

제주도 상시미동의 H/V 스펙트럼비 분석

홍명호 · 김기영 *

강원대학교 자연과학대학 지구물리학과

H/V Spectral-ratio Analysis of Microtremors in Jeju Island

Myung Ho Hong and Ki Young Kim*

Department of Geophysics, Kangwon National University

요 약: 제주도 화산암 두께변화를 연구하기 위하여, 단주기와 광대역 지진계를 각각 8개와 4개 조사지 지표에 설치하여 상시미동 자료를 30~60분 동안 100 Hz 샘플률로 기록하였다. 인공잡음은 주간자료의 1.8 Hz 이상에서 나타나는 반면, 자연잡음은 0.4~0.8 Hz 범위에서 주간 및 야간 기록자료 모두에 기록되어 나타난다. H/V 스펙트럼비를 이용하여 구한 우세주파수는 0.2~0.7 Hz 범위에 분포한다. 우세주파수는 한라산 중심부로 갈수록 점진적으로 작은 값을 보여, 기존의 중력 및 자력모델의 결과처럼 제주도의 기반암이 섬 중심부 아래로 흰 구조임을 반영한다. 기반암 상부 현무암의 평균 횡파속도를 1,800 m/s로 가정할 경우, 각 조사지의 기반암 깊이는 약 640~2,140 m 정도로 평가된다.

주요어: 제주도, 화산암 두께변화, H/V 스펙트럼비, 상시미동, 기반암

Abstract: To study the thickness variation of volcanic rocks of Jeju Island, microtremor data were recorded at eight and four sites using short-period and broadband seismometers, respectively, for 30~60 minutes with a 100 Hz sampling rate. During the daytime, these records show increased cultural noise at frequencies above 1.8 Hz. Natural noise occurs in the frequency range of 0.4 to 0.8 Hz in both daytime and nighttime data. Predominant frequencies determined by the H/V spectral-ratio method are in the range of 0.2~0.7 Hz. These frequencies decrease gradually as the central part of the Mt. Halla is approached. This may indicate that the basement is warped downward beneath the center of the island, which is consistent with previous gravimetric and magnetic models. Assuming an average shear-wave velocity of 1,800 m/s for the overburden basalts, the depths to basement are estimated to be between 640 and 2,140 m.

Key words: Jeju Island, thickness variation of volcanic rocks, H/V spectral ratio, microtremor, basement

서 론

일반적으로 주파수 범위가 1 Hz 미만인 상시미동은 해수의 파랑, 바람, 기압 변화 등 자연적 요인에 의해 발생하며, 1 Hz 이상은 주로 인간활동에 의한 영향으로 알려져 있다(Agnew and Berger, 1978; Crombie *et al.*, 1963). 지진자료 중 배경잡음으로 여겨지는 이런 상시미동자료는 실제로 지반의 고유한 우세주파수 정보를 포함하고 있으며, 그 지역의 진폭특성을 반영하기 때문에 주로 지반응답특성 추정 연구에 활용되어 왔다(김성균, 황민우, 2002; 김준경, 2006; 김준경, 2009). 상시미동을 이용한 지반응답을 추정하는 방법으로는 스펙트럼법(Borcherdt,

1970), 역산법(Casto *et al.*, 1997), coda파를 이용한 분석방법(Phillips and Aki, 1986; Margheriti *et al.*, 1994) 등이 주로 활용되고 있으며, 이 중 수평-대-수직(H/V) 스펙트럼비(HVSR, Horizontal to Vertical Spectral Ratio) 방법이 그 단순함 때문에 가장 널리 이용된다(Gueguen *et al.*, 2000; Nakamura, 1989; Sokolov *et al.*, 2007).

Nakamura(1989)가 제안한 이 방법은 상시미동 자료의 수평 성분과 수직성분의 스펙트럼비를 구하는 것으로, 임피던스 차이가 큰 층의 경계가 존재할 경우에 상부층의 우세주파수를 쉽게 결정할 수 있는 특징을 가진다. 신속하고 경제적이며, 지진발생이 적은 지역에서도 적용이 가능하고, 단일 관측소 자료 만으로도 해석이 가능한 여러 장점을 가지고 있으나, 파의 운동에 관한 정확한 이론적 배경이 정립되지 않은 문제점도 있다. 특히 상시미동이 레일파의 기본모드로 구성되어 있다는 점은 상시미동이 SH파 성분임을 가정하는 Nakamura (1989)의 이론적 배경과 모순된다(Lermo and Chavez-Garcia, 1994; Tokimatsu *et al.*, 1992; Konno and Ohmachi, 1998). 그럼에도

2010년 1월 17일 접수; 2010년 2월 1일 채택

*Corresponding author

E-mail: kykim@kangwon.ac.kr

Address: Dept. of Geophysics, Kangwon National University
192-1 Hyoja-2-dong, Chunchon, Gangwon-do,
200-701, Korea

불구하고 H/V 스펙트럼비 방법은 두꺼운 층적층과 기반암 사이의 공진주파수에서 뚜렷한 정꼭점(peak)을 보인다는 다수의 연구 결과를 통해 그 안정성이 경험적으로 입증된 바 있다 (Field and Jacob, 1993; Kagami *et al.*, 1986; Ohmachi *et al.*, 1991; Teves-Costa *et al.*, 1996; Theodulidis and Bard, 1995).

이 연구에서는 대규모 인공지진파를 이용한 굴절법 조사가 실질적으로 어려운 제주도를 대상으로 상시미동을 분석하여 기반암 상부의 현무암층 두께를 구하고자 하였다. 따라서 제주도 14개 지역에서 단주기 및 광대역 이동식 지진계를 이용하여 기록한 3성분 상시미동자료와 1개 고정관측소(JJU)에서 광대역 지진계로 기록한 상시미동자료의 특성을 분석하고, H/V 스펙트럼비 방법을 이용하여 기반암의 대략적 깊이분포를 파악코자 한다.

