

国内データによる遠地地震の震源決定について*

竹村行雄**・松本久***

550.341

Determination of Hypocenter of Distant Earthquakes Using Local Data

Y. Takemura

(Weather Forecast Division, JMA)

and

H. Matsumoto

(Tokushima Local Meteorological Observatory)

In most cases difficult is the determination of a hypocenter of distant earthquakes using data obtained at seismic stations belonging to a network of a District Meteorological Observatory. In order to overcome the difficulty, an attempt is made to rapidly determine a hypocenter on the basis of a tripartite method.

Since the installation of Large Aperture Epicenter Rapid Location System for near earthquakes, seismograms at several stations under control of the Osaka District Meteorological Observatory are telemetered to the observatory.

Azimuth angle and apparent velocity are calculated from time differences of P arrival times among three stations based on the tripartite method, and the epicenter is graphically located using the azimuth angle and apparent velocity.

The calculation of the parameters is performed with a portable programmable calculator within several minutes. The procedures are applied to many events shown in Tab. 1, and the test proves successful.

§ 1. はじめに

現実的な遠地地震の震源決定には、通常ステレオ地図上に各地点の $P\sim S$ に相当する円弧を描き、それらの交点を求める、という方法が行われている。

しかしこの方法によると、国内のデータのみでは同心円状の円弧の集合となり、震源を一点として定め難い場合が多い。

浜松・市川(1956)は、地震波の入射方向(θ)と見掛け速度(V)から震源を求める方法を提案している。また、Suyehiro(1960)、大竹・浅田・末広(1965)らは、気象庁松代地震観測所内に設置された複数の地震計を使用し、 V と θ を計算する事により近地微小地震を解析して

いる。

大阪では、従来、地図上に引いた等 P 線の間隔から V を、等 P 線への法線から θ を得て (Fig. 1), Fig. 2 および Fig. 3 によって震源の推定を行なうという浜松の方法を試みてきた。これまでの経験では、この方法でもステレオ図上の $P\sim S$ 法よりもよい結果が得られることが多かった。しかしこの方法には質のよいデータが多数必要であることや、等 P 線を正しく引く事が難しい、といった欠点があった。

筆者らは大阪への広域監視システムの導入(1975年)を機に、3点の P から θ と V を計算するという市川(井上)提案の方法を電卓を用いて行なうことを試みた。末広らは同じ岩盤上に互に数百メートル離れて設置された複数の地震計を使用しているが、筆者らは、大阪へオンラインでデータの送られてくる互に数百 km 離れた観測点のデータを使用している。

* Received November 10, 1978

** 気象庁予報部予報課(元大阪管区気象台観測課)

*** 徳島地方気象台(同上)

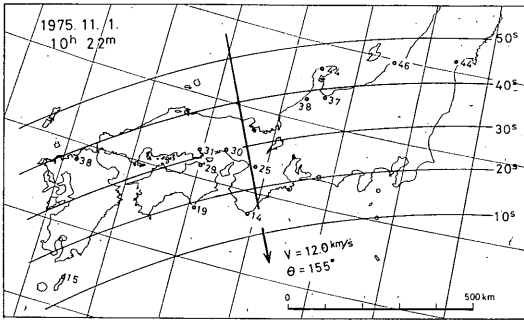


Fig. 1. Orientation of azimuth angle θ and apparent velocity V using iso- P lines drawn from P arrival times at various stations.

From the apparent velocity thus obtained ($V=12.0$ km/sec) and $S-P$ time (4 m 00 s) at Takayasuyama Weather station, the epicentral distance and focal depth are estimated to be 22° and 300 km, respectively, using the nomograms shown in Fig. 2. The epicenter is located near Guam Island (Earthquake No. 12 in Fig. 7) in Fig. 3. Note that it is not easy to draw manually such accurate iso- P lines shown in Fig. 3 within a limited time in the rapid epicenter determination service.

