

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

Javier Lermo¹, Yanet Antayhua¹, Isabel Bernal¹, Saúl Venegas² y Jesús Arredondo²

¹Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Apto. Postal 70-472, Coyoacán, 04510 México, D.F. México. ²Comisión Federal de Electricidad. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Alejandro Volta 655, Morelia, Mich., México.

Correo: 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, Pue. 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. 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 geoeléctrico 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.

1. Introducción

La comisión Federal de Electricidad a través de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, y mediante contrato 9400017255, le asignó al instituto de Ingeniería de la UNAM, el trabajo denominado “Estudio de la actividad sísmica en la zona geotérmica de Acapulco, Pue.” Los objetivos de este estudio son: 1). Realizar el análisis e interpretación de los eventos sísmicos registrados durante el periodo comprendido de 120 días (ciento veinte días) del 2004, así como su presentación gráfica y estadística, en un lapso máximo de 184 días calendario.; 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 tenemos la certeza que existe sismicidad cortical en esta región, como se muestra en la Figura 4, 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 de complejo volcánico, sin embargo con los datos de sismos regionales se pudo realizar los siguientes estudios: 1). Estimar modelos de velocidad para la zona en estudio, 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; 2). Validar la interpretación realizada por CIGSA (2000) que muestran una posible *cuenca endorreica* alrededor del pozo exploratorio EAC-1.

Por otro lado, aún cuando el periodo de observación fue muy corto, el hecho de no registrar ningún sismo local, muestra que en esa zona probablemente no se encuentran fallas activas en este momento, lo que es necesario conocer antes de iniciar la explotación del campo geotérmico.

2. Aspectos geológicos y geofísicos

El área 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 andecítico-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 compresional cretácea tardía, produjo un ensamble de pliegues y fallas inversas orientadas en dirección NW-SE en la parte final del régimen compresional, 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 (Figura 2).

Estudios estructurales detallados muestran una fase de deformación en el Plioceno tardío, relacionado con la intrusión magmática (López y Castillo, 1997). Una fractura anular de 18 km de diámetro controló la actividad volcánica en la sección oeste y se generó un sistema de graven (en la Figura 1 se muestra esta deformación con una línea delgada discontinua). No se observan deformaciones posteriores en esta área.

Por otro lado, un estudio geofísico de resistividad (CIGSA, 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, ellos muestran un modelo conceptual de una posible *cuenca endorreica*, en base a la distribución georresistiva que presentan los materiales (Figura

3). El comportamiento en perfil también indica la presencia de estructuras asociadas con diferentes eventos geológicos. Estos perfiles fueron interpretados con el apoyo del corte litológico del pozo EAC-1, que les permitió identificar dos paquetes de diferente resistividad: uno de alta y otra 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 metamórficas.

El sistema hidrotermal de esta zona inicio desde 1981 y fue confirmado por Polak *et al.* (1985), quien midió relaciones altas de $(3)\text{He}/(4)\text{He}$ de significado magmático. La exploración geológica fue continuada por Castillo y De la Cruz (1986), donde describen algunas zonas de alteración hidrotermal acompañadas de fuentes ácidas frías. Estructuras similares se han reportado en las 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 alrededor del pozo EAC-1.

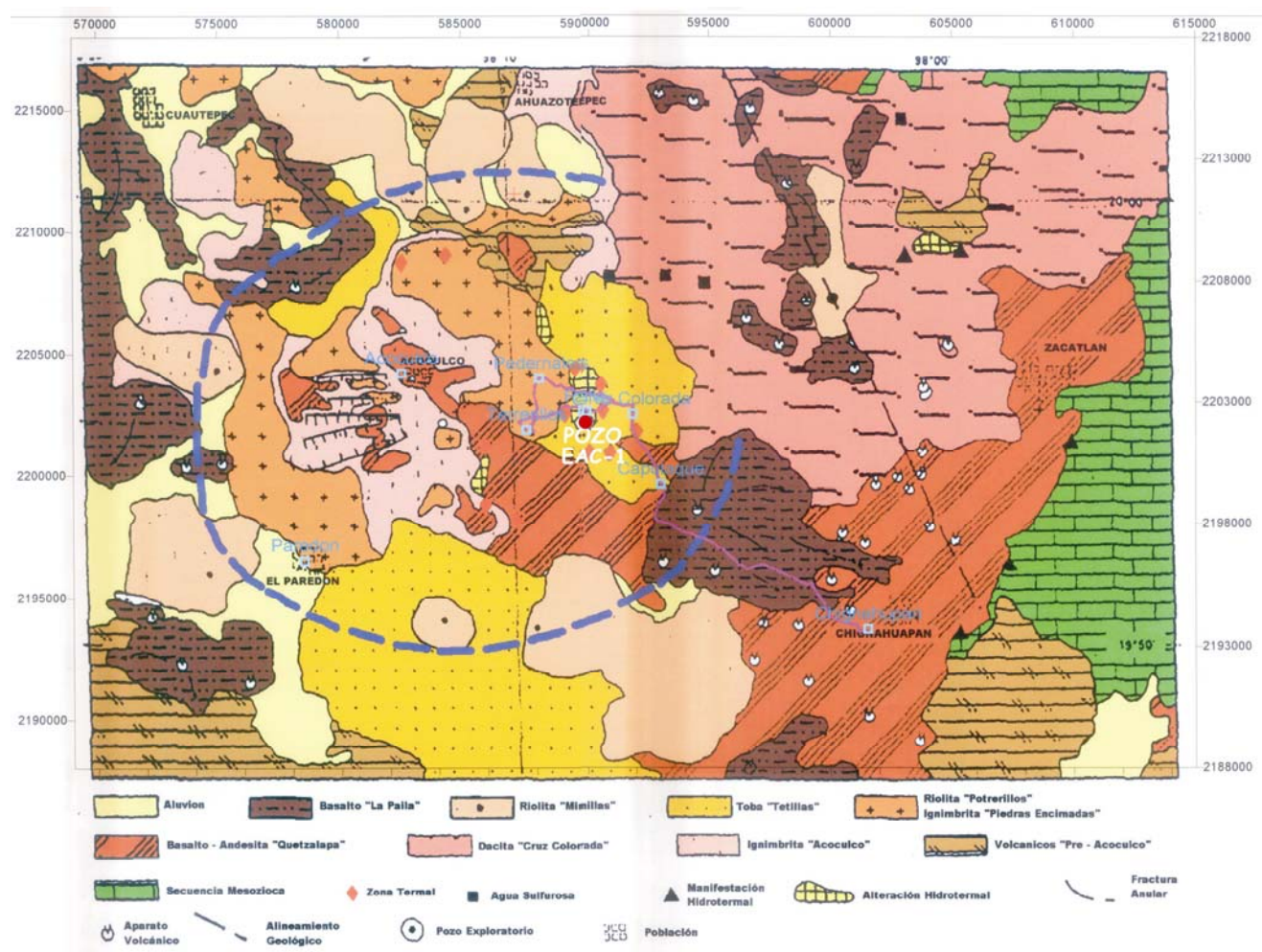


Fig. 1. Geología de la zona de estudio. El círculo rojo indica la localización del pozo EAC-1, y la línea gruesa azul discontinua indica los límites de la fractura anular.

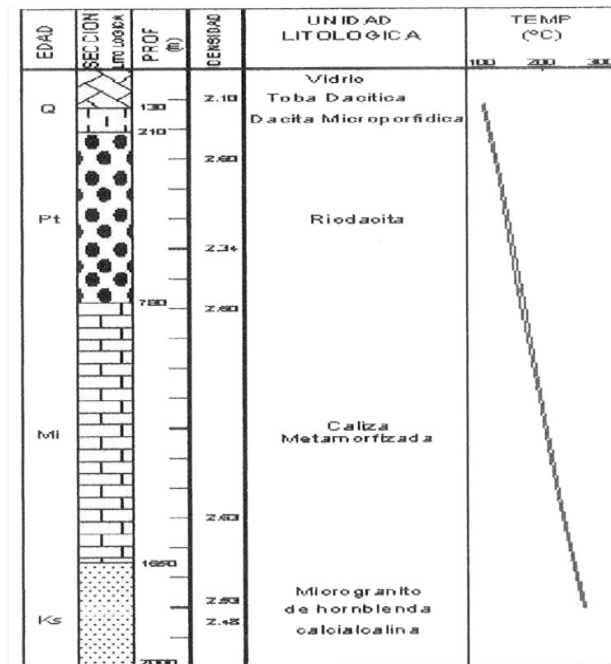


Fig. 2. Corte Litológico del pozo EAC-1.

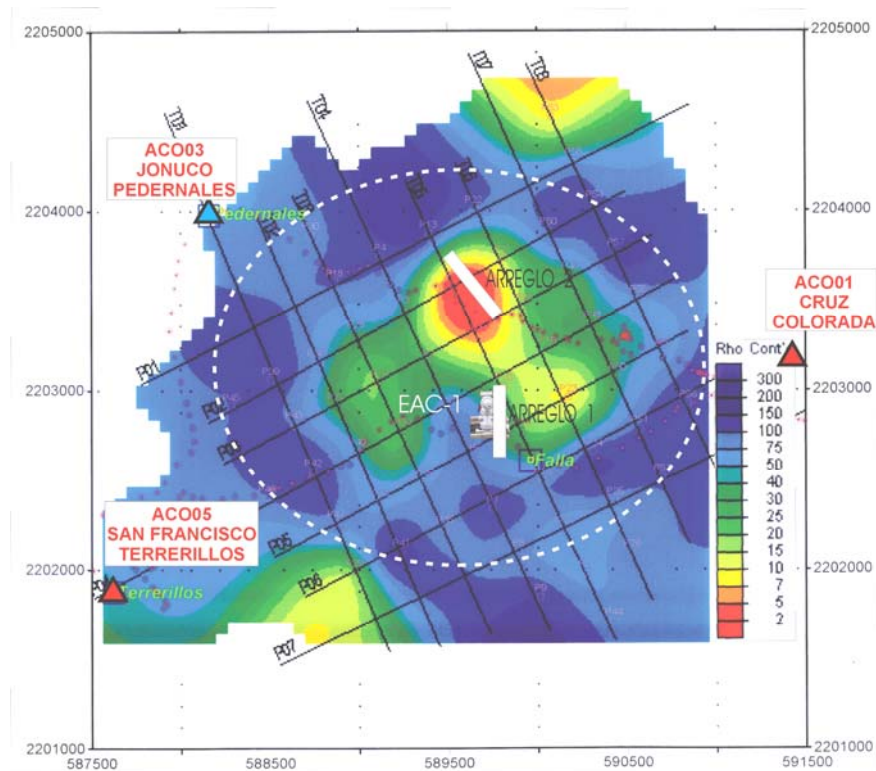


Fig. 3. Mapa de anomalías de resistividad para la zona en estudio, sobre el cual se indica la localización y orientación de los dos arreglos sísmicos. Los triángulos rojos indican las estaciones sísmológicas más cercanas al pozo EAC-1, y la línea clara discontinua muestra los límites aproximados de la cuenca endorreica.

