

鹿野・吉岡断層付近の地震活動

佃 為 成

SEISMICITY NEAR THE SHIKANO AND YOSHIOKA FAULTS

By *Tameshige* TSUKUDA

Synopsis

Hypocenters and focal mechanisms for the earthquakes, which occurred near the Shikano and Yoshioka faults have been determined using the data from the recently introduced telemetering observation system of the Tottori Microearthquake Observatory. Hypocenters of 32 events have been located, whose errors are less than 500 m in epicenter and 2 km in focal depth.

The earthquake foci are distributed along the trace of the Shikano fault and along the line extending northward from the western end of the fault. Along the Yoshioka fault are no earthquakes. Concentrated regions of foci are distributed at every about 3 km. The activity around the western part of the Shikano fault is such that the isolated large shocks with magnitude greater than 2 occurs successively. This feature is also seen in the activity in 1974. On the other hand, ultra-microearthquakes tend to cluster in a small region along the east part of the fault.

The size of the region where the microearthquakes have a common type of focal-mechanism is about 5 km or more in diameter. This may reflect a block-structure of the crust.

1. はじめに

鳥取県気高郡鹿野町から鳥取市にかけての地域には鹿野断層、吉岡断層と呼ばれる活断層が存在し、1943年9月10日の鳥取地震(M7.4)の際にも地震断層として活動した。津屋¹⁾によると鹿野断層は全長約12kmで西は鹿野町の鷲峰シウボウから小畑コノヘを通り末用スエモチ、法楽寺ホウラクジ、鳥取市洞谷トウカニを経て鳥取市口細見シホダシ、下段カミダン、上段へ至る。吉岡断層は鳥取市吉岡温泉町から鳥取市三山口、野坂までの4.5kmである。

鳥取地震直後の余震²⁾や最近約10年間の微小地震観測による地震分布^{3),4)}を観察すると、地震は、この断層系付近よりはむしろそれを西方へ延長した地域に多く発生しているのがわかる。しかし、この断層系に沿って確実に常時微小地震活動があり、鳥取地方の最近の活動の中で最大級に属する地震(M4.0)も鹿野断層で発生している(1974年2月)ので、活動度が極めて低いわけではない。

1976年4月24日に開始された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によって、これまでとは格段の観測精度が得られるようになった。各観測点から送られてくる地震波形は磁気テープに集中記録され解析に供される。また、鹿野・吉岡断層の周囲には鳥取微小地震観測所の観測点が西から順に倉吉(KY)、鹿野(SN)、鳥取(TT)、智頭(CZ)の4カ所に設置されていて、高密度の観測網を形成している。したがってこの地域ではM=-1程度の地震でも確実に検出し記録することができる。本論文では主にこのような高精度のデータから求められている鹿野・吉岡断層付近の地震分布や地震活動の形態について述べる。さらにテレメータ化以前のデータのうち比較的精度がよいものについても補足的にふれる。