これまでの試用の結果では十分実用的であると思われるので、以下にその概要を報告し、またこれに関連した簡便法についても触れる。

§ 2. 原理と用意する図表

詳細は浜松・市川(1956)の論文に譲ることにするが、3点の P から θ と V を求めるというのは、いわゆる Tripartite 法 (三点方法) である。

また、震央距離 (Δ) は V と震源の深さ (H) の関数であるから、 $V \cdot \Delta$ 図 (Fig. 2) により、 H を適当に選べば V から Δ を求めることができる (または V と $P-S$ から Δ と H が得られる)。

こうして得られた Δ と θ から $\Delta \cdot \theta$ 図 (Fig. 3) によって震央が得られる、という手順である。

(1) 3点の P による (θ, V) の計算

Fig. 4 において、3地点 O, A, B を、速度 V の地震波 (平面波) が通過する時刻を、それぞれ、 T_0, T_A, T_B とすれば、

$$V = \frac{a \cos(\theta - \alpha)}{T_A - T_0} \quad (1)$$

$$V = \frac{b \cos(\theta - \beta)}{T_B - T_0} \quad (2)$$

である。

3点 O, A, B を固定すれば、 a, b, α, β は定数であるから、計算機に変数 T_0, T_A, T_B を打込めば、 θ と V が計算されるようなプログラムを作っておけばよい。

Fig. 5 はそのフローチャートである (ただし、 θ の象

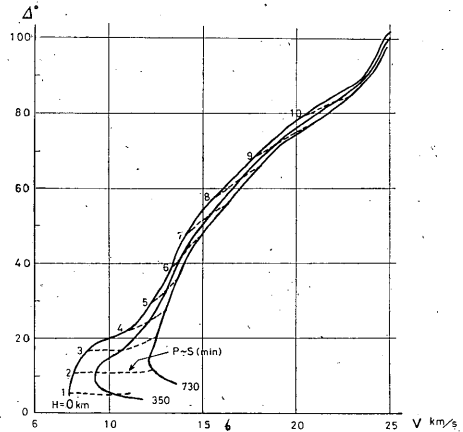


Fig. 2(A). Relationship between apparent velocity V (km/sec) and Δ ($^\circ$) as a function of focal depth (H), and $S-P$ time calculated from the Jeffreys-Bullen's travel time tables.

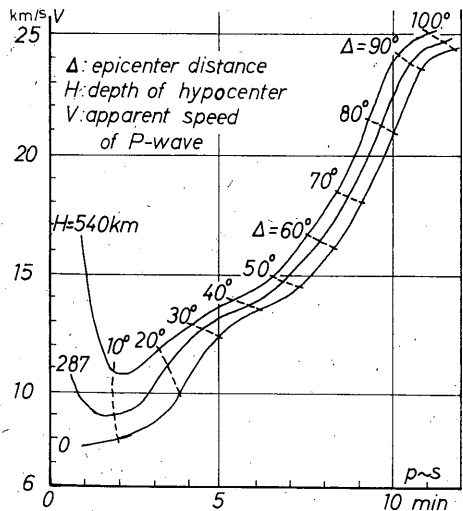


Fig. 2(B). Relationship between apparent velocity and $S-P$ time as a function of focal depth and epicentral distance.

限決定の部分は、Oを原点とし、Aが北東象限、Bが南東象限にある Fig. 4 の場合のものであり、点A、Bの配置がこれと異なる場合には適用できない。

実際に選んだ地点は、大阪の現業室で記録を見ることのできる高安山 (61A型, $T_0=10$ sec, $V=200$ 倍)、および広域監視システムで上下動の記録が送られてくる松代と八丈島 (共に $T_0=1$ sec, $V=10^8$ 倍) の3点である (Fig. 6)。

(2) $V \cdot \Delta$ 図

Fig. 2 は、Jeffreys・Bullenの走時表から求めた V , Δ , H および $P \sim S$ の関係を示した図である (V は J・B の走時表で、 2° 幅の移動平均で 1° ごとに計算した)。

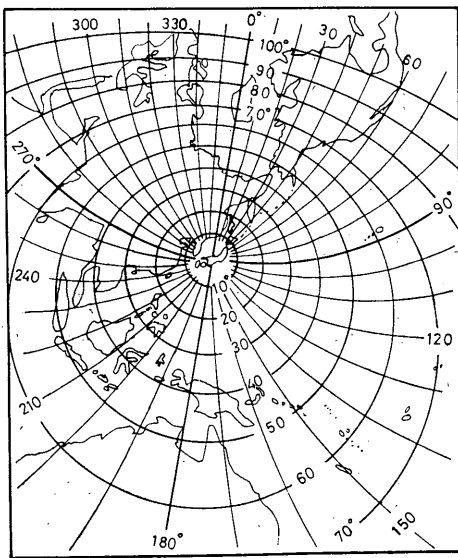


Fig. 3. Equal distance circles and azimuth angles with the origin at Osaka on a stereographic map.

