

수신함수와 표면파 분산곡선의 복합역산 및 수신함수 H- κ 중첩법을 이용한 원주 KS31 지진관측소 하부의 S파 지각 속도구조

전태현¹ · 김기영^{2*} · 박용철³ · 강익범⁴

¹한국지질자원연구원 국토지질연구본부, thjeon@kigam.re.kr

²강원대학교 지구물리학과

³극지연구소 극지지구시스템연구부

⁴한국지질자원연구원 국토지질연구본부

S-wave Velocity Structure Beneath the KS31 Seismic Station in Wonju, Korea Using the Joint Inversion of Receiver Functions and Surface-wave Dispersion Curves and the H- κ Stacking Method

Taehyeon Jeon¹, Ki Young Kim^{2*}, Yongcheol Park³, and Ik-Bum Kang⁴

¹Geological Research Division, KIGAM

²Department of Geophysics, Kangwon National University

³Division of Polar Earth System Sciences, KOPRI

⁴Geological Research Division, KIGAM

요약: 원주 KS31 광대역 지진관측소 하부의 S파 속도구조를 구명하기 위해서, 2002~2009년 사이에 기록된 규모 Mw 5.5 이상의 297개 원거리 지진 이벤트 자료로부터 구한 수신함수와 표면파 분산곡선의 복합역산 및 H- κ 영역에서의 중첩법을 적용하였다. 분석 결과는 이 관측소 반경 수십 km 이내의 모호면 평균 깊이가 32.4 ± 0.5 km로 거의 평탄하게 놓여 있음을 지시한다. 이 지역 지각의 평균 S파 속도는 3.69 km/s이고, P파와 S파 속도비, V_p/V_s 가 1.72 ± 0.04 로 나타나서 전형적인 육지지각의 특성을 보인다. 수신함수 1 s에 나타난 음 위상은 KS31 관측소 하부의 상부지각 10~18 km 깊이 S파 저속도층이 존재함을 지시한다.

주요어: S파 속도, 수신함수, H- κ 분석법, 저속도층, 모호

Abstract: To estimate the S-wave velocity structure beneath the KS31 broad-band station in Wonju, Korea, we used H- κ stacking and joint inversion of receiver functions and surface-wave dispersion curves derived from 297 teleseismic events ($M_w > 5.5$) recorded during the period between 2002 and 2009. We thereby determined that the average depth to a nearly flat Moho is 32.4 ± 0.5 km within tens of kilometer radius of the seismic station. For the crust at this location, we estimate an average shear-wave velocity of 3.69 km/s and a ratio of P- to S-wave velocities, V_p/V_s , of 1.72 ± 0.04 , as is typical for continental crust. A negative phase in the receiver functions at 1 s indicates the presence of a shear-wave low velocity layer in a depth interval of 10 to 18 km in the upper crust beneath the KS31 station.

Keywords: S-wave velocity, receiver function, H- κ method, low velocity layer, Moho

서론

지각속도구조 구명을 위하여 인공지진파를 이용한 굴절법 탐사, 중력 및 자력 탐사, 지자기전류(magnetotelluric) 탐사 및 자연지진파를 이용하는 방법들이 독립적, 혹은 복합적으로 적

용되고 있다. 이 중 자연지진을 이용하는 방법은 별도의 파원이 필요하지 않고, 지각뿐만 아니라 상부 맨틀을 포함한 암권까지의 내부구조도 구명할 수 있는 장점이 있다.

특히 진앙거리 30° 이상인 원거리지진의 파선은 관측소에 거의 수직으로 입사하게 되므로, 관측소 하부의 지각 및 암권 구조 구명을 위해서 널리 사용되고 있다. 1964년 Transfer Method (Phinney, 1964)라는 명칭으로 처음 소개된 수신함수 분석법(receiver function method)은 Burdick and Langston (1977), Vinnik and Kosarev (1981) 등에 의해 수차례 발전되었고, 특히 시간영역에서 선형 역산과정을 광대역 자료에 적용

2012년 1월 3일 접수; 2012년 1월 30일 수정; 2012년 2월 10일 채택;
*Corresponding author

E-mail: kykim@kangwon.ac.kr

Address: Dept. of Geophysics, Kangwon National University,
Hyoja-2-dong, Chuncheon, Korea

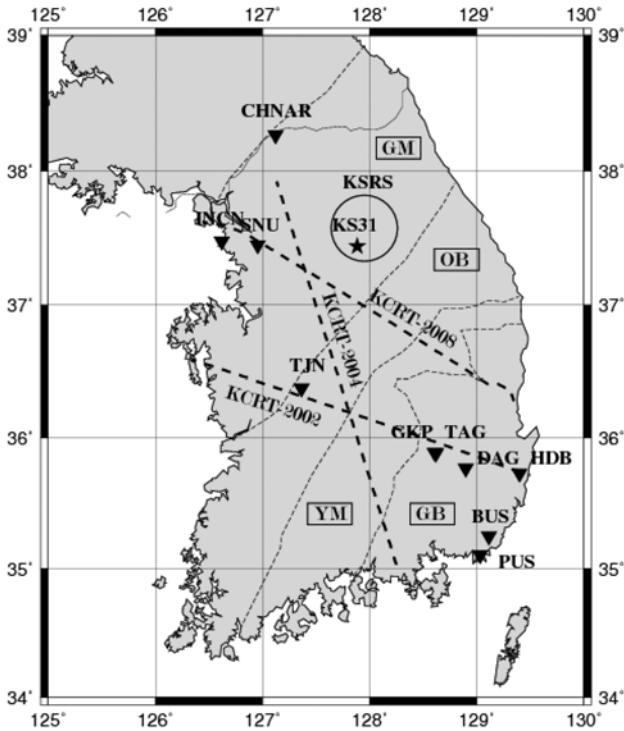


Fig. 1. Locations of the KS31 seismic station (star) within the KSRs array (circle), other broad-band seismic stations (reversed solid triangles), and crustal refraction profiles (dashed lines) superimposed on a simplified tectonic map of the southern part of the Korean Peninsula. The thin dashed lines indicate the geologic boundaries between the Gyeonggi massif (GM), Okchon fold belt (OB), Yeongnam massif (YM), and the Gyeongsang basin (GB).

