

1965年~1974年の気象庁の震源検知能力*

550.34.06

望月英志**・小林悦夫**・岸尾政弘**

Hypocenter Determination Ability of JMA Seismological Observation System During 1965—1974

E. Mochizuki, E. Kobayashi and M. Kishio

(Seismological Division, JMA)

Based on Gutenberg-Richter's formula $\log N = a - bM$ (N : number of earthquakes, M earthquake magnitude, a , b : parameter), the smallest magnitudes M_S for the following zones are determined by use of data obtained from 1965 to 1974 in and near Japan by the JMA seismological observation system.

zone 1: $\Delta_3 \leq 100$ km, zone 2: $100 \text{ km} < \Delta_3 \leq 200$ km zone 3: $200 \text{ km} < \Delta_3 \leq 300$ km
zone 4: $300 \text{ km} < \Delta_3 \leq 400$ km zone 5: $400 \text{ km} < \Delta_3 \leq 500$ km,

where Δ_3 is the third shortest distance among distances from an epicenter to stations. Contours for M_S are given in Fig. 3.

It is evident from the plot that the smallest magnitude of shallow earthquakes whose hypocenter is determined without missing is 4 for those occurring in the seismological network. The contour map agrees well the result given by a simulation (1969, Ichikawa).

Results obtained from a statistical study for the b value determined for each region in Fig. 4 harmonize well with the contour map (cf. Figs. 3 and 6).

§ 1. はしがき

気象庁における地震観測は、気象観測と同じくらい古い歴史を持っており、使用測器やデータ処理方法などは、時代とともに断続的に変化してきた。測器の更新や展開が行われる場合、気象庁の地震観測点の数は110余にのぼるので、全観測点で同時に更新、展開というわけにはいかず、数年計画で行われる。また、ある種の測器が導入される場合には一部分（たとえば60~70地点）に展開されるのが普通である。したがって、同時代でも観測点により、多少、使用測器の種類が異なっている。

最近では、日本沿岸から200 km以内に発生したマグニチュード3.0以上の地震（大、中、小地震）をもれなく検知するため、1000倍級の地震計が全国的に展開され、また、高感度地震計、海底地震計も展開されつつある。同時に、データ処理方法の開発により地震記録の検

測は、磁気テープ記録方式のものは、小型電子計算機を用いて行われるようになった。

このように使用測器やデータの処理方法が異なると、当然のことながら、震源の検知能力も異なってくるが、それを把握しておくことは、日本付近の地震活動を知る上に必要であろう（勝又，1970）。以前にも市川（1969，1972）、帆前ら（1971）により同様な調査がされているが、今回は1965年から1974年の10年間についての調査を行った。なお、最近展開された磁気テープ記録式地震計（1000倍級）により得られたデータは、それ以前と質的に異なるので除いた。磁気テープ記録式地震計のデータを加えた場合の気象庁の震源検知能力については、今後数年間のデータ蓄積を待って、同様の調査を試みたい。

§ 2. 調査期間のデータ

1965年~1974年の10年間は、周期5秒の100倍級地震計を主としており、測器および観測ネットの点では、1926年以来ほぼ同じ状態にあったと言える。1926年ころからウィーヘルト地震計が展開され、1960年から同じ性

* Received June 1, 1976

** 気象庁地震課（望月：現大阪管区気象台，小林：現気象庁産業気象課）

能の電磁式地震計に逐次更新された。この更新により刻時精度が良くなったが、これ以外はほとんど変化がなかった。験測基準は1965年以後、記録紙上の最大全振幅1 mm 以上(100倍地震計では地動振幅 5μ に相当)とされたが、それより前は記録されたすべての地震についてであった。マグニチュードを決めるための最大振幅は1965年以降報告されるようになったが(5~6秒周期の地震計のみ)、以前は記録紙上1 cm 以上という時期もあり、一様な基準ではなかった。

震源計算は、1961年以後電子計算機が使われるようになり、 P, S ともに験測されたデータが4ヶ所以上得られた地震について行われるようになった。それより前は最大有感距離100 km 以上の地震の震源が、作図の震源決定法により決められた。

