

山崎断層の地震 (1977年9月30日, M3.7) の 震源付近の V_P/V_S 異常

佃 為 成

V_P/V_S ANOMALY AROUND THE SOURCE REGION OF THE EARTHQUAKE OF M3.7 ON SEPTEMBER 30, 1977, IN THE VICINITY OF THE YAMASAKI FAULT

By *Tameshige* TSUKUDA

Synopsis

At Yasutomi in the vicinity of the central part of the Yamasaki fault, a sequence of earthquakes, the magnitude of the main shock being 3.7, occurred during a period from March to October, 1977. These earthquakes have a focal depths of 16-20 km, which are deeper than those of other regions along the Yamasaki fault by more than 3 km. Wadachi-diagrams for these events show such an average value of V_P/V_S as 1.63 which is lower than those of other region around Yasutomi by 5%. This is true with a level of significance 5% in *t*-statistics. Such regional difference can be also confirmed by random simulation for determination of V_P/V_S . Temporal variation, however, cannot be detected.

1. 序 論

1977年9月30日16時23分頃、山崎断層に沿った兵庫県宍粟郡安富町付近で M3.7 の地震が発生した。安富付近は1976年まで少くとも12年以上微小地震の発生回数が極めて少なかった地域であるが、1977年の春から徐々に活動が始まり、8月30日に M2.5 の地震が発生した後、9月30日以降、M3.7 を本震とし M3.1 の余震2回を含む一連の地震によって活動はピークに達した。山崎断層のこの地震は1975年11月、安富町春に断層をまたいで伸縮計が設置されてから付近に発生した最も大きい地震である。また、山崎断層付近の活動に4~5年の周期性が存在することから、1977年頃が活動のピークに当たるだろうという予想のもとに山崎断層研究グループによって地震活動、測地測量、伸縮変化、地磁気、地電流、地下水位および成分、地下放射能などの観測を総合的に展開していた時に発生した。地震の発生との関連を示す観測結果がすでにくつか発表されているが、^{2),3),4),5),6)} 本論文では震源付近の地震波速度について調べる。地震活動の詳細は佃 (1978)⁷⁾ に述べられているので以下その中の要点についてまとめておく。

2. 安富付近の地震活動の概要

山崎断層の位置は Fig. 1 に示したとおりである。断層の中央付近の最近1.5年間の地震分布を Fig. 2 に示す。大方の地震は山崎断層とほぼ平行して並んでいるが、断層の trace の直下ではなく5kmほど北側へずれている。安富の活動は1977年3月から始まった。Fig. 3 は安富付近の3つの「地震の巣」(震源が集中している領域)に対する詳しい震源分布である。巣の大きさは1km以下であるが、3つの巣は3~4kmの距離を保って離れている。Fig. 1, 2 より明らかのように、安富における震源は地域に比べ3km以上深い。地震は Fig. 4 に示したような時間順で次々と発生した。C と印した巣は9月30日、M3.7 の地震をもって誕

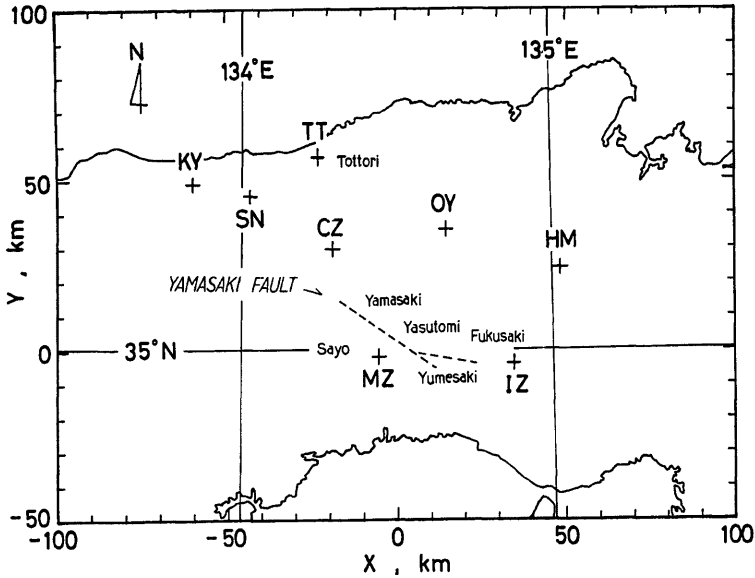


Fig. 1. Map showing the Yamasaki fault and regions concerned.

