

□南海トラフ沿い巨大地震の地震像とスロー地震の関係

その巨大地震への備えに向けて

京都大学防災研究所 地震災害研究センター

准教授 伊藤喜宏

1. 南海トラフ沿いの巨大地震の地震像

南海トラフ沈み込み帯では繰り返し大地震が発生している。これは、駿河トラフと南海トラフに沿ってフィリピン海プレートと呼ばれる海洋プレートが陸側のプレートの下に4-5 cm/年の速度で沈み込むことによる。このプレートの沈み込みに伴い、2つのプレート間が強く「固着」する場所（固着域）に歪が蓄積される。この歪が限界に達したときに、2つのプレート間が急速にずれ動く。そして、ずれ動く際にプレート間の「断層」から地震波が放出される。この固着域の広がりがある場合、マグニチュード8を超える「大地震」となる。例えば、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震などが、南海トラフ沿いで発生した過去の大地震である。なお、マグニチュード7以上の地震を学術用語で「大地震」と称するのに対して、「巨大地震」という単語は学術用語ではない。一方、現在では「巨大地震」という言葉がメディア等で頻繁に利用されている。従って、ここではマグニチュード8を超える大地震に対して「巨大地震」という術語を用いることとする。

1944年昭和東南海地震と1946年昭和南海地震の2つの巨大地震は、近代的な地震計でその地震動を捉えることのできた地震で、観測波形から地震発生時にプレート間で大きくずれ動いた領域（震

源域）がそれぞれ推定された（図1）^{[1][2]}。1944年昭和東南海地震は潮岬のやや東方から渥美半島沖合までの南海トラフの東半分の領域を、1946年昭和南海地震は潮岬沖合から足摺岬のやや東方までの西側半分の震源域とした地震であった。なお、過去に南海トラフ沿いで発生した事例として観測波形から震源域が推定できた巨大地震は、現時点でこの二つのみである。

上記の二例以外にも、過去に南海トラフ沿いで大地震が繰り返し発生していたことが指摘されている^[3]。これらの多くは七世紀末以降に日本に残された文字記録に基づき推定された。さらに、大地震に伴う津波で海から陸上に運ばれた堆積物（津波堆積物）^[4]や遺跡に残る噴砂や砂脈などの液状化の跡など^[5]からも過去の南海トラフ沿いの大地震の活動の証拠が示されている。文書記録から推定された最古の南海トラフ沿いの大地震は684年白鳳南海地震で、昭和東南海、昭和南海地震の両方の震源域が同時にずれ動いた地震と考えられている。

昭和東南海・南海地震のように時間差を持ってずれ動くケースを「半割れ」、白鵬南海地震のように東西が同時にずれ動くケースを「全割れ」として分類すると、これまでに確認されている9つの事例のうち、4つの事例が「半割れ」に相当する（図2）。それらいずれも東側が最初にずれ動き、その32時間から二年二ヶ月の遅れを伴い西側がず

