

原発の安全上欠陥

付・スリーマイル島事故の考察

星野芳郎

梶田 効 藤本陽一

柴田俊忍 瀬尾 健

小林圭二 佐藤 進

小出裕章

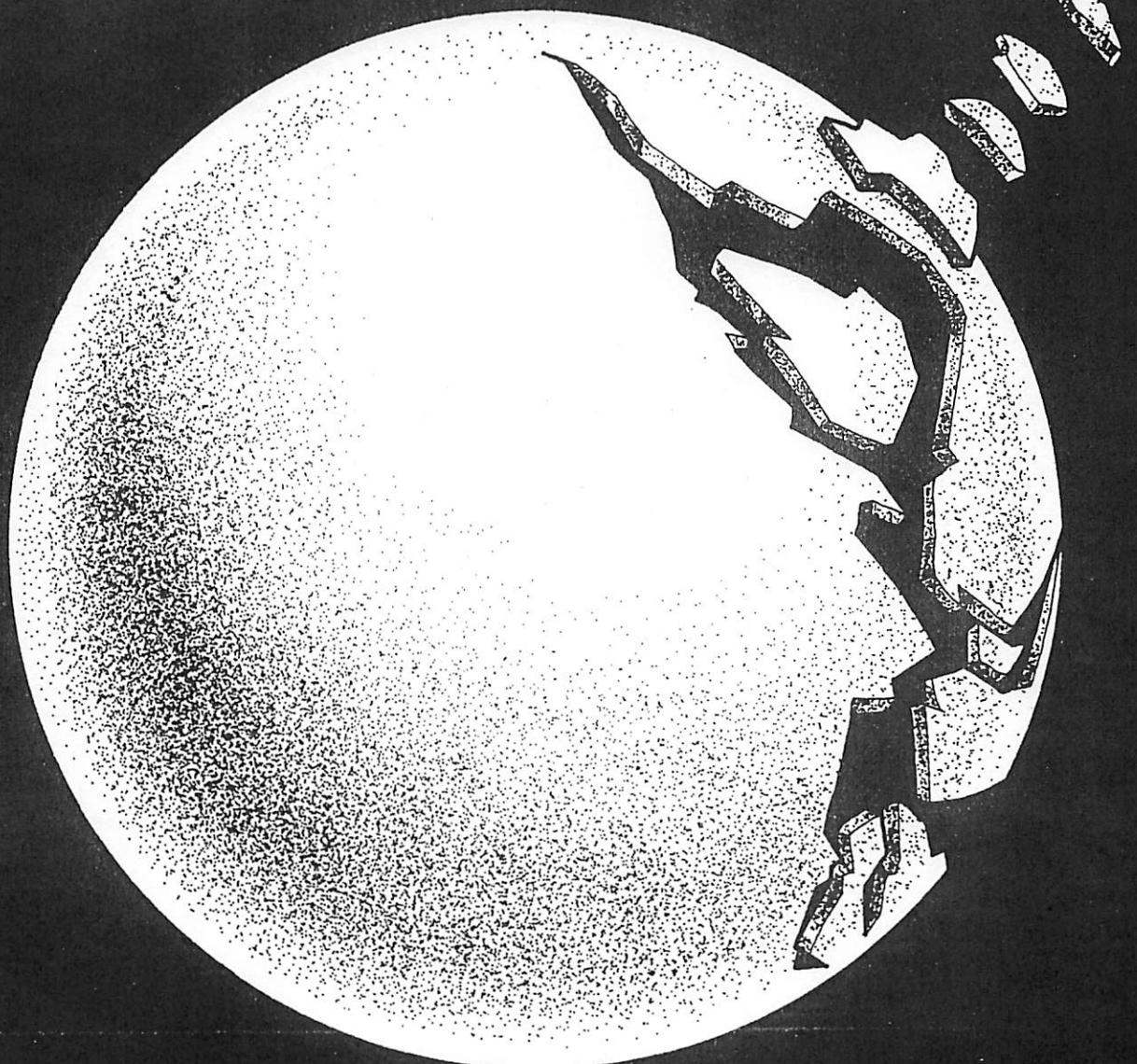
久米三四郎

川野真治 岸 洋介

大野 淳 萩野晃也

今中哲二 海老沢徹

市川定夫 市川克樹



編・原子力技術研究会
第三書館

くなるために長くなる。岩盤であっても、その岩の種類によって異なり、地形によっても、同様に異なる。建物の横で測定した場合の地震波は、建物との相互作用によって、建物の無い場合と異なる⁽³⁴⁾。また、地震があっても、三方向（N S, E W, U D）で、振巾、周期が異なり、特に微小地震では、その震源が一般に遠くであることが多いため、U D（上下）方向の地震波の特徴を観測するのは極めて難かしい。微小地震の地震波が大地震の地震波と全く様子が異なる可能性も大きいのであって、いわば地震波形は、「地震の指紋」みたいなもので、全て何等かは異っていると考えた方がよいであろう。

3.2 最大加速度と卓越周期

(a) 最大加速度の推定

地震波の内、最大加速度は、耐震設計を行なう場合に一番重要な量であって、この量を推定する色々な式が考え出され、第6章で一部説明されている。（最近は、速度で見ることが多くなりつつある）

