

Continuous Wavelet Transform을 단주기 레일리파에 적용하여 구한 천부지반 S파 속도구조

정희옥* · 이보라

군산대학교 해양과학대학 해양시스템공학과, 573-701 전북 군산시 마룡동 68

The S-wave Velocity Structure of Shallow Subsurface Obtained by Continuous Wavelet Transform of Short Period Rayleigh Waves

Heeok Jung* and Bora Lee

Department of Ocean System Engineering, Kunsan National University, Jeonbuk 573-701, Korea

Abstract: In this study, the researchers compared the S-wave velocity structures obtained by two kinds of dispersion curves: phase and group dispersions from a tidal flat located in the SW coast of the Korean peninsula. The τ -p stacking method was used for the phase velocity and two different methods (multiple filtering technique: MFT and continuous wavelet transform: CWT) for the group velocity. It was difficult to separate higher modes from the fundamental mode phase velocities using the τ -p method, whereas the separation of different modes of group velocity were easily achieved by both MFT and CWT. Of the two methods, CWT was found to be more efficient than MFT. The spatial resolutions for the inversion results of the fundamental mode for both phase and group velocities were good for only a very shallow depth of ~ 1.5 m. On the other hand, the spatial resolutions were good up to ~ 4 m when both the fundamental and the 1st higher mode group velocities obtained by CWT were used for S-wave inversion. This implies that the 1st higher mode Rayleigh waves contain more information on the S-wave velocity in deeper subsurface. The researchers applied the CWT method to obtain the fundamental and the 1st higher mode group velocities of the S-wave velocity structure of a tidal flat located in SW coast of the Korean peninsula. Then, the S-wave velocity structures were compared with the borehole description of the study area.

Keywords: Rayleigh waves, group velocity, phase velocity, dispersion, shear wave velocity

요약: 천부지반에서 레일리파의 군속도와 위상속도 분산곡선을 역산하여 S파 속도구조를 구하는 방법을 비교하였다. 위상속도를 구하기 위해서 τ -p stacking 방법을 이용하였고, 군속도를 구하기 위해서 두 가지 방법, multiple filtering technique(MFT)와 continuous wavelet transform(CWT) 방법을 사용하였다. 고차모드가 존재하는 경우, 위상속도에서 기본모드와 고차모드를 분리하기가 용이하지 않았고, 군속도에서는 continuous wavelet transform 방법이 multiple filtering technique보다 효과적이었다. S파 속도 역산 결과, 위상속도와 군속도의 기본 모드만 역산할 경우, 신뢰구간의 깊이가 아주 얇았다. Continuous wavelet transform으로 구한 기본 모드와 1차 모드를 동시 역산할 경우, 신뢰구간의 깊이가 2 배 이상 증가함을 알 수 있었다. 이는 1차 모드의 에너지가 더 깊은 층을 통과함으로써 깊은 층에 대한 S파 속도 정보를 지니고 있기 때문으로 보인다. 위의 방법을 서해안 동호항의 조간대에 적용하여, continuous wavelet transform으로 구한 군속도의 기본 모드와 1차 모드를 동시 역산하여 S파 속도구조를 구하고, 해당 지역의 시추조사 결과와 비교하였다.

주요어: 레일리파, 군속도, 위상속도, 분산곡선, S파 속도구조

*Corresponding author: hjjung@kunsan.ac.kr

Tel: 82-63-469-1750

Fax: 82-63-469-1750

서 론

레이리파는 에너지가 지표면을 따라 전파하며 레이리파의 분산성질을 이용하여 지반의 S파 속도구조를 구할 수 있기 때문에 이 성질을 이용하여 지구내부의 S파 속도구조를 구하려는 연구가 1900년대 후반 이후 활발히 진행되었다(Aki and Richard, 1980). 특히 레이리파는 망치와 같이 사용하기 쉬운 음원으로 발생될 수 있기 때문에 1980년 이후에 천부 지반의 지반공학적 성질을 밝히는데 유용하게 사용되어졌다(정희욱, 2003; Forbriger, 2003; Lai and Rix 1998; Gabriels et al., 1987).

레이리파의 위상속도를 구하기 위해서 1990년대 이전에는 주로 two-station method를 이용하여 두 수진기 사이의 위상속도를 구하였으나, 오차가 크고, 위상차가 360도의 정수 배가 되는 지점의 처리에 대한 문제점 등으로 인하여 다중채널자료를 이용하는 방법이 시도되었다(정희욱, 2004; Miller et al., 1999; Park et al., 1999). 그러나, 다중채널자료를 사용하는 방법에서 기본 모드와 고차모드를 분별하기가 어려워 O'Neill and Matuoka(2005)와 O'Neill(2003)은 레이리파의 위상속도를 역산하여 구한 S파 속도구조에 대하여 합성지진파를 생성하고 이 합성지진파의 위상속도와 탐사 자료의 위상속도를 비교하여 S파 속도구조를 검증하는 방법을 시도하였다.

다중채널자료를 사용하여 S파 속도구조를 구하기 위해서는 탐사자료를 획득하는데 많은 시간과 노력이 요구된다. 또한 지반의 불균질 정도에 따라 분산곡선의 오차가 심해진다. 이에 반해 군속도는 음원과 수진기 사이의 평균 속도구조에 대한 정보를 1 지점의 지진기록으로 얻을 수 있는 장점이 있다. 1960년대 Dziewonski et al.(1969)가 다중 필터 방법(multiple filtering technique-MFT)를 이용하여 군속도를 구하는 방법을 제시한 후 수많은 연구에 이 방법이 적용되어 왔다. 그러나 천부지반의 표면파 경우, 지구내부에 대한 지진파와는 달리 탄성과 자료의 주파수 영역이 아주 좁은 범위에 국한되고 장주기 지진파와는 달리 5 Hz-60 Hz의 고주파 영역에 에너지가 집중되어 있어 군속도를 구하는데 어려움이 있다. 이러한 점을 극복하기 위하여 시간과 주파수 영역을 동시에 분석할 수 있는 연속 웨이브렛 변환(Continuous Wavelet Transform-CWT) 방법이 지진 연구에 성공적으로 적용되었다(Yamada and Yomogida, 1997).

CWT 방법은 연구 목적에 맞는 신호 영역을 선별하기 위해 시간 영역에서 자료를 tapering 한 후, 특정 웨이브렛을 시간 영역에서 움직이면서 상관(correlation)에 의해 에너지 스펙트럼을 만드는 동시에 특정 웨이브렛의 주파수 영역을 변화시켜 시간-주파수-에너지 3차원 스펙트럼을 작성하게 된다.

