

逐次データ同化によるプレート境界固着・すべりの推移予測実験

課題責任者

堀 高峰 海洋研究開発機構 海域地震火山部門 地震津波予測研究開発センター

著者

中田 令子*¹, 堀 高峰*²

*¹ 東北大学大学院理学研究科, *² 海洋研究開発機構 海域地震火山部門 地震津波予測研究開発センター

2011年東北地方太平洋沖地震の大規模な断層すべりは日本海溝中部(宮城県沖)の海溝近くに限定され、南部(福島県沖)の海溝近くでは地震後のゆっくりとしたすべり(余効すべり)が観測されている。また、地下の重力分布や地震波速度構造も、中部と南部では異なる特徴を示している。このような海溝軸に沿った違いや、東北沖地震の大規模なすべりが南部へ広がらなかった原因を明らかにするために、南部のプレート境界面に分布する低速度層(チャンネル層)に着目して、地震発生サイクルの数値シミュレーションを行った。チャンネル層が分布するエリアでは、特徴的すべり量と呼ばれる摩擦特性の値が大きいと仮定したモデルで計算を行ったところ、宮城県沖では巨大地震が繰り返し発生し、福島県沖では余効すべりが長期間継続することが再現された。つまり、福島県沖のプレート境界面に分布するチャンネル層の存在が、2011年東北沖地震の大規模なすべりが南部へ拡大することを妨いだと考えられる。

キーワード: 地震発生サイクルシミュレーション, 東北地方太平洋沖地震, 余効すべり, チャンネル層, 特徴的すべり量

1. はじめに

将来、地震・津波による大きな被害が発生すると想定されている南海トラフや、2011年東北地方太平洋沖地震(マグニチュード(M)9、以下、「東北沖地震」)後の余震等が懸念される日本海溝を主な対象として、定期的な海陸地殻変動のモニタリングとデータ解析を実施するとともに、巨大地震の発生に向けたプレート境界での固着・すべりの逐次推移予測のための逐次データ同化プログラムの開発を行っている[1]。本課題では、これまでに、逐次推移予測のための準備として、日本海溝沿いの地域を対象とした、東北沖地震前後に関する地震発生サイクルの数値シミュレーション[2]を行い、東北沖地震や宮城県沖地震などのM7クラス地震の繰り返しを、半定量的に再現できることを示すとともに、粒子フィルタの一種である逐次重点サンプリング(Sequential Importance Sampling)や、アンサンブルカルマンフィルタ(Ensemble Kalman Filter)と呼ばれるデータ同化手法[3]を、東北沖地震や、豊後水道における長期的スロースリップイベントに適用し、プレート境界すべりの逐次推移予測の数値実験を行ってきた。本年度は、引き続き日本海溝を対象とした地震発生サイクルシミュレーションを行ったが、本稿では、日本海溝南部におけるすべり分布と地下構造に着目した研究[4]について報告する。

2. 日本海溝でのすべり分布と地下構造

地震・測地観測データ解析では、東北沖地震の大すべり域は、日本海溝中部(宮城県沖)の海溝近くのプレート境界の浅い部分に推定されている[5,6]。海底堆積物の調査などからは、過去にも同地域で同規模の地震があったことが明らかになってきている[7]。一方、日本海溝南部(福島県沖)の海溝近くでは、東北沖地震以降、余効すべり

りというゆっくりとしたすべりが生じている[8,9]。また、低周波地震や超低周波地震などのスロー地震と呼ばれる現象も発生していることが知られている[10,11]。重力観測の結果からは、大すべり域の南限にあたる福島県沖を境に、残差重力異常が大きく変化し、中部で正・南部で負の値をとる地域が広がっている[12]。日本海溝における海底下構造探査で得られている地震波速度構造からは、福島県沖のプレート境界にそってチャンネル層と呼ばれる、地震波速度が遅くて柔らかく厚い堆積層が分布していることが示されている[13,14,15]。このように、日本海溝では、地震学・測地学・海洋地球物理学・地質学などの異なる観測データから、中部と南部では、特徴が大きく変化していることがわかる(図1)。

