

## 予測のための震源のモデル化

入倉孝次郎・三宅弘恵 (京都大学防災研究所)

地震災害の軽減を目指して 1995 年以降、地震に関する基盤的調査観測網の整備とともに活断層や堆積層の地下構造についての調査研究が実施されている。それらの成果を社会的に役立てるためには発生危険度の高い地震を想定した地面の揺れの推定が必要である。ここでは特定の内陸活断層や海溝(プレート境界)に発生する大地震に対する強震動予測のための震源のモデル化について解説する。

### 1. はじめに

近年米国カリフォルニア、日本、台湾において強震動観測網が充実し震源近傍で質の高い強震動記録が得られるようになった。強震動記録を用いて震源断層におけるすべり分布を推定するインバージョン手法も高精度化し、地震時のすべり分布は一様ではなく不均質であることがわかってきた。我々は米国の研究者と共同で内陸の活断層に発生した地震の震源インバージョンから得られるすべり分布のシステムティックな解析を行い、個々の地震の全破壊域とアスペリティ域の抽出を行った。その結果、震源断層の全破壊域の面積が地震モーメントと自己相似であるだけでなく、震源断層内のアスペリティの総面積が地震モーメントに対して自己相似の関係にあることを明らかにした (Somerville, *et al.*, 1999)。これらの 2 つの経験的關係式を基に、我々は内陸活断層を対象とした将来の大地震に対する強震動を予測するための震源のモデル化の手続きをレシピとしてまとめた (入倉・三宅, 2001)。しかしながら、そのレシピは多重震源モデルに基づいていたため、応力降下量の推定に関してアスペリティに対する動力的震源モデルと必ずしも整合的ではなかった。

壇・他 (2001) は加速度震源スペクトルの高周波数レベルが地震モーメントと自己相似の関係にあることを見出し、この高周波数レベルのスケールリング則からアスペリティの実効応力を推定する震源モデル化方法を提案し、Das and Kostrov (1986) による動力的アスペリティ震源モデルとの関係を議論している。入倉・他 (2002) は Das and Kostrov (1986) の動力的シングル・アスペリティモデルをマルチ・アスペリティモデルに拡張することにより動力的アスペリティモデルに基づく強震動予測のレシピの再構築を試みている。

震源のモデル化では、地質学的に推定される断層面のすべり量、GPS データから推定されるバックスリップの情報が有用な拘束条件となりうる。また、強震動評価の検証には、経験的關係式として用いられている最大加速度の距離減衰式 (Fukushima and Tanaka, 1990) や最大速度の経験式 (司・翠川, 1999) が重要な情報となる。

本論では入倉・他 (2002) の修正レシピの概略を記し、レシピに基づく強震動予測の有効性に関して海溝型地震の場合 (南海トラフ地震) と内陸活断層地震の場合 (1995 年兵庫県南部地震) について検証例を述べる。

## 2. 断層パラメータに関する経験的關係式

近年の大地震の強震動記録を用いた断層破壊過程推定のための波形インバージョンにより強震動生成の震源モデルが明らかになってきた。その結果、強震動を評価するには震源に関して断層面積や地震モーメントなどの巨視的断層パラメータ(outer fault parameter)だけでなく、震源断層内における不均質なすべり分布などの微視的断層パラメータ(inner fault parameter)が重要な要素であることがわかってきた。

巨視的断層パラメータである大地震の全破壊域、すなわち震源断層の面積 $S$ は地震モーメント $M_0$ に対して自己相似の關係があることが知られている(例えばKanamori and Anderson, 1975)。Somerville *et al.* (1999)によれば、震源インバージョン結果から内陸の活断層に発生する地震について断層面積 $S$ は、図1に示されるように、

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (1)$$

で表せる。なお1 dyne-cmは $10^7$  Nmに相当する。この關係式のばらつきは1.6倍(標準偏差 $\sigma = \log_{10} 1.6$ )の範囲にあり倍半分よりも顕著に小さい(入倉・三宅, 2001)。一方、Wells and Coppersmith (1994)によって余震域や地殻変動データなどにより決められた断層面積と地震モーメントの關係を比較すると、およそ $10^{26}$  dyne-cmよりも小さな地震についてはあまり変わらないが、それよりも大きな地震の断層面積は(1)式が与える断層面積に比べて系統的に小さくなっている。海溝型地震に対しては係数は多少異なるが(1)式と同様の式が得られている(例えば佐藤, 1989; Yamanaka and Shimazaki, 1990)。

断層面を円形と仮定すると、断層全体での平均的な応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_c$ は、

$$\Delta\bar{\sigma}_c = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \quad (2)$$

と見積もることができる(Eshelby, 1957)。ここで $R$ は断層面積 $S$ と等価な円形クラックの半径を表す( $S = \pi R^2$ )。(2)式を用いると(1)式の全破壊域と地震モーメントの關係から推定される平均応力降下量は約2.3 MPaとなる。

断層すべりの不均質分布を表す微視的断層パラメータについて、Somerville *et al.* (1999)はすべりの大きいところを一定基準で切り出すことでアスペリティ領域を定義した。そしてアスペリティの総面積 $S_a$ および最大アスペリティの面積 $S_l$ は地震モーメント $M_0$ に対して一定の相似則が成り立つことを下記のように示した。

$$S_a \text{ (km}^2\text{)} = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (3)$$

$$S_l \text{ (km}^2\text{)} = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (4)$$

(1)式と(3)式より、全破壊域 $S$ に対するアスペリティ部の総面積 $S_a$ は $S_a/S = 0.22$ となる。ここでアスペリティ部の平均すべり量 $D_a$ に対する断層面全体の平均すべり量 $D$ の關係は $D_a/D = 2$ となっている(Somerville *et al.*, 1999)。

この手続きに従って定義されたアスペリティ部と背景領域からなる特性化震源モデルを用いて計算された強震動は観測記録とよく一致することが確かめられている(Miyakoshi *et al.*, 2000).

Das and Kostrov (1986)による単一アスペリティモデルに基づくと、アスペリティにおける応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は地震モーメント $M_0$ に対して以下の式で関係付けられる。

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{Rr^2} = \Delta\sigma_c \cdot \frac{S}{S_a} \quad (5)$$

ここで $r$ は等価な円形アスペリティの半径である( $S_a = \pi r^2$ )。 (5)式では背景領域での応力降下量はゼロとしている。

この関係はマルチ・アスペリティモデルに対して拡張可能である。すなわち、円形の全破壊域(半径 $R$ )に $N$ 個のアスペリティ(半径 $r_i$ ,  $i=1, N$ )を想定し、個々のアスペリティでの応力降下を $\Delta\sigma_i$ 、背景領域での応力降下をゼロとする。アスペリティの面積の総和(combined area of asperities)を

$$\sum_{i=1}^N \pi r_i^2 = \pi r^2 \quad (6)$$

と表すと、個々のアスペリティの応力降下量は(5)式と同じ値をとる。

従って、全破壊域 $S$ の中でのアスペリティの総面積 $S_a$ の割合が与えられれば、アスペリティの応力降下量を(5)式で与えることができる。 (1)式と $S_a/S = 0.22$ を(5)式に代入すると、アスペリティの応力降下量は約10.5 MPaで与えられる。すなわち、Somerville *et al.* (1999)の解析した地震の平均像はアスペリティ面積が全破壊域の約22 %で、そのときアスペリティの応力降下は約10.5 MPaということになる。

一方、壇・他(2001)によって、強震動の加速度震源スペクトルの平坦レベルから不均質断層モデルを設定する方法も試みられており、強震動記録の解析から得られる加速度震源スペクトルレベル $A_0$ は地震モーメント $M_0$ と一定の相似関係にあることが示されている (図2)。

$$A_0 \text{ (dyne-cm/s}^2\text{)} = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (7)$$

アスペリティ部および背景領域からの加速度震源スペクトルレベルの寄与をそれぞれ $A_0^a$ と $A_0^b$ とすると $A_0$ は

$$A_0 = \left\{ (A_0^a)^2 + (A_0^b)^2 \right\}^{1/2} \quad (8)$$

となる。

また、Madariaga (1977)によると1個のアスペリティからなる震源モデルからの加速度震源スペクトルレベルは

$$A_0^a = 4\pi r \beta v_R \Delta\sigma_a \quad (9)$$

で表される。したがって、応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は加速度震源スペクトルレベルとアスペリティの半径から

$$\Delta\sigma_a = \frac{A_0^a}{4\pi\beta v_R} \cdot \frac{1}{r} \quad (10)$$

で求められる．この関係は図3の左側に示される1個のアスペリティモデルでも，図3の右側に示される1個のクラックモデルに対しても半径が同じであれば同様に成り立つものである．従って加速度震源スペクトルレベルから推定される応力降下量はアスペリティモデルを考えた場合でもクラックモデルを考えた場合でも同じとなる．

(10)式は(5)式と同様にマルチ・アスペリティモデルに対しても拡張可能である．すなわち $N$ 個のアスペリティからの加速度震源スペクトルレベルは

$$A_0^a = 4\pi\beta v_R \left[ \sum_{i=1}^N (\Delta\sigma_i r_i)^2 \right]^{1/2} \quad (11)$$

と表現される．もし個々のアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_i$ がすべて同じ $\Delta\sigma_a$ で， $N$ 個のアスペリティの総和と等価な円形アスペリティの半径を $r$ とすると(11)式は(9)式と同じ形で表される．従って， $N$ 個の多重アスペリティモデルに対してもアスペリティの応力降下量は(9)式を用いて評価できる．

加速度震源スペクトルレベルと地震モーメントの経験的關係式(7)は，動力学モデルから理論的に与えられるアスペリティの応力降下量と地震モーメント，全破壊域，アスペリティサイズを結ぶ關係式(5)，および加速度震源スペクトルレベルとアスペリティの応力降下量，アスペリティサイズの關係式(9)と調和的であることが以下に示される．簡単のためにここでは背景領域からの加速度地震動はアスペリティ部に比べて無視できるほど小さいとする．その時，(5)式と(9)式から

$$A_0^a = \frac{7\pi}{4} \beta v_R \frac{M_0}{Rr} \quad (12)$$

(1), (3)式から $S_0/S = \text{const.}$ ，すなわち $r/R = \text{const.}$  ゆえに

$$R \propto r \propto M_0^{1/3} \quad (13)$$

従って，

$$A_0^a \propto M_0^{1/3} \quad (14)$$

となり，経験的關係式(7)に一致する．

背景領域における応力降下がゼロでも，そこからの加速度地震動の生成はアスペリティのそれに比べて小さいがゼロではないと考えられる．動力学モデルで計算されたすべり速度時間関数の形状を見ると，アスペリティの応力降下量に応じて背景領域からも短周期地震動が生成されるように見える．宮武(2002)は運動学的震源モデルで強震動を計算するときは背景領域における実効応力としてアスペリティ部の応力降下量の20 %程度を考えると，動力学震源モデルによって計算される値と比較的良く一致することを示した．

