

22. 紀伊半島の局地地震(第1報)

——和歌山県御坊における小地震の観測——

地震研究所 宮村 攝三

(昭和27年5月20日発表——昭和34年3月28日受理)

1949年後半よりふたたび活動期にはいつた和歌山地方の局地地震活動に関して、電子式地震計をもちいた小3点観測法による偵察的観測をおこない、将来の観測計画のための基礎資料としてえた若干の結果を報告する。

1. 序 論

1920年ごろから和歌山地方に頻発した局地的地震活動は今村明恒その他¹⁾によつて研究され、いわゆる名草地震群として注目されていた。そのうち、この地方の地震活動は1923年ごろを頂点として次第におとろえ、同時に田口克敏、渡辺正之ら²⁾和歌山測候所関係者のしらべによれば、その活動中心は名草山に代表される和歌浦湾方面より、順次、有田郡から日高郡へと南方にうつつていった。

今村明恒は、これらの地震群に対し、将来予想される第2の安政地震(南海道地震)との関連において、紀伊半島の水準再測等による地殻運動の研究と併行して、その調査をすすめていたが、不幸にして戦争のため次第に観測事業を縮少、ついに中絶のやむなきにいたつた。そして1944年12月7日東海道地震、ついで1946年12月21日南海道地震とあいついで、この予想された大地震はおこつたが、今村の構想による観測は最後の成果をあげることができなかつた。南海地震後、海南市において今村久らによる地震観測がおこなわれ、岸上冬彦³⁾により報告されたが、余震活動は約10ヶ月後にほとんど終止しており、局地的地震群の活動はむしろこの前後には、もつとも低調であつたといえる。

こうした地震活動の状況の一端をうかがうため、Fig. 1に和歌山測候所における毎年の有感地震回数を図示した。この図でもあきらかなように、1949年後半にいたつてふた

1) A. IMAMURA, T. KODAIRA and H. IMAMURA, "The Earthquake Swarms of Nagusa and Vicinity," *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **10** (1932), 636-648.

2) 渡辺正之「和歌山地震について」和風(和歌山気象同好会) **25** (1952), 9月号 1-4.

和歌山測候所「紀伊半島の地震について」紀淡海峡頻発地震調査報告(大阪管区気象台, 1953年3月) pp. 35-43.

3) F. KISHINOUE, "Monthly Numbers of Earthquakes at Kainan City, Wakayama Prefecture in 1947," *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **26** (1948), 81-82.

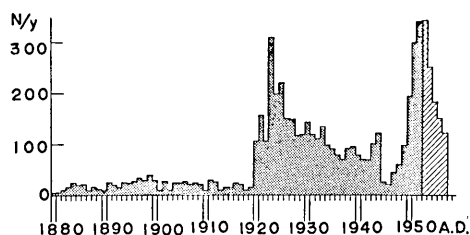


Fig. 1. Annual number of earthquakes felt at Wakayama Meteorological Observatory since 1880. (Data for 1953—1957 were added during the preparation of the manuscript.)

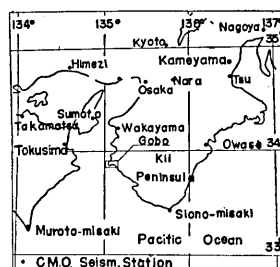


Fig. 2. Index map, showing the temporary station, Gobo, and C.M.O. seismological stations in and near Kii Peninsula, Central Japan.

たび急激に地震回数がふえている。つまり、ひさしく一般の注意をひくことのなかつた和歌山地震群の第2の活動期がここにはじまつたのである。

再開された和歌山地方の局地的地震活動が1920年代のような和歌浦湾中心のものか、1930年代のようにやや南方にその中心をもつものをふくむかは、有感地震の報告や、測候所の観測だけではかならずしも、充分はつきりしたことはわからなかつた。われわれはまず今後の観測実施の計画をいかにたてるべきかを決定するひとつの方法として、ほぼ和歌山県中部に位置する御坊町 (Fig. 2 参照) において、高感度の電子式地震計による偵察的観測を実施することにした。

自然地震の確認のため、(実際には記象型だけで自然地震として容易に確認できたが、) 約100mの辺長をもつ3点観測をおこない、あわせて、これによつて震央方位をだすことができれば、S-P時間とくみあわせて、地震活動の中心のおよその見当をつけうことも期待した。

地震計の周波数特性として低周波 (10 c/s 以下) およびやや高周波 (10 c/s 以上) に中心をもつ2種類のものを持ち、どのような特性の地震計を採用すべきかの資料がえられるようにした。

