

ATENUACION SISMICA DE CORTO PERIODO EN LA REGION DE NUEVO CUYO

Gabriela A. Badi ¹, Jesús M. Ibañez Godoy ² y Nora C. Sabbione ¹

¹ Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata. Avenida Centenario s/n, Paseo del Bosque, B1900FWA La Plata, Argentina. e-mail: gbadi@fcaglp.unlp.edu.ar

² Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, España.

RESUMEN

A partir de una selección de aproximadamente 400 sismos con profundidades focales entre 0 y 300 km y distancias epicentrales de hasta 400 km se realiza un estudio comparativo de atenuación sísmica en el intervalo 1-12 Hz en la región limitada por 26.5°S - 35.5°S y 63.5°W - 74°W. Utilizando el método del Ensanchamiento del Primer Pulso para ondas P, el método de Normalización de la Coda para ondas S y el modelo de *Back-scattering* Simple para ondas coda se determinan valores del factor de calidad Q_p , Q_d y Q_c respectivamente. Se presenta una separación preliminar de la atenuación intrínseca (Q_i) y de *scattering* (Q_s) a partir de los valores obtenidos de Q_d y Q_c .

Ajustando una ley de potencia, $Q=Q_o f^n$, a los valores promedio de Q_c se obtienen $22 \leq Q_o \leq 106$, $0.9 \leq n \leq 1.4$ para profundidades focales de hasta 50 km y $33 \leq Q_o \leq 167$, $0.7 \leq n \leq 1.2$ para focos por debajo de 50 km, variando según el lapso de tiempo de coda analizado. El valor medio de Q_d depende claramente de la profundidad focal y la frecuencia, con Q_o igual a 90 o 160 para focos superficiales o intermedios respectivamente y un n cercano a 0.7 en ambos casos. La relación Q_p^{-1}/Q_d^{-1} varía entre 0.6 y 1.9 en las frecuencias centrales del intervalo estudiado.

Los resultados obtenidos indican que la Región de Nuevo Cuyo tiene una atenuación sísmica mayor a la determinada por estudios previos, corroborando que debido a su intensa actividad tectónica, se incluye entre las zonas de alta peligrosidad sísmica del mundo.

Palabras clave: atenuación, ondas P, ondas S, ondas coda, Nuevo Cuyo.

ABSTRACT

From a selection of about 400 earthquakes with focal depths between 0 and 300 km and up to 400 km of epicentral distance, a comparative attenuation study is performed for frequencies between 1 and 12 Hz in the region that extends from 26.5° S to 35.5° S and from 63.5° W to 74° W. Applying the Broadening of the First Pulse method for P-waves, Coda Normalization method for S-waves and Single Back-Scattering model for coda-waves, quality factors Q_p , Q_d and Q_c are obtained respectively. A preliminary separation of intrinsic (Q_i) and scattering (Q_s) attenuation is presented from Q_d and Q_c values.

Fitting a power law, $Q=Q_o f^n$, to Q_c mean values, they were found to be $22 \leq Q_o \leq 106$, $0.9 \leq n \leq 1.4$ for focal depths above 50 km and $33 \leq Q_o \leq 167$, $0.7 \leq n \leq 1.2$ for focal depths below 50 km, varying with the considered coda lapse-time. Q_d mean value clearly depends on focal depths and frequency, with Q_o equal to 90 or 160 for surface or intermediate focal depths respectively and n around 0.7 in both cases. The Q_p^{-1}/Q_d^{-1} ratio varies between 0.6 and 1.9 at the center of the studied frequency range.

Obtained results point out greater attenuation than previously determined in Nuevo Cuyo Region, corroborating that due to its intense tectonic activity it is among the high seismic hazard zones of the world.

Keywords: attenuation, P waves, S waves, coda waves, Nuevo Cuyo.

INTRODUCCION

La atenuación sísmica es uno de los fenómenos principales que afectan la forma de un sismograma. Se la puede representar por el factor de calidad del medio, Q , que expresa el efecto de las pérdidas de energía por heterogeneidades en el medio y por la absorción anelástica del mismo. En el primer caso hablamos de un efecto de *scattering* (Q_s) y en el segundo caso, de atenuación intrínseca (Q_i).

Aki y Chouet (1975) definieron a las ondas coda como la parte final del sismograma luego del arribo de las máximas amplitudes y hasta donde la señal se confunde con el ruido en el caso de un evento local o regional (distancias epicentrales menores que 10° según Kulhánek, 1990) (Fig. 2). En el modelo conocido como "Single Back-Scattering" (SBS) plantearon la coda como una superposición de frentes de ondas provenientes de diversas fuentes dispersoras presentes en el medio y distribuidas aleatoriamente. Este modelo, continúa utilizándose a pesar de la simplicidad de sus hipótesis dado que permite comparar resultados de diversos contextos tectónicos y es de muy fácil aplicación. Sato (1977) planteó un modelo para el caso de *scattering* simple e isótropo (SIS) donde la distancia fuente-receptor ya no es despreciable frente al camino libre medio de la onda.

Existen diversos métodos establecidos para el estudio de la atenuación en ondas de volumen. El método de "Normalización de la Coda" (NC) denominado así por Frankel *et al.* (1990) es el mismo que Aki (1980) definió como "método de una estación" para el estudio de ondas de corte. Este método fue derivado sobre la hipótesis de *scattering* simple de S a S y la propiedad que tiene la envolvente de las ondas coda de ser independiente de la fuente, la magnitud y la distancia (Aki y Chouet, 1975). En su trabajo de 1980, Aki concluyó que las ondas coda en terremotos locales o regionales de baja magnitud, están compuestas por ondas

S afectadas por *scattering*. El método del "Ensanchamiento del Primer Pulso de P" (Wu y Lees, 1996), es un método independiente de la frecuencia cuya base se asienta en la pérdida por atenuación de las altas frecuencias de una onda produciéndose una relación lineal entre el ancho del pulso de P y el tiempo de propagación.

