

P 波速度異常が震源決定に及ぼす影響と P 波異常の検知について*

市川 政治**

550.341

Simulation on Detection of P Wave Velocity by JMA Seismological Observation System and Some Related Problems

Masaji Ichikawa

(Seismological Division, JMA)

Significant delays in P wave arrival times (t_P) relative to S wave arrival times (t_S) for shocks that preceded large earthquakes in Garm region of the Union Soviet were found. Similar phenomena were found by some American and Japanese seismologists, too.

The detection of slight variation in V_P/V_S will require accurate observations of both P and S arrival times and a pertinent method for processing the data. Is it possible to find the variation in V_P/V_S by the seismological observation system of the Japan Meteorological Agency? Then, studies of the matter on the JMA seismological network is made by the Monte Carlo method.

First, evaluation of influence of the accuracy of observations of P and S arrival times on determination of earthquake parameters such as the epicenter, focal depth and origin time processed by the least square method is made. And then, influence of an anomalous region of P wave velocity on the calculation of parameters is evaluated.

The simulation suggests that, as far as the present status of the JMA seismological observation system is concerned, the detection of the anomalous P velocity region is quite difficult from observations of a single event, but the comparison of t_S/t_P obtained by the statistical processing of many data by aftershocks or earthquake swarm occurring in both a limited zone and time will make it possible to find the peculiar phenomenon.

Based on the result, we develop a method for detecting the anomalous region of P wave velocity and the order of variation in P velocity using data obtained by stations existing outside of the anomalous region.

§1. まえがき

戦後まもなく早川 (1951) は気象庁の地震観測網のデータから、大地震の前後で地震波の伝搬時間に変化のあることを示した。しかし、当時の観測精度からこの種の研究は、多くの人々の注目を引くには至らなかった。

最近、ソビエトのガラム地区、その他の地区で明らかにされた V_P/V_S の変化と地震発生との関連性についての研究から、日本でもこの種の研究が盛んに行われるようになって来た。

V_P/V_S の変化を探知するため、2・3 の方法が工夫されているが、気象庁の定常的地震観測網の観測精度で、はたして V_P/V_S の変化が探知可能か問題である。

また、地震波速度の変化による伝搬時間の変化を知ることなしに、観測データを処理した場合、得られた震源要素は多かれ少なかれ地震波速度の地域的变化の影響を受ける。これが、また、 V_P/V_S の変化の探知とも関係してくるだろう。

そこで、近地震の場合における震源計算結果に及ぼす観測精度や P 波速度の地域的变化の影響について調べると同時に、このような震源要素や観測データから、どうしたら P 波速度の地域的变化が探知できるか調べて

*. Received Feb. 1, 1975.

** 気象庁地震課

みる。

§2. 震源要素計算プログラム

観測データの精度やP波速度の地域的変化と震源要素計算結果との関係を、シミュレーションで調べてみる。

この震源要素の計算は最小2乗法によったが、震央・震源における発震時 (Origin time) ばかりでなく震源の深さまでも同時に修正しようとする場合、各観測点の観測精度が少し悪くなると残差平方和は収束しなくなり、特に震源の深さと Origin time に不合理な値が出て来ることがわかっている。そこで、今回のシミュレーションでは、地震課の定常的地震調査業務の場合と同じように、震源の深さの調整の項を落とし、震央、Origin time の調整を最小2乗法で行う方法を採用した。

今回のシミュレーションの手順は、大略、次のとおりである。

1. 観測点の座標、 $P \cdot S$ 波速度分布などを計算機に記憶させる。
2. 震源要素、 P 波速度分布の異常地域、異常の程度を計算機に記憶させる。
3. $P \cdot S$ 波の規準および異常速度分布に対する走時表を計算する。
4. 与えられた震源要素に対応する各地の $P \cdot S$ 波の走時を計算する。この際、 P 波異常地域を通過する波に対しては、異常速度分布から計算した走時表を使用する。
5. 平均値0で適当な標準偏差の正規乱数を発生させ、4.で求めた各地の $P \cdot S$ 波の走時にこれを加える。これを各地の観測値とする。
6. 与えた震央を東および北にそれぞれ 1° づつ、また Origin time を2秒づらす。震源の深さは、仮定したものを中心に、5 km あるいは 10 km きざみに上下 30 km づつ移動させ、これらと上記の震央・Origin time とを組合わせて、最小2乗処理の第1近似値とする。
7. 上記の第1近似震源要素のうち、震源の深さの浅いものから、順次、震源要素の調整計算を行う。ある深さの走時表に対する逐次近似計算の際、前段階で得られた残差平方和が現段階のそれより小さくなったら、その深さに対する震源要素調整計算を中止し、最小残差平方和と対応する震源要素を記憶させる。
8. 7.の計算を6.で与えたすべての第1近似震源要素に対して行う。

9. 7., 8.で得られた各結果のうち、残差平方和の最小のものを最終結果として採用する。これから各地の絶対走時 T_P 、 T_S と T_S/T_P を計算し、その結果を記憶させる。
10. 最終結果から、観測値一規準観測値(O-C)~震央距離図、O-Cの地理的分布図を印刷する。
11. 4.~10.の計算を正規乱数を変えて、10回繰返す。
12. 各地の T_S/T_P を計算し、 T_S/T_P ~震央距離図を印刷する。

なお、このシミュレーションに使った震源要素計算のプログラムによれば、上記の第1近似震源要素を出発点としたとき、観測誤差を全然与えなければ、最終結果は仮定した震源要素と全く一致し、また、たとえ震源の深さの調整を入れても全く同じ結果が出ることから、このプログラムが確実に走っていることが確認されている。

§3. 観測精度

このシミュレーションにとって重要なことは、観測の精度である。あまりに現実ばなれの観測精度を与えて計算しても無意味であるから、まずこの問題について検討してみる。

1963年から1965年3月にかけて日本付近に発生した地震の各地の観測結果を、和達らの走時表によって最小2乗処理した結果を使い各観測点の規準走時からの偏差の平均値、標準偏差を調べた。それによれば、標準偏差は観測地点、地域、震央距離(Δ)によって異なるようであるが平均して、 P の場合は $\Delta \leq 200$ km で 1.1^s 、 200 km $< \Delta \leq 600$ km で 1.7^s 、 $\Delta > 600$ km で 2.0^s 、 S 波の場合は、 $\Delta \leq 300$ km で 2.8^s 、 $\Delta > 300$ km で 4.3^s である。