以上のように、今回の調査対象期間とした1965年~1974年には、均質な測器が使用され、均質なデータ処理が行われている。

なお、1926年~1960年の期間(35年間)については、1961年以後と同様な基準で震源計算が行われており、近く公表される予定である。

§ 3. 方法および地域の種類

一般に、ある限られた地域に発生する地震回数 N とそれらの地震のマグニチュード(M)のあいだには、 M の値の広い範囲にわたって、 $\log N = a - bM$ (a, b は定数)の関係が成り立っている。この関係から、ある地域に発生した地震について、どの程度の M の地震まで、もれなく震源が決められているか推定することができ

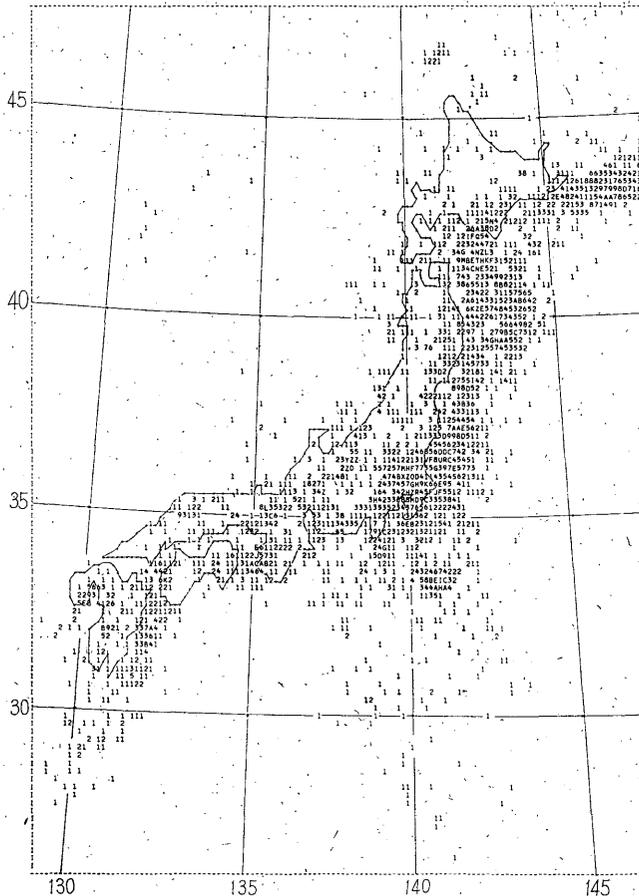


Fig. 1. Distribution of locations of earthquakes which were determined by JMA during 1965~1974.

($A=10, B=11, C=12, \dots, Y=34, Z \geq 35$)

る。ただし、ひとつの地域にこの方法を適用する場合、その地域内のどの部分も震源検知能力が同じでなければならない。また、この方法は地震の総数が少ない場合は適用できない。

気象庁の震源検知能力は、震源の気象庁観測網にたいする相対的位置によって相違する (Sato et al, 1967)。今回の調査はこのことを考慮して、同じ検知能力の範囲として、地域分類は、次の2種類の分類法を用いた。

第1に、観測網からの距離にもとづいて地域を分類した。ひとつの地震の観測網からの距離としては、観測データのうち、震央に3番目に近い観測点の震央距離(Δ)を用いた。3番目としたのは、気象庁の震源はデータが最低4ヶ所以上ある場合計算されること、および気象庁観測網に高感度観測所が一ヶ所(松代)あることによる(正務ら 1975)。すなわち最低数の4ヶ所で観測された場合、4ヶ所目が松代になることが多いためである。観

測データのなかで震央に3番目に近い観測点の Δ を Δ_3 として、次のように地域を分類した。

- Region 1. $\Delta_3 \leq 100$ km
- Region 2. $100 \text{ km} < \Delta_3 \leq 200$ km
- Region 3. $200 \text{ km} < \Delta_3 \leq 300$ km
- Region 4. $300 \text{ km} < \Delta_3 \leq 400$ km
- Region 5. $400 \text{ km} < \Delta_3 \leq 500$ km

