

北海道におけるP_n速度の推定*

宮村 淳一**

Estimate of P_n Velocity beneath Hokkaido, Japan

Jun'ichi Miyamura

Sapporo District Meteorological Observatory

For the purpose of estimating P_n-velocity beneath Hokkaido, Japan, the time-term method was applied to the first P-arrival time data which were observed at 21 stations operated by Japan Meteorological Agency and the Research Center for Earthquake Prediction, Hokkaido University. 21 crustal events which occurred in and around Hokkaido were used in this analysis.

In comparison with their data accuracy, a stable solution was obtained in calculation. The P_n-velocity was estimated as 7.87 ± 0.10 km/s. It was considered that its velocity was lower than that in the slab (high-V, high-Q) descending from Kurile and Japan trenches beneath Hokkaido.

From each station time-term obtained, the crustal structure model in Hokkaido should be expected as follows: the model has a relatively low-velocity or thick crust in the central and northern parts of Hokkaido and the eastern Pacific coast of the Hidaka region, and a relatively high-velocity or thin crust in the southwestern and eastern parts of Hokkaido.

§ 1. はじめに

北海道における最上部マントルのP波速度(P_n速度)の推定は、これまでいくつかなされている。たとえば、自然地震データの解析では長宗(1968)による北海道全体についてのもの、Suzuki(1978)による北日本についてのものがある。一方、人工地震データの解析ではOkada et al.(1973)による北海道西部についてのものがある。

一般に、走時解析によりP_n速度を推定する場合、自然地震データの解析では広範囲のデータが得られるものの震源要素の不確定さによる精度の問題があり、また、人工地震データの解析では走時データの精度は良いが測線を十分長く取ることが難しいといった問題があり、それぞれに一長一短がある。

吉井(1971)はこうした問題を解析するひとつの試みとして、全国に展開されている気象庁地震観測網による十分長い測線で得られた多数の自然地震データに、人工地震データの解析のために開発されたタイムターム法を適用することで統計的に信頼

度の高い解析を行なって、東日本および西日本における平均的なP_n速度を推定した。

この調査では、吉井(1971)と同様に北海道周辺に発生した自然地震の走時データにタイムターム法を適用して、北海道における平均的なP_n速度を推定した。また、得られた各観測点のタイムタームから北海道の地殻構造についても簡単に考察した。

§ 2. 解析資料

解析に使用した観測点21点の位置および地震21個の震央をFig. 1に示す。観測点はできるだけ検知能力が高いこと、北海道全体に分布することを条件として、気象庁(JMA)の高感度地震観測点、旭川2(AS2)、釧路2(KS2)、広尾2(HR2)、室蘭2(MR2)の76型地震計、網走(ABA)、根室(NEM)の67型地震計、および十勝岳A点(TKA)のA74型地震計の合計7点と北海道大学理学部地震予知観測地域センター(RCEP)の微小地震観測点、苫前(TOI)、浜益(HAM)、積丹(SHK)、今金(IMG)、上の国(KKJ)、恵山(ESH)、みすまい(HSS)、日

* Received Aug. 4, 1988

** 札幌管区気象台

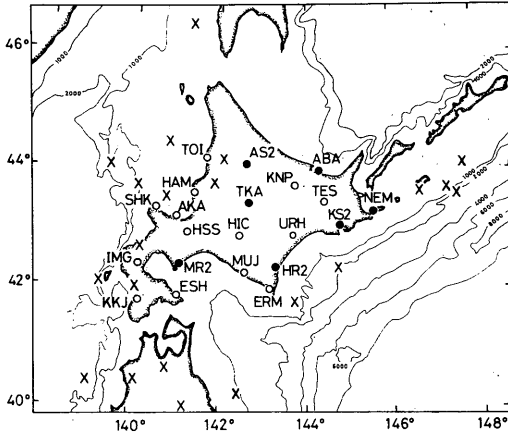


Fig.1 Distributions of epicenters and seismological stations. × : epicenters
● : JMA stations ○ : RCEP stations

