

ESPECTROS SISMICOS EN LA ZONA BLANDA DEL VALLE DE MEXICO



EDUARDO A. RUKOS

1. INTRODUCCION

Una gran parte de la Ciudad de México esta localizada en los sedimentos arcillosos del antiguo lago que llenaba el Valle de México. Este lago se formaba y mantenía con las precipitaciones pluviales directas y también con las aportaciones de los ríos de la cuenca. El lago se secaba parcialmente durante los periodos interglaciales, cuando la sequía formaba una costra en la superficie de todos los sedimentos fangosos del fondo del lago (en aquellas zonas donde no quedaba agua), cobrando vida nuevamente a la siguiente glaciación para así depositar más sedimentos arcillosos sobre la costra dura superficial dejada por la sequía anterior. En este conjunto de depósitos de sedimentos arcillosos con intercalaciones de capas duras que se fueron formando durante varios milenios se ha cimentado la zona centro, la oriente y parte del sur de la Ciudad de México. La topografía original del fondo del Valle, con cañones, cerros, etc., contribuye a producir un subsuelo con características muy diferentes aun a corta distancia entre dos sitios.

Durante un evento sísmico, las aceleraciones registradas en la superficie son resultado de las ondas que viajan a cierta profundidad en el subsuelo y de las modificaciones que esas ondas puedan tener al "filtrarse" por los estratos locales de suelo en su viaje hacia la superficie. Si la estratigrafía local es muy firme, las aceleraciones inmediatamente debajo de la superficie serán casi iguales a las profundas en el subsuelo, sin embargo, si los suelos locales son muy blandos, las aceleraciones cerca de la superficie serán hasta cuatro o cinco veces mucho mayores, que las del subsuelo profundo. Es evidente que en la zona de la Ciudad de México cimentada en los sedimentos arcillosos del lago, la amplificación de estas aceleraciones incidentes será muy grande.

Durante el sismo del 19 de septiembre de 1985 se registraron aceleraciones de magnitudes distintas en diversos sitios del Valle de México, según informó el Instituto de Ingeniería (Ref. 3). Para efectos de este estudio, de entre ellos se seleccionaron cuatro sitios con información sobre aceleraciones y velocidades de onda (Fig. 1). Todos se encuentran en la llamada "zona blanda" del Valle de México, con excepción de Tacubaya que se localiza en zona firme. Es por ello que para los estudios que se realizaron se consideró a la excitación registrada en este sitio como representativa de las ondas incidentes en el Valle durante el sismo.

En las figuras 2 a 5 se muestran las velocidades de onda de los cuatro sitios mencionados. En Tacubaya la información se obtuvo por el método llamado "*cross-hole*" (Ref. 8) y por ello el muestreo es muy espaciado. Se observa de la Fig. 2 que las velocidades de onda son de 300 m/seg y mayores, lo cual es indicativo de que Tacubaya es un sitio muy firme, justificando el uso de las aceleraciones ahí registradas como excitación incidente para el estudio de las amplificaciones en la zona blanda del Valle de México.

En los demás sitios las velocidades de onda se obtuvieron con la "sonda suspendida"; instrumento de reciente aplicación que permite registrar en forma casi continua las velocidades de onda. Los valores graficados en las figuras 3 a 5 fueron tomados a intervalos casi constantes de aproximadamente un metro, con lo cual se obtiene prácticamente una "función" de velocidades de onda, en sustitución de los tradicionales valores puntuales que pretendían con un solo valor, representar la velocidad de onda de todo un estrato. Toda esta información se obtuvo de los sondeos efectuados por el Instituto de Ingeniería (Ref. 2).

La figura 3 corresponde al perfil de velocidades de onda para la zona de la SCT. Podemos observar claramente la zona de relleno consolidado de la capa superior; aun cuando la primera medición se obtuvo a los cuatro metros de profundidad, la resistencia a la penetración del cono eléctrico nos permite determinar que toda la capa superior de cinco metros tiene una velocidad de onda que va alrededor de los 100 m/seg. la cual decae bruscamente, llegando a un valor mínimo de 40 m/seg a los diez metros de profundidad, ascendiendo en forma que podría promediarse como lineal hasta los 30 metros en donde llega a superar los 350 m/seg en la zona reconocida como la "capa dura" por los constructores de la Ciudad de México. Un descenso brusco hasta cerca de 100 m/seg a los 35 m de profundidad marca la presencia de una capa de arcilla suave debajo de la capa dura. En forma casi inmediata, el perfil vuelve a subir, esta vez hasta los 600 m/seg a los 40 m de profundidad, manteniéndose en un rango entre 400 y 600 m/seg en los siguientes diez metros, como indicación de los depósitos más firmes conocidos como el "estrato profundo" o simplemente como "el profundo".

La sucesión de relleno consolidado, arcilla blanda, capa dura, arcilla blanda y, finalmente, depósitos firmes es típico de la zona blanda del Valle de México y se debe, como ya se mencionó, a las glaciaciones y periodos de sequía entre glaciaciones que ha tenido el Valle, según explica Federico Mooser en la Ref. 4.

En la figura 4 se tiene la velocidad de onda para las oficinas de Central de Abastos. Aquí también se observa una estratificación similar al de la SCT. El relleno consolidado ocupa los primeros cinco metros alcanzando hasta 150 m/seg de velocidad, baja a un mínimo de 30 m/seg para subir linealmente, con fluctuaciones, hasta 80 m/seg a los 40 m de profundidad, donde aparece la "capa dura" llegando la velocidad de onda a los 250 m/seg, para después descender a 100 m/seg en la segunda formación arcillosa y luego incrementarse en forma lineal, en promedio, llegando a casi 500 m/seg a 65 m en los depósitos "profundos". La estratigrafía y variación es cualitativamente similar al sitio anterior, sin embargo, los diferentes espesores de las capas arcillosas producen notables cambios en el contenido de frecuencias de las aceleraciones en la superficie, lo cual se refleja en las formas diferentes que toman los espectros de respuesta en estos sitios.

Al sureste de la ciudad, el lago que se extendía por todo lo que ahora es la zona metropolitana no siempre se secó en los periodos interglaciales. Es por ello que las velocidades de onda para el sitio de Tláhuac - Bombas, mostradas en la figura 5 tienen un perfil diferente al de los sitios anteriores.

Como la densidad de población es casi nula, no tienen la primera capa de relleno consolidado, comenzando directamente con depósitos de arcilla que tiene velocidades de onda entre 50 y 100 m/seg incrementándose en forma lineal, en promedio, hasta 45 metros de profundidad, donde se encuentra en forma incipiente lo que podría ser una muy delgada "capa dura" que llega a 200 m/seg de velocidad de onda. Después de esta muy breve interrupción, la formación arcillosa continúa con muy ligera tendencia al incremento lineal hasta el registro tomado a los 73 m de profundidad. Usando los estudios de torcómetro en el laboratorio, con muestras tomadas hasta casi 120 m de profundidad, podría obtenerse por correlación que la tendencia lineal continúa hasta los 107 m, donde la velocidad de onda se estimaría en 160 m/seg, caracterizando aquella de los "depósitos profundos", aunque es mucho más baja que la usual.

Los acelerogramas obtenidos en la zona blanda, tuvieron una duración de 180 segundos. En forma característica, los registros estudiados pueden dividirse en tres grandes secciones. La primera, de 0 a 30 ó 35 segundos es de baja amplitud y alta frecuencia, la cual se denota por bruscos "reversos de la aceleración en una fracción de segundo. La segunda parte de 30 a 70 u 80 seg esta caracterizada por muy alta

amplitud y altas frecuencias; ésta es la parte del sismo que contiene la mayor energía. Finalmente, la última parte es de menor amplitud y muy baja frecuencia, llegando en algunos casos a semejar un movimiento armónico como en el registro de la Central de Abastos (Figs. 6 y 7).

CARACTERISTICAS DE LAS ACELERACIONES REGISTRADAS.

Una forma cuantitativa de obtener información adicional de un registro de aceleraciones es calculando la intensidad de Arias del registro (Ref. 1). Esta función está definida por:

$$I_A = \frac{1}{2g} \int_0^t \ddot{u}^2(\tau) d\tau$$

Donde \ddot{u} es la aceleración registrada. La intensidad de Arias está directamente relacionada con el contenido de energía del movimiento sísmico en el punto de registro del acelerograma y es por ello que proporciona mayor información que variables menos elaboradas como la máxima aceleración, la duración del evento, etc.

Las intensidades totales de Arias para varios sitios se encuentran relacionadas en la tabla 1. De la relación podemos notar que la menor intensidad de Arias se tiene en Tacubaya, lo cual nos permite concluir que este sitio es el que produce menor amplificación del movimiento entre todos los estudiados, suponiendo desde luego la existencia de una excitación incidente común en el Valle.

En la tabla 2 se muestra una comparación de la relación de intensidades de Arias de las dos componentes horizontales en los sitios para los cuales se obtuvieron acelerogramas. De esta tabla podemos observar que en todos los casos la componente N-S contiene mayor energía que la E-W, excepto para el sitio de la SCT donde la relación es a la inversa, siendo casi el doble la intensidad de Arias para la componente E-W.

