

한반도 남부에서의 지진파 감쇠: 고유감쇠와 산란감쇠의 분리

김 성 균*

전남대학교 지구환경과학부, 500-757, 광주시 북구 용봉동 300

Seismic Wave Attenuation in the Southern Korean Peninsula: Separation of Intrinsic and Scattering Attenuations

Sung Kyun Kim*

School of Earth and Environmental Sciences, Chonnam National University, Gwangju 500-757, Korea

Abstract: The attenuation mechanism of seismic waves in the crust is controlled both by intrinsic absorption and scattering of energy. The amount of scattering and intrinsic energy losses from the total attenuation is separately estimated in this study for the southern Korean Peninsula. The formula to be deduced from the theoretical relationship between single back-scattered coda Q and multiple scattering theory was used to separate the total attenuation into the intrinsic Q and the scattering Q . It was found that the intrinsic Q was considerably lower than that of the scattering Q in the frequency range of 1.5 to 20 Hz. This fact implies that the energy loss caused by the intrinsic absorption is relatively larger than one by the scattering effect within the crust of the southern Korean Peninsula. Both intrinsic and scattering Q values appeared to be comparatively larger than those measured in other seismically active regions except for intrinsic Q in the frequency range of 1.5 to 3 Hz.

Keywords: intrinsic attenuation, scattering attenuation, the Korean Peninsula

요약: 지각내에서 지진파의 감쇠기구는 매질 고유의 흡수와 에너지의 산란에 의하여 조정된다. 한반도 남부에서 전체 감쇠로부터 산란과 고유의 에너지 손실량을 분리하여 추정했다. 전체감쇠를 고유 Q 와 산란 Q 로 분리하기 위하여, 단일 후방산란된 coda Q 와 다중산란 이론의 관계로부터 유도되는 공식이 사용되었다. Q 는 주파수 대역 1.5-20 Hz 범위내에서 고유 Q 가 산란 Q 보다 훨씬 작은 것으로 나타났다. 이것은 한반도 지각내에서 고유 흡수에 의한 에너지 손실이 산란효과에 의한 손실보다 더욱 크다는 것을 의미한다. 1.5-3 Hz 범위의 고유 Q 를 제외하고는 고유 Q 와 산란 Q 가 지진학적으로 활동적인 다른 지역에 비하여 큰 것으로 나타났다.

주요어: 고유감쇠, 산란감쇠, 한반도

서 론

지진파 전파에 따른 에너지의 감소는 기하학적 확장에 의한 감쇠와 지구내부 구성물질의 비탄성적 성질에 의한 에너지의 흡수, 그리고 불균질 효과에 의한 산란으로 나누어 생각할 수 있다. 일반적으로 기하학적 확장에 의한 진폭의 감쇠는 직달파나 P_g 및 S_g 가 도달하는 근거리에서는 전파거리에 반비례하며, 주로 표면파나 L_g 파가 우세하게 도달하는 그 이상에

서는 거리의 제곱근에 반비례하여 감쇠하는 것으로 알려져 있다(Chun et al., 1987; Shin and Hermann, 1987). 또한 매질의 에너지 감쇠는 매질을 구성하는 입자들과의 마찰에 의한 고유감쇠와 매질입자에 의한 산란으로 일어나는 산란감쇠로 나눌 수 있다(Dainty, 1981).

매질에 의한 비탄성적 감쇠에 대한 고유감쇠(Q_i)와 산란감쇠(Q_{sc})의 상대적 기여는 지진파의 본질을 이해하는 데에 큰 도움이 되며, 지질학적 및 지체구조적 해석에 있어서 중요한 의미를 부여한다(Giampiccolo et al., 2004). 이에 따라 매질에 의한 감쇠를 고유감쇠와 산란감쇠로 분리하는 다수의 연구(예를 들면, Hoshiba, 1993; Del Pezzo et al., 1995;

*Corresponding author: kim3454@hanmail.net
Tel: 82-62-530-3454
Fax: 82-62-530-3459

Table 1. Earthquake catalogue used in this study

Year-Month-Day	Hour:Min:Sec	Longitude	Latitude	Depth (km)	Magnitude
2001-01-29	11:44:08.6	126.6760	35.6597	0.8	3.5
2001-06-29	11:21:08.6	126.6565	35.7878	5.6	3.2
2001-08-24	11:12:03.5	128.1518	35.8628	1.7	3.2
2001-11-21	10:49:11.6	128.3432	36.6962	0.5	3.6
2002-03-07	23:30:57.2	126.6072	36.4492	0.3	3.2
2002-07-09	04:01:49.9	129.7915	35.8608	11.5	3.7
2002-10-23	10:30:53.6	128.4612	34.8862	8.5	3.2
2003-02-08	23:46:33.3	126.6407	35.2893	5.0	3.1
2003-03-10	03:28:03.2	128.3530	36.1493	1.2	3.1
2004-01-05	06:11:51.6	127.0093	36.1727	0.3	3.2
2004-04-26	13:29:25.4	128.2392	35.8248	8.1	4.0
2004-04-30	23:43:57.4	129.3653	35.7720	5.9	3.0
2004-05-29	19:14:24.7	130.1047	36.6572	3.7	5.1
2004-08-06	05:32:53.3	127.3318	35.8567	0.3	3.6
2005-11-15	09:10:50.6	128.7725	37.1881	1.8	3.3
2006-01-19	12:35:35.5	128.7817	37.1988	3.1	3.5
2006-03-19	13:59:47.3	127.3517	36.3131	15.3	3.1
2006-04-29	11:01:13.1	129.9351	37.0540	7.8	3.2
2006-11-11	01:16:02.5	127.4657	35.9813	5.8	3.2
2006-12-04	00:51:43.1	127.9117	36.4604	16.4	3.2
2007-01-20	20:56:53.6	128.5841	37.6889	13.1	4.9

