

1. Estudio de los movimientos sísmicos fuertes del suelo

BRUCE A. BOLT

Universidad de California. Berkeley, California

1. INTRODUCCION

1.1. Problemas en la interpretación sismológica

En general, debido al interés directo en terremotos grandes y la respuesta de las estructuras, la responsabilidad en el registro de los movimientos fuertes producidos por los terremotos ha sido responsabilidad de los ingenieros. Los sismólogos han dedicado más su atención a la interpretación de los sismogramas con ondas de muy pequeña amplitud, generalmente a distancias grandes de la fuente sísmica. En este tipo de trabajo es suficiente utilizar la teoría lineal de elasticidad, deformaciones infinitesimales y medios isótropos. Una buena aproximación a la forma de las ondas se obtiene por medio de la teoría de rayos.

Dos desarrollos recientes han cambiado esta situación. Primero, la ingeniería se enfrenta ahora con el diseño y construcción de estructuras críticas en zonas sísmicas, tales como presas, reactores nucleares, hospitales, puentes y edificios de gran altura. Esto requiere la consideración del movimiento del suelo a pequeñas distancias de fuentes sísmicas de determinado tamaño. Segundo, se ha incrementado el número de acelerógrafos que: *a*) disponen de un rango dinámico, en frecuencia y amplitud, que permite el registro de agitaciones aún más fuertes, y *b*) disponen de un sistema de tiempo absoluto (UT). Estos instrumentos proporcionan sismogramas de ondas sísmicas de alta energía a distancias muy cortas de la fuente.

Los nuevos desafíos que se presentan a los sismólogos son: primero, explicar las características de los registros del movimiento del suelo ya registrados, y segundo, predecir estos movimientos del suelo para determi-

nados terremotos en el futuro. Hasta hace relativamente poco, debido a que la teoría no estaba todavía desarrollada y los datos de observación eran muy primitivos, las posibilidades de la sismología para hacer frente a estos desafíos eran muy restringidas. La disponibilidad reciente de sismogramas representativos de movimientos fuertes del suelo ha estimulado el desarrollo de la teoría, contando con ordenadores rápidos que permiten realizar el análisis y síntesis del movimiento de las ondas cerca de la fuente.

La física del problema indica que las ondas elásticas registradas a una distancia de unas pocas longitudes de onda de una fuente extensa (campo próximo) son complejas y difíciles de interpretar de forma unívoca. Se deben tener en cuenta al menos cuatro componentes para explicar estos complejos movimientos. El primero surge de la generación de las ondas a partir de una falla que se rompe. El modelo aceptado para la fuente de un terremoto tectónico grande es una dislocación que se propaga sobre el área de la falla, produciendo un desplazamiento en un tiempo dado. El resultado del mecanismo de fractura se puede representar en función de un número finito de parámetros de dislocación, tales como la caída de esfuerzos, dimensiones de la falla y velocidad de ruptura (véase sección 1.3). La dislocación propagante irradia en todas las direcciones varios tipos de ondas elásticas. La geometría de la falla afecta de forma crítica a su patrón de radiación. Se supone también que en la zona de la misma falla no se cumplen las condiciones de la elasticidad lineal, generalmente presupuestadas en la teoría de las ondas elásticas (véase sección 2.5).

El segundo componente del problema concierne al paso de las ondas a través del medio entre la fuente y el punto de observación. Aunque en el campo próximo algunas propiedades de las ondas, tales como la dispersión, no son tan importantes como para distancias grandes (telesismos), sin embargo, la atenuación y la difracción pueden afectar seriamente la apariencia de los trenes de ondas registrados en un punto de la superficie en el campo próximo. También surgen problemas debido al efecto de las capas superficiales con materiales de baja rigidez, a la difracción y a la focalización de las ondas producidas por anomalías estructurales en el medio.

El tercer componente trata de las condiciones en el sitio de observación, tales como la topografía y el efecto de suelos de baja velocidad y alta atenuación. Es importante, desde un punto de vista sismológico, que estos últimos aspectos se eliminen en lo posible, seleccionando registros de movimientos fuertes obtenidos en roca o terreno firme.

El último componente de la interpretación de los registros de movimientos fuertes del suelo es el efecto del instrumento de registro, que debe ser eliminado de los registros para obtener el movimiento real del suelo. Afortunadamente, esto es hoy posible usando las ecuaciones de respuesta de los instrumentos, programadas en un ordenador. En este trabajo consideraremos principalmente el primer y segundo componente del problema de interpretación.

No es posible citar aquí todos los trabajos publicados sobre el análisis

de movimientos fuertes del suelo, una lista de los más importantes viene dada en la bibliografía. Interpretaciones recientes de los movimientos fuertes del suelo se fundamentan en ciertas hipótesis y puntos de vista que van de la teoría de rayos a los modelos numéricos de los aspectos dinámicos de la fuente (Johnson, 1979). En general, las interpretaciones se han limitado a los casos de terremotos de pequeña y moderada magnitud, y en ellos la teoría y las observaciones están en razonable acuerdo. Este acuerdo sugiere que cuando la fuente es de extensión limitada, por lo menos para ondas de períodos mayores a uno o dos segundos, los modelos propuestos actualmente permiten una explicación del fenómeno en términos físicomatemáticos. Existe siempre, sin embargo, el problema de la unicidad. Un mismo registro puede interpretarse de diversa manera. Esto es debido a que no se conoce suficientemente bien la estructura de la corteza de la Tierra, las propiedades del proceso de fractura y también a la elección arbitraria de los parámetros que definen tanto el medio como la fuente.

La interpretación de un sismograma es un ejemplo de lo que se denomina en matemáticas aplicadas el problema inverso o indirecto. Si la fuente y la estructura de la Tierra fuesen conocidas, el cálculo produciría directamente el movimiento de las ondas (sismogramas sintéticos) que podrían ser comparados con las observaciones, y de este modo se podrían identificar las distintas ondas sísmicas. El problema inverso empieza con los registros de los movimientos fuertes y trata del obtener a partir de ellos los tipos de ondas, la estructura del medio y los parámetros de la fuente. Afortunadamente, en el problema inverso, algunos parámetros claves, tales como las dimensiones de la falla y la estructura de las rocas, pueden ser obtenidos a partir de mapas geológicos, trabajos geofísicos, distribución de réplicas y otros medios independientes.

Probablemente, el registro de aceleración en el campo próximo más estudiado es el de Pacoima, correspondiente al terremoto de San Fernando del 9 de febrero de 1971 ($M_L = 6,5$). Los tres componentes de la aceleración del suelo se muestran en la figura 1, donde se pueden observar las complejidades del movimiento y las diferencias entre los distintos componentes.

Un problema que se presenta en la interpretación de los acelerogramas antiguos es la falta de tiempo absoluto. Por el contrario, los sismogramas de los observatorios sismológicos disponen de una escala de tiempo absoluto que permite la correlación entre registros de diversas estaciones, de forma que las velocidades de las ondas pueden ser fácilmente determinadas. Otra limitación de los acelerogramas antiguos es que quizás la primera onda sísmica pudo no haber disparado el instrumento. Afortunadamente, la nueva generación de instrumentos que empiezan a estar en operación (véase sección 4.5) eliminan estos dos problemas, además de que por su carácter digital no tienen los problemas de los analógicos respecto a la fidelidad en la reproducción de las ondas de período largo.

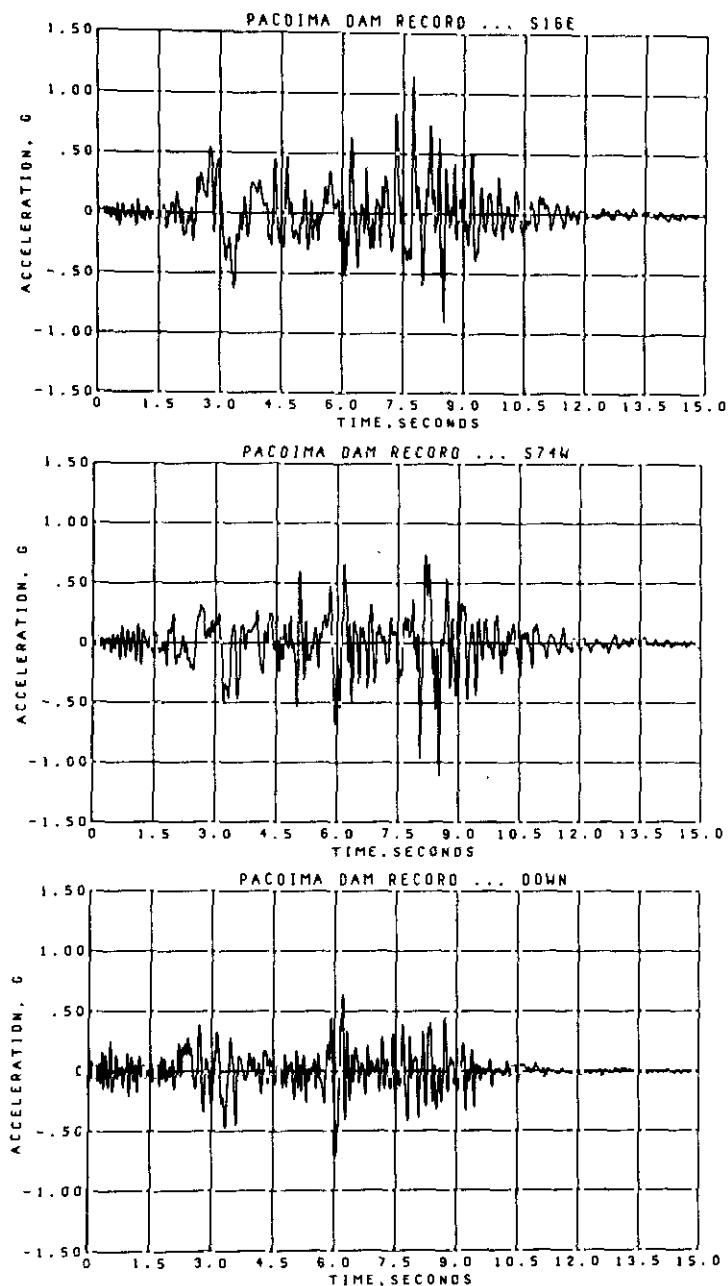


Figura 1.—Tres componentes de la aceleración del suelo registrados en Pacoima, del terremoto de San Fernando, 9 de febrero de 1971.

1.2. Interpretación de sismogramas convencionales

En la actualidad un sismólogo experto puede interpretar con cierta facilidad los patrones de las ondas observadas en un sismograma de un terremoto lejano. Esto se debe a que la hipótesis de elasticidad lineal se cumple y la teoría de rayos puede ser utilizada. La fuente se puede aproximar, en muchos casos, por un punto, y a largas distancias los frentes de ondas se pueden considerar como planos y el movimiento se puede separar en componentes longitudinales y transversales.

No deja de haber, sin embargo, complicaciones. Cuando una onda elástica encuentra una superficie que separa rocas de distintas propiedades elásticas, se producen reflexiones, refracciones y difracciones. En un medio elástico, homogéneo e isotrópico existen dos tipos de ondas. La más rápida es la onda compresional, llamada onda *P* o onda primaria, y la más lenta es la onda transversal o de cizalla llamada *S* o onda secundaria. Cuando estas ondas encuentran una superficie de separación de dos medios se produce una conversión de un tipo de ondas en el otro, de forma que una onda incidente *P* o *S* produce ondas reflejadas *P* y *S* y ondas refractadas *P* y *S*. Además, una variación rápida en la estructura de las rocas puede producir difracción de las ondas, resultando en la observación de energía sísmica en zonas en las que la teoría de rayos predice zonas de sombra.

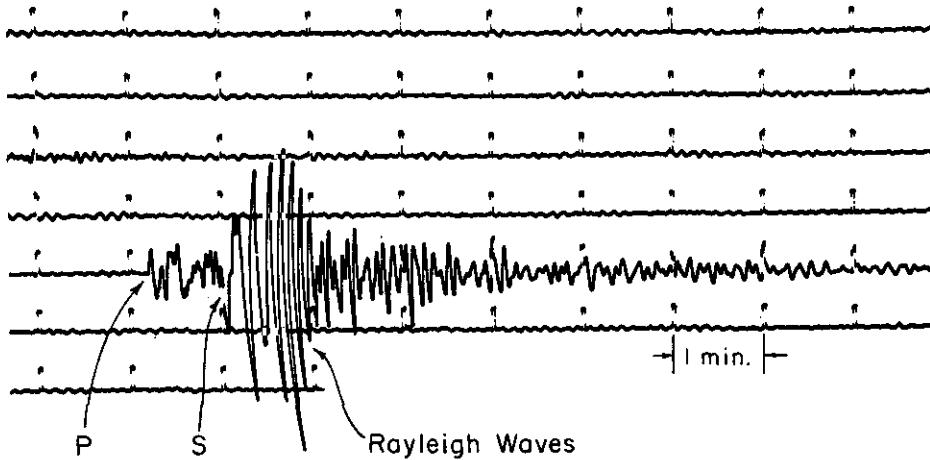


Figura 2.—Componente vertical del sismograma registrado en Berkeley del terremoto de Mammoth Lake, 26 de mayo de 1980 ($M_L = 5,1$). Distancia a Berkeley 290 km.

La superficie libre de la Tierra permite la existencia de ondas sísmicas superficiales. De éstas, las ondas Rayleigh tienen el movimiento de la partícula de forma elíptica en un plano vertical. Cuando existen capas cerca de la superficie o un gradiente en las propiedades elásticas, se producen

además ondas superficiales polarizadas horizontalmente que se llaman ondas Love. A una distancia considerable de la fuente las ondas P, S, Love y Rayleigh pueden verse separadas claramente en los sismogramas. Además de ellas se pueden observar también ondas reflejadas como las PP y SS y otras reflejadas en superficies internas.

Además de las fases usuales que se han mencionado y que se observan en los sismogramas convencionales de terremotos pequeños o distantes, existen ciertos tipos de ondas sísmicas (a menudo impulsivas) que se observan especialmente en el campo próximo a la fuente sísmica. Entre ellas se encuentran las «fases de parada» (*stopping phases*) debidas a las paradas intermitentes del frente de dislocación y al cese final de la ruptura. Una forma especial de esta fase de parada se llama la «fase de rompimiento» (*breakout phase*), que se produce al generarse un impulso cuando la ruptura llega a la superficie libre de la Tierra.