2. 震源分布

鹿野断層と吉岡断層はFig. 1に示すとおりほぼ平行して並んでおりその走向はだいたいN10°Eである。

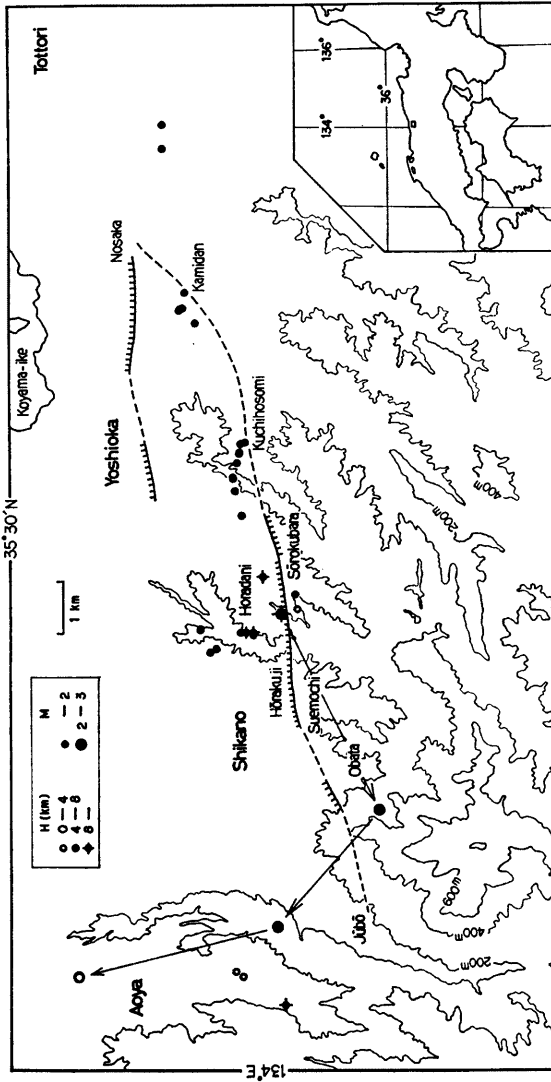


Fig. 1. Hypocentral distribution during the period from Apr. 24, 1976 to Dec. 31, 1977. Only accurate data are plotted. Complete list of the events is given in Table 1. In the concentrated region of foci, for instance, near Kuchihosomi are many microearthquakes, hypocenters of which cannot be precisely determined.

Fig. 1 の地域で発生し検出された地震は、1976年4月24日から1977年12月31日までの間に約150個ある。その中で鳥取微小地震観測所のルーチン・ワークで震源決定されたものが100個あまり、さらにそのうち倉吉、鹿野、鳥取、智頭の4観測点で検出され、読取り精度のよいもの(初動読取りの精度が $\pm 0.05\text{sec}$ 以内)が32個である。 $M \geq 1$ の地震はほとんどすべてこの中に入る。Fig. 1 にプロットされている震源はそのような地震に対し上に述べた4観測点のP timeを用いて求めたものである。その際、半無限一様媒質を仮定し、P波速度を 6.0km/sec と置いた。震源決定の精度についての議論はAppendixに譲るが、各震源の間での相対的な精度では、震央が $\pm 300\text{m}$ 、深さが $\pm 1\text{km}$ ぐらいと考えられ、絶対的な位置については震央が $\pm 500\text{m}$ 、深さが $\pm 2\text{km}$ ぐらいと推定される。

Fig. 1 をみると、地震が集中して発生する所と全く地震が発生していない所のコントラストが明瞭である。集中域は、例えば上段(Kamidani)付近のように直径数100mの大きさの「地震の巣」によって形成されている場合もあれば、分布の最小単位である、これらの「地震の巣」がいくつか集ってできた洞谷(Horadani)付近のような場合もある。また、1個の震源が孤立して存在する場合もここでは1つの集中域とみなすことにする。

Fig. 1 にプロットした地震のリストはTable 1 に載せてある。震源が精密に決定できない地震の多くも上に述べた「地震の巣」や地震の集中域に発生していると推定され、実際、図中の口組見(Kuchihosomi)という地点の巣には103個の地震が確認されている。

震源分布の特徴を列挙すると次のようになる。

(a) 地震の集中域は約3kmの間隔でだいたい線状に並んでいる。

(b) その並びは、ほぼ東西方向の鹿野断層沿いと、鹿野断層西部から北へ伸びる線上(青谷^{ヲキ}付近)にある。吉岡断層沿いには全く地震がない。

(c) 鹿野断層沿いの「地震の巣」の拡がり(震源分布)の方向は必ずしも断層の走向とは一致しない。

(d) Fig. 1 には200m毎に平均海面からの等高線が描かれているが、地形の起伏と地震の分布には一定の対応が認められる。すなわち、鹿野断層が尾根を切るあたりに地震があり、また、青谷付近の尾根に沿って地震が発生している。

(e) 震源の深さ分布をFig. 2 に示すが、6kmぐらいの深さの地震が最も多く、それより浅いグループとそれより深いグループが明瞭に分離されている。浅い地震は西側に多く、深い地震は鹿野断層中央の洞谷付近に多い。

