

5
21



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

"EVALUACION DE EFECTOS DE SITIO DE ORIGEN
TOPOGRAFICO EL CASO DE IOANNINA (GRECIA)"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A

Adalope
GPE. LUIS RICARDO SANCHEZ ARRIAGA



MEXICO, D. F.,

1987



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-064

SR. LUIS RICARDO SANCHEZ ARRIAGA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Francisco J. Chávez-García, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

EFFECTOS DE SITIO DE ORIGEN TOPOGRAFICO. EL CASO DE
IOANNINA (GRECIA)

- I INTRODUCCION
- II GENERALIDADES SOBRE EFECTOS DE SITIO
- III ADQUISICION DE DATOS
- IV ANALISIS
- V MODELOS NUMERICOS
- VI DISCUSION
- VII CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentarse en el examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 17 de noviembre de 1994
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS:EGLM:tjh.

A mi madre Lucia Patricia

A mis hermanas Patricia y Alejandrina

A mis abuelos Fidel y Lucia

*¡ Feliz el que ha llegado a conocer
las causas de las cosas !*

Virgilio

ÍNDICE

Resumen

Abstract

Capítulo 1. Introducción	1
Capítulo 2. Generalidades de efectos de sitio	5
2.1. Efectos de sitio debidos a la presencia de materiales blandos	6
2.1.1. Observaciones	6
2.1.2. Técnicas en el dominio de las frecuencias para la evaluación de efectos de sitio en suelo blando.	7
2.1.3. Modelación numérica	9
2.2. Efectos de sitio debidos a la topografía	9
2.2.1. Observaciones	9
2.2.2. Resultados obtenidos de modelos numéricos	10
Capítulo 3. Adquisición de datos	12
Capítulo 4. Análisis de datos	37
Capítulo 5. Modelos numéricos	46
Capítulo 6. Discusión	54
Capítulo 7. Conclusiones	58
Agradecimientos	
Referencias.	

Resumen.

En este trabajo presentamos una comparación entre amplificaciones observadas y amplificaciones predichas obtenidas sobre una montaña. Nuestros datos provienen de un experimento *ad hoc* llevado a cabo durante el verano de 1989 en el norte de Grecia. Diez estaciones digitales y autónomas de 3 componentes registraron un total de 68 pequeños terremotos. Con esta información ha sido calculada la función de transferencia empírica usando la técnica de cocientes espectrales estandar (SSR, por sus siglas en inglés) con no muy buenos resultados. Nosotros exploramos la posibilidad de utilizar la técnica de cocientes espectrales entre los componentes horizontales y el componente vertical (HVSR, por sus siglas en inglés) para estimar la función de transferencia empírica. Primero, comparamos los resultados teóricos obtenidos aplicando HVSR para incidencia de ondas P, SV y Rayleigh con la función de transferencia teórica para el mismo tipo de ondas incidentes. Segundo, calculamos la función de transferencia empírica utilizando HVSR con la información obtenida del experimento de campo y mostramos que los resultados son estables con una dispersión de la información no mayor de la que usualmente es aceptable con SSR. Observamos significativas diferencias entre el movimiento registrado en dirección N-S y el movimiento E-W. Cuando comparamos HVSR con la función de transferencia teórica obtuvimos un buen acuerdo entre ellas tanto para incidencia de ondas SV como SH. El nivel de amplificación es similar entre HVSR y la amplificación predicha, aún para el caso de ondas SH. Esto sugiere que las discrepancias que se señalan para las amplificaciones topográficas entre observaciones y predicciones pueden ser debidas a contribuciones de la estación de referencia al utilizar la técnica SSR. Nuestros resultados apoyan el uso de HVSR para estimar los efectos de sitio por topografía. Así, HVSR puede tener un alto potencial para evaluar efectos de sitio en una amplia variedad de condiciones geológicas, con la ventaja de que esta técnica no requiere estación de referencia. Finalmente, calculamos la función de transferencia empírica con HVSR utilizando registros de ruido ambiental, encontrando que esta función y aquella obtenida con registros de terremotos muestran un acuerdo razonable. Aunque esta conclusión debe ser mejor sustentada, los resultados preliminares son alentadores.

Abstract

We present a comparison between observed and predicted amplification on a topographic feature. Our data come from an *ad hoc* experiment carried out during the summer of 1989, in Epirus (Northern Greece). Ten digital, autonomous, three-component stations recorded a total of 68 small earthquakes. As these data were inadequate to compute empirical transfer functions using the standard spectral ratio (SSR) technique, we explored the possible use of horizontal-to-vertical spectral ratios (HVSR). First, we compare HVSR computed from theoretical transfer functions for incident P , SV , and Rayleigh waves with the horizontal transfer function for each incidence type. Second, we compute HVSR for our weak-motion data set and show that the results are stable, with a scatter not larger than that usually accepted in SSR studies. We observe significant differences between N-S and E-W motion. When we compare HVSR with theoretical transfer functions, we obtain a better agreement for SV motion than for SH motion. Amplification levels are similar between HVSR and predicted amplification, even for the SH case. This suggests that discrepancies that have been signaled for the topographic amplification between observations and predictions could be due to site effects being present in the reference station used to compute SSR. Our results support the use of HVSR to determine topographic site effects. Thus, HVSR may have a large potential to evaluate site effects in a wider variety of geological conditions than previously thought, without the shortcomings of SSR. Finally, we show that HVSR computed from noise recordings gives a reasonable estimate of HVSR computed from weak-motion data. Although this conclusion should be better substantiated, our preliminary results are encouraging.

CAPITULO I

INTRODUCCION

A pesar de los grandes avances tecnológicos del hombre de las últimas décadas, poco se puede hacer para evitar el comportamiento violento que algunas veces presenta la naturaleza. Los tornados, los maremotos, las erupciones volcánicas y los terremotos, sólo por mencionar algunos, son fenómenos naturales altamente violentos y destructivos y con frecuencia producen pérdidas numerosas de vidas humanas. De entre estos fenómenos hay que distinguir a los terremotos por la gran cantidad de víctimas que cobran año tras año en distintos lugares del mundo en ciudades grandes y pequeñas. El más mortífero terremoto del que se tiene noticia tuvo lugar al norte de la provincia de Shensi, en China, en 1556, cuando resultaron muertas 830,000 personas (Robinson, 1990). El 30 de diciembre de 1703, un terremoto mató a 200,000 personas en Tokyo, Japón. Más recientemente el 27 de julio de 1976, un terremoto destruyó la ciudad de Tanshang en China al sur de Pekín y mató a 650,000 personas (Robinson, 1990). Otros terremotos de devastadores efectos se han producido en México, Italia, las Filipinas, Rusia, Estados Unidos, Rumanía y Turquía.

Quien ha sentido un terremoto encuentra la experiencia en mayor o menor grado desagradable. Puede haber una sacudida repentina o una serie de sacudidas, o un movimiento más lento y rítmico del subsuelo. El origen de los sismos es diverso, puede ser de origen volcánico (por explosiones producto de presiones subterráneas acumuladas, cristalización de magma o por intrusiones de magma), por impactos (explosiones en la superficie, caída de meteoritos) o tectónico (movimiento de placas tectónicas), siendo éste último el origen más común de los sismos. Para hablar de los sismos de origen tectónico hay que mencionar la tectónica de placas. La Tierra tiene una capa externa de aproximadamente 150 km que abarca la corteza terrestre y parte del manto superior. Esta capa se encuentra dividida por grandes fracturas, formando placas contiguas denominadas placas tectónicas. De acuerdo con la Teoría de la Deriva Continental, las placas tectónicas se mueven unas con respecto de las otras, cabalgándose, separándose o moviéndose lateralmente. De esta forma, dos placas contiguas que presentan un movimiento relativo, van acumulando esfuerzos en su bordes de contacto, produciéndose deformación de las placas. Una vez que se supera el límite elástico de las rocas, sobreviene la ruptura y una enorme liberación de energía. La energía que se libera se propaga a través de las rocas del interior de la Tierra en todas direcciones en forma de ondas. Cuando estas ondas alcanzan la superficie terrestre, producen las sacudidas que son tan destructivas, y decimos que se ha producido un sismo.

No podemos evitar que los sismos se produzcan. Lo que sí podemos hacer es tratar de minimizar sus efectos. Para ello el camino más adecuado es estudiar los sismos, sus mecanismos de generación, las zonas de generación de sismos, forma de propagación de la energía, tipo de ondas que se generan, influencia de las estructuras geológicas sobre la propagación de ondas, la respuesta del terreno por la influencia de la topografía y de las propiedades mecánicas de los materiales que lo constituyen, comportamiento de las estructuras sobre la superficie para un cierto nivel de excitación del terreno y muchas otras cosas. Se ha estudiado mucho acerca de los terremotos y se conoce bastante de ellos, una muestra es la gran cantidad de literatura que sobre el tema existe, sin embargo, falta aún mucho por descubrir.

La respuesta del terreno durante un sismo, constituye un factor muy importante en el carácter destructivo que pueda o no tener un terremoto. El terreno en virtud de las propiedades mecánicas de sus materiales, así como de sus características topográficas, puede atenuar las vibraciones que llegan, puede transmitir íntegramente estas o, en el peor de los casos, puede amplificar el movimiento con consecuencias desastrosas como ocurrió en la Ciudad de México en el terremoto de Michoacán en septiembre de 1985. Un estudio que nos permite tener un conocimiento aproximado de éste comportamiento, es mediante la evaluación de efectos de sitio. Formalmente, podemos definir los efectos de sitio como todas aquellas modificaciones en el movimiento del terreno durante terremotos, debidas a las propiedades mecánicas del o de los diferentes materiales del subsuelo y a la configuración geométrica de la superficie del terreno y de las interfaces subterráneas.

En los últimos años, un gran número de artículos han presentado estudios detallados de los efectos de sitio en suelo blando, para una amplia variedad de configuraciones (1,2 y 3D), obteniendo comparaciones exitosas entre datos y modelos. Sin embargo, esta riqueza de información no existe en el caso de efectos de sitio de origen topográfico, el cual no ha sido estudiado con el mismo detalle. Geli *et al.* (1988) presentan una revisión de efectos topográficos, resumiendo los resultados publicados obtenidos tanto de observaciones como de cálculos teóricos. Estos autores, además, obtienen nuevos resultados con base en modelos complejos en 2D bajo la incidencia de ondas SH. Geli *et al.* (1988) comparan las observaciones con resultados obtenidos a partir de modelos teóricos y observan que: a) queda bien establecido, tanto teórica como experimentalmente, que en la cima de una montaña el movimiento debido a temblores se ve amplificado; b) la frecuencia a la cual se produce ésta amplificación es predicha correctamente por los modelos numéricos, y corresponde a longitudes de onda comparables con el ancho de la montaña; y finalmente c) hay un desacuerdo cuantitativo entre la amplificación que predice la teoría y la que predice las observaciones, pues se observa mayor amplificación en los datos que en las predicciones teóricas.

Una revisión más reciente sobre los efectos topográficos fué presentada por Bard (1994). En ese artículo, él concluye que hay un acuerdo cualitativo entre teoría y observaciones en cuanto a la amplificación del movimiento en la cima de la montaña, y que contrasta con la deamplificación del movimiento en el fondo de los valles. La amplificación en la cima de la montaña generalmente es mayor para los componentes horizontales en comparación con el movimiento vertical. Bard (1994) observa que la amplificación máxima presenta una satisfactoria correlación con lo "empinado" de la topografía, a mayor pendiente promedio, mayor amplificación en la cima. Por otro lado, Bard (1994) toca el punto del desacuerdo cuantitativo entre observaciones y teoría y cita dos ejemplos. En el primero (Pedersen *et al.*, 1994) se obtiene un buen acuerdo entre los valores de amplificación observados en las crestas de las montañas y los valores obtenidos con resultados numéricos. En el segundo (Nechstein *et al.*, 1994) se observa una rápida variación de la amplificación del movimiento a lo largo de las laderas, la cual no ha podido ser predicha por los modelos numéricos. De acuerdo con Bard (1994), la amplificación observada no es debida a la combinación de la amplificación en la cima de la montaña con la deamplificación en el fondo del valle, sin embargo, está afirmación está basada en el cociente espectral entre la cima y los sitios cercanos a la ladera, los cuales también están afectados por los efectos topográficos.

Una importante limitación de los valores de amplificación obtenidos experimentalmente en las montañas, es que en todos los estudios estos valores fueron determinados por el cálculo de cocientes espectrales relativos a una estación de referencia. Los estudios teóricos (e.g., Bard, 1982; Sánchez-Sesma y Campillo, 1991, 1993) muestran que los efectos topográficos afectan significativamente el movimiento, no únicamente sobre la topografía en sí, sino también en una gran parte de la superficie plana adyacente a esta. Debido a esto, si usáramos el cociente espectral relativo a una sitio de referencia (SSR, por sus siglas en inglés), requeriríamos de una estación de referencia ubicada en un lugar plano y de roca firme, y que además estuviera a una distancia de por lo menos el doble de las dimensiones horizontales de la montaña. Este requerimiento es extremadamente difícil de satisfacer en una situación real en campo, donde la montaña objeto del estudio se encuentra rodeada, ya sea de valles aluviales o bien de otras montañas.

En este trabajo abordamos el problema de efectos de sitio de origen topográfico. Nuestro propósito es mostrar los resultados obtenidos al comparar las amplificaciones observadas con las calculadas en una montaña particular. Los datos fueron obtenidos en un experimento de campo, llevado a cabo durante el verano de 1989, en una elevación al Noreste de Grecia. No fué posible analizar la información con la técnica estándar de cocientes espectrales porque ninguna de las estaciones utilizadas registró todos los sismos. Además, todas las estaciones estuvieron

localizadas sobre la topografía, y de esta forma, todas ellas fueron afectadas por los efectos topográficos. Es debido a la falta de una estación de referencia que exploramos el uso de una técnica diferente para evaluar los efectos topográficos. Esta consiste en el cociente espectral entre los componentes horizontales y el componente vertical registrados en el mismo sitio (HVSZ, por sus siglas en inglés). Primeramente, con el objeto de ofrecer un panorama más amplio sobre efectos de sitio, en el capítulo 2, hacemos una breve revisión de los avances actuales en la caracterización de efectos de sitio, con énfasis en las técnicas de análisis en el dominio de las frecuencias. Posteriormente, en el capítulo 3, presentamos la forma como se condujo el experimento de campo y la información que se recabó en los registros. A continuación, en el capítulo 4 presentamos el análisis de los registros obtenidos en campo. Por las razones expuestas, utilizamos exclusivamente la técnica HVSZ. Mostramos resultados utilizando diferentes porciones del sismograma, exploramos la estabilidad de los resultados y comparamos resultados de HVSZ obtenidos para ventanas de ondas S con las que obtuvimos de registros de ruido de fondo. En el capítulo 5 presentamos los resultados del modelado teórico. Describimos brevemente el método utilizado y exploramos la validez de HVSZ para estimar los efectos de sitio debidos a la topografía en el caso particular de la montaña estudiada. Para ello comparamos las funciones de transferencia teóricas obtenidas para el movimiento horizontal ante diferentes tipos de incidencia con los resultados de HVSZ calculados a partir de las funciones de transferencia teóricas. En el capítulo 6, comparamos los resultados observados con las funciones de transferencia teóricas y mostramos que se obtiene un buen acuerdo entre las ampliificaciones máximas observadas y calculadas. Nuestros resultados sugieren que el desacuerdo cuantitativo entre observaciones y teoría, observado por Geli *et al.* (1988) y Bard (1994), proviene de efectos de sitio presentes en la estación de referencia y no de las estructuras geológicas complejas del subsuelo y/o de los efectos topográficos de montañas o irregularidades cercanas, como sugieren estos autores. Adicionalmente, los resultados presentados aquí muestran que HVSZ tiene un gran potencial para estimar los efectos de sitio en una amplia variedad de condiciones geológicas.

CAPITULO II

GENERALIDADES DE EFECTOS DE SITIO

En el capítulo anterior señalamos la importancia de estimar los efectos de sitio para contrarrestar los efectos destructivos de los terremotos. Cuando se produce un terremoto se libera una enorme cantidad de energía que se propaga a partir del foco o hipocentro en forma de ondas en todas direcciones. En primera instancia, la distribución en espacio y tiempo de las ondas irradiadas esta controlada por las características de la fuente que les dió origen. Posteriormente, durante su recorrido, las ondas sufren modificaciones debidas a fenómenos de expansión geométrica y de atenuación anelástica, en virtud de las distintas propiedades mecánicas de las rocas (efecto de trayecto). De lo anterior se desprende que cuando las ondas llegan a la superficie tienen características muy distintas de aquellas con las que partieron del hipocentro. Por otro lado, el movimiento debido a temblores en un sitio no solamente depende de los efectos por fuente y trayecto, sino también de los efectos de sitio. Denominamos efectos de sitio a todas aquellas modificaciones que sufre el movimiento sísmico debidas a la geología y/o topografía propias del sitio de interés. La existencia de estratos de suelo sobre depósitos de roca, la variación en las propiedades mecánicas dentro de una sola formación, y aun el relieve topográfico de una formación homogénea, afectarán el movimiento del terreno debido a temblores.

