

## 首都直下地震モデル検討会

### 第 1 回会合

#### ○強震断層モデルに関する参考資料

中央防災会議東南海、南海地震等に関する専門調査会第 26 回資料より抜粋

#### ○用語の取扱いについて

南海トラフの巨大地震モデル検討会「南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告）」より抜粋

平成 2 4 年 5 月 1 1 日

(資料構成)

## 強震断層モデルに関する参考資料

中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(第26回)

資料1 中部圏・近畿圏の内陸地震の震度分布等についてより抜粋

参考資料 中部圏・近畿圏の内陸地震の震度分布等の検討資料集より抜粋

## 用語の取扱いについて

南海トラフの巨大地震モデル検討会

南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)より抜粋

#### 4. 2 断層の形状及び深さ

活断層によるM7.0以上の地震に対応する起震断層の形状は、起震断層をできるだけ少数の矩形断層に分割し近似する。地震調査研究推進本部で取りまとめられている活断層については、その結果を基にできるだけ地表の断層形状に合うように幾つかの矩形断層に分割してモデル化する。それ以外の活断層については、活断層研究会(1991)<sup>1)</sup>等の資料を参考にし、断層を幾つかの矩形断層に分割してモデル化する。モデル化の考え方は以下のとおりとする。

断層帯のトレースを出来るだけ少数の線分で近似し、それぞれの線分ごとに断層を分割する。この線分でもって、分割した断層の走向とする。分割した断層ごとに傾斜角を設定する。傾斜角の設定は次のとおりとする。

- ① ほぼ垂直に近いとされているものは、90度とする。
- ② 45度より高角と思われるが、上記①と異なるものは、60度とする。
- ③ 45度より低角と思われるものは、30度とする。
- ④ 45度前後と思われるもの、あるいは傾斜角が不明なものは、45度とする。
- ⑤ ただし、断層傾斜角について、既往の検討でほぼ共通の値が用いられているものについては、その値を用いる（琵琶湖西岸断層帯、上町断層帯、花折断層帯南東部の傾斜は70度）。

断層上端の深さは、強い地震波を発生する領域の最も浅い部位とすることが適切と考える。そのような部位は、浅い地震が多く発生し始める深さに相当すると考えられ、中部圏、近畿圏において発生した地震に関する気象庁の震源の深さ分布から推定し、地表から4kmの深さとする。ただし、地震基盤（ $V_s=3,000\text{m/s}$ ）の深さ分布を考慮し、地震が発生する深さが深いと考えられる場合には、断層上端の深さを地震基盤の深さよりも2km深い場所に設定する。断層下端の深さについては、地震調査研究推進本部の記述を参照して設定する。断層の幅については、断層上端と下端から傾斜角を考慮して算出する。ただし、最大は30kmとする。

なお、横ずれ断層と逆断層を接続させる場合は、横ずれ断層の上端に逆断層の上端を一致させる。

また、分割した断層が交差した場合には、その交差線でもって断層を区分して近似する。

#### 4. 3 マグニチュードと地震モーメント

##### ① モーメントマグニチュードと地震モーメントの関係式

モーメントマグニチュード  $M_w$  と地震モーメント  $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$  との関係は次の式で与えられる(Kanamori,1977) <sup>ii)</sup>。

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$$

##### ② 断層の長さ と マグニチュード の関係式

断層の長さ  $L(\text{km})$  と マグニチュード  $M$  の関係式は次の松田式(松田,1975) <sup>iii)</sup> を用いる。

$$\log L = 0.6 M - 2.9$$

ここで、断層の長さ  $L$  は、断層帯の地表での形状によらず、その始点と終点を結ぶ最短距離とする。

##### ③ マグニチュード と モーメントマグニチュード の関係式

マグニチュード  $M$  とモーメントマグニチュード  $M_w$  の関係式は、濃尾地震を除く気象庁マグニチュード5以上の地震を対象とし、主成分分析法により求めた次の式(中央防災会議,2004) <sup>iv)</sup> を用いる。

$$M_w = 0.88 M + 0.54$$

##### ④ 断層の長さ と モーメントマグニチュード の関係式

地殻内の浅い地震について、断層の長さ  $L$  とモーメントマグニチュード  $M_w$  の関係式は、上記②及び③の式から求めた次の式を用いる。

$$M_w = 0.88 \cdot \left( \frac{\log L + 2.9}{0.6} \right) + 0.54$$

#### 4. 4 断層パラメータの設定

##### (1) 巨視的なパラメータの設定

##### ① 地震モーメントと平均変位量

断層の長さが与えられる内陸の活断層に対応する地震のモーメントマグニチュードは、4. 3 ④ の式を用いて定める。

大都市直下に想定するマグニチュード  $M6.9$  の地震については、4. 3 ②

の式で断層の長さ  $L$ 、4.3 ③ の式を用いモーメントマグニチュード  $M_w$  を定める。

上記で求めた  $M_w$  から 4.3 ① の式を用い、地震モーメント  $M_0$  を算出し、断層の平均変位量( $D$ )は、次式の地震モーメントの定義式により算定する。

$$M_0 = \mu DS$$

ここで、 $S$  は断層面積、 $\mu$  は剛性率、 $\mu = \rho V_s^2$  である ( $\rho$  は密度、 $V_s$  は  $S$  波速度)。

## ② 平均応力パラメータ

断層全体での平均応力パラメータ( $\Delta\sigma$ )は 3MPa とする。

## ③ 断層のセグメント分け

断層は地表断層の形状等から、いくつかのセグメントに分割し近似する。ただし、大都市直下に想定した  $M6.9$  の震源断層については、セグメント分けしない。

## ④ 小断層による断層の近似

震源断層は、セグメントごとに  $2\text{ km} \times 2\text{ km}$  程度の小断層に分割し近似する。

## (2) 微視的なパラメータの設定

### ① アスペリティ配置

各セグメントの中心部にアスペリティを 1 つ配置する。アスペリティは、変位速度が大きな領域にあるとされていることから、変位速度が大きい場所が明確に判明している場合にはそこにアスペリティを置くことが望ましいが、今回はそのような知見が得られていないことから、各セグメントの中心部に 1 つ配置する。アスペリティは小断層からなる矩形とする。

アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から 2 列目とし、深さ方向の幅は断層幅の 50%程度とする。アスペリティの面積は各セグメントの面積に対して、20%よりやや大きな値に設定する。

### ② アスペリティの地震モーメント、変位量、応力パラメータ

アスペリティの応力パラメータはアスペリティモデルに基づいて入倉・三宅(2004) <sup>v</sup> に準じて設定した。アスペリティの平均変位量は断層全体の平均

変位量の2倍とし、アスペリティの地震モーメント  $M_{0a}$  はアスペリティ面積  $S_a$  と変位量  $D_a$  から算定した。

$$M_{0a} = \mu D_a S_a$$

アスペリティが複数ある場合、個々のアスペリティのモーメント  $M_{0ai}$  は、それぞれのアスペリティの面積  $S_{ai}$  の  $3/2$  乗の重みで振り分ける。

$$M_{0ai} = M_{0a} \cdot S_{ai}^{3/2} / \sum S_{ai}^{3/2}$$

### ③ アスペリティ以外の領域（背景領域）でのパラメータ

背景領域の地震モーメント  $M_{0b}$  は、断層全体の地震モーメント  $M_0$  からアスペリティの地震モーメント  $M_{0a}$  を引いて求める。

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$$

背景領域の平均変位量  $D_b$  は、背景領域の地震モーメント  $M_{0b}$  から、次式により求める。 $S_b$  : 背景領域の面積である。

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$$

背景領域の平均応力パラメータは、アスペリティの平均応力パラメータの0.2倍とする。

### ④ 破壊開始点と破壊伝播速度

防災上の観点から、破壊開始点は、比較的人口の多いところの震度が大きくなるようにアスペリティの下端に接する背景領域におくこととする。破壊伝播速度  $V_r$ (km/s)は次式から算出する。ただし、S波速度  $V_s$  は3.5km/sとする。

$$V_r = 0.72V_s$$

## 4. 5 強震動の推計方法

強震動の推計にあたっては、対象とする震源に対して断層パラメータを、また震源及び対象とする地域を含む領域に対して地盤モデルを設定したうえで、予防対策用の強震動推計については主として経験的な手法を、応急対策用の強

震動推計については主として統計的グリーン関数法を用いた波形計算による推計手法を用いて行った。

推計の単位の広さは1 km メッシュ (標準地域メッシュ (3次メッシュ)) とした。

- 
- i) 活断層研究会, 1991, 「新編 日本の活断層」, 東京大学出版会.
  - ii) Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
  - iii) 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**, 269-283.
  - iv) 中央防災会議, 2004, 第12回「首都直下地震対策専門調査会」資料2-2「地震ワーキンググループ報告書」,  
<<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/shutochokka/12/index.html>>.
  - v) 入倉孝次郎・三宅弘恵, 2004, 地震動予測地図における強震動評価, 「地震動予測地図ワークショップ (文部科学省)」予稿集, 29-41.