アスペリティモデルからの理論的關係式(5)と(9)は動力学モデルから得られたものである。しかしながら、動力学震源モデルを用いて強震動を計算するにはアスペリティでの応力降下量だけでなくアスペリティおよび背景領域における強度(strength excess:  $\tau_c$ )および臨界すべり(critical slip-weakening distance:  $D_c$ )を与える必要がある。これらの動力的震源パラメータをすべて推定することの困難さが指摘されていること(例えばGuatteri and Spudich, 2000)に加えて計算可能な周期範囲に限界があることから、現状では動力学モデルを考慮して設定されたアスペリティ面積と応力降下量の関係に基づき、運動学的震源モデルを用いて強震動を計算するのが最善の方法であると考えられる。

### 3. 修正強震動予測レシピ

入倉・三宅 (2001)で提案されたレシピは不均質断層を構成するアスペリティをクラックに置き換えて多重震源として計算する方法に基づいている。一方、壇・他(2001)の方法はDas and Kostrov (1986)のアスペリティモデルを導入しているが、加速度震源スペクトルレベルとアスペリティモデルの応力降下量との関係が必ずしも明確になっていなかった。本論では前節で述べた断層パラメータに関する経験的關係式と動力学震源モデルの関係に基づいて、入倉・他(2002)により提案された強震動予測のための修正レシピについて概説する。

アスペリティでの応力降下量はDas and Kostrov (1986)の動力的シングル・アスペリティモデルをマルチ・アスペリティモデルに拡張することにより推定される。またアスペリティでの応力降下量は加速度震源スペクトルレベルに関係付けられる。加速度震源スペクトルレベルが地震モーメントの1/3乗に比例する経験的關係式(壇・他, 2001)は動力的アスペリティモデルと調和的であり、アスペリティの設定の拘束条件として有効である。「修正レシピ」は、上記の考えを拘束条件として取り入れている。

#### 3. 1 巨視的震源パラメータ

##### ステップ1: 震源断層の総面積 $S$ の推定

内陸の活断層地震に対する震源断層の総面積 $S$ の推定方法は入倉・三宅(2001)と同様とする。すなわち、断層長さ $L$ は地質調査等により推定、断層幅 $W$ は地震発生層の深さ限界と浅さ限界より推定される。 $L$ が地震発生層の幅より短いときは、 $W=L$ と考え、震源断層の総面積 $S$ を推定する。海溝型地震については、微小地震の震源分布からプレート境界面を決め、過去の地震の地殻変動・津波高分布から逆解析された震源域、さらにGPS観測から推定されるバックスリップの大きい領域などから震源断層の総面積 $S$ が推定される。

##### ステップ2: 震源域の平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_c$ の推定

震源域の平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_c$ は、全断層面積と総地震モーメントの経験的關係により推定される。

内陸活断層地震に対してはSomerville *et al.* (1999)の経験的關係式から平均応力降下量は約 2.3 MPaとなるが、地震モーメントがおおよそ $10^{26}$  dyne-cmよりも大きい地震に対する平均応力降下量

は地震モーメントとともに大きくなる傾向が見える(入倉・三宅, 2001). 一方, 海溝型地震に対する断層面積とマグニチュードの関係式は $\log_{10}S \text{ (km}^2\text{)} = M - 4.0$ で与えられる(佐藤, 1989). ここでの $M$ は気象庁マグニチュードであるが, 海溝型地震の気象庁マグニチュードはほぼモーメントマグニチュードに等しいと仮定して,  $M$ を地震モーメントに変換して(2)式から平均応力降下量を計算すると, 推定される平均応力降下量は約3.0 MPaとなる.

### ステップ3: 総地震モーメント $M_0$ の推定

総地震モーメント $M_0$ は全断層面積 $S$ と等価な円形クラックを仮定( $S = \pi R^2$ )すると, (2)式から

$$M_0 = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \cdot \bar{\Delta\sigma}_c \cdot S^{3/2} \quad (15)$$

で与えられる. 経験的に平均応力降下量が与えられ, 全断層面積が推定できれば(15)式より $M_0$ が決まる.

## 3. 2 微視的震源パラメータ

### ステップ4: アスペリティの総面積の推定

内陸活断層に起因する地震については, アスペリティ面積の総和 $S_a$ および最大アスペリティの面積 $S_l$ と断層総面積 $S$ の関係が得られている. Somerville *et al.* (1999)や宮腰(2002)らによってコンパイルされたパラメータは, ほぼ同様の傾向を示しているのでここでは区別せずに取り扱うことにする.

上記の関係式は,

$$S_a \text{ (km}^2\text{)} = 0.215 \times S \text{ (km}^2\text{)} \quad (16)$$

$$S_l \text{ (km}^2\text{)} = 0.150 \times S \text{ (km}^2\text{)} \quad (17)$$

と表され(図4), 図で示されるばらつきは(16)式が1.34倍(標準偏差 $\sigma = \log_{10}1.34$ ), (17)式が1.75倍(標準偏差 $\sigma = \log_{10}1.75$ )となる(入倉・三宅, 2001).

海溝型地震については, 信頼性がある震源インバージョン結果が少なくばらつきが大きい. 例えば, 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」ではメキシコ・ミチョアカン地震の解析結果を参考にアスペリティと全破壊域の面積比 $S_a/S$ は30%を採用している. また石井・他(2000)は6つの海溝型地震の解析から $S_a/S$ は平均35%としている.

### ステップ5: アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ の推定

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は全破壊域 $S$ とアスペリティの総面積 $S_a$ が与えられれば(5)式から推定される. ここで内陸地震に対する経験的關係式(16)を用いると,  $\Delta\sigma_a$ は10.5 MPaとなる. 海溝型地震に対しては, 上に述べたアスペリティと全破壊域の面積比 $S_a/S$ が30%の場合,  $\Delta\sigma_a$ は10.1 MPaとなる.

アスペリティの応力降下量は加速度震源スペクトルレベルからも推定できる. 総地震モーメ

ントが与えられたとすると、加速度震源スペクトルレベル $A_0$ は経験的關係式(7)から推定できる。ここで簡単のため背景領域からの加速度地震動の寄与を無視すると、アスペリティの応力降下量は(10)式で与えられる。全体の加速度震源スペクトルレベル $A_0$ とアスペリティ部からの加速度スペクトルレベル $A_0^a$ が独立に与えられれば、(8)式より $|A_0^b|$ が推定される。背景領域での実効応力 $\sigma_{eb}$ は(9)式に準じて評価される。その際、背景領域の等価半径は、背景領域の面積を $S_b$ とすると $\sqrt{S_b/\pi}$ で表される。

#### ステップ6：個々のアスペリティ(半径 $r_i$ )でのすべり量 $D_a^i$ の推定

$$D_a^i = C \cdot \frac{\Delta\sigma_a}{\mu} \cdot r_i \quad (18)$$

ここでの係数 $C$ を理論的に与えるのは困難であるが、動力学モデルの数値シミュレーションにより与えることが可能である。内陸活断層地震に対してはトレンチ調査などの活断層調査から1回の地震あたりのアスペリティのすべり量が推定される。この場合地表近傍の堆積層における断層変位は地下深部に比べて増幅されている可能性があることに注意を要する(Wells and Coppersmith, 1994)。海溝型地震に対しては、プレートの相対運動速度と最大発生間隔から、カップリングレートが1であると仮定した場合のアスペリティでのすべり量の最大値が推定される。これらの情報より、個々のアスペリティの大きさを(18)式を用いて拘束することができる。

#### ステップ7：アスペリティの個数 $N$ の推定

内陸部の活断層に起因する地震ではアスペリティの個数は一般に断層セグメントの数に対応すると考えられる(入倉・三宅, 2001)。海溝型地震に対しては断層セグメントの推定は一般に困難で上の仮定が成り立つかどうかはまだわからない。過去の地震の地殻変動や津波高、さらに遠地記録、低感度地震計記録などによる震源インバージョン解析結果からなされた、海溝域に繰り返し起こる巨大地震のアスペリティマップの研究(菊地・山中, 2001)によると、アスペリティの位置は殆ど変わらず再現性があることがわかってきている。この情報を用いると、設定した震源域内に含まれるアスペリティの個数を特定することが可能となる。

## 4. レシピの検証

本研究で提案する強震動評価のための修正レシピの有効性について、はじめに海溝型地震の例として南海トラフ沿いに発生することが想定される南海地震および東南海地震についての検証結果を述べ、つぎに内陸活断層に発生する地震の例として1995年兵庫県南部地震について述べる。

### 4. 1 海溝型地震の例：想定南海地震および想定東南海地震の強震動

想定南海地震および想定東南海地震の震源域は地震調査委員会(2001b)により発表されている。ここではその震源のモデル化の考えを概説する。南海トラフ沿いの地震発生層は浅さ限界温度 $100^\circ\text{-}150^\circ$ 、深さ限界温度 $350^\circ\text{-}450^\circ$  (Hyndman *et al.*, 1997)からプレート境界面に沿って、深さ

10km-30km と想定される。プレート境界の形状は微小地震の震源分布や爆破震源による地下構造探査から決められる(例えば、野口、1996)。震源断層としては、被害の少なかった 1946 年昭和南海地震や 1944 年昭和東南海地震の規模ではなく、大きな被害が引き起こされた 1854 年安政南海地震および安政東海地震の規模のものを想定する。

巨視的パラメータは次のように与えられる。

ステップ 1：1946 年昭和南海地震および 1854 年安政南海地震に関して地殻変動・津波高分布から逆解析された震源モデル(Sagiya and Thatcher, 1999; Tanioka and Satake, 2000a, 2000b), ならびにバックスリップの大きい地域(例えば西村・他,1999)から南海地震の震源域は四国の足摺岬沖から紀伊半島潮岬に至る長さ約 300 km, 幅約 120 km, 総面積は約 36000 km<sup>2</sup> に想定される。東南海地震の震源域は 1946 年昭和南海地震と 1944 年昭和東南海地震の震源モデルの境界から西端を, 1944 年昭和東南海地震の震源モデルの東端として, 長さ約 180 km, 幅は場所により変化するが平均で約 80 km, 総面積は約 14500 km<sup>2</sup> である。

ステップ 2：これまでに起こった南海トラフ地震の平均応力降下量( $\Delta\bar{\sigma}_c$ )は 1.0~3.0 MPa, 安政南海, 安政東海地震は 3.0 MPa に近いとされる。

ステップ 3：地震モーメントは想定東南海地震で  $M_0=2.15 \times 10^{28}$  dyne-cm, 想定南海地震で  $M_0 = 8.34 \times 10^{28}$  dyne-cm と推定される。

微視的パラメータは以下のように与えられる。

ステップ 4：海溝型地震のアスペリティの総面積については、信頼性がある震源インバージョン結果が少なくばらつきが大きい。地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2001a)は南海トラフ地震に対してばらつきを考え  $S_a/S$  が 30%(ケース 1)と 15%(ケース 2)の 2 つのケースを想定して強震動の試算を行っている。

ステップ 5：アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は全破壊域  $S$  とアスペリティの総面積  $S_a$  が与えられれば(5)式から推定される。南海トラフ地震のケース 1( $S_a/S=0.30$ )に対して $\Delta\sigma_a$ は 10.1 MPa, ケース 2( $S_a/S = 0.15$ )に対して $\Delta\sigma_a$ は 20.1 MPa となる。アスペリティの応力降下量は加速度震源スペクトルレベルからも推定できる。