我々は、なぜ東北沖地震の大すべりが南部へ広がらなかったかを明らかにするために、余効すべり域のプレート境界に分布するチャンネル層に着目した。チャンネル層が周囲の地殻よりも低密度であることを考慮し、南部の余効すべりが起こる範囲のプレート境界に厚さ1kmの低密度層(チャンネル層)をおいた密度構造モデルを想定して重力分布の計算を行ったところ、日本海溝南部の余効すべり域で観測されているような負の重力異常が説明できることが示された[4]。

3. 地震発生サイクルシミュレーション

本研究では、このチャンネル層の有無に起因する、日本海溝中部と南部での摩擦特性の違いをモデル化して、地震発生サイクルの数値シミュレーションを実施した。地震発生サイクルシミュレーションでは、先行研究[2]と同様に、プレート境界で発生する地震の繰り返しを、プレート相対運動からのずれの蓄積と解放過程としてモデル化する[16]。プレート境界面の摩擦は、すべり速度・状

態依存摩擦則 [17]に、断層の構成則は Nakatani [18]に
従うと仮定した。強度の時間発展則は、slowness (aging)
law [17, 19]を用いた。地震波の放射によるエネルギーの
減衰は、準動的に近似する項を導入して計算した [2, 20]。

摩擦パラメータ $A(=a\sigma)$ 、 $B(=b\sigma)$ 、 L (特徴的すべり量)
は、日本海溝での構造探査にもとづいて設定された 3 次
元のプレート境界面 [21]上に、4 通りの空間分布を仮定
した (図 2、表 1)。そのうち、チャンネル層の影響を考慮
した場合の計算として、南部での特徴的すべり量を大き
くしたモデル (Model B3 および B4) を適用した。これは、
チャンネル層内の変形が、岩石実験で見られるガウジ層
と同様の摩擦特性を持つと考えたことによる仮定である。
岩石実験では、ガウジ層の厚さと特徴的すべり量の大き
さは比例することが示唆されている [22] ため、厚いチ
ャネル層の存在する南部の海溝近くにおいて L を大き
く設定した。

まずは、先行研究 [2]を参考に、日本海溝中部で繰り返
し発生する M9 クラス巨大地震の震源域を長方形で単純化

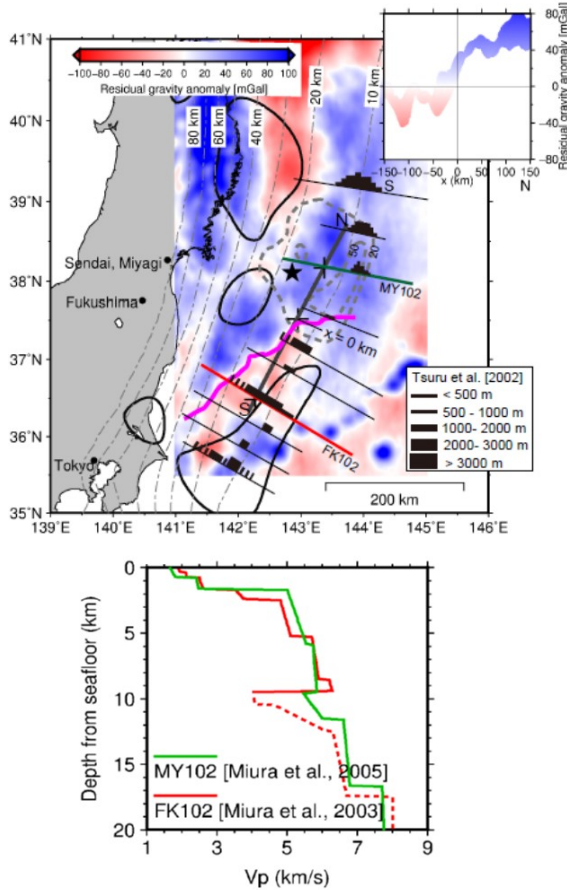


図 1 (上) 赤～青の色付け部分は、残差重力異常分布 [12]。
マゼンタ線は forearc segment boundary [12]。右上に線
NS 上での値を示す。黒のバーで示したのは、構造探査で
得られた低速度の堆積層の分布 [13]。灰色点線は、東北
沖地震の大すべり域 [6]。黒実線は余効すべり域 [8]。
(下) 上図の赤・緑線上の+印における P 波速度構造
[14, 15]。

し、南部の海溝近くとの L 値の差が小さく、変化の仕方が
緩やかなモデル (Model B1, 図 2a, b) を仮定して、チ
ャネル層を考慮しない場合の計算を実施した。