NO.	Date	Origin time			Epicenter		Depth km	Mag.
		h	m	s	Lat.(N)	Lon.(E)		
1	Mar. 20, 1984	6	42	7.6	42.088°	139.308°	14	4.2
2	Apr. 2, 1984	16	14	44.4	42.373°	144.745°	18	3.8
3	Apr. 3, 1984	5	4	40.0	46.505°	141.332°	20	5.0
4	Oct. 1, 1984	5	15	30.0	42.010°	140.098°	11	3.5
5	Nov. 11, 1984	20	24	49.9	40.242°	142.413°	18	4.0
6	FEB. 2, 1985	20	6	47.6	43.738°	147.312°	0	5.3
7	MAR. 6, 1985	13	58	31.3	44.482°	140.792°	19	4.0
8	APR. 13, 1985	11	32	31.6	43.540°	140.745°	5	3.9
9	AUG. 24, 1985	18	9	3.9	43.670°	146.670°	20	4.7
10	NOV. 3, 1985	12	15	47.0	44.043°	139.473°	0	4.1
11	NOV. 15, 1985	20	56	22.5	44.133°	147.685°	0	4.8
12	FEB. 16, 1986	19	54	3.5	42.688°	140.172°	0	3.6
13	MAR. 2, 1986	5	33	58.7	40.473°	140.152°	16	4.4
14	APR. 16, 1986	21	52	16.6	43.598°	147.512°	0	6.2
15	MAY 17, 1986	8	39	10.7	44.190°	142.075°	0	4.2
16	MAY 26, 1986	12	11	33.1	40.078°	141.203°	11	4.4
17	JUN. 20, 1986	19	7	56.4	40.412°	139.112°	14	4.1
18	AUG. 6, 1986	3	36	25.7	43.725°	140.058°	0	4.0
19	AUG. 10, 1986	17	50	39.3	40.678°	140.815°	10	4.5
20	NOV. 13, 1986	21	44	8.1	43.803°	141.848°	11	5.3
21	JAN. 28, 1987	0	26	17.8	41.820°	143.710°	5	4.0

Table Earthquake parameters used in this study.

REDUCED TRAVEL TIME CURVE

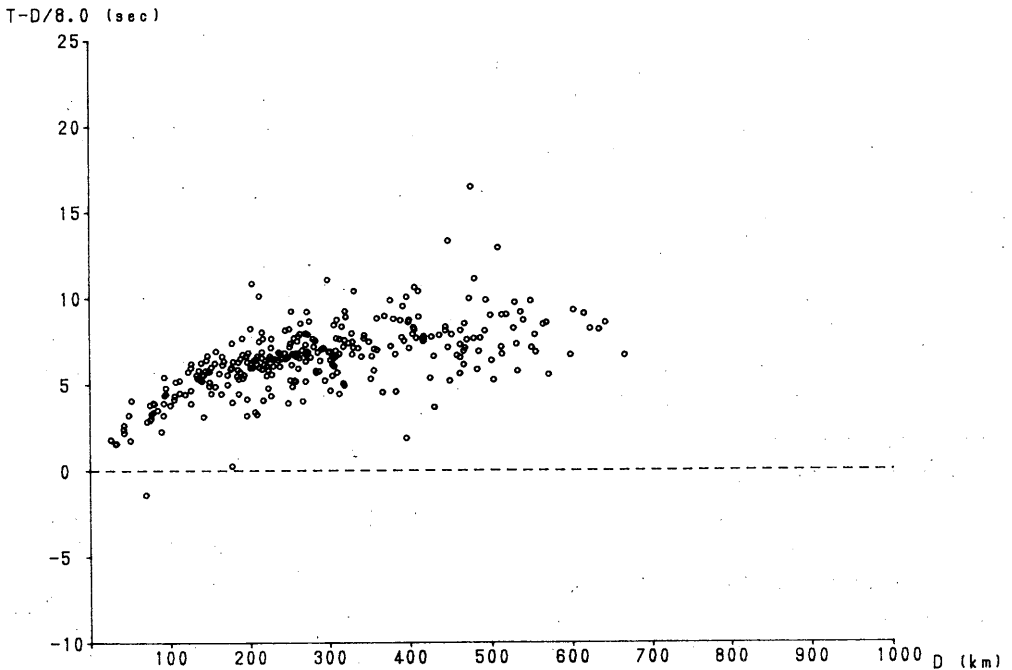


Fig.2 Reduced travel time plots for all data versus epicentral distance. The ordinate is $T-D/8$, where T is travel time and D is epicentral distance.