観測値のばらつきの原因として、地震波速度の局地的・地域的な差異、地震のメカニズムに起因する初動の立ち上がりの不明りょうさ、地震計記録器や刻時時計の精度、観測の個人差などがある。

上記の調査を行った当時に比べ、現在の記録装置や刻時時計の精度は、多くの地点で格段に改善され、これらによる総合精度は、処理の方法を上手にすれば、 0.1^s 程度となる(清野, 1974)。

全国各地に展開された磁気テープ記録式地震計記録の場合は、ハード的な精度は更に良くなっている。また、この地震計による比較的近い地震に対する P 波の初動の立ち上がりは明りょうなことが多く、ハード的な精度とともに高精度の観測が期待できる。その1例を次に示す。

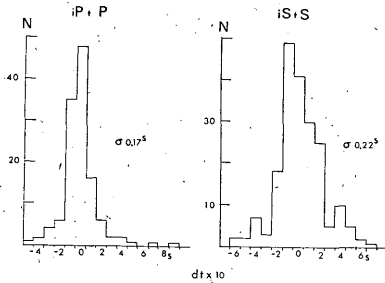


Fig. 1. Personal error for readings of arrival times of P and S waves having sharp onset.

Fig. 1 は気象庁地震課の職員数名が、磁気テープ記録式地震計の地震記録について独立に P, S 波発震時を験測した結果の平均値からのずれの度数分布である。この結果によれば、 $iP+P$, $iS+S$ の場合、平均値はいずれも 0.0^s 、個々の験測値の標準偏差は前者で 0.17^s 、後者で 0.22^s である。なお、立上りが不明りょうの場合の標準偏差は、上記の値の数倍以上となる。すなわち、磁気テープ記録式地震計による場合、験測の方法いかんによっては、ハード的精度および験測の個人誤差を含め

た総合的な験測精度を、立上りが明りょうな位相に対して、 0.2^s くらいにすることはそれ程困難ではないようである。

§ 4. 震源要素の逐次近似計算と計算結果の改善

高速度の電子計算機により震源要素計算を行う場合、たとえプログラムを複雑にしても一地震の処理に要する時間はわずかなものである。しかし、観測精度や震源要素決定に使用する走時表の信頼性、いいかえれば、地震速度分布についての知識の不十分さなどに見合った資料処理を行うべきである。

この観点から観測誤差、速度異常などが震源要素の計算結果に及ぼす影響、走時表の深さの刻みと震源要素計算結果との関係、さらに与えられた第 1 近似地震要素、繰返し震源要素計算と真の震源要素との関係などについて調べてみる。これらのシミュレーションは、震央の周囲に観測点が十分存在する松代付近に地震を仮定した場合と、一方向にしか観測点が存在しない伊豆半島沖に震源を置いた場合について行ったが、ここでは条件の悪い後者についての計算結果を述べる。

i) 震源の深さと走時表の深さの刻みとの関係

震源の深さ h を任意に仮定し各地の P, S 波の走時を

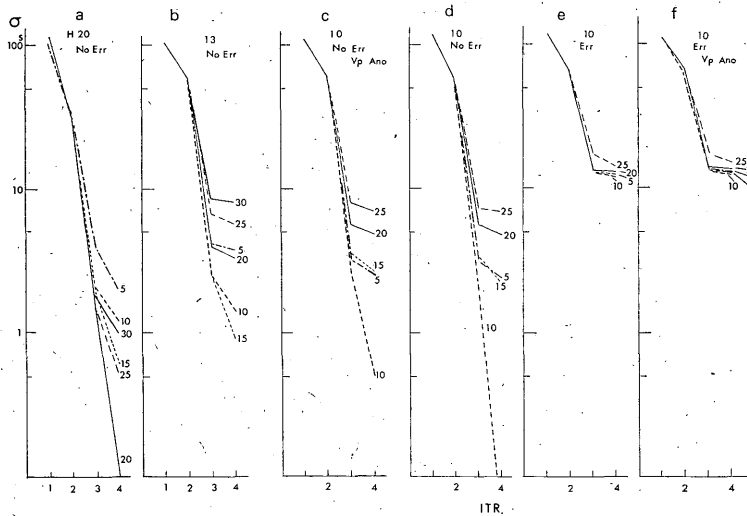


Fig. 2. Relation among standard deviation σ (in second), focal depth used in the least square adjustment of seismic parameters (origin time and epicenter) and order of successive approximation for the least square adjustment. Numeral given in each plot shows the focal depth used in the adjustment of seismic parameters.

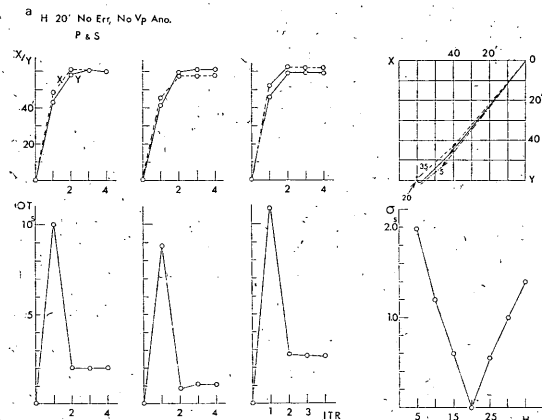
a) focal depth H (km)=20, no error in observations, b) $H=13$, no error, c) $H=10$, no error, local vertical variation in P velocity, d) $H=10$, no error, e) $H=10$, observation with error, f) $H=10$ km, observation with error, local vertical variation in P velocity.

与え(観測点の分布は Fig. 6 参照), 5 km 刻みの走時表でこれらの走時から震源要素を求めた結果を Fig. 2 に示す. この図は左から a) $h=20$ km, 観測誤差なし, b) $h=13$ km, 観測誤差なし, c) $h=10$ km, 観測誤差なし, P 波速度分布に異常あり, d) $h=10$ km, 観測誤差なし, e) $h=10$ km, 観測誤差* を含む, f) $h=10$ km, 観測誤差と P 波速度分布異常あり. についての標準偏差と震源要素計算繰返し回数との関係を示すものである.

