

日本列島およびその周辺におけるサイスミシテと それに関連する諸問題*

勝 又 護**

550. 342

Seismicity and Some Related Problems In and Near The Japanese Islands

Mamoru Katsumata

(The Seismological Section, J. M. A.)

I. Introduction.

It is the most fundamental subject in seismology to investigate spatial distribution of earthquakes and characteristics of their activities. It also gives us informations about the tectonic processes in the crust and mantle and related geophysical phenomena. In this paper, the seismic activities in and near the Japanese Islands are studied based on the data which are mainly obtained from the publications of the Japan Meteorological Agency (JMA), but supplemented by the author himself in many parts. Also, the spatial distribution of earthquakes, regional characteristics of seismic activities and relation with major geologic and tectonic features are discussed. Characteristics of anomalous structure of the region which appear as a relatively high seismic activity are studied from the viewpoint of their effects on the transmission of seismic waves.

II. Accuracy and precision of hypocenter locations.

It is meaningless to discuss the spatial distribution of hypocenters and their relations with other geophysical phenomena in detail beyond the resolvability in the locations of hypocenters. So that, first of all the accuracy and precision of seismological data and their variations in space and time are discussed. The seismological data published by JMA has been increased remarkably during the last two decades in quality and quantity. The accuracy and precision of hypocenter parameters of many earthquakes after 1951 which are mainly used in this paper are estimated to be less than one-tenth of degree in the latitude and longitude and less than about 20 km in depth. Therefore, for the purpose of the kind of discussion made in this paper, the use of above-mentioned data may be considered to be reasonable and justified.

III. Magnitude determination.

Though Tsuboi's method has been mainly used to determine magnitude of near earthquakes from the data obtained by the seismograph observation in Japan, only magnitude of shallow events whose focal depth are shallower than 60 km are determined by his method. Magnitude of earthquakes deeper than 60 km are not reported in "The Seismological Bulletin of JMA", since there is no established method to determine magnitude of deep events in the Japanese region. Because of this, most previous studies on seismicity in the Japanese region deal with only shallow events or do not consider magnitude of deep shocks. Not only activities of shallow earthquakes but also those of intermediate-depth and deep events, however, are remarkably high in and near the Japanese Islands. So that, without data of intermediate-depth and deep shocks, it is difficult to understand the seismicity in this region clearly. The author has proposed a method to determine magnitude of intermediate-depth and deep earth-

* Received August 6, 1970

** 気象庁地震課

quakes and actually has determined magnitude of all events deeper than 60 km, and used the resultant data in this study.

JMA magnitude of shallow earthquakes based on Tsuboi's formula and those of intermediate-depth and deep events based on the author's method are the same kind of magnitude which corresponds to Gutenberg-Richter's surface wave magnitude, and denoted by M , while the magnitudes determined by the U. S. Coast and Geodetic Survey are body wave magnitude, and denoted by m . The relation between these two kinds of magnitude is obtained as follows: $m = 0.5 + 0.85M$

In the discussion of seismicity, if adequate consideration is not paid on the limit of detection ability of the seismograph network, especially on their regional differences, the result may have distorted and may not express true seismicities of regions concerned. The detection ability of the seismograph network of JMA, which is defined as the minimum magnitude beyond which hypocenter parameters of all events are determined, is 6.0 for the earthquakes within 200 km from the coastlines of the Japanese Islands. It is very difficult, however, to study seismicity in detail using only the data of earthquakes of magnitude greater than 6 because of scarcity of data. So that, an effort was made to supplement more data by reinvestigating as many earthquakes as possible from the original readings. As a result, the author succeeds to extend the limit of the minimum magnitude to $5\frac{1}{2}$. With added data of a large number of magnitude for small earthquakes, it is also possible to deal with events of magnitude greater than $4\frac{1}{2}$ in the inland and adjacent areas of the Kanto and Kinki Districts and to discuss regional characteristics of occurrence of earthquakes.

IV. *Seismic activities in and near the Japanese Islands.*

Spatial distribution of deep earthquakes in and near the Japanese Islands consist of two zones, the one extends from Mariana to Honshu across Kinki District and adjacent areas and thence to the Sea of Japan, and the other starts at the west coast of the Sea of Japan and extends to the Sea of Okhotsk. These two deep earthquake zones are generally considered to consist of one continuous system, but there is discontinuity of the distribution of earthquakes in the area where the both systems join together. As for the distribution of intermediate-depth events, it is possible to trace as one continuous zone from Mariana through Bonin, Honshu (north of Chubu District), Hokkaido, Kurile to the south Kamchatka. In Kyushu and Ryukyu regions, another system of intermediate-depth earthquake zone is found. The East Japan and West Japan Volcanic Belt run parallel to the above-mentioned two systems of intermediate-depth earthquake zones, respectively. Shallow earthquakes are widely distributed in and near the Japanese Islands, but there are distinct difference in the patterns of distribution of epicenter between the north-east and south-west Japan. In the north-east Japan, seismic activities in the upper-most mantle are high and confined to the Pacific-coast side of north of the Kanto District, showing clear zonal distribution. While the south-west Japan exhibits minor activity. seismic activities in the crust are distributed in the whole Japan, but not so high as in the upper-most mantle. Seismic activities generally show remarkable clustering tendencies, and there can be seen several so-called "nest of earthquakes". It is worthwhile to notice, however, that most earthquakes of great magnitudes do not occur near center of the nest but occur near the boundary of the nest.

In the Japanese area (bounded by latitudes 28°N and 48°N and by longitudes 128°E and 150°E) 16 to 17 earthquakes of magnitude greater than 6 (including 11 to 12 shallow shocks) occur in the mean annual number. The energy released by these events is roughly estimated 3×10^{23} erg per year (calculated from the Gutenberg formula: $\log E = 11.8 + 1.5M$), including 2×10^{23} erg of shallow shocks. The ratio of the seismic activity in the Japanese area to that of the whole world is about 6% in frequency and about 10% in energy. This shows the fact that the Japanese area is one of the most seismically active regions in the world, and also shows the occurrence of earthquakes of great magnitudes in this region is more predominant than the mean of the world.

In the Japanese area, seismic activities are the highest in the upper-most mantle (depth from 30 to 70 km) and most of great events occur in this depth. The ratio of intermediate-depth activity to total earthquakes is slightly low. Activity of deep events is generally high,

and number of earthquakes with depth between 300 to 350 km are especially great.

V. *Earthquake frequencies versus magnitude.*

The earthquake frequencies versus magnitude for a certain region are approximately expressed by $n(M)dM = \text{Const.} \times 10^{-bM} dM$ where n is earthquake frequency and b is a parameter. The constancy of b has been the subject of considerable debate. There are many studies where b values are considered as variable quantities depending on the tectonic structure of regions concerned or depths of earthquake occurrences. On the other hand, there are studies which claims that b value should be invariable. There remains many questions in the selection of time and space in the determination of b value, and in the method of data processing. Making use of expounded data newly added by himself, the author select several earthquake nests as unit earthquake province for determination of b values, and compared the resulting values to one another. The b values of most areas are approximately 0.8 to 1.0. There can be seen no significant differences among regions and depths. This result suggests that b values do not vary so markedly and take the values 0.9 ± 0.1 .

The parameter c of the Ishimoto-Iida formula $n(A)dA = \text{Const.} A^{-c} dA$ is considered equivalent with b by the relation $b = c - 1$. The b value, however, are obtained as mean values of regions concerned, while c value are influenced by local conditions of observation point. Therefore, it may be dangerous to consider the difference of c values as that of characteristics of magnitude frequency relations on occurrence of earthquakes.

VI. *Relationship of the spatial distribution of earthquakes to the tectonics.*

The Japanese Islands exhibits many of the features normally associated with the arcuate structures of the Pacific. These include such as systematic parallel distribution of deep sea trenches, shallow earthquake zones, negative gravity anomaly, chain of active volcanos, positive gravity anomaly and intermediate-depth and deep earthquake zones. In the vertical sections perpendicular to the island arcs, hypocenters of earthquakes are confined to a zone of 50 to 100 km thick. The dips of focal zones are 30° to 60° , and variate from place to place. Depth of seismically active zones and relations of locations with parallel distribution of other geophysical phenomena change from one island arc to another. The configurations of focal surface are distorted regionally, but can be regarded approximately a straight. These dimensional patterns of spatial distribution of earthquakes around the island arcs, and their focal mechanisms do not contradict with concept of "the new global tectonics" or "the plate tectonics" based on the hypothesis of sea-floor spreading.

VII. *Spatial distribution of earthquakes and anomalies associated with transmission of seismic waves.*

Hypocenters of earthquakes do not show uniform spatial distributions, but show clustering distribution. Especially, occurrence of deep earthquakes are confined in very limited areas. Though detailed mechanisms of occurrence of earthquakes and law governing those characteristic distribution are unknown, the above-mentioned fact can be considered the manifestation of non-uniformities of not only crustal-structure but also inner structure of mantle up to 600 km or 700 km. It suggests that there exists difference in substances or states, in mediums between both regions with and without earthquake occurrence. In order to detect the above-mentioned difference, velocities and attenuation parameters of seismic waves transmissising both regions are compared. As a result, it is found that seismic waves in seismically active regions travel with greater velocities (5 to 7% greater than that through other regions, especially clear in case of S waves) and with less attenuation (especially remarkable in case of high-frequency waves). Based on these facts, differences in the north-east and south-west Japan on travel times, amplitudes of seismic waves, patterns of seismograms and phenomena concerning anomorous intensity areas can be explained reasonably. These facts also are compatible with the hypothes that the lithosheres of relatively low temperature and of greater dencity and rigidity go down beneath the underneath of island arc.

目 次

I	まえがき	4
II	震源決定の精度	5
	1 気象庁観測網による震源の決定	6
	2 震源決定の精度の検討	7
III	マグニチュードについて	9
	1 浅い地震のマグニチュード	10
	2 深い(60km以深)地震のマグニチュード	11
	3 M (JMA) と m (CGS) の関係	14
	4 気象庁地震観測網の地震検知能力	15
IV	日本列島およびその周辺における地震活動	16
	1 地震の分布	17
	2 地震活動のエネルギー	20
V	地震発生の規模別頻度	27
	1 規模別頻度の地域性	28
	2 地震の規模と地震区の大きさ	29
	3 日本列島内各地域の b	30
	4 地震動の振幅の頻度分布と b	35
VI	地震の立体的な分布と地体構造	38
	1 日本列島の地体構造および地震の立体的な分布の概観	39
	2 各島弧における地震の垂直分布	41
	3 島弧における地震活動	46
	4 海洋底拡大説からみた地震活動	48
VII	地震の分布と地震波伝播の異常	49
	1 地震波の速度について	49
	2 地震波の減衰について	50
VIII	要 約	55
	文 献	56
	付 録	60

I まえがき

地震の地理的分布と地形、地質、火山等との関係については、古くから多くの人々によって注目され研究されている。深層に発生する地震までふくめ、地震の空間的分布とその活動の状況を明らかにすることは、サイスミシティ研究の基礎的資料であるばかりでなく、関連する他の地球物理学の分野に対しても重要な情報を提供する。本論文では、深い地震のマグニチュード、その他についても増補した最新の資料を用いて、日本列島およびその周辺における地震の空間的分布の状態を詳しく調べると共に、それらと地質構造、地形、火山、重力異常帯等の諸現象の配列との関係について述べる。地震の分布と他の現象とを対比する場合、震源決定の精度、観測網の持つ検知能力の限界等が当然重要な問題となるので、

それらのことについても検討を加えた。

日本列島は環太平洋地震帯に沿って位置し浅い地震のみでなく、深い地震の活動も地球上で最も活発な地域の一つである。日本国内の観測資料を用いて、近地地震のマグニチュードを求める方法としては、河角・坪井の方法が広く用いられているが、それらは浅い地震についてのみ適用される方法である。しかし、日本列島およびその周辺では、深い地震の活動を無視してサイスミシティを論じることは出来ない。したがって、深い地震に関するマグニチュードの資料が不可欠であるので、筆者は深い地震のマグニチュードを求める一つの方法を提唱した。そして、この方法により深い地震のマグニチュードを求め、その資料をもとにして研究を進めた。

ある地域の地震の空間的分布の特徴、その発生の規模別頻度の特性等は、地質構造、あるいはテクトニックな

条件と関連して変化するとされている。これらについて議論を進めるさい、取り扱う空間の範囲の選定に本質的問題の一つが存在している。ここでは、地震の空間的分布に着目し、いくつかの地震活動の単位地域を選び、それらについて、規模別頻度の特性その他を比較、検討した。これらの目的に対して従来の資料は完全とはいえないので、新たに深い地震のマグニチュードを求めたのみでなく、多数の地震について再調査し、資料の改訂、追加等をおこなった。特に、1951年以降の地震については、マグニチュードの資料を欠く地震についてマグニチュードを求めることにより資料をおぎない、資料の不完全さや地域的なゆがみから来る統計結果の誤差を取り除いた。また、日本列島およびその周辺における地震活動のエネルギーの深さに対する変化の状況の特徴、地球全体の地震活動に対して占める割合等について考察した。

地震は地球上に一樣に発生しているわけではなく、むしろかぎられた地域にだけその発生が知られている。いろいろな断面について震源の分布の状況を見ると、地震の多発する地域と、地震の発生しない地域とは、明瞭に分離される。このことは、地殻～マントル上部に地域的な不均質の存在することを示している。すなわち、地震の頻度の高い地域を構成している媒質は、地震の発生しない地域のそれと比べ、構造、状態あるいは物性等に何

らかの差異があると推論することが出来る。本論文では、それらの相違が、地震波伝播速度、減衰に与える影響、異常震域との関係等について調べた。両地域での媒質の特性の相違は、海洋、島弧等の型成に関する新しい仮説“Sea floor spreading”とも関連する重要な問題であるので、このことについても考察した。

本論文は、主として1966年までの資料にもとずいて作製された草稿に、最近の資料を参照し加筆したものである。したがって、その後の地球物理学の目ざましい発展、資料の著しい進歩等に関しては、その一部々がとりいれられているにすぎない。特に、第II、III章については、改訂すべき点も多いと思われるが、それらについては別の機会にゆずりたい。

II 震源決定の精度

地震の空間的分布と地質構造その他の地球物理学的諸現象との関係を調べる場合、震源決定の精度の範囲をこえてそれらに対比することは出来ない。地震の分布とその活動の状況は、もとより短期間の資料でその全容を把握することは出来ないが、震源決定の精度は時代と共に変化している。したがって、震源決定精度の限界とその地域性、時代的推移等に注意する必要があるので、最初にそれらについて展望する。

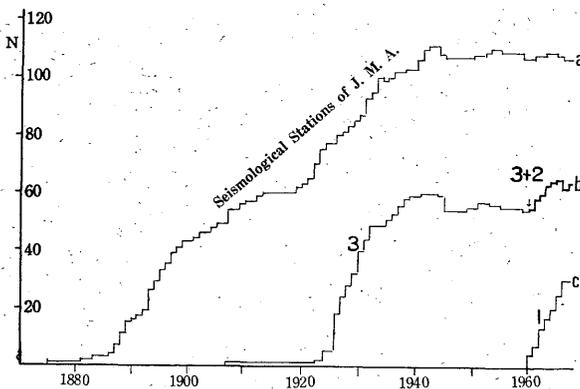


Fig. 1 Development of JMA seismological observation.

- a; Numbers of seismograph station.
b, c; Numbers of seismograph (1, 2 and 3 refer types of seismograph in the captions of Fig. 2).

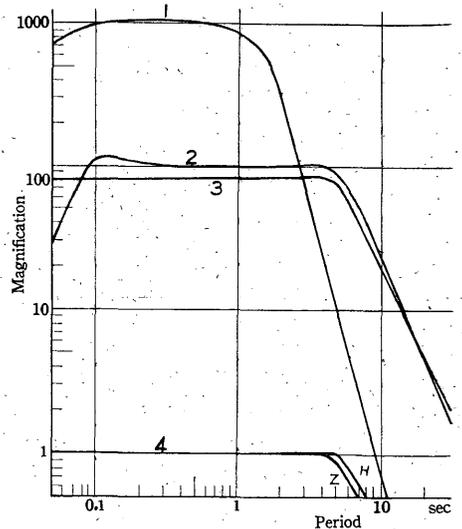


Fig. 2 Response curves for main seismographs used in JMA network.

- 1; Electromagnetic seismograph with optical recorder. 2; Electromagnetic seismograph with visible recorder. 3; Wiechert seismograph. 4; Strong motion seismograph.

1. 気象庁地震観測網による震源の決定

日本の歴史時代からの地震(主として破壊的地震)に関する資料は、多くの人々の努力により、古い時代にまでさかのぼり、広く収集され詳しく調査されている(たとえば、今村(1937), 武者(1951), 河角(1951)等)。その後、1884年に震度階が制定され、全国約600ヶ所から有感地震の報告を組織的に集めるようになってからは、重要な地震現象はほとんどもれなく記録に残されるようになった。地震計による観測は、これより先1875年に始まり、年と共に測器に改良が加えられ、地震観測所の数も増加して来たが(Fig. 1 参照)、測器の精度、時刻精度等は勿論今日のものと同一視するわけにはいかない。1923年の関東大地震を契機として Wiechert 式地震計による観測網の整備が急速に進められ、近年にいたる

までそれらが気象庁観測網の主要地震計となっていた。しかしながら、順調な発展を続けていた地震観測網も、太平洋戦争により荒廃し、観測資料にもかなりの混乱が見られた(特に、1944年~48年の期間)。1950年頃より戦後の混乱から一応抜け出し、施設および資料は戦前以上に充実して来た。1960年頃より電磁式地震計が新たにとり入れられ、また、1961年以降は資料整理に大型電子計算機が使用されるようになった。現在気象庁の観測網に設置されている地震計の主要なものについてその特性曲線を Fig. 2 に示す。また、地震観測所および地震計の増加の足どりを Fig. 1 に示す。

前記の事情から、日本列島およびその周辺の地震に関する資料は、第1表に示すような4時期に分けて検討するのが妥当であろう。

Table 1. Brief history of improvement for earthquake detection and location by the seismograph network of JMA.

1884年 } 1929年	初期には震度分布を主に、後期には器械観測の資料により震央を推定しているが、精度については一般に現在のものと同等にあつかうわけにはいかない。震源の深さは、大部分が不明確である。
1930年 } 1950年	1930年代には地震観測所は約90ヶ所、うち Wiechert 式地震計によるもの55ヶ所と、観測網はととのい、震源決定の方法も確立された。深い地震の存在が確認され(1927年ごろ)、それらの地震に関する調査も進められたが、浅い地震の詳しい震源の深さ、小さい地震の震源等については資料はまだ十分ではない。定常業務としておこなわれた震源決定の主な手段として、和達・鷺坂・益田(1933)によるP波の走時と、鷺坂・竹花(1935)によるS波の走時から作られた、S-P時間、震央距離、震源の深さの関係を示すノモグラフが使用された。他の方法、たとえば等P線、初動方向等も併用され、手作業の“Trial and error method”により震源を求め、その結果は原則として1/10度のオーダーで記載されている。しかし、観測網の条件の良い地域、特別な調査のおこなわれた地震等を除き、一般に、震央位置に対して1/10度、震源の深さに対して20km以内の精度を期待することは無理である。なお、近地の稍深発地震、深発地震では明瞭なScS波が観測されることが多く、この相を深さの推定に応用した場合には、かなり良い結果が得られている。
1951年 } 1960年	前記の期間のものとは本質的には大差はないが、観測施設の整備、刻時精度の向上等により資料の質はかなり向上している。主要な地震については走時曲線を描いて震源をチェックするなど、注意深く震源が求められるようになり(1953年以降は震源時も求められるようになった)、浅い地震についてもほぼもれなく震源の深さが記載されるようになった。また、小さい地震についても震源が決められるようになった。観測網の条件の良い地域については、震央位置は約1/10度、震源の深さは20km(浅い地震について)の精度をもつと推定されるものが多くなっている。
1961年	電子計算機を使用し、和達・鷺坂・益田および鷺坂・竹花の走時にもとづいて改良 Geiger 方法(気象庁(1963)、市川(1965))により、震源が計算により求められるようになり、震央は分の単位で記載され、震央位置の緯度、経度および震源時にはそれぞれ標準誤差が付されている。かなり小さい地震まで震源が計算されるようになり、資料は質、量共に飛躍的に向上している。

2. 震源決定の精度の検討

震源決定の精度は、地震計の感度、時刻精度および観測網の配置の状況等のほか、準拠する走時、あるいは地下構造の仮定の適合度等により著しく影響される。

1960年以前の時期（手作業の時代）の地震については、震源誤差は求められていない。それらの地震の震源決定の精度を推定するため、気象要覧、地震月報に公表されている定常業務で求められた震源と、より精密な方法—Geiger (1910), Hodgson (1932) の方法、および現在電子計算機でおこなわれているプログラム等を使用した場合—により求めた結果とを比較したのが Table 2 である。

浅野 (1959) は、1958年に中部地方でおこなわれた爆破震を、気象庁の観測網がとらえた資料を用い、気象庁の震源決定精度を調べた。すなわち、爆破点、震源時が未知であると仮定し、それらを前記の観測値を使って、最小自乗法により推定した。それにより、爆破点が 0.1 度以内の誤差で求まることを確かめた。また、定常業務（当時の手作業）でおこなわれていると同じ手段を用いて爆破点を推定した場合も、ほぼ同様な結果が得られている。

Table 2 の結果、および上記のことから、“Trial and error method” による震源もかなり良い精度を持って

いることがわかる。本論文では主として1951年以降の資料によって議論が進められているが、それらの地震の震源決定の精度は、次に述べる1961年以降のものに比べ著しい不連続は認められない。

1961年以降は、和達・鷺坂・益田 (1933) の P 波の走時、鷺坂・竹花 (1935) の S 波の走時に準拠して、電子計算機により震源が計算されている。震源の誤差は、地震観測の精度、地震発生位置と観測網の配置との関係で当然変化する。1961~66年の期間に、日本列島およびその周辺に発生したマグニチュード 4½ 以上の地震について、地震月報に報告されている震央および震源時の誤差（改良 Geiger 法による標準誤差、気象庁 (1963), 市川 (1965)）の地理的分布を示すと Fig. 3-b のようになる。図には、緯度、経度各 1 度の範囲内に発生した地震 (Fig. 3-a にその回数が示されている) の震央、震源時の誤差の平均値（4 ケ以上の資料がある場合について平均が求められている。ここでは、震源の深さについては考慮されていない）を示したものである。Fig. 3-b から内陸および近海の地震の震央位置は 1/20 度程度の誤差であることがわかる。観測網の条件の悪い沖合地域（沿岸から 200km 程度の地域）では 1/10~1/15 度程度となっている。さらに周辺地域の場合には、より大きな誤差が推定される。本論文で扱っている範囲内 (Fig. 15 参照) の地

Table 2. Comparison of accuracy of hypocenter location.

Date of earthquake	Hypocenter determined by JMA				Relocated hypocenter				r km	d km	Source
	Origin time	Lat.	Long.	Depth	Origin time	Lat.	Long.	Depth			
	h m s	N E		km	m s s	N E		km			
1931 Feb. 20	05 33	44.5	135.7	350	33 23.1±1.5	44° 29'±2'	135° 45'±2'	391±3	6	40	*1
1948 June 28	16 13	36.1	136.2	20	36 08	2 136 14	2 ...	5	...	*2
1952 May 23	13 20	32.9	136.1	60	20 47.7	0.6 32 46	3 135 59	2 60	20	0	*7
1953 Nov. 26	02 48	34.3	141.8	40-60	48 52.4	1.2 33 56	5 141 53	4 64 9	42	15	*3
1955 Oct. 19	10 45 27	40.3	140.2	0-10	45 33.0	1.2 40 12	1 140 14	3 0	12	-5	*4
1957 May 14	00 19 38	32.5	137.8	400	19 35.2	0.7 32 44	7 137 51	5 450	27	50	*7
1957 July 22	19.16 37	14.4	136.3	350	16 36.0	0.1 34 37	2 136 07	2 360	32	10	*7
1957 Nov. 11	04 20 05	34.3	139.35	0	20 07.7	0.1 34 18	2 139 20	2 5 2	2	5	*5
1958 Sept. 2	00 29 34	37.9	134.8	400-450	29 34.6	0.4 37 55	3 134 33	3 400	28	-25	*7
1960 Mar. 20	22 36.49	39.85	143.35	0-10	36 48.7	0.6 39 52	2 143 33	3 20	22	15	*6
1960 July 30	02 31 38	40.2	142.6	30	31 38.2	0.8 40 10	2 142 37	6 40	4	10	*6
1960 Oct. 9	18 00 38	40.8	141.35	100	00 39.8	0.4 40 46	2 141 29	4 60	15	-40	*6
1960 Dec. 7	12 40 19	36.5	140.6	50	40 17.3	0.6 36 28	2 140 45	4 60	7	10	*6
1960 Dec. 26	10 44 46	34.2	136.2	60	44 45.0	0.2 34 02	1 136 14	1 60	19	0	*7

r; Deviation of epicenter location ($\sqrt{\Delta\phi^2 + \Delta\lambda^2}$) d; Difference of focal depth (relocated-JMA)
 *1; Kawasumi-Yoshiyama (1934) *2; Tomatsu (1952) *3; Usami (1956) *4; Sendai District Met. Obs. (1956) *5; JMA et al. (1958) *6; JMA (1963) *7; Author

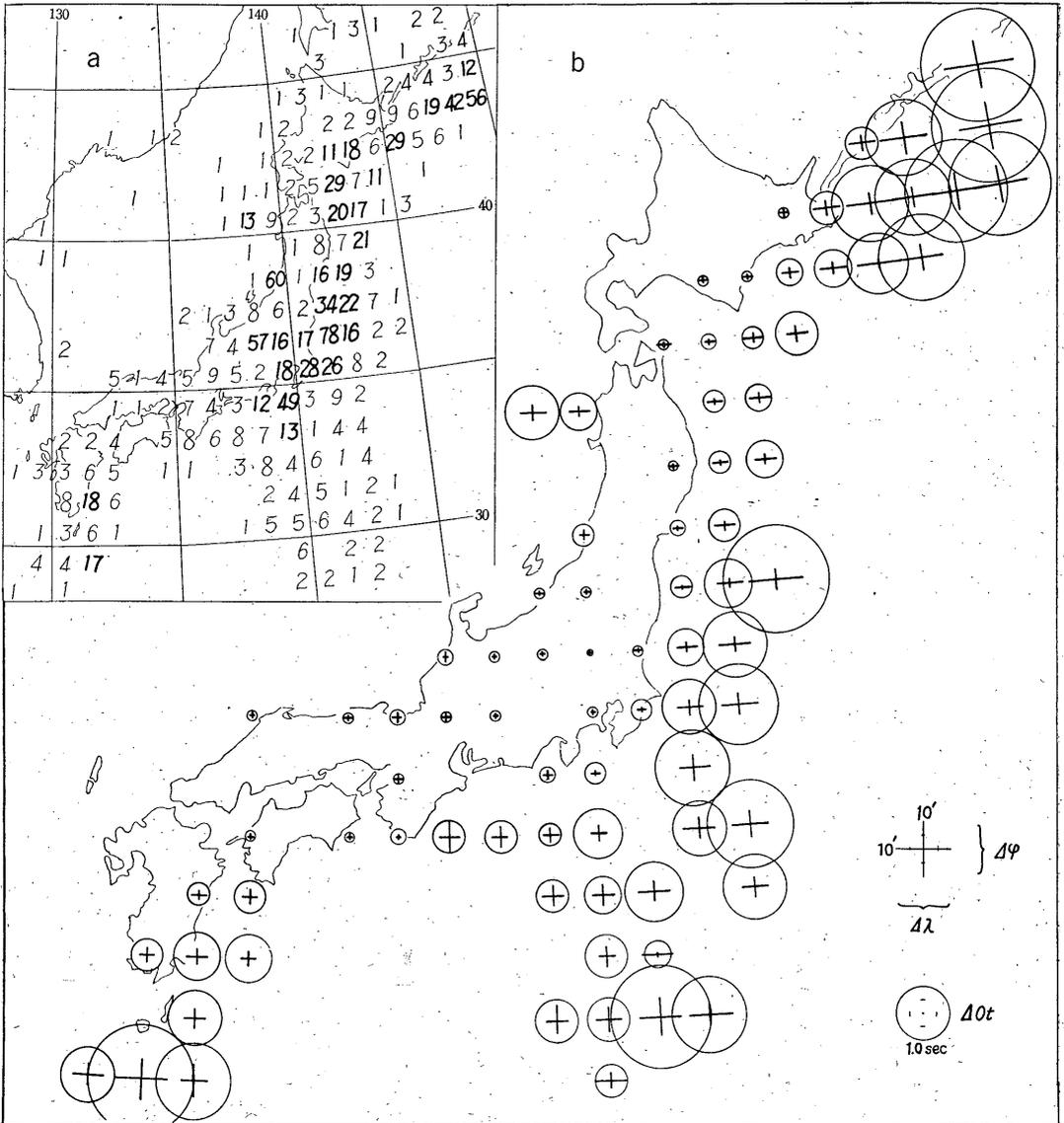


Fig. 3 Geographic distribution of errors in location of epicenter and origin time determined by JMA. a; Numbers of earthquake of magnitude $4\frac{1}{2}$ and greater which occurred in each section 1° (lat.) by 1° (long.). b; Mean values of standard error in latitude ($\Delta\phi$), longitude ($\Delta\lambda$) and origin time (Δt) for each section.

震については、大部分が $1/10\sim 1/15$ 度以内の誤差と云えよう。なお、市川(1967)の調査でもほぼ同様な結果が得られている。

佐藤,ほか(1967)は、観測網の配置の震源決定精度に及ぼす影響について、Simulation method (地震波の速度; 7 km/sec , 観測誤差; 分散 0.1 sec の正規分布, 資料の数; 震央に近い30の観測値を使用したとして)により推定し、Fig. 4に示すような結果を得ているが、実際の

データによる Fig. 3-b と上記の仮定の上に理論的に計算された Fig. 4とは、一般的傾向はほぼ一致している。

走時曲線の適合度、特に、その地域性については、地下構造の問題と共に多くの人々によって研究されている。最近は人工地震により得られた走時資料も豊かになり(たとえば松沢(1964), RGES(1966)), それらと前記の走時との差—特に、地殻内およびマントル上部での速度分布の相違—が指摘されている。安芸(1965a)は

RGESにより報告されている走時資料とよく一致するような地下構造を仮定し、それにもとづき、気象庁の観測資料を用いて東北、関東、中部地方に発生した地震について震源決定をおこなった。それによれば、気象庁の決定した震源は一部の地域のもを除き、安芸の再決定した値と有意な差が認められない(ただし、震源時には差を生じる)。気象庁で使用している前記の走時は、0, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 160, 200, 240, 280, 320, 360, 400, 450, 500 kmの16段階の深さであらわされており(1967年以降はさらに細かく、36段階となった)、震源の深さはこれらにより表現されている。安芸によれば、両者の震源の深さは、中部地方のものについては約10km程度の差(安芸の決定の方が浅い)が認められるが、他の地域では有意な差は認められないと述べている。

日本列島付近では、島弧周辺に見出される地震波速度の異常(勝又(1960), 久本(1965), 宇津(1967 d), Oliver・Isacks(1967)等)の、震源決定の精度に与える影響についても考慮されねばならぬ。Herrin・Taggart(1966), Sykes(1966), Cleary(1967), 金森(1968)等のAleutian列島での“Longshot”の資料を用いた研究によれば、震央決定の実際の精度は、 $\pm 3\delta M$ (δM : 標準誤差)であらわされる値以上となることがあることを示している。宇津(1967 d)も、日本列島周辺の地震について、震央位置に系統的誤差のあることを指摘している。特に、偏在する観測点の資料を使用した場合、遠

距離の資料のみによる場合等は前記の影響は無視出来ない。しかし、本論文で扱う震源の多くは、多数の近距離の資料を使用しており、また、観測点の分布の条件も特定の地域(たとえば、三陸はるか沖、千島列島、琉球列島等)を除き、かなりよい。したがって、多少の系統的な(相対的な)誤差はさげられないとしても、地震の空間的分布の大勢に大きな影響を与えるものではない。

本論文の第IV~VI章ではこれらの事情を考慮して地震の空間的分布、活動の特性等が論じられている。震源決定の精度の過信にもとづく、過度に詳細な議論は避けねばならぬが、本論文で使用した資料は、前述の吟味の通り、以下で議論する範囲の問題に十分たえるものと考えられる。

III マグニチュードについて

サイスミシティの研究にマグニチュードの資料が不可欠であることは言うまでもない。日本列島およびその周辺に発生した主要な地震のマグニチュードは気象庁により決められており、過去の地震についても2, 3のカタログが出版されている。しかし、それらは浅い地震(深さ60km以下)に関するマグニチュードのみで、60 kmより深い地震のマグニチュードは空白である。これは、深い地震のマグニチュードを求める方法が確立していないためであるが、このことが、サイスミシティを立体的に把握する上で大きな障害となっている。この障害を除去するため筆者は、深い地震のマグニチュードを求めるための一つの方法を提唱した。

坪井(1954)の方法による浅い地震のマグニチュード、および、筆者の方法による深い地震のマグニチュードは、いわゆるである“ M_s ”であるが、最近、実体波から求められる“ m_B ”がUSCGS, ISC等によって採用され、世界的に広く用いられる傾向にある。両者の得失については、ここではふれないとしても、すでに多量の M_s の資料が蓄積されているわが国としては、両者の対応をよく調べておく必要がある。この目的のため、 m_B と M_{JMA} および深い地震に関する筆者の M_{KAT} 等との関係を明らかにした。

地震活動に関して統計的研究をおこなう場合、 M がもれなく求まる限界について十分注意する必要がある。気象庁から発表されている日本列島およびその周辺の地震に関する M は、例えば、宇津(1967 a)により指摘されているように、かなり不完全で、 M_6 以上でないすべての地震について M が求められているとはいえない。しかし、 M_6 以上の地震の資料のみによって、サイスミ

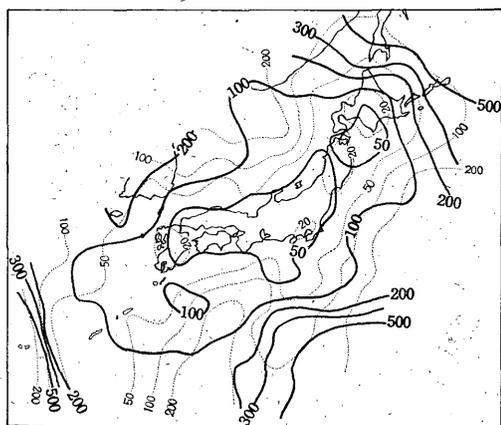


Fig. 4 Expected theoretical errors in location of epicenter and origin time (adopted from Sato et al., 1967. Assumptions of observation error; mean=0, standard deviation=0.1 sec). Heavy lines; errors in location of epicenter (unit 10m). Dotted lines; errors in origin time (unit 10m sec).

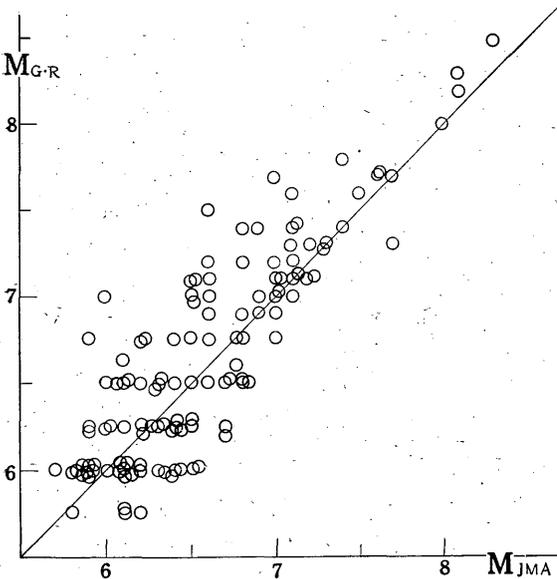


Fig. 5 Comparison of magnitudes determined by Gutenberg-Richter (M_{GR}) and those determined by JMA (M_{JMA}).

シティ、特に、その地域性等を論じることは一般に困難である。

筆者は、 M に関する多数の資料をおぎない(従来の資料を訂正したものもふくむ。資料、方法については次節参照)、調査を進めた。

1. 浅い地震のマグニチュード

浅い地震(深さ60kmまで)のマグニチュードを求める方法としては、日本では河角(1951)、坪井(1954)の方法が広く用いられている。河角のマグニチュードは、震度分布から決められるもので、これを用いて歴史時代からの破壊的地震(河角(1951)), 1885~1950年の期間の主要な地震のマグニチュード(気象庁(1953))等が求められている。河角の方法は、器械観測以前の時期の地震についてもマグニチュードを推定出来る点に重要な意味がある。坪井は日本列島およびその周辺地域の地震について、日本国内の地震動の最大振幅の観測値を用いて、Gutenberg-Richter(1954)の決めたマグニチュード(M_{GR}^*)と近似した値を得るための実験式

$$M = \log A + 1.73 \log d - 0.83 \quad (3.1)$$

A ; 水平動の最大振幅 (μ 単位)

* Gutenberg-Richter: "Seismicity of the Earth" に記載されている M 。この M の性格は、いわゆる " M_s " と同一体系のものといえる (Richter (1958))。したがって、(3.1)式から求まる M は、使用した振幅 A の性質に関係なく上記のような性質を持つマグニチュードとなる。

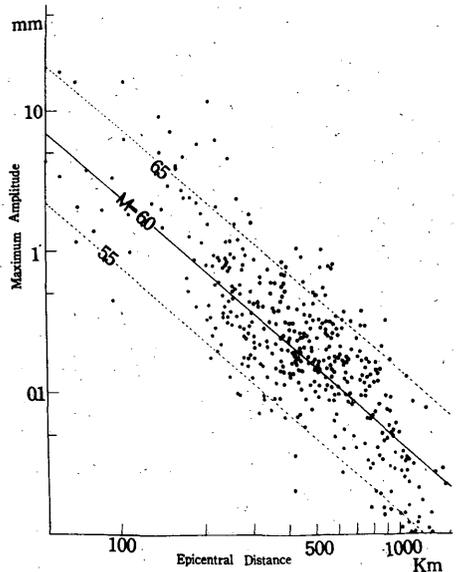


Fig. 6 Relation between amplitude and epicentral distance.

The figure shows superposed data for the eleven earthquakes of magnitude 6.0. Slanting lines show calculated values according to the Tsuboi formula.