Conocidos los valores de atenuación de ondas de corte y coda, aplicando la aproximación de Wennerberg (1993) a la expresión de Q_c en la interpretación del *scattering* múltiple de Zeng (1991) es fácil separar Q_i y Q_s dentro de la atenuación total y conocer la parte proporcional de anelasticidad y heterogeneidad del medio.

Los estudios de atenuación sísmica en el rango de altas frecuencias (1-20 Hz) son fundamentales para comprender las características sismotectónicas de una región dada. Entre los 27° S y los 33° S una importante actividad sísmica cortical y de profundidad intermedia (entre 100 y 200 km) se correlaciona con una compleja morfología y estructura superficial en la placa Sudamericana (Jordan *et al.*, 1983, Smalley y Isacks, 1987, Smalley *et al.*, 1993, Regnier *et al.*, 1994). El objetivo del presente trabajo es conocer los valores de atenuación sísmica para diferentes tipos de ondas propagándose en la región de Nuevo Cuyo, originadas por terremotos locales y regionales. Esta zona, calificada como la de más alta peligrosidad sísmica de nuestro país (Giardini *et al.*, 1999), cuenta en su historia reciente con sismos destructivos como los que tuvieron epicentro en San Juan (1944), Mendoza (1861) y Caucete (1977) y frecuentemente se ve afectada por eventos sísmicos sentidos (Castano *et al.*, 1999, INPRES, 2006) (Fig. 1). Incluso Córdoba (1934) y San Luis (1936) se vieron seriamente afectadas por terremotos superficiales, mostrando que la sismicidad intracontinental superficial se extiende hasta los 600 km de distancia de las mayores alturas de los Andes (Alvarado *et al.*, 2005).

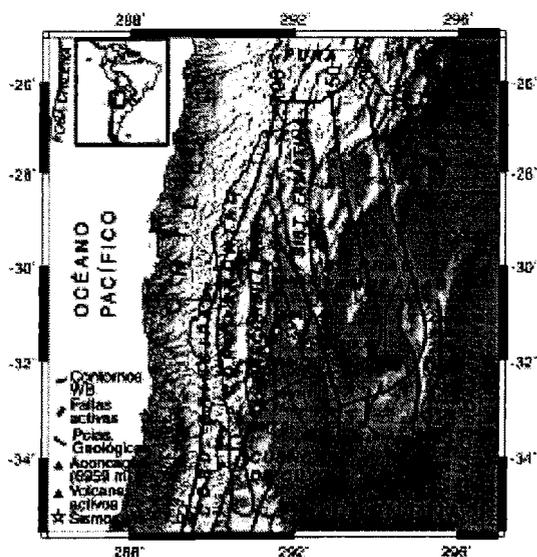


Figura 1. Región de Nuevo Cuyo. Provincias geológicas (Ramos, 1999^a), principales fallas activas (Cortés et al., 1999; Costa, 1999), epicentros de sismos históricos con Magnitud (M_s) ≥ 7.0 (Alvarado et al., 2005; Costa, 1999) y contornos de Wadati-Benioff en km.

Estudios previos sobre atenuación sísmica en esta región, se centran en el análisis de datos analógicos aplicando el método de SBS sobre codas completas para el cálculo de Q_c (Q_c a 1 Hz) en la provincia de San Juan (Giroldi, 1990) y norte de Mendoza (Alvarado, 1992). En Badi et al. (2000) se muestran

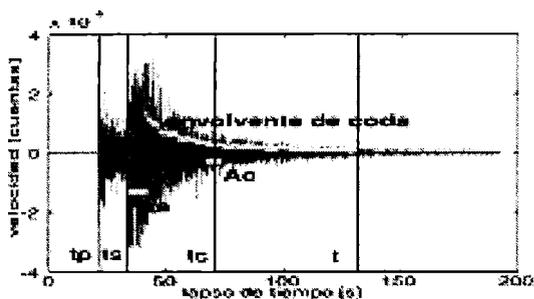


Figura 2. Ejemplo de registro con los tiempos de viaje y ventanas utilizadas en los distintos métodos. Las amplitudes de S (A_s), coda (A_c) y la envolvente de coda se calcularon como el valor cuadrático medio (RMS) de la señal en las ventanas seleccionadas.

resultados de la aplicación del modelo de SBS a un subconjunto de eventos seleccionados a partir de la misma base de datos de este trabajo y en Badi et al. (2005) pueden hallarse resultados preliminares de la aplicación del método de NC independientemente de la forma del decaimiento de la coda. El presente trabajo reúne y completa la aplicación de las técnicas mencionadas sobre ondas P, S y coda correspondientes a registros sísmicos de la Región de Nuevo Cuyo para el período 1996-1999.

MARCO SISMOTECTONICO

El presente estudio se desarrolla en la región de mayor actividad sísmica de la República Argentina. Con una morfología y tectónica condicionadas por la subducción de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, la Región de Nuevo Cuyo (Fig. 1) presenta entre los 27° S y 33° S, un segmento de subducción subhorizontal (Jordan et al., 1983, Smalley e Isacks, 1990, Pujol et al., 1991) que contrasta con los casi 30° de la subducción normal al norte y sur de dicho segmento (Jordan et al., 1983, Badi, 1991). La distribución de sismicidad en profundidad presenta un comportamiento bimodal. Smalley et al. (1993) estimaron una profundidad focal entre 5 y 35 km para los eventos superficiales en San Juan y alrededor de los 100 km para los eventos intermedios. La energía sísmica liberada es 2 a 6 veces mayor a la de la zona de subducción normal adyacente (Gutscher et al., 2000).

Jordan et al. (1983) destacan la correlación espacio-temporal de las segmentaciones latitudinales y longitudinales de los rasgos en ambas placas. Según Ramos (1999a), los datos sismológicos y geológicos muestran que la segmentación latitudinal de la placa subducida ejerce un control tectónico de primer orden sobre las provincias geológicas argentinas. Jordan et al. (1983), Isacks (1988) y Smalley

et al. (1993) observan en la placa sudamericana, sobre la subducción plana, un ascenso sostenido de la topografía desde la costa del Pacífico hasta las mayores alturas de la Cordillera Principal (más de 6000 m); al este, un escasísimo magmatismo Neógeno-Cuaternario, una delgada faja de deformación epidérmica Neógena a Cuaternaria con migración oriental y por último, una ancha zona de elevación Plio-Pleistocena del basamento cristalino en fallas inversas. Numerosos autores han estimado un importante acortamiento cortical para esta región que alcanza los 160 km en los últimos 20 Ma (Regnier *et al.*, 1994, Ramos, 1999b, Ramos, 1999c).