強地震の最大加速度の記録が集められた1960年代の頃から、多くの人達によって最大加速度を求める公式が提案された。最大加速度を、何の関数として書き表わすかについては明確な定義は無いが、①地震規模、②震央距離、④断層距離、⑤卓越周期、⑥地盤の特性等が考えられる。例えば、後で述べる金井の式のように、当初、震源距離の関数で書かれていたが、それを断層距離に書き表わすと近距離までよく合う式になるといったこともおきてくる。

これまで発表された推定式を挙げると、①河角の式（1951）、②Gutenberg-Richterの式（1956）、③金井の式（1957, 1966）、④Gutenberg, Richter and Benioffの式（1962）、⑤Esteve and Rosenbluthの式（1963）、⑥Blumeの式（1965）、⑦Housnerの式（1965）、⑧Esteve, Rosenbluth and Seedの式（1968）、⑨Milne and Davenportの式（1969）、⑩Esteveの式（1970）、⑪Cloud and Perezの式（1969）、⑫Donovanの式（1972）、⑬Schnabel and Seedの式（1973）、⑭Trifunac and Bradyの式（1976）などがある。1971年のサンフェルナンド地震では、 $M=6.4$ で 1225 gal の値を示したため、直ちに式の修正がなされ、⑬⑭などの式が提案された⁽³⁵⁾。

次に、①～⑭の内のいくつかの式について簡単に説明する。なおこれに必要な文字については、図9.25に示した。

①河角の式

この式は、有名な河角マップを作成されるため作られた公式であって、震度と河角マグニチュード M_k から最大加速度を求めるものである。震度階がある。

I、S波の減衰係数を k とする
と、

$$M = 4.85 + 0.5M_k$$

$$I = M_k + 2\log(D_1/R) - 2k \cdot \log(R - D_1)$$

$$a_D = 0.45 \times 10^{4.1}$$

である。この方法は、定量的に、ある地点の最大加速度を推定する方法としては、粗雑すぎるので使用されていない。

②Gutenberg-Richterの式

これは、カルフォルニアの地震記録をもとに推定されたもので、

$$\log a_0 = -2.1 + 0.81M - 0.027M^2$$

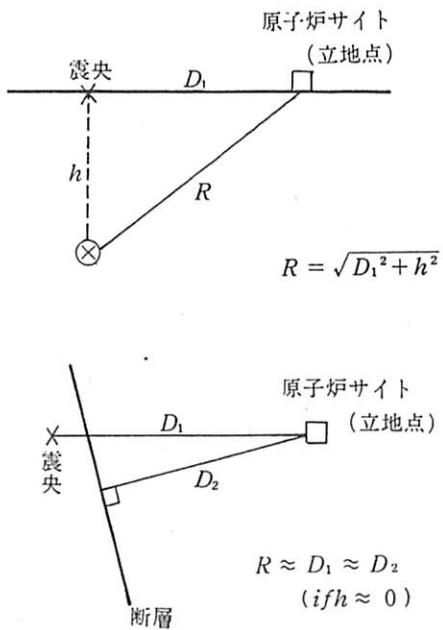
と表わし、 $D_1 = 0$ の時の a_0 を求め、 R^{-n} の型の減衰曲線から a_D を求める ($D_1 = 22$ km の所で $a_{D1} = \frac{1}{2}a_0$ となる)。この式では、 $M = 8.5$ ， $D_1 = 0$ であっても $a_0 = 800$ gal となり、1000 gal 以上の最大加速度はあり得ないことになる。

③金井の式

金井清が、日立鉱山の地下 300 m の岩盤に地震計を設置し、15年間にわたるデーターの集積をもとに提案したものです。

$$a_R = \frac{10^B}{T_c}$$

$$B = 0.61M - \left(1.66 + \frac{3.6}{R}\right) \log R + \left(0.167 - \frac{1.83}{R}\right)$$



- M : 地震の規模 (マグニチュード)
 D_1 : 震央距離 (km)
 D_2 : 断層からの距離 (km)
 R : 震源距離 (km)
 h : 震源深さ (km)
 a_0 : 最大加速度 (gal)
 a_D : D での最大加速度 (gal)
 a_R : R での最大加速度 (gal)

図9.25 地震と原子炉サイト(立地点)の関係

と書き表わす。 T_G は卓越周期で、軟弱地盤では次のような。

$$a_R = \frac{5}{\sqrt{T_G}} \cdot 10^B$$

(4) Gutenberg, Richter and Benioff の式

②の式を改良したもので、改良されたのは、減衰曲線 F_a の出し方で、一つの式としたものである。（ $y_0 = 77 \text{ Km}$ である）

$$\begin{aligned} a_{D_2} &= a_0 F_0 \\ F_0 &= \left[\frac{1.25}{\frac{1+D_2}{y_0}} \right]^n \\ n &= 1 + \frac{1}{2.5 T_G} \end{aligned}$$

この式は、 $D_2 \geq 19 \text{ Km}$ の範囲で成立し、 $D_2 < 19 \text{ Km}$ では $a_0 = a_{D_2}$ とする。 D_2 が大きい所では他の式よりも a_{D_2} の値が大きくなる。例えば金井の式に比べて、 $M = 6.5$ の場合は 27 Km 以上で、 $M = 7.0$ では 38 Km 以上で、この式の値が大きく出てくる。

