t) dt = \exp(-i\omega x/c) \int_0^{\infty} f(z) \exp(-i\omega z) dz \quad (1)$$

donde  $\omega$ =frecuencia circular =  $2\pi f$  y  $f$ =frecuencia. Si llamamos  $F(\omega)$  a la última integral, que es la transformada de Fourier de  $f(t)$ , se puede escribir finalmente que

$$\int_0^{\infty} \phi(t,x) \exp(-i\omega t) dt = \exp(-i\omega x/c) F(\omega) \quad (2)$$

Esta expresión muestra que la transformada temporal de la onda es un producto de la transformada de la forma de onda por una exponencial que representa la propagación a lo largo del eje  $x$ . Sin embargo, el módulo de esta cantidad compleja es independiente de  $x$ . La posición de una estación afecta las *fases* pero no la forma, el módulo, de la transformada o *espectro*, para emplear el término acuñado por Newton.

Considérese la transformación de Fourier espacial del resultado anterior. Esto es, se multiplica por  $\exp(+ikx)$  y se integra a lo largo de  $x$  de  $(-\infty, \infty)$ :

$$\int_0^{\infty} \exp(-i\omega x/c) F(\omega) \exp(+ikx) dx = F(\omega) \int_0^{\infty} \exp[i(k-\omega/c)x] dx \quad (3)$$

expresión de la que se obtiene

$$2\pi F(\omega) \delta(k - \omega/c) \quad (4)$$

donde  $\delta(\ )$  es la función delta de Dirac. Es bien sabido que es nula para argumento diferente de cero y que está indeterminada cuando este es cero. Sin embargo, su integral es unitaria ( $\int \delta(z) dz = 1$ ). En un dominio finito, de  $-a$  a  $a$ , se tendrá que

$$F(\omega) 2a \text{sen}[(k-\omega/c)a]/[(k-\omega/c)a] \quad (5)$$

donde el valor máximo de  $2a$  (para  $F$  constante) se alcanza si  $k = \omega/c$ . Esta expresión tenderá, si  $a$  tiende a infinito, a la expresión anterior con la delta de Dirac. Si en el plano  $\omega$ - $k$  (frecuencia-número de onda) se establecen contornos con las curvas de nivel, los máximos (si  $F$  no es muy pequeña) describirán la ecuación  $k-\omega/c = 0$ .

En la fig 1a se muestran las configuraciones espaciales de un pulso que atraviesa un arreglo de 10 km de extensión con una velocidad  $c=1$  km/s. Se han usado 32 muestras para representar la señal. Salvo por pequeñas diferencias debidas a efectos de borde las transformadas espaciales de Fourier son prácticamente iguales (fig 1b). Considerando un tiempo

de observación de 12.8 s y  $\Delta t = 0.4$  s y calculando con el algoritmo de Transformada Rápida de Fourier (FFT) se obtienen los contornos que aparecen en la fig 1c. En la fig 2 se muestran los mismos resultados si se consideran 11 muestras que por interpolación dan 16. Los efectos de interpolación son evidentes; hay una reducción importante en la resolución del diagrama  $f$ - $k$ . Sin embargo si se considera el máximo la información es correcta.

Sea  $\psi(t,x,y)$  una función escalar descrita por

$$\Psi(t,x,y) = f(t-[x \cos\theta + y \text{sen}\theta] / c) \quad (6)$$

Se trata de una onda plana que se propaga en el plano  $x$ - $y$  con una dirección definida por el vector  $(\cos\theta \text{sen}\theta)^T$  y velocidad de propagación  $c$ . La aplicación de la triple transformada de Fourier resultará en

$$\iiint \Psi(t,x,y) \exp(-i\omega t + ik_x x + ik_y y) dt dx dy = \Psi(\omega, k_x, k_y) = (2\pi)^2 F(\omega) \delta(k_x - \omega \cos\theta/c) \delta(k_y - \omega \text{sen}\theta/c) \quad (7)$$

Que muestra los picos en  $k_x = \omega \cos\theta/c$  y  $k_y = \omega \text{sen}\theta/c$  si  $F(\omega)$  no es nula. Es claro que la dirección de propagación se conserva en el vector  $kc/\omega = (\cos\theta \text{sen}\theta)$ . La distancia al origen del pico es proporcional a la frecuencia  $\omega$  e inversamente proporcional a la velocidad de propagación. En dominios finitos la posición del máximo coincide con la predicción teórica. La fig 3 muestra la representación  $k_x$ - $k_y$  de la onda plana  $\psi$ .

Estos conceptos pueden extenderse de manera natural a campos vectoriales sobre un plano. Así, sea  $u(t,x)$  el campo de desplazamientos donde  $x =$  vector de posición en el plano  $x$ - $y$ . La triple transformada de Fourier puede escribirse como

$$u(\omega, k) = \iiint u(t,x) \exp(-i\omega t + ik_x x + ik_y y) dt dx dy \quad (8)$$

donde  $k =$  vector formado por los números de onda  $k_x, k_y$ . Los rangos de integración son de  $\pm\infty$  para las tres variables. La fig 4a muestra esquemáticamente dos ondas planas del tipo P