これらの図から次のことがわかる. a) 仮定したと同じ深さの走時表で震源要素の計算が行われると, 第1近似として与えられた震央が真の値から 1.5° くらい離れていても, 4回の繰返し計算で真の震央におさまる. b) 仮定した震源の深さと同じ深さの表時表が使えない場合, 観測誤差を含まなければ, 与えられた震源の深さに近い深さが震源の深さとして求められる. c) 観測誤差を含む場合, あるいは P 波速度分布に異常がある場合2~3回の繰返し計算でいわゆる min. S , あるいは標準偏差(σ)は振動しはじめる. また, 走時表の深さを少しくらい変えても振動しはじめる前後での σ には顕著な違いがない. このことは, 繰返し計算の切り方を誤ると, 最終結果として与えられる震源の深さに5~15 kmの違いが生ずることを示唆する.

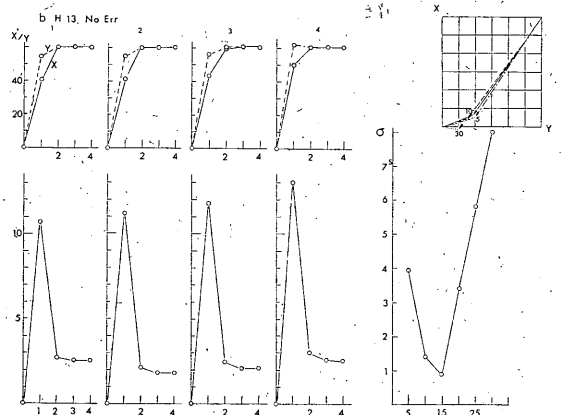
ii) 震源要素計算繰返しに伴う震央の移動

与えられた第1近似の震源要素を出発点に震源の深さを固定して第2近似, 第3近似等々と震源計算の近似度

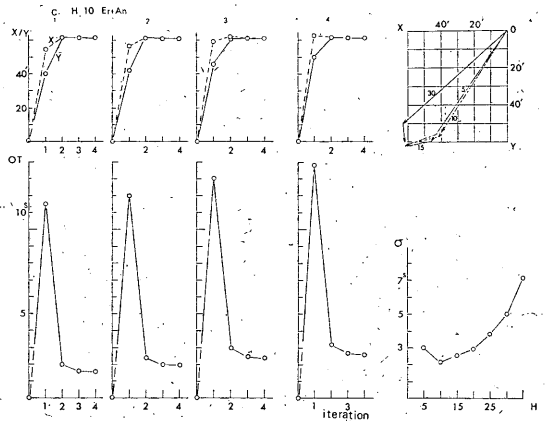


a) $H=20$ km, on error, no velocity anomaly; 1) h (focal depth used in determination of seismic parameters)=20 km, 2) $h=5$, 3) $h=35$

* P 波に対し平均値 0 秒, 標準偏差 $\sigma_P 0.4^S$, S 波に対しては平均値 0 秒, 標準偏差 $\sigma_S 1.0$ 秒として正規乱数を発生させ, これを観測誤差とした.



b) $H=13$, no error, no velocity anomaly; 1) $h=5$, 2) $h=10$, 3) $h=15$, 4) $h=30$



c) $H=10$, observation with error, P velocity anomaly; 1) $h=5$, 2) $h=10$, 3) $h=15$, 4) $h=30$

Fig. 3. Improvement of seismic parameters in accordance with the order of the successive approximation for various depths, and relation between minimum σ (square root of minimum S) and depth.

X : longitude in minute, Y=latitude, OT=origin time

ITR : the order of the successive approximation

を高めるに従い, 震央, Origin time がどのように移っていくか調べた. Fig. 3.a) は観測誤差や P 波速度分布異常が無く, 仮定した震源の深さと同じ深さの走時表がある場合の繰返し計算に伴う震源要素の改善を示したものである. また, この図には計算に使用した各走時表の深さについての最終結果に対応する σ の値と, その深さとの関係も示してある.

Fig. 3.b は $h=13\text{ km}$ で観測誤差, P波速度異常ない場合の結果である. また Fig. 3.c は $h=10\text{ km}$ で観測誤差, ($\sigma_P=0.4$, $\sigma_S=1.0$), P波速度分布異常が共にあると仮定した場合の結果である.

各図からわかるように, 震源要素計算に採用した走時表の深さが真の値から 20 km ぐらい違っていても, 2~3回の繰返し計算で真の震央, あるいはその近傍に到達する. Origin timeの変動は奇妙で, 第1回目の計算では震央が 1° 以上も移動することによる影響が, 8秒程度も真の値からはずれ, 2回目の計算で真の値に近づく. Origin timeは, 震源要素計算に仮定した深さに著しく影響される.

前記のように決定される震源の深さの精度は, 観測誤差や計算プログラムに左右されることは, Figs. 3.a, 3.bの右下の $\sigma \sim H$ 関係図からも明らかである. Fig. 3.bの右下の図は $\sigma_P=0.2$ 秒, $\sigma_S=1.0$ 秒の観測誤差を仮定した場合の例であるが, 現在の観測精度はこれより劣るとも勝ることはない. したがって, $\sigma \sim H$ の関係はFig. 3.bのそれより底が平らになり, また, 場合によってはでこぼこの曲線となり, 深さの推定を誤る危険性が大きくなる.

事実 $\sigma_P=0.8$ 秒, $\sigma_S=2.0$ 秒として浅い地震を仮定してシミュレーションをしてみると, 決定される最終震源の深さの真の値からのずれは $10\sim 20\text{ km}$ となる. このことは, 気象庁の現在程度の観測網密度と観測精度では, また, 走時表の精度, あるいは, 地震波速度分布の現在の知識では, 気象庁における 10 km きざみの走時表による震源要素の決定法が妥当であることを示唆する.

iii) 波速度の地域的異常が震央決定に及ぼす影響

地下のP波速度分布に異常が生じたとき, あるいはその速度分布が震源要素計算に使用する走時表計算の基礎となった速度分布と異なる場合, 計算された震源要素はどのような影響を受けるであろうか.

P波速度分布と観測誤差を変え, 規準走時表の深さの刻みを 5 km , 10 km として震源要素の計算を行った. この結果を Fig. 4に示す. Tab. 1は Fig. 4のシミュレーションに使ったパラメータである.

速度分布に異常が無い場合は, 当然なことながら決められた震央のばらつきは, 真の震央の周囲に分布し系統的なたより存在しないことが Fig. 4(上)の左側の図から明らかである. もちろん, 震央のばらつきは, 仮定した観測誤差に左右される.