将来の精密観測の準備として、短波標準電波分秒報時 (JJY) のこの地方の受信状況をしらべておくために、これを記録に直接刻時する方法を採用した。

記録装置はオッシュログラムをもちいたので比較的のろい記録紙速度で2~10時間程度毎晩観測することで満足しなくてはならなかつた。しかし、これによつて一応発生の頻度についての概略の情報をうることができた。

最後に、もしできうれば、種々の位相のみかけの速度を3点観測法からもとめ、地殻成層についての知識をうることも企図したが、これは記録紙速度がおそいので、よい結果を期待することは無理であつた。

2. 計 器

爆破地震学のために開発された換振器, 増幅器⁴⁾, 記録装置よりなる電子式地震計を利用した. すでにのべたように, 換振器として自己振動数 10 c/s, 3 c/s の2種類のをもちいたが, それぞれのばあいの地震計全体の周波数特性はほぼ Fig. 3 にしめしたようなものである. 実際にもちいた利得は土地の雑振動のため, ほぼ最高感度数万倍程度であつた.

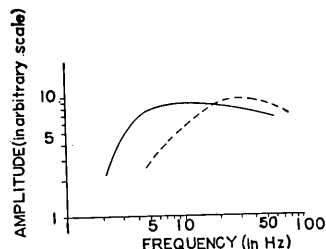


Fig. 3. Frequency characters of two electronic seismographs adopted for the reconnaissance observation of minor shocks at Gobo, in Jan.~Feb., 1952.

3. 観 測

1952年1月13日より2月23日まで, 和歌山県日高郡御坊町県立日高高等学校(旧日高中学校)の地震計室を利用して観測をおこなつた. Fig. 4 a にみるように同校は日高川の沖積原にあり, 道路, 鉄道にちかく, 市街地もおおくないので, 土地の雑振動水準はかなりたかい. 南海道地震の余震を利用した御坊附近の地盤の振動性能比較観測⁵⁾の結果によれば, 中生層岩盤の露出している観測点にくらべ, ほぼ1.4倍の振幅増幅度をもつことがわかつている. したがつて, 高感度の観測をおこなうにはあまりよくない地点であるが,

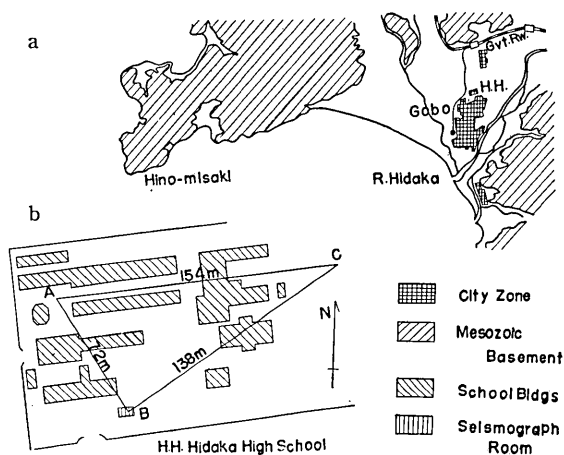


Fig. 4. Location of Hidaka High School (a), and tripartite stations A,B,C in the campus (b).

4) 田望「爆破地震動観測用増幅器」地震 [ii], 6 (1953), 33-40.

5) S. MIYAMURA, "Tertrema movado kaj kvalito de grundo ĉirkaŭ la urbeto de Gōbō, Wakayama Prefectejo," *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 26 (1948), 101-104.

