

近畿地方西部における微小地震活動について

岸本 兆方・橋爪 道郎・尾池 和夫

On the Seismicity of Microearthquakes in the Western Kinki District

By Yoshimichi KISHIMOTO, Michio HASHIZUME and Kazuo OIKE

Synopsis

Observation of microearthquakes in the western part of Kinki District has been carried out at 5 stations attached to the Tottori Microearthquake Observatory. Epicenters of about 200 earthquakes for about one year since August, 1964 were determined, giving a particular pattern of distribution. The areas in which the earthquakes occur frequently are separated in a complicated manner but sharply from the areas where earthquakes seldom occur.

Magnitude of these earthquakes were distributed from -1 up to more than 2 .

The distribution of direction of the first P motion shows a definite pattern for almost all the earthquakes. This pattern coincides well with that of earthquakes with larger magnitude in this district.

1. 序

鳥取微小地震観測所においては、主として近畿地方北半部（主として滋賀・京都・大阪・兵庫の諸府県及び鳥取・岡山両県の東部）における微小地震活動の観測・研究を行なっている。そのうち、鳥取微小地震観測所直轄の観測網は、主として京都府北部以西の部分を取扱い、高槻支所管下の観測網は専ら京都・大阪附近の微小地震活動の研究を行なってきた^{1) 2) 3)}。この論文においては、鳥取微小地震観測所直轄の観測網において、最近の資料によって明らかにされた近畿地方西部の微小地震活動について述べることにする。

直轄観測網においては、1964年8月氷上（HM）観測室設置によって、三日月（MZ）船岡（FO）とともに3点観測が可能となり、同年11月大屋（OY）観測室の新設によってこの附近の微小地震活動についてのかなり詳しい取扱いがなされるようになった。前報⁴⁾においては、1964年10月までにおける各観測室におけるP-S分布および8, 9, 10の3カ月に上述の3点によって決め得た震央分布などについて簡単に報告したが、その後1965年6月泉（IZ）観測室の設置によって観測網もより整備され、且資料も現在までかなりの量に達したので、今回は、前回取扱った資料をも含めて、昨年（1964）8月より本年（1965）6月までの資料につき、P-S分布・振巾分布・震央分布・Magnitudeおよび発震機構に関してやや詳しい解析を行なった。現在の観測網をFig. 1に示す。各観測室における地盤計システムの総合周波数特性はFig. 2に示す通りであって、最高感度は10c/sにおいて記録紙上1cmが400 μ kineに相当する。その他観測所及び観測方式についての詳細は前報⁵⁾に述べた通りである。

2. 震央分布

先ず最初に大体の震源分布の様子を知るために、各観測室におけるP-S分布を作る。Fig. 3(a)~(d)に、三日月・船岡・氷上・大屋各観測室における月毎のP-S分布、及び総計のP-S分布を示す。各観測

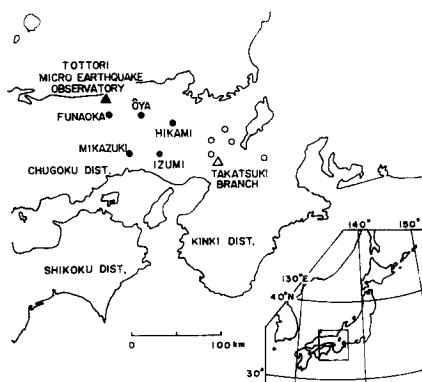


Fig. 1 Network of the Tottori Microearthquake Observatory.

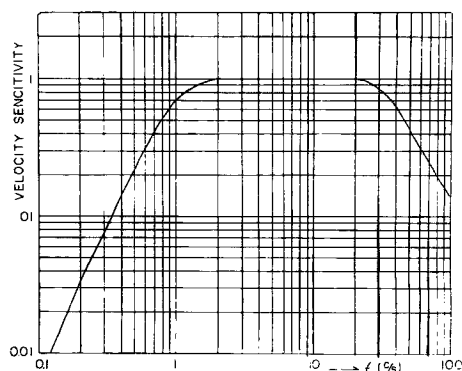


Fig. 2 Frequency response curve of the seismograph system in both-log scales. The ordinate representing velocity sensitivity is of arbitrary scale.

所により観測期間が異なっているが、最も長期間の観測を行ってきた三日月においては、1965年6月までで1年半の資料が蓄積され、三日月を中心としたP-S分布の変化の有様はかなりくわしく見ることができ。これらの図から、先ず毎月のP-S分布が、各観測室について大体においてそれぞれに特有な形を持っていることが判るが、これは前報⁶⁾にも述べたように、今問題としている地域・和歌山地域・中国・四国東部などにおける地震活動と対応させるならば、よく説明できるものである。

月毎の分布は、peakの位置やその大きさが月によって少しずつ変わっていることがあるが、これはある特定小地域での地震活動の消長によるものであることはもちろんである。しかし、あまり系統的な変化の様式といったものは見られないので、むしろ全体としてはやはり観測所それぞれの特徴を保っているといった方がよい。時々ある部分のpeakが非常に大きくなることもあるが、これはある場所で群発地震が発生したことによる場合が多い。この最も顕著な例は1965年6月におけるものである。Fig. (a)~(d)を見ると、三日月において2secと8sec、船岡・大屋において4sec、氷上において2secと7secにそれぞれ著しい極大が見られる。これは、この月に、鳥取・兵庫北部県境附近、三日月附近、氷上附近の3カ所に群発地震が発生したことによるものである。このうち、鳥取・兵庫県境附近のものは1カ月近くも続いた極めて顕著なものであった。この群発地震は極めて狭い地域で起ったものと思われる。

全体の地震活動を見るためには、月毎よりも全体のP-S分布図を見た方がよい。Fig. 3(e)に4点における全体のP-S分布を示す。この図では、“定常的”な地震活動の様子を見るために上述の群発地震は除き、5月あるいは4月までの総計が示してある。このようにすると、各観測室における分布の特徴が極めてはっきりする。例えば三日月においてP-S=13~16secにおける著しいpeakは殆ど和歌山地域の頻発地震に由るものであるが、このpeakは他の観測室においても少しずれて現われている。P-Sのもっと短い部分におけるそれぞれのpeakも、くわしく見ればFig. 5に示す震央分布図の震央密集地域に対応することがわかる。4観測室をくらべて見て特に興味のあることは大屋においてP-S<3secの地震が際立って少ないことである。すなわち図に示した6カ月間に僅か数個しかないが、これは全体の観測地震数に比して極めて少なく、大屋の附近には殆ど地震の発生しない地域が存在することを意味する。事実Fig. 5を見れば、大屋の囲りに大きな空白地帯が存在することがわかるが、このことについてはこの節でもう一度述べることにする。

