

# 日本列島における震源断層のスケーリングと近傍での 強震動および被害

## SCALING LAW FOR JAPANESE INTRAPLATE EARTHQUAKES IN RELATION TO STRONG GROUND MOTION AND DAMAGE NEAR THE EARTHQUAKE FAULT

武村雅之<sup>\*1</sup>

Masayuki TAKEMURA

Source parameters and magnitude of large and small Japanese intraplate earthquakes were examined for the scaling law, which was influenced by surface fault breaks for large events of  $M_j \geq 6.8$ . The scaling law gave the large earthquakes strip faults which brought about strong ground motion and deformation of ground in the wide area. Therefore, the damage suddenly increased for the large events of  $M_j \geq 6.8$ . The level of strong ground motions near the earthquake faults for the events of  $M_j < 6.5$ , which were rarely accompanied with the surface fault breaks, were also examined from strong motion records observed on rock sites. This result gave a ground for determining the least level of the level 2 earthquake design spectrum.

### 1. はじめに

1995年兵庫県南部地震以来、我が国の内陸直下で発生する地震の脅威が再認識され、特に、地震発生時の強震動を如何に予測するかに注目が集まっている。強震動を予測するためには、先ず将来起こりうる地震の断層の位置やパラメータを評価し、断層モデルに基づいて、強震動を評価するのが普通である〔たとえば香川(1998)〕。

一方、将来起こりうる地震の断層の位置やパラメータを評価するためには、活断層に関する調査結果が用いられることが一般的である。活断層は内陸で浅発地震が発生した際に地表地震断層が生じ、地震の繰り返しによって、それらが蓄積し、地形に傷として残されたものである。このため、規模が小さく地表に断層を出現させない地震は活断層として記が残らず、その結果、将来発生する地震の見逃しを心配する向きもある。その際、地表地震断層を生じる地震の下限規模だけでなく、下限規模以下の地震が、どの程度の地震動を生じ、工学的にどの程度の影響を与えるかを総合的に判断することも必要である。

本稿では、このような課題を念頭に、武村(1998)および武村・他(1999)等最近の研究成果をまとめ、①日本列島における内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則を過去の地震の震源パラメータから評価する。②強震動におよぼすスケーリング則ならびに地表地震断層の影響を過去の地震被害や強震動記録を用いて検討

する。③以上の過程で抽出された設計用地震動を考える場合の課題についてさらに考察する。

### 2. 震源パラメータのスケーリング則

#### 2.1 震源パラメータ間の関係

検討に用いたデータは日本の内陸で発生した33の浅発地震である。断層パラメータは1995年兵庫県南部地震以外は、佐藤(1989)がその著書の表1-1にまとめたものである〔武村(1998)〕。一方、1995年兵庫県南部地震については武村(1996)がまとめた波形インバージョン結果を参考に断層面はすべりの大きな部分から推定した。日本列島における地殻内地震を考える時、日本海東縁部の地震をどのように取り扱うかが問題となる。武村(1990)は  $M_0 - M$  の関係を検討した際、日本海東縁部の地震はむしろ海溝沿いのプレート間地震の場合の  $M_0 - M$  の関係をよく満足すると指摘している。このため日本海東縁部の地震は除外した。Wells and Coppersmith(1994)は、世界中の内陸地震244個の震源パラメータや地震断層の諸元をまとめているが、後で示すように断層の性質が地域毎に異なる可能性が高いため、あえて日本列島以外の地域のデータは加えていない。

Shimazaki(1986)はすでに日本列島周辺の地殻内地震の断層長さ  $L$  と地震モーメント  $M_0$  の関係を調べ以下のような関係式を導いている。

\*1 鹿島小堀研究室 理博

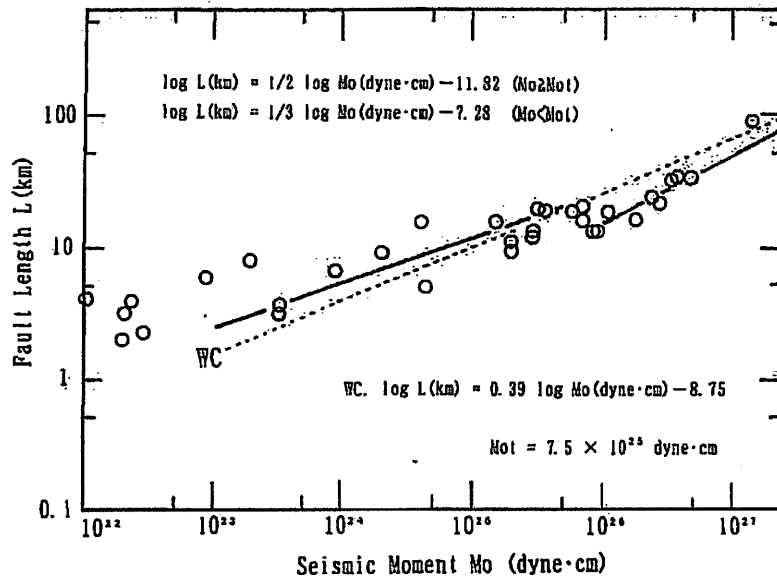


図1 断層長さ  $L(\text{km})$  と地震モーメント  $M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm})$  の関係 [武村(1998)]. 実線は本稿で求めた関係, WC の点線は Wells and Coppersmith(1994) の関係を示す.

$$\log L(\text{km}) = 0.524 \log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) - 12.44 \quad M_0 \geq M_{ot} \quad (1)$$

$$\log L(\text{km}) = 0.281 \log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) - 5.98 \quad M_0 < M_{ot} \quad (2)$$

ここで  $M_{ot} = 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  である.  $M_0 = M_{ot}$  を境に 2 つの式は連続していない. これらの結果を基に  $M_0 \geq M_{ot}$  では  $M_0 \propto L^2$ ,  $M_0 < M_{ot}$  では  $M_0 \propto L^3$  のスケーリング則が成り立つと結論づけている [Shimazaki(1986), Yamanaka and Shimazaki(1990)].

これに基づき, (1)(2) 式の  $\log M_0$  の前の係数をそれぞれ  $1/2$  および  $1/3$  に固定して先に説明したデータから新たな関係式を求めた. その際  $M_0 < M_{ot}$  の地震のうち  $M_0 < 1 \times 10^{23} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  の 6 地震は,  $M_0 \propto L^3$  の関係から多少はずれる傾向にあるため計算から除いた. 結果は以下になる [武村(1998)].

$$\log L(\text{km}) = 1/2 \log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) - 11.82 \quad M_0 \geq M_{ot} \quad (3)$$

$$\log L(\text{km}) = 1/3 \log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) - 7.28 \quad M_0 < M_{ot} \quad (4)$$

図 1 にデータとの比較を示す. 両式は対象とした  $M_0 \geq 1 \times 10^{23} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  の領域でデータを平均的にほぼ満足することが分かる. また Shimazaki(1986) の結果と同様に  $M_0 = M_{ot}$  を境として不連続を生じることも分かる.

図には Wells and Coppersmith(1994) が世界中の内陸地震 244 個 (半数近くは米国の地震) のデータを用いて最小二乗法で求めた  $L$ - $M_0$  関係も点線で示す. 点線は大地震に対しても小地震に対してもデータを十分説明せず, 彼

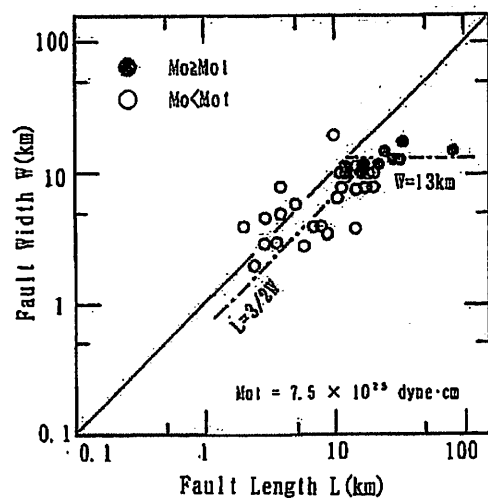


図 2 断層幅  $W(\text{km})$  と長さ  $L(\text{km})$  の関係 [武村(1998)]. 黒丸は  $M_0$  が  $M_{ot}(=7.5 \times 10^{25} \text{ dyne} \cdot \text{cm})$  より大きな地震を示す. それらの地震の断層幅  $W$  の平均は  $13 \text{ km}$  である.  $L=3/2W$  の関係が  $M_{ot}$  より小さい地震について求められる.

らの結果は日本列島の地殻内地震には適用できないと結論できる.

