

地震波를 이용한 南韓의 地殼構造 研究

金尙照*, 金昭九**

A Study on the Crustal Structure of South Korea by using Seismic Waves

Sang Jo Kim* · So Gu Kim**

Abstract: By using local earthquake data, the Korean crust model and travel-time tables were determined. The upper crustal earthquakes (Hongsung event and Ssanggyesa event) were considered as auxiliary information, and the lower crustal earthquakes (Uljin event and Pohang event) played an important role in determining model parameters. The possible existence of Low Velocity Layer (LVL) in the upper mantle was suggested by discrepancy in the arrival times of Sariwon earthquake which occurred below Moho discontinuity.

Computer program for the determination of the model parameters was developed in order to screened out the optimum parameters by comparing the travel times of observed data with theoretical ones.

We found that the discontinuities of Conrad, Moho, and upper and lower boundaries of LVL have their depth of 15, 32, 55 and 75 Km, respectively. The velocities of P-and S-wave in the layers between those discontinuities were found to be (1) 5.98, 3.40 Km/sec (2) 6.38, 3.79 Km/sec (3) 7.95, 4.58 Km/sec (4) unknown (5) 8.73, 5.05 Km/sec, respectively from the top layer. Travel-time tables were also computed for the inter-local earthquakes which have their direct wave paths above the LVL.

1. 序 論

地殼構造와 地震波 走行時間의 研究는 地震學의 基本要素라 할 수 있다. 우리나라의 경우 아직까지 地震波를 利用한 地殼構造 研究가 거의 되어있지 않으며 資料도 未洽한 상태이었다. 그러나 最近에 發生한 主要 地震이 中央氣象臺의 6개 觀測所에 記錄된 資料를 綜合分析 함으로써 本 研究를 遂行하게 되었다.

地殼構造의 研究方法은 自然地震 資料의 利用과 人工 爆破地震學(explosion seismology)에 의한 두가지로 分類된다. 自然地震의 경우 實體波(body wave)와 表面波(surface wave)利用의 두 方法이 있으나, 本 研究에서는 近距離 地震觀測으로 부터 얻은 實體波의 走行時間이 基本資料로 利用되었다.

地震波로 부터 地殼構造의 model을 찾는 것은, 알고 있는 model에서 地震波 走行時間을 計算하는 方法의 逆 過程이라 할 수 있다. 本 研究에서는 基本 model을 設定하고 이것의 各 變數를 變化시키면서 觀測值와 計算值를 比較하여 그 誤差가 적은 變數를 擇하는 方法

을 適用하였다.

地殼構造의 基本 model은 上部 mantle과 地殼(crust)의 基界가 되는 Mohorovičić discontinuity(Moho 面)과, 地殼을 上部地殼인 花崗岩層(granitic layer)과 下部地殼인 玄武岩層(basaltic layer)로 구분하는 Conrad discontinuity(Conrad 面)의 깊이 뿐만 아니라 各 層의 地震波 速度를 決定함으로써 얻어진다¹⁾²⁾.

觀測網이 조밀한 地域에서 많은 地震의 屈折波와 反射波를 利用하여 地殼構造를 決定한 좋은 例로 Mizoue (1971)의 研究를 들 수 있다³⁾. 그는 日本 本州南部의 Kii 半島 부근의 地殼構造를 Conrad 面과 Moho 面의 깊이를 각각 20 km와 30 Km로 model化 하였다.

地殼構造 model은 일반적으로 깊이가 증가함에 따라 地震波 速度가 증가하도록 設定한다. 그러나 실제에 있어서는 地震波의 低速度層(Low Velocity Layer:LVL)이 存在하므로 問題가 생긴다. 上部 mantle에 LVL이 存在함은 일반적 사실로 받아 들여지며⁴⁾, 地殼 內部에서도 그 存在가 立證되어 있다⁵⁾.

地殼構造의 研究에서 LVL의 存在는 重要한 要素가 되나, 우선은 이를 고려하지 않은 基本 model을 設定하고 本 研究를 遂行한다.

*氣象研究所

**漢陽大學校

資料로 利用된 地震波의 走行經路는 Fig. 1 과 같이 우리나라 中部·南部만을 지나므로 모든 研究結果는 南韓의 一般의 特性으로 制限된다.

2. 理論的 背景

地震資料로 부터 地殼構造의 model 을 찾는 computer program 을 作成하기 위하여 먼저 地震波의 走行理論을 다루게 된다. 따라서 임의의 model 에서 震源깊이와 震央距離에 따른 直接波와 屈折波의 走行時間(travel-time)을 각 層의 두께와 地震波 速度, 즉 model parameter 의 함수로 표현하려 한다.

실제의 地殼構造는 지역적으로 매우 다양하겠으나, 지진기록(seismogram)에 나타나는 直接波(P, S)와 屈折波(Pn, Sn)의 뚜렷한 분리현상을 볼 때 (Fig.2 참조), 몇 개의 速度 不連續面으로 model 化 할 수 있다.

近距離 地震波(震央距離 1,00 km 이내)의 경우, 다음과 같은 基本假定 아래 走行時間 문제를 다루는 것이 普遍化되어 있다.

(1) 地球曲率에 의한 효과는 無視하여 完全한 平面

POHANG EARTHQUAKE (Apr. 15, 1981)

Origin time : 11h 47m 0.2s LST
H : 25 Km Δ : 344.6 Km (Seoul)

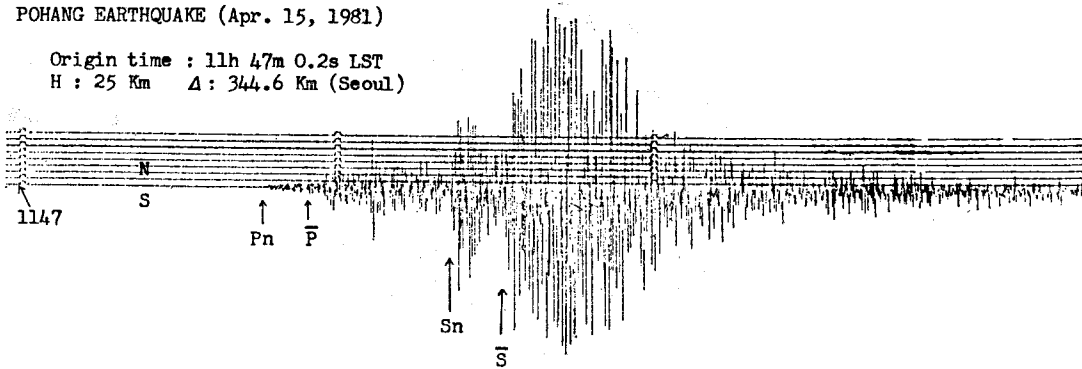


Fig. 2 Selected seismograms illustrating the clear phase discrimination.

構造로 해석하며, (2) 地震波 速度不連續面으로 구분되는 각 層 내에서는 일정한 速度를 가지며, (3) 각 層은 地表面과 平行을 이룬다. 또한 (4) 地震波 速度는 下層으로 갈수록 증가한다.

