

岐阜県荒城川流域の殿村溶結凝灰岩層について

— 白亜紀末期の火砕流マグマに関する一考察 —

笠原芳雄・原山 智*

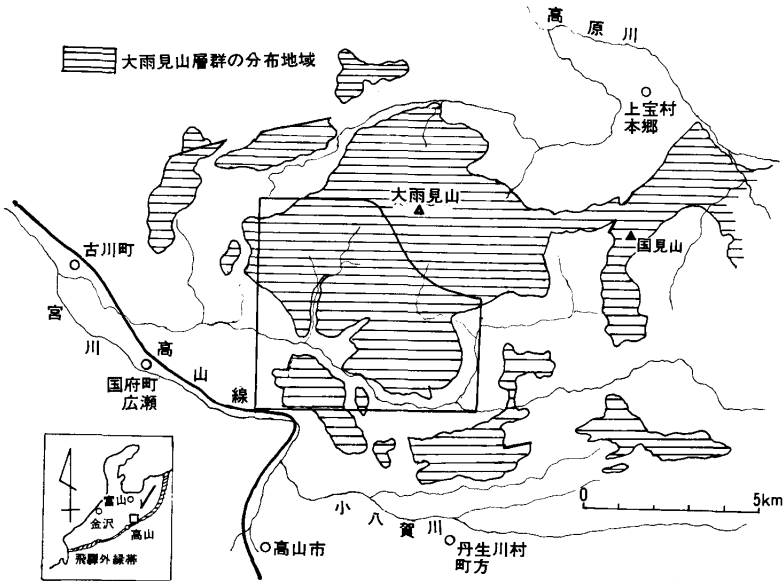
1. はじめに

高山市の北方地域には白亜紀末期の火砕流堆積物を主とする大雨見山層群が広く分布する(第1図)。この大雨見山層群の下半部には、中生代末期のものとしては石基のガラス碎片の保存が極めて良好な溶結凝灰岩が認められ、筆者の一人笠原はこれを殿村溶結凝灰岩層として概略を記載した(笠原, 1979)。その後この岩層の分布を詳細に追跡することにより、模式地周辺の宮谷川流域における同層の特徴が一層明確になってきた。また筆者の一人原山はこの特異な岩石を他の白亜紀酸性火砕岩と比較検討するため、EPMAによる化学分析などを行なってその岩石学的特性を明らかにした。ここではこれまでに判明した殿村溶結凝灰岩の特徴を記載し、あわせてこの岩石をつくった火砕流マグマに関して考察した結果を報告する。

本稿の作製にあたっては岐阜大学教育学部地学研究室の小井土由光氏をはじめ濃飛流紋岩団体研究グループの方々にいろいろ御教示いただいた。記して感謝の意を表する。

2. 地質の概要

殿村溶結凝灰岩層分布地域の地質図、及び地質断面図を第2図に示した。以下に本地域の地質について概略を記述する。



第1図 大雨見山層群の分布地域 (わく内は第2図の範囲)

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室 Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan.

(1) 基盤岩類

本地域には、大雨見山層群の基盤岩類として古生層、船津花崗岩類、及び手取層群がある。古生層は荒城川流域において東側から順に次の三層からなる。主として苦鉄質火山岩・安山岩質凝灰岩などよりなり石灰岩のレンズをはさむ、石炭系とされる荒城川層（野沢ほか、1975）、砂岩・頁岩互層を主とし一部に石灰岩をはさむ森部層（磯見・野沢、1957）、礫岩・苦鉄質凝灰岩よりなり、荒城川層と同時異相と考えられる上広瀬層（野沢ほか、1975）がこれである。船津花崗岩類は国府町東部や丹生川村森部西方などに分布する。大部分は下之本型に属する角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。上広瀬層や森部層を貫いているが、全体として接触変成作用によるホルンフェルス帯の幅はせまく300~500m程度である。手取層群は国府町宮地の西、及び北西地域で船津花崗岩類を不整合に覆う。砂岩、頁岩、礫岩、砂岩・頁岩互層などよりなる。

(2) 大雨見山層群

流紋岩質の火砕岩よりなる岩層で、本地域では前述の基盤岩類を広く覆っている。これらの層序は第1表と第3図に示すとおりである。以下簡単に各層の特徴を略述する。

和田角礫岩：大雨見山層群が基盤岩類と接する部分に点々と認められる特異な角礫岩層である。多くは層厚数mで、分級不良な古生層起源の角礫よりなり、古崖錐角礫岩と考えられるものである。

宮地礫岩層：本地域では宮谷川が荒城川と合する付近にのみ分布する。砂岩、泥岩、凝灰岩のほか厚さ30~40cmの炭質頁岩を数枚はさむ礫岩を主とする岩層で、西方へわずかに傾斜する。炭質頁岩中から花粉・胞子の化石が多数検出され、これによって白亜紀最後期（Maastrichtian）であることが判明した（笠原・下野、1974）。

