

## 다중채널 표면파 자료를 이용하여 구한 S파 속도와 감쇠지수 구조: 낙동강 하구의 연약 지반 특성

정 희 옥\*

군산대학교 해양시스템공학과, 573-701 전북 군산시 미륵동 상 68번지

### S-wave Velocity and Attenuation Structure from Multichannel Seismic surface waves: Geotechnical Characteristics of NakDong Delta Soil

Heeok Jung\*

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

**Abstract:** The S wave velocity and  $Q_s^{-1}$  structure of the uppermost part of the soil in Nakdong Delta area have been obtained to determine the characteristics of the forementioned soil. The phase velocities and attenuation coefficients of multichannel seismic records were inverted to obtain the S wave velocity and  $Q_s^{-1}$  structure of the soil. The inversion results have been compared with the borehole measurements of the area. The seismic signal of the nearest geophone from a seismic source was used as the source signal to obtain the attenuation coefficients. Amplitude ratios of the signal at each geophone to the source signal were plotted as a function of distance for the frequency range between 10 Hz and 45 Hz. The slope of a linear regression line which fits the amplitude ratio-distance relationship best for a given frequency was used as the attenuation coefficients for the frequency. The dispersion curve of Rayleigh waves and the attenuation coefficients were inverted to obtain the S-wave velocity and  $Q_s^{-1}$ , respectively, in the uppermost 8 meter of soil layer. The borehole measurements of the area show that there are two distinct layers; the upper 4 meter of silty-sand and the lower 4 meter of silty-clay. The inversion results indicate that the shear wave velocity of the upper layer is 80 m/sec and 40 m/sec in the lower silty-clay layer. The spacial resolution of the shear wave velocity structure is very good down to a depth of 8 meter. The  $Q_s^{-1}$  in the upper silty-sand layer is 0.02 and increase to 0.03 in the lower silty-clay layer. The spacial resolution of quality factor is relatively good down to a depth of 5 meter, but very poor below the depth. In this study, the S-wave velocity is higher in the silty-sand than in the silty-clay and the  $Q_s^{-1}$  is smaller in the silty-sand than in the silty-clay. However, much more data should be analyzed and accumulated before making any generalization on the shear wave velocity and  $Q_s^{-1}$  of the sediments.

**Keywords:** s wave velocity, attenuation, surface waves, dispersion, inversion, weak soil

**요 약:** 다중채널 탄성파 자료를 이용하여 낙동강 하구 삼각주 지역 연약지반의 지반 특성을 구하기 위하여 S파 속도와  $Q_s^{-1}$  구조를 구하고 이를 시추조사 결과와 비교하였다. 다중채널 신호의 분산곡선을 역산하여 S파 속도구조를 구하고 감쇠지수(attenuation coefficient)를 구하였다. 다중채널 신호 중 음원에서 가장 가까운 신호를 기준 신호로 정하고 10 Hz에서 45 Hz 사이의 주파수에 대하여 거리에 따라 기준 신호에 대한 진폭의 비가 감소하는 정도를 나타내는 기울기를 구하여 감쇠지수를 결정하였다. 이 감쇠지수를 역산하여 지반 최상부 8 m 층의 S파 속도와 함께  $Q_s^{-1}$ 를 구하였다. 이 지역의 시추조사에 의하면 이 지역의 지층은 크게 상부 4 m 실트질 모래층과 하부 4 m 실트질 점토층으로 나누어진다. 표면파 역산에 의해 구해진 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 시추조사 결과와 비교해보면, 상부 실트질 모래층에서 S파 속도는 약 80 m/sec로 하부 실트질 점토층의 속도 40 m/sec보다 상대적으로 높은 값을 보인다. 각 층에서 S파 속도의 공간적 해상도는 뚜렷하다.  $Q_s^{-1}$  구조는 상부 실트질 모래층에서 약 0.02를 보이고 하부 실트질 점토층에서 0.03으로 증가하는 양상을 보인다.  $Q_s^{-1}$ 의 공간적 해상도는 상부 약 5 m 구간에서는 양호하나 그 보다 깊은 곳에서는 공간적 해상도가 아주 낮아지는 것을 볼 수 있다.

\*E-mail: hjjung@kunsan.ac.kr

Tel: 82-63-469-1750

Fax: 82-63-469-1750

이 조사지역에서는 실트질 모래층에서 실트질 점토층보다 높은 S파 속도가 나타나고 낮은  $Q_s^{-1}$  값을 보인다. 그러나, 지반의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 결정하는 다른 많은 요인들이 있으므로 이를 일반화하기 위해서는 연약지반의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 에 관한 자료와 연구가 집중되어야 할 것이다.

주요어: S 파 속도, 감쇠, 표면파, 분산, 역산, 연약지반

## 서 론

최근에 일어난 지진들의 피해상황을 살펴보면 지진의 피해를 받은 지역의 지반 특성과 진폭의 증폭 정도가 지진의 피해정도에 미치는 영향이 매우 크다는 것을 알 수 있다. 그 중에서도 중요한 지반의 변수는 damping ratio이다. Damping ratio를 측정하는 방법에는 resonant column test, torsional shear test 등이 있다. Hardin and Drnevich(1972), Seed et al.(1986), 그리고 Vucetic and Dobry(1991) 등이 이러한 실험 방법을 이용하여 지반의 damping ratio에 영향을 주는 요인들에 관하여 연구하였다. 이러한 실험시료를 이용하는 방법은 시료 형성과정에서 생기는 교란 효과로 인해 실제 현장의 값을 구하기 어려운 점이 있다. 또한 아주 작은 부분의 시료로 넓은 지역의 현장 값을 대표하는 값을 나타내기 어려운 점 등이 있다.