次に断層幅  $W$  に注目し, 断層長さ  $L$  に対する関係を図 2 に示す. Shimazaki(1986) が指摘するように, 断層幅  $W$  が断層長さ  $L$  の長いところで頭打ちする様子がよく分かる. 黒丸は  $M_0 \geq M_{ot}$  の地震であり, これらの地震から頭打ちする  $W$  の平均値を求めると  $13 \text{ km}$  となる. この頭打ちは

表1 震源パラメータならびに気象庁マグニチュード間の関係 [武村(1998)] .

パラメータ	Mo < Mot & M < Mt	Mo ≥ Mot & M ≥ Mt	従来の経験式
L(km)-Mo(dyne·cm)	log L = 1/3 log Mo - 7.28	log L = 1/2 log Mo - 11.82	log L = 0.281 log Mo - 5.98 (Mo < Mot)
W(km)-L(km)	W = (2/3)L	W = 13	log L = 0.524 log Mo - 12.44 (Mo ≥ Mot)
S(km <sup>2</sup> )-Mo(dyne·cm)	log S = 2/3 log Mo - 14.74	log S = 1/2 log Mo - 10.71	Shimazaki(1986)
D(cm)-Mo(dyne·cm)	log D = 1/3 log Mo - 6.74	log D = 1/2 log Mo - 10.77	
Mo(dyne·cm) - M	log Mo = 1.2 M + 17.7		log Mo = 1.17 M + 17.71 武村(1990)
L(km)-M	log L = 0.4 M - 1.38	log L = 0.6 M - 2.97	log L(km) = 0.6 M - 2.9
D(cm)-M	log D = 0.4 M - 0.84	log D = 0.6 M - 1.92	log D(cm) = 0.6 M - 2.0
W(km)-M	log W = 0.4 M - 1.56	W = 13	松田(1975)

$\mu = 3 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>を仮定。Mot =  $7.5 \times 10^{26}$  dyne·cm, Mt = 6.8。  
適用範囲  $5 \leq M \leq 8$  or  $23-24 \leq \log Mo(\text{dyne} \cdot \text{cm}) \leq 27$

内陸地殻内地震が上部地殻の地震発生層内で発生するために起こるものである [Shimazaki(1986)]。データとして用いた地震の震源断層の傾斜角は、平均 75 度とほぼ垂直に近く、頭打ちの値は、ほぼそのまま上部地殻の地震発生層の平均的厚さに対応するはずである。上部地殻をコンラッド面以浅と定義すれば、地域によって多少ばらつきがあるが、厚さはほぼ 10km から 20km、平均して 15km 程度である [石田(1991)]。このうち地表に近い 3-5km に地震を起こしにくい領域がある [伊藤(1997)] とすれば、頭打ちの値はほぼ妥当であるといえる [武村(1998)]。

このように地殻上部の脆性破壊領域を断層が完全に切ってしまうような大地震に対するスケーリング則については Matsu'ura and Sato(1997)や渡辺・他(1998)が応力降下量一定を条件に理論的な検討を行っている。いずれの結果もここで求めた結果を支持するものである。

L-Mo と W-L の関係から剛性率  $\mu = 3 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>を仮定すれば断層面積 S や平均すべり量 D 等他の震源パラメータの関係も求められる。結果をまとめて表 1 に示す。何れの関係も適用範囲内のデータをよく説明することが確認されている [武村(1998)]。以上の結果から、日本の内陸地殻内地震の特徴として Mo=Mot を境にして震源パラメータ間の関係が変化し、Shimazaki(1986)が指摘したように、小さい地震については Kanamori and Anderson(1975)によるスケーリング則、大きい地震については Scholz(1982)の L-model に基づくスケーリング則が成り立つことが分かった。また W-L 関係を除き、他の関係式はいずれも Mo=Mot で不連続を生じることも分かった。

## 2.2 気象庁マグニチュードとの関係

断層パラメータとマグニチュードの関係を導く際には、すでに気象庁マグニチュード M と地震モーメント Mo との関係求めた武村(1990)による結果を用いることにする。簡単のために係数をまるめると以下ようになる。

$$\log Mo(\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.2 M + 17.7 \quad (5)$$

M の範囲は用いたデータより  $M > 4$  と考えられる。

先に求めた震源パラメータ間の関係に(5)式を適用すると、気象庁マグニチュード M と震源パラメータ間の関係を求めることができる。結果を表 1 に示す。何れの関係も適用範囲内のデータをよく説明することが確認されている [武村(1998)]。松田(1975)は以下のような断層長さ L やすべり量 D と気象庁マグニチュード M との関係式を求め、これらの関係は今日でもよく用いられている。

$$\log L(\text{km}) = 0.6 M - 2.9 \quad (6)$$

$$\log D(\text{cm}) = 0.6 M - 2.0 \quad (7)$$

表 1 の結果は、これら松田(1975)による関係式が、いずれも大きい地震に対するスケーリング則とよく整合することを示している。松田(1975)による関係式が、地殻内地震の震源断層のパラメータと M との関係を表すものかどうかという議論があるが [武村(1997)]、ここでの結果は大きい地震について表すと考えて良いことを示している。松田(1975)の関係式を求める際に用いたデータには、地表地震断層の長さやすべり量が約半数含まれているが、Wells and Coppersmith(1994)によれば、マグニチュードが大きい地震ほど、それらの値は震源断層の値に近づくとは指摘されており、そのような傾向が影響しているものと考えられる。

近年、松田(1998)は図 3 に示すように、1 回の地震の際に出現した地表地震断層の長さ La (図では L) と気象庁マグニチュード M の関係を求めている。ここで a は(6)式に示す松田(1975)の式である。松田(1998)は  $6.8 \leq M \leq 7.3$  の地震に関して別の関係式 c を導いている。c の関係式は a の関係式に比して傾きが非常に大きい。

関係式 c を導くために用いたデータに注目すると、そもそもばらつきは非常に大きく、同じ M の値に対し約 10 倍近くあるように見える。つまりデータから見れば、 $6.8 \leq M \leq 7.3$  の範囲で La と M との相関は小さく、データは、 $M \geq$

6.8 で何らかの地表地震断層が表れることを表しているにすぎないように見える。

活断層は、「1.はじめに」でも述べたように、一般には地下の震源断層が繰り返し活動し、その痕跡が残ったものと考えられる。一回の地震で、地下の震源断層の全てが地表に顔を出さなくとも、何度かの繰り返しによって、震源断層のほぼ全長が地表に顔を出すものと考えられる。先に述べたように関係式 a は、(6)式に対応し、震源断層の長さ  $L$  と気象庁マグニチュード  $M$  の関係を表しており、図3のデータのほとんどがその線上ないしは、その線より下側にあるのは、このような地表地震断層の性質を表しているためだと考えられる。つまり一度の地震による地表地震断層の長さ  $L_a$  から将来発生する地震規模を推定する場合には大きな不確定さがあると考えられるが、ある程度の長さをもつ、はっきりとした活断層の長さを震源断層の長さ  $L$  と見なし、その長さから地震規模を推定する場合、その不確定さは少なくなるものと考えられる。

将来発生するであろう内陸地殻内地震のマグニチュード  $M$  を予測する場合、活断層長さを震源断層の長さ  $L$  と見なし(6)式を用いて  $M$  を推定することがよく行われている。さらに良い方法があれば別であるが、上記の考え方からすれば、将来発生する地震の予測に際し、活断層長さを震源断層の長さ  $L$  と見なすこと自体、それほど無理のない現実的な方法であると言える。小田切・島崎(2000)は活断層と歴史地震の対応を調べ、活断層から推定される起震断層系[松田(1990)]の長さを越える地震の発生はほとんどないと結論している。つまり起震断層系の長さを考える限り、将来発生する地震の断層長さを過小評価する可能性が小さいことをこの結果は示している。

### 2.3 地表地震断層出現との関係

前節の検討によって、日本列島における地殻内地震の断層パラメータや気象庁マグニチュード間の関係は、小さい地震から大きい地震にいたるまで1つの直線で表すことが難しく、また大地震と小地震に対するそれぞれの関係がパラメータによっては不連続を生じることがあることも分かってきた。Shimazaki(1986)は、不連続を生じる原因として、制限一杯に断層面が広がった際に自由表面である地表面を地震断層が切ることの影響ではないかと指摘している。ここではこの点についてさらに検討したい。

地殻内地震に伴う地表地震断層の出現や被害の程度を見るために以下のようなデータを用いる。1885年-1980年までは宇津(1982)のリストをもとに深さが vs(very shallow) または 20km 以浅とされている地震、1981年-1995年までは気象庁地震月報で深さ 20km 以浅とされている地震を対象とした。いずれもマグニチュードは 5.8 以上とした。その際、海域の地震はプレート間地震である可能