2 つめは、中部と南部でのすべり分布や地下構造の明ら
かな違いを反映して、南部の海溝近くにおける L の値は
Model B1 と同じであるが、中部の L を少し小さくし、中
部と南部の境界で急な変化を与えたモデル (Model B2, 図
2d 紫線) である。

チャンネル層を考慮したモデルとして、南部での L の
値を、中部よりも大きくしたモデルを用いた。巨大地震震
源域である中部との境界での L の値の変化は、Model B2
と同様に、Model B1 よりも急な変化に設定した (図 2c, d)。

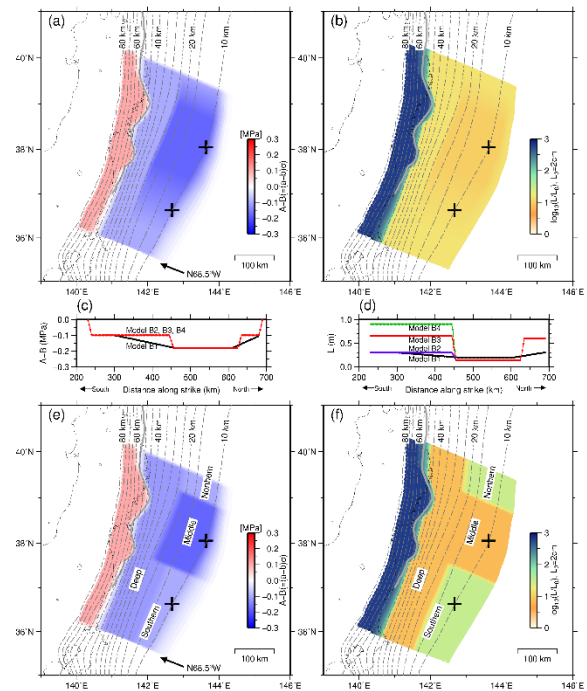


図 2 計算に用いた摩擦分布の例。Model B1 の摩擦パラ
メータ (a) $A-B$ (MPa) と (b) 特徴的すべり量 (L)。細点線は
沈み込むプレート境界面の深さ (km) を示す。(c) と
(d) は深さ 10.15 km での $A-B$ と L の値。黒・青・赤・緑線
がそれぞれ Model B1, B2, B3, B4 のもの。Model B3 の摩
擦パラメータ (e) $A-B$ (MPa) と (f) 特徴的すべり量 (L)。

表 1 計算に用いた主な摩擦パラメータ ($A-B$ (MPa) L (m))

		ModelB1	ModelB2	ModelB3	ModelB4
北 部	A-B	-0.10	-0.10	-0.10	-0.10
	L	0.30	0.60	0.60	0.60
中 部	A-B	-0.18	-0.18	-0.18	-0.18
	L	0.20	0.14	0.14	0.14
南 部	A-B	-0.10	-0.10	-0.10	-0.10
	L	0.30	0.30	0.65	0.90
深 部	A-B	-0.10	-0.12	-0.12	-0.12
	L	0.30	0.15	0.15	0.15

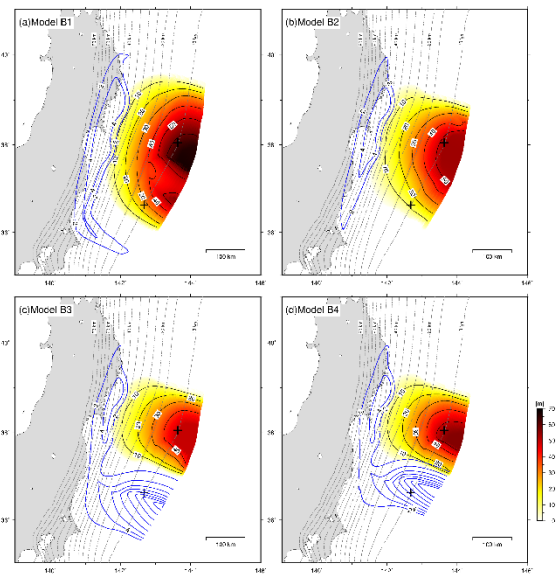


図3 図2の摩擦条件を与えた場合の数値シミュレーション結果。M9地震時すべり分布（暖色系：黒色コンターは10m 間隔）と、M9地震の0.1年後から5年間の余効すべり分布（青色コンター：2m 間隔）。

