

山口県中央部, 白亜紀石洞ヶ岳文象斑岩と随伴流紋岩類の岩石記載と Sr, Nd 同位体比

Petrography and Sr and Nd isotope ratios of the Sekidogatake Granophyre and associated rhyolites, central part of Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan

井川寿之*
鬼村雅和**
今岡照喜***
加々美寛雄*

Toshiyuki Ikawa*
Masakazu Onimura**
Teruyoshi Imaoka***
Hiroo Kagami*

1998年10月19日受付.
1999年2月1日受理.

* 新潟大学大学院自然科学研究科.

Graduate School of Science and Technology,
Niigata University, Niigata 950-2181,
Japan

** 宇部興産コンサルタント株式会社.

Ube Industries Consulting Ltd., Ube 759-
0206, Japan

*** 山口大学理学部地球科学教室.

Department of Earth Sciences, Faculty of
Science, Yamaguchi University, Yamagu-
chi 753-8512, Japan

Abstract

The Cretaceous Sekidogatake Granophyre in central Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan intrudes the Abu Group, which is mainly composed of voluminous felsic ignimbrite, rhyolitic lava and lacustrine deposit. The Sekidogatake Granophyre and Abu Group comprise of a volcano-plutonic complex. We present geologic and petrologic data, and Rb-Sr whole rock isochron ages for these volcanic and plutonic rocks.

The Sekidogatake Granophyre, which includes dioritic, mafic magmatic enclaves (MME), shows a wide range magnetic susceptibility ranging from 19 to 423×10^{-6} emu/g, whereas, volcanic rocks show low magnetic susceptibility corresponding to the ilmenite-series. The granophyre has high MnO, Na₂O, Y, Zr, Nb, Cu, and low K₂O and Rb contents, comparing with ignimbrite and rhyolitic lava. The granophyre shows an initial Sr isotope ratio of 0.70572 ± 0.00035 (2σ) and initial ϵ Nd values of $-1.0 \sim 0.8$. Rhyolitic lava gives a higher initial Sr isotope ratio of 0.70659 ± 0.00046 (2σ) and lower initial ϵ Nd values of $-4.6 \sim -3.5$. These differences in isotope ratios are ascribed to assimilation of magma with upper crustal materials in upper part of magma reservoir.

The nine Sekidogatake Granophyre samples give a Rb-Sr whole rock isochron age of 86.5 ± 5.9 Ma, and the eight rhyolitic lava samples give a whole rock isochron age of 88.4 ± 13.8 Ma. The Rb-Sr isochron age and initial Sr isotope ratio of granophyre are comparable with those of rhyolitic lava and associated granites of the Abu Group in northern and northwestern Yamaguchi Prefecture.

Key words: granophyre, rhyolite, ignimbrite, volcano-plutonic complex, Rb-Sr isochron age, Nd isotope ratio, assimilation, Cretaceous, Southwest Japan

はじめに

西南日本内帯には白亜紀の流紋岩類や花崗岩類が広く分布しており, これらはいくつかのステージの火山-深成作用によって形成されたものと考えられている (Murakami, 1974; 村上・今岡, 1986). しかし地質学的に密接な随伴関係を示す花崗岩と流紋岩の成因的關係は必ずしも明らかではない.

最近, 弓削ほか (1998) は, 山口県北部に分布する白亜紀阿武層群福賀累層の流紋岩質溶岩と, その下底を貫く花崗岩類の成因的關係を検討し, 全岩化学組成の類似や, Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と Sr 同位体比が誤差範囲で一致することから, 両者は同じマグマ溜まりから形成されたと推定した.

山口県中央部に広い分布域を有する阿武層群は, 主に珪長質火山岩類とこれらに伴われる貫入岩体からなり, 長門峽岩体と呼ばれている (今岡ほか, 1984). 筆者らは長門峽岩体の形成プロセスについての研究を進めているが, この岩体は

ひとつの大きな火山構造的陥没体の中に, いくつかのステージのカルデラが入れ子になったカルデラ複合体であることが最近分かってきた (井川・今岡, 1998). この岩体を構成する阿武層群火山岩と, それを貫く花崗岩類の成因的關係は重要な問題である. しかし削剝レベルが深部に及んでいないためか, 花崗岩の分布は限られている.

その中で, 山口県阿武郡阿東町生雲の石洞ヶ岳付近には, 山口県 (1968) や通商産業省 (1973) により花崗斑岩として記載された, 阿武層群を貫く小規模な貫入岩体が分布する. この岩体は, 浅所侵入の特徴を示し, カルデラを埋積する火山岩類と成因的關係を有するものと期待される. しかし, その形成年代や岩石学的特徴については明らかでない. この度, 後述するように, その岩石記載学的特徴, Rb-Sr 年代が明らかとなったので, この貫入岩体を石洞ヶ岳文象斑岩と新称する. この小論では石洞ヶ岳文象斑岩および周辺に分布する阿武層群の流紋岩質溶岩の岩石記載学的特徴, 全岩化学

組成, 帯磁率, Rb-Sr 同位体年代および Nd 同位体比について検討し, 両者の成因的關係を考察する. また, 石洞ヶ岳文象斑岩中には苦鉄質マグマ性包有物 (mafic magmatic enclave: MME) が含まれるので, それについても併せて記載する.

調査地域の地質概説

第1図に山口県中央部, 阿武郡阿東町徳佐~長門峡地域の地質図を示す. この地質図は本研究の阿東町地福~長門峡地域の調査結果に, 今岡ほか (1984) の阿東町徳佐周辺, および山口県 (1968) の阿東町蔵目喜周辺の地質データをコンパイルしたものである.

第1図に示した地域には, 蔵目喜石灰岩, 麦谷層, 錦層群, 鹿足層群, 関門層群, 阿武層群, 第四紀火山岩類が分布する. 蔵目喜石灰岩は石炭紀~ペルム紀の石灰岩で, 本地域の西部に分布する (通商産業省, 1973). 麦谷層と錦層群はペルム紀付加体と考えられており (西村ほか, 1989), 麦谷層は本地域西部に, 錦層群は東部および北部に分布し, 礫岩を含む砂泥互層からなる. 鹿足層群は本地域北部に分布し, 主に砂岩および砂泥互層からなり, ジュラ紀のオリストストロームと考えられている (田中, 1980). なお, 第1図では煩雑さを避けるため, 以上の先白亜紀地質体は一括して中古生界として示した.

関門層群は本地域北西部および東部に分布し, 礫岩・砂岩および安山岩~デイサイト質火山岩類からなり, その時代は白亜紀と考えられている (Imaoka et al., 1993など). また, 関門層群を貫き, 阿武層群に覆われる花崗閃緑斑岩が, 調査地域北部に小規模に分布する (今岡ほか, 1984). 阿武層群は白亜紀後期の珪長質火山岩類で, 石洞ヶ岳文象斑岩に貫かれる. 阿武層群と石洞ヶ岳文象斑岩については後で詳しく述べる. 本地域の西部には阿武層群とその基盤岩類を貫く黒雲母花崗岩および花崗閃緑岩が分布する. これらは主要な分布地域が阿武層群とは離れているので, 今回は岩石学的な検討課題としない. 吉野野凝灰岩類は, 今岡ほか (1984) により記載され, 八幡ヶ迫山の東に小規模に阿武層群を覆って分布する. また, 以上の地質体を貫く幅数 m~数10m の珪長岩, 石英斑岩, 石英閃緑岩, 閃緑岩の岩脈が多数分布する. 第四紀火山岩類として一括したものは, 阿武単成火山群と青野山火山群である. これらは明瞭な火山地形を保存しており, 玄武岩~安山岩質溶岩台地, 溶岩流およびデイサイト質溶岩ドームからなる (角縁ほか, 1995).

阿武層群は, 白亜紀後期の珪長質火山岩類で, 下位から篠目, 舞谷, 江舟の各累層に区分される (村上・西野, 1967). 今岡ほか (1984) は, 徳佐周辺の阿武層群を地質学的, 岩石記載学的に検討し, 篠目累層を a 層, b 層に, 舞谷累層を c 層, d 層, e 層に細分した. 本研究では, この層序区分を踏襲する (第1図). 以上の阿武層群火山岩類については, 今岡ほか (1984) により既に岩石記載が行われているので, 本稿では詳細な記載は省略する. 石洞ヶ岳文象斑岩については後で詳しく記載を行う.

a 層は本地域東部および西部に広く分布する. 主に流紋岩

質溶結凝灰岩からなり, 同質の凝灰質砂岩・頁岩・礫岩を伴う. 最下位では基底礫岩が関門層群を不整合に覆い, その上位で砂岩・頁岩からなる湖成層が10数 m 重なり, これらを溶結凝灰岩類が覆う. 層厚は650 m 以上である (第1図: 今岡ほか, 1984).

b 層は主に流紋デイサイト質溶結凝灰岩で構成されており, 石洞ヶ岳の北部から長門峡西部の調査範囲全域に広く分布している (第1図). 層厚は500 m 以上に達する.

c 層は主に凝灰質砂岩・頁岩・礫岩からなり, それらに流紋岩質凝灰岩を挟んでいる. 石洞ヶ岳南西の山腹, 黒獅子山の山腹, 生雲中周辺に分布しており (第1図), 緩やかな北傾斜を示す. c 層は連続性がよく, 露頭においては非常によく成層しているのが観察される. 層厚は最大150 m であるが, 調査地域南部では10 m 以下の所もあり, 層厚変化に富む.

d 層は主に流紋デイサイト質溶結凝灰岩で構成されており, 石洞ヶ岳南西の山腹, 黒獅子山の山腹, 生雲中周辺に分布が認められる (第1図). d 層は b 層の流紋デイサイト質溶結凝灰岩と野外では判別が難しい. したがって c 層を鍵層とし, それより層序学の上位に分布している流紋デイサイト質溶結凝灰岩を d 層として区分した. 層厚は200 m 以上である.

以上の凝灰岩類は, c 層のものを除いて, 概ね溶結しており, 産状から火砕流堆積物と考えられ, ignimbrite に相当する.

e 層は流紋岩質溶岩からなり, 大蔵ヶ岳を中心^{おおくらがたけ}に調査範囲の中央部~南部と, 長門峡周辺に分布している (第1図). これらの溶岩は下位の火砕岩類に貫入しており, また流理構造が顕著にみられることが多い. 直径3 mm 以下の球顆構造が観察されたり, 稀に幅数 mm のオパール脈を含んでいることがある.

以上の凝灰岩・流紋岩質溶岩 (以下, 火山岩類) は, 斑晶または斑晶状結晶として, 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石を含み, また副成分鉱物としてジルコン・褐簾石・燐灰石・チタン石もかなり普遍的に認められる. 今岡ほか (1984) は, モード石英-カリ長石-斜長石三角図上で, a 層から b 層へ, c 層から d 層へという, より上位へ向かってモード斜長石が増大するトレンドが認められることを明らかにしている. 火山岩類の黒雲母と角閃石は完全に緑泥石等の二次鉱物に置換されている. またオバサイト化された結晶も認められる. 変質が進み, 方解石・緑泥石・緑簾石・絹雲母を生じている岩石も多い.

なお, 江舟累層は長門峡岩体の北西部に広く分布する流紋岩質~流紋デイサイト質溶結凝灰岩である (村上・西野, 1967; 山口県, 1968).

石洞ヶ岳文象斑岩は, 阿武郡阿東町生雲西分の石洞ヶ岳 (三角点高度682.7 m) 周辺に位置する直径約1.5 km の円形の岩株状岩体であり, 上記の b~e 層に貫入している (第1図). 周囲の岩石には弱い接触変成作用を与えている.