본 연구의 목적은 24 채널 탄성과 탐사기를 이용하여 얻은 다중채널 신호에서 표면파의 군속도와 위상속도 분산곡선을 구하고 이를 역산하여 천부지반의 2차원 S파 속도구조를 구하여 두 가지 방법을 비교하는 것이다. 또한 군속도를 구하는 두 가지 방법, MFT와 CWT를 이용하여 군속도의 분산곡선을 구한 후 비교하여 군속도 분산곡선을 구하는데 효과적인 방법을 제시하고자 한다. 이와 함께 군속도와 위상속도의 역산결과의 공간적 해상도를 분석하여 표면파의 S파 속도구조를 구하는데 신뢰도가 높은 방법을 제시하고자 한다.

연구지역

연구 대상 지역은 한국 남서부 해안에 위치한 전라북도 고창군 해리면 동호리 곰소만 남서쪽 끝에 위치하며 돌출된 지형을 하고 있다(Fig 1a). 이 지역 일대는 해발 30 m 이내의 낮은 산지와 평야가 발달하여 있으며 해안은 해양성 퇴적에 의한 갯벌이 연구 지역의 동부인 곰소만 일대에 발달되어 있다. 조석간만의 차가 커서 간조 시 바닥이 드러나는 조간대에 해당한다.

연구 지역의 전반적인 지질은 중생대 쥐라기의 대보화강암으로 이루어져있다. 대보화강암은 한반도의 중부 이남 지역에 분포하는 대표적인 암으로 조사 지역인 고창군 일대에서 기반암으로 넓게 분포하고 있다(동호어항 시설공사 지반조사 보고서, 1999).

연구방법

본 연구에서 레이리파의 분산곡선을 이용하여 지반의 S파 속도구조를 구하기 위한 과정은 (1) 표면파 자료 획득, (2) 군속도와 위상속도의 분산곡선 획득, (3) 분산곡선의 역산, (4) 역산 결과의 공간적 해상도 산출 (5) 탐사측선에 대한 S파 2차원 속도구조 산출 등으로 구성되어있다.

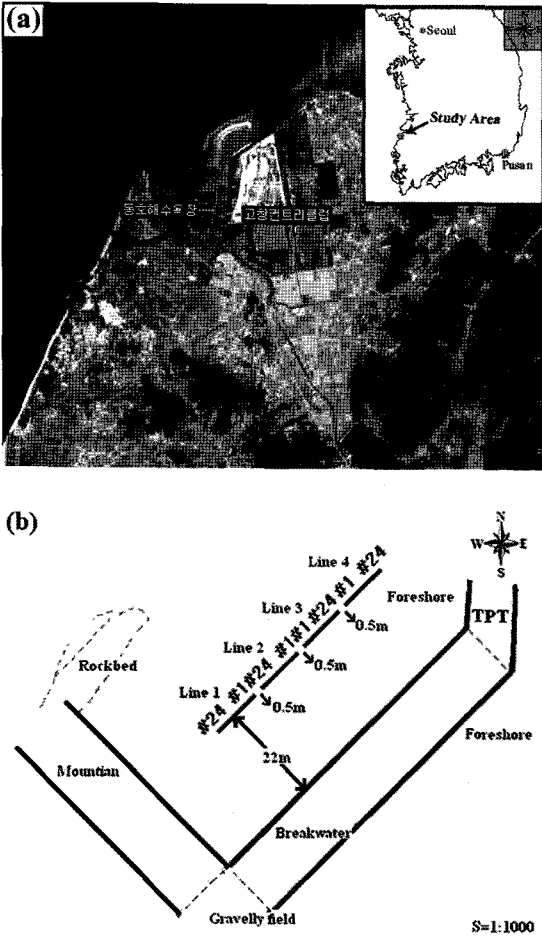


Fig. 1. (a) Map of the experimental site. (b) Geophone array of the experiment.

표면파 자료 획득

표면파 신호를 획득하기 위하여 고유진동수가 10 Hz인 수직형 수진기를 사용하였으며 24개의 다중채널 탄성과 탐사기를 이용하였다. 수진기 간격은 0.5 m이고 자료는 250 micro seconds 간격으로 획득하였다. 음원은 알루미늄 판을 망치로 타격하여 발생시켰으며 신호를 강화하기 위하여 5회 중첩하였다. 탐사 측선은 Fig. 1b에서 보는 바와 같이 4개의 24 채널 측선으로 이루어져 있으며 각 측선 전후로 음원-수진기 거리를 5m로 하여 8곳에서 음원을 사용하였다. 본 연구에서는 신호대잡음비가 크고, 레일리파의 coherency가 잘 나타나는 측선 3번(Fig 2)을 이용하여 분석과정을 설명하고, 동일한 과정을 전체 탐사 측선에 적용하였다. Table 1에 자료 획득 변수가 나타나있다.

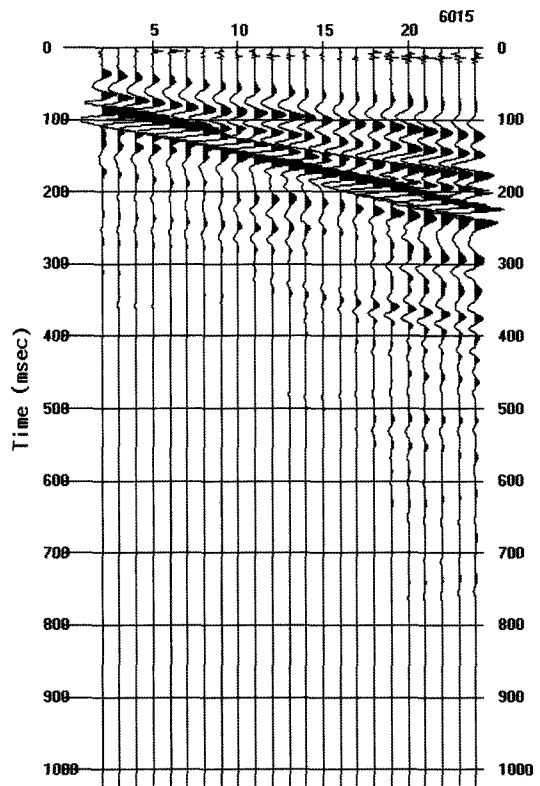


Fig. 2. Multichannel surface wave data for line 3.

