

(6) 陸上活断層に基づく地震危険度図の特徴

西松建設(株) 正員 ○ 戸松 征夫
 建設省 正員 安田 実
 東京大学生産技術研究所 正員 片山 恒雄

1. はじめに

地震の時に動く断層の大部分は既存の活断層にそって現われることが分っている。逆に、活断層は将来、再び動いて地震を発生する可能性がある。本研究は、活断層を震源と考え、地震危険度を求める研究の一つであり、安田らの方法を発展させたものである。断層からの地震発生モデルはポアソン過程で、その大きさは断層破壊モデルで考える。日本に於ける活断層データに基づく地震危険度解析として、Wesnousky²⁾の研究があるが、これは、地震モーメントの考えに基づいている。また、歴史地震のデータに基づく地震危険度解析が数々発表されており、これらの結果を今回の結果と比較した。比較により、活断層に基づく地震危険度図の特徴が明らかとなった。

2. 活断層に基づく地震危険度評価の方法

2.1. 活断層のデータ “活断層”とは第四紀に動いた形跡のある地殻のずれと定義され、今後動くことと推定されるものである。日本の活断層の分布は『日本の活断層』³⁾にまとめられており、この資料から活断層の分布を折線で近似し、各断層の位置、長さと共に、确实度、活動度のデータを用いる。确实度は、断層の存在の確からしさを主に航空写真からの信頼性と対応づけたもので、信頼性の高い方から、I, II, IIIとランクづけされている。本解析では、浸食地形などの疑いの残る确实度IIIを除き、确实度IとIIの断層約2000個のデータを用いている。断層分布を図形処理した例を図1に示す。

また、活動度とは、過去における活動の程度を示し、A, B, Cの3つのクラスに分けられている。各活動度クラスの断層には、平均変位速度が対応し表1の値をもつものと仮定する。

2.2. 解析のフロー 解析のブロック・フロー図を図2に示す。まず、注目地点の位置をインプットする。断層のデータから、各断層の位置、長さ、平均変位速度を呼出す。この他に、インプットデータとして5つの量が必要であり、解析では次の値を与えている。

- 1) Richter 式の係数
 ——服部の地域分布を基に断層ごとに与える
 $b = (0.7 \text{ or } 0.8 \text{ or } 0.9)$
- 2) 考える最小の加速度
 (限界加速度) $a = 25 \text{ cm/s}^2$
- 3) 工学的に意味のある下限マグニチュード
 (下限マグニチュード) $m_0 = 4.5$
- 4) 陸上で発生し得る上限マグニチュード
 (上限マグニチュード) $m_u = 8.0$
- 5) 震源深さ $h = 10 \text{ km}$

注目地点の周辺に n 個の断層があり、地震の発生する事象を E_i で表わす。解析フローの主要部分は地震の発生確率 $P(A|a|E_i)$ と年間発生率 ν_i を求めることにあ

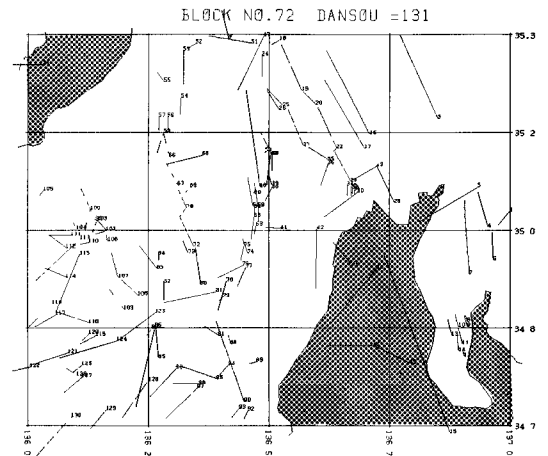


図1. 断層分布の例(名古屋付近)

表1. 断層の平均変位速度

Degree of fault activity	Range of average slip rate (mm/y)	Mean slip rate (mm/y)
A	1 - 10	5.5
B	0.1 - 1	0.55
C	0.01 - 0.1	0.055

