

## 지진토폴로그래피 (Seismic Tomography) 방법을 이용한 한반도 하부 Pn 속도 구조의 수평분포 결정

金昭九\* · 李勝珪\*

### Determination of Lateral Variations for Pn Velocity Structure Beneath the Korean Peninsula Using Seismic Tomography

So Gu Kim\* and Seoung Kyu Lee\*

**ABSTRACT** : A back projection algorithm is applied to 216 Pn travel time measurements to image lateral variations of compressional velocity in the uppermost mantle in the Korean Peninsula. We obtained an average P-velocity value for the uppermost mantle of  $7.90 \pm 0.18$  km/sec, and an average mantle P-velocity gradient of  $5.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  for the Korean Peninsula. The final 3-D velocity image in the uppermost mantle is characterized by a low-velocity (about  $7.77 \pm 0.12$  km/sec) region in the southeast area of the Korean peninsula, which is called 'Kyongsang Basin' and by high-velocity ( $\geq 8.08$  km/sec) region in the northern area of the Korean Peninsula (Hamkyong and Pyongan provinces). The crustal thicknesses are calculated for the 10 subregions. The crustal thickness of the northern part ( $\geq 39^\circ\text{N}$ ) of the Korean Peninsula is 33.0~36.0 km, on the contrary, that of the southern part ( $< 39^\circ\text{N}$ ) is 30.7~33.7 km. The velocity image obtained in this study is somewhat consistent with previous S-P travel time studies and gravity studies.

## 서 론

토폴로그래피는 최초로 1917년 Radon에 의해 선형적 변환과 역산 변환을 공식화시켰다. 그후 Radon변환은 2차원 스칼라장에서 투영 문제에 많이 이용되어졌다(Humphreys, Clayton, 1988). 이 방법은 의학 연구자들에 의해 팔목할 만한 발전이 있었으며 고분해능의 2차원 "Tomography" (slice picture)의 원리를 창출케 했다. 이 원리를 이용한 역투영 방법은 파선이 경로를 따라 진행할 때 어느 지역에 도달하면 신호와 파선 경로를 갖게 되며 이의 경로를 역으로 추정하는 것이다. 지진학에서의 역투영 토폴로그래피 방법은 일반적으로 여러 개의 파선을 이용하여 지각 구조를 찾기 위한 방법으로 널리 이용되고 있다. Pn 주시의 토폴로그래피 역산방법을 이용한 지각 속도 구조의 연구 사례로 Hearn *et al.* (1991)은 미국 서부 지역을 대상으로 연구하였으며, Holt, Wallace (1990) 그리고 Zhao, Xie (1993) 등은 Tibet 지역을 대상으로 최상부 맨틀에서 P과

의 수평 속도 분포를 연구했다. Pn 주행시간 자료의 분석을 위해 첫째, 양질의 자료를 선별하는 것이 중요하다. 둘째, 이와 같이 준비된 Pn 주시 자료는 Mantle Lid를 따라 주행한 굴절 Pn파로 모델 되어진다. 그리고 앞서 개발된 토폴로그래피 역산 기법은 위의 선별된 자료들을 이용하여 최상부 맨틀에서의 수평 성분 Slowness와 관측소의 정적 시간 지연의 해를 찾기 위해 사용된다 (Hearn *et al.*, 1991). 또한 분해능은 이론 지진 자료를 관측 Pn 주시 자료와의 비교를 통하여 검증할 수 있다. 이들 역산에 의한 결과와 탐사 지역의 지질 및 지체 구조력의 해석이 병행되어 합당한 결과를 유도해 내는 것이다 (Hearn *et al.*, 1991).

따라서 본 연구에서는 44개의 근거리·국지 지진의 Pn 주시 자료를 이용하여 최상부 맨틀에서의 Pn파의 수평적 속도 분포와 "Mantle Lid"에서의 수직 속도구배를 찾고 한반도를 10개의 소구역 (subregion)으로 나누어 각 소구역에서의 평균 Pn 속도 및 평균 지각 두께를 찾고자 한다.

## 근거리·국지 지진의 굴절파 자료

\* 한양대학교 지진연구소 (The Seismological Institute, Hanyang University, Ahnsan 425-791, Kyonggi-do, Korea)

본 연구에서 사용한 자료는 기상청 (KMA), 한양대 이

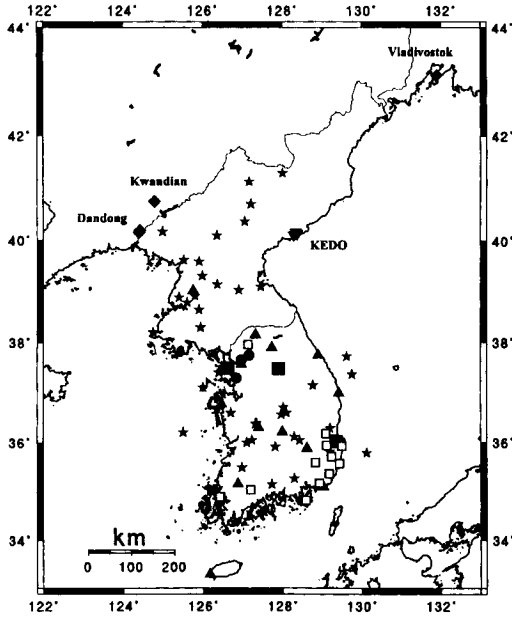


Fig. 1. The map shows stations and events used in this study. ■; VBB (INCN, KSRS, PHN), ▲; KMA (Korean Meteorological Administration), ●; SIHY (Seismological Institute Hanyang University), ▼; KEDO (Korea Energy Development Organization), □; KIGAM (Korea Inst. of Geology, Mining and Materials), ◆; Chinese and Russian stations, ★; events.

동 관측소 (SIHY), 인천 (IRIS), 한국 자원 연구소 (KIGAM) 남부 지역 관측망, 원주 (KSRS), 중국 (단동, 관디안) 관측소, 러시아 (Vladivostok) 관측소 그리고 KEDO (Korea Energy Development Organization) 관측소 등의 모든 주시 자료 중 Pn 굴절파로 식별된 Pn자료만을 사용하기로 했다. Fig. 1은 본 연구에서 사용한 지진 관측소의 위치를 서로 다른 부호로 표시한 것이다. Pn자료의 취득 및 선별은 매우 중요한 과정이다. Table 1은 한반도의 각 관측소의 위치와 사용된 자료의 개수를 나타낸 것이다. 진앙 거리 2°에서 12°사이에서 걸보기 Pn속도는 "Mantle Lid"에서는 속도구배가 무시할 만큼 차이가 적다 (Hearn *et al.*, 1991). 그러나 Zhao, Xie (1993)는 진앙 거리가 멀 경우 파선은 맨틀의 상부까지 전파하게 되며 "Mantle Lid"의 수직 속도구배에 영향을 받는다는 연구가 있다. 따라서 본 연구에서는 이 정도의 거리에서 모든 파선 경로는 최상부 맨틀을 따라 전파되며 "Mantle Lid"에서의 수직 속도구배 영향을 고려하여 다음과 같은 자료 선별 기준을 두어 제한하였다.

1. 오직 초동 Pn 도착 시간만을 사용한다.
2. 기록지로부터 0.1초 이내의 정확도를 갖고 시간 측

정을 한다.