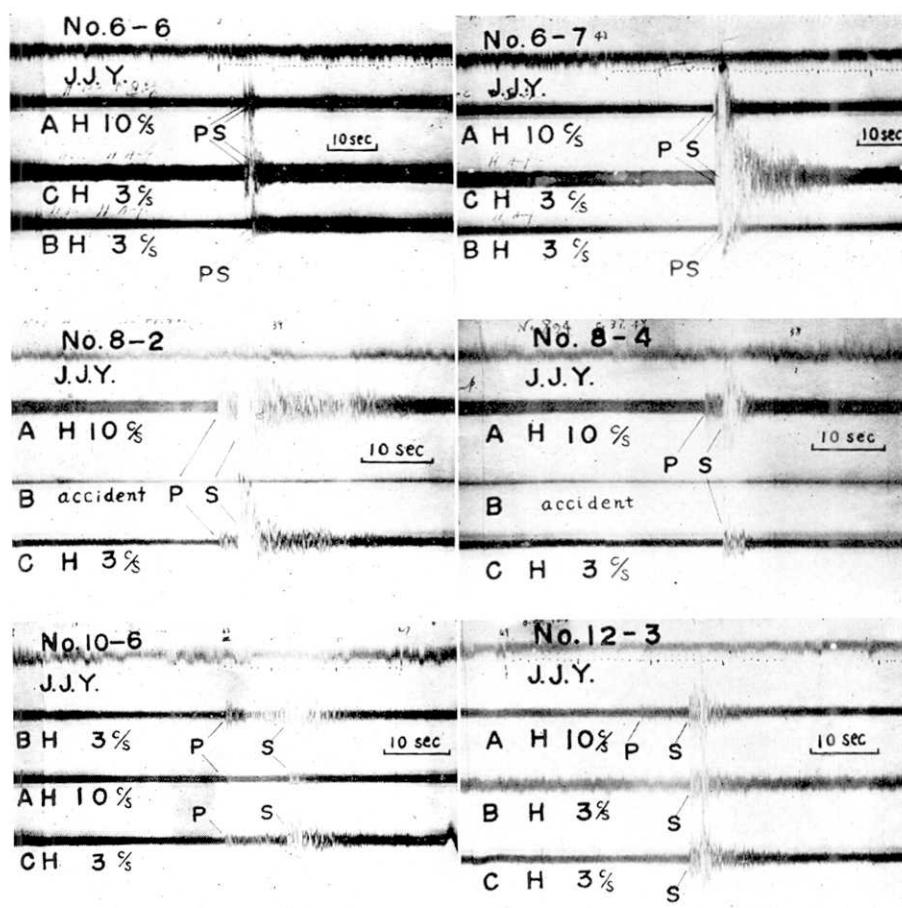


Fig. 5. Examples of typical seismograms of minor shocks obtained by the reconnaissance observation at Gobo, Jan.~Feb. 1952.

3点観測をおこなう便宜その他の事情によりえられた。そして、雑振動水準のひくい、天気の良い、しずかな夜半のみをえらび、観測を実施し、Table 1 にしめすような 12 回の観測をおこなうことができた。

最初の 5 回は 3 台の換振器を同一点（観測室内、Fig. 4b の B 点）において観測し、あとは Fig. 4b にしめすような A, B, C の 3 点で、いわゆる 3 点観測法 (Tripartite Method) による観測をおこなった。

えられた記録の代表的な実例を Fig. 5 にしめす。

Table 1. Items of the reconnaissance observation of minor shocks at Hidaka High School, Gobo, Wakayama Prefecture, Central Japan.

Period: Jan.~Feb. 1952. Instruments: Electronic seismographs for explosion seismology. Two lower and one higher frequency characteristics. Observation: 3 NS in one place (Nos. 1~5) or in tripartite points (Nos. 6~12). On selected calm midnights.

No.	Date	Time			Paper speed cm/min.	Number of shocks recorded		Number of shocks observed by C. M. O. seism. net
		h m	h m	hour		Total	Per hour	
1	I 13~14	22.00	~02.07	4.12	8.5	16	3.9	2
2	15~16	20.20	~06.40	10.30	2.8	12	1.1	3
3	17~18	23.23	~03.12	3.82	8.5	6	1.6	0
4	21	00.00	~05.00	5.00	8.5	10	2.0	1
5	28	00.02	~00.20	1.97	21.0	1	0.5	0
6	28~29	23.37	~03.29	3.85	8.5	7	1.8	1
7	II 4	00.44	~02.38	3.37	12.0	2	0.6	0
8	6~7	23.30	~02.53	3.38	12.0	9	2.7	0
9	9~10	22.20	~00.34	2.23	12.0	3	1.3	0
10	11~12	23.30	~02.38	3.13	12.0	6	1.9	0
11	20~21	22.20	~00.30	2.17	8.5	6	2.8	0
12	22~23	23.00	~02.02	3.03	12.0	4	1.3	0
Total				46.37		82	1.8	7

4. 考 察

4・1. 地震発生の時間状況 Table 1 からあきらかなように, 12 回の通算観測時間 46 時間余で合計 82 の地震がよみとられた. 頻度は平均 1.8 回毎時乃至 4.3 回毎日で, Fig. 6 にしめすように約 40 日間の全観測期間中において, 特にいちじるしい消長はみられない. ただ Fig. 6 にあわせてしめした和歌山および潮岬両測候所の毎日の地震記録回数と有感地震回数とを参照すると, 1 月すえより 2 月はじめと, 2 月 10 日前後などに, 地震活動のややよわいときがあつて, 御坊における小地震の記録回数も, 感度をかえて観測したばあいもあり, 多少正確さをかく点もあるが, ほぼこれと並行しているようにみえる. したがつて, 高感度観測でもある程度以下の短期間観測では其の地震活動度をつかむことはできない. 岸上冬彦³⁾によれば南海地震の余震の海南市の観測において, 震度のつよい地震の発生と小地震の回数とのあいだに相関がみられたのであるが, 御坊でのぬきとりの観測による小地震の回数もまた測候所で記録されるようなやや震度のつよい地震の発生と相関をもつようにみえるが非常に明瞭ではない

