

強震動予測レシピ

入倉孝次郎*

*愛知工業大学・地域防災研究センター・客員教授

要 旨

「強震動予測レシピ」は、活断層に発生する地震や海溝域に発生する地震による強震動予測を目的として、地形・地質調査データ、歴史地震、地球物理学的調査に基づき震源断層を想定したとき断層パラメータを推定する手続きを系統的にまとめたものである。この「レシピ」は同一の情報が得られれば誰がやっても同じ答えが得られる強震動予測の標準的な方法論を目指したものである。現状ではいまだ開発途上であり今後の地震関連データの蓄積と動力学的断層破壊過程に関する理論および実験的研究の発展により、修正を加え、改訂されていくことを前提としている。

本報告では上記「レシピ」構築の前提となった考え方について概説する。ここでの「レシピ」の考えに基づき、地震調査委員会は活断層調査や海溝域の歴史地震の調査で地震発生確率が高い震源断層を対象として地震動予測地図の1部として強震動予測を実施してきた。2000年鳥取県西部地震、2003年十勝沖地震、2005年福岡県西方沖地震など最近の被害地震については、震源破壊過程の研究および強震動の観測データを用いて「レシピ」の検証を行ってきた。地震調査委員会による内陸活断層地震および海溝型地震に対する強震動予測結果および過去の地震を用いた検証結果については地震調査研究推進本部のホームページに掲載されている。

地震調査委員会では、活断層調査に基づいて地震の発生確率の公表と同時に早期に地震動予測結果を発表するため、一部の断層パラメータの設定をやや簡便化した方法を検討している。本報告では、上記の簡便化法についても付録として掲載する。

1. はじめに

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の結果から、震源断層パラメータが地震モーメントに関して2つのスケーリング則によって支配されていることが明らかになってきた。スケーリング則の1つは震源断層の全破壊域の面積と地震モーメントの関係を与えるもので、これらのパラメータを巨視的断層パラメータと呼ぶ。もう1つは震源断層内のアスペリティの総面積を地震モーメントの関数として与えるもので、この関係から震源断層内のアスペリティの分布およびそこでの応力降下（あるいは実効応力）が与えられる。これらのパラメータを微視的断層パラメータと呼ぶ。これらの2つのスケーリング則に基づいて、強震動の計算に必要とされる震源断層の面積、地震モーメント、さらに震源断層内の不均質な応力やすべり分布のモデル化が可能となる。我々は、上記の考えを整理して、特定の活断層や海溝域に発生する地震を想定したとき、誰でも同じ答え（予測地震動）が得られるように震源断層のモデル化の手続きをレシピとしてまとめた。強震動予測レシピの有効性は、内陸の活断層に起こった1995年兵庫県南部地震、2000年鳥取県西部地震、2005年新潟県中越地震、2006年福岡県西方沖地震など、海溝域に起こった2003年十勝沖地震や1978年および2005年宮城県沖地震などにおけるシミュレーションと観測記録の比較により検証されている。

2. 強震動予測レシピの基本的考え

本研究は、大地震による災害軽減対策を考える上でキーとなる強震動をどのように評価するか、その方法論の確立を目指している。強震動計算に必要な震源のモデル化、地下構造のモデル化、さらに数値シミュレーションなど、強震動を評価するための手続きを料理本のように「レシピ」としてまとめることを試みる。

「レシピ」とは、危険な活断層や海溝域が存在するとき、そこで引き起こされる可能性の高い将来の地震による強震動評価を、「誰がやっても同じ答えが得られる方法論」のことを呼ぶことにする。ここでいう強震動とは、単に最大加速度、最大速度、震度、という簡便化された指標ではなく、一般的な構造物に対する破壊力を知ることのできる大振幅の時刻歴波形を意味している。

強震動予測レシピは、①想定する地震の震源の特性化、②震源と対象地域を包含する地下構造・地盤構造のモデル化、および③地震動のシミュレーション手法、から構成される。このレシピを適用することにより、地震災害軽減対策の要である、構造物の被害に係る周期 0.1 秒から 10 秒の広い周期帯域における強震動の高精度予測が可能となる。

このような形で強震動を予測するための最重要課題の 1 つが震源となる断層運動の特性化である。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 (以下本文では、震源インバージョンと記す) により、強震動生成の震源モデルが明らかとなりつつある。その結果、強震動の評価には、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。将来の大地震に対する強震動の評価を適切に行うためには、地震の震源の物理モデルに基づいて与えられる地震の相似則に従って巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータを設定する必要がある。

震源インバージョン結果を基に推定された巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータは地震モーメントの関数としてそれぞれ一定のスケール則に従っていることがわかっている。この 2 つのスケール則の関係式はマルチ・アスペリティモデルを用いて、総地震モーメント、全破壊域面積、全アスペリティ面積、およびアスペリティの応力降下量の間の関係式として表される。スケール則に関する基本的関係式から、内陸地震および海溝型地震に対する震源のモデル化の手続きが「レシピ」として記述される。

3. 断層パラメータに関するスケール則

3. 1. 巨視的断層パラメータ

大地震のときの全破壊域、すなわち震源断層の面積 S , は地震モーメント M_0 に対して一定の相似則で結ばれていることは 30 年以上も前から知られている (Kanamori and Anderson, 1975)。この相似則の基になったデータは海溝域に生じる地震も内陸の活断層で発生する地震も含まれていたが、最近の研究では、この関係は海溝型地震と内陸の活断層地震とでは異なることもわかってきた。

