

マグニチュード9クラスのプレート境界地震による強震動と津波の予測のための 統一断層モデルの設定方法

壇一男¹⁾、石井やよい²⁾、宮腰淳一³⁾、高橋広人⁴⁾、護雅史⁵⁾、
福和伸夫⁶⁾

1) (株)大崎総合研究所、博士(工学)、dan@ohsaki.co.jp

2) (株)大崎総合研究所、yayoi.ishii@ohsaki.co.jp

3) (株)大崎総合研究所、博士(工学)、miya@ohsaki.co.jp

4) 応用地質(株)、博士(工学)、takahashi-hiroto@oyonet.oyo.co.jp

5) 名古屋大学、博士(工学)、m.mori@sharaku.nuac.nagoya-u.ac.jp

6) 名古屋大学、工学博士、fukuwa@sharaku.nuac.nagoya-u.ac.jp

要 約

マグニチュード9クラスのプレート境界地震の強震動と津波を予測するという観点で、断層モデルの設定方法を考えた。具体的には、はじめに、2011年東北地方太平洋沖地震の断層パラメータが従来の強震動予測で用いられている断層パラメータの相似則の延長線上にあることを確認したうえで、強震動と津波の予測のための統一断層モデルとしてのアスペリティモデル（地震調査研究推進本部, 2005 など）を提示した。ついで、そのモデルに基づいて想定地震の断層パラメータの設定手順を提案した。

キーワード： 巨大プレート境界地震、2011年東北地方太平洋沖地震、相似則、強震動、津波

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震（モーメントマグニチュード M_w 9.0）や2004年スマトラ地震（ M_w 9.1）では、断層面の深いところから短周期の強震動が多く放出されたのに対して、断層面の浅いところは



図1 南海トラフの想定巨大地震の震源域 (内閣府, 2011)

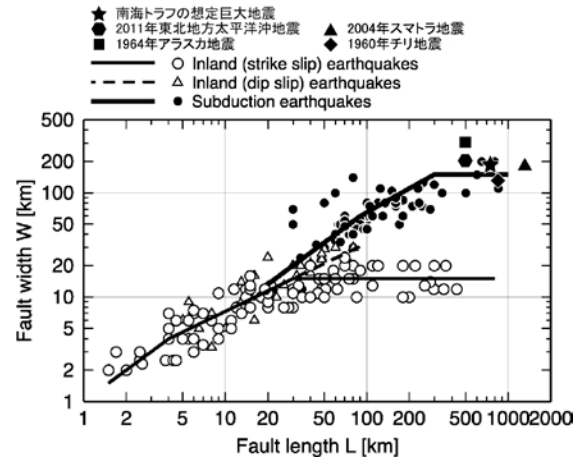


図2 断層長さLと断層幅Wとの関係 (渡辺・他, 2002に加筆)

すべり量が大きく長周期の地震波が多く放出されており (Lay et al., 2012)、既存の強震動予測のための断層モデル (地震調査研究推進本部, 2005) の仮定、すなわち強震動生成域とすべり量の大きい領域は一致するとの仮定が成り立っておらず、課題となっている。

一方、南海トラフの巨大地震の震源域については、図1に示すように、2011年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) を踏まえて、見直しが行われている (内閣府, 2011)。この震源域には、強震動と津波を引き起こす深部の断層面とともに、津波を増大させる浅部の断層面も含まれており、上述した東北地方太平洋沖地震やスマトラ地震の特徴が反映されている。しかし、強震動を生成する断層と津波を引き起こす断層は、従来、解析方法の違いや対象とする周期の違いにより別々のモデルとして扱われてきたため、図1に示した震源域に基づいた内閣府 (2012) による断層モデルは、震度の計算用と津波の計算用とで異なる考え方によるモデルが用いられている。また、震度計算用の M_w は9.0、津波計算用の M_w は9.1となっている。さらに、震度計算用のモデルの設定では、応力降下量の値が絶対的に重要な役割を担うが、その値を決めている円形クラックの式が、本来、周囲のすべりが無いとの仮定にも関わらず、あるときは断層面全体に適用され、あるときは断層面全体を4つに分けた各セグメントに適用され、また、あるときは強震動生成域 (本論文ではアスペリティとよんでいる) に適用されている。円形クラックの式の適用については、力学的には本論文の3.1節で示す地震調査研究推進本部 (2005) によるクラックの式とアスペリティモデルの式を組み合わせるべきである。

