

남한 중부지역의 지각특성 구명을 위한 토모그래피 역산에 의한 예비적 연구

이덕기^{1,*} · 경재복² · 정태웅³

¹기상청 기상연구소 해양기상지진연구소, 156-720 서울시 동작구 신대방동 460-18

²한국교원대학교 지구과학교육과, 363-791 충청북도 청원군 강내면 다락리 산 7

³세종대학교 지구환경학과, 143-747 서울시 광진구 군자동 98

Preliminary Tomographic Inversion for the Crustal Characteristics in the Central Region of South Korea

Duk Kee Lee^{1,*} · Jai-Bok Kyung² · Tae-Woong Chung³

¹METRI/KMA Marine Meteorology and Earthquake Research Lab., Seoul 156-720, Korea

²Department of Earth Science Education, Korea National University of Education, Chungbuk 363-791, Korea

³Department of Earth Science, Sejong University, Seoul 143-747, Korea

Abstract: P wave traveltimes delays has been measured and a preliminary tomographic inversion has been performed using the data collected from the network deployed by Korea National University of Education in the southcentral part Korea. The maximum variation in relative traveltimes residuals is almost 0.7 seconds. A large azimuthal variation in traveltimes residuals is observed at the stations in the northwestern part of the study area. This might indicate the existence of lateral velocity heterogeneity beneath the study area. Although, the inverted tomographic image seems to be correlated with the tectonic boundary between Kyunggi Massif and Okcheon Belt, the confidence level is presently low. We should place on the importance of this study for finding preferable inversion parameters and predicting probable result. Better tomographic image of the study area can be obtained in the near future when the data are accumulated.

Key words: P wave, travel-time tomography, travel-time residual

요약: 남한 중남부에 위치하는 한국교원대학교 단주기 지진 관측망에 1997~1998년 사이 포착된 원거리 지진들의 종파 초동 시간의 상대적 도달시간차를 분석하고 향후 있을 한반도 전체규모의 종파속도구조대비의 연구를 위하여 예비적인 토모그래피(tomography) 역산을 실시하였다. 각 지진 관측점에서 측정된 종파의 상대적 도달시간차들은 최대 0.7초로 측정되었다. 경기육괴와 옥천대의 경계 근처의 관측점들에서 계산된 종파의 상대적 도달시간차들은 역방위각의 변화에 따라 비교적 큰 값의 변화를 나타내며 그 지역 지각 하부에 속도구조 이상체가 존재할 수 있음을 지시한다. 조사지역 상부 맨틀이 수평적으로 균질하다는 가정하에 지각 전체에 대한 토모그래피 역산 결과는 조사지역 북서쪽에 북동-남서 방향으로 상대적으로 낮은 종파 속도를 가지는 구조가 나타난다. 역산된 예비적 성격의 상대적 속도 구조이상체는 경기육괴와 옥천대의 경계를 따라 대비되는 듯한 경향을 나타낸다. 이번 연구에 사용된 블록의 크기나 위치 등에 대한 입력 파라미터는 차후 자료가 충분히 집적될 경우 정밀분석을 위한 입력 파라미터로서 이용될 것이다.

주요어: 종파, 도달시간 토모그래피, 도달시간 차이

서론

지구의 지각이나 맨틀의 심도에 대한 측방 속도변

화를 측정하는 일은 지진학 연구의 필수적인 과정이다. 지각구조 연구의 많은 방법 중 수신합수 및 표면파 분산 역산을 통한 지각구조 결정은 관측소 직하부의 구조에 국한되어 있어 조사지역 전체 규모의 측방구조 변화 연구에는 한계가 있다. 그러나 이 방

법은 단위지역의 평균적 개념의 속도구조 확립에는 매우 유용하게 사용된다. 수신함수 역산 연구의 한 예로서 Sheehan *et al.*(1995)이 미국 콜로라도주 전역에 걸쳐 설치한 이동 광대역 지진계들에서 포착된 원거리 지진들을 입력자료로 하여 상기 방법을 사용하여 지각 두께의 측방(lateral) 변화량을 산출하였다. 한편 지진파 도달시간 이상을 이용한 토모그래피 연구는 자료만 충분하다면 조사지역 하부의 지각 및 맨틀의 심도에 대한 측방 속도대비를 쉽게 계산할 수 있으며 연구 종료 후 새로운 자료를 첨가할 필요가 있을 때 기존의 모든 과정을 되풀이 할 필요가 없어서 쉽게 연구결과를 갱신할 수 있는 장점이 있다.

P파나 S파의 상대적 도달시간 차이를 이용한 토모그래피 역산은 전세계적 또는 국지적인 규모의 지각 및 맨틀의 속도구조대비를 가능하게 한다. 이러한 종류의 토모그래피 역산을 위하여서는 먼저 하나의 지진에 대하여 각 관측점에서 측정된 P파나 S파의 상대적 도달시간의 차이를 연구할 필요가 있다. 예를 들면, 미국의 서부와 중부에서 연구된 P파나 S파의 상대적 도달시간의 차이(Cleary and Hales, 1966; Doyle and Hales, 1967; Dziewonski and Anderson, 1983; Lee and Grand, 1996)들은 미국 서부와 중부의 도달시간 차이를 잘 나타내어 준다. 일례로서 Cleary and Hales (1966)는 북미 대륙의 P파의 이론적인 도달시간을 계산하여 서부의 Basin and Range 지역에서는 상대적으로 늦게 그리고 중부지역에서는 빠르게 도달한다고 결론지었다. 이와 같이 지진들의 각거리 및 역방위각의 변화에 따른 도달시간 이상을 이용하여 조사지역 하부의 지각 및 맨틀의 측방 속도구조 대비를 나타내는 것이 지진파 상대적 도달시간 차이를 이용한 토모그래피 역산이 된다. 국지적 규모의 토모그래피 역산은 자료가 충분하다면 조사 지역 하부의 지각 및 맨틀의 속도구조 대비를 3차원적으로 잘 나타낼 수 있다(Lerner-Lam *et al.*, 1999; Lee and Grand, 1996; Lefevre and Helmberger, 1989).