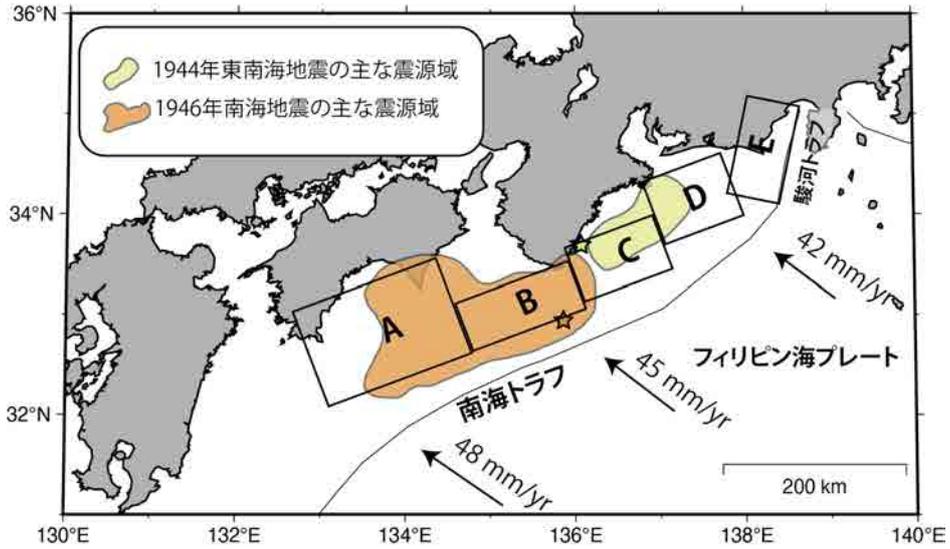


図1. 1944年東南海地震と1946年南海地震の主な震源域. それぞれで得られた地震時のプレート間での最大すべり量 (1944年東南海地震の4.4メートル^[1]及び1946年南海地震の5.1メートル^[2])の半分のすべり量が推定された領域を主な震源域として示した. 緑色とオレンジ色の星印は, それぞれ1994年東南海地震と1946年南海地震の震源 (破壊の開始点)を示す. 陸側のプレートに対するフィリピン海プレートの沈み込み方向と速度を矢印で示す. A, B, C, D及びEで示された矩形は, 図2で示される東海(E), 東南海(C, D)及び南海(A, B)の大地震発生域を示す.

年	図1に示される領域					地震間の経過年数
684年 白鵬地震	A	B	C	D	E	203年
887年 五畿七道地震	A	B	C	D	E	100年?
10世紀		B				100年?
1096年 永長地震			C	D		
1099年 康和地震	A	B				2年2ヶ月
						150年?
13世紀		B	C	D	E	100年?
1361年 康安地震			C	D		
1361年 康安地震	A	B				2日
						137年
1498年 明応地震	A	B	C	D	E	107年
1605年 慶長地震	A	B	C	D		
						102年
1707年 宝永地震	A	B	C	D	E	147年
1854年 安政東海地震			C	D	E	
1854年 安政南海地震	A	B				32時間
						90年
1944年 昭和東南海地震			C	D		
1946年 昭和南海地震	A	B				2年

文字記録

津波堆積物及び地震考古学的証拠

図2. 過去の東海・東南海・南海地震(小山2008^[3]を参考に作成). A, B, C, D及びEは図1に矩形で示された領域に対応する.

れ動いた。文書記録から推定された9つの事例の他にも、考古遺跡に残された地震痕から10世紀と13世紀にも南海トラフ沿いの大地震が指摘されている^[8]。従って、約130年間隔で南海トラフの東西が同時、または東西の半分がそれぞれ時間差でずれ動く大地震が高い確度で言える「南海トラフ沿いの巨大地震の地震像」である。

2. スロー地震とは

南海トラフ沈み込み帯は世界で初めて「スロー地震」が発見された地域の一つであり、これまでに多くのスロー地震に関する最先端の研究が行われてきた。スロー地震は通常の地震よりも、断層上のずれ動きの速度（すべり速度）が小さい。通常の地震のすべり速度は、規模の大きさに依らず1メートル毎秒程度であるのに対して、スロー地震はプレートの平均収束速度の数倍の大きさの数ナノメートル毎秒から数マイクロメートル毎秒で断層がずれ動く。スロー地震では断層から放出される地震波は極めて微弱であり、我々がその揺れを感じることはない。スロー地震はその規模やすべりの継続時間に応じていくつかの種類に分類される。例えば、マグニチュード1-2相当で0.5秒程度のずれ動きの場合、テクトニック微動（または低周波地震）、3-4程度で100秒程度では超低周波地震、4-8程度で数時間から数ヶ月程度、もしくはそれ以上すべりが継続するものはスロースリップと呼ばれる。

地震研究の進展は観測機器や観測網の発展とともに進む。特に20世紀末から高度で密度の高い地震・測地観測網が整備され、それまで未知の現象であったスロー地震が観測されるようになった。日本の場合、1995年の兵庫県南部地震の後、防災科学技術研究所により高感度地震観測網「Hi-net」が整備された。それ以降、特に西南日本でスロー地震に関する報告が相次いだ。2000年代初頭は、大地震発生域の深部延長部のスロー地震の報告が

相次いだため、深さ30-35km、摂氏350から450度の温度でのみスロー地震が発生すると考えられた。その後、深さ15km以浅、摂氏100度から150度の低温領域で発生するスロー地震の報告が、南海トラフ沿いや房総沖、日本海溝、ニュージーランドなどで続いた。結果、スロー地震の発生条件は温度-圧力条件のみに依らず、他の要因による影響も受けながら発生するものと考えられるようになった。

