

## 四国中央部における微小地震活動 (II)

沢村武雄・木村昌三

(文理学部付属高知地震観測所)

### Activities of Micro-Earthquakes in Central Shikoku

Takeo SAWAMURA and Shozo KIMURA

(Kochi Earthquake Observatory, Faculty of Literature and Science, Kochi University)

#### Abstract

The activities of the micro-earthquakes in Shikoku District were investigated in use of the data which obtained for four years from April 1967 to March 1971. The location of the observation points and its systems had been described in the previous paper (I). The hypocenters were determined by the graphic method using the P-S times of the three points and the mean value 7.3 (km/sec) of Oomori's constant.

In the eastern part of Shikoku, the epicenters are almost located in the southern region of the Median Dislocation Line, and a few in the Inland Sea District. The focal depths in the central part of Shikoku, especially in the nets district and its vicinity, are almost shallower than 10 kilometers, but also deeper than 30 kilometers. The focal depths deepen gradually from the Ugurusu observation point toward the Pacific Ocean.

According to the push pull distributions of the first motion of the P waves the earthquakes are separated into the two groups for focal depths. The axes of the main pressure, that is, the directions of the compressive force are excellent in the E-W for the shallow group and reversely in S-N for the deep group.

#### I. ま え が き

微小地震の観測を始めた1967年4月より1971年3月まで、4カ年のデータが得られたのでこれをまとめた。この期間は全国的に大きな地震が多発した1968年を含み、四国の西側、日向灘では同年4月1日にM7.5の地震が発生し、宇和島では8月6日にM6.5の地震が起こり、日向灘ではその後も大きい地震が数回起こっている。四国の内部では同年12月11日に高知県東部でM5.6の地震が起こり、この地方で発生する地震としては大きく、この地震以外にもこの年には比較的大きい地震が起こった。

観測点の位置、地震計の倍率および周波数特性などは変わらず、四国の地質構造および過去の地震活動については、筆者らの前の報告を参照されたい。今回は、1969年12月より3カ月間、高知県長岡郡大豊村粟生(東経133°46.1', 北緯33°47.4', 高さ360m)で臨時観測を行ない、常時観測ネットのデータと合わせて4点のP-S時間より大森定数Kを求めたので、この値を用いて震源を決めた。P-S時間の頻度・震央および深さの分布・押し引き分布について調べた。なお、臨時観測は、文部省の科学研究費によった。ここに謝意を表する。

## II. 地震活動

### (1) 震源決定

臨時観測の方法は上下動1成分観測で、感度は  $33 (\mu \text{ kine/mm})$  で速度タイプとして使用し、時計、送りスピードなどについては常時観測の方法と同一である。3カ月の臨時観測の期間中、P-S時間が10秒以内で4カ所でP波、S波の初動が明瞭に読み取れた地震は23個であった。4点の

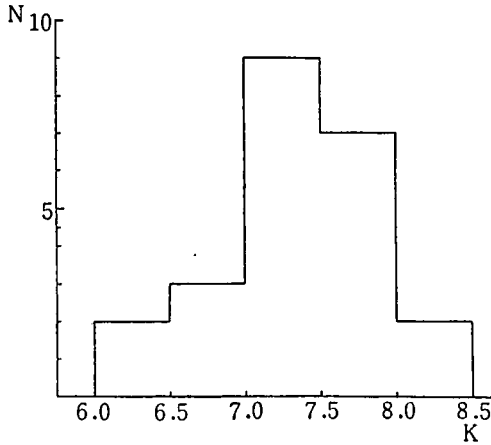


図1. Kの分布

P-S時間から計算でKの値を求め、0.5秒間隔で示したのが図1である。Kの値は6.3~8.2 (km/sec) と広い分布を示し、この値が震源距離および深さとともに変化しているかどうか調べたが、はっきりした関係は得られず、震源の地域による値の違いの有無を調べるにはデータが不足している。Kの決定に用いた23個の地震の震央は常時観測ネットの東北側にあるものが多く、Kの平均値7.3 (km/sec) を用いると地域によって震央の片よりがでてくる。Kの値の決まった個々の地震について、KとKの平均値をと用いた場合では、震央、深さとともに数kmの違いがある。

