

熊野酸性岩体北岩体、花崗斑岩岩体中における帯磁率と化学組成、及び石基組織にみられる累帯構造

Zonal structure of the northern body of Kumano Acidic Rocks

皆川 淳[1]

Jun minagawa[1]

[1] 東北大 院理

[1] Graduate School of Science, Tohoku Univ

熊野酸性火成岩類は紀伊半島南東部に分布し、下位より神の木流紋岩・流紋岩質凝灰岩・花崗斑岩に分けられ、岩体の主岩相である花崗斑岩は南岩体と北岩体に分けられる（荒牧・羽田、1965）。これまで、本地域の花崗斑岩類は組成や鉱物組み合わせなどが一様で均質な岩体であるとされてきた。今回、これまで詳細な調査が行われていなかった熊野酸性岩体北岩体を対象に、野外調査、帯磁率測定、薄片観察、全岩化学分析を行い、北岩体は、岩体内で顕著な石基組織及び帯磁率に関する不均質性を示すことが明らかになった。石基組織及び帯磁率の分布から、本岩体は南東側に中心部を持つ半径30km程の組成累帯した浅所貫入岩体であると考えられる。

熊野酸性火成岩類は外帯酸性岩類と総称されるものの1つであり、紀伊半島南東部に分布する。本地域の基盤岩は白亜系～下部中部中新統四万十累層群であり、それらを熊野層群が傾斜不整合で覆う。熊野酸性火成岩類は、上記の熊野層群を不整合に覆うか、また場所によっては熊野層群を貫き分布する。熊野酸性火成岩類は、下位より神の木流紋岩・流紋岩質凝灰岩・花崗斑岩の3岩相からなり、主岩相である花崗斑岩は南岩体と北岩体に分けられる。このうち北岩体は三重県尾鷲市から熊野市にかけて約20×10kmの広がりをもって分布している。神の木流紋岩と流紋岩質凝灰岩の間には短い侵食間隙がある。花崗斑岩はこの流紋岩質凝灰岩を貫いている。また一部では花崗斑岩に密接に伴う流紋岩質凝灰岩が認められる（荒牧・羽田、1965）。熊野酸性火成岩類のK-Ar法による年代値は、神の木流紋岩が 14.2 ± 0.2 Ma、花崗斑岩が 14.4 ± 0.1 Maで、誤差の範囲で一致、神の木流紋岩の活動から流紋岩質凝灰岩を伴う花崗斑岩の定置によって終了する熊野酸性火成岩類の活動は最大でも数十万年の期間内に完了したと考えられている（角井他、1998）。

これまで、本地域の花崗斑岩類は組成や鉱物組み合わせ等が一様で均質な岩体であるとされてきた。今回、これまで詳細な調査が行われていなかった熊野酸性岩体北岩体を対象に、野外調査、帯磁率測定、薄片観察、全岩化学分析を行った結果、北岩体は岩体内で顕著な石基組織及び帯磁率に関する不均質性を示すことが明らかになった。石基組織は岩体中央部（南東側）で微文象構造を呈し、岩体縁辺部（北東側）で粒状組織をす。それに伴い石基粒度は岩体中央部から岩体縁辺部に向かって漸移的に減少している。帯磁率に関しては、中央部でやや高く、縁辺部でやや低い。岩体の帯磁率はすべて測定地点で 3.00×10^{-3} SI ユニット未満であり、チタン鉄鉱系列の特徴を示す。また、本岩体での帯磁率と全岩組成との関係は、異質岩片の取り込みなどによる帯磁率の変動はあるものの、概してAl₂O₃に対し正の相関を持ち、SiO₂に対して負の相関を示す。このことは中央部が縁辺部に対してより苦鉄質で長石成分に富み、縁辺部の方がより分化して石英成分に富むことを示唆している。石基組織及び帯磁率の分布から本岩体は、南東側に中心部を持つ半径30km程の浅所貫入岩体の北西部分を見ていると考えられ、北岩体花崗斑岩の北西側は組成累帯した浅所貫入岩体の縁辺部で、南東部は浅所貫入岩体の中心部に近い側と考えられる。さらに、全岩化学組成を用いたノルム石英-灰長石-（曹長石+正長石）の相図による検討から花崗斑岩マグマ形成時の深度は約8-9kmと見積もられる。花崗斑岩の現在の定置深度は、同時代の堆積層である熊野層を貫いていることから地表近くであったと考えられ、組成より推定された形成深度は、より深部に存在していたマグマ溜まりの深度に対応すると考えられる。すなわち、熊野酸性岩体北岩体の花崗斑岩を形成したマグマは地下約8-9kmから現在位置に上昇し貫入固結した累帯深成岩体である。その結果、岩体内部での急冷度の違いによって被貫入岩からの距離とともに石基組織が変化し、貫入時における斑晶分別による組成累帯の結果が帯磁率の不均質性を生じたと考えられる。