中央防災会議

「東南海、南海地震等に関する専門調査会」(第26回)

中部圏・近畿圏の内陸地震の震度分布等の検討資料集より抜粋

## 2 断層のモデル化



## 1) 検討対象とする断層の抽出

- ・ 検討対象範囲を設定し、その領域内にかかる断層のうち「日本陸域の主な起震断層と地震の表」(松田ほか(2000)<sup>1</sup>)からマグニチュード M7(長さ L が 20km)以上となる断層を抽出する。
- ・ 断層の長さ L は、断層の始点と終点を結んだ距離とする。なお、断層の始点と終点は、地震調査委員会の「長期評価」等<sup>2</sup>を参照する。

(注) 本資料において、マグニチュード M は、気象庁マグニチュードを意味する。

## 2) 断層の形状(近似)

抽出した震源断層をモデル化するにあたり、震源断層をできるだけ少数の矩形断層に分割し近似する。近似の仕方は以下のとおり。

- ・ 断層の分割： 断層帯のトレースを、出来るだけ少数の線分で近似し、それぞれの線分ごとに断層を分割する。
- ・ 走向： 上記の線分をもって、分割した断層の走向とする。
- ・ 傾斜角： 分割した断層ごとに傾斜角を設定する。傾斜角の設定は次の通り。  
ほぼ垂直に近いとされているものは、90度とする。  
45度より高角と思われるが、上記と異なるものは、60度とする。  
45度より低角と思われるものは、30度とする。  
45度前後と思われるもの、あるいは傾斜角が不明なものは、45度とする。  
ただし、断層傾斜角について、ほぼ共通の値が用いられているものについては、その値を用いる(琵琶湖西岸断層帯、上町断層帯、花折断層帯南東部の傾斜は70度)。
- ・ 断層の上端： 深さ 4km あるいは「地震基盤( $V_s=3,000\text{m/s}$ ) + 2km」のいずれかの深い方とする。
- ・ 断層の下端： 地震調査委員会の記述を参照して設定する。
- ・ 断層の幅： 断層上端と下端から傾斜角を考慮して算出する。ただし、断層幅は最大 30km とする(1)。
- ・ 横ずれと逆断層の接続の仕方： 横ずれ断層の上端に逆断層の上端を一致させる。
- ・ 断層面が交差した場合の処理： 分割した断層が交差した場合には、その交差線をもって断層を区分して近似する。

<sup>1</sup> 松田時彦, 塚崎朋美, 萩谷まり, 2000, 日本陸域の主な起震断層と地震の表, 活断層研究, 19,33-54.

<sup>2</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会による各断層の「長期評価」や「全国を概観した地震動予測地図」を参照した。

<sup>3</sup> 小田切聡子, 島崎邦彦, 2001, 歴史地震と起震断層との対応, 地震 2,54,47-61.

断層幅は最大 30km とする。

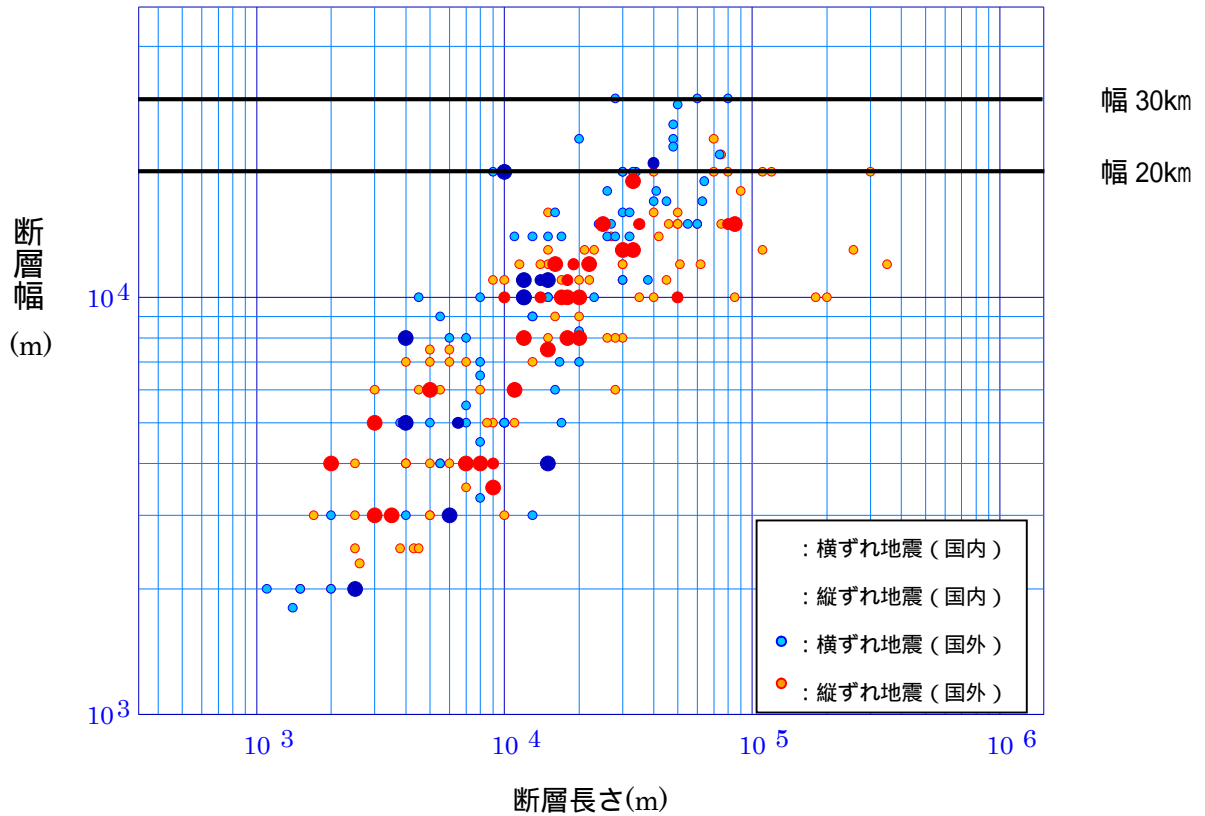


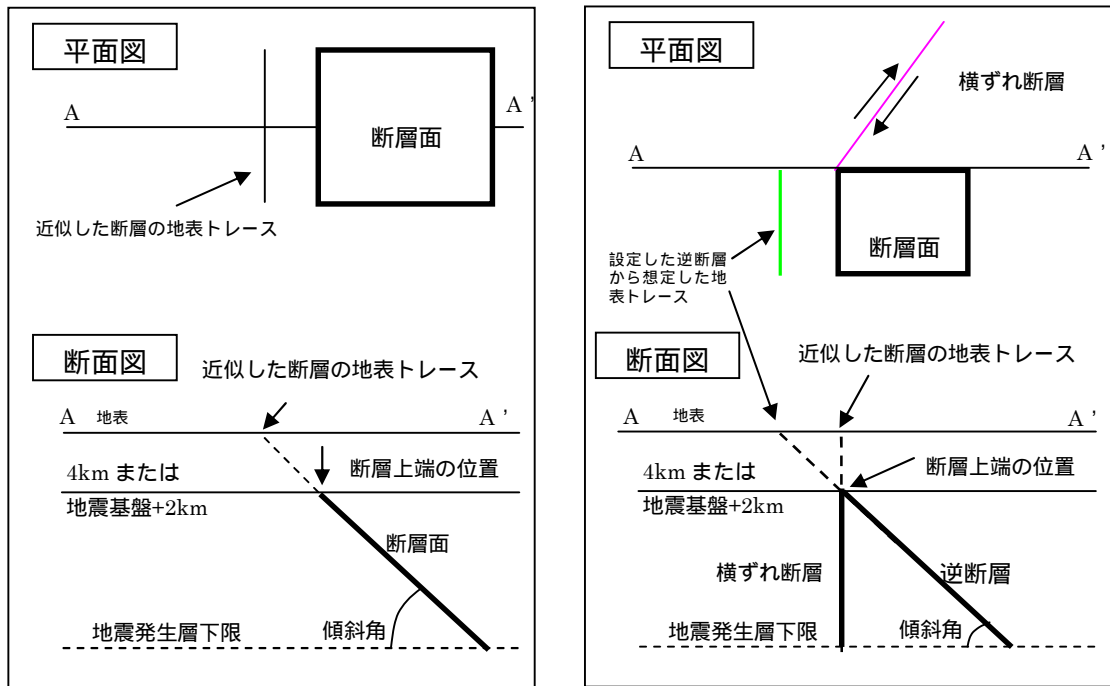
図 2.2.1 断層の長さ と断層幅の関係

武村 (1998)<sup>4</sup> と Wells and Coppersmith(1994)<sup>5</sup> データリストより作成。

この図から断層幅が広いものでも 20~30km 程度と考えられる。

<sup>4</sup> 武村雅之, 1998, 日本列島における地殻内地震のスケールリング則 ~地震断層の影響および被害地震との関連, 地震 2, 51, 211-218.