そこで、本論文では、津波も強震動も断層破壊という共通の現象の結果であるという観点で、両者の統一断層モデルを考えた。具体的には、はじめに、2011年東北地方太平洋沖地震の断層パラメータが従来の強震動予測で用いられている断層パラメータの相似則の延長線上にあることを確認したうえで、強震動と津波の予測のための統一断層モデルとしてのアスペリティモデル (地震調査研究推進本部, 2005など) を提示した。ついで、そのモデルに基づいて想定地震の断層パラメータの設定手順を提案した。

2. 2011年東北地方太平洋沖地震の断層パラメータの相似則

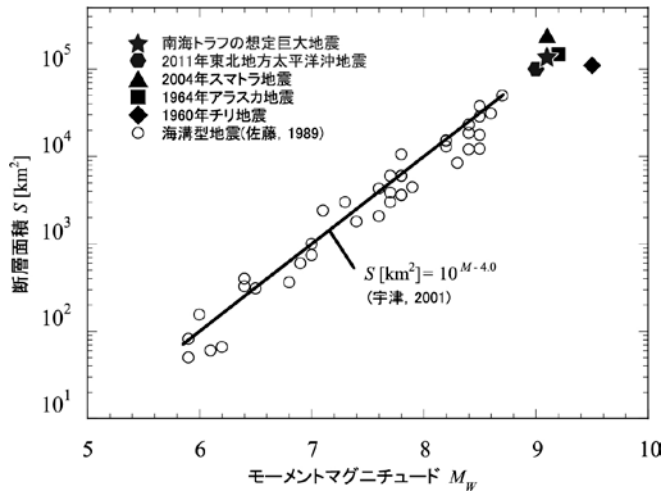


図3 断層面積 S とモーメントマグニチュード M_w との関係

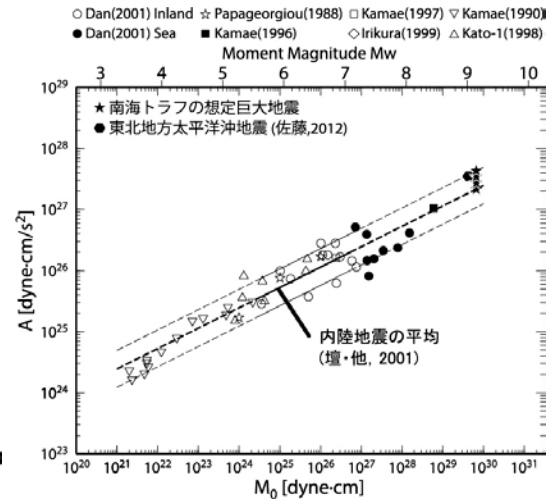


図4 短周期レベル A と地震モーメント M_0 との関係 (壇・他, 2001 に加筆)

東北地方太平洋沖地震の震源断層の大きさや地震モーメントが、加納・他 (2011)、久保・寛 (2011)、横田・額 (2011)、吉田・他 (2011)、坪井・中村 (2011) などにより求められている。東北地方太平洋沖地震の震源断層の大きさを整理すると、研究者により少しずつ異なるが、南北方向の長さ L は約 500 km、東西方向の幅 W は約 200 km である。また、地震モーメントは研究者によりかなりの幅があるので、以降の検討では気象庁発表の地震モーメント $M_0 = 4.22 \times 10^{22}$ Nm (モーメントマグニチュード M_w 9.0) を採用することとする。

一方、佐藤 (2012) は、強震動生成領域として、総面積が 11,475 km² の 4 つの領域を同定している。それぞれの強震動生成領域の応力降下量は 20.6 MPa ~ 39.8 MPa である。また、これらの強震動生成領域は断層全体のうち陸寄りに位置している。これらの強震動生成領域の短周期レベル A は、 $A = 3.51 \times 10^{20}$ Nm/s² と求められている。

図2に断層長さ L と断層幅 W との関係を示す。この図は、渡辺・他 (2002) に加筆したものである。図には、モーメントマグニチュード 9 以上の 1960 年チリ地震 (Braitenberg and Zadro, 2007)、1964 年アラスカ地震 (Kanamori, 1970)、および 2004 年スマトラ地震 (Lay et al., 2005) の断層パラメータも示す。図より、黒丸で示されているプレート境界地震では、断層長さが 300 km 程度までは断層長さと断層幅がほぼ比例関係にあり、断層がさらに長くなると、断層幅は 150 km 程度で一定となっていることがわかる。また、六角形で示した東北地方太平洋沖地震の断層パラメータは、断層長さと断層幅の比例関係を示している部分の延長上に位置しており、この比例関係の限界付近にあることがわかる。