(f) 洞谷より東側と西側で活動の形態に大きな違いがある。西側では大つぶで孤立的な地震がよく発生するが、東側では小さな地震が群発する傾向がある。

(g) Fig. 1 において $M > 2$ の地震は4個だけであるが、これらの震源は、1977年1月から7月にかけて、

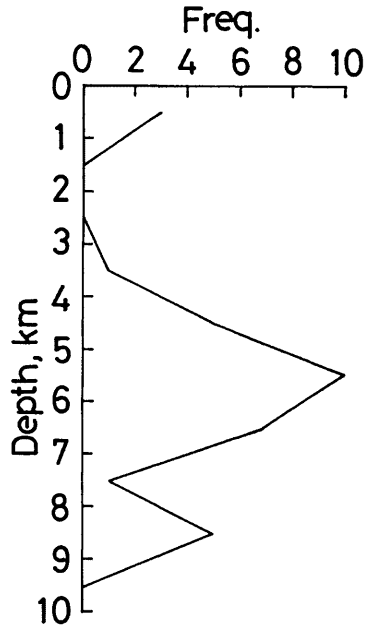


Fig. 2. Focal depth distribution for the earthquakes shown in Fig. 1.

Table 1. List of the earthquakes given in Fig. 1. Epicentral coordinates x and y are taken eastward and northward from the origin (134°30'E, 35°N) respectively.

No.	Date			Origin time		Magnitude	Hypocentral coordinates (km)		
	Y	M	D	H	M		x	y	h
1	1976	6	25	19	01	0.4	-37.02	51.07	5.21
2		7	11	08	36	0.9	-37.03	50.99	8.02
3			22	21	01	0.6	-34.77	51.07	4.93
4		8	4	00	57	0.4	-44.13	50.26	8.43
5			17	05	05	0.1	-33.77	51.15	5.39
6				05	09	1.8	-30.50	52.15	6.31
7		10	2	22	50	1.8	-30.80	52.19	4.19
8			3	03	45	0.8	-30.83	52.27	4.41
9				04	33	0.9	-30.79	52.25	4.17
10				08	03	0.4	-37.02	50.85	8.24
11		11	1	12	24	0.4	-37.33	51.57	5.49
12			4	08	56	1.8	-37.39	51.69	5.71
13			21	18	44	0.4	-36.30	50.05	7.50
14			25	10	35	0.5	-36.58	49.99	3.51
15	1977	1	22	17	41	2.2	-36.67	50.32	8.53
16			24	01	24	3.0	-40.41	48.44	6.65
17		2	2	07	20	0.9	-34.31	51.20	6.94
18			20	00	02	2.8	-42.65	50.42	6.76
19		5	31	05	59	0.4	-33.41	51.09	6.46
20		6	7	00	27	1.6	-43.59	51.07	0.00
21			27	08	30	0.9	-34.06	51.23	5.92
22				08	34	0.6	-34.03	51.22	6.17
23		7	11	18	03	2.4	-43.61	54.24	0.76
24			26	02	22	0.6	-33.56	51.09	5.77
25				02	24	0.4	-33.59	51.11	5.96
26			31	18	32	1.8	-27.73	52.57	5.95
27		8	20	17	25	0.9	-33.37	50.99	4.91
28			23	20	46	-0.2	-35.95	50.67	8.05
29		10	16	00	40	1.2	-27.29	52.58	6.65
30			23	10	29	0.7	-31.08	51.95	5.04
31		12	28	03	43	0.9	-36.97	51.88	5.41
32			30	05	22	1.6	-43.50	51.22	0.00

図に矢印で示したように、鹿野断層の中央部に端を發し約3kmづつ順次西ないし北西へ移動していった。1月24日の地震(Table 1参照)が最大でM3.0である。

3. 発震機構

Fig. 1とTable 1に示した地震の中で初動の立上りが一部不明瞭なもの2個を除いた30個の地震について押し引きのパターンを求めた。ほとんど同じ場所で、パターンに大きな変化がない場合は、そのような地震をまとめて1つの図に表わした。Fig. 3はそのようにして求めた15とおりの、押し引きの震源球投影図(上