(5) Esteve - Rosenbluth の式

この式は

$$a_D = \frac{2000 e^{0.8M}}{R^2}$$

で示される。この式は地盤の特性を無視している。Seed はこれを岩盤用に修正して

$$a_D = \frac{110 e^{0.8M}}{R^{1.6}}$$

とした。これが⑧の Estevan, Rosenbluth and Seed の式である。⑤⑧の式は、 $R < 10 \text{ Km}$ では成立しない。

(6) Blume の式

$$\begin{aligned} a_D &= a_0 F_a \\ F_a &= \frac{1}{1 + \left(\frac{D_1}{h} \right)^2} \end{aligned}$$

これは、減衰係数 F_a の中に、震源深さを導入した式である。

(14) Trifnac - Brady の式

この式は一番新しく、①～⑬の式と観測値を整理して提案したもので、1971年のサンフェルナンド地震で入手されたデータを多量に使用し、これまでの式が地盤の特性を明らかにしていないのに比し、軟弱地盤(0)、中程度の地震(1)、硬地盤(2)と地盤を三種類に分類し

考慮し、最大加速度の平均値と標準偏差をもリストアップしている。また全ての式が水平加速度のみの式であったのを、水平、垂直の両方を推定出来るようにしてあるのも特徴の一つである。この式は

$$\log a_{D_1} = M - \log A_o(D_1) - \log a_o(M)$$

と書き表わされている⁽³⁶⁾。

$A_o(D_1)$ は：距離によって定まる関数で、 M に無関係である。表 9.11(a)にその値を示す。

表 9.11 (a)

D_1 (Km)	0	5	10	15	20	30	40	50	60
$\log A_o(D_1)$	1.400	1.500	1.605	1.716	1.833	2.078	2.314	2.517	3.044

表 9.11 (b)

M 地盤特性	4.0 ~ 4.9			5.0 ~ 5.9			6.0 ~ 6.9			7.0 ~ 7.9				
	0	1	2	0	1	2	0	1	2	0	1	2		
加 速 度	水 平	$\log a_o$	1.38	1.07	—	1.56	1.54	1.41	1.94	1.94	2.05	2.87	—	—
		σ	0.309	0.368	—	0.503	0.313	0.390	0.278	0.205	0.331	0.163	—	—
	上	$\log a_o$	1.80	1.39	—	1.83	1.94	1.60	2.21	2.25	2.25	3.21	—	—
	下	σ	0.036	0.519	—	0.494	0.253	0.213	0.270	0.253	0.332	0.107	—	—
データー数		水平	6	4	—	47	30	4	164	68	24	14	—	—
		垂直	3	2	—	24	15	2	82	34	12	7	—	—

$a_o(M)$ は、 M と地盤特性によって定められた値で、表 11(b)に示す。表 9.11(b)には、この式を作る際に用いられた米国西部における 1933 ~ 1971 年の間に発生した 55 の地震によるデーター数が掲げられている。 $M = 4.0 ~ 4.9$ で地盤特性が(2)の場合、 $M = 7.0 ~ 7.9$ で地盤特性が(1)(2)の場合の値は良いデーターが無いため計算されていない。この式と他の式を比較したものが図 9.26 である。一番信頼性の高い $M = 6.5$ 地盤特性(0)(1)の場合の水平最大加速度を求めたものである。この式と金井の式の改良式（断層距離をとる）との一致はかなり良く、金井の式は近距離にまで使用可能であることを示している。これまで金井の式では、最大加速度が大きく出すぎるという批判が多かったが、サンフェルナンド地震は、はからずも、金井の式の良さを世界に知らせることになったと言えよう。

(b) 日本における最大加速度記録

3.1.(a)で、日本においても加速度記録が得られはじめていると述べた。しかし地震設計の入

力として使用するためには、使用経験不足とか波形のスペクトル精度が悪いなどの問題点があり、エルセントロ、タフトの地震波が多く利用されているのが現状である。だが、日本に強震計が設置されはじめてから 10 年以上の年月を経ているのであるから、日本での加速度データーが集積されつつあるのも事実である。建設省港湾技術研究所などが集めた強震計による地震と最大加速度とのリストを表 9.12 に掲げた³⁷⁾。

日本において強震計で観測された最高の最大加速度値は 540 gal ($M = 5.4$) であるが、濃尾地震では 1000 gal を越えた地域もあったと予測されている³⁸⁾。これの測定点がどのような場所を選んで設置されているかははっきりしないが、港湾関係の施設の記録が多いものと思われる。表 9.12 で興味あることは、

① $M = 4.1$ の小型地震であっても、300 gal を越えることがある。Trifunac - Brady の式を使い、 $M = 4.1$ 、軟弱地盤、 $D = 0 \text{ km}$ の条件で計算すると、 $a_D = 21 \text{ gal}$ となり実際に測定値と 15 倍も違った結果となる。米国のパークフィールド地