ステップ 6：経験的には、例えば南海トラフ地震に対してアスペリティでのすべり量  $D_a^i$  はプレートの相対運動速度(5~7 cm/year)と最大発生間隔(150 年)から 7.5~11 m に拘束される。

ステップ 7：アスペリティの個数  $N$  は以下のように推定された。海溝型地震に対しては断層セグメントの推定は一般に困難で上の仮定が成り立つかどうかはまだわからない。南海トラフ地震に対しては過去の地震の地殻変動や津波高, さらに遠地記録, 低感度地震計記録, などによる震源インバージョン解析結果から, 想定東南海地震, 想定南海地震とも 3 つのアスペリティを仮定している(図 5 参照)。

1854 年の安政東海・南海地震に相当する震源モデルを想定して試算された強震動から求められた計測震度が図 6 に示される。先に述べたように、アスペリティの面積の異なる (アスペリティでの応力降下が 10.1 MPa と 20.1 MPa) 2 つのケースを想定して強震動の評価を行ったが、ここでは試算した 2 つのケースの結果を合わせて場所毎の揺れの大きさが以下のようにランク



分けして示される。A は 2 つのケースとも震度 6 以上，B は震度 5 弱から 5 強相当，ケースにより震度 6 なら B+，C は震度 4 相当以下，ケースにより震度 5 弱となったところは C+，とされている。

計算された強震動の有効性を検証するため，これまでの得られている 2 つの経験的なデータとの比較を行う。

まず，これまでの海溝型地震の強震動記録から経験的に求められている最大加速度や最大速度の距離減衰式（司・翠川，1999）との比較を行う。想定東南海地震の 2 つのモデル（ケース 1 とケース 2）に対して工学的基盤面の最大速度の試算結果が経験的距離減衰式と図 7 上と図 7 下で比較される。最大速度や最大加速度の値はアスペリティの応力降下量に強く影響される。応力降下量を 10.1 MPa としたケース 1 は計算された最大速度は多少小さめだがばらつきの範囲内でよく一致しており，また 20.1 MPa としたケース 2 は震源近傍域で多少大きめのところもあるが全般的によく一致している。想定南海地震は司・翠川(1999)の式の適用範囲を超えており，ここでの比較は直接的な検証とは言えない。

つぎに 1854 年安政東海および安政南海地震のときの震度分布と比較する。安政東海・南海地震の震度分布(宇佐美,1986, 1996)と試算された強震動から求められた計測震度が図 8-1 および図 8-2 で比較される（想定東海地震の震源モデルは東端を浜名湖付近としており安政のそれとは異なることに注意が必要である）。震度分布の試算値は 2 つのケースを合わせて場所毎に A から C のランク分けがなされている。宇佐美(1996)による 1854 年安政南海地震の震度は 1996 年の改定前の気象庁震度に準拠しているのに対してここでの震度評価は改定後の計測震度である。両者は大きなばらつきはあるがよく対応しているとの報告があるため，ここでは特に何の補正も加えずに比較を行う。震度の空間分布は特に震源域内の微視的震源特性，すなわちアスペリティの配置に強く影響される。このことは逆に計算と観測の震度分布の比較によりアスペリティの分布の検証ができることを意味する。図 8-1, 8-2 から計算された震度分布は宇佐美(1986, 1996)の報告とよく一致しているように見える。

これらの検証により，ここで設定した想定東南海，南海地震の震源モデルはつぎの南海トラフ地震が 1854 年安政東海，南海地震の規模に相当するとするなら妥当なものであることが確認できた。このことはここで採用した強震動の評価手法が海溝型地震に対して広域の最大速度や震度を概算するには有効であること意味している。

#### 4. 2 内陸活断層地震：1995年兵庫県南部地震の強震動

1995年兵庫県南部地震の断層破壊は，明石海峡付近深さ約17 kmにはじまり，北東の神戸方向および南西の淡路島方向の両方向に進んだ。強震動評価のための震源断層として，Kamae and Irikura (1998)によって図9に示されるような神戸側に2つ，淡路側に1つの計3セグメントからなるモデルが提案されている。

この地震の巨視的断層パラメータはこれまでの研究成果から以下のようにまとめられる。

ステップ1：全破壊域の面積 $S$ は $51 \times 20.8 \text{ km}^2$ とする。

ステップ2：内陸地震の平均応力降下量 $\Delta\sigma_0$ は約2.3 MPaと仮定する。

ステップ3: 総地震モーメント $M_0$ は  $3.29 \times 10^{26}$  dyne-cmとなる.

微視的パラメータは以下のように与えられる.

ステップ4: アスペリティの総面積と全断層面積の比  $S_a/S$  は内陸地震に対する平均的経験式から0.22と仮定する(ここではSomerville *et al.* (1999)の(1)式と(3)式を用いた).

ステップ5: アスペリティにおける応力降下量は総地震モーメント $M_0$ と $S_a/S$ から(5)式を用いると $\Delta\sigma_a$ は10.5 MPa, 強震動計算に必要な実効応力 $\sigma_{ea}$ は $\Delta\sigma_a$ と同じとする

ステップ6と7: アスペリティの数はKamae and Irikura (1998)に従い, 1セグメントに1つのアスペリティを配置し, 計3個を設定する.

アスペリティでの応力降下量( $\Delta\sigma_a=10.5$  MPa)を与えたとき(9)式から推定される加速度震源スペクトルレベルは平均的な加速度震源スペクトルレベルよりも若干小さい. 残りの加速度震動が背景領域から発生しているとして, 背景領域での実効応力 $\sigma_{eb}$ を求めると約4.0 MPaとなる.

強震動の計算は統計的グリーン関数法を用いてなされた. 従って小地震のすべり速度時間関数の設定はここでは省略できる. 観測点での地盤増幅特性は小地震から経験的に推定されたものを用いている. なお $f_{max}$ はKamae and Irikura (1998)に従い6 Hzと仮定した. 背景領域での実効応力の強震動への影響を吟味するため, 強震動の計算は次の4つのケースを仮定してなされた. 4ケースともアスペリティの実効応力はすべて10.5 MPaとし背景領域の実効応力のみ異なる.

ケース1:  $\sigma_{eb}=0$ , ケース2:  $\sigma_{eb}=0.2 \sigma_{ea}$

ケース3:  $\sigma_{eb}=0.1 \sigma_{ea}$ , ケース4:  $\sigma_{eb}=4.0$  MPa (=  $0.38 \sigma_{ea}$ )

ここでケース4の背景領域の実効応力 $\sigma_{eb}$ は, 地震モーメントを与えた時に(7)式から求められる $A_0$ と(9)式から算出されるアスペリティ部の加速度スペクトルレベルの寄与 $A_0^a$ を差し引いて求められる $A_0^b$ から推定された((8)式). 強震動の計算は震央から北東方向約50 kmの一庫ダム(HTK)に対して4ケース(図10)と震源断層の極近傍の神戸大学(KBU)に対してケース1と4の計2ケース(図11)なされ, 観測記録と比較された. また速度応答スペクトルについて計算と観測の比較(図12)がなされた. 速度波形や加速度波形の比較(図10および図11)では最大速度と包絡形はほぼ一致しているが, 最大加速度が系統的に過大評価になっている. これは応答スペクトルが短周期のところでは若干過大になっていることに対応している. 加速度レベルが過大なのは浅いところのアスペリティの実効応力を深いところと同じ値にしているなどの原因が考えられる. 今後アスペリティの応力降下量の深さ依存性の検討が必要とされる.

## 5. まとめ

強震動記録を用いた波形インバージョンにより推定された断層震源におけるすべり分布から, ①全破壊域は総地震モーメントに対して自己相似 (Somerville *et al.*, 1999), ②アスペリティ総面積は断層面積に対して一定の比率 (Somerville *et al.*, 1999; 入倉・三宅, 2001), さらに③加速度震源スペクトルの高周波数レベルもまた総地震モーメントに対して自己相似 (壇・他, 2001)であることが示された. これらの巨視的および微視的断層パラメータの経験的関係式は Das and Kostrov (1986) の動学的シングル・アスペリティモデルを拡張したマルチ・アスペリティモデルによって物理的な意味が与えられる.

上記の経験的關係式を基に、将来の大地震に対する強震動を予測するための震源のモデル化の手続きが以下のようにまとめられる。①の経験的關係式から巨視的断層パラメータが与えられる。これは、想定する地震の震源断層の面積が与えられれば地震モーメントが推定される、すなわち地震規模が与えられることを意味する。②の経験的關係式から微視的断層パラメータが与えられる。すなわち、想定する地震の断層面積の関数としてアスペリティの総面積およびアスペリティにおける応力降下量が推定される。③の關係式から、強震動予測に必要なアスペリティ領域および背景領域における実効応力が推定される。

強震動予測のためのレシピの有効性が、海溝型地震の例として南海トラフ沿いに発生が想定される南海地震および東南海地震の強震動評価、および内陸活断層に発生する地震の例として1995年兵庫県南部地震のときの強震動評価、により検討された。

海溝型地震の例では、次の南海地震については1854年安政南海地震の震源域を、次の東南海地震については1944年昭和東南海地震の震源域を想定した強震動の試算を行った。ただし、両方の想定地震の平均応力降下量は1854年安政南海・東海地震を参考に設定した。アスペリティの総面積は、経験的關係式のばらつきを考慮して、ケース1として全破壊域の30% (実効応力約10 MPa)、ケース2として全破壊域の15% (実効応力約20 MPa) と仮定した。それにより試算された強震動の大きさは海溝型地震の最大加速度および最大速度の距離減衰式のばらつきの範囲内にある。想定した南海地震に対して評価された強震動波形から推定された計測震度は、安政の南海地震の震度分布によく対応する。想定東南海地震については安政の東海地震と震源域が異なるので直接比較できないが、浜松よりも西方域についてほぼ対応した。

内陸活断層地震の例として1995年兵庫県南部地震に対する震源モデルをレシピに従って構築し、評価された強震動と観測記録を比較することでモデル化の有効性が検討された。アスペリティは各セグメントに1つずつ配置し、アスペリティでの実効応力は経験式から推定される10.5MPaを仮定した。計算された速度波形は比較的よく観測に一致したが、加速度波形の最大値は震源近傍域で系統的に過大評価になった。背景領域の実効応力をアスペリティでの実効応力に対して0~37%の範囲で変化させ合成地震動への影響を調べたが、最大速度や最大加速度への影響は小さいことがわかった。

これらの試算結果は、本論で提案する修正レシピに基づく強震動評価が海溝型地震や内陸活断層地震に有効であること示している。ここでの評価ではアスペリティの位置と数および破壊開始点に関して過去の地震のインバージョン結果を参照して先見的に与えている。しかしながら、これらのパラメータの変化が強震動に与える影響は大きい。将来の地震に対してこれらのパラメータの設定に関する今後の研究が必要とされる。

## 謝辞

解析にはCEORKAと水資源開発公団の強震記録を使わせて頂きました。記して感謝致します。作図の一部にはWessel and Smith (1995)のGMT Ver.3.0を使用しました。本研究は文部科学省振興調整費による「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」の一環として行われたものです。

参考文献

- Boatwright, J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001). 断層非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, 51-62.
- Das, S. and B. V. Kostrov (1986). Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, In Das, S., J. Boatwright, and C.H. Scholz, eds.: *Earthquake Source Mechanics*, AGU., Washington D.C., 91-96.
- Eshelby, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, A241, 376-396.
- Fukushima, Y. and T. Tanaka (1990). A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 757-783.
- Guatteri, M. and P. Spudich (2000). What can strong-motion data tell us about slip-weakening fault-friction laws?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 98-116.
- Hyndman, R.D., M. Yamano and D.A. Oleskevich (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults, *Island Arc*, 6, 244-260.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001). シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 (2002). 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集(投稿中).
- 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*, 527, 61-70.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会編 (1999). *日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—* 追補版, 実業広報社, 東京.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001a). 南海トラフを想定した強震動評価手法について(中間報告), <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001b). 南海トラフ地震の長期評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>.
- Kamae, K. and K. Irikura (1998). Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 400-412.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- 菊地正幸・山中佳子 (2001). 既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定, *SEISMO*, 5, 6-7.
- Madariaga, R (1977). High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 51, 625-651.
- 宮腰研 (2002). 不均質震源の特性化, 月刊地球号外「最近の強震動予測研究—どこまで予測可

能となったのか？」(投稿中).

- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000). Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, Proc. 12thWCEE, 8pp. (CD-ROM).
- 宮武隆 (2002). 震源物理に基づく震源モデル—強震動予測のために—, 月刊地球号外「最近の強震動予測研究—どこまで予測可能となったのか？」(投稿中).
- 西村宗・安藤雅孝・宮崎真一 (1999). 南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南向き運動について, 地震第2輯, 51, 443-456.
- 野口伸一 (1996). 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, 地震第2輯, 38, 295-325.
- Sagiya, T., and W. Thatcher (1999). Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust : the Nankai Trough, southwest Japan, J. Geophys. Res., 104, 1111-1129.
- 司宏俊・翠川三郎 (1999). 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会大会学術公演講演梗概集, 523, 63-70.
- Somerville, P.G., 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.
- 佐藤良輔編著 (1989). 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック(全390pp.), 鹿島出版会, 東京, 86.
- Tanioka, Y. and K. Satake (2001a). Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, Geophys. Res. Lett., 28, 1075-1078.
- Tanioka, Y. and K. Satake (2001b). Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, Earth Planets Space, 53, 235-241.
- 宇佐美龍夫 (1986). 東海沖四大地震の震度分布(明応・宝永・安政東海・東南海地震), 地震予知連絡会会報, 35, 343-355.
- 宇佐美龍夫 (1996). 新編日本被害地震総覧[増補改訂版], 東京大学出版会, 東京.
- 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.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1995). New version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 76, 329.
- Yamanaka, Y., and K. Shimazaki (1990). Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the mainshock, J. Phys. Earth, 38, 305-324.

## 図説

表 1. 修正レシピに基づき推定された case 4 の震源パラメータ[入倉・他 (2002)による].

図 1. 全破壊域と総地震モーメントの関係. 細実線は Someville et al. (1999)による経験的關係式. 灰色の領域は標準偏差( $\pm\sigma$ )の範囲を示す. Well and Coppersmith (1994)によりコンパイルされた内陸活断層地震のうち大きい地震は, Someville et al. (1999)による経験的關係式に対して系

統的なずれ(太点線)を示す。

図 2. 加速度震源スペクトルの高周波数側の平坦レベルと総地震モーメントの関係[壇・他 (2001)による].

図 3. アスペリティモデル (左) とクラックモデル (右) [Boatwright (1988)による]. それぞれの図で、上が破壊による応力変化, 下がすべり分布を表す.

図 4. (a) アスペリティ総面積と全破壊域面積の関係. (b) 最大アスペリティの面積と全破壊域面積との関係. 灰色の領域は標準偏差( $\pm\sigma$ )の範囲を示す.

図 5. 想定東南海地震・想定南海地震の震源域, およびそれぞれの震源域内でのアスペリティ(網掛け部)分布. 破壊開始点は X 印で示される[地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001a)による].

図 6. 想定東南海地震(上)および想定南海地震(下)に対する県庁所在地等の震度試算結果[地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001a)による].

図 7. 想定東南海地震(左)と想定南海地震(右)の工学基盤面の最大速度の試算結果と海溝型地震に対する経験的距離減衰式(司・翠川, 1999)との比較[地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001a)による].

図 8-1. 試算された想定東南海地震(上)の強震動からの震度(気象庁計測震度) [地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001a)による]と 1854 年安政東海地震(下)に対する推定震度[宇佐美 (1986)を基に作成された地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (1999)による]との比較.

図 8-2. 試算された想定南海地震(上)の強震動からの震度(気象庁計測震度) [地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001a)による]と 1854 年安政南海地震(下)に対する推定震度[宇佐美 (1996)を基に作成された地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (1999)による]との比較.

図 9. 1995年兵庫県南部地震の強震動シミュレーションに使われた特性化震源モデル[入倉・他 (2002)による].

図10. 修正レシピに基づく1995年兵庫県南部地震の強震動シミュレーションによる, HTKのダム軸(LG)方向の合成波形と観測波形の比較. 左側は加速度波形, 右側は速度波形を示す[入倉・他 (2002)による].

図 11. KBU における観測波形と合成波形(case 1 と case 4 のみ)の NS 成分. 左側は加速度波形, 右側は速度波形を示す[入倉・他 (2002)による].

図 12. HTK(左)と KBU(右)における観測波形と合成波形(case 4)の速度応答スペクトル[入倉・他 (2002)による].

	$M_0$ dyne-cm	S km <sup>2</sup>	D cm	$\Delta\sigma$ MPa	A dyne-cm/sec <sup>2</sup>
total fault area	$3.29 \times 10^{26}$	1062	103	2.3	$1.70 \times 10^{26}$
segment 1 (total (asperity) (background)	$8.43 \times 10^{25}$ $3.57 \times 10^{25}$ $4.86 \times 10^{25}$	300 64 236	94 186 69	2.3 10.5 4.0	$9.03 \times 10^{25}$ $7.29 \times 10^{25}$ $5.33 \times 10^{25}$
segment 2 (total (asperity) (background)	$1.60 \times 10^{26}$ $6.96 \times 10^{25}$ $9.04 \times 10^{25}$	462 100 362	115 232 83	2.3 10.5 4.0	$1.12 \times 10^{26}$ $9.12 \times 10^{25}$ $6.50 \times 10^{25}$
segment 3 (total (asperity) (background)	$8.43 \times 10^{25}$ $3.57 \times 10^{25}$ $4.86 \times 10^{25}$	300 64 236	94 186 69	2.3 10.5 4.0	$9.03 \times 10^{25}$ $7.29 \times 10^{25}$ $5.33 \times 10^{25}$

Table 1 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

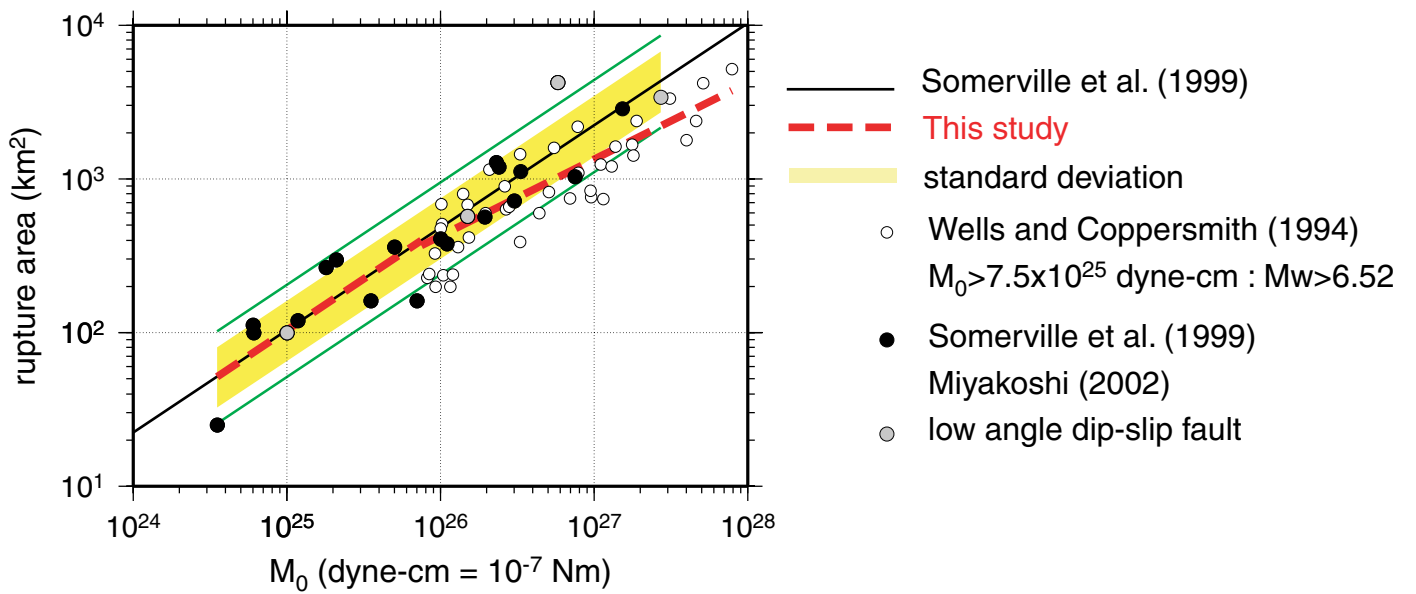


Fig. 1 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)



