

## 資料4 レベル2地震動の下限基準

### 4-1 下限基準の地震規模

地震は地下の断層運動が原因であることは広く知られており，地震の原因である断層を震源断層と呼ぶ．地殻は下部をマントルに接し，その境界面をモホ面と呼ぶ．さらにその構造は上部地殻と下部地殻の上下二層に分けられる．その境界面をコンラッド面と呼ぶ．コンラッド面の深さは場所により多少異なるが，日本列島全体での平均は15km内外である．またP波（縦波）の速度 $V_p$ で見るとおよそ6km/s以下の層と6.5km/s以上の層の境界に対応している場合が多い．いわゆる直下地震は，内陸の地殻内で発生する地震であり，震源断層は一般に上部地殻に限り存在する場合が多い．つまり内陸の地殻内地震を発生させる地震発生層はほぼコンラッド面以浅のたかだか15km程度の幅の中に限られている．

Shimazaki<sup>1)</sup>や武村<sup>2)</sup>は，1885年以後に日本列島で発生した内陸の地殻内地震の断層パラメーターを検討し，地震の規模が大きくなると，断層の幅 $W$ が頭打ちすることを見つけている．図1-1にその結果を示す．このことは，地震発生層の幅の限界と関連づけて，地震規模が大きくなると震源断層が地表に突き抜け，断層幅はそれ以上大きくならないためと説明されている．地表に突き抜けた断層を地表地震断層と呼び，地質学的に比較的若い時代において地震の発生が繰り返し，地表地震断層によって地形に残された傷跡を活断層と呼んでいる．

表 1-1 過去約 100 年間に日本列島で発生した内陸浅発地震と地表地震断層<sup>2)</sup>。

M > 6.5 の地震は地表地震断層の有無に関わらず全て, M 6.5 の地震は地表地震断層の報告のあるもののみを示す。

Event	(Date Name)	M	Damege Rank	Surface faults (name or location)	Refer.
1955:10/19	Akita-Hokobu	5.9	3	Near Futasui (L)	1)
1938:5/29	Kussharo	6.1	3	Kssaharo F. (H)	1) 2) 3)
1959:1/31	Teshikaga	6.3	2	Near Teshikaga (L)	1) 2)
1918:11/11	Omachi	6.5	3	SW Omachi (H)	1) 2)
1969:9/9	Gifu-Chubu	6.6	2	Hatasa F. (L)	1) 2)
1948:6/15	Tanabe	6.7	3	(not found)	3)
1909:8/14	Abekawa	6.8	4	Yanagase F. (L)	1) 2) 3)
1925:5/23	Kita-Tajima	6.8	5	Tai F. (H)	1) 2) 3)
1939:5/1	Oga	6.8	4	Kotokawa F. (H)	2)
1945:1/13	Mikawa	6.8	5	Fukozu F. etc. (H)	1) 2) 3)
1984:9/14	Nagano-Seibu	6.8	3	(not found)	3)
1931:9/21	Nishi-Saitama	6.9	3	Kushibiki F. *	2)
1974:5/9	Izu-Hanto-Okii	6.9	4	Irozaki F. etc. (H)	1) 2) 3)
1984:10/22	Shonai	7.0	5	Yadaregawa F. (H)	1) 2) 3)
1900:5/12	Miyagi-Hokubu	7.0	3	(not found)	2) 3)
1961:8/19	Kita-Mino	7.0	3	Hatogayu F. *	2)
1978:1/14	Izu Oshima	7.0	4	Inatori-Omineyama F. etc. (L)	1) 2)
1914:1/12	Sakurajima	7.1	4	(not found)	3)
1914:3/15	Ugosen	7.1	4	Kita-Naraoka (L)	1)
1948:6/28	Fukui	7.1	6	Under Fukui Basin (H)	1) 2) 3)
1896:8/31	Rikuu	7.2	5	Senya F. etc. (H)	1) 2) 3)
1943:9/10	Tottori	7.2	5	Shikano F. etc. (H)	1) 2) 3)
1995:1/17	Hyogo-Nanbu	7.2	6	Nojima F. etc. (H)	3)
1927:3/7	Kita-Tango	7.3	6	Gomura F. etc. (H)	1) 2) 3)
1930:11/26	Kita-Izu	7.3	5	Tanna F. etc. (H)	1) 2) 3)
1891:10/28	Nobi	8.0	6	Neodani F. etc. (H)	1) 2) 3)

Damage Rank: Utsu(1982)

Surface fault break is but there is the active fault closely related to the event

(H) Higher reliability (b) Lower reliability

1) Abe et al. (1985)

2) Research Group for Active Faults of Japan (1991)

3) The Prime Minister's Office (1997)

震源断層の規模を表すパラメーターとして地震モーメント  $M_0$  がある。地震モーメント  $M_0$  は断層長さ  $L$  と幅  $W$  およびすべり量  $D$  の積に地震発生層の剛性率  $\mu$  を乗じたものである。震源断層の幅が地震発生層内に収まっている比較的小規模の地震では、震源断層は  $L \propto W \propto D \propto M_0^{1/3}$  の関係を保ちつつ大きくなるが、断層幅  $W$  が頭打ちする大地震では  $L \propto D \propto M_0^{1/2}$  ( $W=一定$ ) の関係を保ちつつ大きくなる<sup>2)</sup>。このように断層パラメーターの関係が変わる地震規模を気象庁マグニチュードで表すと、 $M$  6.5 が小地震、 $M$  6.8 が大地震に対応する<sup>2)</sup>。

来るべき地震動を評価する際、内陸地殻内地震の震源断層の位置および規模を特定するために活断層データを用いるのは、活断層の存在する場所が、過去にその地下で震源断層が繰り返し活動することによって地表地震断層が何度も出現した場所であり、活断層の位置がほぼ地下の震源断層の位置を表すと考えられるからである。しかしながら先述のように、 $M$  6.5 の小地震では地表地震断層が生じる可能性は極めて低く活断層データに基づく震源断層の特定は難しいことが懸念される。

武村<sup>2)</sup>は、さらに1885年から1995年に我が国の陸域で発生した  $M$  5.8 のほぼ全ての内陸地殻内地震に対し、地表地震断層の出現や被害の程度を調べている。表 1-1 にデータの一部をまとめる。 $M$  6.5 の地震については、阿部・他<sup>3)</sup>の表に地表地震断層に関する記述があるもののみを示し、 $M$  6.6 の地震については、全ての地震について地表地震断層の発見の有無を示している。(H)は確実度の高いもの、(L)は低いもの、\*印は地表地震断層は見つかっていないが、震源の位置や余震分布さらには震源メカニズム等をもとに、強い関連性が指摘されている活断層がある場合である<sup>4)</sup>。

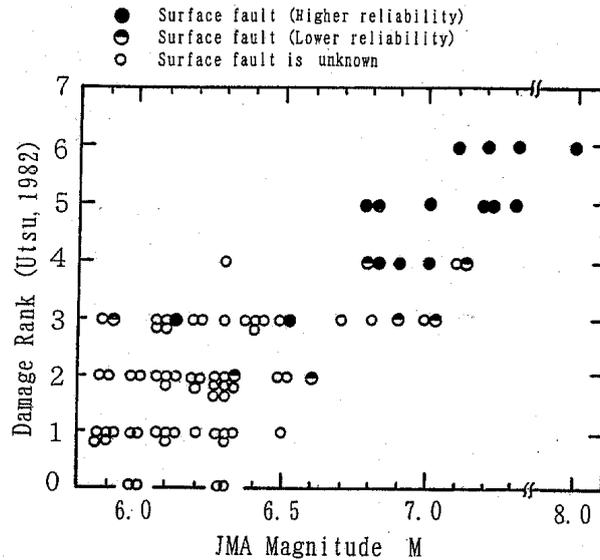


図 1-2 過去約 100 年間に日本列島で発生した内陸浅発地震の地震規模（気象庁マグニチュード M）と被害ランク<sup>2)</sup>。地表地震断層の有無も 3 分類して示す。

これらの地震に対する気象庁マグニチュード M と被害程度の間を、地表地震断層の出現と関連づけて図 1-2 に示す。図から 2 つの重要な点を指摘することができる。1 つは、M 6.5 では、被害ランク<sup>5)</sup>はほとんどが 3 (20 人未満の死者または 1000 未満の全壊家屋) 止まりであるが、M 6.8 では非常に大きな被害をもたらす地震があることである。そのうち特に M 7.2 では、被害ランクは全て 5 以上で死者 200 人以上または全壊家屋 1 万戸以上と猛烈な被害を伴っている。もう一つは、M 6.5 のグループでも M 6.8 のグループでも、その中では地表地震断層が発見されているものの被害が相対的に大きいことである。このことは地表に断層を生じる地震は、震源断層が浅く、それだけ強い地震動がもたらされ、被害が大きくなることを示唆している。この他に武村<sup>2)</sup>は、M=6.6 と M=6.7 の地震数が少ないことを指摘し、これは偶然ではなく、震源断層が地表に突き抜ける影響で、マグニチュードに不連続が生じるためではないかと指摘している。

以上の結果を総合して考えると、M 6.5 の地震は地表に活断層として痕跡を残していないものが多く、活断層データから地震の発生を予測することは大変難しいことが分かる。このような理由から、ここでは全国すべての地点で、気象庁マグニチュード M が 6.5 の地震が直下で発生することを想定し、震源断層が伏在する場合に備えることを提案する。もちろん M > 6.5 の地震でも例外的に地表地震断層を出現させない地震もある。しかしながら図 1-2 のデータは、これらの地震の被害程度が M 6.5 の地震による被害の上限とそれほど大きな差がなく、地表地震断層を出現させた地震に比べ、

震源近傍での地震動がやや弱かったことを伺わせる結果を示している。このため M が 6.5 の地震が直下で発生することを想定すればそれらの例外的な地震に対してもある程度の対応は可能であるものと考えられる。

ただし、図 1-2 の結果は、例えば 1948 年福井地震のように平野下に伏在断層があり、地震発生後の調査によって平野の堆積層下に地表地震断層が表れ、基盤が変形していることが分かった地震も含めて地表地震断層が表れた地震という評価を行っている。現在、我が国の人口密集地を抱える主な平野についてはより詳細な空中写真判読が実施され堆積層上に表れている活断層のわずかな痕跡も逃さないための都市圏活断層図が作成されている<sup>6)</sup>。またさらに、平野部の深い構造の探査も国および地方自治体で始められつつある。平野部の堆積層下に潜む活断層の評価については、それらの調査結果に期待するところが大きい。

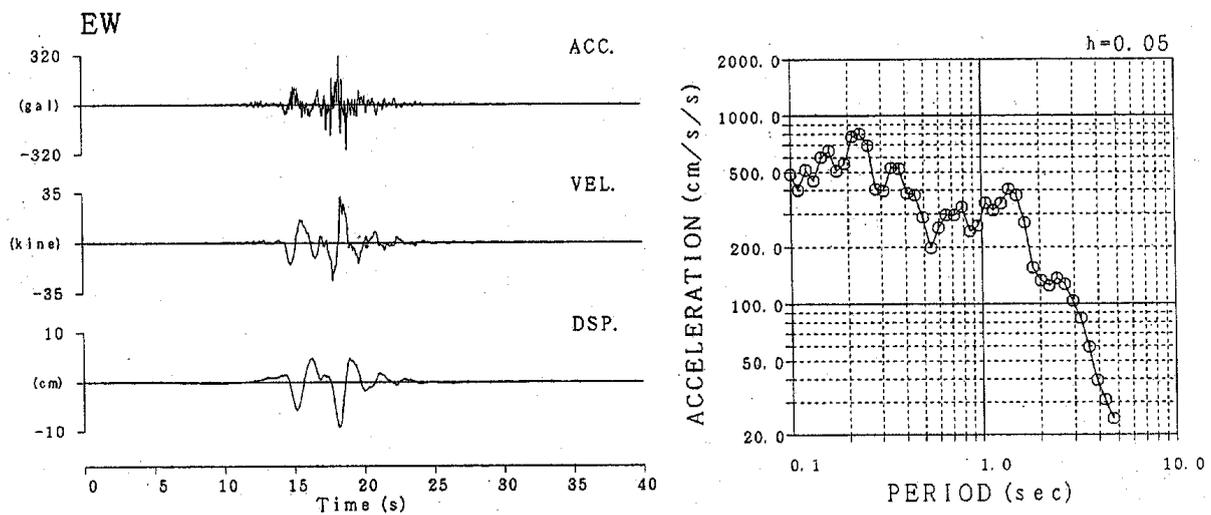
#### 引用・参考文献

- 1) Shimazaki, K.: Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, Earthquake Source Mechanics, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 37, Maurice Ewing 6, 209-216, 1986.
- 2) 武村雅之: 日本列島における地殻内地震のスケーリング則 - 地震断層の影響および地震被害との関連, 地震, 51, No. 2, 211-228, 1998.
- 3) 阿部勝征, 岡田篤正, 垣見俊弘: 地震と活断層, アイ・エス・ユー株式会社, 760pp, 1985.
- 4) 活断層研究会: 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp, 1987.
- 5) 宇津徳治: 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885-1980 年, 東大地震研究所彙報, 57, 401-463, 1982.
- 6) 建設省国土地理院: 国土地理院の都市圏活断層図, 第 2 回活断層調査成果報告会予稿集, 25-31, 1998.

