

금강 하구 천해성 퇴적층의 연약지반에 관한 연구: 표면파 역산에 의한 S파 속도구조와 해상도

정 희 옥

군산대학교 해양시스템공학과, 573-702 전북 군산시 소룡동 1044-2

A Study on the Soft Reclaimed Lands Composed of Shallow Ocean Sediments in Keum River Estuary: Two Dimensional S Wave Velocity and Resolution Obtained by Inverting Surface Waves

Heeok Jung

Department of Ocean System, Kunsan National University, Kunsan 573-702, Korea

Abstract: Borehole tests are commonly used as a tool to obtain the physical properties of soils and rocks. The results of borehole tests are, however, discontinuous. Interpolation methods are applied to interpret the data gap between the borehole test points. The interpolation is valid only if the horizontal variations of the ground between the test points are small enough to ignore. A surface wave inversion method was used to study the S wave velocity of the very soft soil to provide the continuous 2 dimensional S wave velocity structure. The resolution of the S wave velocity structure was used to interpret the inversion results.

Key words: soft soil, S wave velocity profile, inversion, resolution

요 약: 토양이나 암반의 물성을 조사하기 위하여 시추공조사가 흔히 이루어진다. 그러나 시추조사의 결과는 불연속적이고 시추공과 시추공 사이의 물성은 두 시추공의 조사결과를 내삽하여 구할 수 밖에 없다. 그러나 이러한 내삽법을 이용한 해석은 지반의 수평적 변화가 심하지 않은 경우에만 가능하다. 연약지반의 연속적인 2차원 S파 속도구조를 구하기 위하여 표면파 역산 방법을 사용하였다. 역산 결과를 해석하기 위하여 역산 결과의 해상도를 역산 결과와 함께 제시하였다.

주요어: 연약지반, S파 속도 구조, 표면파, 역산, 해상도

서 론

우리나라에는 남서 해안에 걸쳐 빨과 같은 연약 지반을 보강한 지역이 많다. 이러한 지역에서는 지반 침하와 관련된 건설 사고가 빈번히 발생한다. 서서히 발생하는 지반 침하 외에도 급격히 발생하는 지반붕괴는 막대한 재산피해는 물론 많은 인명까지 앓아가기도 한다. 1993년도 일어난 구포 지역 경부선 철도 구간에서 일어난 지반 침하에 의한 기차 전복 사고는 200여명의 사상자를 유발하였다(김중렬 외, 1995). 이러한 재산 및 인명피해를 일으키는 지반 침하 사고는 설계 시 좀더 신뢰도 높은 지반 조사가 시행된다면 예방될 수 있다.

일반적으로 대형 토목공사 시 수반되는 지반조사는 대부분 시추조사에 의존하고 있는 실정이며, 시추조사 결과를 토대로 지반조사 보고서가 작성되고 이를 근거로 모든 설계와 시공이 이루어지고 있다. 그러나 이러한 시추조사를 검증하고 보완할만한 적당한 자료가 마련되어 있지 않다. 시추조사는 평면상의 한 점에서 지하 방향의 지반상태 변화를 조사하는 1차원 조사에 국한되기 때문에 시추공과 시추공 사이의 지반상태에 대해서는 선행적인 연속성을 가정한다. 이러한 가정은 지반물성의 수평적 변화가 심하지 않을 경우 적용이 가능하나 그렇지 못한 곳에서는 경우에 따라서 상당히 위험한 가정일 수도 있다.

탄성파탐사의 주목적은 불연속적인 시추조사 결과를 검증 또는 보완하고, 2차원 또는 3차원적인 지층의 단면을 형상화하기 위함이다. 특히 탄성파방법 중 표면

파 탐사 법은 간단한 표면파 자료획득으로 횡파 속도의 2차원 단면도와 지반강도를 구할 수 있어 연약 지반의 보강계획 및 설계에 유용하게 사용될 수 있다.

천부지반의 S파 속도 구조는 내진 설계 등에 필요한 중요한 지반조사 요소이다. 그러나 hammer나 weight drop과 같은 일반적인 음원으로 S파를 발생시키기 어려워 굴절법이나 반사법을 이용하여 S파 구조를 밝히기 어려웠다. 지반 탐사 시 아주 쉽게 발생하는 표면파(Rayleigh wave)는 지반의 S파 속도 구조에 따라 분산곡선이 결정된다. 표면파의 고주파는 지반의 천부지층을 통과하고 주파수가 낮아질수록 심부지층을 통과하여 전파하므로 표면파의 분산곡선은 지반의 S파 속도 구조에 대한 정보를 포함한다.