Finalmente, desde 1976 la red sismotelemétrica 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 4, cuyas magnitudes de coda se encuentran entre 0.8 a 4.4 y profundidades entre 0.2 a 15.4 km. Aún 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 San Antonio de Atocha, y la segunda durante febrero de 1992 en la semifosa de Apan.

En la Figura 4 también se muestra con el símbolo AC1 la zona donde aproximadamente se perforó el primer pozo exploratorio de este campo geotérmico de Acoculco, así como dos estaciones sismológicas permanentes de redes sísmicas nacionales: IIO (estación perteneciente al Sistema de Información Sismotelemétrico de México, SISMEX) y CGVM (estación perteneciente a la Red del Valle de México, RVM).

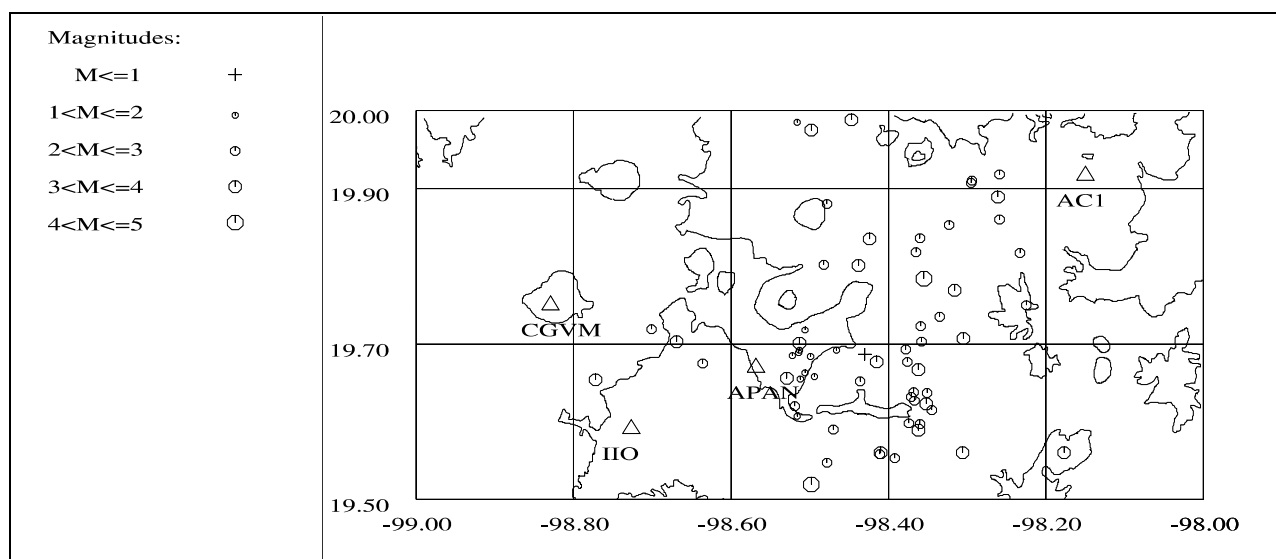


Fig. 4. Distribución espacial de la sismicidad de la actividad sísmica en la región de Apan. Círculos abiertos, eventos sísmicos. Líneas delgadas, curvas de nivel (2500 msnm). Triángulos abiertos, estaciones sismológicas y AC1 ubicación del pozo exploratorio de este campo geotérmico de Acoculco.

3. Análisis de la actividad sísmica

En la Figura 5, se muestra la distribución espacial de las siete estaciones sismológicas instaladas dentro del complejo volcánico de Acoculco (triángulos rojos y azules). En la figura también se muestra la ubicación del pozo exploratorio AEC-1 como referencia. Esta distribución de las estaciones trató de cubrir la fractura anular de la caldera de Acoculco estimada con datos geológicos y geofísicos y la cuenca endorreica propuesta por CIGSA (círculo oscuro).

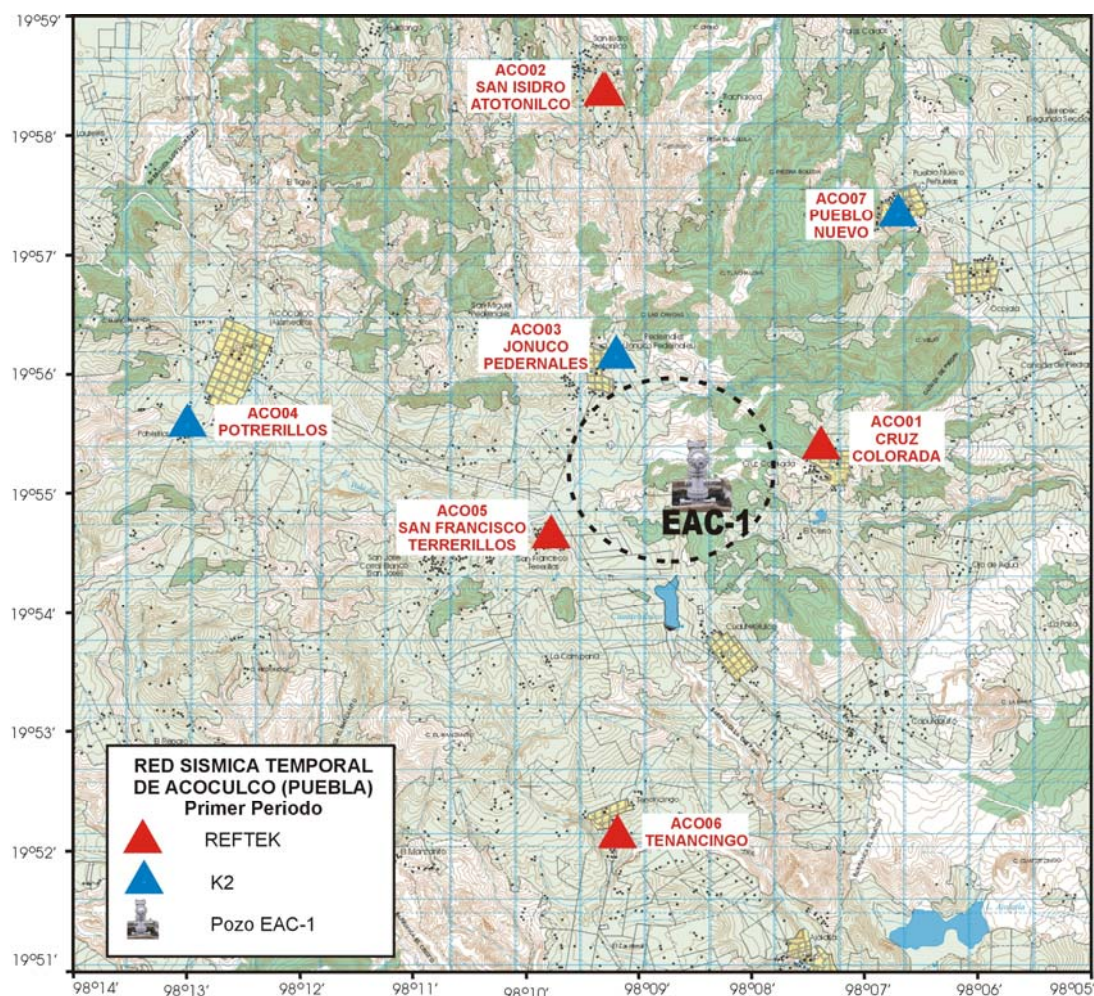


Fig. 5. Distribución espacial de la red sísmica temporal del campo geotérmico de Acoculco, Pue. Los triángulos rojos y azules indican la ubicación de las estaciones sísmicas y el color el tipo de equipo instalado, con líneas oscuras discontinuas se muestra aproximadamente los límites de la cuenca endorreica.

Los equipos fueron instalados dentro de las propiedades de los comisariados ejidales, por razones de seguridad. Cada instrumento está constituido por un registrador digital de 24 bits (marca Reftek o Kinemetrics) acoplados a tres sismómetros de banda ancha o a tres acelerómetros (macas Guralp o Episensor). Estos equipos también cuentan con un sistema de tiempo controlado por un gps de alta resolución. Su sistema de alimentación es en base a baterías de 12 volts acoplados a celdas solares que mantienen su carga.

A continuación se presentarán las características de cada equipo y su proceso de instalación en cada una de las siete estaciones sísmicas instaladas.

3.1 Instalación de la red sísmica

A manera de ejemplo en las siguientes tres fotos se muestra el proceso de instalación, resaltando la instalación del sensor de banda ancha, el cual se entierra para protegerlo de los cambios de clima como se muestra en la foto 1.

- **Estación Cruz Colorada (ACO01).** La estación fue instalada en la casa del Comisario Sr. Ismael Islas Rodríguez del pueblo de Cruz Colorada. A continuación se presentan las principales características del equipo instalado y su proceso de instalación (fotos 1 a 3).

ESTACION 1: ACO01

Coordenadas: 19°55.280'N
98°07.386'W
Altura: 2858 msnm
Instrumento: REFTEK
SCSI: 51418
DAS:1003
Sensor: Guralp serie T4934
Muestreo: 100m/s
Ventanas: 300seg (5 min)
Canales: 4=Z, 5=NS, 6=EW
GPS: Operativo



Foto 1

Foto 1. Se muestra como el sensor es introducido en un hoyo para luego ser cubierto totalmente, con el objeto de disminuir el ruido ambiental y mantenerlo a una temperatura más estable.



Foto 2



Foto 3

Fotos 2 y 3. Se observa la estación ya instalada y protegida junto con el panel solar que alimentará de energía a las baterías

3.2. Procesado y clasificación de los registros sísmicos

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 mas 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 6, que fue localizado en el estado de Tlaxcala (evento 13, Tabla 1) así como de subducción e intraplaca provenientes de Oaxaca y Guerrero, como los mostrados en las Figura 7 y 8 (eventos 19 y 20, Tabla 1). También se pudo registrar algunos sismos profundos originados en la zona de Veracruz y Chiapas, como el mostrado en la Figura 9 (evento 27, Tabla 1). Como se pueden notar en las figuras mencionadas, estos 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 tipos de origen (corticales, de subducción, intraplaca y profundos).

Se han seleccionado 30 de estos 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 localizo y las estaciones que la registraron. En el Anexo 1, se muestran las trazas de los 30 sismos regionales registrados desde Agosto a Noviembre del 2004, en ella podemos observar claramente sus formas en cada una de sus tres componentes en cada unas de las estaciones que las registraron, recordando que éstas tienen su origen en los diferentes tipos de fuentes generadoras. De los 30 sismos seleccionados, 14 de ellas son originados en la zona de subducción, 7 en la zona de intraplaca, 6 corticales y 3 profundos. En algunas de las gráficas mostradas en el anexo, las señales se muestran cortadas ya sea en la primera parte del registro o en la final, sin embargo en la mayoría de los casos, esta continua en las siguientes tres señales. Esto se debe a problemas del algoritmo del registrador, que graba de forma continua en ventanas de 300 segundos.