La estructura cuaternaria de la Región de Nuevo Cuyo a la que se asocia la actividad sísmica cortical puede dividirse en tres segmentos longitudinales: un tramo norte entre los 28° y 32° de latitud donde la deformación se concentra preferentemente en la Precordillera, en el sector pedemontano adyacente y en las Sierras Pampeanas; un segmento central entre los 32° y 33° de latitud caracterizado por corrimientos e inversión tectónica positiva de la cuenca de Cuyo y otro al sur de los 33° donde desaparece la Precordillera en coincidencia con el aumento de la inclinación de la zona de Wadati-Benioff (ZWB) y en el que la deformación se localiza en el frente montañoso y en el extenso ambiente extracordillerano (Cortés *et al.*, 1999, Smalley e Isacks, 1990). Tanto en las zonas de subducción normal como plana el límite oriental de la ZWB y la sismicidad cortical coinciden (Smalley e Isacks, 1990; Smalley *et al.*, 1993).

En particular, en la provincia de San Juan, las principales fuentes sismogénicas son el sistema de retrocorrimientos de la Precordillera Oriental y los geolineamientos con direcciones N-NO, S-SO y O-NO y mecanismos inversos con componente de deslizamiento de rumbo de las Sierras Pampeanas Occidentales (Triep y de Cardinali, 1984, Smalley e Isacks, 1990,

Smalley *et al.*, 1993). En la provincia de Mendoza, el frente activo está definido por corrimientos de vergencia oriental en el pedemonte serrano cercano a la ciudad de Mendoza y otras poblaciones. El margen occidental precordillerano presenta una estructura cuaternaria compleja y variada, con fallas de desplazamiento de rumbo dextral y normal, corrimientos y retrocorrimientos longitudinales y fallas oblicuas de orientación noroeste.

METODOLOGIA

Atenuación de ondas coda

El método empleado es SBS de Aki y Chouet (1975) con la modificación propuesta por Sato (1977) para el caso en que la distancia fuente-receptor no es despreciable. La envolvente de la coda de un sismograma a una dada frecuencia (f) y lapso de tiempo (t) medido desde el origen del evento, puede representarse por la relación

$$A(f, t) = A_0(f)t^{-1}k(\alpha)^{\frac{1}{2}}e^{-\frac{\pi ft}{Q_c}} \quad (1)$$

donde $A_0(f)$ es un factor que depende de la fuente, el efecto de sitio y la frecuencia; t^{-1} representa la expansión geométrica de las ondas coda supuestas como ondas internas; $k(\alpha) = t/t_s \ln(t + t_s/t - t_s)$ es el factor de corrección por la distancia según Sato (1977) función a su vez de t_s , el tiempo de arribo de la onda S; Q_c es el factor de calidad del medio que da cuentas de la atenuación total. Calculada la envolvente en el dominio del tiempo de la coda para una dada frecuencia (Fig. 2), el ajuste de la exponencial se puede realizar por transformación logarítmica de la Ecuación 1 o por un ajuste no lineal (Gauss Newton). Este último garantiza los requisitos impuestos por el método de ajuste por mínimos cuadrados para la obtención del Q (Ibañez et

al, 1993) supuesta una distribución gaussiana de errores.

Atenuación de ondas P

A partir de la dependencia observada entre el ancho del primer pulso de P, llamado τ , y el tiempo de propagación de la onda, t_p , Wu y Lees (1996) establecieron la siguiente relación lineal (Fig. 2 y Fig. 5)

$$\tau = \tau_0 + ct_p/Q_p \quad (2)$$

Donde τ_0 es el ancho del pulso en la fuente, c una constante dependiente de los materiales atravesados y estimada por Gladwin y Stacey (1974) igual a 0.5. El valor de Q_p estimado a partir del ajuste por mínimos cuadrados de la Ecuación 2 a los datos, es independiente de la frecuencia. El método requiere que el ancho del pulso en la fuente sea similar para todos los eventos.

Atenuación de ondas S

Según el método de Normalización de la Coda propuesto por Aki (1980), el valor del factor de calidad de ondas S, Q_s , puede obtenerse a partir de la relación

$$\langle \ln\{DA_i(f, D) / A_i^c(f, t_c)\} \rangle = a - bD \quad (3)$$

siendo a una constante, el factor de atenuación $b = \pi f / Q_s v$, $A_i(f, D)$ es la amplitud espectral de la onda S directa registrada (Fig. 2) correspondiente al i -ésimo evento en una dada estación, D es la distancia hipocentral, $A_i^c(f, t_c)$ es la amplitud espectral de la coda registrada por el mismo instrumento a un lapso de tiempo t_c mayor que aproximadamente dos veces el tiempo de propagación de S, f y \bar{v} son respectivamente la frecuencia y la velocidad promedio de las ondas S. Q_s incluye los efectos de absorción y scattering. La Ecuación 3 al promediarse en distancia para diferentes direcciones de propagación elimina

los efectos del patrón de radiación y el efecto de sitio en la estación.

