

地質学論集, 第24号, 131-144ページ, 1984年11月

東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類

八幡正弘*・深沢 光** 雁沢好博*** 吉村尚久****

Middle Miocene Acidic Volcanic Rocks in the Southern Area of North-East Japan

Masahiro YAHATA, Hikaru FUKASAWA, Yoshihiro GANZAWA and Takahisa YOSHIMURA

Abstract The Middle Miocene rhyolite-dacite lava flows and associated acidic pyroclastic rocks are widely distributed in the southern area of North-East Japan. This volumes are about 3500 km³.

The acidic rocks are classified into two series, based on thier phenocryst composition, namely, the Pyroxene and the Amphibole Series. The phenocrysts of the Pyroxene Series are of clinopyroxene ($Mg/Fe+Mg = 0.60-0.05$), orthopyroxene ($Mg/Fe+Mg = 0.52-0.26$), plagioclase (An 30-85) and quartz. Iron-rich pyroxene are the most characteristic feature of the Pyroxene Series. The phenocrysts of the Amphibole Series are of hornblend ($Mg/Fe+Mg = 0.70-0.50$), cummingtonite ($Mg/Fe+Mg = 0.65-0.61$ or $0.37-0.35$), orthopyroxene ($Mg/Fe+Mg = 0.62-0.47$), clinopyroxene ($Mg/Fe+Mg = 0.75-0.65$), biotite, plagioclase (An 17-63) and quartz.

Rhyolite-dacite and perlite have various K₂O content. In comparison with rhyolite-dacite, perlite is low in normative Q+Ab+Or, K₂O, CaO and FeO, remarkably depletes in Sr. In addition, the perlite, especially that of the Amphibole Series, is characterized by low (Eu)_A ($=Eu^{2+}/Eu^{3+}$).

Geochemical and petrographic studies indicate that the differentiation process of the acidic magma is interpreted as the fractional crystalization of plagioclase and mafic mineral in the proportion of several percents.

In addition, volcanism zone in the Tsugawa-Aizu Province consists of the Bimodal Volcanism Zone and the Amphibole Zone. The Bimodal Volcanism Zone is characterized by the acidic rocks of the Pyroxene Series and basaltic rocks.

はじめに

東北日本弧内帯グリーンタフ地域の火成活動については、棚井・新堀(1951)・生出・大沼(1960)・藤田(1960)・大沢(1963)などにより造構史との関係から検討され、火山岩類の種類と、時代及び活動の場所との関係が論じられてきた。また、火山岩岩石学

的記載および全岩主化学組成についての検討は、宮城(1963)・大沢(1963)・今田(1965・1974)・茅原(1967)・大口(1983)・富樫(1983)などにより進められ、とくに、玄武岩～安山岩についての分類やアルカリ・アルミナに注目した岩石区の区分などについて論じられてきた。また、同位体による研究は、周藤(1974)により行なわれ、火山岩の始源物質について初めて論じられた。

しかし、グリーンタフ地域の中で、主に酸性火山岩については変質作用による解析の困難さも加わり、まだ、十分な分析資料が得られていない。小論では東北日本南部の津川一会津区(島津, 1973)を例に酸性火山岩の岩石化学的特徴を中心に述べる。津川一会津区は中期中新世の主に西黒沢期に発生した堆積盆地群がNW-SE方向に配列していることを特

* 北海道立地下資源調査所

Geological Survey of Hokkaido, Sapporo, 060, Japan.

** 石油資源開発株式会社

Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., Tokyo, 100, Japan.

*** 北海道教育大学函館分校地学教室

Department of Earth Science, Hakodate Branch of Hokkaido University of Education, Hakodate, 040 Japan.

**** 新潟大学理学部地質鉱物学教室

Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Niigata, 950-21, Japan.

徴とする。このことは、出生・大沼(1960)が指摘した NNE-SSW 方向の地質区である奥羽帯・出羽帯と斜交した地質区が西黒沢期に発生し(第1図)、しかも、津川-会津区の成立が後述するように酸性火山活動に密接に関与していることを示している(島津, 1973; 八幡, 1982・投稿中)。

津川-会津区の酸性火山岩に関する岩石学的研究は、阿部・島津(1974)・SHIMAZU and TAKANO(1977)により進められ、とくに個々の酸性火山岩体については、吉村・深沢(1979)・八幡(準備中)が詳しい検討を進めてきた。小論では以上の個々の資料につ

いて検討しなおすとともに新たに微量元素の分析値を加えて、津川-会津区の酸性火山活動について考察を行った。その結果、各火山岩体内で分別結晶作用が進行していること、斑晶鉱物の組合せのちがいが広域的に認められ、火山岩のちがいが西黒沢期の堆積盆地の発達過程と密接に関与していることが明らかとなった。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、新潟大学島津光夫教授、北海道大学番場猛夫教授には常に御討論していただいた。放射化分析を行うにあたり、武蔵工業大学原子力研究所の平井昭司先生はじめ関係職員の方々には原子炉照射およびγ線スペクトロメトリーについて御指導・御協力いただいた。黒川直子氏には野沢地域の、斑晶鉱物の分析値を教えていただいた。

以上の方々に、厚く感謝の意を表します。

火山活動の概要

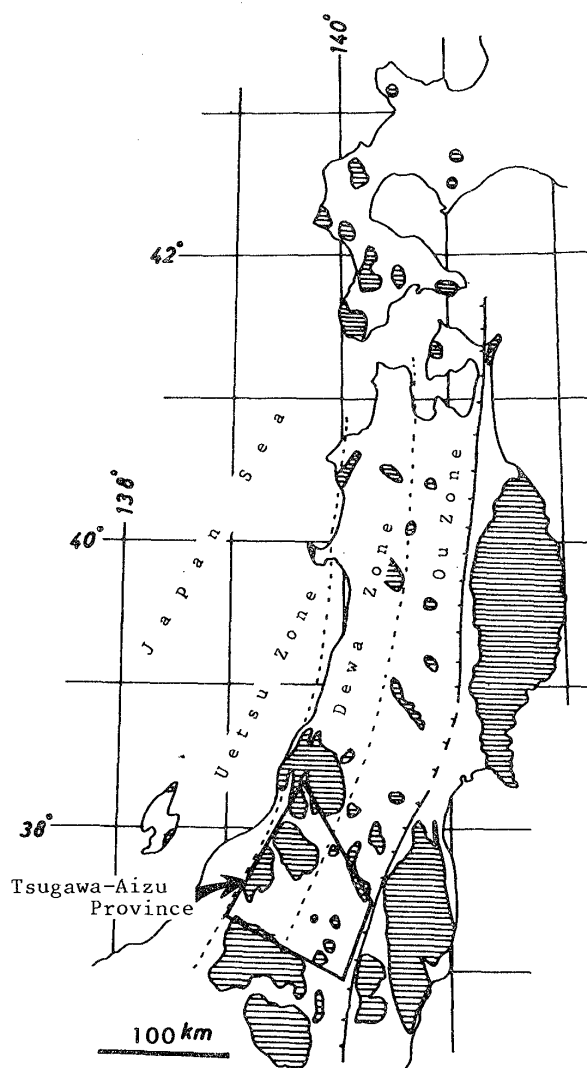
1. 西黒沢期の火山活動

津川-会津区における第三紀の火山活動の変遷を地域ごとにまとめ、第2図に示した。これから明らかなように、西黒沢期には全地域を通じて火山活動が卓越している。西黒沢期の地層は津川層と天満層下部層およびその相当層である。西黒沢期の火山活動は酸性火山岩を主体としながらも少量の玄武岩を伴う bimodal volcanism によって特徴づけられる。

津川-会津区における西黒沢期の酸性火山噴出物の全体積は約3,500km³に達する(第3図)。津川層下部層堆積時をI期、津川層上部層堆積時をII期、天満層下部層堆積時をIII期とすると、全噴出物量の約7割がII期の産物である。また、I・II期とも全火山噴出物中の火砕岩類の割合は約7割であるのに対し、III期では9割以上を占めている。