内陸の活断層地震については、近年、強震動記録を用いた震源インバージョンから得られたすべり分布に基づいて、全破壊域と地震モーメントの関係が図 1 上図に黒丸で示されるように比較的数量多いデータを用いてより詳細な検討がなされている (Somerville et al., 1999, 宮腰, 2002)。震源インバージョン解析された地震は 10^{19} Nm より大きいものは未だ数が少ないので、それを補うため余震域や地殻変動データなどの種々の方法で決められた断層面積と地震モーメントの関係も同じ図に書き加えられている。断層面積と地震モーメントの関係は、地震モーメントが 10^{19} Nm より小さい地震に対しては $S \propto M_0^{2/3}$, それより大きい地震ではむしろ $S \propto M_0^{1/2}$ の関係にそっているようにみえる。これらの関係は、断層長さ L が一定以上大きくなる (例えば、 $L > 20$ km) と断層幅が地震発生層の厚さにより一定値 W_{max} (約 20 km) で飽和する、という考えに対応するものである (Shimazaki, 1986)。これは断層すべり量 D と断層長さ L , 断層幅の飽和値 W_{max} の関係の考察から、断層長さ L が $10W_{max}$ より大きくなるような巨大な内陸地震の場合、断層すべり量 D はほぼ一定値となり、結果として $S \propto M_0$ の関係になる。 L が $10W_{max}$ そして $W_{max} = 20$ km に対応する地震のモーメント M_0 は約 10^{21} Nm 程度になる (入倉, 2004)。

海溝型地震について、断層面積 S と地震モーメント M_0 の経験的關係は図 1 の下図のようにまとめられる。沈み込み帯での地震発生層の幅は内陸部より広いと考えられ、そのため S と M_0 はより広い範囲で $S \propto M_0^{2/3}$ の関係が成り立っており、その場合平均応力降下量は約 3.0MPa になる。海溝型地震に対して W_{max} は約 100 km と考えると、 M_0 - S 関係が系統的にずれるのは地震モーメントが 10^{21} Nm (M_w 8 の地震) 以上となる。図で示されている関係は、 $L < W_{max}$ ($M_0 < 10^{21}$ Nm) のとき $L \propto M_0^{1/3}$, $S \propto M_0^{2/3}$, $W_{max} < L < 10W_{max}$ (10^{21} Nm $< M_0 < 10^{23}$ Nm) のとき、 $L \propto M_0^{1/2}$, $S \propto M_0^{1/2}$, そして $10W_{max} < L$ ($M_0 > 10^{23}$ Nm) のとき、 $L \propto M_0$, $S \propto M_0$ として表される。

三宅・他 (2006) は、1994 年三陸はるか沖地震、1996 年日向灘地震、2003 年十勝沖地震など最近の日本付近の海溝型地震について、断層面積 S と地震モーメント M_0 の経験的關係を図 2 のようにまとめた。最も大きな地震でも地震モーメントが 10^{22} Nm 以下のため、断層面積 S が地震モーメント M_0 に対して自己相似の関係 $S \propto M_0^{2/3}$ にはほぼ従っている。さらに、彼らは経験的グリーン関数法を用いた広帯域強震動再現のチェッ

クを行い、図2に示される断層面積はやや過大で、最適モデルとしては円形クラックを仮定して断層面積と地震モーメントから求められる平均応力は3 MPa程度となる、ことを確認している。

$L < W_{max}$, すなわち $L \propto M_0^{1/3}$ のとき、
Eshelby (1957) より地震モーメント M_0 は、

$$M_0 = \frac{16}{7\pi} \cdot \overline{\Delta\sigma_c} \cdot S^{3/2} \quad (1)$$

で与えられる。ここで $\overline{\Delta\sigma_c}$ は断層面全体における平均応力降下量、 S は断層面積。

アスペクト比 (L / W_{max}) が大きいとき、地震モーメントと断層面積の関係として円形クラックに対して与えられる(1)式の適用には問題がある。アスペクト比が大きい場合に有効なスケール則として、Fujii and Matsu'ura(2000)は以下の式を提案している。

$$M_0 = \frac{\overline{\Delta\sigma_c} W_{max} L^2}{aL + b} \quad (2)$$

ここで、 $\overline{\Delta\sigma_c}$ は平均応力降下量、 a と b は構造依存のパラメータで数値計算により与えられる。内陸地震に同式を適用するため、Fujii and Matsu'ura(2000)はリソスフェアの厚さを30 kmとして $a = 1.4 \times 10^{-2}$, $b = 1.0$ を導いている。