시킨 바 있는 Owens *et al.* (1984)에 의하여 획기적으로 개선되었다(Mohsen, 2004). 이러한 수신함수 분석법은 국외는 물론 국내 지각구조 구명에도 여러 차례 이용되어 왔다. 김소구, 이승규(2001)는 당시 15개 지진관측소로 구성된 남한지역 광대역 관측망 하부의 모호 불연속면을 연구하였으며, 박윤경 외(2003)는 한국지질자원연구원에서 설치, 운영 중인 철원 광대역 관측소(CHNAR) 하부의 지각 속도구조를 밝힌 바 있다(Fig. 1).

그러나 수신함수는 절대속도가 아닌 상대속도를 이용하기 때문에 불연속면 깊이와 속도 사이의 반비례 관계로 인해 역산 시 지각속도구조 모델이 유일하게 결정되지 못하는 한계가 있다(Ammon *et al.*, 1990). 따라서 수신함수를 이용하여 어떤 지역의 신뢰할 만한 지각구조를 구하기 위해서는 그 지역에 대한 지질 및 지구물리학적 추가 정보(apriori information)를 함께 이용하여 해석해야 하며, 횡파속도에 민감한 표면파 분산곡선을 추가정보로 이용하는 방법이 흔히 사용된다. 유현재, 이기화(2004)는 경상분지에 설치되었거나 설치된 6개 광대역 관측소(GKP, TAG, DAG, HDB, BUS, PUS)에서 기록된 자료에 반복적 시간영역 디컨볼루션 알고리즘(Ligorria and Ammon, 1999)을 사용하여 구한 수신함수와 남한에 설치된 모

든 광대역 관측소를 하나의 배열(array)로 가정 한 후 파선매개 변수-각주파수($p-\omega$) 중첩법(McMechan and Yedlin, 1981)으로 구한 표면파 분산곡선을 동시에 역산하였다. 그 결과 HDB 관측소 하부의 지각 두께는 28 km 정도이며, 그 밖의 5개 모든 관측소에서는 33 ~ 34 km의 지각 두께를 보이는 것으로 분석하였다(Fig. 1). 또한 초기모델에 의존하지 않는 유전자 알고리즘(genetic algorithm)을 사용하여 수신함수와 레일리파 위상속도를 복합역산함으로써 INCN, SNU, TJN, GKP 관측소 하부의 모호면이 각각 29 km, 30 km, 36 km, 33 km 깊이에 있으며, SNU 관측소 하부 6 ~ 10 km 깊이 구간에서 저속도층(Low Velocity Layer, LVL)이 존재한다는 연구결과가 발표된 바 있다(Chang *et al.*, 2004; Fig. 1). 또한 Yoo *et al.* (2007)은 한반도 남부의 80개 관측소에 기록된 수신함수와 10 ~ 150 s 주기의 레일리 위상속도와 0.5 ~ 20.0 s의 주기를 갖는 레일리파 및 러브파의 군속도(group velocity)를 복합역산함으로써 각 관측소의 모호면의 깊이를 산출한 후 이들을 내삽(interpolation)하여 지각과 상부맨틀을 3차원으로 영상화 하였다.

모호면으로부터 생성되는 P_s 변환파와 다중반사파(P_pP_s 와 $P_pP_s + P_sP_s$)들은 지각의 평균 P파와 S파의 속도비(V_p/V_s 혹은 κ) 및 모호면 깊이 등과 같은 중요한 정보들을 가지고 있다. 만약 지각의 평균 V_p 가 주어진다면, 각 변환파들의 지연시간을 이용하여 지각의 두께(H)를 산출할 수 있다. 모호면에서 변환된 P_s 파와 다중반사파들의 위상 결정 과정 없이, 수신함수 진폭을 H- κ 영역에서 중첩하는 방법(Zhu and Kanamori, 2000)으로 한반도 남부 21개 광대역 관측소에서 기록된 지진 이벤트를 분석하여 한반도 남부 전역의 모호면 깊이와 지각의 κ 분포가 제시된 바 있다(Chang and Baag, 2007).

강원도 원주에 소재한 한국지진연구관측소(Korea Seismic Research Station; KSRs)는 1996년 제 50차 UN 총회에서 창설된 포괄적핵실험금지조약기구(Comprehensive nuclear-Test Ban Treaty Organization)가 전 세계적으로 운영하는 50개 주요 관측소 중의 하나이다(Fig. 1). 이 연구에서는 KSRs 지진계 배열 중, 광대역 관측소(KS31)에서 기록된 진앙거리 30° ($1^\circ \approx 111.1$ km) 이상인 원거리지진자료(teleseismic event)를 분석하여 그 관측소 하부의 지각속도구조를 밝히고자 한다.

연구방법 및 이론

수신함수 분석법(Receiver-function analysis)

수신함수를 계산하는 방법에는 계산영역에 따라 주파수영역 분석법(Clayton and Wiggins, 1976)과 시간영역 분석법(Gurrola *et al.*, 1990; Ammon, 1992; Ligorria and Ammon, 1999)이 있다. 이 연구에서는 반복적 시간영역 디컨볼루션 접근법(Kikuchi and Kanamori, 1982)을 수신함수 계산에 적용한 반복적 시간영역 수신함수 계산법을 사용하였다(Ligorria and Ammon, 1999).

