

特定の活断層を想定した強震動の予測手法 — 強震動予測のレシピ —

入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝（京都大学防災研究所）

釜江克宏（京都大学原子炉実験所）

宮腰 研・香川敬生（地域地盤環境研究所）

概略

本研究は、将来の大地震の災害軽減に寄与するため、構造物の被害に関係する広帯域(0.1 秒から 10 秒)の強震動を高精度で予測するための方法論を確立することを目的としている。強震動記録や遠地地震記録を用いた震源インバージョン結果に基づき、一定の判断基準で地震時のトータルな破壊域に関係する巨視的断層パラメータおよび破壊域内部でのすべりの不均質性を表す微視的パラメータが推定され、これらの巨視的および微視的断層パラメータは地震モーメントに関して自己相似の関係にあることが明らかとなった。詳細な震源インバージョンがまだなされていない M8 クラスの大地震に対するスケーリング則の検証のため、余震分布、活断層情報、測地学的データから決められた巨視的断層パラメータと震源インバージョンによるものとの関係を吟味し、これらの検討結果を総合化して、活断層を起震断層とする地震の強震動予測のためのレシピを提案する。強震動評価のための震源断層は巨視的断層パラメータおよび微視的断層パラメータのスケーリングに従って特性化される。レシピに従って与えられる特性化震源モデルの有効性が大きな被害をもたらした最近の大地震の強震動のシミュレーションを例として検証された。2000 年鳥取県西部地震について経験的グリーン関数法を用いて合成された地震動と観測記録の比較から 2 つのアスペリティーで特性化された震源モデルが最適化モデルとして得られた。1995 年兵庫県南部地震(Mw6.9), 1999 年トルコのコジャエリ地震(Mw7.4), 1999 年台湾の集集地震(Mw7.5)等に関しても、経験的グリーン関数法やハイブリッド法を用いた広帯域のシミュレーションによるフォーワードモデリングにより特性化震源モデルが推定された。これらの大地震について震源の不均質性を特徴付けるアスペリティーの面積と地震モーメントの関係は Somerville *et al.* (1999)で得られた自己相似の関係をほぼ満足していることが明らかとなった。これらの結果は活断層を起因とする大地震の強震動を予測するための震源パラメータが予測可能なことを意味している。

1. はじめに

日本の大都市の多くは地震危険度の高い活断層に囲まれている。将来大地震が発生したときどのような強い揺れが都市を襲うことになるかがわからなければ地震災害の軽減対策を進めることはできない。その意味で、強震動予測は地震に強い都市づくりのキーとなるものである。

従来の強震動予測は、起震断層の長さや代表的変位量から地震マグニチュードを推定し、地震動に関してマグニチュード—距離の関係式(距離減衰式)から対象地域の最大加速度、最大速度、あるいは震度などを推定するものであった。最近の地震災害の経験から、このような強震動予測のみでは構造物の被害やその分布は説明できないことが明らかとなってきた。強震動は震源となる断層の性質と震源からサイトに至る地下構造により地域的に大きく増幅され、被害が引き起こされる。地震動の構造

物に対する破壊力を知るには地震動の時刻歴波形あるいはレスポンス・スペクトルの評価が必要となる。そのためには強震動の予測は震源断層と震源から対象サイトまでの地下構造の性質に基づいてなされねばならない。

本研究は、危険な活断層が存在するとき、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。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。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。

断層運動がどのようなパラメータで表現できるかに関してはきわめて多くの研究がある(例えば、Kanamori and Anderson, 1975; 武村, 1998)。地質・地形学アプローチとしては、これまでの大地震の時に生じた地表断層の長さや変位分布の測定を基に、それらのパラメータと地震マグニチュードや地震モーメントとのスケーリングに関する関係式が検討されている(例えば、松田, 1975)。しかしながら、地震動を生成する主要な断層運動は地下にある断層面での動きで、地表に現れる断層変位は地中にある断層の運動の結果に過ぎない。従って、地表断層の動きのみから断層運動全体の特性化は困難である。地中にある断層の動きを知るには、地震記録や測地記録から断層運動を推定する地震学的アプローチとの連携が重要となる。地震時の破壊域、すなわち断層面積、が余震の発生域に関係していることは良く知られている。余震の発生域は時間とともに拡大するなどの性質があるため、地震発生後どの程度の時間を余震域の基準とすべきかは必ずしも明確ではないが、破壊域の定義としては余震域が最も精度が良いと考えられている(例えば、Wells and Coppersmith, 1994)。断層変位は遠地地震記録、津波あるいは測地データから推定が可能である。しかし、これらは10秒以上、時には数分、数時間、数日という長周期あるいは超長周期データによるものであるため、工学的に重要なやや短周期の強震動とは必ずしも直接的に関係しない可能性もある。

本研究で重要なのは断層運動と強震動の関係にある。近年、大地震の時の震源域近傍での強震動を断層震源モデルを用いて推定する研究が盛んに行なわれるようになった。Aki (1968)によって始められた、震源断層に適当なすべり分布と破壊伝播を想定して求められる強震動と観測記録を比較することにより、大地震の破壊過程を推定する研究は、強震動記録や遠地地震記録を用いて断層面でのすべり分布を波形インバージョンにより求める研究へ発展した(例えば、Hartzell and Heaton, 1983)。この震源インバージョンの研究は1980年代の後半から盛んに行われるようになり、大地震の時の断層面のすべり分布に関する資料が少しずつ蓄積しつつある。その結果、大地震の時の断層運動は一様ではなく震源断層のすべり分布は不均質なことがわかってきた。さらに、地震災害に関係する強震動の生成は断層運動の不均質性によることが明らかになってきた。

Somerville *et al.* (1999)は震源断層での不均質なすべり分布の性質の特性化を試みた。彼等は同一手法の波形インバージョンにより解析された15の地殻内地震のすべりモデル(例えば Wald and Heaton, 1994)についてシステマ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。このことは、特定の活断層に起因する地震による強震動には、従来知られていた断層面積や平均すべり量のような巨視的(outer)断層パラメータのみならず、すべり分布の不均質性のような微視的(inner)断層

パラメータが重要な役割を果たしていることを意味している。

そこで本論では、将来の大地震の災害軽減を目的として、構造物の被害に関係する周期 0.1 秒から 10 秒の広い周期帯域で強震動を高精度に予測する方法論の確立のため、巨視的・微視的断層パラメータに関するこれまでの研究をまとめるとともに、特定の活断層を想定した場合の強震動予測手法をまとめたレシピの提案と、その中で具体的な特性化震源モデルの構築方法についての研究成果の現状を述べる。また、実際の地震に対して適用した例（2000 年鳥取県西部地震）もあわせて報告する。

2. 断層パラメータ（断層長さ、幅、変位、面積）のスケーリング

断層パラメータに関するデータ収集

強震動に関係する最も精度の良い断層パラメータは強震動記録を用いた震源インバージョンによるものであり、Somerville *et al.* (1999)にその成果がまとめられている。彼等は、15 の地殻内地震について同一手法でインバージョンされた断層すべり分布から一定基準で断層破壊域やアスペリティの抽出を行い、断層面積と地震モーメントのスケーリング則を求めた。このうち最も地震モーメントが大きいものは 1992 年 Landers 地震で、その規模は Mw7.2 であり、最も小さいものは Mw 5.7 となっている。

宮腰・他(2000)は、Sekiguchi and Iwata (2000)や Iwata *et al.* (2000)により波形インバージョンの解析がなされた 1999 年トルコ・コジャエリ地震(Mw7.4), 1999 年台湾・集集地震(Mw7.6), さらに 2000 年鳥取県西部地震(Mw6.8)をはじめとする最近の日本の 5 つの内陸地震(Mw 5.8-6.9)について同様の手法で震源パラメータの特性化を行い、さらに Somerville *et al.* (1999)の関係式がこれらの地震についても有効なことを確認した。しかしながら、これらの結果を加えても M8 クラスの地震にも適用可能かどうかは検証されていないため、さらに大きな地震に対する震源の特性化を行なうには、震源インバージョン以外の方法で決められた断層パラメータによる検証が必要とされている。

M8 クラスの大地震に対する断層パラメータのデータは Wells and Coppersmith (1994)により種々の文献からコンパイルされている。彼等による断層パラメータは、余震分布や活断層情報、一部は測地学的データから求められたものである。そのうち 11 の地震については Somerville *et al.* (1999)によって解析されており、同一地震について Wells and Coppersmith (1994)と Somerville *et al.* (1999)の断層パラメータを比較すると、若干のばらつきはあるが良く一致していることがわかる(図 1)。

また断層パラメータについては、これまで松田(1975), Shimazaki (1986), 武村(1998)などにより気象庁マグニチュード或いは地震モーメントに関するスケーリング式が提案されている。このうち松田(1975)によるいわゆる松田式は気象庁マグニチュードを用いた経験式であるが、Takemura *et al.* (1990)による内陸地震に関する気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係式を介して地震モーメントに関する関係式に変換できる。

そこで、巨視的断層パラメータに関して、Somerville *et al.* (1999)および宮腰・他(2000)により求められた波形インバージョンの結果に、Wells and Coppersmith (1994)による断層パラメータを加えて、M8 クラスの大地震の断層パラメータに関するスケーリング則の検討を試みる。Wells and Coppersmith (1994)のデータについては、信頼性あるものに限定するため 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の大きさの地震でかつ信頼できる(reliable)と記述されているもののみを用いる。ここで検証された断層パラメータのスケーリング式とこれまで日本で用いられている同様の関係式(松田, 1975; Shimazaki, 1986; 武村, 1998)との

関係について議論する。

断層長さと地震モーメントの関係

Somerville *et al.* (1999), 宮腰・他 (2000)等により, 震源インバージョン結果から推定した断層長さ, および Wells and Coppersmith (1994)による断層長さが地震モーメントの関数として図 2 に示される。図では, 震源インバージョンによるものは大きい黒丸(横ずれおよび高角逆断層地震)および大きい灰丸(低角逆断層)で示される。一方, Wells and Coppersmith (1994)によるものは緑丸(地中断層)と黄丸(地表断層)で示される。

これらの L-Mo 関係をこれまでに報告されている経験的関係式と比較する。

武村(1998)は日本周辺の地殻内地震の断層パラメータを集め, L-Mo の関係式は Shimazaki (1986)の考えに基づき次の形で与えられるとしている。

$$\begin{aligned} \log L \text{ (km)} &= 1/3 \log Mo \text{ (dyne-cm)} - 7.28 && \text{for } Mo < Mot \\ &= 1/2 \log Mo \text{ (dyne-cm)} - 11.82 && \text{for } Mo \geq Mot \end{aligned} \quad (1)$$