スロー地震の発生メカニズムやその発生条件は、現在でもはっきりと分かっていない。これはスロー地震発生域と非発生域を区別するのに十分な分解能でスロー地震の震源や地下構造が理解されていないこと、断層上の摩擦特性やレオロジーに関する情報が不足していることが主たる理由である。

これまでの多くの研究から、断層周辺の流体がスロー地震の発生に大きな影響を与えている可能性が指摘された。流体が断層に多分に供給され、その流路が制限される場合、断層上の流体圧が増加し、結果として断層の見かけの強度が低下する。この時、断層がスロー地震を発生させる条件の一つを満たすと考えられている。プレート間への流体の供給源は、海洋性の未固結堆積物の圧密による間隙水の脱水や、沈み込むプレートに含まれる含水鉱物からの脱水反応が考えられている。

近年、スロー地震の震源域周辺が高間隙圧下にあることが指摘され、断層近傍の流体の移動がスロー地震の発生と関連している可能性も示された^[6]。また、沈み込むプレートの上盤側の透水性が地域で異なることで、プレート間で発生するスロー地震の活動様式が変化する可能性も示された^[7]。

3. スロー地震と巨大地震の相互作用

地球潮汐や遠地の大地震により生じる地下の応力の変化がスロー地震の震源域に作用する際、ス

ロー地震活動が活発化することがある。実際、地球潮汐による応力変化とロー地震の活動度の時間変化には高い相関が見られる。潮汐による地下の応力擾乱がロー地震を「誘発」している可能性がこれまでの多くの研究から示された。また、ロー地震域の周囲で大地震が発生することにより生じる応力擾乱でもロー地震は誘発される。

いくつかの沈み込み帯のロー地震域は巨大地震発生域の周辺に分布する。このため、ロー地震と巨大地震との関連を調べた研究もこれまでに実施されている。例えば、アメリカ・カナダの西海岸に位置するカスケード沈み込み帯では、巨大地震の発生確率に対してロー地震が及ぼす影響が評価された。結果として、ロー地震が発生している期間では巨大地震の発生確率が通常の期間と比較して30～100倍程度高くなる^[8]。

実際、メキシコなどでは、大地震の発生直前にその震源域周辺でロー地震の発生が確認されている。2011年の東北地方太平洋沖地震では、本震発生約1ヶ月前から本震の震源周囲でロー地震の活動が確認された^[10,11]。海底を含む地殻変動

記録の解析からロー地震が東北地方太平洋沖地震を誘発した可能性が指摘された^[12]。

ロー地震によるプレート間の大地震の誘発現象は次のように説明できる(図3)。(1)通常地震の震源域となる固着域の周りでロー地震が発生する。その際、周囲で発生するロー地震のプレート間すべりから、固着域が「すべり遅れる」と固着域に歪が蓄積される。この時、固着域への歪の蓄積速度は、通常のプレート沈み込みのみで生じる場合と比して数倍から数千倍程度大きい。(2)ロー地震が発生している間に固着域の歪が限界値に達しない場合、大地震は誘発されない。(3)ロー地震の間に固着域の歪が限界に達した場合、地震がロー地震により「誘発」される。

ここではメキシコで観測されたロー地震と大地震の連鎖発生の事例を紹介する(図4)^[13]。メキシコでは、2017年9月8日にチアパス州テワンテペック湾でマグニチュード8.2の地震(テワンテペック地震)、同年9月19日にはメキシコシティ付近でマグニチュード7.1のプエブラ地震、そして2018年2月16日にはオアハカ州沿岸部でマグニ