2-1 屈折波의 走行時間

Fig. 3 과 같은 2層構造에서 震源 F가 第2層에 있으며 그 屈折波는 第3層의 上部境界面을 따라 진행하는 F-A-B-C-S의 경로를 취할 때, 走行時間 T는

$$T = \frac{FA}{V(2)} + \frac{BC}{V(2)} + \frac{CS}{V(1)} + \frac{AB}{V(3)} \quad (1)$$

로 나타낼 수 있다. 이것에 Snell의 法則을 적용하여

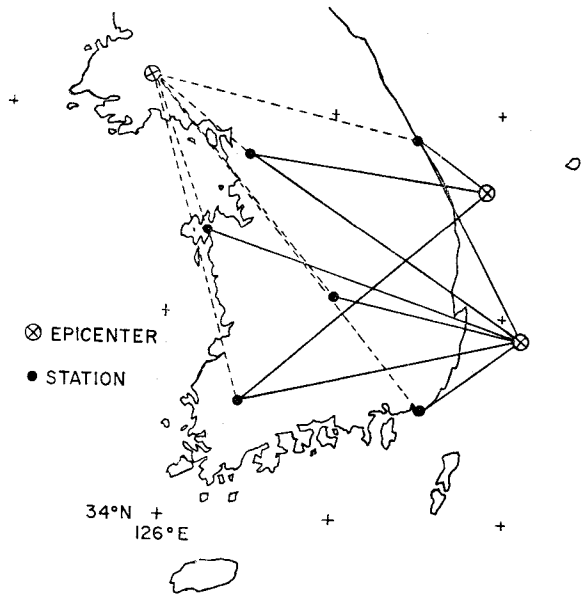


Fig. 1 Seismic ray paths showing the region considered in this model study.

震央距離 Δ(=ES)의 함수로 표시하면,

$$T = TINJ(3) + \frac{\Delta}{V(3)} \quad (2)$$

이 된다. 여기서 TINJ(3)는 intercept time으로서 travel-time curve에서 Δ=0인 때의 T 값에 해당한다. 즉,

$$TINJ(3) = \frac{FA'}{V(2)} + \frac{B'C}{V(2)} + \frac{DS}{V(1)} \quad (3)$$

따라서 走行時間의 계산은 屈折波인 경우 intercept time의 계산으로 축소된다.

또한 震源이 境界面 D(2)에 있는 것으로 가정(F')하면,

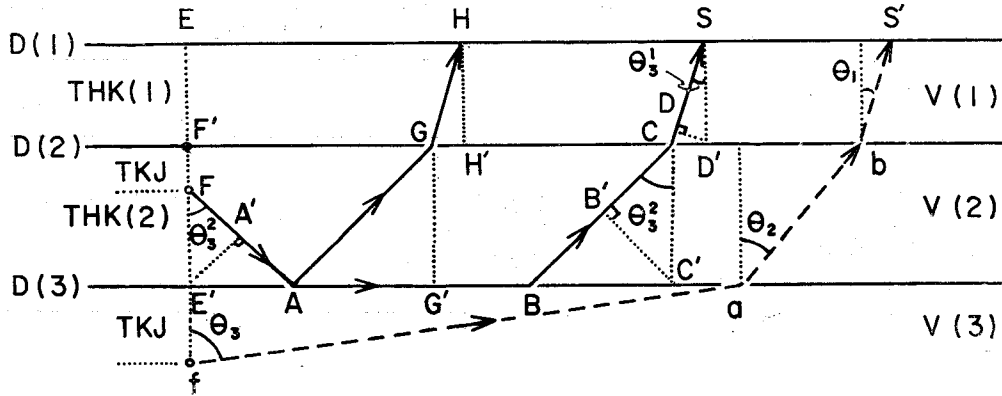


Fig. 3 Diagram showing the notation of the model parameters and seismic waves. The refracted waves and direct wave are denoted in the solid lines and broken lines, respectively.

$$TINJ(3) = TID(2, 3) - \frac{TKJ \cdot \cos \theta_3^2}{V(2)} \quad (4)$$

가 된다. 여기서 TID(2, 3)는 假想震源 F에서 출발한 地震波가 D(3)를 따라 臨界屈折할 경우의 intercept time을 뜻한다.

Snell의 法則을 一般化하고 임의의 多層構造로 확장할 때 震源이 속한 層을 J, 屈折層을 M이라하면,

$$TID(J, M) = \sum_{L=1}^{M-1} \frac{THK(L) \cdot \sqrt{V(M)^2 - V(L)^2}}{V(M) \cdot V(L)} + \sum_{L=1}^{M-1} \frac{THK(L) \cdot \sqrt{V(M)^2 - V(L)^2}}{V(M) \cdot V(L)} \quad (5)$$

$$TINJ(M) = TID(J, M) - TKJ \frac{\sqrt{V(M)^2 - V(J)^2}}{V(M) \cdot V(J)} \quad (6)$$

으로 표현된다.

결과적으로 屈折波의 走行時間은, 式 (2), (5), (6)에 의하여 model parameter인 V, THK, TKJ, 및 Δ의 함수로 결정된다.

2-2 臨界距離(Critical Distance)

Fig. 3에서 EH는 屈折波가 최초로 나타날 수 있는 거리, 즉 臨界距離를 뜻한다. 이 경우 임계거리(DIDJ(3))는 DIDJ(3) = E'A + AG' + GH'가 되며 屈折波 走行時間의 경우 처럼 J層 震源과 M層 屈折로 확장하면,

$$DIDJ(M) = DID(J, M) - TKJ \frac{V(J)}{\sqrt{V(M)^2 - V(J)^2}} \quad (7)$$

여기서 DID(J, M)은 J層의 上部境界面 D(J)에 위치한 震源에서의 地震波가 가지는 臨界距離로서 다음과 같이 표현된다.

$$DID(J, M) = \sum_{L=1}^{M-1} \frac{THK(L) \cdot V(L)}{\sqrt{V(M)^2 - V(L)^2}} + \sum_{L=1}^{M-1} \frac{THK(L) \cdot V(L)}{\sqrt{V(M)^2 - V(L)^2}} \quad (8)$$

式 (7)과 (8)로 얻어진 臨界距離는 屈折波의 走行時間이 실제 적용되는 震央距離의 最少限界가 된다.

2-3 直接波의 走行時間

直接波의 경우, 地震波는 臨界屈折이 아니므로 Fig. 3의 θ₃가 중요한 因子가 된다. 震央距離 Δ와 地殼構造가 決定되면 射出角(angle of emergence) θ₃는 함수관계 Δ = f(θ₃)에서 理論上 計算할 수 있으나, θ₃ = g(Δ)의 형태로 쉽게 置換되지는 않는다.

우선 走行時間 T를 θ₃의 함수로 표현하면,

$$T = \frac{TKJ}{\cos \theta_3 \cdot V(3)} + \frac{THK(2)}{\cos \theta_2 \cdot V(2)} + \frac{THK(1)}{\cos \theta_1 \cdot V(1)} \quad (9)$$

이 된다. 여기서 U = sin θ₃로 놓고 Snell의 法則을 적용하여 震源이 J層에 속한 경우로 확장하면,

$$T = \frac{TKJ}{V(J) \sqrt{1 - U^2}} + \sum_{L=1}^{J-1} \frac{THK(L) \cdot V(J)}{V(L) \sqrt{V(J)^2 - V(L)^2 U^2}} \quad (10)$$

로 표현된다. 한편 U와 Δ의 관계는,

$$\Delta = \frac{TKJ \cdot U}{\sqrt{1 - U^2}} + \sum_{L=1}^{J-1} \frac{THK \cdot U}{\sqrt{(V(J)/V(L))^2 - U^2}} \quad (11)$$

直接波의 走行時間은 式(11)에서 구한 U를 式(10)에 적용하므로써 計算된다. 이를 위하여 作成한 computer program은, θ₃를 변화시키면서 계산한 震央距離와 實際距離를 反復 比較하여 그 오차가 충분히 적은 경우의 θ₃를 택하도록 構成되어 있다.