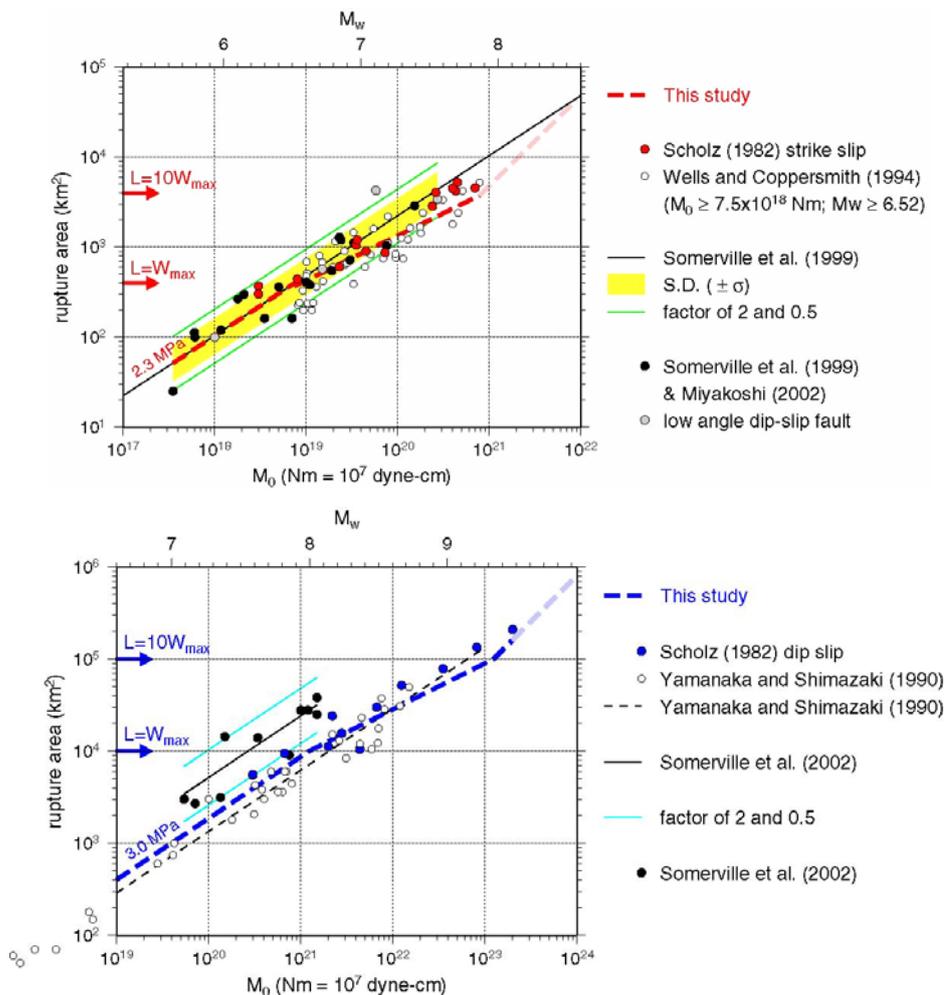


図1. 地震モーメントと破壊域(断層面積)の経験的關係。上図:内陸活断層地震。下図:海溝型地震。太波線は3段階スケール則を示す(入倉, 2004)。

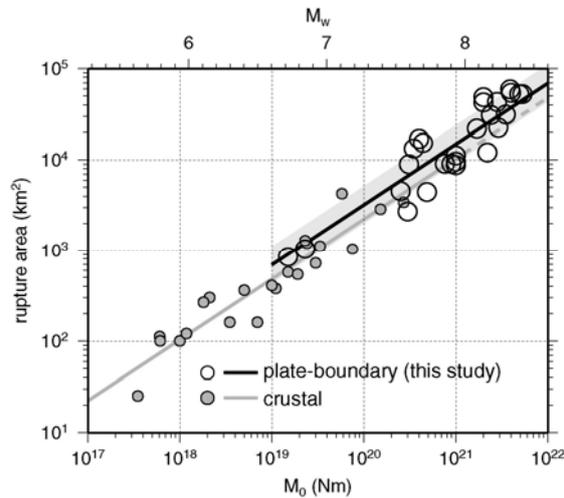


図2. 日本周辺で発生した海溝型地震 (○) および内陸活断層地震 (●) の地震モーメントと破壊域 (断層面積) の経験的關係 (三宅・他, 2006)。

3. 2. 微視的断層パラメータ

強震動の生成は震源断層面における不均質な破壊に因ることが最近の強震動記録を用いた震源インバージョン研究によりわかってきた。

内陸の活断層地震に関しては, Somerville *et al.* (1999)は, 震源インバージョンにより得られた震源断層での不均質なすべり分布の形状についてシステムティックな統計的解析を行い, 不均質なすべり分布, すなわちアスペリティの分布が一定のスケーリング則に支配されていることを明らかにした. それによると, アスペリティの面積 S_a が全破壊域 S に比例して大きくなる, すなわち S_a/S が地震の大きさに依らずほぼ一定となる. 宮腰 (2002)は1995年以後の最近の大きい地震の解析結果を加えてもアスペリティに関連する関係式が図3の左図に示されるようにほぼ変わらないことを示した.

海溝型地震の場合, 未だ震源近傍域における強震動観測データが少なく, 信頼ある震源インバージョンの結果が極めて限られている. 比較的精度よい震源インバージョン結果を選んで, 同様のまとめを行った結果, 図3の右図に示されるように, 断層面積とアスペリティ総面積の關係は内陸活断層地震に対するものとほぼ一致する結果が得られている. しかしながら, ここでのデータセットには近年の震源過程の解析モデルは殆ど含まれていない.

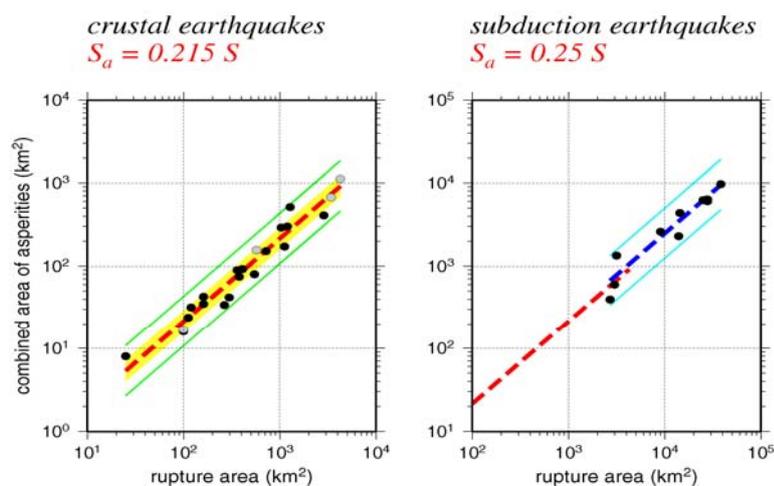


図3. アスペリティ総面積と破壊域 (断層面積) の経験的關係 (入倉, 2004). 左図: 内陸活断層地震. 右図: 海溝型地震. 影部は標準偏差 σ を示す. 細実線は平均に対する2倍と1/2倍を示す.