速度分布に異常がある場合は, Fig. 4(上)の中央および右側の図や Fig. 4(下)から明らかのように計算結果

に系統的なずれが出てくる. これらの図は, 次のようにして作られたものである. a) まず後述の Fig. 5の左上の図中にある斜線を引いた地域の地下のP波速度を周囲のそれより適当な値だけ小さくし, 対応する走時表を計算する. このP波速度異常域を通過する波に対しては, 理論P波走時算出の際に上記の走時表を使用, その他の経路の波に対する走時は一般のそれを使用する. b) 平

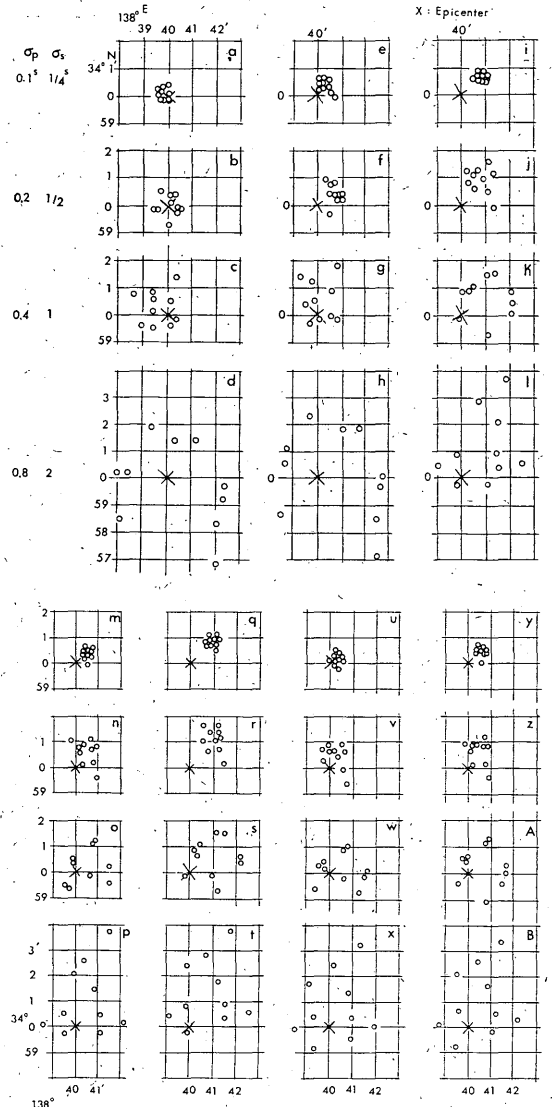


Fig. 4. Shift of determined epicenter from given position (x in each plot) due to observational error in P and S arrival times and local variation in P velocity for various cases (Refer to Table 1).

Table 1. Parameters used in the simulation shown in Fig. 4.

dV/V	0.0	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
dh	10	10	10	5	5	5	5
H_A	0	15	25	25	25	15	15
$\sigma_P=0.1$ $\sigma_S=1/4$	a	e	i	m	q	u	y
$\sigma_P=0.2$ $\sigma_S=1/2$	b	f	j	n	r	v	z
$\sigma_P=0.4$ $\sigma_S=1$	c	g	k	o	s	w	A
$\sigma_P=0.8$ $\sigma_S=2$	d	h	l	p	t	x	B

dV/V : velocity change in %, dh =thickness of layer in which P velocity decreases (km), H_A depth to the low P velocity layer (km), σ_P =accuracy of P arrival time observation (second), σ_S =accuracy of S arrival time observation (second).

Alphabet in the table corresponds to each plot having same letter in Fig. 4.

均値0秒で標準偏差を適当に仮定し、正規乱数を作り出し、これを a) で作った理論走時に加えて各観測点の観測値とする。c) これらの観測値を正規の走時表を使って処理し、震源要素を求める。

Fig. 4の各図から a) 震央は P 速度異常域と逆の方向に押し出されたような分布をしている。これは P 波速度の異常域の存在を無視し、対応する深さの速度分布が正常であるとしたことによる。b) 観測誤差と震央の散らばり具合は、 P 波速度異常を仮定しない場合と同じである。c) 図には示していないが、Origin time は $1/4$ 秒ないし $1/2$ 秒おそくなる。

§5. 走時残差と地震波速度異常

§4のシミュレーションから明らかのように、 P 波異常域の存在を無視して震源要素を計算した場合、震央や Origin time に系統的なずれが出て来る。これによって異常地域を通過した波の走時残差は、ならされてしまう恐れがある。

Fig. 5の左上の図はその中の斜線の地域の地表下15~25kmの層内の P 波速度が、その周囲のそれより10%

* 若し P 波速度が周囲より大の場合は、震央の分布は今の場合と逆になる。

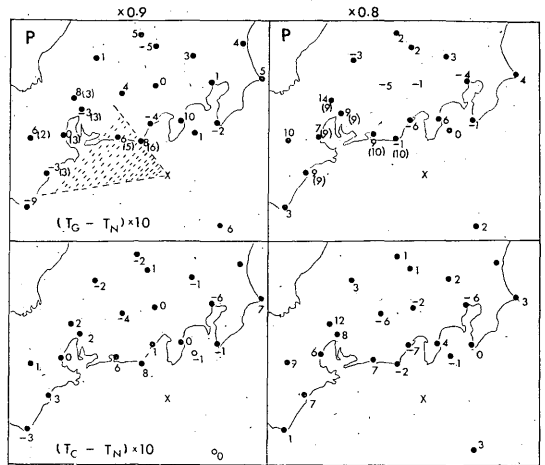


Fig. 5. Distributions of $(T_G - T_N) \times 10$ and $(T_C - T_N) \times 10$.

$T_G = P$ travel time whose standard deviation of observation is 0.4 s.

$T_N = P$ travel time calculated from a travel time table for a given hypocenter

$T_C = P$ travel time calculated from the travel time table used in the calculation of T_N on the basis of revised origin and origin time.

The simulation is made under the assumption that the reduction of P wave velocity is 10% (left plot) and 20% (right plot), respectively, in an area shown by broken lines.

