

活断層データと歴史地震データを組み合わせた地震危険度解析*

SEISMIC HAZARD ESTIMATION BASED ON ACTIVE FAULT DATA
AND HISTORICAL EARTHQUAKE DATA

亀田 弘行**・奥村 俊彦***

By Hiroyuki KAMEDA and Toshihiko OKUMURA

A method is presented for using historical earthquake data and active fault data jointly for seismic hazard estimation. Japan and its vicinity are divided into 22 regions, and then earthquake occurrence rates are estimated for each region on the basis of information combined from historical earthquakes and active faults.

On the basis of simulation results, iso-seismal maps are developed in terms of peak ground acceleration, peak ground velocity, and ground motion duration.

1. 緒 論

わが国は世界有数の地震多発国であり、古来数多くの震災に見舞われてきた。しかし、地震の発生は時間的・空間的にランダムであり、将来の発生位置、時期、規模などを正確に予測することは不可能である。このため、地震荷重は確率論的な地震危険度解析により設定されるのが合理的となるが、従来わが国で行われてきた研究をふり返ると、そのほとんどは地震発生率を歴史地震データに基づいて算出するものであった^{1),2)}。また、アメリカ合衆国における研究では断層を地震源としてモデル化している点で日本の研究と大きく異なるが、地震発生率はやはり歴史地震データから算出している^{3),4)}。一方、地震が断層のずれによって生じることが明らかになってきており、活断層の調査が進められてきたが、データの蓄積に伴いわが国でも活断層データの利用が可能になり、断層の平均変位速度、長さ、位置などのデータから地震発生率が算出できるようになった。

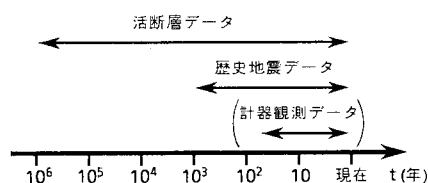
活断層データと歴史地震データが得られている期間は

* 土木学会第39回年次学術講演会(1984.10)で一部発表

** 正会員 工博 京都大学助教授 工学部交通土木学科
(〒606 京都市左京区吉田本町)*** 正会員 工修 清水建設(株)大崎研究室
(〒100 千代田区内幸町2-2-2)

図—1に示すように前者は100万年のオーダーであるのに対し後者は1000年程度(計器観測による精度の高いデータが得られているのは最近の100年足らず)である。したがって、わが国の内陸断層では同一の断層からの地震の発生サイクルが数百~数万年以上であることを考慮すれば、歴史地震データの期間が必ずしも十分とはいえないことは当然である。たとえば、中央構造線はわが国でも最も活動が盛んな断層の1つであるが、中央構造線上で発生したと思われる被害地震は歴史地震に記録されていない。一方、歴史地震データは地域によらず得ることができるのに対し、活断層データは海洋部や厚い堆積層に覆われた地域などでは得るのが困難である。たとえば、関東平野では活断層データはほとんど得られていないが歴史地震は数多く記録されている。

活断層データを用いた地震危険度解析として、戸松・安田・片山⁵⁾、Blume and Kiremidjian⁶⁾などの研究があ



図—1 各データの得られている期間

るが、これらは地質学・地震学における新しい知見を取り入れながら工学的応用を目的としたものである。戸松・安田・片山は陸上活断層に基づく地震危険度解析を行ったが、歴史地震データに基づく従来の結果と比較し、活断層データと歴史地震データの結合の必要性を述べている。また、Blume and Kiremidjian は、1つの断層に対して歴史地震データ、活断層データ、およびプレート境界変位のデータの3種類のデータに基づく地震危険度解析を行ったが、これら3種類のデータの組合せについてはふれていない。

本研究は活断層データと歴史地震データを組み合わせて工学的な地震危険度解析を行うための考え方とその手法を提案しようとしたものである。以下本論文においては、活断層データと歴史地震データの取扱い、活断層上における地震発生率の算定法、地震危険度解析のための地域地震発生率の設定法などに重点を置いて議論するとともに、シミュレーションによるわが国の地震危険度分布の特性を検討する。取り扱う地震動パラメータは最大地動のみでなく、地動継続時間についても議論する。

2. 地震発生率の算定

(1) 活断層データと歴史地震データの取扱い

ある地域の地震発生率を算定する場合、発生率として活断層データのみに基づくものと歴史地震データのみに基づくものを算出することがそれぞれ考えられる。データが完全なものであれば両者は等しくなるであろうが、前章に述べたように両データはともに完全とはいえず、欠点を補い合うような方法で組み合わせて用いる必要がある。1つの方法としては、活断層データ・歴史地震データによる発生率の和から、発生断層が既知なる歴史地震による寄与分を差し引いてこれをその地域の発生率とすることが考えられる。しかしながら、古い地震の震央位置の誤差は数十km以上のものもあり⁷⁾、実際には歴史地震と断層との対応づけを行うことにはかなりの困難が伴うため、この方法の適用には無理がある。

