

**El Terremoto de Arequipa, Perú del 23 de Junio de 2001 (Mw=8.4):
Observaciones Sismológicas, Atenuación Sísmica y Efectos de Sitio en las ciudades
de Arequipa, Camana, Moquegua, Ilo y Tacna**

*Javier Lermo, Fernando Lázares y Julio Cuenca
Coordinación de Ingeniería Sismológica; Instituto de Ingeniería,
Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)*

Resumen

Efectos de sitio son analizados en varias ciudades del Perú, a partir de datos de réplicas ($4.2 < M_s < 6.6$) del terremoto de Arequipa ($M_w=8.2$, $M_s=7.9$) de fallamiento inverso. El método de Nakamura y una variación del método estándar (Método promedio) fueron aplicados a los datos mencionados, registrados en las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Ilo y Camaná. Amplificaciones relativas mayor a 10 veces fueron observadas en la mayoría de ellas. Sin embargo el rango de frecuencias en las cuales éstas ocurren, son las siguientes: en Arequipa a partir de 1 a 20 Hz; en Tacna a partir de 0.3 a 10 Hz; y en Moquegua, Ilo y Camaná a partir de 2 a 10 Hz. Los daños en las edificaciones responden a los efectos de sitio encontrados en las cinco ciudades. Además, utilizando la mayoría de los datos de las estaciones de referencia se pudo obtener la siguiente relación de atenuación: $\text{Log}(A_{max})=1.3+0.3M-\text{Log } R-0.0031R$.

Introducción

El terremoto de Arequipa-Perú del 23 de junio del 2001 ($M_w=8.2$) de fallamiento inverso y con profundidad de 38 km, se localizó en la costa del Pacífico frente a la ciudad de Ocoña, Arequipa. De acuerdo a la distribución de réplicas y los daños observados muestra una gran directividad hacia el sureste. La aceleración máxima registrada en la ciudad de Moquegua fue de 284 gal (CISMID). Se reportan intensidades MM de VII y VIII en las ciudades de Moquegua y Tacna (IGP-IGUNSA), así como un maremoto local (ola de 8 a 10 m de altura, Tavera et al., 2001) en la localidad de la Punta, Camaná. Esta zona presenta un periodo de recurrencia de aproximadamente 100 años (Dorbath et al, 1991).

Los autores enterados de lo ocurrido en el Sur del Perú, decidieron realizar un viaje de estudio técnico hacia esta zona, gracias al apoyo del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El propósito principal del viaje fue registrar las réplicas del sismo principal en las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Ilo y Camaná, con el objeto de estimar los efectos de sitio y correlacionarlos con los daños observados, para ello se utilizaron tres acelerógrafos digitales de 24 bits marca Kinometrics.

Tectónica y Sismicidad en la Región

La placa oceánica de Nazca que penetra debajo de la placa continental sudamericana da lugar al fenómeno de “subducción”, a una velocidad de 8.4 cm/año y dirección de N80°, originando una interacción que se refleja en actividad volcánica, sísmica y levantamiento de los Andes en el extremo suroeste del Perú. En la Fig. 1, modificado de Dewey et al.(1992), muestra esta zona de convergencia denominada Trincheira o Fosa Perú-Chile, la cual se encuentra alrededor de 6,000 metros bajo el nivel del mar y a 100 kilómetros aproximadamente frente a las costas. La Fig. 1 muestra también, con líneas gruesas continuas que la placa de Nazca de edad Eocena (Dewey et al., 1992), en la parte norte y centro del Perú subduce con un ángulo de entre 15°-20° hasta alrededor de 50 Km. de profundidad y manteniendo una profundidad similar hasta 100-150 Km. Sin embargo en la parte sur del Perú, a partir de la latitud 15° dicha