En el siguiente subcapítulo estas señales registradas en seis de las siete estaciones sismológicas se utilizaran para estimar el efecto de sitio en cada una de estas estaciones (funciones de transferencia empíricas). De la Tabla 1, podemos observar que la estación E7 (ACO07) localizada en la localidad de Pueblo Nuevo, no registro ningún sismos por tener problemas con el equipo sismológico.

3.3. Determinación de Funciones de transferencia empíricas

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, 1994a,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 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 (Ar).

Tabla 1. Parámetros hipocentrales de los sismos registrados en la zona geotérmica de

#	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 Río 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	

Acapulco. 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 localizo y las estaciones que la registraron (E1, E2, E3, E4, E5 y E6).

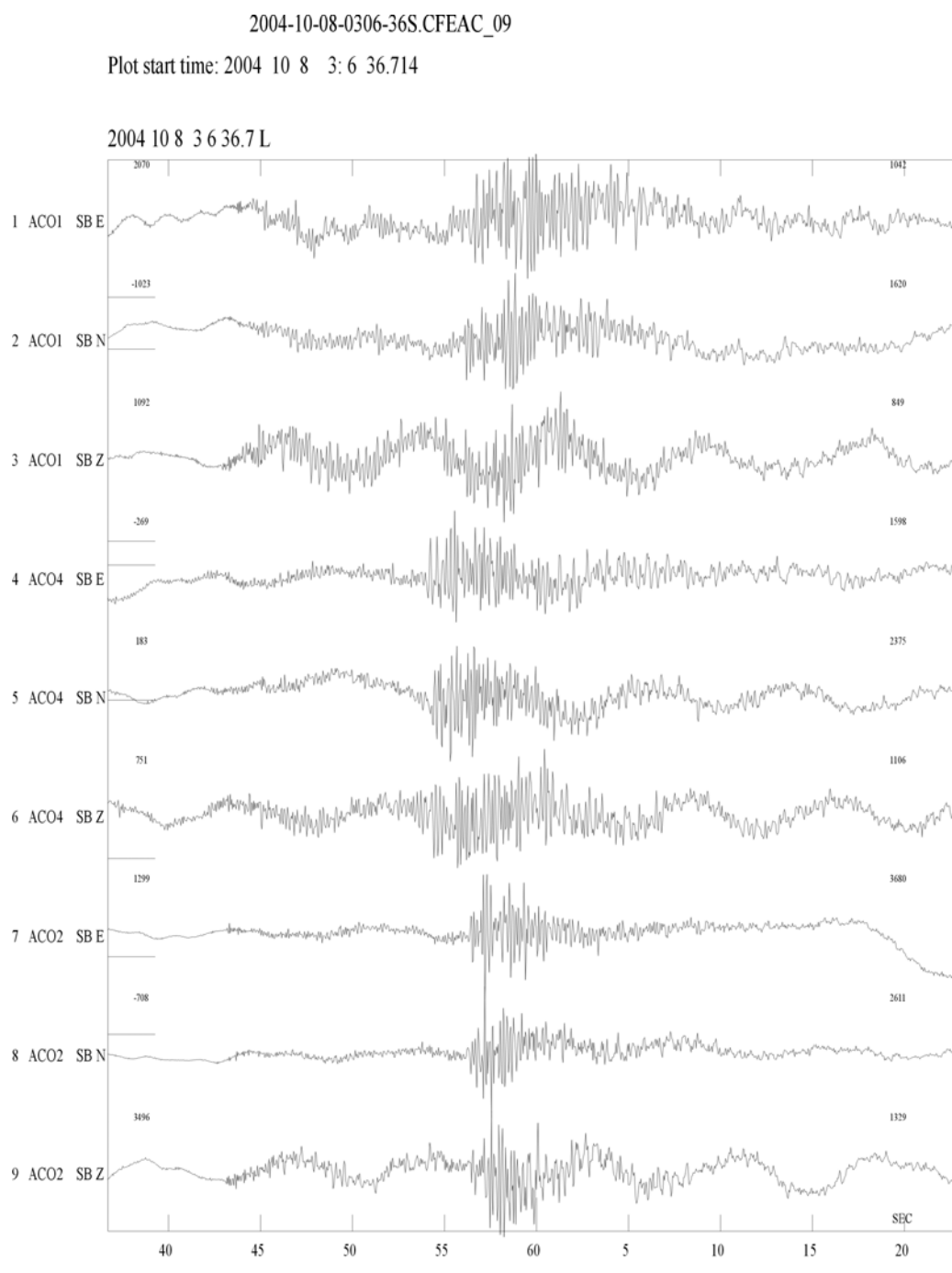


Fig. 6. Sismogramas de las tres componentes (dos horizontales y un vertical), registrados en tres estaciones temporales de la red sísmica de Acapulco, del temblor cortical localizado en el estado de Tlaxcala (evento 13, Tabla 1)

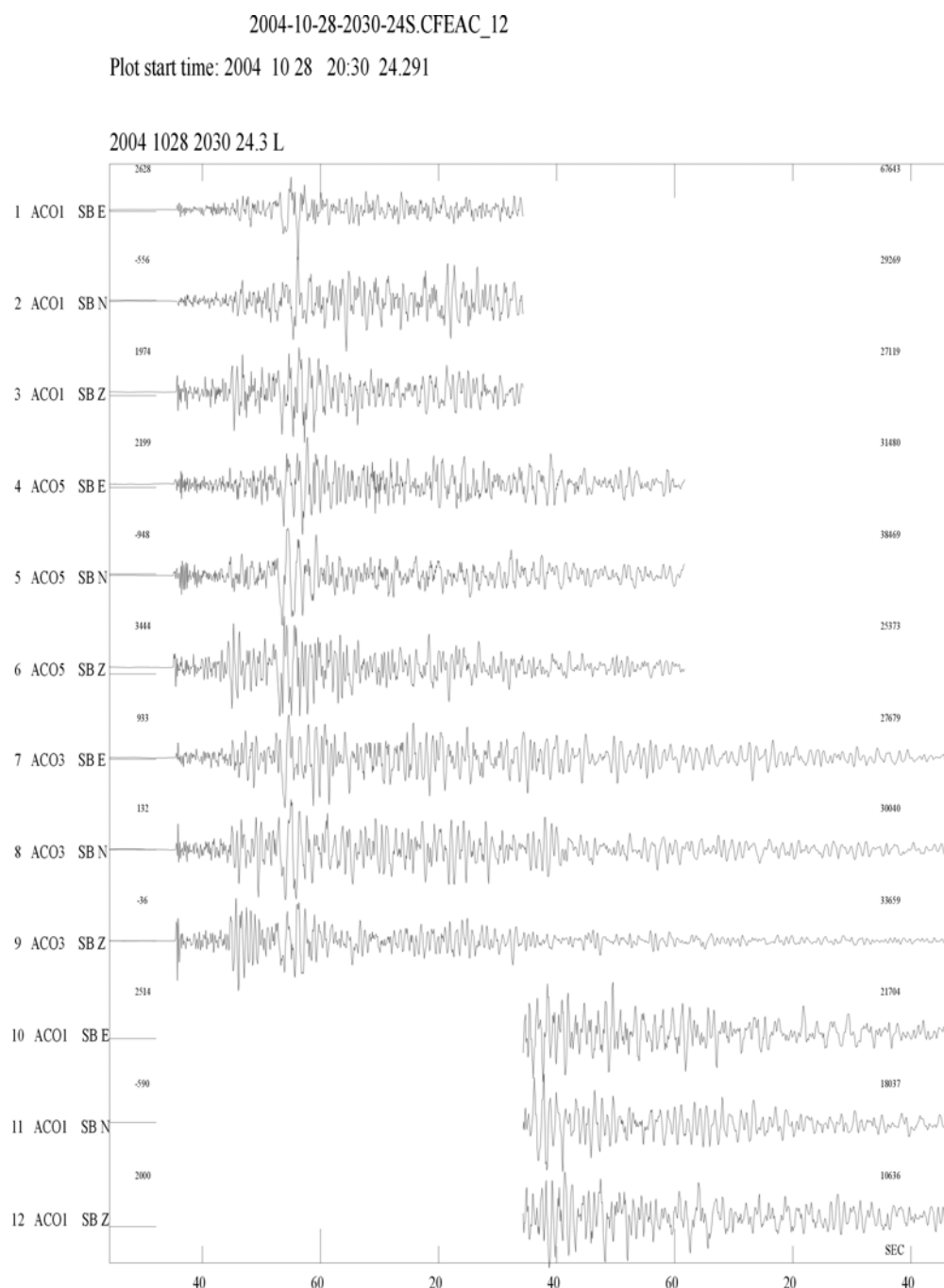


Fig. 8. Sismogramas de las tres componentes (dos horizontales y un vertical), registrados en tres estaciones temporales de la red sísmica de Acapulco, del temblor de intraplaca localizada cerca de Taxco, Iguala (evento 20, Tabla 1).

En las Figuras 10 y 11 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 (EW y NS). 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. 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 3 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 sísmológicas de la red sísmica de Acapulco, Potrerillos (ACO04), Terrerillos (ACO05) y Tenancingo (CO06), graficados en la Figura 11, presentan máximos espectrales diferentes entre si. 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 en este punto, 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 tomamos 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 le daremos valores de velocidad para ondas P y S, a la estratigrafía encontrada en la perforación del pozo EAC-1, utilizando arreglos lineales de estaciones sísmicas cerca del pozo. Luego al modelo cortical estimado para esta zona, se le calculará una función de transferencia teórica (FTT) utilizando el método Haskell, la cual será comparada con las seis funciones de transferencia empíricas que se acaban de estimar.

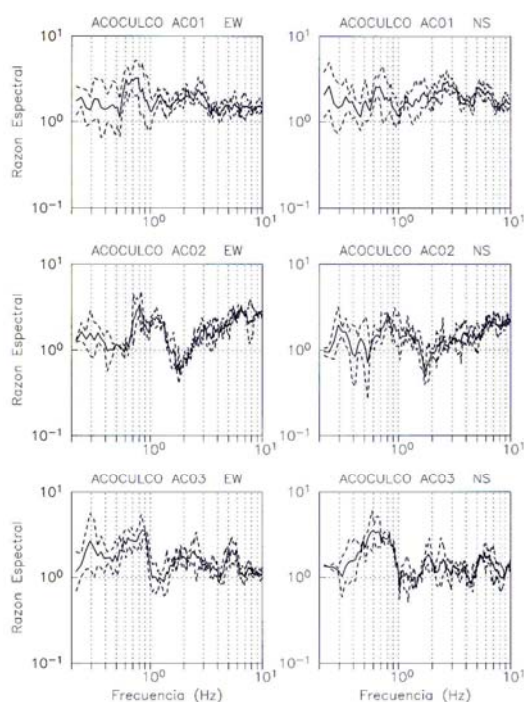


Fig. 10. Funciones de transferencia empíricas (FTE) obtenidas para cada una de las componentes horizontales (EW y NS) en las estaciones sísmicas ACO01, ACO02 y ACO03. La línea continua indica el promedio, mientras que las líneas discontinuas indican las curvas media más o menos una desviación estándar.