## 4-2 硬質地盤上の地震動強度

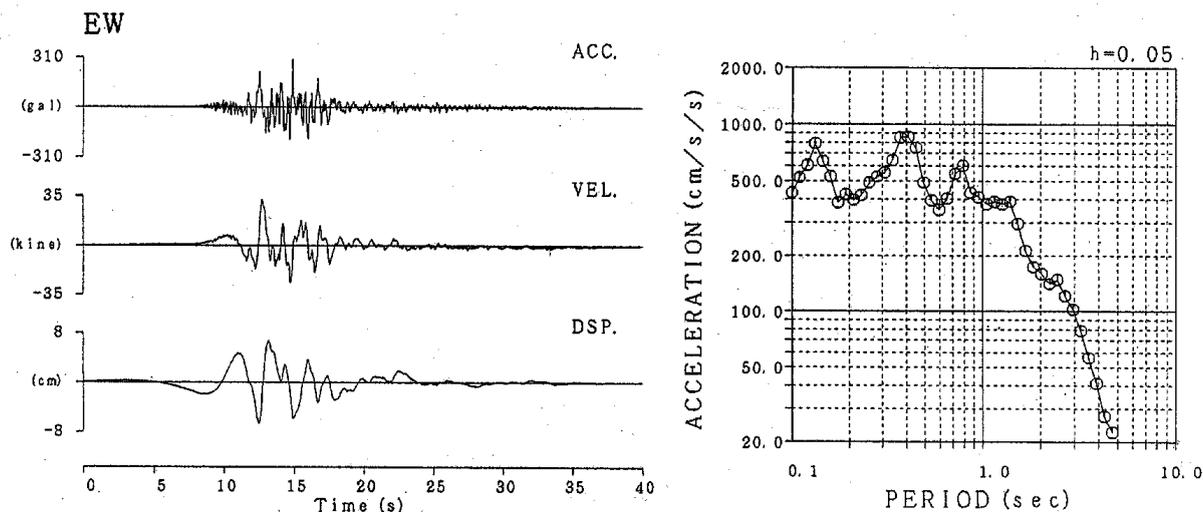
本節では、マグニチュード6.5の地震がどの程度の地震動を発生するのかを、強震動予測手法を用いて予測し、レベル2地震動の下限基準の例を示す。ただし、本節で示す地震動の大きさは、仮定した地盤構造によって異なるので、実際に設計に用いるには当該地点の地盤構造を用いて別個に算定する必要があることに注意されたい。算定手法は、香川・他<sup>1)</sup>による。

本手法によって釜江・入倉<sup>2)</sup>の震源パラメーターに対する、平成7年兵庫県南部地震の神戸大学地点の地震動を推定した結果の応答スペクトルと観測記録のそれを図2-1(a)(b)に示す。水平成層地盤による簡易シミュレーションであることを考えれば、上下動を除いて観測記録の特徴を比較的良く説明していると言える。



(a) 予測波形

PGA (gal) = 300.0 PGV (kine) = 32.3 PGD (cm) = 6.6  
 JMA Intensity=5H (5.2)



(b) 観測波形

図 2 - 1 兵庫県南部地震の神戸大学における予測波形と観測波形

さらに、ほぼ同規模の地震として、平成 9 年 3 月 26 日鹿児島県北西部地震 (M6.3) の計算を試みた結果を図 2-2(a)(b)に示す。震源モデルは、堀川<sup>3)</sup>の波形インバージョン結果を基に矩形アスペリティを仮定し、その他の計算条件も堀川<sup>3)</sup>の解析例に倣った。計算した地点は (K-net 観測点<sup>4)</sup>) であり、震源断層から 20~25km 離れている。震源断層も浅く観測点も震源からかなり離れているために表面波と思われる周期 1 秒程度の成分が見られる。解析手法は表面波を考慮していないためこれらは十分表現されていないが、S 波主要動部の特徴はほぼ再現されていると言えよう。

### (1) 地震断層

- ・断層の大きさは 10km×10km (100km<sup>2</sup>) とする。これは、松田式<sup>5)</sup> ( $\log L = 0.6 \times M - 2.9$ ) の断層長さによる。
- ・断層傾斜は 90 度とする。これは、横ずれ断層と逆断層を 1 枚の断層で表現するためである。
- ・断層上端の深さは 3 km とする。伏在断層として地表には露出しない設定である。
- ・地震モーメントは  $6.3 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$  とする。これは、Somerville et al.<sup>6)</sup> による関係式、 $M = 2/3 \times \log M_0 - 10.7$  ( $M_0$  は  $\text{dyne} \cdot \text{cm}$ ) から求めている。
- ・断層は一様破壊とし、アスペリティは考えない。これはマグニチュード 6.5 程度の地震では、通常、明確なアスペリティが認められないためである。
- ・平均応力降下量として 100bar を与える。
- ・破壊伝播は破壊開始点から円形とし、破壊伝播速度は 2.8km/s とする。

・立ち上がり時間は 0.81 秒とする．これは Somerville et al.<sup>7)</sup>の関係式， $T_R=2.03 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3}$  ( $M_0$  は dyne·cm) による．

(2) 伝播経路

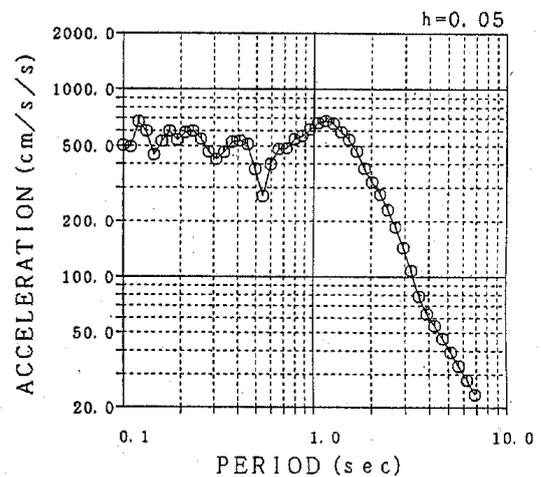
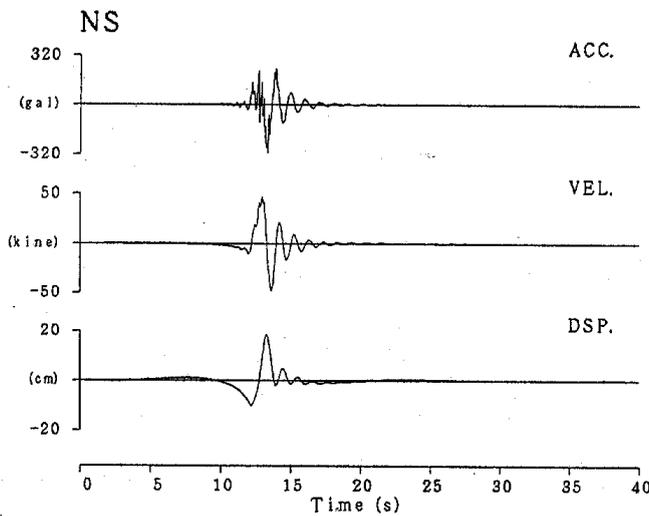
- ・地震基盤は  $V_s=3.2\text{km/s}$  ,  $V_p=5.4\text{km/s}$  ,  $\rho=2.7\text{t/m}^3$  とする．
- ・内部減衰として  $Q(f)=37 \times f^{0.84}$  を与える．震源近傍としては少し大きいが，古和田・他<sup>8)</sup>による兵庫県南部余震域のインバージョン解析結果である．

(3) 地盤構造

・硬質地盤を想定し，以下の4層モデルとする．宮腰・他<sup>9)</sup>による神戸大阪域の平均的な物性である．

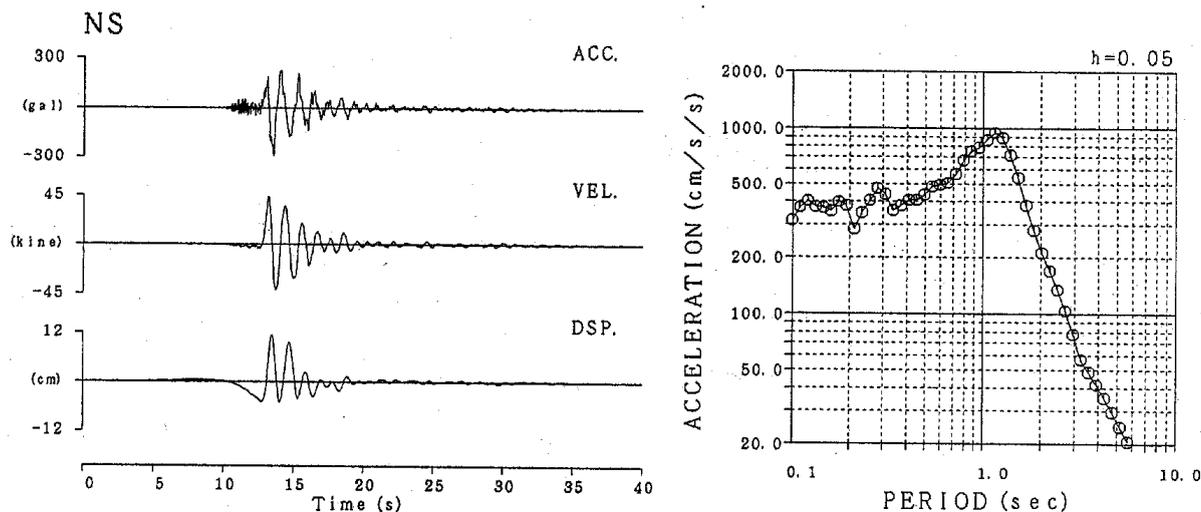
層	$V_s(\text{km/s})$	$V_p(\text{km/s})$	$\rho(\text{t/m}^3)$	Q	層厚(km)
1	0.35	1.6	1.7	15	0.20
2	0.55	1.8	1.8	25	0.30
3	1.00	2.5	2.1	35	0.50
4	3.20	5.40	2.6	37	----

