

紀伊半島群発地震域およびその周辺部における地殻内速度不連続面の推定

土井一生・川方裕則（立命館大学理工学部）

1. はじめに

紀伊半島、特に和歌山地域において、非火山性の群発地震活動が地殻内で定期的に見られることが知られている（溝上, 1971; Matsunami and Nakamura, 2004）。紀伊半島においては、南からフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込んでいる。レシーバ関数解析（Yamauchi *et al.*, 2003; Shiomi *et al.*, 2006; Ueno *et al.*, 2008; 澁谷ほか, 2009）や反射法探査（爆破地震動研究グループ, 1992; 伊藤ほか, 2006）などにより、この沈み込みや大陸性・海洋性のモホ面、ユーラシアプレート内のコンラッド面がイメージングされている。群発地震発生域においては、溝上（1971）によって、深さ 20 km に存在するコンラッド面からの S 波反射波であると考えられる大振幅を持つフェイズが発震後 10 秒付近に検出されている。また、Kato *et al.* (2010) は群発地震域南部において 5 km 四方程度の領域で稠密地震観測網を展開し、走時トモグラフィ解析から、群発地震発生域は低 Vp、低 Vp/Vs であり、その直下深さ 13 km に高 Vp 領域が存在することを明らかにした。一方、Uyeshima *et al.* (2010) は電磁気的探査により群発地震発生域から下方深さ 20 km にかけて低比抵抗領域を検出した。このように群発地震発生域下の地殻構造が明らかになり、流体の存在が示唆されつつあるが、いまだそれらの地震の詳細な発生メカニズムを解明するには至っていない。

2. Sp 変換波

流体の詳細な挙動と群発地震の発生との関係を明らかにするには、地殻内不均質構造を、i) 解析によるゴーストを極力減らし、ii) 高分解能で、iii) 群発地震発生域内外で比較ができるように推定することが必要である。和歌山地域下では既出のようにフィリピン海プレートが沈み込んでおり、スラブ内地震が深さ 40-70 km で発生している。これらの地震による S 波は群発地震発生域下方から入射し、地表近くに設置された観測点に届く。この際、経路上に速度不連続面が存在した場合、一部の S 波が P 波へと変換される（この波を Sp 変換波と呼ぶ）。この Sp 変換波を解析することで地殻内の速度不連続面を i) ~ iii) の条件を満たすように推定することが可能となる。

3. 方法

Sp 波は直達 S 波到達前の上下動成分に主に現れる。また、直達 S 波との到達時刻差はおおよそ変換された深さと正の相関を持つ。まず、本研究では、S 波到達前の各サンプリング時刻に水平な速度不連続面において変換した Sp 波が到達しているものと仮定し、その時刻におけるエンベロープ振幅をその時刻から計算した変換点位置における変換波の強度とした。ただし、エンベロープ振幅は、直達 SV 波と Sp 変換波の震源における射出角が大きく異なるものと仮定し、直達 S 波到達後 1 秒間におけるラジアル成分の最大絶対振幅値で規格化した。次に、計算されたエンベロープを変換点の深さに沿って並べ、フェイズが連続する深さを調べた。水平に連続的に検出されたフェイズが Sp 変換波であり、その深さに速度不連続面が存在すると考えられる。最後に、これらの速度不連続面の水平方向の分布を調べるため、エンベロープ振幅のスタッキングを以下のようにしておこなった。図 1 の+印のように水平方向 5 km 間隔、深さ方向 1 km 間隔で点を取り、その場所を中心として、水平方向 15 km、深さ方向 1 km のブロックを全部で 10,800 個用意した。解析するすべての波形トレースに対し、直達 S 波との到達時間差から変換点位置を計算し、その時刻におけるエンベロープ振幅を各ブロックに振り分けた。そして、各ブロックにおいて振り分けられたエンベロープ振幅を平均化し「変換波強度」を計算した。

4. データ

フィリピン海プレート内の深さ 40-70 km で発生したスラブ内地震 95 個を用いた。マグニチュードは 2.5 から 3.4 までである。群発地震発生域内外に位置する防災科学技術研究所による Hi-net 観測点 7 点において記録

された 648 トレースの直達 P 波到達 3 秒後から直達 S 波到達 0.2 秒前までを解析に用いた。震央・観測点の分布は図 1 に示した。

5. 結果・議論

図 1 に示す断面 (a) ~ (d) における変換波強度の分布を図 2 に示す。4 つの速度不連続面 A~D をそれぞれ深さ 2-5 km, 8-13 km, 12-22 km, 20-27 km に検出した。速度不連続面 B は群発地震発生域のみで、速度不連続面 C は群発地震発生域外より群発地震発生域内で深く検出されることがわかった。既往研究の結果との比較から、速度不連続面 A, C, D はそれぞれ堆積層下面、Conrad 面、Moho 面であることが推察された。