표면파를 이용한 지구내부의 물성에 관한 연구(Aki and Richards, 1980)는 1950년대 이후 활발히 진행되었다. 지진 발생 시 지진계에 기록되는 주요부분은 표면파이다. 주기 10sec에서 200sec 범위의 표면파는 지구내부에 관한 중요한 정보를 제공하였다. 표면파의 위상 속도, 군 속도, 그리고 감쇠 특성 등은 지각, 상부 맨틀의 구조와 물성을 연구하는데 중요한 열쇠가 되었다.

그 후 Stokeo(Stokeo *et al.*, 1994)와 여러 연구자들(Tokimasu *et al.*, 1992a, b; Luke and Stokoe, 1998)이 표면파의 스펙트럼 분석(Spectral Analysis of Surface Wave) 방법을 도로 공학적 면에서 이용하였다. 표면파 스펙트럼분석 방법은 두 개의 수진기를 이동시키며 각 주파수에 대한 분산속도를 구하는 과정이 복잡하여 지반의 S파 속도구조를 연구하는 데에는 적합하지 못하였다.

주파수 5Hz에서 수십 Hz사이의 표면파를 이용하여 지반의 S파 속도구조를 구하려는 연구는 1990년대에 와서야 활발히 시작되었다. Park *et al.*(1999), 정희옥(2000), Koichi and Haruhiko(2001) 등은 다중채널 자료를 이용하여 표면파의 분산곡선을 구하는 새로운 방법을 제시하였다.

표면파를 역산하여 지반의 S파 속도 구조를 구하는 방법은 다른 탄성파 탐사 법에 비하여 자료 획득 과정이 비교적 용이하고, 또한 자료처리도 복잡하지 않아 현장에서 쉽게 지반의 S파 구조를 확인할 수 있는 장점이 아주 크다. 그러나 지반의 S파 속도구조와 표면파의 분산곡선과의 관계는 선형이지도 않고 유일하지도 않다. 그러므로 표면파 역산으로 S파 속도 구조를 구하는 방법이 관측된 분산곡선과 모델에 의

한 예측 값을 일치시키는데 그칠 경우 자료의 해석에 커다란 오류를 범할 위험이 크다. 본 연구는 표면파 역산에 있어 단순히 관측자료와 모델에 의한 예측 값의 일치에만 의존할 경우 나타날 수 있는 오류를 지적하고 이를 극복하기 위한 방법을 제시하고자 한다.

연구방법 및 결과

표면파의 분산곡선을 이용하여 지반의 S파 속도구조를 구하기 위해서는 1) 표면파 자료 획득, 2) 표면파 분산 곡선 획득, 3) 분산곡선의 역산, 4) 역산결과 해석의 과정을 거쳐야한다.

자료획득: 자료획득 과정에서는 수진기의 주파수, 음원의 종류, 음원-수진기간 거리(shot offset), 자료획득간격(sampling interval), 기록시간(record length) 등을 결정하여야한다. 이러한 실험 변수를 정하기 위해 먼저 walkaway 식으로 탄성파 자료를 획득하여 표면파가 굴절파나 반사파와 간섭을 일으키지 않는 탄성파 자료를 얻을 수 있도록 탄성파음원, 음원-수진기간 거리, 자료획득간격, 기록시간 등을 결정한다. 수진기는 표면파 분산곡선의 저주파 역이 지반의 심부층에 대한 정보를 포함하므로 낮은 주파수를(4.5Hz) 사용하는 것이 좋다. 탄성파 음원으로는 전기모터를 이용한 weight drop 형태의 현장 조립식 음원(정희옥, 2001)을 사용하였다. 본 실험에서는 음원-수진기의 거리는 33m, 자료획득 간격은 500 micro seconds, 기록시간은 1024 milli seconds를 이용하였다. 연구지역의 위치와 탐사 축선이 Fig. 1과 Fig. 2에 나타나 있다. 수진기 간격은 0.25m로 하나의 탐사 축선은 5.75m이다. 탐사 축선은 1번에서 6번까지 6개가 연이어 직선으로 연결되어 있다. Fig. 3에 연구 지역에서 획득한 탄성파 자료가 나타나 있다. 이 지역은 금강하구의 두꺼운 천해성 사질 퇴적층을 1~2m 두께의 매립토가 덮고 있는 곳이다. 수년 전에 매립이 완성되어 지표부근은 다짐으로 굳어졌으나 지표 1~2m 하부에는 아직 연약한 빨과 퇴적층이 존재하고 표층으로부터 약 10여 m 하부에 풍화암 층이 나타난다. 탄성파 자료를 살펴보면 20msec에서 40msec 사이에 지하수면에서 굴절, 반사된 파가 들어오고, 200msec 이후에 진폭이 큰 표면파가 들어오는 것을 알 수 있다.