Table 1. Data acquisition parameters

Source	5 kg Hammer
Receiver Type	4.5 Hz
Receiver Spacing	0.5 m
Sampling Interval	250 μsec
Shot Offset	5 m
Number of Channel	24
Number of Stack	5

위상속도 분산곡선 획득

위상속도를 구하는 방법에는 여러 가지(McMechan and Yedlin, 1981; Miller et al., 1999)가 있으나, 본 연구에서는 정희옥(2003)의 방법을 사용하였다. 다중채널 탄성과 자료에서 위상속도의 분산곡선을 구하기 위하여 주파수와 위상속도 함수로 에너지 강도를 계산한다. 그 다음 정해진 주파수에 대한 에너지가 최대가 되는 위상속도를 결정한다. 이 때 각 주파수에 대한 일정한 위상속도 범위를 정해주고 각 주파수의 파가 정해진 위상속도 $C = \frac{2\pi f}{k_x}$ 로 전파할 때 모든 채널의 신호를 합하여 에너지 체계를 구한다. 정해진 주파수에 대해 에너지가 최대가 되는 위상속도를 찾

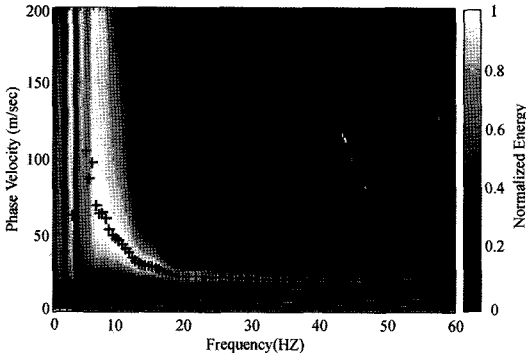


Fig. 3. Plot of the phase velocity for line 3. + sign represents the highest energy peak for each frequency

는다. 이것이 분산곡선이 된다. 위상속도의 분산곡선 (Fig. 3)중 기본 모드는 10 Hz에서 50 Hz 사이에서 70 m/s에서 25 m/s으로 낮아진다. 기본 모드 외에 몇 개의 higher mode가 존재함을 알 수 있으나, 이를 명확하게 구분하기는 어렵다.

군속도 분산곡선 획득

레이리파의 군속도를 역산하여 지구내부의 S파 속도구조를 구하는 방법은 여러 지구물리학자들에 의해 사용되었다(Aki and Richard, 1980). 군속도를 구하기 위해 전통적으로 MFT(Dziewonski et al., 1969)가 주로 사용되었으나, 본 연구에서는 MFT와 CWT 방법을 사용하여, 두 가지 방법을 비교하였다.

MFT는 narrow band filter array를 지진파 신호에 적용하여 주파수 별로 필터링하여 군속도의 분산 속도와 진폭 스펙트럼을 구한다. MFT은 시간(속도)과 주파수(주기) 함수에 대한 신호의 진폭(또는 에너지)의 변화를 측정하게 되는데 푸리에 변환을 통하여 시간 영역의 자료를 주파수 영역의 자료로 전환시킨 후 narrow band pass 필터를 적용하게 된다. 본 연구에서는 다음과 같은 가우시안 필터를 사용하였다.

$$H(\omega) = \begin{cases} \exp\left\{-\frac{\alpha(\omega-\omega_c)^2}{\omega_0^2}\right\} & \omega_0-\omega_c \leq \omega \leq \omega_0+\omega_c \\ 0 & otherwise \end{cases} \quad (1)$$

여기서

$$\omega_c = \omega_0 \left(\frac{\pi}{\alpha}\right)^{\frac{1}{2}}$$

식 (1)에서 ω_0 는 구하고자하는 주파수를 나타내며, α 는 가우시안 필터의 밴드 폭을 결정해주는 변수이다. 분산곡선의 해상도는 α 에 의해 결정하게 되는데 α 가 커질수록 주파수 영역에서의 필터는 좁아져 분해능은 좋아진다. 이와 같이 필터링 과정을 거친 후 Hilbert 변환을 통하여 각 주파수 범위에서 wave packet envelope를 구한다. 이렇게 구한 envelope을 이용하여 에너지 등고선을 나타낼 수 있는데 각 주기별 에너지 peak를 선택하여, 주행시간을 이용하여 속도를 구한 후, 최종적으로 군속도를 계산하게 된다. 이렇게 계산된 군속도는 음원과 수신기 사이 지하의 평균 속도구조를 반영한다. 탐사측선 3번의 17번째 자료에 MFT를 적용한 레이리파의 군속도가 Fig. 4에 나타나있다. Fig. 4 (a)는 레이리파의 원시자료를 나타내고, tapering한 자료를 각 주기별로 필터한 자료를 모아 plot한 것이 (b)이다. 각 주기별로 필터된 자료는 envelope를 형성하게 되는데, 그 최고 정점에서 파의 주행시간과 거리를 이용하여 해당 주기의 군속도를 구하게 된다. (c)는 해당 주파수의 envelope의 진폭을 에너지로 나타내어 등 에너지 선을 그리고, 각 주파수에 대한 에너지 peak를 찾아 군속도를 구한 그림이다. 그림에서 asterisks 표시는 해당 주파수에서 envelope의 최고 정점, 즉 군속도를 나타낸다.

MFT에 반하여 CWT은 시계열 자료에 특정 웨이브렛의 scale을 조절하여 시간과 주파수 2개의 축으로 된 평면에 에너지 값을 계산한다. 이 3차원 공간에서 에너지 peak를 이은 선에서 해당 주파수에 대한 에너지 도달 시간을 찾아 주파수에 대한 group velocity를 구할 수 있다.

시계열 자료 $S(t)$ 에 대하여 CWT 변환은 다음 식으로 표현할 수 있다(Polihar, 1999).

$$S(t) = \sum_j \sum_k x_{j,k} \psi_{j,k}(t) \quad (2)$$

식 (2)에서 $\psi_{j,k}(t)$ 는 주파수 j 에서의 특정 웨이브렛이고, κ 는 시간, 그리고 $x_{j,k}$ 는 웨이브렛 계수이다. $\psi_{j,k}(t)$ 는 basis 기본 웨이브렛(basis wavelet)이며 다음과 같이 표현된다.

$$\psi_{j,k}(t) = \sqrt{\frac{2^j}{T}} \psi\left(\frac{2^j}{T}t - k\right) \quad (3)$$