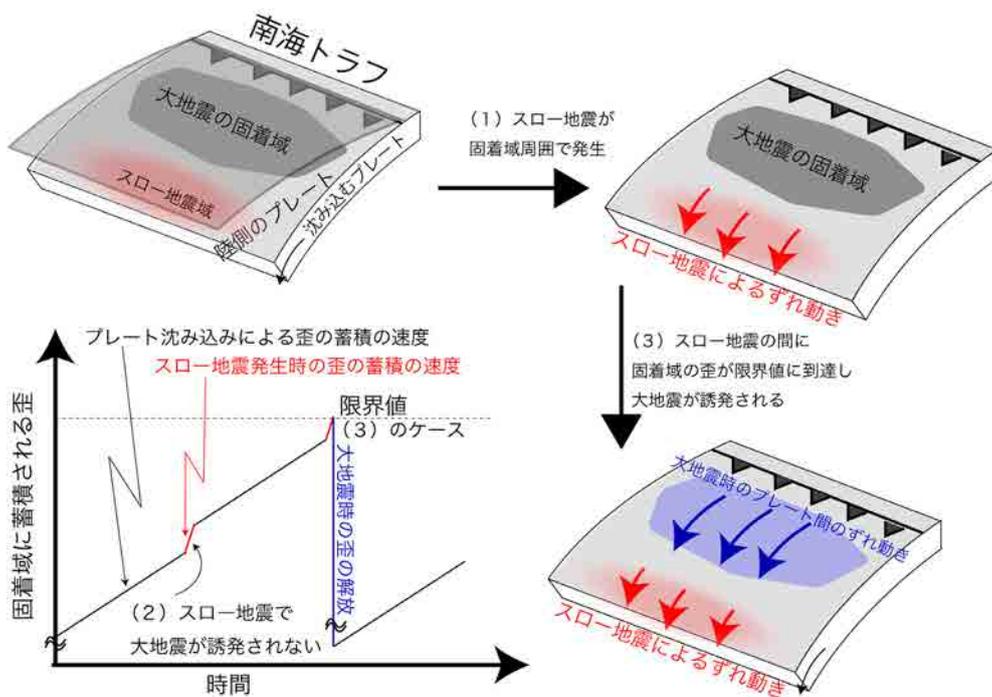


図3. 大地震の固着域に蓄積される歪の時間変化とロー地震によるプレート間の大地震の誘発現象

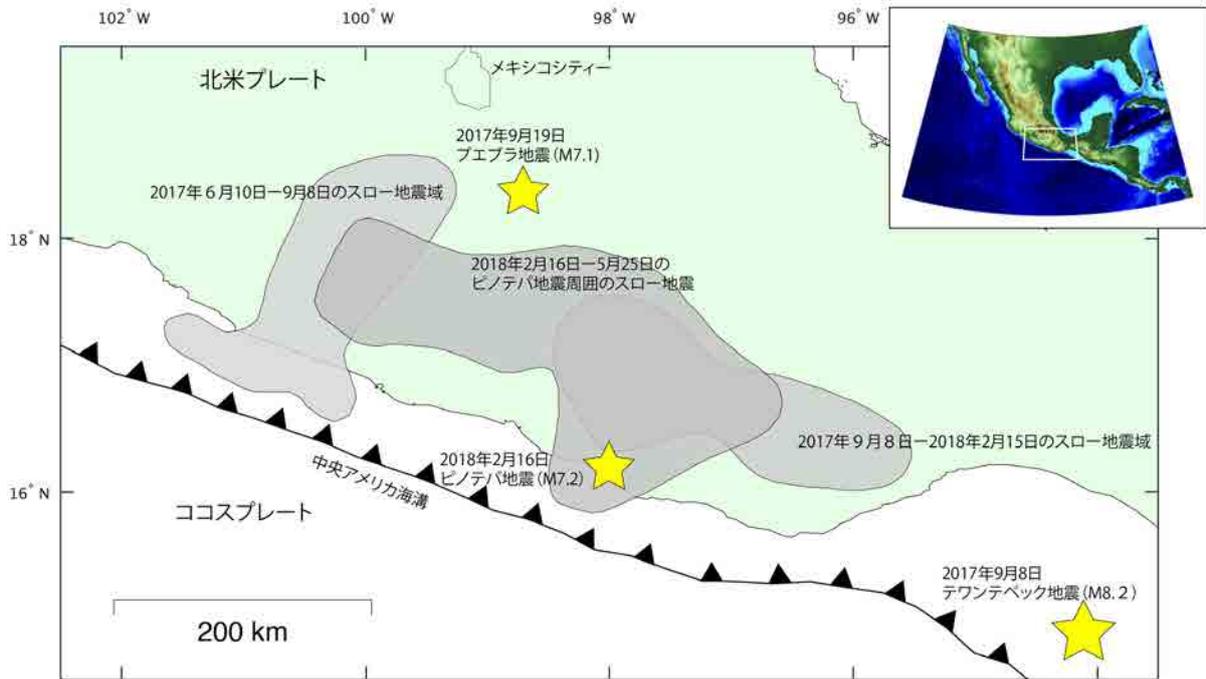


図4. 2017年から2018年にメキシコで発生した3つの大地震とスロー地震. 3つの大地震の震央を星印, その間に観測されたスロー地震域を灰色の領域で示す.