Mayor información puede obtenerse de un registro de aceleraciones al obtener el espectro de respuesta. Las figuras 8 a 13 muestran los espectros para las dos componentes horizontales de las aceleraciones obtenidas en la SCT, las oficinas de Central de Abastos y Tláhuac - Bombas. Una inspección de los espectros de los dos primeros sitios revela que la relación entre periodos es aproximadamente igual a

$$T_n = T_1 / (2n-1)$$

donde T_1 es el periodo fundamental del sitio. La relación anterior indica que $T_2 = T_1/3$, $T_3 = T_1/5$, etc., y es la que se obtiene analíticamente para un estrato homogéneo sobre una base rígida. La tabla 3 muestra la comparación entre la relación de periodos registrados y la de los calculados para la solución analítica. Lo

anterior indica que para estos dos sitios (SCT y CAO) el comportamiento real del suelo es muy cercano al de un estrato homogéneo lineal con propagación unidimensional de las aceleraciones. El comportamiento de Tláhuac - Bombas es más complejo y no puede explicarse con un modelo simple. Existe la posibilidad de que, a mayor profundidad, se tenga otra formación arcillosa blanda con velocidades de onda bajas.

TEORIA DE LA MODELACION

El desarrollo de los modelos analíticos parte de la suposición inicial del comportamiento lineal del material que forma el subsuelo. En el caso del análisis dinámico causado por una excitación caracterizada como aceleraciones incidentes, las ecuaciones, en forma matricial, son:

$$M\ddot{u}_i + Ku_i = -M\ddot{u}_g$$

donde M es la matriz total de masas formada por un ensamble de las matrices de masas concentradas de cada elemento finito:

$$m_e = \frac{\rho h}{2} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$$

donde ρ es la densidad de masa y h el espesor de discretización del suelo; K es el ensamble de las matrices de rigidez cada elemento:

$$K_e = \frac{G}{h} \begin{bmatrix} 1 & -1 \\ -1 & 1 \end{bmatrix}$$

donde G es el módulo de rigidez al cortante; \ddot{u}_i y u_i son los vectores de aceleraciones y desplazamientos, 1 es un vector unitario y \ddot{u}_g es la aceleración incidente.

Como se demuestra en la Ref. 6, estas ecuaciones propagan en forma exacta las aceleraciones incidentes cuando se resuelven usando el método beta de Newmark considerando a beta igual a cero. La solución se pierde en presencia de amortiguamiento, sin embargo cuando éste es bajo puede decirse que la solución resultante es muy cercana a la exacta.

La integración exacta con el método de Newmark requiere que se mantenga el llamado "paso característico", o sea, $v_s \Delta t = h$, donde v_s es la velocidad de propagación y Δt el intervalo de integración (usualmente igual al de discretización del acelerograma). Como Δt es fijo, se requiere determinar el espesor h de cada elemento finito tal que se cumpla este requisito, variando en forma compensada la

funcion v_s para ajustarla de manera constante al intervalo h .

Otra condición importante para una correcta modelación de la propagación de aceleraciones sísmicas es la inclusión del semiespacio en la base del subsuelo. Las aceleraciones incidentes llegan al subsuelo por este semiespacio y, después de reflejarse y refractarse en las interfases de los estratos y en la superficie, se pierden al regresar al semiespacio. La presencia de éste tiene así la característica de un mecanismo de absorción de energía, adicional a la presencia del amortiguamiento en los suelos. La base para la modelación del semiespacio en la propagación unidimensional de ondas fue propuesta por Timoshenko (Ref. 7) al demostrar que los esfuerzos dinámicos son proporcionales a la velocidad. El coeficiente de proporcionalidad es función de la velocidad de onda y de la densidad de masa, o sea que en nuestro caso

$$\tau = \rho v_s \dot{u}$$

donde \dot{u} es la velocidad en la interfase con el semiespacio. Esta relación permite "aislar" los estratos del semiespacio usando los esfuerzos como condición de frontera, requiriendo para ello introducir un coeficiente proporcional a la velocidad en ese punto. Físicamente esto tiene el equivalente a la modelación de un amortiguamiento en la base del conjunto de estratos. La ausencia del semiespacio (base rígida) conduce a un reflejo total de las ondas que regresan a la base conservando así, dentro del sistema, la energía adicional que debió perderse. Con el propósito de mantener las aceleraciones en la superficie dentro de valores aceptables, el amortiguamiento del conjunto es, en ocasiones, incrementado lográndose con esto distorsionar más los resultados, pues se deteriora la respuesta que el modelo produce para las aceleraciones en la superficie.

Como se mencionó anteriormente, una adecuada modelación de los suelos requiere incluir la presencia de amortiguamiento. En este estudio se utilizó amortiguamiento de Rayleigh, el cual es función lineal de cantidades proporcionales a la masa y a la rigidez del sistema y en general se expresa como: $C = \alpha M + \beta k$, donde C es la matriz global de amortiguamiento y α, β son las constantes que fijan la proporción de masa y rigidez. De acuerdo con la Ref. 9 la propagación unidimensional de ondas se modela en forma adecuada con amortiguamiento si $\alpha = 0$ y en consecuencia, se define el amortiguamiento proporcional a la rigidez únicamente. Esto en rigor lleva a representar el suelo como un conjunto de modelos viscoelásticos de Voigt Kelvin según se explica en la Ref. 6 donde β es el tiempo de retardo en el modelo.

La relación entre el amortiguamiento modal y el aquí propuesto, proporcional a la rigidez, está dada por $\zeta = \beta \omega / 2$, donde el

amortiguamiento modal ζ es función de la frecuencia circular ω expresada en radianes por segundo. Es así que al fijar β se obtiene un amortiguamiento equivalente en todos los modos del sistema el cual se incrementa al aumentar la frecuencia siendo en consecuencia mayor para los modos altos de vibración. Por ejemplo para un periodo de dos segundos, típico de algunos sitios blandos del Valle de México, la relación produce que el amortiguamiento modal equivalente sea una y media veces el proporcional a la rigidez, o sea que si se propone $\beta = 0.02$ seg, entonces $\zeta = 0.03$.

Para un mejor entendimiento de la propagación unidimensional de ondas es conveniente introducir el concepto de la función de transferencia, que se origina en la teoría de sistemas lineales y expresa que la función de transferencia es la respuesta del sistema a una excitación de impulso unitario. En la propagación de ondas, si tenemos un semiespacio homogéneo la función de transferencia en la superficie será simplemente un impulso con amplitud de dos. Esto se debe a la amplificación generada por la frontera libre. Si en vez de un semiespacio homogéneo suponemos uno rígido, con un estrato homogéneo, la función de transferencia debida al impulso unitario excitador generado en la base del estrato tomará alternativamente valores positivos y negativos de dos, espaciados por el tiempo de viaje del impulso al descender de la superficie a la base y retornar de nuevo a la superficie. Esta función se expresa en forma de grafica en la figura 14. Los pares de impulsos positivos y negativos continuarán indefinidamente, ya que al no haber un semiespacio (o ser éste infinitamente rígido que es lo mismo en este contexto) no existe pérdida de energía. Si suponemos la existencia de un semiespacio, la función de transferencia será similar al caso anterior. El espaciamiento de los pares de impulsos se dará igual ya que éste depende exclusivamente de la velocidad de onda en el estrato, la cual es la misma que para el caso anterior. La amplitud, sin embargo, no se mantiene constante ya que al rebotar el impulso en la superficie y retornar a su punto de origen en la interfase entre el estrato y el semiespacio, parte del impulso es reflejado de nuevo al estrato pero otra parte se refracta al semiespacio sin regresar ya al estrato; debido a lo anterior la amplitud del impulso obtenido en la superficie disminuye desde su valor inicial hasta convertirse en casi nulo. La rapidéz de disminución de esta amplitud dependerá de la relación entre los productos de las velocidades de onda por las densidades de masa del estrato y el semiespacio. Cuando el medio está formado por una serie de estratos con diversas propiedades, la función de transferencia en la superficie es un conjunto de impulsos ocasionados por las reflexiones y refracciones en las interfases de los diferentes estratos.

Es evidente, a partir de la figura 14, que el periodo natural de un estrato homogéneo es $T = 4H/v_s$, donde H es el espesor. Cuando el depósito de suelo está formado por estratos de diferentes propiedades, entonces la expresión anterior toma la forma $T = 4 \sum h_i/v_i$, la

cual llevada al límite cuando la velocidad de onda es una función continua de la profundidad, digamos x , se obtiene la siguiente expresión para el periodo

$$T = 4 \int_0^H v^{-1}(x) dx$$

la cual establece que el periodo fundamental del depósito de suelos es proporcional al área bajo la función inversa de la velocidad de onda. Como v_s es siempre positiva, entonces la existencia de la inversa está garantizada.

La estratificación poco común encontrada en el Valle de México permite apuntar ciertas características especificadas de la modelación con posible aplicación a todos los sitios de la zona blanda del Valle. Destaca en primer lugar el bajo amortiguamiento modal obtenido en las arcillas. De acuerdo a las investigaciones de laboratorio realizadas en el Instituto de Ingeniería de la UNAM y comentadas en la Ref. 5, el amortiguamiento modal varía del 3% al 4% en las deformaciones angulares hasta 0.01%, del 3.5% al 5% en las de 0.1%, llegando apenas a alcanzar del 5% al 7% en deformaciones tan altas como 0.2%. Utilizando la relación entre amortiguamiento modal y tiempo de retardo ya mencionada, el amortiguamiento de Rayleigh proporcional a la matriz de rigideces para un periodo de dos segundos estaría especificado en forma equivalente al modal usando valores de β entre 0.02 y 0.04 seg. En sistemas con periodos menores, por ejemplo un segundo, β deberá variar entre 0.01 y 0.02 segundos. Estos valores son mucho menores que los comúnmente usados en depósitos de suelo, sin embargo son dos los factores que conducen a ello. Primero, como ya se mencionó, los valores experimentales del amortiguamiento de las arcillas del Valle de México son menores que los de otros depósitos arcillosos. Segundo, la presencia de un semiespacio en el modelo del medio estratificado evita la necesidad de introducir el llamado "amortiguamiento por radiación" cuyo propósito es producir la disminución de energía debida al retorno de reflexiones de ondas al semiespacio.