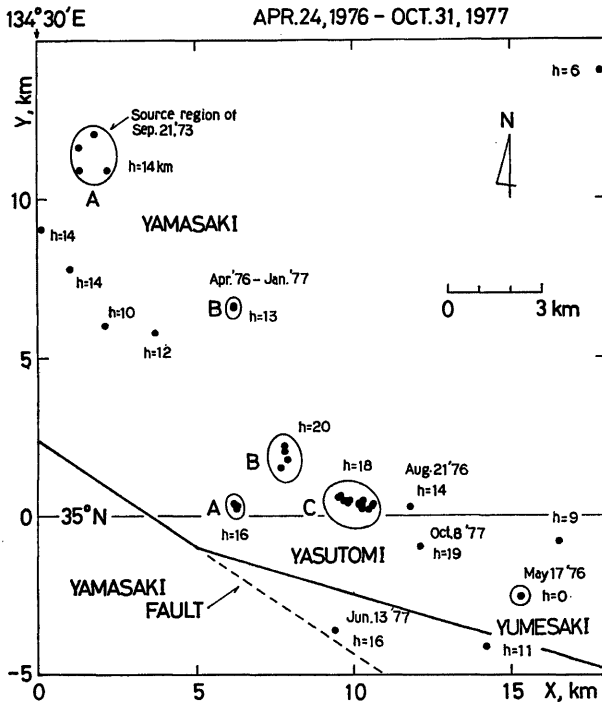


Fig. 2. Hypocentral distribution in and around the Yasutomi region.

生し，M3.1 のもの2回を含め，10月末までに計34回の余震を伴った。この地震系列に対し，時間とともに巣が拡大し，地震波の波形が変化した。巣A，Bの活動はCにおける大きな活動の一種の前兆と考えられる。AにおいてはCの活動開始直後の10月3日に連鎖的な活動があった。Fig. 5 からわかるように，Cにおける発震機構は地震がほぼ strike-slip 型である。本震は，1つの nodal plane は山崎断層の走向と極めてよく一致し，ほとんど垂直か，あるいはやや断層の trace へ向って傾斜している。余震の発震機構もほぼ同様である。A や B においては地震が小さいため詳しい発震機構は決められないが，やはり同じような初動の分布を示す。以上のような地震の並びや発震機構の性質は安富の活動が山崎断層と密接に関係していることを表わしている。

Fig. 3. Epicentral and focal-depth distributions at Yasutomi. Double circle indicates the main shock of M3.7.

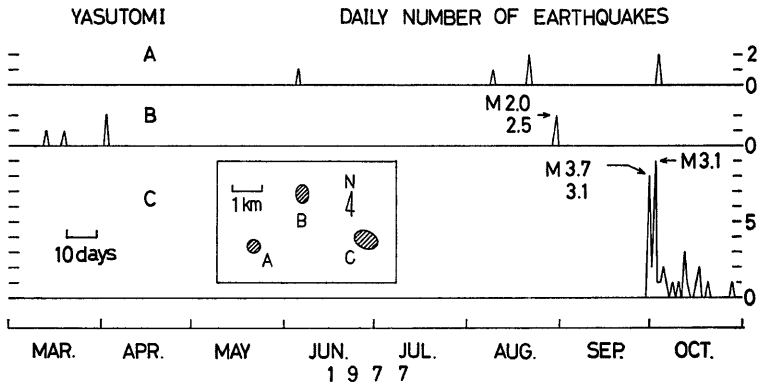
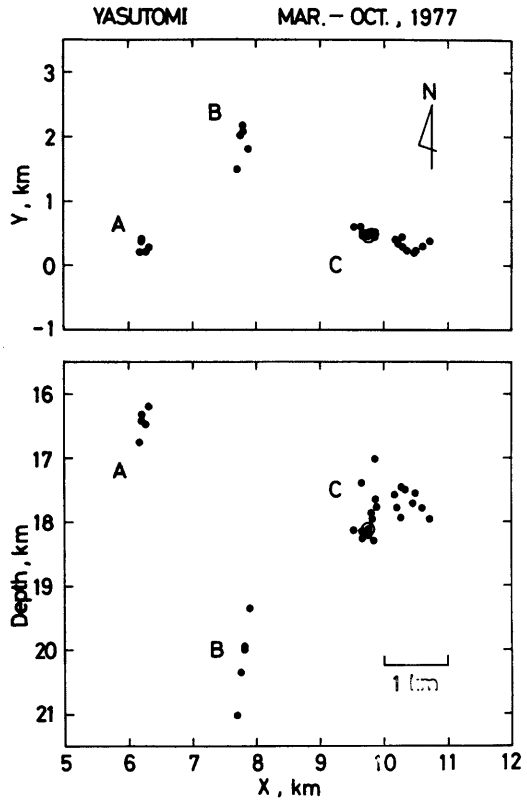


Fig. 4. Daily numbers of shocks at Yasutomi.