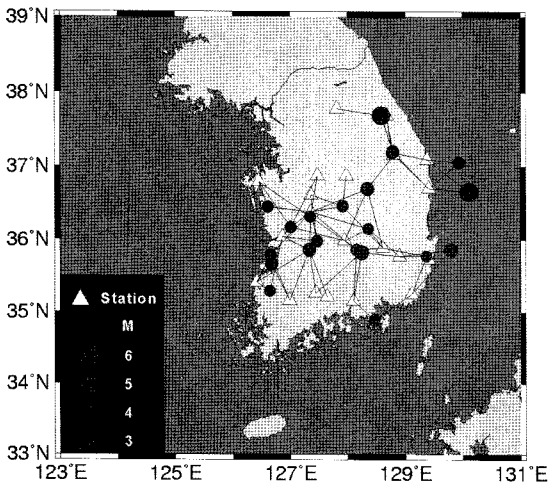


Fig. 1. Distributions of paths (lines) between earthquakes (circles) and stations (triangles).

Bianco et al., 2002; Ulgade et al., 2007; Chung et al., 2009)가 수행되어 왔다. 이 연구의 목적은 한반도의 지진기록을 이용하여 지진파 감쇠를 고유감쇠와 산란감쇠로 분리하며, 이 결과를 해석하여 한반도 지각 구성물질의 불균질성을 다른 지역과 비교하는 것이다.

이 목적을 달성하기 위하여, 한반도 남부에서 발생

한 지진 21개를 19개의 관측소에서 관측한 기록을 선정하여 분석함으로써, Q값을 고유감쇠와 산란감쇠 성분으로 분리하였다. Table 1에 연구에 사용한 지진들의 발생시간, 진앙지, 발생깊이 및 규모를 제시하였다. 지진기록은 기상청과 한국지질자원연구원의 관측망에서 획득된 자료를 사용하였으나, 지진들의 진앙지를 비롯한 지진요소들은 한국지질자원연구원 (KIGAM)의 값을 채택하였다. KIGAM의 값을 채택한 이유는 기상청에 비하여 KIGAM 자료의 진앙지의 유효숫자가 많으며, 진원의 깊이정보를 제공하기 때문이다(김성균, 2007; 2008). 지진의 규모는 대략 2/3가 3.5 이하이며, 발생깊이는 20 km 이내의 천발 지진이다. Fig. 1에 진앙지와 관측소사이의 지진파 전파 경로도를 제시하였다.

고유감쇠와 산란감쇠의 분리 방법

불균질 매질에 지진파가 입사하는 경우에 어떤 현상이 일어날 것인가는 불균질체의 크기, 지진파의 파장 및 전파거리에 의존한다(Wu and Aki, 1988). 불균질체의 크기에 비해 파장이 충분히 큰 지진파가 입사하는 경우에는 매질은 균질 매질로 간주할 수 있게 되며, 지진파의 파장이 불균질 입자의 크기와

거의 비슷하거나 약간 작은 경우에는 산란이 크게 일어나게 된다. 또한 파장이 불균질체의 크기에 비해 지나치게 작으면, 기하광학적인 취급이 가능한 결정론적인 구조가 된다(Kosuga, 2001).

불균질 매질을 통과하는 파동의 에너지 전파를 취급하는 경우에 복사전달이론(radiative transfer theory)에 근거한 적분방정식이 기본적인 식이 되며, 산란모델에 따라 식이 달라진다. 이 이론에 근거한 비정상 산란문제의 정식화는 Zeng et al.(1991)에 의해 이루어졌다.

Aki and Chouet(1975)은 산란체가 균질 무작위분포를 이루고 있는 지각내를 전파하는 산란파의 에너지를 중첩시킴에 의하여 coda파의 특징이 정량적으로 설명됨을 입증하였다. 비슷한 모델로는 Sato(1977)의 현상론적 모델이 있으며, 이 모델을 규정하는 변수는 산란파의 산란강도와 coda파 감쇠가 있다. 이 모델들에서는 2차 이상의 고차산란이 무시되고 있으므로, 이 모델들을 단일산란 모델(single scattering model)이라 부른다. 산란강도가 작거나 지진발생 후 경과시간이 짧은 경우에는 단일산란 모델로 근사가 가능하나 그렇지 않는 경우에는 다중산란(multiple scattering)의 영향을 무시할 수 없다. Gao et al.(1983)은 단일산란 모델을 확장시켜 다중산란 모델을 제안하였으나, 이 모델에서는 에너지가 보존되지 않는다는 단점이 있다(Kosuga, 2001). 이에 대하여 에너지 보존을 가정하는 모델로서 Wu(1985)에 의한 에너지 수송 모델(energy transport model), Frankel and Wennerberg(1987)에 의해 제안된 에너지 유동 모델(energy-flux model)과 Dainty and Toksoz(1990)에 의한 확산모델(diffusion model)을 들 수 있다.

