



Title	5. 地震の時間的分布に関連する諸問題（その3）：余震、前震、群発地震の時間的性質
Author(s)	宇津, 徳治; UTSU, Tokuji
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 23, 49-71
Issue Date	1970-03-18
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.23.49
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13973
Type	departmental bulletin paper
File Information	23_p49-71.pdf



5. 地震の時間的分布に関連する諸問題 (その3)

—— 余震, 前震, 群発地震の時間的性質 ——

宇津徳治

(北海道大学理学部地球物理学教室)

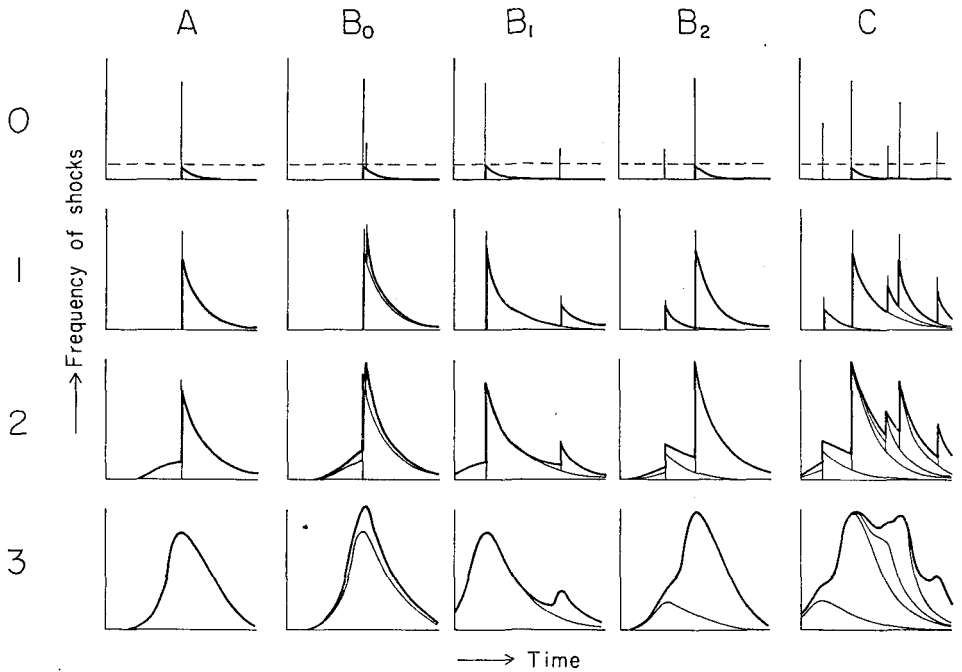
— 昭和44年10月受理 —

I. ま え が き

前報¹⁾で調査しあるいは引用したいいくつかの例にも現われているように、地震が多少とも群をなして起る傾向があるのは、各地震がそれぞれ続発性を有するためと考えるよりも、少数の比較的大きな地震が余震を伴うことによると考えたほうがよい場合が多いと思われる。大きな地震は稀にしか起らないが、いったん大地震が起るとそれに伴って多数の余震が発生するので、このような余震を含む地震系列の時間的性質は余震の時間的性質に大きく支配される。群をなして起る地震としては余震の他に前震、群発地震などがあるが、これらの存在もこれらを含む地震系列の時間的性質に大きな影響を与える。著しい余震群や群発地震を含んでいないように見える地震系列にもその中に混在している余震等が系列の時間的性質に影響を及ぼしていることも考えられる。

筆者²⁾は余震の時間的分布、空間的分布、および規模別分布について、主として日本付近の地震の資料を用いて総括的な調査を行なった。これらの調査では個々の余震系列のこまかい特徴は無視して、余震系列の持つ平均的な性質を統計的に表現することに重点がおかれている。しかし余震、あるいは前震、群発地震といってもその性質はかなり複雑なものであり、これら地震の群の研究から、地震現象全般に関係する情報を得るためには、たとえば YAMAKAWA³⁾の研究の如くさらにきめ細かい考察を行なう必要がある。

- 1) 宇津徳治; 地震の時間的分布に関連する諸問題 (その1), 一地震の回数と時間間隔の分布について, 北大地球物理学研究報告, **22** (1969), 73-93.
宇津徳治; 地震の時間的分布に関連する諸問題 (その2), 一地震発生の定常性と偶然性について, 北大地球物理学研究報告, **22** (1969), 95-108.
- 2) 宇津徳治; 地震のマグニチュードと余震の起りかた, 地震 (ii), **10** (1957), 35-45.
T. UTSU; A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30** (1961), 521-605.
T. UTSU; Aftershocks and Earthquake Statistics (I), Parameters Which Characterize an Aftershock Sequence and Their Interrelations, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, **3** (1969), 129-195.
- 3) N. YAMAKAWA; Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (I), A Definition of Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms and Its Application to Seismicity, *Papers Met. Geophys.*, **17** (1966), 157-189.
(脚注次頁へつづく)



	A	B ₀	B ₁	B ₂	C
0	Single event*	(Doublet)*			Multiplet*
1	Main shock - aftershock series				
2	Foreshock - main shock - aftershock series				
3	Swarm				

第1図 地震の群の型 (縦棒は度数でなく trigger event の大きさを表わしている)

* 点線より上を見た場合

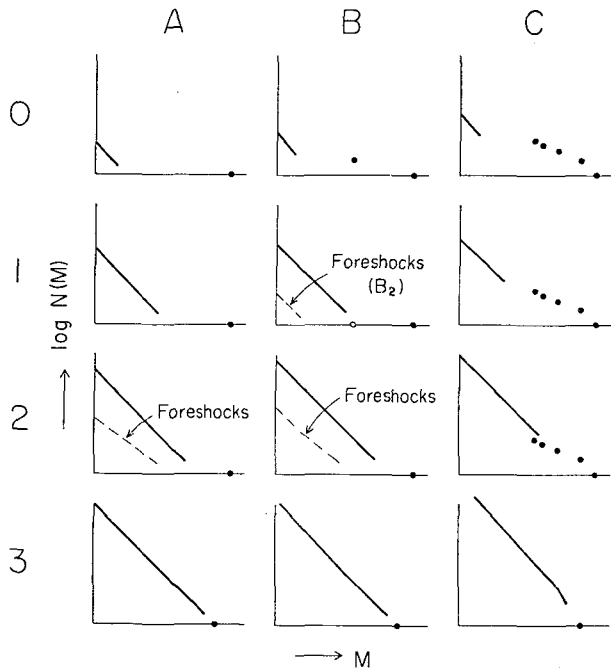
Fig. 1. Types of earthquake sequences. Vertical bars represent the size of the "trigger event".

- N. YAMAKAWA; Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (II), Areal Characteristics of Abnormal Seismic Activities, Papers Met. Geophys., 18 (1967), 15-26.
- N. YAMAKAWA; Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (III), Detailed Areal Characteristics of Aftershock Activities, Papers Met. Geophys., 18 (1967), 77-88.
- N. YAMAKAWA; Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (IV), Frequency Decrease of Aftershock Activity in Its Initial and Later Stages, Papers Met. Geophys., 19 (1968), 109-119.
- N. YAMAKAWA; Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (V), Distribution of Time Intervals between Consecutive Shocks in the Initial and Later Stages of Aftershock Activity, Papers Met. Geophys., 19 (1968), 437-445.

Mogi⁴⁾によれば地震の群の三つの型、すなわち、群発地震型、前震一本震一余震型、本震一余震型は震源領域の岩石の不均質さあるいは破碎度の大小および応力集中度の大小に対応しているものでその性質は漸移的であるという。ここではこの分類を拡張して、第1図に示すようなモデルによって、これら地震の群のいくつかの性質を解釈することを試みる。

II. 地震の群の型

第1図には地震の群の時間的経過のいろいろな型が示されているが、1-A, 2-A, 3-Aがそれぞれ Mogi による本震一余震型、前震一本震一余震型、群発地震型である。0-Aは余震活動が著しく小さい場合で、条件のよい場合は若干の余震が観測されるが、多くの場合は図の点線の上だけを見るように単独の地震として認識されるもので、深い地震などがこの型に相当する。図中の縦線は“本震”の時刻と大きさを示すが、B, Cはこの“本震”あるいは群発地震の峰(3の場合)が2回以上比較的短期間に続いて起った場合である。一つの系列に2回以上“本震”があっては工合が悪いので、このようにそれ自身の余震を伴う地震を trigger event と呼ぶことにする。B₀~B₂はそれが2回の場合で、B₀では両者の間隔が特に短い(たとえば数分ないし数十分)ため、時間分布の様子はAの場合と大差がない。B₁は前のものが後のものよりも大きい場合で、B₂はこの逆の場合である。1-B₂は、通常呼び方をすれば、前のものは後のもの前震ということになる。これに対し、1-B₁の場合は、後のものは二次余震を伴う大きな余震ということになる。Cは3回以上重なった場合で、この場合は大小の順序はBの場合以上にいろいろとあり複雑になるが、B₀と同様に最大の trigger event あるいは群発地震の峰に続いて特に短い期間に他の trigger event あるいは峰が集中すれば、Aの場合と見か



第2図 各型のマグニチュード-累積度数分布

Fig. 2. Magnitude vs cumulative frequency distribution for various types of sequences.

4) K. MOGI; Some Discussions on Aftershocks, Foreshocks, and Earthquake Swarms, —The Fracture of a Semi-infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena, Bull. Earthq. Res. Inst., 41 (1963), 615-658.
K. MOGI; Earthquakes and Fractures, Tectonophysics, 5 (1967), 35-55.

