A8-003　　会場：C401　　時間：6 月 5 日　14:00-14:15

南太平洋下マントル遷移層の地震学的構造

Seismic structure of the mantle transition zone beneath the South Pacific Superswell

末次　大輔[1], Fenglin Niu[2]

Daisuke Suetsugu[1], Fenglin Niu[2]

[1] 建築研, [2] カーネギー研究所

[1] IISEE/BRI, [2] DTM/CIW

南太平洋広帯域地震観測点で記録されたＳｃＳ波を解析し、南太平洋ホットスポット域のマントル遷移層の厚さを推定した。仏領ポリネシアやクック諸島などのホットスポット域で遷移層の厚さが全球平均よりも 20km 程度薄くなっていることがわかった。

上部マントルには"410km"不連続面、"660km"不連続面という地震波速度の急増域がある。高圧実験結果との比較から、これらはolivine のα相→β相の相転移とγ相→ペロブスカイト（Pv）＋マグネシオブスタイト(Mw)反応によるものであるという解釈が有力である。これらの反応は温度・圧力に依存し、α→β反応のクラペイロンスロープは+2.5Mpa/K（Katsura and Ito、1989)、γ→Pv+Mw は-2.8Mpa/K（Ito and Takahashi、1989）である。これらの不連続面の深さは実際には温度によって 410,660km からずれる。高温であるほど"410"は深く、"660"は浅くなり、"410"と"660"の間の遷移層は薄くなる。逆に不連続面の深さや遷移層の厚さを求めれば遷移層付近の温度を推定することができる。以下に、ScS 波の"410"、"660"での反射波である ScSd 波の解析から、南太平洋地域の遷移層構造を推定した結果を報告する。

トンガ・フィジーの深発地震を南太平洋地震観測点で観測すると ScS 波の前後に"410"、"660"での反射波が検出される。複数の記録に適切な走時補正を施した上で波形を足し合わせて反射波を強調するスタッキングという方法を用いた（Niu et al.、2000)。検出される"410"、"660"の到着時刻から不連続面の深さを推定するためには地震波速度モデルが必要であるが、ここでは標準地球モデルであるIasp91（Kennett and Engdahl、1991）を用いた。この方法では、震源―観測点間の ScSd 波反射点の位置における"410"と"660"の深さの平均値が得られ、その差をとることによって遷移層厚さが求められる。Niu et al. (2000)は本研究と同様に南太平洋の観測点のデータを解析して、ホットスポット域である仏領ポリネシアで遷移層の厚さが全球平均よりも 20km 程度薄くなっていることを示したが、その時は仏領ポリネシア下のマントル遷移層をサンプルするデータの数は少なかった。今回同地域をサンプルするデータ数を増やして南太平洋ホットスポット域における遷移層が本当に薄くなっているかどうかを検証した。

トンガ・ケルマデック海溝から東側では標準よりも 10-20km 薄く、その他の方向では 10-20km 厚くなっていることがわかった。これは、クック諸島や仏領ポリネシアにおける遷移層が周囲よりも高温であることを示している。Flanagan and Shearer(1998)はSS 波のマントル不連続面での反射であるSS 先駆波を解析しグローバルな"410"、"660"のグローバルな凹凸を推定した。南太平洋では、トンガ・ケルマデック弧を挟んで東側のホットスポット地域で全球平均(彼らは 241km と推定)よりも 10km 程度薄く、本研究の結果と近い。本研究と Flanagan and Shearer（1998）で ScSd、SdS 波を解析し、同様な結果を得たことは南太平洋地域において遷移層が薄くなっていることを強く示唆している。遷移層全体に温度異常が一様に広がっていると仮定し、前述のクラペイロンスロープを使ってこの厚さを温度異常に焼きなおすと、20km の厚さ減少は 130℃の高温異常に相当する。