식 (3)에서 T는 시계열 자료 $S(t)$ 의 총 시간이다. Fig. 5는 Morlet 웨이브렛을 이용하여 변환한 탐사

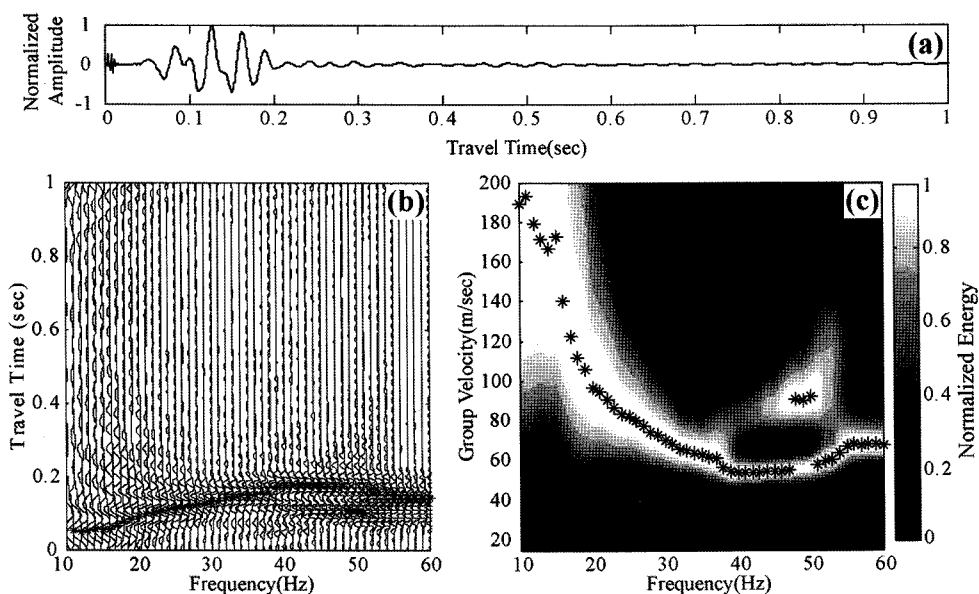


Fig. 4. Group velocity dispersion of the trace #17 of the line 3 obtained by the multiple filtering Technique. (a) The seismic signal (b) Band pass filtered seismic signals (c) Energy contour of the envelope formed by the band pass filtered seismic signals. * sign represents the highest energy peak for each frequency.

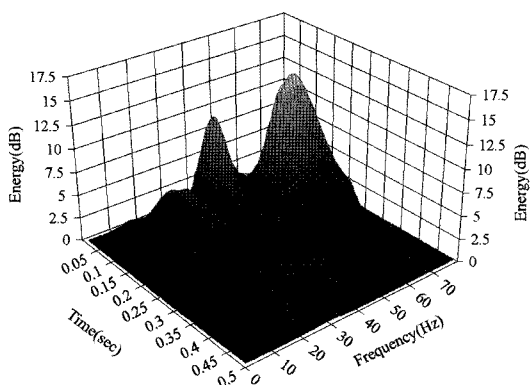


Fig 5. Plot of the 3-D (energy-time-frequency) map of the group velocity energy obtained by the CWT method.

측선 3번의 20번째 채널신호에 대한 3차원 에너지 스펙트럼을 보여준다. 기본 웨이블릿으로는 여러 가지가 있으나, 이 연구에서는 Paul, Guassian derivative, and Morlet을 사용하여 비교해본 후, 분산곡선의 peak가 가장 뚜렷하게 나타나는 Morlet wavelet을 사용하여 군속도의 분산곡선을 구하였다. Fig. 5에서 각 주파수에 대한 에너지 스펙트럼의 peak를 추출함으로써 분산데이터를 구할 수 있다. 구해진 주파수-시간의 데이터를 주파수-군속도로 변환하여 군속도

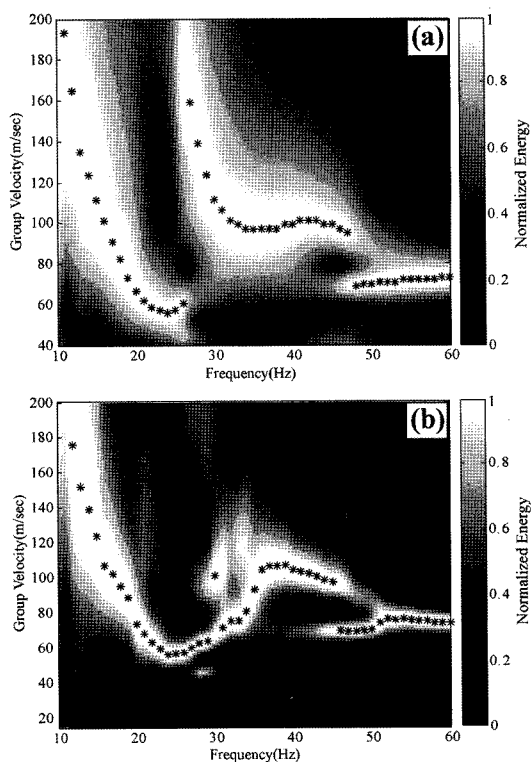


Fig. 6. (a) and (b). Group velocity dispersion curves obtained by CWT and MFT respectively. * sign represents the highest energy peak for each frequency.