AKUNE FAULT : KagoshimaNW 1  
 PGA (gal) = 310.7 PGV (kine) = 48.0 PGD (cm) = 18.4  
 JMA Intensity=6L (5.5)



(a) 予測波形

PGA (gal) = 292.8 PGV (kine) = 43.6 PGD (cm) = 11.4  
 JMA Intensity=6L (5.6)



(b) 観測波形

図 2 - 2 鹿児島県北西部地震の阿久根における予測波形と観測波形

#### (4) 計算パラメーター

- ・ 計算周波数範囲は 0.1 ~ 20Hz とし, 100Hz サンプリング, 4,096 ポイントの 40.96 秒とする。
- ・ 小断層の大きさを 2 km × 2 km とする。このため, 重ね合わせ数は 5 × 5 × 5 になり, 小地震の地震モーメントは  $5.04 \times 10^{16} \text{N}\cdot\text{m}$  である。
- ・ 立ち上がり時間が 0.81 秒, サンプリング間隔が 0.01 秒, ディスロケーションの分割数が 5 なので, 再分割数を 16 とする。
- ・ 重ね合わせ手法は, 入倉・他<sup>10)</sup>を用いる。
- ・ 高周波数限界として, Faccioli<sup>11)</sup>で得られる 5.86Hz を与える。
- ・ Kamae and Irikura<sup>12)</sup>に倣い, 周波数依存型の放射特性 (0.5Hz 以下は理論通り, 5Hz 以上は等方) を導入する。

#### (5) 検討ケース

いずれのケースも震源 (破壊開始点) を断層の中心 (深さ 8 km) とし, 図 3.5.2-3 に示すように震央から断層に直交する方向と, 断層に沿った方向に距離を変化させた 8 ケースを設定する。これを純粋な横ずれ型, 純粋な逆断層型の 2 通りで実施し, 計 16 ケースの計算をおこなう。

- ケース 1: 計算点は断層中央から断層直交方向に 2km。
- ケース 2: 計算点は断層中央から断層直交方向に 4km。
- ケース 3: 計算点は断層中央から断層直交方向に 8km。
- ケース 4: 計算点は断層中央から断層直交方向に 16km。

- ケース 5：計算点は断層中央から断層に沿って 2km .
- ケース 6：計算点は断層中央から断層に沿って 4km .
- ケース 7：計算点は断層中央から断層に沿って 8km .
- ケース 8：計算点は断層中央から断層に沿って 16km .

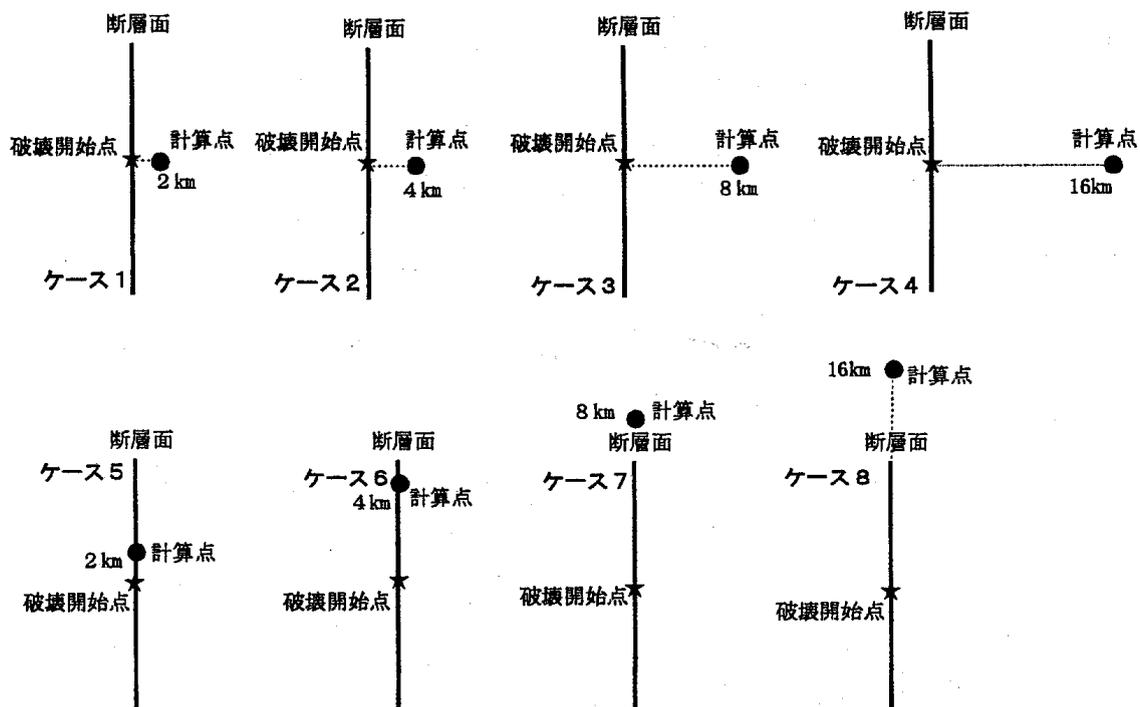


図 2 - 3 各ケースの強震波形予測地点

(6) 計算結果

各ケースの計算波形のうち，横ずれ断層のケース 1 および逆断層のケース 5 の加速度，速度，変位波形，疑似速度応答スペクトルを図 2-4 および図 2-5 に示す．それぞれ大きい方の水平成分を示している．また総てのケースの計測震度<sup>13)</sup>，最大加速度および最大速度を表 2-1 に，疑似速度応答スペクトルの断層すべり方向毎の重ね書きを図 2-6 に示す．応答スペクトルは 5 %減衰で計算している．さらに図 2-7(a)(b)には，最大加速度と最大速度について福島<sup>14)</sup>式との比較を示す．図から，計算結果の最大速度値 ( $V_s=700$  m/s の式と比較) はほぼ妥当な範囲にあると言える．最大加速度 (平均

± ) はやや過小評価となっている。

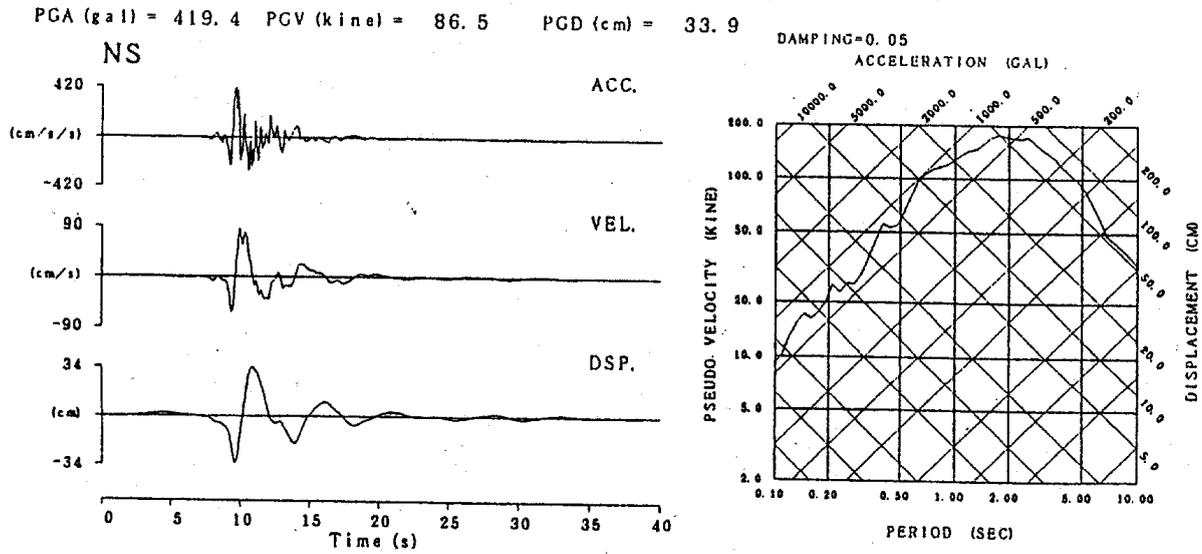


図 2-4 横ずれ断層ケース 1 の予測波形と疑似応答スペクトル

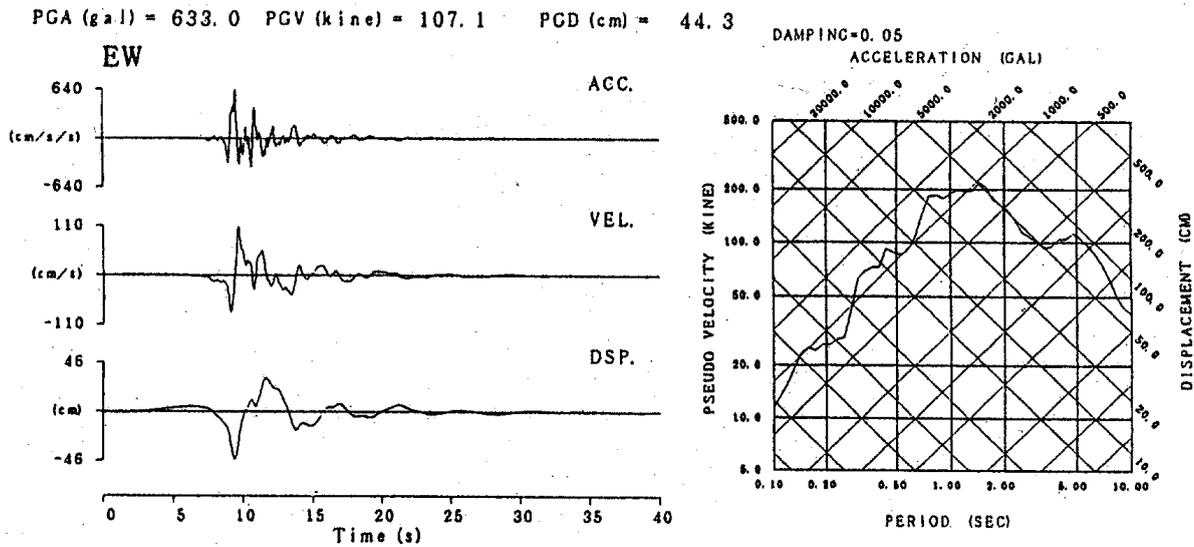


図 2-5 逆断層ケース 5 の予測波形と疑似応答スペクトル

表 2-1 各地点における計測震度，最大加速度および最大速度

ケース	計算地点		横ずれ断層			逆断層		
	方向	距離	計測震度	最大 加速度 ( $\text{cm/s}^2$ )	最大 速度 ( $\text{cm/s}$ )	計測震度	最大 加速度 ( $\text{cm/s}^2$ )	最大 速度 ( $\text{cm/s}$ )
ケース 1	直交	2km	5.9(6L)	419.4	86.5	5.7(6L)	519.0	50.9
ケース 2	直交	4km	5.6(6L)	333.5	71.2	5.3(5H)	323.4	37.0
ケース 3	直交	8km	5.4(5H)	312.6	66.9	5.0(5H)	165.4	34.1
ケース 4	直交	16km	4.5(5L)	111.9	27.7	4.4(4)	80.0	15.6
ケース 5	平行	2km	5.8(6L)	477.5	90.1	6.0(6H)	633.0	107.1
ケース 6	平行	4km	5.7(6L)	421.8	73.9	6.5(7)	1044.1	179.7
ケース 7	平行	8km	5.9(6L)	477.5	99.1	5.8(6L)	431.0	86.8
ケース 8	平行	16km	5.0(5L)	129.2	39.6	4.4(4)	76.0	18.2