本研究では、工学的意義を考えて活断層・歴史地震両データに基づく地震発生率のうち値の大きい方をその地域における地震発生率として採用する。

図-2に、活断層データに基づく地震発生率と歴史地震データに基づく地震発生率の関係を模式的に示す。活断層データに基づく発生率は100万年もの期間における地震活動を平均的に表わしたものであり、歴史地震データに基づく発生率は近年の地震活動を表わしたものであると考えられる。一方、工学的地震危険度解析で問題とされるのは現在を起点とする将来100~200年程度の期間である。図-2(a)のように近年の地震活動が静穏な地域では活断層データに基づく地震発生率を、ま

た図-2(b)のように近年の地震活動が活潑な地域では歴史地震データに基づく地震発生率をそれぞれ将来の期間に対して適用することになる。これは工学的観点からは安全側の評価であり、地震活動に関する情報量の少なさからみて妥当な仮定であろう。

地震発生率算定のための地域区分として図-3に示すように陸上部分15、海洋部分7の合計22地域を設定し、陸上部分の地域については活断層データ・歴史地震データそれぞれに基づく地震発生率を算定して値の大きい方をその地域の地震発生率とする。また、海洋部分の地域については、活断層データの定量的な扱いが困難なため、歴史地震データのみから地震発生率を算定する。これらの地域区分は、陸上部分については主として活断層の分布密度⁷⁾から、海洋部分については歴史地震の震央分布⁸⁾から決定した。ただし、オホーツク海および山陰沿岸海域には被害地震が存在しないため地域区分の対象外とした。なお、図-4(a)にはA級活断層⁷⁾の分布を、図-4(b)には歴史地震の震央分布をそれぞれ示す。

(2) 地震発生率の算定

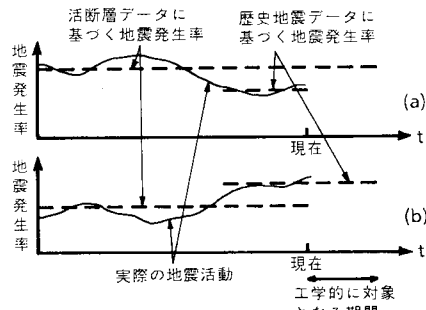


図-2 活断層データに基づく地震発生率と歴史地震データに基づく地震発生率の関係

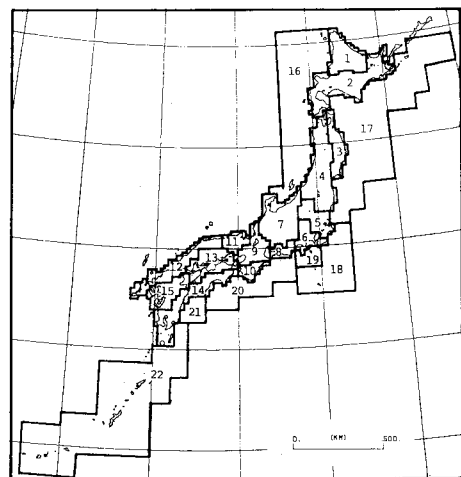


図-3 地震発生率算定のための地域区分

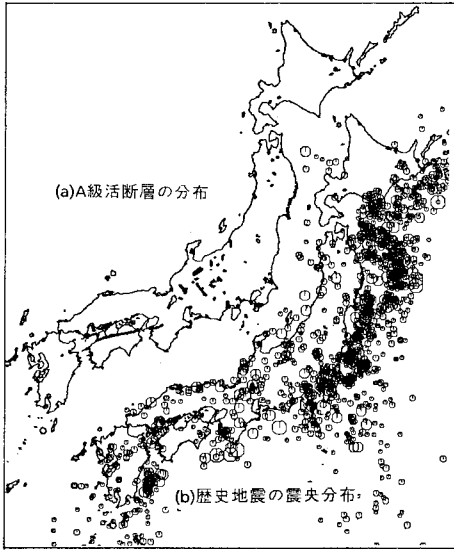


図-4 A 級活断層の分布 (a) と歴史地震の震央分布 (b)

a) 歴史地震データに基づく地震発生率の算定

歴史地震データとしては、宇佐美による「日本被害地震総覧」⁸⁾に記載された地震のうち1600年から1925年までのもの、および京都大学大型計算機センター JISHIN データベースによる震源データ(1926年～)を併せて用いた。ただし、マグニチュードが5.5未満のもの、震源深さが80 km以上のもの、および大地震の余震と考えられるものは除去した。これらのデータは1926年の前後でもとになる資料が異なり、データの性質も異なる。そこで、解析に際しては Katayama⁹⁾の用いた区分に従い、各マグニチュードの範囲に応じて次の期間内のデータを用いた。

- 5.5 ≤ M < 6.1; 1926年～1981年
- 6.1 ≤ M < 7.5; 1885年～1981年
- 7.5 ≤ M ; 1600年～1981年