분산곡선 획득: 분산곡선을 구하는 방법에는 자료를 FFT 처리하여 분산속도를 구하는 전통적인 방법

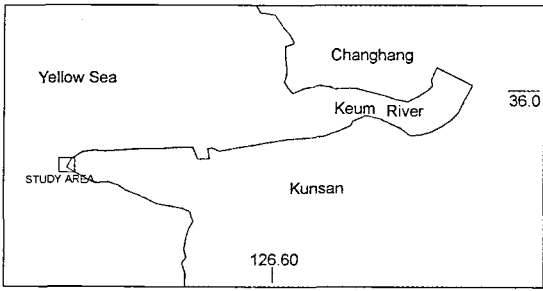


Fig. 1. The location map of the study area.

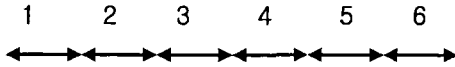


Fig. 2. The survey lines of the study. The length of each survey line is 6 m. The survey lines runs from east (line 1) to west (line 6).

과 다중 채널 자료를 모두 이용하여 다중 채널 신호의 energy를 주파수와 위상속도의 함수로 나타내어 각 주파수에 대한 위상속도의 에너지 최고 값을 찾아내어 위상속도를 구하는 방법이 있다.

FFT 방법은 인접한 수진기의 신호를 FFT 처리하여 수진기간의 거리와 두 수진기 사이의 위상 차를 이용하여 각 주파수에 대한 위상속도를 구하는 방법

이다. 이때 1개의 공발점(common shot gather) 모음 자료만을 이용할 경우 FFT에 의한 모드 점핑(mode jumping) 때문에 신뢰할 수 있는 위상속도를 구하기 어렵다(Al-Hunadi, 1992). 또한 저주파 역에서의 위상속도의 흩어짐(scattering)이 크고, 고차 모드와 기본 모드가 같이 나타나는 주파수 부근에서도 신뢰도 높은 위상속도를 자동화된 프로그램으로 구하기 어렵다.

다중 채널 자료를 이용하는 방법에서는 주파수와 위상속도의 함수로 다중 채널 신호의 에너지 강도(energy intensity)를 계산하여 정해진 주파수에서 최대의 에너지를 갖는 위상속도를 결정한다. 이때 각 주파수에 대하여 일정한 위상속도 범위를 정하고 각 주파수의 파(sinusoidal wave)가 정해진 위상속도($c = 2\pi f/k_x$)로 전파할 때 탄성과 신호와의 상관(correlation)에 의해 만들어지는 모든 채널의 신호를 합하여 에너지 세기를 구한다. 정해진 범위의 주파수와 위상속도의 모든 값에 대한 에너지를 계산한 다음, 각각의 주파수에 대하여 에너지의 최고치(peak)가 나타나는 위상속도를 찾아낸다. 각 주파수에 대한 에너지 최고치가 나타나는 위상속도의 관계가 분산곡선이 된다. 이 방법으로 구한 분산곡선은 공발점 모음 하부의 평균적인 S파 속도를 나타낸다. 이를 수식을 사용하여 표시하면

