

A. b. IV.

地質調査所報告第151號
赤城火山熔岩の研究

太田良平

地質調査所

昭和27年3月

昭和廿七年三月拾九日

551.217.1(521.24)

地質調査所報告

所長 三 土 知 芳

赤城火山熔岩の研究

通商産業技官 太 田 良 平

目 次

I. 熔岩の特性	1
緒 言	1
1. 熔岩の種類	1
2. 熔岩の化学成分	3
3. 熔岩の記載	6
A 両輝石安山岩および含普通輝石・紫蘇輝石安山岩	6
B 紫蘇輝石安山岩	14
C 含角閃石・両輝石安山岩 および含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩	15
D 紫蘇輝石角閃石・石英安山岩	17
E 子持および榛名両火山熔岩との比較	19
4. 捕獲岩	25
5. 総括および意見	29
II. 熔岩の斑晶紫蘇輝石	33
緒 言	33
1. 産出状態	33
2. 化学的性質	34
3. 光学的性質	37
4. 光学性と化学成分との関係	38
文 献	40
III. 鈴ヶ岳熔岩の晶洞鉍物	41
緒 言	41
1. 鈴ヶ岳ドーム	41
2. 鈴ヶ岳熔岩	41
3. 鈴ヶ岳熔岩の顕微鏡観察	42
A 斑 晶	42
B 石 基	43
4. 晶洞鉍物	44

5. 成因の考察	47
文献	49
Résumé (in English)	I

附図 写真図版 3 図

赤城火山熔岩の研究

通商産業技官 太田良平

I. 熔岩の特性*

緒言

筆者は1:50,000沼田図幅調査の際、赤城火山を踏査する機会を得たが、同火山熔岩を研究するに及んで種々の興味ある事実を知り得た。なお今後も引き続き研究を行う予定であるが、現在までに知り得た事実をこゝに報告する。本稿を草するに当り御指導を仰いだ河野義礼部長、小出博課長(元)および斎藤正次課長に謝意を表する。

本文中火山岩の分析は本所地質部安藤武技官が実施した。赤城火山は1898年に斎藤讓、1940年に樹下惺、1941年に大島敬義の各氏によつて調査されている。1940~1943年に種子川定勝博士は榛名火山熔岩の精細な研究を発表しているが、本文中榛名火山熔岩に関する諸記録は同博士の論文から引用した。本研究に多大の便宜を與えられた以上の各氏に対し、また種々の御意見を仰いだ本間不二男、久野久両博士に対し深謝する。

1. 熔岩の種類

赤城火山は群馬縣のほぼ中央に位置する休火山で那須火山帯に属し、西方は榛名および浅間両火山え、東方は男体および高原両火山に連つている。本火山は截頭円錐形の外輪山と、山頂のカルデラ内部にある3個の中央火口丘とより成る典型的な二重式火山であるが、外輪山はいわゆる輝石安山岩の熔岩および凝灰角礫岩等より成る成層火山で数個の寄生火山を有している。

いわゆる輝石安山岩の熔岩は次の如く分類される。

- A. 両輝石安山岩および含普通輝石・紫蘇輝石安山岩(いずれも斑晶橄欖石を有するものがある)
- B. 紫蘇輝石安山岩
- C. 含角閃石・両輝石安山岩および含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩

上記各種熔岩のうち、Aが最も多く、BおよびCは少ないが、入混つて分布して熔岩の種類と熔岩の噴出順序との間に著しい関係は認められない。しかしAは火山体発達の初・中期のもので、また本火山全域に亘つて見出される。Bは中期のもので本火山の中部から北部に多く、Cは大体中期のもので山頂のカルデラ壁の西南部附近から鈴ヶ岳にかけて分布している。

* これは日本地質学会第57年総会における講演の本文である。

カルデラ内部にある3個の中央火口丘は地藏岳および見晴山の両頂丘と、火口を有し下方に凝灰角礫岩を伴う長七郎山とより成っているが、それらの熔岩は外輪山熔岩と異り、いわゆる角閃安山岩に属し、いづれも紫蘇輝石角閃石石英安山岩であつて明らかに火山体発達の後期のものである。

なお、赤城火山の基盤には中生層および古生層の礫土質または珪酸礫土質の岩石が広く分布しており、東北方に塩基性深成岩、北方に両雲母花崗斑岩および超塩基性深成岩が局部的に、かつ小規模に見出される。

1939年に久野久は北伊豆および箱根地方の火山岩を研究し^{*}、それらの斑晶および石基の有色鉱物の種々の組合わせから、第1表の如く50通りの分類法を提唱した。

第 1 表

石 基 斑 晶	ol. m. r.	ol. m.	m.	m. r.	r.
R.	Ia	Ib	Ic $\begin{matrix} 3 & 2 \\ 5 & 0 \\ 9 & 0 \end{matrix}$	Id $\begin{matrix} 0 \\ 0 \\ 5 \end{matrix}$	Ie
Ol. R.	IIa	IIb	IIc $\begin{matrix} 5 & 1 \\ 3 & 0 \\ 0 & 0 \end{matrix}$	IIId $\begin{matrix} 1 \\ 0 \\ 0 \end{matrix}$	IIe
Ol.	IIIa	IIIb $\begin{matrix} 0 & 1 \\ 3 & 4 \\ 0 & 0 \end{matrix}$	IIIc $\begin{matrix} 16 & 0 \\ 6 & 1- \\ 0 & 0 \end{matrix}$	IIId $\begin{matrix} 1 \\ 1 \\ 0 \end{matrix}$	IIIe
Ol. M.	IVa	IVb $\begin{matrix} 0 & 1- \\ 8 & 1- \\ 0 & 0 \end{matrix}$	IVc $\begin{matrix} 7 \\ 3 \\ 0 \end{matrix}$	IVd $\begin{matrix} 0 \\ ?1 \\ 0 \end{matrix}$	IVe
Ol. ± M. R.	Va $\begin{matrix} 1- \\ 2 \end{matrix}$	Vb	Vc $\begin{matrix} 42 & 9 \\ 14 & 8 \\ 16 & 9 \end{matrix}$	Vd $\begin{matrix} 11 \\ 28 \\ 41 \end{matrix}$	Ve $\begin{matrix} 0 \\ 0 \\ 2 \end{matrix}$
Ol. ± M. R. H.	VIa	VIb	VIc	VIId $\begin{matrix} 0 \\ 11 \\ 3 \end{matrix}$	VIe $\begin{matrix} 0 \\ 0 \\ 6 \end{matrix}$
Ol. ± R. H.	VIIa	VIIb	VIIc	VIIId $\begin{matrix} 0 \\ 1 \\ 0 \end{matrix}$	VIIe $\begin{matrix} 0 \\ 2 \\ 9 \end{matrix}$
Ol. H.	VIIIa	VIIIb	VIIIc	VIIIId	VIIIe $\begin{matrix} 0 \\ 1- \\ 0 \end{matrix}$
Ol. M. H. M.	IXa Xa	IXb Xb	IXc Xc	IXd Xd	IXe Xe

Ol. … 橄欖石, R. … 斜方輝石, M. … 單斜輝石, H. … 角閃石
小文字はそれぞれの石基鉱物を示す。 1- は1%以下を示す。

そして北伊豆箱根地方第四紀火山熔岩(上段)と富士火山帯および東北日本諸火山熔岩(中段)との頻度百分率を表中の数字の如く示した。

筆者は赤城火山の熔岩を、熔岩流・頂丘および岩脈等につき大岩体ならば2枚、小岩体な

* 久野久 北伊豆および箱根地方火山岩の有色鉱物組合わせならびに東北日本火山岩のそれとの比較地質学雑誌, 46巻 549号。

らば1枚の薄片を製作し、合計62枚の薄片を得、これを検鏡して各岩石型に分類し、第1表の下段に示した。本表を考察するに赤城火山熔岩は次記の特性を有することを知る。

(イ) II, III および IV 列の如き、あるいは a および b 行の如き高温性のものを全く認めない。

(ロ) I, V, VI および VII 列の如き、あるいは d および e 行の如き比較的低温性のものが多い。

(ハ) 他地方では稀である Id, Ve および Vie が存在する。

(ニ) Vc: Vd の比率から考えて低温性の Vd が多い。

要するに赤城火山の熔岩は岩石型の種類から考え低温性のものが多いといえることができる。筆者はその原因として後述する如く同化作用に基くものとした。

本火山にはVに属する岩石が多いが、そのうち普通輝石が紫蘇輝石に比較して少量(1/3以下)で、かつ小形であつて、含普通輝石紫蘇輝石安山岩と称すべきものが少なく、これを両輝石がほとんど等量に近いものと区別した方が説明上便利なので、本文中 V' の符号で表わすことにした。

2. 熔岩の化学成分

赤城火山で見出される下記の5種の熔岩および基盤岩について、それぞれその代表的産地を選び、化学分析を試みたが、その分析値およびそれより計算した Norm 値を第2表に掲げる。

上記諸岩石の化学分析試料採集地は次の如くである。

(イ) 両輝石安山岩。荒山山頂より南々東約1.25 km の道路際。

(ロ) 含普通輝石・紫蘇輝石安山岩。宮城村三夜沢部落の東北方約0.8 km の河岸。

(ハ) 紫蘇輝石安山岩。鈴ヶ岳山頂より真北約2.6 km。

(ニ) 含角閃石・両輝石安山岩。鈴ヶ岳山頂より南東方約1.05 km の道路際。

(ホ) 紫蘇輝石・角閃石石英安山岩。地獄谷南側崖。見晴山熔岩に属する。

(ヘ) 礫土質および珪酸礫土質岩石。赤城火山および足尾附近に分布する中生層および古生層の任意の12ヶ所の平均試料。

僅か6個の化学分析であるが、その内外輪山熔岩は4個で SiO₂ 54.26, 56.01, 56.23 および 60.81% を示し中央火山口丘熔岩は1個で SiO₂ 70.88% を示している。両者の値は相当隔つていて中間のものがないが、これは有珠・浅間およびその他の諸火山においても常にみられる。この分析表において特記すべき事実は常に Norm C が出ることであつて、両輝石安山岩においては斑晶有色鉱物として両輝石をほとんど等量に有するにもかかわらず、Norm では Wo を有せず紫蘇輝石のみより成り、なお1.33% のCを有するのは著しい事実である。〔含普通輝

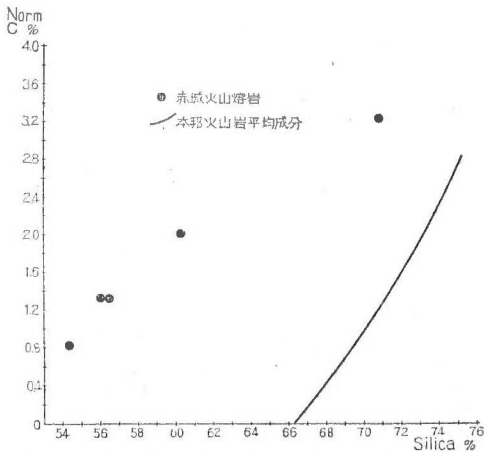
第 2 表

	両輝石 安山岩	含普通輝石 紫蘇輝石 安山岩	紫蘇輝石 安山岩	含角閃石 両輝石 安山岩	紫蘇輝石 角閃石 石英安山岩	礬土質又は珪 酸礬土質岩石 (12個の平均)
SiO ₂	56.01	56.23	54.26	60.31	70.88	71.01
Al ₂ O ₃	19.37	18.40	19.76	18.74	16.84	13.85
Fe ₂ O ₃	3.13	3.86	3.21	2.35	0.28	1.11
FeO	5.50	5.28	6.02	4.01	1.69	3.24
MgO	4.02	3.56	4.10	2.98	0.80	2.50
CaO	7.68	6.97	8.17	6.32	3.71	0.32
Na ₂ O	2.12	2.14	2.48	2.40	2.93	1.28
K ₂ O	0.82	1.02	0.52	1.42	2.18	3.20
TiO ₂	0.73	0.75	0.85	0.72	0.03	0.65
MnO	0.17	0.11	0.11	0.08	0.04	0.03
P ₂ O ₅	0.18	0.14	0.21	0.11	0.13	0.08
H ₂ O(+)	0.26	0.81	0.34	0.26	0.46	1.74
H ₂ O(-)	0.64	0.74	0.40	0.68	0.06	0.49
Total	100.63	100.01	100.43	100.38	100.03	99.50*
Q	15.48	17.58	11.40	21.18	35.58	45.30
Or	5.00	5.56	3.34	8.34	12.79	18.90
Ab	17.82	18.34	20.96	20.44	24.63	11.00
An	37.25	33.92	38.92	30.58	17.51	0.83
Wo	—	—	—	—	—	—
En	10.10	8.90	10.30	7.50	2.03	6.30
Fs	6.47	5.41	7.26	4.36	2.90	3.96
Mt	4.64	5.57	4.64	3.48	0.46	1.62
Il	1.37	1.52	1.67	1.37	痕跡	1.22
Ap	0.34	0.34	0.67	0.34	0.34	0.34
C	1.33	1.33	0.82	2.04	3.26	7.96
Or	8	10	5	14	23	61
Ab	30	31	33	34	45	36
An	62	59	62	52	32	3
En	61	62	59	63	41	61
Fs	39	38	41	37	59	39

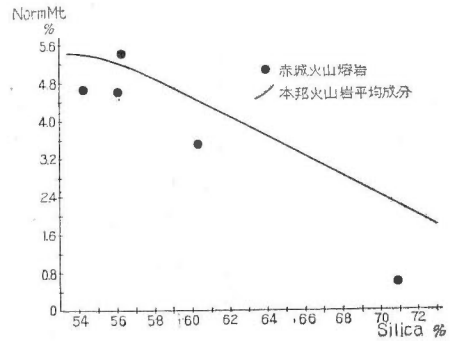
* ただし炭素を定量していない

(分析者 地質調査所 安藤武技官)

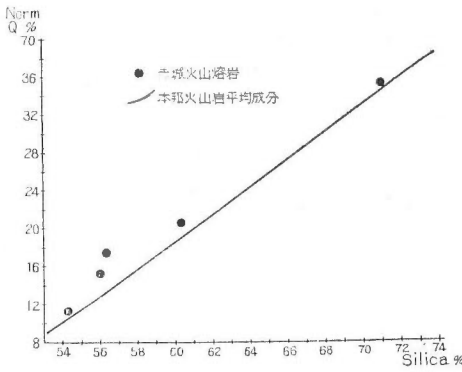
石・紫蘇輝石安山岩および含角閃石・両輝石安山岩においても同様に Norm Wo を有しない。本火山輝石安山岩共通の事実として Al₂O₃ および MgO に富み、CaO, K₂O および特に Na₂O が少ない。紫蘇輝石角閃石石英安山岩は SiO₂ 70.88 %を示し、かなり酸性であつて Norm Q が36 %の多量であるにもかかわらず、Mode では斑晶石英は全く見られない。しかしその化学成分から考えると本岩は安山岩ではなく、石英安山岩と称すべきである。本岩は CaO が多いが、これは斑晶斜長石が An に富むためであつて、82~57 %示している。



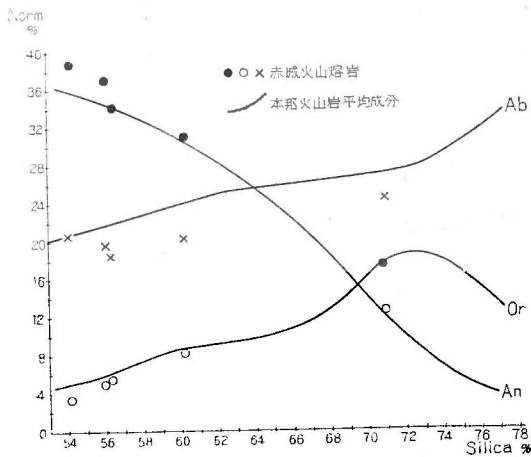
第1図 赤城火山熔岩の Norm C と本邦火山岩平均成分のそれとの比較



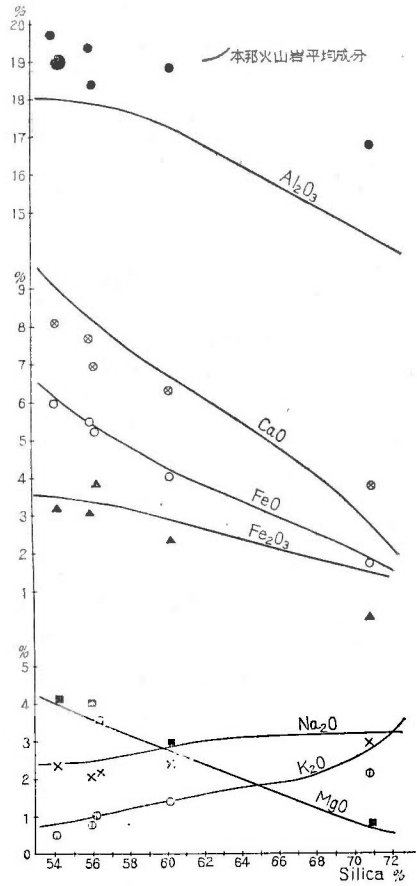
第4図 赤城火山熔岩の Norm Mt と本邦火山岩平均成分のそれとの比較



第2図 赤城火山熔岩の Norm Q と本邦火山岩平均成分のそれとの比較



第3図 赤城火山熔岩の Norm Ab, Or および An と本邦火山岩平均成分のそれ等との比較



第5図 赤城火山熔岩の化学成分と本邦火山岩平均成分との比較

本邦火山岩平均成分には岩崎岩次の平均したものと、山田節三の平均したものと2種あるが、筆者はこの両者をさらに平均して本邦火山岩平均化学成分(以下單に平均成分と稱する)を定め赤城火山熔岩の化学成分と比較した。

Norm C は平均成分では SiO_2 66 %以下のものにはこれを認めないが本火山熔岩には常に多量見出される。紫蘇輝石・角閃石石英安山岩(SiO_2 70.88 %)においても平均成分では1.4 %であるにもかかわらず3.26 %を示している。かゝる著しい事実は原岩漿中に元来から多量のアルミナが存在していたとは考え難く、従つて他より供給されたと解すべきであつて、その根源を本火山の基盤をなす中・古生岩の礫土質または珪酸礫土質岩石に求めるのが最も安全と思われる。この推論は熔岩および捕獲岩の研究からも強められるが、それは次章で説明する。Norm Q は平均成分よりも常に稍々大であるが、これは捕獲岩が脱珪酸作用を起し岩漿中に珪酸を増加したためと考えられる。捕獲岩中には珪酸鋳物を全く認めないが、本火山熔岩の石基の孔隙またはその周辺の石基中に方珪石や鱗珪石が生成しているのがしばしば認められる。

Norm Or および Norm Ab は平均成分よりも常に少ない。このことは本火山熔岩の石基は結晶度が著しく高く、完晶質またはほとんど完晶質である事実とよく一致するが、捕獲岩を観察すると大抵は玻璃を有しアルカリに富む事実と併せ考えると興味があり、岩漿中のアルカリが捕獲岩に濃集したものと考えられる。Norm An は紫蘇輝石安山岩のみは平均成分より僅かに下位にあるが、本岩は斑晶として普通輝石を有しない。他の4岩では本曲線上またはそれより上位にあるが、いずれも斑晶として普通輝石または角閃石を有しているので、Mode ではCaは灰長石にのみ入るのではなく、熔岩のCaOの量は平均成分よりも少ない。Norm Mt は概ね平均成分以下にあるが、捕獲岩中に常に多量の磁鉄鋳が見出される事実から考えると、岩漿中には減少したものである。