한반도에서 원거리지진의 도달시간을 이용한 상대적 도달시간 연구 및 토모그래피 역산은 지금까지도 자료의 제약 때문에 제대로 실시되고 있지 않았다. 그러나 앞으로 기상청이 설치 운영하고 있는 11개소의 광대역 지진관측소 및 기타 다른 기관에서 많은 자료가 축적될 것으로 기대되는 바 시험적 의미의 도달시간 연구 및 토모그래피 역산을 시작하는 것이

필요하다고 생각된다. 이 연구는 남한 중부에 한국고원대학교가 설치한 단주기 지진계에서 포착된 12개의 원거리 지진자료를 이용하여 상대적 도달시간이상을 분석하고 시험적 의미의 토모그래피 역산을 실시하여 문제점을 도출하여 향후 조사지역 및 다른 한반도 지역에서의 정밀한 토모그래피 역산에 도움이 되게 하는데 그 목적이 있다. 또한 자료 축적 후에 쉽게 결과를 갱신할 수 있어 남한 중부의 지각 및 맨틀구조 파악에 일조함을 목표로 한다.

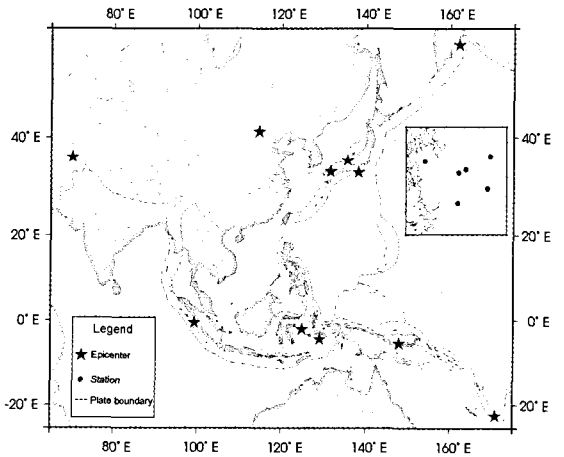


Fig. 1. Distribution of earthquake epicenters used in this study. Solid stars are earthquake epicenters. Study area is presented as a rectangle in the right side of the figure and station locations are marked as solid circles. Major plate boundaries are plotted as dotted lines.

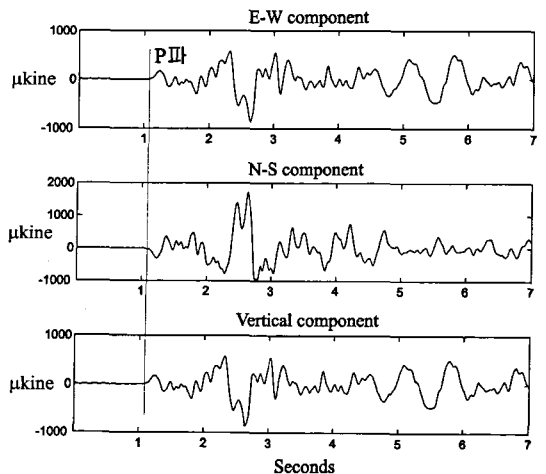


Fig. 2. Data used in this study. East, north, and vertical components of data are plotted from top to bottom. Onset of P phase is aligned with vertical dotted line.

Table 1. Earthquake information used in this study.

Origin GMT (yr/mo/dy hr/mm/sec)	Epicenter		Focal depth (km)	Body wave magmitude	Location
	Latitude (°)	Longitude (°)			
1997/12/05 11/26/53.81	54.804	162.007	25.2	6.3	near east coast of Kamchatka
1997/12/22 02/05/51.64	-5.559	147.838	33.0	6.5	east Papua New Guinea region
1998/01/04 06/11/58.97	-22.301	170.911	100.6	6.4	Royalty Islands
1998/01/10 03/50/41.56	41.083	114.500	30.3	5.8	northeastern China
1998/01/23 09/20/08.28	52.379	-168.643	30.0	5.8	Aleutian Islands
1998/02/19 14/14/51.19	-4.476	129.082	33.0	6.1	Banda sea
1998/02/22 16/03/51.94	35.848	135.559	348.1	4.5	southern Honshu, Japan
1998/02/28 17/38/48.61	33.458	138.124	291.4	5.3	southern Honshu, Japan
1998/03/21 18/22/28.46	36.433	70.133	227.8	5.8	Hindu Kush region
1998/04/01 17:56:23.26	-0.544	99.261	55.7	6.2	southern Sumatera
1998/05/22 19/49/33.71	33.622	131.514	81.0	5.4	Kyushu, Japan
1998/11/29 14/10/31.96	-2.071	124.891	33.0	6.1	Ceram sea

자 료

이 연구에 사용된 지진들은 한국교원대학교에서 남한 중부지역에 설치한 단주기 지진망(Fig. 1 안의 오른쪽)에 1997년에서 1998년 사이에 포착된 지진들로서 대부분 원거리 지진들이다(Fig. 1). 진앙의 위치에 대한 정보는 지진목록(National Earthquake Information Center, 1999)을 이용하였다. 8개의 원거리 지진(각거리 30° 이상)과 일본 해구 섭입지대에서 일어난 3개의 중발지진 및 중국에서 일어난 1개의 지진이 이용되었다. Fig. 2에 나타난 지진은 1998년 GMT 시간으로 5월 22일 19시 49분 33.71초에 일본 큐슈 지역(북위 33.62°, 동경 131.51°)에서 일어났는데 진앙의 깊이는 약 80km이며 실체파 규모는 5.4이다. P파 초동의 시작이 뚜렷하다. 이 연구에 사용된 지진 정보는 Table 1에 표시되어 있다.

도달시간, 전파경로 및 역산 기법

도달시간 산정

도달시간 토모그래피 역산에 필요한 도달시간 산정에 관한 과정을 요약하면 다음과 같다. 도달시간 토모그래피 역산은 각 지진이 각 관측점에 도착하는 상대적인 도달 시간을 이용한다. 이를 위해서는 각 지진에 대하여 이론적인 도달시간을 계산하는 과정이 필요하다.

Fig. 3에 나타난 바와 같이 진원의 위도 및 경도를 각각 θ 및 ψ 라고 하고 한 관측소의 위도 및 경도를 θ' 및 ψ' 라고 하자. 진앙의 기본 방향 벡터(X_e) 및 관

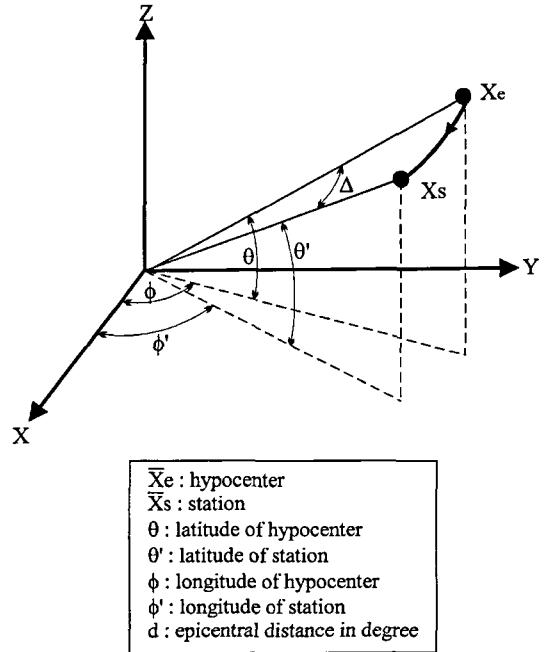


Fig. 3. Geometry between an epicenter and a station in spherical coordinate. X_e and X_s represent epicenter and station, respectively.