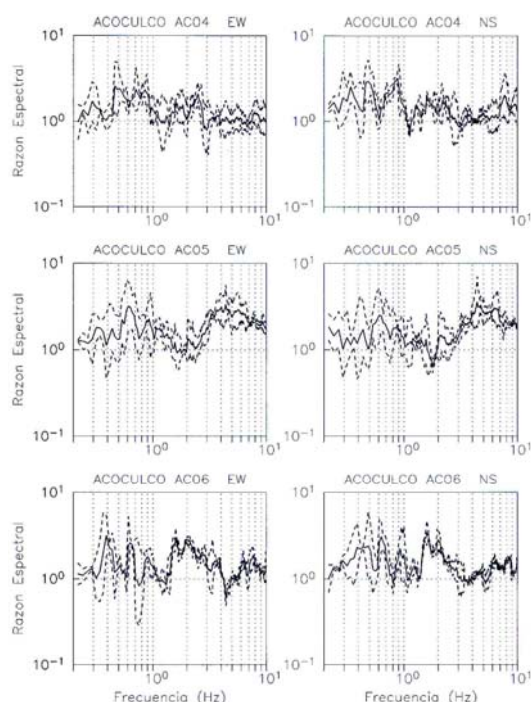


Fig. 11. Funciones de transferencia empíricas (FTE) obtenidas para cada una de las componentes horizontales del movimiento (EW y NS) en las estaciones sísmicas ACO04, ACO05 y ACO06. La línea continua indica el promedio, mientras que las líneas discontinuas indican las curvas media más o menos una desviación 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 (Figura 3) 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, con el fin de 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 NS 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 CIGSA (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 para el Volcán de Hawai, (1991); Lazcano y Rodríguez (1999) para el valle de Parkway (Nueva Zelanda); Flores-Estrella y Aguirre-González para el Valle del Distrito Federal (México), (2003); Flores-Estrella (2004) y otros.

4.1. Consideraciones teóricas

El método SPAC (Spatial Autocorrelation Method) considera el procedimiento original desarrollado 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 microtremores (contienen principalmente ondas Rayleigh). Este método ha sido utilizado por diferentes autores (Ferrazzini y Aki, 1991; Lazcano y Rodríguez, 1999; Saccorotti et al. 1999; Okada, 2003; 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 (Figura 32) 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).

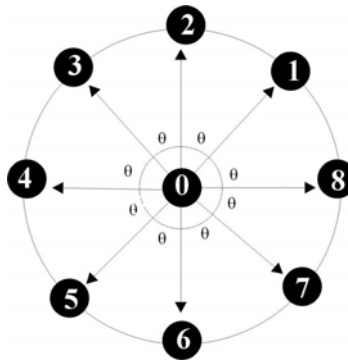


Fig. 12. Ejemplo de un arreglo circular de estaciones para la aplicación del método SPAC

El método supone que los registros de microtremores 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:

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

donde: $\langle \rangle$ representa el promedio sobre el tiempo

u	señal
r	distancia entre las dos estaciones
φ	acimut
t	tiempo

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

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

y para la componente vertical, Aki (1957) demuestra que el promedio acimutal 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 acimutalmente para una distancia (r) fija y para varios rangos de frecuencias (w) y la función de Bessel $J_0(\cdot)$ 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 (Figura 33)”, a partir de la cual se obtiene la curva de dispersión.

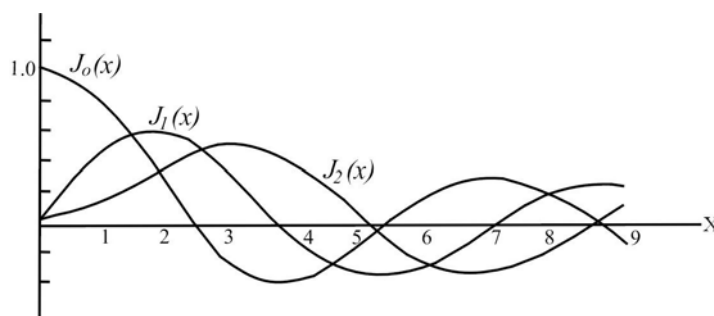


Fig. 13. Función de Bessel de orden cero ($J_0(X)$), primer ($J_1(X)$) y segundo ($J_2(X)$) respectivamente.

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 en ella, 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 básicamente depende de la impedancia acústica.

4.2. Arreglos Instrumentales

Los instrumentos que se utilizaron fueron sismógrafos digitales triaxiales de banda ancha (registrador REFTEK de 24 bits conectado a un sismómetro triaxial Guralp, con periodo natural de 30.86 seg.). 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 aislarlo del efecto de la temperatura y del viento (Foto 15 y 16). Además en cada

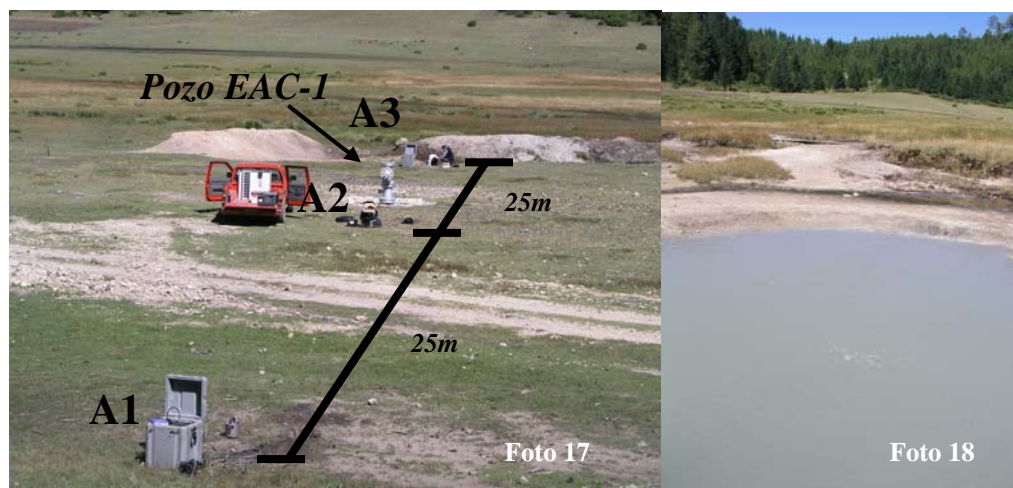
punto los sensores se estabilizaron durante 10 minutos, después de los cuales se comenzó a registrar durante tres horas, dividida en archivos de 300 segundos a 100 muestras por segundo.

- Arreglo 1

El arreglo 1, se realizó el 26 de Octubre del 2004, considerando sub-arreglos cuya distancia entre estaciones es de 25, 50, 100 y 200 m como se muestra en las la Figura 13 y foto 17, los mismos que se distribuyen con una orientación NS a fin de estudiar la relación del coeficiente de correlación a diferentes distancias. Cada sub-arreglo fue conformada por tres estaciones, considerando la estación localizada en medio de éstas como la estación base, como se observa en la Foto 17.



Fotos 15 y 16. Fotos donde se observa la instalación del equipo. Los sismómetros fueron ubicados dentro de excavaciones de aproximadamente 40 a 50 cm de profundidad.



Fotos 17 y 18. Foto 17, distribución del primer sub-arreglo (Arreglo 1) de estaciones (A1-A2-A3), cuya distancia entre estaciones es de 25 m. Siendo A2, la estación base. Foto 18, manantial Los Azufres, cerca de este pozo.

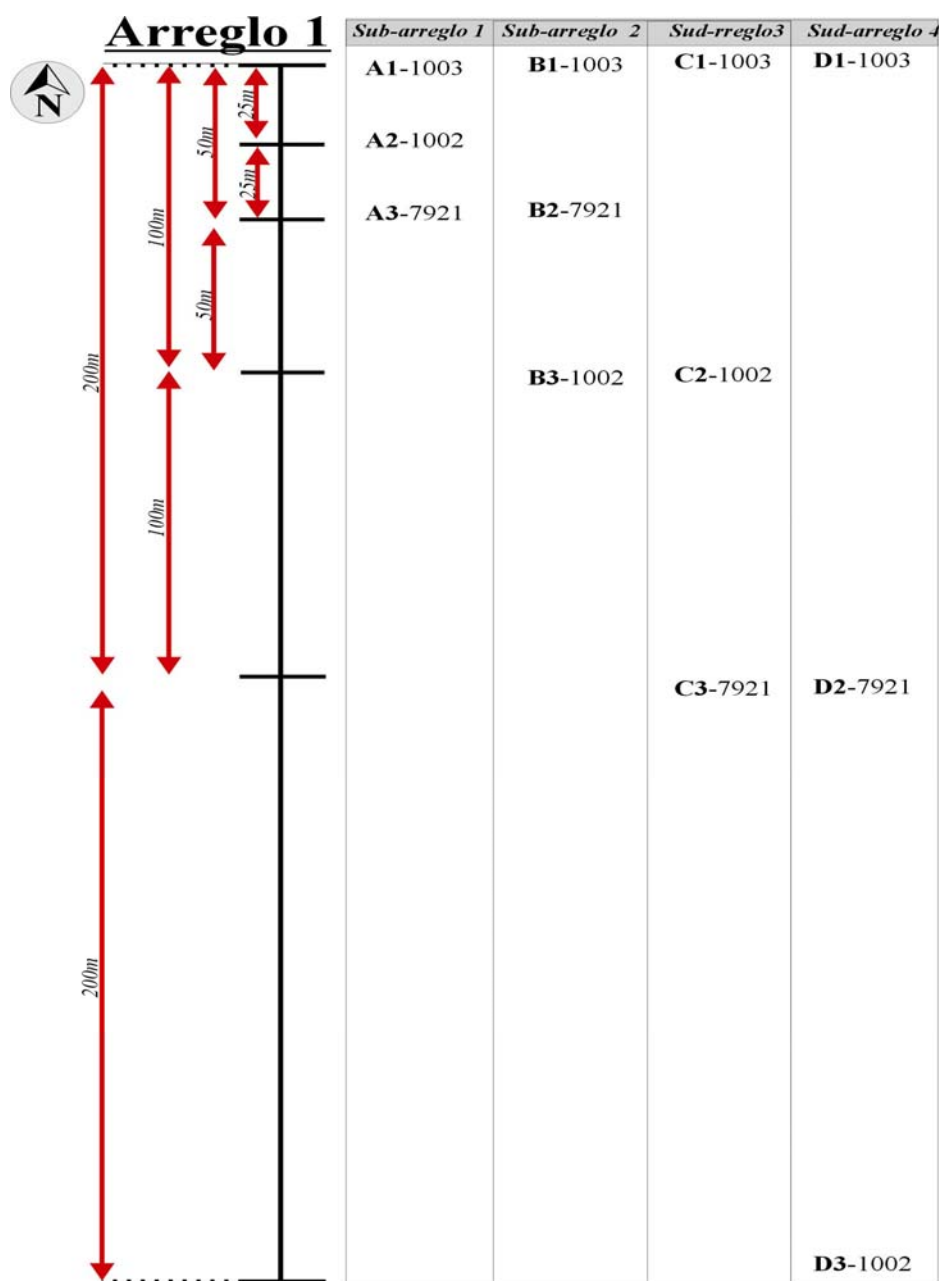


Fig. 14. Esquema de los sub-arreglos de estaciones en el Arreglo 1. Siendo A1-A3, B1-B3, C1-C3 y D1-D3 el primer, segundo, tercer y cuarto sub-arreglo cuyas distancias entre estaciones es de 25, 50, 100 y 200 m respectivamente.