要するに赤城火山熔岩はその化学成分において、本邦火山岩平均成分に比較して著しい特異性を有することがわかる。

3. 熔岩の記載

A. 両輝石安山岩および含普通輝石紫蘇輝石安山岩 (斑晶橄欖石を有するものがある)

斑状構造を呈し、灰青黒色・緻密な石基中に長さ2mm以上の輝石の黒色斑晶と斜長石の白色斑晶とが散点し、稀に輝石は長さ6mmに達するものがある。

本火山の輝石安山岩は一般に、斑晶が岩石全体に対して占める容量比が比較的大であるが、本岩についてその任意の10枚の薄片を検するに平均約36%を占めている。

(イ) 斑晶

(a) 橄欖石 両岩の薄片45枚中8枚に斑晶橄欖石を見出した。1枚の薄片中1個または稀に2個の割合で存在し、その光軸角は $2V = (-)82^\circ \sim 76^\circ$ である。そのうち7枚においては、

斑晶紫蘇輝石に包圍されて見出され、多数の微小不定形の磁鉄鉱粒が橄欖石から外方へ放射状に発達している。この場合、橄欖石を包圍する紫蘇輝石の光軸角は、同一薄片で単独に離れて存在する斑晶紫蘇輝石の光軸角よりも常に $2^{\circ}\sim 3^{\circ}$ 大であつて、前者は後者より早期の化学成分を有することを知る。

岩石型	橄欖石	橄欖石を包む紫蘇輝石	単独に存在する紫蘇輝石
Vd	-78°	-59°	-56°
Vd	-76°	-65°	-63°
V/c	-79°	-61°	-59°
V/c	-82°	-64°	-61°

また残りの1枚においては橄欖石はピジョン輝石の微小粒より成る反應縁で包まれている。橄欖石は薄片ではほとんど無色で少々明瞭な劈開があり、しばしばイデイングス石に変化している。

(b) 紫蘇輝石 柱状で自形または少々熔蝕されている。主屈折率 β および光軸角を測定し次の諸値を得た。

両輝石安山岩においては、

$$\begin{aligned} \beta &= 1.708 \sim 1.713^{*1} & \beta &= 1.7101 (12 \text{ 個の平均}) \\ 2V &= (-)56^{\circ} \sim 64^{\circ} & 2V &= (-)59.4^{\circ} (12 \text{ 個の平均})^{*2} \end{aligned}$$

含普通輝石・紫蘇輝石安山岩においては、

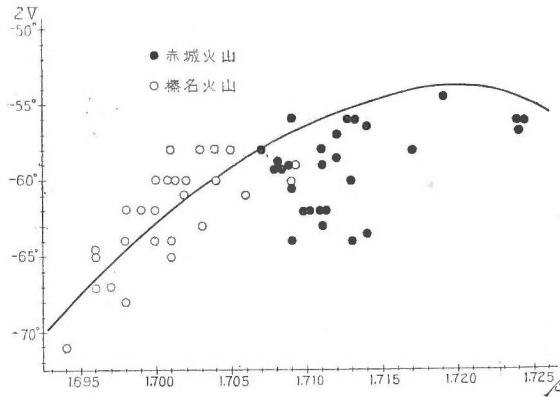
$$\begin{aligned} \beta &= 1.710 \sim 1.714 & \beta &= 1.7116 (6 \text{ 個の平均}) \\ 2V &= (-)56^{\circ} \sim 63.5^{\circ} & 2V &= (-)60.3^{\circ} (6 \text{ 個の平均}) \end{aligned}$$

上記の光学恒数から判断すると、含普通輝石・紫蘇輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石は両輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石よりもFsに富んでいるので、後者から前者へ進化することが察せられる。なお、この“進化する”という語については種々の意味があり、例えば一つの反應系において一方から他方へ進化したものか、または別個の進化経路を通つて生成したものを比較すると、一方から他方へ進化したかの如く見えるものか、種々の議論があるが、こゝではその議論はせず一般的な意味でこの語を用いることにする。

紫蘇輝石の屈折率と光軸角との関係については多くの学者の研究があるが、筆者は八木健三の発表した関係図表に榛名火山産の紫蘇輝石の光学恒数を投影したところ、第6図に示したように関係曲線の附近上下に集中して落ちる。しかるに赤城火山産の紫蘇輝石はほとんど本曲線の下方にのみ集中して落ちる。すなわち赤城火山産紫蘇輝石は本邦産として異常であることを知る。

*1 1個の岩石の紫蘇輝石の β の平均値の限界を示す(以下同様)。

*2 12個の平均とは、1枚の薄片中少なくとも2個以上の鉱物について測定してその平均値を求めその12個についてさらに平均した値である(以下同様)。



第 6 図 紫蘇輝石の光軸角と主屈折率 β との関係

この原因について、筆者は本研究の II において論じたが、その概要を摘記すると次の如くである。本火山外輪山の北側斜面にある大洞部落附近に露出する両輝石安山岩より斑晶紫蘇輝石を分離し、化学分析をなし、また、この光学性を測定し次の諸値を得た。

SiO ₂	53.18	$\alpha = 1.696$
TiO ₂	0.21	$\beta = 1.708$ (平均値)
Al ₂ O ₃	3.08	$\gamma = 1.712$
Fe ₂ O ₃	0.25	$2V = (-)59^\circ$ (平均値)
FeO	18.05	X = 淡紅色
MnO	0.41	Y = 淡緑褐色
MgO	23.26	Z = 淡綠色
CaO	2.09	
H ₂ O (-)	0.20	
合計	100.73	

(分析者 串田たま)

この紫蘇輝石は化学成分上において、MgO が少々多く Al₂O₃ および CaO に富み、かつ MnO に乏しい。前章で述べたように本火山熔岩はその珪酸量に比較して常に多量の Norm C が見出されるのが著しい特性であるが、斑晶紫蘇輝石中にも他に類例のないほど多量の Al₂O₃ が存在する事実は注意に値する。上記の分析値から輝石成分を計算すると次の如くなる。

	重量%
FeSiO ₃	35.4
MgSiO ₃	60.1
CaSiO ₃	4.5

すなわち、本鉱物はその輝石成分においては、本邦産紫蘇輝石としては寧ろ En に富む種類のものであつて、光学性から推定される如き Fs に富んだものではない。それにもかゝら

す屈折率が著しく高くかつ光軸角が少々小であるのは、前者は Al_2O_3 に富み 後者は CaO に富む事に主として原因するものであつて、このことは本分析例にとゞまらず赤城火山熔岩の斑晶紫蘇輝石全般についても言いうる。

本火山熔岩の斑晶紫蘇輝石は一般に屈折率が高く、紫蘇輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石中には $\beta=1.724$ に及ぶものがあるが、光学性から直ちに推定される程度に Fs に富むものではないと推定される。

また、本岩の紫蘇輝石には累帯構造を示すものが相当認められる。これは各薄片で1個または稀に2個の結晶に見られるのであるが、逆累帯構造を示すものも少なくない。

斜長石の累帯構造においても同様であるが、紫蘇輝石においても大局的には Fs の増加する方向に進むが、絶えず一方向にのみ進化するものでないことがわかる。

岩石型	中核	外縁	同薄片で累帯構造を造らないもの (平均値)
Vd	-61°	-57°	-57°
Vd	-66°	-56°	-56°
Vd	-60°	-54°	-55°
Vd	-62°	-55°	-55°
V'd	-63°	-57°	-57°
Vd	-54°	-57°	-57°
Vc	-57°	-62°→-58°	-59°
V'c	-54°	-58°	-59°

本岩中 Vd の岩石型の薄片中に紫蘇輝石と普通輝石とが平行連晶をなすものを1個認めた。これは本火山熔岩薄片で、唯一の例であつて他火山熔岩の場合と同様、中核が紫蘇輝石で外縁を普通輝石によつて包圍されている。その中核の紫蘇輝石の光軸角は(-)64°であつて、同薄片で単独に離れて存在する斑晶紫蘇輝石の光軸角は(-)56°, 57° および 58° であつて平均(-)57°を示し、Fs に富む方向へ進化していることがわかる。

また、本火山輝石安山岩の特徴として斑晶紫蘇輝石の貫入双晶をなすものがしばしば認められる。貫入双晶を成しているものでも、薄片中においてはその切断の方向如何によつて必ずしもX字形には現われないが、こゝでは、それらは省略し薄片中にX字形をなして現われるもののみをとつて、それを含む岩石薄片を各岩石型に分類した。

岩石型	薄片枚数	貫入双晶を含む薄片枚数
Vd	23	5
V'd	5	3
V'c	4	1
Id	3	1
Ic	6	1

上記以外の岩石型の薄片中にはこれを全く見出さなかつた。岩漿中から紫蘇輝石が晶出し生長する場合、単晶をなすのが通常であるのにもかかわらず、貫入双晶をなして現われることが多い事実については何か原因があるように思われるが、上記の結果から考えると僅少の実例ではあるが、岩石型との間には格別の関係がないように思われる。

石基輝石がピジョン輝石より成る熔岩の斑晶紫蘇輝石中のあるものは、ピジョン輝石の反應縁に包まれていて、微粒の鉄鈷を分離しているのが見られる。

本岩の斑晶紫蘇輝石の多色性は著しくなく、X=淡紅色、Y=淡緑褐色、Z=淡綠色で、稀に波動消光を示すものがあるのは注意を惹く。本岩に限らず本火山輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石中には、磁鉄鈷が不定形をなし多数散点して包裹されている現象がしばしば認められる。しかるに角閃安山岩中の斑晶紫蘇輝石には磁鉄鈷を包裹することが極めて少ないのであるが、輝石安山岩中の斑晶紫蘇輝石中の磁鉄鈷は通常考えられるように、その全部が包裹物であるかどうか疑わしい。寧ろ完全平衡を保ちつゝ橄欖石から紫蘇輝石に轉移する際分離した磁鉄鈷の方が相当多いのではないかと考えられ、もしもそうであるとすれば輝石・角閃両安山岩岩漿の結晶作用に重要な意味を有する。

(c) 普通輝石 自形または稍々熔蝕をうけているが、両輝石安山岩中のものよりも含普通輝石・紫蘇輝石安山岩中のものの方が熔蝕の受け方が大きい。この傾向は紫蘇輝石においても普通輝石程には著しくないがやはり認められる。普通輝石には(100)双晶が普通に認められ極めて稀にピジョン輝石の反應縁を有する。

主屈折率 β および光軸角の値は下記の如くである。

両輝石安山岩においては、

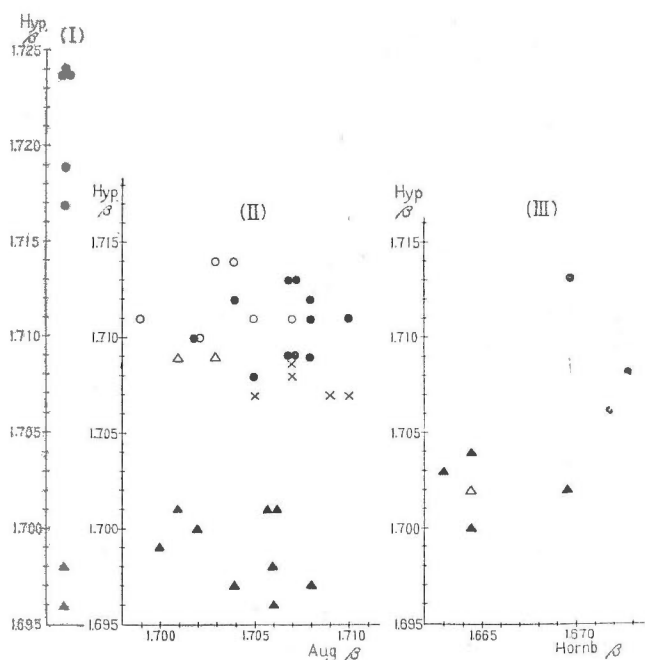
$$\begin{aligned} \beta &= 1.702 \sim 1.710 & \beta &= 1.7060 (12 \text{ 個の平均}) \\ 2V &= (+) 43^\circ \sim 54^\circ & 2V &= (+) 48.6^\circ (11 \text{ 個の平均}) \end{aligned}$$

含普通輝石・紫蘇輝石安山岩においては、

$$\begin{aligned} \beta &= 1.699 \sim 1.707 & \beta &= 1.7048 (6 \text{ 個の平均}) \\ 2V &= (+) 40^\circ \sim 48^\circ & 2V &= (+) 45.2^\circ (5 \text{ 個の平均}) \end{aligned}$$

上記の光学恒数から判断すると、岩漿中の進化経路において前者から後者に及ぶことが知られる。光軸角の最小のものは(+)40°であるが、他の諸火山の実例でも(+)40°以下のものは知られていない。多色性は著しくない。X=淡綠色、Y=淡褐綠色、Z=淡綠色。

本岩の紫蘇輝石および普通輝石のそれぞれの主屈折率 β をとり、その共存関係を第7図に示した。これは榛名火山のそれと比較するに各火山につき、それぞれある一定の共存範囲のあることが知られる。ほぼ同様の化学成分を有する原岩漿が各火山直下の岩漿溜に進入した際、多少の差異はあつても必ず周囲の母岩の影響を受けることを免れ得ないであろうことは容易に了解しうるところであるが、その際熔融同化した母岩の岩質およびその多少の程度に起因し、かゝる相違を生ずるものと解釈しうる。

第 7 図 斑晶有色鉱物の主屈折率 β (I) Hyp. β の値

- 赤城火山の Hyp. andesite
- ▲ 榛名火山の Hyp. andesite

(II) Hyp. β と Aug. β との共存関係

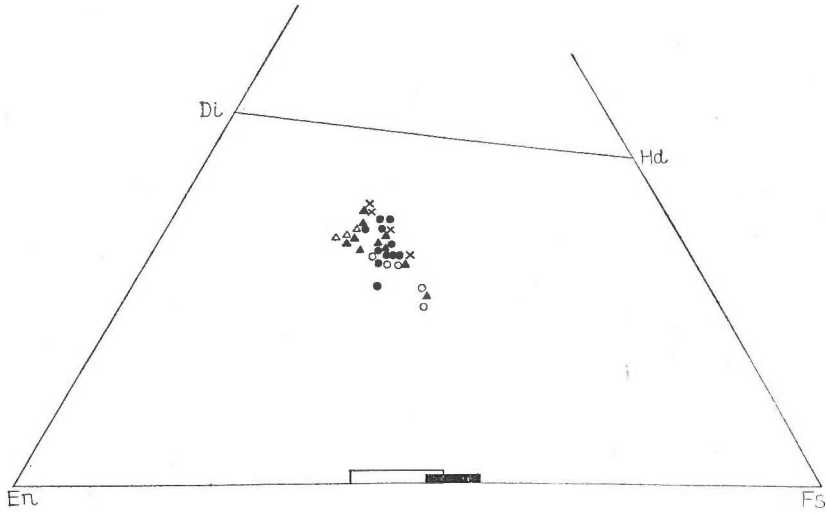
- 赤城火山の Two pyr. andesite
- " " Aug. bearing hyp. andesite
- × " " Hornb. bearing two pyr. andesite および Aug. bearing hornb. hyp. andesite
- ▲ 榛名火山 Two pyr. andesite および Aug. bearing hyp. andesite
- △ " " Hornb two pyr. andesite

(III) Hyp. β と Hornb. β との共存関係

- 赤城火山 Hyp. hornb. dacite
- ▲ 榛名火山 Hyp. hornb. andesite
- △ " " Aug. bearing hyp. hornb andesite

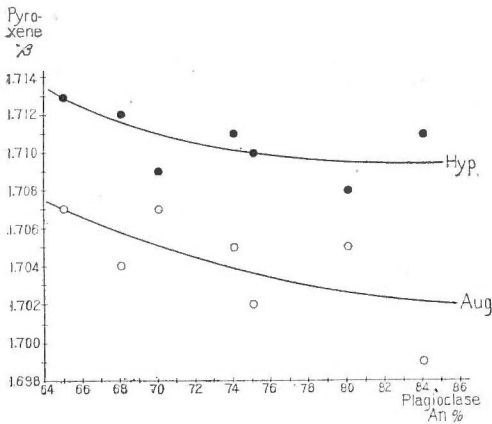
なお普通輝石の主屈折率 β と光軸角とを組合わせて化学成分を推定し、第 8 図の Wo-Di-Fs 関係図に投影するに、赤城火山の普通輝石は榛名火山のそれに比較して Fs に富むことになるが、このことは紫蘇輝石の項において既に論じたように、恐らく副成分鉱物が相当影響しており、光学性から直ちに推定されるような Fs に富むものではあるまいと考えられる。

(d) 斜長石 本岩の斜長石は他の岩石型の斜長石と異り、一般に累帯構造を示すことが少ない。これは注意を惹く事実であつて全然示さぬ場合も稀では無く、この場合化学成分は An 84~65% であるが、示す場合でも内核部は常に一樣な化学成分で外縁部にのみ僅かに見出されるに過ぎない。累帯構造を全くかあるいはほとんど示さない斜長石の化学成分を光学性から推定し、紫蘇輝石および普通輝石との共存関係を第 9 図に示したが、それらと反応対をなすことが



第 8 図 光学性から推定した輝石の化学成分

- 赤城火山 Two pyr. andesite
 - " " Aug. bearing hyp. andesite
 - × " " Hornb. bearing two pyr. and. および Aug. bearing hornb. hyp. andesite
 - ▲ 榛名火山 Two pyr. andesite および Aug. bearing hyp. andesite
 - △ " " Hornb. two pyr. andesite.
-
- Hyp. { ■ 赤城火山 Andesite
 - 榛名火山 Andesite



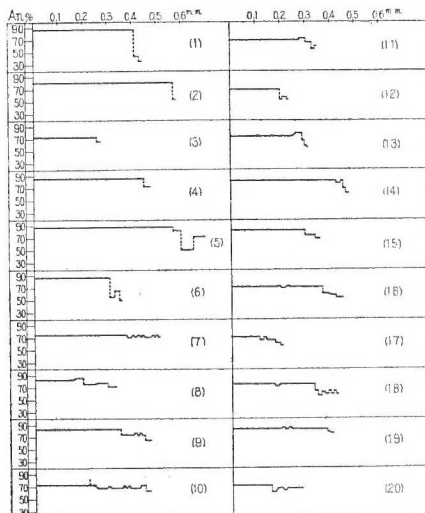
第 9 図 斜長石と紫蘇輝石および普通輝石の共存関係図

知られる。この場合紫蘇輝石は普通輝石よりも関係曲線の上下に散乱することが少ない。

累帯構造を示す場合は、外縁にのみ僅かに認められ、内核部は一樣で An 88~75%，外縁部は An 74~37% で累帯構造を示さない場合よりもさらに低くかつ常に簡単な正累帯構造を示す。

