

土木研究所資料

既往地震活動に基づく地震動強度の期待値推定法

昭和56年7月

建設省土木研究所
地震防災部・振動研究室

Copyright ©1981 fiscal year by P.W.R.I

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor transland into a machine language without the written permission of the Director of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。
したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複写は土木研究所長の承認を得ずしてこれを行ってはならない。

ま え が き

新しく構造物を設計したり、既存施設の耐震性評価や各種防災上の措置を講じるに際しては、当該地点もしくは当該地域で想定すべき地震動の強度を正しく定めることが必要とされる。地震動の強度は当該地点周辺の地震発生状況に従い、地点ごとに異なるが、一般に構造物等の設計では、設計震度の算定に際し地域ごとの震度の補正係数が定められており、これに従う場合が多い。これは既往の地震活動度を基本とした地震危険度の解析結果に各種の工学的な判断を加えてまとめられたものであるが、基本的には我国を大きく2～3地域に分割しただけのものであり、防災上の観点から重要な構造物では、建設地点における地震活動度に基づいたより詳細な地震動強度の期待値が求められる。

本報告は上記観点から、地域ごとの既往地震活動度を考慮しながら、確率論に基づき地震動の最大加速度の期待値を推定する手法をまとめたものであり、本州四国連絡橋明石海峡大橋建設予定地点ならびに東京湾湾央地点に対する試算結果を示している。

なお、本資料の3章、4章、6章に示す地震情報に関しては、気象庁気象研究所地震火山研究部の勝又護氏に種々御指導いただいた。ここに記して厚くお礼申し上げる次第である。

昭和56年7月7日

建設省土木研究所地震防災部振動研究室

室 長 岩 崎 敏 男

主任研究員 川 島 一 彦

相 沢 興

高 橋 和 之

目 次

まえがき

1. 概 説	1
2. 地震動強度期待値の推定手法	2
2-1 Gutenberg - Richter の公式	2
2-2 点震源による地震活動のモデル化	3
2-3 面震源による地震活動のモデル化	6
2-4 耐用年数と非超過確率	12
3. 地震特性を定めるパラメータ	13
3-1 Gutenberg - Richter 式における b 値の推定	13
3-2 Truncated Gutenberg - Richter 式における b および m_w の推定	14
3-3 m_0 の設定に関する留意事項	18
3-4 b 値の地域性に関する研究成果	19
4. マグニチュードの定義に関する検討	24
4-1 Richter の定義 (ローカルマグニチュード M_L)	24
4-2 表面波マグニチュード	26
4-3 実体波マグニチュード	27
4-4 マグニチュードの定義に関する注意事項	28
4-5 米国 (USGS) における M の定義	28
4-6 坪井の公式	30
4-7 河角のマグニチュード	32
4-8 米国 (USGS) の M と気象庁の M の関係	36
5. 従来の解析手法との比較 (明石海峡大橋)	38
5-1 解析対象地点	38
5-2 解析に用いた地震資料	38
5-3 サブゾーンに分割する効果	38
5-4 生じ得る最大マグニチュードを導入することの効果	43
5-5 明石海峡大橋耐震設計小委員会の結論との比較	43
5-6 試算結果のまとめ	46
6. 東京湾地区における地震動期待値の試算	47
6-1 東京湾周辺地区の地震発生状況とそのモデル化	47
6-2 地震動加速度期待値の試算	51

6-3 巨大地震発生のランダム性	52
6-4 宇津〔1979〕による地震データ見直しの効果	54
7. 結 論	58
8. 今後の研究課題	60
8-1 地震動強度の期待値推定に関して必要とされる研究項目	60
8-2 設計地震動強度の設定に関して必要とされる研究項目	60
参考文献	62

1. 概 説

新しく構造物を設計したり、既存施設の耐震性評価や各種防災上の措置を講じるに際しては、当該地点もしくは当該地域で想定すべき地震動の強度を正しく定めることが必要とされる。地震動の強度は、当該地点周辺の地震発生状況に従い地点ごとに異なるが、一般に構造物等の設計では、設計震度を定めるに際し地域ごとの震度の補正係数が定められており、これに従う場合が多い。これは既往の地震活動度を基本とした地震危険度の解析結果に各種の工学的な判断を加えてまとめられたものであるが、基本的には我国を大きく2～3地域に分割しただけのものであり、防災上の観点から重要な構造物では、建設地点周辺における地震活動度に基づいたより詳細な地震動強度の期待値が求められる。

将来、当該構造物が耐用期間内に遭遇するであろう地震動の強度を推定する手法には大きく分けて2つの方法がある。その1つは、既往の地震活動度を求め、これが将来においても変化しないと仮定して将来のある一定期間内で想定される地震動強度を推定するものである。この方法は現在までに良く用いられている方法であり、各所で研究されてきている。しかし、過去における信頼できる地震データの蓄積されている期間が、今後の地震動強度を推定しようとする期間に比べて必ずしも十分とはいえない点、最近の短期的な地震予知の情報が含まれていない点等、将来の地震動強度を客観的に正しく把握するうえで検討すべき点も残されている。もう1つの方法は将来の短期的な地震予知の情報に基づき、想定される地震に対して地震動強度を推定しようとするものである。地震の予知に関しては、現在、まだ、我国では実用化されるに至っていないが、静岡県駿河湾を震源域とする東海地震の短期的予知の可能性をもととして大規模地震対策特別措置法（昭和53年6月15日）が施行される等、地震学の長足の進歩に支えられて、遠からず特定地震を念頭に置いた地震動強度の期待値推定が可能となる時代を迎えるものと考えられる。しかしながら、現状では、断層面における短周期地震動の発生および伝播特性の解明等、今後研究すべき課題が多い。

本報告は前者の手法に従いながら、地域ごとの既往地震活動度を考慮しながら確率論に基づき地震動の最大加速度の期待値を推定する手法を示すものである。すなわち、2章においては、Gutenberg-Richterの公式と地震発生をポアソン分布と仮定する手法の概要を示し、3章においては、起こり得る最大地震のマグニチュード M_x およびGutenberg-Richter式の b 値を既往地震活動度に基づいて定める手法をまとめた。マグニチュードに関しては地震の規模を表わす指標として広く用いられているにもかかわらず、定義方法が多いため、工学の分野においてはその利用に際して混乱をまねている場合が少なくない。このような観点から、4章においてはマグニチュードの利用に関する注意事項をまとめると同時に気象庁を中心として整備された我国の地震カタログを示し、1885年～1925年の地震情報の見直しに関する最近の宇津の研究も紹介した。5章においては、本報告に示す手法を用いることにより、従来、土木学会明石海峡大橋耐震設計小委員会等で用いられた手法と、どのような変化が生じるかを試算により示した。また、6章においては、東京湾湾央地点を対象とし、宇津により見直された地震情報を用い、本手法による地震動の最大加速度の試算結果を示した。

2. 地震動強度期待値の推定手法

2-1 Gutenberg - Richter の公式

我国では西暦 476 年にさかのぼって、地震の資料が蓄積されており、気象庁等により地震の規模、発生年月日、震源位置等が整理されている。こうした資料によれば、任意の架橋地点の周辺において過去に発生した地震の規模とその発生頻度の関係は次式で表わされるとされている。

$$\log_{10} N(m) = a - bm \quad (2-1)$$

ここで、 $N(m)$: マグニチュード M が m 以上である地震の発生回数

a, b : 定数

式 (2-1) は、1954 年に Gutenberg - Richter により提案されたものであり、 a, b 等の定数は地域ごとに変化させることにより、既往の地震資料をよく表わすといわれている。たとえば、図 2-1 は、1885 年から 1980 年までの間に東京湾の湾央部を中心とする半径 300 km の範囲内に発生した地震の回数 $N(m)$ とマグニチュード M の関係を示したものであり、式 (2-1) がこのような関係をよく表わしているのがわかる。しかしながら、図 2-1 の関係を見ると、 M の大きい範囲で式 (2-1) から期待されるよりも地震の発生回数が少なくなる傾向のあることがわかる。これは、地震の規模が有限であるために生じるものであり、このような現象を解析に取り入れるために、起こり得る最大の地震のマグニチュード m_u をパラメータとして、式 (2-1) を次のように修正する方法が提案されている。

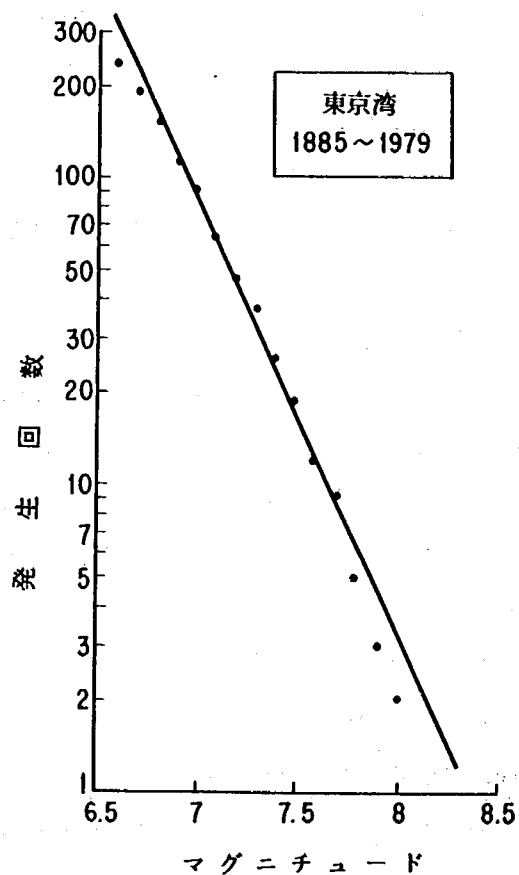


図 2-1 マグニチュード～発生回数の関係
(東京湾地区の半径 300 km 以内、
1885～1980)

$$\left. \begin{array}{l} \log_{10} N(m) = a - bm \\ N(m) = 0 \end{array} \right\} \begin{array}{l} m \leq m_u \\ m > m_u \end{array} \quad (2-2)$$

もしくは、

$$\left. \begin{array}{l} \log_{10} N(m) = a - bm + \log(m_u - m) \\ N(m) = 0 \end{array} \right\} \begin{array}{l} m < m_u \\ m \geq m_u \end{array} \quad (2-3)$$

式 (2-2)、式 (2-3) は一般にそれぞれ、切りつめた Gutenberg - Richter 式 (truncated G

- R formula), および, 改良Gutenberg-Richter式 (modified G - R formula) と呼ばれている。
式 (2 - 2), 式 (2 - 3) のいずれが実際の地震発生状況とよく一致するかは地域特性等もありすぐには
わからないが, いま, 式 (2 - 2) を使用した場合には, 地震発生の累積密度関数 $F_M(m)$ は次式となる。

$$F_M(m) = P(M < m \mid m_o \leq m \leq m_u)$$

$$= \frac{1 - \exp[-\beta(m - m_o)]}{1 - \exp[-\beta(m_u - m_o)]} \quad m_o \leq m \leq m_u \quad (2-4)$$

ここで, m_o は式 (2 - 2) により対象とする地震の最小のマグニチュードであり, また, $\beta = \ln 10$ である。また, 式 (2 - 4) に対応する確率密度関数 $f_M(m)$ は次式となる。

$$f_M(m) = \begin{cases} \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_o)]}{1 - \exp[-\beta(m_u - m_o)]} & m_o \leq m \leq m_u \\ 0 & \text{その他} \end{cases} \quad (2-5)$$

2-2 点震源による地震活動のモデル化

地震動の距離減衰特性を次式で与える。

$$y = f(m, r) \quad (2-6)$$

ここで,

y : 地震動の最大加速度 (広義には, 解析対象とする地震動の特性値)

r : 震央距離 (広義には, 距離減衰の指標となる距離)

たとえば, 道路橋示方書・耐震設計編の付属資料「設計地震入力に関する資料」には次の形の距離減衰式が示されている。

$$f(m, r) = A \times 10^{Bm} \times (r + r_o)^C \quad (2-7)$$

式 (2 - 6) を変換すれば, m および r はそれぞれ次式で与えられる。

$$m = g_1(y, r)$$

$$r = g_2(y, m) \quad (2-8)$$

式 (2 - 4) および式 (2 - 8) を用いれば, 地震動
強度の期待値は以下のように定式化できる。すなわち,

いま, 図 2 - 2 に示すように, 地震 E が当該着目地点
から距離 r の地点に発生し, これによる地震動の最大

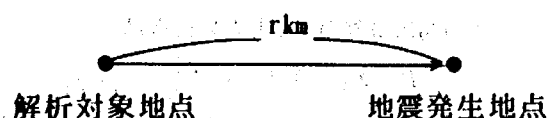


図 2 - 2 点震源による地震のモデル化

加速度 Y がある設定値 y を超える確率は次式で与えられる。

$$P[Y > y | E] = P[M > m | E] \quad (2-9)$$

ここで、

$$m = g_1(y, r) \quad (2-10)$$

切りつめたG-R式を用いる場合には、式(2-9)の $P[M > m | E]$ は式(2-4)から次式で与えられる。

$$P[M > m | E] = 1 - \frac{1 - \exp[-\beta(g_1(y, r) - m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_u - m_0)]} \quad (2-11)$$

地震の発生が空間的にも時間的にも独立の事象であるとすれば、ポアソン分布を仮定できる。この場合には、 $M \geq m_0$ 以上の地震の年平均の地震発生回数を $\nu(m_0)$ とすれば、 $Y > y$ となる地震の年平均発生回数 $\lambda(y)$ は次式となる。

$$\lambda(y) = \lambda(m_0) P[M > m | E] \quad (2-12)$$

したがって、 t 年間に少なくとも1回は $Y > y$ となる地震の発生する確率 $P[Y > y, t]$ は次式で与えられる。^{注1)}

$$P[Y > y, t] = 1 - \exp(-\lambda(y)t) \quad (2-13)$$

これより、 $Y > y$ となる地震の年間発生確率は次式で与えられる。

$$P[Y > y, t=1] = 1 - \exp(-\lambda(y)) \quad (2-14)$$

また、 $\lambda(y)$ が小さい場合には、式(2-14)は次のように近似できる。

$$P[Y > y, t=1] \simeq \lambda(y) ; \lambda(y) : \text{微小} \quad (2-15)$$

注1 ポアソン分布

時間区間 t の間における事象の発生回数 X_t が x となる確率は次式となる。

$$P[X_t = x] = \frac{(\nu t)^x}{x!} e^{-\nu t} \quad (\text{注1})$$

ここで、

ν : 平均発生率 (mean occurrence rate) = 単位時間当りの事象の平均

発生回数 すなわち、 $E[X_t] = \nu t$

t の間に事象の発生しない確率は

$$P[X_t = 0] = e^{-\nu t} \quad (\text{注2})$$

であるから、 t の間に少なくとも1回事象の発生する確率は次式となる。

$$P[X_t > 1] = 1 - e^{-\nu t} \quad (\text{注3})$$

なお、 $Y > y$ となる地震の年間発生確率 $P[Y > y, t=1]$ が与えられて、これより t 年間の間に $Y > y$ となる地震の発生確率 $P[Y > y, t]$ を求めるためには、式(2-14)から $\lambda(y)$ を求め、これを直接式(2-13)に代入してもよいが次のような求め方もある。

$$P[Y > y, t] = 1 - \{1 - P[Y > y, t=1]\}^t \quad (2-16)$$

ここで、 $P[Y > y, t=1]$ が 0.1 程度以下の場合には、式(2-16)は次のように近似できる。

$$P[Y > y, t] \simeq P[Y > y, t=1] \times t \quad ; \quad P[Y > y, t=1] : \text{微小} \quad (2-17)$$

地震の発生確率を表わすには上記のように年平均発生回数 $\nu(y)$ 、年発生確率 $P[Y > y, t=1]$ のほかに、再現期間 (return period) $T_R(y)$ および再帰期間 (recurrence interval) $T_A(y)$ がよく用いられる。これらの定義は次の通りである。

i) 再現期間 $T_R(y)$

$Y > y$ となる事象の再現期間は、 $Y > y$ となる事象が 1 年間に少なくとも 1 回生じる確率の逆数として定義される。すなわち、

$$T_R(y) \equiv \frac{1}{P[Y > y, t=1]} = \frac{1}{1 - \exp[-\lambda(y)]} \quad (2-18)$$

ここで、式(2-15)の関係を用いれば、 $\lambda(y)$ が小さい場合には、式(2-18)は次のように近似することもできる。

$$T_R(y) \simeq \frac{1}{\lambda(y)} \quad ; \quad \lambda(y) : \text{微小} \quad (2-19)$$

ii) 再帰期間 $T_A(y)$

再帰期間は $Y > y$ となる事象の発生する間の期間の平均であり、 $Y > y$ となる事象の年平均発生回数の逆数として定義される。すなわち、

$$T_A(y) = \frac{1}{\lambda(y)} \quad (2-20)$$

再現期間 $T_R(y)$ と再帰期間 $T_A(y)$ の定義は以上の通りであるが、両者の関係を示すために、 $T_R(y)/T_A(y)$ の比を示したのが図 2-3 である。この結果によれば、 $\lambda(y)$ が 0.1 程度以下であれば (すなわち、再帰期間 $T_A(y) \geq 10$ 年)、 $T_R(y) \simeq T_A(y)$ となるが、これ以上の $\lambda(y)$ に対しては両者は一致しないことがわかる。したがって、式(2-15)および式(2-19)の適用に際してはこのような点を考えておかなければならない。

また、再現期間と再帰期間が混合されて用いられる場合も時々あるが、両者は区別して用いることが重要である。たとえば、再帰期間 $T_A(y)$ の事象が $T_A(y)$ 年間に発生する確率は 1.0 ではない。すなわち、この場合には、式(2-13)から、

$$P[Y > y, t=T_A(y)] = 1 - e^{-\lambda(y) \cdot 1/\lambda(y)} = 0.63 \quad (2-21)$$

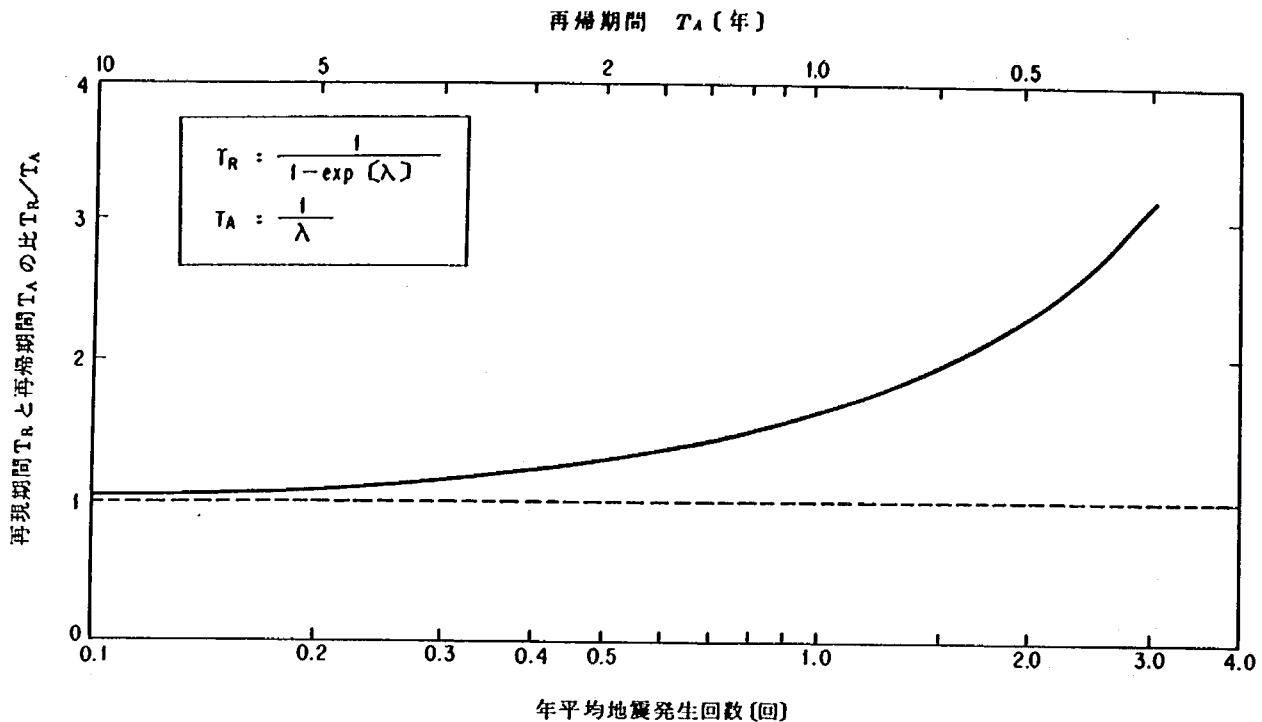


図 2-3 再現期間 T_R ~ 再帰期間 T_A ~ 年平均発生回数 λ の関係

2.1-3 面震源による地震活動のモデル化

以上は、地震の発生を1つ1つの点により表わした場合であるが、地震の発生状況は地域的にある一定の様式を持つのが普通である。たとえば、図2-4は西暦416年~1976年の間に我国周辺に発生した地震を、(a) $M \geq 7.5$ 以上、(b) $6.5 \leq M < 7.5$ 、(c) $5.5 \leq M < 6.5$ に分けて示したものである。また、図2-5はわが国周辺の主要なプレートの動きを模式的に示したものである。これらの図より、たとえば、大阪地方を例にとれば、熊野灘~紀伊水道沖~土佐沖と結ぶ南海トラフ沿いの巨大地震の発生する地域、根尾谷断層に代表される岐阜県北西部の内陸型巨大地震の発生する地域、紀伊半島周辺の中~小地震の発生する地域、四国~中国地方のように比較的地震発生頻度の少ない地域のようにそれぞれの地域において、地震発生状況は異なっていることがわかる。

ここでいう地震発生状況の違いを要因別に分けると、

- (i) 同一の規模の地震の平均発生回数異なる、
 - (ii) 生じ得る最大の地震の規模が異なる、
- ことによることがわかる。

このような点を解析に反映させるため、ここでは以下のような解析を行うことにした。

- (i) 着目地点の周辺の解析対象範囲を図2-6に示すように多数の小領域(以下、これをサブゾーンと呼ぶ、 $SZ=1, 2, \dots, n$)に分割する。

JAPAN

LONGITUDE=139 0 0

LATITUDE= 38 0 0

FROM 416 TO 1976

*** 7.5.GE.MAGNITUDE.LT.8.0 =  *****
 *** 8.0.GE.MAGNITUDE.LT.9.0 =  *****

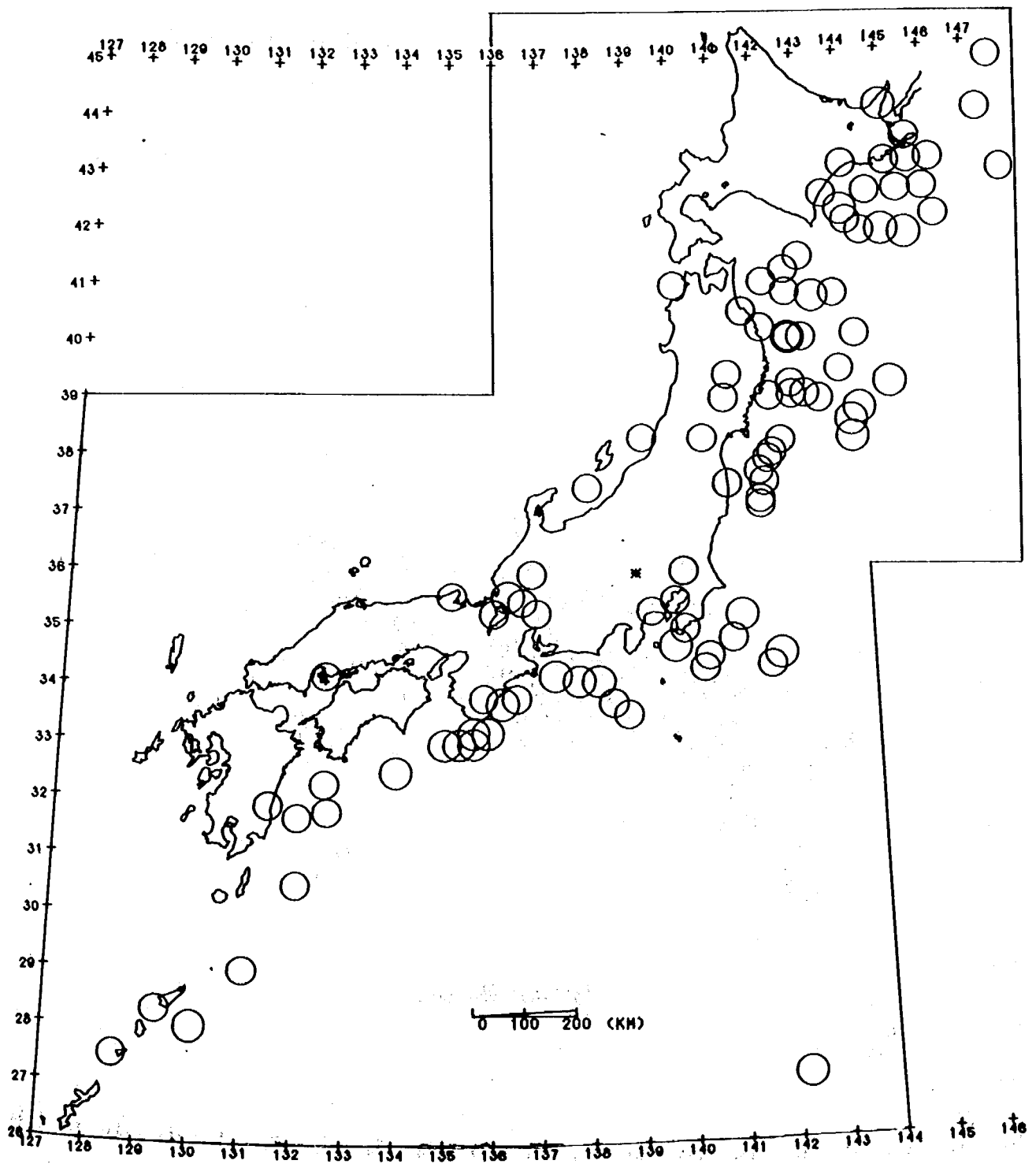


図2-4(a) 我国周辺で発生した地震の震央(西歴416~1976.4; $M \geq 7.5$)

