

マグニチュード9クラスのプレート境界地震による 強震動予測のための断層モデルの設定方法

— 南海トラフ巨大地震への適用と東海地方における強震動の試算例 —

MODELING OF FAULT RUPTURING OF SUBDUCTION PLATE-BOUNDARY EARTHQUAKES WITH MAGNITUDE 9 FOR PREDICTING STRONG MOTIONS

— Application to the Nankai trough and examples of strong motions predicted in Tokai region —

壇 一男*, 石井やよい**, 宮腰淳一***, 高橋広人****
護 雅史***, 福和伸夫*****

Kazuo DAN, Yayoi ISHII, Jun'ichi MIYAKOSHI,
Hirohito TAKAHASHI, Masafumi MORI and Nobuo FUKUWA

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 showed their scaling laws. Then, we proposed a procedure for making a consistent fault model both for the deeper part and the shallower part, applied our new procedure to the large subduction earthquake (M_W 9.1) along the Nankai trough off the Pacific coast of the West Japan, and showed four examples of the fault models including several asperities. Based on the four examples, we simulated ground motions in and around Nagoya City by the empirical Green's function method, and compared the seismic intensities of the simulated motions with those in the past three Nankai trough earthquakes.

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

巨大プレート境界地震, 2011年東北地方太平洋沖地震, 南海トラフ, 相似則, 強震動

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)¹⁾、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)²⁾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)³⁾。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)⁴⁾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、周囲のすべりがな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

* (株)大崎総合研究所 博士(工学)

** (株)大崎総合研究所 工修

*** 名古屋大学 博士(工学)

**** 応用地質(株) 博士(工学)

***** 名古屋大学 工博

Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.

Ohsaki Research Institute, Inc., M. Eng.

Nagoya University, Dr. Eng.

Oyo Corporation, Dr. Eng.

Nagoya University, Dr. Eng.



図1 南海トラフの想定巨大地震の震源域 (内閣府, 2011)³⁾

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)²⁾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方法を用いるべきである。

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)²⁾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、提案したアスペリティモデルに東北地方太平洋沖地震の断層パラメータをあてはめてモデル化の妥当性を示した。また、提案した断層パラメータの設定手順を南海トラフの巨大地震に適用し、強震動と津波の予測のための統一断層モデルの設定例を4つ提示した。最後に、提示した4つの断層モデルを用いて愛知県や三重県、静岡県で強震動の試算を行い、その結果を1707年宝永地震($M 8.6$)や1854年安政東海地震($M 8.4$)、1944年昭和東南海地震($M 7.9$)の震度分布と比較して震源モデルの妥当性に関する考察を加えた。なお、本論文で提案した断層パラメータの設定手順の妥当性は、東北地方太平洋沖地震の強震記録や津波記録で直接確認していないため、今後、その確認が必要である。

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

加納・他(2011)⁵⁾は、540 km×210 kmの断層面を仮定し、東北から北関東までのGEONETによる42のGPS観測点の1 Hz水平変位波形を解析している。その結果、震源の北東部と北側に約20 mの大きなすべりが現れ、その60秒後に浅い部分がすべり始め、深い方向と南側の2方向にすべりが伝播していくことがわかった。

久保・寛(2011)⁶⁾は、プレート境界面の位置を参考にして、異なる傾斜角を持つ3枚の平面からなるモデルを仮定している。長さは合計480 kmで、それぞれの幅は60 km、60 km、90 km、傾斜角は9度、11度、23度である。周期10秒～100秒の遠地P波を用いた解析結果では、最大すべり量は18.1 mで、地震モーメントは 1.9×10^{22} Nmであり、測地データを用いた解析結果では、最大すべり量は28.0 mで、地震モーメントは 2.1×10^{22} Nmである。

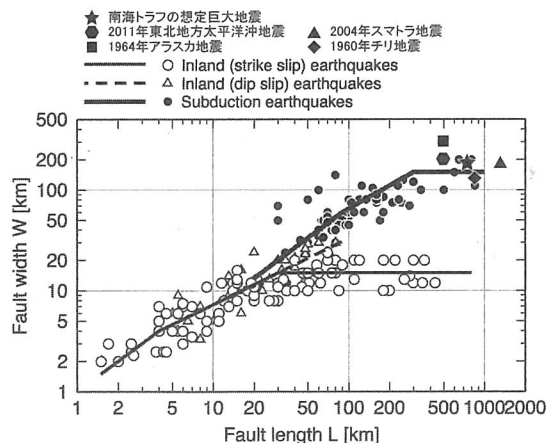


図2 断層長さ L と断層幅 W との関係 (渡辺・他, 2002 に加筆)¹¹⁾

横田・額額(2011)⁷⁾は、断層面として480 km×240 km、破壊伝播速度として1.8 km/sを採用し、遠地実体波を解析したところ、地震モーメント 4.0×10^{22} Nm、破壊継続時間約160秒を得ている。一方、近地強震波の解析では、地震モーメントは 3.4×10^{22} Nm、破壊継続時間は約160秒となり、遠地実体波の解析とほぼ同じ結果が得られている。

吉田・他(2011)⁸⁾は、遠地実体波の解析結果と余震分布に基づいて、長さが480 kmで幅が150 kmの断層面を設定している。強震波形データを用いた波形インバージョンにより、地震モーメントは 3.4×10^{22} Nm、最大すべり量は約30 mと求まり、大きなすべりは、宮城沖の領域に集中していることがわかった。