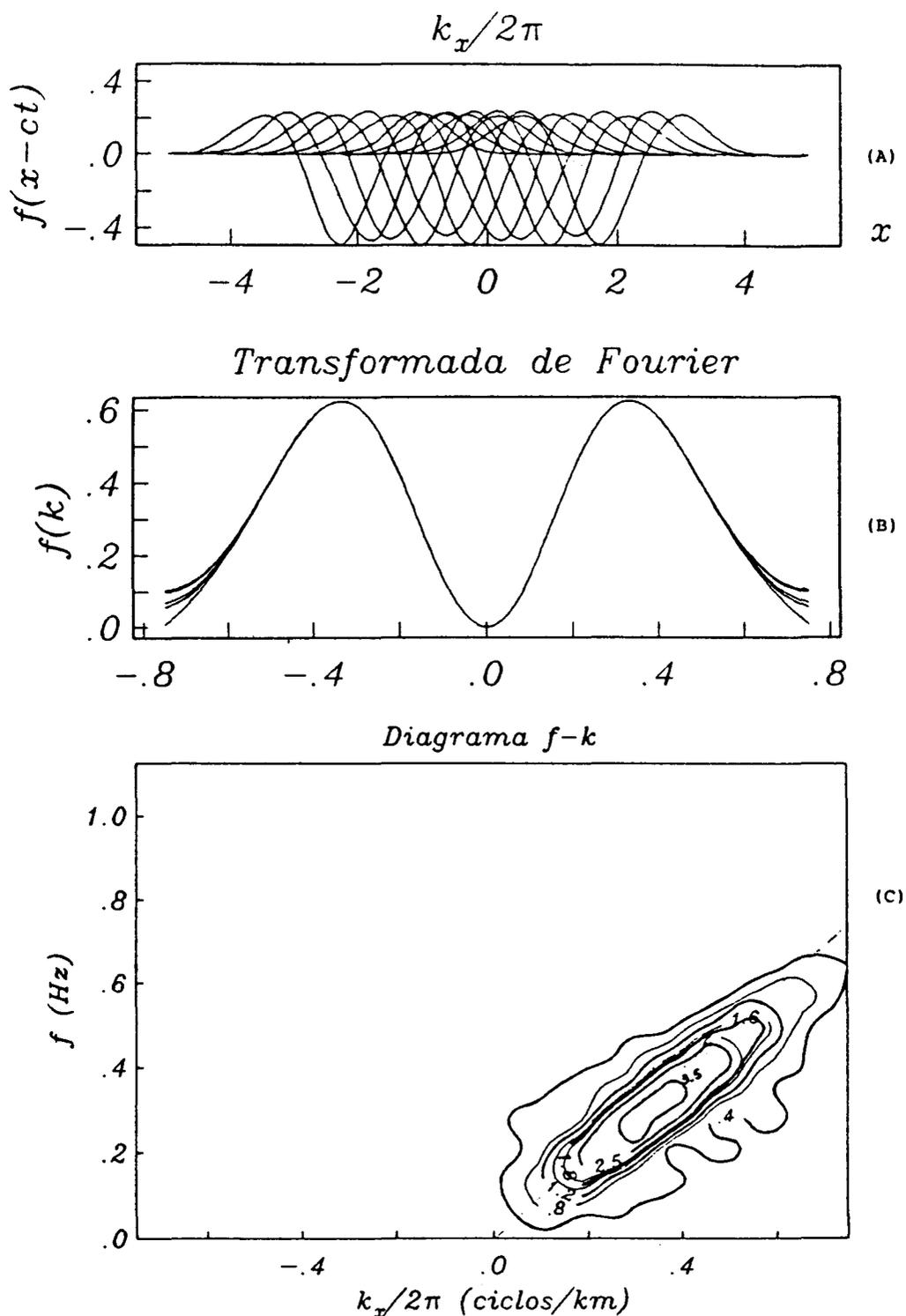


Fig 1. Resultados obtenidos del análisis de un pulso que atraviesa un arreglo de 10 km de extensión con  $c=1$  km/s. Se utilizaron 32 muestras para representar la señal y  $\Delta t=0.4$  s

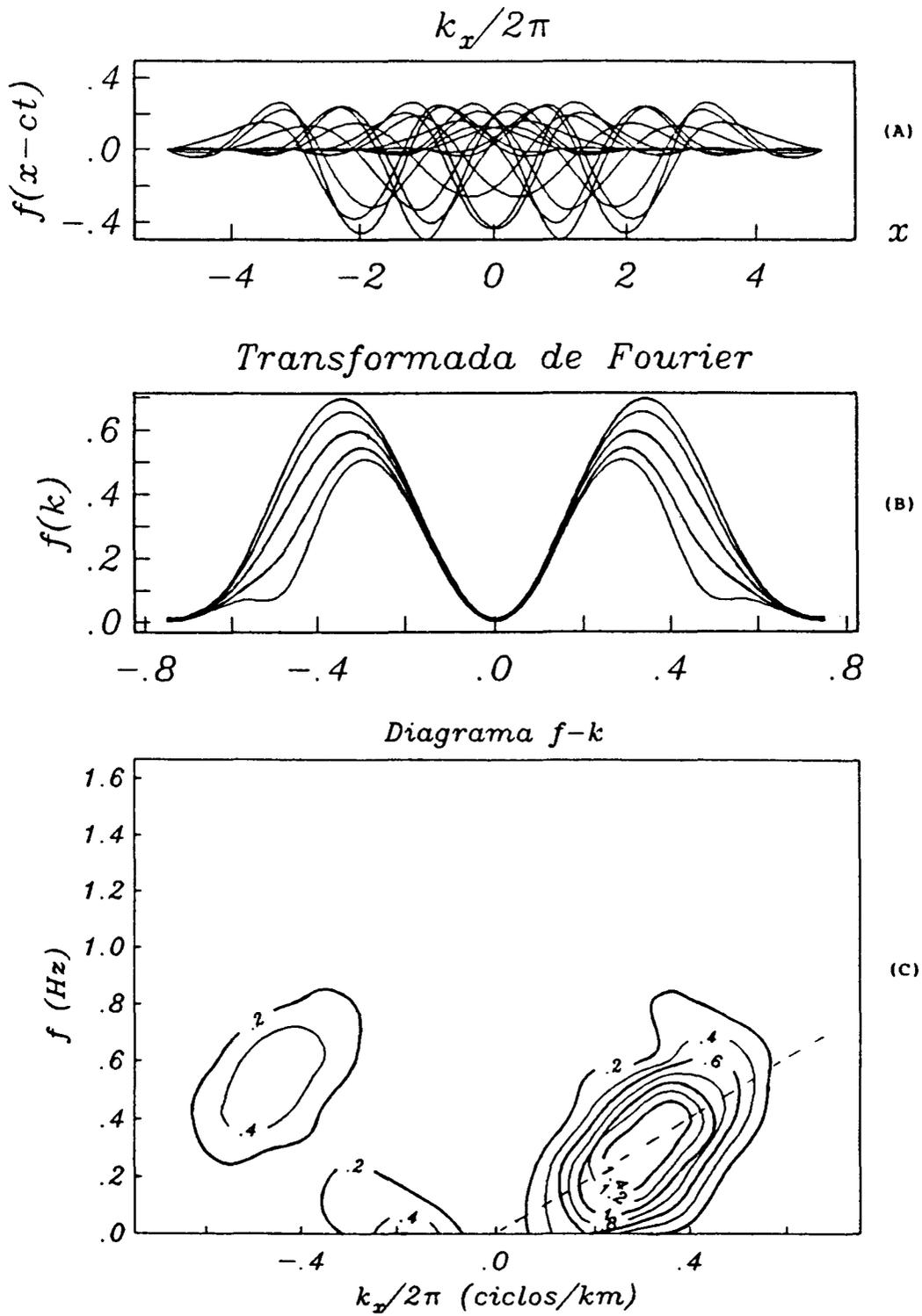


Fig 2. Resultados obtenidos del análisis de un pulso que atraviesa un arreglo de 10 km de extensión con  $c=1$  km/s. Se utilizaron 11 muestras interpolando a 16 para representar la señal y  $\Delta t=0.3$  s

y S que se propagan en el plano x-y con los ángulos  $\theta_P$  y  $\theta_S$ , respectivamente. El diagrama  $k_x$ - $k_y$  correspondiente se muestra en la fig 4b.

### DESARROLLO DE FILTROS PARA SEPARAR COMPONENTES DEL CAMPO ONDULATORIO

Supóngase que en el plano x-y sólo existen ondas P y S, con componentes en ese plano u y v para las direcciones x e y, respectivamente. En estas circunstancias la descomposición de Helmholtz

$$\mathbf{u} = \text{grad } \varphi + \text{rot } \Psi \text{ con } \text{div } \Psi = 0 \quad (9)$$

conduce a

$$\begin{aligned} u &= \partial\varphi / \partial x + \partial\psi_z / \partial y, \\ v &= \partial\varphi / \partial y - \partial\psi_z / \partial x \end{aligned} \quad (10)$$

donde  $\varphi$  y  $\psi$  son potenciales de desplazamiento (escalar y vectorial, respectivamente) para las ondas P y S. Por otra parte, la transformada inversa

$$\mathbf{u}(t, \mathbf{x}) = (2\pi)^{-3} \int \int \int \mathbf{u}(\omega, \mathbf{k}) \exp(i\omega t - ik_x x - ik_y y) d\omega dk_x dk_y \quad (11)$$

exhibe el campo como formado por una superposición de ondas planas. Este hecho sugiere una manera de separar las diferentes ondas que componen el campo de desplazamientos.