次にこれらの地震のうち3点以上で記録されたものについて震源位置の決定を試みた。観測網から離れる

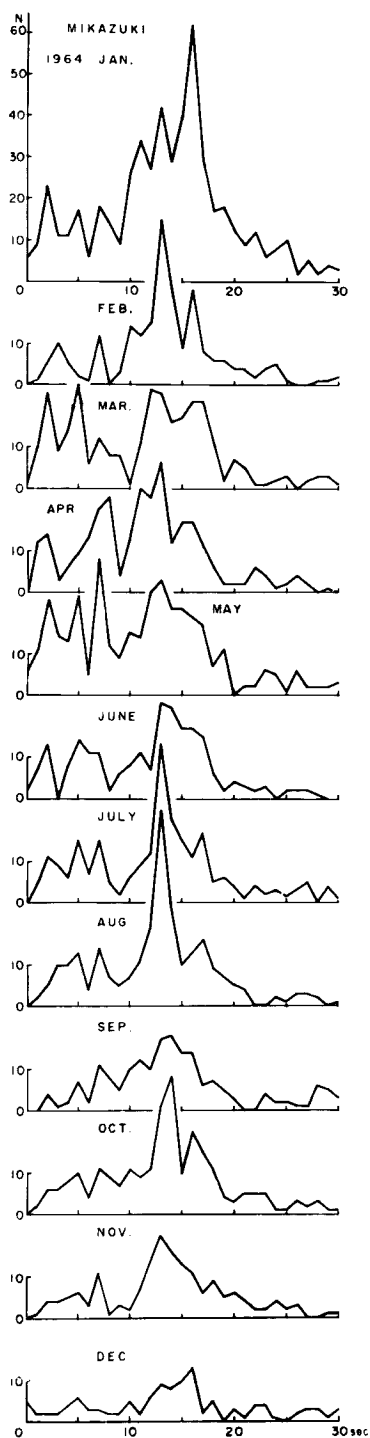
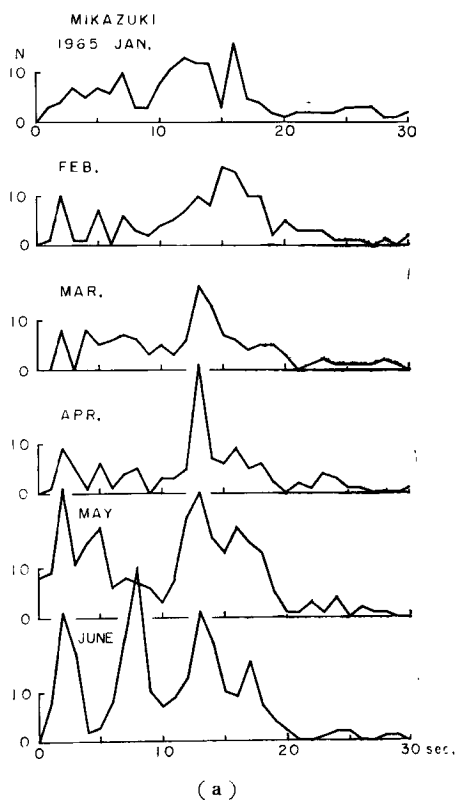
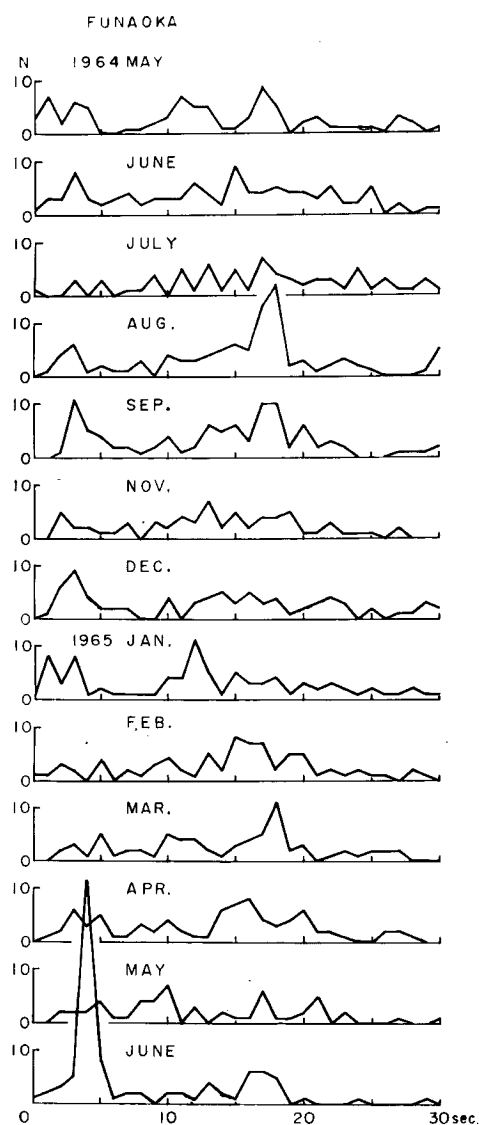


Fig. 3 (a)–(d) P–S distribution in each month,
(a) MZ, (b) FO, (c) OY (d) HM
(e) Total distribution at each station.

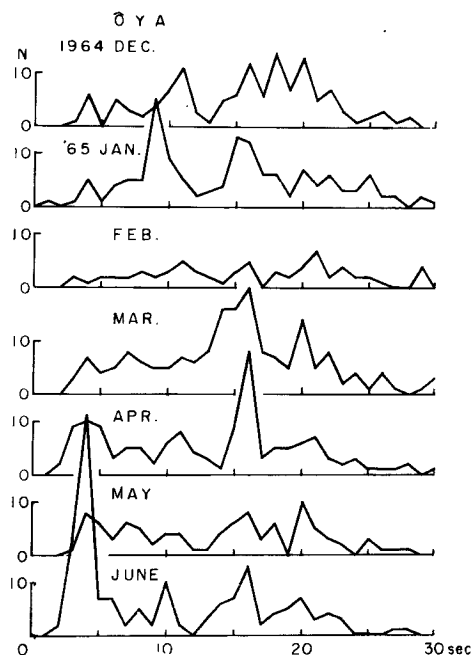




(b)

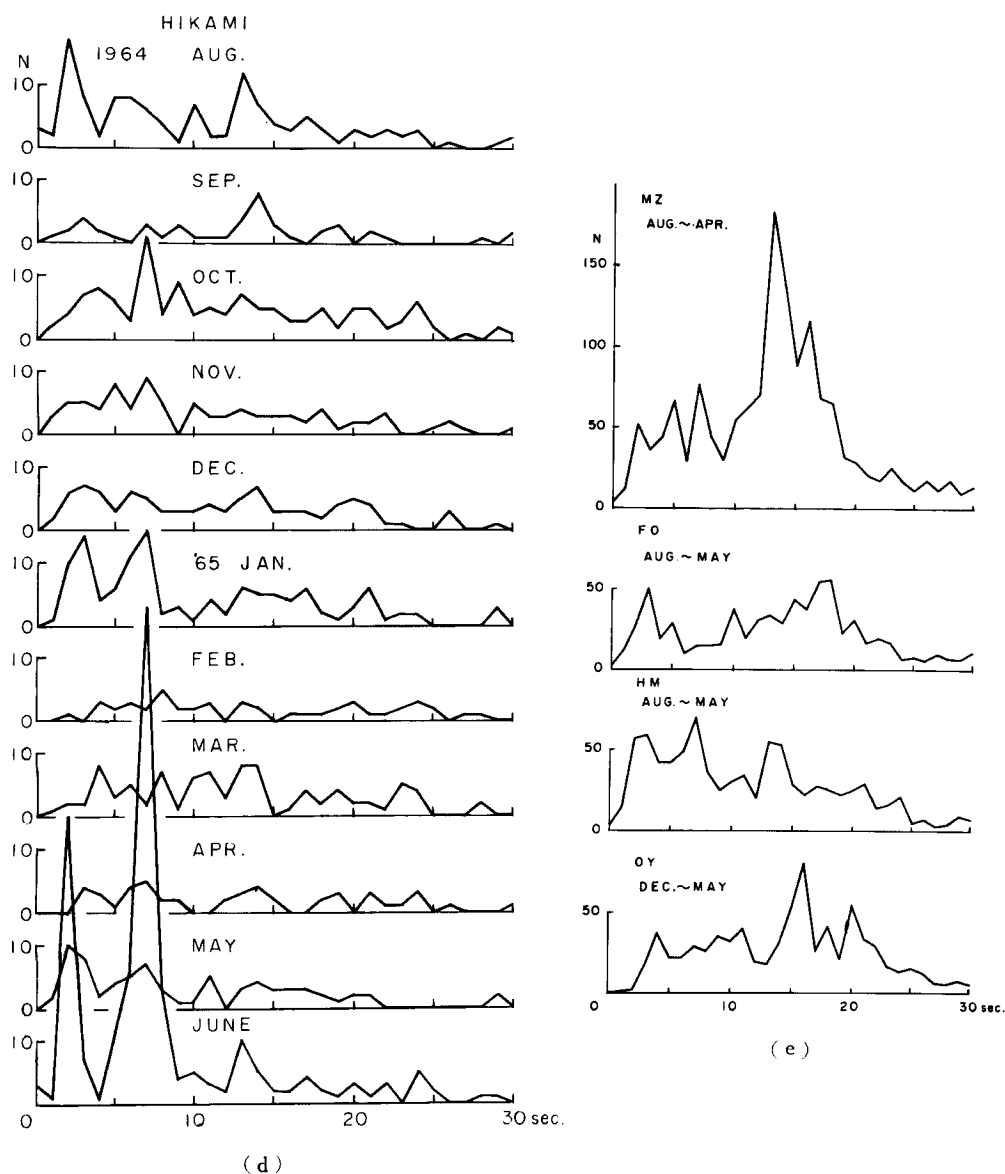
Table 1 Numbers of earthquake epicenters of which were determined.