け上ほとんど区別がつかない。第1図に示したように、大きさが著しくは異なるものが散らばって起れば、通常はやはり群発地震と呼ばれよう。しかし同じく群発地震と呼ばれても、3-Aの型と1-C, 2-Cの型とではその性質に大きな違いがあることがわかる。

地震の群をこのようにA(単独型)とB, C(集合型)とに分けるのは多分に概観的であって、細くみればいろいろ問題があるが、以下述べるように地震の群の性質の説明に有効であり、その物理的ないしは地学的意味を考察するのも無意味ではないと思われる。

III. 地震の群の時間的分布の諸例

1. 単独型とその集合

日本付近の深い地震に余震が観測された例は少ないが、浅い地震でも観測所の分布や地震計の感度の関係もあるが、 $M6$ 以上の地震で余震が観測されないものもある。深い地震にも浅い地震と同様な性質をもつ余震が無いともいえない。たとえばLUKK⁵⁾によれば1965年3月14日のHindu Kushの地震(ISCのBULLETINによれば $M=6.4$, $h=205$ km)には4月5日までに390個の余震が観測され、度数の減衰を表わす改良大森公式の指数は $p=1.4$ であった。PURCARU⁶⁾は1940年11月10日のRomania地震($M7.4$, $h=150$ km)の余震について $p=1.1$ を得ている。

しかし、深い地震には第1図の0-Bまたは0-Cの如く、普通の余震とは異なる様式で群をなして起る傾向があることも報告されている。ISACKSら⁷⁾はこれをMultipletと呼ん

でいる。日本付近ではMultipletの例はあまり多くないが、時間空間的に多少まとまって起る傾向は認められている⁸⁾。第1表に示したものはとくに著るしい例である。浅い地震にも M が

第1表 深い地震および浅い地震のClusterの例

Table 1. Examples of deep and shallow earthquake clusters

年 月 日	震 央 °N °E	深 さ (km)	M
1957 7 18	30 ¹ / ₄ 139	400	
8 2	29 ³ / ₄ 139 ³ / ₄	400	
8 29	29 ³ / ₄ 139 ¹ / ₄	450	
9 18	30 139	450	
1966 12 2	41.5 140.1	160	5.4
12 6	41.9 141.4	120	4.3
1967 2 3	41.5 140.0	180	5.4
2 20	41.4 140.3	180	4.5
1961 6 19	39.1 143.7	40	5.6
6 19	39.2 143.7	40	5.8
6 19	39.2 143.5	40	5.5
1963 9 6	36.7 130.7	60	6.0
9 7	36.7 130.7	40	6.2
1965 9 25	39.5 143.7	60	5.5
9 25	39.5 143.7	40	5.6
9 25	39.6 143.5	40	5.5

- 5) A. A. LUKK; The Aftershock Sequence of the Dzhurm Deep-focus Earthquake of 14 March 1965, *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth Ser.* (1968), 319-320 (English translation).
- 6) G. PURCARU; Unele Probleme ale Cutremurelor din Vrancea și ale Replicilor Lor, *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Ser. Geofiz.*, 4 (1966), 87-99.
- 7) B. L. ISACKS, L. R. SYKES and J. OLIVER; Spatial and Temporal Clustering of Deep and Shallow Earthquakes in the Fiji-Tonga-Kermadec Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57 (1967), 935-958.
- 8) T. UTSU; Time and Space Distribution of Deep Earthquakes in Japan, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, 3 (1969), in press.

大きくは異なるないし2ないし数個の地震が0-B, 0-Cの如くまとまって起ることがある。MATSUSHIMA⁹⁾はこれをClusterと呼んでいるが、深い地震のMultipletと似た性質のものと思われる。第1表にそのいくつかの例を示す。

2. 本震—余震型とその集合

浅い大きな地震は本震—余震型を示すものが多いように思われるが、時間分布を細く調べると、とくに本震の直後(たとえば数時間ないし1日間ぐらい)は複雑で、1-B₀の如く二つの(あるいは更に多数の)1-A型の系列が重なっている場合も少なくない。ときには1-B₁の如く本震からかなり後になってから次の系列が起り、はっきりと分離できることもある。また1-B₂の如く初の系列のほうが小さいときはそれが前震と呼ばれるであろう。1-Cの如く多くの1-A型の系列が重なった場合はその中の一つ(本震)が他にくらべて特に大きければ、その前のものが前震、後のものが余震と呼ばれるであろうが、そうでないときは群発地震と呼ばれるであろう。

第3~8図に各型の実例を示すが、その説明の前に次の2点について述べておきたい。第1は大きな地震の直後(数分~数十分間)は地震計の脱針のため記録がとれなかったり、大振幅の振動に重なった小さい振幅の地震は検出できなかったりするため、報告される地震の数は実際より少なくなっている可能性がある。しかしこのことはここで問題としている度数分布の型の識別には大きな影響は与えないものと思われる。

第2は余震を伴う地震(trigger event)の問題である。trigger eventは特別なもので(たとえば未破壊の領域の新たな破壊であるという考え)、普通の余震にはそれ自身の余震(二次余震)は伴わないものであるという考えがある。これに対し、余震にはそれぞれその余震があり、そのまた余震……もある。これらが重なって余震系列全体を作りあげている。多くの余震についてその二次余震が認められないのは、観測の限界以下の大きさであるからであるという考えもある。第1図は前者の考えに立って描かれているように見えるが、多くの余震が観測される程度のtrigger eventだけを縦線で示したと見なせば後者の考えと矛盾するわけでもない。少数の二次余震を伴ったかも知れないと思われる程度のもので皆trigger eventと考えると1-A, 1-B型はほとんどなくなり皆C型になってしまうかも知れない。ここではtrigger eventとして明瞭なものだけに着目している。第1図の分類は現象の説明のための便宜的なものであって絶対的なものではない。

第3~8図は主として気象要覧及び地震月報(気象庁)所載の資料により23個の地震系列の主要な部分について、毎時の地震回数の変動を示したもので、いくつかの大きい地震の時刻は矢印で示しMの値を付記してある。

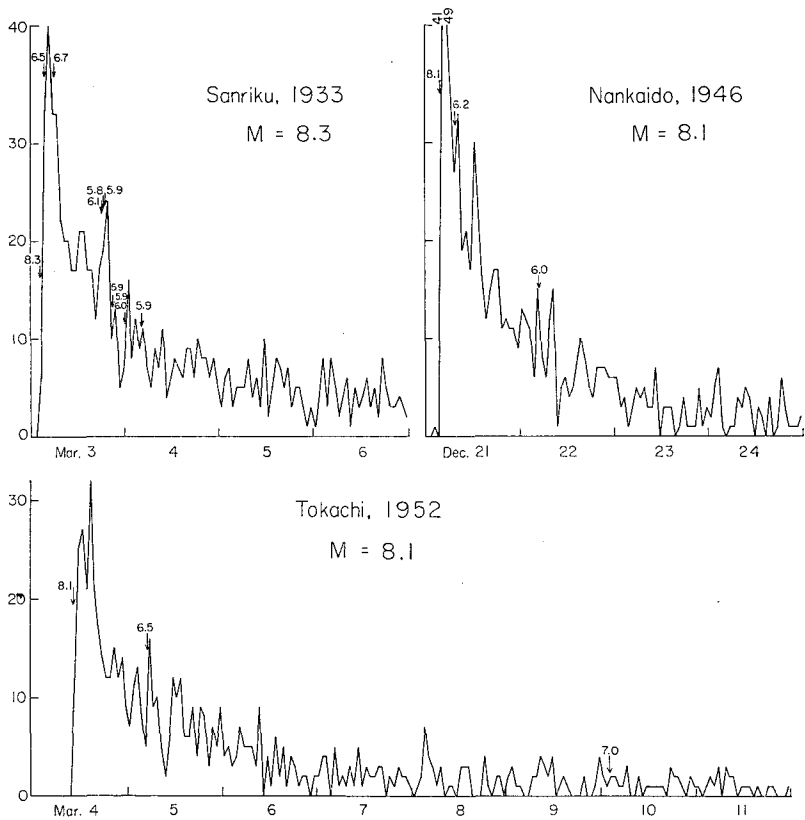
(1) 1-A型の例

第3, 4図に示したものがこれに当る。三陸沖に起る大地震の多くは第2表, 第9図からも

9) S. MATSUSHIMA; Fracture of Rocks in Solid Medium: —A Consideration of the Occurrence of the Earthquake Sequence, Spec. Contri. Geophys. Inst. Kyoto Univ., 6 (1966), 289-301.

うかがえるように 1-C 型を示す。そのもっとも著るしいものは、資料が乏しく詳細は不明であるが 1896 年から 1898 年にかけて起った巨大地震群であろう。第 3 図の 1933 年の三陸沖地震は、これらと異なり、 M_0 8.3 の本震に続く余震の最大のものが 3 時間後の M_1 6.7 のもので、本震と最大余震の M の差 $D_1 (=M_0 - M_1)$ は 1.6 で M_0 8 級の地震としてはかなり小さい¹⁰⁾。このためかどうかは確定できないが、著るしい二次余震群は認められずほぼ 1-A 型である。図の範囲内では 3 日 18 時ころの M 6.1 の余震の後、若干の余震活動が増加しているし、また 4 月 23 日 16 時ころの M 6.4 の余震の後にも数個の余震が続発しているが、7 月 10 日の M 6.3、7 月 21 日の M 6.2 の余震の後には異常は認められない。なお、本震の 3 カ月前に本震の震源域の北方に起った地震群を一緒に考えれば 1-B₂ 型になる。この地震群自身の型は 1 月 7 日の M 6.8 の後その余震がだいたい規則的に減少しており、その前の 1 月 4 日 M 6.4 を含む 2 個の前震が認められるので 2-A 型 (あるいは 1-B₂ 型) である。

1946 年の南海道地震も 1948 年 4 月 18 日の $M=7.2$ の地震を最大余震とすれば $D_1=0.9$ と



第 3 図 1 時間ごとの度数の時間的变化 (その 1)

Fig. 3. Variations of the hourly frequency of shocks (1).