En efecto, sean  $\varphi$  y  $\psi_z$  de la forma

$$\varphi_0(\omega, \mathbf{k}) \exp(i\omega t - ik_x x - ik_y y) \quad (12)$$

$$\psi_{z_0}(\omega, \mathbf{k}) \exp(i\omega t - ik_x x - ik_y y) \quad (13)$$

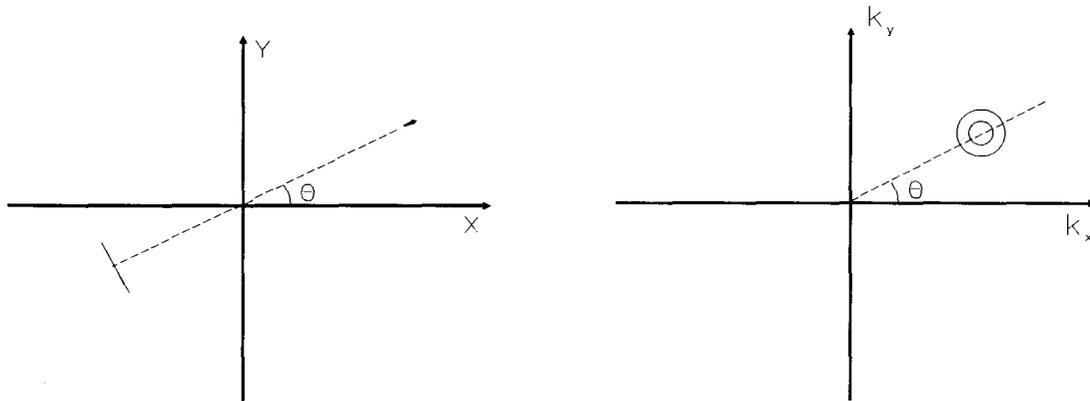


Fig 3. Diagrama  $K_x$ - $K_y$  de una función escalar que describe a una onda plana del tipo S.

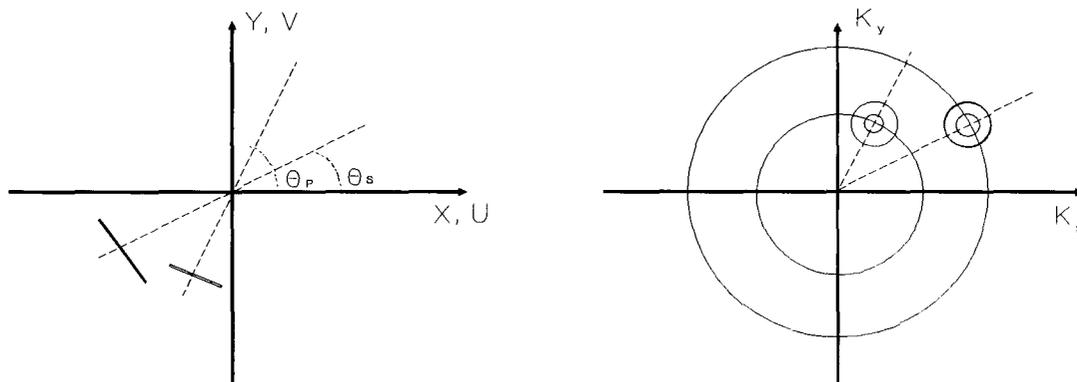


Fig 4. Diagrama  $K_x$ - $K_y$  de una función vectorial que describe a dos ondas del tipo P y S.

de acuerdo con la transformación inversa. Es posible demostrar, aplicando la descomposición de Helmholtz, que  $\mathbf{u}(\omega, \mathbf{k})$  está dado por

$$\mathbf{u}(\omega, \mathbf{k}) = -i[\Phi_0(\omega, \mathbf{k})\mathbf{k} + \Psi_{z_0}(\omega, \mathbf{k})\mathbf{l}] \quad (14)$$

donde  $\mathbf{l} = (-k_y, k_x)^T$  con  $\mathbf{k} \cdot \mathbf{l} = 0$ . Esto puede interpretarse reconociendo que un vector asociado a una onda P es paralelo al vector  $\mathbf{k}$ . Análogamente un vector de onda S es perpendicular a  $\mathbf{k}$ . Sean  $\mathbf{n}$  y  $\mathbf{m}$  vectores unitarios paralelo y perpendicular a  $\mathbf{k}$ , respectivamente. Es posible demostrar que el vector de desplazamientos en el dominio  $\omega$ - $\mathbf{k}$  (o  $f$ - $\mathbf{k}$ ) puede expresarse como

$$\mathbf{u} = (\mathbf{u} \cdot \mathbf{n})\mathbf{n} + (\mathbf{u} \cdot \mathbf{m})\mathbf{m} \quad (15)$$

donde  $\mathbf{n} = (n_x, n_y)^T$ ,  $\mathbf{m} = (m_x, m_y)^T$  con  $n_x = k_x / \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)}$ ,  $n_y = k_y / \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)}$ ,  $m_x = -k_y / \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)}$  y  $m_y = k_x / \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)}$ . Puede verificarse que  $\mathbf{n}$  y  $\mathbf{m}$  son vectores unitarios perpendiculares, es decir  $\mathbf{n} \cdot \mathbf{m} = 0$ . En notación indicial esta expresión puede escribirse como

$$u_i = n_i n_j u_j + (\delta_{ij} - n_i n_j) u_j \quad (16)$$

donde el primer término representa la proyección del componente vectorial del campo en la dirección del vector  $\mathbf{n}$ , que es paralelo al vector  $\mathbf{k}$  que define la dirección de propagación. Así, si el vector  $\mathbf{u}(\omega, \mathbf{k})$  es el campo total, la parte asociada a las ondas P es

$$\mathbf{u}^P(\omega, \mathbf{k}) = [\mathbf{u}(\omega, \mathbf{k}) \cdot \mathbf{n}]\mathbf{n} \quad (17)$$

mientras que la parte asociada a las ondas S es

$$\mathbf{u}^S(\omega, \mathbf{k}) = [\mathbf{u}(\omega, \mathbf{k}) \cdot \mathbf{m}]\mathbf{m} \quad (18)$$

Estas expresiones definen filtros vectoriales que separan los componentes de onda en el dominio  $\omega$ - $\mathbf{k}$ . En un arreglo plano en el que se detecta la propagación de ondas superficiales se reconoce la semejanza cinemática de las ondas de Love con las ondas S y del componente horizontal de las ondas de Rayleigh con las ondas P. Esta separación es por lo tanto cinemática.

En las figs 5 y 6 se ilustran resultados de la separación de ondas P y S. Se consideraron arreglos de 10 km y de 4.8 km de lado, respectivamen-

te. Se supone la propagación de ondas P y S con ángulos dados de incidencia. En ambos casos se tomó una frecuencia de 1 Hz y velocidades de propagación  $\alpha = 2$  km/s y  $\beta = 1$  km/s para las ondas P y S, respectivamente. Estas figuras muestran una efectiva separación de los componentes del campo de ondas. Para los resultados de la fig 5 se usó un arreglo de 32 x 32 receptores mientras que para aquellos de la fig 6 se usaron 16 x 16 receptores.

### APLICACIÓN A LOS DATOS ACCELEROMÉTRICOS DE LA RED DEL VALLE DE MÉXICO

Con tiempo común, las fases de las transformadas de Fourier de las series de tiempo pueden interpretarse de manera conjunta. Se calcularon los desplazamientos mediante doble integración de los acelerogramas. Para el análisis de los registros completos se asignó  $\Delta t = 0.1$  s con 4096 muestras temporales. También se analizaron ventanas temporales de 256 muestras. Todos los datos se han filtrado de manera que tengan períodos mínimo y máximo de 0.8 y 12 s, respectivamente.

