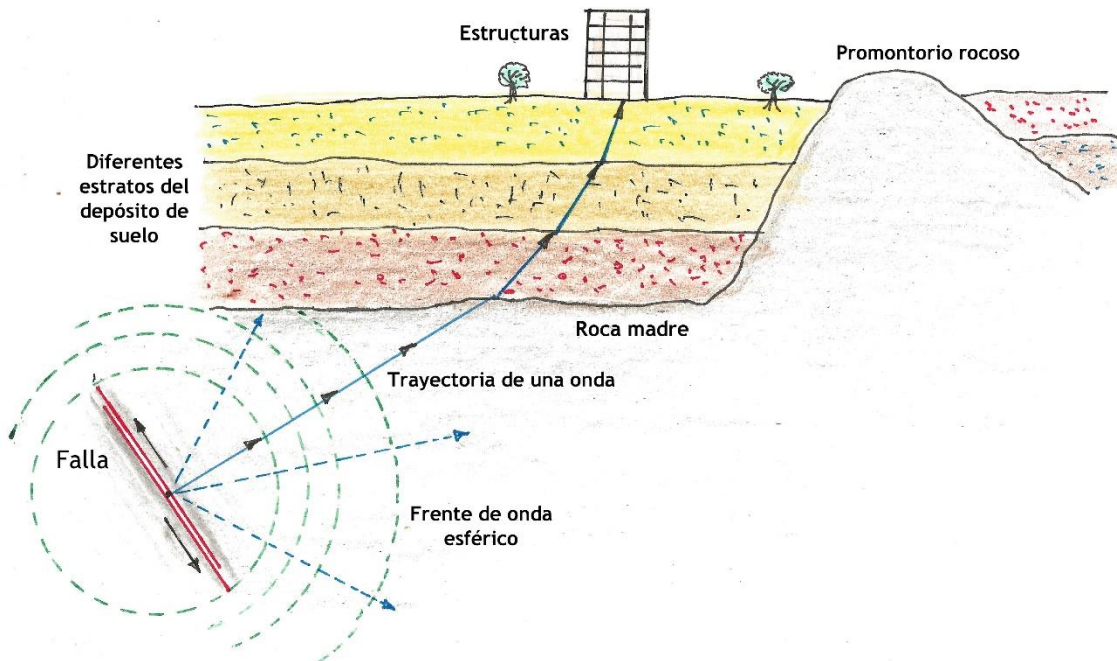


Amplificación de las ondas sísmicas

Vimos que cuando las ondas sísmicas viajan desde el foco del terremoto hasta la roca basal debajo de la estructura se **atenúan** por la distancia: esto se discutió en una nota anterior sobre las leyes de atenuación. El efecto de la atenuación es que la aceleración de las partículas que forman la roca es menor a medida que nos alejamos de falla. La **trayectoria** (la dirección de propagación) de las ondas desde el foco (o hipocentro) es casi una línea recta como muestra la siguiente figura. La **forma** de las ondas sísmicas (que se traduce en la forma del registro de aceleraciones) cambia poco, salvo porque como se dijo la amplitud disminuye. Pero cuando las ondas llegan a la roca profunda debajo de las estructuras ("bedrock" o roca madre), las ondas comienzan a viajar en forma cada vez más vertical a través de las capas de suelo. Este fenómeno se estudia en Física y se describe mediante lo que se conoce como la **Ley de Snell**. Cuando la onda llega a una interfase entre dos tipos de suelo y el que está por arriba es más "blando" (para los ingenieros, cuando la velocidad de las ondas **S** es menor en este suelo), la trayectoria de las ondas se hace más vertical.

