

日本列島下のS波速度構造トモグラフィー

S-wave tomography beneath the Japanese Islands

吉位 明伸[1], 瀬藤 一起[1], 趙 大鵬[2]

Akinobu Yoshii[1], Kazuki Koketsu[2], Dapeng Zhao[3]

[1] 東大・地震研, [2] 愛媛大・理・地球

[1] ERI, Tokyo Univ, [2] Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, [3] Earth Sci., Ehime Univ

日本列島の地下構造は非常に複雑であり、現在までに多くの研究がなされている。しかし、それらの多くはP波初動を用いたものであり、S波に関する研究例はあまり見られない。S波速度構造は表面波をはじめ種々の地震波解析に有用であり、また近年、地震観測網の密度も高まってきている。そこで、Zhao(1992)の手法に基づき、日本列島下のS波速度構造のトモグラフィー解析を行った。

求められたS波速度の三次元構造を見ると、東北日本における太平洋プレートだけでなく、西南日本下にフィリピン海プレートに相当すると考えられる高速度領域を見出すことができる。また、深さ40km付近に低速度領域と火山の分布との間に明瞭な一致が見られた。

日本列島は4つのプレートの境界に当たり、その地下構造は非常に複雑であり、現在までに多くの研究がなされている。しかし、それらの多くはP波初動を用いたものであり、S波に関する研究例はあまり見られない。S波速度構造は表面波をはじめ種々の地震波解析に有用であり、また近年、地震観測網の密度も高まってきているので、日本列島下のS波速度構造のトモグラフィー解析を行った。

データには、列島で比較的均質な観測点分布が期待できる、気象庁地震月報記載のS波到着時刻を用いた。1994年から1997年までのうち、震源が緯度27度~45度、経度が126度~145度、深さが1~700kmの範囲にあり、気象庁マグニチュードが3.0以上で、震源決定時の緯度経度および深さの誤差が5km以内の地震を選択し、その上でさらに震源決定誤差が大きい太平洋上の地震は除いた。

トモグラフィは基本的にZhao et al. (1992)による手法に基づいて行われたが、波線追跡にはSekine and Koketsu (1998)のPseudo-Bending法を用いた。速度グリッドは水平方向には上記範囲で1/3度間隔、深さ方向には10, 25, 40, 65, 90kmに置き、90km以深は30km間隔でグリッドを設定した。コンラッド、モホ、太平洋プレート上面を不連続面として与え、初期モデルは上部地殻、下部地殻がそれぞれ $V_s = 3.5\text{km/s}$, 3.8km/s 、マントル内はJ-Bモデルでプレ

ート内はそれより4%高速度であると仮定した。

求められたS波速度の三次元構造を見ると、同時に行ったP波トモグラフィの結果と全般的な傾向は一致している。東北日本における太平洋プレートだけでなく、西南日本下にフィリピン海プレートに相当すると考えられる高速度領域を見出すことができる。また、深さ40km付近の低速度領域と火山分布との一致は明瞭であり、低速である割合はP波よりも大きいため、 V_p/V_s 比を取ると東北日本、中部山岳、伊豆の火山付近だけが、比の大きい地域として浮かび上がる。