비탄성적인 지진파 감쇠를 고유감쇠와 산란감쇠로 분리하는 방법은 3가지의 방법이 사용되고 있다. 복사전달이론에 근거한 다중경과시간창(MLTW, Multiple Lapse Time Window)법은 경과시간이 짧은 시간창내의 coda파 에너지는 고유감쇠의 기여가 크고, 경과시간이 긴 시간창내의 에너지에는 산란감쇠의 기여가 크다는 점을 이용하는 방법이다. 즉 시간창을 몇 개의 경과시간창으로 나누어 coda파 에너지 밀도의 공간분포를 구하여 이론값과 비교함으로써 지진파 감쇠를 고유감쇠와 산란감쇠로 나누게 된다. 이 방법은 전감쇠를 고유감쇠와 산란감쇠로 나누는 분해능은 좋은 편이나, 지진원의 크기와 부지효과를 제거한 에너지의 시공간분포를 이론값과 비교해야만 되기 때문에,

지진원과 부지의 효과를 제거하는 과정이 번거롭다고 할 수 있다.

Coda Q는 산란감쇠에 가까운 값을 갖는 경우(Fehler et al., 1992; Hoshiya, 1993), 중간 값을 갖는 경우(Mayeda et al., 1992; Jin et al., 1994)가 보고되어 있다.

Frankel and Wennerberg(1987)은 직달파로부터 산란된 에너지와 coda파의 에너지 사이의 에너지 보존을 가정한 에너지 유동모델(Energy-flux model)을 제안하였다. 이 모델은 비교적 간단한 수식으로 시간경과에 따른 coda파의 진폭감쇠를 나타낼 수 있으며, 전감쇠를 산란감쇠와 고유감쇠로 분해할 수 있지만, 그 분해능은 그렇게 좋지 않다.

한편, Gusev and Abubakirov(1987)과 Hoshiya(1991)는 Monte Carlo 모사를 통하여, 짧은 경과시간에 대해서는 단일산란 모델이 더 적합하고, 긴 경과시간에 대해서는 확산모델이 적합하다는 사실을 밝혔다(Wennerberg, 1993). 이 방법은 Wennerberg(1993)에 의해 제안된 기법이며, 여러 지역에 적용되었다(예를 들면, Del Pezzo et al., 1995; Giampiccolo et al., 2004).

일반적으로 측정된 S파의 전감쇠(total attenuation)는 탄성에너지의 열에너지로의 전환에 의한 고유감쇠 Q_i 와 산란에 의한 산란감쇠 Q_{sc} 로 다음 식과 같이 나눌 수 있다(Dainty, 1981).

$$\frac{1}{Q_T} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_{sc}} \quad (1)$$

단 Q_T : 전감쇠(total attenuation)

Wennerberg(1993)는 Aki and Chouet(1975)의 단일산란 이론에 의한 coda파 포락선과 Zeng(1991)의 다중산란 이론으로 계산한 포락선과의 비교를 통하여, 단일산란이론에 따라 측정된 coda Q(Q_C)를 고유감쇠와 산란감쇠의 함수 식 (2)로 나타낼 수 있음을 입증하였다. 여기서는 Wennerberg(1993)의 방법에 따라 설명하기로 한다. 전파과정에서 굴절하지 않고 직달파로 도달한 S파에 대한 감쇠(Q_S)는 전감쇠 Q_T 로 간주되며, 이때 Q_S 는 coda파가 산란된 범위의 공간과 같은 부피를 갖는 공간내에서 측정된 값이어야 한다. 3차원의 경우에, 고유감쇠가 경과시간에 따라 지수함수적으로 감소한다면 Q_C 는 다음 식과 같이 Q_i 와 Q_{sc} 의 함수로 나타낼 수 있게 된다.

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1-2\delta(\tau)}{Q_{sc}} \quad (2)$$

여기서 $1-2\delta(\tau) = -1.44/(4.44+0.738\tau)$
 $\tau = \omega t / Q_{sc}$

이며, 식 (1)과 (2)로부터 다음의 식을 얻을 수 있다.

$$\frac{1}{Q_{sc}} = \frac{1}{2\delta(\tau)} \left(\frac{1}{Q_T} - \frac{1}{Q_c(\tau)} \right) \quad (3)$$

$$\frac{1}{Q_i} = \frac{1}{2\delta(\tau)} \left(\frac{1}{Q_c(\tau)} - \frac{2\delta(\tau)-1}{Q_T} \right)$$

결국 식 (3)을 이용하여 전감쇠를 고유감쇠와 산란 감쇠로 분해할 수 있다. 위와 같이 방법론의 검토를 거쳐 이 연구에서는 Wennerberg(1993)의 방법을 채택하여 전감쇠를 고유감쇠와 산란감쇠로 분리하였다.