Ahora bien, ¿cuáles son las dimensiones de las heterogeneidades que debemos incluir al considerar los efectos de sitio? Podemos decir que son aquellas heterogeneidades cuyas dimensiones son comparables a las longitudes de onda de interés. En el caso de temblores fuertes, aquellos de interés en la ingeniería sísmica, las frecuencias más energéticas están comprendidas en la banda de 0.1 a 20 Hz. Por otra parte, las velocidades de propagación cerca de la superficie de la Tierra varían de unos 200 m/s a casi 2 km/s. Debido a ello, las longitudes de onda correspondientes se encuentran en el rango de las decenas de metros a las decenas de kilómetros (Trifunac, 1980).

Hemos mencionado que los factores principales que ocasionan los efectos de sitio son variaciones de las propiedades mecánicas de las formaciones, o bien variaciones en su geometría. Naturalmente, en un sitio real, casi siempre se presentan ambos factores. En la continuación de este capítulo mencionaremos brevemente los avances logrados hasta ahora en la caracterización de los efectos de sitio. Para fines de la discusión hemos separado los efectos de sitio debidos a contrastes en las propiedades mecánicas de las formaciones geológicas presentes, de aquellas debidas exclusivamente a la geometría. Por otro lado, tenemos que el estudio de los efectos de sitio ha seguido dos vertientes principales. La primera se ha basado en observaciones

del fenómeno, básicamente buscando cuantificar las diferencias del movimiento sísmico entre lugares cercanos, pero en condiciones geológicas diferentes. La segunda vertiente consiste en utilizar modelos numéricos para cuantificar la importancia de los diferentes parámetros del problema. Las ecuaciones que gobiernan la propagación de ondas en la Tierra son bien conocidas. Es posible plantear la estimación de efectos de sitio como un problema matemático en el que deben resolverse las ecuaciones de movimiento para configuraciones específicas (para ciertas condiciones iniciales y de frontera). En algunos casos la solución de dichas ecuaciones puede obtenerse analíticamente, pero en general debemos recurrir a soluciones numéricas. Sin embargo pensamos que el objetivo es ser capaces de comparar exitosamente resultados de modelos numéricos con observaciones de campo. En ese momento sabremos que nuestros modelos predicen adecuadamente los datos y será posible estimar el movimiento del terreno para temblores futuros postulados.

2.1 EFECTOS DE SITIO DEBIDOS A LA PRESENCIA DE MATERIALES BLANDOS.

2.1.1 OBSERVACIONES

Es bien sabido que la presencia de materiales poco resistentes sobre roca ocasiona la amplificación del movimiento sísmico. Esto se debe a que para conservar la energía, la amplitud de las ondas aumenta en materiales cuya velocidad de propagación disminuye. Los estudios empíricos que han atacado este problema han sido publicados en cientos de artículos en revistas internacionales. Se han presentado revisiones de la abundante literatura en Aki (1988) y Bard (1994). El tipo de datos analizados es muy variable. Por ejemplo, se han realizado estudios basados en el decaimiento espacial del pico máximo de velocidad o aceleración para conjuntos grandes de datos (e.g., Joyner y Boore, 1981). Otros estudios, han comparado registros sísmicos sobre roca y registros sobre suelo blando (e.g., Borchardt, 1970). Las observaciones más importantes que han arrojado éstos estudios son:

- La amplificación del movimiento del terreno depende de las frecuencias contenidas en las ondas que inciden.
- Se presentan efectos de resonancia cuando la frecuencia propia del terreno se encuentra en el rango de frecuencias en el que las ondas incidentes tienen energía suficiente.
- El terreno se comporta de distinta manera dependiendo del tipo de onda incidente.

- La amplificación no-lineal del movimiento es común en suelo muy blando cuando la amplitud de la excitación es grande.

2.1.2. TÉCNICAS EN EL DOMINIO DE LAS FRECUENCIAS PARA LA EVALUACIÓN DE EFECTOS DE SITIO EN SUELO BLANDO.

Como señalamos anteriormente, son dos los elementos más importantes para la estimación de efectos de sitio: el primero es la frecuencia del terreno para la cual se presentan efectos de resonancia y el segundo es conocer el factor de amplificación. Sin embargo, como puntualizan Field y Jacob (1994), las técnicas para el estudio de efectos de sitio tienen el desafío de remover de los registros los efectos de fuente y trayecto, dejando solo aquellos efectos debidos al sitio. En el dominio de las frecuencias, existen distintos métodos que pretenden conseguir este fin. Estos métodos podemos clasificarlos en dos grupos, los que requieren de una estación de referencia y los que no la necesitan.

Para las técnicas con estación de referencia, el principio básico consiste en comparar los espectros de dos señales: aquella afectada por los efectos de sitio y una segunda obtenida en la estación de referencia, la cual se supone libre de efectos de sitio. Para la técnica estándar de cocientes espectrales o SSR, la comparación entre estas dos señales se establece mediante el cociente espectral de ambas. En el numerador se coloca la amplitud de la transformada de Fourier de la señal de la zona de estudio y en el denominador la amplitud de la transformada de la señal de la estación de referencia. Al hacer este cociente, se busca compensar los efectos de fuente y de trayecto, aislando los efectos de sitio. En efecto, en elasticidad lineal podemos expresar aproximadamente el sismograma registrado en cualquier punto como el resultado de la convolución de tres funciones: la contribución de la fuente, los efectos de trayecto y los efectos de sitio. En el dominio de la frecuencia esto se representa como:

$$R_{ij}(f) = E_j(f) \cdot P_{ij}(f) \cdot S_i(f) \quad (1)$$

donde $R_{ij}(f)$ es la transformada de Fourier (TF) del sismograma registrado en el sitio i para el evento j , $E_j(f)$ es la TF de la señal generada en la fuente para el evento j , P_{ij} es la TF de los efectos de trayecto entre el evento j al propagarse a la estación i , y finalmente $S_i(f)$ es la función que representa los efectos de sitio en la estación i . Al utilizar entonces SSR entre dos registros de un mismo evento, suponemos que los efectos de trayecto son idénticos entre ambas estaciones, lo cual es válido si la distancia entre las estaciones es mucho menor que la distancia epicentro-estación. Si

suponemos que los efectos de sitio en una de las dos estaciones (la estación de referencia) no depende de la frecuencia, entonces SSR nos proporciona la función $S_i(f)$ en el sitio de interés. Otro procedimiento que ha sido ampliamente utilizado es resolver la ecuación (1) utilizando un esquema de inversión generalizada (GI, por sus siglas en inglés). En efecto, si contamos con una cantidad grande de registros, podemos suponer que el término $P_{ij}(f)$ obedece a alguna función sencilla. Por ejemplo, si suponemos propagación de ondas de cuerpo, podemos escribir:

$$P_{ij}(f) = 1/r_{ij}$$

donde r_{ij} es la distancia fuente-estación. Las funciones $E_j(f)$ y $S_i(f)$ se pueden estimar invirtiendo al sistema de ecuaciones (1) con métodos tales como inversión por mínimos cuadrados pesados. Dado que no conocemos $E_j(f)$ ni $S_i(f)$ sino solamente su producto, es necesario considerar nuevamente un sitio de referencia para el cual

$|S_i(f)| = 1$. Otra posibilidad es tomar como sitio de referencia el promedio de $S_i(f)$ para todos los sitios para los cuales tenemos registro. En el método GI, los pesos asignados a cada observación dependen de la relación señal/ruido (SNR ó "signal to noise ratio"). Razonablemente, tendremos más confianza en una observación (y le daremos más peso que a otras) mientras mayor sea la amplitud de la señal con respecto a la amplitud del ruido. Se han propuesto diferentes versiones de éstos métodos y se han presentado comparaciones entre los resultados SSR y GI en Field *et al.* (1992), Steidl (1993) y Field y Jacob (1994).

En los métodos SSR y GI se estiman los efectos de sitio, de trayecto y de fuente a partir de una estación de referencia, sin embargo, en la práctica es difícil garantizar que una estación esté libre de efectos de sitio. Por ello, se han desarrollado diferentes técnicas que no necesitan de una estación de referencia. Básicamente existen dos tipos de técnicas con esta finalidad, por un lado tenemos aquellas que basan su procedimiento en la parametrización de fuente y de trayecto. Estas consisten en determinar la forma del espectro de los efectos de fuente y trayecto como función de algunos parámetros (frecuencia de corte, momento sísmico, factor Q, término de atenuación de sitio cercano, etc., e.g., Boatwright *et al.*, 1991). Por otro lado, existe una técnica que ha sido recientemente propuesta y es simple de aplicar. Esta consiste en tomar el cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical de las ondas S (HVSR).

Esta técnica fue aplicada a registros de terremotos por Lermo y Chávez-García (1993) en tres ciudades distintas en México. Estos autores compararon los resultados obtenidos con HVSR y la técnica estándar de cocientes espectrales (SSR), encontrando entre ambas similitudes para los valores de amplificación en la frecuencia de

resonancia. Esta misma técnica ha sido probada por Theodulidis y Bard (1994) y Theodulidis *et al.* (1994) sobre registros obtenidos de movimientos fuertes y débiles. Estos autores concluyen, que HVSR presenta buena estabilidad experimental y una menor sensibilidad a los efectos de fuente y trayecto. Esta es la técnica que utilizaremos en el presente trabajo.

2.1.3. MODELACION NUMERICA

Se han desarrollado varios modelos numéricos con el propósito de investigar los efectos de sitio. Las simulaciones numéricas nos permiten reproducir la propagación de ondas en medios con distintas propiedades mecánicas y para distintas configuraciones geométricas en 1,2 y 3D. El desarrollo de equipos de cómputo cada vez más eficientes nos ha permitido elaborar modelos más detallados en 2,5 y 3D, obteniendo con ello la posibilidad de abordar problemas complejos como la difracción de ondas por irregularidades del subsuelo (Luco *et al.*, 1990 y Pedersen *et al.*, 1994) y efectos no-lineales (Idriss, 1990).

La razón principal del amplio desarrollo de los modelos numéricos proviene de su flexibilidad y versatilidad en el estudio de los fenómenos de propagación de ondas, lo que nos ha permitido tener un conocimiento más claro de los efectos de sitio y evaluar la importancia de los diferentes parámetros que intervienen en ellos. A pesar de los logros, sin embargo, los modelos numéricos presentan algunas desventajas importantes entre las que podemos incluir:

- requieren información detallada de la estructura y propiedades de los materiales del subsuelo que generalmente no está disponible y cuya obtención representa un costo enorme;
- a pesar de la flexibilidad, el costo en tiempo de cómputo puede ser excesivo para configuraciones realistas.

2.2 EFECTOS DE SITIO DEBIDOS A LA TOPOGRAFIA.

2.2.1 OBSERVACIONES

Después de un terremoto son frecuentes los reportes de considerables daños en construcciones localizadas en las cimas de las montañas. En general, se han observado mayores daños en estructuras ubicadas en la cima de las elevaciones que en aquellas ubicadas en la base de las mismas (Levret *et al.*, 1986; Brambati *et al.*, 1980; Celebi, 1987). Además de estas observaciones, existe evidencia instrumental que sugiere que la

superficie topográfica afecta las amplitudes y contenido frecuencial del movimiento durante terremotos (Geli *et al.*, 1988; Faccioli, 1991; Finn, 1991). Las observaciones más importantes sobre efectos de sitio por topografía son:

- se observa la amplificación del movimiento en la cima de las montañas, para longitudes de onda comparables al ancho de las montañas.
- la amplificación del movimiento en la parte convexa de las crestas de las montañas, contrasta con la deamplificación del movimiento sobre las partes cóncavas de la superficie topográfica (la cima de las montañas y el fondo de los valles respectivamente).
- se observa una dependencia del movimiento superficial en montañas con respecto al campo de ondas incidente.
- el orden de magnitud de la amplificación máxima observada debido a efectos topográficos (en el dominio de las frecuencias) alcanza 50 para el componente horizontal y 8 para el componente vertical (Davis y West, 1973).

2.2.2 RESULTADOS OBTENIDOS DE MODELOS NUMERICOS.

Para abordar los efectos de sitio topográficos mediante los modelos numéricos, se requiere suprimir cualquier efecto por concepto de contrastes en las propiedades mecánicas de los materiales. Es con esta finalidad que los modelos numéricos cuentan sólo con geometrías irregulares sobre materiales homogéneos. Los resultados notables que se han obtenido con modelos numéricos son:

- los modelos predicen sistemáticamente una amplificación del movimiento sísmico en la cresta de las montañas, observándose los mayores efectos para longitudes de onda comparables a las dimensiones horizontales de la topografía en cuestión;
- predicen una compleja amplificación y un patrón de deamplificación a lo largo de las laderas de las montañas;
- en los modelos numéricos se aprecia al igual que en las observaciones, la dependencia del movimiento superficial con respecto al campo de ondas incidente. En general se presenta mayor amplificación para los componentes del movimiento horizontal (correspondiendo aproximadamente a las ondas S), que para el movimiento vertical (correspondiendo aproximadamente a las ondas P);

- el orden de magnitud de la amplificación máxima predicho por los modelos numéricos debido a efectos topográficos (en el dominio de las frecuencias) es de 6 para el componente horizontal (Zhenpeng *et al.*, 1980) y 1.3 para el componente vertical (Smith, 1975).

CAPITULO III

ADQUISICION DE DATOS

Con la finalidad de estudiar los efectos de sitio de origen topográfico, se llevó a cabo un experimento de campo en el verano de 1989. El sitio elegido fué una pequeña montaña de calizas ubicada en el norte de Grecia. La ubicación geográfica de la zona se proporciona en la figura 1 y las curvas de nivel de la montaña se muestran en la figura 2. Dicha montaña está alargada en la dirección norte-sur. El terreno alrededor de esta montaña son valles sedimentarios usados para la agricultura. La zona de estudio se puede clasificar dentro de aquellas de mediana sismicidad.

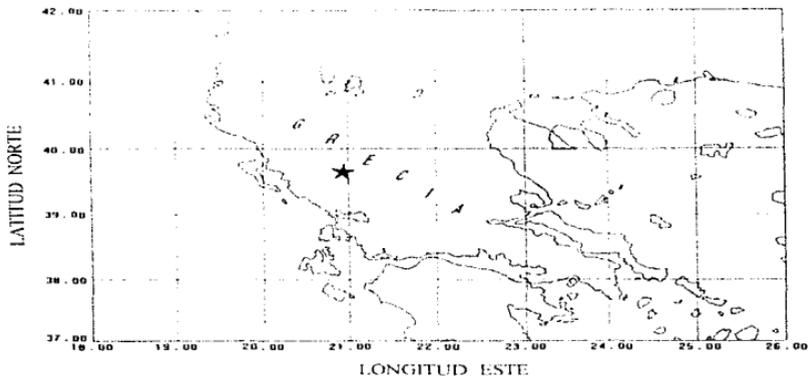


Figura 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio. La estrella muestra la localización de la montaña instrumentada

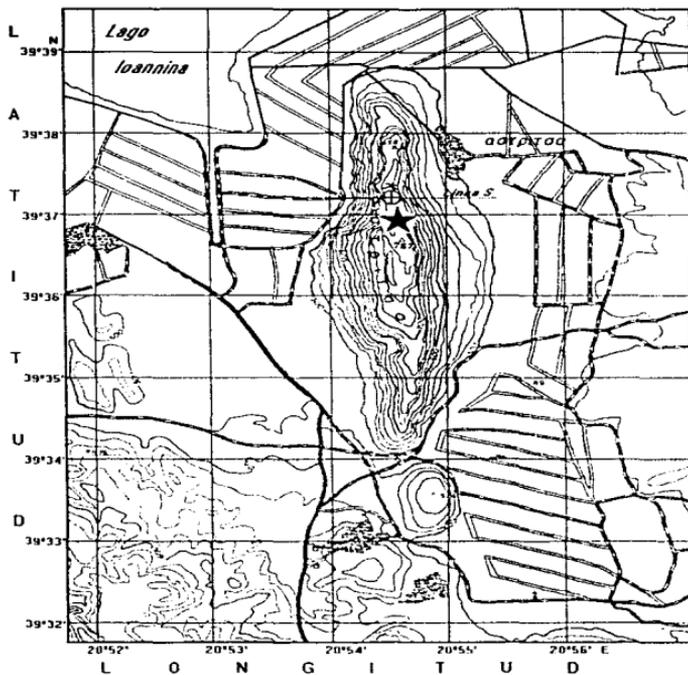


Figura 2. Curvas de nivel de la montaña donde se instaló la red digital temporal. La línea S es la sección E-W instrumentada en el experimento de campo. La estrella muestra la localización de la estación I de la red, instalada 340 metros al sur del perfil S.