毎回の観測中における地震の時間間隔についても特に顕著な性質を推定することはでき

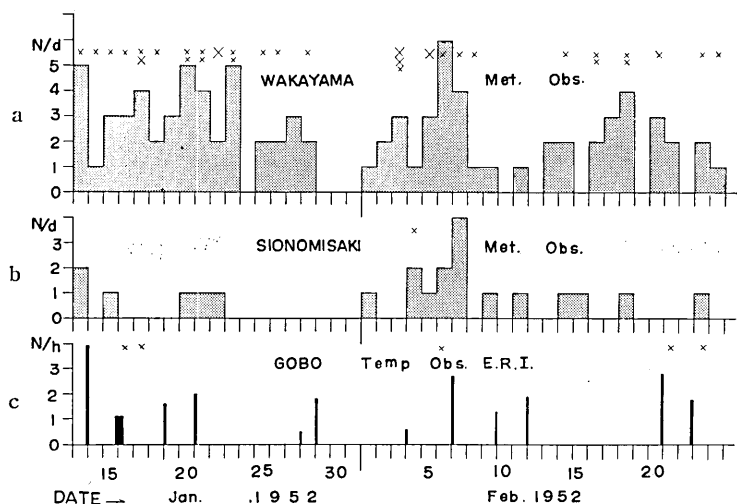


Fig. 6. Number of shocks observed by the sporadic observation at Gobo, from 14. Jan. through 23. Feb., 1952 (c), together with the daily numbers of shocks recorded at Wakayama and Sionomisaki Met. Obs. during the same period. (a, b) Asterisks indicate felt shocks; small ones are for intensity I, and large ones for intensity II.

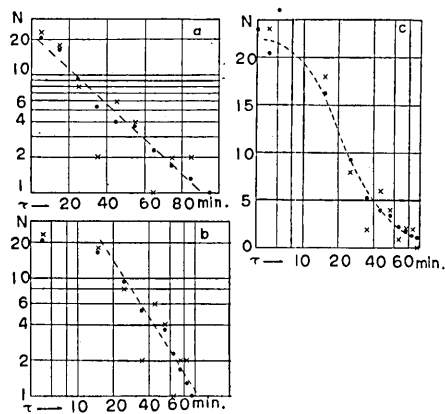


Fig. 7. Frequency distribution of time intervals between successive earthquakes identified in the temporary observation at Gobo, 1952.

とはいえないというのがただししいかもしれない。統計的議論により、いずれの分布がより適合しているかを順位づけることは可能であるが、地球物理学的にはこれだけの資料で結

ない。Fig. 7 の時間間隔頻度分布をみると、ほぼ指数分布をなしているようにみえ (Fig. 7a), 世界全体、または日本附近をとつた有感地震などがそうであると同様、この紀伊半島の局地的小地震の発生は1時間程度以内の発生間隔について、第一近似としては偶発的であるとしてよさそうである⁶⁾。そして、これは Fig. 7b でみられるように、火山地震や大地震の余震など時間間隔のみじかい系列になりたつといわれている $k\tau^{-p}$ (k, p 常数) 型分布ではないらしい。しかし Fig. 7c をみれば $\log \tau$ が正規分布をするという推定もできそうである。要するに全体の標本数がすくなくないのであるから、いずれとも確定的なこ

6) 友田好文「地震の時間間隔の分布、及びこれと地震動の最大振幅との関係に関する統計的記述」地震 [ii], 7 (1954), 155-169.

論をいそいでもあまり意味がない。今後さらに観測的研究をすすめるべきものとおもわれる。

4・2. 初期微動時間 t_{S-P} の頻度分布 記録された地震 82 個のうち 37 個 (45%) について初期微動継続時間 t_{S-P} をよみとることができた、その頻度分布は Fig. 8a にしめすとおりであり、 $t_{S-P} = 1 \sim 3$ sec. のものが大部分 (72%) をしめる。上下動のみの記録から t_{S-P} をよみとることはやや無理があるが、後述のごとく低周波と高周波の2種類の振動特性をもつ2種の地震計で記録したことがよみとりを容易にしたばかりのおおいに注意したい。Fig. 8b, c にらなべてかかげた 1952 年における和歌山測候所、潮岬測候所の有感地震の $S-P$ 時間の頻度分布とくらべてみると、和歌山では $0 \sim 2$ 秒が大多数であり、潮岬では全体の地震数もすくなく、はつきりしたやまはないが、2 秒以下のものはごくすくない。したがって局地地震のおおきは、御坊よりも北方、和歌山よりに発生していると推定してよい。無論御坊にも潮岬にも $S-P$ の 1 秒ちかいものがあるので、御坊から南方にも全然局地地震がないわけではないことも、一応注意しておきたい。