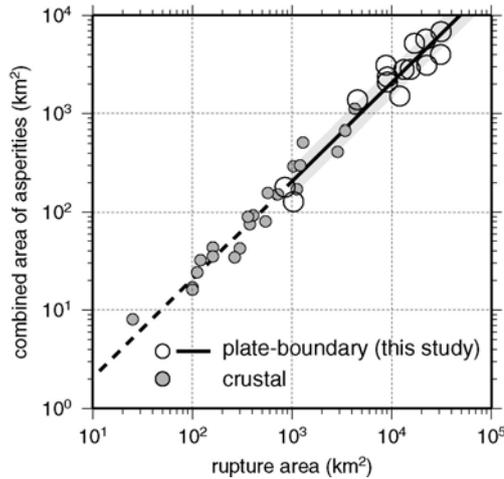


図4. 日本周辺で発生した海溝型地震 (○) および内陸活断層地震 (●) のアスペリティ総面積と破壊域 (断層面積) の経験的關係 (三宅・他, 2006)。影部は標準偏差± σ を示す。

三宅・他 (2006)は最近日本周辺で起きたプレート境界地震の震源インバージョン結果に基づいて同様の方法でアスペリティの抽出を行い、図4に示される結果を得ている。プレート境界地震の断層面積に対するアスペリティの総面積の比は約20%で、内陸の活断層地震の22%とほぼ同じとなることが確認された。アスペリティモデルを想定した場合、アスペリティにおける応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と全破壊域の平均応力降下量 $\Delta\sigma_c$ との関係はMadariaga (1979)により以下の式で表される。

$$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma_c \cdot \frac{S}{S_a} \quad (3)$$

ここで S は全破壊域、 S_a はアスペリティ域の全面積である。強震動予測に重要なアスペリティでの応力降下量は断層面全体の応力降下量と断層面積とアスペリティ面積の比から容易に推定されることになる。

アスペリティの面積とそこでの応力降下量の情報を得るための別の方法として短周期震源スペクトルのレベルを用いる方法が提案されている。全破壊域からの短周期震源スペクトルレベル A_0 は地震モーメント M_0 に関して次のような経験的關係で与えられる(壇・他, 2001)。

$$A_0 \text{ (dyne-cm/s}^2\text{)} = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (4)$$

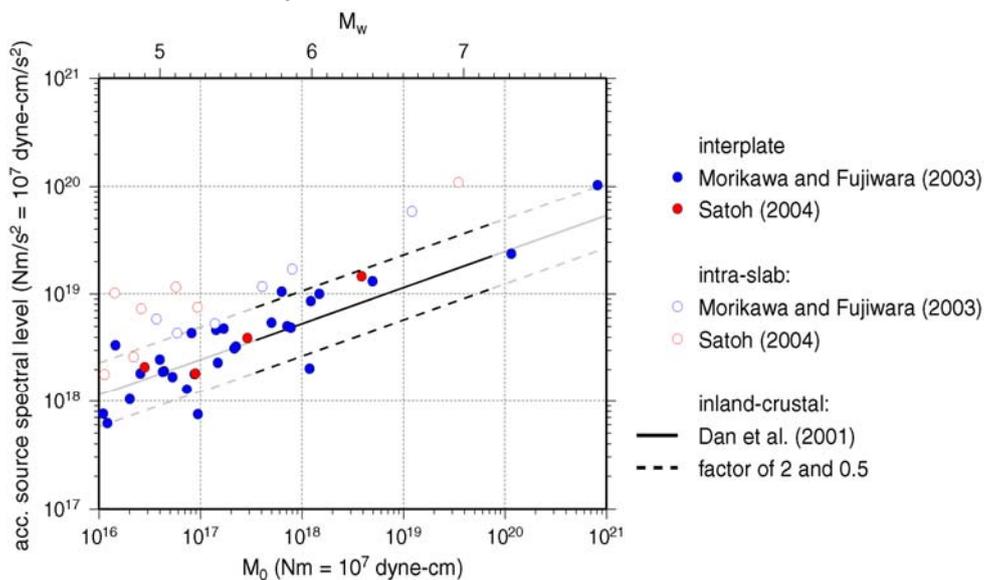


図5. 日本周辺の海溝型地震に対する加速度震源スペクトルの平坦レベルと地震モーメントの関係 (入倉, 2004)。黒実線は壇・他 (2001)による短周期震源スペクトルレベルと地震モーメントの関係。

Ao & Mo (ew)

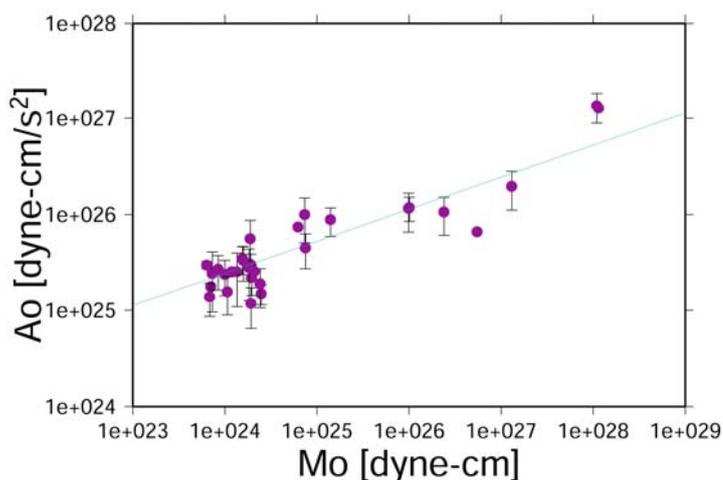


図 6. メキシコの海溝型地震に対する加速度震源スペクトルの平坦レベルと地震モーメントの関係 (Aguirre and Irikura, 2006)。青実線は壇・他 (2001)による短周期震源スペクトルレベルと地震モーメントの関係。