이 방법의 배경이론은 Owens *et al.* (1984)과 Langston (1979) 등에 의해 이미 발표된 바 있으므로, 여기서는 간략히 설명코자 한다. 3성분 관측소에서 기록되는 지진파를 진원 균일화 과정을 거쳐 법선성분(radial component), 접선성분(tangential component), 수직성분(vertical component)으로 변환이 가능하며, 각 성분에서 나타나는 평면 P파의 이론적 변위응답은 시간영역에서 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t)*S(t)*E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t)*S(t)*E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t)*S(t)*E_T(t) \end{aligned} \quad (1)$$

여기서, D 와 E 는 각각 관측지진동기록과 관측소 부근의 구조 응답(structure impulse response) 혹은 수신함수를 뜻하며, 아래첨자 V, R, T 는 각각 수직, 법선, 접선 성분, *는 컨볼루션 연산자이다.

진앙거리 30° 이상의 원거리에서 발생한 P파는 관측소를 향하여 거의 수직으로 입사하며, 지하에 속도차이가 많이 나는 경계면에서 파의 변환이 일어난다(Langston, 1979). 따라서 모호면에 입사한 P파는 P파 뿐만 아니라 변환된 S파와 이들의 다중반사파위상(multiply reflected phase)을 발생시켜 지진기록에 포함되게 된다. 관측소 하부에서 수직으로 입사하는 원거리 지진의 경우 P파와 S파는 대부분 수직과 수평성분에 각각 기록된다(Ammon, 1991). 따라서 관측소 하부 불연속면에서 변환된 P-S 변환파는 수신함수의 수직성분인 $E_V(t)$ 에 거의 기록되지 않으므로 아래와 같은 근사식이 성립한다.

$$I(t)*S(t) \cong D_V(t) \quad (2)$$

이를 이용하여 시간영역에서 식 (1)의 관측된 수평법선성분 $D_R(t)$ (이하 수평성분)을

$$D_R = D_V(t)*E_R(t) \quad (3)$$

으로 다시 쓸 수 있다.

반복적 디컨볼루션 접근법은 수신함수의 수평성분 E_R 과 관측된 지진동의 수직성분 D_V 를 컨볼루션한 값과 관측된 지진동의 수평성분 D_R 의 차이인

$$Error = |E_R(t)*D_V(t) - D_R(t)| \quad (4)$$

가 최소가 되는 수신함수를 반복적 역산과정을 통하여 구하는 방법이다. 이러한 반복적 수신함수의 연산은 가장 긴 주기에서 평탄한 스펙트럼을 만들어주는 가우스 펄스(Gaussian pulse)의 합으로 구성되기 때문에 곁가지(side-lobe)가 감소하여 해석이 용이해지고, 주파수 영역 연산의 부작용인 비인과성(non-causality)이 발생하지 않으며, 백색잡음(white noise or water-level) 수준이나 감쇠값(damping value)의 최적변수를 찾는 과정이 요구되지 않는 등의 장점이 있다(Kosarian, 2006).

복합역산(Joint inversion)

수신함수 역산은 속도와 깊이 사이의 상쇄작용(trade-off)으로 인한 속도모델의 비유일성 및 속도모델과 수신함수 사이의 비선형관계로 인한 초기모델 의존성 문제가 있다. 이를 보완하기 위하여, 이 연구에서는 반복적 최소제곱법(iterative least-squares method)을 적용하여 수신함수와 표면파 분산곡선의 역산오차의 합이 최소가 되는 해를 구하는 복합역산(joint inversion)법을 사용하였다(Julia *et al.*, 2000). 이 방법은 가능한 한 많은 정보를 역산에 포함시키는 점핑 알고리즘(jumping algorithm), 평활도(smoothness), 선형모델(a priori model) 등을 사용하여 선형 최소제곱 역산(linearized least-square inversion)을 수행한다. 행렬로 표시한 지배방정식은

$$\begin{pmatrix} pD_s \\ qD_r \\ \sigma\Delta \\ \varepsilon W \end{pmatrix} \mathbf{m} = \begin{pmatrix} r_s \\ r_r \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} pD_s \\ qD_r \\ \sigma\Delta \\ \varepsilon W \end{pmatrix} \mathbf{m}_0 \quad (5)$$

으로, D_s 는 표면파 분산에 대한 부분 도함수 행렬, D_r 는 수신함수에 대한 부분 도함수 행렬, r_s 는 표면파 잔차 벡터, r_r 는 수신함수 잔차 벡터, \mathbf{m} 은 미지의 S파 속도벡터, \mathbf{m}_0 는 초기모델, Δ 는 깊이에 따른 이차분 모델 평활화 변수 행렬, W 는 제한자에 대한 대각선 행렬, p 와 $q(=1-p)$ 는 각각 표면파 분산곡선과 수신함수의 가중치, σ 는 평활도 계수(smoothness parameter, $0 \leq \sigma \leq 1$), ε 는 선형모델 가중치 수정계수를 의미한다.

최적의 결과 값은 각 관측에 대한 역산을 여러 번 반복적으로 수행하여 찾아낸 최적의 변수를 적용하여 얻을 수 있다.

H- κ 분석법(H- κ stacking analysis method)

지각의 속도가 일정하다면 모호면으로부터 발생하는 P_S 변환파와 다중반사파들은 일반적으로 예상 가능한 시간차를 두고 전형적으로 나타난다(Fig. 2). H- κ 분석법은 P파로부터 변환된 S파와 다중반사파들의 주시차이와, 선형적으로 결정된 지각의 평균 P파 속도(\bar{V}_p)를 이용하여 모호면까지의 깊이(H)와 P파와 S파의 속도 비(V_p/V_s)인 κ 를 산출하는 방법이다(Zhu and Kanamori, 2000). 이 방법은 여러 이벤트의 수신함수를 이용하여 모호면에서 만들어진 P_S 변환파와 다중반사파들의 수신함수 진폭을 H- κ 영역에서 중합한다. 즉

$$P(H, \kappa) = W_{P_S} R(t_{P_S}) + W_{P_P P_{mS}} R(t_{P_S P_{mS}}) - W_{P_P S_{mS}} R(t_{P_P S_{mS}}) \quad (6)$$

으로, 여기서 H 는 지각의 두께, κ 는 V_p/V_s 비, W 는 선형적 가중치($\sum W_i = 1$), $R(t)$ 는 각 위상의 예상 도달시간에서의 수신함수 진폭을 각각 의미한다. 이 때 진폭이 최대가 되는 값이 그 관측소 하부의 지각 두께와 κ 가 된다.