S파 감쇠 계산

식 (3)을 이용하여 고유감쇠와 산란감쇠를 분해하기 위해서는 전감쇠에 대응하는 S파에 대한 Q값 (=Q_T)과 coda파에 대한 Q값(Q_c)을 먼저 계산하지 않으면 안 된다. 지진기록으로부터 S파의 Q값을 구하는 방법으로는 1) 관측된 지진파를 지진원, 감쇠 효과 및 부지효과와 관련된 미지수항으로 분리하는 방법(미지수항 분리법)과 (Petukhin et al., 2003) 2) Coda파에 의하여 정규화함으로써 지진원과 부지효과에 관한 미지수항을 없애는 방법(Coda 정규화법)이 널리 사용되고 있다(Aki, 1980). 이 연구에서는 첫 번째의 방법으로 S파에 대한 Q값의 계산을 수행하게 된다. 이 방법에 대하여 간단히 서술하기로 한다. 어떤 지점에서 얻어진 지진기록은 지진원과 전달과정중의 감쇠효과와 부지에서 증폭효과가 합성된 결과이다. 일반적으로 진원거리 R인 곳에서 주파수 f에 대한 지진기록 스펙트럼 A(f, R)은 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$A(f, R) = S(f)R^{-\gamma} \exp\left[-\frac{\pi f}{\beta Q} R\right] G(f) \quad (4)$$

여기서 S(f)는 지진원 스펙트럼을, γ는 점진원(point source)으로부터 지진파선의 3차원적 방사에 따른 기하학적 확장계수(geometrical spreading coefficient)를 나타내며, G(f)는 부지효과에 대한 스펙트럼이다. 또한 β는 S파의 속도를 나타낸다. 식 (4)로부터 Q를

구하기 위해서, 양변에 자연대수를 취하면 아래 식과 같이 변환된다.

$$\ln A_{ij} = -\gamma \ln R_{ij} - \frac{\pi f}{\beta Q} R_{ij} + \ln S_i + \ln G_j + err_{ij} \quad (5)$$

여기서 A_{ij}는 지진 i에 대하여 관측소 j에서의 주파수 f에 대한 스펙트럼 진폭을 나타낸다. 그리고 R_{ij}, S_i, G_j는 각각 지진 i에 대하여 관측소 j에서의 진원거리, 지진 i의 지진원 스펙트럼, 관측소 j에서의 부지효과를 나타내며, err_{ij}는 명확히 설명하기 곤란한 여러 요인의 오차를 의미한다. 한편 부지효과를 보정하는 상수들은 ΣG_j=0이 성립된다고 가정한다. 위의 중회귀식을 최소자승 역산법으로 풀어 Q값을 구할 수 있으며, 이 방법은 지진규모에 따른 진폭의 차이, 관측소에서의 부지와 관련된 효과 등을 사전에 제거하지 않고서도 감쇠계수를 구할 수 있는 이점이 있다.

Table 1에 제시한 지진들에 대하여 여러 관측소에서 얻어진 수평성분 기록중 S/N비가 3.0 이상이고 진원거리가 100 km 이내인 지진기록 108개를 선정하였다. 선정된 지진기록들에 대하여 먼저 선형성분과 직류성분을 제거(baseline correction)한 다음 시간창의 시작 및 끝 부분에 시간창 길이의 5%에 해당하는 cosine 감쇠항을 곱하였다. 시간창은 직달 S파의 도달시각으로부터 5초간을 선정하는 것을 원칙으로 하였다. 이 시간창의 자료로부터 얻어진 스펙트럼에 대해 주파수 간격의 10배의 범위, 대략 2 Hz 범위에 걸쳐 평활화를 수행하였다. 평활화는 특정 주파수에 대한 진폭값을 읽는 과정에서 선택된 값이 전체적인 경향에서 벗어난 특성의 값을 나타낼 수도 있으므로, 이를 피하기 위한 방편으로 수행되었다. 마지막으로 평활화까지 모두 마친 스펙트럼에서 주파수 1.5, 2, 3, 5, 10, 15 및 20 Hz의 7개 주파수에 대한 진폭값을 보간법으로 계산하여 식 (5)의 특정 주파수에 대한 관측스펙트럼(A_{ij})값이 얻어지게 된다.

이 연구에서 사용한 지진자료는 단주기 지진계와 광대역 지진계에 기록된 속도 자료들이다. 기상청의 단주기 지진계인 SS-1의 주파수 응답은 대략 1 Hz 이상에서부터 응답이 평탄하며, 한국지질자원연구원의 단주기 지진계인 JC-V100은 1 Hz에서부터 25 Hz 까지 평탄한 응답특성을 가지고 있다. 또한 기상청과 한국지질자원연구원의 광대역 지진계인 STS-2는 8 mHz에서부터 100 Hz 범위에서 평탄한 응답을 보여 준다. 따라서 이 연구에서 취급하는 주파수 대역 1.5

-25 Hz 범위내에서는 지진자료에 계기응답 보정이 필요하지 않다.

한편 식 (5)에 최소자승 역산법을 적용하여 해를 구하면, 기하학적 확장계수 γ 와 Q 를 동시에 구할 수 있다. 그러나 식(5)에 포함된 미지수 Q 와 γ 는 계수 항에 각각 거리(R_j)와 거리의 상용대수($\log R_j$)를 포함하고 있다. 따라서 Q 와 γ 는 수학적으로 엄격하게 상호 독립된 변수로 보기 어려우며, 물리적으로 의미 있는 값을 구하기 위해서는 별개의 가정이 필요하다.