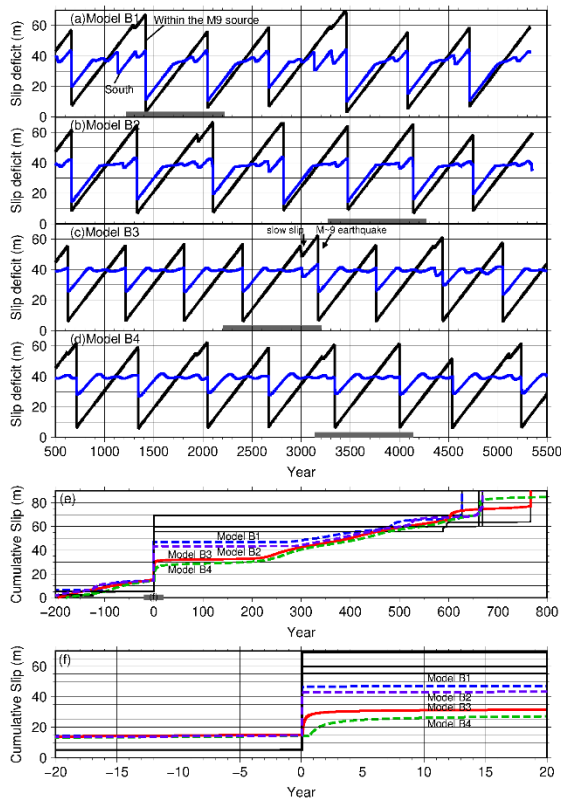


図4 図2・3の+印で示した点における累積すべりの時間変化。(a)-(d)黒線はM9地震震源域内、青線は南部でのすべり欠損。(e)M9地震の200年前から800年後までの累積すべりの時間変化。黒線はM9地震震源域内、青、紫、赤、緑線はそれぞれモデルB1, B2, B3, B4の南部でのもの。(f)M9地震の20年前から20年後まで。線の色は(e)と同じ。

4. 結果および議論

4モデルそれぞれで、約5000年間の計算を行ったところ、日本海溝中部でM9 ($M = 8.9-9.1$)の巨大地震が約540-770年間隔で繰り返し発生した(図3, 4)。この繰り返し間隔は、堆積物調査から推定されている過去4000年の履歴[7]と調和的である。

各モデルでM9地震は7~8回発生したが、10m以上の大すべり域と余効すべり域の空間分布は、Model B1, B2とModel B3, B4で大きく異なっていた。特徴的すべり量(L)と呼ばれる摩擦パラメータの値を、南部の海溝近くで小さめに仮定したモデル(Model B1, B2)では、M9地震時のすべりが南部にまで広がり、福島県沖では余効すべりが発生しなかった(図3a, b)。Lの値を、南部の海溝近くで大きめに仮定したモデル(Model B3, B4)では、地震時の大すべり域は中部のみで発生し、南部の海溝近くでは、余効すべりが卓越していた(図3c, d)。さらに、Model B3の余効すべりは、M9地震直後から10年以上継続しており

(図4f赤線)、地球物理観測・地質学調査の結果が示す、中部と南部の時空間的特徴を再現することができた。しかし、Model B4のように南部でのLの値が大きすぎる場合、余効すべりの継続期間は十分長い、すべりの伝播に時間がかかり、南部(図3の+印のところ)では、M9地震発生から約0.5年遅れて余効すべりが始まる(図4f緑線)という、小繰り返し地震活動の観測[23]から推定される事象(M9地震直後から南部でゆっくりすべりが活発化)とは矛盾する結果となった。

これらの結果は、余効すべりの時間発展を調べることで、中部と南部でのLの値のコントラストに対する制約条件を与え得ることを意味している。さらには、日本海溝南部のプレート境界面沿いの海溝近く(沈み込んでから100 km程度)に分布するチャンネル層が巨大地震の発生を抑制し、非地震性すべりが起こりやすい原因となっていることを示唆している。本研究のモデルは、大きなスケールの現象のみを単純化したモデルを用いているため、余効すべり量が、実際の観測値に比べてやや大きく推定されている。今後は、小さいスケールの現象や動的破壊、粘性緩和などもモデルに組み込む必要があろう。