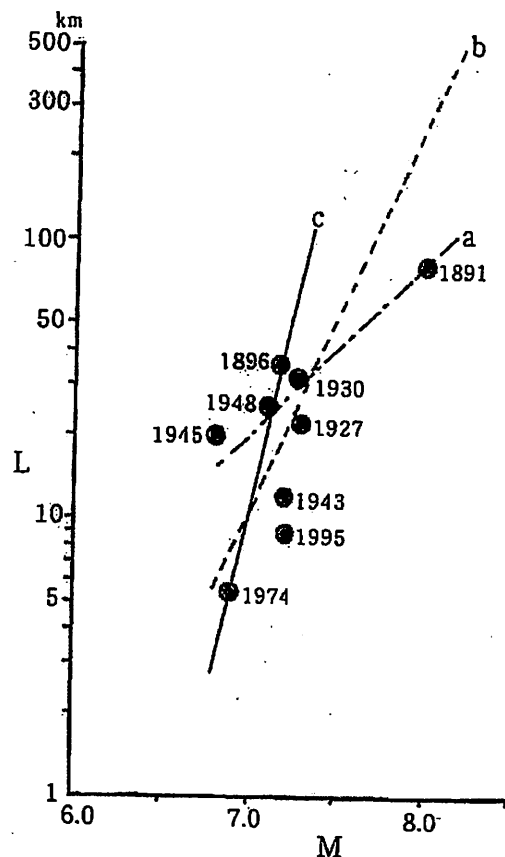


図3 一回の地震による地表地震断層の長さ  $L$  と気象庁マグニチュード  $M$  の関係[松田(1998)].

性があり、地表地震断層の出現も確認できないので除いた。また内陸の地震でも、日高山脈や静岡県中部等深さ 20-40km とやや深い地震活動がある地域[総理府地震調査研究推進本部(1997)]で深さが 20km と決まっている地震は除いた。逆に、海域に震源位置が決まっても陸域まで震源断層が延び地表地震断層が出現したとされる地震は対象とした。さらに 1923 年関東地震の余震はフィリピン海プレートの潜り込みに伴うプレート間地震である可能性があり除外し、1965-1966 年の松代地震群では地表地震断層が確認されているが、個々の地震との対応が難しいので除いた[武村(1998)]。

一般に地表地震断層の認定や追跡は被覆層の影響や植生などのために困難な場合が多く、同一の地震でも地表地震断層の存否について研究者間で意見の異なる場合も少なくない。また全国を対象とし同一基準でまとめた資料も少ない[阿部・他(1985)]。ここでは地殻内地震の性質として地震規模と地表地震断層の出現との関係を大局的につかむことを目的に阿部・他(1985)による著書の表 4.2.1 と表 4.2.2 にまとめられた地表地震断層に関する資料をほぼそのまま用いることにする。阿部・他(1985)は、確実度により、地表地震断層を2つのグループに

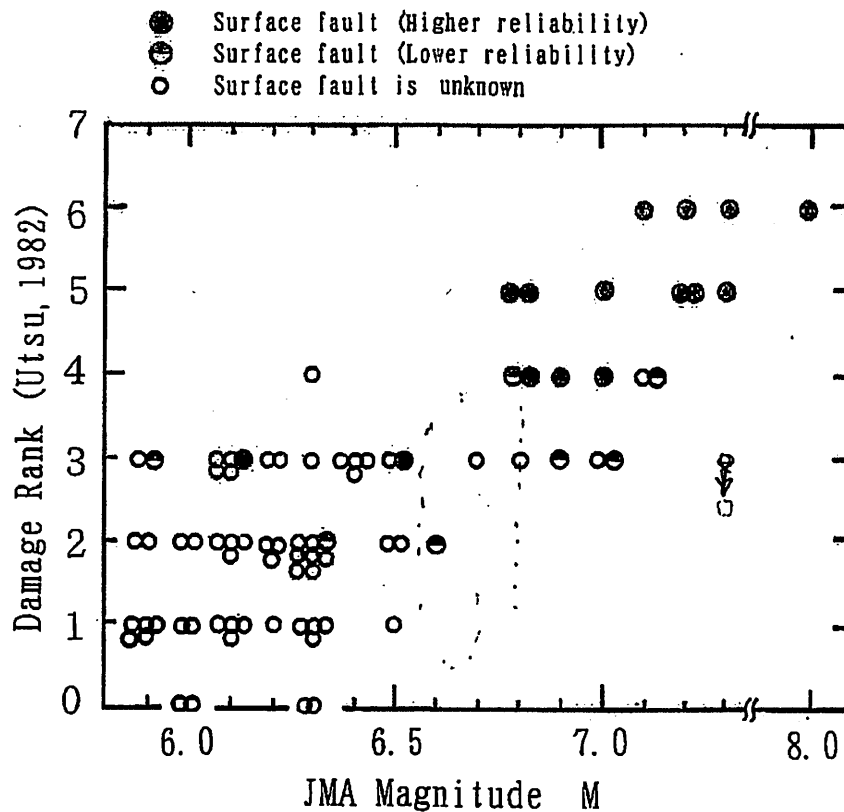


図4 内陸地殻内地震の気象庁マグニチュードと被害ランクの関係 [武村(1998)] .地表地震断層の有無も示す.

分類している. その内リスト1(著書の表4.2.1)は, 確実度の高い地表地震断層として, 報告者が地表地震断層を現地で直接確認しているものに限るとし, 後の研究者等によって地表地震断層とするのに否定的な意見の方が多くなっている場合でも断層を確認したという明確な報告が複数ある場合もリスト1に含めたと述べている. またリスト2(著書の表4.2.2)は確実度の低いものとし, 地表地震断層の出現が測地学データなどの間接的な資料によって推定されているものや地表地震断層であることを示唆する記載はあるが, 地表地震断層か地割れかの判定不能なもの等をあげている. ここでは(Higher reliability)としてリスト1に記載されているもの, (Lower reliability)としてリスト2に記載されているものを用いる. また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 [活断層研究会(1987)] も(Lower reliability)に分類した [武村(1998)].

尚, 先に議論したように一度の地震により, 地表地震断層がどの程度の長さ現れるかについては大きな不確定さがあるため, 1回の地震で生じた地表地震断層の長さには注目せず, 個々の地震に関しては, 地表地震断層が出現したかどうかの情報のみを用いることにする.

図4は, 気象庁マグニチュードMと被害程度の間を

表2 表1の關係を用いて推定されるM=6.5および6.8の地震に対する震源パラメータ [武村(1998)].

Source Parameters	M=6.5	M=6.8	Ratio (6.8/6.5)
Mo (dyne · cm)	$3.2 \times 10^{25}$	$7.2 \times 10^{25}$	2.3
D (cm)	58	145	2.5
L (km)	17	13	0.8
W (km)	11	13	1.2
S (km <sup>2</sup> )	187	169	0.9

地表地震断層の出現の有無を考慮して表したものである [武村(1998)]. 被害の程度は宇津(1982)による被害ランクに従っている. 1980年以前は宇津(1982)のリストにある被害ランクをそのまま用い, 1981年以後の地震の被害ランクは, 宇佐美(1996)による各地震の被害の集計結果に基づき判断した. 黒丸は各地震に伴った地表地震断層が(Higher reliability)に分類されたもの, 白丸は地表地震断層や関連する活断層が発見されていない地震, 半黒丸は(Lower reliability)に分類されたものである.

図から以下のような4つの特徴を指摘することができる[武村(1998)].

- ①M=6.5と6.8の間で,地表地震断層と関連がある地震の発生率が急激に増加し,明らかに $M \leq 6.5$ の地震と $M \geq 6.8$ の地震では様子が異なる.
- ②M=6.6と6.7の地震の数がまわりに比べて非常に少ない.
- ③ $M \leq 6.5$ のグループでも $M \geq 6.8$ 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.
- ④ $M \leq 6.5$ では被害ランクはほとんどが最大で3,つまり死者2人以上20人未満または全壊家屋2戸以上1000戸未満であるが, $M \geq 6.8$ では全てがランク3以上となり,平均的に見れば被害ランクはMとともに急激に増大する.

地震被害は言うまでもなく震源の条件だけでなく周辺地域の地盤条件や人口密度等とも密接に関連する.このため震源との関連を検討する際には,地表地震断層の存在の有無とはまた違った意味で大きな不確定要素をもつことは避けられない.しかしながら上記①から④の現象が,2.1や2.2で指摘した断層パラメータや気象庁マ

グニチュード間の関係で不連続を生じるMの位置とほぼ一致することから,それらを内陸地殻内地震の性質として検討する価値があるものと判断した.

地表地震断層が出現すること,つまり震源断層が自由地表面を切ると震源断層でどのようなことが起こるのであろうか.この点に関する理論的研究はあまり多くないが,2次元や円形の横ずれクラックの場合,地表面を突き抜けた断層の平均すべりDは,深く埋め込まれた断層に比べ2倍程度大きくなると指摘されている[Knopoff(1958), Shimazaki(1986), 渡辺・他(1998)].