チュード7.2のピノテパ地震が発生した。先の2つは、プレート間地震ではなく、沈み込むプレートの内部で発生する「プレート内地震」であり、3つ目の地震のみがプレート間地震である。それぞれ数百キロ離れた3つの大地震はそれら周辺で発生するスロー地震との相互作用の結果として連鎖的に生じた。まず、2017年9月8日に発生したテワンテペック地震によりプレート間の摩擦特性が変化し、周期的に発生しているスロー地震の発生サイクルを乱してスロー地震の活動を活発化させた。次に、活発化したスロー地震が9月19日のプエブラ地震を誘発した。さらに、プエブラ地震によってスロー地震が誘発され、このスロー地震が2018年2月16日のピノテパ地震を誘発した。

このように地理的に離れた地域で発生する時間的に近接した複数の大地震の発生は、「大地震によるスロー地震の誘発」と「スロー地震による大地震の誘発」の相互作用、すなわちスロー地震を介する大地震の連鎖現象として解釈できる。スロー地震を介する地震の連鎖現象がより一般的な

現象として今後確認されれば、日本周辺でいくつか大きな地震が続いた際に物理的背景が曖昧模様な状態で使用される「日本列島全体が地震の活動期に入った」といった表現にも、物理的な意味を見出せるかもしれない。

4. 南海トラフ沿いの巨大地震とスロー地震の関係

南海トラフでは、巨大地震発生域の深部側（北側）と浅部側（南側）でスロー地震が数ヶ月から数年間隔で発生する^[14]。通常、スロー地震の発生域ではプレートの沈み込みに伴い蓄積される歪の多くがスロー地震により解消される。このため、大地震時には大きくずれ動くことはなく、普段は大地震の震源域となりにくい。つまり、大地震とスロー地震の震源域は通常は一致しないと考えて良い。ただし、それほど多くはないが、2011年東北地方太平洋沖地震のようにスロー地震域と巨大地震域が重複する事例もある。この場合、スロー

地震から通常地震の発生域に切り替わる何らかの条件を考えなければならない。

「スロー」から通常地震に、プレート間のずれ動きのモードが切り替わる条件の一つとして、スロー地震の発生そのものが寄与している可能性がある^[15] (図5)。東北地方太平洋沖地震の断層から海底掘削により取得された物質を用いた摩擦実験で、事前にスロー地震が発生している条件下において、「スロー」から通常地震へのモードの切り替えが確認された^[15]。スロー地震そのものがスロー地震域を大地震の震源域へと変化させる、つまり、大地震時の断層のずれ動きを促進させる作用(促進作用)が提案された。これは、前節で述べた2つの離れたスロー地震域と大地震域の間に働く「誘発」作用とは別なものである。

現在、内閣府は南海トラフ沿いで想定される巨大地震として、マグニチュード9クラスの地震をその候補の一つとして考えている。ここでは、南海トラフに沿って、プレートの沈み込みが始まる海底から深部のスロー地震が発生する領域までを想定震源域とする(図6)。特に、この想定震源

域には南海トラフ沿いのスロー地震の発生域も含まれる。つまり、想定されるマグニチュード9クラスの地震時には、これらのスロー地震域が巨大地震の震源域として同時にずれ動く必要がある。これは先に述べたスロー地震発生域が大地震のすべり域に変化する場合である。この時、マグニチュード9クラスの地震の発生条件として想定震源域内の全てのスロー地震が同時に発生している条件を考えなければならない。一方、これまでに領域内に含まれる深部と浅部のスロー地震域全てが同時に活動していた観測事例は無い。すなわち、想定震源域内のスロー地震が同時に発生する確率は極めて低いと考えた方がよい。

スロー地震が、その領域を大地震域に変化させる「促進作用」仮説が成り立つ場合、マグニチュード9クラスの地震が発生する確率はゼロではないが、極低頻度の現象と考えて良い。従って、確度の高い南海トラフ沿いの巨大地震の地震像として、従来のマグニチュード8クラスの地震(中央防災会議により2003年に示されたもの)を想定すべきである。地域の最大規模の地震を念頭に置くこと