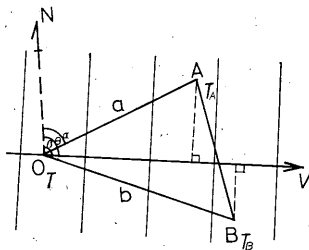


Fig. 4. Relationship among apparent velocity V , azimuth angle to epicenter θ , arrival times T_A , T_B , and T_O at stations A, B, and O, and distances a and b between stations O and A, and stations O and B.

なおここでは省略したが、最遠地 (南米または中米) の場合は PKP であるから V は 60 km/sec 以上となる。

(3) $\Delta \cdot \theta$ 図

3点の P から計算結果として得られる θ と V は、その三角形の外心に対しての値となる。この場合の例では御前崎付近がそれに当たるわけで、 $\Delta \cdot \theta$ 図はその地点を原点として作図すればよい。

Fig. 3 は大阪 (高安山) を原点とした図である。従っ

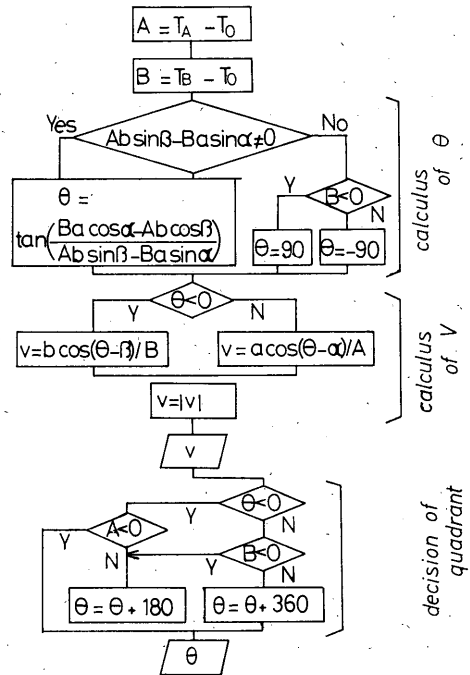


Fig. 5. Flow chart of the program for calculating V and θ .

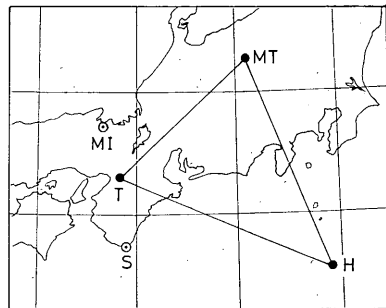


Fig. 6. Location of the tripartite stations. T: Takayasuyama, MT: Matsushiro, H: Hachijojima, MI: Maizuru.

て震源の位置によって θ または Δ を御前崎との差の分だけ補正する必要がある。しかし得られる震源の誤差が補正值よりもかなり大きいと思われる場合も多いので、現業的にはこの図をそのまま使ってもよいと思う。

また既製のものとしては、松代を原点とした世界地図の $\Delta \cdot \theta$ 図もあるのでこれを利用してよい。

§ 3. USGS との比較

Fig. 7 はこのようにして決定された震源と USGS との差を示したものである。

なおこの図は次の条件によってプロットされている。1975年3月より1年間、松代、八丈島の広域装置の記録および高安山の記録に、3点共P(またはPらしきもの)を記録した地震(Tab. 1)。

地図は松代を原点としたものを用いたので、計算結果(Δ, θ)および高安山のP~Sには、それぞれ御前崎との差に相当する補正を行った。

P~Sを用いると深さが負となるものについては、

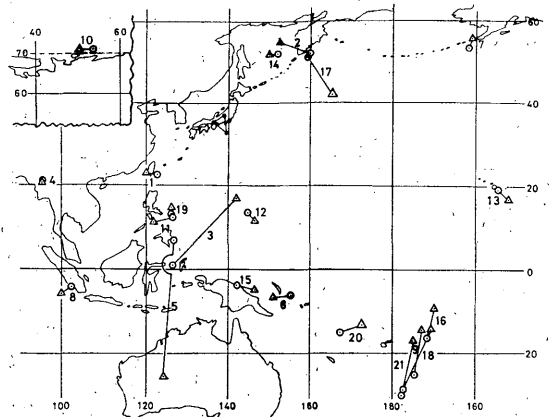


Fig. 7. Discrepancies among epicenters determined by the present procedure (Δ) and those by the United States Geological Survey (\circ). Numerals in the plot correspond to the earthquake No. in Tab. 1.