보다 넓은 지역의 damping ratio를 측정하기 위한 현장조사 방법으로 crosshole이나 downhole 탐사에서 실제파의 감쇠지수를 이용할 수 있다. Hoar and Stokoe(1984), Redpath and Lee(1986), Mok et al.(1988), Liu et al.(1994) 등이 진폭 감쇠 정도(amplitude decay), 스펙트럼 경사 정도(spectral slope), 파형 역산(waveform inversion), 또는 pulse rise time 등을 이용하여 지반의 감쇠지수를 현장에서 구하였다.

1960년대부터 지구물리학자나 지진학자들(Anderson et al., 1965; Herrmann and Mitchell, 1975; Lee and Solomon, 1975; Cheng and Mitchell, 1987)은 장주기 표면파를 이용하여 지각과 맨틀의 감쇠지수를 구하였다. 이들은 100 sec 이상의 주기를 이용하여 수 백 km 깊이의 감쇠지수를 구하였다. Mokhtar et al.(1988), Al-Eqabi and Herrmann(1993), 그리고 Malagnini(1966) 등은 폭발을 이용하여 발생시킨 약간 짧은 주기의 표면파를 이용하여 지표면 부근 수 km의 S파 속도와 감쇠지수를 구하였다.

최근에 지반 특성 연구(geotechnical characterization)에 적합한 최상부층 지표의 damping ratio에 관한 연구가 활발히 이루어지고 있다 (Rix et al. 2000; Lai

et al., 2002; Rix et al., 2001). 이들은 진동기와 수진기를 이용하여 획득한 레일리파를 역산하여 지표부근의 S파 속도와 감쇠지수를 동시에 구하였다.

표면파를 이용하여 지반의 감쇠지수를 구하는 방법은 시추공을 이용하는 방법과 비교하여 몇 가지 장점을 가진다. 첫째, 시추공을 이용한 방법에서 흔히 나타날 수 있는 시추공과 수진기간의 결합효과(coupling effect)를 고려하지 않아도 되고, 둘째, 표면파를 이용한 실험에서 사용하는 주파수의 영역이 시추공 이용시 사용하는 주파수보다 실제 지진에서 나타나는 주파수에 가깝다는 사실이다. 또한 표면파 방법은 실험비용이나 노력이 시추공 방법보다 적게 소요되고 비파괴적이다.

본 연구에서는 중추식 음원(weight-drop)과 24채널 탄성과 탐사기를 이용하여 획득한 레일리파의 위상속도와 진폭을 이용하여 지반의 S파 속도와 감쇠지수를 구하는 방법과 이 방법을 낙동강 하구의 연약지반에 적용한 결과를 기술하였다.

## 연구지역과 자료획득과정

본 연구의 대상지역은 낙동강 하구 삼각주에 위치하며 Fig. 1에 나타나있다. 이 지역은 삼각주 지역으로 50 m 이상의 두꺼운 현생 퇴적층으로 이루어 졌다. 시추자료(Fig. 2)에 의하면 상부 4m의 실트질 모래와 하부 4m의 실트질 점토층으로 구성되어 있음을 알 수 있다. SPT number는 10이하의 낮은 값을 보이다 깊이 8m에서 조금 높아졌다 다시 낮아진다.

자료획득을 위하여 음원은 전기 모터와 스프링을 이용한 weight-drop을 사용하였다. 고유진동수 4.5 Hz의 수직형 수진기를 사용하였으며, 24개의 다중채널 탄성과 탐사기를 이용하여 신호를 기록하였다. Shot offset은 27 m, 자료획득 간격은 500 micro seconds, 수진기 간격은 0.5 m이었다.

탄성과 자료(Fig. 3)를 살펴보면 매우 연약한 모래층에 의하여 굴절 및 반사파는 거의 감쇠되어 나타나지 않고 300 msec 이후에 표면파가 나타난다. 이

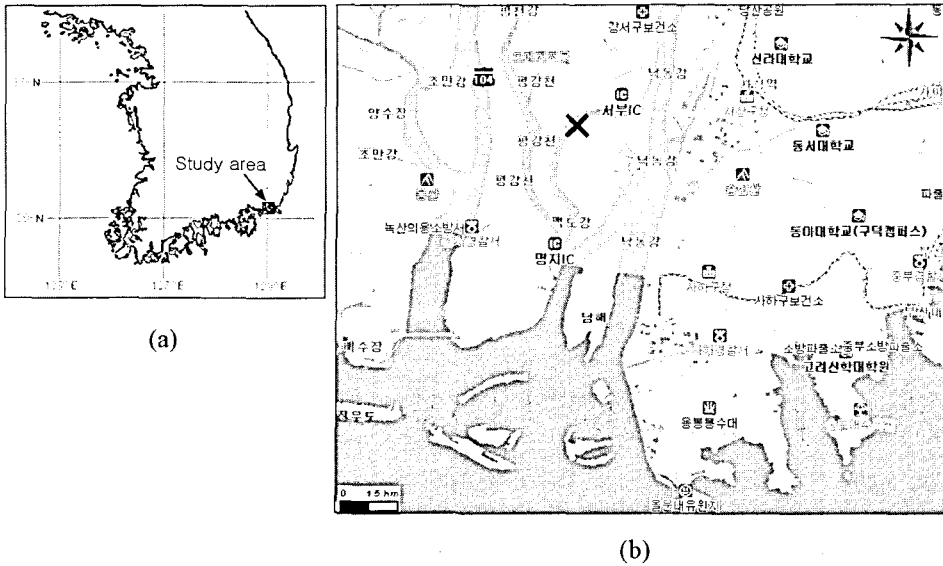


Fig. 1. Map of the study area. (a) Map of the Korean peninsula. (b) Detail map of the experimental site. The cross(x) represents the experimental site.