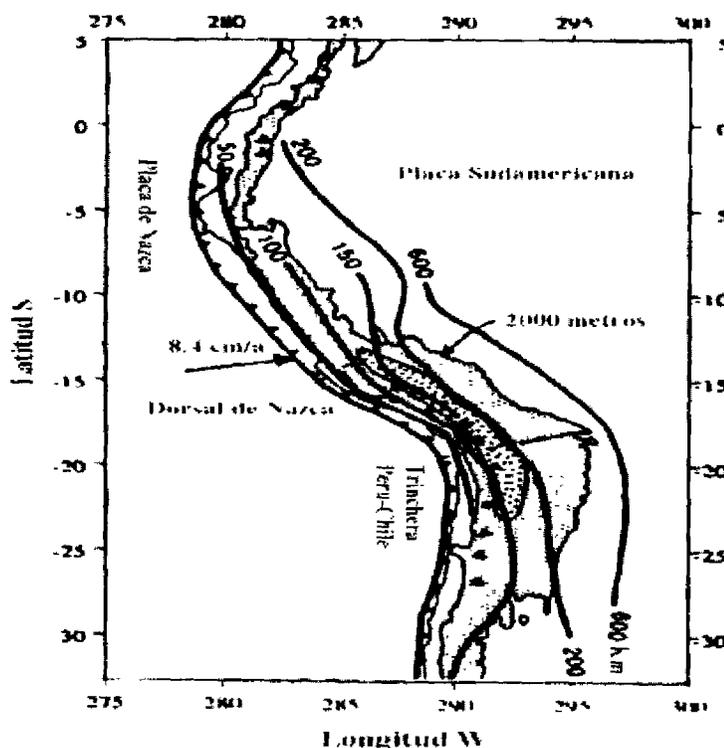


Fig. 1. Configuración de la deformación de la cadena de los Andes (zona sombreada). Contornos topográficos cada 2000 metros. Los triángulos negros indican volcanes. Líneas gruesas indican isoprofundidades de la placa subducida. La flecha indica la dirección de deslizamiento de la Placa de Nazca respecto a la Sudamericana (modificada desde Dewey et al., 1992).

inclinación aumenta a 30° y se mantiene hasta 250 Km. de profundidad (zona del altiplano), al tiempo que la cordillera de Los Andes alcanzan su mayor ancho, mayor raíz y presencia de volcanes activos (Ubinas, Misti, y Sabancaya de más reciente actividad). Debido a esto, la placa se contornea (Boyd et al., 1984, Grange et al., 1984) cambiando abruptamente tanto en inclinación como en su dirección de convergencia, expresado por la dirección de los ejes de esfuerzos principales de presión (paralelos a la dirección de subducción).

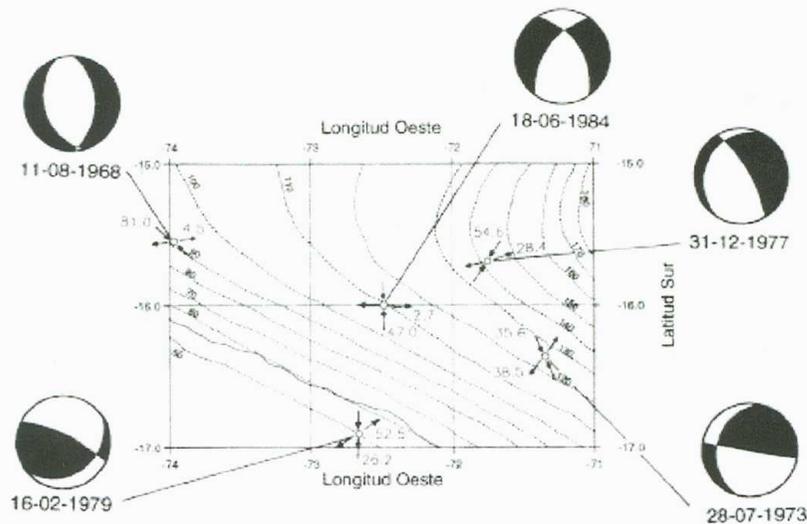


Fig. 2. Ubicación de cinco eventos relocalizados y sus respectivos mecanismos focales (cuadrantes compresionales en negro y los tensionales en blanco). Líneas punteadas indican isopropfundidades en km según Grange (1984), donde se han dibujado las direcciones de los ejes T (flechas hacia fuera) y ejes P (flechas hacia adentro) y sus respectivos ángulos de inclinación para cada uno de los cinco sismos analizados (tomada desde Cuenca, 1993).

La Fig. 2, tomado de Cuenca (1993), muestra cinco eventos modelados entre los 15° y 17° S, que corroboran este cambio transicional del ángulo de buzamiento, así como también el estado de esfuerzos que siguen la dirección de buzamiento de la placa infradeslizante y la dirección de los ejes principales T orientados hacia la contorsión, perpendicularmente a los contornos de isopropfundidades (modelo de Grange). Por lo tanto, la zona de contacto sismogénica se encuentra dentro los 50 Km. de profundidad, donde ocurren grandes eventos de mecanismo inverso (como los eventos de 1979, 1999 y 2001, ver tablas 1 y 2), mientras que los eventos de mecanismo normal ocurren a

profundidades mayores relacionados a fenómenos de gravedad de la placa de Nazca (como los eventos 1968, 1973, 1977 y 1984).