Con las transformadas temporales de Fourier se formó una base de datos con la que se interpolan espacialmente las partes reales e imaginarias. Se estudian dos casos. En el primero la ventana de observación es cuadrada con 15 km de lado y se usan los registros completos; en el segundo la ventana tiene 5 km de lado y se usan además ventanas temporales cortas de 256 muestras. La zona de observación corresponde a la región con más alta densidad de estaciones de registro. La interpolación polinomial, sin embargo, se hace con todos los registros disponibles. Se asignaron  $\Delta x = \Delta y = 0.5$  km para las mallas espaciales con lo que el número de onda de Nyquist es  $kN_y/2\pi = 1.0$  ciclos/km. Para los fines de despliegue gráfico se presentan resultados en el rango de  $\pm 0.5$  ciclos/km para los números de onda.

La fig 7 muestra la ventana espacial de 15 km de lado utilizada en el análisis. Esta ventana espacial comprende la mayor parte de las estaciones de la red y aunque muchas de éstas están en la zona del lago, la ventana también cubre zonas de lomas y de transición. Las distribuciones espaciales de amplitudes

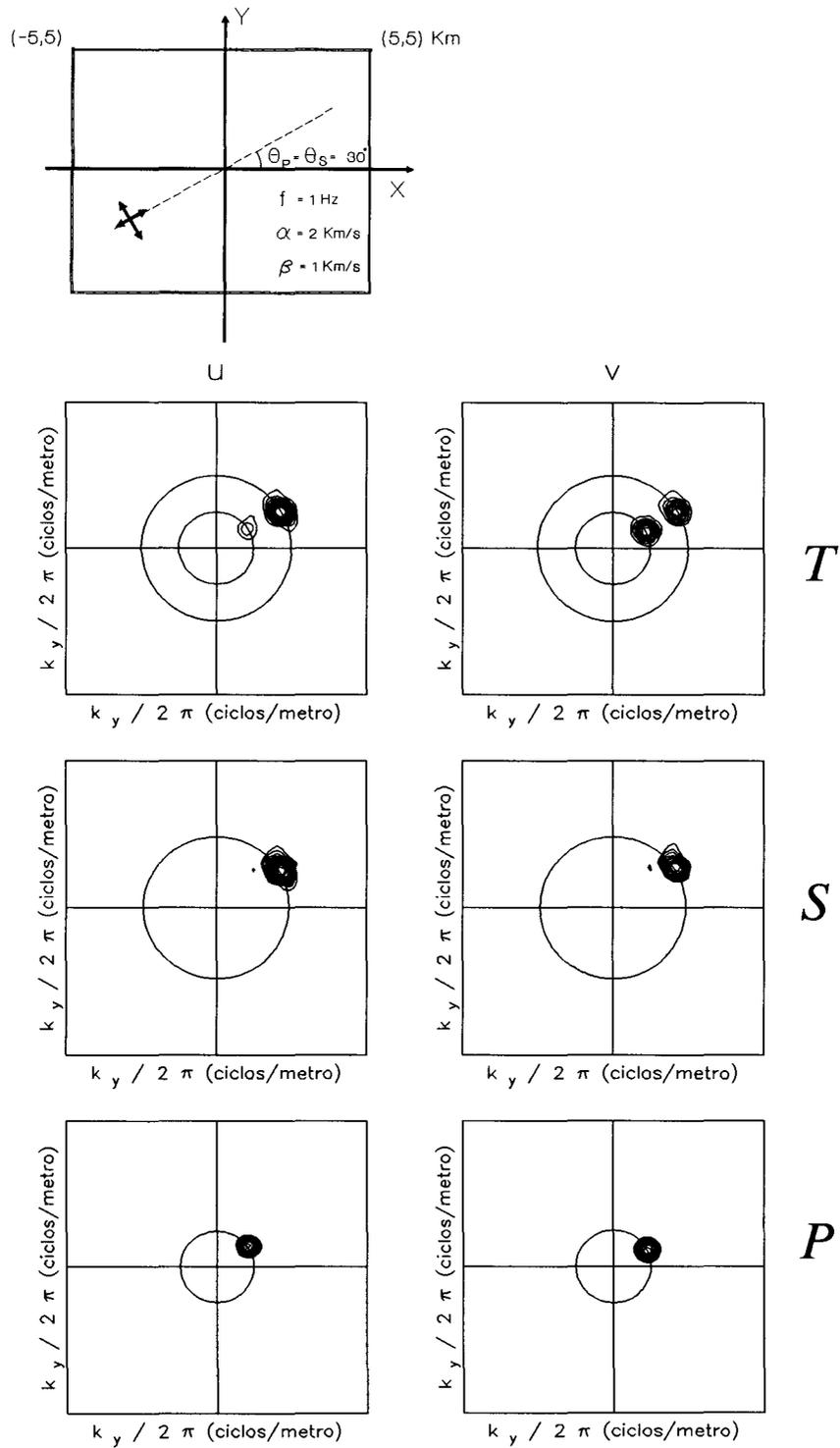


Fig 5. Diagrama  $K_x$ - $K_y$  de la separación de ondas P y S considerando un arreglo espacial de 10 km y ángulo de incidencia para las ondas P y S de  $30^\circ$ .