Separación de la atenuación intrínseca y de scattering

Asumiendo que la atenuación total (Q_T) es representada por los valores obtenidos de Q_d y puede expresarse en función de la atenuación de scattering (Q_s) e intrínseca (Q_i) mediante la conocida relación,

$$Q_T^{-1} = Q_s^{-1} + Q_i^{-1}, \text{ Wennerberg (1993)}$$

reinterpretó los valores medidos de Q_c en términos del scattering múltiple según la formulación dada por Zeng (1991). Obtuvo así, las siguientes expresiones que se utilizan como un sistema de ecuaciones para la estimación de Q_i y Q_s

$$\begin{aligned} Q_d^{-1} &= Q_i^{-1} + Q_s^{-1} \\ Q_c^{-1} &= Q_i^{-1} + Q_s^{-1}(1 - 2\delta(\gamma)) \end{aligned} \quad (4)$$

donde $1 - 2\delta(\gamma) = -1/(4.44 + 0.738\gamma)$

y $\gamma = Q_s^{-1} 2\pi f t$

DATOS

El presente trabajo se realiza sobre el mismo conjunto de eventos seleccionados para el trabajo de Badi *et al.* (2005) y registros de 23 estaciones verticales de corto periodo de la Red Sismológica Zonal Nuevo Cuyo perteneciente a la Red Nacional de Estaciones Sismológicas dependiente del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) para el período 1995-1999.

Las localizaciones se realizaron usando el programa Hypo71 y una estructura de velocidad determinada por el INPRES (Tabla 1), obteniéndose un error Rms promedio de los residuos temporales de 0.13 y errores estándar en la distancia epicentral y en la profundidad de 3 y 5 km respectivamente. Las magnitudes

varían de 3.4 a 4.5 (Md) y las distancias consideradas no superan los 400 km (Fig. 3). En principio, se agruparon los datos según profundidades focales superficiales ($h < 50$ km) e intermedias ($h > 50$ km), reconsiderándose esta división según fuese necesario en cada método. Se identificaron 4074 registros que verifican las condiciones para el método NC, 3520 para el método SBS y 1942 primeros pulsos de P claros.

APLICACION Y RESULTADOS

Para el análisis de ondas coda y de ondas de corte, se filtraron las trazas con filtros pasabandas tipo Butterworth de orden 5 y una octava de ancho centrados en 1.5, 3, 6 y 12 Hz si las frecuencias de muestreo y de corte del preamplificador lo permitían. El método del ensanchamiento del primer pulso de P no requiere filtrado previo.

Ondas coda

La envolvente suavizada de la coda puede estimarse aplicando filtros pasabanda y

Tabla 1. Estructura de velocidad de ondas P, (α), empleada y relación v_p/v_s . Fuente INPRES.

α	Prof. [km]
	0
5	10
6.2	40
7.8	60.3
7.85	80.3
8.222	100.8
8.273	121.1
8.331	141.6
8.398	162
8.472	182.6
8.554	203.2
8.641	223.9
8.735	244.6
8.835	700
$\alpha = 1.65 \beta$	

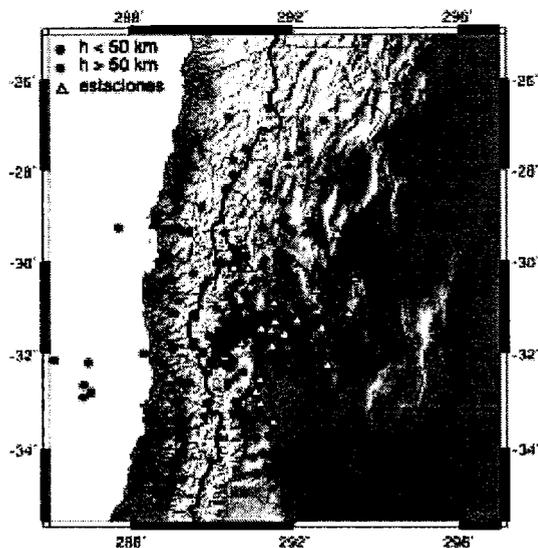


Figura 3. Distribución de epicentros y estaciones de la Red Sismológica Zonal Nuevo Cuyo analizados en el presente estudio donde h indica profundidad focal

calculando el valor cuadrático medio (RMS) de la señal filtrada en el dominio del tiempo sobre ventanas móviles (Aki y Chouet, 1975). Siguiendo a Ibañez *et al.* (1991) se definió el inicio en forma visual coincidiendo con el punto donde la envolvente corregida de divergencia geométrica comienza a decaer de forma regular (Fig. 2). El final de la coda suele definirse a partir de la relación señal ruido, pero ésta puede variar de una estación a otra, por lo que se fijó el final de la coda en el punto donde la envolvente de la coda corregida de divergencia geométrica comienza a crecer luego de haber alcanzado un mínimo (Ibañez *et al.*, 1990).

Se calcularon los ajustes para longitudes de coda decrecientes y múltiplos de 10 s hasta un mínimo de 20 s. Las ventanas móviles elegidas fueron de 3 s para 1.5 Hz y 2 s para 3, 6 y 12 Hz con un solapamiento del 50%. Ambos métodos arrojaron resultados similares aunque el método lineal sobreestimó los valores de Q_c en un 86 % de los casos. Los promedios regionales de Q_c (Tabla 2) en función del lapso de tiempo y la frecuencia, se interpretaron en

términos de la ley $Q_c = Q_o f^n$ con el lapso de tiempo como parámetro, obteniéndose los valores de Q_o y n que se muestran en la Figura 4.

Ondas P

Seguindo a Wu y Lees (1996) se definió la duración del pulso como el tiempo transcurrido sobre la línea de amplitud cero de la traza desde la intersección de la extrapolación lineal de la pendiente de subida del pulso a mitad de su amplitud máxima y el cruce real de la traza por aquella línea después de haber alcanzado su máximo (Fig. 5). Sólo se seleccionaron pulsos que tuvieran pendientes y máximos claros. El método debe aplicarse a ondas P con patrones de radiación similares y por lo tanto el

mismo ancho del pulso en la fuente. Al no conocerse los mecanismos focales, se seleccionan los datos a partir de la asociación espacial de sus focos y su no dependencia con la magnitud. Se restringen entonces las magnitudes al rango 3.5-4.5. A partir de la distribución espacial de eventos se obtuvieron dos grupos bien definidos en los intervalos de profundidades 0-43 km y 100-152 km con proyecciones en superficie en la región definida por 30°-33° S y 67°-71° W. La Figura 6 presenta los valores individuales del ancho del pulso y el ajuste de los valores medios según la Ecuación 2 en función del tiempo de viaje de P con su coeficiente de determinación (ρ^2).