P波の着震時の系統的なずれの有無を調べるため、常時観測ネットの3点に到着する波が平面波とみなせる遠地震を用い、1点を固定し、他の2点で見掛け速度を出すと、石原と他の2点の間に見掛け速度が最も大きく、鶴来巣と若宮の間では入射波の方位角により、見掛け速度に大小がある。すなわち、P波の着震は石原観測点で相対的に早く出る。

震源を決めるには、地殻構造および弾性波速度を求めてから決める必要があるが、今回は、Kの平均値を一定のものとし、地殻を均質半無限弾性体と仮定し、P-S時間10秒以内の震源を作図によって求めた。

### (2) マグニチュード

地震のマグニチュードの決め方には色々の方法があり、震源距離や地震の大小によって決め方が異なる。気象庁によって決められている、P-S時間が20秒以内でマグニチュードが3.5以上の地震の  $M_J$  に対して、高知地震観測所の低倍率地震計の記象の最大振幅を用い、坪井の式にあてはめてえた  $M_K$  との関係を示したものが図2である。用いたのは60倍の普通地震計および1倍強震計の2種類の記象であり、地震計の固有周期および減衰常数はそれぞれの地震計について2.0秒、0.27、6.0秒、0.28である。  $M_J$  と  $M_K$  の関係をみるとMが小さい部分ではばらつきは多いが、平均とすれば直線関係にあり、地震計のタイプによる相違および観測点の地盤の影響は無視できる。

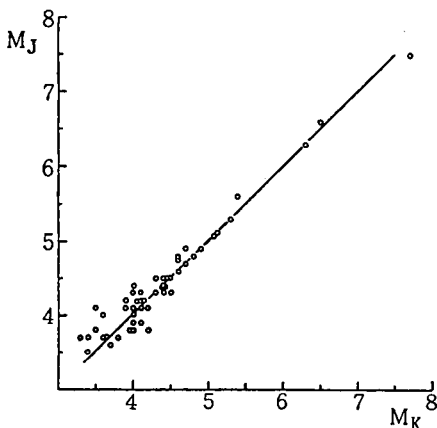


図2.  $M_J$  と  $M_K$  の比較

次に、高感度地震計による水平動と上下動の最大

振幅の関係を調べると鶴来巣では 2~5 倍水平動が大きく、他の 2カ所では 1~2 倍水平動が大きい。3点での水平動の比較では鶴来巣が大きすぎて、上下動の最大振幅は3点で震源距離に対し減衰を示すが、その勾配は2から4の間でばらつきが大きいので勾配を決めることをせず、次の方法によってMの値を求めた。用いた式は坪井の式で、Mが3以上の地震の大部分は60倍の地震計による最大振幅を使用した。低倍率地震計にかからぬ小さな地震は高感度地震計による最大振幅を用いて決め、Mが小さいものの値はより不正確になるので、Mが2以上のもののみを対象としている。

### (3) P-S 時間頻度分布

地震活動を概括的に調べるため、石原・若宮および鶴来巣における4カ年のP-S時間の頻度分布を求め、図3に示す。3カ所の分布を比較すると、石原・若宮・鶴来巣の順序で地震数が減り、