1964, AUG.	11
SEPT.	6
OCT.	15
NOV.	16
DEC.	16
1965, JAN.	24
FEB.	15
MAR.	16
APR.	15
MAY.	14
JUNE	89 (38)
TOTAL	237 (186)



(c)

に従って震源決定の精度が低下するのは当然であるので、ここでは一応、いずれの観測室においても、 $P-S \leq 15\text{sec}$ の範囲にあり、3点以上で明瞭に記録された地震のみを選び出して、 $P-S$ による図式法によって決めた。その数は、Table 1 に示すように延約10カ月間に合計237例であった。本年6月に数が非常に多いのは、前に述べた群発地震によるものである。その数51例を除けば合計は186例となり、大体1カ月平均20個になる。参考のために、Table 2 に各観測所で観測された $P-S \leq 15\text{sec}$ の全地震数を示してある。震源を決めた地震の数の観測された全地震数に対する割合は、最も多く地震を記録する三日月に対して約15%、最も少ない船岡に対しては約50%にのぼる。



震源決定は次のような手続きによって行なった。ここで問題としている地域の地下構造については、1957～1960年御母衣爆破⁷⁾、1963年倉吉爆破⁸⁾、及び1964年倉吉一花房両端爆破⁹⁾が行なわれ、くり返し精密な決定が試みられた。前報¹⁰⁾においては、御母衣爆破の解析による結果を採用したが、その後の2回の倉吉及び倉吉一花房両端爆破によって、この地域の地殻構造研究は一段の進展を見せた。この両爆破の対象とする地域は、我々の観測網の北半部を含んでおり、その解析によって得られた地殻構造は我々の場合一層適切なものと考えられる。従ってここではその結果に基づき、Fig. 4 に示すような地殻構造を用いた。P-S法を

Table 2 Numbers of earthquakes observed at each station, P-S of which is smaller than 15sec. Numerals in parenthesis show the days of observation in each month.

	1964 AUG.	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	1965 JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY,	JUNE
MZ	180 (21)	224 (30)	155 (31)	108 (30)	65 (31)	101 (31)	79 (28)	92 (30)	79 (29)	193 (31)	212 (30)
FO	41 (30)	51 (28)	33 (30)	42 (26)	47 (30)	57 (36)	35 (28)	34 (31)	42 (30)	34 (24)	77 (30)
HM	92 (21)	38 (14)	87 (31)	61 (26)	65 (31)	87 (31)	—	—	30 (30)	57 (31)	215 (23)
OY	—	—	—	48 (20)	51 (31)	67 (31)	28 (28)	88 (31)	72 (29)	47 (31)	108 (30)
IZ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	197 (18)

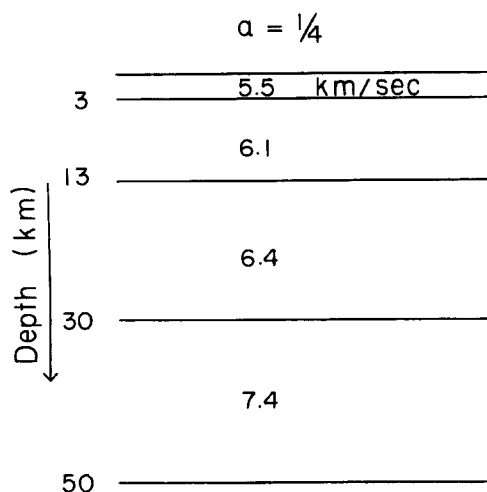


Fig. 4

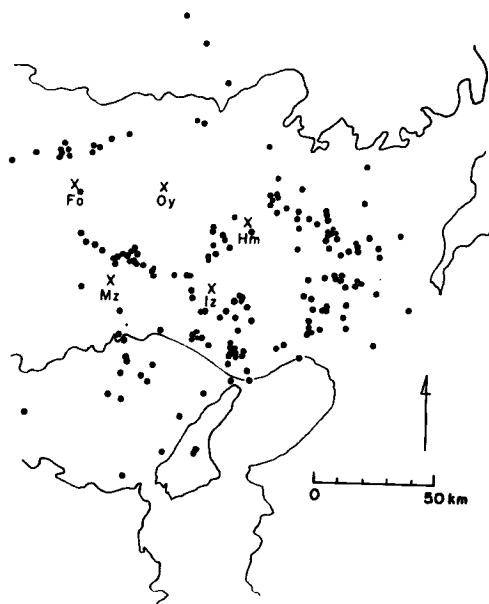


Fig. 5 Epicenter distribution.

用いる場合、特にS波の identification が根本的な問題であるが、この問題も含めて記象の読みの信頼性を確かめるため、普通になされているようにPの発震時とP-Sを両軸にとったグラフを作って記録の再検討を行ない、グラフから非常に外れるものは除外した。この手続やそれから決められるポアソン比の値などについては続報に述べる予定であるが、ここに取上げた殆どすべての地震について、上に述べたグラフはかなりきれいに直線上にのり、しかもその勾配はP-S=0sec から 15sec の範囲でほとんど変化がなく、ポアソン比は $\frac{1}{4}$ としてほぼ間違いないように見える。従ってこの解析では、 $\sigma=\frac{1}{4}$ とし種々の震源の深さについての $d \sim P-S$ 曲線を計算した。

Fig. 5 にこのようにして決められた震央分布を示す。この方法によると、震央はかなりよい精度で求められたが、深さの決定にはなおかなりの問題があるように思われる。震源の深さの決定は、どのような方法

によるにしても未だ未解決の問題を残していることは周知のことであるが、我々の場合もはっきりした震源の深さの分布を得るまでに到らなかった。従って、この問題は続報にゆずり、ここでは震央分布を示すに止める。この場合震央決定の精度は観測網に近接した震央については $\pm 2 \sim 3 \text{ Km}$ 程度であるが、遠くの震央については $\pm 5 \text{ Km}$ 以下と考えられる。しかし、いずれにしても **Fig. 5** に示される震央分布は大勢としてはあまり変化せず、すぐ後に述べるような震央分布の特徴は恐らくそう変化しないであろう。

Fig. 5 の震央分布には多くの特徴が見られる。先ず、このようなかなり狭い地域についても、地震の起り易い場所と起りにくい場所とがかなり截然と分れていることは興味深い。地震の起りにくい場所のうち、大屋（OY）を中心とした半径 $25 \sim 30 \text{ Km}$ のほぼ円形の部分は最も顕著である。勿論ここで震央決定を行なった地震は観測された地震の一部であって、特にMの比較的大きいものについてであるから、これをもって直ちに全地震についての seismicity map と考えることはできない。しかしここで、**Fig. 3 (e)** に示した P-S 分布を対照して見ると、前に述べたように、大屋においては $P-S < 3 \text{ sec}$ の地震は6カ月間を通じて10に満たないのであるが、 $P-S = 3 \text{ sec}$ に相当する震央距離は深さ0の場合ほぼ上述の円周の半径に対応するのである。このことから考えても、**Fig. 5** に示した震央分布図は、この地域の全体の地震活動をかなりよく表わしていると考えてよさそうである。この他、地震の発生に非常に少ない地域として、兵庫県の西部から岡山県東部にかけての地域（FO・MZを結ぶ線の西側）、HM・IZを結ぶ線の東側にある篠山を中心とした部分などが目に付くところである、見方を変えれば、これらの地震の発生しにくい地域の間を縫って、帯状あるいは塊状の地震発生地域が存在すると云うこともできよう。