赤城火山の輝石安山岩の特性として、斜長石は塵状包裹物を有することが多く頗る汚濁していて、他火山で普通にみられるような清透なものは極めて少ない。これは石基輝石の

如何にかゝらず見出される現象であつて特記すべき事実である。なお、注意すべきことは輝石安山岩類の斑晶斜長石中の包裹物たる輝石を検するにほとんど常に普通輝石であつて、輝石安山岩類の全薄片を通じて百数十個を数えたが、これに対し紫蘇輝石であつた例は僅かに 2 個に過ぎなかつた。恐らく紫蘇輝石が斜長石中に包裹された場合、斜長石から CaO の供給を受



第 10 図 赤城火山各種熔岩の斑晶斜長石累帯構造様式

- (1) ~ (3) 両輝石安山岩 (4)および(5) 含普通輝石・紫蘇輝石安山岩
 (6) ~ (10) 紫蘇輝石安山岩
 (11) ~ (14) 含角閃石・両輝石安山岩および含普通輝石, 角閃石紫蘇輝石安山岩
 (15) ~ (20) 紫蘇輝石角閃石石英安山岩

けて普通輝石に変化するのであろうと考えられるが、鏡下において直接の証拠例えば紫蘇輝石の斜長石に接する周辺部が普通輝石に変わりつゝあるもの等は見出し得なかつた。もしこの考えが正しいものとするれば、他鉱物中に包裹されることが直ちにこの反応系の系外に出たと考えることが誤になる。

本岩に限らず赤城火山の輝石安山岩中にはしばしば歪を受け波動消光を示す斜長石が稀ではなく認められ、黒檜山および鍋割山の熔岩には特に著しい。この斜長石は岩漿中から正常な状態で晶出・成長したものではなく、非常に窮屈な状態、例えば捕獲岩等中に生成した事実を示すものであつて、かかる斜長石が稀ではなく普遍的に見出されることは本火山輝石安山岩の成因および進化を論ずる上に見逃がすことのできない事実である。斜長石程に著しくはないが、やはり波動消光を示す紫蘇輝石が稀に見出される。

(ロ) 石基

本岩の石基の組織は毛氈状または玻璃基流晶質で結晶度は一般に著しく高く、普通は完晶質で玻璃は全くあるいはほとんど認められない。斜長石は析木状で常にアルバイト双晶を示し An 60~45%である。石基輝石がピジョン輝石のみより成るものは $2V=0$ である。石基輝石が両輝石より成るものでは、紫蘇輝石は $2V=(-)52^{\circ}\sim 57^{\circ}$ 、普通輝石は $2V=n. d.$ である。

本邦火山にしばしば見られる如く、本岩中 6 枚の薄片に方珪石および鱗珪石が認められた。方珪石は特徴のある屋根瓦の集合状をなして石基中に他鉱物の間を充填したり、または孔隙中に生成している。鱗珪石は孔隙周辺の石基中から長柱状自形をなして孔隙中に突出したり、ま

たは楔状の結晶形をなして孔隙壁に附着している。

B. 紫蘇輝石安山岩

本岩は灰青黒色・微密な石基中に紫蘇輝石の黒色斑晶および斜長石の白色斑晶が斑状に散点し、斜長石は長さ2mm内外、紫蘇輝石は長さ2~4mmであつて、紫蘇輝石はしばしば大形のものがあり、長さ8mmに達するものもある。

(イ) 斑晶

(a) 紫蘇輝石 本岩中の紫蘇輝石には自形を呈するものがなく常に熔蝕を受けて相当丸くなつており、また、石基輝石がピジョン輝石よりなるものではピジョン輝石の反応縁を有している。主屈折率 β および光軸角を測定するに次の結果を得た。

$$\begin{array}{ll} \beta=1.717\sim 1.724 & \beta=1.7216(5\text{個の平均}) \\ 2V=(-)54.5^{\circ}\sim 58^{\circ} & 2V=(-)56.2^{\circ}(5\text{個の平均}) \end{array}$$

この光学恒数を両輝石安山岩および含普通輝石・紫蘇輝石安山岩のそれと比較すると、第7図に示すように $\beta=1.715\sim 1.716$ を境として截然たる相違があり、遙かにFsに富んでいることがわかる。また、両輝石安山岩、含普通輝石・紫蘇輝石安山岩および紫蘇輝石安山岩のそれぞれの紫蘇輝石の光学恒数から考えると、岩漿中の進化として、上述の順序にあることがわかる。多色性は著しく、X=淡紅褐色、Y=淡緑褐色、Z=淡綠色。

なお、磁鉄鉱の包裹物が多い。

榛名火山にも紫蘇輝石安山岩が見出されるが、その斑晶紫蘇輝石は次の2個の光学恒数が記載されている。

$$\left\{ \begin{array}{l} \beta=1.696 \\ 2V=(-)64.5^{\circ} \end{array} \right. \quad \text{および} \quad \left\{ \begin{array}{l} \beta=1.698 \\ 2V=(-)62^{\circ} \end{array} \right.$$

この値は赤城火山のそれとは著しい差別があり、岩漿進化した全然別個のものであつて、普通輝石が晶出し両輝石が共存する以前の状態のものと解せられる。

(b) 斜長石 本岩の斜長石の著しい特徴はまづ第一に塵状包裹物の著しいことで、1層乃至3層内外の塵状包裹物の累帯を有したり、あるいは結晶の中心から外縁に至る約5分の4迄の範囲が一面に塵状包裹物を有したりしている。しかし大型斑晶の外縁部や小型斑晶では著しくない。前述の如く本火山輝石安山岩中の斜長石は清透のものは極めて少く常に汚濁しているが、紫蘇輝石安山岩においてはそれが特に甚しい事実は注意を要する。次の特徴は甚だしく著しい波動累帯構造を示すことであつて、その波動は測定が困難なほど繊細であるが、そのうち特に簡単なものを第10図に示した。

全体としてAnの少ない方へ移つて行く傾向が見られるが、化学成分に著しい差異は見られずAn 84~65%である。また稀に中核部が甚しい波動累帯構造を示さず、ほとんど一様の化学成分より成るものもあり、この場合An 87~83%であつて、外縁部はAn 65~48%である。

(ロ) 石基 本岩の石基の組織は毛氈状または玻璃基流晶質で玻璃は全くないか、または極めて少ない。石基鉱物中結晶形の大きいものを選び光学的測定をなすに、斜長石は An 55~40%、石基が両輝石より成るものでは紫蘇輝石 $2V = (-)54.5^\circ \sim 57^\circ$ 、普通輝石 $2V = n. d.$ である。

本岩の石基輝石にはピジョン輝石のみより成るものと両輝石より成るものとの2種があるが、 $\beta = 1.724$ の高い屈折率を有する斑晶紫蘇輝石を含む本岩に両輝石のより成る石基輝石を有するものがある事実は岩漿進化論上極めて重要である。

なお、石基中他鉱物の間を填めている方珪石を認めた。

C. 含角閃石・両輝石安山岩および含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩

淡青黒色の石基中に長さ 2.5 mm 以下の有色鉱物および長さ 1.5 mm 以下の斜長石のそれぞれの斑晶が散在しているが、角閃石を含まない輝石安山岩に比較すれば淡色である。

両岩の斑晶たる紫蘇輝石、普通輝石および角閃石の形態を観察すると、前二者は自形またはほとんど自形を呈し後者は黒色オパサイト縁を有するこの事実は角閃石を含まない輝石安山岩の斑晶の紫蘇輝石および普通輝石に自形を呈するものが極めて少ないことに比較し興味を惹く。

含角閃石・両輝石安山岩の斑晶角閃石は斑晶両輝石に比較して著しく少量かつ小形であつて、石基輝石は両輝石より成り、含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩においては、斑晶普通輝石は少量となり斑晶角閃石と斑晶紫蘇輝石とがほとんど等量に存在し、かつ石基輝石は紫蘇輝石のみより成る。

両岩の特徴としてどの薄片にも鏡下で捕獲岩の存在するのを認めることができる。この事実は輝石安山岩岩漿中に角閃石が生成する原因に非常に関係があると考えられ注意に値する。また両岩の石基輝石にピジョン輝石のみより成るものがない事実と考へ併せ、同化作用のため岩漿全体の温度が低下したという推論を強めるものである。

(イ) 斑晶

(a) 紫蘇輝石 主屈折 β および光軸角を測定するに含角閃石・両輝石安山岩においては、

$$\beta = 1.707 \text{ および } 1.708 \quad \beta = 1.7075 \text{ (2個の平均)}$$

$$2V = (-)59^\circ \text{ および } 59^\circ \quad 2V = (-)59.0^\circ \text{ (2個の平均)}$$

含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩においては、

$$\beta = 1.707 \sim 1.709 \quad \beta = 1.7077 \text{ (3個の平均)}$$

$$2V = (-)58^\circ \text{ および } 60.5^\circ \quad 2V = (-)59.8^\circ \text{ (2個の平均)}$$

両岩の紫蘇輝石の光学恒数はほとんど変わらないが、両輝石安山岩および含普通輝石紫蘇輝石安山岩中のそれに比較して En に富む。

(b) 普通輝石 主屈折率 β および光軸角を測定するに含角閃石両輝石安山岩においては、

$$\beta = 1.707 \text{ および } 1.709 \quad \beta = 1.7080 \text{ (2個の平均)}$$

$$2V = (+)52^\circ \text{ および } 55^\circ \quad 2V = (+)53.5^\circ \text{ (2個の平均)}$$

含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩においては、

$$\beta = 1.705 \sim 1.710 \quad \beta = 1.7073 (3 \text{ 個の平均})$$

$$2V = (+)48^\circ \text{ および } 56^\circ \quad 2V = (+)52.0^\circ (2 \text{ 個の平均})$$

両岩の普通輝石の光学恒数はほとんど変わらないが、両輝石安山岩および含普通輝石紫蘇輝石安山岩中のそれよりも En に乏しいことがわかる。第 8 図において、両岩中の普通輝石よりもさらに En に乏しい唯一個の黒点は両輝石安山岩より成る鈴カ岳熔岩の斑晶普通輝石であるが、両岩は主として鈴カ岳の周辺に産し、かつ鈴カ岳熔岩中に豊富に富む普通輝石、パーガス石、金雲母、チタン鉄鉱および鱗珪石等の晶洞鉱物を産出する事実は極めて興味がある。

(c) 角閃石 含角閃石両輝石安山岩と含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩とでは、その斑晶角閃石の結晶形の大きさも異り、また光学性も同じでない。

前者はいわゆる褐色角閃石で寧ろ酸化角閃石に近いものであるが、少量かつ小形でその周辺に黒色オパサイト縁を有する。

光軸角 $2V = n. d.$ (濃色かつ小形で正確には測り難い)

$$\text{多色性} \begin{cases} X = \text{帯褐黄色} \\ Y = \text{黄褐色} \\ Z = \text{帯黄褐色} \end{cases} \quad \text{または} \quad \begin{cases} X = \text{黄色} \\ Y = \text{帯緑・黄褐色} \\ Z = \text{褐色} \end{cases}$$

後者もいわゆる褐色角閃石であり、多量かつ大形で著しくオパサイト化作用を受けており、外縁は黒色オパサイト縁で包まれ内部はほとんど輝石と磁鉄鉱とに分解されて角閃石を残していないものが多い。

光軸角 $2V = n. d.$ (オパサイト化甚しいため)

$$\text{多色性} \begin{cases} X = \text{淡黄緑色} \\ Y = \text{淡褐色} \\ Z = \text{褐色} \end{cases}$$

また、捕獲岩中の紫蘇輝石を角閃石が交代している現象を認めうる。

(d) 斜長石 第 10 図に示したように本岩の斜長石の累帯構造を観察すると、中核部はほとんど累帯構造を示すことなく一様の化学成分で An 81~72% であるが、外縁に近い部分は化学成分の変化が甚しく著しい波動累帯構造を示しており An 79~54% である。すなわち斑晶形成期の後期になつて環境に甚しい変化を生じそれまで保たれていた平衡が失われ、岩漿の化学成分の変化が著しかつたことを示している。

含角閃石・両輝石安山岩の特徴として、斜長石の大形斑晶が常に著しい塵状包裹物を有している。しかし小形の斑晶や大形の斑晶の外縁は大体において清透である。含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石は前者ほどには著しい塵状包裹物を有しない。

(ロ) 石基 両岩を顕微鏡下に検するに、どの薄片にも必ず捕獲岩が認められることは両岩の著しい特徴である。捕獲岩はいづれも再結晶しているが、往々捕獲岩の周縁では石基に接

する紫蘇輝石や斜長石が著しく成長し、自形を示して、石基部分に向つて突出していることがある。また、前述の如く両岩の斑晶はほとんど常に自形を呈している。

赤城火山の輝石安山岩は著しく結晶度が高く石基はほとんど常に完晶質であるが、含角閃石両輝石安山岩の石基は、玻璃基流晶質で淡褐色の玻璃に富んでいる。すなわち成因的に例外であることを意味する。しかし含普通輝石角閃石・紫蘇輝石安山岩においては石基に玻璃はほとんど認めないが、鏡下においては小さな空隙をしばしば認め、その中に金雲母やパーガス石が生成している。

アルカリに富んだ火山岩の石基は完晶質に成り難く玻璃に富む傾向を有するが、両岩は(イ)捕獲岩に富むこと、(ロ)斜長石の累帯構造をみるに中核部は一樣の化学成分を有するが、外縁部は著しい波動累帯構造をなし斑晶形成期の末期にそれまで保たれていた平衡が破れたことを示すこと、(ハ)斑晶斜長石が著しい塵状包裹物を有すること(ニ)斑晶角閃石を有すること、(ホ)石基が玻璃に富んだり、また孔隙中にパーガス石および金雲母等が生成していること、および(ヘ)熔岩の化学成分において角閃石を有しない輝石安山岩とは相当異りアルカリおよび珪酸に富み、かつ鉄苦土および石灰に乏しいこと等から考え、輝石安山岩岩漿がその進化の途中で、アルカリおよび珪酸に富んだ岩または花崗岩質岩石すなわち花崗岩石を同化したため、正常な進化経路から派生したものと考えることができる。

山頂のカルデラの西側に接して特異な円頂丘の山容を示す鈴ヶ岳は両輝石安山岩より成っているが、本岩中部分的に晶洞に富んでいて、その中に曹達に富んだ普通輝石、パーガス石、金雲母、チタン鉄鉱および鱗珪石等が生成している。筆者は本研究の III において晶洞鉱物の成因を論じ花崗岩または花崗岩質岩石の同化作用に因るものと結論したが、含角閃石・両輝石安山岩および含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩はいずれも鈴ヶ岳の周辺およびこれから遠からざる個所に見出されること、また両者の斑晶紫蘇輝石および斑晶普通輝石の光学的性質も前述の如くよく似ており、恐らくこの附近の下方に他とは少々異つた化学成分の岩漿溜が存在するのではあるまいかと想像される。

D. 紫蘇輝石角閃石・石英安山岩

斑状構造を呈し、灰青色緻密な石基中に長さ 3 mm 以下の有色鉱物および斜長石の斑晶が散点しているが、見晴山熔岩においては石基が少々玻璃質で、局部的に流状構造を示している部分もある。

本岩の斑晶鉱物は紫蘇輝石および角閃石より成りいずれも自形であつて、かつ反應縁を有しない。3 個の中央火口丘のうち、造岩鉱物の光学恒数を比較するに地藏岳熔岩と長七郎山熔岩とは近似しているが、見晴山熔岩はこれらと少々異つている。

(イ) 斑 晶

(a) **紫蘇輝石** 地藏岳熔岩中の紫蘇輝石は $\beta=1.760$, $2V=n. d.$ であり, 長七郎山熔岩中のものは $\beta=1.708$, $2V=(-)59^\circ$ (2個の平均)である。見晴山熔岩中のものは $\beta=1.713$, $2V=(-)64^\circ$ (2個の平均)で少々異つている。

多色性は著しくなく X = 淡紅色, Y = 淡緑褐色, Z = 淡緑色である。輝石安山岩中に著しく認められる磁鉄鉱其他の包裹物はほとんど見られない。

上記の光学恒数を, 噴出順序からいえば明らかに本岩よりも前期の生成にかかる輝石安山岩中の紫蘇輝石のそれに比較すれば, 本岩中の紫蘇輝石は En に富んでいる。これは注目すべき事実である。

(b) **角閃石** 地藏岳熔岩中の角閃石は $\beta=1.672$, $2V=n. d.$, 長七郎山熔岩中のものは $\beta=1.673$, $2V=(-)72^\circ$ (2個の平均)であるが, 見晴山熔岩中のものは $\beta=1.670$, $2V=(-)79^\circ$ (2個の平均)である。いずれもいわゆる緑色角閃石で, 地藏岳および長七郎山産のもの多色性は X = 灰黄色, Y = 黄色, Z = 帯褐緑色で外縁に黑色オパサイト縁を有し, その内部も著しくオパサイト化されている。しかし長七郎山熔岩中に小規模に岩脈状をなして見出される玻璃質石基を有する同種の岩石においては, 全くオパサイト化されていない。見晴山熔岩中のものでは多色性は X = 帯緑黄色, Y = 黄緑色, Z = 緑色である。その石基は部分により結晶度を異にしており, 玻璃質の部分と結晶質の部分とがあり, 前者においては角閃石は自形で全然オパサイト化されていないが, 部分的に褐色化している個所が認められる。後者においては黑色縁を有しその内部に少々輝石型オパサイト化作用が見られる。かくの如く石基の結晶度と角閃石のオパサイト化作用との間に関係があるものと認められる。

紫蘇輝石と角閃石との共存関係を第7図に投影し, 榛名火山の場合と比較するにやはり屈折率の高い方にあることが知られている。

(c) **斜長石** 斜長石の化学成分は An 82~57% であつて珪酸量に比較して An に富む事実は注意を要する。

著しい波動累帯構造を示すが, その化学成分の差は著しくなく全体としては An % の少い方へ変つて行く傾向がある。これは重要な事実であつて榛名火山の角閃安山岩においては, 大体同じであるかまたは An % の多い方へ変る傾向がある。

塵状包裹物は僅かに認められる。

(口) 石 基

地藏岳および長七郎山熔岩は大体において完晶質であるが, 見晴山熔岩は前述の如く場所により結晶度を異にし玻璃質で流状構造の認められるところもあり, また結晶質のところもある。前二者の石基有色鉱物は紫蘇輝石のみより成るが, 後者は紫蘇輝石と緑色角閃石とを有している。この緑色角閃石は, 石基が結晶質の場合オパサイト縁を有し, 玻璃質の場合は自形である。後者の紫蘇輝石は $2V=(-)60^\circ$, 62° および 63° 平均 $(-)62^\circ$ であり角閃石は $2V=(-)78^\circ$, 80° , 82° および 82° 平均 $(-)81^\circ$ であつて班晶の光軸角と大差はない。

また前二者の石基斜長石は析木状で常にアルバイト双晶を呈し An 40~30%であり、後者の石基斜長石は短冊状また析木状で An 45~35%である。

E. 子持および榛名両火山熔岩との比較

いわゆる輝石安山岩における輝石の結晶作用については多くの学者の研究があり、本邦においては坪井誠太郎および久野久はそれぞれ意見を發表しているが、いずれも周知の事実であるからここでは省略する。

