

# HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 표면파 모드 분산곡선의 결정

## Determination of Mode Dispersion Curves of Surface Wave Using HWAW Method

박 형 춘<sup>1</sup> Park, Hyung-Choon  
김 동 수<sup>2</sup> Kim, Dong-Soo  
방 은 석<sup>3</sup> Bang, Eun-Seok

### Abstract

The evaluation of shear modulus is very important in various fields of civil engineering. Non-destructive seismic methods can be used to determine shear wave velocity ( $V_s$ ) profile. Non-destructive seismic methods generally consist of three steps: field testing, evaluation of dispersion curve, and determination of  $V_s$  profile by inversion process. Non-destructive seismic methods can be divided into two categories according to the number of receivers used for data reduction: two-channel tests and multi-channel tests. Two channel tests use apparent velocity dispersion curve and multi-channel tests use mode dispersion curves. Multi-channel tests using mode dispersion curve can reduce calculation time to determine soil profile and uncertainties in inversion process. So far, only multi-channel tests can determine mode dispersion curves but multi-channel test needs many receivers to determine reasonable mode dispersion curves. In this paper, HWAW (Harmonic Wavelet Analysis of Wave) method is applied to determine mode dispersion curves. HWAW method uses short test setup which consists of two receivers with a spacing of 1 to 3 m. Through numerical simulations and field application, it is shown that HWAW can determine reasonable mode dispersion curves.

### 요 지

공학적 물성치로서의 저변형율에서의 전단탄성계수의 결정은 다양한 토목분야에서 매우 중요하다. 이러한 지반의 전단파탄성계수 추상도는 비파괴 탄성과 실험을 통하여 결정될 수 있다. 비파괴 탄성과 실험은 대상지반의 분산곡선을 결정하고, 결정된 분산곡선에 대한 역산을 수행하여 대상지반의 전단파탄성계수 추상도를 결정한다. 이러한 비파괴 탄성과 실험은 결정되는 분산곡선의 종류에 따라 크게 두가지로 구분할 수 있다. 첫번째는 겉보기 속도 분산곡선을 사용하는 방법과, 두번째는 모드 분산곡선을 사용하는 방법이다. 모드 분산곡선을 결정, 역산에 사용하는 방법의 경우, 계산 시간의 감소와 역산의 모호성을 감소시킬 수 있다. 모드 분산곡선을 결정하기 위해서는 다수의 감지기를 사용하는 다채널 표면파 실험을 통해서만 가능하다. 이러한 다수 감지기의 필요성은 현장에서의 실제 적용에 있어 실용성을 떨어뜨릴 수 있다. 본 논문에서는 HWAW방법을 표면파 모드 분해 및 모드 분산곡선 결정에 적용하였다. 제안된 방법은 1~3m의 감지기 간격을 가지는 2개의 감지기를 사용하는 짧은 실험구성을 사용하여 대상지반의 모드 분산곡선을 결정한다. 제안된 방법을 검증하기 위하여 수치 모의 실험과 현장실험을 수행하였으며, 이를 통하여 제안된 방법의 타당성을 확인할 수 있었다.

**Keywords :** HWAW, Mode dispersion curve, Mode separation

1 정희원, 충남대학교 토목공학과 조교수 (Member, Assistant Prof., of Dept. of Civil Engrg., Chungnam National Univ., civilman@cnu.ac.kr, 교신저자)

2 정희원, 한국과학기술원 토목공학과 정교수 (Member, Prof., of Dept. of Civil Engrg., KAIST)

3 정희원, 한국과학기술원 토목공학과 박사과정 (Member, Graduate Student, of Dept. of Civil Engrg., KAIST)

\* 본 논문에 대한 토의를 원하는 회원은 2007년 6월 30일까지 그 내용을 학회로 보내주시기 바랍니다. 저자의 검토 내용과 함께 논문집에 게재하여 드립니다.

## 1. 서론

공학적 물성치인 저변형율( $<10^{-3}\%$ )에서의 전단탄성계수는 포장체 시스템(노체, 노상, 보조기층 등)의 설계 입력변수나, 구조물의 내진해석 또는 설계를 위한 입력 변수등 다양한 분야에서 매우 중요하다. 이러한 지반의 전단탄성계수 주상도 혹은 전단파속도 주상도는 다양한 비파괴 탄성과 지반조사 방법을 통하여 결정할 수 있다. 이러한 비파괴 탄성과 지반조사 방법들은 일반적으로 대상지반의 분산곡선을 결정, 역산과정을 통하여 대상지반의 전단파 속도 주상도를 결정한다. 이러한 비파괴 탄성과 지반조사 방법은 결정되는 분산곡선의 종류에 따라 크게 두가지로 구분 할 수 있다. 첫번째는 겉보기 속도 분산곡선을 이용하는 방법이며(Nazarian and Stokoe 1984) 두번째는 모드 분해를 통해 각 모드의 분산곡선을 이용하는 방법이다(Gabriels et al., 1987; George and Mathew 1981).

겉보기 속도분산곡선을 사용하는 탄성과 지반조사 방법은 일반적으로 2개의 감지지를 사용하여 현장에서 간편하게 실험을 수행할 수 있으나 역산을 위해 체적파의 영향까지 모두 포함하는 3D 이론분산곡선을 사용해야 한다. 이러한 3D 이론분산곡선의 사용은 계산시간의 증대를 가져온다. 또한 각각의 주파수에서 결정된 하나의 속도값만을 역산에 사용하기 때문에 복잡한 지반조건에서 정확한 지반주상도를 결정하는데 약간의 어려움이 발생할 수도 있다. 표면파에 대한 모드분해를 통해 각 모드의 분산곡선을 지반조사에 사용하는 경우, 기본모드에 해당하는 모드 분산곡선에 대해 2D 이론분산곡선을 역산에 사용할 수 있기 때문에 계산효율을 증대시킬 수 있으며, 고차모드에 해당하는 모드 분산곡선은 각각의 주파수에서 여분의 정보로서 역산시 모호성을 감소시킬 수 있다. 이러한 모드 분산곡선을 결정하기 위해서는 현재까지는 다수의 감지지를 사용하는 다채널 표면파 기법을 사용해야 한다. 이러한 다채널 표면파 기법은 좋은 품질의 분산곡선을 결정하기 위해서는 다수의 감지기가 필요하며, 이러한 다수의 감지기의 필요성은 다채널 실험의 현장적용에 있어 실용성을 떨어뜨릴 수 있다.

본 논문에서는 HWAW방법(박형춘과 김동수 2004a, 2004b; 박형춘 등 2004)을 표면파 모드 분해 및 모드 분산곡선 결정에 적용하였다. HWAW방법은 현장에서 1~3m 간격의 2개의 감지기를 사용하는 짧은 실험구성을 사용하여 대상지반의 모드 분산곡선을 결정할 수 있다.

본 논문에서는 HWAW방법을 이용한 지반조사기법에 대하여 간단히 논하였으며, HWAW방법에 의한 모드 분산곡선 결정방법을 소개하였다. 마지막으로 제안된 방법을 검증하기 위하여 수치 모의 실험과 현장실험을 수행하였으며, 이를 통하여 제안된 방법의 타당성을 확인할 수 있었다.