3. 위도와 경도를 모두 사용했을 때 진앙지를 0.1°이 내의 오차범위에서 찾는다. 모든 지진 자료의 진원 인자 (진원시, 진앙, 진원 깊이)는 기상청 (KMA), 미국 지질 조사소 (USGS)의 PDE, ISC (WWSSN)등의 자료를 근거로 하되 오차가 큰 경우에는 진원 인자를 재결정 한다.

4. 진원과 관측소는 북위 33°~43°, 동경 124°~131°범위의 자료만을 사용한다.

5. 진원과 관측소간 거리는 140 km에서 1000 km까지로 한다. 이는 근거리·국지 지진의 경우 모호면 굴절파인 Pn이 관측 가능.

6. 관측망 내에서 각각의 도착 시간은 기상청 (KMA)에서 발표한 자료를 근거로 최대 12초 이내의 주행시간 잔차 (travel time residual)를 갖는 자료만을 취한다.

7. 지진 규모 (mb)는 2.7이상, 진앙 거리는 140 km이상의 자료만을 취한다. 이는 제한된 관측망과 지진 자료의 취득에 제한이 있기 때문이다.

8. 각 관측소의 도착 시간 (arrival time)자료는 모든 자료에서 거리별 도착 시간별 1차의 직선 회귀식을 만들었을 때 상대적으로 최대 6초 이내의 자료만을 취한다 (관측 오차).

본 연구에서는 한반도 전역에 걸쳐 충분한 자료 즉 지진 파선이 충분히 골고루 분포하도록 자료를 모았다 (북한 지역을 제외). 주로 1994년 이후의 자료는 KIGAM, IRIS, KSRS등의 디지털 지진 자료를 이용하였으며 1990년에서 1993년까지의 자료는 기상청 (KMA)의 아날로그 지진 기록지를 이용하였다. 지진 자료를 직접 구할 수 없는 경우에는 기상청 발행 지진 보고서 (기상청, 1992)를 참조하였다. 그리고 과거에 발생했던 쌍계사 지진 (1936. 7.4)의 지진 자료는 일본 기상청 (JMA)자료를 참조하였으며, 의주 지진 (1980. 1. 8)과 사리원 지진 (1980. 2. 14)의 경우에는 기상청 (KMA) 자료와 ISC Bulletin (1980, 1982)의 러시아 Vladivostok 관측소 (World Wide Standard Seismograph Network)에서 관측된 Pn파의 도착시간을 이용하였다. 또한 중국의 Dandong관측소와 Kwandian관측소의 1996, 1997년에 발생한 국내 지진 자료를 이용하였다. 북한 지역에서 관측된 자료는 KEDO (1995. 12~1996. 5)의 디지털 지진 자료를 이용하였다.

Fig. 1은 본 연구에서 사용한 관측소 및 진앙을 서로 다른 부호로 나타낸 것이다. Fig. 2는 본 연구에서 사용된 지진 자료의 파선 경로를 보여주고 있다. Table 2는 각 관측소의 고도와 지각 두께를 고려한 수직 지연 시간 (모호면에서 관측소까지의 정적인 수직 주행시간)을 나타낸 것

**Table 1.** Earthquakes used in this study.

Event	DATE			Origin Time			Epicenter		Depth (km)	N*
	mo	day	yr	hr	min	sec	("N °E)			
1	07	04	36	06	02	18.80	35.16	127.73	10	3
2	09	16	78	02	07	07.20	36.57	127.97	30	2
3	10	07	78	18	19	52.20	36.60	126.70	5	2
4	01	08	80	08	44	27.90	40.17	124.98	10	2
5	12	01	80	13	30	00.70	40.70	127.20	10	1
6	04	06	81	18	42	38.20	38.90	125.40	10	1
7	04	15	81	11	47	00.40	35.79	130.13	35	5
8	02	14	82	23	37	33.80	38.30	125.94	55	6
9	06	20	85	05	03	35.80	36.05	128.43	7	3
10	06	25	85	06	40	34.30	37.40	126.40	10	4
11	08	11	86	09	52	49.20	37.10	126.00	10	3
12	04	15	88	15	44	00.50	40.37	127.05	35	4
13	07	19	92	17	01	08.60	39.04	126.90	11	5
14	11	12	92	08	02	27.90	38.92	125.80	10	7
15	03	01	93	11	59	28.20	35.50	126.98	8	6
16	07	08	93	11	11	15.10	35.28	128.30	10	6
17	12	08	93	11	43	56.10	39.60	125.90	20	4
18	02	12	94	11	58	13.40	36.38	127.32	10	4
19	02	14	94	11	58	13.50	36.39	127.35	10	5
20	09	21	94	03	35	43.90	36.29	129.20	10	5
21	10	14	94	21	51	55.20	38.80	125.60	25	5
22	05	10	95	08	46	28.20	39.32	125.98	10	6
23	08	12	95	03	17	46.62	38.21	124.75	10	3
24	10	06	95	21	07	32.70	37.36	129.75	5	4
25	11	10	95	14	03	55.20	38.65	125.90	10	4
26	12	21	95	08	25	26.30	36.60	128.10	12	2
27	12	22	95	05	24	46.20	34.60	127.50	12	3
28	01	24	96	05	09	57.40	37.72	129.62	57	15
29	03	07	96	09	00	54.40	39.63	125.51	6	2
30	03	10	96	16	08	18.70	41.28	127.99	0	1
31	03	20	96	04	54	11.40	36.60	128.10	8	4
32	03	21	96	20	52	52.10	40.10	126.35	15	2
33	03	24	96	12	07	55.68	41.12	127.16	10	2
34	04	14	96	05	22	12.20	35.92	127.82	51	3
35	05	07	96	00	13	02.60	34.60	127.53	11	6
36	05	26	96	19	58	34.10	36.20	125.50	13	4
37	06	21	96	01	04	11.50	36.05	127.23	9	8
38	08	14	96	18	10	03.80	36.71	128.02	10	9
39	09	14	96	22	39	01.20	39.15	126.36	17	6
40	10	16	96	04	45	29.70	36.12	128.30	10	3
41	11	17	96	08	49	11.80	39.10	127.45	10	13
42	12	13	96	13	10	16.70	37.14	128.76	10	14
43	05	22	97	07	50	41.20	36.00	127.10	10	8
44	06	25	97	03	50	23.10	35.82	129.19	10	11

\* The event parameters are obtained by the relocation procedure of HYPOL (Kim, Lee, 1995), HYPO (Kim, Gao, 1997) and HYPO 71PC (Lee, Lahr, 1978). N is the number of Pn arrivals available from the event.

이다. 이때 지연 시간 계산에서 발생하는 오차는 토폴로그래피 역산 과정을 통해 각 파선 경로에서 나타난 주행시간 오차 (이론 주행시간-관측 주행시간)로부터 다시 보정을 하게 된다. 따라서 Table 2에 나타난 정적 지연 시간 값은 보정이 되지 않은 수직 지연 시간이다.