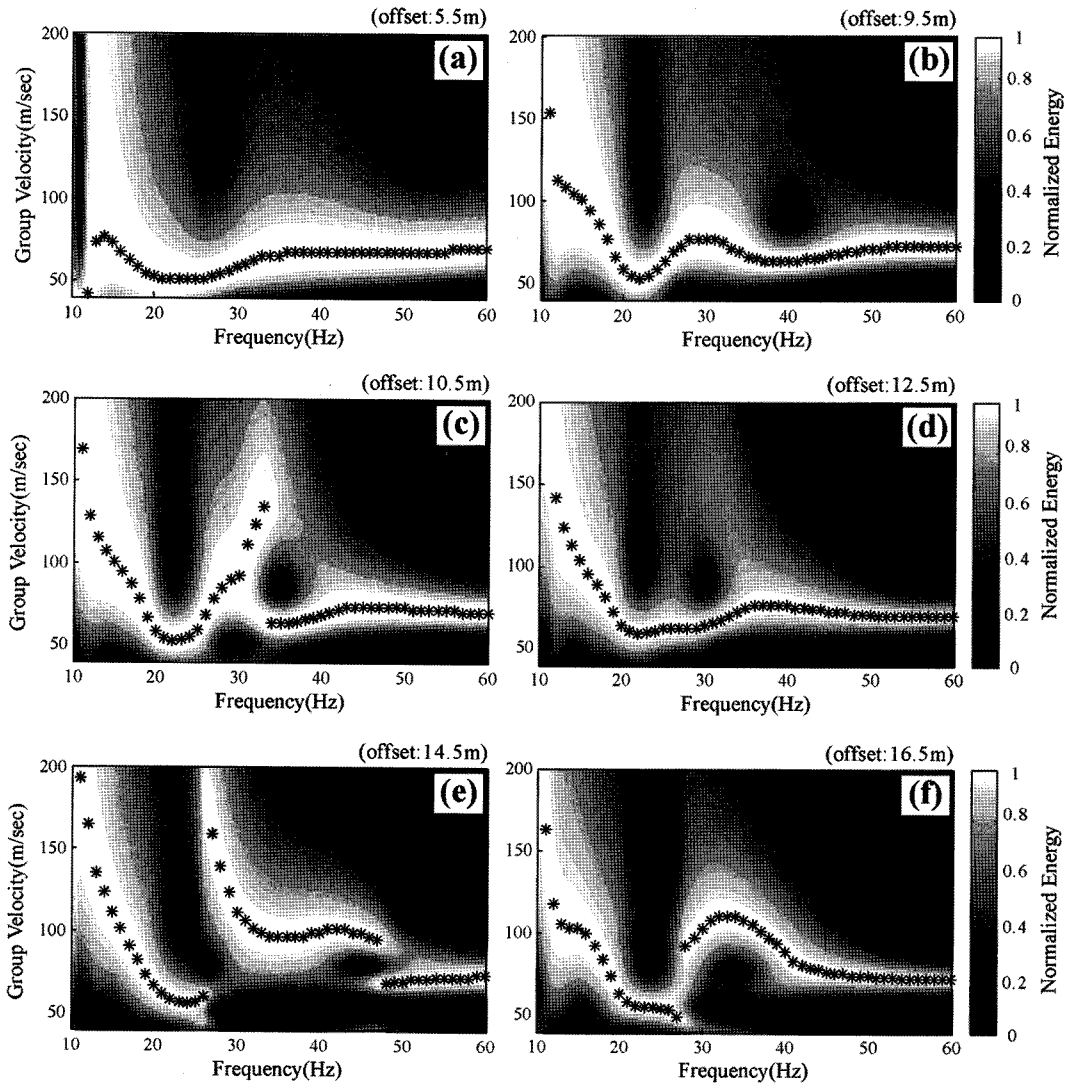


Fig 7. Variation of the group velocity curves with the increase in the shot - geophone distance. * sign represents the highest energy peak for each frequency.

분산곡선을 그릴 수 있다. 군속도를 구하는 두 가지 방법 즉, MFT와 CWT로 구한 군속도를 Fig 6에서 비교하였다. Fig 6(a)와 6(b)는 탐사측선 3번, 20 번째 채널 신호를 각각 CWT와 MFT를 이용하여 구한 군속도이다. CWT를 이용하여 구한 군속도의 기본모드와 고차모드가 선명하게 분리되는 것에 비하여 MFT를 이용하여 구한 군속도에서는 모드를 구분하는 것이 쉽지 않음을 알 수 있다.

군속도는 음원으로부터 지진파 신호가 도달하는 곳 까지의 평균속도를 나타내므로 음원-수진기 거리에 따라 군속도의 양상도 달라진다. Fig. 7은 CWT로 구

한 군속도 분산곡선으로 음원과 수진기 사이의 거리가 멀어짐에 따라 군속도가 어떻게 변화하는지를 보여준다. Fig. 7 a, b, c, d, e, f는 탐사측선 3번에 대한 군속도이다. 이 측선에서도 음원과 수진기의 거리가 가까울 때는 고차 모드가 나타나지 않던 것이 14.5 m 보다 먼 거리에서부터 기본 모드와 고차 모드가 분리되는 것을 볼 수 있다. 이러한 양상은 나머지 3개의 탐사측선에서도 비슷하게 나타난다. 이러한 점은 탄성과 탐사 시 적당한 기본모드와 고차모드를 발생시킬 수 있는 음원-수진기 거리를 이용하여 고차모드를 S파 속도 역산에 사용할 수 있음을 시사한다.

표면파의 입자 운동과 에너지 분포

레이리파는 지표면을 따라 전파하면서 그 투과 깊이는 주파수에 따라 다르다. 대부분의 지반공학적 목적을 위해 실시되는 천부 지반탐사에서는 땅치를 음원으로 사용하기 때문에 발생하는 에너지의 대부분이 수 Hz에서 수십 Hz 사이에 존재한다. 이러한 주파수의 에너지는 지하 깊이 침투하지 못하여 레일리파를 이용한 천부지반 탐사의 한계가 되기도 한다. 레일리파가 발생할 때는 기본 모드와 함께 고차 모드도 발생하는데 이들 고차 모드는 기본 모드보다 깊은 층을 통하여 전파한다. 이러한 성질을 이용하여 레일리파의 분산곡선 역산에 고차 모드를 포함시키면 좀 더 깊은 층에 대한 S파 속도의 정확도를 높일 수 있다.

레이리파의 기본 모드와 고차 모드의 에너지가 분포하는 양상을 알아보기 위하여 연구 지역과 유사한 속도구조를 모델에 사용하여 레일리파의 수직 성분에 대한 기본 모드와 고차 모드에 대한 입자운동을 계산하였다. Fig. 8의 수평축은 레일리파 입자운동의 수직 성분의 상대적 진폭을 나타낸다. 먼저 13 Hz에서는 기본 모드만 나타나며, 26 Hz에서는 기본모드와 1차 모드가 나타난다. 이때, 기본 모드의 에너지는 2 m 보다 깊은 곳에서는 거의 나타나지 않는다. 그러나 1차 모드의 에너지는 4 m 깊이 까지 존재함을 알 수 있다. 50 Hz에서는 2차 모드 까지 나타나며, 2차

모드의 에너지가 4 m까지 존재한다. 이러한 고차 모드의 에너지 분포는 고차 모드를 역산에 포함시킴으로서 좀 더 깊은 층에 대한 정보를 알아낼 수 있다.

역산이론

S파의 속도구조 해석을 위한 역산은 S파 속도에 대한 초기 모델을 정하고 이 모델에 의해 예측되는 분산곡선과 측정된 분산곡선의 차이를 최소화하는 과정이다. 이번 연구에서는 일반적으로 많이 사용하는 스토캐스틱 최소 자승법(Stochastic least squares)을 사용하였다. 스토캐스틱 최소 자승법은 Franklin (1970)에 의해 처음 소개 되었는데, 오직 행렬의 곱과 역산만으로 설명하였다. 이번 연구에서는 역산 해석을 위해 Herrmann(1992)이 작성한 프로그램을 사용하였다. 구체적인 역산 방법은 정희옥(2003)에 자세히 기술되어 있으므로 여기에서는 생략한다.