4・3. 最大振幅 A_m の頻度分布 増幅器の利得をかえて観測をおこなったときを除外して、記録振幅の最大値 A_m の頻度分布をしらべた。最大振幅は大体 S 波につづく波群中にふくまれるので $A_m(S)$ とした。Fig. 9 には振幅のわりかたを $\delta A = 5$ mm ごとにとつてしめた。石本・飯田の式 $N = kA^{-m}$ の関係がなりたつとすると $N \geq 1$ の範囲で最小、最大の振幅区割を除外する常用の計算法によれば直線 a のごとく、 $m = 2.37 \pm 0.36$, $\log k = 3.81 \pm 0.58$ となり; $N > 1$ の部分にかぎるなら直線 b のように、 $m = 2.02 \pm 0.55$, $\log k = 3.43 \pm 0.67$ なる関係式がえられる。標本数がすくないため確実性をかくが、いずれにしても、ここで観測された小地震の発生頻度の性質は、普通の地震や余震でえられている $m = 1.8$ 程度の値と有意の差があるとはかんがえられない。

石本式加速度計 ($V = 200$, $T_0 = 0.1$ sec) を変位計とかがえれば 10 c/s 以上の地震

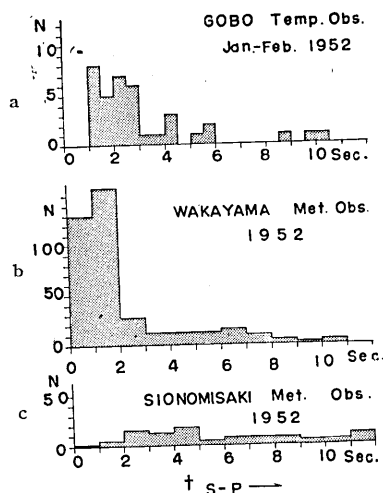


Fig. 8. Frequency distributions of $S-P$ times. a) For the reconnaissance observation at Gobo in Jan.-Feb., 1952. b) For the earthquakes felt at Wakayama Meteorological Observatory through 1952. c) For the earthquakes felt at Sionomisaki Meteorological Observatory through 1952.

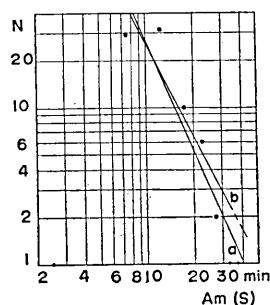


Fig. 9. Frequency distribution of maximum trace amplitudes of minor shocks observed at Gobo, which is approximately expressed by the ISHIMOTO-IDA formula, $N = kA^{-m}$. a: $m = 2.4 \pm 0.36$, b: $m = 2.0 \pm 0.55$.

高周波についてはほぼここにもちいられた電子式地震計の 1/400 の倍率のものとみなせる。そこで、石本・飯田の関係式がなりたつとき、1 点で観測される地震の数は地震計の倍率を V とすると V^{m-1} に比例するので、この石本式加速度計で観測した場合は $m=2.0$ とすれば、この場合の 1/400 になる。したがって同数の地震を観測するに 400 倍の期間を要することになる。Fig. 9 からわかるように $A_m < 5 \text{ mm}$ の観測地震数は石本・飯田の式で期待されるより極端にすくないが、これはちいさい地震をみおとしているからである。したがって、46 時間に 82 という数は実際の 1/5 程度の倍率でえられたものとはほぼ同等であろう。したがって、加速度計による観測で 80 倍の期間、約 150 日の観測をすれば、これだけの数の地震が記録できるとかんがえられる。すなわち 1 ヶ月で約 15 程度が期待できる。御坊における有感地震は 1952 年において 53 回⁸⁾ (月平均約 4.5 回) であるが、和歌山測候所では 340 回 (月平均約 28 回) であるから、御坊より北方に局発の中心があることはあきらかであり、紀北では加速度計による 1~2 月程度の観測で 100 あまりの地震を記録しうることを期待してよいであろう。

4・4. P 波群, S 波群中の最大振幅の比 $A_m(P)/A_m(S)$ ひとつの地震について, P

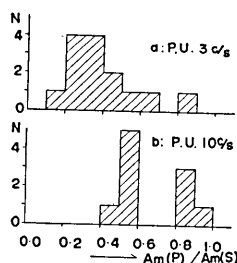


Fig. 10. Frequency distributions of the ratios of maximum trace amplitude in mm of P and S wave groups. a) For lower frequency seismograph. b) For higher frequency seismograph.