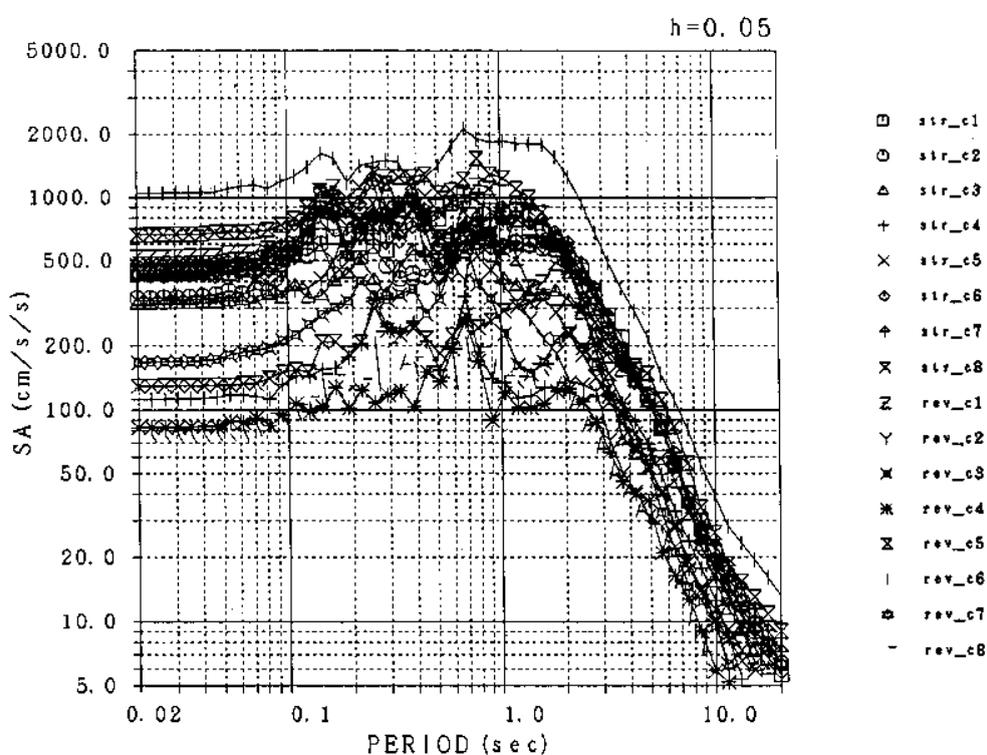


図 2-6 全試算例の加速度応答スペクトル

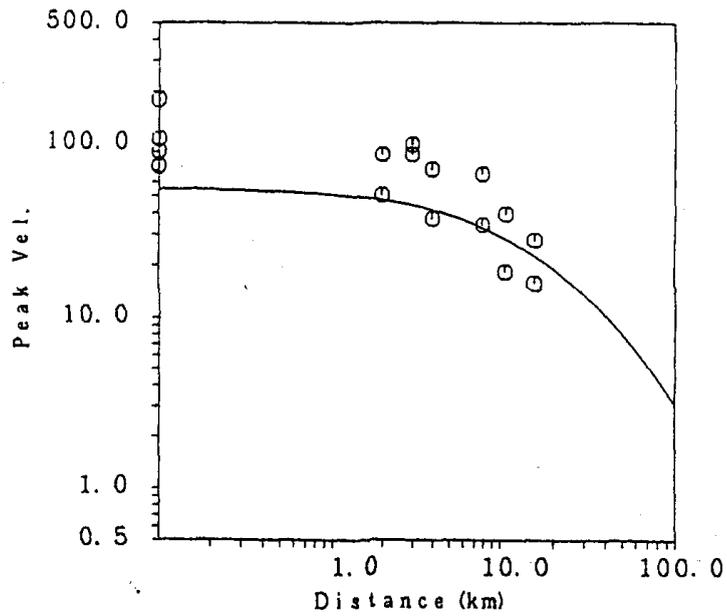
横ずれ型のケース 1~4 では，断層すべり方向である断層平行成分が卓越している．この様な断層放射特性の影響は，1 秒よりも長周期域で顕著である．ケース 3, 4 と断層から離れるとそのレベルは小さくなる．ケース 5~8 では，フォワード・ディレクティビティの影響で断層直交成分が卓越し，ケース 7 の場合が最もその影響が大きい．このような断層からの地震波放射特性の影響は 1 秒よりも長周期域で顕著に見られる．

逆断層型の断層から断層直交方向に離れたケース 1~4 では，フォワード・ディレクティビティが影響する断層直交成分が大きく，特に 1 秒よりも長周期域で顕著であ

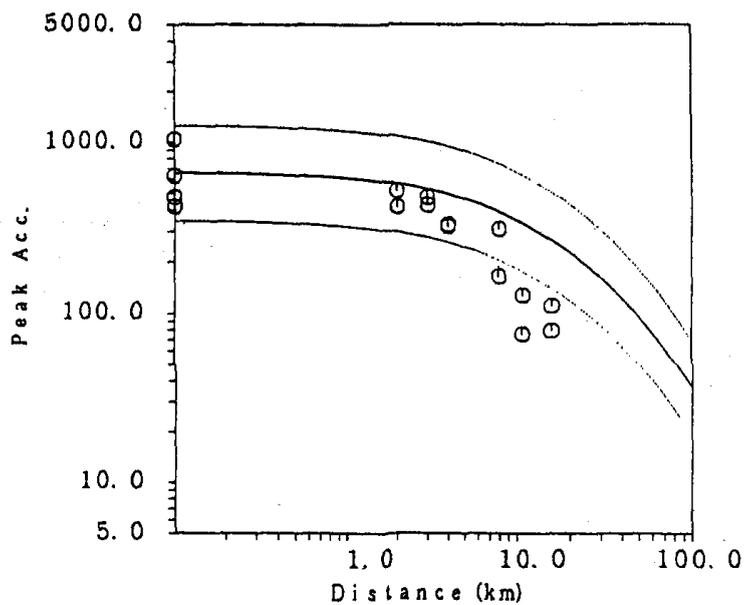
る．逆断層型のフォーワード・ディレクテビティは深部から浅部への破壊進行となるため，断層からの距離が離れることと相まってケース4で一番影響が小さくなる．一方，逆断層のケース5~8は断層線上にあり，フォーワード・ディレクテビティによって断層直交成分が卓越して非常に大きな地震動を生じている．逆断層型では断層走向方向の波動伝播はあまり影響しないので，単に断層中央に近いことと震源が深いことがバランスした，ケース6で最大の地震動となったようである．

以上の結果をまとめると次のことが言える．

- 1) マグニチュード6.5といえども，断層との位置関係によっては震源近傍で大きな地震動を示す場合がある．今回の計算による最大値は逆断層型ケース6で生じており，最大加速度が約  $1050\text{cm/s}^2$ ，最大速度が約  $180\text{cm/s}$  であった．このケースは逆断層のフォーワード・ディレクテビティが最も大きく影響しており，他に比べて極端に大きい地震動となっている．しかし，このケースを除くと断層近傍でも，計測震度で6弱，最大加速度で  $500\sim 600\text{cm/s}^2$ ，最大速度で  $100\text{cm/s}$  程度と考えると良いことがわかる．
- 2) 極端に大きな地震動を示すケースであっても，周期1秒よりも短周期の疑似速度応答は  $100\text{cm/s}$  以内である．しかしながら，周期1秒よりも長周期ではこれよりも大きくなり，今回の設定では周期2秒程度で非常に大きい応答を示した．
- 3) 逆断層型の震源断層近傍では，同じ規模であっても横ずれ型よりも大きな地震動となることに注意を要する．しかしながら，伏在断層が横ずれ型か逆断層型かは予測できないので，基本的に逆断層型であることを想定することが必要である．



(a) 最大速度



(b) 最大加速度

図 2-7 予測波形と福島・田中式との比較

(7) 伏在断層による硬質地盤上の地震動

以上の計算結果から、設計に用いるための、この地点における伏在断層による地震動の大きさを判断する。図 2-6 に示した加速度応答スペクトルの重ね書きから判断して、周期 0.2~ 1 秒の領域で加速度応答値として 1000  $\text{cm/s}^2$  程度と考えられる。また、このような地震動の計測震度は 6 弱程度と考えることができる。

## 引用・参考文献

- 1) 香川敬生：震源断層近傍における地震動分布のシミュレーション，地球惑星科学合同学会，1998年度合同大会予稿集，sd-003，1998年。
- 2) 釜江克宏，入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，No. 500，29-36，1997。
- 3) 堀川晴央，小林茂樹，藤井直之：1997年3月に発生した鹿児島県北部の地震の破壊過程，日本地震学会1997年秋季大会講演予稿集，B71，1997。
- 4) 木下繁夫，上原正義，斗沢敏雄，和田安司，小久江洋輔：K-NET95型強震計の記録特性，地震，第2輯，第49巻，467-481，1997。
- 5) 活断層研究会：新編日本の活断層，東京大学出版会，1991。
- 6) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80, 1999.
- 7) Somerville, P. G., 入倉孝次郎，澤田純男，岩崎好規，田居優，伏見実：地震断層のすべり変位量の空間分布の検討，第22回地震工学研究発表会講演概要，291-294，1993。
- 8) 古和田明，田居優，岩崎好規，入倉孝次郎：経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価，日本建築学会構造系論文集，No. 514，pp.97-104，1998。
- 9) 宮腰研，香川敬生，越後智雄，澤田純男，南莊淳：大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化（その2），第24回地震工学研究発表会，33-36，1997。
- 10) 入倉孝次郎，香川敬生，関口春子：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良，地震学会講演予稿集，秋季大会，B25，1997。
- 11) Faccioli, E.: A study of strong motions from Italy and Yugoslavia in terms of gross source properties, *Geophys. Monograph*, 37, Maurice Ewing, AGU, 6, 297-309, 1986.
- 12) Kamae, K. and K. Irikura: Prediction of site specific strong ground motion using semi-empirical methods, *Proc. 10thWCEE*, 801-806, 1992.
- 13) 気象庁：震度を知る，基礎知識とその活用，ぎょうせい，1996。
- 14) 福島美光：地震動強さの距離減衰式（経験式）に関する最近の研究動向，地震，第2輯，第46巻，315-328，1993。

#### 4-3 軟質地盤上の地震動強度

本節では、硬質地盤上で規定された地震動を工学的基盤入力として表層地盤の非線形増幅特性を評価し、伏在断層を震源とする地震の軟弱地盤上の地震動を評価する。

##### (1) 計算方法

表 3-1 に示す地盤条件で表層地盤の 1 次元非線形地震応答解析（全応力非線形解析）を行う。G- $\gamma$ 、h- $\gamma$  関係として、H-D モデル<sup>1)</sup>を用いる。

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}}, \quad \frac{h}{h_{max}} = \frac{\frac{\gamma}{\gamma_r}}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}} \quad (1)$$

規準化ひずみ  $\gamma_r$  は  $\gamma_r = \gamma_{max} / G_0$  で与えられる。砂地盤では  $\gamma_{max} = \sigma'_v \tan \phi$  なので、内部摩擦角  $\phi$  を与えれば、G- $\gamma$ 、h- $\gamma$  関係が決定される。S 波速度が 100m/s の場合の深度 5m での G- $\gamma$ 、h- $\gamma$  関係を図 3-1 に示す。内部摩擦角  $\phi$  の影響が大きく、 $\phi$  が小さいほど G と h は大きく変化することがわかる。G についても、拘束圧依存性を考慮し、深度 5m で、所定の S 波速度となるように与えている。なお、一次固有振動数で 0.5% となるように、剛性比例減衰を入れている。

入力地震波としては、1995 年兵庫県南部地震時のポートアイランド GL-83m における観測記録（NS 成分）から抽出した工学的基盤での入射波<sup>2)</sup>を用いる。これを振幅調整して入力する。