제주도 지질 및 기존 연구

제주도는 한반도 남쪽 90 km에 위치하며, 동서방향의 장축 길이는 73 km, 남북방향의 단축 길이는 31 km인 면적 1,792 km²의 화산섬이다(Fig. 1). 이 화산섬은 해발 1950 m 한라산 부근 중심의 분화로 형성된 순상화산으로, 후기 상신세(Pliocene) 말기부터 홍적세(Pleistocene) 초기에 형성된 것으로 보고되고 있다(Lee, 1982). 제주도의 지질은 한라산 화산체(volcanic edifice), 용암대지와 기생화산 등으로 특징지어진다. 제주도의 기반암 노두는 발견되지 않으나, 일부 지역에서 화산 용암과 화산쇄설암내의 포획암 형태로 화강암이 발견되어 화강암 위에 분출된 화산암이 놓여 있을 것으로 추측된다(Lee, 1982). 1990년대 이후 온천 개발을 목적으로 한 심부 시추공으로부터 회수한 코어 시료는 기반암에 대한 암석학적 정보를 제공한다(Yoon, 1997). 400 m 이상의 심부 시추공에서 회수한 시추코어 자료에 근거하여, 오진용 외(2000)는 이 섬의 지하층

서 특성을 규명한 바 있다. 이들 연구에 따르면 제주도 기반암은 백악기-고제3기(Paleocene) 화강암과 시대미상의 결정질 화산쇄설암으로 구성되어 있으며, 이 기반암 상부에는 미고결 해양퇴적물인 U-층이 70~250 m 두께로 덮여 있다. 또한 제주도 전반에 걸쳐 나타나는 이러한 U-층은 평균 두께 약 100 m로, 준고결 내지 고결해양퇴적층인 서귀포층으로 덮여 있다. 이 서귀포층의 퇴적시기는 생층서(Yi *et al.*, 1998; 이의형, 1990; 강소라 외, 2002)와 고지자기 분석(이동호, 1998)에 의하여 1.95~0.78 Ma인 것으로 밝혀졌다. 그러나 이 서귀포층은 '북천-표선' 경계의 동쪽에서는 나타나지 않는다.

이러한 지질구조 규명을 위해서 중력, 자력, 지전기, 자기지전류(MT, magnetotelluric) 방법 등 여러 지구물리 조사가 실시된 바 있다. 상부 화산암층과 하부 기반암 경계면의 깊이는 중력 및 자력탐사 결과(Kwon *et al.*, 1995; Fig. 1), 장축 하부에서는 1.5~3.0 km, 용암대지 하부에서는 1.0~1.5 km인 것으로 평가된 바 있다. 또한 한라산의 분화구 중심부에서는 중력자료 해석을 통하여 기반암이 최대 5 km (Kwon *et al.*, 1995)와 4 km(이기화 외, 1983) 깊이에 분포하는 것으로 분석된다. 이렇게 기반암이 제주도 중심부에서 아래로 흰 구조는 MT조사 결과에서도 나타난 바 있다(최지향 외, 2007).

배경이론

Nakamura (1989)는 기반암 상부에 놓여 있는 저속도층의 지반응답을 결정하기 위하여 상시미동의 수직성분에 대한 수평성분의 스펙트럼비를 이용하는 방법을 제안하였다. 이 방법에 대한 이론적 배경은 이미 많은 연구를 통해 알려져 있으므로(김성균, 황민우, 2002; Castro *et al.*, 1997; Nakamura, 1989), 여기서는 간략히 소개한다. 일반적으로 임의의 관측소에서 획득된 지진기록 스펙트럼 $C(f)$ 는 진동원의 영향 $S(f)$ 에 전파경로에 의한 지진파 감쇠효과 $\Gamma(f)$ 와 부지 증폭효과 $Z(f)$ 를 곱한 형태로 정의할 수 있다.

$$C(f) = S(f) \cdot \Gamma(f) \cdot Z(f) \tag{1}$$

지표와 기반암 사이에 저속도의 무한한 수평 층상구조를 가정하면, 주파수 영역에서 지반응답 $H(f)$ 는

$$H(f) = [h_v(f)^2 + h_h(f)^2]^{\frac{1}{2}} \tag{2}$$

의 전달함수로 나타낼 수 있으며, 여기서 $h_v(f)$ 와 $h_h(f)$ 는 각각 지표에서 $H(f)$ 의 수직성분과 수평성분이다.

이 중 $h_v(f)$ 는 지표에서의 수직성분 $V_s(f)$ 와 기반암에서의 수직성분 $V_b(f)$ 의 비로서 정의할 수 있다(Castro *et al.*, 1997). 그러나 이 때 부지증폭효과 $Z(f)$ 는 기반암 상부에 놓여 있는 저속도층에 의해서만 발생한다고 가정하므로 기반암에서의 부지증폭효과는 없다. 따라서 기반암에서의 부지증폭

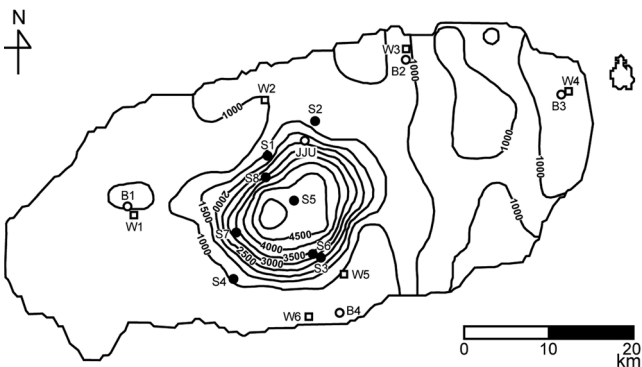


Fig. 1. Map showing 13 sites used in the H/V spectral-ratio study and contours of basement topography derived from gravity modeling of Kwon *et al.* (1995). Microtremors were recorded by short-period and broadband seismometers at sites S1-S8 (solid circles) and B1-B4 (empty circles), respectively. The Korea Meteorological Administration maintains a broadband seismometer at a permanent station (JJU). Six deep wells (empty square) are near the temporary stations (Oh *et al.*, 2000).

효과 $Z_b(f)$ 는 1이 되며, 이들 지표 및 기반암에서의 수직성분 비는

$$\frac{V_s(f)}{V_b(f)} = \frac{S_v(f) \cdot \Gamma(f) \cdot Z_v(f)}{S_v(f) \cdot \Gamma(f)} \quad (3)$$

이다. 여기서 $Z_v(f)$ 는 부지증폭의 수직성분이다.

유사하게 수평성분인 $h_h(f)$ 를 정의하면,

$$\frac{H_s(f)}{H_b(f)} = \frac{S_h(f) \cdot \Gamma(f) \cdot Z_h(f)}{S_h(f) \cdot \Gamma(f)} \quad (4)$$

이다. 여기서 $H_s(f)$, $H_b(f)$ 는 각각 지표와 기반암면에서의 수평성분 스펙트럼이며, $S_h(f)$, $Z_h(f)$ 는 각각 지진원과 부지증폭의 수평성분이다. 식 (4)를 식 (3)으로 나누면,

$$\frac{h_h(f)}{h_v(f)} = \frac{Z_h(f)}{Z_v(f)} = \frac{H_s(f)}{H_b(f)} \cdot \frac{V_b(f)}{V_s(f)} \quad (5)$$

이 된다. Nakamura (1989)의 이론에 의하면, 상시미동의 수평성분인 SH파는 저속도층을 통과함에 따라 기반암 상부층 내에서 중복반사에 의해 그 증폭비가 증가하는 반면, 수직성분은 전달과정 중 상부층 내에서 서로 상쇄되므로, 저속도층에 의한 수직성분은 증폭되지 않는다. 따라서 수직방향의 부지증폭 $Z_v(f)$ 는 1이 된다. 또한 기반암에 도달한 수직성분 및 수평성분의 스펙트럼은 상부에 놓인 층에 의해 증폭되지 않는다는 점을 고려하면 $H_b(f) = V_b(f)$ 이 된다. 따라서 식 (5)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$Z_h(f) = \frac{H_s(f)}{V_s(f)} \quad (6)$$

그러므로 수평성분의 부지증폭비는 단순히 지표에서 얻어진 수평 및 수직성분 스펙트럼으로부터 간단히 계산된다(Castro *et al.*, 1997).