Shimazaki(1986)は,この結果から地震モーメント $M_0 (= \mu SD)$ もファクター2程度の差が出ることが期待されるとして,(1)式(2)式で示すL- $M_0$ 関係の不連続の原因が地表面への地表地震断層の出現に伴う地震モーメント $M_0$ の不連続にあるのではないかと指摘している.その際,(1)式(2)式から見積もった不連続の程度は $L=20\text{km}$ でファクター2程度である.今回求め直した(3)式(4)式も, $M_0$ についてほぼ同じ程度の不連続を持っている.つまり①の指摘とスケーリング則の不連続性は表裏一体のものと考えられる[武村(1998)].

次に②のM=6.6と6.7の地震の数がまわりに比べて非

表3 震源近傍の硬質地盤上の記録 (a) $M_s \leq 6.5$  or 6.7 ( $M_w \leq 6.2$  or 6.3) [武村・他(1999)]

Earthquake Name	Mw	M <sub>s</sub>	Mech.	S.F.	Site Name (Station Code)	Xsh (km)	Xeq (km)	Geology	Amax (FP, FN, V) (gal)
1966 Parkfield	6.2	6.5	Strike	Yes	Cholame Shandon Tumbler (TBL)	13	23	Thin Sand and Silt / Siltstone	244, 377, 154
1978 Santa Barbara	5.8	6.0	Dip	No	UCSB Goleta Free Field (UCSB)	13	16	Shallow Alluv. over Rock (Shale)	29, 30, 14
					Santa Barbara Court House (SBC)	11	13	Dense Sand	188, 230, 77
1979 Coyote Lake	5.8	6.0	Strike	No	San Martin Coyote Creek (CLA)	6	9	Clay / Mudstone	134, 246, 102 *1) (120, 198, 109)
					Girloy #1 (G1)	13	16	Sandstone	119, 100, 63
					Girloy #6 (G6)	5	9	Sandstone	301, 446, 149
1984 Morgan Hill	6.2	6.5	Strike	No	San Martin Coyote Creek (CLA)	1	9	Clay / Mudstone	1073, 825, 396 *1) (685, 552, 319)
					Girloy #1 (G1)	12	24	Sandstone	94, 65, 91
					Girloy #6 (G6)	6	20	Sandstone	321, 239, 413
					Anderson Dam Downstream (ADD)	3	9	Gravelly Sandy Loam (Vs 400-500 m/s)	269, 446, 181
1986 North Palm Springs	6.1	6.4	Oblique	No					
1987 Whittier Narrows	6.0	6.3	Dip	No	Caltech Athenaeum (CA)	17	16	Sand / Gravelly Sand	110, 177, 139
					Los Angeles, 4407 Jasper St. (JASP)	15	16	Pliocene sedimentary Rock	326, 194, 109
1991 Sierra Madre	5.6	5.8	Dip	No	Cogswell Dam Right Abutment (CDRA)	10	12	Weathered Granitic Rock	322, 298, 314
					Mt. Wilson-Caltec Seismic Station (CSS)	10	12	Quartz Diorite	240, 240, 265
1997 Kagoshima-ken NW (March 26)		6.5	Strike	No					
1997 Kagoshima-ken NW (May 13)		6.3	Strike	No					
1997 Yamauchi-ken		6.3	Strike	No					
1998 Iwate-ken Hokubu		6.1	Dip	Yes					

\*1) 1989 Loma Prieta地震に対し, AbutmentとDownstreamの同時記録があり, スペクトル比を用いてDownstream相当の記録にする. かつこ内は修正値. 地盤調査結果によれば表層約8mで泥岩になるが, 深さ30mでもVs=300m/sとかなり速度が速い



表 3(b)  $6.8 \leq M \leq 7.3$  ( $6.4 \leq M_w \leq 6.8$ ) [武村・他(1999)]

Earthquake Name	Mw	MJ	Mech.	S.F.	Site Name (Station Code)	Xsh (km)	Xeq (km)	Geology	Amax (FP, FN, V) (gal)
1971 San Fernand	6.6	7.1	Dip	Yes	Pacoima Dam-Upper Left Abutment (PD)	4	8	Highly Jointed Diorite Gneiss	768, 1480, 701 * 1) (229, 471, 168)
					Griffith Park Observatory (GPO)	15	25	Granodiorite (0-5m weathered)	160, 186, 132
1983 Coalinga	6.4	6.8	Dip	No					
1987 Superstition Hills	6.8	7.1	Strike	Yes	Superstition Mt. (SM)	5	11	Granite	984, 767, 704 * 2) (324, 192, 133)
1994 Northridge	6.7	7.2	Dip	No	Pacoima Dam-Upper Left Abutment (PD)	7	21	Highly Jointed Diorite Gneiss	1437, 1349, 1205 * 3)
					Pacoima Dam- Downstream (PDD)	7	21	Highly Jointed Diorite Gneiss	240, 489, 180
					Pacoima-Kägel Canyon (PKC)	8	22	Sandstone	232, 516, 177
					Sylmar Converter Station East (SCSE)	5	15	Silty Clay(10m)/ Rock	488, 818, 413
					USC Station No.13 (UC13)	17	24	Upper Miocene Marine	402, 390, 335
					USC Station No.14 (UC14)	18	26	Middle Miocene Marine	463, 592, 300
					USC Station No.15 (UC15)	20	26	Upper Jurassic Marine	194, 205, 156
					USC Station No.56 (UC56)	5	17	Upper Pliocene Nonmarine Deposits	322, 406, 287
					USC Station No.61 (UC61)	19	34	Mesozoic Granitic Rocks	133, 284, 192
					Sepulveda Canyon Soilway Building (SCSB)	20	26	Hard Rock	280, 387, 155
1995 Hyogo-ken Nanbu		7.2	Strike	Yes	Kobe Univ.	1.2	19	Granite	281, 320, 429

\* 1) 1994 Loma Prieta地震に対し Abutment と Downstream の同時記録があり、スペクトル比を用いて Downstream 相当の記録にする。  
かっこ内は修正値。\* 2) 本震の観測点は山頂にあり、麓と山上の余震に対する観測記録のスペクトル比を用いて、震相当の記録にする。  
かっこ内は修正値。\* 3) Downstream の記録がある

常に少ないことも地震モーメント  $M_0$  と同様に地震断層が地表に現れることによってマグニチュード  $M$  に不連続が生じたと考えたと解釈できそうである。表 2 は表 1 で求めた  $M$  との関係式から求められる  $M=6.5$  と  $M=6.8$  に対する断層パラメータの値である。 $M_0$  や  $D$  等不連続が予想されるパラメータでは  $M=6.8$  に対する値が  $M=6.5$  に対する値に比べファクター 2 程度大きくなるが、 $L, W, S$  等その他のパラメータの比はほとんど 1 に近い。つまり  $D, M_0, M$  が地表地震断層の出現が原因と見られる不連続を示しても、直接の影響を受けない  $L, W, S$  等断層面の大きさを決めるパラメータは連続的であることを示している [武村(1998)]。

次に③については以下のような解釈の可能性ある。先ず地表地震断層そのもののずれにより地面が破壊され被害が生じることである。この点は昨年のトルココジャエリ地震や台湾集集地震でも断層のごく近傍で見られた現象であるが、この影響は断層直上の極限られた地域で見られ、被害の総量には揺れの影響がむしろ大きいと考えられる。強震動の観点からは、一般に地震断層が地表に出現するような地震は、震源断層が地殻の浅い部分に存在し、その分地表面と地震波の発生源である震源断層との距離が近く地震動が強くなり被害が増大するとの解釈が考えられる [武村(1998)]。

何れの原因についても、被害の大きい地域は、地盤の影響等 2 次的な要素を除くと、地表地震断層に沿った地域であり、そのことは過去の被害地震による震度 VII の領域の広がり調べた武村・他(1998)の結果からも明らかである。つまり断層面の傾斜がほぼ垂直であると仮定すれば被害が大きくなる領域の広がり断層長さ  $L$  で決まることになる。表 1 で求めた  $L-M$  関係に注目すると、 $M \geq 6.8$  の地震では  $M$  が 1 増加する毎に  $L$  は約 4 倍大きくなる。これに対し  $M < 6.8$  の地震に対する  $L$  の増加率は約 2.5 倍である。つまり  $M \geq 6.8$  の地震の  $L$  の増加率は  $M < 6.8$  の地震の約 1.6 倍になるのである。その分甚大な被害を及ぼす領域が拡大すると考えれば④の現象が説明できそうである。

### 3. 震源近傍での強震動と設計用地震動

#### 3.1 レベル 2 設計地震動

前節までの結果は、内陸地殻内地震のスケールリング則の変化が、地表地震断層の出現と深く関わっていると同時に、地震による被害にも影響を及ぼしていることを示唆するものである。