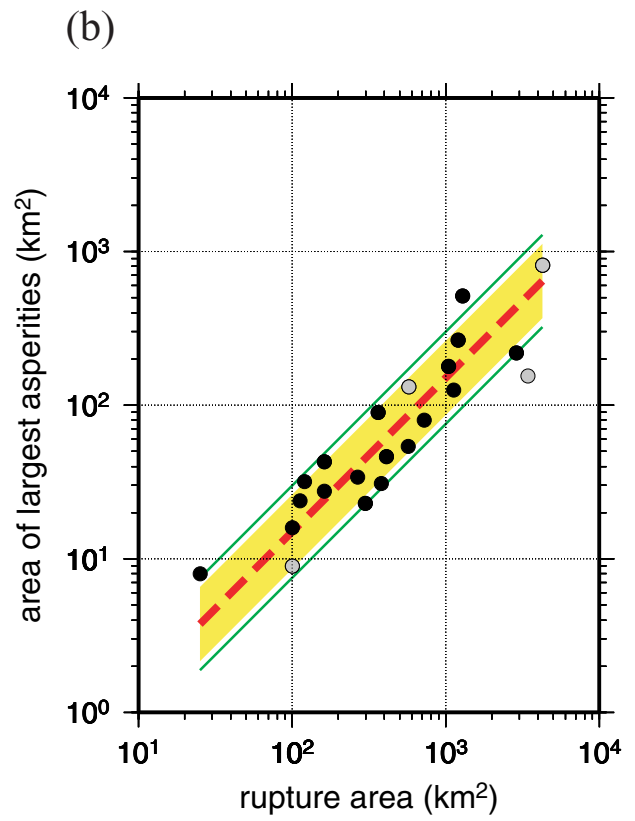
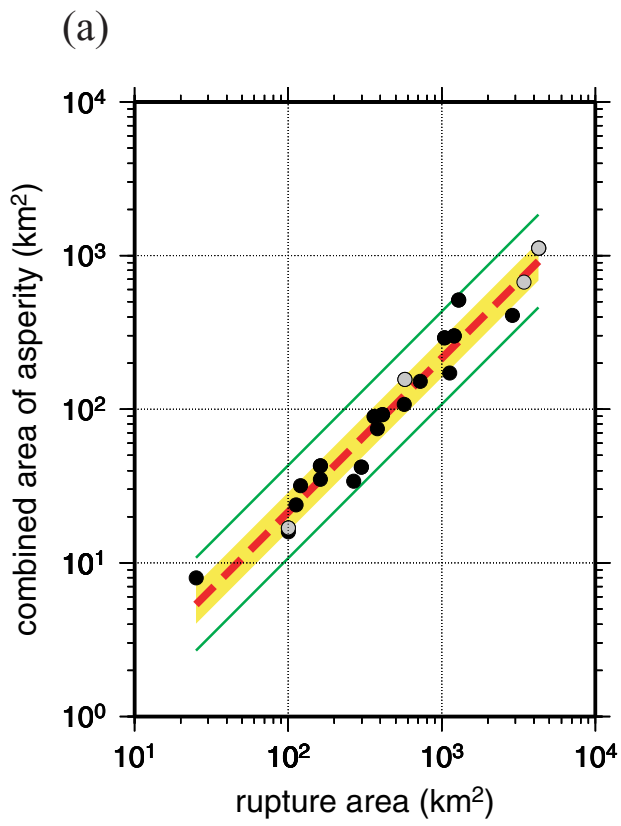