## 2. HWAW방법을 이용한 탄성과 지반 조사 기법

### 2.1 HWAW방법

웨이브릿 해석은 기본적으로 상관관계(correlation) 방법중의 하나이다. 웨이브릿 계수,  $a(t)$ 는 주어진 신호,  $s(t)$ 와 해석에 사용되는 웨이브릿,  $w(t)$  사이의 형태의 유사성을 평가하며, 이를 통하여 주어진 신호,  $s(t)$ 의 구조에 대한 정보를 제공한다. 하모닉 웨이브릿 변환은 Newland(1999)에 의해 개발된 시간-주파수 변환 방법으로 박형춘과 김동수(2001)에 의해 하모닉 웨이브릿에서 얻어지는 결과들의 물리적 의미가 증명되었다. 즉 임의의 주파수대역  $f$ 를 대표하는 하모닉 웨이브릿  $W_f(\omega)$  혹은  $w_f(t)$ 를 적용하여 얻어진 복소수 형태의 하모닉 웨이브릿 계수,  $a_f(t)$ 의 크기는 주파수 대역  $f$ 를 가지는 파그룹의 윤곽선함수이며, 위상은 파그룹 신호의 시간에 따른 정확한 위상이다. 따라서 하모닉 웨이브릿 계수의 크기로부터 각 주파수 성분의 시간에 따른 에너지 분포를 알 수 있으며, 위상정보로부터 각 주파수 성분의 순간 주파수를 결정할 수 있다. HWAW방법은 2개의 감지기 사이의 매질을 따라 전파하는 파의 그룹·위상속도를 결정하기 위한 방법이다. HWAW방법은 그룹·위상속도를 결정에 있어 이러한 각 주파수 성분의 시간에 따른 에너지 분포와 순간 위상값(혹은 순간 주파수)을 사용하며, 그 과정은 다음과 같다.

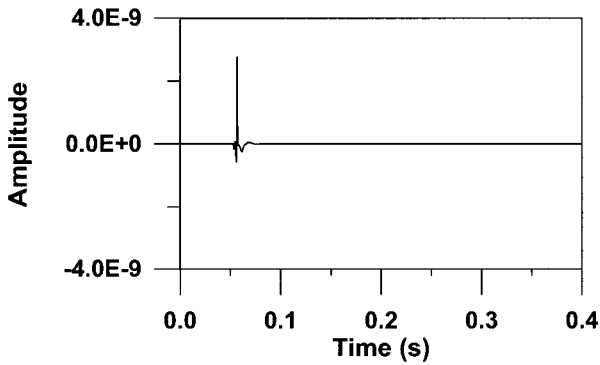
- 1) 감지기 1과 2에서 얻어진 신호에 대하여 하모닉 웨이브릿 변환을 수행한다(그림 1). 이때 각각의 웨이브릿이 정의되는 주파수 대역은 충분히 좁아야 한다.
- 2) 임의의 하모닉 웨이브릿 함수  $W_{m,n}(\omega)$ 의 중심주파수,  $(m+n)\pi$ 에 해당하는 그룹지체시간과 위상지체시간의 결정
  - a) 감지기 1과 2에서의 그룹 지체시간,  $t_g^1$ 과  $t_g^2$ (그림 2(a), (b))를 결정한다. 그룹지체시간은  $a_{m,n}^1$ 과  $a_{m,n}^2$ 의 크기가 최대가 되는 시간이다.
  - b)  $a_{m,n}^1$ 의 위상정보로부터  $t_g^1$ 에 해당하는 위상,  $\theta^1$ 을

결정한다(그림 2(c)).

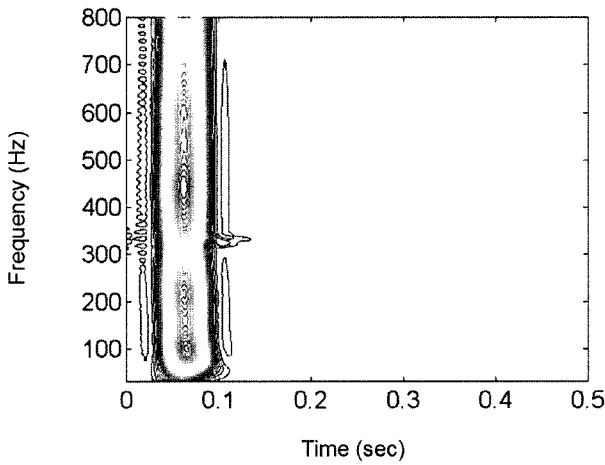
- c)  $a_{m,n}^2$ 의 위상정보로부터  $t_L$ 과  $t_R$ 을 결정한다.  $t_L$ 은  $t_g^2$ 의 좌측에 위치하며 위상값  $\theta^1$ 을 가지는 여러 개의 시간중  $t_g^2$ 에 가장 근접한 시간이며,  $t_R$ 은  $t_g^2$ 의 우측에 위치하며 위상값  $\theta^1$ 을 가지는 여러 개의 시간중  $t_g^2$ 에 가장 근접한 시간이다 (그림 2(d)).
  - d)  $t_{ph}^1$ 은  $t_g^1$ 과 동일하며,  $t_{ph}^2$ 은  $t_L$ 과  $t_R$ 중  $t_g^2$ 에 보다 더 근접한 시간으로 결정한다.
- 3) 전체주파수 영역에 대한 그룹·위상지체시간을 결정하기 위하여 과정 2)를 모든 하모닉 웨이브릿 계수에 대하여 반복 수행한다(그림 3).
- 4) 감지기 사이의 거리가  $D$ 라면 그룹속도와 위상속도는 다음과 같이 얻어진다.

$$V_{gr} = \frac{D}{t_g^2 - t_g^1} \quad (1)$$

$$V_{ph} = \frac{D}{t_{ph}^2 - t_{ph}^1} \quad (2)$$



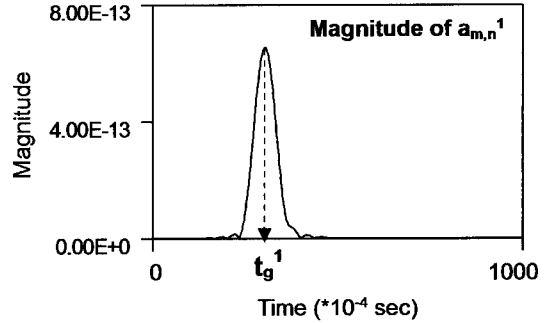
(a) 감지기 1에서의 시간영역 신호



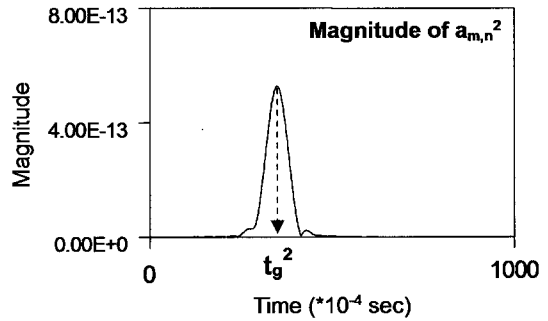
(b) 감지기 1에서 얻어진 신호에 대한 하모닉 웨이브릿 시간-주파수 지도