측소의 기본 방향 벡터(X_s)의 내적을 이용하여 두 지점 사이의 각거리를 구할 수 있으며 아울러 지구 평편도를 고려하여 거리를 구할 수 있다.

다음 과정은 주어진 거리 및 진원의 깊이에서 측방 변화없이 심도에 따라 속도가 변하는 어떤 속도 구조를 사용하여 이론적인 도달시간 및 파선상수를

구하는 과정이다. WKBJ 기법(Chapman, 1978)의 일부분을 사용하여 해당 거리 및 진원의 깊이에 해당하는 파선의 굴절깊이, 파선상수 및 이론적인 도달시간을 계산한 후 상대적 도달시간 차이를 다음과 같이 측정한다. 먼저 일정한 파선상수의 범위에 대하여 파선상수의 값을 증가시키면서 해당 각거리 및 도달시간을 계산하여 실제 거리와 부합하는 파선상수를 찾는다. 주어진 각거리에 대하여 파선상수 및 도달시간을 계산한 후에 상대적 도달시간의 차이를 다음과 같이 구한다.

$$T_i^j = O_i^j - Q_i^j \quad (3-1)$$

식 (3-1)에서 O_i^j 및 Q_i^j 는 j번째 지진에 대하여 i번째 관측점에서 측정된 실제 도달시간 및 이론적인 도달시간이며 T_i^j 는 j번째 지진에 대하여 i번째 관측점에서 측정된 상대적인 도달시간 차이이다. 조사지역 각 관측소 하부의 지각두께 및 퇴적층 두께차이에 의한 상대적 도달시간의 차이를 보정하여 각 관측소의 비교조건을 동등하게 하여야 한다. 지각의 평균 속도(V_c)와 상부 맨틀의 속도(V_m)를 가정하면 i번째 관측소의 지각 두께 변화에 의한 보정요소(δC_i)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\delta C_i = D_i \sqrt{\frac{1}{V_c^2} - (p_i^j)^2} + (D_{ref} - D_i) \sqrt{\frac{1}{V_m^2} - (p_i^j)^2} \quad (3-2a)$$

식 (3-2a)의 D_i 는 i번째 관측소 하부의 지각 두께이며, D_{ref} 는 기준 지각 두께이다. P_i^j 는 j번째 지진이 i번째 관측소에 포착되는 파선 상수를 나타낸다. 각 관측소 하부의 퇴적층들의 차별적인 두께에 의한 보정요소(δB_i) 역시 다음과 같은 방법으로 나타낼 수 있다.

$$\delta B_i = -A_i \sqrt{\frac{1}{V_{sed}^2} - (p_i^j)^2} + A_i \sqrt{\frac{1}{V_c^2} - (p_i^j)^2} \quad (3-2b)$$

식 (3-2b)의 A_i 는 i번째 관측소 하부의 퇴적층 두께이며, V_{sed} 는 퇴적층의 평균속도이다.

어떤 한 지진은 같은 거리에 있는 다른 지진에 비하여 상대적으로 빠른 전파경로를 가질 수 있으므로 각 지진마다 차별성을 보정하는 과정이 필요하다. 가장 간단한 방법은 각 지진에 대하여 관측점들에서 측정된 상대적 도달시간의 평균값을 각 상대적 도달시간 차이에서 빼어주는 방법이다. 그러나 이 방법은 모든 관측점에서 지진이 관측되지 않았을 때에는 오류를 포함할 수 있다. 본 연구에서는 Lee and Grand

(1996)가 사용한 아래와 같은 방법을 이용하여 각 관측점에서 측정된 P파의 상대적인 도달시간 차이에 각 지진의 차별성을 보정하였다.

$$T_i^j = \Delta S_i + \Delta E^j \quad (3-3)$$

식 (3-3)의 ΔS_i 는 i번째 관측점의 평균 상대적 도달시간이며(station static), ΔE^j 는 j번째 지진의 차별성을 보정하는 요소이다(earthquake static). j번째 지진에 대해서 i번째 관측점에서의 자료가 없을 때는 T_i^j 는 값을 가지지 않는다. 상기 식을 행렬식으로 표시하면

$$\begin{bmatrix} T_1^1 \\ T_2^1 \\ T_3^1 \\ \vdots \\ T_{N_s}^1 \\ \vdots \\ T_{N_s-2}^{N_s} \\ T_{N_s-1}^{N_s} \\ T_{N_s}^{N_s} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \cdots & 0 & 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 & 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 \\ 0 & \cdots & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 \\ 0 & \cdots & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta S_1 \\ \Delta S_2 \\ \Delta S_3 \\ \vdots \\ \Delta S_{N_s} \\ \Delta E^1 \\ \Delta E^2 \\ \vdots \\ \Delta E^{N_s} \end{bmatrix}$$

또는

$$T = GM \quad (3-4)$$

식 (3-4)의 G는 0과 1로 구성된 $N \times L$ 행렬로서 N은 P파 도달시간 자료의 개수이며 L은 관측점의 수(N_s)와 지진 개수(N_e)를 합한 것이 된다. 그러나 위의 행렬의 해는 유일하지 않다. 즉 M의 해 중에 각 지진의 차별성을 보정하는 해를 일정한 양만큼 더하거나 빼어주어도 그 요소들이 관측점의 평균 상대적 도달시간 차이의 형태로 전환되어서 위의 행렬식을 만족한다. 이를 해결하기 위하여 관측점들의 평균 상대적 도달시간 차이의 합은 영이라는 강제적인 제약조건을 다음과 같이 적용하였다.

$$FM = [1 \ 1 \ 1 \ \cdots \ 0 \ 0 \ 0] [\Delta S_1 \ \Delta S_2 \ \Delta S_3 \ \cdots \ \Delta E^1 \ \Delta E^2 \ \Delta E^3 \ \cdots]^T = 0 \quad (3-5)$$