<sup>5</sup> Wells, D. L., and K. J. Coppersmith, 1994, New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 974-1002.



a) 逆断層のみまたは横ずれ断層のみでモデル化した場合  
 b) 横ずれ断層と逆断層からなる断層帯の場合

図 2.2.2 断層の置き方の概念図

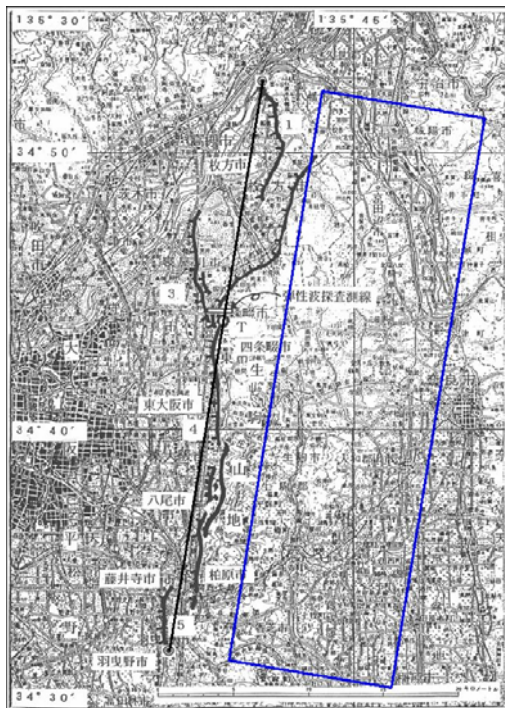


図 2.2.3 逆断層のみから構成される断層帯の例（生駒断層帯）

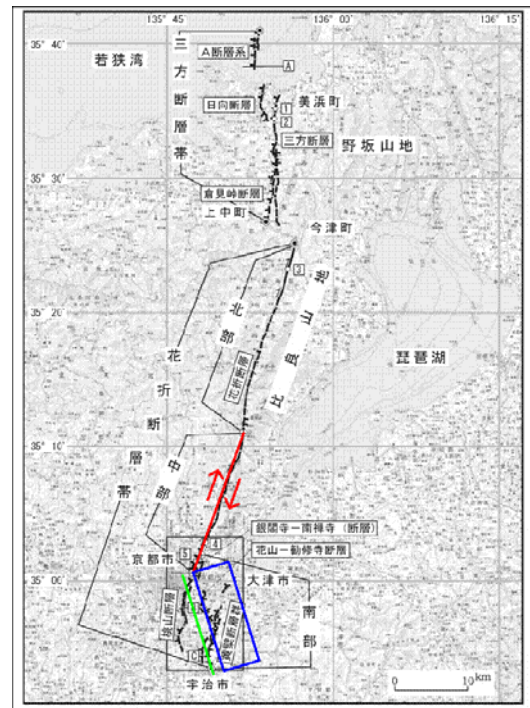


図 2.2.4 逆断層と横ずれ断層の双方から構成される断層帯の例（花折断層帯）

### 3) 断層の巨視的なパラメータ

断層の長さおよびモーメントマグニチュード ( 2 )

- 断層の長さ  $L$  (km) とマグニチュード  $M$  の関係式 (松田式, 1975<sup>6</sup>)

$$\log L = 0.6 M - 2.9$$

- モーメントマグニチュード  $M_w$  とマグニチュード  $M$  の関係式 (中央防災会議 2004<sup>7</sup>)

$$M_w = 0.88M + 0.54$$

- 断層長さとモーメントマグニチュードの関係式

$$M_w = 0.88 \cdot \left( \frac{\log L + 2.9}{0.6} \right) + 0.54$$

地震モーメントと断層の面積および平均変位量

- モーメントマグニチュードと地震モーメントの関係式

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$$

- 地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  (km<sup>2</sup>) 及び断層平均変位量  $D$  (m) の関係式

$$M_0 = \mu D S$$

$\mu$  : 剛性率

平均応力パラメータ

- 断層全体の平均応力パラメータは 3MPa とする。

震源断層のセグメント分け ( 3 )

- 震源断層を分割した断層をもって、セグメントとする。ただし、震源断層がひとつの矩形で近似された場合には、地表断層の形状等からその断層は2つのセグメントに分割する。

小断層による断層の近似

- 震源断層は、セグメントごとに 2km × 2km 程度の小断層で近似する。

破壊伝播速度及び  $f_{max}$

- 破壊伝播速度  $V_r$  (km/s) は、次式から算出した。ただし、S波速度  $V_s$  は 3.5km/s とした。

$$V_r = 0.72V_s$$

- $f_{max}$  は、兵庫県南部地震から推定された値、6Hz とした。

<sup>6</sup> 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, 269-283.

<sup>7</sup> 中央防災会議, 2004, 第12回「首都直下地震対策専門調査会」資料2-2「地震ワーキンググループ報告書」.

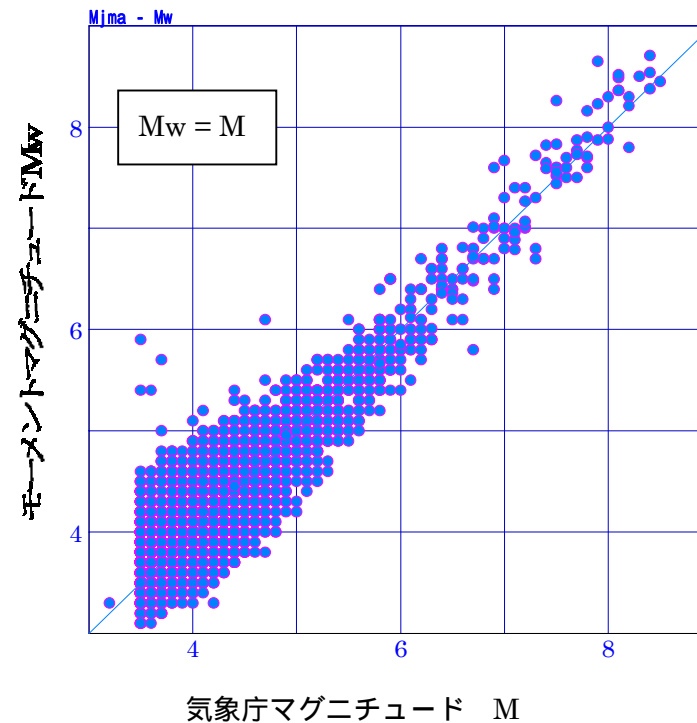
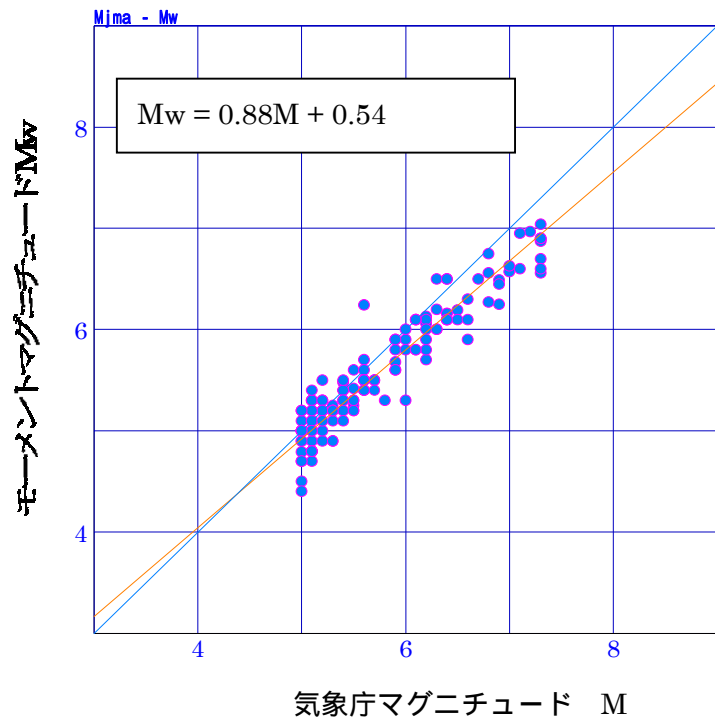


図 2.3.1 気象庁マグニチュード  $M$  とモーメントマグニチュード  $M_w$  との関係

左：内陸地震については、 $M > 5$  に対して、 $M > M_w$

濃尾地震を除く  $M 5$  以上の地震に対し、主成分分析により回帰直線を求めた。

右：海溝型地震

## 2 地震モーメント(Mo)と断層の長さ(L)及び面積(S)との関係

表 2.3.1 地震モーメントと断層長さの関係式

本調査会	
Shimazaki (1986)	$\log L = 0.281 \log Mo - 5.98$ ( $Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $\log L = 0.524 \log Mo - 12.44$ $(7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \quad Mo \quad 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm})$
武村 (1998)	$\log L = 1/3 \log Mo - 7.28$ ( $Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $\log L = 1/2 \log Mo - 11.82$ ( $7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \quad Mo \quad 2 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )
Fujii & Matsu'ura (2000)	$Mo = WL^2 / (L + )$ $( = 0.014, = 1.0)$ $( Mo \quad 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm} )$

表 2.3.2 地震モーメントと断層面積の関係式

武村 (1998)	$\log L = 2/3 \log Mo - 14.74$ ( $Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $\log S = 1/2 \log Mo - 10.71$ ( $7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \quad Mo \quad 2 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )
Irikura et al.(2004)	$S = 4.59 \times 10^{-11} Mo^{1/2}$ $(Mo \quad 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm})$
Wells & Coppersmith (1994)	$\text{Log}(S) = - 3.49 + 0.91 \cdot Mw$ ( $4.8 < Mw < 7.9$ )
入倉・三宅 (2001)	$S = 2.23 \cdot 10^{-15} Mo^{2/3}$ ( $Mo < 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ ) $S = 4.24 \cdot 10^{-11} Mo^{1/2}$ ( $Mo \quad 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ )

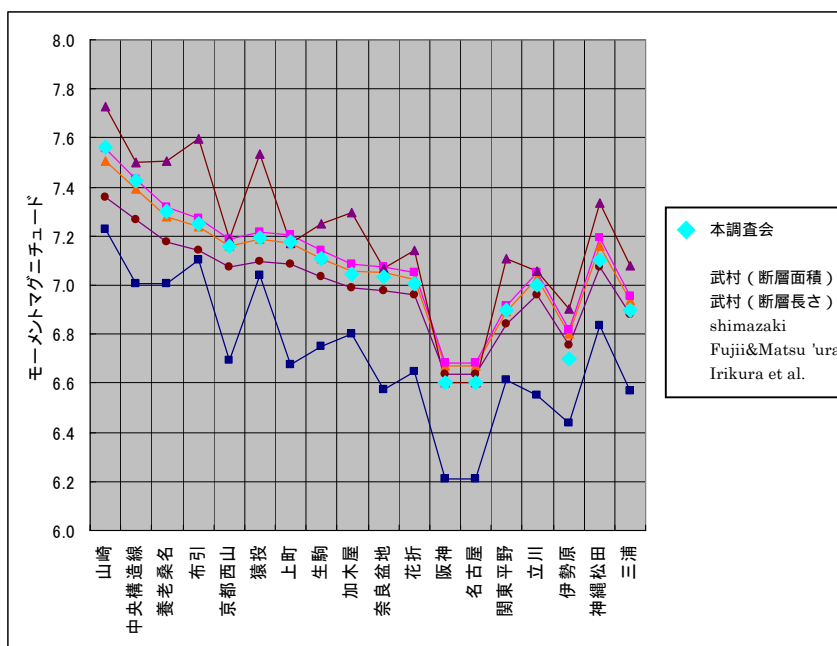


図 2.3.2 各式で計算されたモーメントマグニチュード

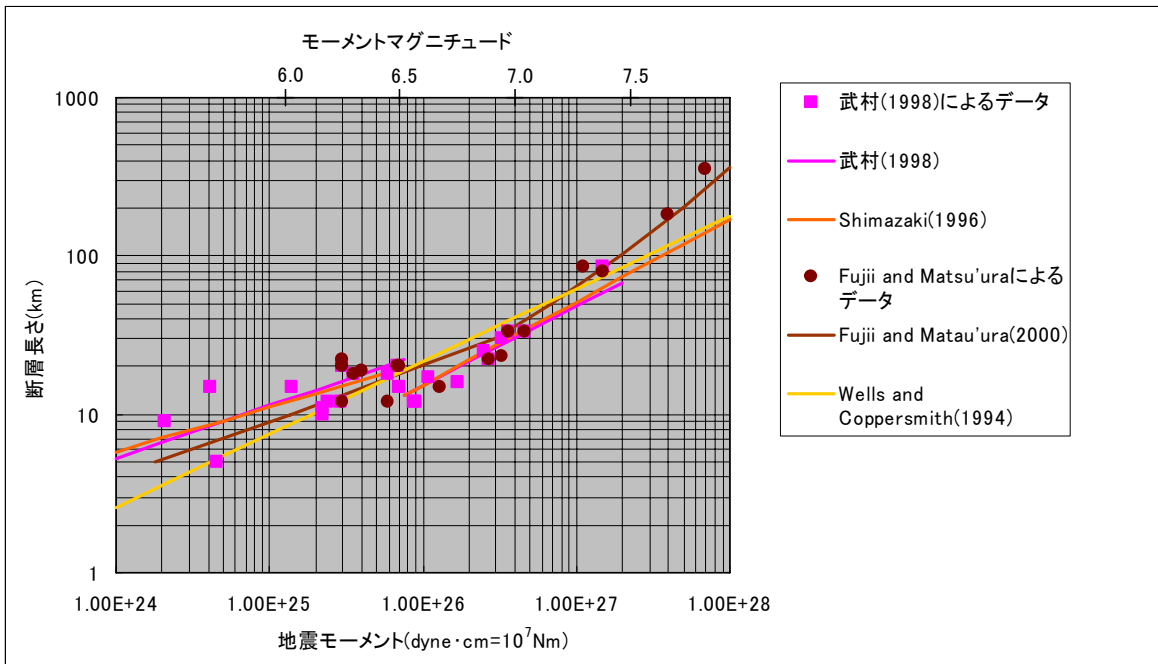


図 2.3.3 地震モーメントと断層長さの関係（既存の研究の比較）

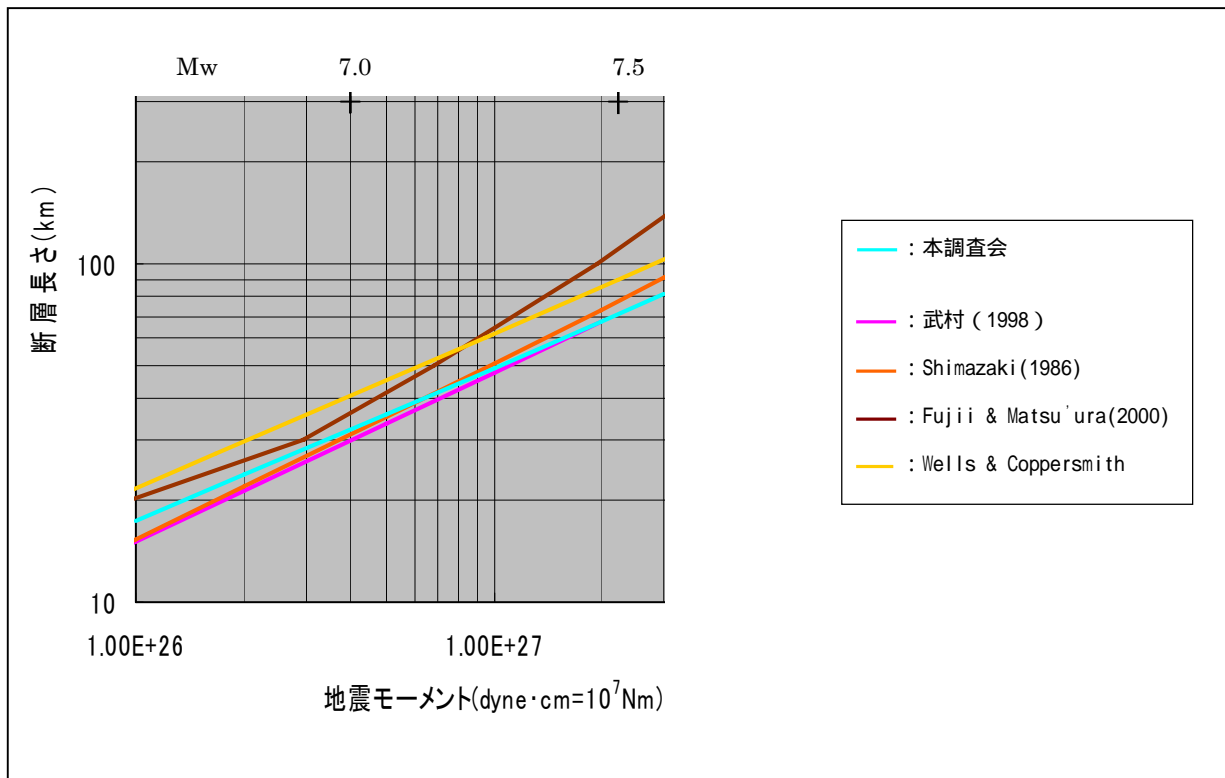


図 2.3.4 地震モーメントと断層長さの関係（本調査会と既存の研究との比較）

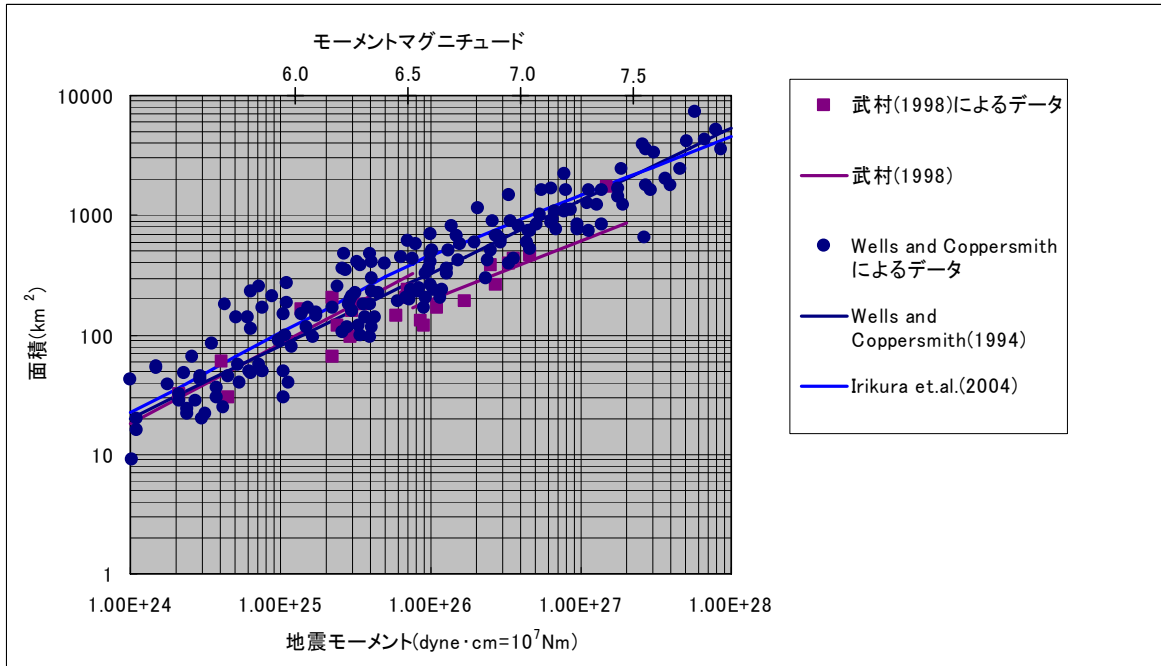


図 2.3.5 地震モーメントと断層面積の関係 (既存の研究の比較)