La medición de velocidades de onda para los sitios estudiados se obtuvo hasta profundidades donde se alcanzaron valores altos con respecto a las arcillas. En la figura 3, para el sitio de SCT se llegó a valores de 600 m/seg a los 40 m de profundidad; en las oficinas de la Central de Abastos (figura 4) se midieron velocidades de 480 m/seg a una profundidad de 65 m y en Tláhuac - Bombas se llegó hasta 75 m de profundidad sin encontrar velocidades de onda mayores a 150 m/seg por debajo de los 50 metros. De acuerdo a lo anterior, no es simple establecer un criterio uniforme en la modelación del semiespacio. Sin embargo, podemos apuntar que las zonas de la SCT y la Central de Abastos tienen en común que se alcanzaron a valores del orden de 500 m/seg o mayores, lo cual hace en principio aceptable la profundidad de exploración alcanzada y

permite modelar usando un semiespacio. La velocidad de onda que se debe asignar al semiespacio no es la que se obtiene a la mayor profundidad de exploración ya que las condiciones reales son que la velocidad de onda continuará aumentando con la profundidad. Es por ello que un valor mayor debe ser seleccionado. En relación a los sitios mencionados, con base a estudios de sensibilidad se determinó que un valor de 1,700 m/seg es aceptable y permite retener la suficiente cantidad de energía para obtener el nivel adecuado de respuesta. Tláhuac plantea un problema diferente. Lo deseable hubiera sido continuar con la exploración geotécnica hasta obtener velocidades de onda lo suficientemente altas para poder suponer que continuarían aumentando con la profundidad; ya que si existiera una formación arcillosa blanda intercalada entre estratos firmes (como en SCT y la Central de Abastos), ésta debería ser incorporada en el modelo. En un intento por obtener resultados, a pesar de las limitaciones apuntadas que quedaron sin resolver, se optó por suponer los valores de las velocidades de onda en Tláhuac - Bombas para los 30 metros siguientes a la profundidad máxima para la cual se obtuvieron dichos valores. Esta suposición fue normada por los resultados de pruebas con torcómetro, las cuales se realizaron para muestras tomadas a profundidades mayores que las de la sonda suspendida. A los 107 metros de profundidad se supuso un semiespacio con 1,700 m/seg de velocidad de onda.

Otro aspecto importante en la modelación específica del Valle de México consiste en que las aceleraciones en la superficie están dominadas por el comportamiento de las arcillas y no por la excitación incidente. Esto se debe a las características de alta amplificación del movimiento, en las frecuencias bajas que tienen los sitios blandos, a diferencia de aquellas muy firmes en donde, prácticamente, se reproducen en la superficie las aceleraciones incidentes. En la figura 15 se muestra una comparación entre el espectro de respuesta de aceleraciones en las oficinas de Central de Abastos y el espectro de respuesta de la función de transferencia. Este último ha sido escalado por un factor de 12.5 para igualar la amplitud pico del primero. Como puede observarse, los picos importantes de ambos espectros ocurren en los mismos periodos.

ACELERACIONES CALCULADAS EN LA SUPERFICIE

Para el sitio que ocupa la Secretaría de Comunicaciones y Transportes se utilizaron en la modelación las velocidades de onda medida en sitio y mostradas en la figura 3 ajustándolas para mantener la relación $v_s \Delta t = \Delta h$, requerida para obtener el paso característico en el algoritmo de la sección anterior, el cual permite obtener la solución exacta en ausencia de amortiguamiento. La aceleración incidente, como en todos los tres casos estudiados, es la registrada en Tacubaya. La velocidad de onda del semiespacio se fijó

en 1,700 m/seg la cual es casi equivalente, para fines prácticos, a un semiespacio rígido. El amortiguamiento usado es proporcional a la rigidez con un valor de 0.01 seg para el coeficiente β . Esto equivale a usar un modelo viscoelástico del suelo, como ya se mencionó. Los modelos analíticos, desde luego, confirman que las mayores aceleraciones en la superficie se obtienen con el componente de Tacubaya con mayor intensidad de Arias, o sea, el N-S. Es por ello que las comparaciones de espectros registrados y calculados en SCT se realizaron en forma cruzada, o sea, los espectros calculados en la dirección N-S de SCT, obtenidos a partir de aceleraciones incidentes N-S de Tacubaya, se compararon con los espectros registrados de SCT en la dirección E-W y viceversa. Los espectros resultantes para cero amortiguamiento espectral se muestran en las figuras 16 y 17. En ambas figuras observamos que existe un desfaseamiento de entre uno y dos décimos de segundo aproximadamente en los periodos importantes donde ocurren los picos del espectro calculado y el real. Si suponemos que las velocidades de onda obtenidas en campo están correctamente determinadas, el desfaseamiento puede ser atribuido a la diferencia de niveles entre la superficie donde se efectuó la medición de las velocidades de onda y aquella en donde se encontraba instalado el acelerómetro. Por ejemplo, una diferencia de tres metros representaría un desfaseamiento de casi el diez por ciento en el pico espectral principal. Para la componente calculada E-W (figura 16) la diferencia en amplitudes de los picos es del 23% para el pico mayor y de 60% para el siguiente en amplitud. La forma del espectro es similar entre el calculado y el registrado, sin embargo, el primero es en general menor en amplitud que el registrado (excepto para el segundo y tercer picos), denotando que el modelo tiene menos contenido de energía de la requerida para modelar el fenómeno real.

En el caso de la componente calculada N-S (Fig. 17) la diferencia en la amplitud del pico espectral máximo es de 13%, en tanto que en el siguiente pico es de 32%, siendo al igual que en la componente anterior, menor el calculado que el registrado en el pico mayor y de la otra manera para el siguiente pico; también en forma consistente, con la misma excepción, el espectro calculado es menor en sus amplitudes que el registrado.

En general, la comparación entre los resultados calculados y los registrados es aceptable, teniendo en cuenta que esta comparación se está haciendo con espectros calculados a amortiguamiento espectral de cero.

En las oficinas de la Central de Abastos, se usaron las velocidades de onda medidas en sitio (Fig. 4), ajustándolas para obtener el paso característico. En forma consistente con la SCT, se usó también un semiespacio con velocidad de onda de 1,700 m/seg y un modelo viscoelástico con tiempo de retardo igual a 0.01 segundos.

Los espectros calculados para cero amortiguamiento espectral se presentan en las figuras 18 y 19, donde también se indican los obtenidos de las aceleraciones registradas en ese sitio. A diferencia de la SCT la coincidencia de los periodos importantes, para los cuales ocurren los picos espectrales mayores, es casi perfecta en las dos componentes. La relación de amplitudes espectrales en cada pico es también mucho mejor, así como la forma general de los espectros. En la Componente N-S, el pico máximo calculado es prácticamente igual al registrado; para el segundo pico y tercer picos, las ordenadas espectrales calculadas son superiores a las registradas en un 15% y 22%, respectivamente.

En el caso de la componente E-W, el pico espectral correspondiente al mayor periodo tiene una amplitud calculada 20% mayor que la registrada; sin embargo, este no es el caso para el segundo y tercer picos en donde las amplitudes calculadas son menores que las registradas en un 22% y 16% respectivamente.

En general, las comparaciones de espectros en las oficinas de Central de Abastos son mejores que las obtenidas en la Secretaría de Comunicaciones y Transportes y teniendo en cuenta que se están haciendo entre espectros con cero amortiguamiento, los resultados pueden considerarse muy satisfactorios.

El último sitio analizado fue el de Tláhuac - Bombas. A diferencia de los anteriores en este sitio no se obtuvieron velocidades de onda que pudieran considerarse representativas de los depósitos profundos, llegando el sondeo de velocidades hasta los 75 metros sin que las velocidades de onda al cortante rebasen los 150 m/seg, excepto en una incipiente "capa dura" a los 45 m de profundidad donde se obtuvieron algo menos de 200 m/seg en un estrato de muy poco espesor. Esto presentó un problema para la modelación, evitando que se pudiera obtener un modelo representativo adecuado de las características reales del sitio, ya que a partir de los 75 m se tuvieron que suponer las velocidades de onda y la profundidad del semiespacio, con base en un sondeo más profundo con información sobre resistencia al corte dada por el torcómetro lo cual propició que los resultados obtenidos para este sitio no resultaran cercanos a lo registrado como ocurrió en los dos sitios anteriores.