波群と S 波群の振幅の比較をすることは、計器の絶対感度を必要としないから、振幅自体をとりあつかうより精度がたかいといえる。 P 波群の最大振幅 $A_m(P)$, S 波群の最大振幅 $A_m(S)$ をよみとり、その比 $A_m(P)/A_m(S)$ をつくる。3 c/s および 10 c/s の換振器をもちいた地震計 (周波数特性 Fig. 3 参照) について別々に $A_m(P)/A_m(S)$ の頻度分布をつくると Fig. 10 a, b がえられる。前者 (a) における頻度のやまが 0.2~0.4 にあり、後者 (b) ではその比は 0.5~0.6, 0.8~0.9 に集中していて、おたがいにずれていることは、(a) 低周波 (10 c/s~3 c/s) において $A_m(P)$ が $A_m(S)$ にくらべ小で、(b) 高周波 (10 c/s 以上) で $A_m(P)$ が $A_m(S)$ に比して相対的におおきくでていることをしめしている。すなわち、 P 波群が S 波群より、より高周波分にとんでいることがわかる。

4・5. 震源距離による記象の全体のかたちのくずれていきかた 記象の全体のかたちを代表するものとして A_m/t_{F-S} (t_{F-S} は S から振動がおわるとき t_F までの時間) をつくる。任意の単位をとつた数でこの頻度は Fig. 11 にしめすように (a) P. U. 3 c/s のものは 0~1 にやまがあり、(b) P. U. 10 c/s の方は 2~3 にやまがくる。つまり、後者の方が全体の振動が最大動をおなじとすると比較のみじかく、前者の方がながくつづき、 S 波以後の部分に高周波分のすくないことをしめしている。

$A_m(S)/t_{F-S}$ と t_{S-P} との関係をしめした図が Fig. 12 である。 t_{S-P} は震源距離を代表

7) 浅田 敏 「地震のマグニチュードの頻度分布、サイズシシティとそれらに関連した諸問題」地震 [ii], 10 (1957), 28.

8) 大阪管区気象台 地震月報 (1952), Jan.~Dec.

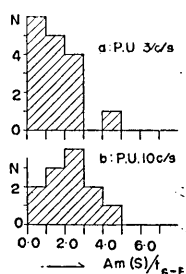
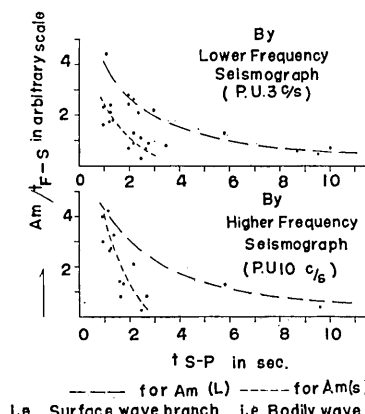


Fig. 11. Frequency distributions of the ratios of maximum trace amplitude in mm and the duration time in sec after S , t_{F-S} .

a) For lower frequency seismograph. b) For higher frequency seismograph.



—— for $A_m(L)$ - - - - for $A_m(S)$

i.e. Surface wave branch i.e. Bodily wave branch

Fig. 12. Ratio of maximum trace amplitude A_m to duration time after S , t_{S-F} versus $S-P$ times. Points around the dotted lines are supposed to be the case, that A_m is measured at S and those around the broken lines at L phase.

するから、震源がとおいほど振動が A_m に対し相対的にながくづくことをしめしている。さて A_m としてとつたものが実体波 (S) のばあいと表面波 (L) のばあいとがありうる。そして主として近距離では前者、遠距離では後者のばあいとなりうるので、一応図のように分類をして、それぞれ2つの線上にのるとかんがえることもできる。点線を実体波のばあいとし、破線を表面波のばあいとし、それぞれこれは振動時間が距離とともにのびる状況のちかいをあらわしている。さらに実体波の方で P. U. 10 c/s の方が P. U. 3 c/s の方より減少が急であることは、高周波分の方が震源距離による減衰の大であることをしめすものとかんがえられる。

5. 結 論

御坊における上記観測の結果、和歌山地方の今回の頻発地震は主として御坊より北方和歌山市にちかい方面でおこっていることが判明した。御坊において $S-P$ 時間1秒 (震源距離 5~10 km) くらいのもものないわけではないが、大部分は紀北方面とかんがえられる。今後の観測は第一目標をこの地域にむけることがよいとおもわれる。

発生の消長をみると、ときにかなりすくない日がつづくことがあるので、たとえ高感度で連続的に観測できても、1ヶ月程度の期間は観測をつづけないと、非常に活動の不活潑なときにであらうおそれがある。もし、1ヶ月程度連続して臨時的観測をおこなうなら、御坊附近で約 15、和歌山よりであればその数倍の地震が 200 倍の石本式加速度計でも記録できよう。より高感度の観測をおこなうよりよい場所がえられれば、それはのぞましいが勿論連続記録の装置等を工夫する必要がある。