減少し、 $\sigma_P=0.4$ 秒、 $\sigma_S=1.0$ 秒と仮定して §4 で述べた方法で作りに出した各地の走時 T_G と、異常域も観測誤差もない場合の対応する走時 T_N との差を10倍した値の分布図である。

右上の図は P 波速度の減少が20%とした場合の図である。また () の内の数字は、 P 波速度減少により生じた、標準時との差である。

Fig. 5 の下の2つの図は、規準走時表による震源要素処理結果に基づく走時残差値を10倍した値の分布図である。

上と下の図中の対応する観測点の数字(特に上の図では () 内の値) との比較から、両者にそれほどの違いが存在しないこと、いしかえれば、速度分布の異常域の存在を考慮することなしに震源要素を計算したことの影響がほとんどないことがわかる。

いわゆる dilatancy-diffusion 説によれば、震源域に存在する水の位相変化によって、地震発生前に P 波速度が S 波のそれに位べて特に小さくなるとされている。こ

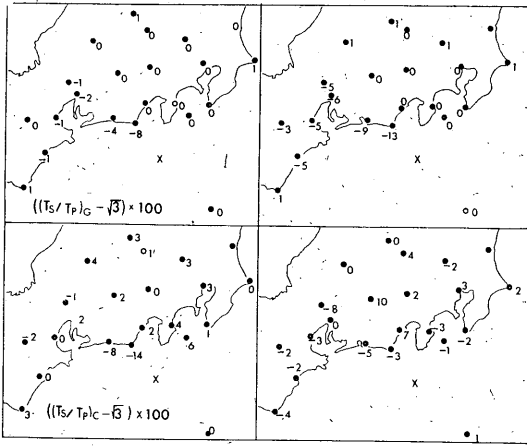


Fig. 6. Distributions of $((T_s/T_P)_G - \sqrt{3}) \times 100$ and $((T_s/T_P)_e - \sqrt{3}) \times 100$ (Refer to Fig. 5).

のためある地域のP波とS波の速度比 V_P/V_S の時間的変化を見付け出し、これを地震予知のための一つの根拠にしようとしている。

V_P/V_S を求めるため、いろいろの工夫がされているが、前記のような諸条件のもとで各地点におけるS波、P波の絶対走時の比 V_P/V_S から、はたしてP波速度異常とその位置が検知できるかどうかまず調べてみる。

まず、§4で述べた方法で作出した各地のS波、P波の走時比 T_s/T_P と $\sqrt{3}$ との差 (Fig. 6の上の2枚の図)、P波速度分布の異常域の存在を考慮しないで震源要素計算を行った結果から求めた各地の $T_s/T_P - \sqrt{3}$ (Fig. 6の下2枚の図) を Fig. 6に示す。ここに使用した資料は、Fig. 5のそれと同じものである。この図に関する限り、P波異常とその地域を発見することは困難のようである。

Fig. 7.2はFig. 7.1に示した三角地帯の地表下5kmから30kmの層内のP波速度が、周囲の同じ深さのそれより20%減少したと仮定し、Fig. 5と同じ位置を震央とする10個の地震についての震源要素計算シミュレーションから求めた平均 T_s/T_P の地理的分布と平均 T_s/T_P と震央距離 Δ との関係を示す図である。Fig. 7.2の黒丸は観測誤差を含まない場合の T_s/T_P の値であり、棒の中央が T_s/T_P の平均値、その長さが標準偏差の2倍に相当する。 T_s/T_P の平均値は真の値より一般に小さく決まっているのは、推定したOrigin timeが真の値より早く出ていることによる。

Fig. 7中の平均 T_s/T_P 値が、1.7より小さな値を示す縦線に対応する観測点に到着する地震波は、すべてP

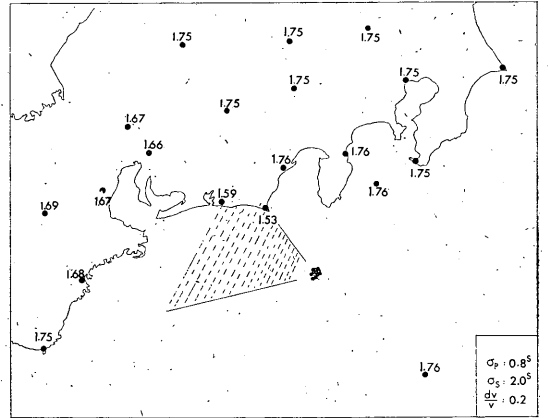


Fig. 7.1. Distribution of T_s/T_P obtained by the simulation under the assumption that the P velocity anomaly is 20% in the region shown by broken lines and the standard deviations of P and S observations in each station are 0.8s and 2.0s, respectively.

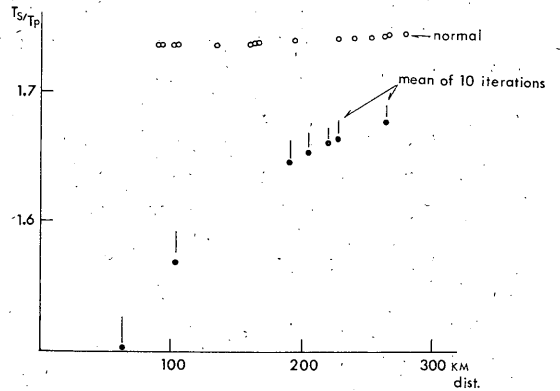


Fig. 7.2. Relation between T_s/T_P and epicentral distance.

- : T_s/T_P for seismic waves which do not pass through the anomalous V_P region.
- : T_s/T_P for seismic waves passing through the anomalous V_P region.
- |: mean value for 10 events with its standard deviation.

波速度異常域を通過している。異常 T_s/T_P は震央距離が大きくなるに従って、 $\sqrt{3}$ に近づいている。これは、震央距離が大きくなれば、正常なところを通る距離が異常域を通るそれより大きくなることによるものである*。

Fig. 7.2のような $T_s/T_P \sim \Delta$ 図が得られ、また異

* このことは、 T_s/T_P によりP波速度を検知するためには、あまり遠方の資料は使えないことを示唆する。

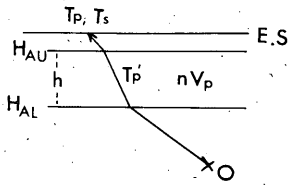


Fig. 8. Parameters in the anomalous region.

- E. S.: the earth's surface.
- HAU: upper limit of the anomalous region.
- HAL: lower limit of the anomalous region.
- O : hypocenter.
- T_P : travel time of P wave.
- T_S : travel time of S wave.
- T_P' : travel time in the anomalous region.
- V_P : P velocity in the normal case.
- n : coefficient showing the P velocity anomaly.