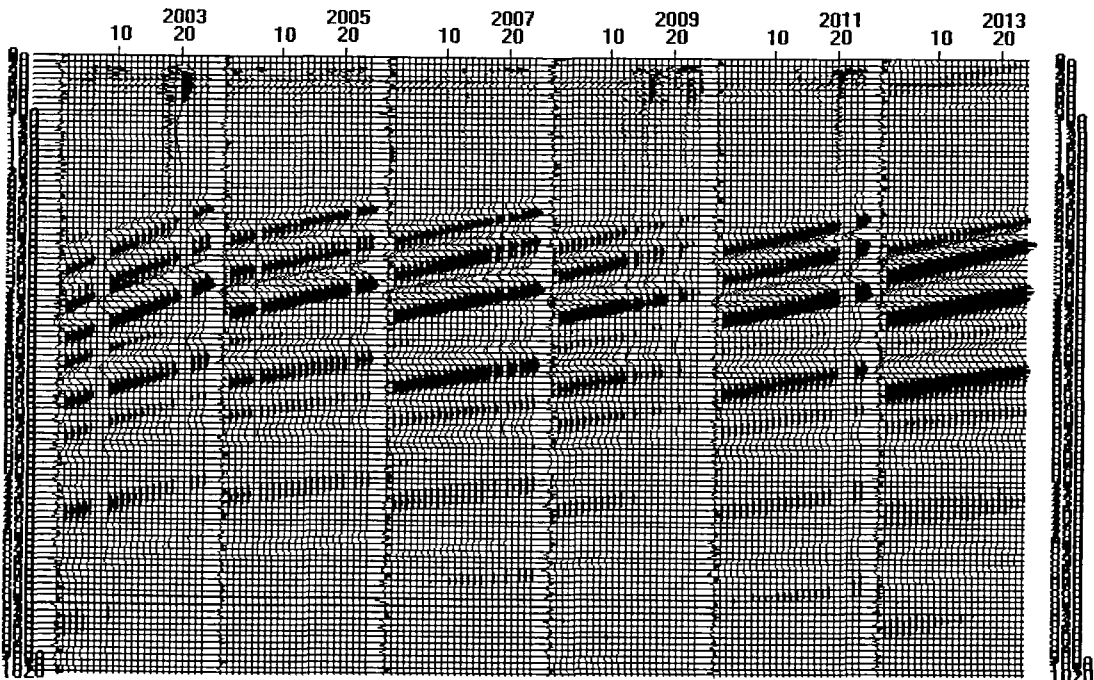


Fig. 3. Six seismic record sections obtained at six survey lines shown in Fig. 2.

음원으로부터 거리가 x 인 탄성과 신호의 FFT는

$$F(x, f) = \int f(x, t) e^{-2\pi ft} dt \quad (1)$$

이다. 이를 normalize 하면

$$\frac{F(x, f)}{|F(x, f)|} \quad (2)$$

가 되고 신호의 위상에 관한 정보를 포함한다. 정해진 주파수 f 가 위상속도(phase velocity) c 로 전파하는

상대적 에너지 강도를 구하기 위해 진폭이 1이고 c 의 속도로 전파하는 sinusoidal wave가 음원을 출발하여 수신기가 위치하는 점 x 에 도달했을 때의 위상 $P(x, c)$ 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$P(x, c) = (\sin(k_x x), \cos(k_x x)) \quad (3)$$

여기서, $K_x = \frac{2\pi f}{c}$ 이다.