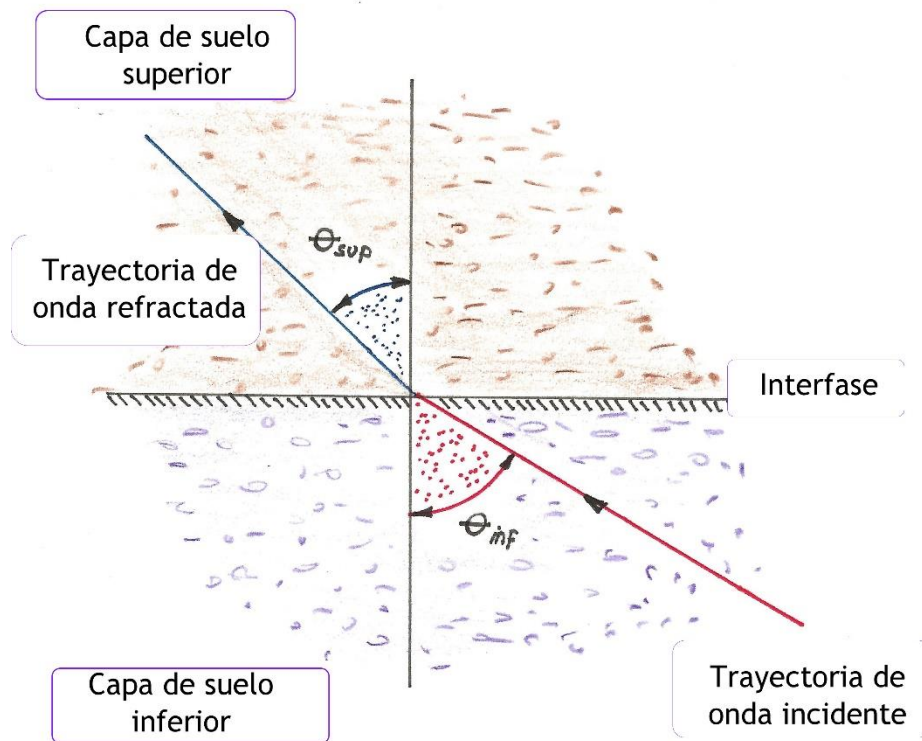


Un poquito de matemáticas para demostrar el fenómeno antes mencionado. Supongamos que llega una onda desde la roca a una interfase con un suelo más blando como se muestra en la figura siguiente. Supongamos que el ángulo de incidencia es $\theta_{inf} = 60^\circ$, además que en la roca la onda se propaga con velocidad $v_{inf} = 5,000$ ft/s y que en la capa de suelo superior esta velocidad es $v_{sup} = 2,900$ ft/s. Para saber con qué ángulo θ_{sup} la onda va a continuar su viaje (θ_{sup} se llama ángulo de refracción), debemos usar la **Ley de Snell** que se estudia en Física:

$$\sin \theta_{sup} = \frac{v_{sup}}{v_{inf}} \sin \theta_{inf}$$

Sustituyendo valores y despejando se obtiene que el ángulo superior es aproximadamente 30° :

$$\sin \theta_{\text{sup}} = \frac{2,900}{5,000} \sin 60^\circ = 0.5023 \Rightarrow \theta_{\text{sup}} \approx 30^\circ$$



Además, la velocidad v con la cual viajan las ondas al atravesar las capas de suelo **disminuye** (para los ingenieros, la razón es que la velocidad es función del módulo de corte G del material). Esta disminución por sí solo no causa un problema, pero desgraciadamente la amplitud con la cual vibran las partículas del suelo **aumenta**. Esto se puede explicar por el principio de conservación de la energía (si la energía cinética disminuye, la energía potencial de deformación debe aumentar). Cada vez que la onda encuentra una nueva capa más blanda el problema se acentúa y acentúa y cuando las ondas llegan a la superficie, **el movimiento de las partículas en el terreno va a ser mayor que en la roca profunda**. El hecho de que el movimiento del suelo sea mayor hace que también la duración del movimiento del suelo sea mayor porque el depósito de suelo quedará vibrando un poco más luego de que se acabe el sismo.