地震がかたまって発生する地域もいくつかに分けることができる。船岡（FO）の北側にほぼ東西に延びる地域があるが、これは昭和18年の鳥取地震の余震域とほぼ合致し、更に東へ、昭和2年の丹後地震の震源域へと延びるように見える。これはいわゆる内側地震帯に属する大地震の震源域において、微小地震活動がなお続いており、且それらの2つの震源域の間に何らかの関係があることを暗示しているように思われる。FOからMZの近くを通りHMに到る部分は、今述べた内側地震帯と連結して、OYを中心とする地震の起らない円形地域の囲りを環状に取り巻いており、極めて特徴的な形をしている。前に述べた鳥取・兵庫県境附近の群発地震も丁度この環の上に起ったものである。微小地震活動という観点に立って見ると、**Fig. 5** に見られるように、大地震の発生する内側地震帯も、又大地震の発生しない以南の地域も一つながりのように見えるのは面白いことである。これら両者の地域はしかし、大地震発生の有無という大きな違いを持っているわけであって、この違いが果して微小地震活動という面で現われるか否か、もし現われるとすればどのような形をとるかという問題は、微小地震による地震予知方法を可能にする上で大切な問題である。更にHMの北東から南東に向けて拡がり、後南西に向きを変えて大阪方面にのびる一群があるが、これは昔から云われている桂川流域の地震とか、岡野・平野¹¹⁾によって研究されている淀川流域の地震などが一群となったものであろう。IZの南方すなわち六甲山塊の西部にも地震の密集地域があるし、又少し漠然としているが、MZの南方瀬戸内海の家島群島附近にも、やや頻繁な地震の発生が見られる。

以上見てきたように、この地方の地震発生は地域的に雑然としたものでなくかなり規則的で、地震の起り易い所と起りにくい所とがはっきり分れていることがわかった。このような、地震発生の地域的分布の有様（もちろん深さを加えた空間分布も早急に確かめねばならぬが）が、いかなる要因によって支配されているか、地球物理学や地質学などの諸分野から追究しなければならない。本論文においてはその一つとして、これらの地震の発震機構の地域性を少しく考えてみる。

試みに以上述べた地震の頻発地域を分けて見るならば、**Fig. 6** に示すようないくつかの小地域に分けることができよう。便宜上これらの小地域に名前をつけるならば下のようになる。

1. 丹波帯
2. 内側地震帯
3. 4 大屋をとり囲く円周上

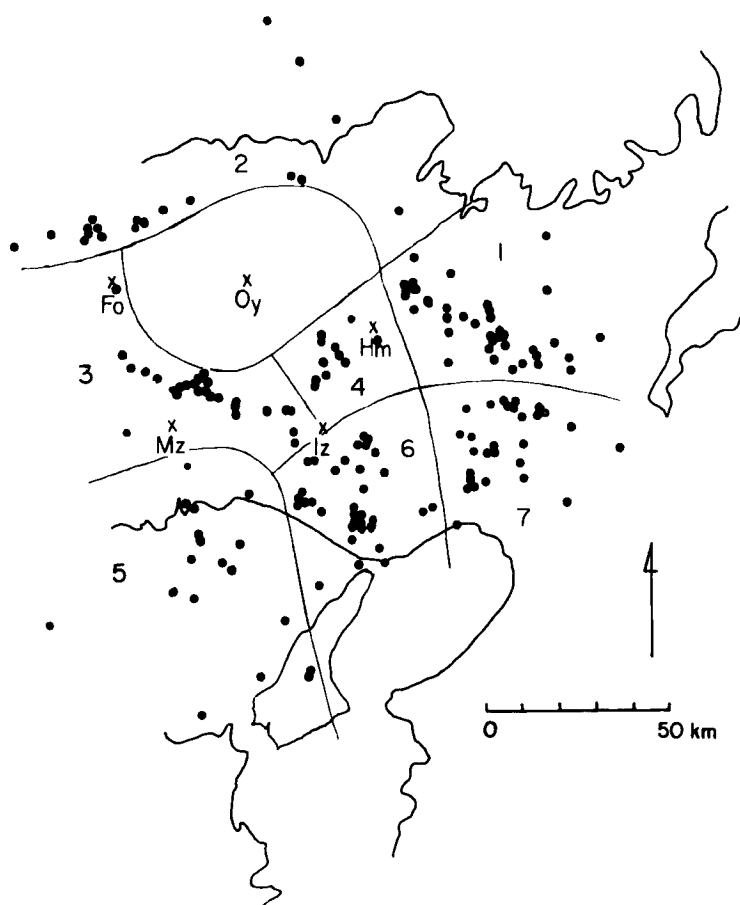


Fig. 6 Geographical division of the district into 7 small areas.

- 5. 瀬戸内海
- 6. 六甲山塊
- 7. 淀川地震帯

もちろんこの分類や命名は便宜的なものであって、震源の深さの考慮は先ず必要であるが、以下においては一応この地理的分類に従って、それぞれの小地域内の地震の大きさ、発震機構などを見ることにする。

3. 振巾分布及び Magnitude

いわゆる石本一飯田の式

$$N = kA^{-m}$$

における m の値に関しては多数の理論的及び観測による研究がなされている。前報¹²⁾ においては、三日月・船岡・氷上の3観測点における m の値を求めておいたが、今回はかなり多くの資料が蓄積されたので、上記3点及び大屋の4観測点における m の値を求め直してみた。Fig. 7 はその結果を示す。4観測点とも殆ど等しい値を示し、 m の値は2.0という結果を与えた。この値は、今まで定常的に発生する地震や大地震の

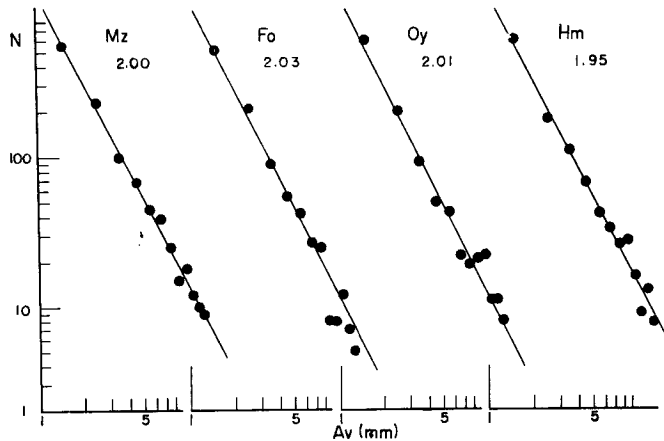


Fig. 7 Maximum amplitude distribution, in which the abscissa denotes the maximum trace amplitude in mm, and the ordinate the number of earthquake.