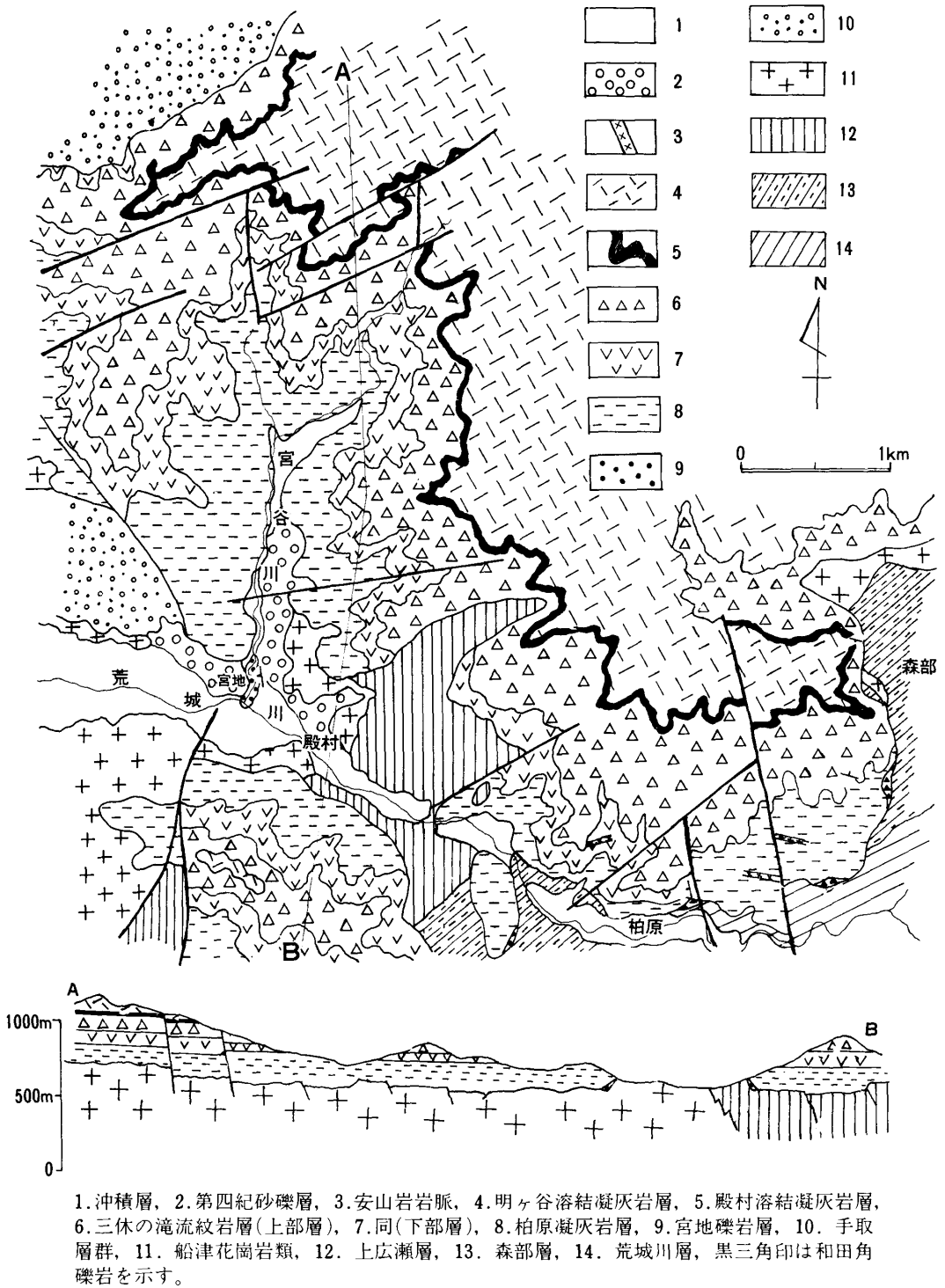
柏原凝灰岩層：宮谷川累層中の主要な岩層でほとんど全地域に分布する。下部は火山礫凝灰岩、中部には黒雲母の結晶片を含む非溶結凝灰岩、上部は石英斑晶のめだつ非溶結凝灰岩を主とするが岩相変化に富み、層厚も一定しない。

三休の滝流紋岩層：丹生川村柏原付近以西の荒城川流域に分布する。下部は細粒の流紋岩溶岩よりなり、斑晶は少量の石英・カリ長石、石基には多量の玉髓球（長径1~10cm）を生じている。上部は火山礫凝灰岩、非溶結凝灰岩よりなる。