Fig. 2 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

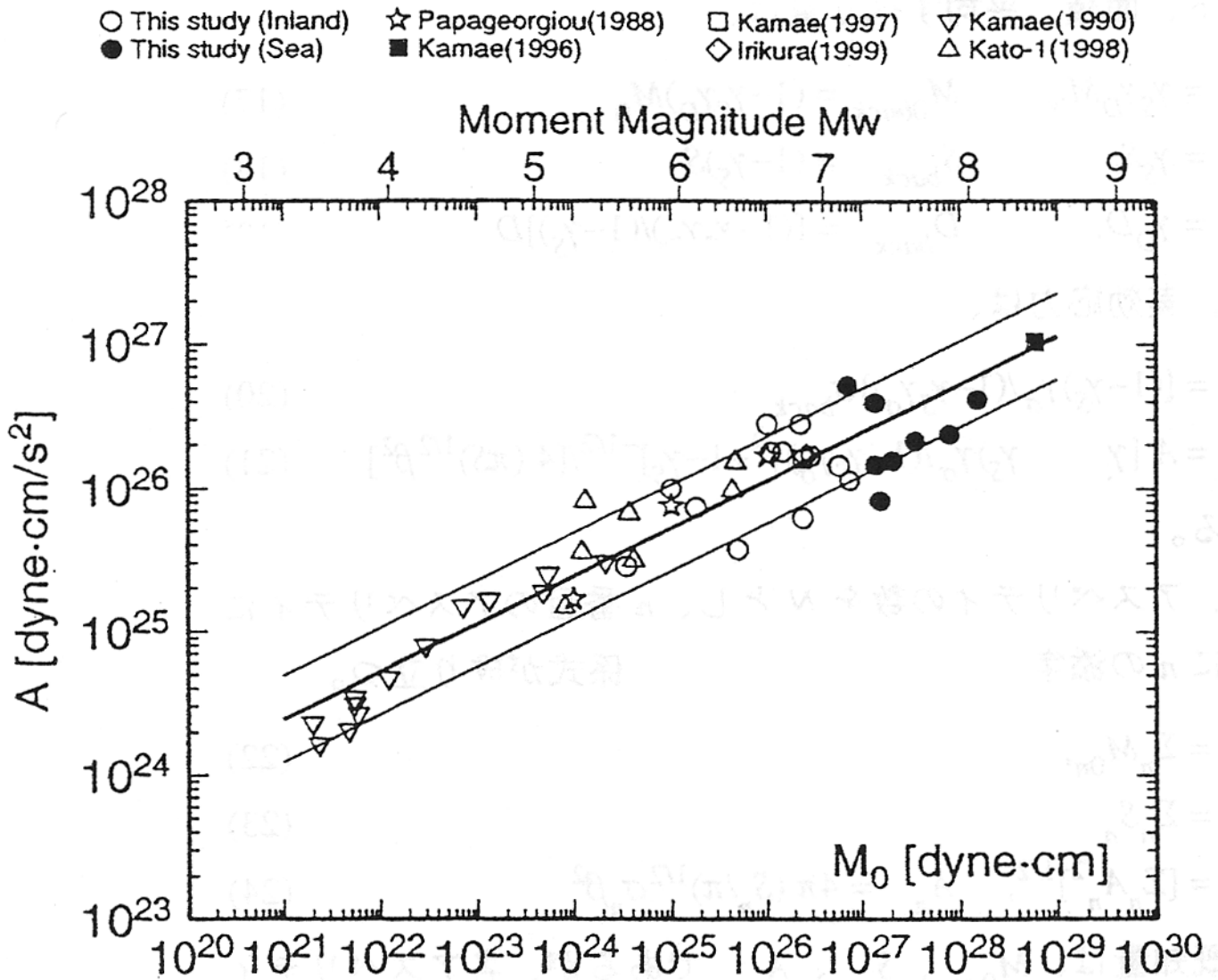


Fig. 3 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

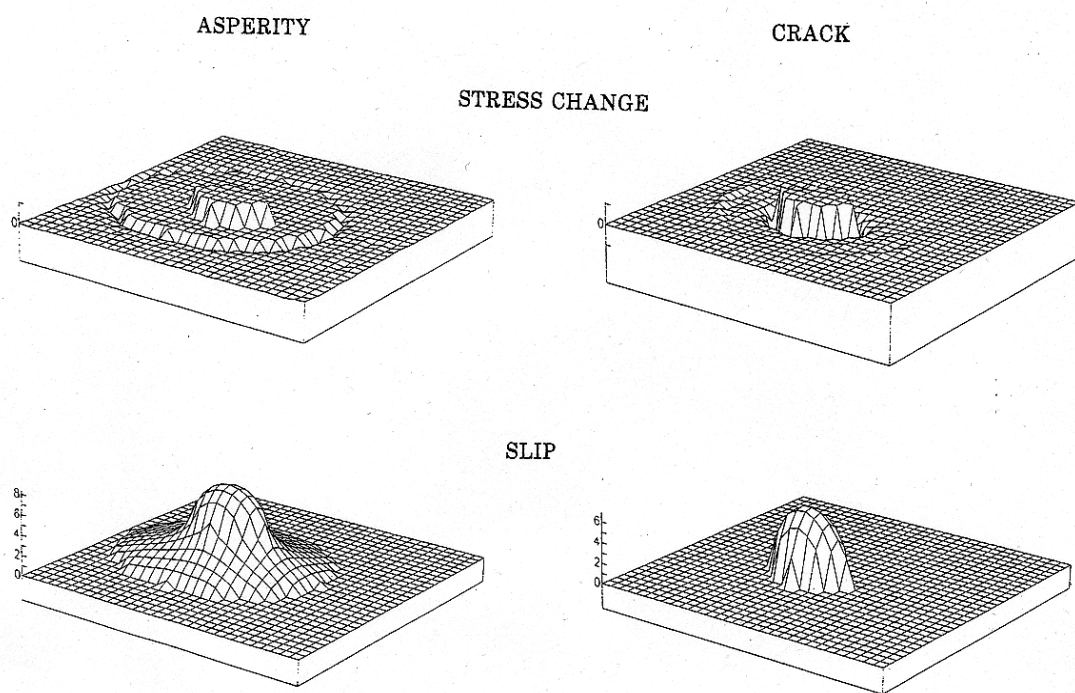


Fig. 4 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

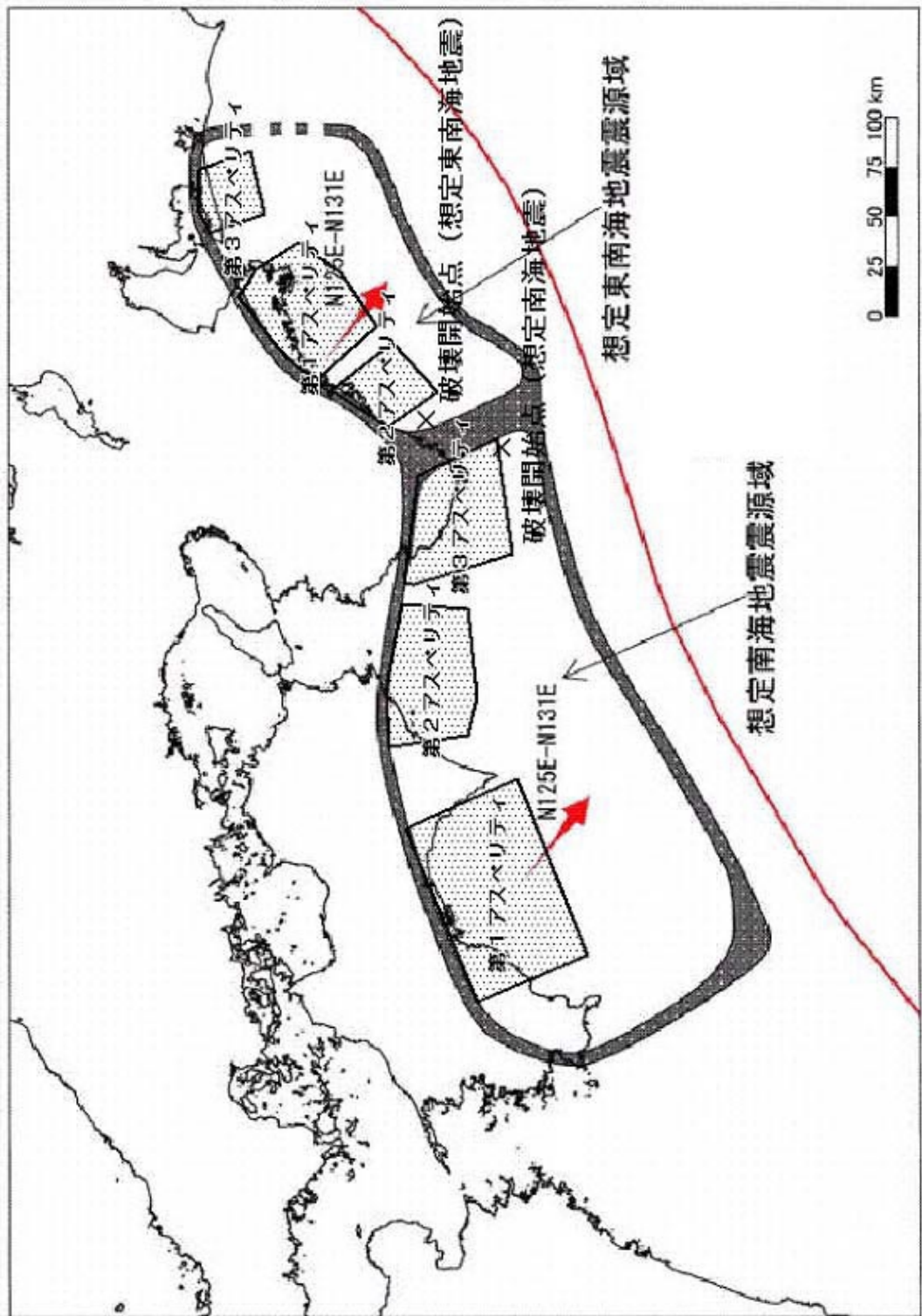


Fig. 5 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

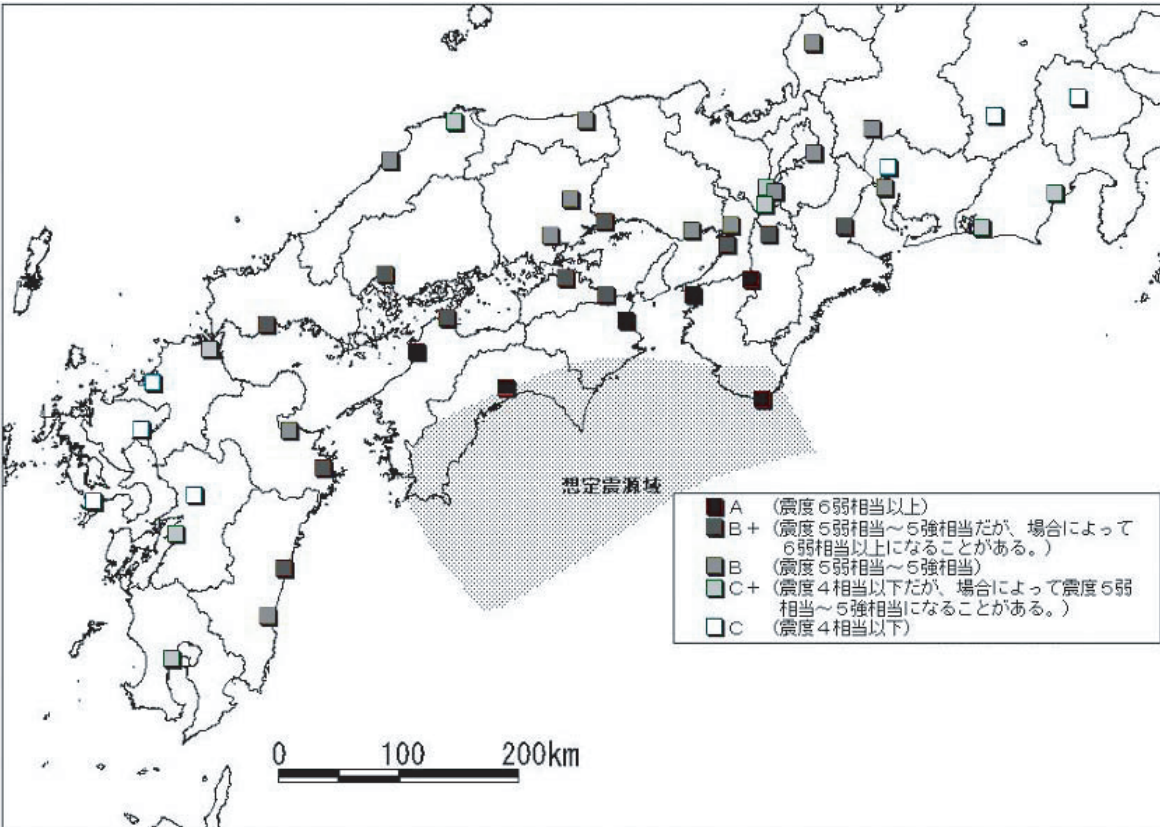
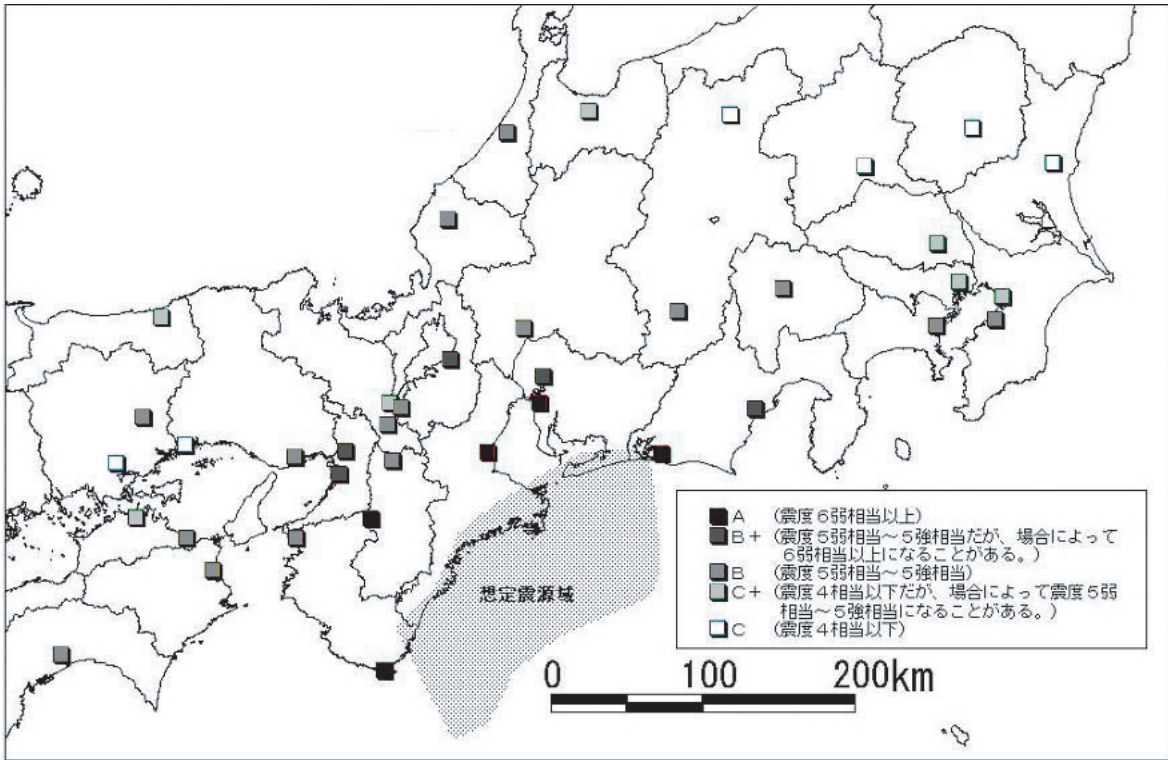


Fig. 6rev 入倉・三宅(2002, 月刊地球)



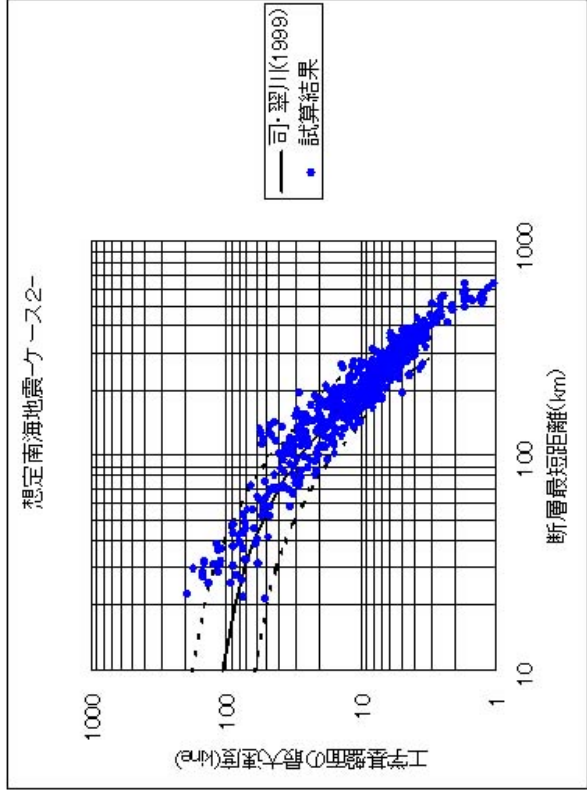
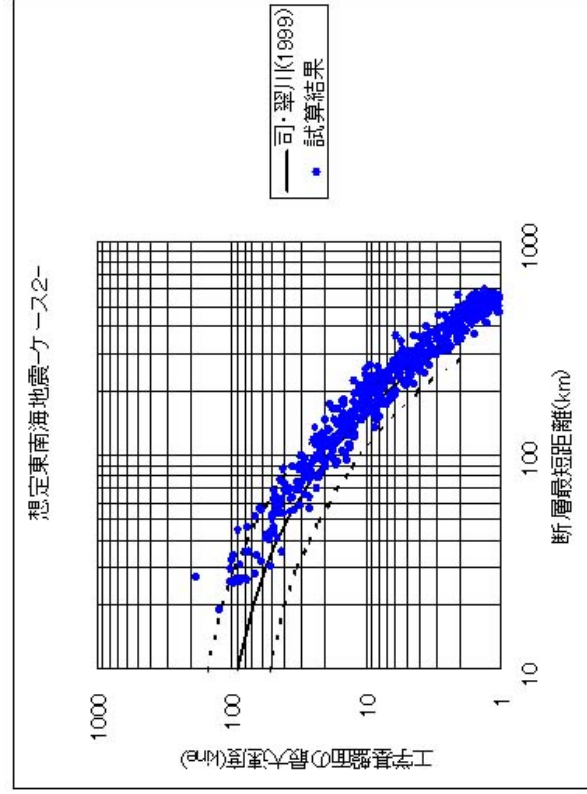
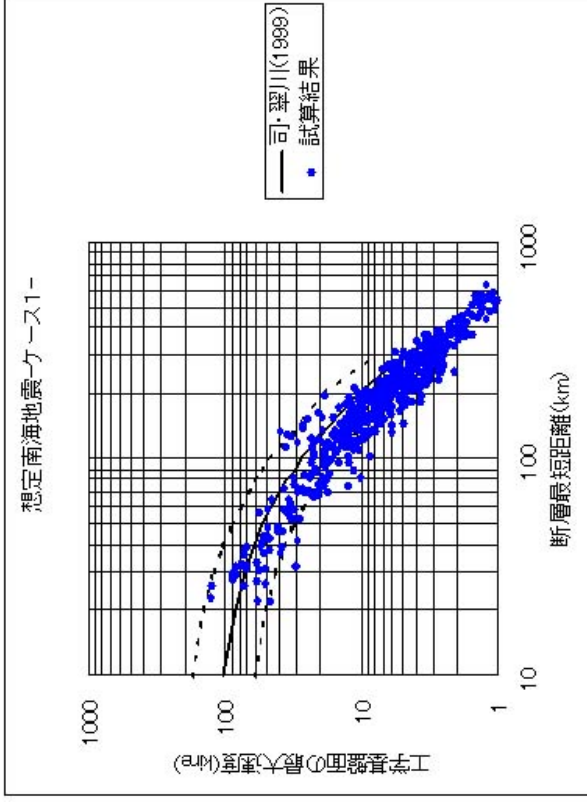
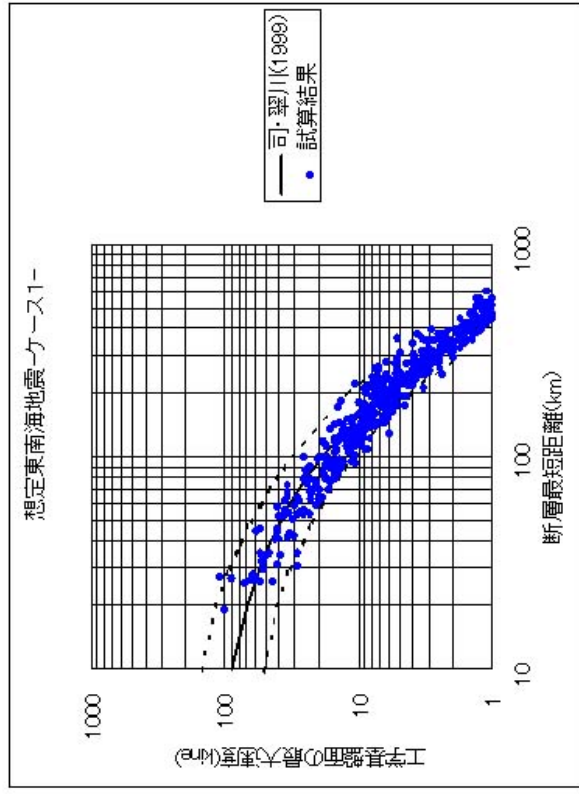