JAPAN

LONGITUDE=138 0 0
 LATITUDE= 36 0 0
 FROM 1926 TO 1976

*** 6.5.GE.MAGNITUDE.LT.7.0 = ○ *****
 *** 7.0.GE.MAGNITUDE.LT.7.5 = ○ *****

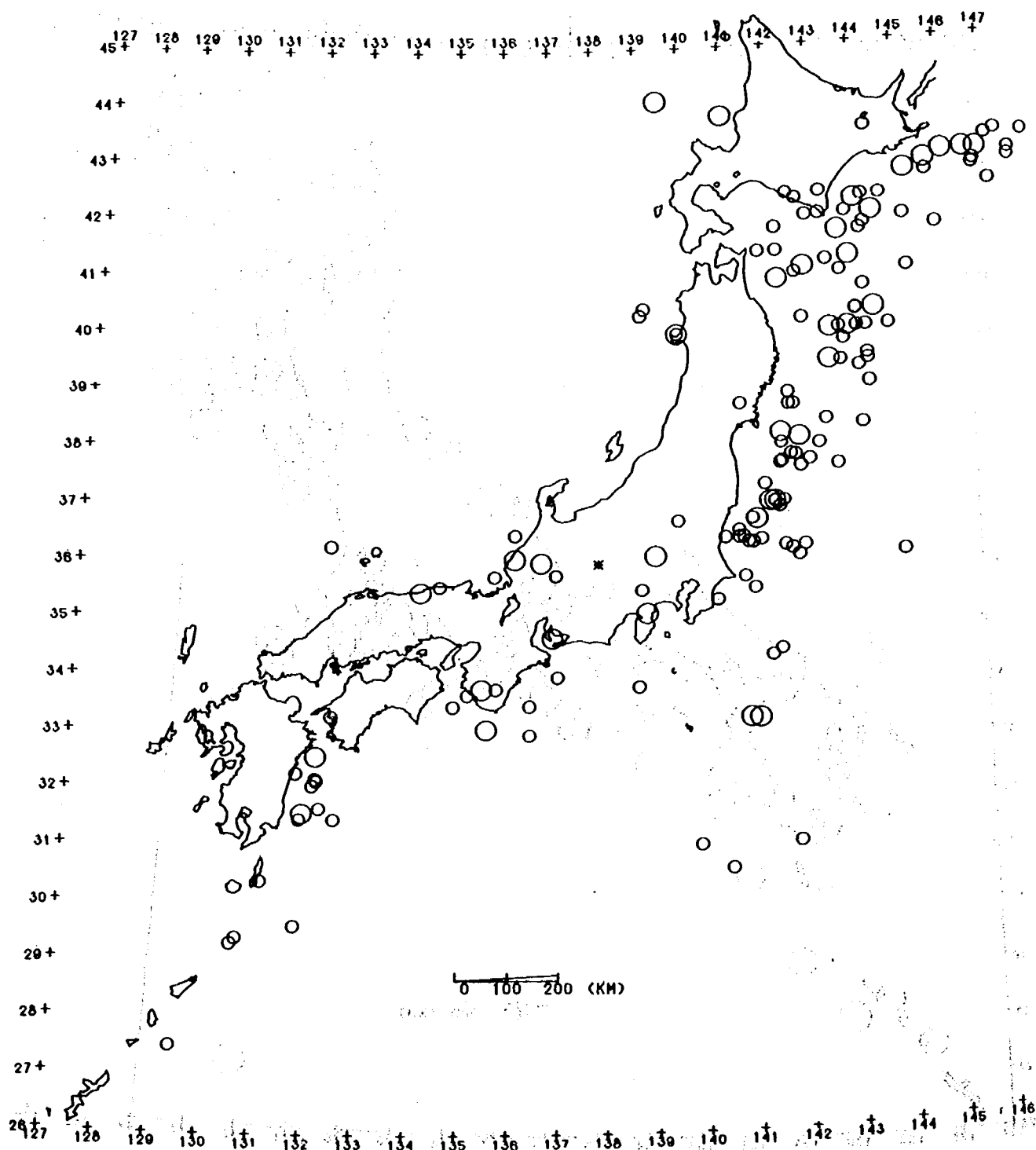


図 2-4(b) 我国で発生した地震の震央 (1926~1976.4) $6.5 \leq M < (7.5)$

JAPAN

LONGITUDE=138 0 0

LATITUDE= 38 0 0

FROM 1961 TO 1976

*** 5.5.GE.MAGNITUDE.LT.6.5 = O *****

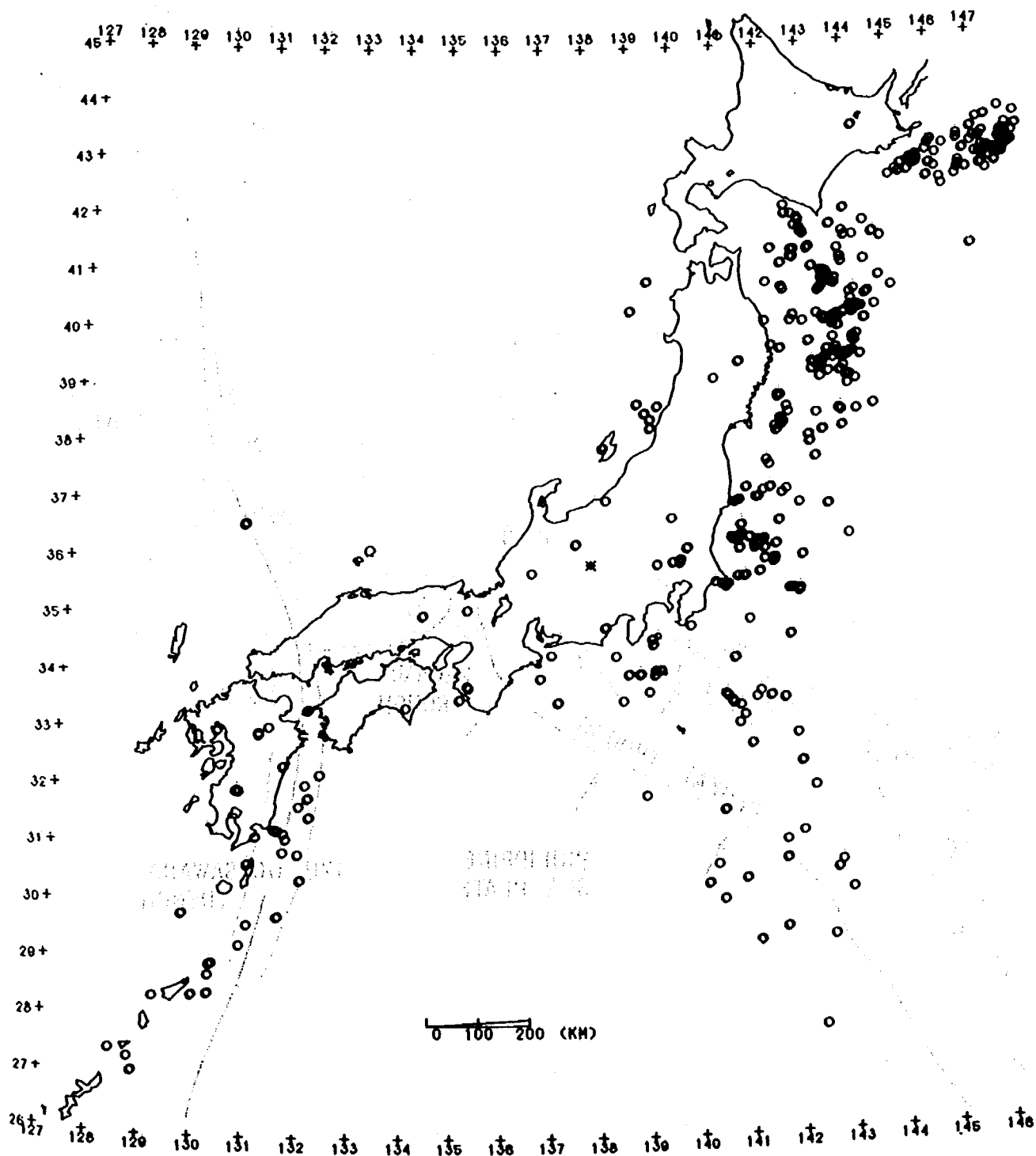


図2-4(c) 我国で発生した地震の震央(1961~1976.4 ; $5.5 \leq M < 6.5$)

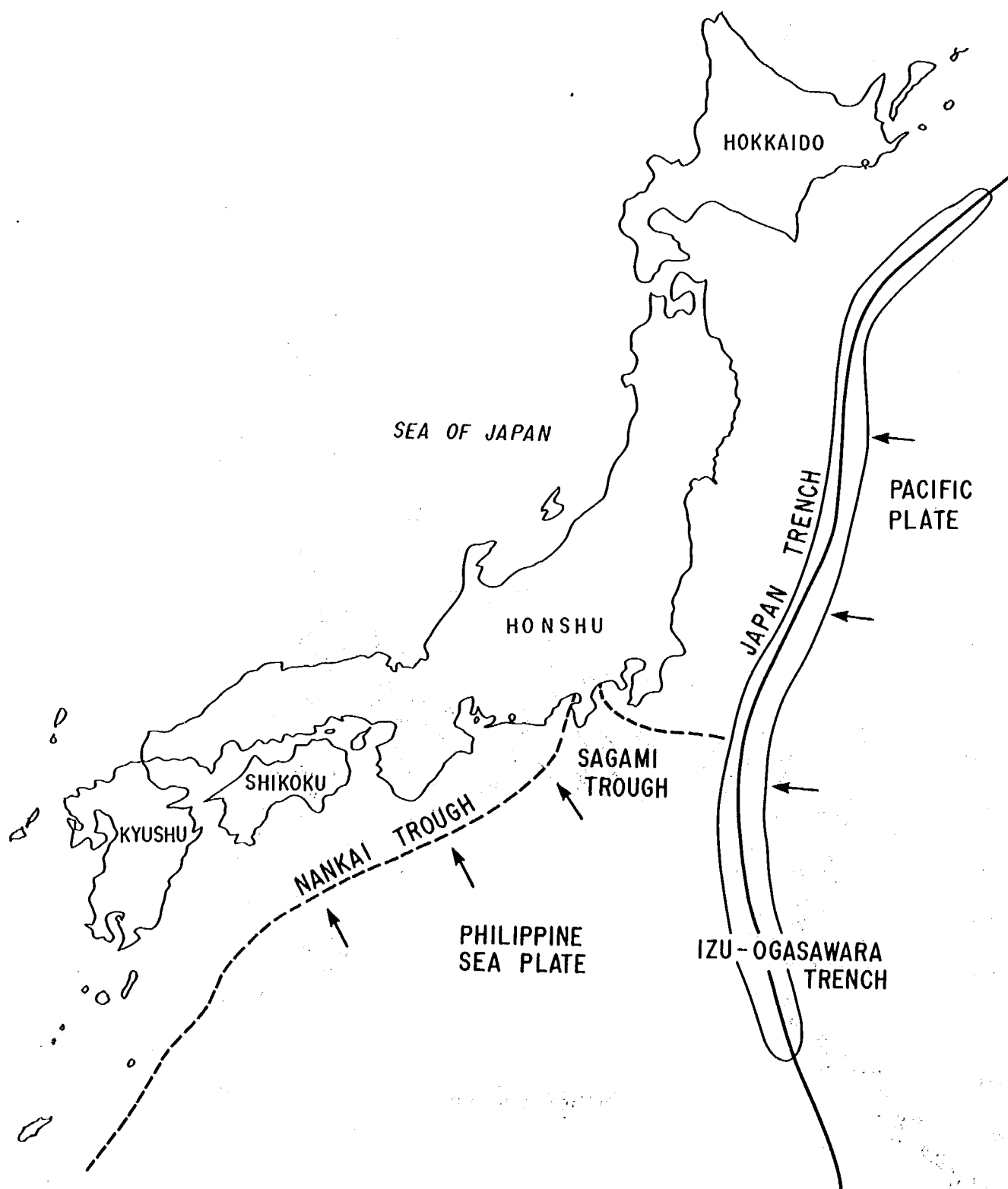


図2-5 わが国周辺のプレートの動き

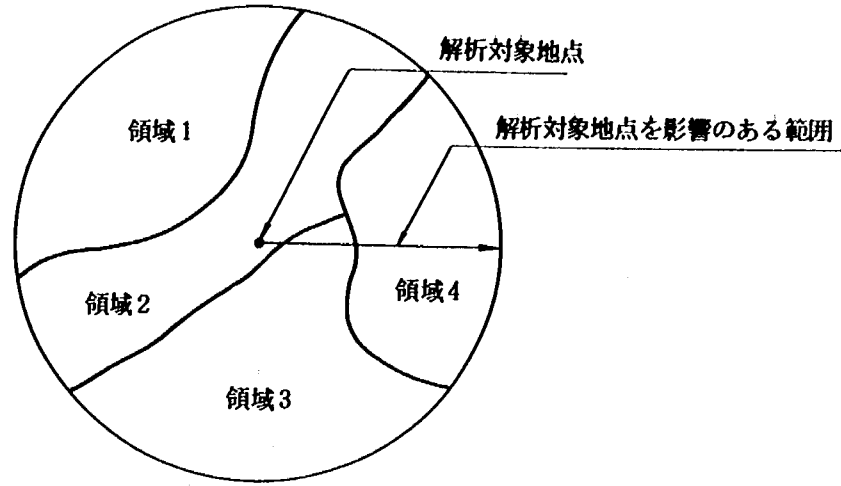


図 2-6 サブゾーンの分割

(ii) サブゾーンは、解析地点を中心とする同心円の半径および余弦を与え、これらの集合として定義する。

(iii) 年平均発生回数および最大地震の規模はサブゾーンごとに評価する。

いま、サブゾーンの個数を N 、第 i サブゾーンの単位面積当りの年平均地震発生回数を $\bar{\nu}_i$ 、最大地震のマグニチュードを m_{ui} とすれば、第 i サブゾーンで Y が y を起える確率は次式で与えられる。

$$P[Y > y | E_i] = P[M > m | E_i] \quad (2-22)$$

ここで、 $m = g_1(y, r)$ であり、切りつめた G-R 式の場合には、式 (2-4) より

$$P[M > m | E_i] = 1 - \frac{1 - \exp[-\beta_i(g_1(y, r) - m_o)]}{1 - \exp[-\beta_i(m_{ui} - m_o)]} \quad (2-23)$$

となる。したがって、第 i サブゾーンの範囲を $r_i = r_{1i} \sim r_{2i}$ 、 $\theta_i = \theta_{1i} \sim \theta_{2i}$ とすれば、サブゾーン内で $Y > y$ となる地震の発生回数は次式で与えられる。ここで、 $\bar{\nu}_i$ は第 i サブゾーンにおける単位面積当りの年平均地震発生回数（ただし、 m_o 以上）である。

$$\begin{aligned} \lambda_i(y) &= \int_{\theta_{1i}}^{\theta_{2i}} \int_{r_{1i}}^{r_{2i}} P[M > m | E_i] \bar{\nu}_i r dr d\theta \\ &= \bar{\nu}_i \theta_i \int_{r_{1i}}^{r_{2i}} \left\{ 1 - \frac{1 - \exp[-\beta_i(g_1(y, r) - m_o)]}{1 - \exp[-\beta_i(m_{ui} - m_o)]} \right\} r dr \quad (2-24) \end{aligned}$$

したがって、全サブゾーンでの $Y > y$ となる地震発生回数は式 (2-24) より

$$\begin{aligned} \lambda(y) &= \sum_{i=1}^N \lambda_i \\ &= \sum_{i=1}^N \bar{\nu}_i \theta_i \int_{r_{1i}}^{r_{2i}} \left\{ 1 - \frac{1 - \exp[-\beta_i(g_1(y, r) - m_o)]}{1 - \exp[-\beta_i(m_{ui} - m_o)]} \right\} r dr \quad (2-25) \end{aligned}$$

となり、これより再現期間 T_R は式(2-18)から次式で与えられる。

$$T_R = \frac{1}{1 - \exp[-\lambda(y)]} \quad (2-26)$$

2-4 耐用年数と非超過確率

以上で、地震動の強度 y と再現期間 $T_R(y)$ の関係が求められたが、ここで、構造物の耐用年数 T_D を導入し、この期間内に再現期間 $T_R(y)$ の地震動強度が発生する確率を求めてみる。すなわち、式(2-16)から、 $P[Y > y, T_D] = 1 - \left\{ 1 - P[Y > y, t=1] \right\}^{T_D}$ (2-27)

ここで、式(2-18)を代入すると、式(2-27)は次式となる。

$$P[Y > y, T_D] = 1 - \left\{ 1 - \frac{1}{T_R(y)} \right\}^{T_D} \quad (2-28)$$

したがって、 T_D 年間に y が Y を超さない確率(非超過確率) $P[Y < y, T_D]$ を求めると、

$$P[Y < y, T_D] = \left\{ 1 - \frac{1}{T_R(y)} \right\}^{T_D} \quad (2-29)$$

となる。式(2-29)より、 $P[Y < y, T_D]$ をパラメータとし、 $T_D \sim T_R$ の関係を示すと、図2-7のようになる。

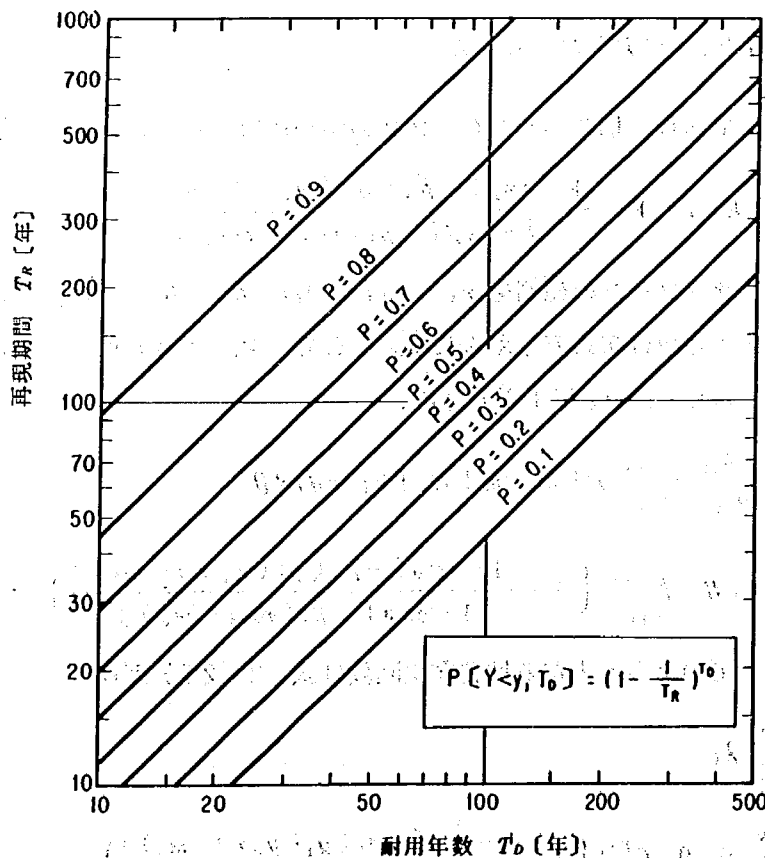


図2-7 再現期間 T_R [年] ~ 耐用年数 T_D [年] ~ 非超過確率 $P[Y < y, T_D]$ の関係

3. 地震特性を定めるパラメータ

3-1 Gutenberg-Richter 式における b 値の推定 [3, 4, 15]

マグニチュード m_0 以上の地震を対象とし, m の確率密度関数 $f_M(m, \beta)$ を次式で表わす。

$$f_M(m, \beta) = \beta e^{-\beta(m-m_0)} \quad ; m \geq m_0 \quad (3-1)$$

ここで,

$$\beta = b / \log_{10} e$$

ここで, n 個の地震があり, マグニチュードの大きい方から $m_1, m_2, \dots, m_n$ とする。いま, 標本 $\{m_1, m_2, \dots, m_n\}$ に対する確率密度関数の常用対数 y_i

$$y_i = -\frac{\partial}{\partial \beta} \log f_M(m_i, \beta) \quad (3-2)$$

をとり, 次式を定義する。

$$Y = \sum_{i=1}^N y_i \quad (3-3)$$

中心極限定理 (central limit theory) によれば, n が十分大きく, また, y_i が有限の平均値と分散を有する場合には, Y は正規分布となる。

y_i の平均 $E(y)$ は,

$$y = \frac{1}{\beta} + m_0 - m \quad (3-4)$$

であるから,

$$E(y) = \int_{m_0}^{\infty} y f_M(m, \beta) dm = \int_{m_0}^{\infty} \beta \left(\frac{1}{\beta} + m_0 - m \right) e^{-\beta(m-m_0)} dm = 0 \quad (3-5)$$

(注) 最尤推定法 (method of maximum likelihood estimation)

$(x_1, \dots, x_n)$ が確率関数 (離散的な場合) もしくは確率密度関数 (連続的な場合) が母数 θ に依存し, $f(x; \theta)$ で表わされるような確率変数 x についての確率標本であるとした場合に, この標本の同時確率関数は $f(x_1; \theta) \times f(x_2; \theta) \times \dots \times f(x_n; \theta)$ となる。この関数を θ の関数と見て $l(\theta | x_1, \dots, x_n)$ で表わし, 与えられた標本 $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ に対する θ の尤度関数 (likelihood function) と呼ぶ。 θ の最尤推定値 $\tilde{\theta}$ は, 尤度関数 $l(\theta | x_1, \dots, x_n)$ を最大にする θ の値 (ただし, それが存在するならば) である。したがって, $\partial l / \partial \theta = 0$ より $\tilde{\theta}$ が求められる。

また, 尤度関数自身よりも, この自然対数をとった方が便利な場合があり, これを $L(\theta | x_1, \dots, x_n) = \log \{ l(\theta | x_1, \dots, x_n) \}$ と表わす。 l が最大となる θ で L も最大となるから, 最尤推定値 $\tilde{\theta}$ は L を最大にする θ の値と考えることができる。すなわち, $\partial L / \partial \theta = 0$ より $\tilde{\theta}$ が求められる。

となり0である。また、 y_i の分数 $E(y^2)$ は、次式となる。

$$E(y^2) = \int_{m_0}^{\infty} y^2 f_M(m, \beta) dm = \int_{m_0}^{\infty} \beta \left(\frac{1}{\beta} + m_0 - m \right)^2 e^{-\beta(m-m_0)} dm = \frac{1}{\beta^2} \quad (3-6)$$

したがって、式(3-3)で定義した尤度関数 Y の平均は0，分散は n/β^2 となる。したがって、

$\beta Y/\sqrt{n}$ が $-d_\epsilon \sim d_\epsilon$ の範囲に入る確率は $\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-d_\epsilon}^{d_\epsilon} \exp(-x^2/2) dx$ となる。たとえば、 $\epsilon=95$

%に対しては d_ϵ は1.96となり、信頼限界は $-1.96 \leq \beta Y/\sqrt{n} = \frac{\beta}{\sqrt{n}} \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{\beta} + m_0 - m_i \right) \leq 1.96$ と

なる。これを β について書き直すと、

$$\frac{1 - d_\epsilon/\sqrt{n}}{\sum_{i=1}^n m_i/n - m_0} \leq \beta \leq \frac{1 + d_\epsilon/\sqrt{n}}{\sum_{i=1}^n m_i/n - m_0} \quad (3-7)$$

となる。式(3-7)の中央値 $\tilde{\beta}$

$$\tilde{\beta} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n m_i/n - m_0} \quad (3-8)$$

は $Y=0$ の解となる。 $\tilde{\beta}$ は最尤関数 $\Pi_i f_M(m, \beta)$ を最大にする β の値である。表3-1は種々の ϵ に対する $d_\epsilon/\sqrt{n}$ の値を示したものである。

表3-1 values of $d_\epsilon/\sqrt{n}$ for various ϵ 's.