이 제약조건 (3-5)을 사용하여 해를 구하면

$$\begin{pmatrix} M \\ \lambda \end{pmatrix} = \left(\begin{pmatrix} G'GF^t \\ F \ 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} G'GF^t \\ F \ 0 \end{pmatrix} \right)^{-1} \begin{pmatrix} G'GF^t \\ F \ 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} G'D \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3-6)$$

식 (3-6)의 λ 는 라그랑제의 곱수이다(Menke, 1989). 상기 방법으로 구한 각 지진의 차별성을 보정하는 요소(ΔE^j)들을 각 지진의 상대적 도달시간 차이에서 빼어주게 되면 기본 자료가 다음과 같이 계산된다.

$$T_i^j = O_i^j - P_i^j + \delta B_i + \delta C_i - \Delta E^j \quad (3-7)$$

편의상 T_i^j 를 일렬로 배열하여 τ 로 나타내어 역산 알고리즘에서 설명할 것이다.

파선추적

본 연구에서는 지구를 일정한 크기의 블록으로 나누어서 블록들 내에서는 일정한 속도구조를 기준으로 역속도 대비를 가진다고 가정하였다, 각 블록을 통과하는 파선의 길이를 측정하기 위하여 하나의 지진-관측소 사이의 전파경로를 이론적인 도달시간을 구할 때 사용하였던 동일한 속도구조를 사용하여 계산하였

다. 먼저 관측소, 진앙 위치 및 파선상수를 이용하여 파선을 추적하여 나갈 수 있다. Fig. 3에 표시된 관측점[$X_s = (x', y', z')$] 진앙[$X_e = (x, y, z)$], 및 지구중심을 포함하는 평면을 카타시안 좌표계에 나타내면 다음과 같다.

$$Ax + By + z = 0 \quad (3-8)$$

파선추적시 속도모델은 깊이에 따라 내삽되며 주어진 두 깊이 사이의 파선추적을 위하여 Fig. 4에 표시된 바와 같이 첫 번째 깊이의 번호를 i 그리고 두 번째 깊이의 번호를 $i+1$ 이라고 한다. 주어진 파선 상수와 속도모델하에서 각거리 변화량(dX_i)은 다음과 같이 표현된다.

$$dX_i = pr^{-1}(\eta^2 - p^2)^{-1/2} dr \quad (3-9)$$

식 (3-9)에서 여기서 η 는 r/v 로 표시된다. 속도모델을 수치적으로 근사하기 위하여 $v(i) = ar^{b(i)}$ 이라고 하면 수치적으로 $b(i)$ 는 다음과 같이 표현된다.

$$b(i) = \ln\left(\frac{V(i)}{V(i+1)}\right) / \ln\left(\frac{d(i)}{d(i+1)}\right) \quad (3-10)$$

식 (3-9) 및 (3-10)을 이용하면 각거리의 변화량은 다음과 같이 표시된다.

$$dX_i = \frac{1}{1-b(i)} [\cos^{-1}(pV_i/r_i) - \cos^{-1}(pV_{i+1}/r_{i+1})] \quad (3-11a)$$

한편 dX_i 를 통과하는 데 걸리는 시간 dt_i 는 다음과 같다.

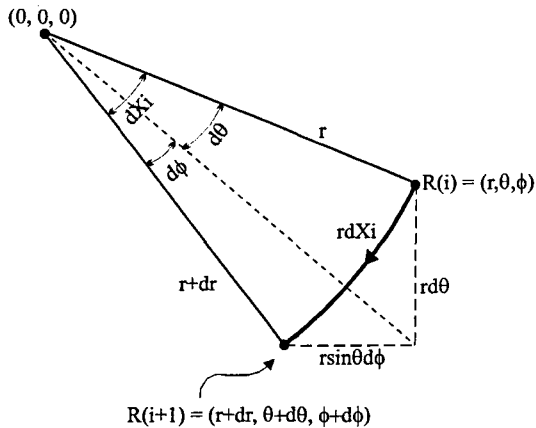
$$dt_i = \frac{1}{1-b(i)} [\sqrt{r_i^2/V_i^2 - p^2} - \sqrt{r_{i+1}^2/V_{i+1}^2 - p^2}] \quad (3-11b)$$

다음으로 각 깊이에서 각거리의 변화에 따라 지표로 투영된 여위도 및 경도의 변화량을 산출하여야 한다. 즉 식 (3-8)에서 주어진 평면상수 A와 B 및 Fig. 4에 표시된 시작점 $R(i)$ 의 여위도(θ) 및 경도(ψ), 그리고 깊이(r)와 다음점 $R(i+1)$ 까지의 각거리의 변화량(dX_i)을 이용하여 다음 깊이의 여위도 및 경도를 계산할 수 있다.

그림 4에서

$$dX_i^2 = d\theta^2 + \sin^2\theta d\phi^2 \quad (3-12)$$

식 (3-8) 및 (3-12) 그리고 시작점 $R(i)$ 를 이용하여 경도 및 여위도의 변화량은 다음과 같이 계산된다.



$R(i)$: a starting point for ray tracing
 $R(i+1)$: an ending point for ray tracing
 r : radius of $R(i)$
 $r+dr$: radius of $R(i+1)$
 θ : co-latitude of $R(i)$
 $\theta+d\theta$: co-latitude of $R(i+1)$
 ϕ : longitude of $R(i)$
 $\phi+d\phi$: longitude of $R(i+1)$
 $d\theta$: increasement of co-latitude
 $d\phi$: increasement of longitude
 dXi : increasement of epicentral distance

Fig. 4. Ray-path geometry between $R(i)$ and $R(i+1)$. This geometry is used to trace ray with specific ray parameter. (0, 0, 0) represents the center of the earth.

$$d\phi = \frac{\pm dX_i}{\sqrt{\sin^2\theta + \sin^4\theta(-A\sin\phi + B\cos\phi)^2}} \quad (3-13a)$$

$$d\theta = \frac{\pm dX_i \sin^2\theta(-A\sin\phi + B\cos\phi)}{\sqrt{\sin^2\theta + \sin^4\theta(-A\sin\phi + B\cos\phi)^2}} \quad (3-13b)$$

식 (3-13a)에서 부호는 관측점에서 진앙으로 갈수록 경도가 커지면 +이고 나머지는 -이며 식 (3-13b)에서는 위도가 증가하면 + 그 외에는 -이다.