震源이 第1層에 있는 경우, 走行距離는 바로 震源

距離(hypocentral distance)가 되므로 H가 震源깊이 라면,

$$T = \frac{\sqrt{H^2 + \Delta^2}}{V(1)} \quad (12)$$

으로 나타낼 수 있다.

3. 地震觀測資料의 解析

地殼構造를 決定하기 위한 地殼資料에는 각 관측소 의 精確한 地震波 到着時(arrival time)와 각 位相의 分析 및 地震要素(earthquake parameters)가 포함되어야 한다.

이러한 觀點에서 選定된 地震은 포항 地震(1981. 4 15), 사리원 地震(1982. 2. 14), 및 울진 地震(1982. 3. 1) 이며 補助資料로서 쌍계사 地震(1936. 7. 4)과 홍성 地震 (1978. 10. 7)도 이용되었다. 이들 地震의 基本要素는 金尙熙 · 金昭九⁷⁾, 金尙熙⁸⁾, 金昭九⁹⁾ 및 集田公地¹⁰⁾이 발표한 것을 一次的으로 採擇하였다.

그러나 地震要素 즉, 震源時(origin time)와 震央 및 震源깊이의 客觀性을 높이고자 中央氣象臺(CMO)의 分析結果와 미국 地質調査所(USGS)의 정기간행물인 PDE¹¹⁾ 및 日本氣象廳(JMA)의 資料를 종합 검토하였으며, CMO의 地震記錄紙(seismogram)를 정밀분석하여 각 地震波의 到着時를 구하였다.

3-1 포항 地震과 울진 地震

Table 1에서 보인 바와 같이 震源時와 震央은 USGS의 PDE資料와 JMA 및 CMO의 資料를 平均하여 採擇하였으며, 震源깊이는 일단 30~40Km로 보고 model變數의 計算過程에서 決定한다.

結果的으로 얻어진 Table 2의 走行時間表는 震源깊이가 거의 같은 이들 두 地震의 資料를 綜合한 것이다.

式(2)에 보였듯이 屈折波의 走行時間은 Δ의 一次式으로 표현된다. 따라서 Table 2의 屈折波(Pn, Sn)資料를 最小自乘法으로 分析하여 回歸式(regression line)을 구하면 intercept time과 震源 아래에 위치한 層의 地震波 速度를 알 수 있게 된다.

$$T(P_n) = 3.378 + \frac{\Delta}{7.951} \quad (13)$$

$$T(S_n) = 6.673 + \frac{\Delta}{4.582} \quad (14)$$

式(13), (14)에서 T와 Δ의 相關係數(regression coefficient)는 각각 0.9988과 0.9999로서, 觀測值와 回歸式이 매우 잘 일치함을 보인다.

3-2 사리원 地震

Table 3에 나타난 바와 같이 이 地震의 깊이는 포항

Table 1. Comparison of Parameters of the Pohang and Uljin Earthquakes.

	Origin Time			Epicenter		Depth Km
	H	M	S	LAT(N)	LONG(E)	
Ph Pohxng(Apr. 15, 1981)						
P D E	11	47	00.2	35.741	130.050	33N
J M A	11	47	0.3+0.4	35.72	130.22	40
C M O	11	47	00	35.9	130.1	
Average	11	47	00.2	35.79	130.13	30-40
Uljin(Mar. 1, 1932)						
P D E	00	28	03.3	37.141	129.656	33N
J M A	00	28	01,00.5	37.38	129.93	60
C M O	00	28	02	47.15	129.8	
Average	00	28	02.1	37.22	129.980	30-40

Table 2. Travel-Time of the Pohang and Uljin Earthquakes.

No	Stations	Epicentral Distnxcne (Km)	Epicentral Travel-Time(sec) of each Phxse			
			T(Pn)	T(P̄)	T(Sn)	T(S̄)
1	Gangreung	98.96		15.9		28.0
2	Busan	125.80		18.8		31.8
3	Chupoong	197.82	28.3	31.3		
4	Gangreung	243.59	35.2	39.5	59.8	65.3
5	Seoul	253.53	35.8	39.9		68.0
6	Gwangju	300.34	41.7	48.3	72.3	82.3
7	Seoul	344.55	46.9	54.9	81.8	92.8
8	Gwangju	347.60	47.5	56.4		
9	Seosan	348.26	57.9	56.9	32.7	94.3

No. 1, 5, 8 data of the Uljin event.

No. 2, 3, 4, 6, 7, 9 data of the Pohang event.

地震, 울진 地震보다 한 層 아래인 것으로 볼 수 있다. 따라서 사리원 地震은 Moho面 아래인 上部 mantle의 地震이라는 특성을 가진다.

또한 地震記錄紙 分析結果 나타난 屈折波와 直接波의 뚜렷한 구분으로 미루어 볼때 Moho面 아래에 P-波에 대한 不連續面의 存在가 예상된다. Table 4의 資料를 最小自乘法으로 分析하면,

$$T(P_n) = 7.095 + \frac{\Delta}{8.726} \quad (15)$$

이 되며 이 경우에도 相關係數는 0.997로 나타난다.

3-3 쌍계사 地震

이 地震은 地殼上部(H<20 Km)에서 발생한 것 중 에서 가장 많은 資料를 가진다는 重要性을 가지나, 현

Table 3. Comparison of Parameters of the Sariwon Earthquake (Feb. 14, 1982).

	Origen Time			Epicenter		Depth Km
	H	N	S	LAT(N)	LONG(E)	
P D E	23	37	33.8	38.299	125.941	55
J M A	23	33	32.5±0.9	38.23	125.68	60
C M O	23	37	30	38.4	125.5	
Average	23	37	32.1	38.31	125.71	50-60

Table 4. Travel-Time of the Sariwon Earthquake.

No	Stations	Epicentral Travel-Time(sec) of each Phase				
		Distance(Km)	T(Pn)	T(P)	T(Sn)	T(S)
1	Seoul	133.81	22.9	24.1		50.9
2	Seosan	181.93	27.5	30.1	49.5	50.9
3	Gangreung	286.82	38.8	45.1		77.9
4	Chupoong	308.24	44.1	50.7		86.4
5	Gwangju	368.98	50.1	60.0		101.9
6	Busan	463.39	59.4	72.3		122.4

재 그 地震記錄紙를 구할 수 없으므로 과거에 분석한 結果만을 이용하여야 된다는 缺點을 지니고 있다. 集田公地(1937)가 제시한 資料에서 各位相(P, S)의 到着時는 精確한 것으로 보아도, 그 당시 결정된 地震要素는 補完된 現用 走行時間表를 적용할 때 많은 차이점을 갖는다.

Table 5는 오차가 비교적 적은 近距離 관측소 資料를 이용하여 본 연구자가 결정한 地震要素와 원래의 것을 비교한 것이다.

直接波와 屈折波의 구별이 되어있지 않은 원래의 資料 중에서 확실히 믿을 수 있는 것은 震央距離 120Km 이내의 관측소인 대구와 부산의 直接波 到着時이다. 震源時를 06시 02분 17.4초, 震源깊이를 15Km 그리고 대구와 부산의 震央距離를 각각 113.5 Km, 118.6 Km로 할때 두 관측소에 도달한 直接波의 P-波, S-波 速度는 각각,

$$V(Pg) = 6.189 \text{ Km/sec (대구)}, 5.945 \text{ Km/sec (부산)}$$

$$V(Sg) = 3.623 \text{ Km/sec (대구)}, 3.484 \text{ Km/sec (부산)}$$

Table 5. Comparison of Parameters of the Ssanggye-sa Earthquake (Jul. 4, 1936).

