

南海トラフの巨大地震の断層モデルの設定と経験的グリーン関数法による強震動予測

石井 やよい 壇 一男 宮腰 淳一 高橋 広人 護 雅史 福和 伸夫
(技術研究所) (大崎総合研究所) (名古屋大学) (応用地質) (名古屋大学) (名古屋大学)

Source modeling of hypothetical Nankai Trough, Japan, earthquake and strong ground motion prediction using the empirical Green's functions

by Yayoi Ishii, Kazuo Dan, Jun'ichi Miyakoshi, Hirohito Takahashi, Masafumi Mori and Nobuo Fukuwa

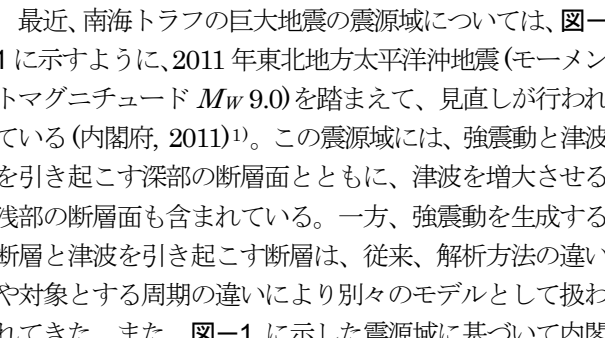
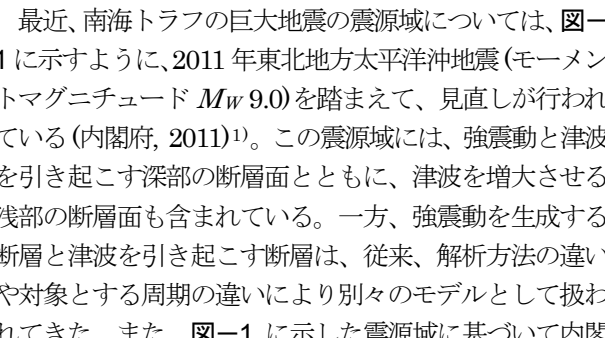
Abstract

The fault rupturing has been modeled differently and separately for the strong motions and tsunami because of the differences of the analysis methods and the focussed periods, although both of the strong motions and tsunami are the results of the common fault rupturing. Hence, we compiled the fault parameters of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan, earthquake (M_w 9.0), and showed that those fault parameters maintained the existing scaling relations of the fault parameters obtained from past subduction earthquakes. Then, we proposed a procedure for making a consistent fault model both for the strong motions and tsunami, and applied our new procedure to the huge subduction earthquake (M_w 9.1) along the Nankai Trough off the Pacific coast of the West Japan, and showed two examples of the fault models including several asperities. Based on the two examples, we predicted ground motions in and around Nagoya City by the empirical Green's function method, and compared the seismic intensities of the predicted motions with those in the past three Nankai Trough earthquakes.

概要

南海トラフの巨大地震の震源域については、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いる。一方、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。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パラメータの設定手順を考案した。また、考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提示した。最後に、提示した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、その結果を過去の南海トラフの地震の震度分布と比較した。

§1.はじめに

最近、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(モーメントマグニチュード M_w 9.0)を踏まえて、見直しが行われている(内閣府, 2011)¹⁾。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いる。一方、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。また、図-1に示した震源域に基づいて内閣

府(2012)²⁾により震度分布と津波高さ分布が算定されているが、そこでも断層モデルは、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おり、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、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(本論文で後出するアスペリティと同じである)に適用されており、物理モデルとして妥当性に問題がある。