図3に断層面積 S とモーメントマグニチュード M_w との関係を示す。図中、白丸のデータは佐藤 (1989) より引用し、断層面積 S とモーメントマグニチュード M_w の相似則は宇津 (2001) による断層面積 S とマグニチュード M の相似則を用いた。また、チリ地震は $M_w = 9.5$ 、アラスカ地震は $M_w = 9.2$ 、スマトラ地震は $M_w = 9.1$ である (USGS)。図より、六角形で示した東北地方太平洋沖地震の断層面積 S とモーメントマグニチュード M_w の関係は宇津 (2001) の相似則の式の延長上にあることがわかる。なお、佐藤 (1989) による古い地震の断層面積は余震域の広がり (本震後 24 時間内の余震をとる場合が多い) から求めら

れており、新しい地震の断層面積は最近の M_w 9クラスの地震と同様に波形インバージョンにより求められているが、波形インバージョンに用いる断層面の探索範囲は余震域の広がりによって決められるため、両者は整合していると考えられる。

図4に、短周期レベル A と地震モーメント M_0 との関係を示す(壇・他, 2001に加筆)。図中の黒丸はプレート境界地震のデータである。ここに、短周期レベルとは加速度震源スペクトルの短周期領域における振幅レベルである。図より、佐藤(2012)による東北地方太平洋沖地震の短周期レベルは、壇・他(2001)による内陸地震の式の約2倍であるが、総じて、東北地方太平洋沖地震の短周期レベル A も、他の地震と同じく、 $M_0^{1/3}$ とほぼ比例関係にあって、データのばらつきの中にあることがわかる。

以上より、 M_w 9.0の東北地方太平洋沖地震も通常の地震の延長上に位置しているため、この地震による強震動を再現するための断層モデルは、従来の断層パラメータの相似則に基づく設定方法で説明できる可能性が高いといえる。

一方、図1に示した南海トラフの巨大地震の震源域は、強震動と津波を引き起こす10 kmより深い深部の断層面と、津波を増大させる10 kmより浅い浅部の断層面から構成されており、強震動と津波を予測するには、各部分における平均すべり量が最低必要である。そこで、東北地方太平洋沖地震の震源断層を深部と浅部に区分けして、浅部の平均すべり量と深部の平均すべり量の比率を下のように算出した。まず、図5に示したYoshida *et al.* (2011)の領域分けのうちArea 1のほうを深部、Area 2のほうを浅部として、Area 3にもそれを延長し、深部と浅部の比率を0.73:0.27とした。したがって、深部の断層面積 S_{deep} と浅部の断層面積 $S_{shallow}$ はそれぞれ、 $S_{deep}=0.73S=73,000 \text{ km}^2$ および $S_{shallow}=0.27S=27,000 \text{ km}^2$ となる。ここに、深部と浅部の境界の深さは22.7 kmで、地震調査研究推進本部(2012)の領域分けでは、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域とそれより西側の領域の境界にあっている。さらに、Yoshida *et al.* (2011)のすべり分布から深部(図5のArea 1全体とArea 3の深いほう)の平均すべり量 D_{deep} と浅部(図5のArea 2全体とArea 3の浅いほう)の平均すべり量 $D_{shallow}$ を求めたところ、それぞれ、 $D_{deep}=5.0 \text{ m}$ 、 $D_{shallow}=16.7 \text{ m}$ となった。したがって、その比 γ は $\gamma=D_{shallow}/D_{deep}=3.3$ で約3である。なお、Yoshida *et al.* (2011)が震源インバージョンに用いた地盤定数のうち、深部のせん断剛性率 μ_{deep} は $5.2 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 、S波速度 β_{deep} は4.1 km/sであり、浅部のせん断剛性率 $\mu_{shallow}$ は $3.6 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 、S波速度 $\beta_{shallow}$ は3.6 km/sである。また、これまで、強震動生成領域は深部にのみ同定され、浅部には一つも同定されていない(入倉・倉橋, 2011; 佐藤, 2012; 川辺・釜江, 2013)。