坪井・中村(2011)⁹⁾は、遠地実体波を用いた多重震源解析の結果、 M_w は9.1、断層の大きさは460 km×240 km、深さは24 km、破壊継続時間は約150秒、破壊伝播速度は2 km/s、最大すべり量は49.0 mと求めている。

佐藤(2012)¹⁰⁾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。

以上より、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。

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)¹¹⁾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)¹²⁾、1964年アラスカ地震(Kanamori, 1970)¹³⁾、および2004年スマトラ地震(Lay et al., 2005)¹⁴⁾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

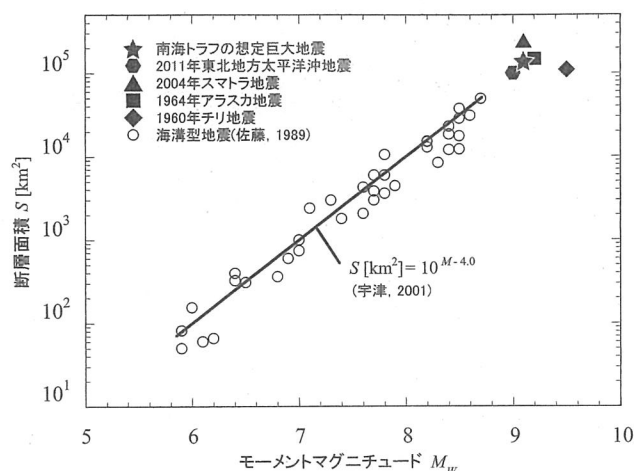


図3 断層面積 S とモーメントマグニチュード M_W との関係

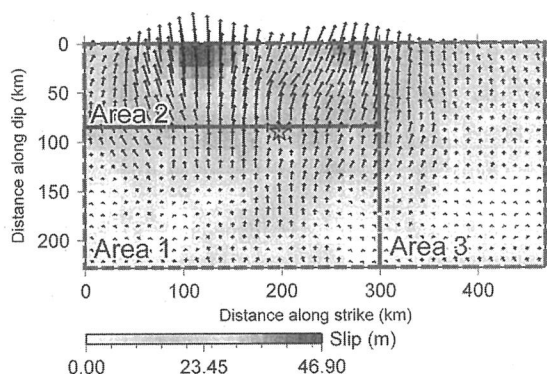


図5 2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布 (Yoshida *et al.*, 2011)¹⁹⁾

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)¹⁵⁾ 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)¹⁶⁾ 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)¹⁷⁾。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)¹⁶⁾ の相似則の式の延長上にあることがわかる。なお、佐藤 (1989)¹⁵⁾ 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)¹⁸⁾。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)¹⁸⁾ による東北地方太平洋沖地震の短周期レベルは、壇・他 (2001)¹⁸⁾ 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

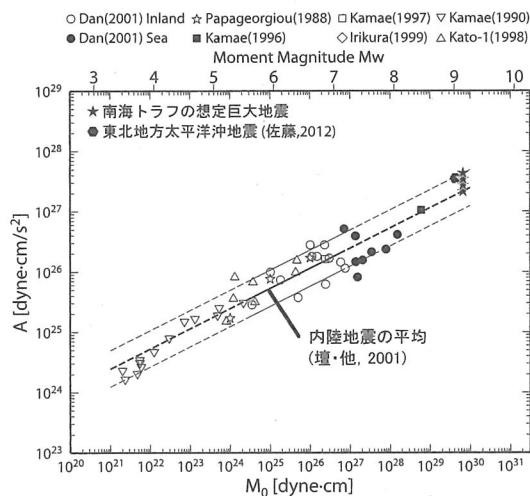


図4 短周期レベル A と地震モーメント M_0 との関係 (壇・他, 2001 に加筆)¹⁸⁾

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)¹⁹⁾ 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)²⁰⁾ 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たっている。さらに、Yoshida *et al.* (2011)¹⁹⁾ 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)¹⁹⁾ 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)^{21), 10), 22)}。

3. 強震動と津波の予測のための統一震源モデルの設定方法

3.1 アスぺ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ぺリティモデルである (地震調査研究推進本部, 2005 など)²⁾。アスぺリティモデルとは、応力降下量が大きく地震

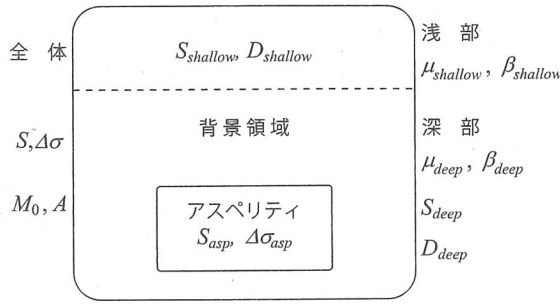


図6 強震動と津波を統一的に説明するための主な断層パラメータ

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ず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)¹⁹⁾ 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)²³⁾ 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)²⁴⁾ 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)²⁵⁾ による経験式であるが、のちに、Boatwright (1988)²⁶⁾ が動力学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震源モデルの断層パラメータの算定手順の提案

図1に示した内閣府 (2011)³⁾ 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)¹⁶⁾ 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 $\Delta\sigma = 3.07 \text{ MPa}$ 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)¹⁸⁾ 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、 $10^7 \text{ dyne}\cdot\text{cm} = 1 \text{ Nm}$ 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、過去の南海トラフ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、