그림 1. 감지기 1에서 얻어진 시간영역신호와 하모닉 웨이브릿 시간-주파수 지도

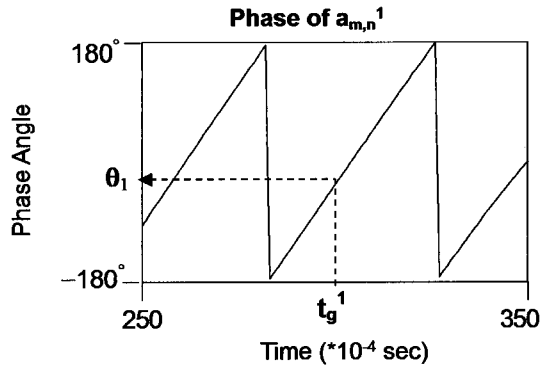
위에서 제안된 파의 위상·그룹속도 결정과정의 2-d)가 성립하려면 두 감지기 사이의 파형의 찌그림짐이 일정범위 내에 있어야 한다. 이러한 상대적인 찌그림짐은



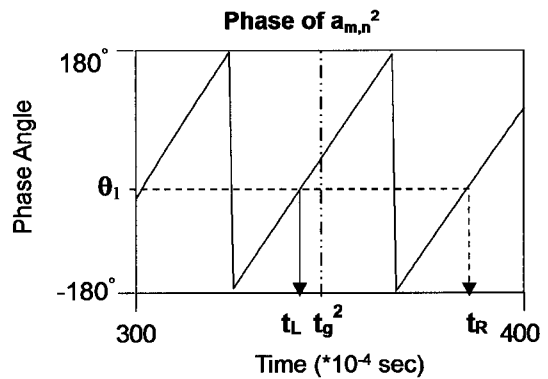
(a) 감지기 1에서의 그룹지체시간의 결정



(b) 감지기 2에서의 그룹지체시간의 결정



(c) 감지기 1에서의  $t_g^1$ 에 해당하는 위상,  $\theta_1$ 의 결정



(d) 감지기 2에서 위상지체시간의 결정

그림 2. 임의의 주파수  $(n+m)\pi$ 에서의 그룹·위상 지체시간의 결정

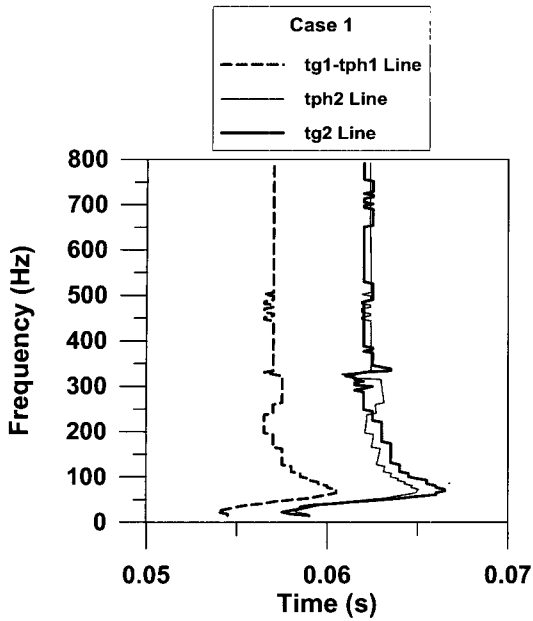


그림 3. 시간-주파수 영역에서의 위상-그룹 지체시간

주기정규화된 시간간격 계수  $\Delta t_r$ 로 측정할 수 있다. 주기 정규화된 시간간격 계수,  $\Delta t_r$ 는 각각의 주파수에서 결정된 그룹지체시간,  $t_g$ 와 위상지체시간,  $t_{ph}$ 의 시간차이를 주기로 정규화한 함수로서 다음과 같다.

$$\Delta t_r = \frac{1}{V_{gr}} \cdot \frac{dV_{ph}}{d\lambda} \cdot D \quad (3)$$

여기서  $\lambda$ 는 파장,  $D$ 는 감지기 간격이다. 주기 정규화된 시간간격 계수의 크기를 통하여 파형의 찌그러짐을 평가할 수 있다. 주기 정규화된 시간간격 계수가  $n-0.5 < \Delta t_r < n+0.5$  (여기서  $n$ 은 정수)의 값을 가지면, 실제 위상속도를 반영하는 감지기 2에서의 위상지체시간은 위의 과정 2-d)에서 얻어지는 위상지체시간으로부터 (주기)\* $n$  만큼 떨어져 위치하게 된다. 즉 주기 정규화된 시간간격 계수의 절대값이 0.5보다 큰 경우 과정 2-d)에서 결정되는 감지기 2의 위상지체시간에 대하여 (주기)\* $n$  만큼의 보정이 필요하게 된다. 이러한 보정과정을 데이터 복원과정이라고 한다. HWAW방법은 위에서 제안된 과정과 데이터 복원과정을 거쳐 대상 시스템의 위상속도를 결정한다(박형춘과 김동수 2004a, 2004b)

## 2.2 실험구성 및 단일 어레이 역산을 통한 지반 주상도의 결정

기존의 HWAW방법을 이용한 지반조사기법은 표면 계측파의 겉보기속도를 이용하며, 2개의 실험구성을 사

용할 수 있다. 짧은 실험구성과 일반적인 실험구성이다(박형춘과 김동수 2004b). 짧은 실험구성은 6~12m의 가진원-감지기 간격과 1~3m의 감지기 간격으로 이루어지며, 일반적인 실험구성은 최대 대상 파장의 1/2 혹은 1/3배 이상되는 가진원 감지기 간격과 동일한 감지기 간격을 사용한다. HWAW방법은 표면에서 계측되는 파의 근접장성분을 적극적으로 이용하며, 또한 배경잡음의 영향을 신호처리과정에서 효과적으로 제거할 수 있기 때문에 일반적인 실험구성과 짧은 실험구성 모두 단일한 실험구성을 사용하여 대상지반의 전체 분산곡선을 한번의 실험으로 결정할 수 있다(박형춘과 김동수 2004a, 2004b). 이를 통하여 HWAW방법은 실험시간의 감소와 기존 방법에서 깊은 깊이 탐사를 위해 필요로 하는 긴 실험측선등으로 인해 발생할 수 있는 실험 장소의 제약을 피할 수 있다.

