

# Monitoreo sísmico en la zona geotérmica de Acapulco, Pue., México

*Javier Lermo<sup>1</sup>, Yanet Antayhua<sup>1</sup>, Isabel Bernal<sup>1</sup>, Saúl Venegas<sup>2</sup> y Jesús Arredondo<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México DF; <sup>2</sup>Comisión Federal de Electricidad. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Correo:

[jles@pumas.iingen.unam.mx](mailto:jles@pumas.iingen.unam.mx)

---

## Resumen

Se presentan los resultados de un proyecto de investigación para estudiar la actividad sísmica de la zona geotérmica de Acapulco, Puebla, México. Con este fin se recopiló información geológica y geofísica de la zona y se instaló durante cuatro meses (de agosto a noviembre de 2004) una red sísmica conformada por siete sismógrafos digitales. Se registraron 30 sismos regionales que fueron localizados por el Servicio Sismológico Nacional en la zona de subducción (14), en la zona de intraplaca (7), de tipo cortical del Eje Volcánico Transmexicano (6), y de tipo profundo en la zona de Veracruz y Chiapas (3). Aun cuando no se registraron sismos locales, probablemente por la corta duración del monitoreo o porque no hay zonas activas en estos momentos, se determinaron modelos de velocidad cerca de los manantiales de Los Azufres y Alcaparrosa utilizando arreglos lineales de estaciones sísmicas de banda ancha (SPAC) y los estratos identificados en el pozo exploratorio EAC-1 perforado por la Comisión Federal de Electricidad. Así mismo, usando los registros de sismos regionales se estimó el efecto de sitio en las seis estaciones sísmicas temporales, cuyas funciones de transferencia empíricas sirvieron para validar un modelo de velocidades propuesto para la periferia de la cuenca endorreica. Los modelos de velocidad propuestos tanto para la cuenca endorreica como fuera de ella mejoran interpretaciones realizadas previamente, ya que por un lado confirman que el modelo geoelectrico propuesto es adecuado para la zona y por otro proporcionan propiedades dinámicas para el modelo, como son las velocidades de propagación de las ondas P y S, densidades y amortiguamientos.

*Palabras clave:* Acapulco, monitoreo sísmico, modelo de velocidades.

## Seismic monitoring at the geothermal zone of Acapulco, Pue., Mexico

### Abstract

Results are presented of a research project to study seismic activity in the Acapulco geothermal zone, Puebla, Mexico. Geological and geophysical information was collected for the zone and a seismic network composed of seven digital seismographs was installed over four months (August-November 2004). Of the 30 regional earthquakes located by the National Seismological Service, 14 were at the subduction zone, 7 in the intra-plate zone, 6 of cortical type were in the Mexican Volcanic Belt, and 3 had deep origins in the Veracruz and Chiapas regions. Although there were no local earthquakes, probably due to the short monitoring span or lack of currently active zones, velocity models were defined near the springs of Los Azufres and Alcaparrosa, with lineal arrangements of wide-band seismic stations (SPAC) and strata identified in the exploratory well EAC-1, drilled by the Comisión Federal de Electricidad. By using the registers of regional earthquakes, the site-effects were estimated on the six temporary seismic stations, whose empirical transfer functions were used to validate a velocities model proposed for the endhoreic basin. The proposed velocity models, both for the endhoreic basin and outside it, enhance the previous interpretations. They confirm the geo-electrical model proposed for the zone is adequate and they provide dynamic conditions for the model, such as propagation velocities of the P and S waves and densities and attenuation.

*Keywords:* Acoculco, seismic model, velocity model.

---

## 1. Introducción

La Comisión Federal de Electricidad (CFE), a través de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, asignó un contrato al Instituto de Ingeniería de la UNAM para realizar un “Estudio de la actividad sísmica en la zona geotérmica de Acoculco, Pue.” Los objetivos de este estudio fueron: 1). Realizar el análisis e interpretación de los eventos sísmicos registrados durante un periodo de 120 días, así como su presentación gráfica y estadística; 2). Localizar los epicentros y focos de los eventos sísmicos detectados, analizando su distribución espacial y temporal, calcular sus magnitudes, determinar mecanismos de falla (simples y compuestos) y correlacionar la sismicidad con las estructuras geológicas locales y regionales.

Aun cuando hay certeza de que existe sismicidad cortical en esta región, como se muestra en la Figura 2, es importante mencionar que los cuatro meses de monitoreo sísmico continuo con siete instrumentos sismológicos de alta sensibilidad probablemente no fueron suficientes para obtener sismos locales o asociados al sistema hidrotermal del complejo volcánico. Sin embargo, con los datos de sismos regionales se pudo realizar lo siguiente: 1). Estimar modelos de velocidad para la zona, utilizando las funciones de transferencia empíricas que muestran el efecto de sitio de las primeras capas superficiales en cada una de las estaciones sísmicas, arreglos lineales de estaciones sísmicas de banda ancha (SPAC) y los estratos identificados en el pozo exploratorio EAC-1, perforado por la CFE; 2). Validar la interpretación realizada por la compañía GIGSA (2000) que muestran una posible *cuenca endorreica* alrededor del pozo exploratorio EAC-1.

Por otro lado, aun cuando el periodo de observación fue muy corto el hecho de no registrar ningún sismo local muestra que en esa zona probablemente no hay fallas activas por el momento.

## 2. Aspectos geológicos y geofísicos

La zona geotérmica de Acoculco está asociada con un complejo volcánico de domos riolíticos emplazados en una fractura anular de 18 km de diámetro (línea discontinua gruesa en la Figura 1), acompañado de un depósito de flujos de ceniza (Castillo y De la Cruz, 1986). Los emplazamientos dómicos ocurrieron en el Cuaternario Temprano (~1.4 Ma) alrededor de un centro andesítico-riolítico-dacítico de alto relieve. La fractura anular fue reactivada hace 0.24 Ma mediante inyecciones de material magmático de composición basáltica, responsable de la actual anomalía térmica que se observa en el pozo EAC-1 (Figura 1).

Una tectónica compresiva cretácica tardía produjo un ensamble de pliegues y fallas inversas orientadas en dirección NW-SE en la parte final del régimen compresivo. Posteriormente una fase extensional produjo fallas normales en la misma dirección, cortando la secuencia sedimentaria. Finalmente durante el Plioceno actuó el último evento tectónico regional, el cual produjo fallas normales NE-SW y fracturas que afectaron la totalidad de la secuencia. El emplazamiento del centro volcánico de Acoculco ocurrió en la intersección de ambos sistemas (NW-SE y NE-SW).

Las rocas en este centro volcánico son principalmente dacitas. El espesor total de los productos volcánicos medidos en el pozo EAC-1 es de 790 m seguido de una secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácica.

Estudios estructurales detallados muestran una fase de deformación en el Plioceno Tardío, relacionado con la intrusión magmática (López-Hernández y Castillo-Hernández, 1997). Una fractura anular de 18 km de diámetro controló la actividad volcánica en la sección oeste y generó un sistema de graben. No se observan deformaciones posteriores en esta área.

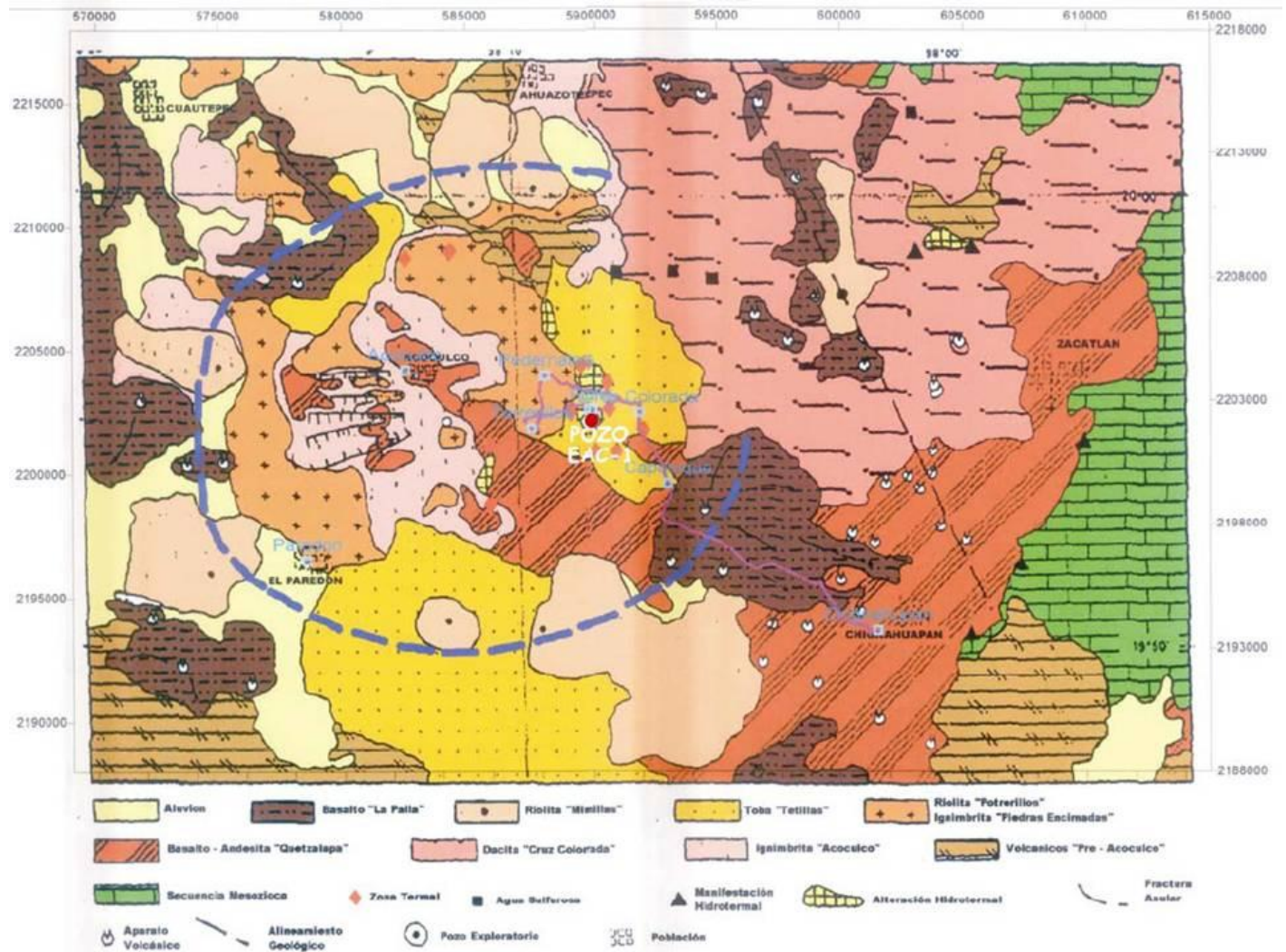


Fig. 1. Geología de la zona de estudio. El círculo rojo indica la localización del pozo EAC-1, y la línea gruesa azul discontinua indica los límites de la fractura anular. (Tomado de López-Hernández y Castillo-Hernández, 1997)

Por otro lado, un estudio geofísico de resistividad (GIGSA, 2000), realizado con la técnica del Transitorio Electromagnético (TEM) alrededor del pozo exploratorio EAC-1, muestra en lo general una clara zonificación de los materiales de alta conductividad, rodeada de áreas de mayor resistividad. En el mapa resistivo se muestra un modelo conceptual de una posible *cuenca endorreica*, con base en la distribución georesistiva que presentan los materiales. El comportamiento en perfil también indica la presencia de estructuras asociadas con diferentes eventos geológicos. Estos perfiles fueron interpretados con el apoyo de la columna litológica determinada por la CFE en el pozo EAC-1, lo que permitió identificar dos paquetes de diferente resistividad: uno de alta y otro de baja resistividad. El primero corresponde al material volcánico, con un espesor promedio de 800 m, y el segundo es un material asociado a las calizas con cierto grado de metamorfismo.