En la figura 5 se muestran las velocidades de onda obtenidas en este sitio, las cuales fueron ajustadas para obtener el paso característico que garantiza la solución exacta en ausencia de amortiguamiento. También aquí como en el caso de la SCT y las oficinas de la Central de Abastos, se asignó una velocidad de onda del semiespacio de 1,700 m/seg y un tiempo de retardo para el modelo viscoelástico de 0.01 segundos. Los espectros calculados, a un amortiguamiento espectral cero, se muestran en las figuras 20 y 21 para las dos componentes. En la componente N-S, se tiene el primer pico importante a los 3.8 seg en el espectro del registro; este pico

en el espectro calculado esta desfasado un 6% a la derecha y tiene casi la misma amplitud. El segundo pico, que es el de mayor amplitud casi coincide con el calculado en cuanto al periodo (menos de 5% de diferencia), sin embargo la amplitud registrada es un 48% mayor. Por último, el espectro calculado tiene dos picos importantes adicionales para los cuales no hay equivalencia en el espectro de las aceleraciones registradas. La comparación de espectros para la componente E-W (Fig. 21) muestra un primer pico importante a los 5.8 segundos en el espectro del registro, para el cual no hay equivalente en el espectro calculado (este pico en la componente N-S tiene una amplitud menor); el siguiente pico importante se tiene a los 3.8 segundos con el calculado muy cercano pero con una amplitud mucho mayor que la obtenida del registro. El siguiente pico se obtiene a los 2.1 segundos con un desfase de casi el 20% con respecto al calculado y una pequeña diferencia en amplitud menor al 10%. Por último, al igual que en la otra componente, hay varios picos calculados en periodos de un segundo y menores que no tienen equivalente (con la excepción tal vez del primero del grupo) en el espectro obtenido de las aceleraciones registradas.

En general, la comparación de espectros no es tan buena como en los casos de la SCT y la Central de Abastos y no puede considerarse como aceptable. Como se mencionó anteriormente, esto se debe a la falta de información sobre velocidades de onda a profundidades mayores de 75 m, donde los valores todavía son bajos (menores a 150 m/seg) y no pueden modelarse en forma adecuada.

CONCLUSIONES

Del trabajo desarrollado pueden formularse las siguientes conclusiones y comentarios aplicables, en forma específica, a los tres sitios analizados en las dos componentes horizontales del sismo del 19 de septiembre de 1985, aunque algunas conclusiones pudieran considerarse de tipo general.

1. El nivel de aproximación obtenido en la comparación de los espectros de aceleraciones calculadas y registradas es considerado aceptable en los sitios de la SCT y la Central de Abastos, donde la correspondencia en periodos y amplitudes espectrales permiten validar la utilización de modelos unidimensionales en la propagación de aceleraciones sísmicas para estos dos sitios. En el caso de Tláhuac - Bombas, se supone que la correspondencia no fue tan buena debido a la falta de información sobre velocidades de onda, ya que las mediciones no pudieron continuarse hasta llegar a depósitos firmes.

2. Para el sismo del 19 de septiembre de 1985 y en los sitios de SCT y las Oficinas de Central de Abastos, las frecuencias principales de las aceleraciones registradas en la superficie se

aproximan a las frecuencias naturales del depósito de suelos. Esto es debido a la naturaleza blanda de las arcillas y podrá comprobarse al comparar espectros de diferentes sismos obtenidos en un mismo sitio.

3. Después de que cesa la aceleración sísmica incidente en la base de los depósitos blandos del Valle, éstos siguen vibrando en forma libre debido a la energía atrapada, por un lapso de tiempo aproximadamente igual al transcurrido bajo la fase inicial de movimiento debido a la aceleración sísmica forzada.

4. La inspección de los espectros obtenidos de los registros de aceleraciones en la SCT y las oficinas de la Central de Abastos muestra que los periodos mantienen una relación entre sí, casi igual a la que se obtiene de la solución analítica para un estrato homogéneo sobre base rígida. Lo anterior implica un comportamiento simple lineal y unidimensional de los depósitos de arcilla en esos sitios.

RECONOCIMIENTO

Se agradece el patrocinio de la Comisión Federal de Electricidad para el desarrollo de los estudios de aceleraciones contenidas en este artículo. El Ing. Joseph Zisman Cohen participó en la supervisión de los trabajos y la edición del reporte. Sus valiosos comentarios fueron incorporados al texto final. El Ing. Erik Kaldman Irigoyen efectuó los análisis por computadora requeridos. Se reconoce también la participación, en los primeros meses del proyecto, del Ing. Federico E. Romo Heredia.

REFERENCIAS

1. Arias, A., *"A Measure of Earthquake Intensity"*, Seismic Design for Nuclear Power Plants, R.J. Hansen Ed., M.I.T. Press, 1970.
2. Jaime, A., M.P. Romo y E. Ovando, *"Características del Suelo en el Sitio Central de Abastos Oficinas"*, Instituto de Ingeniería UNAM, Enero, 1987.
Jaime, A., M.P. Romo y E. Ovando, *"Características del Suelo en el Sitio SCT"*, Instituto de Ingeniería UNAM, Enero, 1987
Jaime, A., M.P. Romo y E. Ovando, *"Características del Suelo en el Sitio Tláhuac - Bombas"*, Instituto de Ingeniería UNAM, Marzo, 1987.
3. Mena, E., C. Carmona, R. Delgado, L. Alcántara y O. Domínguez, *"Catálogo de Acelerogramas Procesados del Sismo de 19 de Septiembre de 1985; Parte I. Ciudad de México"*, Instituto de Ingeniería UNAM, Reporte No. 497, Julio, 1986.
4. Mooser, F., y E. Tamez, *"Características Geológicas y Geotécnicas del Valle de México"* COVITUR, Septiembre, 1986.
5. Romo, M.P., y A. Jaime P., *"Metodología para generar espectros de diseño deterministas en campo libre"*, VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Querétaro, Nov. 1987.

6. Rukos, E.A., *"Earthquake Analysis of Interacting Ground Structure Systems"*, Structural Engineering Laboratory, University of California at Berkeley, Report No. UC-SES M-71-9, 1971.
7. Timoshenko, S. y J.N. Goodier, *"Teoría de la Elasticidad"*, Urmo, S.A. de Ediciones, Espana, 1968.
8. Ultra Ingeniería, *"Collection of Building and Foundation Data for México City Buildings Damaged by the September, 1985 Earthquakes"*, preparado para Bechtel International, Inc., nov., 1986.
9. Ultra Ingeniería, *"Estudios de Sensibilidad del Sitio de Laguna Verde"*, Reporte No. RILV-SV-049, junio, 1987.

TABLA 1

RELACION DE INTENSIDADES DE ARIAS PARA DIVERSOS REGISTROS

Sitio	Intensidad de Arias (m/seg)	
	N - S	E - W
Ciudad Universitaria - Mesa Vibradora	0.0707	0.0563
Tacubaya	0.0573	0.0510
Viveros	0.1127	0.1068
Secretaría de Comunicaciones y Transportes	1.3143	2.4424
Central de Abastos Oficinas	1.2079	1.0726
Tláhuac Bombas	1.4927	0.9389
Texcoco Sosa	1.4966	1.1071

TABLA 2

COCIENTES DE INTENSIDADES DE ARIAS PARA VARIOS SITIOS

Sitio	R	R
Ciudad Universitaria - Mesa Vibradora	1.26	0.79
Tacubaya	1.12	0.89
Viveros	1.05	0.95
Secretaría de Comunicaciones y Transportes	0.54	1.85
Central de Abastos Oficinas	1.13	0.89
Tláhuac Bombas	1.59	0.63
Texcoco Sosa	1.35	0.74

$$R = \frac{\text{Intensidad de Arias dirección N - S}}{\text{Intensidad de Arias dirección E - W}}$$

TABLA 3

COMPARACION DE PERIODOS ESPECTRALES REGISTRADOS CON DE UN ESTRATO HOMOGENEO SOBRE BASE RIGIDA

Sitio	Componente	n	T _n registrado	T ₁ /(2n-1)	%
SCT	N-S	1	2.06	---	---
		2	0.69	0.69	0
		3	0.35	0.41	15
SCT	E-W	1	2.06	---	---
		2	0.68	0.69	1
		3	0.32	0.41	22
CAO	N-S	1	3.64	----	---
		2	1.35	1.21	12
		3	0.78	0.73	7
		4	0.58	0.52	12
		5	0.47	0.40	18
CAO	E-W	1	3.90	----	---
		2	1.28	1.30	2
		3	0.80	0.78	3
		4	0.46	0.43	7
		5	0.46	0.43	7