4; 震央距離 (km 単位)

を求めた。この式を使って、1925年以降の主要な地震の M を求めた結果が気象庁(1958, 1967)によって報告されている。これらの $M(M_{JMA})$ と Gutenberg-Richter (1954) による $M(M_{GR})$ とを比較すると Fig. 5 に示すようになる。

M は通常多くの観測値から平均値として求められるが、地震動の振幅は、発震機構、波の伝播経路での減衰の条件、観測点近傍での地盤の振動性等によって大きく影響される。Fig. 6 は $M=6.0$ と求められている11の地震の $A \sim d$ の関係を、重ね合わせて示したものであるが、 A はかなり広い範囲にばらついて (6.0 ± 0.25) いることがわかる。坪井(1954)も M の精度は ± 0.3 程度であると述べている。このことは、個々の地震の M について詳細に論じる場合には注意を要する事柄であるが、第IV, V章で取り扱うような統計的問題では、重大な支障とはならない。

気象庁では、(3.1)式を用いて、浅い地震の M を求めているが、前に述べたように、かなり多数の地震について M の資料を欠いている(特に、1964年以前の時期について)。それらを補うため、地震調査原簿(気象庁所有)および原記録を参照する等して、 M を再調査した。ま

た、振幅の資料の著しく不備な地震については、記録範囲から M を推定し(Table 4, および本章第4節参照)チェックした。

2. 深い(60km以深)地震のマグニチュード

坪井による(3.1)式は一般に、深さ60km程度までの地震に対して適用されている。これより深い地震の M を求める方法もいくつか提案されているが、まだ広く用いられている方法はない。Gutenberg (1945 b)の方法も、そのままではわが国の観測資料には適用出来ない。しかし、日本列島およびその周辺では、稍深発、深発地震の活動も活発であり、これらの地震の M の資料を欠いてはサイスミシティを完全に把握することはできない。筆者(1958 a, 1958 b, 1964)は以下に述べるような方法、すなわち、坪井による浅い地震の場合と同様、Gutenberg・Richterの決めた日本列島およびその周辺の稍深発、深発地震に関する M を正しいと認めた上で、日本の観測値からそれと同様な値を得るための実用上の方法を開発した。この方法は、末広(1960)も指摘しているように、地下構造その他に関する仮定が一切ふくまれていない点に有利さがある。

震源から観測点にいたる地震波の経路と、そこにおける減衰の条件および発震機構が完全にわかれば、任意の深さの地震について、振幅(A)と震央距離(Δ)との関係は計算によって求られよう。しかし、実際にはそれらは十分にわかってはいないので、多くの場合、観測値にもとずき震源の深さ(H)ごとの $A\sim\Delta$ 、あるいは $A/T\sim\Delta$ (T : 周期)の曲線の形を求める方法がとられている(広野・岩井(1952), 和達・広野(1959), 井上(1959)等)。稍深発、深発地震の $A\sim\Delta$ あるいは $A/T\sim$

Δ の関係は、一般に、浅い地震のものより複雑な形となり、両者の関係がつかみにくい。これは、発震機構、地震波経路における地下構造、観測点の地盤の振動性等が、浅い地震より以上に大きく影響している結果と思われる。これらの影響を少なくするために、筆者は $A\sim H$ の関係を用いた。すなわち、Fig. 7に示すように、いろいろな深さに発生した同一規模の地震が、ある Δ の地点で観測されたとした時の $A\sim H$ の関係を求めた。この場合 Δ は100kmごとにとり、 $\Delta\pm 50$ kmの範囲にはいるいくつかの観測値を平均して、その Δ における A とした。このようにすることによって、上記のような諸条件の影響が平均化される利点がある。なお、 A は水平動最大振幅を用いているが、この波は通常 S 波と考えられる。各 Δ に関する $A\sim H$ の関係は、Fig. 8に示すようになる。Fig. 8の $A\sim H$ の関係を次の式であらわす。

$$\log A = \alpha - \sum C_n (H/R)^n \quad (3.2)$$

R : 地球の半径, H : 震源の深さ,

C_n : 任意の常数, $n=1.2\cdots i$

α : 深さ0の時の $\log A$ の値, $\alpha = M - \alpha_0$ である M の値に換算(Fig. 8は $M=6$ の場合が示されている)。 $A\sim H$ の関係は $n=4$ で一応近似させることができ、 α_0 および C_n はTable 3に示すようになる(ただし、Table 3では H/R のかわりに H であらわされている)。

Table 3. Constants for the equation (3.2).

Δ (km)	α_0	$C_1 \times 10^1$	$C_2 \times 10^2$	$C_3 \times 10^3$	$C_4 \times 10^4$
100	2.691	-2.970	2.138	-2.807	1.143
200	3.215	-2.008	1.459	-2.122	1.047
300	3.529	-2.316	0.990	-0.824	0.149
400	3.646	0.556	-0.052	0.208	-0.077
500	3.722	3.105	-1.133	1.603	-0.652
600	3.827	4.485	-1.811	2.611	-1.152
700	3.854	6.473	-2.460	3.308	-1.413
800	4.055	3.948	-1.287	1.459	-0.519
900	4.071	5.722	-2.058	2.523	-0.961
1000	4.085	7.810	-2.850	3.515	-1.367
1200	4.318	6.228	-2.302	2.913	-1.177
1400	4.347	8.331	-3.021	3.668	-1.412

それらから計算される曲線は Fig. 8の実線で示されているようになる。

この曲線は平均的な意味で(第七章で述べるような地域的不均質を考えないとして)、マントル内での地震波の減衰の状態をあらわすものである。 Δ ; 500~1400kmに関する曲線は、マントル上部(深さ100~200km)で地

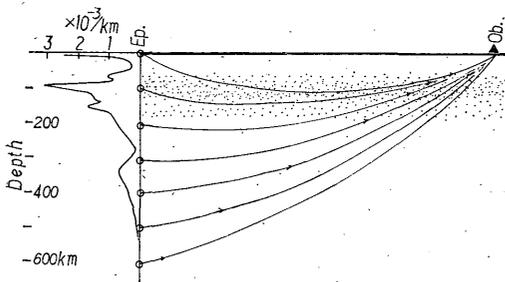


Fig. 7 Schematic expression of effect of attenuation on propagation of seismic wave.

Right: illustration of seismic rays from various depths to the same distance. Left: relation between depth and attenuation coefficient (after Wadati-Hirono, 1956). Dotted area indicates the stratum of high attenuation.

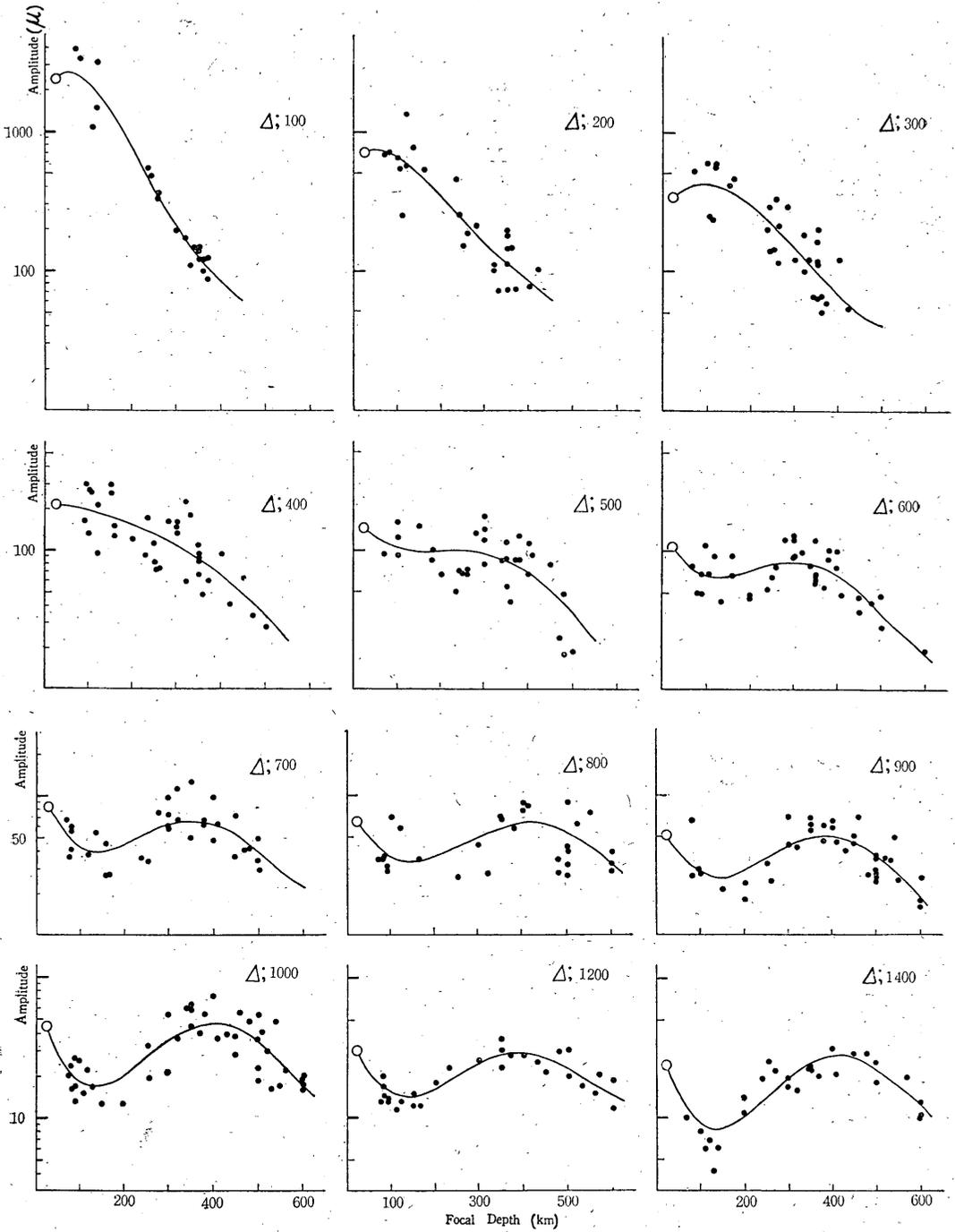


Fig. 8 Amplitude-depth relation at each epicentral distance. Amplitudes mean resultant values for magnitude 6.0. Each open circle shows amplitude for shallow earthquake according to the Tsuboi formula.

震波の減衰が著しく大きいことの影響をあらわしている (Fig. 7 参照). このことは、いわゆる "Low velocity layer" の存在に対する一つの証拠とみなすことができる.

(3.2) 式から

$$M = \log A + K, \quad K = \alpha_0 + \sum C_n (H/R)^n \quad (3.3)$$

となり、 K の値がわかれば、 Δ, H, A から M を求める

ことが出来る. 各 Δ, H に関する K の値を Table 4 に示す.

前記の方法を用いて、1930年以降の日本列島および周辺の、深さ 60km 以上の地震の M を求めた(それらのうち、主要な地震の資料を付録に記載した). 本論文で使用する深さ 60km 以深の地震に関する M の資料は、すべてこの方法によって求められたものである. そ

Table 4. K values for the equation (3.3).

H km. \ Δ km.	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1200	1400
25*	2.63	3.16	3.46	3.68	3.84	3.98	4.09	4.19	4.29	4.36	4.53	4.62
50	2.58	3.14	3.40	3.69	3.90	4.08	4.23	4.29	4.41	4.54	4.68	4.83
100	2.65	3.19	3.38	3.73	3.99	4.18	4.38	4.41	4.55	4.74	4.83	5.04
150	2.85	3.31	3.43	3.77	4.01	4.18	4.40	4.45	4.58	4.76	4.85	5.07
200	3.11	3.47	3.54	3.83	4.01	4.15	4.35	4.43	4.53	4.78	4.79	4.98
250	3.39	3.64	3.68	3.89	4.01	4.10	4.27	4.38	4.44	4.56	4.70	4.85
300	3.67	3.80	3.85	3.97	4.03	4.08	4.21	4.33	4.36	4.44	4.61	4.71
350	3.90	3.95	4.02	4.07	4.07	4.10	4.18	4.29	4.31	4.36	4.55	4.60
400	4.09	4.08	4.17	4.19	4.16	4.18	4.21	4.36	4.30	4.33	4.53	4.55
450	4.22	4.20	4.30	4.32	4.29	4.30	4.29	4.27	4.35	4.37	4.56	4.57
500	4.30	4.34	4.39	4.48	4.46	4.45	4.41	4.31	4.44	4.47	4.64	4.65
550	4.35	4.51	4.44	4.65	4.66	4.61	4.54	4.38	4.57	4.61	4.74	4.78
600	4.41	4.77	4.42	4.84	4.87	4.74	4.64	4.46	4.72	4.77	4.83	4.93

*; Determined by the equation (3.1).

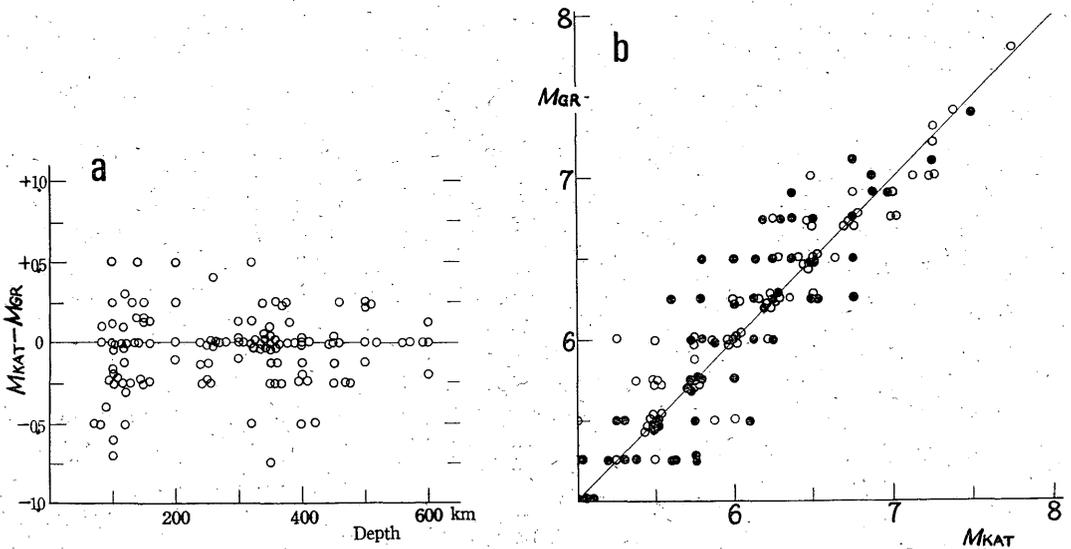


Fig. 9 Comparison of magnitudes determined by Gutenberg-Richter (M_{GR}) and those by the author (M_{KAT}) for intermediate-depth and deep shocks.

a: Relation between depth and ($M_{KAT} - M_{GR}$).

b: M_{KAT} and M_{GR} . Open circles denote intermediate-depth; solid circles, deep.

これらの $M(M_{KAT})$ と, Gutenberg・Richter (1954) による $M(M_{GR})$ を比較すると, Fig. 9-a, b に示すように両者はかなりよく一致し, 系統的な差は認められない.

3. $M(JMA)$ と $m(CGS)$ の関係

最近マグニチュードのスケールとして, 実体波から求められる, いわゆる m_B (Gutenberg (1945 a, b), その他) が広く用いられる傾向にある. 各地のサイスミシティを比較する場合一特に, 地震の規模別頻度の地域性等を論じる場合一, マグニチュードの体系の相違は重要な問題であり, 両者の対応が完全に知られていなければならない.

Gutenberg・Richter (1956) は m_B と M_S の間に

$$m_B = 0.63M_S + 2.5 = M_S - 0.37(M_S - 6.76) \quad (3.4)$$

なる関係を与えている (ただし, 小さい地震には適用さ

れない). USCGS は m_B と同一体系の m_{CGS} を, 短周期上下動地震計の記録の P 波群の最大振幅とその周期 (T) から, 次式により求めている.

$$m_{CGS} = \log A/T + Q \quad (3.5)$$

Q は震央距離, 深さにより決まる常数である.

市川・Basham (1963) は M と m との関係を

$$M = 0.76m + 1.58 \quad (3.6)$$

であらわし, この式が日本付近に発生した地震 (1964年1月~6月) につき気象庁で決めた M_{JMA} と, それに対応する m_{CGS} との関係を満足すると述べている (M_{JMA} が $4 \sim 6\frac{1}{2}$ 程度の範囲内について, 市川 (1966)).

筆者は1963年6月~66年12月の期間の地震の M_{JMA} , 深い地震に関する M_{KAT} と m_{CGS} との関係を求めた (Fig. 10-a, b). 図に見られるように両者の対応は全般的にあ

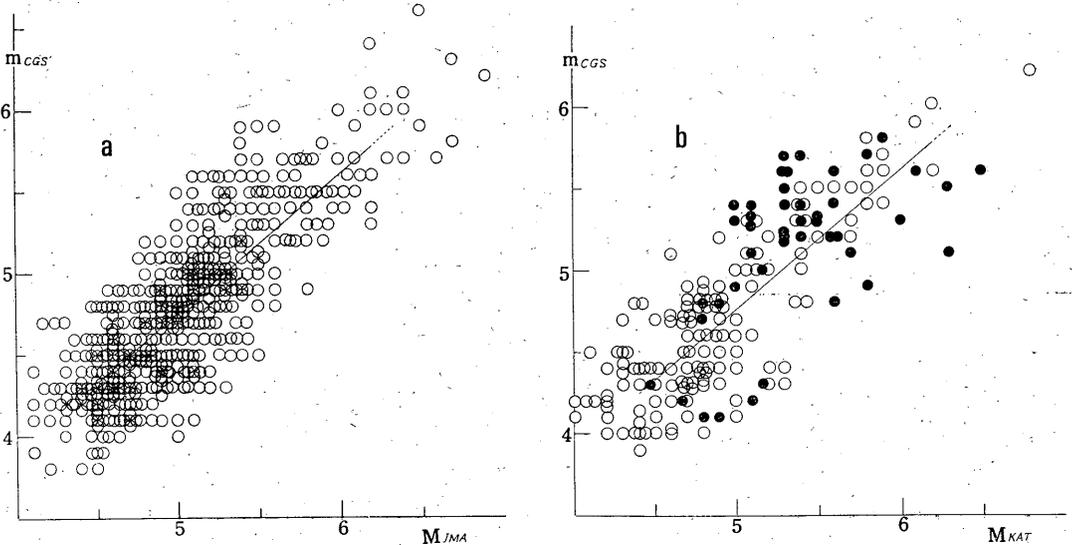


Fig. 10 Relation between M and m .

a: M_{JMA} and m_{CGS} for shallow earthquakes. b: M_{KAT} and m_{CGS} for intermediate-depth and deep shocks. Open circles indicate intermediate-depth; solid circles, deep.

Table 5. Comparison of M_{JMA} , M_{KAT} and m_{CGS}

M	4.1	4.2	4.3	4.4	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1
\bar{m}	4.21	4.25	4.33	4.39	4.36	4.44	4.45	4.58	4.65	4.73	4.89
C	←.....0.2.....→										
M	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2
\bar{m}	4.94	5.13	5.15	5.26	5.28	5.41	5.49	5.51	5.54	5.69	5.80
c0.3.....→										

\bar{m} ; Mean values of m_{CGS} to each M .

c ; $(M_{JMA}, M_{KAT}) - (m_{CGS})$, determined by the equation (3.7).

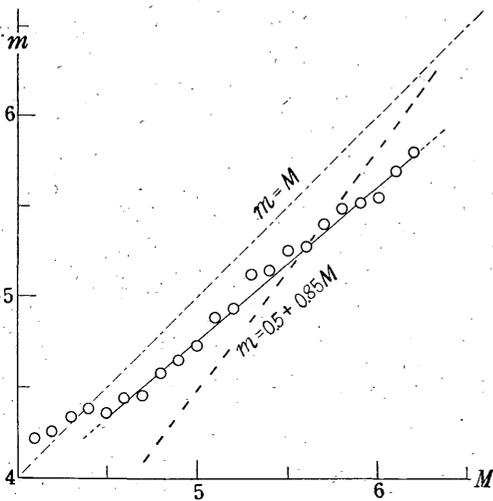


Fig. 11 Relation between M and m .

Open circles indicate mean values of m to corresponding M ; solid line, equation (3.7); dotted line, equation (3.6); chain line, $M=m$.

まり良くない。そこで、 M_{JMA} , M_{KAT} に対する m_{CGS} の平均値を求めると Table 5 および Fig. 11 のようになる。これらから両者の関係を求めると、 $M_{4\frac{1}{2}} \sim 6\frac{1}{4}$ の範囲について

$$m_{CGS} = (0.5 \pm 0.14) + (0.85 \pm 0.03)M_{JMA, KAT} \quad (3.7)$$

となる。(3.7) 式から両者の差 C を求めると Table 5 の最下段に示すようになる。この関係は、Fig. 10-a, b に見られるように、浅発、稍深発、深発地震についてほぼ共通のものどみなせる。このことから、筆者の求めた深い地震に関する M_{KAT} は、浅い地震に関する M_{JMA} と同一体系のものといえよう。なお、Fig. 10, 11 で明らかのように、(3.7) 式の適合度は (3.6) 式より良い。(3.6) 式は算出に用いた資料（日本列島以外の資料による）、および比較した資料の少ないことに問題がある。

$M_{4\frac{1}{2}}$ 以下の地震に関しては資料が少ないため両者の関係を明らかにすることは出来ないが、(3.7) 式とは違った形が予想される。

4. 気象庁地震観測網の地震検知能力

震源決定の精度と同様に、検知出来る地震の最小値も、観測網の配置の状況、測器の性能等によって、地域的に異なっている。このことは、地震の統計、サイスミシティの調査などをおこなう場合十分注意しなくてはならないことの一つである。

100倍級の地震計を基本にしている気象庁の観測網で

は、記録紙上の最大振幅 $0.2 \sim 0.3 \text{ mm}$ —実動で $2 \sim 3 \mu$ 程度—が検出可能な最小の地震であろう。したがって、Table 4 の K に $\log A = 0.5$ を加えた値が、検知出来る最小の地震の M ということになる。たとえば、震央距離 300 km 、震源の深さ 50 km の場合は $M = 3.9$ 、深さ 300 km では $M = 4.4$ となる。宇津 (1961) は、1953年～56年頃の資料について、日本列島付近（沿岸から約 200 km 以内）の浅い地震では、 M_4 以上がほぼ完全に検知されるとしているが、上記のこととほぼ一致している。

震源要素を求めるためには、数地点からの有効な観測値が必要とされる（1961年以降は、 $P \cdot S$ 共に有効な観測値が5ヶ以上ある場合について震源決定作業がおこなわれている）ので震源の求められる最小の地震は前記の値より更に大きくなる。浜松 (1960) 宇津 (1967 a) は日本列島付近（沿岸から約 200 km 以内）の浅い地震では、 M_6 以上でないともれなく震源、 M 等が求められているとはいえないとしている。この限界はサイスミシティの詳しい調査をおこなう場合に、資料の量に対してきびしい制約となる。したがって、より多くの資料を補充し、この限界を拡張する必要がある。筆者は、気象庁により震源が報告されている M の資料を欠く地震についてその資料をおぎなった。すなわち、震源の深さ 60 km 以上の地震について前記の方法で M を求め、また M の資料を欠く浅い地震については M を再調査し補充した。その上で、1951年以降の地震について、 M の限界の地理的分布を詳しく調べた。すなわち、地震の規模別頻度の分布が直線であらわせる範囲については、地震がもれなくとらえられていると考え、その限界の M を調べた。Fig. 12-a に数例を示すように、緯度、経度各2度の範囲に発生した地震について（1度づつ順次ずらして）、最小限界の M を求め、その地理的關係を Fig. 12-b に示した。Fig. 12-b からわかるように、1951年以降については、関東、近畿地方等の内陸や近海の、観測網の条件の良い地域では、 $M_{4\frac{1}{2}} \sim 4\frac{3}{4}$ 以上の地震がほぼもれなくとらえられている。沿岸から 200 km 付近の地域では $M_{5\frac{1}{2}}$ 以上の地震がほぼもれなく震源、 M 等が求められていることがわかる。このことは、 M の資料を補充した結果、浜松 (1960)、宇津 (1967 a) 等が指摘した限界より M にして約 $\frac{1}{2}$ 進歩したことを示している。また、従来の資料では困難であった、地域別、深さ別の、地震発生規模別頻度の特性等の議論も可能となった。

1961年以降の資料だけについてみると、Fig. 13 に2, 3の例を示すように、条件の良い地域では $M_{4 \sim 4\frac{1}{4}}$ 以上の地震の震源要素がほぼ完全に求められている。これ

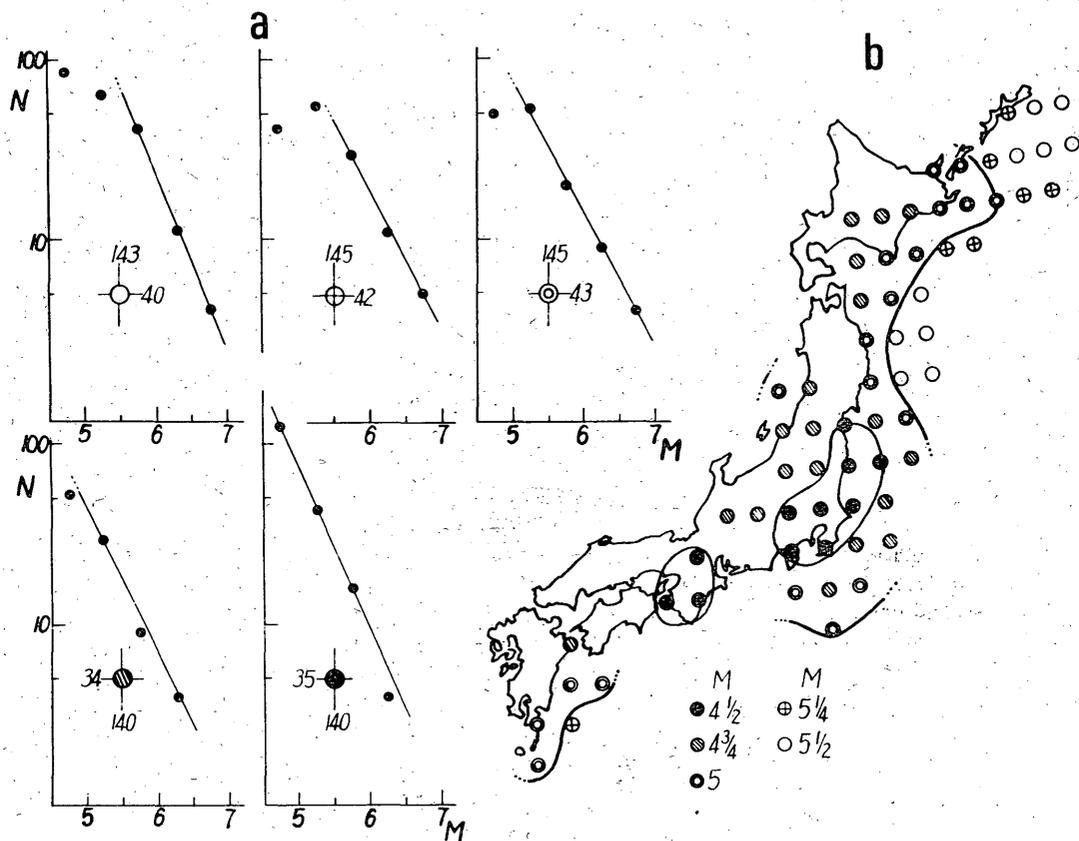


Fig. 12 Lower limit of magnitudes of earthquake can be located without omission by JMA network. Left: examples of magnitude-frequency relations for earthquakes which occurred in each section 2° (lat.) by 2° (long.). The minimum magnitude in the range where magnitude-frequency relation can be regarded as a straight line expresses lower limit of magnitude of earthquake whose hypocentral parameters are determined without omission. Right: geographic distribution of the above-mentioned magnitudes.

らから、 M に関する資料は、Fig. 12-bのものとは比較して、さらに $\frac{1}{2}$ 程度前進しているといえる。地域的にサイズシシティを論じる場合、この意義は大きいものといえよう。

上記のように従来ほとんど空白であった深さ60km以深の地震の M を決めることにより、日本列島およびその周辺の地震活動を立体的にとらえるための資料が準備された。また浅い地震については、多くの M を追加することによって、より豊富な資料をサイズシシティの調査に利用することを可能とした。以下に述べる調査は、これらの資料にもとづくものである。

IV 日本列島およびその周辺における地震活動

震央分布図は、その地域の地震活動の特性を示す最も基礎的な資料として、また、地震の発生と地質構造その

他の地球物理学的現象との関連をとらえる上に重要な情報を提供するものとして、これまでも非常に多種のものが作られている。最近のものでは、たとえば和達・岩井(1954, 1956)、気象庁(1958, 1966)による震央分布図、玉城(1961)、宮村(1962)による深さ別の地震頻度分布図等がある。しかし、それらはいずれも深い地震のマグニチュードに関する資料が欠けている。Gutenberg, Richter(1954)は深い地震のマグニチュードをいれた震央分布図を作製しているが、資料の古い点、比較的大規模な地震の資料のみを使用している点に不満がある。ここでは、すべての深さの地震についてマグニチュードを考慮にいれて、新しい震央分布図を作製した。すなわち、最初に1930年以降の $M6$ 以上の地震を使用して日本列島およびその周辺の地震の地理的分布を概観し、次に震源決定の精度の高まった1951年以降の資料により、

$M 4\frac{1}{2}$ 以上の地震までふくめた深さ別のくわしい震央分布図を作製した。

日本列島およびその周辺では、浅発、稍深発、深発地震の活動がいずれも活発であるが、深さ別の地震の頻度、エネルギー放出量等の比較は、従来は深い地震のマグニチュードが不完全のため、困難であった。深さによる地震活動度の変化の状況を知ることは、地球内部構造、地震の発生機構等の考察に対しても重要な事柄があるので、それらの関係について調べた。また日本列島およびその周辺の地震活動の特性、地球全体の地震活動に対して占める割合等についても考察した。

1. 地震の分布

日本列島およびその周辺には、震源のごく浅い地震から、600~650 kmの深さの地震に至るまで、ほぼすべての深さに地震の発生が認められている。勿論それらは、一様に発生しているわけではなく、浅発、稍深発および深発地震はそれぞれ異なった地域に発生している。Fig. 14は、1930~1966年の期間に、 $28^{\circ}\sim 48^{\circ}\text{N}$ 、 $128^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ の範囲に発生した、 $M 6$ 以上の地震の分布を示したものである。Fig. 14では、従来のものと比べ、深発地震の分布が比較的狭い地域に集中し、より明瞭な帯状の分布をしているのが見られる(筆者の再調査した震源資料を含む)。特に本州南方沖、オホーツク海—千島地域では、稍深発地震、深発地震の発生域の分離が明らかとなっている。一方、日本海南部地域における深発地震帯の連続性については疑わしさの残る分布となっている(Fig. 20参照)。隣接地域まで含め、地震の分布を概観すると、Fig. 15に示すようになり、マリアナから本州を通過しオホーツク海に至る深発地震帯、ほぼその内側に沿う稍深発地震帯、九州から台湾付近に至るものとの2系統の稍深発地震帯が見られる。浅発地震の分布はより複雑であるが、前記の2系統に準じて大別できよう。火山の分布もまた、これらとほぼ平行した東日本火山帯、西日本火山帯の2系統に大別されている(杉村 1960, Fig. 40-b参照)。

次に、前章2節で述べたように、気象庁の1951年以降の地震資料は、それ以前の時期のものに比べ、質、量共に向上しているので1951~65年の期間の資料を用いて、深さ別に詳しい震央分布図を作製した。前に述べたように、日本列島およびその周辺に発生する地震は、 $M 5\frac{1}{2}$ 程度以上のものでないと、もれなく震源事項が求められているとはいえない。したがって、地域的なゆがみの無い震央分布図を作るためには $M 5\frac{1}{2}$ 以上の地震の資料のみを用いなければならない。このことは M 別に表現さ

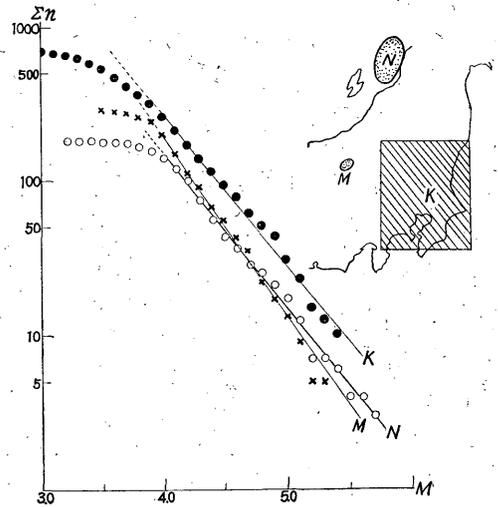


Fig. 13 Examples of magnitude-frequency relations for the three areas.

K: Kanto District (1961-1966), M: Matsushiro earthquake swarm (Aug. 1964-Dec. 1966), N: Aftershocks of Niigata earthquake (June 16, 1964-July 31, 1964).

れていないサイスミニシティマップを見る場合に注意すべきことである。多くの震央分布図(たとえば、和達・岩井(1954, 1956))では、関東地方が著しく地震活動の活発な地域として表現されているが、 $M 6$ 以上の地震について作られたFig. 14では、特に活動的な地域とはなっていない。これは、関東地方では $M 4\sim 5$ 程度の小地震の資料が他の地域に比べて多数含まれていることによる。しかし、これら小地震の存在をまったく無視することは別の意味でゆがみを生じることになる。サイスミニシティは、地震活動のエネルギー面と、活動の頻度の両面から捕えられねばならない。すなわち、 M の大きな地震の発生はエネルギーの立場から重要な意味を持つが、同時に、小地震の頻発(たとえば、松代群発地震のような)も現象面からは無視出来ない。この意味から、以下では、マグニチュード別の記号を用い、 $M 4\frac{1}{2}$ 以上の地震の資料により震央分布図を作製した(Fig. 17~20)。したがって、 $M 4\frac{1}{2}\sim 5\frac{1}{2}$ の地震の分布に関しては、前章4節(Fig. 12参照)で述べたような事柄に注意する必要がある。

Fig. 16 a, bは前記のようなことが、地震の地理的分布のパターンにどのような影響を与えるかについて調べたものである。1951~67年の期間の $M 4\frac{1}{2}\sim 5\frac{1}{2}$ の地震のみの資料を用いたFig. 16-bでは、内陸部—近畿・中国地

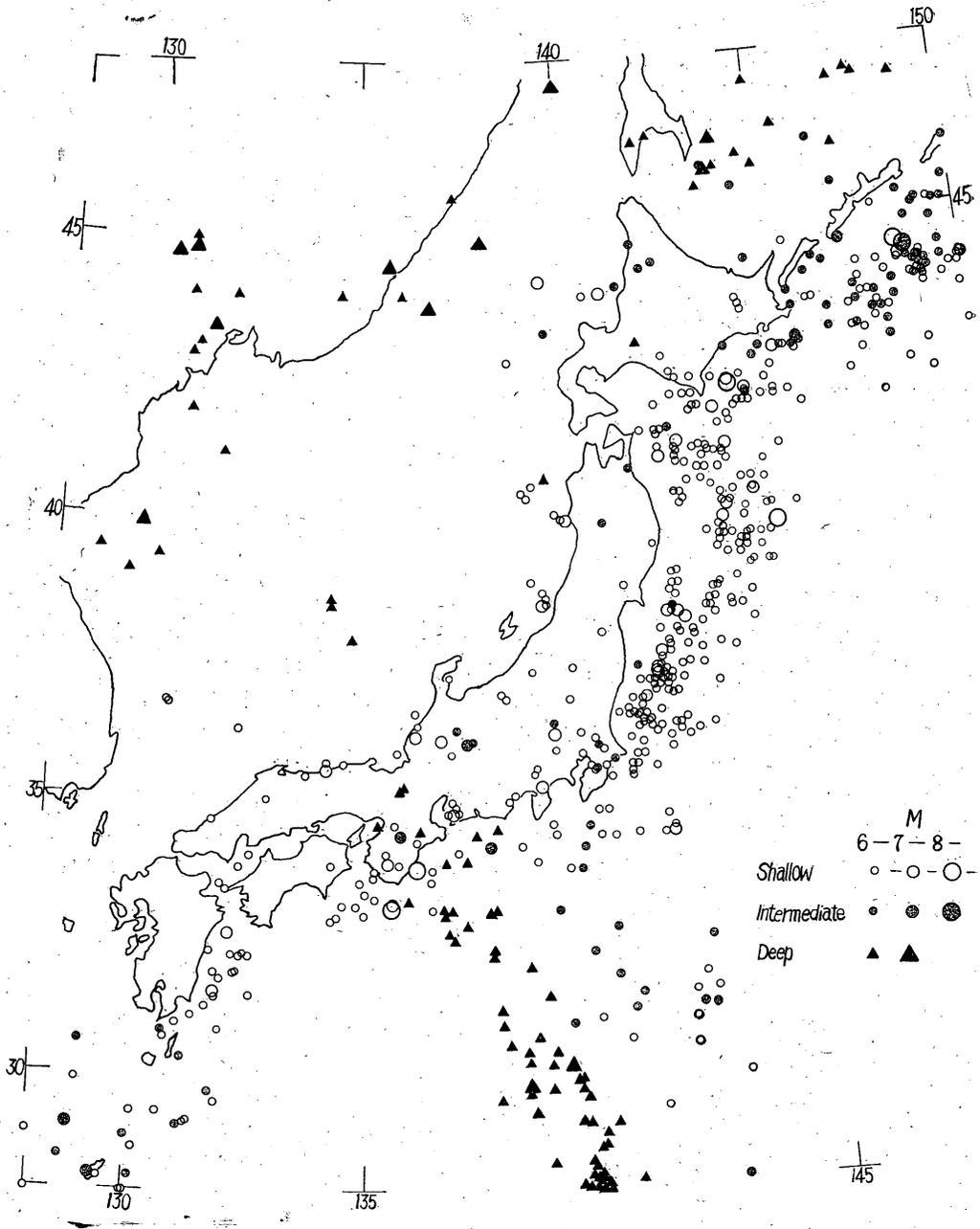


Fig. 14 Earthquakes of magnitude equal to or greater than 6 for the period 1930 through 1966.

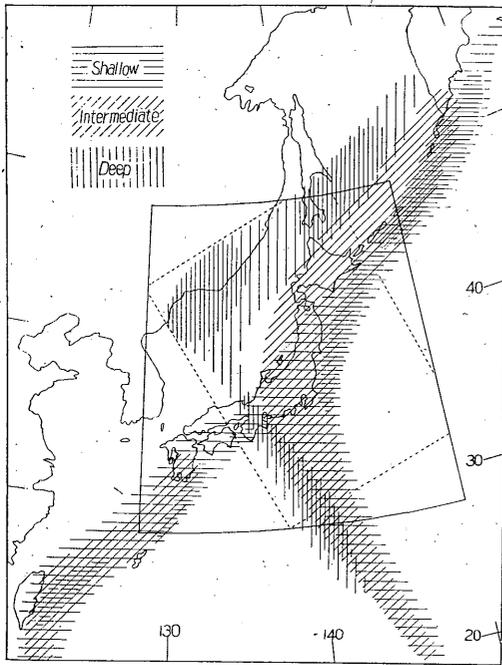


Fig. 15 Schematic map of seismic zones in and near the Japanese Islands.