第1表 荒城川下流地域の大雨見山層群の層序と岩相一覧

| 層序区分 | 最大層厚(m) | 岩質 | 斑晶量(Vol.%) | 斑晶粒度 | 斑晶容量比 | 本質レンズ(量と大きさ) | 石質岩片(量) | |
|-----------|----------|---------------|--------------------|-------|---------------------|----------------------------|---------|------|
| 明ヶ谷溶結凝灰岩層 | 300+ | Rh | 40~50 | 中粒~粗粒 | Kf>Qz>Pl ≫Bt>Cpx | 多・中~大 | 少 | |
| 宮谷川累層 | 殿村溶結凝灰岩層 | 30 | Rh | 25~40 | 細~中 | Pl>Qz>Kf≫ Opx>Bt>Cpx>Hb | 少・小~中 | 極めて少 |
| | 三休の滝流紋岩層 | 160 | Rh | 0~5 | 細粒 | Qz>Kf | — | — |
| | 柏原凝灰岩層 | 300 | Rh | 15~30 | 中粒 | Qz>Kf>Pl≫Bt | 少・小 | 多 |
| | 宮地礫岩層 | 40 | 礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩〔炭質頁岩〕 | | | | | |
| 和田角礫岩 | <30 | 基盤岩の角礫よりなる角礫岩 | | | | | | |

Rh：流紋岩質，Rd：流紋デイサイト質，Qz：石英，Kf：カリ長石，Pl：斜長石，
Bt：黒雲母，Hb：普通角閃石，Opx：斜方輝石，Cpx：単斜輝石



第2図 殿村溶結凝灰岩分布地域の地質図及び地質断面図

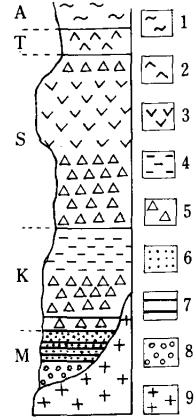
殿村溶結凝灰岩層：岩相が上下位の各層と全く異なるので容易に識別されるが、露出する部分はあまり多くない。次章以下で詳細を述べる。

明ヶ谷溶結凝灰岩層：本地域の北部から東部へかけての山稜部を占めて広く分布する。主として長径1～5cmの本質レンズに富む流紋岩質溶結凝灰岩よりなる。大雨見山層群を構成する凝灰岩のうちで石英斑晶が最も粗粒である。本層は三つの部層に区分できる可能性がある。

3. 殿村溶結凝灰岩の産状

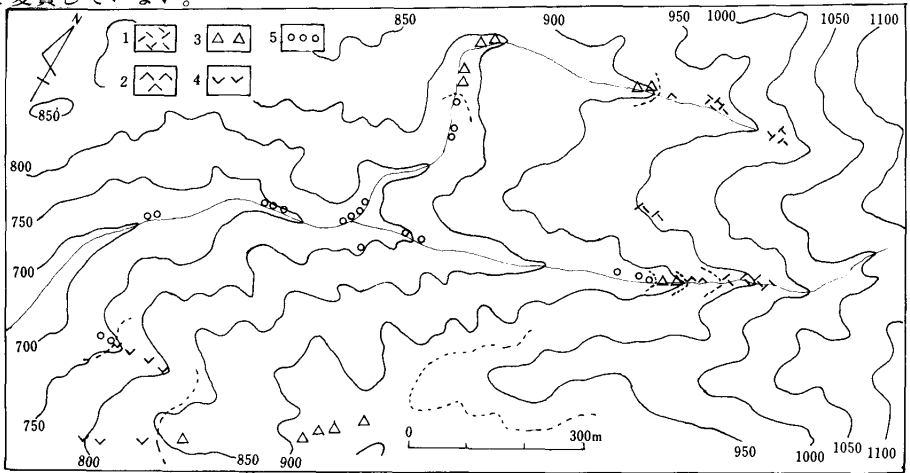
本岩層はガラス質緻密な岩石よりなり、風化面では黄褐色を呈するが、新鮮な部分は黒色または灰黒色で黒曜岩様の光沢を示す。全体として厚さ30m以下で、10～20mのところが多いため直接露頭を見つけることは容易でない。国府町宮地東方の殿村へ流下するウルシ谷奥で最初に露頭を確認して以後（第4図）現在までに判明した範囲は丹生川村森部西方から荒城川沿いに国府町宮地北西の山稜までで、よく連続して分布する。^{*}

肉眼的に見られる斑晶は斜長石、カリ長石、石英で、斜長石の多くは自形を呈し、石英は石基中に沈んで見分けにくい。苦鉄質鉱物は明瞭でない。石基は新鮮なガラスよりなり、風化面以外ではほとんど変質していない。



第3図 宮谷川累層の模式柱状図

- 1, A: 明ヶ谷溶結凝灰岩層, 2, T: 殿村溶結凝灰岩層, 3: 流紋岩溶岩, 4: 非溶結凝灰岩, 5: 火山礫凝灰岩, 6: 砂岩・泥岩, 7: 炭質頁岩, 8: 礫岩, 9: 船津花崗岩類, S: 三休の滝流紋岩層, K: 柏原凝灰岩層, M: 宮地礫岩層



第4図 殿村北方ウルシ谷におけるルートマップ

1. 明ヶ谷溶結凝灰岩層, 2. 殿村溶結凝灰岩層, 3. 三休の滝流紋岩層上部層の火山礫凝灰岩, 4. 三休の滝流紋岩層下部層の流紋岩溶岩, 5. 上広瀬層の礫岩。