고주파나 비교적 먼거리의 지진파는 파선이 방사상으로 퍼져 나가 동일한 시각에 동일한 구면상에 파면이 존재한다는 가정 아래, γ 는 보통 1.0으로 가정하고 있다(Petukhin et al., 2003). 그러나 γ 는 지진파의 속도구조와 진앙거리에 따라 달라지며(Atkinson and Mercu, 1992), S파나 Lg파 또는 표면파가 섞여 있는 경우에는 1.0보다 그 값이 줄어든다(Petukhin et al., 2003). 일반적으로 γ 는 직달파나 Pg 및 Sg가 도달하는 100 km 이내에서는 1.0, 주로 표면파나 Lg파가 우세하게 도달하는 그 이상의 거리에서는 0.5 정도인 것으로 알려져 있다(Chun et al., 1987; Shin and Hermann, 1987). 따라서 이 연구에서는 γ 가 모든 진앙거리에서 일정하다는 가정 아래, $\gamma=1.0$ 을 가정하여 식 (5)의 해를 구했다(김성균, 2007).

Coda파 감쇠 계산

국지지진에서 coda파가 불균질한 매질로 구성된 지구내부에서 후방 산란된 실체파로 구성되어 있으며, 산란된 파동장이 약하므로 2차적인 산란파가 발생하지 않는다는 단일산란모델(Aki and Chouet, 1975)에서 주파수 f 에 대한 시간 t 에서의 coda파 감쇠곡선 $C(f, t)$ 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$C(f, t) = t^{-\alpha} \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q_c}\right) \quad (6)$$

여기서 Q_c 는 coda파에 대한 Q 값이며, α 는 상수로써 다음과 같은 값을 갖는다(Aki and Chouet, 1975; Rautian and Khalturnin, 1978).

$\alpha=1.0$: body wave (3-D single scattering model)

$\alpha=0.5$: surface wave

$\alpha=0.75$: diffusion

이 연구에서는 S파 coda에 대한 단일산란모델(Aki

and Chouet, 1975)을 사용하게 되므로 $\alpha=1.0$ 을 채택하였다. 또한 Q_c 계산을 위해서 coda파가 S파의 영향을 받지 않는 경과시간(=지진발생후 S파가 도달할 때까지의 시간)의 2배되는 시간부터 20초 동안의 coda파를 선택하였다. 일반적으로 시간창의 길이가 증가할수록 Q_c 는 증가하는 경향이 있으나(Rautian and Khalturnin, 1978), 20초의 시간창은 분석에 충분한 길이로 생각된다(Yun et al., 2007).

한편, Q_c 추정을 위하여 사용한 자료는 S파에 대한 Q 를 구했던 자료와 동일하나 진원거리가 70 km 이내인 자료로 제한했다. 왜냐하면, S파에 대한 Q (=전감쇠)는 coda파가 산란된 범위의 공간과 같은 부피를 갖는 공간내에서 측정된 값이어야 하기 때문이다. 경과시간을 t 라 할때 coda파의 발생에 관련되는 지각내 산란체의 지표면에 투영된 크기는 다음 식으로 정의되는 타원체의 면적과 같다(Pulli, 1984).

$$\frac{x^2}{(\beta t/2)^2} + \frac{y^2}{(\beta t/2)^2 - (R/2)^2} = 1 \quad (7)$$

여기서 x 와 y 는 각각 타원체의 장반경과 단반경을 나타내며, β 는 S파 속도를, R 은 진앙거리를 나타낸다. 진앙거리가 70 km이고 S파 속도를 3.5 km/sec라 하면, 경과시간의 2배인 시간은 40초가 되며, 여기에 coda파 시간창 20초를 더하면 총 경과시간은 60초가 되는 셈이다. 경과시간 60초를 식 (7)에 대입하면 타원체의 장반경은 105 km가 되며, 지표면에 투영된 장반경 105 km의 타원체에 상당하는 범위내의 S파가 산란되어 coda파로 도달하게 된다고 할 수 있다. 따라서 이 연구에서는 진원거리 100 km 이내의 S파와 70 km 이내의 coda파를 분석대상으로 하였다.

선정된 지진기록으로부터 Q_c 추정은 다음의 과정에 따라 수행되었다. 먼저 지진기록들에 대하여 자료의 선형성분과 직류성분을 제거한 후, 중심주파수 1.5, 2, 3, 5, 10, 15 및 20 Hz로 하는 대역통과필터링을 적용하였다. 대역통과필터로서는 중심주파수 f_0 에 대하여 $1/\sqrt{2}f_0 - \sqrt{2}f_0$ 의 대역폭을 가진 6차의 버터워스 필터(Butterworth filter)를 사용하였다. 다음으로 대역통과필터링된 6개의 파형에 대하여 각각 경과시간의 2배인 시간부터 20초 동안의 coda파를 취하여 제곱근 평균을 사용하여 coda파 포락선을 만든 후, 2초 폭의 이동평균을 실행하였다. 이렇게 얻어진 7개의 coda파 포락선을 식 (6)에 적합시켜 중심주파수 1.5, 2, 3, 5, 10, 15 및 20 Hz에 대한 Q_c 값을 얻게 된다.