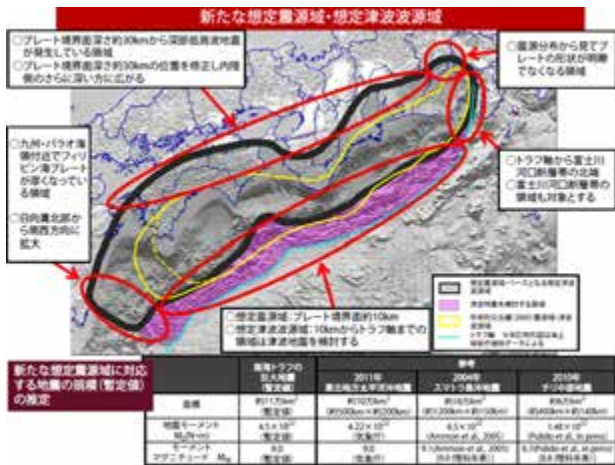


図-1 南海トラフの想定巨大地震の震源域(内閣府, 2011)¹⁾

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)³⁾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2つ提示した。最後に、提示した2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。

§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

2.1 断層パラメータの相似則

加納・他(2011)⁴⁾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)⁵⁾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

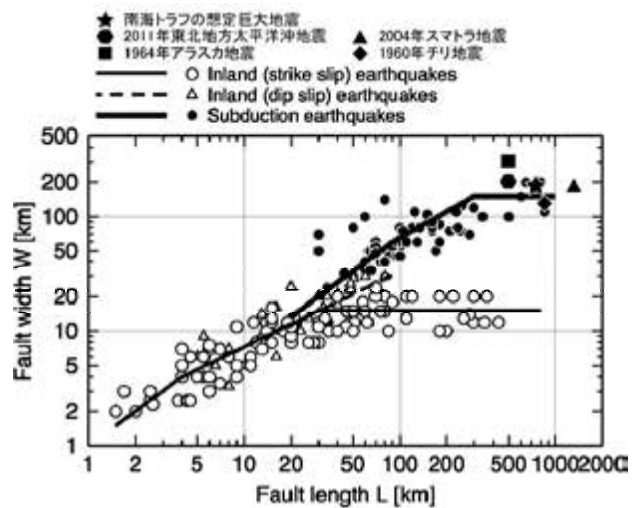


図-2 断層長さ L と断層幅 W との関係(渡辺・他, 2002に加筆)¹⁰⁾

km、60 km、90 km、傾斜角は9度、11度、23度である。地震波形データ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。

横田・纈纈(2011)⁶⁾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、近地強震波形の解析では、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はほぼ同じ結果が得られている。

吉田・他(2011)⁷⁾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、宮城県沖の領域に集中していることがわかった。

坪井・中村(2011)⁸⁾は、遠地実体波を用いた震源過程解析の結果、 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)⁹⁾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

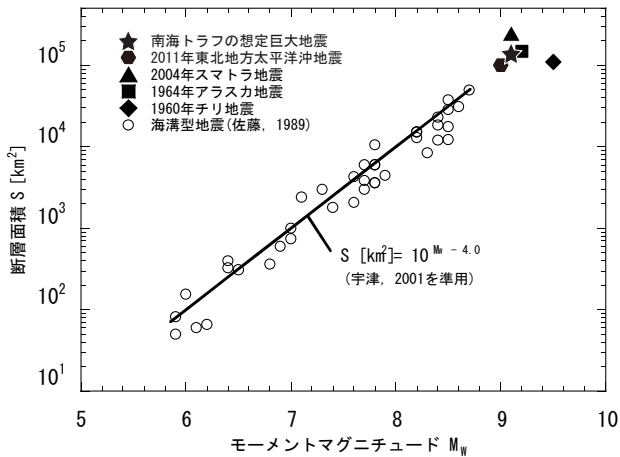


図-3 断層面積 S とモーメントマグニチュード M_W との関係

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)¹⁰⁾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)¹¹⁾、1964年アラスカ地震(Kanamori, 1970)¹²⁾、および2004年スマトラ地震(Lay et al., 2005)¹³⁾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)¹⁴⁾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)¹⁵⁾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)¹⁶⁾。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)¹⁵⁾の相似則の式の延長上にあることがわかる。

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)¹⁷⁾。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)⁹⁾による東北地方太平洋沖地震の短周期レベルは、壇・他(2001)¹⁷⁾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