^{*} なおこの岩石は地元で通称「チンチロ石」と呼ばれ、かつては石材として利用されていたという。現地付近では切り出した当時の残材をみることができる。

本質レンズは風化面では長径1 cm以下のものが多く、よく扁平化しているが、新鮮な面でははっきりみられない。外来岩片は非常に少なく風化面で少量のチャート・砂岩（長径1 cm以下）などが含まれるにすぎない。本岩層の構造を示すような葉理面はほとんどみられず、独自に走向傾斜を求めることは困難である。しかし本層の下底を走向方向に追跡した結果から推定すると、全体としてほとんど水平に近く、わずかに西または南へ傾斜していると考えられる。また宮谷川流域では東西方向に延びる数本の断層によって垂直方向に変位し、北部ほどずり上がっている。その落差は160 m以上に達する。

本層の下部は三休の滝流紋岩層上部層の火山礫凝灰岩に接している。また上部は徐々に弱溶結の凝灰岩になって粗粒な明ヶ谷溶結凝灰岩層へ移りかわるようにはみられる。上下の連続状況を観察できる部分が少ないため、垂直方向の変化の詳細については今後更に検討を要する。

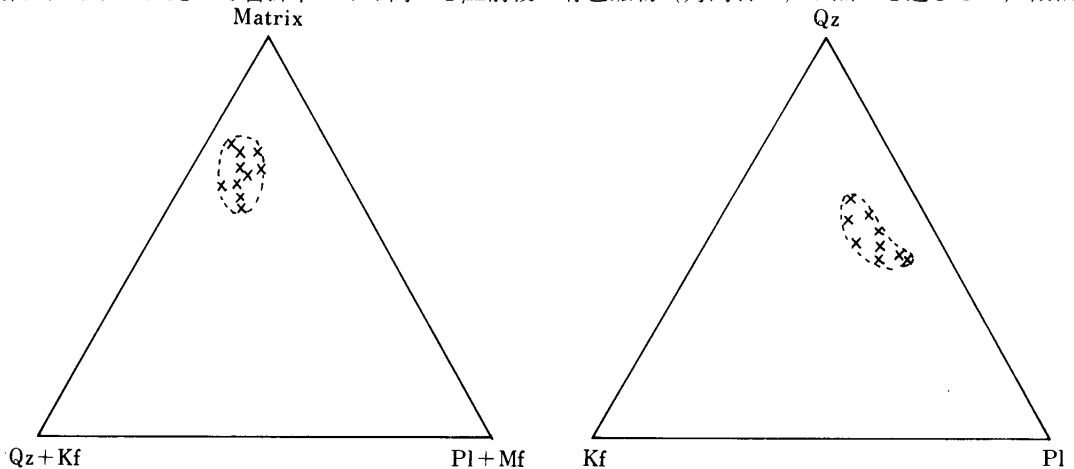
4. 殿村溶結凝灰岩の岩石記載と斑晶鉱物の組成

本岩の鏡下における特徴の概略は既に述べた（笠原，1979）が、その後検討を加えた結果、本岩の大部分は流紋ディサイト質ではなく、流紋岩質のガラス質結晶凝灰岩に相当することが判明した。ここでは鏡下でみられる特徴について詳しく記載し、さらにEPMAによる化学分析や光学的手法によって斑晶鉱物の特性を検討した結果を述べる。

本岩はガラス質基質と斜長石、石英、カリ長石、斜方輝石、黒雲母の斑晶よりなり、少量の単斜輝石と稀に褐色角閃石が含まれる。斑晶容量は25～40%の範囲にある（第5図）。本質、外来を問わず岩片は少ないが、部分的には長径5～10mmのよく扁平化した本質岩片を含む。斑晶には以上のほか褐簾石・燐灰石・ジルコン・チタン鉄鉱を含んでいる。

(1) ガラス質基質

基質は長径0.1～0.2mm前後のよく扁平化したガラス碎片の集合体よりなり、強溶結構造を示す。脱ガラス化はほとんど進んでおらず、わずかに淡褐色を呈する。斑晶鉱物の周縁に沿って20～30 μ m程度の幅で微細な粘土鉱物に変質しているのが認められるが、全体として非常に新鮮である。真珠状組織は本質レンズ中には発達するが、基質ガラス中には認められない。ガラス片とガラス片の境界にはガラスに比べて屈折率のやや高い1 μ m前後の有色鉱物（角閃石？）が点々と連なるが、微細