역산 알고리즘

본 연구에서 사용한 역산 기법은 표준 역투영 기법으로서 그 한 예로 Humphreys *et al.*(1984)이 미국 남 캘리포니아주의 맨틀구조 연구에 이 기법을 응용하였다. 이후 북미대륙 전역이나 미국 서부 및 중부의 지각 및 맨틀구조 연구에 이 기법이 사용되어 왔다(Grand and Helmberger, 1984; Helmberger *et al.*, 1985; Davis *et al.*, 1993; Grand, 1994; Humphreys and Dueker, 1994; Lee and Grand, 1996). 이 기법의 기본적인 접근은 지구를 각 블록으로 구분하여 각 블록의 탄성과 역속도의 대비가 주어진 초기 역속도 대비 모델과는 일정한 차이가 있다고 정의한다.

역산에는 SIRT(Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) 알고리즘이 이용되는 데 최적의 자료 처리를 위하여 일정한 오차범위 내에서 자료부합이 될 수 있도록 반복적 처리 기법을 사용한다. 주어진 역속도 대비 모델로부터 이론적인 상대적 도달시간의 차이 계산은 다음 식을 이용하여 구할수 있다.

$$t_r = \sum_b l_{rb} s_b \quad (3-14)$$

식 (3-14)의 t_r 은 파선 r 의 이론적인 상대적 도달시간 차이가 되며 l_{rb} 는 파선 r 이 b 블록을 통과하는 길이이며 s_b 는 b 블록의 한 속도구조에 대한 역속도의 대비이다. 따라서 다음 식 (3-15)에 나타난 바와 같이 첫 번째 반복처리 과정에서 각 블록에 주어진 역속도 대비 모델을 그 블록을 통과하는 파선길이를 곱하여 모든 블록에 대하여 더함으로써 파선 r 의 이론적인 상대적 도달시간 차이($t_r^{(k)}$)를 구한다. 여기서 l_{rb} 는 매번 반복 처리과정마다 $s_b^{(k)}$ 가 변함에 따라 달라지지만 l_{rb} 의 변화량은 무시할만 하다(Aki *et al.*, 1977). 따라서 반복처리 전단계에서 한번 시도한 파선추적 결과가 반복적 역산과정에서 계속 쓰이게 된다.

$$t_r^{(k)} = \sum_b l_{rb} s_b^{(k)} \quad (3-15)$$

여기($\delta t_r^{(k)}$)는 식 (3-16)에 나타난 바와 같이 실제 상대적 도달시간 차이(t_r)에서 이론적인 상대적 도달시간 차이를 뺀으로서 계산된다.

$$\delta t_r^{(k)} = t_r - t_r^{(k)} \quad (3-16)$$

SIRT 알고리즘은 다음 식 3-17에서 보여준 바와 같이 어떤 블록을 통과하는 모든 파선들의 길이 및 통과 파선의 밀도에 따라 차별적으로 가중 적용되어 여러의 합을 최소화하는 역속도 대비의 증감(δS_b)을 계산한다. 아래 식 (3-17)에서 W_{rb} 는 블록 b 를 통과하는 파선 r 의 가중치이며 L_r 은 조사 지역 하부 지각을 통과하는 파선의 길이가 되는 감쇠인자이다.

$$\delta S_b = \frac{\sum_r \delta t_r^{(k)} l_{rb} W_{rb} / L_r}{\sum_r l_{rb} W_{rb} + \sigma} \quad (3-17)$$

식 (3-17)에 의하여 계산된 한 블록에 대한 역속도 대비의 증감을 그 블록의 역속도 대비에 식 (3-18) 같이 더하여 줌으로써 새로운 역속도 대비($\delta S_b^{(k+1)}$)를 계산한다.

$$S_b^{(k+1)} = S_b^{(k)} + \delta S_b \quad (3-18)$$

식 (3-18)에 의하여 계산된 한 블록의 역속도 대비 증감을 모든 관심있는 블록에 대하여 수행함으로써 반복처리과정의 일회 연산을 수행하게 된다. 상기 과정들을 반복 수행함으로써 역속도 대비모델이 일정한 수준으로 수렴할 때 그때의 역속도 대비 모델로부터 각 블록의 속도 대비 모델을 계산하게 된다.

한편 SIRT 기법의 단점은 수평 및 수직 분해능을 표시할 수 있는 함수가 없다는 것이다. 이를 보완하는 방법으로는 주어진 자료의 파선경로를 가지고 조사지역 지각의 인위적인 속도이상구조를 가정한 후 실제 자료의 파선경로를 이용하여 이 구조에 의한 인위적인 상대적 도달시간차를 계산한다. 그 후 이를 역산하여 계산된 속도구조와 가정한 속도 구조를 비교하여 보는 방법이 있다.

도달시간 및 토모그래피 역산결과 해석

각 관측소 하부의 지각두께 및 퇴적층 두께에 대

한 신빙성 있는 연구결과나 자료가 부족하여 식 (3-2a) 및 (3-2b)에 기술된 관측점 하부의 차별적인 퇴적층 두께와 지각 두께 변화에 의한 도달시간차 효과는 이번 상대적 도달시간 산정에서는 고려하지 않았다. 계산된 관측점의 평균 상대적 도달시간차는 경기육괴와 옥천대의 경계에 위치한 관측점 CHO와

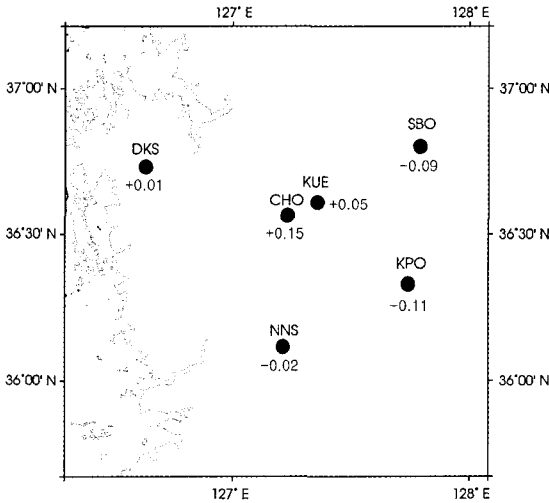


Fig. 5. Calculated average station delays. Station locations are marked as solid circles and station names are written at the top of the circle. Average station delays are written near the station locations. Station abbreviations represent as DKS, Deoksan; SBO, Seobu-ri; KPO, Keopo-ri; KUE, Kyowon University; CHO, Chochiwon; NNS, Nonsan.