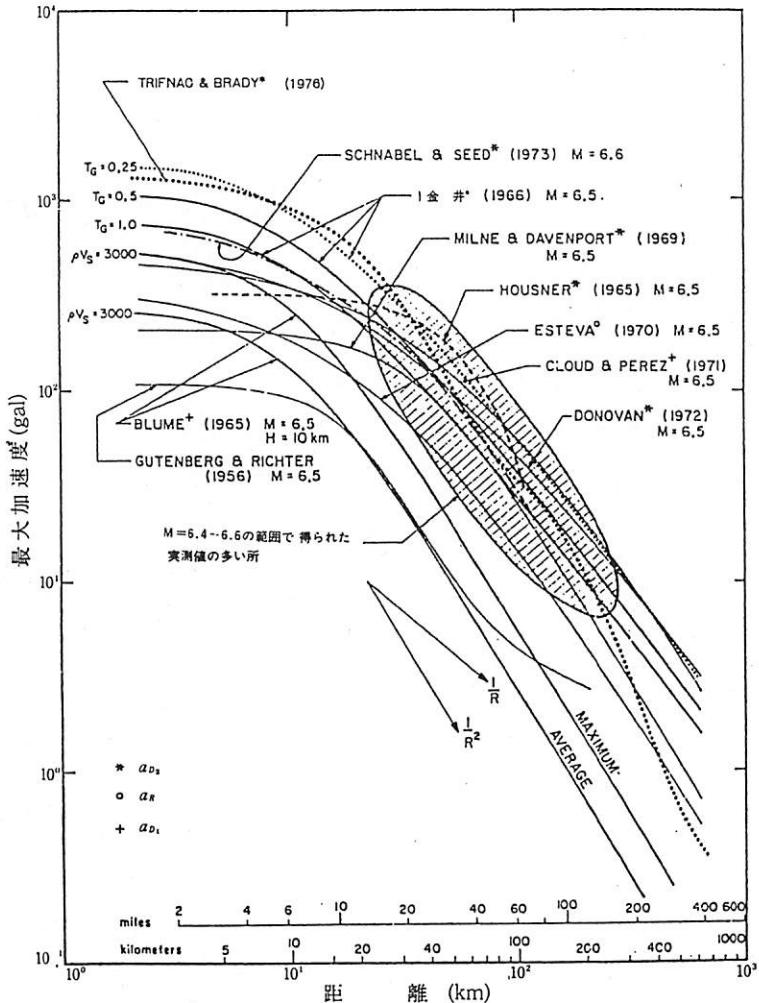


図 9.26 最大水平加速度と距離の関係 ($M = 6.5$)³⁹⁾

表 9.12 日本で観測された最大加速度

最大加速度	測定場所	地震発生場所	発生年	M	震源距離
540 gal	保科	松代	1966.4	5.4	10 km
438	宇和島	豊後水道	1968.8	6.6	44
437	広尾	日高山系	1970.1	6.7	54
375	宇和島	日向灘	1968.4	7.5	114
333	釧路	広尾沖	1962.4	7.0	90
303	松代	松代	1966.4	4.1	11
261	豊浜	知多半島	1971.1	6.1	55
225	八戸	十勝沖	1968.5	7.9	178
210	エツアリダム (利根川)	銚子沖	1974.3	6.1	?
208	青森	十勝沖	1968.5	7.9	233
205	室蘭	十勝沖	1968.5	7.9	280
197	ツリカワ中央 ハイウェー	?	1971.7	5.3	?
175	東海村	茨木沖	1974.2	6.1	118

震(1966年)は、 $M=5.6$ で490 galの測定値が報告されており、小型地震といえども無視できない大きな加速度を示すことがある。

② M の大きな十勝沖地震($M=7.9$)等の場合、距離が大きく離れていても予想以上に大きな加速度を示す。例えば、室蘭では $D=290\text{ km}$ で $a_D=205\text{ gal}$ にも達している。3.2.(a)で述べた式の内で遠方で最も大きな加速度を示す Gutenberg, Richter and Benioff の式を使用し、 $T_c=0.5\text{ 秒}$

で計算しても、 $a_0=412\text{ gal}$ 、 $a_D=57\text{ gal}$ にしかならないのである。

等である。

②のような、 M が大きく、距離が相当離れている場合の地震の最大加速度値の評価は、1974年に土木学会などが中心になって作成した「本四国連絡架橋耐震設計指針」においても取り上げられており⁽³⁹⁾、 $M=8.0$ 、 $D=150\text{ km}$ の場合の最大加速度として230 galを予測しているのである。しかし、表9.12の値は岩盤上のデーターではないという批判があるかもしれない。一般に、図9.12のように岩盤上に比べ表面の軟弱地盤では、加速度は2倍程度になるとも言われている⁽⁴⁰⁾。しかし、図9.27をみれば、同じ程度の値をとるものも存在していることがわかる。念のため過去の大地震のうちで地表の沖積層の少ない場所を選び、岩盤上での震度として推定されたものを表9.13に示した⁽⁴¹⁾。最大加速度(gal)=震度×980として記入した。

(c) 卓越周期の推定

米国で鋼鉄製の吊橋が崩壊したことがある。外力に対して強いと思われていた橋の固有振動数が外力の周期と一致したために、共振現象を起して崩壊したのである。地震波は特有の波形をもっており、そのうち最も卓越している周期に注目して耐震設計を考えて、より安全な設計にしようというのが卓越周期を重視する理由である。勿論、地震波は複雑な現象によって形成されているから、簡単に卓越周期を決定するわけにはいかない。3.1.(a)に述べたように、同じような地盤であっても、地震波の周期は大幅に変化するのである。図9.28は、石本による東京の4ヶ所における卓越周期を測定したものである⁽⁴²⁾。沖積層と洪積層とでは、周期が大幅に異っていることが良く判る。表9.14は、福井地震の余震を利用して測定された卓越周期の地盤特性である⁽⁴³⁾。地盤の卓越周期は、第三紀層にしろ、いずれにしろ、その上に造られる構造物の耐震設計上大きな影響を与えるので、その値を予め推定することが極めて重要なこととな