이 H- κ 분석법은 모호면이 평탄하며, 각 층은 측방으로 균

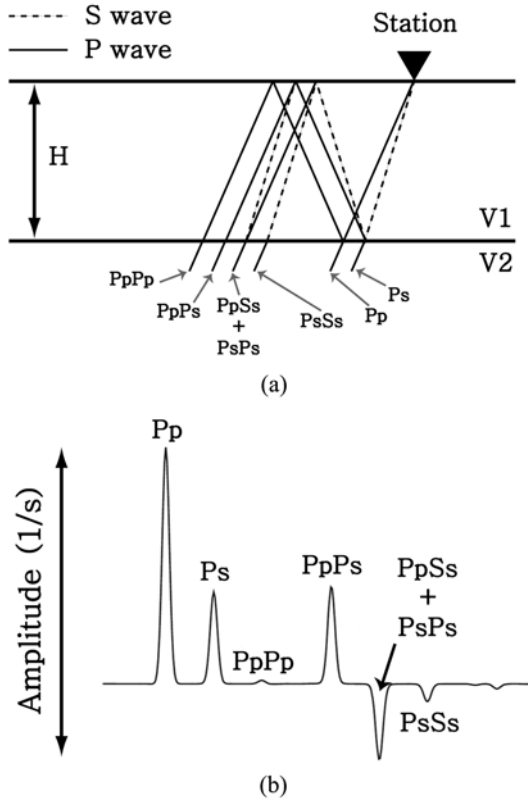


Fig. 2. (a) Ray paths beneath station, when $V1 < V2$. (b) Canonical receiver function of this case.

질하다는 가정에 기초한다(Zandt and Ammon, 1995; Julia and Mejia, 2004). 따라서 불연속면이 경사져 있거나 속도가 수평방향으로 점진적으로 변하는 모호면이 있는 곳에서는 부정확한 결과를 얻게 된다. 그러므로 이러한 한계를 극복하기 위해서 방위각에 따라 많은 자료를 분석해보는 것이 필요하다. 따라서 우리는 각 지진 이벤트를 분석하여 수신함수를 얻은 후 지각의 두께인 H와 κ 를 산출하기 위해 Zhu and Kanamori (2000)의 중첩 절차를 수행하는 알고리즘을 사용하였다.

분석 및 결과

수신함수에 대한 분석 및 결과

수신함수 분석을 위해, 2002년 10월과 2011년 03월 13일 사이에 발생한 규모 M_w 5.5 이상의 2,070개 원거리 지진 이벤트 중, KSRS의 광대역 관측소인 KS31에 기록되어 있는 1,848개 이벤트를 일차로 육안 검토하였다. 이 중 신호/잡음비가 높은 767개 이벤트에 대해 가우스필터 대역폭 상수 2.5(약 1.2 Hz 이하)를 적용하여 수신함수를 생성하였으며, 식 (4)를 사용하여 관측된 법선성분(D_R)을 수신함수와 관측된 수직성분의 콘볼루션결과($E_R * D_V$)와 비교하였다. 100번 반복연산을 수행한 후에 식 (4)의 오차가 20% 이내인 수신함수는 계산된 전체 이벤트의 65%인 495개이고, 오차가 10% 이내인 경우는

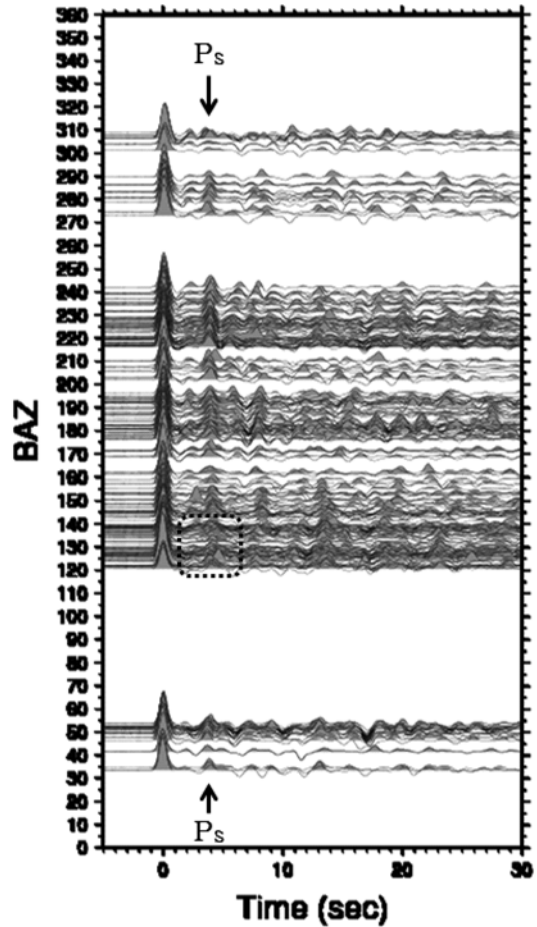


Fig. 3. Receiver functions along back-azimuth (BAZ). The Ps phase at the Moho discontinuity occurs around 4 s after the direct P wave at 0 s. This phase is indistinct for BAZ between 120° and 140° (dotted box), which may indicate gradual changes in Vs near the Moho in these directions.

40%인 310개이다.