第2の分類は、 $1^\circ \times 1^\circ$ メッシュの地域を取った。せまい地域を取れば、その地域内のどの部分も、観測網にたいする位置は同じと考えられ、その地域内の震源検知能力は一定と考えられる。ただし、あまり微小な地域では、地震の総数が少なくなり、上述の方法を適用できない。このため、狭い地域として、 $1^\circ \times 1^\circ$ メッシュ程度のものを採用した。

Fig. 1. は 1965—1974年の10年間に気象庁によって震源決定された6373個の地震の分布図である。数字は $22 \times$

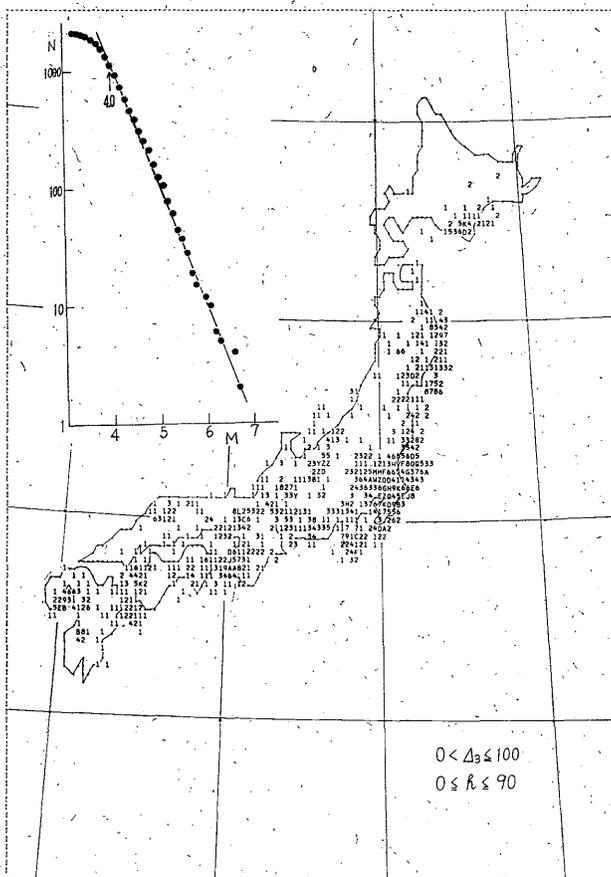


Fig. 2. Distribution of locations of earthquakes and magnitude-cumulative frequency relationship.

22 km² における地震の数を示し、A=10, B=11, C=12, ..., Y=34であり、Zは35以上を表わす。これらの地震を用いて、上述の2種類の分類による各地域について、もれなく震源が決められている最小の $M(M_s)$ を推定した。

M_s は、 $\log N = a - bM$ の直線関係にある最小の M の値であるが、 M_s の推定には次の3つの方法を考慮した。

1. 目見当により、直線上の最小の M を求め、 M_s とする。
2. 宇津の b を求める式、 $b = n \log e / (\sum M_i - nM_n)$;
(n は M_n 以上の地震の総数)において各 M を M_n

として、 b の値の変化より、 M_s を求める(宇津, 1967 a, 1967 b)。

3. 鈴木(次郎)によれば、宇津の式による b から、母集団値 b_0 の範囲が求まり、95%信頼限界のとき、 b_0 の上限を b_U 、 b_0 の下限を b_L として
 $b_U/b = k$; $\log(k-1) = 0.3867 - 0.5324 \log n$
 $b_L/b = k'$; $\log(1-k') = 0.1981 - 0.4699 \log n$
である。各 M を M_n として、 b および b_U 、 b_L を計算し、 $bM_n - 0.2$ が bM_n の95%限界の中に入るかどうかを M_n の大きい方から調べて行き、限界から外れる点を M_s とする。

Tab. 1. M_s value for various regions.

h \ Region	Region 1.	Region 2.	Region 3.	Region 4.
$0 \text{ km} \leq h \leq 90 \text{ km}$	4.0	4.3	4.8	5.1
$100 \text{ km} \leq h \leq 200 \text{ km}$	4.4	4.6	—	—