### Pn 주시 (Pn Travel Time) 토폴로그래피 이론

근거리 주행시간은 굴절된 Pn 파선 경로로서 모델을 구성하며 지각과 맨틀로 이루어진 간단한 2계층의 모델로

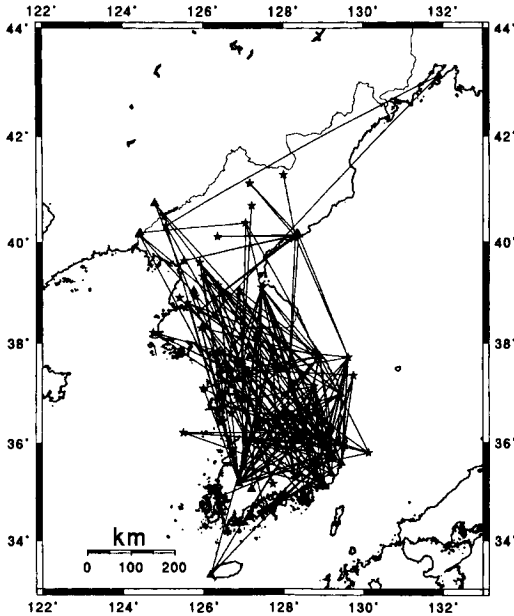


Fig. 2. Ray paths between stations and events. Triangles and stars are stations and earthquakes, respectively.

가정하며, 이때 모호면이 경사 층이라 할 때 경사각은 아주 작은 것으로 가정한다 (Fig. 3). Fig. 3은  $i$ 번째 지진에서  $j$ 번째 관측소까지의 Pn 굴절파의 주행시간을 도식화한 것으로 총 주행시간 ( $t_{ij}$ )은 다음과 같은 관계식으로 표현할 수 있다 (Horiuchi *et al.*, 1982).

$$\begin{aligned} t_{ij} &= a_i + b_j + \Delta_{ij}/V_m + \alpha_j \\ a_i &= [H(i) - \text{depth}] \sqrt{V_m^2 - V_c^2} / (V_m \cdot V_c) \\ b_j &= H(j) \sqrt{V_m^2 - V_c^2} / (V_m \cdot V_c) \end{aligned} \quad (1)$$

단,  $a_i$ 는 각 진앙지에서의 정적 시간지연 (event static delay),  $b_j$ 는 관측소 정적 시간지연 (station static delay),  $\Delta_{ij}$ 는 진원과 관측소간의 진앙 거리 (km),  $V_m$ 은 맨틀에서 P파 속도 (km/sec),  $V_c$ 는 지각의 평균 P파 속도 (km/sec),  $H(i)$ 와  $H(j)$ 는 진원지와 관측소에서의 지각 두께 (km), 그리고  $\alpha_j$ 는 관측소  $j$ 에서 관측소 보정 (station correction, elevation correction)등으로 정의하고 있다 (Horiuchi *et al.*, 1982; Hirahara, 1993).

위의 방법을 이용하여 각 지진에 대한 진앙과 관측소의 위치 및 이때 Pn파의 Slowness를 계산하여 기본적인 토모그래피 입력 자료를 작성한다. 또한 관측소와 Event의 시간 지연 (time delay)은 지각 두께와 지각 속도의 관계로 나타낼 수 있다.

$$\text{delay} = \int (S_c^2 - S^2)^{1/2} dz \quad (2)$$

단,  $S_c$ 는 깊이 함수인 지각 Slowness이고  $S$ 는 Mantle Slowness 이다. 이때 적분은 해수면으로부터 모호면까지의 깊이 (수신 지역) 또는 진원 깊이에서 모호 깊이 (진원 지역)까지 계산한다. 각 Event 시간 지연은 지각 두께와 속도 변화뿐만 아니라 진원 깊이와 진원 시간에서 발생하는 오차까지도 고려한다. 관측소 시간 지연은 지각 두께, 지각 속도, 그리고 맨틀 속도의 조합된 효과로 나타난다. 지각 두께와 지각 속도 사이의 평균값은 관측소 부근의 속도 구조에 관한 독자적인 지식에 의해서만 해결할 수 있다. 그러나 실제로 가장 큰 영향을 주는 요인으로는 지각의 두께가 될 것이다 (Hearn *et al.*, 1991). 만일 지각의 평균 속도를 6.3 km/sec로 가정했을 때 상대적인 지연 시간 1초는 약 10.4 km의 지각 두께가 될 것이다. 계산된 총 지연 시간은 2초가 되어 관측소 시간 지연의 분석은 먼저 지각 두께로서 나타낼 수 있다. 다음은 최상부 맨틀에서의 Slowness의 추정을 위해서는 단일 지층에서 격자로 나누고 각 격자 요소 (grid cell) 내에서의 Slowness는 결정되어진다. 그때 주행시간 공식은 다음과 같다 (Zhao, Xie, 1993).

$$t_{ij} = \frac{X_{ij}}{V_{ij}} + a_i + b_j \quad (3)$$

단,  $X_{ij}$ 는 진원에서 관측소까지의 수평거리 (horizontal distance),  $V_{ij}$ 는 P파의 외견 속도,  $a_i$ 와  $b_j$ 는 진원과 관측소에서 각각의 수직 주행시간 지연 (vertical travel time delays)이다 (Hearn *et al.*, 1991)  $a_i$ 와  $b_j$ 는 진원과 관측소에서 각각의 수직 주행시간 지연으로 각 지역별 속도 구조를 이용하여 계산할 수 있다 (Zhao, Xie, 1993).

$$\frac{1}{V_{ij}} = \frac{t_{ij} - a_i - b_j}{X_{ij}} \quad (4)$$

$a_i$ 와  $b_j$ 의 값을 추정하기 위해  $a'_i$ 와  $b'_j$ 로 대체하여 다음과 같은 근사식을 만들 수 있다.

$$\frac{1}{V_{ij}} \approx \frac{1}{V'_{ij}} = \frac{t_{ij} - a'_i - b'_j}{X_{ij}} \quad (5)$$

일정한 속도구배가 나타날 때 맨틀의 P속도 분포는 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$V(z) = V(z_0)[1 + c(z - z_0)] \quad (6)$$

단,  $V(z)$ 는 깊이 변화에 따른 P파 속도,  $z_0$ 는 모호 불연속면의 깊이,  $c$ 는 편평한 지구에 대해 속도  $V(z_0)$ 로 산출되는 상수이다. 예를 들어 구면상의 지구에서는 속도구배

**Table 2.** Lists of station locations, computed vertical travel times from static delay times, and number of arrivals per station.

Station	Latitude	Longitude	Elevation (m)	$b'_j$ (s)	N	
KMA	SEO	37.567	126.967	86	3.10	23
	KWA	35.167	126.883	70	3.10	18
	PUS	35.100	129.033	69	2.90	11
	KAN	37.750	128.900	26	3.29	7
	SOS	36.767	126.467	20	3.10	10
	CHP	36.217	128.000	246	3.10	4
	DAJ	37.900	127.733	67	3.10	5
	CHN	36.300	127.400	74	3.29	11
	ULJ	36.983	129.417	50	3.29	9
	TAG	35.883	128.617	58	2.90	4
	CHJ	33.283	126.167	72	2.71	4
CHW	38.150	127.317	155	3.19	9	
IRIS (Inchon)	37.483	126.633	69	3.10	5	
PYONGYANG	39.030	125.750	51	3.29*	1	
SIHY (BHS)	37.650	126.960	450	3.29	1	
KSRS (Wonju)	37.480	127.900	109	3.29	6	
DANDONG	40.146	124.391	45	3.68*	4	
KWANDIAN	40.741	124.131	45 (?)	3.68*	3	
VLADIVOSTOK	43.120	131.893	74	3.49*	2	
KEDO (N. Korea)	SOK	40.135	128.369	50	3.19*	6
	RJU	40.168	128.331	132	3.19*	1
	HMP	40.111	128.286	71	3.19*	7
KIGAM	BBK	35.580	129.440	20 <sup>†</sup>	2.9	9
	CHS	36.180	129.090	20 <sup>†</sup>	2.9	4
	DKJ	35.940	129.110	20 <sup>†</sup>	2.9	6
	HAK	35.930	129.500	20 <sup>†</sup>	2.9	5
	KJM	34.830	128.590	20 <sup>†</sup>	2.9	4
	KMH	35.180	128.930	20 <sup>†</sup>	2.9	5
	MAK	35.370	129.180	20 <sup>†</sup>	2.9	9
	MKL	35.720	129.240	20 <sup>†</sup>	2.9	9
	GRE	35.050	127.200	20 <sup>†</sup>	2.9	2
	PCH	37.962	127.134	-	3.29	2
	CGD	35.600	128.833	-	3.1	2
	MUN	34.907	126.429	-	3.1	1