ここで Mot は, 断層幅 W が地震発生層の深さ限界に対応し, 一定値(Wmax)で頭打ちに達するようなサイズの地震のモーメントで, Shimazaki (1986)では $Mot = 7.5 \times 10^{25}$ dyne-cm とされている。Shimazaki (1986)により詳細な統計的検定により決められた式(図 2 に2つの黒線で示される)は上の式ときわめて近い値となっている。

大きい地震 (>Mot)のための Shimazaki (1986)の関係式を用いると断層長さ L は Wells and Coppersmith (1994)による L に比べて系統的に小さく与えられる。この理由は断層長さの定義の違いか或いは日本周辺の地震の地域性によるものか, のどちらかが考えられる。特に地域性については今後の検討が必要とされる。

一方松田 (1975) は, 震源断層の長さ L(km)と地震マグニチュード M (気象庁マグニチュードに相当すると考えられる) の間に次のような関係を導いている。

$$\log L = 0.6M - 2.9 \quad (2)$$

内陸の地殻内に発生する震源の浅い地震(内陸地震)について, Mo と Mj の関係式は Takemura *et al.* (1990)と武村(1990)で詳細に検討され, 次の関係

$$\log Mo = 1.17Mj + 17.72 \quad (3)$$

が得られている。上の関係式は Takemura *et al.* (1990)において伊豆半島周辺で発生する Mj4.0~7.2 の地震に対して求められたものであるが, 武村(1990)は, この関係は国内に発生した最大級の内陸地震といわれる 1891 年濃尾地震を含め地殻浅部に起こる内陸地震に一般的に適用できる, としている。

上の(3)式を(1)および(2)式に代入すると, 松田(1975)による L-Mj の関係式は気象庁マグニチュードではなく地震モーメントとの関係式に変換できる。

$$\log L = 0.513Mo - 11.99 \quad (4)$$

このようにして導かれた松田式が図 2 に青線で示される。松田式は Shimazaki (1986)の関係式とほぼ平行でかつ Wells and Coppersmith (1994)によるコンパイルされたデータをほぼ満足しているようにみえる。

断層変位量と地震モーメントの関係

震源インバージョンによる平均変位量（黒丸：横ずれおよび高角逆断層地震，灰丸：低角逆断層），地表断層の平均変位量と地表断層の最大変位量(ネットスリップとして再計算された値)が地震モーメントの関数として図 4.3.3-3 に示される。

Somerville *et al.* (1999)では平均すべり量と地震モーメントの関係は

$$\log D = 0.333 \cdot \log Mo - 6.81 \quad (5)$$

となり，図 3 に黒線で示される。上の経験式は Wells and Coppersmith (1994)の地表変位量の平均値をほぼ満足しているように見える。Somerville *et al.* (1999)では，アスペリティ部分の平均すべり量は断層全体の平均すべり量の 2.01 倍となっており（図 3 の赤線），これは Wells and Coppersmith (1994)による最大地表変位量にほぼ対応しているようにみえる。

一方，Wells and Coppersmith (1994)において，地震モーメントと破壊域面積の関係 $D = M_0 / \mu LW$ から求められる断層面全体での平均すべり量は，地表断層の平均変位量に比べるとその最頻値が 1.32 倍，地表断層の最大変位に比べるとその最頻値が 0.76 倍であるとしている。すなわち一般的には震源断層での平均変位は地表断層の平均変位量よりは 32%大きく最大変位より 24%小さいことになる。これは，Somerville *et al.* (1999)による平均すべり量は Wells and Coppersmith (1994)によるものよりもやや小さめであることを意味するが，両者の違いはばらつきの範囲内である。

松田(1975)によると，断層変位量 $D(m)$ は地震マグニチュード M_j （気象庁マグニチュード）と次のような式で関係づけられるとしている。

$$\log D = 0.6M_j - 4.0 \quad (6)$$

この断層変位は断層長さのところで述べた方法で地震モーメントの式に変換できる。

$$\log D = 0.513 \cdot \log Mo - 13.09 \quad (7)$$

この変位に関する松田式が図 3 に青線で示される。その結果，松田式による変位は Wells and Coppersmith (1994)の地表変位量の平均値にくらべて顕著に大きい，最大地表変位量とくらべてもやや大きめに与えられることがわかる。松田(1975)で用いているデータは，地表断層の変位の代表値が主であるが震源断層の平均変位も一部混在している。大きい地震については地表断層による変位データが多く，小さい地震については地中の震源断層の平均変位データが多いというデータの偏りが見られる。変位に関する松田式が Somerville *et al.* (1999)や Wells and Coppersmith (1994)と顕著に異なるのは日本の地震の特性によるものかどうか，今後の検討が必要とされている。日本の内陸部で地表変位の現れるところのローカルな地盤条件の可能性もありうる。たとえば，未固結堆積層での地表変位は局地的大きくなるなどの検討が必要とされる。

断層幅と地震モーメントの関係

断層幅 W と地震モーメント Mo の関係が図 4 に示される。震源インバージョンによるものは黒丸（横ずれおよび高角逆断層地震）と灰丸（低角逆断層）で示される。Wells and Coppersmith (1994)によるものが緑丸で示される。 $Mo = 10^{26}$ dyne-cm 以上の地震は 15~25 km のほぼおなじ断層幅 W となる傾向を示す。低角逆断層の大地震はそれより大きな断層幅をとなることがわかる。余震分布から決められた断層幅 W は震源インバージョンよりもやや小さめに決まっていることが興味深い。

断層幅 W と断層長さの関係

断層幅 W と地震モーメント M_0 の関係が図 5 に示される。震源インバージョン結果によるものが黒丸(横ずれおよび高角逆断層), Wells and Coppersmith (1994)によるものが緑丸で示される。点線は入倉・三宅 (2000)で設定された断層長さとの幅の以下の関係式に対応する。

$$\begin{aligned} W &= L & L < W_{\max} \\ W &= W_{\max} & L \geq W_{\max} \end{aligned} \quad (8)$$

この関係は内陸の活断層地震の W はある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることに対応している。ここで, $W_{\max} = W_s/\sin\theta$, W_s :地震発生層の厚さ $W_s = H_d - H_s$ である。 H_d と H_s は地震発生層の下限および上限の深さで微小地震の深さ分布から決められる(Ito, 1999)。微小地震の浅さ限界 H_s は P 波速度 5.8~5.9 km/s の層の上限と良い相関がある[武田,1999]。図 5 では $W_{\max}=20\text{km}$ となっている。図 4 と同様に余震分布から決められた断層幅 W は震源インバージョンよりもやや小さめに決まる傾向が見える。

断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係

断層面積 (S)と地震モーメント(M_0)の関係が図 6 に示される。黒丸は Somerville *et al.* (1999)および宮腰・他 (2000)で用いた断層破壊域と地震モーメントの関係, 緑色の丸印は Wells and Coppersmith (1994)による同様の関係を示す。黒の実線は Somerville *et al.* (1999)による関係式

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} \quad (9)$$

である。

黄色の領域は Somerville *et al.* (1999)および宮腰・他 (2000)のデータセットの標準偏差を示す。

Wells and Coppersmith (1994)による断層面積(図中緑丸)は, 地震モーメントが 10^{26} dyne-cm よりも大きな地震で, Somerville *et al.* (1999)の式に比べて系統的に小さくなっていることがわかる。赤色の点線は, 断層面積が Shimazaki (1986)の考えに従って断層幅が飽和する地震(7.6×10^{25} dyne-cm 以上の地震モーメントの地震)について $S \propto M_0^{1/2}$ が成り足つと仮定して, 求められた経験的關係式である。断層幅 W が飽和するのは図 4 と図 5 から 20 km で, そのときの断層長さ L は 20 km と仮定している。Wells and Coppersmith (1994)による S と M_0 の関係は, 黒実線ではなく赤色の点線に合うように見える。

武村 (1998)は, 日本の内陸地震を対象として上と同様に Shimazaki (1986)の考えに従い断層幅の飽和は $W = 13$ km として断層面積と地震モーメントの關係式 (図中で水色の実線) を求めている。武村による経験式は 7.6×10^{25} dyne-cm 以上の地震モーメントの地震では Somerville *et al.* (1999)や宮腰・他 (2000)による震源インバージョンからの断層面積や Wells and Coppersmith (1994)でコンパイルされた余震分布からの断層面積に比べて顕著に小さい断層面積を与える。この理由は断層長さや地震モーメントに関する Shimazaki (1986)の關係式と同様, 断層長さや幅を求めるときの定義の違いか或いは日本周辺の地震の地域性によるものか, 今後の検討が必要とされる。断層面積が与えられたとき, 武村(1998)の式による地震モーメントは他の關係式に比べて約 2 倍程度大きく推定され, 安全サイドの評価となる。

3. 強震動予測のレシピ

我々は地震災害軽減対策の要である強震動予測の方法論をまとめ、誰がやっても同じ答えがでるような“強震動予測のレシピ”の考えを提案する。

同じ震源モデルをもつ地震が繰り返し起こるか？

活断層に起因する地震を想定して強震動予測を行うための前提条件として、同じ断層系で生じる地震は毎回ほぼ同じ震源モデルを持つか、或いは少なくとも前回の地震の断層調査結果から次の地震の震源モデルが予測可能なことが必要とされる。この問題については「固有地震説」として地震の規模と発生頻度の関係に関する統計的な検討はなされてきたが、断層破壊過程も含めた検討がなされなければ強震動予測に結びつかない。この仮定の有効性に関して、現在地質・地形学的アプローチおよび地震学的アプローチで検討されている。島崎(2000)は、断層線に沿ったスリップ分布の調査結果を基に、活断層における地震の繰り返しは決定論的に完全には定まっていないものの、ばらつきの範囲であらかじめ予想することが可能であるとしている。一方地震学的アプローチとして、震源インバージョンによるスリップ分布から地震の前の応力、すなわち初期応力(initial stress)および最終応力(final stress)の評価の研究が試みられている。Bouchon *et al.* (1998)による1995年兵庫県南部地震の解析では、地震の直前に応力の集中した領域は最終的にも他の領域に比べて以前として高い応力状態を保っている。この事実は次の地震のときも再び同じような領域に応力集中が生じ、同じような領域が破壊に至る可能性があることを示している。

特性化断層震源モデルの構築 ー震源特性化の手続きー

地震災害軽減のため必要とされる強震動は工学的にも重要な広周波数帯域(0.1~10Hz)に対応したものでなければならない。このような周波数帯域の強震動を評価するには、断層がどこで始まり、どこで止まるかという断層運動の巨視的パラメータと同時に震源断層内での不均質なすべり分布、すなわちアスペリティの分布、のような微視的なパラメータがより重要となる。ここでは、特定の活断層を起震断層としたとき、強震動評価のための震源モデルの与え方が「震源特性化の手続き」としてまとめられる。