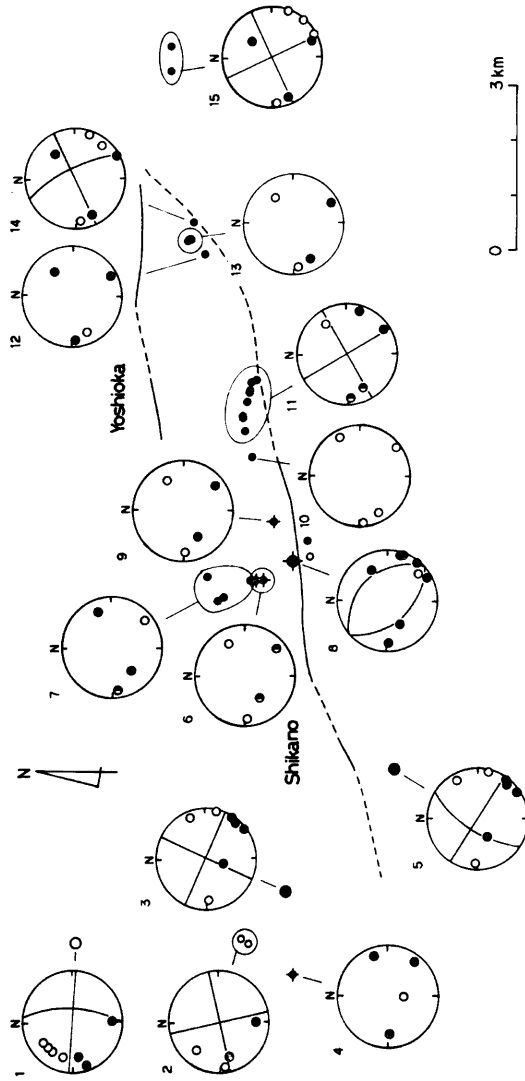


Fig. 3. Equal area projections of initial motion on the upper focal-hemispheres and fault plane solutions. Solid and open circles indicate push and pull at the observing point, respectively.

半球)である。可能な場合は fault plane solution を求めた。その際 vertical strike-slip に最も近いような解を採用している。

図中、1 と 2 は場所も近く、同じような深さ(この場合はどちらも浅い)の地震に対するもので、パターンがよく似ている。深さは異なるが 3 と 5、14 と 15 についても同じことが言える。

次に、1、2 の組と 3、5 の組とを比較してみよう。fault plane solution が示すように、この 2 つの組の発震機構の主圧力軸の向きは、前者がだいたい北西-南東であるのに対し、後者はほぼ東西方向である。このように 2 者の間の違いは明白である。

上の例は、「地震の巣」や地震集中域の単位より、もう少し大きな範囲の領域で地震の発震機構や震源の深さがある程度規定されており、3~5km 以上距離が離れると地震の性質も変化することを示していると考えられる。

洞谷付近の場合(図は 6~10)は少し複雑であるが、深さの違いによって発震機構もやはり異なっている。8 と 10 は非常に特別で相反するパターンを示している。前者は正断層型であり、後者はおそらく逆断層型と思われる。

4. テレメータ化以前の地震活動

これまでテレメータ観測にもとづいた最近の鹿野・吉岡断層付近の地震活動をみてきたが、この節ではそれ以前の活動について述べる。Fig. 4 は倉吉(KY)に観測点が設置された1972年9月以降、KY, SN, TT, CZ の 4 点または KY, SN, CZ, MZ (三日月観測点)の 4 点で検出された主な地震 9 個の震央分布図である。他の地震は比較的小さいし、読取り精度が低いのはふいてある。データはドラム式レコーダの記録を著者³⁾が以前に解析したものから採用した。震源決定法は第 2 節で述べた通りである。決定精度は、東側の地域を除くと、震央の誤差は±1km 以内である。これは、上に述べた 2 とおりの観測点の組合せに対応した 2 とおりの震源決定で確かめたものである。断層系の東部付近は決定精度が低く、野坂付近に求められた震源は SN 観測点が置かれる以前なので代りに MZ のデータを使用したが、もし仮に、KY, SN, TT, CZ の組合せを用いるとすると、この震源の位置は 2 km ほど南へ移って上段付近へ達することが最近のデータから確かめられる。したがって吉岡断層沿いの地震はやはり見当らないことになる。