HWAW방법에서는 단일 어레이 역산을 수행하여 대상지반의 전단파 속도 주상도를 결정한다(박형춘과 김동수 2004b). 지표면에서 계측되는 파의 분산곡선은 감지기 위치와 대상지반의 횡방향 불균일성에 의해 영향을 받는다. HWAW방법은 단일 감지기 위치에서 대상지반의 전체분산곡선을 결정하기 때문에 현장에서 사용된 실험구성과 동일한 감지기 위치에서 결정된 이론 분산곡선을 사용하는 단일 어레이 역산을 수행하여 계산시간의 증가 없이 감지기의 위치에 따른 분산곡선의 변화를 고려할 수 있으며, 짧은 실험구성을 사용하는 경우 역산과정에 지반의 횡방향 불균일성에 의해 발생할 수 있는 오류가능성을 최소화 할 수 있다(박형춘과 김동수 2004b; 박형춘 등 2004). 짧은 실험구성의 사용은 대상지반의 국부적인 정밀한 지반조사를 가능하게 하며, 이를 통해 대상지반의 2차원 전단파 속도 지도를 결정할 수 있다. HWAW방법은 시간영역신호의 국부적인 영역만을 속도결정에 사용하는 특성상 파의 겉보기 속도 결정뿐만 아니라 파를 구성하는 각 모드성분의 속도를 결정하는데 사용될 수 있다.

## 3. HWAW방법에 의한 탄성파 지반조사기법을 이용한 표면파의 모드 분해 및 모드 분산곡선의 결정

지표면 가진에 의해 발생하여 매질의 표면을 따라 전파되는 파는 체적파 성분과 표면파의 다양한 모드 성분들의 합으로 파그룹을 형성하며 전파된다. 표면파의 각

모드 성분들과 체적파성분은 서로 다른 속도를 가지며 따라서 가진원으로부터 거리에 따라 표면파의 각 모드 성분들과 체적파 성분들이 시간영역에서 차지하는 상대적인 위치가 달라진다. 즉 가진원으로부터 감지기 거리가 멀어질 수록 표면파의 각 모드 성분들과 체적파 성분들은 시간영역에서 개별적인 파그룹은 형성하게 된다. 그림 4(a), (b), (c)는 감지기 위치 4m, 20m, 40m 에서 계측된 시간 영역신호에 대하여 하모닉 웨이브릿 변환을 통하여 결정된 시간-주파수 크기 지도이다. 각 모드 성분은 시간-주파수 크기 지도에서 파그룹을 형성하며, 이러한 파그룹은 시간-주파수 크기 지도에서 피크선으로 나타나는 국부적인 최대 에너지 선을 통하여 구별할 수 있다. 그림 4(a)를 보면 단일한 피크선만이 존재한다. 이 경우 감지기 위치 4m는 시간영역상에서 체적파 성분들과 표면파의 각 모드 성분들 사이의 분해가 명확히 발생하기에는 짧은 거리로서, 체적파 성분들과 표면파의 모든 모드 성분들이 시간 0.05sec 부근에 위치하며, 시간 주파수 크기 지도상에서 단일한 파그룹으로 시간 0.05sec 부근의 단일한 피크라인으로 나타난다. 그림 4(b)는 감지기 위치 20m에서의 시간영역신호의 시간-주파수 크기 지도로서 각각의 주파수에서 2개의 피크라인이 생김을 볼 수 있다. 즉 각 모드 성분사이의 속도 차이로 인하여 각 모드 성분들이 20m를 진행하는 동안 시간 영역상에서 서로 다른 위치를 점유하게 된다. 따라서 시간-주파수 크기 지도상에서 이러한 모드 성분들의 분해를 확인할 수 있으며, 각각의 모드들의 정보를 개별적으로 얻어낼 수 있다. 그림 4(c)는 감지기 위치 40m에서 계측된 시간영역 신호의 시간-주파수 크기 지도로서 이러한 모드 분해가 더 확실해짐을 볼 수 있다. 즉 감지기 위치가 멀어질 수록, 각 모드 성분사이의 속도차이가 클수록 시간-주파수 크기 지도상에서의 모드 분해는 명확해진다.

이러한 각 모드 성분의 속도는 횡방향 불균일이 존재하지 않는다면 감지기 위치에 상관없이 일정하다. 이에 반하여 이러한 모든 모드 성분들의 합으로부터 결정되는 표면을 따라 전파되는 파의 겉보기 속도는 감지기 위치에 따라 시간영역상에서 각 모드 성분들의 상대적인 위치가 변하기 때문에 감지기 위치에 따라 다른 값을 가진다.

이러한 각 모드의 위상속도를 결정하기 위해서는 이제까지 다수의 감지기를 사용하는 다채널 표면파 실험을 수행하여야 했으며(Gabriels et al 1987; George and Mathew 1981), 2개의 감지기를 사용하여 위상속도를 결