震源パラメータは、巨視的断層パラメータ(例:想定される地震の震源断層の位置、長さ、幅、傾斜、深さ、走向、地震モーメント)、微視的断層パラメータ(例:想定される地震のアスペリティの位置・大きさ・数、アスペリティ・背景領域の平均滑り量・応力降下量、滑り速度時間関数及び f_{max})、その他の震源特性(破壊開始点、破壊伝播様式)の3つに分けられる。それぞれのパラメータを与える手続きが以下に示される。

巨視的(outer)断層パラメータ

(1) 起震断層の特定

はじめに、活断層マップから同時に活動する可能性の高い断層セグメント(長さ l , 走行 ϕ)を特定する。断層破壊が同時期に複数のセグメントに及ぶ時は、それらのセグメントをグルーピングして1つの地震とみなす。断層の傾斜角 θ は断層露頭あるいは断層を横断する測線での反射法探査による地下

構造断面から推定される。

(2) 断層長さ L: 各セグメントの長さの総計で決定

地質・地形・地理学的調査に基づき推定する。断層がセグメントに分かれている場合、同時に活動する可能性の高いセグメントの長さの総計を L とする(図 7 の Step 1)。

(3) 断層の幅 (W): 地震発生層の厚さに関係

断層の幅は先に示したように断層の長さの関数として(8)式から推定される(図 7 の Step 2)。地震発生層の浅さ限界と深さ限界は高感度地震観測網による微小地震の震源分布から推定される。精度よい微小地震の震源分布が得られないときは地殻の P 波速度、S 波速度構造を参考に決める。深さ限界は反射層の存在にも関係付けられる(Ito, 1999)。

(4) 地震モーメント (Mo) の評価

このようにして推定された断層の長さ L と幅 W から断層の面積 $S=LW$ が求められる。地震モーメント M_o は震源断層の面積との経験的關係(図 7 の Step 3,(9)式参照)より求められる。ただし、前に述べたように M_o - S 關係を示す(9)式は適用限界があると考えられる。 M_w が 7.5 を越えるような巨大地震を想定するときは Wells and Coppersmith (1994)によりコンパイルされた M_o - S 關係式などを補助的に考慮する必要がある。

複数の地震セグメントが同時に動く場合は、地震セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、(1)式を用いて全体の総地震モーメント M_o を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの振り分けは、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定とするか、平均変位量を一定とするかで異なってくる。平均応力降下量を一定とするには、次式に示すようにセグメントの面積の 1.5 乗の重みで振り分ける。

$$M_{oi}=M_o \cdot S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5} \quad (10)$$

ここで、 M_{oi} と S_i は i 番目のセグメントのモーメントと面積である。

断層破壊の不均質性—微視的(inner)断層パラメター

(1) アスペリティのモデル化

断層すべりモデルのインバージョン解析では、想定する断層破壊面は一般に大きく設定される。したがって、破壊域はインバージョン結果を基に再定義する必要がある。Somerville *et al.* (1999)は、はじめに解析用に想定された断層面全体の平均すべり量 D_{av} を求め、想定断層面の中の各列または行の平均すべり量が D_{av} の 0.3 倍以下ならばその行または列を順に削除し、正味の破壊域の大きさを定義した。アスペリティは断層破壊面上の領域で、平均に比較して大きなすべりを伴った領域である。ここでは、すべり量が全破壊伝播面での平均すべり量がある基準で上回る長方形領域をアスペリティと定義した。アスペリティを長方形と定義するのは、今後発生する地震のすべりモデルを長方形アスペリティを用いて容易に作成するためである。まず、すべり量が破壊域全体の平均すべり量の 1.5 倍以上に大きくなる断層要素をすべて含む様に大きな矩形のアスペリティを定義する。そして、その中の行(横1列)あるいは列(縦1列)に沿って平均したすべり量が 1.5 倍に満たなければ、そこでアスペリティを分割する。分割したアスペリティ領域端部の行または列で平均したすべり量が断層面全体の平均すべり量の 1.25 倍より小さい場合はその行、列をアスペリティ領域から削除することにより、

最終的にアスペリティを抽出した。

上記の解析結果に基づき断層の微視的震源特性のパラメータとしてのアスペリティが以下のようにモデル化される。

(2) アスペリティ領域の面積

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 と地震モーメントの関係が図 8(上) および図 8 (下)に示される。これらはともにとも地震モーメント M_o に対して両対数座標状で傾きが $2/3$ の直線にのっている。すなわち、

$$S_a(\text{km}^2) = 5.00 \times 10^{-16} \times M_o^{2/3} (\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad (11)$$

$$S_l(\text{km}^2) = 3.64 \times 10^{-16} \times M_o^{2/3} (\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad (12)$$

で表せる。上の関係式は、アスペリティの面積も地震モーメントをパラメータとして自己相似型のモデルで表すことができることを意味している。アスペリティの総面積 S_a (km^2)および最大アスペリティの面積 S_l (km^2)は(9)および(11), (12)から全破壊域の面積 S (km^2)に対して、

$$S_a = 0.22 \times S, \quad (13)$$

$$S_l = 0.16 \times S \quad (14)$$

とあらわせる。

これらの式は Somerville *et al.* (1999)により 15 の内陸地震の解析から決められたものであるが、宮腰・他(2000)は最近の 1999 年トルコ・コジャエリ地震や 2000 年鳥取県西部地震などの日本の地震の解析を加えてもほぼ満足することを示した。

(3) アスペリティの個数の推定

Kagawa and Miyakoshi (personal comm.) は、Somerville *et al.* (1999)と Miyakoshi *et al.* (2000) により抽出されたアスペリティの数と地震モーメントや断層長さの関係を調べた(図 9)。彼等は、Somerville *et al.* (1999)によるアスペリティの中で断層要素が2つからなる小さなものは除いたり[図 9 で、■: Whitter Narrows ($M_w6.0$, $M_o= 1.0E+25$), ▲: Morgan Hill ($M_w6.2$, $M_o= 2.1E+25$), ◆: Northridge ($M_w6.7$, $M_o=11.0E+25$)], 見直しによりアスペリティの数が増えた[■Borah Peak ($M_w6.9$, $M_o=23.0E+25$)]結果を矢印で示した。アスペリティは地震モーメントが小さい($<10^{26}$ dyne·cm)ときは1つで、大きくなると増加することがわかる。同様に、断層長さが 20 km より小さいとき1つで、それより大きくなるとアスペリティの数が増加する傾向がみられる。地震モーメント(断層長さ)が小さいときにアスペリティが1個なのはすべり分布の分解能が十分でないことによる可能性もある。

一方、地質調査や震源インバージョンの結果を詳細に比較すると、アスペリティは地震断層のセグメントの数に比例して増えていることがわかる。例えば 1989 年 Loma Prieta 地震($M_w7.0$), 1992 年 Landers 地震($M_w7.2$) (図 10)や 1995 年兵庫県南部地震($M_w6.9$)の解析結果ではセグメント数とアスペリティの数はほぼ一致している[Wald and Heaton(1991), Wald and Heaton(1994), Sekiguchi *et al.*(2000)]. これらの結果はアスペリティの数が断層の総延長とともに増加する図 9 の傾向と調和的である。

そこで、ここではアスペリティの数を次の基準で設定する。

Case A: 単一のセグメントからなる場合

(1)アスペリティが1つの場合: セグメントの破壊域の 22%をアスペリティの面積と設定する。

(2)アスペリティが2つの場合: セグメントの破壊域の 16%(M_o に対する rupture area, area of largest

asperity の関係から導出される)を最大アスペリティの面積; 6%(アスペリティの総和面積から最大アスペリティ面積を引いたもの)を第2アスペリティの面積とする。

Case B: 複数のセグメントからなる場合

(1)セグメント毎にアスペリティを1つ:各セグメントでその領域面積の22%をアスペリティの面積と設定する。

(2)セグメント毎にアスペリティを2つ:各セグメントでその領域面積の16%と6%の2つのアスペリティを設定する。

Case A, Bともに(1)と(2)のどちらを採用すべきかの決め手はいまのところはない。

(4) アスペリティでの応力降下量の推定

アスペリティモデルに対する応力降下量の推定について、円形クラックモデルの比較で検討する。単一アスペリティと円形クラックの応力降下とすべり分布の模式的関係は図11に示される。

無限媒質中の円形クラックの静的な応力降下量(Eshelby, 1957)は

$$\Delta \sigma_c = 7\pi/16 \cdot (\mu D/r) \quad (15)$$

で与えられる。ここで、Dは平均すべり量、rはクラックの半径である。

$M_0 = \mu DS$ および $S = \pi r^2$ の関係から、

$$\Delta \sigma_c = 2.436 M_0 / S^{3/2} \quad (16)$$

となる。

単一のアスペリティ(半径r)を円形クラックに置き換えて応力降下を見積もるとアスペリティの面積は(11)から、 $S_a(\text{km}^2) = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ 、そこから生じる地震モーメントはSomerville *et al.*(1999)にしたがって $M_0_a = 0.44 \cdot M_0$ となる。これらの値を(16)に代入すると、

$$\Delta \sigma_c = 9.64 \text{ MPa} \quad (17)$$

と推定される。

一方、Das and Kostrov (1986)と同様に、応力を負担しない半径Rの円形の背景領域の中に半径r($r \ll R$)の単一のアスペリティ(応力降下 $\Delta \sigma_a$)からなるモデル(総地震モーメント M_0')を考える。そのときアスペリティでの応力降下は総地震モーメントと関係して、

$$\Delta \sigma_a = (7/18) M_0' / (Rr^2) \quad (18)$$

と与えられる(壇・他(2001))。実際にはアスペリティが半径Rの円形のどこにあるかでこの関係式の係数が異なる。壇・他(2001)はその期待値を与えている。全破壊域 $S = \pi R^2$ 、アスペリティの面積 $S_a = \pi r^2$ 、 $S_a = 0.22 S$ 、および(11)式から、 $S(\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}(\text{dyne} \cdot \text{cm})$ を上の(18)に代入すると、

$$\Delta \sigma_a = 9.35 \text{ MPa}$$

となり、ほぼ同様の値となる。

複数のアスペリティが存在するときの応力降下の推定は入倉・三宅(2000)に示される。大、小2つのアスペリティを考え、そこでの応力降下を一定となるように地震モーメントを配分すると、応力降下量は約12.6MPaで、地震モーメントはそれぞれ $0.358 \cdot M_0'$ と $0.082 \cdot M_0'$ となる。アスペリティ・モデルの背景領域の応力降下量 $\Delta \sigma_b(\text{bar})$ はこの方法では定義されない。便宜的な方法として円形クラックの式を準用して求める。

$$\Delta \sigma_b = 2.436 \cdot M_0 / S_b^{3/2} \quad (19)$$

ここで M_{ob} と S_b は背景領域のモーメント ($M_{ob} = M_o - M_{oa}$) と面積 ($S_b = S - S_a$) である。