第5図 殿村溶結凝灰岩層のモード組成

Qz：石英，Kf：カリ長石，Pl：斜長石，Mf：苦鉄質鉱物，Matrix：ガラス破片よりなる基質。

第2表 全岩およびガラスの組成

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | Av. (3-6) | Norm(Av.) | |
|---------------------------------|------|------|------|------|------|------|-----------|-----------|------|
| SiO ₂ | 73.0 | 74.4 | 75.5 | 74.8 | 75.8 | 75.3 | 75.4 | Q | 38.0 |
| TiO ₂ | .18 | .05 | .07 | .07 | .07 | .09 | .08 | C | 1.13 |
| Al ₂ O ₃ | 14.1 | 14.0 | 12.4 | 12.4 | 12.2 | 11.8 | 12.2 | or | 9.93 |
| *Fe ₂ O ₃ | .39 | .28 | — | — | — | — | .18 | ab | 43.0 |
| FeO | 1.30 | .96 | .53 | .61 | .47 | 1.36 | .58 | an | 2.43 |
| MnO | .03 | .01 | .01 | .02 | .02 | .03 | .02 | en | .07 |
| MgO | .22 | .12 | .03 | .02 | .01 | .04 | .03 | fs | .82 |
| CaO | 2.00 | 1.53 | .52 | .56 | .43 | .45 | .49 | mt | .26 |
| Na ₂ O | 4.24 | 4.91 | 5.50 | 5.09 | 4.75 | 4.96 | 5.08 | il | .15 |
| K ₂ O | 3.44 | 2.91 | 1.67 | 1.66 | 1.66 | 1.72 | 1.68 | | |
| Total | 98.9 | 99.2 | 96.2 | 95.2 | 95.4 | 95.8 | 95.7 | D.I. | 90.9 |

1：全岩，2：分離ガラス，3-6：EPMAによるガラス片の直接分析，

Av(3-6)：3～6の平均値とそのノルム組成，1・2は粉碎のち、イリジウム箔上で溶融したガラスをEPMAにより分析した。

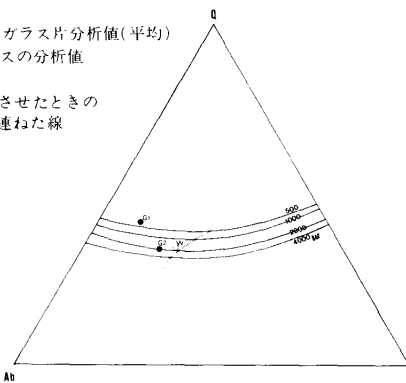
なため詳しいことはわからない。

第2表には一枚の薄片中より任意に選んだ4か所のガラスの分析値^{*}と、その平均組成、及びノルム組成を示した。全岩中のガラスの組成を代表させるにはあまりにも分析点が少ないが、その組成は互いに極めて類似しており、基質ガラス片が非常に均質なことを示している。組成は流紋岩質でFeO、MgO、CaOに極めて乏しい。アルカリは流紋岩としてはNa₂Oが異常に多く、K₂Oに乏しいのが特徴である。ノルム組成はこのことを反映して極端にノルムAbに富み、その平均値はOr-Ab-Qz系の実験(BOWEN&TUTTLE, 1958)によるTernary minimumの組成には相当していない(第6図)。

(2) 斑晶鉱物

火砕岩中の基質に含まれる斑晶鉱物はマグマ溜りでの発泡→噴出→流走→堆積の過程で破碎されるため、一般に破片状を示す。しかし本岩中の斑晶は破碎の程度が比較的弱いため、マグマ溜り中

G₁：EPMAによるガラス片分析値(平均)
 G₂：分離したガラスの分析値
 W：全岩分析値
 △：PH₂Oを変化させたときの
 最低溶解点を連ねた線



第6図 ガラスのノルムQz-Ab-Or系へのプロット

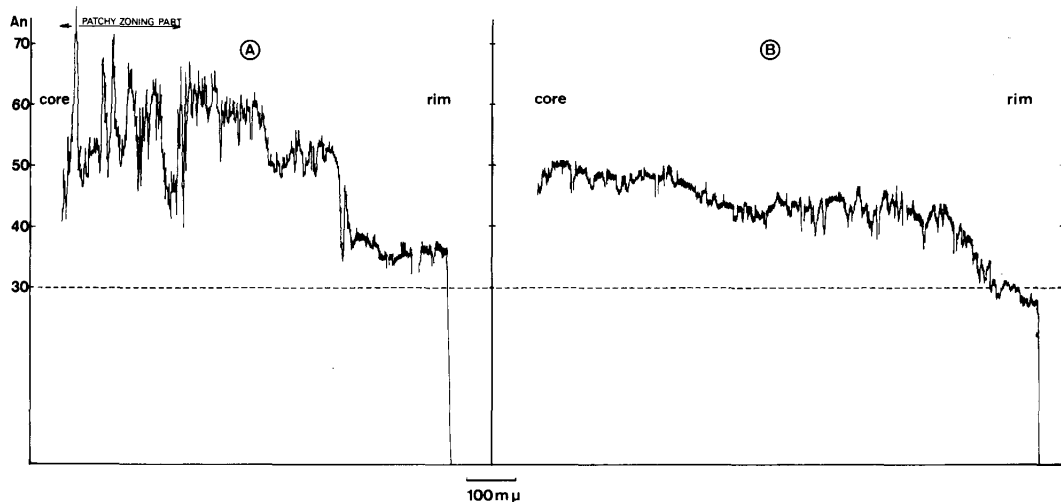
に斑晶があった時の本来の形態をよく残している。したがって以下の記述、とりわけ形態については破碎作用を被る以前の状態を中心に述べる。