常値の地理的分布が系統の場合、震央と異常 T_S/T_P 観測点との相対的關係から異常地域の位置が推定できる。次にどのようにしたら P 波速度の異常の程度や立体的位置が推定できるか述べる。

§6. P 波速度異常域の推定法

Fig. 7 に示すような $T_S/T_P \sim \Delta$ 図は、どこかに P 波、あるいは S 波速度分布が異常な地域のあることを示唆する。ここでは、ダイヤタンスー説に従って、Fig. 7 中の T_S/T_P の異常分布が P 波速度の異常に起因するものとして、その異常域と異常の程度を、いかに推定するか考えてみる。

まず、Fig. 8 のように地下のある場所に、厚さ h km の P 波異常域があると仮定する。この異常域では、 P 波速度が周囲の同じ深さの P 波速度 V_P の n ($=1 - \frac{dV_P}{V_P}$) 倍になっているとする。また、この異常域を通過する際の P 波の経路は、異常域が存在しない場合とほとんど同じであると仮定する。

この場合、上記の n は下式で与えられる。

$$1-n = (t_S \cdot T_P / [T_S - t_P]) / T_P' \quad (1)$$

ここで T_P , T_S は P , S 波の観測走時、 t_P , t_S は正常な場合の P , S 波の走時、 T_P' は異常域内の P 波走時である。

T_P' は震央距離、 P 波異常層の厚さと異常の程度との関数であり、市川らの走時表 (1971) の速度分布を使って求めた T_P' の一部を Fig. 9 に示す。

T_S/T_P は観測結果から、また、 t_P , t_S は走時表から求められるので n , あるいは dV は (1) 式から求められる。

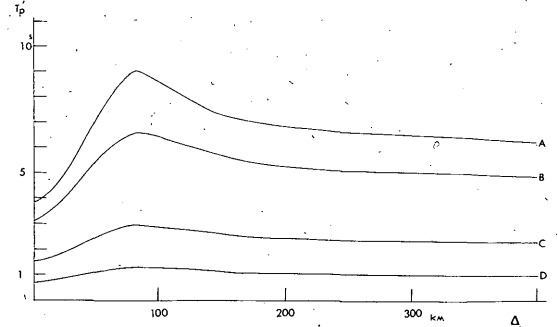


Fig. 9. Examples of T_P' calculated using the travel times given by Ichikawa et al (1971) (Refer to Fig. 8.).

	HAU	HAL	n	focal depth
A	1 km	25 km	0.1	30 km
B	1	20	0.1	30
C	1	10	0.1	30
D	1	5	0.1	30

実際にはまず、 T_S/T_P の異常値の地理的分布と震源から、 P 波異常域の見当をつけ、次にその立体的分布を適当に仮定し、各地の異常 T_S/T_P から (1) 式によって dV を推定する。

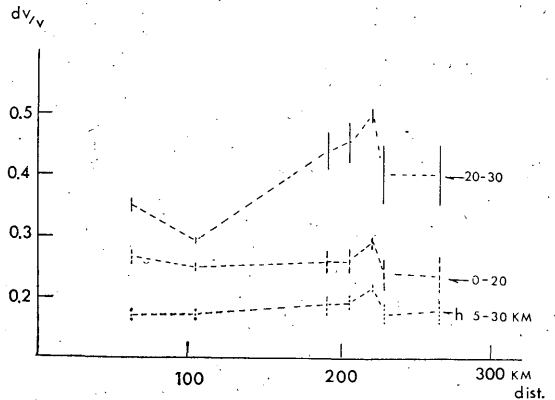


Fig. 10. Relation between dV/V and epicentral distance Δ calculated by assuming three cases of the anomalous regions. The variation in dV/V as a function of Δ is the smallest in the case of (HAU=5 km, HAL=30 km) among the three cases. The mean value of dV/V for this case is 0.2 ± 0.06 . These parameters agree well with those assumed.

異常域の仮定が適当ならば、各地の T_s/T_p から求めた dV の値は震央距離とは無関係にほぼ一定となる。

Fig. 10 は Fig. 7 に示した結果を使って、異常域が地表から 20 km のところ、地表下 5 km~30km, 地表下 20km~30km のところに異常があるとして計算した結果の 1 例である。

3つの $dV/V \sim \Delta$ 図中で、 dV/V の変動の小さなものは h 5~30 km に対する結果であり、その dV/V は 0.2 ± 0.06 で、これは Fig. 7 に示したシミュレーションの際に仮定した値と完全に一致している。

同様のシミュレーションを、いろいろの場合について行った。

これらの結果から、上述の方法によって、P波異常域とP波異常の程度を発見することが可能であることがわかった。

§7. 伊豆諸島付近の地震と各地の T_s/T_p

伊豆大島近海から三宅島近海に至る地域は、過去、短期間に地震が群発している。そこで、上記の方法をこの付近の地震に適用してみた。

Fig. 11 は 1962年 8月ころ三宅島付近に群発した地震から求めた中部地方、関東地方各地の T_s^*/T_p の平均値と震央距離 Δ との関係図である。図中の三文字は USGS による地点略名であり、そのかたわらの+記号は、縦方向が T_s/T_p の平均値の標準偏差、横方向が Δ の平均値の標準偏差をそれぞれ表わしている。

この+記号の分布は Fig. 7.2 の黒丸の分布に良く似ている。とくに大島、網代、御前崎、三島など近接した

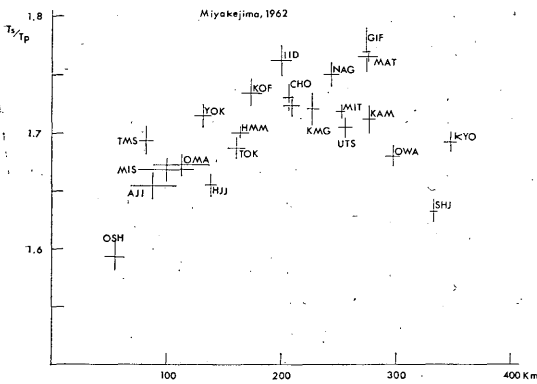


Fig. 11. Mean values of T_s/T_p for various stations in central Japan obtained by observations for Miyakejima earthquake swarm in 1962.