本章でこれまで記載した事実を総括すると、赤城火山における輝石安山岩類の進化経路として両輝石安山岩、含普通輝石紫蘇輝石安山岩および紫蘇輝石安山岩については、斑晶両輝石の光学性から推定すると両輝石安山岩→含普通輝石・紫蘇輝石安山岩→紫蘇輝石安山岩の順序が考えられ、これは石基輝石の如何に拘らない。含角閃石・両輝石安山岩および含普通輝石、角閃石紫蘇輝石安山岩については後で述べる。

筆者は 1: 50,000 沼田図幅調査に際し、同図幅の西端部に位置する子持火山熔岩を檢鏡する機会を得たが、同火山は本図幅中にはその東半部しか現われていないので、その西半部は未踏査であり、従つて以下においては、東半部の熔岩についてのみ記述する。

本火山は赤城火山よりも旧期の火山であつて、甚しく侵蝕作用を受け、火山の原地形は著しく失われているが、各種熔岩の分布状況や現地形からの推測によれば複式火山と考えられ、截頭円錐形の外輪山と頂上のカルデラ内にある1個の中央火口丘とより成る。外輪山は両輝石安山岩、含普通輝石紫蘇輝石安山岩、紫蘇輝石安山岩（以上はいずれも、しばしば斑晶橄欖石を含むことがある）および含角閃石・両輝石安山岩等より成るが、主として前三者より成り最後者は寄生火山として局部的にしか認められない。中央火口丘は両輝石安山岩である。

これら熔岩の有色鉱物の光軸角を測定するに次の諸値を得た。

第 3 表 子持火山における各種熔岩の斑晶有色鉱物の光軸角

	紫 蘇 輝 石 (—)	普 通 輝 石 (+)	角 閃 石 (—)
紫蘇輝石安山岩	63.5°, 65°, 66° 平均 64.8°	—	—
含普通輝石 紫蘇輝石安山岩	63°, 64.5°, 64.5°, 65° 67° 平均 64.8°	49°	—
両輝石安山岩 (外輪山)	61°, 61°, 65° 平均 62.3°	48.5°, 49°, 50.5° 平均 49.3°	—
両輝石安山岩 (中央火口丘)	58°, 64° 平均 61.0°	47.5°	—
含角閃石 両輝石安山岩	60°, 60°, 62° 平均 60.7°	52°, 53° 平均 52.5°	70°

上記の光学恒数から判断すると、本火山熔岩の進化経路として次の如く考えられ、これは石基輝石の種類に拘らない。紫蘇輝石安山岩→含普通輝石紫蘇輝石安山岩→両輝石安山岩(外輪山)→両輝石安山岩(中央火口丘)。含角閃石・両輝石安山岩については後に論ずる。

子持火山の直ぐ南方に聳える榛名火山については種子田定勝による研究があり、その論文に記載された有色鉱物の光学恒数から、それを含む熔岩の種類別による平均値を算出した。この計算に際し、種々の熔岩を統合し平均値を算出したのは筆者の責任においてであるが、橄欖石紫蘇輝石安山岩は紫蘇輝石安山岩中に、橄欖石普通輝石紫蘇輝石安山岩および普通輝石紫蘇輝石安山岩は両輝石安山岩中に、含普通輝石・橄欖石紫蘇輝石安山岩は含普通輝石紫蘇輝石安山岩中にそれぞれ統合し、角閃安山岩に属するものは採用せず、いわゆる氷室山型にこれを含めた。

このようにして得られた赤城、子持および榛名三火山熔岩の各種熔岩別による有色鉱物の光学恒数の平均値を表示すれば次記のようになる。

第4表 赤城、子持および榛名諸火山における各種熔岩の斑晶有色鉱物の光学性

		赤城火山	子持火山	榛名火山
紫蘇輝石安山岩(前期)	紫蘇輝石	—	n.d. (-) 64.8°(3個の平均)	1.6970(3個の平均) (-) 65.8°(3個の平均)
含普通輝石紫蘇輝石安山岩(前期)	紫蘇輝石	—	n.d. (-) 64.8°(5個の平均)	1.7000(4個の平均) (-) 63.3°(4個の平均)
	普通輝石	—	n.d. (+) 49.0°(1個)	1.7020(1個) (+) 50.0°(2個の平均)
両輝石安山岩	紫蘇輝石	1.7101(12個の平均) (-) 59.4°(12個の平均)	n.d. (-) 61.8°(5個の平均)	1.6990(9個の平均) (-) 63.7°(9個の平均)
	普通輝石	1.7060(12個の平均) (+) 48.6°(11個の平均)	n.d. (+) 48.9°(4個の平均)	1.7049(9個の平均) (+) 49.6°(9個の平均)
含普通輝石紫蘇輝石安山岩(後期)	紫蘇輝石	1.7116(6個の平均) (-) 60.3°(6個の平均)	—	—
	普通輝石	1.7048(6個の平均) (+) 45.2°(5個の平均)	—	—
紫蘇輝石安山岩(後期)	紫蘇輝石	1.7216(5個の平均) (-) 56.2°(5個の平均)	—	—
含角閃石・両輝石安山岩及び含普通輝石、角閃石紫蘇輝石安山岩	紫蘇輝石	1.7076(5個の平均) (-) 59.1°(4個の平均)	n.d. (-) 60.7°(3個の平均)	1.7080(3個の平均) (-) 60.0°(3個の平均)
	普通輝石	1.7076(5個の平均) (+) 52.8°(4個の平均)	n.d. (+) 52.5°(2個の平均)	1.7020(3個の平均) (+) 49.6°(3個の平均)
	角閃石	n.d. n.d.	n.d. (-) 70.0°(1個)	(オパサイト化)

各欄中上段は主屈折率 β 、下段は光軸角を示す。

この表を観察すると次のように解釈することができる。輝石安山岩岩漿では副成分鉱物および橄欖石について、輝石では子持および榛名両火山においては紫蘇輝石の方が先に晶出する。この状態が紫蘇輝石安山岩(前期)で、ついで普通輝石が晶出し始め、含普通輝石紫蘇輝石安山岩(前期)となるが、その次に両輝石が共存する状態となり両輝石安山岩となる。前記両火山はこの状態で終っているが、赤城火山の場合ではこの状態から観察せられ、普通輝石は熔融さ

れて次第に少量かつ小形となり含普通輝石紫蘇輝石安山岩(後期)の状態となり、遂に普通輝石は全く消滅し紫蘇輝石のみが残り紫蘇輝石安山岩(後期)となる。

この進化経路は石基輝石の種類如何に拘らないが、前期のものほどcに属するものが多く後期のものほどdが多い。子持火山東半部の熔岩においては $c:d=20:16$ である。榛名火山においては種子田の論文には数字で表現してないので不明であるが、この比率よりもさらにcが多いらしく、赤城火山においては $c:d=25:49$ である。すなわち後期のものほど低温になることを意味する。

前期の紫蘇輝石安山岩から後期の紫蘇輝石安山岩までが一つの反応系であるとするならば、それらの斑晶の形態がどのようになっているかについて興味を感じ、筆者は赤城火山熔岩について次の如く観察した*。

各岩石型における斑晶の形態を、自形を有するもの、ほとんど自形であるが少々熔融しているものおよび相当熔融しているものの3種に分ち、また反応縁の有無を調べ、種々の組合せに分類し第5表を得た。表中の符号は単なる符号であつてこの符号の形態の如く著しく熔融されているという意味ではない。また1枚の薄片中において、ある一種類の斑晶はそのすべてが必ずしも同じ程度の形態を有しているわけではないが、その大体の傾向を窺うのが目的であるから最も多い形態をとつた。

斜長石の累帯構造を観察して了解されるように、成長の途中で何回も熔融を繰返しながら結晶は成長して行くものと思われるから、有色鉱物においても僅かでも熔融を受けていれば直ちに、その結晶は熔融の方向に進んでいると速断するのは誤りである。この表によつて大局的傾向を窺わんとするにある。

本表(I)を観察するに次の事実を認めうる。

(イ) Vd と V'd とを比較するに、後者の方が自形のもものが少なく熔融の受け方が大である。この関係は Vc と V'c とにおいても同様である。すなわち V' の方がVよりも熔融の受け方が大である。

(ロ) c と d とを比較すると、前者の方が自形のもものが少なく熔融の受け方が大である。d および e の場合には斑晶両輝石は反応縁に包まれることはない。c の場合には斑晶紫蘇輝石は石基ピジョン輝石の微小粒よりなる反応縁で包まれることがあるが斑晶普通輝石においては極めて稀である。反応縁に包まれている斑晶に完全に自形のもものはなく必ず熔融されている。e の場合は僅かに一例であるが、斑晶両輝石は反応縁に包まれていない。

(ハ) 紫蘇輝石と普通輝石とを比較すると、後者の方が自形のもものが少く前者よりも熔融の受け方が大である。

本表(II)および(III)を観察するに、次の事実を認めうる。

* 以下は日本地質学会第59年総会における講演の一部である。

第 5 表 各岩石型における斑晶の形態

岩石型	薄片枚数										
Vd	23	4	2	4	7	4	2				
Vd-c	1								1		
Vc	7			1		2	2	1			1
Vd	5			1	3	1					
Vd-c	5				1	1		1	1	1	
Vc	4					2			1	1	
Ve	1					1					

自形, 殆ど自形であるが微かに熔蝕されているもの, 相当熔蝕されているもの.

ピジョン輝石の反応縁を有するもの.

各欄中左は紫蘇輝石, 右は普通輝石を示す.

(I) 両輝石安山岩および含普通輝石紫蘇輝石安山岩

岩石型	薄片枚数					
Ic	6			1	5	
Id	3	1	2			

各欄中のは紫蘇輝石を示す.

岩石型	薄片枚数				
VId	2	2			
VIe	4		4		
VIIe	6				6

各欄中左は紫蘇輝石, 中央は普通輝石, 右は角閃石を示す.

角閃石のオパサイト化されたもの.

(II) 紫蘇輝石安山岩

(III) 含角閃石両輝石安山岩, 含普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩及び紫蘇輝石角閃石, 石英安山岩

(イ) I の紫蘇輝石は自形のもの全くなく, 著しく熔蝕されている.

(ロ) VId の両輝石はいずれも自形であるが, VIe において普通輝石は微かに熔蝕を受け, 紫蘇輝石は自形である.

(ハ) VII の紫蘇輝石は必ず自形である.

しからば前期の紫蘇輝石安山岩および含普通輝石紫蘇輝石安山岩の両輝石は如何なる形態を示しているであろうか. 筆者は子持火山熔岩について次の如く観察した.

本表を観察するに, 薄片枚数が少いので決定的な意見は述べられないが, 大体の傾向として次の事実を知りうる.

(イ) Vc と Vd とを比較するに, 前者の方が自形のもものが少く熔蝕の受け方が大である. Ic と Id とにおいても同様である.

(ロ) c および d-c の場合は斑晶紫蘇輝石がピジョン輝石より成る反応縁で包まれることがあるが, 斑晶普通輝石においては認められない.

第 6 表 子持火山熔岩の各岩石型における斑晶の形態

岩石型	薄片枚数	○	○	○	○	○	○
∇d	13	1	5	5	2		
∇d-c	2					2	
∇e	9		1	2	1	3	2
∇c	4					3	1

○ 自形, ○ 殆ど自形であるが微かに熔蝕されているもの, ○ 相当熔蝕されているもの

○ ピジョン輝石の反応線を有するもの。

各欄中, 左は紫蘇輝石, 右は普通輝石を示す。

(I) 両輝石安山岩および含普通輝石紫蘇輝石安山岩

岩石型	薄片枚数	○	○	○
Id	2	2		
Id-c	1		1	
Ic	6	2	2	2

各欄中のは紫蘇輝石を示す。

(II) 紫蘇輝石安山岩

岩石型	薄片枚数	○	○
∇e	1	1	

各欄中, 左は紫蘇輝石, 中央は普通輝石, 右は角閃石を示す。

○ 角閃石のオパサイト化されたもの。

(III) 含角閃石両輝石安山岩

(ハ) 斑晶紫蘇輝石と斑晶普通輝石とを比較すると, 後者の方が自形のものが少く熔蝕の受け方が大である。

(ニ) VI の両輝石はほとんど自形であるが少々熔蝕されている。

輝石安山岩岩漿において, 副成分鉍物および橄欖石を除き, 紫蘇輝石がまず晶出し, ついで普通輝石が晶出し始め両者が共存する。そして普通輝石が熔蝕をはじめ遂に紫蘇輝石のみとなるという考え方からすれば, 前期の紫蘇輝石安山岩および含普通輝石・紫蘇輝石安山岩の斑晶両輝石はいずれも自形であり, 後期の含普通輝石紫蘇輝石安山岩および紫蘇輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石も自形でなければならぬ筈であるが, 第5表および第6表の示す事実によれば, そのような現象は認められない。後期の紫蘇輝石安山岩の斑晶紫蘇輝石の如きは相当熔蝕されていて決して自形またはほとんど自形ではないが, 相律の示すところによれば一つの反応系において, ある有色鉍物が熔蝕されてゆく間に他の有色鉍物が成長してゆかねばならぬ筈である。しかし他にかる鉍物は全く見出されないので, 上述の斑晶有色鉍物の形態は地下の岩漿溜中における形態をそのまま示すものではないといえる。寧ろそれは石基輝石の種類に関係がある事実, すなわち高温性の石基を有するものほど熔蝕の受け方が大であるという事実から考えると, 地表噴出に際し岩漿が相当高温の間に空気中の酸素に接触しているばかりでなく, 遊離した火山ガスが酸化燃焼するので温度が一時的に急上昇するために上述の現象を生ずるものと推察される。僅かに一例ではあるが, 赤城火山において見出される Ve の岩石型を有する唯1個の岩石は岩脈をなして産し熔岩流ではない。これは空気に接触することがなかつたためと解さ

れる。本火山熔岩において斑晶紫蘇輝石および斑晶普通輝石が反應縁を有するのは、熔岩流の場合に限られ、岩脈の場合には全く見られないのである。すなわち反應縁の生成には熔岩の現出状態が関係している。

本火山に限らず何処の火山の熔岩においても、Vd-c という岩石型はあつても Vc-d という岩石型は存在しない。その理由として上述の如く地表噴出の際に起る温度上昇によつて説明することができる。また前述の如く V' の両輝石は V の両輝石に比較しそれぞれ熔融の受け方が大であるが、これは前者が後者よりもそれぞれ Fs に富み従つて融点が高いことによるものと考えられる。

地下において晶出した斑晶鉍物が地表噴出の際、その形態に影響を受けるであろうことは角閃石のオパサイト化作用によつて明瞭である。角閃石は輝石に比較して化学成分が複雑しているのみならず揮発性成分をも含有しているので、岩漿溜から火道を上昇し地表に噴出して冷却凝固するまでに、岩漿の状態変化に伴い影響を受け易く古くから注意されているが、輝石もやはり同様の影響を受けるものであつて、角閃石が黒色型オパサイト化作用を起す温度では、紫蘇輝石は全く、あるいはほとんど安定であり、普通輝石は安定か、あるいは少々熔融を受けるものと思われる。

次に附記しておきたいことは、各項において述べたように赤城火山熔岩の斑晶は他の諸火山の熔岩のそれに比較して一般に大形のものが多い。これを数字で表現することは難しいが、特に紫蘇輝石安山岩（後期）の斑晶紫蘇輝石は、著しく熔融されてはいるが、ほとんど大形のものばかりである。この事実から考えるとやはり成長していることがわかる。

また、既述の如く本火山熔岩特に輝石安山岩は、一般に斑晶が岩石全体に対して占める容量比が比較的大である。

この際注意を要するのは角閃石を含む輝石安山岩の存在である。赤城、子持および榛名三火山にそれぞれ本岩がみられるが、角閃石を含まない輝石安山岩に比較すれば著しく少量であり、かつ局部的に産する。既述の如く赤城火山と子持および榛名両火山とでは、角閃石を含まない輝石安山岩の性質は著しく異つているにも拘らず、角閃石を含む輝石安山岩の斑晶両輝石の光学恒数は、三者共著しく近接しており、これは注目すべき事実と考えられる。榛名火山熔岩は検鏡したことがないので不明であるが、赤城および子持両火山においては、角閃石を含む輝石安山岩の斑晶両輝石は自形またはほとんど自形ある事実から考えても、石基の組織および構成鉍物等においても角閃石を含まない輝石安山岩類とは著しく異つている。このことは既述の通りであるから繰返して述べないが、前期の紫蘇輝石安山岩から後期の紫蘇輝石安山岩に至る輝石安山岩岩漿の正常な進化経路から、花崗岩または花崗岩質岩石を同化したために派生したものであると考えることができる。そのため岩漿の温度が著しく低下したものであろう。

以上の筆者の推論は、単に三火山熔岩についての範囲内で観察し導かれたものであるが、他のどの火山の熔岩にも通用するか否かについてはなお多くの記録の集積をまたねばならない。

4. 捕 獲 岩

赤城火山の熔岩は捕獲岩に富んでいて、谷川などで轉石を検するに容易に多くの捕獲岩を見出すことができる。また、本火山熔岩の薄片を検するに、輝石安山岩においては61枚の薄片中の10枚に、角閃安山岩においては6枚の薄片中の3枚に、期せずして鏡下において捕獲岩を求めることができた。これ以外に、熔岩の露頭および轉石から直接に捕獲岩を18個得て、合計31枚の薄片を検鏡し下記の如く分類した。

A. 輝石安山岩中のもの	27枚
(イ) 紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鉱岩、	1枚
(ロ) 紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鉱・玻璃岩。	2枚
(ハ) 紫蘇輝石・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱岩。	2枚
(ニ) 紫蘇輝石・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱・玻璃岩。	10枚
(ホ) 紫蘇輝石・角閃石・斜長石・磁鉄鉱岩。	1枚
(ヘ) 紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・斜長石・磁鉄鉱岩。	2枚
(ト) 紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・斜長石・磁鉄鉱・玻璃岩。	3枚
(チ) 斑状紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鉱岩。	2枚
(リ) 斑状紫蘇輝石・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱・玻璃岩。	4枚
(ヌ) 含エデル輝石岩。	1枚
(附) 球状岩。	1枚
B. 角閃安山岩中のもの	4枚
(ル) 紫蘇輝石・角閃石・斜長石・玻璃岩。	4枚

なお、上記の名称は便宜上用いたものであつて、主として列記の鉱物よりなるとの意である。全薄片を通じて葦青石、珪灰石、黒雲母および柘榴石等の高温性鉱物は全く見出し得なかつた。捕獲岩は、輝石安山岩においては荒山熔岩、利平茶屋附近および黒檜山熔岩等に、角閃安山岩においてに見晴山熔岩に特に多く見出される。

赤城火山の基盤は、その西方は子持火山が聳え旧期岩石は露出していないが、東方および北方では中生層および古生層が広く分布していて、主として黒色頁岩および粘板岩より成り、古生層には珪質岩も部分的に含まれている。南方では外輪山の中腹にある不動滝附近に小規模ではあるが黒色頁岩の露頭がある。外輪山東南方環壁上にある茶の木畑附近において、恐らく長七郎山の噴出物であろうと思われる堆積岩類の抛出物が散乱しているが、山頂のカルデラの下方も中生層または古生層であろうと推察される。なお、本火山々頂から稍々隔るが、北方の赤城根村小松附近に塩基性深成岩、白沢村岩室附近には超塩基性深成岩および両雲母花崗斑岩等