地震危険度解析においてよく用いられる式として、地震の規模別発生頻度を表わす Gutenberg-Richter の式がある。

$$\log N(m) = a - b(m - m_0) \dots \dots \dots (1)$$

ただし、 $N(m)$ はマグニチュードが m を超える地震数、 a 、 b は定数、 m_0 は考慮するマグニチュードの下限値である。本研究では、図-3で設定した各地域における歴史地震マグニチュードの分布を上記のように時代区分したデータを用いて1年間当たりに換算し、回帰分析により式(1)の定数 a 、 b を求めた。定数 a からマグニチュードが $m_0 (=5.5)$ 以上の地震の年間発生率 ν_e は、 $\nu_e = 10^a \dots \dots \dots (2)$

b) 活断層データに基づく地震発生率の算定

活断層データは、活断層研究会の「日本の活断層—分布図と資料—」⁷⁾に記載された活断層のうち、確実度が I および II の断層の位置、長さ、活動度を用いた。ただし、確実度が I または II の活断層であっても最近50万年間活動した形跡のないものについては除外した。また資料では別の断層として扱われているものであっても、それら複数の断層にまたがって地震を発生させる可能性のあるものは、これらを1本の断層とみなした。

地震発生率の算定には、断層の平均変位速度のデータが必要であるが、資料に具体的な値が記載されている断層は全体の3割にも満たない。図-5は、平均変位速度のデータが得られているものについてヒストグラムを作成した結果である。本研究では、図-5に用いたデータの平均値から、各活動度に対する平均変位速度を表-1のように与えた。

地震発生率の算定方法として、戸松・安田・片山¹⁾は断層の長さと同変位速度のデータから地震のエネルギーを介して地震発生率を算出する方法を用いているが、ここでは最大マグニチュードの地震のみが発生するものとして算出されるエネルギー蓄積率と、Gutenberg-Richter の関係が成立するとして算出されるエネルギー放出率が等しいとしている。ところが、地震による断層変位と放出エネルギーの関係を与える経験式は強い非線形関係にあるので、断層変位とエネルギーが加算的な量であることを考えると、この算出法にはなお問題があると考えられる。本研究では、断層の変位がすべて地震によるものと仮定したうえで、「断層に蓄積される1年当たりの平均地震モーメントとその断層で発生する地震により放出

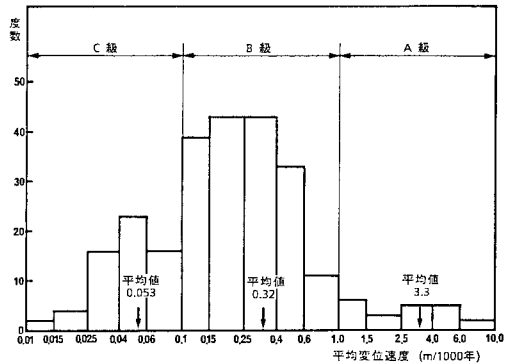


図-5 活断層の平均変位速度のヒストグラム

表-1 断層の活動度に対応する平均変位速度

活動度	日本の活断層で定義された変位速度(m/1000年)	本研究で用いる変位速度(m/1000年)
A級	1~10	3.3
B級	0.1~1	0.32
C級	0.01~0.1	0.053

される1年当たりの平均地震モーメントが等しい」との考えを用いて地震発生率を算定する。長さ L 、幅 B の断層に蓄積される1年当たりの平均地震モーメント M_{01} は断層の年平均変位速度 λ に比例した次式で与えられる。

$$M_{01} = \mu BL\lambda \dots\dots\dots (3)$$

ただし、 μ は岩石の剛性率である。式(3)の右辺のうち μ と B は仮定せねばならないが、ここでは $\mu = 5.0 \times 10^{11}$ (dyn/cm²) とし、幅 B は Geller¹⁰⁾ の経験式

$$B = L/2 \dots\dots\dots (4)$$

を用いた。ただし、地殻の厚さを考慮して B には 50 km の上限値を設定した。

次に、断層から発生する地震により放出される1年当たりの平均地震モーメント M'_{01} は、地震の年間発生率を ν_f として

$$M'_{01} = \int_{m_0}^{m_1} G(m) f_M(m) dm \cdot \nu_f \dots\dots\dots (5)$$

で与えられる。ただし、 m_0 、 m_1 はマグニチュードの下限値および上限値で、下限値 m_0 は 5.5 とした。また、上限値 m_1 は 23 個のデータ^{8), 10), 12)} から断層長さ L の関数として次式で与える。

$$m_1 = \begin{cases} 6.0 & ; L \leq 3.3 \text{ km} \\ 2.0 \log L + 4.95 & ; L \geq 3.3 \text{ km} \end{cases} \dots\dots\dots (6)$$

この式は、断層の破断長とマグニチュードの回帰式を平行移動して包絡線としたものであり、厳密には断層長さ L がすべて破壊した場合のマグニチュードの上限値を与えるが、本研究の解析では、起こり得る地震のマグニチュードは、式(6)および後述の地域ごとに定められるマグニチュード上限値によって二重に制限されるモデルを用いる。

