

海洋下上部マントルと大陸下上部マントルの電気伝導度構造

Electrical conductivity profiles of oceanic and continental upper mantle: Laboratory and field experiments

市來 雅啓 [1]; 藤田 清士 [2]; 大森 聡一 [3]; 新名 良介 [4]

Masahiro Ichiki[1]; Kiyoshi Fuji-ta[2]; Soichi Omori[3]; Ryosuke Sinmyo[4]

[1] 東工大 理・地球惑星; [2] 大阪大・工・国際; [3] 東工大・地球惑星・地球史研究センター; [4] 東工大・理・地惑
[1] Dept. Earth & Planet. Sci., Tokyo Tech.; [2] Fac. of Eng., Osaka Univ.; [3] Res. Centr. Evolving Earth and Planets, Tokyo Tech.; [4] Dept. Earth & Planet. Sci., Tokyo Tech.

熱力学計算と高温高压による上部マントル構成鉱物の電気伝導度室内実験結果を用いて、海洋下と大陸下の上部マントル電気伝導度構造を推定し、観測によって求められている標準モデルと比較した。与えた化学組成は、海洋下は Pyrolite (McDonough & Sun, 1995) と Piclogite, 大陸下は On-Craton と Off-Craton kimberlite xenoliths (何れも Rudnick et al., 1998) によるものである。Piclogite に関しては Anderson & Bass (1986) によるものと、Ita & Stixrude (1992) によるものを考察した。Perple_X (Connolly & Kerrick, 1987) により CFMAS (CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂) 系での鉱物体積比と鉱物の化学組成を全ギブス自由エネルギーを最小化して求めた。計算では鉱物の熱力学データベースとして SFO05 (Stixrude & Lithgow-Bertelloni, 2005; Fabrichnaya, 1999; Oganov, 2005) を用いた。様々なエントロピー値での断熱温度構造を計算し、その中から Olivine-Wadsleyite 相転移, Ringwoodite-Perovskite 相転移とそれぞれに対応する地震波速度不連続面の深さのデータにより適切な断熱温度構造を選択する (Katsura et al., 2004; Ito & Takahashi, 1989)。海洋下では、適切な断熱温度構造をそのまま温度構造として採用するが、大陸下に関しては McKenzie et al. (2005) の方法によって断熱条件に適合しない表層の熱境界層の影響も考慮して温度構造を求めた。鉱物の電気伝導度データは最近の結果をコンパイルし直した。具体的には Olivine (Constable, 2006), Garnet-Majorite (Romano et al., 2006), Wadsleyite (Yoshino et al., 2008), Ringwoodite (op. cit.), Illmenite (Katsura et al., 2007) である。他の鉱物は Xu et al. (2000) によるデータを用いた。酸素分圧に関してはマントル遷移層以浅は QFM, マントル遷移層は IW buffer を仮定したが、実際はデータが揃っている Olivine のみ考慮している。最後に Hashin-Strickman bound を用いて電気伝導度を推定した。

海洋下における化学組成に於いて、Anderson and Bass (1986) による piclogite 組成での計算結果では、Olivine-Wadsleyite 相転移が示唆する断熱温度構造はポテンシャル温度 1750K を超えるのに対し、Ringwoodite-Perovskite 相転移の示唆する断熱温度構造はポテンシャル温度 1600K 以下であり、両者を同時に満足する断熱温度構造は得られなかった。さらにポテンシャル温度 1600K の断熱温度構造で Wadsleyite-Ringwoodite 相転移の始まる圧力と Olivine-Wadsleyite 相転移が完了する圧力の差は 1GPa 程度で、地震学が示唆する Wadsleyite-Ringwoodite 相転移の深さ約 520 km とは調和的でないことが分かった。以降の解析では Anderson and Bass (1986) のモデルは除外した。Pyrolite と Ita & Stixrude (1992) による Piclogite によって示唆される断熱温度構造は調和的で 1550-1650K である。ポテンシャル温度 1600K の場合、Pyrolite, Piclogite 何れにおいても 410km の電気伝導度不連続は、オーダー 1 以下であった。観測標準モデルとの比較では遷移層は Pyrolite モデルの方が標準観測モデルと調和的で、piclogite モデルによる遷移層の電気伝導度の結果はそれらより 0.5 オーダー程度低く見積もられている。マントル遷移層以浅の上部マントルでは、Pyrolite, Piclogite モデル共に観測の結果に比べ明らかに高い。遷移層以浅の上部マントルに関しては観測による標準モデルが超長基線の電場データを用いている為に観測の方が現実の値を反映していない可能性がある。

大陸下の鉱物体積比計算結果は、熱境界層を考慮した温度構造と断熱温度構造それぞれで殆んど同じ結果が得られた。従って熱境界層の電気伝導度への影響は、鉱物体積比の変化 (相平衡図の変化) による影響は無視でき、個々の鉱物の温度による電気伝導度変化の積算のみを反映したものである。大陸下のテクトスフェアに相当する深さ (~300km) では計算値が観測値よりも低いという結果が得られた。しかしながら大陸下の観測によるモデルは高地磁気緯度のカナダ楕状地で推定されたもので (Schultz et al., 1993), 地磁気中緯度地域での大陸であるオーストラリアでの観測が重要である。本講演では我々が開始したオーストラリアでの観測についても紹介する予定である。