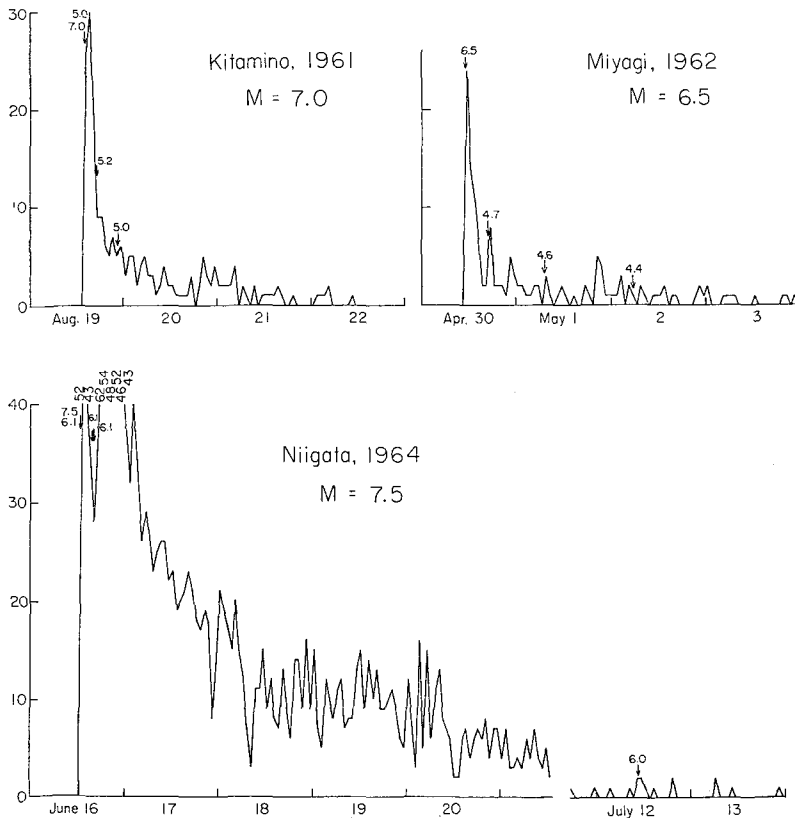
10) T. Utsu; 前出 2).

なるが、この地震が起るまでの最大余震は $M6.3$ であった。 $M7.2$ の地震は二次余震を若干伴ったが最大のもので $M4.6$ で $M7$ クラスの地震としては余震活動は著るしく低かった。

1952年の十勝沖地震もほぼ1-A型で、とくに注目すべきことは10日早朝に最大余震 ($M7.0$) が起っても余震活動にほとんど変化がなかったことである。

第4図の1961年北美濃地震、1962年宮城県北部地震も D_1 がそれぞれ1.8, 1.7と大きく、1-A型である(前者には、ごく弱い前震活動があったようであるが)。一次余震が最大のもので $M5$ 程度なので、その二次余震があったとしても観測にかからなかったのかも知れない。しかし1963年8月11日の宮城県北部地震 ($M=5.3$, これを最大余震とみなせば $D_1=1.2$ となる) にも余震はまったく観測されなかった。北美濃地震の約2年後の1963年7月24日に余震域の南西方に $M5.1$ の地震が起りその後1個の余震が記録されているが、その約1週間後から行なわれた微小地震観測ではその余震活動と思われる数個の微小地震が記録されている¹¹⁾。

新潟地震の最大の余震とみなせる $M6.1$ の3個の余震は本震から3時間ほどの間に起り、



第4図 1時間ごとの度数の時間的变化 (その2)

Fig. 4. Variations of the hourly frequency of shocks (2).

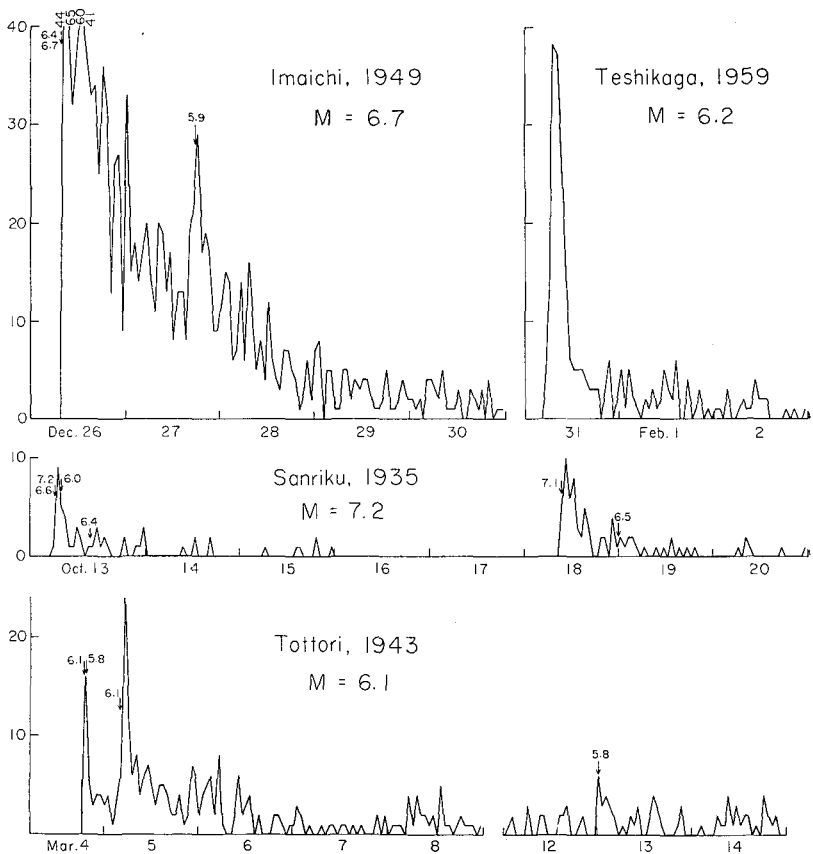
11) 宮村撰三・堀 実・松本英照・辻浦 賢; 岐阜県八幡町における多点置配式地震計による微小地震の観測, 震研彙報, 42 (1964), 257-272.

その間の余震の起り方はかなり複雑なようであるが¹²⁾、それ以後をみればほぼ 1-A 型の分布をしている。次に大きい余震は $M=6.0$ で 7 月 12 日に起っているが、その付近の様も第 4 図中に示されているように、著るしい余震活動の変化は認められない。ただし小国および粟島での臨時観測点ではこの地震の直後から余震回数がやや増加している¹³⁾。

1-A 型とみなせる地震としては上記のほか 1943 年 9 月の鳥取地震、1948 年の福井地震、1963 年の越前岬沖地震などがある。

(2) 1-B 型の例

余震の時間的分布は 1-A 型と大差がないが、本震と M が大きく異ならない地震が本震の



第 5 図 1 時間ごとの度数の時間的变化 (その 3)

Fig. 5. Variations of the hourly frequency of shocks (3).

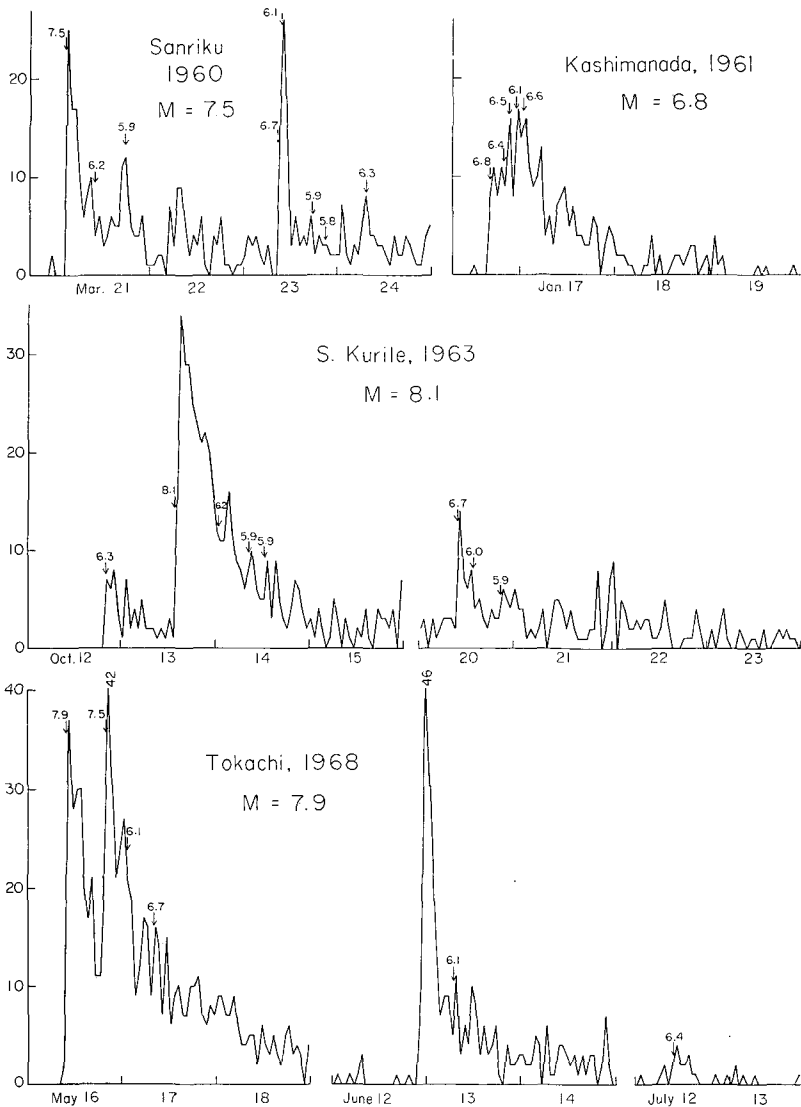
12) N. YAMAKAWA; 前出 3) の 3 番目。

13) The Parties for Aftershock Observation, Earthquake Research Institute; Observation of Aftershocks of the Niigata Earthquake of June 16, 1964, Bull. Earthq. Res. Inst., **46** (1968), 205-221.

