

3次元数値モデルによる地震発生シミュレーションの研究 —南海トラフ沿い巨大地震および東海地方の長期的スロースリップイベント 再現の試み—

○弘瀬冬樹、前田憲二、高山博之* (地震火山研究部)

1. はじめに

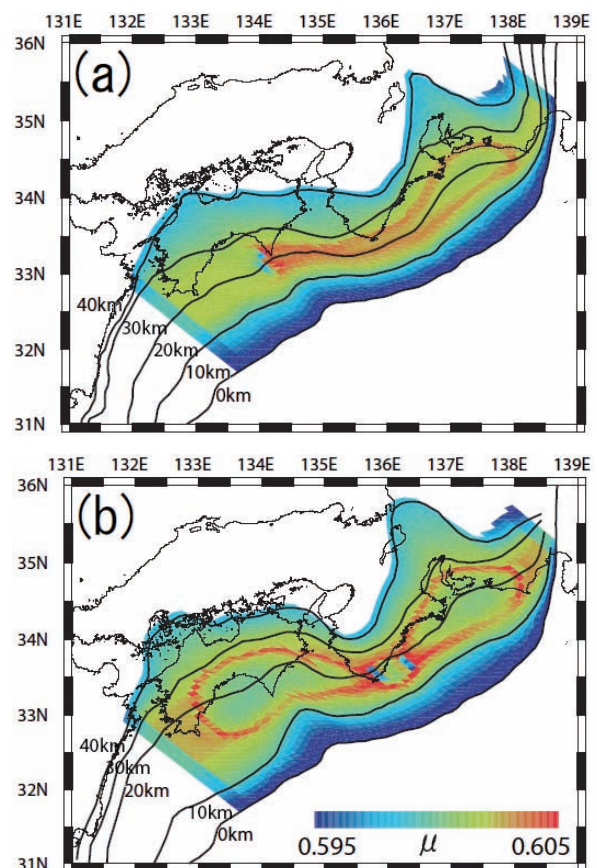
駿河・南海トラフ沿いでは、巨大地震がおおよそ100～150年間隔で過去幾度となく発生しており、今世紀中にもその再来が懸念されている。特に東海地域では、前回の1854年安政東海・南海地震から150年以上が経過(2009年現在)し、1944年の東南海地震ですべり残った領域は、いわゆる想定東海地震として、いつ地震が発生しても不思議ではないといわれている。しかし、想定東海地震は、東南海・南海地震に比べると歴史資料が不足しているため、再来間隔や発生様式についてはよくわかっていないのが現状である。また、東海地震は単独では発生せず、東南海・南海地震と連動して発生する可能性も指摘されつつある。そこで、気象研究所で開発したプレート形状を3次元で扱うことのできる地震発生シミュレーションを用いて、比較的資料が豊富な東南海・南海地震の発生様式と東海地方で繰り返し発生する長期的スロースリップイベントの再現を試みた。

2. 研究内容と成果

2.1. 地震の開始位置に与えるプレート形状の効果

プレート境界で繰り返し発生する大地震のシミュレーションを行うにあたって、プレート形状は結果に大きな影響を与えると考えられる。そこで、本研究では、地震開始点がプレート形状にどのような影響を受けるかについて調べた(高山・他, 2008)。調査に用いたプレート形状は、①平面モデル(2次元)、②フィリピン海スラブ内で発生する地震活動の分布に基づくモデル(3次元)、③地震波トモグラフィー解析から推定された、より現実的なモデル(3次元)(Hirose et al., 2008)の3つである。地震発生シミュレーションは、せん断応力と摩擦力が準静的につり合うと仮定して計算を行う。シミュレーションの結果、いずれの形状でも南海トラフに沿って東海・東南海・南海の領域全てが破壊する地震が周期的に発生した。しかし、地震開始位置は、それぞれの形状で異なった。第1図にモデル②および③における地震開始直前の応力分布を示す。リング状に現れる赤い領域は、その周辺のすべりによる応力集中域を表し、その赤いリングに隣接した青い領域は、すべり始めた

領域(地震開始点)を表す。モデル①および②の地震開始点はいずれも室戸岬沖で、破壊はそこから東方へ進展した。一方、モデル③の地震開始点は紀伊半島沖で、破壊はそこから東西両方向へ進展した。このようにプレート形状の違いは、地震開始点およびその後の破壊の進展に影響を与えることがわかった。歴史的に南海トラフ沿いで発生する巨大地震は、紀伊半島沖付近を破壊開始点としている(例えば、Kanamori, 1972; 武村・神田, 2007)。より現実的なプレート形状モデル③を用いることで、過去の発生様式を説明するより現実的な地震発生シミュレーションを行うことが可能となった。



第1図: 地震開始直前のせん断応力(有効法線応力で正規化)の空間分布。(a)フィリピン海スラブ内で発生する地震活動の分布に基づいたプレート形状に対するモデル②、(b)地震波トモグラフィー解析から推定された、より現実的なプレート形状を用いたモデル③による結果。赤い領域は応力集中域、その近傍の青い領域は地震開始点を表す。

* 現 気象庁地震火山部

2. 2. 長期的スロースリップイベントの再現

東海地方では継続時間が年オーダーの長期的スロースリップイベント(Miyazaki et al., 2006; 国土地理院, 2006)が発生している。最近では、東海スロースリップイベントは、2000年中頃から2005年中頃までの約5年間継続し、年間5~10 cmのすべり量を持ち、解放された積算モーメントから推算される地震規模はMw7.1を超えたことがわかっている(国土地理院, 2006)。さらにこのイベントの他にも(規模は小さいかもしれないが)同様の活動が、約10~30年周期で過去にも何度か発生しているという報告がある(例えば、木股・山内, 1998; 防災科学技術研究所, 2004; 小林・吉田, 2004; 鷺谷, 2007)。本研究では、想定東海地震の周期的発生と東海地域で現実に観測されている長期的スロースリップイベントの特徴を数値シミュレーションで再現することを試みた。