Hatched areas indicate seismic zones; densely hatched areas, zone of high activity; area surrounded by solid lines, J-1 area in this study; area surrounded by dotted lines, J-2 area.

方・松代群発地震等一の地震活動が見られるが、同期間の $M_{5\frac{1}{2}}$ 以上の地震の分布を示した Fig. 16-a では、これらの小地震の情報が無視されている。取り扱う資料を十分な期間にとれば、Fig. 16 の a と b の間に見られるような差は埋められるものと思われる（たとえば、1930～66年の期間の M_6 以上の地震の分布を示した Fig. 14 では Fig. 16 a に見られるような内陸部の空白はかなり埋められている）。したがって、短期間の資料でサイスミシティを論じなければならない現状では、完全ではないとしても、小地震の資料を参照することは有意義である。沿岸から離れた地域では Fig. 16 の a と b（あるいは Fig. 14）との間で地震分布のパターンに大きな相違は認められない。しかし、Fig. 16-b の沖合地域の地震の頻度には、Fig. 12 で示したようなゆがみのあることに注意しなければならない。

a) 浅発地震 (Fig. 17; $0 \leq h < 30$ km,

Fig. 18; $30 \leq h < 70$ km)

日本列島の地殻の厚さは、人工地震、表面波、重力等による研究を総合すると、 30 ± 5 km 程度と推定される

(たとえば、金森 (1963))。したがって、Fig. 17 で陸地および近海の地域に分布している地震の大部分は地殻内地震とみなすことができよう。しかし、地殻の薄い太平洋岸沖等では、地殻下の地震ということになる。これらごく浅い地震は、他の島弧でも一般に見られるように、海溝底の陸側の縁に集中し、大規模な地震もこの地域に多く発生している。陸地では、特に著しい地域的是差一たとえば、東北日本、西南日本内帯、同外帯等に大別して一は認められず、余震活動を除き、広く日本全域に散發している。しかし、頻度はマントル上部での地震活動 (Fig. 18) と比べ少ない。これら内陸地域の浅い地震は、海洋側から大陸側へと延長している傾斜した震源帯に沿った地震活動 (Fig. 41~45) とは異なった系列に属する活動とみることが出来る(第VI章2節参照)。

Fig. 18 に示されている、地殻底～マントル上部の地震では、東北日本と西南日本で分布の状況が著しく相違している。それらは浅田 (1957 a) により指摘されているように、関東以北の太平洋側に著しく多く、関東地方東部を除き、陸地には少ない。地殻底～マントル上部における地震活動はきわめて活発で、大規模な地震も多数発生している。千島付近から関東地方沖にかけての地震頻発地域は、海溝と島弧との間で比較的是っきりとした帯状を示し、特にその西側の縁が明瞭なのが目立つ。また、この境界線は、火山帯のフロント (杉村 (1958), Fig. 40-b 参照) の走向と一定間隔で平行している。瀬戸内海～九州南方沖にも地震の帯状分布が見られるが、これらも火山帯に対し同様な傾向を示している。

b) 稍深発地震 (Fig. 19; $70 \leq h < 300$ km)

稍深発地震は Fig. 18 で見られたような、著しい集中性は示さない。その分布は千島～小笠原系のもので、九州～琉球系のものには大別することができよう。紀伊半島にも深さ 80 km 前後の地震が発生しているが、両者へのつながりの状況は明らかではない。

これらの地震の発生する深さには、いわゆる "Low velocity layer" に関連する問題、火山の分布との関係など興味ある多くの課題が含まれている。稍深発地震は、2, 3の地域で(中部地方西部(深さ; 250~300km)、関東地方東部、北海道南部(深さ; 70~120km)) 多少集中的に発生しているのが見られるが、全般的にかなり広範囲に分布している。これらの地震は深さ 120 km 付近から、頻度が急激に減少し、大規模な地震もまれとなっていることも、マントル上部の構成を考える上に考慮すべき事柄の一つであろう。稍深発地震の分布と、火山との関係については、多くの研究(たとえば、和達

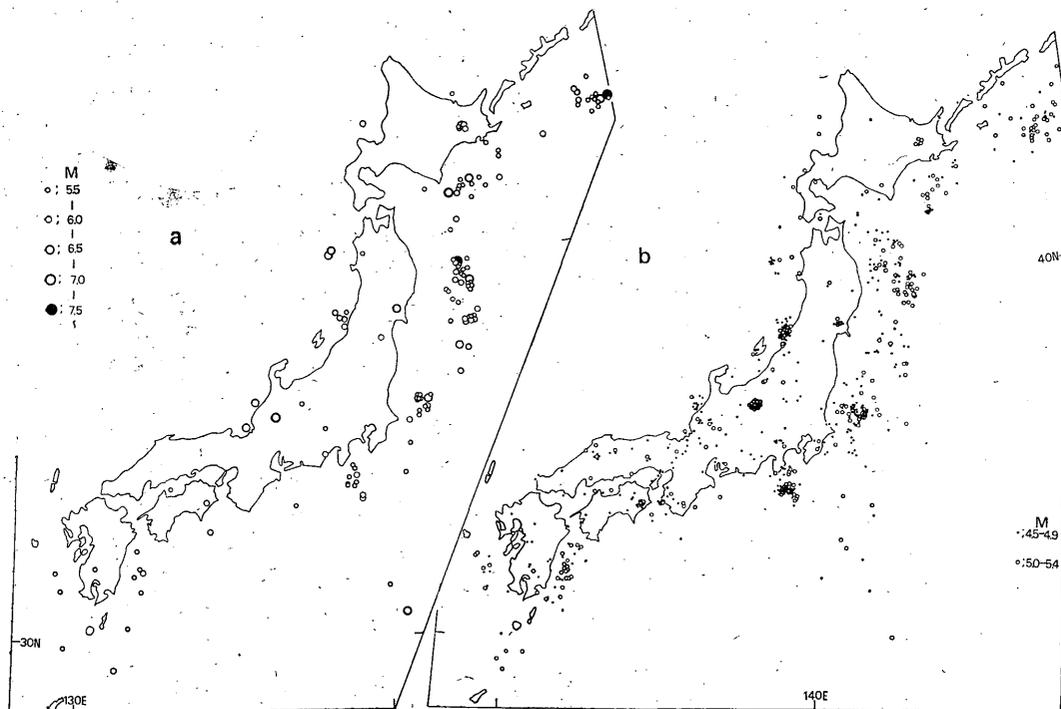


Fig. 16 Earthquakes in different ranges of magnitude (1950-1967, focal depth 0-30 km).
a: magnitude 5.5 and greater. b: magnitude 4.5-5.4.

(1935), 本多・正務 (1940), Gutenberg・Richter (1954), 和達・岩井 (1954, 1956), Bonioff (1954, 1955), 杉村 (1960, 1963)) があるが, Fig. 19 では両者の地理的關係はあまり明瞭ではない. それらの關係については第VI節の垂直分布図でさらに詳細に論じる.

Fig. 19では, 関東・東北地方の太平洋岸はるか沖にまで, 深さ 70~120km の小規模な地震が分布しているのが見られる. しかし, 最近の資料を用い再調査された他の島弧 (たとえば千島 (Fedotov; 1965), トンガ, フィジー (Sykes; 1966, Mitronovas et al.; 1969), 伊豆, マリアナ (勝又・Sykes; 1969) 等の地域) では, このような分布は見られない. 日本海溝およびその周辺の地殻構造に対しては, 標準走時の適合度にも問題があり, また, この地域の地震に対しては観測網の配置の条件は良いとは云えない (Fig. 3, 4). したがって, 前記の稍深発地震の震源の深さの決定の精度にも多少疑問があり, それらの地震が実際にはより浅い地震である可能性も十分あるので (勝又・Sykes (1969)), 将来海底地震計の資料を用いる等により再検討する必要がある.

C) 深発地震 (Fig. 20; $h \geq 300$ km)

深発地震の分布は, いわゆる“宗谷地震帯, 横断地震

帯”の2つがよく知られている (和達 (1935)). しかし, 両者のつながる部分では地震が少なく, 分布の状態も不明瞭で, これら2つの系統が完全に連続した系統のものかどうかについては明らかではない.

もっとも深いと推定される地震の多くは, 日本海西部~沿海州地域に発生し, 深さは 600~650 km (勝又 (1969)) である. 小規模な深発地震の頻度, あるいは最小の深発地震のマグニチュード等は, マントルの構成, 地震の発生機構の問題等と関連して興味のある問題である. 末広 (1960, 1962), 橋爪, ほが (1966) により, かなり小規模な深発地震の観測された例が報告されているが, Fig. 20 では, 陸地に近い地域 (観測にかなりやすい地域) で, $M 4\frac{1}{2}$ ~5 程度の深発地震がかなり多数みられる. このことはさらに多くの, より小さい深発地震の存在する可能性を示しているものといえよう. なお, 小数の例ではあるが, 余震を伴った深発地震も認められる.

2. 地震活動のエネルギー

日本列島およびその周辺は, 世界で最も地震活動の盛んな地域の一つとされている. 筆者 (1967b) は, それらが全世界の地震活動に対して占める比率について調べ

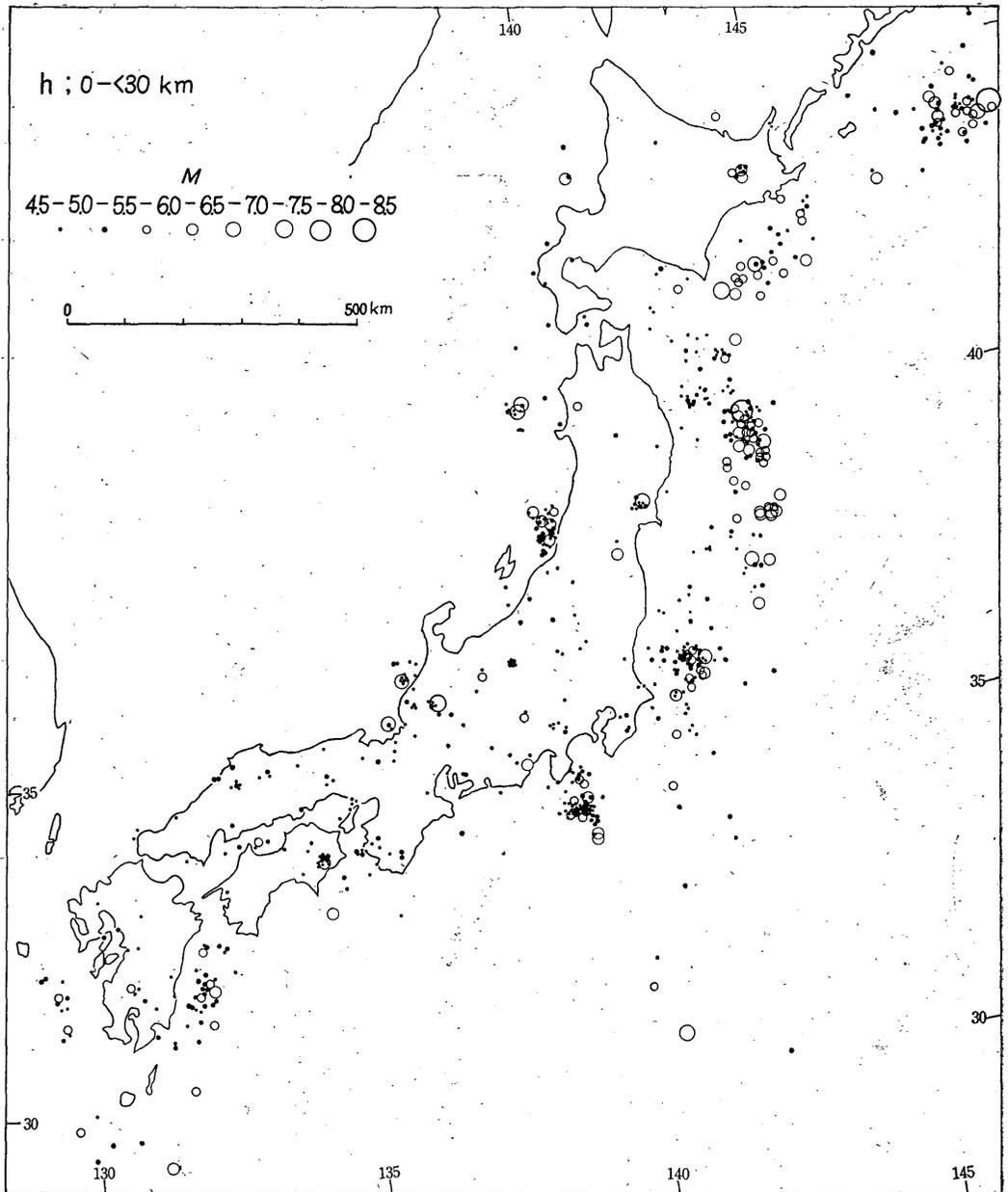


Fig. 17 Very shallow earthquakes (focal depth less than 30 km).

た。比較する地域として、1) いわゆる日本列島およびその周辺地域という意味で J-1 (28°~48°N, 128°~150°E, Fig. 15 で実線で囲んだ範囲)。2) 西南日本—琉球地域を除いた日本付近という意味の J-2 (Fig. 15 で点線で囲んだ範囲) を選んだ。これらの地域に1935~1965年の期間に発生した地震の規模別頻度は Fig. 21 に示すようになり、J-1 地域では M 6 以上の地震が年平均

16~17回発生していることになる。それらの地震のエネルギー (E) を、Gutenberg (1956) の式

$$\log E = 11.8 + 1.5M \quad (4.1)$$

を用いて計算すると Table 6 に示すようになる。J-1 地域では、総計 2.7×10^{23} erg/年、うち浅い地震によるものは全体の約 3/4 の 2.0×10^{23} erg/年となっている。坪井(1965)は79年間の資料を使って 2.2×10^{23} erg/年(地

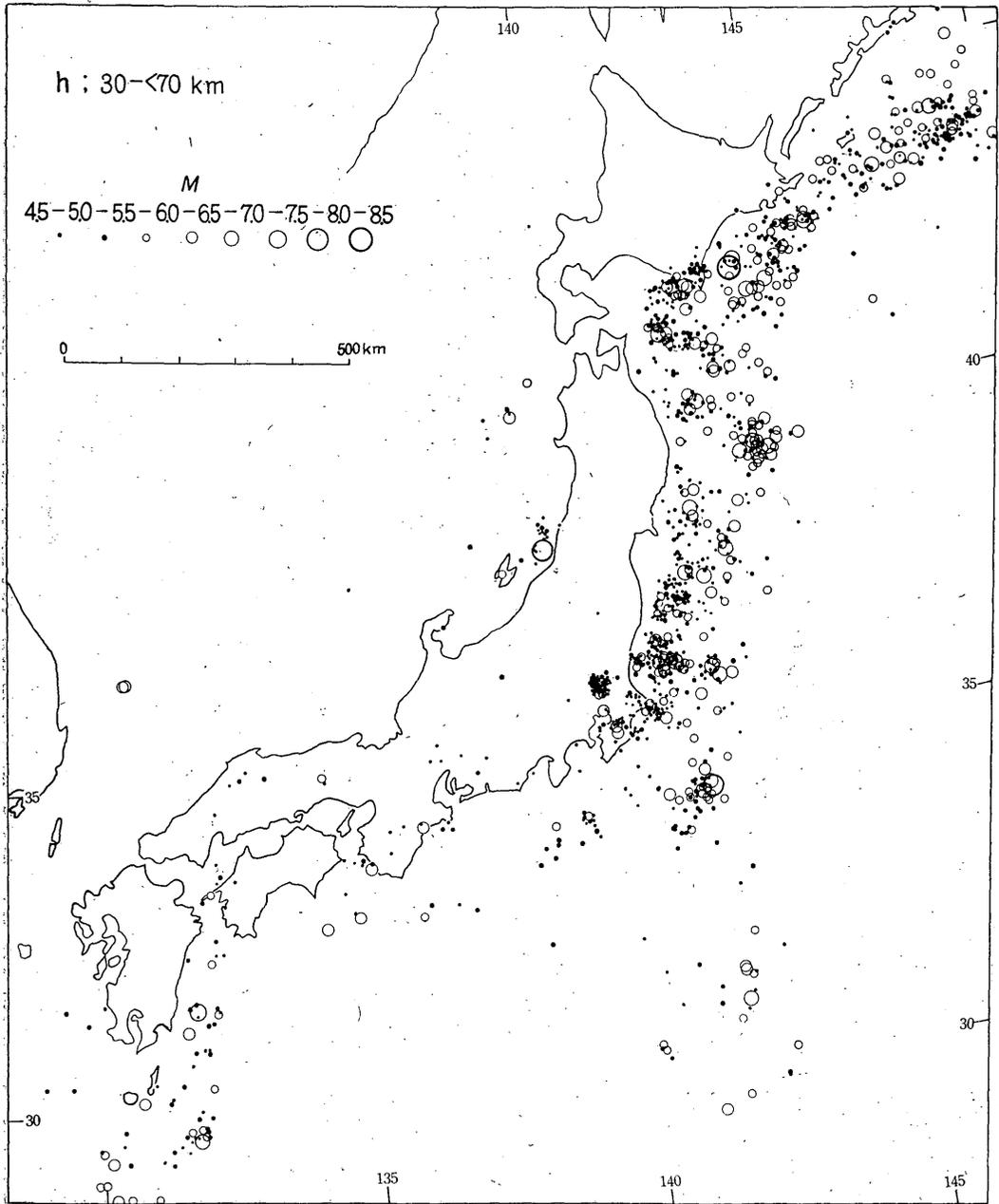


Fig. 18 Shallow earthquakes (focal depth deeper than 30km~less than 70 km).

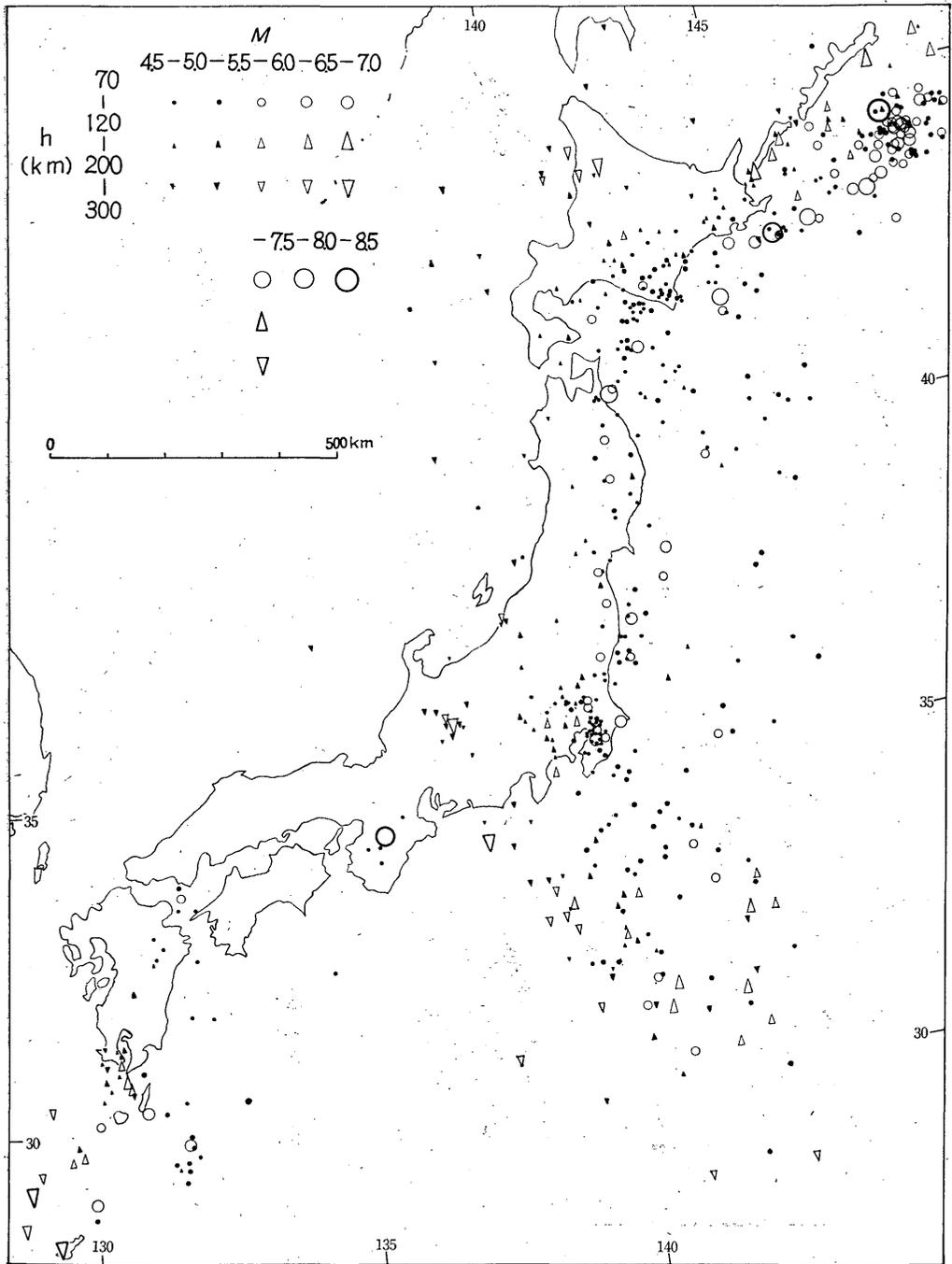


Fig. 19 Intermediate-depth earthquakes (focal depth deeper than 70 km~less than 300 km).

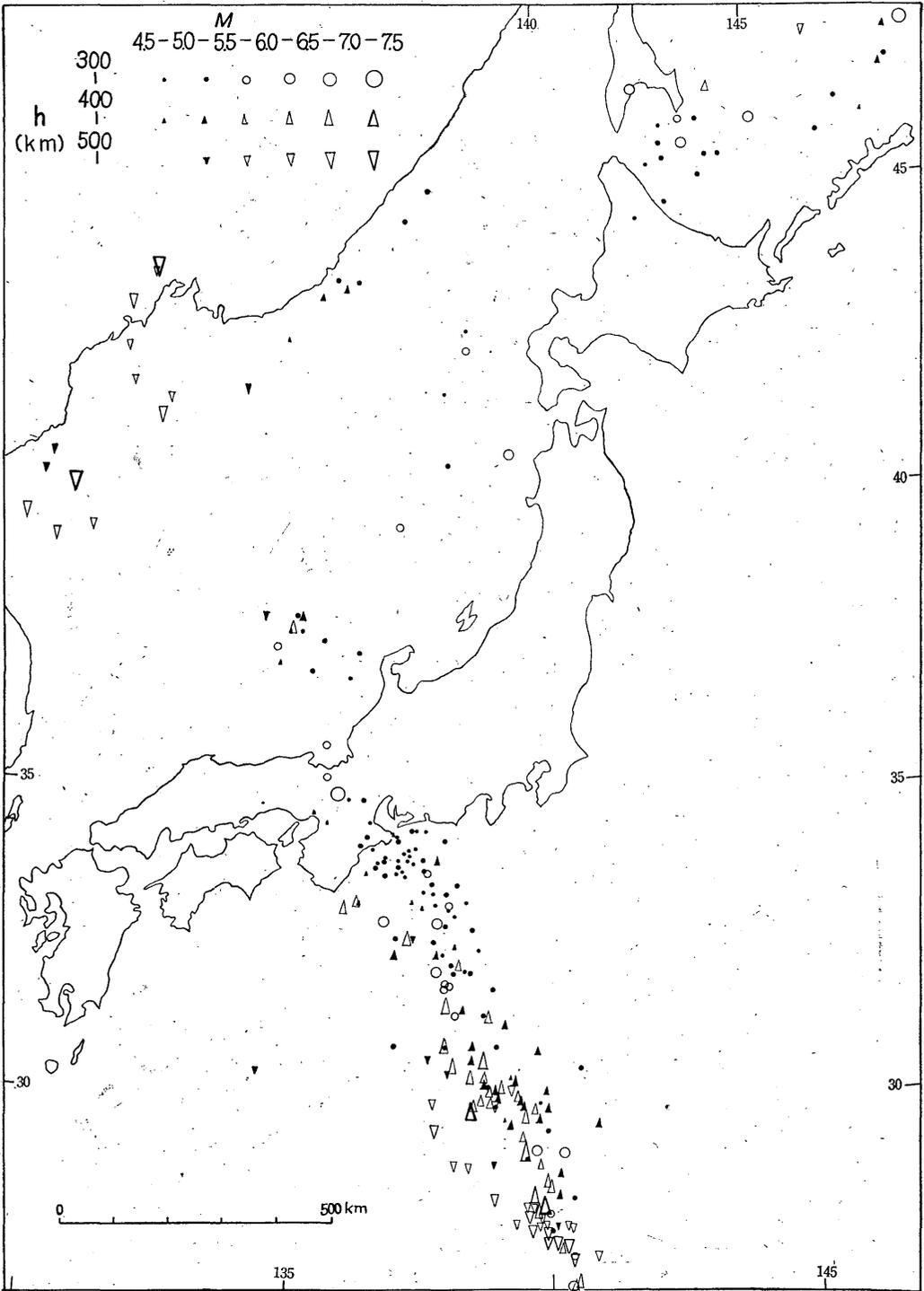


Fig. 20 Deep-focus earthquakes (focal depth deeper than 300km).

域のとりかたは多少異なる。浅い地震のみについて)と求めているが、両者の結果はほぼ一致している。Fig. 21, Table 6 は、日本列島およびその周辺の地震活動の大部分は J-2 地域に発生した地震によるものであることを示している。なお、杉村、ほか(1963)、坪井(1965)は、日本列島付近では、火山活動のエネルギーは地震活動とほぼ同一オーダーであると述べているが、このことも日本列島付近の地震活動の特性を論じる場合考慮にされる必要があろう。

全世界の地震の頻度、エネルギーを正確に把握することはかなり困難である。Gutenberg・Richter (1954)、Duda (1965) 等により調べられたものがあるが、対象とする地震の規模、エネルギーの算出方法等が相違しているため、直接前記の結果と比較することは出来ない。ここでは 1950~1965年の期間の M6 以上の地震(資料は主として USCGS による、M6~6½ については推定値を使用)について集計した。結果は Fig. 21 に示すようになり、M6 以上の地震は約 280/年となる。地震のエネルギーの総計は 28.5×10²³ erg/年と求まる。Duda (1965) は、1905~1964 年の資料から、M7 以上の地震

の数は 19~20/年、エネルギー総計は 58×10²³ erg/年と求めている。ただし、最近20~30年間だけについてみれば、これよりずっと少く、約 1/2 程度となっており前記の値とほぼ一致する(一般に、地震観測初期の頃の地震のマグニチュードはオーバ・エスティメイトされている可能性がある。たとえば、河角の表(気象庁; 1953)でも同様な傾向が指摘出来る)。

J-1, J-2, 地域の地震の頻度、エネルギーを、全世界のものと比較すると Table 6 に示すようになる。J-1 地域の地震活動が全世界の地震活動に対して占める割合は、M6 以上の地震について、頻度では約 6%, エネルギーでは 9~10% となり、Fig. 21 の直線の勾配の相違からもうかがえるように、大きい地震の頻度が相対的にやや高いことを示している。深さ別に見ると、深発地震の占める割合が、浅発、稍深発地震と比べ大きくなっていることが注目される。

ある地域の地震活動の深さに対する変化の状態は、その地域の地体構造の特性に応じた特徴を持つものとされている。それらの関係は、地殻~マントルの構成を研究する上にも重要な意味を持つ事柄でもあり、既に多くの

Table 6. Comparison of seismic activity in the Japanese region and the whole world.

	Mean annual number of earthquakes (M≥6)				Mean annual energy release (M≥6)					
	world	J-1	J-1/W	J-2	J-2/W	world	J-1	J-1/W	J-2	J-2/W
shallow	214	11.4	5.3%	9.5	4.4%	23.0×10 ²³ erg	20.0×10 ²² erg	8.7%	16.0×10 ²² erg	7.0%
intermediate	47	2.7	5.7"	1.3	2.8"	4.0 "	4.6"	11.5"	0.6"	1.5"
deep	19	2.5	13.2"	1.9	10.2"	1.5 "	2.5"	16.6"	2.2"	14.8"
total	280	16.6	5.9"	12.7	4.6"	28.5 "	27.1"	9.5"	18.8"	6.6"

W, J-1 and J-2 same as Figure 15 and 21.

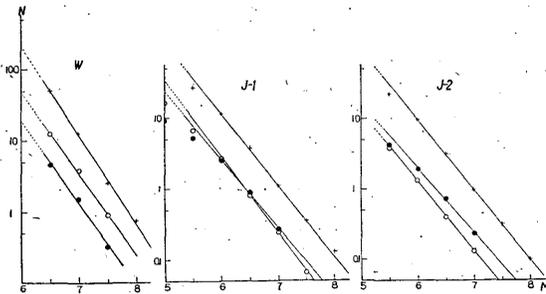


Fig. 21 Magnitude-frequency relation. Cross marks indicate shallow shocks; open circles, intermediate-depth; solid circles, deep; N, accumulated annual numbers of shock; W, whole world. J-1 and J-2 same as Fig. 15.

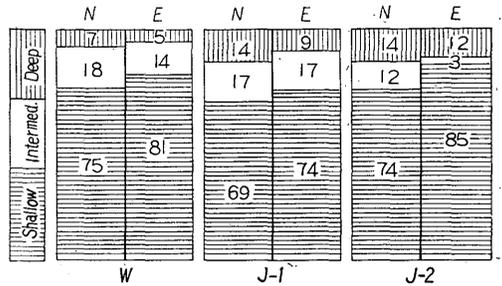


Fig. 22 Percentage of number of events and amount of energy release for various depths. E indicates amount of energy release; N, J-1 and J-2 same as Fig. 21.

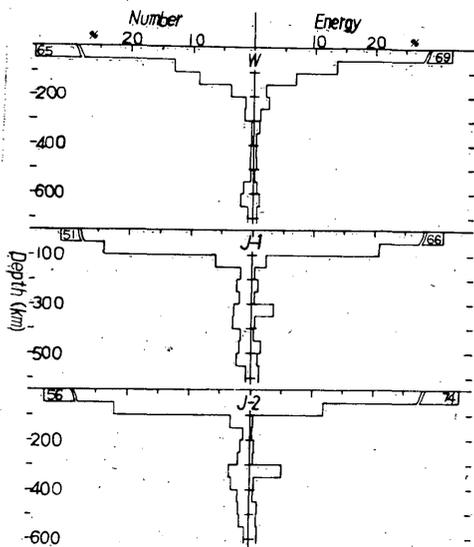


Fig. 23 Percentage of number of shocks and amount of energy release per 50km interval of depth. W, J-1 and J-2 same as Fig. 21.

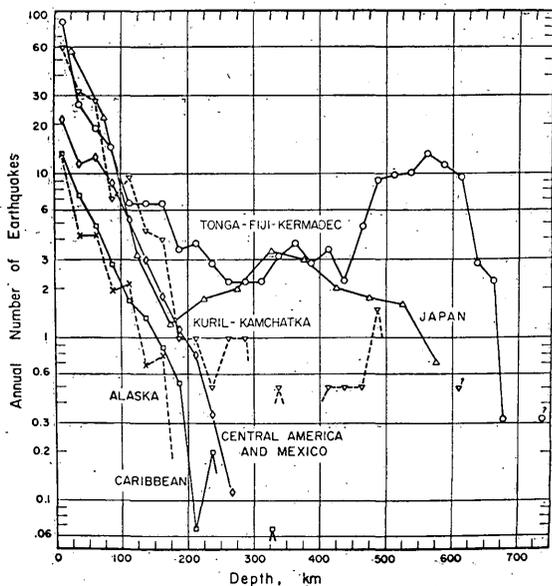


Fig. 24 Mean annual number of earthquakes per 25km interval depth (after Isacks et al., 1968). Data for the Japanese region same as in the Fig. 23.

人々 (Gutenberg・Richter (1954), Gutenberg (1959), 宮村 (1962), Báth・Duda (1963), 杉村 (1966), Sykes (1966), 鈴木・鈴木 (1966), その他) によって考察されている。しかし、多くの場合、稍深発、深発地震のマグニチュードに関する資料が不完全なことにより、統計結果に多少のゆがみが含まれている可能性を否定出来ない。またエネルギーの比較はほとんどおこなわれていない。筆者はすべての深さの地震のマグニチュードを決めた上で、深さと地震の頻度、エネルギーの変化等の関係について調べた。

浅発、稍深発、深発地震の3グループにわけ、それらの関係を示すと Fig. 22 のようになる。いずれの場合も、浅い地震が大部分を占めているが(地震の発生数で70~75%, エネルギーで75~85%), 日本列島およびその周辺では、深発地震の比率が世界の平均よりやや高い。Gutenberg・Richter (1954) は、全世界の地震のエネルギーについて、浅発地震; 86%, 稍深発地震; 11%, 深発地震; 3%, Duda (1965) はそれぞれ81%, 18%, 1%と求めているが、両者共に、大きい地震のみを扱っているので、M7以下の地震のエネルギーの評価に問題がある。J-2 地域では、稍深発地震の占める比率が(特に、エネルギーの比率)が著しく小さくなって

いることが注目される*。杉村 (1966) は、地震と火山の相補的分布という観点からこのことの説明を試みている。深さによる地震活動の変化の状態を、さらに詳しく示すと Fig. 23 のようになる。日本列島およびその周辺では、世界の平均的傾向と比べマントル上部一深さ50~100kmの地震一が著しく活発なことが、100~300kmの深さで地震活動が急減していることがわかる。深発地震は全般的にやや多くなっているが、特に300~350 km 付近の深さの地震活動が活発(エネルギー面で著しい)であることが目立つ。これらのことは、日本列島付近の下部の構造を考える際に考慮すべき重要な特徴の一つである。比較のため、Isacks et al. (1968) による世界各地に関する調査結果を Fig. 24 に示しておく。図から、地震活動の極小、極大を示す深さが、各島弧で異なることがわかる。したがって、前記の地震と火山との相補的分布(杉村 (1966)) もこのことを考慮に入れる必要がある。

* J-1 地域の稍深発地震の比率は、1958年エトロフ島沖地震 (M; 8 $\frac{1}{2}$, 深さ; 80 km (JMA)) とその余震により大きく影響されている。USCGS ではこの地震の深さを60 kmと推定しているが、もしこの地震を深さ60 km (浅発地震) と仮定してあつかうと、J-1 地域でも稍深発地震の占める割合はJ-2 地域のものと同様になる。

深さと地震活動のエネルギーの推移との関係、日本列島およびその周辺における特徴等について考察したが、これらは深い地震のマグニチュードを決めることによって始めて可能となったといえる。また、すべての深さの地震についてマグニチュードをいれた、新しい震央分布図を作製し、深さ別に地震の分布の状況を詳しく示した。それらから地震は一樣に分布しているわけではなく、空間的に著しく集中しているのが見られる。次章では、これらの地震の密集地域を一つの単位地震区と考えて、地震発生の特性について考察する。

V 地震発生の規模別頻度

ある地域に発生する地震群のマグニチュード (M) の頻度分布が

$$\left. \begin{aligned} n(M)dM &= \text{const.} \times 10^{-bM} \\ \text{または} \\ \log n(M) &= \text{const.} - bM \end{aligned} \right\} \quad (5.1)$$

の形であらわされ、この関係式が広い範囲の M について、いろいろの地域の、種々の活動形式の地震群について成り立つことはよく知られている。 b の時間的あるいは地域的相違を、地震の発生機構と関連する重要な意味をもつものであるとする議論 (たとえば、宮村 (1962)、茂木 (1962 a, b)、末広・浅田・大竹 (1966)) もある一方、それらを統計的変動とみなし、 b の一樣性を主張する研究者も少なくない (たとえば、鈴木 (1959)、Isacks・Oliver (1964))。また、 b を求めるさいの、 M の範囲、時間あるいは空間のとりかた、資料の処理方法等についても多くの議論がある (たとえば、坪井 (1952)、神村 (1954)、浅田 (1957 a)、鈴木 (1958, 1959)、安芸 (1961, 1965 b)、宇津 (1965, 1967 a, b, c))。

Gutenberg・Richter (1954) は (5.1) 式を

$$\log n(M) = a + b(8 - M) \quad (5.2)$$

の形であらわし、世界各地域について a, b を求め、 b の値が地域および深さにより異なっていると述べている。宮村 (1962) は a, b は地体構造発達段階に対応して変化するものであると論じている。茂木 (1962 a, b) は破壊実験の結果から、 b が媒質の構造的均質度に密接に関係し、不均質度が著しいほど b が大となることを見出した。末広・浅田・大竹 (1964)、末広 (1966) は前震に関する b は、常時地震活動あるいは余震に関する b よりも小さい場合があることを指摘している。

(5.1) あるいは (5.2) 式は、 b が等しくないかぎり、任意の時間あるいは空間に関して、資料を重ね合わせることを許さない。したがって、 b を求める場合の時間、

空間のとりかたに本質的な問題の一つが存在する。従来求められている b の多くは、その地域のとりかたの意味が明確でないか、あるいは単に人為的な境界線によるものが多い。ここでは、客観的領域のとりかたの一つとして、前章で示した地震の分布図をもとに地震の空間的な密集地域を選びだし、これらを地震活動の一つの単位地震区と考え、それらについて b を調べた。

微小地震の資料を利用して b を求めることは、常時地震観測の資料を用いるのに比べ、はるかに能率的であるばかりでなく、地震の発生の機構を理解する上にも重要な事柄であり、多くの人々によって研究されている。それらによれば、(5.1) 式は、 M が 0 以下の極微小地震にまで適用でき、それらに関する b は大きい地震に関する b とほぼ一致しているとされている (浅田 (1957 a, b))。常時地震観測で対象とする地震と微小地震とでは M に大きな差があるが、両者を通じて連続した資料から b を求めることは一般に困難である。しかし、後にも述べる様に、大規模な地震から極微小地震までが共通の地震区を形成し、また、まったく同一な発生機構に支配されているとは必ずしも断言できない。したがって、 b を求める際の M の範囲に注意することが必要である。この意味からも常時地震観測により、より小さい地震までカバーし、両者の間隔をできるだけせざる必要があろう。ここでは日本列島内の代表的な地域につき、可能なかぎり小さい地震まで資料を収集し資料をおぎない、各地域の b を比較検討した。 b の問題を取り扱う場合の M の資料として「日本付近の主要地震の表 (1926~1956年) (気象庁 (1958))」が多くの人々によって用いられているが、同表は深さ 60km 以深の地震の M の空白の問題は別としても、小規模な地震 ($M6$ 以下) の資料についてかなりの脱落がある。宇津 (1967 a) は、「同表を用いるときは浜松のようにこのようなことを考慮するか (浜松 (1960) は地域を沿岸から 200km 沖までの範囲に限り、 $M6.0$ 以上の資料のみを用いている)、勝又 (1965b) のように自身でデータをおぎなうかしなければ正しい b の値は得られない」ことを指摘している (括弧内は筆者の註)。本節で用いる資料は、第三章で述べたように、多数の地震の M を増補したものを使用している。また、日本列島およびその周辺の深い地震 (深さ 60km 以深) に関する b の値はその資料により、始めて求められたものである。

ある地点における地震動の最大振幅 (A) の頻度分布をあらわす石本・飯田 (1939) の式

$$\left. \begin{aligned} n(A)dA &= \text{const.} \cdot A^{-c} dA \\ \text{または} \\ \log n(A) &= \text{const.} - c \log A \end{aligned} \right\} (5.3)^*$$

は(5.1)式の b と、 $b=c-1$ で関係づけられる同等の式として取り扱われている。ここでは、常時地震観測によって得られた資料により各地の c を求め、 b の値と比較し、 c の持つ意味について検討した。その結果から c の相違を直ちに b の地域性に結びつけることの危険性について述べる。

1. 規模別頻度の地域性

Fig. 21 に示した資料を用いて世界の地震について b を求めると

浅発地震 (S)	$b=1.23 \pm 0.01$
稍深発地震 (I)	$b=1.14 \pm 0.01$
深発地震 (D)	$b=1.16 \pm 0.01$

となる。Gutenberg・Richter (1954) は、S; 0.90, I; 1.2, D; 1.2 と求めているが、上記のものとは比べ、I, D についてはほぼ等しいといえるが、S についてはかなり相違している。Gutenberg・Richter の結果は、20 世紀前半の古い資料にもとづく点に多少問題がある。

日本列島および周辺の浅い地震では (Fig. 15, Fig. 21 参照) $b=1.00 \pm 0.01$ となる。日本列島およびその周辺地域の浅い地震に関して、多くの人々が b を求めている。2, 3 の例をあげると、浜松 (1960) は 1.07, 坪井 (1965) は 1.03, 宇津 (1967a) は 1.00 (いずれの場合も $M6$ 以上、深さ 60 km 以浅の地震について) と求めている。このように、地域のとりかた、使用した資料の期間等はそれぞれ多少異っているが、日本列島およびその周辺の浅い地震に関する b はいずれも約 1.0 となっている。

稍深発地震については

J-1 地域	$b=1.07 \pm 0.02$
J-2 地域	$b=1.00 \pm 0.01$

深発地震については

J-1 地域	$b=0.99 \pm 0.03$
J-2 地域	$b=0.93 \pm 0.02$

となる。浅田 (1957a) は日本付近の地震について、浅い地震では $b=0.9$ 、深い地震では $b=0.6$ がよくあてはまると述べているが、筆者の結果では、いずれの場合についても b は 1.00 ± 0.07 の範囲内となっている。末広 (1962) はフィジー地域の深発地震について、小さい深発地震が相対的に少ないことを指摘しているが、Fig.