気象庁; 昭和 39 年 6 月 16 日新潟地震調査報告, 第 3 章, 現地踏査報告, 気象庁技術報告, 第 43 号 (1965), 37-63.

前後に接近して起っている例としては第5図の今市地震 (M 6.4 と 6.7, 8分間隔), 弟子屈地震 (M 6.2 と 6.1, 98分間隔) があり, その他 1939年5月の男鹿半島地震 (M 7.0 と 6.7, 2分間隔) などがある。なお弟子屈地震には9日前に M 5.7を含む2個の地震が起っている。また今市地震も27日18時ころの M 5.9の余震は二次余震を伴っているので, これらを含めれば1-C型である。

二つ以上の地震がさらに短い間隔で起れば, 一見一つの地震とみなされるが, 大地震を詳しく調べて, それが相次いで起った二つ以上の地震から成っていると述べた論文もいくつかあ

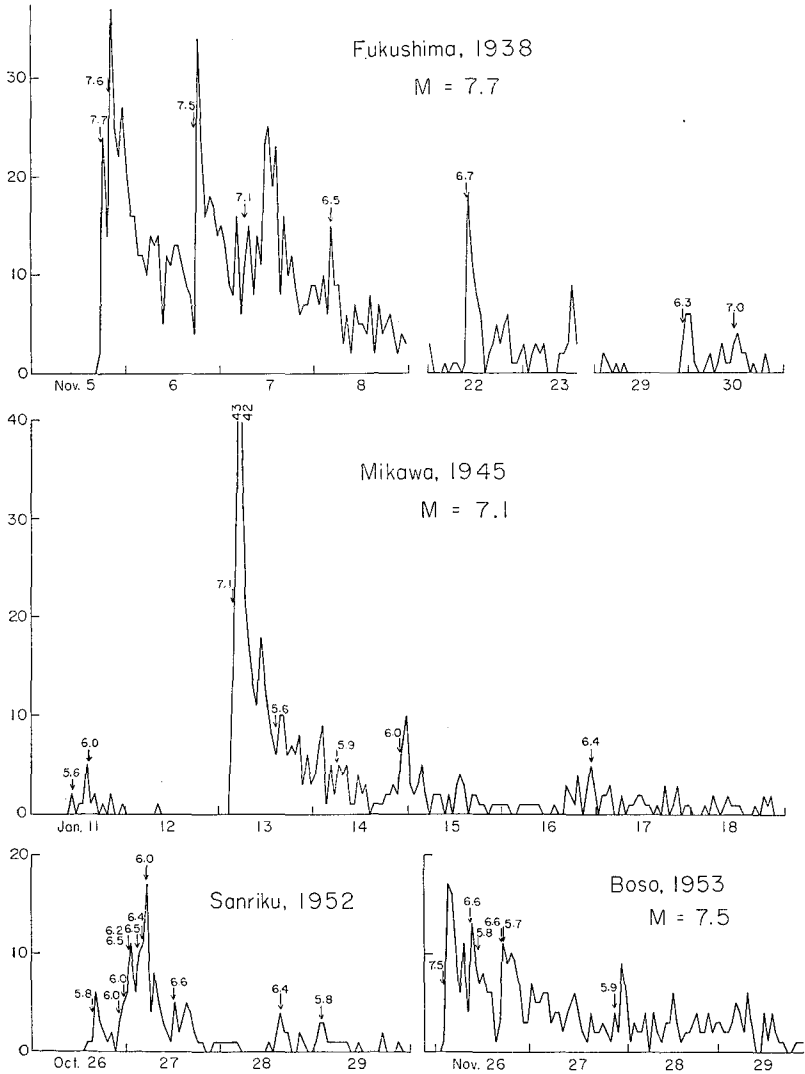


第6図 1時間ごとの度数の時間的変化 (その4)

Fig. 6. Variations of the hourly frequency of shocks (4).

る¹⁴⁾。1-B₀型とこのような地震とは単に間隔の違いだけなのか否かは検討を要する。

ほぼ等しい大きさの二つの trigger event の間隔がやや長ければ、第5図の1935年の三陸



第7図 1時間ごとの度数の時間的变化 (その5)

Fig. 7. Variations of the hourly frequency of shocks (5).

14) たとえば

宇佐美竜夫; 房総沖地震の研究 (1), 験震時報, 21 (1956), 95-105.

S. MIYAMURA, S. OMOTE, R. TEISSEYRE and E. VESANEN: Multiple Shocks and Earthquake Series Pattern, Bull. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng., 2 (1965), 71-92.

M. WYSS and J. N. BRUNE; The Alaska Earthquake of 28 March 1964: A Complex Multiple Rupture, Bull. Seism. Soc. Am., 57 (1967), 1017-1023.

長宗留男; 大地震生成の過程 (1968年十勝沖地震および1963年エトロフ島沖の地震), 地震 (ii), 22 (1969), 104-114.

沖地震, 1943年3月の鳥取県の地震のようになりこの場合いずれが本震ともいえないという意味から群発地震と呼ばれることもある。

1-B₁型のもっとも著しい例の一つは1927年3月7日の丹後地震で, 4月1日のM6.2の余震は多数の二次余震を伴った。

典型的な1-B₂型の例は少ない。小さい1-A型の系列の後に大きい1-A型の系列が起り, そこまでに着目すれば1-B₂型であるようなものは, その後別の1-A型の系列が続いて発生する傾向があり, 全体としては1-C型になることが多い。このような例としては第7図のエトロフ沖地震が挙げられる。1968年十勝沖地震も図には示されていないが本震の半月前の5月2日にM5.3をtrigger eventとする1-A型の系列が起っている。

(3) 1-C型の例

東北日本の太平洋岸沖合に起る大地震は例外もあるが, 1-C型を示すことが多い。このとき, 第6~7図の1938年福島県沖地震, 1953年房総沖地震, 1968年十勝沖地震の如く最初のが最大の場合, その後起ったものは余震と見なされ, また1960年三陸沖地震, 1963年エトロフ沖地震の如く, 最大のもの前に小さな系列が起っていてもそれがかなり小さければそれは前震と見なされている。しかし大きさが大きく違わないいくつかのtrigger eventが続いて起ると1952年の三陸沖地震のように群発地震と呼ばれる。1968年十勝沖地震や1938年の福島県沖地震は群発地震とは呼ばれていないが, それに近いものと考えられる。

福島県沖地震では図に示した期間中に少なくとも6個のtrigger eventが見える。22日のM6.7のものは7日のM7.1や30日のM7.0のものよりも著しいことも注目される。十勝沖地震のtrigger eventは5月16日9時のM7.9, 19時のM7.5, 6月12日のM7.2, 7月12日のM6.4などがあり, これら各系列の震央の分布はそれぞれ隣接した領域を形成している。他の地震の例では震央の数, 精度, trigger eventの時間間隔が近すぎて両者に属する震央がまざり合うなどのためかこの様な領域の独立性はあまりはっきりしていない。

1961年の鹿島灘地震はtrigger eventが本震の後8時間位の間に集中しているので, その後の余震活動の減衰は比較的規則的である。

3. 前震—本震—余震型

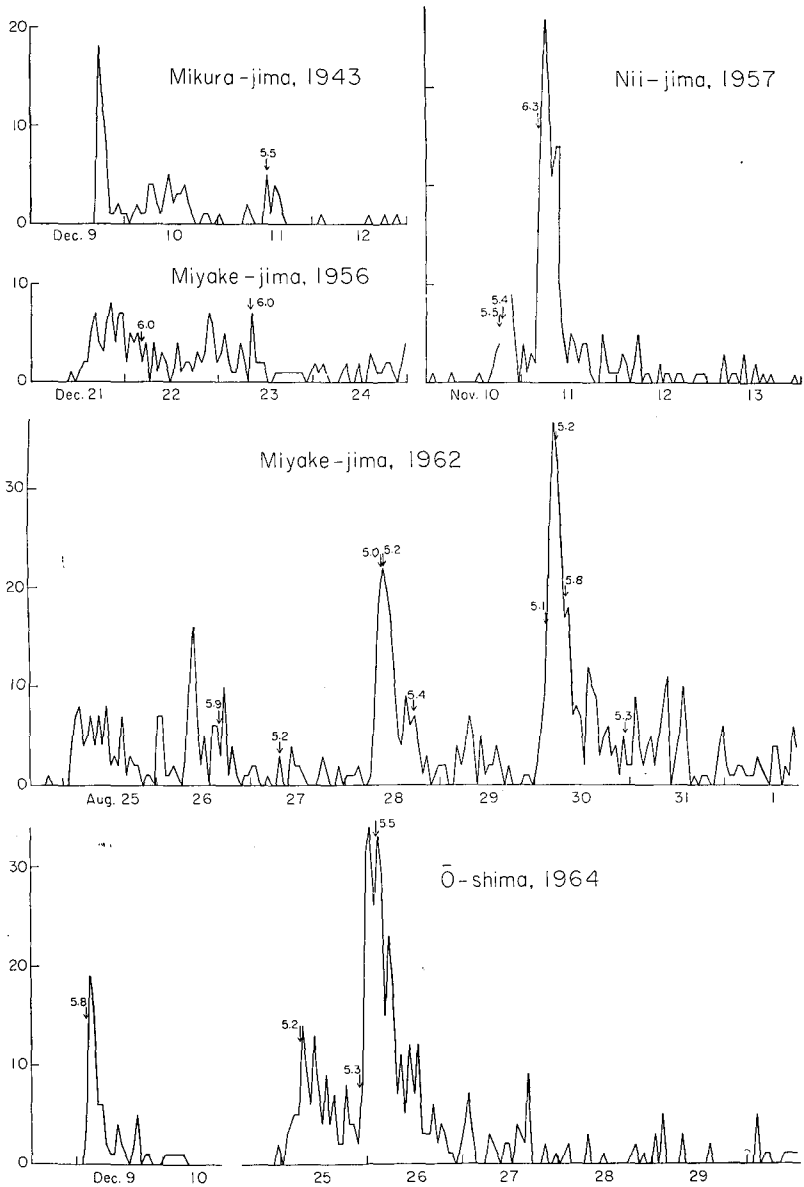
前震の時間的分布が大別して第1図2-Aのような漸増型と1-B₁のような漸減型に分けられることは茂木¹⁵⁾が指摘している。多くの前震の時間的分布はかなり不規則で, 前震だけをみても第1図に示した各型があるように見える。第7図の三河地震, 第8図の新島地震の前震はそれ自身群発型である。

4. 群発地震の例

群発地震と呼ばれているものにも, 第1図の3-A, B, C型のように明瞭なtrigger event

15) 茂木清夫; 前震・群発地震について, 日本の地震学の概観, 第3篇, 第4章, 第2節, 地震(ii), 20(1967), 特集号, 143-146.