表 3-1 地盤条件

単位体積重量 (kN/m <sup>3</sup> )	18
S 波速度 (m/s)	100, 250
内部摩擦角 (°)	5, 10, 20, 30, 40
最大減衰定数 $h_{max}$ (%)	22
層厚 (m)	10, 30
地下水位	GL-3.0m

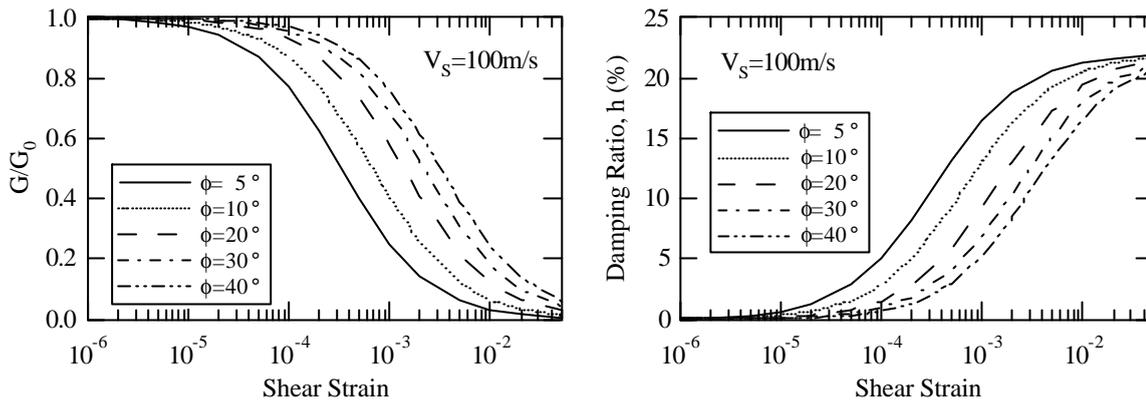
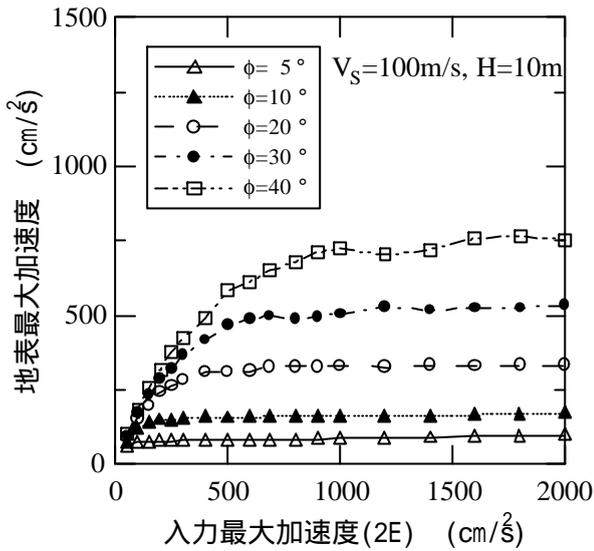


図 3-1 H-D モデルによる  $G/G_0$  ,  $h$  - 関係の比較 ( S 波速度 100 m/s )

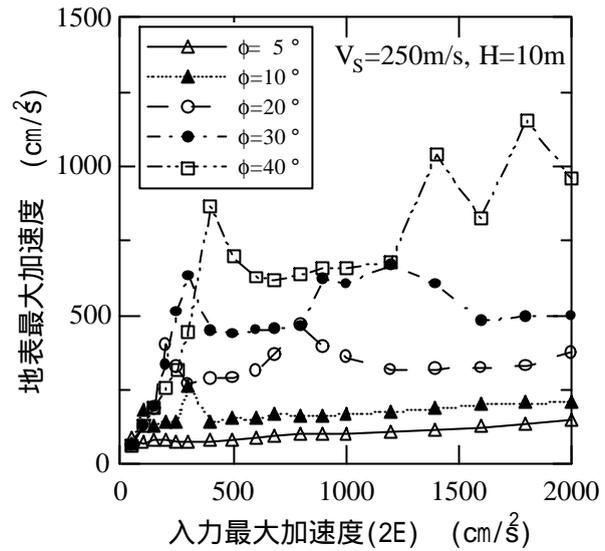
(2) 最大加速度の増幅特性

入力最大加速度と解析により得られた地表面での最大加速度の関係を、層厚 10m の場合について内部摩擦角の影響を比較したものを図 3-2 に示す。これらの図より、以下のことがわかる。

- 1) 最大加速度の飽和現象は必ずしも明瞭でない。S 波速度 100m/s の場合入力加速度  $800\text{cm/s}^2$  で応答は  $550\text{cm/s}^2$  で頭打ちとなっているが、S 波速度 250m/s の場合はかなり複雑な関係となっている。これは、S 波速度が 100m/s の場合は入力地震動の卓越周期と地盤の固有周期が大きく異なるために表層地盤が共振していないためと考えられる。逆に S 波速度が 250m/s の場合が複雑な関係となっているのは、地盤が共振し表層地盤で地震動が大きく増幅されているためと考えられる。
- 2) 内部摩擦角の影響、すなわちせん断強度の影響が大きい。
- 3) S 波速度 (初期剛性) の影響は小さい。これは、図 3-1 で示した  $G/G_0$  ,  $h$  - 関係が S 波速度が大きいほど剛性がより低下するようになっているため、初期剛性の影響が相殺され、結果的に影響が小さいパラメーターとなっている。



(a) S波速度 100 m/s



(b) S波速度 250 m/s

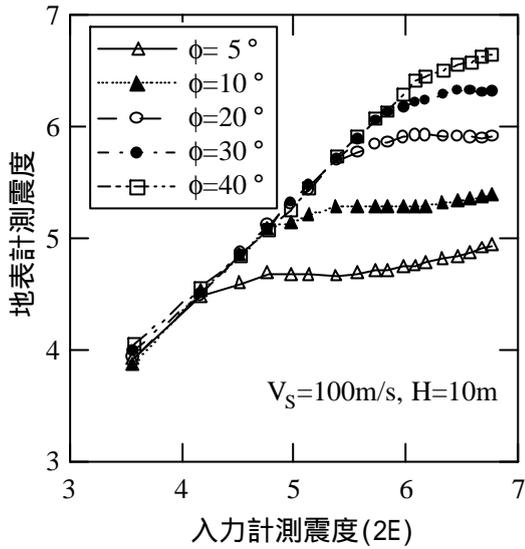
図 3-2 最大加速度の増幅特性 (H=10m)

### (3) 計測震度の増幅特性

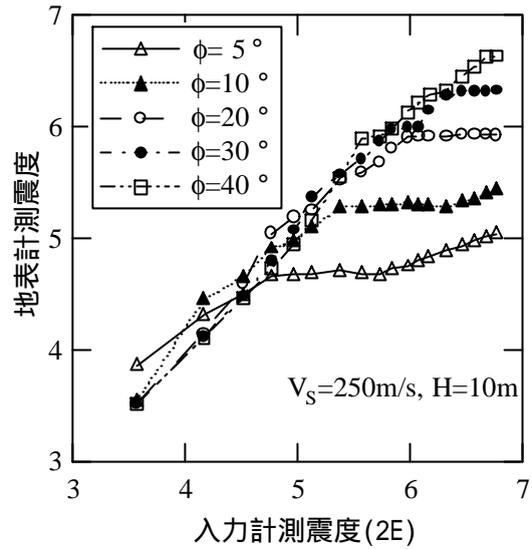
解析により得られた地表面での計測震度の入力計測震度に対する増分値の入力計測震度に対する関係を図 3-3~4 に示す。図 3-3 は層厚 10m の場合について、図 3-4 は層厚 30m の場合について比較したものである。

これらより以下のことがわかる。

- 1) 計測震度の増分値は入力レベルが小さい間は一定である。ある値を超えると小さくなり始める。
- 2) 内部摩擦角（せん断強度）が小さいほど、小さな入力レベルから増分値の減少が始まる。
- 3) 最大加速度では図 2-2 に示したように表層地盤の増幅の影響がかなり複雑な特性であったが、計測震度ではその影響はかなり小さい。
- 4) 入力レベルが大きい（震度 6.0 以上）ところでは、層厚、S 波速度による違いは小さく、増分値は内部摩擦角（せん断強度）に支配されている。

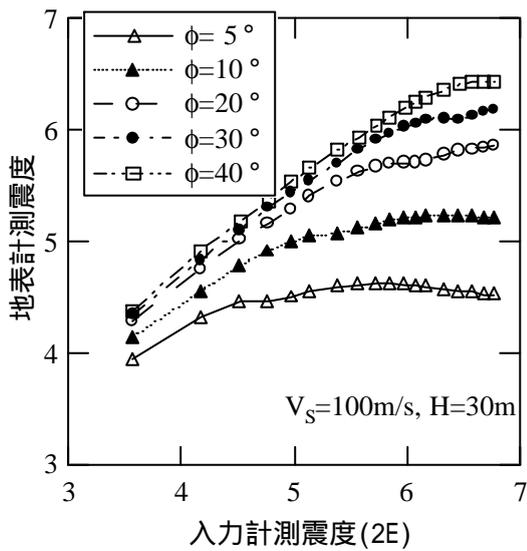


(a) S 波速度 100 m/s

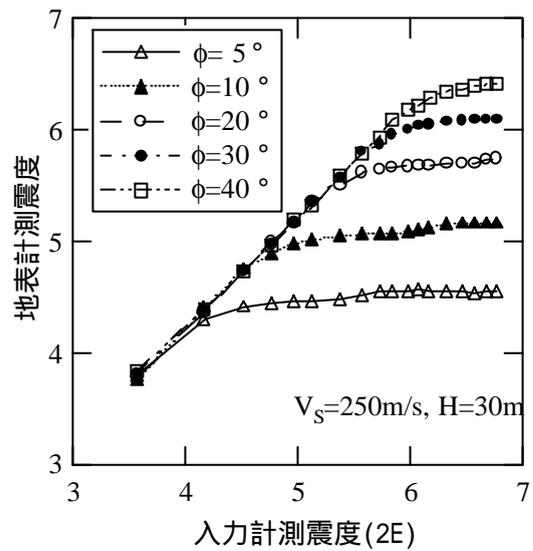


(b) S 波速度 250 m/s

図 3-3 内部摩擦角の影響 (層厚 10 m)



(a) S 波速度 100 m/s



(b) S 波速度 250 m/s

図 3-4 内部摩擦角の影響 (層厚 30 m)

#### (4) 伏在断層による軟弱地盤上の地震動

表層地盤上の最大加速度が基盤入力加速度振幅のわずかな違いで大きく変化することからわかるように、表層地盤における非線形増幅特性は複雑であり、その地点の地盤条件を反映した解析により、伏在断層に対する地震動強度を決める必要がある。

しかしながら，計測震度で表現した場合は非線形地盤増幅特性を単純化して示せることがわかる．前節までに，硬質地盤上における伏在断層の地震動強度は震度 6 弱程度であることが示されている．本節において，軟質地盤上における地震動強度は，地盤の内部摩擦角が 30 度程度ある場合においても，計測震度 6 弱程度で飽和することが示された．

#### 引用・参考文献

- 1) Hardin, B.O. , V.P.Drnevich: Shear moduli and damping in soils: Design equations and curves, J.SMFD, ASCE, 98(SM7), pp.667-692, 1972.
- 2) Suetomi, I. , N.Yoshida: Nonlinear behavior of surface deposit during the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake, Special issue of Soils and Foundations, pp.11-22, 1998.