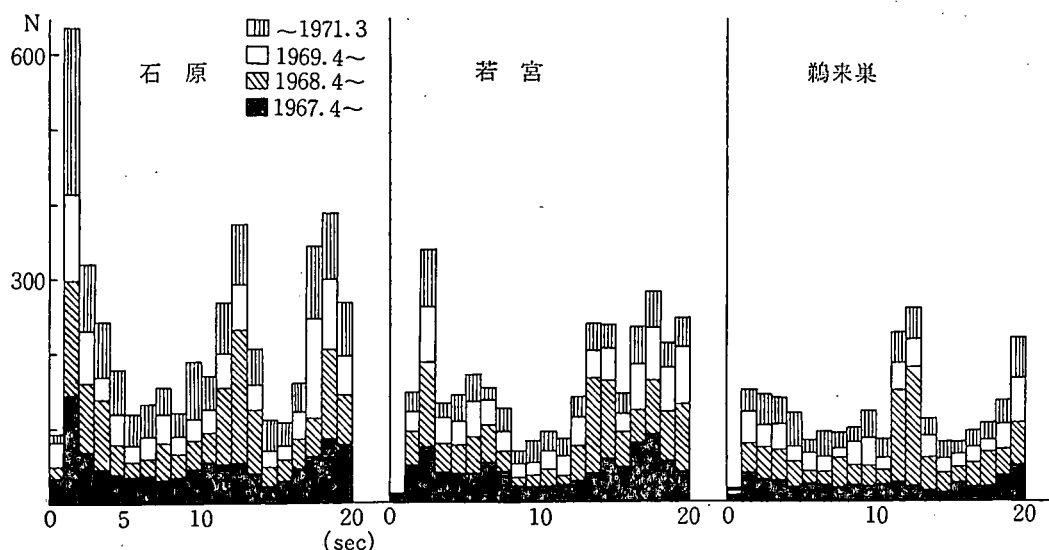


図 3. P-S 時間頻度分布

これは観測条件の差によるもので、石原・若宮はノイズレベルが低く、特に石原は岩盤の短周期特性がよく、P波初動が出やすいために地震数が多くなったものである。鶴来巣では倍率が低く、ノイズレベルが高いために地震の検出能は最も低い。極く短いP-S時間の分布をみると、石原では1~2秒、若宮では2~3秒にピークがあり、鶴来巣では特にピークはなく、これは限られた地域に地震が多く集まっていることを示す。頻度分布の経年変化はだいたい一定し、特に多いとわかるのは石原でいえば、1968年の11~13秒、1969年の17~18秒であり、これらはそれぞれ愛媛県の宇和島地震、広島県北部の踏が原の地震にあたる。18~20秒の地震は紀伊半島および日向灘の地震を示している。

1年間毎の頻度分布ではわからない小さな変化を調べるために、地震の検出能の大きい石原観測点のP-S時間の秒一月毎の頻度をあらわしたのが図4である。1~2秒の地震は全体で数が多く分布は大きく変わっている。2~3、3~4秒の地震は日向灘地震の発生した4月に特に増加しているが、他の時間には影響なく、3~4秒の地震は1970年にも同じように増加しているので関連はない。1968年12月に7~8秒の地震が増えているが、これは高知県東部で発生した地震の余震を観測したもので、四国内部で本震-余震タイプと明瞭に区別されたのはこの地震のみである。1968年8月の11~12、12~13、13~14秒の地震数はそれぞれ62個、128個、45個であり、宇和島地震の

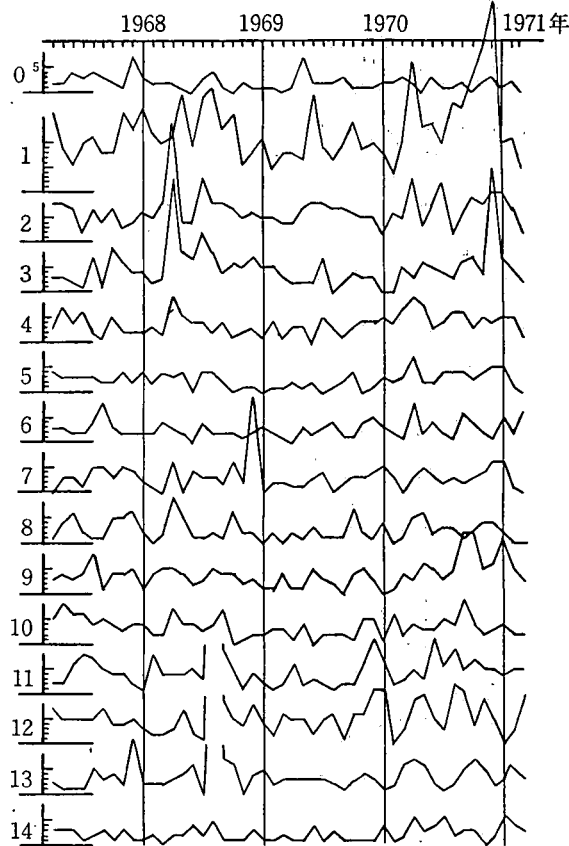


図 4. P-S 時間・秒一月毎頻度分布

余震を示している。8月以前の分布には特に変化はなく、上記のP-S時間ではMが約2.5以上の地震は読み取り可能であるので前震活動は観測されなかったといえる。

#### [4] 震源分布

##### (1) 震央分布

Kの値を一定としてP-S時間に関係なく震源を決めたので、深い地震については深さも変わるが、それよりむしろ、震央を観測ネットの方向に引き寄せるために、浅い地震と深い地震との震央分布を同じように論ずることはできない。そのため、深さが30 km以浅の地震のみの震央分布を示すのが図5である。