上式の A_0 は、壇・他 (2001)によれば、震源インバージョンにより得られた短周期レベルから推定されるものであるが、ここではその物理的意味づけを明確にするために、短周期レベル A_0 は理論的には加速度震源レベルと等価とみなす。

アスペリティからの加速度震源スペクトルのレベル A_0^a は、Madariaga (1977)および Boatwright (1988)により与えられる関係式を用いて、アスペリティの総面積 S_a とそこでの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ の関数として以下の式で表現される。

$$A_0^a = 4\sqrt{\pi}\beta v_R \sqrt{S_a} \Delta\sigma_a \quad (5)$$

アスペリティの面積は、

$$S_a = \left(\frac{7\pi^2}{4} \beta v_R \right)^2 \cdot \frac{(M_0)^2}{S \cdot (A_0^a)^2} \quad (6)$$

の関係式で与えられる。ここで、 β は震源域でのS波速度、 v_R は破壊伝播速度である。

すなわち、巨視的断層パラメータ (全破壊域 S と総地震モーメント M_0)とアスペリティからの加速度震源スペクトルレベル A_0^a が与えられれば、上式からアスペリティ面積が推定できる。さらに、得られた S/S_a を(3)式に入ればアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ が推定される。ただし、観測量として直接与えられるものは A_0^a ではなく、破壊域全域から生成された加速度震源スペクトルレベル A_0 なので、 $A_0^a \approx A_0$ のような仮定が必要である。これまで経験的グリーン関数などによる強震動のシミュレーションでアスペリティ部分のみから短周期地震動が生成されると考えて観測波形とよく一致する結果が得られている。このことは、間接的に $A_0^a \approx A_0$ の仮定は近似としては有効であることを示している。

日本周辺に起こった海溝型地震による加速度震源レベルと地震モーメントの関係が図5にまとめられる。ここで用いられた強震動記録は2003年十勝沖地震とその余震、および宮城県沖など日本海溝沿いの海溝型地震からのものである。地震モーメントが 10^{18} Nm以上の海溝型地震の加速度震源レベルは(4)式によるものに比べて顕著に大きいことがわかる。

一方、メキシコ周辺に起こった海溝型巨大地震の加速度震源レベルと地震モーメントの関係が図6にまとめられる。この関係では加速度震源スペクトルのレベルはほぼ(4)式によるものに一致している。このことは2003年十勝沖地震など日本海溝沿いの巨大地震のアスペリティの応力降下はメキシコ周辺の海溝型巨大地震に比べて顕著に大きいことを意味している。

4. 強震動予測レシピ

前章で述べた2種類の断層パラメータのスケーリング則は、震源断層からの強震動の生成には、従来から知られていた断層面積や平均すべり量のような巨視的断層パラメータ (outer fault parameter) のみならず、すべり分布の不均質性のような微視的断層パラメータ (inner fault parameter) が重要な役割を果たしていることを意味している。

強震動の計算のための震源断層モデルは、上記の2つのスケーリング則から決まる巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータに加えて、破壊の開始点、破壊伝播模様とその速度などその他の断層パラメータを与える必要がある。これらの3種類の断層パラメータは互いに関連しており、ここでは、震源域の地下構造調査、微小地震活動、GPS観測、過去の地震のすべり分布などの調査結果に基づいて、それぞれのパラメータを系統的に設定する方法を「レシピ」としてまとめる。

4. 1. 内陸地殻内地震のための強震動予測レシピ

巨視的断層パラメータ

Step 1. 震源断層の全体の長さ L と幅 W の推定

Step 2. 総地震モーメント M_0 の推定

Step 3. 震源域の平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_c$ の推定

活断層を想定した強震動予測を行う場合、断層全体の長さ 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 (H_d) と浅さ限界 (H_s) との関係より推定される。

震源断層の傾斜角 (δ) を考えて L が $(H_d - H_s) / \sin \delta$ 、すなわち震源断層が地震発生層を横切る幅より短いときは、 $W = L$ で近似される。 L がそれより長いとき、 W は飽和し $W = W_{max} = (H_d - H_s) / \sin \delta$ の式で与えられる。 W_{max} は経験的に15~20 kmの範囲で与えられる。なお震源断層の総面積 S は $S = LW$ で評価される。

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、

$$S (\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (11)$$

で表せる (Somerville *et al.*, 1999)。なお 1 dyne-cmは 10^{-7} Nmに相当する。断層長さ L と断層幅 W から断層面積 S が与えられれば、(11) 式から地震モーメントが推定されることとなる。上の断層面積と地震モーメントの関係から(1)式により推定される全破壊域の平均応力降下量は 2.3 MPa となる。

しかしながら、(11) 式の基となった震源インバージョンのデータは主として M_w が7以下の地震に限られる。そこで、より大きな地震に対する経験的関係を推定するため、Wells and Coppersmith (1994) によりコンパイルされた余震域や地殻変動データから決められた断層面積と地震モーメントの関係と (11) 式を比較する。その結果、両者はおおよそ 10^{26} dyne-cmよりも小さな地震についてはほぼ同じとみなしてもいいが、それよりも大きな地震に対してWells and Coppersmith (1994) による断層面積は (11) 式が与えるものに比べては系統的に小さくなっている (入倉・三宅, 2001)。その時、断層面積 S は地震モーメント M_0 についてつぎの関係で与えられる。

$$S (\text{km}^2) = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} (\text{dyne-cm}) \quad (12)$$