* 地震月報所載の資料を使用した。

地域の T_s/T_p が他より小さく出ていることが目につく。これは、三宅島からこれらの地点に至るどこかに P波速度の異常があることを示唆するようである。そこで、観測精度の比較的良くなった1961年以降、何回かの群発地震の発生している神津島近海、大島近海の地震についても同様の調査を行った。

Fig. 12 は神津島近海の地震についての $T_s/T_p - \sqrt{3}$ の分布図であり、Fig. 13 (下2枚を除く) は大島近海の地震に対する結果である。いずれの場合も、三宅島近海の地震の場合と同様、大島、網代、三島、御前崎での T_s/T_p が他よりも小さくなっている。

Fig. 13 の下2枚の図 (図の左右に I_1, I_2 と記入されているものは1974年 5月の伊豆半島沖の地震に対する T_s/T_p の分布図である。この場合の T_s/T_p は、ほとんどが正の値であり、他の2地区の地震の T_s/T_p の分布の傾向と全く逆になっている。

この現象が、はたして地下の速度分布によるものであるだろうか疑問である。この現象の原因として考えられるも

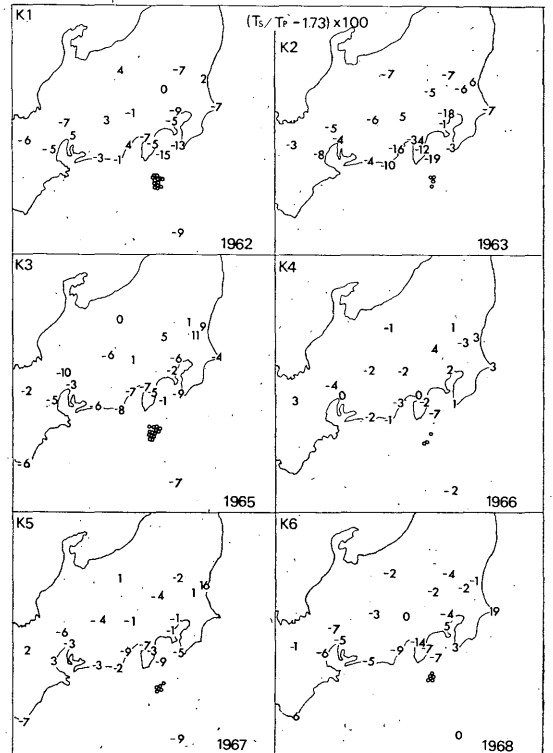


Fig. 12. Distribution of $(T_s/T_p - 1.73) \times 100$ for various stations obtained by observations for earthquakes occurring near Kozujima in different period. (circle: epicenter)

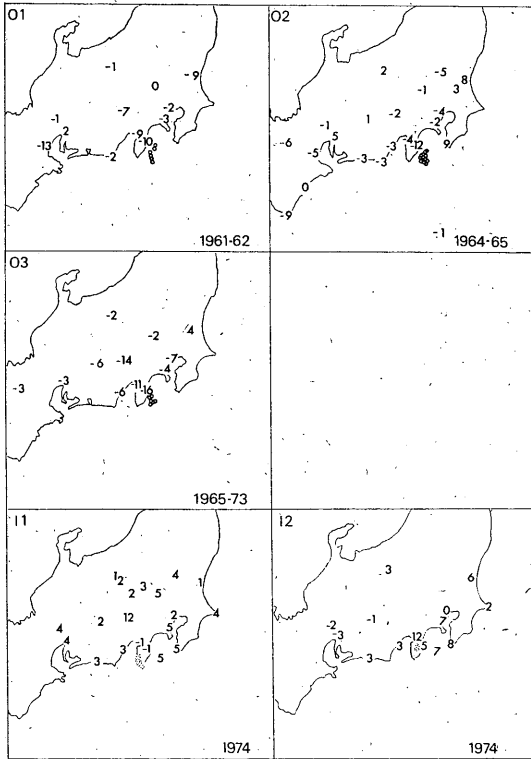


Fig. 13. Distribution of $(T_S/T_P - 1.73) \times 100$ for earthquakes occurring near Oshima (for upper three plots, O₁, O₂ and O₃), and in and near Izu Peninsula (I₁ and I₂). Note remarkable difference in tendency of T_S/T_P for Is and Os.

のに、震源要素決定に使用した走時表の違いがある。すなわち、1972年までは、気象庁における震源要素計算に和達らの走時表が使用されていたが、これによると Origin time が 1~2 秒早く出る傾向にあったので (Aki, 1965), 1973年から市川・望月の走時表 (1971) が震源要素計算に使用されるようになった。この点について検討してみる。

t_P, t_S を P, S 波の走時, t_0 を真の Origin time t_0' を決められた Origin time, $dt_0 = t_0 - t_0', T_P$ を真の走時とすると

$$k = (t_S - t_0') / (t_P - t_0') - \sqrt{3} \\ \approx -0.732(dt_0/T_P) - (dt_0/T_P)^2 \quad (2)$$

深さ 20 km の走時表から $dt_0 = 1$ 秒, 2 秒として k を求めると Fig. 14 に示すようになる。上記のように和達らの走時表 (Wadati et al., 1933) では Origin time が 1~2 秒早く出ているので, T_S/T_P は震央に近いとこ

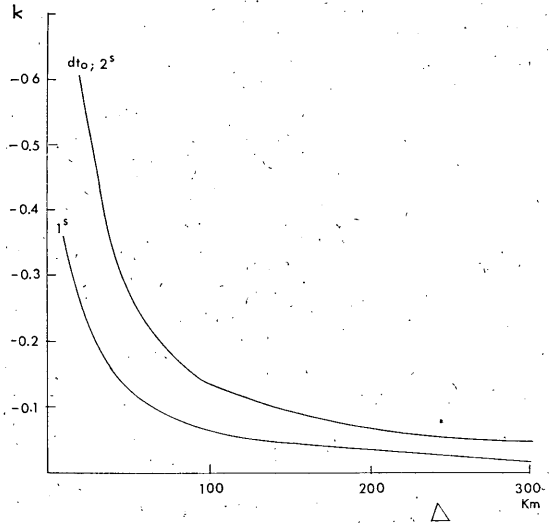


Fig. 14. k as a function of epicentral distance.