21 では、少なくとも $M5\frac{1}{2}$ まではそのような現象は認められない。Kárník (1964) はヨーロッパ地域の地震について、 b が深さにより著しく異なると述べているが、日本付近の地震については成り立っていない。それらは M の資料の不備から生じた見かけ上のものと思われる。前記のように、浅い地震の b も深い地震の b もほぼ 1.0 に近いことは、地震発生の機構を考察する場合注目されるべき事であろう。

なお、Gutenberg・Richter (1954) は日本～カムチャッカ地域の地震について、I; 1.2, D; 1.3 と筆者の結果と比べかなり相違した値を出しているが、前記したように使用している資料に問題がある。Duda (1965) は、日本～カムチャッカ地域の $M7$ 以上の地震 (1918～1963年) のみを用い、S および S+I についていずれも 1.01 と筆者とほぼ一致した値を求めている。

日本列島をいくつかの地域にわけて b を比較することも多くの人々によっておこなわれている。坪井 (1952) は日本列島を 3 地域にわけ、東北日本外帯; 1.06 (0.96*), 西南日本外帯; 0.72 (0.94*), 内帯; 0.66 (0.96*) と b が地域的に相違していると述べているが、宇津 (1967a) はそれらの資料をチェックし (括弧内の*印の値)、地域的相違を否定している*。宮村 (1962) は地体構造を考慮にいれて、日本列島をさらに細かいいくつかの地域にわけ、それぞれについて b を求め、0.59～0.92 にわたる値を得ているが、宇津 (1967a) は資料に多くの問題のあることを指摘している。

前にも述べたように、 b を求める場合、地域の取りかたに本質的な問題の一つが介在している。すなわち、重ね合せのきかない地域を組み合わせることにより、あるいは分割の許されない単位地域を細分すること等により、見かけ上違った b を得る危険性がある。地域の取りかたの客観的単位の一つとして地震の密集地域に着目してみる。Fig. 14 では、関東地方以北の太平洋岸沖に地震が著しく多発しているのがみられる。Fig. 25 は、それらの頻度の高い地域を示したものであるが、特に顕著な 2

* 宇津 (1965) は、 b を求める方法として

$$b = \frac{S \log e}{\sum_{i=1}^S \frac{M_i - M_s}{M_i - M_s}} = 0.4343 \quad (5.4)$$

M_s ; (最小の M) - $\frac{1}{2} \Delta M$, ΔM は M の級間。

S; M が M_s 以上の地震の数。

による方法が結果を一義的に決め、かつ精度がよいとしている。本文中 (一*) で示した数字は、宇津が同一資料について (5.4) 式で再計算した値をあらわしている。また、単に、() を付して示した数字は、筆者が同方法により求めた値を併記したものである。

* 一般には常数 c に対して m を用いているが、マグニチュード m との混同を避けるため、 c を用いた。

つのグループが目立つ。矩形 I (250km×280km=7×10⁴km²) で示した範囲内には、J-1 地域の20%の地震が、矩形 II (390km×180km=7×10⁴km²) の範囲内には27%地震が発生している (M6 以上の浅発地震の頻度)。したがって、I + II の範囲内に、日本列島およびその周辺の地震の約半数、全世界の地震の約1/30が発生していることになる。これらの、地球上でもっとも地震活動の盛んと思われる地域の地震について b を求めると

- I 地域 $b=1.02 \pm 0.02$ ($b=1.04$, $S; 90$
 $M_S; 5.95, M_m; 8.3$)
- II 地域 $b=1.09 \pm 0.04$ ($b=1.02$, $S; 123$
 $M_S; 5.95, M_m; 7.7$)

(M_m ; 最大の M, S, M_S ; (5.4)式参照)

I, II の b 差が小さいことから、これら両地域を一つの地震区と仮定した場合は

$$I + II \text{ 地域 } b=1.07 \pm 0.02 \quad (b=1.03, S; 213 \\ M_S; 5.95, M_m; 8.3)$$

となる。つまり、前記の日本列島およびその周辺全域に関する値と比べ有意な差はないことになる。

2. 地震の規模と地震区の大きさ

Fig. 25 に、 $M 7\frac{1}{4}$ 以上の地震の震央がプロットされているが、これら大規模な地震の分布と、地震発生頻度の高い地域の分布とは、一般に一致していない。両者が近接している場合でも、大規模な地震の震央は、頻発地域の中心部ではなく、その周辺部に位置している例が

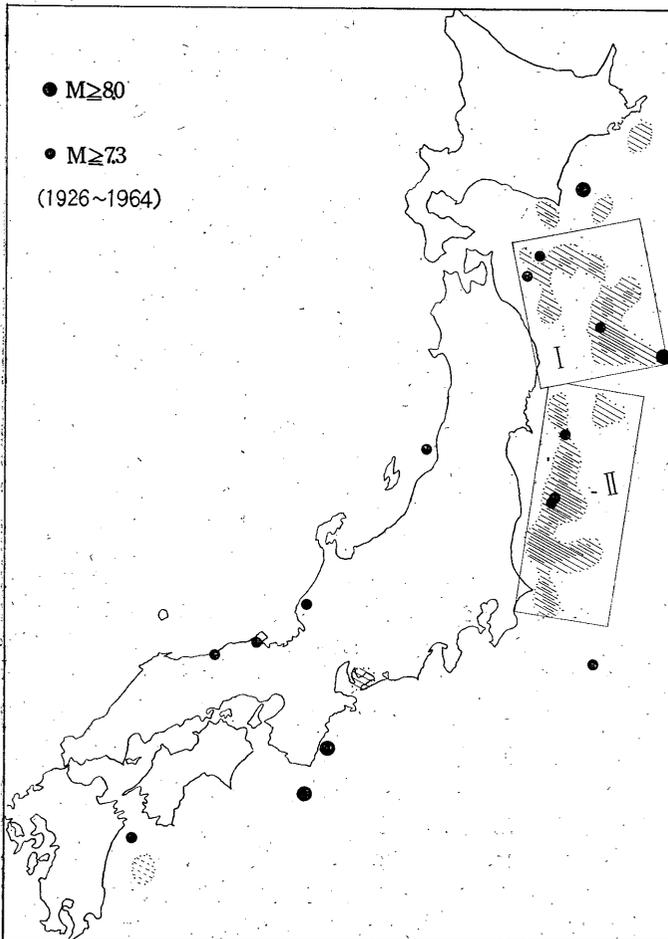


Fig. 25 Two regions of high activity for shallow shocks. Hatched areas indicate the most active areas; solid circles, events of magnitude $7\frac{1}{4}$ and greater.

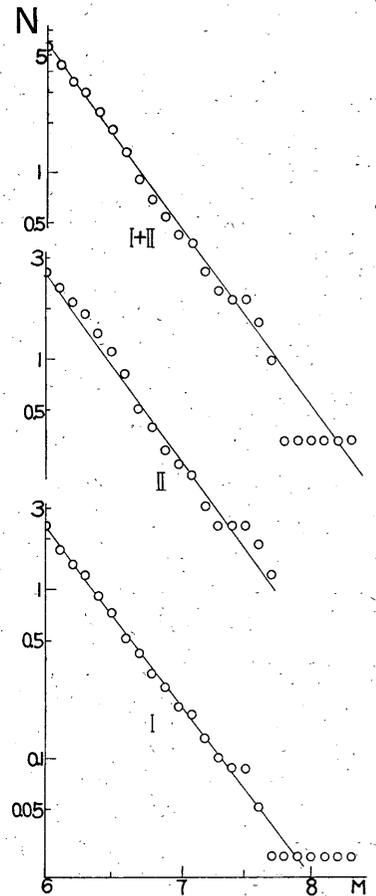


Fig. 26 Magnitude-frequency relation for the earthquakes in the region I and II. N indicates accumulated annual number; I and II same as Fig. 25.

多い。このことは、松沢 (1936), 宇津 (1961), 山川 (1965, 1967) 等が、本震の位置と余震域の関係について指摘したことが、常時地震活動を含めても成り立っていることを示している。大規模な地震が、地震頻発地域の周辺部に位置する場合は多いことは、立体的観点から見ても (Fig. 43~47) 一般に認められる。

より小さい地震 ($M6\sim7$ 程度) についても同様な関係が、より狭い地震区について (Fig. 29, 31, 33, 36-b, 37) 認められる。このことは、大規模な地震が関係する地震区と、小さい地震が関係する地震区とは、違った大きさの単位 (勿論重畳する部分もある) が考えられねばならぬことを示しているものといえよう。したがって、 b を求める場合の M の範囲とそれに対応する地震区を選び方に注意する必要がある。微小な地震の資料から求めた b と規模の大きな地震について求めた b を比較する場合にも同様なことがいえる。

3. 日本列島内各地域の b

地域的に b を求め比較する場合、どの程度の範囲で、またなににもとづく境界線で区画を分けるべきかという根本的な問題がある。坪井 (1958), 栗本 (1961) 等は、地震活動の相関から "Earthquake Province" を見つけることを試みている。同様な方法で細分された時間、空間の地震群について b を求め、 b の等しい近接区画を組み合わせて、単位の地震区とする方法も考えられるが、実際には、細分することが出来るほど資料が十分でないのが普通である。ここでは、前にも述べたように、地震分布の空間的形態を詳しく考察することにより、地震の頻発地域がかたちづくっている "地震の巣" — Fig. 25 で示したよりは細かい単位の一に着目し、それらを地震活動の単位地区としてとりあげてみる。

各地の代表的地域として選んだ、Fig. 27 に示す、A, B, C, D 4 地域はいずれも地震発生頻度の高い地域で、A, B 地域は東北日本区に、C, D 地域は西南日本外帯 (Cの一部分は内帯にかかっている) に位置している。A 地域は神居古潭、日高変成帯を主軸とする日高一樺太造山帯 (Fig. 42-a; IV で示されている) と千島一北海道弧 (I) との交差する位置にある。B 地域は関東平野によってその主要部が占められており、領家、阿武隅、三波川変成帯を主軸とする本州中央の造山帯 (V_2) が延長している。C 地域は、中央構造線に大きく影響される位置にあり、前記 V_2 とその外帯 (V_3) に関係している。D 地域は、 V_2, V_3 の延長とも関係しているが、主として九州—琉球弧 (III) に属しているものといえる。深さに対する地震発生頻度の特徴も Fig. 28 に示すようにそれぞ

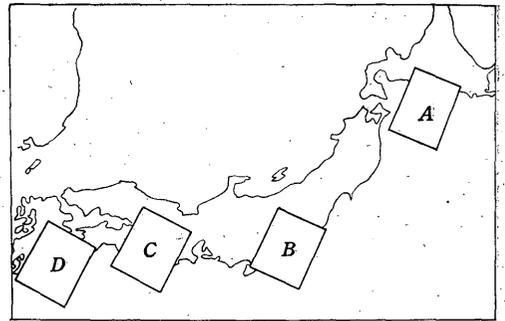


Fig. 27 Locations of the Domain A, B, C and D in this study.

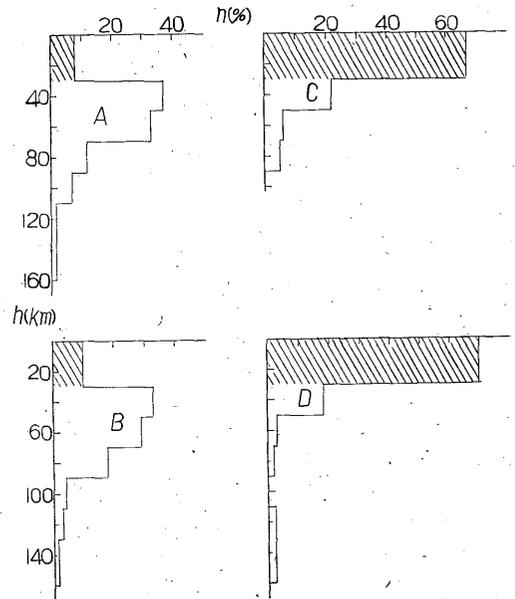


Fig. 28 Frequency-depth relation of earthquakes for each domain.

Hatched areas indicate crustal earthquakes; A, B, C and D same as Fig. 27.

れ異なっている。したがって、 b の地域性あるいは地質構造との関連等を比較する上に好都合である。

A 地域 1951~1964年の期間に A 地域内に発生した地震は、 $M4\frac{1}{2}$ 以上のもの273で、Fig. 30 に示すように、(5.1) 式の成立を仮定すれば、 $M5$ 以上の地震が完全にとらえられていると判断できる。この地域の b は、 $S; 146, \bar{M}_S; 4.95, M_m; 8.1$ について

$$b = 0.89 \pm 0.01 (0.88)$$

となる。

Fig. 29 はこの地域の地震の密度を示したものである。その中で、特に地震の密集している A' 地域 (90 km

$\times 160\text{km} \approx 1.5 \times 10^4 \text{km}^2$) の、深さ 30~70 km の範囲を単位地震区として取りあげると、 S ; 77, M_m ; 6.5, M_s ; 4.95 について

$$b = 0.98 \pm 0.02 \quad (1.08)$$

となり、 A' に関する b の方が大となっている。しかし、両者の差は宇津 (1967C) の検定法にしたがえば有意とは認められない (信頼度を 80% に下げても)。

なお、Fig. 29 には 1926~1964 年の期間に発生した $M7$ 以上の地震を示してあるが、前にも述べたように、それら規模の大きい地震は、地震の密集地域 A' 内には少なく、多くはその周辺地域に分布しているのが注目される。また、 A' の体積が (以下に述べる B' , C' , D' で

も同様に、ほぼ幅 100~150 km, 厚さ 50 km 程度)、坪井 (1956) の主張している地震体積とほぼ一致しているのが興味深い。

B地域 1951~1964年の期間に、この地域に発生した地震は、 $M4$ 以上のもの 486 で、Fig. 32 に示すように、 $M4\frac{1}{2}$ 以上の地震が完全にとらえられていると見ることができる。この地域は観測網の条件が良いため、かなり小地震までよく震源が決められており、マグニチュードについて考慮されていない震央分布図では、地震活動のかなり盛んな地域として表現されているが、規模の大きい地震の数は非常に少ない (Fig. 14 参照)。B地域では S ; 238, M_s ; 4.45, M_m ; 6.4 について

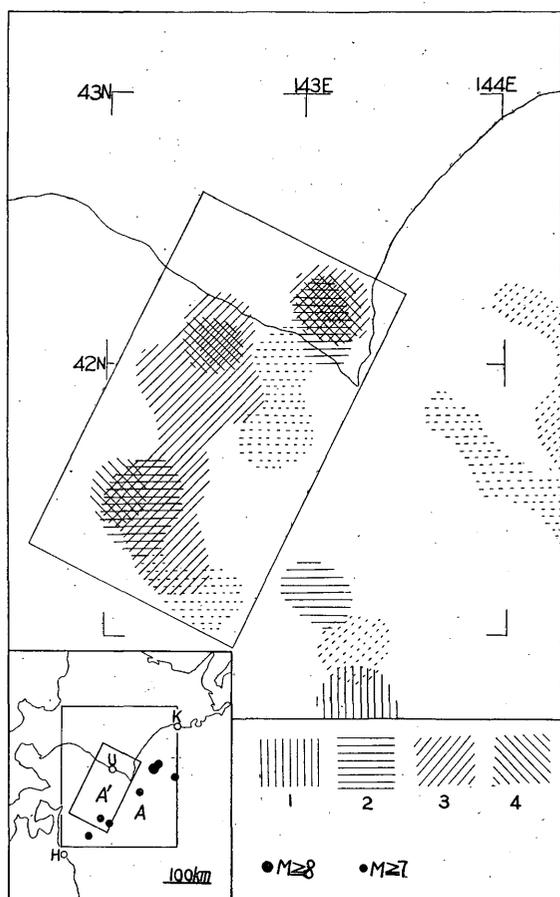


Fig. 29 Seismic activity in the Domain A.

Rectangle A' indicates the most active area; $1, 0 \leq h < 30\text{km}$ $2, 30 \leq h < 50\text{km}$ $3, 50 \leq h < 70\text{km}$ $4, 70 \leq h < 90\text{km}$ (h denotes focal depth); open circles, seismograph station (U; Urakawa, K; Kushiro, H; Hachinohe); solid circles, events of magnitude 7 and greater (1926-1964).

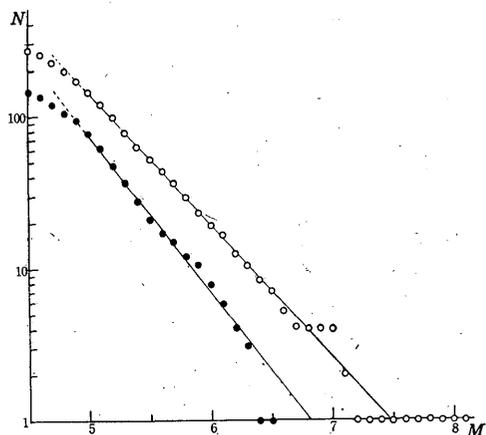


Fig. 30 Magnitude-frequency relations for earthquakes in the Domain A and A' .

N indicates accumulated annual number of events; open circles, Domain A; solid circles, Domain A' .

$$b = 0.94 \pm 0.02 \quad (1.03)$$

となる。

地震の頻度の特に高い B' 地域の (105 km × 150 km ≃ 1.6 × 10⁴ km²), 深さ 30~90 km の範囲をとりあげると, S; 140, M_S; 4.45, M_m; 6.4 について

$$b = 0.94 \pm 0.02 \quad (1.03)$$

となり, B, B' の間には相違は認められない。また, 1951~1966年の期間の, 深さ 30~70km の地震について

$$b = (0.97) \quad (S; 201, M_S; 4.35, M_m; 6.4)$$

深さ 70~120km の地震について

$$b = (0.99) \quad (S; 74, M_S; 4.35, M_m; 6.2)$$

となり, 深さによる *b* の有意な差は認められない。

C 地域 この地域も, 観測網の条件は比較的よい地域であるが, 1948~1964年の期間に発生した地震は, M₄ 以上のもの 144 で, 頻度は前記の2地域に比べ低い。M~N の関係は Fig. 34 に示されているように M_{5½} 付近を境として不連続となっている。一応, (5.1) 式の成立を仮定し, M~N の関係を直線とみなし (S; 82, M_S; 4.45, M_m; 7.2 について) *b* を概算すると約 0.8 となる。また, 小さい地震 (M_{4½}~5½, S; 73 につ

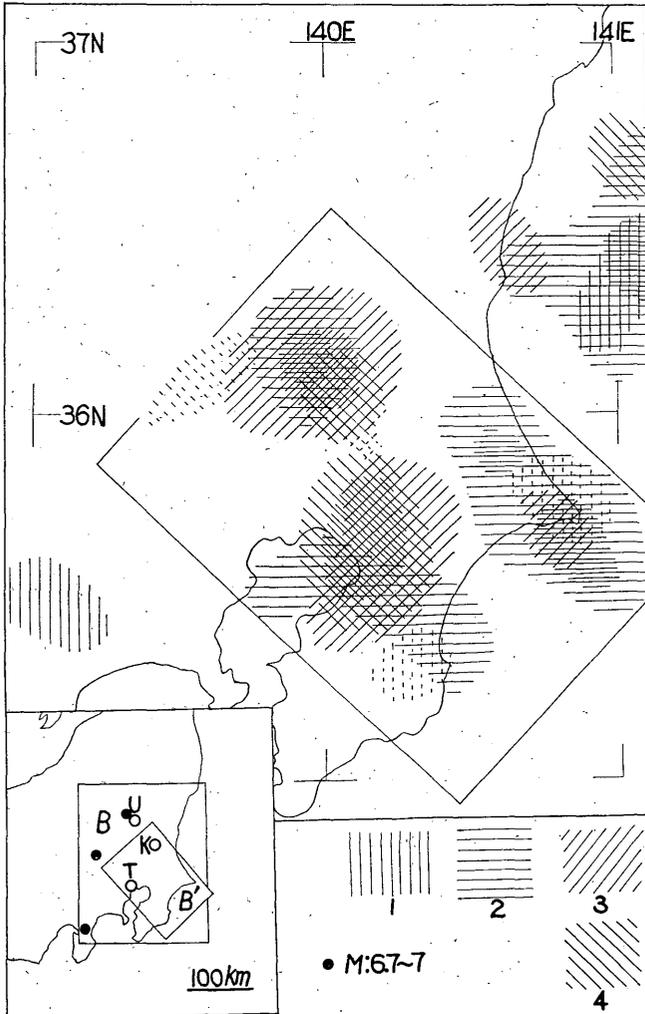


Fig. 31 Seismic activity in the Domain B. Open circles indicate seismograph station (U; Utsunomiya, T; Tokyo, K; Kakioka); solid circles, earthquakes of magnitude 7 and greater (1926-1964). Other symbols and description same as Fig. 29.

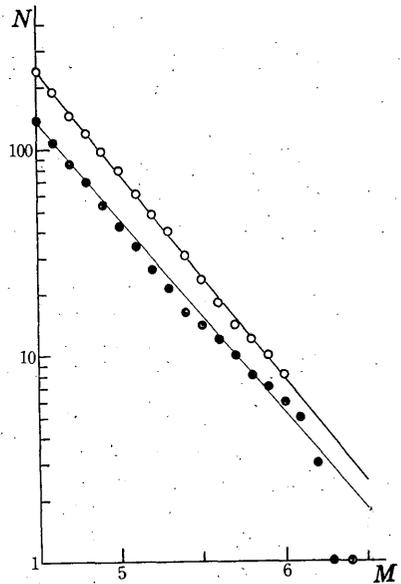


Fig. 32 Magnitude-frequency relations for earthquakes in the Domain B and B'. Open circles indicate Domain B; solid circles, B'.

いて) だけに関しては

$$b=0.95 \pm 0.02$$

となる。

茂木 (1962 a, b) は、岩石の破壊実験の結果から $M \sim N$ の関係の折れ曲がる場合があることを指摘しているが、Fig. 34 では、茂木の示した一般的な形と逆の傾向 (M の小さい方で傾斜が大) になっている。Fig. 34 に見られる折れ曲がりだが、この地域の構造上の特性によるものか、あるいは、空間、時間の取りかたの不適当なことによるみかけ上のものかについて検討する必要がある。

まず、前記のことが、期間の不十分さによる資料の欠陥 (Fig. 34 では、1948~1964年の期間には $M 5\frac{1}{2} \sim 6$ の

地震がほとんど発生していないことを示している) による可能性について検討する。1930~1968年の期間 (Fig. 34の約2.3倍の期間) にC地域に発生した地震について $M \sim N$ の関係を調べると Fig. 35 (白丸) のようになる。Fig. 35 では、Fig. 34 に見られたような折れ曲がりは見られず、 $S; 168, M_s; 4.55, M_m; 8.1$ について $b=(0.76)$ と求まる。

次に、C地域の中央部には、小地震の活動の活発な、和歌山付近の地震頻発地域が含まれているので、この地震群による影響について調べてみる。Fig. 36 a に示す地域内に、1961~1968年の期間に発生した地震の $M \sim N$ の関係は Fig. 36 b に示すようになり、 $S; 63, M_s; 3.65, M_m; 6.4$ について $b=(0.92)$ となる、これは、

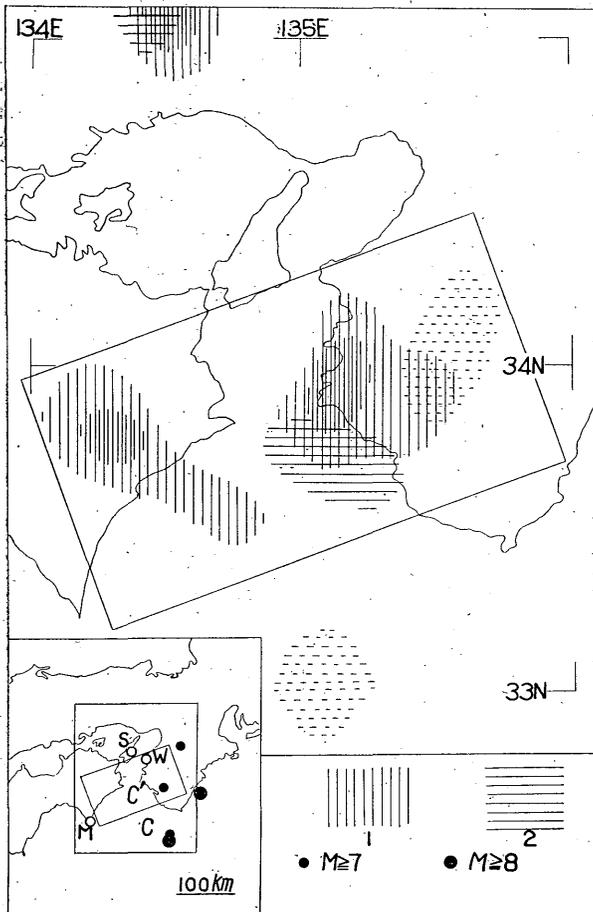


Fig. 33 Seismic activity in the Domain C. Open circles indicate seismograph station (S; Sumoto, W; Wakayama, M; Murotomisaki); solid circles, earthquakes of magnitude 7 and greater (1926-1964). Other symbols and description same as Fig. 29.

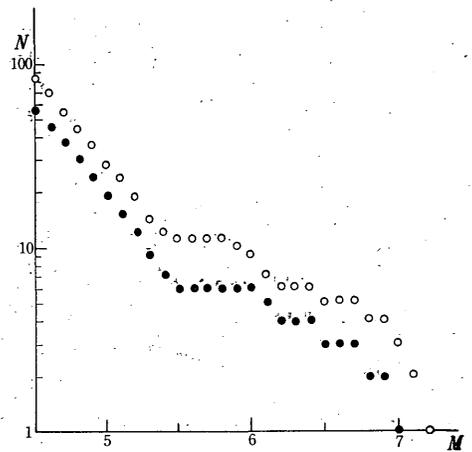


Fig. 34 Magnitude-frequency relations for earthquakes in the Domain C and C'. Open circles indicate Domain C; solid circles, C'. These events occurred during the 20 year period 1945 to 1964.

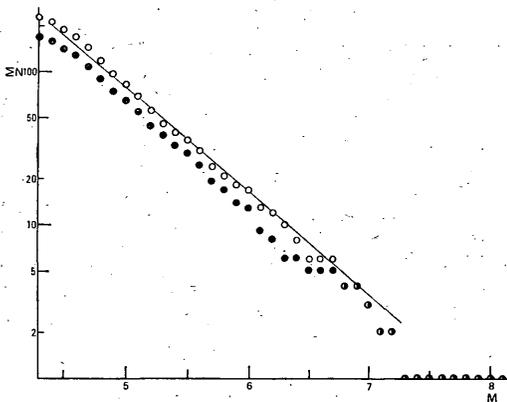


Fig. 35 Magnitude-frequency relations for earthquakes in the Domain C.

Open circles indicate Domain C. These events occurred during the 39 year period 1930 to 1968. Solid circles indicate frequency except clustering earthquakes near Wakayama (see Fig. 36-a).

前記の小地震に関する $b=0.95$ とほとんど等しいが、Fig. 35 (白丸) から求まる b よりは大となっている。Fig. 35 (白丸) には Fig. 36 a で示した地域に発生した地震も含まれているので、これらの地震を除外すると Fig. 35 (黒丸) のようになり、 S ; 127, M_s ; 4.55, M_m ; 8.1 について $b=(0.74)$ となる。Fig. 36-b で求めた $b=(0.92)$ と Fig. 35 (黒丸) から求めた $b=(0.74)$ とでは、取り扱う M の範囲が大きく相違しているが、一応宇津 (1967c) の検定法に従うとすれば、両者の差は有意とは認められない (信頼度80%をまで下げたとしても)。

前記のように、Fig. 34 の不連続は、調査期間の短いことによる見掛上のもの、および b の相違する地震群の複合による影響等が考えられるが、後者の効果については資料の不足により、十分な検証は出来ない。

C地域の中で、地震の頻度の特に高い C' 地域 ($90 \text{ km} \times 165 \text{ km} \doteq 1.5 \text{ km} \times 10^4 \text{ km}^2$)、深さ $0 \sim 30 \text{ km}$ の範囲をとりあげると、Fig. 35 (白丸) について述べたと同様な傾向となり、全体について b を概算すると約 0.8 となる。小さい地震 ($M 4\frac{1}{2} \sim 5\frac{1}{2}$) だけについては $b=0.94 \pm 0.2$ となり、和歌山付近の地震群について求めた 0.92 とほぼ等しくなる。以下の議論では一応 $b=0.94$ を C' 地域の値として用いる。

D地域 1941~64年の期間に、この地域に発生した

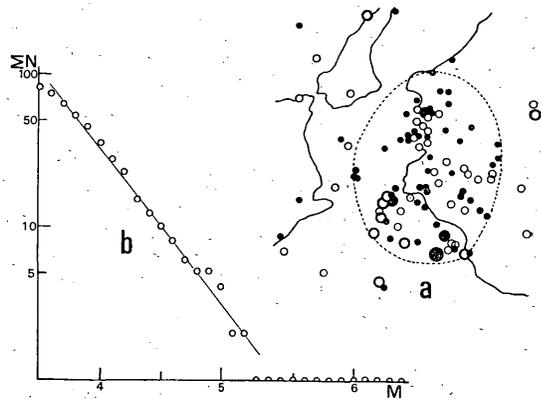


Fig. 36 Earthquakes near Wakayama and their magnitude-frequency relation.

a: The area surrounded by dotted lines indicates the area of clustering earthquakes near Wakayama; small solid circles, $M=3.5 \sim 3.9$; small open circles, $M=4.0 \sim 4.4$; large open circles, $M=4.5 \sim 4.9$; large solid circles, $M=5.0$ and greater.

地震は $M 4\frac{1}{2}$ 以上のもの116で、Fig. 36 に示すように、 $M 5$ 以上の地震がほぼ完全にとらえられているとみる

ことができ、 S ; 78, M_s ; 4.95, M_m ; 7.4 について

$$b=0.91 \pm 0.02 (0.85)$$

となる。

地震の頻度が特に高い D' 地域 ($75 \text{ km} \times 160 \text{ km} \doteq 1.2 \times 10^4 \text{ km}^2$)、深さ $0 \sim 30 \text{ km}$ の範囲をとりあげると S ; 54, M_s ; 4.95, M_m ; 7.4 について

$$b=0.84 \pm 0.03 (0.82)$$

となる。

A', B', C', D', の4つの地域の b を比較すると Table 7 に示すようになる。A', B' 地域の b と、D' 地域の b との相違は、宇津 (1967c) の提唱した検定法によれば、信頼度を $90 \sim 80\%$ にとれば有意といえる (C' 地域は前記したような問題があるので除外したが、Fig. 35 から得られる値をとるとすれば同様なことがいえる)。浜松 (1960)、宇津 (1967a) は、西南日本の地震を深さ $0 \sim 30 \text{ km}$, $40 \sim 60 \text{ km}$ とに分け b を比較し、両者の差を認めている。地殻下~マントル上部の地震を主とする、A', B', 地域と、地殻内の地震を主とする D' 地域とでの b の相違が、その地域性によるものか、深さに関するものかは明らかではない、しかし、日本全域、関東地方等の例では、深さによる b の値の変化は見いだされていないので、この相違は深さによると云うよりはむしろ地域性に

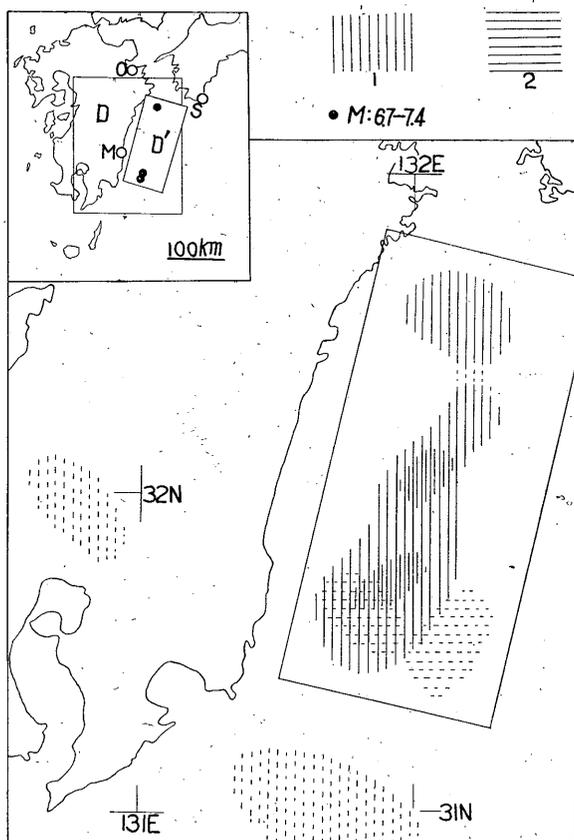


Fig. 37 Seismic activity in the Domain D. Open circles indicate seismograph station (O; Oita, S; Shimizu, M; Miyazaki); solid circles, earthquakes of magnitude $6\frac{1}{2}$ and greater (1926-1964). Other symbols and discription same as Fig. 29.

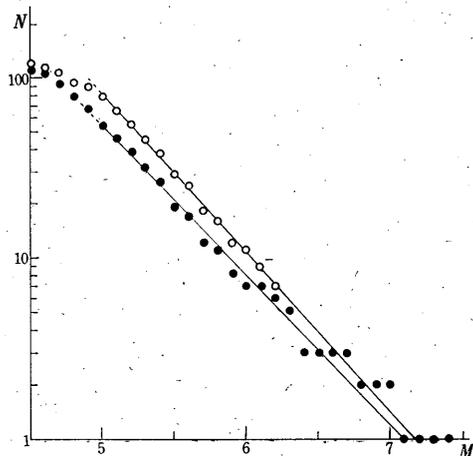


Fig. 38 Magnitude-frequency relations for earthquakes in the Domain D and D'. Open circles indicate Domain D; solid circles, D'.

Table 7. Comparison of b values for each domain.

Domain	Depth	b
A'	30-70 km	0.98 ± 0.02 (1.05)
B'	30-90 km	0.94 ± 0.02 (1.01)
C'	0-30 km	0.94 ± 0.02 *
D'	0-30 km	0.84 ± 0.03 (0.82)

() ; Determined by the equation (5.3).

*; b Value for magnitude range $4\frac{1}{2}$ - $5\frac{1}{2}$.