Por otro lado, Dorbath et al., 1990 estudian los sismos de subducción grandes e históricos del Perú con el propósito de estimar sus longitudes de ruptura, magnitud de momento y de tsunami, en base a las intensidades reportadas, altura máxima de las ondas de tsunamis medido en la costa y magnitudes reportadas por Lomnitz (1970) y Silgado (1978). Con estos datos grafican las zonas de rupturas de los sismos históricos del Perú en función del tiempo, como se muestra en la Fig. 3. Ellos definen tres zonas a lo largo de la trinchera: una zona norte, afectada solamente por un temblor histórico, que puede ser interpretada como una zona asísmica. La zona central presenta rupturas complejas, con tiempos de recurrencia pequeños y grandes. Sin embargo, la zona sur presenta en promedio una recurrencia en tiempo estable de aproximadamente 100 años para grandes temblores. Por lo tanto ellos pronosticaban un gran temblor para esta zona en un futuro cercano. Esta Fig. 3, desarrollada por Dorbath et al., ha sido modificada para incluir en la tercera zona la longitud de ruptura del terremoto de subducción del 23 de Junio del 2001 ($M_w=8.2$, EIC), ocurrida precisamente en esta zona. La longitud de ruptura, fue estimada a partir de la distribución de 101 réplicas localizadas y reportadas por USGS National Earthquake Information Center (NEIC) ($M>4$), ocurridas durante los primeros 21 días después del sismo principal. Esta distribución y su estimación del área de ruptura se ha graficado en la Fig. 4, donde se muestran con círculos abiertos las réplicas y el área con líneas pequeñas discontinuas. El valor estimado de su longitud es de aproximadamente 300 km paralela a la costa por 100 km de ancho. Así mismo, con líneas discontinuas se traza aproximadamente el área de ruptura del terremoto de 1868, con el objeto de compararlo con éste sismo de Arequipa que resulta de menor tamaño.

Para el evento principal (estrella grande, Fig. 4) varias agencias han reportado sus parámetros de localización y fuente (Tabla 1), de ellas se eligió como la más adecuada, la localización: 16.20° S, 73.75° W con profundidad de 38 Km (IGP). La magnitud ($M_w=8.2$) y los parámetros de fuente se tomó de la agencia EIC, que reporta una falla inversa de bajo ángulo ($M_o=2.2 \times 10^{21}$ Nm, $az=309$, $buz=21$ y $corr=61$), que se propagó hacia el extremo sureste formando dos zonas de liberación máxima de energía: la primera alrededor del evento principal y la segunda al sureste concentrada en

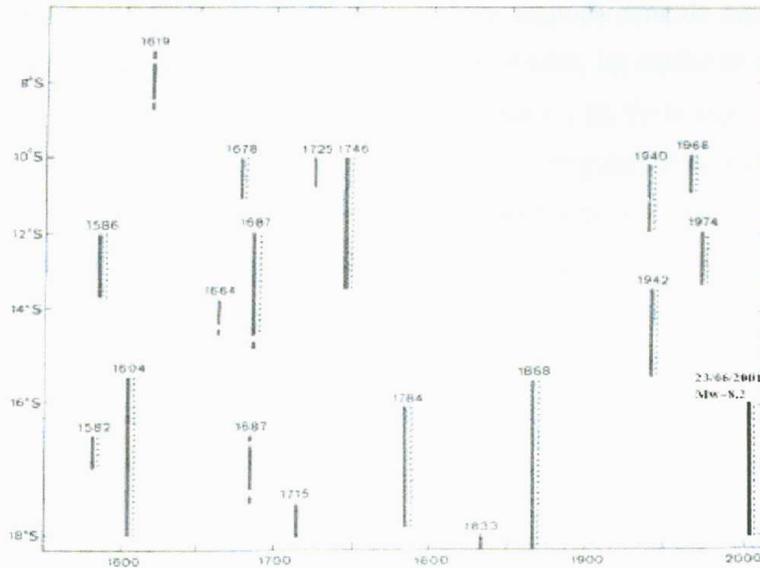


Fig. 3. Gráfica que muestra una estimación de la longitud de ruptura de grandes e históricos sismos de subducción registrados en la costa Peruana Vs tiempo. Las líneas verticales continuas es la estimación de la longitud de ruptura, las líneas discontinuas indican la presencia de tsunamis. Parte superior a cada línea se muestra el año que ocurrió el terremoto. Gráfica modificada de Dorbath et al, 1990. para incluir el sismo de Arequipa ($M_w=8.2$) del 23 de junio de 2001.