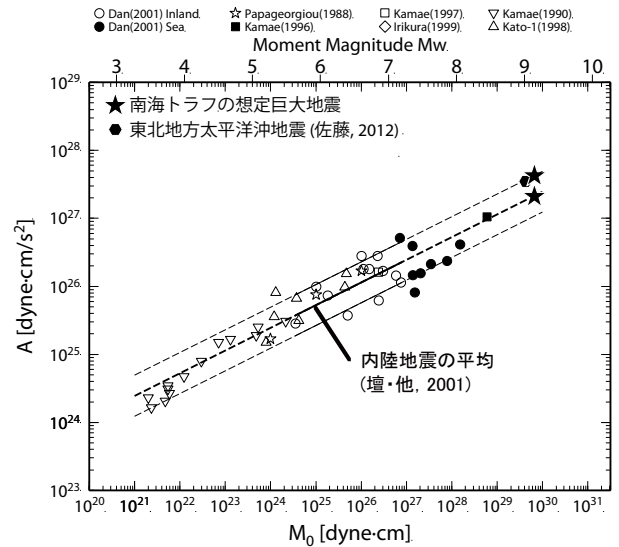


図-4 短周期レベル A と地震モーメント M_0 との関係(壇・他, 2001に加筆)¹⁷⁾

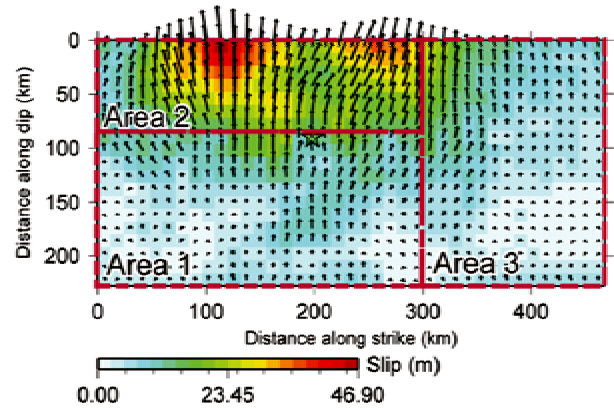


図-5 2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布(Yoshida et al., 2011)¹⁸⁾

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。

2.2 深部と浅部のすべり量比

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)¹⁸⁾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)¹⁹⁾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)¹⁸⁾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)¹⁸⁾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; 釜江・川辺, 2011; 佐藤, 2012)^{20), 21), 9)}。

§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)³⁾。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つ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、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、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)¹⁸⁾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

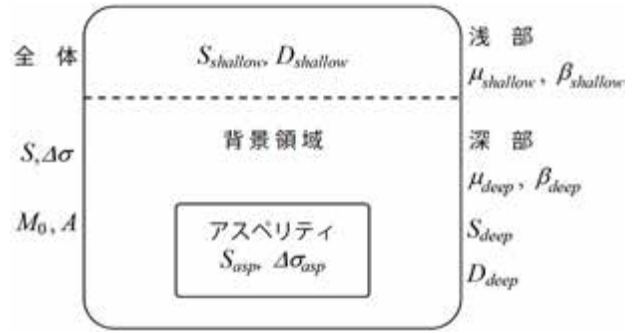


図-6 強震動と津波を統一的に説明するための主な断層パラメータ

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 S 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-6 に示した主な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、式 (1) は Eshelby (1957)²²⁾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、式 (2) は Madariaga (1979)²³⁾によるアスペリティモデルの一般式、式 (3) は円形クラックモデルを念頭においた Brune (1970)²⁴⁾による経験式であるが、のちに、Boatwright (1988)²⁵⁾が断層の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、式 (3) では、背景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)¹⁾による南海トラフの巨大地震では、深部の断層面積と浅部の断層面積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)¹⁵⁾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、式(1)により算定される。式(1)に、式(4)と式(5)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)¹⁷⁾による経験式の1倍~2倍程度、すなわち

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

×(1~2程度)

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、過去の東海地震や南海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。