貫入岩類の岩石記載

1. 石洞ヶ岳文象斑岩

石洞ヶ岳文象斑岩は, 肉眼的には塊状で, 石英・長石・黒

雲母斑晶が目立つ。また所々にMMEを含む。MMEは球状～楕円体状で、直径は数cmから数10cm程度である。岩体の北西部および南東部には直径約200mの閃緑岩岩体がある。閃緑岩の露頭から数mのところにある文象斑岩は、接触変成作用を受け、細粒の黒雲母が生じていることから、閃緑岩に貫入されているものと推定される。この閃緑岩と文象斑岩中の直径数cmのMMEには、記載岩石学的に大きな差異は認められない。

石洞ヶ岳文象斑岩は、主に石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石から構成され、副成分鉱物として磁鉄鉱・褐簾石・燐灰石・ジルコンをごく少量含む。また黒雲母と角閃石の一部は緑泥石により置換されている。石洞ヶ岳文象斑岩の主岩相は、斑状で文象組織が見られる文象斑岩で、細粒・斑状の花崗斑岩を伴う。両者間に野外での貫入関係は認められず、互いに漸移するものと思われる。

(1) **文象斑岩** 斑状組織を示し、斑晶は石英・斜長石・黒雲母・カリ長石(±)・角閃石(±)からなる。石基は文象組織および他形粒状組織を示し、石英・カリ長石からなる。副成分鉱物として磁鉄鉱・褐簾石・燐灰石およびごく少量のジルコンが含まれる。

斑晶の石英(6~0.5mm)は融食形を示す。斜長石(7~2mm)は自形～半自形を示し、集斑状を成すことがある。累帯構造は余り顕著ではない。黒雲母(1~0.2mm)は自形で、概ね緑泥石に置換されているが、新鮮なものではX=淡黄褐色、Y=Z=暗褐色の強い多色性を示す。また1mm程度のパーサイト化したカリ長石の他形結晶が含まれることがある。角閃石斑晶が少量含まれることがあり、新鮮な結晶ではX'=青緑色、Z'=淡緑色の強い多色性を示す。石基の石英(0.5mm以下)とカリ長石(0.3mm以下)は他形で、カリ長石は汚濁された見かけを呈する。角閃石(長さ1mm以下)は他形で、緑泥石化した結晶が多い。磁鉄鉱(最大0.3mm、多くは0.15~0.05mm)は他形である。

(2) **花崗斑岩** 斑状組織を示し、斑晶は石英・斜長石・黒雲母・カリ長石(±)・角閃石(±)からなる。石基は他形粒状組織を呈し、石英・カリ長石からなる。副成分鉱物として、磁鉄鉱・褐簾石・燐灰石およびごく少量のジルコンを伴う。

斑晶の石英(最大5mm、多くは2~0.1mm)は半自形～他形(融食形)を示す。斜長石斑晶(2~0.5mm)は自形～半自形を示す。集斑状を成すことがあり、累帯構造は余り顕著ではない。カリ長石(2~0.2mm)は自形～半自形で、パーサイト構造を示す。黒雲母(2.5~1mm)は自形で、概ね緑泥石に置換されているが、新鮮なものではX=淡黄褐色、Y=Z=暗褐色の強い多色性を示す。角閃石斑晶は長さ1mm以下の他形結晶で少量認められるだけであるが、X'=青緑色、Z'=淡緑色の強い多色性を示す。石基の石英・カリ長石はともに0.2~0.05mmで、他形である。磁鉄鉱(最大0.3mm、多くは0.15~0.05mm)は他形結晶である。

2. 閃緑岩およびMME

石洞ヶ岳文象斑岩に貫入する閃緑岩は、斜長石・黒雲母・角閃石・単斜輝石・磁鉄鉱・石英・カリ長石からなり、少量

の燐灰石を含む。また文象斑岩中に包有されるMMEには、石英閃緑岩と角閃石斑れい岩の2種の岩石が認められる。文象斑岩に貫入する閃緑岩と、包有される閃緑岩質MMEの間には記載岩石学的な差異はあまり認められない。

(1) **石英閃緑岩** 石英閃緑岩は文象斑岩を貫くストック状岩体および文象斑岩に包有されるMMEの両方に認められる。粗粒で、斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母・単斜輝石・磁鉄鉱からなる。鉱物の量比は試料ごとに異なるが、ほぼ斜長石>角閃石>黒雲母=カリ長石=石英>単斜輝石=磁鉄鉱である。副成分鉱物として、燐灰石とジルコンがごく少量含まれる。斜長石(最大4mm、多くは2~0.2mm)は自形～半自形で、累帯構造が顕著に認められる。角閃石(2.5~0.2mm)は自形～半自形で双晶を成すことがある。単斜輝石の周囲を交代し、単斜輝石を鳥状に包有する場合がある。X'=緑褐色、Z'=淡緑褐色の多色性を示す。黒雲母(1.5~0.1mm)は自形～半自形で、X=淡褐色、Y=Z=暗褐色の強い多色性を示す。角閃石と黒雲母の一部は緑泥石に置換されている。単斜輝石(最大7mm、多くは1~0.2mm)は他形である。スポンジ状に分解されて角閃石に包有されるか、カリ長石・石英に包有される。磁鉄鉱(0.4~0.1mm)は半自形～他形である。石英とカリ長石は間隙充填的に産し、一部は文象組織を成す。カリ長石はパーサイトをなす。

(2) **角閃石斑れい岩** 角閃石斑れい岩は、文象斑岩中に包有されるMMEにのみ認められる。粗粒の角閃石、斜長石および少量の黒雲母と石英からなる。角閃石(最大2mm、多くは0.5~0.1mm)は半自形～他形で、双晶を成すことが多く、X'=緑褐色、Z'=淡緑褐色のやや強い多色性を示す。黒雲母(0.2mm以下)は半自形～他形で、X=淡赤褐色、Y=Z=赤褐色の強い多色性を示す。斜長石(1~0.1mm)は半自形で、累帯構造は顕著ではない。石英は他形で他鉱物の粒間を埋める。

造岩鉱物の化学組成

石洞ヶ岳文象斑岩2試料(以下文象斑岩)と閃緑岩質MME1試料の合計3試料中の黒雲母および角閃石についてEPMAによる分析を行った。分析には山口大学機器分析センターに設置の島津製作所製電子線マイクロアナライザーEPMA V6を用いた。測定条件は出力15kV、70μAである。

1. 黒雲母

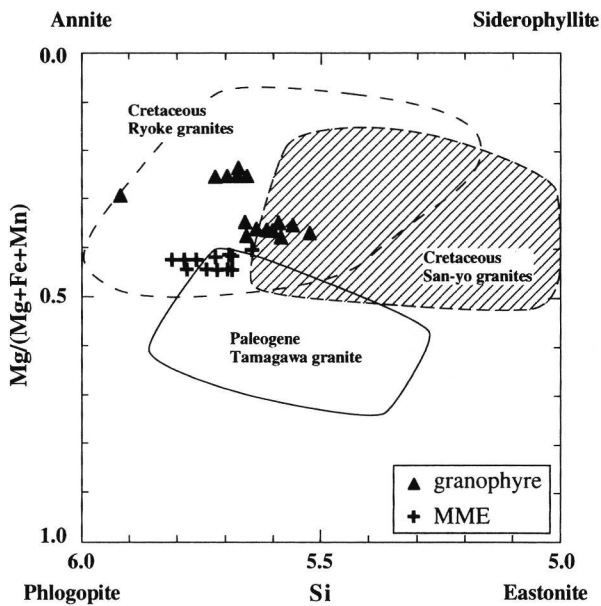
第1表に分析結果を示す。第2図は横軸にはSi値を、縦軸にmg値(Mg/Mg+Fe+Mn)をとってある。文象斑岩の黒雲母はmg値が0.25~0.45、Si値が5.5~5.9の値を示し、MMEの黒雲母はmg値0.4~0.5、Si値5.6~5.8の値を示す。比較のため古第三紀の田万川花崗岩中の黒雲母、白亜紀の山陽帯、領家帯の花崗岩中の黒雲母の組成範囲(Czamanske et al., 1981など)を併せてプロットした。古第三紀花崗岩中の黒雲母はmg値が0.5よりも高い値を示し、逆に白亜紀花崗岩中の黒雲母は0.5よりも低い値を示している。文象斑岩とMMEの黒雲母はmg値が共に0.5よりも低く、山陽帯や領家帯の白亜紀花崗岩の組成に近い。

第3図には横軸にSi値、縦軸にTi値を表した。文象斑岩

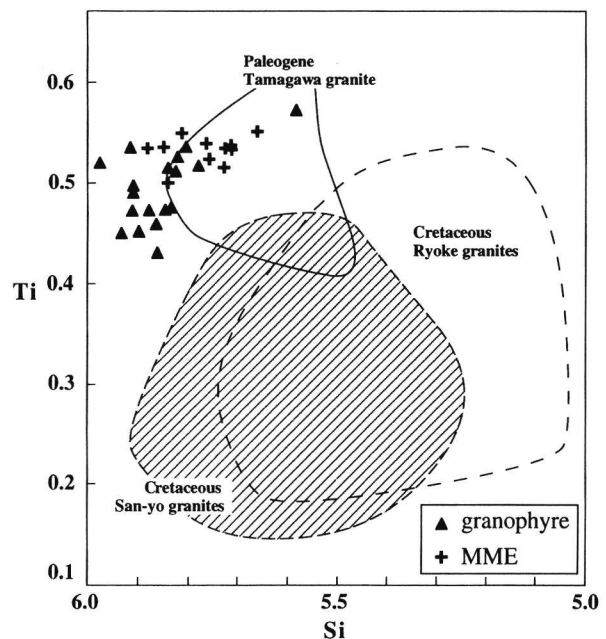
第1表. 石洞ヶ岳文象斑岩中の黒雲母の化学組成.

No.*	258-1	258-2	258-3	258-4	258-5	256-1	256-2	256-3	256-4	267-1	267-2	267-4	267-3	267-4
SiO ₂	36.24	35.68	36.23	36.10	35.91	37.65	35.84	35.40	35.35	37.37	37.05	37.77	36.66	36.52
TiO ₂	4.55	4.11	4.62	4.73	4.34	3.57	4.00	3.91	4.01	4.51	4.63	4.38	4.71	4.55
Al ₂ O ₃	13.49	14.18	13.22	13.46	13.70	11.77	12.66	12.66	12.93	13.09	12.80	12.75	13.01	12.82
FeO**	24.08	24.98	24.43	25.56	25.18	27.66	28.36	28.86	28.48	22.69	22.77	22.46	23.13	22.94
MnO	0.50	0.53	0.38	0.36	0.42	0.55	0.62	0.56	0.65	0.15	0.09	0.16	0.10	0.12
MgO	8.79	8.75	8.18	8.09	7.94	6.71	5.77	5.77	5.68	10.56	10.34	10.20	9.85	9.54
Na ₂ O	0.29	0.24	0.31	0.27	0.21	0.09	0.24	0.16	0.21	0.34	0.37	0.31	0.35	0.40
K ₂ O	8.72	7.75	8.44	8.78	8.36	7.42	7.28	7.37	7.46	7.14	7.55	7.41	7.10	7.35
Total	96.66	96.28	95.81	97.35	96.06	95.42	94.77	94.69	94.77	95.85	95.60	95.44	96.91	94.24
O=22														
Si	5.588	5.519	5.636	5.565	5.589	5.921	5.722	5.679	5.661	5.694	5.684	5.778	5.810	5.693
Ti	0.528	0.478	0.541	0.548	0.508	0.422	0.480	0.472	0.483	0.517	0.534	0.504	0.532	0.534
Al ^{iv}	2.412	2.481	2.364	2.435	2.411	2.079	2.278	2.321	2.339	2.306	2.314	2.222	2.190	2.307
Al ^{vi}	0.039	0.104	0.060	0.010	0.102	0.102	0.104	0.073	0.101	0.045	0.000	0.077	0.114	0.048
Fe	3.105	3.232	3.178	3.295	3.277	3.638	3.787	3.872	3.814	2.891	2.921	2.873	2.907	2.990
Mn	0.065	0.069	0.050	0.047	0.055	0.073	0.084	0.076	0.088	0.019	0.012	0.021	0.013	0.016
Mg	2.020	2.018	1.897	1.859	1.842	1.573	1.373	1.380	1.356	2.399	2.365	2.326	2.207	2.217
Na	0.087	0.072	0.094	0.081	0.063	0.027	0.074	0.050	0.065	0.100	0.110	0.092	0.102	0.121
K	1.715	1.529	1.675	1.727	1.660	1.489	1.483	1.508	1.524	1.388	1.478	1.446	1.361	1.462
mg#	0.389	0.379	0.370	0.357	0.356	0.298	0.262	0.259	0.258	0.452	0.446	0.446	0.430	0.424

No.*; sample no.-point no., FeO**; total Fe as FeO, mg#; Mg/(Mg+Fe+Mn), Nos.258, 256; 文象斑岩, Nos.267; MME.