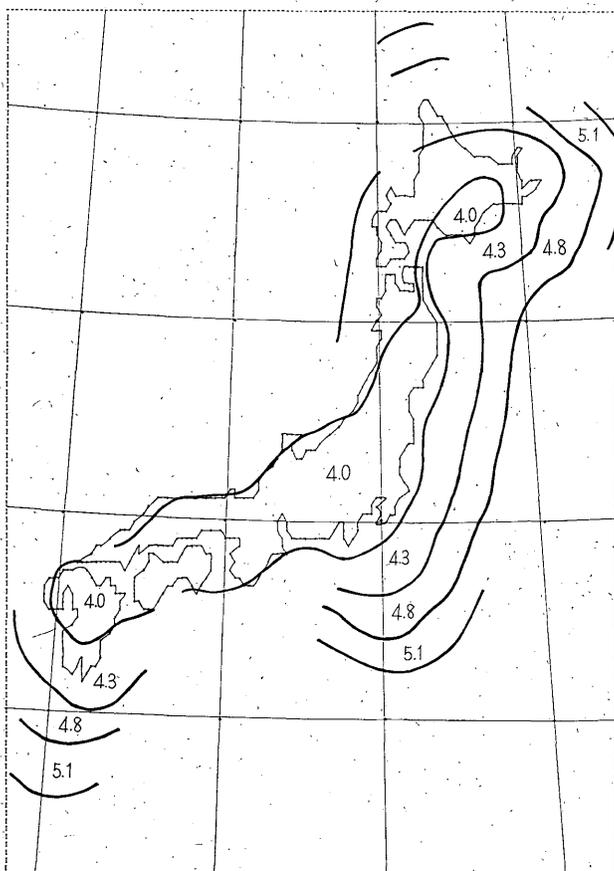


Fig. 3. M_s value for various regions ($h \leq 90 \text{ km}$).

Tab. 2. Comparison of the number of epicenters in various regions.

h	Region	Region 1	Region 2	Region 3	Region 4	Region 5
$0 \text{ km} \leq h \leq 90 \text{ km}$	JMA	2234	1553	385	166	56
	ISC	1747	1466	854	536	366
	USGS	596	882	603	298	276
$100 \text{ km} \leq h \leq 200 \text{ km}$	JMA	166	84	26	13	2
	ISC	199	80	56	41	23
	USGS	96	58	28	34	21
$200 \text{ km} < h \leq 600 \text{ km}$	JMA	14	34	19	13	13
	ISC	52	73	38	22	40
	USGS	46	59	35	21	37

§ 4. d_3 による地域分類の場合

同じ震源検知能力の範囲として、 d により地域分類を行う場合、震源の深さも無視できない。そこで、 d と同時に震源の深さ h も考慮して分類するが、 h の区分は、後に示す理由により、 $0 \text{ km} \leq h \leq 90 \text{ km}$, $100 \text{ km} \leq h \leq 200 \text{ km}$ とした。 $h > 200 \text{ km}$ は震源の数が少ないので除いた。Fig. 2は $d_3 \leq 100 \text{ km}$, $0 \text{ km} \leq h \leq 90 \text{ km}$ の範囲の震源分布、およびそれらの地震について、地震回数 N と地震のマグニチュード M との関係を示すものであり、 M_s の値は4.0である。

同様に、 d ; h の各区分について M_s を求めた結果をTab. 1に示す。斜線は、地震数が少いため、 M_s が求められなかった区域である。

これらの結果に基づいて、日本付近の $h \leq 90 \text{ km}$ の地震に対する M_s の地域分布を描いたものがFig. 3である。 $100 \text{ km} \leq h \leq 200 \text{ km}$ については、地震の数が十分でないため、 M_s の地域分布図は描くことができなかった。

次に、 $d_3 \leq 100 \text{ km}$ と $100 \text{ km} < d_3 \leq 200 \text{ km}$ のおおのについて、 $0 \text{ km} \leq h \leq 30 \text{ km}$, $40 \text{ km} \leq h \leq 60 \text{ km}$ および $70 \text{ km} \leq h \leq 90 \text{ km}$ の深さの場合において M_s を求めたところ、いずれもほぼ同じ値となった。そこで、統計に使用できる地震数なども考慮して、上述のように $0 \text{ km} \leq h \leq 90 \text{ km}$, $100 \text{ km} \leq h \leq 200$ で h を区分した。