Los sensores que se utilizaron para la adquisición de datos fueron sismómetros Mark Products de tres componentes, de periodo natural 0.5 segundos. La señal de los sensores fué registrada usando estaciones SCALTA (hechas en Estrasburgo, Francia). Estas estaciones digitizan los tres componentes del movimiento con una cadencia de 150 muestras por segundo. Las señales digitizadas de los tres canales, más el tiempo recibido de la transmisora alemana DCF, también digitizado, fueron multiplexados y grabados en cinta magnética. El criterio para que una estación grabe un evento depende del algoritmo de disparo de dicha estación. Las estaciones promedian la señal de los sensores para dos distintos intervalos de tiempo, uno corto ("short time average" ó STA) y uno más largo ("large time average" ó LTA). Para cada intervalo de tiempo δt se calcula el cociente de STA sobre LTA. Cuando el cociente STA/LTA es mayor que un factor definido por el operador, la estación se dispara, grabando además una porción del pre-evento. En nuestro estudio se grabaron cinco segundos de pre-evento y la ganancia varió automáticamente como una función de la amplitud de la señal, lo que proporciona un rango dinámico mayor a 108 dB.

El experimento se llevó a cabo en tres etapas. En la primera, todas las estaciones se instalaron en un mismo sitio cercano a la cima de la montaña durante una semana. En la segunda etapa, las estaciones fueron distribuidas a lo largo de un perfil (figura 3) sobre la línea S marcada en la figura 2, con excepción de la estación 1,

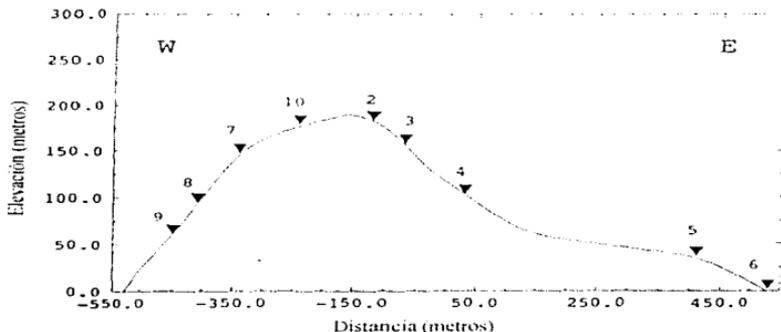


Figura 3. Distribución de 9 de las diez estaciones digitales instaladas a lo largo del perfil marcado con la línea S en la figura 2. La estación 1 fué localizada en la cima de la montaña a 349 metros al sur del perfil, a una altitud de 240 m. Note la diferencia en escala de los ejes horizontal y vertical.

la cual fué instalada 340 m al sur del perfil a un altitud de 240 m (ver figura 2). En la tercera etapa, todas las estaciones fueron reubicadas, instalándose por una semana dentro de un radio de 2 m, al igual que durante la primera etapa. El objetivo tanto de la primera como de la tercera etapa fué comparar la respuesta de las 10 estaciones entre sí, y verificar si dicha respuesta no había variado durante el experimento (figura 4). La comparación de la respuesta entre las 10 estaciones se realizó utilizando cocientes espectrales entre ellas. El cociente espectral se calculó como sigue. Primero tomamos una ventana de aproximadamente 10 segundos alrededor de las amplitudes más grandes del sismograma. A estas ventanas se les aplicó la transformada de Fourier y sus amplitudes fueron suavizadas con un filtro de Ormsby de 1/3 de octava de ancho. Los resultados suavizados del espectro de amplitudes se usaron para el cálculo de los cocientes espectrales. La figura 4 muestra un ejemplo de cocientes espectrales relativos a la estación 1, para un evento registrado durante la tercera etapa. Dado que

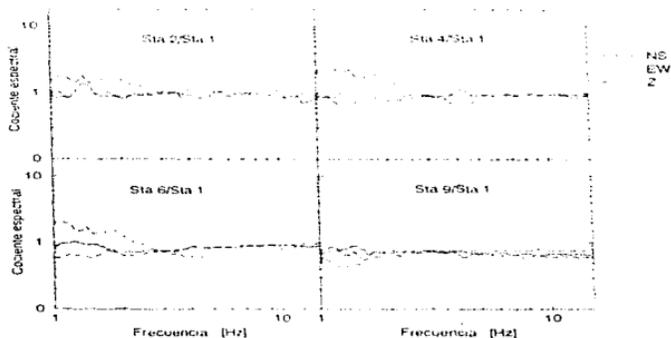


Figura 4. Cocientes espectrales de las estaciones 2, 4, 6 y 9 relativas a la estación 1, para un sólo evento registrado durante la tercera etapa del experimento de campo. Cada una de las curvas corresponde a uno de los componentes del movimiento. Todas las estaciones fueron localizadas dentro de un radio de 2 metros, cercano a la cima de la montaña. Las estaciones 3, 5, 7, 8 y 10 no registraron este evento. La respuesta de estas estaciones es similar (alrededor de un factor 2) entre 2 y 15 Hz.

tanto fuente como trayecto como sitio son idénticos para todos los registros, las diferencias que se observan en la figura 4 se deben a diferencias en la respuesta de las estaciones. Obsérvese que hay pequeñas diferencias, inferiores a un factor 2, en la banda de frecuencias de 2 a 10 Hz. En nuestro estudio restringimos el análisis a ésta banda de frecuencias.

La segunda etapa del experimento de campo se llevó a cabo del 11 de julio al 15 de agosto de 1989 y constituyó la etapa más importante de nuestro experimento. Dicha etapa proporciona la información con base en la cual evaluaremos los efectos de sitio debidos a la topografía. Recordemos que para este fin se colocaron todas las estaciones sobre la montaña (ver figura 3). En esta segunda etapa, la red de sismógrafos digitales registró un total de 68 eventos. Simultáneamente con estos registros, una red de sismógrafos analógicos fué instalada en la zona en el contexto de un estudio sismotectónico (Amorése, 1993). La red analógica se usó para localizar casi todos los eventos registrados por nuestra red digital, con excepción de dos, los cuales no pudieron ser localizados (el evento 17 registrado por la estación 6 y el evento 24 registrado por la estación 2). El mapa de sismicidad se muestra en la figura 5. La Tabla 1 proporciona los parámetros relevantes de los eventos registrados. Los eventos tienen una distribución irregular como se puede observar en la figura 5. Debido a ello, y previendo diferencias en la respuesta del terreno por efecto de la distancia y azimut de los epicentros hacia la zona de estudio, hemos clasificado el total de epicentros en grupos con distancia y azimut similares. De esta forma hemos definido 14 grupos. El mapa de la figura 6 muestra la distribución geográfica de los 14 grupos.

Debido a problemas instrumentales, la forma en que las estaciones registraron los eventos durante la segunda etapa del experimento fué muy irregular. La Tabla 2 muestra los eventos que fueron registrados por cada estación y a qué grupo pertenecen. Así, vemos que mientras la estación 5 registró 45 eventos, las estaciones 2, 3 y 10 registraron un sólo evento en el mismo intervalo de tiempo. Ninguna estación registró todos los eventos. Este es uno de los factores que hace imposible usar las técnicas que necesitan de una estación de referencia.

Un sismograma es la representación gráfica del movimiento de un punto sobre el terreno debido a un sismo, en un intervalo de tiempo. En el sismograma de un evento local podemos identificar tres porciones de la señal con características distintas. Una porción presenta amplitudes pequeñas correspondiente al arribo de ondas *P*. Enseguida, tenemos que el movimiento presenta amplitudes muy grandes, constituyendo la porción más energética del sismograma. Este movimiento es debido al arribo de ondas *S*. Por último, tenemos que las amplitudes van decayendo con el tiempo hasta hacerse muy pequeñas, a esta porción se le conoce como coda.

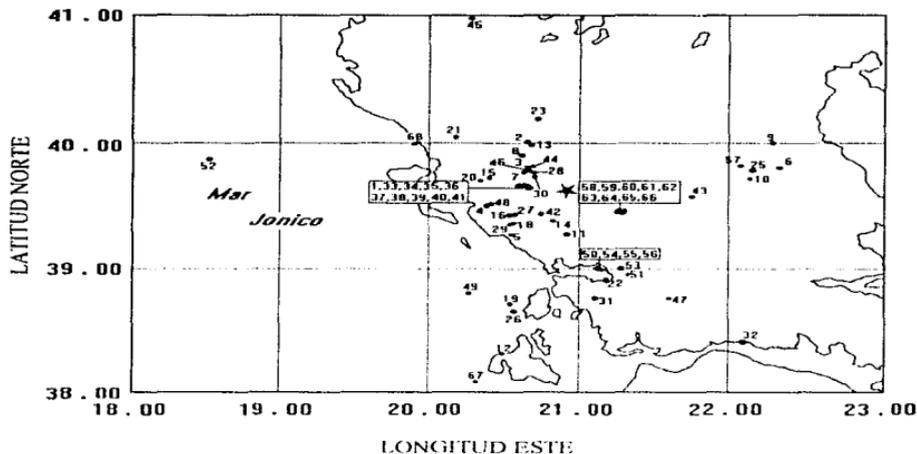


Figura 5. Mapa de sismicidad obtenido durante la segunda etapa del experimento de campo. La estrella muestra la localización de la montaña instrumentada. La información relevante de cada evento se muestra en la tabla 1.

TABLA I. Localización de los eventos registrados por la red digital temporal durante la segunda etapa del experimento de campo. Las estaciones que registraron cada evento, así como el grupo al cual pertenecen se muestran en esta tabla.

EVENTO	MES Y DIA	HORA	LATITUD	LONGITUD	MAGNITUD M_D	PROFUNDIDAD [km]	ESTACIONES QUE REGISTRARON EL EVENTO.
1	0715	1858	39.639	20.626	2.5	6.6	4,5,8,9
2	0716	2320	40.011	20.656	3.0	7.4	4,5,7,8
3	0717	0008	39.796	20.650	2.3	24.9	5
4	0717	0410	39.467	20.376	2.6	5.4	4,5,7,8
5	0717	1235	39.270	20.565	1.9	11.8	8
6	0717	2214	39.770	22.326	3.0	11.7	4
7	0718	0010	39.745	20.632	2.5	17.8	4,5,8
8	0718	0102	39.888	20.620	2.6	7.0	4,5,7,8
9	0718	0401	39.986	22.272	3.1	99.8	4
10	0718	0412	39.682	22.102	3.3	43.3	4,5
11	0718	1354	39.289	20.908	1.7	14.4	5,8
12	0718	2241	38.329	20.457	2.8	12.0	5
13	0719	0043	39.990	20.667	2.6	12.0	5
14	0719	0445	39.371	20.832	1.6	5.1	9
15	0719	1825	39.710	20.426	2.1	11.9	6
16	0720	0117	39.416	20.547	2.9	13.4	3,6,8,9
17	0720	2238					6
18	0721	0659	39.364	20.558	2.3	11.7	4,5
19	0721	1259	38.714	20.536	3.3	25.5	4,5
20	0721	1810	39.679	20.333	3.9	26.1	8
21	0721	1814	40.062	20.196	3.5	28.8	4

EVEN TO	MES Y DIA	HORA	LATITUD	LONGITUD	MAGNITUD M_b	PROFUNDIDAD [km]	ESTACIONES QUE REGISTRARON EL EVENTO.
22	0722	0011	38.899	21.168	2.7	61.4	4
23	0722	0458	40.191	20.750	3.4	8.2	1,4,5
24	0722	0700					2
25	0722	1017	39.756	22.160	3.5	32.7	4
26	0722	1316	38.655	20.547	3.5	20.8	4,5,7,9
27	0722	2328	39.421	20.559	3.2	15.9	1,4,5,7,8
28	0723	1448	39.744	20.672	2.9	2.0	4
29	0726	1211	39.346	20.520	2.8	16.2	8
30	0726	1412	39.736	20.683	2.6	-0.6	8,10
31	0727	2030	38.756	21.072	3.4	11.0	5,8
32	0728	1725	38.400	22.058	3.8	27.9	5,8
33	0729	1152	39.649	20.620	3.1	9.9	5,9
34	0729	1533	39.656	20.618	2.9	9.1	5
35	0730	0058	39.649	20.618	2.8	6.5	5,6,7,9
36	0730	0717	39.641	20.620	3.0	6.4	5
37	0730	0726	39.650	20.623	2.7	7.5	5,7
38	0730	0742	39.645	20.623	2.9	8.2	7
39	0731	1756	39.659	20.616	3.1	10.4	5,8
40	0731	1823	39.662	20.603	2.8	17.9	1,5,7
41	0731	1827	39.646	20.617	3.1	9.9	5,8
42	0801	0544	39.422	20.734	3.5	14.5	5,8,9
43	0802	0730	39.546	21.757	3.5	4.7	5,8
44	0802	1511	39.789	20.692	2.5	0.6	8
45	0802	2319	40.986	20.333	4.5	82.5	5,8,9
46	0803	0523	39.771	20.664	2.4	22.3	8
47	0803	0607	38.745	21.584	2.2	10.1	5
48	0803	0859	39.492	20.421	2.0	8.0	5,8

EVENTO	MES Y DIA	HORA	LATITUD	LONGITUD	MAGNITUD M_b	PROFUNDIDAD [km]	ESTACIONES QUE REGISTRARON EL EVENTO.
49	0805	1511	38.792	20.269	3.4	38.9	8
50	0806	2120	38.973	21.095	3.1	30.5	8
51	0807	0003	38.953	21.286	3.4	28.8	1,5
52	0807	0011	39.846	18.523	2.8	28.8	1,5,8
53	0807	0042	39.033	21.264	3.7	61.0	1,5,8,9
54	0807	0044	38.997	21.116	3.8	37.8	1,5,9
55	0807	0150	38.968	21.103	3.5	10.3	1,5
56	0807	0227	38.983	21.115	3.4	-0.4	1,5,9
57	0807	0326	39.816	22.074	2.4	28.8	1
58	0807	1734	39.435	21.262	2.8	31.2	1,5,9
59	0807	1740	39.442	21.248	3.5	6.5	1,4,5,7,8
60	0807	1749	39.414	21.236	3.2	10.2	1,4,5,7,8,9
61	0807	1935	39.438	21.259	2.2	2.3	1,7
62	0807	2005	39.448	21.268	2.9	15.4	1,5,7
63	0807	2017	39.431	21.248	2.2	4.6	1
64	0807	2047	39.441	21.228	2.9	25.5	1,5,7
65	0807	2109	39.422	21.217	2.9	32.5	1,5,7,9
66	0808	0929	39.445	21.281	2.1	10.0	5
67	0810	1236	38.076	20.302	4.0	25.9	1,5,8,9
68	0811	2152	40.011	19.873	2.4	33.5	1,5

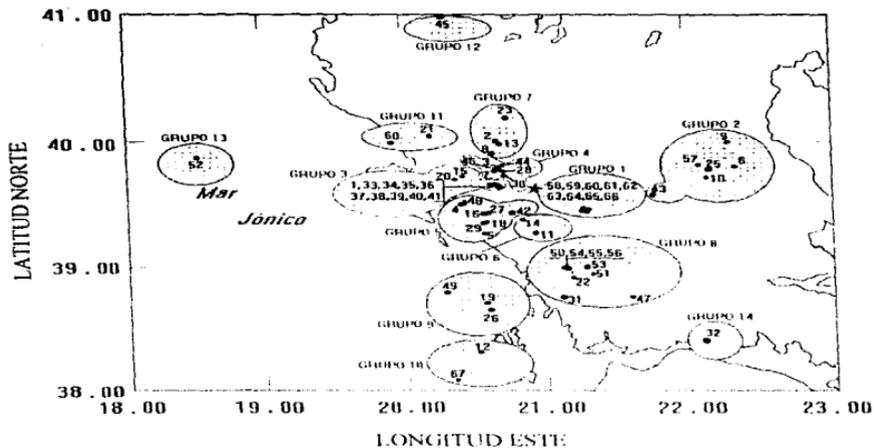


Figura 6. Mapa de sismicidad obtenido durante la segunda etapa del experimento de campo. Este mapa muestra la clasificación en grupos (14 grupos) de los eventos con distancia y acimut similares. La estrella muestra la ubicación de la montaña instrumentada.