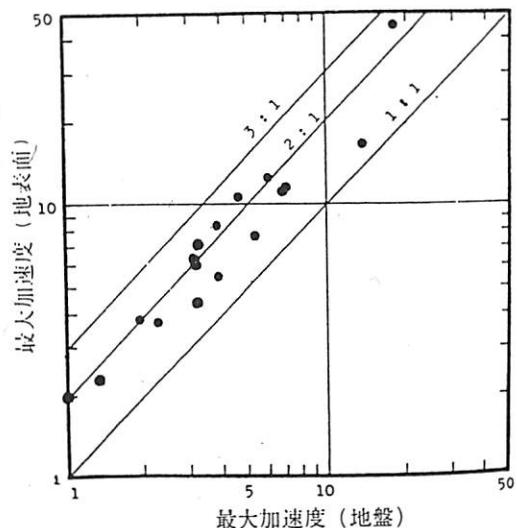


図9.27 地表と地下地盤の最大加速度の比較⁽⁴⁰⁾

る。その方法として⁽⁴⁴⁾、

① 大地震のデーター

を観測するために、長
期観測を行う。

② 常時、微小振動を
測定し、その卓越周期
を利用する。

③ 地層の厚さと地震
伝播速度から理論的に
計算する。

④ 過去の地震歴から
得られたMと T_c の関係
式を使用する。

⑤ 付近にある地震計の記録を使用する。

などが考えられる。

①の方法は最も優れた方法であるが、いつ
発生するか判らぬという欠点がある。もし地
震が発生したとしても、大地震か中地震かで
周期は異なるし、遠方地震かどうか、震源の
方向、地震の発生原因などによっても大幅に
変化する。一般に、震央距離が大きいと卓越
周期は大きくなる傾向にある。勿論、大地震
であっても震央距離が短ければ卓越周期は
短くなる。表9.15は、地震の規模と距離
と卓越周期との関係を軟弱地盤である東京の
江東区で測定したものである⁽⁴⁵⁾。江東区のよ
うな沖積層の厚い地盤であるにも拘わらず、
同じ程度の震度を与えると思われる地震の規
模によって、卓越周期が大幅に変化している
のである。

②の方法は、建設予定地点での常時微動の

表9.13 岩盤上の最大加速度

地 震	発生年	M	地 名	震源距離	地 質	震 度	最大加速度
北 丹 後	1927	7.5	郷 村	1 6	花崗岩	0.4	390g ^a 1
南 海	1946	8.1	日 置	7 3	第三紀	0.41	400
			周参見	7 6	中世層	0.3	290
福 井	1948	7.3	剣籠村	2 3	凝灰岩	0.5	490
			北潟村	2 7	砂岩頁岩	0.4~0.6	390~590
			瀬越村	2 8	凝灰岩	0.5	490
			下吉野	2 3	砂礫頁岩	0.53	520
宮城県北部	1962	6.5	小 友	1 6	第三紀	0.4	390
			梅ヶ沢	1 7	"	"	"
			駒 林	1 8	"	"	"
新 潟	1964	7.5	栗 島	4 7	玄武岩	0.4	390
			鼠ヶ関	5 3	安山岩	0.4	390

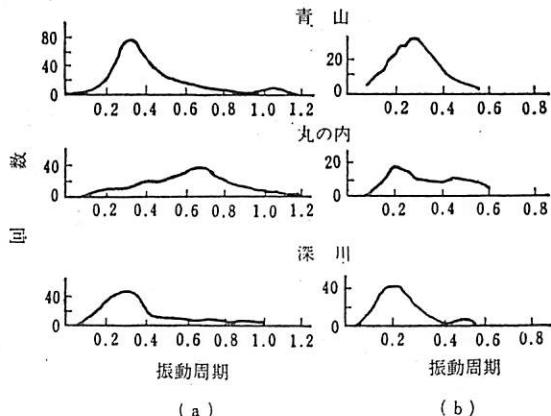


図9.28 東京都内地盤の卓越周期

表9.14 福井地方の地盤と卓越周期
(福井地震の余震観測)

地 盤	卓越周期(秒)	
第三紀層	0.15	0.2
第三紀層の上に薄い沖積層		0.2
沖積層	0.3	0.4

表9.15 地震の規模、震央距離と卓越周期
(東京・江東区)

規 模	地震名	M	震央距離	卓越周期
大地震	十勝沖	7.9	600Km	1.35
中地震	東松山	6.1	40	0.46
小地震	-	< 5	≈ 0	0.25

スペクトルから卓越周期を求める方法であるが、微弱振動の原因、方向性などの相異、測定状態と建設状態が同じと考えてよいかどうか、外的な力、例えば風力、潮力、地下水等の変化によって、その周期が変化しないかどうかなど難しい点が多い。理想的な状態で測定された場合は、地盤の卓越周期と良く一致すると言われているが、微弱な振動であるため、ある程度の傾向は得られるとしても、信頼性に問題が多い。