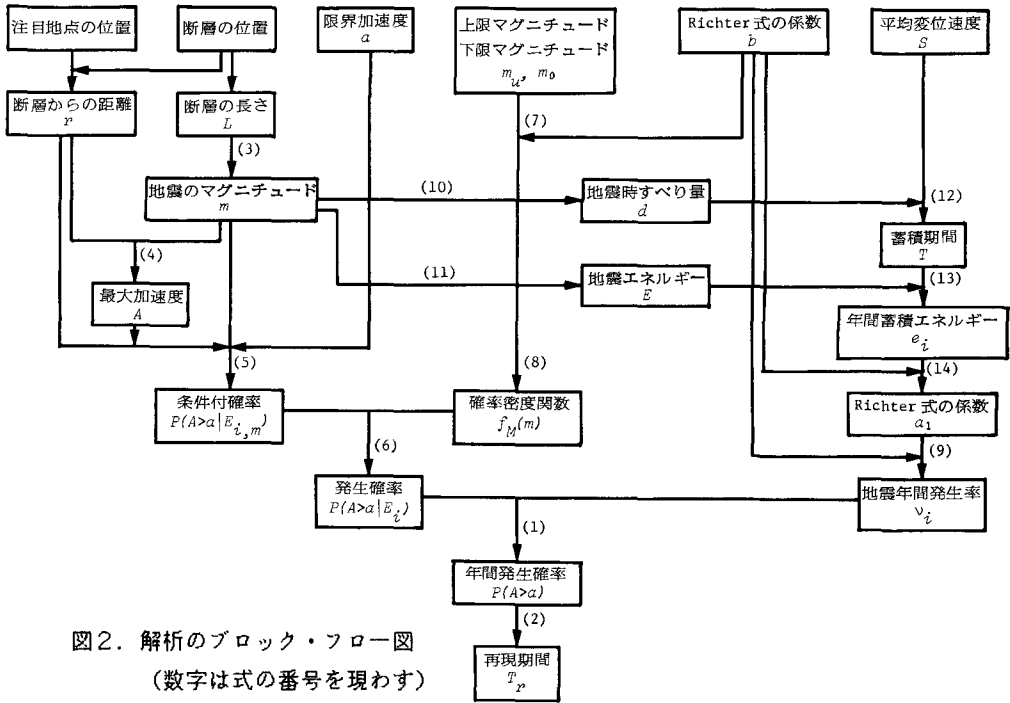


図2. 解析のブロック・フロー図
(数字は式の番号を現わす)

り、これらについては次項以下で改めて述べる。 $P(A>a|E_i)$ と v_i が求められ、地震発生現象にポアソン過程を仮定すると、限界加速度 a を超える地震の年間発生確率 $P(A>a)$ および再現期間 T_r が求められる。

$$P(A>a) = \sum_{i=1}^n P(A>a|E_i) v_i \quad (1)$$

$$T_r = 1 / \sum_{i=1}^n P(A>a|E_i) v_i \quad (2)$$

2.3. 断層破壊モデル 断層破壊モデルは、震源を点震源とし、破壊が断層面を伝わると考える³⁾。地震のマグニチュードは断層の長さで、地動の最大加速度は断層面からの最短距離で決まると仮定する。断層破壊モデルにより地震の発生確率 $P(A>a|E_i)$ を計算するために、2つの関係式を導入する。

1) 発生地震のマグニチュード m は、断層の長さ L (km)と次式の関係がある。

$$\ln L = 1.475 m - 7.035 \quad (3)$$

この式は、21の断層データの回帰分析により新たに求めた。

2) 最大加速度 A (cm/s^2)はマグニチュード m と距離 r (km)の関数として次式で表わす⁶⁾

$$A = 1320 \exp(0.58 m) \times (r + 25)^{-1.52} \quad (4)$$

図3のように長さ L 、深さ h の断層 CD があるとす。任意の地点 X から CD への垂線の足の長さを r_0 、その交点を O とし、 OC を l_a で表わすと、 O が断層の延長上にある場合(Type 1)と、断層上にある場合(Type 2)に分けられる。断層 CD の全長にわたってすべり部分の生じる可能性が同様であるとして、限界加速度 a より大きく、かつマグニチュードが m_0 と m_u の間にある地震発生条件付確率は、Type 1の場合、次式で表わされる。

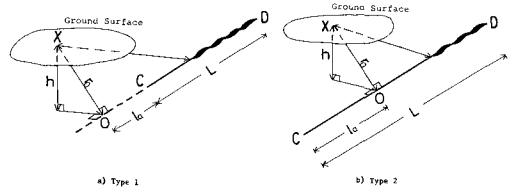


図3. 断層と注目地点の位置関係

$$P(A>a|E_i, m) = \left\{ \sqrt{\left(\left(\frac{a}{1320} \right)^{1/1.52} \exp\left(\frac{0.58}{1.52} m \right) - 25 \right)^2 - r_0^2 - l_a} / \left\{ L - \exp\left(\frac{m - 4.77}{0.678} \right) \right\} \right\} \quad (5)$$