TABLA 2. Eventos registrados por cada estación durante la segunda etapa del experimento de campo, y a que grupo pertenecen.

		G R U P O														Eventos no ubicados.	Σ	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
I		58,59, 60,61, 62,63, 64,65	57	40		27		23	51,53, 54,55, 56		67	68		52				18
E	2															24		1
S	3					16												1
T	4	59,60	6,9, 10,25	1	7,28	4,18, 27		2,8, 25	22	19,26		21						19
A	5	58,59, 60,62, 64,65, 66	10,43	1,32, 34,35, 36,37, 39,40, 41	3,7	4,18, 27,42, 48	11	2,8, 13,23	31,47, 51,53, 54,55, 56	19,26	12,67	68	45	52	32			45
C																		
I	6			15,35		16										17		4
O	7	59,60, 61,62, 64,65		33,37, 38,40		4,27		2,8		26								15
N	8	59,60	43	1,20, 39,41	7,30, 44,46	4,5, 16,27, 29,42, 48	11	2,8	31,50, 55	49	67		45	52	32			29
	9	58,60, 65		1,33, 35		16,42	14		53,54, 56	26	67		45					15
	10				39													1
	Σ	28	8	24	9	22	13	12	19	7	5	3	3	3	2	2		

Las figuras 7 y 8 muestran algunos sismogramas obtenidos durante la segunda etapa del experimento. La figura 7 permite comparar dos registros (eventos 52 y 58) con muy distintas distancias epicentrales. La magnitud de estos eventos es la misma y la profundidad de ambos es similar (tabla 3). Evidentemente para eventos de magnitud y profundidad hipocentral similares, las amplitudes del movimiento en un sitio serán más pequeñas cuanto más alejado se encuentre el epicentro. Asimismo, conforme nos alejamos del epicentro la diferencia entre el tiempo de llegada de las ondas *S* y el de las ondas *P* aumenta progresivamente. Es posible obtener una primera estimación de la distancia epicentral con esta diferencia, utilizando las curvas de tiempo de propagación de ondas (Robinson, 1990).

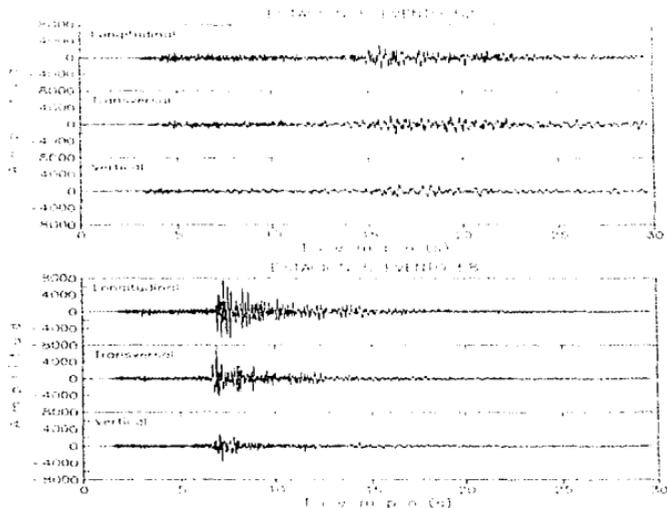


Figura 7. Sismogramas de los eventos 52 y 58 registrados por la estación 5, para los tres componentes del movimiento N-S, E-W y vertical. Los dos eventos tienen magnitud y profundidad similares (magnitud 2.8 para ambos eventos y profundidades 28.8 y 32.2 km respectivamente), pero tienen una distancia epicentral muy distinta, 206 y 37 km respectivamente (ver tabla 3).

TABLA 3. Distancia epicentral, azimut y backazimut de los 68 eventos registrados durante la segunda etapa del experimento de campo.

EVENTO	DISTANCIA EPICENTRAL [Km]	AZIMUT	BACKAZIMUT
1	24.80	273.38	93.20
2	48.11	332.78	152.62
3	28.30	308.87	128.99
4	49.44	249.24	68.90
5	47.63	234.97	56.57
6	121.62	83.07	263.80
7	27.58	298.77	118.59
8	38.49	319.29	139.10
9	120.39	74.17	254.79
10	101.91	86.16	266.92
11	37.46	180.86	0.85
12	148.77	195.23	15.26
13	45.66	332.44	152.27
14	27.04	191.54	14.77
15	42.55	281.53	101.20
16	39.26	233.66	53.43
17			
18	42.24	226.50	46.27
19	106.54	197.97	17.73
20	50.13	276.95	96.58
21	74.73	307.18	126.81
22	92.64	153.16	333.30
23	64.28	347.42	167.32
24			
25	107.34	82.94	263.67
26	112.53	196.49	16.26
27	38.09	233.39	53.16
28	24.26	301.94	121.85
29	46.18	227.42	47.10
30	23.30	301.73	121.58
31	97.72	171.97	352.07
32	168.37	143.68	324.39
33	25.35	275.71	95.52
34	25.59	277.58	97.39

EVENTO	DISTANCIA EPICENTRAL [Km]	AZIMUT	BACKAZIMUT
35	25.50	275.80	95.61
36	25.32	273.82	93.63
37	25.12	276.06	95.88
38	25.10	275.67	95.45
39	25.80	278.27	98.08
40	27.00	278.53	98.33
41	25.60	275.10	94.91
42	27.47	214.35	34.24
43	72.79	96.77	277.30
44	24.81	312.44	132.67
45	158.99	342.11	161.74
46	26.04	306.14	126.19
47	117.20	148.11	328.50
48	44.87	250.70	70.38
49	108.15	211.17	30.76
50	74.27	167.85	347.96
51	81.43	156.75	336.98
52	206.14	227.58	96.05
53	72.49	155.39	335.61
54	72.12	165.98	346.11
55	75.00	167.40	347.52
56	73.52	166.34	346.47
57	100.72	79.64	260.32
58	36.64	125.34	305.56
59	35.17	125.43	305.64
60	36.28	130.38	310.58
61	36.26	125.12	305.35
62	36.22	123.07	303.30
63	35.95	127.07	307.27
64	33.88	127.31	307.51
65	34.48	131.11	311.30
66	37.35	122.52	302.75
67	180.73	197.32	16.94
68	98.73	296.00	115.34

La figura 8 permite comparar 2 eventos situados a la misma distancia epicentral, registrados por la misma estación, pero de diferente magnitud. Evidentemente, el sismo de mayor magnitud genera las mayores amplitudes. La figura 9 presenta el espectro de amplitudes de Fourier de los eventos mostrados en la figura 8 alrededor de las amplitudes máximas del registro, que corresponde al paquete de ondas S. Observamos que al aumentar la magnitud, no solo aumenta la amplitud de la señal. Además cambia la forma en que la energía se distribuye en frecuencia, pues aumenta el contenido de bajas frecuencias. Esto se conoce como ley de escala de los

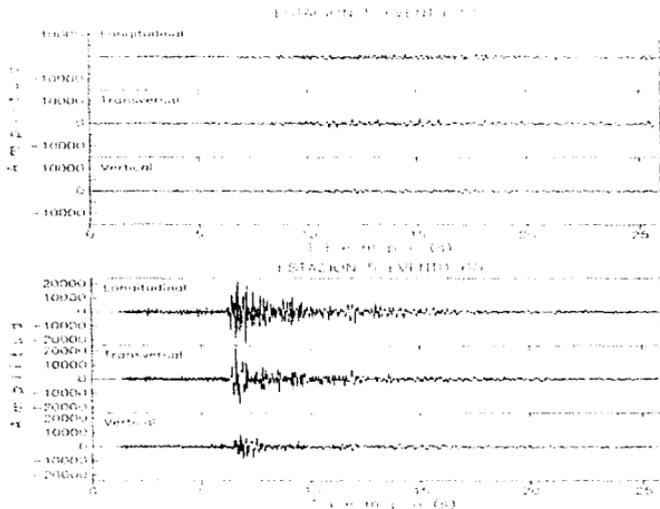


Figura 8. Sismogramas de los eventos 11 y 60 registrados por la estación 5, para los tres componentes del movimiento N-S, E-W y vertical. Los dos eventos tienen distancia epicentral y profundidades similares (distancias 37 y 36 km y profundidades 14 y 10 km respectivamente), pero con magnitudes distintas 1.7 y 3.2 respectivamente.

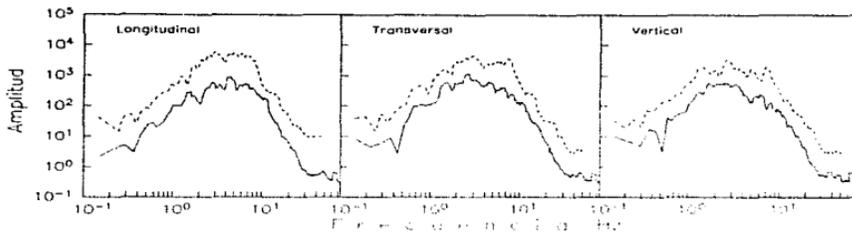


Figura 9. Espectros de amplitud de los eventos 11 y 60 mostrados en la figura 8. Los espectros se obtuvieron de ventanas de 15 segundos alrededor de las ondas S para los componentes N-S, E-W y vertical. La línea discontinua corresponde al evento de mayor magnitud (evento 60). La línea continua corresponde al evento 11. Observamos que al aumentar la magnitud, no sólo aumentan las amplitudes de la señal, además cambia la forma en que la energía se distribuye en frecuencia, aumentando el contenido de bajas frecuencias.

terremotos (Aki y Richards, 1980). La figuras 10a, 10b y 10c muestran los sismogramas del evento 59 registrado por 5 estaciones (1,4,5,7 y 8) durante la segunda etapa del experimento de campo. La distancia epicentral de este evento a la estación 1 es de 35 km (ver Tabla 3). A pesar de que la distancia entre estaciones es menor a 1 km, las diferencias entre los registros son notables. Observamos una enorme diferencia en la velocidad máxima registrada, que varió de 4,000 cuentas en el componente longitudinal de la estación 4 a más de 100,000 en el mismo componente de la estación 5. Asimismo, la duración de la fase intensa del movimiento pasa de 2 segundos en el componente transversal de la estación 5 a casi 10 segundos en el mismo componente de la estación 7. Por otro lado hay diferencias muy notables entre el componente vertical y los componentes horizontales en la estación 5, diferencias que disminuyen considerablemente en las estaciones 7 y 8. Las figuras 11a y 11b muestra estas diferencias en el dominio de las frecuencias. Observamos que las estaciones 1 y 5 presentan las mayores amplitudes. En estas estaciones el componente longitudinal presenta las mayores amplitudes. En todas las estaciones el componente vertical tiene las amplitudes más pequeñas. Para las estaciones 7 y 8 la amplitud de los componentes horizontales es muy similar, lo que no ocurre en la estación 4 donde la amplitud del componente N-S es bastante mayor. En todas las estaciones la banda de frecuencia en las que se presentan las mayores amplitudes es de 2 a 10 Hz.

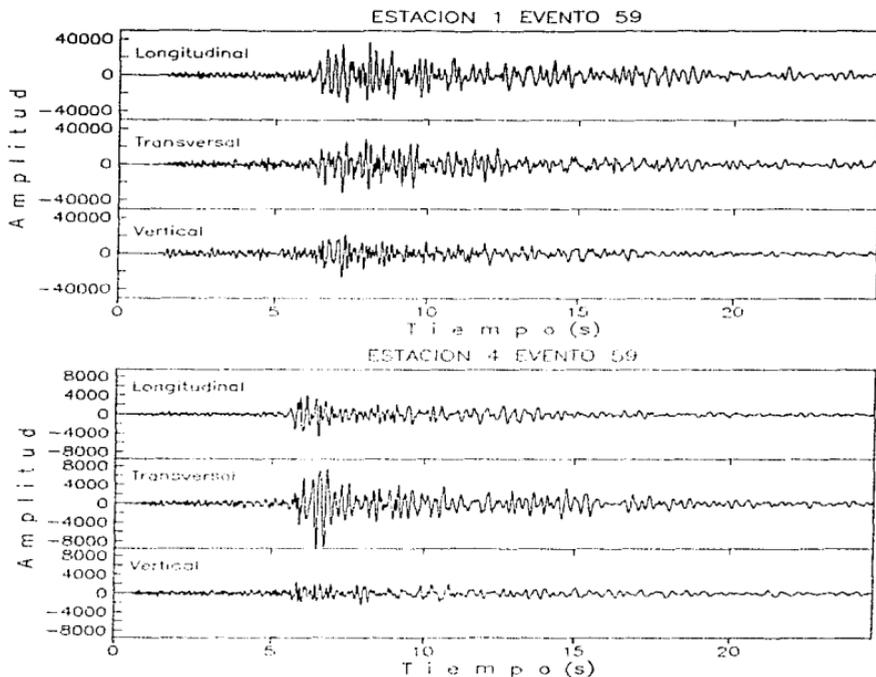


Figura 10a. Sismogramas de los tres componentes del movimiento (N-S, E-W y vertical) del evento 59, registrado por las estaciones 1 y 4.

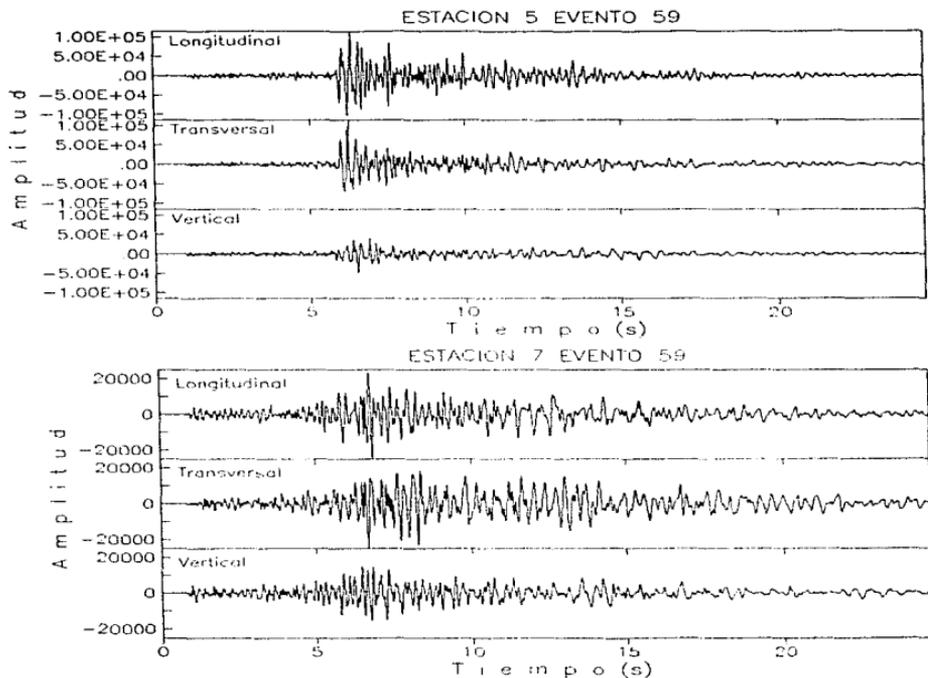


Figura 10b. Sismogramas de los tres componentes del movimiento (N-S, E-W y vertical) del evento 59, registrado por las estaciones 5 y 7.

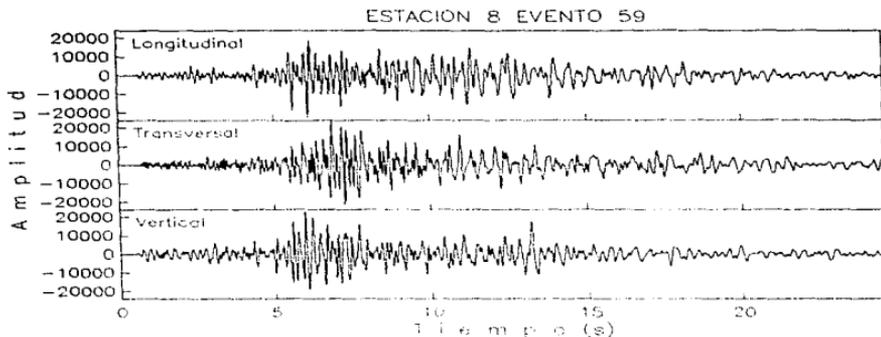


Figura 10c. Sismogramas de los tres componentes del movimiento (N-S, E-W y vertical) del evento 59, registrado por la estación 8.