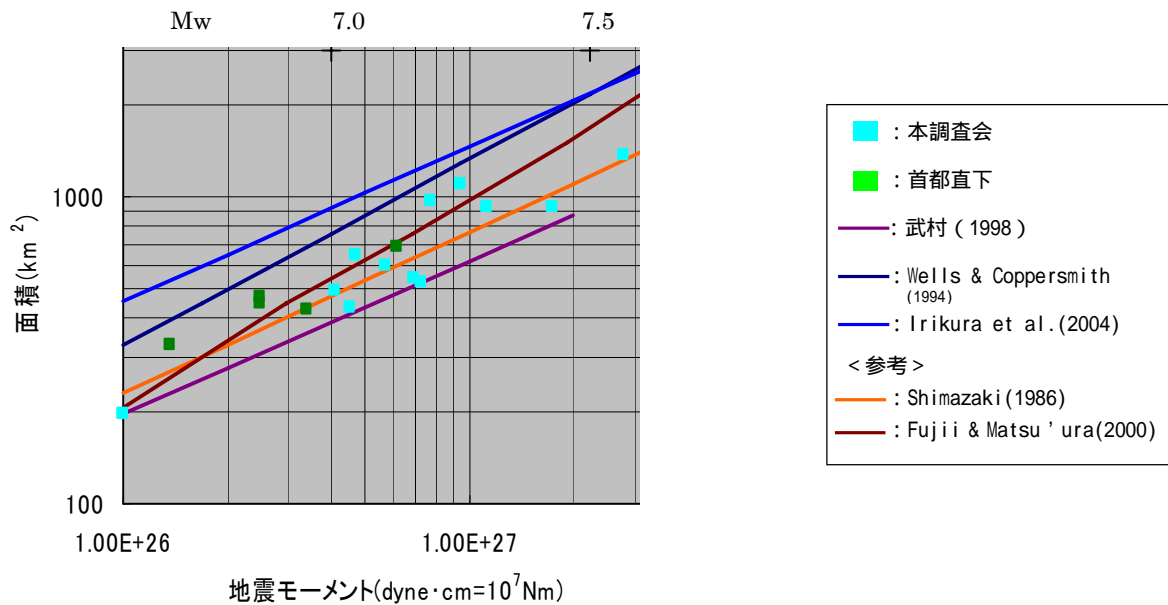
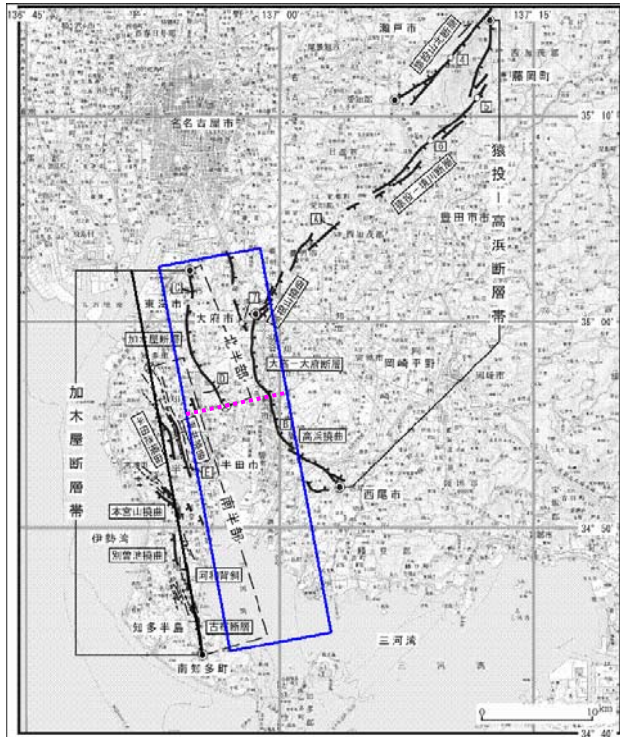


図 2.3.6 地震モーメントと断層長さの関係 (本調査会と既存の研究との比較)



### 3 震源断層のセグメント分けの例

震源断層を分割した断層をもって、セグメントとする。ただし、震源断層がひとつの矩形で近似された場合には、地表断層の形状等からその断層は2つのセグメントに分割する。



★：破壊開始点  
☆：アスペリティまたはセグメントの破壊開始点

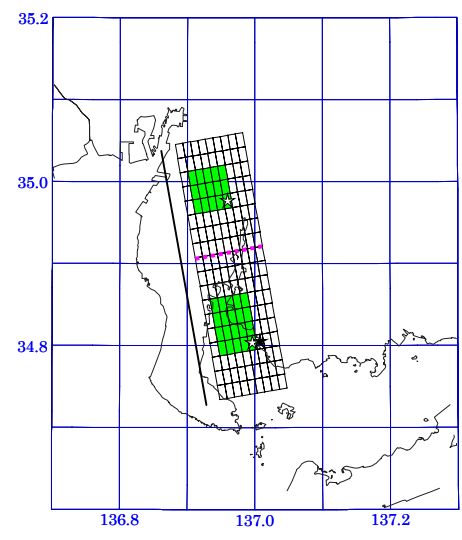
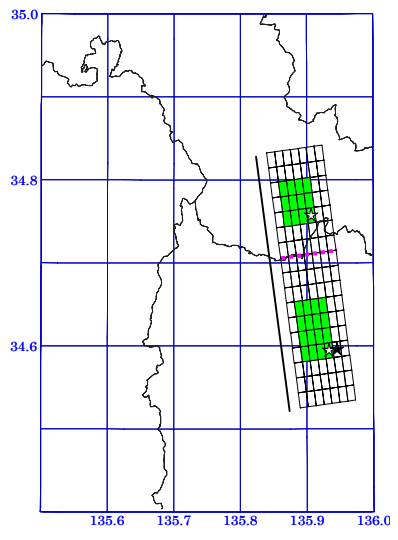
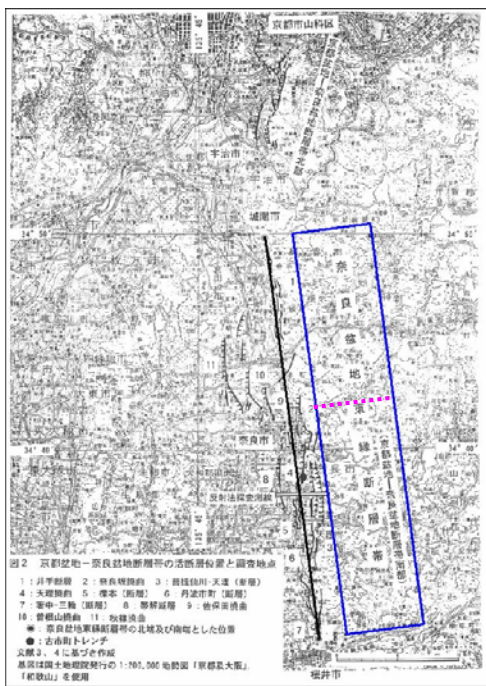
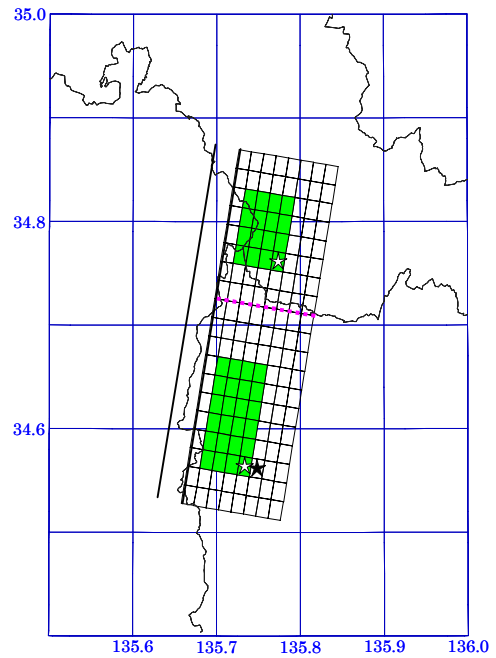
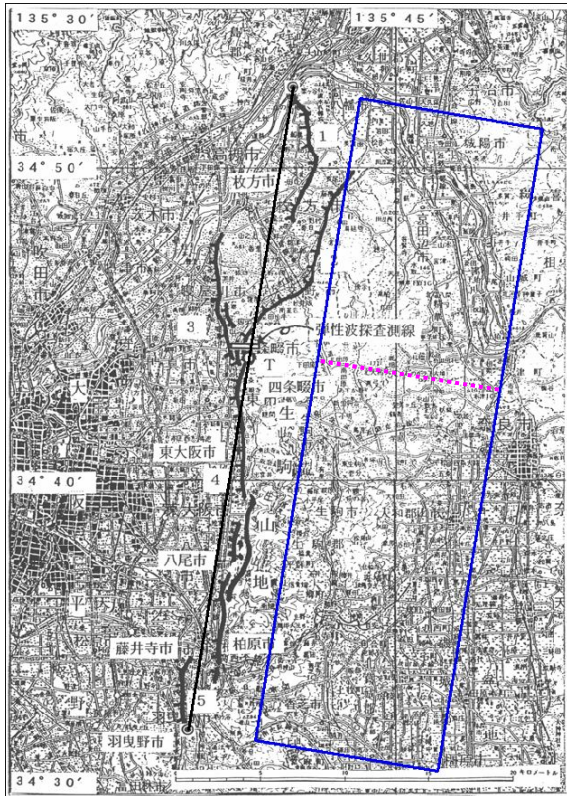