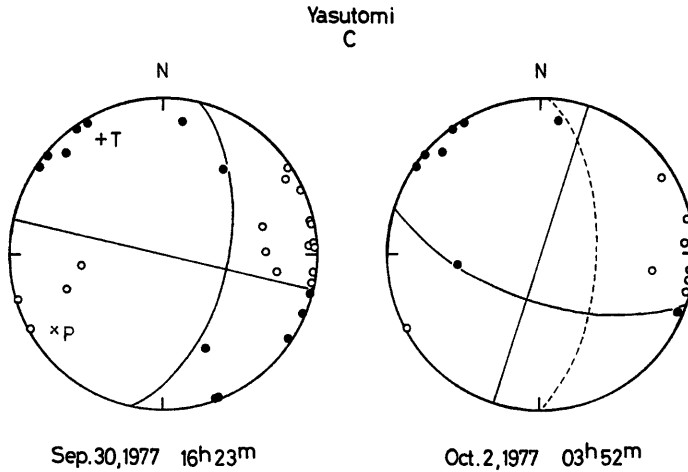


Fig. 5. Fault plane solutions of the main shock (left) and the largest aftershock (right) at Yasutomi C (Equal area projection on the upper focal-hemisphere). Solid and open circles indicate push and pull at the station, respectively.

3. データと解析方法

本論文の目的は、前節で述べた地震活動に伴って、震源域およびその周辺における V_P/V_S の値が時間的にどう変化し、また地域による値がどのように異なっているかを調べることである。データとしては、京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所のテレメータ観測システム（1976年4月24日より稼働）によって収録された地震を対象とする。その中でも主に、ほぼ同じ場所にくり返し起る一連の地震を扱う。これらの地震は地震系列としてすでに公表されている。^{7),8),9)} このような地震群に目をつける第1の理由はS波の同定の際、地震別に比較対照することによりS波の読取りの任意性のある程度防ぐことができることである。特に、水平動成分のデータが備わってなくて、上下動成分だけでS波を判定しなければならない場合がそうである。第2に、同じ地域の V_P/V_S 変化を調べる場合、一連の地震の波形を比較するだけで時間的な変化を確認することができる。次に解析方法を述べる。

P波の到着時刻を t_P さらに S-P 時間を t_{S-P} と表わし、次のような関係があると仮定する。

$$t_P = \alpha t_{S-P} + \beta \dots \dots \dots (1)$$

但し、 α, β は定数である。媒質が一樣に近い場合はこの仮定が充分成立するものと考えられる。観測データ $(t_{P,i}, t_{S-P,i}) \quad i=1, 2, \dots, N$, を (1) 式に当てはめる。その際、以下のような最小自乗法を適用する。まず $\epsilon_i \equiv t_{P,i} - \alpha t_{S-P,i} - \beta$ とおき $x \equiv \sum_{i=1}^N \epsilon_i^2$ を最小にする α, β を求める。それには

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial x}{\partial \alpha} \Big|_{\beta} = 0, \quad \frac{\partial x}{\partial \beta} \Big|_{\alpha} = 0 \end{aligned} \right\}$$

を実行すればよい。答は、

$$\left. \begin{aligned} \beta &= \frac{\sum t_{P,i} \cdot \sum t_{S-P,i}^2 - \sum t_{P,i} \cdot t_{S-P,i} \cdot \sum t_{S-P,i}}{N \cdot \sum t_{S-P,i} - (\sum t_{S-P,i})^2} \\ \alpha &= \frac{\sum t_{P,i} \cdot t_{S-P,i} - \beta \cdot \sum t_{S-P,i}}{\sum t_{S-P,i}^2} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (2)$$

Table 1. The values of α and ϵ for each earthquakes; (a) using only P and S-P times at observation stations, (b) adding the data of origin time determined by P times at four stations to P and S-P times. M, O etc. indicate stations used.⁹⁾