§ 5. ISC, USGS との比較

§ 4. の分類に $200 \text{ km} < h \leq 600 \text{ km}$ を追加して、それぞれの範囲で、1964—1970年の期間に気象庁(JMA), ISC, USGSによって決められた震源の数を比較したものがTab. 2である。ISC, USGS震源の気象庁観測網にたいする距離としては、震央に3番目に近い観測点の

d を用いたが、この場合、その地震が気象庁観測点で実際に観測されているかどうかは考慮されていない。§ 4. では、実際に観測されたデータのうち震央に3番目に近い観測点の d を用いている。このため、気象庁震源の地域分類と、ISC, USGS震源の地域分類とは少々喰い違いがある。しかし、 d の区分を 100 km 単位にしているので、この喰い違いによる影響は小さいと考えられる。Tab. 2.によれば、気象庁の震源検知能力が、ISC, USGSに比べてすぐれているといえるのは、 d_3 が 200 km 以内、震源の深さが 200 km 未満の範囲である。

§ 6. $1^\circ \times 1^\circ$ メッシュの場合

$1^\circ \times 1^\circ$ メッシュの場合、震源の数が少くなるので、 h の区分は $0 \text{ km} \leq h \leq 90 \text{ km}$ のみとした。また、震源の総数が少ない場合は、より大きいメッシュをとった。Fig. 4.に各メッシュの分布を示す。図中の数字は、各メッシュに与え

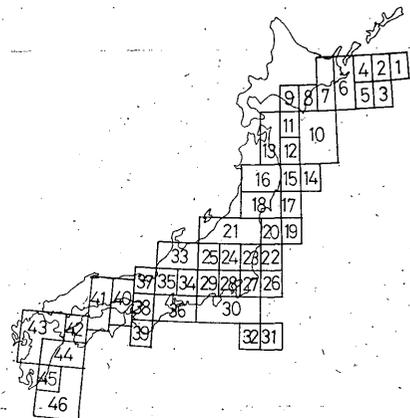
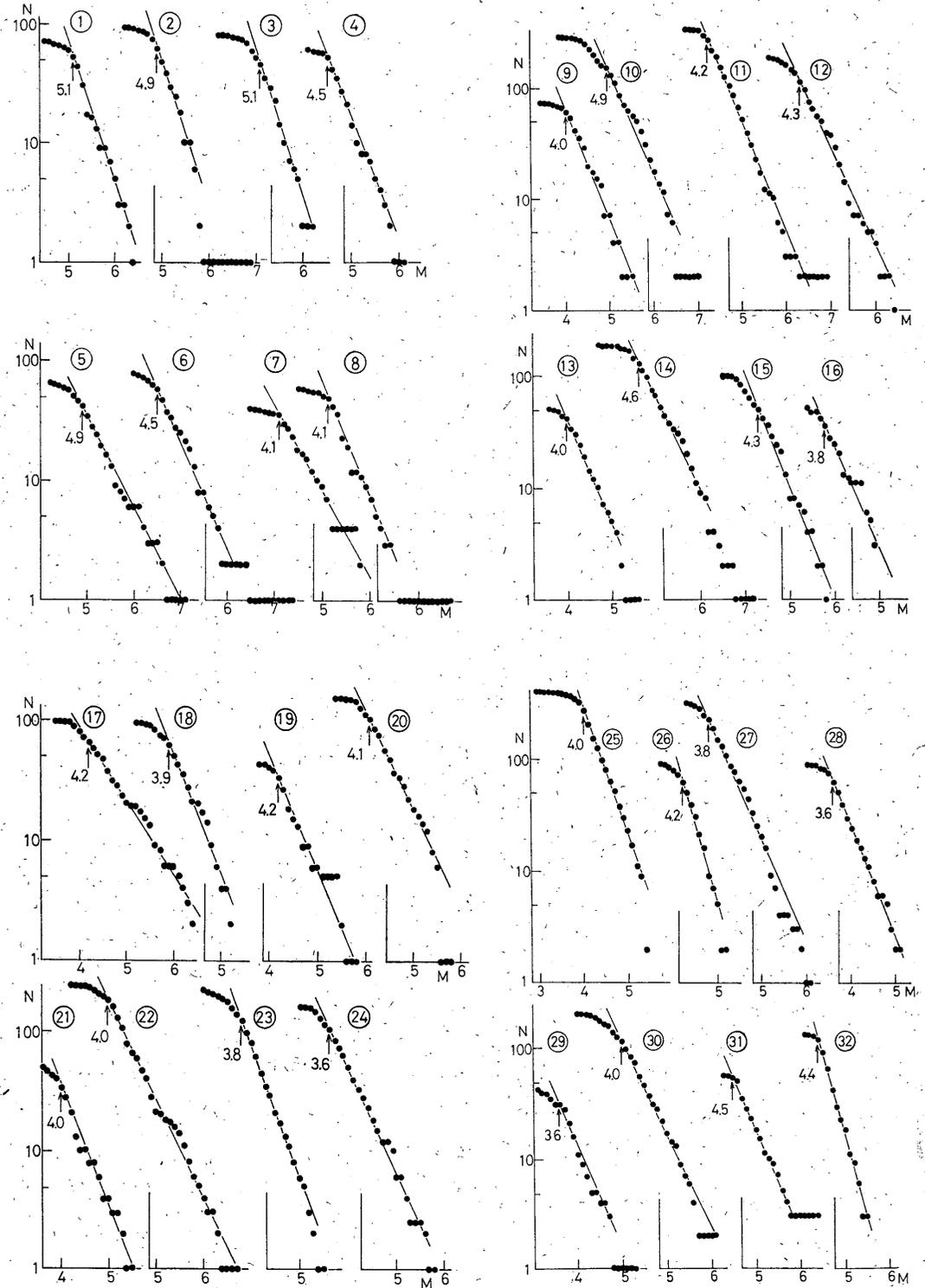