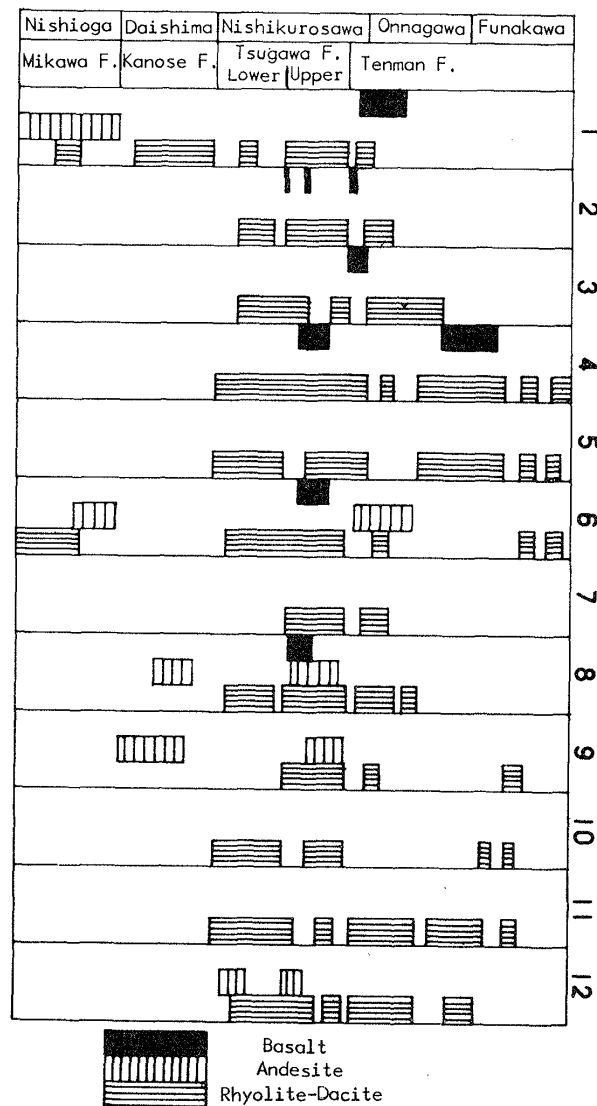
2. 酸性火山岩体の特徴

第4図に津川-会津区の構造図を示した。津川-会津区には、NW-SE 方向に多数の盆地が配列している。酸性火山岩の噴出場と盆地の発達史との関係については、八幡(1982, 投稿中)が報告した。これによると、酸性火山岩は各堆積盆地縁辺部の断裂帯に沿って噴出し、熔岩ドームを形成している。各熔岩ドームは厚さ300~500mに達し、同質の貫入岩を伴うことが多い。それぞれの岩体内では岩相の



第1図：東北日本弧の中新世構造区と津川-会津区

東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類



第2図：津川－会津区における第三紀火山活動の概要

1：三川，2：津川，3：入広瀬，4：只見，
5：宮下，6：会津南西部，7：野沢，8：喜
多方，9：米沢，10：会津南東部，11：田島，
12：糸沢

変化や斑晶鉱物組合せのちがいが認められる．とくに、真珠岩^{*}は単に岩体の周縁急冷相ではなく、流紋岩や石英安山岩とは異なる生成過程を経たものと考えられ、後述するマグマ溜り中で不均質な部分が生じたものと考えられる．この点について産状から検討すると、吉村・深沢(1979)・吉村・深沢・八幡(1984)・八幡(投稿中)が指摘したように、真珠岩は石英安山岩あるいは流紋岩熔岩中に数mの厚さで介在したり、あるいは熔岩ドームの約5～7割を占め、その厚さも150mに達する場合がある．また、真珠岩は斑晶鉱物組合せや鉱物組成・全岩主化学組

成が周囲の流紋岩や石英安山岩と異なっている場合が多い．なお、第4図に今回とりあつかった試料の産出位置を、付録に試料番号および岩石名を示した．

斑晶鉱物について

酸性火山岩の斑晶鉱物組合せは各岩体ごとや時期においても異なり(第1表)、主に2つの系列に区分できる．それは輝石を主体とした系列(Px-系列)と角閃石を主体とした系列(Am-系列)である．前者は単斜輝石・斜方輝石のいずれか、あるいは両者の組合せで特徴づけられ、真珠岩中に多く認められる．後者はホルンブレンドを主とし、他に黒雲母・斜方輝石を伴い、まれにカミングトン閃石・単斜輝石を含む組合せで、熔岩中のみならず軽石中にも多く認められる．各鉱物の化学組成については、すでに吉村・深沢(1979)・吉村・他(1984)・八幡(準備中)が報告しているので、ここではいくつかの新しい分析値を含めて、その特徴について述べる．なお、第5図・第6図に各鉱物の組成をそれぞれ示した．

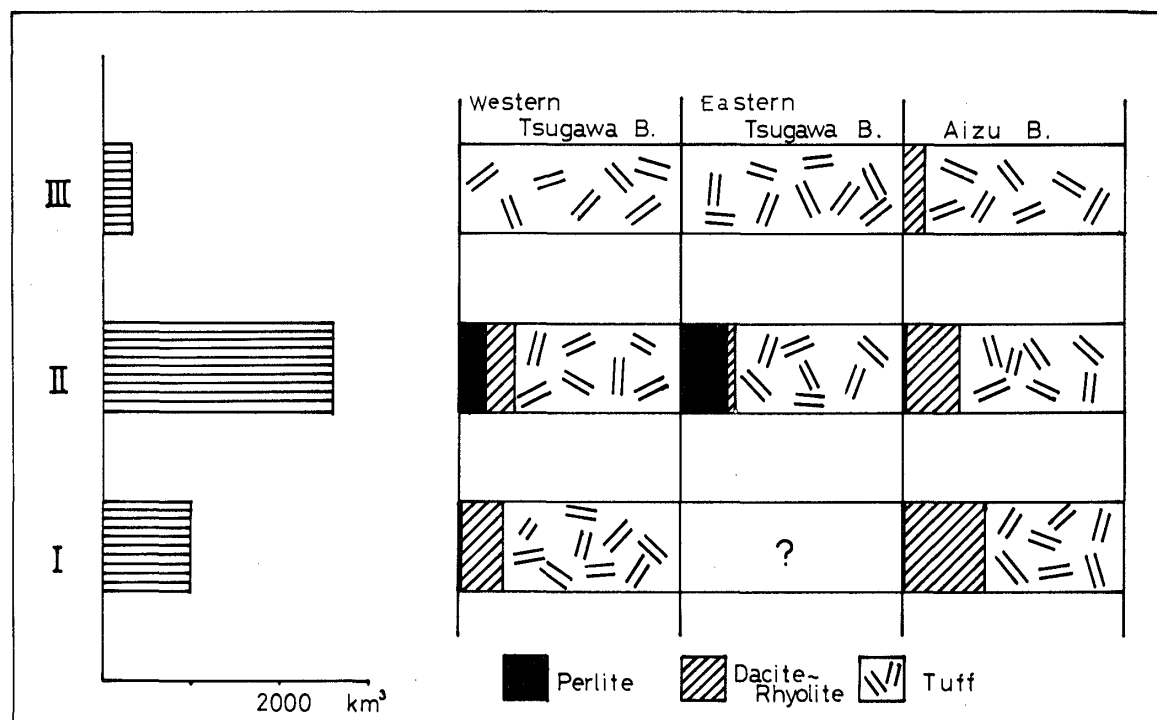
1. 斜長石

斑晶斜長石の化学組成はPx-系列とAm-系列とでは顕著な差があるので、それぞれについて以下に述べる．

まず、Px-系列の斜長石斑晶は真珠岩中では集斑晶をなす結晶と単独結晶とがあり、流紋岩や石英安山岩中では一般に単独結晶が多い．斜長石は真珠岩中のものでAn 30-85と幅広く、流紋岩・石英安山岩中のものはAn 30-50で、会津盆地の源田沢石英安山岩でAn 60に達する．高いAn成分を有する斜長石は集斑晶をなす結晶であることが多い．また、石基中の斜長石の組成はAn 30-40付近が多く斑晶斜長石中の単独結晶と同様の組成を示す．

一方、Am-系列の斜長石斑晶は軽石や真珠岩中に多く、角閃石と集斑晶をなすことが多い．しかし、流紋岩中では結晶の量も少なく、単独結晶の場合が多い．斜長石のAn成分については、会津盆地の海老山川流紋岩体についてのみ検討したが、ここでは真珠岩中のものでAn 21-32、流紋岩中のものでAn 47-63と、一般に真珠岩中のものが低い．また、諏訪峠岩体では黒雲母-斜長石-石英の斑晶をもつ真珠岩が産するが、この斑晶斜長石はAn 17-36である．

*小論であつかう真珠岩とは、全岩主化学組成上はSTRECKEISEN(1967)によるDacite-Rhyodaciteであるが、組織に真珠岩構造が認められるガラス質火山岩をさす．



第3図：各ステージにおける酸性火山岩類の噴出量と真珠岩・石英安山岩～流紋岩および凝灰岩類の比率，I・II・IIIはそれぞれ津川層下部層堆積時，津川層上部層堆積時，天満層堆積時を示す。