El sistema hidrotermal de Acoculco es conocido desde 1981. Polak *et al.* (1985) midieron relaciones altas de  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . La exploración geológica fue realizada por Castillo y De la Cruz (1986), quienes describen algunas zonas de alteración hidrotermal acompañadas de fuentes ácidas frías. Estructuras similares se han reportado en Filipinas, asociadas con zonas de alta temperatura geotérmica y que han sido llamadas “Kaipohans”. Estas emisiones de gas frío se localizan en la parte SE y alrededores del pozo EAC-1.

Desde 1976 la red sismo-telemétrica de la Ciudad de México (SISMEX) ha registrado sismos provenientes de esta región, pudiendo asignarle una localización a 63 sismos que se muestran en la Figura 2, cuyas magnitudes de coda se encuentran entre 0.8 y 4.4 y con profundidad entre 0.2 y 15.4 km. Aun cuando estos sismos presentan en forma general un error cuadrático medio (RMS) significativo, por la poca cobertura de estaciones sismológicas con que fueron estimadas (Lermo *et al.*, 2001), muestran dos concentraciones notables. La primera zona se activó durante el mes de mayo de 1986 cerca de la laguna de San Antonio de Atocha, y la segunda durante febrero de 1992 en la semi-fosa de Apan.

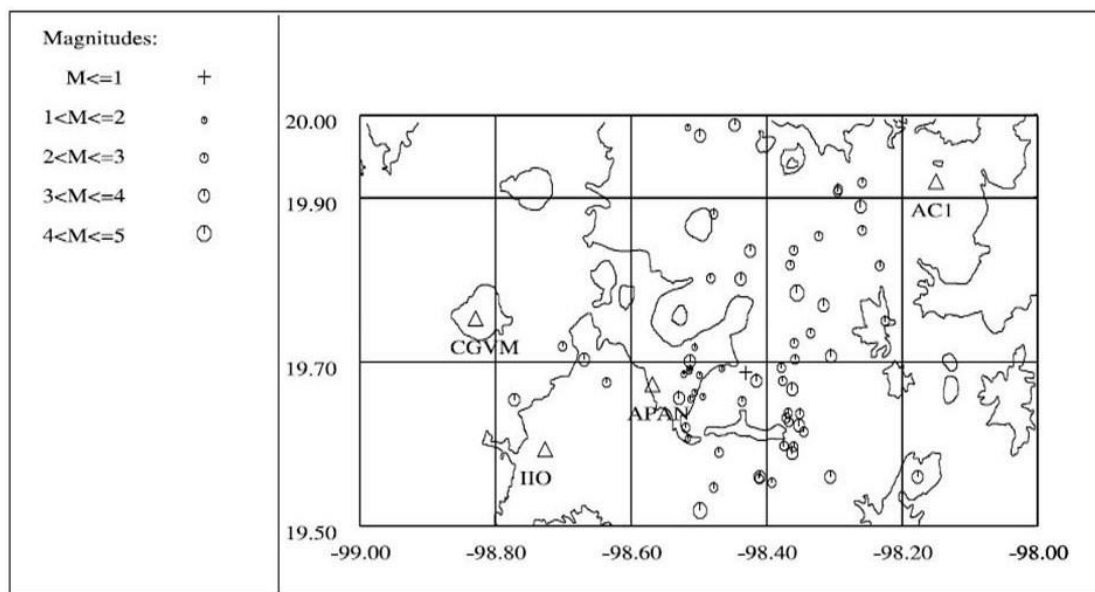


Fig. 2. Distribución espacial de la sismicidad de la actividad sísmica en la región de Apan. Círculos abiertos, eventos sísmicos. Líneas delgadas, curvas de nivel (2500 msnm). Triángulos abiertos, estaciones sismológicas y AC1 ubicación del pozo geotérmico exploratorio de Acoculco.

En la Figura 2 también se muestra con el símbolo AC1 la zona donde aproximadamente se perforó el primer pozo exploratorio de esta zona geotérmica de Acoculco, así como dos estaciones sismológicas permanentes de redes sísmicas nacionales: IIO (estación perteneciente al Sistema de Información Sismo-telemétrico de México, SISMEX) y CGVM (estación perteneciente a la Red del Valle de México, RVM).

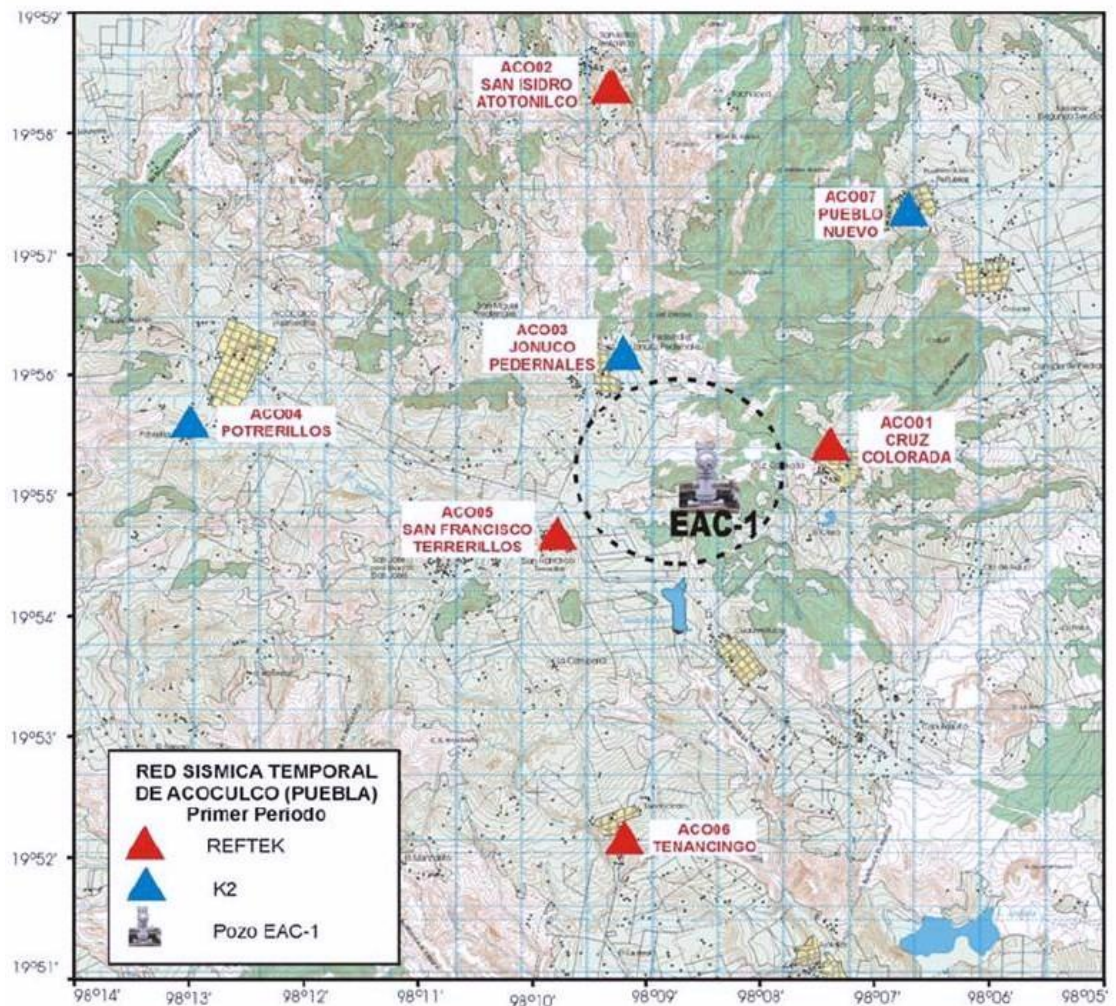
### 3. Análisis de la actividad sísmica

En la Figura 3 se muestra la distribución espacial de las siete estaciones sismológicas instaladas dentro del complejo volcánico de Acoculco (triángulos rojos y azules), así como la ubicación del pozo exploratorio EAC-1 como referencia. La distribución de las estaciones trató de cubrir la fractura anular de la caldera de Acoculco estimada con datos geológicos y geofísicos, así como la cuenca endorreica propuesta por GIGSA (2000).

Cada estación estuvo constituida por un registrador digital de 24 bits (marca Reftek o Kinematics) acoplado a tres sismómetros de banda ancha o a tres acelerómetros (marcas Guralp o Episensor). Los equipos también contaron con un sistema de tiempo controlado por un GPS de alta resolución. Su sistema de alimentación fue a base de baterías de 12 volts acopladas a celdas solares para mantener su carga.

Después de realizar la selección de las señales y los cambios de formato necesarios para ser visualizados en el programa SEISAN (Havskov, 1997), se procedió a buscar sismos de origen tectónico o volcánico logrando visualizar más de 50 sismos tectónicos, de los cuales ninguno fue local o que se haya originado en fallas locales dentro o cerca de este complejo volcánico. Sin embargo, se pudieron registrar sismos corticales originados en el Eje Volcánico Transmexicano, como el mostrado en la Figura 4 que fue localizado en el estado de Tlaxcala (Evento 13, Tabla 1), así como de subducción e intraplaca provenientes de Oaxaca y Guerrero, como el mostrado en la Figura 5 (Evento 20, Tabla 1). También se pudieron registrar algunos sismos profundos originados en la zona de Veracruz y Chiapas, como el Evento 27 (Tabla 1). Como se puede notar en las figuras mencionadas, los sismogramas de velocidad de banda ancha (SB), registrados en sus tres componentes en tres o dos estaciones sísmicas (ACO1, ACO4 y ACO2): este-oeste (E), norte-sur (N) y vertical (Z), presentan características diferentes en cuanto a su primer arribo, frecuencia y amplitud del paquete de las ondas P y S, etc., por tener diferentes orígenes (corticales, de subducción, intraplaca y profundos).