다중 채널 신호의 주파수 f , phase c 에 대한 상대적 에

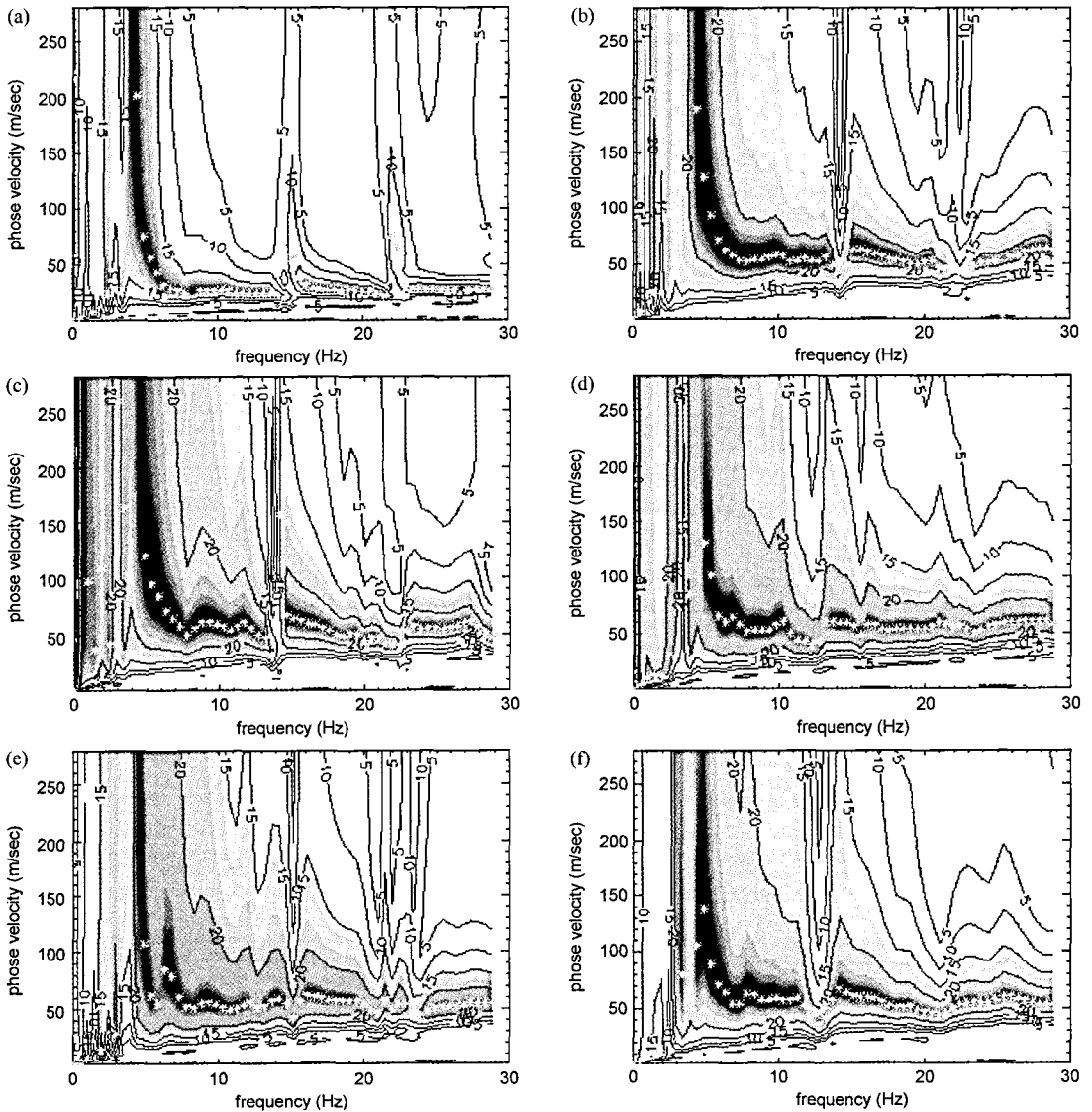


Fig. 4. The phase dispersion relationships of the survey lines 1 to 6. Darker areas represent higher energy intensity zones. Fig. 4a to Fig. 4f represent the phase dispersion relationship of the survey line 1 to 6 respectively. The final dispersion relation is shown as the asterisks.

너지 강도를 구하기 위해 탐사자료의 위상정보 식 (2) 와 식 (3)을 곱하고 모든 channel의 신호를 더해준다. phase velocity c 로 전파하는 주파수 f 의 파가 갖는 에너지는

$$E(f, c) = \left| \sum_{x=x_1}^{x_n} \frac{F(x, f)}{|F(x, f)|} \cdot P(x, c) \right| \quad (4)$$

로 표시할 수 있다. 위의 방법으로 획득한 6개의 탐사 측선에 대한 분산곡선이 Fig. 4a~4f에 나타나 있다. 4.5Hz 주파수의 수진기를 이용하였으므로 4.5Hz 이상의 주파수 역에서 분산곡선을 살펴보면 4.5Hz 부근에서 150m/sec에서 200m/sec의 위상속도가 7~8Hz에서 50~60m/sec로 감소하는 것을 보인다. 탐사 측선 5번의 분산은 나머지 탐사 측선과 조금 다른 양상을 보이는 것을 알 수 있다. 4.5Hz에서 110 정도의 위상속도가 5Hz 이후에 곧 50내지 60m/sec로 급히 감소한다. 이 위상속도의 차이는 이후 S파의 2차원 속도 분포에서 5번 측선 하부의 S파 속도가 인접지역보다 낮은 것으로 나타난다.