Type 2の場合も同様な式が得られ、これらの式を次式に代入して発生確率 $P(A>a|E_i)$ が求められる。

$$P(A>a|E_i) = \int_{m_0}^{m_u} P(A>a|E_i, m) f_M(m) dm \quad (6)$$

ここで、 $f_M(m)$ は地震マグニチュードの確率密度関数である。マグニチュード m 以上の地震の数を $N(m)$ としたRichter式

$$\log N(m) = a_0 - b m \quad (7)$$

の係数 b を用いると、 $f_M(m)$ は次式で表される。

$$f_M(m) = \frac{b \ln 10 \cdot \exp\{-b \ln 10(m - m_0)\}}{1 - \exp\{-b \ln 10(m_u - m_0)\}} \quad (8)$$

2.4. 地震発生率の算定方法 断層に発生する地震の年間発生率 ν_i は、Richter式(7)を1年当りに書き直して次式で定義される。

$$\nu_i = N_i(m_0) = 10^{a_1 - b m_0} \quad (9)$$

係数 a_1 と b のうち、 b はインプット量であり、 a_1 を各断層について求める。このために断層に蓄積されるエネルギーを考え、地震発生時のすべり量と地震エネルギーに関する2つの関係式を導入する。

1) 地震発生時のすべり量 d とマグニチュード m の関係式を19の断層データから新たに求めた。

$$\ln d = 0.585 m - 3.645 \quad (10)$$

2) 地震エネルギー E はマグニチュード m との間に次式が成立つ。

$$\log E = 1.5 m + 11.8 \quad (11)$$

そこで、地震発生時のすべり量 d が断層の平均変位速度 S の蓄積であると仮定し、その蓄積に要する期間 T を求める。地震エネルギー E を T で割ったものを年間蓄積エネルギー e_i とする。

$$T = d / S \quad (12)$$

$$e_i = E / T \quad (13)$$

一方、年間蓄積エネルギー e_i は1年間にその断層で発生する地震のエネルギーの和に等しい。

$$e_i = \int_{m_0}^{m_u} E dN_1(m) \quad (14)$$

(13)式、(14)式は共に a_1 の他は既知量で表わされ、等置することにより、 a_1 を求めることができる。

3. 陸上活断層に基づく地震危険度解析結果

上記の地震危険度解析手法を用い、日本の活断層について解析を行なった。その結果、図4の地震危険度図を得た。一方、従来から歴史地震に基づく地震危険度図が得られているが、そのうちの2例を図5に示す。図4と図5を比較すると、活断層に基づく図4の方が全体的に値が低く、特に太平洋岸で差が大きい。これは活断層データが持っている次の条件が原因していると思われる。

- 1) 海洋底断層を含んでいない
 - 2) ふつう $m < 6$ の地震では断層が地表に現われず、 $m = 6$ 程度より小さい地震は考慮できない
 - 3) 活断層データの中でも確実度IIIの不確実なものは無視している
- しかし、1)の海洋性地震の影響の少ない地域では、傾向が似ているといえる。例えば、図4と図5bとを比べる