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

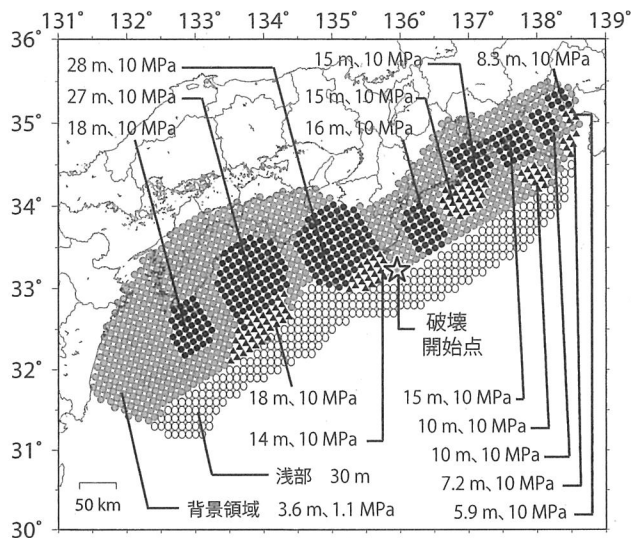
で求まる。また、アスペリティの平均すべり量 D_{asp} は、Somerville *et al.* (1999)²⁷⁾ の研究成果を準用して、

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

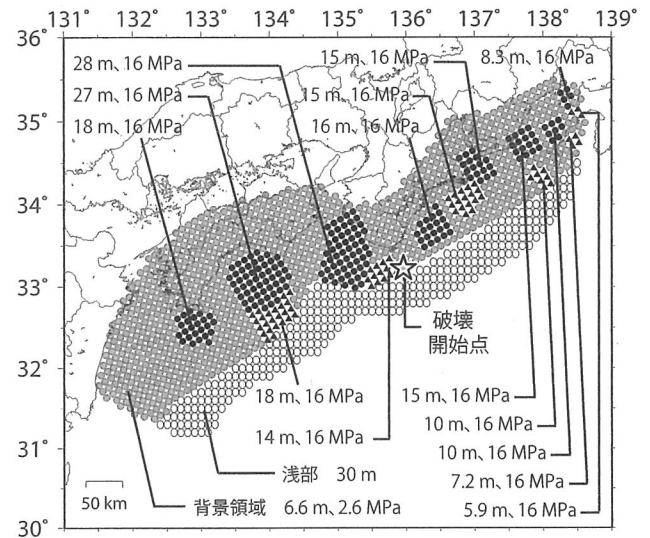
表1 南海トラフの巨大地震の断層パラメータの設定例

深部の 面積	浅部の 面積	全体の 面積	モーメント マグニ チュード	地震 モーメント	平均応力 降下量	短周期 レベル	アスペリ ティの面積	アスペリ ティの 応力降下量	深部の すべり量	浅部の すべり量	アスペリ ティの平 均すべり量	背景領域 のすべり量	背景領域の 実効応力
S_{deep} [km ²]	$S_{shallow}$ [km ²]	S [km ²]	M_W	M_0 [Nm]	$\Delta\sigma$ [MPa]	A [Nm/s ²]	S_{asp} [km ²]	$\Delta\sigma_{asp}$ [MPa]	D_{deep} [m]	$D_{shallow}$ [m]	D_{asp} [m]	D_{back} [m]	σ_{back} [MPa]
ケース1: 短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合													
110,000	30,000	140,000	9.1	6.59×10^{22}	3.07	2.14×10^{20}	43,000	10.0	10	30	20	3.6	1.1
ケース2: 短周期レベルを内陸地震の式の1.25倍にした場合													
110,000	30,000	140,000	9.1	6.59×10^{22}	3.07	2.68×10^{20}	27,500	15.6	10	30	20	6.6	2.6
ケース3: 短周期レベルを内陸地震の式の1.6倍にした場合													
110,000	30,000	140,000	9.1	6.59×10^{22}	3.07	3.43×10^{20}	16,800	25.5	10	30	20	8.2	4.1
ケース4: 短周期レベルを内陸地震の式の2倍にした場合													
110,000	30,000	140,000	9.1	6.59×10^{22}	3.07	4.28×10^{20}	10,800	40.0	10	30	20	8.9	5.6

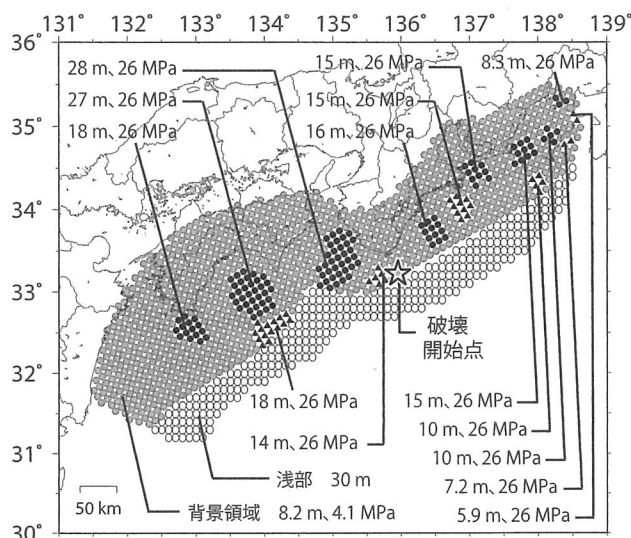
(注) $\gamma = D_{shallow}/D_{deep} = 3$ とした。また、 $\mu_{shallow} = 2.34 \times 10^{10}$ N/m²、 $\beta_{shallow} = 3.00$ km/s、 $\mu_{deep} = 4.10 \times 10^{10}$ N/m²、 $\beta_{deep} = 3.82$ km/s とした。