후방위각(back-azimuth, BAZ)에 따라 각 수신함수를 도시한 결과(Fig. 3) 모호면으로부터 발생한 Ps 변환파는 대체적으로 P파 도달 이후 4 s 내외에 도달한다. 후방위각 120°~140° 사이에서는 진폭이 상대적으로 작게 나타나는데, 이는 이 방향의 모호면에서의 속도 차이가 상대적으로 작은 데 기인하는 것으로 해석된다.

복합역산에 대한 분석 및 결과

복합역산 분석을 위해서 오차가 10% 이내인 수신함수 310개 중, 역산된 속도가 비현실적인 13개의 수신함수를 제외한 297개 기록을 사용하였다. 복합역산에 사용한 표면파 분산곡선은 한반도에서 표면파 토모그래피로 구한 기존연구 결과(Cho et al., 2007) 중의 하나인 0.5~20.0 s의 주기를 갖는 러브파(Love wave) 및 레일리파(Rayleigh wave)의 군속도(group velocity)를 사용하였다.

초기모델로는 평탄화된 PREM 모델을 층의 두께가 2 km인

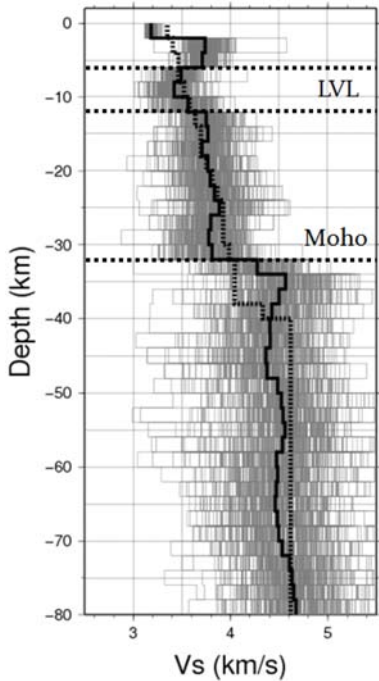


Fig. 4. Independent results (gray) for all of the joint inversions of radial receiver functions and surface-wave dispersions. The solid and dashed lines indicate the derived average shear-wave velocity for each layer and the initial velocity model, respectively.

50개의 층으로 내삽하여 사용하였다. 식 (5)를 이용한 각각의 수신함수와 표면파 분산곡선 자료의 복합역산 결과는 깊이에 따라 변하는 S파 속도를 보여준다(Fig. 4). 지진학적 모호의 기준인 P파 속도 7.6 km/s (Lowrie, 1997)의 약 $1/\sqrt{3}$ 인 4.3 km/s 이상의 S파 속도를 갖으며, 속도가 급격히 변화하는 깊이를 모호면의 위치로 선정하였다. 모호면의 깊이가 비교적 뚜렷이 구분되는 195개의 복합역산 결과는 모호면의 깊이가 최소 30 km, 최대 38 km로 구해지며, 신뢰수준 95%에서 32.4 ± 0.1

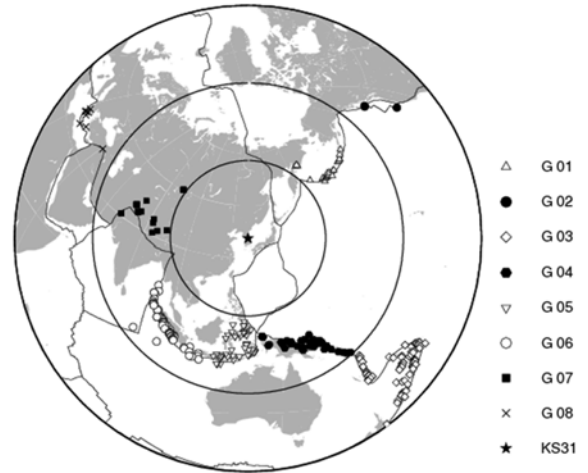


Fig. 5. Eight groups of teleseismic events used for the present analysis. The concentric circles centered at seismic station KS31 (star) are at a 30-degree interval of angular distance.

km로 분석된다. 또한 역산된 S파 속도를 각 층별로 평균한 결과(Fig. 4)는 모호면이 32 km 깊이에 있으며, 6~12 km 사이에 저속도층이 존재함을 지시한다.

각 이벤트의 파선매개변수(slowness)와 역산으로 구한 모호면 평균 깊이인 32 km를 이용하여 계산된 P파 투과점(pierce point)의 수평반경은 최소 7.6 km, 최대 16.5 km가 된다. 따라서 P_s 변환과 및 다중반사파의 수신함수를 이용하여 얻어진 역산 결과는 관측소로부터 수십 km 정도의 지하구조를 반영한다고 할 수 있다.

이벤트 방향과 위치에 따른 모호면 깊이의 변화를 파악하기 위하여 후방위각과 진앙거리에 따라 8개의 그룹으로 분류하여 복합역산을 실시하였다(Fig. 5). Fig. 5는 북쪽과 동쪽방향으로는 분석에 사용된 이벤트가 없으며, 그룹 2, 그룹 3, 그룹 8은 진앙거리 60°와 90° 사이에서 발생한 이벤트 그룹임을 보여준

