

綾熊谷組 正員 ○相川 文宏

京都大学工学部 正員 亀田 弘行 ・後藤 尚男

1. はじめに 構造物の耐震設計を行う上で地震危険度の評価は重要なことである。近年、地震の発生源として活断層が注目されデータが蓄積されつつあり、活断層データを用いた地震危険度解析がいくつか行われてきた（例えば、戸松・安田・片山¹⁾、奥村・亀田²⁾など）。しかし、これらの研究はすべて活断層上の地震発生がポアソン過程に従うとしているため、歴史上活動の記録されている断層、すなわち比較的安全と見なせる断層（以下地震断層と呼ぶ）と地震発生が記録されていない断層、すなわち長期間地震を発生しておらず、要注意ともいえる断層（以下地質断層と呼ぶ）とを同等の危険率で評価することになり現実的とは言えない。そこで本研究では、断層活動の再帰時間と過去の地震記録を調べ、活断層上の地震発生が再生過程に従うとしたモデルによる地震危険度解析を試みた。また、アテニュエーション式まわりのばらつきによる危険度の変化も併せて検討した。

2. 再生過程モデルによる活断層上の地震発生確率 活断層データは「日本の活断層」³⁾に記載された断層のうち確実度がⅠおよびⅡのものを扱い、それらの断層の長さ L 、平均変位速度 $\bar{u}$ をデータとして用いた。 $\bar{u}$ の与えられていない断層については各活動度における平均値をとって次のように与えた。

A級：3.3（ $\mu/1000$ 年），B級：0.32（ $\mu/1000$ 年），C級：0.053（ $\mu/1000$ 年）

また複数の断層であってもそれらにまたがり地震時に同時に活動すると考えられるものは一つにまとめて扱った。地震発生モデルとしては、個々の断層上ではその断層で可能な最大規模の地震のみが発生するという最大モーメントモデルを用いた。Wesnousky ら⁴⁾によると断層上で発生する地震の再現期間は次式で表わされる。

$$T_r = M_0^{m\alpha} / M_0 \quad \text{--- (1)}$$

ここに $M_0^{m\alpha}$ 、 M_0 はそれぞれこの断層上で発生する最大地震の地震モーメントおよび地震モーメントの年間放出率でそれぞれ次式のように表わされる。

$$\log M_0^{m\alpha} = 23.2 + 2.18 \log L \quad \text{--- (2)}$$

$$M_0 = \mu \bar{u} L B \quad \text{--- (3)}$$

ただし μ は剛性率、 B は断層の幅である。断層の幅 B は断層長さ L より次式で与えられる。

$$\log B = 0.306 + 0.548 \log L \quad \text{--- (4)}$$

(2)、(4)式はそれぞれ17個のプレート内地震のデータを回帰分析して得たものである。表-1、2に主な地震断層、地質断層における地震発生の再現期間をそれぞれ示した。活断層上の地震発生の再帰時間 T_r は(1)式で与えられる T_r を平均値とする正規分布に従うと仮定すると、 T_r の確率密度関数は次式で表わされる。

$$f_{T_r}(t_r) = \frac{1}{\sigma_{T_r}} \phi\left(\frac{t_r - T_r}{\sigma_{T_r}}\right) \quad \text{--- (5)}$$

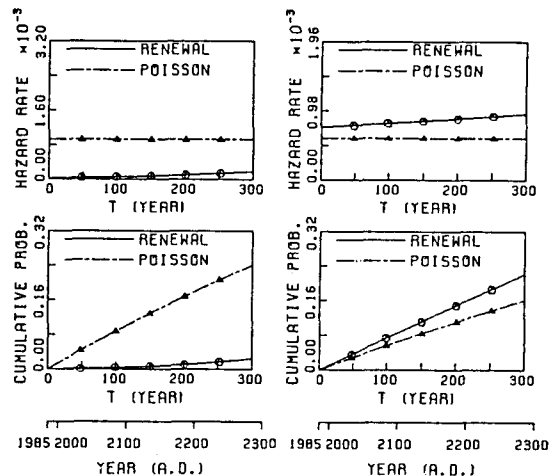
ここに σ_{T_r} は T_r の標準偏差で $\sigma_{T_r} = T_r/3$ と仮定した。これは海洋プレート間地震の再帰時間の変動

表-1 主な地震断層における地震発生の再現期間 T_r (年)。
地震名、地震発生年

断層名	活動度	T_r (年)	地震名	発生年
丹那断層	A	559	北伊豆地震	1930
石越断層	B	5638	伊豆半島沖地震	1974
深溝断層	C	35225	三河地震	1945
根尾谷断層	A	1090	濃尾地震	1891

表-2 主な地質断層における地震発生の再現期間 T_r (年)