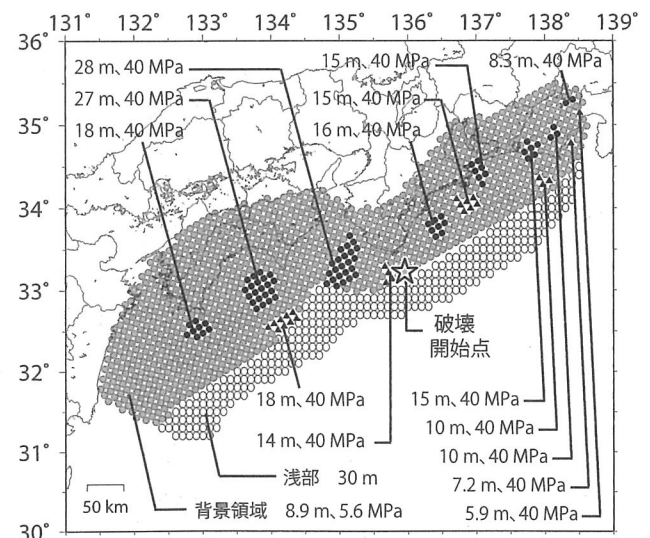
(a) ケース1: 短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合



(b) ケース2: 短周期レベルを内陸地震の式の1.25倍にした場合



(c) ケース3: 短周期レベルを内陸地震の式の1.6倍にした場合



(d) ケース4: 短周期レベルを内陸地震の式の2倍にした場合

図8 南海トラフの巨大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例

以上の値をもとに、他の断層パラメータを図7に示した手順で算定した。ここに、媒質の定数は、 $\mu_{shallow} = 2.34 \times 10^{10}$ N/m²、 $\beta_{shallow} = 3.00$ km/s、 $\mu_{deep} = 4.10 \times 10^{10}$ N/m²、 $\beta_{deep} = 3.82$ km/s とした(山中, 2006; 中央防災会議, 2003)^{29),30)}。結果を表1に示す。表1に示

した断層パラメータは、短周期レベルが内陸地震の式の1.25倍、1.6倍および2倍になると、アスペリティの面積が(7)式により1/1.56、1/2.56および1/4となっており、その応力降下量が(8)式により1.56倍、2.56倍および4倍となることが特徴である。

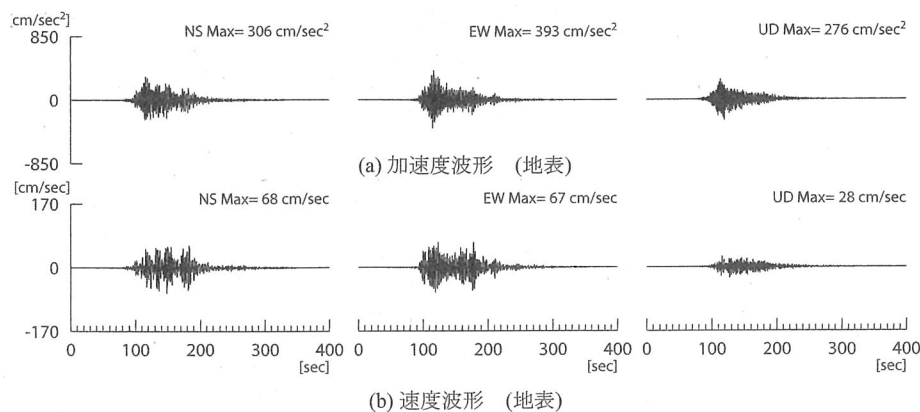


図 10 NGY における試算強震動と擬似速度応答スペクトル (ケース 1: 短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合)

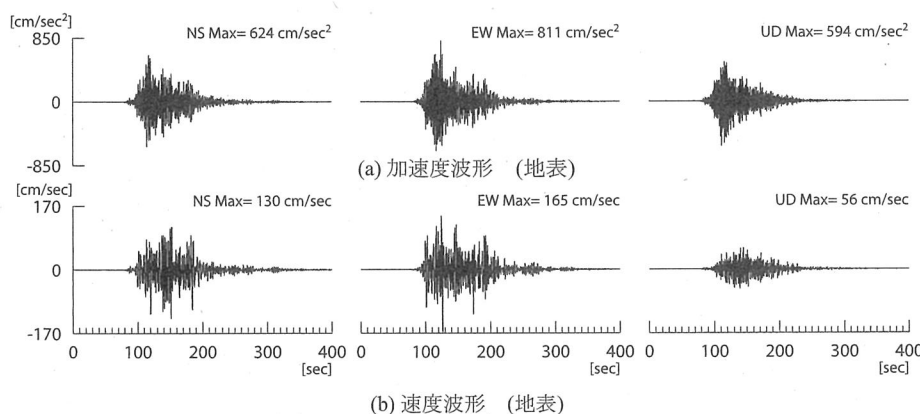
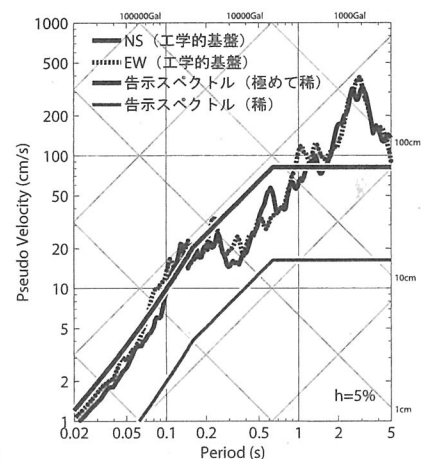