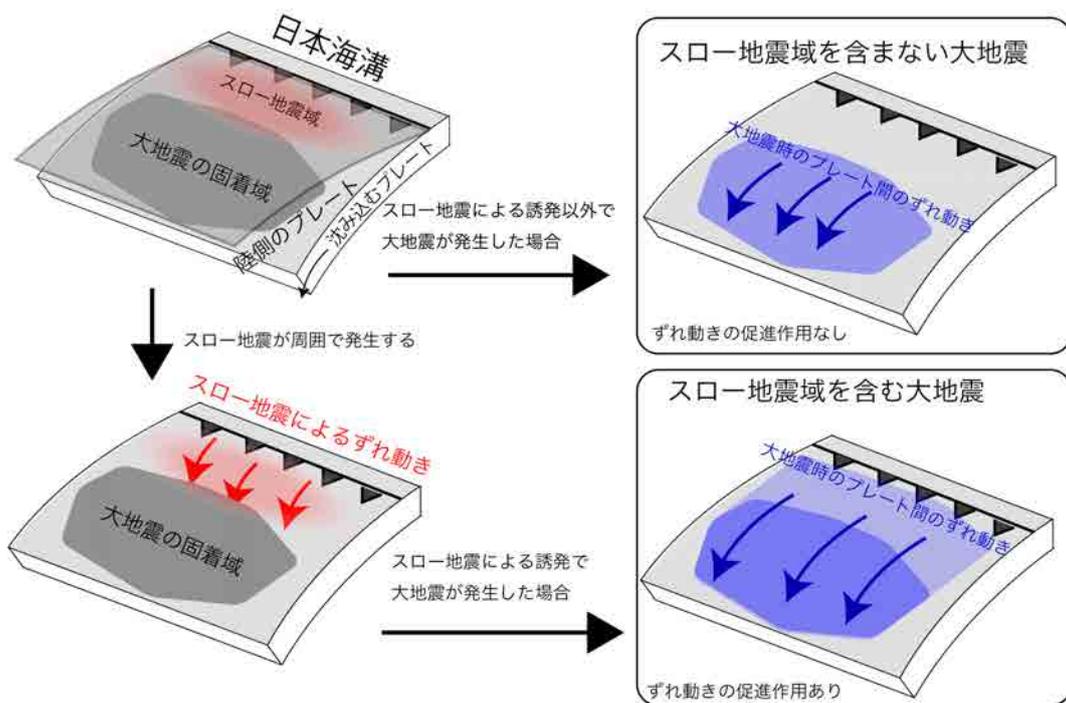


図5. スロー地震によるプレート間のずれ動きのモードの切り替え:「促進作用」仮説^[15]

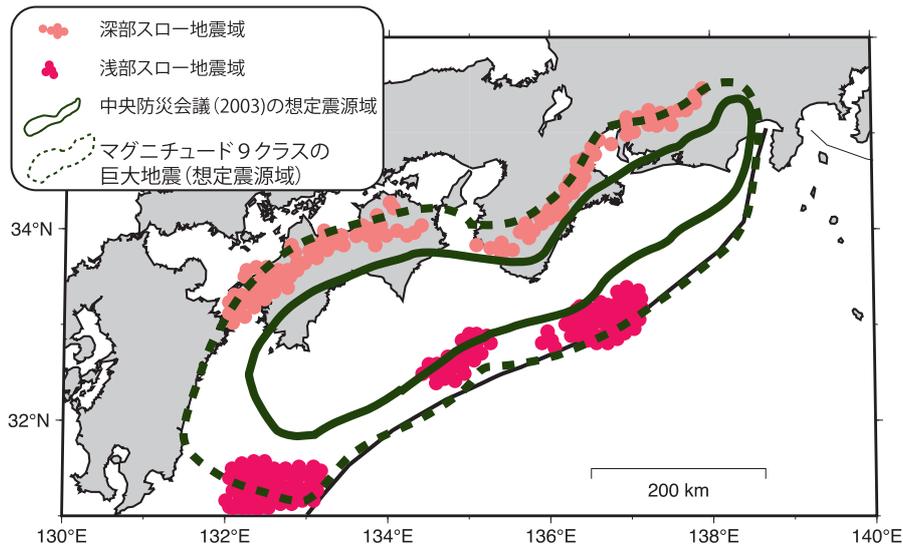


図6. マグニチュード9クラスの巨大地震の想定震源域と深部と浅部のスロー地震域. 中央防災会議が2003年に発表したマグニチュード8クラスの巨大地震の想定震源域を併せて示す. 深部と浅部のスロー地震域は Takemura et al.(2023^[14])に基づく.