한편, 지진발생으로 전파되는 횡파 중 SH파가 지표면에 도달할 때, 상부층 내에서는 중복반사 현상이 야기되어, 특정 주파수에서 지표면을 크게 진동시키는 공진현상이 나타나는데 이러한 주기를 지반의 우세주기(predominant period)라 한다. 횡파가 지표면에 거의 수직으로 입사한다고 가정할 경우, 두께 D인 단일층으로 이루어진 상부층을 통해 기반암으로부터 상부로 전파되는 횡파의 상향 진폭 U_u 은

$$U_u = \exp\left[i\omega\left(t + \frac{x}{\beta_2}\right)\right] \quad (7)$$

이다. 여기서 β_2 는 기반암의 횡파속도, ω 는 각주파수, t 는 진행시간, x 는 지표상의 거리이다. 이를 Okamoto (1973) 방법에 의해 기반암과 상부층에서의 파의 운동을 정리하면, 지표에서의 진폭 U_s 는,

$$U_s = \frac{2}{\sqrt{\cos^2 \frac{\omega D}{\beta_1} + k^2 \sin^2 \frac{\omega D}{\beta_1}}} \quad (8)$$

이다. 만일 기반암 상부에 저속도층이 놓여 있다면, $k < 1$ 이 되어 그 진폭은 $\frac{\omega D}{\beta_1}$ 가 $\frac{\pi}{2}$ 일 때 최대로 증폭된다. 이 때의 주기를 T 라 하면,

$$\frac{2\pi D}{T\beta_1} = \frac{\pi}{2} \quad (9)$$

이 되므로, 증폭률이 최대가 되는 공진주기는

$$T = \frac{4D}{\beta_1} \quad (10)$$

이다.

이는 공진주기가 상부층 두께의 4배일 때 크게 진동함을 의미한다. 따라서, 상부층의 횡파 속도를 알고 있을 경우 상기 H/V 스펙트럼비 방법으로 구한 지반응답의 정곡점, 즉 지반의 우세주기를 결정하면 대략적인 상부층의 두께를 추정할 수 있다. 이러한 방법은 주로 기반암과 상부층의 임피던스 차이가 큰 층적층 연구에 적용하여 성공적인 결과를 도출하였다(Field and Jacob, 1993; Kagami *et al.*, 1986; Ohmachi *et al.*, 1991; Teves-Costa *et al.*, 1996; Theodulidis and Bard, 1995; Walling *et al.*, 2009). 국내에서는 포항지역의 석유탐사용 시추공 및 경주 지역에서 적용하여 비교적 만족할 만한 결과를 얻은 바 있다(김성균, 1991; 김성균, 황민호, 2002).

자료획득

H/V 스펙트럼비 연구에 사용한 상시미동 자료는 2009년도 8월과 11월에 각각 단주기와 광대역 이동식 지진계를 이용하여 기록하였으며, 총 2회에 걸쳐 제주도 12곳에서 이루어졌다. 첫 번째는 단주기 지진계를 이용한 측정으로, 상시미동 자료는 백록담에서 조사지 중심까지의 거리가 11 km 이내인 북서(S1), 북동(S2), 남동(S3), 남서(S4) 지역과 백록담(S5)에서 기록되었다(Fig. 1). 조사지 S1~S4는 조사지별로 중심으로부터 반경 2 km 이내의 16~20 개소에서 상시미동 자료를 기록한 반면, 조사지 S5~S8은 조사지별로 1개소에서만 자료를 기록하였다(Table 1).

1차 현장기록이 실시된 S1~S8 조사지들은 모두 기반암 깊이가 비교적 깊을 것으로 예상되는 지점들로, 이 지역은 중력 및 자력모델 연구결과 기반암이 1.0~2.5 km에 이르는 것으로 분석된 바 있다(Kwon *et al.*, 1995). 기록계로는 Quanterra사의 Q330을 사용하였고, 센서는 0.1~50 Hz에서 거의 같은 감도를 갖는 고유주기 1 s의 3성분 단주기 지진계(CMG-40T-1)를 이용하여 100 Hz 샘플률로 최대 3600 s 동안 기록하였다

(Fig. 2a). 지상에 설치된 센서는 온도 변화와 바람에 민감한 반응을 보이므로, 이를 방지하기 위하여 센서에 50×50×50 cm의 방음 및 보온용 나무상자를 덮은 후 자료를 기록하였다. 일반적으로 상시미동 자료는 인간활동에 의한 진동에 민감한 반응을 보이나, 이 상시미동의 H/V 스펙트럼비는 인위적 잡음에 의한 주파수 범위가 뚜렷히 분리되어 기록시간대의 제약이 비교적 적은 것으로 알려져 있다(Nakamura, 1989). 따라서 자료는 주로 08~20시 사이에 기록하였으나, 주간과 야간의 자료를 비교하기 위하여 공사가 진행 중이던 북서지역(S1)은 주간과 야간에 자료를 모두 기록하였다.

2차 야외기록 시에는 광대역 지진계를 이용하여 이시돌(B1), 함덕(B2), 종달(B3), 서귀포(B4) 등 비교적 해안가에 근접한 지역에서, 각 조사지 중심으로부터 반경 600 m 이내의 16개소에서 상시미동을 기록하였다(Fig. 1). 이 조사지들은 주변에 심부 시추공 W1~W5가 존재하여 상시미동자료로 구한 H/V 스펙트럼비 해석시 코아자료와 비교·분석이 가능하였다. 기록계로는 캐나다 Nanometrics사의 Taurus를 사용하였고, 센서는 0.03~40 Hz에서 3 dB 이내의 감도차이를 보이는 3성분 광대역 지진계(Trillium-Compact) 4대를 이용하였다. 이 센서는 광대역 지진계이면서도 휴대가 간편하고 이동성이 용이하나 온도와 기압의 변화에 민감한 특징을 보인다(Nanometrics, 2009). 상시미동 자료는 단주기 지진계와 동일하게 100 Hz 샘플률로 최대 3600 s 동안 기록하였다(Fig. 2b).