Adicionalmente hemos calculado los espectros de amplitud de los registros de ruido grabados del evento 59 por las mismas estaciones 1,4,5,7 y 8. Estos resultados se muestran en las figuras 11c y 11d. Observamos que casi todas las estaciones, excepto la estación 4, muestran las mayores amplitudes en la banda de frecuencias de 2 a 10 Hz. Esta amplificación se observa tanto en los componentes horizontales del movimiento como en el componente vertical.

Como ya lo mencionamos en el capítulo II, uno de los factores que influye significativamente en la validez de las observaciones de efectos de sitio es la relación señal/ruido. Dada su importancia hemos analizado esta relación para nuestros datos. Como mencionamos, las estaciones utilizadas registraron en ocasiones una ventana de ruido de fondo anterior a la llegada de las ondas *P*. Dicha ventana tiene una duración que oscila entre los 5 y los 0.5 segundos. Esta ventana de ruido no fué registrada en todos los eventos. La Tabla 4 muestra cuales estaciones registraron ruido de fondo y para cuáles eventos. Para evaluar la relación señal/ruido \bar{S}/R hemos calculado el espectro de amplitud de una ventana de señal y una ventana de ruido correspondiente,

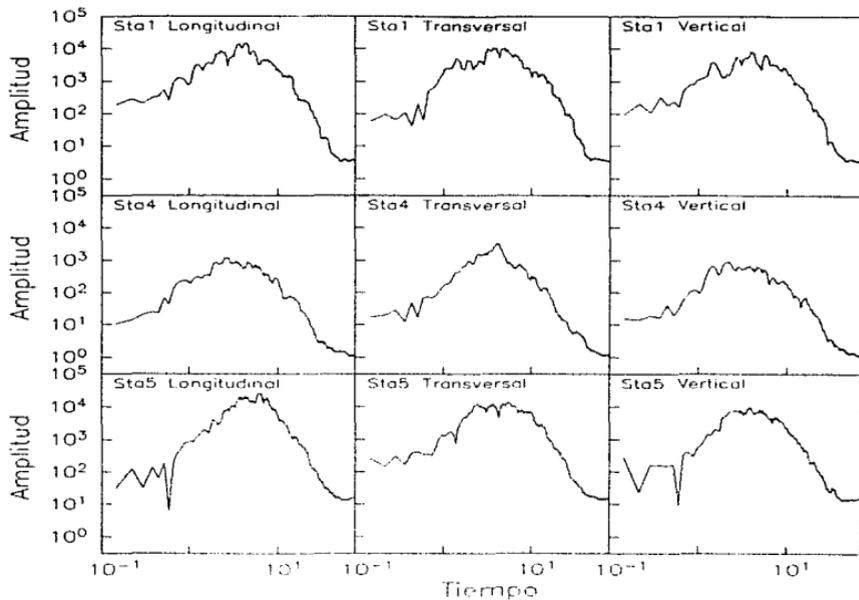


Figura 11a. Espectros de amplitud de los tres componentes de movimiento del evento 59, registrado por las estaciones 1, 4 y 5. Los sismogramas de los tres componentes de movimiento para este evento se muestran en la figura 10a y parte de la 10b.

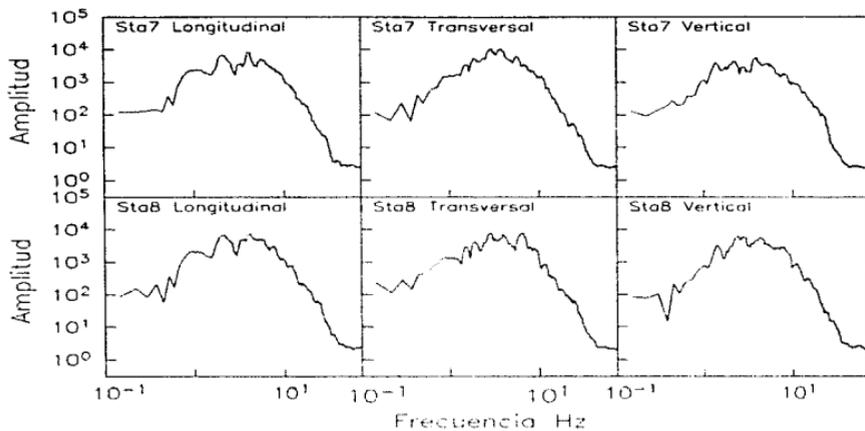


Figura 11b. Espectros de amplitud de los tres componentes de movimiento del evento 59, registrado por las estaciones 7 y 8. Los sismogramas de los tres componentes de movimiento para este evento se muestran en las figuras 10b y 10c.

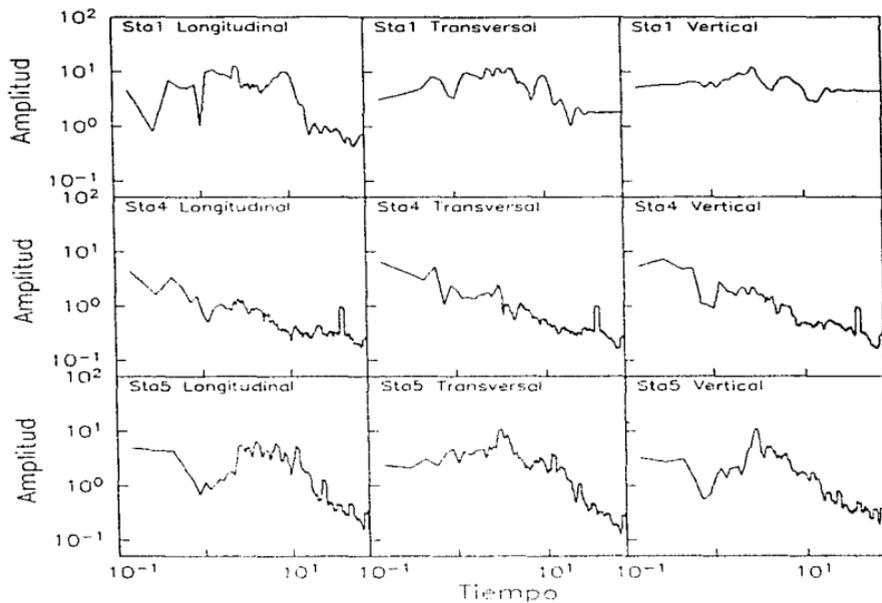


Figura 11c. Espectros de amplitud de registros de ruido ambiental para los tres componentes de movimiento (N-S, E-W y vertical). Los registros de ruido fueron grabados durante el evento 59 por las estaciones 1, 4 y 5.

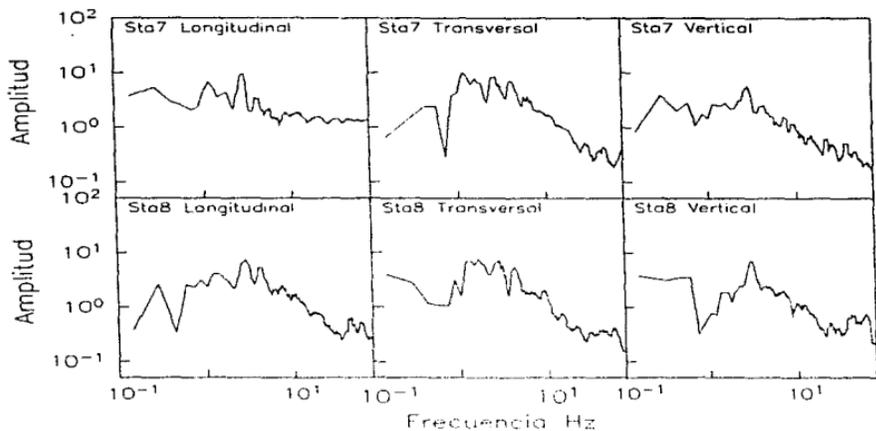


Figura 11d. Espectros de amplitud de registros de ruido ambiental para los tres componentes de movimiento (N-S, E-W y vertical). Los registros de ruido fueron grabados durante el evento 59 por las estaciones 7 y 8.

TABLA 4. Eventos en los que se grabó ruido ambiental durante la segunda etapa del experimento de campo. En esta tabla indicamos que estaciones registraron el evento y a que grupo pertenecen.

G R U P O

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	Eventos no ubicados.	Σ
	I	58,59, 60,61, 62,64,65	40		27			23	51,53, 54,55, 56			68		52			17
	E	2															0
	S	3				16											1
	T	4	59		1	28	4,18, 27		2,8, 23		19,26		21				12
	A	5	58,59, 60,62, 64,65		1,33, 34,35, 40		4,27, 42,48		8	51,53, 54,55, 56				52			22
	C	6			35		16									17	3
	I	7	59,60, 62		35,40		4,27										7
	O	8	59,60		1		4,5, 16,27, 42,48		50,53	49	67		45	52	52		16
	N	9	60		33,35		42		53,54, 56								7
	10					39											1
	Σ	20	0	13	2	19	0	5	15	3	1	2	1	2	1	1	

para cada uno de los registros de la Tabla 4. Un ejemplo se muestra en la figura 12. En esta figura se muestra el espectro de amplitud de Fourier de la señal en cada uno de los tres componentes y el espectro de ruido correspondiente. Observamos que a bajas y altas frecuencias la relación S/R es casi 1 y por lo tanto no es confiable la información en estas frecuencias. En cambio entre 2 y 15 Hz, la relación S/R es mayor a 3. En esta banda de frecuencias, la información contenida en la señal es significativamente mayor al ruido, por lo que consideramos la información confiable. El factor mínimo aceptable de la relación S/R varía entre 3 y 5 en los diferentes estudios publicados (e.g. Chávez-García, 1990; Field y Jacob, 1994; Bard, 1994).

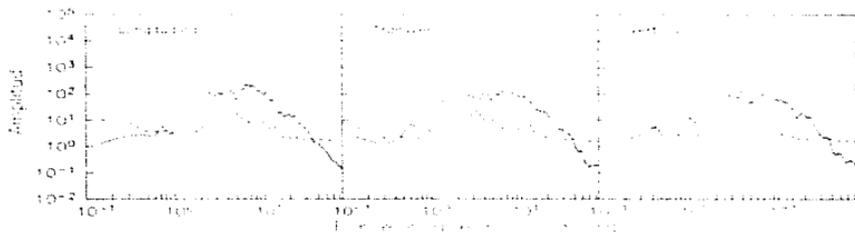


Figura 12. Relación señal ruido para los tres componentes de movimiento (N-S, E-W y vertical), obtenido para el evento 4R que fué registrado por la estación 5 (ver tabla 1). La línea continua corresponde al espectro de amplitud de la señal. La línea discontinua corresponde al espectro de amplitud de la ventana de ruido.

En conclusión, las mayores incertidumbres que podemos esperar de nuestros resultados provienen de la técnica particular utilizada (HVSr) y de la relación señal/ruido. La incertidumbre asociada a la primera será discutida en el capítulo 5 donde se presentan resultados numéricos. La incertidumbre asociada a la segunda disminuye considerablemente al interpretar nuestros resultados en la banda de frecuencias de 2 a 15 Hz. Por otro parte en el siguiente capítulo discutiremos también los resultados obtenidos con HVSr utilizando registros de ruido.

CAPITULO IV

ANALISIS DE DATOS

Como hemos mencionado, para analizar nuestros datos de campo utilizamos la técnica HVSR. Esta técnica (o bien su recíproco VHSR) fue usada primeramente por Phinney (1964) para analizar ondas *P* de periodo largo generadas por terremotos distantes. El objetivo fue determinar la estructura de la corteza bajo el receptor. Más recientemente, Langston (1979), Owens et al. (1984), y Ammon et al. (1990) desarrollaron una técnica de análisis que consiste en la versión de HVSR en el dominio del tiempo. En el dominio de las frecuencias, la aplicabilidad de la técnica HVSR para obtener efectos de sitio usando movimientos fuertes y débiles de registros de terremotos, fué investigada por Lermo y Chávez-García (1993). Estos autores obtuvieron buenos resultados sobre las características de resonancia de depósitos sedimentarios a partir del uso de HVSR aplicada al paquete de ondas *S* de sus registros. Ellos justificaron el uso de VHSR sobre sus datos usando un modelo simple unidimensional (1D) bajo incidencia de ondas *S*. Adicionalmente, Lermo y Chávez-García (1993) observaron que la amplificación del movimiento en la cima de la montaña (estación VHO en Oaxaca) fue correctamente predicha por el cálculo de VHSR para registros de movimiento débil.

Las observaciones de Lermo y Chávez-García (1993) referentes a la predicción de la amplificación del movimiento en la cima de la montaña a través de la técnica VHSR, nos permite suponer la aplicabilidad de esta técnica como un medio para evaluar los efectos de sitio de origen topográfico. Es así, como nace la inquietud de utilizar HVSR como técnica de análisis para los datos de nuestro experimento de campo.

Para cada uno de los 68 eventos de la tabla I hemos calcula los cocientes espectrales con la técnica HVSR. Cada evento genera dos cocientes espectrales, uno para el componente del movimiento horizontal en dirección N-S y el otro para el componente del movimiento horizontal en dirección E-W. Las figuras 13a y 13b muestran algunos ejemplos de cocientes espectrales para registros de terremotos. En estas figuras hemos seleccionado sólo un evento para cada estación. Teóricamente cada cociente representa la función de transferencia del

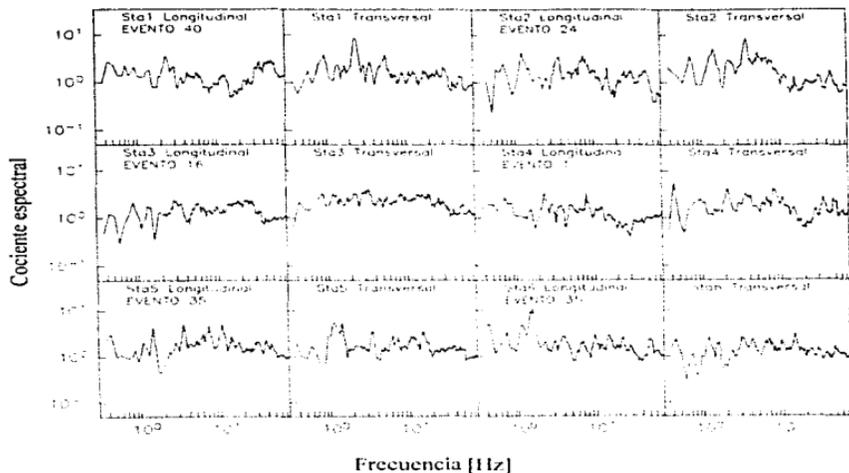


Figura 13a. Cocientes espectrales para los componentes del movimiento horizontal (N-S, E-W y vertical), calculados con HVSR a partir de eventos registrados por las estaciones 1,2,3,4,5 y 6. Teóricamente cada cociente representa la función de transferencia del sitio en dirección N-S ó E-W. El número de evento registrado, así como la estación que registró el evento aparecen dentro de las gráficas.

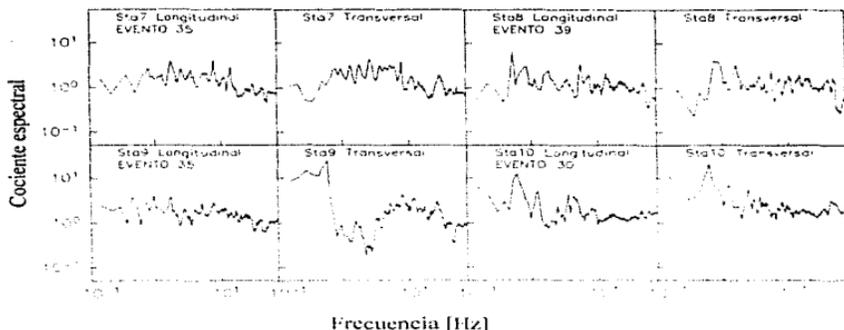


Figura 13b. Cocientes espectrales para los componentes del movimiento horizontal (N-S, E-W y vertical), calculados con HVSR a partir de eventos registrados por las estaciones 7, 8, 9 y 10. Teóricamente cada cociente representa la función de transferencia del sitio en dirección N-S ó E-W. El número de evento registrado, así como la estación que registro el evento aparecen dentro de las gráficas.

sitio en dirección N-S o E-W según sea el caso. Nuevamente en la figura 14 hemos calculado cocientes espectrales para un conjunto de eventos. Estos cálculos corresponden a los eventos del grupo 5, registrados por las estaciones 4 y 5 (estas estaciones registraron 3 y 5 eventos respectivamente). En esta figura observamos un buen acuerdo entre todas las curvas de cada uno de los componentes horizontales. Las curvas tienen una dispersión similar a las que presentan los estudios utilizando la técnica SSR. En esta misma figura observamos diferencias significativas entre los componentes N-S y E-W, que corresponden aproximadamente a los movimientos de ondas *SH* y *SV* respectivamente, tomando en cuenta la orientación de la montaña. Un acuerdo similar se observa entre los cocientes espectrales de los eventos de cada grupo de clasificación. Por lo tanto, podemos restringir satisfactoriamente los cocientes espectrales de los eventos de un grupo, registrados por cada estación, a sus promedios geométricos.