$n \backslash \epsilon$	0.50	0.80	0.90	0.95	0.98
50	.090	.181	.233	.277	.329
100	.067	.128	.165	.196	.233
200	.048	.091	.116	.139	.165
500	.030	.057	.075	.088	.104
1000	.021	.041	.052	.062	.074

3-2 Truncated Gutenberg-Richter 式における b および m_u の推定

(1) m_u がわかっている場合の b の推定法[16]

岡田[1970]は m_u がわかっている場合に、最尤法により b を推定する手法を示している。すなわち、マグニチュード m から $m+dm$ の間の地震の度数を $n(m) dm$ とすると、式(2-1)は次式となる。ただし、 m の範囲は m_0 から m_u とする。

$$n(m) dm = 10^{a-bm} dm \quad ; \quad m_0 \leq m \leq m_u \quad (3-9)$$

したがって、 $m_o \leq m \leq m_u$ 内の1つの地震が m と $m + dm$ の範囲に入る確率 $\beta(m) dm$ は前述のように

$$P(m) dm = \begin{cases} \frac{\beta e^{-\beta m} dm}{e^{-\beta m_o} - e^{-\beta m_u}} & m_o \leq m \leq m_u \\ 0 & \text{それ以外} \end{cases} \quad (3-10)$$

式(3-10)の確率分布を有する n 個の地震から最尤法で β を求めるとすれば、 i 番目の地震のマグニチュードを m_i とおくと、尤度関数 L は次式となる。

$$L = \prod_{i=1}^n \frac{\beta e^{-\beta m_i}}{e^{-\beta m_o} - e^{-\beta m_u}} = \frac{\beta^n}{\{e^{-\beta m_o} - e^{-\beta m_u}\}^n} \cdot e^{-\beta \sum_{i=1}^n m_i} \quad (3-11)$$

L を最大にするためには、最尤方程式は次式となる。

$$\frac{\partial (\ell_n L)}{\partial \beta} = n \left[\frac{1}{\beta} + \frac{m_o e^{-\beta m_o} - m_u e^{-\beta m_u}}{e^{-\beta m_o} - e^{-\beta m_u}} - \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{n} \right] = 0 \quad (3-12)$$

ここで、 $\bar{m} = 1/n \sum_{i=1}^n m_i$ とおき、式(3-12)を満足する β を $\tilde{\beta}$ とすれば、

$$\bar{m} = \frac{1}{\tilde{\beta}} + \frac{m_o - m_u e^{-\tilde{\beta}(m_u - m_o)}}{1 - e^{-\tilde{\beta}(m_u - m_o)}} \quad (3-13)$$

となる。これを書き改めると、次式となる。

$$\frac{\bar{m} - m_o}{m_u - m_o} = \frac{1}{\tilde{\beta}(m_u - m_o)} - \frac{1}{e^{\tilde{\beta}(m_u - m_o)} - 1} \quad (3-14)$$

したがって、式(3-13)もしくは式(3-14)を $\tilde{\beta}$ について解けば、 β の最尤推定値が得られる。式(3-14)をグラフにより求められるようにしたのが図3-1である。これより、 $m_u - m_o$ が既知であれば、 $\tilde{\beta}$ が求められる。

なお、3-1に示した式(3-8)は、式(3-13)において $m_u \rightarrow \infty$ とすることにより求められる。

(2) m_u の推定法〔16〕

また、式(3-10)において、 β の他に m_u も未知数

と考えると、最尤方程式は $\frac{\partial L}{\partial \beta} = 0$ および $\frac{\partial L}{\partial m_u} = 0$

から次のようになる。

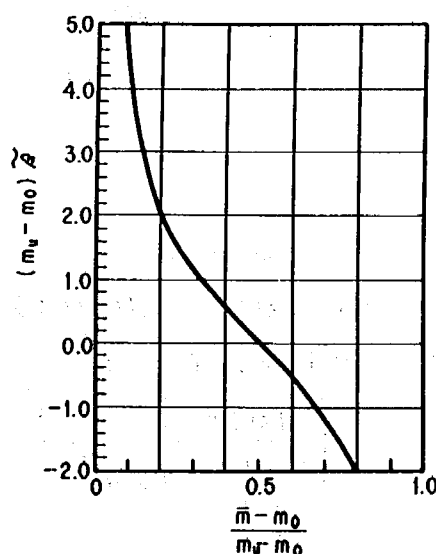


図3-1 $m_u - m_o$ から β を求めるグラフ
〔岡田(16)による〕

$$\bar{m} = \frac{1}{\beta} + \frac{m_o e^{-\beta m_o} - m_u e^{-\beta m_u}}{e^{-\beta m_o} - e^{-\beta m_u}} \quad (3-15)$$

$$\frac{-\beta e^{-\beta m_u}}{e^{-\beta m_o} - e^{-\beta m_u}} = 0 \quad (3-16)$$

しかし、式(3-10)は m_u の単調減少関数であり、これより m_u を定めることはできない。そこで、岡田〔1970〕は、標本積率(sample moment)と母集団積率(population moment)を等しいとおく(1次と2次のモーメントだけを考える)ことにより、次の連立方程式を解くことを提案している。

$$\bar{m} = m_o + \frac{1}{\beta} - \frac{m_u}{e^{-\beta(m_u - m_o)} - 1} \quad (3-17)$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{m_i^2}{n} = \frac{2}{\beta^2} + \frac{(2m_o + \beta m_o^2) e^{\beta(m_u - m_o)} - (2m_u + \beta m_u^2)}{\beta e^{\beta(m_u - m_o)} - 1} \quad (3-18)$$

ただし、このようにして求めた m_u が実際に生じた m_u よりも小さくなることもあるので注意する必要がある。

(3) モーメント法による m_u および β の推定〔4〕

宇津〔1978〕はモーメント法による m_u および β の推定法を提案している。すなわち、式(2-5)

のモーメント母関数 $\int_0^c e^{\theta x} f(x) dx$ を求めると、次式となる。

$$M(\theta) = \frac{\beta \{ e^{(\theta - \beta)c} - 1 \}}{(1 - e^{-\beta c})(\theta - \beta)} \quad (3-19)$$

ただし、ここで、

$$\begin{aligned} x &= m - m_o \\ c &= m_u - m_o \end{aligned} \quad (3-20)$$

とおいている。これから1次および2次のモーメントを求め、それぞれのデータの1次および2次のモーメント $\bar{x}$ 、 $\bar{x}^2$ に等しいと置くと、

$$\left\{ \frac{dM(\theta)}{d\theta} \right\}_{\theta=0} = \frac{1}{\beta} - \frac{c}{e^{\beta c} - 1} = \bar{x} \quad (3-21)$$

$$\left\{ \frac{d^2 M(\theta)}{d\theta^2} \right\}_{\theta=0} = \frac{2}{\beta^2} - \frac{c(c + 2/\beta)}{e^{\beta c} - 1} = \bar{x}^2 \quad (3-22)$$

これらより

$$\bar{x}^2 = c\bar{x} + (2\bar{x} - c) / \beta \quad (3-23)$$

となり, これを β について解いて式(3-21)に代入すると

$$\exp \left[\frac{c(c-2\bar{x})}{c\bar{x} - \bar{x}^2} \right] = \frac{c^2 - 2c\bar{x} - \bar{x}^2}{2\bar{x}^2 - \bar{x}^2} \quad (3-24)$$

これより c を求めて式(3-23)から β を求めてもよいが, 次のようにしてもよい。すなわち,

$$\begin{aligned} \eta &= \bar{x}^2 / \bar{x}^2 \\ &= \frac{2 - \beta c (\beta c + 2) / (e^{\beta c} - 1)}{1 - \beta c / (e^{\beta c} - 1)} \end{aligned} \quad (3-25)$$

であるから, η がわかれば βc が決まる。ただし, βc が存在するのは, $\eta < 2$ の場合に限られる。 βc

表3-2 Relationship between $\eta = \bar{x}^2 / \bar{x}^2$, $\zeta = B\bar{x}$, and $\xi = C/\bar{x}$ in the estimation of parameters for the truncated G-R formula and the modified G-R formula by the method of moments.

η	Trunc. ζ	G-RF. ξ	Modif. ζ	G-RF. ξ	η	Trunc. ζ	G-RF. ξ	Modif. ζ	G-RF. ξ
1.51	0.5505	2.600	0.0327	3.050	1.76	0.8877	3.898	0.5991	4.853
1.52	0.5711	2.639	0.0645	3.102	1.77	0.8955	3.972	0.6148	4.963
1.53	0.5910	2.679	0.0952	3.155	1.78	0.9030	4.048	0.6301	5.077
1.54	0.6032	2.720	0.1250	3.207	1.79	0.9102	4.128	0.6450	5.199
1.55	0.6284	2.761	0.1538	3.263	1.80	0.9171	4.211	0.6596	5.326
1.56	0.6461	2.803	0.1817	3.310	1.81	0.9236	4.299	0.6740	5.460
1.57	0.6632	2.847	0.2087	3.378	1.82	0.9300	4.390	0.6881	5.602
1.58	0.6795	2.890	0.2350	3.436	1.83	0.9360	4.486	0.7018	5.755
1.59	0.6952	2.935	0.2604	3.497	1.84	0.9417	4.587	0.7154	5.916
1.60	0.7104	2.981	0.2851	3.559	1.85	0.9472	4.694	0.7288	6.089
1.61	0.7249	3.028	0.3091	3.622	1.86	0.9525	4.807	0.7419	6.277
1.62	0.7390	3.076	0.3324	3.687	1.87	0.9575	4.928	0.7549	6.480
1.63	0.7525	3.125	0.3550	3.755	1.88	0.9622	5.057	0.7678	6.702
1.64	0.7655	3.175	0.3770	3.823	1.89	0.9667	5.197	0.7805	6.948
1.65	0.7779	3.226	0.3984	3.894	1.90	0.9710	5.349	0.7932	7.221
1.66	0.7900	3.279	0.4192	3.967	1.91	0.9750	5.515	0.8060	7.528
1.67	0.8016	3.333	0.4394	4.042	1.92	0.9788	5.698	0.8188	7.880
1.68	0.8127	3.389	0.4590	4.120	1.93	0.9824	5.904	0.8318	8.291
1.69	0.8234	3.446	0.4782	4.200	1.94	0.9857	6.138	0.8451	8.784
1.70	0.8337	3.504	0.4970	4.282	1.95	0.9888	6.412	0.8590	9.396
1.71	0.8436	3.565	0.5149	4.370	1.96	0.9916	6.741	0.8737	10.196
1.72	0.8532	3.627	0.5326	4.459	1.97	0.9942	7.157	0.8899	11.329
1.73	0.8623	3.691	0.5499	4.551	1.98	0.9965	7.730	0.9089	13.174
1.74	0.8711	3.758	0.5667	4.648	1.99	0.9985	8.678	0.9340	17.281
1.75	0.8796	3.826	0.5831	4.748	2.00	1.0000	∞	1.0000	∞

が決まれば,

$$\zeta = \beta \bar{x} = 1 - \frac{\beta c}{e^{\beta c} - 1} \quad (3-26)$$

から β が, さらに,

$$\xi = \frac{c}{\bar{x}} = \frac{\beta c}{\zeta} \quad (3-27)$$

より c が求められる。表 3-2 は η , ζ , ξ の関係を示したものである。

3-3 m_0 の設定に関する留意事項 [23]

Gutenberg-Richter による地震の規模とその発生頻度の関係 (式 (2-1)) は, 非常に小さな m にまで適用できるとされるが, 観測資料をもとに式 (2-4) の m_0 を定める際には, m_0 をあまり小さくすることはできない。これは, 通常の観測網により検知できる m の範囲に限界があるためである。検知できる地震の最小値は, 観測網の配置状況, 測器の性能等によって地域的, 時間的に異なっており, サイシシティの調査を行う場合には十分注意しなければならない。気象庁の地震観測網の検知能力について, 勝又 [1970] に従い, この点を示すと以下ようになる。

気象庁では 100 倍級の地震計を基本としているため, 記録紙上の最大振幅 0.2 ~ 0.3 mm が読取可能な最小振幅とすると, 実際の地動振幅は 2 ~ 3 μ 程度が検出限度となる。したがって, 式 (4-12) で $\log A \approx 0.5$ として, これに表 4-2 の K 値を加えた値が検知できる最小の地震ということになる。たとえば, 震央距離 300 km, 震源の深さ 50 km の場合には $M = 3.9$, 深さ 300 km では $M = 4.4$ 程度となる。しかし, これは個々の観測値を求める場合の話であり, 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 年以後は, P , S とともに有効な観測値が 5 ケ以上ある場合について震源決定作業が行われている) ため, 震源の求められる最小の地震は上記の値よりもさらに大きくなる。たとえば, 浜松, 宇津は, 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。

勝又は, 震源の深さが 60 km 以上の地震については式 (4-12) で, また, M の資料を欠く地震については M を再調査し, 補充したうえで, 1951 年以後の地震について M の限界の地理的分布を詳しく調べている。すなわち, 地震の規模別頻度の分布が直線であらわされる範囲については, 地震がもれなくとらえられていると考え, 図 3-2(a) に示すように緯度, 経度ともに 2 度の範囲に発生した地震について (1 度ずつ順次ずらせて), 最小の限界の M を求めている。結果の 1 例は図 3-2(b) のようになり, これより勝又は 1951 年以後については, 関東, 近畿地方等の内陸や近海の, 観測網の条件のよい地域では, M が $4\frac{1}{2} \sim 4\frac{3}{4}$ 以上の地震がもれなくとらえられており, また, 沿岸から 200 km 付近の地域では M が $5\frac{1}{2}$ 以上の地震がほぼもれなく震源, M 等が求められているとしている。さらに, 別の検討から, 1961 年以後の資料に限ってみると, 条件の良い地域では M が $4 \sim 4\frac{1}{4}$ 以上の地震の震源要素がほぼ完全に求められているとしている。

以上のような最小の M に対する検討結果は, 気象庁の地震資料を使用するうえで, 非常に重要な制約条

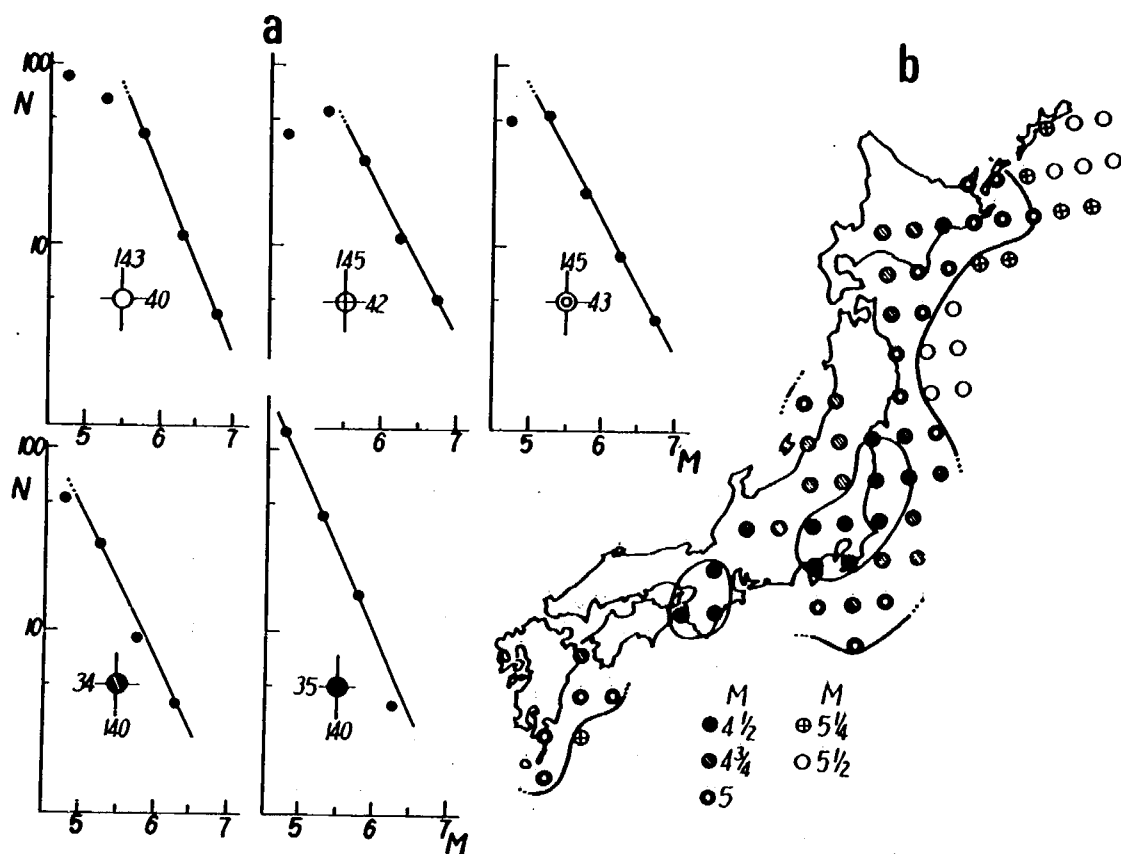


図3-2 気象庁の観測（1951年以後）によりもれなくとらえられている最小の地震（勝又〔23〕による）

件となることに留意しなければならない。

3-4 b 値の地域性に関する研究成果

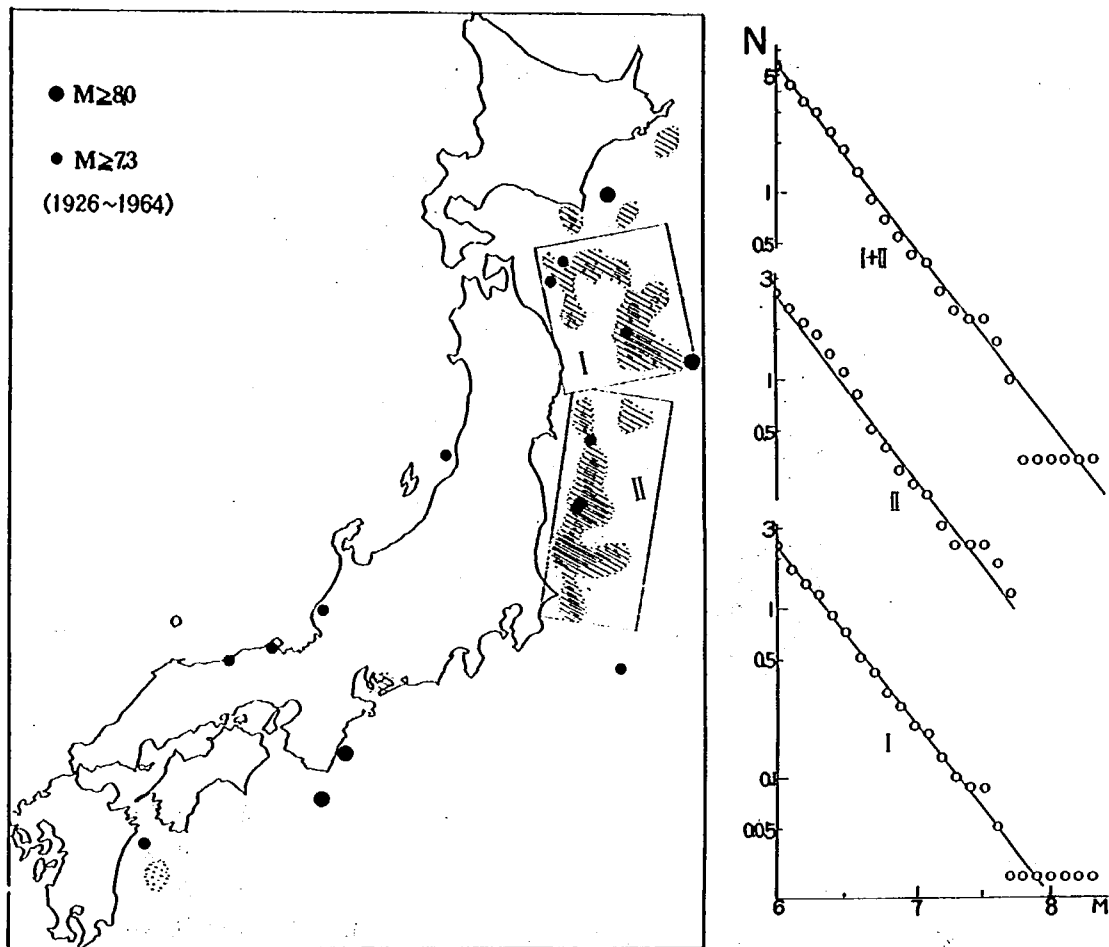
式(2-1)は、 b 値が相互に等しくない限り、本来、任意の時間、あるいは、空間に関して資料を重ね合わせることができない。したがって、地震資料の時間的、空間的なとり方は b 値を求める際にきわめて重要な事項となる。これについては、従来から多数の研究があり、 b 値の時間的あるいは地域的相異を、地震の発生機構と関連するものとする議論もある一方、それらを統計的変動とみなし、 b 値の一様性を主張する研究も少なくない。 b 値に関する既往の主な研究成果をまとめると表3-3のようになる。これによれば、古い地震にもとずいた研究は別とすれば、日本列島およびその周辺地域の浅い地震では $b \simeq 1.0$ 程度となっている。

b 値を求める場合の地域の取り方を検討するために、勝又〔1970〕は地震の密集地域に着目した検討を行なっている。すなわち、図3-3に示す矩形Ⅰ（250 km × 280 km）および矩形Ⅱ（390 km ×

表3-3 b 値に関する既往の主な研究(勝又〔23〕に基づき作成)

対 象 範 囲	b 値	研 究 者	備 考
全 世 界 { 浅発地震 稍深発地震 深発地震	0.90 1.2 1.2	Gutenberg - Richter	浅発については, 資料 に問題あり
全 世 界 { 浅発地震 稍深発地震 深発地震	1.23 ± 0.01 1.14 ± 0.01 1.16 ± 0.01	勝又	
日本列島およびその周辺 ($M > 6$, $H < 60$ km)	1.07 1.03 1.00	浜松 坪井 宇津	
日本列島およびその周辺 { 浅い地震 深い地震	0.9 0.6	浅田	
日本列島およびその周辺 { 浅い地震 深い地震	1.00 ± 0.07 1.00 ± 0.07	勝又	
日本~カムチャッカ地域 { 稍深発地震 深発地震	1.2 1.3	Gutenberg - Richter	資料がやや古い
日本~カムチャッカ地域 { 浅発地震 浅発+稍深発	1.01 1.01	Duda	$M > 7$
日 本 列 島 { 東北日本外帯 西南日本外帯 西南日本内帯	1.06 0.72 0.66	坪井	
日 本 列 島 { 東北日本外帯 西南日本外帯 西南日本内帯	0.96 0.94 0.96	宇津	地域的相異を否定
地体構造を考慮した日本列島の細分	0.59 ~ 0.92	宮村	宇津は資料に問題あり と指摘

180 km) の地域はともに日本列島およびその周辺に発生する地震のそれぞれ約 20% および 27% の地震が発生している。したがって, I + II の範囲内では, 日本列島およびその周辺の地震の約半分, 全世界の地震の約 $\frac{1}{30}$ 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考えられる地域の地震について b 値を求めると, 次のようになる。



(a) 地震活動度の高いⅠおよびⅡ地域
(ハッチのあるのは特に活動度の高い地域であり、
黒点は $M \geq 7\frac{1}{4}$ の地震を示す)

(b) $N \sim M$ 関係

図 3-3 b 値の地域的な変動の検討対象地域 (勝又 [1970] による)

$$b = \begin{cases} 1.02 \pm 0.02 & \text{..... Ⅰ 地域} \\ 1.09 \pm 0.04 & \text{..... Ⅱ 地域} \\ 1.07 \pm 0.02 & \text{..... Ⅰ + Ⅱ 地域} \end{cases} \quad (3-28)$$

このような結果から、勝又は上記Ⅰ地域、Ⅱ地域の b 値は上記の日本列島およびその周辺地域に関する b 値と比べ有意な差はないと結論している。

さらに勝又 [1970] は、日本列島の北海道南部、関東、近畿、東九州の4地域について b 値の詳細な検討を行っている。このうち、関東地域について示すと図 3-4 のようになる。1951~1964 の期間にこの地域に発生した地震は M 4 以上のもので 486 個あり、図 3-4(b) に示すように、 M が $4\frac{1}{2}$ 以上についてはほぼ完全にとらえられていると見ることができる。この範囲 (B 地域) の b 値を求めると、

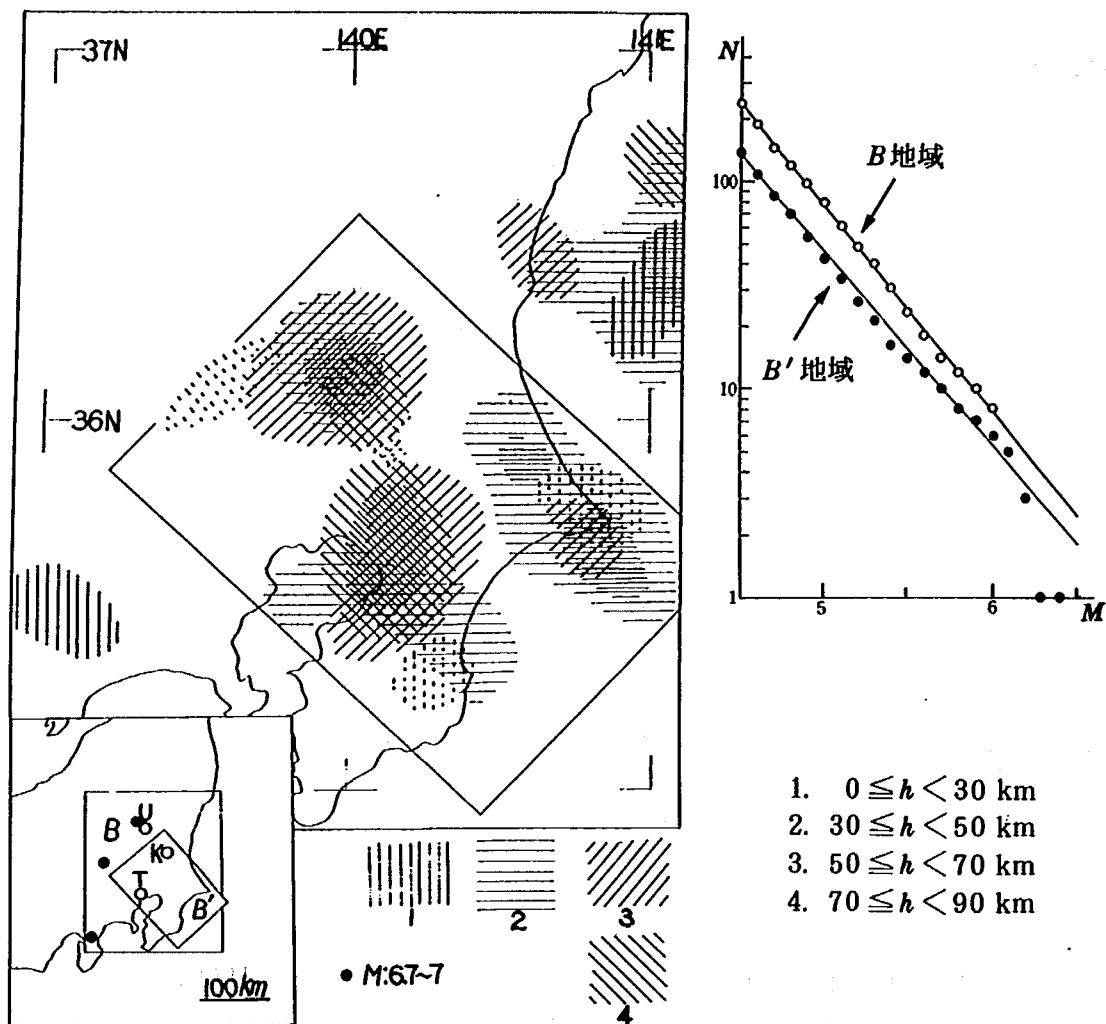


図3-4 関東地方における b 値の地域性の検討(勝又[1970]による)

$$b = 0.94 \pm 0.02 \quad (B \text{ 地域}) \quad (3-29)$$

となる。一方、 B 地域のうちで地震の頻度の特に高い B' 地域(105 km × 150 km, 深さ30 ~ 90 kmの範囲)の b 値を求めると,

$$b = 0.94 \pm 0.02 \quad (B' \text{ 地域}) \quad (3-30)$$

となり、 B 地域と B' 地域の間には、 b 値の有意な差は認められない。

また、深さの影響を見るために、1951 ~ 1966年間の深さ30 ~ 70 kmの地震の b 値を求めると,

$$b = 0.97 \quad (\text{深さ } 30 \sim 70 \text{ km}) \quad (3-31)$$

となり、一方、深さ70 ~ 120 kmの地震では,

$$b = 0.99$$

(深さ 70 ~ 120 km)

(3-32)

となる。したがって、この場合にも深さ 30 ~ 120 km の範囲では、深さによる b 値の有意な差は認められないといえる。

4, マグニチュードの定義に関する検討

今日、マグニチュードという言葉は地震の規模の大きさを表わすものとして広く用いられているが、これには各種のものがあ、一部においてこれらが混同して用いられている場合がある。以下、これを説明する。

4-1 Richter の定義(ローカルマグニチュード(M_L))