#### 4-4 観測記録にみられる震度 6 弱の地震動の特性

非活断層域におけるレベル 2 地震動は，活断層域を含めたレベル 2 地震動の下限を意味する．この地震動強度の設定には，前項で示された 2 つの考え方がある．1 つは，一定規模（マグニチュード  $M$ ）以下の内陸活断層に帰因する地震では，地表地震断層が生じないという地質学・地震学的知見から，この地震の規模を定めて，それに相当する活断層をサイト直下に配置して地震動強度を評価する方法であり，それは報告書本文 4.3 節に示された活断層域におけるレベル 2 地震動の評価法と基本的に同じである．現在，この地震規模としては， $M$ で 6.5 から 7.0 程度の中規模地震が議論されており， $M$ で 6.5 を想定した地震動強度の試算例は本付属資料「3 軟弱地盤上の地震動強度」に示されている．

もう 1 つの考え方は，地震動を受けた時に公共的な土木構造物が許容しうる被害レベルから地震動強度を設定するものである．多種多様な土木構造物について許容しうる被害レベルの地震動強度を一義的に定めることは困難な課題であるが，ここでは前項の検討からそれを気象庁計測震度<sup>1)</sup>で 6 弱の地震動強度と設定する．

ここでは，まず土木構造物について許容しうる被害レベルから設定されたレベル 2 地震動の下限強度の具体像を示すことを目的として，日本で観測された計測震度 6 弱の地震動の最大地動や応答スペクトルの特性を例示する．

表 4-1 は，近年の日本の 4 つの地震における計測震度 6 弱の観測記録<sup>2)~5)</sup>の一覧を示す．表中の地盤種別は，1996 年道路橋示方書・同解説<sup>6)</sup>に従った．計測震度は，観測記録の 3 成分（水平 2 成分，鉛直 1 成分）から算定した．最大水平加速度  $A_{max}$  及び最大水平速度  $V_{max}$  は，観測記録の水平 2 成分の内，最大速度の大きいものを示している．

宮之城 2 の記録を除くと  $A_{max}$  は  $270 \sim 675 \text{ cm/s}^2$  ,  $V_{max}$  は  $36 \sim 89 \text{ cm/s}$  程度の範囲にある .

表 4 - 1 日本における計測震度 6 弱の観測記録

観測点	地震名	地盤種別	計測震度 (3成分)	$A_{max}$ ( $\text{cm/s}^2$ )	$V_{max}$ ( $\text{cm/s}$ )
八戸港	1994 三陸はるか沖 $M_j = 7.5$	第 2 種	5.910	675.5 (EW)	44.9(EW)
神戸大	1995 兵庫県南部 $M_j = 7.2$	第 1 種	5.654	270.3 (NS)	55.1(NS)
ポートアイランド		第 3 種	5.938	341.2 (NS)	88.9(NS)
阿久根 1	1997 鹿児島県北西部 $M_j = 6.3$	第 2 種	5.678	292.6 (NS)	43.6(NS)
宮之城 1		第 1 種	5.522	490.9 (EW)	36.2(EW)
宮之城 2	1997 第 2 鹿児島県北西部 $M_j = 6.2$	第 1 種	5.921	891.76 (EW)	46.8(EW)

図 4-1 には , 計測震度 6 弱の観測記録の最大加速度と最大速度の関係を示す . 図中に , 武村 <sup>7)</sup> による  $A_{max}$  と  $V_{max}$  を用いた計測震度区分も示した . 図 4-2 は , 計測震度 6 弱の観測記録の 5 % 減衰絶対加速度応答スペクトルを示す . マグニチュード  $M$  や地盤種別の幅が大きいので加速度応答スペクトルのレベルのばらつきは大きいものの , 図 4-1 で計測震度が 6 強と判定された宮之城 2 の記録を除くと 2 秒より短周期側の加速度応答スペクトルのレベルは 1 G 前後の値で , ほぼ平坦な形状を示していることがわかる .

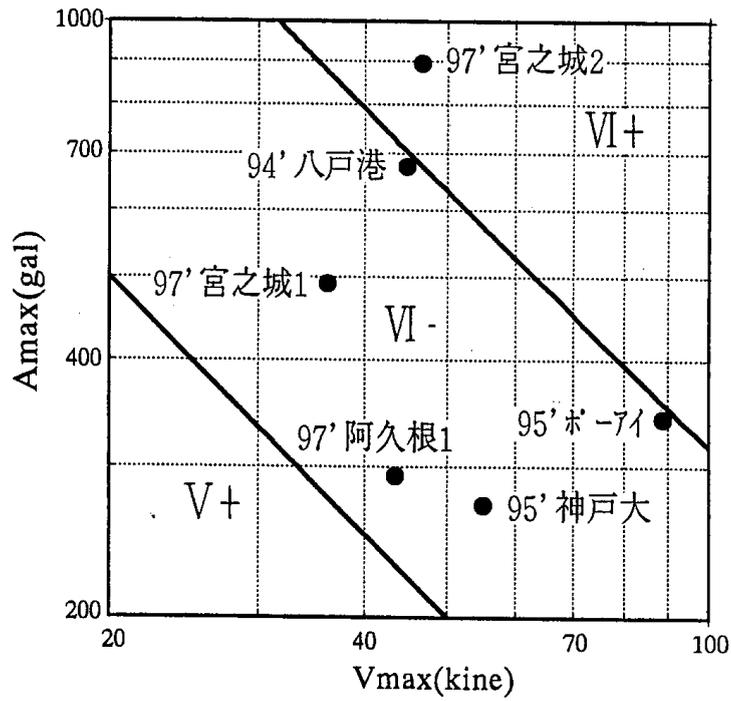


図 4 - 1 計測震度 6 弱程度の観測記録の最大加速度と最大速度の関係

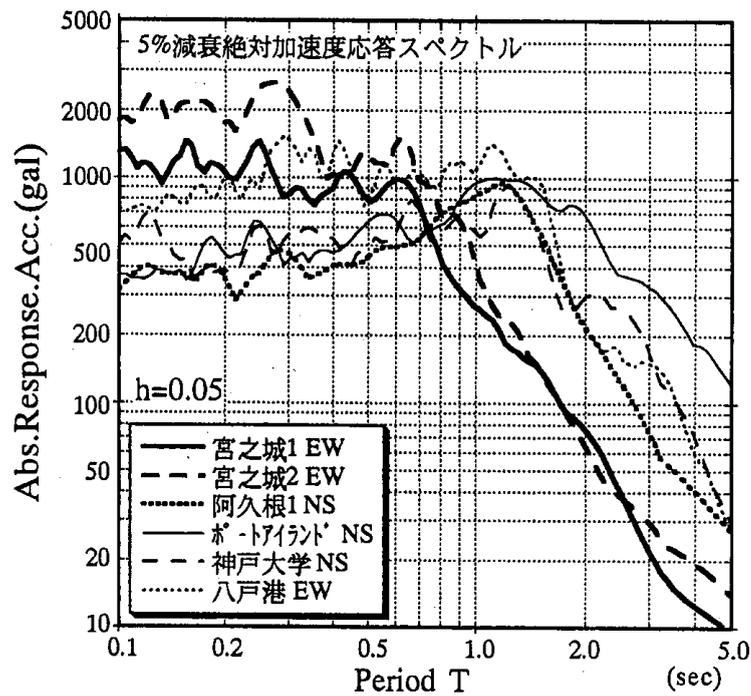


図 4 - 2 計測震度 6 弱程度の観測記録の 5 % 減衰絶対加速度  
応答スペクトル

表 4 - 2 米国における M6.5 前後の地震による震度 6 弱程度の観測記録

No.	観測点	地震名	Closest Distance (km)	地盤種別	気象庁計測震度、(3成分)	Amax (gal)	Vmax (kine)
1	Elizabeth Lake	1971 San Fernando CA Mw=6.6	19.8	T <sup>2)</sup> Sandstone	5.039 (5H)	346.17 (N21E)	14.81 (N21E)
2	Long Valley Dam Right Crest	1980 Mammoth Lakes CA M=6.2	14.0 <sup>1)</sup>	?	5.343 (5H)	465.82 (EW)	34.45 (EW)
3	Cerro Prieto	1980 Victoria MX Mw=6.4	3.0	Rock	5.475 (5H)	613.20 (N45E)	----
4	Pleasant Valley Switchyard	1983 Coalinga CA Mw=6.5	10.0 <sup>1)</sup>	?	5.864 (6L)	590.20 (N45E)	61.43 (N45E)
5	Pleasant Valley Basement		10.0 <sup>1)</sup>	Stiff Ground	5.509 (6L)	306.69 (N45E)	36.73 (N45E)
6	Anderson Dam Downstream	1984 Morgan Hill CA Mw=6.1	16.6 <sup>1)</sup>	Rock	5.382 (5H)	415.90 (N250E)	27.59 (N340E)
7	Coyote Lake Dam (San Martin)		24.1 <sup>1)</sup>	Alluvium	6.090 (6H)	1137.84 (N285E)	79.71 (N285E)
8	Gilroy #6 (San Ysidro)		35.9 <sup>1)</sup>	Rock	5.386 (5H)	280.40 (EW)	36.59 (EW)
9	Garvey Reservoir Abutment	1987 Whittier Narrows CA Mw=6.1	3.4 <sup>1)</sup>	T <sup>2)</sup>	5.224 (5H)	468.19 (N330E)	19.78 (N330E)
10	Big Bear Lake Civic Center	1992 Big Bear CA Mw=6.4	10.5 <sup>1)</sup>	?	5.619 (6L)	534.23 (NS)	34.43 (NS)
11	EEL River Valley	1992 Cape Mendocino/Petrolia CA M=6.6	27.0 <sup>1)</sup>	Non Marine Sediment	5.447 (5H)	431.39 (NS) Uncorrected	-----
12	Pacoima Kagel Canyon	1994 Northridge CA Mw=6.7	10.6	T <sup>2)</sup> Sedimentary Rock	5.631 (6L)	424.21 (NS)	51.37 (NS)
13	Pacoima Dam Downstream		11.7	M <sup>2)</sup> Rock	5.642 (6L)	424.21 (N265E)	44.67 (N175E)
14	North Hollywood		12.5	Q <sup>2)</sup> V30=399m/s	5.158 (5H)	296.04 (NS)	31.71 (EW)
15	Los Angeles (LF5) Mulholland Dr.		18.4	T <sup>2)</sup>	5.692 (6L)	576.93 (N35E)	31.25 (N35E)
16	Canyon Country		16.8	T <sup>2)</sup>	5.810 (6L)	446.81 (N90W)	44.11 (NS)
17	Newhall Pico Canyon		9.4	T <sup>2)</sup>	6.055 (6H)	411.31 (N46E)	117.46 (N46E)

1) Epicentral distance, 2) Geology of Park & Elrick 1998 (Quaternary, Tertiary, Mesozoic)

つぎに、M6.5 前後の内陸地震における震源域及びその近傍の硬質地盤における地震動の加速度応答スペクトルの特性を示す。日本では、表 4-1 に示した鹿児島県北西部地震の宮之城以外にこの条件に合った適当な観測記録が見あたらないため米国の観測記録<sup>8)</sup>を調査した。