3. 強震動と津波の予測のための統一断層モデルの設定方法

3.1 アスペリティモデルを記述する主なパラメータ

強震動を予測するために、現在、わが国で最も多く用いられている断層モデルはアスペリティモデルである(地震調査研究推進本部, 2005など)。アスペリティモデルとは、応力降下量が大きく地震波を多く放出するアスペリティと、応力降下量が0でアスペリティにおける断層運動に引きづられて動くだけで地震波をあまり放出しない背景領域から構成されるモデルで、主なパラメータは、断層面積 S 、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ 、アスペリティの面積 S_{asp} 、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ 、地震モーメント M_0 、短周期レベル A の6つである。通常、強震動用の断層モデルは、せん断応力を蓄積できる地震発生層に

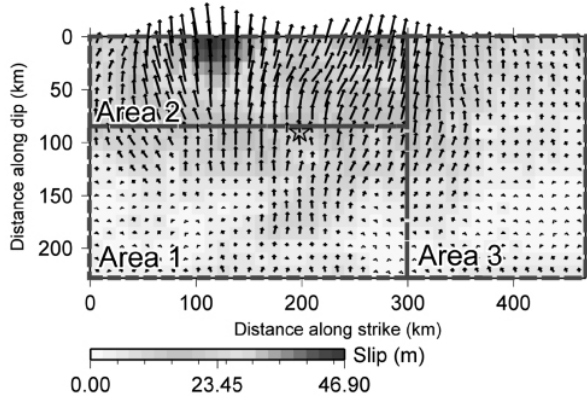


図5 2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布
(Yoshida et al., 2011)

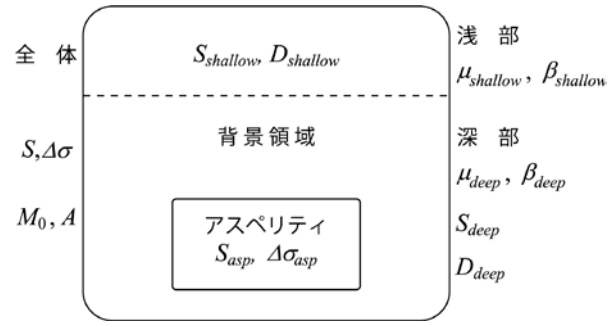


図6 強震動と津波を統一的に説明するための
主な断層パラメータ

おかれており、内陸地震の場合、地表から数kmよりも深いところに設定されている。

一方、津波を予測するためには、海の下で起こるプレート境界地震において地震発生層に対応する深部のすべりだけではなく、図5 (Yoshida et al., 2011) に示した東北地方太平洋沖地震のように、浅部のすべりも考える必要がある。したがって、浅部のすべりを考えると、強震動と津波を統一的に説明するための主な断層パラメータとして、上述した6つのパラメータ以外に、浅部の断層面積 $S_{shallow}$ と平均すべり量 $D_{shallow}$ 、および深部の断層面積 S_{deep} と平均すべり量 D_{deep} を加える必要がある。ただし、この場合、深部の断層面積 S_{deep} は、従来の断層面積と同じものである。

図6に、強震動と津波を統一的に説明するための主な断層パラメータを示す。図に示した断層パラメータのうち、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ と短周期レベル A は他の断層パラメータと下の関係がある。

$$\Delta\sigma = (7/16)M_0(S/\pi)^{1.5} \quad (1)$$

$$\Delta\sigma = (S_{asp}/S)\Delta\sigma_{asp} \quad (2)$$

$$A = 4\pi\beta_{deep}^2(S_{asp}/\pi)^{1/2}\Delta\sigma_{asp} \quad (3)$$

ここに、(1)式はEshelby (1957) による円形クラックモデルにおける断層面積 S と地震モーメント M_0 と平均応力降下量 $\Delta\sigma$ の理論的な関係式であり、(2)式はMadariaga (1979) によるアスペリティモデルの一般式、(3)式は円形クラックモデルを念頭においたBrune (1970) による経験式であるが、のちに、Boatwright (1988) が動力的破壊シミュレーションによりアスペリティモデルにも適用できることを示した式である。また、(3)式では、アスペリティ以外の領域から放出される地震波の短周期レベルはアスペリティから放出される地震波の短周期レベルに比べて十分に小さいとしている。