群発地震発生域では、マントル起源の流体が上昇していることが示唆されている (Umeda *et al.*, 2007; Uyeshima *et al.*, 2010)。また、Kato *et al.* (2010) は群発地震発生域下にマグマが貫入していると提案している。速度不連続面 B によって、これらの流体は脱水が起こるであろう深さ約 10 km まで上昇し一度滞留することが示唆される。また、滞留した流体によって Conrad 面が押し下げられ、速度不連続面 C が深くに推定されている。群発地震の震源が速度不連続面 B の上方に存在することから、速度不連続面 B 付近で脱水し上方に上昇した流体はクラックの間隙水圧を上昇させ、それが群発地震を発生させていることが考えられる。さらに上昇を続けた流体は堆積層において浮力を失い、また、媒質が柔らかいことから間隙水圧の大きな上昇を引き起こすことができないことが予想される。実際に、速度不連続面 A より上方では地震が発生していない。こうした不連続面の分布は、群発地震発生域外では見られない。このことは、上記の流体の挙動が群発地震の発生に寄与していることを示すとともに、マントル起源の流体の上昇が局所的なものであることを示唆している。

謝辞: 防災科学技術研究所 Hi-net の波形データを使用させていただきました。また、気象庁一元化震源データを参照させていただきました。記して感謝いたします。

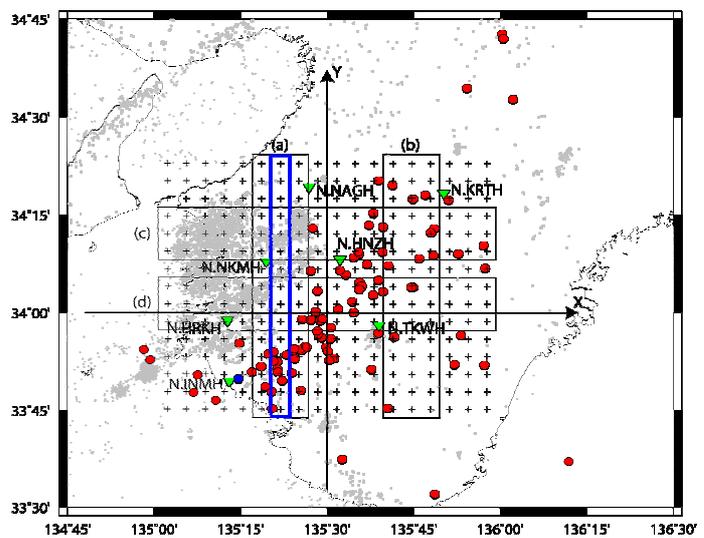


図 1 : 解析に用いた地震 (●) と観測点 (▼) の分布。+ は Sp 波の変換波強度を計算するためのブロック中心の水平位置、

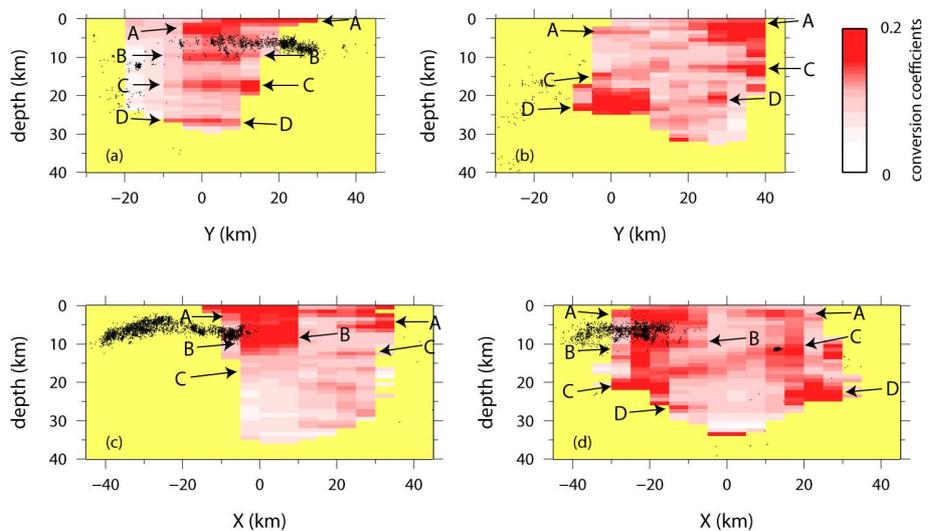


図 2 : 変換波強度の断面図。黒点は 2002 年から 2009 年までの震源分布を表す。クリーム色の領域はスタック数が十分でない (10 トレース未満) ためマスクした。