余震群などについて与えられているものとはほぼ一致する。

この図は、各々の観測室において記録されたすべての地震についての集計であるから、上の一致はむしろ当然と思われるが、更に詳しく地震活動の特徴を掴むためには、前節で述べたようないくつかの微小地震密集地域について、それぞれの m の値を求めて見る必要があるであろう¹³⁾。しかし現在の所ではそのような取扱いをするには尚資料不足であって、信頼できる統計結果を得ることはむづかしいので、この問題は更に資料の蓄積を待たねばならない。

微小地震とは「地震予知計画研究グループ」¹⁴⁾によれば $1 < M < 3$ と定義されており、 $M < 1$ の地震は極微小地震と呼ばれるが、今震央を決めた約190例の地震がどの程度の Magnitude を持つかを次に考えて見よう。Magnitude の計算には、村松によって与えられた、速度振巾を用いる式¹⁵⁾、

$$M = 1.25 \log V + 2.5 \log r + 1.0$$

を用いた。ここに V は速度振巾 (kine), r は震源距離 (km) である。現在の場合、震源の深さが求められていないので $P-S$ を代用し、大森係数 $k=8$ と仮定して震源距離に換算した。こうすることによってもそれ程大きな誤差は生じないと思われる。前報¹⁶⁾において、最大振巾の距離による変化は、震央と観測点の位置関係によって各小地域毎に特有の形をとることが知られたので、本論文においても、前節に述べた7つの小地域毎に最大振巾の減衰を調べてみた。

現在5観測室のうち、三日月、大屋 (1965より。それ以前は船岡) の2観測室において3成分観測、他の3点においては上下1成分観測を行なっている。Magnitude を求めるために上下動振巾を、上下・水平の合成振巾に直さねばならない。そのため長期間3成分観測を行なった三日月・船岡の2観測室につき、上下動と水平動の振巾比を調べた。Fig. 8 (a), (b) にその結果を示す。船岡においては、震央地域、 $P-S$ によらず、比の値は約2と考えられる。三日月においては、比の値が2~10程度に大きくばらつき、その平均の値も4程度になりそうである。これがいかなる理由によるのかはわからないが、ここでは、一応よい一致を示す船岡の値を採用し、水平動/上下動の比を2と仮定した。

このようにして各区域毎に最大振巾の減衰を示したのが Fig. 9 (a)~(g) である。ここで、縦軸は最大速度振巾、横軸は $P-S$ であり、それぞれの Magnitude に対する減衰曲線が点線によって示されている。一部の区域では、ふくそうを避けるため一部の地震しか示されていないが、大体似たような形をとると考えてよい。これらの図を見ると、前報で述べた、地域毎の減衰の特異性はやや判然としなくなったように見えるが、やはり大体において各地域それぞれの特徴を持っているようである。

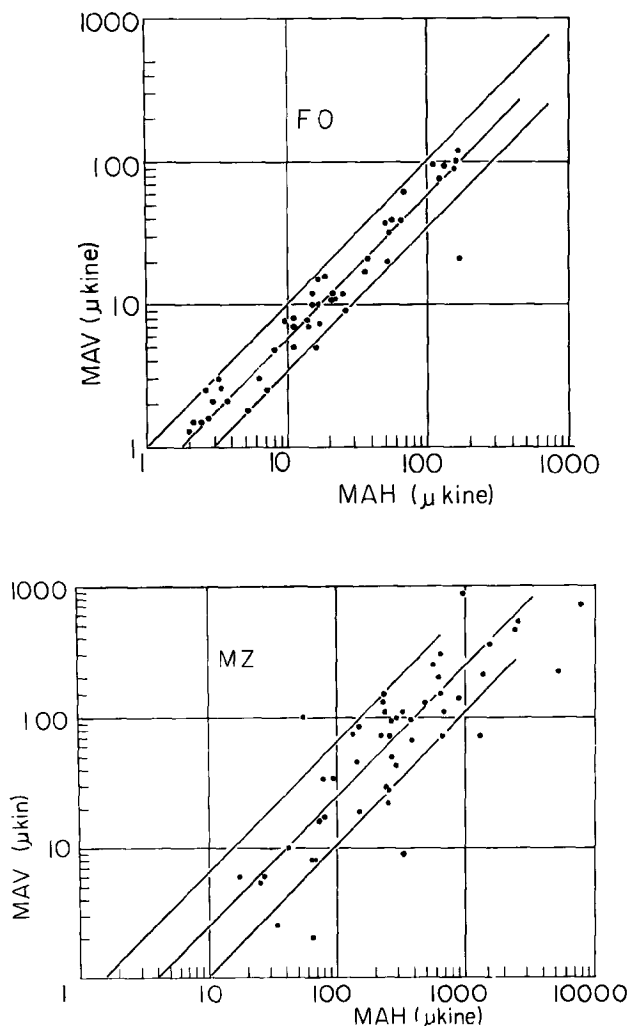


Fig. 8 Ratio of the maximum amplitude of vertical component to the horizontal.

例えば、地域1, 2, 4などはかなりなめらかな減衰を示すが、6, 7などの地域では減衰曲線はかなりジグザグになる。これは特定の観測所が距離に比して振巾が大きすぎるか、その逆かで起るわけであり、主として地震の発震機構と観測所の位置との相互関係によるものであろうと思われる。次節で述べるように、各小地域内での地震は殆どすべてが同一の発震機構を有していると思われるので、それによって発震機構の影響を除くことは可能であろう。しかしそのためには、最大振巾を与える位相の種類及び発震機構の型を決めねばならないが、現在まだ結論を得ていないので、ここではさし当り **Magnitude** の大体の値を求めるに止める。区域1, 2, 3, 4などではかなり正確に **Magnitude** を決めることができる。区域6, 7などでは極端に不合理なものを除き、他は大体の減衰曲線を目安で引いて決めた。このようにして決めた **Magnitude** の分布を **Table 3** に示す。ここでは便宜上 **Magnitude** の級間を $\frac{1}{4}$ とし、最もよく合うものをとった。残念なことには、現在用いている観測方式では約1000 μ kineで saturate するため、それ以上の速度振巾を測定

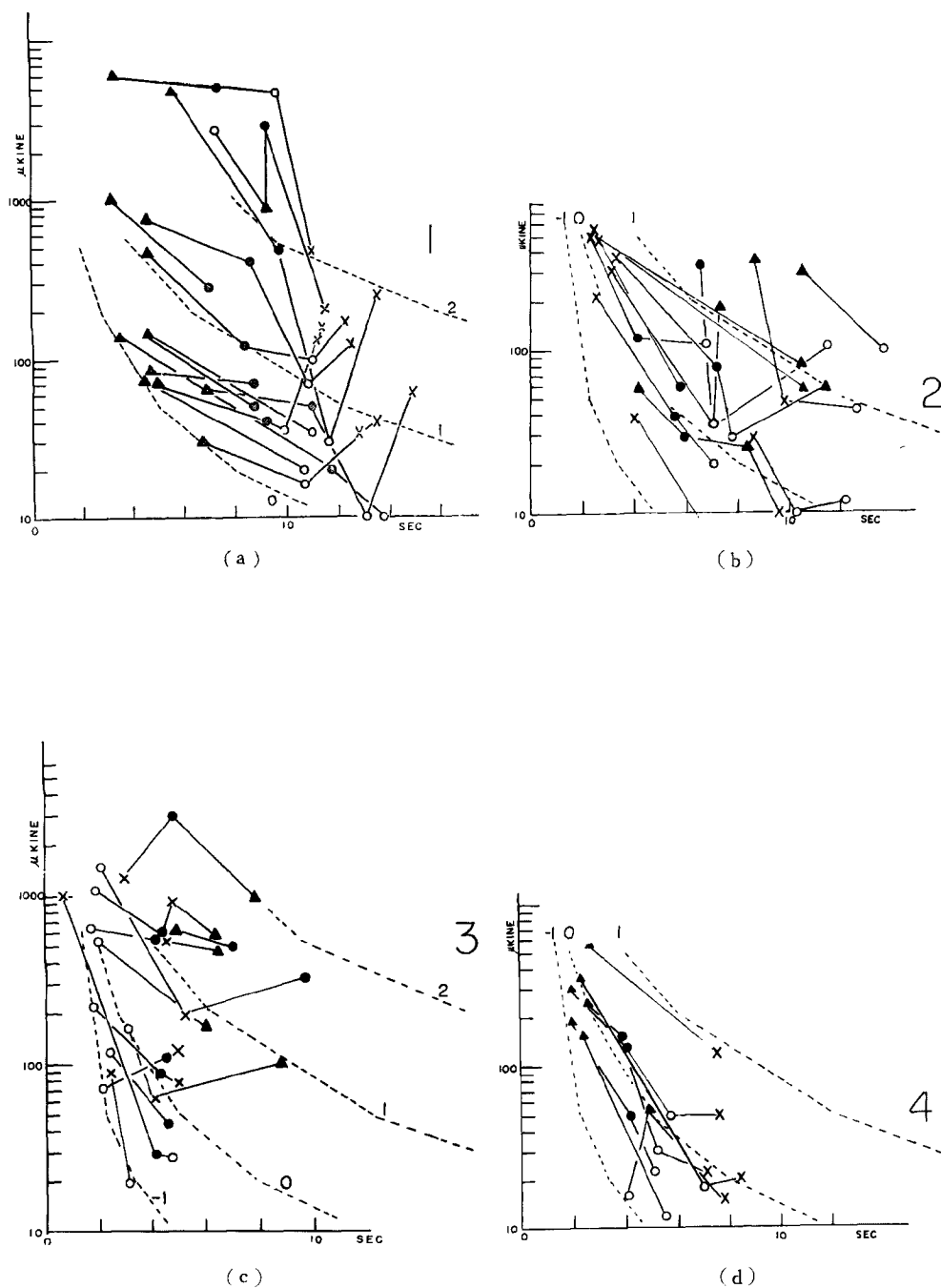
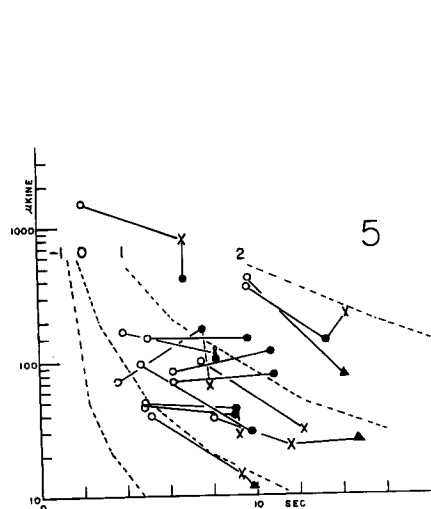
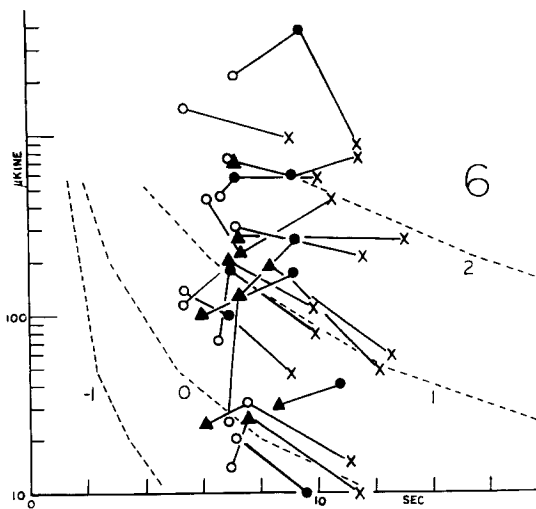