第2図. 黒雲母の化学組成. 参考データの出典は Tsuboi (1938), Miyashiro (1956), Hayama (1964), Shibata et al. (1966), Murakami (1969), Honma (1974), Kutsukake (1977), 蟹沢 (1979), 田結庄ほか (1979), Czamanske et al. (1981), 村上 (1981), および今岡 (1986) による.



第3図. 黒雲母の Ti 量. 参考データの出典は第2図と同じ.

中の黒雲母の Ti は 0.42~0.57 を示す. 先程の mg 値では白亜紀の黒雲母組成に近いが, Ti は古第三紀花崗岩のものとはほぼ同じ値を示す. 今岡 (1986) は, 古第三紀田万川花崗岩の黒雲母の Ti 含有量が, 領家帯・山陽帯花崗岩のものよりも高いことを指摘し, これは田万川花崗岩の黒雲母がより高温で晶出したことに起因するとした. 文象斑岩の黒雲母の晶出温度は古第三紀の花崗岩中の黒雲母と同様に, 領家帯・山陽帯花崗岩のそれより高温であったと考えられる.

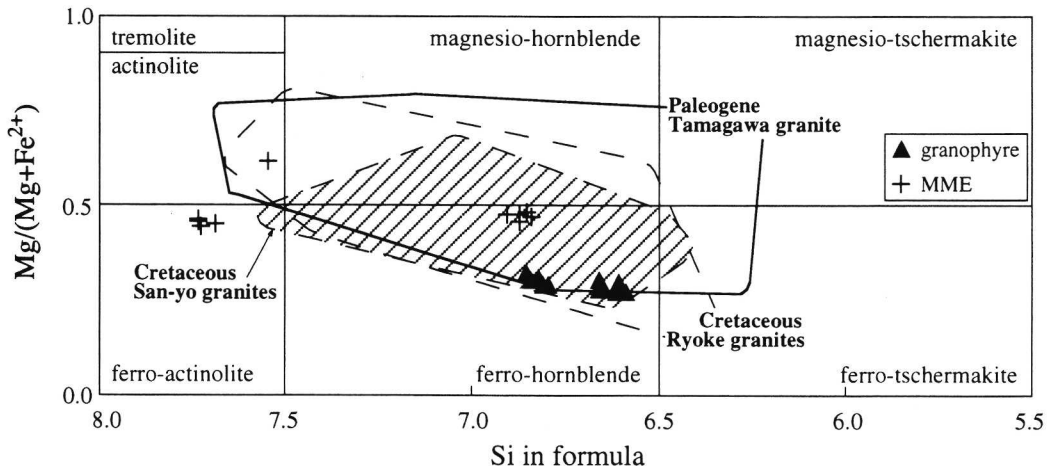
2. 角閃石

第2表および第4図に分析結果を示す. Leake et al. (1997) の分類では, 文象斑岩中の角閃石は ferrohornblende ないし ferro-actinolite に分類される. MME 中の角閃石は, 全て ferro-hornblende である. また文象斑岩, MME とも角閃石の mg 値が 0.5 よりも低く, 黒雲母と同様, 山陽帯・領家帯の花崗岩中の角閃石 (Czamanske et al., 1981 など) に類似した組成を示す.

第2表. 石洞ヶ岳文象斑岩中の角閃石の化学組成.

No.*	258-1	258-2	258-3	258-4	256-1	256-2	256-3	256-4	256-5	267-1	267-2	267-3	267-4	267-5
SiO ₂	43.14	42.59	42.74	42.63	43.63	43.42	43.34	43.10	43.26	50.26	51.21	50.89	45.33	45.65
TiO ₂	1.71	1.74	1.74	1.67	0.60	0.51	0.56	0.55	0.73	0.33	0.20	0.22	1.74	1.87
Al ₂ O ₃	8.79	9.03	8.74	8.84	6.88	7.05	6.84	7.02	7.35	3.14	1.76	1.89	7.19	7.41
FeO**	25.92	26.83	26.87	27.41	26.72	27.58	27.43	27.89	27.48	18.74	27.87	27.56	22.12	22.24
MnO	0.64	0.55	0.50	0.58	1.25	1.32	1.33	1.19	1.15	0.31	0.71	0.77	0.26	0.24
MgO	5.36	4.90	4.84	4.81	5.65	5.35	5.24	5.16	4.97	13.41	12.41	11.93	8.95	8.48
CaO	9.83	9.54	9.66	9.66	9.06	8.91	9.13	9.17	9.03	7.69	2.79	3.22	9.74	9.82
Na ₂ O	2.19	2.11	2.09	2.00	2.35	2.26	2.19	2.19	2.16	1.29	0.62	0.53	1.81	1.98
K ₂ O	1.04	1.05	0.99	1.02	0.81	0.76	0.75	0.84	0.85	0.19	0.03	0.05	0.58	0.67
Total	98.62	98.33	98.18	98.61	96.94	97.16	96.81	97.10	96.97	95.35	97.60	97.05	97.70	98.35
O=23														
Si	6.654	6.601	6.640	6.602	6.845	6.814	6.838	6.800	6.803	7.538	7.723	7.724	6.842	6.867
Ti	0.198	0.203	0.203	0.194	0.071	0.060	0.067	0.065	0.086	0.037	0.023	0.025	0.198	0.211
Al ^{IV}	1.346	1.399	1.360	1.398	1.155	1.186	1.162	1.200	1.197	0.462	0.277	0.276	1.158	1.133
Al ^{VI}	0.251	0.250	0.241	0.215	0.116	0.118	0.108	0.104	0.165	0.092	0.035	0.062	0.121	0.180
Fe ³⁺	0.478	0.569	0.523	0.600	0.698	0.736	0.683	0.669	0.713	0.399	0.202	0.192	0.595	0.483
Fe ²⁺	2.865	2.909	2.969	2.950	2.807	2.883	2.936	3.010	2.900	1.951	3.314	3.306	2.197	2.314
Mn	0.083	0.072	0.066	0.076	0.166	0.176	0.177	0.158	0.153	0.040	0.091	0.099	0.033	0.031
Mg	1.233	1.133	1.121	1.110	1.321	1.252	1.232	1.214	1.166	2.997	2.790	2.698	2.013	1.902
Ca	1.624	1.585	1.608	1.603	1.524	1.498	1.543	1.550	1.521	1.235	0.451	0.524	1.575	1.583
Na	0.655	0.635	0.630	0.600	0.713	0.688	0.669	0.671	0.657	0.375	0.182	0.156	0.529	0.576
K	0.102	0.104	0.098	0.101	0.081	0.076	0.076	0.085	0.085	0.018	0.003	0.005	0.056	0.064
mg#	0.265	0.242	0.240	0.234	0.265	0.248	0.245	0.240	0.236	0.556	0.436	0.429	0.416	0.402

No.*; sample no. -point no., FeO**; total Fe as FeO, mg#; Mg/(Mg+Fe+Mn), Nos.258, 256; 文象斑岩, Nos.267; MME.



第4図. 角閃石の分類図. 参考データの出典は田結庄ほか (1979), Czamanske et al. (1981), 村上 (1981), および今岡 (1986) による.

全岩化学組成

石洞ヶ岳文象斑岩, MME, 阿武層群 b~d 層の凝灰岩 (以下, 凝灰岩), および e 層の流紋岩質溶岩 (以下, 流紋岩質溶岩) について, 主成分元素および微量元素12元素 (V・Cr・Ni・Cu・Zn・Ga・Rb・Sr・Ba・Y・Zr・Nb) の測定を行った. 測定は山口大学理学部機器分析センターの全自動蛍光X線分析装置 (理学電気工業社製 RIX 3000) を利用し, 50kV, 50mA で行った. 分析方法は角縁ほか (1989) を一部修正し, 主成分元素の測定には 1 : 5 に希釈したガラスペレットを, 微量元素の測定には 1 : 1 に希釈した加圧粉末ペレットをそれぞれ使用した. また FeO は過マンガン酸カリウム滴定法によって, H₂O (±) は重量法によって定量した.

分析結果を第3表に示す. 文象斑岩の分化指数 (以下 D.I.: norm Q + Ab + Or, Thornton and Tuttle, 1960) は 84.1~93.9, SiO₂ は 73.0~77.6wt.%, MME の D.I. は 43.4~67.2, SiO₂ は 52.3~63.1wt.% である. e 層の流紋岩質溶岩の D.I. は 76.0~87.1, SiO₂ は 66.7~73.7wt.%, 凝灰岩の D.I. は 77.2~93.8, SiO₂ は 66.6~79.1wt.% である. MME は他の岩石よりも D.I. と SiO₂ が低く, 組成幅が広い. また凝灰岩は流紋岩質溶岩, 文象斑岩に較べて, 組成幅が広い. 石洞ヶ岳文象斑岩の文象斑岩と石英斑岩には組成の相異は認められない. MME のうち, 角閃石斑れい岩の No.31 は玄武岩組成で D.I. も低い. 閃緑岩質 MME の SiO₂ は 56.67~60.87wt.% であり, 組成の幅がある.

横軸に D.I. をとった組成変化図の内, 代表的なものを第

第3表. 石洞ヶ岳文象斑岩と周辺の火山岩類の全岩化学組成と帯磁率.