第1表 各盆地における火山岩類の種類

	Tsugawa Basin			Nozawa-Miyashita Basin	Aizu Basin	
	Northern Part Suwa Pass	Western Part Muroya	Eastern Part Houkawa		Western Part Ebiyama	Eastern Part Higashi-Omata
III	Opx-Cpx -Perlite Bi-Perlite Bi-Rhyolite	Bi-Pumice Basalt	Bi-Pumice Bi-Hor -Pumice	Opx-Hor+Bi-Pumice Cpx-Opx-Hor-Pumice Hor-Pumice	Bi-Pumice Opx-Hor -Pumice Andesite	Rhyolite
II	Bi-Rhyolite	Cpx-Opx -Perlite Basalt	Cpx-Opx -Perlite (Cpx-Opx) -Rhyolite Basalt	Bi-(Cpx) -Opx-Hor-Pumice Cpx-Opx-Hor-Pumice	Hor-(Cum) -Pumice Rhyolite Bi-Cum -Perlite	Basalt
I		Cpx-Opx -Perlite Rhyolite Bi-Rhyolite		Cpx-Opx-Dacite Rhyolite	Rhyolite	Cpx-Opx -Perlite Cpx-Opx -Dacite

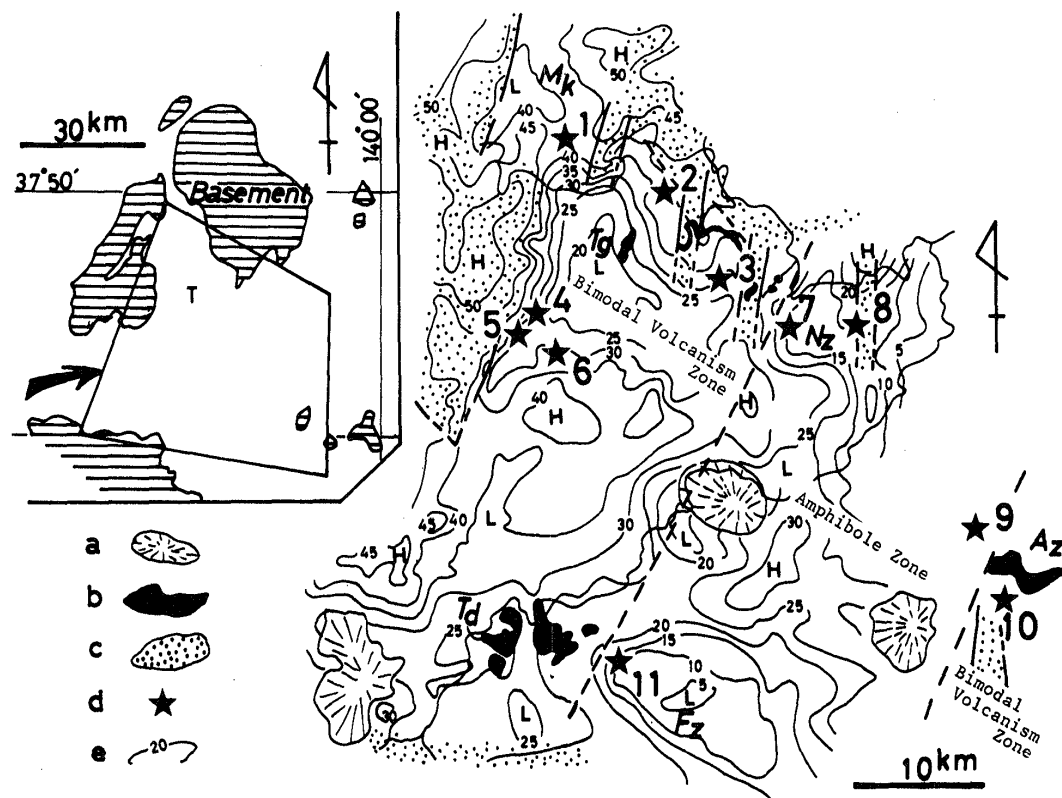
Bi：黒雲母，Cpx：単斜輝石，Cum：カミングトン閃石，Hor：ホルンブレンド，Opx：斜方輝石。

2. 輝石

Px-系列の火山岩では，真珠岩中に輝石斑晶が多数含有される。輝石は単斜輝石と斜方輝石からなり，高いFe含有量を有するという特徴がある。第5図に示したように単斜輝石のMg/Fe+Mg比は0.60～0.05，斜方輝石のMg/Fe+Mg比は0.52～0.26であり，一般に鉄に富む傾向にある。津川盆地東部の

宝川岩体では同一岩体中に，単斜輝石のみの部分と単斜輝石と斜方輝石の両者が含有される部分とがあり，それぞれに若干ずつ組成に差がある(第5図)。また，会津盆地の源田沢岩体の真珠岩の単斜輝石のMg/Fe+Mg比は0.60～0.42，斜方輝石のMg/Fe+Mg比は0.52～0.33と同一試料内での組成の広がりが大きい。第6図に示したように，只見地域の小

東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類



第4図：津川－会津区の地質構造図

Az：会津盆地，Fz：布沢盆地，Mk：三川盆地，Nz：野沢盆地，Td：只見盆地，Tg：津川盆地。
 a：第四紀火山，b：中期中新世玄武岩，c：地表および浅部に分布する基盤岩，d：試料位置（試料番号と岩石名については付録参照），e：等重力線($\rho=2.3$)。

川沢層中の真珠岩から SHIMAZU and TAKANO (1977) は鉄ヘデン輝石を見いだしている。

以上のように，Px-系列の酸性火山岩中の輝石の組成は，スケアガード貫入岩体中の輝石に比べCa含有量に富むものの，I期からIII期にむかって鉄に濃集するソレイト系列の分化系路をたどっている。

一方，Am-系列の斑晶輝石は，Px-系列の輝石に比べ鉄に乏しい傾向にあり，普通輝石 ($Mg/Fe + Mg = 0.75 \sim 0.65$)，シソ輝石 ($Mg/Fe + Mg = 0.62 \sim 0.47$) よりなる。

3. 角閃石

角閃石はAm-系列にのみ含有され，ホルンブレンドとカミングトン閃石よりなる。鉱物組合せは，ホルンブレンドーカミングトン閃石ー黒雲母ー普通輝石，ホルンブレンドーシソ輝石，ホルンブレンドー普通輝石ー斜方輝石，ホルンブレンドーカミングトン閃石，カミングトン閃石ー黒雲母である。ホルンブレンドの $Mg/Fe + Mg$ 比は $0.70 \sim 0.50$ であり，

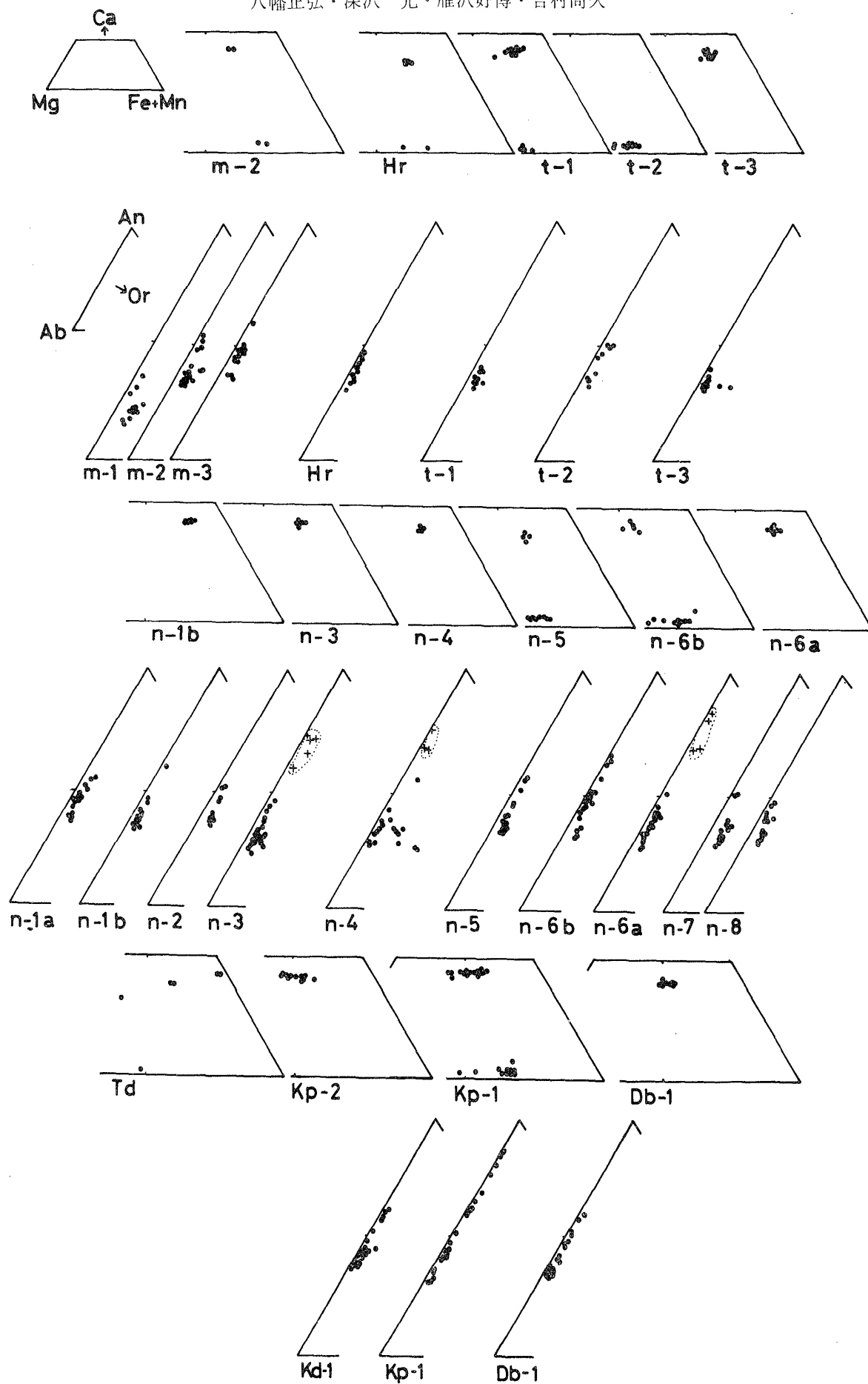
野沢地域の縄沢凝灰岩や中野凝灰岩中のホルンブレンドはわずかに鉄成分に富む。また，布沢層の凝灰岩中のホルンブレンドは $Al^{IV} \cdot TiO_2$ に富む傾向がある（吉村他，1984）。

