

M8 クラスの大地震の断層パラメータ
—断層長さ, 幅, 変位, 面積と地震モーメントの関係—

< 最近の大地震および Wells and Coppersmith (1994)により
コンパイルされた断層パラメータによる検証 >

入倉孝次郎・三宅弘恵 (京都大学防災研究所)

Somerville *et al.* (1999)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. 彼等の解析した地震の中で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 $M_0=7.5 \times 10^{26}$ dyne-cm, $M_w 7.2$ である. Miyakoshi (personal comm.)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($M_w 7.4$), 1999 年台湾・集集地震($M_w 7.6$), さらに 2000 年鳥取県西部地震($M_w 6.8$)をはじめとする最近の日本の 5 つの内陸地震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. しかしながら彼等の関係式が 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.

M8 クラスの大地震に対する断層震源パラメータのデータは Wells and Coppersmith (1994)によりコンパイルされている. 彼等の断層震源パラメータは, 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)の断層震源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(Fig. A1).

また断層震源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.

そこで本稿では, 波形インバージョンの結果から Somerville *et al.* (1999)および Miyakoshi (personal comm.)により求められた巨視的断層震源パラメータに, Wells and Coppersmith (1994)によってコンパイルされた断層震源パラメータを加えて, M8 クラスの大地震の断層震源パラメータに関するスケーリング則の再検討を試みる. あわせて, ここで検証された断層パラメータの関係式とこれまでの同様の関係式[松田(1975), Shimazaki(1986), 武村(1998)]との関係について議論する.

今回スケーリングを行うにあたって, 留意した点は以下の通りである.

1. Shimazaki (1986)を参考に、断層破壊域の長さ地震モーメントに関するスケーリングが変化するとされている 7.5×10^{25} dyne-cm 以上の大きさの地震を検証の対象とする。
2. Wells and Coppersmith (1994)のデータセットとして、信頼度の低いものを除いたデータ (unreliable の要素がある地震は含まない)を用いる。

集められた断層長さ、幅、平均すべり量、面積と地震モーメントの関係を見る限り、Shimazaki (1986)や武村 (1998)で指摘された特定の地震モーメントでの急激な変化は認められなかった。従って、今回のスケーリングの関係式は不連続をもたないと仮定した。

なお図中の Miyakoshi (personal comm.)のデータセットには、Miyakoshi *et al.* (2000)で解析された3地震(1997年3月鹿児島県北西部地震、1997年山口県北部地震、1998年岩手県内陸北部地震)、Sekiguchi (1999)による1995年兵庫県南部地震、Sekiguchi and Iwata (2000)による1999年トルコ・コジャエリ地震、Iwata *et al.* (2000)による1999年台湾・集集地震、岩田・他 (2000)による2000年鳥取県西部地震が含まれる。

Fig. 1(a) 断層破壊域の長さ地震モーメントの関係

Wells and Coppersmith (1994)については余震分布から決められた断層の長さをプロットした。 10^{26} dyne-cm よりも大きい地震に限ると、Wells and Coppersmith (1994)の余震分布から決められた断層の長さ地震モーメントに対する勾配は $M_0^{1/2}$ に近いようにみえる。松田 (1975)による L- M_0 の関係は観測データにはほぼ一致している。Shimazaki (1986)の関係は勾配に関してはほぼ一致しているが、断層長さの値がやや小さめに求まっている。

Fig. 1(b) 断層破壊域の幅地震モーメントの関係

Wells and Coppersmith (1994)では余震分布から決められた幅が用いられている。W が 20km あたりで頭打ちの傾向が見えており、これは(地震発生層の下限から地表までの厚さ)/(傾斜角の正弦値)にほぼ相当すると考えられる。

Fig. 1(c) 断層破壊域の平均すべり量地震モーメントの関係

Wells and Coppersmith (1994)では地表変位量の平均値が示されており、それらと $D = M_0 / \mu L W$ から求められた平均すべり量の比の最頻値が 1.32 倍であるとしているが、実際には大きなばらつきがみられる(Fig. A2)。ここでは Wells and Coppersmith (1994)による地表変位量の平均値と Somerville *et al.* (1999)の平均すべり量が比較される。松田 (1975)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くなっている。Shimazaki (1986)の考えに従うと地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm よりも大きい地震に対して平均変位量が $M_0^{1/2}$ に比例することが期待されるが、ばらつきが大きいためこの関係のみからは明瞭な傾向は見られない。