高 (HIC), 三石 (MUJ), えりも (ERM), 浦幌 (URH), 弟子屈 (TES), 訓子府 (KNP), 赤岩 (AKA) の合計14点を使用した。

表には, 使用した地震の震源要素がまとめてある。震源要素は地震月報に記載された値を採用した (た

だし, 未刊分については地震速報によった)。気象庁では1983年に震源計算法の改良および使用する走時表の変更がなされた (浜田・他(1983), 浜田(1984)) ことから, 1984年以降に発生した地震を対象とすることで震源要素の均質性を保つようにした。また,

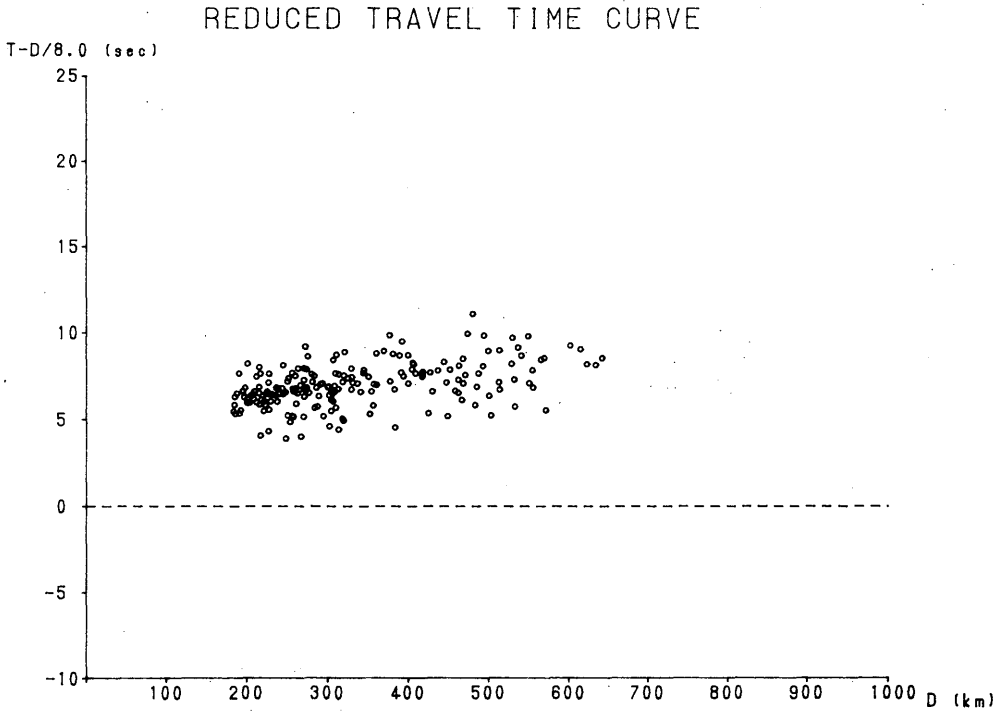


Fig.3 Reduced travel time plots for 197 data which were finally used in this study. The ordinate is the same as that in Fig.2.

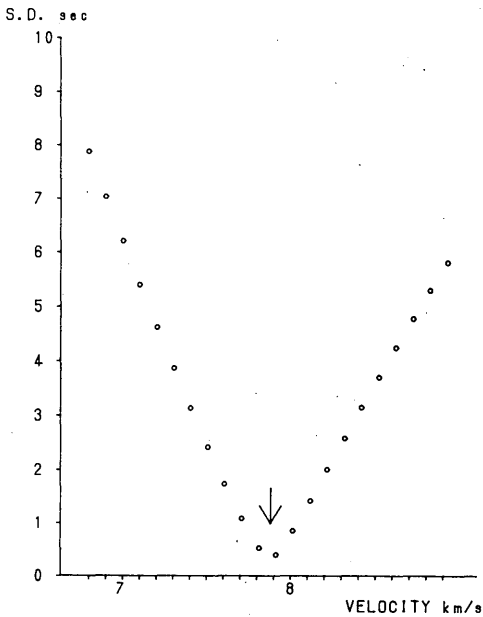


Fig.4 Distribution of standard deviations of solutions versus Pn-velocity for the time-term solutions.