(5) アスペリティの幾何学的位置

ここでは、地表で断層変位が大きいところが確認された箇所、試算を行う地点に影響が大きい箇所に暫定的に設定する。現状では、地震前にアスペリティの幾何学的位置を特定することは難しい。

その他の震源断層パラメータ

(1) 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の際重要な要素である。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場合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の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, 1996)。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発生場所を見つけることが出来る、と報告している。

断層の破壊伝播方向について、中田・他(1998)はガラスなどの脆性破壊が伝播したときの亀裂の形状との類似性に着目して、断層線の平面形態から推定できる可能性を示している。場合によっては断層破壊開始点をも推定できるとしている。一方、亀・山下(1998)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枝別れし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い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。

(2) 破壊伝播様式

破壊は発震点から円状に伝わるとして、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。この場合、このような人為的周期は破壊速度に一定のばらつきを与えることで防ぐことができる。

4. 特性化震源モデルに基づく強震動のシミュレーション

2000年鳥取県西部地震の強震動シミュレーションモデル

ここでは、2000年鳥取県西部地震について強震動記録を用いた波形インバージョン結果に基づいて特性化された震源モデルと経験的グリーン関数法を用いてフォワードモデリングにより決定された最適震源モデルを比較検討する。この地震の波形インバージョンは、堀川(2000)、井出(2000)、岩田・他(2000)、宮腰・他(2000)、八木・菊地(2000)、など多くの研究者により発表されている。本検討では、これらのモデルのうち、震源から70km以内の K-net と KiK-net14 地点(図 12 上図)で得られた強震動記録を用いてインバージョンを行なった岩田・他(2000)のすべり分布(図 12 中図の矢印およびカラー分布)に基づいて議論を行なう。宮腰・他(2000)は Somerville *et al.* (1999)と同様の判定基準に基づいて破壊域とアスペリティの抽出を行なった(図 12 の下図)。この特性化震源モデルを初期モデルとして岩田・他(2000)によるインバージョン結果基に滑り量の大きい震源の上方(アスペリティ 2)と

その南側（アスペリティ 1）と 2カ所にアスペリティを設定し、各アスペリティをサブイベントとする多重震源としての扱いで経験的グリーン関数法を用いた強震動波形のシミュレーションを行なった。

シミュレーションに用いる経験的グリーン関数としては、各アスペリティにその内部または極近傍で生じた小地震の記録を経験的グリーン関数として用いるのが理想的である。ここでは比較的多くの観測点で記録された 2つの余震、図 12 上図に小さい★印で示される M3.9（2000 年 10 月 7 日 6 時 22 分、深さ 12km）と M4.2（2000 年 10 月 17 日 22 時 17 分、深さ 12km）の記録を経験的グリーン関数として用いた。ただし、2つの余震はサイトによって使い分けをしており、アスペリティごとに 2つの余震記録を使ってはいない。このように波形合成を行なうとき、グリーン関数として 1つの記録を用いているので、断層近傍の観測点では余震からの震源放射特性と各アスペリティをサブイベントとみなした場合にそこからの震源放射特性の符号（センス）が異なるような事態が生じることがある。そのときには震源特性の違いは符号のみ補正した。ここで用いたパラメータの詳細は池田・他(2000)に記されている。

最終的に、合成記録と観測記録がもっともよく一致するモデルは、図 12 の中図で太線で囲まれた 2つのアスペリティからなるものであった。アスペリティ 1は $7 \times 7 \text{ km}^2$ 、アスペリティ 2は $7 \times 5 \text{ km}^2$ の面積をもつ。各アスペリティで破壊は★印でマークされた点から放射状に伝播するとしている。波形合成は図 12 の上図に示した 14 点で行った。最適モデルによるシミュレーション結果の例が図 13 に示される。他の観測点での結果については池田・他(2000)に示されている。ここでは断層に近い 2つの観測点、SMNH01（伯太町、図 13 上図）と TTRH02（日野町、図 13 下図）における 3成分（NS, EW, UD）の合成波形が観測波形とそれぞれ比較される。各観測点で上から経験的グリーン関数として用いた余震の加速度記録、観測された加速度記録、合成された加速度記録、観測された速度記録、合成された速度記録が示される。速度に関しては合成と観測記録は個々のフェーズを含めよい一致を示している。加速度に関して合成記録は最大振幅および継続時間に関してよく一致しているのがわかる。

特性化パラメータの有効性

強震動記録や遠地地震記録を用いた波形インバージョンにより、地震時の断層面上のすべり分布が不均質であることはすでに述べたように良くわかってきた。Somerville *et al.* (1999)は震源インバージョンの結果を基に一定の判断基準を導入して全断層破壊域とアスペリティ領域の抽出方法を提案した。彼らの定義に基づいて特性化されたアスペリティを有する震源断層モデルを特性化震源モデルと呼ぶこととする。Miyakoshi *et al.* (1999)は、Somerville *et al.* (1999)の方法で特性化された震源モデルを用いて、理論的に計算された波形は震源インバージョンと同様の周期範囲に限れば観測波形と良く一致することを示した。しかしながら、特性化された震源モデルが工学的にも重要な短周期も含む広帯域の強震動波形の合成に有効かどうかの検証はいまだ十分にはなされていない。

広帯域の強震動をシミュレーションするための最も精度良い方法は、上で2000年鳥取県西部地震の例で示したように経験的グリーン関数法である(Irikura, 1986)。Kamae and Irikura (1998)は1995年兵庫県南部地震の強震動が3つのアスペリティーからなる特性化震源モデルを用いてシミュレーションされた合成波形と良く一致することを示した。しかしながら、経験的グリーン関数法は適切な小地震

記録が得られないと適用できない。

最近、理論的方法と半経験的方法の特徴を組み合わせるハイブリッド法による強震動シミュレーションが広く行われるようになった (Kamae *et al.*, 1998; 入倉・釜江, 1999)。この方法は、1秒よりも長い周期帯域に対しては3次元FDMやFEMなどの理論的手法を用いて厳密に理論計算を行い、短周期帯に対しては統計的グリーン関数法などではじめに小地震の記録を計算したのち経験的グリーン関数法によって大地震の強震動を計算し、次に両者を足し合うことで大地震の広い周波数帯域における強震動の推定を行なうものである。

このハイブリッド法を用いて、1995年兵庫県南部地震(Kamae *et al.*, 1998)、1999年トルコ・コジャエリ地震(Kamae and Irikura, 2000)や1999年台湾・集集地震の強震動のシミュレーションがなされ、観測記録との比較により最適な特性化震源モデルが推定された。

経験的グリーン関数法およびハイブリッド法により検証された特性化震源モデルのアスペリティの総面積および最大アスペリティの面積が図8の+印で示される。何れの地震も強震動を推定するための最適震源モデルは Somerville *et al.*(1999)で示されたアスペリティ面積と地震モーメントの自己相似の関係性をほぼ満足していることがわかる。このことは、特性化震源モデルが強震動を評価するための震源断層モデルとして有効であること、さらにそのために必要とされるすべり分布の不均質特性、すなわちアスペリティモデル、が一定の相似則により予測可能なことを示している。

5. おわりに

強震動記録を用いた高精度の線形波形インバージョンによる断層すべり分布の研究成果が最近少しずつ蓄積し、統一的な基準でのすべりの分布形状の統計的解析が可能になってきた(例えば Somerville *et al.*, 1999)。この結果、断層長さ、幅、平均変位のような巨視的断層パラメータに加えて、すべり分布の不均質性を表す微視的断層パラメータも地震モーメントに関して自己相似な関係にあることが確認できた。しかしながら解析された最大の地震は Mw7.2 であるため、より大きな地震への適用の可能性は試されていない、という問題があった。

巨視的断層パラメータに関して、Wells and Coppersmith (1994)によりコンパイルされたデータ(余震分布、活断層情報、測地学的データから推定されたもの)を加えて、M8クラスの大地震の断層パラメータに関するスケーリング則の再検討を試みた。その結果、地震モーメントが 10^{26} dyne-cm よりも大きな地震で、Wells and Coppersmith (1994)による断層面積は Somerville *et al.* (1999)の式($S \propto M_0^{2/3}$)に比べて系統的に小さくなる、また、断層幅が飽和するような大きい地震で断層面積が $M_0^{1/2}$ に比例するようになる(Shimazaki, 1986)ことがわかった。よって M8クラスの地震について断層面積から地震モーメントを推定するときには上の関係に基づくばらつきを考慮することが必要とされる。

上で示された巨視的および微視的断層パラメータの自己相似性に基づき、地震災害軽減のために必要とされる短周期を含む広帯域強震動を評価するためのレシピがまとめられた。活断層調査により同時に活動する可能性の高い断層セグメントの総和が与えられると、レシピに従って、地震モーメントを含む巨視的断層パラメータが推定され、つぎにアスペリティ面積など微視的断層パラメータが与えられる。

このようにして与えられた特性化震源モデルの有効性が、2000年鳥取県西部地震の強震動のシミュ

レーションを例として検証された。1995年兵庫県南部地震(Mw6.9), 1999年トルコのコジャエリ地震(Mw7.4), 1999年台湾の集集地震(Mw7.5), 等に関しても, 経験的グリーン関数法やハイブリッド法を用いた広帯域のシミュレーションによるフォワードモデリングにより特性化震源モデルが推定された。これらの大地震について, 震源の不均質性を特徴付けるアスペリティの面積と地震モーメントの関係は Somerville *et al.* (1999)で得られた自己相似の関係をほぼ満足していることが明らかとなった。

謝 辞

鳥取県西部地震のシミュレーションには K-NET, KiK-net のデータを使わせていただきました。関係機関諸氏に記してお礼申し上げます。

参考文献

- Aki, K. (1968). Seismic displacement near a fault, *J. Geophys. Res.*, 103, 24271-24282.
- Bouchon, M., H. Sekiguchi, K. Irikura, and T. Iwata (1998). Some characteristics of the stress field of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake, *J. Geophys. Res.*, 103, 24271-24282.
- 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 (投稿中).
- Das, S. and B. V. Kostrov (1986). Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, *Earthquake Source Mechanics, Am. Geophys. Union.*, 91-96.
- Eshelby, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc. A*241, 376-396.
- 堀川晴夫 (2000). 2000年鳥取県西部地震の震源過程の解析: 震源の深さの影響の検討, 日本地震学会講演予稿集 2000年秋季大会, T03.
- 井出哲 (2000). 鳥取県西部地震の近地地震波による解析 <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ide/TTR/ttr1.html>
- 飯尾能久 (1998). σ_{min} —地震発生に関する役割—, 地震 2, 50, 273-281.
- 池田隆明・三輪滋・釜江克宏・入倉孝次郎 (2000). 2000年鳥取県西部地震における震源断層モデルと強震動シミュレーション, 日本地震学会講演予稿集 2000年秋季大会, T07.
- Ito, K. (1999). Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- Irikura, K. (1986). Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999). 1948年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現—, 地震 2, 52, 129-150.
- 入倉孝次郎 (2000). 震源の特性化の手続き, 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会資料.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001). 強震動予測のための断層震源の特性化の手続き, 文部省科学研究費 (No.08248111)特定領域研究(A)計画研究 A1 報告書「活断層の危険度評価と強震動予測」, 128-145.