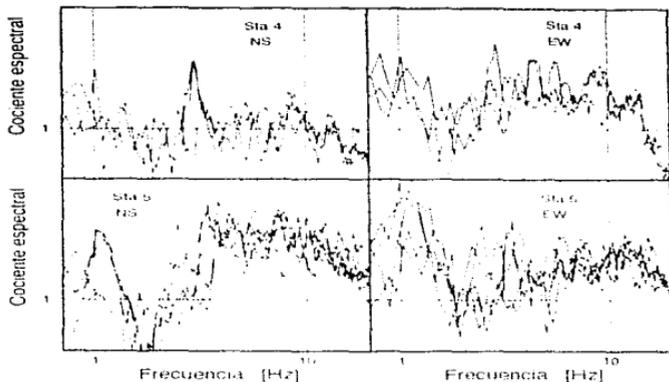


Figura 14. Estabilidad de HVSR. Cada curva corresponde a un cociente espectral calculado con HVSR para un determinado evento. Los resultados se muestran para los componentes N-S y E-W, para las estaciones 4 y 5. Estos eventos pertenecen al grupo 5, 3 eventos registrados por la estación 4 y 5 eventos registrados por la estación 5.

Debido a problemas instrumentales, únicamente seis estaciones registraron tres o más eventos en alguno de los grupos (ver tabla 2). El promedio de cocientes espectrales de cada uno de los grupos para cada una de las estaciones se muestra con líneas continuas en las figuras 15 y 16. Estas figuras corresponden a los componentes N-S y E-W respectivamente. Observamos un buen acuerdo entre los cocientes espectrales para eventos de muy distinto acimut, excepto para la estación 7 en su componente E-W. Este acuerdo entre cocientes espectrales resalta las diferencias que se observan entre los componentes N-S y E-W. Esto sugiere que HVSR efectivamente compensa los efectos de fuente y de trayecto. Asimismo observamos en estas figuras que las amplificaciones menores a un factor 5. Por otro lado, la máxima amplificación no ocurre en la cima de la montaña (estación 1), sino cerca del pie de la montaña (estación 5). La amplificación en el componente E-W para las estaciones 4 y 7 es grande, contrastando con la pequeña amplificación de las estaciones 1 y 5. Los

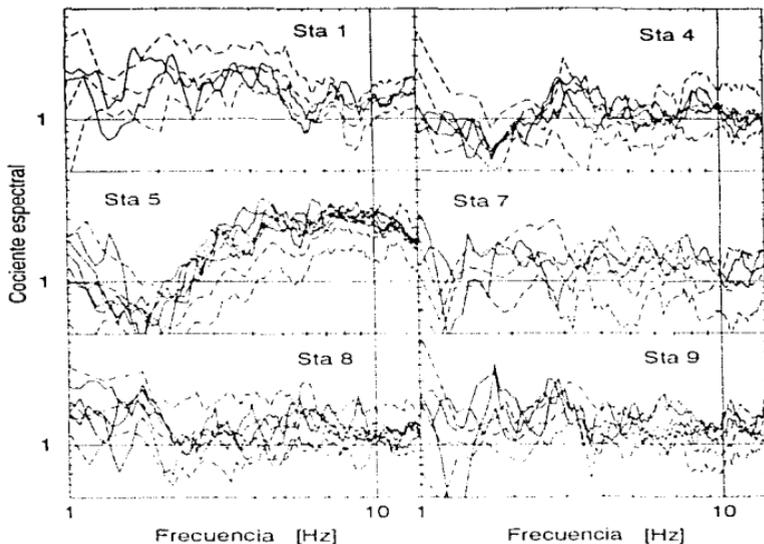


Figura 15. Líneas continuas: cada línea continua corresponde al promedio geométrico de las curvas obtenidas con HVSR para todos los eventos de un sólo grupo y registrados por una determinada estación. En esta figura hemos tomado en cuenta únicamente el componente N-S. Solamente seis estaciones registraron más de tres eventos en cualquiera de los grupos. Las curvas corresponden a: grupos 1 y 8 para la estación 1 (8 y 5 eventos respectivamente); grupos 2, 5 y 7 para la estación 4 (4, 3 y 3 eventos respectivamente); grupos 1, 3, 5, 7 y 8 para la estación 5 (7, 9, 5, 4 y 7 eventos respectivamente); grupos 1 y 3 para la estación 7 (6 y 4 eventos respectivamente); grupos 3, 4, 5 y 8 para la estación 8 (4, 4, 7 y 3 eventos respectivamente); grupos 1, 3 y 8 para la estación 9 (3 eventos por cada grupo). Líneas discontinuas: promedio (línea discontinua superior) y promedio menos una desviación estándar (línea discontinua inferior) de las curvas calculadas con HVSR a partir de registros de ruido, sólo para el componente N-S. El número de registros de ruido usados para calcular las curvas promedio es: 12 eventos para la estación 1, 10 eventos para la estación 5, 8 eventos para la estación 8, 6 eventos para la estación 4 y 9, y 4 eventos para la estación 7.

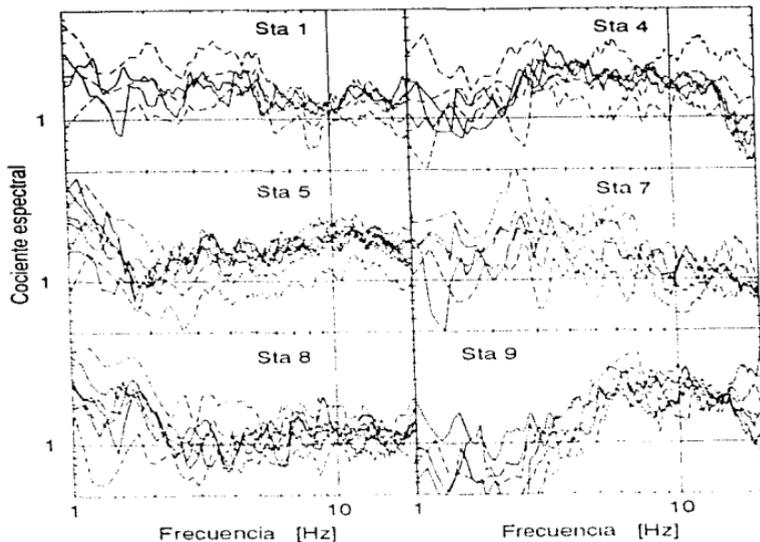


Figura 16. Líneas continuas: cada línea continua corresponde al promedio geométrico de las curvas obtenidas con IIVSR para todos los eventos de un sólo grupo y registrados por una determinada estación. En esta figura hemos tomado en cuenta únicamente el componente E-W. Solamente seis estaciones registraron más de tres eventos en cualquiera de los grupos. Las curvas corresponden a: grupos 1 y 8 para la estación 1 (8 y 5 eventos respectivamente); grupos 2, 5 y 7 para la estación 4 (4, 3 y 3 eventos respectivamente); grupos 1, 3, 5, 7 y 8 para la estación 5 (7, 9, 5, 4 y 7 eventos respectivamente); grupos 1 y 3 para la estación 7 (6 y 4 eventos respectivamente); grupos 3, 4, 5 y 8 para la estación 8 (4, 4, 7 y 3 eventos respectivamente); grupos 1, 3 y 8 para la estación 9 (3 eventos por cada grupo). Líneas discontinuas: promedio (línea discontinua central), promedio más una desviación estándar (línea discontinua superior) y promedio menos una desviación estándar (línea discontinua inferior) de las curvas calculadas con IIVSR a partir de registros de ruido, sólo para el componente E-W. El número de registros de ruido usados para calcular las curvas promedio es: 12 eventos para la estación 1, 10 eventos para la estación 5, 8 eventos para la estación 8, 6 eventos para las estaciones 4 y 9, y 4 eventos para la estación 7.

resultados para la estación 8 sugieren que en promedio no hay amplificación o deamplificación en este sitio. Finalmente la componente E-W en la estación 9, presenta amplificación moderada en la banda de frecuencias de 5 a 10 Hz, mientras el componente N-S presenta amplificación en frecuencias menores a 3 Hz.

Como señalamos en el capítulo 3, el equipo de registro utilizado permitió grabar 5 segundos de pre-evento. De esta forma, algunas estaciones registraron adicionalmente a las ondas de cuerpo y ondas superficiales, algunos segundos de ruido ambiental. Con estos registros de ruido calculamos cocientes espectrales con la finalidad de comparar estos resultados con los que se obtuvieron de los registros de terremotos. Las figuras 17a y 17b muestran unos ejemplos de cocientes calculados con registros de ruido. De la misma manera como hicimos con los registros de terremotos, una vez calculado el cociente espectral de los registros de ruido, comparamos los cocientes de los eventos de un grupo para cada estación y posteriormente para todos los grupos.

Para los cocientes espectrales de los registros de ruido, calculamos la media y la desviación estándar para cada estación. Estos resultados están superpuestos en las figuras 15 y 16. Las tres líneas discontinuas mostradas en estas figuras corresponden al promedio y al promedio más una desviación estándar (línea discontinua superior) y menos una desviación estándar (línea discontinua inferior). Observamos un buen acuerdo entre los cocientes espectrales calculados con registros de terremotos y los de ruido. Los cocientes espectrales de los registros de ruido presentan una gran dispersión de sus curvas (figuras 17a y 17b), sin embargo, las curvas promedio son muy similares a las curvas correspondientes de los registros de terremotos (figuras 15 y 16). Las diferencias entre los componentes N-S y E-W observados en los registros de terremotos, se conservan en los cálculos de cocientes en los registros de ruido. Esto es especialmente cierto en el caso de las estaciones 5 y 9. En la estación 5 observamos patrones similares entre ambos componentes horizontales, pero con mayor amplificación en el componente N-S. En la estación 9, el factor de amplificación es 3 para el componente E-W en la banda de frecuencias de 5 a 11 Hz. Esta característica no se observa en el componente N-S. Las figuras 15 y 16 muestran claramente que el cálculo de cocientes espectrales de los registros de ruido da una buena estimación de los cocientes obtenidos con registros de movimiento débil. Así vemos que las amplitudes de los cocientes calculadas tanto con registros de terremotos como con ruido ambiental son muy similares, de la misma forma las diferencias significativas observadas entre los componentes N-S y E-W son reproducidas correctamente por los registros de ruido.

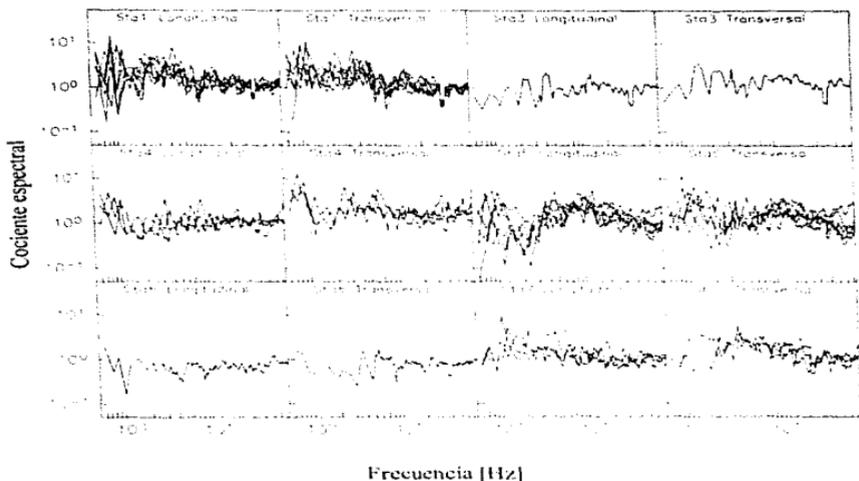


Figura 17a. Cocientes espectrales de los componentes de movimiento horizontal, calculados con HVSR a partir de registros de ruido. Para la estación 1 tenemos siete cocientes para cada uno de los componentes horizontales, para las estaciones 3, 4, 5, 6 y 7 tenemos 1, 3, 6, 1 y 6 cocientes respectivamente para cada uno de los componentes horizontales.

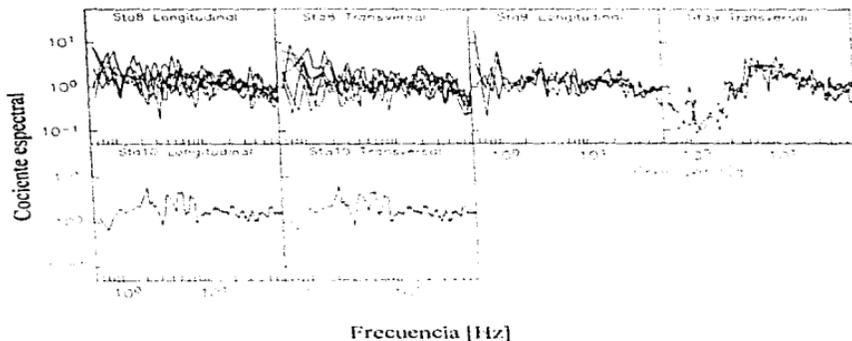


Figura 17b. Cocientes espectrales de los componentes de movimiento horizontal, calculados con HVSR a partir de registros de ruido. Para la estación 8 tenemos 6 cocientes para cada uno de los componentes horizontales, para las estaciones 9 y 10 tenemos 3 y 1 cocientes respectivamente para cada uno de los componentes horizontales.

CAPITULO V

MODELOS NUMERICOS

Como señalamos al final del capítulo III, requerimos investigar la validez de nuestros resultados obtenidos con HVSR (capítulo IV) para evaluar efectos topográficos. Con este fin, hemos escogido el camino que nos proporciona la simulación numérica. Usamos el método indirecto de elementos de frontera (IBEM por su siglas en inglés) para calcular la función de transferencia teórica (Sánchez-Sesma y Campillo, 1991; 1993) para incidencia de ondas planas en 2D, en un modelo homogéneo. Nuestro objetivo es entonces compara esta función de transferencia teórica obtenida con IBEM y la función de transferencia teórica obtenida con el cálculo de HVSR.

Revisaremos brevemente las bases del método IBEM, el cual está expuesto en detalle en los artículos de Sánchez-Sesma y Campillo (1991, 1993). El método se basa en la identidad:

$$u_i(x_k) = \int_S \varphi_j(\xi_l) G_{ij}(x_k, \xi_l) ds \quad (2)$$

donde S es una superficie finita o infinita, cerrada o abierta en un espacio elástico tridimensional, $u_i(x_k)$ = *i-ésimo* componente del desplazamiento en x_k , $G_{ij}(x_k, \xi_l)$ = función de Green, ésto es, el desplazamiento en la dirección i en el punto x_k debido a la aplicación de una fuerza unitaria en la dirección j en el punto ξ_l y $\varphi_j(\xi_l)$ = densidad de fuerza armónica en la dirección j . Por lo tanto, $\varphi_j(\xi_l) ds$ es una distribución de fuerzas en la frontera. A partir de la ecuación (2), es posible mediante la aplicación directa de la ley de Hooke, escribir una expresión similar para las tracciones sobre una superficie arbitraria (en nuestro caso es una superficie libre, por lo que las tracciones son nulas). Si suponemos un campo de ondas incidente, no presenta ningún problema calcular los esfuerzos que genera dicho campo en cualquier punto del medio. En particular, sobre la superficie libre las tracciones generadas por el campo de ondas incidente deberan ser anuladas por el campo de ondas que es difractado por las irregularidades topográficas. De esta forma en un punto cualquiera de la superficie libre podemos escribir:

$$t_i^{(d)}|_s = -t_i^{(i)}|_s \quad (3)$$

donde $t_i^{(0)} | x_j$ = la tracción generada por el campo de ondas incidente evaluada en el punto x_j sobre la superficie libre y $t_i^{(0)} | x_j$ = la tracción generada por el campo de ondas difractado evaluada en el punto x_j sobre la superficie libre. Si escribimos la ecuación (3) para N puntos de la superficie libre tendremos N ecuaciones. El método IBEM plantea y resuelve este sistema de ecuaciones para un número adecuado de puntos en la superficie libre. Al evaluar la ecuación (3) en un número discreto de puntos de la frontera, las ecuaciones integrales del método (p. ej. la ecuación 2) se discretizan y adoptan la forma de sumatorias, lo que hace posible una solución numérica. En el sistema de N ecuaciones así planteado, las incógnitas son los valores de $\Phi_j(\xi_1)$. Al resolver el sistema de ecuaciones conoceremos los valores de $\Phi_j(\xi_1)$ lo que permite sustituirlos en la ecuación (2), o más bien en la versión discretizada de la ecuación (2) y calcular el desplazamiento u_i en la superficie.