주간에 기록한 단주기 자료와는 달리, 광대역 지진계를 이용한 자료는 22~07시 사이의 야간에 기록하여 인공잡음을 최소화하였다. 대부분의 지진계는 도로변에 설치하였으나 일부 푸석푸석한 흙으로 덮여 있는 지역에서는 스파이크가 부착된 삼발이를 이용하여 커플링을 향상시켰다. 한편, 센서에는 운반 및 보온용 플라스틱 캡을 설치하여 센서의 온도를 일정하게

유지시키는 동시에 바람을 차단코자 하였다. 그럼에도 불구하고 단주기 센서로 기록한 자료와는 달리, 대부분 자료의 초기 시간대 자료에서는 온도변화에 따른 계기효과(drift effect)가 뚜렷히 나타난다(Fig. 3a). 이는 자료기록 시간의 제약으로 이 효과가 안정화되기 전에 기록한데 기인하는 것으로 판단되며, 나중에 기술할 자료처리 단계에서 이 효과를 제거하였다.

단주기 지진계와 광대역 지진계의 센서 차이에 의한 영향을 분석하기 위하여, S1 지점에서는 단주기 지진계와 광대역 지진계를 중복 설치하여 상시미동 자료를 기록하였다. 또한 제주도에는 기상청에서 운영하고 있는 광대역 고정관측소(JJU)가 있으므로, 이곳에서 기록한 상시미동 자료도 분석에 함께 이용하였다(Fig. 1).

자료처리

H/V 스펙트럼비 계산은 포맷변환, 자료편집, 온도영향 제거, 자료분할, 푸리에변환, H/V 스펙트럼 계산, 중합, 평활화의 순서로 실시하였다(Fig. 4). Miniseed 형식으로 기록된 포맷을 SAC 등의 포맷으로 변환시킨 후, 단주기 및 광대역 지진계로 기록한 상시미동 자료의 H/V 스펙트럼비를 구하기 위하여, 자료의 첫 부분과 마지막 부분에 기록된 설치 및 회수 시의 인위적인 잡음을 제거하였다. 기록시간대 별로 분류한 후, 기록된 자료의 진폭을 주파수 영역에서 지수그래프로 도시하면 뚜렷한 선형의 양상을 보인다(Fig. 5). 이는 일반적으로 광대역 지진계는 센서가 안정화되는데 비교적 오랜 시간이 소요되며, 특히 겨울철에는 지진계가 안정화되는데 더 많은 시간이 필요하나, 현장 조사시간의 제약으로 센서가 안정화되는 동안에도 자료를 기록한 결과이다. 따라서 진폭과 주파수 값에 대수

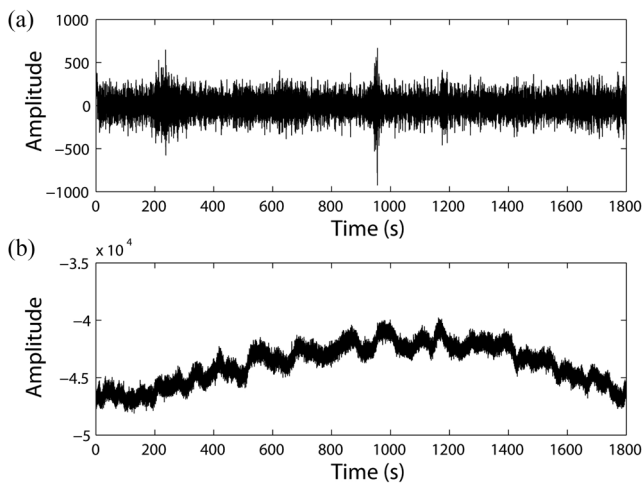


Fig. 2. Vertical-component data of microtremors recorded using (a) a short-period seismometer at site S1 and (b) a broadband seismometer at site B3.

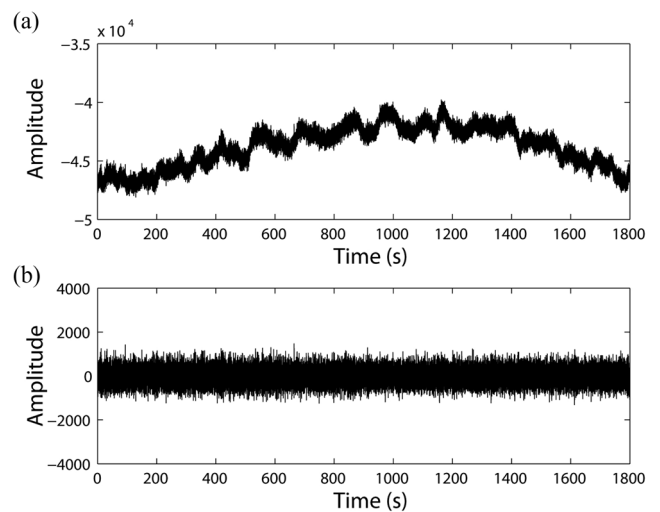


Fig. 3. Vertical-component data at site B3 (a) before and (b) after de-trend processing.

(logarithm)를 취한 후, 선형 회귀분석을 통해 기울기를 제거함으로써, 광대역 센서로 기록한 자료의 계기효과(Fig. 3a)를 예비 자료처리 과정에서 제거하였다(Fig. 3b).

한편, 상시미동 자료의 스펙트럼 값은 자료의 기록길이가 짧아질수록 변화가 심하고 불안정한 값을 가진다. 따라서 이러한 문제를 극복하기 위하여 상시미동 자료를 중첩하여 분할함으로써 스펙트럼 값을 안정시키는 방법이 사용되고 있다(Chael, 1987). 이 연구에서는 시간창을 40.96 s로 분할하고 시간창을 50%씩 중첩하여 중첩도 200%를 달성함으로써 신호/잡음비를 향상시켰다. 이 후, 분할된 자료의 스펙트럼을 구하고 각 성분별로 평균함으로써 평활화된 스펙트럼을 구하였다. H/V 스펙트럼비는 상기 스펙트럼 값을 이용하여 Nakamura (1989)가

제안한 방법으로 계산하였다.

$$H(\omega)/V(\omega) = \frac{\sqrt{EW(\omega)^2 + NS(\omega)^2}}{Z(\omega)} \quad (11)$$

100 Hz 샘플률로 표본화된 수치자료의 나이퀴스트(Nyquist) 주파수는 50 Hz이나, 고주파 자료에는 인공잡음이 많이 포함

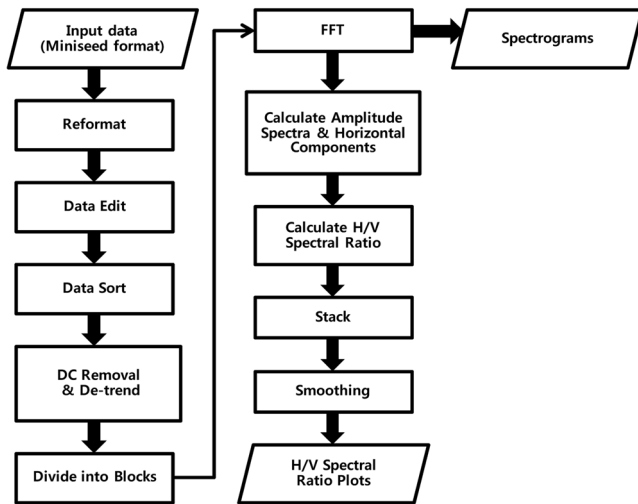


Fig. 4. Flowchart of the processing sequence for the H/V spectral-ratio study.