- 岩田知孝・関口春子・松元康広・三宅弘恵・入倉孝次郎 (2000). 2000 年鳥取県西部地震の震源過程と震源近傍強震動, 日本地震学会講演予稿集 2000 年秋季大会, T06.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, and A. Pitarka (2000). Source and site effects on strong ground motions in near-source area during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 82, 882, 2000.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1553-1583.
- Kagawa T. and K. Miyakoshi. Personal communications.
- Kamae, K. and K. Irikura (2000). Simulation of broad-band strong ground motions from recent large inland earthquakes, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 81, 149, 2000.
- 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.
- Kamae, K., K. Irikura, and A. Pitarka (1998). A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 357-367.
- 亀 伸樹・山下輝夫 (1998). 大きな地震より小さな地震が多いのはなぜか, 科学, 702-709.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- 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.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000). Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng., Auckland, New-Zealand, 8pp (CDROM).
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝 (2000). 2000 年鳥取県西部地震の特性化震源モデル, 日本地震学会講演予稿集 2000 年秋季大会, T08.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉 (1998). 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態と破壊伝播方向-, 地学雑誌, 107, 512-528.
- Sekiguchi, H. and T. Iwata (2000). Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake using strong motion waveforms, submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata (2000). Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 974-1002.
- Shimazaki, K. (1986). Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics*, AGU Monograph, 37 (Maurice Ewing Ser.6 ed. S. Das, J. Boaghtwright, and C. H. Scholz), 209-216.
- 島崎邦彦 (2000). 地震はどのように繰り返すか, 科学, 70, 51-57.
- 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, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 武田哲也 (1997). 人工地震データの再解析による中部日本の地殻構造の解明, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻修士論文.

- 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.
- Takemura, M., T. Ikeura, and R. Sato (1990). Scaling relations for source parameters and magnitude of earthquakes in the Izu Peninsula region, Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 32, 77-89.
- 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の関連—兵庫県南部地震の発生過程—, *地震* 2, 51, 211-228.
- Wald, D. J., D. V. Helmberger, and T. H. Heaton (1991). Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong motion and broadband teleseismic data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1540-1572.
- Wald D. J. and T. H. Heaton (1994). Spatial and temporal distribution of slip of the 1992 Landers, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 668-691.
- 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.
- 八木勇治・菊地正幸 (2000). 10月6日鳥取県西部地震の遠地近地波形インバージョンによる震源過程, 日本地震学会講演予稿集 2000年秋季大会, T02.

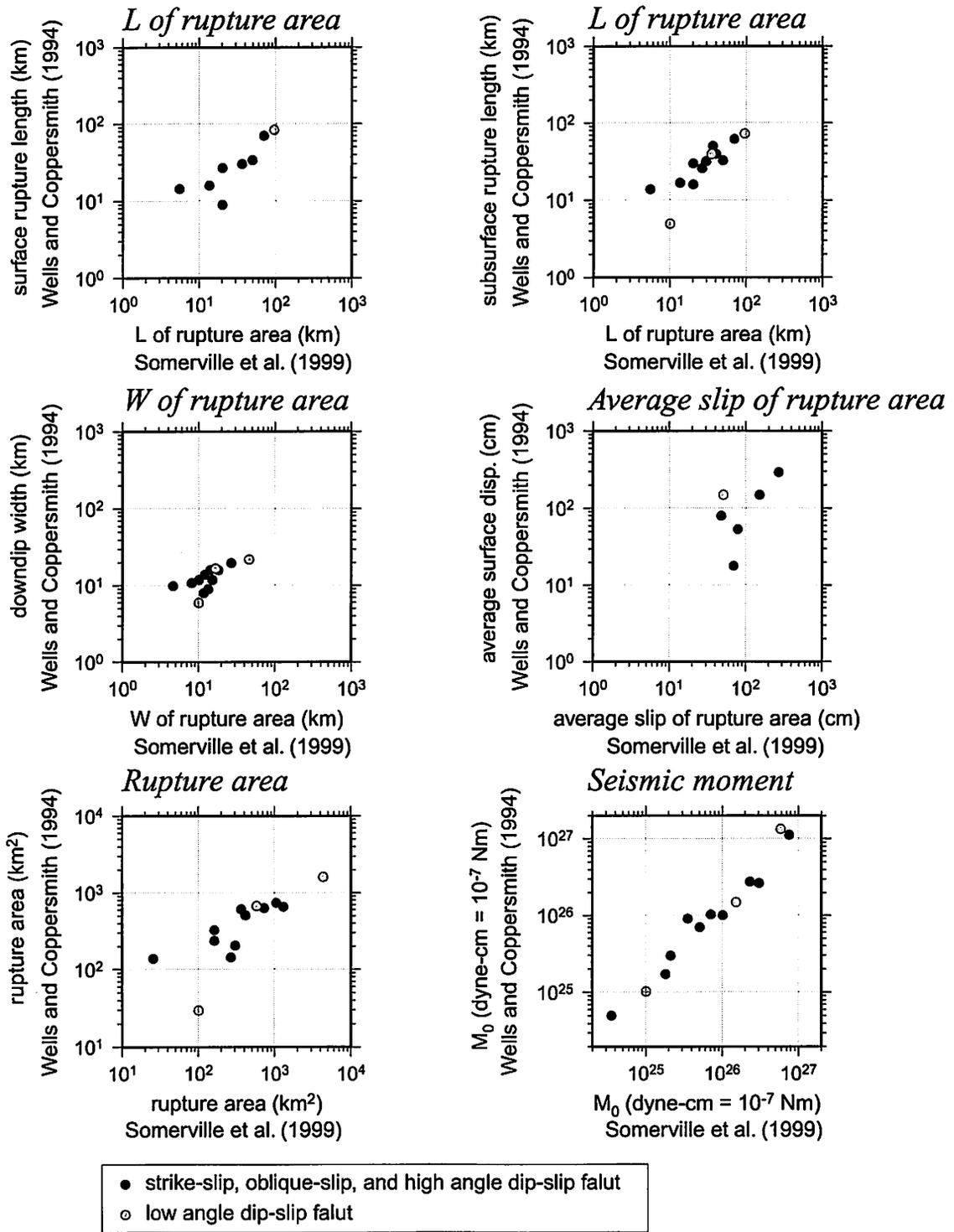


図1. Somerville *et al.* (1999)による断層の長さ, 幅, 変位量, 面積, 地震モーメントと Wells and Coppersmith (1994)での同様のパラメータの関係.

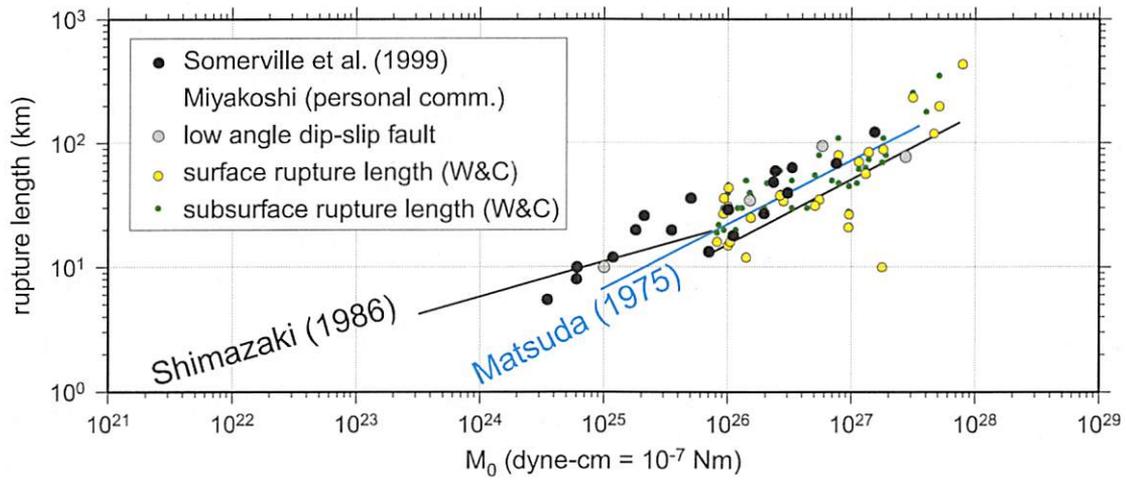


図 2. 断層長さ と地震モーメントの関係.

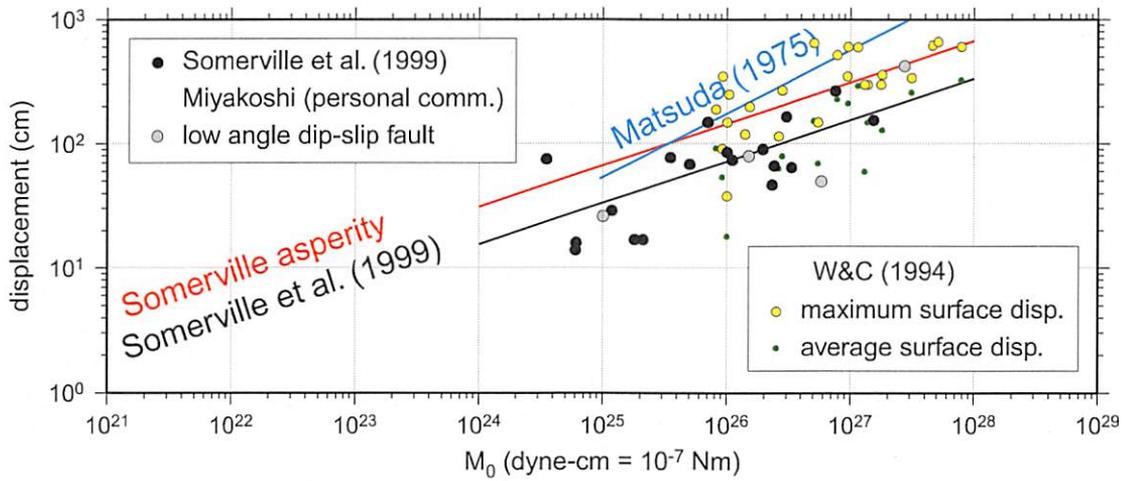


図 3. 断層変位量 と地震モーメントの関係.