Para colmo, hay otro problema que es un poco más difícil de explicar. Lo intentaremos, pero de nuevo, esto requiere un poco de matemáticas. La aceleración del suelo se puede considerar como la suma de ondas tipo seno, cada una con su propia frecuencia f_k . Para los que tienen una formación en ingeniería o ciencias, la aceleración de la roca basal $a(t)$ se puede expresar como una suma de senos cada uno con su frecuencia f_k y fase φ_k . La amplitud de cada seno $|A(f_k)|$ se obtiene de lo que se conoce como el **espectro de Fourier** del registro de aceleraciones y es distinto para cada sismo:

$$a(t) = \sum_{k=1}^N 2|A(f_k)|\Delta f \sin(2\pi f_k t + \varphi_k - \pi / 2) \quad (1)$$

En dos figuras más adelante se muestran dos ejemplos de estos espectros de Fourier. $|A(f_k)|$ es la altura y Δf es la pequeña base de cada rectángulo en estos gráficos. Estos espectros de Fourier son útiles para

saber cómo un sismo va a afectar las estructuras. Las estructuras tienen sus propias frecuencias naturales y si alguna coincide con una de las frecuencias f_k que componen la aceleración $a(t)$ en la ecuación (1) la estructura va a vibrar más fuertemente. Algunos le llaman a esta situación una *resonancia*, pero no es exactamente así (deben darse otras condiciones para que exista una verdadera condición de resonancia: lo podemos discutir en otra nota)

El depósito de suelo tiene sus propias frecuencias naturales, y actúa como un “*filtro*”: *disminuye* la amplitud $|A(f_k)|$ de aquellos senos que **no** coinciden con sus frecuencias y *amplifica* aquellos senos que tienen una frecuencia f_k que sí coincide (o que está muy cerca) con las frecuencias naturales del suelo. En la práctica esto significa que un acelerograma en la roca se parece a un electrocardiograma, con muchos picos y valles. En cambio, el registro de aceleraciones en la superficie es más “limpio”: no tiene tantos picos y valles. Vamos a comprobar esto usando el registro de Yauco medido en el Parque de Bomberos por el PRSMP durante el sismo del 7 de enero de 2020. No conocemos el tipo de suelo allí, pero supongamos que es roca. Salvo en muy pocos casos (en Japón y Taiwán, por ejemplo), los sensores (los acelerómetros) no están ubicados abajo en la roca madre sino en un afloramiento de esta roca (véase la primera figura). Por supuesto, no siempre es posible encontrar esta roca superficial y entonces hay que colocar los instrumentos sobre el suelo.

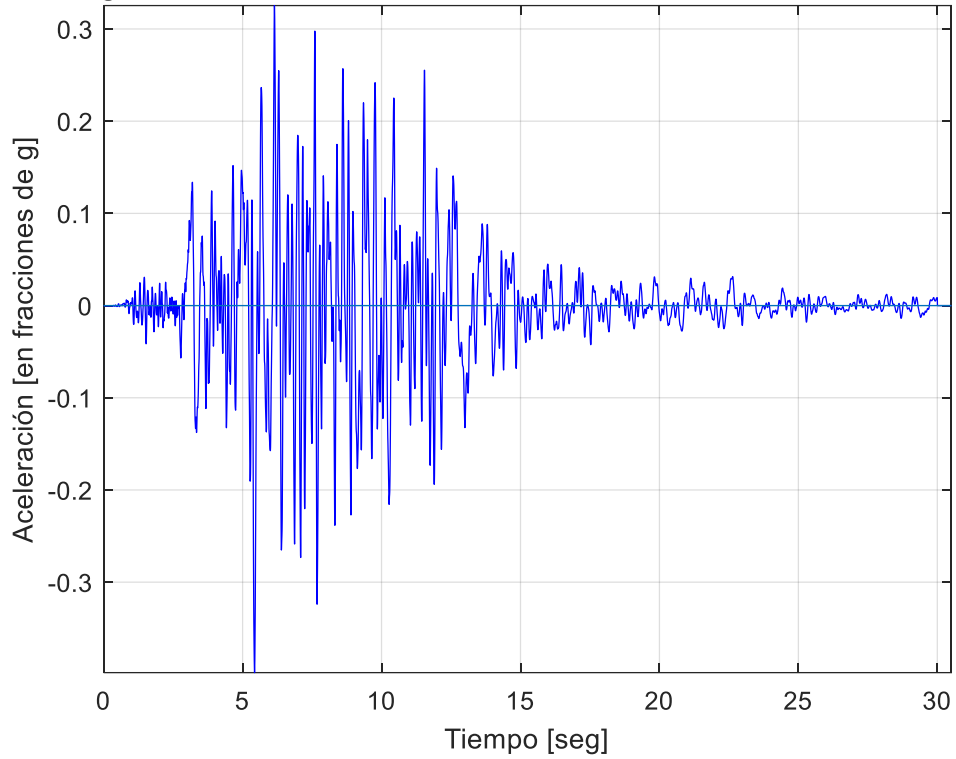
Las siguientes figuras muestran el registro original y el contenido de frecuencias del sismo medido en Yauco. Como se puede ver en el espectro de Fourier, el registro tiene varios picos entre 1 y 2 ciclos/seg. Esto significa que las estructuras con estas frecuencias serán las más afectadas por este sismo en esa zona. Si pasamos de frecuencias a periodos T (son la inversa de la frecuencia f), estos serían 1 seg y 0.5 seg: solo para tener una idea, estos son típicamente los periodos naturales de edificios de pórticos entre 10 y 5 pisos.