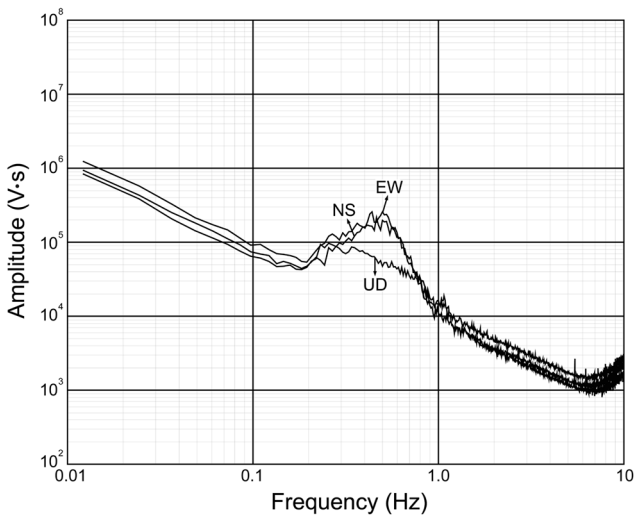


Fig. 5. Amplitude spectra of microtremors recorded by a broadband seismometer at site B3. Linear trends due to temperature variation are distinct in all three components (EW, NS, and UD).

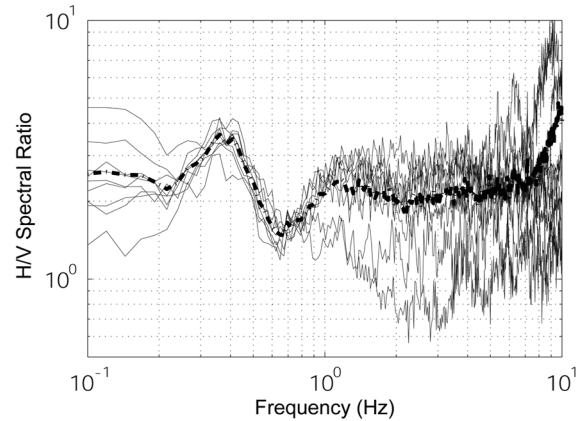


Fig. 6. Individual (thin solid lines) and stacked (heavy dashed line) H/V spectral ratios at site S1.

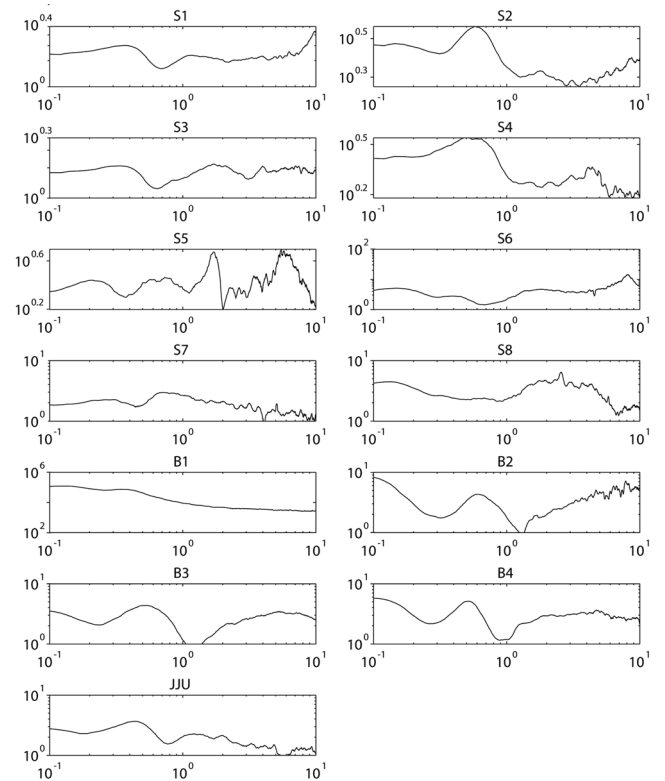


Fig. 7. Stacked H/V spectral ratios at the temporary sites (S1-S8 and B1-B4) and the permanent station (JJU). The horizontal and the vertical axes indicate the frequency (Hz) and the H/V spectral ratio, respectively. Predominant frequencies in the range of 0.2 ~ 0.7 Hz were used for the present study.

되어 있으므로 이 연구에서는 주로 10 Hz 이내의 자료만을 분석하였다. 서로 유사한 특징을 보이는 조사지 S1~S4 및 B1~B4의 인접한 지진계의 H/V 스펙트럼비는(Fig. 6) 신호/잡음비 향상을 위하여 조사지별로 중합하였고(Table 1), 1:2:1의 비율로 이동평균을 실시하여 평활화하였다(Fig. 7). 이동평균 횟수는 시험을 통하여 비교적 0.1~1.0 Hz 구간의 스펙트럼이 급격히 변하지 않으면서 정곡값들이 잘 나타나는 5회로 결정하였다. 대부분의 H/V 스펙트럼비는 0.3~0.5 Hz 범위내에서 정곡값을 나타내고 있으며, 일부 자료에서는 10 Hz 내외에서 또 다른 정곡값을 가진다.

자료 분석

배경잡음 특성

일반적으로 상시미동 자료의 진폭은 주간에 비해 야간에 크게 감소하며, 이는 인위적 잡음에 기인한 것으로 알려져 있다. 토목공사로 인하여 중장비 및 차량 소동량이 많았던 조사지 S1에서 주간(09~17시)과 야간(21~05시)에 기록한 상시미동 자료의 시간영역 지진파형과 spectrogram을 함께 도시하였다(Fig. 8). 09~12시, 13~17시까지의 지진동의 진폭이 비교적 크게 나타나며, spectrogram의 약 1.8 Hz 이상의 높은 주파수 영역에 주로 집중되어 있음을 보인다(Fig. 8a). 그러나 점심식사 시간인 12~13시까지는 상시미동의 진폭이 현저히 감소되어 중장비 및 차량의 이동이 거의 없었음을 지시한다. 야간의 상시미동 자료는 주간과 달리 진폭의 크기가 상당히 일정한 양상을 보이며, 1 Hz 이상의 고주파수 잡음은 거의 나타나지 않는다. 다만, 약 0.4~0.8 Hz의 저주파 구간에서는 주간과 야간 기록에서 모두 비교적 큰 진폭을 나타내고 있음을 보인다. 이 주파수 영역의 지진동은 파도에 의한 것으로, 원근해의 해양학적, 기상학적 현상과 관계가 있는 것으로 알려져 있

다(Agnew and Berger, 1978; Crombie *et al.*, 1963). 인공잡음이 심한 주간 자료와 비교할 때, 고주파의 인공잡음과 저주파의 자연잡음이 잘 분리되므로 주간에 기록한 단주기 자료도 신뢰할 수 있는 것으로 판단된다.