	Origin Time			Epicenter		Depth Km
	II	M	S	LAT(N)	LONG(E)	
Hayata	06	02	16.6	35°14'	127°39'	10
Present resear cher	06	02	17.4	35 16°	127 73°	15

이 된다. 이것은 上部地殼의 地震波 速度範圍를 定하는 데에 기여한다.

3-4 흥성地震

規模가 비교적 큰(M=5.0) 흥성地震(震央: 36.6°N, 126.65°E)은 震源깊이가 매우 낮아 地震波가 멀리 전파되지 않은 특성을 가지고 있다. 가까운 日本의 觀測記錄이 뚜렷하지 않은 상태에서 利用할 수 있는 資料는 國內의 서울, 광주, 원주의 觀測結果이다. 이 중에서 광주의 P-波 到着時(18시 20분 8.4초)는 震央距離가 가까운 서울의 것보다 2.1초 앞서 있으므로 信賴性을 잃게 된다.

震央距離(D), 깊이(H), 속도(V)와 震源時(OT) 및 到着時(AT)의 관계는 $\sqrt{D^2+H^2}=V(AT-OT)$ 로 표현된다. H가 5Km와 10Km인 경우의 P-波 속도와 震源時를 계산하면, 각각 6.075Km/sec, 18시 19분 52.2초와 6.06Km/sec, 18시 19분 52.1초가 된다. 이것은 쌍계사地震이 보여주는 速度範圍의 중간값이 되어 上部地殼의 P-波 速度를 具體化하는 것이다.

3-5 觀測資料의 解析結果

地殼構造 model 決定의 基本的 初期條件이 되는 本觀測資料의 解析結果는,

(1) 깊이 30Km 아래에 위치한 不連續面의 下層(上部 mantle 에 해당함)이 가지는 P-波 速度 α 와 S-波 速度 β 는

$$\alpha = 7.95 \text{ Km/sec}, \beta = 4.58 \text{ Km/sec}$$

(2) 깊이 60Km 아래에도 地震波 不連續面이 存在하고 그 下層의 P-波 速度는

$$\alpha = 8.73 \text{ Km/sec}$$

(3) 上部地殼의 地震波 速度는

$$\alpha = 5.9 \sim 6.2 \text{ Km/sec}$$

$$\beta = 3.48 \sim 3.65 \text{ Km/sec}$$

4. Model 의 決定

4-1 初期條件

基本 model의 設定을 위하여 世界 여러지역의 地殼構造가 檢討된다. Gutenberg(1959)가 調査·集計한 특정적 지역의 地殼構造는 다음과 같은 範圍에 속한다¹²⁾.

主要 不連續面인 Conrad 面과 Moho 面의 깊이는 각각 9~45Km와 20~60Km의 分布를 가지며, 이들로 구분되는 各層의 P-波 S-波 速度는 각각 위로부터 5.1~6.4 Km/sec, 3.0~3.8 Km/sec와 6.1~7.4 Km/sec, 3.6~6.3Km/sec 이 된다. 또한 Moho 面 아래인 上部 mantle 에서는 7.9~8.2 Km/sec의 P-波와 4.2~4.8Km/sec의 S-波 速度를 갖는다.

이와같은 여러 地域의 地殼構造에 관한 研究結果와

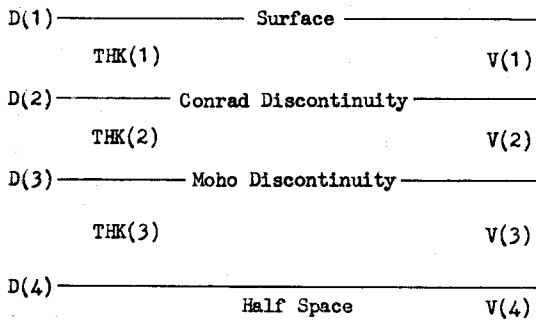


Fig. 4 Basic model with the notation of variables.

國內地震觀測資料를 고려하여 Fig. 4 와 같은 기본 model 을 設定한다. 여기서 決定하여야 할 未知變數는 各層의 速度 V(1), V(2), V(3), V(4)와 各不連續面의 깊이 D(2), D(3), D(4)이다. 速度의 경우 P-波와 S-波로 구분되므로 총 11개의 未知變數가 나타난다.

그러나 前節의 觀測資料의 解析結果 V(3)의 α, β 와 V(4)의 α 는 決定되었으므로 8개의 未知變數만이 남게 된다. 한편 各地震의 震源깊이가 充分한 精確도를 가지지 못하므로 變數의 計算과 동시에 第1地震(포항地震, 울진地震)의 震源깊이 H1 과 第2地震(사리원地震)의 電源깊이 H2도 決定하여야 하는 問題가 있다.

Model 變數의 決定을 위한 program 에 적용되는 各變數의 變化範圍는 다음과 같이 具體化된다. 즉, H1, H2는 25~40Km, 50~90Km이며 D(2), D(3), D(4)는 각각 10~25Km, 30~55Km, 60~100Km로 한다. 各層의 速度 V(1)의 P-波, S-波는 5.5~6.2Km/sec, 3.2~3.65 Km/sec이며 V(2)의 P-波, S-波는 6.0~7.0Km/sec, 3.55~4.0Km/sec로 제한한다.

4-2 Computer Program

本 研究에 活用된 program 은 Eaton(1965)의 HYPOLAYR 중 走行時間 計算에 관계된 subroutine TRVDRV 이다¹³⁾. 이것은 main program 에서 자유롭게 이용하기 위하여 subroutine THKLAY, NTRCPT 및 CRTDST 로 分離·改良되었다. 한편 直接波의 射出角을 計算하는 subroutine SINTHT 는 本 研究에서 새로이 作成된 것이다.

Main program 은 model 變數를 구하기 위한 CRSTMD 와 決定된 地殼構造에서의 地震波 走行時間을 計算하는 TRVTM 이다. 이들 중 本 研究의 主要部分을 이루는 CRSTMD 의 system flow 는 Fig. 5 에 표시되어 있다. 모든 program 의 走行時間 計算方法은 第2節의 理論에 따른다.

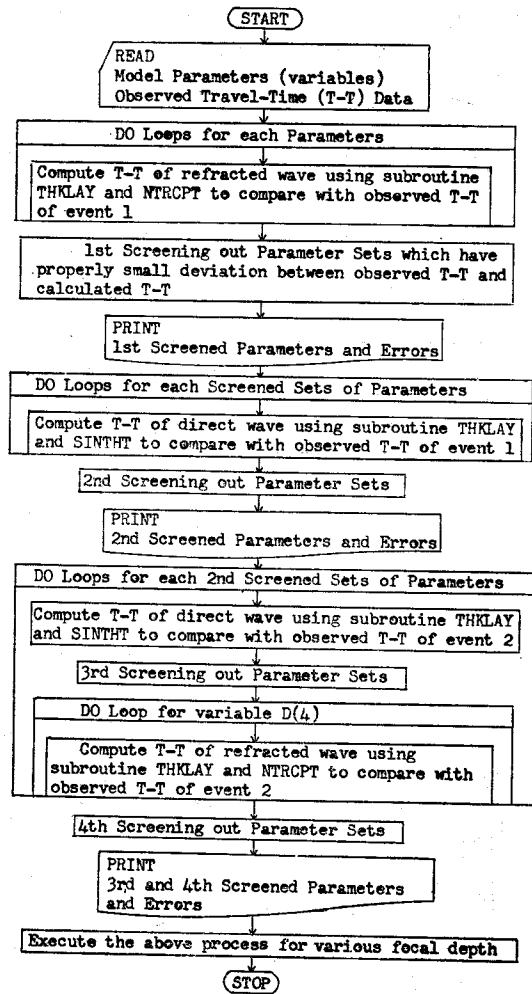


Fig. 5 System flow of the main program CRSTMD.