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、式(2)と式(3)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)²⁶⁾の研究成果を準用して、

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

で設定できる。

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 $M_{0,deep}$ がアスペリティの地震モーメント $M_{0,asp}$ と背景領域の地震モーメント $M_{0,back}$ の和であるので、 $M_0=\mu SD$ 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)²⁷⁾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震源モデルの断層パラメータ算定手順を図-7に示す。

3.3 強震動と津波の統一断層モデルによる東北地方太平洋沖地震の断層パラメータの解釈

図-7に示した断層パラメータ設定手順に、東北地方太平洋沖地震の深部の面積 $S_{deep}=73,000$ km²と浅部の面積 $S_{shallow}=27,000$ km²を代入すると、地震モーメントは $M_0=4.22 \times 10^{22}$ Nmとなり、さらに、短周期レベルを東北地方太平洋沖地震にあわせて式(6)の倍率のうち2倍を採用すると、アスペリティの面積は $S_{asp}=9,153$ km²、アス

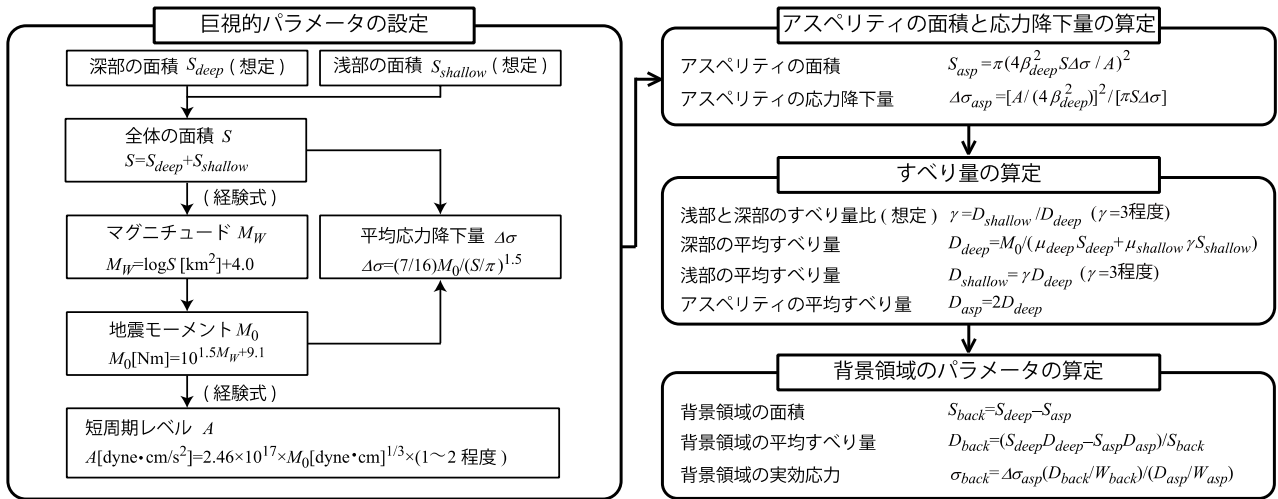


図-7 強震動と津波の予測のための統一震源モデルの断層パラメータ算定手順

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 S_{deep} [km ²]	浅部の面積 $S_{shallow}$ [km ²]	全体の面積 S [km ²]	モーメント マグニチュード M_W	地震 モーメント M_0 [Nm]	平均応力 降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]	短周期 レベル A [Nm/s ²]	アスペリティ の面積 S_{asp} [km ²]	アスペリティ の 応力降下量 $\Delta\sigma_{asp}$ [MPa]	深部の すべり量 D_{deep} [m]	浅部の すべり量 $D_{shallow}$ [m]	アスペリティ のすべり量 D_{asp} [m]	背景領域の すべり量 D_{back} [m]	背景領域の 実行応力 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。