Fig. 2(a) 地表断層の長さ、地中断層破壊域の長さ地震モーメントの関係

この図面は Fig. 1(a)に Wells and Coppersmith (1994)の地表断層の長さを加筆したものである。

今回解析の対象とした地震モーメントが 7.5×10^{25} dyne-cm よりも大きい地震では, Wells and Coppersmith (1994)の地表断層の長さ(余震分布から決められた断層の長さ)は良い相関を示している。

Fig. 2(b) 最大地表変位量,平均地表変位量と地震モーメントの関係

Wells and Coppersmith (1994)では地表の平均変位量と地表の変位量の最大値(ネットスリップとして再計算された値)が記されている。Fig. 1(c)に黄色の丸印で地表変位量の最大値を書き加えた。松田 (1975)による地表の断層変位量は Wells and Coppersmith (1994)の最大地表変位量とくらべてやや大きめに与えられており,これは日本の地震の地表断層の特性の可能性がある。例えば,地表すべりが現れたところが未固結堆積層であれば変位量は大きく現れるなどの検討が必要とされる。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,これは Wells and Coppersmith (1994)による最大地表変位量と comparable であることがわかる。

Fig. 3(a) 断層破壊域の長さ(幅)の関係

黒丸と灰色の丸印は Somerville *et al.* (1999)および Miyakoshi (personal comm.)で用いた波形インバージョン結果の断層破壊域の長さ(幅)の関係を表す。灰色の丸印は低角逆断層を示す。緑色の丸印は Wells and Coppersmith (1994)による断層破壊域の長さ(幅)である。点線は入倉・三宅 (2000)で設定された断層長さ(幅)の関係式に対応する。ここでは $W_{max}=20$ km となっている。

Fig. 3(b) 断層面積 (S)と地震モーメント(M_0)の関係

黒丸は Somerville *et al.* (1999)および Miyakoshi (personal comm.)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($S \propto M_0^{2/3}$)を示す。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 400 km^2 ($L=20 \text{ km}$, $W=20 \text{ km}$)以上の地震(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線を引いたものである。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 fit するように見える。黄色の領域は Somerville *et al.* (1999)および Miyakoshi (personal comm.)のデータセットの標準偏差を示す。黒の星印は糸魚川静岡構造線の試算で用いられているケース 1,2,3 の地震モーメント (Somerville *et al.* (1999)の断層面積と地震モーメントのスケールから求められた値)を示し,灰色の星印はケース 4 (Wells and Coppersmith (1994)および渡辺・他(1998)による断層面積と地震モーメントのスケールから求められた値)の地震モーメントを示す。武村 (1998)による関係式は水色の実線で示され,断層面積をやや小さめに与えるものになっていることがわかる。その理由は今のところ不明である。

Appendix

Fig. A1 Somerville *et al.* (1999)による断層破壊域の長さ,幅,平均すべり量,面積,地震モーメント

トと Wells and Coppersmith (1994)での同様のパラメータの関係。

Fig. A2 Wells and Coppersmith (1994)による断層破壊域の平均すべり量($D=M_0/\mu LW$ から求められる)と平均地表変位量, 最大地表変位量との関係。

参考文献

- 入倉孝次郎・三宅弘恵, 2000, 強震動予測のための震源特性化の手続き, 文部省科学研究費 (No.08248111) 特定領域研究(A) 計画研究 A1「活断層の危険度評価と強震動予測」, 第7章付録, 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.
- 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. 12WCEE* (CD Rom), Vol. 3, Ref. 1850.
- Sekiguchi, H., 1999, Rupture process analysis of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, 京都大学大学院理学研究科学位論文.
- Sekiguchi, H. and T. Iwata, 2000, Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake using strong motion waveforms, submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*
- 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.
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 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, 1990.
- 武村雅之, 1998, 日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, *地震* 2, 51, 211-228.
- 渡辺基史・佐藤俊明・壇一男, 1998, 内陸地震の断層パラメーターの相似則, 第10回日本地震工学シンポジウム, 583-588.
- Wells, D. L. and K. L. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