図 2.3.7 加木屋断層帯のセグメント分け



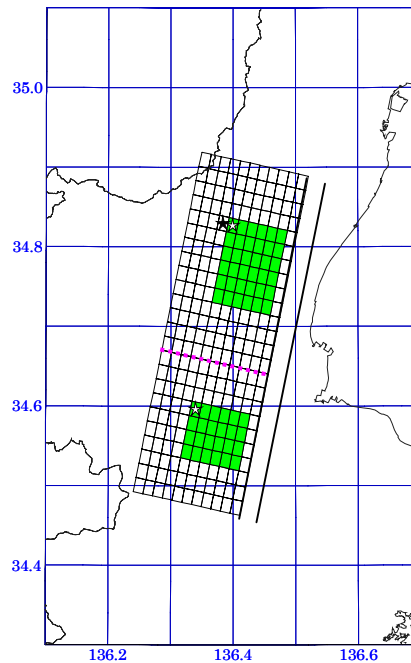
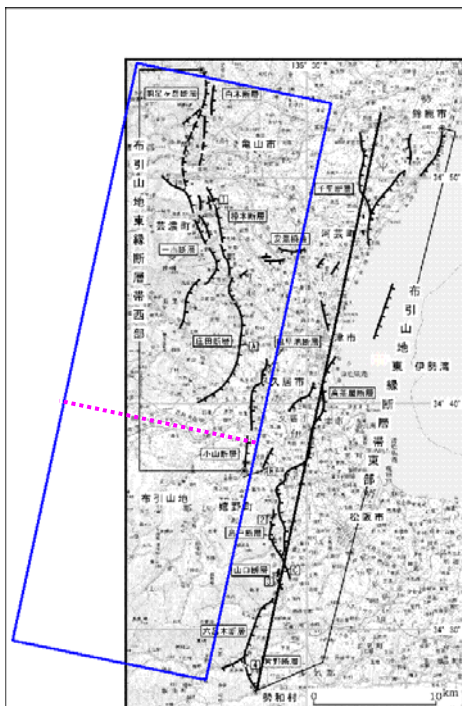
加木屋断層の南端付近を境界として、セグメント分けした。

図 2.3.8 奈良盆地東縁断層帯のセグメント分け



断層中央部に位置する生駒断層の北端付近を境界として、セグメント分けした。

図 2.3.9 生駒断層帯のセグメント分け



小山断層南部付近を境として、セグメント分けした。

図 2.3.10 布引山地断層帯のセグメント分け

#### 4) アスペリティの設定

アスペリティは、各セグメントの中心部にひとつ配置する( 4 )。

アスペリティは小断層からなる矩形とする。

アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から2列目とする( 5 )。

アスペリティの深さ方向の幅は、断層幅の50%程度とする( 6 )。

アスペリティの面積は各セグメント面積に対して20%よりやや大きな値となるようアスペリティを設定する小断層を調整する( 7 )。

アスペリティの平均変位  $D_a$  は断層の平均変位の2倍とする( 8 )。

アスペリティの総モーメント  $M_{oa}$  は、アスペリティの面積  $S_a$  と平均変位  $D_a$  より次式から求める。

$$M_{oa} = \mu D_a S_a$$

$\mu$  : 剛性率

アスペリティが複数ある場合、個々のアスペリティのモーメント  $M_{oai}$  は、それぞれのアスペリティの面積  $S_{ai}$  の $3/2$ 乗の重みで振り分ける。

$$M_{oai} = M_{oa} \cdot S_{ai}^{3/2} / S_a^{3/2}$$

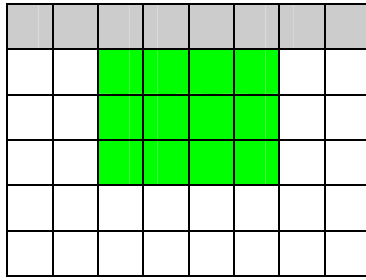
4

アスペリティは、変位速度が大きな領域にあるとされていることから、変位速度が大きい場所が明確に判明している場合にはそこにアスペリティをおくことが望ましいが、今回はそのような知見が得られていないことから、各セグメントの中心部にひとつ配置する。

注1) セグメントとアスペリティの小断層の走向方向の数の都合で、アスペリティが完全にセグメントの中心とならない場合には、基本的に断層全体の中心から見て外側にアスペリティが位置する方向にずらす。

注2) 上町断層帯については、断層北端は地形的に不明瞭であり、第四紀後期の活動が不活発である可能性もあることより、北部セグメントのアスペリティを内側にずらした。

アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から 2 列目とする。



上端 1 列目は背景とする

断層内のすべり量やモーメントの分布をまとめた Mai et al. (2005)<sup>8</sup> のデータベース<sup>9</sup>をもとに、アスペリティの特徴を調査した(増田・横田, 2006)<sup>10</sup>。その結果をから、断層の深さ方向にすべり量の分布をみると、概ね上端から 5%程度まではすべり量が小さいことが分かる(図 2.4.1)。従って、断層モデルの上端 1 列目は背景領域とし、アスペリティとする要素断層の上端は、断層モデル上端から 2 列目とする。この結果アスペリティの上端は、断層上端から断層幅の 10~17%に位置することとなる。

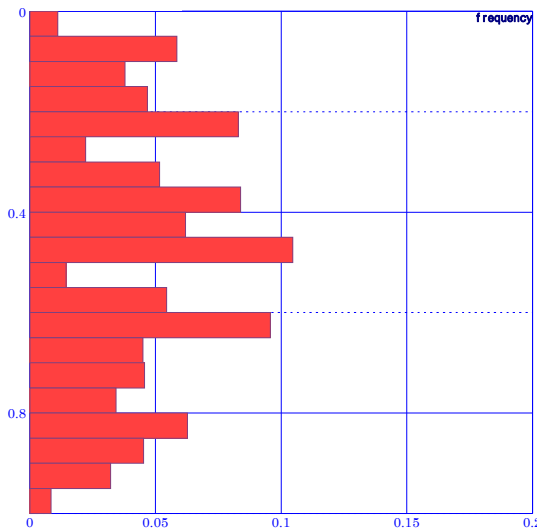


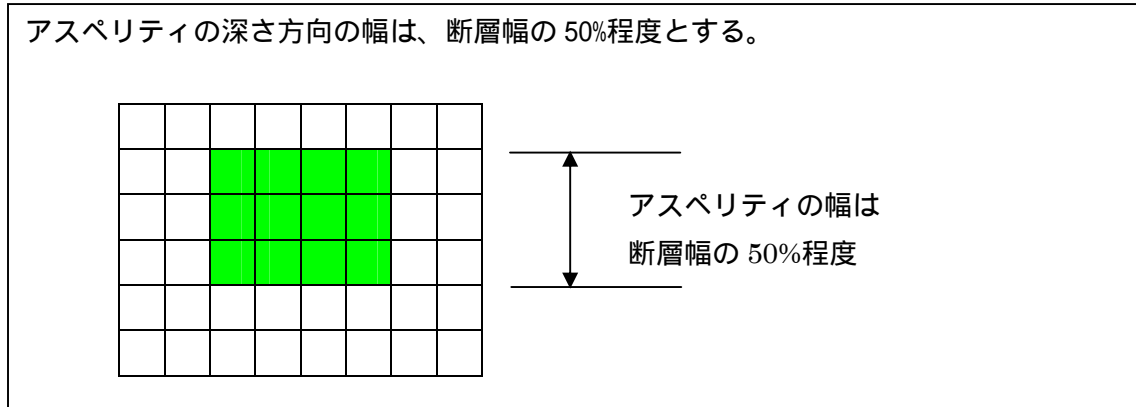
図 2.4.1 アスペリティの深さ方向の位置の分布

横軸：出現頻度  
縦軸：アスペリティの位置  
(断層幅で規格化)

<sup>8</sup> Mai et al. (2005): Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, BSSA, Vol. 95, No. 3, pp. 965–980.

<sup>9</sup> 個々のデータ(すべり量等解析結果)の解析範囲の設定によるばらつきを抑えるために、Somerville(1999)に倣ってトリミングを施した。

<sup>10</sup> 増田徹・横田崇, 2006, アスペリティの特徴, 日本地震学会講演予稿集(2006年度秋季大会), D011.



Mai et al. (2005)<sup>8</sup> のデータベースをもとにまとめた結果 (増田・横田, 2006)<sup>10</sup> から、断層の深さ方向にすべり量の分布をみると、アスペリティ (すべり量の比較的大きい領域) は概ね断層幅の 50%程度であることが分かる (図 2.4.2)。

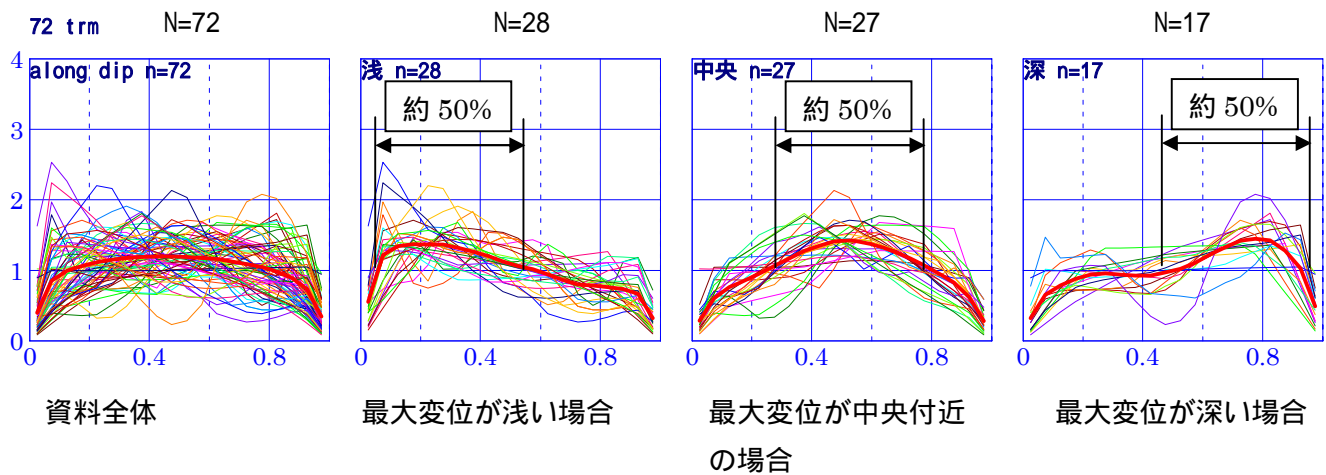


図 2.4.2 断層変位の深さ分布 (断層変位は走行方向の平均)