ペリティの応力降下量は $\Delta\sigma_{asp} = 33.5$ MPaとなる。このアスペリティの面積および応力降下量の値は、短周期レベルを佐藤(2012)⁹⁾による値と整合させているので、佐藤(2012)⁹⁾による強震動生成領域の面積(11,475 km²)および応力降下量(20.6 MPa~39.8 MPa)とほぼ対応している。

一方、深部のすべり量と浅部のすべり量を求めるために、式(10)に、 $M_0 = 4.22 \times 10^{22}$ Nm、 $\mu_{shallow} = 3.6 \times 10^{10}$ N/m²、 $\gamma = 3$ 、 $S_{shallow} = 27000$ km²、 $\mu_{deep} = 5.2 \times 10^{10}$ N/m²、 $S_{deep} = 73000$ km²を代入すると、 $D_{deep} = 5.9$ mとなり、 $D_{shallow} = \gamma D_{deep} = 17.8$ mとなる。これらの値も、すべり量比 γ をYoshida *et al.* (2011)¹⁸⁾による値と整合させているので、Yoshida *et al.* (2011)¹⁸⁾によるすべり分布から求めた深部の平均すべり量5.0 mおよび浅部の平均すべり量16.7 mとほぼ等しい。

以上より、図-7に示した断層パラメータの算定手順は、深部の断層面積と浅部の断層面積、および短周期レベルを与条件として、東北地方太平洋沖地震の主な断層パラメータをほぼ説明できることがわかる。

§4. 南海トラフの巨大地震の断層モデルの設定例

本章では、南海トラフの巨大地震の断層パラメータを

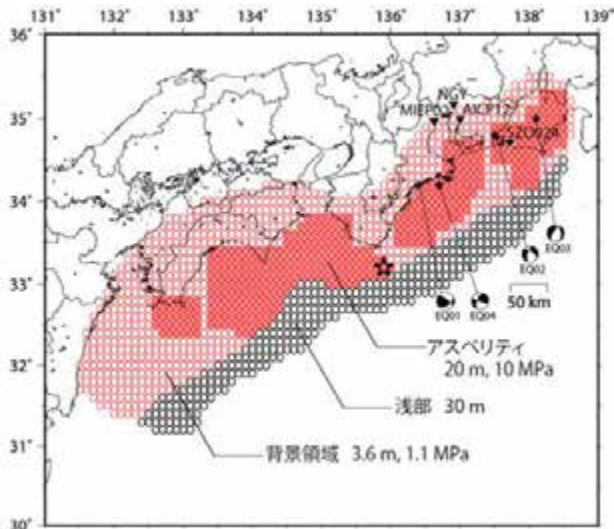
図-7に示した算定手順にそって設定する。

まず、図-1に示した南海トラフの想定地震の震源域(内閣府, 2011)¹⁾からは、深部の断層面積 S_{deep} が約11万 km²、浅部の断層面積 $S_{shallow}$ が約3万 km²と読み取れる。したがって、断層面積は約14万 km²である。また、断層長さ L は約750 kmであるので、断層幅は平均的には186 kmである。図-2に断層長さ L と断層幅 W との関係を星印で示す。図より、南海トラフの巨大地震の断層パラメータは断層幅が一定の領域に入っていることがわかる。

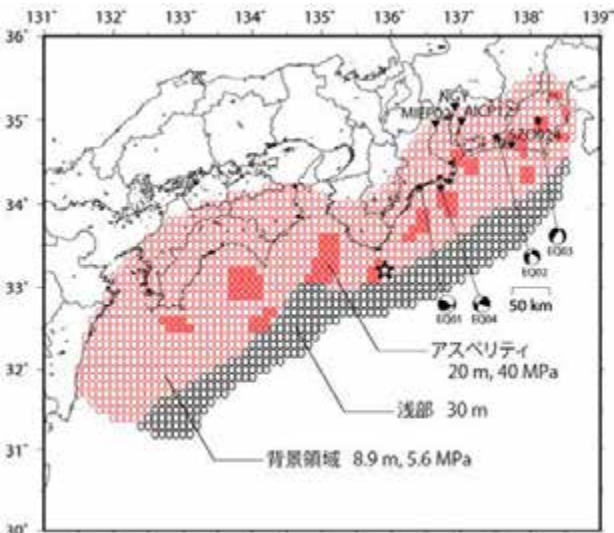
つぎに、断層面積 $S = 14$ 万 km²を式(4)に代入すると、モーメントマグニチュード M_W は9.1となる。また、 $M_W = 9.1$ を式(5)に代入すると地震モーメント M_0 は 6.59×10^{22} Nmとなる。