図 11 NGY における試算強震動と擬似速度応答スペクトル (ケース 4: 短周期レベルを内陸地震の式の 2 倍にした場合)

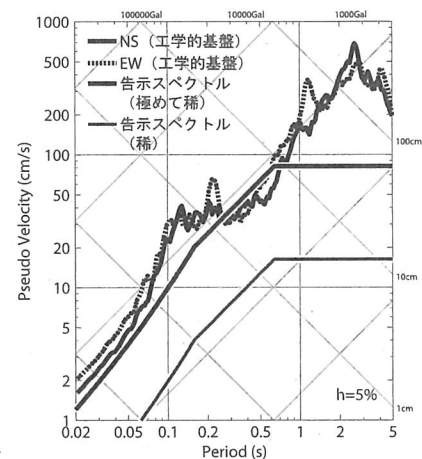


表 3 試算強震動の計測震度と過去の南海トラフの地震による震度

強震動の試算ケース	NGY	AICP12	MIEP02	SZO024
ケース 1	5.7	6.5	6.5	5.8
ケース 2	5.9	6.6	6.8	6.1
ケース 3	6.1	6.8	6.9	6.3
ケース 4	6.4	7.1	7.2	6.5
1707 年宝永地震 ($M 8.6$)*	6 (5.5-6.49)	6 (5.5-6.49)	6-7 (6.0-7.0)	6 (5.5-6.49)
1854 年安政東海地震 ($M 8.4$)*	6 (5.5-6.49)	6-7 (6.0-7.0)	6-7 (6.0-7.0)	6-7 (6.0-7.0)
1944 年東南海地震 ($M 7.9$)*	5-6 (5.0-6.0)	6 (5.5-6.49)	6 (5.5-6.49)	6 (5.5-6.49)

* 過去の南海トラフの地震による震度は被害からの推定値 (飯田, 1985)³⁵⁾

計測震度は過去の南海トラフの地震の震度を過大評価しているが、ケース 1～ケース 3 の試算強震動の計測震度はほぼ整合しているといえよう。なお、ケース 1～ケース 3 の試算強震動の計測震度も過去の南海トラフの地震の震度と完全には整合していないのは、強震動を試算している地点の計測震度がその付近の震度を代表していない可能性があるため、今後、過去の南海トラフの地震の詳細な震度分布が明らかになれば再検討する必要がある。

一方、司・他 (2011)³⁶⁾ や入倉・他 (2011)³⁷⁾ あるいは内閣府 (2012)⁴⁾ によると、 $M_W 9.0$ の東北地方太平洋沖地震の強震動や震度は、従来の距離減衰式に $M_W 9.0$ を代入すると過大評価となり、 M_W として 8 程度を代入すればその強さが再現できることがわかっている。

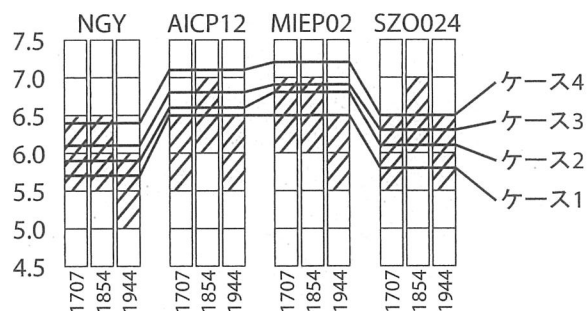


図 12 震度の比較 (斜線部分は過去の南海トラフの地震による震度)

これは、 $M_W 9$ クラスの地震では、強震動や震度は予想されるほど強くはならず、揺れの広がりや断層面の広がりに対応して大きくなっていることを示している。このようなことを考えると、 $M_W 9.1$ の南海トラフの巨大地震の場合、名古屋市やその周辺の震度は、 M が 8.6 の 1707 年宝永地震や M が 8.4 の 1854 年安政東海地震の震度と同程度になると推察される。

このことを確認するために、ケース 2 の断層モデルをもとに、安政東海地震の震源域に対応する震源域のみ (ケース 2 の震源域の東半分) を考慮したときの強震動をケース 5 として試算してみた。断層モデルと試算結果は付録に示すが、震源域を安政東海地震の震源域相当に狭くしても、名古屋市やその周辺の強震動はほとんど変わ

表2 経験的グリーン関数として用いた小地震の断層パラメータ

地震 番号	発震時	東経	北緯	深さ [km]	モーメント マグニチュード M_W	地震 モーメント M_0 [Nm]	すべり量 D [m]	断層 面積 S [km ²]	応力 降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]
EQ01	2000年10月31日 1時42分	136.4°	34.2°	38.0	5.4	1.70×10^{17}	0.59	4.65	41.3
EQ02	2001年2月23日 7時23分	137.5°	34.8°	32.0	4.9	2.43×10^{16}	0.39	0.99	60.0
EQ03	2001年4月3日 23時57分	138.1°	35.0°	35.0	5.2	8.17×10^{16}	0.30	4.32	22.2
EQ04	2004年1月6日 14時50分	136.7°	34.2°	40.0	5.2	6.74×10^{16}	0.17	6.46	10.0