- 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 (fotos 19, 20 y 21). En esta zona se realizaron los mismos sub-arreglos, con una pequeña variación en cuanto a la separación de las estaciones sismológicas. En esta zona se realizaron espaciamientos de

25, 50, 75 y 150 metros, con una orientación N 45° W (Figura 14). Esta diferencia se debió a no poder conseguir un valle de dimensiones mayores a los 300 m plana y sin vegetación. En la foto 19 se muestra el valle cerca al manantial Alcaparrosa y los instrumentos que se utilizaron.



Foto 19



Foto 20

Foto 21

Fotos 19, 20 y 21. La foto 19 muestra el valle donde se realizó el segundo Arreglo de estaciones. Las Fotos 20 y 21, muestran la zona del manantial Alcaparrosa cerca del arreglo.

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.

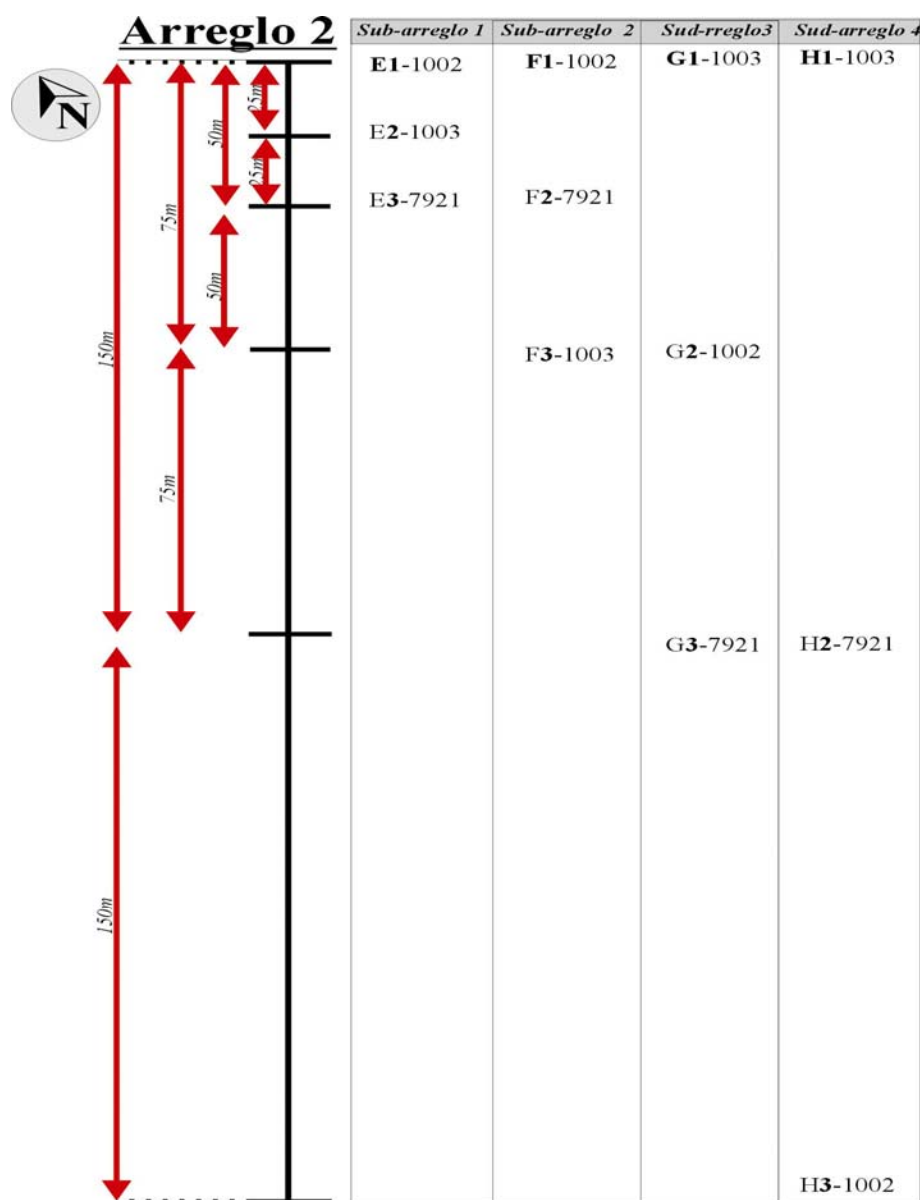


Fig. 14. Esquema de los sub-arreglos instrumentales en el Arreglo 2. Siendo E1-E3, F1-F3, G1-G3 y H1-H3 el primer, segundo, tercer y cuarto sub-arreglo cuyas distancias entre estaciones es de 25, 50, 75 y 150 m respectivamente.

4.3. Procesado de datos

Para el análisis de los registros, de cada sub-arreglo de tres estaciones, se toman ventanas de 60 segundos sincronizadas en las tres estaciones del sub arreglo. En las Figuras 15 y 16 se muestran ejemplos de registros utilizados para ambos arreglos. Enseguida, se filtran la señales en un ancho de banda de 0.03 a 1.0 Hz, usamos para esto un filtro Butter-worth de cuatro polos y pasándolo dos veces.

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

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

$\phi(0, \varphi, w_0)$ Señal de la estación base

$\phi(r, \varphi, w_0)$ Señal de la estación localizada a una cierta distancia respecto a la estación base

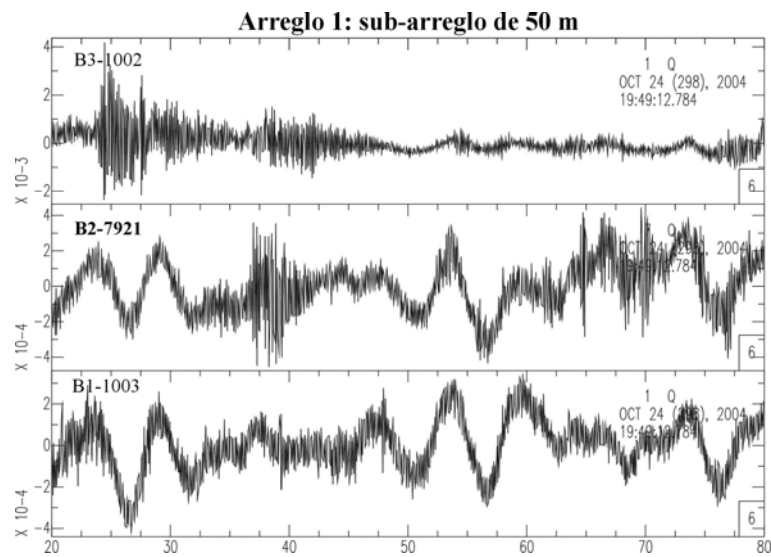


Fig. 15. Ejemplos de registros en el dominio del tiempo de las componentes verticales corregidas por línea base para el sub-arreglo de 50 m, B2 es la estación base.

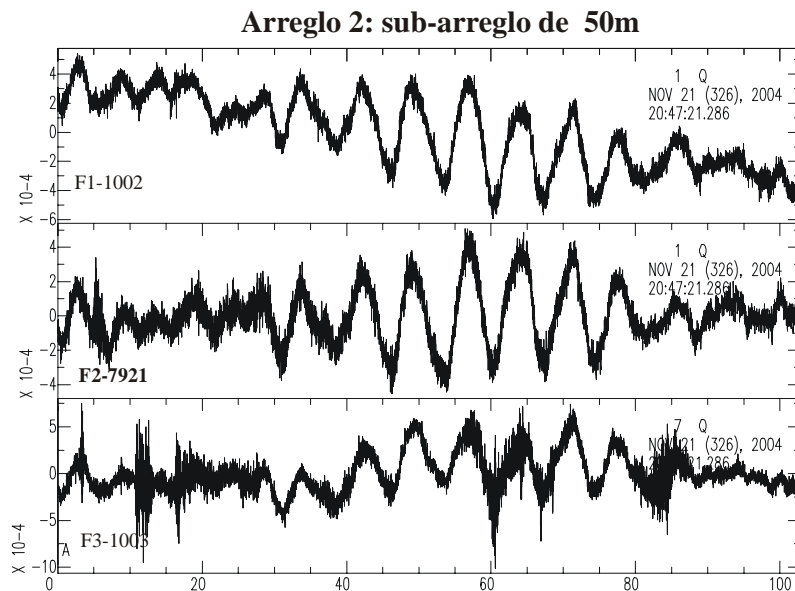


Figura 16. Ejemplos de registros en el dominio del tiempo de las componentes verticales corregidas por línea base para el sub-arreglo de 50 m, F2 es la estación base.

Nuevamente leemos los datos originales, pasamos 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 nuevamente se calculan las correlaciones. Este procedimiento se hace para los diferentes sub-arreglos. Los valores obtenidos se promedian para tener una primera estimación de la correlación promediada azimutalmente $\rho(r, w_0)$.

En las Figuras 17 y 18, 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 considero el sub-arreglo C y para el Arreglo 2, el sub-arreglo H, por la mala calidad de los registros.