Subroutine THKLAY (THK, TKJ, D, N, G, H, J, JJ) : 地殼構造 model 이 갖는 層의 數(N), 不連續面의 깊이(D), 震源깊이(H)가 주어질 때, 各層의 間격(THK), 震源과 그 上部 境界面의 間격(TKJ) 및 震源이 속한 層의 번호(J)를 구하는 것으로서 D와 H가 바뀔 때마다 사용하게 된다.

Subroutine NTRCPT (V, THK, TKJ, TINK, J, JJ, N) : 各層의 地震波 速度(V)와 THK-TKJ, J, JJ, N을 가지고 intercept time (TINJ)을 計算한다.

Subroutine CRTDST (V, THK, DIDJ, J, JJ, N, TKJ) : 屈折波가 最初로 나타나는 臨界距離(critical distance)를 구하는 것으로서, 走行時間 計算을 위한 main program TRVTM 에만 이용된다.

Subroutine SINTHT DELTA, THK, V, TKJ, H, J,

J1, U, I) : 각 觀測所(I)의 震央距離(Delta)와 주어 진 조건들(THK, V, H, J, J1(=J-1))로 부터 射出角 θ 의 sine인 U를 구하는 것으로서 直接波의 走行時間 計算에 적용된다. 이 program의 골자는, 먼저 U의 初期值를 주어 Delta를 計算하고 실제의 Delta와 비교하여 그 오차가 적게 되도록 U를 增減시켜 나 감으로써 Delta의 차이가 50m 이내 일 경우의 U를 택하는 것이다.

4-3 第1地震資料의 適用結果

本 研究에서 第1地震으로 취급하는 울진地震과 포 향地震은 下部地殼에 위치하여 基本 model의 第2層에 속한다. 의 경우 直接波의 走行時間과 연관된 變數는 V(1), V(2), D(2)가 되며 屈折波의 走行時間은 V(1), V(2), V(3), D(2), D(3)로 결정된다. 이들중 V(3)는 觀測資料로 부터 直接 計算되었으므로 未知變數는 4개로 된다.

初期條件이 定한 變化範圍內에서 program은 18,304경우의 4變數의 組合을 만들고, 각 경우에 대한 屈折波 走行時間을 計算한다. Table 2에 나타난 각 震央距離에 따른 P-波의 走行時間(觀測值: To)과 計算된 走行時間(計算值: Tc)의 차이인 標準誤差(standard error: $\sqrt{\frac{1}{N} \sum (T_0 - T_c)^2}$)에 적절한 限界值를 주어 약 100組의 變數組合을 選擇한다(1次選擇). 2次選擇으로써, 이 들 100組의 變數에 대한 直接波의 走行時間을 比較한다. 標準誤差가 1.5 초 이내인 條件으로부터 變數組合은 약 20組로 줄어든다.

위의 같은 1, 2次 選擇過程을 H=25, 30, 35, 40km에 대하여 反復 遂行한 結果 H=25Km일때 전반적으로 가장 적은 誤差를 보여준다. 이 경우 標準誤差 1.0 초 이내인 變數組合은 5組만이 남게된다.

最終적으로 變數組合(V1, V2, D2, D3)의 값을 擇하기 위하여 이들 5組의 값을 平均한다. 다른 方法으로는 標準誤差가 最小인 경우의 變數組合을 取할 수도 있으나, 地震觀測과 分析過程에 적어도 1초의 誤差는 內包되므로, 1초보다 적은 誤差를 比較하여 最適 變數를 한 組 選擇하는 것은 非合理的이다.

結果로서 얻은 model變數의 값은, P-波의 速度 V(1)=5.98Km/sec, V(2)=6.38Km/sec 이며 D(2)=15 Km, D(3)=32 Km로 選定된다.

S-波의 경우, 위에서 定한 D(2), D(3)와 既知의 變數(V(3)=4.58Km/sec)를 가지고 P-波의 適用과 같은 方法으로 V(1), V(2)를 定한다. 그 結果 S-波의 V(1)=3.40Km/sec, V(2)=3.79Km/sec가 된다.

V(4)의 S-波 速度는, 上部 mantle에서 Poission's ratio가 一定하다는 假定아래, V(3)의 P-波와 S-波 관

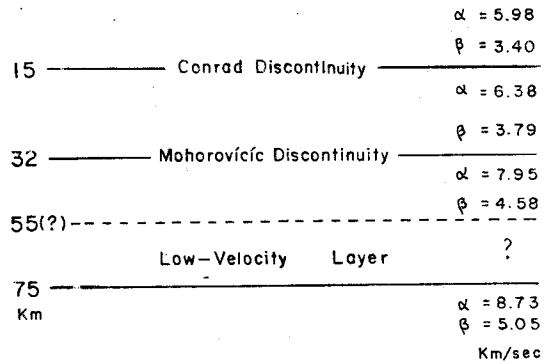


Fig. 6 Model of Korean crustal structure as a result of this study.

계로 부터 5.03 Km/sec으로 定하여 진다.

4-4 第2地震 資料의 適用結果

日本의 資料와 世界地震觀測網(WWSSN) 分析結果를 綜合하면, 사리원地震(第1地震)의 震源깊이 H2는 50~60Km로 나타난다. 그러나 우리나라의 觀測資料와 日本에서 觀測된 資料를 綜合 計算하면 H2는 100 Km로 나타난다¹⁴⁾. 이러한 可變性은 日本氣象廳(JMA)의 走行時間表가 우리나라에 適用될 때 큰 차이가 있는 증거로 받아들여 진다. 이러한 점을 고려하여 3次, 4次選擇 過程은 震源깊이 H2를 50 Km에서 100 Km까지 광범위하게 反復 遂行한다.

第2地震의 P-直接波 適用(3次選擇) 結果, 觀測된 走行時間과의 標準誤差는 7초(7.8~6.5초)정도로서 地震波 分析過程에 있을 수 있는 誤差限界를 훨씬 넘어서 있다. 한편, 屈折波 比較(4次選擇)結果는 대부분의 경우 2초 정도의 誤差를 보인다. 모든 變數를 고정하고 D(4)만을 60~100Km의 範圍로 變化시킨 結果, 각 震源깊이에서 誤差가 1초 정도인 D(4)가 存在한다.

第2地震의 直接波 走行時間 比較에서 나타나는 약 7초의 誤差를 줄이기 위하여 model變數의 값을 限界值까지 變化시켜 適用하였으나 여전히 약 5초의 誤差는 남게된다. 이와 같이 觀測值보다 根本적으로 빠르게 計算된 走行時間은 使用한 model의 修正을 要求한다. 즉, 第2地震의 震源깊이 부근에 地震波의 低速度層(Low Velocity Layer: LVL)이 存在할 때 이러한 非正常 走行時間은 合理的으로 解析된다.