Fig. 9 Attenuation of maximum amplitude.

(a) to (g) correspond to the small areas 1 to 7 in Fig. 6, respectively.



(e)



(f)

することができない。これは図によって判る通り、 $P-S=10\text{sec}$ 程度で $M=2$ の地震の速度振巾に相当する。従って今問題としている程度の震央距離の範囲では、 $M>2$ の地震の Magnitude を正確に決めることはできないことになる。このことは、微小地震として定められているもののうち Magnitude の大きい部分の相当な数が正確に捉えられないことを意味する。従って正確な AGC をかけるとか、少し感度の低い地震計を併置するとかが望まれる。なお Table 3 に示した Magnitude 別の地震数 N と対応する

Magnitude M との関係論ずるまでには到らないが、将来この方面からの研究も必要である。

Table 3 によれば、Magnitude のかなり小さなもの（極微小地震に属するものまで）が含まれていることがわかる。例えば、観測網の近辺ならば、現在の観測網によって $M=-1$ 程度まで震源決定が可能であることを示している。ここで Fig. 7 に示した最大振巾の分布を見ると、記録上振巾 1 mm まで直線上に載っていることが判るが、これは大体 $40\mu\text{kine}$ に相当し、 $P-S=2\text{sec}$ では大体 $M=-2$ に相当する。従って Fig. 7 から得られる石本一飯田の関係も、この程度の Magnitude まで成立っていると考えてよからう。

最後に、Magnitude を入れた震央分布を示したのが Fig. 10 である。どの小地域においても、種々の Magnitude の地震が起っているようである。

4. 発 震 機 構

微小地震研究における重要な方法の一つはこれらの地震の発震機構を明らかにすることである。微小地震

Table 3 Numbers of earthquakes with respective magnitude.

M	N
— 1	1
— $\frac{3}{4}$	0
— $\frac{1}{2}$	5
— $\frac{1}{4}$	3
0	17
$\frac{1}{4}$	16
$\frac{1}{2}$	32
$\frac{3}{4}$	25
1	25
$1\frac{1}{4}$	19
$1\frac{1}{2}$	18
$1\frac{3}{4}$	8
2	12
< 2	12
	193

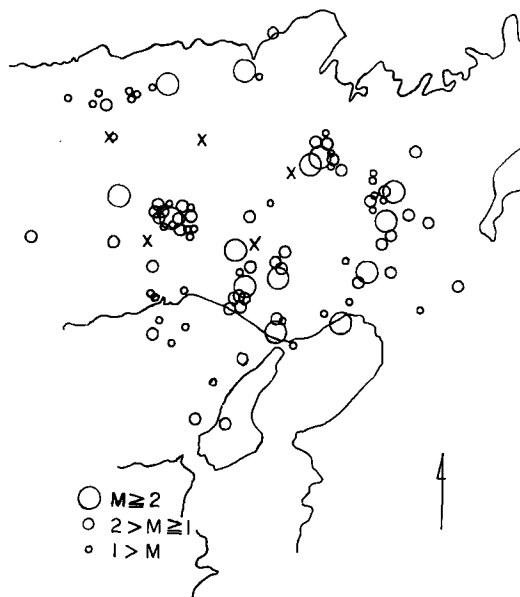


Fig. 10

の発震機構を調べて、これらの地震の発生を起す起震歪力がどのような状態であるかを調べ、更にそれと、もっと大きい地震（いわゆる大地震に到るまでの）の発震機構との間の関連を明らかにすることは、微小地震と大地震の性質についての重要な知識を与えるであろう。この節の議論については、ひき続き発行される *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ.* に詳しく述べる予定であるから¹⁷⁾、ここでは簡単に述べておこう。

第2節で述べた7つの地域は、震央の地理的分布から見て地震が密集して起っている場所であるからそれ

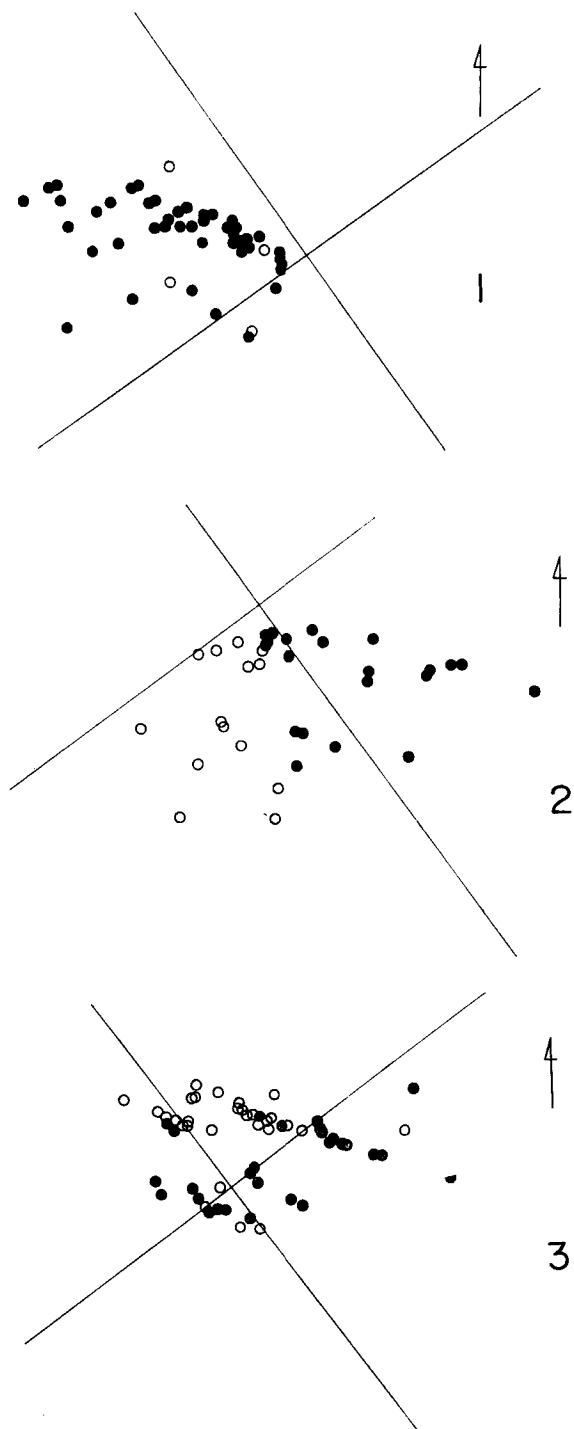


Fig. 11 (a) Distribution of direction of the first P motion. The areas 1 to 3.