분산곡선의 역산: S파 속도단면을 구하기 위한 분산곡선의 역산은 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$d_i = \sum_{j=0}^m G_{ij} S_j \quad i = 1, \dots, n), j = 1, \dots, m) \quad (5)$$

m: 모델변수의 수, d: 입력자료의 수

여기서 d 는 표면파 분산곡선 값으로 이루어진 n 개의 data vector이고, S_j 은 층상화 한 지층의 S파 속도를 나타내는 m 개의 모델 vector이다. G_{ij} 는 S파 속도와 분산곡선을 연관시키는 kernel 행렬이다. 이 역산은 n 개의 분산곡선자료를 가지고 m 개의 S파 속도를 추정하는 과정이다. 위의 식을 간단히 표시하면

$$d = Gm$$

으로 나타낼 수 있고 일반화된 역산 과정에 의하면 (Aki and Richards, 1980)

$$G^{-1}d = G^{-1}Gm$$

$$m = G^{-1}d$$

으로 G 의 역 행렬을 찾는 과정이다.

G 는 singular value decomposition에 의해 $G = U \Lambda \tilde{V}$ 로 분해된다. 여기서 V 는 모델 space를 span하

는 vector로 이루어지고, U 는 data space를 span하는 vector로 이루어진다. 이때, $U_0=0, V_0=0$ 이면, $G^{-1}G = I$ 이고, 역산에 의해 구해진 해는 유일하다. 그러나, U_0, V_0 가 존재하면 역산에 의해 구해진 해는 $m_p = V_p \tilde{V}_p$ m 이 되고 V_p, \tilde{V}_p 를 해상도 매트릭스(resolution matrix)라고 하고, 이 매트릭스의 trace 값은 모델 층의 독립된 정도를 나타낸다. 모델 층의 개수가 m 일 때, 해상도 매트릭스의 trace 값이 m 보다 훨씬 작은 값이 나올 경우, 역산의 해상도는 낮아지게 된다. 그러므로 해상도 매트릭스의 trace 값보다 훨씬 많은 층을 이용하여 역산을 하는 것은 의미가 없고, 그 결과로 실제로는 존재하지 않는 인위적인 속도구조 (artifacts) 등이 나타날 수 있다. 또한 U_p, \tilde{V}_p 는 입력 자료의 독립성을 나타내며 기본 모드(fundamental mode)와 고차 모드의 독립성과 중요성을 판단할 수 있는 근거를 제공한다. 예를 들어 분산곡선에 관한 자료가 50개가 존재하더라도 U_p, \tilde{V}_p 매트릭스의 trace가 20 정도라면 분산곡선 자료의 20여 개 만이 독립된 자료를 가지고 있고 나머지 자료는 중복적(redundant)이라는 것을 의미한다.

그러므로 역산 kernel의 해상도 매트릭스와 U_p, \tilde{V}_p 매트릭스의 trace를 확인하여, 의미 있는 모델 층의 개수를 결정하고, 자료의 정보가 중복되지 않게 분산곡선을 획득하는 것이 역산에 있어서 중요하다.

역산은 관측 분산곡선과 모델에 의한 예측 값을 최소화하며 이 과정을 반복하였다. 반복에 따른 모델의 변화 값이 작아 더 이상의 반복이 무의미 할 때 반복을 중단하고 S파 속도를 결정하였다. 연구지역은

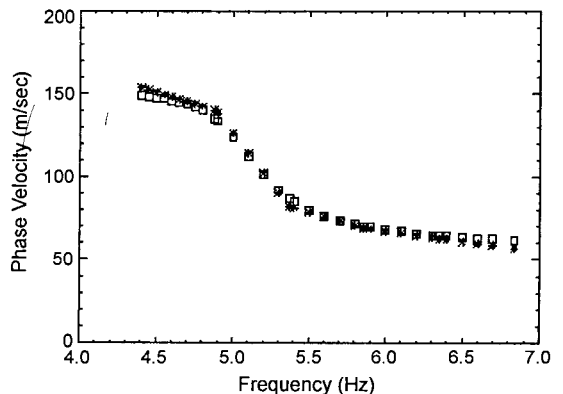


Fig. 5. The comparison of the observed and the predicted phase velocities for the survey line 2. Stars and squares represent the observed and predicted phase velocities, respectively.