一方，カミングトン閃石は， $Mg/Fe + Mg$ 比が $0.65 \sim 0.61$ と $0.37 \sim 0.35$ の2種類に区分される。前者は布沢層の凝灰岩中のカミングトン閃石と海老山川流紋岩中のホルンブレンドに伴うカミングトン閃石である。後者は海老山川流紋岩中の真珠岩に含有されるカミングトン閃石であり，この試料には黒雲母は含まれるが，ホルンブレンドは含まれない。

岩石の化学組成

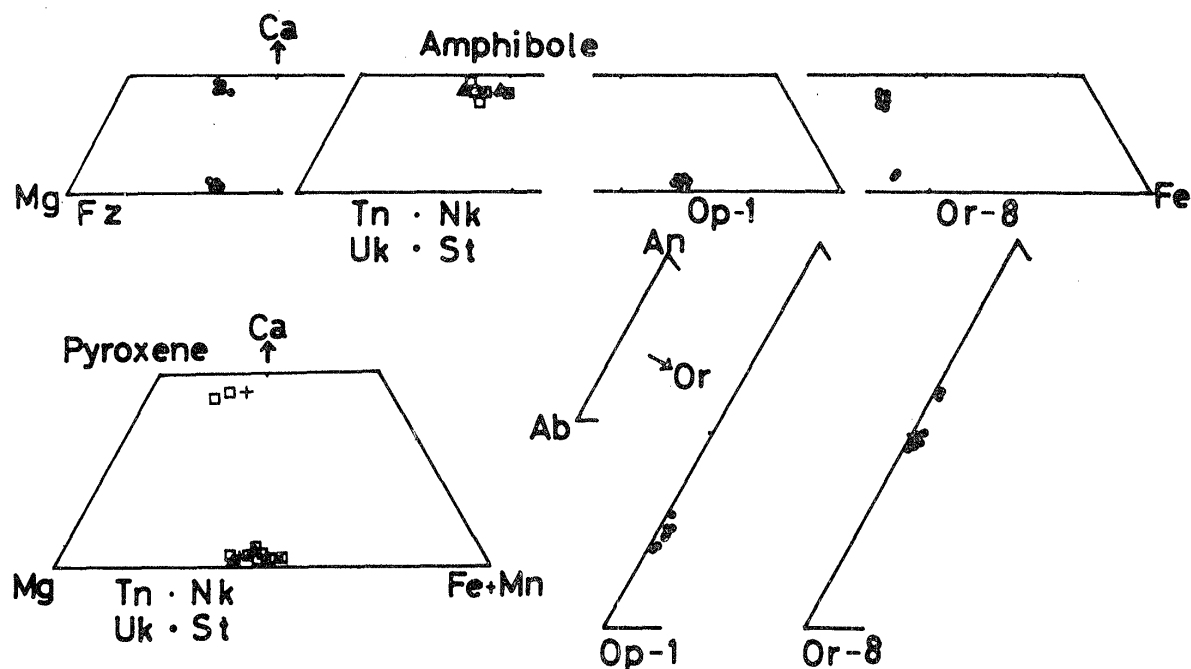
1. 全岩主化学組成

津川－会津区の酸性火山岩の全岩主化学組成については，阿部・島津(1974)，吉村・深沢(1979)，八幡（準備中）等により報告されている。これらを検討し，第7図にD.I.値（分化指数＝ノルムQ+Or+



第5図：Px-系列の斜長石と輝石の化学組成 +字は玄武岩質ゼノクリスト，試料番号は付録参照。

東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類



第6図：Am-系列の斜長石・角閃石と輝石の化学組成

白四角：縄沢凝灰岩，半四角：中野凝灰岩，十字：漆窪層凝灰岩，黒三角：塩坪層凝灰岩，Fzは布沢層凝灰岩，Op-1とOr-8は海老山川岩体。

Ab) 一氧化物図を示した。津川-会津区の酸性火山岩は、D.I. 値 = 69-96に至る広い範囲をもち、STRECKEISEN (1967) による dacite ~ rhyodacite ~ rhyolite に属し、とくに、真珠岩は D.I. 値が低く、dacite ~ rhyodacite に属する。また、Am-系列の岩石の分析値は少ないが、Px-系列の岩石と、とくに顕著な差はない。第7図では会津地域と津川地域に区別して示したが、会津地域の源田沢岩体の真珠岩を除いては K_2O 含有量の地域差は認められない。

一方、同一 D.I. 値の真珠岩と石英安山岩～流紋岩を比較すると、前者の CaO 、 FeO 含有量は後者のそれより低い値を示している。

2. 微量元素

前記の試料のうち津川盆地東部と西部および会津盆地に分布する火山岩の微量元素 (Rb, Sr, REE) について分析した (第2表)。分析方法は Rb・Sr については原子吸光法、REE については放射化分析法*によった。

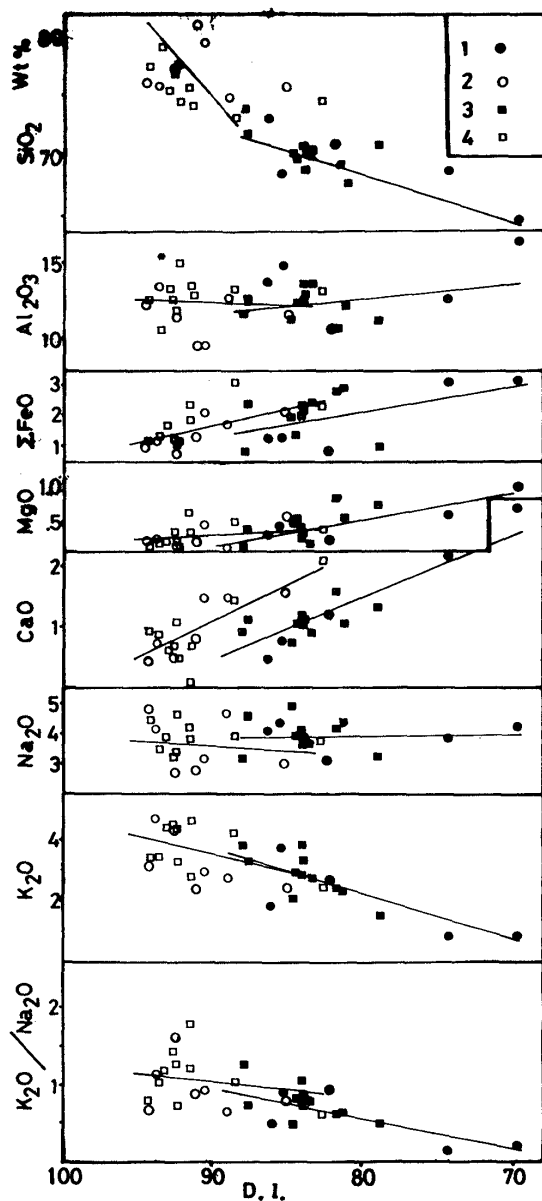
微量元素のうち Rb・Sr については、Am-系列の岩石の分析値が少なくこともあり、Px-系列との差異を識別するに至っていない。しかし、Px-系列の中で真珠岩と流紋岩～石英安山岩との間でちがいが生じている。とくに I 期と II～III 期の火山岩を比較すると、真珠岩の Rb/Sr 比は I 期で 0.3～0.8、II