4-5 地殼構造 Model

計算結果를 綜合하고 觀測資料를 解析함으로써 Fig. 6와 같은 model을 決定하였다. 이 model이 갖는 特徵은 低速度層의 存在 이외에 上部 mantle에 第3의 速度不連續面이 設定된 점과 地殼 內의 Conrad 面上·下層의 速度差가 적은 점이다.

上部 mantle의 不連續面을 地殼構造에 包含시킨 경우는 Nuttli 등(1967)이 미국 中部地域의 地震波 走行時間 計算에 이용한 model에서 찾을 수 있다¹⁵⁾.

本 model의 D(4)를 決定한 과정은 다음과 같다. 低速度層(LVL)를 고려하지 않고 計算한 第2地震의 屈折波 走行時間은 H2가 60 Km 이고 D(4)가 80 Km 일 때 最小誤差(0.96 초)를 갖는다. 여기에 LVL에 의한 走行時間 遲延을 고려하여 D(4)를 75 Km 로 推定한 것이다.

5. 地震波의 低速度層(Low Velocity Layer)

決定된 model의 低速度層(LVL)의 上部 境界와 그 層의 地震波 速度는 本 研究에서는 具體化 되지 않는다. 그러나 LVL의 存在는 다음과 같은 地球物理學의 關係로 부터 補充 說明된다.

上部 mantle의 低速度層(LVL)은 板構造論(plate tectonics)과 관련되어 중요한 의미를 갖는다. 宇津(1977)의 표현을 따르면 LVL 層의 上部 mantle과 地殼을 포함하여 lithosphere라 하고 LVL은 asthenosphere가 된다²⁾. 또한 Santo(1975)는 板의 運動에 언급하면서 板(plate)의 두께는 50~100Km 정도이며 大陸이 海洋보다 두껍다고 提示하고, 板의 下部境界를 이루는 low-velocity zone은 板의 運動을 主導하는 soft material의 水平흐름 通路로 작용한다고 推論하였다¹⁶⁾.

低速度層(LVL)에 관한 主要 研究는 Byerly(1956)가 綜合한 바에 따르면 다음과 같다¹⁷⁾.

Gutenberg은 1925년 이래 地震記錄의 진폭이 近距離에서 매우 약한 경우를 설명하기 위하여 80~150Km 깊이 즉, Moho面 아래에 LVL의 存在를 假定 하였으며, 1954년에는 California 地震資料로 부터 理論的 走行時間이 觀測值보다 약 7초 빠른 現象을 발견하고 이것이 LVL의 證據임을 확신 하였다. 그밖에 Lehmann, Bath 등이 Moho面 아래(上部 mantle)와 地殼內部에 LVL가 存在한다고 提示하였다.

근래의 地震波 低速度層 研究는 地震波의 減衰(attenuation), 地熱流 및 部分熔融 現象과 관련되어 있다. Barazangi 등(1975)은 世界의 弧狀列島(island arc) 후면의 上部 mantle 研究에서 모든 P-波 高減衰 地域은 S-波의 高減衰, 地震波 低速 및 高地熱流 地域과 일치함을 보였으며, 이러한 P-波의 高減衰는 上部 mantle 物質의 高溫 및 部分熔融의 결과로 解析하였다¹⁸⁾. 또한 上部 mantle의 低速度層과 높은 內部마찰이 部分熔融에 기인한다는 가정에서 Stocker 등(1975)은 그 熔融의 규모와 상태를 실험을 통해 糾明하였다¹⁹⁾.

地熱流와 LVL의 關係를 提示한 例는 Crough 등

(1976)이 발표한 大陸 岩石圈의 Thermal Model에서 찾아진다. 岩石圈(lithosphere)의 두께를 地表에서 low-velocity zone(LVZ)까지로 볼때, 北美大陸의 資料로부터, 平均 地熱流量은 岩石圈의 두께와 대체로 反比例 함을 提示하였다²⁰⁾. 다시말해 LVZ가 얇은 地域은 地熱流가 높은 얇은 岩石圈을 갖게된다.

地殼內部의 LVL에 관한 研究는 대체로 地域的인 特性에 관련된다. Keller 등(1975)은 미국 Utah의 Great basin과 Colorado plateau 사이의 transition 地域을 따라 屈折波 探查를 실시한 결과 地殼이 얇고(약 25Km) 그 내부 약 8-15 Km 깊이에 LVL이 存在함을 밝혔다²¹⁾. 또한 自然地震의 觀測資料를 이용한 Steeples 등(1976)은 California의 Long Valley 주위의 地殼內部에 低速度 物質이 깊이 7Km에서 40Km 사이(아마도 2.5 Km 이내)에 存在함을 알아내고, 이것은 깊은 곳에 있는 非正常的으로 뜨거운 岩石매운 이라고 믿었다²²⁾.

우리나라 주변의 LVL에 대하여 Abe와 Kanamori(1970)는 表面波(surface wave)를 이용한 東海의 mantle 構造 研究에서 다음과 같이 언급하였다²³⁾. 日本 北海島 부근의 地震들이 東海를 거쳐 서을 國際標準地震計(WWSSN)에 記錄된 表面波를 分析한 結果, mantle의 shear-velocity가 正常的인 海洋 model의 경우보다 깊이 30~60Km에 걸쳐, 8% 감소한 것으로 나타나 있다. 또한 東海의 mantle 低速度層과 높은 地熱流量(heat flow)은 高溫과 部分熔融(partial melting) 같은 普遍的 要因을 提示한다고 指摘하였다.

近世 韓半島의 地殼運動과 東海의 高地熱流(high heat flow)를 海底擴張說과 연관 설명한 Park과 Kim(1971)의 研究²⁴⁾와 北西 太平洋의 trench margins의 地熱流를 언급한 Uyeda 등(1980)에 따르면 東海(Japan Sea)의 高地熱流는 太平洋板의 沈降運動에 起因한다²⁵⁾²⁶⁾.

위와 같은 사실을 綜合할 때, 板構造 運動이 活潑한 plate margin에 인접한 우리나라의 上部 mantle에 地震波 低速度層이 存在함은 쉽게 받아들여 진다.

6. 地震波의 走行時間(Travel-Time)

地殼構造 model이 決定되면 그에 따른 走行時間을 計算하게 된다. 앞서 언급한 地震波의 走行理論에서 低速度層은 고려되지 않았으므로 이를 利用한 計算結果는 다음과 같은 制限을 받는다. 즉,

(1) 震源깊이가 55Km 이상인 地震의 走行時間, 특히 直接波(P, S)로 分析되는 位相의 走行時間은 實際 適用에 問題點이 있으며,

(2) 震源깊이 55Km 이내인 地震이 最低 不連續面에

서 屈折한 경우 誤差가 커진다.

Main Program TRVTM은 決定된 model에서 임의의 震源깊이와 震央距離에 따른 각 地震波 位相의 走行時間을 計算할 수 있도록 作成되었다. 그러나 우리나라 地震의 分析에 利用될 수 있는 範圍로 제한하여, 震央距離 1000 Km 까지 震源깊이 5 Km 간격으로 算出하였다.

Table 6. Travel-Time Table selected for H:25Km (time in sec).