震源から観測点までの伝播経路ができるだけ片寄らないように、かつ、その伝播経路が海溝付近から北海道下へ潜り込むリソスフェア（スラブ）内を通過しないような地震をできるだけ選んだ。震源の深さはいずれも20km以浅に求めたもので、決定精度から考えて地殻内に発生したことは間違いない。

P波初動到着時刻は、JMA 観測点は月報の報告値、RCEP 観測点はルーチン処理による検測値を採用した。なお、十勝岳A点については、現地で直接検測した値を使用した。これらの初動データには、iP・P・ePをすべて含んでいるが、走時曲線上で明らかに他のデータから逸脱したものは除外した。

Fig. 2は、Fig.1に示した観測点—地震に対して得られたすべてのP波初動走時データを示している。震央距離150kmよりも近距離では地殻内を伝播してきた直接波が初動となり、遠距離ではモホ面直下を伝播してきた屈折波が初動となって観測されていることを示している。したがって、震央の誤差を考慮して、震央距離180km以上の走時データを解析に使用することにした。

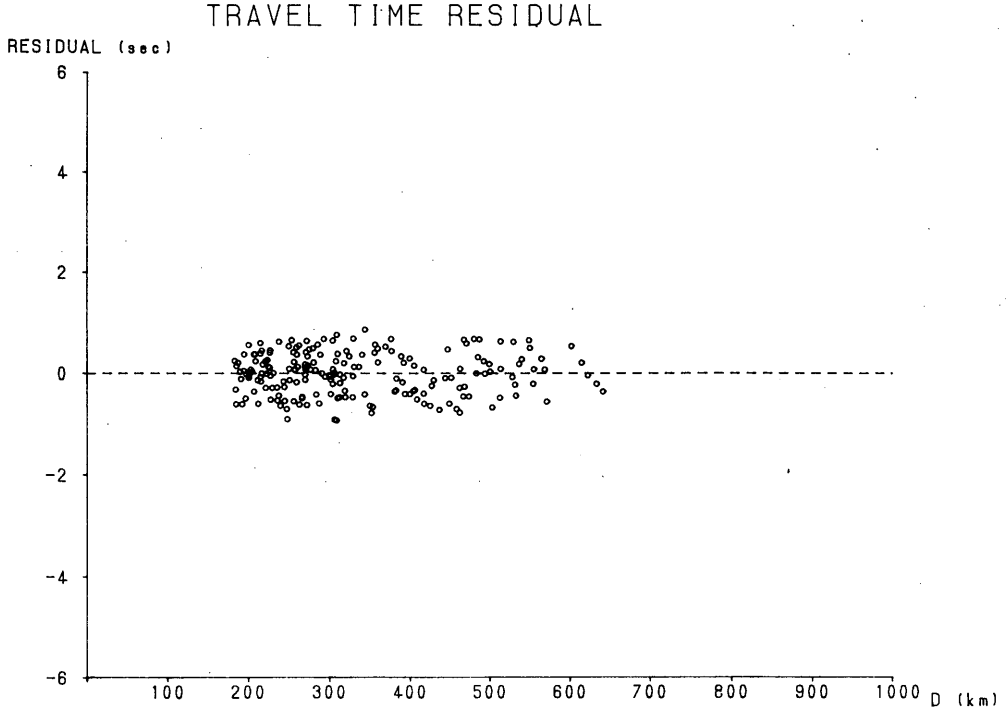


Fig.5 Travel time residuals for the solutions derived by time-term method. The ordinate is the same as that in Fig.2.

§ 3. 解析方法

タイムターム法によるPn速度の推定では、地殻内に発生した*i*番目の地震から射出したP波がモホ面で屈折したあと、*i*番目の観測点に伝わってきた時に観測される走時 T_{ij} は、

$$T_{ij} = D_{ij}/V + A_i + B_j$$

で近似できる。ここで、 D_{ij} は震央距離、 V はPn速度、 A_i 、 B_j はそれぞれ観測点および震源に関するタイムタームである。Pn速度の解析においてタイムタームを含めることは、各観測点や震源の直下の地殻構造による影響を差し引くことになるので、単純な見かけ速度の解析に比べるとより真の速度を反映した結果を期待できる。前節で述べた資料に基づき T_{ij} および D_{ij} をデータとして A_i 、 B_j および V を最小自乗法的に求めた。タイムターム法の計算は Mereu (1966) によった。

実際の解析においては、精度の悪いデータはできるだけ避けなければならないが、今回の解析ではルーチン処理による観測値を原則として使用しているため、あらかじめ精度の悪いデータを取り除くこと

