

東太平洋を伝搬する周期 20 秒から 30 秒の表面波の方位異方性

Azimuthal anisotropy of surface wave propagation velocities at periods from 20 s to 30 s in the East Pacific ocean

澤 博史[1]; 川崎 一郎[2]

Hirofumi Sawa[1]; Ichiro Kawasaki[2]

[1] 京大・理・地球惑星; [2] 京大・防災研・予知セ

[1] Earth and Planetary Sci., kyoto Univ; [2] RCEP, DPRI

地震波速度の大規模異方性は、マントル対流のメカニズムに迫る鍵であると言えよう。1980 年代、Tanimoto and Anderson (1983) を初めとして、幾つかの太平洋の表面波の伝搬速度の速い方向のマッピングの試みが行われた。しかし、当時の地震記録では、得られたマッピングの統計的有意性は必ずしも明確でなかった。

1990 年代に入って、地震データが質量共に飛躍的に増大し、その基づいたグローバルな表面波伝搬速度の方位異方性のマッピングも行われている（例えば、Montagner (1998)）。

この研究では、アメリカ西海岸（太平洋プレートと北アメリカプレートとの境界）で起こった地震から K I P（ハワイ）と R A R（クック諸島）までのピュアーパスの、周期 20 秒から 30 秒の短周期表面波の方位異方性を調べた。周期 20 秒から 30 秒の表面波に焦点を絞ったのは、固有関数の深さ分布から見て、基本モードのレーリー波は深さ 20 km から 50 km くらいまでの、ラブ波は深さ 150 km までのプレート内の速度構造の平均的な情報を担っているからである。東太平洋のピュアーパスに限った理由は二つである。一つは、海洋底年代 0 Ma に近いプレート境界から同じ観測点までなので、海洋底年代の違いによる不均質の影響が地球上で最も小さく、海の深さも 4500m から 5500m で比較的均質だからである。二つ目は、周期 20 秒から 30 秒の表面波の場合、地殻の厚さが急変する陸と海のプレート境界や海溝を通過すると波形が大きく乱れるからである。群速度は、波形をヒルベルト変換し、その放絡線を引いて、最大になるところを到達時刻として、計算した。

Larson and Ekström (2001) の群速度分布を用い、Yoshizawa and Kennett (2002) の SURFRAY によって波線を計算したが、メキシコ沈み込み帯から東太平洋海膨を越えてくる場合を除いて、ここで用いたピュアーパスのデータの場合は、波線の曲がりは無視できる。

表面波の群速度の方位変化は、K I P で見た場合も R A R で見た場合もほとんど同じで、場所による違いでもなく、伝搬距離による違いでも無いことが分かる。プレート拡大方向である東西方向で、レーリー波とラブ波の群速度は ~ 3.95 km/s、 4.35 km/s、南北方向で、 3.85 km/s、 4.4 km/s で、レーリー波には、約 3% の 2 象限型の方位異方性があるが、ラブ波はばらつきが大きく（群速度が決めにくい）、4 象限型の異方性があるのかどうか明確なことは言えそうもない。Q の影響は 0.01 km/s 程度であるが、ここでは補正していない。

方位異方性がるとすると、Kawasaki and Tanimoto (1990) によると、特定の方向（Kawasaki (1986) のモデルだとプレートの拡大軸からほぼ 80 度の方向）では、0 秒から 30 秒で、基本モードのラブ波と 1 次の高次モードのレーリー波との間でカップリングが起こり、ほぼ同時に到達して異常な質点運動が生じるはずである。もしこの様な現象が実証できれば、方位異方性の独立な証拠となるであろう。

しかしながら、基本モードのラブ波に匹敵する振幅の 1 次の高次モードのレーリー波が観測できるのはほぼ 100km より深い地震に限られる。方位異方性の方位マッピングのために地震を選んだ範囲内ではその様な地震は数個しかなく、1 つの地震の場合はその様な質点運動の異常が見られたが、基本モードのラブ波と 1 次の高次モードのレーリー波との間でカップリングの実証というにはまだまだである。