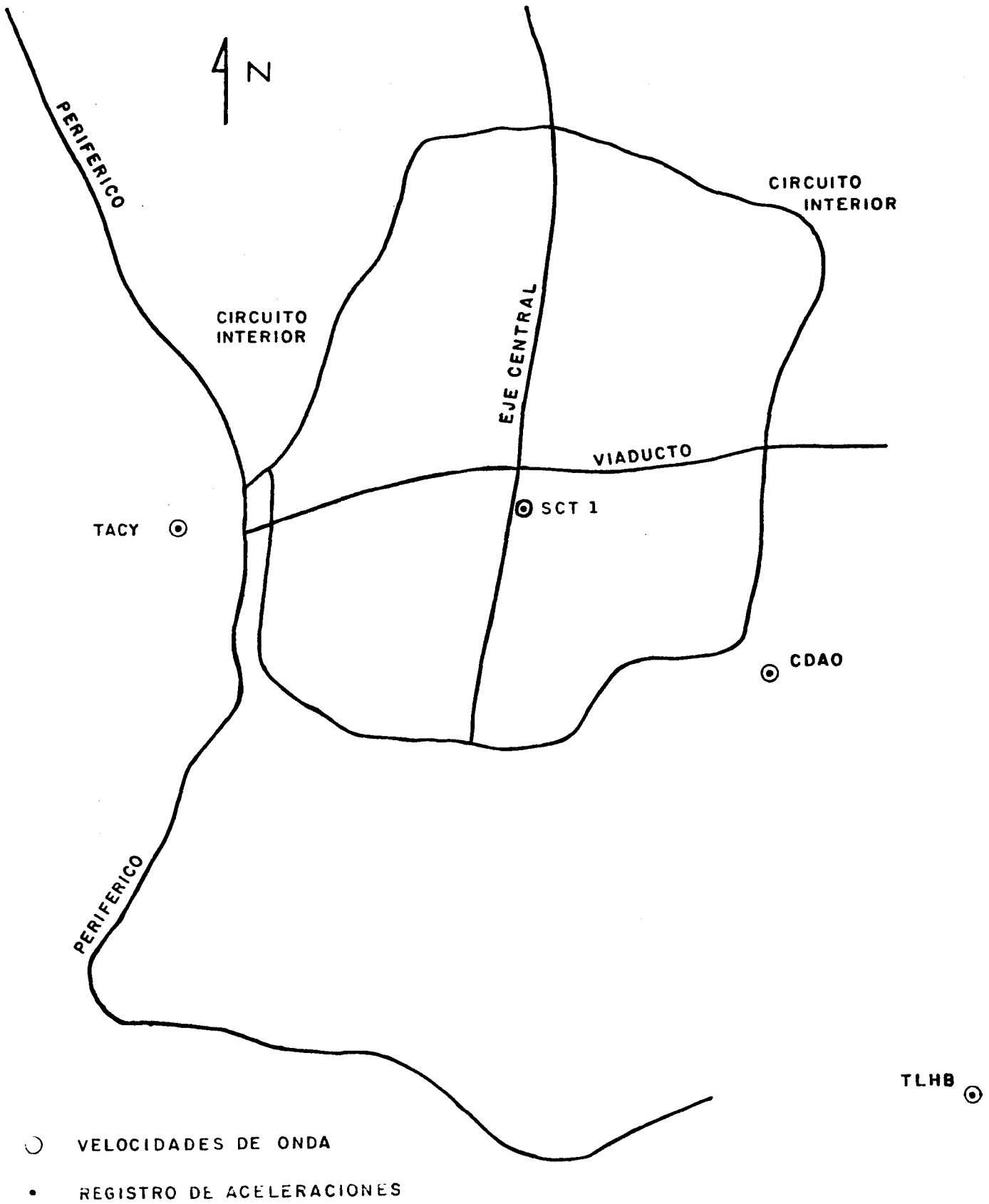


Fig. 1 Mapa de localización de sitios

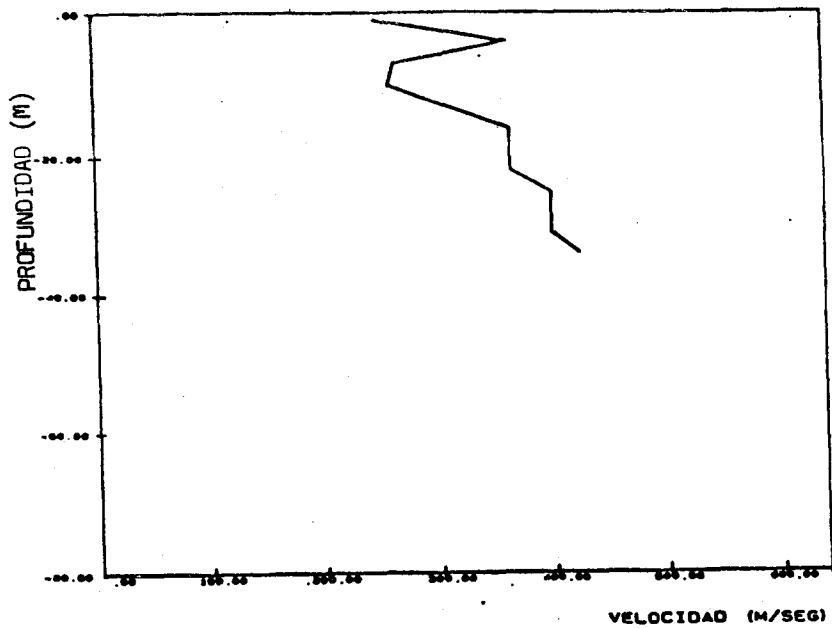


Fig. 2 Velocidades de onda de Tacubaya

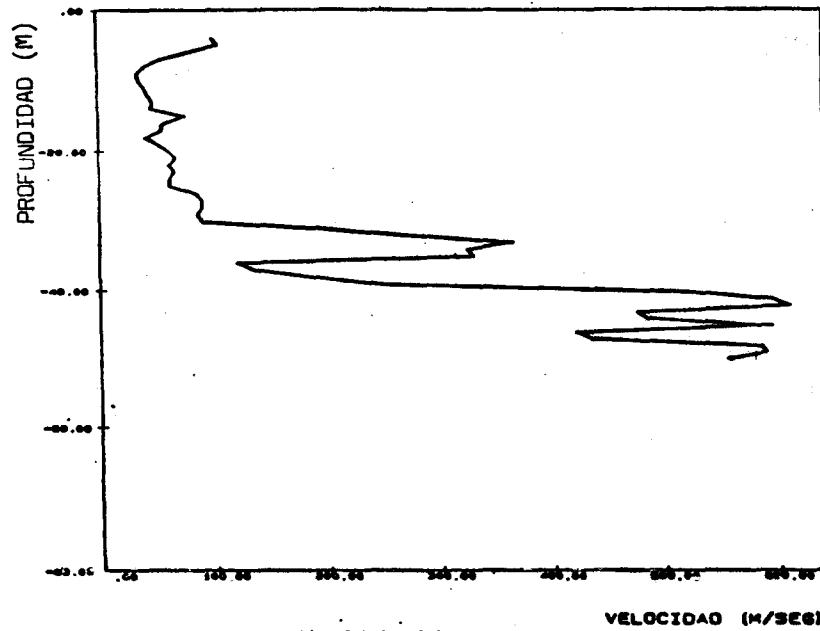


Fig. 3 Velocidades de onda de SCT

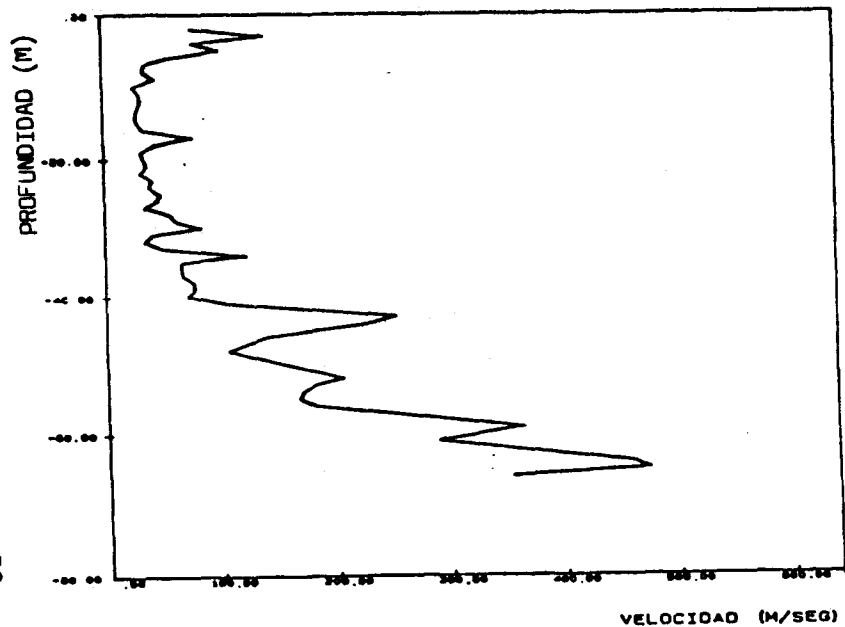