式(5)の $G(m)$ は地震モーメント M_0 をマグニチュード m の関数として表わしたもので、Geller¹⁰⁾ の経験式より

$$G(m) = \begin{cases} 10^{m+18.89} & ; m < 6.76 \\ 10^{1.5m+15.51} & ; 6.76 < m < 8.12 \dots\dots\dots (7) \\ 10^{3m+3.33} & ; 8.12 < m < 8.22 \end{cases}$$

で与えた²¹⁾。

また、 $f_M(m)$ はマグニチュードの確率密度関数で、断層上での地震の規模別発生頻度が Gutenberg-Richter の関係式に従うものとすれば次式で与えられる。

$$f_M(m) = \frac{b \ln 10 \exp[-b \ln 10(m - m_0)]}{1 - \exp[-b \ln 10(m_1 - m_0)]} \dots\dots\dots (8)$$

ただし、1本の断層上で発生する地震の規模別発生頻度

注1) 式(7)で扱っているのは表面波マグニチュード M_s 、他の部分の記述は気象庁マグニチュード M_j に基づいている。本研究で扱う活断層は陸上部の断層のみであり、その地域では後述のように M_j の上限値は 7~8 程度であるので、それ以下の範囲では $M_s \approx M_j$ と考える。

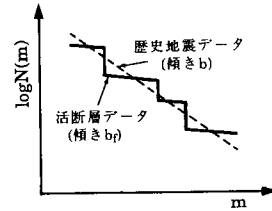


図-6 断層上の b_f 値の設定法

が式(1)に従うか否かは、判断するに足りるほどのデータもなく定かではないが、本研究では式(1)に従うものと仮定し、その係数 b を以下のように定めた。

1つの地域について考えると、その地域内で活断層から発生する地震の規模の分布は、個々の断層上で発生する地震の規模の分布と、地域内の断層の長さの分布(すなわち個々の断層上で発生し得る地震規模の最大値の分布)とが合成されたものと考えられる。そこで、1つの地域内では断層の係数 b はすべて同一の値 b_f を有するものと仮定し、図-6に示すように断層の長さの影響を考慮した結果(実線)が、先に歴史地震データの回帰分析より得られた地域の b 値(破線)と最もよく合うように b_f の値を定めた。

以上で式(5)の右辺は発生率 ν_f 以外すべて既知であるから、式(3)と式(5)を等置することにより各断層での地震発生率 ν_f が

$$\nu_f = \mu BL\lambda / \int_{m_0}^{m_1} G(m) f_M(m) dm \dots\dots\dots (9)$$

で求め、地域内の断層の ν_f を合計することにより、活断層データに基づく地域の地震発生率 ν_f が算出される。

以上のようにして算出された各地域の地震年間発生率を表-2に示す。併せて歴史地震データに基づいて算出された b 値および活断層上での b_f 値も示す。図-6の説明から明らかなように $b_f < b$ となる。 ν_e 、 ν_f はそれぞれ歴史地震データ、活断層データに基づく地震発生率であり、 ν_A は ν_f のうち A 級活断層に基づくものである。前節に述べたように、地域の発生率 ν は歴史地震・活断層両データに基づく発生率のうち値の大きいものを採用するが、図-4(a)に示す A 級活断層が地域内に存在する場合には個々の A 級断層を地域とは独立した地震源として扱うため、地域での地震発生率 ν は

$$\nu = \max[\nu_e, \nu_f] - \nu_A \dots\dots\dots (10)$$

とする。すなわち、以下の解析では地震発生率として ν と ν_A を用いる。また、各地域での b 値は表-2の b を用いるが、A 級断層上では b_f を用いる。

表-2において歴史地震データに基づく地震発生率と活断層データに基づく地震発生率 ν_f を比較すると、7, 9, 13の3地域で ν_f が ν_e を上回っている。7, 9はともに

表一 各地域における地震年間発生率と b 値

地域	歴史地震 v_e	活断層 v_f	A級断層 v_A	v	b	b_f
1		0.002		0.002	1.133	0.85
2	0.659	0.092	0.029	0.630	1.133	1.10
3	0.144	0.007	0.004	0.140	0.645	0.40
4	0.297	0.125	0.029	0.268	0.929	0.75
5	1.058	0.006		1.058	1.518	1.45
6	0.579	0.167	0.087	0.492	0.963	0.60
7	0.322	0.715	0.462	0.253	0.909	0.80
8	0.103	0.001		0.103	1.471	0.30
9	0.149	0.165	0.059	0.116	0.704	0.60
10	0.182			0.182	0.688	
11	0.152	0.016		0.152	0.659	0.60
12	0.067	0.011		0.067	0.924	0.90
13	0.114	0.537	0.487	0.050	0.781	0.75
14	0.227	0.017	0.007	0.220	1.057	0.70
15	0.275	0.155	0.018	0.257	1.323	1.25
16	0.233			0.233	0.736	
17	17.145			17.145	1.249	
18	1.248			1.248	1.154	
19	0.251			0.251	0.831	
20	0.249			0.249	0.600	
21	0.614			0.614	0.855	
22	1.322			1.322	1.141	

v_e : 歴史地震データに基づく発生率
 v_f : 活断層データに基づく発生率
 v_A : A級断層データに基づく発生率
 v : $v = \max(v_e, v_f) - v_A$
 b : 歴史地震データによる b 値
 b_f : 断層上の b 値