(注) $\mu=6.22 \times 10^{10}$ N/m², $\beta=4.41$ km/s とした。

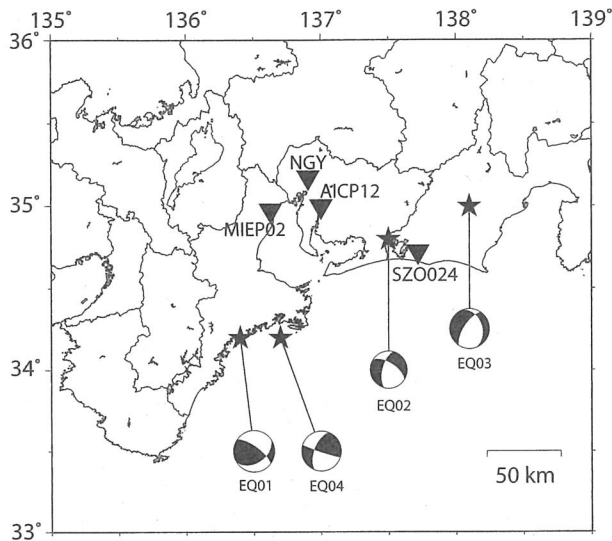


図9 強震動の試算地点(▼印)と経験的グリーン関数として用いた小地震の震央(★印)およびメカニズム解

図8に南海トラフの巨大地震の震源モデルの設定例を示す。ここに、断層面の深さ(プレート境界面の深さ)は内閣府(2012)⁴⁾のデータと同じにした。また、アスペリティの位置と個数は、中央防災会議(2003)³⁰⁾によって示されているアスペリティの位置と個数(14個)が過去の南海トラフの地震の震度分布との整合性が考慮されていることから、これを参考にした。具体的には、短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合は中央防災会議(2003)³⁰⁾のアスペリティ面積の2.8倍とし、短周期レベルを内陸地震の式の1.25倍にした場合は約1.8倍、短周期レベルを内陸地震の式の1.6倍にした場合は約1.1倍、短周期レベルを内陸地震の式の2倍にした場合は約0.7倍とした。

5. 南海トラフの巨大地震による強震動の試算

本論文では強震動の試算を壇・佐藤(1998)³¹⁾による経験的グリーン関数法で行った。経験的グリーン関数としては、名古屋市とその周辺のNGY、AICP12、MIEP02、およびSZO024における4つの小地震による観測記録を用いた。NGYは名古屋市の観測点、AICP12は愛知県の観測点、MIEP02は三重県の観測点、SZO024は防災科学技術研究所のK-NET観測点である。

図9に、強震動の試算地点(▼印)および経験的グリーン関数として用いた小地震の震央位置(★印)とメカニズム解を示す。また、表2に、経験的グリーン関数として用いた小地震の断層パラメータを示す。ここに、媒質の定数は、 $\mu=6.22 \times 10^{10}$ N/m², $\beta=4.41$ km/s とした(佐藤・他, 2002)³²⁾。なお、強震動の試算にあたっては、周期0.02

秒～10秒の成分を対象としたが、観測記録には長周期ノイズを含むものもあったため、NGYとAICP12では周期0.02秒～6秒の成分を対象とした。ここに、EQ04によるSZO024における観測記録は得られていなかったが、SZO024における地盤増幅特性とKiK-net浜松(SZOH28)における地盤増幅特性の比率を考慮して、高橋・他(2008)³³⁾の方法により、EQ04によるKiK-net浜松(SZOH28)における観測記録からEQ04によるSZO024における加速度波形を推定できたので、これを経験的グリーン関数として用いた。

図8に示した断層面への小地震の割り当ては、各要素断層から最も近い小地震を割り当てた。また、各要素断層に小地震を割り当てる際には、小地震を点震源として要素断層面の中でランダムに配置し、特定の周期の波が人工的に大きくなる可能性をなくした。具体的には11組の乱数を発生させて、各ケースで11通りの強震動を試算した。

図10に、ケース1、すなわち短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合の強震動の試算例として、NGYの地表における加速度波形と速度波形および工学的基盤における減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを示す。この試算例は、乱数を11通りに変えた結果のうち擬似速度応答スペクトルが平均値に最も近い結果である。また、図中の擬似速度応答スペクトルは、絶対値の大きさを把握できるように告示スペクトル(国土交通省, 2001)³⁴⁾と比較して示している。図11には、ケース4、すなわち短周期レベルを内陸地震の式の2倍にした場合の試算強震動を示す。ケース1の水平動の最大加速度は約250 cm/s²で上下動の最大加速度は約200 cm/s²であるのに対して、ケース4の最大加速度はケース1の最大加速度の2～3倍となっている。最大速度についても、ケース4の最大速度はケース1の最大速度の約2倍となっており、これはケース1に比べてケース4では短周期レベルが2倍、アスペリティの応力降下量が4倍となっているためである。また、ケース1の擬似速度応答スペクトルは、1秒より短周期領域で告示スペクトルの極めて稀な地震動とほぼ同じであるが、1秒より長周期領域で告示スペクトルの極めて稀な地震動の約2倍となっている。さらに、ケース4の擬似速度応答スペクトルは、1秒より短周期領域で告示スペクトルの極めて稀な地震動の約2倍、1秒より長周期領域で約4倍とかなり大きな値となっている。