정하는 기존 여러방법들은 방법의 특성상 표면에서 계측되는 파의 겉보기 위상속도만을 결정할 수 있었다

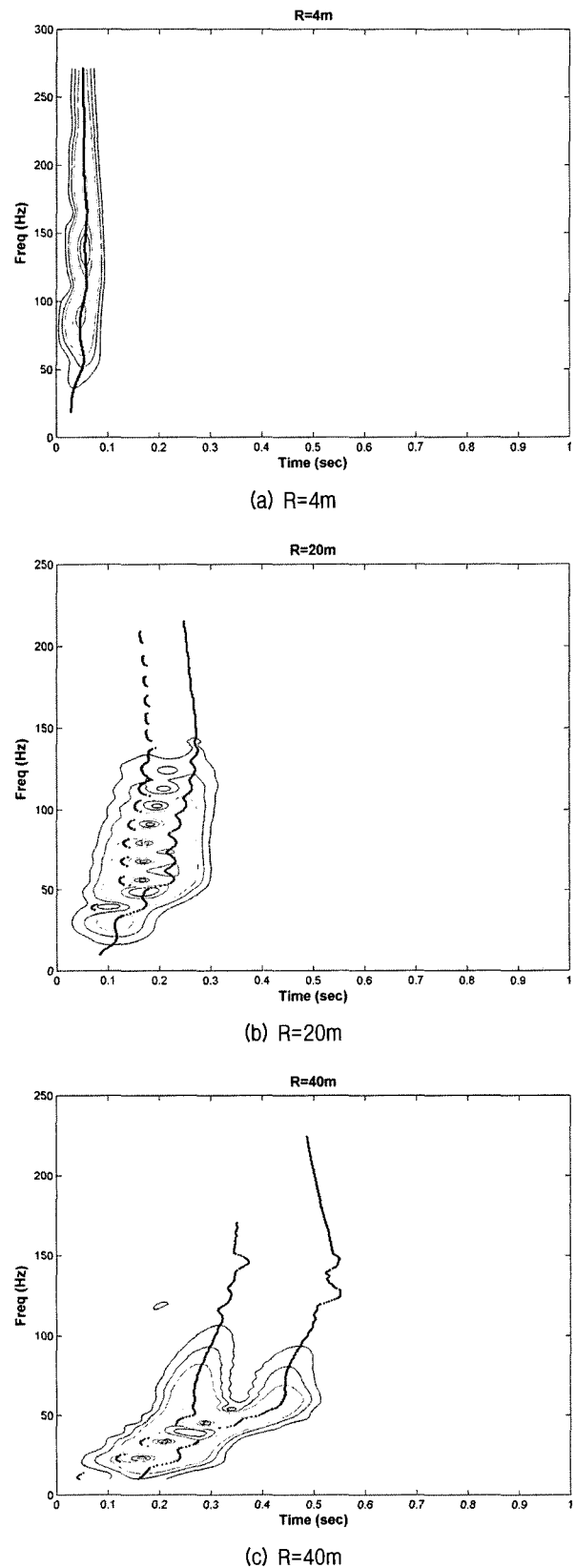


그림 4. 감지기 위치 2m, 20m, 40m에서 얻어진 시간영역신호에 대한 시간-주파수 크기 지도

(Nazarian and Stokoe 1984). 그러나 HWAW방법을 사용한다면, 2개의 감지기 만을 사용하여 각 모드의 위상속도를 결정할 수 있다. 가진원으로부터 충분한 거리가 떨어진 감지기의 경우 위에서 본 바와 같이 시간-주파수 지도상에서 각각의 모드 성분이 분해되어 나타난다. HWAW 방법은 시간-주파수 지도상에서 각 주파수성분의 에너지가 집중된 최대에너지시간 주변의 국부적인 정보만을 사용하기 때문에 각각의 모드에 해당하는 파그룹의 주파수별 최대에너지시간을 나타내는 피크라인의 정보를 사용하여 각 모드의 분산곡선을 결정할 수 있다. 즉 감지기 1과 감지기 2에서 측정한 시간영역신호에 대한 시간-주파수 크기 지도에서 각각의 모드에 해당하는 파그룹의 에너지 집중부분을 피크선으로부터 결정하고 각 모드에 해당하는 피크선을 이 모드에 해당하는 위상속도 결정을 위한 그룹지체시간( $t_g$ )으로 결정한다. 일단 시간-주파수 크기지도의 피크선으로부터 각 모드에 해당하는 그룹지체시간이 결정되면 2.1절에서 언급된 과정에 따라 각 모드의 분산곡선을 결정한다.

HWAW방법을 이용한 2채널 표면파 모드 분해를 위하여, 감지기 간격 1~3m를 사용하는 짧은 실험구성을 사용한다. 표면파 모드분해에 HWAW방법을 적용하기 위해서 가진원-감지기 간격은 길어질 수록 좋다. 각 모드의 속도는 감지기 위치에 상관없이 일정하며, 따라서 감지기 위치에 상관없이 일정한 모드 분산곡선의 결정이 가능하다.

## 4. 검증

### 4.1 수치실험을 사용한 검증

#### 4.1.1 수치모델

제안된 방법을 검증하기 위하여 수치실험을 수행하였다. 수치실험을 위한 모델링 알고리즘은 동적강성행렬방법(Dynamic stiffness matrix method)(Kausel and Roesset 1981; Kausel and Peek 1982)에 바탕을 두고 있다. 표면에 직경 R을 가지는 원형 하중이 가해지는 경우 가진원으로부터 거리 x에서의 지표면의 연직 변위는 다음과 같이 나타내어진다.

$$D(x) = \frac{-\pi j q R}{2} \sum_{m=1}^{2N} \frac{(\phi_z^{1m})^2 J_1(k_m R) H_0^{(2)}(k_m x)}{k_m} \quad (4)$$

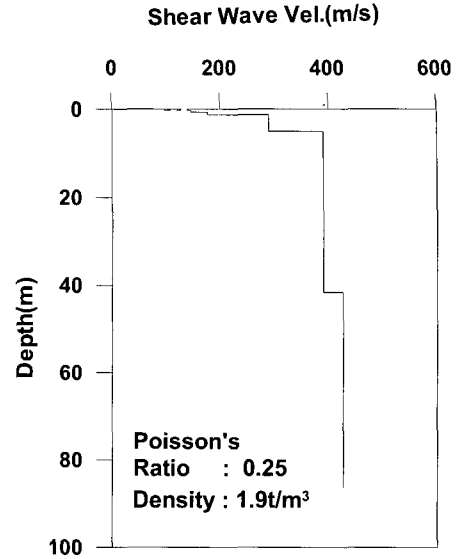


그림 5. 수치실험을 위한 지반 주상도 및 지반 물성치

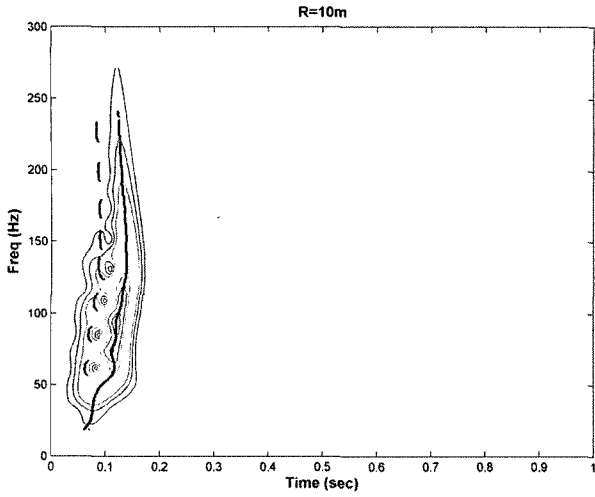
여기서  $\phi_z^{1m}$ 는  $m^{\text{th}}$  모드에 의해 표면에 생기는 연직 변위를 정규화한 값이다;  $k_m$ 는  $m^{\text{th}}$  고유값(eigenvalue)이다; N은 전체 층의 개수이다; q는 가해진 하중 밀도이다.;  $J_1$ 는 1<sup>st</sup> kind, 1<sup>st</sup> order의 Bessel 함수이다.;  $H_0^{(2)}$ 는 2<sup>nd</sup> kind, 0<sup>th</sup> order의 Hankel 함수이다.

수치실험을 위하여 그림 5에 주어진 지반조건을 사용하였다. HWAW방법을 위해서 감지기 1을 10, 20, 30, 40m에 위치시키고, 감지기 2를 감지기 1로부터 감지기 간격 2m가 되게 위치시키는 짧은 실험구성을 사용하였다. HWAW방법에 의하여 얻어진 각 모드분산곡선의 신뢰성을 확인하기 위하여 이론 모드 분산곡선과 비교하였다. 이론 모드 분산곡선 결정을 위해서 조성호에 의해 개발된 NeesSurface software를 사용하였다.

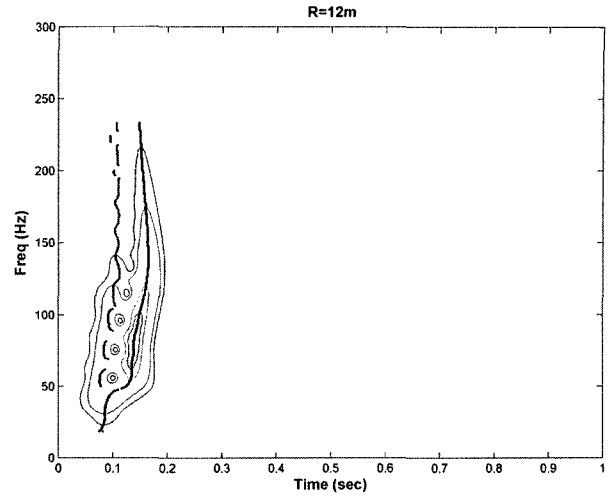
#### 4.1.2 수치실험 해석 결과 및 토의

그림 6, 7, 8, 9는 각 감지기 위치에서 얻어진 시간영역신호에 대한 시간-주파수 크기 지도이다. 그림에 의하면 2개의 파그룹을 피크선으로 표현되는 국부적인 최대 에너지 선으로부터 결정할 수 있다. 이중 가장 느린 속도, 즉 가장 우측에 존재하는 피크라인이 기본모드에 해당하는 파그룹을 대표하게 되며, 그 좌측에 있는 피크라인들은 고차 모드에 해당한다. 앞에서 언급한 바와 같이 가진원으로부터 거리가 증가함에 따라 각각의 모드에 해당하는 피크선의 구분이 더욱 명확해짐을 볼 수 있다.