Supongamos que la onda que produce la aceleración del registro que se muestra en la siguiente figura llega a la roca profunda y encuentra una única capa de suelo con profundidad $h = 125$ ft y en donde las ondas **S** se propagan a una velocidad $v_s = 800$ ft/s, de acuerdo con una fórmula de Dinámica de Suelos la frecuencia natural fundamental de esta capa de suelo es:

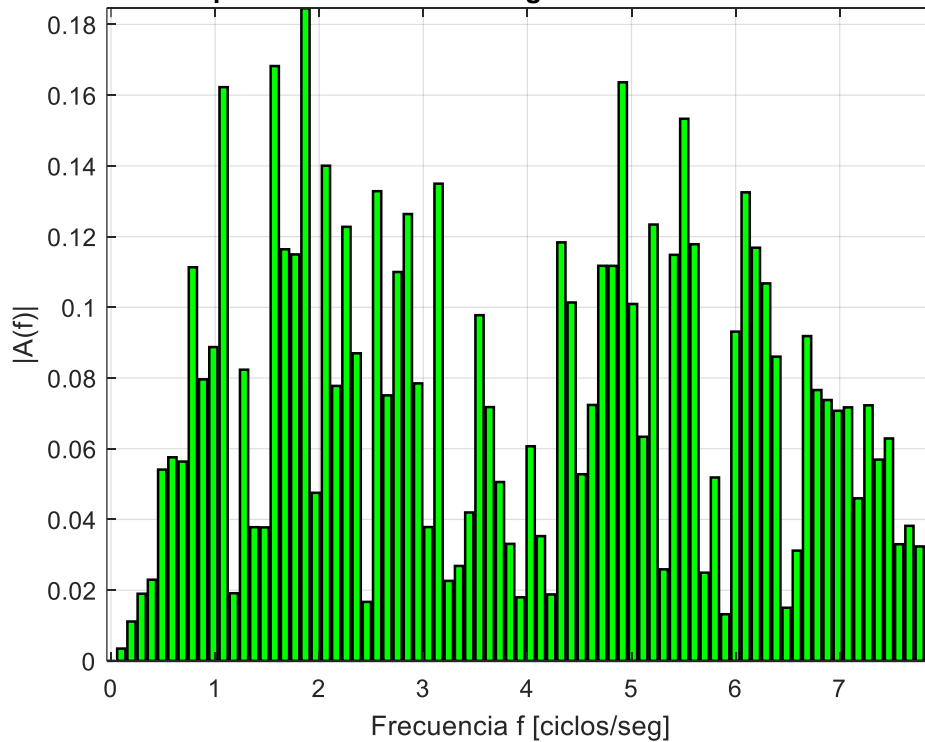
$$f_{natural} = \frac{v_s}{4h} = \frac{800}{4 * 125} = 1.6 \frac{ciclos}{seg}$$

Debemos esperar entonces que el suelo filtre las ondas sinusoidales en la ecuación (1) cuyas frecuencias f_k no coincidan con esta $f_{natural}$ y que amplifique las que tienen una frecuencia f_k cercana a 1.6 ciclos/s. Vamos a verificar si es así. La siguiente figura muestra la aceleración que llega a la roca y el correspondiente contenido de frecuencias (su espectro de Fourier en color verde). Esto se obtuvo usando un programa de computadoras en Matlab que simula la propagación de ondas verticales en depósitos de suelo con estratos horizontales.