*Fig. 3. Distribución espacial de la red sísmica temporal de la zona geotérmica de Aocolulco. Los triángulos rojos y azules indican la ubicación de las estaciones sísmicas y el color el tipo de equipo instalado. Con línea oscura discontinua se muestran los límites aproximados de la cuenca endorreica.*



Se seleccionaron 30 de esos sismos que fueron localizados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), cuyos parámetros hipocentrales se muestran en la Tabla 1: Número de sismo (#), día juliano (djul), fecha (día, mes y año), tiempo origen (hora, minuto y segundo local), magnitud de energía (Me), ubicación del epicentro (latitud, longitud), profundidad del hipocentro (Prof) en kilómetros, la zona donde se localizó y las estaciones que la registraron. De los 30 sismos seleccionados, 14 fueron originados en la zona de subducción, 7 en la zona de intraplaca, 6 fueron corticales y 3 fueron de origen profundo.

Las señales registradas en seis de las siete estaciones sismológicas se utilizaron para estimar el efecto de sitio en cada una de ellas (funciones de transferencia empíricas). Se puede observar en la Tabla 1 que la estación E7 (ACO07), localizada en la localidad de Pueblo Nuevo, no registró ningún sismo por tener haber presentado problemas con el equipo sismológico.

#	djul	Fecha d/m/a	Hora h:m:s	Mag Me	Lat N	Long O	Prof Km	Zona	E1	E2	E3	E4	E5	E6
1	226	13/08/04	09:31:22	3.9	18.05	-98.79	63	Puebla-Morelos	X					X
2	231	18/08/04	09:03:10	5.7	16.33	-95.14	66	Oaxaca	X		X	X		X
3	244	31/08/04	07:54:03	3.7	19.50	-97.42	16	Tlaxcala	X					
4	250	06/09/04	14:28:35	4.4	15.73	-97.54	13	Costa Oaxaca	X					
5	252	08/09/04	18:43:18	4.2	17.39	-95.01	107	Ver-Oax	X					
6	261	17/09/04	02:13:34	4.0	15.93	-98.14	9	Costa Oaxaca	X	X		X		
7	262	18/09/04	19:37:55	3.9	16.16	-97.94	7	Oaxaca	X	X		X		
8	269	25/09/04	19:19:22	3.7	18.80	-99.04	56	Taxco-Iguala	X	X		X		
9	272	28/09/04	08:47:07	4.5	16.65	-99.07	16	Costa Guerrero	X	X		X		
10	273	29/09/04	08:14:52	4.1	17.17	-100.50	6	Guerrero	X	X		X		
11	275	01/10/04	19:42:02	4.5	17.74	-95.17	129	Ver-Oax	X	X		X		
12	281	07/10/04	14:55:25	4.2	20.67	-103.49	5	Jalisco	X	X		X		
13	282	08/10/04	03:06:25	3.3	19.32	-98.94	2	Tlaxcala	X	X		X		
14	282	08/10/04	03:07:47	2.5	19.64	-99.18	20	DDF-norte	X	X		X		
15	282	08/10/04	03:08:05	2.6	19.64	-99.18	20	DDF-norte	X	X		X		
16	282	08/10/04	07:08:58	2.8	19.64	-99.18	20	DDF-norte	X	X		X		
17	288	14/10/04	17:36:11	4.4	16.74	-99.69	10	Costa Guerrero	X	X		X		
18	291	17/10/04	05:34:23	4.3	17.23	-100.25	25	Guerrero	X	X		X		
19	302	28/10/04	19:22:33	4.7	15.93	-99.27	10	Costa Guerrero	X		X		X	
20	302	28/10/04	20:30:02	4.6	18.34	-99.74	51	Taxco-Iguala	X		X		X	
21	307	02/11/04	06:00:06	4.5	16.47	-95.86	62	Oaxaca	X		X		X	
22	311	06/11/04	05:45:40	4.1	15.88	-99.88	16	Costa Guerrero	X		X		X	
23	314	09/11/04	00:43:59	4.2	18.16	-100.22	56	Alto Rio Balsas			X		X	
24	317	12/11/04	08:25:08	4.4	15.98	-96.06	54	Costa Oaxaca			X		X	
25	320	15/11/04	00:25:01	4.2	15.04	-98.58	5	Costa Gue-Oax			X		X	
26	320	15/11/04	00:31:10	4.5	15.97	-98.73	16	Costa Oaxca			X		X	
27	320	15/11/04	02:10:23	4.6	16.09	-98.89	99	Chiapas			X		X	
28	320	15/11/04	02:38:39	5.1	15.98	-98.72	25	Costa Oaxaca			X		X	
29	320	15/11/04	02:51:21	4.5	15.74	-98.51	16	Costa Oaxaca			X		X	
30	320	15/11/04	03:48:29	4.4	16.14	-98.73	21	Costa Gue-Oax			X		X	

Tabla 1. Parámetros hipocentrales de los sismos registrados en la zona geotérmica de Acoculco. Número de sismo (#), día juliano (djul), fecha (día, mes y año), tiempo origen (hora, minuto y segundo), magnitud de energía (Me), ubicación del epicentro (latitud, longitud), profundidad del hipocentro (Prof) en kilómetros, la zona donde se localizó y las estaciones que la registraron (E1, E2, E3, E4, E5 y E6).

Una de las técnicas introducida recientemente para estimar efectos de sitio usando registros de sismos y microtemores es la razón espectral entre las componentes horizontales y la vertical de un mismo registro (técnica de Nakamura), propuesta originalmente por Nakamura (1989) para interpretar mediciones de microtemores. Lermo y Chávez-García (1993, 1994 a, b), quienes comparan resultados de microtemores y sismos contra razón espectral estándar de registros de temblores, concluyen que los microtemores o registros de movimientos débiles (sismos pequeños y moderados), cuando son analizados con la técnica de Nakamura, permiten la determinación con buena precisión del periodo dominante ( $T_0$ ) de sedimentos sujetos a amplificación dinámica en un intervalo de frecuencias entre 0.3 y 10 Hz, junto con una estimación preliminar del nivel de amplificación ( $A_r$ ).

En las Figuras 6 y 7 se presentan los resultados obtenidos al aplicar la técnica de Nakamura para las seis estaciones sísmicas que registraron sismos regionales. Se presenta una gráfica promedio para las dos componentes horizontales (E-W y N-S). En cada figura, la línea continua indica la función de transferencia empírica (FTE) promedio obtenida para la componente horizontal promedio de movimiento. Las líneas discontinuas muestran los valores obtenidos para la media más o menos una desviación estándar. Se trata pues de una medida de la dispersión observada entre los diferentes registros de sismos para cada componente y estación.

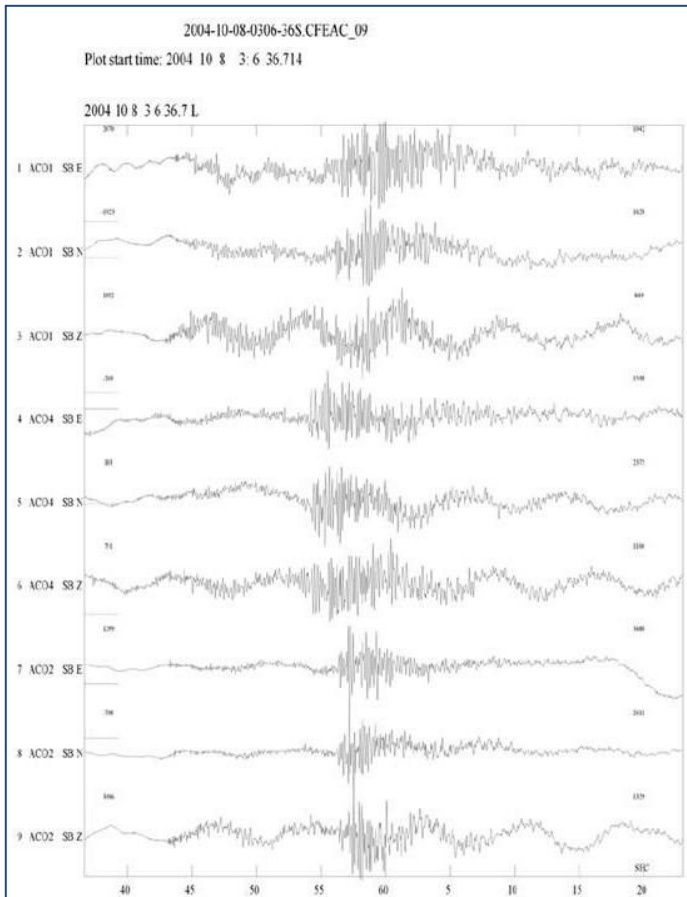


Fig. 4. Sismogramas de las tres componentes (dos horizontales y una vertical), registrados en tres estaciones temporales de la red sísmica de Acoculco, del temblor cortical localizado en el estado de Tlaxcala (Evento 13, Tabla 1).