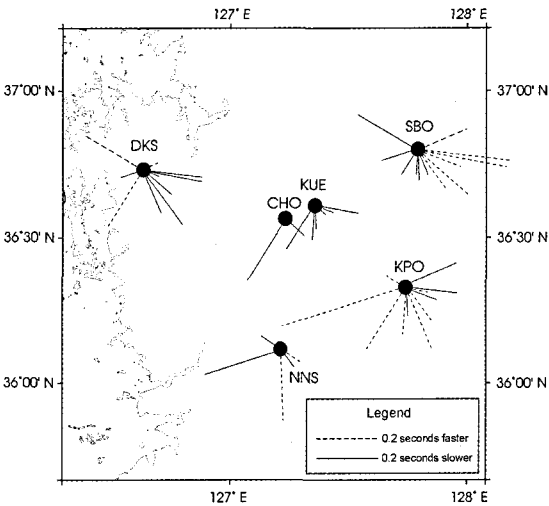


Fig. 6. Variation of the traveltimе residuals due to backazimuthal variations. Length of the line penetrating solid circle represents magnitude of the traveltimе residuals.

KUE에서는 상대적으로 느리며 관측점 SBO나 KPO에서는 비교적 빠르다(Fig. 5). 조사지역 서부의 경기육괴에 위치한 관측점 DKS와 조사지역 남부에 위치한 NNS에서는 상대적으로 중간적인 값들을 나타낸다. 평균 상대적 도달시간차는 약 0.27초의 값의 대비를 보이지만 관측점에 기록된 개개의 자료를 살펴보면 최대 약 0.7초의 상대적 도달시간차를 보인다.

각 관측점에서 측정된 종파의 상대적 도달시간차를 Fig. 6에 표시하였다. 관측점 SBO에서는 11개의 지진이 포착되었지만 관측점 CHO에서는 오직 2개의 지진만이 포착되었다. Fig. 6에서 점선은 관측점 하부가 상대적으로 빠른 속도를 가지는 것을 뜻하며 실선은 반대의 경우이다. 이 선들의 길이는 Fig. 6의 범례에 나타난 바와 같이 상대적 도달시간차의 크기를 나타낸다. 또한 Fig. 6에서는 역방위각에 대한 상대적 도달시간차의 변화를 잘 보여주는 데 관측점 SBO의 경우 동쪽으로부터 도달한 지진들은 빠른 상대적 도달시간차를 나타내는 반면 대체로 서쪽으로부터 도달한 지진들은 느린 상대적 도달시간차를 나타낸다. 그러므로 관측점 SBO의 동쪽 하부 속도는 서쪽하부에 비하여 빠르다는 것을 짐작할 수도 있다. 관측점 CHO와 KUE는 오직 남동방향에서 도달한 지진들만 포착되었는데 느린 상대적 도달시간차를 나타낸다. 그러나 DKS에서 남동방향에서 도달한 지진들이 느린 상대적 도달시간차를 나타내므로 CHO나 KUE의 북서쪽 하부의 속도는 상대적으로 느리다고 짐작할 수 있다.

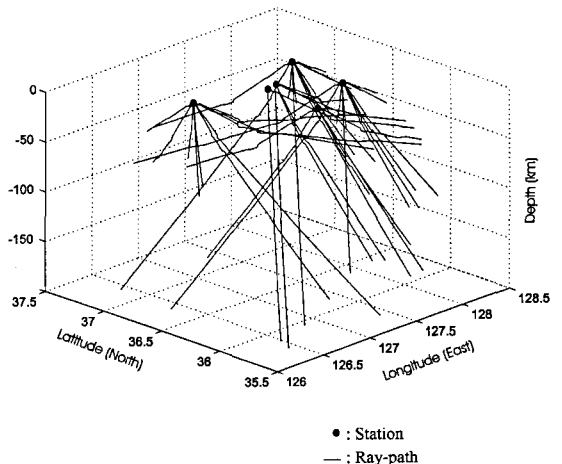


Fig. 7. Raypaths beneath the study area mapped out using real data. Small solid circles are stations.

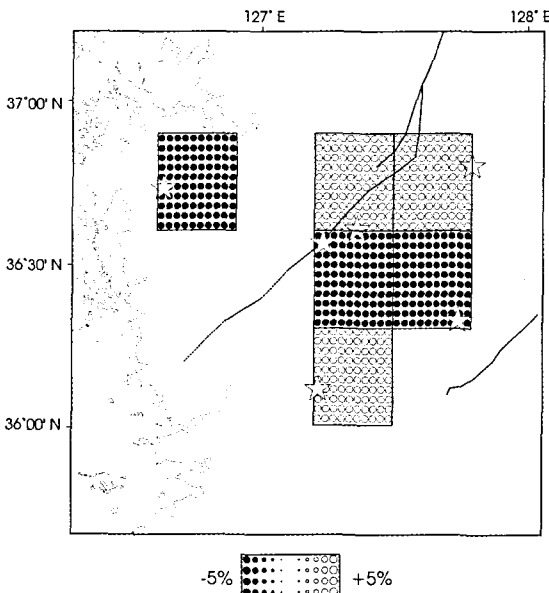


Fig. 8. An example of input model of a synthetic inversion. The amplitude of the velocity anomalies are +5% and -5%, respectively.

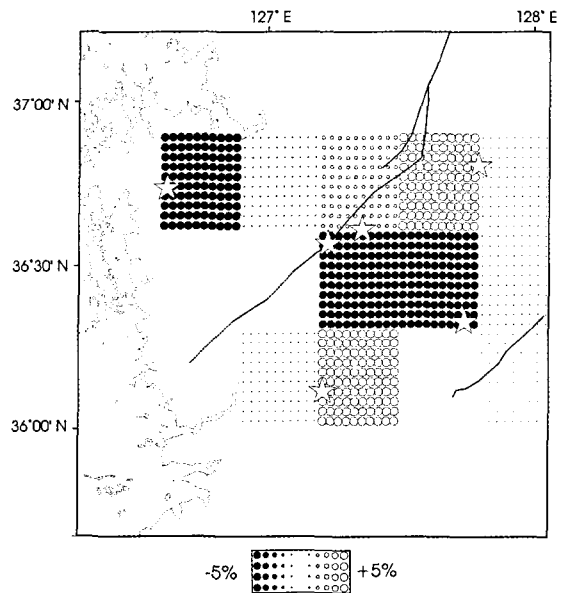


Fig. 9. Result of a synthetic inversion. Input model is presented in Fig. 8.