よるものといえよう。いずれにしろ両者の間に明瞭な相違は認められない。宮村 (1962) は日本付近の地殻内の地震では一般に $b=0.7 \pm$, 地殻下では $b=0.9 \pm$ (各

地域について $0.59 \sim 0.92$ を得ている), Kárník (1964) はヨーロッパ地域について, 地殻上部の地震では $b=0.9$, 地殻下部では $b=0.5 \sim 0.8$, その下では $b=0.35$ と, 深さによりかなり相違すると述べている。しかし, 筆者の調査ではそのような大幅な変動は認められていない。すなわち, 深さ別, 地域別, 地震区の大小等種々の観点からみて, b はほぼ $0.8 \sim 1.1$ 程度の範囲内でしか変化していない (余震, 火山性地震等を除く)。 b に地域性, 深さ等による多少の差のあることを完全に否定することは出来ないとしても, 多くの例で示したように b はそれらの相違を敏感に反映して, 大きく変化する量ではないといえる。

4. 地震動の振幅の頻度分布と b

ある観測点における地震動の最大振幅 (A) の頻度分

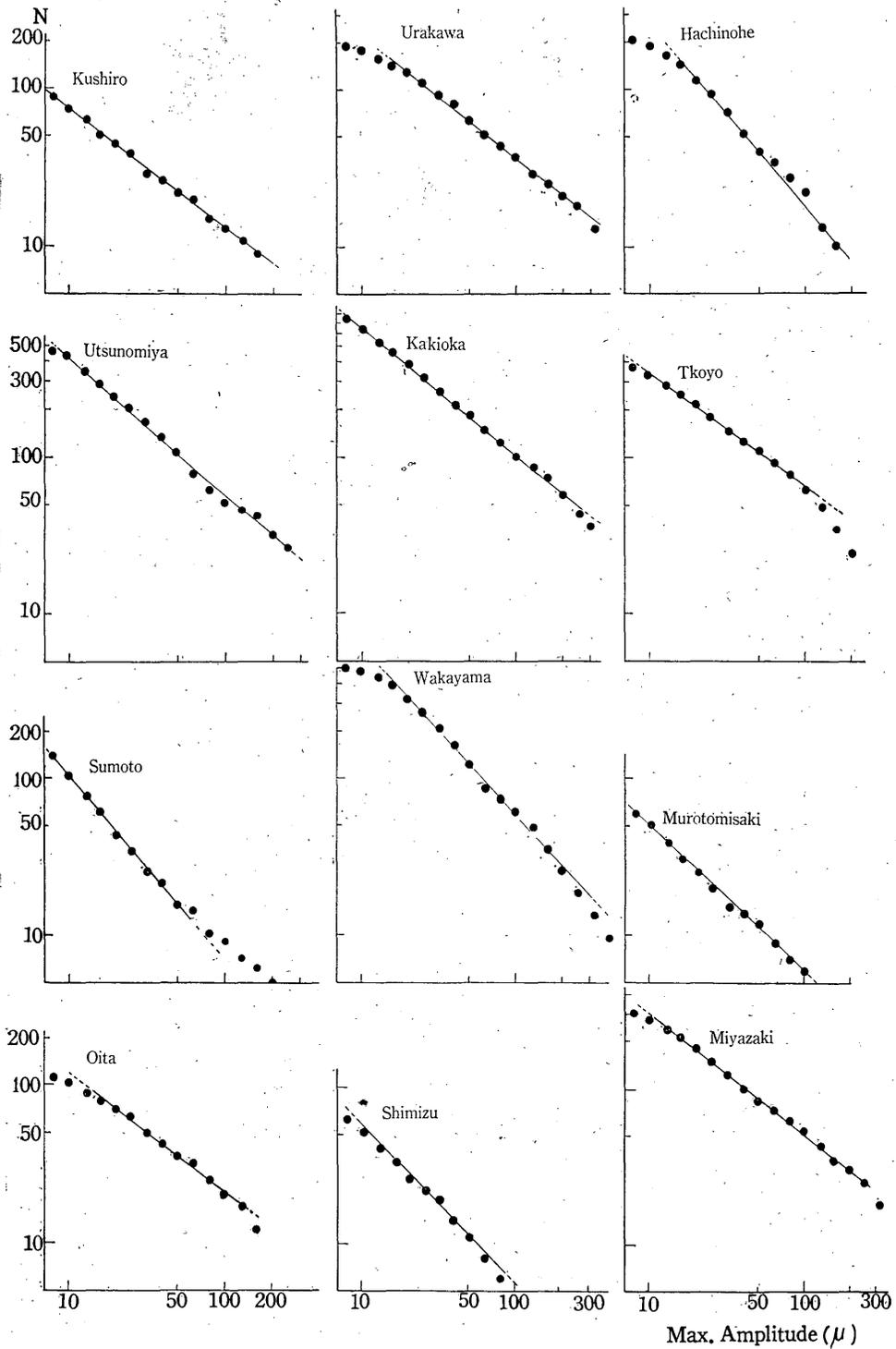


Fig. 39 Amplitude-frequency relation for each station.
 N indicates accumulated number of earthquakes (*S-P* time less than 20sec).

布が

$$\left. \begin{aligned} n(A)dA &= \text{const.} \cdot A^{-c} dA \\ \text{または} \\ \log n(A) &= \text{const.} - c \log A \end{aligned} \right\} \quad (5.3)$$

の形であらわされ(石本・飯田(1939)) (5.1)式と同様、いろいろの場合に対して広く適合することはよく知られている。cはある条件のもとで $b=c-1$ で関係づけられ、(5.1)式と(5.3)式とは同等の意味を持った式である(浅田・鈴木・友田(1950), 鈴木(1953))。実際上、ある地震群の一つ一つの地震について M を決めた上で、 b を求めることは困難な場合が多いので、振幅の頻度分布から c を求め、サイスミンシティの特性を議論することが多い。

前章で b を調べた地域内に位置する観測所について $\log N(A) \sim \log A$ の関係を示すと Fig. 39 のようになる*。これらは 1961~1963年の期間に、Wiechert式地震計に記録された、 $S-P$ 時間20 sec以下の地震の、水平成分最大振幅の頻度分布を示したものである**。それらに(5.5)式を適用して c を求めると Table 8 のようになる(勝又(1966a))。

石本・飯田(1939)は、1935~1938年の期間に東京一本郷で石本式地震計($T_0: 1 \text{ sec}$, $V: 370$)に記録された資料から $c=1.74$ と求めているが、Table 8の東京の値はこれとまったく一致している。浅田(1957 b)は、高感度の地震計でとらえられた筑波山付近の極微小地震に関し $c=1.9$ と求めているが、柿岡の $c=1.8$ 、宇都宮の $c=2.0$ 等はそれに近い値となっている。このほか、多くの人々によって求められている結果と、Table 8の値とを比較すると、対象とした地震の大きさ、使用した地震計の特性、資料の期間等が著しく相違しているにもかかわらず、 c は近似した値となっている。

鈴木(1959)は、多数の地震群について研究し、 c は一般に 1.8 ± 0.2 程度で、それらは誤差の範囲で一定であるとしている。Table 8に示した、最小自乗法により求めた c の値の信頼限界、相互間の相違の有意性を明らかにすることは、一般にむずかしい。鈴木(1958)の研究によれば、資料数が1000程度でも、 c は場合により、0.3程度異なることがあると述べている。Table 8: で用いている資料の数は、2; 3の地点を除き十分とはいえないが、 c は 2.0 ± 0.2 程度の範囲内となっている。した

がって、Table 8の結果も鈴木(1959)の結論に対してほぼ肯定的といえよう。

M は一般にいくつかの観測値の平均として求められる。この意味で b はある地域の平均的な値といえよう。前節で示した4地域の b と、それぞれの区域内の観測所の $(c-1)$ の平均値 $\overline{(c-1)}$ を比較すると、Table 8に示すようになり、各地域の b と $\overline{(c-1)}$ とは、 ± 0.1 程度の範囲内で一致している。このこと、および次に述べることから、ある地域内の各地点から求められた c の相互間の相違が、見掛上のものを含む可能性を否定できない。

Table 8. Comparison of b and $\overline{(c-1)}$ for each domain.

Domain	Station	c	$\overline{(c-1)}$	b
A	Kushiro	1.76±0.01	0.90	0.89
	Urakawa	1.78±0.02		
	Hachinohe	2.15±0.05		
B	Utsunomiya	2.03±0.02	0.86	0.94
	Kakioka	1.80±0.01		
	Tokyo	1.74±0.01		
C	Sumoto	2.20±0.02	1.05	0.95*
	Wakayama	2.07±0.02		
	Murotomisaki	1.88±0.02		
D	Oita	1.76±0.02	0.85	0.91
	Shimizu	2.01±0.04		
	Miyazaki	1.77±0.01		

$c-1$; Mean values of $c-1$ for each domain.

*; b value for magnitude range $4\frac{1}{2}-5\frac{1}{2}$.

ある地点で観測される振幅は、地震の大小、震源の遠近のほか、発震機構、波の経路における減衰の条件、観測点の地盤の振動性、測器の特性等の影響をうける。したがって、一般におこなわれているように、見掛上の最大振幅(波の周期および波の性質について注意しないで)の資料にもとずいて c を求める場合には、前記のこの影響をうけるので、 c の値から直ちにある地域の地震発生特性を議論するわけにはいかない。一例として、松代群発地震について調べてみる(勝又・岸尾(1967))。

1965年8月~66年12月の期間の松代群発地震、 $S; 197, M_s; 3.95, M_m; 5.4$ について(Fig. 13 参照) $b=(1.27)$ となる。これは一般に知られている値と比べ、かなり大きな値ということになる。群発地震地域の周辺の観測点で、これらを観測して得られた振幅の頻度分布(各地点の資料は、全地震について完全に対応して

* Fig. 39 は累積頻度であらされているので $\log N(A) = \text{const.} - (c-1) \log A$ (5.5) となる。

** ただし、釧路は1964年10月~65年7月、浦河は1964年1月~65年7月の期間に、直視式電磁地震計に記録された資料を用いている。

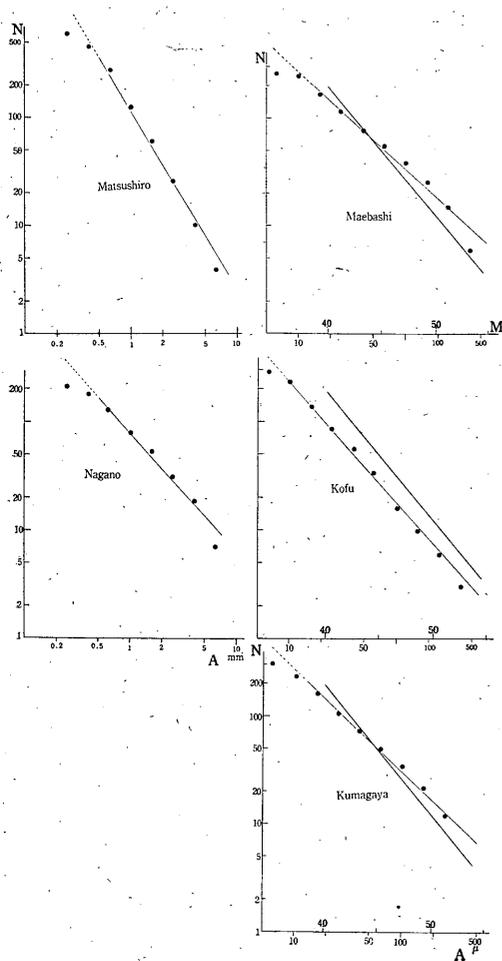


Fig. 40 Amplitude-frequency relation for each station for the Matsushiro earthquake swarm. Heavy lines are determined from the magnitude-frequency relation (see Fig. 13-M).

Table 9. Comparison of c for each station (Matsushiro earthquake swarm).

Station	Distance (km)	s	c	SG
Matsushiro	—	275	(2.63)	SM
Nagano	—	180	(2.10)	SM
Maebashi	75	146	(1.90)	W
Kofu	105	141	(2.10)	W
Kumagaya	105	163	(1.94)	E

s ; Number of data. SG; Seismographs used in this investigation as follow—SM, Strong motion seismograph. W, Wiechert seismograph. E, Electromagnetic seismograph.

いるとはいえないが、大きい地震についてはほぼ完全といえる)は Fig. 40 に示すようになる。(5.4)式の方法により各観測所の c を求めると、Table 9 に示すようになる。松代群発地震は、ごく狭い地域に発生しているので、前橋、熊谷、甲府等からは震源はほぼ一点とみなすことができる。Fig. 40 で太線で示されているのは、Fig. 13 の M の分布に関する b と (3.1) 式とから期待される各地点の振幅の頻度分布の理論値である。前橋、熊谷では、両者の傾斜が大きく相違していることがわかる。なお、甲府の例に見られる太線と細線との平行的なずれは、振幅の地盤係数(勝又(1955, 1965 a, ただし、一般には地盤係数自体も波の周期等により変化する))に相当することになる。また松代、長野のような震源域内、あるいは非常に近接した地点で、同一地震群を観測して得られた c の値が著しく相違していることは注意を要しよう。

前記の例に見られるように、見掛上の最大振幅の観測値にもとずいて求められたある地点の c を直ちに他の地点のものと比較することには問題がある。また、小規模な地震の場合には、一般に局地的な小数の観測資料から M を求めることになるが、その場合には M 自身にも一したがって b にも一上記のような影響が含まれることになる。ごく小規模な地震の資料を用いて求められた b について、その地域性を論じる場合には同様な注意が必要であろう。

地震の規模別頻度の特性をあらわす b の値の時間的変動、あるいは空間的相違の有無が多くの人々によって議論されてきたが、深い地震(深さ 60 km 以深)の有効なマグニチュードの資料が無いため、深さによる b の変化の研究はほとんどなされていなかった。ここでは、深い地震のマグニチュードを決めた上でそれらを調べた結果、日本列島およびその周辺に関しては浅発、稍深発、深発地震とも b は約 1.0、で深さによる大きな相違は認められなかった。また、いくつかの単位地震区を選び出し、多くの地震について資料をおぎなって、 b の地域性、深さによる変化を検討したが、著しい差は認められず、いずれも約 0.8~1.1 の範囲内であった。ある地域の地震の規模別頻度と一地点の地震動の振幅の頻度分布とが必ずしも完全な対応を示すものではないことについても検討した。

VI 地震の立体的な分布と地体構造

地形、海溝、火山等の地球表面の構造と、深層にまでおよんでいる地震活動との関係をとらえるには、適当な

断面についてそれらを対照するのがもっとも直観的である。地震の立体的分布に関する研究もすでにいくつかあるが(たとえば、和達・岩井(1954, 1956), 宮村(1962)等), 多くは比較的古い時期の資料にもとづいているので、震源決定の精度は一般に最近のものほど良くない。また、マグニチュードについて考慮されていない(特に、深い地震について)ものが多く、震央分布図のところすでに述べたように、応々にして地震の頻度に関し誤った概念を与えることがある。また、垂直分布を調べる場合の断面の位置にも特別な意味のない(たとえば、経、緯線に沿って設定された断面)ことが多い。筆者は、すべての深さの地震についてマグニチュードを考慮にいたした上で、地球表面の地球物理学的諸要素と最もよく対応するような断面を設定し、地震の垂直分布の状況を調べた。日本列島およびその周辺における地震の地理的分布は、すでに第IV章で見たように、いろいろな深さの地震がふくそうしている。地質構造その他の地球物理学的現象の配列も複雑で、それらを単純な系統に整理することは困難である。したがって、地震の空間的分布と

それらとを対比する場合断面のとりかたが問題となる。

ここではまず、日本列島を縦断する断面、およびそれに直交する断面について地震の垂直分布を概観する。次に、日本列島を構成する各島弧に対して平行および直交するいくつかの断面について、地震の垂直分布を詳細に調べ、その形態の特徴、他の地球物理学的諸現象との関係等を明らかにする。

1. 日本列島の地体構造および地震の立体的な分布の概観

日本列島に沿う断面、およびそれと直交し本州の中央部を横断する断面について、震源の垂直分布の状況を概観すると Fig. 41 に示すようになる(勝又(1955 b))。Fig. 41 は、資料がやや古く、またマグニチュードが考慮されていない等の欠点はあるが、日本列島における地震の空間的分布の概念を得るのに便利であるため、多くの人々によってしばしば利用されて来た図である。Fig. 41 には、1945~1954年の期間の浅発地震、1935~1954年の期間の稍深発、深発地震がプロットされている。Fig. 41 では震源が空間的に著しく集中し、いくつかの震源の集

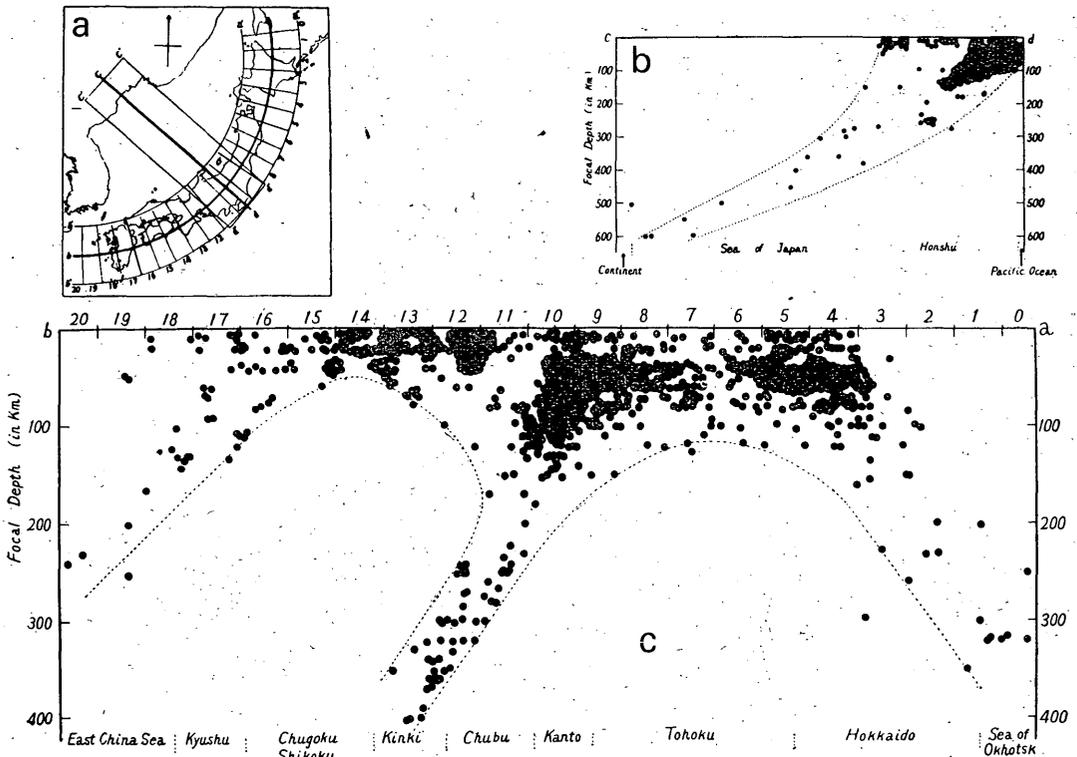


Fig. 41 Spatial distribution of hypocenters in and near the Japanese Islands. a: Location of the sections. b: Vertical section oriented perpendicular to the island arc. c: Parallel to the island arc.

団“地震の巢”を形成しているのが見られる。また、地震の発生する地域と発生しない地域とは比較的明瞭に分離されている。地震の頻度は、深さ70~80kmから急速に減少している。Fig. 41-cでは、本州を横断する深発地震帯を境として、その北東側と南西側とで、震源の分布の状態が著しく異なっていることがわかる。すなわち、北東側の地域では地震は主として地殻底からマントル上部に発生しているのに対して、南西側では大部分が地殻内に発生している。地震活動は北東側の地域が、南西側の地域に比べ著しく活発となっている。Fig. 41-bでは、太平洋地域の多くの島弧に一般的に見られるような、海洋側から大陸側へ次第に深まって行く震源分布が典型的にみられる。

日本列島は Fig. 42-a に示すような、形成の時代を異にしたいくつかの島弧から構成されている。本州弧は複雑に乱されてはいるが、古世代末期から中世代初期にかけて形成された飛騨、三群変成帯を主軸とする地域 (Fig. 42-a の V₁ を中心とする地帯)、および、中世代後半より古第三紀にかけて形成された領家、三波川変成帯を主軸とする地域 (V₂ を中心とする地帯) から成り立っているとみることが出来る。ほぼ同時期には、日高、神居古潭変成帯を主軸とする IV が形成された。V₂ の外側には現在も活発な地震活動を伴って活動している第三紀の造山帯 V₃ の存在が指摘されている (小林 (1955)、

宮村 (1962))。これらに、現在もっとも活動的な新しい造山帯、千島弧 (I)、伊豆-小笠原弧 (II) および琉球弧 (III) が交差し、日本列島の構成を複雑にしている (Fig. 42 a に示した島弧の記号は宮村 (1962) による)。これらの島弧は、それぞれ違った地震活動の特性を持っているものと思われるが、島弧の交錯は、それらの特徴をとらえることを困難にしている。火山帯、グリーン・タフ地域、海溝、重力の異常帯等の配列は、第三紀に始まる造山活動に密接に関係している (たとえば、湊、ほか (1956)) のみでなく深層にまでおよぶ地震の分布にも関連している。日本列島およびその周辺地域の第四紀以後の火山活動は、大部分がグリーン・タフ地域に分布しているが、杉村 (1958) は火山岩の化学組成の分布と重力異常、海溝、地震の分布等を総合してそれらを二つの火山の系統“東日本火山帯”“西日本火山帯”に分類し、それらの太平洋側のへりに対して“Volcanic Front”なる名称を与えている (Fig. 42-b)。

上記のようなことを考慮にいれて、日本列島を Fig. 42-c に示すような5つの系統にわけて震源の立体的分布を調べ、あわせて他の諸現象との関係を示した。すなわち、ほぼ各島弧に沿う断面 (点線、ローマ数字) と、それに直角な断面 (実線、アルファベット) を設定し、それらに垂直な断面上に、両側各々 125 km 幅の範囲に発生した地震の震源を投影した。なお、震源分布の密度

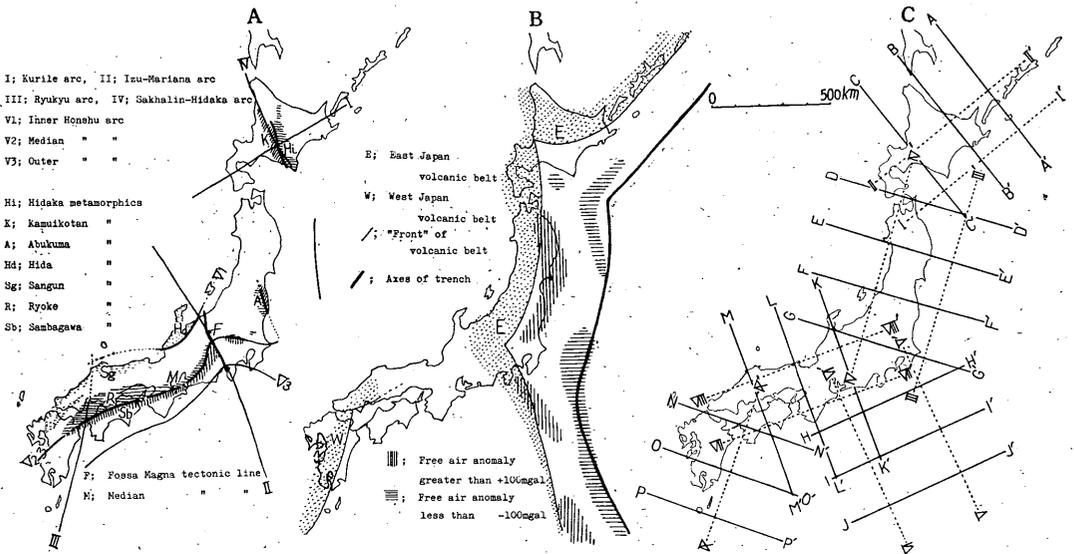


Fig. 42 Major tectonic features of the Japanese Islands and locations of the vertical sections. A: Island arc system (adopted from Miyamura, 1962), regional metamorphic zones and major tectonic lines. B: Volcanic belts (adopted from Sugimura, 1958), gravity anomaly zones and trenches. C: Locations of the vertical sections showing in Fig. 43 to 47.

の特に高い地域ではふくそうをさけるため、 $M_{4.1} \sim 5.0$ のものが省略されているが、震源分布のパターンに変化を与えるものではない。

2. 各島弧における地震の垂直分布

a) 北海道—千島列島南部 (Fig. 43)

I~I'に沿う地域は、次に述べる III~III'と共に、地震活動の最も活発な地域で、島弧と海溝との間の地域に

おける浅い地震の発生状況が示されている。内帯地域では、地殻下~マントル上部での地震が少ないのが目立つ。南北方向の各断面では、b) で述べるような、島弧における地震活動の典型的な状況が見られるが、C~C'では本州側から北へ延びている活動と重なり、やや複雑となっている。

Gutenberg-Richter (1954) による、北海道中部を通

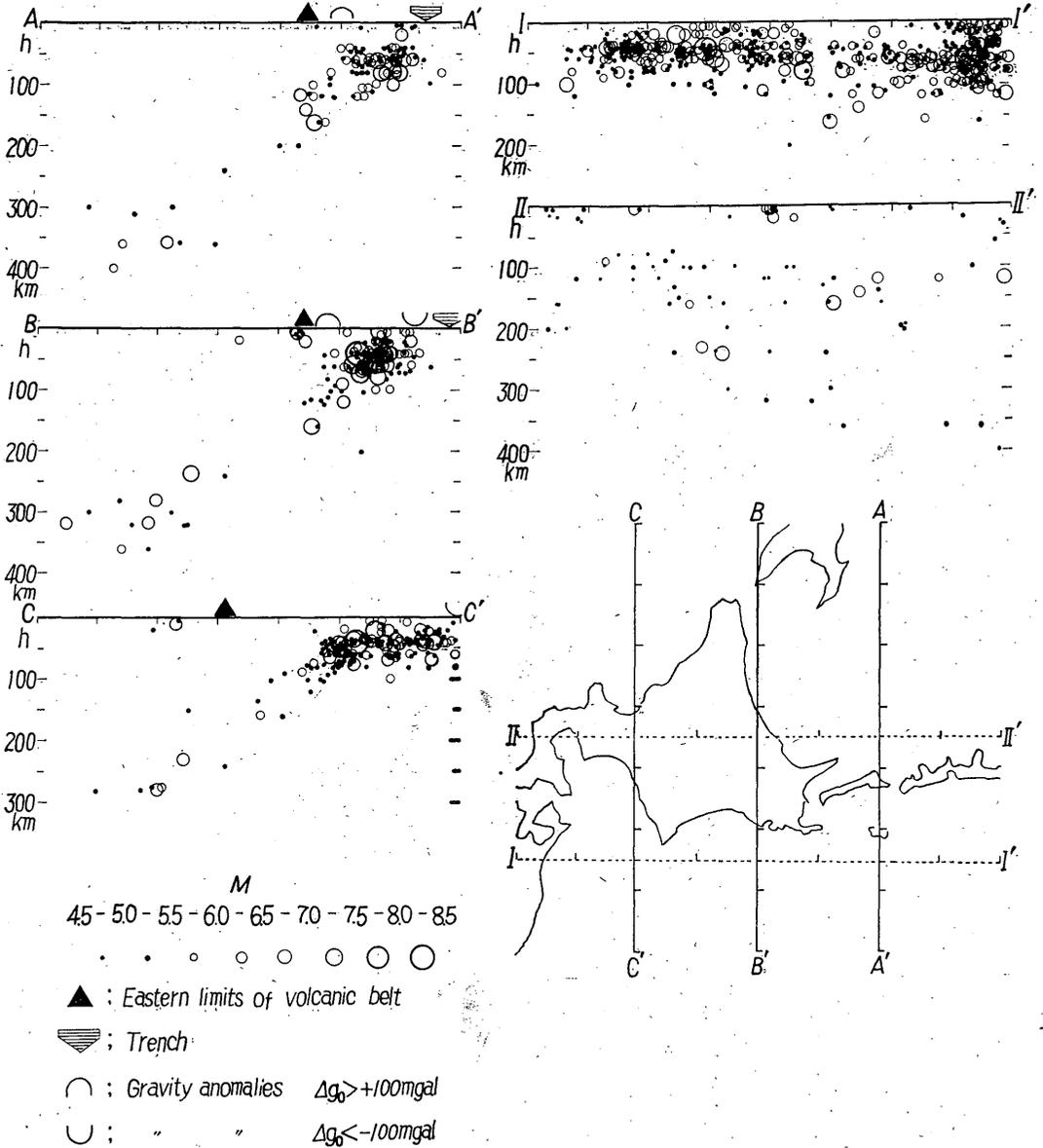


Fig. 43 Vertical sections through the Hokkaido District and adjacent areas. Lower right subfigure shows the locations of each section. Hypocenters projected from the distances within 125 km of each section.

り大陸に至る断面図 (ほぼC—B') では震源面の傾斜角 α は約 40° , Fedotov (1963) による千島南部の断面図 (ほぼA—A' に同じ) では α は約 $45\sim 55^\circ$ となっている。しかし, Benioff (1954) はカムチャッカー千島—北海道東部地域の地震を, 千島弧に直交する断面上に投影し, 300kmの深さまでは α は 34° , それ以深では 58° の "Marginal Fault" 型の分布を示すと述べている。 α は断面のとりかた, 投影する地震の範囲等により, 当然違ってくるので, Benioff のようにあまり広い地域を同一視して扱うことは好ましくない。

b) 本州北部 (Fig. 44)

東北地方を東西に切る断面は, 島弧の特徴をよく備えており, 人工地震, 地殻熱流等の観測を始め種々の調査も実施されている。地震活動は海溝付近から始まり, 重力の負の異常帯と正の異常帯 (Fig. 42-b 参照) との間, 地殻直下からマントル上部で非常に活発となっている。震源分布は, 海溝側に向かって次第に浅くなるというよりはむしろ, この地域にほぼ一様に密集し, 比較的はっきりした形の "地震の巣" を形成している。この地震の頻発地域から, 内陸側に向かって約 40° の傾斜角で

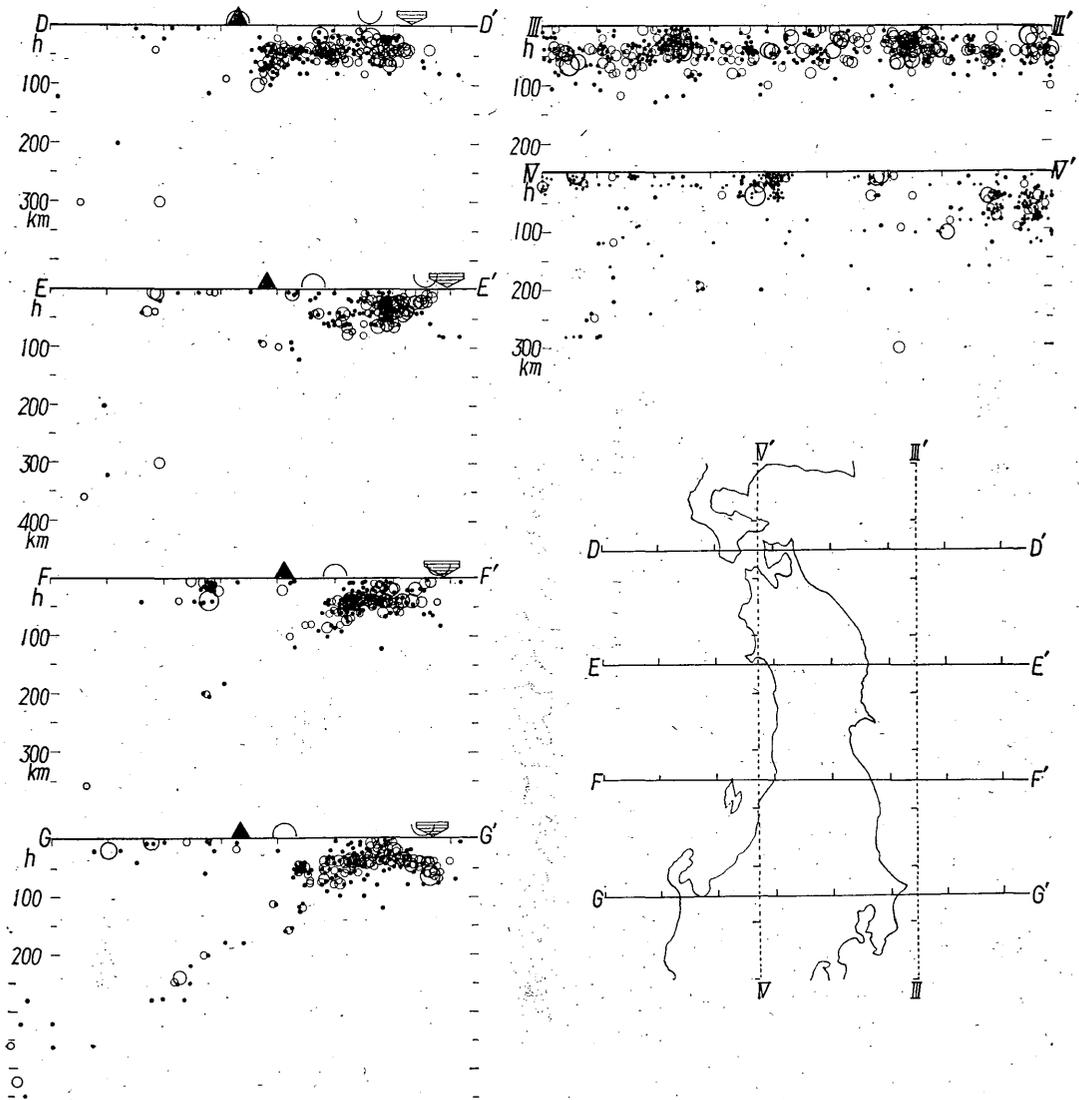


Fig. 44 Vertical sections through the Tohoku, Kanto Districts and adjacent areas. Symbols same as Fig. 43.

震源分布帯は次第に深かまって行く。震源帯は比較的薄く、震源が約50km程度の層内に集中していることが注目される。火山地域の下では、震源帯の深さは100~200kmとなり、さらに日本海、大陸下の深発地震へ連らなっている(勝又(1956))。なお、内陸地域では、これらとは別の系列で浅い地震が発生している。

c) 伊豆七島—小笠原諸島 (Fig. 45)

I~I', J~J'では、海溝、重力異常帯等の相対距離が他の地域に比べやや近接しており、 α も大きな値となっている。さらに南方のマリアナ北部地域では、垂直に近い震源分布が見られ、海溝、火山等も非常に近接しているのが見られる(勝又・Sykes(1969))。

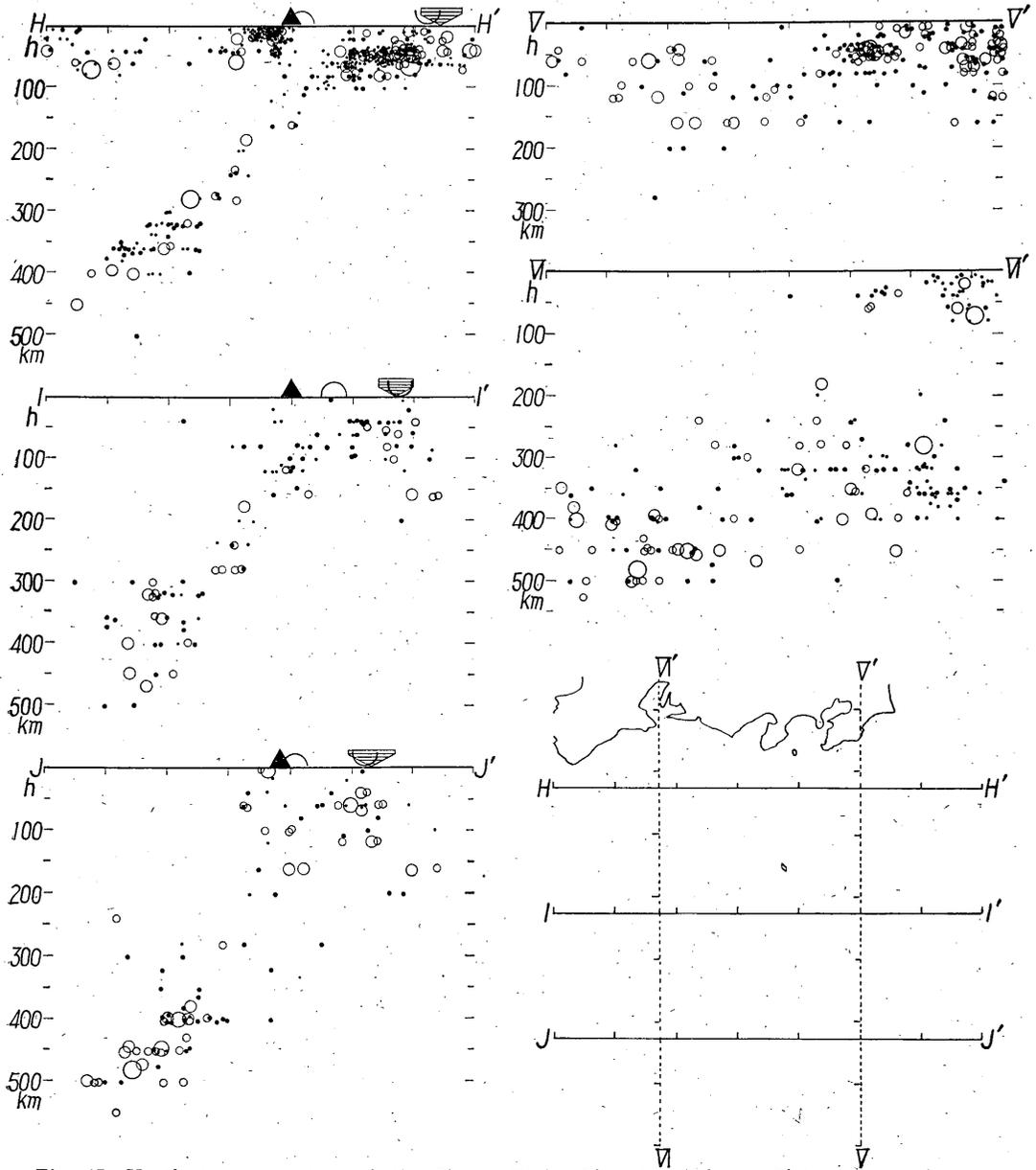


Fig. 45 Vertical sections through the Chubu, Kinki, Chugoku, Shikoku Districts and adjacent areas.
Symbols same as Fig. 43.