3.2 強震動と津波の統一断層モデルの震源パラメータの算定手順の提案

図1に示した内閣府 (2011) による南海トラフの巨大地震では、深部の断層面積 S_{deep} と浅部の断層面積 $S_{shallow}$ が推定されていることから、この2つの値をもとに図6に示したモデルのパラメータを設定する

手順を下のように考えた。

はじめに、断層全体の面積 S は、深部の断層面積 S_{deep} と浅部の断層面積 $S_{shallow}$ の和で求まる。ついで、図3に示した断層面積 S とモーメントマグニチュード M_W の相似則に基づき、この断層面積 S から宇津(2001)による断層面積とマグニチュードの関係式を用いて、下に示す式でモーメントマグニチュード M_W を求める。

$$M_W = \log S[\text{km}^2] + 4.0 \quad (4)$$

また、地震モーメント M_0 は、モーメントマグニチュード M_W の定義式を用いて、

$$M_0[\text{Nm}] = 10^{1.5M_W + 9.1} \quad (5)$$

で求める。

断層面積 S と地震モーメント M_0 が決まると、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は、(1)式により算定される。(1)式に、(4)式と(5)式を代入すると、平均応力降下量 $\Delta\sigma$ は地震モーメント M_0 によらず一定値で $\Delta\sigma=3.07$ MPaと求まる。

短周期レベルは、図4に示したデータから、内陸地震を対象にした壇・他(2001)による経験式の1倍～2倍程度、すなわち

$$A[\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2] = 2.46 \times 10^{17} \times M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}]^{1/3} \times (1\sim 2\text{程度}) \quad (6)$$

と設定できると考えられる。ここに、 10^7 dyne・cm=1 Nmである。ただし、最終的には複数のケースを設定して強震動を計算したうえで、過去の地震の震度分布との比較により、適切な短周期レベルを選定する必要がある。なお、本論文ではマグニチュード9クラスの地震を対象としているため、その臨界周期は数10秒前後にあり、短周期レベルの大小は周期数10秒以下の地震動成分すべてに影響を与える。

また、アスペリティの面積 S_{asp} とアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ は、(2)式と(3)式をアスペリティの面積 S_{asp} とアスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ について解いて、

$$S_{asp} = \pi(4\beta_{deep}^2 S \Delta\sigma / A)^2 \quad (7)$$

$$\Delta\sigma_{asp} = [A / (4\beta_{deep}^2)]^2 / [\pi S \Delta\sigma] \quad (8)$$

となるので、これらの式により算定できる。

一方、深部のすべり量と浅部のすべり量を求めるために、その比率を $\gamma=D_{shallow}/D_{deep}$ ($\gamma=3$ 程度) とおくと、地震モーメント M_0 は、

$$M_0 = \mu_{deep} S_{deep} D_{deep} + \mu_{shallow} S_{shallow} D_{shallow} \quad (9)$$

と表されるから、

$$D_{deep} = M_0 / (\mu_{shallow} \gamma S_{shallow} + \mu_{deep} S_{deep}) \quad (10)$$