を含まないものと、1-C、2-C型の一部のようにいくつかの trigger event とそれに付随する余震(前震)の集合から成るものに大別される。その境界は必ずしも常に明確ではないが、ここでは前者を第1種の群発地震、後者を第2種の群発地震と呼ぶことにする。すでに例として挙げた三陸沖や鹿島灘などに発生する大規模な群発地震などは第2種に当る。第1種が多いのは伊豆諸島などの火山地帯である。第8図に示すように、1962年の三宅島噴火に伴ったものなどは3-C型の典型で、 $M=5.9, 5.8$ などの大きな地震も trigger event になっておらず、 $M 5.0\sim$

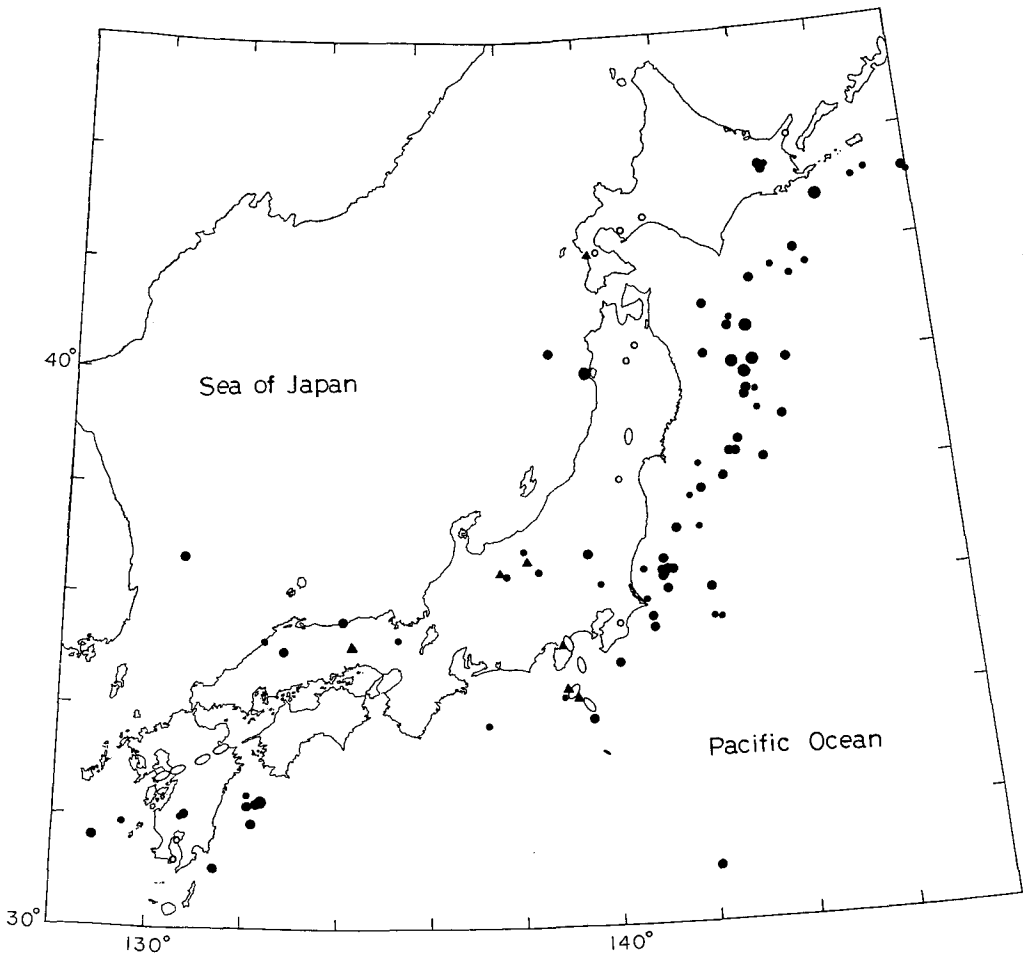


第8図 1時間ごとの度数の時間的变化(その6)

Fig. 8. Variations of the hourly frequency of shocks (6).

5.2 程度の地震が活動の峰のあたりに見られるのも、活動が高まったためこの程度の地震も含まれるようになったと解釈したほうがこれらの地震に trigger されて活動が高まったとするよりもよいように思われる。

図には示されていないが 1930 年春の伊東群発地震もほぼ同様の性質のもので 3-C 型に分類されよう。第 8 図の 1964 年の大島付近のものには M 5.8, 5.2, 5.3, 5.5 などの地震が trigger event になっているようなので、2-C 型とみなせる。1968 年のえびの地震も M 5.7, 6.1, 5.6, 5.7, 5.4 の 5 個が trigger event となっている 2-C 型とみなせる。1965 年から現在に及んでいる松代群発地震は複雑であるが、やはり 2-C 型とみなせよう。



第 9 図 1926~1968 年におけるおもな第 1 種の群発地震 (白丸および白楕円)、第 2 種の群発地震あるいはこれに近い地震群 (黒丸、丸の大きさは大きい順に $M_1 \geq 7, 6, 5$ を表す)、およびその中間型または混合型 (三角) の分布

Fig. 9. Locations of the main first-type swarms (open circles and ellipses) and the groups of earthquakes listed in Table 2 (soild circles). Triangles indicate intermidiate or mixed types.

第2表 M が大きくは異ならない浅い大きい地震のグループ
 Table 2. Groups of shallow earthquakes in Japan whose magnitudes are not very much different

最大地震の日 年 月 日	震央地名	M の差が 0.4* 以内のグループ (発震時順)	次に大きい 地震の M
1928 5 27	三鹿 陸 沖	7.0 6.9 6.9	6.0
6 3	児島 西 方	6.4 5.9 5.4	
1929 4 1	三鹿 陸 沖	5.8 5.9 5.3 5.4 6.3	
4 16	三鹿 島 灘	6.0 5.7	
1930 12 20	広 島 灘	6.0 5.7	5.1
1931 6 23	鹿 島 灘	6.1 6.3 6.7	4.7
11 2	日 向 灘	6.3 6.6 6.2	5.7
1933 1 7	三 北 沖	6.4 6.8 6.2	5.5
1934 10 6	海 道 南 東	6.1 5.6	
1935 6 29	千 葉 南 東	6.0 6.1	5.2
10 13	三 陸 沖	7.2 7.1	6.6
1938 11 5	福 島 縣 沖	7.7 7.6 7.5 7.1 7.0	6.7 C
12 14	宮 城 島 沖	6.1 6.3 6.0	
1939 5 1	宮 鹿 半 島 沖	7.0 6.7 6.4	5.7
10 11	宮 城 島 沖	6.8 6.3	
1940 6 12	千 葉 縣 沖	6.1 5.9	
1941 3 13	三 陸 沖	6.0 6.3 6.3	5.6
5 9	三 東 方 沖	6.1 6.2	
1942 2 14	北 海 道 南 東	6.1 5.7	
2 19	千 葉 南 東	6.0 5.8	
8 22	日 向 灘	6.2 6.1	5.3
9 9	鹿 島 灘	5.9 6.0	
1943 3 4	島 取 島 灘	6.1 5.8 6.1 5.8	4.2
4 11	鹿 島 灘	6.1 6.0 6.3 6.6 6.4	5.9 C
6 13	青 森 縣 東 方 沖	7.1 6.3 6.5 6.2 6.8	6.1 C
1947 10 11	鹿 児 島 縣 東 方 沖	6.0 5.7	
1948 5 12	島 縣 沖	6.6 6.3 6.3	5.5
1949 12 26	福 木 島 沖	6.4 6.7 5.9	4.9
1952 10 27	三 陸 島 沖	6.5 6.5 6.4 6.6 6.4	4.6 C
1956 12 22	八 丈 付 近	6.0 6.0	4.6
1958 4 8	宮 城 島 沖	6.5 6.2 6.2 6.1 6.4	5.6
7 23	宮 城 島 近 海	6.1 6.5	5.2
1959 1 31	弟 子 屈 付 近	5.7 6.2 6.2	5.0
4 15	鹿 児 島 縣 西 方 沖	5.2 5.3 4.9	×
5 25	青 森 縣 東 方 沖	5.1 4.8	
9 28	北 宮 海 道 南 東	5.0 5.5 5.3	
1960 2 5	北 宮 城 縣 沖	6.1 5.7	4.6
4 15	襟 裳 岬 沖	5.5 5.0	
7 30	岩 手 縣 沖	6.0 6.7 6.2	5.2
10 3	鹿 島 灘	5.0 4.8 5.1 4.5	
11 7	日 向 灘	5.1 5.6 5.8	
1961 1 16	鹿 島 灘	6.8 6.4 6.5 6.1 6.6	5.7
2 13	根 室 東 方 沖	5.8 6.7 6.3 6.1 6.3	5.3
3 16	鹿 児 島 縣 北 部 沖	5.5 5.5	4.5
6 19	三 陸 島 沖	5.6 5.8 5.5	4.5
8 12	三 根 室 縣 沖	7.2 6.9	6.1
1962 4 12	宮 城 縣 沖	6.8 6.4	5.8
1963 3 31	島 根 縣 沖	5.1 5.0	
9 7	日 本 海 西 部 灘	6.0 6.2	×
10 4	日 鹿 島 灘	6.3 5.8	
1964 5 17	北 海 道 東 方 沖	6.9 6.5	5.2
6 1	北 海 道 東 方 沖	4.9 5.0 4.6	×
12 20	福 島 縣 沖	5.0 4.6 5.3	
1965 3 17	青 森 縣 西 方 沖	6.4 6.4	5.4
4 6	茨 城 縣 南 部 沖	5.5 5.1	4.5
5 19	根 室 東 方 沖	5.1 5.5 5.1	
8 31	弟 子 屈 付 近	5.1 5.0 5.1	