一方、兵庫県南部地震後、構造物の設計に際して、活断層に関する情報が重要視され、レベル 2 設計地震動評価として工学的に注目されている [土木学会(1999)]。その

表 3(c)  $7.4 \leq M_j$  ( $6.9 \leq M_w$ ) [武村・他(1999)]

Earthquake Name	Mw	Mj	Mech.	S.F.	Site Name (Station Code)	Xsh (km)	Xeq (km)	Geology	Amax (FP, FN, V) (gal)
1940 Imperial Valley	7.0	7.6	Strike	Yes					
1952 Kern County	7.5	8.2	Dip	Yes					
1989 Loma Prieta	7.0	7.6	Oblique	No	Coyote Lake Dam SW Abutment (CLA)	19	34	Clay / Mudstone	442, 184, 80 * 1)
					Coyote Lake Dam SW Downstream (CLD)	20	34	Clay / Mudstone	184, 158, 95
					Cornalitos (COR)	2	17	Landslide deposit / Sandstone	507, 471, 442
					Girloy #1 (G1)	9	30	Sandstone	426, 425, 207
					Girloy #6 (G6)	18	37	Sandstone	176, 161, 101
					Lexington Dam Left Abutment (LXD)	5	20	Slate and Sandstone	385, 444, 139
					Santa Cruz Lick Observatory (SCO)	18	23	Thin Soil / Limestone	497, 419, 361
1992 Petrolia	7.0	7.6	Dip	No	Cape Mendocino (CM)	7	11	Sandstone	1403, 1245, 739
					Bunker Hill FAA (BHF)	9	14	Vs 360-750 m/s	146, 136, 67
					Centerville Beach, Naval Facility (CBNF)	11	18	Vs 360-750 m/s	440, 302, 123
					Fortuna Fire Station (FFS)	18	28	Vs 360-750 m/s	307, 293, 76
					Loleta Fire Station (LFS)	20	30	Vs 360-750 m/s	268, 264, 126

\* 1) Downstreamの記録がある

際、地表地震断層を生じないような比較的規模の小さい地震の取り扱い、活断層データから予測し難い地震として問題となる。前節の結果によれば、我が国での内陸地殻内地震を調査すると、気象庁マグニチュード  $M_j$  が 6.5 以下の地震に関しては、殆ど地表地震断層が現れないこと、逆に  $M_j$  が 6.8 以上の地震については、殆どの地震が地表地震断層を伴っていることが指摘できる（なお、本節では気象庁マグニチュードの他にモーメントマグニチュードも対象とするため、前者を  $M_j$ 、後者を  $M_w$  と区別して表示することにする）。つまり、これらの結果に従えば、活断層の存在が知られていない地域でも  $M_j=6.5$  (より安全側の立場に立てば  $M_j=6.7$ ) の地震を想定する必要があり、その地震動は、全国どこでも起こる可能性が否定できないと言う意味から、レベル2設計地震動の1つとして、全国共通に最低限考慮すべきものとなる。そこでここでは、近年の強震観測網の展開によって得られた様々な規模の地震に対する震源近傍での強震記録を用いて、地震規模毎の震源近傍における強震動を調査し、そのレベルについて議論する [武村・他(1999)]。

### 3.2 地震規模別の強震動レベル

検討対象としたデータを表 3 に示す。先に指摘したように、地域によって内陸地殻内地震の震源特性が異なる可能性があり、本稿の目的からすれば日本国内の地震に対し観測された強震動記録を用いるべきであるが、データ不足から、米国カリフォルニア州の強震記録を主に用いざるを得ない。

できるだけ軟弱地盤の影響を受けていない強震動特性を評価するために、硬質地盤上の強震記録を対象とする。具体的には、未固結層が 10m 未満で、その下に "Rock"

が存在すると指摘されている観測点を選んだ。この分類は Ohno et al.(1996)の Pre-Quaternary に対応するが、未固結層が存在する地点が多く、厳密な意味では第三紀以前の地盤には対応しない。また記録のスペクトル特性から、明らかに未固結層の共振によって特定の短周期成分が卓越する観測点は除いた。また 1984 年 Morgan Hill 地震の CLA、1971 年 San Fernando 地震および 1994 年 Northridge 地震の PD ならびに 1987 年 Superstition Hills 地震の SM は地形の影響により地震動が大きくなっている可能性があるため補正を加えた。FP, FN はそれぞれ断層走向と平行方向および直交方向に合成した成分の最大加速度値、V は上下動の値である。さらに CLA は "Rock" の速度が遅く、補正前の記録が地盤の非線形化の影響を受けている可能性があり以後の解析から除外した [武村・他(1999)]。なお Fukushima and Tanaka(1990)は、最大加速度の距離減衰式において、マグニチュード 6.5 から 7 クラスの地震では、断層からの最短距離  $X_{sh}$  が 20km 以内で、最大加速度値に頭打ちが生じると指摘している。その指摘に従って  $X_{sh}$  が 20km 以内を震源近傍と定義し、その範囲内での記録を対象とした。表には参考のために等価震源距離  $X_{eq}$  [Ohno et al.(1996)] も示されている。当該記録が確認できなかった場合でも調査対象とした地震の全てを表に掲載した [武村・他(1999)]。

観測記録は前節の結果を踏まえ地震規模別に a:  $5.8 \leq M_j \leq 6.5$  or  $6.7$ , とそれ以上に分け、さらにそれ以上を b:  $6.8 \leq M_j \leq 7.3$ , c:  $7.4 \leq M_j$  とし、合計 3 つのグループに分けた。カリフォルニア州の地震に対しては  $M_j$  が評価されていないため、モーメントマグニチュード  $M_w$  から武村(1990)の地震モーメントと気象庁マグニチュードとの経験式



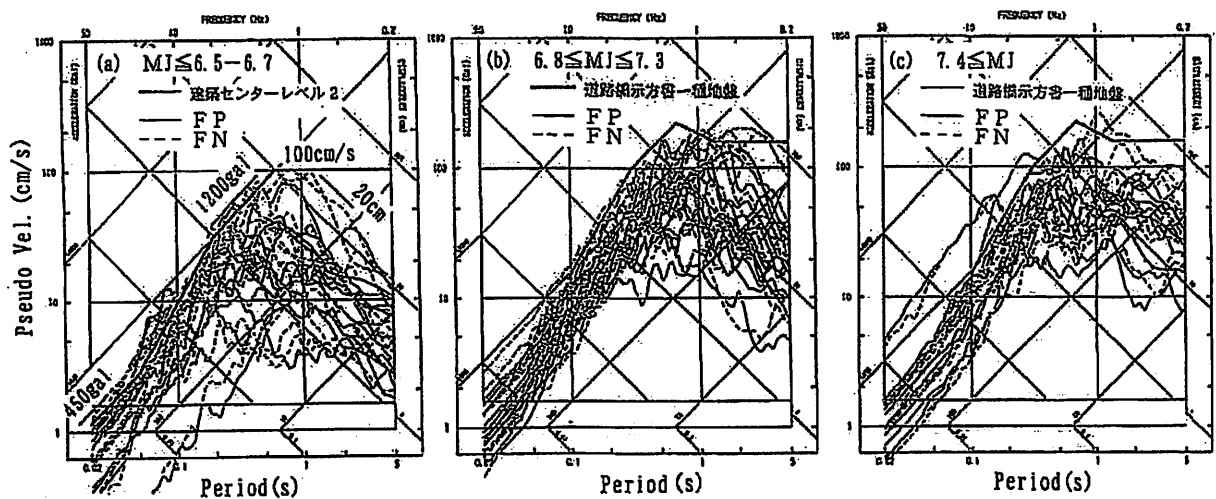


図5 観測された水平動スペクトルの重ね書き(減衰定数5%の疑似速度応答スペクトル) [武村・他(1999)]。(a)(b)(c)は表3の分類に従う

(表1参照)を用いて  $M_J$  を評価した。それぞれのグループに対応する  $M_w$  は a:  $5.6 \leq M_w \leq 6.2$  or  $6.3$ , b:  $6.4 \leq M_w \leq 6.8$ , c:  $6.9 \leq M_w$  である。今回のデータ中、米国の地震においても  $M_J = 6.6$  と  $6.7$  に対応する  $M_w = 6.3$  の地震は含まれていない。表には地表地震断層(S.F.)を伴ったかどうかを示した。日本のデータほど明確ではないが、 $M_w \leq 6.2$  では地表地震断層を伴ったものが少なく、 $M_w \geq 6.4$  では多くなる傾向が指摘できる。

カリフォルニアの地震のうち、最大規模で、垂直な断層面をもち地表地震断層が現れた1992年Landers地震( $M_w = 7.3, M_J = 8.0$ 相当)の断層幅  $W$  は15kmと推定されており [Somerville et al.(1999)], 1891年濃尾地震( $M_J = 8.0$ ) [佐藤(1989)]と同じである。このことは、少なくともカリフォルニアの南部では地震発生層の厚さが日本の場合とそれほど変わらないことを示唆している。