となる。深部の平均すべり量 D_{deep} が求まると、浅部の平均すべり量 $D_{shallow}$ は、

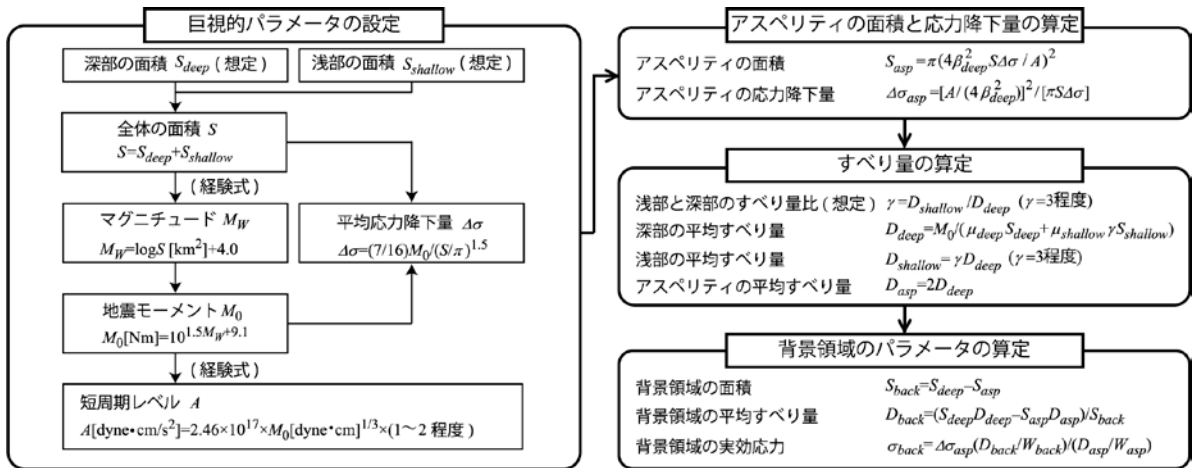


図7 強震動と津波の予測のための統一断層モデルの震源パラメータ算定手順

$$D_{shallow} = \gamma D_{deep} \quad (\gamma = 3 \text{程度}) \quad (11)$$

で求まる。また、アスペリティの平均すべり量 D_{asp} は、Somerville *et al.* (1999) の研究成果を準用して、

$$D_{asp} = 2D_{deep} \quad (12)$$

で設定できる。ただし、アスペリティが複数あるときは、平均すべり量が上式の D_{asp} になる条件のもとに、アスペリティの等価半径に比例するようにすべり量を配分する。

さらに、背景領域の面積 S_{back} は、アスペリティの面積 S_{asp} との和が深部の面積 S_{deep} であるので、

$$S_{back} = S_{deep} - S_{asp} \quad (13)$$

となり、背景領域の平均すべり量 D_{back} は、深部の地震モーメント M_{0deep} がアスペリティの地震モーメント M_{0asp} と背景領域の地震モーメント M_{0back} の和であるので、 $M_0 = \mu S D$ を用いて、

$$D_{back} = (S_{deep} D_{deep} - S_{asp} D_{asp}) / S_{back} \quad (14)$$

となる。また、背景領域の実効応力は、壇・他 (2002) により、

$$\sigma_{back} = \Delta\sigma_{asp} (D_{back} / W_{back}) / (D_{asp} / W_{asp}) \quad (15)$$

と表わされる。

以上述べた強震動と津波の統一断層モデルのパラメータ算定手順を図7に示す。

4. まとめ

本論文では、マグニチュード9クラスのプレート境界地震の強震動を予測するという観点で、断層モデルの設定方法を考えた。具体的には、はじめに、2011年東北地方太平洋沖地震の断層パラメータが従来の強震動予測で用いられている断層パラメータの相似則の延長線上にあることを確認したうえで、強震動と津波の予測のための統一断層モデルとしてのアスペリティモデル (地震調査研究推進本部、

2005 など) を提示した。ついで、そのモデルに基づいて想定地震の断層パラメータの設定手順を提案した。

本論文では、提案した方法で東北地方太平洋沖地震の強震動と津波が再現できる断層パラメータが設定できているかどうかは直接には確認していない。したがって、今後は、浅部のすべり量の分布やすべり速度時間関数に関する検討も重ねたうえで、東北地方太平洋沖地震の強震動と津波の再現を行う必要がある。

謝辞

本論文は、愛知県設計用入力地震動研究協議会で行われた検討の一部です。また、図5に示した2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布の数値データは(財)地域地盤環境研究所の吉田邦一博士よりご提供いただきました。ここに、記してお礼を申し上げます。

参考文献

- 1) Lay, Thorne, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, and Teresa M. Rushing: Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B04311, doi: 10.1029/2012.3JB009133, 2012.
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 「全国を概観した地震動予測地図」 報告書(平成17年3月23日公表, 平成17年4月13日更新, 平成17年12月14日更新), 分冊2, 震源断層を特定した地震動予測地図の説明, 2005.
- 3) 内閣府: 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 中間とりまとめ, http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/chukan_point.pdf, 2011 (2012.6.21参照).
- 4) 内閣府: 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 第15回会合, http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/15/index.html, 2012 (2012.6.21参照).
- 5) 加納将行・宮崎真一・横田裕輔: 1Hz GPSでみる2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程, 日本地球惑星科学連合2011年大会, MIS036-P29, 2011.
- 6) 久保久彦・寛楽磨: 地震波形および測地データを用いた震源インバージョンによる2011年東北地方太平洋沖地震の解析, 日本地球惑星科学連合2011年大会, MIS036-P30, 2011.
- 7) 横田裕輔・瀨瀬一起: 2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程, 日本地球惑星科学連合2011年大会, MIS036-P34, 2011.
- 8) 吉田康宏・上野寛・武藤大介・青木重樹: 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の震源過程, 日本地球惑星科学連合2011年大会, MIS036-P33, 2011.
- 9) 坪井誠司・中村武史: 震源断層モデルと理論地震波形からみた2011年東北地方太平洋沖地震, 日本地球惑星科学連合2011年大会, MIS036-P40, 2011.
- 10) 佐藤智美: 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの推定とスケールリング則の検討, 日本建築学会シンポジウム「東日本大震災からの教訓、これからの新しい国づくり」, pp. 175-178, 2012.
- 11) 渡辺基史・壇一男・佐藤俊明: 巨視的断層パラメータの相似則, 日本建築学会大会学術講演梗概集,