図-3に断層面積 S とモーメントマグニチュード M_W との関係を星印で示す。図より、南海トラフの巨大地震の断層面積とモーメントマグニチュードの関係は、1964年アラスカ地震や2004年スマトラ地震、2011年東北地方太平洋沖地震の断層面積とモーメントマグニチュードの関係と整合していることがわかる。

南海トラフの巨大地震の短周期レベルに関しては、東北地方太平洋沖地震の短周期レベルが、壇・他(2001)¹⁷⁾による内陸地震の式の約2倍であったことを考慮して、本論文では内陸地震の式の1倍の場合(以降、ケース1とよ



(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

ぶ)、および2倍の場合(以降、ケース2とよぶ)を想定し、2つのケースで強震動を試算し、過去の南海トラフの地震の震度分布と比較した。図-4に、短周期レベルAと地震モーメント M_0 との関係を星印で示す。

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、 $\mu_{shallow}=2.34 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 、 $\beta_{shallow}=3.00 \text{ km/s}$ 、 $\mu_{deep}=4.10 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 、 $\beta_{deep}=3.82 \text{ km/s}$ とした(山中, 2006, 中央防災会議, 2003を参考にした)^{28), 29)}。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2倍になると、アスペリティの面積が式(7)により1/4となって、その応力降下量が式(8)により4倍となることが特徴である。

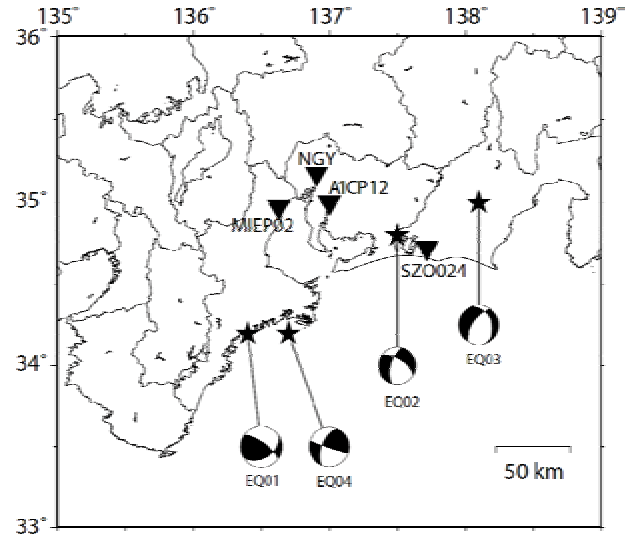


図-9 強震動の試算地点(▼印)と経験的グリーン関数として用いた小地震の震央(★印)およびメカニズム解

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	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	5.4	1.70×10^{17}	0.59	4.65	41.3
EQ02	4.9	2.43×10^{16}	0.39	0.99	60.0
EQ03	5.2	8.17×10^{16}	0.30	4.32	22.2
EQ04	5.2	6.74×10^{16}	0.17	6.46	10.0

(注) $\mu=6.22 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 、 $\beta=4.41 \text{ km/s}$ とした。

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)²⁾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、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、中央防災会議(2003)²⁹⁾によって示されているアスペリティの位置と個数を参考にした。具体的には、短周期レベルを平均的な値にした場合は中央防災会議(2003)²⁹⁾のアスペリティ面積の約3倍とし、短周期レベルを平均的な値の2倍にした場合は中央防災会議(2003)²⁹⁾のアスペリティ面積の約2/3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)³⁰⁾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