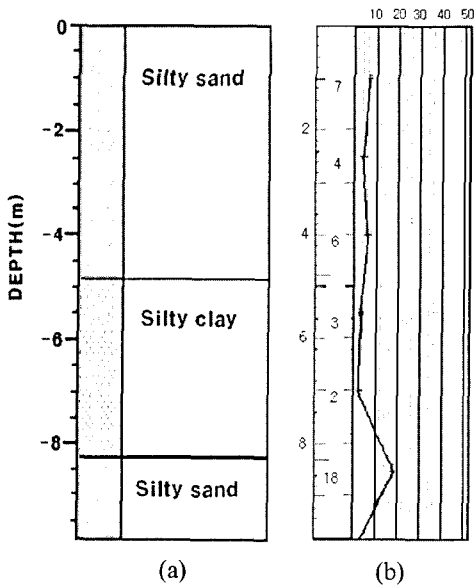


Fig. 2. Soil profile showing the soil description (a) and SPT numbers (b).

지역의 분산곡선 (Fig. 4)은 대부분의 에너지가 7 Hz에서 40 Hz 사이에 분포되어 있고 7 Hz에서 60 m/sec의 위상속도가 40 Hz에서 40 m/sec로 감소한다. 이 분산곡선은 단조롭게 감소하는 것이 아니라 감소하다 다시 증가하고, 또다시 감소하는 다소 복잡한 형태를 보여준다.

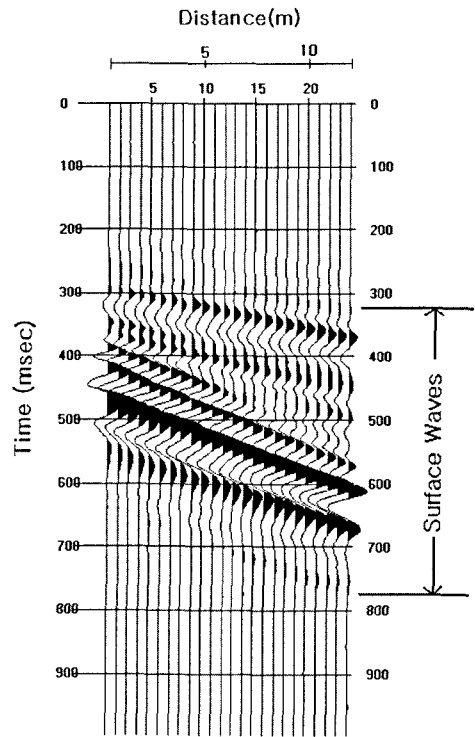


Fig. 3. Seismogram analyzed in the study.

탄성과 자료의 분산곡선을 구하는 과정과 분산곡선을 역산하는 과정은 정희욱(2003)에 자세히 기술되어

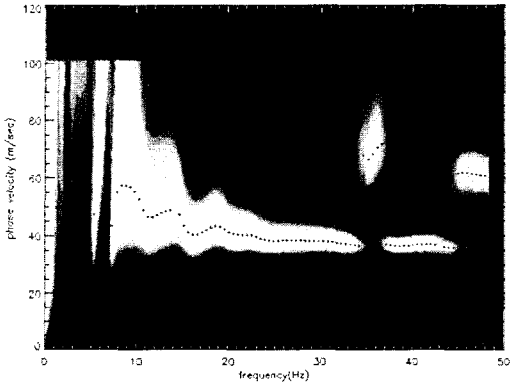


Fig. 4. S-wave phase velocity. Plus signs(+) show the phase velocities with the maximum energy for frequency analyzed.

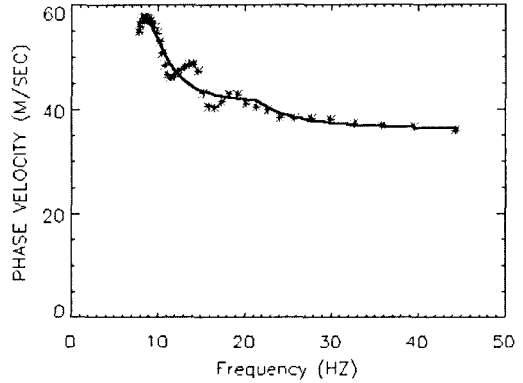


Fig. 6. Dispersion curve showing the field data (asterisks) and the prediction from the inversion result (line).

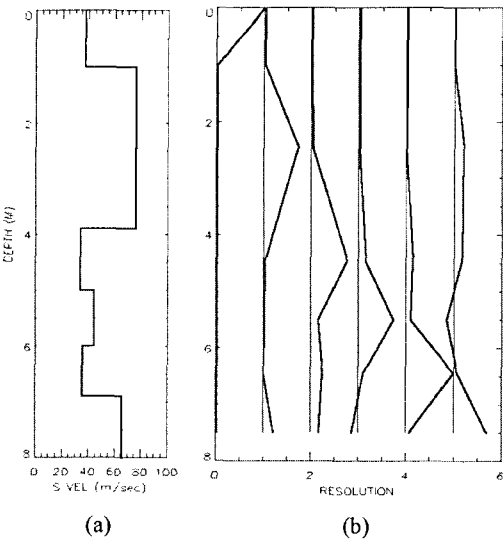


Fig. 5. S wave velocity vs. depth (a) and special resolution functions for 6 layers used in the velocity inversion (b).

있다. 이 논문에서는 역산으로 구한 S파 속도를 가정한 경우 예측되는 분산곡선과 실제 관측값과의 오차를 줄이면서 동시에 공간적 해상도를 높이는 방법을 사용하였다(정희옥, 2001).