Un ejemplo del componente vertical de un sismograma registrado por un sismógrafo convencional se muestra en la figura 2. Los inicios de las ondas P, S y Rayleigh están marcados de acuerdo con la interpretación sismológica de ondas producidas por un foco a la distancia de 290 km.

1.3. La función de la teoría

No podemos entender la complejidad de las ondas sísmicas registradas por acelerógrafos, a no ser que se modele la fuente de un terremoto de un modo realista. La primera explicación del proceso físico de la generación de las ondas producidas por un terremoto se debe a H. F. Reid, en sus estudios sobre la fractura que ocurrió a lo largo de la falla de San Andreas en el terremoto de San Francisco de 1906. Su modelo permanece todavía como la base de los modelos utilizados para la construcción de sismogramas sintéticos. Consiste, brevemente, en que las deformaciones elásticas se van acumulando en las rocas de la falla hasta que finalmente se llega al punto de ruptura. Al producirse la fractura, las rocas deformadas rebotan a ambos lados de la falla bajo sus propios esfuerzos elásticos hasta que la deformación elástica es en parte o totalmente disipada.

Esta teoría del rebote elástico para la generación de los terremotos significa que cerca de la falla se produce un deslizamiento unidireccional del terreno. Reid procedió a dar más detalles, diciendo: «Es probable que todo el movimiento en un punto cualquiera no se produzca de una vez, sino que proceda en pasos irregulares. Las paradas más o menos súbitas del movimiento y la fricción dan origen a las vibraciones que se propagan en pasos irregulares. Las paradas más o menos súbitas del movimiento y la fricción dan origen a las vibraciones que se propagan a distancia. El comienzo súbito del movimiento, produce vibraciones igual que su cese súbito y las vibraciones se producen por la fricción de las rocas, como las vibraciones de las cuerdas de un violín se producen por la fricción del

arco.» Aparece aquí ya el reconocimiento de movimientos irregulares a lo largo de la falla, causados por cierres intermitentes, variaciones de esfuerzos o de asperezas. Esta propiedad de la ruptura de una falla se utiliza hoy de forma muy extendida para modelar las fuentes de los terremotos. Alternativamente, se dice que la superficie de la falla contiene asperezas o barreras. El desplazamiento sobre el área de falla reduce los esfuerzos que actúan sobre ella de manera súbita, dando origen a una «caída de esfuerzos» local Δp que viene dada por

$$\Delta p = \frac{1}{2} \frac{\mu D}{W}$$

donde μ es el coeficiente de rigidez, D el deslizamiento y W la anchura del plano de fractura.

En 1964 y 1966, N. Haskell desarrolló un modelo «en el que el desplazamiento de la falla se representa por una onda coherente sólo en segmentos de la falla y las radiaciones desde secciones adyacentes se suponen estadísticamente independientes o incoherentes». La situación física de este modelo corresponde a una ruptura que comienza súbitamente y que se extiende con períodos de aceleración y de retardo a lo largo de la zona de falla que se halla débilmente soldada. En este modelo se introduce la idea de desplazamientos aleatorios de la falla en pasos irregulares.

Más recientemente, Das y Aki (1977a, b) consideran que el plano de falla posee una distribución de barreras. La ruptura se concibe comenzando cerca de una de las barreras y propagándose en el plano de falla hasta que se detiene o se retarda en la siguiente barrera. Algunas veces las barreras se rompen, mientras que en otras permanecen sin romperse, continuándose la dislocación al otro lado de la barrera. Otras veces la barrera que no ha sido rota inicialmente, finalmente lo es, quizás con la ocurrencia de réplicas.

El modelo del rebote elástico, que incorpora el movimiento de la dislocación a lo largo de la falla sobre asperezas de varios tipos distribuidas estocásticamente, constituye el punto de partida para la interpretación de los registros del campo próximo. Basados en este modelo, se han llevado a cabo recientemente numerosos intentos de calcular sismogramas sintéticos para puntos cerca de la fuente que luego han sido comparados con las observaciones. Desde el punto de vista geológico, existen naturalmente diferentes clases de fallas. Unas son de desplazamientos horizontales (salto en dirección o desgarre) y otras de desplazamiento en la dirección del buzamiento (normales o inversas). Debido a las diferencias en el patrón de radiación en cada caso, las formas de las ondas generadas por cada tipo de fallas son diversas.

La teoría debe incorporar también los efectos de la propagación de la fuente. Estos efectos, como los del tipo Doppler, son dependientes de la velocidad de fractura y de la dirección en que ésta se produce (Boore y

Joyner, 1978). El problema físico es análogo, aunque más difícil, al de la generación del sonido por fuentes en movimientos (Morse e Ingard, 1968). Este problema puede considerarse desde el punto de vista cinemático y dinámico. El problema acústico muestra que en el campo lejano la presión es la misma cuando la fuente se mueve que cuando está en reposo. Este aspecto se volverá a tocar en la sección 2.6.

Resumiendo, el primer modelo matemático de la fuente de un terremoto es puramente cinemático, y en él se conoce «*a priori*» el desplazamiento, en función del tiempo, que genera la falla. Debe especificarse un cierto número de parámetros, tales como la forma, la duración y amplitud del desplazamiento, la velocidad de propagación de la ruptura y el área final sobre la que se ha producido el desplazamiento. Teóricamente, para los cálculos de los desplazamientos en el medio circundante, se utiliza la representación de una función de Green. Con este fin se han determinado funciones de Green para los distintos tipos de fallas, utilizándose esta metodología en numerosos artículos (por ejemplo Israel y Kovach, 1977). El proceso implica ajustes complicados en los que los parámetros de la fuente son variados hasta que la forma de las ondas calculadas teóricamente están de acuerdo con las observadas en el campo lejano. Una vez determinados los parámetros de la fuente sísmica a partir de datos del campo lejano, se pueden calcular los parámetros necesarios para el campo cercano, y de este modo determinar el movimiento del suelo cerca de la fuente para aplicaciones de ingeniería.

Un segundo método es el que utiliza las ecuaciones diferenciales del movimiento, incluidas las fuerzas que producen la fractura. El modelo básico es una fractura de cizalla que comienza en un campo de esfuerzos preexistente y que causa concentraciones de esfuerzos en el extremo de la fractura. Estas concentraciones, a su vez, hacen crecer la fractura. A partir de los trabajos pioneros de Kostrov (1966) se han publicado muchos otros, como por ejemplo el de Burridge y Willis (1969), que deduce expresiones analíticas para la aceleración de la partícula causada por una fractura elíptica que crece uniformemente, sin incluir el efecto de la parada. Esta última condición de contorno tan poco realista es, sin embargo, incluida en la mayoría de los trabajos de este tipo. La clave del problema de la fractura (*crack*) parece estar en modelar los procesos físicos de una fractura típica, en la que existe interacción entre su tasa de crecimiento, las condiciones de ruptura y la acumulación de esfuerzos. La mayoría de los estudios de este tipo tratan primero el proceso real de ruptura, considerando que la fractura está situada en un medio infinito y homogéneo. Para considerar condiciones estructurales más realistas y que pueden ser comparadas con los registros observados en el terreno, se necesitan soluciones numéricas bien en términos de elementos o en diferencias finitas.

Los estudios mencionados hasta ahora están en gran parte basados en la teoría del rebote elástico. Existen, sin embargo, otros estudios más generales, en los que los procesos de la fuente sísmica no están específica-

dos. Un trabajo reciente de Backus (1977a, b), por ejemplo, discute el problema de la unicidad de las descripciones de la fuente, proponiendo la representación de fuentes arbitrarias de ondas sísmicas en términos de tensores de momento. Una fuente sísmica cualquiera puede, en principio, desarrollarse en términos de momentos espaciales. Para el caso que las longitudes de onda sean grandes en comparación con las dimensiones de la fuente, sólo es necesario incluir los primeros términos del desarrollo. Así, para pequeños terremotos o problemas del campo lejano es suficiente, para representar la fuente sísmica un solo momento de primer grado, que resulta ser un tensor simétrico de segundo rango. A partir de este tensor, se pueden calcular los desplazamientos de las ondas generadas por la fuente sísmica. Sin embargo, en el caso de los desplazamientos en el campo cercano los términos de grado superior dan componentes del tensor muy complicados que dificultan la solución del problema. Debe mencionarse aquí que el momento sísmico escalar viene dado por

$$M_0 = \mu A D$$

donde μ es el coeficiente de cizalla, A el área de la fractura y D el desplazamiento medio sobre ella.

En resumen, se puede decir que la fuente sísmica se extiende sobre un plano de falla en el interior de la Tierra que se rompe por una serie de dislocaciones, que comienzan en un cierto punto (el foco) y se propagan con diferentes velocidades de fractura. El frente de dislocación cambia de velocidad al pasar por zonas de asperezas o barreras en la falla. En la dislocación misma, el deslizamiento tiene lugar en un tiempo finito, y este deslizamiento tiene la forma de un rebote elástico en los dos lados de la falla, que lleva a una disminución de la deformación elástica. Las ondas elásticas se producen cerca del frente de dislocación, debido a la relajación de la energía elástica producida por el deslizamiento.

Este modelo es análogo al de radiación de ondas de radio por una antena. En el campo lejano, la teoría de propagación de ondas permite soluciones completas del comportamiento de las señales de radio en medios estratificados. Sin embargo, cuando el receptor está cerca de la antena de dimensiones finitas, la señal se complica debido a las interferencias producidas por las dimensiones de la antena.

Los parámetros de la fuente sísmica que hemos definido aquí se pueden resumir en los siguientes:

- L Longitud de la fractura.
- W Anchura de la fractura.
- D Dislocación o desplazamiento de la fractura.
- V Velocidad de ruptura.
- T Tiempo de formación.
- $\Phi(x)$ Densidad de distribución de asperezas o barreras.

El principal trabajo en sismología teórica actualmente es determinar cuáles de estos parámetros son los esenciales, qué conjunto de parámetros es el óptimo y cómo se pueden obtener estos parámetros a partir de las observaciones de los sismogramas tanto del campo cercano como lejano.

En la actualidad es posible calcular sismogramas sintéticos a partir de modelos realistas de la fuente que son aplicables al campo próximo. Estos sismogramas se pueden comparar con los acelerogramas registrados cerca de la fuente de un terremoto. Un ejemplo de registros de la aceleración, velocidad y desplazamiento del terremoto de San Fernando (1971) viene dado en la figura 3. No todos los impulsos observados en los registros pueden ser modelados y permanece el problema de la unicidad en la formulación del problema. En general, se han propuesto tres procedimientos. El primero (Archambeau, 1968) es un método determinista para predecir el movimiento del suelo en el campo cercano. La fuente sísmica se considera como una transición de fase generalizada y los sismogramas se calculan a partir de las ecuaciones de conservación de la mecánica de medios continuos. Con este modelo se ha intentado predecir los registros del campo próximo del terremoto de San Fernando (1971). Aunque los cinco o seis primeros segundos del registro se ajustaban al modelo, el resto no se ajustaba, debido a las limitaciones del modelo, principalmente respecto a la interacción de la fuente con la superficie libre. Comparaciones de datos observados y teóricos demuestran que los modelos que están de

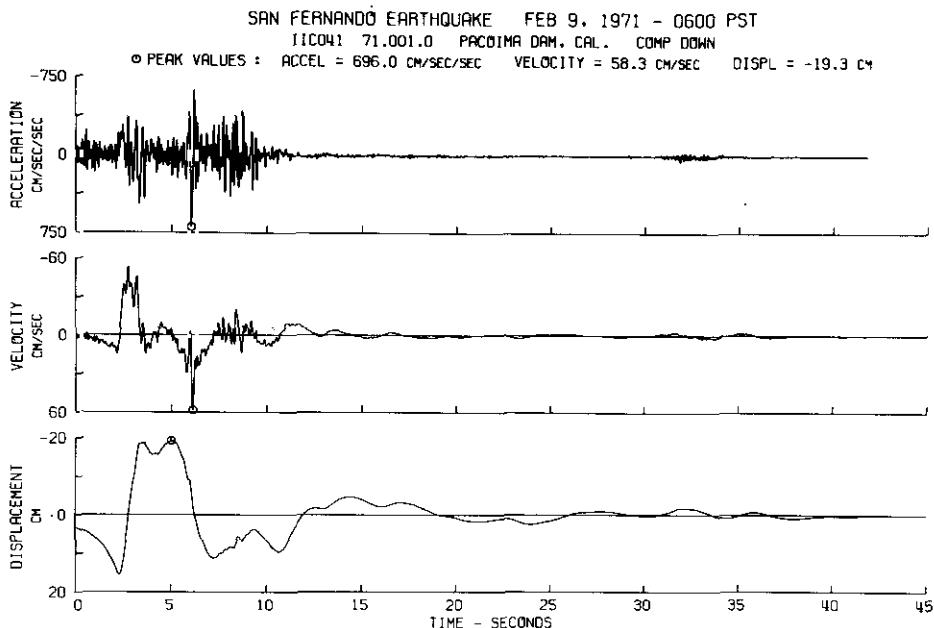


Figura 3.—Terremoto de San Fernando, 9 de febrero de 1971.

