

# 長野県大町市に分布する木崎流紋岩中のパーサイトの成因について

渡 辺 吉 和\*・大 場 孝 信\*\*・山 縣 耕太郎\*\*\*

(平成29年2月28日受付；平成29年5月22日受理)

## 要 旨

糸魚川－静岡構造線沿いの長野県大町市の木崎湖付近に分布する木崎流紋岩は白亜紀後期に活動した月長石流紋岩質溶結凝灰岩である。この月長石は後から貫入した花崗岩の熱の影響でサニディンがパーサイト化したものである。花崗岩から離れた場所では熱の影響はほとんどなかったため、2相分離が肉眼ではわからない程度しか進まなかった。パーサイトのアルバイトラメラの(801)反射の色は(001)結晶片の厚さとともに変化し、薄いと青色で、厚くなると白色、さらに厚くなると見えなくなる。花崗岩の熱の影響が小さいと、厚く成長しないため青いシラーを放つ月長石が見られる。熱の影響を強く受けるとパーサイトラメラの分離が進み厚くなり、白色シラーの月長石に変わる。これらの変化は有明花崗岩に近づくようになっている。青木花崗岩と月長石の関係は明瞭ではない。

## KEY WORDS

Kizaki rhyolite 木崎流紋岩, moonstone 月長石, perthite パーサイト, sanidine サニディン

## 1 はじめに

長野県大町市の木崎湖付近にある木崎流紋岩は青いシラーをもつ月長石の斑晶を特徴的に持つ溶結凝灰岩からなる小岩体である。山崎・宮島(1970)は富山県南西部に分布する太美山層の月長石流紋岩の噴出時代を、また石田他(1998)や伊藤他(2001)は石川県鷺走ヶ岳月長石流紋岩質溶結凝灰岩の形成時代について報告している。北陸地域の月長石流紋岩の活動は日本海側を熱源とした、漸新世末期から中新世前期の背弧海盆形成に伴う火成活動とした議論がなされている。これらの研究は月長石の成因について何にもふれていない。また木崎流紋岩に関する岩石化学的研究は植木・原山(2012)や渡辺・大場(2017印刷中)などがある。

パーサイトはカリ長石にアルバイトのラメラができていくアルカリ長石で、青色や白色の美しい光沢を放つものを月長石という。秋月・砂川(1976)は青白いシラーの原因は(801)に平行な板状組織内に入射光が反射と屈折を繰り返すことによっておこる光の散乱と述べている。反射光の色はラメラの(001)の厚さと共に変化し、薄いと青色で、厚くなるに従い、白色、さらに赤色になり、さらに厚くなるとシラーは見えなくなる。ラメラの成長とともに色が変わることを示している。

この論文では月長石の生成と青木花崗岩や有明花崗岩の熱の影響によってサニディンのホストとそれから分離したラメラの化学組成がどのように変化していったか考察する。このような観点から変成作用を考察した研究は今までにない。

## 2 月長石の産状

木崎流紋岩の分布域の大部分は石基が脱ガラス化を受けているので溶結構造がわかりにくく、流紋岩のように見える。

しかし、分布域の周辺部では肉眼で溶結構造が観察されたり、石基が溶結構造を示したりしている。石質岩片はわずかしこ含まれていないことから流紋岩質溶結凝灰岩である。

木崎流紋岩は青い反射光を放つ月長石を多く含むことが特徴的である。渡辺・大場(2017印刷中)は鉱物組み合わせの違いから本岩を南平タイプ(MD)、森タイプ(MO)、猿ヶ城峰タイプ(SA)の3つに分類した。また、熱の影響によりサニディンに固相分離が起きたものとして、これらの中でアルカリ長石に顕著なパーサイトラメラをもつものをそれぞれMOp, SApとした。