Tab. 1. List of earthquakes used in the test of the present method for determining a hypocenter.

No.	Y	M	D	hr	min	Location	mb	Ms	H
1	75	3	23	16	36	E of Taiwan	6.2	6.6	21
2	75	4	6	19	38	Kamchatka	6.2		33
3	75	5	14	06	24	Halmahera Is	5.8	6.3	36
4	75	7	8	21	10	Burma	6.5		157
5	75	7	11	03	33	Mindanao Is	6.2		86
6	75	7	20	23	44	Solomon Is	6.6	7.9	49
7	75	8	2	19	25	Alaska	6.2	6.0	33
8	75	10	1	12	38	S of Sumatera	6.2	7.0	33
9	75	10	11	23	46	Tonga Is	7.0	7.8	9
10	75	10	18	18	09	Novaya Zemlya	6.7	5.1	0
11	75	10	31	17	32	E of Philippines	6.4	7.2	50
12	75	11	1	10	22	Mariana Is	6.1		113
13	75	11	29	23	58	Hawaii	6.0	7.1	5
14	75	12	21	19	58	N of Okhotsk	6.0		554
15	75	12	26	08	29	New Guinea	6.6		115
16	75	12	27	01	07	Samoa Is	6.4	7.8	33
17	76	1	7	06	13	Kamchatka	5.7	6.0	33
18	76	1	15	01	59	Kermadec Is	6.5	8.0	33
19	76	2	15	10	57	E of Philippines	6.1	6.1	33
20	76	3	4	11	59	New Hebrides Is	6.4		90
21	76	3	24	13	57	Kermadec Is	6.4	6.8	33

Fig. 2 の関係を負の領域まで外挿して Δ を求めた。

Fig. 7 から次のことが言える。

(1) いくつかの大きな誤差のものを除けば、国内データによる第一次震源としては、ほぼ満足できるものである。

(2) 大きくずれたもののうち、5, 17 は立上りが極めて不明瞭であり、(特に八丈島) そのための誤差と思われる。

3 は八丈島が 20 sec 以上早く現れているように見えるのが原因のようである(ノイズか?)。

また、ブイジーからケルマディックにかけての震央が、一様に NNE へずれているのが目立っている。これは地震波の経路に、異常構造の地帯があるためかもしれない。

(3) ここでは省略したが、得られた深さにはかなりの大きな誤差があり、せいぜい浅い地震か深い地震かということが判別できる程度である。

(4) 概して深発地震は P の立上りが明瞭であるために震源の精度がよく、浅い地震は、通常 P が不明瞭であるために、結果は深い地震よりも悪い(もともと、このことは他の方法によった場合でも同じであろう)。

§ 4. 震源決定誤差とその対策

(1) 深 さ

3 点の P から得られた V と $P\sim S$ によって、Fig. 3 から Δ と同時に H も決定できるはずである。しかし実際には誤差が大きく(深さが負になることも多い)、得られた数値をそのまま H とすることはとてもできない。

深さの決定は、むしろ記象型と pP など深さのインジケータとなる相によるのがよい。

すなわち、まず大まかには表面波の発達程度(実体波部分と表面波部分の振幅比)によって浅発か深発かを判別し、深い場合には pP , sS , ScS 等が現れていることが多いので、 $P\sim pP$, $S\sim sS$, $P\sim S$: $P\sim ScS$ 等によって深さを求める方がはるかに確からしい深さを知ることができる。

(2) P の誤差による震央の誤差

例えば、ニューギニア方面の場合 ($\Delta=40^\circ$)、もし松代の P を 1 sec 遅く読みちがえたとするれば、震央は北西に 2° 程移動する。この程度なら第一次震源としては許容範囲内と言える。しかし松代を 5 sec 遅く読んだとすると、震央は 10° 以上も北西に移ることになり、誤差としては大きすぎることになる。

P の立上りが不明瞭で、それより 2~3 波後に大きな

振幅の波がある場合には、3 点とも同じ位相の明瞭な波の時刻を P の代りに用いるのも震源の誤差を小さくする方法である。

(3) 中心の異なる $\Delta\cdot\theta$ 図に対する補正

3 点の P の精度がよい場合には震源もよい精度で求まるわけであるから、3 点の外心と異なる $\Delta\cdot\theta$ 図を用いる場合にはその差だけの補正をした方がよい。