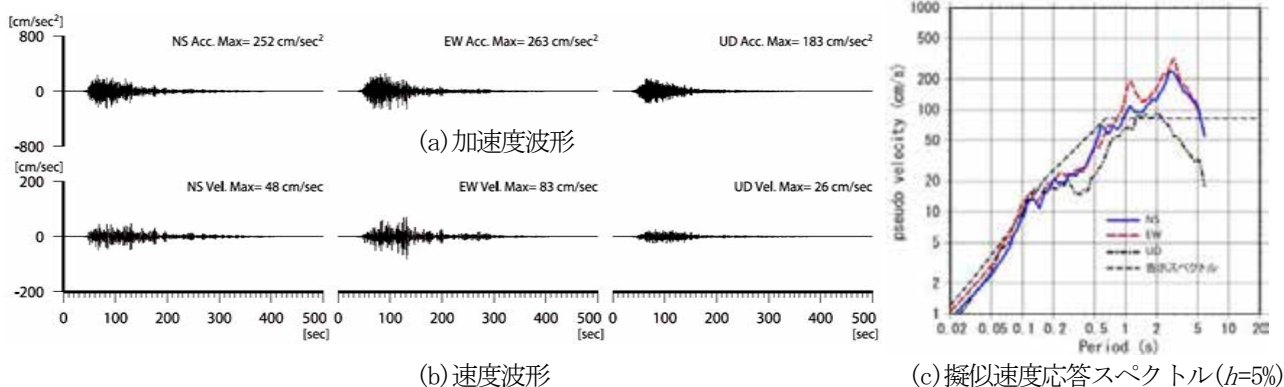


図-10 NGYにおける試算強震動と擬似速度応答スペクトル(ケース1:短周期レベルを内陸地震の式と同じにした場合)

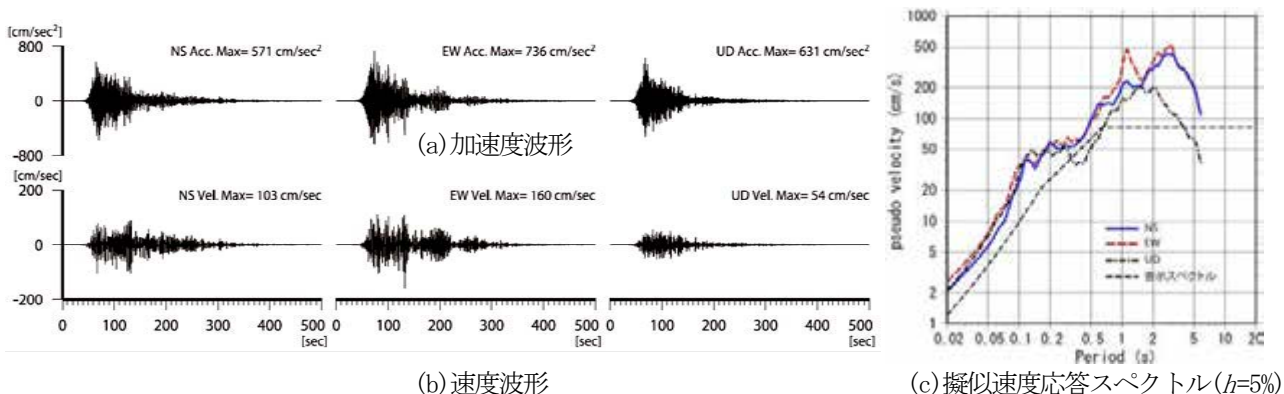


図-11 NGYにおける試算強震動と擬似速度応答スペクトル(ケース2:短周期レベルを内陸地震の式の2倍にした場合)

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、 $\mu=6.22 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 、 $\beta=4.41 \text{ km/s}$ とした(佐藤・他, 2002)³¹⁾。