No.	83	257	274	267	256	272	275	268	258	270	27	86	271	254
SiO ₂ wt. %	72.98	73.54	73.80	74.32	75.27	75.32	75.86	75.68	76.18	75.89	74.96	75.49	77.55	77.10
TiO ₂	0.28	0.21	0.18	0.16	0.14	0.13	0.12	0.14	0.11	0.13	0.10	0.10	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	14.28	13.75	13.53	13.70	13.14	13.10	12.87	13.16	12.41	12.84	12.53	13.06	11.40	12.60
Fe ₂ O ₃	1.14	1.62	1.16	1.16	1.38	1.00	0.80	1.17	0.76	1.01	0.90	0.79	0.44	0.95
FeO	0.86	1.15	1.45	1.01	0.58	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.57	0.85	0.58	0.43
MnO	0.06	0.10	0.04	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05
MgO	0.40	0.36	0.36	0.26	0.18	0.19	0.16	0.19	0.19	0.18	0.11	0.14	0.10	0.10
CaO	2.07	1.78	1.26	1.62	0.90	1.18	1.07	1.21	0.87	1.18	0.63	0.56	0.39	0.15
Na ₂ O	3.46	3.37	3.50	3.54	3.16	3.76	3.41	3.71	3.32	3.64	3.06	3.29	2.99	3.16
K ₂ O	3.35	3.55	3.28	3.63	3.73	3.40	3.61	3.54	3.54	3.68	4.23	4.63	4.50	4.27
H ₂ O+	1.18	0.62	0.81	0.72	0.95	0.46	0.61	0.38	0.72	0.47	0.79	0.88	0.57	0.85
H ₂ O-	0.20	0.10	0.21	0.17	0.22	0.17	0.12	0.15	0.17	0.11	0.13	0.12	0.14	0.16
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
Total	100.33	100.21	99.63	100.38	99.74	99.68	99.60	100.31	99.22	100.09	98.09	100.01	98.82	99.93
D.I.	84.14	85.39	86.12	87.17	89.28	89.31	89.56	89.86	89.87	90.17	90.29	92.11	93.61	93.94
V ppm	20.4	10.6	10.2	9.0	4.8	5.8	4.1	6.1	5.7	6.0	5.5	5.7	6.0	6.7
Cr	8.3	6.5	6.3	7.3	4.4	5.5	11.9	5.4	4.4	5.6	4.6	4.8	6.3	4.8
Ni	4.8	2.2	3.8	3.1	3.6	2.4	3.3	3.7	3.3	3.7	3.4	3.3	3.5	3.1
Cu	83.1	8.9	225	71.6	26.9	32.6	25.0	38.2	31.8	25.2	2.7	99.0	43.7	1.9
Zn	75.1	57.1	71.8	53.8	65.8	57.3	43.8	71.3	39.3	50.6	39.6	51.0	44.5	50.1
Ga	17.2	17.1	16.8	17.7	18.2	17.5	17.6	18.1	17.5	17.7	15.9	16.5	15.6	16.5
Rb	114	143	127	134	141	122	129	122	127	113	159	170	136	170
Sr	152	139	121	134	76.0	94.9	78.5	94.5	86.6	89.9	50.6	48.0	42.5	48.0
Y	32.5	26.6	28.7	38.8	35.8	38.2	49.0	42.8	45.3	39.5	33.1	37.5	42.3	36.9
Zr	143	139	143	138	163	135	133	157	136	140	104	112	125	112
Nb	6.4	5.3	5.4	9.9	7.5	7.2	9.4	8.5	6.7	8.5	7.0	7.1	8.1	7.1
Ba	638	844	623	650	747	744	715	666	731	661	623	763	635	636
m.s.*	26.5	284	19.3	150	280	387	209	424	141	281	71.1	280	93.8	33.8
No.	29	31	276	265	212	132	201	110	124	125	243	306	302	303
SiO ₂ wt. %	77.62	52.33	56.67	60.87	66.66	69.13	71.40	70.33	72.31	71.02	72.05	73.05	73.66	73.64
TiO ₂	0.08	0.96	1.04	0.57	0.33	0.34	0.30	0.34	0.30	0.33	0.40	0.17	0.16	0.15
Al ₂ O ₃	12.68	16.69	17.47	16.15	16.44	16.12	14.28	14.20	14.26	14.62	14.63	13.80	13.50	13.59
Fe ₂ O ₃	0.76	3.91	4.21	4.78	1.53	0.72	0.66	1.01	0.94	1.29	1.16	0.22	0.07	0.02
FeO	0.57	5.69	4.93	3.15	1.69	2.36	1.95	1.57	1.42	1.29	2.01	1.14	1.56	1.54
MnO	0.04	0.21	0.16	0.17	0.06	0.09	0.07	0.09	0.07	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04
MgO	0.08	4.25	3.22	1.03	0.69	0.86	0.72	0.60	0.52	0.37	0.53	0.20	0.22	0.27
CaO	0.17	7.84	7.07	4.68	2.66	1.59	2.29	1.73	1.88	1.99	1.94	1.76	1.93	1.45
Na ₂ O	2.98	3.94	2.79	4.56	2.73	4.17	2.73	2.90	2.96	3.01	3.13	2.20	3.06	3.13
K ₂ O	4.27	1.45	1.09	2.26	4.14	2.21	3.53	3.74	3.40	4.00	3.84	5.13	4.25	4.71
H ₂ O+	1.10	1.73	1.73	0.80	2.16	2.18	1.39	2.76	1.17	1.39	0.86	2.63	1.16	1.29
H ₂ O-	0.12	0.25	0.08	0.23	0.36	0.30	0.38	0.25	0.14	0.11	0.11	0.46	0.15	0.14
P ₂ O ₅	0.02	0.14	0.22	0.26	0.07	0.08	0.06	0.09	0.07	0.08	0.10	0.04	0.04	0.04
Total	100.49	99.39	100.68	99.51	99.52	100.15	99.76	99.61	99.44	99.58	100.82	100.84	99.80	100.01
D.I.	93.80	43.40	45.47	67.25	75.33	78.78	78.94	80.69	81.95	82.31	82.67	84.82	85.06	87.13
V ppm	7.2	224	108	tr.	41.2	39.5	37.7	29.0	34.0	27.5	34.1	13.9	13.0	14.0
Cr	6.5	51.8	23.3	8.8	11.1	9.7	8.4	8.6	7.6	8.1	10.4	4.0	4.5	5.7
Ni	3.0	7.3	7.6	2.7	3.3	4.5	4.2	4.8	4.3	3.2	4.8	3.4	3.8	3.3
Cu	3.5	73.7	22.8	33.7	1.8	0.4	5.1	6.9	7.9	4.9	5.0	2.5	3.7	2.3
Zn	57.5	225	112	146	112	65.0	59.2	65.8	50.5	30.9	51.4	54.8	37.6	49.9
Ga	17.9	18.8	21.5	22.1	19.8	18.9	20.0	19.4	18.1	18.2	16.5	18.1	17.5	16.5
Rb	178	68.9	35.1	59.8	120	114	134	150	137	143	146	193	139	157
Sr	32.6	269	319	280	148	204	179	161	178	188	218	125	175	174
Y	40.2	29.6	37.0	44.0	40.6	28.8	36.2	31.3	30.4	30.8	28.2	28.5	25.0	24.0
Zr	112	100	168	155	187	181	172	164	158	162	192	139	141	136
Nb	7.7	6.1	8.8	12.6	10.0	8.7	8.3	8.3	8.0	8.1	9.5	5.9	6.9	5.8
Ba	552	266	322	362	480	558	767	721	682	724	795	823	628	690
m.s.*	22.2	26.4	425	1354	43.7		67.1	39.4	19.6	15.3	536			

Nos.83~29; 文象斑岩, Nos.31~265; MME, Nos.212~303; 流紋岩溶岩,
m.s.; magnetic susceptibility, 10⁶ emu/g.

5 図に示した. 同図には今岡ほか (1984) の分析値も併せプロットした. プロットした分析値は無水100%に再計算した値を用いた.

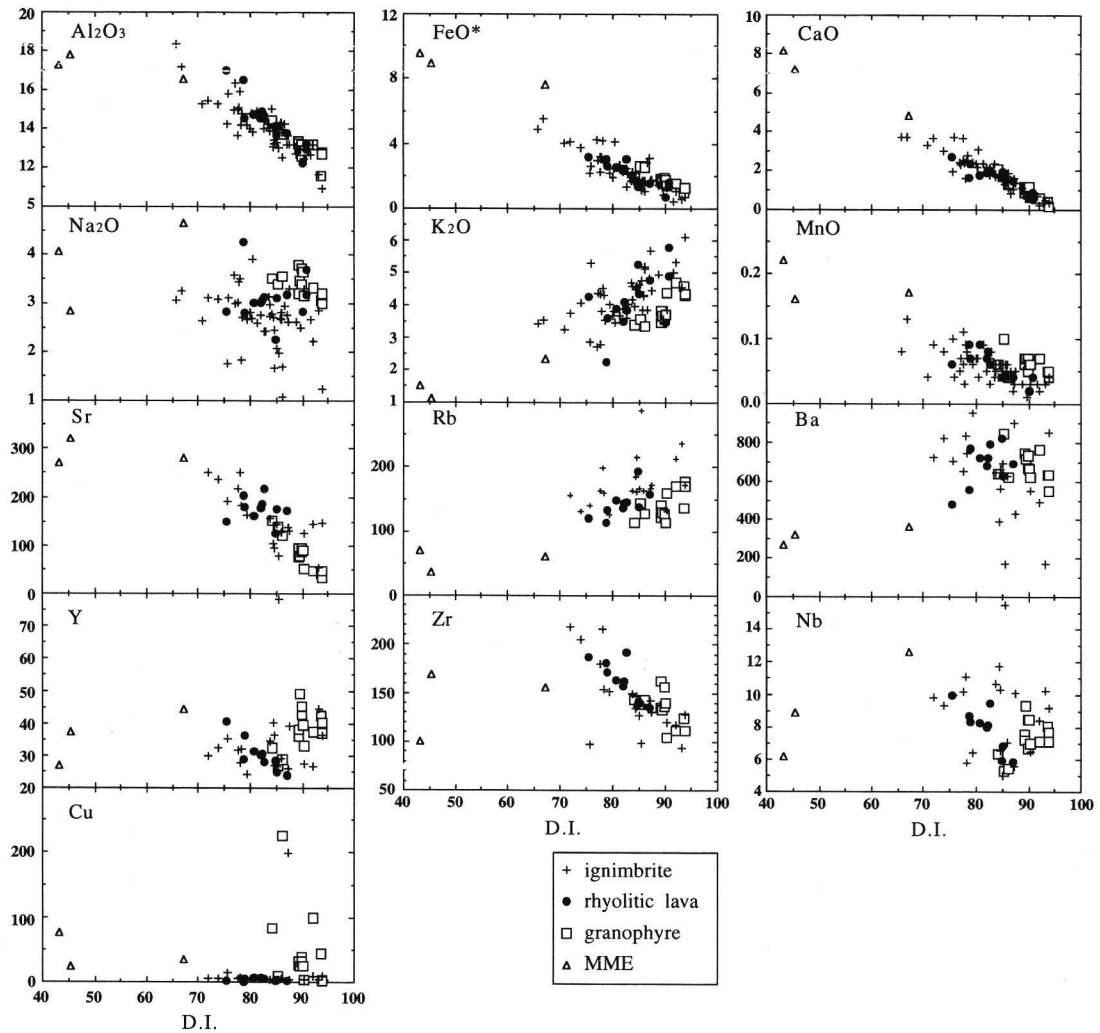
組成変化図上 (第5図) で, 調査地域の火成岩類は, SiO₂・TiO₂・Al₂O₃・FeO*・MgO・CaO・Cr・Sr は, 大まかには一連の曲線上にプロットされる. 特に SiO₂ と CaO は直線性の高いトレンドを描く. しかし, その他の元素については, MME と文象斑岩, 溶岩, 凝灰岩は連続した変化傾向がない. MME とその他の岩石を比較すると, SiO₂・K₂O・Rb・Ba では MME が文象斑岩・凝灰岩・流紋岩質溶岩より低く, TiO₂・Al₂O₃・FeO*・MnO・MgO・CaO・Na₂O・P₂O₅・Ni・Cr・Ga・Sr・V・Zn・Zr では MME がより高い値を示す.

火山岩類は, 変化図上でほとんど同じ領域にプロットされる. 一方, 文象斑岩は, 火山岩類と比較して K₂O と Rb に乏しく, MnO・Na₂O・Y・Zr・Nb・Cu に富む傾向がある.

SiO₂・K₂O・Rb は D.I. の増加に伴って増える傾向を示す. K₂O・Rb は火山岩類と文象斑岩の変化トレンドが平行である. その他の TiO₂・Al₂O₃・FeO*・MnO・MgO・CaO・Na₂O・P₂O₅・Ba・Sr・Ni・Cr・Zn・V・Cu・Ga・Zr・Nb・Y は D.I. の増加に伴って減少する. MnO・Zr は火山岩類と文象斑岩の変化トレンドが平行である. Na₂O も同じ傾向があるが, 火山岩類のトレンドがややばらついている. Ba は D.I. の増加に伴って緩やかに減少する. Nb・Y・Cu は文象斑岩でばらついている.

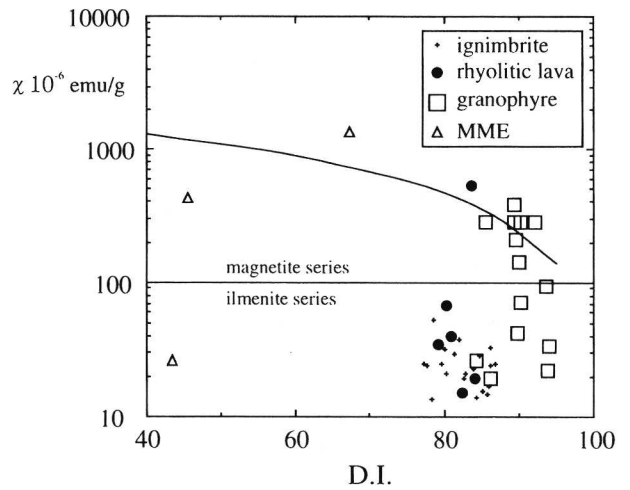
岩石の帯磁率

帯磁率の測定は, 全岩化学分析を行った試料について行った. 測定は全岩の化学分析に使用した粉末試料を使用して BISON 社製帯磁率計 Model 3101A で測定した. この計器による測定範囲は 1~100,000×10⁶ (CGU) で, 誤差は ±5% 以内である. 帯磁率の計算方法は金谷 (1987) に従った.



第5図. 全岩組成変化図.