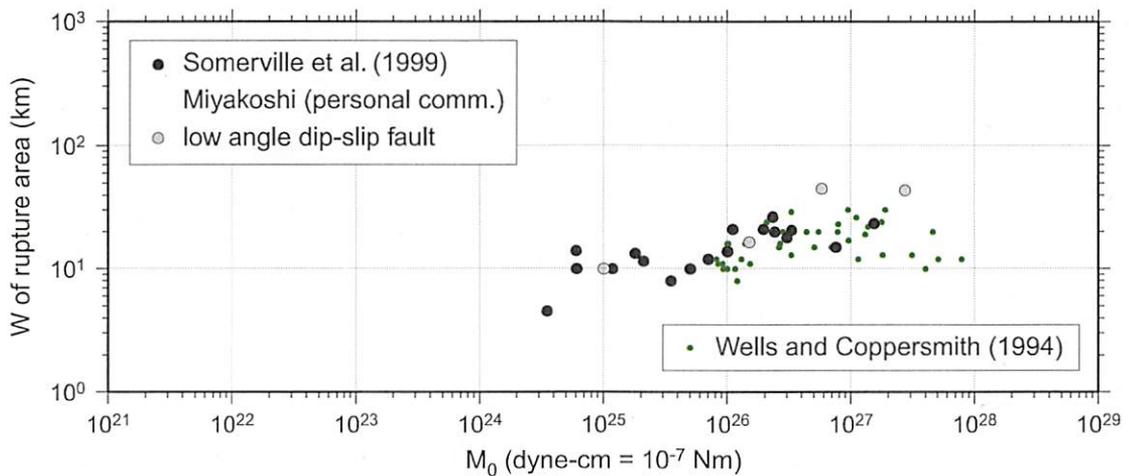


図 4. 断層幅 と地震モーメントの関係.

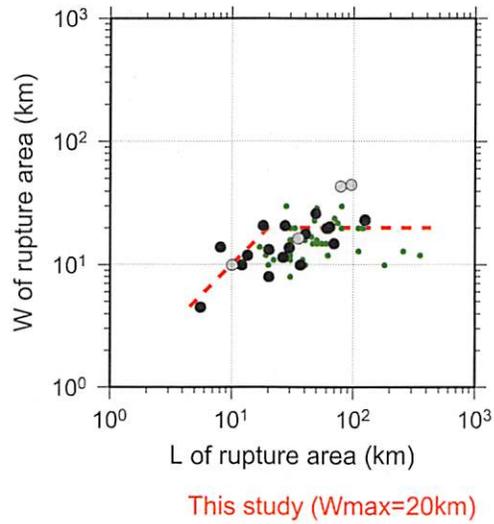


図 5. 断層幅と断層長さの関係.

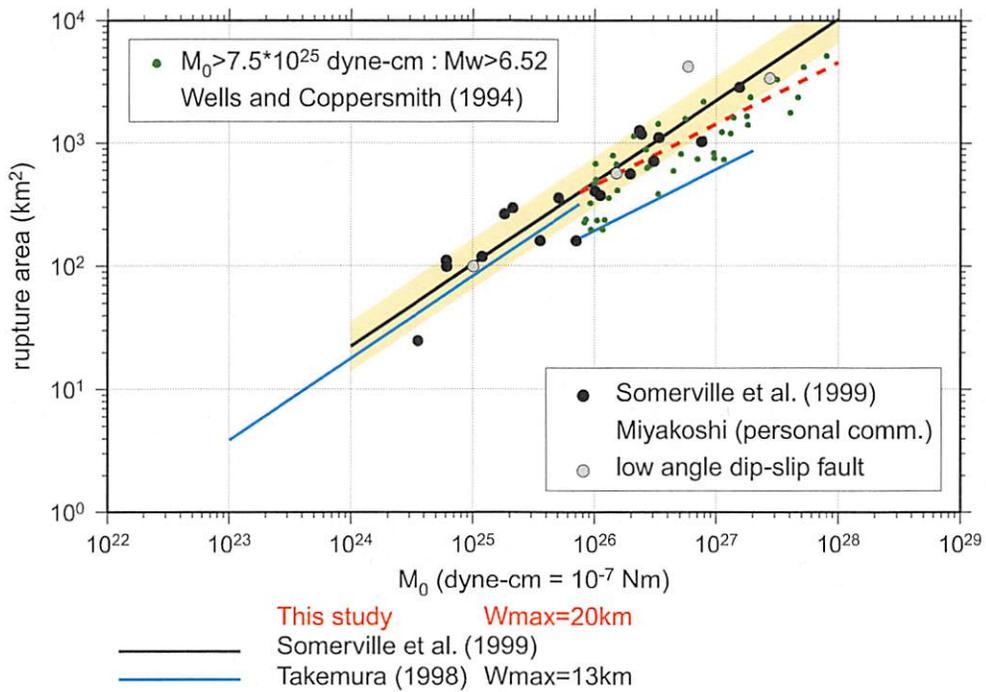
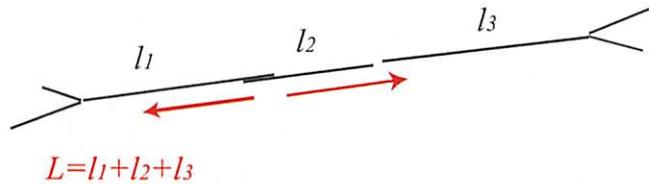


図 6. 断層面積と地震モーメントの関係.

Outer Fault Parameters ー地震モーメントの評価ー

Step 1

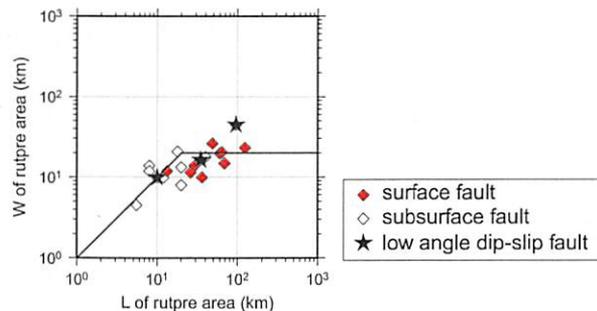
はじめに地質調査結果を基に断層の長さを決める。セグメントが1つのときはセグメントの長さをそのまま断層長さLとするが、セグメントが2つ以上のときはセグメントの長さを足し合わせたものを断層長さLと定義する。



Step 2

次に断層幅WをLとWの経験的関係($L < 20\text{km}$ の時 $W=L$, $L \geq 20\text{km}$ の時 $W=W_{\text{max}}$ 。ここで $W_{\text{max}} = W_s / \sin \theta$, W_s : 地震発生層の厚さ)から求め、長さL (Totalな長さ) と幅Wの積 LW を断層総面積Sと定義する。

L vs. W of rupture area

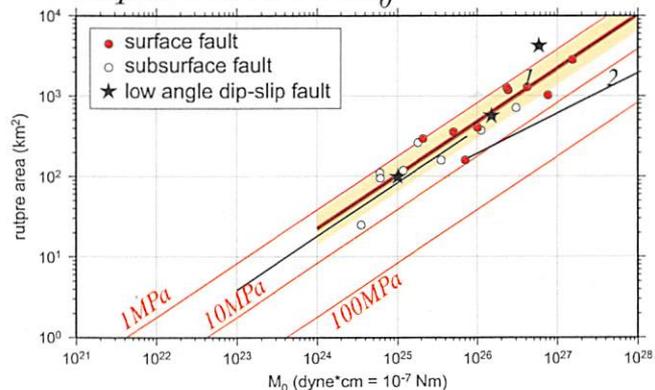


$L < 20\text{km} \rightarrow W = L$
 $L \geq 20\text{km} \rightarrow W = W_{\text{max}}$
 ここで $W_{\text{max}} = W_s / \sin \theta$

Step 3

このようにして想定された断層総面積Sが震源インバージョンで得られた全破壊域Sに対応すると考える。全破壊域Sと地震モーメント M_0 の経験的関係 [Somerville et al. (1999)] から地震モーメントが推定される。

Rupture area vs. M_0



1 : Rupture area vs. M_0 2 : Fault area vs. M_0
 Somerville et al. (1999) Takemura (1998)

$Rupture\ area = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$

図7. 巨視的震源パラメータの推定の手続き.