(I) 石英：β-石英の形態を示す半自形～自形(1.5～3mm前後)の斑晶である。ほとんど例外なく融食されている。しばしば円弧状の割れ目が発達する。包有結晶は少ないが、稀に自形の斜方輝石を含む。またしばしばガラスをその内部に包有しており、ここでは基質と異なって脱ガラス化作用が進行していることが多い。

(II) 斜長石：自形～半自形で、大きさは1mm

* EMPAのビームを40μmに設定して分析を行なった。

** EMPAではFe^{III}を定量するのが困難なため、FeO/FeO+Fe₂O₃×0.9の平均0.79と仮定してFe₂O₃を算出した。



第7図 斜長石A・B両タイプのScanning profile

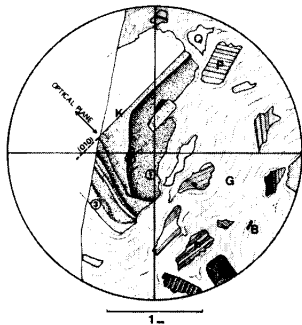
内外で時に2mmをこえる。累帯構造，組成範囲，包有鉱物の差により，2種類のものに区分できる。一つはコアに広い範囲にわたってPatchy Zoning (An70~An45)が発達し，その周囲にはAn69~An50に至るマントルをもち，リム(An37前後)へ急激に移行するタイプ(Aタイプ)である。このタ

第3表 カリ長石と斜長石の分析値

| | K-feldspar | | Plagioclase | | | |
|--------------------------------|--------------|-------------|--------------|-------------|--------------|-------------|
| | 1. (core) | 2. (rim) | 3. (core) | 4. (rim) | 5. (core) | 6. (rim) |
| SiO ₂ | 65.7 | 66.0 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 18.5 | 18.6 | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | .01 | .04 | | | | |
| CaO | .25 | .23 | 10.6 | 6.09 | 14.2 | 7.55 |
| BaO | .05 | .52 | | | | |
| Na ₂ O | 2.93 | 3.39 | 4.74 | 7.20 | 3.33 | 6.66 |
| K ₂ O | 12.6 | 11.9 | .42 | 1.00 | .26 | .78 |
| Total | 100.04 | 100.68 | | | | |
| Si | 2.998 | 2.996 | | | | |
| Al | .996 | .995 | | | | |
| Fe ^{III} | .000 | .001 | | | | |
| Ca | .012 | .011 | | | | |
| Ba | .001 | .009 | | | | |
| Na | .259 | .298 | | | | |
| K | .735 | .689 | | | | |
| Or | 73.0 | 68.4 | 2.5 | 5.9 | 1.5 | 4.5 |
| Ab | 25.7 | 29.6 | 43.7 | 64.1 | 29.3 | 58.7 |
| An | 1.2 | 1.1 | 53.7 | 30.0 | 69.1 | 36.8 |
| Cn | 0.1 | 0.9 | | | | |

2Vx 26.7±0.5 35.3±0.9
Dispersion : r>v Optical axial plane ⊥(010)

イブはマントルとコアの境界が不規則形態を示している。また包有鉱物としてしばしば単斜輝石・斜方輝石を伴う。単斜輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱とともにアグリゲイトを形成することがある。他の1つは大型結晶のコアでも An 55をこえることがなく Patchy Zoningは認められず、ゆるやかな反覆累帯構造を繰り返してリム (An30)に移行するタイプ(Bタイプ)である。このタイプは包有鉱物として黒雲母・チタン鉄鉱を伴う。また時にカリ長石中にも包有されることがあり、この場合その外形は溶融形を示すことが多い。各々の典型的な例について行なった Scanning profile と部分



カリ長石の光軸角 $2V_x$ K:カリ長石(サニディン)
 1. $28.7 \pm 0.6^\circ$ Q:石英 P:斜長石
 2. $26.7 \pm 0.5^\circ$ B:黒雲母 Al:褐簾石
 3. $35.3 \pm 0.9^\circ$ G:基質ガラス

第8図 カリ長石の累帯構造
 (a上方向からのスケッチ)

分析結果を第7図と第3表に示した。

(III) カリ長石:半自形~自形の形態を示す2mm以上の大型結晶が多く、時に4mmに達するものもある。パーサイト構造を示さない一相の清澄な結晶であり、a軸方向に直交する断面では反覆累帯構造を示すことが確認できる(第8図)。2Vxは組成変化に極めて鋭敏に対応して、コア(Or69...2Vx=26.7°)からリム(Or73...2Vx=35.3°)へと変化する。組成と光軸角との関係より、本岩中のカリ長石は低温型サニディン~アノーソクレス~高温型アルバイト系に属するものである(第3表)。(001)および(010)のへき開が発達し、結晶の外縁は融食されていることが多い。