Registro YAC2-HNN del sismo de 7 de enero de 2020 - PGA = 0.398g

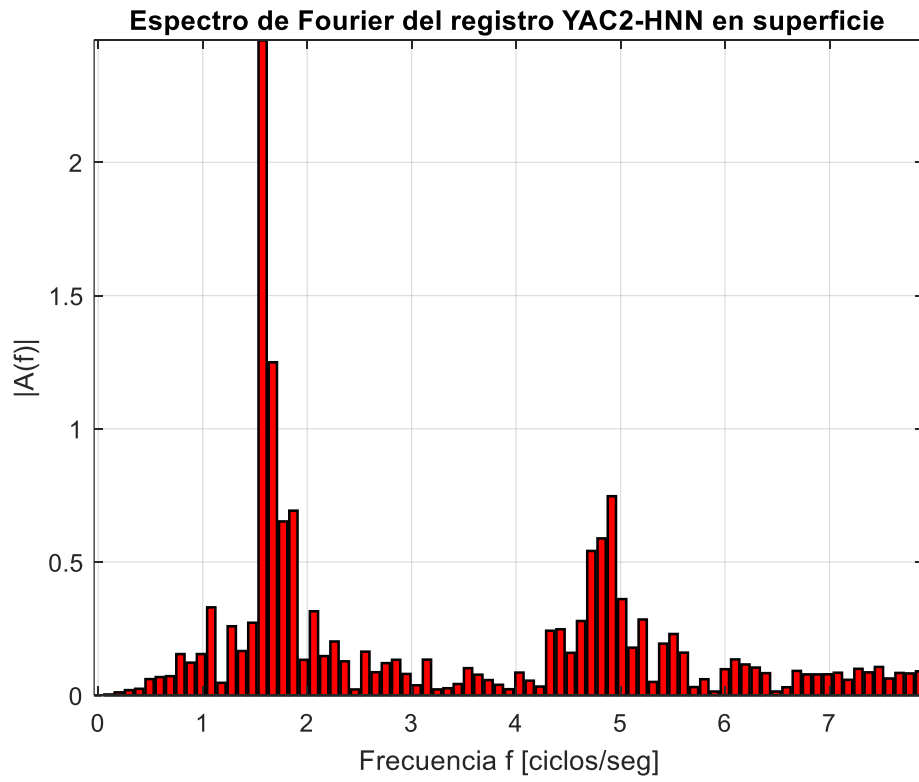
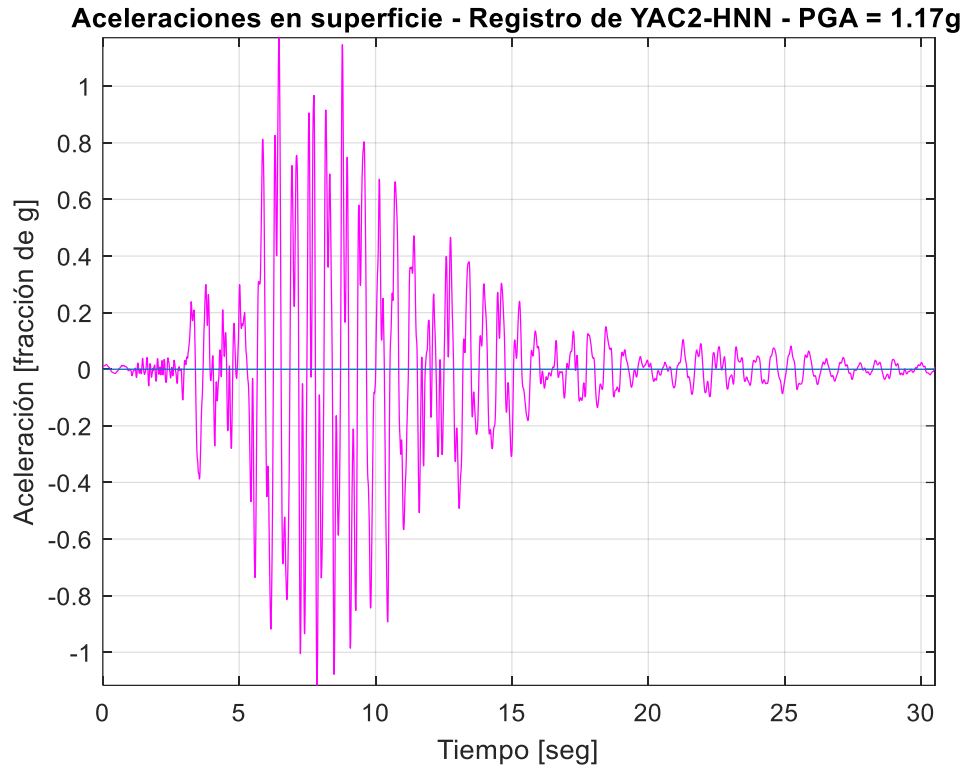