DELTA (Km)	\bar{P}	P_n	\bar{S}	S_n
0.10	4.06		7.05	
10.00	4.39		7.59	
20.00	5.22		9.01	
30.00	6.36		10.99	
40.00	7.67		13.24	
50.00	9.09	10.19	15.67	
60.00	10.56	11.44	18.17	19.61
70.00	12.07	12.70	20.73	21.80
80.00	13.59	13.96	23.32	23.98
90.00	15.13	15.22	25.90	26.16
100.00	16.68	16.48	28.53	28.35
110.00	18.23	17.73	31.14	30.53
120.00	19.78	18.99	33.76	32.71
130.00	21.34	20.25	36.39	34.90
140.00	22.90	21.51	39.02	37.08
150.00	24.46	22.77	41.65	39.26
160.00	26.01	24.02	44.28	41.45
170.00	27.57	25.28	46.91	43.63
180.00	29.25	26.54	49.54	45.81
190.00	30.71	27.80	52.17	48.00
200.00	32.27	29.05	54.81	50.18
210.00	33.84	30.31	57.43	52.36
220.00	35.41	31.57	60.07	54.55
230.00	36.96	32.83	62.71	56.73
240.00	38.53	34.09	65.34	58.91
250.00	40.10	35.34	67.99	61.10
260.00	41.67	36.60	70.60	63.28
270.00	43.23	37.86	73.25	65.46
280.00	44.80	39.12	75.89	67.65
290.00	46.36	40.38	78.53	69.83
300.00	47.93	41.63	81.16	72.01
325.00	51.84	44.78	87.75	77.47
350.00	55.76	47.92	94.34	82.93
375.00	59.68	51.07	100.93	88.39
400.00	63.59	54.21	107.53	93.85
425.00	67.51	57.36	114.12	99.31
450.00	71.43	60.50	120.72	104.76
475.00	75.34	63.65	127.31	110.22
500.00	79.26	66.79	133.89	115.68
525.00	83.17	69.93	140.49	121.14
550.00	87.10	73.08	147.09	126.60
575.00	91.02	76.22	153.68	132.06
600.00	94.93	79.37	160.28	137.52
650.00	102.77	85.66	173.47	148.43
700.00	110.61	91.95	186.65	159.35
750.00	118.45	98.24	199.85	170.27
800.00	126.25	104.53	212.99	181.18
900.00	141.94	117.10	239.36	203.02
1000.00	157.85	129.68	265.86	224.85

Table 6에 보인 走行時間表는 하나의 例로써 震源깊이 25Km인 地震의 P-波와 S-波의 直接波와 屈折波 走行時間이다.

本 研究에 使用된 觀測資料와 地殼構造 model에 依據 計算된 走行時間曲線(travel-time curve)이 Fig. 7에 比較되어 있다. Fig. 7(b)의 경우, 低速度層이 無視된 走行時間曲線과 觀測된 直接波의 走行時間은 상당한 差異를 보이고 있다. 이 差異는 震央距離(Δ)가 커짐에 따라 증가하여 450 Km 부근에서는 약 13초의 빠른 計算值를 나타낸다. 이 現象이 上部 mantle에 地震波 低速度層을 包含시킨 主要因이다.

現在 우리나라의 地震分析에도 적용하고 있는 日本 氣象廳(JMA)의 Travel-Time Table과 本 研究結果를 比較하면 震央距離가 커짐에 따라 그 差異가 무시할 수 없는 정도에 이르는 것을 알 수 있다. 하나의 例로 震源깊이 20 Km인 때의 P-波 走行時間을 보면, JMA의 走行時間이 대체로 늦게 나타난다. 震央距離 200 Km부터 1초 이상의 誤差를 보이며, 國內地震의 限界로 볼 수 있는 500 Km에서는 本 研究結果가 2.34초 빠르게 된다.

이러한 現象은 Ichikawa 등(1971)이 JMA 走行時間表 計算에 이용한 日本의 地殼構造 model²⁷⁾이 가지는 差異에 起因한다. 즉, Moho面 下層의 P-波와 S-波 速度가 本 研究에서는 7.95 Km/sec와 4.58 Km/sec인 반면 日本의 경우 7.13 Km/sec와 4.11 Km/sec인 점이 JMA 走行時間이 늦은 主要因으로 分析된다.

7. 結 論

우리나라의 地殼構造에 關하여 地球物理學的 研究가 本格化 되지 않은 現時點에 近距離 地震波를 利用하여 南韓의 地殼構造 model을 구하고 이에 따른 地震波의 走行時間表(Travel-Time Table)를 算出하였다는 데에 本 研究의 意義를 둔다.

研究結果를 綜合하면,

(1) 國內地震의 記錄紙(Seismogram)으로 부터 P-波와 S-波의 直接波와 屈折波를 分析하고 外國의 分析結果를 綜合하여 最近의 主要地震인 포항地震(1981, 4, 15), 사리원地震(1982, 2. 14) 및 울진地震(1982. 3. 1)의 震源要素와 走行時間에 關한 客觀的 基礎資料를 產出하였다(Table 1~5 參照).

(2) 震源깊이가 다른 두 組의 走行時間 觀測資料를 利用하여 地殼構造 model을 決定하는 computer program을 開發하였다.

(3) 地殼構造 model이 갖는 特徵으로는 上部 mantle에 地震波 低速度層(Low Velocity Layer)이 包含된 점

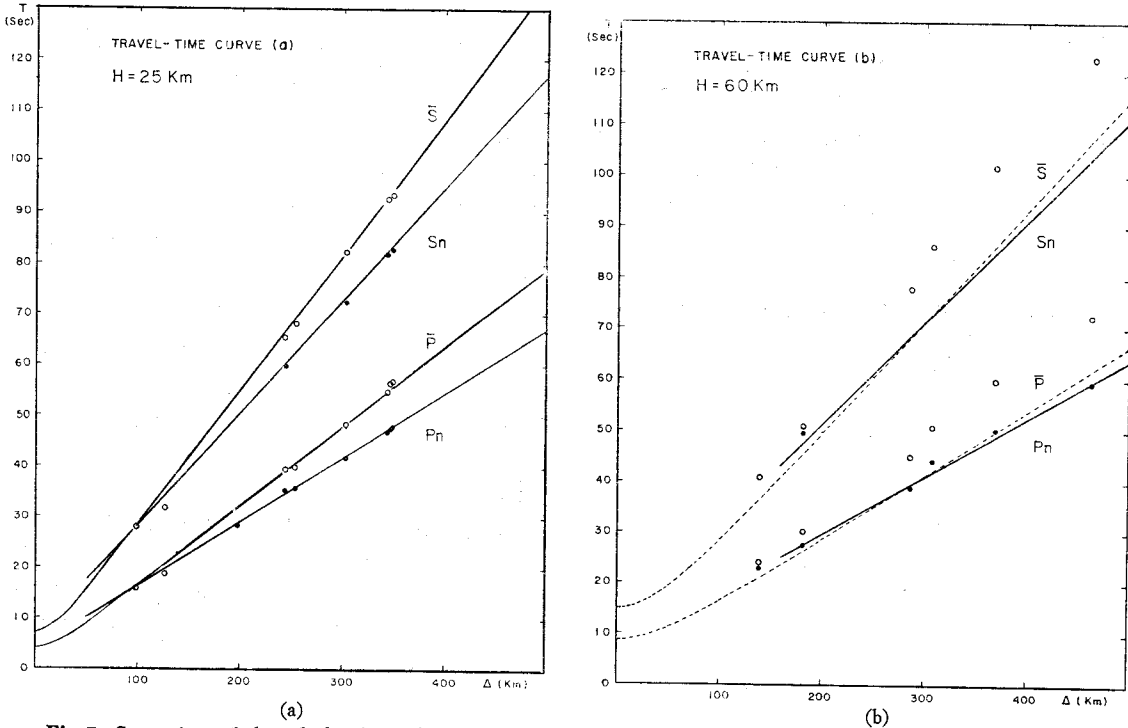


Fig. 7 Comparison of the calculated travel-time curves with the observed data for Pohang and Uljin earthquakes (a), and for Sariwon earthquake (b). Broken lines indicate the calculated travel-times of direct wave which show the remarkable deviation from the observed data (open circles).