전반적으로 조사지역의 서쪽 하부는 상대적으로 느리다고 할 수 있는데 이는 조사 지역 북서쪽의 북동-남서 방향의 지체 구조선과 일치하는 경향이 있다. 이와 같이 상대적 도달시간분석에 의하면 몇몇 관측점에서 관찰된 지진들이 역방위각 및 각거리에 따라서 상대적으로 빠르고 늦음을 보여주므로 그 관측점들 하부 속도 대비를 나타낼 수 있게 한다.

Fig. 7에 나타난 실제 자료의 파선경로를 가지고 임의로 정한 인위적인 속도이상구조(Fig. 8)를 가정 한 후 이 구조에 의한 인위적인 종파의 상대적 도달시간차를 계산한 후 이를 이용하여 인위적 역산시험을 실시하였다. Fig. 8에 나타난 바와 같이 깊이 40km 까지 몇 개의 블록들이 상대적으로 총 10%의 속도 이상구조가 있다고 가정하고 Fig. 7에 주어진 파선경로를 이용하여 인위적인 종파의 상대적 도달시간차를 계산하여 이 값을 역산의 입력 자료로 토모그래피 역산을 실시하였다. 블록의 수평적 크기는 $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ 이다. 인위적 토모그래피 역산 결과는 Fig. 9에 표시하였다. Fig. 9에 나타난 바와 같이 관측점들이 속해 있는 블록들은 파선의 빈도가 상대적으로 좋기 때문에(Fig. 10) 비교적 잘 역산되나 파선의 빈도가 상대적으로 나쁜 블록들은 상대적으로 분해능이 불량하였다. 특히 조사지역 북서쪽에 있는 블록들은 파선밀도

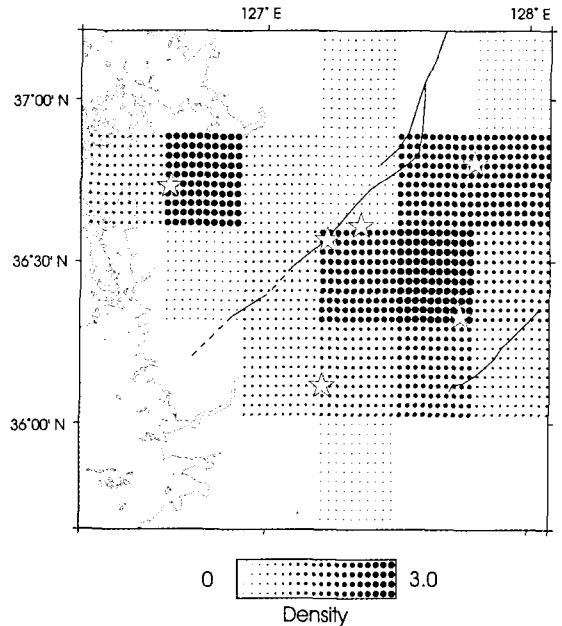


Fig. 10. Density of rays within each blocks. Density of a block is defined as the sum of ray segments that pass through the block by 0.01.

가 적기 때문에 그 지역의 역산된 이미지 해석에 있어서는 신중을 기하고자 한다.

실제 역산의 결과 조사지역 내의 지각은 약 4%의 상대적인 속도 대비를 지각 전체를 통하여 보인다

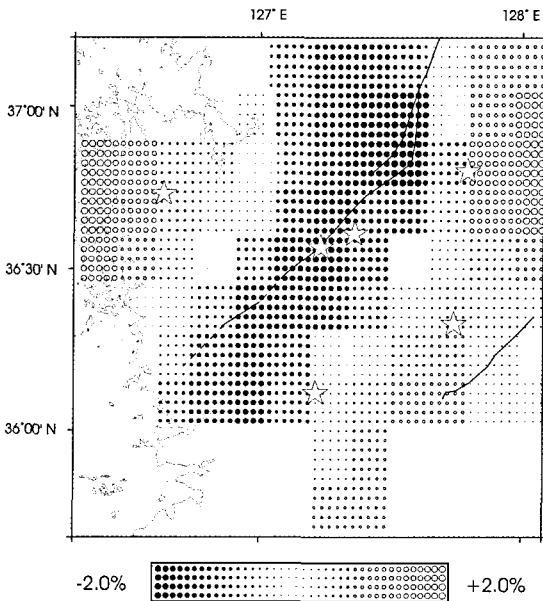


Fig. 11. Result of the tomographic inversion using real data. Solid circle represents relatively slower velocity structure while open circle does faster one.

(Fig. 11). 저속도 대비 구간은 조사지역에서 경기육괴와 옥천대의 지체구조 경계와 일치하는 경향이 있으나 구조가 나타나는 블록의 파선밀도들이 적은 값을 보이므로 신뢰도가 낮은 것으로 생각된다. 관측점 DKS 하부의 지각은 상대적으로 고속도층이며 (Fig. 6, Fig. 11) 이 관측점은 경기육괴에 속한다. 토모그래피 역산의 결과는 경기육괴와 옥천대의 경계를 따라 북동-남서 방향으로 저속도 구조 이미지가 나타나지만 파선밀도가 신뢰도를 주기에는 미약하다. 따라서 아래에 서술한 문제점을 해결함으로써 향후 조사지역 중남부의 속도구조이상체와 지질 및 지체구조와의 관련성을 자세히 구명할 수 있을 것이다.

문제점 및 개선 방향

이번 시험적인 연구에 사용된 원거리 지진 자료의 양이 충분한 각거리와 역방위각을 나타내지 못하므로 역산된 속도구조 해석 역시 신뢰도를 나타내지는 못하지만 큰 규모의 상대적인 속도대비 이미지를 나타낸다고 할 수 있다. Fig. 10에 나타난 각 블록의 파선밀도는 각 블록을 통과하는 파선들의 길이 합에 0.01을 곱한 것으로 파선밀도가 좋은 블록은 약 300 km의 파선길이 합계를 나타내나 조사지역 지체구조

선을 따라 위치하는 몇몇 블록들은 파선길이 합계가 100km 미만이어서 역산된 이미지에 충분한 신뢰성을 제공하지 못하는 바 향후 Fig. 10에 나타나는 파선밀도를 향상시키는 방향으로 자료를 추가하고자 한다.