Fig. 4 より、過去の地震も概略、鹿野断層沿いに発生しているのが認められる。図中、影をつけた部分は Fig. 1 に示した地震の集中域であるが、洞谷や上段付近はやはり過去にも地震を起している。それに反し、未用や鷲峰付近は1974年を中心として目立った活動があったが、現在ではなりをひそめている地域である。

1974年の活動では、2月7日に未用で M4.0 が発生し、7月22日には鷲峰で M2.9 が発生した。この時も、1977年の場合と同様、活動が東から西へ移っていった。

M4.0 の地震の発震機構は佃他(1976)⁴⁾によって求められているが、Fig. 4 にそれを示した。求められた fault plane solution の中で鹿野断層の走向と最もよく一致するのは(c)の場合である。この地震の初動のパターンは Fig. 3 の 3 および 5 とほとんど同じであって、鹿野町未用を中心とする地域の地震は常に同じような発震機構を伴っていることになるのかもしれない。

この節では震源の深さについての議論をさけたが、それは高い精度が期待できないからである。また、1972年以前の地震も同じ理由で取扱わなかった。鹿野断層付近には1965年以降、M3~4 の地震が 5~6 回発生している。正確な位置は決められないが、断層の西部付近に集中しているのは確からしい。

5. ま と め

最近約 2 年間における鹿野・吉岡断層付近の地震活動を、テレメータ観測システムで得られたデータを用いて精密に調べ、次のような結果を得た。

(1) 地震は鹿野断層沿いと、鹿野断層西部から断層にほぼ直交して北へ向う線上(青谷付近)に分布しており、吉岡断層に沿ってはまったく地震が発生していない。地震が起る所と起らない所が明瞭に区別され、

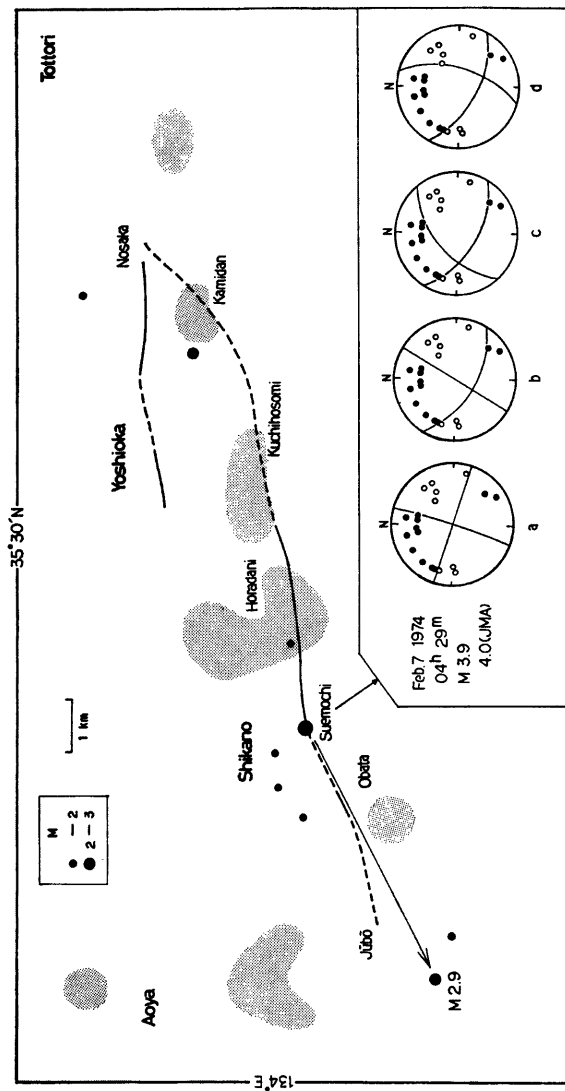


Fig. 4. Epicentral distribution of the earthquakes which occurred during the period from September, 1972 to April, 1976, when the telemetering system was not operated yet. The shaded area shows the seismic regions shown in Fig. 1. The fault plane solutions for the shock of Feb. 7, 1974 are after Tsukuda et al. (1976).