この例の場合、大阪を中心とした $\Delta\cdot\theta$ 図 (Fig. 3) を用いる場合には、 Δ の補正の最大値は大阪と御前崎を結ぶほぼ東西方向でありおよそ 2° である。それと直角方向、即ちほぼ南北方向の震源に対しては Δ の補正值は 0° である。

θ の補正值は逆に東西方向で 0 であり南北方向で最大となる。その補正值 ($\Delta\theta$) は震央距離 (Δ) により異なり、およそ次のようになる。

Δ	20°	30°	45°	90°
$\Delta\theta$	6.4°	4.4°	3.1°	2.2°

(注) $\Delta\theta$ は南側で (-), 北側で (+) である。例えばニューギニア付近の地震で計算結果の θ が 180° と出た場合には、Fig. 2 の図上では 177° の方位を用いる。

また $P\sim S$ として高安山のものを用いる場合には、それを御前崎の地点の $P\sim S$ に補正して用いるのが厳密なやり方である。これは Δ と同じく南北方向が 0 で、東西方向が最大となる。

その値は、 $P\sim S > 5$ min で約 13 sec, 同 4~3 min で 15~20 sec である(東方向で (-), 西方向で (+))。

(4) 最も確からしい震源決定の方法

震央を Fig. 3 のように (Δ, θ) の極座標上で考えた場合、国内データによる $P\sim S$ 法は、例え $P\sim S$ の値そのものの精度がよいとしても、得られる震央は Δ に較べて θ の精度がよくない。

それに対してこの三点方式は、一般に Δ よりも θ の方の信頼性が高いと思われる。

したがって震央は、 $P\sim S$ の値が確かである場合には、 $P\sim S$ によって Δ を、 θ は三点方式によって求めるのがよいと思われる。さらに深さは、記象型と pP などによって推定するというのが最も確からしい遠地地震の震源を得る方法であると考えられる。

§ 5. 今後の問題

この方法の特徴は、簡便であり短時間におおよその震源が推定できるところにある。3 点の P の読み取りと電

卓による計算，得られた V と θ による震源決定，という作業に要する時間は通常 5~7 分である。したがって遠い地震の場合には S の到着以前に（即ち $P \sim S$ のわかる以前に）おおよその震源を知ることが出来るということも多い。

また得られる震源の精度も，そのデータの精度さえよければ，かなりの程度のものが得られる。

しかし，現在大阪で行っている方法については，次のような欠点があるので，今後の改善を期待している。

(1) 使用する地震計の特性

3 点のうちの 2 点（松代，八丈島）は，倍率は高いけれども短周期の速度型地震計である。一方高安山は低倍率ではあるが，長周期の変位地震計である。

このように特性の大きく異なる地震計の組合せは，あまり好ましいことではない。特に 1 sec 程度の短周期地震計は本来近地震のためのものであって，周期の長い遠地震の P を明瞭に記録することは少ない。

また 3 点のうち八丈島はノイズが大きく（海の影響か？），震源の精度が主として八丈島の記録状態に左右されてしまう状況である。

したがって，今後，適当な配置（正三角形に近い）にある長周期地震計によるデータが得られるならば，Fig. 7 よりもかなりよい結果が得られるはずである。

(2) 計算機

現在大阪で使用しているプログラム電卓*は古いタイプのものであるため，固定した 3 点の P から (V, θ) を計算するのが限度である。しかしもっと容量の大きな電卓を用いれば 4 点以上のデータからの計算もできるわけであるし，さらに容量の大きな計算機を用いれば直接 (λ, φ, H) を出力させることも可能はずである。

§ 6. 並列記録の着順によって震源の方位を知る方法

Fig. 8 は大阪の広域監視システムで並列記録の得られる八丈島，舞鶴，松代，潮岬の 4 点 (Fig. 6) の P 波着順によって震源の存在域を知るための図である。

この図は 4 点相互の垂直二等分線によって区切られた各区域が，4 点への P 波の着順の相異に対応して決まることを利用したものである。

この方法は，以前速報送(受)信装置の導入に際して，久本によって提案された方法である（木村，1968）。これは，本来，大地震の津波予報に関連して，いち早くその震源の存在域を知る手掛りとして提案された方法であ