$b'_j$  is vertical travel time from Moho to station. Symbol (\*) is assumed for KEDO, Kwandian, Dandong, and Vladivostok stations referenced from Geology of Korea (Pak, O, 1993). Elevations of (<sup>†</sup>)symbol are averaged of KIGAM stations and those of (-)symbol do not have elevation corrections.

는  $c \times V(z_0)$ 이 되며, 이때 상수  $c$ 와  $V(z_0)$ 의 단위는 각각  $\text{km}^{-1}$ 와  $\text{km/s}$  이다 (Helmberger, 1973). Zhao, Xie (1993)는 이와 같은 일정한 속도구배에 대해 다음 식을 사용하였다. 맨틀 속도 ( $v(z)$ )는 위 식 (6)에 의해 주어졌다 가정하면, 즉

$$v(z) = v_0(1 + cz) \quad (7)$$

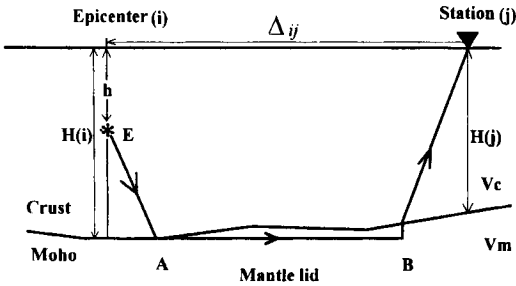
이 된다. 이때  $v_0$ 는 깊이를  $z_0=0$ 으로 가정했을 때의 속도이며 맨틀 하부로 입사한 P파가 깊이  $h$ 에서 되돌아오는 Head Wave (Pn)를 고려할 때, 파선 상수는  $1/v(h)$ 이 되며, 주행시간  $T(h)$ 는:

$$\begin{aligned} T(h) &= \frac{X}{v(h)} + 2 \int_0^h \sqrt{\frac{1}{v(z)^2} - \frac{1}{v(h)^2}} dz \\ &= \frac{1}{v_0(1+ch)} \left[ X - \frac{2}{c} \sqrt{(1+ch)^2 - 1} + \right. \\ &\quad \left. 2 \frac{(1+ch)}{c} \ln \left\{ 1 + ch + \sqrt{(1+ch)^2 - 1} \right\} \right] \end{aligned} \quad (8)$$

단,  $X$ 는 맨틀에서 주행한 수평거리이며 거리  $X$ 를 따라 이동한 Head-wave 주행시간은  $dT(h)/dh=0$ 을 만족시켜야만 한다. 총 거리는

$$X = \frac{2}{c} [(1+ch)^2 - 1]^{1/2} \quad (9)$$

**Ray-path for a head wave Pn**



**Fig. 3.** Approximate ray-path for a head wave Pn in a two-layered medium including the boundary Moho with small dip. E (\*) is a hypocenter. Location A and B are determined using Snell's law without taking the dip of the boundary into account. Subscription c and m indicate crust and mantle, respectively. See text for details.

수평거리 X의 Head-wave의 주행시간은

$$T = 2(v_0c) \ln[1 + ch + [(1 + ch)^2 - 1]^{1/2}] \quad (10)$$

위의 정의로부터, 관측된 Head-wave 속도는  $v_{obs} = X/T$ 이 되며 식 (9)와 (10)을 이용하여 다음 관계식을 유도할 수 있다.

$$\begin{aligned} v_{obs} &\approx v_0 \frac{\sqrt{2ch}(1 + ch/4)}{\ln(1 + ch + \sqrt{2ch}(1 + ch/4))} \\ &\approx v_0 \frac{\sqrt{2ch}(1 + ch/4)}{\sqrt{2ch}(1 - ch/12)} \\ &\approx v_0(1 + ch/3) \end{aligned} \quad (11)$$

만일  $ch \ll 1$ 이면,  $ch \ll 1$ 에 대해 X는 다음과 같은 근사식을 갖는다.

$X \approx \sqrt{8h/c}$  또는  $h \approx cX^2/8$ 을 식 (11)에 대입하면 다음 식을 유도할 수 있다.

$$v_{obs} \approx v_0(1 + c^2X^2/24) \quad (12)$$

이때, 식 (12)을 위에서 사용한 좌표를 이용하여 표현하면 다음과 같다.

$$V_{ij} = V_{ij}^0(1 + c^2X_{ij}^2/24) \quad (13)$$

단,  $V_{ij}^0$ 는 (i, j)번째 파선을 따라 평균한 최상부 맨틀에서의 P파 속도이고  $X_{ij}$ 는 "Mantle Lid"에서 파선이 "주행"한 수평거리이다. 잔차분 (small residual) 계산에 대한 식은 다음과 같다.

$$\epsilon_{ij} = [V_{ij}^0 - \bar{V}(z_0)] [1 + c^2X_{ij}^2/24] \quad (14)$$

$$\approx V_{ij}^0 - \bar{V}(z_0) \text{ when } c^2X_{ij}^2 \ll 1$$

단,  $\bar{V}(z_0)$ 는 (i, j)순서쌍 모두를 평균한  $V_{ij}^0$ 이다. 위의 식들을 간단히 치환하여 정리하면 다음과 같다.

$$V_{ij} = \bar{V}(z_0) \quad (15)$$

실제로 우리는 역산 과정에서 위식의  $V_{ij}$ 대신에 잔차  $\epsilon_{ij}$ 이 포함된 관측된  $V'_{ij}$ 을 사용하게 된다. 이와 같이하여 Non-zero  $\delta a_i$ 와  $\delta b_j$ 를 계산할 수 있으며 각각은 다음과 같이 정의한다.

$$\delta a_i = a'_i - a_i \quad (16)$$

$$\delta b_j = b'_j - b_j$$

따라서 많은  $V'_{ij}$ 의 자료가 모아진 지역에 대해서  $\bar{V}(z_0)$ 와  $c$ 는 식 (15)을 이용하여 선형 회귀 방법으로 해를 구할 수 있다.