四国の内部について震央分布をみると、観測ネットの中央部を含めて東側に活動が活発で、西側はほとんど30 km以浅の地震はない。東部について、右横ずれ変位を示し、大地震の可能性も考えられる中央構造線付近より南に地震が限られている。中央構造線より南では三波川帯の中と、剣山付近を中心にして三波川、秩父および四万十の各帯にかけて地震が分布しているが、特に後者の場合、震源の決め方により震央が集まるかもしれない。それより西側では三波川帯と秩父帯から若宮観測点付近にかけて浅い地震のほとんどみられない地域がある。地震の起こっていない地域より南側では、震央が1部秩父帯にかかっているが、大部分は四万十帯に属している。ただし、この付近では前述の2つの地震の多い地域にくらべ、震央が集まる傾向はみられず、四万十帯でも室戸岬の方面は地震が少ない。四国の中央部について若宮観測点のほぼ北方15 km付近に地震の集まっている地域がある。観測点付近では3帯にわたり震央が分布し、構造線や地質帯により活動の相違

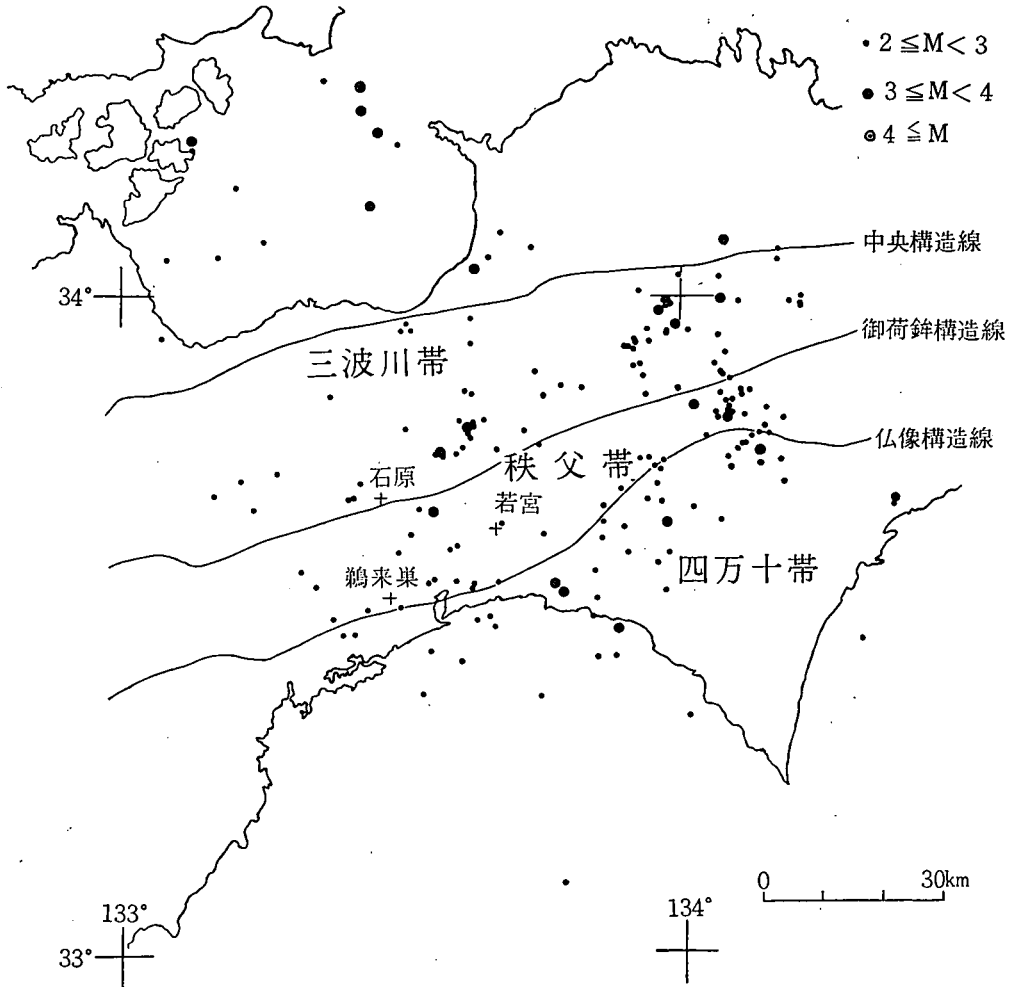


図 5. 震央分布

は認められず、西側では観測ネットより少し離れると震央はなくなっている。瀬戸内海には震央はあるが、だいたい若宮の経度の線の西側に分布している。大平洋側ではネットに近い地域に限られている。震央分布の経年変化については、全国的に地震活動の活発であった1968年にこの地方の分布も増し、観測点ネット付近では南北の方向の分布が増加した。