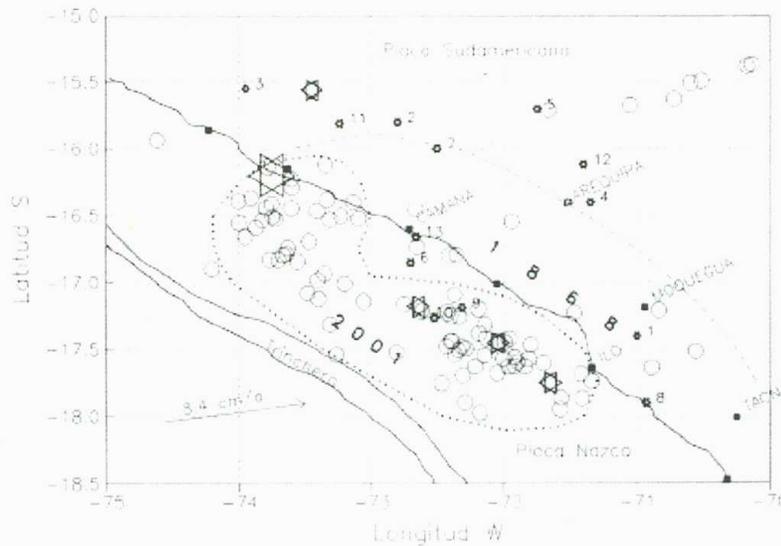


Fig. 4. Mapa de la costa sureste de Perú que muestra la ubicación del sismo principal (estrella grande), sus réplicas (círculo pequeño abierto), las cuatro réplicas más grandes (estrella mediana) y sismos importantes previos (estrella pequeña). Las líneas punteadas muestran el área de ruptura del sismo de 2001 y de 1868, respectivamente. Los cuadrados oscuros representan la ubicación de las cinco ciudades analizadas.

Atenuación del movimiento

Utilizando el registro de las réplicas del temblor de Arequipa en las zonas de mayor daño se desarrolla una ley de atenuación para sismos de subducción. Se analizaron 30 acelerogramas registrados en diversas estaciones dentro de las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna e Ilo. Los datos de aceleración máxima del suelo, obtenidos en roca o terreno firme, pueden observarse en la Fig. 6 como una función de la distancia focal (Tabla 3). Después de efectuar un análisis de regresión en dos etapas se obtuvo la siguiente ley de atenuación para A_{max} :

$$E(\log A_{max}) = 1.3 + 0.3 M - \log R - 0.003 R, \text{ ó } (\log A_{max}) = 0.40$$

donde A_{max} está en cm/s^2 , R es la distancia focal en km y M es la magnitud.

En la Fig. 6, con línea continua se muestra el ajuste para los datos analizados (se fijó una magnitud de 4.8 como promedio para estos datos), y con línea separada por cuadros se muestra el ajuste al sismo de Arequipa ($M_w=8.2$).

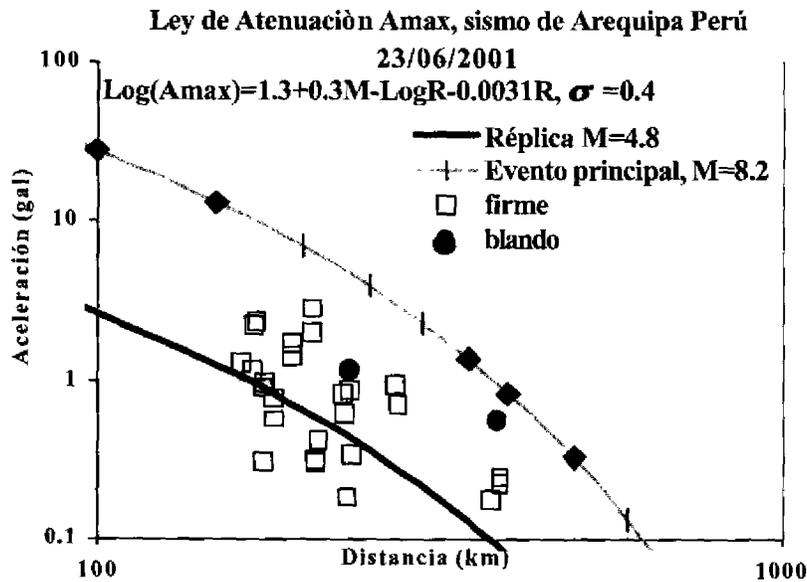


Fig 6 Datos de aceleración máximas registrados en roca o suelo firme contra distancia focal, obtenidas de réplicas del sismo de Arequipa

Tabla 3. Datos de A_{max} en sitios firmes desde las réplicas del temblor de Arequipa ($M_w=8.2$)