Fig. 4. Distribution of region number.



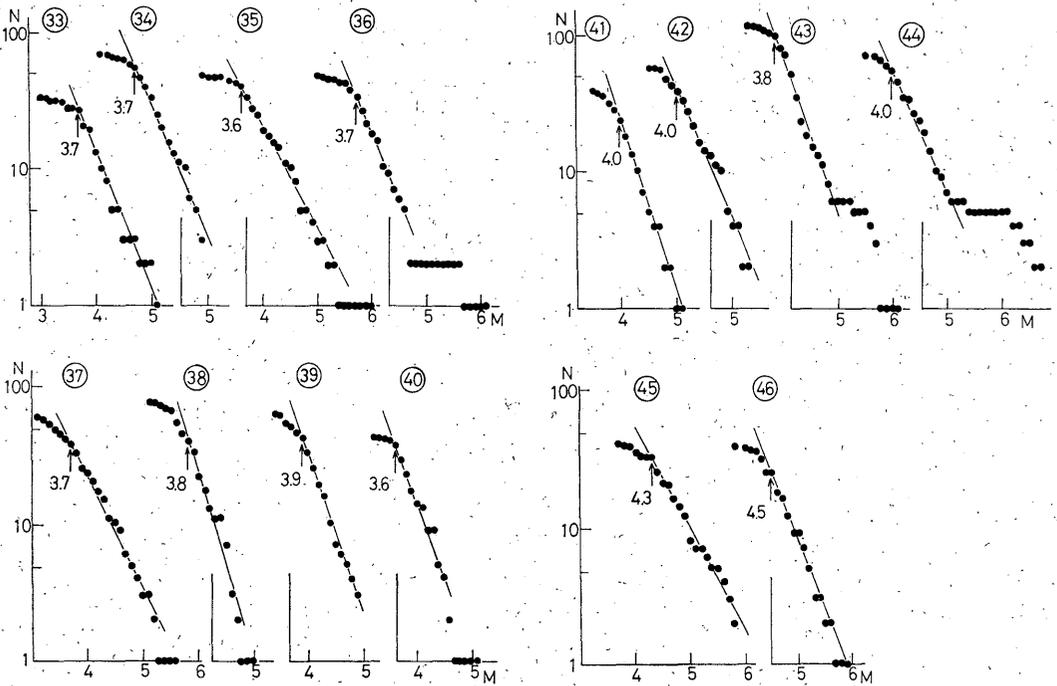


Fig. 5. Magnitude-cumulative frequency relationship for various regions ($h \leq 90$ km).