観測点ネット近傍の地震活動を調べるため、Mに関係なく、P-S時間が5秒以内の地震の震央を示すのが図6である。この場合、深さを3段階に分けている。図5の観測点ネット付近と同じような分布、すなわち、地震の集まる地域やない地域、あるいは分散する地域などの類似性が見られる。特に構造線や地質帯には関係がない。深さは地域性が顕著である

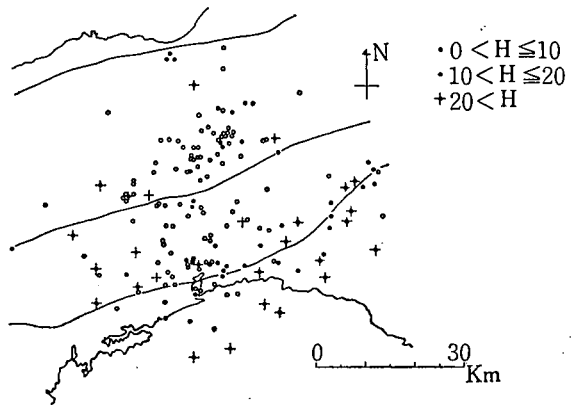


図 6. 観測ネット付近の震央分布

が、震央が観測点にごく近い地震でも地殻下と思われる深い所に起こった地震がある。

## (2) 深さの分布

観測ネットをはさみ、両端より 10 km の南北の帯の中に震央のある地震の深さを南北断面にプロットしたのが図 7 の上図である。この場合、M の大小に関係なく、深さが 30 km に決まった地震も加えてある。観測点の下では大部分の地震が 10 km 以内にあるが、石原から鶴来巣に向かい、深くなる傾向がある。石原から鶴来巣にかけて、極く浅い部分に地震の起こっていない所があるが、これは深さの決め方に起因するのかも知れぬ。鶴来巣の下では深さ分布が急激に上下にばらつき、南に向かうとともに深くなる地震と、北に向かい傾きのほとんどない深い地震とに分かれる。鶴来巣より南に向かい急激に深くなっていくが、これは石原で P 波が鶴来巣より早く出ることを考えると、南に向かい深かくなっていく勾配はもっとゆるやかになるものと思われる。石原より北では、深さのばらつきが大きくなり、浅い地震は地表付近にあり、10 km より深い地震もみられる。南より北に向かい地震の深さが次第に浅くなる現象は、より詳しく研究された紀伊半島西部でもみられる。

同じ方法で東西の断面を示したのが図 7 の下段である。深さは観測点の下で 0 から 30 km と上下に広く分布し、観測点より東西方向にずれると非常に深くなる。深さの大きい地震の震央は観測点より少しずれると大きく変わるので東西の深さ分布については論及しない。