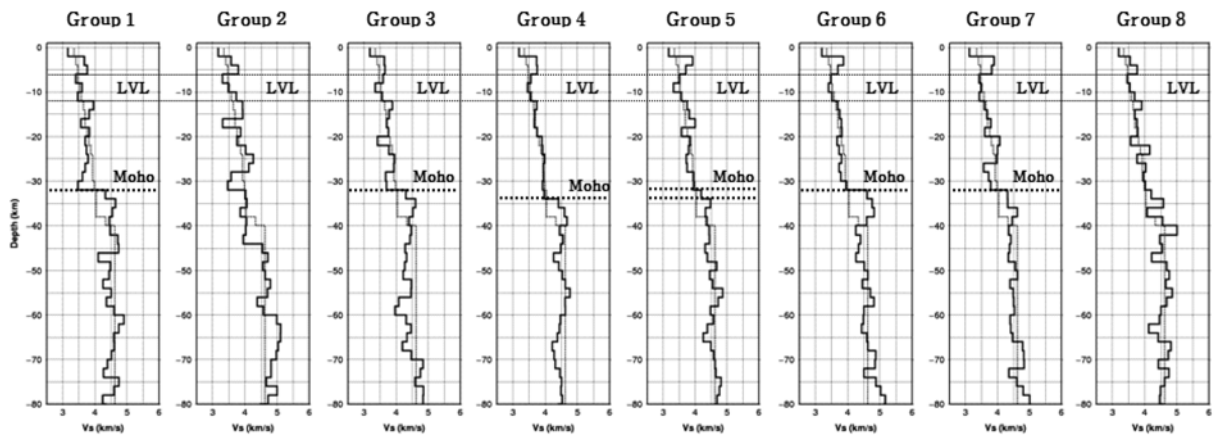


Fig. 6. Results of the joint inversion (solid line) of receiver functions and surface-wave dispersion curves for each group of events shown in figure 4. The same initial model (dotted line) was used for each group. A low velocity layer (LVL) at depths of 6 to 12 km is evident in the upper crust for all of the groups. The Moho at 32 km depth is easily determined for Groups 1-3, 6, and 7. For Groups 2 and 8, an insufficient number of events yielded ambiguous results. Vs derived for Group 4 indicates a Moho at 34 km. For Group 5 the derived Vs increase gradually at the Moho.

Table 1. Results of inversions and H- κ stacking analyses for Groups 1 through 8. The means of the back-azimuths (BAZ) and great circle distances (GCD) are in degrees. Moho depths (kilometers) are for the joint-inversion and H-k methods. Vp/Vs ratios were determined by H-k stacking.

Group Name		G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8
Average of BAZ		49	44	130	152	185	223	286	306
Average of GCD		40	71	76	47	41	46	40	77
Moho depth	Joint inversion	32	?	32	34	32-34	32	32	32-34?
	H- κ	33.2	32.8	31.5	32.5	32.6	31.9	32.4	32.2
κ	H- κ	1.68	1.69	1.79	1.75	1.72	1.73	1.7	1.67

다. 그룹별 복합역산 결과(Fig. 6)는 대부분 그룹들에서 32 km 깊이에 모호면이 존재하나, 그룹 4에서는 이보다 2 km 깊은 34 km 깊이에 나타나며, 그룹 5에서는 32 km에서 34 km로 속도가 점진적으로 변화하는 양상을 보인다. 또한 중첩수가 3 개와 8개로 충분하지 않은 그룹 2와 그룹 8은 충분한 신호/잡음비를 확보하지 못하여서 신뢰하기 어려워서 해석시 제외하였다.

한편 8개 그룹 모두에서 6~12 km 깊이 구간에서 저속도층이 존재함을 보여준다. 이러한 상부지각 내의 저속도층 존재는 KCRT-2002와 KCRT-2004 굴절파 시험자료를 이용한 P파 주 시토포그래피 연구결과(Kim *et al.*, 2006)에서도 나타나며, 특히 초동주시 역산을 통하여 구한 KCRT-2008 축선의 P파 속도구조 단면(김기영 외, 2010)상의 KS31 관측소 최단지점인 여주(S2)와 단양(S3) 중간지점의 4~10 km 깊이 구간의 저속도층에 대비된다. 또한, 토모그래피 결과는 이 지점에서 굴절파선이 지나가는 32 km 깊이의 속도 불연속면 상부에서 지표 방향으로 속도가 점진적으로 감소하는 특성을 보이는데, 이는 KS31 관측소로부터 이 지점의 방향(후방위각 199)과 비슷한 방향인 그룹 5(평균 후방위각 185)에서 모호면이 32 km와 34 km 사이에서 점진적으로 나타나는 결과와 유사하다(Fig. 6).

H- κ 분석 및 결과

식 (6)에 $W_1=0.7$, $W_2=0.2$, $W_3=0.1$ 의 가중치를 각각 적용하고, 격자탐색 방법(grid search method)으로 모호면의 깊이 H와 κ 를 구하였다(Agostinetti and Amato, 2009; Chang and Baag, 2007; Zhu and Kanomori, 2000). 이 때 지각의 평균 P파 속도는 Chang and Baag (2007)와 이기화(2010)가 제시한 6.3 km/s를 적용하였다.

복합역산에 이용되었던 수신합수의 그룹별 H- κ 분석 결과 (Table 1)는 모호면의 깊이 범위가 31.5~33.2 km로 기존에 이 관측소 자료를 이용하여 제시된 깊이인 30.5~35 km(김소구, 이승규, 2004)보다 훨씬 작은 범위를 보인다. 이는 당시 사용한 지진 이벤트의 수가 7개로 너무 적었고, V_p 와 밀도(ρ)의 관계를 상수로 가정하여 사용하였기 때문으로 생각된다. H- κ 분석 결과 구한 모호면의 깊이는 95% 신뢰구간에서 32.4 ± 0.5 km로 복합역산으로 구한 그룹별 평균 모호면의 깊이 32 ± 1

km와 일치한다. 또한 KS31이 제외된 광대역 관측소 자료의 수신합수를 H- κ 영역에서 중첩한 기존의 모호면 깊이 평면도 (Chang and Baag, 2007)에서는 KS31 관측소 위치에서의 모호면이 31 km와 32 km 등심선 사이에 놓이며, 수신합수와 표면파 분산곡선의 복합역산으로 구한 3차원 지각구조 결과(Yoo *et al.*, 2007)에서는 32 km와 34 km 등심선 사이에 놓여서 기존 결과들과도 잘 일치한다.