第4表 輝石・角閃石・黒雲母の分析値

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 50.3 | 50.9 | 50.2 | 48.9 | 49.0 | 51.7 | 42.1 | 42.5 | 36.9 | 35.3 | 35.1 | 35.3 |
| TiO ₂ | .41 | .23 | .22 | .21 | .12 | .14 | 1.62 | 1.82 | 5.37 | 5.35 | 5.33 | 4.92 |
| Al ₂ O ₃ | 1.55 | .74 | .72 | .67 | .29 | .79 | 7.91 | 7.64 | 12.7 | 12.6 | 12.4 | 12.6 |
| Cr ₂ O ₃ | .00 | .05 | .02 | — | — | .01 | — | — | — | .02 | .02 | — |
| FeO | 27.5 | 29.7 | 32.7 | 37.1 | 38.0 | 19.8 | 27.2 | 26.4 | 24.3 | 27.2 | 27.3 | 27.3 |
| MnO | .49 | .56 | .70 | .83 | .78 | .43 | .47 | .45 | .12 | .13 | .09 | .12 |
| MgO | 16.9 | 15.4 | 13.3 | 10.3 | 9.50 | 7.77 | 4.65 | 5.07 | 6.82 | 6.20 | 6.14 | 5.88 |
| CaO | 1.94 | 1.69 | 1.45 | 1.48 | 1.38 | 18.9 | 10.1 | 10.1 | .03 | .06 | .00 | .02 |
| BaO | — | — | — | — | — | — | — | — | .84 | — | — | .87 |
| Na ₂ O | .05 | .04 | .02 | .03 | .02 | .19 | 1.94 | 1.96 | .47 | .48 | .49 | .41 |
| K ₂ O | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | .03 | 1.12 | 1.08 | 9.07 | 8.92 | 9.13 | 9.18 |
| Total | 99.14 | 99.13 | 99.33 | 99.52 | 99.10 | 99.76 | 97.11 | 97.02 | 96.62 | 96.26 | 96.00 | 96.60 |
| Si | 1.952 | 1.988 | 1.989 | 1.982 | 2.000 | 2.015 | 6.718 | 6.754 | 5.734 | 5.575 | 5.576 | 5.604 |
| Al ^{IV} | .048 | .012 | .011 | .018 | .000 | .000 | 1.287 | 1.246 | 2.266 | 2.352 | 2.328 | 2.355 |
| Al ^{VI} | .023 | .022 | .023 | .014 | .014 | .037 | .206 | .186 | .065 | Ti .073 | Ti .096 | Ti .041 |
| Ti | .012 | .007 | .007 | .006 | .004 | .004 | .194 | .218 | .627 | .563 | .540 | .546 |
| Cr | .000 | .001 | .001 | — | — | .000 | — | — | — | .003 | .002 | — |
| Fe | .893 | .971 | 1.084 | 1.258 | 1.298 | .645 | 3.631 | 3.509 | 3.159 | 3.590 | 3.616 | 3.625 |
| Mn | .016 | .018 | .024 | .028 | .027 | .014 | .063 | .061 | .016 | .018 | .013 | .016 |
| Mg | .975 | .896 | .787 | .624 | .579 | .452 | 1.105 | 1.202 | 1.579 | 1.458 | 1.453 | 1.392 |
| Ca | .081 | .071 | .061 | .064 | .060 | .789 | 1.730 | 1.726 | .005 | .010 | .001 | .003 |
| Ba | — | — | — | — | — | — | — | — | .051 | — | — | .054 |
| Na | .003 | .003 | .002 | .002 | .001 | .014 | .600 | .605 | .142 | .146 | .150 | .126 |
| K | .000 | .000 | .000 | .000 | .001 | .001 | .227 | .218 | 1.797 | 1.796 | 1.848 | 1.859 |
| mg | .522 | .480 | .421 | .327 | .304 | .412 | .230 | .252 | .333 | .289 | .287 | .277 |

1~5:斜方輝石, 6:単斜輝石, 7~8:角閃石, 9~12:黒雲母

(IV) 斜方輝石

苦鉄質鉍物の斑晶としては最も多量に含まれ、自形で長軸が0.5~1mm程度の柱状結晶として多産する。partingや結晶周縁に沿って鉄サポナイト様鉍物に変質していることがある。多色性は弱い。周縁にむかって2Vxが明瞭に大きくなるような顕著な累帯構造が認められることが多く、分析結果(第4表)もEn50~En29の広い組成範囲を示し、リムほど鉄に富む傾向がある。包有結晶はチタン鉄鉍、燐灰石、ジルコンの自形結晶で、多く含まれている。