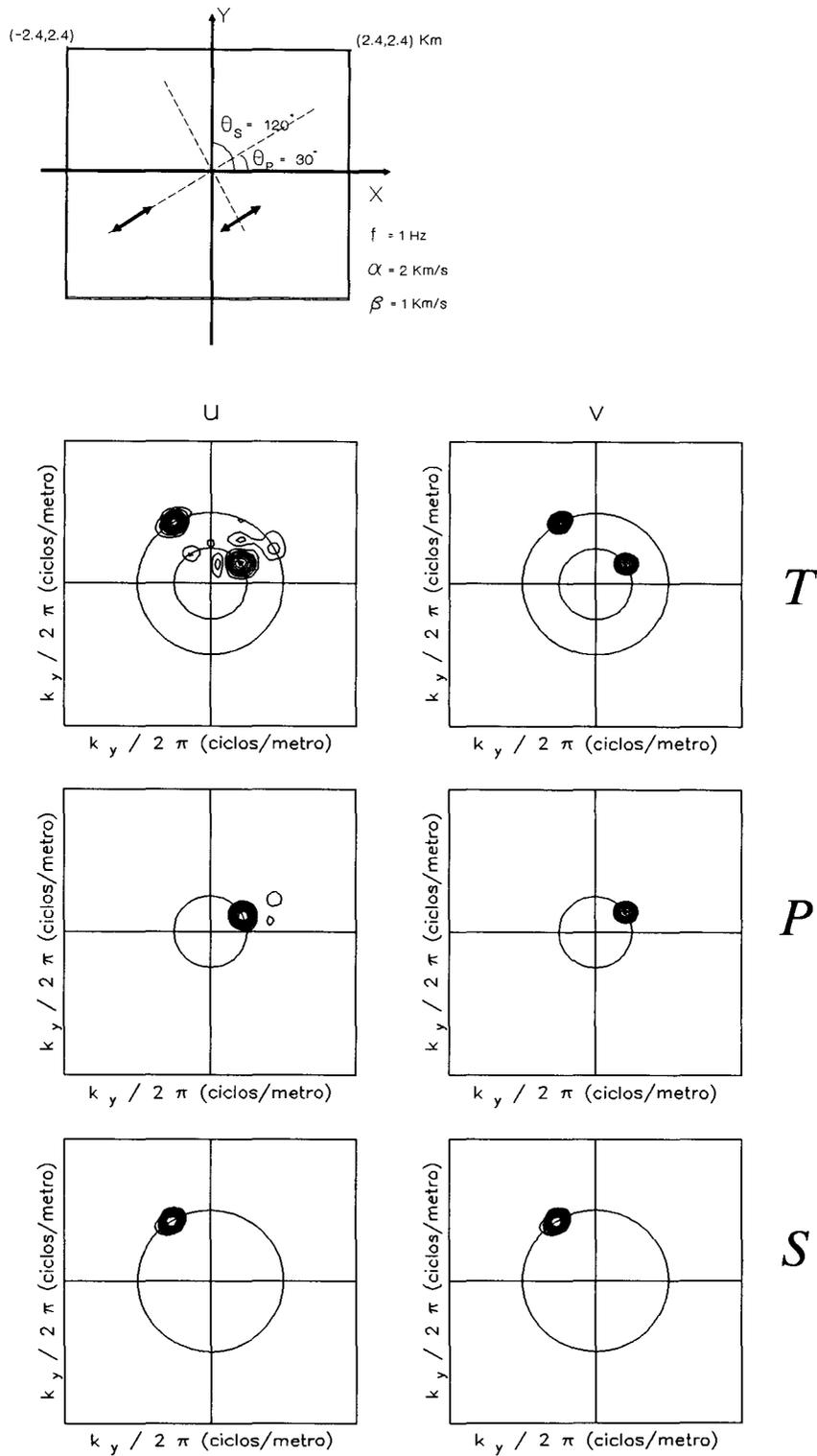


Fig 6. Diagrama  $K_x$ - $K_y$  de la separación de ondas P y S considerando un arreglo espacial de 4.8 km y ángulos de incidencia para las ondas P y S de  $30^\circ$  y  $120^\circ$  respectivamente.

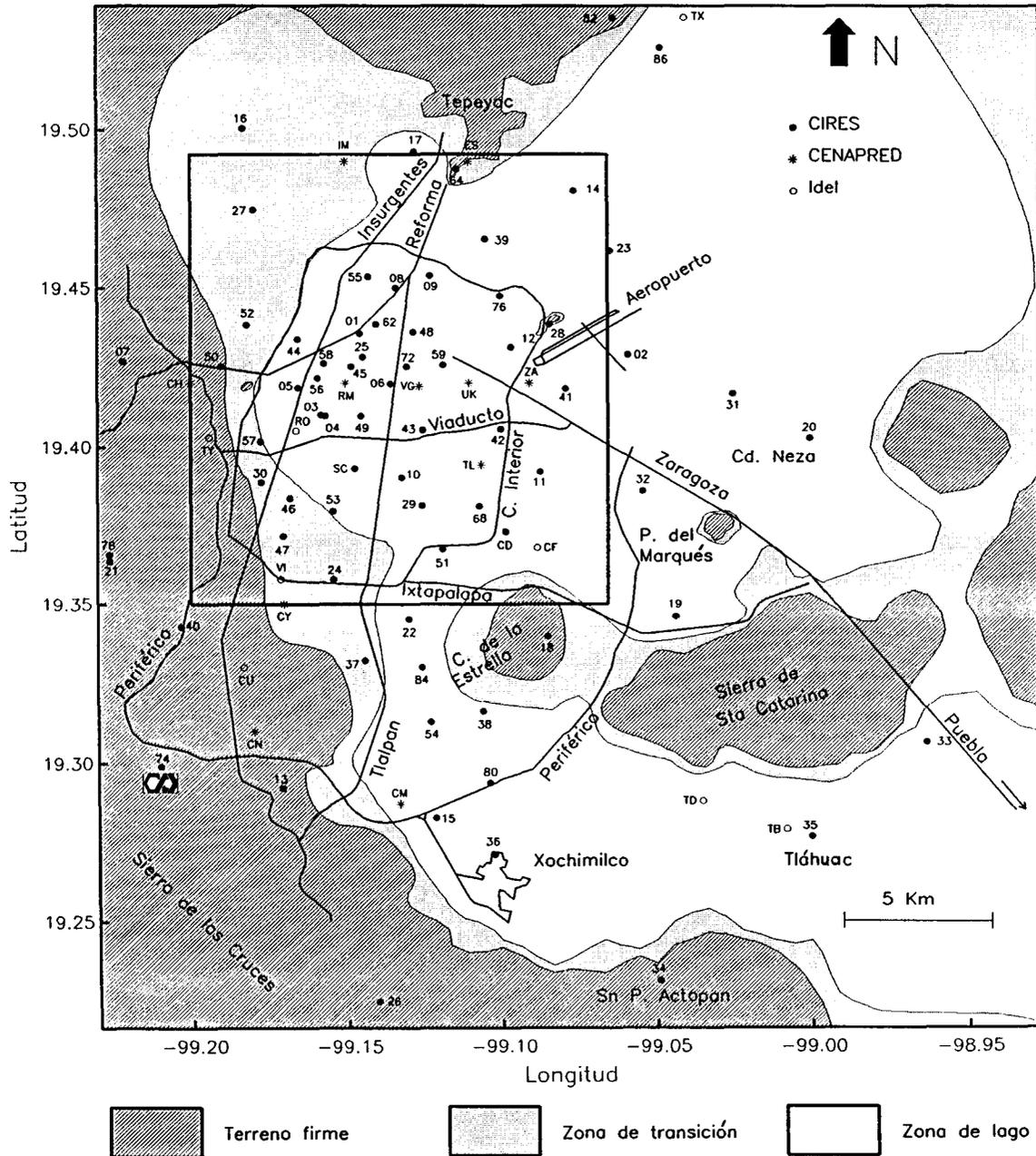


Fig 7. Ventana espacial de 15 km de lado; comprende la mayor parte de las estaciones de la red

espectrales de los desplazamientos de los componentes NS y EO se presentan, a manera de ejemplo, en la fig 8 para las frecuencias 0.1, 0.15 y 0.2 Hz. Pueden notarse amplificaciones importantes para 0.2 Hz. Los resultados para frecuencias mayores son consistentes con la zonificación geotécnica. Sin embargo, para los fines del presente estudio se restringe el análisis a bajas frecuencias (0.33 Hz). Esto se debe a la baja resolución espacial de la red. En la fig 9 se muestran los diagramas f-k para las mismas frecuencias de la fig 8. Se usa la nomenclatura  $k_x$  y  $k_y$  para los números de onda EO y NS, respectivamente, ya normalizados para que se lean en ciclos/km. Se han considerado todos los registros con tiempo común dado por la máxima correlación de los desplazamientos verticales. Ello implicaría velocidad infinita para las ondas de Rayleigh. Así, para  $f=0.1$  Hz el diagrama del componente NS del campo tiene un máximo en el origen. Para  $f=0.2$  Hz se aprecia la propagación hacia el oeste de movimientos con componentes NS con velocidades de aproximadamente 2 km/s (recuérdese que el radio en estos diagramas es  $f/c$  donde  $c$ =velocidad de propagación).

Si se supone para las ondas de Rayleigh de referencia una velocidad de 1.6 km/s los diagramas sufren un corrimiento hacia  $k_y$  positivo (esto se debe a que el azimut de las ondas incidentes es  $\theta=5$  E pues el temblor del 25 de abril de 1989 tuvo su epicentro prácticamente al sur de la ciudad de México). Ese corrimiento no altera las amplitudes pero sí la interpretación cinemática y la consistencia de los resultados de los filtros separadores. Los cálculos de separación se efectuaron considerando la mencionada velocidad de referencia. En las figs 10 y 11 se presentan diagramas f-k para las frecuencias 0.1 y 0.33 Hz, respectivamente. Se muestran en estas figuras los componentes NS y EO totales, las partes P (o Rayleigh), S (o Love) y los residuos al aplicar los filtros. En la fig 11 se distingue la propagación hacia el norte de una onda de Rayleigh, probablemente generada en el valle, con una velocidad inferior a 1 km/s en la frecuencia  $f=0.33$  Hz. La máxima amplitud en el plano  $k_x$ - $k_y$  para esta frecuencia puede asociarse a una velocidad de 1.6 a 1.7 km/s. El que ese pico aparezca en ambas componentes (NS y EO) podría deberse a la presencia de ondas Lg en el campo incidente.