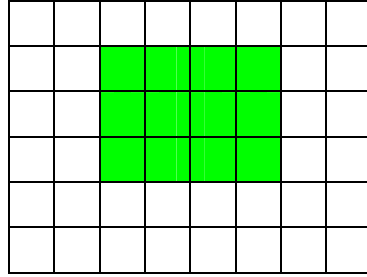
アスペリティの位置は、最大変位が断層幅の  $1/3$  以下の浅い場合、最大変位が断層幅の  $2/3$  以上の深い場合、最大変位が断層幅の  $1/3 \sim 2/3$  の中央付近の場合の 3 タイプに区分できる。いずれの場合もアスペリティの幅は約 50%である。

横軸：断層の深さ方向の位置 (断層の幅で規格化)

縦軸：走向方向に平均をとった断層変位の深さ分布 (断層平均変位で規格化)

赤い太線：それぞれの平均の分布。

アスペリティの面積は各セグメント面積に対して 20%よりやや大きな値となるようアスペリティを設定する小断層を調整する。



Somerville et al. (1999)<sup>11</sup> によるとアスペリティの面積は断層総面積の 22%である。Mai et al. (2005)<sup>8</sup> のデータベースをもとにまとめた結果 (増田・横田, 2006)<sup>10</sup> によると、アスペリティ (平均変位の 1.5 倍以上の変位をもつ領域) の総面積は、断層総面積の 20~30%に分布する (図 2.4.3)。

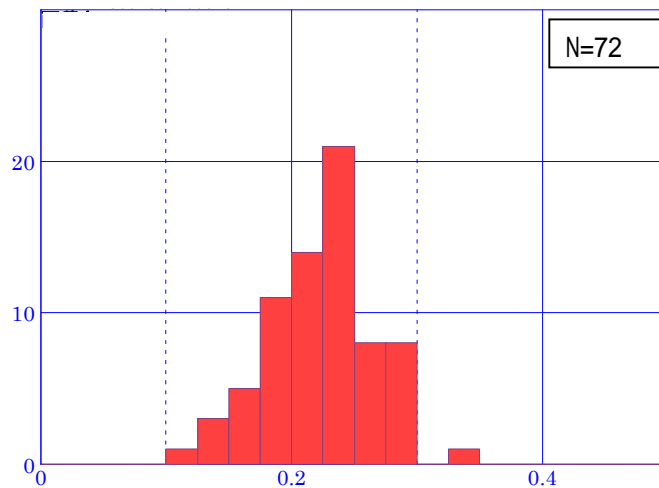


図 2.4.3 アスペリティ面積率の度数

横軸：アスペリティ面積 / 断層面積

縦軸：出現度数

<sup>11</sup> Somerville et al. ,1999, Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground, Seism. Res. Letters, Volume 70, 1.

アスペリティの平均変位は断層の平均変位の2倍とする。

Somerville et al. (1999) によるとアスペリティのすべり量は断層の平均すべり量の2倍である。Mai et al. (2005)<sup>8</sup> のデータベースをもとにまとめた結果(増田・横田, 2006)<sup>10</sup> によると、アスペリティでの平均変位は断層全体の平均変位の2倍程度である(図2.4.4.)。

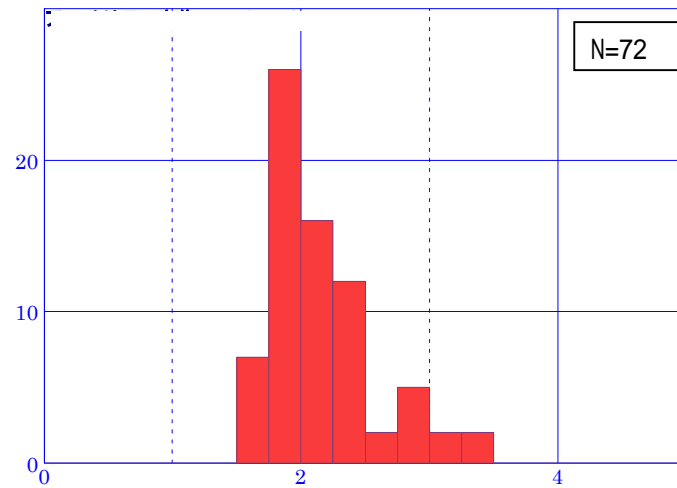


図2.4.4 アスペリティの平均変位

横軸：アスペリティの平均変位 / 断層平均変位

縦軸：出現度数

## 【参考】

Manighetti et al. (2005)<sup>12</sup> によると、アスペリティは断層のどちらかの端に偏って分布することが多い。従ってセグメントを1つと設定した断層においても、長期評価などの記述をもとに、セグメント分けを行い、それぞれのセグメントにひとつのアスペリティをおく。これにより、いずれの断層においても大きさの異なる2個以上のアスペリティをおくこととなり、変位量分布は断層のどちらかに偏ることとなる。

図10-1に、上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動量の分布を示し、図10-2に上町断層の近く変動量と Manighetti et al. (2005)による地表で計測されたすべり量の分布（統計データ）との比較を示す。

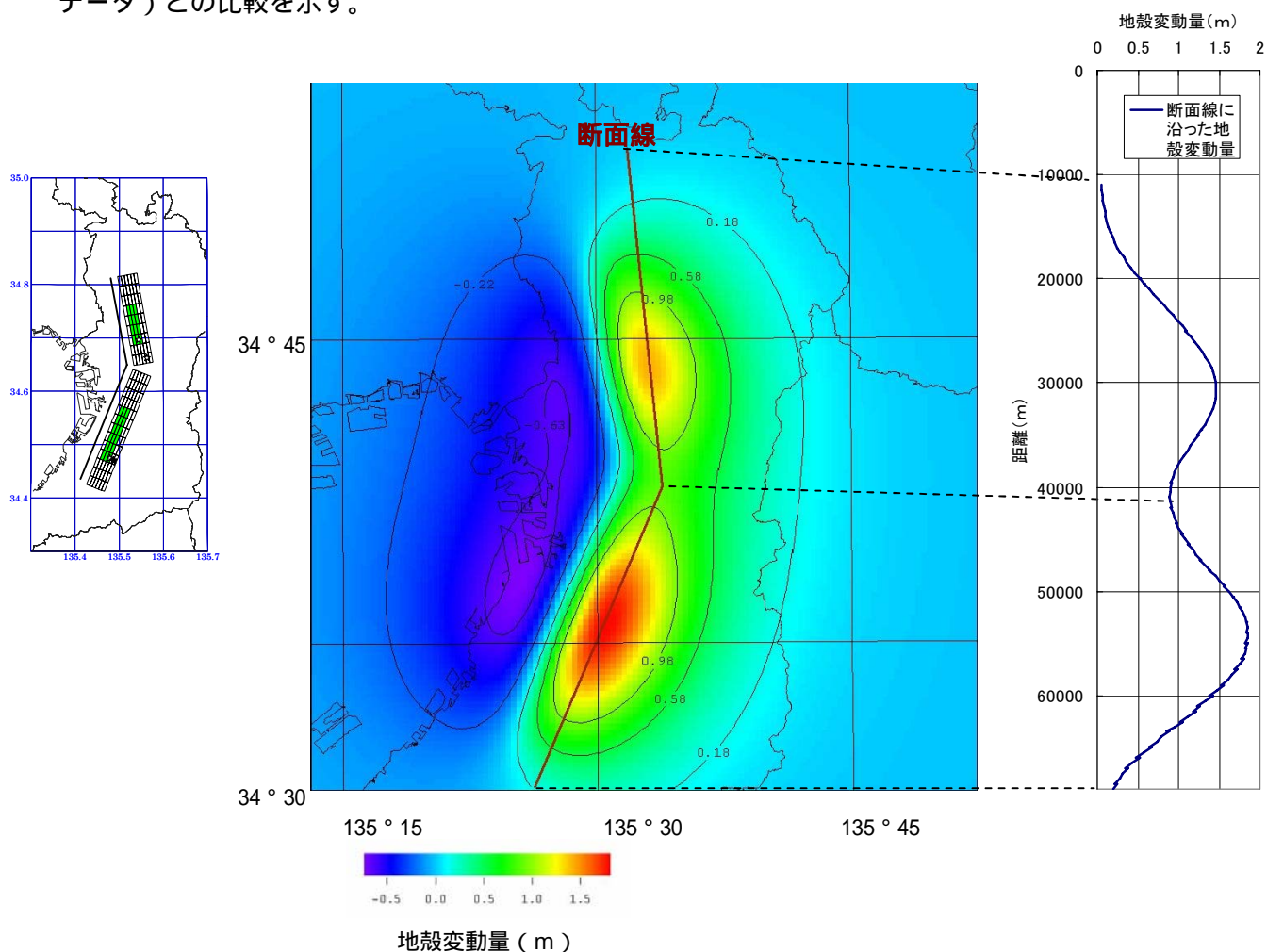
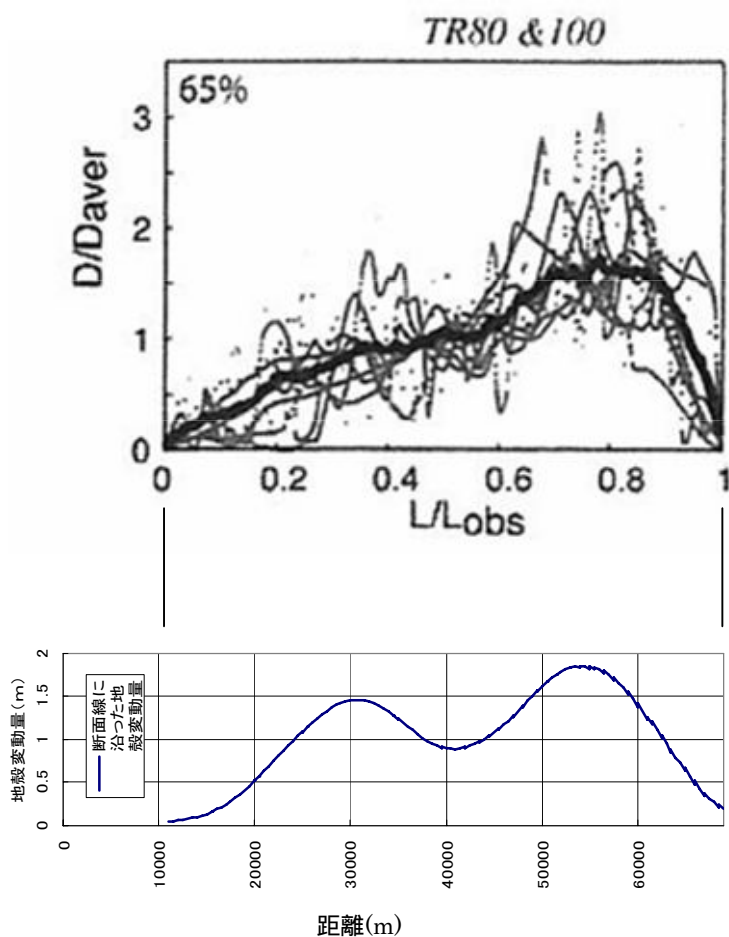