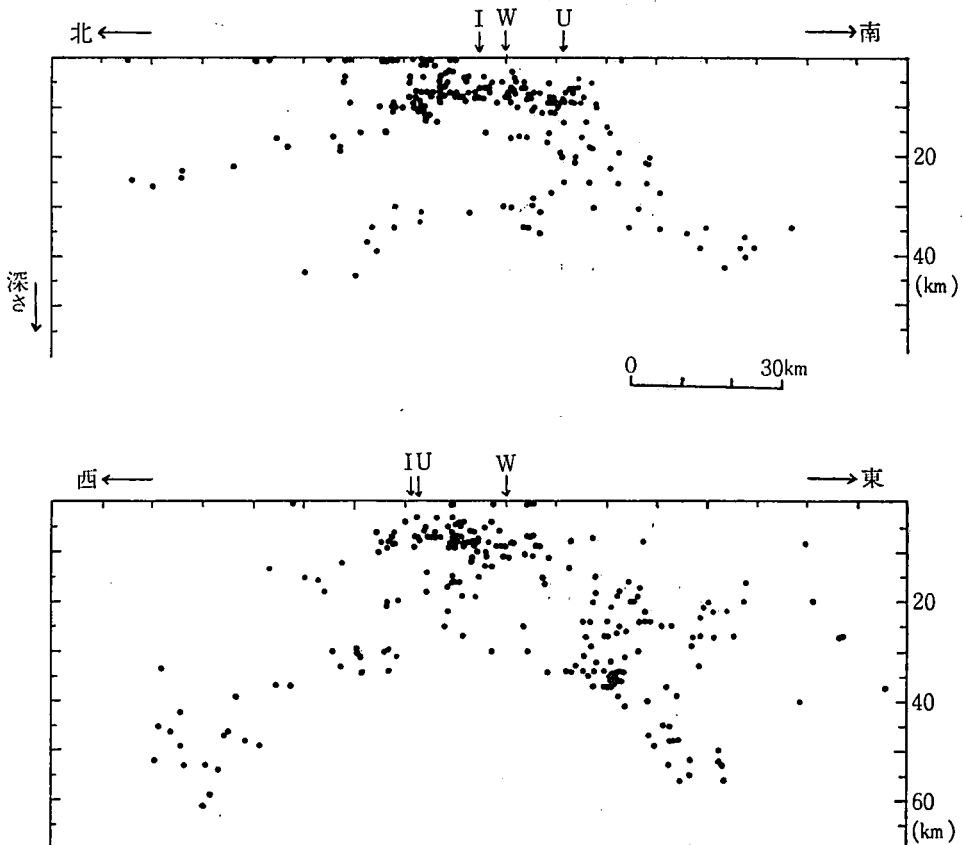


図 7. 地震の深さ分布

## 〔5〕 押し引き分布

地震の発震機構を調べるには、個々の地震についての多点観測と、正確な震源および詳しい地殻構造を決める必要がある。しかしながら、この地方に発生する地震に加わる力のだいたいの方向を調べるため、震央の重ね合わせによるP波初動の押し引き分布を作った。すべての地震を含めた押し引き分布では、押しと引きが入り乱れたので、震源の深さが30 kmより浅い地震と深い地震との2つに分けた。30 kmより浅い場合の押し引き分布を示すのが図8である。発震機構を4象限タイプと仮定した場合、中には押し引きが逆になっている地震もあるが、ほぼ主圧縮力の方向は東西にあり、反時計まわりに10°程度回転させてもよい。図8の点線は回転させた節線である。次に30 km以上の押し引き分布を図9に示す。浅い場合と比較し、押しと引きの位置関係が逆になり、主圧縮力の方向は南北である。

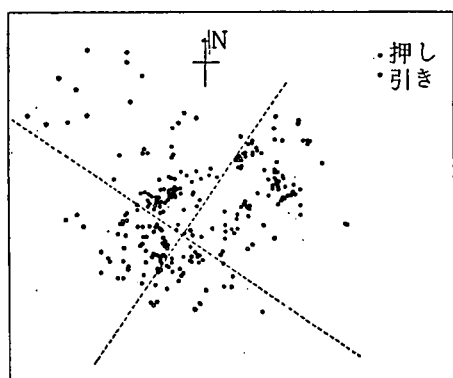


図 8. 押し引き分布 (30 km 以浅)

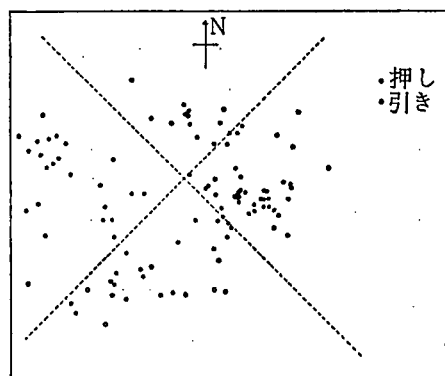


図 9. 押し引き分布 (30 km 以深)