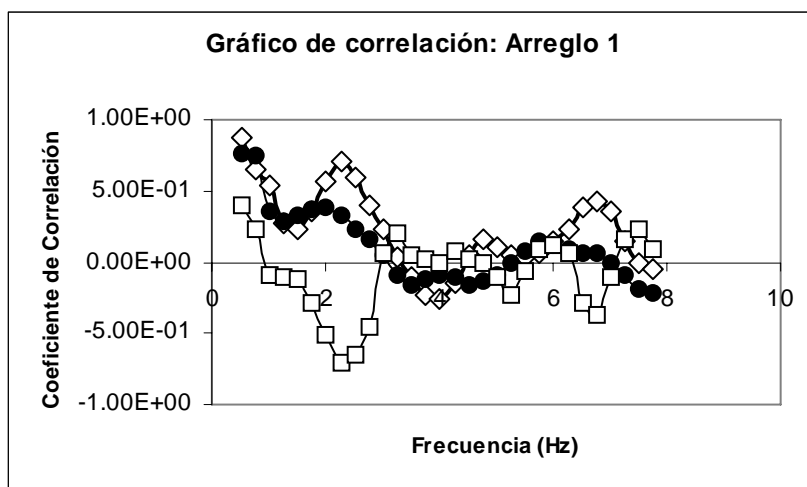


Fig. 17. Curvas de correlación para el Arreglo 1. Los rombos representan al sub-arreglo A, los círculos oscuros al sub-arreglo B y los cuadrados al sub-arreglo D.

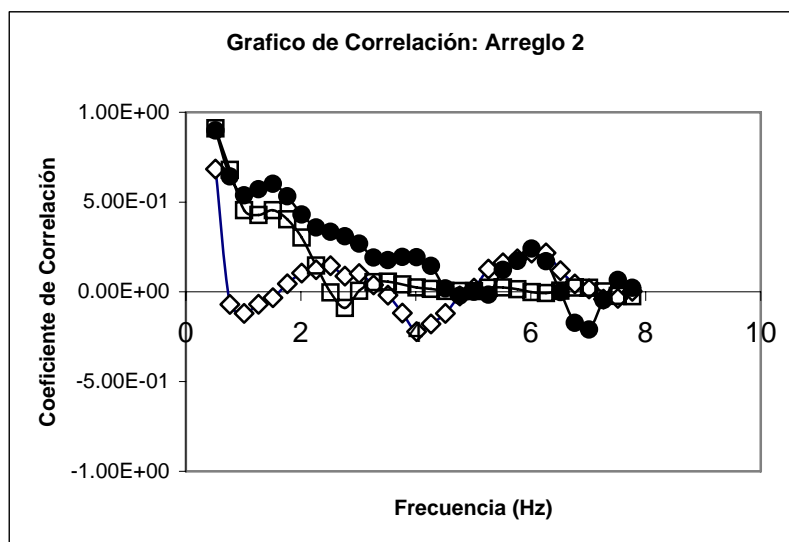


Fig. 18. Curvas de correlación para el Arreglo 2. Los rombos representan al sub-arreglo E, los círculos oscuros al sub-arreglo F y los cuadrados al sub-arreglo G.

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.

Se observa que los coeficientes de correlación, para los sub-arreglos de 50 m (círculos oscuros graficados en la Figura 17 y 18), tienen una aparente similitud en cuanto a su forma, a la curva de la Función de Bessel de orden cero (línea continua), como se observa en la Figura 19, para ambos arreglos.

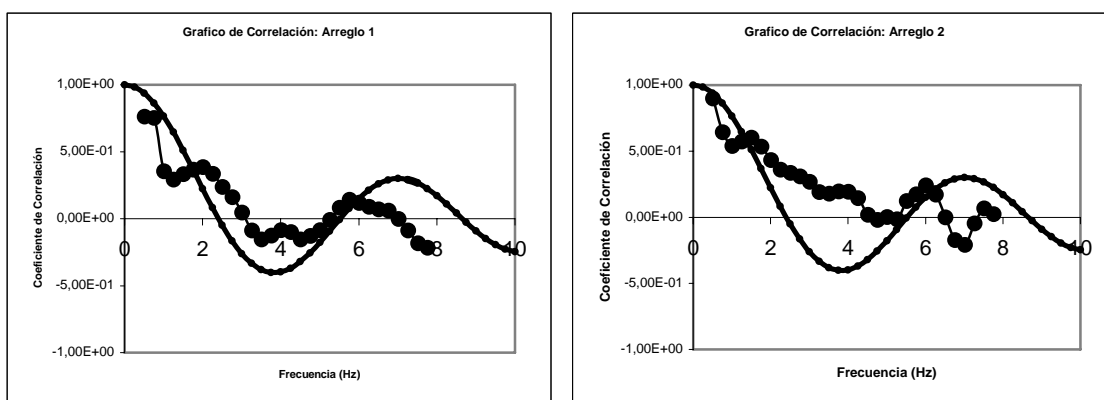


Fig. 19. Curvas del coeficientes de correlación, para los sub-arreglos de 50 m indicado por círculos oscuros y la Función de Bessel representado por una línea continua, para el arreglo 1 y 2.

De la relación funcional entre los coeficientes de correlación promediados acimutalmente para una distancia $r = 50$ m en varias frecuencias w y la función de Bessel

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

$\rho(r)$ es el coeficiente de correlación
 J_0 es la función de Bessel de orden cero

Se obtiene la velocidad de fase $c(w)$ o curvas de dispersión calculada como función de la frecuencia (Tablas 2 y 3; Figura 20 y 21), para lo cual se utilizó un algoritmo desarrollado en MATLAB.

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

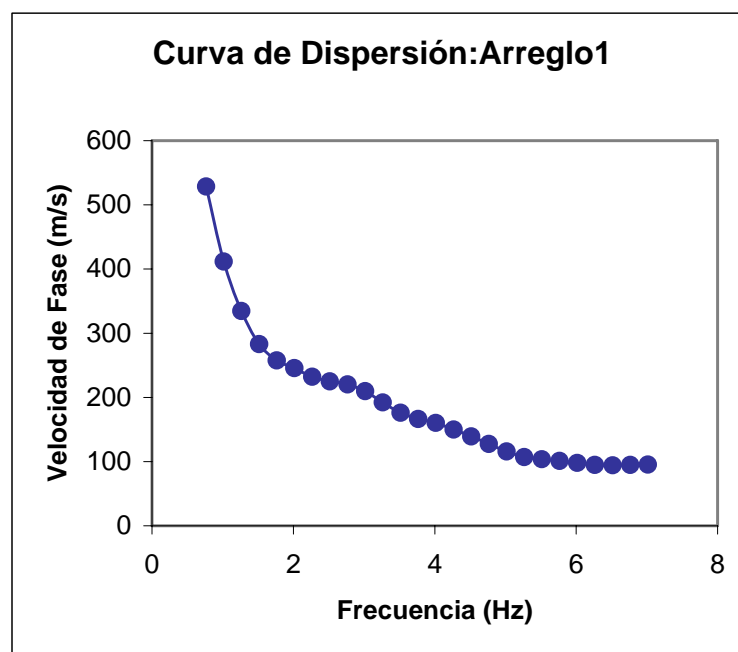


Fig. 20. Curva de dispersión calculada para el sub-arreglo B1-B3 (Arreglo 1)

Sub-arreglo F			
Frecuencia (Hz)	Veloc. de Fase (m/s)	Frecuencia (Hz)	Veloc. de Fase (m/s)
0.765	410.3	4.015	147.9
1.015	317.5	4.265	142.5
1.265	287.2	4.515	133.6
1.515	272.1	4.765	128.0
1.765	252.9	5.015	113.2
2.015	229.4	5.265	105.0
2.265	210.4	5.515	96.2
2.515	197.0	5.765	96.4
2.765	189.9	6.015	101.7
3.015	176.9	6.265	105.8
3.265	162.6	6.515	103.5
3.515	152.0	6.765	92.8
3.765	146.6	7.015	84.7

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

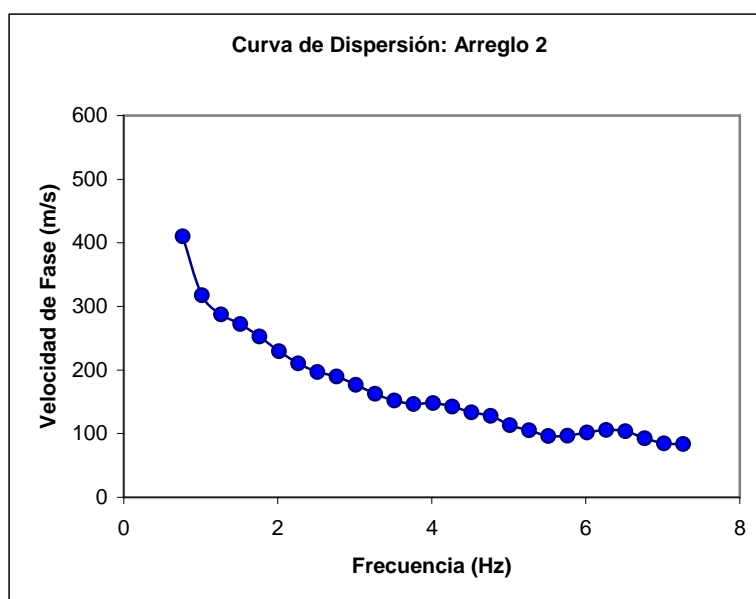


Figura 21. Curva de dispersión calculada para el sub-arreglo F1-F3 (Arreglo 2)

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, las mismas que serán comparadas con las curvas de dispersión calculadas en los dos arreglos.

Para generar la primera curva de dispersión teórica se utilizó como datos de entrada los parámetros mostrados en la Tabla 4, cuyos espesores fueron tomados directamente del corte litológico del pozo EAC-1 (Figura 2), mientras que los valores de velocidad para ondas P y S, así como las densidades y velocidades fueron estimados tomando en cuenta el tipo de roca descrita en el pozo EAC-1 y valores típicos 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 (Tabla 5), el cual generó una curva de dispersión teórica que al sobreponerla a la curva de dispersión estimada en el arreglo 1, nos da un ajuste adecuado, como se puede observar en la Figura 22.

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

Tabla 4. Modelo de velocidad inicial utilizado para obtener la curva de dispersión teórica, 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.

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

Tabla 5. Modelo de velocidad final utilizado para obtener la curva de dispersión teórica para el arreglo 1, 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.

La Figura 22 muestra la curva de dispersión teórica con triángulos oscuros y la curva de dispersión estimada con círculos oscuros. También se puede 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 inferior del abanico de confiabilidad están dados por:

$$L_s = r * 10 * f$$

$$L_i = r * 2 * f$$

Donde r es la distancia entre instrumentos y f es la frecuencia.

Finalmente, si observamos nuevamente la Figura 22, vemos que las curvas dentro del intervalo de confianza se traslapan, lo que nos indica que el modelo de velocidad utilizado para la obtención de curva teórica (Tabla 5) es el adecuado para la zona de estudio.