活断層が非常に密な地域であり、特に7は根尾谷断層や阿字断層など長大なA級断層を含む地域である。また、13は中央構造線を含む地域であり、このように高い発生率となっている。

3. 地震危険度解析モデル

(1) 地震発生モデル

本研究では、地震発生のシミュレーションを行うことにより地震危険度図を作成するが、地震発生モデルには将来発生が予想される地震の個数、規模、位置等の地域的特性が十分に考慮されている必要がある。本研究ではこの地域特性を表わすために前章において地域区分を行い、各地域における地震発生率を算定した。また、さらに細かい地域特性を表わすために、A級活断層については個々の地震発生率を算定し、地域とは別に扱うものとした。これに以下の仮定を加えて地震発生モデルを設定した。

- ① 地震の発生はポアソン過程に従う。
- ② 地震の発生は地域内、および各A級断層上で一様ランダムである。

また、発生し得る地震のマグニチュードの上限値として、Omote, Ohsaki, Kakimi, Matsuda¹³⁾による限界地震のマグニチュード分布図を参照して各地域ごとの値を定めた。その値は太平洋側プレート境界を含む地域で $7\frac{3}{4} \sim 8\frac{3}{4}$ 、その他の地域で7~8である。

以上の地震発生モデルを用いれば、乱数発生によりあ

る期間内の地震発生個数、各地震のマグニチュード、および震央位置が決定される。

(2) 地震動パラメーターとマグニチュード・震央距離の関係

本研究では、地震動パラメーターとして、従来よく用いられてきた最大加速度・最大速度に加えて地震動の継続時間を取り上げる。これらのパラメーターをマグニチュード M と震央距離 Δ から推定する式としては以下のものを用いる。

最大加速度 A_p 、最大速度 V_p の推定式は、Kameda, Sugito and Goto¹⁴⁾ が日本の洪積および沖積地盤上での強震記録より算出した次式を用いる。

$$\hat{A}_p = \begin{cases} 349 \times 10^{0.232M} / (\Delta + 30)^{0.959}, & \Delta \geq \Delta_0(M) \\ 330, & \Delta < \Delta_0(M) \end{cases}$$

(単位: gal)(11)

$$\hat{V}_p = \begin{cases} 2.65 \times 10^{0.360M} / (\Delta + 30)^{0.893}, & \Delta \geq \Delta_0(M) \\ 2.52 \times 10^{0.144M}, & \Delta < \Delta_0(M) \end{cases}$$

(単位: kine)(12)

ここに、 $\Delta_0(M)$ は震央域の大きさを表わし、次式で与えられる。

$$\Delta_0(M) = \begin{cases} 1.06 \times 10^{0.242M} - 30, & M \geq 6.0 \\ 0, & M < 6.0 \end{cases}$$

(単位: km)(13)

一方、地震動の継続時間 T_a の推定式は、Kameda and Kohno¹⁵⁾ による次式を用いる。

$$\hat{T}_a = \begin{cases} 0.0325 \times 10^{0.168M} \times (\Delta + 30)^{0.572}, & \Delta \geq \Delta_0(M) \\ 0.0336 \times 10^{0.306M}, & \Delta < \Delta_0(M) \end{cases}$$

(単位: s)(14)

ただし、ここでいう継続時間は Vanmarcke and Lai¹⁶⁾ の定義によるもので、最大加速度 A_p と加速度全パワー P_t を用いて次式で表わされる。

$$T_a = 7.5 P_t / A_p^2$$

.....(15)

なお、 A_p 、 V_p 、 T_a の単位はそれぞれ (gal), (kine), (s) であり、 Δ_0 、 Δ は (km) である。

4. 計算結果と考察

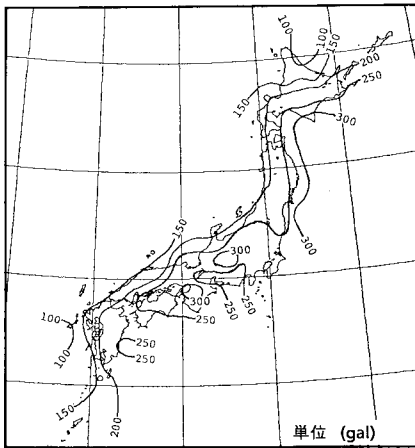
(1) 最大加速度・最大速度の地域分布

前章で設定した地震危険度解析モデルを用い、将来100年までの期間につき、500回のシミュレーションで最大加速度の平均値が収束するのを確かめたうえで、その結果を整理して地震危険度図を作成した。