대부분의 원거리 지진은 각거리가 멀고 조사지역이 각거리에 비해 매우 작아서 대부분의 경우 도달시간의 이상이 조사지역 하부의 지각 및 맨틀의 횡적 변화에 의한 것이라는 가정을 할 수 있으나 거리 지진의 진원이 해구이고 해구축의 방향이 방위각의 방향과 비슷하다면 슬랩을 차별적으로 통과할 수 있기 때문에 진원근처의 이상속도 구조에 의하여 도달시간이 영향을 받을 수 있다. 앞으로 수렴판대에서 일어난 원거리 지진자료를 첨가할 때는 해구의 축과 수직에 가까운 각을 이루는 자료를 선정하여야 한다.

블록의 구획화 과정 중 대부분의 관측점들이 블록들의 경계근처에 위치하기 때문에 역산된 속도구조 이상은 각거리로 0.15° 벗어날 수 있다. 이를 방지하기 위하여 현재의 블록화 과정에서 각거리로 0.15° 빗나가게 향후 설계하여야 한다. 또한 블록의 길이보다 작은 구조에 의한 상대적 도달시간차를 역산하면 수평적으로 실제보다 과장이 된다. 만약 속도이상구조가 조사지역의 지각내에 존재하고 수평적 크기가 0.3°×0.3° 이상이면 비록 분해능이 불량하고 크기는 과장되지만 이상체의 윤곽을 포착할 수 있으나 이 크기 이하이면 이 이상체는 매우 과장되거나 또는 포착이 되지 않는다. 하나의 예로서 속도이상구조가 하나의 긴 선구조 형식으로 되어 있으면 선구조의 넓이 방향으로 이상체의 크기가 과장된다.

시험적인 토모그래피 역산결과 블록의 크기는 0.3°×0.3°×40km가 적당하다. 이번 연구는 깊이에 대한 분해능이 없기 때문에 이러한 이상구조의 깊이에 대한 제약조건을 부과할 수 없다. 이상체의 속도 대비율과 이상체의 두께는 서로 트레이드 오프(Trade-off) 된다는 것이다. 즉, 40km 깊이까지의 4% 속도 대비는 20km 깊이까지의 8% 속도 대비로 역시 생각할 수 있다는 것이다. 충분한 자료 축적 후 깊이에 대한 분해능을 향상시킨 후 조사지역의 속도구조 이상체와 지질 및 지체구조와의 관련성을 자세히 구명할 수 있을 것이다.

결론

이 연구의 결과를 종합하면 다음과 같다.

(1) 조사지역 관측점에서 계산된 종파의 평균 상대적 도달시간차는 관측점들에서 최대 0.27초 그리고 상대적 도달시간차는 최대 0.7초이며 역방위각 및 각 거리에 따라 다른 값들을 보인다.

(2) 시험적 토모그래피 역산결과 블록의 크기는 $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ} \times 40\text{km}$ 로서 충분히 역산 가능하나 파선밀도가 전반적으로 낮다.

(3) 선구조를 잘 역산하기 위하여서는 관측소들이 최대한 블록의 경계에서 떨어져 있도록 블록들을 구획화 하여야 한다.

(4) 경기육괴와 옥천대의 경계를 따라 북동-남서 방향으로 상대적으로 낮은 속도구조를 보이지만 현 자료로서는 신뢰도가 충분하지 않다.

(5) 자료의 축척 후 깊이 및 수평적 분해능을 향상 시킴으로써 향후 상세한 지각 및 맨틀 속도구조와 표면에 나타난 지질구조를 대비 분석할 수 있을 것이다.

사 사

이 논문은 1998년 한국학술진흥재단 자유공모 과제 연구비에 의하여 수행되었으며 이에 감사드립니다.

참고문헌

- Aki, K., Christofferson, A. and Husebye, E.S., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 82, 277-296.
- Chapman, C.H., 1978, A new method for computing synthetic seismograms. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 54, 481-489.
- Cleary, J. and Hales, A.L., 1966, An analysis of the travel times of p waves to North American stations, in the distance range 32° to 100° , *Bulletin of Seismological Society of America*, 56(2), 467-489.
- Davis, P.M., Slack, P., Dahlheim, H.A., Green, W.V., Meyer, R.P., Achauer, U., Glahn, A. and Granet, M., 1993, Teleseismic tomography of continental riftzones. In *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H.M. Lyster and K. Hirahara, 397-439, Blackwell, Cambridge, Mass.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, A.L., 1983, Travel times and station corrections for p waves at teleseismic distances, *Journal of Geophysical Research*, 88, 3295-3314.
- Doyle, H.A. and Hales, A.L., 1967, An analysis of the travel times of S waves to North America in the distance range 28° to 82° . *Bulletin of Seismological Society of America*, 57, 761-771.
- Grand, S.P. and Helmberger, D.V., 1984, Upper mantle shear structure of North America. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 76, 399-438.
- Grand, S.P., 1994, Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans. *Journal of Geophysical Research*, 99, 11591-11621.
- Helmberger, D.V., Engen, G.R. and Grand, S.P., 1985, Upper-mantle cross-section from California to Greenland. *Journal of Geophysics*, 58, 92-100.
- Humphreys, E.D., Clayton, R.W. and Hager, B.H., 1984, A tomographic image of mantle structure beneath southern California. *Geophysical Research Letter*, 11, 625-627.
- Humphreys, E.D. and Dueker, K.G., 1994, Physical state of the western U.S. upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9635-9650.
- Lee, D.K. and Grand, S.P., 1996, Upper mantle shear structure beneath the Colorado Rocky Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 101, 22233-22244.
- Lefevre, L.V. and Helmberger, D.V., 1989, Upper mantle p velocity structure of the Canadian shield, *Journal of Geophysical Research*, 101, 17749-17765.
- Lerner-Lam, A.L., Sheehan, A., Grand, S., Humphreys, E., Dueker, K., Hessler, E., Guo, H., Lee, D.K. and Savage, M., 1999, Deep structure beneath the Southern Rocky Mountains from the Rocky Mountain Front Broadband Experiment. *Rocky Mountain Geology*, 33(2), 199-216.
- Menke, W., 1989, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, International Geophysics Series, 45, Academic Press, San Diego, CA.
- National Earthquake Information Center, 1989-1999, Preliminary Determination of Epicenters. monthly listings, U.S. Department of the Interior/Geological Survey.
- Sheehan, A.F., Abers, A.A., Lerner-Lam, A.L. and Jones, C.H., 1995, Crustal thickness variations across the Rocky Mountain front from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20291-20304.

2001년 1월 11일 원고 접수
 2001년 1월 19일 수정원고 접수
 2001년 2월 2일 원고 채택