Benioff (1954) は、本州南岸からマリアナ諸島に至る広い範囲の地震を調べ、300kmの深さまで α は約 38° 、それ以深は 75° の“Marginal Fault”型の分布をしていると述べている。さらに、300kmの深さを境として、それ以深の震源が不連続的に東側へずれて分布していると述べている。しかし、Fig. 43 の H-H'/~J-J' では、浅い地震から400~500kmの深い地震までほぼ連続的に分布している。田中 (1960)、勝又・Sykes (1969) は、本州南岸から小笠原にいたる間を、多数の断面をとり調

べているが、いずれの断面でも、震源分布面は上記のような不連続は示さない。前にも述べたように、Benioffの結論は、広い地域を同一視して扱ったことからくる見掛上のものであろう。

d) 本州南西部 (Fig. 46)

a)~c)の地域では、島弧にほぼ直角な断面で、傾斜した震源分布が見られたのに対し、この地域では平行な断面でその状態が見られる。この地域は、前記の諸地域および次に述べる九州琉球地域とは多少違った特性を示し

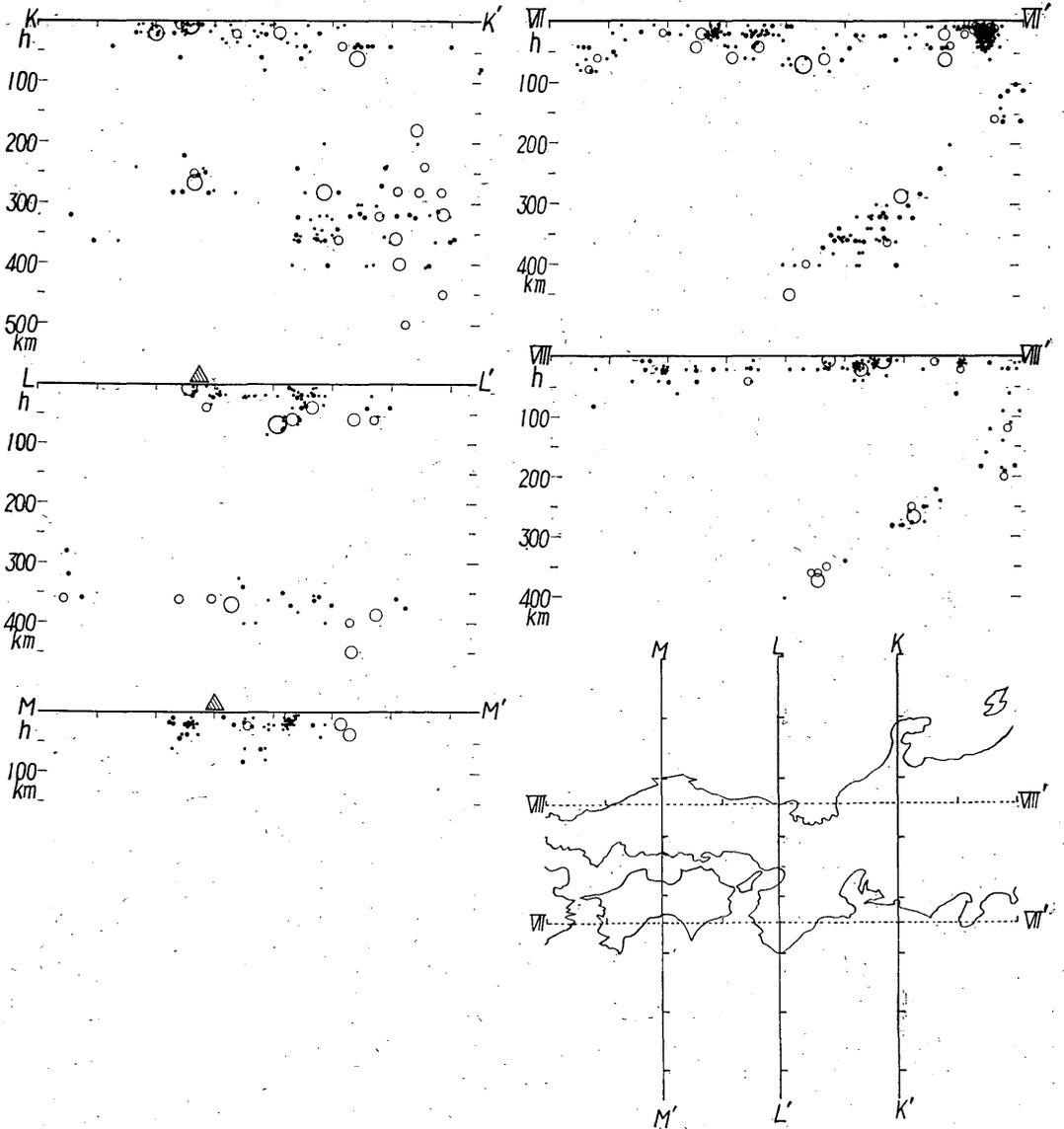


Fig. 46 Vertical sections through the Izu-Ogasawara region and adjacent areas: Symbols same as Fig. 43.

ており、中部地方を除き、活動的な火山はない。また、
 稍深発地震もほとんど見られない。

この地域の火山地帯の下には、深さ100~200kmの地
 震が見られ、内帯地域にも、ごく浅い、小規模な地震が

e) 九州—琉球列島北部 (Fig. 47)

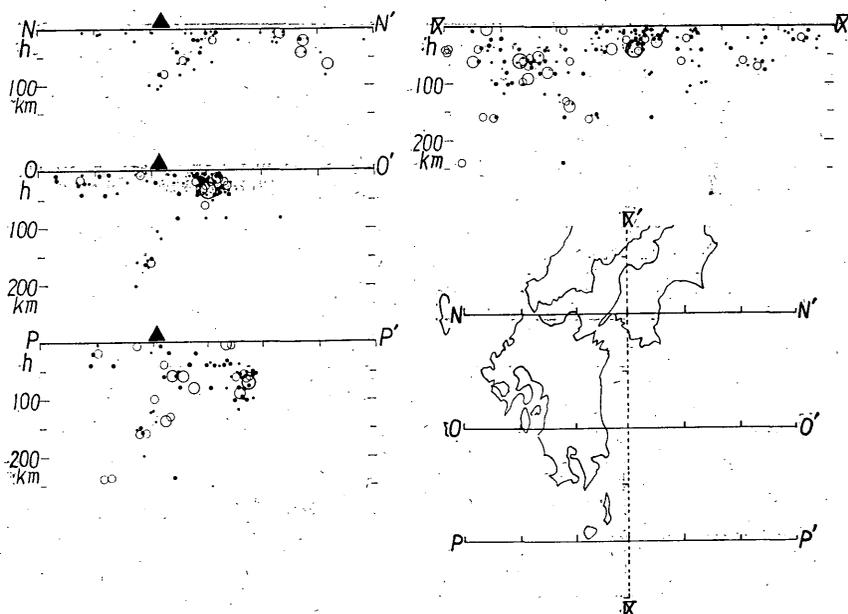


Fig. 47 Vertical sections through the Kyushu District and adjacent areas.
 Symbols same as Fig. 43.

各断面での地震の垂直分布の状況を要約すると次のようになる。

a) 北海道—千島列島南部 (Fig. 43)

I~I'	外帯地域の地震分布を示す。地震活動はきわめて活発で、大規模なものの発生頻度も高い。震源は40~60kmの深さを中心に密集している。
II~II'	火山帯に沿った、内帯地域の地震分布を示す。浅い地震は少なく、深さ100~300kmのものが多。
A~A'	海溝付近から、約40°の傾斜角(以下 α と記す)で、震源分布帯がオホーツク海側へ深まっている。
B~B'	海溝、重力の異常帯、火山帯等の関係位置がよくわかる。 α は約40°
C~C'	島弧が複合した地域のため、震源分布がやや複雑であるが、 α は約40°

b) 本州北部 (Fig. 44)

III~III'	東北日本の太平洋岸から日本海溝に至る地域は、I~I'と共に、日本付近でもっとも地震活動の盛んな地域である。震源は40~60kmの深さを中心に密集しているが(I~I'よりやや浅い)、特に、茨城県沖、岩手県沖の地震群が目立つ。
IV~IV'	内帯地域における地震分布を示す。この期間(1951~1965年)には、北美濃・松代・新潟・男鹿半島沖等の地震があり、浅い地震の活動が活発となっている。深さ100~200kmの地震は小規模なものが主である。
D~D'	北海道側のものと複合し、分布状態はやや複雑である。

E~E'	F~F' と共に、もっとも典型的な島弧の断面で、震源分布と他の現象の配列との関係がよくわかる。αは約 40°
F~F'	αは約 35°
G~G'	αは約 40°。この断面を延長すると、大陸下 600~700 km の深さに至る、連続した震源分布の状態が見られる (Fig. 41-b 参照)。

c) 伊豆七島—小笠原諸島 (Fig. 45)

V~V'	七島小笠原弧の外帯に沿う地域の地震分布を示す。本州弧と複合している V' 側を除いて 60~200 km の地震が多く、浅い地震はほとんど見られない。
VI~VI'	深発地震帯に沿う地域の地震の分布を示す。この地域には、浅い地震はほとんど見られない。
H~H'	αは約 45° 火山の周辺に、ごく浅い地震が分布している。
I~I'	αは約 45°
J~J'	αは約 45°

d) 本州南西部 (Fig. 46)

VII~VII'	西南日本の外帯地域の地震分布を示す。瀬戸内海西部、紀伊半島中部等に小数の 60~80 km の深さの地震がある以外は、大部分がごく浅い地震である。α 約 40° で深発地震から浅い地震へと連らなっている。
VIII~VIII'	内帯地域では、大部分がごく浅い、小規模な地震である。α は前と同様約 40°
K~K'	100~200 km の深さの地震は少なく、深発地震が多い。
L~L'	100~200 km の深さの地震はまったくなく、浅い地震と深い地震とが明瞭に分離している。
M~M'	浅い小規模な地震のみで、深いものはまったく見られない。

e) 九州—琉球列島北部 (Fig. 47)

IX~IX'	この地域の地震分布は多少複雑となっているが、九州南方沖のやや深い地震、宮崎県沖のごく浅い地震群等が目立つ (内帯地域には、分布図に示すにたる程の地震活動は見られない)。
N~N'	資料が少なく、震源分布の状態は不明瞭であるが、100 km 以上の深さの地震はない。
O~O'	α は約 55°、内陸側で浅い小規模な地震がやや多い。
P~P'	震源分布の形態は単純ではないが、α は約 55° 程度で、前と同様やや大きい。

発生している。しかし、深発地震は無く、海溝、重力の異常帯等の分布も a)~c) 地域に比べ明瞭ではない。九州—琉球列島地域では、他の島弧におけると同様な (深発地震を除く) 地震活動が見られるが、台湾付近では、他の島弧と著しく異なっている (勝又・Sykes (1969))。

3. 島弧における地震活動

各地域の垂直断面における震源分布と、他の地球物理学的諸現象の配列との関係を Fig. 43~47 に示したが、島弧におけるそれらの特徴は Fig. 48 で典型的に見ることができる。一般に、浅い地震の活動は、海溝の陸側のへり付近から内陸側にかけて活発となっている。海溝の陸側に沿って重力の負の異常帯 (高度異常 -100~-200

mgal)、さらに内側には正の異常帯 (+100 mgal 内外) が存在し (Fig. 40-b 参照。Bouguer 異常では高度異常ほど顕著ではないが相対的な異常帯が認められる)、この地域でアイソスタシーが成り立っていないことを暗示している (坪井 (1966))。浅い地震はこの正、負の異常帯の間の地域に頻発している。さらに内側、内帯の隆起部には、活動的な火山が分布している。震源の分布は、40° 内外の傾斜角で内側に深まっている。この傾斜した地震帯の厚さは、従来考えられていたよりはかなり薄く、50~100 km のオーダーであることが注目される。おそらく、この厚さは、震源決定の精度がより向上した暁には、さらに薄く求められる可能性がある。たとえ

ば, Sykes (1966), Mitronovas et al. (1969) によるトンガ地域の例では, 20~30 km のオーダーであることが確められている. Fig. 48 は八丈島付近を通る断面を示したものであるが, 資料は勝又・Sykes (1969) により再決定された1961~1968年の期間のものが使用されている. Fig. 45 I~I' と比べ, 震源がより狭い層の中に集中しているのがわかる(断面の位置, 方位等は I~I' と多少異なる). 内帯地域では, この傾斜した層に沿う地震活動とは別の系統の浅い地震(主として地殻内の活動)が見られるが, 一般に, 小規模で頻度も外帯地域に比べはるかに低い. 地殻熱流量は, 外帯地域, 特に海溝付近で小さく, 内帯地域で大きくなる傾向が知られている(たとえば, 宝来(1962), Vacquier et al. (1967)).

海溝, 重力の異常帯等の表面現象と, 地震分布との関係は, それぞれの島弧により多少異った特徴を持っているが, 前記のような諸現象の配列の秩序は, 太平洋各地の島弧でほぼ共通のものである(たとえば, Richter (1958), Benioff (1962), 坪井(1966)等). しかし, 一部の島弧(たとえば, 琉球, アリュージェン等)では, 深発地震, 明瞭な重力の異常帯等を欠いている地域

もある.

Fig. 43~47 に示した震源分布を参照して, 地震発生の等深線(浅い地震を除く)を求めると Fig. 49 に示すようになる.

地震発生の等深線は, 和達(1935), 杉村(1960)等によりすでに調べられている. それらと, 最近の資料による Fig. 49 とは大勢ではほぼ一致しているが, Fig. 49 では, 地震の頻度を考慮し, 地震帯の連続性の不明確な地域を点線で示してある. 日本海南部地域における深発地震帯の連続性については問題があり, 単純に等深線を引くことはできない.

Sykes (1966) は, トンガ・ケルマデック地域の海溝と同地域の深発地震(深さ 500km 以上)とが驚くべき程の平行性を示すことを見出している. 日本海溝は, 深さ 300 km 程度までの地震の分布に対しては, かなり良い平行性を示しているが, それ以深では両者の関係はあまり明瞭ではない. このことも前記の深発地震帯の連続性の問題と関連するものと思われる.

稍深発地震帯の走向と, 火山の分布の走向がほぼ一致していることは, 本多(1934), 和達(1935)により指

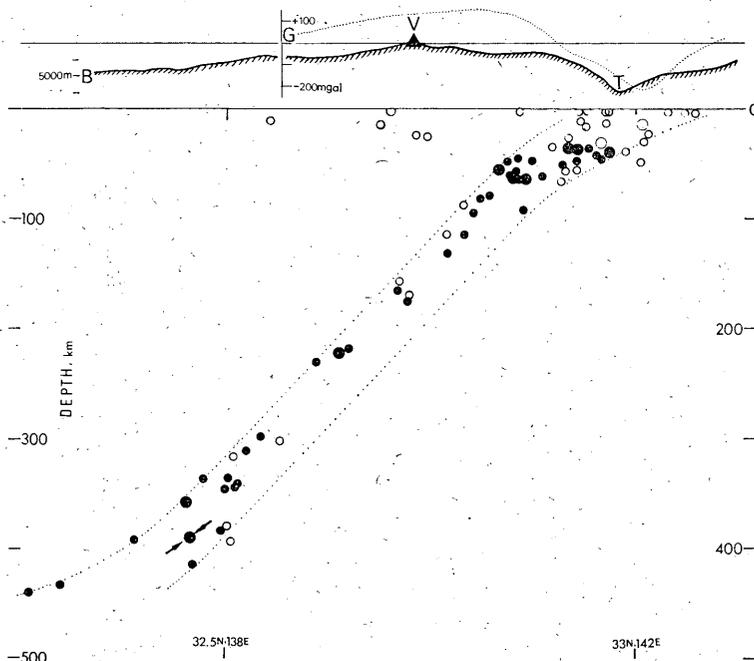


Fig. 48 Vertical section perpendicular to the Izu-Ogasawara Arc.

T denotes trench; V, volcano; converging arrows, orientation of the maximum compression for focal mechanism; B, bathymetry (vertical exaggeration of about 10); G, free-air anomaly of gravity. Circles indicate earthquake hypocenters within 100 km of the section; solid circles, $\Delta\phi$, $\Delta\lambda$, Δh are less than 10°/km; open circles, less than 20°/km; larger symbols indicate greater magnitude.

摘されている。本多・正務(1946)は、発震機構の研究から、海洋側から大陸側へ深まっている震源分布面を境として、逆断層的な剪断歪力が働いていること、起震歪力主圧力の水平成分の方向は、深発、稍深発地震帯の走向と(したがって、火山帯の走向とも)ほぼ直角になっていることを見出している(Fig. 50参照)。

その後、世界各地の島弧周辺に発生した地震の発震機構に関し、多数の研究が集積されて来たが、それらを要約すると、次に述べるような傾向が認められる。海溝の最深部~海洋側に発生するごく浅い地震に、いわゆる“Normal faulting”型の発震機構が見出される。最大主張力の方向は水平に近く、海溝の走向にほぼ直角となっている(Stauder(1968), Isacks et al. (1968), 勝又・Sykes(1969), Fitch(1969), その他)。海溝の内側の浅い地震では、“Under thrusting”型として説明出来る発震機構が見出される。スリップ・ベクトルの方向は地形の走向に対してほぼ直角、震源面にほぼ平行となっている(Isacks et al. (1968, 1969), 勝又・Sykes(1969), その他)。稍深発地震では、最大主圧力の方向が島弧、火山帯等の走向に対してほぼ直角、震源面にほぼ平行となっている傾向が認められるが、多くの例外もあり、一般に比較的不規則である(Balakina(1962), Isacks et al. (1968, 1969), Isacks・Molnar(1969),

その他)。深発地震では、最大主圧力軸が地形の走行に対してほぼ直角、震源面に対してほぼ平行になる傾向が広く認められている(本多(1962), その他, Fig. 49, 50参照)。

久野(1960), 杉村(1960)は、震源の等深線と、火山岩の化学的組成が密接な関係を持っていることを指摘し、マグマ生成の機構について考察している。杉村(1966)は、稍深発地震の発生域、頻度等から、地震と火山の相補的分布について論じているが、両者は必ずしも排他的傾向は示さないこと(Fig. 43~47参照)、地震活動の減少する深さは、世界各地で共通ではないこと(Fig. 24参照)等について問題が残る。火山の周辺地域には、浅い大規模な地震は少なく(和達・高橋(1965)), 一般に小規模な地震の活動が主であるとされている。しかし、伊豆七島等では、かなり活発な地震活動が(ただし、最大級の地震はない)火山の周辺地域で認められる(Fig. 45, 48参照)。

4. 海洋底拡大説からみた地震活動

海溝、火山等の配列と、深部構造との結びつきを暗示している、島弧の下での地震分布の形態は、震源分布面が海洋と大陸とをへだたしている断層を示すものとして、すなわち、両ブロックの相対運動が地震の、あるいはテクトニックな運動の原動力であるとして、多くの人々に

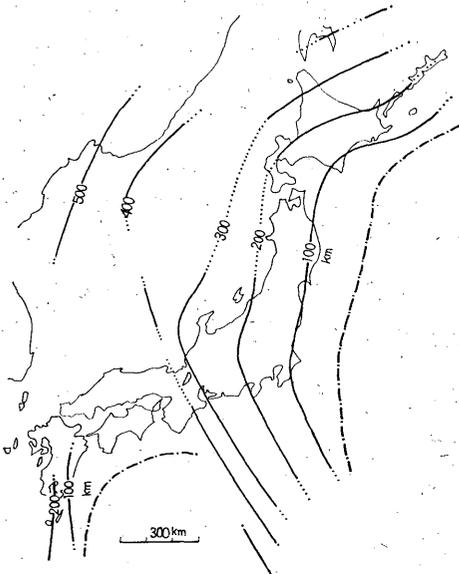


Fig. 49 Center of hypocentral depth. Chain line indicates eastern limit of earthquakes; dotted line, areas where distribution of events are not clear.

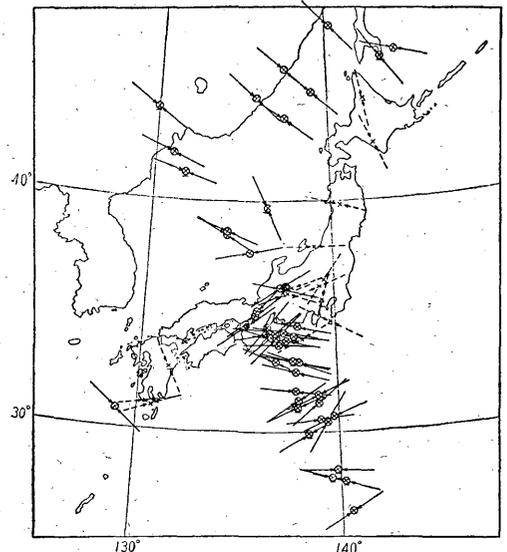


Fig. 50 Direction of horizontal component of the maximum pressure for focal mechanism (after Honda, 1962).
×; intermediate-depth shocks. ⊗; deep shocks

よって支持されて来た。前節で述べたように、発震機構の研究からも、島弧周辺が、広範囲にわたり、一様に方向づけられた力の支配下にあることを示している。また、震源決定の精度が向上するにつれて、震源の分布する傾斜した層が、ほとんど面に近いまでに薄く求められる傾向にある。しかし、深発地震の発震機構に見られる圧縮軸の規則性—最大主圧力が震源面あるいは断层面に平行するという性質—はそのままでは説明困難である。

一方、いわゆる“Sea floor spreading”説 (Dietz (1961), Hess (1962), その他)にもとずき、最近提唱されているプレート・テクトニクスの考え方 (Oliver・Isacks (1967), Isacks et al. (1968), その他)がある。すなわち、表面物質 (Lithosphere; 地殻およびマントルの上部) そのものが島弧の下へ下降しているという立場に立つならば、深発地震をはじめ、他の地震の発震機構もかなりの部分について合理的に解釈出来るように見える。海洋底拡大説に関しては、地磁気 (Vine・Mathews (1963), その他), 岩石や堆積物の年代測定 (たとえば, Wilson (1963))をはじめ、それを支持する数々の証拠が積み上げられているが (たとえば, Wilson (1965)), 島弧の形成、地震の発生機構を支配する Lithosphere そのものの性状、運動のメカニズム等に関しては明らかにされていない。しかし、地震の空間的活動を全地球的立場から見た場合の規則性、前節までに述べた島弧周辺における地震活動と他の地球物理学的諸現象との関係等を、より多く説明出来ることも否定出来ない。たとえば、次章で述べる、島弧の下での地震波速度、減衰等の異常—いわゆる“High Velocity”、“High Q”—の問題もその一つであろう。

日本列島各地を縦断、あるいは横断するいくつかの断面について、サイスミシティを立体的に見てきた。島弧、あるいは弧状構造における地震活動の特性は、日本列島のみでなく、環太平洋地域でほぼ共通な型でみることが出来る。島弧周辺における地震の空間的分布の状況は、地殻内だけでなく、マントル内にも地域的不均一性が存在することを示している。次章では、このことが地震波伝播に対して与える影響について考察する。

VII 地震の分布と地震波伝播の異常

地震波走時の地域的異常に関しては、古くから多数の研究があるが、多くの場合その原因は比較的浅層における地震波速度の相違によるものとして説明されてきた。最近、爆破地震、表面波の位相速度の研究等から、日本列島付近の地殻底マントル上部での地震波の速度が、世界

の標準的な値と比べおそい (大陸に比べ約 5.5% (たとえば, 安芸 (1961)) が指摘されている。このことを、マントル上部を構成する物質の弾性的異方性、あるいは、高温によって生じた液体空隙による速度の低下等によるものとした説明も試みられている。また、いわゆる“Low velocity layer”の存在する深さも、地域的に相違し、海洋地域では、かなり浅い層にまでおよんでいることが判明している (たとえば, Dorman et al. (1960), 竹内, ほか (1962))。これらは構造あるいは物性等の地域的相違が、地殻内にとどまらずマントル内にもおよんでいることを示している。

前章でも見たように、地震は広範囲に一様に発生しているわけではなく、むしろかぎられた地域にだけ発生している (特に、深い地震の場合)。地震の空間的分布を決定する要素は未知であるが、地震活動の地域的相違自体もまた、マントル内の不均一性を示しているものといえる。また、前章で述べたように、島弧の下に表面物質 (Lithosphere) が下降しているとする考えもある (たとえば, Oliver Isacks (1967), Isacks et al. (1968))。地震活動の盛んな地域と、地震の発生を見ないような地域とでは、それぞれの地域を構成している媒質の物性、構造あるいは状態等に何らかの相違が存在する可能性考えられる。そして、その相違は少くとも深さ600~700kmにまでおよんでいることになる。両者の間に相違が存在するとすれば、その地域を通過して伝播する地震波がもっとも直接的な情報をもたらすことになる。ここでは、地震波の速度、減衰の状態等について検討する。

1. 地震波の速度について

Fig. 51 は、Fig. 41-c. に示した日本列島の縦断面における震源の分布、および、近畿地方に発生した深発地震から放射される地震波が日本各地の観測点にいたる波線を模式的に示したものである。これによれば、同地域に発生する深発地震から放射され、関東・東北地方等に到達する地震波は、主として地震の頻度の高い地域を通過するのに対して、中国・四国・九州地方等に到達するものは、地震の発生しない地域をより多く通過することがわかる。したがって、地震の頻度の高い地域と、地震の発生しない地域とでの地震波速度の差を検出するのに好都合な条件となっている (勝又 (1960))。Fig. 52 には、近畿地方に発生した3つの深発地震と、1つの浅発地震の走時が示されている。深発地震 (いずれも深さ360km) の走時では、日本列島の北東側における観測値 (大きい黒丸) と、南西側における観測値 (大きい白丸) とで、走時に系統的な差が認められる。近距離の観測値

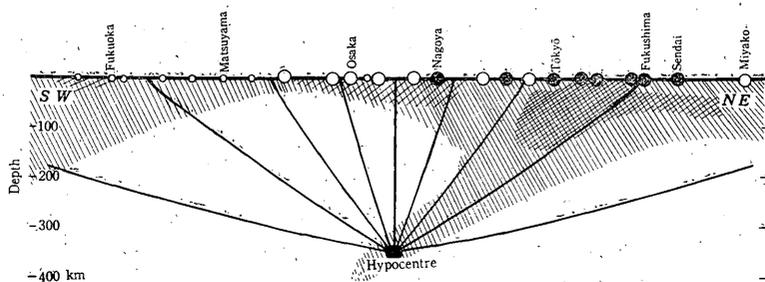


Fig. 51 Schematic expression of the seismic zone and paths to station.

Hatched areas indicate seismic zone; densely hatched areas, zone of high activity; thick lines, paths of seismic wave from the deep earthquake of the central Japan; open and solid circles, seismograph stations (description same as Fig. 55).

(小さい黒丸)の走時の適合度からみて、この相違を震央位置のずれによるものとすることはできない。走時の系統的なずれが、どの深さでの速度差を反映しているかは明らかではないが、地殻内だけにその原因を求めることは、走時差の大きさからみても困難である。この走時差を地震波経路全体における速度の相違と仮定すれば、地震の発生する地域を構成する媒質では、地震の発生しない地域に比べ地震波速度が大であることになる。鷲坂・竹花(1935)のS波の走時によれば (Fig. 52 で点線で示す)、震源の深さ 360 km の地震に対し、震央距離 600 km で走時は 152 秒となる。これに比べ、北東側では平均約 7 秒 (4~5%) 早く、南西側では平均約 3 秒 (約 2%) 遅くなっている。すなわち、両地域での地震波の見掛上の速度差は、相対的に 6~7% となる。

Fig. 52 の P 波については、S 波ほど明瞭ではないが (速度が早いことによる) 同様な傾向が認められる。和達・鷲坂・益田 (1938) の P 波の走時によれば (Fig. 52 で点線で示す)、震央距離 600 km における走時は 86 秒となっている。これに比べ、北東側では平均 2.5~3 秒早く、南西側では平均 1.5~2 秒おそくなっている。資料の精度が十分でないので詳細な議論はさけるが、両者での相対的な速度差は 5~6% となり、S 波から求められた結果とほぼ一致している。宇津 (1967 d) は、島弧の下における速度異常を、P 波、S 波共、約 6% としているが上記の結果とよく一致している。

浅発地震の波線に対しては、地震波の経路における地震分布の条件の相違が、深発地震の場合ほど大きく影響しないことがわかる (Fig. 51 参照)。したがって、走時の系統的な相違も一般に認められていない (Fig. 52-4 参照)。浅い地震では、地殻内の層構造による反射、屈折波が卓越し、記録も複雑となり、走時はかなりのばら

つきを示しているが、深発地震の走時のような系統的なものは見られない。

ここでは、速度の異常を相対的な高速度と低速度、異常帯を地震帯そのものと一応仮定している。しかし、高速、標準速度、低速度の 3 者 (あるいは 2 者) の組み合わせと考える立場、異常帯を地震帯そのもの (あるいはその一部) に求めるか、地震帯の周辺 (あるいは地震帯がその一部) とするか等に関して多くの議論がある (勝又 (1960), 久本 (1965), Oliver・Isacks (1967), 宇津 (1967 d), 金森 (1968), Molnar・Oliver (1969) 等)。このことは次節で述べる Q の異常地域についても同様な問題であり、今後の研究が必要とされる。

2. 地震波の減衰について

Fig. 53 は、紀伊半島付近の深発地震を東北日本で記録したものと、西南日本で記録したものとを比較したものである。一般に、西南側は東北側のものにくらべて振幅が小さく、単純な波群から成り立っている。また西南側の記録が比較的周期の長い波であるのに対して、東北側のものは著しく卓越した短周期の波が混合している。

深発地震の際、いわゆる“異常震域”を生じることにはよく知られている (たとえば、石川 (1933), 正務 (1944))。Fig. 54 はその一例を示したものである (1952 年 5 月 28 日、深さ 370 km の地震)。異常震域現象をあらゆる地域の地震記象には、短周期の波—この波による加速度が異常震度の原因となる—が著しく卓越している (たとえば、石川 (1933))。この短周期の波は、1) 表面層内での地震波の重複反射により励起され、地質条件の相違等により、ある地域では特に強調される、2) 地震波にふくまれている短周期の波動が、経路での減衰の条件の相違により、ある地域にはおとろえて、ある地域にはあまりおとろえずに到達する—等の原因が考えられて

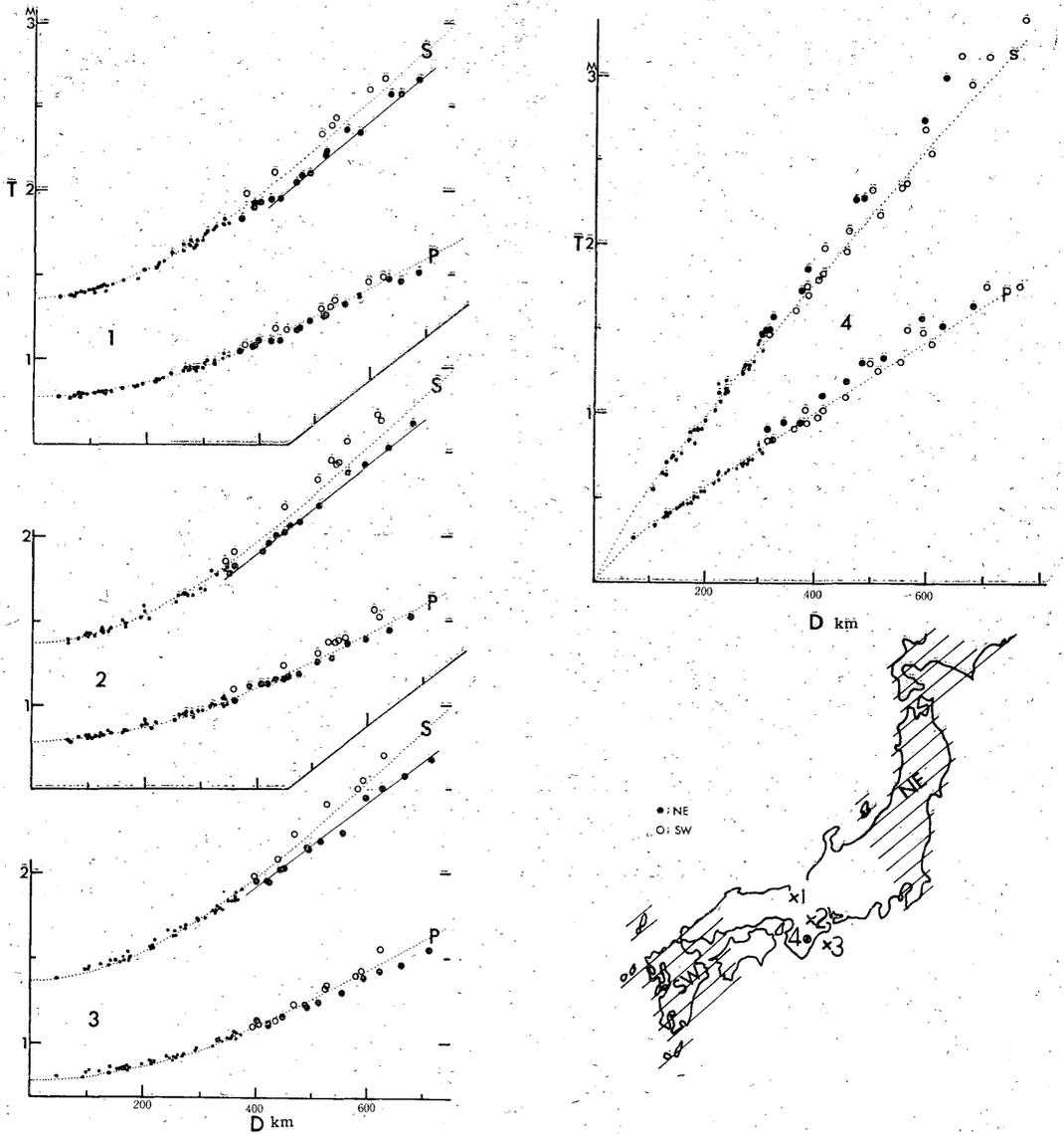


Fig. 52 Travel time diagrams for the four earthquakes.

1; June 24, 1965 $h=360$ km $35^{\circ}21'$ $135^{\circ}31'$ 2; July 22, 1957 $h=360$ km $34^{\circ}37'$ $136^{\circ}07'$ 3; Sept. 28, 1957 $h=360$ km $33^{\circ}51'$ $136^{\circ}38'$ 4; May 9, 1968 $h=0$ km $34^{\circ}01'$ $135^{\circ}56'$ (1, 4 located by JMA. 2, 3 relocated by the author). Locations of these events are shown in the lower right corner. Open circles denote observation in NE Japan; solid circles, in SW Japan. These areas are indicated by hatching in the subfigure.

いる。1)の現象についてはよく知られているが(たとえば、金井(1952~56)),短周期の波が同一観測点で常に出現するわけではない。たとえば、東京(異常震域となることが多い)で観測された北海道方面の地震と、九州方面の地震の記録を比較すると、Fig. 55に示すよう

に、前者の記録には短周期の波動が著しく卓越しているのに対して、後者の記録では短周期の波の混合は少ない。松沢(1933)も“西南日本の地下では、短周期の振幅が余分に衰えるように見える”と指摘している。

これらのことも経路における震源分布の状況の相違に

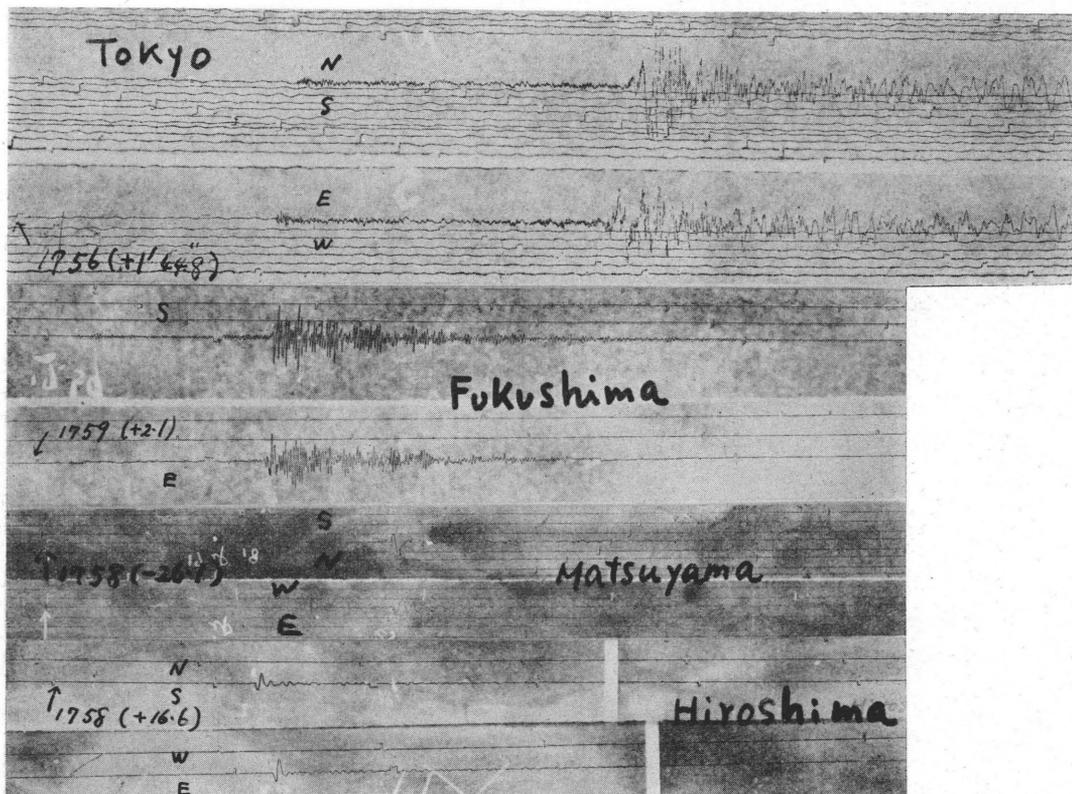


Fig. 53 Comparison of seismograms recorded in NE Japan and SW Japan for deep earthquake of the central Japan (horizontal component of Wiechert seismograph). Earthquake on Dec. 17, 1958 at $32^{\circ}\frac{1}{2}$, $137^{\circ}\frac{1}{2}$ with depth 400 km. Tokyo (epicentral distance 400 km) and Fukushima (620 km) in NE Japan. Matsuyama (430 km) and Hiroshima (480 km) in SW Japan.

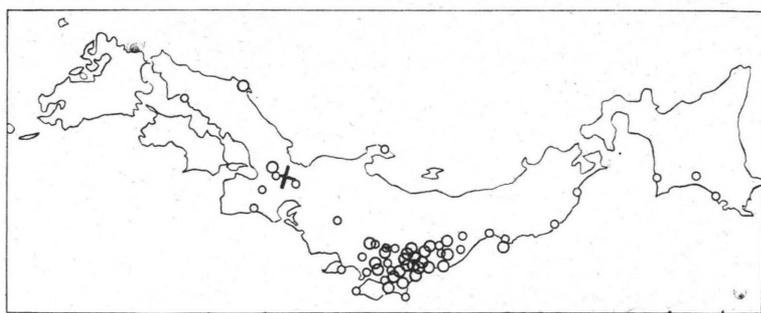


Fig. 54 A example of seismic intensity map for deep shock. Cross mark indicates the epicenter of earthquake on May 28, 1952 with depth 370 km; small circles, seismic intensity I; large circles, II and III (in JMA scale).

関連する減衰の条件の相違によるとして説明することが出来よう。

すなわち、地震の発生する地域を通過する地震波は、地震の発生しない地域を通過するものに比べ、短周期の波の減衰する割合が小さいと考えることができる。この

ことにより、ある地域には他の地域に比べ短周期の波が少ない減衰で到達する。表面層に入射した短周期の波は、さらに、そこでの振動特性に応じて卓越し、異常震域現象をあらわすと考えることができる。このことは他の地域の地震に伴う異常震域 (たとえば、大倉 (1959),

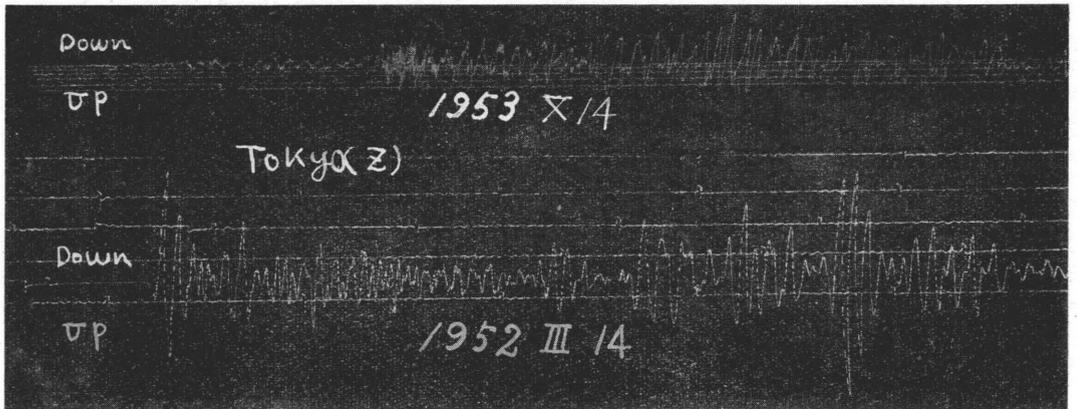


Fig. 55 Comparison of seismograms recorded at Tokyo for the shocks of NE Japan and SW Japan (vertical component of Wiechert seismograph).