～III 期で 0.8～3.0 と後期の岩石で増加し、その間に Sr 含有量は約 200 ppm から約 100 ppm へ減少する。一方、流紋岩～石英安山岩の Rb/Sr 比は I 期で 0.3～0.7、II～III 期で 0.35～1.2 と後期の岩石で増加するものの、Sr 含有量はほとんど変化はない。(第8図)。

次に、REE については、いずれの試料も軽希土に富むパターンとなっている。また、Eu の負のアノマリー (Eu)_A は顕著で、とくに、Am-系列の試料 Op-1 と M-1 の (Eu)_A は著しい (第9図・第10図)。

一方、各岩体ごとにみた場合、会津盆地の源田沢岩体では、石英安山岩と真珠岩を比較すると、後者の REE 存在量が多い。津川盆地東部の宝川岩体の場合、真珠岩と流紋岩との間で REE パターン・存在量とも顕著な差はない。

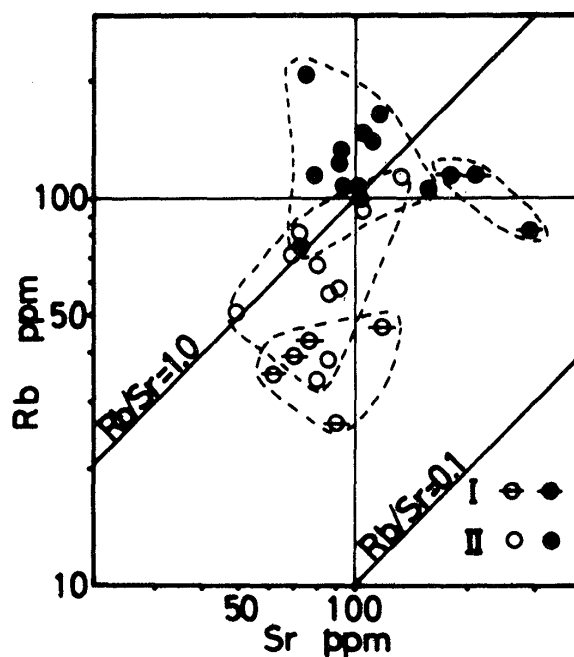
*放射化分析については以下のとおりである。試料を乳鉢ですりつぶし、約 0.8g をポリエチレン袋に入れて密封し、武蔵工業大学原子力研究所の中央実験管 (熱中性子束密度、 $4 \times 10^{12} n/cm^2 \cdot sec$) で中性子を 4 時間照射した。約 9～10 日間冷却後と、25～26 日間冷却後に Ge (Li) 検出器および波高分析器により各種元素の γ 線を測定した。また、フラックス補正は Sb の γ 線 (564KeV) を使用した。比較標準物質は W-1 を使用した。各元素の計数誤差は、Sm・Eu で 5% 以下、La・Yb で 10% 以下、Ce で 10% 前後、Tb・La で 10～15% である。



第7図：酸性火山岩の分化指数(D.I.値=ノルムQ+Ab+Or)と酸化物の関係

1-2: 会津盆地, 1: 真珠岩, 2: 流紋岩~石英安山岩, 3-4: 津川盆地, 3: 真珠岩, 4: 流紋岩.

図中の直線は、真珠岩、流紋岩~石英安山岩それぞれについて最小二乗法により求めた平均線である。



第8図：Rb-Sr図

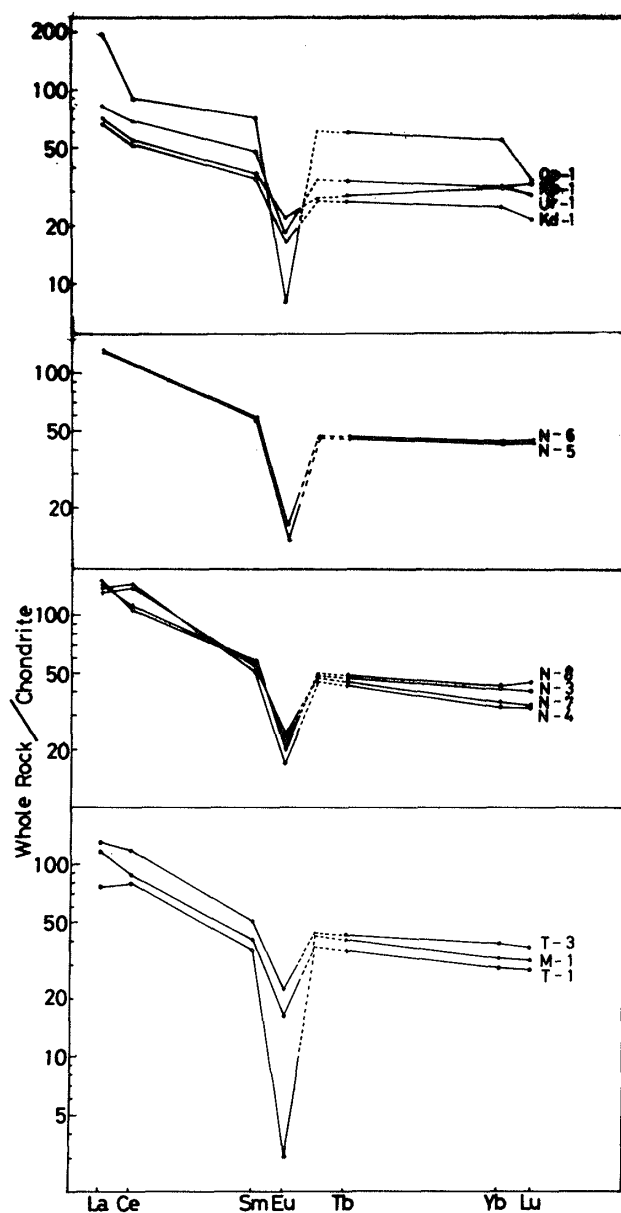
I: I-ステージ, II: II~III-ステージ, 白記号: 流紋岩~石英安山岩, 黒記号: 真珠岩.

第2表：微量元素の分析値

	Kp-1	Kd-1	Op-1	Ur-1	T-1	T-3	M-1	N-3	N-4	N-5	N-6	N-7	N-8
SiO ₂	64.34	76.41	73.08	75.92	67.63	70.07	69.99	69.67	72.92	70.85	71.72	74.26	77.29
K	0.82	1.99	1.56	2.66	1.81	3.19	2.45	2.02	3.41	2.43	2.72	3.58	2.87
Rb	80.79	45.60	107.76	73.47	106.76	99.18	208.14	140.17	111.95	113.93	105.33	57.30	67.80
Sr	293.5	121.1	102.8	71.1	159.2	-	106.1	114.9	139.4	79.8	96.5	88.2	80.8
Ba	1072	422	490	444	678	626	528	674	826	542	594	555	575
Lb	21.28	20.24	58.68	24.93	35.39	39.22	23.24	40.12	41.74	38.45	39.59	38.97	41.49
Ce	46.41	43.07	74.37	59.98	73.76	102.10	67.65	90.67	119.43	-	-	117.26	92.93
Sm	7.35	6.88	14.70	9.90	8.17	10.37	7.30	11.42	10.03	11.40	17.68	10.87	11.39
Eu	1.52	1.21	0.58	1.30	1.15	1.57	0.24	1.46	1.23	0.92	1.13	1.59	1.39
Tb	1.42	1.29	3.09	1.70	1.80	2.17	2.11	2.33	2.15	2.29	2.33	2.24	2.44
Yb	5.36	4.15	9.51	5.43	5.03	6.58	5.64	7.22	5.66	7.54	7.96	6.03	7.25
Lu	0.98	0.65	0.96	0.90	0.89	1.12	0.97	1.21	1.02	1.29	1.39	1.02	1.35
(Eu) _A	0.69	0.57	0.12	0.47	0.41	0.48	0.07	0.40	0.35	0.25	0.32	0.46	0.37
D.I.	69.18	85.05	85.96	94.31	81.20	84.03	84.34	81.75	88.57	84.07	87.60	91.51	94.18