El método que hemos descrito muy brevemente ha sido probado ya varias veces con éxito y extendido a una gran variedad de casos (Ramos, 1992; Pech, 1996). Sus ventajas son: 1) resuelve el problema con la precisión deseada (basta con aumentar el número de puntos de evaluación de la ecuación 3), 2) acepta incidencia tanto de ondas de cuerpo como de ondas superficiales y 3) la geometría de la superficie libre es totalmente arbitraria. Su desventaja principal es la importancia de los recursos de cómputo requeridos. Por ejemplo, cada una de las corridas realizadas en este estudio requirió del orden de 16 hrs de CPU en una estación de trabajo IBM RS/6000 con velocidad de 18 Mflops. Problemas que involucran dos medios distintos como por ejemplo el caso de valles aluviales, el método a requerido la utilización de la supercomputadora Cray Y4MP de la DGSCA, UNAM, cuya velocidad teórica máxima es de 1200 Mflops. Ahora, pasemos a discutir los resultados obtenidos del modelo numérico en el caso de nuestra montaña.

En la figura 3 mostramos un perfil E-W de la montaña que estamos estudiando. A lo largo de este perfil, indicado por la línea S en la figura 2, se ha instalado la instrumentación descrita en el capítulo 3. Hemos seleccionado arbitrariamente seis puntos a lo largo del perfil como se muestra en la figura 18, (mostrados con un triángulo invertido) para evaluar resultados del modelo numérico. La función de transferencia está dada en términos de la frecuencia adimensional $\eta = \omega a / \pi \beta$, donde ω = frecuencia angular, a = semiancho de la montaña, y β = velocidad de la onda S. Las figuras 19a y 19b muestran con líneas delgadas la función de transferencia horizontal y vertical respectivamente, obtenidas en la cima de la montaña (para $x = -161$ m, ver figura 18) para 9 ángulos diferentes de incidencia (-60, -45, -30, -15, 0, 15, 30, 45 y 60°) de ondas SV. Las figuras 19c y 19d muestran los resultados correspondientes para la incidencia de ondas P. Las funciones de transferencia horizontales muestran las

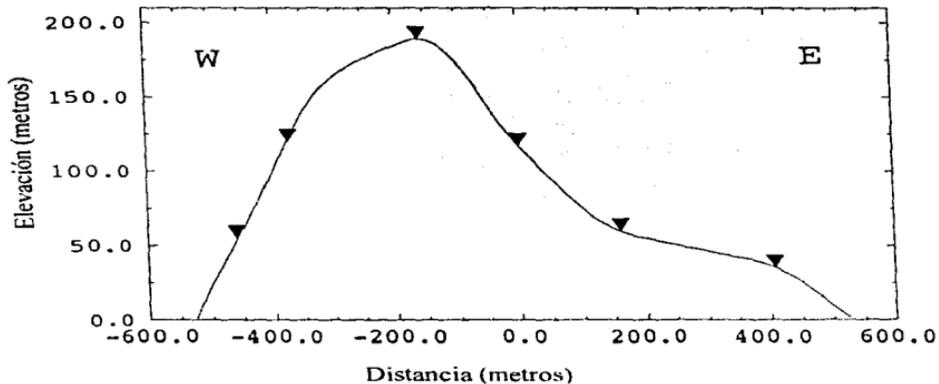


Figura 18. Perfil topográfico a lo largo de la sección S. Los triángulos invertidos muestran la localización de seis puntos arbitrarios para los cuales comparamos la función de transferencia horizontal con la función de transferencia horizontal obtenida con HVSR. Note la diferencia en escalas de los ejes horizontal y vertical.

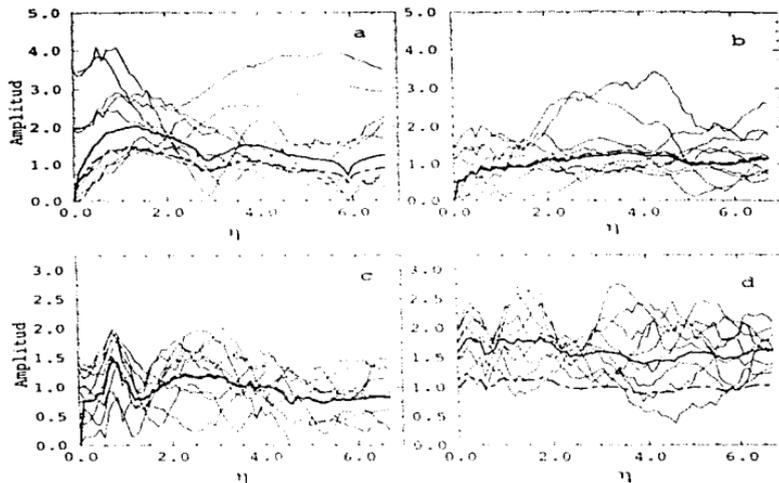


Figura 19. Funciones de transferencia teóricas para incidencia de ondas planas en la cima de la montaña (para $x = -161$ m, ver figura 18). Las figuras 19a y 19b corresponden a los componentes horizontal y vertical respectivamente, para incidencia de ondas SV. Las figuras 19c y 19d corresponden a los componentes horizontal y vertical respectivamente para incidencia de ondas P. Las líneas delgadas son los resultados para 9 diferentes ángulos de incidencia (-60° , -45° , -30° , -15° , 0° , 15° , 30° , 45° y 60°). La línea gruesa corresponde al promedio geométrico. La línea discontinua gruesa corresponde al promedio geométrico de las curvas normalizadas al valor de $\theta=0$ (excepto para aquellas curvas cuya amplitud es 0 en $\eta=0$, las cuales no fueron normalizadas).

características usuales de los efectos topográficos (e. g., Bard, 1982): amplificación en $\eta=1$ que corresponde al caso de $\lambda=2a$ y variaciones importantes en función de la frecuencia y del ángulo de incidencia. En las figuras 19a y 19c se observa un primer máximo en $\eta=1$ de amplitud 4 para incidencia de ondas SV, y de amplitud 2 para incidencia de ondas P, además de una compleja variación de la amplitud como función del ángulo de incidencia. En estas figuras, la línea continua gruesa muestra el promedio geométrico de cada grupo de curvas. La línea gruesa punteada es el promedio geométrico de las función de transferencia normalizados al valor de frecuencia cero. Aquellas curvas cuyos valores en $f=0$ es cero no fueron normalizadas. Es únicamente en el movimiento vertical para incidencia de ondas P, donde observamos significativas diferencias entre ambas curvas promedio, y en este caso la diferencia es una constante. En todas las figuras (19a, 19b, 19c y 19d), observamos una fuerte dispersión de la función de transferencia con respecto al ángulo de incidencia, con una amplificación máxima alrededor de un factor 4. La función de transferencia promedio del movimiento vertical muestra muy pequeñas variaciones de amplitud conforme aumentan las frecuencias, aproximándose a una constante. En contraste, el movimiento horizontal muestra una fuerte dependencia de las frecuencias. De esta manera, podemos esperar un buen acuerdo entre la función de transferencia horizontal y la función de transferencia calculada con HVSR. Resultados similares se obtienen en los cinco puntos restantes.

Ahora comparemos la función de transferencia horizontal promedio con HVSR, calculado a partir de las funciones de transferencia promedio horizontal y vertical. Calculamos HVSR a partir del promedio geométrico de la funciones de transferencia para todos los ángulos de incidencia. El propósito es suavizar la razón resultante, la cual tiende a infinito en aquellas frecuencias para las cuales el movimiento vertical es cero. Por otro parte, deseamos que los resultados del modelado numérico sean aplicables a los resultados experimentales. Recordemos que calculamos HVSR a partir de una ventana de tiempo de 10 segundos de duración alrededor de las máximas amplitudes de los sismogramas. Esto implica que los resultados experimentales incluyen en el cociente ondas que inciden en una banda amplia de ángulos de incidencia. El resultado experimental es entonces el promedio para varios ángulos de incidencia. Los resultados para los seis puntos de la figura 18 se muestran en la figura 20, para incidencia de ondas S y P. Para incidencia de ondas P observamos un buen acuerdo entre la función de transferencia horizontal y la función de transferencia calculada con HVSR. En todas las figuras, la forma de la curva es muy similar, aunque HVSR tiene alrededor de 30 a 50% de bajas amplitudes. Para incidencia de ondas S existe una sobrecalificación por parte de la curva calculada con HVSR, sin embargo la forma de las curvas son similares. Por otro lado, hay algunas discrepancias en amplificación entre ambas funciones de transferencia en ciertas frecuencias. En estas frecuencias, el promedio del movimiento vertical es pequeño y HVSR es mayor que la transformada de Fourier horizontal promedio hasta en un 100%. A pesar de estas

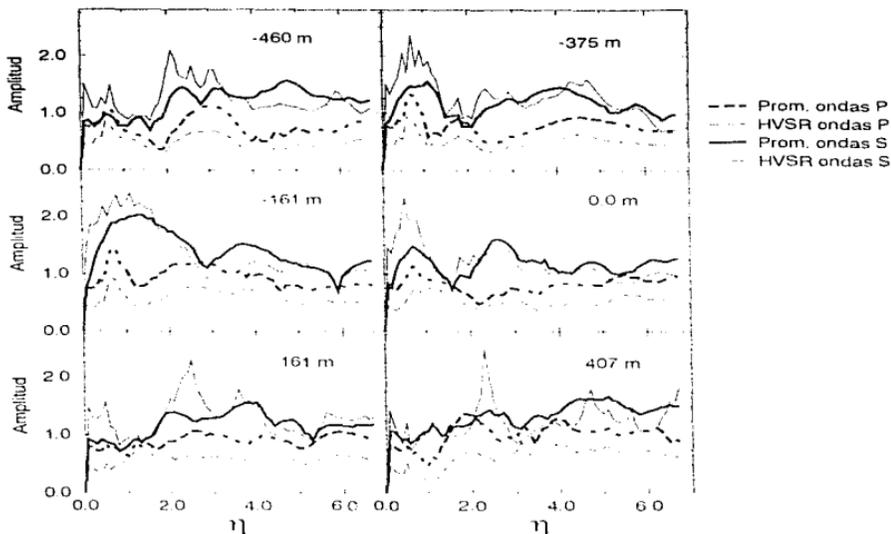


Figura 20. Comparación entre la función de transferencia teórica promedio para el componente vertical (líneas gruesas) y la función de transferencia promedio (líneas delgadas) obtenida con HVSr para los seis puntos mostrados en la figura 18. Las líneas continuas corresponden a los resultados para incidencia de ondas SV. Las líneas discontinuas corresponden a los resultados para incidencia de ondas P.

diferencias se observa claramente que ambas curvas tienen forma muy similar. Los resultados para incidencia de ondas Rayleigh se muestran en la figura 21. En este caso el promedio no se hizo pues solo hay un ángulo de incidencia posible. En esta figura se observa un buen acuerdo entre la función de transferencia horizontal teórica y la función de transferencia HVSR calculada a partir de la función de transferencia teórica.

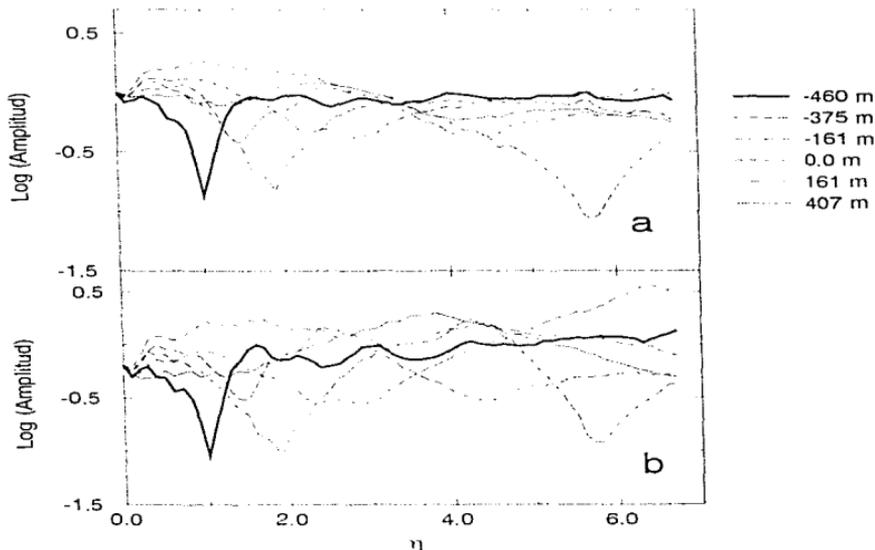


Figura 21. Función de transferencia teórica para el movimiento horizontal para incidencia de ondas Rayleigh. Presentamos los resultados para los seis puntos de la figura 18. La figura 21a muestra la función de transferencia horizontal obtenida del modelo numérico. La figura 21b muestra la función de transferencia teórica calculada a partir de HVSR.

Nuestros resultados muestran que HVSR, calculada de la función de transferencia teórica promedio, permite obtener una buena estimación de la función de transferencia promedio que caracteriza los efectos sitio por topografía. Esto se debe a que en promedio la amplificación del movimiento vertical por características topográficas tiende a la unidad, no importando si el campo de ondas incidente es ondas S, P o Rayleigh. En el siguiente capítulo compararemos los resultados experimentales mostrados en el capítulo IV con la función de transferencia teórica para cada punto en el que se instaló un sismógrafo.

CAPITULO VI

DISCUSION

En este capítulo comparamos la función de transferencia horizontal teórica y la función de transferencia obtenida de las observaciones aplicando HVSr. Para comparar las observaciones con la respuesta teórica del perfil de la figura 3, necesitamos una estimación de la velocidad de onda S para transformar la frecuencia adimensional η en frecuencias en Hz. No contamos con ninguna medición de velocidad de onda S en campo, por lo que hemos escogido arbitrariamente el valor de 2,700 m/s como valor de velocidad de onda S. Este valor de velocidad es razonable para calizas aflorando en la superficie con las condiciones observadas durante el experimento de campo. Si este valor no es correcto, el eje de las frecuencias en la gráfica de la función de transferencia se verá corrido ligeramente. Por ejemplo, si la velocidad de la onda S fuera 2,400 m/s el punto localizado a 10 Hz, realmente debería estar ubicado en 8.9 Hz. Sin embargo este problema no es crucial para nuestra discusión.

La función de transferencia teórica para incidencia de ondas SH fué normalizada con el valor de la misma función de transferencia a frecuencia cero. De este modo, las funciones de transferencia teóricas para ondas SH valen todas 1.0 para frecuencia igual a cero. Los resultados para incidencia de ondas SV no fueron normalizados. Esto se debe a que, para algunos ángulos de incidencia, el movimiento horizontal teórico a frecuencia cero es cero. Podríamos optar por normalizar aquellas curvas que tienen valores distintos de cero y no normalizar las curvas restantes, pero entonces el promedio que obtendríamos no provendría de datos homogéneos. Por otro lado, para incidencia de ondas SV, la diferencia entre las curvas promedio con o sin normalización es muy pequeña, como muestra la figura 19.