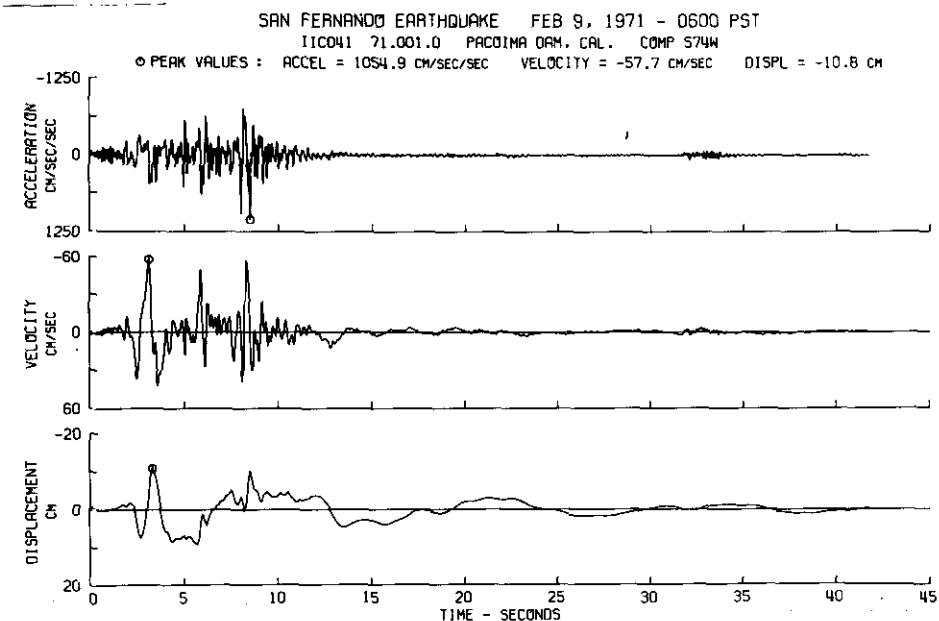
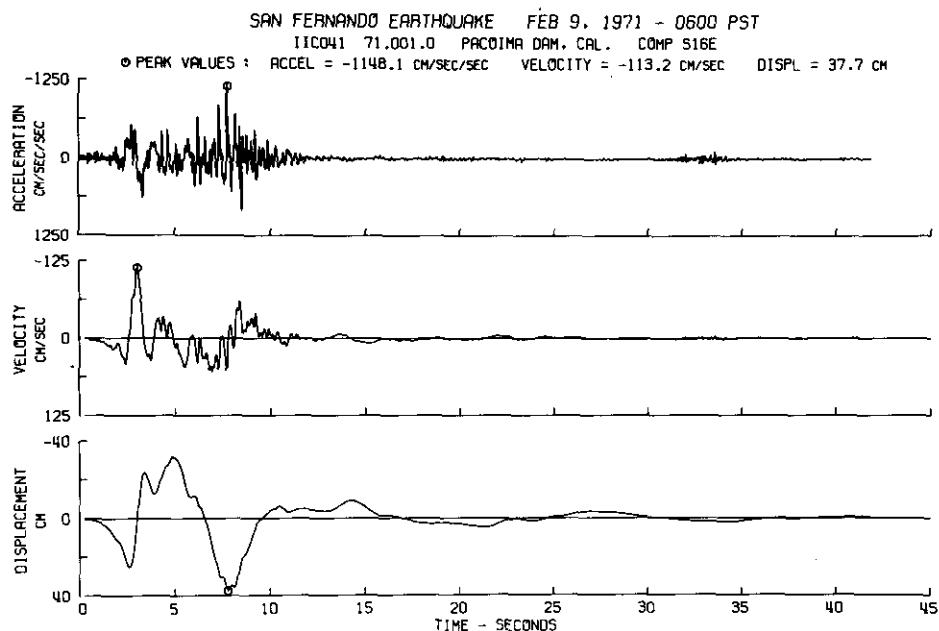


Figura 3 (Continuación).

acuerdo con datos de período corto del campo lejano no lo están necesariamente con los de frecuencias altas del campo cercano. Modelos que satisfacen las observaciones sísmicas por debajo de los 2 Hz no proporcionan buenos ajustes a las aceleraciones de altas frecuencias cerca de la falla. Esta dificultad es el problema central en la predicción de los movimientos fuertes del suelo, en especial aceleraciones, que constituyen la principal preocupación en aplicaciones de ingeniería.

El segundo procedimiento es la solución numérica de las ecuaciones por métodos de elementos o diferencias finitas. Estos estudios permiten introducir estructuras más realistas alrededor de la fuente, tales como zonas de material fracturado, como ocurre en la mayoría de las fallas, y cerca de la superficie. Un ejemplo de este tipo es el del trabajo de McCowan, Glover y Alexander (1977). Finalmente, el tensor momento sísmico se ha usado para calcular sismogramas sintéticos para pequeños terremotos y explosiones nucleares subterráneas (Stump y Johnson, 1977). Los cálculos numéricos se realizan utilizando una distribución de fuentes puntuales sobre la superficie de la falla y sumando su contribución para un punto dado sobre la superficie de la Tierra. Aproximaciones sucesivas permiten producir sismogramas sintéticos que son cada vez más cercanos a los observados.

2. PROBLEMAS DEL CAMPO CERCANO DE INTERES EN INGENIERIA

2.1. Amplitudes máximas

Durante mucho tiempo un parámetro de escala clave en la especificación del movimiento del suelo para fines de ingeniería ha sido la aceleración máxima (pico). Estos valores máximos, o pico, de la aceleración se usan para reducir la escala no sólo de los sismogramas, sino también para establecer el límite de altas frecuencias de los espectros de respuesta del suelo. La metodología se desarrolló en los años 1960, cuando se disponía sólo de un número limitado de registros de movimientos fuertes de terremotos grandes a moderados y las máximas amplitudes observadas en los acelerogramas eran del orden de 0,3 g a 0,5 g.

La situación ha cambiado ahora por diversas razones. En primer lugar, se han obtenido muchas medidas instrumentales con aceleraciones pico por encima de 0,5 g. Por ejemplo, en el terremoto del Imperial Valley, California, 15 de octubre de 1979 (véase sección 3.9), se observó una aceleración máxima de 1,7 g en el componente vertical del registro en la estación de Pacoima (fig. 1) y de 1,2 g en el componente horizontal. Al mismo tiempo se observa que estas altas aceleraciones están representadas en el registro por uno o dos únicos impulsos. En otras palabras, no son representativas de las aceleraciones que se producen durante el período de mayor agitación

del suelo. En algunos casos se las puede caracterizar como muestras anormales de una más típica distribución de amplitudes máximas.

En segundo lugar, se ha observado recientemente que cerca de la fuente de terremotos bastante pequeños se registran altas aceleraciones. Ejemplos bien conocidos de este fenómeno son los correspondientes al terremoto de Bear Valley, California, 4 de septiembre de 1972 ($M_L = 4,7$, aceleración pico horizontal 0,6 g), y al de Ancona, Italia, 21 de junio de 1972 ($M_L = 4,5$, aceleración pico horizontal 0,61 g). Estas observaciones de altas aceleraciones pico a altas frecuencias en terremotos de pequeña magnitud muestran que la aceleración pico por sí sola puede ser un parámetro engañoso para medir la escala del movimiento del suelo en las aplicaciones de la ingeniería. Otro aspecto del problema está en que para sintetizar los movimientos del suelo para los diseños en ingeniería ha sido práctica común el hacer hincapié en el parámetro de la aceleración pico. Por ejemplo, este procedimiento se ha seguido por la Nuclear Regulatory Agency para definir el terremoto de parada segura (*safe shutdown*) para un emplazamiento determinado. El procedimiento falla, naturalmente, cuando se acepta que una aceleración pico dada (por ejemplo 0,5 g) puede corresponder a movimientos fuertes del suelo de muy diferentes energías sismicas y espectros.

Otro inconveniente en el énfasis sobre las aceleraciones pico se deriva del hecho de que éstas correspondan, en casi todos los casos, a muy altas frecuencias (fig. 1). Se reconoce ahora que un espectro de respuesta puede ser calculado teniendo en cuenta la aceleración pico especificada para el terremoto predicho en un emplazamiento determinado, pero que no se ajusta para períodos grandes, mayores de un segundo, a las amplitudes esperadas para dicho terremoto. Por esta razón, existe una demanda cada vez mayor respecto a la utilización como parámetro de escala dominante no sólo de la aceleración pico, sino de la velocidad y aun del desplazamiento. Un ejemplo pueden ser los mapas de riesgo del Consejo de Tecnología Aplicada, ATC (*Applied Technology Council*), para los Estados Unidos, donde se utiliza como factor de escala del espectro de respuesta del movimiento del suelo en el campo libre para períodos cortos la aceleración máxima y para períodos largos la velocidad efectiva (Donovan, Bolt y Whitman, 1976). Por esta razón, en nuestro análisis se discutirán no sólo los registros de aceleración, sino también sus primeras y segundas integrales, es decir, la velocidad y el desplazamiento.

Debido al papel central que ha jugado la aceleración pico en la estimación de los movimientos fuertes del suelo, ésta ha sido correlacionada con un conjunto de numerosos parámetros. Una de las correlaciones más importantes es la de la aceleración en el campo próximo con la magnitud local. La figura 4 ilustra las diferencias en las estimaciones debidas a distintas hipótesis. Se han añadido en la figura 4 unos cuantos valores observados de registros de acelerógrafos para indicar la dispersión de los datos que se utilizan en estas extrapolaciones. La línea de trazos corresponde al estudio de Page *et al.* (1972), en el que se dan relaciones entre

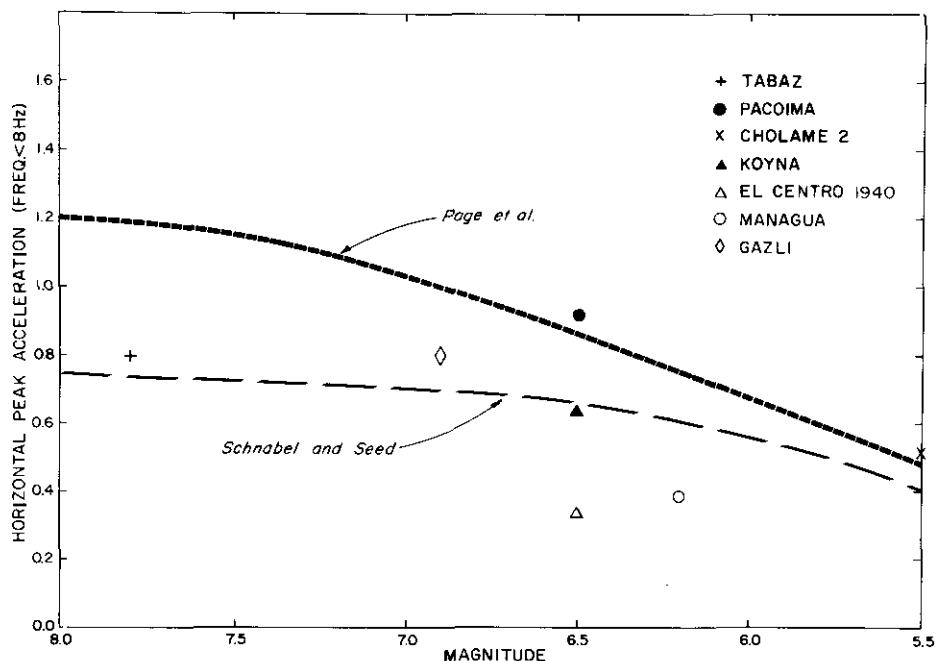


Figura 4. Correlación entre magnitud (M_L) y aceleración (frecuencia menor de 8 Hz) a distancias menores de 5 km de la falla. Las curvas son de Page *et al.* (1972) y Schnabel y Seed (1973).

aceleraciones pico y magnitudes para distancias muy cerca de la fuente. La curva se fija por extrapolación de unos pocos terremotos de tamaño medio (generalmente de magnitud menor de 7) para distancias mayores de 5 km desde la falla.

Las hipótesis empleadas conducen a una curva que aumenta rápidamente a partir de magnitud 6 hasta aceleraciones de 1,2 g para los mayores terremotos. La segunda curva en la figura 4 se basa en las curvas de atenuación de Schnabel y Seed (1973) para la aceleración pico en función de la magnitud. Las diferentes hipótesis usadas proporcionan extrapolaciones sin incremento, prácticamente en la aceleración horizontal pico para distancias cercanas a la fuente para magnitudes mayores de 6,5. Se debe mencionar aquí que las propiedades físicas generales del modelo de fuente discutido en la sección 1.3 parece favorecer la segunda hipótesis más que la primera. Esto se debe a que la cantidad de energía sísmica producida en una banda de frecuencias determinada a lo largo de la falla está en función de las propiedades elásticas de las rocas cerca de la dislocación en un tiempo dado, más que en función de la suma en un determinado tiempo de las energías disipadas sobre todo el plano de falla. En el primer caso la energía de la onda emitida no puede superar un determinado valor umbral,

mientras que en el segundo será más grande para terremotos de mayor magnitud. Este problema central de la unificación de la escala para magnitudes altas y bajas no está todavía resuelto de forma satisfactoria. Sin embargo, existen cada vez más indicios de que el modelo con un valor umbral es el más adecuado. En primer lugar, las observaciones de valores pico de la aceleración obtenidos cerca de la fuente para terremotos de pequeña magnitud indican que las energías máximas en altas frecuencias no dependen fuertemente de las dimensiones finales de la falla. En segundo lugar, existe un argumento clave deducido del registro de movimientos fuertes del terremoto de Tabas, Irán, 16 de septiembre de 1968, de magnitud 7,7. Este terremoto es uno de los mayores registrados a distancias muy próximas a la fuente. El acelerógrafo estaba situado a una distancia de unos 10 km de la falla observada en el terreno. Como se ve en la figura 4, la aceleración pico de este gran terremoto (0,8 g) está de acuerdo con la hipótesis del umbral. La hipótesis de trabajo resultante es que los valores representativos de las aceleraciones máximas cerca de la falla para frecuencias altas son aproximadamente los mismos en el caso de terremotos de magnitud moderada que de magnitud grande. La magnitud resulta, por lo tanto, un parámetro más importante en relación con las amplitudes de las ondas de período grande (mayores de 2 segundos) y está más íntimamente relacionada con la duración total del terremoto que la aceleración pico.

2.2. Duración

El concepto de duración del movimiento fuerte en un emplazamiento es crucial para entender el efecto de las dimensiones de la fuente y estimar la energía total liberada. Estos dos factores son esenciales para calcular el movimiento del suelo aplicable a una estructura dada.

El modelo físico de la fuente presentado en la sección 1.3 predice que la duración de un terremoto depende principalmente de las dimensiones de la falla. La magnitud y el momento sísmico dependen también de estas dimensiones, al radiarse las ondas a partir de la dislocación que se propaga a lo largo de todo el plano de falla. El parámetro de la duración debe recibir un peso considerable en la interpretación de los registros de movimientos fuertes y en las síntesis del movimiento para una localidad concreta.