③の方法は、弾性波の値などを利用し、地盤の重複理論などから推定する方法であるが、完成した手法とは言えない。

⑤の方法は、同じ地質構造をもち、地震波の方向性も同じという、殆んど一致した条件の場合には有効であろう。同じ岩石であっても生成条件によって弾性波特性が異なることがあるので、注意が必要であろう。

いずれにしろ、地震波の形は地震の指紋と言って良く、実に複雑である。卓越周期も一つではなく、数ヶ存在するのであって、単純に予測することは本来無理なのである。

(d) 地震の種類と上下加速度⁽⁴⁶⁾

地震には色々な型がある。同じ地質構造の場所で発生した場合と、他の近接した地質構造の場所で発した場合では、影響が異なる。また、最大加速度の推定をする場合でも、活断層のズレの速度によっては、地震波形が異なることも考えねばならない。地盤の条件によっては、単に地震波形で考えるだけでは不十分であって、地盤の流動化や不等沈下などの方が重要になることもある。特に、断層が多数存在していたり、岩盤が風化されている場合は問題になる。

地震波形で、一番問題となるのは、直下型の地震の場合である。直下型地震では、上下動の振巾が大きく効く。ところが一般には水平動のみに注意が払われる傾向にあるが、上下動の最大加速度、増巾率、卓越周期は、水平動と異なる値をもつて、この点の考慮が十分なされなければならない。図9.29に上下動対水平動の振巾増巾比と地震の相対頻度を示した⁽⁴⁷⁾。大体0.3～0.4に分布しているが、1.0ないし、それ以上のものも存在している。このデーターは軟弱地盤での測定であるにも拘わらず、1.0を越えるものが存在することは重要な意味をもつ。事実、八丈島地震(1972)のとき、観音崎では地下120mの岩盤よりも地表の加速度の方が大きな値を示したことが測定されている⁽⁴⁸⁾。

大地震の強震計による測定の例にインドのコイナ地震がある(1967年、 $M=7.0$)。この地震では、上下方向の加速度が水平方向の加速度の80%をも占めたと報告されている。表9.16

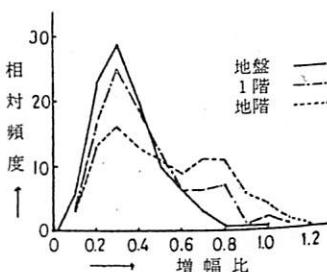


図9.29 増幅比の相対頻度

に大地震で得られた上下加速度と水平加速度の比を掲げた⁽⁴⁹⁾。サンフェルナンド地震の測定値の多くは、0.3～0.7の間に分布しており、最高は1.14を示している。その中で代表的なものを表9.16に示した。（サンフェルナンド地震の内、水平加速度1225galの値は当初発表のものを使用した。この値は現在では1030galと修正されている様だが明らかではない）下欄には、3.2.1で述べたTrifunac-Bradyの式で計算して求めた値を示した。日本では、大地震時、震源付近で測定された上下加速度の信頼できるデーターは少ない。一般に外国の値に比べて、日本での値は小さく出る傾向にある。これの主な理由は、日本の地盤が極めて劣悪であること、近距離の測定値が無いことによると思われる。1974年、南伊豆地震の際、石廊崎灯台の強震計が破損してしまったことに見られるように、観測体制上の問題もあるように考えられる⁽⁵⁰⁾。

表9.16 強震計による水平および上下加速度とその比率

地 震 名	発生年	水平加速度	上下加速度	比 率
コ イ ナ	1967	440 gal	350 gal	0.80
インペリアル・パレー	1940	320	230	0.70
コーン・カウンティ	1952	180	120	0.68
サンフェルナンド	1971	36	41	1.14
		118	114	0.97
		167	131	0.79
		180	119	0.66
		1225	696	0.57
広 尾	1970	182	82	0.47
豊 後 水 道	1968	437	140	0.32
Trifunac-Bradyの式 (M=6.9, D=30 Km)で計算		硬 地 盤		0.63
		軟 地 盤		0.54

軟弱地盤に比べて岩盤上での上下加速度と水平加速度の比は、遠方地震より接近地震の方が、大きくなるのが特徴である。図9.29、表9.16から判るように、岩盤上直下地震では上下加速度と水平加速度の比が1.0ないしそれ以上のものが当然存在すると思わなくてはならない。

(e) 地震歴と最大加速度

すでに述べたように、日本では1300年も前からの地震記録があり、その資料に基づいて地震危険度の予測図が作られている。これ等のうち一番有名なのが河角マップと言われているものである。建築基準法の危険度地域分布を設定する為に作成されたものである。河角は東大地震研究所旧館地階におけるデータにもとづいて、3.2.1の①式にある河角の式を求め、これに基づいて1951年に、「我が国における地震危険度の分布」と題する論文を発表した⁽⁵¹⁾。その中に、有名な河角Mapが入っているのである。河角Mapは日本の震度期待値図を、50、100、150、200、300、400、500、600、1000ガルの分布図として書かれたもので、75年、100年、200年期待値として発表された。図9.30は75年及200年期待値の図