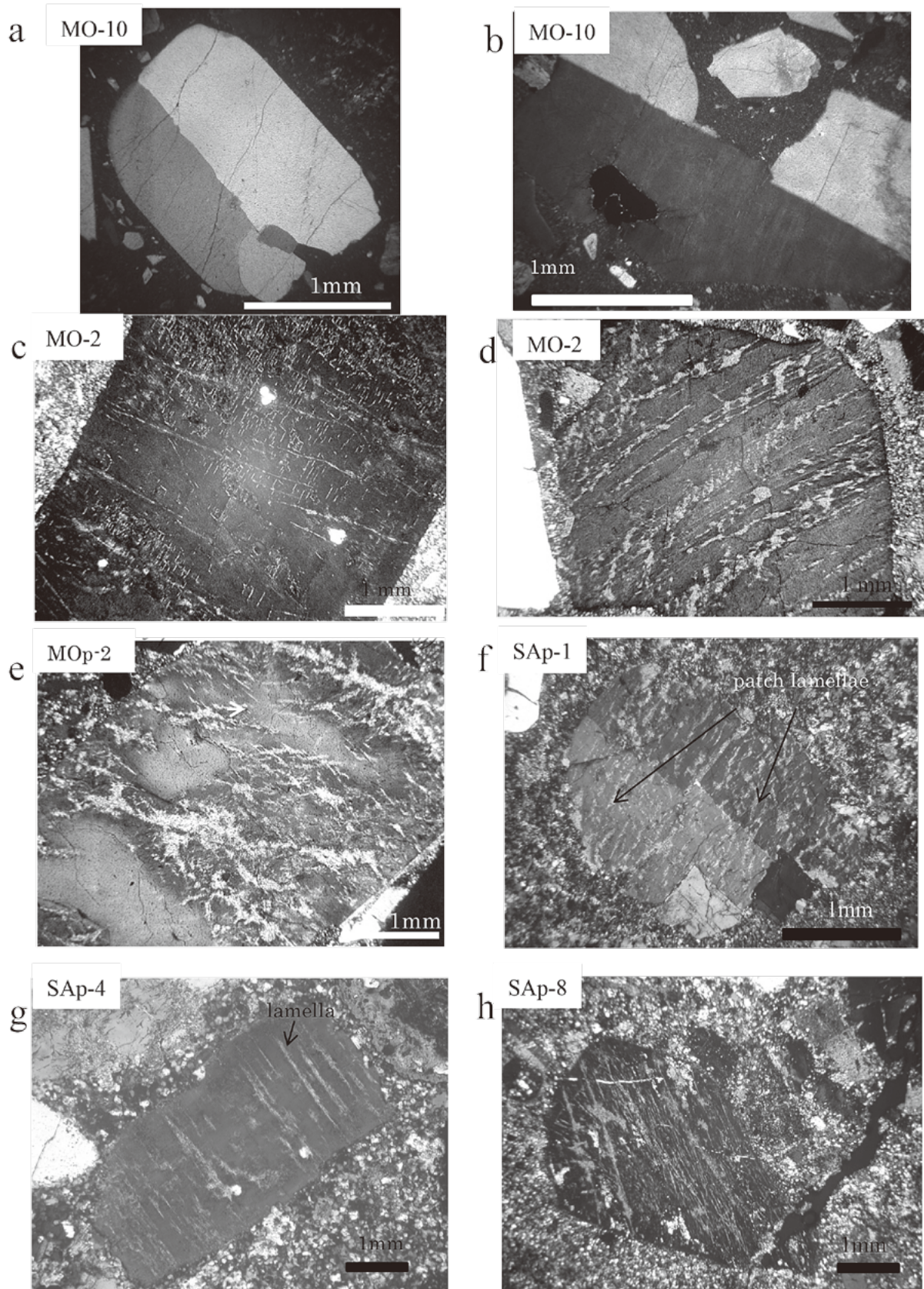


Fig.1. Photomicrographs of sanidine and perthite

a: sanidine (MO-10) b: sanidine with a tint of lamellae (MO-10) c: microperthite (sanidine host with very fine grained albite lamellae MO-2) d: sanidine host with irregular shaped lamellae (MO-2) e: perthite with patch albite lamella and aggregates of half-tone plate form (MOp-2) f: twin phenocryst with patch lamellae (SAp-1) g: K-feldspar host with string albite lamella (SAp-4) h: K-feldspar host with string and patch lamellae (SAp-5)

Fig.1にサニディンとパーサイトの顕微鏡写真を示す。Fig.1 aの顕微鏡写真はサニディンで、ラメラは見られない。Fig.1 bはサニディンであるが、顕微鏡でよく見るとわかるような微細なラメラらしきものが見られる。MO-10のサンプルには青色や白色の月長石が見られることからクリプトパーサイトになっている可能性が高い。Fig.1 cになると微細なアルバイトラメラが見られ、Fig.1 dでは大きくなっている。Fig.1 eは微細な結晶が網の目状になっている部分以外の所に、パッチ状のラメラが見られる。Fig.1 fではパッチ状ラメラが顕著である。Fig.1 g, hでは細長い針状のラメラとパッチ状ラメラが見られる。