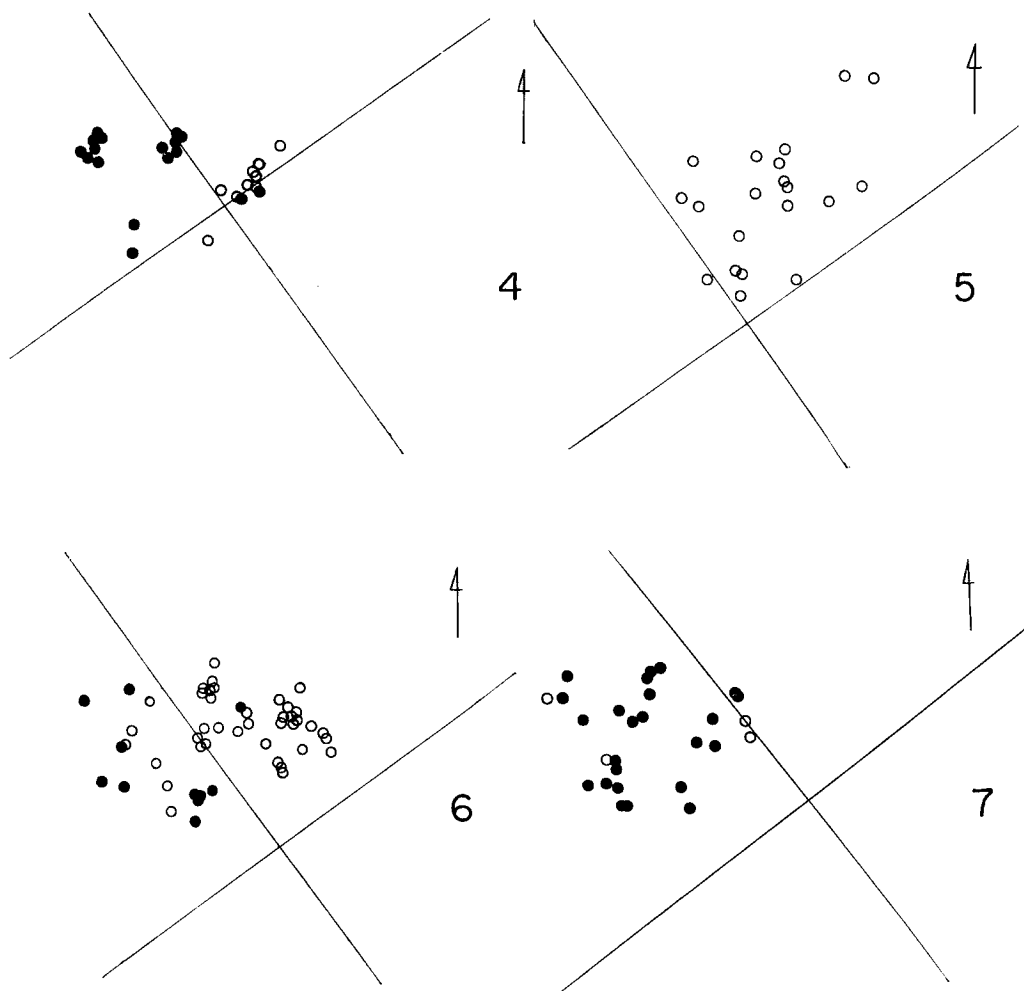


Fig. 11 (b) Distribution of direction of the first P motion. The areas 4 to 7.

それぞれの区域に属する地震は相互に何らかの関連を持つと考えられる。従って、まず各区域毎の地震の発震機構を調べて見ることにしよう。今の場合、観測点の数が少ないので、一つ一つの地震の震央を方位をそのままにして重ね合わせる方法を用いる¹⁸⁾。このようにして、各区域毎にP波の押し引き分布の重ね合わせを行なったのが Fig. 11 (a), (b) である。各々の図に書き入れてある節線は、すぐ後に述べるように7区域すべてを重ね合せた図から決められたものである。Fig. 11 (a), (b) の7区域を見ると、少しの例外を除き、各区域での押し引き分布はかなりきれいに分けられるように見え、しかも押し引き分布の方位が各区域を通じてあまり変わらないようである。そこで7区域すべてを重ね合せると Fig. 12 が得られる。この図においても、押し引き分布はかなり截然と分かれており、図に示してあるような震央を通る2本の直交節線を引くことができる。すなわち、今問題とする地域の微小地震は、各地震密集区域を通じて殆どが同じ押し引き分布を持っており、且それらはいわゆる4象限型であって、その主圧力の方向はほぼ東西であることがわかった。

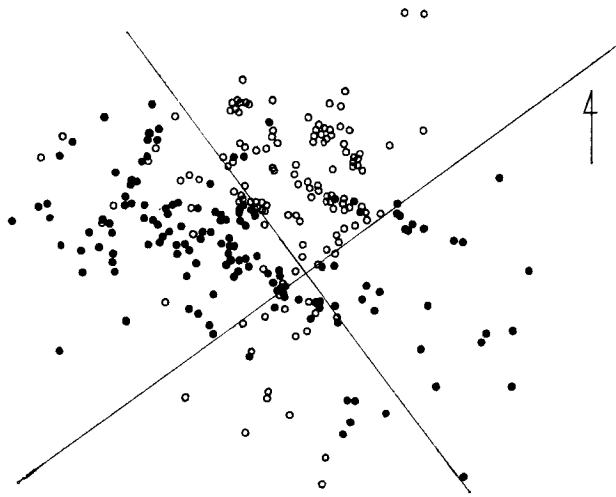


Fig. 12 Summed-up distribution of direction of the first P motion.

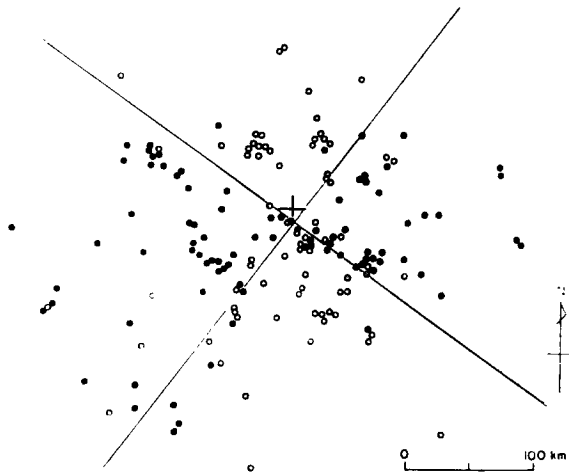


Fig. 13 Distribution of direction of the first P motion in case of larger earthquakes.