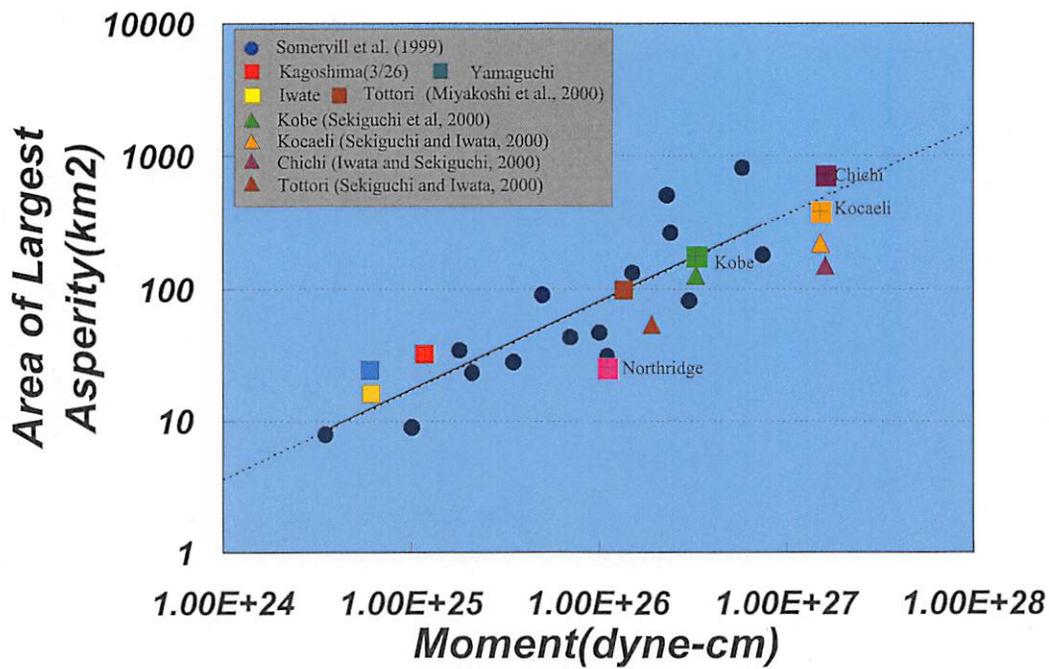
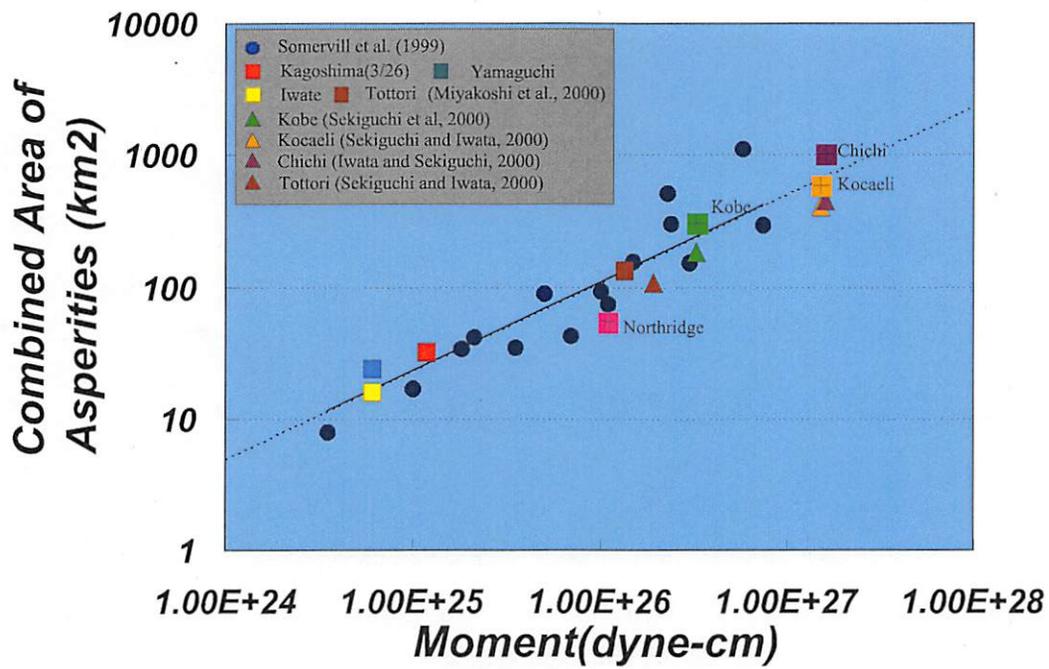
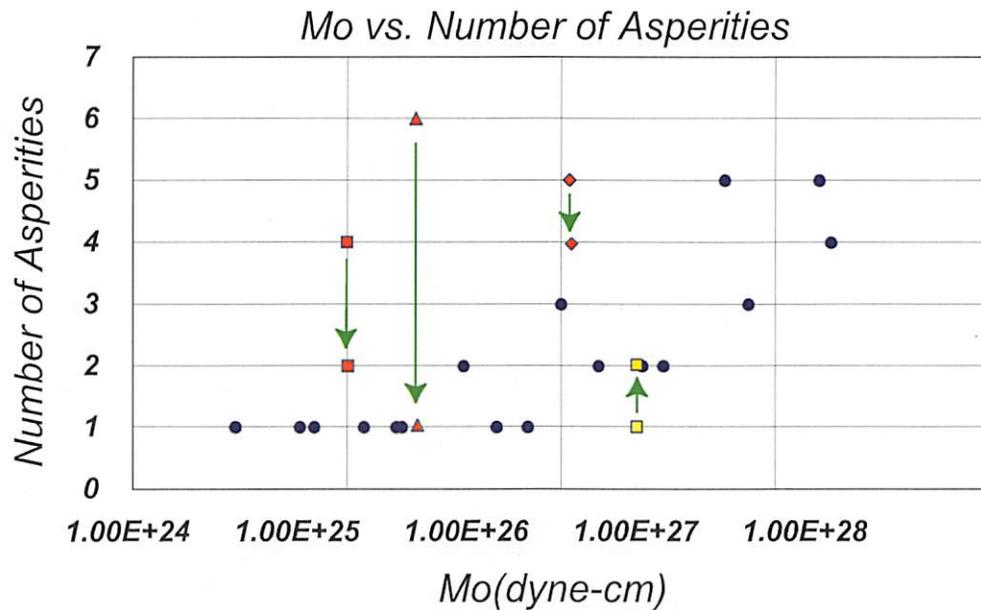
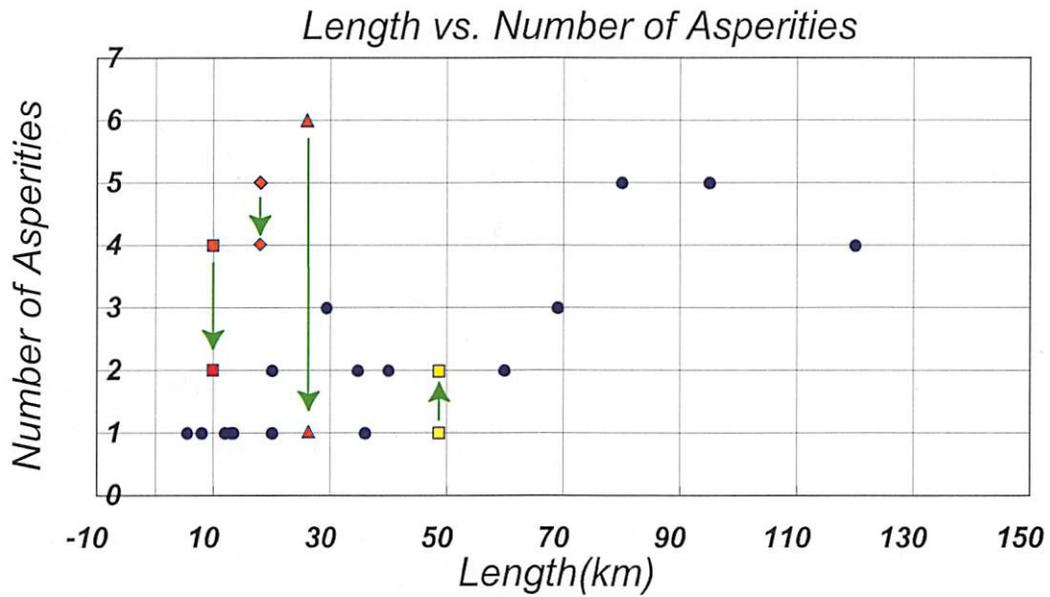


図 8. アスペリティの総面積および最大アスペリティの面積と地震モーメントの関係。



- : Whitter Narrows ($M_w 6.0$, $M_o = 1.0E+25$)
- ▲ : Morgan Hill ($M_w 6.2$, $M_o = 2.1E+25$)
- ◆ : Northridge ($M_w 6.7$, $M_o = 11.0E+25$)
- : Borah Peak ($M_w 6.9$, $M_o = 23.0E+25$)

図 9. 上：Somerville *et al.* (1999)のアスペリティの個数と断層長さの関係。下：アスペリティの個数と地震モーメントの関係。

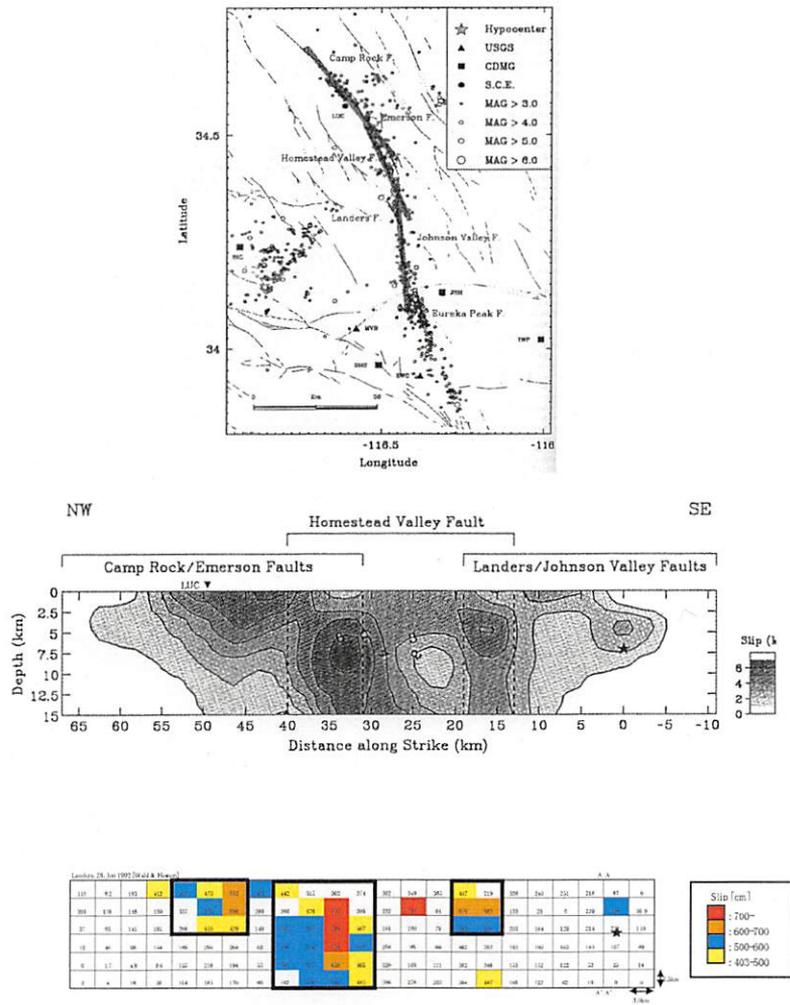


図 10. 1992 年 Landers 地震の断層セグメントとアスペリティの位置. 上: 3 つの断層セグメントを示すマップ[Wald and Heaton (1994)], 中: Wald and Heaton (1994)による震源インバージョンのすべり分布, 下: Somerville *et al.* (1999)と同じ基準を用いて抽出されたアスペリティ.

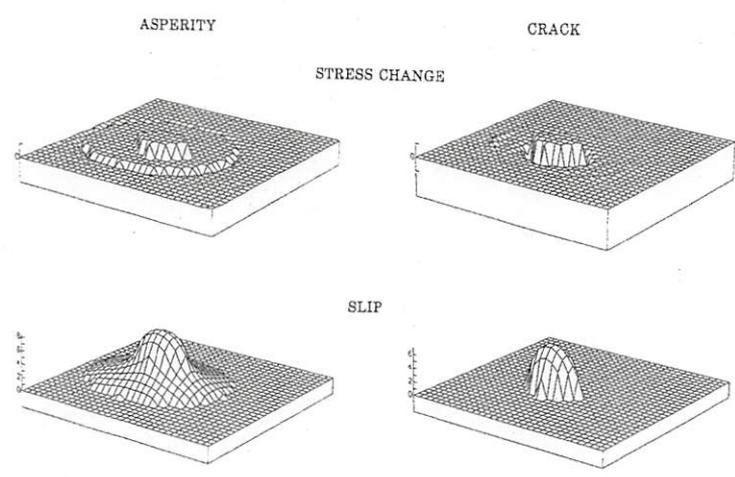


図 11. 単一アスペリティモデル(左)と円形クラックモデル(右)に対する応力降下量(上)とすべり分布(下). Boatwright (1998)による.