Ondas S

Se tomaron las amplitudes espectrales de S y coda sobre el RMS de los datos filtrados para las mismas bandas de frecuencia que el SBS. La longitud de la ventana de S y de coda fue de 10 s. La ventana de S (t_s) se ubicó visualmente a partir del punto de máxima energía de la onda, mientras que la ventana de coda se centró a diferentes lapsos de tiempo ($t_c = 70, 90, 110, 130$ s) dependiendo de las distancias epicentrales y profundidades. Utilizando las mismas lecturas del trabajo de

Tabla 2. Valores medios regionales de Q_c y errores estándar en función de la frecuencia (Frec.) para lapsos de tiempo (t_c) y profundidades focales seleccionados.

Profundidad [km]	0-50			100-200		
Frec [Hz]	t_c [s]	50	100	150	100	150
1.5		57 ± 17	98 ± 29	133 ± 34	90 ± 21	124 ± 46
3		117 ± 31	214 ± 54	277 ± 60	181 ± 46	281 ± 69
6		317 ± 71	462 ± 104	531 ± 118	387 ± 97	503 ± 108
12		717 ± 108	943 ± 202	939 ± 232	833 ± 185	980 ± 199

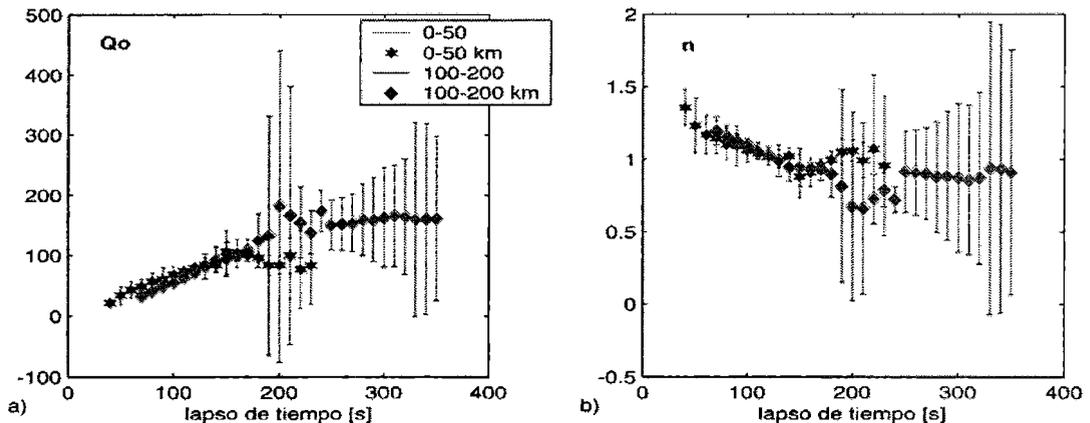


Figura 4. Distribución de Q_o (a) y n (b) obtenida ajustando $Q_c = Q_o f^n$ a los promedios regionales. Los puntos oscuros corresponden a focos en el intervalo 0-50 km y los claros al intervalo 100-200 km. Las barras indican los límites de 95% de confianza.

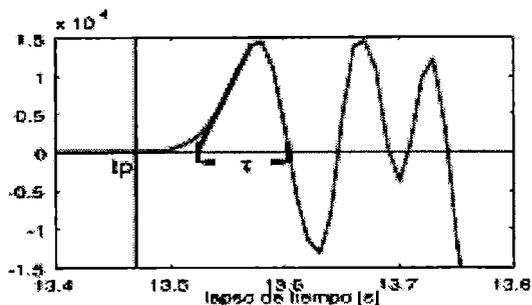


Figura 5. Ejemplo de determinación del ancho del pulso de P, τ , donde t_p es el comienzo de P. Ver texto para más explicación.

Badi *et al.* (2005), se redujeron las amplitudes de coda a un tiempo uniforme ($t_0=0$) incorporando esta vez la expresión $P(f, t_p)/P(f, t_p)$ y los valores promedios de Q_c para las frecuencias y lapsos de tiempo correspondientes en dos rangos de profundidades focales, por encima y debajo de los 50 km. En la Figura 7 se presenta un ejemplo del proceso de ajuste mediante la Ecuación 3 para el caso de focos superficiales. La Tabla 3 muestra los valores obtenidos para las diferentes frecuencias de filtrado tomando la velocidad promedio de S, $\bar{\sigma}$, igual a 4.16 km/s para focos entre 0-50 km y 4.81 km/s para focos entre 50-310 km.

Separación de Q_s y Q_i

Los valores de Q_d y Q_c previamente obtenidos se utilizaron en la resolución del sistema de ecuaciones de la Ec.4 obteniéndose los valores de Q_s y Q_i presentados en la Figura 8. La condición de que Q_d debe ser menor que Q_c limitó el rango de aplicabilidad del método a las profundidades focales superficiales para las bandas de frecuencia analizadas. En el caso de profundidades intermedias, sólo pudo evaluarse para 1.5 Hz.

DISCUSION

Q_c y Q_d presentan una fuerte dependencia con la frecuencia como puede verse en las

Tabla 3. Valores de Q_d obtenidos a partir del método de NC para las frecuencias estudiadas (Frec.) con errores dados por los límites del 95% confianza y ρ^2 para intervalos de profundidad focal 0-50 km y 50-310 km.