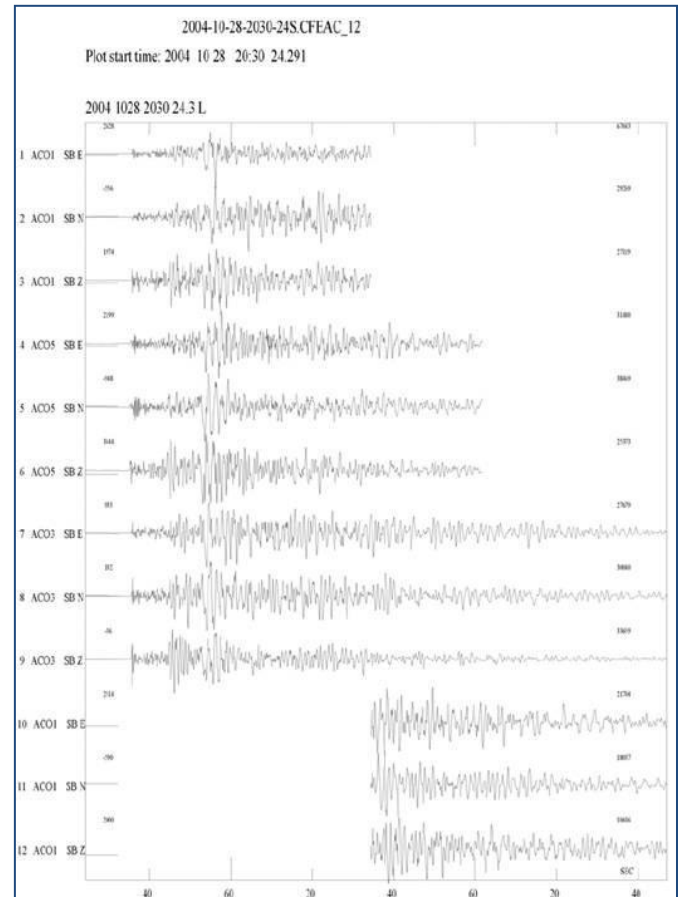


Fig. 5. Sismogramas de las tres componentes (dos horizontales y una vertical), registrados en tres estaciones temporales de la red sísmica de Acoculco, del temblor intraplaca localizado cerca de Taxco (Evento 20, Tabla 1).

Por ejemplo para la estación Cruz Colorada (ACO01) la FTE en sus dos componentes horizontales muestra un máximo espectral en la banda de 0.6 a 0.8 Hz, cuya amplificación relativa es de aproximadamente tres veces. Para las otras dos estaciones sísmicas (Atotonilco, ACO02 y Pedernales, ACO03), sus máximos espectrales (para las dos componentes horizontales) también muestran aproximadamente el mismo rango de frecuencias (0.6 a 0.9 Hz) que la estación de Cruz Colorada. Mientras que las FTE para las otras tres estaciones sismológicas de la red sísmica de Acoculco, Potrerillos (ACO04), Terrerillos (ACO05) y Tenancingo (CO06), graficados en la Figura 7, presentan máximos espectrales diferentes entre sí. Por ejemplo, en la estación de Potrerillos este máximo se presenta aproximadamente entre 0.5 a 0.9 Hz, en Terrerillos alrededor de los 0.6 Hz, y en la estación de Tenancingo tiene máximos en 0.4 y 0.6 Hz.

Por otro lado, cabe aclarar que los máximos espectrales mencionados representan precisamente el efecto de sitio de la zona donde se encuentra la estación sísmica, la cual puede estar asociada al paquete litológico más superficial o más profundo. En este caso, probablemente se refieran al paquete volcánico o a la caliza metamorfozada, si se toma como referencia la estratigrafía del pozo EAC-1. Para tener una estimación preliminar de la respuesta dinámica de estos paquetes y su variación espacial, en primer lugar se asignaron valores de velocidad para ondas P y S a las rocas cortadas por el pozo EAC-1, utilizando arreglos lineales de estaciones sísmicas cerca del pozo. Luego, al modelo cortical estimado para esta zona se le calculó una función de transferencia teórica (FTT) utilizando el método Haskell, la cual se comparó con las seis funciones de transferencia empíricas que se acaban de estimar.

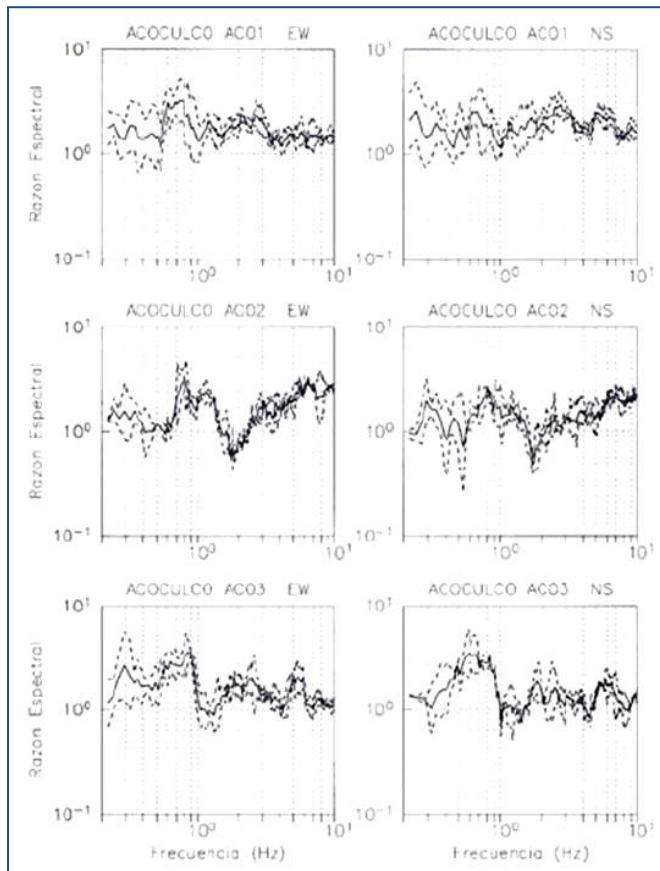


Fig. 6. Funciones de transferencia empíricas (FTE) obtenidas para cada una de las componentes horizontales (E-W y N-S) en las estaciones sísmicas ACO01, ACO02 y ACO03. La línea continua indica el promedio, mientras que las líneas discontinuas indican las curvas de media más o menos una desviación estándar.

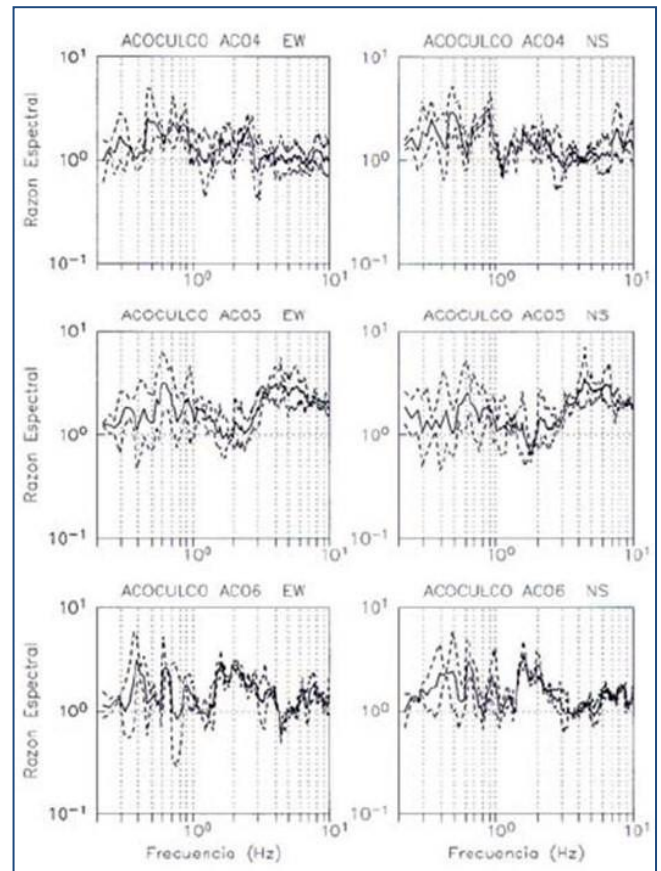


Fig. 7. Funciones de transferencia empíricas (FTE) obtenidas para cada una de las componentes horizontales (E-W y N-S) en las estaciones sísmicas ACO04, ACO05 y ACO06. La línea continua indica el promedio, mientras que las líneas discontinuas indican las curvas de media más o menos una desviación estándar.

#### 4. Correlación espacial entre estaciones sísmicas (SPAC)

Para cumplir con el objetivo de estimar la estructura de velocidades en la zona de la cuenca endorreica se realizaron dos experimentos que consistieron en el registro de microtemores con arreglos de estaciones sísmicas distribuidos linealmente, para analizar la variación de los mismos y estudiar la relación del coeficiente de correlación en función de la distancia entre estaciones, y a partir de ellos encontrar curvas de dispersión calculada (velocidades de fase). El primer arreglo lineal con dirección N-S se realizó cerca del



manantial Los Azufres, sobre el pozo EAC-1. El segundo arreglo se realizó cerca del manantial Alcaparrosa, en la zona de mayor conductividad según los estudios de GIGSA (2000).

Los experimentos de campo de este trabajo fueron diseñados a partir de metodologías utilizadas en trabajos previos realizados para diferentes zonas como son: los realizados por Ferrazini y Aki (1991) para el Volcán de Hawai, Lazcano y Rodríguez (1999) para el valle de Parkway (Nueva Zelanda), Flores-Estrella y Aguirre-González (2003) para el Valle del Distrito Federal (México), los de Flores-Estrella (2004) y otros.

#### 4.1. Consideraciones teóricas

El método SPAC (*Spatial Autocorrelation Method*) considera el procedimiento original desarrollo por Aki (1957) y que fuera implementado por Ferrazzini y Aki (1991) para determinar las propiedades físicas del suelo a partir de las principales características de las ondas producidas por la vibración ambiental o microtemores (contienen principalmente ondas Rayleigh). Este método ha sido utilizado por diferentes autores (Ferrazzini y Aki, 1991; Lazcano y Rodríguez, 1999; Flores-Estrella y Aguirre-González, 2003; y Flores-Estrella, 2004) para conocer la estructura del suelo a partir de las curvas de dispersión y las velocidades de fase de las ondas Rayleigh para diferentes rangos de frecuencias. En general, el método SPAC utiliza un arreglo instrumental de tipo circular o semicircular a fin de obtener una función de correlación promediada azimutalmente para eliminar el ángulo desconocido entre la estación central y la orientación de las estaciones equidistantes (Lazcano y Rodríguez, 1999).

El método supone que los registros de microtemores obtenidos con un arreglo de estaciones equidistantes y sincronizadas, son estacionarios en tiempo y espacio. Por tanto, desde un punto de vista hipotético la función de correlación en espacio para una distancia  $r$  puede expresarse como:

$$\Phi(r, \varphi) = \langle u(x, y, t)u(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi, t) \rangle \quad (1)$$

Donde:  $\langle \rangle$  representa el promedio sobre el tiempo,  
 $u$  señal,  
 $r$  distancia entre las dos estaciones,  
 $\varphi$  azimut,  
 $t$  tiempo.