図 2.4.5 上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動分布図

左：断層モデル図、中：平面分布図、右：断面線に沿った地殻変動分布

<sup>12</sup> Manighetti et al. (2005): Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, JGR, Vol. 110, B05302.





Manighetti et al. (2005) による、地表で計測されたすべり量分布（統計データ）

上町断層帯の断層モデルから計算した地殻変動量分布。

図 2.4.6 Manighetti et al.のまとめた断層沿いの地震時の変位量の分布と上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動分布図の比較。

地表での変位を見るとどちらかに偏っている。この図より上町断層帯の例を調べると、これと矛盾していないことが分かる。

## 5) 背景領域の地震モーメント等について

背景領域の地震モーメント  $M_{ob}$  は、断層全体の地震モーメント  $M_o$  からアスペリティの地震モーメント  $M_{oa}$  を引いて求める。

$$M_{ob} = M_o - M_{oa}$$

背景領域の平均変位量  $D_b$  は、背景領域の地震モーメント  $M_{ob}$  から次式より求める。

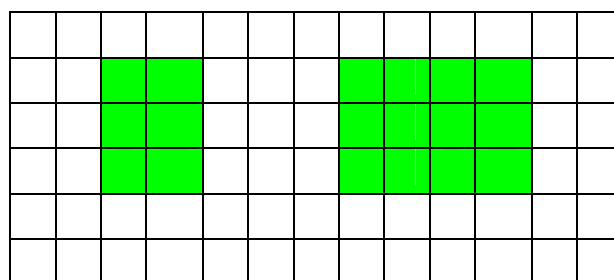
$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b)$$

$\mu$  : 剛性率  
 $S_b$  : 背景領域の面積

背景領域の平均応力パラメータは、アスペリティの平均応力パラメータの 0.2 倍とする。

## 6) 破壊開始点について

破壊開始点は、防災上の観点より、比較的人口の多いところの震度が大きくなるようにアスペリティの下端に接する背景領域におくこととする ( 9 )。



□ : 破壊開始点      □ : アスペリティの破壊開始点

9

Mai et al. (2005) の統計データによると、アスペリティは、震源 (破壊開始点) の近くにある (図 2.6.1)。したがって、破壊開始点は、アスペリティに接する背景領域におく。

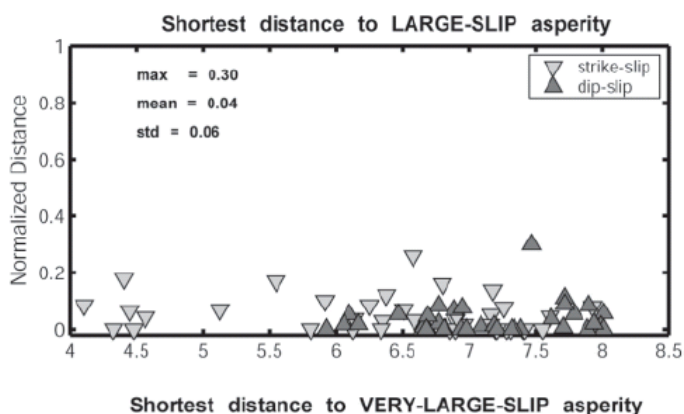


図 2.6.1  
震源とアスペリティまでの距離  
( Mai et al. , 2005 )  
マグニチュードによらずアスペリティは震源に近いところに位置する。  
縦軸：規格化した距離  
横軸：モーメントマグニチュード

## （参考）本検討会における用語の取扱について

南海トラフの巨大な地震・津波に関する報告は、国や地方公共団体の防災担当者に加えて、防災に関係する地震や津波の専門家等にも広く活用されることが想定される。このため、この報告で用いる用語については、一般の方々に分かり易いものとするのと併せて、専門家にも誤解なく理解されるものとする必要があることから、アスペリティ等、断層モデル等に関する専門用語については、誤解を与える可能性のある用語を避けることが望ましい。

したがって、地震調査委員会等からのご意見や、同委員会事務局との意見交換を踏まえ、本検討会における用語の取扱を次のとおりとする。

### （1）アスペリティに替わる用語

本検討会は、「アスペリティ」は、強い強震動を発生させる領域と、断層すべりの大きな領域の両方を示す用語としてこれまで使用してきた。

しかし、2011年東北地方太平洋沖地震の詳細な解析の結果、両者は必ずしも一致するものでなく、領域的にも異なる場合があることが明らかとなった。

「アスペリティ」は、これまで専門家のなかでも多様な意味を持つ用語として使用されてきており、今回、誤解が生じないように次のとおり分類して整理することとする。

#### ①強震動生成域

震度分布を評価するための断層モデルに使用する用語で、断層面のなかで特に強い地震波（強震動）を発生させる領域を言う。断層面のその他の領域は、従来と同様、強震動生成域の背景領域と言う。

#### ②大すべり域、超大すべり域

大すべり域は、津波を評価するための断層モデルに使用する用語で、断層面のなかで大きく滑る領域を言う。その中でも特に大きく滑る領域を、超大すべり域と言う。断層面のその他の領域は、津波背景領域と言う。

### （2）「断層モデル」等の呼称

地震時に動いた断層が震源断層と呼ばれ、この断層モデルを震源断層モデルと言う。

震源断層モデルには、強震動を評価するための断層モデルと、津波を評価するための断層モデルがある。また、津波を評価するための断層モデルにより海域に形成

された地殻変動により津波が発生することから、海域の地殻変動の領域が津波波源域と呼ばれている。

これらの用語について、誤解が生じないように次のとおり分類して整理することとする。

#### ①震源断層モデル

地震時に動いた断層が震源断層と呼ばれ、この断層モデルを震源断層モデルと言う。

#### ②強震断層モデル

強震動(強震波形、震度)を評価するための断層モデルを強震断層モデルと言う。

#### ③津波断層モデル

津波を評価するための地殻変動を計算する断層モデルを津波断層モデルと言う。

#### ④トラフ沿い(海溝沿い)津波断層モデル

トラフ沿い(或いは海溝沿い)の浅部領域だけが破壊することにより発生する高い津波を評価するための断層モデルを、トラフ沿い(或いは海溝沿い)津波断層モデルと言う。

#### ⑤震源断層域

地震時に動いた断層の領域であり、強震断層モデル、長周期地震断層モデル、津波断層モデルを包絡する領域である。

なお、強震断層モデル、長周期地震断層モデル、津波断層モデルに対応する領域を、それぞれ強震断層域、長周期地震断層域、津波断層域と言う。また、トラフ沿い(海溝沿い)津波断層モデルに対応する津波地震を考える領域は、トラフ沿い(海溝沿い)津波断層域と言う。

### 【補足】

#### ①震源域

基本的には、震源断層域と同じである。しかし、強震断層モデルに対応する断層域を単に震源域と呼ぶこともあり、これまで定義が曖昧であった。

本検討会の中間とりまとめ及びこれまでの中央防災会議の報告では、強震断層モデルに対応する領域を震源域と呼んできた。今後、混乱が生じないようにするためにも、本検討会では、震源域の用語は用いないこととする。

#### ②津波波源域

津波を発生させた海の領域である。地震時の断層運動により海域に形成され

た地殻変動により津波が発生することから、津波波源域は、概ねこの地殻変動の海域の領域に相当する。

本検討会の中間とりまとめ及びこれまでの中央防災会議の報告では、津波断層モデルに対応する領域を、津波波源域と呼んできた。今後、混乱が生じないようにするためにも、本検討会では、津波波源域の用語は用いないこととする。

### (3) 強震断層モデルの断層パラメータ相似則を適用する方法の使い分けによる取扱

考慮する強震断層モデルの断層面の全域に対して相似則を適用するか、その断層面を複数のセグメントに分割し、個々のセグメントに対して相似則を適用するかにより、次のとおり分類して整理することとする。

#### ①全域モデル

断層面の全域に対して、相似則（スケーリング則）を適用するモデルである。

なお、スケーリングモデルと呼ばれることもあるが、全域に相似則（スケーリング則）を適用しない場合と明確に区分するため、このスケーリングモデルという用語は用いないこととする。

#### ②セグメントモデル

断層面を複数のセグメントに分割し、個々のセグメントに対して相似則（スケーリング則）を適用するモデルである。カスケードモデルと称される考え方のモデルである。