Estimaciones de la «duración acotada» (amplitudes mayores de 0,05 g) se pueden obtener de la figura 5. En esta figura se muestran tres medidas instrumentales; siendo de particular interés la del terremoto de Tabas, ya que se trata de la duración en el campo próximo de un terremoto muy grande. Las desviaciones de las observaciones con respecto a la curva de la duración media son debidas a la multiplicidad en la fuente y a efectos especiales de estratificación en el medio y condiciones del suelo. No es

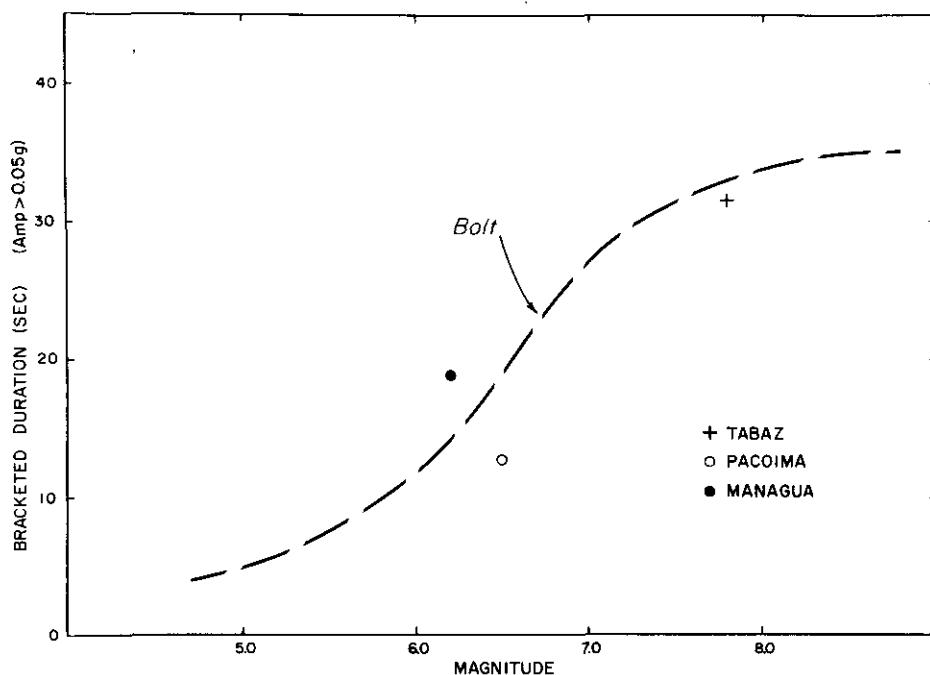


Figura 5.—Correlación entre la magnitud (M_L) y la duración acotada en segundos para amplitudes > 0.05 g. La curva está tomada de Bolt (1973).

possible predecir con exactitud la ocurrencia de un terremoto múltiple en el que la duración total del movimiento se deba a dos o tres episodios distintos separados por algunos segundos. Este tipo de terremoto múltiple se puede explicar con un modelo (sección 1.3) en el que la dislocación rompe zonas de barreras en el plano de falla.

2.3. Patrones de llegadas. Deterministas y estocásticos

Después de haber estimado la duración de un registro de movimientos fuertes, basándonos en el momento sísmico M_0 o en la magnitud M_L del terremoto, nos queda analizar los detalles de las llegadas de los distintos grupos de ondas. En un observatorio sismológico, el personal especializado llega a reconocer con eficacia los patrones de las llegadas de las ondas P , S y superficiales sobre los simogramas de terremotos lejanos o de terremotos locales pequeños. Se plantea la cuestión de hasta qué punto se pueden establecer conjuntos similares de patrones estables en los registros de movimientos fuertes en el campo cercano. Consideraremos cuatro aspectos del problema.

a) El registro primario en la mayoría de los casos son los acelerogramas, cuyos instrumentos están diseñados para registrar aceleraciones en el rango de frecuencias de interés para los ingenieros. También disponemos de los registros complementarios de las velocidades y los desplazamientos (fig. 3). Se podrá disponer, por lo tanto, de tres patrones dominantes diferentes, uno para cada una de las variables: aceleración, velocidad y desplazamiento. La disponibilidad de estas tres variables en función del tiempo es de gran importancia en la interpretación de registros de movimientos fuertes. Los acelerogramas aparecen con una estructura complicada, consistente en muchos picos de altas frecuencias y considerable variación de las amplitudes. La primera integración para obtener la velocidad suaviza considerablemente estos registros y pone de manifiesto las frecuencias de rango intermedio. Una segunda integración produce, generalmente, registros de desplazamientos muy suavizados, con pequeñas fluctuaciones y un patrón más simple de las ondas dominantes de períodos mayores de un segundo. Algunas veces, sin embargo, debido a problemas con la corrección de la línea de base y la deriva del instrumento, la integración produce bahías de largos períodos y variaciones en los registros de los desplazamientos que pueden no tener ninguna relación con las ondas sísmicas. Este tipo de ruido de largo período hace prácticamente imposible la interpretación.

b) Es un hecho conocido desde hace algún tiempo que la forma general de movimientos fuertes puede dividirse en tres partes. La primera consiste en un incremento de la amplitud, que corresponde a la envolvente del movimiento de la onda *P* desde cero hasta las amplitudes mayores. A continuación sigue una sección intermedia en la que las amplitudes fluctúan entre unos mismos valores máximos y que puede acotarse entre dos líneas paralelas a la línea de base. La parte final es de amortiguamiento de las amplitudes, que corresponden a la parte final (*coda*) del registro y cuya pendiente puede ser muy pequeña. Esta simplificación del patrón de amplitudes está presente en algunos registros, pero no es muy satisfactorio en el análisis de muchos otros registros importantes de movimientos fuertes (fig. 1). A pesar de todo, como lo demuestran los casos presentados en la parte 3, esta división tripartita es muy útil (véase sección 3.2). Las desviaciones de este patrón no afectan seriamente a la forma del espectro que se utiliza en las aplicaciones de ingeniería.

c) Usando una analogía con los sismogramas normales de pequeños desplazamientos del suelo se espera que el patrón de llegadas de las ondas se ajuste a las siguientes características. La primera parte del movimiento está compuesta principalmente de ondas longitudinales *P*. Dependiendo de la distancia desde la fuente existirá una llegada de las ondas *S* superpuesta a las ondas *P*, que todavía llegan desde otras partes de la falla. A continuación se producen grandes amplitudes correspondientes a una mezcla, hasta ahora no bien conocida, de ondas *P* y *S*, en la que la proporción de movimientos de la *S* aumenta con el tiempo. Más tarde, en la componente horizontal de los registros aparecen ondas superficiales del tipo Love

y Rayleigh, en general mezcladas con ondas *S* (fig. 6). De nuevo, dependiendo de la distancia desde la fuente y de la estructura del medio, las ondas superficiales se presentan dispersadas en trenes con ciertas características en función del tiempo (Hanks, 1975). Esta parte del registro, o coda, está muy influida por la profundidad de la superficie de fractura, a mayor profundidad la presencia de ondas superficiales es menor.

Como se verá en la parte 3, los registros contienen también impulsos que pueden explicarse en términos de propiedades especiales de fuentes extensas.

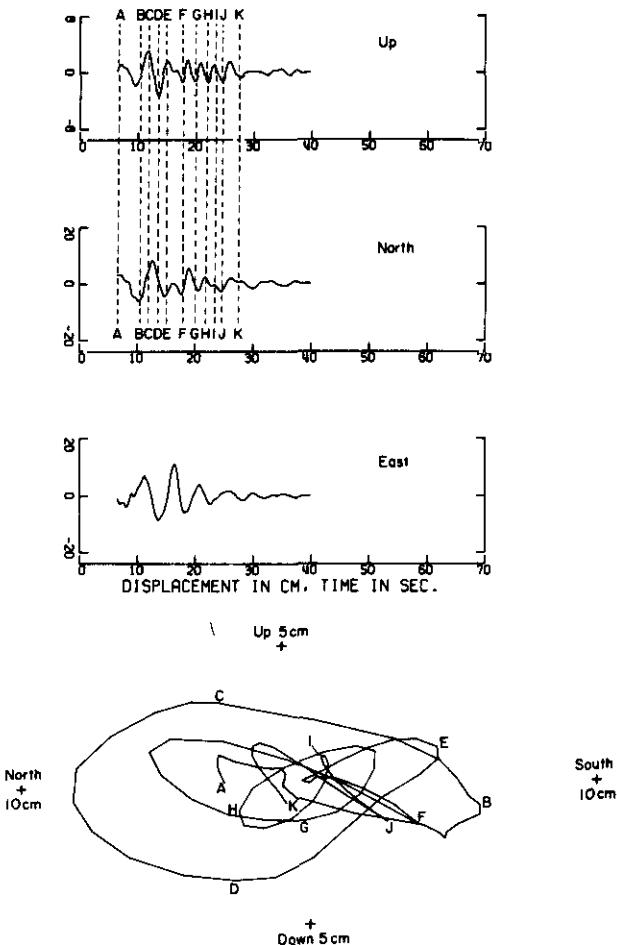


Figura 6.—Tres componentes del desplazamiento del suelo obtenidos sumando varios registros de movimientos fuertes situados a unos 20 km de la falla de San Fernando para el terremoto de 1971. Los componentes verticales (UP) y Norte (NORTH) se correlacionan bien y dan movimientos de la partícula representados en la parte inferior. El movimiento es elíptico retrógrado, típico de ondas Rayleigh. El componente transversal (EAST) no se correlaciona y se puede interpretar como formado por ondas Love (según Hanks, 1975).

d) Un patrón presente en el movimiento fuerte del suelo corresponde al generado por el efecto de la ruptura en superficie de la falla, que genera un impulso de una duración aproximada de un segundo y que puede afectar seriamente a las estructuras. Este impulso puede no tener asociada la mayor aceleración del registro, aunque puede estar asociado con la mayor energía cinética. Estudios de los daños causados en el hospital de Olive View en California, producidos por el terremoto de San Fernando de 1971, muestran que los fallos de las estructuras ocurrieron durante el pulso de larga duración, que puede verse en el registro de velocidad de Pacoima (fig. 3) unos tres segundos después del comienzo del registro. La estructura del hospital fue forzada más allá del comportamiento elástico debido a este movimiento, produciendo daños importantes en las columnas de los pisos inferiores. Los movimientos subsecuentes, de frecuencias mayores y con aceleraciones pico de hasta 1,0 g, agitaron el edificio dañado sin producir nuevos desplazamientos inelásticos significativos.

Puede considerarse, por lo tanto, una buena práctica el introducir en la parte adecuada del registro cercano a la fuente (véase sección 3.2) un pulso de período largo que corresponde al rebote elástico a lo largo de la falla a medida que se propaga la dislocación. Los efectos de este impulso son importantes, ya que contribuyen fuertemente al contenido energético del espectro en la parte correspondiente a los largos períodos (véase sección 2.1).

Las características explicadas más arriba están fundamentadas en modelos teóricos. Estas explicaciones deterministas de los patrones observados de las ondas dejan, en la mayoría de los casos, una parte de los registros sin explicar. Esta parte residual debe ser tratada con métodos estocásticos (Haskell, 1964). Desde un punto de vista teórico, este componente aleatorio del movimiento fuerte del suelo se puede considerar como causado principalmente por una distribución no conocida de densidad de asperezas en la falla. Si esta distribución se pudiera especificar, el problema estocástico se convertiría en uno determinista. La presencia de este componente estocástico en el movimiento fuerte del suelo es una razón de por qué se ha intentado modelar artificialmente el movimiento en función del tiempo usando generadores de números aleatorios (Penzien, 1970).

Todavía no se han propuesto distribuciones concretas de asperezas para los distintos tipos de terremotos. En su modelo reciente de barreras para la fuente de los terremotos, Aki *et al.* (1977) proponen tres formas de estimar el intervalo entre barreras a lo largo de una falla extensa. Los métodos son: a) medidas en superficie del desplazamiento a través de la ruptura de la falla, b) ajustes del modelo con las observaciones del campo próximo y lejano, c) uso de datos de observación de terremotos pequeños en la misma región para extraer el efecto de una ruptura mayor. En general, se puede suponer que cada tipo de falla importante tiene su propia distribución de densidad de asperezas. En la falla de San Andreas, con su historia tectónica y mecanismo, esta distribución será de un tipo, mientras

que en una falla como la del terremoto de San Fernando en 1971 será de otro muy distinto.

2.4. Contenido espectral

En este trabajo se ha hecho hincapié en los movimientos fuertes del suelo en función del tiempo. Sin embargo, en las aplicaciones de ingeniería, las especificaciones del diseño exigen generalmente la provisión de un espectro de respuesta que representa el movimiento del suelo en el emplazamiento o sus efectos sobre un oscilador armónico. Las funciones del tiempo son también utilizadas, en particular, en las pruebas de ingeniería mecánica y en análisis especiales de estructuras críticas. Desde el punto de vista matemático, el tratamiento del movimiento del suelo, en el dominio del tiempo o de la frecuencia, es solamente una cuestión de conveniencia y, en ciertos problemas, es esencial comparar las representaciones en ambos dominios (véase sección 3.2). Aunque aquí no se harán comparaciones entre espectros de movimientos fuertes del suelo, trataremos dos puntos importantes sobre su contenido espectral, que son importantes para la interpretación de sus registros.

En primer lugar, el espectro de cualquier registro sintético de movimientos fuertes no debe contener lagunas en ciertas frecuencias, ni debe mostrar deficiencias de energía en la parte de períodos grandes. Naturalmente, una comparación de espectros de amplitudes de registros de movimientos fuertes del suelo muestra fluctuaciones importantes en los máximos o picos del espectro. Para evitar este problema se utiliza a veces movimientos del suelo promediados.

Existe también una deficiencia en muchos acelerogramas analógicos usados con bastante frecuencia. Un análisis estadístico de los registros de movimientos fuertes de los terremotos de Parkfield, 1966 y Taft, 1952 (Shoja-Taheri, 1977), indica que el límite útil de los períodos grandes en los registros de velocidad y desplazamiento, calculados por integración de acelerogramas analógico, está limitado por errores de lectura y de corrección de la línea de base. El límite de períodos grandes, debido a estos errores combinados, varía entre 7 y 14 segundos. Más allá de estos límites, los componentes del espectro de desplazamiento no representan una medida fiable del movimiento del suelo. También se ha encontrado que este límite de períodos largos (T_c) en los registros analógicos convencionales aumenta con la longitud de registro (L). Para L igual a 40, 50 y 60 segundos, T_c es, aproximadamente, 10, 12 y 14 segundos respectivamente. Para un período de 16 segundos, los errores combinados, en la mayoría de los registros de movimientos fuertes estudiados, exceden en un 25 por 100 los desplazamientos acumulativos del espectro de amplitudes. Registros de los nuevos acelerógrafos digitales permiten extender estos límites (véase sección 3.5).