Aki (1957) demostró que en el caso de una onda escalar con velocidad de fase  $c(w)$ , la función de autocorrelación promediada azimutalmente  $\phi(r)$  del campo de onda está relacionado con el espectro de potencia temporal  $\Phi$ . Para definir los coeficientes de autocorrelación normalizados con el coeficiente de los registros de microtemores a una distancia  $r$  y para  $r=0$ , se tiene:

$$\rho(r, \varphi, w_0) = \frac{\phi(r, \varphi, w_0)}{\phi(0, \varphi, w_0)} \quad (2)$$

Para la componente vertical, Aki (1957) demuestra que el promedio azimutal puede escribirse como:

$$\rho(r) = J_0\left(\frac{w}{c(w)}r\right) \quad (3)$$

Esta ecuación muestra la relación funcional entre los coeficientes de correlación  $\rho(r)$  promediados azimutalmente para una distancia ( $r$ ) fija y para varios rangos de frecuencias ( $w$ ) y la función de Bessel  $J_0$  (.) cuyo argumento depende de la frecuencia ( $w$ ), velocidad de fase  $c(w)$  y la de distancia ( $r$ ) fija.

El principio básico del método SPAC es considerar la propiedad de que la *“función de correlación entre los registros del ruido entre estaciones equidistantes y promediada espacialmente, para el caso de la componente vertical tiene la forma de una función de Bessel de orden cero de primera clase”*, a partir de la cual se obtiene la curva de dispersión.

Para la aplicación de este método es necesario considerar que los microtemores contengan frecuencias dentro de un intervalo de 0.01 a 30 Hz y que en ellas parte de la energía se transmite en forma de ondas Rayleigh, cuyos modos y velocidades de propagación pueden ser estimados y medidos con arreglos instrumentales. Esta característica permite obtener información sobre los parámetros elásticos del suelo dependiendo de la distancia entre estaciones. Las características del medio pueden llegar a diferentes profundidades, ya que esto básicamente depende de la impedancia acústica.

## 4.2. Arreglos instrumentales

Los instrumentos que se utilizaron fueron sismógrafos digitales triaxiales de banda ancha (registrator REFTEK de 24 bits conectado a un sismómetro triaxial Guralp, con periodo natural de 30.86 segundos). Los sismómetros fueron ubicados dentro de excavaciones de aproximadamente 40 a 50 cm de profundidad sobre losetas para facilitar su nivelación y posteriormente fueron enterrados para aislarlos del efecto de la temperatura y del viento. Además en cada punto los sensores se estabilizaron durante 10 minutos, después de los cuales se comenzó a registrar durante tres horas, divididas en archivos de 300 segundos a 100 muestras por segundo.

### - Arreglo 1

El arreglo 1 se realizó el 26 de Octubre de 2004 considerando sub-arreglos cuya distancia entre estaciones fue de 25, 50, 100 y 200 m como se muestra en la Figura 8, mismos que se distribuyen con una orientación N-S a fin de estudiar la relación del coeficiente de correlación a diferentes distancias. Cada sub-arreglo fue conformado por tres estaciones, considerando a la estación de en medio como la estación base.

### - Arreglo 2

El 21 de noviembre se realizó el segundo experimento para determinar las velocidades superficiales de propagación de ondas sísmicas en la otra zona propuesta, cerca del manantial Alcaparrosa. En esta zona se realizaron los mismos sub-arreglos, con una pequeña variación en cuanto a la separación de las estaciones sismológicas cuyos espaciamientos fueron de 25, 50, 75 y 150 metros, con una orientación N 45° W (Figura 9). Esto se debió a que no pudo conseguirse una zona plana y sin vegetación de dimensiones mayores a los 300 m.

En este arreglo también se utilizaron los mismos tres sismógrafos de 24 bits de sensibilidad que registran de forma continua, y que se encuentran acoplados con tres sismómetros Guralp de banda ancha.

## 4.3. Procesado de datos

Para el análisis de los registros, de cada sub-arreglo de tres estaciones, se tomaron ventanas de 60 segundos sincronizadas en las tres estaciones del sub-arreglo. Enseguida se filtraron las señales en un ancho de banda de 0.03 a 1.0 Hz, usando para esto un filtro Butter-Worth de cuatro polos y pasándolo dos veces.

Luego, se calcularon los coeficientes de correlación de la forma:

$$\rho(r, \varphi, w_0) = \frac{\phi(r, \varphi, w_0)}{\phi(0, \varphi, w_0)}$$

Donde  $\phi(0, \varphi, w_0)$  es la señal de la estación base y  $\phi(r, \varphi, w_0)$  es la señal de la estación localizada a una cierta distancia respecto a la estación base.

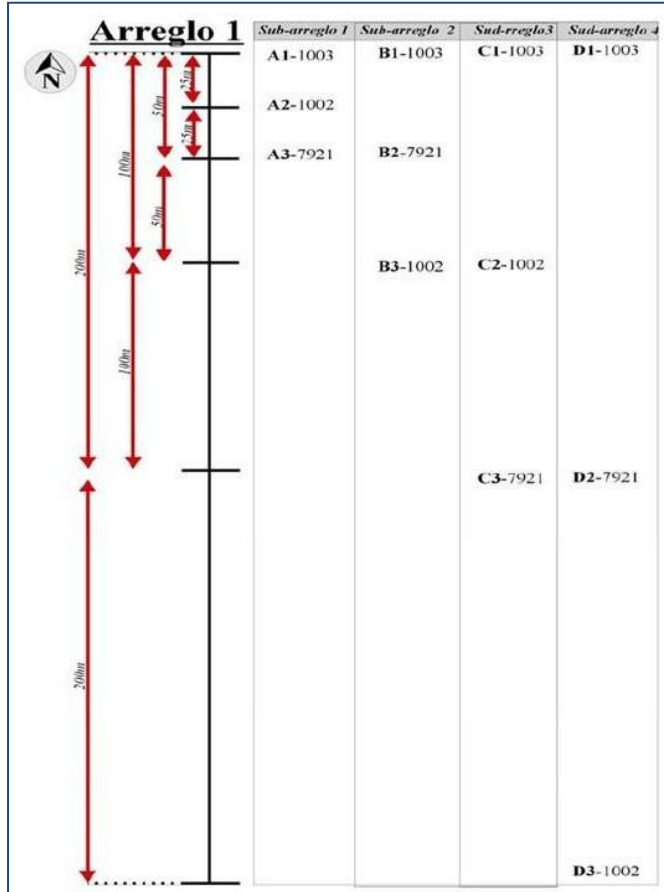


Fig. 8. Esquema de los sub-arreglos de estaciones en el Arreglo 1. A1-A3, B1-B3, C1-C3 y D1-D3 son el primero, segundo, tercero y cuarto sub-arreglo, cuyas distancias entre estaciones son de 25, 50, 100 y 200 m, respectivamente.

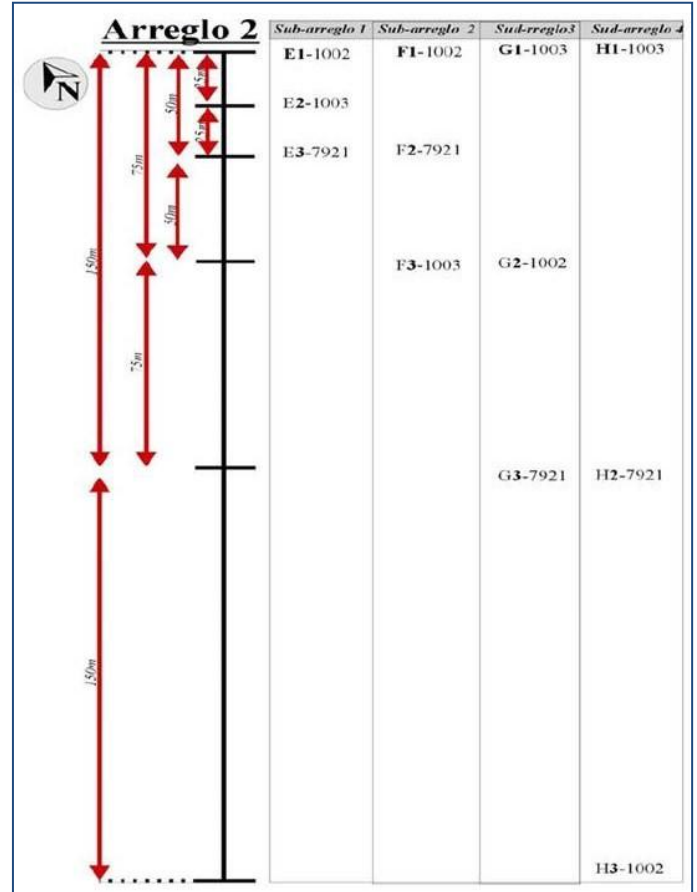


Fig. 9. Esquema de los sub-arreglos de estaciones en el Arreglo 2. E1-E3, F1-F3, G1-G3 y H1-H3 son el primero, segundo, tercero y cuarto sub-arreglo, cuyas distancias entre estaciones son de 25, 50, 75 y 150 m, respectivamente.

Nuevamente se leyeron los datos originales, se pasaron por el filtro Butter-Worth habiendo cambiado el ancho de banda, mediante un incremento de 0.25 Hz, a las frecuencias de corte a  $F_i = 0.03 + 0.25 = 0.28$  y  $F_f = 1.0 + 0.25 = 1.25$  ( $F_i$ , frecuencia inicial;  $F_f$ , frecuencia final), y de nuevo se calcularon las correlaciones. Este procedimiento se hizo para los diferentes sub-arreglos. Los valores obtenidos se promediaron para tener una primera estimación de la correlación promediada azimutalmente  $\rho(r, w_0)$ .

En las Figuras 10 y 11 se muestran las curvas de correlación para tres sub-arreglos en cada uno de los dos arreglos, respectivamente. Cabe mencionar que para el Arreglo 1 no se consideró el sub-arreglo C y para el Arreglo 2 no se tomó en cuenta el sub-arreglo H, por la mala calidad de los registros.

Una de las ventajas que presenta el método SPAC es que realiza la búsqueda de valores del coeficiente de correlación similares a la Función de Bessel de orden cero y de primera clase, y sólo considera estos valores para estimar la velocidad de fase, por lo que no es indispensable que el coeficiente de correlación tenga

valores cercanos a 1.0 hacia bajas frecuencias, ni tampoco se debe hacer una selección previa de los coeficientes de correlación.