謝辞

数値計算には海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました。本研究の一部は、文部科学省による委託業務「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」および、JSPS 科研費 Grant Number JP19H05596, JP19H00708, JP26000002の助成を受けて行われました。

文献

- [1] Hori, T., M. Hyodo, R. Nakata, S. Miyazaki, and Y. Kaneda, "A forecasting procedure for plate boundary earthquakes based on sequential data assimilation", *Oceanography*, 27 (2), 94-102 (2014).
- [2] Nakata, R., T., Hori, M. Hyodo, and K. Ariyoshi,

- “Possible scenarios for occurrence of $M \sim 7$ interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation”, Scientific Reports, 6, 25704 (2016).
- [3] Hirahara, K., and K. Nishikiori, “Estimation of frictional properties and slip evolution on a long-term slow slip event fault with the ensemble Kalman filter: numerical experiments”, Geophys. J. Int., 219, 2074-2096 (2019).
- [4] Nakata, R., T. Hori, S. Miura, and R. Hino, “Presence of interplate channel layer controls of slip during and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake through the frictional characteristics”, Scientific Reports, 11, 6480 (2021).
- [5] Yagi, Y., and Y. Fukahata, “Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release”, Geophys. Res. Lett., 38, L19307 (2011).
- [6] Iinuma, T. et al. “Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data”, J. Geophys. Res., 117, B07409 (2012).
- [7] Ikehara K. et al. “Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years”, Earth Planet. Sci. Lett., 445, 48-56 (2016).
- [8] Iinuma, T. et al. “Seafloor observations indicate spatial separation of coseismic and postseismic slips in the 2011 Tohoku earthquake”, Nat. Comms., 7, 13506 (2016).
- [9] Tomita, F., M. Kido, Y. Ohta, T. Iinuma, and R. Hino, “Along-trench variation in seafloor displacements after the 2011 Tohoku earthquake”, Sci. Adv., 3, e1700113 (2017).
- [10] Matsuzawa, T., Y. Asano, and K. Obara, “Very low frequency earthquakes off the Pacific coast of Tohoku, Japan”, Geophys. Res. Lett., 42, 4318-4325 (2015).
- [11] Nishikawa, T. et al. “The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories”, Science, 365, 808-813 (2019).
- [12] Bassett, D., D. T. Sandwell, Y. Fialko, and A. B. Watts, “Upper-plate controls on co-seismic slip in the 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake”, Nature, 531, 92-96 (2016).
- [13] Tsuru, T., et al. “Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling”, J. Geophys. Res., 107(B12), 2357 (2002).
- [14] Miura, S. et al. “Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study”, Tectonophysics, 407, 165-188 (2005).
- [15] Miura, S. et al. “Structural characteristics controlling the seismicity of southern Japan Trench fore-arc region, revealed by ocean bottom seismographic data”, Tectonophysics, 363, 79-102 (2003).
- [16] Rice, J. R., “Spatio-temporal complexity of slip on a fault”, J. Geophys. Res., 98 (B6), 9885-9907 (1993).
- [17] Dieterich, J. H., “Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations”, J. Geophys. Res., 84(B5), 2161-2168 (1979).
- [18] Nakatani, M., “Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology”, J. Geophys. Res., 106(B7), 13347-13380 (2001).
- [19] Ruina, A., “Slip instability and state variable friction laws”, J. Geophys. Res. 88(B12), 10359-10370 (1983).
- [20] Thomas, M. Y., N. Lapusta, H. Noda, and J.-P. Avouac, “Quasi-dynamic versus fully dynamic simulations of earthquakes and aseismic slip with and without enhanced coseismic weakening”, J. Geophys. Res., 19, 1986-2004 (2014).
- [21] Baba, T., A. Ito, Y. Kaneda, T. Hayakawa, and T. Furumura, “3-D seismic wave velocity structures in the Nankai and Japan Trench subduction zones derived from marine seismic surveys”, Japan Geoscience Union Meeting, S111-006 (2006).
- [22] Marone, C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 26, 643-696 (1998).
- [23] Uchida, N., T. Iinuma, R. M. Nadeau, R. Burgmann, and R. Hino, “Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan”, Science 351, 488-492 (2016).