## 2.1 南平タイプ(記号: MD)

小熊山山頂南東部林道周辺では岩石全体が暗灰色で1~2 mm大の白いカリ長石が多く観察される。南平集落南西部付近では暗青灰色で2~3 mm大の白いカリ長石を含む。青い月長石は含まれていない。花崗岩との接触部付近ではパーサイト化したカリ長石が観察される。

## 2.2 森タイプ(記号: MO)

このタイプはしばしば月長石を多く含み、角閃石や黒雲母などの有色鉱物は3つのタイプの中では最も少ない。肉眼では2~4 mm大の石英とサニディンが多く観察される。このサニディンには微細なラメラとパッチ状ラメラとがあり、MOpに見られるパーサイトにはパッチ状のものが多く、そのラメラの幅は30~100  $\mu\text{m}$ である。林道二ツ屋線の流紋岩は塊状を呈し、月長石を含むことがある。

## 2.3 猿ヶ城峰タイプ(記号: SA)

このタイプはほかのタイプよりも角閃石と斜長石を多く含む。パーサイトの観察されるサニディンにはパッチ状ラメラが多く、微細なラメラをもつものは少ない。SApに観察されるラメラはパッチ状のものが多く、ラメラの幅は90~150  $\mu\text{m}$ で、MOpのものより広く、より顕著である。

猿ヶ城跡周辺の青木花崗岩との接触部付近では微細なパーサイト状カリ長石が鏡下で観察される。北部林道の小熊山山頂北部付近では、岩石全体が淡黄灰色で1~4 mmのカリ長石、2~4 mmの石英の斑晶を多く含む。青色の月長石を僅かに含むことがある。

## 3 アルカリ長石の化学組成

鉱物の化学組成分析は上越教育大学に設置されたEDS (Oxford) を用いた。1枚のプレパラートについて、アルカリ長石を大きい方から10個選び化学組成測定を行い、代表的な分析値をTable 1に示す。これらの化学分析値を用い、ヒストグラムを作成した (Fig.2)。

これらの結果を見ると、大きく3グループに分けることができる。Fig.2の a~j が示すようにOr<sub>64</sub>付近にピークをもつ、サニディンのホストからなる。SAタイプのアルカリ長石ホスト部の化学組成範囲はMOとほぼ同じである。SA-1はリムにOr成分の高い部分をもっているためOr<sub>90</sub>付近にピークが見られる。SA-7やSA-8は化学分析できる10  $\mu\text{m}$ 以上のラメラをもっている。このように違いは見られるが、Or<sub>64</sub>付近にピークをもつサニディンをAグループとした。

Fig.2の k~o はサニディンのOr<sub>64</sub>付近のピークが残っており、Or<sub>88</sub>~Or<sub>95</sub>の間にもピークが見られる。このピークはサニディンからアルバイト (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) のラメラが溶離したため、ホストがよりKに富むようになったためである。Or<sub>88</sub>~Or<sub>95</sub>の間にピークをもつアルカリ長石を以後、K長石の名称を用いる。MOpタイプとSAp-1からなるグループをBとする。

Fig.2の p~w はサニディンのピークがほとんどなく、Or<sub>90</sub>~Or<sub>98</sub>の間にピークをもつK長石からなるものをグループCとした。MD-8はサニディンがわずかに残っている。



Table 1 (continued 2)

Sample No part mineral	MD-6		MD-8	MD-8
	host 2 K-fs	lamella albite	host 1 sanidine	host 2 K-fs
SiO <sub>2</sub>	64.45	65.81	66.08	63.75
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.09	0.00	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.47	21.89	19.07	18.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.08	0.00	0.07
FeO	0.10	0.05	0.20	0.08
MnO	0.03	0.01	0.00	0.00
MgO	0.00	0.07	0.07	0.04
CaO	0.02	2.64	0.34	0.10
Na <sub>2</sub> O	0.91	9.25	3.78	1.23
K <sub>2</sub> O	15.11	0.09	10.68	14.79
Total	99.43	99.98	100.22	98.64
O=8				
Si	2.986	2.885	2.987	2.979
Al	1.009	1.131	1.016	1.009
Cr	0.004	0.003	0.000	0.003
Ti	0.008	0.003	0.000	0.009
Fe <sup>2+</sup>	0.004	0.002	0.008	0.003
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.005	0.005	0.003
Ca	0.001	0.122	0.016	0.005
Na	0.082	0.786	0.331	0.111
K	0.893	0.005	0.616	0.882
Total	4.987	4.941	4.979	5.003
An	0.100	13.400	0.017	0.5
Ab	8.400	86.100	0.344	11.2
Or	91.50	0.60	63.93	88.3