が分布している。

ここで注意を要することは本火山熔岩中の捕獲岩に、中生層、古生層またはその他の岩石をそのまま捕獲したものやあるいはその名残りを留めるもの等は全く見出し得ない事実である。

この捕獲岩の全部が他来ではないとしても、上記の事実は捕獲岩(外来の)と岩漿との反応が十分に行われたことを示すものであつて、従来火山岩の混成現象を論ずる際の例証に出された讃岐岩や石英玄武岩その他において、いわゆるナマの岩石や客晶等が見出されるのとは著しく異なるところである。

再結晶している捕獲岩について、同源であるか、他来であるか、または他来ならばその原岩を推定する事等は著しく困難であるが、同源であつても、また他来で再結晶したもので、さらにそれ等が岩漿と反応して化学成分および鉱物組成を変えているものと考えられる。

A. 輝石安山岩中のもの

紫蘇輝石、普通輝石、角閃石、斜長石、磁鉄鉱および玻璃等の造岩鉱物の組合せ、または斑状構造の有無によつて、既述の如く分類した。

捕獲岩と石基との境界の部分では、捕獲岩の外縁の諸鉱物は石基に対して自形をとつているので、境界が不規則に凹凸しているが、中には石基と反応して各鉱物が著しく外側へ成長したり、あるいは斜長石が外側へ多くの累帯構造を示して成長したりすることがある。捕獲岩中においては、斜長石は有色鉱物よりも結晶力が弱く半自形または他形を呈することが多く、アルバイト双晶、アルバイト・カールスバッド双晶あるいはペリクリン双晶等を示し、累帯構造を示すことは比較的稀であつて往々歪を受けて波動消光を示す。紫蘇輝石も稀に歪を受けていることがある。いずれの場合でも磁鉄鉱が相当多いことが注意を惹く。玻璃を有するものは全体の70%示しているが、玻璃は極めて少量で各岩片の5%未満であるから、薄片の切断方向の如何によつては実際には存在していても現われない場合も考えられるので、玻璃を有する捕獲岩は実際は70%よりもさらに多い筈である。玻璃を有する捕獲岩を含む岩石の石基はほとんど常に完晶質であるから、これを同源捕獲岩とは考え難い。このように考えると他来捕獲岩は相当多いのではないかと思われる。

(イ) 紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鉱岩及び(ロ)紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鉱・玻璃岩

本岩は完晶質または少量の玻璃(5%以下)を有し、上記三鉱物より成る。岩片によりその容量比は一定しないが大体において、斜長石は半量より稍々多く、紫蘇輝石は30~40%で磁鉄鉱は5~10%である。斜長石の化学成分を測定するにAn 86~82%で著しくAnに富む。玻璃は淡褐色を呈する。

(ハ) 紫蘇輝石・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱岩及び(ニ)紫蘇輝石・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱・玻璃岩

本岩は完晶質または少量の玻璃(5%以下)を有し上記四鉱物より成る。その容量比は一定しないが斜長石は約半量内外、紫蘇輝石と普通輝石とでは通常前者が少々多く計30~45%で、磁鉄鉱は5~10%を占める。玻璃を有する場合は玻璃は淡褐色で針状の紫蘇輝石の微晶子が多く見られる。この場合母岩の石基は完晶質またはほとんど完晶質であるが、石基形成の時代にこの部分は化学成分上凝固点が低くなお熔融状態にあり、急冷却により固結したことを示している。

斜長石の化学成分を測定するに An 80~55%であつて前述の(イ)および(ロ)の場合よりも低いのであるが、この事実は次のように解釈することができる。すなわち比較的 Al_2O_3 に富んだ捕獲岩においては岩漿から供給された CaO と結合して An に富む斜長石が生成されるが、比較的 Al_2O_3 に乏しい捕獲岩では前者に比し An に乏しい斜長石とともに普通輝石をも生ずる。また、実際において普通輝石が紫蘇輝石および斜長石に対して常に他形をとつている現象を認めうる。

(木) 紫蘇輝石・角閃石・斜長石・磁鉄鉱石

肉眼では長さ3~4mmの斜長石の白色結晶と有色鉱物の黑色結晶とが、ほぼ等量に飛白状をなした完晶質岩石である。鏡下において斜長石は大体において自形を示し、それを埋めて紫蘇輝石がこれとほとんど等量にあつて、磁鉄鉱は少々多く自形または不定形をなして散在している。斜長石はアルバイト双晶またアルバイト・カールスバッド双晶を示し、ペリクリン双晶も稀ではない。累帯構造は認められず An 84~72%である。

紫蘇輝石の中核には橄欖石が普通に認められ、両鉱物の境界附近の紫蘇輝石の側には、橄欖石が紫蘇輝石に轉移する際に分離した磁鉄鉱の特異な不定形黑色結晶が散在している。

角閃石は褐色角閃石で、主として斜長石と紫蘇輝石、稀には橄欖石との境界に副つてこれら有色鉱物を交代して、不定形に長く延びており、二次的生成物と考えられる。

本岩において角閃石化作用の進んだものでは、有色鉱物はほとんど褐色角閃石より成り往々その中核に紫蘇輝石が残つて見られることがある。

(へ) 紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・斜長石・磁鉄鉱岩及び(ト) 紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・斜長石・磁鉄鉱岩

本岩は前岩と同様に、角閃石は紫蘇輝石および普通輝石を交代して見出される。斜長石はほとんど自形を示す。

(チ) 斑状紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鉱岩及び(リ) 斑状紫蘇輝石・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱・玻璃岩

いずれも大形結晶と小形結晶とが斑状をなし、大形結晶は紫蘇輝石および斜長石より成り、普通輝石は石基部にのみ見られ小形である。

(ヌ) 含エチル輝石岩

本邦のカルクアルカリ岩列に属する安山岩中に、エデル輝石が見出された事例はしばしば報告されているが、それらはいずれも捕獲岩または抛出岩中に限られている。普通輝石とエデル輝石との相違は色および多色性によつても示されるが、両者は漸移するので坪井誠太郎によれば、消光角および複屈折によつて両者の境界を次の如くに與えられている。すなわち $c \wedge Z$ は 54° と 55° との間に、 $r-a$ は 0.026 と 0.027 との間に置かれているが、本火山熔岩中の捕獲岩に含まれる単斜輝石で複屈折が大で、かつ多色性がありエデル輝石の疑いのあるものを全部検鏡したが、そのうち確実にエデル輝石を含むと判定し得た捕獲岩を1個見出した。その他に $c \wedge Z$ が $50^\circ \sim 54^\circ$ のものを数個見出したが、エデル輝石に近い化学成分を有するものと考えられる。

エデル輝石を含む捕獲岩は、利平茶屋附近の外輪山熔岩中より得られたが、薄片下の最大直径は約 15 mm である。完晶質で紫蘇輝石、エデル輝石、斜長石および磁鉄鋳より成り、極めて微量のパーガス石およびアノソクレスを伴っている。磁鉄鋳は四角形またはこれに近い不定形で、有色鋳物中に、あるいはその附近に著しく多量に散在しているが、斜長石中には稀である。紫蘇輝石と斜長石とは概ね半自形をなして密に組合つているが、エデル輝石は紫蘇輝石の縁辺から中央部へ、結晶の一部またはほとんど全部を交代して見出される。その消光角は一様でなく $63^\circ \sim 67^\circ$ で種々あるがこれは石灰および曹達の添加が必ずしも一様でなかつたことに基くものと考えられる。

エデル輝石の光学性は次の如くである。

光輝角 $2V = (+) 55^\circ \sim 60^\circ$

消光角 $c \wedge Z = 63^\circ \sim 67^\circ$

複屈折 $r-a = 0.030$

多色性 $X = \text{綠色}$ $Y = \text{綠色}$ $Z = \text{綠黄色}$

(附) 球状岩。

昭和23年、小出博は荒山熔岩の轉石中に球状の捕獲岩を見出しこれについて精細な研究を發表した。その概要を述ぶるに、本岩は長軸 6 cm 、短軸 4 cm の廻轉橢圓体の形体をなし次の4帯より成る同心構造を示している。

- (i) 核心部。有色鋳物の多い中粒乃至細粒の黑色部で斜長石 ($An 80 \sim 62 \%$)、斜方輝石、單斜輝石を主成分とし玻璃を混える。
- (ii) 核心部を取巻く白色の環。灰長石 ($An 94 \sim 88 \%$) が主で斜方輝石、磁鉄鋳、橄欖石および玻璃を混える粗粒の岩石。
- (iii) さらにその外方を取巻く白色の放射状構造をもつた帯。最も広い面積を占める部分で灰長石 ($An 94 \sim 88 \%$) を主とし斜方輝石、磁鉄鋳および玻璃を混えた粗粒の岩石。
- (iv) 最外帯。灰白色で細粒閃綠岩質の部分であつて、灰長石 (An 約 90%) および斜方輝石を主とし單斜輝石、磁鉄鋳、角閃石および玻璃を混える。

小出博は本岩の成因を次の如く結論した。すなわち古生層の頁岩および粘板岩の如き礫土質の岩片が塩基性岩漿中に取込まれ、両者が交代作用を起して岩漿中の CaO が岩片に加えられ、また岩片中の Al_2O_3 および SiO_2 の一部が岩漿中に移行し、そして岩片中に変成分化作用が起り、 FeO 、 Fe_2O_3 および MgO が岩片の中心に集り、 Al_2O_3 が中心より外方へ拡散しかゝる構造を示したものである。

その後筆者はこれと同様の球状岩を2個発見した。一つは勢多郡黒保根村梨木沢の河岸の岩石露頭中にあり、他は利根郡赤城根村大洞部落の上流における小牛大の轉石の表面にあるが、いずれも大岩体の表面の中央に見出されるのでハンマーのみでは採取することができず、現在もそのまゝ現地で保存されている。肉眼による概略の観察では、前者は長径約45mm、短径約30mmの橢円形をなし、長径の長さで帯状分布を示すと、最外側から内方へ4mmの帯は白色鉍物の集合、さらにその内方へ3mmの帯は黑色鉍物の集合、中央部は灰色を呈し、その中に径0.5mm内外の黑色鉍物が散点しているが、外側に近い方に粗粒のものが多し。後者は長径35mm、短径30mmの楕円形をなし、長径の長さで帯状分布を示すと最外側から内方へ2mmの帯は白色鉍物の集合、さらにその内方へ9mmの帯は径0.5mm内外の黑色鉍物と白色鉍物とがほぼ等量に存在しており、さらにその内方へ5mmの帯は両鉍物とも径1mm内外の粗粒となり、中央部は白色になつている。なお、これ以外に銀杏の実以下の大きさで、中央は黑色鉍物の集合より成り外側は白色鉍物の集合より成る簡単なものならば数個見出している。

本火山熔岩中にかゝる球状岩がしばしば見出される事実は、本火山岩漿溜が比較的靜穩な状態にあつて、かつ岩漿と他来捕獲岩との相互反應が十分に行われていたことを示すものである。

B. 角閃安山岩中のもの

長柱状自形の綠色角閃石、自形の紫蘇輝石、自形の斜長石および少量の磁鉄鉍が散在する間を小形の柱状綠色角閃石および短冊状斜長石がネットワーク状に連絡し、その間隙を淡褐色の玻璃が充填したもので時には屋根瓦状の方珪石が認められる。鉍物対玻璃の容量比は概ね等量である。時には紫蘇輝石の周辺またはその一部を綠色角閃石が交代していることもある。斜長石は $\text{An } 70\sim 30\%$ で累帯構造が著しい。

5. 総括および意見

以上まで述べた事実を総括すると次の如くである。

赤城火山は截頭円錐形の外輪山と山頂のカルデラ内部に並んだ3個の中央火口丘とより成つているが、外輪山はいわゆる輝石安山岩の熔岩および凝灰角礫岩の互層より成り、かつ数個の寄生火山を有する。中央火口丘はいわゆる角閃安山岩の熔岩より成るが、部分的に少量

の凝灰角礫岩を伴っている。

いわゆる輝石安山岩の熔岩は次の諸岩石に分類しうる。

- (イ) 両輝石安山岩、(斑晶橄欖石を有するものがある)。
- (ロ) 含普通輝石・紫蘇輝石安山岩(同上)。
- (ハ) 紫蘇輝石安山岩。
- (ニ) 含角閃石・両輝石安山岩。
- (ホ) 含普通輝石・角閃石紫蘇輝石安山岩。

いわゆる角閃安山岩の熔岩はいずれも次の岩石である。

- (ヘ) 紫蘇輝石角閃石石英安山岩

上記諸岩石を斑晶および石基の各種有色鉱物の組合せにより種々の岩石型に分類し、それに現われた百分率を富士火山帯および東北日本諸火山の平均のものと比較すると、赤城火山熔岩は低温性の岩石型が多い。

上記諸岩石の化学成分を見ると、その最も著しい特性として常に多量の Norm C を有していて、Norm Wo を見出すことができない。

また赤城火山熔岩は本邦火山岩平均成分に比較して Norm Q に富んでいるが、Norm Mt, Norm Ab および Norm Or に乏しく、また CaO が少い。

本火山熔岩の斑晶の光学恒数から岩漿中におけるそれらの晶出作用を考えると、副成分鉱物を除き、まず橄欖石が晶出するが、本火山では斑晶として単独に存在するものはほとんどなく、通常は斑晶紫蘇輝石によつて包囲されている。次に紫蘇輝石または普通輝石のいずれか一方が晶出し次に他方が出て両者が共存し両輝石安山岩となるが、本火山輝石安山岩はこの状態からみられ、さらにそれが進化したものを含む。両輝石安山岩(含普通輝石・紫蘇輝石安山岩を含む)は本邦において極めて普通に見出される火山岩であるが、その両輝石の共存関係を見るに大体において紫蘇輝石は $\beta=1.695\sim 1.714$ 、普通輝石は $\beta=1.695\sim 1.705$, $2V=(+)$ $55^\circ\sim 40^\circ$ の範囲内にあるが、赤城火山熔岩においては紫蘇輝石は $\beta=1.708\sim 1.714$ 、普通輝石は $\beta=1.699\sim 1.710$, $2V=(+)$ $54^\circ\sim 40^\circ$ の範囲内にある。すなわち前記の範囲の晩期およびそれを超えている。それを第 11 図に示した。

しかし、この際注意を要することは、本火山の斑晶有色鉱物は副成分として Al_2O_3 に富むため、屈折率が少々高くなる傾向がある事実である。

両輝石安山岩がさらに進化すると、斑晶両輝石の内、普通輝石はだんだん熔けて少量かつ小形となり、 $2V=(+)$ 40° を超えると紫蘇輝石のみになる。この初期の状態の紫蘇輝石は $\beta=1.715$ 前後である。さらに紫蘇輝石は成分を変えながら成長し本火山熔岩では $\beta=1.724$ にまで及んでいる。なお、上記の進化経路は石基輝石の種類如何に拘らないのであつて、 $\beta=1.724$ の高い屈折率の紫蘇輝石を含有する紫蘇輝石安山岩の石基輝石が両輝石より成るものが存在す

る。

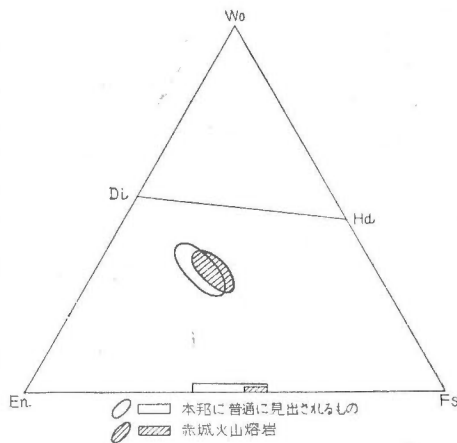
筆者は本火山熔岩の化学成分上の特性と、斑晶の光学性および捕獲岩の観察とを総合して次の如く考えた。本火山熔岩中にアルミナが著しく増加した原因として最も安全に考えられるのは、本火山の基盤に広く分布する礫土質岩石の同化作用である。岩漿中に Al_2O_3 が添加されると、これが CaO と結合して灰長石の結晶作用が促進される。本火山熔岩の両輝石安山岩中の斑晶斜長石は比較的 An に富み、累帯構造を呈するものが極めて少く、累帯構造を呈する場合でも内核の大部分はほとんど一樣な化学成分より成る事実は Al_2O_3 の供給が十分であつたために、斜長石の成長が順調に進行したものと思われる。また Al_2O_3 の過剰は既に晶出している普通輝石から CaO を奪うのでその熔融を助長し遂にこれを消滅せしめる。普通輝石の熔融されつつある間は岩漿中に MgO が増加するので紫蘇輝石の進化は暫時停留状態にあるが、普通輝石が消滅すると紫蘇輝石の進化が進むものと思われる。また、この際岩漿中に CaO が増加するので各種熔岩の斜長石の化学成分には著しい差異は認められない。

既述の如く赤城火山熔岩は、これに隣接する榛名火山および子持火山に比較し著しく進化が進んでいるが、これは主として Al_2O_3 の添加に基くものと考えられる。

顕微鏡下において混成作用が行われた証拠を挙げると次の如くである。赤城火山熔岩は(イ)斑晶斜長石は清透のものは極めて少く一般に汚濁しており、塵状包裹物に富んでいる。これは紫蘇輝石安山岩において特に甚しい。(ロ)斜長石は累帯構造に乏しく、かつ An に富んでいる。(ハ)歪を受け波動消光を示す斜長石や紫蘇輝石の斑晶が稀ではなく認められるが、これは捕獲岩より由来したものと思われる。(ニ)著しく捕獲岩に富み、かつ岩漿と反応した形跡が顯著である。

赤城火山の基盤は西方では露出がないので不明であるが、南、東および北の三方には古生層および中生層が広く分布しており主として頁岩および粘板岩等の礫土質岩石より成つているが、熔岩中の捕獲岩はいずれも再結晶し原岩またはその名残りを示すものは全く見出し得ない。

既述の如く紫蘇輝石安山岩は両輝石安山岩の進化が一層進んだ形であるが、これは寧ろ同化作用が一段と強く行われたために進化が促進されたと解すべきである。それは斑晶斜長石の塵状包裹物が甚しく、かつ中心部から著しい波動累帯構造を示すからである。同様にして、含普通輝石紫蘇輝石安山岩も両輝石安山岩より稍々強く同化作用が行われたものと考えられる。含



第11図 両輝石安山岩および含普通輝石、紫蘇輝石安山岩における両輝石の光学性より推定した化学成分

角閃石両輝石安山岩および含普通輝石、角閃石紫蘇輝石安山岩は上記とは異つた種類の同化作用すなわち花崗岩または花崗岩質岩石を同化したために、輝石安山岩の正常な進化経路の途中から派生したものと考えられる。その根拠は既述した。

紫蘇輝石角閃石英安山岩はいわゆる角閃安山岩であるが、本岩の斑晶斜長石は岩石全体の珪酸量に比較して An に富み、熔岩の化学成分も Al_2O_3 に富んでいる事実もやはり同化作用によるものである。

