南海トラフ地震発生帯の up-dip 境界は何に規制されているか？

What control the up-dip limit of the Nankai seismogenic zone?

倉本 真一[1]

Shin'ichi Kuramoto[1]

[1] 産総研

[1] AIST

1999年、2000年と連続して南海トラフ沈み込み帯で、三次元反射法地震波探査を行った。これらの結果から、地震発生帯の浅部境界 (up-dip limit) は、ある特徴的な地質構造によって形成されていると考えられ、大局的には東海沖から四国沖まで、同様の構造が認識されることも明らかになった。この地質構造を作る原因と、構造の側方変化の原因について議論する。

最近南海トラフで行われた反射法地震波探査記録を概観すると、室戸沖で提案した構造区分 (倉本 ほか, 2000) が、東海沖から四国沖まで断片的ではあるが、基本的に同様の構造区分が可能であることがわかる。特に「巨大逆断層帯」と定義した顕著な OOST (Out-Of-Sequence Thrust) の存在は、地形的にも明瞭なりニアメントとして追跡可能である。この断層が巨大地震発生帯から直接海底まで派生している断層だとすると、南海トラフ沈み込み帯における巨大地震発生帯の浅部境界をおおよそ規定できることになる。東海沖では東海断層系-小台場断層系がこれにあたり、熊野灘沖では熊野海盆の南縁に位置する隆起帯 (外縁隆起帯) を形成するスラストであり、紀伊半島沖ではやや地形的に不明瞭になるが、四国沖へ連続する地形的リニアメントが認められる。とすると、南海トラフの巨大地震発生帯は一樣な構造のもとに形成されている様に見える、ほぼ連続的に巨大地震発生帯が存在するように考えられる。しかしながら、この「巨大逆断層帯」を構成する OOST は、必ずしも側方に連続的ではない。これはどのような原因によるのであろうか。この問題は南海トラフ付加帯の構造発達過程に、なぜ側方変化が存在するのかという問題と同じである。

付加帯の内部構造はク-ロンウェッジモデルで説明されている (Davis et al., 1983; Dahlen, 1984; 芦平, 1989)。これは付加プリズム内で常にクーロン破壊が起こることにより、クリティカルテーパーという一定の楔形を保つというモデルである。このクリティカルテーパーを左右する要因は、プリズム内の摩擦、間隙水圧、そしてデコルマ面での摩擦と間隙水圧である。これらの要因は、沈み込む物質、付加する物質、付加の過程での続成作用による変質などによって決まると考えられる。

南海トラフ沿いに付加している物質がほぼ同じであると仮定すると、デコルマ面の摩擦の程度が付加帯の構造発達を規制していると思われる。このデコルマ面の物性を左右する基本的な要因としては、温度や流体の有無、地形など、沈み込む海洋プレ-ト側に深く関係していると考えられる。そこで、沈み込む海洋プレ-トの構造を平面的に把握するため、地磁気異常図を南海トラフ沈み込み帯にオ-バ-レイし、比較検討を行った。これにより、巨大地震発生帯の浅部境界から派生してきていると考えている OOST の分布と、地磁気異常図から読み取れるセグメントがよく一致していることがわかる。それは、5つの領域に分類され、海側プレ-トの特徴は以下の様にまとめられる。

D 1 (足摺岬沖): 北西-南東方向の整然とした地磁気縞模様が見られ、海洋地殻形成年代は 25-17 Ma と考えられる。

D 2 (室戸岬沖): 複雑な地磁気縞模様を呈し、高地殻熱流量が観測されている。紀南海山列の延長で、四国海盆の最終拡大軸。

D 3 (紀伊半島沖): 北西-南東方向の整然とした地磁気縞模様が見られ、海洋地殻形成年代は 25-17 Ma と考えられる。

D 4 (熊野灘沖): 顕著な隆起部が存在し、地磁気縞模様は明瞭ではない。

D 5 (東海沖): 銭洲海嶺とその延長部にあたり、北東-南西方向の変形が顕著。

これまでの南海トラフで発生してきた地震は、ロ-カルにドメイン化していることが指摘されている (例えば Ando, 1975) が、おおよそこの区分と沈み込む海洋プレ-ト側の区分は一致している。D 3 (紀伊半島沖) の部分は、1944年の東南海地震、1946年の南海地震を例にとれば、破壊の開始点近傍であり (Cummins ほか, 2001)、地震発生ドメインの区分が難しいかもしれない。しかしながら、沈み込む海洋プレ-トの特徴が、プレ-ト間巨大地震発生帯の形成に大きな影響を及ぼしていることは確からしい。また海洋プレートの構造とデコルマ付近での水の挙動、そして地震発生帯形成のメカニズムについて、三次元反射法地震波探査記録に基づいて議論する。