(付録) スケーリング式一覧

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

(1) 松田 (1975)

$$\log M_0 = 1.17 M_j + 17.72$$

(2) Takemura *et al.* (1990)

$$\log L = 0.513 \log M_0 - 11.99$$

(3) (1)に(2)を代入：Fig1(a), Fig2(a)の水色線

$$\log L = 0.524 \log M_0 - 12.44$$

(4) Shimazaki (1975) : $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ dyne-cm

$$\log L = 0.281 \log M_0 - 5.98$$

(5) Shimazaki (1975) : $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ dyne-cm

$$\log D (m) = 0.6 M - 4.0$$

(6) 松田 (1975)

$$\log D (m) = 0.513 \log M_0 - 13.09$$

(7) (6)に(2)を代入：Fig1(c), Fig2(c)の水色線

$$\log D (cm) = 1/3 \log M_0 - 6.81$$

(8) after Somerville *et al.* (1999)

$$D(cm) = 1.56 \times 10^{-7} \times M_0^{1/3}$$

$$\log D (cm) = 1/3 \log M_0 - 6.50$$

(9) (8)の値を 2.01 倍した式

(アスペリティ部分の平均すべり量に相当)

$$\log S = 2/3 \log M_0 - 14.65$$

(10) after Somerville *et al.* (1999)