Fig. 4 Velocidades de onda de C. de Abastos - Oficinas

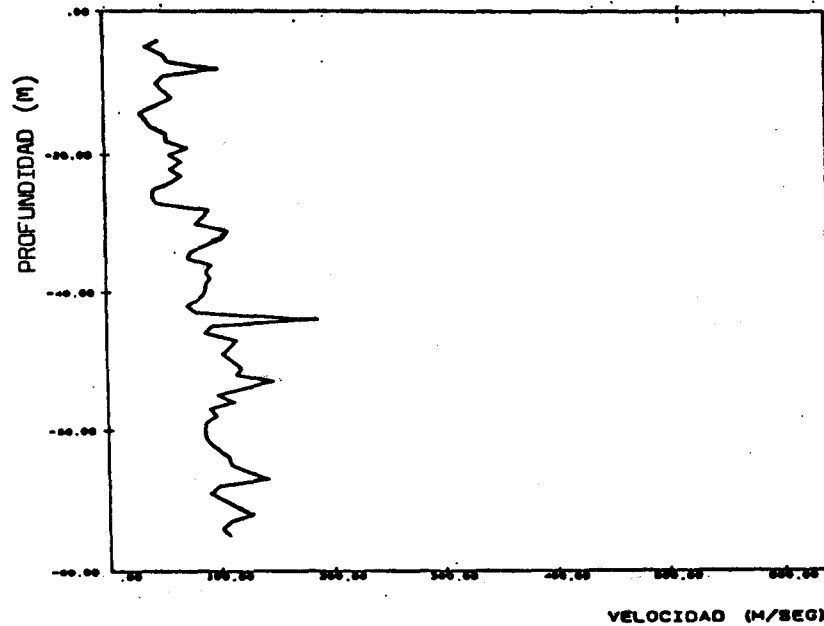
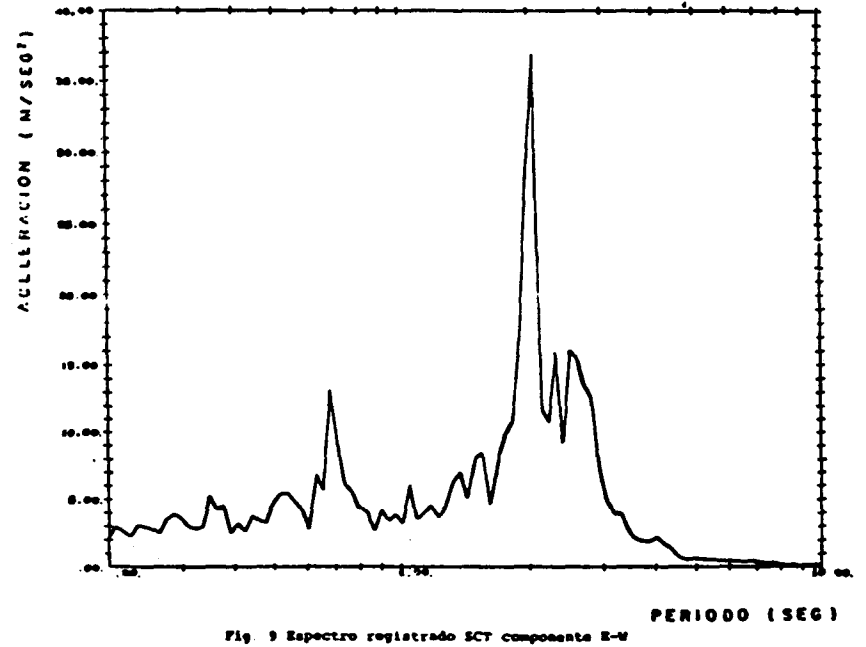
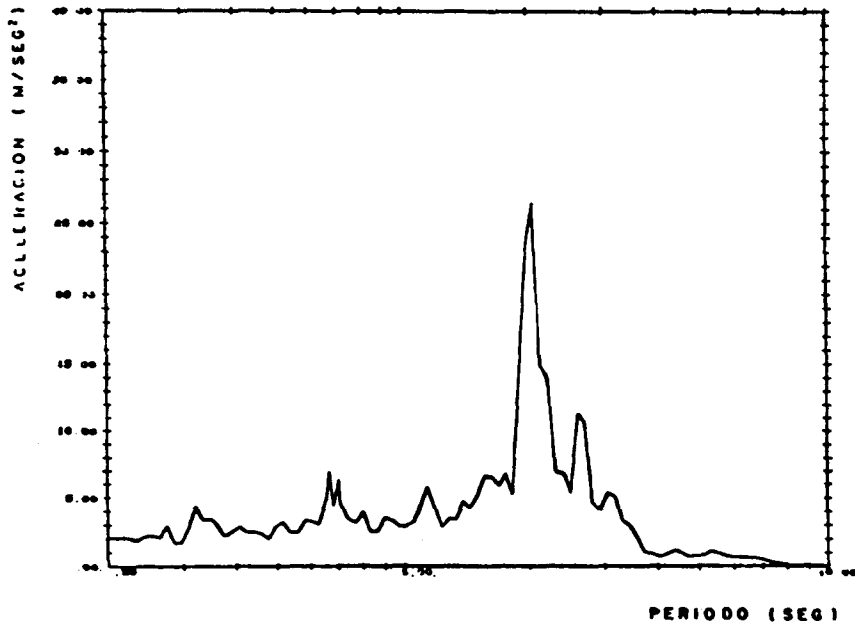
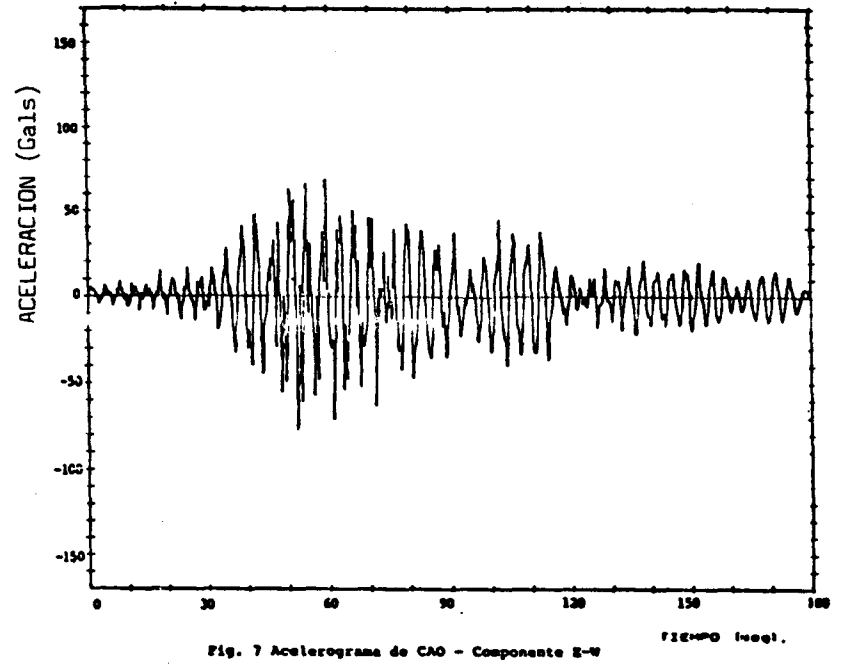
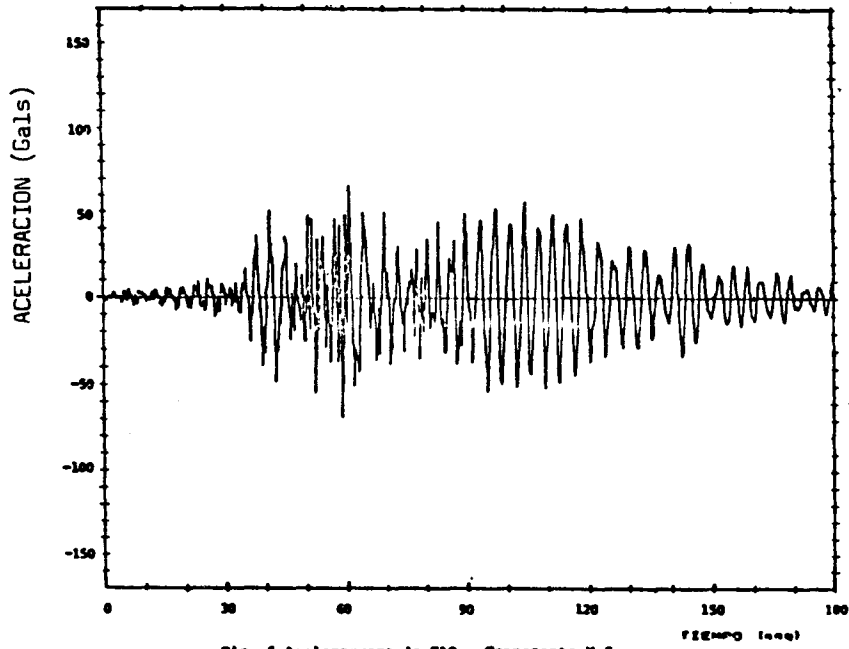