Prof [km]	0 - 50		50-310	
Frec.[Hz]	$Q_d \pm \text{error}$	ρ^2	$Q_d \pm \text{error}$	ρ^2
1.5	107 ± 10	0.86	239 ± 46	0.76
3	163 ± 12	0.91	287 ± 38	0.74
6	386 ± 30	0.90	552 ± 54	0.80
12	518 ± 20	0.98	834 ± 63	0.88

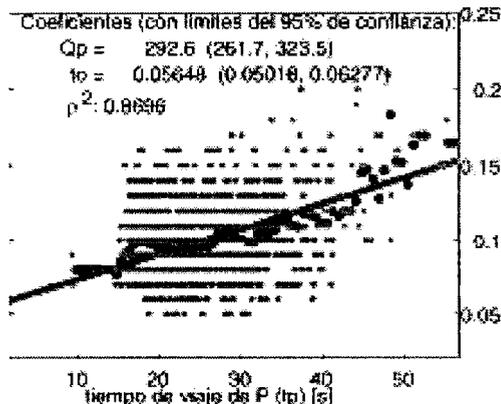
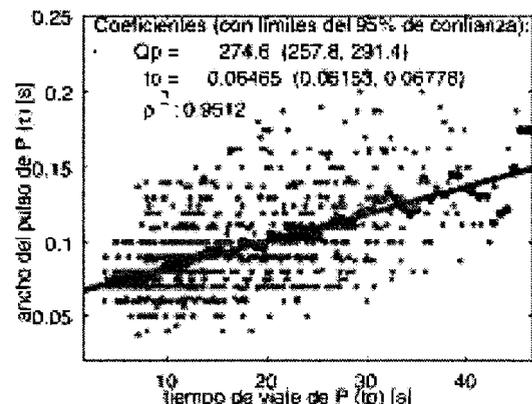


Figura 6. Ancho del pulso de P vs. tiempo de viaje para profundidades focales entre 0-43 km (izquierda) y 100-152 km (derecha). Puntos claros muestran valores individuales, oscuros indican valores promedio y líneas rectas muestran los ajustes mediante Ecuación 2.

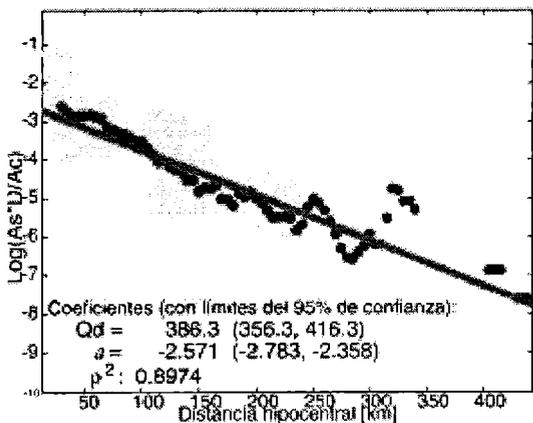


Figura 7. Un ejemplo de la aplicación del método de Normalización de la Coda para 6 Hz, para profundidades focales en los intervalos 0-50 km. Puntos claros muestran valores individuales del primer miembro de la Ecuación 3, puntos oscuros muestran valores promedios y línea recta muestra el ajuste.

Tablas 2 y 3. Ajustando una ley de potencia, $Q = Q_o f^n$, a los promedios regionales de Q_o , se observan en la Figura 4 intervalos de variación de Q_o y n según el lapso de tiempo de coda analizado: $22 \leq Q_o \leq 106$, $1.4 \geq n \geq 0.9$ para trayectorias desde focos superficiales y $33 \leq Q_o \leq 167$, $1.2 \geq n \geq 0.7$ para trayectorias correspondientes a focos intermedios. Estos valores son algo menores que los obtenidos por Girolidi (1990) y Alvarado (1992) quienes estimaron valores medios de Q_o iguales a 100 y 122 respectivamente. Del análisis de la variación con la profundidad, no se observa neta dependencia de la atenuación de ondas coda con la profundidad en esta zona, al menos para promedios regionales. Para el cálculo de Q_o se han tenido en cuenta todos los lapsos de tiempo observados. El 92 % de las codas tuvieron duraciones máximas de hasta 150 s y sólo un 1.3 % superaron los 200 s, esto justificaría los errores observados en los ajustes de la Figura 4 para lapsos de tiempo cercanos a 200 s, que pueden asociarse a una menor validez estadística de la muestra considerada.

El uso de la expresión matemática del decaimiento de coda en el método de NC, permitió una mejor estimación de la atenuación de ondas de corte que la obtenida en Badi *et al.* (2005), mostrando una clara dependencia de Q_d con la profundidad. La ley de potencia ajustada a Q_d arroja valores de Q_o iguales a 90 y 160 para focos superficiales e intermedios respectivamente y un n cercano a 0.7 en ambos casos. Como la atenuación es un efecto aditivo, puede analizarse la variación de la atenuación de ondas S con la profundidad y la frecuencia, mediante un modelo de capas de atenuación uniforme. Si E es el espesor total considerado y Q_p el factor estimado para las trayectorias que lo atraviesan, la expresión $E/Q_d = \sum_i E_i/Q_{di}$, donde i indica las diferentes capas, permite separar el efecto de la atenuación cortical de aquel de la litósfera continental asísmica más la placa de Nazca subducida. Eliminando el efecto de los primeros 50 km sobre la atenuación total, se obtienen $Q_o = 196$ y $n = 0.6$ para la capa entre 50 y 310 km. Si se consideran las velocidades promedio de S, se obtiene una relación de atenuación (b_{0-50}/b_{50-310} ver Ec. 3) igual a 2.5.

Los valores de Q_d obtenidos son grandes si se comparan con Q_o , éste se debe al método utilizado que, por definición, refleja la atenuación del camino sísmico promedio cancelando el efecto de las heterogeneidades más superficiales sobre las ondas de corte directas (Martínez Arévalo *et al.*, 2003).

Si bien el método de obtención de Q_p es independiente de la frecuencia, dado que la duración media de los primeros pulsos de P fue de 0.1 s, los valores pueden asociarse a una frecuencia de 5 Hz. Q_p resulta ser igual a 275 para la corteza y 293 para la litósfera oceánica y manto superior. Haberland y Rietbrock (2001) y Schurr *et al.* (2003), empleando métodos espectrales para realizar una tomografía de Q_p en los Andes alrededor de los 23°S, hallaron valores superiores a 1000 en el

antearco y la placa subducida, mientras que la corteza y el manto bajo el arco magmático arrojaron valores inferiores a 100 asociados a material fundido.