水平動に関する減衰定数5%の疑似速度応答スペクトル(加速度応答スペクトルを $\omega$ で割ったもの)の重ね書きを図5に示す。グループaには日本建築センターの工学的基盤でのレベル2地震動 [建設省建築研究所・(財)日本建築センター(1992)]も示す。同地震動はグループaをほぼ包絡することが分かる。これらの結果は、全国共通に最低限考慮すべきレベル2設計地震動の評価の根拠を与えるものと思われる。

一方、グループb,cに対しては道路橋示方書 [ (社)日本道路協会(1996) ] の1種地盤に対するタイプIとIIの地震動の大きい方に一致するスペクトルが示されている。これらは観測記録のスペクトルをほぼ包絡する。活断層データ等をもとに地震を想定し、サイト毎に入力地震動を評価するという立場からすれば、以上の結果は、道路橋示方書のスペクトルを全国共通に使った場合、地震動を相当過大に評価する地点が多く出現することを示唆す

るものである。

#### 4. 考察

設計用地震動を考える上での重要な問題についてさらに検討する。

##### 4.1 地表地震断層出現の有無

地表地震断層が出現しない地震に対する対策は、先に述べたように全国共通に考慮すべきレベル2設計地震動 [土木学会(1999)] の課題である。この問題を内陸地殻内地震のスケーリング則の観点から見ると、 $M_J = 6.5$  (または6.7)を地表地震断層が出現しない地震の最大規模と考えるという1つの結論が生まれる [武村(1998)]。しかしながら、一方で  $M_J \geq 6.8$  の地震の全てで必ず地表地震断層を伴うとは断言できない。つまり例外が存在する可能性がある。例えば、表3の地震を例に見ると、Strike-Slip型の地震については、aグループでは地表地震断層を伴うものが少なく、b,cグループでは全てが地表地震断層を伴っているが、Dip-Slip型やOblique-Slip型の地震ではa,b,c全てのグループを通じて地表地震断層を伴うと報告されている地震が少ない。それらのタイプでは、Strike-Slip型に比べ、断層面が大きく傾斜している場合が多く、そのため震源断層が地震発生層から地表面に顔を出しにくいものと考えられる。表3の地震の多くはカリフォルニアにおけるものであり、地震発生環境が違う日本に直接適用する場合、注意が必要であるが、少なくとも断層面が傾斜した場合には、より大きな規模の地震まで地表地震断層が出現しない可能性があることは間違いない。

日本では幸い内陸地殻内地震の活動が活発な中部地方をはじめ、西南日本の大半は横ずれ断層が卓越する地帯にあり [活断層研究会(1987)]、断層面の傾斜角は垂直に近く、2節で用いたデータもその範疇に入るものが多い。これに反し東北地方や北海道の内陸部のように縦ずれ

断層の卓越する地域もあるが、これらの地域では、地下に大きな縦ずれ断層が潜んでいる場合には、地形などから撓曲としてある程度の特定が可能であろう。それに加え最近の地下探査の技術的な進歩はめざましく、特に縦ずれ断層の場合は断層面が傾斜し、地層を縦に食い違わせるために、反射法などによって伏在断層を見つけ易い環境にあると考えられる。最近東北地方で逆断層の深部地下構造を解明すべく、全国の大学が協力して行われているプロジェクトの結果は、そのような意味で探査技術の向上に裏付けられた地震・活断層調査として注目される [佐藤(1999)]。全国共通に最低限設定すべきレベル2設計地震動について考える場合、単に地表地震断層が出現するかないかだけでなく、調査技術の現状も十分考慮した総合的判断が必要である。

#### 4.2 地表地震断層を伴う地震と伴わない地震の強震動

2節では地表地震断層を伴うことは自由地表面を断層が切ることであり、そのことによって断層面上のすべり量  $D$  が大きくなり、スケーリング則に不連続が生じることを指摘した。その際、地震モーメント  $M_0$  も不連続を生じ、遠方でのやや長周期地震動に支配される気象庁マグニチュード  $M_J$  にもその影響が現れている可能性が示唆された。

それでは、設計用地震動の主な対象となる震源近傍での周期1秒前後から短周期領域における強震動に対し地表地震断層を伴う地震と伴わない地震で差があるのだろうか。図6は表3の記録に、1992年 Landers地震のLCNの記録から表層の影響を取り除いたもの [Nigbor et al.(1999)] を加え、横ずれ断層と縦ずれ断層に分けて水平動の記録の応答スペクトルを示したものである。点線は、地表地震断層を生じた地震の記録、実線は生じていないものである。何れも水平2成分の平均値を示している。縦ずれ断層の  $M_J 6.8$  以上の記録が多いのは、1994年のNorthridge地震の記録が多いためである。

図6で  $M_J 6.8$  以上を比べると地表地震断層を生じた横ずれ断層の地震と生じない縦ずれ断層の地震とは平均的には地震動の大きさはそれ程変わらないが、縦ずれ断層の地震の方が短周期成分の多いものが多く発生するようにも見える。強震動の性質を支配する断層面上のアスぺリティに着目すると、地表地震断層を生じた地震の方が、生じないものに比べて断層面上のアスぺリティの位置が比較的浅いと推定される。一般に

浅い位置のアスぺリティは、深い位置のものに比べすべり速度が遅いという指摘もある [たとえば石井・他(2000)]。これらを総合すると、地表地震断層を生じた地震の方が地震動が小さくなる可能性が考えられるが本当だろうか。

図6の結果は、単純に縦ずれ断層と横ずれ断層の震源メカニズムの違いによる見方もできる [Somerville(1998)] し、縦ずれ断層のデータで支配的なNorthridge地震の個性に強く依存する結果であるとの見方もできる。また図6のような場合、比較の際に、基準としている地震モーメント  $M_0$  (地震規模はいずれも  $M_J$  で示しているが、カリフォルニアの地震の多くは  $M_w$  から変換した値である) や気象庁マグニチュード  $M_J$  が横ずれ断層では、震源断層が自由地表面を切る影響ですでに大きくなっていることを考慮するかなかで結果が