Experiment of Forecast for Interplate Slip using Sequential Data Assimilation

Project Representative

Takane Hori R&D Center for Earthquake and Tsunami Forecasting, Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Authors

Ryoko Nakata ^{*1}, Takane Hori ^{*2}

^{*1}Tohoku University, ^{*2}R&D Center for Earthquake and Tsunami Forecasting, Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

We conducted numerical simulation of earthquake generation cycles along the Japan Trench to understand differences between the middle and southern segments of the Trench in terms of the seismic and aseismic slips on the plate interface and seismic velocity structures. We represented the presence of the thick, low-velocity channel layer in the south to the value of a frictional parameter controlling slip weakening in the rate- and state-dependent friction law. Then we efficiently reproduced M9 earthquakes recurring only in the middle, followed by evident postseismic slips in the south. Our results suggested the channel layer on the subducting plate at the southern segment is important to characteristics of slip behavior between two segments.

Keywords : earthquake generation cycle, 2011 Tohoku-Oki earthquake, postseismic slip, channel layer, critical slip distance

1. Introduction

We have conducted numerical experiments of data assimilation of crustal displacement data to develop a program for data assimilation method to estimating slip evolution on the subducting plate interface along the Nankai Trough and the Japan Trench [1]. As part of this study, we have also conducted numerical simulations of earthquake generation cycles [2]. In this paper, we will report additional simulations focusing on the southern segment of the Japan Trench [3].

2. Slip distribution and underground structure

Many studies showed that there are conspicuous differences between the middle and southern segments of the Japan Trench in terms of the spatiotemporal distributions of interplate slips and underground structures. The large coseismic slip of the 2011 Tohoku-Oki earthquake was limited to the middle segment [4,5,6]. In contrast, postseismic slips were predominant in the southern segment [7,8]. Slow earthquakes are distributed complementary to the coseismic slip and overlapping the postseismic slip area [9,10]. The observed negative residual gravity anomaly area in the southern segment corresponds to the postseismic slip area [11]. The observed sedimentary units represent a narrow wedge shape in the middle but exhibit a thin and broad distribution along the plate interface, forming a low-velocity channel layer in the shallow part of the southern segment [12,13,14]. There are spatial correlations among the channel layer, the negative residual gravity anomaly, and the postseismic slip.

The channel layer is considered to have been developed following a previously subducted seamount. We considered that the internal deformation of the channel layer increases the critical slip distance, similar to a fault gouge layer in laboratory experiments, which indicate that the layer thickness is positively

correlated with the critical slip distance [15]. Then, we hypothesize that the large value of the critical slip distance (in this study, characteristic slip distance, L) spreads on the plate interface in the southern segment, where the channel layer existed.

3. Method of earthquake generation cycle simulation

Based on our previous study [2], we conducted numerical simulations of earthquake generation cycles along the Japan Trench. Seismic and aseismic events were modeled to represent the release of slip deficit or backslip that accumulates during interseismic period [16]. Such space-time variations in slip velocity are assumed to be an unstable slip with a frictional interface. We used a rate- and state-dependent friction law [17] as an approximated mathematical model for large-scale frictional behavior on the plate interface. We used a fault constitutive law [18] that determines the slip rate for a given stress and a value of strength. In addition, we used an aging law [17, 19], which can be considered as an evolution law for strength change, which varies depending on the prior slip history. We used the realistic three-dimensional geometry of the subducting Pacific Plate [20].

4. Results and Discussions

We performed calculations over an extensive period (approximately 5000 years) and identified 7–8 instances of M9 ($M = 8.9–9.1$) earthquakes with the time intervals of 540–770 years, using four models with different parameter settings. Considering a gradual variation with a small contrast of L between the middle and southern segments (Model B1), the M9 coseismic slip propagated southward, and postseismic slip did not dominate at the southern segment. When we adopted the steeper segmentation boundary with a small contrast of L (Model B2), the resulting slip distribution was similar to that of Model

B1, and postseismic slip quickly terminated.

When the frictional contrast was large (the large value of L , and a steep change in frictional parameters; Models B3 and B4), the rupture area of M9 earthquakes were limited to the middle segment. Postseismic slip was dominant in the shallow part of the southern segment and continued for more than 5 years in both models. The spatiotemporal distributions of coseismic and postseismic slips of Model B3 were roughly consistent with observations [7,8]. However, in Model B4, adopting the extremely large L for the southern segment, the propagation of postseismic slip to the south would take a longer time than in Model B3. Consequently, the postseismic slip initiated in the south approximately 0.5 years after the simulated M9 earthquake. The delayed onset of postseismic slip is not consistent with the observation estimated from small repeating earthquakes [21]. Therefore, the temporal distribution of postseismic slip could constrain the contrast of L between two segments.