기본모드에 해당하는 분산곡선을 결정하기 위하여 감지기 1에서 결정된 기본모드에 해당하는 피크라인과 감지기 2에서 결정된 기본모드에 해당하는 피크라인을 감

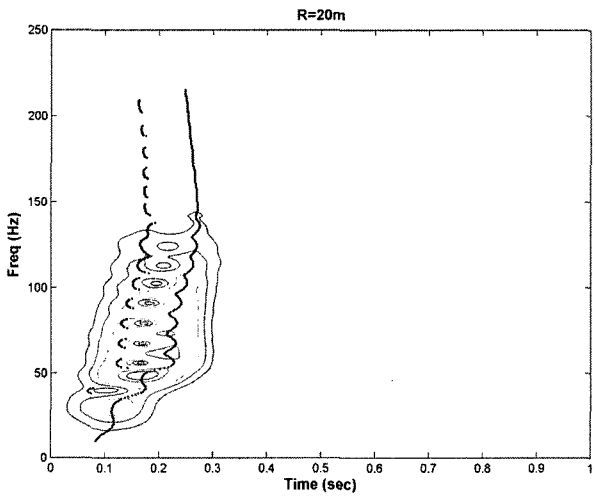


(a) R1 = 10m

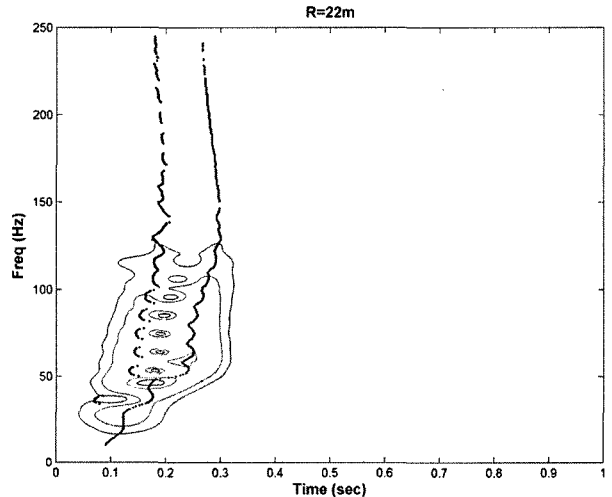


(b) R1 = 12m

그림 6. 감지기 위치 10m, 12m에서의 시간-주파수 크기 지도 및 국부최대에너지선

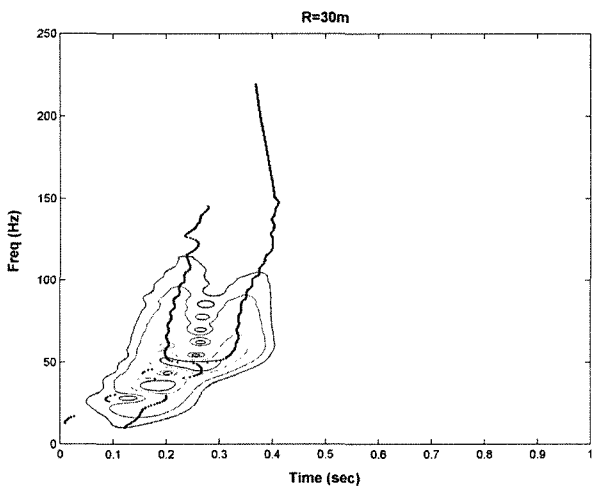


(a) R1 = 20m

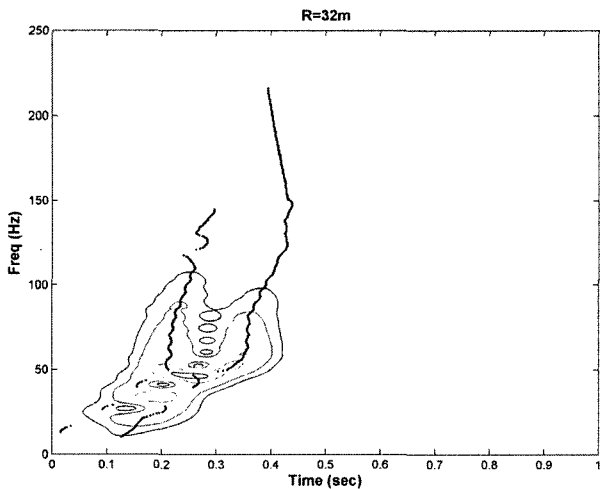


(b) R1 = 22m

그림 7. 감지기 위치 20m, 22m에서의 시간-주파수 크기 지도 및 국부최대에너지선



(a) R1 = 30m



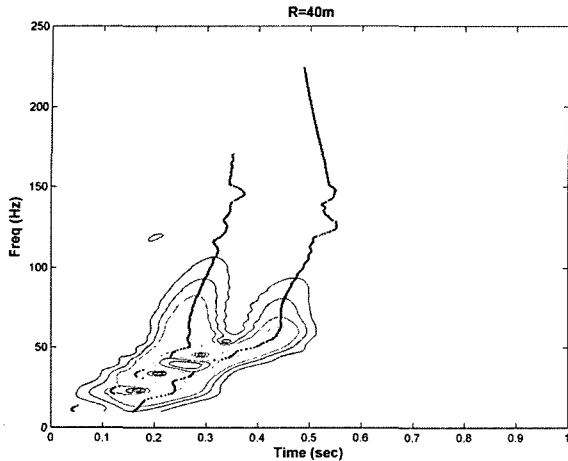
(b) R1 = 32m

그림 8. 감지기 위치 30m, 32m에서의 시간-주파수 크기 지도 및 국부최대에너지선

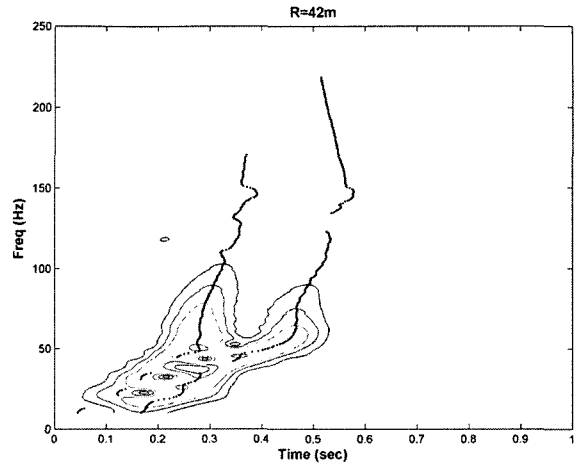
지기 1과 2에서의 그룹지체시간( $t_g^1$ ,  $t_g^2$ )으로 결정하고, 이 그룹지체시간에 대하여 HWAW방법을 적용하였다. 고차 모드 분산곡선을 결정하기 위하여 감지기 1, 2의 동일 고차 모드에 해당하는 파그룹을 대표하는 피크라

인에 대하여 순차적으로 HWAW방법을 적용하였다.