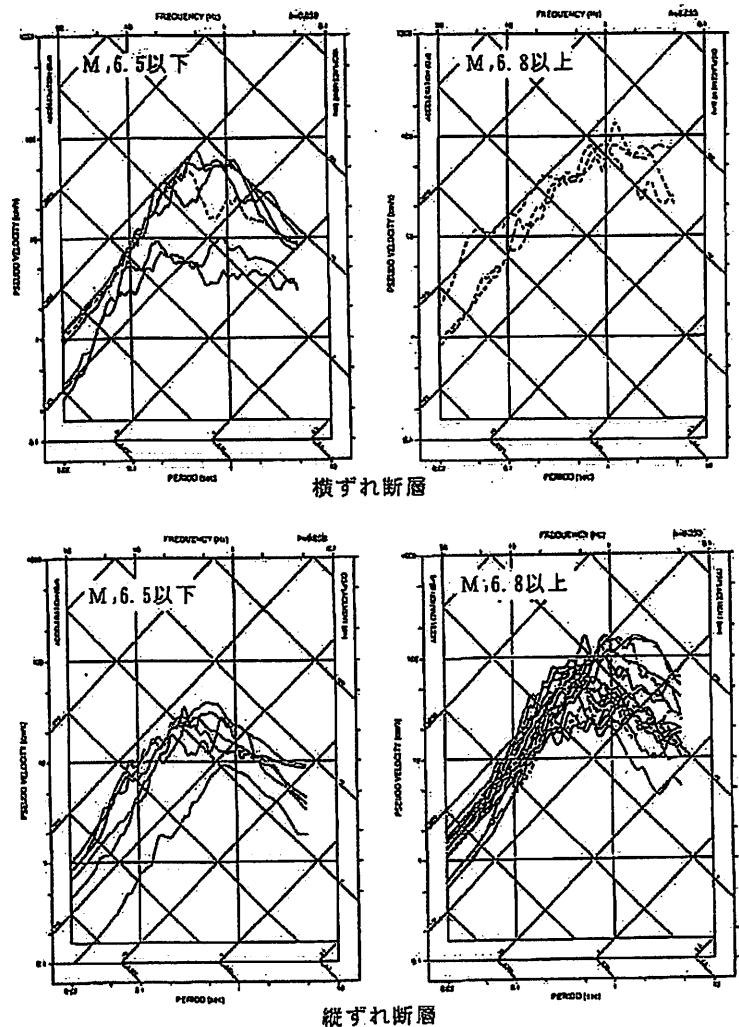


図6 横ずれ断層型と縦ずれ断層型に分けた際の水平動の平均応答スペクトル。実線は地表地震断層を生じていない地震、点線は生じた地震。

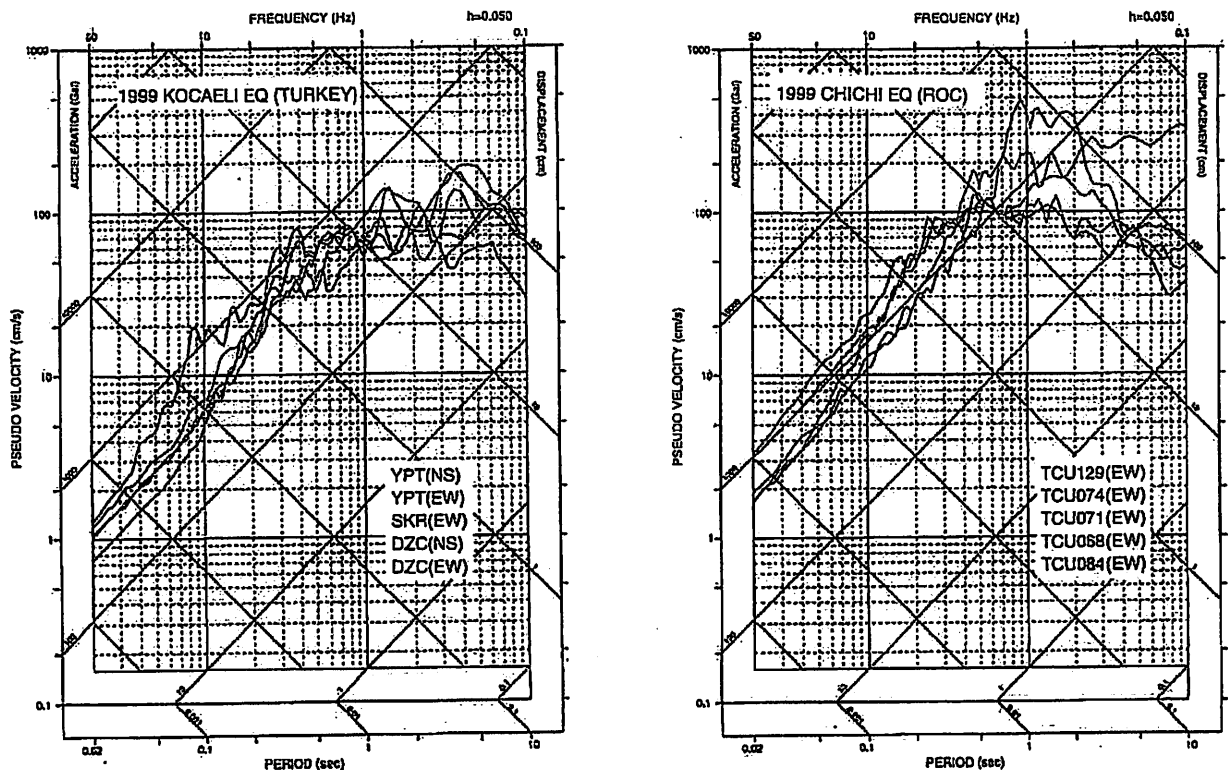


図7 トルココジャエリ地震と台湾集集地震の震源近傍における強震記録の疑似応答スペクトル。

変わって見える可能性もある。

我が国の地震については、このような震源近傍の記録が少なく同様の検討は出来ないが、その代わり被害のデータは豊富にある。図4で指摘したように地表地震断層が出現した地震ほど被害の程度が大きいことを考えると、地表地震断層の出現が強震動のレベルを下げていたとは考えにくい。1995年の兵庫県南部地震では、神戸市内の被害の総量が大きく、神戸市内では地表地震断層が出現せず被害の原因である強震動は、断層面の比較的深い位置にあるアスぺリティの影響を受けたと指摘されている【たとえ釜江・入倉(1995)】。しかしながら建物被害の統計を見れば、地表地震断層が現れた淡路島の北淡町では、全壊、半壊を合わせた建物棟数が全体の50%近く、のぼり、神戸市内で最大の値を示す長田区の約30%を遙かに越えている事実も見逃せない【竹内(1996)】。また神戸市での強震動を考える場合には深部地下構造の影響で地震動が大きくなっていることも割り引いて考える必要がある【永野・他(1998)】。

つまり、我が国の地震についての過去の被害を見る限り、地表地震断層を生じた地震の方が逆に生じていない地震に比べ強震動が大きくなるという結論の方がより妥当なように思われる。

結局、地表地震断層の影響で強震動がどのようなかという問題提起に対しては、強震観測記録が非常に限

られているため、現状で明確な回答を示すことは困難である。

#### 4.3 $M_J=8$ クラスの地震の強震動

表3に示す地震は多くが $M_w$ で7.3以下、 $M_J$ で8.0以下であるが、1999年8月のトルココジャエリ地震( $M_w=7.4$ )、同年9月の台湾集集地震( $M_w=7.6$ )と相次いでそれらを上回る規模の地震が発生し、多くの強震記録が震源の極近傍で観測された。主な記録の減衰定数5%の疑似速度応答スペクトルの重ね書きを図7に示す。地盤条件はそれ程明確ではないが、特に地盤の悪い観測点はなきさうなので、図5(b)(c)の結果と比較する。コジャエリ地震や集集地震による強震記録では一部の例外を除き周期5秒以上では図5(b)(c)のスペクトルに比べ大きな値を示すものもあるが、構造物の被害により影響が大きい1秒前後の周期帯ではその値はむしろ小さくなる傾向が見える。

この原因として、震源近傍の強震動の卓越周期に大きな影響を与える断層面上のアスぺリティサイズが、 $M_J=8$ クラスの地震では $M_J=7$ クラスの地震に比べて大きく、その分強震動の卓越周期が長周期側にシフトするためとの見方がある【たとえば Somerville(2000)】。このような考え方は、Somerville et al.(1999)がカリフォルニアを中心とする内陸地殻内地震の波形インバージョン結果から求めた断層面上の最も大きなアスぺリティの面積 $S_a$ が地震モーメント $M_o$ に対して $M_o \propto S_a^{3/2}$ の関係にあると

の結論に支えられ、地震被害の観点からみれば、M<sub>7</sub>クラスの地震の方が M<sub>8</sub>クラスの地震よりも怖いのではないかという見方を生み出した。

規模の小さな地震では断層面の大きさの制約から大きなアスペリティを含むことが出来ないのは当然で、その意味で Somerville et al. (1999) の結論はもっともであるが、規模の大きな地震では常に面積の大きなアスペリティが支配的になるという考え方については慎重な検討が必要である。図8は、一続きの活断層の中で生じる飛び(ステップ数)と活断層の成熟度を表す総すべり量の関係を世界中の横ずれ断層について調べたものである [島崎(2000)]。この図の結論は断層が成熟すればするほど断層の形態は単純になりステップ数が減少するというものである。トルコやカリフォルニアの断層は成熟度の高いものが比較的多いのにに対し、日本の断層は未成熟のものが多く 1km あたりのステップ数が多いことが分かる。活断層の飛び(ステップ)が、震源断層のアスペリティとどのような関係にあるかは定かではないが、飛びが多ければその分アスペリティサイズが小さくなるということは考えられないであろうか。この図は少なくともトルコやカリフォルニアにおけるアスペリティの性質と日本におけるそれとが同じであると考えることに対する問題提起になっているように思われる。

さらに同じ Mw8 クラスの地震でもアスペリティサイズに大きな違いあり、強震動や遠方で観測された実体波にその差がはっきりと現れているとの指摘がなされたことがある [阿部,1986]。1985年に相次いで発生したメキシコ地震(Mw=8.0)とチリ地震(Mw=8.0)である。前者のアスペリティサイズが大きく後者のアスペリティサイズが小さいというものであった。これらの地震はいずれもサブダクションゾーンで発生したものであり今回対象としている内陸地殻内地震とは異なるが、同じマグニチュード8クラスの地震でも地域的にアスペリティの性質が異なる可能性が十分にあることの事例としてあげて置きたい。

## 5. まとめ

「地震学の成果が地震防災に活かされない」という話を聞く。しかしながら、こと強震動予測に関しては、賢明な実務者ならば、最近の複雑な断層モデルによる評価を行っても、観測記録をもとに経験的に作成した従来の距離減衰式による評価以上に予測精度が向上しないことをすぐに見抜かれるに違いない。ここで示した震源パラメータや強震動に関する成果も、あくまで過去の現象を整理し解釈したに過ぎず、将来発生する地震がそれらの延長線上にあるとの思いこみが無ければ、強震動予測に必要な震源のモデル化はできないのが現状である。