Espectro de Fourier del registro YAC2-HNN en roca



Usando el programa de Matlab se obtuvo el registro en la siguiente figura. Podemos verificar que la aceleración del suelo cambió: se amplificó casi tres veces y el contenido de frecuencias también cambió mucho. Hay un gran pico cerca de 1.6 ciclos/seg. Hay otros picos más porque el suelo no tiene una sola

frecuencia natural (solo calculamos la más baja). Se puede demostrar que la siguiente frecuencia natural del suelo es 3 veces la anterior o sea 4.8 ciclos/seg y allí hay otro pico importante en el espectro.



Conclusión: cuando las ondas sísmicas llegan a la superficie libre del terreno desde la roca profunda ocurre lo siguiente:

- Las magnitudes de las aceleraciones en la superficie son usualmente mayores que en la roca.
- El acelerograma en la superficie es un poco más “suave” (tiene menos picos y valles) por el filtrado de frecuencias que produce el depósito de suelo.
- La duración del movimiento en la superficie es siempre un poco mayor que en la roca.

La pregunta que debería surgir entonces es: ¿esto se tiene en cuenta en los códigos? La respuesta es sí, pero de manera aproximada. Además, para tener en cuenta el fenómeno los códigos requieren que se conozca el tipo de depósito de suelo debajo de la estructura para clasificarlo. La clasificación divide los suelos en seis clases: A, B, C, D, E, y F. Como las notas de un curso, el mejor es el A y el peor es el F. Pero a este tema es mejor dedicarle otra nota.

Para concluir, un ejemplo notorio y nefasto del fenómeno que estudiamos es el del sismo de M 8.1 que afectó a Ciudad de México en 1985. El epicentro estaba a 400 km de distancia, pero el lago disecado sobre el cual está parte de Ciudad de México filtró y amplificó las ondas sísmicas. Además, la duración del registro fue lo suficientemente larga para que allí sí hubiera resonancia. El gobierno argumentó que murieron aproximadamente 5,000 personas, pero muchos estiman que la cifra real fue alrededor de 30,000. Más de 400 edificios colapsaron totalmente y más de 3100 tuvieron daños severos. Todos ellos tenían entre 6 y 15 pisos: los más bajos y altos se salvaron. La figura muestra los registros de aceleraciones en diversos puntos, desde el epicentro hasta en el sitio donde ocurrieron los colapsos. Notemos que máxima aceleración en la zona del desastre en la ciudad de México fue solo $170 \text{ cm/s}^2 = 0.17 \text{ g}$, menor que la de Yauco que presentamos antes (0.4 g). El problema aquí fue la muy larga duración (¡más de 3 minutos!) y el reducido contenido de frecuencia que lo hacía parecido a una función senoidal. Todo eso hizo entrar en resonancia a numerosos edificios cuyos periodos naturales estaban cercanos a 2 segundos.