No.	Date Y M D	Origin time		F-P (sec)	Depth (km)	(a)		(b)		Stations used		
		H	M			α	ϵ (sec)	α	ϵ (sec)			
Yamasaki A												
1	1977	6	16	22	15	15	13.9	1.45	0.09	1.46	0.08	MOCI
Yamasaki B												
2	1976	4	24	20	25	25	12.9	1.49	0.04	1.50	0.03	MOIC
3		5	30	23	23	15	12.3	1.50	0.04	1.49	0.04	MOIC
4	1977	1	24	01	18	25	12.7	1.50	0.01	1.50	0.01	MOIC
Yasutomi A												
5	1977	8	21	08	32	20	16.8	1.52	0.05	1.52	0.05	MIO
6				11	37	15	16.5	1.52	0.06	1.52	0.05	MIO
7		10	3	13	00	30	16.4	1.57	0.11	1.53	0.10	MIO
Yasutomi B												
8	1977	4	2	08	47	30	20.0	1.60	0.03	1.58	0.03	MIO
9		8	30	02	38	35	21.0	1.54	0.03	1.63	0.07	MIO
10				02	45	50	19.4	1.55	0.02	1.58	0.03	MIO
Yasutomi C												
11	1977	9	30	20	30	15	18.2	1.64	0.01	1.59	0.04	MIO
12		10	1	02	07	10	18.1	1.64	0.02	1.59	0.04	MIO
13			2	04	11	30	17.6	1.64	0.05	1.57	0.07	MIO
14			5	03	11	20	17.6	1.63	0.03	1.57	0.05	MIO
15			10	17	14	12	18.0	1.58	0.01	1.57	0.01	MIO
16			13	11	28	20	18.3	1.57	0.01	1.58	0.01	MIO
17			17	20	37	18	17.9	1.57	0.03	1.56	0.02	MIO
Yasutomi												
18	1976	8	21	18	35	17	14.3	1.43	0.11	1.50	0.14	MIO
19	1977	6	13	14	12	23	16.3	1.48	0.05	1.54	0.08	MIO
Yumesaki (V=5.6km/sec)												
20	1976	5	17	15	36	30	6.5	1.53	0.06	1.49	0.08	IMOH
21				15	56	35	6.5	1.53	0.06	1.49	0.08	IMOH
Fukusaki												
22	1976	5	21	18	50	20	13.3	1.47	0.10	1.41	0.11	IMO
23		6	24	10	09	25	13.1	1.46	0.09	1.41	0.09	IMO
24			25	10	30	20	12.7	1.51	0.13	1.42	0.15	IMO
Sayo												
25	1977	1	12	03	34	35	10.2	1.38	0.26	1.49	0.26	COIS
26		4	10	00	50	35	13.8	1.47	0.12	1.36	0.20	COIS
27		7	1	06	47	35	14.8	1.44	0.23	1.44	0.20	COIT
Yamasaki A												
28	1973	9	21	19	49	45	12.0	1.33	0.08	1.40	0.10	MCOI
Tottori												
29	1976	8	28	17	11	35	10.7	1.31	0.11	1.42	0.15	COK
30		9	4	05	29	35	11.0	1.37	0.11	1.42	0.14	TOKK
31			7	02	25	25	10.9	1.40	0.10	1.44	0.12	TOKK

となる。但し、 Σ は $\sum_{i=1}^N$ のことである。データ $(t_{P,i}, t_{S-P,i})$ に対し

$$\varepsilon \equiv \sqrt{\frac{\sum \varepsilon_i^2}{N-1}} \dots \dots \dots (3)$$

の値が小さいほど(1)に適合することが言える。 V_P/V_S は

$$V_P/V_S = \frac{\alpha+1}{\alpha} \dots \dots \dots (4)$$

によって求められる。これは媒質が一樣な場合のみ成立するが、一樣でない場合でも媒質の平均的な意味の V_P/V_S を表わしていると考えられる。相対的な比較を問題にする場合はこれで充分であろう。