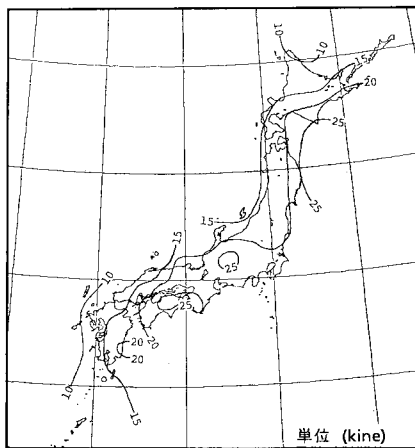
図-7(a), (b) には、活断層データと歴史地震データを組み合わせて用いた場合の100年間の最大加速度・最大速度の期待値を示す。また、図-8, 図-9には、それぞれ歴史地震データのみ、活断層データのみを用いて地震発生率を算定した場合の100年間の最大加速度の期待値を示す。ただし、図-9では海洋部分の地震発生

率は歴史地震データから算出している。

図-7(a)では、近畿地方、中部地方、北海道南部に300 galを超える地域があり、四国から関東地方にかけての広い地域と東北・北海道の太平洋岸で250 galを超えている。一方、歴史地震データのみに基づく図-8では、九州と東北・北海道の傾向は図-7(a)とほぼ同様であるが、四国と中部地方における危険性がかなり低くなっており、300 galを超える地域はない。また、活断層データのみに基づく図-9では、四国と中部地方の危険度はかなり高いが、関東以北での危険度がかなり低下している。以上の傾向は、表-2に示した両データに基づく地震発生率の差として説明できる。すなわち、両データを組み合わせた地震危険度図(図-7(a))は、四国・近畿・中部の各地域では活断層データに基づく図-9、その他の地域では歴史地震データに基づく図-8の特徴を備えている。



(a) 最大加速度



(b) 最大速度

図-7 100年間の最大地動の期待値

図-7において四国の危険度が高いのは中央構造線の影響であるが、表-2(地域13, μ)をみると中央構造線での年間地震発生率は0.487にも達しており、1000年間ではマグニチュード5.5以上の地震が平均約500個も発生することになる。しかしながら、実際には中央構造線上で発生した地震は歴史上記録されておらず、この値はかなり現実からかけ離れたものとなっている。この原因としては、本研究で仮定した以下の事項が考えられる。

- ①中央構造線を含む地域で発生する地震の最大マグニチュードを文献(13)に従って7.8に限定しているが、中央構造線全域がすべるような地震を考え得るとすれば、この上限値は現実的でなくなる。
- ②1本の断層で発生する地震のマグニチュードの分布がGutenberg-Richterの式に従うとしているが、個々の断層から発生する地震ではその全域がすべるとする考え方(最大モーメント

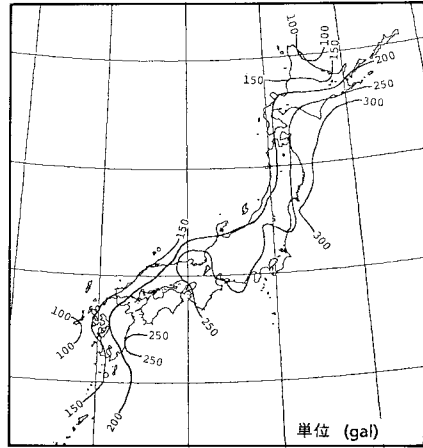


図-8 歴史地震データのみに基づく最大加速度の期待値

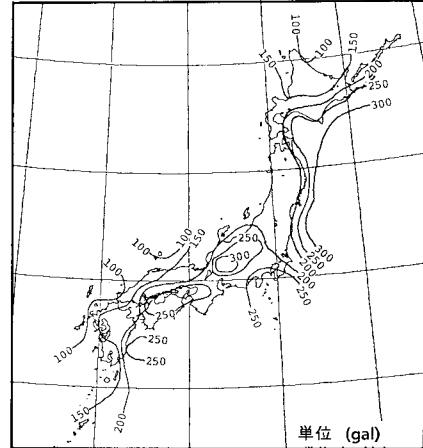


図-9 活断層データのみに基づく最大加速度の期待値
(海洋部については歴史地震データを使用)

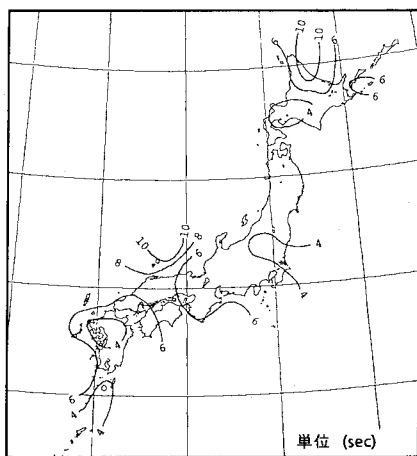
トモデル)が Wesnousky, Scholz, Shimazaki, and Matsuda により提案されている¹⁷⁾。これによれば地震の発生頻度はかなり小さくなる。非常に大規模な断層破壊による震央域での最大地動は、観測点に比較的近い断層破壊のみに主として支配されるため、ある程度以上の規模 ($M > 6.5$ 程度)の地震による震央域の最大地動は断層破壊の大きさにあまり依存しないとされており、本研究で用いている最大地動推定式 (式 (11), (12))でもこのような効果を取り入れている。これらを考えあわせると、①, ②により地震発生頻度が低下する地域があると、発生する地震の規模が大きくなっても、将来の地震動強度の期待値は低下する結果になると予想される。①, ②についてどのような扱いが最良かは、なお議論の余地が多いが、現在最大モーメントモデルを用いた検討を行っているので、その結果との比較については改めて発表したい。