震源の集中域が約 3km の間隔で線状に並んでいるのが確かめられた。また、この集中域と地形の起伏との対応が著しい。

(2) 鹿野断層の西部と東部では活動の形態がまるで正反対である。西部では比較的大きな地震が単発的に発生し、しかも震源が順次移動するのが認められるのに対し、東部では小さな群発地震を起すことが多い。

(3) 発震機構のパターンの分布をみると、地殻内にはほぼ共通な発震機構をもつ 3~5km あるいはもう少し大きな領域が形成されているように想像される。そして、地殻内の地震発生の場合、ある単位の大さきによって区分けされており、媒質がいわゆるブロック構造をなしていることがこの発震機構の分布や地震集中域の分布からうかがえる。

さらに、以上の結果とテレメータ化以前のデータの中で1974年頃を中心とした過去の地震活動とを比べ、次のような結果を得た。

(4) 鹿野断層東部では現在形成されている地震集中域には、過去にも地震が発生しているが、西部では現在の活動域とは別の所で地震があり、鹿野断層に沿うこの地域では交互に地震集中域が形成されるようである。

(5) 最近6~7年間に1974年と1977年に活動のピークがあった。この2回の活動では、(4)で述べたように震源は相補的な位置を占めているが、いずれも震源が西方へ移動したことや、発震機構がほぼ共通であることなど、この地域に特有と思われる地震発生の様式が認められる。

Appendix

震源決定の精度について

本文中で示された地震の震源は半無限一様媒質の仮定のもとに4観測点のP timeを用いて決められたもので、いわば第1次近似の結果である。もっと近似を高めたらこの第1次近似解がどれくらい変わるか、また第1次近似解がどの程度有効であるかをこれから調べることにする。

第1次近似で採用した方法は次のとおりである。まず、均質な半無限の媒質が存在し、その中のP波速度が与えられている。次に、媒質の表面(これを水平面にとる)には4カ所に観測点が配置され、地震波(P波)の到着時刻が記録されているものとする。P波速度 V_0 、観測点の水平座標 (x_i, y_i) , $i=1, 2, 3, 4$ 、さらにそれらに対応したP波の到着時刻 t_i , $i=1, 2, 3, 4$ 、をあるブラックボックスへ入力すると、震源の座標 x, y, h と発震時刻 t が出力される。この方法では特殊な場合(解が不定になる)を除いて一意の解が得られるし、手続き(ブラックボックス)も非常に簡単である⁹⁾。

震源決定というのは一般に、①媒質のパラメータ ②観測点の位置 ③地震波到着時刻といった3種類の要素を与えて、時間と空間の関係から震源要素 x, y, h, t を求める手続きのことである。上に述べた第1次近似の方法では、①については V_0 という1つの値で表現され、②については1平面上の点、③については4個のデータということで非常に単純化されている。ブラックボックスの中の様子を変えると入力すべき3要素の内容も変わる。近似を高めるには結局、人力のパラメータの数を増やすことになるが、それにとまってブラックボックスの中身も複雑になる。

人力の要素はそれぞれが測定値ないしは推定値であるから、ある程度の不確かさを伴っている。震源決定の精度というのはそのような不確かさ(誤差)に依存する部分と、今まで述べてきた近似の度合いによる部分がある。前者は震源の相対的な位置関係についての議論に有効で、後者は絶対的な位置を議論するとき不可欠である。

人力要素の種類やブラックボックスの内容を変えないで、人力のパラメータの値にバラツキを与えて出力の震源要素の変化を調べることにより震源の相対位置の関係、例えば近接する2つの震源の距離が正確かどうかを推定できる。この方法の1つの例が佃他(1977)⁹⁾に述べられている。同じやり方を本文で取り上げた事例に適用してみよう。4観測点のP timeにそれぞれ $\pm 0.02\text{sec}$ の誤差が含まれているとすると、各P

time の差には $\pm 0.04\text{sec}$ の誤差が伴う。その場合、鹿野断層の例えば口細見付近の地震に対しては、震央の誤差はだいたい $\pm 200\sim 400\text{m}$ 、深さは $\pm 1\text{km}$ ぐらいである。むしろ時刻精度がもっと高い地震については震源の精度ももっとよいが、今の場合、平均すると上のような誤差の値が妥当である。