Los resultados teóricos y los resultados obtenidos mediante las observaciones se muestran en las figuras 22 y 23, para los componentes N-S (aproximadamente movimiento SH) y E-W (aproximadamente movimiento SV) respectivamente. Hemos incluido los resultados de las estaciones 2,3 y 10 que no fueron consideradas en la figura 14 y 15. Como se hizo notar anteriormente, el cálculo de los cocientes espectrales de las estaciones 2,3 y 10 se hizo únicamente para un solo registro y para la estación 6 para cuatro registros. Las curvas promedio de las estaciones 1,4,5,7,8 y 9 se muestran en las figuras 14 y 15. Las curvas empíricas de la figura 22 muestran mayor amplificación que las curvas teóricas con incidencia de ondas SH, sin embargo, las diferencias no son muy grandes. Diferencias significativas aparecen entre observaciones y teoría para las estaciones 2 y 10, pero las curvas empíricas no son

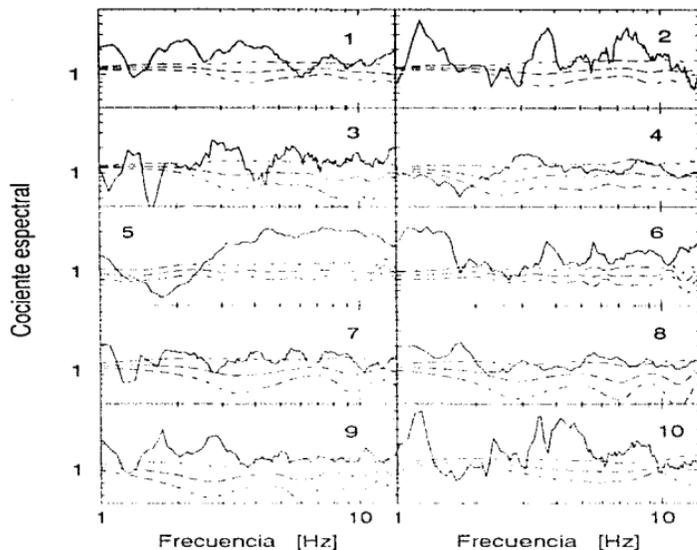


Figura 22. Línea continua: promedio geométrico de curvas calculadas con HVSR obtenidas a partir de registros de terremotos para el componente N-S. Los números en cada diagrama indican la estación correspondiente. Los resultados para las estaciones 1, 4, 5, 7, 8 y 9 son los promedios de las líneas continuas de la figura 15. Las curvas obtenidas con HVSR para las estaciones 2, 3 y 10 fueron calculadas a partir de un sólo evento, mientras que para la estación 6, la curva fué obtenida de cuatro eventos. Líneas puntuadas: promedio geométrico de la respuesta teórica en los correspondientes puntos del perfil 2D (ver figura 3) para incidencia de ondas SH, para 9 diferentes ángulos de incidencia. Líneas discontinuas: promedio , promedio mas una desviación estándar y promedio menos una desviación estándar de la respuesta teórica.

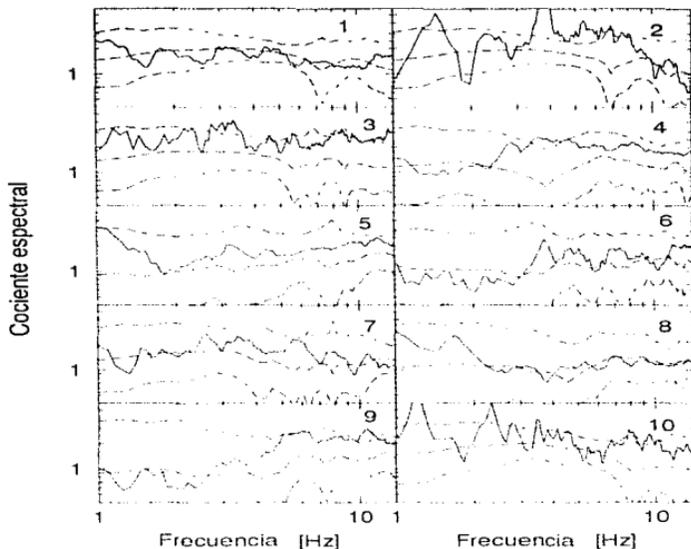


Figura 23 Línea continua: promedio geométrico de curvas calculadas con IIVSR obtenidas a partir de registros de terremotos para el componente E-W. Los números en cada diagrama indican la estación correspondiente. Los resultados para las estaciones 1, 4, 5, 7, 8 y 9 son los promedios de las líneas continuas de la figura 16. Las curvas obtenidas con IIVSR para las estaciones 2, 3 y 10 fueron calculadas a partir de un sólo evento, mientras para la estación 6, la curva fue obtenida de cuatro eventos. Líneas puntadas: promedio geométrico de la respuesta teórica en los correspondientes puntos del perfil 2D (ver figura 3) para incidencia de ondas SH1, para 9 diferentes ángulos de incidencia. Líneas discontinuas: promedio, promedio más una desviación estándar y promedio menos una desviación estándar de la respuesta teórica.

muy confiables porque estas estaciones registraron un solo evento. La estación 8 muestra el mejor acuerdo entre las observaciones y la teoría. En todas las estaciones observamos que la forma de la función de transferencia es más sencilla que la observada. Esto es especialmente cierto para las estaciones 1 y 3. Esto sugiere que un modelo homogéneo bidimensional puede ser una simplificación excesiva para esta montaña en particular. De hecho, si observamos nuevamente la figura 1, podemos notar que el perfil instrumentado se encuentra quizás demasiado al Norte, esto es, podría ser que el perfil S se encuentre demasiado cercano al extremo Norte de la montaña y que no sea válido la aproximación 2D, en especial para el movimiento N-S (ondas SH). Es sabido (e.g., Sánchez-Sesma, 1983) que al pasar de efectos 2D a efectos 3D la amplificación aumenta. Si nuestra suposición es correcta, entonces los resultados para ondas SH están afectados por efectos 3D que provocan una mayor amplificación que la que predicen modelos 2D. De ser así, podemos explicar las diferencias entre observaciones y teoría de la figura 16 como efectos 3D en las observaciones que no puede reproducir nuestro modelo 2D. Las diferencias en la amplificación son bastante pequeñas, lo que está en completo acuerdo con comparaciones publicadas en la literatura entre efectos 2D y 3D a partir de modelos numéricos (Sánchez-Sesma, 1983).

Los resultados para el componente EW se muestran en la figura 23. En este caso se observa un mejor acuerdo entre la funciones de transferencia teórica y empírica. En general la forma de las curvas es muy similar. Además hay similitud en el nivel de amplificación. El acuerdo para las estaciones 1,4,5,6,8 y 9 es muy bueno. Algunas de esta estaciones sugieren que el valor de velocidad de onda S propuesto es alto. Recordemos que las curvas para las estaciones 2,3 y 10 corresponden a cálculos HVSR con un solo registro. En contraste con los resultados de la figura anterior, observamos que no hay una diferencia significativa en la complejidad de las funciones de transferencia teóricas y observadas. Si observamos nuevamente la figura 1, podemos notar que para el movimiento E-W (ondas SV) la aproximación de la estructura a través de un modelo 2D es adecuado. Por ello esperamos menor influencia de efectos 3D. Ceeemos que esto explica el excelente acuerdo que obtenemos entre las observaciones y la teoría para el componente E-W del movimiento

CAPITULO VII

CONCLUSIONES

En este trabajo presentamos una comparación entre efectos de sitio topográficos con información proveniente de observaciones y con información de cálculos teóricos. Las observaciones se obtuvieron durante un experimento de campo realizado el verano de 1989 en el noreste de Grecia. En ese experimento se instrumentó una sección transversal de una pequeña montaña. Uno de los problemas del experimento, y probablemente de la mayoría de los experimentos que se realizan para evaluar efectos de sitio topográficos, fué la falta de una adecuada estación de referencia para evaluar la amplificación local. En este trabajo exploramos el uso de una técnica diferente para evaluar las modificaciones del movimiento producto de terremotos debidos a la topografía local. Esta técnica se conoce como HVSR y no requiere de una estación de referencia.

En primer lugar aplicamos HVSR sobre los registros sísmicos. Los diez sismógrafos digitales fueron instalados en una montaña elongada en dirección Norte-Sur. La instalación se llevo acabo a lo largo de un perfil Este-Oeste. Durante su operación, la red registro 68 eventos, pero únicamente tres de ellos fueron registrados por cinco o más estaciones. La función de transferencia empírica determinada usando HVSR muestra pequeña diferencias para eventos con azimut y distancia epicentral similares. Observamos significativas diferencias entre los componentes N-S y E-W (correspondiendo a las respuestas aproximadas de ondas SH y SV respectivamente). También exploramos el uso de registros de ruido para estimar la función de transferencia empírica en cada estación, usando nuevamente HVSR. La comparación entre los cálculos con HVSR para registros de terremotos y registros de ruido muestran una razonable estimación de los primeros a partir de las mediciones de ruido. Estos resultados, sin embargo, requerirán una justificación adicional en el futuro debido a que la instrumentación utilizada no permitió registrar un número adecuado de ventanas de ruido suficientemente largas en todas las estaciones.

En segundo lugar exploramos la aplicabilidad de la técnica HVSR para calcular efectos de sitio topográficos usando la función de transferencia teórica para incidencia de ondas SV. Usamos el método IBEM, presentado por Sánchez-Sesma y Campillo (1991) para calcular la función de transferencia teórica en 2D, para incidencia de ondas P, SV y Rayleigh. Mostramos que HVSR calculada a partir de la función de transferencia, promediada para nueve ángulos diferentes de incidencia, constituye una buena estimación de la función de transferencia horizontal, tanto en la forma de la curva como en las amplitudes. Estos resultados se confirman para incidencia de ondas

P, SV y Rayleigh. Esto implica que en promedio, el movimiento vertical sobre en la superficie de una topografía irregular se aproxima a la unidad, independientemente de la naturaleza del campo de ondas incidente. Estos resultados justifican la aplicabilidad de HVSR para calcular la función de transferencia empírica a partir de las observaciones.

La comparación entre las funciones de transferencia predichas y observadas para incidencia de ondas SH muestra que la amplificación observada es ligeramente mayor que la predicha. Además no hay un buen acuerdo entre las formas de las curvas. El perfil que fué instrumentado se localizó muy al norte de la estructura cerca ya de su extremidad, de tal forma que probablemente el componente N-S se vió afectado por efectos tridimensionales de la estructura. Esta hipótesis es apoyada por el hecho de que las amplificaciones observadas fueron mayores en el componente N-S que en el E-W, contrario a las observaciones de Bard (1994). Esta suposición se ve reforzada también por el buen acuerdo obtenido entre las observaciones y la teoría para el componente E-W (movimiento SV), donde esperamos menor influencia de los efectos tridimensionales. Para la mayoría de las estaciones para el cual el promedio HVSR pudo calcularse, la función de transferencia empírica ocurre dentro de la banda de incertudumbre del promedio de las funciones de transferencia teóricas. Para algunas de ellas, el acuerdo entre la función de transferencia empírica promedio calculada con HVSR y la función de transferencia promedio teórica es notable.

Los resultados presentados en este trabajo sugieren que:

1. La amplificación máxima observada en la cima de la montaña en nuestros datos es moderada. El nivel de amplificación entre observaciones y teoría es muy similar para nuestros datos, y en general menor a un factor 5. El desacuerdo cuantitativo entre observaciones y teoría señalada por Geli *et al.* (1988) resulta muy probablemente de los efectos de sitio de la estación de referencia usada, y no de la complejidad de las estructuras subterráneas y/o las formas topográficas circundantes, como sugieren estos autores.
2. Nuestros resultados apoyan fuertemente el uso de la técnica HVSR para determinar efectos de sitio por topografía. Así, HVSR tiene un gran potencial para evaluar efectos de sitio en una variedad de casos más amplia que la que se había considerado hasta ahora.
3. Puede obtenerse una buena estimación de la función de transferencia horizontal debido a efectos topográficos usando HVSR calculado de registros de ruido. Aunque esta conclusión debe ser mejor sustentada, los resultados preliminares que hemos presentado son muy alentadores.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Francisco José Chávez-García por su valiosa ayuda y continua orientación en el desarrollo de esta tesis.

Al Dr. Francisco J. Sánchez Sesma por sus comentarios y sugerencias que han sido de gran utilidad, y por permitirnos el uso de su programa IBEM.

Algunos de los cálculos fueron hechos en la Cray Y4MP en DGSCA, UNAM.

REFERENCIAS

- Aki, K. y P. G. Richards (1980). *Quantitative seismology. Theory and methods*, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Aki, K. (1988). Local site effects on strong ground motion. *Proc. of the Special Conf. on Earthq. Eng. and Soil Dynamics* 20, Am. Soc. Civil Eng., Utah, 1-53.
- Ammon, C. J., G.E. Randall y G. Zandt (1990). On the nonuniqueness of receiver function inversions. *J. Geophys. Res.* 95, 15303-15318.
- Amorèse, D. (1993). Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (îles Ioniennes, Acarnanie, Epire, Grèce). tesis para obtener el grado de Doctor, Universidad Joseph Fourier-Grenoble I, 1983 pp.
- Bard, P.-Y. (1982). Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 71, 731-730.
- Bard, P.-Y. (1994). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues, in G. Duma (editor) *Proc. 10th European Conf. on Earthq. Eng.* Viena, 28 Agosto - 2 Septiembre, Rotterdam, A.A. Balkema 1, 305-323.
- Boatwright, J., L. C. Seekins, T. E. Fumal, H-P Liu y C. S. Muller (1991b). Ground motion amplification in the Marina district. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 1980-1997.
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 29-61.
- Brambati, A., E. Faccioli, E. B. Carilli, F. Culchi, R. Onofri, S. Stefanini y F. Ulcigrai (1980). Studio de microzonizzazione sismica dell'area di Tercento (Friuli), Edita la Regione Autonoma Friuli-Venezia-Giulia, Italia.
- Celebi, M. (1987). Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1147-1157.
- Chávez-García, F. J., G. Pedotti, D. Hatzfeld y P.-Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 784-806.

- Faccioli, E. (1991). Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities, *Proc. of the Second Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthq. Eng. and Soil Dynamics*, marzo 11-15 en St. Louis, Missouri, **2**, 1779-1797.
- Field, E. H., K. H. Jacob y S. E. Hough (1992). Earthquake weak motion estimation: a weak motion case study, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 2283-2307.
- Field, E. H. y K. H. Jacob (1994). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 2576-2585.
- Finn, W. D. L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, *Proc. Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Stanford, California I, 199-259.
- Geli, L., P.-Y. Bard y B. Jullien (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 42-63.
- Joyner, W. B. y D. M. Boore (1981). Peak Horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 2011-2038.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* **84**, 4749-4762.
- Lermo, J. y F. J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1574-1594.
- Levret, A., C. Loup y X. Goula (1986). The Provence earthquake of June 11th, 1909 (France): New assessment of near-field effects. *Proc. eighth European Conf. on Earthq. Eng.* **2**, Lisboa, septiembre de 1986, p. 2, 79.
- Luco, J. E., H. L. Wong y F. C. P. De Barros (1990). Three-dimensional response of a cylindrical canyon in a layered half-space, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* **19**, 799-817.
- Nechtschein, S., P.-Y. Bard, J.-C. Gariel, J.-P. Mèneroud, P. Dervin, M. Cushing, C. Gaubert, S. Vidal, y A. M. Duval (1995). A topographic effect study in the Nice region, *Proc. of the Fifth Int. Conf. on Seismic Zonation II*, octubre 17-19, Niza, Ouest Editions Presses Academiques, 1067-1074.

- Owens, T. J., G. Zandt y S. R. Taylor (1984). Seismic evidence of an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic *P* waveforms, *J. Geophys. Res.* **89**, 7783-7795.
- Pech, A. (1996). Difracción de ondas elásticas por cavidades e inclusiones, tesis para obtener el grado de Ingeniero, Facultad de Ingeniería, UNAM, 63 pp.
- Pedersen, H., B. LeBlund, D. Hatzfeld, M. Campillo, y P.-Y. Bard (1994). Ground motion amplitude across ridges, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1786-1800.
- Phinney, R. A. (1964). Structure of the Earth's Crust from spectral behavior of long-period body waves, *J. Geophys. Res.* **69**, 2997-3017.
- Ramos, J. (1992). Simulación numérica de la respuesta sísmica de valles aluviales, tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias, Instituto de Geofísica, UNAM, 69 pp.
- Robinson, E. S. (1990). *Basic Physical Geology*, John Wiley & Sons., New York.
- Sánchez-Sesma, F. J. y M. Campillo (1991). Diffraction of *P*, *SV* and Rayleigh waves by topographical features: a boundary integral formulation, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 2234-2253.
- Sánchez-Sesma, F. J. y M. Campillo (1993). Topographic effects for incident *P*, *SV* and Rayleigh waves, in F. Lund (Editor), New horizons in strong motion: seismic studies and engineering practice, *Tectonophysics* **218**, 113-125.
- Steidl, J. H. (1993). Variation of site response estimates at the UCSB dense array of portable accelerometers, *Earthquake Spectra* **9**, 289-302.
- Theodulidis, N. y P.-Y. Bard (1996). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART1), *Soil Dyn. and Earthq. Engng.* en prensa.
- Trifunac, M. D. (1971). Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane *SH* waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **61**, 1939-1411.