最大地震の 年 月 日	震 央 地 名	M の 差 が 0.4* 以内のグループ (発震時順)	次に大きい 地震の M
1966	9 17 鹿 島 灘	5.5 5.6 5.7 6.7 6.2	5.5 C
	9 25 三 摩 島 灘	5.6 5.5 5.6	
	1 11 志 摩 半 島 沖	5.4 5.9	4.6
	4 22 関 東 半 島 沖	5.8 5.5	×
	5 15 伊 豆 半 島 沖	5.4 5.5	
1967	10 29 襟 裳 岬 沖	4.5 4.6 5.1	
	4 30 銚 子 付 東 沖	5.1 4.9	4.3
	5 18 海 道 南 東 沖	5.2 4.7 5.4 5.1	4.1
	7 17 北 宮 屈 城 斜 路 湖†	4.5 5.0	
11 4		6.5 5.7	4.4
1968	2 21 え び の 灘††	5.7 6.1 5.6 5.7 5.4	4.7
	4 1 日 向 勝 島 沖	7.5 6.3	4.7
	5 16 十 勝 南 沖	7.9 7.5 7.2	6.7
	5 19 関 東 方 沖	5.8 5.5	×
	8 18 京 南 都 府	5.6 5.2	4.5
	9 21 長 野 県	5.3 4.6 4.9 4.6	4.1

* 次に大きい地震との M の差が 0.7 以上のとき 0.4 はでなく 0.5。

† 次に大きい地震との M の差が 1.3 なので含めた。

†† 次に大きい地震との M の差が 1.6 なので含めた。

1926 年以降の第 1 種の群発地震のおもなものの発生地を第 9 図に白丸で示した。長円形の地域は白丸が 3 個以上重なった所で、いわば第 1 種の群発地震の常習地帯といえるところである。

第 9 図の黒丸は 0-B, C あるいは 1-B, C 型の地震群で、各地震群中の最大のものの震央位置を示し、その M の大小によって丸の大きさを区別している。これらの地震群は第 2 表に示されているもので、次のような基準で選ばれた。ある地震群中の地震の M を大きさの順に M_1, M_2, \dots としたとき、 $M_{i-1} - M_i \leq 0.4$ ($i=2, \dots, j, j \geq 2$) なる j が見出されたとき、第 2 表の“ M の差が 0.4 以内のグループ”の欄に M_1, \dots, M_j の値をその地震の発震時の順に示した。 $M_j - M_{j+1} \geq 0.5$ となる M_{j+1} の値を“次に大きい地震の M ”の欄に示してある。ただし j が 6 以上になる場合は改めて $j=5$ までとし M_6 の値は C と付記して示した。最後の欄の × 印は気象庁の資料には M_{j+1} の地震が報告されていない場合で、このときは $M_{j+1} \leq 3\frac{1}{2}$ 程度と考えられる。なお若干の例外的基準で選ばれたものもあるが、それについては表中に記載されている。1926~1958 年については $M_1 \geq 6$ のものを、1959~1968 年については $M_1 \geq 5$ のものまで対象としてある。

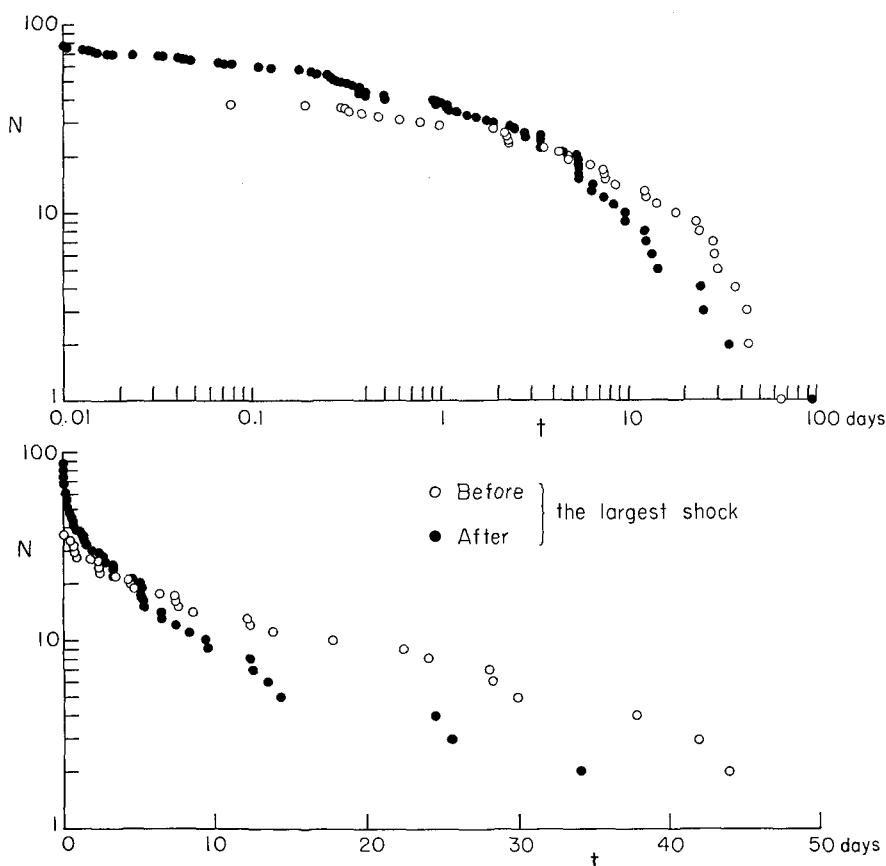
上記の選び方はもちろん便宜的なものであるが、 M の値が大きくは異ならないいくつかの地震がまとまって起ることは稀な現象ではないことがわかる。このような地震群の地理的分布も第 2 図にみられるように特徴的で、日本海溝とその内側、日向灘北部、その他特定の地域に多い。

なお図中の三角印は 2-C 型あるいは 1-A 型と 3-A 型の集合のようなもので、第 1 種の群発地震ではないがこれにやや近い型のものである。

第 2 表の地震群がすべて群発地震と呼ばれているわけではなく、最初の地震が最大のときは

それが本震，他は余震と呼ばれている。半数以上はこの型であるが，これと最大のもの前にこれと M が大きくは異ならない前震があるものと，本質的な違いは無いのではないかと思われる。第2図の黒丸には Mogi¹⁶⁾ による群発地震の分布図には含まれていないものが多い。

第2表の各群の地震の間隔は1分から数十日の間に分布しているが，その模様を示すため，各群の最大の地震の時刻を $t=0$ として，他の地震の発震時 t の分布を第10図にプロットした。図では発震時が $|t|$ 以上の地震の回数 N を $|t|$ に対して両対数および片対数のグラフとして示したものであるが，それぞれ上に凸，上に凹となり t^{-p} 型と e^{-at} 型の間中間的な分布となっている。最大地震の前に起る地震の方が後に起る地震よりも総数はやや少ないが，時間的広



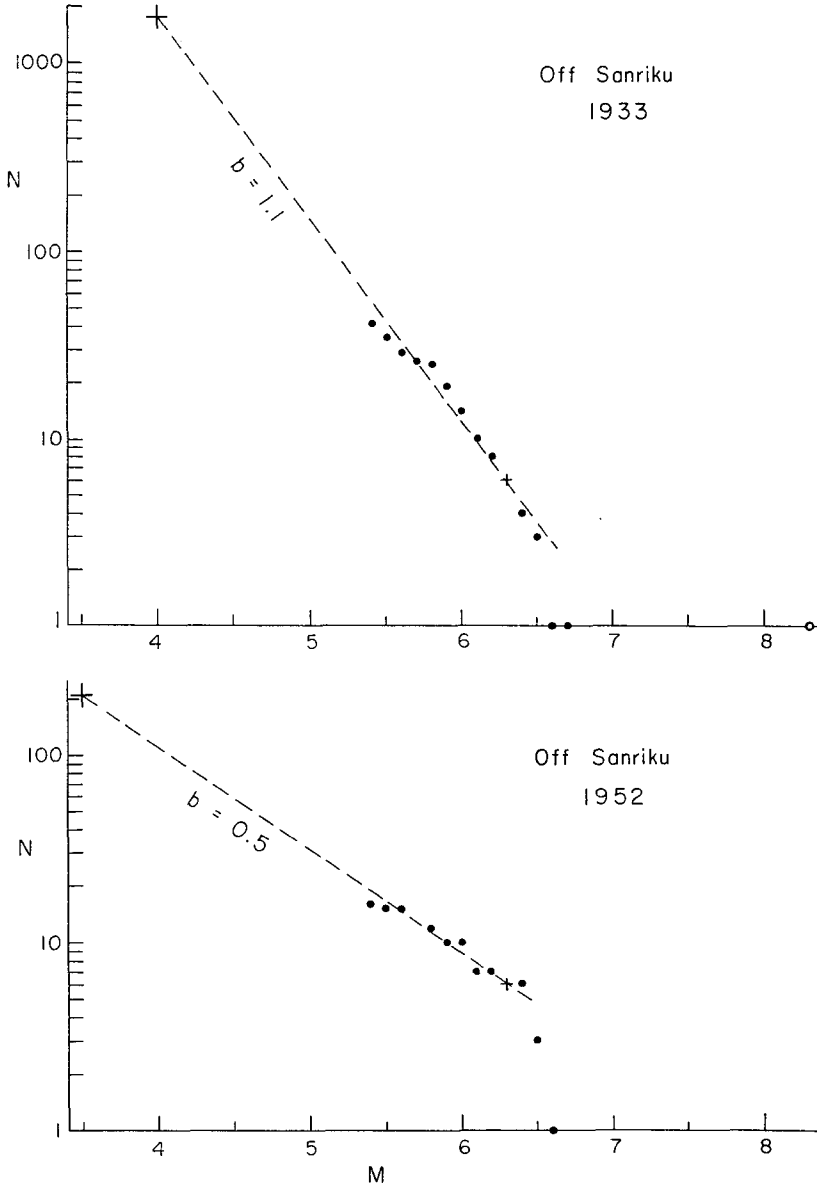
第10図 第2表に示した地震群中の時間的分布。各群の最大地震を $t=0$ としたときの地震の発震時 t の $|t|$ の大きい方からの累積度数