は難しい。そこで、より精度の高い結果を得るため、今回は便宜上次の手順で解析した。まず、最初に用意した走時データセットに対してタイムターム法を適用し、その結果得られた A_i 、 B_j および V から走時残差を計算する。この時、大きな残差を示す走時データをいくつか取り除いて新しい走時データセットを作成し、再びタイムターム法を適用する。この操作を走時残差がすべてある範囲内におさまるまで繰り返し、最終的に得られた解を推定値とした。

§ 4. 解析結果

228個の走時データからなるデータセットに対して、走時残差が±1秒以内になるまで計算を繰り返した。最終的には197個の走時データに対して解析した。その走時曲線をFig. 3に示す。解析の結果得られたPn最小自乗速度は 7.87 ± 0.10 km/sで、それに対するデータ全体の標準偏差は0.46秒である。

Fig. 4にはPn速度に対する標準偏差の分布を示す。最小自乗速度 7.87 km/sに鋭い谷が見られ、安定した収束解が得られたことがわかる。参考までに、タイムターム法で処理したあとの走時残差の分布をFig.

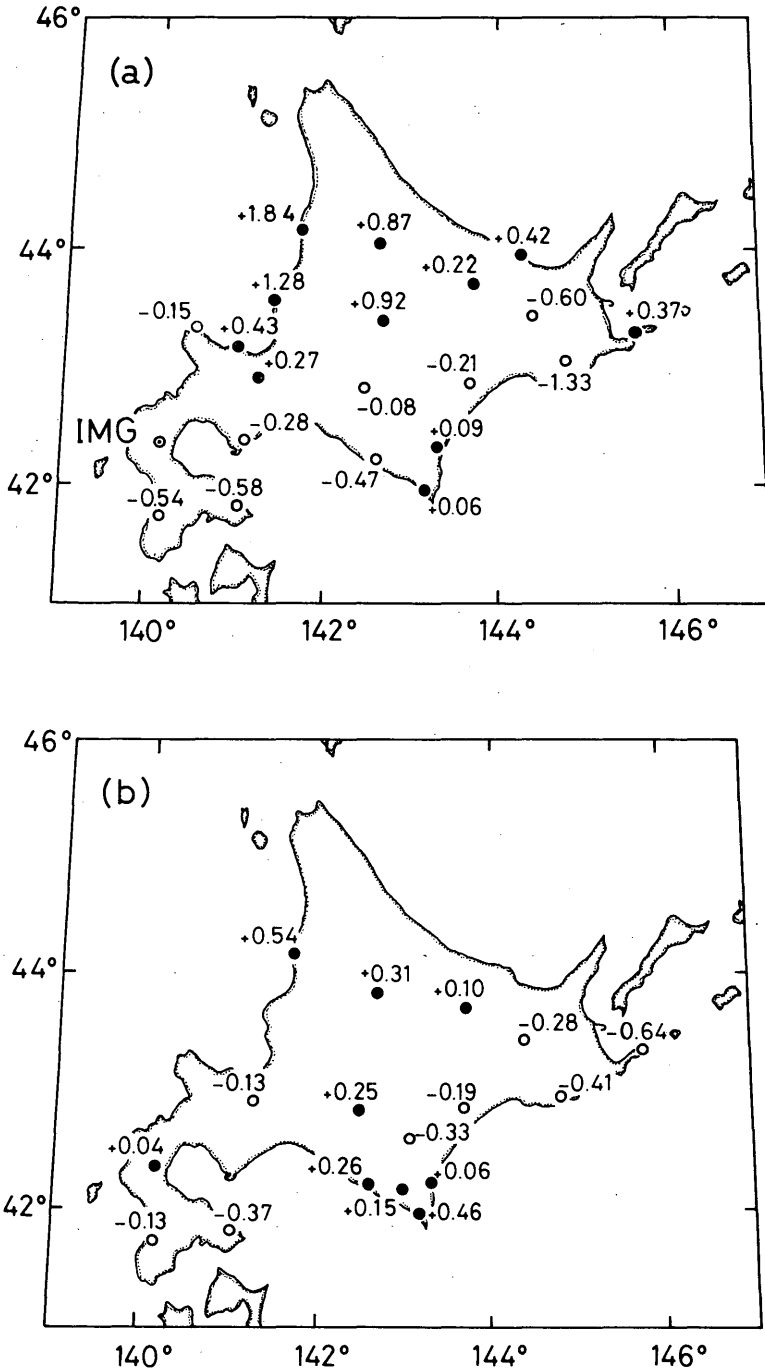


Fig.6 (a) Distribution of the relative value of time-term for stations in cases where the time-term at IMG is regarded as zero.