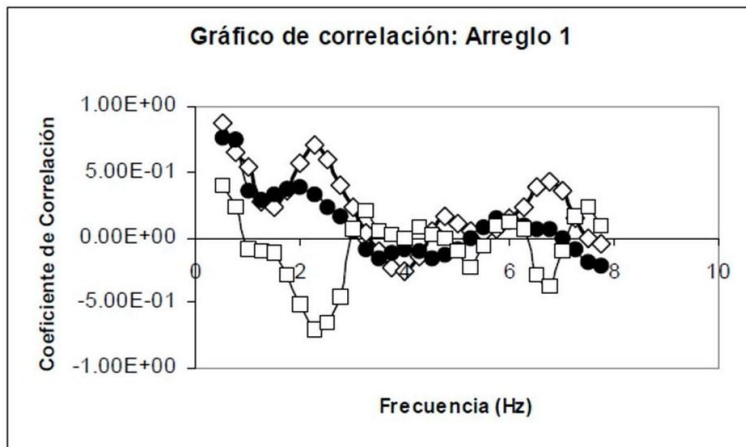


Fig. 10. Curvas de correlación para el Arreglo 1. Los rombos representan al sub-arreglo A, los círculos oscuros al sub-arreglo B y los cuadrados al sub-arreglo D.

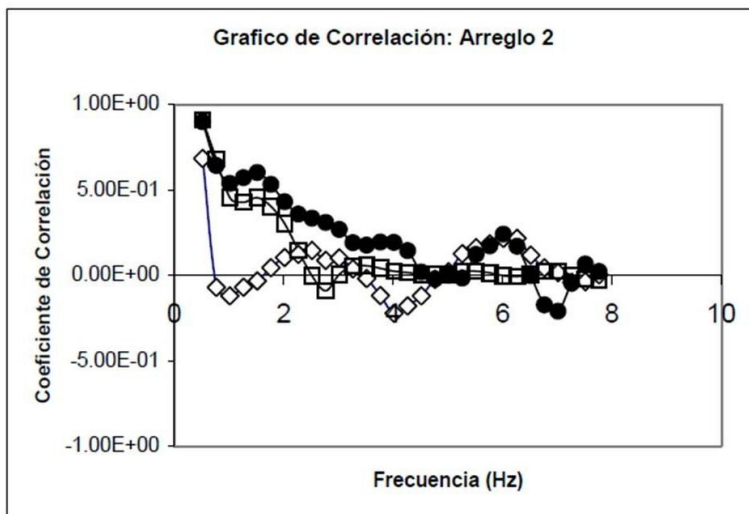


Fig. 11. Curvas de correlación para el Arreglo 2. Los rombos representan al sub-arreglo E, los círculos oscuros al sub-arreglo F y los cuadrados al sub-arreglo G.

calculados para este tipo de formaciones (Bollinger, 1980).

Después de generar nuevas curvas de dispersión teóricas y compararlas con la estimada en el Arreglo 1, y tomando en cuenta la relación de Poisson  $VP = (3)^{1/2} VS$  para el cálculo de las velocidades, se obtuvo un nuevo modelo (parte media de la Tabla 4), el cual generó una curva de dispersión teórica que al sobreponerla a la curva de dispersión estimada en el Arreglo 1, dio un ajuste adecuado, como se puede observar en la Figura 13 (parte superior).

La Figura 13 muestra la curva de dispersión teórica con triángulos oscuros y la curva de dispersión estimada con círculos oscuros. También se pueden observar dos líneas rectas que representan los abanicos de confiabilidad para los datos obtenidos del arreglo instrumental de 50 m (Arreglo 1). Los límites superior e

Los coeficientes de correlación para los sub-arreglos de 50 m (círculos oscuros graficados en las figuras 10 y 11) tienen una aparente similitud en cuanto a su forma a la curva de la Función de Bessel de orden cero.

De la relación funcional entre los coeficientes de correlación promediados azimutalmente para una distancia  $r = 50$  m en varias frecuencias  $w$  y la función de Bessel (ecuación 3), se obtuvo la velocidad de fase  $c(w)$  o curvas de dispersión calculadas como función de la frecuencia (Tablas 2 y 3; Figura 12), para lo cual se utilizó un algoritmo desarrollado en MATLAB.

#### 4.4. Estimación de modelos de velocidad

A fin de obtener el modelo de velocidad para la zona de estudio, se utilizó el algoritmo de Herrman (2002) para obtener curvas de dispersión teóricas, mismas que fueron comparadas con las curvas de dispersión calculadas en los dos arreglos.

Para generar la primera curva de dispersión teórica se utilizaron como datos de entrada los parámetros mostrados en la parte superior de la Tabla 4, cuyos espesores fueron tomados directamente de la columna litológica definida por la CFE en el pozo EAC-1, mientras que los valores de velocidad para las ondas P y S, así como las densidades y velocidades se estimaron tomando en cuenta el tipo de roca descrita en el pozo EAC-1 y valores típicos

inferior del abanico de confiabilidad están dados por:  $L_s = r \cdot 10 \cdot f$  y  $L_i = r \cdot 2 \cdot f$ , donde  $r$  es la distancia entre instrumentos y  $f$  es la frecuencia.

Tabla 2. Frecuencia vs velocidad de fase, calculadas para el sub-arreglo 2 (B1-B3) del Arreglo 1.

Sub-arreglo B			
Frecuencia (Hz)	Veloc. de Fase (m/s)	Frecuencia (Hz)	Veloc. de Fase (m/s)
0.765	528.5	4.015	160.4
1.015	411.6	4.265	149.8
1.265	334.6	4.515	139.2
1.515	282.9	4.765	127.6
1.765	257.6	5.015	115.8
2.015	245.5	5.265	107.0
2.265	232.0	5.515	103.7
2.515	224.9	5.765	101.0
2.765	220.2	6.015	98.0
3.015	209.6	6.265	94.8
3.265	192.2	6.515	94.2
3.515	176.2	6.765	94.7
3.765	166.3	7.015	95.3

Tabla 3. Frecuencia vs velocidad de fase, calculadas para el sub-arreglo 2 (F1-F3) del Arreglo 2.

Sub-arreglo B			
Frecuencia (Hz)	Veloc. de Fase (m/s)	Frecuencia (Hz)	Veloc. de Fase (m/s)
0.765	528.5	4.015	160.4
1.015	411.6	4.265	149.8
1.265	334.6	4.515	139.2
1.515	282.9	4.765	127.6
1.765	257.6	5.015	115.8
2.015	245.5	5.265	107.0
2.265	232.0	5.515	103.7
2.515	224.9	5.765	101.0
2.765	220.2	6.015	98.0
3.015	209.6	6.265	94.8
3.265	192.2	6.515	94.2
3.515	176.2	6.765	94.7
3.765	166.3	7.015	95.3

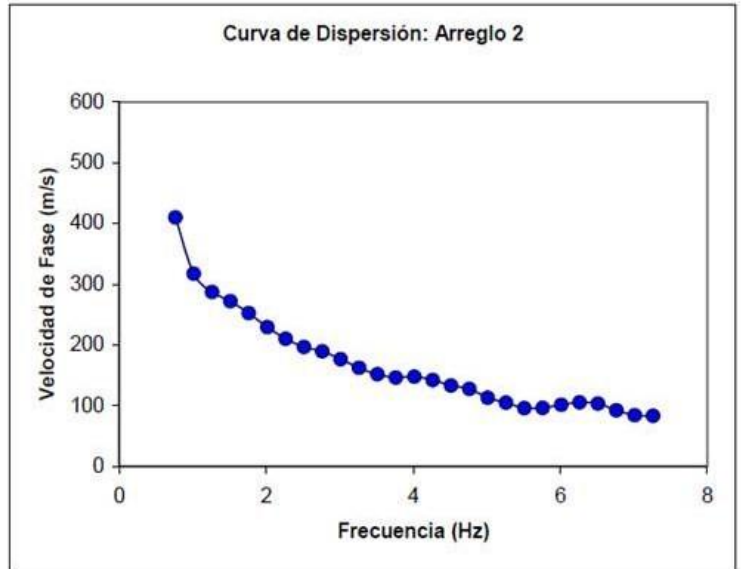
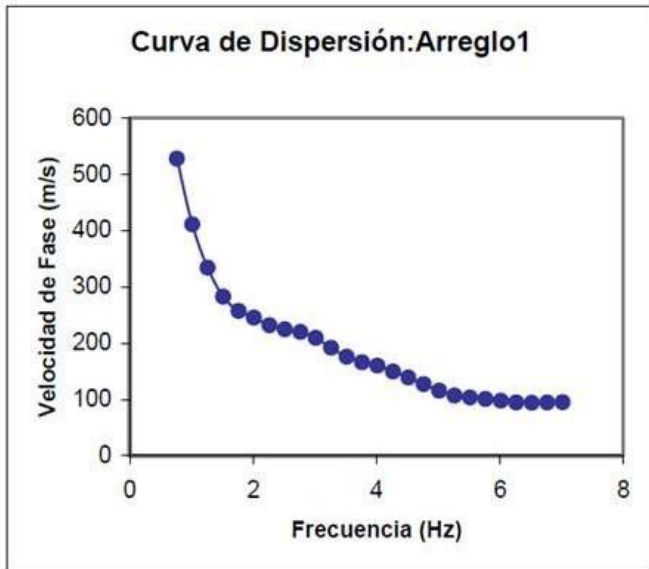


Fig. 12. Izquierda: Curvas de dispersión calculadas para el sub-arreglo B1-B3 (Arreglo 1), a la izquierda, y para el sub-arreglo F1-F3 (Arreglo 2), a la derecha.

Se observa en la parte superior de la Figura 13 que las curvas dentro del intervalo de confianza se traslapan, lo que indica que el modelo de velocidad utilizado para la obtención de curva teórica (Tabla 4, parte media) es el adecuado para la zona de estudio.

H (m)	VP (m/s)	VS (m/s)	RHO (gr/cc)	QP	QS
60	1630	804	2.0	675	300
200	2500	1263	2.0	562	250
520	3100	1500	2.2	675	300
870	4500	2153	2.2	675	300
0	5600	3000	2.5	5.00E+03	5.00E+03

H (m)	VP (m/s)	VS (m/s)	RHO (gr/cc)	QP	QS
60	410	236.9	2.0	675	300
200	762	440.4	2.1	562	250
520	3000	1734.1	2.3	675	300
870	4000	2312.1	2.65	675	300
0	6000	3468.2	2.7	5.00E+03	5.00E+03

H (m)	VP (m/s)	VS (m/s)	RHO (gr/cc)	QP	QS
70	410	236.9	2.0	675	300
200	762	440.4	2.1	562	250
510	3000	1734.1	2.3	675	300
860	4000	2312.1	2.65	675	300
0	6000	3468.2	2.7	5.00E+03	5.00E+03

Tabla 4. Modelos de velocidad utilizados para obtener la curva de dispersión teórica. Arriba: modelo inicial. Parte media: modelo final para el Arreglo 1. Parte inferior: modelo final para el Arreglo 2. H: espesor, VP: velocidad de la onda P, VS: velocidad de la onda S, RHO: densidad de las capas, QP-QS: amortiguamientos.