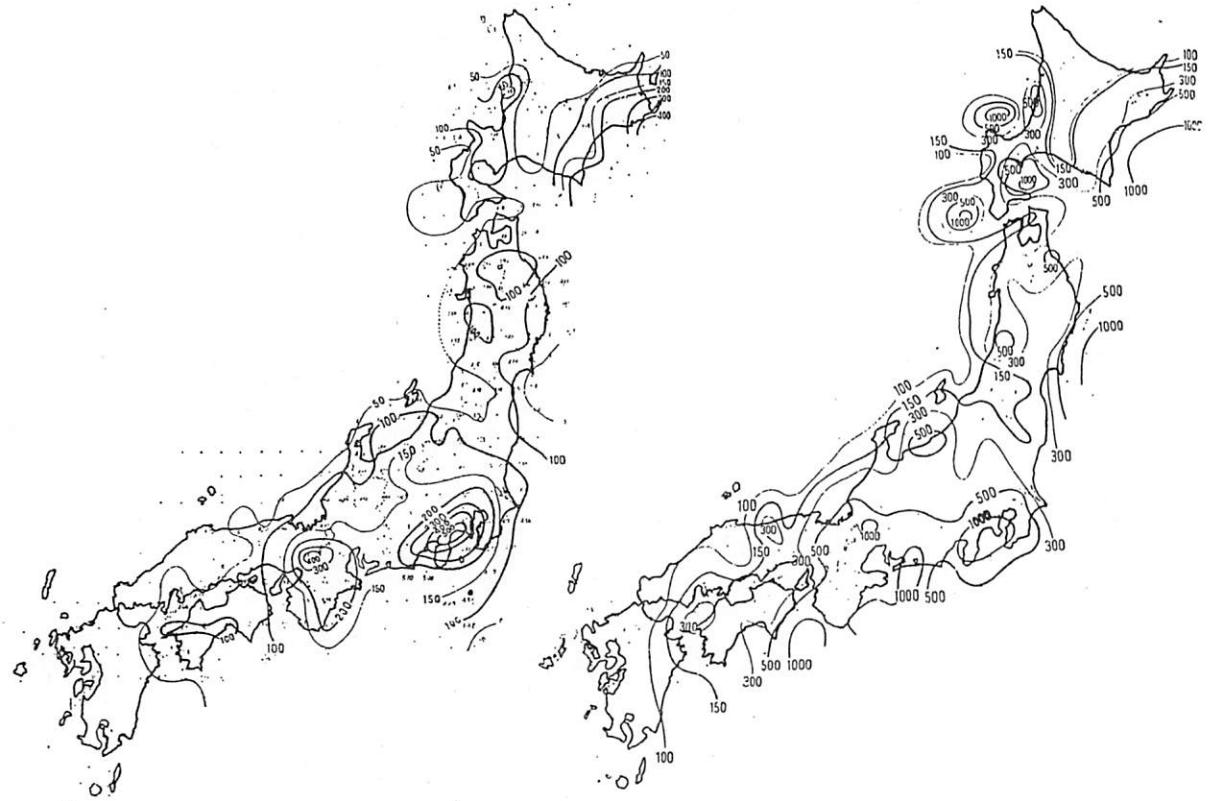


図9.30 (a) 75年間に来襲の可能性のある地震の最高震度
期待値の分布 (単位 gal)

図9.30 (b) 200年間に来襲の可能性のある地震の最高震度
期待値の分布 (単位 gal)

である。この様な期待値図をつくる場合は、統計年間が長く、かつ日本全体で記録もれがないことが必要である。ところが最近 100 年間での被害地震が圧倒的に増加していることを考えると、過疎地などでの記録もれが極めて多いだろうことは、当然予測できるであろう。この点を考え、後藤達は統計年間を 200 年（北海道のみは特に記録が少ないとと思われる所以 150 年）に限って、同じ様な図を作成した。後藤達は河角の式を使用せず、工学的見地から卓越周期 T_G を導入して $a = a_0 (T_G/0.4)^{-1.316}$ と推定し、又、震度階と加速度の関係 (a_0) も河角のものよりやや低めにして作成した⁵²⁾。図 9.31 は、 $T_G = 0.5$ 秒と仮定して作成された「後藤 Map」といわれるものの内の、75 年期待値図を示した。関東・関西地方は河角 Map の 75 年期待値図とよく合致するが、中国・四国・九州地方は大幅に異なっていて、それ等の地方は河角 Map に比べて大幅に改善されていることを示している。ところで、後藤と河角による震度階と最大加速度の関係を比較したのが表 9.17 である。 T_G として、0.5 秒以外の 0.4 秒、0.3 秒の場合の最大加速度をも同時に示した。又、図 9.31 を使用して、 $T_G = 0.4$ 秒、0.3 秒の場合の 75 年最大加速度期待値図を読み取るために、表 9.18 に換算表を示した。例えば図 9.31 の内 200 ガルとなる分布範囲は、 $T_G = 0.3$ 秒の場合には、390 ガルの分布範囲に対