Comparando los factores de calidad de ondas P y S, se observa que Q_p es mayor que Q_d alrededor de los 3 Hz pero es menor en los 6 Hz. La relación Q_p^{-1}/Q_d^{-1} obtenida para las frecuencias centrales del intervalo considerado, se halla entre 0.59 y 1.41 para profundidades superficiales y entre 0.98 y 1.89 para mayores profundidades. Las ondas S se ven, en general, más afectadas por la atenuación que las ondas P. Cabe considerar que tanto en el caso de Q_p como en el de Q_s los métodos empleados no analizan la totalidad del espectro de las ondas. En el caso de las ondas P, se observa el primer pulso que contiene las mayores frecuencias, mientras que para las ondas S se analiza la ventana más energética comparándola con la coda.

De la separación de la atenuación intrínseca y de *scattering* en la Figura 8 puede observarse que los valores de Q_s son muy altos para codas menores a 100-150 s en casi todas las frecuencias, sugiriendo que las trayectorias más cortas no se ven afectadas por el efecto de *scattering*. Para longitudes de coda cortas, Q_i se mantiene cercano a Q_c , mientras que

para longitudes de coda mayores, el *scattering* domina la coda según Q_s , se aproxima a Q_c , como ya se menciona en Ibañez *et al.* (1993) y en Frankel y Wennerberg (1987).

CONCLUSIONES

Se han estimado valores medios de la atenuación para la Región de Nuevo Cuyo, Argentina, utilizando diversas técnicas aplicadas a ondas P, S y coda en el intervalo de frecuencias 1.5–12 Hz.

La determinación de Q_c mediante el método de SBS, usando un ajuste no lineal, teniendo en cuenta variaciones con la frecuencia y el lapso de tiempo considerado, mejora la bondad de los ajustes de la coda, resultando valores de Q_c algo inferiores a los obtenidos por otros trabajos. En esta oportunidad se ha completado la aplicación del método de NC que se presentara en Badi *et al.* (2005), encontrándose que los valores de Q_d muestran un importante aumento con la profundidad. La corteza continental atenúa 2.5 veces más que el conjunto formado por la litósfera oceánica y la litósfera continental asísmica. Se han obtenido valores de Q_p por un método independiente de la frecuencia. La relación estimada se halla entre 0.6 y 1.9,

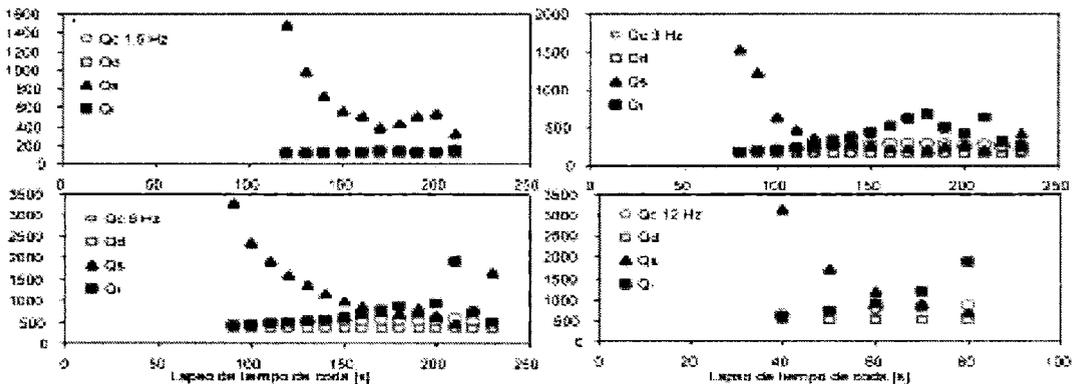


Figura 8. Comparación de Q_c y Q_d con valores preliminares de Q_i y Q_s en función del lapso de tiempo de coda para las frecuencias estudiadas y profundidades focales entre 0 y 50 km. La interpretación de Wennerberg (1993) (Ec. 5) es válida sólo si Q_d es menor que Q_c .

acorde con los valores litosféricos obtenidos para diversas regiones del mundo (Sato y Fehler, 1998). Comparando los resultados con los hallados por Haberland y Rietbrock (2001) y Schurr *et al.* (2003) para la Puna, éstos son notablemente inferiores para profundidades intermedias y son algo superiores en la corteza. Esto se debe a la diferente configuración de la subducción y la ausencia de volcanes activos en la región considerada en este trabajo. La aplicación de técnicas espectrales permitirá refinar la determinación de la atenuación de ondas de P y S. Se ha hallado que, para longitudes de coda cortas el *scattering* simple de coda (Q_c) se aproxima a la atenuación intrínseca (Q_i) del medio (Ibáñez *et al.*, 1993, Frankel y Wennerberg, 1987), mientras que la parte final de la coda es dominada por procesos de *scattering* múltiple (Q_s) (Zeng *et al.*, 1991).

Este trabajo presenta la primera determinación de atenuación de ondas de volumen en esta región. Además, se han analizado trayectorias de sismos de profundidad intermedia aplicando técnicas antes no utilizadas para otras regiones del mundo. Los criterios de aplicación han debido ajustarse a la naturaleza de los datos, por lo que es deseable proseguir con la aplicación de otros métodos para obtener una completa comprensión de la atenuación en esta región y su comparación con otras de similar actividad. Los valores medios regionales de Q obtenidos para la Región de Nuevo Cuyo indican un efecto de atenuación de ondas sísmicas mayor al conocido previamente y por lo tanto refuerzan su clasificación como zona de alta peligrosidad sísmica debido a la intensa actividad tectónica que manifiesta.

Agradecimientos: Los datos han sido provistos por INPRES. Los autores agradecen especialmente a M. Araujo por su asistencia y a E. Del Pezzo, quien aportó valiosas sugerencias y parte de la implementación de algoritmos. Los mapas han sido realizados con

GMT (General Mapping Tools) GMT 4.0. (Wessel y Smith, 1998, 2004).