地震の最大変位振幅 A と震央距離 Δ に関する信頼できる最初の資料は和達 [1931] による¹⁾ とされる。図 4-1 は和達による距離減衰を示したもので、多数回の異なった地震に対応させて $A \sim \Delta$ の関係を書いたものである。図中で上の方にある曲線ほど今日の解釈からすれば規模の大きい地震に対応していることになるが、当時は、地震の規模という概念がはっきりとは確立していなかった。この図からは、規模の大きい地震ほど $\log A$ の減り方がゆるく、規模の小さい地震ほど $\log A$ の減り方が急であることがわかる。

カリフォルニア工科大学の Charles F. Richter は、和達によるこの結果をよく知っていたとされるが、彼らは南カリフォルニア工科大学の地震観測ネットワークにより得られた地震記録から和達による図 4-1 の結果とは別に図 4-2 のような結果を得た。図中のそれぞれのカーブは同一の地震による水平成分の変位振幅の距離減衰を表わしている。ここで、変位振幅は周期 0.8 秒、感度 2800 倍、減衰 0.8 の Wood-

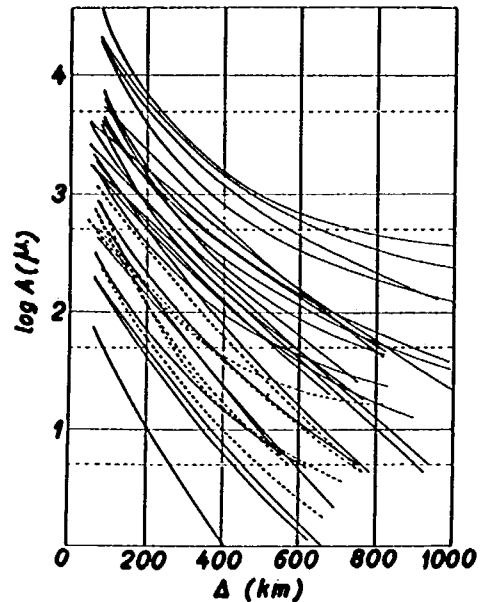


図 4-1 地動の最大振幅と震央距離との関係(和達による、坪井 [1] から引用)

Anderson torsional 地震計により得られたものである。また、図 4-2 の破線は基準地震による距離減衰を表わしている。基準地震 ($M=0$) とは、その地方に生じ得る最小の地震であり、震源から 100 km にある Wood-Anderson 型地震計の記録振幅が 0.001 mm であるような地震と決められている。実際には $M < 0$ となるような地震も存在するのであるが、当時は、Wood-Anderson 型地震計の感度から $M < 0$ の地震は識別されていなかった。

図 4-2 の結果によれば、 $\log A$ の減り方は地震によらずほぼ同じということになり、図 4-1 の和達の結果のように、地震による $\log A$ の勾配の著しい変化が認められない。この原因は、Richter の取扱った南カリフォルニアの地震の規模が比較的狭い範囲におさまっていたからとする考え方があるが、いずれにしても、Richter はこの結果から、 A の減り方が地震の規模によらず一定である、すなわち、 $\log A \sim \Delta$ の曲線が平行であるとみなした。これは非常に重要な仮定であり、この仮定をにおいてはじめて Richter 流の M が成り立つことに注意しなければならない。¹⁾

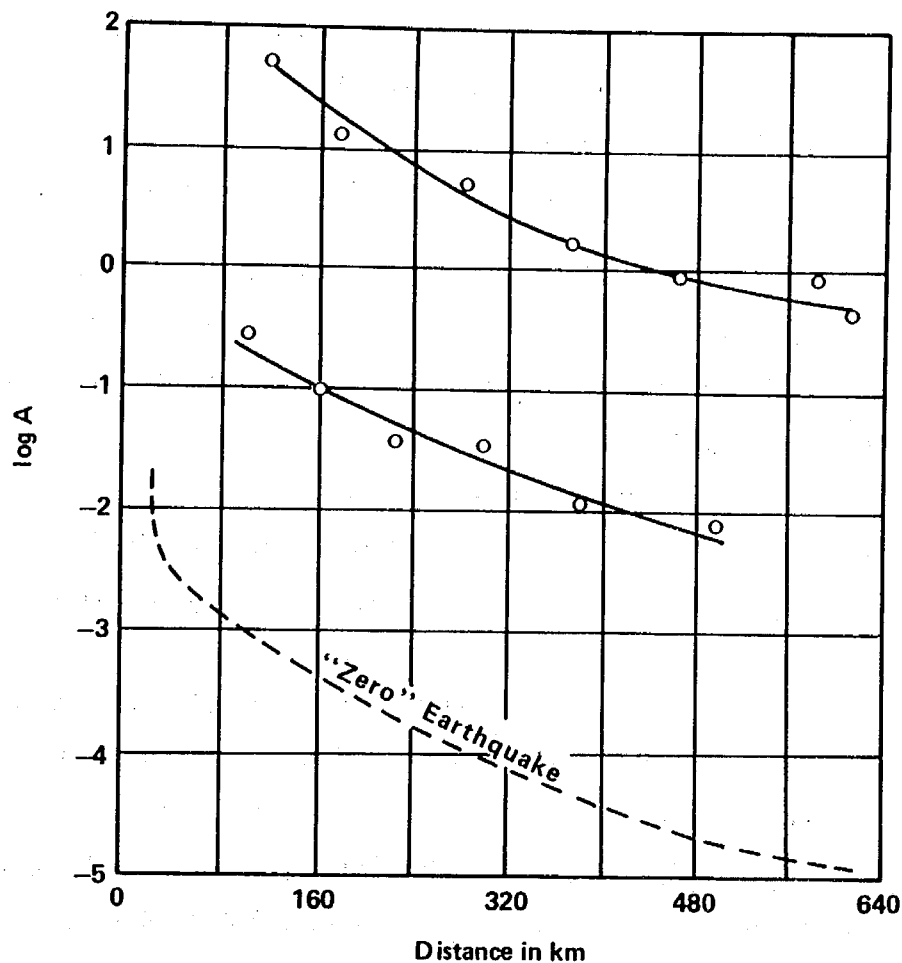


図4-2 Richterによるローカルマグニチュードの定義に用いられた $\log A \sim \Delta$ の関係 ([42] から引用)

上記の仮定を置くと、2つの地震の最大振幅の比は、どの Δ において測っても同じということになり、ある標準の規模を持つ地震について、 $\log A_0 \sim \Delta$ の関係を求めておけば、ある1つの地震について任意の Δ において観測された $\log A$ と、その Δ に対する $\log A_0$ の値とを比較することにより、この地震の M を定めることができる。Richter [1935] による M の定義は次のようになっている。

The magnitude of any shock is taken as the logarithm of the maximum trace amplitude, expressed in micron, with which the standard torsion seismometer ($T_0 = 0.8$ sec, $V = 2800$, $h = 0.8$) would register that shock at an epicentral distance of 100 km.

(震央距離 $\Delta = 100$ km に置かれた Wood-Anderson 式地震計 ($T_0 = 0.8$ 秒, $h = 0.8$, $V = 2800$) の1成分の記録紙上の最大振幅 A をミクロン単位で測り、その常用対数をとったもの)

これは、 $\Delta = 100$ km において記録紙上の最大振幅 $a = 1$ ミクロンであるような地震を標準にとって、それを $M = 0$ としたことに他ならない。すなわち、Richter による M の定義に従えば、

$$\begin{aligned}
M_L &= \log a(100\text{ km}) - \log a_0(100\text{ km}) \\
&= \log a(\Delta) - \log a_0(\Delta) \leftarrow \text{(Richter の仮定)} \\
&= \log \{ 2800 A(\Delta) \} - \log \{ 2800 A_0(\Delta) \} \\
&= \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) \\
&= \log A(\Delta) + 3 \log \Delta - 2.92 \quad (\text{ただし, } 25 < \Delta < 600\text{ km}) \quad (4-1)
\end{aligned}$$

となる。この定義によるマグニチュード M_L (Richter は M の記号を使ったが、今日では M_L の記号が一般的である) は一般に Richter のローカルマグニチュード (local magnitude) と呼ばれている。 M_L の導入により、地震の規模を始めて定量的に評価できるようになった。しかし、 M_L には次のような欠点があることが Richter 自身によって指摘されている。

- ① Wood-Anderson 型地震計を用いなければならない。
- ② 浅い地震 (震源深さが約 16 km より浅い場合) に対してしか、正しく M_L を評価できない。
- ③ 観測点から、半径約 600 km 以内に発生した地震に対してしか、 M_L を求めることができない。

4-2 表面波マグニチュード

カリフォルニア工科大学の Beno Gutenberg [1945] は M_L を拡張し、1000 km 以上遠方で発生した地震に対しても M を定めることを提案した。すなわち、当時の地震計で遠距離に生じた地震の表面波を記録すると、周期 20 秒程度の波動が卓越することから彼は、周期 20 秒程度の表面波の最大振幅 A (記録上の振幅を振動倍率で割って、実際の地震動の振幅に換算し、水平 2 成分の合成を $\sqrt{A_N^2 + A_E^2}$ で行ったもの、ミクロン単位) を用いて、マグニチュードを求める方法を次式で提案した。

$$M_S = \log A + \log B \quad (4-2)$$

ここで、 $\log B$ と Δ の関係は表 4-1 に示す通りである。 $\Delta < 100^\circ$ の範囲では式 (4-2) はおおむね次のように表わされる。

$$M_S = \log A + 1.656 \log \Delta + 1.818 \quad (4-3)$$

式 (4-2) の M_S を表面波マグニチュード (surface wave magnitude) と呼び、浅い地震の M を定めるのに用いられる。

表 4-1 式 (4-2) における $\log B \sim \Delta$ の関係 (宇津による)

$\Delta (^\circ)$	20	30	40	50	60	70	80	90	100	120	140	160
$\log B$	4.0	4.3	4.5	4.6	4.8	4.9	5.0	5.0 ₅	5.1	5.3	5.3	5.3 ₅

4-3 実体波マグニチュード (m_b)

深発性の地震の M を決める場合には、このような地震による表面波が20秒程度の周期成分を持たないとともに、振幅も非常に小さなものとなる場合が多いため、実体波が用いられる。最初に実体波を用いることを提案したのはGutenberg[1945]である。彼は、まず、マグニチュード～浅発地震の実体波振幅～距離の間に次の経験式を得た。

$$m_b = A + 0.1(M_s - 7) - \log T + \log u \quad (4-4)$$

ここで、 m_b : 実体波マグニチュード

M_s : 表面波マグニチュード

A : 最大変位振幅 [ミクロン]

T : 波の周期 [秒]

u : 水平地動変位振幅 [ミクロン]

Gutenberg は震源深さが30～70kmの巨大地震 ($M \geq 8$) の M を決定するためには、表面波マグニチュード M_s よりも実体波マグニチュードが優れていると考えた。この理由として彼は、こうした地震の場合には表面波の振幅は大き過ぎて記録しきれないことを挙げている。

次に、Gutenberg は、地震の規模が同一ならば、深発地震でも浅発地震でも放出されるエネルギーは一定であるはずだということから、浅発地震に対して定義した式 (4-4) の適用性を深発地震に対して検討した。このような検討を経て、1956年までに、Gutenberg は m_b を次式のように修正している。

$$m_b = \log(A/T) + B + C \quad (4-5)$$

ここで、 m_b : 実体波マグニチュード

A : 実体波の最大変位振幅 [ミクロン] (P 波の水平もしくは上下動, もしくは S 波の水平動)

T : 波動の周期 [秒]

B : 波動の位相, 成分, 震央距離, 深さによる値でグラフにより与えられる。

C : 経験的に与えられる観測点の補正係数 (一般に0.2)

Gutenberg はマグニチュードを決定する最も正確な方法は、表面波を用いる方法 (M_s) ではなく、実体波を用いる方法 (m_b) と考えた。この理由として、Gutenberg は以下の理由を挙げている。

㊸ 表面波は、波動が水平方向に性質の異なった地殻の境界面を横断するような際には、振幅が小さくなる。

㊹ 震源の深さは M_s を定義する時に想定した平均深さよりも深い場合が多い。

このような点からGutenbergは m_b を“unified magnitude”と呼び、彼の著書では、マグニチュードは m_b で表わされている。

これに対してRichterは、 m_b は不十分な定義であるとし、表面波マグニチュード (M_L もしくは M_s) が適当としている。Richterは、1971年のインタビューの中で、マグニチュードに関して次のような意

見を述べている。

Magnitudes should not be based on body waves alone when surface wave data are available; nor should they be based on P amplitudes alone. Still worse is the practice of assigning magnitudes on the first few waves of the P group..... In many instances it has been shown that the initial waves are those of a small foreshock, to which alone the magnitude supposedly determined for the following shock will then apply.

4-4 マグニチュードの定義に関する注意事項

マグニチュードの定義には、上記のように M_L （ローカルマグニチュード）、 m_b （実体波マグニチュード）、 M_s （表面波マグニチュード）がある。 M_s 、 m_b は本来同じ地震については M_L と同じ値が得られるようにパラメーターが定められている。しかしながら、後になってこれら三種のマグニチュードの間には系統的な差があることがわかってきた。たとえば、GutenbergとRichter〔1956〕は、 m_b 、 M_s 、 M_L の間に

$$\begin{aligned} m_b &= 2.5 + 0.63 M_s \quad (\text{小さい地震除く}) \\ M_s &= 1.59 m_b - 3.97 \\ m_b &= 1.7 + 0.8 M_L - 0.01 M_L^2 \end{aligned} \quad (4-6)$$

という換算式を出しており、また、長宗〔1972〕も M_s と m_b の間に

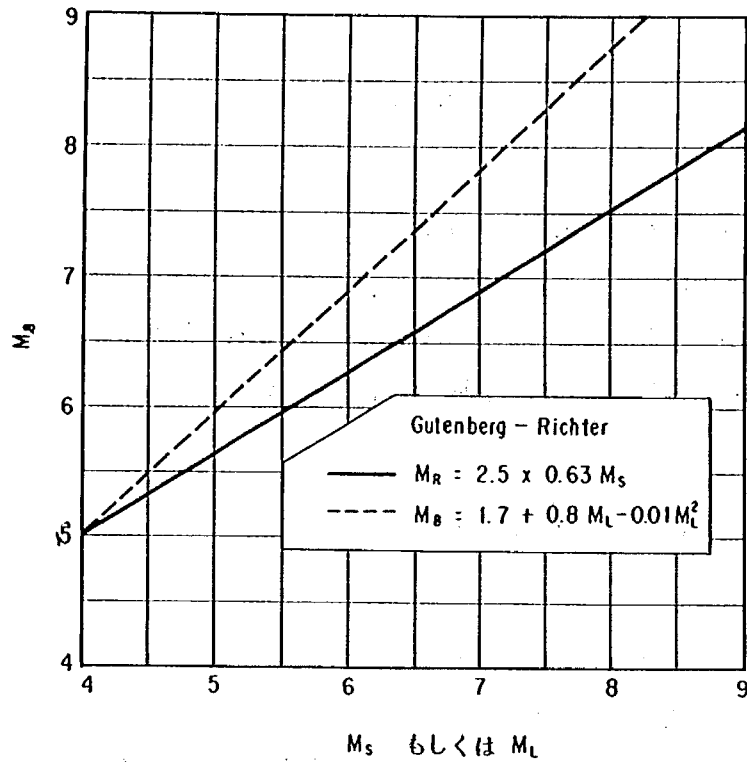
$$\begin{aligned} M_s &= 1.89 m_b - 4.62 & M_s > 5\frac{3}{4} \\ M_s &= 1.05 m_b - 0.02 & M_s < 5\frac{3}{4} \end{aligned} \quad (4-7)$$

という換算式を提案している。いま、これらの式を用いると、 M_L 、 M_s 、 m_b の間の関係は図4-3のようになる。

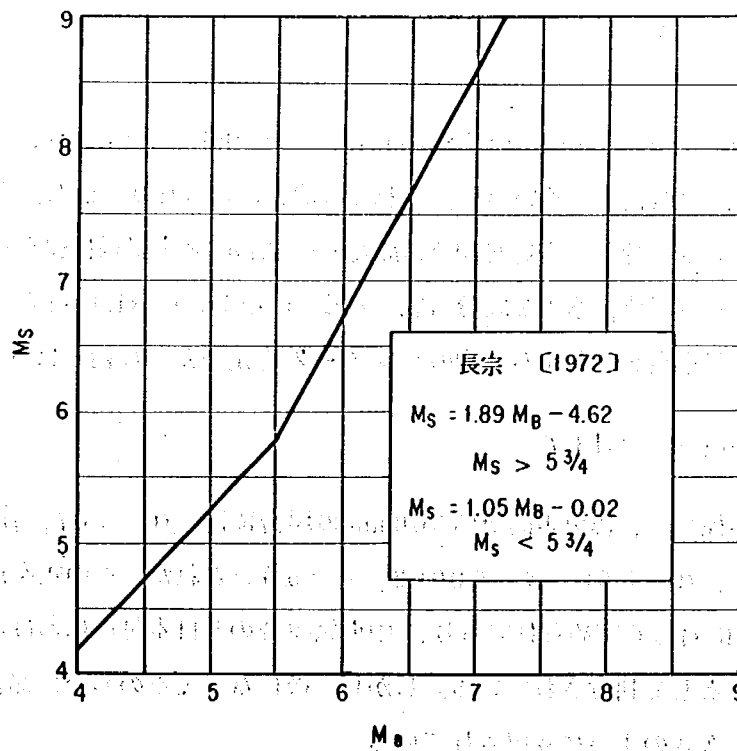
また、Gutenberg-Richter〔1949, 1954〕は彼らの著書“Seismicity of the Earth”の中で1905年～1917年の $M > 7\frac{3}{4}$ の地震、1918～1952の $M > 6.9$ の地震、1932年1月～1935年6月の $M > 6$ の地震に対してマグニチュード M を与えている。この M の値は、世界各地の観測資料から各地震の M_s および m_b を求め、 m_b は $M_s - m_b = (M_s - 7)/4$ という式で M_s に変換した後、全部の荷重平均をとったものであり、したがって、この M は M_s 系統のものとされている。ここで重要な点は、その後のマグニチュードの決定に関する研究においては“Seismicity of the Earth”に示されている M の値を基準として、これに合うようにマグニチュードを定める方式が考案されてきたという点である。後述する坪井の公式もこれに従ったものである。

4-5 米国(USGS)における M の決定

米国(U.S. Geological Survey)においては M_s と m_b が併用されており、それぞれ次式が用いられている。



(a) Gutenberg-Richter [1956]による $m_b \sim M_S \sim M_L$ の関係



(b) 長宗 [1972]による $m_b \sim M_S$ の関係

図4-3 $m_b \sim M_S \sim M_L$ 間の関係

② 表面波マグニチュード

$$M_s = \log (A/T) + 1.66 \log D + 3.3 \quad (4-8)$$

ここで, M_s : 表面波マグニチュード

A : 表面波の最大変位振幅 [ミクロン]

T : 表面波の周期 ($18 \leq T \leq 22$)

D : 地球の中心を中心とし, 震源と観測点で構成される角度 ($20^\circ \leq D \leq 160^\circ$) (震源深さが 50 km 以浅の場合には, 補正を施さない)

③ 実体波マグニチュード

$$m_b = \log (A/T) + Q(D, h) \quad (4-9)$$

ここで, m_b : 実体波マグニチュード

A : P 波のグループから取り出した変位振幅 (必ずしもグループ内の最大値ではない)

T : 実体波の周期 ($0.1 \leq T \leq 3.0$)

Q : 距離 D と深さ h の関数で与えられる補正係数。ここで, $D = 5^\circ$

式 (4-8) および (4-9) は International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior および 1967 年の International Geophysical Assembly により世界各国で使用されるよう推奨されている。

4-6 坪井の公式

坪井は Gutenberg-Richter [1954] の "Seismicity of the Earth" 所載の地震の中から日本とその周辺で発生した 78 個の地震をひろい出し, これらの地震による札幌, 仙台, 東京, 名古屋, 神戸, 福岡における Wiechert 式地震計 (一部は強震計) の最大水平振幅 A (最大記録振幅をその周期に対する振動倍率で割ったもの, ミクロン単位, 水平 2 成分合成) から Gutenberg-Richter が与えた M の値になるべく近い M を与えるように最小自乗法により式中のパラメータを定めた。最初 [1951] は

$$M = \alpha \log A + \beta \Delta + \gamma \quad (4-10)$$

の形の式が提案され, 各係数は, 震央距離 $\Delta \leq 500$ km の場合には, $\alpha = 0.67$, $\beta = 0.002$, $\gamma = 3.8$, $\Delta \geq 500$ km の場合には, $\alpha = 0.60$, $\beta = 0.0003$, $\gamma = 5.0$ とされた。この式を用いた M は, 1931 年 ~ 1950 年の 735 地震に対して定められており, 中央気象台の「日本付近におけるおもな地震の規模表 (1885 ~ 1950 年)」として刊行されている。しかし, 後になってこの形では都合の悪い場合のあることがわかり, 1954 年に次式のように変更されている。

$$M = \log A + b \log \Delta + C \quad (4-11)$$

ここで, 上記 6 箇所の観測点の資料を全部用いた場合には, $b = 1.73$, $C = -0.83$ である。式 (4-11)

は一般に坪井公式と呼ばれ、気象庁ではこれによって深さ60km以浅の地震のマグニチュードを決めている。この方式は1926年にさかのぼって、気象庁により M が定められ、気象庁の「日本付近の主要地震の表（1926～1956年）」およびこれに続く地震月報の別冊として刊行されている。Wiechert 式地震計は近年ほとんど廃止になっているが、それに類似した周波数特性を持つ地震計によって振幅を測定している。図4-4は、1925年以後、主要な地震に対して式(4-11)による M とGutenberg-Richter〔1954〕による M (M_{GR})を比較したものである(勝又〔1970〕による)。

なお、気象庁では60kmよりも深い地震については勝又〔1964〕の方法によっている。これは次式の形で M を与えるもので、

$$M = \log A + K(\Delta, h) \quad (4-12)$$

A は式(4-11)と同じもの、 $K(\Delta, h)$ は震央距離 Δ と震源深さ h の関数として表4-2のように与えられている。このようにして、1930年以後に日本周辺で発生した深さ60km以上の地震に対し、式

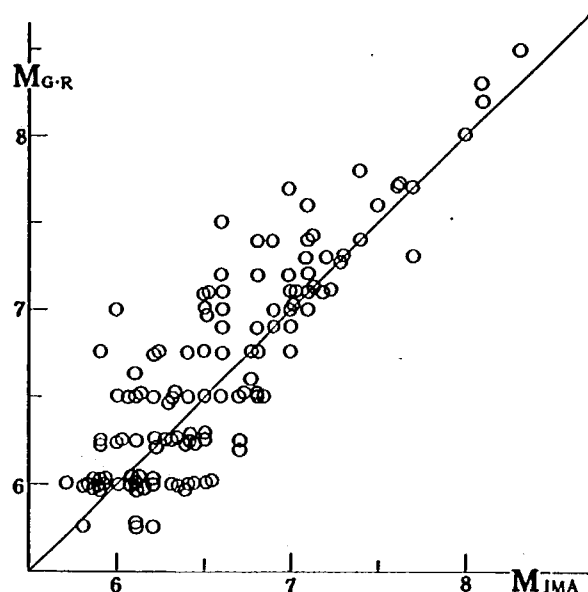


図4-4 1925年以後の主要な地震に対する気象庁のマグニチュード (M_{JMA}) と Gutenberg-Richter によるマグニチュード (M_{GR}) の比較 (勝又〔1970〕による)

表4-2 式(4-12)の K 値(勝又〔1970〕による)

Δ km H 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	4.48	4.87	4.74	4.64	4.46	4.72	4.77	4.83	4.93

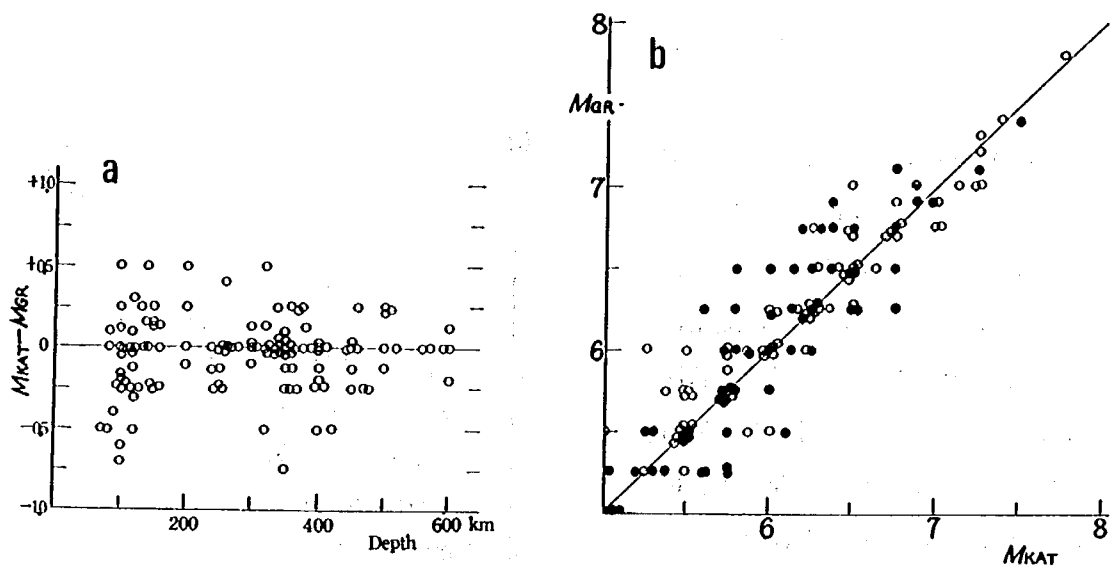


図4-5 1930年以後の日本周辺の深さ60km以上の地震に対する式
(4-12)によるマグニチュード(M_{KT})とGutenberg-Richterのマグニチュード(M_{GR})の比較(勝又[1970]による)

(4-12)による M とGutenberg-Richter[1954]による M (M_{GR})を比較すると図4-5のようになる(勝又[1970])。なお $K(\Delta, h)$ の決定には坪井公式と同様に“Seismicity of the Earth”の M の値が基準として用いられている。したがって、気象庁によるマグニチュードは必ずしも表面波の振幅を用いるわけではないが、もとをたせばGutenberg-Richterの M_S に準拠したものであり、表面波マグニチュードの系統のものといえることができる。