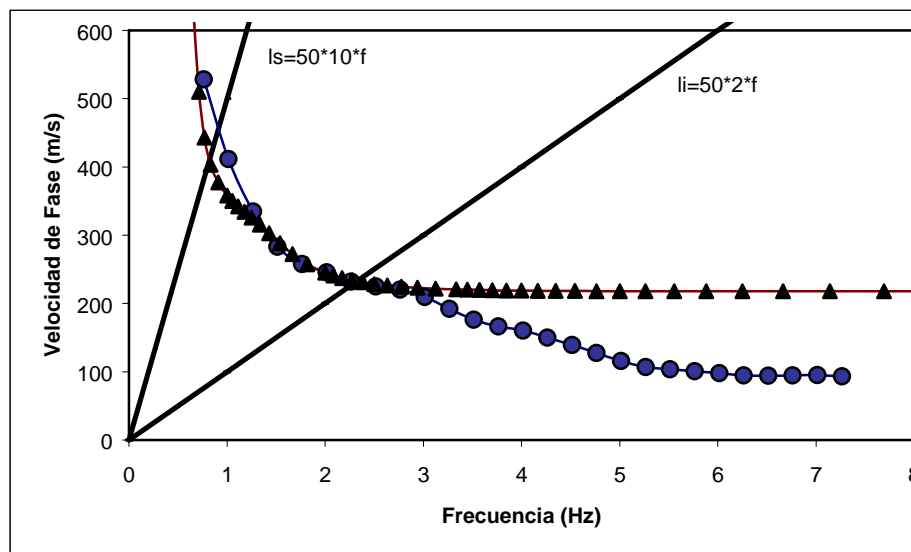


Fig. 22. Curvas de dispersión para el arreglo 1. Los triángulos indican la curva de dispersión Teórica obtenida con los datos de la Tabla 5 y los círculos la curva de dispersión calculada. Las líneas rectas indican el intervalo de confianza.

Para el arreglo 2 se siguió el mismo procedimiento, y como modelo inicial se utilizó los valores del modelo final obtenido en el arreglo 1 (Tabla 5). Dado que la zona del arreglo 2 se encuentra a pocos kilómetros del arreglo 1, a este modelo inicial solo se le varió los espesores de los estratos. La curva de dispersión teórica encontrada se muestra en la figura 23, donde observamos que tanto la curva teórica y la estimada se traslapan en su totalidad dentro del rango de confiabilidad, lo que sugiere nuevamente que el modelo de velocidad encontrado (Tabla 6), es el adecuado para la segunda zona cerca al manantial Alcaparrosa.

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 6. Modelo de velocidad utilizado para obtener la curva de dispersión teórica para el arreglo 2, 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.

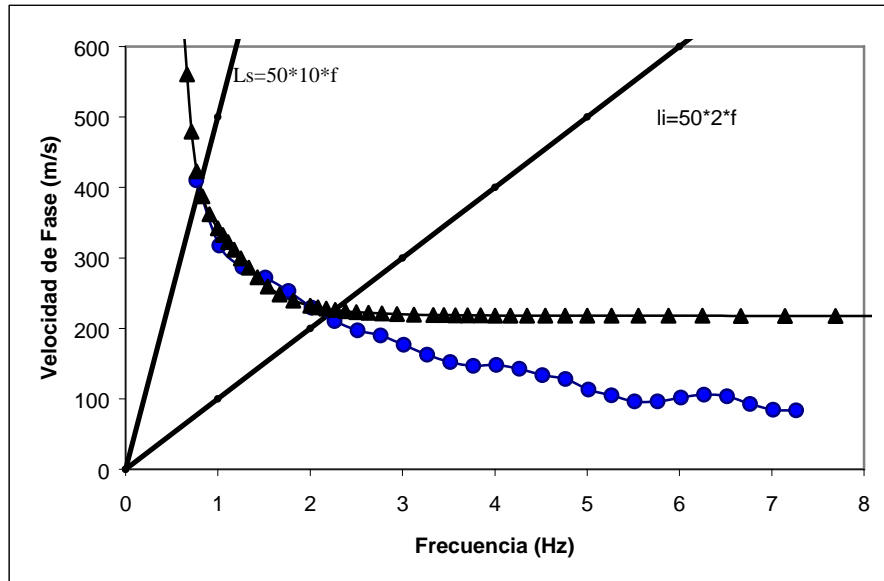


Figura 23. Curvas de dispersión para el arreglo 2. Los triángulos indican la curva de dispersión Teórica obtenida con los datos de la Tabla 6 y los círculos la curva de dispersión calculada. Las líneas rectas indican el intervalo de confianza.

4.5. Estimación de funciones de transferencia teóricas

Con el objeto de comparar las funciones de transferencia empíricas (FTE) obtenidas en el capítulo 4 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 (Tablas 5 y 6), se calcularán la respuesta teórica en superficie para un modelo unidimensional de capas planas ante incidencia vertical de ondas SH, que incluya los valores de velocidad de ondas-S y espesores encontrados en los dos modelos. Para ello utilizaremos el conocido método de Haskell (Haskell, 1964).

Los resultados de este ejercicio se muestran en la Figura 24, donde se han graficado con una línea continua las FTT unidimensionales para los dos modelos de velocidad (Tablas 5 y 6). Podemos 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. Lo que 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.

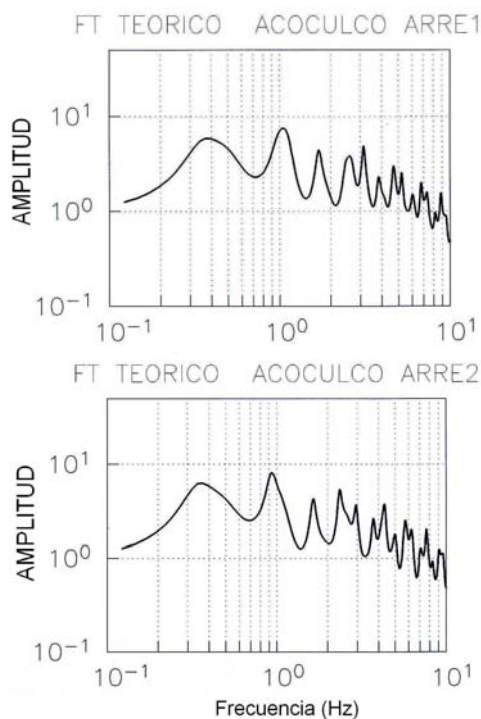


Fig. 24. Líneas continuas oscuras, función de transferencia teórica (FTT) unidimensional, calculada con el método de Haskell. Parte superior, FTT para el arreglo 1. Parte inferior, FTT para el arreglo 2.

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 estimados a partir de modelos de velocidad encontradas para los arreglos 1 y 2. Estas diferencias sugieren que la zona denominada como cuenca endorreica presenta un modelo de velocidad diferente a las zonas circundantes a ésta. Por lo tanto, una manera de aumentar la confianza a la interpretación realizada por CICSA, 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.

Aún cuando los perfiles de resistividad fueron interpretados con el apoyo del corte litológico del pozo EAC-1, que les permitió identificar hasta cuatro paquetes de diferente resistividad (U1, U2a, U2b y U3a), muestran su continuidad azimuthal hacia el NW y NE. Un ejemplo de estos perfiles geoeléctricos se muestran en las Figuras 25 y 26, correspondientes a las líneas T05 y P05 (Figura 4). De los perfiles T05 y P05, podemos estimar los espesores para el modelo cortical promedio para las tres estaciones sísmicas mencionadas.

Si tomamos en cuenta la prolongación de estas unidades resistivas hacia Cruz Colorada en el perfil T05 y en el perfil P05 hacia Torrecillos, podemos resumir en tres capas un modelo general: 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 los 100 m; U2a asociada a rocas volcánicas más compactas (riodacita), con resistividad menor a 10 ohm-m y un espesor

promedio de 250 m; y $U3a$ asociada a las calizas metamorfizadas, con resistividad entre 50 y 200 ohm-m, y un espesor promedio de 1500 m.

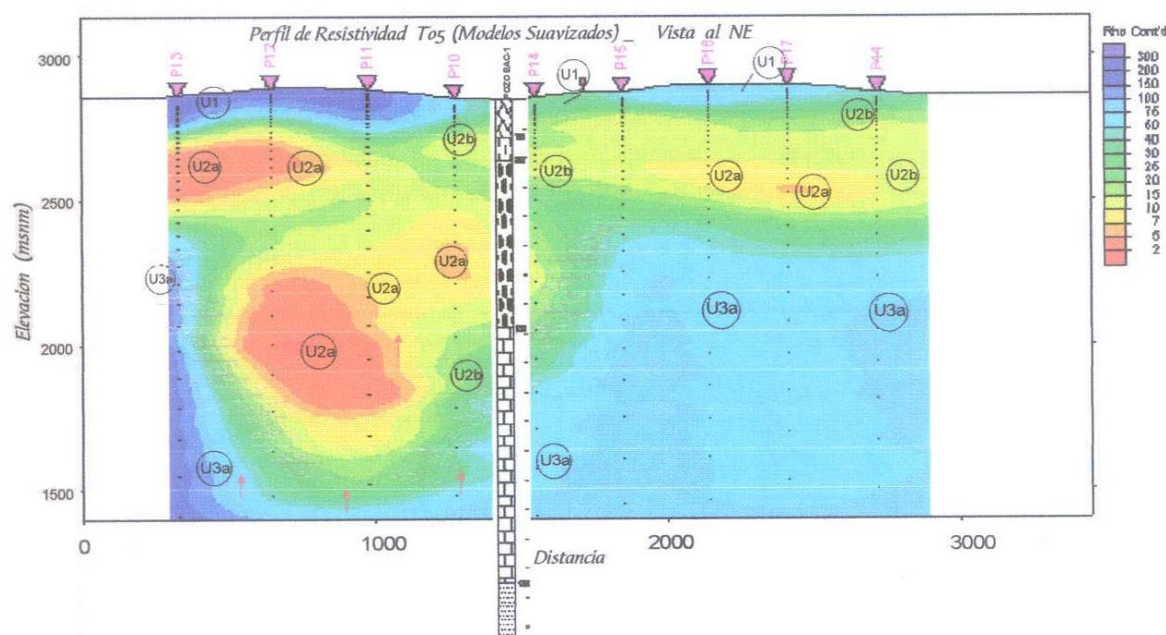


Figura 25. Perfil de resistividad para la línea T05 (Figura 3), tomada del trabajo CIGSA (2000).