(2) 継続時間の地域分布

図一10に継続時間の期待値の分布を示す。ただし、同図に示した値は、それぞれの地点に最大加速度を与えた地震動について式 (14) から算出される \hat{T}_a の平均値である。

継続時間の地域分布の傾向は、先に示した最大地動の分布の傾向と全く異なった様相を示す。まず、北海道北部と山陰地方に他より著しく継続時間の長い地域がある。これらの地域は、いずれも最大地動による危険度の低かった地域である。また、四国から中国地方にかけても継続時間は長いが、この地域は先の例とは逆に最大地動による危険度は高かった地域である。一方、継続時間の短い地域としては、札幌付近、関東北部、九州南部の3地域が挙げられる。

地震動の継続時間が構造物の地震荷重に与える影響に



図一10 100年間における最大加速度を与える地震動の継続時間の期待値

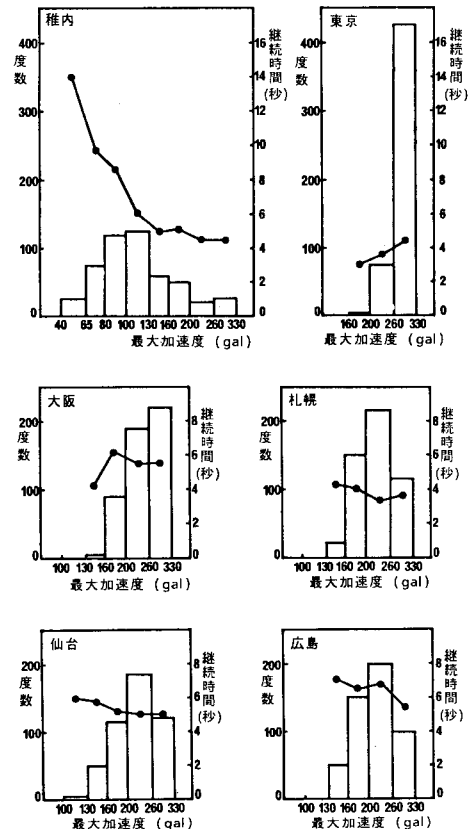
については今後の研究にまつ点が多いが、その定量的評価法の例として文献15)を参照頂ければ幸いです。

(3) 最大加速度の分布と継続時間の関係

前節に示した継続時間についてさらに考察を進めるため、500回のシミュレーション結果から、数地点の最大加速度のヒストグラムと、それぞれの加速度クラスにおける平均継続時間を算出して図一11に示した。

まず、稚内についてみると、最大加速度はかなり低い値を中心に広く分布しており、各加速度クラスに対応する継続時間は最大加速度の小さいところでは長く、逆に大きいところでは短くなっている。式 (14) から明らかのように継続時間が M, Δ の増大に伴って長くなることを考慮に入れば、この傾向は以下のように説明できる。すなわち稚内では三陸沖から根室沖にかけて発生する遠距離の地震によって加速度が決定されることが多く、この場合には最大加速度は小さく継続時間は長い、時として近距離の地震により最大加速度が決まる場合があり、このときには最大加速度は大きく継続時間は短い。

次に東京に着目すると、最大加速度は大きく継続時間



図一11 シミュレーションにおける最大加速度 (100年間の最大値) のヒストグラムと、対応する平均継続時間 (横軸の加速度は対数軸上でほぼ等間隔に分割した)

は全般に短い。すなわち、東京ではごく近距離で発生する直下型地震が支配的であると考えられる。また、最大加速度の増加に伴い継続時間も長くなる傾向がみられるが、これは大きい最大加速度がマグニチュードの大きい地震によるためと考えられる。

札幌・仙台・広島は、最大加速度の分布はほぼ同様であるが、継続時間は後者ほど長くなっている。これより、札幌では規模が小さく比較的近距离の地震、広島では規模の大きい地震の影響が強く、仙台は両地点の中間的な位置付けにあるものと考えられる。なお、広島に影響を及ぼす大規模な地震は中央構造線で発生する地震と考えられ、前節において四国から中国地方にかけて継続時間が長かった理由も中央構造線の影響として説明できる。