赤城火山の熔岩は頗る捕獲岩に富んでいるがいずれもほとんど再結晶している。普通は紫蘇輝石、斜長石。磁鉄鈷、普通輝石および少量の玻璃とこれらの組合せより成つているが、普通輝石または玻璃を欠くもの、また有色鈷物を交代して角閃石を生成しているもの等がある。しかし高温性鈷物は全然見当らない。これら鈷物の組合せより成る捕獲岩の組織を見ると、これらのうちのあるものは同心球状を呈し、あるいは特に大型の紫蘇輝石が長柱状となり、結晶の中心から外方へ伸長しており、また、ペリクリン双晶をなす斜長石に富んでいたり、あるいは斜長石に歪を受けているものがある。これらの明らかに外来と思われる捕獲岩を観察すると磁鉄鈷は常に多く全体の 5~10% を占めている。紫蘇輝石、斜長石および磁鉄鈷の 3 鈷物より成るものは一般に斜長石の An は 80% 以上であるが、これに普通輝石が加つたものでは An は 80~50% で少い。比較的 Al_2O_3 に富んだ捕獲岩は岩漿中から供給された CaO と結合して An に富む斜長石を造るが、比較的 Al_2O_3 に乏しいものは普通輝石をも生成するものと思われる。角閃石は常に紫蘇輝石または普通輝石を交代して生成しているが、これは捕獲岩の周辺に集中したアルカリ成分に起因すると思われる。また稀に紫蘇輝石を交代してエデル輝石が生成しているが、これもアルカリおよび CaO の添加によるものである。玻璃は淡褐色でその中に針状の斜方輝石が多量に晶出している。赤城火山熔岩の石基は結晶度が高く、ほとんど完晶質であるにも拘らず捕獲岩中にほとんど常に玻璃を有する事実は注目を惹くが、石基の凝固当時その部分は熔けていたのであつて融点の低かつたことを意味しアルカリの濃集に起因するものと考えられる。

以上の事実は要するに赤城火山の岩石は基盤の礫土質岩石を同化したために岩漿全体として Al_2O_3 および SiO_2 が増加し、かつ CaO, Na_2O , K_2O および Fe_2O_3 が減少し、また捕獲岩の方では Al_2O_3 および SiO_2 を失うとともに、CaO, アルカリおよび Fe_2O_3 を増加したものである。

II. 熔岩の斑晶紫蘇輝石*

緒言

赤城火山は典型的な複式火山であつて、外輪山はいわゆる輝石安山岩の熔岩および凝灰角礫岩の重疊する互層から成り、数個の寄生火山を有する。頂上にはカルデラがあつてその内部には3個の中央火口丘が一行に並び、いずれもいわゆる角閃安山岩の熔岩から成り、部分的に凝灰角礫岩を伴つている。

これら各種熔岩を化学分析すると常に Norm C が見出される。この Norm C の量は岩石の珪酸量の割合には相当多量であつて、赤城火山熔岩の化学的特異性の一つとなつている。また、これら各種熔岩中の斑晶紫蘇輝石は本邦の他の諸火山熔岩中のものに比較して著しく屈折率が高い。

本火山熔岩中の斑晶紫蘇輝石は一般に大形のものが多く、特に大形の斑晶を有する熔岩からは比較的容易にこれを分離することができる。

上記特異性の原因を知らんがために筆者は分析試料を作製し、また光学恒数をも測定した。本鉱物の化学分析は本所地質部申田たまたが行つた。その結果をここに報告する。

1. 産出状態

(A) 産地および母岩

分析試料を得た岩石は赤城火山外輪山の北方斜面にある群馬縣利根郡赤城根村大洞部落の上流の河岸に露出している。本岩は両輝石安山岩で斑状構造を呈し、灰青黒色・緻密な石基中に有色鉱物の黒色斑晶と斜長石の白色斑晶とが散点して、斑晶は石基に比し相当多量である。有色鉱物の斑晶の大きさは長さ1.5~4.0 mm で往々長さ12 mm に達するものがある。これに反し斜長石の斑晶は小形で大きさもほとんど等しく、長さ0.8~2.0 mm である。

顕微鏡下で観察すると、紫蘇輝石の斑晶は長柱状自形を呈するが、少々熔蝕されて少しく凹味を帯び、稀にピジョン輝石の反応縁を微かに有するものがある。磁鉄鉱の包裹物を多量に有しているが累帯構造を有するものは認められない。普通輝石の斑晶は紫蘇輝石の斑晶とほとんど等量にあつて淡綠色を呈し、多色性はほとんど認めない。通常熔蝕をうけて円くなつている。斜長石は柱状自形を呈するが少々汚濁して著しい波動累帯構造を示し、亜灰長石乃至曹灰長石に属する。石基はピロタキシティック組織を呈し斜長石、ピジョン輝石、磁鉄鉱およびその他副成分鉱物から成る。

* これは日本地質学会第58年総会における講演の本文である

(B) 分析試料の調製

前述の如く本岩の斑晶は大形のものが多いので、現地において鉄槌とたがねを用いて、岩体の表面から、直接比較的大形の輝石の斑晶(少くとも長さ2 mm以上)を摘出してこれを集めた。この試料中には普通輝石、斜長石および石基が混入しており、紫蘇輝石の斑晶中にも斜長石、磁鉄鉱およびその他の鉱物を包裹しているので、次の順序によりこれらの鉱物を除去した。まず熱湯でよく洗い、有機物および極微細粉を除き、次にピンセットにて摘みうる程度の石基、斜長石におよびその他の不純物を捨てた。試料は多量に得られたので節分けして60目以上のものを取り、まずツレ液にて長石その他軽比重物質を除去した上、偏光顕微鏡下で各粒子を1粒ずつ検査し、色、多色性および消光角等により確実に紫蘇輝石と断定しうるもののみを集め、さらにこれを偏光顕微鏡下で再検査した。この試料をさらに180目以下に砕いて微細粉となし、強力なる磁石で磁鉄鉱を抽出し、ツレ液を再び用いて精製し分析試料を得たが、これを顕微鏡下で検査し分析試料として適当なることを確認した。後述する分析値は Al_2O_3 および CaO が少々多いので、斜長石の混入が疑われ、再検査したがこれを認めなかつた。

2. 化学的性質

上記の分析試料を化学分析し、その結果を第1表に示した。

第7表 赤城火山熔岩の斑晶紫蘇輝石の化学成分

	重量%	モル数		O=3000とした場合の原子数
SiO_2	53.18	886	Si	967
TiO_2	0.21	3	Ti	3
Al_2O_3	3.08	30	Al	66
Fe_2O_3	0.25	2		30
FeO	18.05	251	Fe ⁺⁺⁺	4
MnO	0.41	6	Fe ⁺⁺	274
MgO	23.26	582	Mn	6
CaO	2.09	37	Mg	635
$H_2O(-)$	0.20		Ca	41
合計	100.73		O	3000

分析者 串田 たま

紫蘇輝石の理論式 $XSiO_3$ において $O=3,000$ としたとき、Ti は Si を置換し、 $Si=1,000$ となるまでその不足分を Al の一部が置換する。そして Al の残部が Mg または Fe^{++} を置換し、 Fe^{+++} および Mn は Fe^{++} をそれぞれ置換するものと考え、その原子比から化学式を計算すると $(Fe^{+++} Fe^{++} Mn Mg Ca Al)_{996} (SiAlTi)_{1,000} O_{3,000}$ となつて理論式とよく一致する。この場合 X 中に入る Al の量が相当多いことは注意を要する。

また上記の考えから輝石成分を計算すると次の如くなる。

	分子%	重量%
FeSiO ₃	29.6	35.4
MgSiO ₃	66.2	60.1
CaSiO ₃	4.2	4.5

また Wo を除外して Fs-En₂ 成分系として計算すると次の如くなる。

	分子%	重量%
FeSiO ₃	30.9	37.1
MgSiO ₃	69.1	62.9

この紫蘇輝石の化学成分表をみると、MgO が少々多く、副成分では Al₂O₃ および CaO に富み、かつ MnO に乏しい特徴を有する。紫蘇輝石中には通常 1~2% の Al₂O₃ が見出されるが、本試料には特に著しく 3.08% の Al₂O₃ を有する事実は注目し得る。

本邦火山岩平均成分には、岩崎岩次の平均したものと山田節三の平均したものと二通りあるが、これをさらに平均して本邦火山岩平均成分を定めると第 12 図に示すように SiO₂ 66% 以上でなければ Norm C が出ない。しかるに赤城火山の各種熔岩を化学分析すると、第 8 表および第 12 図で示すようにその珪酸量に比較し常に多量の Norm C が見出され、他に類例が無く本火山熔岩の著しい特性の一つになつている。

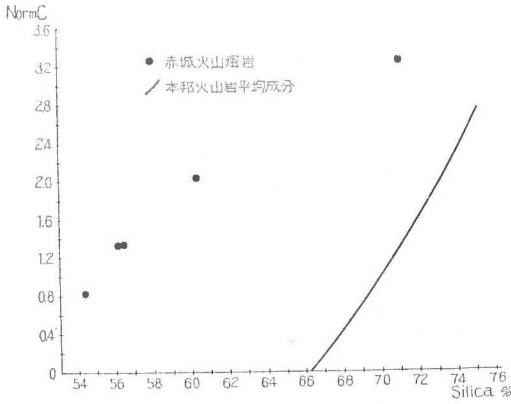
第 8 表 赤城火山熔岩

	両輝石 安山岩	含普通輝石 紫蘇輝石 安山岩	紫蘇輝石 安山岩	含角閃石 輝石 安山岩	紫蘇輝石 閃輝石 安山岩
SiO ₂	56.01	56.23	54.26	60.31	70.88
Norm C	1.33	1.33	0.82	2.04	3.26

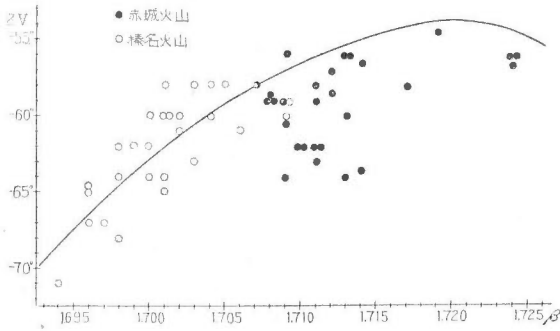
分析者 安藤 武

しかるにモードにおいては、どの岩石薄片においても鋼玉や珪線石等の如き攀土鉱物は全く認められないのであるが、Norm C を有する岩石中の過剰の Al の存在について従来多く論議せられ、造岩鉱物中の他の原子例えば Si や Mg 等を置換して存在するものと説明されている。本火山熔岩の斑晶紫蘇輝石中に多量の Al₂O₃ が存在している事実が確認されたことは注意し得る。なお CaO に富む事実であるが本火山熔岩中の斜長石はその光学性から推定するに一般に An % に富んでいる事実と共通する。

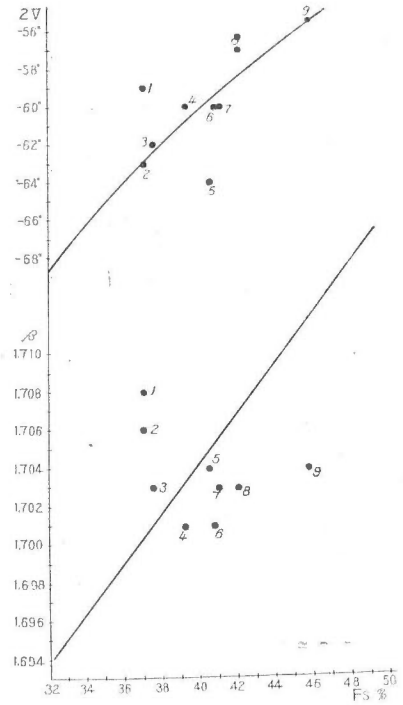
第 1 表の分析値から、通常のノルム計算法に従い本鉱物のノルムを計算すると、Norm C が出ないのであるが、これは輝石成分を計算する前に Al₂O₃ の全部が CaO と結合して Norm An を造り、残余の CaO が輝石成分に入るためである。しかし分析試料中に斜長石が混入していないにも拘らず、輝石成分に先んじて Norm An を計算することは全く無意味であるし、また CaO の全部を輝石成分に入れるとしても微量の Al₂O₃ の存在も常に Norm C が出ることになるので、筆者はまず Mt, Il, En および Fs を計算し、SiO₂, Al₂O₃ および CaO のモル数を、Norm Q が出ないように An および Wo に適当に配分したところ次の諸値を得た



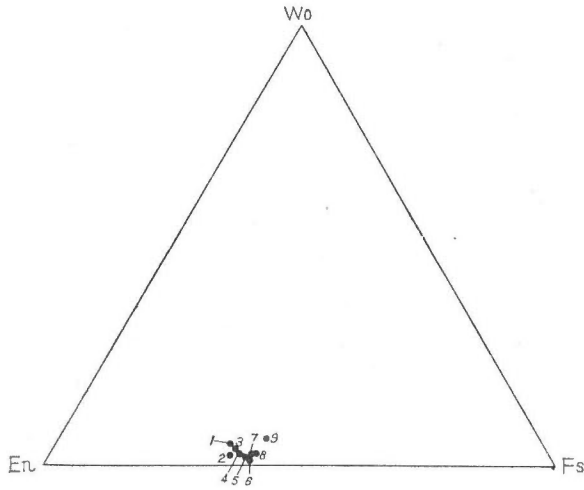
第 12 図 赤城火山熔岩のノルム C と本邦火山岩平均成分のそれとの比較



第 13 図 紫蘇輝石の光軸角と主屈折率 β との関係図



第 15 図 紫蘇輝石の化学成分と光学性との関係



第 14 図 紫蘇輝石の輝石成分

が、やはり Norm C が出る。この計算法で求めた輝石³成分の百分率は下記の如くになり、化学成分から直接求めた値とほぼ一致する。

Wo	3.83		
En	58.20	CaSiO ₃	3.83 %
Fs	33.26	MgSiO ₃	58.20 %
An	1.39	FeSiO ₃	33.26 %
Mt	0.46		
Il	0.46		
C	2.55		
計	100.15		

3. 光学的性質

本鉱物につき光学性を測定し次記の諸値を得た。(測定者太田)

(A) 多色性 次の如く著しい。

X……淡紅色 Y……淡緑褐色 Z……淡緑色

(B) 消光角 直消光を示す。

(C) 光軸角 経緯鏡台を使用して測定し次の諸値を得た。

$2V = (-) 57^\circ, 57.5^\circ, 58.5^\circ, 58.5^\circ, 59^\circ, 59.5^\circ, 60.5^\circ, 61^\circ, \text{および } 61^\circ$

平均値 $2V = (-) 59^\circ$

(D) 主屈折率 本鉱物の粉末をモノクロマトールを用い浸液法により測定し、次の値を得た。 β の値は各班晶の平均値を示す。

$\alpha = 1.696$ $\beta = 1.708$ $\gamma = 1.712$ $\gamma - \alpha = 0.016$

赤城火山熔岩は次の各種から成るが、それらの班晶紫蘇輝石の主屈折率 β の値は下記の通りである。

紫蘇輝石安山岩。 $\beta = 1.717 \sim 1.724$

含普通輝石、紫蘇輝石安山岩。 $\beta = 1.710 \sim 1.714$

両輝石安山岩。 $\beta = 1.708 \sim 1.713$

含角閃石、両輝石安山岩および含普通輝石、角閃石紫蘇輝石安山岩。 $\beta = 1.707 \sim 1.709$

紫蘇輝石角閃石石英安山岩。 $\beta = 1.706 \sim 1.713$

本分析試料は両輝石安山岩中から得られたものであるが、本火山熔岩中では屈折率の低い方に属する。次に班晶紫蘇輝石の主屈折率 β と光軸角の値を多数測定し、両者の関係を第13図に示したが、本邦産紫蘇輝石の平均の関係曲線よりも少々外れ、その下方に集中する傾向があ

る。参考のために榛名火山熔岩中の斑晶紫蘇輝石の諸値を掲げたが、関係曲線の上下附近に散点する(榛名火山の諸値は種子田定勝の測定による)。

4. 光学性と化学成分との関係

紫蘇輝石の光学性と化学成分との関係については多くの研究が発表されているが、Winc-hell の図表は本邦産には適合し難く、坪井誠太郎、久野久、八木健三および種子田定勝はそれぞれ本邦産に適合する図表を発表している。本鉱物を他と比較するために、本邦産紫蘇輝石の分析値中、光学性との関係をも示されているものを8個選び、これを第9表に示した。そして、これらの値を第14図および第15図に図示した。

第9表 本邦産紫蘇輝石

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53.18	51.33	52.83	53.24	53.32	52.45	53.51	53.20	51.69
TiO ₂	0.21	0.87	0.29	0.23	0.05	0.37	0.06	0.13	0.31
Al ₂ O ₃	3.08	0.45	2.42	1.38	0.88	1.83	0.40	1.15	2.27
Fe ₂ O ₃	0.25	0.83	1.53	1.05	0.71	1.21	1.50	none	2.69
FeO	18.05	19.40	18.05	18.70	19.91	18.92	19.57	21.64	19.77
MnO	0.41	0.09	0.36	0.85	1.22	0.86	1.05	0.78	1.20
MgO	23.26	25.04	23.05	23.34	23.26	21.85	23.12	22.50	20.44
CaO	2.09	1.03	1.45	1.23	0.74	0.60	0.86	0.82	2.52
Na ₂ O	n.d.	0.43	n.d.	tr.	n.d.	0.35	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	0.18	n.d.	tr.	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O(+)	n.d.	0.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H ₂ O(-)	0.20	0.04	n.d.	0.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05
合計	100.73	100.20	99.98	100.12	100.09	98.51	100.07	100.22	100.94
FeSiO ₃	35.4	36.3	37.5	38.2	40.0	40.2	40.3	41	43.5
MgSiO ₃	60.1	61.7	59.5	59.4	58.6	58.5	58.0	57	51.5
CaSiO ₃	4.5	2.0	3.0	2.4	1.4	1.3	1.7	2	5.0
FeSiO ₃	37.1	37.0	38.6	39.2	40.5	40.7	41.0	42	45.7
MgSiO ₃	62.9	63.0	61.4	60.8	59.5	59.3	59.0	58	54.3
α	1.696	1.698	1.696	1.691	1.695	1.687	1.694	1.692	1.692
β	1.708	1.706	1.703	1.701	1.704	1.696~1.705	1.703	1.703	1.704
γ	1.712	1.713	1.708	1.785	1.707	1.710	1.707	1.708	1.708
2V	-59°	-63°	-62°	-60°	-64°	-60°	-60°	-57°	-56.5°
母岩	両輝石 安山岩	両輝石安山 岩質浮石	安山岩	石英安山岩 質浮石	石英安山岩 質凝灰岩	安山岩質 浮石	両輝石 安山岩	角閃岩	石英 安山岩
産地	赤城火山	駒ヶ岳	箱根火山	小田原市	鎌倉市	榛名火山	台湾 七星山	丹沢	猪苗代 湖
分析者	串田	瀬戸	多藤 田本	田中	多藤 田本	種子 田島	多藤 田本	多藤 田本	八木