역산을 하기 위해 초기 모델을 정하였다. 층의 밀도는 1.5 g/cm^3 , 초기 S파 속도는 해당 주파수에 대한 위상 분산속도의 1.2배의 속도가 해당 파장의 0.75배 되는 곳의 깊이에 존재하는 것으로 가정하였다. P파 속도는 굴절과 해석프로그램인 SeisImager/2D(Geometrics, 2000)를 이용하여 획득하였다. 2.1 m 깊이까지의 P파 속도는 300 m/sec이고 2.4 m에서 half-space까지는 1600 m/sec로 하였다. 층의 두께는

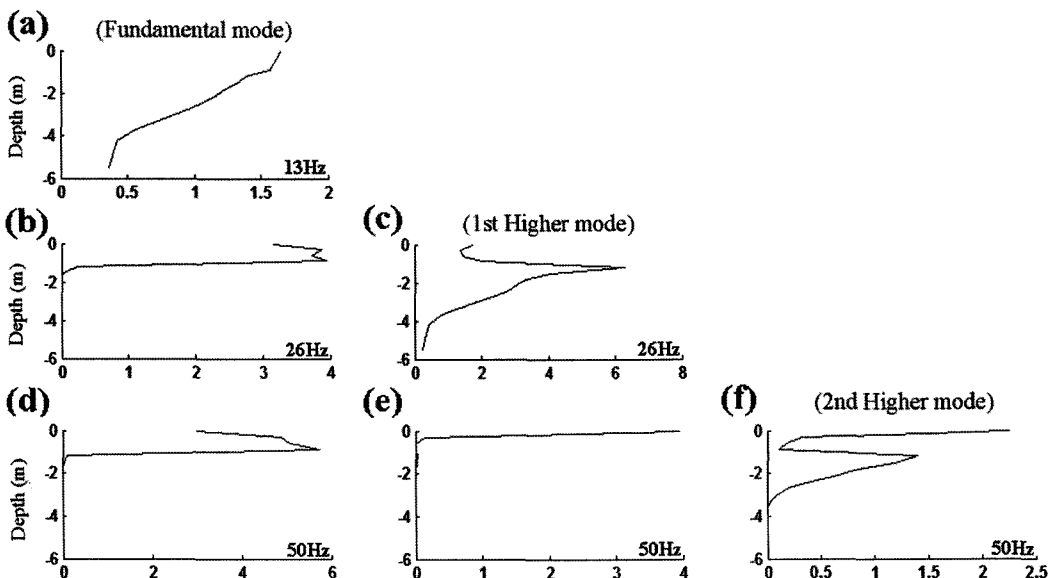


Fig. 8. Energy distribution of the Rayleigh wave particle motion as a function of depth. (a) for 13 Hz, (b) and (c) for 26 Hz, and (d), (e), and (f) for 50 Hz.

30 cm이고, 층의 개수는 half-space 포함하여 총 16개 층으로 하였다.

연구결과 및 해석

S파 속도구조를 구하기 위하여 다음 4가지 경우에 대한 역산을 실행하였다.

- Case 1) 위상속도의 기본 모드만을 포함한 경우
- Case 2) 위상속도의 기본 모드와 1차 모드를 포함한 경우
- Case 3) 군속도의 기본 모드를 포함한 경우
- Case 4) 군속도의 기본 모드와 1차 모드를 포함한 경우

위 네 가지 경우에 대한 역산 결과가 Fig. 9a에 나타나있다.

역산결과를 살펴보면, 군속도와 위상속도, 두 경우에 기본모드만을 역산한 결과, 깊이에 따른 S파 속도 변화가 작은 것을 알 수 있다. 기본 모드와 1차 모드를 함께 사용한 경우 깊이에 따른 속도 변화가 커 저속도 층이 나타남을 알 수 있다. 이 네 가지 속도의 평균 값은 지표에서 깊이 1 m까지 약 80 m/sec로 여기서 속도가 약 60 m/sec로 감소하고, 다시 2.5 m 깊이 까지 120 m/sec로 증가한다. 여기서부터 깊이 4.5 m까지는 아주 서서히 증가하여 약 140 m/sec에 이른다. Fig 9b에는 군속도 측정값과 군속도 값을 역산하여 구한 S파 속도구조를 모델로 하여 구한 군속도 예측값을 나타내고 있다. 그림에서 보는 바와 같이 기본 모드와 1차 모드 두 가지 경우에 다 같이 관측값과 예측값이 잘 일치하는 것을 볼 수 있다. 이에 반하여 Fig 9c에는 위상속도 측정값과 위상속도 값을 역산하여 구한 S파 속도구조 모델에 대한 위상속도 예측값이 나타나있다. 이 경우에 기본 모드만을 역산한 경우에는 위상속도의 측정값과 예측값이 일치하나, 기본모드와 1차 모드를 같이 역산했을 경우에는 기본모드의 측정값과 예측값은 일치하나, 1차 모드의 측정값과 예측값은 잘 일치하지 않음을 알 수 있다. 이는 위상속도의 기본모드와 1차 모드를 분리하는데서 발생한 오류에 기인한 것으로 볼 수 있다. 역산으로 구한 결과를 역산 결과에 대한 공간적 해상도(Fig. 10)를 살펴보면 위상 속도의 경우(Fig. 10a), Case 1)과 Case 2)에 대해 깊이 1.5 m 아래에서는 좋지 않음을 알 수 있다. 이것은 위상 속도의 경우, 1차 모드가 정확하게 분리되지 않은 것을 사용

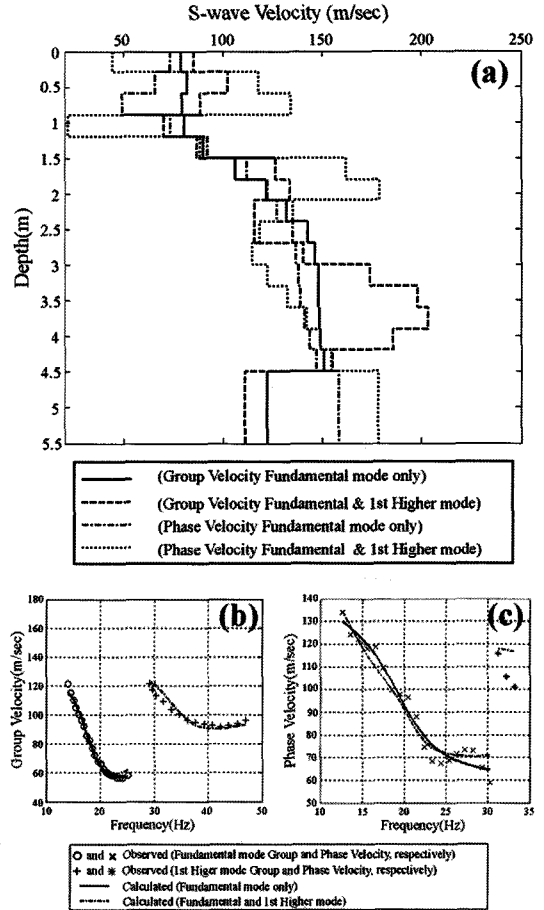


Fig. 9. (a) S wave velocity structures for the case 1), 2), 3), and 4). (b) and (c) Plot of the observed and predicted group and phase velocity dispersion curves respectively.