4-7 河角のマグニチュード

以上は地震計による記録をもととしたマグニチュードの定義であるが、このような観測が本格的に開始されたのは1900年代中頃からであり、それ以前の地震に対しては上記の方法によりマグニチュードを求めることができない。このような古い時代の地震の規模を決定するために、河角は震度階からマグニチュードを求めることを提案している。

すなわち、河角[1956]によれば、気象庁の震度階による震度 I と震央距離 Δ [km]の関係は次式で与えられる。

$$I = 2M - 4.60 \log \Delta - 0.00166 \Delta - 0.32 \quad (4-13)$$

ここで、河角[1943]は、震央距離 $\Delta = 100$ kmにおける気象庁の震度をもって地震のマグニチュード M_k (一般に、河角のマグニチュードと呼ばれる)とすると定義した。すなわち式(4-12)において、 $\Delta = 100$ kmを代入すると、次式となる。

$$M_k = I \quad (\Delta = 100 \text{ km})$$

$$= \frac{I}{2} + 4.843 \quad (4-14)$$

式(4-14)によれば、震央距離100kmにおける震度を5および6とすれば、 M_k はそれぞれ6.3および7.8と求められる。

また、河角は震源距離100kmの地点での地動変位の最大値 A_{100} 〔マイクロン〕から M_k を直接次のように求めている。

$$A_{100} = 10^{1.5+0.5M_k} \quad (4-15)$$

さらに、河角は式(4-14)もしくは式(4-15)による M_k と Gutenberg-Richter 流のマグニチュード M の関係は次式で与えられるとした。

$$M = 0.5 M_k + 4.85 \quad (4-16)$$

このようにして求められた M_k は理科年表等に掲載されている(注、中央気象台(昭和27年)の「日本付近におけるおもな地震の規模表(1885~1950年)」にも1885~1943年間の地震に対して M_k が掲載されているが、これと理科年表の M_k とは必ずしも一致しない。主な被害地震については「規模表(1885~1950)」とは別に M_k が決められており、理科年表はこれによっているとされる)が、このようにして M_k から式(4-16)により求められた M は実際より大き過ぎるという指摘がある。

まず、坪井は式(4-11)によって定めた M と河角により式(4-16)から定められた M の両方の値がわかっている357個の地震について M (河角) - M (坪井)の頻度分布を調べた。この結果は表4-3のようになり、平均として M (河角)の方が M (坪井)よりも0.4~0.5程度大きくなっている。

次に、宇佐美、茅野〔1970〕は坪井とは独立に気象庁の M (すなわち、式(4-11)による坪井公式による M)と河角により与えられる M (ここでは、両者を区別するために前者を M_J と記す)の関係を

表4-3 M (河角) - M (坪井)の度数分布(坪井〔1〕による)

$M(\text{河}) - M(\text{坪})$	数	$M(\text{河}) - M(\text{坪})$	数	$M(\text{河}) - M(\text{坪})$	数	$M(\text{河}) - M(\text{坪})$	数	$M(\text{河}) - M(\text{坪})$	数
2.1	1	1.2	4	0.3	33	-0.6	1	-1.5	-
2.0	1	1.1	8	0.2	28	-0.7	1	-1.6	-
1.9	1	1.0	7	0.1	22	-0.8	1	-1.7	-
1.8	1	0.9	15	0.0	18	-0.9	-	-1.8	1
1.7	2	0.8	22	-0.1	17	-1.0	-	計 357	
1.6	2	0.7	25	-0.2	5	-1.1	-		
1.5	4	0.6	30	-0.3	6	-1.2	-		
1.4	2	0.5	39	-0.4	3	-1.3	-		
1.3	10	0.4	43	-0.5	3	-1.4	-		

(参考資料) 宇佐美、茅野 (1970) 「日本気象学会」

表 4-4 河角マグニチュードに対する宇佐美，茅野の検討結果(宇佐美，茅野〔2〕による)

(a) M と M_k の関係が式 (4-16) を満たさない地震の百分比 (b) 地域毎における $M-M_k$ の百分比

西暦年	百分比	西暦年	百分比	西暦年	百分比	$M-M_k$	北 部	関 東	中央部	南 部	全 国
1926	0.	1932	0.	1938	21.1	<-0.5		0.5		2.3	0.4
1927	8.0	1933	0.	1939	4.5	$-0.5\sim$	8.9	2.8	2.6	4.6	5.4
1928	3.6	1934	7.1	1940	57.1	$0.0\sim$	27.1	41.1	36.8		35.3
1929	5.0	1935	7.4	1941	63.2	$0.5\sim$				37.2	
1930	14.7	1936	11.8	1942	72.2	$1.0\sim$	20.7	8.9	10.5	9.2	13.9
1931	29.2	1937	15.0	1943	55.9	$1.5\leq$	3.0	0.5	3.9		2.0
全 年		17.2				計	100.1	99.9	99.9	99.3	100.0

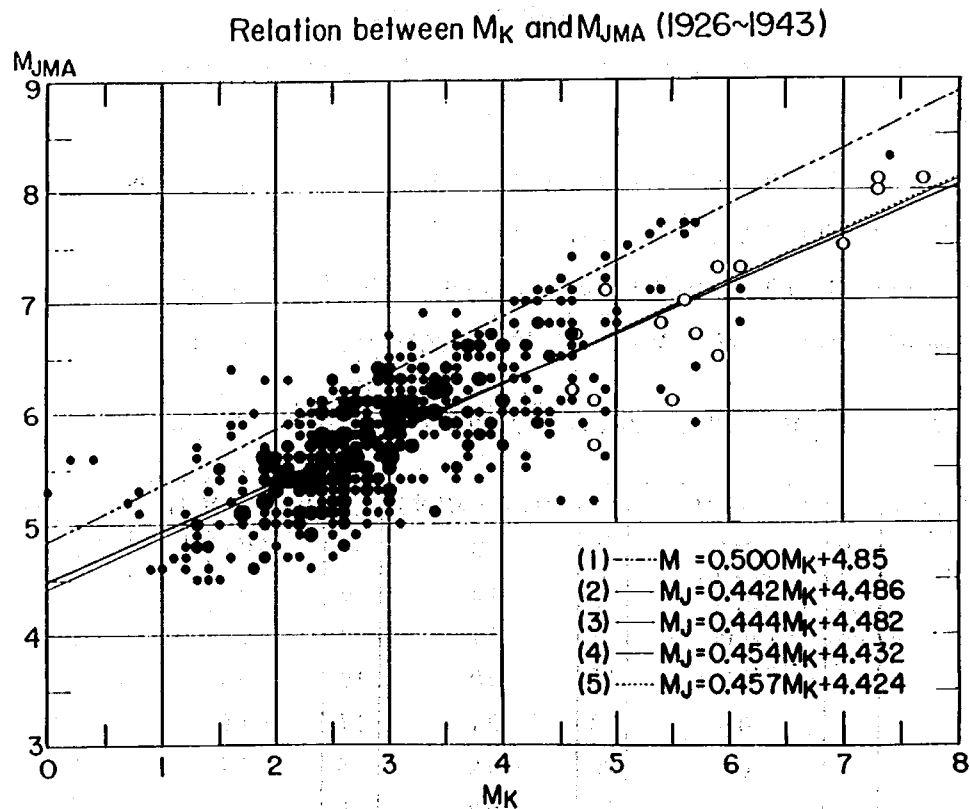


図 4-6 河角の規模 M_k と気象庁の規模 M_J の関係，白丸は通信調査〔Sato(1948, 1955)〕による資料，黒丸は面積が地震数に比例し，最小の黒丸は一つの地震に対応する。(宇佐美，茅野〔2〕による)

調べている。河角の M_k は1885～1943年の地震に対して求められており（中央気象台〔1952〕「日本付近におけるおもな地震の規模表（1885～1950年）」）、また、 M_J は坪井〔1954〕の公式を用いて1926年にさかのぼって求められている（気象庁〔1958〕「日本付近の主要地震の表（1926～1956年）」）。したがって、1926～1943年の18年間にわたって、 M_k と M_J がともに求められており、宇佐美らはこうした505個の地震について、両者の関係を検討した。この結果の一例は図4-6および表4-4のようになり、これらの結果より、宇佐美らは、 M と M_J の間には平均して次の関係があることを指摘している。

$$M = M_J + 0.5 \quad (4-17)$$

この関係は1926～1943年の地震資料を用いて求めたものであり、これをいつまで遡って使えるかが問題となるが、宇佐美らは一応、1885年までは使えるとしている。

また、宇津〔1979〕は、1885～1925年の地震に対して M の決定を志みているが、この中で、河角の M_k に対する見直しを行っている。すなわち、中央気象台〔1952〕「日本付近におけるおもな地震の規模表（1885～1950）」に示されている M_k および M の値（これは、河角により提供されたものをそのまま印刷したとされる）は次のようにして求められたと考えられる。

④ 1923年8月以前の地震

河角〔1943〕は震度 I と震央距離 Δ に関して次の関係式を提案している。

$$e^I = \left(\frac{100}{\Delta} \right)^2 \exp \{ M_k - 0.00183 (\Delta - 100) \} \quad (4-18)$$

この式に、 $\Delta = 100 \text{ km}$ を代入すると、 $M_k = I(100 \text{ km})$ となり、式(4-14)が得られるようになっている。ここで、 $I = 1$ となる震央距離 Δ を有感半径 r とし、

$$e = \left(\frac{100}{r} \right)^2 \exp \{ M_k - 0.00183 (r - 100) \} \quad (4-19)$$

の関係から、有感半径 r を与えることにより M_k を求めている。 M_k から M への変換は式(4-16)によって行っている。有感半径 r としては、中央気象台地震報告、同年報地震の部、気象要覧に掲載されている各地震の「震域」の長径と短径の平均の $1/2$ （もしくは、長半径と短半径の平均）を用いている。ただし、理由ははっきりしないが、これとはやや異なるものもあり、また、長径または長半径しか掲載されていないものは、長径の $1/2$ または長半径をそのまま r としている。

⑤ 1923年9月以後の地震

ところが、1923年9月以後の地震になると、有感半径 r と M_k の関係は図4-7に示すように式(4-19)で与えられるよりも系統的にずれている。すなわち、 $r \leq 200 \text{ km}$ の地震に対しては1923年8月以前の地震と同じように式(4-19)で与えられるように M_k と r は1対1に対応しているが、 $r > 200 \text{ km}$ の地震に対しては式(4-19)とはずれている。これに対しては、それぞれの地震について、 $\Delta = 100 \text{ km}$ における震度、すなわち、 M_k が直接求めたとされており、したがって、1923年9月

以後の $r > 200$ km の地震の M_k は、それ以前の地震の M_k に比較して相対的に小さく決められている。

さらに重要な点は、河角が有感半径として用いた r が 1914 年 3 月頃までは、実は、有感半径ではなく「地震計で記録された範囲」の半径であることである。すなわち、宇津によれば 1913 年ころまでの中央気象台の刊行物にある「震域」という表現は人体感覚があった地域、すなわち、震度 1 以上の地域ではなく、震度 0 以上の地域のことである。このような点から、宇津は河角が震度 0 の範囲を有感地域と考えたために、1913 年以前の r から式 (4-19) で求めた M_k とこれを式 (4-16) で換算して求めた M の値は、それ以後のものに比較してかなり大きくなったと指摘している。

4-8 米国 (USGS) の M と気象庁の M の関係

米国では式 (4-9) により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から m_b を求めている。勝又 [1970] は 1963 年 6 月～1966 年 12 月の期間の地震に対して、式 (4-

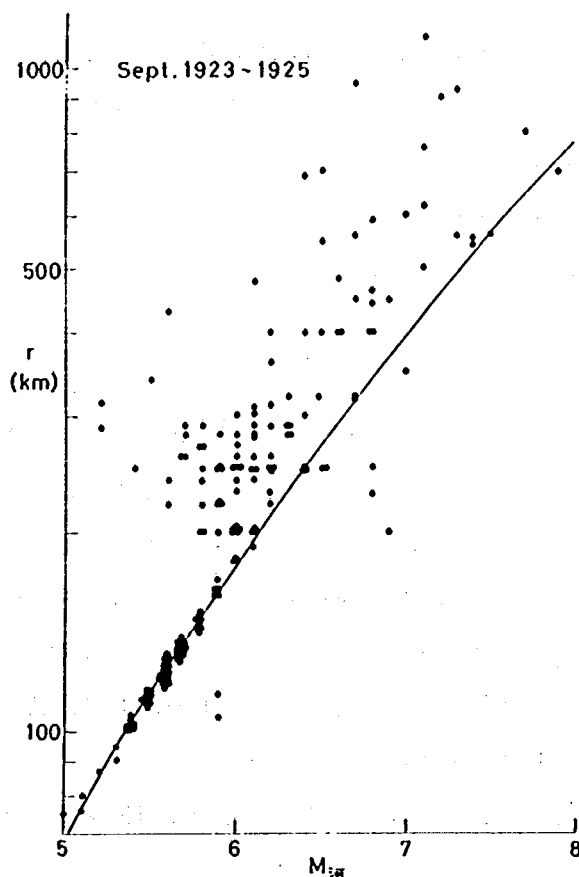
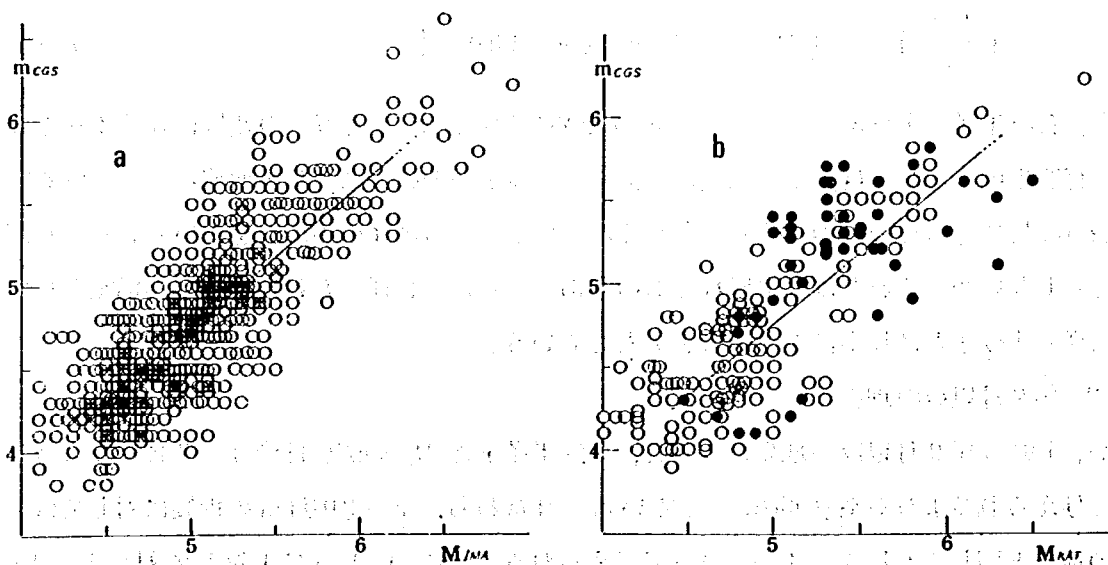


図 4-7 有感半径 r と河角のマグニチュード M_k の関係 (宇津 [7] による)



(a) 浅い地震に対する $M_{JMA} \sim m_{CGS}$

(b) やや深い地震に対する $M_{KAT} \sim m_{CGS}$

図 4-8 気象庁の M と米国の M の関係 (勝又 [1970] による)

11)および式(4-12)による気象庁の M と式(4-9)による米国の m_b との関係を図4-8のように求めている。これによれば、両者の対応関係にはかなりの幅があることがわかる。また、勝又は式(4-11)および式(4-12)に対する式(4-9)の m_b の平均値を図4-9のように求めており、これより両者の関係を次式で近似している。

$$m_b = (0.5 \pm 0.14) + (0.85 \pm 0.03) M_{JMA} \quad (4-20)$$

ただし、上式の適用限界は $4\frac{1}{2} < M < 6\frac{1}{4}$ である。なお、図4-9中の破線は、市川・Basham [1963] による提案式で、次式で与えられる。

$$M_{JMA} = 0.76 m_b + 1.58 \quad (4-21)$$

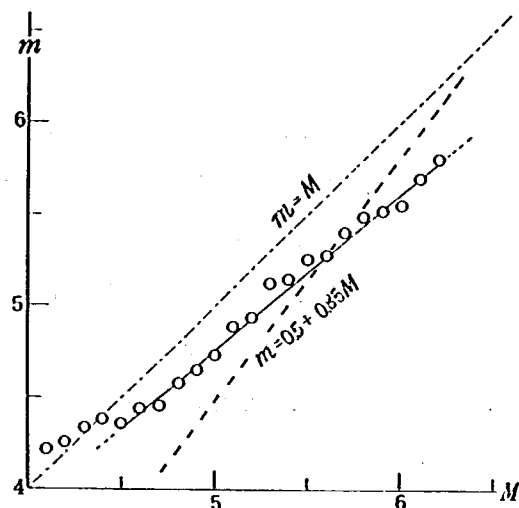


図4-9 気象庁の $M(M_{JMA})$ と米国の $M(m_b)$ との関係(勝又[1970]による)

5. 従来の解析手法との比較 — 明石海峡大橋建設地点を対象とした試算

5-1 解析対象地点

土木学会明石海峡大橋耐震設計小委員会では、昭和53年度に、180galの設計加速度の評価に関し、詳細な検討が実施されている。ここで採用されている方法は、対象地点の周辺に発生した個々の地震のマグニチュードと震央距離から、当該地震による対象地点での加速度を推定し、この頻度から再現期間を推定するものである。ここでは、上記小委員の方法と今回開発した方法の比較を行うために、解析対象を明石海峡大橋架橋地点（東経135度2分，北緯34度36分）とした。

5-2 解析に用いた地震資料

解析には、上記対象地点を中心とする半径300kmの範囲に生じた地震資料（気象庁資料）を用いた。図5-1は、これを416～1980年（1565年間）、1885～1980年（96年間）、1926～1980年（55年間）の期間に分けて示したものである。これによれば、対象地点周辺の地震発生状況は、熊野灘～紀伊水道沖～土佐沖と結ぶ南海トラフ沿いの巨大地震の発生する地域、根尾谷断層に代表される岐阜県北西部の内陸型巨大地震の発生する地域、紀伊半島周辺の中～小地震の発生する地域、四国～中国地方のように比較的地震発生頻度の少ない地域に分けることができると考えられる。

なお、4章に示したように、古い地震の特性に関しては見直しを図る必要があるが、ここでは、土木学会・明石海峡大橋耐震設計小委員会の検討結果との比較に重点を置き、同小委員会が用いたと同じ気象庁資料を用いることにした。ただし、対象期間は1885～1980年とした。これは、上記小委員会で用いられた1885～1976年の資料に、最近の4年分の資料をつけ加えたものであるが、最近の資料はマグニチュード、震源位置ともに決定精度の高いものであるため、両者を用いた解析結果を比較するうえで問題はない。

5-3 サブゾーンに分割する効果

架橋地点周辺をサブゾーンに分割し、それぞれのサブゾーンごとにパラメータを当該サブゾーンの地震データから定めると、地震動加速度期待値がどの程度変化するかを検討するために、以下の3ケースにつき、最大加速度 $A_{\max}$ 〔gal〕～再現期間 T_R 〔年〕の関係を求めた（図5-2参照）。

- (i) ケース1：架橋地点を中心とする半径 $R=300$ kmの範囲を1つのサブゾーンとする。
- (ii) ケース2：架橋地点を中心とする半径 $R=0\sim100$ km， $100\sim200$ km， $200\sim300$ kmの3ゾーンに分割
- (iii) ケース3：ケース2をさらに $\theta=0\sim90$ 度（ただし、 θ 軸は東西軸から半時計まわりにとる）， $90\sim180$ 度， $180\sim270$ 度， $270\sim360$ 度に分け、合計12サブゾーンに分割

なお、図5-2の分割は、図5-1に示した明石海峡架橋地点の地震発生状況を十分勘案して定めたものではなく、本年度の試算のために漸定的に分割したものである。

また、解析に際しては、式（2-7）は次のように加速度記録の統計解析から求められた第1種地盤上

AKASHI

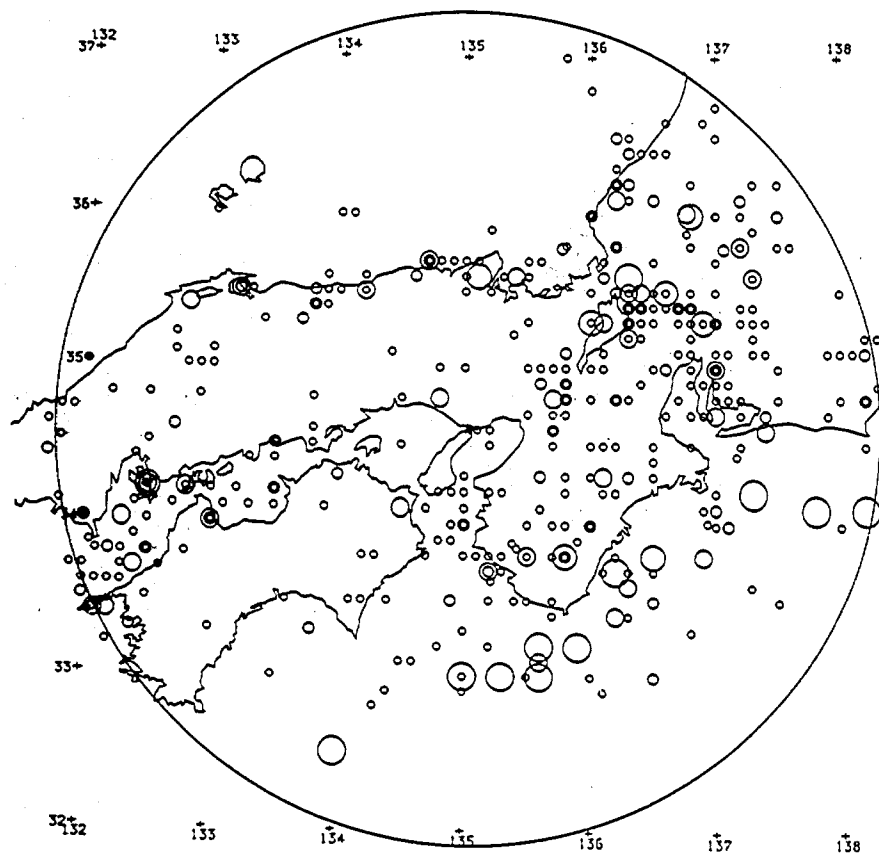
LONGITUDE= 135 2 0
LATITUDE= 34 36 0
FROM 416 TO 1980

*****R= 300(KM) *** 5.S.GE.MAGNITUDE.LT. 6.5 = ○ *****
*** 6.S.GE.MAGNITUDE.LT. 7.0 = ○ *****
*** 7.Q.GE.MAGNITUDE.LT. 7.5 = ○ *****
*** 7.S.GE.MAGNITUDE.LT. 8.0 = ○ *****
*** 8.Q.GE.MAGNITUDE.LT. 9.0 = ○ *****

AKASHI

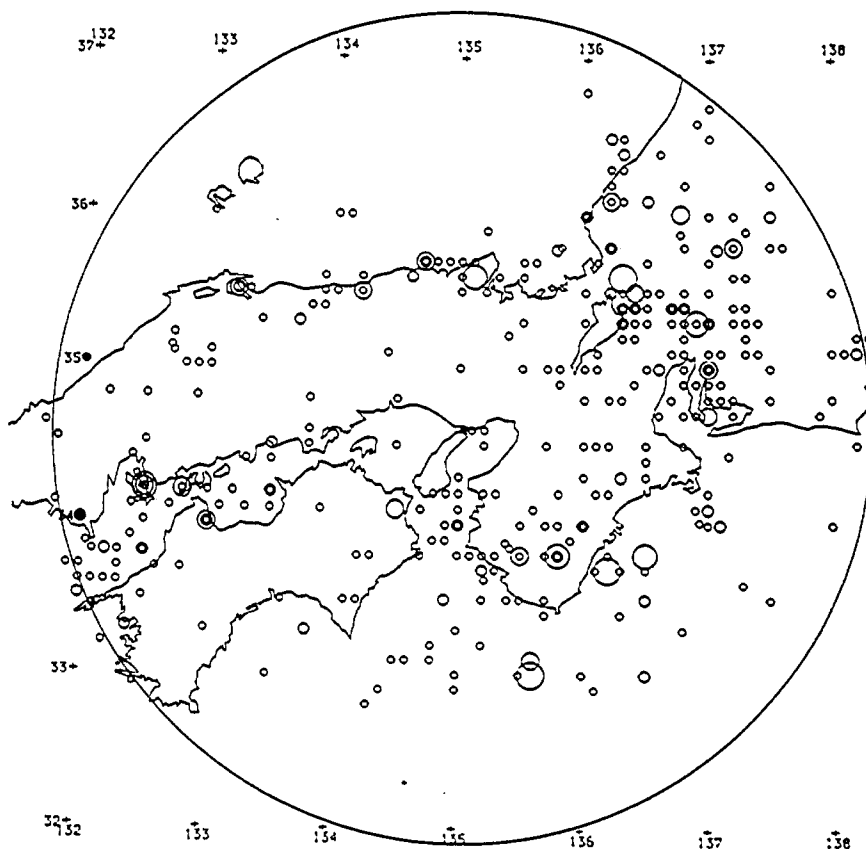
LONGITUDE= 135 2 0
LATITUDE= 34 36 0
FROM 1885 TO 1980

*****R= 300(KM) *** 5.S.GE.MAGNITUDE.LT. 6.5 = ○ *****
*** 6.S.GE.MAGNITUDE.LT. 7.0 = ○ *****
*** 7.Q.GE.MAGNITUDE.LT. 7.5 = ○ *****
*** 7.S.GE.MAGNITUDE.LT. 8.0 = ○ *****
*** 8.Q.GE.MAGNITUDE.LT. 9.0 = ○ *****



0 100 200 (KM)

(a) 416~1980年



0 100 200 (KM)