Para el Arreglo 2 se siguió el mismo procedimiento, pero como modelo inicial se utilizaron los valores del modelo final obtenido en el Arreglo 1 (parte media de la Tabla 4). Dado que la zona del Arreglo 2 se encuentra a pocos kilómetros del Arreglo 1, a este modelo inicial sólo se le variaron los espesores de los estratos y se obtuvo así el modelo que se presenta en la parte inferior de la misma Tabla 4. La curva de dispersión teórica encontrada se muestra igualmente en la Figura 13 (parte inferior), donde se observa que tanto la curva teórica como la estimada se traslapan en su totalidad dentro del rango de confiabilidad, lo que sugiere nuevamente que el modelo de velocidad encontrado (Tabla 4, parte inferior) es el adecuado para la segunda zona, cercana al manantial Alcaparrosa.

#### 4.5. Estimación de funciones de transferencia teóricas

Con objeto de comparar las funciones de transferencia empíricas (FTE) obtenidas para cada una de las seis estaciones sismológicas, con las funciones de transferencia teóricas (FTT) para los dos modelos de velocidad encontrados en los Arreglos 1 y 2 (Tabla 4, partes media e inferior), se calculó la respuesta teórica en superficie para un modelo unidimensional de capas planas ante incidencia vertical de ondas SH, que incluyó los valores de velocidad de las ondas-S y los espesores encontrados en los dos modelos. Para ello se utilizó el conocido método de Haskell (Haskell, 1964).

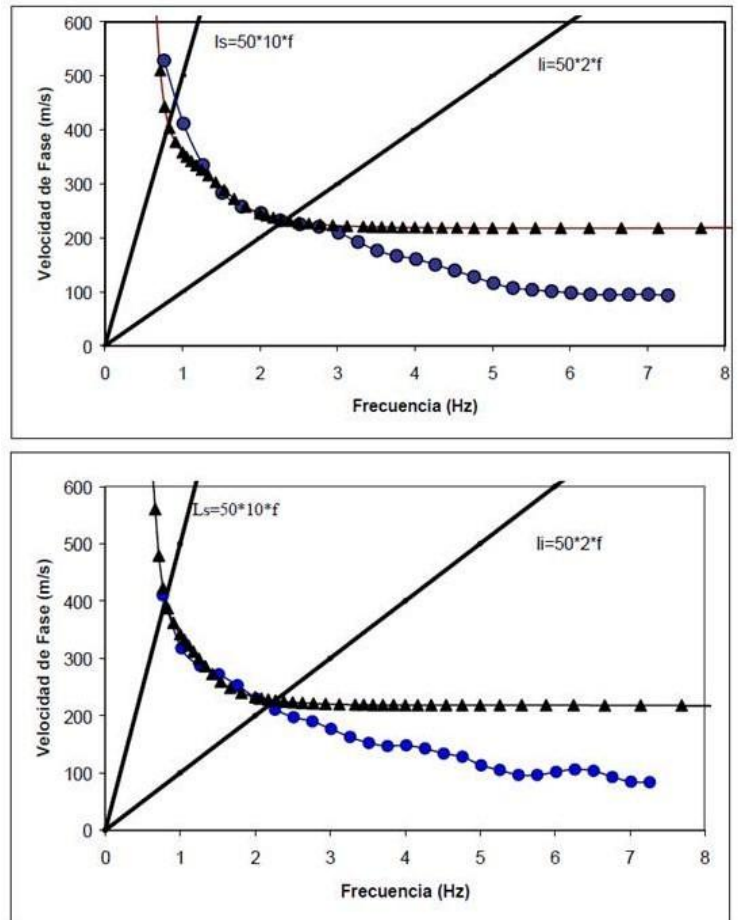
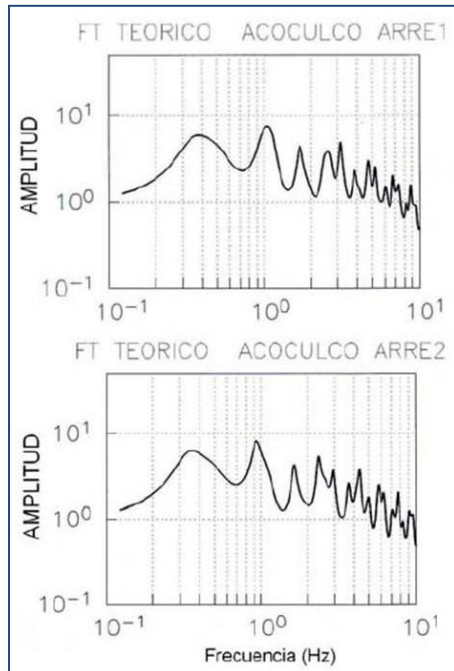


Fig. 13. Curvas de dispersión para los arreglos 1 (arriba) y 2 (abajo). Los triángulos indican la curva de dispersión teórica obtenida con los datos de la Tabla 4 (parte media e inferior) y los círculos la curva de dispersión calculada. Las líneas rectas indican el intervalo de confianza.

Los resultados de este ejercicio se muestran en la Figura 14, donde se han graficado con una línea continua las FTT unidimensionales para los dos modelos de velocidad finales presentados en la Tabla 4. Se puede notar que los máximos observados hacia 0.4 y 0.9 Hz, aproximadamente, no concuerdan con los máximos observados en las seis FTE estimadas con registros de temblores regionales. Esto sugiere que los modelos de velocidad encontrados en estos dos arreglos pueden tener espesores o velocidades diferentes a los modelos de velocidad que se encuentran debajo de cada una de las seis estaciones sísmicas.



*Fig. 14. Líneas continuas oscuras, función de transferencia teórica (FTT) unidimensional, calculada con el método de Haskell. Parte superior, FTT para el Arreglo 1. Parte inferior, FTT para el Arreglo 2.*

## 5. Discusión de los resultados

En el inciso anterior se observó que las FTE estimadas a partir de registros de temblores regionales en las seis estaciones sísmicas analizadas presentan máximos diferentes a las FTT estimadas a partir de los modelos de velocidad encontrados para los arreglos 1 y 2. Estas diferencias sugieren que la zona denominada como cuenca endorreica presenta un modelo de velocidad diferente a sus zonas circundantes. Por lo tanto, una manera de aumentar la confianza a la interpretación realizada por GIGSA (2000), es encontrar un modelo de velocidades que tome en cuenta los espesores del modelo de capas planas sugeridas en este trabajo y las velocidades estimadas para esta cuenca usando los arreglos sísmicos.

Aun cuando los perfiles de resistividad fueron interpretados con el apoyo del corte litológico del pozo EAC-1, lo que permitió identificar hasta cuatro paquetes de diferente resistividad (U1, U2a, U2b y U3a), muestran continuidad azimuthal hacia el NW y NE. A partir de los perfiles geoelectricos correspondientes a las líneas T05 y P05 (GIGSA, 2000) es posible estimar los espesores para el modelo cortical promedio para las tres estaciones sísmicas mencionadas. Así, si se toma en cuenta la prolongación de las unidades resistivas hacia Cruz Colorada en el perfil T05 y hacia Torrecillos en el perfil P05, se puede resumir en tres capas un modelo general: la capa U1 asociada a paquetes volcánicos recientes (tobas dacíticas), que muestra una resistividad variable entre 20 y 400 ohm-m y un espesor promedio alrededor de 100 m; la capa U2a asociada a rocas volcánicas más compactas (riodacitas), con resistividad menor a 10 ohm-m y un espesor promedio de 250 m; y la capa U3a asociada a las calizas metamorfizadas, con resistividad entre 50 y 200 ohm-m, y un espesor promedio de 1500 m.

Con esos espesores y tomando las velocidades de las ondas S y sus respectivas densidades y amortiguamientos de los modelos encontrados para los arreglos (Tabla 4, partes media e inferior), se calculó la respuesta teórica en superficie para un modelo unidimensional de capas planas ante la incidencia vertical de ondas SH, utilizando nuevamente el método de Haskell. Esta respuesta unidimensional, o FTT, se fue variando hasta ajustar aproximadamente a las curvas de las FTE obtenidas para las tres estaciones sísmicas mencionadas. El primer ajuste que se realizó fue elegir la velocidad para la primera capa (U1), ya que el modelo sísmico de los arreglos presenta dos valores para esta capa (237 y 440 m/s), logrando definir que el mejor valor es el de 440 m/s, lo que demuestra que fuera de la cuenca endorreica se pierde la capa asociada al vidrio o a las tobas dacíticas. Los siguientes ajustes se asociaron a los espesores de las tres capas, logrando definir un modelo que ajustara en forma general a la respuesta aproximada de las FTE de las tres estaciones sísmicas. También se fijó la velocidad de la capa del semiespacio (granito) al mismo valor encontrado en los

Con esos espesores y tomando las velocidades de las ondas S y sus respectivas densidades y amortiguamientos de los modelos encontrados para los arreglos (Tabla 4, partes media e inferior), se calculó la respuesta teórica en superficie para un modelo unidimensional de capas planas ante la incidencia vertical de ondas SH, utilizando nuevamente el método de Haskell. Esta respuesta unidimensional, o FTT, se fue variando hasta ajustar aproximadamente a las curvas de las FTE obtenidas para las tres estaciones sísmicas mencionadas. El primer ajuste que se realizó fue elegir la velocidad para la primera capa (U1), ya que el modelo sísmico de los arreglos presenta dos valores para esta capa (237 y 440 m/s), logrando definir que el mejor valor es el de 440 m/s, lo que demuestra que fuera de la cuenca endorreica se pierde la capa asociada al vidrio o a las tobas dacíticas. Los siguientes ajustes se asociaron a los espesores de las tres capas, logrando definir un modelo que ajustara en forma general a la respuesta aproximada de las FTE de las tres estaciones sísmicas. También se fijó la velocidad de la capa del semiespacio (granito) al mismo valor encontrado en los

arreglos. Este modelo cortical sísmico final se muestra en la Tabla 5 y su función de transferencia teórica en la Figura 15.

Finalmente, en la Figura 16 se muestran las curvas de las FTT para el modelo de velocidades de la cuenca endorreica (línea continua delgada), para el modelo de velocidades

fuera de la cuenca (línea continua gruesa), y las curvas de las funciones de transferencias empíricas (FTE) obtenidas para las componentes horizontales E-W en las estaciones sísmicas ACO01, ACO03 y ACO05. La línea continua indica el promedio, mientras que las líneas discontinuas indican las curvas media más o menos una desviación estándar. Aun cuando el ajuste no es el mejor para la estación de Terrerillos, sí logra envolver la banda de frecuencias (0.6 a 0.9 Hz) máximas observadas en las estaciones sísmicas de Cruz Colorada y Pedernales, así como también ajusta aproximadamente en las tres estaciones el efecto observado hacia los 3 Hz.