上の式で与えられる断層面積 S と地震モーメント M_0 を(1)式に代入すると、平均応力降下量は地震モーメントとともに大きくなることになる。さらに大きな地震 ($L > 10W_{max}$, すなわち $M_0 > 10^{21}$ Nm)では、 S が M_0 に比例する (Scholz, 2002) と考えると、平均応力降下量はある大きさの地震モーメントで頭打ちして減少に転じることになる。

先に述べたように Fujii and Matsu'ura (2000)による(2)式を用いると全破壊域での平均応力降下量は一定となる。この問題に関してデータに基づく検証は未だ十分なされていない。今後の検討課題の1つである。大規模地震に対して、地震モーメントについては観測記録から精度良い推定が可能であるが、断層面積についてはその定義を明確にする必要がある。

微視的断層パラメータ

- Step. 4. アスペリティの総面積 S_a の推定
- Step. 5. アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ の推定
- Step. 6. アスペリティの個数 n の推定
- Step. 7. 個々のアスペリティ (半径 r_i) での変位量 D_a^i の推定

内陸の活断層に発生する地震について, Somerville *et al.* (1999) によって示されるアスペリティ総面積 S_a および最大アスペリティ面積 S_l と地震モーメント M_0 に関する自己相似の経験的關係式は,

$$S_a \text{ (km}^2\text{)} = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (13)$$

$$S_l \text{ (km}^2\text{)} = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \text{ (dyne-cm)} \quad (14)$$

で表される. 上式のためのアスペリティ抽出でアスペリティ部の平均すべり量 D_{asp} に対する断層面全体の平均すべり量 D の関係は $D_{asp}/D=2$ となっている.

(11) 式と(13) 式, (14) 式の関係の別の表現として, 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 は断層総面積 S に対して,

$$S_a \text{ (km}^2\text{)} = 0.215 \times S \text{ (km}^2\text{)} \quad (15)$$

$$S_l \text{ (km}^2\text{)} = 0.150 \times S \text{ (km}^2\text{)} \quad (16)$$

と表される(入倉・三宅, 2001).

アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ は全破壊域 S とそこでの平均応力降下量 $\Delta \sigma_c$, それにアスペリティの総面積 S_a が与えられれば(3)式から推定される. 内陸地震に対して得られている平均応力降下量 2.3 MPa (Somerville *et al.*, 1999)および(15)式から得られる $S_a/S=0.215$ を (3)式に代入すると, アスペリティの応力降下量は約 10.5 MPa と与えられる. すなわち, Somerville *et al.* (1999) の解析した内陸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量は約 10.5 MPa ということになる.

アスペクト比が大きい場合, 先に述べたように平均応力降下量は円形クラックに対する(1)を用いると地震モーメントとともに大きくなる. テクトニック・ローディング・モデルに基づいて Fujii and Matsu'ura(2000) は断層幅 $W_{max}=15\text{km}$ を仮定して(2)式を用いて平均応力降下量を 3.1MPa と推定している. この値を用いると, アスペリティの平均応力降下量は約 14.4 MPa になる. このようにして得られる平均応力降下量が物理的に有効かどうかは, この値を用いて得られる計算結果と観測記録との比較による検証が必要である.

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応じて増加すると考えられる. また, 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. これらの値を基に, 断層変位 D_{asp} や D_{max} に対する拘束を与えることができる. ただしこの場合, 地表近傍における断層変位は地下深部に比べて地表付近の地層の剛性率が小さいことによって増幅されている可能性があることに注意を要する.

アスペリティの位置について現在いくつかの試みが提案されているが決め手となるものはまだない. 1つは活断層調査で得られる地表断層すべりの大きい地域の直下にアスペリティを設定する. 図7に示されるように, 1992年Landers 地震の詳細な震源インバージョン結果から地表すべりの大きいところとアスペリティの位置がよく一致しているのがこの方法の根拠付けとなっている.

その他地震活動のモニタリング結果から, アスペリティでは一般に地震活動が低くその周りで地震活動が相対的に大きい, それと同じような理由で地震活動が高いところはクラックが多く分布しているので地震波の散乱が大きい (Nishigami, 2000), などの性質を利用する方法の検討が必要である.