Fig. 7 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

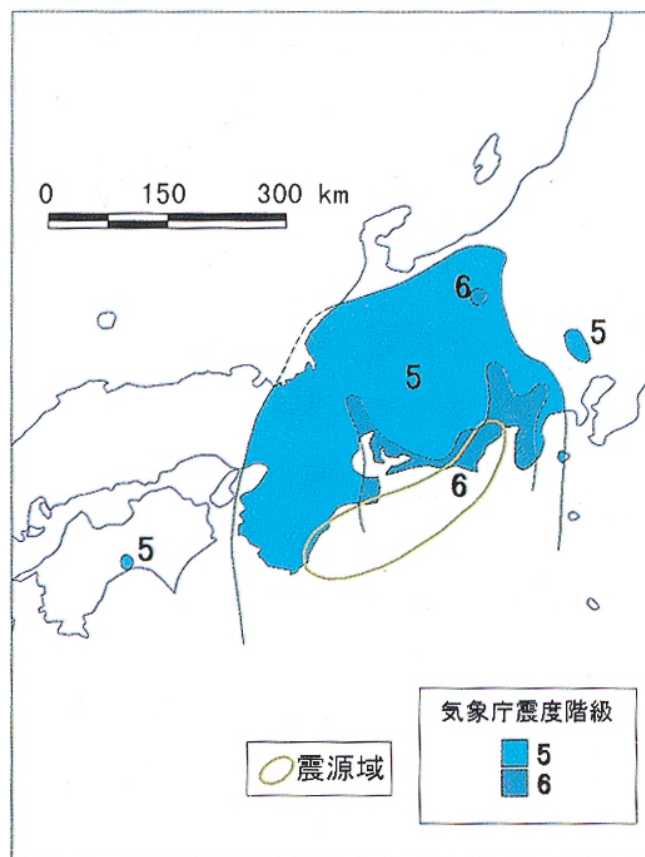
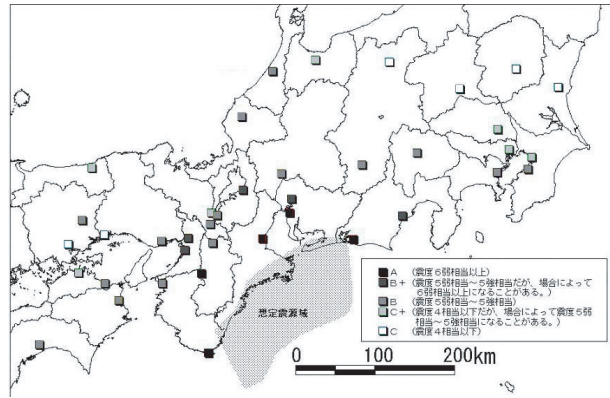


Fig. 8-1rev 入倉・三宅(2002, 月刊地球)

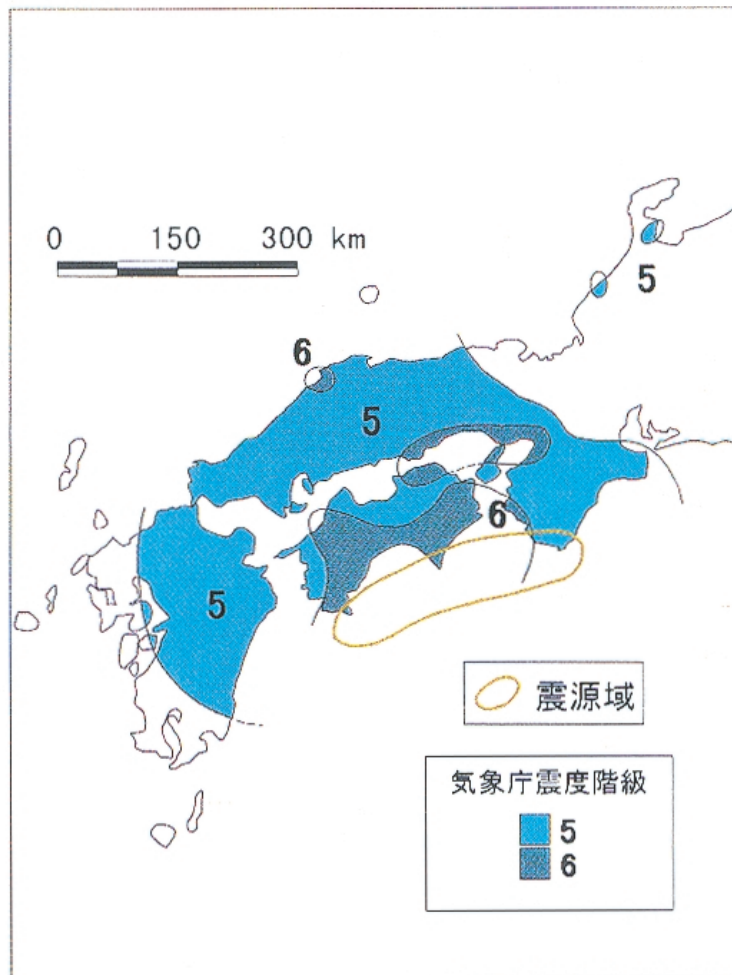
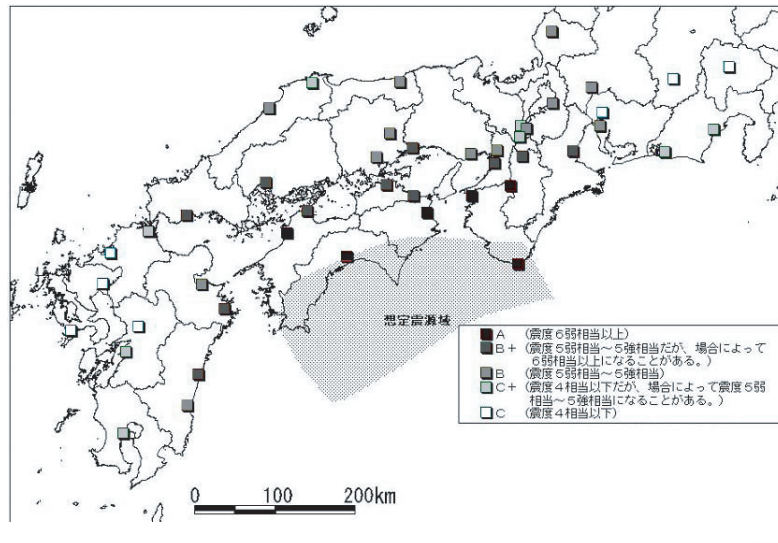


Fig. 8-2rev 入倉・三宅(2002, 月刊地球)