Fecha	Origen	Lat.S (°)	Long.W (°)	Prof (Km)	M	Dept -Estac.	Amax (gal)			Dist. Km	Prom cm/s**2	Horz	Comentarios
							Vert	NS	EW				
23/06/2001	20:33:13	16.15	73.75	30	8.2	Moq-Avia	177	231	284	320	258 86	Suelo	
01/07/2001	11:06:30	17.14	73 05	33	5.2	Areq-arem	0.28	0.76	0.77	182	0.76501	terreno firme	
						Areq-unas	0.45	0.54	0.59	181	0.56555	terreno firme	
01/07/2001	21:32:52	17.94	71.57	33	4.2	Areq-ovan	0.68	1.32	1.01	169	1.17526	terreno firme	
						Areq-caym	0.57	0.89	1.03	176	0.96254	terreno firme	
						Areq-arem	0.46	1.07	1.46	162	1.27994	terreno firme	
03/07/2001	12:57:41	16.51	73.74	29	5.8	Areq-cris	0.68	1.32	1.01	234	1.17526	Suelo	
						Areq-huac	0.13	0.19	0.17	232	0.18027	Roca	
						Areq-juli	0.63	0.72	1.02	234	0.88283	terreno firme	
05/07/2001	13:53:49	15.56	73.45	62	6.6	Moq-chen	4.81	7.23	7.1	325	7.16529	Suelo	
						Moq-sana	4.00	6.74	7.48	323	7.11962	Suelo	
06/07/2001	09:21:56	16.12	73 34	33	4.8	Tac-cent	0.18	0.26	0.18	390	0.22360	terreno firme	
						Tac-cono	0.12	0.19	0.29	391	0.24515	terreno firme	
						Tac-nuev	0.36	0.48	0.64	387	0.56568	Suelo	
07/07/2001	05:19:43	16.46	73.41	33	5.0	Tac-unjb	0.05	0.22	0.12	376	0.1772	terreno firme	
07/07/2001	10:06:40	17.53	72.36	33	4.8	Tac-tupa	0.6	0.85	0.81	229	0.83024	Roca	
						Tac-unjb	0.33	0.68	0.55	230	0.61842	terreno firme	
07/07/2001	10:10:02	17.67	72.04	33	4.9	Tac-tupa	0.85	1.67	1.69	192	1.68003	Roca	
						Tac-unjb	0.58	1.72	0.94	193	1.38600	terreno firme	
07/07/2001	11:13:47	17.52	72.8	33	4.6	Tac-tupa	0.89	0.86	0.97	274	0.91665	Roca	
						Tac-unjb	0.39	0.84	0.52	275	0.69857	terreno firme	
07/07/2001	11:17:32	17.57	71.8	33	5.2	Tac-tupa	1.37	1.84	2.45	170	2.16657	Roca	
						Tac-unjb	1.01	2.92	1.57	171	2.34428	terreno firme	
07/07/2001	11:49:21	17.41	72.13	33	4.9	Tac-tupa	0.24	0.28	0.33	209	0.30602	Roca	
						Tac-unjb	0.15	0.25	0.37	210	0.31575	terreno firme	
07/07/2001	11:55:59	17.54	72.14	33	4.7	Tac-tupa	1.33	2.23	3.3	206	2.81628	Roca	
						Tac-unjb	1.36	1.88	2.13	206	2.00889	terreno firme	
07/07/2001	13:31:04	17.75	72.46	33	4.7	Tac-tupa	0.27	0.36	0.31	235	0.33593	roca	
07/07/2001	13:36:16	17.62	72.21	33	4.6	Tac-tupa	0.29	0.41	0.44	211	0.42526	roca	
08/07/2001	21:15:18	16.73	72.65	33	4.7	Ilo-br15	1.05	0.94	0.85	174	0.89613	terreno firme	
						Ilo-magi	0.26	0.33	0.27	174	0.30149	roca	

Mapas de Intensidades

La Fig. 7 muestra dos mapas con curvas de igual intensidad en la escala de Mercalli Modificada, desarrolladas por el IGP (Tavera *et al.*, 2001) y el Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (UNSA), respectivamente. Los dos mapas presentan una intensidad de VIII como el valor más alto observado, sin embargo, este valor no abarca las mismas ciudades en los dos mapas. Mientras que en el mapa del IGP el valor de VIII encierra las ciudades de Chala, Ocoña, Camaná y Mollendo, el mapa de la UNSA encierra las ciudades de Ilo, Moquegua y Mollendo. Con respecto a las intensidades menores a VIII, las curvas de

los dos mapas concuerdan aproximadamente. Aún cuando hay esta diferencia, los dos mapas muestran un alargamiento de las intensidades hacia el sur, en acuerdo a la distribución del número de viviendas dañadas y destruidas por departamento (INDECI, 2001; Zegarra et al., 2001), y a la directividad observada por la distribución de las réplicas