Upper; Nov. 4, 1953 42°.8, 144°.6, $h=90$ km. Lower; Mar. 14, 1952 28°.5, 127°.3, $h=240$ km.

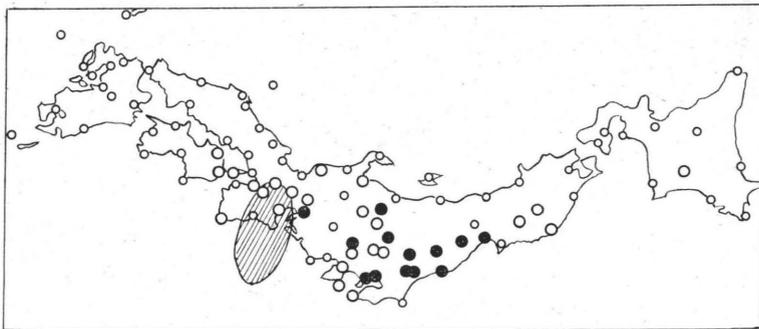


Fig. 56 Numbers of recording for deep earthquakes.

Symbols for each seismograph station indicate the numbers of detected earthquakes among the nineteen events which occurred in the hatched area; small open circles, less than 10 times; large open circles, 11 to 14; solid circles, more than 15.

宇津 (1966 a, b) に対しても矛盾を示さない。

東北日本と西南日本とは前記のような短周期の波ばかりではなく、一般に振幅に著しい相違がある。比較的小規模な深発地震が、ある地域では遠距離のものでも敏感に記録されるのに対して、ある地域では近距離のものでも記録されないことがあるのはよく経験される。Fig. 56は、紀伊半島周辺(斜線で示した部分)に発生した比較的小規模な深発地震を、各地の観測点がとらえた(100倍級の地震計で)回数を示したものであるが、東北日本と西南日本と著しく相違していることがわかる。すなわち、東北日本側では、西南日本側に比べ、検知される割合が著しく高くなっている(発震機構による影響は考慮されていない)。

2, 3の地震について、両地域で観測された振幅を比較

すると Table 10 のようになる。

Table 10 には最大振幅 (S 波) 水平成分が示されているが、東北側の地域での振幅 (A_N) は南西側の地域での振幅 (A_S) に比べ、著しく大となっていることがわかる。両者の差が、地震波経路での Q の相違によるものとして、両地域での Q 値を比較してみる。ごく単純化された仮定—震源からすべての方向に一様に振幅 A_0 の波が放出される。その波が、各観測点に最大振幅を与える。波の周波数(f)、および Q は伝播する媒質中で変化しない。観測点付近における地盤の条件の差等は無視をする—を採用すれば

$$\left. \begin{aligned} A_N &= A_0 e^{-\pi f_N \int ds / Q_N v_N} \\ A_S &= A_0 e^{-\pi f_S \int ds / Q_S v_S} \end{aligned} \right\} \quad (7.1)$$

となる(ここで、 v は S 波の速度、 s は波線の長さ)。両

Table 10. Comparison of amplitudes observed in the north-east Japan and in the south-west Japan.

NE Japan				SW Japan			
Station	AM	1/f	Δ	Station	AM	1/f	Δ
1947 Feb. 18 33.°0 136.°8 h; 400km							
Kumamoto	440 μ	4.0 s	575km	Onahama	3200 μ	1.0 s	570km
Hamada	310	4.1	590	Fukushima	1150	1.0	620
Fukuoka	340	3.9	600				
Kagoshima	520	3.2	610				
1957 Sept. 28 33.°3 136.°3 h; 360km							
Miyazaki	11	2.0	530	Onahama	65	1.0	525
Kumamoto	28	2.5	565	Fukushima	36	1.0	565
Fukuoka	25	3.0	585				
1958 Oct. 15 33.°9 137.°0 h; 360km							
Hamada	8	3.5	470	Mito	36	1.0	420
Kumamoto	16	2.0	597	Onahama	59	1.0	490
				Fukushima	35	1.0	530

AM indicates the maximum horizontal amplitude of S waves; f, frequency of the waves.

地域の、同一震央距離における振幅比 (A_N/A_S) は、走時 T を等しいものとみなせば ($S_N/v_N \doteq S_S/v_S$),

$$\frac{\log_e A_N/A_S}{\pi T f_N} = 1/Q_S \cdot f_S/f_N - 1/Q_N \quad (7.2)$$

となる。Table 10 では、震央距離 500~600km で A_N/A_S は 4~6, f_S/f_N は 0.25~0.5 程度となっている。ここで $T=145$ 秒, $A_N/A_S=5$, $f_S/f_N=0.33$ とおくと

$$1/Q_S \times 0.33 - 1/Q_N = 0.0035 \quad (7.3)$$

となる。

(7.3) 式は、多くの荒い仮定から出発しているの、細かい量的な問題は議論出来ないが、 Q_N に常非に大きな値 (1000~1500) を与えも Q_S は 80 程度にしかならない。もし、 Q_S 50~60 程度とすれば、 Q_N は 300~500 となる。

マントル内を通過する実体波の Q は、多くの研究者によりかなり広範囲にわたる値が与えられているが、300~500 程度の値を一般的なものとみなすことが出来よう (たとえば、大塚 (1962), Anderson et al. (1965))。地殻~マントル上部での Q は、深いところまでふくめた値に比べ、かなり小さい値をとるものと思われるが、大塚 (1962) は沿海州に発生した深さ 600km の地震の日本における S 波の観測値から Q ; 150 と求めている。また高野 (1966) は、 S 波に関する Q は P 波に比べ小さく、短周期 S 波の減衰が著しく早いことを指摘している。東北日本側への波線に対する値 Q を、浅田・高野 (1963), 高野 (1966) 等により求められている大きな Q

値を仮定すると、西南日本側への波線に対する Q 値は 80 程度 (約 1/10) となり、平均的な Q 値は、前記の一般的な値 300~500 に近づく、また、北東側の Q 値を 300~と仮定すれば、南西側ではその約 1/6 となる。宇津 (1966 a, b) も Q の値に 10 倍程度の相違 (大きい地域に対して 300, 小さい方に 30 程度) を与えると、異常震域の震度 (加速度) が説明出来るとしている。

震源の分布の状態 (特に、深い地震の発生) は、それ自体が地球内部深層にまでおよぶ地域的不均一性を物語っている。地震を発生する地域を構成している媒質の物性、構造あるいは状態等と、他の地域のものと差は、それぞれを通過し伝播する地震波について調べるのが最も直接的である。ここでは、近畿地方に発生した深発地震の資料を用い、東北日本 (地震の発生する地域を主として通過した地震波が到達する) と西南日本 (地震の発生しない地域を主として通過した地震波が到達する) における地震波の走時、振幅等について比較した。その結果、地震の発生する地域を通過する地震波は他の地域を通過する地震波に比べ速度が大きく、減衰が少ない (短周期の波について著しい) ことがわかった。

なお、Oliver・Isacks (1967) は、トンガ~ケルマデック地域について、筆者と完全に一致した結論を得たと述べているが、このことは前記のようなことが、日本列島にとどまらず、他の地域 (深発地震帯を伴う活動的な島弧) にも共通した現象であることを示している。最近、Molnar・Oliver (1969) は世界各地について S_n

波の伝播について調べこのことを確かめている。また、前章で述べたような、島弧の下に表面物質が下降しているというモデルを採用すれば、相対的な温度、密度、剛性等の相違から、いわゆる“High Q, High velocity”の存在を説明することが可能となる。

ここでは、ごくおおまかな方法により、 Q 値の異常の存在について指摘したが、量的な問題は、将来より精密な方法により、再検討されねばならない。同様に、異常の存在する地域もより厳密に位置づけられねばならぬ。

VIII 要 約

1) 日本列島およびその周辺の地震に関する気象庁刊行の資料は、1930年頃よりほぼ整って来ているが、1950年頃を境として、質・量共に一段と向上している。本論文で主として使用している1951年以降の資料では、震源は内陸および近海の主要な地震について1/10度、深さは20km以内（浅い地震について）の精度を持つと推定される。

震源事項がもれなく求められる地震の限界は、1951年以降、沿岸から約200km以内の地域については約 $M 5\frac{1}{2}$ である（多数の資料をおこなった上で、従来の資料では $M 6$ 程度まで）。1961年以降は、震源決定の精度はさらに一段と向上し、上記の M の限界も拡大している（1967年以降は、より一層の進歩が認められる）。

気象庁では深さ60km以浅の地震についてのみ、坪井の公式を用い M を決め、60km以深の地震については M は報告していない。本論文では筆者の提出した方法により深さ60km以深の地震の M を決め、それらを使用することにより立体的なサイスミシティの調査をおこなった（付録に1930年以降の主要な稍深発地震、深発地震の M が記載されている）。坪井の式および筆者の方法で決めたマグニチュード(M)の性格は、いわゆる M_s に相当するが、これをUSCGSの m と比較すると $m=0.5+0.85M$ ($M 4\frac{1}{2}\sim 6\frac{1}{4}$ の範囲について)となる。

2) すべての深さの地震について M を決めた上で、日本列島およびその周辺における地震活動を概観すると、同地域(28°~48°N, 128°~150°Eの範囲)では、 $M 6$ 以上の地震が年平均16~17回(うち、浅発地震は11~12回)発生している。それらの地震によって放出されるエネルギーは年平均 2.7×10^{28} erg(うち、浅発地震によるものは 2.0×10^{28} erg)となる。これらが全世界の地震に対して占める割合は、頻度では約6%、エネルギーでは9~10%となり、日本列島付近が世界でもっとも地震活動の盛んな地域の一つであることを示している。

日本列島付近では、地殻底~マントル上部(深さ30~70km)の地震活動がもっとも活発で、地殻内の地震は比較的少ない。世界の平均的な傾向と比べ、稍深発地震の占める比率はやや低いといえる。深発地震の比率は全般に高いが、300~350kmの深さで明瞭な極大を示すことが顕著な特徴である。

3) 新しい資料による震央分布図と海溝、火山帯、重力の異常帯等を対照し、日本列島を構成する各島弧について断面図を作り地震の空間的分布の状況を詳しく調べた。深発地震は、マリアナー-小笠原から本州(近畿地方)を横断し、沿海州オホーツク海北部に至る地震帯を形成しているが、それらが完全に連続した一系統のものとは断定できない。稍深発地震は、マリアナー-小笠原から本州(中部以北)、北海道-千島に沿いカムチャッカ南部に至る地震帯と、九州-琉球に沿うものとの二系統の比較的幅の広い分布が見られる。東日本火山帯、西日本火山帯もほぼこれに平行している。深さ30~70kmの深さの地震は、関東以北の太平洋側の地域に大部分が集中し、明瞭な帯状分布を示している。ごく浅い地震はほぼ日本列島全域に分布している。

日本列島の多くの島弧では、太平洋地域の他の島弧でも共通に見られるように、海溝、浅発地震帯、重力の異常帯、稍深発地震帯および火山帯、深発地震帯等がほぼ平行に分布し、これら諸現象間の密接な関係を示唆している。それらの配列の状況は各島弧で多少異なるが、典型は本州東北部、伊豆七島等の断面で見ることが出来る。島弧に対して直角な断面における震源分布の状況は、浅発地震から稍深発地震および深発地震へと、ほぼ直線的に連なり、震源分布面の傾斜角は35°~55°の範囲で変化している。また、各島弧で、地震活動の活発な深度(深発地震を欠く地域もある)、他の諸現象の配列との関係等は各々異なった特徴を示している。

地震の分布は、空間的に著しく集中し、いくつかの顕著な“地震の巣”を形成しているのが見られるが、大規模な地震は一般にそれらの中心部に位置しておらず、むしろそれらの周辺部に発生している。

4) 地震の規模別頻度分布をあらわす式 $\log n(M) = \text{const.} - bM$ における b は、地域により多少異なる値を示すことが認められる。しかし、 b の値はそれらの相違により大きく変動する量ではない。日本列島内のいくつかの地震の密集地域“地震の巣”を単位地震区として求めた b の値は、0.8~1.1となっている。また、稍深発、深発地震についても浅発地震とほぼ同じ値となる。

振幅の頻度分布をあらわす式

$$\log n(A) = \text{const.} - c \log A$$

における c の値は、 $-b = c - 1$ という関係を通じて、 b と同等にあつかわれているが、 c は一般に b より大きな範囲で変化している。 M から求められる b は、ある地域に関する平均的な量であるのに対して、 c の値はより局地的な条件により大きく影響される。したがって、 c の相違を直ちに地震発生の特性の相違と見ることは危険である。

5) 地震は空間的に様な密度で発生しているのではなく、震源は地域的にかたよった分布をしている。特に、深い地震の発生頻度の高い地域と、地震を発生しない地域とは、比較的明瞭に分離することができる。このことは、マントル内に地域的不均一が存在することを示す一つの証拠とみることができる。すなわち、地震の発生を許すような地域を構成している媒質の物性、構造あるいは状態等と、地震の発生しない地域のそれらとでは、何らかの相違が存在すると見ることができる。両地域を通過して伝播する地震波の速度、減衰等について比較すると、地震の発生する地域では、他の地域地域と比べ、地震波の速度が大である(約6%)ことが認められる。また、前者では地震波の減衰が後者に比べ小さい(特に、短周期の波について)といえる。これらのことにより東北日本と西南日本とでの地震波の走時、振幅、地震記象型等の相違、異常震域現象の説明等が可能となる。

島弧周辺における地震の空間的分布の特性、それと他の地球物理学的諸現象との関係は、海洋底更新説にもとづくプレート・テクトニクスの立場と矛盾しない。また、地震発生地域における High Q 、High Velocity もこのことと調和を示している。

謝辞 御指導をいただいた東北大学鈴木次郎教授、高木章雄教授に厚く御礼申し上げます。終始、御助言と励ましをいただいた東京大学浅田敏教授、気象研究所末広重二博士、気象大学校山川宣男教授、御助力いただいた気象庁地震課柏原静雄、岸尾政弘の両氏、種々の便宜を与えられた地震課の諸氏に対して深く感謝いたします。また、最近の地球物理学の発展の成果について教示をいただいた Columbia 大学 Lamont-Doherty 研究所の諸氏に感謝いたします。

参考文献

- Aki, K. (1961): Crustal Structure in Japan from the Phase Velocity of Rayleigh Waves. Part I. Bull. Earthq. Res. Inst., **40**, 217~241.
- " (1965 a): Accuracy of Origin Time, Epicentre and Focal Depth of Local Earthquake Determined Routinely by Japan Meteorological Agency. Bull. Earthq. Res. Inst., **43**, 23~28.
- " (1965 b): Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits. Bull. Earthq. Res. Inst., **43**, 237~239.
- Anderson, D. L., A. Ben-Menahem and C. B. Archambeau (1965): Attenuation of Seismic Energy in the Upper Mantle. J. Geophys. Res., **70**, 1441~1448.
- 浅田 敏 (1957 a): 地震のマグニチュードの頻度分布及びサイスミシティとそれらに関連した諸問題。地震, II, **10**, 24~31.
- Asada, T. (1957 b): Observations of Near-by Microearthquakes with Ultra Sensitive Seismometers. J. Phys. Earth, **5**, 83~113.
- 浅田 敏・鈴木 次郎・友田 好文 (1950): 地震の頻度とエネルギーについて。地震, II, **3**, 11~15.
- Asada, T. and K. Takano (1963): Attenuation of Short Period P waves in the Mantle. J. Phys. Earth, **11**, 25~34.
- 浅野 周三 (1959): 震源決定の精度について (第三報)。Bull. Earthq. Res. Inst., **37**, 337~345.
- Balakina, L. M. (1962): General Regularities in the directions of the Principal Stress Effective in the Earthquake Foci of the Seismic Belt of the Pacific Ocean. Proc. Acad. USSR, Geophys. Ser., Engl. Trans. No. **11**, 918~926.
- Bath, M. and S. J. Duda (1963): Strain Release in Relation to Focal Depth. Geofis. Pura. Appl., **56**, 93~100.
- Benioff, H. (1954): Orogenesis and Deep Crustal Structure—Additional Evidence of Seismology. Bull. Geol. Soc. Amer., **65**, 385~400.
- " (1955): Seismic Evidence for Crustal Structure and Tectonic Activity. Bull. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper **62**, 61~74.
- " (1962): Movements on Major Transcurrent Faults. in "Continental Drift" edited by S. K. Runcorn, Academic Press, New York, 103~134.
- Cleary, J. (1967): Azimuthal Variation of Longshot Source Term. Earth Planetary Sci. Letters, **3**, 27~37.
- Dietz, R. S. (1961): Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor. Nature, **190**, 854~857.
- Dorman, J., M. Ewing and J. Oliver (1960): Study of Shear Velocity Distribution in the Upper Mantle by Mantle Rayleigh Waves. Bull. Seism. Soc. Amer., **50**, 87~115.
- Duda, S. J. (1965): Secular Seismic Energy Release in the Circum-Pacific Belt. Tectonophysics, **2**, 409~452.
- федотов, С. А. (1963): О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага. Изв. АН СССР, серия геофиз., **6**, 829~849.

- Fedotov, S. A. (1965): Upper Mantle Properties of the Southern Part of Kuril Island Arc According to Detailed Seismological Investigations. *Tectonophysics*, **2**, 219~225.
- Fitch, T. J. (1970): Focal Mechanisms and Island Arc Tectonics in the Indonesian-Philippine Region. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **60**, 565~591.
- Geiger, L. (1910): Herbestimmung bei Erdbeben aus der Ankunftszeiten. Nachrichten der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 331~349.
- Gutenberg, B. (1945 a): Amplitudes of *P*, *pp* and *S* and Magnitude of Shallow Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **35**, 57~69.
- " (1945 b): Magnitude Determination for Deep-focus Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **35**, 117~130.
- " (1956): The Energy of Earthquakes. *Quart. J. Geol. Soc. London*, **112**, 1~14.
- " (1959): "Physics of the Earth's Interior". Academic Press, New York.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1954): "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena" (2nd Ed.). Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- " (1956): Magnitude and Energy of Earthquakes. *Ann. di Geofisica*, **9**, 1~15.
- 浜松 音蔵 (1950): 日本とその付近に起った浅い地震の活動. *験震時報*, **25**, 97~108.
- Hashizume, M., K. Oike, and Y. Kishimoto (1966): Investigation of Microearthquakes in Kinki-District—Seismicity and Mechanism of their Occurrence—. *Bull. Disaster Prevention Res. Inst., Kyoto Univ.*, **15**, pt. 3, 35~47.
- Hess, H. H. (1962): History of Ocean Basins. in "Petrologic studies". A Volume to Honor A. F. Buddington, edited by A. E. J. Engle et al. *Geol. Soc. Amer., New York*, 599~620.
- Herrin, E. and J. Taggart (1966): Epicenter determinations for Longshot (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, **47**, 164.
- 広野 卓蔵・岩井 保彦 (1952): 深発地震の規模 (マグニチュード) を決める一方法. *験震時報*, **16**, No. 3~4, 14~22.
- 久本 壮一 (1965 a): 東日本におられる *S* 波の著しい異常走時について (第一報). *地震*, **II**, **18**, 142~153.
- " (1965 b): " (第二報). *地震*, **II**, **18**, 195~203.
- Hodgson, E. A. (1932): Two Probability Methods for Determination of Earthquakes Epicenters. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **37**, 390~409.
- Honda, H. (1934): On the Mechanism of Deep Earthquakes and the Stress in the Deep Layer of the Earth Crust. *Geophys. Mag.*, **8**, 179~185.
- " (1962): Earthquake Mechanism and Seismic Waves. *J. Phys. Earth*, **10**, 1~97.
- 本多 弘吉・正務 章 (1940): 本邦付近の地殻内部における起震歪力に就て. *験震時報*, **11**, 183~216.
- Horai, K. (1964): Studies of the Thermal State of the Earth. The 13th Paper: Terrestrial Heat Flow in Japan (A Summary of the Terrestrial Heat Flow Measurement in Japan up to December 1962). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **42**, 93~132.
- Ichikawa, H. (1965): Automatic Data Processing of Seismological Observations in the Japan Meteorological Agency and Few Comments on the Results Obtained. *Pap. Met. Geophys.*, **16**, 90~103.
- 市川 政治 (1966): 実体波および表面波から求めた小地震のマグニチュードの関係について. *地震*, **II**, **19**, 280~282.
- 市川 政治 (1967): 日本における地震波の走時および振幅. *気象庁技術報告*, **55**, 1~42.
- Ichikawa, M. and P. W. Basham (1963): Effects of Location of Seismograph Stations on the Records Obtained. Minutes of Meeting of Seismic Project (AFORS) Advisory Committee.
- Imamura, A. (1937): "Theoretical and Applied Seismology" Maruzen Co., Tokyo.
- Inouye, W. (1959): Magnitude of Deep-focus Earthquakes in and near Japan. *Pap. Met. Geophys.*, **9**, 177~192.
- Isacks, B. and J. Oliver (1964): Seismic Waves with Frequencies from 1 to 100 Cycles per Second Recorded in a Deep-Mine in Northern New Jersey. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **54**, 1941~1979.
- Isacks, B., J. Oliver and L. R. Sykes (1968): Seismology and the New Global Tectonics. *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855~5899.
- Isacks, B., L. R. Sykes and J. Oliver (1969): Focal Mechanisms of Deep and Shallow Earthquakes in the Tonga-Kermadec Region. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **80**, 1443~1470.
- Isacks, B. and P. Molnar (1969): Mantle Earthquake Mechanisms and the Sinking of the Lithosphere. *Nature*, **223**, 1121~1124.
- 石川 高見 (1933): 異常震域 (第2報). *験震時報*, **7**, 37~70.
- 石本己四雄・飯田 汲事 (1939): 微動計による地震観測 (一). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **17**, 443~478.
- 神村 三郎 (1954): 石本, 飯田の統計式における最大振幅指数について. *地震*, **II**, **7**, 145~150.
- Kanai, K. (1952): Relation Between the Nature of Surface Layer and the Amplitude of Earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **30**, 31~37.
- " (1953): " (II). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **31**, 219~226.
- Kanai, K. and S. Yoshizawa (1953): " (III). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **31**, 275~279.
- " (1956): " (IV). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **34**, 167~184.
- Kanamori, H. (1963): Study on Crust-mantle Structure in Japan (Part 2). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 761~779.
- " (1968): Travel-times to Japanese Station from Longshot and their Geophysical Implications. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 841~859.
- Kárník, V. (1964): Magnitude-Frequency Relation and Seismic Activity in Different Regions of European Area. *Bull. Inter. Inst. Seism. Earthq. Engin.*, **1**, 9~32.
- 勝又 護 (1955): 地震動振幅の地盤係数 (その一). *験震時報*, **19**, 78~88.
- " (1965 a): " (その二). *験震時報*, **30**, 119~128.
- " (1955 b): 日本付近の地震の垂直分布. *験震時報*, **20**, 59~63.

- Katsumata, M. (1956): Vertical Distribution of Earthquake Foci in and around Japan. *Geophys. Mag.*, **27**, 483~486.
- 勝又 護 (1958 a): 深い地震の Magnitude を決める一方法. 驗震時報, **22**, 173~177.
 " (1958 b): 日本付近の深い地震の表 (1935年~1957年), およびそれについての二, 三のこと. 驗震時報, **23**, 1~14.
 " (1960): 地震の分布と地震波伝播. 驗震時報, **25**, 89~95.
 " (1964): 深い地震の Magnitude を決める一方法. 地震, II, **17**, 158~165.
 " (1965 b): 地震の規模別頻度の地域性について (I). 地震, II, **18**, 219~234.
 " (1966 a): " (II). 地震, II, **19**, 1~10.
 " (1966 b): 日本付近の地震の分布と活動 (I)—日本付近の震央分布図一. 地震, II, **19**, 237~245.
 " (1967 a): " (II)—震源の垂直分布一. 地震, II, **20**, 1~11.
 " (1967 b): " (III)—深さと地震活動一. 地震, II, **20**, 75~84.
 " (1969): もっとも深い地震. 地震学会 (名古屋) の講演要旨.
- 勝又 護・岸尾 政弘 (1967): "b" と "m" との比較. 地震学会 (東京) の講演要旨.
- Katsumata, M. and L. S. Sykes (1969): Seismicity and Tectonics of Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Regions. *J. Geophys. Res.*, **74**, 5923~5948.
- Kawasumi, H. (1951): Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as inferred from the Seismic Activity in Historical Times. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **29**, 469~482.
- 河角 広・吉山 良一 (1934): 昭和6年2月20日日本海北部の地震調査 (第一報). 地震, I, **6**, 415~442.
- 気象庁 (1953): 日本付近におけるおもな地震の規模表 (1885~1950). *Seism. Bull.* 1950, 99~183.
 " (1958): 日本付近の主要地震の表 (1926~1956). *Seism. Bull.*, Supplementary Volume No. 1.
 " (1966): " (1957~1962). *Seism. Bull.*, Supplementary Volume No. 2.
 " (1967): " (1963~1967). *Seism. Bull.*, Supplementary Volume No. 3.
 " (1963): 地震調査業務の機械化について. 気象庁技術報告, No. 22.
- 気象庁地震課技術係: 新島測候所 (1958): 昭和32年 (1957) 11月伊豆新島近海の群発地震について. 驗震時報, **23**, 15~33.
- 小林 貞一 (1951): "日本地方地質総論". 朝倉書店, 東京.
 久野 久 (1961): マグマの起源 "地球の構成". 坪井忠二編, 岩波書店, 東京, 193~216.
 栗本 広 (1961): マグニチュードの深さおよび時間分布についての一考察. 地震, II, **14**, 205~216.
 正務 章 (1944): 異常震域現象に関する統計的調査 (I). 有感回数に就て. 驗震時報, **13**, 292~304.
 松沢 武雄 (1933): "地震". 岩波書店, 東京.
- Matuzawa, T. (1936): Seismometrische Untersuchungen des Erdbebens vom 2 März 1933 (III). *Erdbebentätigkeit vor und nach dem Grossbeben Allgemeines über Nachbeben.* *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **14**, 38~67.
 " (1964): "Study of Earthquakes". Uno Shoten, Tokyo.
- Minato, M., K. Yagi and M. Hunahashi (1956): Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **34**, 237~265.
- Mitronovas, W., B. Isacks and L. Seeber (1969): Earthquake Locations and Seismic Wave Propagation in the Upper 250 km of Tonga Island Arc. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **59**, 1115~1135.
- 宮村 慎三 (1962): 地震活動と地体構造. 地震, II, **15**, 23~52.
- Mogi, K. (1962 a): Study of Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogeneous Materials and its Relation to Earthquake Phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 125~173.
- Mogi, K. (1962 b): Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes, (2nd paper). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 831~835.
- Molnar, P and J. Oliver (1969): Lateral Variation of Attenuation in the Upper Mantle and Discontinuities in the Lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **74**, 2648~2682.
- 武者 金吉 (1951): "日本地震資料". 毎日新聞社, 東京.
- Oliver, J. and B. Isacks. (1967): Deep Earthquake Zones, Anomalous Structures in the Upper Mantle, and the Lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **72**, 4259~4275.
- 大倉 達雄 (1959): 異常震域. 驗震時報, **24**, 19~24.
- 大塚 道男 (1962): 深発地震の S 波と ScS 波の波形について. 地震, II, **15**, 169~182.
- Research Group for Explosion Seismology (1966): Explosion Seismological Research in Japan. *Geophys. Monograph, Amer., Geophys. Union*, No. 10, 334~348.
- Richter, C. F. (1958): "Elementary Seismology". W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- 鷲坂 清信・竹花 峰雄 (1935): 近地地震における S 波の走時表および初期微動時表. 驗震時報, **8**, 149~161.
- Sato, Y., I. Ochi and Y. Kotake (1967): Accuracy of the Determination of Earthquake Source Parameters in and Around Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 1~5.
- 仙台管区気象台 (1956): 秋田県米代川下流域地震調査報告. 驗震時報, **21**, 27~41.
- Stauder, W. S. J. (1968): Tensional Character of Earthquake Foci beneath the Aleutian Trench with Relation to Sea-floor Spreading. *J. Geophys. Res.* **73**, 7693~7701.
- 杉村 新 (1958): "七島—東北日本—千島" 活動帯. 地球科学, **37**, 34~39.
- Sugimura, A. (1960): Zonal Arrangement of Some Geophysical and Petrological Features in Japan and its Environs. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. 2, **12**, 133~153.
- Sugimura, A., T. Matsuda, K. Chinzei and K. Nakamura (1963): Quantitative Distribution of Late Cenozoic Volcanic Materials in Japan. *Bull. Volc., Sér. II*, **26**, 125~140.
- 杉村 新 (1966): 地震と火山との相補的分布. 地震, II, **19**, 96~106.
- Suzuki, Z. (1953): A statistical Study on the Occurrence of Small Earthquake I. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5.

- Geophys., 5, 177~182.
- Suzuki, (1955): " II. Sci. Rep. Tohoku Univ, Ser. 5, Geophys., 6, 105~118.
- " (1958): " III. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys., 10, 15~27.
- " (1959): " IV. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys., 11, 10~54.
- Suzuki, Z. and K. Suzuki (1966): Change in Spatial Distribution of Earthquake against Hypocentral Depth. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys., 17, 159~168.
- Suyehiro, S. (1960): Deep-focus Earthquakes of Small Magnitude (II). Pap. Met. Geophys., 11, 97~143.
- " (1962): Deep Earthquakes in the Fuji Region. Pap. Met. Geophys., 13, 216~238.
- " (1966): Difference between Aftershocks and Foreshocks in the Relationship of Magnitude to Frequency of Occurrence for the Great Chilian Earthquake of 1960. Bull. Seism. Soc. Amer., 56, 185~200.
- Suyehiro, S., T. Asada and M. Ohtake (1964): Foreshocks and Aftershocks Accompanying a perceptible Earthquake. Pap. Met. Geophys., 15, 71~88.
- Sykes, L. R. (1966): The Seismicity and Deep Structure of Islands. Arcs. J. Geophys. Res., 71, 2981~3006.
- 高野 敬 (1966): マントル中の短週期 S 波の減衰について. 地震, II, 19, 246~254.
- Takeuchi, H., M. Saito and N. Kobayashi (1962): Study of Shear Velocity Distribution in the Upper Mantle by Mantle Rayleigh and Love Waves. J. Geophys. Res., 67, 2831~2839.
- Tamaki, I. (1961): Seismicity in Relation to the Crust Structure, with Special Reference to Japanese Area. Memoirs Osaka Inst. Tech., Ser. A., 7, 45~139.
- 田中 康裕 (1960): 鳥島火山の活動性 (II) (鳥島付近の地震). 験震時報, 25, 1~8.
- 戸松 喜一 (1952): 福井地震の震央について. 験震時報, 16, No. 2, 57~63.
- Tsboi, C. (1952): Magnitude-Frequency Relation for Earthquakes in and near Japan. J. Phys. Earth, 1, 47~54.
- 坪井 忠二 (1954): 地震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, II, 7, 185~193.
- Tsboi, C. (1956): Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area and Strength of the Earth's Crust, J. Phys. Earth, 4, 63~67.
- " (1958): Earthquake Province-Domain of Sym pathetic Seismic Activities. J. Phys. Earth, 6, 35~49.
- " (1965): Time Rate of Earthquake Energy Release in and near Japan. Proc. Japan Acad., 41, 392~397.
- 坪井 忠二 (編) (1966): "地球物理学". 岩波書店, 東京.
- 宇佐美竜夫 (1956): 房総沖地震の研究 (I). 験震時報, 21, 93~105.
- Utsu, T. (1961): A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks. Geophys. Mag., 30, 521~605.
- 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 を求める方法. 北大地球物理学研究報告, 13, 99~102.
- 宇津 徳治 (1966 a): 異常震域現象とマントル上部の地震波吸収の地域性. 地震, II, 19, 226~227.
- Utsu, T. (1966 b): Regional Differences in Absorption of Seismic Waves in the Upper Mantle as Inferred from Abnormal Distributions of Seismic Intensities. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 2, 359~374.
- 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.
- " (1967 b): " (II). 北大地球物理学研究報告, 18, 53~69.
- " (1967 c): 二つの地震群に対する b 値の違いの有意性の検定. 地震, II, 20, 54~56.
- Utsu, T. (1967 d): Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (I). J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 3, 1~25.
- Utsu, T. and H. Okada (1968): " (II). J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 3, 65~84.
- Vacquier, V., S. Uyeda, M. Yasui, J. Sclater, C. Corry and T. Watanabe (1966): Studies of the Thermal State of the Earth. The 19th Paper: Heat-Flow Measurements in the Northwestern Pacific. Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 1519~1535.
- Vine, F. J. and D. H. Mathews (1963): Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. Nature, 199, 947~949.
- Wadati, K. (1935): On the Activity of Deep-focus Earthquakes in the Japan Island and Neighbourhoods. Geophys. Mag., 8, 305~325.
- Wadati, K., and T. Hirono (1956): Magnitude of Earthquakes—Especially of Near, Deep-focus Earthquakes. Geophys. Mag., 27, 1~10.
- Wadati, K. and Y. Iwai (1954): The Minute Investigation of Seismicity in Japan (I). Geophys. Mag., 25, 167~173.
- " (1956): " (2nd paper) Geophys. Mag., 27, 11~15.
- Wadati, K., K. Sagisaka and K. Masuda (1933): On the Travel Time of Earthquake Waves (Part I). Geophys. Mag., 7, 87~99.
- Wilson, J. T. (1965): A New Class of Faults and their bearing on Continental Drift. Nature, 207, 343~347.
- 山川 宜男 (1965): 余震に関する二, 三の調査 (第1報). 余震のエネルギーの地域的集中性と本震にともなう地形変動. 地震, II, 18, 25~40.
- Yamakawa, N. (1967): Forshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (II). Pap. Met. Geophys., 18, 15~26.

付録 List of Intermediate-depth and Deep Earthquakes in and near the Japanese Islands.