(b) 1885~1980年

図5-1 明石海峡大橋架橋地点周辺の地震状況

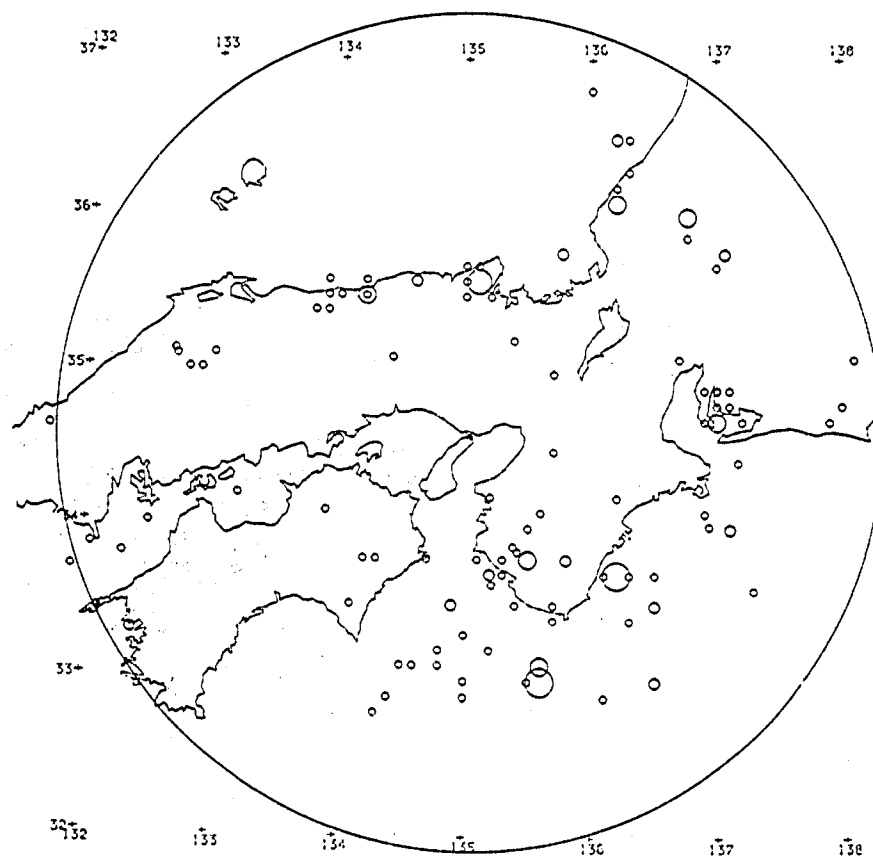
AKASHI

LONGITUDE= 135 2 0

LATITUDE= 34 36 0

FROM 1926 TO 1980

*****R= 300(KM) *** 5.5 GE. MAGNITUDE. LT. 6.5 = ○ *****
 *** 6.5 GE. MAGNITUDE. LT. 7.0 = ○ *****
 *** 7.0 GE. MAGNITUDE. LT. 7.5 = ○ *****
 *** 7.5 GE. MAGNITUDE. LT. 8.0 = ○ *****
 *** 8.0 GE. MAGNITUDE. LT. 9.0 = ○ *****



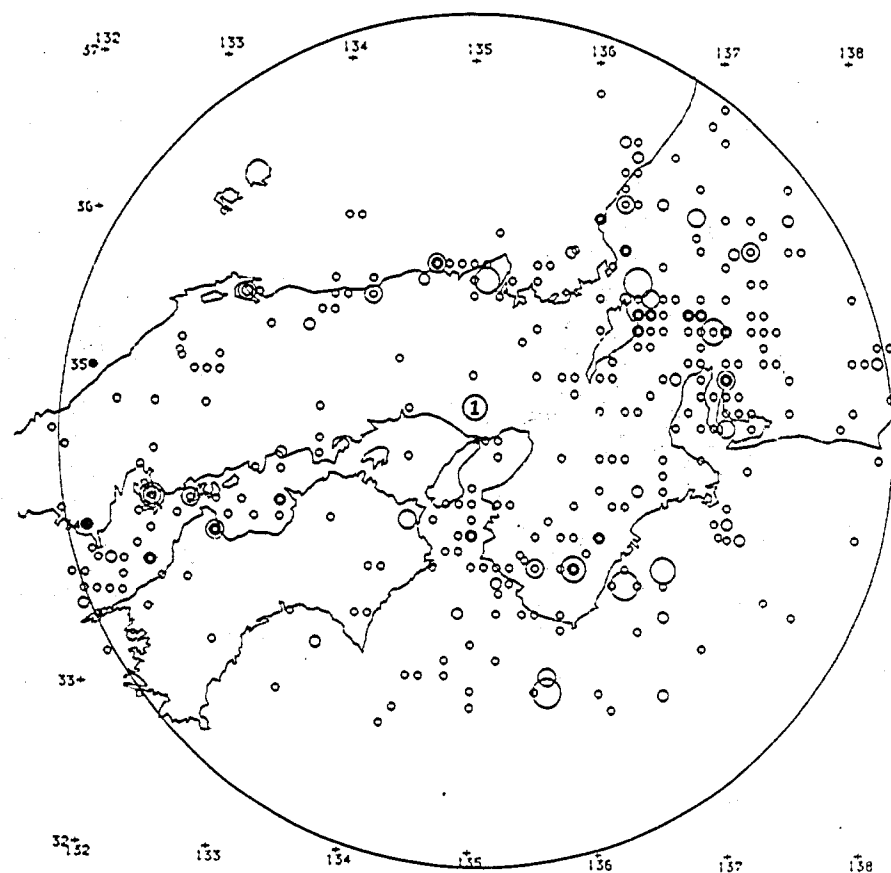
(c) 1926~1980年

図5-1 明石海峡大橋架橋地点周辺の地震状況

AKASHI

LONGITUDE= 135 2 0
LATITUDE= 34 36 0
FROM 1885 TO 1980

*****R= 300(KM) *** 5.5 GE. MAGNITUDE. LT. 6.5 = ○ *****
*** 6.5 GE. MAGNITUDE. LT. 7.0 = ○ *****
*** 7.0 GE. MAGNITUDE. LT. 7.5 = ○ *****
*** 7.5 GE. MAGNITUDE. LT. 8.0 = ○ *****
*** 8.0 GE. MAGNITUDE. LT. 9.0 = ○ *****

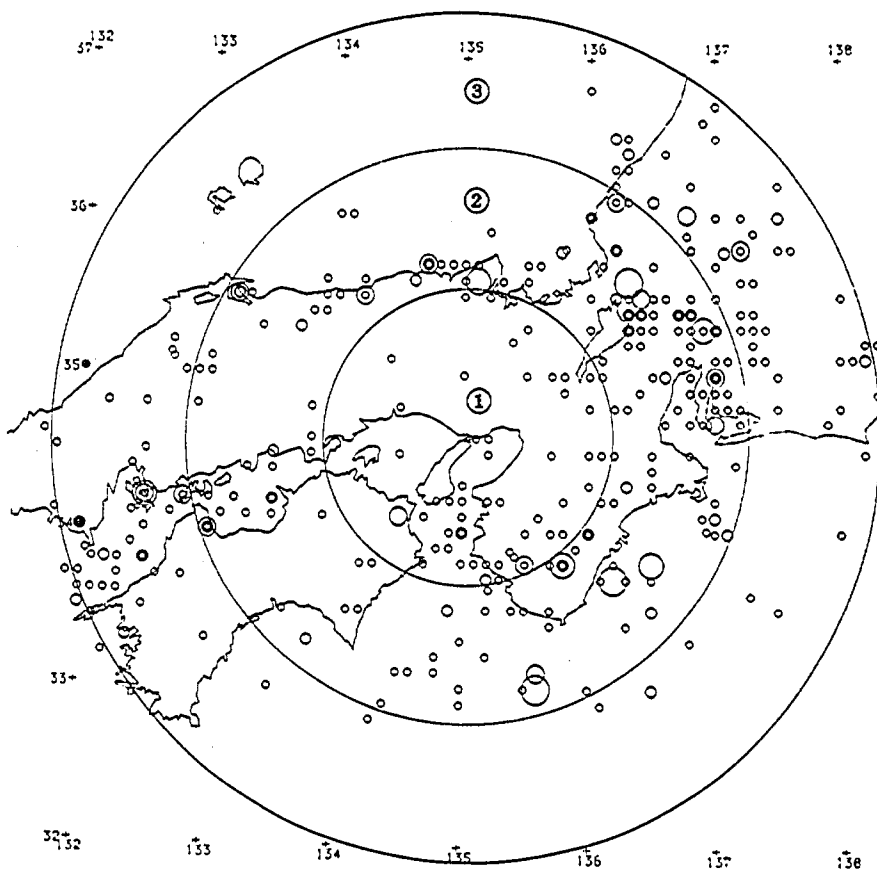


(a) ケース (1 分割)

AKASHI

LONGITUDE= 135 2 0
LATITUDE= 34 36 0
FROM 1885 TO 1980

*****R= 300(KM) *** 5.5 GE. MAGNITUDE. LT. 6.5 = ○ *****
*** 6.5 GE. MAGNITUDE. LT. 7.0 = ○ *****
*** 7.0 GE. MAGNITUDE. LT. 7.5 = ○ *****
*** 7.5 GE. MAGNITUDE. LT. 8.0 = ○ *****
*** 8.0 GE. MAGNITUDE. LT. 9.0 = ○ *****



(b) ケース 2 (3 分割)

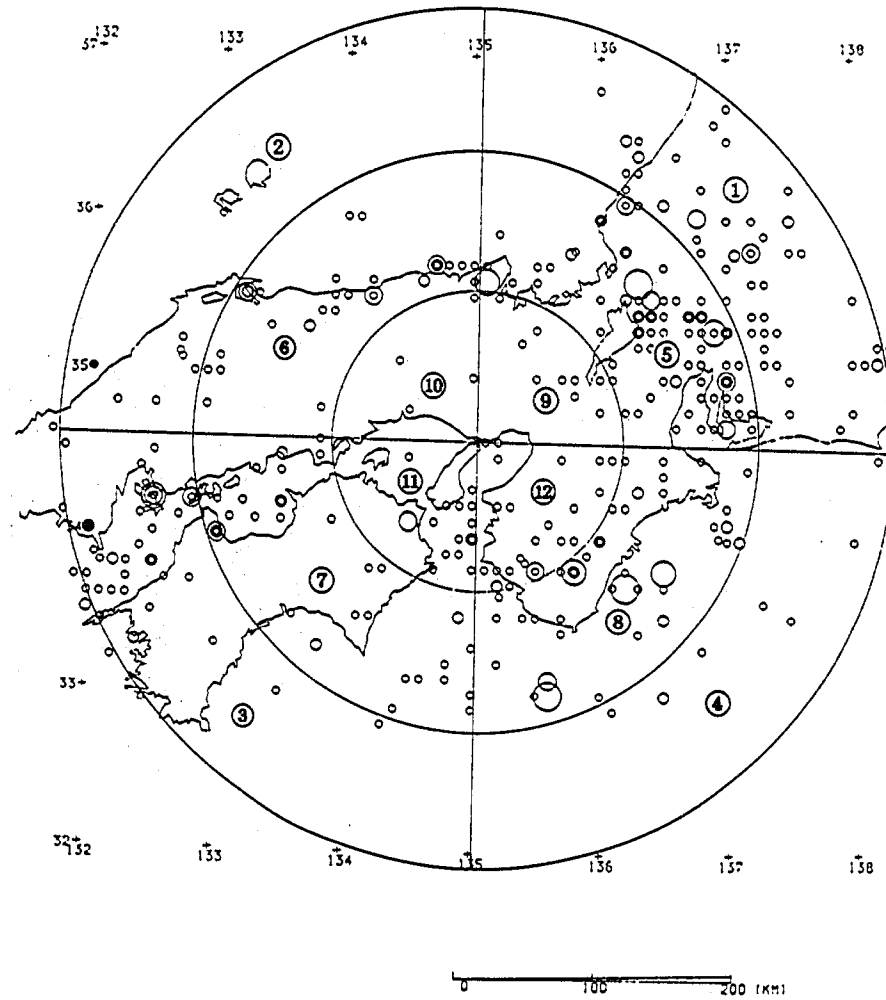
図 5-2 明石海峡大橋周辺地区 ($R < 300 \text{ km}$) の分割

AKASHI

LONGITUDE= 135 2 0
LATITUDE= 34 36 0
FROM 1885 TO 1980

*****R= 300(KM) *****

5.S.GE.MAGNITUDE.LT. 6.5 = ○
6.S.GE.MAGNITUDE.LT. 7.0 = ○
7.Q.GE.MAGNITUDE.LT. 7.5 = ○
7.S.GE.MAGNITUDE.LT. 8.0 = ○
8.Q.GE.MAGNITUDE.LT. 8.0 = ○



(c) ケース3 (12分割)

図5-2 明石海峡大橋周辺地区 ($R > 300 \text{ km}$) の分割

の推定式とした。

$$A_{\max} = 46 \times 10^{0.208M} \times (A+10)^{-0.686}$$

(5-1)

このようにして求められた $A_{\max} \sim T_R$ の関係を図5-3に示す。これによると、ケース2, 3のように、分割数をある程度とった場合には $A_{\max} \sim T_R$ の関係が一定の値に落ちつく傾向を示すが、ケース1のように全体を1まとめにした場合にはこれとは異なってくる(この場合には、同一再現期間に対応する最大加速度を大きくする方向に変化する)ことがわかる。なお、上記の解析では、各サブゾーン内での既往最大の地震の M を式(2-2)の m_u としているが、対象地震データの期間長が短い(今回の解析では96年間)場合には、このような方式では m_u を過小に評価している可能性がある。小数の地震資料に基づく m_u の適切な評価方法について今後検討する必要がある。

5-4 生じ得る最大マグニチュードを導入することの効果

入することの効果

上述した検討では、各サブゾーンごとに既往最大地震の M を求め、これをそれぞれの m_{ui} としているが、 m_{ui} を変化させると $A_{\max} \sim T_R$ の関係がどのように変化するかを調べるために、半径 $R=0 \sim 100 \text{ km}$, $100 \sim 200 \text{ km}$, $200 \sim 300 \text{ km}$ の3つにサブゾーンを分割した場合を対象とした試算を行った。ここで m_{ui} を3サブゾーンともに7までとした場合、8までとした場合、9までとした場合の $A_{\max} \sim T_R$ の関係を示すと図5-4のようになる。この結果によれば、第1種相当地盤上での最大加速度 $A_{\max}$ が、100 gal になると再現期間 T_R 年は、 $m_{ui}=7, 8, 9$ のそれぞれに対して315年、230年、170年となり、 m_{ui} の影響がはっきりと表われてくることになる。

5-5 明石海峡大橋耐震設計小委員会の結論との比較

明石海峡大橋耐震設計小委員会では、1885年1月から1976年11月までの気象庁資料を用いて、第1種地盤上での最大加速度 $A_{\max}$ と再現期間 T_R の関係を図5-5のように求めている。ここで採用されている方法は、事象 E を1個1個の地震の総和と考え、第 i 番目の地震(マグニチュード m_i , 震央距離 r_i)

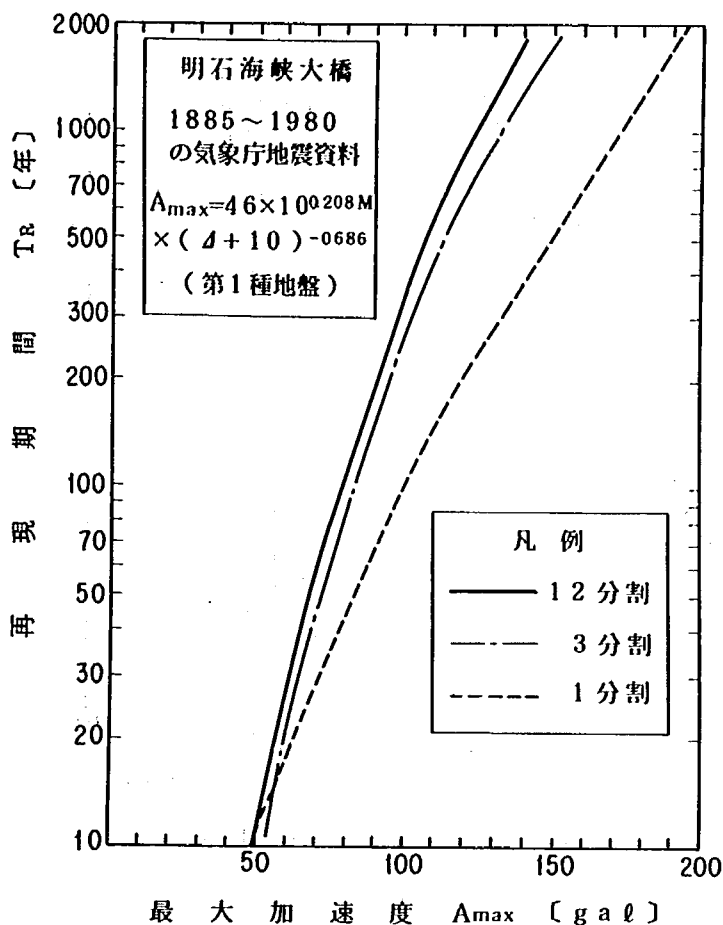


図5-3 分割数の影響

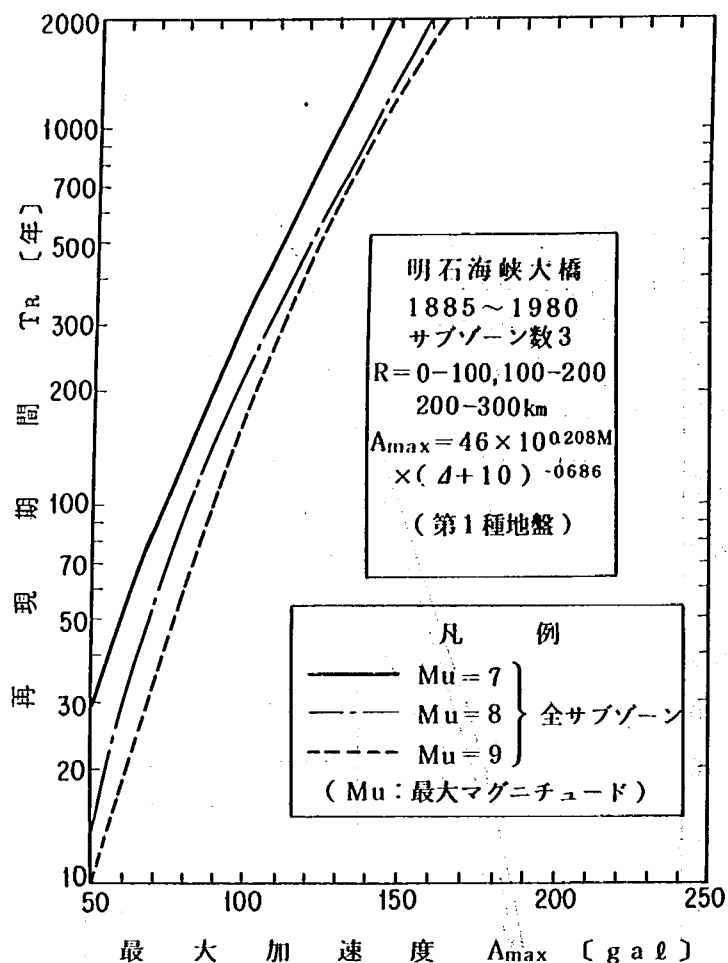


図5-4 最大マグニチュードの影響

による式(5-1)の地震動加速度 Y がある設定値 y を超える場合には、これによる頻度を全地震に対して求めた後に再帰期間(≒再現期間)を求めるものである。このようにして求められた結果は、地震資料の数が必ずしも十分ではないために図5-5に見られるように滑らかな曲線とはならないため、これらのデータを最小2乗法により近似し、次の関係式が求められている。

$$T_R = A_{\max}^{3.42} \times 10^{-5.15} \quad (5-2)$$

この関係を上述した半径 $R=0\sim100\text{km}$, $100\sim200\text{km}$, $200\sim300\text{km}$ の3サブゾーンに分割し、 m_{ui} はそれぞれのサブゾーン内の既往最大地震の M とする考え方により求めた結果と比較すると図5-6のようになる。同一加速度期待値に対する再現期間を比較すると、今回用いた方法の方が上記小委員会で検討された結果よりも長くなっており、とくに、最大加速度が70gal程度以上の場合について両者の違

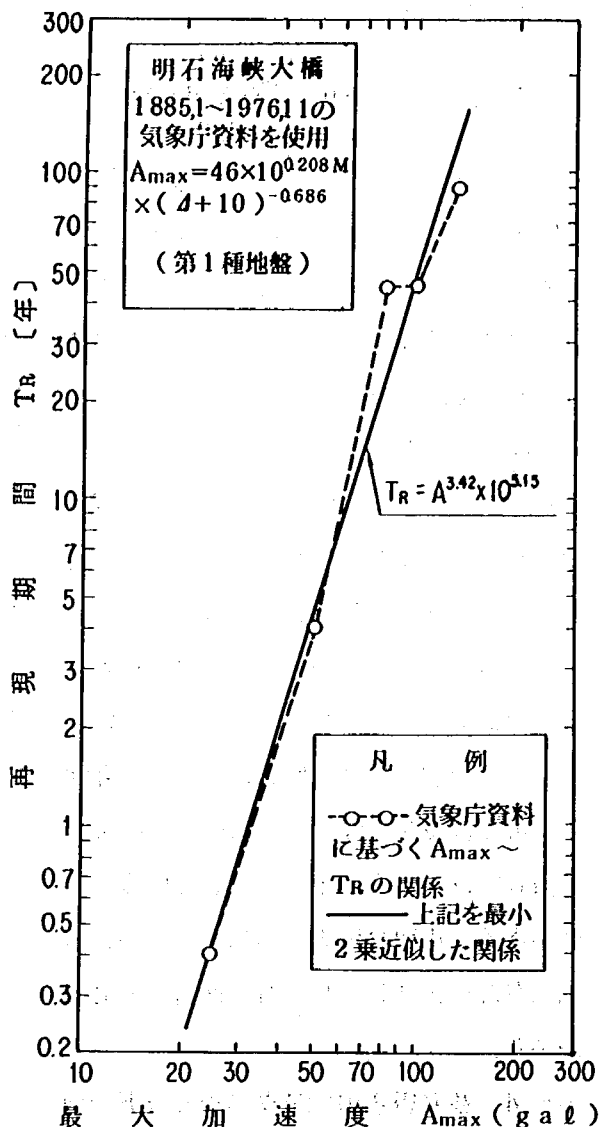


図5-5 明石海峡大橋に対する従来の $A_{\max} \sim T_R$ の関係(土木学会・明石海峡大橋耐震設計小委員会(昭和52年)による)

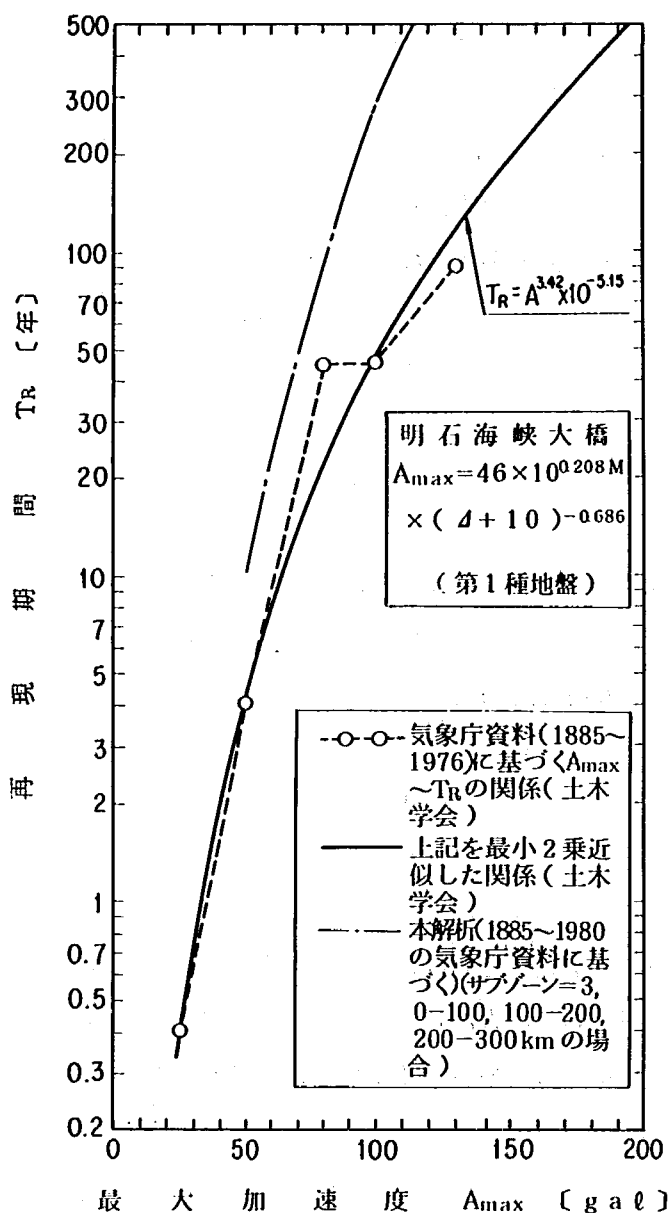


図5-6 今回の解析結果と土木学会
(昭和52年)の結果の比較

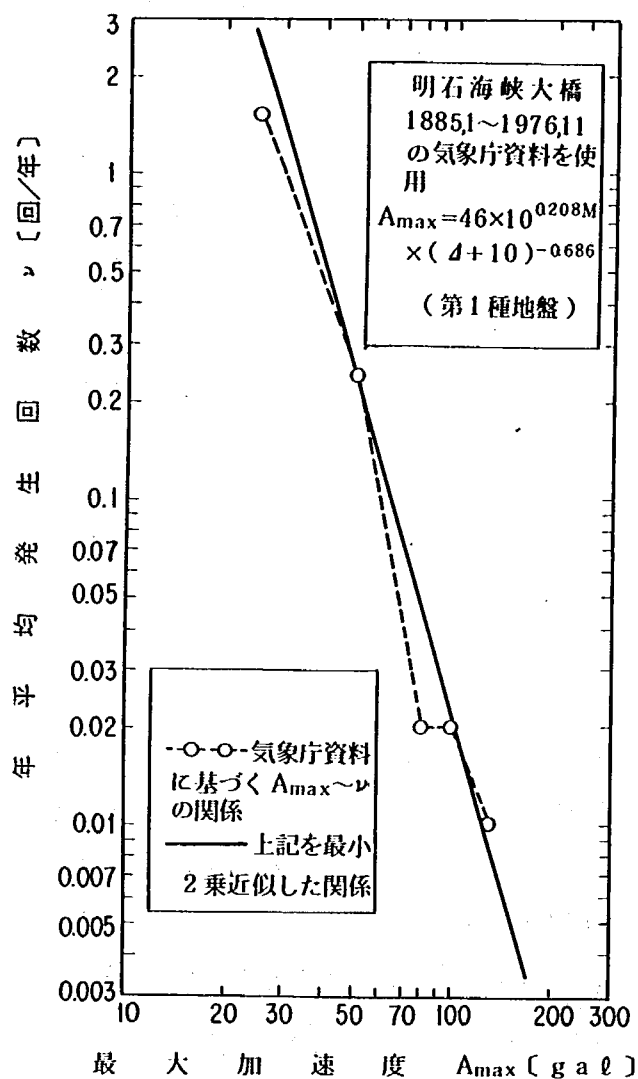


図5-7 図5-5のもととなった $A_{\max}$
 $\sim T_R$ の関係(土木学会・明石海峡
 大橋耐震設計小委員会(昭和52
 年度)による)