第3表に測定結果を示す。第6図には横軸にD.I.が、縦軸には帯磁率 (χ) の値がとってある。また同図には Ishihara (1990) による日本の磁鉄鉱系火成岩類の平均帯磁率も併せてプロットした。文象斑岩の χ の値は $19 \sim 423 \times 10^6$ emu/g の変化幅を示し、磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の両方にまたがるが、ほとんどが Ishihara (1990) の平均値以下の値である。第6図では、流紋岩質溶岩と同じ領域にプロットされるものもあるが、全体的には分化とともに帯磁率が減少する傾向がある。MME についてみると、閃緑岩質 MME は、 424×10^6 emu/g、 1354×10^6 emu/g の高い値を示し、角閃石斑れい岩は、 26×10^6 emu/g の低い値を示す。阿武層群の火山岩類は Imaoka and Nakashima (1983) によって指摘されているように、凝灰岩・流紋岩質溶岩は有色鉱物がオパサイト化した一部の試料を除き、ほぼ 50×10^6 emu/g 以下の低い帯磁率を示し、チタン鉄鉱系列に属する。



第6図. 帯磁率 (χ) と分化指数の関係.

磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界は Takahashi et al. (1980) による。曲線は Ishihara (1990) による日本列島の磁鉄鉱系火成岩が示す帯磁率の平均値。

第4表. 石洞ヶ岳文象斑岩と周辺の流紋岩質溶岩の Rb, Sr, Nd, Sm 含有量および Sr, Nd 同位体比.

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	ϵ Sr I	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵ Nd I
granophyre												
27	0.716740	0.000013	159	50.6	9.09	15.7	0.512588	0.000014	21.5	4.92	0.1383	-0.3
29	0.725440	0.000014	178	32.6	15.8	20.9	0.512649	0.000013	15.3	3.50	0.1383	0.9
83	0.708609	0.000013	114	153	2.16	21.8	0.512590	0.000013	27.9	5.56	0.1205	-0.1
254	0.718850	0.000014	170	48.0	10.3	24.7	0.512599	0.000013	17.1	4.72	0.1669	-0.4
256	0.712111	0.000014	141	76.0	5.37	15.3	0.512538	0.000013	39.2	6.74	0.1039	-0.9
258	0.710972	0.000014	127	86.6	4.23	19.0	0.512582	0.000014	27.7	6.09	0.1329	-0.4
268	0.710269	0.000014	122	94.5	3.74	17.8	0.512597	0.000013	29.8	6.13	0.1244	0.0
274	0.709125	0.000014	127	121	3.06	13.5	0.512599	0.000013	20.6	4.12	0.1209	0.1
275	0.711498	0.000013	129	78.5	4.76	17.2	0.512594	0.000013	27.2	6.00	0.1334	-0.2
276*	0.706261	0.000013	35.1	319	0.32	20.8	0.512603	0.000013	24.6	6.00	0.1475	-0.1
rhyolitic lava												
110	0.709691	0.000014	150	161	2.70	27.8						
124	0.709316	0.000014	137	178	2.23	30.7						
125	0.709669	0.000014	143	188	2.20	31.5	0.512398	0.000014	25.8	5.17	0.1211	-3.8
132	0.708600	0.000013	114	204	1.62	31.3	0.512399	0.000014	30.6	6.01	0.1187	-3.8
201	0.709565	0.000014	134	179	2.17	35.3	0.512376	0.000014	30.7	6.24	0.1229	-4.3
302	0.709446	0.000013	139	175	2.30	31.4						
303	0.709981	0.000013	157	174	2.62	33.3	0.512393	0.000014	27.0	5.01	0.1122	-3.8
306	0.712146	0.000014	193	125	4.46	31.7	0.512430	0.000014	26.9	5.18	0.1164	-3.2

ϵ SrI, ϵ NdI は87Maで規格化した値を掲載した. 276*=MME

Sr, Nd 同位体比と Rb-Sr 全岩アイソクロン年代

1. 測定方法

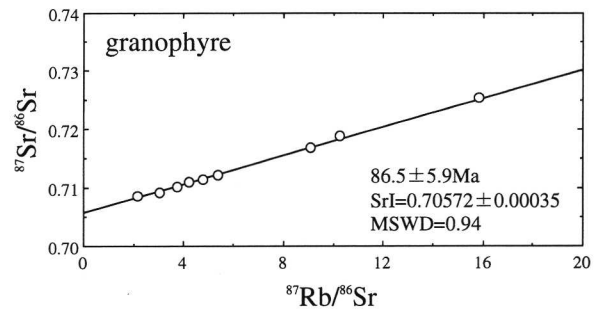
石洞ヶ岳文象斑岩 9 試料, 阿武層群中の流紋岩質溶岩 8 試料, および閃緑岩質 MME 1 試料の Sr, Nd 同位体比測定を行った. Sr, Nd 同位体比, および Nd, Sm 含有量の測定は, 新潟大学理学部の Finnigan MAT model 262 表面電離型質量分析計を使用して行った. Rb, Sr, Nd, Sm の抽出方法は, Kagami et al. (1987) に, 測定方法は, Miyazaki and Shuto (1998) に従った. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比および $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ でそれぞれ規格化した. アイソクロンの計算法は York (1966) に従い, Rb-Sr 全岩アイソクロン計算には川野 (1994) のプログラムを使用した. その際, Rb/Sr および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の誤差はそれぞれ 5%, 0.01% と見積もった.

アイソクロン, ϵ 値の算出に使用した CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) の数値は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (present) = 0.7045, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (present) = 0.0827, $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ /年, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (present) = 0.512638, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (present) = 0.1966, $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12}$ /年である. Sr, Nd 同位体比の測定期間中の Sr 同位体比標準試料: NBS987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, および Nd 同位体比標準試料: JNdi-1 の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ の測定値はそれぞれ 0.710167 ± 0.000019 (2 σ , N=6), 0.512095 ± 0.000019 (2 σ , N=4) であった. 新潟大学の MAT262 における JNdi-1 の推奨値は 0.512106 ± 0.000008 (2 σ , N=44; Miyazaki and Shuto, 1997) である. また田中ほか (1997) は 0.512116 ± 0.000008 を推奨値としている. Sm, Nd の定量は, ^{149}Sm , ^{150}Nd 混合スパイクを用いた同位体希釈法により行った.

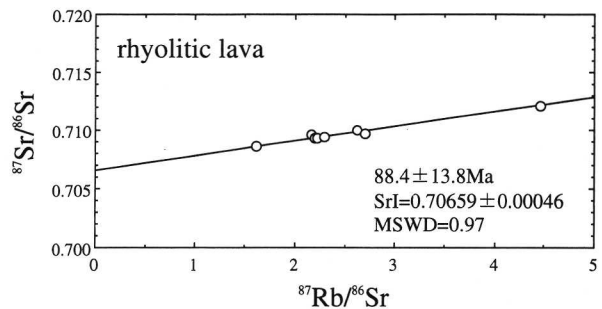
2. 測定結果

第4表に測定結果を示す. 第7図に石洞ヶ岳文象斑岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン図を, 第8図に阿武層群流紋岩質溶岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代図を示す.

石洞ヶ岳文象斑岩 9 試料の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代



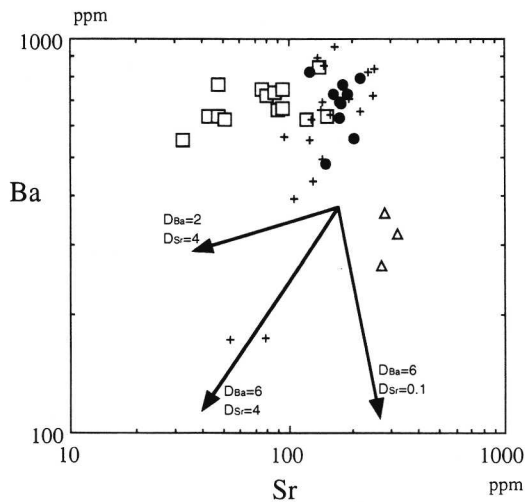
第7図. 石洞ヶ岳文象斑岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン図.



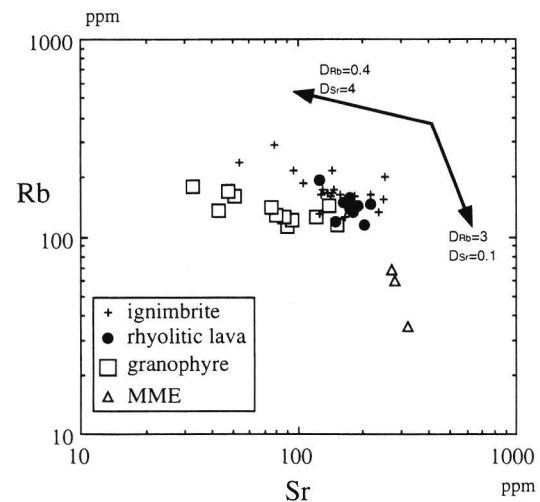
第8図. 流紋岩質溶岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン図.

は 86.5 ± 5.9 Ma, Sr 同位体比初生値 (以下 Sr I) は 0.70572 ± 0.00035 (2 σ) で, MSWD (Mean Square Weighted Deviation) は 0.94 である. 得られた年代は石洞ヶ岳文象斑岩の貫入年代と考えられる. また今回のアイソクロンは $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比が 2.2~16 と幅があり, また MSWD も 0.94 と低く, 信頼できるものと言える.

阿武層群中の流紋岩質溶岩 8 試料の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は 88.4 ± 13.8 Ma, Sr I は 0.70659 ± 0.00046 (2 σ)



第9図a. log Sr-log Ba 変化図.



第9図b. log Sr-log Rb 変化図.

矢印は各ユニットの組成変化トレンドの傾きから予想される全岩分配係数.

で、MSWDは0.97である。得られた年代は流紋岩質溶岩の噴出年代と考えられる。このアイソクロンは $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比が1.6~4.6とややせまいが、MSWDが0.97と1.0以下であり、信頼できるものと言える。

流紋岩質溶岩の年代値は誤差範囲内で文象斑岩の年代値と一致するが、流紋岩質溶岩のSr Iは、文象斑岩の値と比較して誤差範囲を超えて高い。

石洞ヶ岳文象斑岩のNd同位体比は、0.512538~0.512649までの値を示す。Rb-Sr全岩アイソクロン年代で得られた87Maの値を用いて計算した ϵNd 初生値(以下 $\epsilon\text{Nd I}$)は-1.0~+0.8までの値を示す。

阿武層群流紋岩質溶岩のNd同位体比は0.512376~0.512430までの値を示す。87Maで規格化した $\epsilon\text{Nd I}$ は-3.2~-4.3と文象斑岩よりも低い値を示す。

MMEのSr同位体比測定値は0.70626±0.00001, Nd同位体比測定値は0.512603±0.000013である。87Maを用いて計算したMMEのモデルSr Iは0.70581, モデル $\epsilon\text{Nd I}$ は-1.8である。

考 察

1. 石洞ヶ岳文象斑岩と阿武層群火山岩類の化学組成変化とその相違

前述したように、苦鉄質な組成を示すMMEとその他の珪長質岩類は、組成変化図上(第5図)で、一連のトレンドを示さない元素が数多くある。MMEの量は少なく、MMEを生成したマグマが多量に存在していたとは思われない。したがって、MME組成のマグマがその他の珪長質岩の親マグマとは考えにくい。MME組成のマグマは、その産状から文象斑岩組成のマグマと液相状態で共存していたと考えられるが、その関係は現在のところ不明である。しかし、花崗岩質岩に含まれるMMEは、花崗岩マグマの成因について何らかの制約

条件を与えると予想され、今後の重要な検討課題である。

以下に、火山岩類と文象斑岩の組成変化について検討する。凝灰岩類(ignimbrite)の化学組成は、マグマ組成をそのまま表さないとされている(Cas and Wright, 1987)。本地域の凝灰岩は級化構造などが認められないので、火砕流定置時の結晶の分級はあまり行われていないと考えられる。したがってマグマの組成変化の概要は知ることができるとと思われる(三村ほか, 1976)。また、一般に火砕岩類は異質礫などを含むことが多いと言われている。しかし本報告で分析した凝灰岩試料は、肉眼・薄片による観察で極力、異質礫を含む試料を避けている。したがって、筆者らは本質物以外の岩片により凝灰岩類の化学組成が影響されている可能性は低いと判断している。