5. 結 論

本研究で得られた成果を要約すると以下のようになる。

(1) 活断層データと歴史地震データを組み合わせて用いる一手法として、各地域において両データに基づく地震発生率を算定し、値の大きい方を採用する方法を提案した。

(2) 上記の手法で地震発生率を算定した結果、中部地方、近畿地方、および四国北部から中国南部の地域で活断層データに基づく地震発生率が歴史地震データに基づく地震発生率を上回った。

(3) (2)で得られた地震発生率をもとにシミュレーションを行い、最大地動による地震危険度図を作成した。この結果を歴史地震データ・活断層データをそれぞれ単独で用いた場合の地震危険度図と比較すると、四国・近畿・中部の各地域では活断層データのみに基づく危険度図、その他の地域では歴史地震データのみに基づく危険度図の特徴を備えており、特に四国付近では中央構造線の影響が強く現われた。

(4) 地震動の継続時間の地域分布を調べ、また最大加速度と継続時間の関係を調べた。これより、各地域に支配的な地震の概略を知ることができた。

以上、本研究で提案した地震危険度解析モデルは、活断層データと歴史データを組み合わせて用いるものであり、両データを合理的に活用できる点で1つの成果が得られたと考えられる。しかし、1本の断層の認定、断層上で発生する地震の規模の分布など、特に活断層に関してはいくつかの仮定を行い、工学的に安全側に評価されるようにした結果、中央構造線などA級断層の影響が非常に大きくなった。したがって、さらに信頼度の高いモデルを作成するためには、データの蓄積を待つとともに活断層の扱いについて十分な検討を加える必要がある

が、歴史地震データと活断層データという性格の異なる資料を結合させた工学的地震危険度解析の1つの考え方として本研究結果を報告した。

なお、本研究の数値計算には、京都大学大型計算機センター FACOM M-382/380 システムを用いたことを付記する。

参 考 文 献

- 1) Kawasumi, H. : Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity, Bull. Earth. Res. Inst., Univ. of Tokyo, [Vol.29,] pp.469~482, 1951.
- 2) 後藤尚男・亀田弘行：地震時における最大地動の確率論的研究，土木学会論文集，第159号，pp.1~12，昭和43年11月。
- 3) Cornell, C.A. : Engineering Seismic Risk Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.58, No.5, pp.1583~1606, 1968.
- 4) Der-Kiureghian, A. and Ang, A. H-S. : A Fault Rupture Model for Seismic Risk Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, No.4, pp.1173~1194, 1977.
- 5) 戸松征夫・安田 実・片山恒雄：陸上活断層に基づく地震危険度図の特徴，第17回地震工学研究発表会講演概要，土木学会，pp.21~24，1983.
- 6) Blume, J.A. and Kiremidjian, A.S. : Probabilistic Procedures for Peak Ground Motions, Journal of the Structural Division, ASCE, No. ST 11, pp.2293~2311, 1979.
- 7) 活断層研究会：日本の活断層一分布図と資料一，東京大学出版会，1982.
- 8) 宇佐美龍夫：資料日本被害地震総覧，東京大学出版会，1981.
- 9) Katayama, T. : Seismic Risk Analysis in Terms of Acceleration Response Spectra, Proc. 2nd U.S. National Conference on Earthquake Engineering, pp.117~126, 1979.
- 10) Geller, R. J. : Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, No.5, pp.1501~1523, 1976.
- 11) Wesnousky, S.G., Scholz, C.H. and Shimazaki, K. : Deformation of an Island Arc : Rates of Moment Release and Crustal Shortening in Intraplate Japan Determined from Seismicity and Quaternary Fault Data, Journal of Geophysical Research., Vol.87, No. B 8, pp.6829~6852, 1982-10.
- 12) 土木学会東北支部：1978年宮城県沖地震調査報告書，1980.4.
- 13) Omote, S., Ohsaki, Y., Kakimi, T. and Matsuda, T. : Japanese Practice for Estimating the Expected Maximum Earthquake Force at a Nuclear Power Plant Site, Bull. New Zealand Nat. Soc. for Earthquake Eng., Vol.13, No.1, March, 1980.
- 14) Kameda, H., Sugito, M. and Goto, H. : Microzonation and Simulation of Spatially Correlated Earthquake Motions, 3rd International Earthquake Microzonation

- Conference, Vol. 3, pp. 1463~1474, 1982.
- 15) Kameda, H. and Kohno, K. : Effect of Ground Motion Duration on Seismic Design Load for Civil Engineering Structures—Development of Equivalent Ground Acceleration (EQA)—, Memoirs of Faculty of Engineering, Kyoto University, Vol. 45, Part 2, pp. 140~184, April, 1983.
- 16) Vanmarcke, E.H. and Lai, Shie-Sheng P. : Strong Motion Duration and rms Amplitude of Earthquake Records, Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 70, No. 4, pp. 1293~1307, 1980.
- 17) Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., Shimazaki, K. and Matsuda, T. : Earthquake Frequency Distribution and the Mechanics of Faulting, J. Geophys. Res. 88, pp. 9331~9340.
- (1984.11.22・受付)
-