**3차원 상부 맨틀의 속도 분포를 계산하는 방법**

일단 위의 방법에 의해  $\bar{V}(z_0)$ 와  $c$ 를 계산하면 각각의 격자 (i, j)에서  $V'_{ij}$ 는 식 (5)와 (13)에 의해 다음과 같이 추정할 수 있다.

$$\frac{1}{V'_{ij}} = \frac{1}{X'_{ij}} \sum_k \Delta_{ijk} s_k + Res_{ij} \quad (17)$$

이때  $\Delta_{ijk}$ 는 k번째 Cell에 (i, j)번째 파선을 증첩한 선분 (line segment)이다.  $s_k$ 는 k번째 Cell에서 Slowness이다. 또한  $Res_{ij}$ 는 Slowness Residual이며, 이는 Event의 주행 시간 판독 (reading), 진원시/진앙, 그리고 식 (5)의 속도 구배를 계산하기 위해 사용한  $a_i, b_j$ 의 근사값인  $a'_i, b'_j$ 을 사용함으로써 기인된 오차들이다. 즉 이와 같은 오차들은 "Modelization Errors"로 명명되는 원인들이다. 본 연구에서는 식 (17)에서  $s_k$ 을 풀기 위해 역투영 변분법을 이용한 SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) 알고리즘 (예, Humphreys, Clayton, 1988; Xie, Mitchell, 1990)을 이용하여 계산하였다.

**지각 두께 계산 방법**

역투영 (back projection)계산에서,  $s_k$  값은  $1/V'_{ij}$ 와  $1/X'_{ij}$   $\sum_k \Delta_{ijk} s_k$  사이의 오차를 줄이기 위해 반복 실행되는 동안 새롭게 변경된다. 이러한 반복 실행은 오차가 감소

되면 실행이 멈추게 되며, 이때 각 Cell에서의 최종 속도 구배 (Slowness) 모델 (최종  $s_{ik}$  값)과 거의 변화 없이 일정한 값인  $Res_{ij}$ 를 도출할 수 있다. 이때  $Res_{ij}$  값은  $a_i$ 와  $b_j$ 의 추정에서 발생하는 주요 원인으로 가정하면  $Res_{ij}$ 는 다음과 같은 1차 근사식으로 표현할 수 있다.

$$Res_{ij} \approx \frac{\delta a_i + \delta b_j}{X_{ij}} \quad (18)$$

이때  $Res_{ij}$ ,  $a_i$ , 그리고  $b_j$ 는 이미 알고 있는 변수이며  $a_i$ ,  $b_j$  ( $\delta a_i$ ,  $\delta b_j$ 를 포함)는 모르는 변수이다. 지각 구조에서 아주 작은 값의 영 (zero)이 아닌  $\delta a_i$ 과  $\delta b_j$ 는 역산 이전에  $a_i$  및  $b_j$ 를 계산하기 위해 사용되어지며, 역시 이 방법을 통해 얻어진  $\delta a_i$ 과  $\delta b_j$ 는 작은 변화의 지각 두께를 추정하기 위해 사용되어진다 (이것이 바로  $a_i$ 와  $b_j$  값에 의해 얻어진 역산 결과의 값이다).  $\delta a_i$ 과  $\delta b_j$ 는 Overdetermined인 경우로 본 연구에서는 진원 시간, Pn 도달 시간 판독 등의 오차에서 기인된 오류를 최소화시키기 위해 다음과 같은 특징과 가정으로 연구 지역을 다시 10개의 소구역 (subregion)으로 나누었다. (1) 각각의 "진원 그룹" 또는 "관측소 그룹"을 포함하는 소구역을 나눈다. (2) 각 소구역 내에서는  $a_i$ ,  $b_j$ 가 거의 일정하다. (3) 각 소구역에서의 지형 특성의 차이가 아주 작다. 따라서 각 소구역에서의 지각 두께는 일정한 것으로 추정할 수 있으며 동일한 소구역 내에서  $\delta a_i$ 과  $\delta b_j$ 는 일정한 상수로 추정할 수 있다. 즉,

$$\delta a_i = \tau_i \quad (19)$$

이는  $l$  번째 소구역내에 모든  $i$  번째 진원에 대해 적용시킬 수 있으며, 또한  $l$  번째 소구역내에 모든  $j$  번째 관측소에 대해서는 다음과 같이 적용시킬 수 있다.

$$\delta b_j = \tau_j \quad (20)$$

이와 같이  $\tau_i$ 는 미지수인  $\delta a_i$ 과  $\delta b_j$  보다도 크기 면에서 더욱 작은 새로운 변량으로 계산될 수 있다. 본 연구에서는 이와 같은 방법으로 각 소구역 내에서의  $\tau_i$ 를 최소 사승법에 의해 계산할 수 있었다.

### 수평 3차원 모호 불연속면 속도 구조 및 깊이

본 연구에서는 연구 지역 내에서 발생한 지진의 파선 Slowness를 계산하기 위해 기상청 (KMA)과 미국 지질 조 사소 (USGS)의 PDE자료의 진원 인자 (진원지, 진원깊이, 진앙등)를 이용하였다. 특히 오차가 큰 경우에는 HYPOL (Kim, Lee, 1995), HYPO (Kim, Gao, 1997), HYPO

71PC (Lee, Lahr, 1978)등 진원 인자 (진원 시간, 진원지, 추정된 진원 깊이)결정용 프로그램을 이용하여 재결정하였다. 이와 같이 결정된 진원 인자를 이용하여 진원지에서의 수직 지연 시간 ( $a_i$ ; 진원에서 모호면까지의 수직 지연 시간)과 관측지에서의 수직 지연 시간 ( $b_j$ ; 모호면에서 관측 지점까지의 지연 시간)을 식 (1)을 이용하여 계산하였다. 그리고 식 (5)를 이용하여 순수한 모호면에서 수평으로 주행한 각 파선의 Slowness를 계산하였다 (Table 2 참조). 이와 같이 얻어진  $a_i$ ,  $b_j$ 를 이용하여  $t_p$ 로부터 모호면을 통과한 Pn의 외견 속도 (apparent Pn velocity;  $1/\text{slowness}$ )를 계산할 수 있다. 진앙 거리가 비교적 원거리일 경우 반드시 지구 구면 효과를 보정해야 한다 (Zhao, Xie, 1993). 구면 효과 보정은  $(R_E - D)/R_E$ 를 Pn속도 계산시 곱(×)을 하여 보정시킬 수 있다. 이때  $R_E$  (=6371 km),  $D$  (=33 km, 한반도의 평균 지각 두께)로 정의한다. 지금까지 지각 구조의 연구 결과를 보면 Lee (1979)는 평균 지각 두께를 35 km, 김상조, 김소구 (1983)는 32 km, 김성균, 정부흥 (1985)은 29 km, 김소구, 이승규 (1994)는 32~34 km, Chung (1995)은 32 km, 유영호 (1992)는 33.3 km, 북한 지역에서의 중력 자료와 지진 자료를 이용하여 지각 두께를 함경북도과 평안북도 지역 34~36 km, 해안선을 따라 평균 32~33 km (Pak *et al.*, 1993), 중력 탐사 결과에서는 최광선 (1986)은 32~34 km, 민경덕, 정종대 (1985) 그리고 민경덕, 김정우 (1987)는 31.4 km, 이영재 (1990)는 32 km, 경상 분지 지역의 중·자력 탐사 결과를 보면 전정수 (1995)는 31.3 km등 다양한 결과들이 있다. 따라서 본 연구에서 남·북한 평균 지각 두께를 33 km로 정하여 토폴로그래피 역산에 이용하였다. 이때 평균 지각 두께 추정에서 발생한 오차는 역투영 역산 과정에서 각 파선의 잔차 ( $Res_{ij}$ )를 이용하여 다시 보정하게 된다. Fig. 4는 식 (5)에서의 관측 Pn속도  $V_j$  값을 거리  $X_{ij}$ 에 대해 도식화한 것이다. Fig. 4에서 거리  $X_{ij}$ 가 증가함에 따라  $V_j$ 가 증가하는 경향을 알 수 있다. 이는 "Mantle Lid"에서 속도구배가 있다는 것을 나타내 주는 것이다. 본 연구에서 앞서 기술한 식 (15)을 이용하여 모호 평균 속도  $\bar{V}(z_0)$ 를 계산하고 식 (13)을 이용하여 지구의 구면 효과를 고려한  $c$ 를 다음과 같이 계산할 수 있었다. 즉,

$$\begin{aligned} \bar{V}(z_0) &= 7.90 \pm 0.18 \text{ km/sec} \\ c &= 6.7 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1} \end{aligned}$$