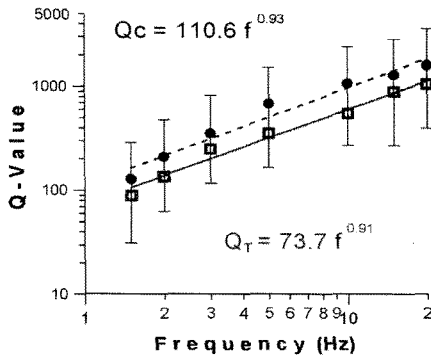


Fig. 2. The mean (closed circle) and standard deviation (vertical bar) for Q_c and the mean Q_T (rectangle) as a function of frequency. Regression results for Q_c and Q_T are expressed by straight lines.

고유감쇠와 산란감쇠의 분리

주파수 1.5, 2, 3, 5, 10, 15 및 20 Hz에서의 S파에 대한 Q와 coda파에 대한 Q를 Fig. 2에 제시하였다. Q값들은 주파수 f 의 함수로 가정하여 $Q=Q_0 f^n$ 에 맞도록 Q_0 와 f 의 지수 n 을 결정하였다. 여기서 coda파에 대한 Q는 다수의 관측소에서 얻어진 값을 평균하기 때문에 그 평균값과 표준편차(그림에서 수직 가로선)를 함께 도시하였다. 표준편차는 다른 연구(예를 들면, Yun et al., 2007)에서와 마찬가지로 상당히 큰 편이며, Q_c 계산에 있어서 일반적으로 나타나는 현상으로 생각된다. S파에 대한 $Q(Q_T)$ 와 coda파에 대한 $Q(Q_c)$ 는 각각 $Q_T=73.7f^{0.91}$ 및 $Q_c=110.6f^{0.93}$ 으로 나타낼 수 있다. 여기서 얻어진 Q 는 김성균(2007)이 100 km 이내의 지진자료에 대해 얻은 식 $Q_s=63.3f^{0.89}$ 와 비슷하며, Q_c 는 Yun et al.(2007)이 한반도의 지진자료에 대해 추정된 식 $Q_c=95.0f^{0.94}$ 에 잘 대비된다.

위에서 얻어진 Q_c 와 Q_T 를 식 (2) 및 (3)에 대입하여 Q_T 를 고유감쇠(Q_I)와 산란감쇠(Q_{SC})성분으로 여러 주파수 대역에서 분리하였다. Table 2와 Fig. 3에 두

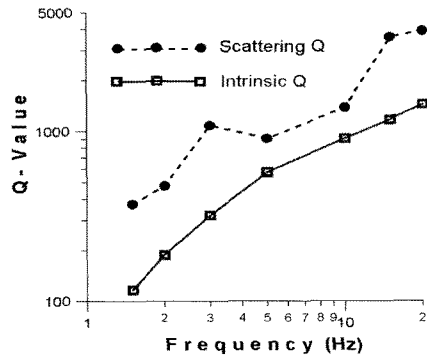


Fig. 3. The separated Q into scattering and intrinsic components as a function of frequency.

성분으로 분리된 Q값을 주파수에 대하여 제시하였다. 고유감쇠에 의한 Q값은 산란감쇠에 의한 값보다 모든 주파수 대역에서 작으며, 이것은 고유감쇠에 의한 감쇠가 산란에 의한 효과보다 크다는 것을 의미한다. 전감쇠에 대한 산란감쇠의 역수의 비를 다음 식과 같이 정의(Dainty, 1981)하여 지진학적 반사도 (seismic albedo) B_0 라 부른다.

$$B_0 = \frac{Q_{SC}^{-1}}{Q_I^{-1} + Q_{SC}^{-1}} \quad (8)$$

이 연구에서 얻어진 반사도는 대략 20-30%의 값을 가지며, 주파수 대역 5-10 Hz 범위에서는 40%에 가까운 값을 보여 준다.

Fig. 4와 5에는 이 연구에서 분리된 고유 Q와 산란 Q를 다른 지역과 비교한 그림이다. 비교대상은 대부분 지진학적으로 활동적인 지역으로서, 북동 이탈리아 지역에 대한 Bianco et al.(2005), Etna 화산 지역에 대한 Del Pezzo et al.(1995), 미국 서부 San Andreas 단층대에 대한 Jin et al.(1994), 중부 California 지역에 대한 Mayeda et al.(1992) 및 Alps 조산대에 대한 Sahin et al.(2007)의 연구결과 등과

Table 2. Estimates of the total Q (Q_T), coda Q (Q_c), intrinsic Q (Q_I), scattering Q (Q_{SC}), and seismic albedo (B_0) as a function of frequency

Frequency (Hz)	Q_T	Q_c	Q_I	Q_{SC}	B_0 (%)
1.5	89.1	127.8	116.9	374.8	23.8
2	134.8	206.6	188.1	478.0	28.2
3	248.3	337.7	321.9	1086.7	22.9
5	352.5	670.1	575.7	909.3	38.8
10	548.3	1001.7	909.2	1385.4	39.6
15	885.2	1293.2	1174.4	3595.3	24.6
20	1057.9	1502.4	1451.8	3899.2	27.1

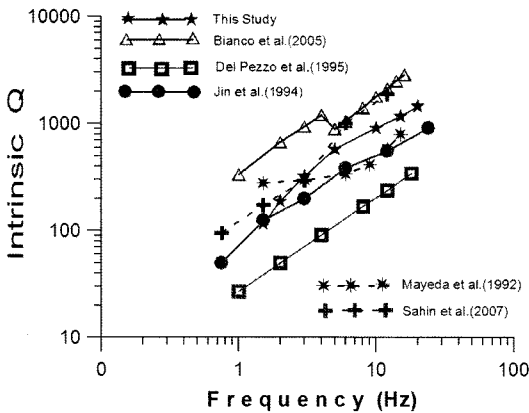


Fig. 4. Comparison of the intrinsic Q estimated in this study with other studies.