Fig. 10. Time distribution of shocks among the groups listed in Table 2. The origin time t is measured from the time of the largest shocks in each group. The graph shows the number of shocks with origin times $|t|$ and larger.

16) K. MOGI; 前出 4), 15).

K. MOGI; Regional Variation of Aftershock Activity, Bull. Earthq. Res. Inst., 45 (1967), 711-726.

がりは大きいことがわかる。ただし第10図は多くの群をその最大の地震の時刻を合わせて重ねたものに過ぎないから、各群ごとの分布の状況については別に考えなければならない。



第11図 1933年3月の三陸沖地震及び1952年10月の三陸沖群発地震のマグニチュード-累積度数分布。左上の十字は地震総数と地震計の感度、震央距離から求めた平均最小マグニチュードを示す。

Fig. 11. Magnitude vs cumulative frequency distributions for the aftershock sequence of the earthquake off Sanriku in March 1933 and the earthquake swarm off Sanriku in October 1952.

IV. 地震の群の型と地震のマグニチュードの分布

地震の群をその時間的分布の型から第1図のように分類したとき、各型によって地震発生の性質、たとえば震源の空間的分布、マグニチュードの分布などが特徴的な違いを示すか否かは興味ある問題なので、本論文の題目からははずれるが若干の議論をしたい。

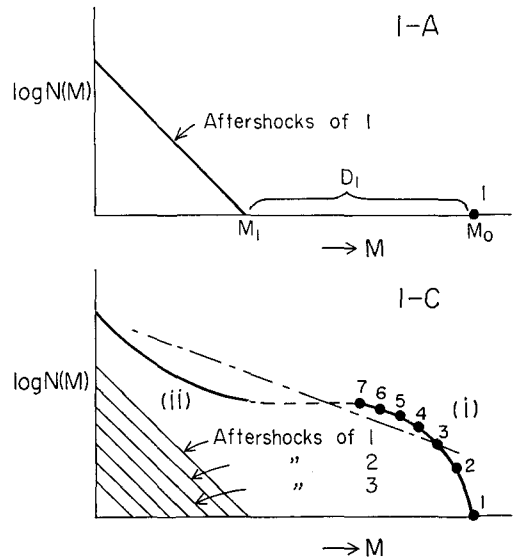
地震のマグニチュード M の度数分布は多くの場合 GUTENBERG-RICHTER の式

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

(ただし $N(M)$ はマグニチュード M 以上の地震の数) で表わされることは周知のことであるが、1-A 型の系列のマグニチュードの分布を調べると第11図(上)に例を示すように、余震については(1)式がよく適合し b の値は0.9前後であるが、これに本震のマグニチュード M_0 を含めると、第12図1-Aに模式的に示す如く M_0 だけとびはなれて大きく、 M_0 は(1)式で表わされる母集団からのサンプルとは思えないことが多い¹⁷⁾。これは本震(trigger event)と余震との異質性を示しているものと思われる。

1-B, 1-C 型は1-A 型の重ね合わせなので、模式的に書けば第12図1-Cの如くなる。図で黒丸は7個の trigger event についての $N(M)$ を示し、それぞれが図の左の斜線で示されるような余震群を持つとすると、全系列についての $N(M)$ のグラフは曲線(i)~(ii)のようになる。これを(1)式があてはまるとして b の値を求めると著るしく小さく求まる。

東北日本の太平洋岸沖には1-C型の群発地震が多いことはすでに述べたが、これら群発地震のマグニチュードの分布は第12図1-Cに近いものが多い。すなわち b 値が0.5前後と非常に小さい¹⁸⁾。第11図(下)にその1例を示す。この1952年の三陸沖群発地震群の時間的分布は第7図に示されているとおりで、第3図、第11図(上)に示された1933年の三陸沖地震の余震域の一部に発生したものであるが、両者のマグニチュードの分布は著るしく異なる。すなわち1933年及び1952年の地震群とも $M6.3$ 以上の地震数は6回と等



第12図 1-A型のマグニチュード-累積度数分布と1-A型の集合としての1-C型のマグニチュード-累積度数分布。黒丸は trigger event に関する点。

Fig. 12. Magnitude vs cumulative frequency distributions for sequences of 1-A type and 1-C type (cf. Fig. 1).

17) 宇津徳治; 地震の規模別度数分布に関する諸問題 (II), 北大地球物理研究報告, 18 (1967), 53-69.

18) T. UTSU; 前出2)の3番目。

しいが、気象庁の観測網で観測された地震数は前者が約 1,800 回であるのに対し後者は 210 回にすぎない。しかも後者の方が震央の平均位置は陸に近いのでより小さいマグニチュードのものまで観測にかかっている筈である (地震計の性能、検測の報告の基準は両地震群の間でとくに差はない)。この違いは両者がそれぞれ単発型、集合型で第 12 図の 1-A, 1-C 型のマグニチュード分布をしていることによって説明される。

Trigger event の M の分布の状況、あるいは各 trigger event についての D_1 が小さかったりすると第 12 図の (i) と (ii) の間が接近して b の値はそれほど小さくならないこともある。1968 年十勝沖地震などはこれに近いものであろう。

第 1 種の群発地震についてはその中の最大のものを含め (1) 式がよく適合し b の値は多くの第 2 種の群発地震にみられるように小さくはなく標準の値あるいはそれよりもやや大きめである。

前震の b の値が余震あるいは一般地震に比べて小さいことが指摘されている。もし前震が第 2 種の群発地震型であれば、その M の分布は第 12 図 1-C 型となり b の値は小さく決る。SUYEHIRO ら¹⁹⁾ によって b の値が異常に小さいと報告されている 1964 年 1 月 22 日の松代付近の地震の前震には、少なくとも 3 個の trigger event が含まれており第 12 図 1-C 型の分布をしている。1960 年の Chile 地震の前震²⁰⁾ についてはデータが少ないので明瞭ではないがやはり同様な構造をしている可能性がある。これに対し前震が 1-A 型の分布をしているときはその trigger event を除いて b を決めれば標準的な値になるのではないと思われる。たとえば 1963 年のエトロフ沖地震の前震の b は普通の値であるし、また本谷²¹⁾ によれば 1968 年 5 月 2 日に始まる青森県東方沖の地震群を 16 日の十勝沖地震の前震と考えてもその b の値は特に小さくはないとのことである。

前震の b の値が小さいことは岩石破壊実験でも認められているが、その場合の前震は 2-A 型である。みかけの b の値の小さい第 2 種の群発地震が少なくはないことを考えると b の値の大小が前震の判定に使えるか否かはさらに吟味を要する問題である。

この章に述べた考え方によって第 1 図の各型に対する M の分布の型を求めてみると第 2 図のようになる。

19) S. SUYEHIRO, T. ASADA and M. OHTAKE: Foreshocks and Aftershocks Accompanying a Perceptible Earthquake in Central Japan, —On the Peculiar Nature of Foreshocks, Papers, Met. Geophys., 15 (1964), 71-88.

20) S. SUYEHIRO; Difference between Aftershocks and Foreshocks in the Relationship of Magnitude to Frequency of Occurrence for the Great Chilean Earthquake of 1960, Bull. Seism. Soc. Am., 56 (1966), 185-200.

21) 本谷義信; 浦河地震観測所における地震観測 (I), 北大地球物理学研究報告, 22 (1969), 39-48.