観測点の位置の座標は5万分の1の地形図から読み取って決定したもので水平距離 $\pm 50\text{m}$ 程度の誤差が予想されるが、どの地震についても同じ値を用いているので、得られた震源要素の絶対値はともかく、相対的な値にはたいして不都合は生じない。この誤差は地震波の到着時刻の誤差に置き換えて考えることもできる。P波速度を 5.5km/sec とすると 50m の誤差は 0.01sec となり、これぐらいの変化はだいたい数 10m の震源位置の変化しかもたらさない。

第1次近似では観測点は同じ水平面上にあった。今度は観測点の高さを導入してみよう。鳥取微小地震観測所の観測点のうち鳥取観測点は他に比べ 200m ほど低い。この高度差をP timeの差に置きかえると、速度を 5.5km/sec として 0.036sec となる。このとき震央や震源の深さはそれぞれ約 100m ぐらいしか変化しない。

次に、媒質が一樣ではなく深さとともに地震波速度が大きくなるような構造の場合を考える。倉吉・花房爆破で得られた構造⁷⁾と、第1次近似で求められた震源要素をもとに、走時のO-Cを調べることにする。鹿野断層中央部付近の地震の場合、最大 0.04sec ぐらいである。この程度のP timeの変化によって震源は震央が数 100m 、深さが $1\sim 2\text{km}$ 変わる可能性がある。ただ、鹿野断層中央部付近は、鹿野(SN)と鳥取(TT)間および倉吉(KY)と智頭(CZ)の間のほぼ中点に位置し、地殻構造がどうであれ、震央に関してはかなり正確に決定できる。したがって、鹿野断層と震源分布の対応の議論の際に必要な精度を確保するのは容易である。洞谷や口細見付近の地震に関しては、震央の絶対的精度は $\pm 500\text{m}$ より高いものと推定される。しかし、深さについては、速度構造に強く依存するので、約 2km ほどの絶対誤差を覚悟する必要がある。第1次近似の場合、P波速度を 0.1km/sec だけ変化させると深さ $0.5\sim 1\text{km}$ 変わる。その際、速度の増加に対し深さも増加する。

最後に、観測点の組合せによって、震源の位置がどの移度異なるかについて述べる。倉吉(KY)、鹿野(SN)、鳥取(TT)、智頭(CZ)の4観測点の組をa, KY, TT, CZ, MZ(三日月)の組をbと名付けて、これらの組の間の違いを調べることにする。これ以外の遠い観測点を用いるとすれば精度が著しく落ちるのは当然である。簡単のため半無限一様媒質の仮定(第1次近似)のもとに計算する。鹿野断層の西部や東部で発生したいくつかの地震について震源決定を試みたところ、bの組はaに比べ、震央はほぼ南の方へ約 $300\sim 500\text{m}$ の地点へ偏移し、深さは $1\sim 3\text{km}$ ほど浅く決るという傾向が見い出された。

参 考 文 献

- 1) 津屋弘達：鹿野・吉岡断層とその附近の地質一昭和18年9月10日鳥取地震に関する地質学的観察一、地震研究所彙報, Vol. 22, 1944, pp. 1-31.
- 2) Omote, S.: Aftershocks that accompanied the Tottori earthquake of Sept. 10, 1943, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 33, 1955, pp. 641-661.
- 3) 尾池和夫：微小地震の時空分布と活断層, 地質学論集, 第12号, 1976, pp. 59-73.
- 4) 佃 為成・中尾節郎・岸本兆方：鳥取地方の最近の地震活動について, 京都大学防災研究所年報, 第19号B, 1976, pp. 1-12.
- 5) Tsukuda, T.: Microearthquake waveforms recorded at Tottori Microearthquake Observatory and their relation to hypocentral distributions and the upper-crustal structure, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 26, Part 1, 1976, pp. 17-55.
- 6) 佃 為成・中尾節郎：鳥取微小地震観測所の観測網による震源決定の精度について—4観測点のP timeを用いた場合—, 京都大学防災研究所年報, 第20号B, 1977, pp. 47-58.
- 7) Hashizume, M., O. Kawamoto, S. Asano, I. Muramatu, T. Asada, I. Tamaki and S. Murauchi: Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Ku-

rayoshi and the Hanabusa explosions, Part 2. crustal structure in the western part of Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 44, 1966, pp. 109-120.