JJY 報時を刻時として直接もちいることは長期間連続では多少疑問があるが、ある程度

は可能であることがわかった。

観測される局地地震の地震動の周波数特性はかなりはやいものであるが、10 c/s の自己振動数をもつ石本式加速度計ならば使用可能であろう。なお、 P 波群と S 波群において多少周波数がちがっており、前者では 10 c/s 以上の高周波成分がおおくふくまれ、後者では 3~10 c/s のあたりの成分がおおいということがわかった。高感度でこのような小地震を観測するとき、 P をはつきりとするには 10 c/s よりさらに高周波数まで必要とするし、 S については 3 c/s くらいの低周波まで必要であるといえる。いずれにしても、1 成分観測で P , S をはつきりさせることは困難がおおく、記録された地震の半分あまりは S - P 時間を判定することができなかつた。3 成分観測およびちがった周波数特性をもつ地震計による観測などが必要であることがわかる。

6. 謝 辞

今回の観測において深夜の作業を遂行された同僚辻浦賢技官にこころから感謝の意を表す。観測上種々の御協力をえた日高高等学校の野田三郎先生はじめ生徒有志諸君にもあつくお礼もうしあげたい。また爆破地震観測用計器の流用をゆるされた爆破地震動研究グループの各位に感謝する。

22. *Local Earthquakes in Kii Peninsula, Central Japan.* *Part I. Reconnaissance Observation of Minor Shocks* *at Gobo, Wakayama Prefecture.*

By Setumi MIYAMURA,
Earthquake Research Institute.

Renewal of the local shock activity in Wakayama Prefecture began again in the second half of 1949. Annual numbers of earthquakes felt at Wakayama from 1880 through 1956 are shown in Fig. 1 which represent the general tendency of seismicity in the region. For the last culmination of the activity some thirty years ago A. IMAMURA¹⁾ executed comprehensive investigations, among which we cannot pass unnoticed his seismological net-work operations and precise level surveys. Although he anticipated the re-occurrence of great Nankaido earthquake like that of 1854, and tried to continue his observation and survey programmes, intending to catch any forerunning phenomena, eventually should occur before the coming great earthquake. But, various difficulties during the War hindered him from developing his investigations, and at last compelled him to give up his whole plan, when the anticipated great earthquakes attacked the Tokaido and Nankaido regions, adjoining in the Kii Peninsula, successively in December 7th 1944 and December 21st 1946. On the other hand, however, local shock seismicity in Wakayama Prefecture had gradually lowered its activity after 1925, shifting or diverging its center from north to south²⁾, and before the Tokaido Earthquake in 1944 number of felt shocks at Wakayama Meteorological Observatory reached a minimum of about 70 per year. After-shock activities of the two great earthquakes, of course, affected the region, but they had ceased in a year or

two. After the Nankaido Earthquake of 1946 Hisasi IMAMURA, son of the late Prof. A. IMAMURA, re-opened his station at Kainan City and traced the decline of after-shocks, the statistical treatment of which was reported by F. KISHINOUE³⁾.

For the re-opened seismic activity in the region we intended to follow again IMAMURA's programme both in seismometric and geodetic investigations. And, at first, in order to obtain some necessary information for future seismological operations in the region, the author executed in Jan.~Feb., 1952, reconnaissance observation by sensitive electronic seismographs at Hidaka High School, Gobo, Wakayama Prefecture. (See the maps in Figs. 2 and 4.)

Instruments used are two kinds of inverted pendulum electrodynamic transducers of horizontal components, having 10 and 3 c/s natural frequencies, connected to the E. L. F. amplifiers and electromagnetic oscillograph, all having been developed for explosion seismology by the R. G. E. S. (Research Group for Explosion Seismology)⁴⁾. Owing to the high level of ground noise at the station⁵⁾, the observation had to be performed only on calm mid-nights to keep the magnification of the seismographs as high as 50,000~80,000 at 10 c/s. Relative amplitude-frequency characteristics are shown in Fig. 3. Some items of the observation are given in Table 1. There was a total of 82 shocks during the effective 46 hours observation, or more strictly we could identify this number of shocks as natural earthquakes on the 12 night oscillograms. Typical examples of seismograms are illustrated in Fig. 5.

The numbers of earthquakes recorded by our sporadic high gain observation at Gobo are given in Fig. 6, together with those recorded daily at Wakayama and Sionomisaki Meteorological Observatories during the same period. Felt shocks at the three stations are also inserted in the figure as asterisks of large and small size, following the intensities. The figure suggests to us that the seismic activities around the three stations, which are situated in the northern, central and southern parts of the Prefecture are parallel in general tendency, though their degrees of activeness are fairly different. It was also pointed out by F. KISHINOUE in the after shock statistics mentioned before³⁾.