Fig. 5 Velocidades de onda de Tláhuac - Bombas



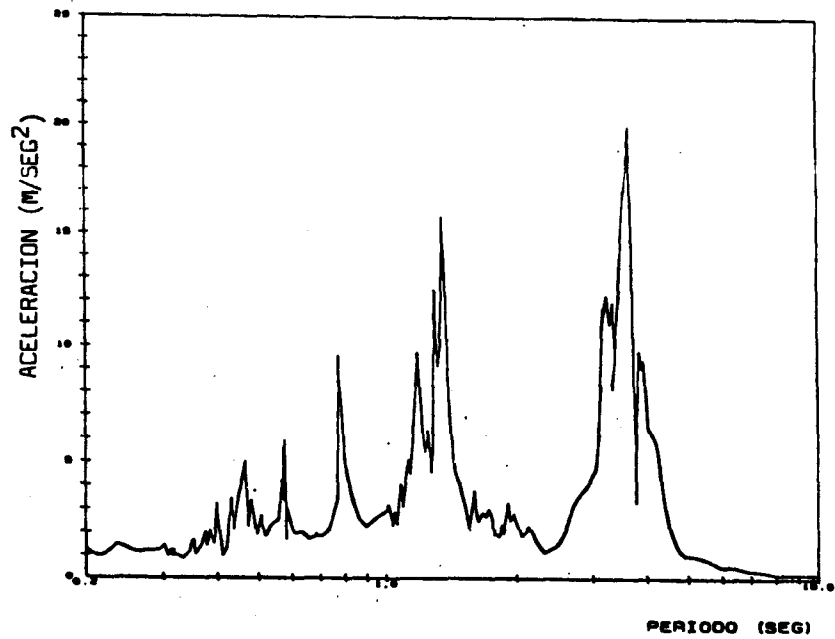


Fig. 10 Espectro registrado CAO componente N-S

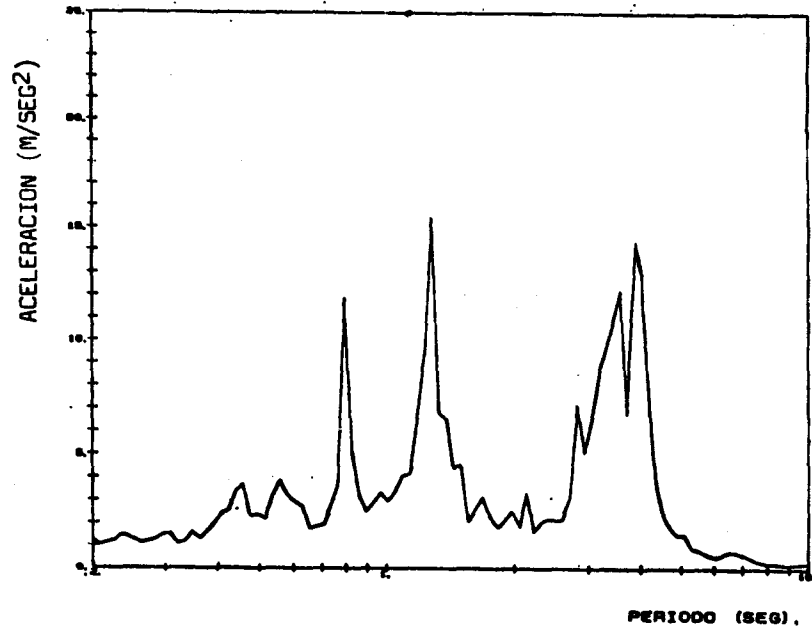


Fig. 11 Espectro registrado CAO componente E-W

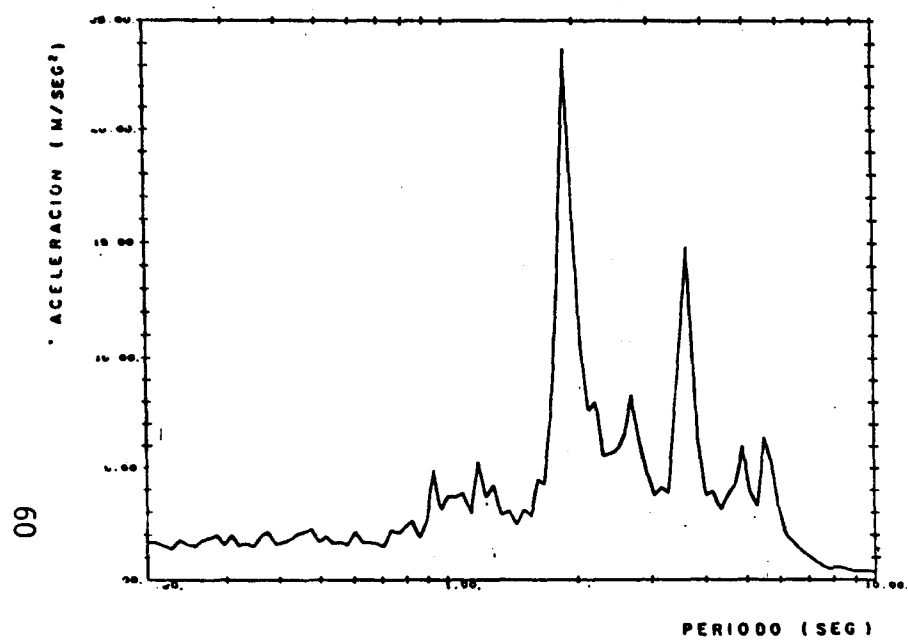


Fig. 12 Espectro registrado TLA componente N-S

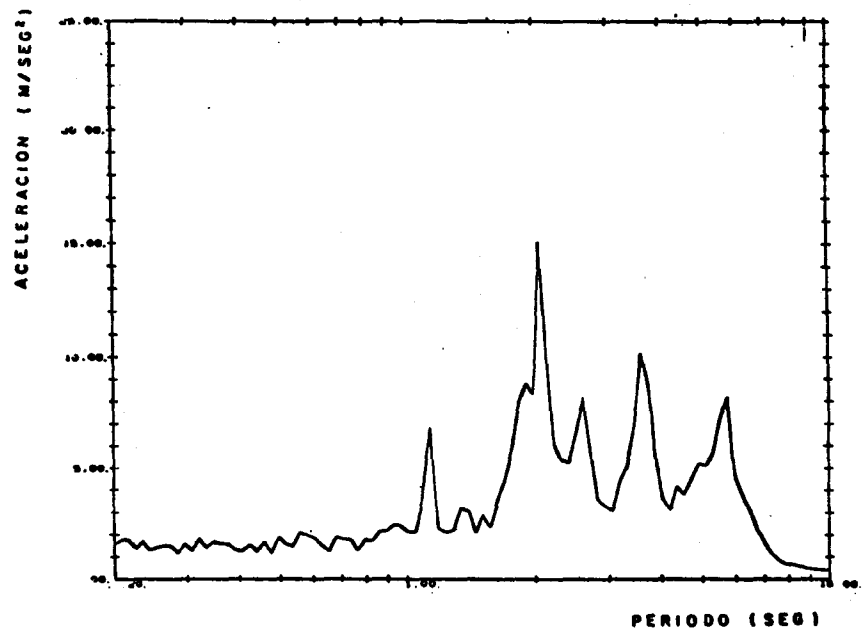


Fig. 13 Espectro registrado TLA componente E-W

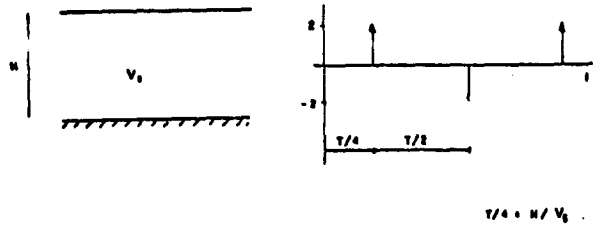


Fig. 14 Función de transferencia para un estrato homogéneo

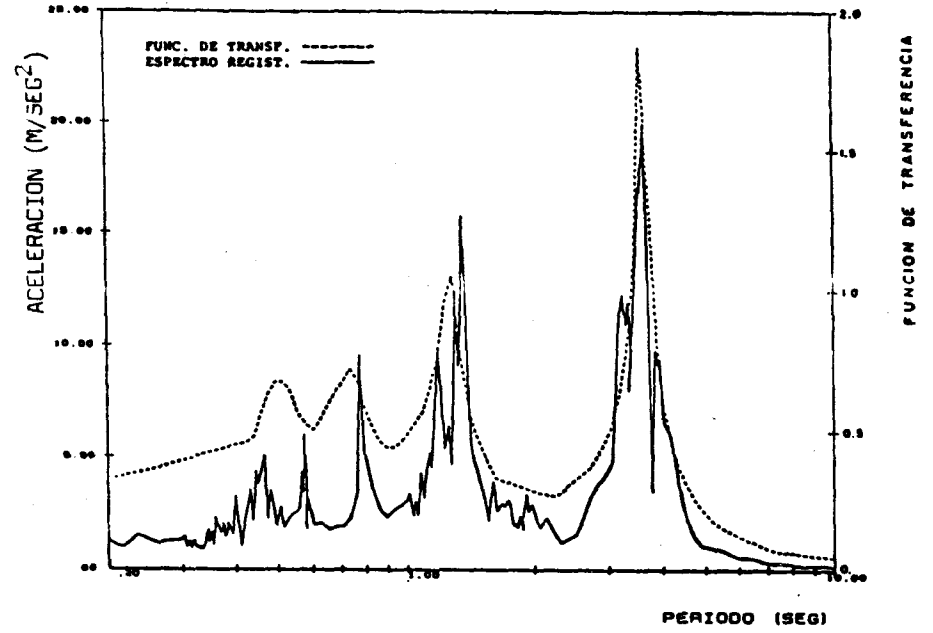


Fig. 15 Comparación entre el espectro de respuesta de las aceleraciones registradas y el de la función de transferencia para CAO