H/V 스펙트럼비

상시미동 자료를 2회에 걸쳐, 수신범위 및 고유주기가 서로 다른 이동식 지진계로 기록하였으므로, 이들 자료를 함께 분석하기 위해서는 두 자료간의 상호 호환성이 검증되어야 한다. 따라서 상기 S1지역에서 획득한 단주기 및 광대역 자료를 대상으로 구한 H/V 스펙트럼비를 비교·분석하였다(Fig. 9). 두 자료의 H/V 스펙트럼비는 0.25 Hz 이상에서 유사한 양상을 보이며, 모두 약 0.3 Hz에서 정곡값이 나타난다. 2.5, 5.5 Hz 부근에서의 차이는 주변의 인공잡음에 의한 영향으로 판단되고, 0.25 Hz 이하의 큰 차이는 저주파 영역에서의 센서의 감도 차이에 기인한다. 그러나 분석대상인 0.25 Hz 이상에서는 두 자료의 H/V 스펙트럼비의 정곡값이 거의 동일하게 나타나므로 두 자료를 함께 사용할 수 있는 것으로 판단된다.

조사지 S6, S8, B1에서의 기록자료를 제외하면, 대부분 뚜렷한 정곡점을 보이며 조사지 S5 자료의 경우에는 4개 이상의 비교적 뚜렷한 정곡점이 보인다(Fig. 7). 각 지역의 우세주파수는 S1, S3, JJU에서 각각 0.38, 0.32, 0.41 Hz로 낮은 주파수 분포를 보이며, 그 외의 지역에서는 대부분 0.5~0.7 Hz 범위에서 나타난다. 이는 상대적으로 저주파의 우세주파수를 갖는 S1, S3, JJU 지역이 다른 지역과 비교하여 상대적으로 깊은 심도에 임피던스 차이가 큰 매질이 분포함을 지시하며, 이러한 결과는 기반암의 깊이가 각각 약 1600, 2500, 2000 m로 계산되는 중력자료모델 결과와도 유사한 양상을 보인다(Kwon *et al.*, 1995).

한편 식 (10)과 같이, 기반암 상부층 두께의 4배되는 파장을

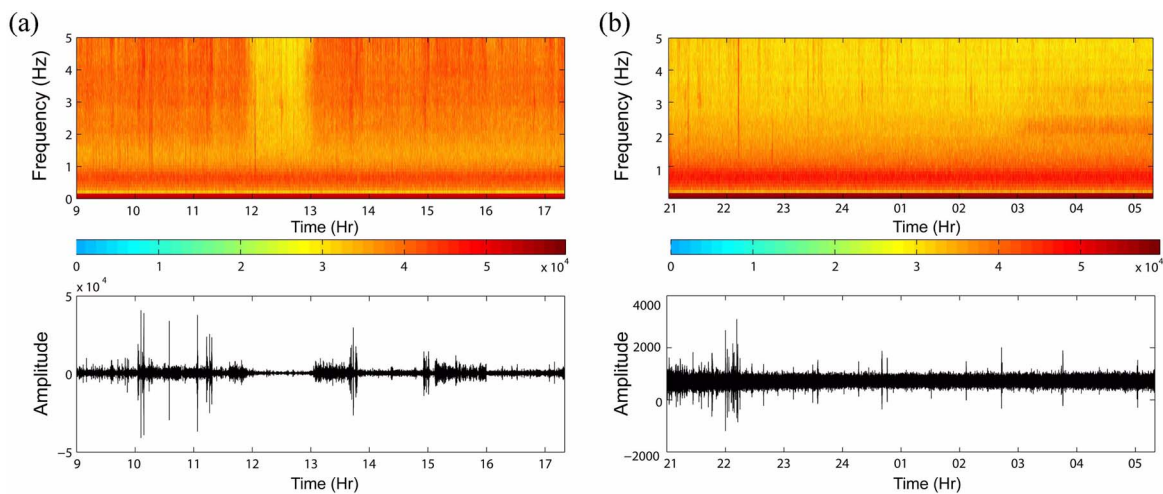


Fig. 8. Spectrograms and vertical-component data of (a) daytime (09~17 h) and (b) nighttime (21~05 h) records at the site S1. The daytime record of microtremors is severely contaminated by cultural noise while the nighttime record is relatively free of such noise.

갖는 횡파는 크게 진동한다(Okamoto, 1973). 우세주기를 이용하여 계산한 깊이는 횡파속도에 따라 민감하게 변하므로, 일반적으로 탄성파조사나 물리검층과 같은 정밀조사를 통해 횡파속도를 결정한다(김성균, 황민호, 2002). 그러나 이번 연구에서는 이 지역에 대한 속도 정보가 충분치 않아 제주도에서 획득한 심부 시추코아 자료와(오진용 외, 2000), S1 ~ S4에서 공간자기함수(Spatial Autocorrelation: SPAC) 방법으로 구한 1차원 횡파 속도구조(김기영, 홍명호, 2009)만을 참고하여 횡파속도를 결정하였다. 이렇게 결정된 기반암 상부까지의 평균 횡파속도는 약 1800 m/s 정도로, 이를 단일층으로 가정하여 추정된 깊이는 약 640 ~ 2140 m의 범위로 나타난다(Table 1). 주변에 심부시추공이 존재하는 B2, B3, B4를 대상으로 이 지역에서 기반암까지 추정된 깊이와 시추결과를 비교하면, 시추공 W4과 W6로부터 각각 600 m와 3,600 m 떨어진 조사지 B3과 B4 지역에서의 기반암 깊이는 약 120 ~ 160 m 정도의 차이를 보이며, 시추공 W3로부터 1,300 m 떨어진 조사지 B2에서는 약

280 m 정도로 그 차이가 다소 크게 나타난다.