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

$$\log S = 2/3 \log M_0 - 14.74$$

(11) 武村(1998) : $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ dyne-cm

$$\log S = 1/2 \log M_0 - 10.71$$

(12) 武村(1998) : $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ dyne-cm

$$\log S = 1/2 \log M_0 - 10.34$$

(13) 今回の検討 : $M_0 \geq 7.6 \times 10^{25}$ dyne-cm

$$S = 4.59 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2}$$

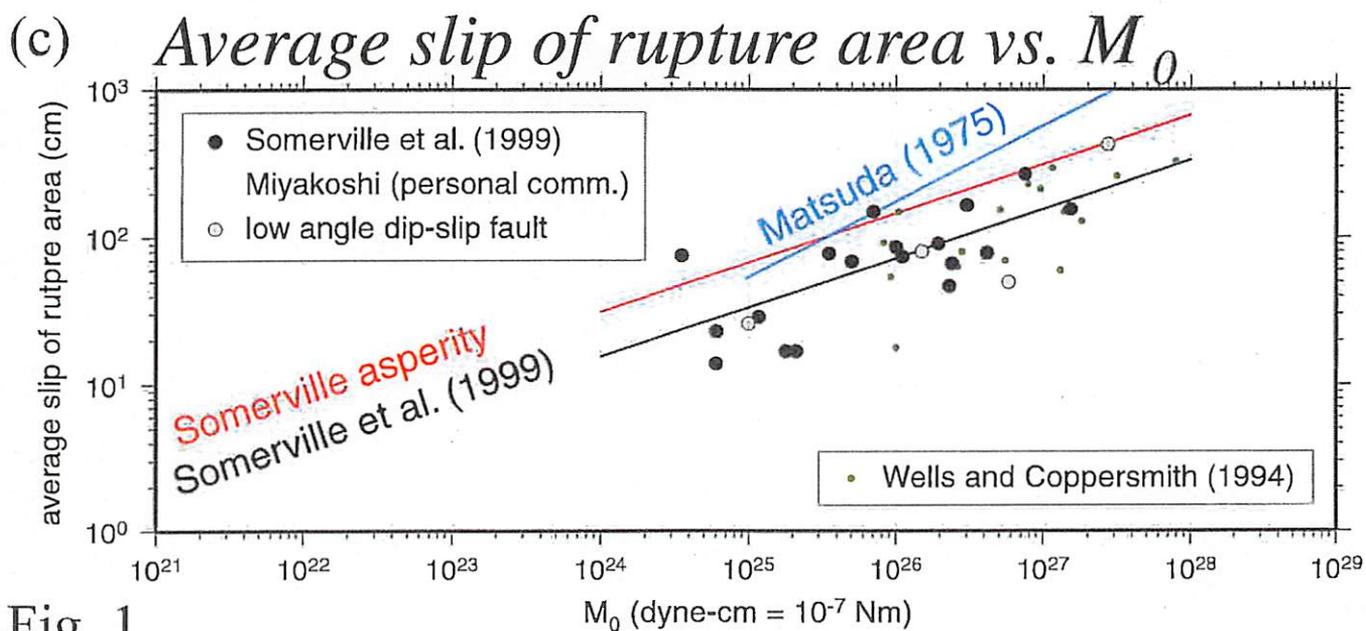
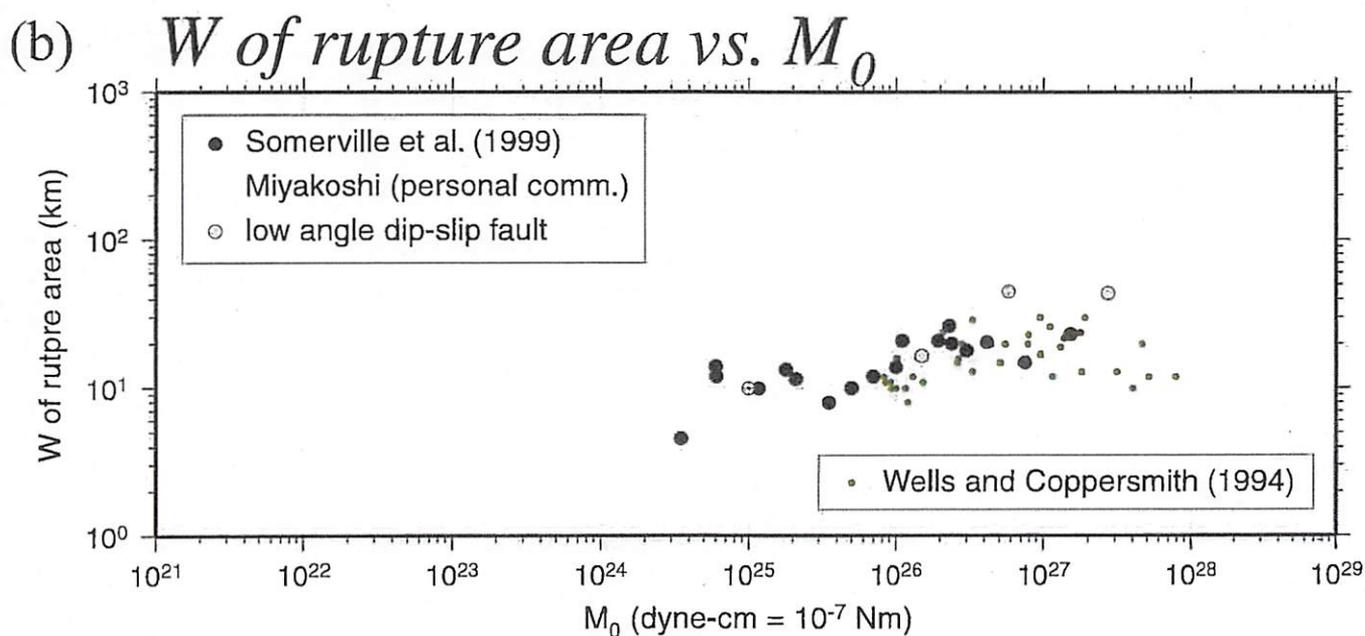
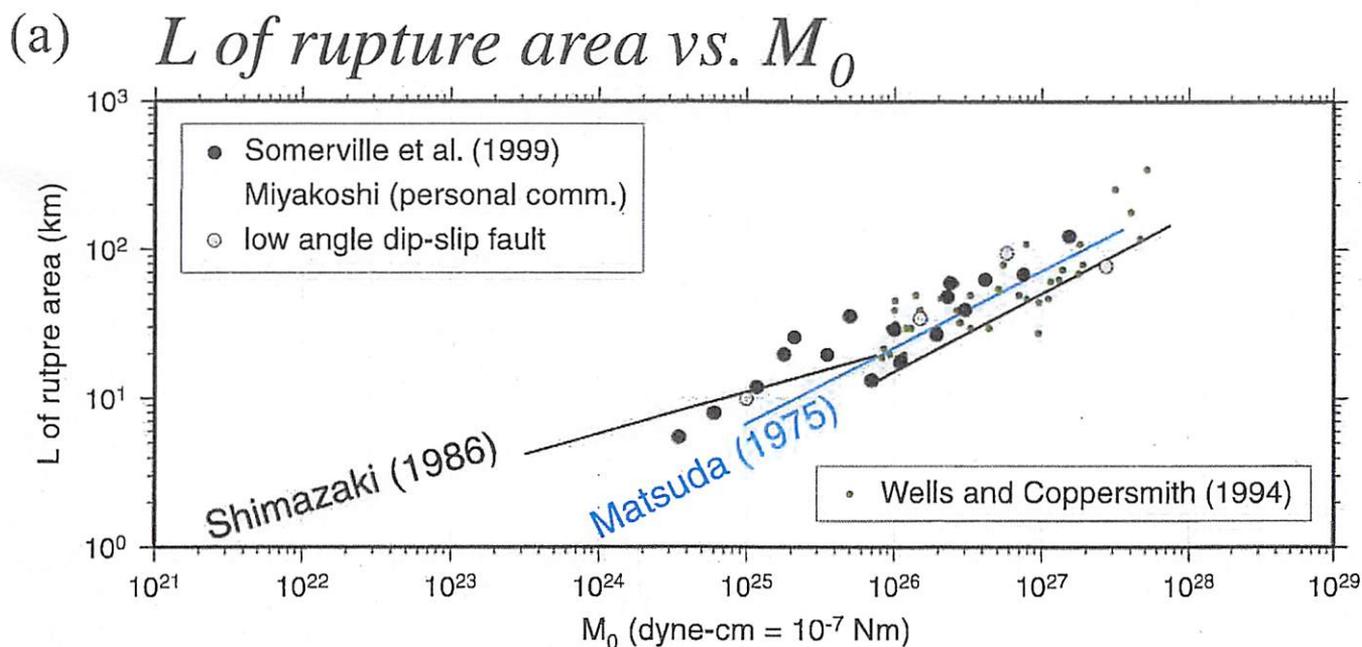
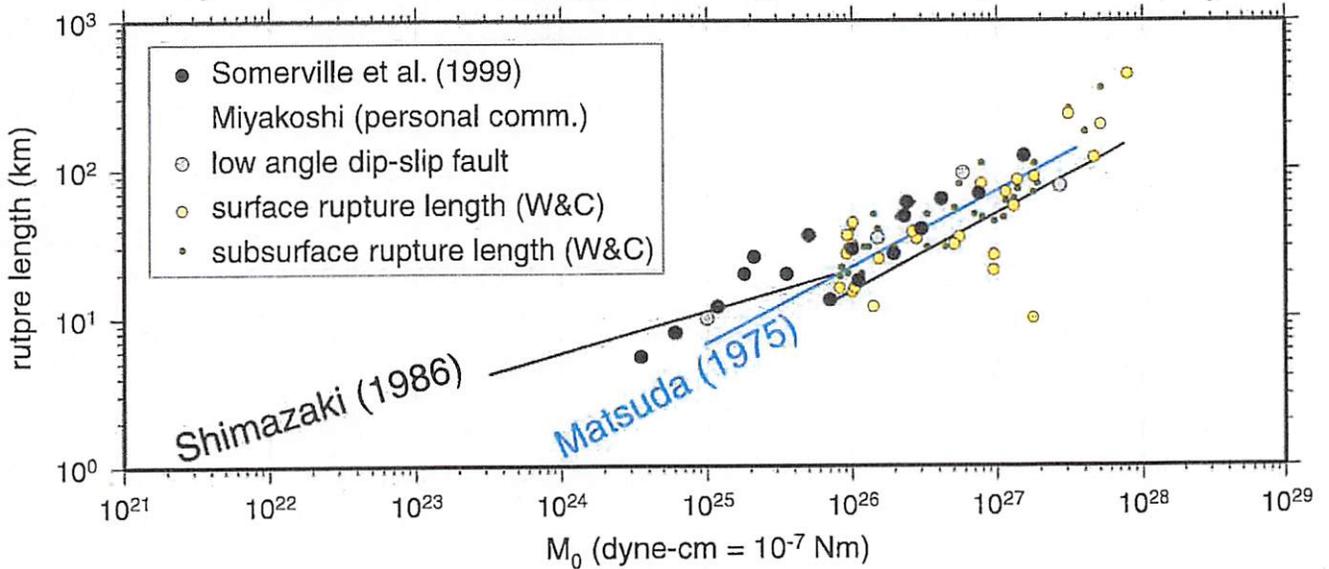