SiO₂とKはパーセントで、その他はppmで表示している。試料番号は付録参照。

東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類



第9図：酸性火山岩のREEパターン
試料番号は付録参照。

考 察

1. 斑晶鉱物の晶出条件

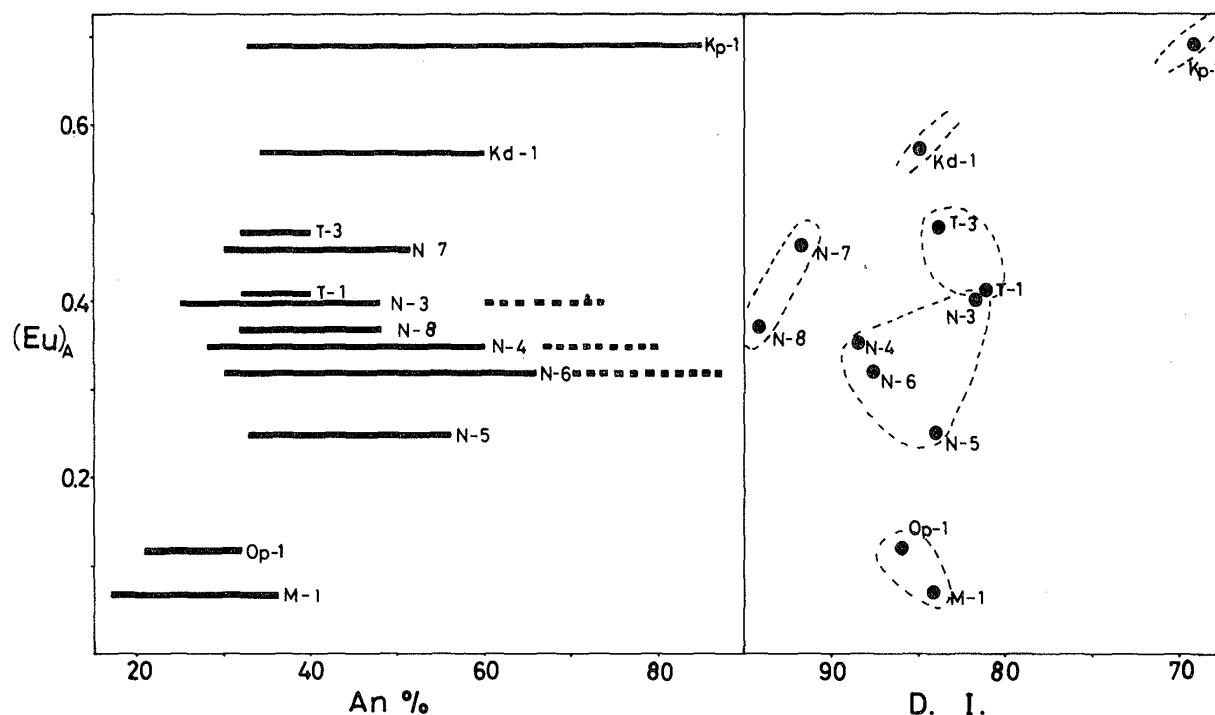
Px-系列とAm-系列の斑晶鉱物の晶出条件について、それぞれ述べる。

Px-系列の岩石中の輝石斑晶に伴う磁鉄鉱-チタン鉄鉱より求めた温度と酸素フィガシティーについて BUDDINGTON and LINDSLEY (1964) の図にプロットし、第11図に示した。会津盆地の源田沢岩体の真珠岩については840~900℃、石英安山岩については810~860℃となり、前者でFMQバッファ線付

近に、後者でNNOバッファ線付近にプロットされる。このことは同一岩体中에서도真珠岩の方がわずかに温度が高いために同程度の温度に対する酸素フィガシティーが低いことを示している。EWART *et al.* (1975) は酸性火山岩中に産する鉄に富む輝石の晶出時の酸素フィガシティーはFMQバッファ線付近にプロットされることを示しており、本地域のPx-系列の酸性火山岩も同様の晶出条件であったと推定される。また、輝石中の鉄固溶量はI期からIII期にむかって増大し、只見の小川沢層中の真珠岩中には鉄ヘデン輝石が晶出している (SHIMAZU and TAKANO, 1977)。さらに、斜方輝石のFe/Mg+Fe比は0.78に達するが、これより鉄に富む側では鉄カンラン石が晶出しているとされ (SHIMAZU and TAKANO, 1977)、圧力の低下に伴ない斜方輝石が不安定となり、石英-鉄カンラン石が晶出したものと考えられる。SMITH (1979)の実験によると、Fe/Mg+Fe比がほぼ0.80の斜方輝石が単独で安定であるためには850~900℃のとき3~8 kbの圧力が必要であるとされている。

一方、Am-系列の岩石中の斑晶鉱物に伴う磁鉄鉱-チタン鉄鉱より求められた温度と酸素フィガシティー (第11図) は、海老山川岩体の真珠岩で750~775℃、 $-\log_{10} fO_2 = 15.2 \sim 15.8$ 流紋岩で780~790℃、 $-\log_{10} fO_2 = 13.2 \sim 13.6$ であった。Am-系列の場合、Px-系列と異なり、真珠岩と流紋岩との間で明瞭な差が生じており、真珠岩の方が温度・酸素フィガシティーとも低く、とくに真珠岩はFMQバッファ線付近であるのに対し、流紋岩ではNNOバッファ線以上となっている。酸素分圧の差についてはカミングトン閃石の鉄固溶量にも反映しており、海老山川岩体の真珠岩中のカミングトン閃石は同一岩体中の流紋岩中のカミングトン閃石に比してMg/Fe+Mg比が0.25ほど低い。カミングトン閃石の晶出条件は EWART *et al.* (1971)・EWART *et al.* (1975) などにより、New Zealandの第四紀酸性火山岩について検討され、 $P_{H_2O} = P_{total}$ の条件で、 $P_{total} = 1 \sim 3$ Kbの圧力が必要であるとされている。一方、Am-系列の中でも輝石を伴う場合の磁鉄鉱-チタン鉄鉱より求めた温度は890~920℃とカミングトン閃石を伴う場合よりも高い。

以上述べたことから、Px-系列とAm-系列においてそれぞれ真珠岩と流紋岩~石英安山岩との間で温度・酸素分圧のちがいが生じていることが明らかとなった。酸素分圧のちがいがほぼ水蒸気圧のちがいによるものとする、酸素分圧のちがいが斜長石



第10図：(Eu)_Aと斜長石のAn組成および分化指数(D.I.値)との関係
 $(Eu)_A = Eu/Eu^*$ 。Eu*はEuがすべて3価であったときの仮想的な量で、SmとTbより内挿して求めた。

の組成に反映していることが期待される (YODER *et al.*, 1957). これについて共存する斜長石の An 組成から検討してみる。

Am 一 系列の斜長石の組成は、前述の温度と酸素分圧のデータと調和的であり、酸素分圧の高い流紋岩では水蒸気分圧が高いために真珠岩に比べ斜長石の An 成分に富む結果となったのであろう。斜長石の An 成分が主に水蒸気分圧によって決定されている点については、Am 一 系列の流紋岩・真珠岩中の斜長石の An 成分がそれぞれほぼ一定していることや、諏訪峠の黒雲母－真珠岩でも周囲の Px 一 系列の真珠岩に比べ斜長石の An 成分が低いことから支持される。

Px 一 系列の斜長石の組成は An 30～50が一般的であり、真珠岩では、より An 成分に富む斜長石を含有している。従って、上述の酸素分圧の条件に対し逆の傾向を示している。しかし、流紋岩・石英安山岩および真珠岩中の斜長石の An 組成の最低値はほぼ一定である。このことは、Px 一 系列の岩石を形成したマグマ溜りにおいて、斜長石の An 成分に差を生じさせるほどの水蒸気分圧の差は生じていないこ

とを示している。むしろ、斜長石の An 成分のちがいは全岩主化学組成による影響と考える。全岩の SiO₂ 値は真珠岩の方が石英安山岩や流紋岩より低く、しかも、後述のように斜長石や有色鉱物の分別が顕著であった真珠岩は、分別される前の全岩主化学組成が、より塩基性であったことが推定される。とくに、源田沢岩体の真珠岩の斜長石をはじめ、An 成分が 60以上の斜長石については、その産状が集斑晶の結晶であることが多いことや、組成上のギャップが認められる場合がある (八幡, 準備中) ことから、より SiO₂ に乏しい液のもとで先に晶出した結晶が多数含有されたものと考えられる。