表3に、試算強震動の計測震度を1707年宝永地震($M8.6$)や1854年安政東海地震($M8.4$)、1944年東南海地震($M7.9$)による震度(飯田, 1985)³⁵⁾と比較して示す。表3では、震度が5-6のときは計測震度を5.0-6.0、震度が6のときは計測震度を5.5-6.49、震度が6-7のときは計測震度を6.0-7.0とした。また、表3の数値を図にしたものを図12に示す。表3や図12に示した試算強震動の計算震度と過去の南海トラフの地震による震度からは、ケース4の試算強震動の

表2 経験的グリーン関数として用いた小地震の断層パラメータ

地震 番号	発震時	東経	北緯	深さ [km]	モーメント マグニチュード M_W	地震 モーメント M_0 [Nm]	すべり量 D [m]	断層 面積 S [km ²]	応力 降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]
EQ01	2000年10月31日1時42分	136.4°	34.2°	38.0	5.4	1.70×10^{17}	0.59	4.65	41.3
EQ02	2001年2月23日7時23分	137.5°	34.8°	32.0	4.9	2.43×10^{16}	0.39	0.99	60.0
EQ03	2001年4月3日23時57分	138.1°	35.0°	35.0	5.2	8.17×10^{16}	0.30	4.32	22.2
EQ04	2004年1月6日14時50分	136.7°	34.2°	40.0	5.2	6.74×10^{16}	0.17	6.46	10.0

(注) $\mu=6.22 \times 10^{10}$ N/m², $\beta=4.41$ km/s とした。

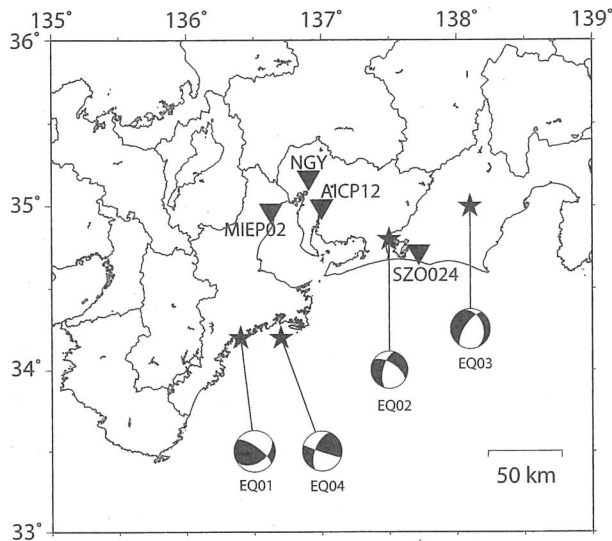


図9 強震動の試算地点(▼印)と経験的グリーン関数として用いた小地震の震央(★印)およびメカニズム解

図8に南海トラフの巨大地震の震源モデルの設定例を示す。ここに、断層面の深さ(プレート境界面の深さ)は内閣府(2012)⁴⁾のデータと同じにした。また、アスペリティの位置と個数は、中央防災会議(2003)³⁰⁾によって示されているアスペリティの位置と個数(14個)が過去の南海トラフの地震の震度分布との整合性が考慮されていることから、これを参考にした。具体的には、短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合は中央防災会議(2003)³⁰⁾のアスペリティ面積の2.8倍とし、短周期レベルを内陸地震の式の1.25倍にした場合は約1.8倍、短周期レベルを内陸地震の式の1.6倍にした場合は約1.1倍、短周期レベルを内陸地震の式の2倍にした場合は約0.7倍とした。

5. 南海トラフの巨大地震による強震動の試算

本論文では強震動の試算を壇・佐藤(1998)³¹⁾による経験的グリーン関数法で行った。経験的グリーン関数としては、名古屋市とその周辺のNGY、AICP12、MIEP02、およびSZO024における4つの小地震による観測記録を用いた。NGYは名古屋市の観測点、AICP12は愛知県の観測点、MIEP02は三重県の観測点、SZO024は防災科学技術研究所のK-NET観測点である。

図9に、強震動の試算地点(▼印)および経験的グリーン関数として用いた小地震の震央位置(★印)とメカニズム解を示す。また、表2に、経験的グリーン関数として用いた小地震の断層パラメータを示す。ここに、媒質の定数は、 $\mu=6.22 \times 10^{10}$ N/m², $\beta=4.41$ km/s とした(佐藤・他, 2002)³²⁾。なお、強震動の試算にあたっては、周期0.02

秒～10秒の成分を対象としたが、観測記録には長周期ノイズを含むものもあったため、NGYとAICP12では周期0.02秒～6秒の成分を対象とした。ここに、EQ04によるSZO024における観測記録は得られていなかったが、SZO024における地盤増幅特性とKiK-net浜松(SZOH28)における地盤増幅特性の比率を考慮して、高橋・他(2008)³³⁾の方法により、EQ04によるKiK-net浜松(SZOH28)における観測記録からEQ04によるSZO024における加速度波形を推定できたので、これを経験的グリーン関数として用いた。