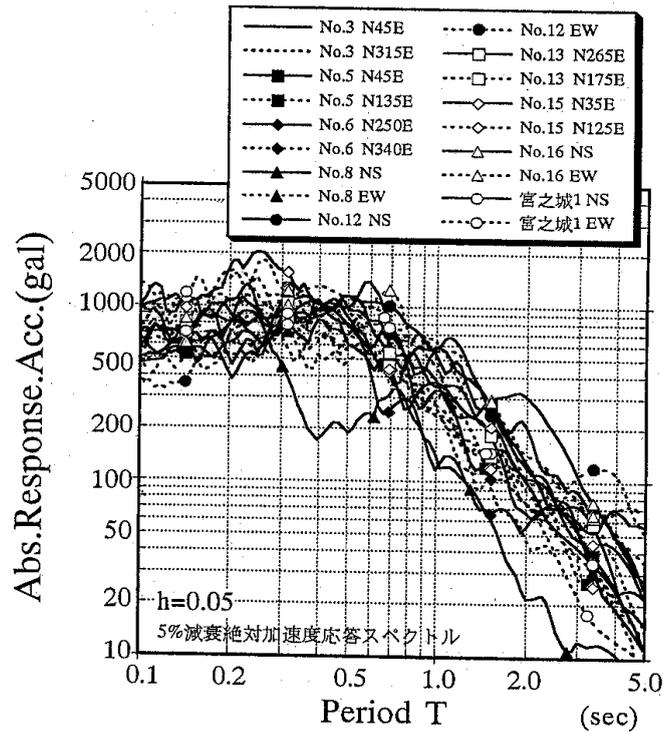


図 4-3 日米の M6.5 前後の地震による計測震度 6 弱程度の観測記録の 5%減衰絶対  
 加速度応答スペクトル

その結果を表 4-2 に示す。M6.5 前後では各種のマグニチュード間の差は小さく<sup>9)</sup>、いずれも気象庁マグニチュード  $M_j$  とほぼ同じと考えられることから、米国の地震は大半をモーメントマグニチュード  $M_w$  を基準に選択した。M が 6.1 から 6.7 の範囲、距離が断層面までの最短距離で 20km 以下、震央距離で 40km 以下の観測記録である。同表中には、地盤種別<sup>10), 11)</sup>、計測震度、最大水平加速度  $A_{max}$  ならび最大水平速度  $V_{max}$  も合わせ示した。これらの観測記録の中から、計測震度が 6 弱程度の硬質地盤のものとして No.3, 5, 6, 8, 12, 13, 15, 16 の 8 つ記録を選択し、それらについて各水平 2 成分、総計 16 波の 5%減衰絶対加速度応答スペクトルを算定した。これら 8 つ記録の  $A_{max}$ 、 $V_{max}$  は、それぞれ  $280 \sim 613 \text{ cm/s}^2$ 、 $27 \sim 51 \text{ cm/s}$  程度の範囲にある。図 4-3 に、それら 16 波に表 3.5.4-1 の宮之城 1 の水平 2 成分を加えた加速度応答スペクトルを示す。マグニチュード M、地盤種別、距離について有る程度の区分をしているので、図 4-2 と比較して加速度応答スペクトルのばらつきは小さくなっている。

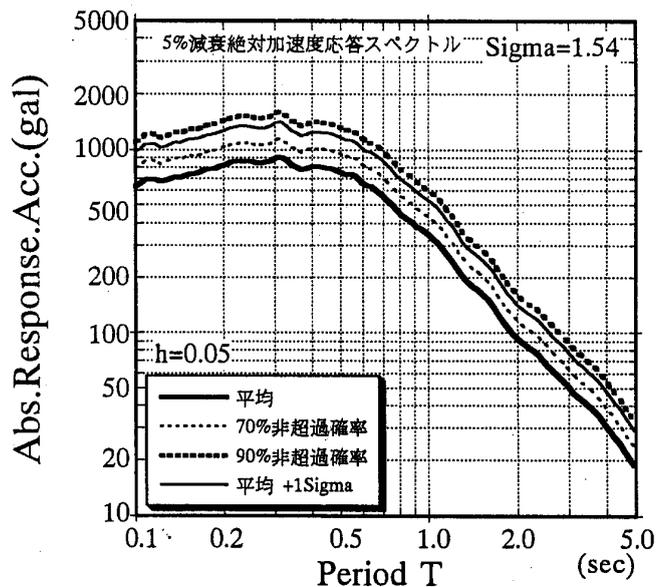


図 4-4 日米の M6.5 前後の地震による計測震度 6 弱程度の観測記録の 5% 減衰絶対加速度応答スペクトルの非超過確率

図 4-4 には，図 4-3 に示した総計 18 波の加速度応答スペクトルから，スペクトル振幅が対数正規分布するとして算定した非超過確率スペクトルを示す．平均は非超過確率 50%，平均+シグマは，非超過確率 84%に相当する．

同図から非超過確率 70%で 0.7 秒より短周期側でほぼ 1 G の応答になることが分かる．

#### 引用・参考文献

- 1) 斎藤祥司：3 .地震・津波(1)新しい震度観測について，土木学会誌 5 月号，pp.44-45，1996.
- 2) 大塚久哲他：平成 9 年(1997)鹿児島県北西部地震被害調査報告書，九州大学建設都市工学科建設振動工学講座，pp.9-65，1997.
- 3) 運輸省港湾技術研究所：港湾地域強震観測年報(1994)，港湾技研資料 No.840，pp.44-45，1996.
- 4) 防災科学技術研究所地震・火山防災研究室：K-NET 強震記録(1997)，1998.
- 5) 関西地震観測研究協議会：第 5 回総会資料，1995.
- 6) (社)日本道路協会：道路橋示方書・同解説，耐震設計編，pp.43，1996.
- 7) 武村雅之：過去の地震被害から見た震源近傍での強震動，第 10 回日本地震工学シンポジウムハルデイスカッション資料集，pp.45-50，1998.
- 8) Alla Tumarkin, Alexei Tumarkin, Ralph Archuleta : The Strong Motion Database(SMDB), the Institute for Crustal Studies (ICS), University of California, Santa Barbara (UCSB).

- 9) 宇津徳治：各種マグニチュード間の関係，東京大学地震研究所彙報，57，pp.465-497，1982.
- 10) Stephen Park, Scott Elrick: Predictions of Shear-Wave Velocities in Southern California using Surface Geology, BSSA, Vol.88, No.3, pp.677-685, 1998.
- 11) Charles C. Thiel Jr., John F. Schneider et al. : Investigation of Thirty-Three Loma Prieta Earthquake Strong Motion Recording Sites, BCS-CUREe, 1993.

#### 4-5 下限基準に関する確率論的考察

##### (1) 計測震度の地震危険度評価

計測震度を指標として全国 246 地点における確率論的地震危険度解析を実施し<sup>1)</sup>,先に示した「レベル2地震動の下限基準」の強さに相当する震度 6 弱が全国的な地震危険度の水準においてどのような位置づけにあるかを考察した。

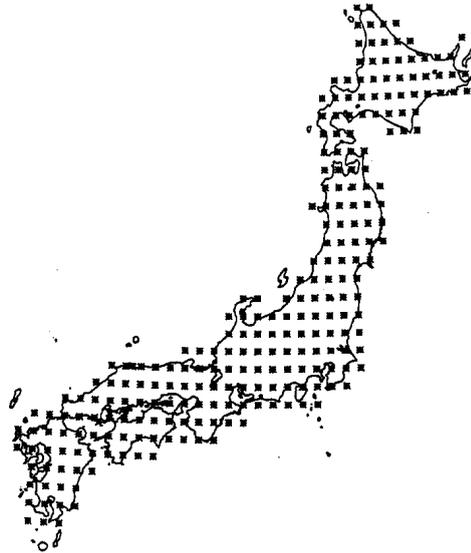


図 5-1 解析地点(246 地点)

図 5-1 に解析地点を示す。ここでは緯度経度が 0.5 度刻みの格子点のうち内陸部に位置する全 246 地点を解析対象とした(沖縄は除く)。地震活動域のモデルはランダム地震域, プレート境界地震, 活断層, の 3 種類であり, ランダム地震域は地体構造区分<sup>2)</sup>をベースとした 25 分割のモデル, プレート境界地震は関東, 東海・南海の各地震を個別にモデル化したもの, 活断層は松田による起震断層<sup>3)</sup>を新編日本の活断層ベースに修正した 273 本である。地震の発生時系列はすべて定常ポアソン過程としている。計測震度の距離減衰式は山崎らによる式<sup>4)</sup>を用い, 式に含まれるばらつきは標準偏差 0.5 の正規分布としている。

図 5-2 に解析結果を示す。図 5-2(a) は各地点での「計測震度の 1,000 年再現期待値」と「活断層もしくはプレート境界地震による計測震度の最大値（決定論的立場：地震の発生頻度および距離減衰式のばらつきは考慮しない）」を示したものである。同図は左から計測震度の 1,000 年再現期待値が大きい地点順に結果を表示している。図 5-2(b) ~ (f) には同図(a)と同じ順序で、各地点での 50 年最大震度がそれぞれ 5 弱、5 強、6 弱、6 強、7 となる確率を示す。

図 5-2(a) より、計測震度の 1,000 年再現期待値（確率論的立場）と活断層もしくはプレート境界地震による計測震度の最大値（決定論的立場）との関係は地点ごとにさまざまである。これは地震の発生頻度と距離減衰式のばらつきを考慮するか否かの違いによる。ちなみに、今回の解析では計測震度の 1,000 年再現期待値の平均値は 5.3 (5 強)、平均値 + 標準偏差は 5.9 (6 弱) となっている。

図 5-2(b) ~ (f) より、50 年最大震度が 5 弱および 5 強となる確率は全国の 200 を上回る地点で数%以上の値を有する。これに対して、50 年最大震度が 6 弱を上回る確率が数%以上となる地点は 246 地点のうち 100 地点程度、6 強となるとたかだか 50 地点程度に限定されてくる。したがって、確率論的な観点からは、地震危険度が低い地域を含めてレベ

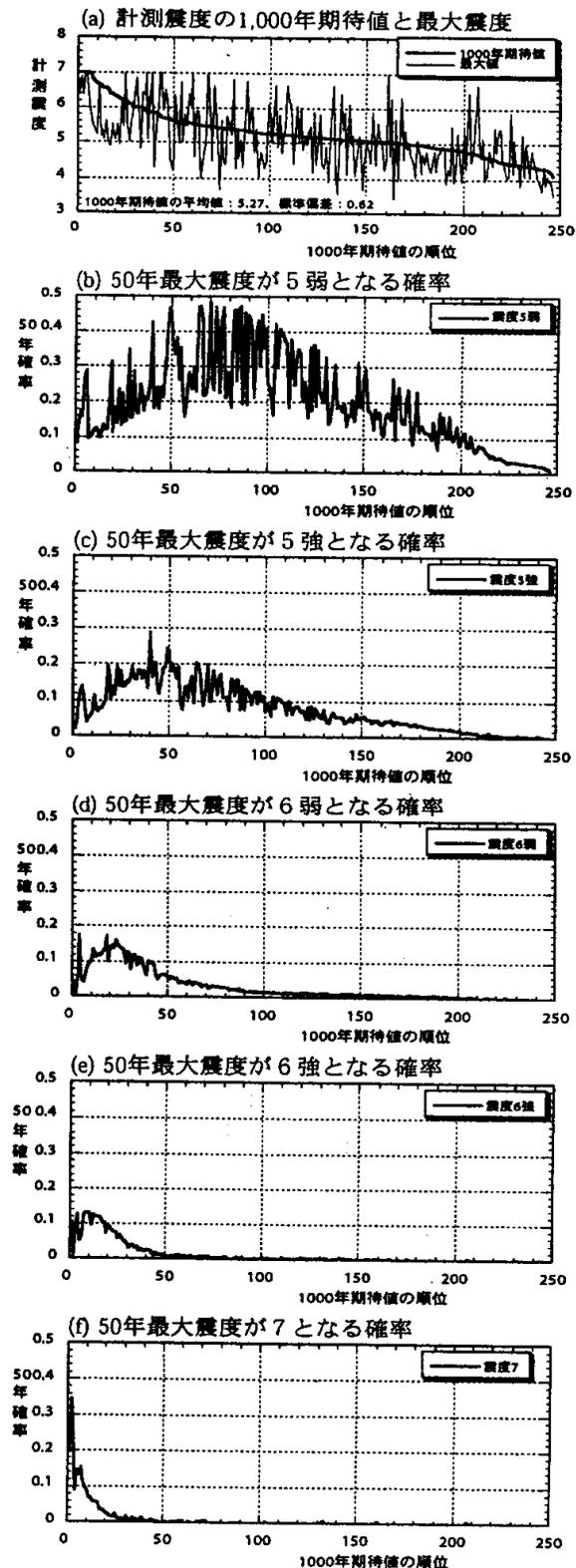


図 3.5.5-2 解析結果

ル2地震動の下限基準の強さのレベルを震度6弱とすることは比較的余裕を見た判断であると評価できる。

図5-2(a)より、全国246地点のうち活断層もしくはプレート境界地震による計測震度の最大値(決定論的立場:細線)が6.0を上回る(6強または7)地点は49地点である(図5-3の印)。これらの地点では当該活断層もしくは当該プレート境界地震がレベル2対象地震の候補となる。したがって、今回対象とした246地点の中では、上記49地点以外の197地点が下限基準が適用される可能性がある地点ということになるが、確率論的地震危険度解析によれば、このうち50年最大震度が6.0を上回る確率が1%を超える地点が30地点ある(図5-4の印)。また、1,000年再現期待値が6.0を上回る地点が20地点ある。ただし、この20地点はすべて上記30地点に含まれるため、以下では図5-4の30地点について考察する。