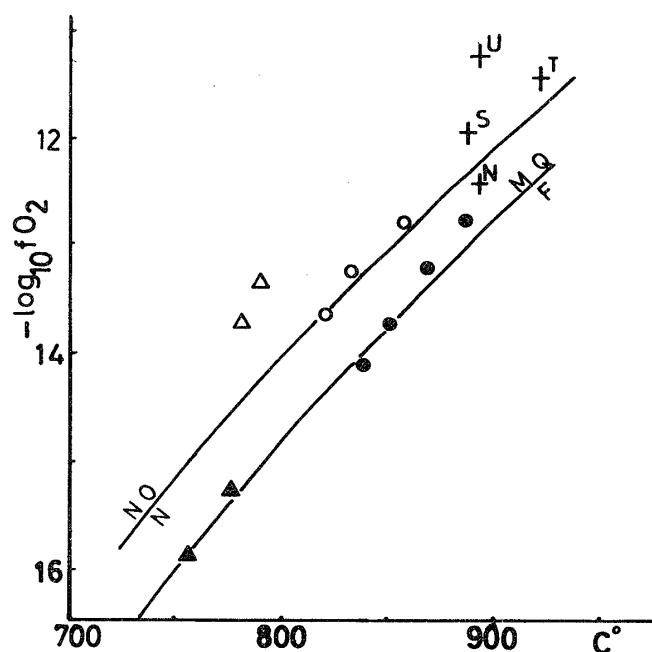
2. 分別結晶作用について

本地域の酸性火山岩における分別結晶作用については、次の4点から議論できる。

第1に、全岩主化学組成において同一 D.I. 値に対する Ca・Fe の含有量が真珠岩の方が流紋岩・石英安山岩より少ない。このことは斜長石および Fe-Mg 鉱物の分別が真珠岩において、より顕著であったことを示すものと考えられる。

第2に、Rb-Sr の含有量は前述のように I 期の

東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類



第11図：磁鉄鉱—チタン鉄鉱より求めた温度と酸素フイガシティーの関係

BUDDINGTON and LINDSLEY (1964) の図にプロットした。黒丸：源田沢岩体の真珠岩，白丸：源田沢岩体の石英安山岩，黒三角：海老山川岩体の真珠岩，白三角：海老山川岩体の流紋岩，N：中野凝灰岩，S：塩坪層の凝灰岩，T：細沢凝灰岩，U：漆窪層の凝灰岩。

火山岩のうち真珠岩は石英安山岩に比べて Sr・Rb 含有量が多い。また、I 期から II～III 期への変化として石英安山岩～流紋岩の Sr 含有量の減少量は少なく Rb の増加が顕著である。これに対し、真珠岩は Rb の増加と Sr の減少が認められる。このことは I 期から II～III 期へのマグマの分化の過程で、真珠岩は斜長石と輝石の、また、流紋岩・石英安山岩は斜長石の分別が主であったことを示す。

第3に、真珠岩中の石基ガラスは著しく分化の進んだ組成を示す(第3表)。とくに SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ の変化をみると(第12図)、真珠岩は SiO_2 に乏しい岩石であるにもかかわらず、石基ガラスは SiO_2 , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ に富み、著しく鉱物の分別により分化した組成を示している。

第4に、REE における $(\text{Eu})_A$ は I 期から II～III 期への分化に伴って小さくなっている(第10図)。また、同一岩体内では真珠岩は常に同程度の D.I. 値を有する流紋岩～石英安山岩より $(\text{Eu})_A$ が小さい。

$(\text{Eu})_A$ については斜長石の分別により説明するのが最も効果的である。SCHNETZLER & PHILPOTTS (1970) は $(\text{Eu})_A$ が斜長石の An 成分に左右されることを示した。これによると斜長石の $(\text{Eu})_A$ は An 85-95 では 1.0-2.5 であるのに対し、An 45-50 では 15-20 であり、酸性火山岩中の Na に富む斜長石の分別には強い影響を示すものと考えられる。

本地域の火山岩の D.I. 値と $(\text{Eu})_A$ の関係について第10図に示した。An 17-36 の斜長石を含有する Am-系列の真珠岩 (M-1 と Op-1) では $(\text{Eu})_A$ が 0.07-0.12 と著しく低く、とくに Ca に乏しい斜長石の分別が顕著であったことを示している。Px-系列の岩石の $(\text{Eu})_A$ は 0.25-0.69 を示している。D.I. 値の増加は斜長石の分別が主因であったと考えられることから、Px-系列の真珠岩は流紋岩～石英安山岩と比べて D.I. 値が低く、かつ $(\text{Eu})_A$ が小さいことは真珠岩の方が分別された斜長石の量が多かったものと推定される。

第3表：真珠岩中の石基ガラスの化学組成の平均値

	Kp-3	Kp-2	Op-1	N	t	m
SiO_2	83.19	83.08	82.51	78.98	80.89	81.62
TiO_2	0.14	0.11	0.02	0.01	0.11	0.09
Al_2O_3	11.94	12.42	12.85	12.47	12.43	12.56
FeO^*	1.64	1.48	0.48	1.40	1.60	1.22
MnO	0.05	0.08	0.01	0.06	0.05	0.04
MgO	0.10	0.08	0.06	0.04	0.03	0.09
CaO	1.13	1.14	1.42	0.94	0.75	1.18
Na_2O	0.77	0.69	1.21	2.65	1.47	0.71
K_2O	1.04	0.89	1.44	3.45	2.67	2.49

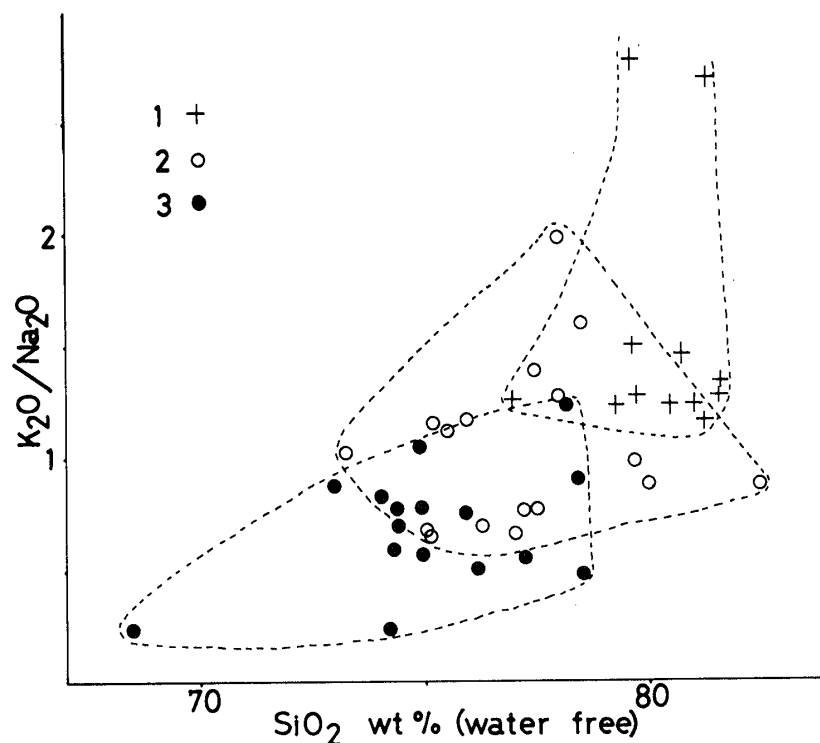
分析はEPMAにより行った。全鉄は Fe_2O_3 として計算・表示してある。

NはN-1からN-6までの平均値、tはT-1からT-3までの平均値、mはM-1とM-2の平均値である。

以上の検討から、酸性火山岩の分化過程は流紋岩～石英安山岩では斜長石を主とした分別結晶作用により、また、真珠岩では斜長石と輝石あるいは角閃石の分別結晶作用により説明され、 $(\text{Eu})_A$ や石基ガラスの組成からも分別の程度がかなり大きいものと考えられる。

3. Bimodal volcanism zone と Amphibole zone

以上述べてきた Px-系列と Am-系列の岩石は分布上ほぼ NNE 方向の帯状配列を示す。ここで Px-系列の岩石の分布域には同じ時期に活動した少量の玄武岩を伴うことにより Bimodal volcanism zone と、また Am-系列の岩石の分布域を Amphibole zone



第12図：SiO₂-K₂O/Na₂O図
SiO₂はH₂Oを除いて再計算した値。

と呼ぶことにする(第4図)。すでに述べてきたように、Px一列の岩石中の輝石は3～8 Kb, また, Am一列の岩石中のカミングトン閃石は2 Kb前後の圧力条件が必要であることから Bimodal volcanism zone における酸性マグマは Amphibole zone における酸性マグマに比べ深所で結晶作用を進行させたものと考えられる。