図8に示した断層面への小地震の割り当ては、各要素断層から最も近い小地震を割り当てた。また、各要素断層に小地震を割り当てる際には、小地震を点震源として要素断層面の中でランダムに配置し、特定の周期の波が人工的に大きくなる可能性をなくした。具体的には11組の乱数を発生させて、各ケースで11通りの強震動を試算した。

図10に、ケース1、すなわち短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合の強震動の試算例として、NGYの地表における加速度波形と速度波形および工学的基盤における減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを示す。この試算例は、乱数を11通りに変えた結果のうち擬似速度応答スペクトルが平均値に最も近い結果である。また、図中の擬似速度応答スペクトルは、絶対値の大小を把握できるように告示スペクトル(国土交通省, 2001)³⁴⁾と比較して示している。図11には、ケース4、すなわち短周期レベルを内陸地震の式の2倍にした場合の試算強震動を示す。ケース1の水平動の最大加速度は約250 cm/s²で上下動の最大加速度は約200 cm/s²であるのに対して、ケース4の最大加速度はケース1の最大加速度の2～3倍となっている。最大速度についても、ケース4の最大速度はケース1の最大速度の約2倍となっており、これはケース1に比べてケース4では短周期レベルが2倍、アスペリティの応力降下量が4倍となっているためである。また、ケース1の擬似速度応答スペクトルは、1秒より短周期領域で告示スペクトルの極めて稀な地震動とほぼ同じであるが、1秒より長周期領域で告示スペクトルの極めて稀な地震動の約2倍となっている。さらに、ケース4の擬似速度応答スペクトルは、1秒より短周期領域で告示スペクトルの極めて稀な地震動の約2倍、1秒より長周期領域で約4倍とかなり大きな値となっている。

表3に、試算強震動の計測震度を1707年宝永地震(M8.6)や1854年安政東海地震(M8.4)、1944年東南海地震(M7.9)による震度(飯田, 1985)³⁵⁾と比較して示す。表3では、震度が5-6のときは計測震度を5.0-6.0、震度が6のときは計測震度を5.5-6.49、震度が6-7のときは計測震度を6.0-7.0とした。また、表3の数値を図にしたものを図12に示す。表3や図12に示した試算強震動の計算震度と過去の南海トラフの地震による震度からは、ケース4の試算強震動の

ここでは、本文の図 8(b) に示したケース 2 の断層モデルをもとに、安政東海地震の震源域に対応する東側部分を取り出し、図 7 に示した手順に従って断層パラメータを算定し、強震動の試算を行った。

付表 1 に算定した断層パラメータを、付図 1 に断層モデルを示す。ここに、短周期レベルは、ケース 2 と同じく内陸地震の式の 1.25 倍となるようにし、以降、このケースをケース 5 とよぶ。付表 1 と付図 1 より、ケース 5 ではケース 2 に比べて全体の面積やアスペリティの総面積およびすべり量は小さくなり、モーメントマグニチュードも 9.1 から 8.7 に小さくなっているが、各アスペリティの面積や応力降下量はケース 2 と同じになっていることがわかる。

付図 2 に NGY におけるケース 2 の結果とケース 5 の結果の比較を示す。付図 2(a) に示したケース 2 の NS 成分の加速度波形と付図 2(b) に示したケース 5 の NS 成分の加速度波形はほぼ同じになっていることがわかる。また、付図 2(c) に示したケース 5 の NS 成分の擬似速度応答スペクトルは、同図に示したケース 2 の NS 成分の擬似速度応答スペクトルとほぼ重なっていることがわかる。

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・額綱一起: 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・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-irakura.jp/pdf/tohoku_irakura20110816.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.
- 29) 山中佳子: 再考 -1994 年東南海地震-, 日本地震学会講演予稿集, A019, 2006.
- 30) 中央防災会議: 東南海, 南海地震等に関する専門調査会 (第 16 回) 東南海, 南海地震の強震動と津波の高さ (案) 図表集, 平成 15 年 12 月 16 日, 2003.
- 31) 壇一男・佐藤俊明: 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 第 509 号, pp. 49-60, 1998.7.
- 32) 佐藤俊明・早川崇・佐藤智美・藤川智・福和伸夫・久保哲夫: 愛知県名古屋市を対象とした設計用地震動策定のための地下構造のモデル化, その 1 全体方針および伝播経路のモデル化, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 構造 II, pp. 129-130, 2002.8.
- 33) 高橋広人・林宏一・福和伸夫: 擬似経験的グリーン関数法を用いた強震動予測, 応用地質技術年報, No. 28, pp. 15-29, 2008.
- 34) 国土交通省: 告示第 388 号, 超高層建築物の構造耐力上の安全性を確かめるための構造計算の基準を定める件, 平成 13 年 3 月 30 日改正 (建設省告示 1461 号, 平成 12 年 5 月 31 日), 2001.
- 35) 飯田汲事: 東海地方地震・津波災害誌, 飯田汲事教授論文選集, 飯田汲事教授論文選集発行会, 1985.
- 36) 司宏俊・額綱一起・三宅弘恵・翠川三郎: 超巨大地震への地震動最大値距離減衰式の適用について, 日本地震学会 2011 年大会, B22-08, 2011.
- 37) 入倉孝次郎・倉橋奨: 東北地方太平洋沖地震における大加速度記録の検証, 日本地震学会 2011 年大会, B22-06, 2011.

(2013 年 2 月 4 日原稿受理, 2013 年 7 月 8 日採用決定)