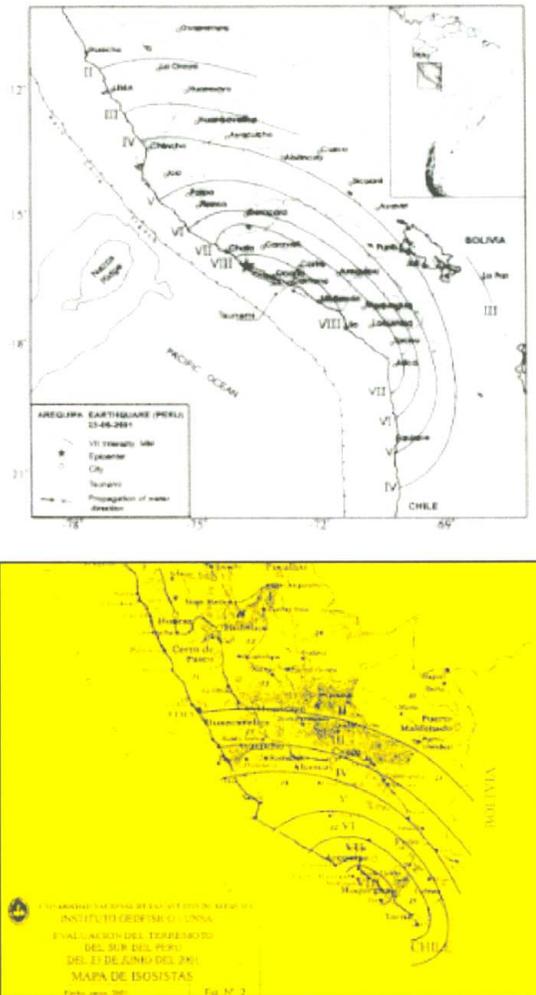


Fig. 7. Mapas con curvas de igual intensidad en la escala de Mercalli Modificada para el sismo de Arequipa. Parte superior, mapa desarrollada por IGP (Tavera et al., 2001). Parte inferior, mapa desarrollado por UNSA.

Efectos de Sitio y Daños en Edificaciones

Uno de los métodos más populares para estimar efectos de sitio en regiones de moderada a alta sismicidad es el uso de la razón espectral (de espectros de Fourier) de registros de temblores (*método estándar*), obtenidos simultáneamente en estaciones ubicadas sobre suelo blando con respecto a una estación de referencia ubicada en suelo firme (asumiéndola libre de efectos de sitio). Este método supone que los efectos de fuente y trayecto son idénticos para todas las estaciones, por lo que, cuando las razones espectrales promedio es procesada para eventos con diferentes distancias epicentrales y azimuths, se asume implícitamente, que el efecto de sitio es predominantemente unidimensional (Field y Jacob, 1995). La razón espectral es usualmente procesada usando el espectro de amplitudes de Fourier, suavizado, de la parte más intensa de los registros de velocidad o aceleración. En esta caso, interesa más evaluar el efecto de sitio observado durante temblores fuertes que los asociados a temblores débiles. Sin embargo, el registro de sismos fuertes ($M_s > 7$) no son tan frecuentes. Por lo que una buena alternativa es utilizar razones espectrales de temblores débiles (por ejemplo Singh et al., 1988; Lermo y Chávez-García, 1993; 1994). Finalmente, en la Fig. 8 se muestra este método, donde se grafican los registros, sus espectros de Fourier y la razón espectral de las componentes NS de una réplica del sismo de Arequipa para una estación en suelo blando (CRIS) con respecto a otra en roca (HUAC), ambos ubicados en la ciudad de Arequipa.

Otro método, es la estimación de la razón espectral entre las componentes horizontales y la vertical de un mismo registro (*método de Nakamura*), propuesto originalmente por Nakamura (1989) para interpretar mediciones de microtemblores. Este método fue aplicado por Lermo y Chávez-García (1993) a la parte intensa de las ondas-S en registros de movimientos débiles, con resultados que sugirieron que si el efecto de sitio es causado por una geología simple, proporciona una estimación robusta de la frecuencia y amplitud del primer modo de resonancia. La ventaja más importante de este método es que elimina el requerimiento de una estación de referencia. Esto es muy usual cuando la estación de referencia falla o presenta efectos debido a condiciones topográficas, o bien cuando el registro obtenido por las estaciones en sitios de suelo

blando es diferente. Nuevamente, la Fig. 8 muestra también este método para la estación en suelo blando (CRIS).

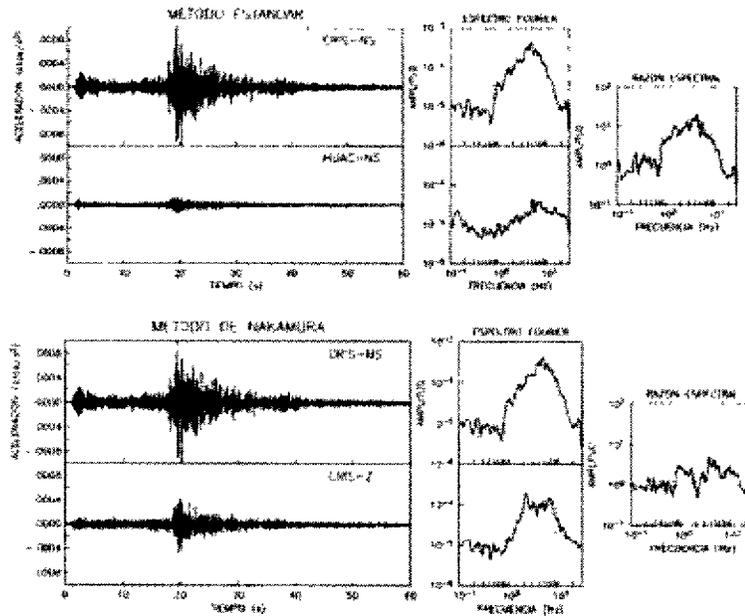


Fig. 8. Comparación de dos métodos para estimar el efecto de sitio: Método Estándar y método de Nakamura. Registros horizontales NS, espectros de Fourier, y razones espectrales.