スケールリング則は言うまでもなく断層面上で応力降

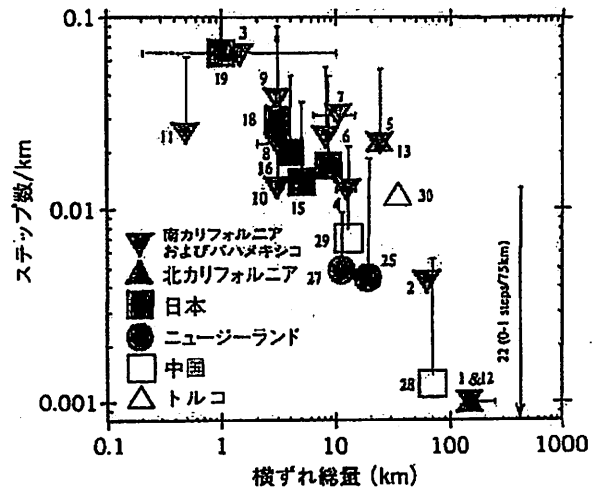


図8 横ずれ断層の成熟度(横ずれ総量)と断層形態の複雑度(ステップ数) [島崎(2000)]

下量一定を仮定した結果であるが、将来ある地域で発生する地震の応力降下量が、同じ内陸地殻内地震と言えども、異なる地域で発生した過去の地震の平均値に一致していなければならないという必然性はない。まして強震動の性質に大きく影響するアスペリティに関するデータが日本列島において少ないからと言ってカリフォルニアや他の地域の結果をそのまま適用して良いという保障もない。

このような意味では、一昔前まで距離減衰式を提案するたびに言われていた「将来のデータの蓄積を待ってより精度の向上を計りたい」という言葉は、そのまま現在の震源のモデル化に当てはまると思われる。

しかしながら、断層モデルによる評価法の進展が、我々に将来何が分かれば強震動予測の精度向上ができるかを教えてくれたことは、距離減衰式の精度向上のために強震観測記録の蓄積のみを唱えていた一昔前とは、大きく異なる点である。現在は調査法が確立されていないにしても、将来地震を発生させそうな活断層の特定、その断層が動いた際に断層面の何処がどの位の大きさのアスペリティとしてどのように滑るか、破壊の開始点はどこか等、今後我々が強震動予測のために克服しなければならない調査課題は明らかである。

それらの課題がある程度克服されるまでは、断層モデルによる評価も距離減衰式による評価と同様、経験的評価の域を出ず、新しい地震が起こり経験を積むたびに予測をし直さなくてはならなくなることも多いと思われる。最近、地震調査研究推進本部が全国の強震動予測マップを作成しようとする活動を始めた [科学技術庁(2000)]。その際重要なことは、強震動予測技術のこのような現状を

十分理解し実力以上の評価をしないこと。また一度マップを作成したからには、その精度を明らかにするとともに、責任をもって定期的な見直しを続けて行くことが必要である。

現状での断層モデルによる強震動予測は決して距離減衰式による予測を精度的に上まわるものではなく、実務者から見れば唯々煩雑にしか見えない。このことが「地震学の成果が地震防災に活かされない」ということの一端に通じるとすれば、残念ながら現状もつともなことと言わざるをえない。学問の成果が社会で利用されるためには、モデルの信頼性が相当程度保障される必要がある。強震動予測技術はまだその手前の段階であり、功を焦らず地道な積み重ねによって先に指摘した断層の調査法の向上を計ることが必要である。

#### 参考文献

- 阿部勝征,1986,発生機構からみたメキシコ地震の特徴,第14回地盤震動シンポジウム,3-6.
- 阿部勝征・岡田篤正・垣見俊弘,1985,地震と活断層,アイ・エス・ユー株式会社,760pp.
- 土木学会,1999,平成11年レベル2設計地震動:現状と展望シンポジウム講演概要集,93pp.
- Fukushima, Y. and T.Tanaka,1990,A new attenuation relation for peak ground acceleration of strong earthquake ground motion in Japan,Bull.Seism.Soc. Am.,80, 757-783.
- 石田瑞穂,1991,現在の地震活動からみた地震地体構造,日本列島の地震-地震工学と地震地体構造(萩原尊禮編),鹿島出版会,57-81.
- 石井透・佐藤俊明・P.G.Somerville,2000,強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出,日本建築学会構造系論文集,525,61-71.
- 伊藤潔,1997,地殻内地震の深さの上限,日本地震学会講演予稿集,2,P69.
- 科学技術庁,2000,第1回地震調査研究と地震防災工学の連携ワークショップ予稿集,82pp.
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之,1998,強震動予測の現状と将来の展望,地震 2,51,339-354.
- 釜江克宏・入倉孝次郎,1997,1995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報告集,500,29-36.
- Kanamori,H.,and D.L.Anderson,1975,Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am.,65,1073-1095.
- 活断層研究会,1987,新編日本の活断層,東京大学出版会,437pp.
- 建設省建築研究所・(財)日本建築センター,1992,設計用入力地震動作成技術指針(案).
- Knopoff,L.,1958,Energy release in earthquakes, Geophys. J., 1,44-52.
- 松田時彦,1975,活断層から発生する地震の規模と周期について,地震 2,28,269-284.
- 松田時彦,1990,最大地震規模による日本列島の地震分帯図,東大地震研究所彙報,65,289-319.
- 松田時彦,1998,活断層からの長期地震予測の現状-糸魚川-静岡構造線活断層系を例にして,地震 2,50,23-33.
- Matsu'ura,M.,and T.Sato,1997>Loading mechanism and scaling relations of large interplate earthquakes,Tectonophys.,277,189-198.
- 永野正行・大野晋・小山田耕司・加藤研一,1998,兵庫県南部地震時の神戸市内における基盤地震動および地盤増幅特性,日本建築学会構造系論文報告集,511,77-84.
- Nigbor,R.L.,J.L.Bachhuber,G.E. Borogan, D.K.Ostrom, W.U.Savage, W.J.Silva, and Y.B.Tsai,1999,Site Response at the Lucerne Valley accelerograph station, SPECTRA(Submitted).
- (社)日本道路協会,1996,道路橋示方書・同解説V耐震設計編.
- 小田切聡子・島崎邦彦,2000,活断層で起きた歴史地震の大きさ,地震 2,53,45-56.
- Ohno, S., M.Takemura, M.Niwa,and K.Takahashi, 1996, Intensity of strong ground motion on Pre-Quaternary stratum and surface soil amplifications during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake,Japan, J. Phys. Earth,44, 623-648.
- 佐藤比呂志, 1999,内陸大地震の謎を探る:長町-利府断層を舞台に,なるふる No.16.
- 佐藤良輔,1989,日本の地震断層パラメータ・ハンドブック,鹿島出版会,390pp.
- Scholz,C.H.,1982,Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models,Bull.Seism.Soc.Am., 72,1-14.
- Shimazaki,K.,1986,Small and large earthquakes:The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface,Earthquake Source Mechanics,Am.Geophys.Union,Geophys.Monogr.37,209-216.
- 島崎邦彦,2000,活断層データから推定される地震,地震荷重-内陸直下地震による強震動と建築物の応答,日本建築学会,29-34.
- Somerville,P.,1998,Ground motion attenuation relationships and their application to aseismic design and seismic zonation, Proc. 2nd Inter. Sympo. ESG, 35-49.
- Somerville,P.,2000,Magnitude scaling of near fault ground motions,2000WPGM,145.
- Somerville,P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., 70, 59-80.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会,1997,日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴,391pp.
- 竹内吉弘,1996,建築物の被害,阪神・淡路大震災誌,朝日新聞

社,136-173.

武村雅之,1990,日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係,地震 2,43,257-265.

武村雅之,1996,どこまで解明されたか兵庫県南部地震の震源過程その1:波形インバージョンによる結果,日本地震学会講演予稿集,2,A49.

武村雅之,1997,震度 VII の予測に向けて:活断層・地下構造・地震被害に関する調査結果の活用,日本建築学会第 25 回地震震動シンポジウム,69-86.

武村雅之,1998,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 2,51,211-228.

武村雅之・諸井孝文・八代和彦,1998,明治以後の内陸浅発地震の被害から見た強震動の特徴-震度 VII の発生条件,地震 2,50,485-505.

武村雅之・大野晋・高橋克也,1999,強震記録から見た震源近傍での硬質地盤上における地震動-レベル2地震動の共通基準,第 25 回地震工学研究発表会,61-64.

宇佐美龍夫,1996,新編日本被害地震総覧(増補改訂版 416-1995),東京大学出版会,493pp.

宇津徳治,1982,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.

渡辺基史・佐藤俊明・堀一男,1998,内陸地震の断層パラメータの相似則,第 10 回日本地震工学シンポジウム, No.1,583-588.

Wells, D.L., and K.J. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.

Yamanaka, Y., and K. Shimazaki, 1990, Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock, J. Phys. Earth, 38, 305-324.