분산곡선 자료를 역산하여 구한 S파 속도 구조와 공간적 해상도가 Fig. 5a와 5b에 나타나 있다. S파 속도구조를 살펴보면 지표 최상부 1 m 구간에서 S파 속도 40 m/sec를 나타내고 그 하부 3 m 구간에서 S파 속도가 80 m/sec로 증가한다. 약 4 m 깊이에서 다시 S파 속도가 40 m/sec로 감소하고 약 7-8 m 깊이에서 다시 65 m/sec로 증가한다. S파 속도의 공간적 해상도를 살펴보면 각층의 깊이에서 최고치가 뚜렷하

게 나타나는 것을 볼 수 있다.

Fig. 6에는 실제 분산곡선과 역산하여 구한 S파 속도에 대한 분산곡선의 예측 값이 나타나 있다. 이를 살펴보면 전체적인 분산곡선의 모양은 일치하나 실제 분산곡선에서 나타나는 위상속도가 작은 쪽으로 증가 감소하는 현상과 그대로 일치하지는 않는 것을 알 수 있다.

### 레이리와 감쇠지수: 이론과 측정

지반에서 발생하는 지진파의 감쇠는 대단히 복잡한 현상이다. 감쇠는 크게 기하학적 퍼짐효과(geometrical spreading)에 의한 감쇠와 내부 마찰(material damping)에 의한 감쇠로 나누어진다. 내부마찰에 의한 감쇠는 토양 입자 사이의 마찰과 토양입자와 그 사이를 채우고 있는 액체 사이의 상대적 운동에 의해 발생하는 것으로 간주된다(Stoll, 1974; Johnstone et al., 1979; White, 1983).

일반적으로 지진파의 감쇠를 나타내기 위하여, 감쇠지수(attenuation coefficient), damping ratio, 그리고  $Qs^{-1}$ 와 같은 개념이 사용되고 있으며, 이 상수들 사이에는 다음과 같은 관계가 있다.

지진파의 damping ratio는 다음과 같이 정의된다.

$$D = \frac{\Delta E}{4\pi E} \quad (1)$$

여기서,

$\Delta E$ : 한 주기 동안에 방산(dissipate)된 에너지,

$E$ : 한 주기 동안 저장된 최대의 변형에너지(strain

energy)이다.

$Q^{-1}$ 는 damping ratio와 다음과 같은 관계를 가진다.

$$Q^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi E} = 2D \tag{2}$$

또한 흔히 사용되는 감쇠지수와 damping ratio와의 관계는 damping ratio의 값이 작을 경우( $D < 10\%$ ) 다음과 같이 표시될 수 있다.

$$D = \frac{\alpha c}{\omega} \tag{3}$$

여기서,

$\alpha$ : 감쇠지수

$c$ : 파의 전파속도

$\omega$ : 각속도이다.

지진파가 지반을 통과할 때, 일어나는 감쇠는 다음과 같이 표시될 수 있다(Rix et al., 2000).

$$|u_z(r, \omega)| = F_z G(r, \omega) \cdot e^{-\alpha(\omega)r} \tag{4}$$

여기서,

$F_z$ : 음원에서 발생하는 특정 주파수의 진폭,

$G(r, \omega)$ : 기하학적 퍼짐효과,

$e^{-\alpha(\omega)r}$ : 내부 마찰에 의한 감쇠(material damping)이다.

기하학적 퍼짐효과  $G(r, \omega)$

는 다음과 같이 표시될 수 있다(Rix et al., 2000).

$$|G(r, \omega)| = \frac{F_z}{4\sqrt{2\pi r}} \left\{ \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m r_1(k_i, \omega) r_1(k_j, \omega) r_2(k_i, \omega) r_2(k_j, \omega) \cos[r(k_i - k_j)]}{\sqrt{k_i k_j (V_i U_i I_i) (V_j U_j I_j)}} \right\}^{0.5} \tag{5}$$

여기서,

$V_i$ : 위상속도,

$U_i$ : 군속도,

$I_i$ :  $i$  번째 모드와 연관된 first integral(Aki and Richard, 1980)

$k_i$ : 파수(wave number),

$r_1(k_i, \omega)$ ,  $r_2(k_i, \omega)$ : 층모델을 가정한 레일리파의 전파의 해에서 나타나는 eigen function이다.

여기서, 식(5)의  $G(r, \omega)$  앞부분은 레일리파의 기하학적 퍼짐효과에 의한 감쇠에 해당하며  $\sqrt{r}$ 에 반비례한다. 중괄호 안의 항은 레일리파 전파에 관련된 eigen function을 포함하며, 1차원 층상구조를 가정하고 기본모드만을 고려할 경우  $\omega$ 와  $k$ 의 함수로 거리에 대해서는 일정하다.

식 (4)의  $e^{-\alpha(\omega)r}$ 은 내부 마찰에 의한 감쇠(material damping)에 관련된 항이다. 식 (4)의  $u_z(r, \omega)$ 를 거리에 따른 기하학적 퍼짐 효과에 대해 보정한 후, 양변을  $F_z$ 으로 나누고 자연로그를 취하면

$$\ln(u_z(r, \omega)/F_z) = \ln G(r, \omega) + \ln(e^{-\alpha(\omega)r}) \tag{6}$$

가 된다. 정해진 주파수에 대하여 식 (6)의 왼편항의 값을 거리  $r$ 의 함수로 나타내면, 식 (6)의 오른편에

서와 같이 거리의 일차 함수가 되고 이때, 기울기는  $-\alpha\omega$ 가 된다. 이 연구에서는 감쇠지수를 구하기 위하여 음원으로부터 가장 가까운 수신기의 신호를 푸리에 변환하여 각 주파수의  $F_z$ 값으로 사용하였다. 24개 채널의 탄성과 기록을 푸리에 변환하여 진폭 스펙트럼을 구하고 거리에 따른 기하학적 퍼짐 효과를 보정하였다. 각 주파수에 대하여 모든 채널의 진폭을  $F_z$ 로 나누어 준 다음, 진폭의 비를 거리의 함수로 나타내었다. Fig. 7을 살펴보면 대부분의 주파수에서 진폭 비가 선형적인 경향을 보여주고 있으나, 20 Hz와 25 Hz에서 선형에서 약간 벗어나는 경향을 보인다. Fig. 8에 10 Hz에서 45 Hz까지 주파수영역에 대한 감쇠지수와  $1\sigma$  예측오차가 표시되어 있다. 이를 살펴보면 10 Hz에서 감쇠지수의 값이 약 0.05/m이고 주파수가 증가함에 따라 증가하여 40 Hz에서는 약 0.15/m가 되는 것을 알 수 있다.