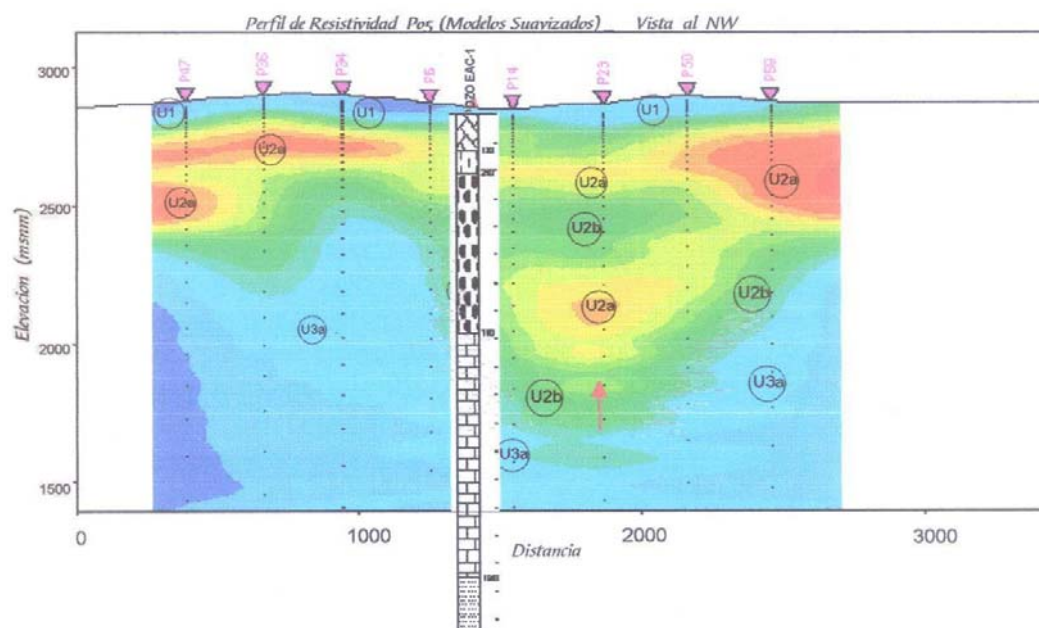


Figura 26. Perfil de resistividad para la línea P05 (Figura 3), tomada del trabajo CIGSA (2000).

Con estos espesores y tomando las velocidades de las ondas S y sus respectivas densidades y amortiguamientos de los modelos encontrados para los arreglos (tablas 5 y 6), se calculó la respuesta teórica en superficie para un modelo unidimensional de capas planas ante 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 fueron asociados 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 7 y su función de transferencia teórica en la Figura 27.

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 7. 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

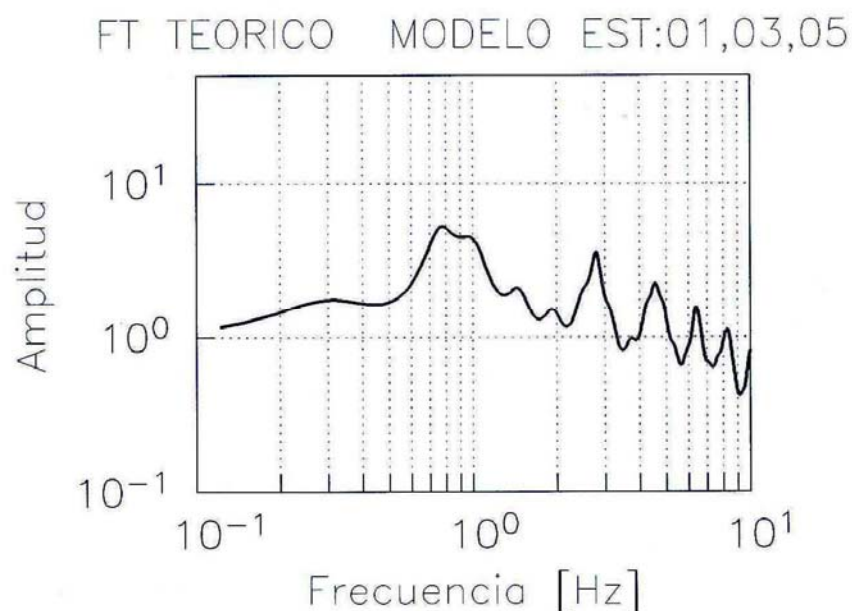


Fig. 27. Líneas continuas oscuras, función de transferencia teórica (FTT) unidimensional, calculada con el método de Haskell para el modelo cortical sísmico estimado para las estaciones ACO01, ACO03 y ACO05.

Finalmente, en la Figura 28 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 EW 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. Aún cuando el ajuste no es el mejor para la estación de Terrerillos, si 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.

Este resultado, mejora la interpretación realizada por CIGSA 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.

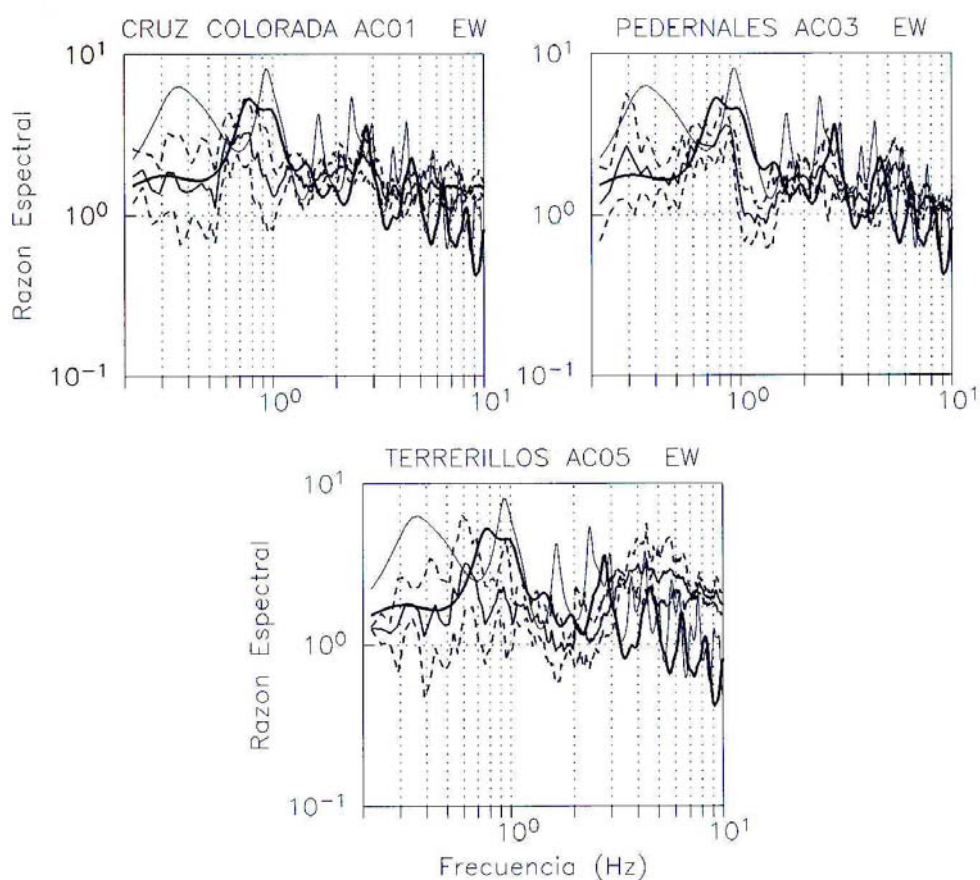


Figura 28. Líneas continuas delgada, función de transferencia teórica (FTT), calculada con el método de Haskell para el modelo de la cuenca endorreica; Líneas continuas gruesas, FTT, calculada para el modelo externo a la cuenca endorreica. Funciones de transferencias empíricas (FTE) obtenidas para la componente horizontal EW 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.

6. Conclusiones y recomendaciones

Del estudio de la actividad sísmica en la región geotérmica de Acoculco correspondiente al periodo Septiembre a Diciembre del 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 son 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.

Modelo de velocidad propuesto para la cuenca endorreica

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

H= espesor, VP=velocidad de ondas P, VS= velocidad de ondas S, RHO= densidad, QP y QS= amortiguamientos.

3- Los registros de sismos regionales se utilizaron para estimar el efecto de sitio en las seis estaciones sísmicas temporales, cuyas FTE, nos sirvieron para validar un modelo de velocidades propuesto para la periferia de la cuenca endorreica.

Modelo de velocidad propuesto para la periferia de la cuenca endorreica

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

H= espesor, VP=velocidad de ondas P, VS= velocidad de ondas S, RHO= densidad, QP y QS= amortiguamientos.

4- Estos modelos de velocidad propuestos (para la cuenca endorreica y fuera de éste), mejora la interpretación realizada por CIGSA (2000), ya que por un lado confirma 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, densidades y amortiguamientos.

5- Finalmente, es necesario continuar con el monitoreo de la actividad sísmica de la región geotérmica de Acoculco, con el objeto de complementar este estudio, y asegurar que las fallas

cartografiadas dentro del campo geotérmico 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 del campo Geotérmico de Acoculco, así como a los Comisarios mencionados de los siete pueblos, que amablemente nos apoyaron en la instalación y resguardo de las estaciones sismológicas.

8. Referencias

- Aki K. (1957). Space and spectra of stationary waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokio*. Pag. 415-457.
- Bollinger, G.A. (1980). Blast vibration analysis, Southern Illinois University Press, USA, 131 pp.
- Castillo, H.D. y De La Cruz, M.V. (1986). Características geológicas de la zona termal de Chignahuapan-Zacatlan, Pue. CFE. Departamento de Exploración. Reporte GG 4/86, 8 pp, Enédito.
- Ferrazini V. & Aki K. (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; N°B4; pag. 6199-6209.
- Flores-Estrella, H. and Aguirre-González, J. (2003). SPAC: An alternative method to estimate site effects in México City. *Geofísica Internacional*, v. 42, N°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. Pag. 236.
- 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, sometido a Tectonophysics.
- GIGSA (2000). Estudio de resistividad con transitorios electromagnéticos en la zona geotérmica de Acoculco, Pue., CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Informe Técnico # DEX-AC-023/00, pp 65, Morelia, Mich., México.
- Haskell, N. A. (1964). Radiation patterns of surface waves from point source in a multi-layered medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 377-393.
- Havskov, J. (1997). The seisan earthquake analysis software for the IBM PC and SUN, version 6.0, Reporte interno del Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Allégaten 41, 5007 Bergen, Noruega
- Herrmann R.B. and C.J. Ammon (2002). Surface waves, receiver functions and crustal structure, *Computer Programs in Seismology*, Version 3.2, pp 112, Saint Louis University, USA.

- Lachet, C. and P. Y. Bard (1994), "Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique", *J. Phys. Earth.*, 42, 377-397.
- Lazcano J. y Rodríguez M. (1999). Estructura somera de la velocidad de propagación de ondas sísmicas en zonas urbanas. Parte 1: Estimación de coeficientes de correlación. Informe; pag. 35.
- Lermo, J. and F. J. Chávez-García (1994a), "Are microtremors useful in site response evaluation?", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1350-1364.
- Lermo, J. and F. J. Chávez-García (1994b), "Site effect evaluation at Mexico City. Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremors records", *Soil Dynamics & Earthquake Engineering*, 13, 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 Acoculco a hidrothermal system with only nonthermal manifestations, *Geothermal Resources Council Transactions*, V.21, September-October.
- Nakamura, Y. (1989), "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface", *QR of RTRI*, 30, No.1, 25-33.
- Polak, B.G., Kononov, V.I., Prasalov, E.M., Sharkov, I.V., Prol Ledesma, R.M., Gonzalez, A., Razo, A. y Molina, B.R. (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 V. 24-3, 465-475.