るが，ここでは遠地震の方位を手早く推定する方法として用いることにする。

(1) 2 点が同着の場合

Fig. 9 (A) の例 (Fig. 7 の No. 4) は，着順が 423 であるから，震源は Fig. 8 の 423 の区域(方向)に存在することになる。しかも，この場合には，1 着 (4) と 2 着 (4) がほとんど同着であるから，震源は 4 と 2 が同着

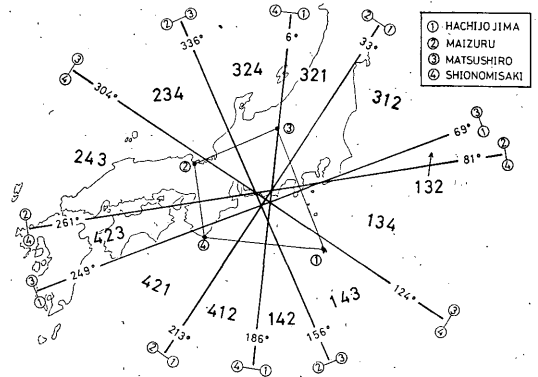


Fig. 8. Relationship between the order in P arrival times at a set of four stations and epicentral azimuth range.

Numerals of three figures in the plot indicate the order of P arrival times at four stations. For example, 134 indicates that the chronological order of P arrival is station number 1, 3, 4 and 2.

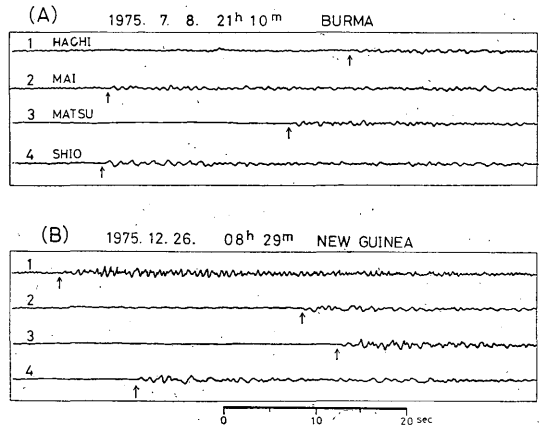


Fig. 9. Examples of telemetered seismograms at Osaka.

- 1 HACHI: Hachiojima,
- 2 MAI: Maizuru,
- 3 MATSU: Matsushiro,
- 4 SHIO: Shionomisaki.

* シャープ CS-421, (12 メモリー, 288 ステップ)

の線上 (261°) か、やや南寄りで、 260° ぐらいと推定される (松代、八丈、高安の三点方式では 261° となった)。

なお、この“同着”は、2・3着または3・4着の同着であっても差支えない。

(4) 同着がない場合

(B)の例 (Fig. 7 の No. 15) の着順は142であるから、震源は Fig. 8 の142の区域 (方向) にあることになる。

この142の区域の東端は2 (舞鶴) と3 (松代) とが同着で 156° 、西端は1 (八丈島) と4 (潮岬) とが同着で 186° になっている。

(B)の例は2と3、1と4のいずれもが同着ではないので、震源の方位はこの区域の間にあることがわかる。さらに詳しく見れば、1と4との時間差が2と3との差の約2倍あることがわかる。したがって震源はこの142の区域の2:1で東寄り、すなわち 165° ぐらいであろう、という推定をすることができる (計算値も 165°)。

こうして推定した θ と $P\sim S$ によっておおよその震源を簡単に知ることができる。

なお、並列記録させる地点の数をさらに増やせば、それだけ“同着線”の数が増えるわけであるから、方位の決定はさらに容易でまた正確になるはずである。

参 考 献 文

- 浜松音蔵・市川政治 (1956) : 遠地震の震源決定の一助法, 験震時報, 21, 41~50.
 木村耕三 (1968) : 地震観測業務のあり方. 測候時報, 35, 99.
 大竹政和・浅田 敏・末広重二 (1965) : 地震波の到来方向による見かけ速度のちがひ. 地震, 第2輯, 18, 15~24.
 S. Suyehiro, (1960) : Deep-focus Earthquakes of Small Magnitude (I), Papers in Meteorology and Geophysics 10, 178~196.

並列記録の地点の数を n とすれば、同着線の数 N は、

$$N=2 \times {}_n C_2 = n(n-1)$$

である。(Cは組み合わせ)