### 감쇠지수 역산

감쇠지수를 이용하여 지반을 형성하고 있는 각 층의  $Q_s^{-1}$ 를 구하기 위해서는 역산과정이 필요하다. 레일리파의 damping ratio는 P파의 damping ratio와 S파의 damping ratio를 이용하여 다음과 같이 나타낼 수 있다.

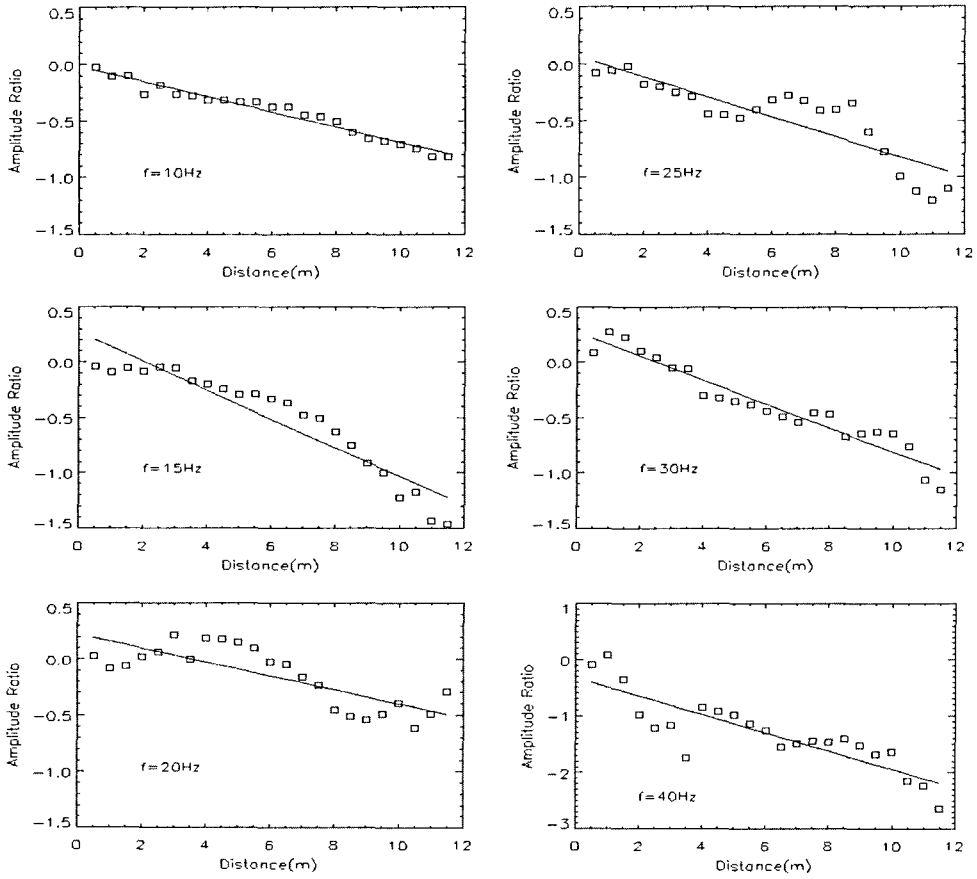


Fig. 7. Amplitude ratios (squares) vs. distance for 6 frequencies. Lines represent the linear regression of the data.

$$\left[ \frac{\partial V_R}{\partial V_P} \right]_i = \frac{\rho V_P}{2UIK^2} \int_{z_{i-1}}^{z_i} \left[ kr_1 + \frac{dr_2}{dz} \right]^2 dz \quad (7)$$

$$\left[ \frac{\partial V_R}{\partial V_S} \right]_i = \frac{\rho V_S}{2UIK^2} \int_{z_{i-1}}^{z_i} \left[ \left( kr_2 - \frac{dr_1}{dz} \right)^2 - 4kr_1 \frac{dr_2}{dz} \right] dz \quad (8)$$

$$\alpha_R(\omega) = \frac{\omega}{V_R^2} \left\{ \sum_i^N \left[ V_{P,i} \left( \frac{\partial V_R}{\partial V_P} \right)_i K + V_{S,i} \left( \frac{\partial V_R}{\partial V_S} \right)_i \right] D_{S,i} \right\} \quad (9)$$

여기서,

- $V_S$ :  $i$  번째 층의 S파 속도
- $V_R$ :  $i$  번째 층의 레일리파 위상속도
- $V_P$ :  $i$  번째 층의 P파 속도
- $D_{S,i}$ :  $i$  번째 층의 S파 damping ratio
- $K$ : S파의 damping ratio에 대한 P파의 damping ratio의 비

$\frac{\partial V_R}{\partial V_P}$ : 각 층에서 P파 속도변화에 대한 레일리파

속도변화의 민감도

$\frac{\partial V_R}{\partial V_S}$ : 각 층에서 S파 속도변화에 대한 레일리파 속도변화의 민감도이다.