Esas ondas suelen interpretarse como modos superiores de ondas superficiales en la corteza (ver Campillo *et al*, 1989). El máximo en el diagrama correspondiente al componente EO de la onda P (o Rayleigh) revela un azimut de unos 40 E. Esto apoyaría la idea de que las ondas que llegan al valle de México son consecuencia de trayectos múltiples que producen arribos tardíos de importancia, como han sugerido recientemente Singh y Ordaz (1993).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este tipo de análisis deben tenerse en cuenta que la configuración del arreglo impone límites a la resolución de las observaciones. Con objeto de identificar patrones de comportamiento temporal de la respuesta del valle y para estudiar ondas generadas localmente convendría estudiar ventanas espaciales más reducidas y seleccionar distintas ventanas temporales. La interpretación de estos resultados no es única pues a las ondas descritas deben sumarse ondas en muchas direcciones que hacen que los contornos presenten lóbulos e irregularidades. Estos efectos se deben a problemas en el muestreo espacial y a ruido.

Es posible descomponer el movimiento del terreno registrado en estaciones del valle de México indicando qué parte de aquel corresponde a qué tipo de onda. Para ello se requiere un arreglo con tiempo absoluto para sus estaciones. Se exploró la posibilidad de usar la red acelerométrica del valle de México para estimar las características espaciales del movimiento generado localmente. Se concluye que es posible usar la red para esos fines a condición que se mejore sustancialmente el registro del tiempo absoluto. Por ahora se ha aprovechado la presencia de una fase muy clara en todos los registros del evento del 25 de abril de 1989 para asignar tiempo absoluto. En las condiciones actuales sólo los temblores de magnitud superior a 6.5 ó 7 serían candidatos viables para análisis similares al presente. Esta manera de proceder no está exenta de incertidumbre por ello convendrá explorar en el futuro procedimientos sistemáticos para la estimación espectral en presencia de ruido. Entre estos se encuentran los métodos bayesianos y el de máxima entropía.

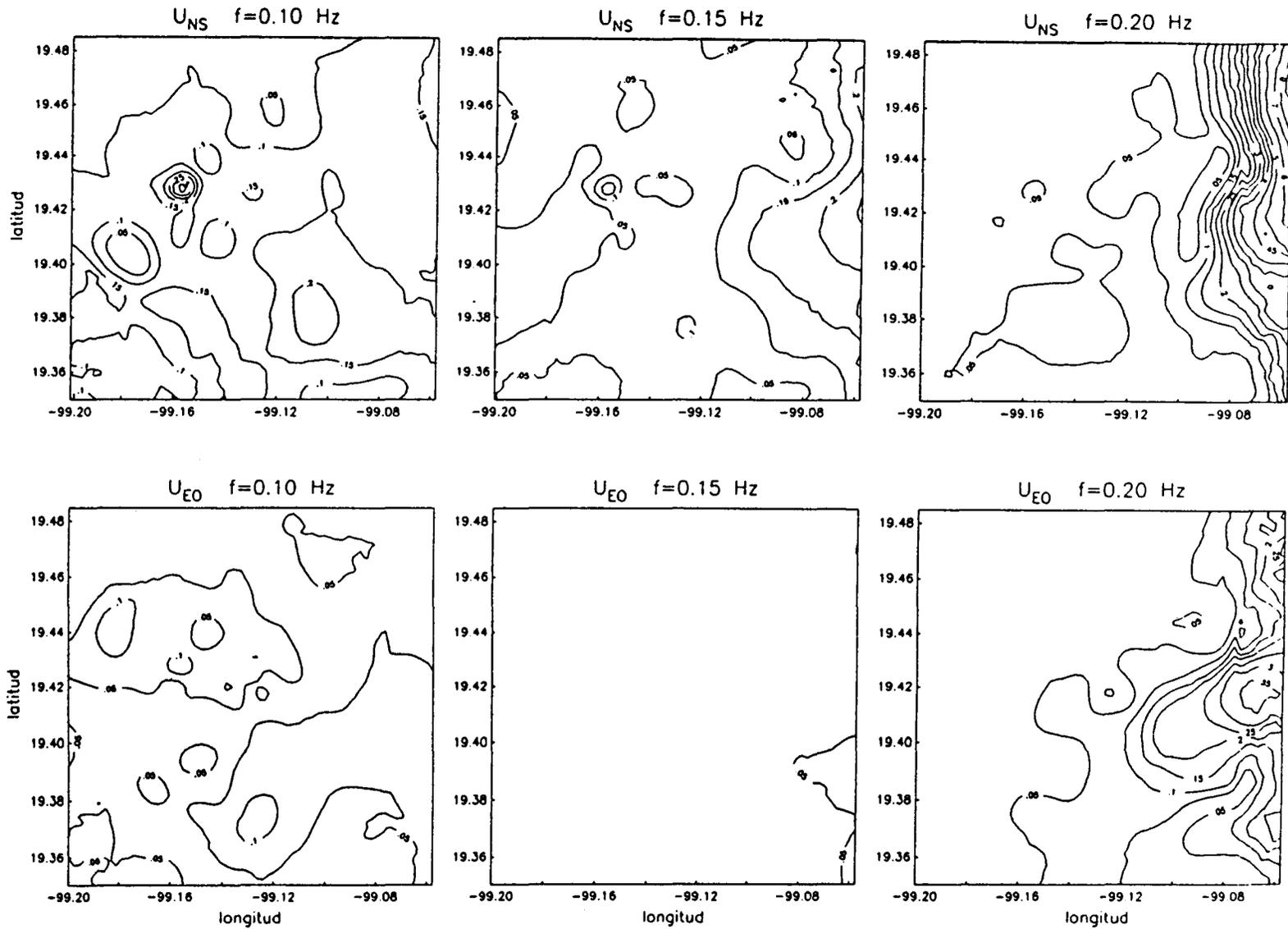


Fig 8. Amplitudes espectrales para los componentes NS y EO del temblor del 25 de abril de 1989. Ventana espacial de la fig 7