すなわち本鉱物は化学成分においては、本邦産紫蘇輝石の分析例中 Fs に乏しい種類に属するが、その化学成分に比較して屈折率においては高く、光軸角においては小さい特異性を有する。第 15 図は八木健三の作製した紫蘇輝石の化学成分と光学恒数との関係図表の一部であるが、上記諸分析値はいずれも本関係曲線の上下に散点するにも拘らず、本鉱物はこの関係曲線より相当離れた位置に落ちるので、本邦産に普通にみられる種類と少々異つてゐることがわかる。この問題について考えるのに、紫蘇輝石の屈折率と光軸角の値の増減は、勿論主としてその主成分たる FeO と MgO との比率に左右されるものであるが、副成分がこれらに與える影響は軽視することができない。種子田定勝はかつてこの問題を統計的に論じたことがあるが、要するに副成分が屈折率に及ぼす影響としては Al_2O_3 、 TiO_2 および K_2O がこれを高め、CaO および Na_2O がこれを低める。また副成分が光軸角に與える影響としては、屈折率を低める原因をなす因子が光軸角を大にすると考えられるけれども、この関係は複雑であつて一律に論じうるものではなく、他の因子、例えば生成前後の環境等にも支配されるものとした。

本鉱物の屈折率が著しく高く、光軸角が相当小さい原因を考えると、これには種々の因子が重複しているので決定的な原因を述べることは難しいが、従来諸学者によつて發表された Wo-En-Fs 3 成分と光学性との関係図を見るに、これは主として人工鉱物による実験から得られたものであるが、本図において $2V=0$ の関係曲線が En-Fs の底辺に近くかつほとんどこれと平行して走つてゐるので、紫蘇輝石の化学成分中における Wo の僅かの増加も光軸角の大きさに相当影響し、これを小さくすることは当然考えられる。第 14 図および第 15 図においても、CaO の少いもの、例えば 5、6 および 7 等は関係曲線の下方に、多いもの、例えば 1、3、4 および 9 等は上方に位置する。本鉱物の光軸角が相当小さいのは上記の理由で恐らく CaO の多量なるに主として原因するものであらうと考えられる。次に CaO の増減が屈折率に與える影響を考えると、Wo-En-Fs 3 成分と光学性との関係図において、同じ屈折率の関係曲線は Fs 40% 附近ではほとんど直立してゐるので、CaO が増加しても光軸角程度には影響がないのではないかと考えられ、また第 15 図においてもその傾向は窺えない。

紫蘇輝石中における Al_2O_3 および TiO_2 の増加は屈折率を高めると一般にいはれてゐるが、また第 15 図において関係曲線の上方に位置する 1 および 3 は Al_2O_3 が多く、2 は TiO_2 が多い。また、この三者はいずれも MnO が少ないが、あるいはこの成分も影響するのかも知れない。既述の如く化学成分上の副成分が光学恒数に與える影響としては、種々の因子が重複し、その上生成環境まで加わるので、一概に論ずることはできないが、要するに主として CaO の多いことが光軸角を小さくし、主として Al_2O_3 の多いことが屈折率を高めたものと考えることができる。

文 献

- 1) 八木健三 猪苗代湖畔産紫蘇輝石, 岩石礦物礦床学 32 卷 5 号, 1944 年。
- 2) 種子田定勝 榛名火山産紫蘇輝石, 地質学雜誌 52 卷 613~615 号, 1946 年。
- 3) 種子田定勝 斜方輝石の化学成分-光学性關係, 地質学雜誌 54 卷 628~630 号, 1948 年。
- 4) 久野久 Hypersthene in a Rock of Amphibolite Facies from Tanzawa Mountainland, Kanagawa Prefecture, Japan, Proc. Japan. Acad., Vol. 23, 1947。

III. 鈴カ岳熔岩の品洞鑛物*

緒 言

赤城火山山頂に大沼と称するカルデラ湖があつて、その西方約1.7 km で外輪山のすぐ外側に鈴カ岳という特異な山容を示すドームが聳えている。この鈴カ岳の熔岩中に品洞鑛物としてパーガス石、金雲母、鱗珪石および赤鉄鉱を産する事実を、昭和16年に大島敬義氏が東大卒業論文中に指摘されたが、筆者は1:50,000 沼田図幅調査の際同地を訪れる機会を得、新しい事実を知つたので報告する次第である。

本研究に当り御指導を仰いだ河野義礼部長、小出博(元)および齊藤正次の両課長に対し謝意を表す。また種々の御意見を賜つた本間不二男博士、および研究室において光学測定用諸器具の使用を許可せられ、御指導を受けた東京工業大学山田久夫助教授に対し謝意を表す。

1. 鈴カ岳ドーム

赤城火山の山頂にカルデラが存在することは古くから知られているが、その内部にほゞ南東一北西の方向に3個の中央火口丘、すなわち地藏丘および見晴山の二つのドームと火口を有する長七郎山が一行に並んでいる。筆者は今回の調査により、このカルデラの直ぐ西方に接して深山部落^{ミヤマ}に至る間にさらに一つのカルデラが存在する事実を確めた。その範囲は1:50,000 地形図上においても推定しうるが、その根拠として (イ)このカルデラの周壁は赤城火山の中腹であつて西方へ一様の緩傾斜を示しているが、カルデラ内部は高さにおいて一段と低くなつてゐること。(ロ)カルデラ内部に4個のドームが存在すること。(ハ)カルデラの内壁面に凝灰角礫岩中に挟まれた熔岩流が見られること。(ニ)赤城火山の水系は概して山頂より放射状に發送しているが、このカルデラ内部のみは却つて水系が1カ所に集中し深山部落^{ミヤマ}においてカルデラ壁を破つて流出していること等が挙げられる。

(イ) このカルデラ内部の4個のドームは輝石安山岩から成つているが、山頂のカルデラ内部のものは角閃安山岩から成ること、および(ロ)両カルデラの侵蝕程度の差異からの推察等から、このカルデラは山頂のカルデラより早期の形成と考えられる。このカルデラは長径5.5 km 短径3.5 km のほゞ楕円形をしているが、鈴カ岳はカルデラ内部の最東部に高く聳える急峻な典型的なドームで、海拔1,564.7 m で比高約500 m に達する。

2. 鈴カ岳熔岩

鈴カ岳は単一の熔岩塊から成つているが、本熔岩は灰白色・緻密で柱状節理が発達している。

* これは日本地質学会第56年総会における講演の本文である。

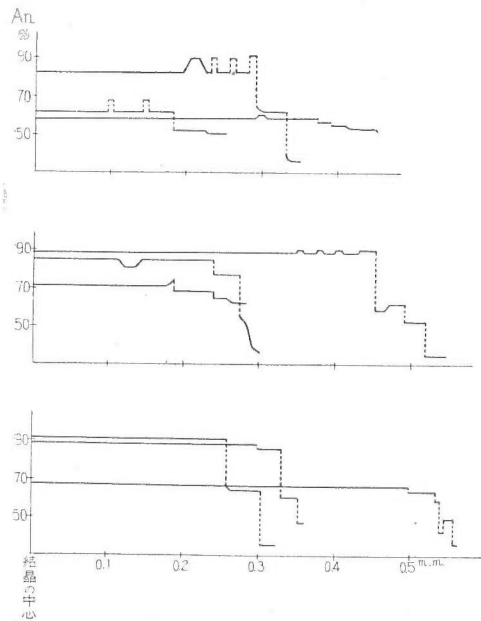
肉眼的には斑状構造を呈し結晶度が高く長さ1.5~2.5 mmの斜長石の白色斑晶が灰青色石基中に数多く散点しており、有色鉱物の斑晶はほとんど稀にしか認められない。本岩は一般に緻密であるが極めて稀に局部的に孔隙の著しく発達した部分がしばしば認められ、その中に晶洞鉱物が生成している。しかし、露頭および轉石を丹念に注意して探さなければ見当たらないし、晶洞を認めた場合でも鱗珪石のみが生成している場合が普通で、有色鉱物は稀である。晶洞の形態は不定であるが球状に近いものが最も多く、瓢箪状、ポケット状その他不定形のものもある。大きさは直径4 mm以下で筆者が認めたもののうち最大のもは25 mm×6 mm×4 mm程度のものがあつたが、小さいものでは顕微鏡的のものに及んでいない。晶洞がある方向に伸長して熔岩流動の痕跡を示すが如き事実はない。

3. 鈴カ岳熔岩の顯微鏡觀察

本熔岩を顯微鏡下で觀察すると、斑晶鉱物として多量の斜長石と少量の紫蘇輝石および普通輝石があり稀に橄欖石が認められる。石基鉱物としては斜長石、紫蘇輝石、普通輝石および鱗珪石があり、副成分鉱物として磁鉄鈹、ジルコンおよび燐灰石がある。

A. 斑 晶

(イ) 斜長石 通常2.5 mm×2.0 mm乃至1.0 mm×0.4 mmの大ききで自形を呈し、劈開完全で裂開が発達する。包裹物は少く一般に清純であるが稍々塵狀物質を有するものもある。



第16図 鈴カ岳熔岩の晶洞の発達する部分の斜長石の累帯構造

。双晶はアルバイトまたはアルバイト・カールスバッド式であるが稀にペリクリン式のものもある。晶洞を有しない緻密な岩塊中の斜長石と、晶洞のよく発達した孔隙の多い岩塊中の斜長石とを、それらの累帯構造を比較すると両者に著しい相違が認められる。前者においてはほとんど累帯構造が認められないが認められる場合でも結晶の外縁部に微かに示されるに過ぎない。これに反し、後者においては第16図に示すように特徴ある累帯構造が認められる。本図は経緯鏡台を用いて斜長石の面極または消光角を測定することにより、その化学成分を推知して作製したものであるが、結晶の中心から外縁に至るまでの長さの約55~85%までの部分は、ほとんどが累帯構造を示さず各結晶毎に一様の化学成分を

有しているに反し、その外縁部は著しい累帯構造を示し、何回も熔蝕を受けた痕があり、化学成分の変化が甚しい。すなわち初めは完全平衡を保ちつゝ結晶が生長したが、ある時期に至つて不完全平衡に陥り、全般としては An の減少する方向へ進んだことを示している。

(ロ) 紫蘇輝石 通常 1.5 mm×0.4 mm 以下の大きさで自形長柱状であるが、斜長石に比較すれば著しく少量かつ小形である。肉眼的には暗緑色であるが薄片では次記の如き多色性が認められる

X = 淡黄緑色, Y = 淡褐緑色, Z = 淡緑色。2V = (-)60°, 62°, 62° 及び 68° 平均(-)63°
 $a = 1.702$, $\beta = 1.711$ 及び $\gamma = 1.716$

(ハ) 普通輝石 通常は 0.7 mm×0.3 mm 内外の大きさの自形柱状で、紫蘇輝石とほとんど等量またはそれより少々多い程度である。肉眼的には暗緑色であるが薄片では淡緑色で、ほとんど多色性は認められない。劈開完全で双晶を示すことが多い。

2V = (+)52°, 56° 平均(+)54°
 $c \wedge Z = 42^\circ, 45^\circ$ 平均 43.5°
 $a = 1.706$, $\beta = 1.711$ 及び $\gamma = 1.729$

(ニ) 橄欖石 極めて稀に見出されるが、常に斑晶紫蘇輝石によつて包囲されている。ほとんど変質してイデイングス石になり黄乃至黄褐色を呈して、その中核部に微かに残つているに過ぎない。薄片ではほとんど無色で少々明瞭な劈開があり 2V = (-)76° である。

B. 石基

本熔岩の石基の組織を観察すると、(甲)肉眼的に晶洞を全く認めない緻密な岩塊と、(乙)肉眼的に晶洞がよく発達した孔隙の多い岩塊とでは石基の組織が著しく相違している。

(甲)においてはハイアロピリテック組織を示し、長さ 0.05 mm 以下の微小な微晶が流状構造を示し、極めて少量の玻璃を有している。微晶は斜長石、紫蘇輝石、普通輝石および磁鉄鉱より成つているが、有色鉱物は紫蘇輝石の方が普通輝石よりも遙かに多い。稀には球状の孔隙が鏡下で認められるが、その周囲の石基の組織に特に変化を生じていない。孔隙内には通常晶洞鉱物を生成していないが稀に鱗珪石の楔形をした単独の結晶が見られることがあり、石基中にも微細な鱗珪石の長柱状自形結晶が認められることがある。本邦産中性火山岩中の石基に珪酸鉱物を産する事実は各地から知られているが、晶洞中の珪酸鉱物の成因と関連があるように思われ、興味がある。

(乙)においては(甲)とは全然組織を異にし、著しく結晶度が高く、かつ等粒完晶質で玻璃を欠き、また流状構造をも認めない。この部分では有色鉱物と斜長石と鱗珪石とより成るが、後二者はほぼ等量で長さ 0.15 mm 以下である。晶洞に隣接する個所では鱗珪石は斜長石に対して自形をとり、その長柱状結晶が孔隙中にそのまゝ突出していることがある。孔隙から遠ざか

るに従い斜長石の方が鱗珪石に対して自形となる。有色鉱物は他鉱物に対しほとんど自形であるが、紫蘇輝石が断然多く、普通輝石は極めて少い。ピジョン輝石は認めない。斑晶では紫蘇輝石と普通輝石とがほとんど等量に存在するにも拘らず、石基ではほとんど紫蘇輝石のみより成り、普通輝石は極めて少い。(甲)と(乙)との中間部では、(甲)よりも結晶度が大であり、鉱物の大きさも大で、かつ完晶質であるが珪酸鉱物はほとんど認められない。ほゞ球状をなす孔隙の周囲の石基には特にその組織に変化が認められない。次に(乙)の部分における石基鉱物を掲げる。

(イ) 鱗珪石 無色透明であるが斜長石に比較すれば稍々明色で屈折率が低いから薄片において容易に判別しうる。一般に斜長石よりも後期の晶出であるが、孔隙に隣接する部分では長柱状自形の結晶が発達し伸長の方向に直角に裂開がある。

(ロ) 斜長石 0.3 mm×0.2 mm 以下の犬さで柘木状または短冊状でアルバイト双晶をなす。微細な結晶でも斑晶と同様にほとんど常に外套を被つていて Ab の多い方に交つている。An 百分率は 62~30 である。

(ハ) 紫蘇輝石 長柱状で 0.3 mm×0.07 mm 以下の大きさである。淡緑色で稍々多色性が認められる。 $2V = (-)52^{\circ}$, 54° で平均 $(-)53^{\circ}$ である。

(ニ) 普通輝石 粒状または短柱状で紫蘇輝石に比較すれば著しく少量である。大きさは 0.08 mm×0.05 mm 以下で淡緑色であつて多色性は認めない。

$2V = (+)46^{\circ}$, 48° 平均 $(+)47^{\circ}$ $c \wedge Z = 42^{\circ}$

(ホ) 磁鉄鉱 不定形または八面体をなし黒色不透明である。

(ヘ) 燐灰石及びジルコン 微細な自形をなす。

なお、筆者の作成した薄片中には認めなかつたが、大島敬義の論文中には黒雲母およびアノソクレスの記載がある。両者は晶洞の発達する部分の石基中に認められる山である。

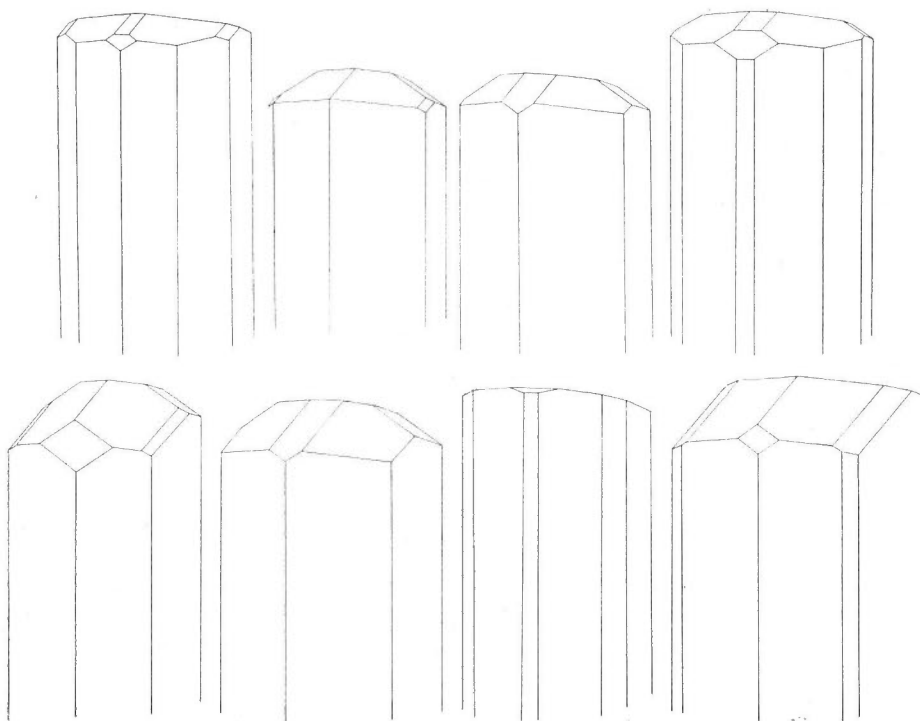
4. 晶 洞 鉱 物

孔隙の大きさおよび形態については先に述べたが、晶洞鉱物として最も普通に認められるものは鱗珪石、パーガス石およびチタン鉄鉱であつて金雲母および普通輝石は少く、方沸石および方解石は極めて稀である。孔隙中に鱗珪石のみが生成している場合が最も多く、鱗珪石とパーガス石の両者、または鱗珪石およびチタン鉄鉱の両者、あるいは鱗珪石、パーガス石およびチタン鉄鉱の三者が夫々共存する場合が、これについている。普通輝石は稀にしか見出されないうが普遍的に存在する。金雲母も稀であつて普遍的ではなく局部的に集中して産する傾向がある。方沸石および方解石は風化面またはこれに近い部分に限つて見られる。これら諸鉱物はその一端を孔壁に固着して晶洞の内方に伸長し、空間部を残す場合が普通であるが、先に生成した鉱物の上に附着することもある。孔隙が著しく発達していない岩塊ではほゞ球状の孔隙のみ

で、その中に鉱物を生成していないか、あるいは単独の鱗珪石を生成しているのみであるが、孔隙が著しく発達した岩塊ではその周壁ほとんど晶洞鉱物で埋められ、時には相交錯して生成している。

晶洞鉱物品出順序を考察すると、鱗珪石以外の鉱物は各晶洞内で各々が自形を示して存在する場合が多く、他鉱物の結晶外形の完全な成長を妨げ、あるいは他鉱物をその上に附着せしめている現象は稀にしか見出されないので確言はできないが、有色鉱物についていえば普通輝石、パーガス石および金雲母の順序が見られるようである。また顕微鏡下でパーガス石が普通輝石の結晶の一部を交代している事実を認めることができる。チタン鉄鉱は普通輝石やパーガス石よりも早期の晶出を示す例が多く相当早く晶出が終つたように思われる。鱗珪石は石基形成の末期から初生晶洞鉱物品出の末期まで引続いて晶出していたと思われるが、鱗珪石の晶癖には楔状のものと薄板状のものと2種があり、後者は石基中にも見出される。方沸石と方解石は最後期のもので風化生成物と考えられる。

(イ) パーガス石



第 17 図 パーガス石 (砂川一郎原図)