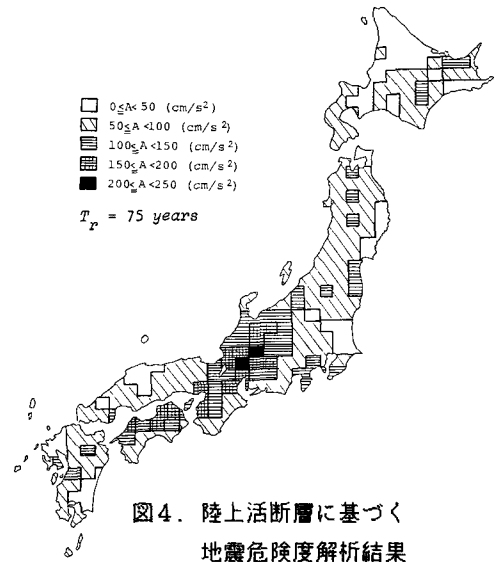


図4. 陸上活断層に基づく地震危険度解析結果

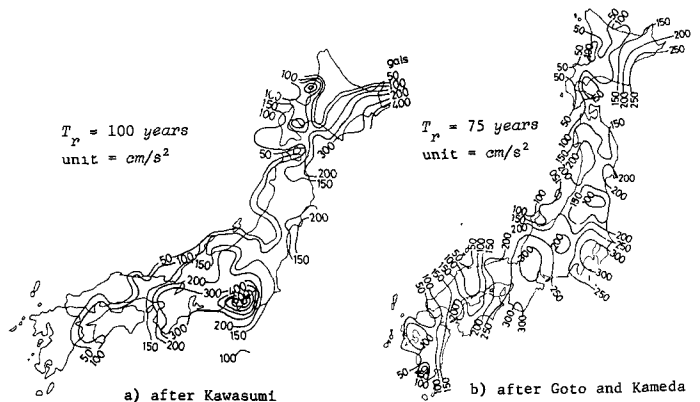


図5. 歴史地震に基づく地震危険度図の例

と、期待値の高いところが共通にみられ、岐阜県西部、松山付近、九州東部などがその地域である。

次に、活断層に基づく地震危険度と歴史地震に基づく地震危険度の期待値の差を考える。このため、図5bの期待値から図4の期待値を引き、期待値の差の等高線を図6に示す。図6では日本全体として、太平洋側に高く日本海側に低い傾向がみられる。そこで、図7のように、太平洋側から日本海側へ日本列島にそってほぼ平行な等高線を考え、これが太平洋の海洋性地震の影響を示すものと仮定する。図6の等高線と図7の等高線との差の大きな地域があり、この差が 50cm/s^2 を越える地域を図7に示す。これらの地域は、活断層に基づく期待値が歴史地震に基づく期待値から大きく偏る地域であり、それぞれ次の特徴を持っている。

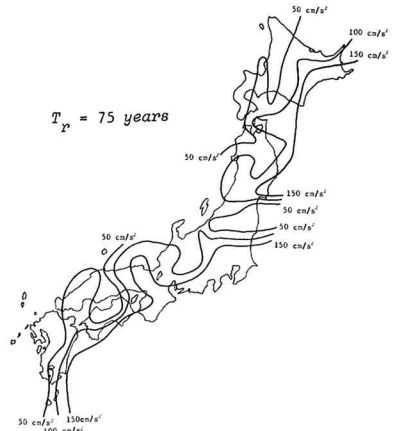


図6. 地震と活断層の危険度の差

- 1) 福島県地域——太平洋岸沖が海洋性地震の空白域として指摘されている地域と対応する
- 2) 関東平野——厚い堆積層でおおわれており、さらに活断層が存在する可能性がある
- 3) 近畿北部——歴史的に古くから地震記録の残っている地域であり、歴史地震に基づく危険度が過大に評価されているか、あるいは未発見の断層が存在する可能性を示す
- 4) 四国北部——中央構造線にそって断層地帯だが、過去に大きな地震の記録がない

4. 地震危険度解析への活断層データの利用

地震危険度解析の上で、本解析手法により、活断層データが定量的に利用できることがわかった。歴史地震はせいぜい1500年間のデータであるが、活断層は約200 万年前からの情報を残している。このため、活断層に基づく地震危険度解析は歴史地震に基づく地震危険度解析を補うものと考えられ、両者を結合することが有効となるであろう。また、陸上活断層ばかりでなく、海洋底断層をも解析に含めることにより工学的利用価値が高められるであろう。

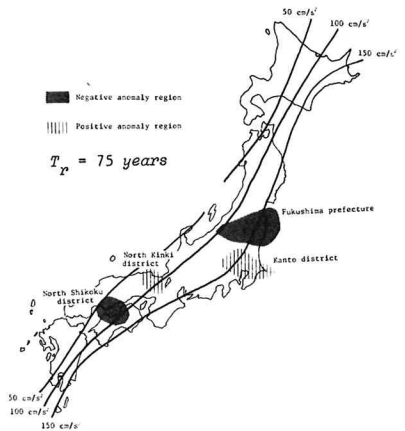


図7. 地震と活断層の危険度の差の傾向と差の異常地域

現在は、活断層データの精度が低く、解析手法の信頼性も高くない。これらの点を改良し、地震危険度のより定量的な解析を可能とすると共に、コンピュータ・グラフィックス技術を活用することが、耐震設計での利用のために必要とされよう。

<参考文献>

[1] 安田, 片山, 久保, "陸上活断層の分布に基づく地震危険度の評価", 35回土木学会講演会, 1981.
 [2] Wesnousky, Scholz, and Shimazaki, "Deformation of an Island Arc", J.G.R., Vol.87, 1982.
 [3] 活断層研究会編, 『日本の活断層—分布図と資料』, 東京大学出版会, 1980.
 [4] Hattori, S., "Seismicity in and around Japan", Bull. IISEE, Vol.12, 1974.
 [5] Der Kiureghian, A. and Ang, A. H-S., "A Fault-Rupture Model for Seismic Risk Analysis", Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, 1977.
 [6] Donovan, N.C., "A Statistical Evaluation of Strong Motion Data Including the February 9, 1971 San Fernando Earthquake", SWCEE, 1974.