いが大きいことがわかる。たとえば、180 galの最大加速度期待値に対する再現期間は、前回の検討結果では370年程度となるのに対し、今回の検討結果では7000年以上となり、事実上、このようなレベルの加速度値は本地点では生じないという結果になる。

このように、両者の結果に大きな差異が生じた理由としては以下の点が考えられる。すなわち、図5-6に示した結果では、最大加速度 $A_{\max} \approx 80$ gal までの $A_{\max} \sim T_R$ の関係は比較的なめらか(この範囲では、今回の解析結果と根本的な違いは生じていない)であるのに対し、これ以上の $A_{\max}$ に対しては、

$A_{\max} \sim T_R$ の関係は不規則に変化している。これについて、図 5-6 のもととなった最大加速度 $A_{\max} \sim$ 年平均発生回数 ν の関係を示すと図 5-7 のようになり、地震の資料数が少ないために、 $A_{\max}$ が 80 gal 以上の発生回数が 0.01 から 0.02 の範囲で正しく求められていないことがわかる。このような点が図 5-6 において $A_{\max} > 80$ gal 以上において $A_{\max} \sim T_R$ の関係が乱れている原因であるが、この点を考慮せず最小 2 乗法により式 (5-2) のように近似したために、推定式により期待される再現期間が小さくなっているものと考えられる。 $A_{\max}$ が大きくなればなるほど地震データが小さくなるが、従来の方法によると、このような箇所においても地震データが豊富にあり信頼性が高い範囲とは独立に $A_{\max} \sim T_R$ の関係を求めるために、高い加速度領域における再現期間の推定に誤差が生じたものと考えられる。

5-6 試算結果のまとめ

明石海峡大橋を対象とし、試算により 2 章の解析手法の適用性を検討した。本章の試算結果をまとめると以下ようになる。

(1) 架橋地点周辺を地震発生状況が互いに異なる小地域 (サブゾーン) に分割し、地震動強度の期待値を求める方法は有効である。地震発生状況の異なるサブゾーンを一まとめにして、全体として地震動強度の期待値を求める従来の方法は、本地点のように周辺地区の地震活動度が異なる場合には、適用できない。

(2) 第 1 種地盤上の最大加速度推定式と 1885 年～1980 年までの気象庁の地震資料を用いた場合には、本州四国連絡橋耐震設計基準 [1974]・同解説に規定されている 180 gal に対応する再現期間は 7000 年程度と求められ、事実上、このレベルの加速度値は本解析地点では生じないことになる。ただし、この結果は種々の点から今後見直しを図る必要がある。

(3) 土木学会・明石海峡大橋耐震設計小委員会において、上記 (2) と同様のデータを用いて、180 gal に対応する再現期間を約 250 年と求めているが、ここで用いられた方法には、少ないデータから求められた加速度の大きい範囲の再現期間の取り扱い (最小 2 乗法による近似) に不十分な点がある。250 年の再現期間はやや過小な見積りと考えられる。

6. 東京湾地区における地震動加速度期待値の試算

6-1 東京湾周辺地区の地震発生状況とそのモデル化

関東地方周辺では図6-1に示すように、フィリピン海プレートが西北進を続けており、南海プレートの下にもぐり込むと同時に、相模トラフにおいて陸のプレートとすれ違っているとされている〔力武(1979)〕。力武によれば、南海-東海地域における巨大地震の発生の時間的および空間的なパターンは図6-2に示す通りとされており、ほとんど同一地域において、巨大地震が繰返し、発生していることがわかる。図6-2に示した地域においては、1600年以後の地震データに基づく、巨大地震の繰返し発生時間の間隔は平均して117年、また、その標準偏差は35年程度とされている。これに対して、三陸から房総沖に至るゾーンにおいては、同一地域における巨大地震の繰返しの規則性が認められないといわれている。

活断層研究会(1980)においては、わが国の陸上および海底における活断層の密度、長さ、方向、断層型、水平最大圧力方位等にもとづいて、活断層区を図6-3および表6-1のように分類している。

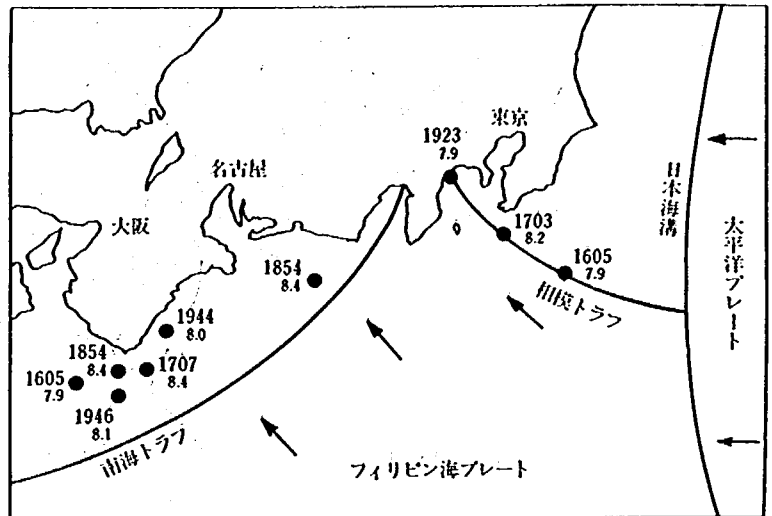


図6-1 1600年以後における相模トラフと南海トラフに関連する巨大地震(力武〔44〕による)

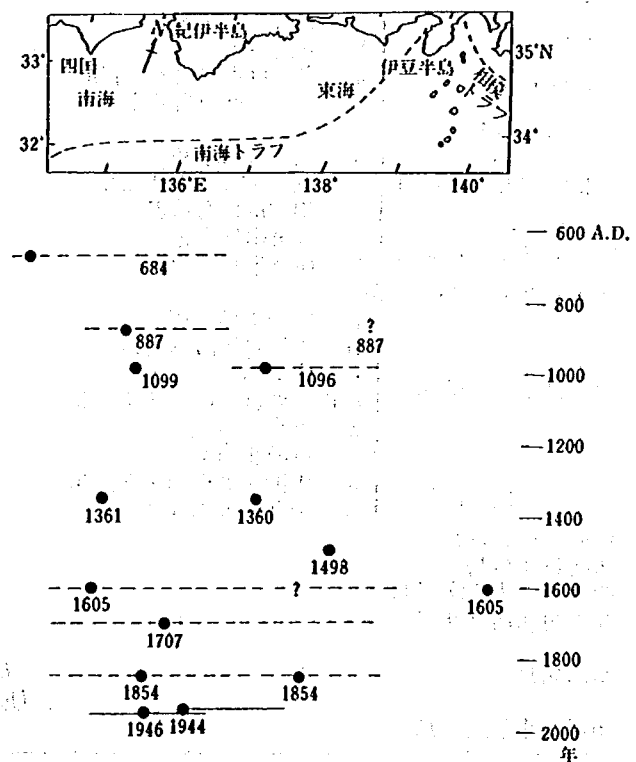


図6-2 南海-東海ゾーンにおける巨大地震発生の時間-空間パターン(力武〔44〕による)

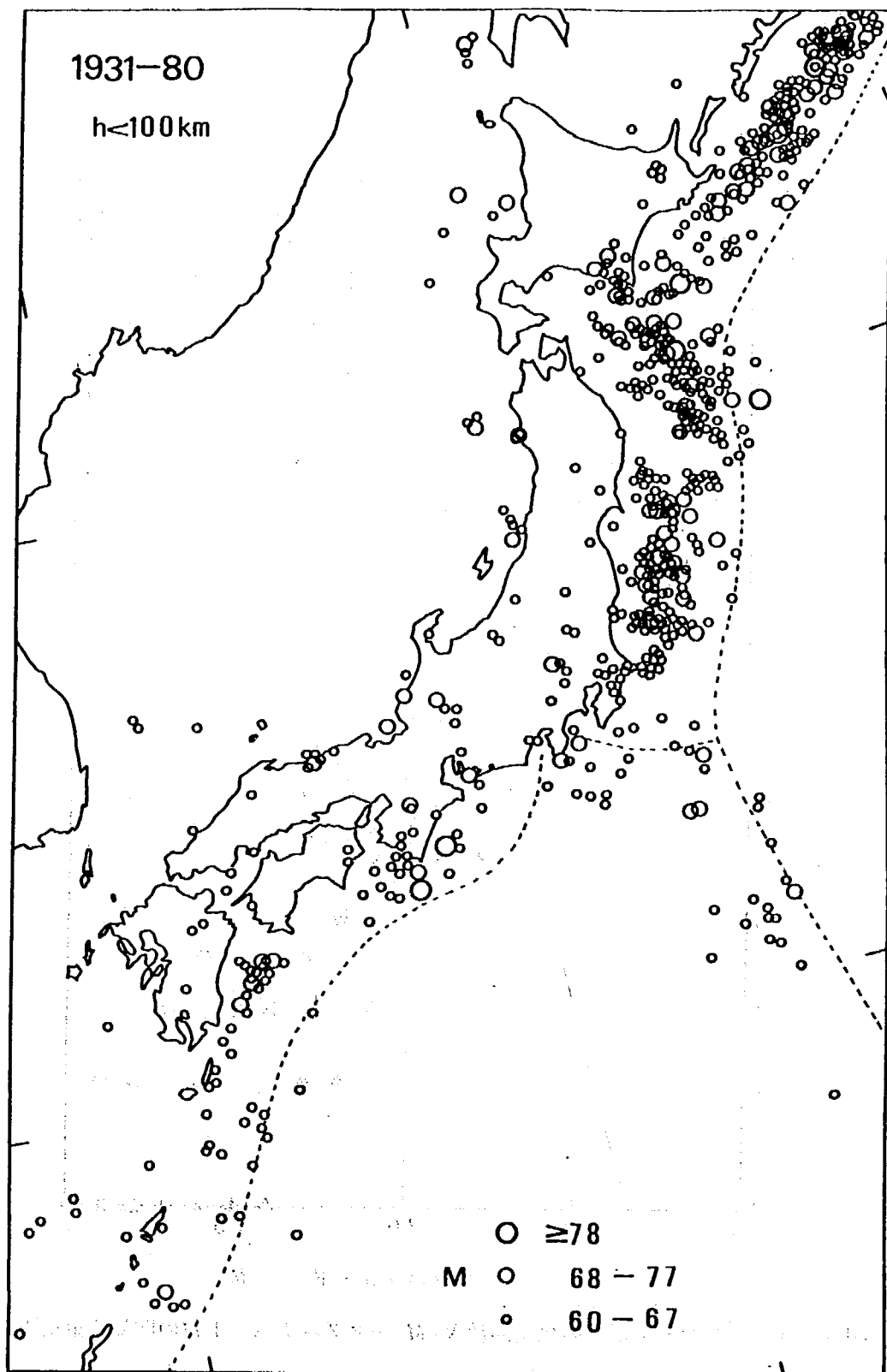


図6-4 1931年～1980年間に於ける100kmより浅い地震の分布〔勝又による〕

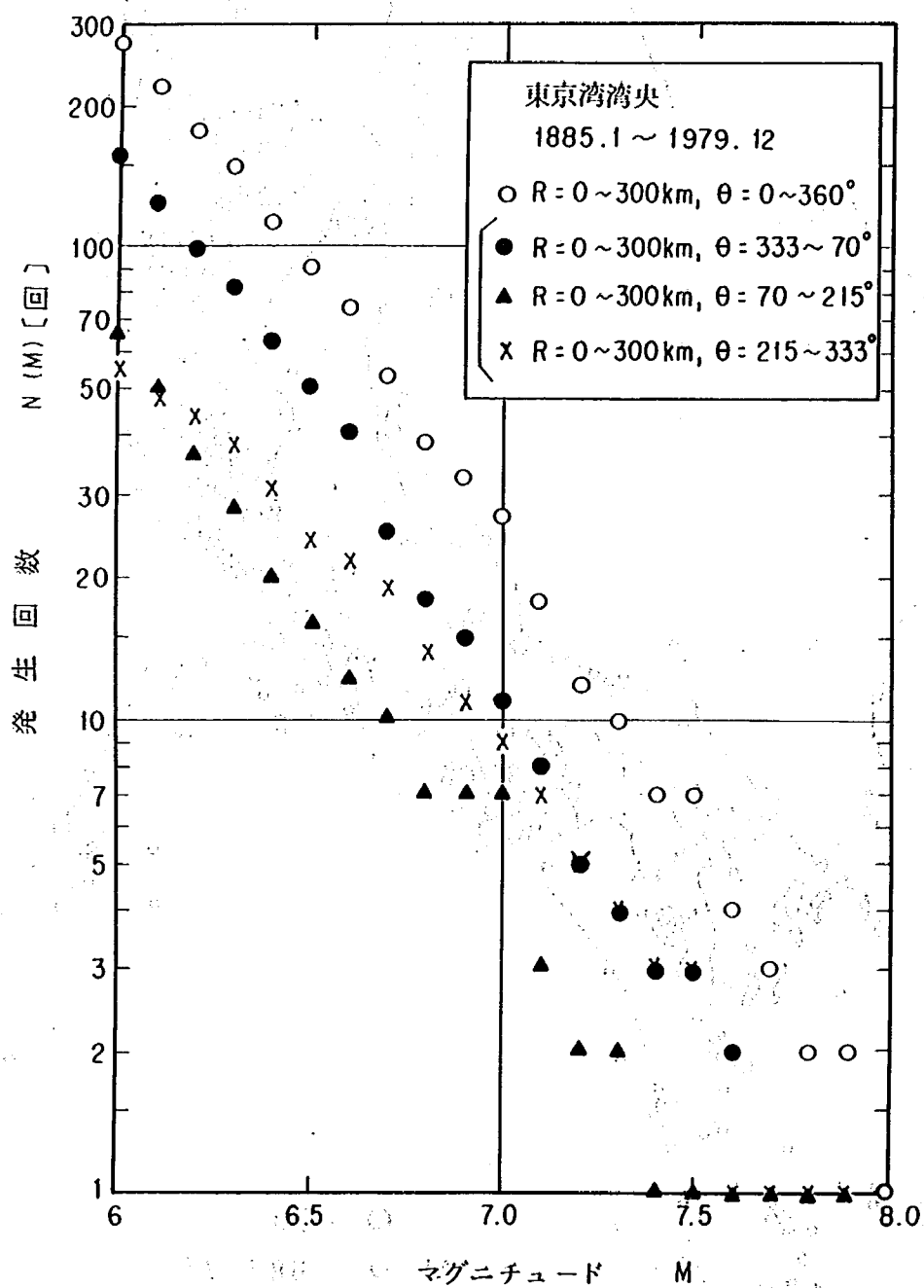


図6-5 サブゾーンごとの発生回数 $N(M)$ ～マグニチュード M の関係(東京湾湾央)

一方、図6-4は、気象庁により観測された1931~1980年間における100kmより浅い地震の分布を示したものであり、地域ごとの地震発生のパターンに違いがあることがわかる。

以上のような地震発生状況に基づき、東京湾周辺地区の地震動強度期待値を解析するために、ここでは、東京湾周辺地区を図6-4に示すように、(a)房総沖から北の日本海溝~太平洋にはさまれる地域、(b)相模トラフ~南海トラフを含む房総沖から南の地域、(c)その他の内陸地域、の3サブゾーンに分割することとした。また、これらのサブゾーン間の境界のとり方には検討の余地が残されていることを考慮し、ここでは東京湾の湾央(東経139度49分、北緯35度26分とした)を中心とする半径 $R=300\text{km}$ の範囲を取り上げ、 $\theta=333\sim70$ 度、 $70\sim215$ 度、 $215\sim333$ 度(θ は東西方向の東を起点とし、半時計まわりに測った角度)の3サブゾーンに分割することとした。ここで、半径300kmの範囲に限定したのは、これ以上の範囲に発生した地震は耐震設計で考慮するような高い加速度レベルの地震動強度期待値に対する寄与率が低いためである。使用した地震データは、4章に示した宇津のデータ(1885~1925年)および気象庁の資料(1926~1979年)である。

6-2 地震動加速度期待値の試算

サブゾーンごとの地震発生回数 $N(M)$ とマグニチュードの関係を示すと図6-5のようになる。ここで $M\geq 6.0$ 以上の地震の発生個数はサブゾーン1, 2, 3に対してそれぞれ、157, 64, 55であり、したがって、東京湾湾央を中心とする半径300km以内の範囲における $M\geq 6.0$ 以上の地震の総発生個数は276(1885.1~1979.12)である。これより式(3-8)により Gutenberg-Richter 式の b 値を定めると表6-2のようになり、サブゾーン1, 2, 3に対してそれぞれ1.078, 1.163, 0.762となる。また、全体を一様とした場合には b 値は1.012となる。

また、サブゾーンごとに1885年以後に発生した既往最大の地震のマグニチュード $M_{\max}$ は、表6-3に示す通りであり、1938年11月の福島県東方沖地震($M=7.7$, サブゾーン1), 1891年10月の濃尾地震($M=8.0$, サブゾーン2), 1923年9月の関東地震($M=7.9$, サブゾーン3)がこれに該当している。

b 値に関しては3章に示したように、地域により異なるとする考え方と、地域ごとに有意な差はないとする考え方がある。サブゾーンごとの b 値については表6-2に示した通り

表6-2 b 値の比較

対象領域	b 値
全体を一様とした場合	1.012
$\theta=333\sim70$ 度	1.078
$\theta=70\sim215$ 度	1.163
$\theta=215\sim333$ 度	0.762

注)1) いずれも東京湾湾央(東経139度49分、北緯35度26分)を中心とする半径300kmの範囲
2) θ は東西方向の東を起点とし、半時計まわりにする。

表6-3 サブゾーンごとの既応最大地震

サブゾーン	地震発生年月日	地震名	M	震源		深さ [km]
				東経	北緯	
1	1938.11.5:17:43	福島県東方沖地震	7.7	141度42分	37度6分	20
2	1891.10.28:6:38	濃尾地震	8.0	136度36分	35度36分	0
3	1923.9.1:11:58	関東地震	7.9	139度30分	35度6分	0

であるが、上記の2通りの考え方に基づき、解析上では b 値を次のようにとった。

- (i) 3つのサブゾーンごとにそれぞれ b 値を定めた場合 ($b = 1.078, 1.163, 0.762$)
- (ii) 3つのサブゾーンに対して同一の b 値を用いることにし、 $R = 0 \sim 300 \text{ km}$ の全範囲から定めた b 値 (1.012) を3サブゾーンに対して共通に使用する場合

このように既往最大の地震のマグニチュードを式(2-2)の M_u として、東京湾湾央地点に対する最大加速度 $A_{\max}$ [gal]と再現期間 T_R [年]の関係を式(2-26)から求めると表6-4および図6-6のようになる。この結果によれば、上記(i)および(ii)の b 値の定め方による再現期間～地震動最大加速度の関係には著しい違いはない。最大加速度の期待値が150galとなる再現期間 T_R を求めると490年程度となり、また、再現期間が100年および200年となる最大加速度の期待値を求めるとそれぞれ約110galおよび125gal程度となる。

表6-4 3サブゾーンの b 値を独立に定めた場合と3サブゾーンに同一の b 値を用いた場合の再現期間 T_R [年]の比較

	最大加速度 $A_{\max}$ [gal]								
	100	110	120	130	140	150	160	170	180
3領域で個別に ¹⁾ b 値を定めた場合	69.6	104.4	154.9	228.5	336.0	493.5	723.8	1056.3	1526.6
3領域とも b 値 ²⁾ を同じにした場合	69.5	104.3	154.9	228.6	336.3	494.4	725.9	1061.3	1537.5

- 1) $b_1 = 1.078$ ($R = 0 \sim 300 \text{ km}$, $\theta = 333 \sim 70$ 度), $b_2 = 1.163$ ($R = 0 \sim 300 \text{ km}$, $\theta = 70 \sim 215$ 度),
 $b_3 = 0.762$ ($R = 0 \sim 300 \text{ km}$, $\theta = 215 \sim 333$ 度)
 2) $b = 1.012$ ($R = 0 \sim 300 \text{ km}$, $\theta = 0 \sim 360$ 度)

6-3 巨大地震発生のランダム性

上述の解析では地震の発生は、時間的にも空間的にも独立の事象であるとし、ポアソン分布を仮定している。しかしながら、我国周辺の太平洋岸における海洋性の巨大地震の場合には発生する場所がおおむね決っていると同時に、その時間的発生間隔もおおよそわかっているものがある。したがって、このような巨大地震に対してポアソン分布を仮定することは本質的には適当ではないし、また発生場所と発生間隔がおおむね与えられるとするならば巨大地震による地震動強度の期待値を、ここで取扱う確率論的な観点からではなく別の方法で評価することも可能であろう。一方、中小地震についても発生の場所やくり返しの時間間隔に工学的な観点からみた規則性があるかもしれないが、地震発生個数が比較的多いこうした地震に対しては、確率論的な取扱いが可能であろう。このような点を考えると、巨大地震を除いた中規模地震を対象として地震動強度期待値を評価することが考えられる。この場合には、どの程度の規模の地震であれば確率論的に取り扱い得るかに関して検討する必要があるが、ここでは、巨大地震と中規模地震のマグニチュードの境界を7.5とした場合、および7.0とした場合の2ケースに対して試算を行うこととした。

この結果は表6-5および図6-7に示す通りとなり、再現期間が100年および200年に対する最大加速度の期待値は $M_u = 7.5$ とした場合にはそれぞれ105galおよび125gal程度、また、 $M_u = 7.0$ と

とした場合にはそれぞれ100 gal および115 gal程度となる。上記したように、既応の最大地震のマグニチュード(サブゾーン1, 2, 3に対して, それぞれ, 7.7, 8.0, 7.9)を M_s とした場合には, 再現期間が100年および200年に対する最大加速度の期待値は, それぞれ110 gal および125 gal程度であるから, 両者の最大加速度の差より, $M > 7.0$ もしくは $M > 7.5$ 以上の巨大地震影響を知ることができる。

表6-5 最大マグニチュード M_s ～再現期間 T_R 〔年〕の関係

(a) 3領域で個別に b 値を定めた場合

	最大加速度 $A_{\max}$ 〔gal〕								
	100	110	120	130	140	150	160	170	180
既往最大地震を ¹⁾ M_s とした場合	69.5	104.4	154.9	228.5	336.0	493.5	723.8	1056.3	1526.6
$M_s=7.5$	77.6	117.8	177.2	265.8	399.1	601.6	910.8	1380.4	2082.1
$M_s=7.0$	98.7	153.7	238.7	372.8	589.5	950.3	1570.0	2656.3	4566.5

1) $M_s=7.7$ ($R=0\sim 300$ km, $\theta=333\sim 70$ 度), $M_s=8.0$ ($R=0\sim 300$ km, $\theta=70\sim 215$ 度),
 $M_s=7.9$ ($R=0\sim 300$ km, $\theta=215\sim 333$ 度)

2) $b_1=1.078$ ($R=0\sim 300$ km, $\theta=333\sim 70$ 度), $b_2=1.163$ ($R=0\sim 300$ km, $\theta=70\sim 215$ 度),
 $b_3=0.762$ ($R=0\sim 300$ km, $\theta=215\sim 333$ 度)

(b) 3領域とも b 値を1.012とした場合

	最大加速度 $A_{\max}$ 〔gal〕								
	100	110	120	130	140	150	160	170	180
既往最大地震を M_s とした場合	69.5	104.3	154.9	228.6	336.3	494.4	725.9	1061.3	1537.5
$M_s=7.5$	77.0	116.9	175.7	263.5	395.3	595.3	900.7	1364.3	2057.5
$M_s=7.0$	98.7	152.6	236.9	369.8	584.1	940.4	1551.4	2621.0	4501.5

6-4 宇津〔1979〕による地震データ見直しの効果

図6-6に示した解析結果は4章に示した宇津〔1979〕による1885～1925年の地震データおよび、1926～1979年の気象庁の地震データを用いた結果である。一方、5章に示した結果は全て気象庁の地震データに基づいて計算したものである。

宇津〔1979〕の地震データの見直しが解析結果にどの程度の影響を与えるかを検討するために、図6-6に対する比較資料として、1885～1979年の気象庁資料を用いた東京湾湾央地点の地震動強度の期待値を求めた。この場合のサブゾーンごとの地震発生回数 $N(M)$ ～マグニチュー

ード M の関係は図6-8に示す通りであり、また、式(3-8)により Gutenberg-Richter 式の b 値は表6-7に示す通りである。ここでサブゾーンの取り方は6-1に示した通りである。

これより、サブゾーンごとに b 値を定め、また、既往最大の地震のマグニチュードを M_u として地震動最大加速度の期待値を求めると図6-9のようになる。この結果によれば、再現期間が100年および200年となる最大加速度の期待値はそれぞれ約140 gal および160 gal 程度となり、図6-6に示した結果よりもかなり大きくなることがわかる。

表6-6 気象庁資料に基づいた場合の b 値

対 象 領 域	b 値
全体を一樣とした場合	0.897
$\theta = 333 \sim 70$ 度	0.858
$\theta = 70 \sim 215$ 度	1.006
$\theta = 215 \sim 333$ 度	0.844

- 注) 1) いずれも東京湾湾央(東経139度49分, 北緯35度26分)を中心とする半径300 km の範囲
 2) θ は東西方向の東を起点とし、半時計まわりにとる。