이다. Model에서 각 층의 경계가 되는 Conrad面 Moho面 및 저속도층 상·下面의 깊이는 각각 15Km, 32Km, 55Km와 75Km이다. 이들 경계면으로 구분되는 각 층의 P-波及 S-波速度는 위로부터 5.98Km/sec와 3.40Km/sec, 6.38Km/sec와 3.79Km/sec, 7.95Km/sec와 4.58Km/sec, 未知(저속도층) 및 8.73Km/sec와 5.05Km/sec이다.

(4) 決定된 model에서 震源깊이와 震央距離에 따른 각地震波의 走行時間을 計算하여 國內地震에 適用할 수 있는 走行時間表(Travel-Time Table)을 얻게 되었다. 이것은 日本氣象廳이 使用하는 近距離 走行時間表와 比較할 때 多少 빠르게(例: 震源깊이 20Km, 震央距離 500Km에서 약 2초)나타나서 地域에 따른 地殼構造 model의 差異를 立證한다.

以上の結果에 대하여 다음과 같은 論議가 있다.

南韓의 平均 地殼 두께로 볼 수 있는 model의 Moho面 깊이 32Km는, 日本이 26~32Km의 分布를 갖는 점²⁸⁾과 Sakhalin-Kamchatka의 大陸-海洋 사이의 地殼 두께가 35Km에서 25Km로 變化하는²⁹⁾³⁰⁾例에 비추어 그 合理性을 갖는다.

사리원地震의 直接波 走行時間이 가지는 觀測值와 計算值의 誤差(平均 7초)는 上部 mantle에 地震波 低

速度層(Low Velocity Layer)이 存在하는 充分한 근거가 되나, 本 研究에서는 이 층의 具體的인 變數인 速度와 깊이가 確定되지 않는다.

地震波 走行時間表는 低속도層을 고려하지 않았으므로 그 適用은 震源깊이 50Km이내인 경우로 制限한다.

本 研究에서 提示한 地殼構造 model은 보다 많은 地震觀測 資料 또는 人工爆破地震 資料가 補充되어 차례에 修正·補完될 것으로 期待한다.

參 考 文 獻

- 1) Bullen K. E., 1963: An introduction to the theory of seismology, pp. 193-216, Cambridge Univ. Press.
- 2) 宇津德治, 1977: 地震學, 日本共立出版, pp. 84-89, 104-110.
- 3) Mizou M., 1971: Crustal structure from travel times of reflected and refracted seismic waves recorded at Wakayama microearthquake observatory and its substations, Bull. E. R. I., Vol. 49, pp. 33-62.
- 4) Cook K., 1962: The problem of the mantle-crust

- mix, *Advances in Geophysics*, Vol. 9, pp. 341-350.
- 5) Stephan M. and Landisman M., 1966: Seismic studies of the Earth's crust in continents, 1, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 20, pp. 525-538.
 - 6) Dobrin M. B., 1976: *Introduction to geophysical prospecting*, 3ed., pp. 293-338.
 - 7) 金尙照 · 金昭九, 1982: 韓國地震의 메카니즘解析, *대한광산학회지*, Vol. 19, pp. 165-170.
 - 8) Kim S. J., 1980: Study on earthquakes of Korea based on the local data of 1926-1943, *Jour. Korean Inst. Mining Geol.*, Vol. 13, No. 1, pp. 1-19.
 - 9) 金昭九, 1979: 홍성지진의 현황조사연구, *과학기술술처*, R-79-1, pp. 47
 - 10) 集田公地, 1937: 智異山南麓 雙溪寺 强震報告, 昭和, 第十卷, 第四號, pp. 145-157.
 - 11) U. S. Geological Survey, 1981-1982: *Bull. Preliminary Determination of Epicenters (PDE)*.
 - 12) Gutenberg B., 1959: *The Earth's crust, Physics of the Earth's Interior*, Academic Press N. Y., pp. 28-35.
 - 13) Eaton J. P., 1965: HYPOLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an Earth consisting of uniform flat layers over a half space, *USGS Open File Report*.
 - 14) Ichikawa M., 1982: personal communication.
 - 15) Nuttli O. W., Stauder W. and Kisslinger C., 1967: *Travel-time tables for earthquakes in the Central United States*, *Earthquake Notes*, pp. 19-28.
 - 16) Santo T., 1975: *New aspects on the earthquake generation*, *IISEE Lecture Notes No. 10*, pp. 28-30.
 - 17) Byerly P., 1956: *Subcontinental structure in the light of seismological evidence*, *Advances in Geophysics*, Vol. 3, pp. 106-147.
 - 18) Barazangi M., Pennington W. and Isacks B., 1975: *Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using p waves*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, No. 8, p 1079-1092.
 - 19) Stocker R. L. and Gordon R. B., 1975: *Velocity and internal friction in partial melts*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, No. 35, pp. 4828-4836.
 - 20) Crough S. T. and Thompson G. A., 1976: *Thermal model of continental lithosphere*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 81, No. 26, pp. 4857-4862.
 - 21) Keller G. R., Smith R. B. and Braile L. W., 1975: *Crustal structure along the Great basin - Colorado plateau transition from seismic refraction studies*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, No. 8, pp. 1093-1098.
 - 22) Steeples D. W. and Iyer H. M., 1976: *Low-velocity zone under Long Valley as determined from teleseismic events*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 81, No. 5, pp 849-860.
 - 23) Abe K. and Kanamori H., 1970: *Mantle structure beneath the Japan Sea as revealed by surface waves*, *Bull. E. R. I.*, Vol. 48, pp. 1011-1021.
 - 24) Park B. K. and Kim S. W., 1971: *Recent tectonism in the Korean Peninsula and sea floor spreading*, *J. Korean Inst. Mining Geol.*, Vol. 4, No. 1, pp 39-43.
 - 25) Uyeda S., 1980: *Review of heat flow studies in the eastern Asia and western Pacific reigion*, *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Bull. No. 3*, pp. 153-169.
 - 26) Hasebe K., Fujii N. and Uyeda S., 1970: *Thermal processes under island arcs*, *Tectonophysics*, Vol. 10, pp. 335-355.
 - 27) Ichikawa M. and Mochizuki E., 1971: *Travel time tables for local earthquakes in and near Japan*, *Papers in Meteo. and Geophys.*, Vol. 22, No. 3-4, pp. 229-290.
 - 28) Ludwig W. J., 1966: *Sediments and structure of the Japan trench*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 71, No. 8, pp. 2121-2137.
 - 29) Kosminskaya I. P. and Riznichenko Y. V., 1964: *Seismic studies of the Earth's crust in Eurasia*, *Research in Geophysics*, MIT Press, Vol. 2, pp. 108-120.
 - 30) *Research group for explosion seismology*, 1977: *Regionality of the upper mantle around north eastern Japan as derived from explosion seismic observations and its seismological implications*, *Tectonophysics*, Vol. 37, pp. 117-130.