I. 1930—1950, Magnitude 6 and greater

Year	Date	J. S. T.		Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.	Year	Date	J. S. T.		Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.
		h	m							h	m				
1930	Mar. 6	12	31	28	140	500	6	1936	Dec. 1	15	09	30.7	129.0	270	6½
	Mar. 8	08	34	45½	147	180	6	1937	Jan. 5	20	09	28.0	139.6	500	6¼
	May 24	01	38	34.1	139.9	120	6½	Feb. 21	16	02	44	150	120	7½	
	July 23	04	25	44½	147	140	7-7½	Feb. 23	09	47	44	149½	140	6¼-6½	
	Aug. 30	05	02	44.2	146.5	150	6-6¼	Apr. 30	05	18	45.7	137.3	370	6½	
1931	Jan. 9	10	45	39.8	140.6	130	6¼	June 9	03	00	46	150	100	6½	
	Jan. 21	17	58	43.4	145.6	100	6½	July 21	09	07	46	144	350	6	
	Feb. 20	14	33	44.5	135.7	350	7¼-7½	1938	Feb. 7	23	43	36.3	139.2	100	6¼
	Mar. 1	23	23	46.0	143.7	250	6¼	Mar. 18	11	08	46.2	147.1	320	6	
	Mar. 30	02	51	42.8	143.8	80	6¾	Apr. 23	09	27	28.2	130.1	160	6	
	Apr. 21	09	02	38.5	134.2	350	6	June 6	01	31	35.9	140.3	70	6.1	
1932	June 2	11	37	36.0	137.5	240	6¼-6½	Aug. 1	06	54	44.0	136.0	320	6	
	June 30	01	43	33.9	136.8	350	6¼-6½	Oct. 18	00	26	44.0	141.3	260	6½	
	Feb. 3	16	34	29.0	140.1	400	6.0	Oct. 21	15	46	43.2	131.1	500	6¼	
	Apr. 5	04	16	30.5	139.1	410	6¾	Nov. 13	22	13	44.7	149.4	100	6¼-6½	
	May 5	13	11	34.6	135.3	360	6¼	1939	Apr. 21	13	29	47.6	140.0	500	7¼
	July 25	17	24	35.2	135.9	360	6¾	Dec. 16	19	46	43.7	147.2	120	6¾	
1933	Sept. 23	23	22	44.9	138.0	350	7	1940	Mar. 9	19	47	28.0	140.0	520	6½
	Oct. 26	02	02	46.2	144.6	370	6½	July 4	18	00	44.3	144.5	200	6	
	Nov. 13	13	47	43.8	136.7	300	7-7¼	July 10	14	49	44.8	130.6	560	7¼	
	Mar. 19	00	51	32.2	140.0	120	6-6¼	Nov. 7	22	57	30.3	138.5	480	6½	
	May 24	13	35	46.7	145.6	450	6	Nov. 22	22	06	44	132	570	6	
	Sept. 3	01	41	30.3	139.4	380	7.0	1941	July 6	09	34	31.8	140.5	200	6¼
1934	Sept. 9	14	02	45	131	600	6¼-6½	Nov. 14	15	49	44	148½	150	6¾	
	Dec. 5	04	33	46.6	144.0	340	7.0	1942	Mar. 6	04	48	43.0	141.7	300	6¾
	Apr. 15	19	33	34.5	140.0	80	6	Apr. 20	17	40	33.9	137.3	350	6½	
	Apr. 20	01	13	30.0	139.5	380	6½-6¾	June 27	11	43	29.8	139.0	420	6¼	
	May 28	14	32	45	149¾	150	6-6¼	July 27	20	05	43.0	147.2	120	6.0	
	June 13	10	50	43.5	147.8	140	6¾-7	Dec. 21	21	59	47.5	148.0	360	6¼	
1935	June 20	00	47	29¾	138½	400	6-6¼	Dec. 28	01	39	31.2	142.5	120	6.3	
	Oct. 27	02	11	29.2	131.1	70	6¼-6½	1943	Apr. 30	00	25	43.4	147.2	180	6¾
	Feb. 11	03	29	29.4	138.6	450	6¼	July 1	13	39	36.0	140.2	65	6.1	
	Mar. 29	08	47	44.0	131.0	350	6¼	Nov. 9	20	46	43.0	148.0	120	6.2	
	Apr. 15	20	15	36.2	137.1	260	6¼	Nov. 17	23	57	33.0	138.0	320	6½	
	May 31	17	18	38.6	134.2	450	6½	Dec. 3	15	52	42.6	144.5	90	6.4	
1936	July 26	17	03	47.5	145.0	450	6¼	Dec. 17	22	53	29	129½	120	6-6¼	
	Oct. 2	14	33	43.3	146.5	80	6½-6¾	1945	Jan. 24	18	30	30	139½	300	6½
	Nov. 21	17	41	46½	142	320	6	Jan. 25	15	01	28.1	140.8	350	6	
	Mar. 1	19	21	47½	147¼	350	6¼	Apr. 24	23	34	31.0	139.5	240	6¼	
	June 26	01	51	32.5	137.0	320	6¼	Oct. 9	23	36	42¾	148	120	6¾-7	
	Oct. 26	18	33	34½	136¼	350	6	Nov. 18	01	08	43.2	139.5	240	6¼	
Nov. 13	05	04	45	149	150	6¾	1946	Jan. 11	10	33	45.0	131.0	600	7¼	

Year	Date	J. S. T.	Lat.	Long.	Depth	Mag.	Year	Date	J. S. T.	Lat.	Long.	Depth	Mag.
		h m	N'	E	km				h m	N	E	km	
1946	Apr. 6	06 46	33.7	139.8	80	6.1	1951	Dec. 7	04 20	36.0	137.6	250	5
1947	Feb. 11	19 03	28.4	139.8	350	6 $\frac{1}{2}$		15	23 12	36.0	138.8	180	5.2
	Feb. 18	22 30	33.0	136.8	400	6 $\frac{3}{4}$	1952	Jan. 11	16 03	42.6	148.3	80	5.5
	Oct. 3	15 20	31.5	139.0	350	6 $\frac{1}{2}$		20	14 45	35.2	140.3	100	5.2
	Dec. 1	06 17	34.4	137.5	300	6	Mar.	6	13 50	33.0	136.8	390	6 $\frac{1}{2}$
1948	Mar. 15	11 16	32.0	138.6	300	6		7	20 44	42.7	144.5	70	5.5
	Apr. 12	00 56	33	137	400	6	Apr.	8	05 44	35.5	139.7	110	5.1
	May 8	11 46	45.0	149.5	150	6 $\frac{1}{2}$	May	17	01 15	41.6	144.5	80	5.4
	June 20	09 33	34.5	138.0	300	6 $\frac{1}{2}$		28	16 59	35.1	135.8	370	6 $\frac{3}{4}$
	Sept. 5	19 00	29.6	139.8	300	6 $\frac{1}{2}$	June	20	04 11	42.0	145.0	70	5.4
1949	Apr. 5	18 27	42.0	131.0	600	6 $\frac{3}{4}$		30	00 52	41.9	142.2	90	5.2
	July 15	08 21	30.2	139.8	350	6	July	8	09 59	42 $\frac{1}{2}$	131	600	5 $\frac{1}{2}$ -6
	Aug. 18	03 34	42.7	145.5	80	6.3		18	01 09	34.4	135.8	70	7.0
	Sept. 23	17 12	44.0	134.5	300	6	Aug.	21	19 41	31 $\frac{1}{2}$	138	300	5-5 $\frac{1}{2}$
1950	Feb. 22	05 26	46.3	146.5	250	6		23	16 21	40.5	138.0	320	5-5 $\frac{1}{2}$
	Feb. 28	19 20	46.0	143.8	320	7 $\frac{3}{4}$		26	19 14	32.8	140.1	120	5.3
	May 17	20 46	39.4	130.3	600	6 $\frac{1}{2}$	Sept.	18	06 46	30 $\frac{1}{2}$	140	400	5-5 $\frac{1}{2}$
	July 13	06 26	45.6	144.4	200	6		21	05 31	32	138	350	5 $\frac{1}{2}$ -6
	July 13	13 03	28.0	139.6	500	6 $\frac{3}{4}$		21	20 12	33.0	142.0	100	5.8
	Dec. 7	02 44	32.6	140.5	200	6		25	23 59	30.7	137.9	240	5 $\frac{1}{2}$

II. 1951-1969, Magnitude 5 and greater

1951	Jan. 10	23 06	42.1	144.0	80	5-5 $\frac{1}{2}$		Nov. 5	23 10	44 $\frac{1}{2}$	137	300	5-5 $\frac{1}{2}$
	Feb. 7	12 38	31.2	140.4	100	5.8		9	08 29	30.2	139.4	500	5 $\frac{1}{2}$ -6
	Mar. 6	05 11	28.3	129.3	200	7		23	00 02	31	137	300	5-5 $\frac{1}{2}$
		11 07	03 41.5	142.3	80	6.0		24	11 15	28 $\frac{1}{2}$	139 $\frac{3}{4}$	550	6 $\frac{1}{2}$
		23 13	57 30.3	138.8	350	5 $\frac{1}{2}$	1953	Feb. 6	22 13	42.0	144.2	80	6.5
	Apr. 5	03 55	37.9	142.0	70	5.5		16	09 07	42.3	142.9	100	5.3
		7 07	54 46.6	142.4	320	6		28	07 03	36.0	137.4	250	5
		17 04	52 31.2	138.0	470	6 $\frac{1}{2}$	Apr.	2	03 11	30.0	142.8	80	5.1
		25 13	38 30.2	139.0	400	5 $\frac{1}{2}$	May	6	00 59	32 $\frac{1}{2}$	137	400	5
		26 03	30 30.8	130.7	130	5.5		12	10 37	43.5	141.9	240	5-5 $\frac{1}{2}$
	May 4	20 53	44.4	142.2	240	6 $\frac{1}{2}$		18	07 12	34.7	139.7	110	5.4
		29 10	03 31.5	138.2	300	5 $\frac{1}{2}$	June	9	14 34	30.9	139.8	430	5
	June 6	01 57	29.8	131.7	90	6.3		14	19 30	28	140 $\frac{1}{2}$	500	5 $\frac{1}{2}$ -6
		12 03	21 28.3	139.9	460	7 $\frac{1}{2}$		14	21 04	33.5	138.0	320	5
		14 22	18 37.7	141.4	100	5.1		28	23 43	36.1	137.3	250	5 $\frac{3}{4}$
	Aug. 6	16 28	42.4	138.4	300	5 $\frac{1}{2}$	Aug.	8	22 13	42.2	143.2	70	5.2
		11 08	00 45.7	143.5	320	6 $\frac{1}{2}$		28	07 16	43.2	142.5	150	5.8
		20 21	58 31.5	138.7	330	5	Sept.	12	02 53	32.2	137.8	320	6
	Sept. 22	05 53	34.0	137.2	340	5		13	23 47	34	136 $\frac{3}{4}$	360	5-5 $\frac{1}{2}$
	Nov. 16	05 38	33.4	138.5	270	5-5 $\frac{1}{2}$	Oct.	14	23 47	42.8	144.6	90	6.4
								24	13 23	41.8	144.2	100	5.5
								28	07 56	42.2	143.1	70	5.0
							Nov.	4	15 05	39.5	129.0	650	6 $\frac{1}{2}$

Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.	Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.
1953	Nov.	17 13 12	36.1	140.0	80	5.0	1954	Dec.	8 17 39	32.3	138.1	320	5-5½
		24 19 00	46½	143	250	5			1955	Jan.	3 10 35	31.2	140.8
	Dec.	1 14 08	29.2	128.8	230	7	8 18 00	31.5			141.6	110	5.4
20 09 21		39.5	137.0	360	5¼	12 16 18	37.3	141.5			90	5.0	
1954	Jan.	4 02 30	43.1	144.9	100	5.4	14 00 48	32.0	138.0	320	5½		
		7 22 38	44.4	138.7	280	5.2	17 11 21	35.5	140.4	80	5.7		
		8 13 13	39.8	141.8	100	5.3	22 03 01	36.4	140.0	130	5.0		
	Feb.	17 20 46	36.1	140.1	70	5.7	Feb. 28 04 21	33.2	138.3	320	5½		
		4 03 23	44¼	149	110	5.6	Mar. 13 08 11	30	140	400	5-5½		
		20 15 23	31.2	140.5	200	5¼-5½	26 05 12	38.0	134.9	320	5		
	Mar.	26 12 21	44¼	147¾	120	5.4	30 10 23	31.5	138.9	400	5½		
		8 08 34	37.8	143.9	80	5.4	Apr. 15 23 17	44	148	120	5.1		
		26 19 47	44	147	80	5.7	18 08 20	28¼	140	350	5½-6		
	Apr.	27 20 34	44.3	141.9	230	6¼	30 20 43	31	138½	430	5-5½		
		16 19 30	42.6	143.0	100	5.4	May 10 05 15	40.7	145.6	80	5.4		
		17 21 10	41.8	141.0	120	5.1	18 06 23	37½	134½	360	5½-6		
	May	25 02 33	34	141	90	5.3	31 23 44	42.0	141.5	90	5.7		
		25 03 33	43.1	142.1	140	5.4	June 4 23 39	33.5	140.6	80	5.3		
		7 11 19	43.1	146.1	70	5.2	21 21 40	29.2	140.3	350	6-6½		
	June	15 07 39	36.0	137.4	240	7	July 24 20 02	35.7	140.7	70	6.1		
		23 13 10	45	150	160	6	28 21 00	42.2	143.0	80	5.0		
		4 09 45	43½	149	80	5.2	Aug. 31 02 35	28	139¾	500	6-6½		
	July	7 06 58	32.3	140.2	70	5.5	Sept. 1 09 28	35.8	137.4	280	5-5½		
		11 07 37	29¼	139¾	380	6¼	6 18 20	28	140	500	5½-6		
		15 22 32	47½	146½	500	5½-6	11 21 16	32	140¾	100	5-5½		
Aug.	18 06 11	30½	134¼	500	5-5½	18 20 32	40	129	600	5½-6			
	26 08 23	29	139	430	5-5½	30 04 58	40.1	141.3	100	5.9			
	10 03 28	40.7	139.3	300	6	Oct. 11 08 03	39.0	141.3	90	5.4			
Sept.	10 06 24	44.3	146.2	140	5-5½	20 02 00	33.0	140.5	160	5½			
	10 14 34	30.2	139.4	430	5½-6	Dec. 2 23 26	36.3	137.1	280	5¼			
	21 23 41	45½	144	300	5-5½	12 18 29	36.6	140.9	80	5.1			
Oct.	2 15 18	35.8	140.2	70	5.0	1956	Jan.	1 06 14	41.4	142.0	70	5.3	
	12 08 57	29½	139½	450	5½	10 00 38	29¾	140	350	5-5½			
	28 01 38	42.4	142.6	80	5.9	11 15 39	32.6	139.3	280	5.6			
Nov.	28 02 18	42.5	142.6	80	5.0	19 16 18	38	135	450	5-5½			
	2 19 00	28.3	139.8	450	6	19 17 38	28	140	500	5½-6			
	13 09 01	42.8	142.4	160	5.2	Feb. 18 16 34	29.9	138.5	480	7¼			
Dec.	13 12 45	32.7	137.3	500	5-5½	20 18 20	34.3	137.0	350	5-5½			
	23 01 29	32	138	320	5½-6	Mar. 17 20 42	39.9	141.1	90	5.1			
	23 02 13	31.9	138.9	320	5-5½	20 11 23	42.6	143.6	80	5.2			
1955	Jan.	23 09 45	45½	147½	100	5.4	29 07 05	29.6	137.9	500	6		
		7 23 35	40¼	145	70	5	31 03 43	39	145	80	5		
		9 20 35	42.1	142.4	80	5.0	Apr. 10 01 58	44¾	143	320	5-5½		
1956	Jan.	13 23 46	30.0	131.8	80	5.4	17 21 16	30	139	320	5-5½		
		19 14 56	41.2	131.8	600	6¾	May 2 15 34	28.0	140.5	500	5½-6		

Year	Date	J. S. T.	Lat.	Long.	Depth	Mag.	Year	Date	J. S. T.	Lat.	Long.	Depth	Mag.
		h m	N	E	km				h m	N	E	km	
1956	May	12 18 44	33.4	138.9	240	5.4	1957	Nov.	15 11 39	37.3	139.0	180	5
	July	15 21 52	28	140	500	6		15 21 01	34.4	140.7	80	5.0	
		16 03 39	42.2	142.2	80	5.1		17 14 57	47½	149	320	6½	
		24 22 00	30½	138½	500	6		18 02 55	30½	138¾	450	5½-6	
	Sept.	26 14 04	31	141½	280	5		19 00 13	43.3	148.0	80	5.5	
		30 08 20	35.5	140.2	70	6.2		20 08 15	32	140	80	5-5½	
	Oct.	4 08 39	38	134	500	5-5½		23 03 03	28.9	140.2	400	5-5½	
		12 22 21	42.2	145.1	70	5.2		Dec.	8 21 16	35½	142½	70	5.6
		14 09 31	36.8	140.9	90	5.0		8 23 41	35½	142¾	70	5.4	
	Nov.	4 14 37	35.6	140.2	80	5.8		12 03 11	30½	142	120	5½	
		18 10 48	33¼	139	280	5½		26 02 11	34	137½	320	5-5½	
		21 16 33	38.3	142.1	70	6.1		27 22 03	40.6	142.5	80	5.0	
	Dec.	19 06 12	35.6	139.2	120	5.4	1958	Jan.	12 08 21	45½	143	360	5-5½
		19 13 36	28¾	140	450	6		23 11 34	44	146	140	6.0	
1957	Jan.	3 21 48	43½	131½	600	7¼		Feb.	13 08 31	42.8	145.7	70	5.3
		3 22 43	43½	131½	600	5½-6		13 18 32	43½	136	360	5-5½	
		6 14 15	41.9	142.1	100	5.2		23 18 12	28½	139¾	450	6.5	
		13 21 20	33	142¾	160	5½		23 23 15	34.4	138.0	300	5-5½	
		18 07 26	33.0	137.8	360	6		26 20 35	31	142¼	100	5-5½	
	Feb.	6 13 38	31	131	80	5.1		Mar.	7 05 52	34.5	137.3	320	5-5½
		13 13 00	44.4	141.0	280	5-5½		10 15 05	43¾	145½	120	5-5½	
	Apr.	2 17 33	30	137¾	500	5½-6		16 02 33	28½	140½	320	5-5½	
		9 09 24	30¾	138¾	450	6½		23 01 50	33.4	140.4	80	5-5½	
		9 19 35	30¾	138½	450	5-5½		Apr.	28 02 17	42.5	143.6	90	5.3
		18 17 28	42½	147½	100	5		May	13 01 49	31½	141	160	6.0
		19 07 13	31½	142½	200	5-5½		June	22 14 29	37.1	135.2	360	5-5½
	May	4 10 59	29.8	131.8	70	5-5½		25 10 49	30.2	130.1	100	5.6	
		13 11 20	43½	135½	320	5-5½		27 08 29	31½	142¼	120	6.1	
		14 00 19	32.5	137.8	400	5-5½		28 07 03	30.4	138.7	450	5-5½	
	June	18 14 45	41.6	143.0	80	5.2		July	3 21 48	47½	148½	450	5-5½
	July	18 21 06	30¼	139	400	6-6½		Aug.	5 02 48	44.1	147.2	90	5-5½
		20 23 08	42¾	145¾	100	5.7		17 16 31	44.8	144.5	240	5.3	
		22 19 16	34.4	136.3	350	5-5½		28 03 44	45.2	143.8	320	5-5½	
		24 17 05	29½	129	240	5.6		Sept.	2 00 29	37.9	134.8	400	6.2
		26 03 31	41.6	142.1	80	5.3		Sept.	8 23 53	33.8	131.9	80	5.7
	Aug.	2 02 53	29.8	139.8	400	5-5½		29 05 53	36.5	140.1	120	5.1	
		12 20 19	33.0	140.2	150	5.3		Oct.	15 06 05	33.9	137.0	360	5.4
		22 00 34	44.3	147.0	100	5.6		28 03 17	43¾	148	80	5.4	
		29 08 14	29¾	139¼	450	5-5½		Nov.	7 07 58	44.3	148.5	80	8-8¼
	Sept.	16 09 07	35.0	140.5	80	5.0		7 08 34	44¼	148½	100	5-5½	
		18 03 44	30	139½	450	5-5½		7 09 02	44	148½	100	5-5½	
		28 03 47	33¾	136¾	360	5-5½		7 09 36	43.9	148.4	100	5.7	
		28 09 27	31	138	450	6		7 10 13	44½	149	100	5½-6	
	Oct.	20 06 42	44¼	146¼	120	6.2		7 10 43	44	149	100	6.1	
		31 11 36	37.6	140.8	80	5.8		7 10 55	44	149	100	6.1	

Year	Date	J. S. T.		Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.	Year	Date	J. S. T.		Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.				
		h	m							h	m								
1958	Nov.	7	11	10	43 $\frac{1}{2}$	149	100	5.8	1958	Dec.	1	23	15	43 $\frac{1}{2}$	149	80	5-5 $\frac{1}{2}$		
		7	11	17	44	149	80	5 $\frac{1}{2}$ -6			3	18	30	30 $\frac{1}{2}$	139	400	5-5 $\frac{1}{2}$		
		7	11	38	43 $\frac{3}{4}$	148 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$			4	01	01	29.0	138.2	500	5 $\frac{1}{2}$ -6		
		7	11	50	44 $\frac{1}{2}$	149 $\frac{1}{2}$	80	5 $\frac{1}{2}$ -6			8	20	42	43 $\frac{3}{4}$	149 $\frac{3}{4}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$		
		7	12	27	44	148 $\frac{3}{4}$	100	5-5 $\frac{1}{2}$			8	21	08	43 $\frac{3}{4}$	149	80	6.0		
		7	13	19	43 $\frac{1}{2}$	149	100	5-5 $\frac{1}{2}$			10	16	21	32.8	138.8	280	5.7		
		7	13	59	44 $\frac{1}{4}$	149 $\frac{1}{2}$	100	6.1			15	02	52	33.9	141.7	80	5-5 $\frac{1}{2}$		
		7	14	47	44 $\frac{1}{4}$	149	100	5-5 $\frac{1}{2}$			15	20	46	44	149 $\frac{1}{4}$	80	5-6 $\frac{1}{2}$		
		7	15	25	44 $\frac{1}{4}$	149	100	5-5 $\frac{1}{2}$			16	11	32	43 $\frac{1}{2}$	149 $\frac{1}{4}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$		
		7	16	40	43.7	148.7	100	5.9			17	17	57	32 $\frac{3}{4}$	137 $\frac{1}{4}$	400	6.2		
		7	19	27	43.6	148.7	80	5-5 $\frac{1}{2}$			1959	Jan.	6	19	39	29 $\frac{3}{4}$	141	400	5-5 $\frac{1}{2}$
		7	19	29	43.4	148.7	80	5 $\frac{1}{2}$ -6					12	23	16	43.7	146.2	100	5.4
		7	20	09	44 $\frac{1}{2}$	148 $\frac{3}{4}$	100	5-5 $\frac{1}{2}$					13	23	32	43 $\frac{3}{4}$	149 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$
		7	20	24	44	148 $\frac{3}{4}$	100	5 $\frac{1}{2}$ -6					20	17	19	35	136 $\frac{1}{4}$	340	5-5 $\frac{1}{2}$
		7	23	15	44	148 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$					24	14	08	37.4	141.2	80	6.1
		7	23	24	44	149	80	5 $\frac{1}{2}$ -6	27	05			04	37.5	134.9	280	5-5 $\frac{1}{2}$		
		8	04	14	43 $\frac{3}{4}$	149 $\frac{1}{4}$	80	5 $\frac{1}{2}$ -6	28	22			59	29	138 $\frac{1}{2}$	550	5 $\frac{1}{2}$ -6		
		8	05	41	44	148 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$	Feb.	18			21	05	42.1	143.3	70	5.2	
		8	21	08	44.0	148.8	100	5.8		25			20	19	28 $\frac{1}{2}$	139	550	6-6 $\frac{1}{2}$	
		9	12	14	43.9	148.9	80	5 $\frac{1}{2}$ -6		Mar.			5	08	00	37.6	138.7	200	5.7
		9	23	33	43 $\frac{1}{2}$	148 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$	5		14	04	44	149	80	5-5 $\frac{1}{2}$			
		10	02	52	43.6	148.6	100	5 $\frac{1}{2}$ -6	5		23	09	43 $\frac{3}{4}$	147 $\frac{1}{4}$	80	5.4			
		10	06	04	43.8	148.4	100	5 $\frac{1}{2}$ -6	18	16	26	36.7	141.1	80	5.8				
		11	22	45	44	148 $\frac{3}{4}$	80	6.0	20	12	21	36.6	141.2	80	5.1				
		12	21	38	44	148	80	5-5 $\frac{1}{2}$	30	04	09	45	137 $\frac{1}{2}$	300	5-5 $\frac{1}{2}$				
		13	02	44	44	148 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$	Apr.	21	19	57	33.5	141.1	80	5-5 $\frac{1}{2}$			
		13	07	59	44 $\frac{1}{2}$	149	80	5-5 $\frac{1}{2}$		29	07	00	34.9	140.7	70	5.3			
		13	11	56	43 $\frac{1}{2}$	148 $\frac{1}{2}$	80	5.8		May	10	08	57	44 $\frac{1}{4}$	149 $\frac{3}{4}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$		
		13	13	04	43.6	148.2	80	6.3	10		18	44	48 $\frac{1}{4}$	148 $\frac{1}{4}$	360	5-5 $\frac{1}{2}$			
		13	14	09	44	149 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$	20		20	26	32.6	136.9	450	6.1			
13	14	59	43 $\frac{1}{4}$	138 $\frac{1}{4}$	120	5.4	21	04	35	44.3	149.6	70	5 $\frac{1}{2}$ -6						
14	03	34	43.8	148.4	80	5.7	27	13	51	32.8	142.7	100	5-5 $\frac{1}{2}$						
14	14	34	44.0	149.0	70	6.1	June	3	20	40	32 $\frac{3}{4}$	137	360	5-5 $\frac{1}{2}$					
15	18	00	43 $\frac{3}{4}$	148. $\frac{3}{4}$	70	6.2		26	14	03	44 $\frac{3}{4}$	141 $\frac{1}{4}$	280	5-5 $\frac{1}{2}$					
16	13	47	43 $\frac{1}{2}$	149	80	5-5 $\frac{1}{2}$		26	17	35	31	139	380	5-5 $\frac{1}{2}$					
17	06	12	44.0	148.2	80	5-5 $\frac{1}{2}$	July	24	11	44	43.3	147.2	110	5-5 $\frac{1}{2}$					
17	06	46	28 $\frac{1}{2}$	139 $\frac{3}{4}$	500	5 $\frac{1}{2}$ -6		26	06	20	36.8	140.5	80	5.5					
19	03	33	44	149 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$	Aug.	12	00	24	44.1	148.7	70	5 $\frac{1}{2}$ -6					
19	10	45	42.1	142.5	80	5-5 $\frac{1}{2}$		Oct.	11	18	33	41.5	142.1	70	5.2				
19	18	23	43.8	149.1	100	6	15		16	40	44	149	80	5-5 $\frac{1}{2}$					
20	23	18	44.2	149.9	80	5 $\frac{1}{2}$ -6	29		23	30	43	131	550	6.5					
21	10	41	47	148 $\frac{1}{2}$	320	5-5 $\frac{1}{2}$	Nov.	5	23	59	30 $\frac{1}{2}$	129 $\frac{1}{4}$	240	5.6					
26	18	13	44 $\frac{1}{4}$	149 $\frac{1}{2}$	80	5-5 $\frac{1}{2}$		Dec.	7	14	15	32.2	140.4	120	5-5 $\frac{1}{2}$				
30	10	32	32 $\frac{1}{2}$	142 $\frac{1}{2}$	160	6.0	1960	Jan.	14	19	25	36.0	140.1	80	5.9				
30	10	55	32 $\frac{1}{2}$	143	160	5 $\frac{1}{2}$ -6			22	11	14	42.3	143.2	70	5.2				

Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.	Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.
1960	Feb.	1 11 41	35.3	140.2	70	5.1	1961	June	10 00 43	30.6	140.6	320	5.1
		9 20 09	46.1	143.8	300	5.3			25 11 29	40.7	144.5	80	5.0
	Mar.	4 12 53	30.9	130.7	140	6.2		July	19 00 16	29.4	131.7	100	5-5½
		Apr.	3 14 10	28	139½	550			5.8	19 01 20	29.5	131.7	80
	15 20 38		40.9	141.6	80	5.9		19 19 36	29.3	131.6	100	5-5½	
	18 17 07		28¾	140	450	6.2		19 20 58	29.5	131.5	100	5-5½	
	May	25 13 01	45½	144¼	360	5.4		Aug.	12 00 51	42.9	145.6	80	7.0
		4 07 22	32.4	140.2	120	5.6			17 00 53	33.9	137.6	360	5.7
		6 02 13	42.7	144.4	100	5.0			18 06 16	45.4	149.8	120	6.4
	June	9 09 11	29.8	129.8	160	5.6		19 11 42	42.9	145.6	100	5.4	
		11 08 17	33.9	131.9	80	5.4		Sept.	4 12 17	30.5	139.4	450	5.3
		15 02 43	42.7	142.4	90	5.1			9 18 16	33.9	139.9	160	5.1
		18 15 35	29	130	100	6.4		25 06 41	33.6	141.7	80	5.6	
		25 18 03	32.7	137.7	330	5.0		Oct.	24 16 25	44.3	147.5	120	5-5½
		July	17 07 43	34¼	136¼	370			5-5½	Nov. 14 19 02	35.5	139.4	160
			20 02 17	28½	143	200		5.8	Dec.	2 05 17	28.7	142.2	80
	21 02 46		28¾	130	80	5-5½		4 04 55		43.3	135.2	400	5.1
	Aug.	29 14 14	30	139	500	5.6		13 08 06	42.9	146.7	80	5.7	
		2 21 44	41½	132	550	5.6		24 04 11	34.7	138.4	240	5.2	
	Sept.	13 11 30	42¾	143¼	120	5.3		24 15 50	43.1	144.5	120	5.4	
		6 12 05	28	140	500	5.7		1962	Jan.	4 13 16	35.1	139.3	160
	19 05 47	44½	147½	120	5.8	12 23 43				39.5	141.8	120	5.0
	Oct.	14 12 49	30	138½	450	5.7			14 22 34	44.4	141.0	280	5.7
		2 00 58	33.9	137.5	340	5.0			22 02 53	42.8	145.3	200	5.3
	Nov.	4 19 45	36.3	137.7	220	5.1			26 14 22	32.2	138.5	360	5.7
8 14 53		40	130	650	7.2	Feb.	6 07 55		35.9	139.3	120	5.9	
9 18 00		40.8	141.4	100	6.8		13 02 26		34.0	138.3	280	5.4	
9 22 07		40½	129½	600	5-5½		16 08 40		32.3	138.3	450	5.7	
5 09 51		30.4	131.4	80	5.1	21 01 05	42.8		145.2	80	6.2		
Dec.	26 06 54	38.1	140.8	100	5.9	28 16 19	32.0		139.7	80	5.0		
	28 00 17	42.6	143.6	110	5.3	Mar.	12 11 40	37.5	136.1	360	5.0		
	18 16 35	36.8	141.1	80	5.0		Apr.	11 08 54	37.6	135.5	320	5.3	
1961	Jan.	15 20 53	39.6	143.3	80	5.8		16 22 20	30.5	141.1	100	5.9	
		23 13 48	43.3	146.4	120	5.9	23 04 15	32.2	130.9	160	5.4		
Feb.	5 08 59	44.5	149.1	120	5-5½	May	8 02 39	45.2	148.6	120	6.8		
	8 06 01	43.5	147.2	100	5.6		15 12 34	36.2	141.8	120	5.1		
	11 15 12	29.0	139.8	450	5.8	June	22 20 48	32.3	142.5	200	5.3		
	13 06 53	43.2	147.9	80	6.6		July 15 15 47	39.5	141.3	100	5.7		
	16 17 55	33.7	137.6	320	5.4	Aug.	9 19 43	28.6	129.6	160	5.7		
Mar.	7 11 48	29.1	139.6	360	5.3		27 11 18	40.2	137.8	200	5.4		
	20 20 38	46.1	143.5	360	5.6	Sept.	8 20 55	30.8	140.4	160	5.1		
	29 15 43	33.6	141.1	100	5.0		19 09 07	41.7	133.6	500	5.1		
Apr.	9 04 18	37.9	140.7	120	5.2	Oct.	4 05 14	37.5	138.7	200	5.0		
	20 01 12	43.4	148.2	80	6.0		17 21 39	33.3	138.0	320	5.6		
	30 20 15	44.3	150.0	100	5-5½	Nov. 10 10 33	43.2	147.6	100	6.1			

Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.	Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.
1962	Dec. 7	23 03	29.2	139.6	400	6.8	1964	Oct. 9	21 43	28.0	140.1	360	5.1
	12	09 03	33.3	136.3	400	5.8		Nov. 3	11 05	34.8	140.6	100	5.2
1963	Jan. 9	00 46	31.2	130.5	160	5.6		12	14 16	46.3	147.1	360	5.0
	18	12 12	33.2	136.0	450	6.1		13	04 57	42.0	142.7	80	5.1
	Feb. 11	06 35	43.8	148.0	100	5.5		Dec. 12	01 04	39.4	130.5	500	5.6
	19	06 54	33.7	138.2	320	5.0		18	03 48	31.6	138.3	400	5.0
	21	01 45	38.5	139.1	200	5.2		29	12 30	38.0	144.0	80	5.1
	21	11 33	33.4	139.6	160	5.1		31	00 27	31.4	139.5	280	5.9
	Mar. 4	07 59	30.8	137.6	500	5.3	1965	Jan. 4	06 53	30.7	129.8	240	5.0
	11	23 22	31.4	139.2	400	5.1		12	05 15	42.7	139.4	200	5.1
	27	04 47	43.7	147.7	120	5.7		14	10 33	29.8	129.7	160	5.1
	27	07 36	34.0	140.0	100	5.2		26	10 53	33.9	136.5	360	5.2
	Apr. 1	13 28	44.7	141.6	280	6.1		27	08 47	36.0	139.8	80	5.4
	25	20 19	31.7	140.8	80	5.0		Mar. 3	06 36	28.3	139.7	500	5.8
	May 5	20 04	32.7	140.2	100	5.0		19	20 52	40.7	143.3	80	5.1
	June 20	09 55	36.1	144.8	100	5.1		21	21 41	36.3	137.0	280	5.3
	July 13	08 41	33.5	142.1	80	5.2		30	21 10	35.9	135.5	360	5.6
	Aug. 15	11 17	28.0	140.3	500	5.4		Apr. 9	23 33	34.0	137.9	400	5.3
	17	20 12	30.4	131.1	80	6.2		13	05 41	30.1	138.9	450	5.9
	18	16 09	35.8	139.6	160	5.4		May 14	04 23	32.9	138.5	320	5.4
	Oct. 18	14 16	42.6	141.7	100	5.0		31	17 38	35.8	139.9	120	5.5
	Nov. 19	13 37	40.2	129.3	500	5.0		June 4	05 30	43.6	145.5	160	5.0
	24	20 05	28.4	141.0	240	5.7		24	13 48	35.4	135.5	360	5.6
	Dec. 6	12 16	43.4	135.8	400	5.2		July 8	06 38	32.8	139.1	240	5.8
	11	18 22	31.3	139.6	160	5.0		27	01 17	30.0	139.7	400	5.5
	16	20 09	45.7	142.3	280	5.4		Aug. 2	00 02	46.6	144.1	400	5.8
	20	13 09	44.6	146.5	200	5.1		7	03 15	41.4	131.2	560	5.8
1964	Jan. 25	02 17	39.1	129.7	500	6.0		13	22 29	45.8	146.6	360	5.1
	Feb. 23	01 04	30.1	139.5	400	5.3		20	04 47	30.3	138.9	450	5.6
	25	05 56	30.6	138.1	500	5.1		28	03 22	44.2	148.6	160	5.3
	25	13 04	32.2	138.1	360	5.3		Sept. 11	00 01	42.7	143.7	120	5.1
	Mar. 16	17 44	44.2	147.3	160	5.9		14	18 00	34.8	141.8	80	5.3
	May 7	20 11	30.6	138.1	450	6.3		21	02 03	35.6	142.6	80	5.0
	22	08 10	44.2	149.9	120	5.2		21	10 38	28.6	128.6	240	6.2
	23	20 22	28.6	140.2	450	5.3		Oct. 9	22 23	34.4	141.3	80	5.2
	June 21	03 32	33.0	138.0	320	5.1		26	07 34	43.7	145.5	160	6.8
	23	10 26	43.0	146.5	80	6.9		28	07 40	45.8	143.0	320	5.3
	July 1	05 08	46.0	145.0	360	6.3		Nov. 27	17 42	32.8	141.3	100	5.4
	2	07 46	31.7	139.8	280	5.4		29	18 00	44.4	146.7	200	5.4
	9	21 02	34.2	141.1	80	5.4		Dec. 6	16 55	43.4	134.5	500	5.5
	Aug. 1	05 43	46.9	148.4	400	5.1		29	05 32	28.1	142.9	200	6.1
	6	11 33	30.9	130.3	160	5.4	1966	Jan. 2	13 04	31.3	138.7	400	5.4
	8	23 59	31.7	140.7	100	5.7		Feb. 9	23 44	37.2	135.2	360	5.3
	26	14 40	46.8	148.5	280	5.4		10	14 28	30.9	143.6	160	5.7
	Sept. 20	23 36	30.1	138.7	450	5.8		19	04 02	44.2	143.3	240	5.5

Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.	Year	Date	J. S. T. h m	Lat. N	Long. E	Depth km	Mag.	
1966	Feb. 28	11 02	43.6	139.8	240	5.8	1968	Jan. 23	03 35	31.6	138.7	420	5.4	
	Mar. 10	13 26	32.3	137.9	400	6.1		Feb. 25	19 25	45.2	142.2	300	5.6	
	May 2	03 30	31.0	141.1	80	5.0		Feb. 28	21 08	32.9	137.9	340	6.6	
	June	9 10	57 42.4	146.2	200	5		Apr. 14	17 37	33.1	142.2	80	5.4	
		10 00	39 43.9	147.6	120	5.6		May 16	10 04	40.9	144.5	80	6-6½	
		15 06	03 30.9	139.1	450	5.7		16 20	57 40.7	144.0	80	5		
		23 14	01 43.6	140.3	240	5.7		18 02	27 41.4	142.9	80	5.1		
		30 17	59 43.2	132.6	500	5.6		19 13	12 35.4	142.4	90	5.9		
	Aug.	5 13	26 44.3	141.0	240	5.2		20 12	16 40.1	144.2	70	5.6		
		13 04	22 34.0	137.6	320	5.4		29 19	03 36.1	140.4	80	5.1		
		20 18	32 43.0	140.8	160	5½		June	20 03	03 40.3	143.7	70	5.0	
	Sept.	10 11	27 46.0	144.3	360	5½			22 10	12 40.3	143.9	70	5.9	
		Nov.	1 16	01 43.1	143.4	120		5.6	22 20	07 34.4	135.5	380	5-5½	
			2 09	21 31.0	131.3	80		5.0	July	4 09	34 34.8	139.8	100	5.1
	Dec.	22 15	29 47.6	147.8	500	6.5		18 20		20 40.3	143.9	70	5.1	
		7 15	03 56 41.5	140.1	160	5.8		22 09	13 42.2	142.5	80	5.5		
			7 15	50 32.9	138.4	320		5	23 07	33 30.7	139.6	460	5.5	
	1967	Feb. 3	01 24 41.5	140.0	180	5.9		1969	Aug. 7	17 00 43.0	145.0	80	5.8	
		Mar.	6 13	40 30.8	138.0	480			6.1	Sept. 3	16 01 37.9	141.8	80	5.5
			12 11	52 42.6	143.3	110			5.5	7 04	22 30.9	132.0	70	5.5
19 02			49 36.3	140.1	80	5.4	8 11		02 45.3	142.8	320	5.4		
Apr.		4 18	06 33.2	137.5	340	5.6	21 22		05 42.0	142.8	80	6.8		
		8 04	39 46.8	145.9	300	5.1	Oct.		7 04	40 31.5	140.4	90	5.2	
		16 08	35 41.9	142.4	80	5.1			8 09	50 35.5	140.2	70	5.3	
May		9 20	00 44.6	140.7	260	5.3	20 21		22 40.4	144.4	100	5½		
		19 08	39 30.7	131.0	70	5.4	Nov.		12 17	57 41.2	144.2	70	5.4	
		26 03	52 45.6	143.0	360	5.4			15 10	47 41.6	142.8	80	5.2	
30 06		01 43.1	145.9	90	5.6	1969	Jan. 19		16 02 44.6	143.5	260	7.1		
June		25 23	26 33.1	138.4	320		5.1		Mar. 8	19 20 41.3	139.9	190	5.5	
		July	2 16	38 32.8	142.1		80		5.0	17 00	54 38.5	143.0	70	6.0
3 05			34 31.2	130.6	120		5.2		Apr.	1 04	25 38.6	134.6	420	6.9
5 08			42 43.1	142.6	170		6.2			9 21	57 36.8	139.8	100	5.7
7 08			16 32.6	131.2	150		5.0		10 23	15 36.1	135.3	340	5-5½	
9 04			18 37.7	143.9	80		5.0		10 23	54 42 131 550	5.9			
9 12		09 43.5	144.6	150	5.1		17 13		56 39.6	143.8	70	5.6		
Aug.		2 09	44 44.2	146.9	130		5.7		May	15 10	56 34.9	140.1	70	5.0
		12 13	30 38.3	142.1	70		5.4			16 15	56 33.0	136.9	400	5.5
	14 05	06 35.5	135.5	360	6.7		June	20 15	41 38.4	142.2	70	5.6		
	24 12	21 43.3	147.7	70	5.2			24 10	21 31½ 138½	400	5.4			
Sept.	2 07	42 44.1	147.2	150	5.7		July	28 22	03 30.5	132.6	80	5.0		
	19 19	56 42.8	145.6	90	6.2			Aug.	6 03	34 37.4	140.8	110	5.1	
	20 09	32 35.9	140.2	80	5.2		17 20		54 42.6	141.5	140	6.0		
Oct.	23 17	27 29.0	139.7	480	5.9		25 07	03 39.7	144.6	80	5.4			
	Nov.	10 03	19 35.5	140.2	80		5.3	Sept.	7 09	23 33.6	131.8	100	5.4	
28 11		36 32.1	130.9	130	6.0		Oct. 15		05 39 37.9	135.2	360	5.5		

Year	Date	J. S. T.	Lat.	Long.	Depth	Mag.
		h m	N	E	km	
1969	Oct. 18	10 13	39.2	141.7	130	5.8
	30	09 05	37.5	140.2	160	5.5
Nov.	1	20 20	35.8	135.4	340	5.2
	4	17 50	33.8	137.3	340	5.7
	19	17 45	41.7	134.5	460	5.4

Year	Date	J. S. T.	Lat.	Long.	Depth	Mag.
		h m	N	E	km	
1969	Dec. 4	17 50	40.7	144.8	70	5.7
	11	09 53	30.2	137.0	320	5 $\frac{1}{2}$
	13	12 40	33.9	137.0	360	5.2
	18	22 32	46.0	142.7	360	6.7

J.S.T.=G.M.T.+9h, Mag.= M_{KAT}