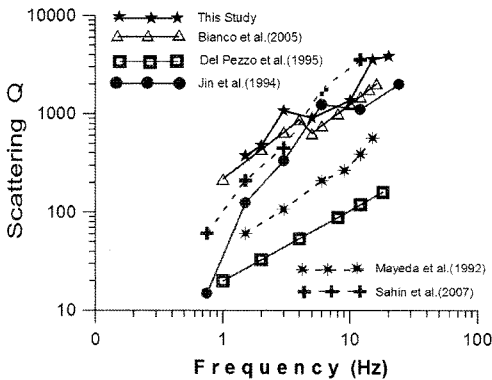


Fig. 5. Comparison of the scattering Q estimated in this study with other studies.

이 연구의 결과가 비교되었다. 이 연구들이 사용한 지진자료의 진원거리는 다양하며, 대략 200 km 이내의 자료들이 사용되었다. 특히 이 연구와 동일한 방법론을 사용한 Del Pezzo et al.(1995)는 50 km 이내의 직달 S파 자료만을 사용하였다. 앞에서 언급한 바와 같이, 근거리의 직달파 자료만을 사용하는 이유는 S파에 대한 Q(=전감쇠)는 coda파가 산란된 범위의 공간과 같은 부피를 갖는 공간내에서 측정된 값이어야 하기 때문이다. 이 연구에서는 100 km 이내의 직달 S파 자료만을 사용하였으며, Pulli(1984)의 식에 따라 이 연구에서 사용한 자료의 진원거리에 대한 타당성을 검토하였다.

Fig. 4는 이 연구에서 얻어진 고유 Q를 다른 지역의 값과 비교한 그림으로서, 1.5-3 Hz 범위에서는 중간정도의 값을 나타내며, 5 Hz 이상의 고주파 대역에

서는 비교적 큰 값을 보여 준다. 한편 산란 Q는 다른 지역에 비하여 상대적으로 큰 값을 보여 주며, 이것은 한반도 지역이 다른 활동적인 지역에 비하여 산란에 의한 감쇠가 작다는 것을 의미한다.

결론

이 연구에서는 지진파의 감쇠를 내부마찰에 기인하는 고유한 감쇠성분과 산란에 의한 감쇠성분으로 분리하기 위하여 Wennerberg(1993)의 방법을 사용하였다., Aki and Chouet(1975)의 단일산란 이론에 의한 coda파 포락선과 Zeng(1991)의 다중산란 이론으로 계산한 포락선과의 비교를 통하여 전감쇠를 고유감쇠와 산란감쇠의 함수로 분리하는 방법이다. 그 결과 얻어진 결론은 다음과 같다.

1) S파에 대한 $Q(Q_T)$ 와 coda파에 대한 $Q(Q_C)$ 는 각각 $Q_T=73.7f^{0.91}$ 및 $Q_C=110.6f^{0.93}$ 으로 나타낼 수 있다. 여기서 얻어진 Q는 김성균(2007)이 100 km 이내의 지진자료에 대해 얻은 식 $Q_S=63.3f^{0.89}$ 와 비슷하며, Q_C 는 Yun et al.(2007)이 한반도의 지진자료에 대해 추정된 식 $Q_C=95.0f^{0.94}$ 에 잘 대비된다.

2) 고유감쇠에 의한 Q값은 산란감쇠에 의한 값보다 주파수 1.5-20 Hz 범위내에서 작으며, 이것은 고유감쇠가 산란에 의한 감쇠효과보다 크다는 것을 의미한다. 또한, 이 연구에서 얻어진 반사도는 대략 20-30%의 값을 가지며, 주파수 대역 5-10 Hz 범위에서는 40%에 가까운 값을 보여 준다.

3) 이 연구에서 얻어진 고유 Q를 다른 지역의 값과 비교하면, 1.5-3 Hz 범위에서는 중간정도의 값을 나타내며, 5 Hz 이상의 고주파 대역에서는 비교적 큰 값을 보여 준다. 또한 산란 Q는 다른 지역에 비하여 상대적으로 큰 값을 보여 주며, 이것은 한반도 지역이 다른 활동적인 지역에 비하여 산란에 의한 감쇠가 작다는 것을 의미한다.

사사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2007-5110)의 지원으로 수행되었다. 이 논문의 심사를 통해 논문의 질을 높여 주신 한국교원대학교 경제학 교수와 세종대학교 정태용 교수에게 감사드린다.