文象斑岩と、周囲の火山岩類のD.I.の増加に伴う組成変化は、 $\text{SiO}_2 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Rb}$ が増加し、これら以外の元素は減少する。また文象斑岩と火山岩類は $\text{MnO} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Rb} \cdot \text{Nb} \cdot \text{Y} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Cu}$ で異なる組成変化トレンドを示す。しかしトレンドが異なっても、組成の変化傾向はほとんどの元素で同じである(第5図)。

これら各元素のトレンドは、鏡下で認められる鉱物の分別結晶作用で説明が可能である。すなわち $\text{TiO}_2 \cdot \text{FeO}^* \cdot \text{MgO} \cdot \text{MnO}$ は角閃石と黒雲母の、CaOは角閃石と斜長石の、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Sr}$ は斜長石(Srはカリ長石の関与も考えられる)の、 P_2O_5 は燐灰石の、 $\text{Nb} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Y}$ は角閃石とジルコンの分別効果で説明できる。また第9図a, bのlog Sr-log Ba図およびlog Sr-log Rb図で、Rbが増加し、Baが減少することから、黒雲母よりもカリ長石の分別の影響が大きいと考えられる。

以上のように、全岩化学組成の変化については鏡下で認められる鉱物の分別で説明が可能である。

一方、火山岩類と文象斑岩の間では、 $\text{MnO} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot$

$K_2O \cdot Rb \cdot Nb \cdot Zr \cdot Y \cdot Cu$ の含有量が異なっている。また元素含有量だけでなく、流紋岩質溶岩の方が文象斑岩よりも Sr I は高く、 $\epsilon Nd I$ は低い値を示す。この同位体比の違いは分別結晶作用では説明できない。

しかし、第9図a, bでは、火山岩類のトレンドと文象斑岩のトレンドは高Sr側（未分化側）で収斂する。また、上述したように全岩化学組成の変化傾向が同じであることや、活動した年代も同じであることなどを考えあわせると、火山岩類と文象斑岩は共通の親マグマから形成されたと推定される。

共通の親マグマに由来する可能性があるにもかかわらず、全岩化学組成と同位体比が異なる理由として、地殻物質の同化の影響が考えられる。調査地域に分布する阿武層群周辺の基盤岩類は、周防（三郡）変成帯の泥質変成岩と、ペルム紀付加体、鹿足層群、関門層群などの古・中生界である。しかしこれらの化学的、特に同位体的な性質はほとんど明らかにされていないので、ここでは少数の報告がある Sr 同位体比を用いて予察的に考察した。

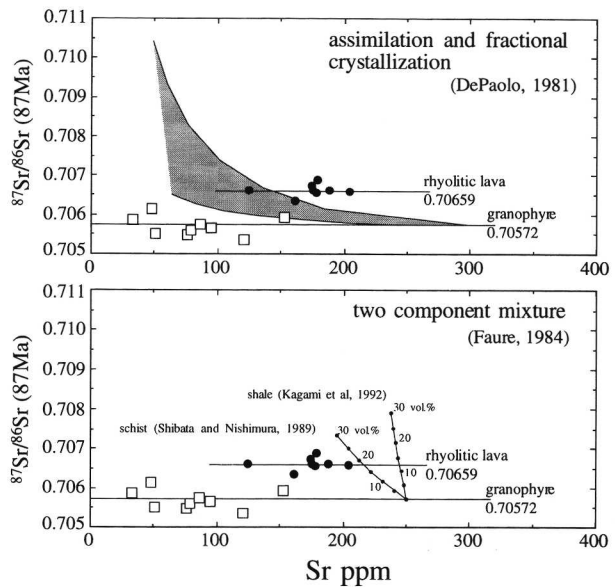
文象斑岩と同じ Sr I を有し、Sr 含有量 250~300ppm 程度の親マグマを仮定し、そのマグマが基盤岩類を同化しながら分化するか、または単純に基盤岩類を同化して、流紋岩質溶岩と同様の Sr I と Sr 含有量となり得るか、それぞれの場合について、DePaolo (1981)、および Faure (1986) の計算式を用いて検討した。結果を第10図に示す。同化する壁岩の組成は、柴田・西村 (1989) の泥質・砂質片岩（周防変成岩）および Kagami et al. (1992) の頁岩の分析値を用いた。同化分化計算の場合、分化するマグマの全岩 Sr 分配係数 (D_{Sr}) は、第9図a, bの Sr のトレンドの傾きから $D_{Sr} = 4$ と設定した。Allégre et al. (1977) は、微量元素の対数プロット図におけるトレンドの傾きは、分配係数を表すと述べている。

計算の結果、想定した基盤岩の組成では同化分化モデルによって親マグマから流紋岩質溶岩の組成・同位体比を説明することは、Sr 含有量が低くなりすぎるので、困難である（第10図a）。

一方、単純な同化の場合、15~20vol.%程度の基盤岩の同化で流紋岩質溶岩の Sr 含有量と同位体比を説明できる（第10図b）。

マグマが基盤岩類を同化した場合、同位体比だけでなくほかの元素含有量にも影響が出てくる。その影響を主成分元素について、稲積 (1975) の常森層群・鹿足層群の泥質岩の分析値を用いて検討した（第11図）。常森層群は阿武層群分布地域の南西側に分布するペルム紀の付加体（西村ほか, 1989）で、鹿足層群は調査地域北東部に分布するジュラ紀のオリストストロームである（田中, 1980）。検討に使用した親マグマの組成は $SiO_2 = 69$ wt.% (Sr = 250~300ppm 時の SiO_2 含有量 68~70wt.% の中間値) の時の各元素含有量を採用した。各元素の含有量の推定値は最小自乗法で計算した文象斑岩のトレンドの外挿値である。

火山岩類と文象斑岩との組成差で最も明瞭に現れていた $Na_2O \cdot K_2O$ 含有量の差は、基盤泥質岩の同化により説明が



第10図 a. 同化分化計算の結果。

影の部分は、Sr 250~300ppm のマグマが、基盤岩類を 20~50vol.% 同化しながら、残液 70vol.% まで分化した時に達すると予想される組成範囲を示す。

rhyolitic lava, granophyre 右側の数字は、それぞれの全岩アイソクロンから求めた Sr 同位体比初生値。

第10図 b. 混合計算の結果。

曲線そばの数字は同化する岩石の割合 (vol.%) を示す。

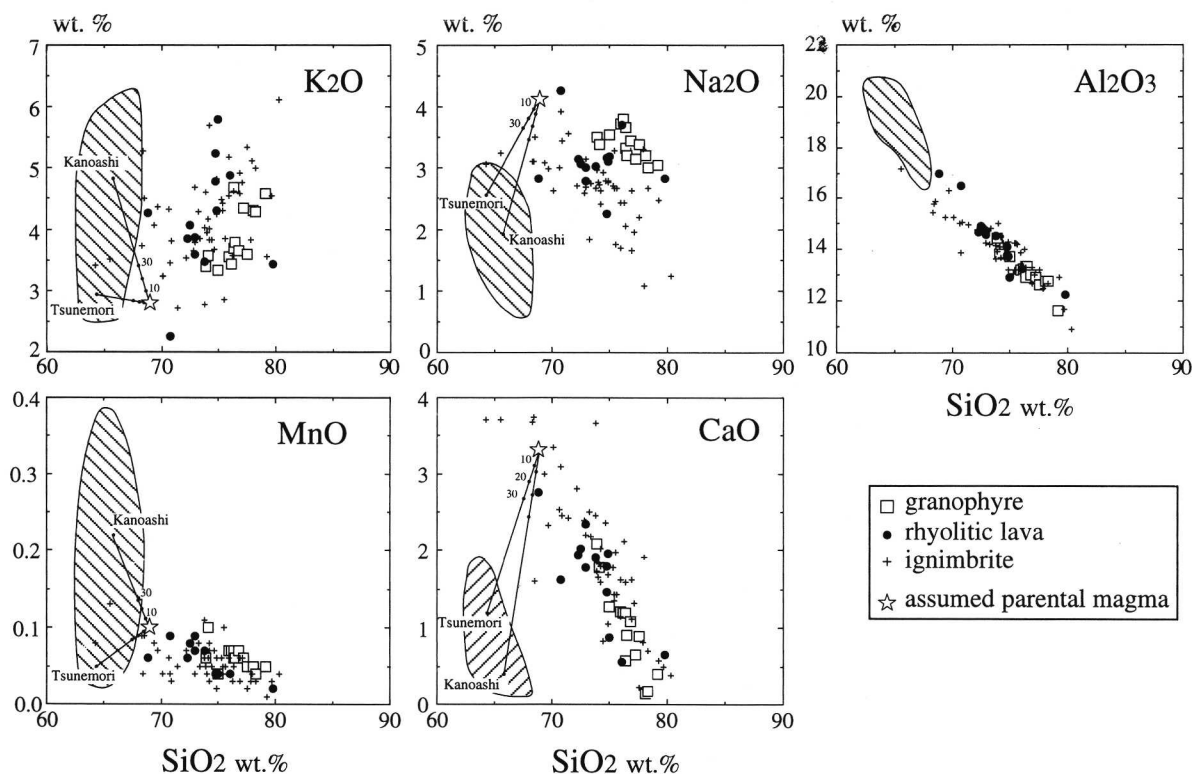
可能である。泥質岩の MnO 含有量は幅が広く、火山岩類と文象斑岩の MnO の差も同化により生じたと考えられる。

一方、稲積 (1975) の泥質岩の分析値は CaO の含有量が低い。阿武層群火山岩類が泥質岩を同化したのであれば、火山岩類の CaO 量は文象斑岩より低くなるはずであるが、火山岩類と文象斑岩の CaO 含有量には差異が認められない。しかし、第11図の SiO_2 -CaO 図で、混合線は火成岩類のトレンドと鋭角で交わっており、20vol.% 程度までの同化により生成されたマグマなら、同化後の分別結晶作用によってはトレンドの差異が消去される可能性は高い。

他の主成分元素については Al_2O_3 と同様、火成岩類のトレンドの低 SiO_2 側延長方向にプロットされるため、組成変化図上で同化の影響は認められない。

Rb・Cu・Zr・Y・Nb の組成差については、基盤岩類の微量元素組成が明らかではないので、地殻物質の同化により組成差が生じたのか詳細は不明である。しかし、Rb は K と化学的な挙動が類似しており、Rb 含有量の違いは基盤岩の同化により説明できる。また Zr・Y・Nb は角閃石とジルコンの両方に分配される (Rollinson, 1993 など)。これら元素の組成差は角閃石およびジルコンの分別程度の差でも説明が可能である。

以上の議論から、CaO 含有量を除けば、阿武層群流紋岩質溶岩と文象斑岩の組成差は、地殻物質の同化により説明が可能である。一般にカルデラ形成を伴うような大規模珪長質マグマ溜りでは、マグマ溜り天井部の壁岩の同化が広く認め



第11図. SiO₂とMnO・CaO・Na₂O・K₂O・Al₂O₃の関係図.

斜線の部分は稲積 (1977) による常森・鹿足層群泥質岩の分析値. 曲線そばの数字は同化する岩石 (常森層群および鹿足層群の泥質岩平均値) の割合 (vol.%) を示す. 目盛りは10vol.%刻みで30vol.%まで計算してある.

られることが指摘されている (Johnson, 1989; Duffield et al., 1995など). 流紋岩質溶岩を形成したマグマは, 地表付近に定置した時, または定置直後の, まだ比較的温度が高い状態の時に, マグマ溜り天井部の壁岩を同化し, 化学組成と同位体比が変化した後, 分別結晶作用を経てさらに組成が変化したと考えられる.

小論では, 噴出量が圧倒的に大きい凝灰岩については同位体的に検討しなかったが, 化学組成の変化傾向から, 流紋岩質溶岩と同様に地殻物質を同化したと考えられる. 今後, 火成岩類の岩石学的性質と同時に, 基盤岩類のそれも明らかにする必要がある.