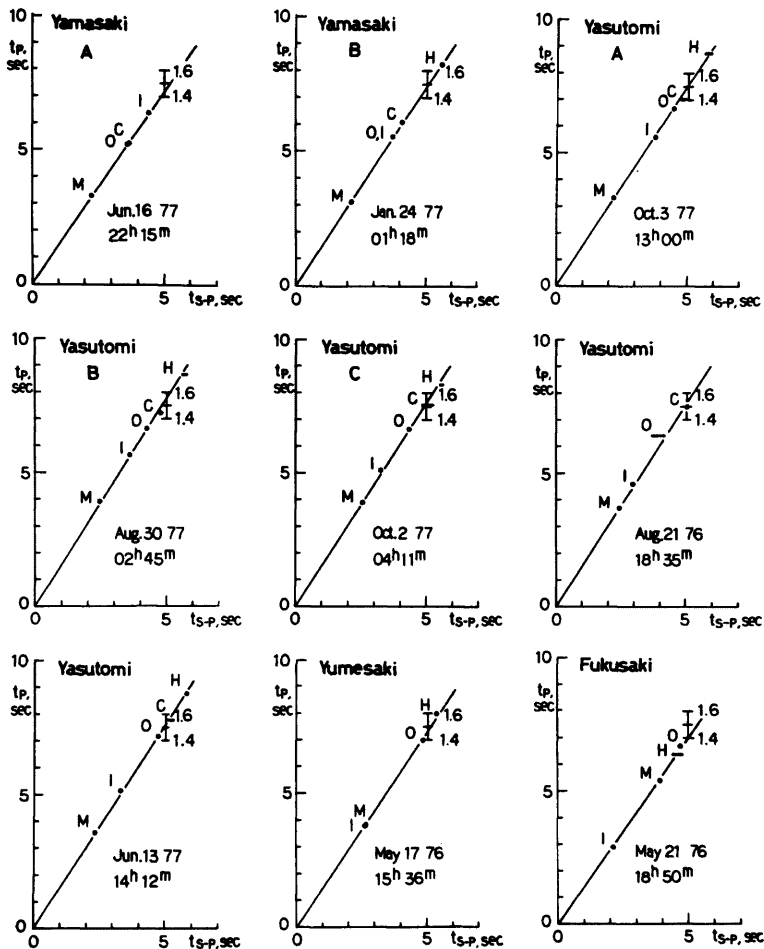


Fig. 6. Wadachi diagram for various earthquakes in various regions along the Yamasaki fault.

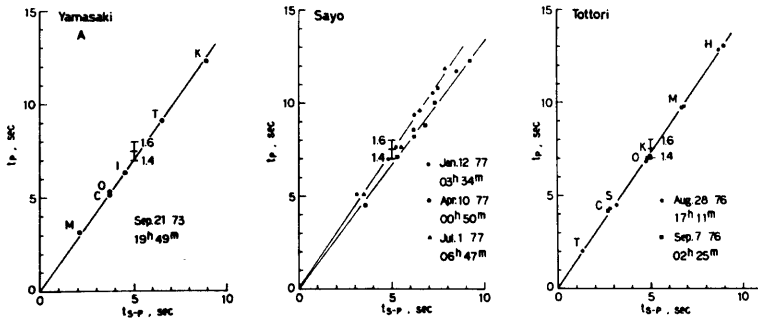


Fig. 7. Wadachi diagram for the earthquakes around the Yamasaki fault.

いろいろな地域の地震に対する α と ε の値を Table 1 に掲げた。S-P の範囲は 7 秒までに限ってデータを当てはめている。ここで (b) の値は発震時をデータに加えたものである。すなわち、各観測点の (t_P , t_{S-P}) の他に (t_0 , 0.0) (t_0 は発震時) も 1 つの観測値 (4 観測点の P time から導かれる) とみなす。震源決定の際と同様と仮定した媒質の P 波速度は 6.0km/sec である。但し夢前 (Yumesaki) 地区だけは 5.6km/sec とした。Fig. 6, 7 には t_P と t_{S-P} のがプロットされている。S 波の読取りにあいまいさがある場合はその範囲をバーで表わしている。 α は直線の傾きなので各グラフの右肩のスケールによってその値を知ることができる。(4) 式からわかるように α が大きいほど V_P/V_S が小さい。

4. 安富とその周辺の V_P/V_S

安富における「地震の巣」A, B, C に発生した地震のそれぞれについて求めた α を Table 1 からながめてみると、(a) と (b) を総合しては 1.52~1.64 となり、したがって V_P/V_S は 1.51~1.66 の値をとる。この値はこれまで山崎断層付近やその周辺で得られた値 (1.68~1.71) と比べ異常な低さである。この 3~5% ほどの差異が統計的に有意かどうかは後で詳しく調べるとして、次に他の地域の結果をながめてみよう。