Table 2. The group and schiller color of perthite

Group	Sample	blue	white
A	MO-1	○	◎
	MO-2	◎	X
	MO-4	X	○
	MO-5	○	○
	MO-8	○	○
	MO-10	○	○
	SA-1	○	○
	SA-2	○	◎
	SA-7	X	○
	SA-8	○	◎
B	MOp-1	○	○
	MOp-2	◎	○
	MOp-3	○	○
	MOp-4	○	○
	SAP-1	X	X
C	SAP-2	○	◎
	SAP-4	X	○
	SAP-5	X	X
	SAP-8	X	X
	MD-2	X	X
	MD-5	X	X
	MD-6	X	X
	MD-8	X	X

◎ : a lots of amount

○ : small amount    X : absent

#### 4 考 察

加藤ほか(1989)は木崎流紋岩の活動は層序関係から白亜紀後期と推定した。渡辺・大場(2017印刷中)はパーサイトラメラを含まない森タイプMO-10の全岩K-Ar年代を $67.2 \pm 4.5\text{Ma}$ とし、木崎流紋岩の噴出時代を白亜紀後期とした。

しかし全岩のK-Ar年代測定したサンプルと同一の岩石から分離したサニデインのK-Ar年代は $57.0 \pm 3.3\text{Ma}$ であった。木崎流紋岩に貫入した花崗岩類の年代は黒雲母を用いたK-Ar年代について、青木花崗岩は $63.9 \pm 1.5\text{Ma}$ ,  $64.9 \pm 1.6\text{Ma}$ (加藤ほか, 1989), 有明花崗岩は $64.4 \pm 1.1\text{Ma}$ (原山ほか, 2009)と報告されている。

サニデインのK-Ar年代は木崎流紋岩に貫入した花崗岩類の年代より新しい時代を示すこととなる。

柴田(1991)は領家花崗岩の冷却史においてマグマの固結温度に近い角閃石の閉鎖温度からK長石の閉鎖温度まで1000万年かかることを報告している。パーサイト化に伴うAr損失は年代低下の原因として指摘されている。また柴田(1991)はカリ長石のK-Ar年代と閉鎖温度について火山岩のサニデインは除くと述べている。これは急冷するため母岩とサニデインの冷える温度がほとんど変わらないためである。

鷲走ヶ岳月長石流紋岩質溶結凝灰岩は熱水変質を受けているが、同じ時期の熱水活動であれば大きな年代の相違は出ないと思われる。木崎流紋岩は流紋岩質溶結凝灰岩であるため急冷されたことを示す。

母岩とサニデインのK-Ar年代は同じとなるはずである。しかし1000万年程の違いが生まれている。これは木崎流紋岩に貫入した有明花崗岩の熱の影響で、サニデインのパーサイト化がおこったためだと思われる。

顕著なラメラをもつアルカリ長石はMOpとSAPに見られ、MOとSAでは非常に微細なラメラが見られる。これらの差異点は木崎流紋岩の活動後、有明花崗岩の貫入の熱の影響でサニデイン成分がOr成分とAb成分の2相に分離して顕著なパーサイトラメラを形成したものがMOpとSAPで、さらに2相分離が進んだものがSAPの一部とMDである。接触部から距離が離れていたため影響が軽微であり、サニデインそのものの成分をほぼ保っているものがMOとSAであると考えられる。Fig.2にA(a~j), B(k~o), C(p~w)のグループで示した。MD-6とMD-8にはサニデインがわずかに見られるが、MD-2ははじめからサニデインがなかった可能性がある。