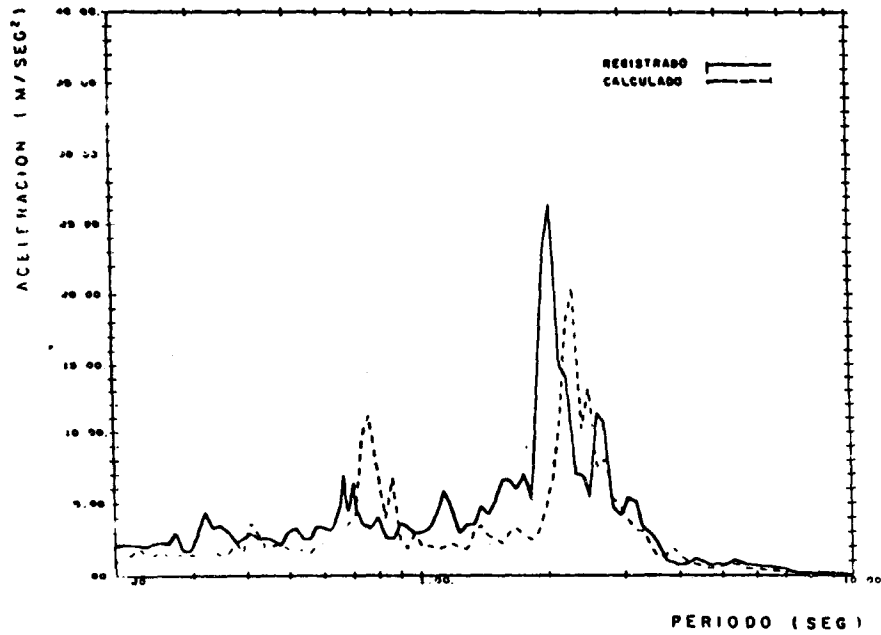


Fig. 16 Comparación entre espectro registrado N-S y calculado E-W en SCT

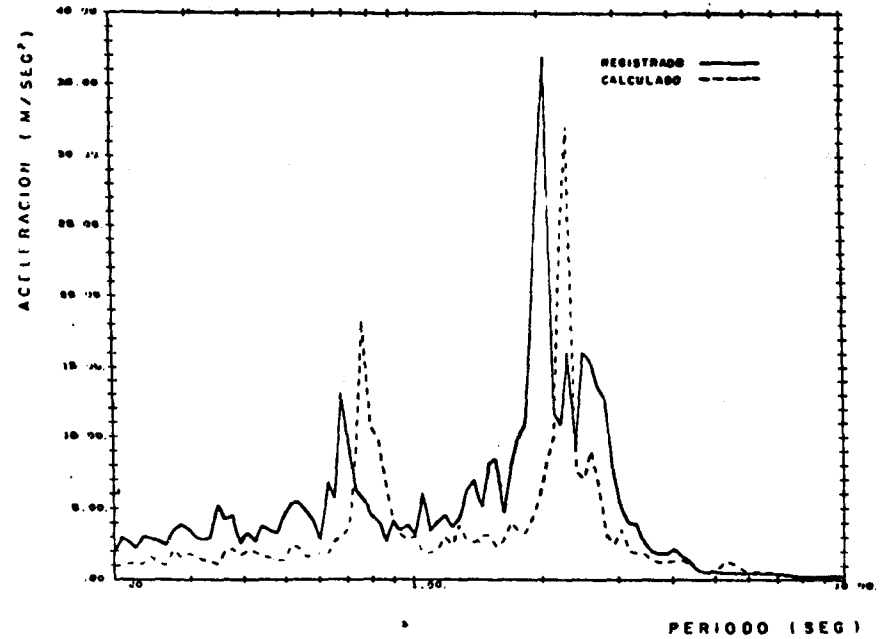


Fig. 17 Comparación entre espectro registrado E-W y calculado N-S en SCT

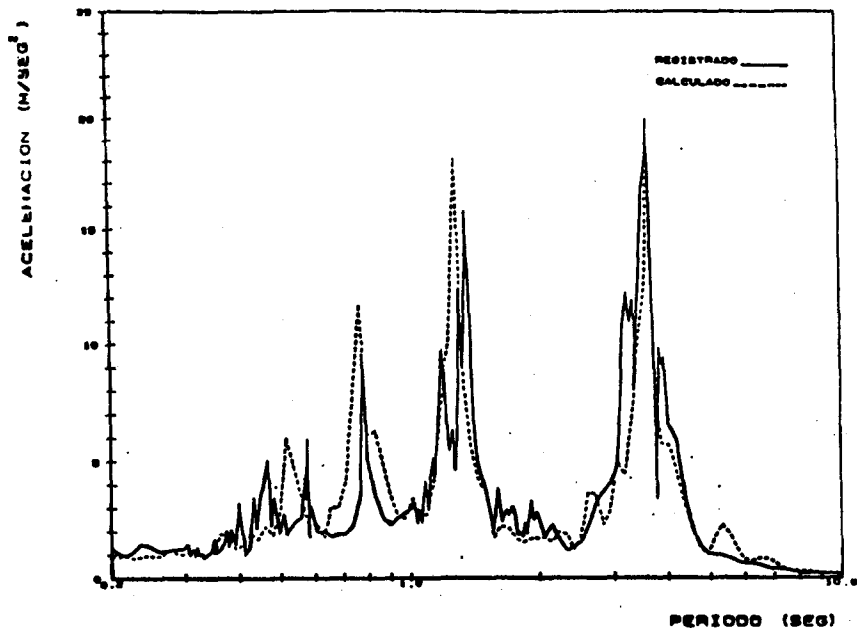


Fig. 18 Comparación entre espectro registrado y calculado en CAO - Componente N-S

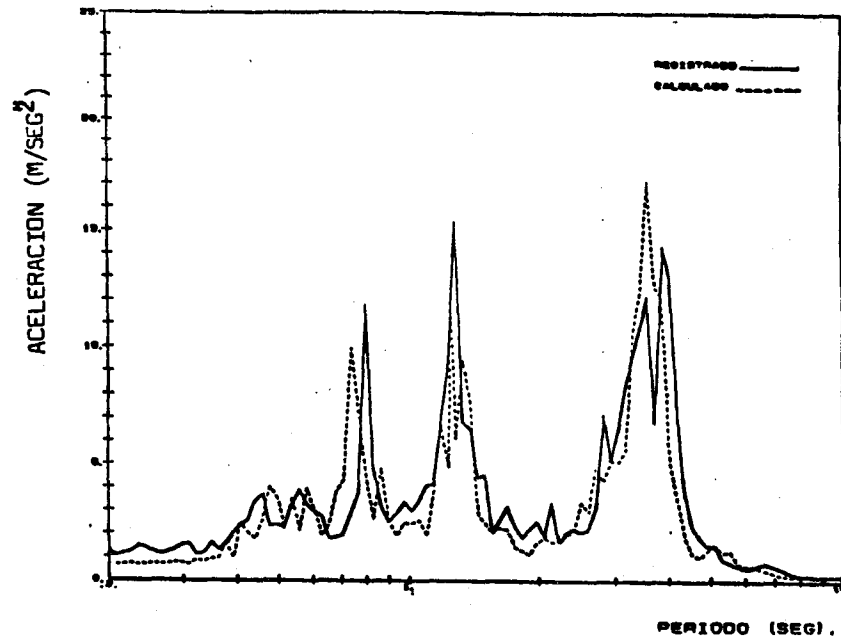


Fig. 19 Comparación entre espectro registrado y calculado en CAO - Componente E-W

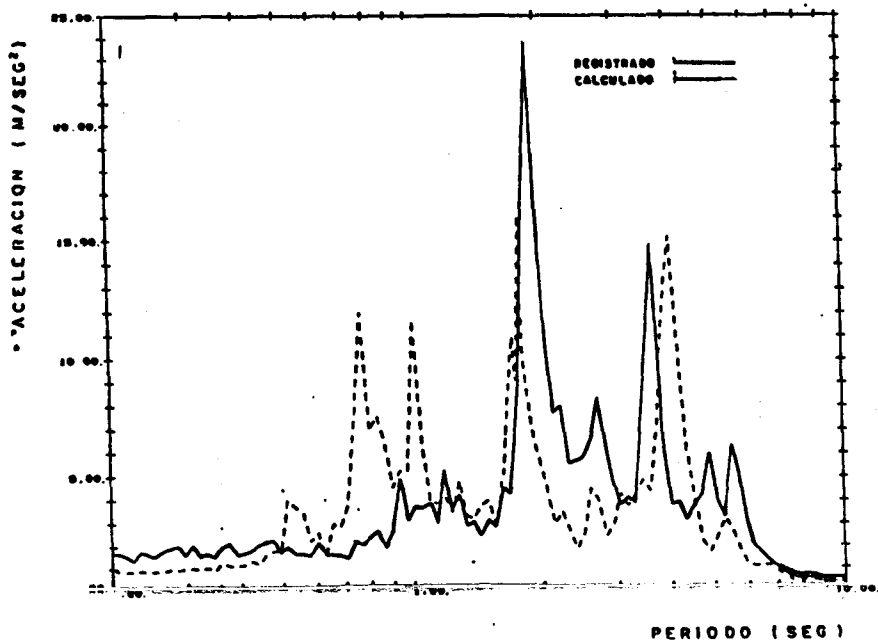


Fig. 20 Comparación entre espectro registrado y calculado en TLS - Componente N-S

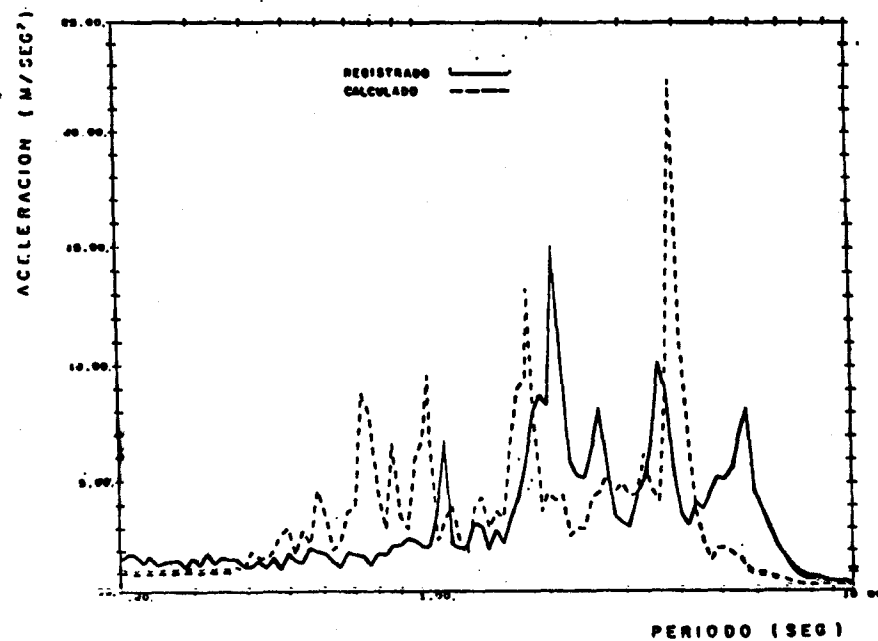


Fig. 21 Comparación entre espectro registrado y calculado en TLS - Componente E-W