より現実に近いプレート形状(Hirose et al., 2008)を用い、さらに人工地震探査から明らかになった沈み込む海嶺(Kodaira et al., 2004)の効果を考慮し、地震発生シミュレーションを行った。その結果、M8.4の東海地震が浜名湖直下を破壊開始点として約400年のサイクルで発生する間に、浜名湖を含む領域で周期約30~40年のスロースリップが7回発生するモデルが得られた(第2図)。7回目のスロースリップは空間的に西から東へ移動しながらすべりが収まることなく加速し、結果的にプレスリップ(先行すべり)となり東海地震の発生に至る。スロースリップ域は西から東へ移動する様子がみられ(第2図)、その傾向はGPS解析の結果(Miyazaki et al., 2006; 国土地理院, 2006)と調和的である。浜名湖直下のプレート境界におけるスロースリップのピークのすべり速度は、プレート収束速度の1.5~3倍で4.8~9.6 cm/yearとなった。これは国土地理院(2006)がGPS解析から2000年の東海スロースリップのすべり量について推定した約5~10 cm/yearとおよそ一致している。一方、本研究で得られたスロースリップの継続時間は10~20年程度で、2000年中頃から2005年中頃までの約5年間継続して観測されたスロースリップに比べると2~4倍長い。また、国土地理院(2006)の水準測量によれば、年間5 mmの割合で掛川観測点に対して御前崎観測点が沈降しているが、シミュレーションで得られた沈降速度の結果は実測値(国土地理院, 2006)の半分程度でしかなく、定量的には想定東海地震の固着域の状況を精度よく再現するまでには至っていない。

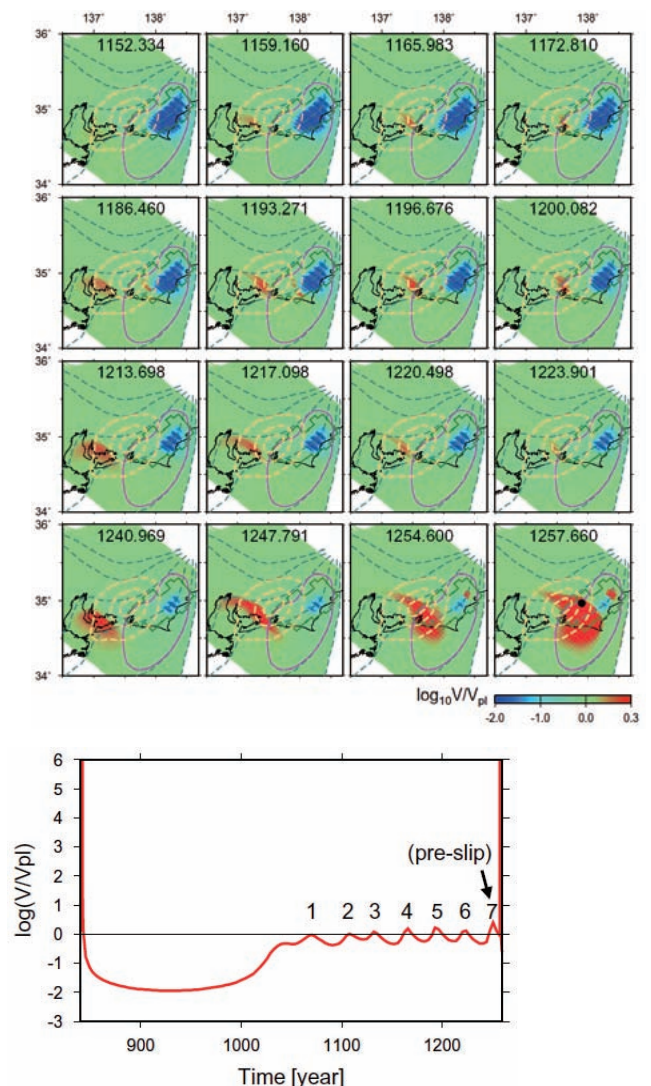
3. まとめ

地震発生シミュレーションを用いて、東南海・南海地震の発生様式と東海地方で繰り返し発生する長期的スロースリップイベントの再現を試みた。結果は以下の通りである。

1. より現実に近いプレート形状モデルを用いることで、

過去の巨大地震の開始地点を説明しうるより現実的な地震発生シミュレーションを行うことが可能となった。

2. M8.4の東海地震が約400年間隔で発生する間に、長期的スロースリップイベントが約30~40年間隔で繰り返し発生するモデルを作成できた。シミュレーションによるスロースリップの継続時間はGPS解析よりも2~4倍長いものの、すべり速度は調和的である。
3. シミュレーションで得られた御前崎の沈降速度は実測値の半分程度でしかなく、定量的には想定東海地震の固着域の状況を精度よく再現するまでには至っていない。



第2図 (上)フィリピン海プレート境界面上のすべり速度(プレート収束速度で正規化)分布の時間変化。赤い領域がスロースリップ、青い領域は固着を表す。図中の数字は計算開始からの経過時間で、1~4段目は下図の4~7番目のスロースリップ時にそれぞれ対応。(下)浜名湖直下のプレート境界におけるすべり速度(プレート収束速度で正規化)の時間変化。