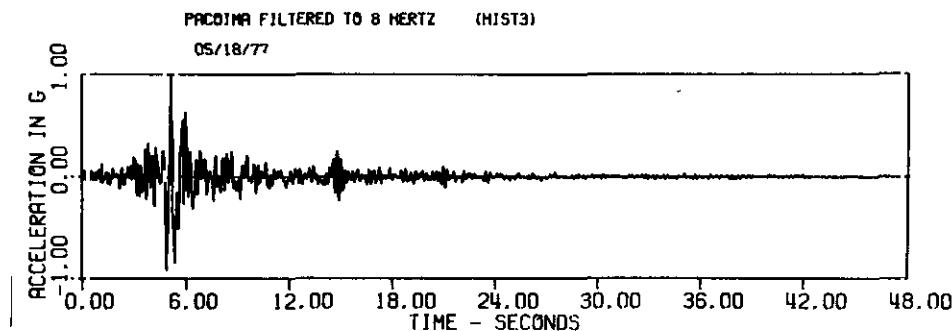


Figura 7.—Acelerograma sintético calculado a partir del espectro de amplitudes de Fourier del registro del componente horizontal S16E de Pacoima (fig. 1) y el espectro de fases del registro de Parkfield Station 2.

En segundo lugar, el espectro del movimiento fuerte del suelo se puede dividir en dos partes. La primera es el espectro de amplitudes, usado generalmente en la sismología de movimientos fuertes y en ingeniería sísmica. La segunda es el espectro de fases; estas fases condicionan los patrones de las ondas en el registro. El efecto de esta parte no ha sido suficientemente estudiado respecto al problema de la construcción sintética de movimientos del suelo. Por ejemplo, un espectro de amplitudes de un terremoto de magnitud 7,5, con las amplitudes máximas adecuadas, puede ser combinado con el espectro de fases de otro terremoto de amplitudes menores, pero con una distribución de fases adecuada para producir el patrón de ondas de los movimientos muy cerca de la fuente.

Un ejemplo de este procedimiento está representado en la figura 7, donde se muestra el componente horizontal del espectro de amplitudes del registro de Pacoima combinado con el espectro de fases del registro de Parkfield. De esta forma se obtiene una función del tiempo más realista en términos de llegadas de ondas sísmicas para un terremoto de magnitud 6,5, producido por una falla de desgarre en el campo próximo. Esta idea se ha incorporado también en la construcción del registro sintético presentado en la sección 3.2

Desde el punto de vista teórico, un desplazamiento permanente en una falla, que ocurre en unos pocos segundos, debe producir ondas sísmicas con un contenido rico en períodos largos. Las curvas espectrales de registros en el campo próximo mostrarán amplitudes de los desplazamientos que son inversamente proporcionales a la frecuencia. A medida que las ondas se propagan lejos de la fuente, las amplitudes de los períodos largos (desplazamientos estáticos) disminuyen, confiriendo una importancia relativa cada vez mayor a las frecuencias altas. Un ejemplo de espectro de amplitud de un registro de movimientos fuertes viene dado en la figura 8.

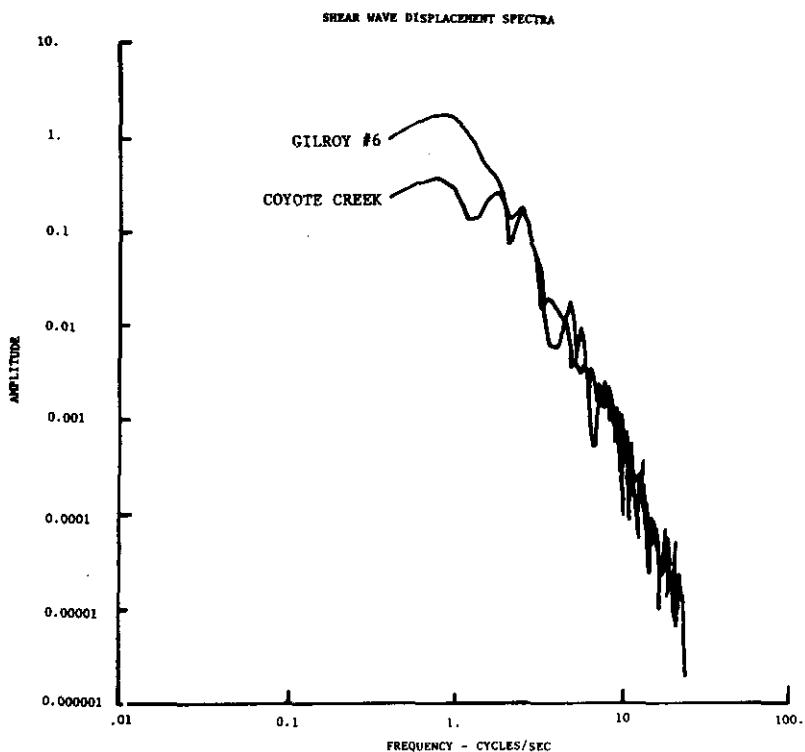


Figura 8.—Espectros de desplazamiento calculados a partir de dos registros de movimientos fuertes del terremoto de Coyote Lake, 6 de agosto de 1979 (Singh, 1981).

2.5. Efectos de las propiedades de la falla

Consideremos ahora con más detalle la forma en la que las propiedades de la falla complican la interpretación de los registros de movimientos fuertes y la predicción de movimientos del suelo para las aplicaciones a la ingeniería de diseño.

En primer lugar, cálculos teóricos muestran que el mecanismo de fractura influye fuertemente en los movimientos del suelo producidos. De esta forma, modelos de dislocación para fallas de desgarre producen movimientos del suelo diferentes de los producidos por modelos de fallas normales o inversas. En algunos casos, el tipo de mecanismo es conocido, como, por ejemplo, en el caso de terremotos grandes en el sistema de fallas de San Andreas (California), que son de movimiento de desgarre dextrorso. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que en la mayoría de los casos las fracturas son complicadas. Esto puede verse en las soluciones obtenidas en

los estudios de mecanismo de terremotos y de las observaciones de fracturas en el terreno.

Todavía no existen suficientes casos teóricos resueltos que proporcionen un conjunto adecuado de registros sintéticos de movimientos fuertes del suelo para los tipos principales de mecanismos de terremotos. En la parte de observación no existe todavía un número suficiente de casos para comparar con la teoría. Parece razonable, sin embargo, que fallas con movimiento predominantemente vertical den origen a movimientos fuertes del suelo con un mayor componente vertical (compuestos de ondas P y SV), y que fallas de desgarre produzcan mayores movimientos horizontales (ondas SH). Los casos estudiados en la parte 3 están de acuerdo con este principio general, con la excepción del terremoto del Imperial Valley, 1979, que siendo producido por una falla de desgarre, produjo altas aceleraciones verticales. Otros efectos, tales como la naturaleza del suelo superficial y la estructura de la roca cerca de la falla, pueden enmascarar este efecto del mecanismo de los terremotos.

Se ha observado que las ondas sísmicas son refractadas lateralmente, en ciertas circunstancias, cerca de fallas importantes (Urhammer, 1981). Por ejemplo, muy cerca de la falla de San Andreas, en California Central, se han observado ondas P que han sido refractadas hasta 30 grados de su trayectoria rectilínea. La razón de esta refracción lateral reside en la existencia de material de baja velocidad en la zona de la falla. Este material está compuesto por rocas trituradas, fallas secundarias y capas de relleno de falla (una arcilla producida al triturarse la roca con el movimiento repetido de la falla). Las velocidades de las ondas sísmicas en el material de relleno son relativamente bajas y producen el efecto de refractar las ondas cuando pasan a través de la zona de relleno hasta la roca más compacta. La anchura de la zona de relleno puede extenderse en sentido horizontal en uno o dos kilómetros y en sentido vertical varios más. En efecto, el material de relleno puede alcanzar profundidades considerables, bajo las condiciones de altas temperaturas y presiones, en todas las zonas importantes de fallas. El relleno puede formar un mosaico de material que produzca el efecto de los modelos de asperezas y barreras (véase sección 1.3).

La presencia de material débil y triturado en las zonas de relleno de falla, en la fuente de los terremotos, tiene también otras implicaciones respecto al uso de modelos matemáticos para predecir las llegadas de las ondas, puesto que, en materiales viscoelásticos, la separación entre ondas P y S puede no ocurrir. Las variaciones en las propiedades del material de relleno puede producir también zonas en las que la anisotropía sea importante y dar origen a formas complicadas de ondas.

Quizá el aspecto más importante de la presencia de zonas de cizalla de baja rigidez a lo largo de la falla es el amortiguamiento debido al material viscoelástico. Es probable que este amortiguamiento afecte más a las frecuencias altas. Algunas medidas del parámetro de atenuación Q (definido como el número de oscilaciones de una sinusoidal decreciente que se reduce

en un $100/\exp(\pi) = 4,3$ por 100 de su valor inicial) muestran valores tan bajos como 10 ó 20 en zonas de falla. Las implicaciones de este amortiguamiento son importantes al poner un límite superior a las amplitudes máximas de las altas frecuencias (véase sección 2.1) cerca de la fuente, al limitar la duración de la agitación producida por la ruptura de la falla (véase sección 2.2) y al controlar y limitar la extensión de la focalización cinemática debido a la propagación de la dislocación (véase sección 2.6).

2.6. Directividad y focalización

Una cuestión importante en la interpretación de los movimientos fuertes y la construcción de funciones del tiempo teóricas es la dependencia del movimiento en un sitio determinado con la localización de la ruptura sobre el plano de falla. Es un hecho conocido, tanto desde el punto de vista teórico como observacional, que cada onda sísmica posee una función de directividad que depende del acimut relativo a la falla.

Consideremos la fuente sísmica formada por la superposición de pares de fuerzas actuando en el foco. Por ejemplo, una falla de desgarre vertical se puede representar por dos pares de fuerzas ortogonales, sin momento resultante en el plano horizontal y con centro en el foco. El patrón de radiación de las ondas *SH* consta de cuatro lóbulos con amplitudes máximas a lo largo de la falla y perpendiculares a ella. De manera similar, las ondas *P* y Rayleigh tienen sus patrones de radiación propios (Aki y Richards, 1980). Como la intensidad de la agitación del suelo es el efecto de todas las ondas que llegan a un punto, estos patrones de radiación no son siempre fáciles de reconocer en un mapa de isosistas, basado en las intensidades observadas. Sin embargo, en la interpretación de los acelerogramas y en los modelos numéricos utilizados en el cálculo de acelerogramas sintéticos, los patrones de radiación sísmica son factores esenciales.

En el caso de terremotos grandes, cuando la longitud de la fractura, *L*, es del mismo orden que la longitud de las ondas consideradas, el patrón de radiación se vuelve más complicado. En lugar de los patrones simétricos usuales, típicos de fuentes estacionarias puntuales, los lóbulos de los patrones de radiación de las ondas se vuelven más o menos extensos, dependiendo de la dirección de la ruptura a lo largo de la falla. Actualmente existen ya publicados varios patrones de radiación para fuentes que se propagan, y que son muy útiles para la interpretación de registros de movimientos fuertes (Ben-Menahen y Singh, 1972). Este efecto de la velocidad de ruptura se conoce como la directividad dinámica, y es importante descubrir su efecto en los registros de campo próximo. Aunque este efecto ha sido verificado en el campo lejano, en el campo cercano no lo ha sido todavía con suficiente claridad, debido a las muchas complicaciones que implica.

Otro aspecto de la fuente sísmica en movimiento es la ocurrencia de un

efecto análogo al Doppler, presente en las ondas acústicas producidas por una fuente en movimiento. Si cuando la fuente está en reposo tiene un patrón de radiación simétrico, al moverse su radiación se focaliza en la dirección del movimiento. La cantidad de convergencia focal, o focalización, en general, será diferente para el caso en el que la velocidad de la fuente sea subsónica ($v < \alpha$ para ondas P) o supersónica ($v > \alpha$ para ondas P). Un argumento puramente geométrico da origen al conocido factor

$$F = (1 - M \cos \theta)^{-1}$$

donde θ es el ángulo entre la dirección de propagación de la onda y de la trayectoria del movimiento de la fuente, y M es el número de Mach (v/α para las ondas P) (Morse e Ingard, 1968). El resultado es que, dependiendo del valor del ángulo θ , existe un corrimiento Doppler tanto en la amplitud como en la frecuencia de las ondas.

Varios ejemplos de que los datos de movimientos fuertes de estaciones situadas en la dirección de la propagación de la fractura en la falla presentan este efecto de focalización han sido citados por sismólogos (por ejemplo Benioff, 1955). Sustituyendo valores razonables en la ecuación, se obtiene que el efecto puede, en un medio perfectamente elástico y no disipativo, cambiar la amplitud de la onda en un factor de hasta 10, con un incremento en el sentido de propagación de la ruptura y una disminución en sentido contrario. El mismo efecto se produce en las frecuencias. Este efecto en movimientos fuertes del suelo es importante para la interpretación y predicción de dichos movimientos en los diseños de ingeniería, ya que si una estructura se construye cerca de una falla, el movimiento será distinto dependiendo de la dirección de propagación de la fractura respecto a ella.

2.7. Efectos de caminos complejos de propagación en estructuras del terreno

El efecto de la estratificación horizontal de las rocas de la corteza en las ondas sísmicas es bien conocido. En muchos casos, sin embargo, particularmente en las zonas de fallas, las variaciones en las estructuras del suelo y en las rocas no están restringidas a capas paralelas horizontales. En las cuencas sedimentarias, por ejemplo, existen variaciones laterales importantes y, a veces, estructuras de forma irregular. El comportamiento de las ondas elásticas que encuentran este tipo de obstáculos es de difícil tratamiento matemático y sólo en algunos casos ha sido tratado teóricamente. En ellas la conversión de modos, difracción, dispersión y resonancias hacen que el tratamiento, incluso numérico, sea extremadamente difícil. En estos casos la aproximación elemental de la teoría de rayos puede ser engañosa. Tratamientos elementales deben ser mirados con cautela cuando se trata de estructuras con fuertes inhomogeneidades.