식 (9)의 대괄호 안의 첫 번째 항의  $K$ 는 S파 damping ratio를 역산하는데 있어 거의 영향을 미치지 않는 것으로 알려져 있다(Spang, 1995). 그 이유는 레일리파의 위상속도가 P파 속도의 변화에 거의 영향을 받지 않기 때문에  $\frac{\partial V_R}{\partial V_P}$ 의 값이 아주 작아지고 여기에  $K$ 를 곱한 것도 1보다 훨씬 작은 값이 되므로 이 연구에서는  $K$ 값을 1로 정하여서 역산을 수행하였다.

식 (9)는 일반화된 역산 이론(Aki and Richard, 1980; Menke, 1989)에 의하여 행렬의 형태로 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$d = Gm \quad (10)$$

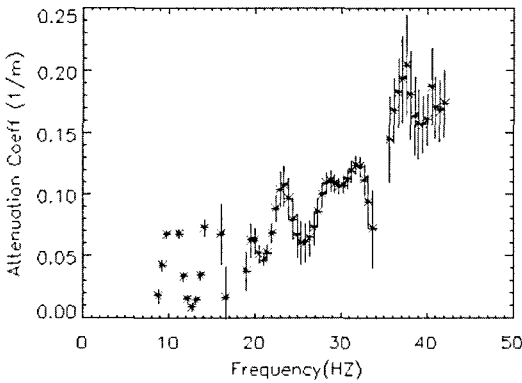


Fig. 8. Observed attenuation coefficients (asterisks) and one sigma uncertainty estimates (lines).

여기서 vector  $d$ 는 감쇠지수로  $n$ 개의 data이고  $m$ 은 역산으로 구하고자 하는 각 층의 S파 damping ratio가 된다.  $G$ 는 역산의 kernel 행렬로 식 (7), (8)을 식 (9)의 대괄호 안에 삽입하여 구할 수 있다. 역산 결과 구해진  $Q_s^{-1}$  구조가 Fig. 9에 나타나있다.  $Q_s^{-1}$  구조와 함께 이의 공간적 해상도가 함께 나타나있다.  $Q_s^{-1}$ 와 속도구조를 같이 비교하여 보면 S파의 속도가 40 m/sec 정도에 도달하는 지표 최상부 층 약 1m 구간에서  $Q_s^{-1}$ 은 0.04의 높은 값을 나타낸다. 그 아래 S파의 속도가 약 65 m/sec로 증가한 구간이 약 3m 존재하는데, 이 곳에서는  $Q_s^{-1}$ 의 값이 0.02로 감소하는 것을 보인다. 지표아래 약 4m에서 약 7m까지는 S파의 속도가 다시 약 40 m/sec로 감소하는데 이 구간에서는  $Q_s^{-1}$ 이 다시 약 0.03로 증가한다. 그 아래에서 S파 속도는 다시 65 m/sec로 증가하나  $Q_s^{-1}$ 은 이주 약간 증가하는 모양을 나타낸다.  $Q_s^{-1}$ 에 대한 공간적 해상도(Fig. 9b)를 살펴보면 첫 번째 층에서 세 번째 층까지는 각 층에 해당하는 깊이에서 뚜렷한 최고치를 보여 공간적 해상도가 좋을 수 있으나 네 번째 층 아래에서는 해상도가 그다지 좋지 않음을 알 수 있다.

### 시추자료와 역산결과의 비교

위에서 구한 이 지역의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$  구조를 이 지역의 시추조사결과(Fig. 2)와 비교하여 보았다. 이 지역은 낙동강 하구의 삼각주 지대로 현생퇴적층이 50 m 이상 두껍게 쌓여있는 곳이다. 레일리파의 분산곡선의 주파수 영역의 한계로 인하여 이 연구에

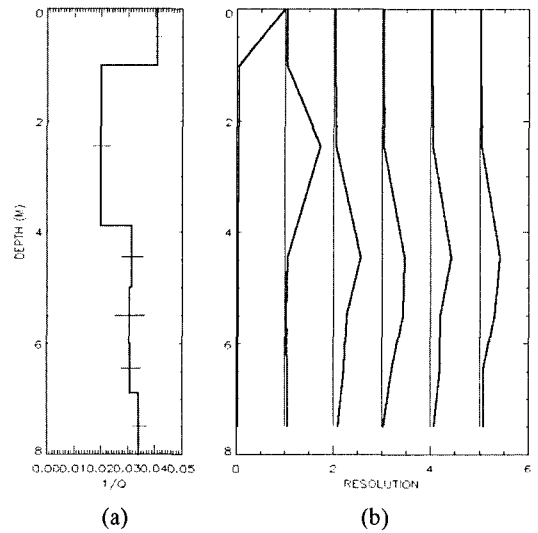


Fig. 9.  $Q_s^{-1}$  vs. depth (a) and resolution functions for six layers used in the inversion (b).

서는 약 8 m 깊이까지의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 구할 수 있었다. 8 m까지 깊이에서 퇴적층은 크게 두 층으로 구분되며, 상부 약 4m는 느슨한 실트질 모래로 구성되어 있다. 이 층의 상부에서는 점토가 약간 혼재되어 있다. 하부 약 4m는 연약한 실트질 점토로 구성되어 있으며 약간의 모래가 섞여있다. 퇴적층의 구성물질과 S파의 속도,  $Q_s^{-1}$ 를 비교하여 보면 상부 실트질 모래층의 S파의 속도가 하부 실트질 점토층보다 높은 것을 알 수 있다. 지표 최상부 1m 구간에서 나타나는 낮은 속도는 지반이 다져지지 않고 매우 느슨한 상태에 기인하는 것으로 보인다.  $Q_s^{-1}$  구조와 시추조사를 비교하여 보면 S파 속도가 상대적으로 빠른 값(80 m/sec)을 나타내는 상부 4m 실트질 모래층에서  $Q_s^{-1}$ 은 0.02의 값을 보인다. S파 속도가 40 m/sec로 낮아지는 하부 4m의 실트질 점토층에서  $Q_s^{-1}$ 은 0.03으로 증가한다. 지표 최상부 1m 구간에서 S파의 속도는 40 m/sec이고  $Q_s^{-1}$ 은 0.04의 높은 값을 나타낸다. 이 구간에서는 지층이 하부의 지층보다 다져지지 않고 느슨한 상태여서 S파의 속도가 느리고 높은 감쇠가 일어나는 것으로 보인다.  $Q_s^{-1}$ 의 공간적 해상도를 살펴보면 깊이 5m까지는 각층에서 해상도가 높으나 그보다 깊은 곳에서는 해상도가 급격히 나빠지는 것을 볼 수 있다. 시추결과와 S파의 속도와 감쇠를 비교하기위하여 Fig. 10에 깊이에 따른 지반의 성분 특성과 SPT, S파의 속도, 그리고