그림 10은 각각의 감지기 위치에서 얻어진 신호에 대하여 HWAW방법을 적용하여 결정된 기본모드와 고차 모드의 분산곡선을 이론 모드 분산곡선과 비교한 그림

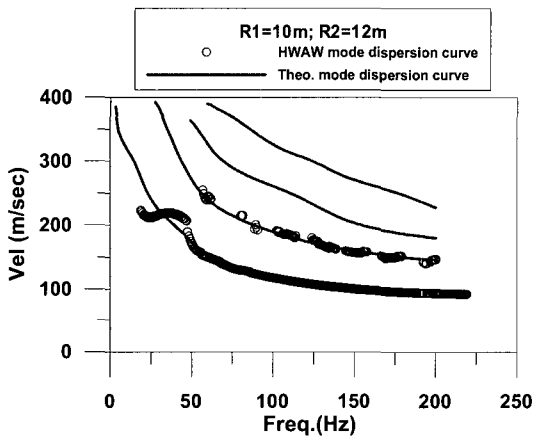


(a) R1 = 40m

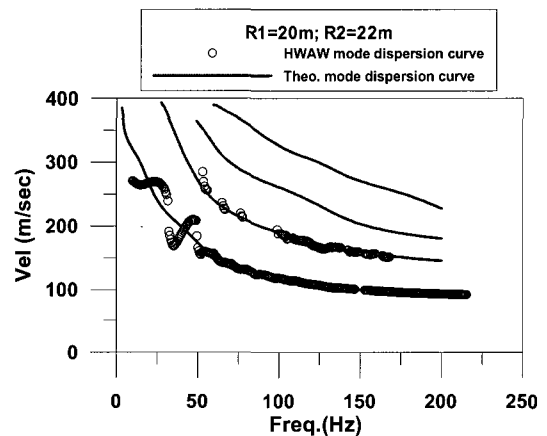


(b) R1 = 42m

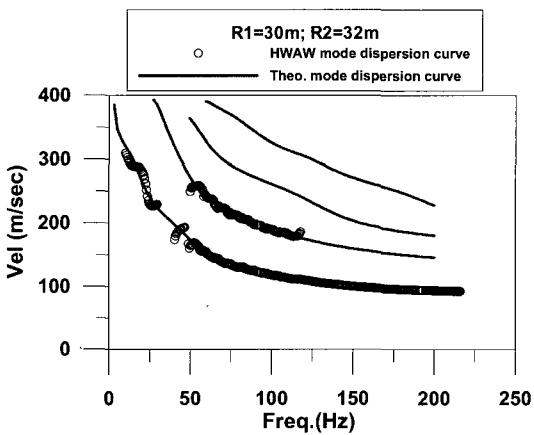
그림 9. 감지기 위치 40m, 42m에서의 시간-주파수 크기 지도 및 국부최대에너지선



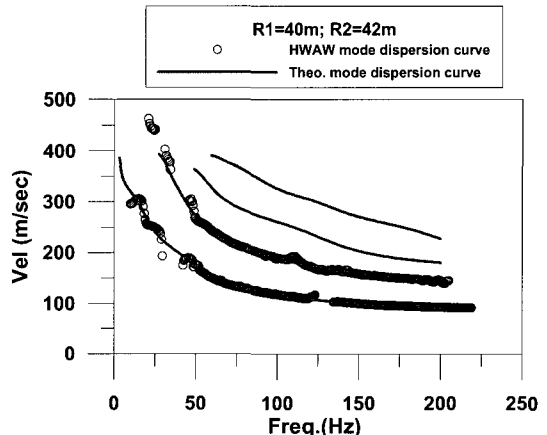
(a) R1=10m; R2=12m



(b) R1=20m; R2=22m



(c) R1=30m; R2=32m



(d) R1=40m; R2=42m

그림 10. HWAW방법에 의한 모드 분산곡선과 이론 모드분산곡선 비교



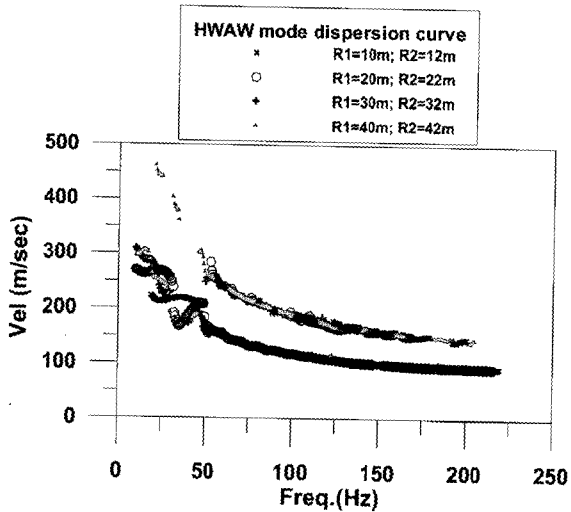


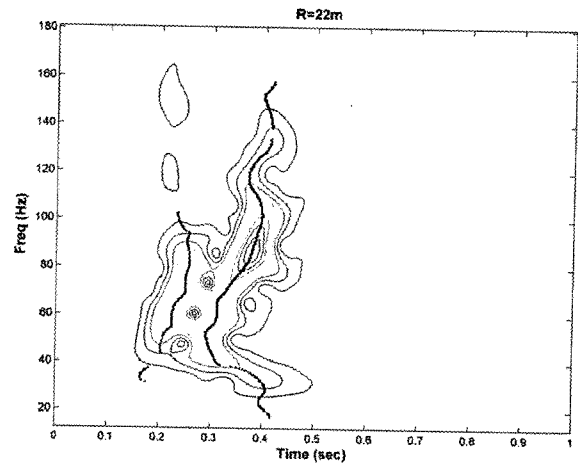
그림 11. 감지기 위치 10m-12m, 20m-22m, 30m-32m, 40m-42m 위치에서 수행된 HAW방법에 의해 결정된 모드 분산곡선 비교

이며, 그림 11은 각각의 감지기 위치에서 HAW방법에 의해 결정된 모드 분산곡선을 비교한 그림이다. 그림 10을 보면 HAW방법에서 얻어진 각 모드의 분산곡선이 이론 모드 분산곡선과 잘 일치 함을 볼 수 있다. 그림 11을 보면, 감지기 위치에 상관없이 HAW방법에 의하여 얻어진 모드 분산곡선들이 대체적으로 잘 일치함을 볼 수 있다. 이러한 감지기 위치에 상관없이 일정한 속도값을 가짐은 HAW방법에 의해 결정된 각 모드 성분이 거의 순수한 모드성분이라는 것을 보인다.