이 된다. 위에서 계산된 평균 Pn 속도는 남한 지역에서 계산된 평균 모호면에서의 속도 7.95 km/sec보다 작은 값이다 (김상조, 김소구, 1983; 김소구, 이승규, 1994). 그

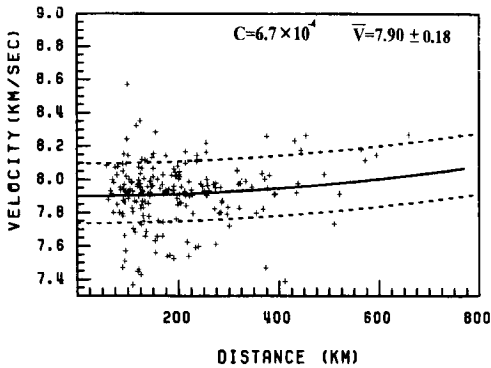


Fig. 4. Pn travel time data used in this study. The abscissa is distance travelled by the head wave in the mantle and corrected for the first-order effect of the Earth's sphericity. A tendency for the travel times to be dependent on the distances can be easily seen. The double dashed line represents the linear regression fitting of eq. (13), corresponding to an average Pn velocity in the uppermost mantle of 7.90 km/s. Dashed lines represent the standard errors of the fitting.

러나 Lee (1979)과 김성균, 정부홍 (1985)의 한반도 남부 지역에서의 모호 불연속면에서의 평균 Pn속도인 7.7 km/sec 그리고 Chung (1995)의 7.83 km/sec 보다는 빠르게 나타났다. 그러나 모호면에서의 평균 Pn속도인 7.90 km/sec는 지역적인 모호면의 속도 차이를 고려할 때 합당한 결과라 할 수 있다. 이때 사용한 모든 파선의 평균 Pn속도의 오차한계는  $\pm 0.18$  km/sec이다.

따라서 한반도의 평균 지각 두께 33 km (남북한 평균)로 가정할 때 수직 속도구배는  $5.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이 되며, 이 값은 티벳을 대상으로 연구한 평균 깊이 55 km에서의 수직 속도구배인  $4.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  (Zhao, Xie, 1993)의 값보다 다소 크게 나타났다. 이의 원인으로는 본 연구 지역의 지진 자료의 제한성과 한반도 주변이 해양으로 되어 있기 때문에 나타나는 지각의 물성 (속도, 밀도)차로 그 원인을 추정할 수 있다. 한반도의 Pn속도의 수평 변화와 지각 두께를 계산하는 것으로 먼저 위에서 계산된 상수  $c$ 와  $a$ ,  $b$ 를 이용하여 Slowness ( $s_k$ )를 계산하는 것이다. 본 연구 지역을 충분히 포함할 수 있도록 위도 ( $31^\circ\text{N} \sim 46^\circ\text{N}$ ), 경도 ( $120^\circ\text{E} \sim 135^\circ\text{E}$ )를  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 로 등간격의 총 420개의 Cell로 나누었다. 이때 사용된 파선 개수는 216 개이며 제한된 자료로 인해 크고 작은 10개의 소구역 (subregion)으로 다시 나누었다. 이때 소구역은 각 지역의 관측소 및 지진 발생 지역의 평균 지각 두께 (예, 수신 함수 분석, 중력 탐사 등), Pn 속도, 파선 경로 등을 고려하여 나누었다. Fig. 5는 토모그래피 역산 결과 각 Cell에서의 Pn 속도 분포를 나타낸 것이다. 토모

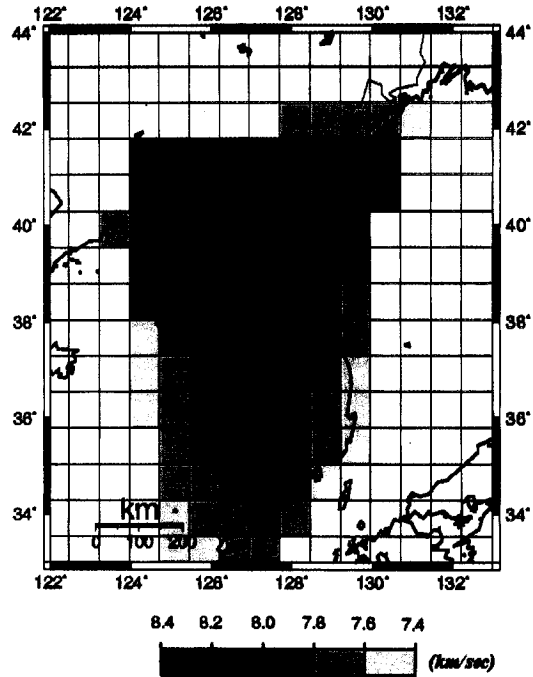


Fig. 5. 3-D Pn velocity distribution for the uppermost mantle underneath the Korean Peninsula.

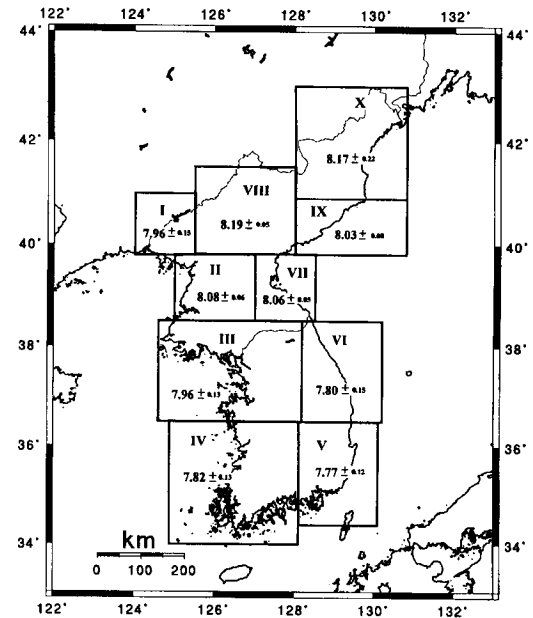


Fig. 6. Pn velocity estimates for the ten blocks. Standard deviation is calculated from ray paths within the block.