図5-4より、これらの30地点のうち関東~中部~近畿~四国の太平洋側に位置する24地点は、いずれも関東地震もしくは東海・南海地震の影響を強く受ける地点である。ところが、プレートの潜り込みのために、距離減衰式による計測震度(中央値=決定論的立場)は6.0未満にしかない。しかし、確率論的地震危険度解析では、これらのプレート境界地震の発生頻度が比較的高い(100~200年)ことに加えて、距離減衰式のばらつきを見込むことにより50年最大震度が6.0を上回る確率が大きくなる。一方、三陸太平洋側の2地点はランダム地震域の地震が支配的で、それにより50年最大震度が6.0を上回る確率が大きくなる。これは北海道~東北~関東の太平洋側に共通する傾向であり、いわゆる地震危険度が高い地域に位置する。その他の内陸の4地点は活断層の影響が大きい地点であり、活断層の再来間隔が比較的短いか、あるいは周辺に密に分布している活断層の相乗作用により、50年最大震度が6.0を上回る確率が大きくなる。

すなわち、以上で考察した30地点(図5-4の印)は、決定論的な評価では活断層もしくはプレート境界地震による計測震度の最大値が6.0未満となるが、距離減衰式のばらつきを見込んだ確率論的な評価では50年最大震度が6.0を上回る確率(地震危険度)が大きくなるという特徴を有する。地震危険度が高いということは同じような諸元の地震に対して平均像より大きめの地震動を受ける可能性が高いという側面を含んでいることから、こうした地点ではやみくもに下限基準を適用するのではなく、レベル2対象地震による地震動が有する不確定性を含めた形の検討が必要である。



図 5-3 活断層・プレート境界地震による最大震度が 6.0 以上となる地点 (49 地点)

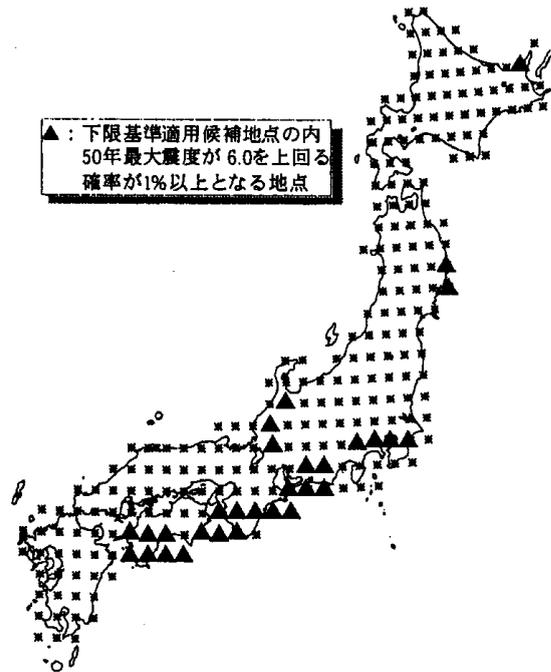


図 5-4 下限基準の適用候補地点のうち 50 年の最大震度が 6.0 を上回る確率が 1% 以上となる地点 (30 地点)

## (2) 応答スペクトルの地震危険度評価

日本全国を対象とした地震発生モデル<sup>5)</sup>と気象庁 87 型強震計記録に基づく最大地動と加速度応答スペクトル (減衰 5%) の最短距離用推定式<sup>6)</sup> (S 波速度 500m/s 程度の地盤における平均的な地震動強度を推定する式) を用いて, 図 5-1 の全国 246 地点の地震ハザード曲線を求めた. 時間依存性を考慮しない地震発生モデルを用い, 推定式のばらつきは回帰により得られた値を用いた.

周期 0.04 秒の応答加速度 (最大加速度と同じ) に対する地震ハザード曲線の重ね書きとそれをフラクタイル表示した曲線を図 5-5 に示す. フラクタイル表示は, 各加速度の非超過確率が同じになるレベルを結んで得られるものである. 例えば 0.84 フラクタイル曲線は, 各加速度に対し 84% の地点のハザードレベルがそれ以下になるようなレベルを結んで得られる曲線である.

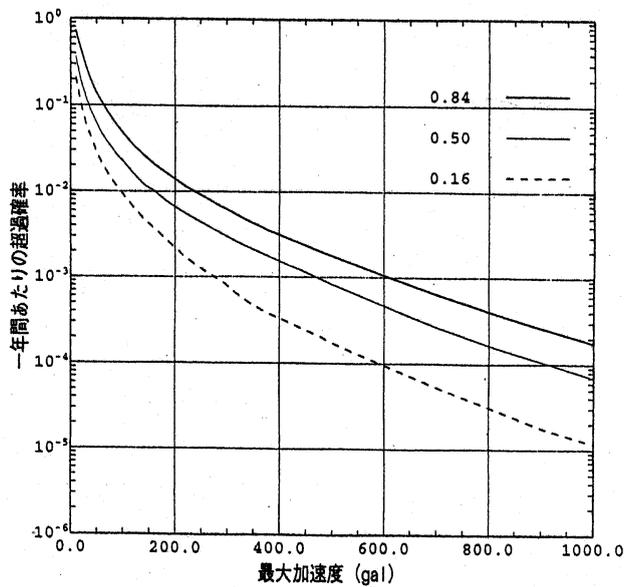
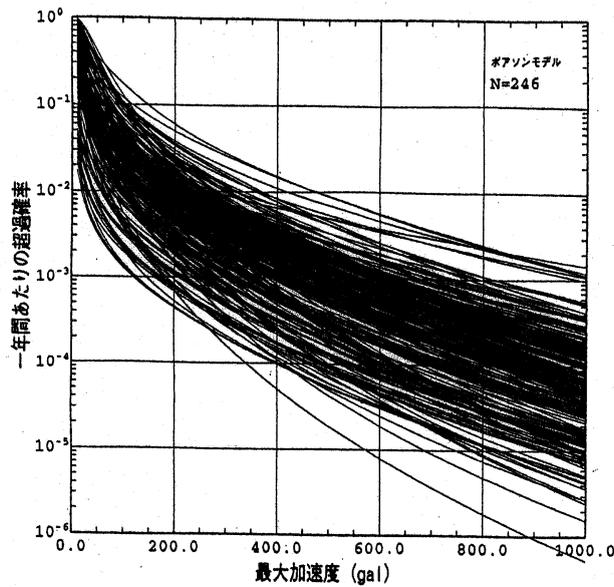


図 5-5 ハザード曲線の重ねがき(上)とそれをフラクタイル表示した曲線(下)

図 5-5 で、フラクタイルの値と再現期間を指定すると、その周期の応答加速度レベルが決まる。そして、それを全周期帯に対し求めると、フラクタイルの値と再現期間の関数として加速度応答スペクトルが得られる。0.84フラクタイルの場合の例を図 5-6 に示す。

図 5-6 に基づき、レベル 2 地震動の下限として設定された地震動(応答スペクトル)の確率的位置づけを与えることができる。例えば、レベル 2 地震動の下限の最大加速度が  $400 \text{ cm/s}^2$  とすると、その値は図 5-6 では再現期間 300 年に相当する。このことは、レベル 2 地震動の下限の最大加速度 ( $400 \text{ cm/s}^2$ ) の再現期間が日本全国の 84% の領域

で 300 年以上であることを意味している。

逆に，レベル 2 地震動の下限を「日本全国の X% の領域で再現期間が Y 年以上となるレベル」とし，X と Y について合意が得られるならば，図 5-6 のような結果からレベル 2 地震動の下限のスペクトルが設定できる。

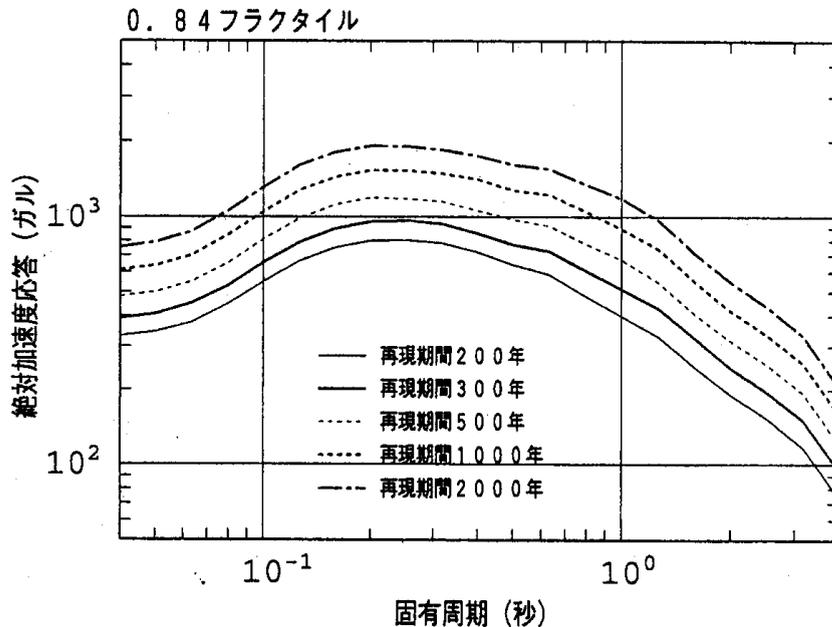


図 5-6 0.84 フラクタイル曲線に対する再現期間別応答スペクトル

#### 引用・参考文献

- 1) 石川裕，奥村俊彦：計測震度を指標とした地震危険度解析，土木学会第 24 回地震工学研究発表会講演論文集，pp.1181-1184，1997.
- 2) 萩原尊禮編：日本列島の地震 地震工学と地体構造，鹿島出版会，215p，1991.
- 3) 松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，地震研究所彙報，Vol.65，pp.289-319，1990.
- 4) Shabestari, K.T., 山崎文雄：気象庁 87 型地震計記録を用いた計測震度の距離減衰式，第 2 回都市直下地震災害総合シンポジウム，a-27，pp.153-156，1997.
- 5) 安中正，矢代晴実：大地震の発生サイクルを考慮した日本列島の地震危険度解析モデル，第 10 回日本地震工学シンポジウム，1998.
- 6) 安中正，山崎文雄，片平冬樹：気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案，第 24 回地震工学研究発表会講演論文集，pp.161-164，1997.