Como se mencionó en la introducción, en este trabajo se analizarán cinco ciudades importantes afectados por el sismo de Arequipa. En cada uno de ellas se instalaron tres acelerógrafos digitales de alta resolución, dejando uno como estación de referencia, y las otras dos móviles en diferentes puntos de cada ciudad, con el propósito de aplicar el método estándar. Aún cuando nos apoyamos de la geología para identificar la estación de referencia, no siempre se pudo encontrar una estación de referencia definida (afloramiento rocoso), por lo que se requirió de un análisis dinámico previo en todos los sitios. Para este ejercicio, el método de Nakamura es una buena opción, ya que se espera que la razón espectral entre la componente horizontal y la vertical para un buen sitio de referencia es cercano a la unidad (Lermo y Chávez-García, 1993, 1995). Una vez seleccionado el sitio de referencia para las ciudades de Arequipa, Moquegua y Tacna, se modificó el método estándar, para poder aplicarlo, ya que no siempre se tenía el mismo registro de la réplica en la estación de suelo blando y la de referencia. Esta modificación que se muestra en la Fig. 9 (llamándola *método estándar-*

promedio, EP), consiste en obtener un espectro de Fourier-promedio de varias réplicas en la estación de referencia. Si ahora usamos este espectro-promedio para estimar el efecto de sitio en los lugares donde no se tiene el mismo registro en la estación de suelo blando y en la de referencia, vemos que el resultado es mucho mejor que el estimado con el método de Nakamura, como se demuestra en la Fig. 9, donde el resultado presenta aproximadamente la misma amplificación que el obtenido con el método estándar. En la ciudad de Ilo, no fue necesario aplicar el método EP, porque aquí si tuvimos pares de réplicas registradas al mismo tiempo en roca y suelo. Finalmente, en la ciudad de Camaná, por falta de tiempo, solo se instaló un equipo en el centro de la ciudad, que registró varias réplicas, con las cuales se estimó el efecto de sitio utilizando el método de Nakamura.

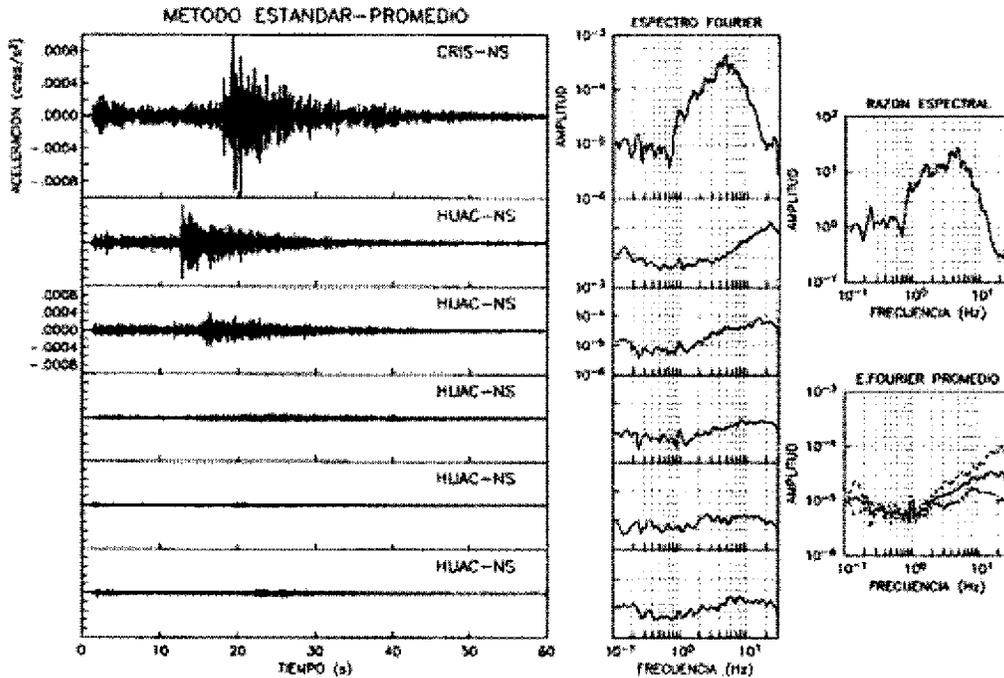


Fig. 9. Método estándar-promedio para estimar el efecto de sitio. Registros horizontales NS, espectros de Fourier, espectro de Fourier-promedio y razón espectral.