Fig. 1

(a) *Surface and subsurface rupture length vs. M_0*



(b) *Maximum and average surface disp. vs. M_0*

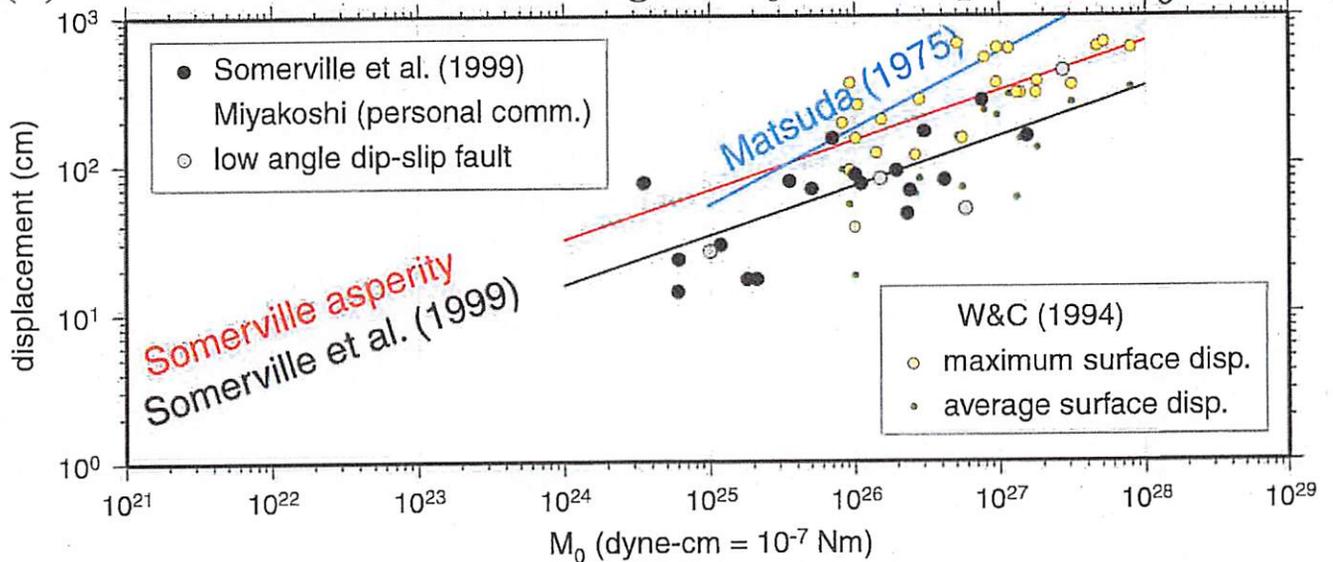
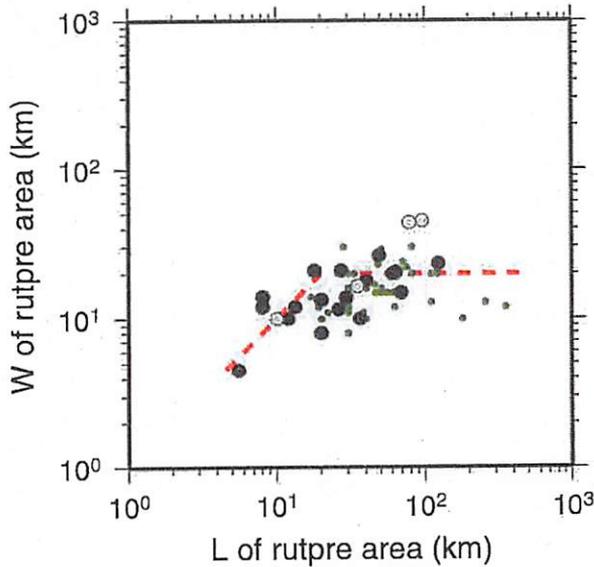


Fig. 2

(a) *L vs. W of rupture area*



$L < 20\text{km} \rightarrow W = L$
 ($M_0 < 7.6 \cdot 10^{25}$ dyne-cm: $M_w < 6.52$)

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

$L > 20\text{km} \rightarrow W = 20\text{km}$
 ($M_0 > 7.6 \cdot 10^{25}$ dyne-cm : $M_w > 6.52$)

$Rupture\ area = 4.59 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2}$

(b) *Rupture area vs. M_0*

- - - This study Wmax=20km
- Somerville et al. (1999)
- Takemura (1998) Wmax=13km