は重要であるが、将来の発生が高い確率で見込まれる地震を想定すべきだ。そして、その地震動と津波による被害を精査し、現実的な防災・減災対策を講ずることが先ずは重要だろう。

5. まとめ

本稿では南海トラフ沿いの巨大地震像について、1944年昭和東南海地震や1946年昭和南海地震や過去の歴史地震などの例から指摘した。南海トラフなどで見つかっているスロー地震は通常の地震とは異なり、断層のずれ動きの速度が極めて小さい地震である。スロー地震の発生条件はまだ十分に解明されていないが、流体の存在がその発生に寄与している可能性を述べた。また、巨大地震とスロー地震の相互作用と、それらが連鎖的に発生した事例を紹介した。特にメキシコや東北地方太平洋沖地震の事例を紹介しつつ、スロー地震による大地震の誘発、または大地震によるスロー地震の誘発現象を解説した。最後に、現在のスロー地震の理解に基づき、南海トラフ沿いではマグニチュード9クラスの地震の発生確率が極めて低い

こと、その上でより現実的なマグニチュード8クラスの地震を想定した備えの重要性を指摘した。

【参考文献】

1. Kikuchi M., Nakamura M., Yoshikawa K.: Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms. *Earth Planets Space*. 2003; 55:159-172.
2. Murotani S., Shimazaki K., Koketsu K.: Rupture process of the 1946 Nankai earthquake estimated using seismic waveforms and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015;120: 5677-5692.
3. 小山真人：里村幹夫編. 地震防災. 東海地震はどんな地震か?. 1版. 東京：学術図書出版；2008, p. 27-44.
4. 熊谷博之：浜名湖周辺での東海沖の大地震に伴う津波堆積物の調査. *地学雑誌*, 1999;108: 424-432.
5. 寒川旭：地震考古学 遺跡が語る地震の歴史. 4版. 東京：中央公論社；1995.
6. Nakajima, J., Uchida, N. : Repeated drainage from megathrusts during episodic slow slip. *Nature Geoscience*. 2003, 11(5): 351-356.
7. Sawaki, Y., Ito, Y., Ohta, K., Shibutani, T., Iwata, T. : Seismological Structures on

- Bimodal Distribution of Deep Tectonic Tremor. *Geophysical Research Letters*. 2021, 48(8): doi:10.1029/2020gl092183
8. Mazzotti, S., Adams, J.: Variability of Near-Term Probability for the Next Great Earthquake on the Cascadia Subduction Zone *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2004, 94(5): 1954-1959
 9. Ozawa, S., Miyazaki, S., Hatanaka, Y., Imakiire, T., Kaidzu, M., Murakami, M.: Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan. *Geophysical Research Letters*. 2003, 30(6): doi:10.1029/2002gl016665
 10. Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., & Hirata, N.: Propagation of slow slip leading up to the 2011 M(w) 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*. 2012, 335(6069):705-708.
 11. Ito, Y., Hino, R., Suzuki, S., Kaneda, Y.: Episodic tremor and slip near the Japan Trench prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*. 2015, 42:1725-1731.
 12. Ito, Y., Hino, R., Kido, M., Fujimoto, H., Osada, Y., Inazu, D., Ohta, Y., Inuma, T., Ohzono, M., Miura, S., Mishina, M., Suzuki, K., Tsuji, T., Ashi, J.: Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics*. 2013, 600:14-26.
 13. Cruz-Atienza, V. M., Tago, J., Villafuerte, C., Wei, M., Garza-Giron, R., Dominguez, L. A., Kostoglodov, V., Nishimura, T., Franco S.I., Real, J., Santoyo, M. A. Ito, Y., Kazachkina, E.: Short-term interaction between silent and devastating earthquakes in Mexico. *Nature Communications*. 2021, 12(1):2171.
 14. Takemura, S., Hamada, Y., Okuda, H., Okada, Y., Okubo, K., Akuhara, T., Noda, A., Tonegawa, T. : A review of shallow slow earthquakes along the Nankai Trough. *Earth, Planets and Space*. 2023, 75(1): doi:10.1186/s40623-023-01920-6.
 15. Ito, Y., Ikari, M. J., Ujiie, K., Kopf, A. J.: Coseismic slip propagation on the Tohoku plate boundary fault facilitated by slip-dependent weakening during slow fault slip. *Geophysical Research Letters*. 2017, 44:8749-8756.