● : positive value ○ : negative value
 (b) Average travel time residuals of teleseismic P-wave for 17 RCEP stations by Nakanishi (1986). Symbols are the same as in (a).

5に示す。Fig. 2に見られたような、走時が同じ震央距離に対して5秒前後の幅を持つ分布に比べると、タイムタームの導入により分布のばらつきはかなり小さくなったことがわかる。

§ 5. 考察

まず、得られた最小自乗速度について考察する。長宗(1968)は、1967年弟子屈地震の走時解析から北海道における見かけPn速度について7.7 km/sの値を得た。Suzuki(1978)は北日本内陸部を伝わるPn地震波線の区間速度について7.5~7.7 km/sの値を得た。一方、Okada et al.(1973)は人工地震による走時データと重力データ(ブーゲー異常)の解析から北海道西部のPn速度を7.5 km/sとした。今回得られた結果はこれらの値に比べるとやや大きい、海溝付近から潜り込むスラブのPn速度のように8.0 km/sを越えるものではなく、データの精度の割にはかなり妥当な値が得られた。しかし、今回の解析ではPn速度の地域性や深さ方向への速度増加などを考慮していないため、今回得られた結果にそれらの影響が含まれている可能性があり、これ以上の詳細な議論はできない。

次に、得られたタイムタームについて考察する。使用した震源要素には不確定さがあるため、震源のタイムターム B_j について考察することは大変難しいが、観測点のタイムターム A_j については、その相対値の分布を考察することは可能であろう。

Fig. 6(a)に各観測点のタイムターム A_j の相対分布を示す。Fig. 6(b)は中西(1987)により求められたRCEP17点(今回使用した観測点とは一部異なる)における遠地地震に対する平均相対走時残差の分布である。細部では差異が見られるものの、全体のパターンはよく似ている。まったく異なるデータから得られた2つの分布はいずれも地殻構造を反映する情報であり、両者が互いに同様なパターンを示すことは、今回得られた A_j の分布が北海道の地殻構造を反映していることを示す。Fig. 6(a)について簡単に考察すると、北海道南西部および東部では相対的にモホ面が浅いかあるいは相対的に高速度の地殻が存在し、北海道中央部~北部および日高地方の太平洋沿岸では相対的にモホ面が深いかあるいは相対的に低速度の地殻が存在することが予想される。

§ 6. おわりに

今回の解析に使用したデータはほとんどがルーチン処理による験測値であったため、必ずしも十分な精度が保証されていない。再験測・震源再決定による精度向上の余地はまだある。また、地殻構造の地域性や深さ方向への速度増加の影響についての検討など、興味ある検討課題が残されている。

謝 辞

北海道大学理学部地震予知観測地域センターには貴重なデータの使用を快諾していただきました。旭川地方気象台十勝岳火山観測所には験測の便宜を図っていただきました。札幌管区気象台大沢光雄観測課長には原稿を読んでいただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- 浜田信生・吉田明夫・橋本春次(1983): 気象庁震源計算プログラムの改良, 験震時報, 48, 35~55.
 浜田信生(1984): 近地地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, 35, 109~167.
 Mereu, R.F. (1966): An iterative method for solving the time-term equations, Am. Geophys. Union Geophys. Monograph, No. 10, 495~497.
 Okada, Hs., S. Suzuki, T. Moriya and S. Asano (1973): Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations, J. Phys. Earth, 21, 329~354.
 長宗留男(1968): 1967年11月4日の屈斜路湖付近の地震について(走時解析), 地震2, 21, 237~240.
 中西一郎(1987): フィージー諸島深発地震によって発生したP'P'先駆波のアレキ解析, 北海道大学地球物理学研究報告, 49, 1~10.
 Suzuki, S. (1978): Lateral variation of the upper mantle structure around northern Japan and its application to hypocenter determination, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. VII, 5, 79~120.
 吉井敏尅(1971): 日本におけるPn速度と上部マントルの地震学的性質, 地震2, 24, 107~116.