했기 때문인 것으로 볼 수 있다. 군속도의 경우(Fig. 10b) Case 4)의 경우에 Case 3) 보다 공간적 해상도가 훨씬 좋음을 알 수 있다. 이 경우, 12번째 층(깊이 약 4 m) 까지 대각선 상에 공간적 해상도의 peak가 연속적으로 나타남을 알 수 있다. 이 결과는 군속도의 경우 기본모드와 1차 모드의 분리가 성공적으로 이루어졌으며, 1차 모드가 역산 결과에 중요한 역할을 한 것으로 알 수 있다. 1차 모드의 에너지는 기본 모드 보다 깊은 층을 통해 전파되고, 이 1차 모드를 역산에 포함시킴으로서 더 깊은 층에 대한 정보의 정확도를 향상시킬 수 있기 때문에 1차 모드를 성공적으로 분리하여 역산에 포함시키는 것은 상당히 중요한 요소가 된다.

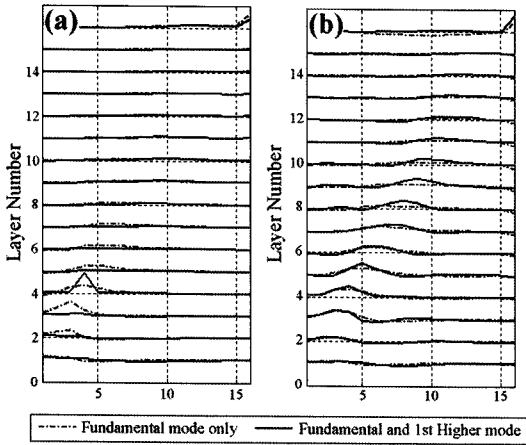


Fig. 10. (a) and (b) Spatial resolution curves for the phase and group velocity inversion respectively.

2차원 S파 속도구조와 시추 단면도

이 지역에서 획득한 4개의 탐사측선에 대하여 CWT로 구한 균속도의 기본 모드와 1차 모드를 함께

역산하여 S파 속도구조를 구하였다. 전체 자료를 8개로 나누어 1차원 S파 속도구조를 구한 다음, 이것들을 이어 탐사측선 전체를 2 차원 속도구조로 나타내었다(Fig 11(a)). 이와 함께 Fig. 11(b)에는 탐사측선 SW 끝에서 탐사측선을 따라 약 20 m, 40 m 되는 지점에서 조사한 시추결과가 나타나있다(동호어항 시설공사 지반조사 보고서, 1999). S파 속도는 대략적으로 천부에서 약 50 m/sec에서 깊이 약 5 m 깊이에서 약 200 m/sec에 도달한다. Fig. 11(a)에서 등 속도선 110 m/sec와 160 m/sec 선 사이를 내삽하여 추정하고, 시추결과와 대비하여 보면, 지표 아래 약 1.5~3 m 까지는 S파 속도 60 m/sec에서 120 m/sec 정도에 해당하며, sand와 sand-clay 층에 해당한다. 지표 약 1.5~3 m에서 4~5 m 까지는 S파 속도 약 120~200 m/sec에 해당하며, 시추조사에 나타난 풍화토와 풍화암에 해당한다. 전체 탐사측선의 SW 끝에서 약 10 m 떨어진 곳에서 지표면 근처의 S파 속도가 그 밖의 지역보다 높으며, 110, 160 m/sec 속도 경계면이 이 지점에서

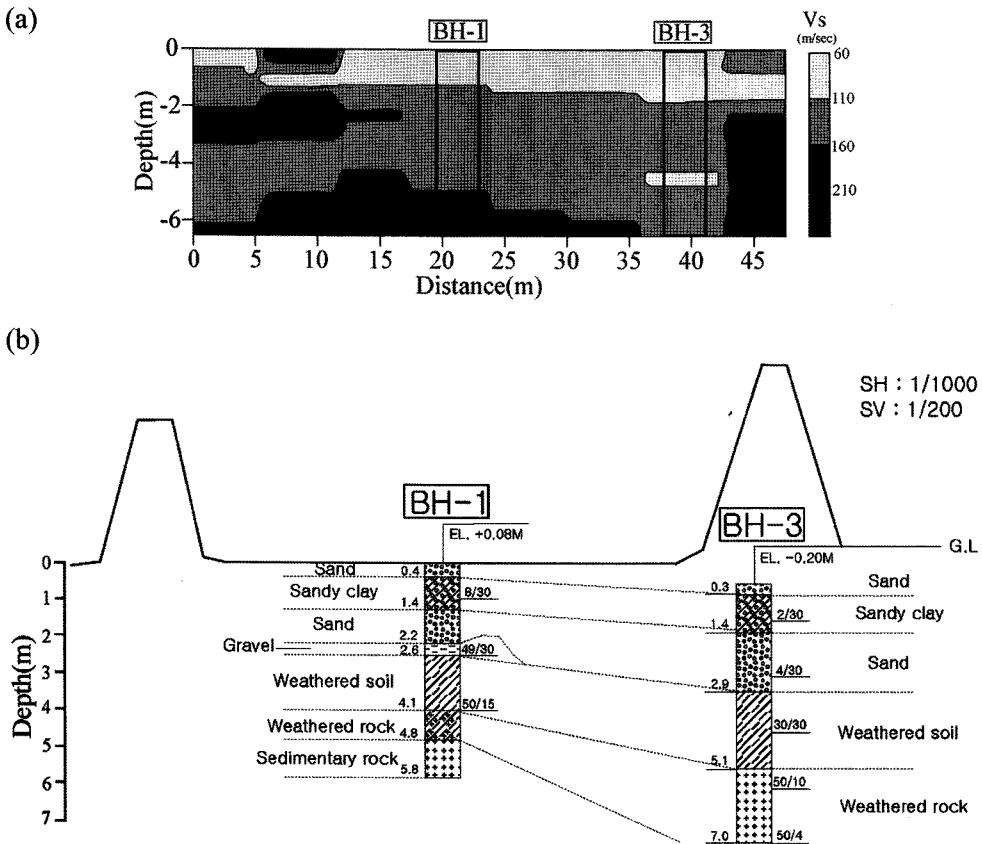


Fig. 11. (a) Two dimensional shear wave velocity structure beneath the survey line. (b) The geologic description of the boreholes.