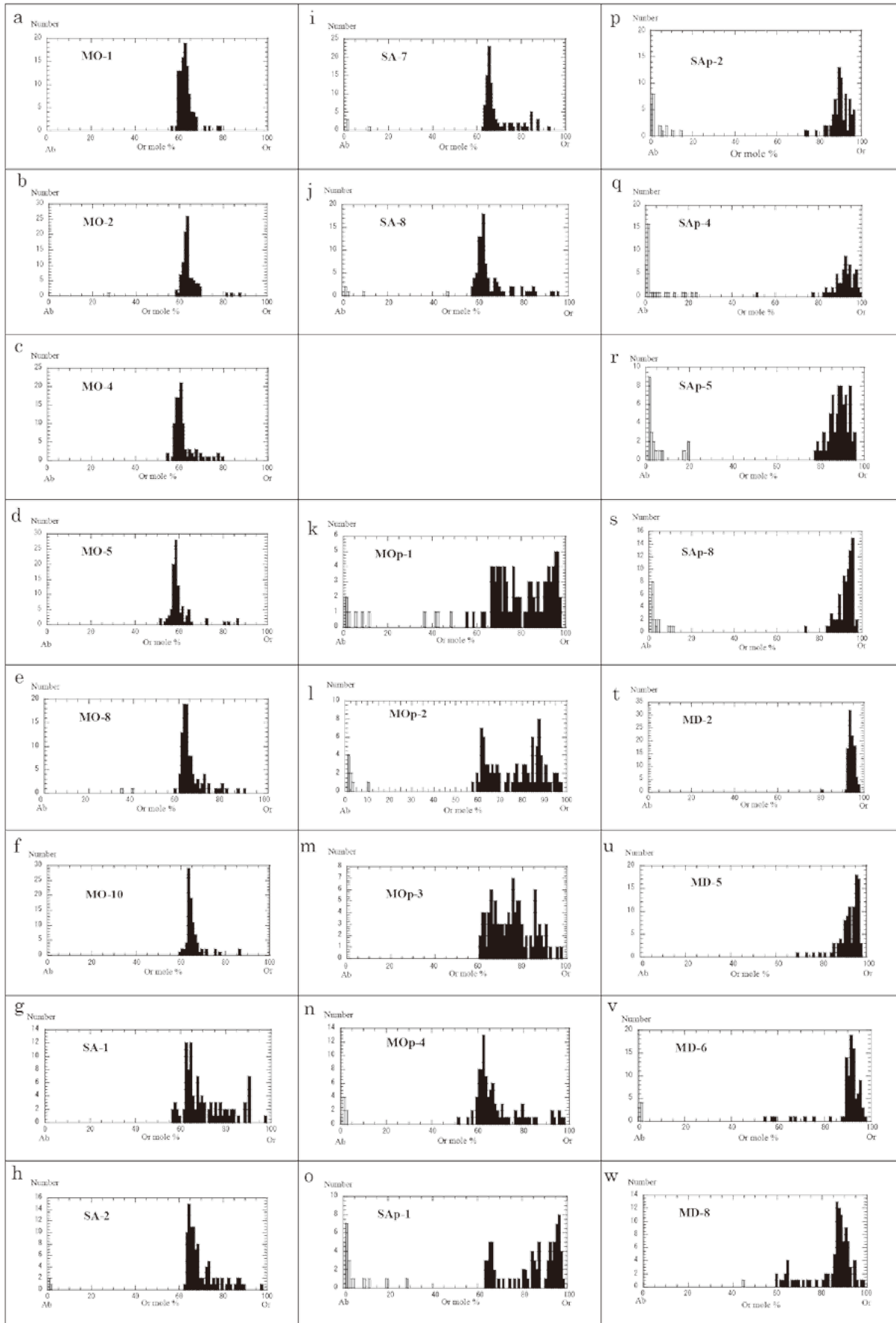


Fig. 2. Chemical compositions of alkali-feldspar phenocrysts from the Kizaki rhyolite. Filled blocks are host; empty blocks are lamellae.