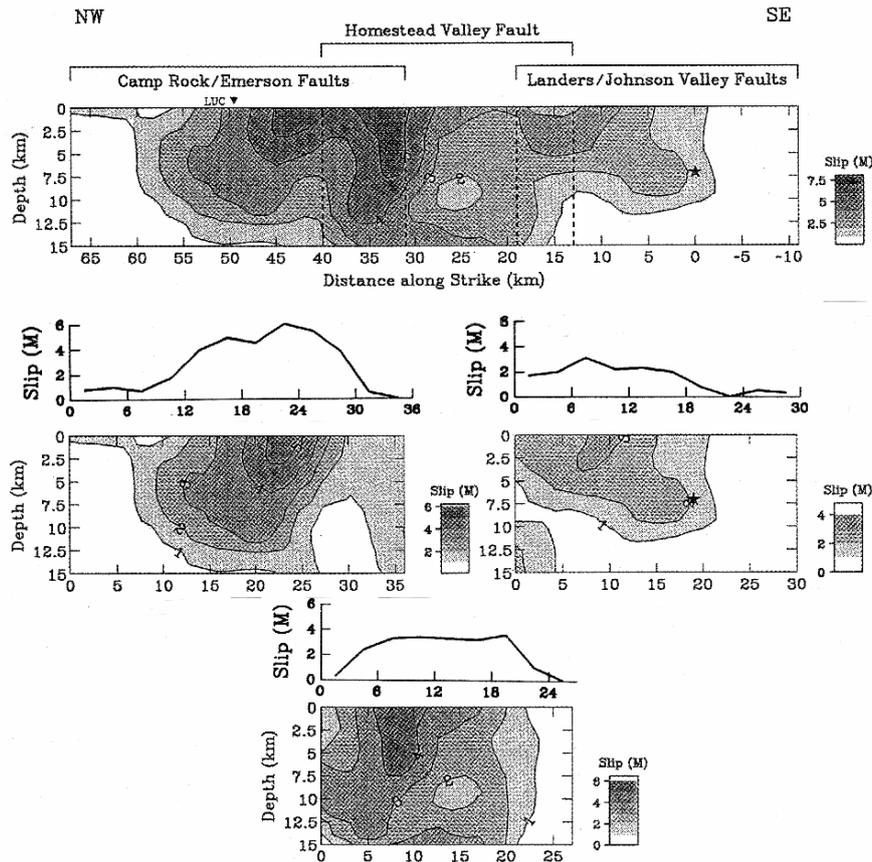


図 7. 1992 年ランダース地震における地表変位分布と断層セグメント内でのアスペリティとの関係 (Wald and Heaton,1994)。

4. 2. 海溝型地震のための強震動予測レシピ

巨視的断層パラメータ

(a) 想定地震の震源断層の総面積が与えられる場合

Step 1: 震源断層の総面積 S の推定

Step 2: 総地震モーメント M_0 の推定

Step 3: 震源域の深さを反映した平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_c$ の推定

または

(b) 想定地震の震源断層の面積はわからないが、地震モーメントが与えられる場合

Step 1: 総地震モーメント M_0 の推定

Step 2: 震源断層の総面積 S の推定

Step 3: 震源域の深さを反映した平均応力降下量 $\Delta\bar{\sigma}_c$ の推定

海溝型地震に対する震源断層モデルは、基本的に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により求められた震源域のすべり分布、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位置と総面積 S を推定する(a)方式で決定される。しかしながら、過去の地震について、その地震規模は推定できるが震源断層の面積はわからない場合は、同様のテクトニック環境に発生した海溝型地震の地震モーメントと震源断層面積の経験的關係を用いることで(b)方式で震源断層がモデル化される。

先に述べたように、日本周辺のプレート境界地震についての関係式は三宅・他(2006)により図 2 のようにまとめられている。円形クラックモデルを仮定すると平均応力降下量は約 3.0 MPa と推定されている。平均応力降下量は地域的に変化していることに注意する必要がある。

微視的断層パラメータ

(a) アスペリティの面積が与えられる場合

Step 4: アスペリティの総面積 S_a の推定

Step 5: アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ の推定

Step 6: アスペリティの個数 n および個々のアスペリティの面積($= \pi r_i^2$, r_i :半径) を設定

各アスペリティでの変位量 D_a^i は r_i から推定

Step 7: スリップ速度時間関数の設定

または

(b) 加速度震源スペクトルレベルが与えられる場合

Step 4: アスペリティからの加速度震源スペクトルレベル A_0^a の推定, (5)式あるいは同様の式からアスペリティの総面積 S_a を求める

Step 5: アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ の推定

Step 6: 個々のアスペリティ(半径 r_i) での変位量 D_a^i の推定

Step 7: アスペリティの個数 n および個々のアスペリティの面積($= \pi r_i^2$, r_i :半径) を設定

各アスペリティでの変位量 D_a^i は r_i から推定

Step 8: スリップ速度時間関数の設定

アスペリティの位置や面積を推定するのは一般的には未だ極めて困難である。内陸地震の場合には、活断層調査で得られる地表断層すべりの大きい地域の直下にアスペリティを設定する、など地表踏査に基づく方法が試みられている。

海溝型地震の場合、沈み込む海洋プレートの表面(海底)に凹凸があり、凸部である海山が地震前に固着域として振る舞い地震時にアスペリティとなる可能性が注目されている(Kodaira et al, 2000)。より直接的な方法として、最近1923年関東地震や1703年元禄地震の震源域で反射法探査が行われ、これらの地震のアスペリティ領域(すべり量が大きかった領域)では反射波の震幅が小さく、非アスペリティ領域で反射波の震幅が大きい傾向があることが明らかになってきた(Kobayashi and Koketsu, 2005; Sato et al., 2005)。今後東南海地震や南海地震の震源域における地震波探査など詳細な調査が進めばこれらは有力な方法となることが期待される。

震源断層の面積とアスペリティの総面積が精度良く推定出来れば(1)式よりアスペリティでの応力降下量が計算できる。しかしながら、現状では海溝型地震について一般的には詳細なアスペリティを推定するための決め手となるものがない。1968年十勝沖地震(M 7.9)や1978年宮城県沖地震(M 7.4)では少ないながら比較的震源近くで加速度記録が得られており、サイト増幅特性や伝播経路特性を取り除くことで加速度震源スペクトルレベルの評価が可能である。それによりアスペリティ面積が(6)式から、アスペリティにおける応力降下量が(3)式から推定される。ここで決まるアスペリティ面積は全てのアスペリティ面積の総和になる。個々のアスペリティのサイズは観測された速度記録などに見られる破壊伝播方向の指向性パルスの幅とその振幅から決められる。

歴史地震では加速度記録は得られていないが、海溝型地震に対する地震モーメントと加速度震源スペクトルレベルの経験的關係式からスペクトルレベルを推定すれば、同様にアスペリティの面積と応力降下量が推定される。アスペリティの個数とその位置は震源断層の形状や歴史地震の震度分布を総合的に判断して推定される。