まず、異常地域がどの位の拡がりをもっているかをみるため隣りの地域の地震を吟味する。Table 1 の No. 18, 19 は巣 A, B, C のすぐ東側に発生した地震で V_P/V_S は 1.68~1.70 を示す。また、北西側の隣接地域の No. 2~4 では 1.67~1.69 になる。これらの値は今まで知られていた値と統計的に有意な差があるとはいえない。山崎付近の巣 A では 1973 年の地震 (No. 28) にしても、1977 年の地震 (No. 1) にしても V_P/V_S は安富のような小さな値を示さない ($V_P/V_S = 1.69 \sim 1.75$)。夢前付近の地震 (No. 20, 21) の場合は $V_P/V_S = 1.66 \sim 1.70$ であるが、震源が非常に浅いため ($h < 6.5\text{km}$) と考えられる。他の地震は深さ 10~20km である。安富から 30km ぐらい離れた東の福岡や西の佐用付近では V_P/V_S の値は 1.66~1.72 である。また、参考のため鳥取付近の地震 (No. 29~31) も表に載せてあるがこれも 1.69~1.76 である。

このように安富付近の V_P/V_S はまわりの地域に比べその値が小さいようである。この異常値が安富地区に特有なものか、ずっと以前にはこのような値ではなく現在何かの理由で異常を示しているものなのか、興味のあるところである。第 2 節で述べたように安富付近の 1977 年以前はほとんど地震活動がなく V_P/V_S の長期にわたる時間的変化を確かめることができない。1977 年の 3 月から 10 月までについていえることは、Table 1 からわかるようにその間の V_P/V_S の時間的変化を見い出すことはできなかったということである。

5. V_P/V_S 決定のシミュレーション

この節と次の節では前節で得られた結果が統計的にどの程度信頼がおけるかを調べたいと思う。データを

(1) 式に当てはめる際、観測値がもっているランダムな誤差が α ないし V_P/V_S の決定にどのような影響を与えるかという問題をまずとりあげる。 t_P と t_{S-P} の 3 観測点の値を $t_{P,i}$, $t_{S-P,i}$ $i=1,2,3$ とし, $t_{P',i} = t_{P,i} - t_{P,1}$, $t_{S'-P,i} = t_{S-P,i} - t_{S-P,1}$ と置く。データの真の値を仮に $(t_{P',2}, t_{S'-P,2}) = (3.5, 2.3)$, $(t_{P',3}, t_{S'-P,3}) = (6.2, 4.2)$ (単位はいずれも sec) のように定める。この時, $\alpha = 1.48$ ($V_P/V_S = 1.68$) である。実際に観測される $t_{P'}$ や $t_{S'-P}$ と真の値の差は標準偏差がそれぞれ 0.1sec および 0.2sec の正規分布をなすとする。

以上のような仮定のもとに乱数表から誤差を人為的に作り多数の観測データを用意する。地震の数 N を 25 個に定め、それぞれについて α を決定しその頻度分布を求める。これを独立に 4 回行なったが、それぞれの分布を Fig. 8 に示す。 α の平均値と標準偏差も掲げてある。

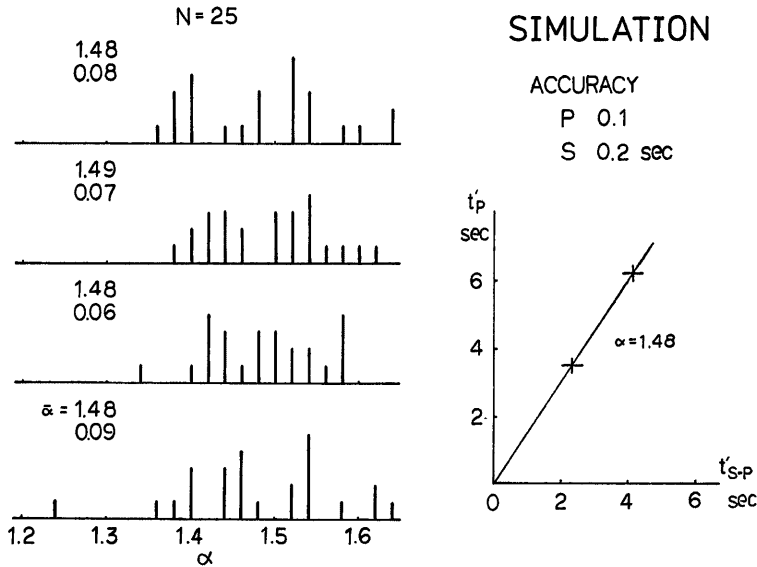


Fig. 8. Random simulation for determination of α .