El problema estriba en que, en muchos casos, la presencia o ausencia de anomalías en las estructuras sísmicas es desconocida. Aun cuando se disponga de sondeos, la presencia de cuerpos anómalos a gran escala y de forma arbitraria en fallas activas no está bien definida. Sin embargo, ha sido práctica común de sismólogos e ingenieros explicar con esta hipótesis las variaciones rápidas de intensidad en áreas de fuerte agitación. Es una manera de explicar, por ejemplo, por qué existe una zona de intensidad alta, mientras que en otra, situada a la misma distancia de la fuente, la intensidad es mucho menor y no se producen daños a estructuras semejantes. Esta explicación está abierta a debate, aunque la hipótesis de la existencia de tales cuerpos anómalos produciría ciertamente la convergencia de rayos sísmicos de forma análoga a como lo hace una lente con los rayos luminosos. Este tipo de convergencia focal o focalización es naturalmente de muy distinta naturaleza al discutido en la sección anterior.

La predicción de movimientos fuertes del suelo en circunstancias en las que la estructura de las rocas es complicada, depende del uso de métodos numéricos para resolver las ecuaciones. El método de elementos finitos es uno de estos métodos. En los últimos quince años este método se ha utilizado para calcular con éxito la excitación de ondas superficiales en estructuras geológicas complicadas (Drake, 1972a, b; Bolt y Smith, 1976). También se ha utilizado para demostrar los efectos de la topografía de la superficie y de estructuras variadas sobre ondas *P* y *S* planas y cilíndricas y para modelar la ruptura de una falla (McCowan *et al.*, 1977).

Un ejemplo del uso de tales cálculos para explicar movimientos fuertes del suelo puede ser el caso del registro de Pacoima (fig. 1). Debido a que el instrumento estaba situado sobre un muro que conectaba con un refuerzo de la presa, se planteó la cuestión de si esta rápida variación en la topografía podría ser la causa de las alta aceleraciones registradas. Un número de cálculos (Boore, 1973; Smith, 1975a, b) indican que, por supuesto, la topografía del muro pudo causar variaciones en las amplitudes de las ondas *SH*, *SV* y *P* superiores a un 100 por 100 en ciertos rangos de frecuencias. También se demostró que no es posible encontrar todavía una explicación determinista de cada uno de los picos observados.

Un problema antiguo en sismología y en ingeniería sísmica es el efecto que tiene la presencia de trincheras profundas, cañones y escarpes sobre las ondas sísmicas. Estudios en dos dimensiones de estos tipos de accidentes, usando métodos analíticos y numéricos, indican que la topografía puede tener un efecto importante en el patrón de las ondas y en su contenido espectral (Boore, 1970; Smith, 1975; Bolt y Smith, 1976).

Desde el punto de vista de la ingeniería, se ha sugerido que se podrían utilizar este tipo de trincheras o zonas de rocas trituradas por explosivos para reducir la intensidad de la agitación en un emplazamiento determinado y para cierto rango de frecuencias (Lysmer y Waas, 1972). La idea básica es que un anillo de rocas alteradas, con parámetros elásticos que difieren de los normales, puede reducir los movimientos sísmicos (fig. 9).

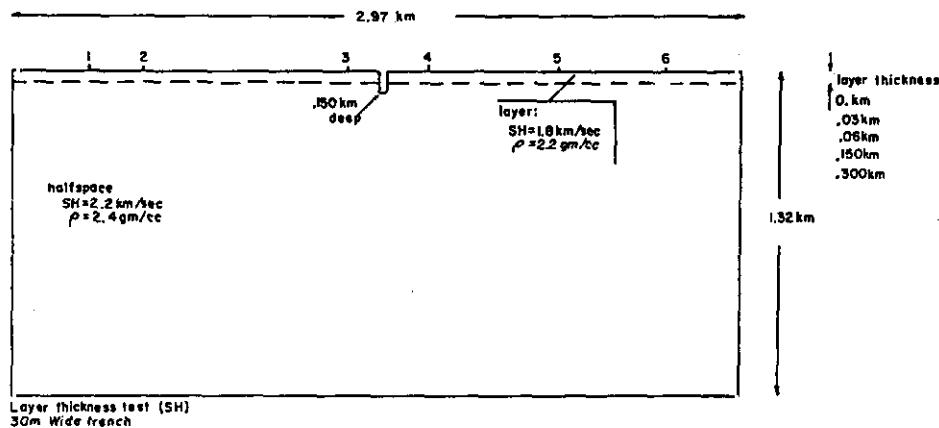


Figura 9.—Modelo de un semiespacio elástico con una trinchera y una capa superficial usado en los cálculos de elementos finitos. Cuanto mayor es el espesor de la capa con relación a la profundidad de la barrera, mayor es la energía de las ondas superficiales que pasan alrededor de ella.

por medio de reflexiones, dispersión y conversión de ondas. De esta forma la energía sísmica se podría apantallar en la zona incluida dentro del anillo. Si se situaran geófonos dentro de la zona, se registrarían movimientos más pequeños y, por lo tanto, energía menor que si no existiera la barrera.

La investigación del efecto de barreras sísmicas no es nueva, aunque sólo se han publicado unos pocos resultados hasta ahora. Un ejemplo de estas investigaciones puede encontrarse en el trabajo de May y Bolt (1981). El objetivo de este estudio es extender los resultados de investigaciones previas usando ondas sísmicas de tipo más general y obtener resultados teóricos más realistas incluyendo el efecto de la amortiguación. En él se utilizó el programa de elementos finitos desarrollado por Smith (1975a) que emplea la integración en el tiempo y proporciona, bajo ciertas condiciones, la cancelación de reflexiones espúreas en los límites de la malla. Una ilustración está representada en la figura 9 para el caso de una trinchera de 30 metros de anchura por 150 metros de profundidad.

En estudios de este tipo se puede calcular el avance del frente de ondas y cómo se ve afectado por la presencia de la trinchera, así como la variación del espectro en varios puntos. Los resultados obtenidos permiten establecer algunas conclusiones importantes respecto al efecto de trincheras en los movimientos fuertes del suelo. Por ejemplo, si se aumenta el grosor de la capa manteniendo fija la profundidad de la trinchera, se producen diferencias importantes en la forma de las ondas. La parte superficial de los frentes de onda se retrasan y dilatan después de encontrarse con la trinchera, y las ondas transmitidas y difractadas que ocupan la zona detrás de ella son modificadas. Los cálculos demostraron también el papel importante que juegan las capas más superficiales y sus propiedades de amortiguamiento

en la efectividad de las trincheras sísmicas. Modelos de barreras o trincheras sin estas características no pueden, en general, predecir de forma realista el campo de ondas sísmicas en la superficie. En la mayoría de los casos se ha visto que la profundidad de la trinchera, y no su anchura, es el parámetro más importante. Los cocientes espectrales cambian, a su vez, de forma significativa, dependiendo de su situación respecto a distintos puntos de la superficie. En algunos puntos del frente de la barrera estos cocientes presentan amplificaciones de hasta un factor de dos.

3. DISCUSION

3.1. Principios de interpretación

Estudios detallados y análisis de registros de movimientos fuertes de una variedad de terremotos permiten sacar algunas conclusiones sobre el problema de interpretación de estos registros. Estos principios son, en muchos casos, todavía tentativos y están sujetos a revisión a medida que se adquiere más experiencia en este tipo de trabajo. Los discriminantes y diagnósticos más útiles encontrados hasta ahora se pueden resumir en cuatro capítulos.

3.1.1. *Descomposición vectorial de los tres componentes del movimiento del suelo*

A no ser que exista alguna avería en los instrumentos, generalmente se dispone, a partir de los registros de los acelerógrafos, de los tres componentes de la aceleración del suelo. Este hecho proporciona quizás la mejor herramienta para discriminar los distintos tipos de ondas. Esta descomposición es la utilizada también en los observatorios sismológicos, aunque no en todos se dispone de tres componentes homogéneos del movimiento del suelo. Por ejemplo, los instrumentos Wood-Anderson, en los que se basa la magnitud local definida por Richter, sólo tienen componentes horizontales, no existiendo un componente vertical similar.

Hemos visto que, en la mayoría de los casos, el componente vertical de los registros es diferente en tanto en cuanto al patrón de las ondas como al contenido en frecuencias. La explicación reside en que el componente vertical contiene principalmente ondas *P* y *SV* y modos superiores de las ondas Rayleigh, mientras que los componentes horizontales contienen ondas del tipo *SH*. Este diagnóstico se puede estudiar mejor girando los ejes de los registros de forma que los dos componentes horizontales representen una resolución vectorial dinámicamente significativa. La resolución más efectiva es la que se produce al alinear los componentes longitudinal y transversal del movimiento del suelo respecto al acimut a la

fuente del terremoto. Esto es razonablemente fácil de hacer en el caso de terremotos pequeños y moderados, pero en el caso de terremotos grandes el concepto de componente radial y transversal en el campo próximo pierde gran parte de su significado. Cuando es posible, las transformaciones ortogonales para realizar el giro de ejes son fácilmente programables, y los componentes horizontales transformados se pueden dibujar en la misma escala o en una más conveniente que los registros originales.

Algunas controversias en ingeniería sísmica, particularmente referentes a la aplicabilidad de los métodos desarrollados en la mecánica de suelos en los que se presupone ondas que se propagan predominantemente en dirección vertical, están influenciadas por la misma interpretación. Aunque, en efecto, existen ondas de distintos tipos que se propagan horizontalmente a través de cualquier emplazamiento, es también cierto que en el caso de la presencia de capas de baja velocidad (como los suelos), las ondas incidentes desde abajo son refractadas pronunciadamente hacia arriba, de forma que el componente vertical de la energía en el registro puede muy bien ser el dominante. Para un registro dado de movimientos fuertes en tres componentes, este punto se puede comprobar calculando las órbitas del movimiento de la partícula en el espacio por medio de un ordenador. Estas órbitas pueden ser hoy en día representadas en función del tiempo en una pantalla de video.

3.1.2. *El uso de la aceleración, velocidad y desplazamiento*

A diferencia de la situación usual en la sismología convencional, trabajando con instrumentos de movimientos fuertes se dispone de nueve componentes en lugar de tres. Los comentarios hechos anteriormente sobre los tres componentes de la aceleración se pueden aplicar igualmente a los tres de la velocidad y a los tres de los desplazamientos. Como hemos visto, debido a que cada integración suaviza los componentes más altos y más erráticos del movimiento de las ondas, muy a menudo los registros de la velocidad y los desplazamientos son más simples y permiten una más directa interpretación de los patrones de las ondas. Las integraciones, en efecto, eliminan gran parte de los componentes estocásticos del movimiento que se mencionaron en la sección 2.3. De esta forma, en muchos registros de velocidad los impulsos de los primeros movimientos mayores de la onda S aparecen de forma inequívoca. En los registros de desplazamientos del campo cercano, a su vez, se puede apreciar de forma muy clara la presencia de un impulso de largo período asociado con el paso de la dislocación cerca del emplazamiento.

También existe una oportunidad mejor en el caso de los registros de velocidad y desplazamiento de establecer comparaciones con los registros teóricos, debido a que la mayoría de los modelos numéricos proporcionan mejores resultados para períodos mayores de un segundo (véase sección 1.3).

3.1.3. Transformaciones a respuestas instrumentales convencionales

La mayoría de los sismólogos implicados en trabajos de observación desarrollan su práctica analizando sismogramas de terremotos de magnitud pequeña y moderada. De esta forma están habituados a los sismogramas producidos por instrumentos del tipo Wood-Anderson, Benioff de período corto, etc. Debido a que ya existe esta habilidad, es útil transformar los registros de movimientos fuertes del suelo producidos por los acelerógrafos, en general menos conocidos, al de otro tipo de instrumentos usados más comúnmente.

Recientemente, Kanamori y Jennings (1978) han demostrado que la magnitud local M_L se puede determinar muy fiablemente a partir de acelerogramas. Con este fin, los registros de los acelerógrafos se introducen en las ecuaciones del movimiento de los sismógrafos de torsión Wood-Anderson para producir sismogramas sintéticos que pueden ser analizados de forma convencional. Kanamori y Jennings aplicaron este método a 14 registros del terremoto de San Fernando y obtuvieron una magnitud local promedio de 6,3, que está de acuerdo con el valor obtenido previamente usando los sismogramas de los instrumentos Wood-Anderson. Estos autores llaman la atención sobre el hecho de que este método de obtención de magnitudes locales es muy útil en la determinación de criterios de diseño en ingeniería. De esta forma, si se seleccionan acelerogramas representativos del terremoto de diseño en términos de duración y contenido de frecuencias, los acelerogramas se pueden reducir a escala para producir respuestas teóricas de un sismógrafo Wood-Anderson que son consistentes, a una distancia dada, con la magnitud local del terremoto de diseño. Esta técnica se ha aplicado a un cierto número de terremotos entre los que destacan los terremotos de Coyote Lake, 1979, e Imperial Valley, 1940. La figura 10 muestra un ejemplo de un acelerograma que ha sido transformado en el registro equivalente de un sismógrafo Wood-Anderson. Este tipo de sismograma de Wood-Anderson generado artificialmente resulta de mucha utilidad en la interpretación sismológica de los patrones de ondas:

3.1.4. Interacción entre registros y modelos

En la sismología convencional, la identificación de los impulsos sísmicos puede realizarse, en algunas circunstancias, determinando las propiedades de las ondas en el sismograma, independientemente del conocimiento de la fuente. Sin embargo, en la mayoría de los casos, la interpretación se facilita en gran medida cuando se dispone, aunque sea en forma aproximada, de la distancia y dirección de la fuente al instrumento. A menudo el sismólogo tendrá que hacer aproximaciones sucesivas entre estos dos aspectos del diagnóstico.