津川一會津区の酸性火山岩の起源物質について、周藤(1973)は酸性火山岩のSr⁸⁷/Sr⁸⁶値が0.7039～0.7047と低く、同地域の玄武岩とほぼ同様の値を示すことから、その起源を上部マントルの水を含むカンラン岩の部分熔融によってできると推定している。八幡(準備中)は会津盆地の酸性火山岩は玄武岩からの直接の分化物ではないことを示したが、玄武岩と酸性火山岩の成因関係を論ずる場合に前述の酸性火山岩の斑晶鉱物の晶出条件をさらに検討することが必要である。Bimodal volcanism zone と Amphibole zone のそれぞれの酸性火山岩はその生成において基本的に異なったプロセスを経たものと推定されるが、具体的な検討は今後の課題としてい。さらに、造構史との関連では、八幡(1982, 投稿

中), 八幡他(1982)は、津川一會津区の中で野沢から宮下地域、すなわちAmphibole zoneでは津川層最上部およびそれ以降の中～上部中新統の火砕岩中にいくつかの不整合を見出し、小規模の上下運動がくり返されたことを示した。このことは、Amphibole zone の酸性マグマ溜りが浅所に位置したことと密接に関連しているものと考えられる。また、野沢盆地などで、陥没構造が現われない原因についてもマグマ溜りの位置が浅所であることと何らかの関係があるものと考えられる。

以上の点は津川一會津区の堆積盆地の発生一形成過程を検討する上で、酸性マグマの役割が極めて重要であることを示している。

文 献

- 阿部智彦・島津光夫, 1974: 津川一會津区の酸性火山岩類の化学組成. 鉱山地質, **24**, 355-365.
BUDDINGTON, A.F. and LINDSLEY, D.H. 1964: Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**, 310-357.
茅原一也, 1967: 東北日本内帯グリーンタフ地域における中新世後期玄武岩類の岩石化学的特徴.

東北日本南部における中期中新世の酸性火山岩類

- 柴田秀賢教授退官記念論文集, 119-126.
- EWART, A. and GREEN, D.C. 1971: Voluminous low temperature rhyolite magmas in New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **33**, 128-144.
- , HILDRETH, W. and CARMICHAEL, I.S.E. 1975: Quaternary acid magma in New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**, 1-27.
- 藤田至則, 1960: 東北日本におけるグリーンタフ地
向斜の古地理的造構史の変遷に関する法則性.
地球科学, **50-51**, 22-35.
- 今田 正, 1965: 東北地方産粗粒玄武岩の地質学的
考察. 地質雑, **71**, 1-4.
- , 1974: 東北日本における Bimodal Volcan-
ism. 地質雑, **80**, 81-89.
- 宮城一男, 1963: 男鹿半島グリーンタフ層の層序と
火成活動(その5) —とくに火成活動の総括な
らびに東北地方グリーンタフ地域における岩石
区の問題と関連して—. 地質雑, **68**, 51-66.
- 生出慶司・大沼晃助, 1960: 東北日本を中心とした
グリーンタフ時代の火成活動, 地球科学, **50-
51**, 36-55.
- 大口健志, 1983: 秋田—山形地域の第三紀火山岩類,
地団研第37回総会シンポジウム資料集“島弧背
後の地質学的性格”, 185-189.
- 大沢 穰, 1963: 東北地方中部における新第三紀造
山運動—火成活動および鉍化作用—. 岩鉍, **50**,
167-184.
- SCHNETZLER, C.C. and PHILPOTTS, J.A. 1970: Partition
coefficients of rare-earth elements between ig-
neous matrix material and rock-forming mineral
phnocrysts-II. *Geochimica et Cosmochimica
Acta*, **34**, 331-340.
- 島津光夫, 1973: 東北日本グリーンタフ地域におけ
る津川—会津区. 地質学論集, No.9, 25-38.
- SHIMAZU, M. and TAKANO, M. 1977: Ca-Fe-rich pyrox-
enes in Miocene Perlites from the Tsugawa
and Tadami Areas, northeast Japan.
岩鉍, **72**, 419-427.
- 周藤賢治, 1974: 環太平洋造山帯の新生代酸性火山
岩類の生成の場—そのSr同位体による検討. 地
団研専報, **18**, 91-106.
- SMITH, D. 1971: Stability of the assemblage iron-
rich orthopyroxene-olivine-quartz. *Amer. J. Sci.*,
271, 370-382.
- STRECKEISEN, A.L., 1967: Classification and nomen-
clature of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral.
Abhandl.*, **107**, 144-240.
- 棚井敏雅・新堀友行, 1951: 東北裏日本における第
三紀の火成活動について. 地球科学, **5**, 15-23.
- 富樫茂子, 1983: 東北地方中新世火成岩の帯状分布
の変遷. 鉍山地質, 特別号, **11** (黒鉍・島弧・
緑海), 93-102.
- WOOD, B.J. and CARMICHAEL, I.S.E. 1973: P_{TOTAL} , P_{H_2O}
and the occurrence of cummingtonite in vol-
canic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**,
149-158.
- 八幡正弘, 1982: 会津盆地南西部の第三系—中期中
新世の造構史—. 地質雑, **88**, 819-834.
- , 投稿中: 会津地域における火山活動と盆
地の形成過程. 地質雑.
- , 準備中: 会津地方における第三紀火山岩
の岩石的研究.
- YODER, H.S., STEWART, D.B. and SMITH, J.R. 1957:
Ternary Feldspars. *Carnegie Inst. Washinton,
Years book*, **56**, 206-214.
- 吉村尚久・深沢 光, 1979: 西会津—津川地域の中
新世酸性火山岩類—とくにパーライト. 日本鉍
山地質学会・日本岩石鉍物鉍床学会・日本鉍物
学会. 昭和54年秋期連合学術講演会要旨.
- ・渡辺英樹・八幡正弘, 1984: 布沢盆地の
中新統凝灰岩からカミングトン閃石の産出. 地
球科学, **38**, 207-209.
- ・深沢光・八幡正弘, 1984: 津川地域の中
新世火山岩, 地質学論集, No.24, 145-156.

付録 試料番号と岩石名

- 1: 諏訪峠一行地岩体
 - m-1: 黒雲母 真珠岩
 - m-2: 単斜輝石—斜方輝石 真珠岩
 - m-3: 流紋岩
- 2: 福取岩体
 - T-2 (t-2): 斜方輝石 真珠岩
- 3: 宝川岩体
 - N-1 (n-1a, n-1b): 単斜輝石 真珠岩
 - N-2 (n-2): 単斜輝石 真珠岩
 - N-3 (n-3): 単斜輝石 真珠岩
 - N-4 (n-4): 単斜輝石 真珠岩

- N-5 (n-5): 単斜輝石—斜方輝石 真珠岩
- N-6 (n-6a, n-6b): 単斜輝石—斜方輝石 真珠岩
- N-7 (n-7): 流紋岩
- N-8 (n-8): 流紋岩
- 4: 檜山岩体
- T-3 (t-3): 単斜輝石 真珠岩
- 5: 鍵取岩体
- T-1 (t-1): 単斜輝石—斜方輝石 真珠岩
- 6: 室谷岩体
- Hr: 単斜輝石—斜方輝石 真珠岩
- 7: 中野凝灰岩
- Nk: 黒雲母—(単斜輝石)—斜方輝石—ホルンブ
レンド 軽石凝灰岩
漆窪層凝灰岩
- Uk: 斜方輝石—ホルンブレンド—黒雲母 軽石
凝灰岩
塩坪層凝灰岩
- St: 斜方輝石—ホルンブレンド—(黒雲母)
軽石凝灰岩
- 8: 縄沢層凝灰岩
- Tn: 単斜輝石—斜方輝石—ホルンブレンド
軽石凝灰岩
- 9: 海老山川岩体
- Op-1: カミングトン閃石 真珠岩
- Or-8: カミングトン閃石—ホルンブレンド
流紋岩
関根岩体
- Ur-1: 流紋岩
- 10: 源田沢岩体
- Kd-1: 斜方輝石—単斜輝石 石英安山岩
- Kp-1: 斜方輝石—単斜輝石 真珠岩
- Kp-2: 斜方輝石—単斜輝石 真珠岩
- Db-1: 黒雲母—鉄エデン閃石質ホルンブレンド
—斜方輝石—単斜輝石 石英安山岩 (礫)
- 11: 布沢層凝灰岩
- Fz: カミングトン閃石—ホルンブレンド 軽石
凝灰岩

1~11 の各岩体の位置は第4図に示してある。