分布の形は、これ位のサンプル数の場合完全な正規型というわけではなくいずれも 2 つのピークをもっている。平均値はほとんど真の値に等しく、標準偏差値は平均値の 5% ぐらいである。観測点の数が少ない (上の例では 3) 場合はこれ位のバラツキを覚悟しなければならない。この結果からいえることは、サンプル (地震) の数が $N=25$ 程度に多ければその平均値をとることにより真の値を極めて正確に求めることができるということである。しかし、サンプル数が少ない場合はかなりバラつくことになる。

最初に仮定したデータの誤差の程度は Table 1 に示した例についての最悪の場合である。もっと精度がよいのが普通である。次節で述べるように α 値のバラツキの標準偏差はだいたい 0.04 で平均値の約 2% である。これは V_P/V_S の 3~5% ほどの変化を検出できる精度である。

6. 統計

安富における「地震の巣」A, B, C に発生した地震とその周辺の地域の地震を 2 つ分離し、それぞれに番

号1, 2をつける。各地震について α (または V_P/V_S) を求めるとそれは1と2でそれぞれ、ある統計的な分布をなす。前節でこれが必ずしも正規分布でないことが示唆されているが、近似的に正規分布とみなすことにする。 α は1と2では独立で、 α_1, α_2 という平均値と σ^2 という同じ分散をもっていると考える。 α のサンプルとして Table 1 の (a) から採用し、1に属するものとして安富 (No. 5~17) の $n_1=13$ 個、2に属するものとして山崎付近 (No. 1~4), 安富付近 (No. 18, 19), 福岡付近 (No. 22~27) の $n_2=12$ 個をとりあげる。このサンプルに対し α の平均値と標準偏差は $\bar{\alpha}_1=1.58, \bar{\sigma}_1=0.04, \bar{\alpha}_2=1.47, \bar{\sigma}_2=0.04$ である (サンプルに対するものには上にバーをつける)。

以上の前提にたつて平均値 α_1, α_2 に差異があるかどうか、あるとすればどの位かをこれから検定する。まず $\alpha_1 - \alpha_2 = d$ という仮説をたてる。このとき

$$t = \frac{\sqrt{n_1 \cdot n_2 \cdot (n_1 + n_2 - 2)} \cdot (\bar{\alpha}_1 - \bar{\alpha}_2 - d)}{n_1 + n_2 \cdot \sqrt{\frac{n_1 \bar{\sigma}_1^2 + n_2 \bar{\sigma}_2^2}{n_1 + n_2}}}$$

のように定義される t は自由度 $f = n_1 + n_2 - 2 (=23)$ の t 分布をするが $\bar{\alpha}_1$ などに上の値を代入し、 $d=0$ と置いた場合は t の値を求めると $t=7.18$ となる。これは分布の中心からずつと離れていて $d=0$ という場合は極く稀 (確率1%以下) にしか起らないことを示している。次に $d=0.08$ という仮説をたててみる。この場合は $t=2.28$ であり、5%の有意水準でこの仮説は採用されない。次に、 $d=0.09$ と置くとこの仮説は同じ有意水準で捨てられない。したがって5%の危険率を覚悟すれば $\alpha_1 - \alpha_2 \sim 0.08$ という2つの地域の差が主張できることになる。このとき α や V_P/V_S の地域差は約5%である。

7. 結 論

兵庫県安富町付近には1977年3月から10月にかけて一連の地震が発生した。その中で最も大きい地震のマグニチュードは3.7である。これらの地震の震源の深さは16~20kmで、隣接する地域の地震に比べ3km以上も深い。P time と S-P time の関係から V_P/V_S を求めると、安富地区は他の周辺の地域に比べて3~