그래피 역산 결과를 이용하여 각 소구역에 포함된 Cell들의 평균 P파 속도와 오차 범위를 계산하여 각 소구역



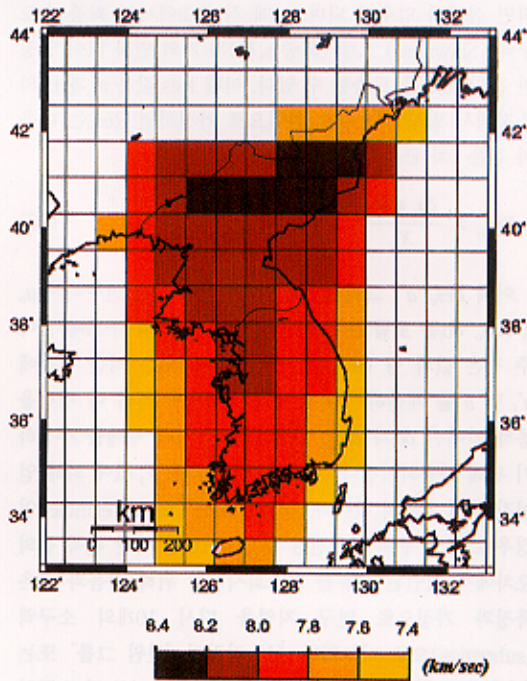


Fig. 5. 3-D Pn velocity distribution for the uppermost mantle underneath the Korean Peninsula.

**Table 3.** Theoretical travel time corrections for the ten subregions ( $\tau_i$ )

Sub-region	Stations and events	Static residuals $\tau_i$	N
1	Dandong, kwandian	$-0.170 \pm 0.472$	10
2	Pyongyang events	$0.016 \pm 0.406$	32
3	SEO, BHS, SMW, INCN, KSRs, CHW, PCH, CHN, SOS	$-0.055 \pm 0.363$	97
4	DAJ, KWA, CHP, MUN, CGD	$-0.004 \pm 0.300$	79
5	TAG, PUS, BBK, CHS, DKJ, KJM, MAK, MKL, GRE	$0.038 \pm 0.448$	100
6	KAN, ULJ	$-0.036 \pm 0.394$	2
7	EVENTS	$0.068 \pm 0.363$	8
8	EVENTS	$-0.042 \pm 0.237$	7
9	KEDO	$0.002 \pm 0.117$	14
10	Vladivostok	$-0.001 \pm 0.300$	3

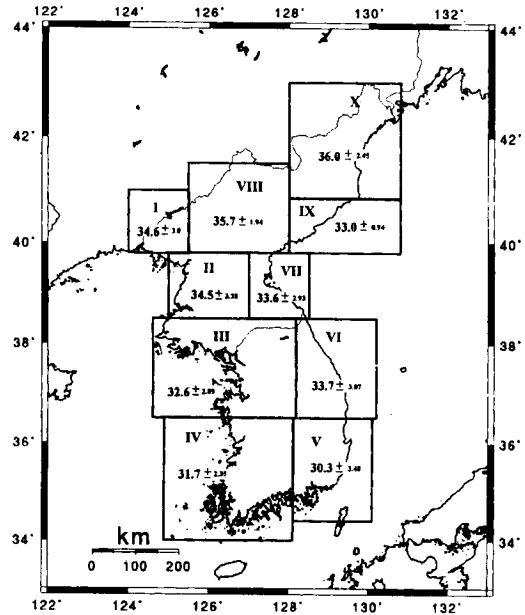
N is the number of travel time residuals ( $\delta a_i$  or  $\delta b_i$ ) used to estimate  $\tau_i$  within the subregion of  $i$ .

의 평균 Pn 속도를 계산하였다 (Fig. 6). 그리고 Table 2의 각 관측소에서의 정적 수직 주행 지연 시간과 Table 3의 각 소구역에서의 주행시간 잔차 ( $\tau_i$ , travel time residual), 그리고 평균 Pn 속도를 이용하여 각 소구역에서의 평균 지각 두께와 그때의 두께 추정 오차 범위를 계산하였다 (Fig. 7).

소구역 (IX), (X)번은 파선의 개수가 적음에도 두개의 소구역으로 나누었다. 이는 두개의 소구역에서의 지각 두께 계산에서 KEDO 관측소의 관측소 깊이를 33 km로 하였으며 소구역 (X)은 백두산을 포함한 Vladivostok 관측소까지의 평균 지각 두께를 36 km로 하였기 때문에 지각 두께 및 평균 Pn속도 계산에서 두개 소구역으로 분리시켜서 계산하였다. 물론 소구역 (X)는 파선이 3개밖에 되지 않기 때문에 (X)번 소구역에서는 분해능이 상당히 떨어진다.

## 결과 및 논의

지각 두께를 고려한 3차원 모호면의 수평 속도 토폴로그래피 역산 결과를 요약하면 1) 한반도에서의 최상부 맨틀에서의 평균 Pn속도는  $7.90 \pm 0.18$  km/sec이다. 2) 33 km의 깊이에서 맨틀의 속도구배는  $5.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 으로 나타났다. 3) 북위 40°에서 43°까지는 Pn속도가 가장 빠른 8.07 km/sec 이상인 결과를 보여 주며, 북위 40°에서 39°까지는 7.96~8.05 km/sec의 속도 분포를 보여주고 있다. 지금까지 남한의 평균 모호면 (김상조, 김소구, 1983; 김소구, 이승규, 1994)에서의 평균 Pn속도인 7.95 km/sec는 주로 소구역 (III)의 결과와 잘 일치하고 있다. 그러나



**Fig. 7.** Crustal thickness estimates for the ten blocks. Standard deviation is calculated from ray paths within the block.

남·동지역 특히 경상 분지의 소구역 (V)에서의 평균 Pn속도는 가장 낮은 7.77 km/sec으로 나타났으며, 이는 지금까지 김성균, 정부홍 (1985) 그리고 Lee (1979)의 연구 결과와 비교할 때 어느 정도 일치하는 것을 알 수 있다. 각 10개의 소구역의 평균 지각두께는 중력 탐사 결과와 어느 정도 잘 일치하는 것을 알았다. 그리고 토폴로그래피 역산 결과 모호면에서의 Pn 수평 속도 분포는 지질학적으로 선캠브리아기의 평안·함경도와 중생대 백악기의 경상 퇴적분지에서 고속도 (8.08 km/sec)와 저속도 (7.77 km/sec)로 나타났다.