반면, 시추자료가 존재하지 않는 한라산 주변에서는 기반암의 깊이가 최대 약 2140 m로 계산된다. 기반암 깊이는 중심 분화구에 가까워질수록 깊어지는 양상을 보이며, 이는 우세주파수의 변화에서도 잘 나타난다(Fig. 10, Table 1). 이는 실제로 중심 분화구로 접근할수록 기반암 깊이가 증가함을 지시하며, 이렇게 기반암이 아래로 흰 현상은 중자력 자료에서도 잘 나타난다(Kwon *et al.*, 1995; Fig. 1). 그러나 이들 깊이는 중력 및 자력모델 결과보다 대체로 얇게 계산되며, 이 차이는 중

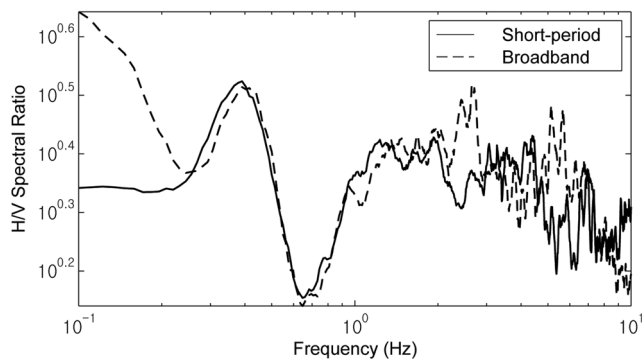


Fig. 9. Comparison of H/V spectral ratios of microtremors recorded with short-period (solid line) and broadband (dashed line) seismometers. Both curves show a peak near 0.3 Hz.

Table 1. Predominant frequencies of the H/V spectral ratios and estimated depths to the basement assuming a shear-wave velocity of 1800 m/s for the overburden basalts.

| | Predominant Frequency (Hz) | Estimated Depth (m) | Distance from Baekrokdam (m) | Number of Station |
|-----|----------------------------|---------------------|------------------------------|-------------------|
| S1 | 0.38 | 1184 | 6,904 | 20 |
| S2 | 0.59 | 762 | 10,943 | 20 |
| S3 | 0.32 | 1406 | 6,666 | 16 |
| S4 | 0.51 | 882 | 10,620 | 16 |
| S5 | 0.21 | 2143 | 0 | 1 |
| S6 | - | - | 6,203 | 1 |
| S7 | 0.70 | 643 | 7,846 | 1 |
| S8 | - | - | 5,140 | 1 |
| B1 | - | - | 19,703 | 16 |
| B2 | 0.61 | 738 | 22,164 | 16 |
| B3 | 0.52 | 865 | 34,663 | 16 |
| B4 | 0.51 | 882 | 13,337 | 16 |
| JJU | 0.41 | 1098 | 7,733 | 1 |

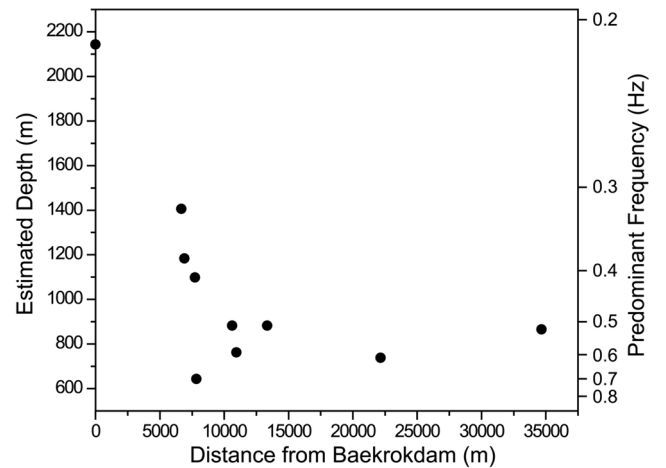


Fig. 10. Estimated depth (or predominant frequency) to basement versus distance from the center of the main crater (Baekrokdam).

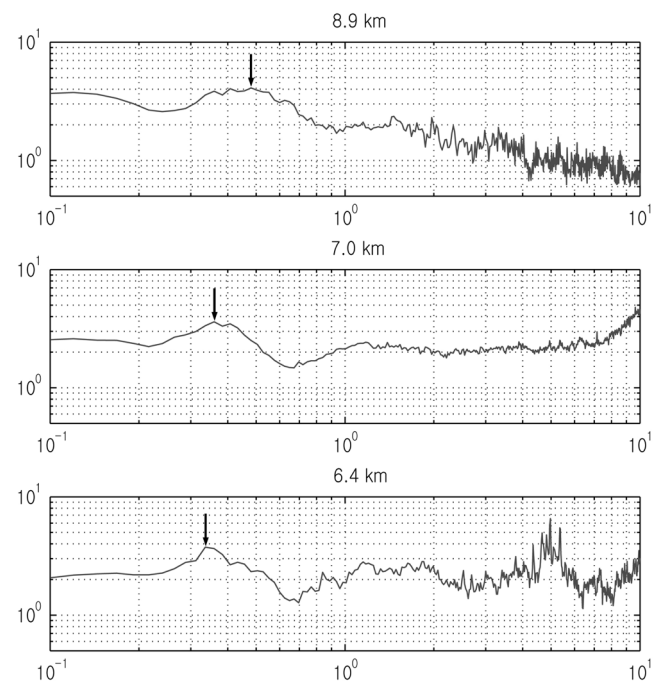


Fig. 11. H/V spectral ratios of microtremor data at distances of (a) 6.4, (b) 7.0, and (c) 8.9 km from the center of the main crater. Arrows indicate predominant frequencies of the H/V spectral ratios.

력 및 자력의 역산에 사용한 밀도와 대자율의 차이에 의한 것으로 판단된다. 백록담 허부에서의 계산된 깊이 2,143 m는 실제로 화강암까지의 깊이가 아닐 가능성이 높으나, 단주기 기록 센서의 반응특성과 해안선으로부터 거리가 멀어서 저주파 에너지가 약한 관계로 광대역 지진계를 사용하지 않는 한, 더 깊은 경계면까지의 깊이를 구하기는 어렵다.

H/V 스펙트럼비를 이용하는 방법은 무한한 수평층 모델을 가정하고 있으므로, 경계면이 경사진 경우에는 비교적 거리가 가까운 관측소 사이의 경계면 깊이 차이를 정확히 구하기는 어렵다. 그러나 동일한 조사지 안의 관측소 사이에도 중심 분화구인 백록담으로부터 멀어질수록 우세주파수가 높아지는 경향이 관찰된다. 조사지 S1의 경우, 백록담 중심에서 각각 6.4, 7.0, 8.9 km 떨어진 관측소의 H/V 스펙트럼비를 비교하면, 이들의 우세주파수는 각각 0.34, 0.38, 0.45 Hz로 중심 분화구에 근접함에 따라 우세주파수가 감소하는 양상을 뚜렷이 보인다 (Fig. 11).

한편 백록담에서 기록한 상시미동자료의 H/V 스펙트럼비 (Fig. 7의 S5)는 기반암 경계에서 뿐만 아니라, 1.8, 5.7 Hz 부근에도 정곡점들이 잘 나타난다. 5.7 Hz 정곡점은 백록담 미고결 퇴적물과 천부 화산암 사이의 경계를 나타내며, 1.8 Hz는 비교적 천부에 물리적 성질 차이가 나는 암상 경계에 의한 것으로 해석하였다. 그러나 구체적 결과를 도출하기 위해서는 능동적 지진파탐사를 비롯한 추가 조사가 이루어져야 할 것이다.