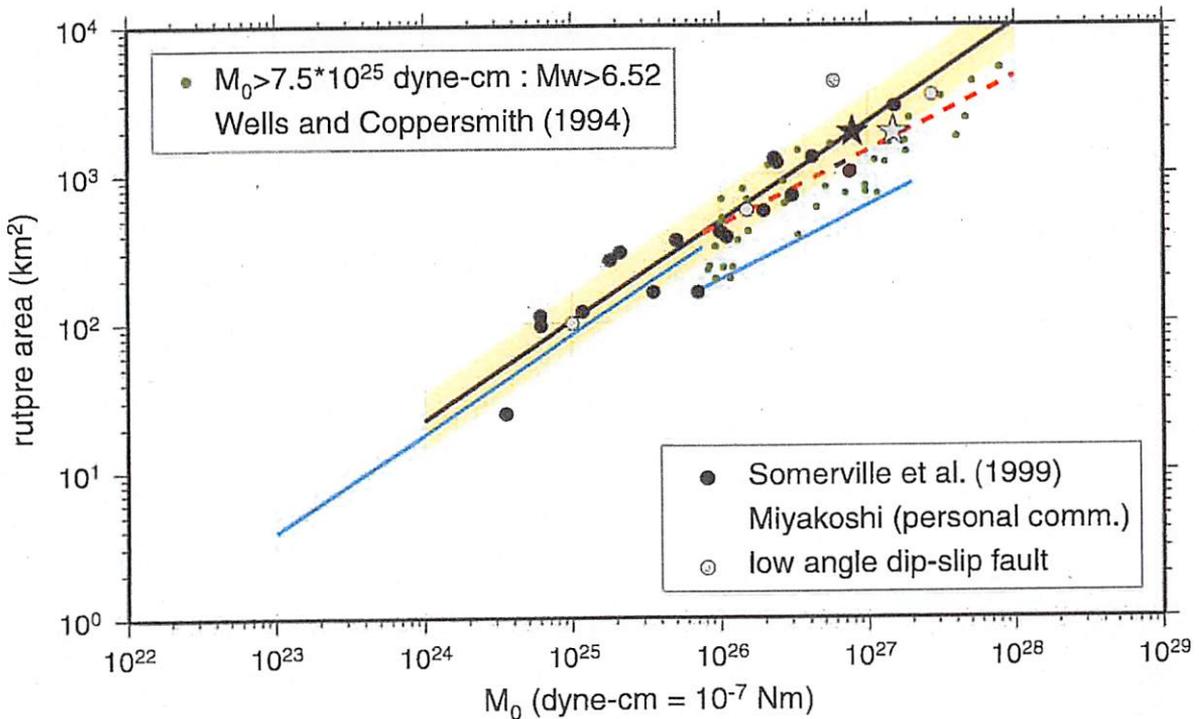


Fig. 3

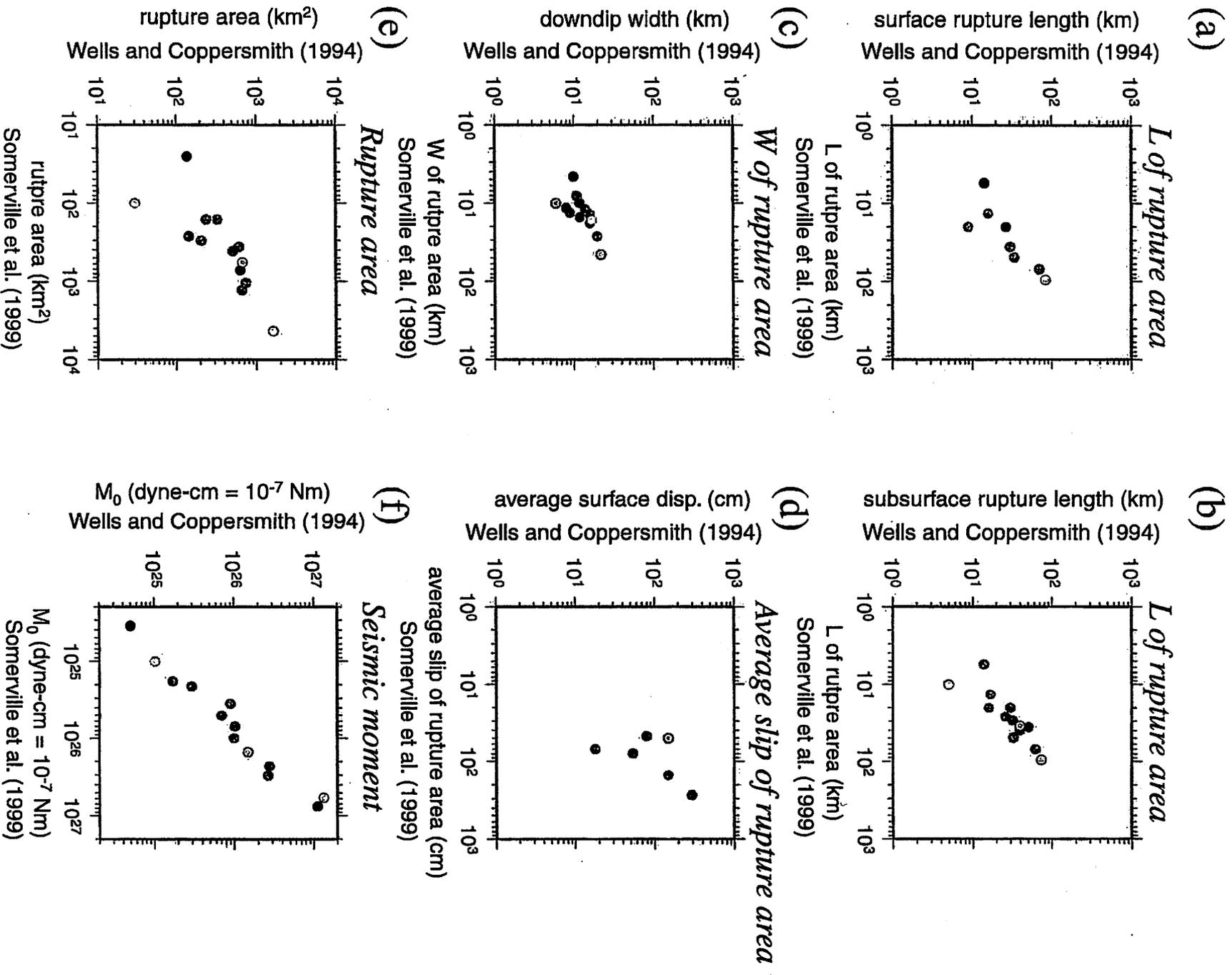


Fig. A1

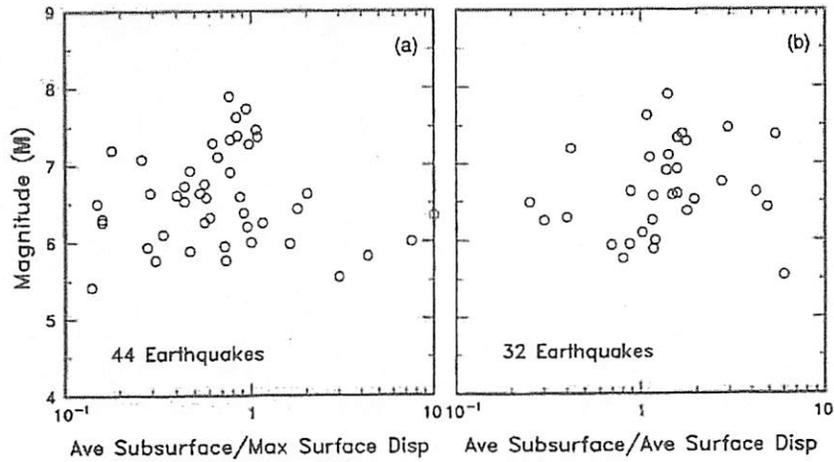


Figure 6. (a) Ratio of average subsurface to maximum surface displacement versus magnitude. (b) Ratio of average subsurface to average surface displacement versus magnitude. Average subsurface displacement is calculated from the seismic moment and the rupture area.