応することになる。表 9.14 で判明するように、 $T_c = 0.5$ 秒を取るのは大きな値でありすぎると思われ、沖積層の場合でも $T_c = 0.3 \sim 0.4$ 秒程度が妥当なのではないかと思われる（サンフェルナンド地震では、 $T_c = 0.2 \sim 0.5$ 秒の間のものが殆んどを示している。又、岩盤では 0.1 ~ 0.25 秒の間の値をとることが多い）。河角や後藤達の様に、日本全体でとらえて地震の危険分布図を作る方法以外に、ある地点での地震の危険度を見るという方法がある。この方法であれば、ある都市での地震の危険性を、より把握出来るという利点がある。この方法を適応して、地震記録の多い横浜における、ある最大加速度の再現年数はどうなるかを調べた論文がある⁽⁵³⁾。その論文の概要を 9.19 に示した。（300gal 及 750 gal の値は図から読み取った。）この論文は、横浜北部の洪積層地盤を対象としていて、卓越周期として $T_c = 0.3$ 秒を採用している。図 9.31 では横浜は 300 gal 以上の範囲に入っている。 $T_c = 0.3$ 秒は、表 9.18 では 590 gal に相当しているので、表 9.19 の 75 年期待値である 750 gal は、590 gal を大幅に起えていることになる。いずれにしろ、後藤 Map の $T_c = 0.5$ 秒の採用は、最大加速度を少く見つもっていることを示していることは明らかであろう。

図 9.31 最大地動の期待値図 (75 年, $T_c = 0.5$ s)

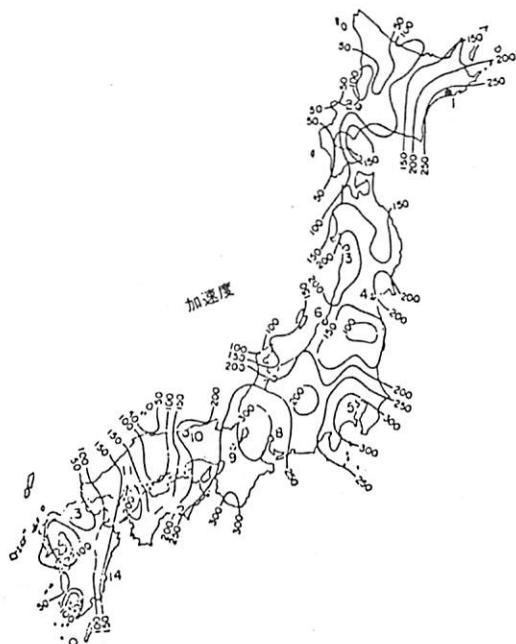


表 9.18 後藤による最大加速度の対応値

図 31 の場合 $T_c = 0.5$	$T_c = 0.4$	$T_c = 0.3$
50	70	100
100	130	200
200	270	390
300	400	590

表 9.19 横浜における地震の危険性（清水氏他による）

場 所	地 震 記 録	地 震 数	地 震 の 規 模	卓 越 周 期	平均最大加速度と再現年		
					3 0 0 gal	6 0 0 gal	7 5 0 gal
横浜地帯	1600~1970	261	$M \geq 6$	0.3 秒	30 年	60 年	75 年

(f) 地震断層と震度（最大加速度）

地震による被害は、震度（最大加速度）の大きな所で大きい。最大加速度を与える地点は、

震央上か、断層上かが常に問題になる。日本では地震の発生原因を体積的な考え方としてとらえていたために、地震エネルギー放出の中心点、つまり震源距離を中心にして最大加速度を考える様になっていた。米国では活断層原因説であったために、地震断層の位置からの距離で、地震の最大加速度が変化して行くものと考えていた。浅い地震であれば震央距離と断層距離は大体同じになる。ところが、断層の動きによって地震がおきるのであれば、最大加速度は断層にそって細長く分布するはずである。もし、

震央の震源距離でみると大体、震央を中心に被害が丸く分布するはずである。図9.32は、南伊豆地震の際の最大加速度分布である⁽⁵⁴⁾。実線で入っている直線部が石廊崎断層である。250、300、……と50 g₀ずつに分布範囲が示されている。断層に沿って細長く最大加速度が分布しており、最大加速度の計算を行う場合でも、断層からの距離を取る方が良いことを示しているといえよう。南伊豆地震

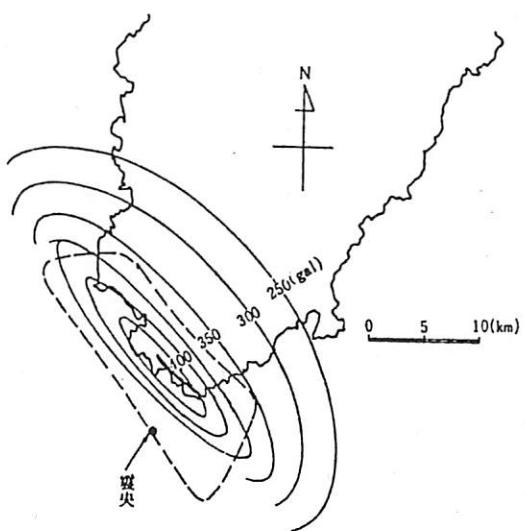


図9.32 最大加速度分布の推定（南伊豆地震）

と異なり、1975年の大分県中部地震では地震断層の確認は出来なかったようであるが、地震被害の分布および余震分布などから考えると、細長く分布していて、地表には出ていない断層が地下に存在しているらしいことを暗示する結果が得られている⁽⁵⁵⁾。

原発の安全上欠陥
付・スリーマイル島事故の考察

1991年7月10日 第二刷発行

定価 6000円+税180円=6180円

編 原子力技術研究会
発行者 北川 明
発行 株式会社 第三書館
東京都新宿区大久保2-1-8 9F
電話03(3208)6668