V. 余震の時間的分布を表わすパラメタおよび標準的余震系列について

単位時間当りの余震の度数 $n(t)$ を表わす式として改良大森公式²²⁾

$$n(t) = A(t+c)^{-p} \quad (2)$$

を採用し、余震系列に特有の定数と思われる p, c (とくに p) の値を決めた例は、国内国外を通じかなりの数にのぼる²³⁾。筆者²³⁾によれば日本付近に 1926 年から 1958 年に発生した $M 6$ 以上及び 1959 年から 1968 年に発生した $M 5.5$ 以上の浅い地震の 39 個について決めた p の値は 1.0 から 1.8 までの間に分布し中間値は 1.3 である。また同じ地震について c の値は 0.01 日またはそれ以下から 1.5 日までの間に分布し、中間値は 0.3 日である。

p, c の値が決められたのは前記期間及び M の範囲に起った地震のうち多数の余震が観測された地震、すなわち比較的余震活動が高かった地震であるから、少数の余震しか観測されていない地震あるいは余震がまったく観測されていない地震 (高感度の観測が行なわれていたならばこれらの地震にも p, c の値を決めるに足る数の余震が観測されたかも知れない)、すなわち比較的余震活動が低かった地震については、たとえば系統的に p, c の値が大きいあるいは小さいというようなことがあれば、前記 p, c の値の分布もあまり意味がない。

p, c の値が決められた 39 個の系列について、余震活動度を表わす一つの目安となる D_1 (本震と最大余震の M の差) と p 及び $\log c$ との相関を調べてみると²³⁾、 D_1 と p の相関係数は 0.02 で無相関であるが、 D_1 と $\log c$ については -0.55 と多少の相関が認められる。また、 p と M_0 との相関係数は -0.18 と小さい。

余震系列の性質を表わすパラメタ同志の関係の解釈は困難な問題である。それはそのようなパラメタが決められた余震系列が余震系列全体という母集団から (やむを得ない事情のもとに) かたよってサンプリングされたものであるかも知れないからである。 p と D_1 、 p と M_0 が無相関だから前述の p の値は余震系列を代表するものであると単純には考えられないが、 p の値が D_1 あるいは M_0 に著しく関係するとも考えられないので、ここでは前述の p の値を一応意味のあるものと考えておく。

c の値は極めて大ざっぱにしか決められない。 c の値は本震直後 (1 日間位) の余震度数の分布によってほぼ決まるが、この間では余震の記録紙上での重なりその他により度数が小さく数えられ、 c の値が実際より大きく見積られる可能性もある。しかしすべての場合について $c=0$ であるとも思われない²⁴⁾。

22) 宇津徳治; 前出 2).

23) T. UTSU; 前出 2) の 3 番目.

24) N. YAMAKAWA; 前出 3) の 4 番目.

広田知保; 1968年1月29日色丹島沖地震の余震活動, 一とくに本震直後の余震について, 北大地球物理学研究報告, 21 (1969), 33-43.

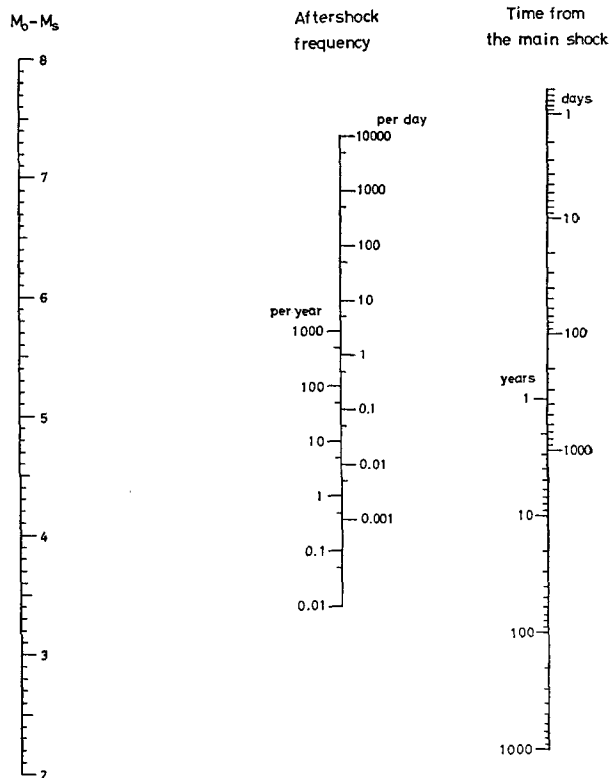
c の値は M_0 が大きい系列 ($M_0 > 7.5$) では著るしく小さいことはない ($c \geq 0.3$ 日) ので、 $\log c$ と M_0 の相関係数は 0.42 となっている。また余震活動が高い系列では c は大きくなる傾向が多少認められ、 $\log c$ と D_1 の相関係数は -0.55 である。 c の意味については YAMAKAWA²⁵⁾ の考えがあり、単純な破壊の地震 (本論文の言葉でいえば trigger event が一つの地震) では c はほとんど 0 に近いが、本震以後ひき続き大きな破壊が続く複雑な破壊過程をもつ系列 (いくつかの trigger event が本震の直後に集中している型) では c は破壊の継続時間に関係し大きくなると述べている。YAMAKAWA も例として挙げている 1961 年の鹿島灘地震 (第 7 図) を見るとこのことが首肯される。同様に 1938 年福島県沖地震や 1953 年房総沖地震 (第 6 図) の c が 1.5 日と大きいのも了解される。しかし第 4 図の 1933 年三陸沖地震、1946 年南海道地震、1952 年十勝沖地震などは本震直後に大きな trigger event が続発しているわけではなく 1-A 型なのに (十勝沖地震では本震から 17 分後に $M 7.1$ のものが起っているがこれはあまり接近しすぎて c を大きくする役目は果さないであろう)、 c が約 0.3 日とやや大きく、 M_0 の大きい系列では trigger event が続発してなくても c は或程度大きくなるようである。

D_1 と c とが負の相関があるのは、trigger event が活発に起るような系列では、一般に D_1 が小さく c が大きくなる傾向があるからであろう。

p と $\log c$ との間にも弱い正の相関がある (相関係数 0.39)。この理由はよくわからないが、その一部は c が大きくなることが本震の後に trigger event が続発することによるという考えに立てば説明がつくかも知れない。

なお日本付近の 54 回の余震系列の b の値は 0.4 から 1.8 の間に分布しその中間値は 0.85 であるが、0.4~0.6 程度の小さい b のものは、第 2 種群発地震に近いものである。

余震の存在を考慮して地震発生



第 13 図 標準余震系列に関する計算図表

Fig. 13. Nomogram for calculating the frequency of aftershocks with magnitude M_s and larger following an earthquake of magnitude M_0 .

25) N. YAMAKAWA; 前出 3) の 4 番目.

の確率モデルを考えるときには、マグニチュード M_0 の地震が起きたときそれにどの程度の余震活動が伴うかを指定する必要がある。この標準的余震系列としてここでは次の式で表わされるものを採用することにする。

$$n(t) = \frac{10^{0.85(M_0 - M_s) - 1.83}}{(t + 0.3)^{1.3}} \quad (3)$$

ただし $n(t)$ はマグニチュード M_0 の本震後 t 日における 1 日当りのマグニチュード M_s 以上の余震の回数である。式中の定数 0.3, 1.3, 0.85 はそれぞれ c , p , b の中間値として求められたもので、1.83 は $t=100$ 日における観測回数と (3) 型の式による予測回数とが一致するように選んだ値である。 $M_0 - M_s$ と t から $n(t)$ を求める図を第 13 図に示す。 $t=1000$ 年までも改良大森公式が成り立つかどうかは疑問であるが、たとえば 1881 年の濃尾地震の余震回数は現在に至るまで 80 年間以上にわたって $p=1.05$ の改良大森公式に従って減衰している²⁶⁾。

VI. 結 論

地震の系列の時間的性質はその中に含まれる地震の群の性質に大きく支配されることが多い。ここでは単純な本震—余震型 (余震が観測にかからない場合も含む)、前震—本震—余震型、群発地震型の系列が二つ以上集って一つの群をなしていることも少なくないことを指摘し、そのような場合について若干の考察を行なった。

(1) ある地震の群の最大の地震を含め、 M の値が大きくは異ならないいくつかの地震がまとまって起る例は第 2 表に示すとおりかなりあり、その地域的分布も第 9 図の黒丸で示されるとおり特徴的である。

(2) 群発地震は第 1 種と第 2 種に大別される。第 1 種は火山地帯に多く起るもので $M 6$ を超えるものはまず無い。第 2 種は前記の M の値が大きくは異ならない地震の群であり $M 8$ クラスの地震を含むこともあり得る。

(3) 第 2 種の群発地震で b の値が推定されたものは $b=0.5$ 程度の小さい値のものが多く、これはこの群発地震の M の分布の構造を本震—余震系列の M の分布の集りとみなすことにより理解される。

(4) 前震の b の値が小さいといわれているが、ある場合にはそれは前震が第 2 種の群発地震と同様なものであることに基因していると思われる。

(5) 余震の時間的減衰を表わす改良大森公式中のパラメタ p , c について若干の考察を行なった。

(6) 余震の存在を考慮して地震発生モデルを論ずる準備として、標準的な余震活動を表わす式を求めた。

地震の群の型をはじめそのいろいろな性質は多くの場合連続的であるが、これをいくつか

26) T. UTSU; 前出 2) の 3 番目。

の典型的なもので代表させて考えることは無意味ではないであろう。次報には地震の群の存在を考慮して地震の系列の時間的性質を論ずる予定である。地震の群の存在は地震の空間的分布、マグニチュードの分布を含めてサイスミシティ全般にも影響を及ぼすがこれについては別の機会に述べたい。

(つづく)

5. Some Problems of the Distribution of Earthquakes in Time (Part 3)

By Tokuji UTSU

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Clustering of earthquakes is an important factor in a discussion of earthquake time series. In many cases clustering of earthquakes has a more complex pattern than a simple aftershock sequence accompanying a single trigger event or a simple swarm with a single peak of activity. Examples of the earthquake sequence patterns and a new classification of them are illustrated in figures (cf. Figs. 1-8). There are many instances that more than two earthquakes with small magnitude differences occur in a group (cf. Table 2). The geographical distribution of such groups in Japan shows a certain regionality (cf. Fig. 9).

Earthquake swarms are classified into two types. The first type occurs mostly in volcanic areas, and the magnitude of the largest shock rarely exceeds 6. The second type includes some of the above mentioned groups of earthquakes in which the largest shocks have approximately equal magnitudes. This type occurs both volcanic and non-volcanic areas. Some large shocks in the second type swarms occurring in non-volcanic areas have magnitude about 8.

The “ b ” values for some of the second type swarms are very small ($b \approx 0.5$). This is explained by the fact that these swarms are the groups of several “main shock-aftershock type” sequences (cf. Fig. 12). The small b values reported for some foreshock sequences may be due to the structure of the sequence similar to the second type swarms. Some considerations of the values for p and c in the modified Omori formula, together with a formula for representing a standard aftershock sequence are also given.

(to be continued)