토폴로그래피 역산 과정에서 나타난 문제점으로는 첫째, 정량화된 지진 자료의 부족으로 진원 인자 (진원 시간, 진앙, 진원 깊이) 결정에 있어 신뢰도를 높여야 한다. 진원 인자 결정에 있어 그 오차 발생의 원인으로는 Pn초동 시간 판독 오차, 각 관측소에서 표준시로 관측 시간의 일치, 그리고 계속적인 관측과 분석을 통해 각 관측소에서의 고도 보정에 의한 정확한 자료 분석 등을 들 수 있다. 둘째, 진원과 관측소에서의 수직 주행시간 효과에 대해 Zhao, Xie (1993)의 연구에서 진앙 거리가 멀 경우 "Mantle Lid"에서의 수직 속도구배 영향을 받으며 이때 토폴로그래피 역산을 위해서는 지구의 구면 효과를 보정해야 한다. 셋째, 본 연구에서는 사용한 자료들의 분해능 (PSF; point spreading function)에 대해서는 검토하지 않았다. 이는 한반도 남한

지역에 대해서는 비교적 양호한 지진 파산을 나타내고 있다. 그러나 북한 지역에 대해서는 관측소의 제한이 있었기 때문에 토모그래피 역산 결과인 Pn 속도 해석에서 다소 무리가 있는 것은 사실이다. 따라서 본 연구에서는 이와 같은 토모그래피 역산 과정에서 분해능의 문제를 극복하기 위해 각 Cell들을 포함하는 10개의 소구역 (subregion)으로 나누어 평균값을 취했다. 지각 두께 추정 오차는 10개의 소구역에서 평균값으로부터 환산한 결과이다, 이때 오차를 유발시키는 원인으로는 진원시 오차, Pn 도착 시간 판독 오차, 그리고 각 Cell로부터 Smoothing과정에서 실제 모호면과의 편차에서 오차가 발생할 수 있다. 실제로 각 소구역에서 10개 이내의 파산을 갖는 경우에는 신뢰성이 떨어진다는 지적이 있다 (Zhao, Xie, 1993). 본 연구에서는 이와 같은 경우에 해당하는 소구역으로 소구역 (VII), (VIII), 그리고 (X)을 들 수 있다.

실제로 한반도 전역을 대상으로 토모그래피 역산을 할 경우 선행되어야 할 문제점으로는 다음과 같이 제한할 수 있다. 먼저 진원과 관측소가 연구 대상 지역 내에 골고루 분포되어야 한다. 특히 한반도 북부 지역에서의 관측 자료는 매우 중요한 것으로 사료된다. 다음으로 정확한 진원 인자 (진원시, 진원깊이, 진앙)의 결정은 토모그래피 역산에서 가장 중요한 요인이 된다. 본 연구에서 사용된 여러 관측소의 지진 자료는 Pn의 초동 시간 측정에서 아날로그 기록지 (KMA)의 경우에는 진앙 거리 ( $\Delta$ )가 300 km 이상인 지역의 기록지에서는 Pn진폭이 작기 때문에 식별에서 어려움이 있었다. 따라서 모든 관측소의 지진 계기가 디지털 장비로 바뀌는 추세에 있기 때문에 이와 같은 문제는 차츰 줄어들 것이다. 마지막으로 각 관측소에서의 1차원 지각 속도 모델이 결정된 후 (수신 함수 방법) 관측 시간의 일치, 관측소 고도보정, 그리고 모호면에서 관측소까지의 정적 수직 지연 시간 ( $b_i$ )이 정확히 결정되어야 한다. 향후 많은 지진 관측소에서 정량화된 자료가 얻어지면 개선된 모호면의 3차원 속도 모델을 창출할 수 있으리라 기대된다.

## 사 사

본 연구는 교육부 (BSRI-97-5420)와 학술진흥재단 (96)의 지원 아래 이루어졌다. 그리고 한국 자원 연구소의 도움을 받았다.

## 참고문헌

기상청 관측보고 (1992) "1978-1992 기상청 관측보고".

- 김상조, 김소구 (1983) 지진파를 이용한 남한의 지각 구조, 광산지질, 16권, p. 51-61.
- 김성균, 정부홍 (1985) 한국 남부지역의 지각 구조, 광산지질, 18권 p. 151-157.
- 김소구, 이승규 (1994) 지진관측 및 Ray Method에 의한 한반도 남부지역 지각구조 연구, 한국자원공학회지, 31(6)권, p. 549-558.
- 민경덕, 정종대 (1985) 중력탐사에 의한 경상중근내 왜관-포항간의 지하구조 연구, 광산지질, 18권, p. 321-329.
- 민경덕, 김정우 (1987) 중력탐사에 의한 마산-부산간의 지하구조 연구, 광산지질, 20권, p. 203-209.
- 유영호 (1992) 한반도 동남부지역의 미소지진 연구, 연세대학교 지질학과 석사학위논문, 54p.
- 이영재 (1990) 2차원 중력 비선형 역산법에 의한 포항-만리포간의 심부구조 연구, 연세대학교 지질학과 석사학위논문, 57p.
- 전정수 (1995) 경상분지 남부지역 (밀양소분지)의 지질구조에 관한 지구물리학적 연구, 연세대학교 지질학과 이학박사 학위논문, 139p.
- 최광선 (1986) 한반도 남부의 중력에 대한 연구, 서울대학교 지질학과 이학박사 학위논문, 110p.
- Chung, T.W. (1995) A quantitative Study on the Crustal Structure of the Korean Peninsula based on the Earthquakes from 1991 to 1994, J. Korean Earth Science Society, v. 16, p. 152-157.
- Hearn, T., Beghoul, N. and Barazangi, M. (1991) Tomography of the Western United States from regional arrival times, J. Geophys. Res., v. 96, p. 16369-16381.
- Helmberger, D.V. (1973) Numerical seismograms of long-period body waves from seventeen to forty degree, Bull. seism. Soc. Am., v. 63, p. 633-646.
- Hirahara, K. (1993) Tomography using both local earthquakes and teleseisms: Velocity and anisotropy-theory, "Seismic Tomography, Theory and Practice" edited by H.M. Iyer and K. Hirahara, Chapman and Hill, p. 493-518.
- Holt, W.E. and Wallace, T.C. (1990) Crustal thickness and upper mantle velocities in the Tibetan plateau region from the inversion of regional Pnl waveforms: Evidence for a thick upper mantle lid beneath southern Tibet, J. Geophys., Res., v. 95, p. 12499-12525.
- Horiuchi, S., Ishii, H., Tagaki, A. (1982) Two-dimensional depth structure of the Tohoku district, the northeastern Japan arc. Part I. Method and Conrad discontinuity, J. Phys. Earth, v. 30, p. 47-69.
- Humphreys, E. and R.W. Clayton (1988) Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, J. Geophys. Res., v. 93, p. 1073-1086.
- ISC Bulletin (1980), Bulletin of the International Seismological Center (January) v. 17, No. 1, p. 36.
- ISC Bulletin (1982), Bulletin of the International Seismological Center (February) v. 19, No. 2, p. 59.
- Kim, S.G. and Fuchun, Gao (1997) Study on Some Characteristics of Earthquakes and Explosions Using the Polarization Method, J. Phys. Earth, v. 45, p. 13-27.
- Kim, S.G. and Lee, S.K. (1995) Determination of the hypocenter parameters outside the seismic array using a single station of three-component, J. of Eng. Geology, v. 5(2), P. 59-74.
- Lee, Kiehwa (1979) On crustal structure of the Korean Peninsula, J. Geol. Soc. Korea, v. 15, p. 253-258.

- Lee, W.H.K. and Lahr, J.C. (1978) HYPO71PC (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, Geol. Sur. Open-file Rep. (U.S), No. 75-311, p. 1-116
- Pak, C.S., Kim, J.H. and I.T.O (1993) Geology of Korea, Foreign Languages Book Publishing House, Pyongyang, p. 451-469.
- Xie, J. and Mitchell, B.J. (1990) A back-projection method for imaging large-scale lateral variations of Lg coda Q with application to continental Africa, Geophys. J., v. 100, p. 161-181.
- Zhao, L.S. and Xie, J. (1993) Lateral variations in compressional velocities beneath the Tibetan Plateau from Pn travel time tomography, Geophys. J., v. 115, p. 1070-1084.

---

1997년 10월 31일 원고접수