断層名	活動度	T_r (年)
立川断層	B	5471
綾津川断層	A	908
河寺断層	A	618
中央構造線	A	1709



(a) 地震断層（根尾谷断層）

(b) 地質断層（中央構造線）

図-1 危険率（上）と地震発生の累積確率（下）の時間的变化

係数が0.27であると指摘されている⁵⁾ことが若干の根拠となっている。将来活断層上で地震が発生する時刻を Tf とすると、これは次のように与えられる。

$$\text{地震断層: } Tf = t_o + Tr \quad \text{--- (6.a)}$$

$$\text{地質断層: } Tf = T_o + Tr \quad \text{--- (6.b)}$$

ただし、地震断層における t_o は断層上で最後に地震の発生した年を表わす。地質断層における T_o はその地震発生年が一つに定めることができないため、それを確率変数とし、ある範囲内で一様分布するものとした。その上限、下限は再帰時間とそのばらつき、および歴史地震データ等を調べて決定した。(5),(6.a),(6.b)式より Tf の分布を求め、その結果、地震断層、地質断層のそれぞれについて将来のある期間における地震発生確率が求まる。図-1に地震断層、地質断層のそれぞれにおける危険率、地震発生確率の時間的変化を示した。これらを見るとポアソン過程によると地震断層については危険度を過大評価し、地質断層については過小評価してしまうことがわかる。

3. 解析結果と考察 日本の各主要都市において将来の75年間に経験する最大加速度がある値を超過する確率を再生過程によるモデルとポアソン過程によるモデルとで比較したものを図-2に示す。図-2を見ると再生過程による超過確率がポアソン過程による結果を全般的に上回っていることがわかる。これは活断層データの殆どが地質断層であるからである。名古屋でポアソン過程によるモデルが再生過程によるものを上回っている箇所があるが、これは濃尾地震の際に活動した根尾谷断層の影響と考えられる。次にアテニュエーション式まわりのばらつきによる危険度の変化を見てみる。文献6)によるとアテニュエーション式まわりのばらつきは δ_0 ($A = \bar{A}(M, \Delta)$ の変動係数)で表わされ、それぞれ地盤条件が未知の場合 $\delta_0 = 0.593$ 、地盤条件が既知の場合 $\delta_0 = 0.481$ と与えられる。図-3にこの両者、およびばらつきを考慮しない場合、すなわち $\delta_0 = 0$ の3つを比較したものを示す。全般にばらつきの大きい方が危険度が高くなっているが、それらの差は、周辺に多数の活断層の存在する名古屋において、中央構造線以外に付近に活断層が殆どない徳島より大きくなっている。すなわち、アテニュエーション式の不確定性の影響度は、周辺に存在する断層の総数に依存するものと思われる。

4. おわりに 以上、活断層上の地震発生が再生過程に従うとした地震危険度の評価を行った。結果として、従来のように地震発生をポアソン過程に従うとしたときは多くの場合危険度を過小評価してしまうこと、また地震危険度に対するアテニュエーション式の不確定性の影響が周辺の活断層の総数に依存することが指摘された。

参考文献 1)戸松・安田・片山:第17回地震工学研究発表会,1983,pp.21-24. 2)奥村・亀田:第39回土木学会全国大会,1984,pp.857-858. 3)活断層研究会:「日本の活断層-分布図と資料-」 4)Wesnousky,Scholz,Shimazaki and Matsuda,J.G.R.,Vol.88,No.B11,1983. 5)Wesnousky,Scholz,Shimazaki and Matsuda,B.S.S.A.,Vol.74,1984. 6)Kameda,Sugito,and Goto,3rd International Earthquake Microzonation Conference,1982,pp.1463-1474.

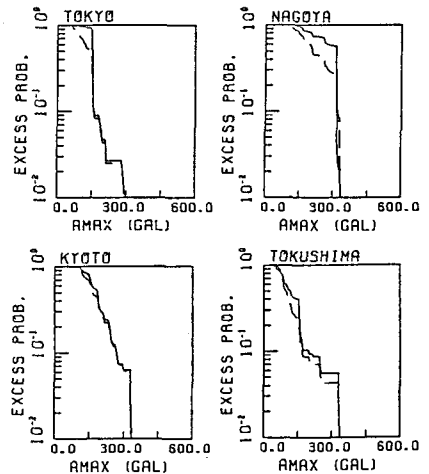


図-2 最大加速度の確率分布の再生過程モデルとポアソン過程モデルの比較
(——再生過程, - - - -ポアソン過程)

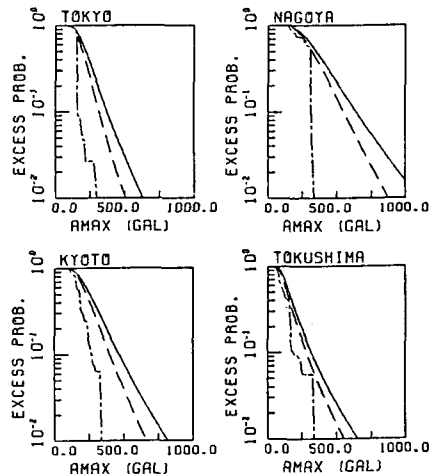


図-3 最大加速度の確率分布のばらつきによる比較
(アテニュエーション式まわりの変動係数 δ_0 :
—— $\delta_0 = 0.592$, - - - - $\delta_0 = 0.481$, $\delta_0 = 0$)