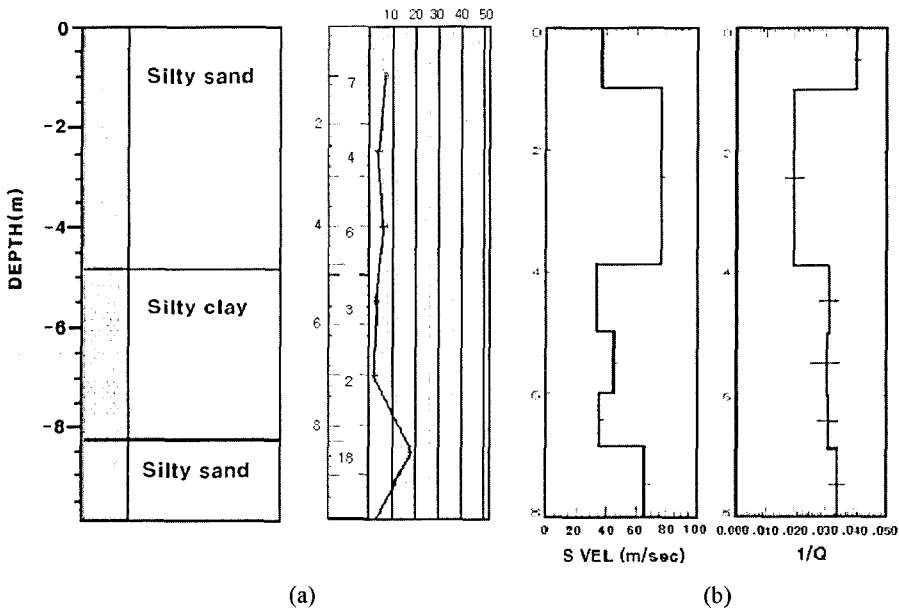


Fig. 10. (a). Soil description. (b). SPT numbers. (c). S wave velocity and resolution. (d)  $Q_s^{-1}$  and resolution.

$Q_s^{-1}$ 를 함께 나타내었다. 깊이 4 m를 경계로 상부의 실트질 모래층의  $Q_s^{-1}$  값이 하부의 실트질 점토층의  $Q_s^{-1}$  값보다 작은 이유는 점토를 포함하는 층이 모래를 포함하는 층보다 더 높은 감쇠를 나타내는 것으로 해석할 수도 있으나, 층을 구성하는 물질이외에 다짐, 공극률, 공극의 모양, 공극의 포화정도 등 파의 감쇠에 영향을 주는 다른 여러 가지 요소가 많이 있기 때문에 이를 일반화하기는 어렵다. 연약지반의 파의 속도와 감쇠에 관한 많은 자료가 수집되어 지면 지층의 구성물질과 속도, 감쇠의 관계가 좀더 상세하게 밝혀질 수 있을 것이다.

### 결론

이 연구에서는 다중채널 탄성과 자료를 이용하여 지반의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 구하는 방법을 낙동강 하구 삼각주 지역의 연약 지반에 적용하여 지반의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 구하고 시추조사 결과와 비교하여 다음과 같은 결론을 얻었다.

첫째, 다중채널 신호를 사용하여 S파의 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 구할 수 있었다. 이 과정에서 음원에서 가장 가까운 신호를 기준 신호로 정하고 각 거리에서의 신호를 푸리에 변환 처리하여 각 주파수에 해당하는 진폭을 구하였다. 이를 기준 신호의 스펙트럼으로 나누

어 준 다음 자연로그를 취하여 이를 거리의 함수로 나타내었다. 이 때 거리에 따라 진폭 비가 감소하는 정도를 나타내는 기울기를 감쇠지수로 정하였다. 이 감쇠지수를 지반 상부 8 m 층의 S파 속도와 함께 역산하여 층의  $Q_s^{-1}$ 를 구하였다.

둘째, 역산에 의하여 구한 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 조사 지역의 시추조사와 비교하였다. 시추결과에 의하면 이 지역의 퇴적층 상부 8 m 두께의 지층은 크게 실트질 모래층과 실트질 점토층으로 나누어진다. 레일리파의 분산곡선을 역산하여 구한 S파 속도 구조에 의하면 상부 4 m의 실트질 모래층에서 S파 속도는 약 80 m/sec로 하부 4 m의 실트질 점토층의 속도 40 m/sec 보다 높은 값을 보인다. 각 층에서 S파 속도의 공간적 해상도는 비교적 높다.  $Q_s^{-1}$ 는 상부 4 m의 실트질 모래층에서 약 0.02를 보이고 하부 4 m의 실트질 점토층에서 0.03으로 증가하는 양상을 보인다.  $Q_s^{-1}$ 의 공간적 해상도는 상부 약 5 m 구간에서는 양호하나 그 보다 깊은 곳에서는 공간적 해상도가 아주 낮아지는 것을 볼 수 있다. 지층 최상부 1 m 깊이에서는 상대적으로 낮은 S파 속도와 높은  $Q_s^{-1}$ 를 나타내는데, 이것은 최상부 층이 다져지지 않은 결과로 해석할 수 있을 것이다.