2つの観測点で押しと引きが変化する地震について、節線の方角を調べてみると、節線の角度は一定せず、非常に浅い地震でも押しと引きの位置が逆になっている場合があり、簡単な4象限モデルでは説明できない地震があるということにほかならない。全体としてみれば、水平方向の圧縮力は浅い地震では東西、深い地震では南北方向が卓越している。浅い地震の圧縮力の方向は、近畿地方で浅い地震について求められている方向と変わらず、深い地震については、和歌山地方で詳しく求められた方向(この場合、20 kmより深い)に類似している。

しかしながら、このように、四国中央部において、地殻内における主圧縮力の方向が東西を示し、マントル内におけるそれが南北を示すデータが、かなり明らかに得られたことは、頗る興味がある。数10年後の次期の南海地震の発生機構をも含めて、四国を中心とする地殻構造説明の手がかりを与えるものといえよう。

## 〔6〕 石本—飯田の係数

4年間に上下動地震計により記録された地震記象の最大振幅の頻度を求めたのが図10である。係数 $m$ の値は簡単に最小2乗法で決めたが、3点の値はほとんど変わらない。前回、鶴来巢の値だけが小さくなったが、データの数を増やすとほとんど同じになり、観測条件の差によるものでないことが明らかになった。偶発性の強い微小地震について、長期間の $m$ の値をくらべるのは無意味かも知れないが、比較的小さい地震までよく記録されている石原で、P-S時間による $m$ の値の経年変化を調べたのが表1である。

係数のあとの( )の中の数字は、係数を決めるのに用いた地震数であり、係数の値と地震数とは特に関連はない。P-S時間の違いによる4年間の値を比較すると、図4より、単位P-S時間に

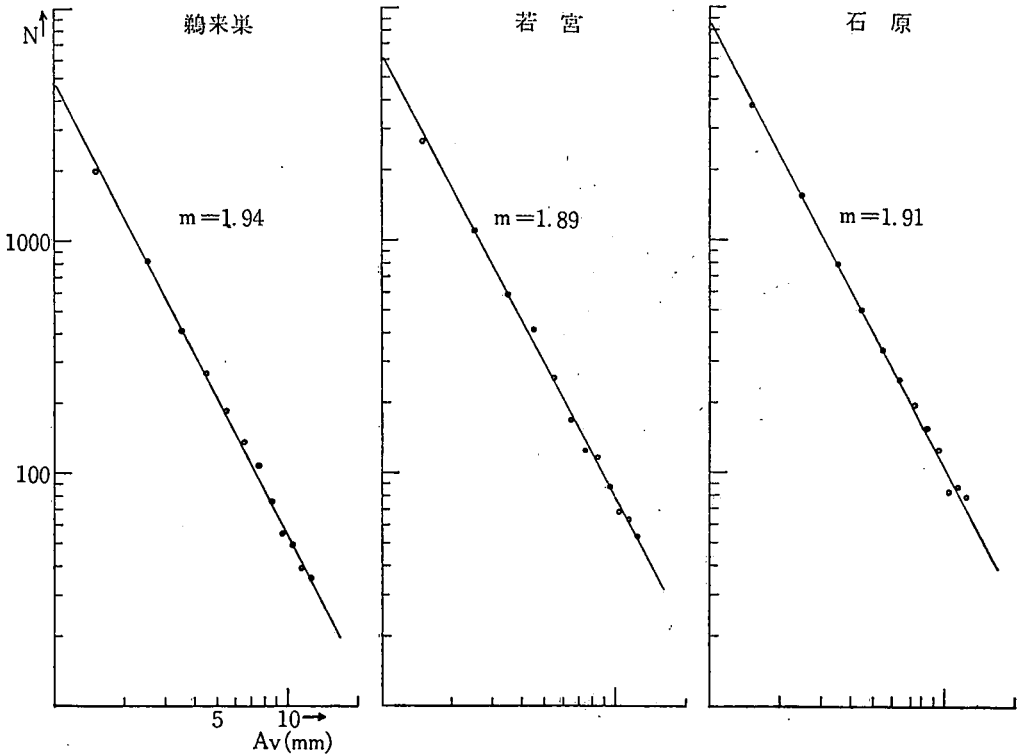


図 10. 最大振幅頻度分布

表 1 P-S 時間による m の値

P-S 時間 (sec)	1967.4~	1968.4~	1969.4~	~1971.3	4 年間
0~2	1.63(136)	1.61(101)	2.14(94)	1.80(135)	1.76(507)
0~5	2.01(257)	2.00(277)	1.87(214)	1.83(268)	1.91(1021)
0~10	1.88(398)	1.93(377)	1.76(317)	1.85(415)	1.87(1502)