REFERENCIAS

- Aki, K. and B. Chouet. 1975. Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 23, 3322-3342.
- Aki, K. 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- Alvarado, P.M. 1992. Atenuación sísmica en el norte de Mendoza. Trabajo final de Licenciatura en Geofísica. Facultad de Cs. Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.
- Alvarado, P.M., S. Beck, G. Zandt, M. Araujo and E. Triep. 2005. Crustal deformation in the south-central Andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling. *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02759.x
- Badi, G. 1991. Relación de la sismicidad y tectónica en América del Sur entre los 22° y 32° S con la subducción de la Placa de Nazca. Práctica de la Especialidad de la carrera de Geofísica. Facultad de Cs. Astron. y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata. 76 pp
- Badi, G., J. Ibáñez y N. Sabbione. 2000. Determinación de Q coda en la región centro-oeste de la Rep. Argentina con datos digitales. Actas de la XX. Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. En CD.
- Badi, G., J. Ibáñez y N. Sabbione. 2005. Atenuación de ondas de corte en la región de Nuevo Cuyo. Actas de la XXII. Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. En CD.
- Castano, J. C., M. A. Araujo, M. H. Millán, C. A. Navarro, M. V. Castano, 1999. Epicentros de los terremotos destructivos ocurridos en la República Argentina. INPRES, Secretaría de Minería e Industria. Subsecretaría de Minería. Mapa.
- Cortés, J.M., P. Vinciguerra, M. Yamín y M.M. Pasini. 1999. Tectónica cuaternaria de la región andina del Nuevo Cuyo (28°-38° LS). En: *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. Anales 29 (24), 760-778.

- Frankel, A., A. McGarr, J. Bicknell, J. Mori, L. Seeber and E. Cranswick. 1990. Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: Measurements from New York State, South Africa and Southern California. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17441-17457.
- Frankel, A. and L. Wennerberg. 1987. Energy-flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1223-1251.
- Giardini, D., G. Grünthal, K. Shedlock and P. Zhang. 1999. The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Annali di Geofisica*, 42, 6, 1225-1230.
- Giroldi, L.G., 1990. Atenuación sísmica en San Juan. Trabajo final de Licenciatura en Geofísica. Facultad de Cs. Exactas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.
- Gladwin, M.T. and F.D. Stacey. 1974. Anelastic degradation of acoustic pulses in rock. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 8, 332-336.
- Gutscher, M., Spakman, W. Bijwaard and E.R. Engdahl, 2000. Geodynamic of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19, 5, 814-833.
- Haberland, C. and A. Rietbrock, 2001. Attenuation tomography in the western central Andes: a detailed insight into the structure of a magmatic arc. *Journal of Geophysical Research*, 106, B6, 11151-11167.
- Ibañez, J.M., E. del Pezzo, F. de Miguel, M. Herraiz, G. Alguacil and J. Morales. 1990. Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 5, 1232-1244.
- Ibañez, J.M., F. de Miguel, G. Alguacil, J. Morales, F. Vidal, E. Del Pezzo y A. M. Posadas. 1991. Análisis de Q coda en las Béticas Centrales con datos digitales. *Rev. de Geofísica*, 47, 59-74.
- Ibañez, J.M., E. del Pezzo, M. Martín, D. Patané, F. de Miguel, F. Vidal and J. Morales. 1993. Estimates of Coda-Q using a non-linear regression. *J. Phys. Earth.*, 41, 203-219.
- INPRES. 2006. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Secretaría de Obras Públicas, Ministerio de Planificación Federal, Inversión Pública y Servicios. <http://www.inpres.gov.ar/seismology/linkppal.htm>
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, B4, pp.3211-3231.
- Jordan, T.E., B.L. Isacks, R.W. Allmendinger, J.A. Brewer, V.A. Ramos and C.J. Ando. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Gel. Soc. Of America Bulletin*, 94, 341-361.
- Kulhánek O. 1990. Anatomy of Seismograms. *Develop. Solid Earth Geophysics*. 18 Elsevier, 178 pp.
- Martínez-Arévalo, C., F. Bianco, J. Ibañez and E. Del Pezzo. 2003. Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short period range of Deception Island volcano (Antarctica). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2685, 1-25.
- Pujol, J., J.M. Chiu, R. Smalley Jr., M. Regnier, B. Isacks, J.L. Chatelain, J. Vlasity, J. Castano and N. Puebla. 1991. Lateral velocity variations in the andean foreland in Argentina determined with the JHD method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 6, 2441-2457.
- Ramos, V.A. 1999a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. *Anales* 29(3), 41-96.
- Ramos, V.A. 1999b. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22, 3, 183-190.
- Ramos, V.A. 1999c. Evolución Tectónica de la Argentina. En: *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. *Anales* 29 (24), 714-759.
- Sato, H. 1977. Energy propagation including scattering effects-single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
- Sato, H and M.C. Fehler. 1998. Seismic wave propagation and scattering in heterogeneous earth. Springer, New York, 308 pp.
- Schurr, B., G. Asch, A. Rietbrock, R. Trumbull and C. Haberland, 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 1-2, 105-119.
- Smalley, R.F. Jr. and B.L. Isacks. 1987. A high-resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under western Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 92, B13, 13903-13912.
- Smalley, R.F.Jr. and B.L. Isacks. 1990. Seismotectonics of Thin-and-Thick-Skinned Deformation in the Andean Foreland from Local

- Network Data: Evidence for a Seismogenic Lower Crust. *Journal of Geophysical Research*, 95, B8, 12487-12498.
- Smalley, R.F.Jr., J. Pujol, M. Regnier, J. Chiu, J. Chatelain, B. Isacks, M. Araujo and N. Puebla. 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behaviour. *Tectonics*, 12, 1, 63-76.
- Triep, E. y C.B. de Cardinali. 1984. Mecanismos de sismos en las Sierras Pampeanas Occidentales. *Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino*, III, 61-80.
- Wennerberg, L. 1993. Multiple-scattering interpretations of coda- Q measurements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1, 279-290.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith. 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith. 2004. *The Generic Mapping Tools Technical Reference and Cookbook*, Version 4.0, pp. 132.
- Wu, H. and J.M. Lees. 1996. Attenuation structure of Coso geothermal area, California, from wave pulse widths. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 5, 1574-1590.
- Zeng, Y. 1991. Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 3, 1022-1029.