本鉱物は褐色で稀に灰褐色または黒褐色を示し、半透明または不透明で長さ 1.0 mm 以下の長柱状結晶をしている。通常 c は軸方向の一端が孔隙の周壁の一端に附着し空間部に突出しているが、 c 軸に直角の方向が周壁に附着し両端の結晶面を示す場合もある。また周壁の一端から他帯へ橋を架けたように連亘する場合もある。

多色性	$X = \text{淡灰褐色}, Y = \text{淡褐色}, Z = \text{淡緑褐色}$
吸収性	$X < Y < Z$
光軸角	$2V = (+)82^\circ, 82^\circ, 84^\circ, 85^\circ$ 平均 $(+)83^\circ$
光学的方位	$c \wedge Z = 93^\circ, b = Y$
光軸分散	$\rho > \nu$
屈折率	$\alpha = 1.640, \beta = 1.647, \gamma = 1.658$
複屈折	$\gamma - \alpha = 0.018$

屈折率が小であること、消光角が大であること、光学性が正であること、および $\rho > \nu$ の関係からパーガス石と決定した。

(口) **金雲母** 淡黄褐色で直径 2.0 mm 以下の六角薄板状の結晶をなし、(001) に完全な劈開があり半透明で眞珠光沢がある。底面に平行な劈開について検鏡すると、

多色性	$Y = Z = \text{淡黄色}$
光軸角	極めて小で殆んど 0° 。負性。
屈折率	$\gamma = \beta = 1.581$

(ハ) **普通輝石** 草綠色、半透明乃至不透明の少々扁平な柱状結晶でしばしば双晶をなし、長さは 1.0 mm 以下である。

多色性	$X = \text{淡綠色}, Y = \text{淡褐綠色}, Z = \text{淡綠色}$
光軸角	$2V = (+)58^\circ, 60^\circ, 62^\circ$ 平均 $(+)60^\circ$
光学的方位	$c \wedge Z = 40^\circ, 42^\circ$ 平均 $41^\circ, b = Y$
光軸分散	$\rho > \nu$
屈折率	$\alpha = 1.685, \beta = 1.692, \gamma = 1.711$
複屈折	$\gamma - \alpha = 0.026$

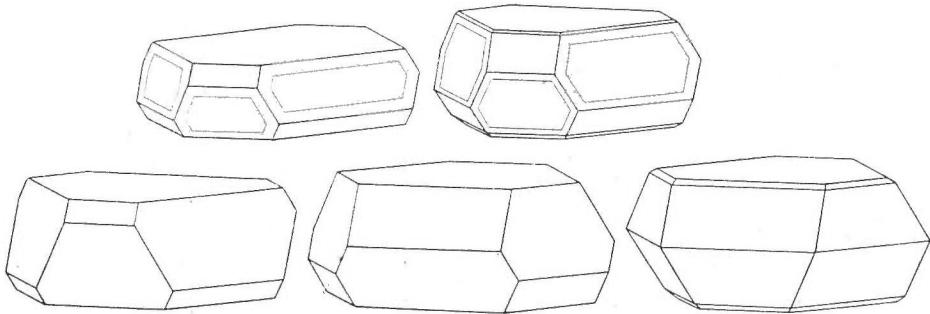
本鉱物はその光学恒数のみから考えると透輝石質普通輝石であるが、通常の普通輝石の如き緑黒色短柱状結晶ではなく、少々扁平な柱状結晶でしばしば長柱状をなし、垂直に多くの條線が認められることもあり、また、色も少々透明な草綠色で微弱な多色性が認められ、恐らく曹達を含むものでエデル輝石に近い化学成分を有するものと考えられる。

(ニ) **鱗珪石** 無色清透で玻璃光沢が著しい。六角薄板状のものと楔状のものと 2 種あつて、両者は通常一つの晶洞内に共生しないが、共生する場合も稀ではなく、結晶の一部を共有することもある。石基中の鱗珪石、および石基中に根を有し孔隙内に突出している鱗珪石は常に

六角薄板状であるに反し、楔状のものは孔隙内にのみに産する。前者は径1.8 mm以下で一軸性であり光学的に正である。後者は長さ1.2 mm以下で輪座双晶をなすものであるが一軸性で光学的に正である。

なお、特記すべきことは上記の晶癖を示すもの以外に、極めて稀に斜方晶系を示す鱗珪石を産する事実である。全資料中僅かに数個を見出したに過ぎなかつたが、本鉱物は長さ3 mm以下の長柱状結晶で斜方晶系に属し、底面および柱面より成り、無色清透でかつ著しい玻璃光沢を有する。普通に見られる鱗珪石は、高温型の外形を有しているが、その内容は外形に相應しない低温型のものであるが、本鉱物はその外形をも低温型を示している。

(ホ) **チタン鉄鉱** 鉄黒色・不透明で亜金属光沢の板状結晶である。直径は1.0 mm以下で



第18図 チタン鉄鉱 (砂川一郎原圖)

ある。本鉱物を焦性硫酸加里で熔融して水に溶かし過酸化水素を加えて発色せしめ、その黄色を呈することによりチタンを有することを確認した。

(ヘ) **方沸石** 風化面に近い孔隙中に稀に見出される。既述の諸鉱物の表面を被い最後の晶出鉱物であつて、雪白色かつ不透明で結晶外形の良好なものは全然認められず、金平糖の角の如き形態の聚合微細片が、単独かまたは塊状あるいは樹枝状をなしている。脆くて容易に無色透明な微細片に碎けるが十字ニコール下では常に暗く、塩酸により容易にゼラチン化する。

(ト) **方解石** 本鉱物は肉眼では認められなかつたが極めて稀に顕微鏡下において晶洞中の他鉱物の表面を被つて見出される。微細な結晶の集合であるが著しく複屈折の高いことによつて沸石類と判別しうる。

5. 成因的考察

筆者の観察によれば、本熔岩中まず晶出したのは副成分鉱物を除き橄欖石で、斜長石、紫蘇輝石および普通輝石がこれに続いた。斑晶紫蘇輝石によつて縁辺を包圍されている橄欖石を有すること、および斜長石の累帯構造の内核部の化学成分がAnに富むことによつて、本岩岩漿はその固結の初期においては相当塩基性であつたと考えられる。そしてその後も相当長期に亘つて完全平衡を保ちつゝ岩漿の進化が行われたことは、斜長石の累帯構造の内核部が、各結

晶毎にほとんど一樣の化学成分であつて相当の厚さを有することから想像される。

しかしながら次記の諸事実によつて、その後、すなわち恐らく本岩漿が火道を上昇する少し以前に、局部的に完全平衡が失われ珪酸分が著しく増加するとともに揮発性成分およびアルカリが濃集する状態が起つたことが察せられる。すなわち、

(イ) 斜長石の累帯構造の外縁部は内核部に比し化学成分の変化が甚しく、何回も熔蝕を受けた痕があり全体として著しく酸性になつたこと。

(ロ) 本熔岩の晶洞のよく発達した部分の石基および晶洞において、鱗珪石が多量に存在するに反し、晶洞を認めない緻密な部分には全くこれを欠くこと。

(ハ) 本熔岩の晶洞のよく発達した部分としからざる部分とでは、石基の組織が著しく相違し、前者においては結晶度が高く完晶質で組成鉱物も大であるが、後者はハイアロピリテック組織で流狀構造を有すること。

(ニ) 晶洞においてパーガス石や金雲母の如き揮発性成分を有する鉱物が認められること。

(ホ) 本熔岩の晶洞の発達した部分の斑晶および石基における斜長石の累帯構造の外縁部の化学成分や、晶洞中に金雲母、パーガス石およびエデル輝石に近い化学成分の普通輝石が存在することによつて証明されるように、局部的にアルカリが濃集したこと。

(ヘ) 本熔岩中に孔隙が存在すること。

上記の如き状態が起る原因として、まず第一に安全に考えられることは花崗岩または花崗岩質岩石、例えばグライゼン、アーコーズ砂岩、絹雲母片岩またはペグマタイト等の同化作用ということである。深成岩であつても火山岩であつても捕獲岩の周囲に揮発性成分が濃集する事実が知られているが、他の岩石が岩漿中に落込んだ場合その周囲の岩漿の温度が低下するということは想像しうるところであり、従つて岩漿中に飽和されていた揮発性成分が遊離し捕獲岩の周囲に濃集することが考えられる。この考え方は晶洞を多く有する部分の石基部には、普通輝石はほとんど稀にしか認められず低温型である紫蘇輝石が多量に生じている事実によつて強められる。また、捕獲岩中元来から含有されていた揮発性成分も考慮することができる。

しかし、野外においても鏡下においても捕獲現象は直接には全く認められなかつたが、これは同化作用が完全に行われたためと思われる。またそのためには捕獲岩が比較的熔け易い状態例えば熱気作用、熱水作用または風化作用等を受けていたものと想像される。このようにして、岩漿中に局部的に揮発性成分が濃集しそして珪酸およびアルカリ分に富む特殊な状態の部分が生じ、その後地表噴出による急激な温度および圧力の変化によつて揮発性成分の容量が飛躍的に増大して熔岩中にほゞ球狀の孔隙を生じ、しかも揮発性成分が大氣中に容易に散逸せぬ程度の高圧下において残漿物質から晶洞鉱物をその周壁に分別晶出したものと考えられる。鈴ヶ岳がドームであつて熔岩中の揮発性成分が比較的大氣中に散逸し難い状態にあつたことも晶洞生成の一要因であつたと思われる。

J. W. Greig, H. E. Merwin および E. S. Shepherd 三氏による実験結果によれば、珪酸

溶液中に揮発性成分が存在し、これが少しく加熱せられた場合、この揮発性成分は珪酸分を他の場所に運搬しクリストバル石を晶出する。また珪酸塩溶液中における揮発性成分の僅かな圧力も結晶作用に著しい影響を興え結晶の成長を助けるものであるとのことである。肉眼的に晶洞を認めない緻密な岩塊の石基に稀に鱗珪石の単独の自形結晶が存在する事実や、晶洞鉱物および晶洞附近の石基鉱物が他の部分の石基鉱物に比較して著しく結晶度が高い事実は上記の理論に基くものと考えられる。

文 献

- 1) 大島敬義 赤城火山(東大卒業論文), 1940。
- 2) 太田良平 五万分之一沼田図幅および同説明書, 1951。

Résumé

Petrographic Study on the Akagi Volcano Lava

by

Ryohei Ota

(Part I) Properties of the Lava

The somma lava of the Akagi volcano is divided into two-pyroxene andesite, augite bearing hypersthene andesite, hypersthene andesite, hornblende bearing two-pyroxene andesite and augite bearing hornblende hypersthene andesite, and the lava of the three central cones in caldera is hypersthene hornblende dacite. A remarkable property in chemical composition of these rocks, is that they are always very rich in Norm C and comparatively rich in Norm Q, while poor in Norm Mt, Norm Ab, Norm Or and CaO. On the other hand, the plagioclase model phenocryst in the lava is rich in An molecule with a little zonal structure, and the phenocrysts of pyroxene have high refractive indices.

The writer explains these properties attributed by the contamination of the lava and aluminous rocks of the Palaeozoic or Mesozoic formations constructed the foundation of the volcano. On adding Al_2O_3 to the magma, the crystallization of plagioclase is promoted, and Fs molecule in augite is increased while Wo molecule decreased until augite crystals melt away. Then the crystallization of hypersthene in hypersthene-andesite is evolved until its principal refractive index reaches up to 1.724. The other evidences on the supposition of the contamination observed wavy extinction in some of phenocrysts of the lava and the presence of an abundant, dusty inclusions in plagioclase. Hornblende bearing two pyroxene andesite and augite bearing hornblende hypersthene andsite, the both rich in silica and alkalies in chemical composition, might be deviated on the course of contamination in some different process.

The lava of this volcano contains always plenty of xenolithes abundant in Fe_2O_3 , CaO and alkalies, which found in recrystallized-minerals. Such fact may be due to the mutual chemical reaction between the magma and the xenolithes. The former will take Al_2O_3 and SiO_2 from the latter, and the latter Fe_2O_3 , CaO and alkalies from the former.

(Part II) Hypersthene from the Akagi Volcano

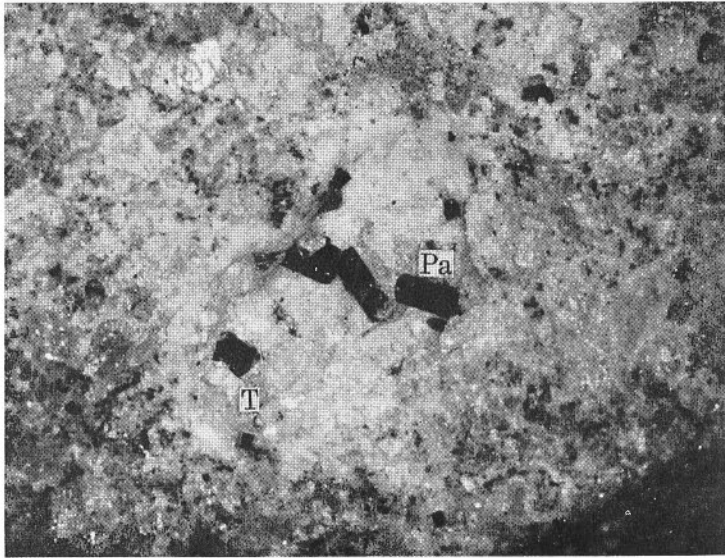
Separating hypersthene phenocrysts out of two pyroxene andesite of the Akagi volcano, the writer determined their optical constants, and discussed on their che-

mical properties with the results given in the first column of Table 9 showing hypersthene of Japan, richest in alumina and on the remarkable high index of refraction. A characteristic property in chemical composition of the Akagi volcano lava, is that the lava is always very rich in Norm C in comparizon with their silica contents. The abundant content of alumina in hypersthene in question emphasizes the above mentioned supposition and increase of the refractive index of the hypersthene.

(Part III) Druse minerals of the Suzugadake lava

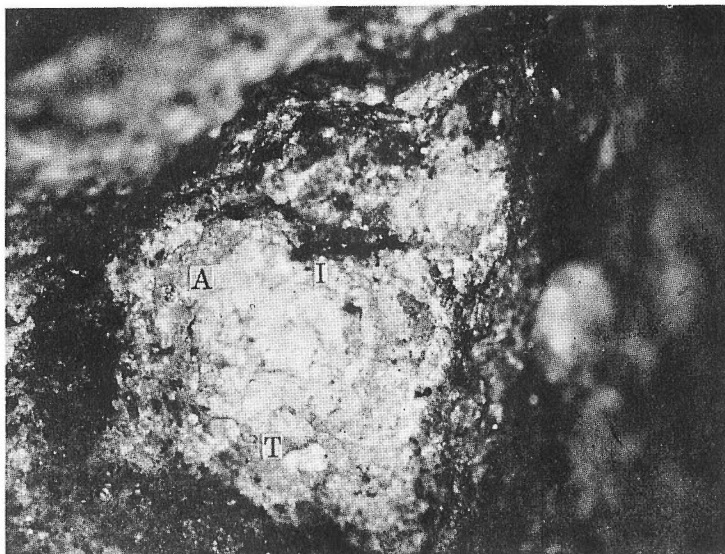
The lava of Suzugadake dome in Akagi volcano, is of two pyroxene andesite, compact and greyish white in color, being drusy partially. The druses are mostly spherical in form, shorter than 4 mm. in diameter, and the minerals found in them are tridymite of thin tabular or wedge shaped. Augite is grass green in color, having weak pleochroism. $2V = (+) 60^\circ$, $c \wedge Z = 41^\circ$ and $\beta = 1.692$. From its optical data this is considered to be a mineral containing an approximate chemical composition with an aegirine augite. Pargasite is brown in color. $2V = (+) 83^\circ$, $c \wedge Z = 23^\circ$ and $\beta = 1.647$. Phlogopite is light yellowish brown in color, $2V = 0^\circ$ and $\beta = 1.581$. Calcite and analcite are very minute and weathered products.

Studying the optical properties of phenocrysts of the lava and also comparing this structures, crystallinities and mineral compositions in the groundmass of compact lava with those of its drusy parts, the writer attained to the following conclusion on the genesis of these druse minerals. At the beginning of cooling, the magma was basic and was in perfect equilibrium. At a shallow depth of the vent, variation on the remarkable concentration of silica, alumina and volatile substances might have happened partially in the magma, probably due to the contamination of granitic rocks. The dome-shaped occurrence of the lava was indispensable in the formation of the druse minerals, for the lava prevented the volatile substances to the air.



Pa.....パーガス石
T.....鱗珪石

約 10 倍



A.....普通輝石
I.....チタン鉄鈹
T.....鱗珪石

約 10 倍



約 10 倍

Pa パ ー ガ ス 石
Ph 金 雲 母
T 鱗 珪 石

The Geological Survey of Japan has published in the past several kinds of reports such as the Memoirs, the Bulletin, and the Reports of the Geological Survey.

Hereafter all reports will be published exclusively in the Reports of the Geological Survey of Japan. The Report will be consecutive to the numbers of the Report of the Imperial Geological Survey of Japan hitherto published. As a general rule, each issue of the Report will have one number, and for convenience sake, the following classification according to the field of interest will be indicated in each Report.

- A. Geology & allied sciences
 - a. Geology.
 - b. Petrology and Mineralogy.
 - c. Palaeontology.
 - d. Volcanology and Hotspring.
 - e. Geophysics.
 - f. Geochemistry.
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits.
 - b. Coal.
 - c. Petroleum and Natural Gas.
 - d. Underground water.
 - e. Agricultural geology.
Engineering geology.
 - f. Physical prospecting.
Chemical prospecting & Boring.
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

Note: In addition to the regularly printed Reports, the Geological Survey is newly going to circulate "Bulletin of the Geological Survey of Japan" which will be published monthly commencing in July 1950

本所刊行の報文類の種目には従来地質要報、地質調査所報告等があつたが今後はすべて刊行する報文は地質調査所報告に改めることとし、その番號は従來の地質調査所報告を追つて附けることにする。そして報告は一報文につき報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために次の如くアルファベットによる略號を附けることにする。

- | | | |
|---------------------|---|-------------------|
| A 地質およびその基礎科學に關するもの | } | a. 地質 |
| | | b. 岩石・鉱物 |
| | | c. 古生物 |
| | | d. 火山・温泉 |
| | | e. 地球物理 |
| | | f. 地球化學 |
| B 應用地質に關するもの | } | a. 鉱床 |
| | | b. 石炭 |
| | | c. 石油・天然瓦斯 |
| | | d. 地下水 |
| | | e. 農林地質・土地地質 |
| | | f. 物理探鑛・化學探鉱および試錐 |
| C その他 | | |
| D 事業報告 | | |

なお刊行する報文以外に當分の間報文を謄寫して配布したものに地下資源調査所速報があつたが今後は地質調査所月報として第1号より刊行する。

昭和 27 年 3 月 25 日印刷

昭和 27 年 3 月 30 日発行

著作権所有 工業技術廳
地質調査所

印刷者 向 喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社

REPORT No. 151

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Tomofusa Mitsuchi, Director

PETROGRAPHIC STUDY ON THE
AKAGI VOLCANO LAVA

BY

RYOHEI OTA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 2