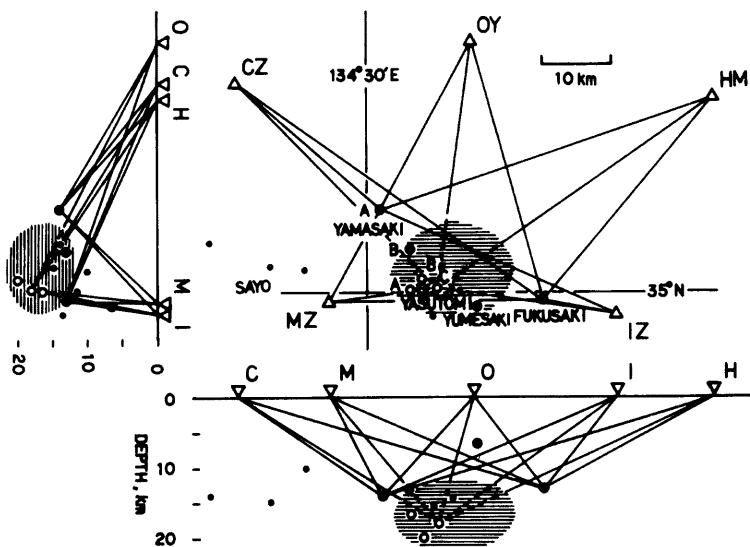


Fig. 9. Anomalous region of seismic-wave velocity estimated from the ray-paths and V_P/V_S anomaly.

5%ほど低い値(1.63)を示す。これは t -統計による検定によれば有意水準5%である。あるいは、危険率5%で上の事柄を主張できる。 V_P/V_S 決定のランダム・シミュレーションを行なってもこの程度の地域差検出の可能性が確かめられた。 V_P/V_S の時間的変化は見い出されなかった。もっとも1977年3月以前は、発生した地震がほとんどないので調べることができない。

このような V_P/V_S の低い値がどのように説明されるだろうか。まず第1に考えられることは、震源が他地域に比べ深いので、その深さに依存した地殻内媒質の性質ではないかということである。すなわち、まわりの地震でも、もし安富と同じ深さの地震に対して V_P/V_S を求めると、やはり値が低くなるのではないかと考えられる。Hashizume¹⁰⁾によれば上部地殻内では深くなるほど V_P/V_S の値は大きくなっているが、この性質についても精度のよいデータを用いた調査を今後も続ける必要がある。非常に浅い地震についての例として兵庫県夢前町付近の地震をあげたが(第4節)、この場合 V_P/V_S が小さいのは Hashizume の結果と調和する。 V_P/V_S 値異常の第2の説明は、安富地区の固有の性質に帰着させてしまうことである。この場合は媒質の水平方向不均質を念頭に置いている。さらに、その原因としては、例えばダイラタンシーが考えられる。

ダイラタンシーの理論^{11),12)}にもとづき、 V_P/V_S の変化をP波速度の変化に置換え、変化の程度を3%ほどにすると、低速度の領域は Fig. 9 のようになる。異常域の範囲を決める際、他地域の地震に対する地震波の経路はその領域を通過しないと仮定した。

安富町における V_P/V_S 異常が山崎断層の今後の活動とどういふふうにかかわるのかそれは今後の課題である。

参 考 文 献

- 1) 尾池和夫・岸本兆方：地震予知テストフィールドとしての山崎断層，地震予知研究シンポジウム，1976，pp. 83-90.
- 2) 岸本兆方（山崎断層研究グループ代表）：1977年9月30日の山崎断層の小地震に伴った諸観測量の異常変化について，京都大学防災研究所年報，第21号B-1，1978，pp. 1-9.
- 3) 尾池和夫・中村住重郎：山崎断層における伸縮変化の連続観測結果，京都大学防災研究所年報，第21号B-1，1978，pp. 11-18.
- 4) 吉岡龍馬：山崎断層・塩田温泉の塩素濃度と地震現象との関連，京都大学防災研究所年報，第21号B-1，1978，pp. 37-41.
- 5) 宮脇潤一郎：山崎断層・春における自然電位の経年変化，京都大学防災研究所年報，第21号B-1，1978，pp. 43-46.
- 6) 竹内文朗・見野和夫・貞広太郎：山崎断層付近における γ 線の測定について(その1)，京都大学防災研究所年報，第21号B-1，1978，pp. 19-26.
- 7) 佃 為成：東中国・北近畿地方における微小地震系列の研究(III)，地震(準備中).
- 8) 佃 為成・中尾節郎：東中国・北近畿地方における微小地震系列の研究(I)，地震，第2輯，第29巻，1976，pp. 395-410.
- 9) 佃 為成・中尾節郎：東中国・北近畿地方における微小地震系列の研究(II)，地震，第2輯，第30巻，1977，pp. 339-358.
- 10) Hashizume, M.: Investigation of microearthquakes-On the nature of the crust-, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 20, Part 2, 1970, pp. 1-12.
- 11) Nur, A.: Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of t_s/t_p travel times, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 62, 1972, pp. 1217-1222.
- 12) Scholz, C., L. Sykes and Y. Aggarwal: Earthquake prediction; A physical basis, Science, Vol. 181, 1973, pp. 803-810.