図-8に示した断層面への4つの小地震の割り当ては、各小断層から最も近い小地震を割り当てた。

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における加速度波形と速度波形をおよび減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを示す。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)³²⁾と比較して示している。図-11に、ケース2、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2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2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2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2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(M 8.6)、1854年安政東海地震(M 8.4)、および1944年東南海地震(M 7.9)による震度(飯田, 1985)³³⁾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1の試算強震動の計測震度は過去の南海トラフの地震の震度よりやや小さく、ケース2では過大評価であり、過去の南海トラフの地震の震度分布は、

表-3 試算強震動の計測震度と過去の南海トラフ地震による震度

強震動の試算ケース	NGY	AICP12	MIEP02	SZO024
ケース1	5.7	6.7	6.5	5.8
ケース2	6.0	6.9	6.8	5.9
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)

* 被害からの推定値(飯田, 1985)³³⁾

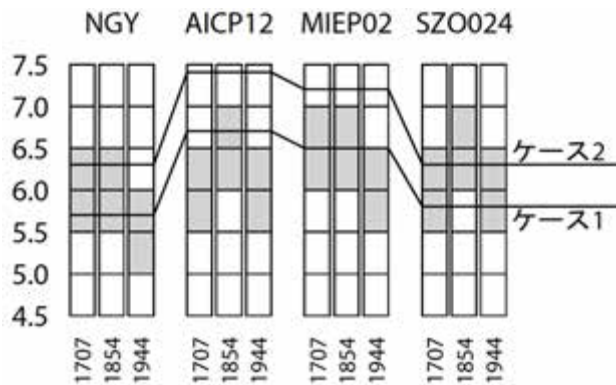


図-12 震度の比較

ケース1とケース2の間に相当する。

§6.まとめ

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)³⁾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

<参考文献>

- 1) 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).
- 2) 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).
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) 久保久彦, 箕楽磨:“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.

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2つ提示した。提示した2つのモデルは、短周期レベルが内陸地震の式の1倍および2倍となるモデルである。最後に、提示した2つの断層モデルを用いて名古屋市、愛知県、三重県、および静岡県の4地点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年東南海地震(M 7.9)の震度分布と比較したところ、短周期レベルが内陸地震の式の1倍では過去の南海トラフの地震の震度分布よりやや小さく、2倍では過大評価であり、内陸地震の式の1倍と2倍のモデルの間に相当する。

今後は、本検討で得られた試算強震動に加えて、破壊領域を変えた場合に得られる強震動も考慮して、愛知県とその周辺における建物の設計入力地震に関して、設計のクライテリアも含めて検討をすすめる予定である。

また、本論文では、東北地方太平洋沖地震の断層パラメータを説明できるように、南海トラフの巨大地震の断層パラメータの設定方法を考えたが、この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。さらに、南海トラフの地震による津波の予測も行い過去の南海トラフの地震による津波の高さと比較してみる予定である。

謝辞

本論文は、愛知県設計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、経験的グリーン関数として用いた小地震記録は名古屋市、愛知県、三重県、防災科学技術研究所に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。

- 6) 横田裕輔, 織嶺一起: “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.
- 7) 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.
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 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(北陸), B-2, 構造II, pp.117-118, 2002.
- 11) 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.
- 12) 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.
- 13) 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, April 22, 2005.
- 14) 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.
- 15) 宇津徳治: “地震学(第3版)”, 共立出版, 2001.
- 16) USGS: “Largest Earthquakes in the World Since 1900”, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/10_largest_world.php (2011.12.27参照).
- 17) 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.
- 18) 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.
- 19) 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.
- 20) 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).
- 21) 釜江克宏, 川辺秀憲: “2011年東北地方太平洋沖地震(M_w 9.0)の震源のモデル化(第1報)”, <http://www.rrti.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku1/Tohoku-ver1-rev20110601.pdf>, 2011(2011年6月21日参照).
- 22) 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.
- 23) 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.
- 24) 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.
- 25) 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.
- 26) 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.
- 27) 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.
- 28) 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.
- 29) 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.
- 30) 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.
- 31) 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(北陸), B-2, 構造II, pp.129-130, 2002.8.
- 32) 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.
- 33) 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.