이번에 H- κ 분석 방법으로 구한 KS31 관측소 하부의 κ 는 1.72 ± 0.04 로 전형적인 육지지각의 특성을 보인다. 이는 KS31이 위치해 있는 경기육괴(Fig. 1)가 영남육괴보다 낮은 1.71~1.76 사이의 κ 값을 보이는 기존의 H- κ 분석 결과(Chang and Baag, 2007)와도 잘 부합한다. 평균 κ 값인 1.72를 이용하여 계산한 동포아송비(dynamic Poisson's ratio)는 약 0.24로, 일반적인 지각의 포아송비(Lowrie, 1997)와 비교적 잘 일치한다.

토 의

수신합수 역산결과를 검증하기 위하여, 단순한 속도모델에 대한 수신합수를 구하는 순차 모델링(forward modeling)을 실시하였다. 모델은 모호면 깊이를 32 km로 고정하고, P_s 위상 시간이 P_p 이 후 4 s에 나타나도록 지각의 평균 S파 속도를 3.61 km/s로 제약하였다. 또한 모델을 최대한 단순화하기 위하여, 최상부 2 km 두께의 풍화층은 모델에 포함시키지 않았다(Table 2).

저속도층이 수신합수에 미치는 영향을 검증하기 위해서, 저속도층의 속도, 깊이, 두께 등을 변화시키며 관측된 수신합수와 유사한 모델을 탐색하였다. 관측된 수신합수는 약 1 s에 음(-) 위상인 골(trough)과 2 s에 양(+) 위상인 마루(peak)가 나타나며, 이는 저속도층의 상부 및 하부 경계에서 발생하는 P_s 변환파의 특성을 지시한다(Chmielowski *et al.*, 1999). 따라서 관측된 수신합수와 유사하게 약 1 s에 음(-) 위상과 2 s에 양(+) 위상이 나타나도록 모델링한 결과, 10~18 km 깊이에 저속도층이 존재하는 모델이 관측된 수신합수와 잘 일치한다(Fig. 7(a)). 이 저속도층 모델은 복합역산에서 구한 것보다 더 두껍고 깊은데, 이는 최천부의 풍화층을 포함시키지 않고 지각에서 $\kappa = \sqrt{3}$ 인 하나의 상수로 단순화시킨데 기인할 것으로 생각된다

Table 2. Parameters used for the simplified model with a low velocity layer at a depth interval of 10~18 km and the Moho at a 32 km depth.

Layer No.	V _p (km/s)	V _s (km/s)	Density (g/cm ³)	Thickness (km)
1	6.41	3.7	2.81	10
2	6.06	3.5	2.73	8
3	6.30	3.64	2.79	14
4	7.79	4.5	3.22	68

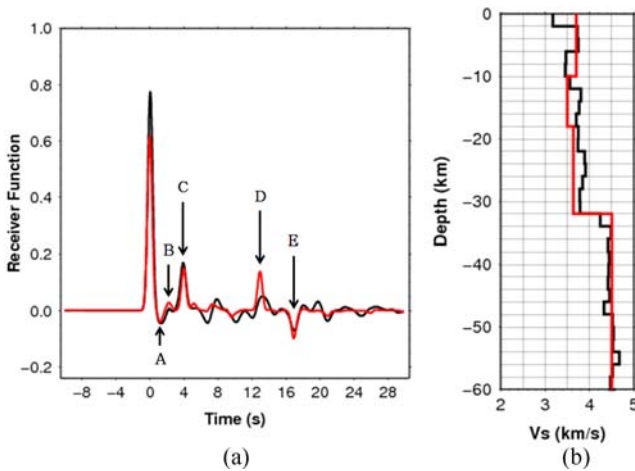


Fig. 7. (a) The observed receiver function (black line) for Group 4 and the forward-modeled receiver function (red line) for a simplified one-dimensional Vs model (red line in b) with a low velocity layer (LVL) at a depth interval of 10 to 18 km in the crust (see Table 2). The indicated phases are: (A) P_s converted at the top of the LVL, (B) P_s converted at the bottom of the LVL, (C) P_s converted at the Moho, (D) P_pP_s converted at the Moho, and (E) P_sP_s+P_pP_s converted at the Moho. (b) Vs profiles for the simplified model (red) and the model derived by joint inversion of receiver functions and surface-wave dispersion curves (black).

다. 또한 경계면에서의 속도 차이가 클수록 수신함수의 진폭이 커지는데(Ligorria and Ammon, 1999), 저속도층의 S파 속도가 3.5 km/s인 모델의 경우에 관측된 수신함수의 위상들의 진폭이 비교적 유사하게 구해졌다.

모호면에서 발생하는 P_s파는 약 4 s에 뚜렷한 양의 위상으로 나타나며(Fig. 7(a)의 C), P_pP_s파(Fig. 7(a)의 D)와 P_sP_s+P_pP_s파(Fig. 7(a)의 E)는 각각 약 13 s와 16 s에 양과 음의 위상으로 각각 나타난다. 수신함수의 모델 시간과 관측 시간이 가장 큰 차이를 보이는 위상은 P_pP_s로, 모델 결과가 관측된 수신함수보다 0.3 s 빨리 나타나며, 기타 대부분의 위상은 0.07 s 이내로 모델과 관측치가 매우 근사하게 나타난다.

결론

원주 KS31 관측소 하부의 S파 속도구조 구명을 위해 297개 원거리지진 이벤트를 대상으로 수신함수와 표면파 분산곡선의

복합역산과 H-κ 분석법을 적용한 결과, 다음과 같은 결론을 얻었다.

KS31 관측소 반경 수십 km 이내의 모호면은 평균 32 ± 1 km 깊이에 거의 평탄하게 놓여 있으며, 지각의 평균 S파 속도는 3.69 km/s인 것으로 분석된다. 그룹별 분석은 평균 후방위각 1520, 평균 진앙거리 470인 그룹 4의 경우에 모호면의 깊이가 34 ± 1 km로 다소 깊게 나타나며, 평균 후방위각 1850, 평균 진앙거리 410인 그룹 5의 경우에는 32 ~ 34 ± 1 km 깊이에서 S파 속도가 점진적으로 증가하는 특성을 보인다. 그룹 5의 결과는 KCRT-2008을 이용한 기존 연구결과(김기영 외, 2010) 중에서 KS31 관측소와 인접지점의 특징과 유사하다. H-κ 분석 결과 모호면 깊이는 32.4 ± 0.5 km, κ는 1.72 ± 0.04로 나타나서 전형적인 육지지각의 특성을 보인다.