火山-深成複合岩体の火山岩相と深成岩相の間の組成差については, 沢田ほか (1994) の湖東コールドロン, 吉田ほか (1993) の石鎚コールドロン, 弓削ほか (1998) の阿武層群福賀累層などでも報告されており, その組成差は共通の親マグマからのカリ長石, 斜長石, 角閃石, ジルコンなどの分別の違いにより説明されている.

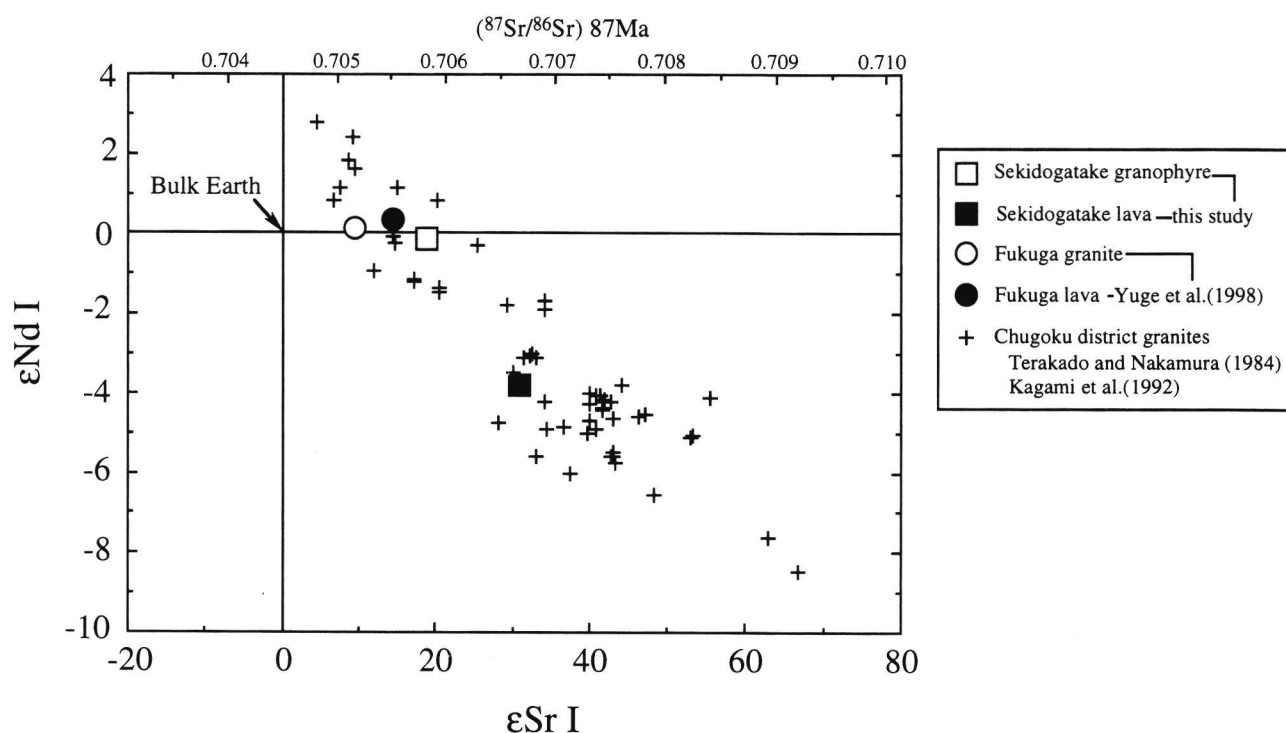
2. 石洞ヶ岳文象斑岩と阿武層群火山岩類の帯磁率の相違

石洞ヶ岳文象斑岩は $19\sim 423 \times 10^6 \text{ emu/g}$ の帯磁率を示し, 磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の両方にまたがる. 一方, 火山岩類は一部の試料を除いて $50 \times 10^6 \text{ emu/g}$ 以下の低い帯磁率を示し, チタン鉄鉱系に属する.

阿武層群が分布する山口県地域を含む, 領家・山陽帯と,

山陰帯の花崗岩類では帯磁率に顕著な違いが認められるが, この原因のひとつに上部地殻の泥質岩中に含まれる炭素による還元作用が指摘されている (Ishihara, 1977). 阿武層群の南に隣接する鳳翔山花崗閃緑岩体 (石洞ヶ岳岩体の南西約30kmに位置する) では単一の岩体で磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の両方の岩石が認められ, 帯磁率の低いチタン鉄鉱系花崗岩類の成因として, 基盤岩中に多く含まれる炭素によるマグマ中の酸素フガシティー (以下 $f\text{O}_2$) の緩衝が考えられている (中島ほか, 1984). 阿武層群の場合, 火山岩類は大型のマグマ溜りの頂部付近で結晶作用を行っていたと推定される. このマグマ溜りの壁岩は, 阿武層群の基盤岩構成岩種から考えて, 泥質岩が多かったと推定される. 先に述べたように, 流紋岩質溶岩のSr Iは文象斑岩のそれと比較して誤差範囲を超えて高いが, その理由は火山岩類を形成したマグマが $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の高い地殻物質を同化した結果と考えられる. 阿武層群分布地域の地殻物質は, 関門層群をのぞいて, 泥質岩を多く含んでいる. これらのことから考えると, 火山岩類が低帯磁率を示す理由は, 元々酸化した状態にあったマグマがマグマ溜り上部で泥質岩を同化した結果, $f\text{O}_2$ が低下し, 磁鉄鉱が晶出できなかったためである可能性が強い.

阿武層群長門峽岩体は, カルデラ複合体である可能性が高いことが井川・今岡 (1998) により最近明らかにされた. カルデラ形成時には地殻の広い範囲にわたって断層系が形成さ



第12図. 阿武層群構成岩の ϵ Sr 初生値と ϵ Nd 初生値の関係。

れることが予想される。マグマは、このような断裂系を使うことにより、炭素を多く含む地殻物質と大きく反応することなく上昇できると予想される。以上のことから、石洞ヶ岳文象斑岩を形成したマグマは、コールドロン形成時に発達した割れ目の多い地殻中を上昇したことにより、上部地殻物質との大きな反応をしないまま地殻浅所まで上昇し、磁鉄鉱系の fO_2 を保持することができたと考えられる。

3. 文象斑岩の Sr, Nd 同位体比と Rb-Sr 全岩アイソクロン年代

文象斑岩中の閃緑岩質 MME は、文象斑岩 9 試料よりも低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ を示す。この閃緑岩を含めた 10 試料で求めたアイソクロン年代は $84.5 \pm 3.5 \text{ Ma}$, $\text{Sr I} = 0.70586 \pm 0.00013$, $\text{MSWD} = 0.87$ である。しかし文象斑岩と閃緑岩は全岩化学組成で一連のトレンドを示さない元素が多く、一連の分別結晶作用で形成されたとは考えにくいので、これはシェードアイソクロンあるいは混合線と考えられる。したがって、石洞ヶ岳文象斑岩の年代値、Sr I としては文象斑岩 9 試料のみによるアイソクロンから得られた値を採用した。

本研究では流紋岩質溶岩とそれを貫く文象斑岩の両方からアイソクロンを得ることができた。両者のアイソクロン年代を比較すると流紋岩質溶岩で $88.4 \pm 13.8 \text{ Ma}$ 、文象斑岩で $86.5 \pm 5.9 \text{ Ma}$ である。これらは誤差範囲内で一致しており、野外で認められる両者の密接な空間的分布関係とも調和的である。

今回文象斑岩から得られた $\text{Sr I} = 0.70572 \pm 0.00035$ は、今岡ほか (1997) の阿武層群青海累層の流紋岩質溶岩の

$\text{Sr I} = 0.70589 \pm 0.00012$ 、それを貫く花崗岩類の 0.70583 ± 0.00047 、および弓削ほか (1998) の阿武層群福賀累層の流紋岩質溶岩の $\text{Sr I} = 0.70544 \pm 0.00024$ 、その随伴花崗岩類の 0.70526 ± 0.00023 と誤差範囲内で一致する。またこの Sr I は、102Ma の全岩アイソクロン年代を示す鳳凰山花崗閃緑岩体の $\text{Sr I} = 0.7057 \pm 0.0002$ (Shibata and Ishihara, 1979) にも概ね一致する値である。

弓削ほか (1998) は Nd 同位体比も報告しているが、彼女らのデータを 87Ma で規格化した ϵ Nd I は流紋岩質溶岩で $0.0 \sim 0.4$ 、それらを貫く花崗岩類で $-0.2 \sim 0.6$ であり、本報告の $-1.0 \sim +0.8$ とほぼ一致している。したがって、石洞ヶ岳文象斑岩は、山口県北部に広い分布を示す阿武層群と関連貫入岩類を形成した一連のマグマ活動の産物と考えられる。

第12図に ϵ Sr I - ϵ Nd I 図を示す。Terakado and Nakamura (1984), Kagami et al. (1992) および弓削ほか (1998) のデータも同時にプロットした。石洞ヶ岳文象斑岩は、弓削ほか (1998) の阿武層群福賀累層の珩長質岩よりもやや高 ϵ Sr, 低 ϵ Nd 側にプロットされる。Terakado and Nakamura (1984), Kagami et al. (1992) のデータと比較すると、低 ϵ Sr, 高 ϵ Nd 値を示す領域にプロットされる。Kagami et al. (1992) は、Sr, Nd 同位体初生値の広域変化から中国～北九州地方の花崗岩類を、 $\text{Sr I} = 0.7048 \sim 0.7068$, ϵ Nd I = $+3 \sim -2.2$ の北帯花崗岩類, $\text{Sr I} = 0.7070 \sim 0.7088$, ϵ Nd I = $-3 \sim -8$ の南帯花崗岩類、および両者の中間値を示す漸移帯花崗岩類に区分し、これら花崗岩類の起源物質について議論した。石洞ヶ岳文象斑岩岩体の $\text{Sr I} = 0.70572$,

$\epsilon Nd I = -1.0 \sim -0.8$ は、Kagami et al. (1992) の北帯花崗岩類の値と一致している。このことは阿武層群火成岩類の起源物質が、北帯花崗岩類のそれと同様な同位体的性格を有していたことを示している。

しかし、石洞ヶ岳文象斑岩中の黒雲母・角閃石の化学組成は山陽帯・領家帯の花崗岩類のそれに類似している。山陽帯・領家帯花崗岩類にはKagami et al. (1992) では南帯・漸移帯花崗岩類に分類される岩体が多い。石洞ヶ岳周辺と福賀累層の全岩化学組成についても、 SiO_2 : 70~80wt.% に対し、 K_2O/Na_2O がやや高い0.5~3.0、多くは1.0~2.0を示し、この値は、山陰帯の花崗岩類よりも、山陽・領家帯の花崗岩類の値(村上・今岡, 1986)に近い。また後述するように、活動年代も山陽帯花崗岩類のそれとほぼ一致している。このように、石洞ヶ岳文象斑岩は同位体的には山陰帯花崗岩類に類似するが、貫入年代と化学組成の面では山陽帯花崗岩類に類似している。

石洞ヶ岳文象斑岩の示す $86.5 \pm 5.9 Ma$ と、流紋岩質溶岩の $88.4 \pm 13.8 Ma$ のRb-Sr全岩アイソクロン年代は、山口県北西部に広く分布する阿武層群構成岩から報告されている今岡ほか(1997)の $86.4 \pm 2.8 Ma$ 、弓削ほか(1998)の $86.8 \pm 2.8 Ma$ と誤差範囲内で一致する。従来、本地域周辺の阿武層群からは、村上(1985)により $92.1 \pm 6.3 Ma$ のジルコンによるフィッシュン・トラック年代が得られていた。しかしこの測定値は、Hurford(1990)のフィッシュン・トラック年代較正法に関する勧告以前のデータである。今回筆者らが得たRb-Sr年代値によって、山口県北~中部に広く分布する阿武層群が、ほぼ同時期(86Ma頃)に活動したことを明らかにできた。また、この年代値は、山陽帯に広大なバソリスを形成している広島花崗岩の活動のピーク年代: 85Ma(今岡ほか, 1994)とほぼ同じである。

ま と め

1. 石洞ヶ岳文象斑岩は、阿武層群中に貫入し、閃緑岩質のMMEを包有する。化学組成の検討から、このMME組成のマグマは、周辺の珪長質火成岩類の親マグマではない。

2. 石洞ヶ岳文象斑岩の帯磁率は、 $19 \sim 423 \times 10^6 emu/g$ の値を示し、磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の両方に分類される。