셋째, 역산 결과와 시추조사를 비교하여 보면, 전체적으로 실트질 모래층이 실트질 점토층보다 높은



S파 속도를 나타내고 낮은  $Q_s^{-1}$  값을 보이고 있으나, 지반의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 를 결정하는 다른 많은 요인들이 있으므로 이를 일반화하기 위해서는 많은 연약 지반의 S파 속도와  $Q_s^{-1}$ 에 관한 자료와 연구가 집적되어야 할 것이다.

## 사 사

이 논문은 군산대학교 '연구진흥을 위한 해양개발 연구소 2003년 특별연구사업' 지원에 의해 수행되었음을 밝힙니다. 이 논문을 심사하시고 수정에 도움을 주신 세 분의 심사위원 (김진후, 민동주, 허식)께 깊은 감사를 드립니다.

## 참고 문헌

- 정희옥, 2001, 금강하구 천해성 퇴적층의 연약지반에 관한 연구: 표면파 역산에 의한 S파 속도구조와 해상도, 지구과학회지, 22권, 3호, 179-186.
- 정희옥, 2003, 표면파 탐사방법을 이용하여 구한 S파 속도구조와 시추결과의 비교 연구, 한국지구과학회지, 24권, 6호, 549-557.
- Aki, K. and Richard, P. G., 1980, Quantitative Seismology, W. H. Freedman and Company, 259-333 p.
- Al-Eqabi, G. I., and Herrmann, R. B., 1993, Ground roll: A potential tool for constraining shallow shear wave structure, Geophysics, 58 (5), 713-719.
- Anderson, D. L., Ben-Menahem, A., and Archambeau, C. B., 1965, Attenuation of seismic energy in the upper mantle., Journal of Geophysical Research, 70, 1441-1448.
- Cheng, C. C. and Mitchell, B. J., 1987, Crustal Q structure in the United States from multimode surface waves, Bulletin of Seismological Society of America, 71, 161-181.
- Hardin, B. O. and Drevich, V. P., 1972, Shear modulus damping in soils: Measurement and parameter effects, Journal of Soil Mechanics and Foundation Division., ASCE 98 (6), 603-624.
- Herrmann, R. B. and Mitchell, B. J., 1975, Statistical analysis and interpretation of surface wave and elastic attenuation data for the stable interior of North America, Bulletin of Seismological Society of America, 65, 1115-1128.
- Hoar, R. J. and Stokoe, K. H. II, 1984, Field and laboratory measurements of material damping of soil in shear wave propagation., Proc. 8th World Conference on Earthquake Engineering., Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J. Vol III, 47-54.
- Johnstone, D. H., Toksoz. M. N., and Timur. A., 1979, Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanism, Geophysics, 44 (4), 691-711.
- Lai, C. G., Rix, G. J., Foti, S. and Roma, V., 2002, Simultaneous measurement and inversion of surface wave dispersion and attenuation curves, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22, 923-930.
- Lee, W. B. and Solomon, S. C. 1975, Inversion schemes for surface wave attenuation and Q in the crust and in the mantle. Geophysical Journal of Royal Astronomy Society, 43, 47-71.
- Liu, H. P., Warrick, R. E., Westerlund, R. E. and Kayen, R. E., 1994, In site measurement of seismic shear wave absorption in the San Francisco Holocene bay mud by the pulse broadening method, Bulletin of Seismological Society of America, 86 (5), 62-75.
- Malagnini, L., 1996, Velocity and attenuation of very shallow soils: Evidence of frequency-dependent Q, Bulletin of Seismological Society of America, 86 (5), 1471-1486.
- Mok, Y. J., Sanchez-Saleno, I., Stokoe, K. H. II, and Roesset, J. M., 1988, In situ measurement in crosshole seismic method, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent Advances in Ground Motion Evaluation, Geotechnical Special Publication, No. 20, J. L. Von Thun, ed. ASCE, New York, 305-320.
- Menke, W., 1989, Geophysical data analysis: discrete inverse theory, Academic Press, Sandiego, California, 248 p.
- Mokhtar, T. A., Herrmann, R. B., and Russel, D. R., 1988, Seismic velocity and Q model for the shallow structure of Arabian Shield from short period Rayleigh waves, Geophysics, 53 (11), 1379-1387.
- Redpath, B. B. and Lee, R. C., 1986, In situ measurements of shear wave attenuation at a strong motion recording site., Earthquake Notes, 57, 8.
- Rix, G. J. and Lai, C. G., and Foti, S., 2001, Simultaneous measurement of surface wave dispersion and attenuation curves, Geotechnical Testing Journal, 24 (4), 350-358.
- Rix, G. J., Lai, C. G., and Spang, A. W., 2000, In situ measurement of damping ratio using surface waves, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 126 (5), 472-480.
- Seed, H. B., Wong, R. T., Idriss, I. M., and Tokimasu, K., 1986, Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE 112 (11), 1016-1032.
- Stoll, R. D., 1974, Acoustic waves in saturated sediments. Physics of sound in marine sediments, Plenum, New York, 19-39 p.
- Spang, A. W. Jr. 1995, In situ measurements of damping ratio using surface waves, Ph. D. dissertation, Georgia

Institute of Technology, Atlanta, 346 p.

Vucetic, M. and Dobry, R., 1991, Effect of soil plasticity on cyclic response, Journal of Geotechnical Engineer-

ing, ASCE, 117 (1), 89-107.

White, J. E., 1983, Underground sound: Applications of seismic waves, Elsevier Science, Amsterdam, 287 p.

---

2004년 7월 31일 원고 접수

2004년 11월 13일 수정원고 접수

2004년 11월 13일 원고 채택