

GPS 速度場から得られる固着と地震活動から得られる固着

Comparison between the Locked Zones Estimated from the GPS-Derived Velocities and Those Inferred from Seismicity

西村 宗 [1]; 松村 正三 [1]

Sou Nishimura[1]; Shozo Matsumura[1]

[1] 防災科研

[1] NIED

プレート間での固着状態について理解を深めることは、プレート境界の巨大地震発生域での歪蓄積解放過程を把握し地震発生予測に生かしていく上で重要である。固着による歪蓄積は周辺域での地殻変動として現れる (e.g., Yoshioka et al., 1993)。また固着による応力増大は主に固着域近傍での地震活動変化と良い対応が見られる (e.g., 西村・松村, 2005 : 合同大会)。では両者を比較してみるとどうなるだろうか。本研究では、フィリピン海プレートが沈み込む南海トラフ・駿河トラフに沿う東海・東南海地域について、GPS 速度場から推定した固着分布と地震活動から求めたアスペリティとを比較し、それぞれの特徴と問題点について再考を試みる。

GPS 速度場は Nishimura et al. (2004) と同様の方法を用いて求めている。GPS 時系列の 1 次トレンドの傾きから速度 3 成分を得る。東海スロースリップイベント前の期間 (1996 年 3 月 21 日 ~ 2000 年 3 月 20 日) のトレンドである。2005 年測地学会の際には速度場にバックスリップモデルを適用した。もちろんバックスリップモデルは第一近似的には十分意味がある。しかしながら東海地域では、バックスリップモデルによって GPS から推定された固着域 (Sagiya, 1998) が地震活動から推定された固着域 (Matsumura, 1997) に比べて海側になる (松村, 1999)。固着部分での引きずりによって、非固着部分特に上盤浅部の wedge 部分が一緒に引きずられてついてきてしまう可能性が指摘されている。バックスリップモデルでは固着による実際の変形場を表現できていないところが確かに存在するようである (松村・岡田, 2005)。他にも均質半無限弾性媒質中での dislocation に対する応答 (Maruyama, 1964; Okada, 1992) ではモデル化できない上部マントルなどの粘弾性的応答を考慮する必要がある (Ito and Hashimoto, 2004)。また、インヴァージョン解析では観測網がカバーしていない沖合では解像度が悪くまともな推定を行うことがほとんど不可能に近い (e.g., Nishimura et al., 2005)。こうしたことから本研究では forward 計算による変形場モデルの速度場データへの当てはめを試みる。これには 3 次元有限要素法を使用する (e.g., Yoshioka and Hashimoto, 1989)。これまで平面境界上の固着による応力場計算を行ってきたが (例えば、西村・松村, 2005)、プレート境界の曲面形状を盛り込むなどモデルの枠組みをより現実に近づける。プレート境界面形状については Ishida (1992), 石田・坂無 (2003) などを参考に、地殻下の地震発生層がプレート境界直下のスラブ上部にあるものとして地震活動とメカニズムの分布から境界面形状モデルを設定する。

本研究では、この結果と地震活動からの推定とを比較する。地震活動からの固着推定には関東・東海観測網の震源およびメカニズム (P・T 軸) カタログを用いた。西村・松村 (合同大会 2005) の数値計算などにより地震活動パターンや応力軸方向と固着による応力場の相関関係が示されている。これをもとに推定を行ったところほぼ陸域直下に固着分布が求められている (西村・松村, 2005 : 地震学会秋季大会)。