ろでは真の値より相当小さく出ることになり, Figs. 12 ~13 の現象をうまく説明できる。

和達らの走時表により求めた Origin time が、一般に 1~2 秒早いということは、地表付近の P 波速度分布が真のものより小さく仮定されていることによると考えられる。そこで、シミュレーションに使う資料作成の際に使った P 波地下速度分布のうち、地表から 30 km までのそれを 10% 又は 20% 減らしたものに基づいて計算した走時表で、上記の模擬観測資料を処理してみた。すなわち (1) $\sigma_P = 0.1$ 秒, $\sigma_S = 1/2$ 秒, 規準 P 波速度の 90% の速度, (2) $\sigma_P = 0.4$ 秒, $\sigma_S = 1$ 秒, 規準速度の 90% の速度, (3) $\sigma_P = 0.1$ 秒, $\sigma_S = 1/4$ 秒, 規準速度の 80% の速度, (4) $\sigma_P = 0.4$ 秒, $\sigma_S = 1$ 秒, 規準速度の 80% の速度をそれぞれ仮定して震源要素を計算し、各地の $(T_S/T_P - \sqrt{3}) \times 100$ を求めた (Fig. 15)。ただし、仮定した震源要素は Fig. 6 と同じである。

震源要素がほとんど同じ Fig. 12 の結果と Fig. 15 を比較してみると、両者は類似していることがわかる。この場合、Origin time も 1~2 秒早く出る。

以上の結果から Fig. 12 と Fig. 13 の O₁, O₂, O₃ に認められる各地の $(T_S/T_P - \sqrt{3}) \times 100$ の分布中にみられる負の値の卓越は、 P 波速度の異常域の存在によるものと考えられるよりも、震源要素計算に使用した走時表の影響であるとしたほうがよさそうである。

今回のシミュレーションによれば、適当な走時表が震源要素計算に使用されるならば、群発地震、あるいは余

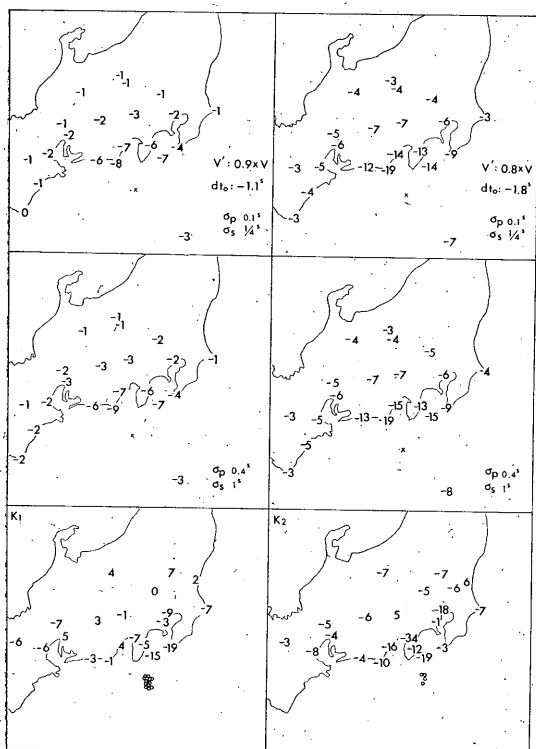


Fig. 15. Distribution of apparent anomalous T_s/T_P due to the deviation of travel times used in the epicenter determination from the true values (the upper four plots). The lower two plots are same ones shown in Fig. 12. They agree well with each other.

震など比較的短期間に発生した事象による震央に割合近い観測点での多数の観測資料を、統計的に処理することにより、現在程度の観測精度でもP波速度分布の異常震を検知することが可能のようである。

この際の問題点は走時表である。すなわち、ある地域の地震の震源要素計算に使用の走時表が不適當な場合は、震央はさておいて、Origin timeが真のものからずれる。これは特に震央距離が小さな地点の T_s/T_P 値に与える影響は大きい。といって、Origin timeの影響を少なくするため、やや離れた地点の観測値を使用する場合は、よほどP波速度分布異常域が広範囲に及んでいないかぎり、異常速度分布が T_s/T_P に及ぼす影響は小さくなり、こんどは観測精度との関連で、有意な T_s/T_P の異常値を検知することが困難となる。

§8. むすび

浅い大地震の発生に前駆して、震源域でP波速度が減少するといわれている。これが事実ならば、日本付近の地震の常時観測を行っている気象庁にとって、P波速度異常の検知は地震予知に関連して、将来、一つの大きな仕事になる。

比較的狭い地域内でのP波速度の10~20%の減少を、はたして、現在の気象庁の地震観測網の観測精度と、資料処理方法で求められた震源要素から検知することができるかどうか、シミュレーションによって検討してみた。得られた主な結果は次のとおりである。

1) P波、S波の観測精度がそれぞれ1秒、2秒程度の場合、震央の計算結果は真の位置からたかだか $\pm 2'$ ~ $\pm 3'$ ずれる程度であるが、震源の深さは、たとえ5 km刻みの走時表を使っても、10 km程度、最悪の場合は20 kmも真の値からずれることがある。これに応じてOrigin timeもずれる。この震源の深さのずれは、震源要素計算に使用する走時表の刻みが、現在、気象庁で採用している10 kmで十分であることを示唆している。

2) P波速異常域の存在は、これを知らずに行う震源要素計算の結果に、多かれ少なかれ、系統的なずれを与える。特に、観測点の分布状態もこのずれに関係してくる。

3) 気象庁地震観測網の現在の平均的な観測精度では、単独の地震の各地のS波走時とP波走時の比の分布から、P波速度の異常域を検知することは必ずしも容易ではない。しかし、群発地震や余震など比較的短期間に得られた多数の資料の統計処理で、見掛上、観測精度を上げてやることによりP波速度異常域と異常の程度を検知することが可能のようである。

4) 小規模なP波速度異常域を T_s/T_P で検知するには、震央に比較的近い観測点のデータの使用が有効である。しかし、これらはOrigin timeのずれの影響を強く受ける。そこで、Origin timeや震源の深さをより正確に決める必要があり、このためには地域規模の走時表を震源要素計算の際に使用すべきであろう。

参考文献

Aki, K. (1967): Accuracy of Origin Time, Epicenter and Focal Depth of Local Earthquake Determined Routinely by the Japan Meteorological Agency, Bull. Earthq. Res. Inst. **43**, 23-38.
 早川 正己 (1951): 地震波速度の時間的変化に関する研究, 地質調査所報告, 第142号
 市川 政治, 望月 英志 (1971): 近地震用走時表について,

気象研究所研究報告, 22, 229-290.

Wadati, K., K. Sagisaka, and K. Masuda (1933), On the Travel Times of Earthquake Waves (Part 1) Geophys. Mag.

7, 87-99.

清野・政明 (1974): 地震観測における刻時の誤差について, 観測部時報 No. 18, 4~5.