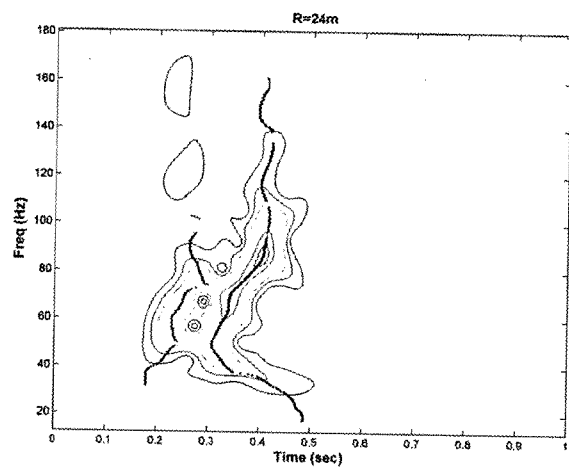
#### 4.2 현장실험을 통한 검증

제안된 방법을 검증하기 위하여 서해안 장안에서 실험을 수행하였다. 가진원으로 슬래지 해머를 사용하였으며, HAW방법을 위한 실험구성으로 감지기 1을 22m, 감지기 2를 24m에 위치시키는 짧은 실험구성을 사용하였다. HAW방법에 의한 표면파 모드 분산곡선과 비교하기 위하여 동일한 실험장소에서 0.5m 간격을 가지는 12개의 감지기를 사용하여 F-K실험을 수행하였다. 충분한 파수영역 해상도를 얻기 위하여 감지기 위치를 고정안채로 가진원을 감지기 1으로부터 0.5m, 5.5m, 10.5m, 15.5m으로 이동시켜 가며 실험을 수행하였으며, 각 가진원 위치에서 얻어진 시간영역 신호를 결합하여 모드 분산곡선 결정에 사용하였다.

그림 12는 감지기 위치 22m와 24m에서 얻어진 신호에 대한 시간-주파수 크기 지도로서 이 그림으로부터 두 개의 국부적인 피크선을 명확히 구분할 수가 있다. 국부



(a) R1 = 22m



(b) R1 = 24m

그림 12. 감지기 위치 22m, 24m에서의 계속된 시간영역신호의 시간-주파수 크기 지도 및 국부최대에너지선

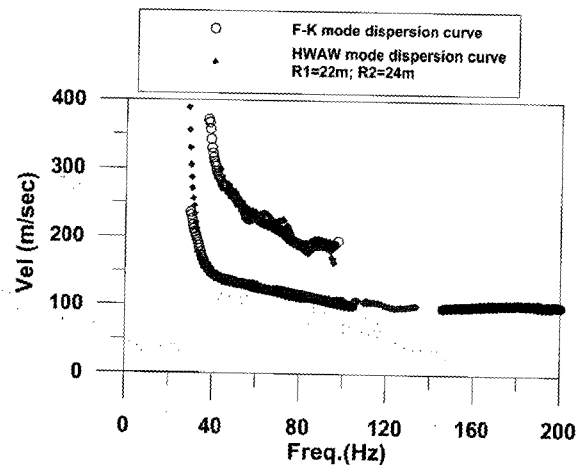


그림 13. HAW방법(R1=22m; R2=24m)에 의한 모드 분산곡선과 F-K방법에 의한 모드분산곡선 비교

적인 최대에너지선인 각 피크선은 각 주파수에서의 파 그룹을 나타낸다. 이러한 파 그룹의 분해는 모드성분의 속도차이에 기인한다. 2개의 피크선중 오른쪽에 위치하

는 것이 기본모드에 해당하는 파그룹이며, 왼쪽에 위치하는 것이 고차 모드에 해당하는 파그룹이다.

그림 13은 각각의 파그룹에 대하여 HWAW방법을 적용하여 얻은 기본모드와 고차모드의 표면파 분산곡선을 F-K방법을 통하여 얻은 결과와 비교한 그림이다. 그림을 보면 전체적으로 잘 일치함을 볼 수 있다.

## 5. 결론

본 논문에서는 HWAW방법을 이용한 탄성과 지반조사기법을 표면파의 모드 분해 및 각 모드의 분산곡선 결정에 적용하였다. 제안된 방법은 모드 분해 및 각 모드의 분산곡선 결정이 가능한 기존의 다채널 표면파 기법에 비하여 단지 2개의 감지기만을 사용함으로 인하여 실험의 간편성 및 신속성을 증가시킬 수 있으며, 짧은 실험구성을 사용함으로 인하여 세밀한 지반조사를 가능하게 한다. 제안된 방법을 검증하기 위하여 수치 모의 실험과 현장 실험을 수행하였으며, 이를 통하여 제안된 방법의 타당성을 검증할 수 있었다.

## 감사의 글

본 연구는 한국과학재단의 해외 Post-Doc. 연수지원에 의하여 연구되었음.

## 참고 문헌

1. 박형춘, 김동수 (2004a), "HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 새로운 탄성과 지반조사기법의 개발(I) : 분산곡선의 결정", *대한토목학회 논문집*, Vol.24, No.2C.
2. 박형춘, 김동수 (2004b), "HWAW(Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 새로운 탄성과 지반조사기법의 개발(II) : 실험구성 및 역산과정", *대한토목학회 논문집*, Vol.24, No.2C.
3. 박형춘, 김동수, 이병식 (2004), "HWAW (Harmonic Wavelet Analysis of Wave)방법을 이용한 새로운 탄성과 지반조사기법의 현장 적용", *한국지반공학회 논문집*, 제20권, 6호, pp.1-9.
4. Kausel, E. and Roesset, J.M. (1981), "Stiffness matrices for layered soils", *Bull Seismological Soc of Am*, Vol.71, pp.1743-1761.
5. Kausel, E. and Peek, R. (1982), "Dynamic loads in the interior of a layered stratum: An explicit solution", *Bull Seismological Soc of Am*, Vol.72, No.5, pp.1459-1481.
6. Nazarian, S. and Stokoe, K.H. (1984), "In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface wave", *Proc. 8th Conf On Earthquake Eng. S.Francisco*, pp.31-38.
7. Newland, D.E. (1999), "Ridge and phase identification in the frequency analysis of transient signal by harmonic wavelet", *J Vib And Acoustics*, Vol.121, pp.149-155.
8. Gabriels, P., Snider, R. and Nolet, G. (1987), "In situ measurements of shear wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves", *Geophysical Prospecting*, Vol.35, pp.187-196.
9. George, A. McMechan., Mathew, J. Yedlin. (1981), "Analysis of dispersive waves by wave field transformation", *Geophysics*, Vol.46, No.6, pp.869-874.
10. Park, H.C. and Kim, D.S. (2001), "Evaluation of the dispersive phase and group velocities using harmonic wavelet transform", *NDT&E Int.*, Vol.34, pp.457-467.

(접수일자 2006. 2. 20, 심사완료일 2006. 11. 15)