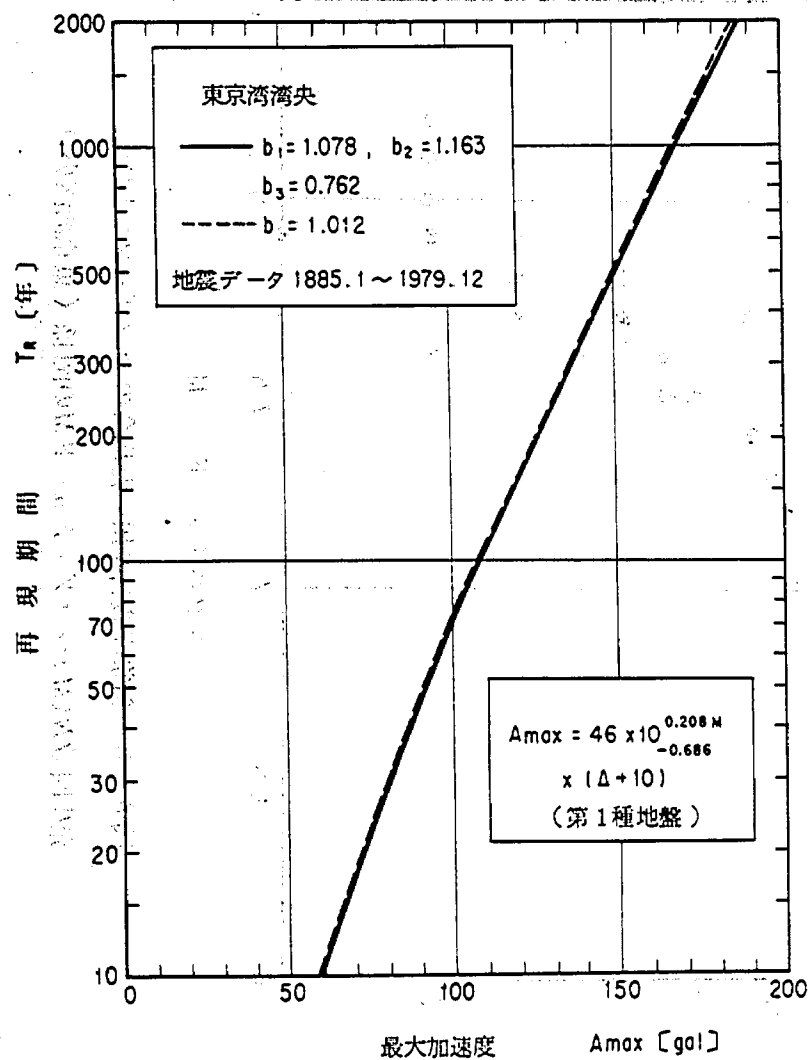


図 6 - 6 東京湾湾央における地震動最大加速度の期待値
(第1種地盤上)

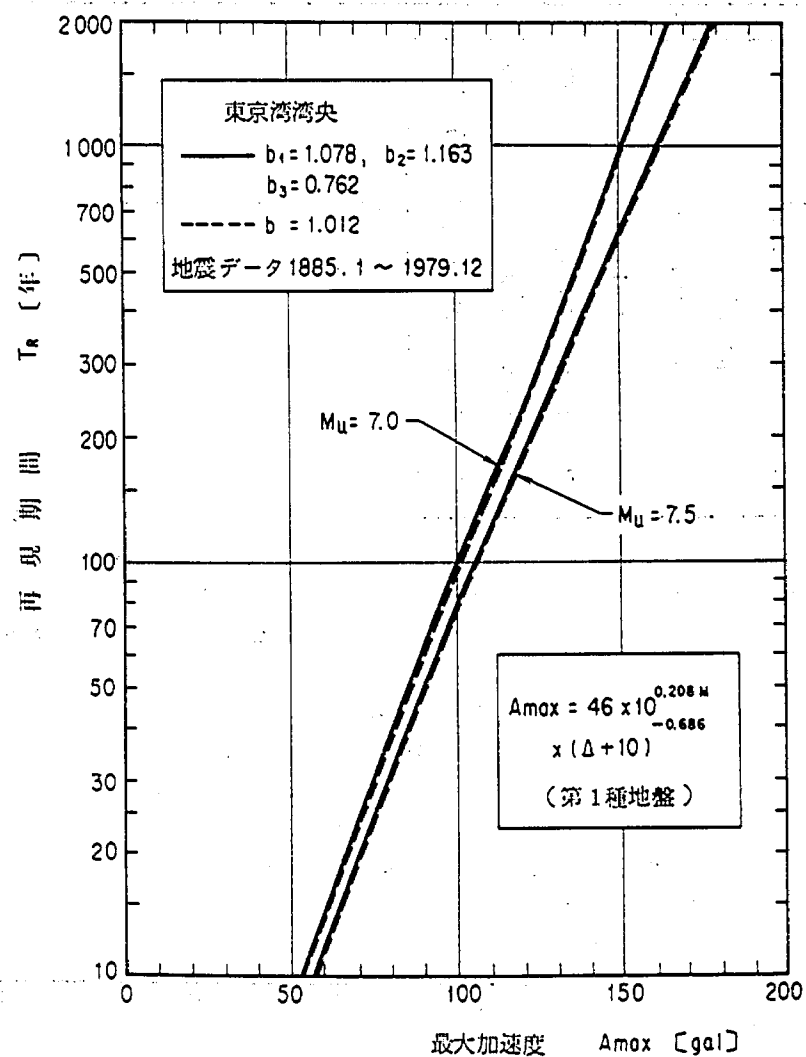


図 6 - 7 巨大地震を除いた場合の地震動最大加速度の期待値
(第1種地盤上)

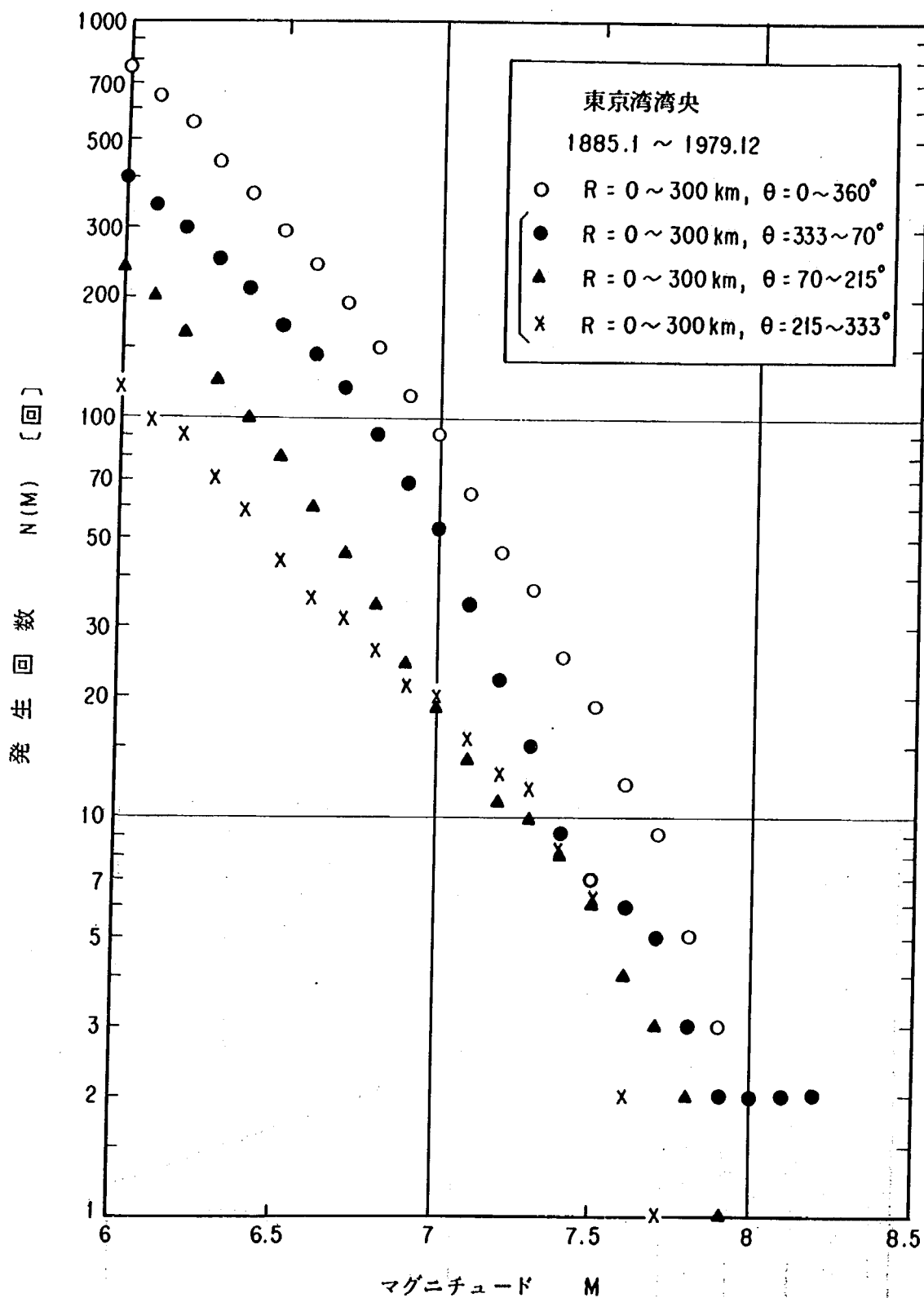


図6-8 気象庁資料を用いた場合のサブゾーンごとの発生回数 $N(M)$ ～マグニチュード M の関係（東京湾湾央）

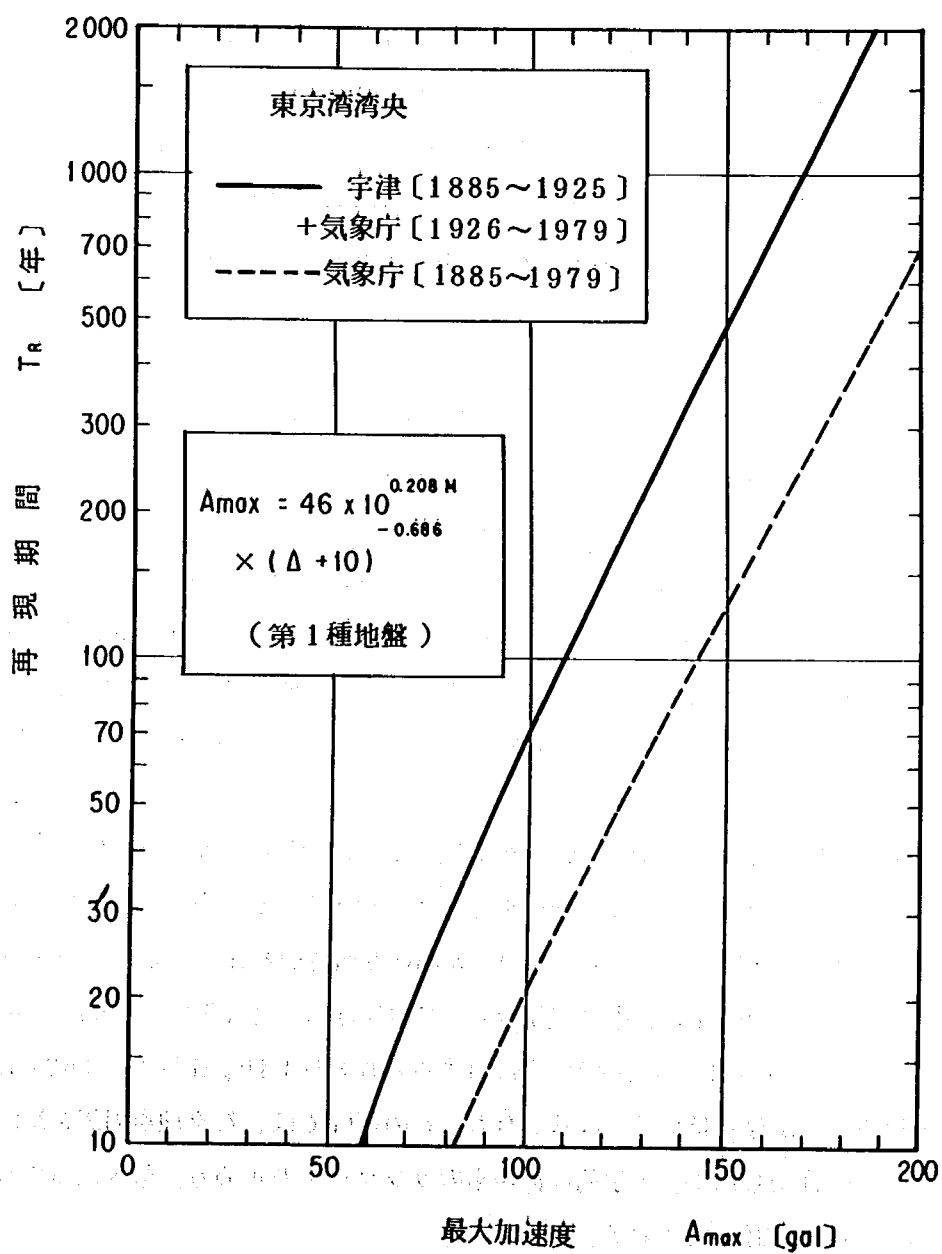


図6-9 宇津[1979]による地震データ見直しの効果

7. 結

論

(1) 地震動強度期待値を評価する地点の周辺を、地震活動度がその中ではおおむね一様とみなし得て、相互には異なる幾つかの領域(サブゾーン)に分割し、地震動強度を求める手法は有効である。地震活動度の異なるサブゾーンを一まとめにして、全体として地震動強度の期待値を求めることは、当該地点周辺の地震活動が著しく異なる場合には適当ではない。

(2) 土木学会明石海峡大橋耐震設計小委員会で示されている手法と本手法により、同一地点を対象として最大加速度と再現期間の関係をそれぞれ求めてみると、最大加速度の小さい範囲では両者はおおむね同一の結果を与えるのに対し、最大加速度の大きい範囲では、両者の手法による結果にははっきりした差が表われる。これは、大きな最大加速度を生じるような規模の大きい地震の発生頻度は低いが、前者の手法によると、地震データが豊富にあるため信頼性が高い中・小規模地震の範囲とは独立に規模の大きい地震による最大加速度～再現期間の関係を求めているために、高い加速度領域における再現期間の推定に誤差を生じるものと考えられる。

(3) マグニチュードの定義には、ローカルマグニチュード M_L 、表面波マグニチュード M_s 、実体波マグニチュード m_b 、等があり、さらに、これらの具体的な求め方には国ごとにいろいろな種類がある。我国の気象庁では 60 km よりも浅い地震に対しては坪井の公式により、また、60 km より深い地震に対しては勝又の公式によりそれぞれマグニチュードを定めている。気象庁によるマグニチュードは必ずしも表面波の振幅を用いているわけではないが、もともと Gutenberg-Richter [1954] の Seismicity of the Earth 所載の M_s に準拠したものであり、表面波マグニチュード系統のものと考えることができる。一方、米国の USGS (米国地質調査所) では、短周期上下動の地震記録の最大振幅と周期から m_b を求めている。したがって、日本と米国におけるマグニチュードは同一のものではないことに留意して米国での研究成果を使用する必要がある。

(4) 1885年～1925年間の地震資料については宇津による見直しが行われている。この結果と中央気象台および気象庁による1926年～1979年の地震資料を用いて、本手法により東京湾湾央部における再現期間が100年および200年に対する地震動の最大加速度期待値を求めると、それぞれ、110 gal および 125 gal 程度となる。この結果は、中央気象台および気象庁による1885～1979年の地震資料に基づいて求められる再現期間100年および200年に対するそれぞれ140 gal および 160 gal の地震動の最大加速度期待値と比較し、かなり低い値となる。なお、この解析では、対象地点周辺を地震活動度を考慮して3つのサブゾーンに分割したが、工学的な面からのサブゾーンの定め方、最大地震の与え方等関しては、さらに検討を加えることが必要とされる。

(5) 上述の解析では、地震の発生は時間的にも空間的にも独立の事象であると仮定している。しかしながら、我国周辺の海洋性の巨大地震の場合には、発生する場所がおおむね決まっているととも、その時間的発生間隔もおおよそわかっているものがある。したがって、このような巨大地震による地震動の強度

期待値は別途算定可能であるとの前提のもとに、マグニチュードが7.5もしくは7.0程度以下の中小の地震のみを時間的、空間的に独立な事象ととらえて本手法を適用するものとし、上記(4)と同一の地点を対象とし、宇津により見直しされた地震資料および中央気象台、気象庁による地震資料(1885~1979年)を用いて再現期間100年および200年に対する最大加速度の期待値を求めると、それぞれ105galおよび125gal程度($M_u=7.5$ の場合)、100galおよび115gal程度($M_u=7.0$ の場合)となる。

8. 今後の研究課題

8-1 地震動強度の期待値推定に関して必要とされる研究項目

(1) 計器補正を施した最大加速度推定式の確立

わが国において現在までに観測された強震記録の大多数は、SMA C-B 2 型強震計によって得られたものである。この強震計は、振子の固有振動数が 7.14 Hz、減衰定数が 1.0 とされているために、短周期領域での感度が低下している。従来は、このような強震計によって記録された加速度が“真の加速度”であるとして、最大加速度等の推定式を検討してきたが、今後は、計器補正を施した記録を用いた推定式を確立する必要がある。

(2) 対象地域の区分法とパラメーター設定法の検討

地体構造情報、既往の地震の発生状況等、地震学の知識に基づいて対象地域を合理的に設定するとともに、対象領域中での最大地震のマグニチュード m_u 、および G-R 式の b 値を工学的に必要とされる精度の範囲内で正しく推定する手法を検討する必要がある。

(3) 基盤および基盤地震動の選定法の検討

既往の最大加速度等地震動特性のパラメータの推定式は、すべて地表面上の地震動に対するものであり、直接、基盤の地震動を推定する式は実測資料の絶対的不足から、まだ提案されるに致っていない。基盤地震動の特性および基盤の選定法を検討するため、東京湾、伊勢湾、大阪湾等で地中地震観測が実施されており、データの蓄積が図られつつある。しかし現在の所小規模地震の記録しか得られておらず、大地震の際の観測記録がまだ、得られていない。今後の観測の継続によりこのような資料の蓄積を図ることが必要とされる。

(4) 軟弱地盤の振動特性の解明

東京湾、大阪湾、伊勢湾のように軟弱な沖積地盤においては、基盤での地震動から表層地盤の振動応答を正しく推定するために、土の剛性および減衰特性のひずみ依存性を正しく評価することが必要である。土の応力～ひずみの関係を忠実に再現する非線形解析を実施すると、従来、一般に用いられている等価線形化法とは、かなり異なった結果を与えることが報告されている。今後、こうした点につき、検討を加えていく必要がある。

8-2 設計地震動強度の設定に関して必要とされる研究項目

上述の地震動強度から設計地震動強度を求めるためには以下の項目につき、今後、検討する必要がある。

(1) 周期特性の導入

最大加速度だけを地震動が持つ他の特性から切り離して規定することは、地震動の特性を正しく規定することにはならない。地震動の特性を表わすためには一般に、最大振幅、周期特性、継続時間の 3 者が重要と考えられており、こうした点につき、今後、検討が必要とされる。

(2) 地盤と構造物の動的相互作用の解明

構造物の形状、寸法、質量と地盤の特性に応じて、構造物の振動特性は変化すると考えられ、また、いわゆる有効入力も変化する。これらを統一的に表示し得る解析モデルを検討する必要がある。

参 考 文 献

- 1) 坪井忠二：地震のマグニチュードについて，地震，第2輯，第10巻，第1号，1957.
- 2) 宇佐美龍夫，茅野一郎：河角の規模と気象庁の規模との関係，震研彙報，Vol. 48，1970.
- 3) 宇津徳治：地震学，共立全書，1979.
- 4) 宇津徳治：地震のマグニチュード分布式のパラメータの推定，地震，第31巻，1978.
- 5) The Central Meteorological Observatory：The Catalogue of Major Earthquakes which Occured in Japan (1885-1950)，1952.
- 6) 気象庁：日本付近の主要地震の表(1926-1956)，1958.
- 7) 宇津徳二：1885年～1925年の日本の地震活動，震研彙報，Vol. 54，1979.
- 8) 阿部勝征：日本付近の地震(1901-1925)のマグニチュード，地震，第32巻，1979.
- 9) 宇津徳二：余震を考慮した場合の地震の規模別度数分布，駿震時報，28巻，4号.
- 10) Yegian, M. K.：State-of-the-Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States-Probabilistic Hazard Analysis, Miscellaneous Paper S-73-1, WES, 1979.
- 11) Der Kiureghian, A, and Ang, H-S.：A Fault-Rapture Model for Seismic Risk Analyus, BSSA, Vol. 67, No4, 1977.
- 12) Cornell, C. A. and Merz, H. A.：Seismic Risk Analysis of Boston, Proc. ASCE, Vol. 101, No ST10, 1975.
- 13) Merz, H. A. and Cornell, C. A.：Seismic Risk Analysis Based on A Quadratic Magnitude-Frequency Law, BSSA, Vol. 63, No 6, 1973.
- 14) Cornell, C. A.：Engineerring Seismic Risk Analysis, BSSA, Vol. 58, No 5, 1968.
- 15) Aki, K.：Maximum Likelihood Estimate of b in Formala $\log N = a - bM$ and its Confident Limit, BERI, Vol. 43, 1965.
- 16) 岡田正実：地震のマグニチュード別度数分布について，研究時報，第22巻1号
- 17) Cosentino, P, Ficarra, V, and Luzio, D：Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics, BSSA, Vol. 67, No 6, 1977.
- 18) Blume, J. A. etal：Probabilistic Procedures for Peak Ground Motions, Proc. ASCE Vol. 105, No ST11, 1979.
- 19) McGuire, R. K.：The Use of Intensity Data in Seismic-Hazard Analysis, 6th WCEE, 1977.
- 20) McGuire, R. K.：Seismic Design Spectra and Mapping Procedures Using Hazard Analysis Based Directly on Oscillator Response, EEST, Vol, 5, 1977.
- 21) 宮村撰三：地震活動と地体構造

- 22) 杉村 新：七島—東北日本—千島活動帯，地球科学，第 37 号，1958.
- 23) 勝又 護：日本列島およびその周辺におけるサイスミシティとそれに関連する諸問題，験震時報，第 35 卷，第 3，4 号，1970.
- 24) 勝又 護：深い地震の Magnitude を決める一方法，地震，第 2 号，第 17 卷，1964.
- 25) 勝又 護：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，験震時報，第 23 卷，第 1 号
- 26) 勝又 護：日本付近の地震の分布と活動(I)，(II)，(III)，地震，第 2 号，第 19 卷，1966，第 20 卷，1967，第 20 卷，1967.
- 27) 勝又 護：地震の規模別頻度の地域性について，(I)，(II)，地震，第 2 号，第 18 卷，1965，第 19 卷，1966.
- 28) 浅田 敏：地震のマグニチュードの頻度分布およびサイスミシティとそれ等に関連した諸問題，地震第 2 輯，第 10 卷，第 1 号，1957.
- 29) 吉田 満：地震活動の時系列について，地震，第 2 号，第 26 卷，1973.
- 30) 宇佐美龍夫，久本壮一：東京が震度 V 以上の地震に襲われる確率，BERI，Vol. 48，1970，pp. 331-340.
- 31) 宇佐美龍夫，久本壮一：京都が震度 V 以上の地震に襲われる確率，BERI，Vol. 49，1971，pp. 115-125.
- 32) 亀田弘行：耐震工学における確率統計的方法——主として地震危険度の評価について——，土と基礎，Vol. 25-11，1977，pp. 43-49.
- 33) 後藤尚男，亀田弘行：地震時における最大地震の確率論的研究，土木学会論文報告集，159 号，1968.
- 34) Kawasumi, H. : "Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times." Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 29, 1951, pp. 469-482
- 35) Muramatsu, I. : "Expectation of Maximum Velocity of Earthquake Motion Until 50 years throughout Japan", Sci. Rep. Gifu Univ. Vol. 3, 1966, pp. 470-481.
- 36) Kanai, K. and Suzuki, T. : "Expectancy of the Maximum Velocity Amplitude of Earthquake Motions at Bed Rock". Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 46, 1968, pp. 663-666.
- 37) 土木学会：明石海峡大橋の耐震設計に関する調査研究報告書，土木学会・明石海峡大橋耐震設計小委員会，昭和 53 年 3 月.
- 38) 建設省土木研究所：長大橋の設計地震入力に関する調査試験，昭和 55 年度本州四国連絡橋の設計施工に関する研究報告，土木研究所資料，第 1660 号，昭和 56 年 3 月.
- 39) 岩崎敏男，川島一彦，高木義和：想定地震に対する地震動強度の推定法，土木技術資料，20-10，昭和 53 年 10 月.

- 40) 建設省土木研究所：耐震技術に関する研究開発総合報告書，土木研究所資料，第1250号，昭和52年3月。
- 41) 神沼克伊，岩田孝行，茅野一郎，大竹政和：図説日本の地震（1872年—1972年），東京大学地震研究所，研究速報，第9号，昭和48年。
- 42) Berlin, G. L. : Earthquakes and the Urban Environment, CRC Press, Florida, U.S.A, 1980.
- 43) Rikitake, T. : Earthquake Prediction, Elsevier, Amsterdam, 1976.
- 44) 力武常次：地震予知・警報論，学会出版センター，1979.
- 45) 活断層研究会：日本の活断層——分布図と資料——，東京大学出版会，1980.
- 46) 岩崎敏男，川島一彦，若林進，高木義和：地震応答スペクトルに及ぼすSMA C型強震計特性に関する実験的研究，土木学会論文報告集，第309号，1981.
- 47) 川島一彦，相沢興：SMA C型強震計記録の数値化精度，第16回土木学会地震工学研究発表会，1981.
- 48) 岩崎敏男，川島一彦，高木義和：強震記録を用いた道路橋井筒ケーソン橋脚の地震応答解析，土木学会論文報告集，第293号，1980.
- 49) 川島一彦，高木義和：実測地中地震記録に基づく表層地盤の地震応答，第5回日本地震工学シンポジウム，1978.
- 50) 岩崎敏男，川島一彦，龍岡文夫：地盤の地震応答に及ぼす土の非線形性の影響，土木技術資料，Vol. 22-10，1980.

既往地震活動に基づく地震動強度の
期待値推定法

土研資料 第1696号
昭56年7月(1981)

キーワード 設計地震力, サイスマックリスク, 地震活動

要 旨 本報告は, 地域ごとの既往地震活動度を考慮しながら, 確率
論に基づき地震動の最大加速度の期待値を推定する手法をまとめた
ものであり, 本州四国連絡橋明石海峡大橋建設予定地点ならびに東
京湾湾央地点に対する試算結果を示している。



郵便はがき

40円切手
をはいて
下さい

3 0 5 - □ □

建設省土木研究所
地震防災部振動研究室 御中

茨城県筑波郡豊里町大字旭一番地

No. 187

No. _____

配布先氏名

配布先住所



土木研究所資料第 1696 号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

印