4. 3. その他のパラメータ

断層破壊の開始点、破壊伝播の方向、破壊の終端

断層面のどこから破壊が開始するかということも強震動予測における重要な要素である。内陸地震の場合、破壊が地震発生層の下端からの開始することが多いことが経験的に知られている。この現象は地震発生準備過程で地震発生層の下部地殻が塑性変形を起こすのに対し、上部地殻の塑性変形が押さえられ固着すると、下部地殻における変形が上部地殻に局所的な応力集中を起こすことによると考えられる(飯尾, 1998)。Ito (1999) は、地震発生層の下限が急激に変化するところに破壊開始点が一致する場合が多いと

し、地震発生層の下限分布を調べて、それが急変するところを見出せば、かなり高い割合で大地震の発生位置を見つけることが出来る、と報告している。

また中田・他（1998）は、図8に示されるように断層線の平面形態とガラスなどの脆性破壊が伝播したときの亀裂の形状の類似性に着目して、断層破壊開始点および破壊伝播方向を推定できる可能性を示している。一方、亀・山下（1998）や Kame and Yamashita（2003）は断層破壊の成長と停止のメカニズムについて理論的検討を行い、破壊が進行するにつれて断層の枝別れが生じて停止することを示している。これらの研究は定量的にはまだ問題が残されているが、震源のモデル化に重要な情報を提供するものである。

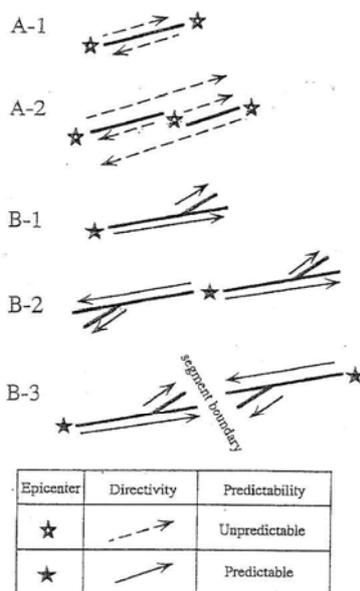


図 8. 断層の分岐と破壊伝播モデル（中田・他,1998）

破壊伝播様式

多くの場合、破壊は発震点から円状に伝わりと仮定して、その破壊速度は一般に媒質の S 波速度の関数として与えられる。なお、シミュレーションされた地震動が分割された断層要素のサイズに対応した人為的周期性をもつことがあるが、破壊速度に一定のばらつきを与えることでこの人為的周期性を防ぐことができる。

5. まとめ

本研究は、強震動記録を用いた震源インバージョンから導かれた震源断層パラメータを支配する 2 つのスケール則を基に、強震動予測のための震源の面積と地震モーメントの関係を与えるもので、モデル化の手続きをレシピとしてまとめたものである。スケール則の 1 つは震源断層の全破壊域これらのパラメータを巨視的断層パラメータとよび、その関係から巨視的震源像がモデル化される。もう 1 つは震源断層内のアスペリティの総面積も地震モーメントの関数として与えるもので、この関係からより詳細な微視的断層内の不均質な応力やすべり分布がモデル化される。アスペリティの分布およびそこでの応力降下（あるいは実効応力）を微視的震源パラメータとよぶ。強震動予測レシピの有効性は、内陸の活断層に起こった 1995 年兵庫県南部地震、2000 年鳥取県西部地震、2005 年福岡県西方沖地震、海溝域に起こった 2003 年十勝沖地震や 1978 年宮城沖地震について、シミュレーションと観測記録の比較により検証されている。

切迫する巨大地震に対応して都市施設や構造物が十分な耐震性を有しているかどうか検討のため、広帯域強震動の精度ある評価手法の確立が不可欠である。海溝型巨大地震に対応した災害軽減対策を考える上でこれまで見逃されていた課題の 1 つが長周期地震動である。これまでの被害予測や耐震対策の多くは、

阪神・淡路大震災など被害経験に基づき周期1秒以下の短周期地震動を想定してなされてきた。近代的大都市には、超高層ビル、大型石油タンク、長大橋梁など長周期構造物が多数存在している。日本のみならず世界でも近代的大都市は巨大地震による強震動を未だ経験していない。巨大地震による長周期を含む広帯域強震動の予測手法を確立し、それに基づく長大構造物や都市施設の耐震安全性の検討が必要とされている。

参考文献

- 1) Kanamori and Anderson: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 65, pp. 1073-1095, 1975.
- 2) Somerville, P.G., Irikura, K., Sawada, *et al.*: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, Vol. 70, pp. 59-80, 1999
- 3) 宮腰 研: 不均質震源の特性化, 月刊地球, 号外 Vol. 37, pp. 56-61, 2002
- 4) Shimazaki: Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface, In Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C.H. eds.: *Earthquake Source Mechanics*, AGU, Washington, D.C., pp. 209-216, 1986.
- 5) 入倉孝次郎: 強震動予測レシピ ー大地震による強震動の予測手法ー, 京都大学防災研究所年報, 第47号A, pp. 25-45, 2004.
- 6) 三宅弘恵・室谷智子・瀬戸一樹: プレート境界地震のアスペリティのスケーリング則, 月刊地球, 号外 No.55, pp.86-91, 2006.
- 7) Madariaga, R.: On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, pp. 2243-2250, 1979
- 8) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透: 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, Vol. 545, pp. 51-62, 2001
- 9) Madariaga, R.: High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 51, pp. 625-651, 1977.
- 10) Boatwright, J.: The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 78, pp. 489-508, 1988.
- 11) Kamae and Kawabe: Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ($M_{JMA}=8.0$) estimated by the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, Vol. 56, pp. 323-327, 2004.
- 12) Yamanaka and Kikuchi: Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, Vol. 55, pp. e21-e24, 2003.
- 13) 地震調査推進本部 地震調査委員会: 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について, pp.45-80, 「全国を概観した地震動予測地図」報告書(分冊2)ー震源を特定した地震動予測地図の説明ー, 2005