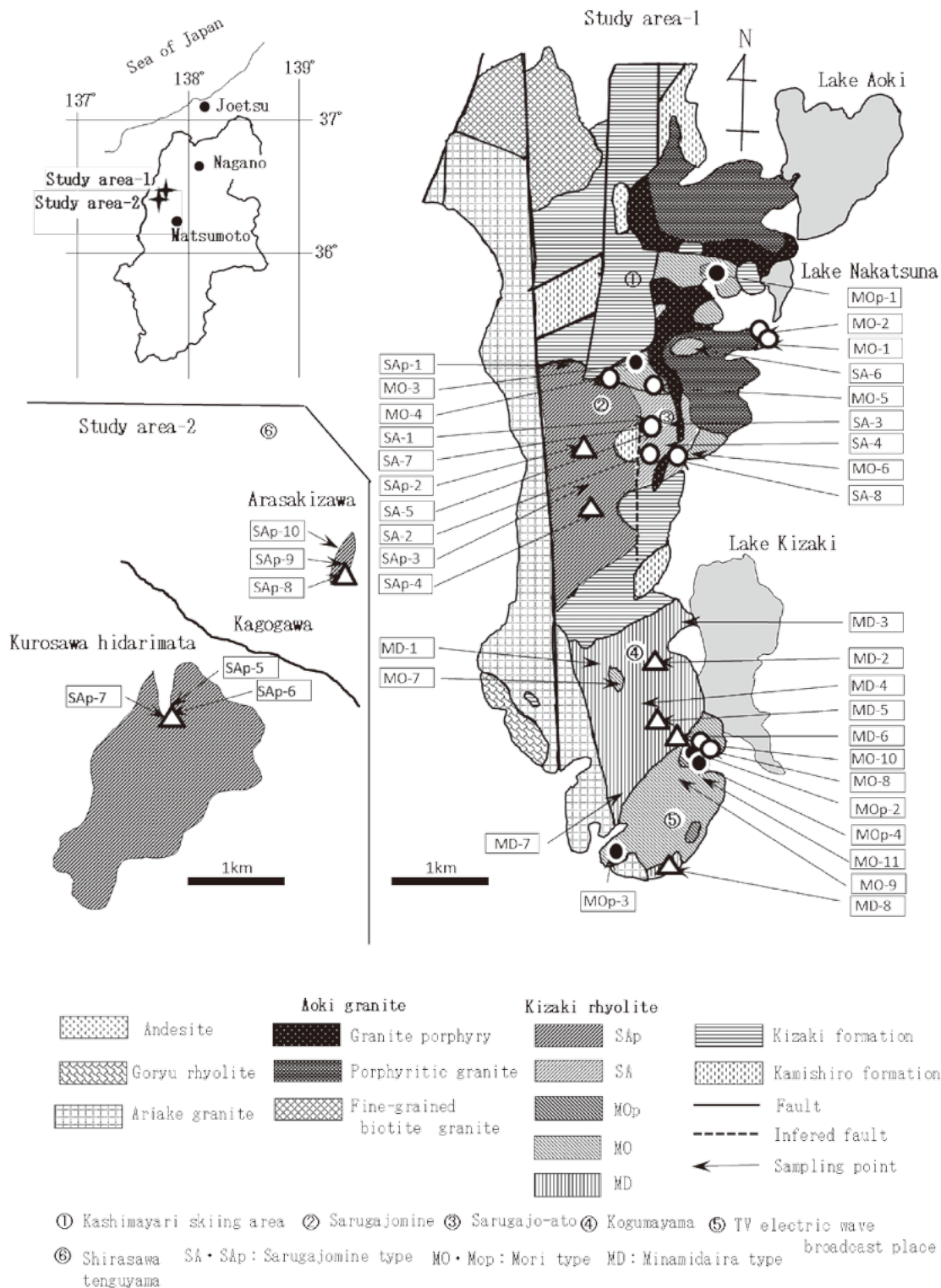


Fig. 3. Geological map of Kogumayama and the sampling points. The groups of Fig.2 are plotted on the geologic map. Group A: ● Group B: ○ Group C: △

Fig.3の地質図上にA, B, Cグループ別に記号をかえ、プロットした。Aグループは猿ヶ城跡周辺と木崎湖南岸付近に分布する。Cグループは有明花崗岩の東側とサテライトの地域に見られる。BグループはMOp-3を除いて調査地域の南部ではAグループとCグループの間に位置し、北部ではAグループの北部に位置する。

青木花崗岩の熱の影響より有明花崗岩の熱の影響を強く受けているように見える。青木花崗岩は花崗斑岩、斑状花崗岩、細粒花崗岩からなる小岩体であるため与えた熱の影響は少なかったことを示している。

秋月・砂川（1976）は月長石の閃光の原因としてセイロン産月長石の研究から次のように報告している。セイロン産月長石はラメラの厚さは極めて不規則で、波状に変動している。光はアルバイトラメラの(001)壁開面上で青く、a軸方向から見ると白色に見える。また長石の化学組成の変化があっても変わらない。(801)反射光の色はアルバイトラメラの(001)結晶片の厚さと共に変化し、薄いと青色で、厚くなるに従い白色、さらに赤色となり、ついに光は見えなくなる。