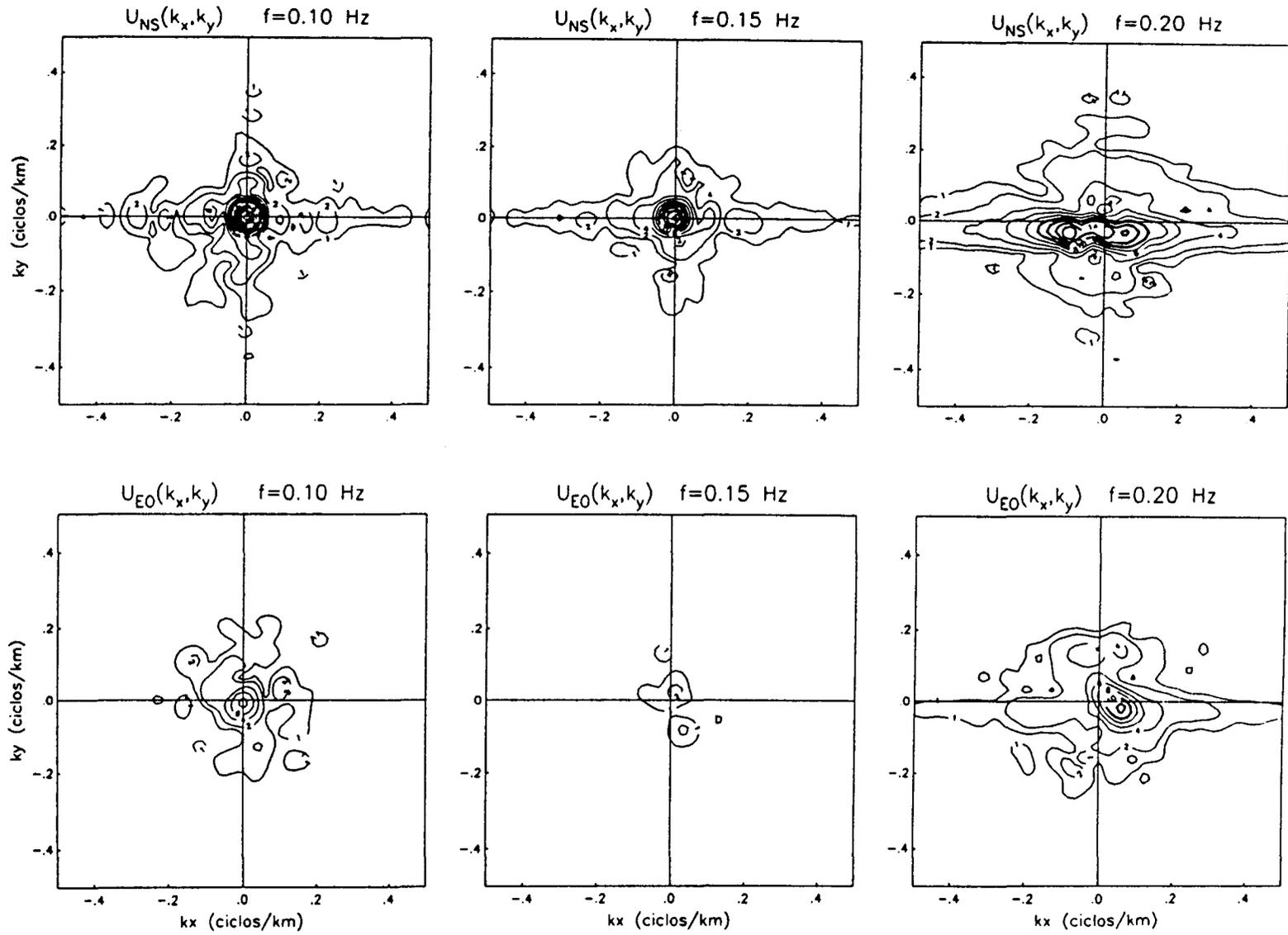


Fig 9. Diagramas f-k en el plano  $K_x$ - $K_y$  correspondiente a las amplitudes de la fig 8

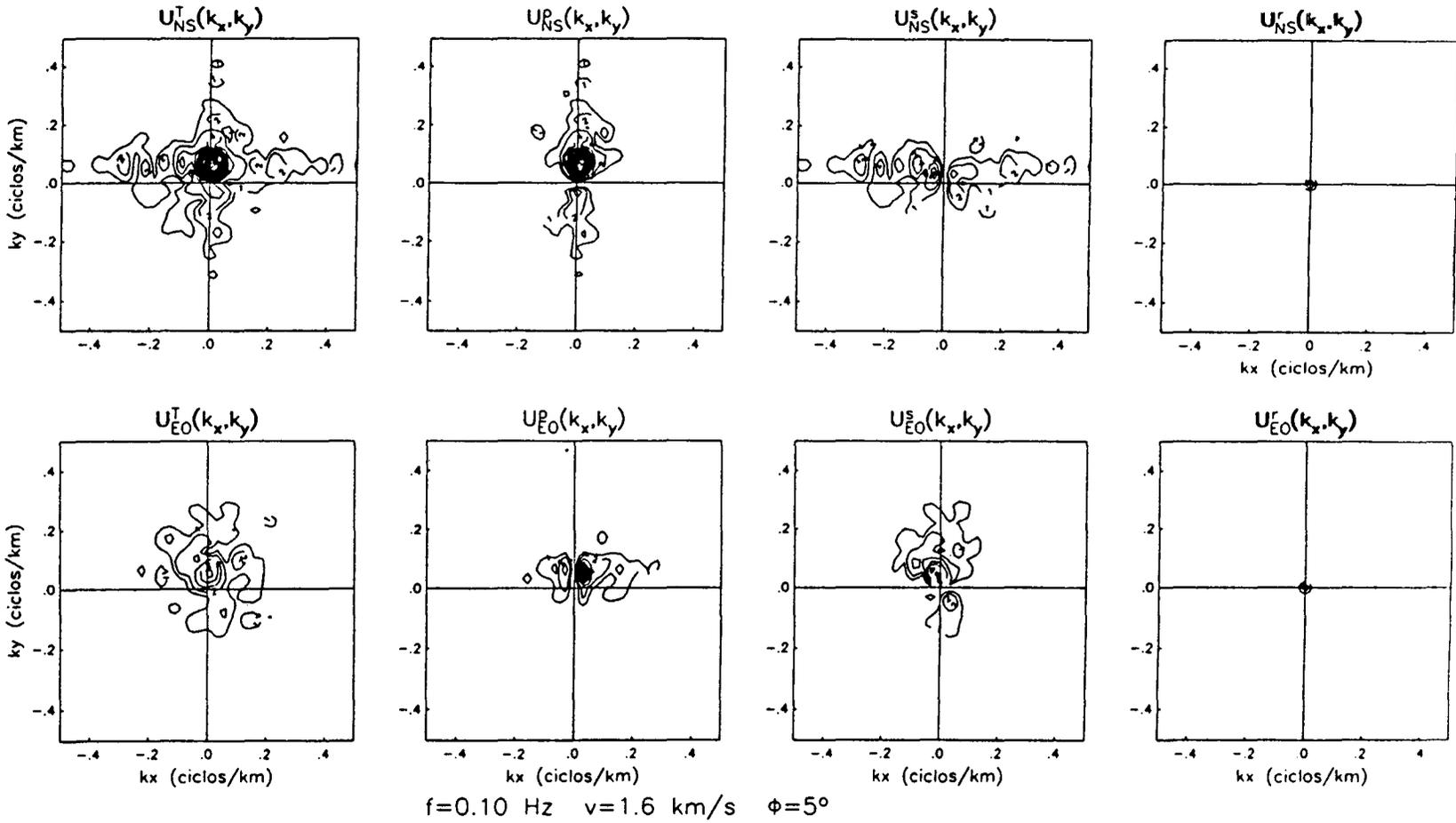


Fig 10. Diagramas f-k para  $f=0.1 \text{ Hz}$  para los componentes NS y EO. Resultados de la aplicación de los filtros separadores