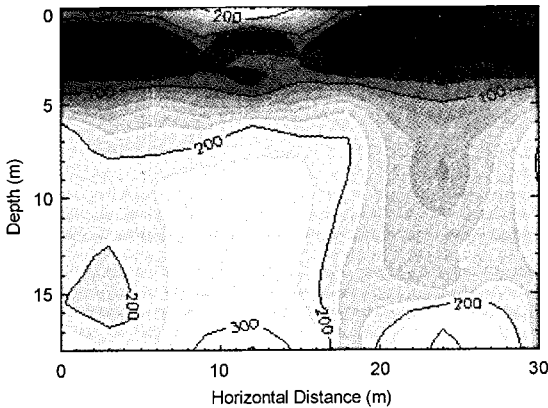


Fig. 6. The S wave velocity structure beneath the survey line. Darker areas represent lower velocity zones.

하구의 매립지역으로 지하수면이 지표에 아주 근접하여 있기 때문에 P파 속도는 1500m/sec로 고정시키고 역산을 실시하였다. 역산결과 관측 분산곡선과 모델의 예측 값을 거의 일치시킬 수 있었다. 탐사 축선 2번의 관측 분산곡선과 역산 모델에 의한 분산곡선이 Fig. 5에 나타나 있다.

S파 속도 구조와 해상도: 위의 분산곡선 자료를 역산하여 구한 2차원 S파 속도 구조와 해상도가 Fig. 6과 Fig. 7에 각각 나타나 있다. 속도구조를 살펴보면 지표 부근에 S파 속도 100~200m/sec의 매립층이 나타나고 그 하부에 S파 속도 50m/sec 이하의 저속도 층이 2m 정도 나타난다. 저 속도 층 하부에서는 S파 속도가 서서히 증가하여 깊이 7~8m에서 200m/sec 이상의 값이 나타난다. 탐사 축선 5번 하부에

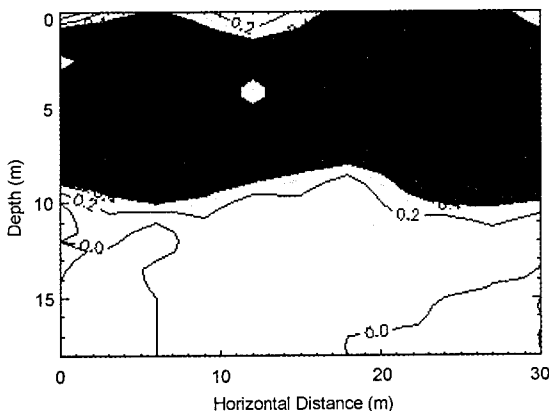


Fig. 7. The resolution of the S wave velocity structure shown in Fig. 5. Resolution is better in darker areas.

는 S파 속도가 주변보다 낮은 속도 층이 깊이 10m 하부까지 나타나는 것을 볼 수 있다. 2차원 S파 속도 구조와 같이 해상도를 살펴보면 깊이 10m 까지 대부분의 지역에서 1에 가까운 값이 나타나 지하 10m 보다 깊은 곳에서 해상도 값이 급격하게 떨어져 해상도가 나빠지는 것을 나타낸다. 이것은 S파 속도 200m/sec 이상의 위상속도에 대한 입력자료가 거의 없었기 때문에 당연한 결과이다. 표면파역산의 결과가 깊이 18m 까지의 S파 속도구조를 보여주나 해상도는 깊이 10m 아래에서는 급격히 나빠져 0에 가까운 값을 나타낸다. 이것은 역산에 의해 구해진 값이 10m 아래에서는 전체 깊이의 S파 속도의 평균이라는 것을 의미한다. 그러므로 10m 이하의 S파 속도구조를 해석하려는 것은 무의미하다. 표면파를 이용한 S파 속도를 구하는데 지반의 S파 속도가 낮은 매립지에서는 $c = f\lambda$ 의 관계식으로부터 탐사심도가 알 수 밖에 없다. 그러나 분산곡선에서 주파수 4.5Hz에서 1000m/sec의 위상속도를 나타내는 곳에서는 탐사심도가 본 연구지역 탐사심도의 4~5배의 깊이가 될 수 있다.