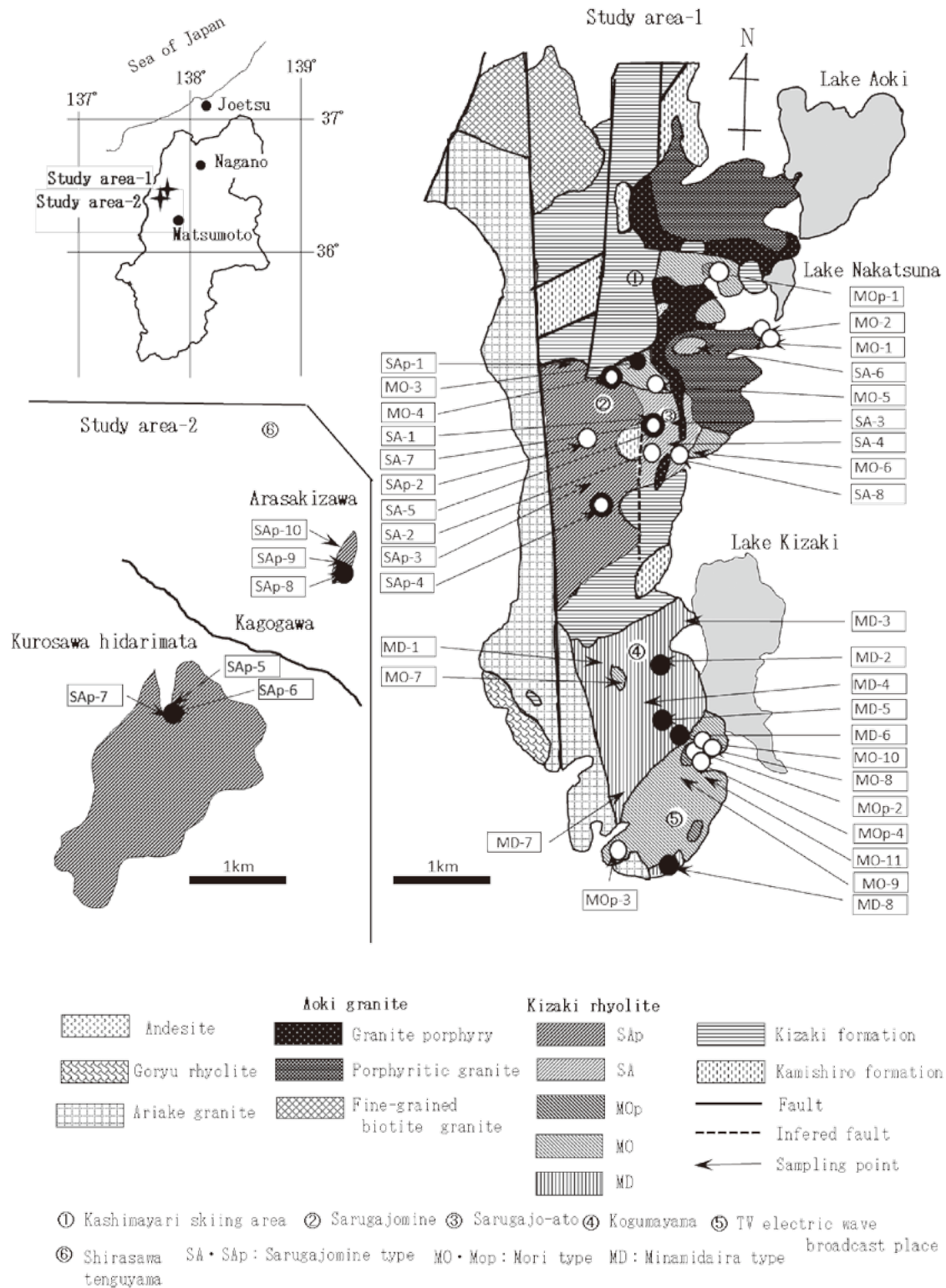


Fig. 4 Geological map of Kogumayama and the sampling points The color of moonstone of in Table 2 is plotted on the geologic map. ○ : blue schiller ○ : only white schiller ● : no schiller



また透過光は赤味を帯び、結晶片が厚くなると赤味を増すと述べている。

花崗岩の熱の影響とアルバイトラメラの厚さと関係があるはずである。本文では肉眼で青色や白色に見えたものを月長石があるとし、パーサイトラメラはあるが青色や白色に見えないものを月長石がないものとしてTable 2にまとめた。