결 론

제주도에서 상시미동 자료를 기록하고 그 특성을 시간 및 주파수 영역에서 분석하였으며, H/V 스펙트럼비 방법으로 기반암의 개략적 깊이를 구한 결과 다음과 같은 결론을 얻었다.

1. 주간과 야간에 기록한 상시미동 자료에는 약 0.4~0.8 Hz 구간에 비교적 큰 에너지가 존재하며, 이는 바다의 파도에 의한 영향으로 판단된다.
2. 인공잡음은 주로 1.8 Hz 이상에서 나타나며, 저주파인 자연잡음과는 확연히 구분되다.
3. 상시미동으로 구한 H/V 스펙트럼비는 대부분 0.3~0.7 Hz의 주파수 범위에서 뚜렷한 정곡점을 보이며, 이는 제주도 허부에 임피던스 차이가 큰 매질이 존재함을 시사한다.
4. 횡파속도를 1800 m/s로 가정하여 구한 기반암까지의 깊이는 640~2140 m로 계산되며, 중심 분화구 방향으로 깊어지는 양상을 보인다.

사 사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-5201)의 지원으로 수행되었음을 밝히며, 이동식 지진계 사용을 허락하여 주신 기상청 기상연구소의 박순천 박사님과 제주특

별자치도 세계자연유산관리본부 전용문 박사님께 감사드립니다.

참고문헌

- 강소라, 정규귀, 윤선, 2002, 제주도 시추코아에서 산출된 저서성 유공충 화석군집, 한국고생물학회지, **18**, 1-10.
- 김기영, 홍명호, 2009, SPAC 분석방법에 의한 제주도 화산암층 횡파속도 연구, 2009 한국지구물리·물리탐사학회 학술대회, 174-175.
- 김성균, 1991, 상시미동과 지하구조, 대한지질공학회지, **1**, 109-120.
- 김성균, 황민우, 2002, 상시미동에 의한 지하구조와 지반응답의 추정, 한국지구과학회지, **23**, 380-392.
- 김준경, 2006, 국내 지진관측소 부지의 지반증폭특성 연구, 한국암반공학회지, **16**, 486-494.
- 김준경, 2009, 발파에 의한 지반진동의 응답스펙트럼 분석, 한국암반공학회지, **15**, 338-343.
- 오진용, 이성숙, 윤선, 고기원, 윤혜수, 이종덕, 2000, 제주도 지하층서, 대한지질학회지, **36**, 181-194.
- 이기화, 정봉일, 최광선, 이승국, 1983, 제주도의 중력 및 지자기에 관한 연구, 한국지구과학지, **19**, 1-10.
- 이동호, 1998, 제주도 시추코아와 서귀포층 노두의 자기층서, 부산대학교 이학석사학위논문, 91p.
- 이의형, 1990, 제주도의 해상 퇴적층으로부터 채출된 신생대 후기 개형충 화석에 대한 연구, 고려대학교 이학박사학위논문, 374p.
- 최지향, 김희준, 남명진, 이태종, 한누리, 이성곤, 송윤호, 서정희, 2007, 2차원 MT 자료의 3차원 역산을 통한 제주도 지전기구 조 연구, **10**, 268-274.
- Agnew, D. C., and Berger, J., 1978, Vertical seismic noise at very low frequencies, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5420-5424.
- Borcherdt, R. D., 1970, Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61.
- Castro, R. R., Mucciarelli, M., Pacor, F., and Petrangaro, C., 1997, S-wave site-response estimates using horizontal-to-vertical spectral ratios, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 256-260.
- Chael, E. P., 1987, Spectral scaling of earthquake in the Miramichi region of New Brunswick, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 347-365.
- Crombie, D., Hasselmann, K., and Sell, W., 1963, High-frequency radar observations of sea waves travelling in opposition to the wind, *Boundary-Layer Meteorol.*, **13**, 45-54.
- Field, E. and Jacob, K., 1993, The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2925-2928.
- Gueguen, P., Chatelain, J. L., Guillier, B., Yepes, H., 2000, An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **19**, 127-133.
- Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinski, M., and Mal, A. K., 1986, Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering.

- Part III. A two-dimensional study of site effects in the San Fernando Valley, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1801-1812.
- Konno, K. and Ohmachi, T., 1998, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 228-241.
- Kwon, B. D., Lee, H. S., Jung, G. G., and Chung, S. W., 1995, Investigation of subsurface structure of Cheju Island by gravity and magnetic methods, *Economic and Environmental Geology*, **28**(4), 395-404.
- Lee, M. W., 1982, Petrology and geochemistry of Jeju volcanic island, Korea, The science reports of the Tohoku University Series III, **15**(2), 177-256.
- Lermo, J. and Chavez-Garcia, F. J., 1994, Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1350-1364.
- Margheriti, L., Wennerberg, L., and Boatwright, J., 1994, A comparison of coda and S-wave spectral ratio estimates of site response in the southern San Francisco Bay area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1815-1830.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, **30**, 25-33.
- Nanometrics, 2009, Trillium Compact seismometer user guide, Kanata, Canada, 64p.
- Ohmachi, T., Nakamura, Y., and Toshinawa, T., 1991, Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements, *Proceedings of the 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earth Engineering and Soil Dynamics, Expanded Abstract*, 1643-1648.
- Okamoto, S., 1973, *Introduction to Earthquake Engineering*, University of Tokyo Press, Tokyo, 571p.
- Phillips, W. S. and Aki, K., 1986, Site amplification of coda waves from local earthquakes in central source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-948.
- Sokolov, V. Y., Loh, C. H., and Jean, W. Y., 2007, Application of horizontal-to-vertical (H/V) Fourier spectral ratio for analysis of site effect on rock (NEHRP-class B) sites in Taiwan, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **27**, 314-323.
- Teves-Costa, P., Matias, L., Oliveira, C. S., and Mendez-Victor, L. A., 1996, Shallow crustal models in the Lisbon area from explosion data using body and surface wave analysis, *Tectonophysics*, **258**, 171-193.
- Theodulidis, N. P. and Bard, P. Y., 1995, Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1), *Soil Dyn. and Earthq. Engin.*, **14**, 177-197.
- Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H., 1992, Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion, *J. Geotech. Engrg., ASCE*, **118**, 1529-1543.
- Walling, M. Y., Mohanty, W. K., Nath, S. K., Mitra, S., and Ajesh, J., 2009, Microtremor survey in Talchir, India to ascertain its basin characteristics in terms of predominant frequency by Nakamura's ratio technique, *Engineering Geology*, **106**, 123-132.
- Yi, S., Yun, H., and Yoon, S., 1998, Calcareous nannoplakton from Seoguipo Formation of Cheju island, Korea and its paleoceanographic implimentations, *Paleontological Research*, **2**, 253-265.
- Yoon, S., 1997, Miocene-Pleistocene volcanism and tectonics in southern Korea and their relationship to the opening of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **281**, 53-70.