탐사 축선 하부의 S파 속도의 수평적 변화는 여러 가지 해석이 있을 수 있으나, 연구지역이 금강 하구 지역인 것을 고려하면, 옛 수로나 준설지역에 최근에 쌓인 퇴적물이 주변지역보다 다져지지 않아 낮은 S파 속도를 나타내는 것으로 보인다.

결론

표면파 탐사방법은 다른 탄성과 탐사방법에 비교하여 비교적 자료획득이 간단하고 용이하여, 쉽게 적용할 수 있는 점이 큰 장점이라 할 수 있다. 또한 다른 탄성과 방법과는 달리 표면파는 쉽게 발생되기 때문에 빨과 같이 연약한 지반에서도 S파 속도구조를 획득하여 지반강도를 구할 수 있다. 연구결과 연구지역의 S파 속도구조는 다짐으로 굳어진 지표 1~2m (S파 속도 100~200m/sec) 아래 저속도 층(S파 속도 50m/sec 이하)이 2m 정도 나타나며 그 하부에서는 S파 속도가 서서히 증가하여 깊이 7~8m에서 속도 200m/sec에 달한다. 수평적인 변화도 뚜렷이 나타나며, 주변보다 S파 속도가 낮은 지역은 옛 수로나 준설지역에 새로운 퇴적물이 쌓인 것으로 보인다.

본 논문에서는 아주 연약한 지반에서 현장조립식 음원으로 표면파를 발생시켜, 표면파의 분산곡선을

획득하고, 분산곡선의 역산, 2차원 S파 속도구조와 해상도를 획득하는 과정을 제시하였다. 또한 본 연구를 통하여 S파 속도가 아주 낮은(20~30m/sec) 지반에서, 저속도 층이 중간이 존재할 경우에도 표면파 역산에 의해 S파 속도 구조를 획득할 수 있음을 알 수 있다. 앞으로 표면파 탐사기법이 연약 지반 개량평가, 건축물, 구조물의 설계와 기반암의 심도조사 등에 널리 적용될 수 있을 것으로 보인다.

사 사

본 표면파 연구의 연구비를 지원해 주신 군산대학교 새만금 환경연구센터에 감사를 표합니다.

참고문헌

- 김중렬·장현삼·김유성·현혜자·김기석, 1995, 구포 기차 전복 사고 지역의 지반 상태 파악을 위한 탄성과 토모그래피 응용. 지질공학회지, 5, 1-20.
- 정희욱, 2001, 간척지 최적이용을 위한 비파괴 탐사시스템의 개발. 군산대학교 새만금 환경연구센터, 2000년 년차 보고서, 인쇄중.
- 정희욱, 2000, 표면파 역산을 이용한 2차원 S파 속도구조에 대한 연구. 한국지구과학회지, 21(6), 675-682.
- Al-Hunaidi, M.O., 1992, Difficulties with phase spectrum unwrapping in spectral analysis of surface waves non-destructive testing of pavement. Canadian Geotechnical Journal, 29, 506-511.
- Aki, K. and Richard, P.G., 1980, Quantitative Seismology Theory and Methods. Freeman, 641-718.
- Koichi, H. and Haruhiko S., 2001, Surface wave propagation in two dimensional models and its application to near surface wave velocity delineation. Proceedings of 5th SEGJ International Symposium. Tokyo, Japan, 385-392.
- Luke, B.A. and Stokoe II, K.H., 1998, Application of SASW method underwater, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 124, 523-531.
- Park, C.B., Miller, R., 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.
- Stokeo II, K.H., Wright, S.G., Bay, J.A., and Rosset, J.M., 1994, Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Geophysical characterization of dikes, ISSMFE Technical committee #10 edited by R.D. Woods, Oxford publishers, New Delhi.
- Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H., 1992a, Use of shot period microtremors for Vs profiling. Journal of Geotechnical Engineering, 118(10), 1544-1558.
- Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H., 1992b, Effect of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics. Journal of Geotechnical Engineering, 118(10), 1529-1543.

2001년 4월 23일 원고 접수

2001년 5월 29일 수정원고 접수

2001년 6월 9일 원고 채택