H (m)	VP (m/s)	VS (m/s)	RHO (gr/cc)	QP	QS
120	762	440.0	2.1	562	250
280	3000	1734.0	2.3	675	300
1670	4000	2312.0	2.65	675	300
0	6000	3468.0	2.7	5.00E+03	5.00E+03

Tabla 5. Modelo de velocidad utilizado para obtener la función de transferencia teórica para las estaciones ACO01, ACO03 y ACO05, donde H es el espesor, VP velocidad de la onda P, VS velocidad de la onda S, RHO densidad de las capas y QP-QS son los amortiguamientos.

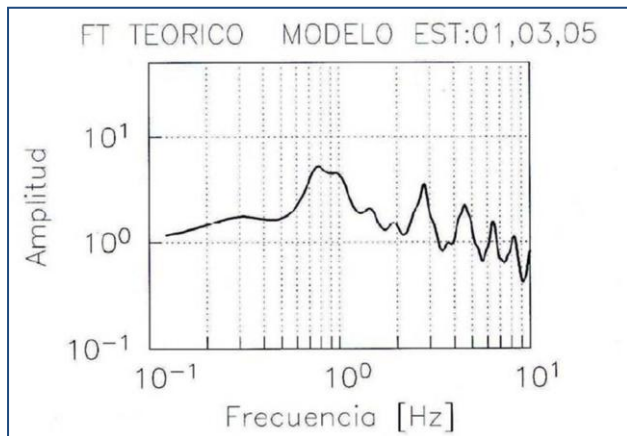


Fig. 15. Líneas continuas oscuras, función de transferencia teórica (FTT) unidimensional, calculada con el método de Haskell para el modelo cortical sísmico estimado para las estaciones ACO01, ACO03 y ACO05.

Este resultado mejora la interpretación realizada por GIGSA (2000) en esta área, que probablemente represente el corazón de la caldera volcánica de Acoculco, ya que por un lado confirma que su modelo geoelectrico propuesto es el adecuado para esta zona, y por otro proporciona propiedades dinámicas para el modelo como son las velocidades de propagación de ondas P y S, densidades y amortiguamientos.

## 6. Conclusiones y recomendaciones

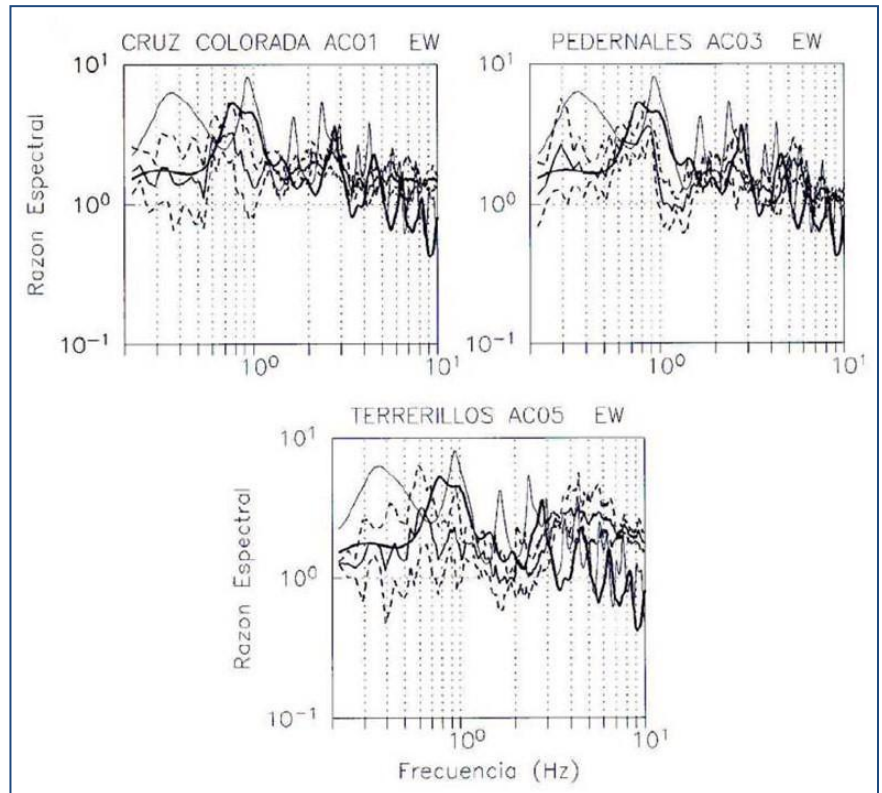
Del estudio de la actividad sísmica en la zona geotérmica de Acoculco correspondiente al periodo septiembre-diciembre de 2004, se concluye lo siguiente:

1. Se han registrado y seleccionado 30 sismos regionales que fueron localizados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), de los cuales 14 fueron originados en la zona de subducción, 7 en la zona de intraplaca, 6 corticales del Eje Volcánico Transmexicano, y 3 profundos de la zona de Veracruz y Chiapas.
2. Se determinaron modelos de velocidad cerca de los manantiales de Los Azufres y Alcaparrosa, utilizando arreglos lineales de estaciones sísmicas de banda ancha (SPAC) y los estratos identificados en el pozo exploratorio EAC-1, que es aplicable en el interior de la cuenca endorreica (Tabla 4, parte inferior).
3. Los registros de sismos regionales se utilizaron para estimar el efecto de sitio en las seis estaciones sísmicas temporales, cuyas FTE sirvieron para validar un modelo de velocidades propuesto para la periferia de la cuenca endorreica (Tabla 5).



4. Estos modelos de velocidad propuestos (para la cuenca endorreica y para su periferia) mejoran la interpretación realizada por GIGSA (2000) ya que por un lado confirman que su modelo geoelectrico propuesto es adecuado, y por otro proporciona propiedades dinámicas para el modelo, como son las velocidades de propagación de ondas P y S, las densidades y los amortiguamientos.

Fig. 16. Líneas continuas delgadas, función de transferencia teórica (FTT) calculada con el método de Haskell para el modelo de la cuenca endorreica; Líneas continuas gruesas, FTT calculada para el modelo externo a la cuenca endorreica. Funciones de transferencias empíricas (FTE) obtenidas para la componente horizontal E-W en las estaciones sísmicas ACO01, ACO03 y ACO05. La línea continua indica el promedio, mientras que las líneas discontinuas indican las curvas medias más o menos una desviación estándar.



5. Finalmente, es necesario continuar con el monitoreo de la actividad sísmica de la zona geotérmica de Acapulco, con objeto de complementar este estudio y asegurar que las fallas cartografiadas dentro de ella no se encuentran activas, ya que al iniciar la explotación de este campo en un futuro pueden reactivarse.

## 7. Agradecimiento

Nuestro agradecimiento a los ingenieros Jesús Arredondo Fragoso y Saúl Venegas por su apoyo en la recopilación de información de la zona geotérmica de Acapulco, así como a los Comisarios de los siete pueblos, que amablemente nos apoyaron en la instalación y resguardo de las estaciones sismológicas.

## Referencias

- Aki, K., 1957. Space and spectra of stationary waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokio*, pp. 415-457.
- Bollinger, G.A., 1980. Blast vibration analysis. Southern Illinois University Press, USA, 131 pp.
- Castillo H., D. y V. De La Cruz M., 1986. Características geológicas de la zona termal de Chignahuapan-Zacatlan, Pue. CFE. Departamento de Exploración. Reporte GG 4/86, 8 pp. Inédito.

- Ferrazini V. and K. Aki, 1991. Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array. *Journal of Geophysical Research* Vol. 96, Núm. B4, pp. 6199-6209.
- Flores-Estrella, H. and J. Aguirre-González, J., 2003. SPAC: An alternative method to estimate site effects in México City. *Geofísica Internacional*, v. 42, Núm. 2, pp. 227-237.
- Flores-Estrella, H., 2004. Método SPAC: Una alternativa para la estimación de modelos de velocidad en el Valle de México. Tesis de Maestría en Ciencias, UNAM. 236 pp. Inédito.
- García-Palomo, A., J.L. Macías, M. Mena, J. Lermo y G. Tolson, 2003. NW-SE Quaternary extension in the northeast portion of the Mexico Basin. Trabajo sometido a *Tectonophysics*.
- GIGSA, 2000. Estudio de resistividad con transitorios electromagnéticos en la zona geotérmica de Acapulco, Pue. CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Informe Técnico DEX-AC-023/00, 65 pp. Inédito.
- Haskell, N.A., 1964. Radiation patterns of surface waves from point source in a multi-layered medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, pp. 377-393.
- Havskov, J., 1997. The SEISAN earthquake analysis software for the IBM PC and SUN, version 6.0. Internal Report, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway. Inédito.
- Herrmann, R.B., and C.J. Ammon, 2002. Surface waves, receiver functions and crustal structure. *Computer Programs in Seismology*, Version 3.2, Saint Louis University, USA, 112 pp.
- Lachet, C. and P.Y. Bard, 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *J. Phys. Earth.*, 42, pp. 377-397.
- Lazcano, J., y M. Rodríguez, 1999. Estructura somera de la velocidad de propagación de ondas sísmicas en zonas urbanas. Parte 1: Estimación de coeficientes de correlación. Informe inédito, 35 pp.
- Lermo, J., and F.J. Chávez-García, 1994(a). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, pp. 1350-1364.
- Lermo, J., and F.J. Chávez-García, 1994(b). Site effect evaluation at Mexico City. Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremors records. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering*, 13, pp. 413-423.
- Lermo, J., J. Havskov y J. Soto, 2001. Sistema de información sismotelemétrica de México (SISMEX). Veintisiete años de servicio. *Memorias Técnicas del XIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Guadalajara, Jal., México, Octubre 31-Noviembre 3, 2001.
- López-Hernández, Aída, y Daniel Castillo-Hernández, 1997. Exploratory drilling at Acapulco: A hydrothermal system with only non-thermal manifestations. *Geothermal Resources Council Transactions*, V. 21, pp. 134-138.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *QR of RTRI*, 30, No. 1, pp. 25-33.

Polak, B.G., V.I. Kononov, E.M. Prasalov, I.V. Sharkov, R.M. Prol-Ledesma, A. González, A. Razo, y R. Molina B., 1985. First estimations of terrestrial heat flow in the TMVB and adjacent areas based on isotopic composition of natural helium. *Geofísica Internacional*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Part 2, Vol. 24-3, pp. 465-475.