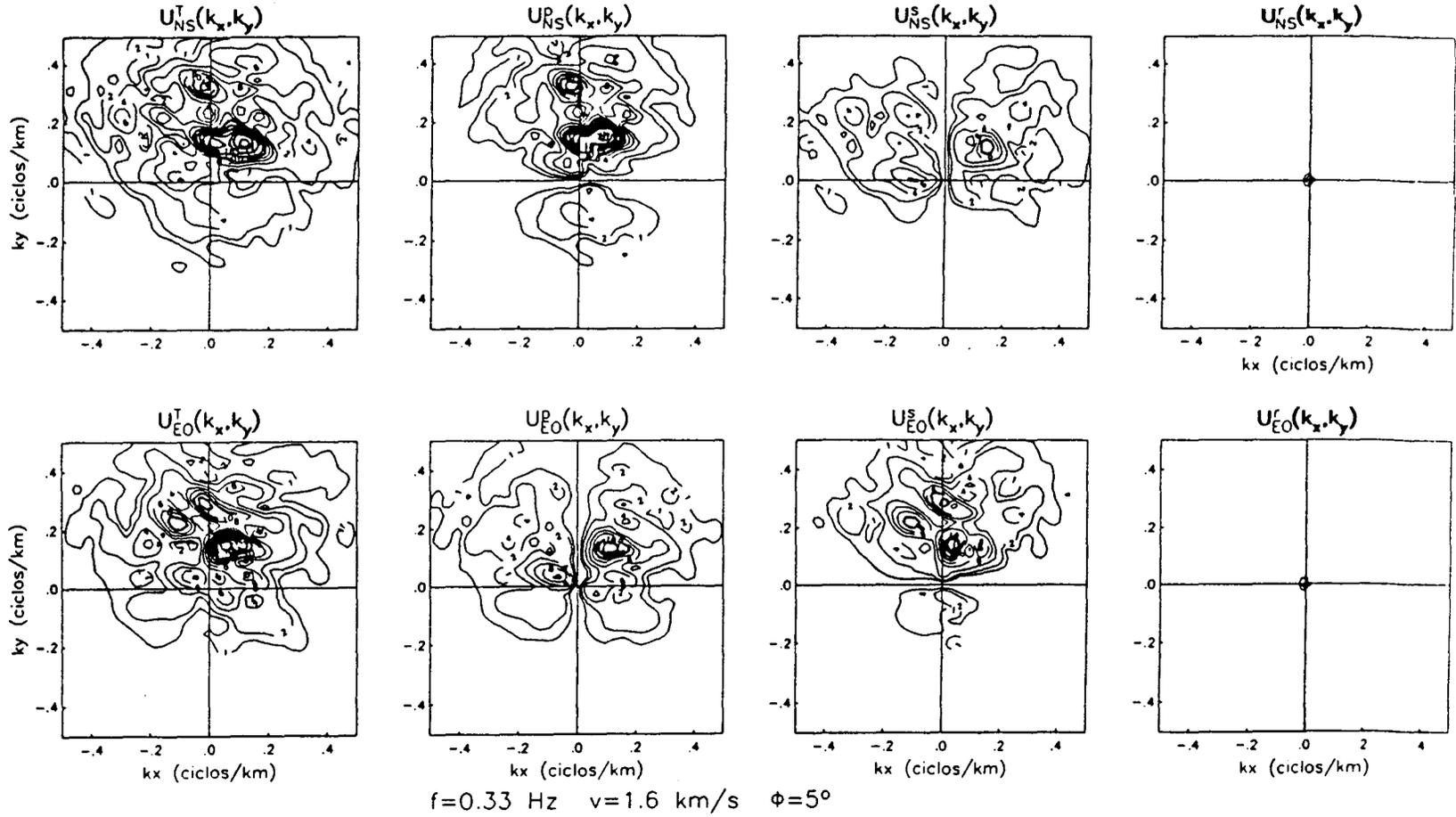


Fig 11. Diagramas f-k para  $f=0.33 \text{ Hz}$  para los componentes NS y EO. Resultados de la aplicación de los filtros separadores

Se logró implantar y desarrollar algoritmos para el análisis de señales sísmicas en un arreglo espacial. Estos se basan en la aplicación de transformadas numéricas para pasar la información a los dominios  $f-k$  y  $f-x$ . Se desarrolló un método de filtrado en el dominio  $f-k$  que permite separar los diferentes tipos de ondas presentes en los registros e identificar sus direcciones de propagación. Se mostró la factibilidad de aplicar este método. Debido al gran espaciamiento de las estaciones de la red nuestras interpretaciones están limitadas a períodos relativamente grandes (3-10 s). Por otra parte, la ausencia de tiempo absoluto aumenta la incertidumbre en las interpretaciones. Sin embargo, con base en la referencia temporal que para el sismo del 25 de abril de 1989 proporciona la onda de Rayleigh de período largo, se examinaron las implicaciones en la interpretación de la velocidad supuesta para dicha onda. Al parecer durante ese sismo, se excitaron ondas de Love en la parte suroeste de la zona estudiada con propagación en la dirección noreste (para la frecuencia de 0.2 Hz).

Las ondas superficiales generadas localmente juegan un importante papel en la respuesta sísmica del valle. El análisis espacio-temporal de los registros del sismo del 25 de abril de 1989 así lo muestra aun cuando la resolución de nuestros resultados no es muy alta. Pensando en los sismos futuros y en la conveniencia de extraer de los registros la máxima cantidad de información parecería conveniente mejorar la resolución de la red acelerométrica implantando una base común de tiempo. El aumento de estaciones ayudaría a mejorar la resolución espacial. Ello sería relevante para dilucidar estas cuestiones.

Sería conveniente (1) mejorar sustancialmente el registro del tiempo absoluto en las estaciones de la red acelerométrica, (2) considerar explícitamente en estudios futuros la presencia de ruido e implantar las técnicas relevantes y (3) aumentar la densidad de la red.

## RECONOCIMIENTO

Agradecemos a E Rosenblueth<sup>‡</sup> sus comentarios y sugerencias. Se agradece la colaboración de M Suárez. Los datos de la red acelerométrica

del valle de México han sido gentilmente proporcionados por el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico, AC; el Centro Nacional para la Prevención de Desastres; la Fundación ICA y el Instituto de Ingeniería de la UNAM. Este estudio ha sido parcialmente patrocinado por la Secretaría General de Obras del Departamento del Distrito Federal y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Proy 0523-T9109).

## REFERENCIAS

- Abrahamson N A y B A Bolt** (1987). Array analysis and synthesis mapping of strong seismic motion, Cap 2 de Seismic strong motion synthetics, B A Bolt (ed). Academic Press Inc, Orlando FL, EUA
- Campillo M, P-Y Bard, F Nicollin y F J Sánchez-Sesma** (1988). The incident wavefield in Mexico City during the great Michoacan earthquake and its interaction with the deep basin, *Earthquake Spectra* **4**, 591-608
- Campillo M, J C Gabriel, K Aki y F J Sánchez-Sesma** (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, path and site effects during the great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**, 1718-1735
- Capon J** (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc of the IEEE* **57**, 1408-1418
- Horike M** (1988). Analysis and simulation of seismic ground motions observed by an array in a sedimentary basin, *J. Phys. Earth* **36**, 135-154
- Ordaz M y S K Singh** (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 24-43
- Pérez-Rocha L E, F J Sánchez-Sesma y E Reinoso** (1991). Three dimensional site effects in Mexico City: evidences from accelerometric network observations and theoretical results, *Proc. 4th Int. Conf. Seismic Zonation, Stanford, Cal*, **2**, 327-334

**Rodríguez L F** (1984). Formación y procesamiento de imágenes en la interferometría radioastronómica, *Ciencia* **34**, 163-173

**Sánchez-Sesma F J, L E Pérez-Rocha y E Reinoso** (1993). Ground motion in Mexico

City during the April 25, 1989 Guerrero earthquake, *Tectonophysics*, **218**, 127-140

**Singh S K y M Ordaz** (1993). On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1298-1306