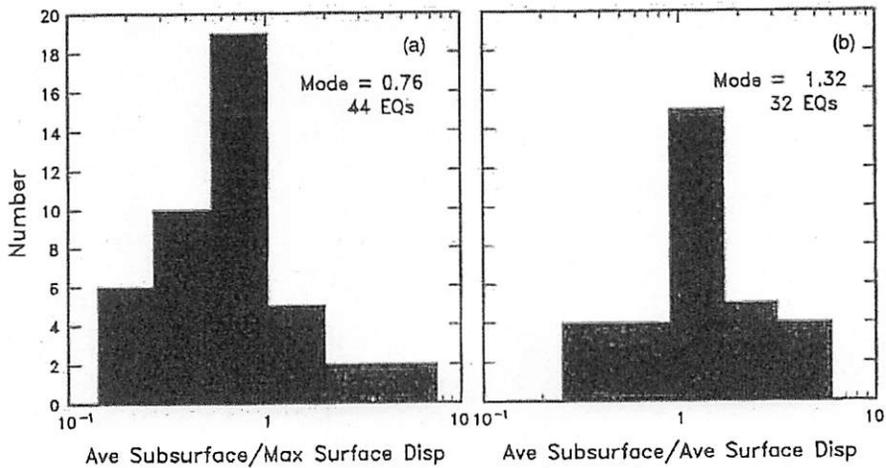


Figure 7. (a) Histogram of the logarithm of the ratio of average subsurface to maximum surface displacement. (b) Histogram of the logarithm of the ratio of average subsurface to average surface displacement. Average subsurface displacement is calculated from the seismic moment and the rupture area.

Wells and Coppersmith (1994)

Fig. A2