サニディンが残っているAグループはすべてのサンプルで月長石が見られる。MO-2は青色の月長石しか見られない。MO-4とSA-7は白色の月長石しか見られないなどの例外はある。岩石の割れた面において月長石の(801)面の方向性に多少の違いや厚さの違いがあるため、月長石の量や色の違いが多少でと思われる。BグループはSAp-1を除いて、両方の色の月長石がある。CグループはSAp-2とSAp-4を除いて月長石はない。SAp-1, SAp-2, SAp-4を除いて、A, BグループとCグループの違いがあることがわかる。

青色の月長石のあるもの、白色の月長石のあるもの、月長石がないものに分け、Fig. 4の地質図上にプロットした。SAp-1とSAp-2を除いて、Fig. 3のグループごとのプロット分布と重なる。SAp-1とSAp-2の顕微鏡下での違いはあまりないので、原因についてはわからない。

#### 4 結 論

木崎流紋岩は溶結凝灰岩であるため、噴出した時は急冷された。このためラメラのないサニディンであった。花崗岩の貫入で、熱の影響によりサニディンの2相分離がおこった。貫入した花崗岩から離れた場所では熱の影響はほとんどなかったので、2相分離が肉眼ではわからない程度しか進まなかった。

青い反射光を放つ月長石には顕微鏡では見ることができない微細なラメラができており、MOとSAに月長石が多いのは熱の影響が小さかったことを示す。さらに熱の影響を受け、MOpとSApからSApの一部とMDにパーサイトラメラの分離が進んだと思われる。これらの変化は有明花崗岩に近づくようにおこっている。青木花崗岩との関係はほとんど見られない。熱の影響は青木花崗岩より有明花崗岩の影響が大きかったことが明瞭である。

#### 謝 辞

本研究にあたって、上越教育大学故戸北凱惟副学長、天野和孝副学長、中村雅彦教授をはじめ、自然系コース理科教官の方々から多くの激励と支援をいただいた。また、上越教育大学元岩石研究室のゼミの方々には研究内容について議論していただいた。木下房男氏には露頭を案内していただいた。また、図表の修正にあたって久保田吉則氏にお世話になった。以上の方々に心より謝意を表す。この論文の内容については第2著者が責任を負う。

#### 引用文献

- 秋月瑞彦・砂川一郎, 1976, セイロン産月長石の閃光の原因. 岩石鉱物鉱床学会誌, 71, 91 (講演要旨)
- 原山 智・大塚 勉・酒井純一・小坂共栄・駒沢正夫, 2009, 松本地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 63p.
- 伊藤康人・土志田正二・北田数也・檀原 徹, 2001, 石川県に分布する鷲走ヶ岳月長石流紋岩質溶結凝灰岩の古地磁気とフィッシュン・トラック年代. 地質調査研究報告, 52, 573-579
- 加藤碩一・佐藤岱生・光村弘二・滝沢文教, 1989, 大町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 103p.
- 柴田 賢, 1991, カリ長石のK-Ar年代と閉鎖温度, 地質ニュース, 437, 7-14.
- 植木忠正・原山 智, 2012, 北アルプス, 仁科山地における白亜紀後期の高温で水に乏しい珪長質火成活動, 地質雑, 118, 207-219.
- 渡辺吉和・大場孝信, 2017, 長野県大町市, 仁科山地に分布する木崎流紋岩の地質学的・岩石化学的研究, 糸魚川市博物館研究報告, 4, (印刷中)
- 山崎正男・宮島吉雄, 1970, 富山県南西部に分布する月長石流紋岩の噴出時代について. 岩石鉱物鉱床学会誌, 63, 22-27.

# The Origin of Perthite from the Kizaki Rhyolite, Omachi, Nagano Prefecture, Japan

Yoshikazu WATANABE\*, Takanobu OBA\*\* and Kotaro YAMAGATA\*\*\*

## ABSTRACT

Kizaki rhyolite is distributed near the Itoigawa-Shizuoka tectonic line at northern part of Nagano Prefecture.

Sanidine in Kizaki rhyolite has a milky blue and white schiller (Moonstone). Akizuki and Sunagawa (1976) reported that the color of  $(\bar{8}01)$  the reflection of moonstone changes from blue to white to no schiller with an increase in the  $(001)$  thickness of albite lamella in K-feldspar. The sanidine perthite changes to K-feldspar perthite near Ariake granite. A relationship thus holds between the growth of lamellae and the distance from the Ariake granite. The Kizaki rhyolite has undergone thermal metamorphism by Ariake granite.

---

\* Joetsu University of Education (Master's program) former student \*\* Natural and Living Science (former staff)  
\*\*\* Humanities and Social Studies Education