- B-2, 構造II, pp. 117-118, 2002.
- 12) Braitenberg, Carla and Maria Zadro: Comparative analysis of the free oscillations generated by the Sumatra-Andaman Islands 2004 and the Chile 1960 earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1A, pp. S6-S17, 2007.
 - 13) Kanamori, H.: The Alaska earthquake of 1964: Radiation of long-period surface waves and source mechanism, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 5029-5040, 1970.
 - 14) Lay, Thorne, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Meredith Nettles, Steven N. Ward, Richard Aster, Susan L. Beck, Susan L. Bilek, Michael R. Brudzinski, Rhett Butler, Heather R. DeShon, Goran Ekstrom, Kenji Satake, and Stuart Sipkin: The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, Revised Version Submitted to Science, 2005.04.
 - 15) 佐藤良輔編著: 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989.
 - 16) 宇津徳治: 地震学(第3版), 共立出版, 2001.
 - 17) USGS: Largest Earthquakes in the World Since 1900, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/10_largest_world.php (2011.12.27参照).
 - 18) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透: 断層の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*, No. 545, pp. 51-62, 2001.7.
 - 19) Yoshida, Kunikazu, Ken Miyakoshi, and Kojiro Irikura: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, *Earth, Planets and Space*, Vol. 63, pp. 1-5, 2011.
 - 20) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について, 平成23年11月25日公表, 平成24年2月9日変更, 2012.
 - 21) 入倉孝次郎・倉橋奨: 2011年東北地方太平洋沖地震の強震動生成のための震源モデル(2011年8月17日修正版), 日本地球惑星科学連合2011年大会, MIS036-P41, http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/tohoku_irikura20110816.pdf, 2011 (2011年10月6日参照).
 - 22) 川辺秀憲・釜江克宏: 2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル化, *日本地震工学会論文集*, 第13巻, 第2号(特集号), pp. 75-87, 2013.
 - 23) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 241, pp. 376-396, 1957.
 - 24) Madariaga, Raul: On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No. B5, pp. 2243-2250, 1979.5.
 - 25) Brune, J.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009, 1970.9.
 - 26) Boatwright, John: The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 489-508, 1988.4.
 - 27) Somerville, Paul, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, and Akira Kowada: Characterizing crustal earthquake slip

models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80, 1999.

28) 壇一男・佐藤俊明・入倉孝次郎: アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp. 555-560, 2002.

Modeling of fault rupturing of subduction plate-boundary earthquakes with magnitude 9 for predicting strong motions and tsunamis

DAN Kazuo ¹⁾, ISHII Yayoi ²⁾, MIYAKOSHI Junichi ¹⁾,
TAKAHASHI Hirohito ³⁾, MORI Masafumi ⁴⁾, and FUKUWA Nobuo ⁴⁾

1) Ohsaki Research Institute, Inc., D. Eng.

2) Ohsaki Research Institute, Inc.

3) Oyo Corporation, D. Eng.

4) Nagoya University, D. Eng.

ABSTRACT

The feature of great subduction plate-boundary earthquakes such as the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan, earthquake (M_W 9.0) and the 2004 Sumatra earthquake (M_W 9.1) is that the short-period motions were generated on the deeper part of the fault and the long-period motions on the shallower part. Hence, we compiled the fault parameters of past subduction earthquakes and examined their scaling laws. Then, we proposed a procedure for making a consistent fault model both for the deeper part generating the strong motions and the tsunamis and for the shallower part increasing the tsunamis.

Keywords: great subduction plate-boundary earthquake, 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, scaling law, strong motion, tsunami