By representing the presence of the channel layer as the value of a characteristic slip distance in the rate- and state-dependent frictional law, we efficiently reproduced the longer duration of the postseismic slip of the Tohoku-Oki earthquake, as well as the spatial distributions of the complementary coseismic and postseismic slips at the middle and southern segments. This study suggested the low-velocity channel layer in the subducting plate at the southern segment along the Japan Trench is important to different slip behavior between two segments near the trench axis.

Acknowledgement

Computational resources of the Earth Simulator provided by JAMSTEC was used for all simulations. This work was supported partly by the project “Research project for compound disaster mitigation on the great earthquakes and tsunamis around the Nankai trough region” of MEXT and JSPS KAKENHI (Grant Numbers JP19H05596, JP19H00708, and JP26000002).

References

- [1] Hori, T., M. Hyodo, R. Nakata, S. Miyazaki, and Y. Kaneda, “A forecasting procedure for plate boundary earthquakes based on sequential data assimilation”, *Oceanography*, 27 (2), 94-102 (2014).
- [2] Nakata, R., T. Hori, M. Hyodo, and K. Ariyoshi, “Possible scenarios for occurrence of M~7 interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation”, *Scientific Reports*, 6, 25704 (2016).
- [3] Nakata, R., T. Hori, S. Miura, and R. Hino, “Presence of interplate channel layer controls of slip during and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake through the frictional characteristics”, *Scientific Reports*, 11, 6480 (2021).
- [4] Yagi, Y., and Y. Fukahata, “Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release”, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19307 (2011).
- [5] Iinuma, T. et al. “Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data”, *J. Geophys. Res.*, 117, B07409 (2012).
- [6] Ikehara K. et al. “Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 445, 48–56 (2016).
- [7] Iinuma, T. et al. “Seafloor observations indicate spatial separation of coseismic and postseismic slips in the 2011 Tohoku earthquake”, *Nat. Comms.*, 7, 13506 (2016).
- [8] Tomita, F., M. Kido, Y. Ohta, T. Iinuma, and R. Hino, “Along-trench variation in seafloor displacements after the 2011 Tohoku earthquake”, *Sci. Adv.*, 3, e1700113 (2017).
- [9] Matsuzawa, T., Y. Asano, and K. Obara, “Very low frequency earthquakes off the Pacific coast of Tohoku, Japan”, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 4318–4325 (2015).
- [10] Nishikawa, T. et al. “The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories”, *Science*, 365, 808–813 (2019).
- [11] Bassett, D., D. T. Sandwell, Y. Fialko, and A. B. Watts, “Upper-plate controls on co-seismic slip in the 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake”, *Nature*, 531, 92–96 (2016).
- [12] Tsuru, T., et al. “Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling”, *J. Geophys. Res.*, 107(B12), 2357 (2002).
- [13] Miura, S. et al. “Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study”, *Tectonophysics*, 407, 165–188 (2005).
- [14] Miura, S. et al. “Structural characteristics controlling the seismicity of southern Japan Trench fore-arc region, revealed by ocean bottom seismographic data”, *Tectonophysics*, 363, 79–102 (2003).
- [15] Marone, C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 643–696 (1998).
- [16] Rice, J. R., “Spatio-temporal complexity of slip on a fault”, *J. Geophys. Res.*, 98 (B6), 9885-9907 (1993).
- [17] Dieterich, J. H., “Modeling of rock friction, I. Experimental results and constitutive equations”, *J. Geophys. Res.*, 84(B5), 2161-2168 (1979).
- [18] Nakatani, M., “Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology”, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13347-13380 (2001).
- [19] Ruina, A., “Slip instability and state variable friction laws”, *J. Geophys. Res.* 88(B12), 10359-10370 (1983).
- [20] Baba, T., A. Ito, Y. Kaneda, T. Hayakawa, and T. Furumura, “3-D seismic wave velocity structures in the Nankai and Japan Trench subduction zones derived from marine seismic surveys”, *JpGU Meeting*, S111–006 (2006).
- [21] Uchida, N., T. Iinuma, R. M. Nadeau, R. Burgmann, and R. Hino, “Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan”, *Science* 351, 488–492 (2016).