3. 阿武層群の流紋岩質溶岩は、Rb-Sr全岩アイソクロン年代= $88.4 \pm 13.8 Ma$, $SrI = 0.70659 \pm 0.00046 (2\sigma)$, $\epsilon Nd I = -3.2 \sim -4.3$ を示す。

4. 石洞ヶ岳文象斑岩は、Rb-Sr全岩アイソクロン年代= $86.5 \pm 5.9 Ma$, $SrI = 0.70572 \pm 0.00035 (2\sigma)$, $\epsilon Nd I = -1.0 \sim -0.8$ を示す。

5. 流紋岩質溶岩のやや高いSrIは、マグマ溜り天井部における基盤岩類の同化により説明される。

6. 文象斑岩と阿武層群の凝灰岩・溶岩の間に認められる組成差は、火山岩類を生成したマグマが地殻物質を同化したことに起因する。

7. 石洞ヶ岳文象斑岩は、その年代、SrIおよび $\epsilon Nd I$ から、山口県北部・北西部に広く分布する阿武層群福賀累層・青海累層と関連貫入岩類を形成したマグマと同様の起源物質

から形成されたものと考えられる。

8. 阿武層群長門峡岩体は、山口県北部・北西部に分布する阿武層群福賀累層・青海累層とほぼ同時期(86Ma頃)に形成された。

9. 石洞ヶ岳文象斑岩はその年代から山陽帯花崗岩類に帰属するが、起源物質の同位体的性質は主に山陰側に分布する北帯花崗岩類(Kagami et al., 1992)のそれに類似している。

謝 辞

新潟大学の周藤賢治教授と島根大学の飯泉 滋教授には粗稿を読んで頂き、議論と原稿の不備を指摘していただいた。山口大学理学部地球科学教室と新潟大学大学院自然科学研究科の教官、院生諸氏には日頃から有益な議論と適切な助言をして頂いている。工業技術院地質調査所顧問の石原舜三博士には磁鉄鉱系火成岩の平均帯磁率について御教示いただいた。Sr, Nd同位体比およびNd, Sm含有量の測定は、新潟大学積雪地域災害研究センターの柚原雅樹博士にご指導いただいた。EPMA分析では、山口大学機器分析センター長(当時)の飯石一明教授および森福洋二技官に使用の便宜を図っていただいた。またXRF分析では同センターの永尾隆志助教授にお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B. and Albarede, F., 1977, Systematic use of trace element in igneous process. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 57-75.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987, *Volcanic successions, modern and ancient*. Allen and Unwin, London, 528p.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A., 1981, Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magmatogenesis. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10431-10469.
- DePaolo, J.D., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189-202.
- Duffield, W.A., Ruiz, J. and Webster, J.D., 1995, Roof-rock contamination of magma along the top of the reservoir of the Bishop Tuff. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **69**, 187-195.
- Faure, G., 1986, *Principles of isotope geology. 2nd edition*. John Wiley and Sons, New York, 589p.
- Hayama, Y., 1964, Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec II*, **15**, 321-369.
- Honma, H., 1974, Chemical features of biotites from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **69**, 309-402.
- Hurford, A.J., 1990, Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geol.*, **80**, 171-178.
- 井川寿之・今岡照喜, 1998, 白亜紀佐々並コールドロン: 山口県中央部の阿武層群に見出された火山性陥没構造. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, 158.
- 今岡照喜, 1986, 山陰西部における古第三紀火成活動. 広島地質学研究所報告, no.26, 1-109.
- 今岡照喜・永松秀崇・加々美寛雄, 1997, 山口県青海島における白亜紀火山-深成作用. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 231.

- Imaoka, T. and Nakasima, K., 1983, Temporal and spatial variations of magnetic susceptibility of Cretaceous to Neogene igneous rocks from the central and western Chugoku Province, Japan. *J. Fac. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **8**, 1-30.
- Imaoka, T., Nakajima, T. and Itaya, T., 1993, K-Ar ages of hornblendes in andesite and dacite from the Cretaceous Kammon Group, Southwest Japan. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **88**, 265-271.
- 今岡照喜, 大平 武, 沢田順弘, 板谷徹丸, 1994, 中国・四国地方における白亜紀～第三紀火成岩類の放射年代. 岡山理大自然科学研報, **20**, 3-57.
- 今岡照喜・上田 薫・村上允英・鈴木哲夫・脇坂安彦・甲斐野信一・横山義人・佐々木浩, 1984, 山口県十種ヶ峰の白亜紀阿武層群. 山口大教養部紀要, **18**, 79-101.
- 稲積章生, 1975, 中国地方の古生層泥質岩の化学組成. 地質雑, **81**, 513-520.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S., 1990, The Inner Zone Batholith vs. the Outer Zone Batholith of Japan: evaluation from their magnetic susceptibilities. *J. Univ. Mus., Univ. Tokyo, Nature and Culture*, **2**, 21-34.
- Johnson, C.M., 1989, Isotopic zonations in silicic magma chambers. *Geology*, **17**, 1136-1139.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H., 1987, Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm, Nd concentrations of standard sample. *Tech. Rep. ISEI, Okayama Univ., Ser. B*, **4**, p.16.
- Kagami, H., Iizumi, S., Tainosho, Y. and Owada, M., 1992, Spatial variation of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks, Southwest Japan Arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 165-177.
- 角縁 進・永尾隆志・白木敬一, 1995, 山口の新生代火山岩類. 日本地質学会第102年学術大会見学旅行案内書, 157-170.
- 角縁 進・永尾隆志・今岡照喜・白木敬一・松本徠夫, 1989, 蛍光X線分析装置による岩石中の微量元素の定量. 山口大教養部紀要, **23**, 43-54.
- 金谷 弘, 1987, 岩石帯磁率についての2-3の問題—測定における問題点と表示方法—. 地調月報, **38**, 203-215.
- 蟹沢聡史, 1979, 中部地方領家帯花崗岩中の黒雲母の化学組成. 地質学論集, no.17, 281-286.
- 川野良信, 1994, パーソナルコンピュータを用いたRb-Sr, Sm-Nd アイソクロン計算プログラム. 情報地質, **5**, 13-19.
- Kutsukake, T., 1975, Petrological studies on the Ryoke metamorphic rocks in the Toyonemura area, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, **43**, 49-110.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, L., Maresch, W. V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Min. Mag.*, **61**, 295-321.
- 三村弘二・片田正人・金谷 弘, 1976, 琵琶湖南東八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, **71**, 327-338.
- Miyashiro, A., 1956, Data on garnet-biotite equilibria in some metamorphic rocks in the Ryoke zone. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **62**, 700-702.
- Miyazaki, T. and Shuto K., 1998, Sr and Nd isotope ratio of twelve GSJ rock reference samples. *Geochem. J.*, **32**, 345-350.
- Murakami, N., 1969, Two contrastive trends of evolution of biotites in granitic rocks. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **62**, 223-248.
- Murakami, N., 1974, Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geol.*, **8**, 139-151.
- 村上允英, 1981, 益田—松山間に分布する中生代火成岩類及び含有鉱物の化学組成変化—とくに益田—柳井間の深成岩類—. 山口大教養部紀要, **15**, 33-74.
- 村上允英, 1985, 中国地方西部における中生代後期～古第三紀火成活動史. 地質雑, **91**, 723-742.
- 村上允英・今岡照喜, 1986, 西中国および周辺地域の酸性～中性火成活動. 山口大教養部紀要, 村上允英教授記念号, 419p.
- 村上允英・西野英之, 1967, 中国西部に於ける後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究(II)火山岩類の噴出機構に関する2, 3の考察. 山口大理科報告, **17**, 35-440.
- 中島和夫・今岡照喜・村上允英, 1984, 山口県鳳凰山花崗岩体の岩石記載・全岩化学組成及び帯磁率. 岩鉱, **79**, 370-386.
- 西村祐二郎・板谷徹丸・磯崎行雄・亀谷 敦, 1989, 西南日本内帯220 Ma 高圧変成岩の原岩年代と変成履歴—山口県錦町地域の例—. 地質学論集, no.33, 143-166.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, 352p.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・鈴木完治・中野聡志・周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン. 地質雑, **100**, 217-233.
- Shibata, H., Oba, N. and Shimoda, N., 1966, Bearing of aluminium in mafic minerals in plutonic and metamorphic rocks. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku, Ser. C.*, **86**, 1-35.
- Shibata, K. and Ishihara, S., 1979, Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. J.*, **13**, 113-119.
- 柴田 賢・西村祐二郎, 1989, 三郡結晶片岩の同位体年代. 地質学論集, no.33, 317-341.
- 田結庄良昭・本間弘次・田崎耕市, 1979, 東中国における花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 地質学論集, no.17, 99-112.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980, Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geol. Spec. Issue*, no.8, 13-28.
- 田中和広, 1980, 島根県日原地域のオリストストローム, 鹿足層群. 地質雑, **86**, 613-628.
- 田中 剛・富樫茂子・上岡 晃・天川裕史・加々美寛雄・濱本拓志・柚原雅樹・折橋裕二・米田成一・浅原良浩・谷水雅治・Dragushanu, C.・清水 洋, 国丸貴紀・高橋和也・柳 哮, 1997, 同位体分析精度の向上を目的とするネオジウム同位体標準物質JNdi-1の調製. 1997年地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨, 455.
- Terakado, Y. and Nakamura, N., 1984, Nd and Sr isotopic variations in acidic rocks from Japan: significance of upper-mantle heterogeneity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**, 407-417.
- Thornton, C.P. and Tuttle, O.F., 1960, Chemistry of igneous rocks I. differentiation index. *Amer. Jour. Sci.*, **258**, 664-684.
- Tsuboi, S., 1938, Petrological notes (19)-(32). *Japan. J. Geol. Geogr.*, **15**, 125-129.
- 通商産業省, 1973, 昭和47年度広域調査報告書「益田地域」. 36p.
- 山口県, 1968, 山口県地質図(5万分の1). 33p.
- York, D., 1966, Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, **44**, 1079-1086.
- 吉田武義・村田 守・山路 敦, 1993, 石鏡コールドロンの形成と中新世テクトニクス. 地質学論集, no.42, 297-349.
- 弓削智子・今岡照喜・飯泉 滋, 1998, 山口県阿武地域における白亜紀流紋岩類と花崗岩類の全岩化学組成およびSr, Nd同位体比. 地質雑, **104**, 159-170.

(要 旨)

井川寿之, 鬼村雅和, 今岡照喜, 加々美寛雄, 1999, 山口県白亜紀石洞ヶ岳文象斑岩と随伴流紋岩類の岩石記載と Sr, Nd 同位体比. 地質学論集, no.53, 333-348. (Ikawa, T., Onimura, M., Imaoka, T. and Kagami, H., 1999, Petrography and Sr and Nd isotope ratios of Sekidogatake Granophyre and associated rhyolites, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.53, 333-348.)

山口県中央部に分布する後期白亜紀火山岩類阿武層群は溶結凝灰岩と溶岩およびそれら貫く文象斑岩からなる。石洞ヶ岳文象斑岩の帯磁率は、 $19\sim 423\times 10^6\text{emu/g}$ 以上の値を示し、磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の両方に分類される。文象斑岩は、SrI 0.70572 ± 0.00035 , Rb-Sr 全岩アイソクロン年代 $86.5\pm 5.9\text{Ma}$, $\epsilon\text{NdI}:-1.0\sim 0.8$ を示す。一方、流紋岩質溶岩はSrI 0.70659 ± 0.00046 , Rb-Sr 全岩アイソクロン年代 $88.4\pm 13.8\text{Ma}$, $\epsilon\text{NdI}:-4.6\sim -3.5$ を示す。流紋岩質溶岩が文象斑岩に較べて高いSrIを示すのはマグマ溜り上部で基盤岩類を同化した結果と考えられる。基盤岩類の混合の影響は他の主成分元素にも認められる。文象斑岩はその年代から山陽帯に帰属する。またその年代とSrIから、山口県北部に分布する阿武層群青海栗層・福賀栗層と同じ起源物質から形成されたものと考えられる。