지각 내의 저속도층 존재를 검증하기 위한 순차모델링 결과는 저속도층 상부와 하부 경계에서 변환된 P_s파가, 역산된 수신함수와 마찬가지로 직접 P파 위상이 도달한 후 각각 1 s와 2 s 후에 음과 양 위상으로 나타남을 보여주며, 이는 상부 지각내의 저속도층 존재를 지시하는 증거가 된다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-5201)의 지원으로 수행되었음을 밝히며, 자료처리 및 해석 시 많은 도움을 주신 유현재 박사님과 René Geophysics사의 René 박사님께 감사를 표합니다.

참고문헌

김기영, 이정모, 박창엽, 정희욱, 홍명호, 김준영, 2010, 초동주시 역산을 통한 KCRT-2008 축선 하부의 지진파 속도구조, 지구물리와 물리탐사, **13**, 153-158.
 김소구, 이승규, 2001, 수신함수를 이용한 남한의 광대역 관측망 하부의 Moho 불연속면 연구, 한국도시방재학회지, **1**, 139-155.
 김소구, 이승규, 2004, 수신함수에 의한 한국 지진관측소(인천, 원주, 포항) 하부의 지각구조 연구, 한국방재학회지, **4**, 43-54.
 박윤경, 전정수, 김성균, 2003, 수신함수를 이용한 관측소 하부의 지진파 속도구조, 한국지진공학학회지, **9**, 3-7.
 유현재, 이기화, 2004, 수신함수와 표면파 속도분산의 동시역산을 이용한 경상분지 지역의 지각과 상부 맨틀 구조의 연구, 대한지구물리학회 한국물리탐사학회 공동학술대회논문집, 238-246.
 이기화, 2010, 한반도의 지진활동과 지각구조, 지구물리와 물리탐사, **13**, 256-267.
 Agostinetti, N. P. and Amato, A., 2009, Moho depth and V_p/V_s ratio in peninsular Italy from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B06303.
 Ammon, C., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bulletin of the Seismological Society*

- of America, **81**, 2504-2510.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., and Zandt, G., 1990, On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 15303-15318.
- Ammon, C. J., 1992, A comparison of deconvolution techniques, *Technical Representative*, Lawrence Livermore National laboratory.
- Burdick, L. J. and Langston, C. A., 1977, Modeling crust-structure through the use of converted phases in teleseismic body-waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**, 677-691.
- Chang, S. J., Baag, C. E., and Langston, C. A., 2004, Joint analysis of teleseismic receiver function and surface wave dispersion using the genetic algorithm, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**, 691-704.
- Chang, S. J. and Baag, C. E., 2007, Moho depth and crustal V_p/V_s variation in Southern Korea from teleseismic receiver functions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 1621-1631.
- Chmielowski, J., Zandt, G., and Haberland, C., 1999, The central Andean, Altiplano-Puna magma body, *Geophysical Research Letters*, **26**, 783-786.
- Cho, K. H., Herrmann, R. B., and Lee, K., 2007, Imaging the upper crust of the Korean Peninsula by surface-wave Tomography, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 198-207.
- Clayton, R. W. and Wiggins, R. A., 1976, Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **47**, 151-177.
- Gurrola, H., Minster, J. B., Given, H., Vernon, F., Berger, J., and Aster, R., 1990, Analysis of high-frequency seismic noise in the western united-states and eastern kazakhstan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80**, 951-970.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., and Correig, A. M., 2000, Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations, *Geophysical Journal International*, **143**, 99-112.
- Julia, J. and Mejia, J., 2004, Thickness and V_p/V_s ratio variation in the Iberian crust, *Geophysical Journal International*, **156**, 59-72.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1982, Inversion of complex body waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 491-506.
- Kim, K. Y., Lee, J. M., Moon, W., Baag, C. E., Jung, H., and Hong, M. H., 2006, Crustal structure of the Southern Korean Peninsula from seismic waves generated by large explosions in 2002 and 2004, *Pure appl. geophys.* **164**, 1-17.
- Kosarian, M., 2006, Lithospheric structure of North Africa and Western Eurasia, Ph.D thesis, The Pennsylvania State University.
- Langston, C. A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Journal of Geophysical Research*, **84**, B9.
- Ligorria, J. P. and Ammon C. J., 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**, 1395-1400.
- Lowrie, W., 1997, Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press, Cambridge.
- McMechan, G. A. and Yedlin, M. J. 1981, Analysis of dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics*, **46**, 869-874.
- Mohsen, A., 2004, A receiver function study of the crust and upper mantle across the Dead Sea transform, Doctoral thesis, The Free University of Berlin.
- Owens, T. J., Zandt, G., and Taylor, S. R., 1984, Seismic Evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 7783-7795.
- Phinney, R. A., 1964, Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long period body waves, *Journal of Geophysical Research*, **69**, 2997-3107.
- Vinnik, L. P. and Kosarev, G. L., 1981, Determination of crustal parameters from observations of teleseismic body waves, *Proceedings Academy of Sciences of the USSR*, **261**, 1091-1095.
- Yoo, H. J., Herrmann, R. B., Cho, K. H., and Lee, K., 2007, Imaging the three-dimensional crust of the Korean Peninsula by joint inversion of surface-wave dispersion and teleseismic receiver functions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 1002-1011.
- Zandt, G. and Ammon, C. J., 1995, Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio, *Letters to Nature*. 152-154.
- Zhu, L. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research*, **105**, 2969-2980.