起こる地震数が最も多い0~2秒の値が小さくなっている。0~5秒の値が最も大きく、2~5秒の値をとるとさらに大きくなり、0~2秒の値と比して、地震数の相異によるものか、あるいは地震波の減衰の相違によるものかも知れない。0~10秒の値は0~5秒の値とほとんど変わらず、これは四国東部で求められている値とほぼ等しい。各年間の値については、0~2秒はデータ数が少ないので何ともいえないが、0~5秒、0~10秒の値は、この地方でエネルギー放出の最も大きかった1968年4月~の値が前年とほとんど変わらず、1969年4月以降の値がそれ以前より小さくなっているのが特徴的である。

### III. ま と め

4年間のデータに基づいて得た結果を以下に列挙する。

(1) 浅い地震の震央分布は、地域による地震活動の違いを示し、観測ネットの西側は地震が少なく、東側では多く発生している。北側では瀬戸内海にも発生しているが、北東側では中央構造線付近より南に地震が発生している。地震の多く起こる地域は過去に地震があった地域に限られ、地震の少ない地域は過去にも地震が起こっていない。



(2) 四国の中央部における南北方向の震源の深さは、太平洋から北にむかい浅くなり、観測ネットの地表下では、極く浅い地震と深い地震の2つの活動がある。

(3) 浅い地震と深い地震とに分けて押し引き分布を調べると、圧縮力は浅い地震では東西、深い地震では南北方向が卓越する。

(4) P-S 頻度分布・震央分布・震源の深さ分布・押し引き分布などに関して、四国中央部における微小地震活動 (I) (沢村・木村, 1968) の公表のデータとともに、ある程度のまとまりが見出される。したがって、四国の、とくに中央部を中心とする地震活動と、地質構造、地殻運動の関連性については、昭和47年度より観測開始予定の大豊分室・馬路分室の観測記録とあいまって、今後の課題としたい。

## 文 献

- (1) 石本己四雄・飯田淑事 (1936): 微動計による地震観測 (1), 地震研究所彙報 17 卷, p. 443-478.
- (2) 市川浩一郎他 2 名編 (1970): 「日本列島」地質構造発達史, p. 198-204.
- (3) 勝又 護 (1965): 日本の規模別頻度の地域性について (I), 地震, 第 18 卷, p. 219-234.
- (4) 勝又 護 (1967): 日本付近の地震の分布と活動 (II) —震源の垂直分布—, 地震, 第 20 卷, p. 1-11.
- (5) 沢村武雄 (1953): 西南日本外側地震帯の活動と四国およびその付近の地質, 地殻運動との関係, 高知大学学術研究報告, 第 2 卷, 第 15 号.
- (6) 沢村武雄 (1967): 日本の地震と津波—南海道を中心に—, 高知新聞社.
- (7) 沢村武雄・木村昌三 (1968): 四国中央部における微小地震活動 (I), 高知大学学術研究報告, 第 17 卷, 第 4 号.
- (8) 塩野清治 (1970): 微小地震観測網から求めた和歌山地方の発震機構 (第 2 報), 地震, 第 23 卷, p. 253-263.
- (9) 坪井忠二 (1954): 地震活動の最大振幅から地震の規模  $M$  を定めることについて, 地震, 第 17 卷, p. 185-193.
- (10) 松田時彦 (1969): 活断層と大地震, 科学, 第 39 卷, p. 398-407.
- (11) 宮村摂三 (1962): 地震活動と地体構造, 地震, 第 15 卷, p. 23-52.
- (12) 渡辺 晃・黒磯章夫 (1967): 紀伊半島西部の局地地震の 2・3 の性質について, 地震, 第 20 卷, p. 180-191.
- (13) Hashizume, M. et al., (1966): Investigation of microearthquakes in Kinki District- seismicity and mechanism of their occurrence-, Bull. Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 15, p. 35-47.
- (14) Mogi, K. (1970): Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1), Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 48. p. 413-430.
- (15) Okano, K. and Hirano, I. (1966): Micro-earthquakes occurring in the vicinity of Kyoto (III), Special Contributions, Geophs. Inst., Kyoto Univ., No. 6, p. 281-287.

(昭和 46 年 9 月 30 日 受理)