Ciudad de Arequipa

Efecto de sitio: En esta ciudad, la distribución de los instrumentos se realizó en base a los daños observados después del temblor y a una propuesta de microzonificación sísmica realizado por Zenon (1991), quien a partir de 227 mediciones de microtemores, 125 estudios de mecánica de suelo y estudios de geología, geomorfología y la evaluación de los daños del sismo del 16 de febrero de 1979, divide a la ciudad de arequipa en cuatro zonas sísmicas. En la Fig. 10 que muestra el mapa urbano de la ciudad, se han trazado con líneas gruesas estas cuatro zonas sísmicas, y con círculos oscuros los ocho sitios seleccionados para registrar réplicas del sismo de Arequipa. La estación de referencia (HUAC), se puso en la Zona A, conformada por rocas ígneas distribuidas hacia el suroeste y noreste de la Ciudad. En la Zona B, se colocaron dos estaciones (AREM y OVAN), conformada por afloramientos de sillar, suelos puzolánicos y flujos de barro distribuidos hacia el noroeste, centro y este de la ciudad, respectivamente. En la Zona C, que abarca la mayor parte del casco urbano, conformada por suelos que presentan comportamientos geotécnicos erráticos a homogéneos, se colocaron tres estaciones (JULIO, MUSEO y UNSA). Finalmente en la Zona D, distribuidas en dos partes, una hacia el norte conformada por material piroclástico, se ha instalado la estación CAYM y la otra hacia el sur conformada por suelos aluviales con nivel frático cerca de la superficie, se ha instalado la estación CRIS.

Con el objeto de resaltar el comportamiento dinámico de estos suelos, en la Fig. 11 (mapa geológico-urbano de la ciudad de Arequipa), se ha graficado, en cada uno de las ocho estaciones sísmicas mencionadas, registros de tres réplicas de magnitudes similares, con el objeto de comparar sus amplitudes con respecto a la estación de referencia (HUAC). También se muestra la catedral de la ciudad con sus torres dañadas después del sismo.

En la estación de referencia (HUAC) se analizaron 11 réplicas para obtener el espectro-promedio y poder aplicar el método EP. En las Figs. 12 y 13 se presentan los resultados para las componentes horizontales (NS y EW), para las siete estaciones distribuidas en las diferentes zonas mencionadas. En cada una de ellas se ha graficado la razón espectral individual (línea delgada) y su promedio (línea gruesa). Si ahora

comparamos la amplificación relativa (A_0) de cada una de ellas y la relacionamos con las zonas a la cual pertenecen, podemos concluir lo siguiente: i) Se comprobó que la zona A es un buen sitio de referencia; ii) la zona B distribuida en la parte central de la ciudad presenta la menor amplificación relativa (A_0) comparada con las demás zonas ($A_0 \pm 5$ veces entre 2.0 y 20 Hz); iii) La otra zona B, caracterizadas por los flujos de barro, presenta una amplificación mayor que la ubicada en el centro de la ciudad ($A_0 \pm 10$ veces entre 1.0 y 20 Hz), iv) la zona C que abarca la mayor parte de la ciudad, representada por las estaciones UNSA, MUSEO y JULIO, presenta la mayor amplificación relativa comparada con las demás zonas, en especial las estaciones de MUSEO y UNSA ($A_0 > 10$ veces entre 0.5 y 5.0 Hz y $A_0 < 10$ veces entre 5.0 y 20 Hz), sin embargo en la estación JULIO, estas amplificaciones muestran una reducción importante que puede ser representativo de la mayor parte de esta zona C; v) la zona D ubicada hacia el sur de la ciudad y representada por la estación CRIS, muestra una amplificación parecida a la de los flujos de barro (AREM), con la diferencia de las altas frecuencias a partir de los 6.0 Hz ($A_0 \pm 10$ veces entre 1.0 y 6.0 Hz y $A_0 \pm 5$ veces entre 6.0 y 20 Hz); vi) mientras que la otra zona D, ubicada hacia el norte de la ciudad y representada por la estación CAYM muestra una amplificación parecida a la zona B del centro (OVAN), pero con una mayor amplificación ($A_0 \pm 10$ veces entre 2.0 y 20 Hz). Por otro lado, a manera de comparación, en la parte inferior de la fig. 13, se han agrupado las ocho funciones de transferencia empíricas, resaltando la estación de referencia (HUAC, línea gruesa), la estación OV (OVAN) con menor amplificación y UN-MU (UNSA y MUSEO), con mayor amplificación.

Por otro lado, los periodos dominantes obtenidos por Zenon (1991) a partir de registros de microtemores, para las cuatro zonas mencionadas, presentan los siguientes valores: zona A, de 0.15 a 0.25 segundos (de 4.0 a 6.6 Hz); zona B, de 0.15 a 0.35 segundos (de 2.8 a 6.6 Hz); y Zona C y D de 0.30 a 0.45 segundos (de 2.2 a 3.3 Hz). Si ahora comparamos los periodos dominantes obtenidos por Zenon y los obtenidos en este trabajo, vemos una gran diferencia en cuanto a sus valores, en especial hacia bajas frecuencias, ya que la excitación de estos suelos con sismos provocan bandas de amplificación y no frecuencia dominante estrechas. Esta diferencia probablemente este asociada a la poca energía de excitación de los microtemores con respecto a los sismos, así como también a la heterogeneidad de los paquetes estratigráficos de estos suelos.