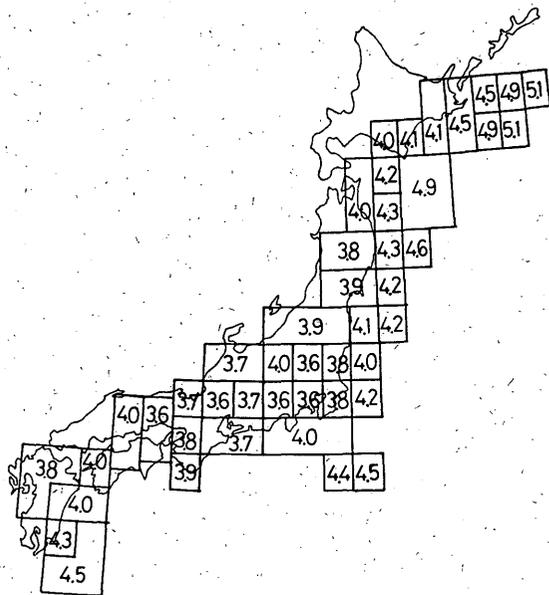


Fig. 6. Distribution of M_s value ($h \leq 90$ km).

た番号である。Fig. 5. は、各メッシュについて、地震回数 N と地震の M のあいだの関係を示す。横軸に M 、縦軸に N をとり、黒丸は累積度数である。右上の数字は対応するメッシュの番号を示し、矢印の下の数字は M_s の値である。Fig. 6. は、各メッシュについて、 M_s の値を記入したものである。

これらの M_s の値は、そのメッシュ内の平均値、近似値に相当するもので、メッシュ内のもっと小さな部分をとれば、いくらか別な値になるであろう。

§ 7. むすび

1965年から1974年にかけて、日本とその周辺に発生した地震に基づいて、気象庁地震観測網の震源検知能力を調べた。その結果によれば、北海道の大部分と九州南部を除く、内陸に発生した深さ 90 km 以浅の地震のうち、マグニチュード 4 以上のものは、もれなく検知されていることがわかった。今回の調査では、磁気テープ記録式地震計のデータは使用されていないので、日本付近の地震に対する気象庁の総合的震源検知能力は、上記の結果より多少良いであろう。また、この結果は市川(1969)が

推定した結果と良く一致している。

ISCやUSGSの日本付近の地震に対する震源検知能力と気象庁のそれを比較するとき、気象庁が優れているのは、 M_s が200 km以内に発生した震源の深さが200 km未満のものに限られることがわかった。

謝 辞

この調査にあたって、東北大学鈴木次郎博士から御教示をいただいた。地震課市川政治博士、勝又護博士から御意見、御助言をいただいた。地震課の諸氏からは御協力を得た。ここに深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 宇津徳治 (1965): 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法. 北大地球物理学研究報告, **13**, 99~102.
- 宇津徳治 (1967 a): 地震の規模別度数分布に関連する諸問題 (I). 北大地球物理学研究報告, **17**, 85~112.
- 宇津徳治 (1967 b): 地震の規模別度数分布に関連する諸問題 (II). 北大地球物理学研究報告, **18**, 53~69.
- Sato, Y., I. Ochi and Y. Kotake (1967): Accuracy of the Determination of Earthquake Source Parameters in and around Japan. Bulletin of the Earthquake Research Institute, **45**, 1~5.
- 市川政治 (1969): 気象庁地震観測網の震源決定の精度・能力, 研究時報, **21**, 297~308.
- 勝又 護 (1970): 日本列島およびその周辺におけるサイスミシティとそれに関連する諸問題, 験震時報, **35**, 75~142.
- 帆前正敏・勝又 護 (1971): 気象庁地震観測網の地震検知能力および日本付近の地震活動, 測震時報, **38**, 356~361.
- 市川政治 (1972): 気象庁の震源決定の現状. 地震, **II**, **20**, 記念特集号, 100~102.
- 正務 章・荒川義則 (1975): 近地地震観測所としての松代の潜在検知能力と効率について. 験震時報, **40**, 1~7.