참고문헌

- 김성균, 2007, 한반도 남부에서의 지진파 감쇠: 분석방법과 사용한 자료에 따른 변화 비교. *지질학회지*, 43, 207-217.
- 김성균, 2007, 한반도 지진특성을 고려하여 모사된 강진동에 대한 가속도 응답스펙트럼. *한국지구과학회지*, 28, 179-186.
- 김성균, 2008, 한반도 지진의 지진원 상수. *한국지구과학회지*, 29, 117-127.
- Aki, K. and Chouet, B., 1975, Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80, 3322-3342.
- Aki, K., 1980, Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 21, 50-60.
- Atkinson, G.M. and Mereu, R.F., 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 2014-2031.
- Bianco, F., Del Pezzo, E., Kastellano, M., Ibanez, J., and Di Luccio, F., 2002, Separation of intrinsic and scattering seismic attenuation in the southern Apennine zone, Italy. *Geophysical Journal International*, 150, 10-22.
- Chun, K.Y., West, G.F., Kokoski, R.J., and Samson, C., 1987, A novel technique for measuring Lg attenuation-Results from eastern Canada between 1 to 10 Hz. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 398-419.
- Chung, T.W., Lees, J.M., Yoshimoto, K., Fujita, E., and Ukawa, M., 2009, Intrinsic and scattering attenuation of the Mt. Fuji region, Japan. *Geophysical Journal International*, in press.
- Dainty, A.M., 1981, A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 to 30 Hz. *Geophysical Research Letters*, 8, 1126-1128.
- Dianty, A.M. and Toksöz, M.N., 1990, Array analysis of seismic scattering. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 2242-2260.
- Del Pezzo, E., Ibanez, J., Morales, J., Akinci, A., and Maresca, R., 1995, Measurement of intrinsic and scattering seismic attenuation in the crust. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 1373-1380.
- Fehler, M., Hoshihara, M., Sato, H., and Obara, K., 1992, Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurement of S-wave energy versus hypocentral distance. *Geophysical Journal International*, 108, 787-800.
- Frankel, A. and Wennerberg, L., 1987, Energy-flux model of seismic coda: Separation of scattered and intrinsic attenuation. *Bulletin of Seismological Society of America*, 77, 1223-1251.
- Gao, L.S., Biswas, N.N., Lee, L.C., and Aki, K., 1983, Effects of multiple scattering on coda waves in a three-dimensional medium. *Pure and Applied Geophysics*, 121, 3-15.
- Giampiccolo, E., Gresta, S., and Rascona, F., 2004, Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic codas in southeastern Sicily (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145, 55-66.
- Gusev, A.A. and Abubakirov, I.R., 1987, Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 49, 30-36.
- Hoshihara, M., 1991, Simulation of multiple scattered coda waves excitation based on the energy conservation law. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 67, 123-136.
- Hoshihara, M., 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope. *Journal of Geophysical Research*, 98, 15809-15824.
- Jin, A., Mayeda, K., Adams, D., and Aki, K., 1994, Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using TERRAScope data. *Journal of Geophysical Research*, 99, 17835-17848.
- Kosuga, M., 2001, Random inhomogeneities in the lithosphere inferred from coda analysis. *Zshin*, 54, 127-145. (in Japanese)
- Mayeda, K., Koyanagi, K.S., and Aki, K., 1992, A comparative study of scattering, intrinsic and coda Q^{-1} for Hawaii, Long Valley, and central California between 1.5 and 15.0 Hz. *Journal of Geophysical Research*, 97, 6634-6659.
- Petukhin, A., Irikura, K., Ohmi, S., and Kagawa T., 2003, Estimation of Q-value in the seismogenic and aseismic layers in the Kinki region, Japan, by elimination of the Geometrical spreading effect using ray approximation. *Bulletin of the seismological Society of America*, 93, 1498-1515.
- Rautian, T.G. and Khalaturin, V.I., 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the seismological Society of America*, 63, 923-948.
- Pulli, J.J., 1984, Attenuation of coda waves in new England. *Bulletin of Seismological Society of America*, 74, 1149-1166.
- Sahin, S., Erduran, M., Alptekin, Ö., and Kakir, Ö., 2007, Intrinsic and scattering seismic attenuation in southwestern Anatolia. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 2255-2270.
- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effects: Single isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25, 27-41.
- Shin, T.C. and Hermann, R.B., 1987, Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 384-397.

- Ulgade, A., Tripathi, J.N., Hoshiba, M., and Rastogi, B.K., 2007, Intrinsic and scattering attenuation in western India from aftershocks of the 26 January, 2001 Kachchh earthquake. *Tectonophysics*, 429, 111-123.
- Yun, S., Lee, W.S., Lee, K., and Noh, M.H., 2007, Spatial distribution of coda Q in south Korea. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 1012-1018.
- Wennerberg, L., 1993, Multiple-scattering interpretation of coda-Q measurements. *Bulletin of Seismological Society of America*, 83, 279-290.
- Wu, R.S., 1985, Multiple scattering and energy transfer of seismic waves-Separation of scattering effect from intrinsic attenuation-I. Theoretical modelling. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 82, 52-87.
- Wu, R.S. and Aki, K., 1988, Introduction; Seismic wave scattering in the three-dimensionally heterogeneous earth. *Pure and Applied Geophysics*, 128, 1-6.
- Zeng, Y., 1991, Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 1022-1029.
- Zeng, Y., Su, F., and Aki, K., 1991, Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium, 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 96, 607-619.

2009년 1월 2일 접수
2009년 1월 23일 수정원고 접수
2009년 1월 23일 채택