NE쪽으로 가면서 아래쪽으로 약간의 경사를 가지고 나타난다. BH1에서는 sand와 sandy-clay, sand가 교대로 약 2m 깊이까지 나타나며, BH3에서는 약 3.1m 깊이까지 나타나고 그 아래로 풍화토와 풍화암이 나타난다. 두 시추 지점의 풍화토 층의 윗 경계면, 풍화암 층의 아래 경계면을 이어보면 탐사측선의 NE 방향으로 약간 아래방향으로 경사를 가진다. 이 경계면은 S파 속도 단면에서 120 m/sec, 160 m/sec 경계면과 비슷한 깊이와 경사를 보여준다. 탐사측선의 SW 끝에 나타나는 고속도 층은 BH1에서 아주 얇게 나타나는 역층이 연장된 것 일 가능성이 있다.

결 론

연구 지역에서 획득한 레일리파의 도착 양상에 따라 연구 지역을 총 8개 구간으로 나눈 다음, 기본 모드와 1차 모드의 분리가 비교적 쉬운 CWT로 군속도의 기본 모드와 1차 모드를 구하여 1차원 S파 속도구조를 구하고, 같은 방법을 탐사측선 전체에 적용하여 전체 측선에 대한 2차원 S파 속도구조를 구하고 이를 시추조사 결과와 비교하였다. 연구 결과를 간단하게 정리하면 다음과 같다.

1. 위상속도 분산곡선은 레일리파 원시 데이터의 신호대잡음비가 낮고 매질의 균질성이 낮을수록 모드의 구분이 어렵다. 이에 반해 군속도는 음원과 수신기의 거리에 따라 두 지점간의 평균 속도에 대한 군속도를 구할 수 있는 장점이 있다. 또한 다중 채널 자료를 이용하여 음원-수진기 거리를 변화시킴으로써 기본 모드와 1차 모드가 뚜렷하게 분리되는 지진파 신호를 선정하여 기본 모드와 고차 모드를 역산에 함께 사용하여 역산 결과의 신뢰도를 깊은 층 까지 확대할 수 있다.

2. 레일리파의 고차 모드 존재 시 MFT보다 CWT를 이용하여 획득한 군속도의 기본 모드와 1차 모드의 분리가 용이하다.

3. CWT를 이용하여 획득한 기본 모드 군속도만 역산한 경우보다 기본 모드와 1차 모드를 같이 역산할 때 공간적 해상도가 좋아진다.

4. 위의 방법을 연구지역에 적용한 결과, S파 속도가 120 m/sec 보다 낮은 층은 sand와 sandy-clay층, S파 속도 120 m/sec 보다 높은 층은 풍화토, 풍화암층으로, 시추조사 결과와 대략적으로 대비시킬 수 있었다.

사사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-5204)의 지원으로 수행되었습니다. 본 논문을 심사해 주시고 아주 세밀한 부분 까지 개선할 점을 제안하여 주신 동아대학교 김진후 교수님과 한분 익명의 심사위원님께 깊은 감사의 마음을 전합니다.

참고문헌

- 동호여항 시설공사 지반조사 보고서, 1999, (주)지우엔지니어링.
- 정희옥, 2003, 표면파 탐사 방법을 이용하여 구한 S파 속도와 시추결과의 비교 연구. 한국지구과학회지, 24(6), 549-557.
- 정희옥, 2004, 다중채널 표면파 자료를 이용하여 구한 S파 속도와 감쇠지수 구조: 낙동강 하구의 연약 지반 특성. 한국지구과학회지, 25(8), 774-783.
- Aki, K. and Richard, P.G., 1980, Quantitative seismology theory and methods. W.H. freedman and company, 700 p.
- Dziewonski, A., Landisman, M., and Bloch S., 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals. Bulletin of the seismological society of America, 59 (1), 427-444.
- Forbriger, T., 2003, Inversion of shallow seismic wave fields: I. Wave field transformation. Geophysical Journal International, 153, 719-734.
- Franklin, J.N., 1970, Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems. Journal of Mathematical Analysis and Applications, 31, 682-716.
- Gabriels, P., Sneider, R., and Nolet, G., 1987, In situ measurement of shear wave velocity in sediments with higher mode Rayleigh waves. Geophysical Prospecting, 35, 187-196.
- Geometrics, 2000, SeisImager/2D: A software for seismic refraction survey. California, USA.
- Herrmann. R.B., 1992, Computer programs in seismology, St. Louis University. Missouri.
- Lai, C.G. and Rix G.J., 1998, Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation near surface site characterization. Georgia Institute of Technology, Accessed 18, April, 2000, 258 p.
- McMechan, G.A. and Yedlin, M.J., 1981, Analysis of dispersive waves by wave field transformation. Geophysics, 6, 869-874.
- Miller, R.D., Xia, J., and Park, C.B., 1999, Multichannel analysis to surface waves to map bedrock. The Leading Edge, 18, 1392-1396.
- O'Neill, A., 2003, Full-waveform Reflectivity for Modeling, Inversion and Appraisal of Seismic Surface Wave

- Dispersion in Shallow Site Investigations, Ph.D. Thesis, University of Western Australia School.
- O'Neill, A. and Matsuoka, T., 2005, Dominant Higher Surface-wave Modes and Possible Inversion Pitfalls. *Journal of Engineering and Environmental Geophysics*, 10 (2), 185-201.
- Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999, Multimodal Analysis of High Frequency Surface Waves. 1999 conference proceedings, The annual meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, March 14-18, 115-121.
- Polikar, R., 1999, The Engineer's Ultimate Guide to Wavelet Analysis; The Wavelet Tutorial Part III, Rowan University, <http://users.rowan.edu/~polikar/WAVELETS/WTpart3.html> (검색일: 2007년 6월 30일)
- Yamada, T. and Yomogida, K., 1997, Group velocity measurement of surface waves by the wavelet transform. *Journal of the Physics of the Earth*, 45, 313-329.

2007년 7월 20일 접수
2007년 8월 24일 수정원고 접수
2007년 12월 5일 채택