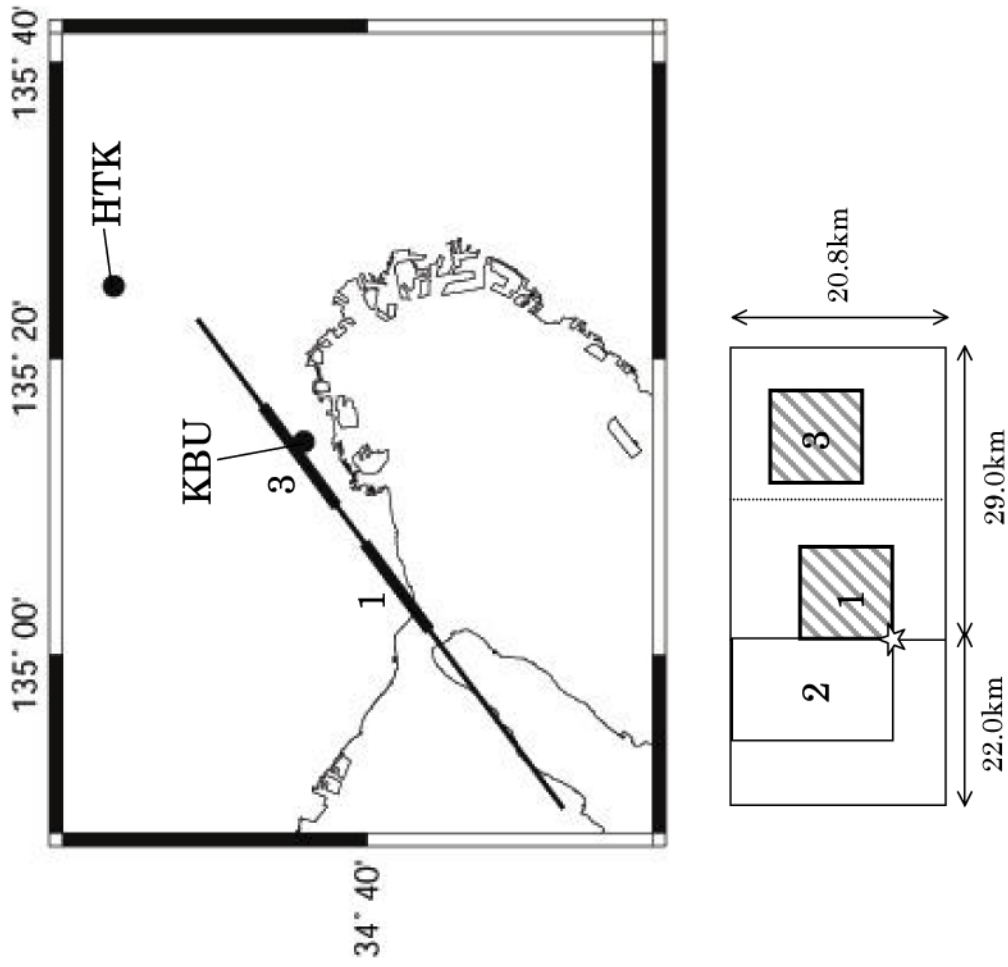


Fig. 9 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

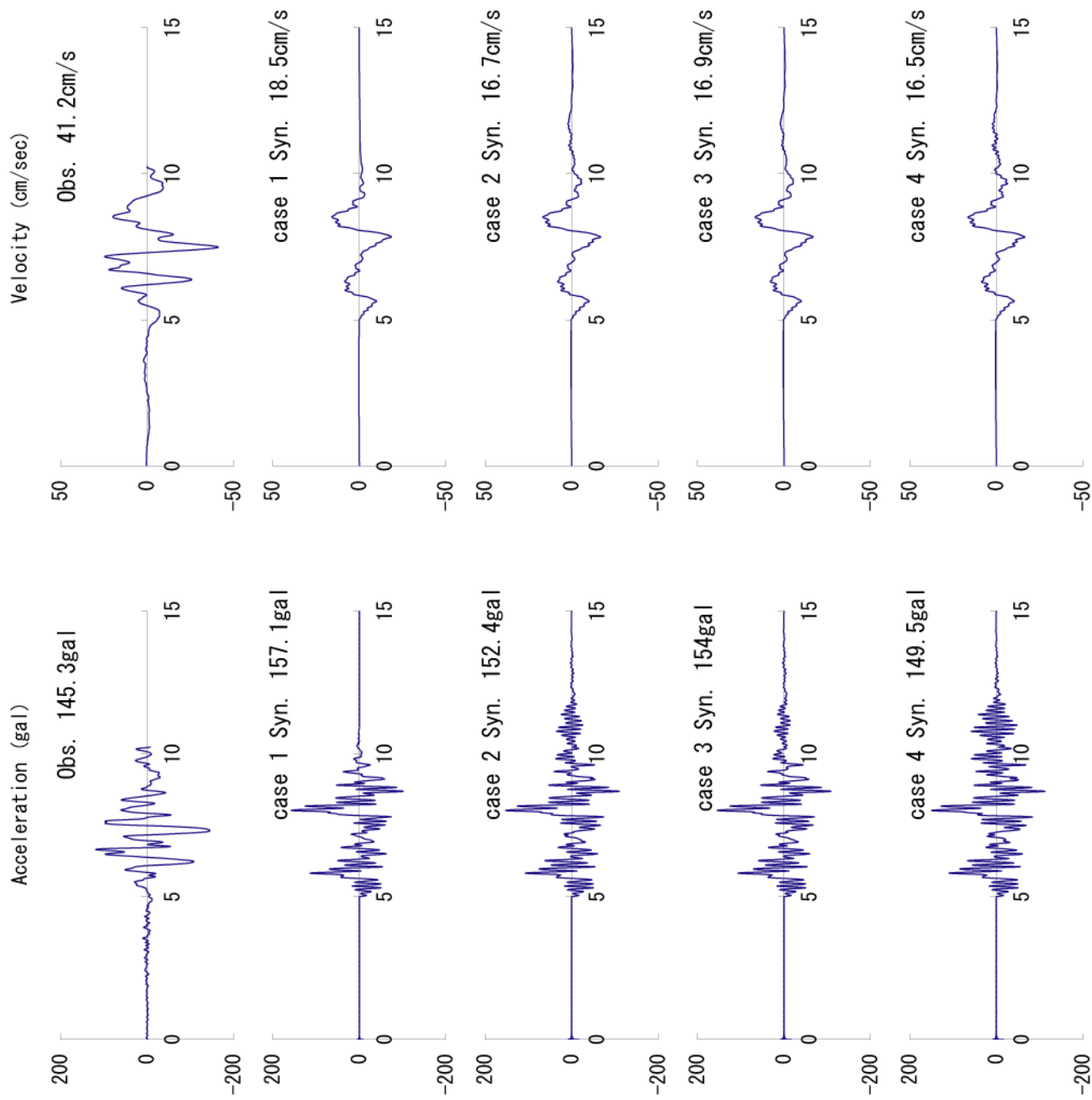


Fig. 10 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

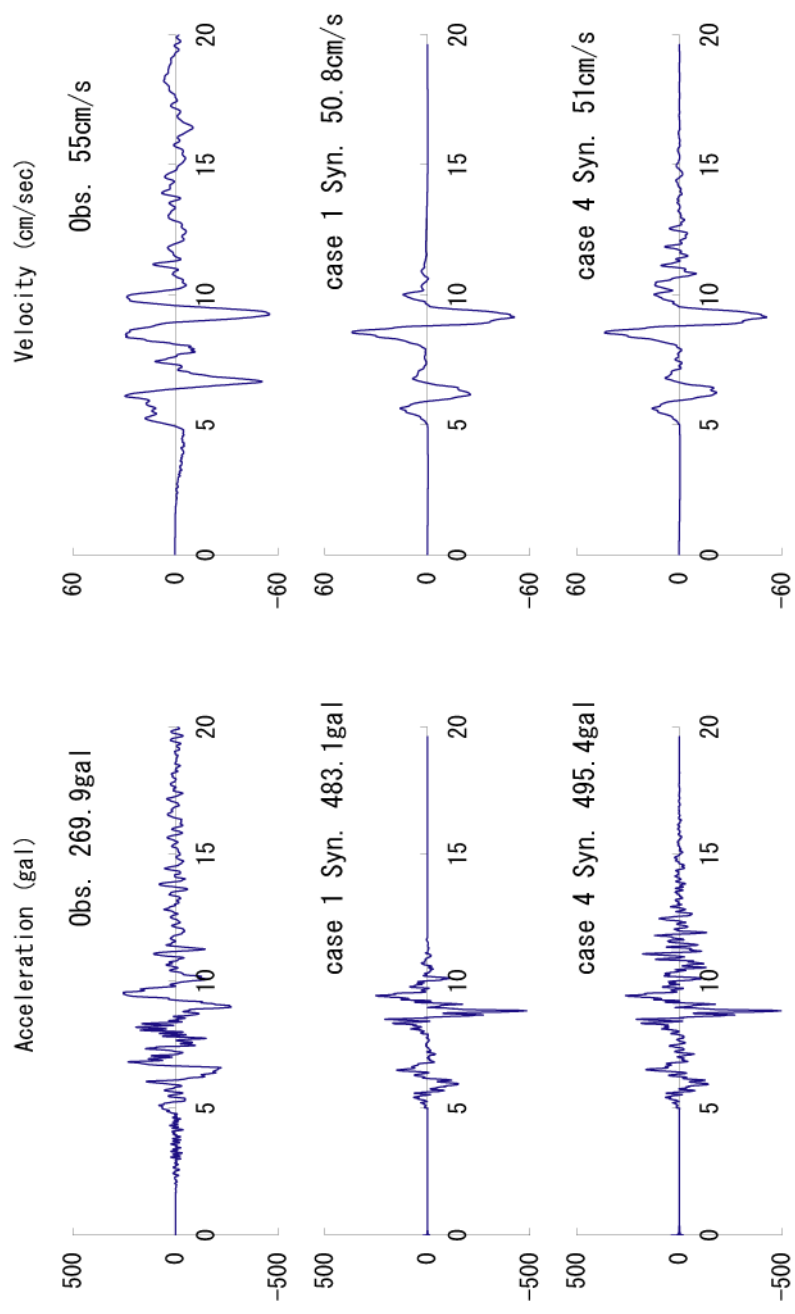


Fig. 11 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)

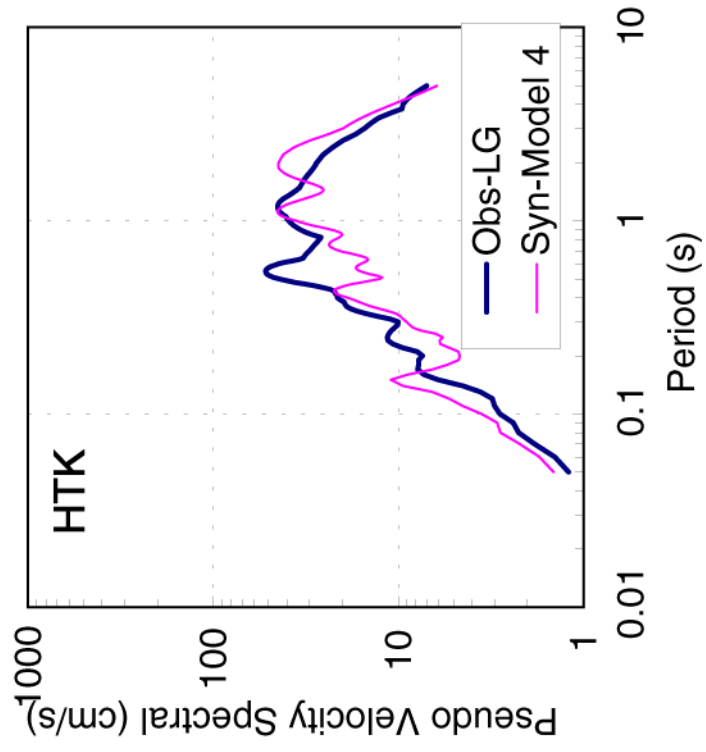
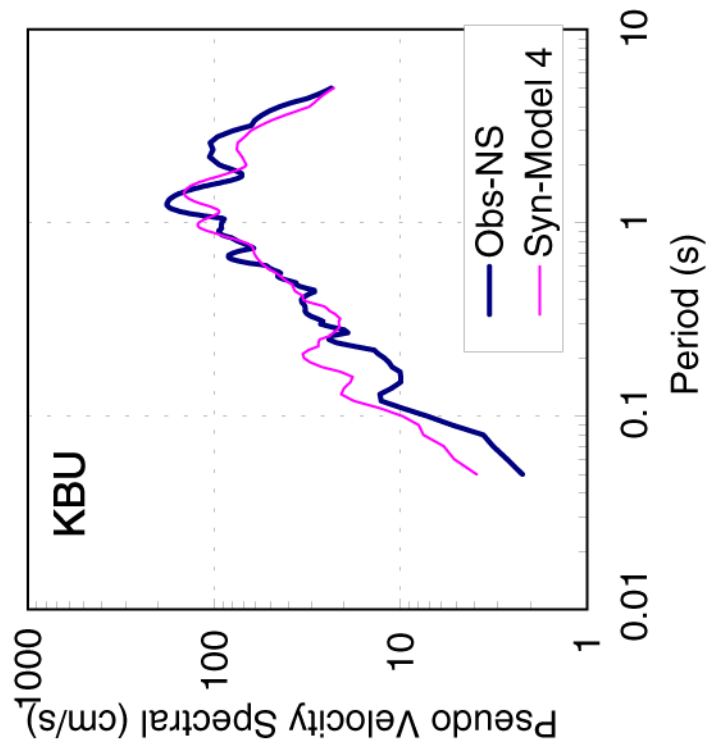


Fig. 12 (入倉・三宅, 2002, 月刊地球)