En la interpretación de registros de movimientos fuertes está claro, por

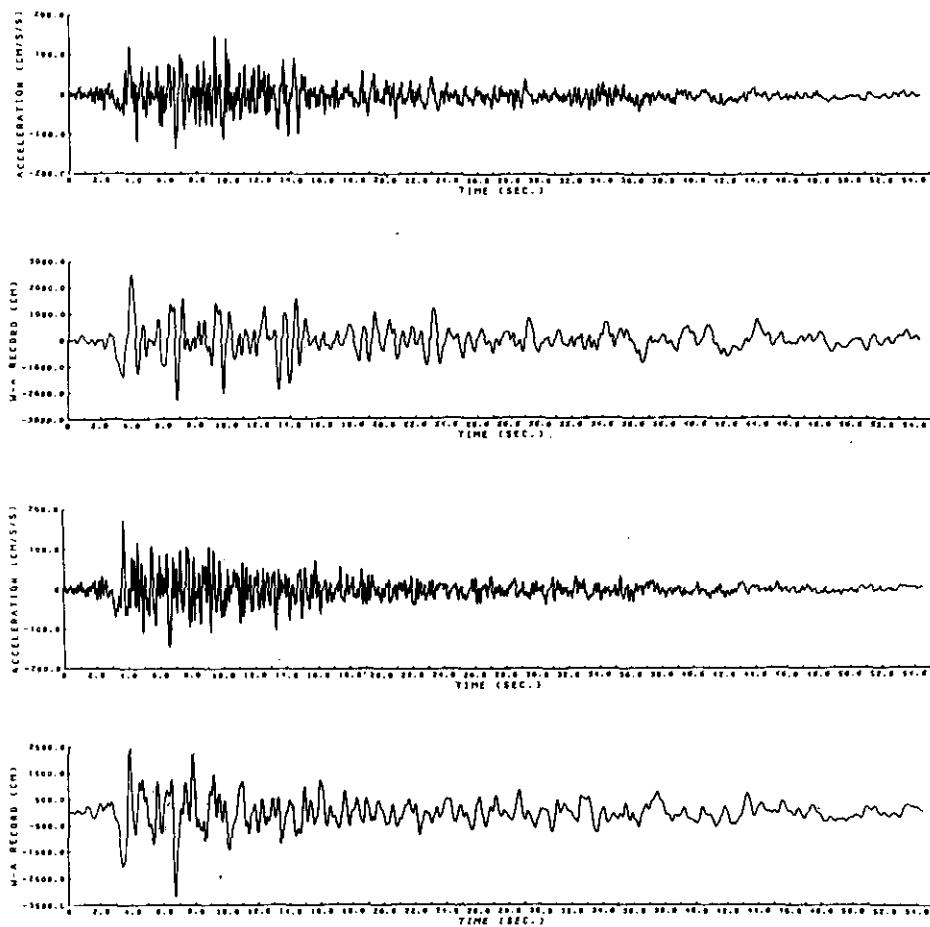


Figura 10.—Acelerogramas y sismogramas Wood-Anderson de los componentes horizontales del movimiento N21E y S69E en la estación Taft School correspondientes al terremoto de Kern County, California, 1952.

ejemplo, que se necesitan todas las pistas disponibles respecto a la gran variedad de ondas que pueden ocurrir en los acelerogramas. Por lo tanto, representa casi una necesidad absoluta que se disponga de algún conocimiento sobre la naturaleza de la fuente sísmica, su distancia desde el emplazamiento y sus dimensiones. De esta forma, usando valores razonables para las velocidades de las ondas P , S y superficiales, se pueden establecer algunos límites para los valores de los tiempos de llegada de las distintas fases y de la duración total del registro. Naturalmente existe una interacción entre este tipo de análisis interpretativo y el desarrollo de un conocimiento de la naturaleza de la fuente misma.

Sin embargo, no existen curvas estándar de tiempos de recorrido de las fases sísmicas para la interpretación de registros de movimientos fuertes del suelo, como las que se utilizan de forma generalizada en la interpretación de los sismogramas de telésismos y pequeños terremotos locales. Lo que se necesita realmente son conjuntos de registros teóricos que correspondan a diversos parámetros, tales como longitud de la falla (dependencia de la magnitud), profundidad del foco, mecanismo focal y distancia desde la falla. Estos registros teóricos y sintéticos estándar podrían utilizarse como referencias para la interpretación. Con el tiempo, la interpolación entre distintos tipos de registros sintéticos podría llevar a una discriminación rápida y fiable de los parámetros.

3.2. Comentarios sobre valores altos de la aceleración

La primera conclusión que se puede sacar de los estudios sobre los valores de aceleraciones pico es que este parámetro no es muy estable. En consecuencia, debe adoptarse otra medida de la energía o de la amplitud de las ondas sísmicas para especificar el tamaño de la agitación fuerte del suelo en situaciones críticas. Respecto a la simulación de movimientos fuertes del suelo con vistas al diseño, debe tenerse en cuenta que se puede demostrar fácilmente que la aceleración pico para altas frecuencias se puede cambiar en aproximadamente un 10 por 100 sin que cambien de manera significativa las curvas espectrales de la energía total.

En segundo lugar, el estudio de los componentes horizontales de la aceleración demuestra que en ellos el movimiento está producido por una superposición de muchos tipos de ondas radiadas por una fuente extensa y propagante. Como consecuencia, las aceleraciones pico dependen de las fases de los distintos componentes armónicos del movimiento que no coincide necesariamente en el tiempo en las componentes horizontales. Un ejemplo son los componentes horizontales registrados en Taft en 1952, en los que la orientación está correlacionada con el acimut de la ruptura de la falla. Los acelerogramas muestran que las amplitudes máximas de la aceleración ocurren a tiempos diferentes, y que no son el resultado de ninguna composición vectorial del movimiento. Esta observación no sólo tiene importantes consecuencias para la interpretación de acelerogramas, sino que también las tiene para el diseño en ingeniería sísmica. Como un ejemplo, consideremos la representación completa de la excitación de un terremoto en un emplazamiento dado. No es apropiado desde el principio descomponer el movimiento en una dirección determinada, ya que se desconoce qué sección de las fallas cercanas puede fracturarse. En un terremoto las ondas sísmicas pueden ser de distintos tipos y proceder de distintas secciones de la falla, propagarse a través de diversas trayectorias en las rocas de la corteza y superponerse en formas complicadas.

Penzien y Watabe (1975) han tratado este problema en el dominio del tiempo diseñando un conjunto de direcciones principales (con tres compo-

nentes), para los cuales las varianzas de los componentes del movimiento del suelo son estacionarias. Otro tratamiento para lograr la combinación óptima de los espectros y de las funciones del tiempo más representativas es el presentado por Shoja-Taheri y Bolt (1977). Los espectros de los dos componentes horizontales de los registros para un terremoto dado se combinan maximizando el espectro resultante, independientemente de la orientación acimutal. En este proceso las fases de los dos componentes juegan un papel importante. De esta forma se elimina la dependencia de los parámetros de los registros de movimientos fuertes del suelo, de la orientación acimutal de los instrumentos.

Un último comentario sobre las aceleraciones pico concierne al uso, como parámetro, de la caída de esfuerzos. Se ha sugerido algunas veces que este parámetro es clave para comprender los movimientos sísmicos y para modelarlos numéricamente. Este parámetro definido en la sección 1.3 es, desde el punto de vista físico, sin lugar a dudas, de gran importancia. Sin embargo, los valores de las caídas de esfuerzos calculados por la fórmula dada en la sección 1.3, o deducidos de los espectros del movimiento del suelo (Aki y Richard, 1980), representan un promedio para todo el episodio de la dislocación. Cuando se está tratando con aceleraciones correspondientes a frecuencias altas (de aproximadamente 10 Hz) se debe tener en cuenta las variaciones rápidas en caída de esfuerzos de unos puntos a otros sobre el plano de falla. No existe, sin embargo, todavía forma de calcular estas variaciones que tienen la forma de funciones delta en el tiempo y el espacio. La mayoría de los terremotos tiene caídas de esfuerzos de menos de 100 bars (10 MPa). Sin embargo, hay indicios claros de que en algunas circunstancias, tales como dislocaciones localizadas en rocas muy rígidas y altamente pretensadas, las caídas de esfuerzos pueden superar los 100 bars.

De nuevo llegamos a la idea de una función de distribución de densidad de asperezas de la que se habló en las secciones 1.3 y 2.5. Los incrementos locales en aspereza o fricción a lo largo de la falla (barreras) pueden dar origen a concentraciones locales de esfuerzos de unos pocos kilómetros de extensión. Las variaciones bruscas en la caída de esfuerzos con respecto al valor promedio, en determinados puntos de la superficie de la falla, pueden generar saltos en la aceleración, superpuestos al movimiento determinista total de las ondas. La mejor manera de tratar este problema puede ser el considerar estas caídas localizadas de esfuerzos como una distribución estocástica. Esta distribución estocástica puede ser estimada en un sentido no paramétrico usando métodos que se están desarrollando actualmente.

3.3. Despliegues o redes de instrumentos de movimientos fuertes (*arrays*)

Muchos de los problemas encontrados requieren una instrumentación más avanzada que la de los acelerógrafos analógicos de tres componentes,

utilizados en el pasado, para asegurar una interpretación única de los movimientos del suelo registrados. Un avance significativo en la resolución se puede obtener con el uso de redes (*arrays*) de instrumentos de movimientos fuertes con una configuración geométrica, disponiendo cada acelerógrafo de una base común de tiempos (fig. 11). El uso de una base común de tiempo permite correlacionar las distintas fases de las ondas sísmicas registradas en cada elemento. También permite la identificación de los distintos tipos de ondas a través del análisis de las órbitas del movimiento de la partícula. El primer paso en el desarrollo de la instrumentación es equipar cada acelerógrafo de un receptor de radio que permita mantener un tiempo absoluto, usando señales de tiempo emitidas por algún centro (por ejemplo *WWV*). La disposición lineal de acelerógrafos perpendicularmente a la falla Imperial, que se disparó con el terremoto de Imperial Valley el 5 de octubre de 1979, contaba con este dispositivo.

En la reunión tenida en Hawaii en mayo de 1978, organizada por la Asociación Internacional de Ingeniería Sísmica y la Asociación International de Sismología y Física del Interior de la Tierra, se propuso que se estableciera una red internacional de despliegues especiales de instrumentos de movimientos fuertes. Entre los diseños propuestos estaban los dirigidos al estudio de la fuente sísmica y a la propagación de las ondas. Un despliegue de acelerógrafos, como el que se muestra en la figura 3.8, se puede comparar en su comportamiento al de los despliegues de radiotelescopios. Los frentes de ondas sísmicas se propagan a través del despliegue y disparan cada elemento en una secuencia que depende de la velocidad de las ondas y de su acimut. La dirección de la llegada de cada tipo de ondas y su velocidad aparente puede determinarse mediante una correlación cruzada de los tiempos de llegada de los picos y valles de las ondas a cada elemento del despliegue. De otra forma, el despliegue puede orientarse hacia una posición particular, correspondiente a una sección de una falla cercana, por medio de cálculo en un ordenador, para determinar el tipo y magnitud de la energía sísmica que se radia a partir de dicha sección de la falla. Por medio del ordenador se puede lograr que el despliegue se fije en el frente de ruptura y lo siga en su propagación a lo largo de la falla de un extremo a otro.

La distribución espacial en los despliegues de superficie debe ser diseñada de forma que pueda resolver la mayor cantidad posible de detalles de la fuente y de la propagación. El diseño de los despliegues para estudiar el mecanismo de la fuente serán distintos si se trata de fallas de desgarre, de subducción, normales o inversas. Algunos de los despliegues deben de ser estrechos o lineales como el instalado en el Imperial Valley, extendiéndose paralelamente o perpendicularmente a la falla activa por decenas o aún centenares de kilómetros. Para eliminar el *aliasing* espacial o en frecuencias, los elementos individuales del despliegue han de estar situados apropiadamente para obtener la necesaria resolución en las ondas incluidas en las bandas de frecuencia de interés.

Otro tipo de despliegue considerado es un laboratorio local (o despliegue de efecto local). Este tipo puede variar entre configuraciones relativamente simples a muy complejas de elementos, para proporcionar datos sobre el gradiente del movimiento del suelo y la naturaleza de la propagación de las ondas a través de una zona restringida. Estos podrían contener 25 ó 40 instrumentos distribuidos sobre un área de alrededor de un kilómetro cuadrado y existir solos o conjuntamente con despliegos de fuentes o de propagación. En la práctica, un sitio específico presentará sus propias oportunidades y a menudo será ventajoso trabajar con despliegues híbridos, capaces de tratar al mismo tiempo varios problemas de movimientos fuertes.

El primero de este tipo de despliegues híbridos en operación está situado en la llanura de Layang, al nordeste de Taiwan. Este despliegue, llamado SMART-1, está compuesto por 37 acelerógrafos digitales situados en la configuración presentada en la figura 11. Dispone de tres anillos, cada uno con 12 instrumentos con radios de 200 m, 1 km y 2 km respectivamente.

SMART I ARRAY

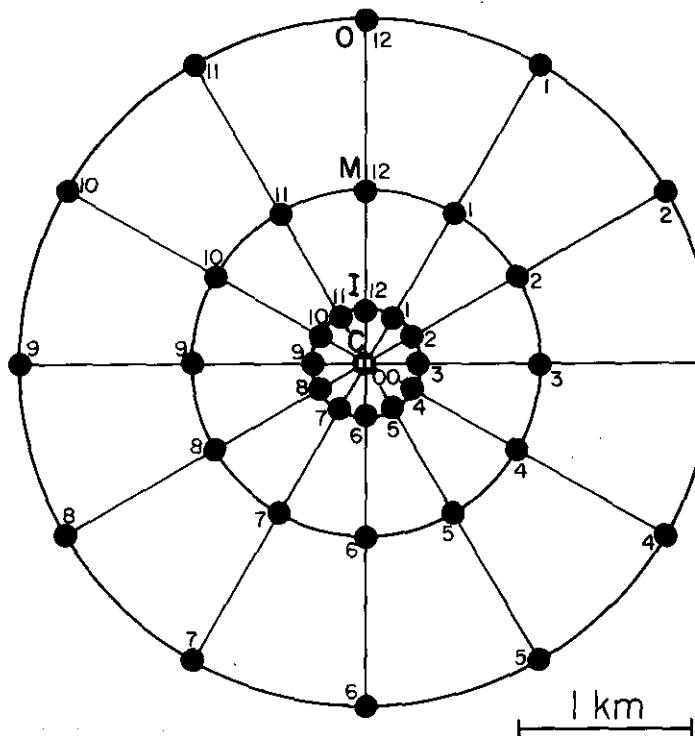


Figura 11.—Configuración del despliegue SMART-I de acelerógrafos digitales en Taiwan.