この地域に起るもっと大きい地震の発震機構を調べるため、1957年1月—1964年2月の期間において、「地震月報」及び「大阪管区地震月報」から、この地域の地震を選び出して同じ方法を適用した。ここに用いられた地震の Magnitude は4～6程度と思われる。Fig. 13 はその結果を示す。上述の微小地震の場合と同じく一定の押し引き分布の様式を持ち、主圧力の方向はやはりほぼ東西である。Fig. 12, Fig. 13 の両図から、この地域の地震は Magnitude の極めて広い範囲—恐らく0～6程度—にわたって、起震歪力の方向は一定でほぼ東西であるという興味ある結果が得られる。

さて再び Fig. 11, Fig. 12 に戻って細かく検討すれば、押し引き分布 (Fig. 12) にいくつかの不規則性が見られるが、これは Fig. 11 を参照すれば、主として区域2及び6の2つの区域に由来するものであること

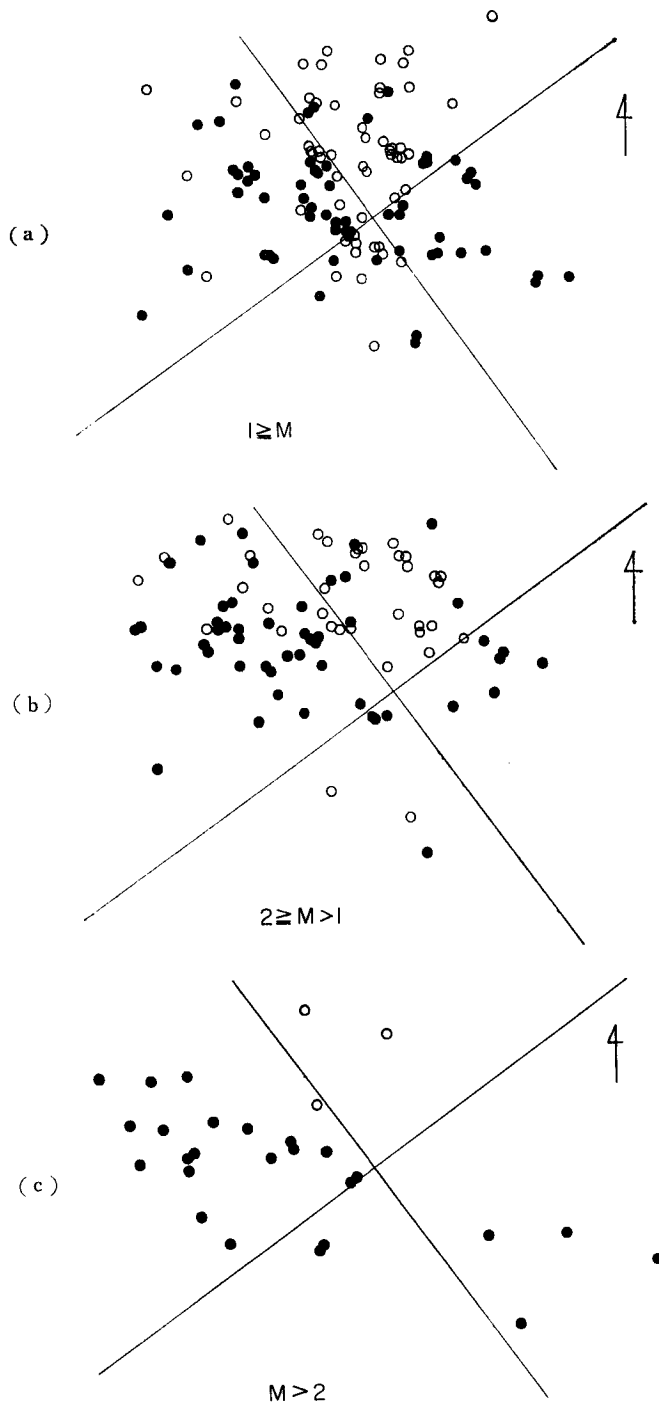


Fig. 14 (a)–(c) Distribution of direction of the first P motion in respective ranges of magnitude.

がわかる。区域2の内側地震帯区域においては、Fig. 12 から決めた2本の節線はやや不適合であつて、時計廻りに少しく回転させる方がよい。このことはこの地方に働く主圧力の方向が他と少し異なることを示すものかも知れない。一方区域6、六甲山塊地域については、押しと引きがかなり入り混つていて他地域程規則的ではない。最後に、Magnitude 別の押し引き分布を示したものが Fig. 14 (a)~(c)である。Magnitude による分布の違いはないように思われる。

以上この地域の微小地震及びより大きい地震のP波の押し引き分布を調べ、両者の主圧力の方向の一致を知った。しかし、種々の震源の深さを持つ地震の発震機構の比較、発震機構の地域的時間的变化、更に Type I や Type II など発震機構の型、の問題などは今後詳しく検討せねばならぬ問題である。

5. 結 語

以上得られた結果を要約すれば以下の通りであるが、この論文において述べた所は、この地域の微小地震研究の緒論であつて、今後詳細に検討すべき問題の一部を提起したと考えるべきであろう。

- (1) この地域の微小地震 ($M \geq -1$ 程度) の震央分布は地震の発生し易い所としにくい所とがかなり載然としており、地震頻発区域は帯状又は塊状をなしていくつかの区域に分けられ、その間にかなり広い無地震地区が介在する。
- (2) これらの地震の Magnitude はかなり小さく、極微小地震の範囲にまで及び、震央を決め得た地震の最低の Magnitude は -1 の程度である。この地域での石本—飯田の式は、 $M = -2$ 程度まで成立するようで、 m の値は 2.0 である。
- (3) この地域の微小地震のP波の押し引き分布は殆どすべて同一の主圧力の方向(ほぼ東西)を持つ4象限型で表わされる。より大きい地震についても殆ど同じ結果が得られるので、この地域では Magnitude の極めて広い範囲にわたって、同じ起震歪力によって地震発生が起ると考えられる。

最後に、この解析における龐大な地震記録の整理・読取に熱心に御努力頂いた矢部征・松尾成光・松村律子・占賀光子・羽倉純子の諸氏、及び煩雑な観測業務をお引受け頂いている三日月観測室屋部光崇、船岡観測室小倉竜一、氷上観測室細見五郎、大屋観測室岡幸男、泉観測室上中善信の諸氏に厚くお礼申し上げる。

参 考 文 献

- 1) 一戸時雄他：鳥取微小地震観測所観測序報，京都大学防災研究所年報，第8号，1964年，109—116
- 2) Y. Kishimoto et al. : Some properties of microearthquakes in the western part of Kinki District (Preliminaries), Special Contributions, Geophys. Inst., Kyoto Univ., No. 4, 1964, 51-62
- 3) K. Okano and I. Hirano : Micro-earthquakes occurring in the vicinity of kyoto (1), Special Contributions, Gophys. Inst., Kyoto Univ., No. 4, 1964, 63-74
- 4) ibid. 1), 2)
- 5) ibid. 1)
- 6) ibid. 1), 2)
- 7) T. Mikumo et al. : Crustal structure in central Japan as derived from the Miboro explosion-seismic observations, Part 2, Bull. Earthq. Res. Inst., 39, 1961, 329-349
- 8) read at the meeting of the Seismological Society of Japan in 1964
- 9) read at the Meeting of the Seismological Society of Japan in 1965
- 10) ibid. 1), 2)
- 11) ibid. 3)
- 12) ibid. 1), 2)
- 13) 例えば，宮村撰三：地震活動と地体構造，地震，第2輯，第15巻，1962年，23—52

- K. Mogi : Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (Third paper), Bull. Earthq. Res. Inst., 1963, 615-658
- 14) 地震予知計画研究グループ：地震予知（現状とその推進計画）1962
- 15) I. Muramatsu et al : Observation of microearthquakes in Mino District in Gifu Prefecture, Central Japan, Journ. Physics of the Earth, 11, 1963, 35-48
- 16) ibid. 2)
- 17) Bull. Disast. Prev. Res. Inst., 14, part 3 (in preparation)
- 18) B. Gutenberg : Mechanism of faulting in Southern California indicated by seismograms, Bull. Seism. Soc. Amer., 31, 1941, 263-302