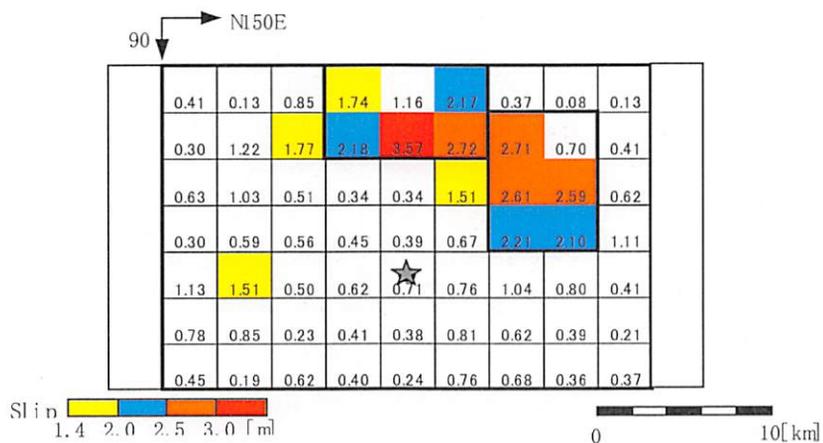
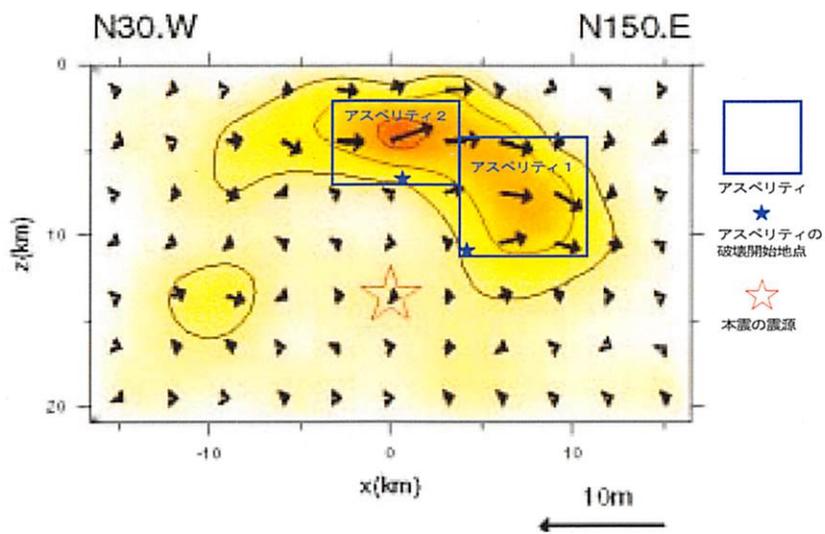
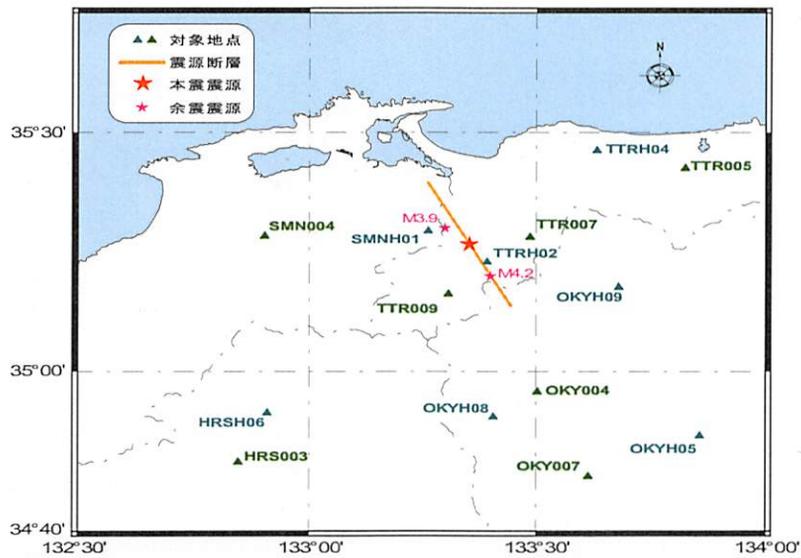


図 12. 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化

上図: 断層位置、本震及び余震(経験的グリーン関数として用いた)の震源位置、観測点位置
 中図: 震源イメージの結果(岩田・他, 2000)と強震動を推定するための震源モデル
 下図: Somerville et al.(1999)の抽出基準に基づいた特性化震源モデル(宮腰・他, 2000)

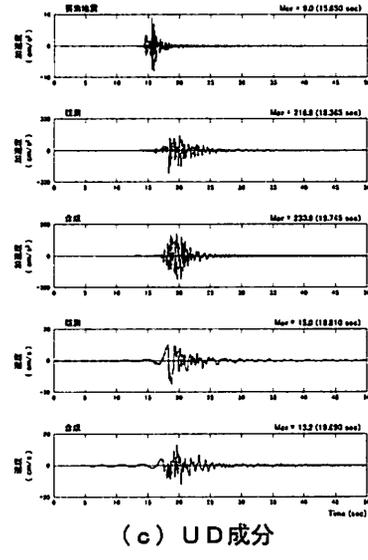
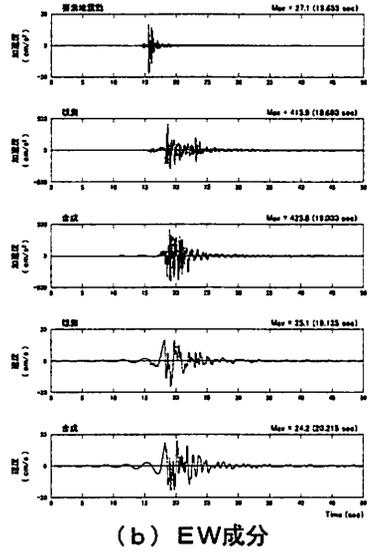
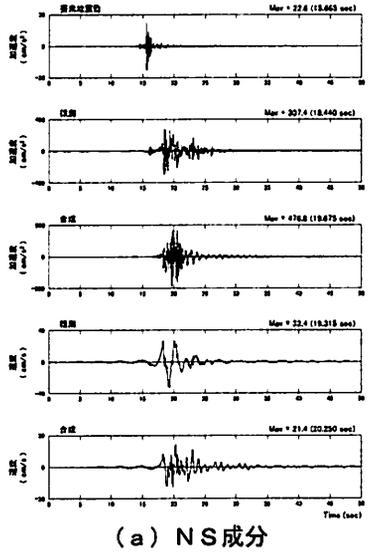
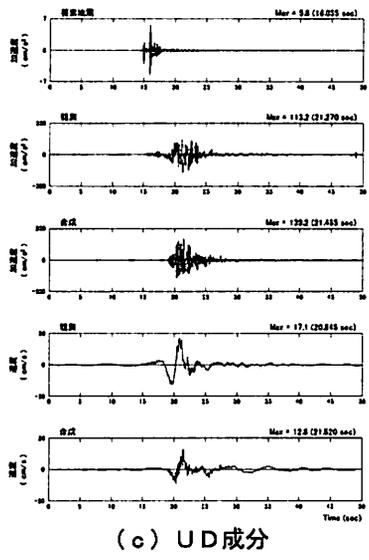
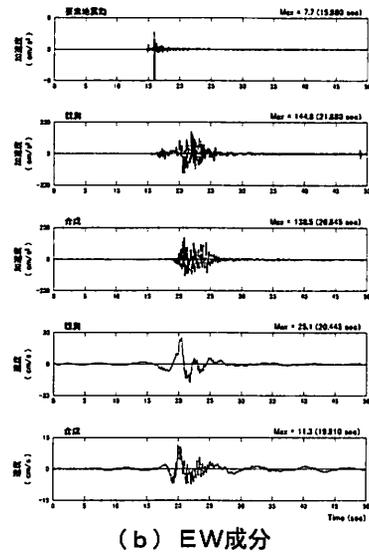
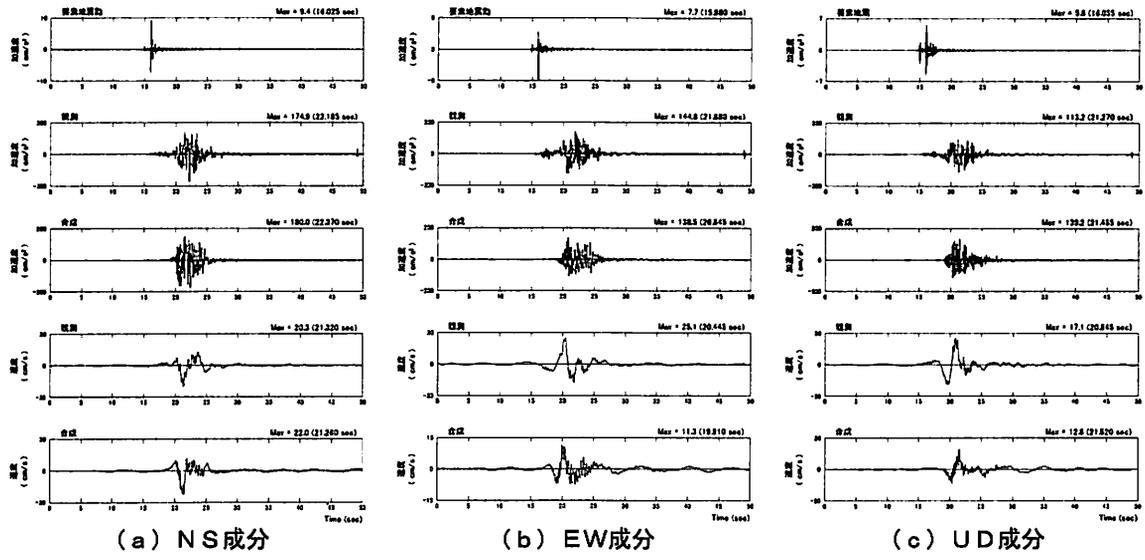


図 13. 図 4.3.2-12 の中図に示した震源モデル(アスペリティのみ)と経験的グリーン関数法を用いた合成波形と観測波形の比較
 上: SMJ-D1(伯太) 下: TTR-D2(日野)