Estas dimensiones y configuración minimiza los problemas de aliasing para movimientos fuertes del suelo con frecuencias en el rango de 5 Hz a 2 segundos. La naturaleza omni-direccional de los despliegues circulares se acomoda mejor a la distribución general acimutal de las posibles fuentes de movimientos fuertes en las cercanías de la llanura de Lanyang.

Cada elemento consiste en un acelerómetro triaxial capaz de registrar aceleraciones de hasta 2 g, conectado a un registrador digital de eventos. Los registradores digitales de eventos (DR-100) son sistemas registradores de bajo consumo, que han sido experimentados con éxito en los últimos años por diversos grupos de sismólogos en campañas de microsismicidad. Los equipos están alimentados por baterías con un cargador conectado a la red. El registrador utiliza magnetófonos convencionales de cassettes. Los acelerómetros se disparan con movimientos del suelo de componente vertical y horizontal. La señal se digitaliza en palabras de 12 bits a 100 muestras por segundo. Se dispone de una memoria digital que almacena la salida del acelerómetro durante, aproximadamente, 2,5 segundos. Esta memoria es una mejora importante sobre los instrumentos convencionales y asegura que el primer movimiento del suelo, correspondiente a la primera onda *P* no se pierda. Cada uno de los DR-100 tiene un reloj de cuarzo con un codificador del tiempo que proporciona la información del día, hora, minuto y segundo. Estos relojes están sincronizados con las señales de tiempo de los observatorios, por medio de ajustes manuales usando un sistema de comparación de tiempo.

En otoño de 1980 quedaron instalados 21 elementos del despliegue, registrando poco después dos terremotos de magnitud moderada ocurridos cerca de la zona. El primer terremoto ($M_L = 5,8$) tuvo lugar el 18 de octubre de 1980 a una distancia de 50 km del despliegue, y el segundo el 14 de noviembre de 1980 ($M_L = 5,9$), registrado justo debajo del despliegue a una profundidad de aproximadamente 65 km. Los registros de los tres componentes de la aceleración en uno de los elementos de SMART-1 para el segundo de estos terremotos vienen representados en la figura 12.

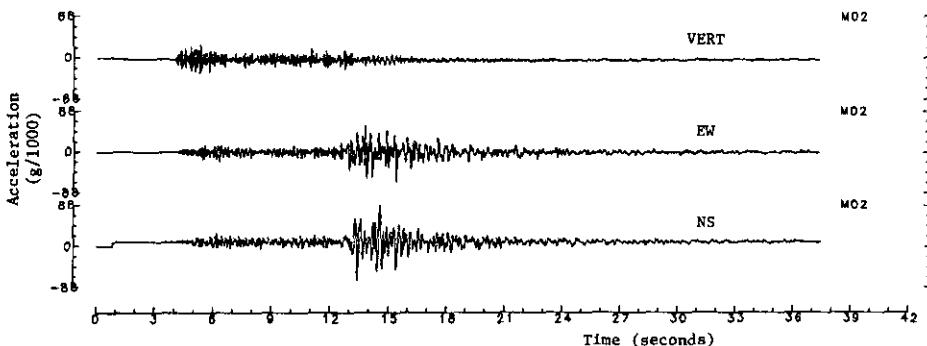


Figura 12.—Ejemplos de acelerogramas registrados en SMART-1 obtenidos de los registros magnéticos digitales.

De este tipo de registros se deducen varios puntos importantes: primero, el verdadero primer impulso de la onda *P* se puede ver en el registro, así como el ruido de fondo antes de la llegada de la primera onda; segundo, debido a que el tiempo de cada muestra es conocido con una exactitud de 1/100 segundos, se pueden hacer correlaciones cruzadas entre los distintos elementos hasta frecuencias de 15 Hz con suficiente fiabilidad. Las variaciones espaciales que se deducen del análisis de los registros del despliegue son esenciales en la ingeniería de diseño para estructuras tales como grandes presas que ocupan un área suficientemente grande.

Se puede ver que esta habilidad de poder correlacionar los patrones de ondas a través de distancias pequeñas permite una interpretación más directa de los registros de movimientos fuertes del suelo y elimina gran parte de la ambigüedad que ha estado presente en las interpretaciones del pasado. Se puede esperar que los problemas de la interferencia de los trenes de ondas procedentes de distintas partes de la falla dislocada se puedan estudiar enfocando la respuesta del despliegue hacia varios acimutes. Análisis detallados de los terremotos mencionados y otros más, registrados en el despliegue SMART-1, serán publicados en el futuro, así como otros ejemplos del uso de este despliegue como instrumento de interpretación. Una comparación preliminar entre las distintas trazas registradas en distintos elementos del despliegue, presentado en la figura 12, indican similitudes en la forma de las ondas, una vez que se han tenido en cuenta los retrasos en el tiempo de unos elementos a otros, pero también indican diferencias claras que se apartan de la repetición de las ondas en varios intervalos.

REFERENCIAS

- Aki, K.; M. Bouchon, B. Clouet y S. Das (1977): Quantitative prediction of strong motion for a potential earthquake fault, *Annali di Geofisica* 30, 341-368.
- Aki, K., y P. G. Richards (1980): *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 948 pp. (2 vols.).
- Archambeau, C. B. (1968): General theory of elasto-dynamic source fields. *Rev. Geophys.* 16, 241-288.
- Backus, G. E. (1977a): Interpreting the seismic glut moment of total degree two or less, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 51, 1-25.
- (1977b): Seismic sources with observable glut moment of spatial degree two, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 51, 27-45.
- Benioff, H. (1955): Mechanism and strain characteristics of the White Wolf fault as indicated by the aftershock sequence, *Calif. Div. Mines Geol., Bulletin* 171, 199-202.
- Ben-Menahem, A., y S. J. Singh (1972): Computation of models of elastic dislocations in the earth, en *Methods of Computational Physics*, V. 12, B. A. Bolt (ed.), Academic Press, New York.
- Bolt, B. A., y W. D. Smith (1976): Finite-element computation of seismic anomalies for bodies of arbitrary shape, *Geophysics* 41, 145-150.
- Bolt, B. A.; T. V. McEvilly y R. A. Uhrhammer (1981): The Livermore Valley, California, sequence of January, 1980, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 451-463.

- Boore, D. M. (1970): Love waves in a nonuniform waveguide: finite difference calculations. *J. Geophys. Res.* 75, 1512-1527.
- (1973): The effect of simple topography on seismic waves: implications for the accelerations recorded at Pacoima dam, San Fernando Valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 63, 1603-1609.
- Boore, D. M., y W. B. Joyner (1978): The influence of rupture incoherence on seismic directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 283-300.
- Burridge, R., y J. Willis (1969): The self-similar problem of the expanding elliptical crack in an anisotropic solid, *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society* 66, 443-468.
- Das, S., y K. Aki (1977a): A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 50, 643-668.
- (1977b): Fault plane with barriers: a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.* 82, 5658-5670.
- Donovan, N. C.; B. A. Bolt y R. V. Whitman (1976): Development of expectancy maps and risk analysis, *ASCE Annual Convention, Preprint* 2805, 1-19.
- Drake, L. A. (1972a): Love and Rayleigh waves in nonhorizontally-layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, 1241-1258.
- (1972b): Rayleigh waves at a continental boundary by the finite element method, *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, 1259-1268.
- Haskell, N. A. (1964): Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- (1966): Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Parte II. A statistical source model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 124-140.
- Israel, M., y R. L. Kovach (1977): Near-field motions from a propagating strike-slip fault in an elastic half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 977-994.
- Johnson, L. R. (1979): Seismic source theory, *Reviews of Geophys. and Space Phys.* 17, 328-336.
- Kanamori, H., y P. C. Jennings (1978): Determination of local magnitude, M_L from strong-motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 471-485.
- Kostrov, B. V. (1966): Unsteady propagation of longitudinal shear cracks, *J. Appl. Math. and Mechanics* 30, 1241-1248.
- Lysmer, J., y G. Waas (1972): Shear waves in plane infinite structures, *J. Eng. Mech. Div. ASCE* 98, 85-105.
- May, T. W., y B. A. Bolt (1981): The effectiveness of trenches in reducing seismic motion, *J. Earth. Eng. Struct. Dyn.*, 9.
- McCowan, D. W.; P. Glover y S. S. Alexander (1977): A static and dynamic finite element analysis of the 1971 San Fernando, California, earthquake, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 48, 163-185.
- Morse, P. M., y K. U. Ingard (1968): *Theoretical Acoustics*, McGraw-Hill, New York, 927 pp.
- Page, R. A.; D. M. Boore, W. B. Joyner y H. W. Coulter (1972): Ground motion values for use in the seismic design of the Trans-Alaska Pipeline system, Washington, D. C., *Geological Survey Circular* 672.
- Penzien, J. (1970): Application of random vibration theory, en *Earthquake Engineering*, R. L. Wiegel (ed.), Prentice-Hall and Company, Englewood Cliffs, New Jersey, 335-347.
- Penzien, J., y M. Watabe (1975): Characteristics of three-dimensional earthquake ground motion, *J. Earth. Eng. Struct. Dyn.* 3, 365-373.
- Reid, H. F. (1911): The elastic rebound theory of earthquakes, *Bull. Dept. Geol. Univ. Calif.* 6, 413-444.
- Schnabel, P. B., y H. B. Seed (1973): Accelerations in rock for earthquakes in the Western United States, *Bull. Seism. Soc. Am.* 63, 501-576.
- Shoja-Taheri, J. (1977): Seismological studies of strong motion records, *Earthquake Engineering Research Center Report*, núm. UCB/EERI-77/04.
- Shoja-Taheri, J., y B. A. Bolt (1977): Generalized strong-motion accelerograms based on spectral maximization from two horizontal components, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 863-876.

- Smith, W. D. (1975a): A finite element study of the effects of structural irregularities on body wave propagation, *Ph. D. Thesis*, University of California, Berkeley.
- (1975b): The application of finite element analysis to body wave propagation problems, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 42, 747-768.
- Stump, B. W., y L. R. Johnson (1977): The determination of source properties by the linear inversion of seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1489-1502.
- Uhrhammer, R. (1981): The Pacifica earthquake of April 28, 1979, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1161-1172.

BIBLIOGRAFIA

- Aki, K., y B. Chauet (1975): Origin of coda wave; source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.* 80, 3322-3342.
- Allen, C. R.; T. C. Hanks y J. H. Whitcomb (1972): San Fernando earthquake: seismological studies and their tectonic implications, *Calif. Dept. Conserv. Div. Mines Geol., Special Report*.
- Ben-Menahem, A. (1961): Radiation of seismic surface waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* 51, 401-435.
- Berberian, M. (1979): Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978. *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 1861-1888.
- Bolt, B. A. (editor) (1987): Seismic Strong Motion Synthetics, Academic Press, Orlando.
- Boore, D. M. (1972): Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials, *Methods in Computational Physics*. Vol. XI, B. A. Bolt (ed.), Academic Press, 1-36.
- Boore, D. M.; W. B. Joyner, A. A. Oliver III y R. A. Page (1978): Estimation of ground motion parameters, *U.S. Geol. Surv. Circular* 795, Arlington, Virginia.
- Bouchon, M. (1978): A dynamic source model for the San Fernando earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 1555-1576.
- Brune, J. N. (1976): The physics of earthquake strong motion, en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C. Lomnitz and E. Rosenblueth (editores), Elsevier, Amsterdam, 140-177.
- Burdick, L. J., y G. R. Mellman (1976): Inversion of the body waves from the Borrego Mountain earthquake to the source mechanism, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 1485-1499.
- Burridge, R. (1977): A repetitive earthquake source model, *J. Geophys. Res.* 82, 1663-1666.
- Chang, F. K., y E. L. Krinitzsky (1977): Duration, spectral content, and predominant period of strong-motion earthquake records from the western United States, *Miscellaneous Paper S-73-1, Report 8*, U. S. Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Gutenberg, B. (1955b): Magnitude determination for larger Kern County shocks, 1952; effects of station azimuth and calculation methods, en *Earthquakes in Kern County, California, during 1952*, Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines, Bull. 171, 171-175.
- Haskell, N. A. (1969): Elastic displacements in the near field of a propagating fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 865-908.
- Heaton, T. H., y D. V. Helmberger (1978): Predictability of strong ground motion in the Imperial Valley: modeling the M4.9 November 4, 1976, Brawley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 31-48.
- Helmberger, D. V., y P. C. Jennings (1978): Strong ground motion, *N.S.F. Seminar Workshop*, San Diego, California.
- Iwan, W. D. (ed.) (1978): Strong-motion earthquake instrument arrays, *Proc. International Workshop on Strong Motion Earthquake Instrument Arrays*, Cal. Inst. Tech., mayo 2-5, 1978.
- Langston, C. A. (1978): The February 9, 1971, San Fernando earthquake: a study of source finiteness in teleseismic body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 1-29.

- Madariaga, R. (1976): Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 639-666.
- McNally, K. (1980): 1979 Calexico earthquake: seismological data, en *Reconnaissance Report: Imperial County, California, Earthquake, October 15, 1979*, D. J. Leeds (ed.), EERI, 21-31.
- Niazy, A. (1975): An exact solution for a finite,two-dimensional moving dislocation in an elastic half-space with application to the San Fernando earthquake of 1971, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1797-1826.
- Rautian, T. G., y V. I. Khalturin (1976): Spectral properties of coda of local earthquakes for investigation of source mechanism, *Dokladi, Acad. Nauk, USSR* 226, 566-569.
- Shoja-Taheri J. (1980): A new assessment of errors from digitalization and base-line corrections of strong-motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 293-303.
- Sozen, M. A., y R. B. Matthiesen (1975): Engineering report on the Managua earthquake of 23 December, 1972, *National Academy of Sciences*, Washington, D.C.
- Tchalenko, J. S., y M. Berberian (1975): Dasht-e Bayaz fault, Iran: earthquake and earlier related structures in bedrock, *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 703-709.
- Trifunac, M. D. (1974): A three-dimensional dislocation model for the San Fernando earthquake of February 9, 1971, *Bull. Seism. Soc. Am.* 64, 149-172.
- Trifunac, M. D., y F. E. Udwadia (1974): Parkfield, California, earthquake of June 7, 1966: a three-dimensional moving dislocation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 64, 551-533.
- Tsujiura, M. (1978): Spectral analysis of the coda waves from local earthquake, *Bull. Earthques Res. Inst., Tokyo Univ.* 53, 1-48.