The frequency distribution of time intervals between successive earthquakes at Gobo indicates no distinctive nature other than ordinary tectonic earthquakes, of which the time intervals are empirically expressed by an exponential law, implying a random occurrence of the events⁶⁾. Following Y. TOMODA⁶⁾, time intervals of after shocks and volcanic swarms are expressed by other formula, and we may conclude that the minor shocks around Gobo are not similar to the above cited sorts of activities in their occurrence. (cf. Fig. 7)

Among the recorded 82 earthquakes only 37 shocks gave us clear *S-P* times, frequency mode of which lies between 1~3 seconds as shown in Fig. 8a. Comparing it to the histograms of *S-P* time frequencies of felt earthquakes at Wakayama and Sionomisaki Meteorological Observatories in Figs. 8b and 8c respectively, we can easily conclude that the center of seismicity lies to the north of Gobo, rather nearer to Wakayama City, as was the case in the first period of the former activity in the region. Moreover, numbers of felt shocks in 1952 at the three stations, Wakayama, Gobo and Sionomisaki were about three hundreds, fifty and five respectively, which further convinces us of the last mentioned northerly biased distribution of seismic activity.

Tripartite observations were tried in vain to add some information in locating the center of seismicity as eventual direction of approach of any phase. The size of the tripartite stations was too small and the recording paper speed was also somewhat slow.

Frequency distribution of maximum trace amplitude was examined, taking the class interval $dA=5\text{mm}$. As is shown in Fig. 9, it can be expressed by ISHIMOTO-IIDA's formula (I-I formula) with $m \approx 2$. Minor shocks with maximum amplitudes smaller than several millimeters might be missed owing to the difficulty of identifying natural earthquakes from other oscillations of artificial or unknown origins. Thus the number of identified shocks must be taken to correspond to that recorded by several times lesser magnification seismograph. And, if we extend the above obtained I-I formula to rather larger shocks, considering the effective magnification as about ten thousands instead of fifty to eighty thousands, we can guess a possible time of temporary observation using a seismograph with lower magnification. Number of shocks recorded by a seismograph with magnification V is proportional to V^{m-1} , where m is the constant in I-I formula (T. ASADA⁷⁾, 1957). Thus, if we use ISHIMOTO's accelerograph ($V=200$), the time of observation enough to record as much shocks as the present sporadic one, becomes fifty times longer, i. e. about three months. If we make our future observation by the accelerographs in the northern area near Wakayama, we may expect to catch more shocks and shorten the period to a month or so. But, as was seen in Fig. 2, the earthquake occurrence has a rather sporadic nature, and if we take too short a period for observation, we will miss the general nature of seismic activity, however we can logically shorten the time by selecting calm stations and raising instrument sensitivity.

Comparison of seismograms obtained by higher and lower frequency characteristics indicates clearly the difference of spectral natures existed in the principal wave groups, P - and S - groups. Fig. 10 illustrates it well, as the mode of frequency of $A_m(P)/A_m(S)$ by lower frequency seismograph (3c/s P.U.) lies in $0.2\sim0.3$, while that of by higher frequency instrument (10c/s P.U.) lies in rather higher values.

It is well known that the seismogram changes its shape according to its epicentral distance. Ratio between maximum trace amplitude in mm and total duration in second is taken as a measure of seismogram degeneration. As seen in Fig. 11, mode of frequency distribution of the above proposed ratio obtained by lower frequency seismograph lies between $0\sim1$, while that of by higher frequency instrument between $2\sim3$. It means that, for the same maximum amplitude lower frequency oscillation continues longer than shorter frequency ones. If we take S - P time as a substitute of epicentral distance, it is illustrated in Fig. 12 that the above ratio gradually decreases with epicentral distance. Dotted lines and broken lines in the figure separate the plots for the shocks, whose maxima were measured in S and L phases respectively. Declinations of the curves with S - P times or epicentral distances are steeper for higher frequency seismograph than for lower frequency instrument both in S and L phase maximum cases.

In conclusion, the main active area of the present local earthquake swarms in Kii Peninsula lies in the northern half of Wakayama Prefecture and our future expedition should be first focussed in that area. The instruments with fairly low magnification like ISHIMOTO accelerographs will probably be useful if we observe for a month or so. Direct use of JJY standard radio time signals as seismographic time marks was tested and gave some hope in future practice. Identification of P and S phases by one component observation was very difficult and 3-component observation and/or observation with different frequency character seismographs must be recommended in future observation.