(V) 黒雲母

自形で0.3mm、時に1mmに達する板状結晶として産する。多色性はX=淡褐色、Y=Z=暗褐色で、Z、Y方向の吸収が大きく、普通の薄片の厚さではほとんど光を通さないほどである。他の斑晶の周辺ではガラス片とともに屈曲していることが多い。単独結晶として産するものが多いが、稀にチタン鉄鉍を核にして成長したような形態を示すものや、斜方輝石を置換した産状を示すものがある。また前述のように斜長石やカリ長石、稀には石英中に自形の結晶として包有されることがある。組成は極めてFeに富むことが特徴で、その他Tiも多く、微量成分としてかなりBaが含まれることも特徴である(第4表)。

(VI) 単斜輝石

含まれる量が少なく、また単独で産することは稀である。主として斜長石中に包有される他形結晶(30~50 μ m)や斜方輝石-斜長石-単斜輝石(0.2~0.3mm)アグリゲイトの一員として産する。分析したのは基質中の単独自形結晶のリムであり、産状による系統的な検討は行なっていないため、単斜輝石全般の性質は不明である。分析を行なった結晶はCaがわずかにリムに向かって増加するほかは累帯構造を示さず均質である。Ferro augiteに相当するFeに富んだ組成を有する。

(VII) 角閃石

単斜輝石以上に稀に見出される斑晶で、産状に二通りある。一つは単独自形(0.65mm)として基質中に見いだされるもの、他の一つは斜方輝石を置換してその周縁に成長したもの(0.1~0.2mm)である。いずれもY \geq Z>X(白色光)の吸収でY、Zは褐色、Xは淡黄色の軸色を示す。分析は単独自形結晶のコアとリムについて行なった。わずかに周縁へ向かってMgとSiが減少し、逆にAl^{IV}、Ti、Feが増加している。LEAKE(1968)の分類では、Ferro edenitic hornblende~Ferroedeniteに相当するFeに富む種類である。

(VIII) チタン鉄鉍

本岩中にはFe~Ti酸化物としてはチタン鉄鉍のみで磁鉄鉍を欠く。このことを反映して全岩の帯磁率は20 \times 10⁻⁶emu/gと低い値を示す。チタン鉄鉍は量的には少ないが様々な産状を呈する。すなわち、斜方輝石、斜長石、黒雲母中に含有されるもの、基質中に散在するものなどである。個々のチタン鉄鉍中では

第5表 チタン鉄鉍の分析値

| | 1 | 2 | 3 |
|------------------------------------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | .28 | .02 | .14 |
| TiO ₂ | 50.8 | 51.8 | 51.2 |
| Al ₂ O ₃ | .04 | .08 | .06 |
| Cr ₂ O ₃ | .02 | .04 | - |
| *Fe ₂ O ₃ | 3.23 | 2.10 | 2.69 |
| FeO | 44.7 | 44.8 | 44.2 |
| MnO | .57 | .57 | .66 |
| MgO | .42 | .76 | .72 |
| CaO | .01 | .01 | .02 |
| Total | 100.07 | 100.18 | 99.69 |
| Si | .014 | .001 | .007 |
| Ti | 1.923 | 1.954 | 1.941 |
| Al | .002 | .005 | .004 |
| Cr | .001 | .002 | - |
| Fe ^{III} | .123 | .079 | .102 |
| Fe ^{II} | 1.882 | 1.880 | 1.863 |
| Mn | .024 | .024 | .028 |
| Mg | .032 | .057 | .054 |
| Ca | .001 | .001 | .001 |
| R ₂ O ₃ mol% | 3.12 | 2.14 | 2.65 |

* Carmichael (1967) の再計算法に従って算出

組成変化はなく均質で、離溶組織は認められない。斜方輝石中に包有されるもの2個と基質中に含まれる結晶1個についての分析値を示す(第5表)。この産状のちがう結晶は共にチタン鉄鉱の端成分に近い組成をもつが、前者は後者より R_2O_3 にや・乏しく、 MgO に富むという差が認められる。

(IX) 副成分鉱物 (褐簾石, ジルコン, 燐灰石)

褐簾石は基質中に単独自形結晶 (0.1~0.45mm)として一枚の薄片の中に1~2個の割合で見つかる。極めて強い多色性を示し、しばしば明瞭な境界をもつコアとマントルよりなる累帯構造がみられる。EPMAによる半定量的な分析ではコアには約12%の Ce_2O_3 と約6%の La_2O_3 が含まれ、マントルでは希土類の量は大きく変化せず、Alが減少してFeが増加する傾向がある。

ジルコンは基質中に散在するもの他、斜方輝石中の包有結晶として含まれる。稀にはチタン鉄鉱とアグリゲイトを形成しているものもある。前2者はいずれも自形である。褐簾石と同様にコアとマントルの複屈折の異なる部分で累帯構造がみられ、コアの部分には微細結晶の包有物が濃集していることがある。

燐灰石はジルコンと同様に斜方輝石中に短柱状~長柱状の自形結晶として多数含まれる。

5. 殿村溶結凝灰岩層を形成したマグマについて

ここでは前述のような本岩を構成する鉱物の特徴を、他地域に産する白亜紀酸性岩のそれと比較検討すると共にマグマ溜りにおける斑晶鉱物の晶出条件について考察する。

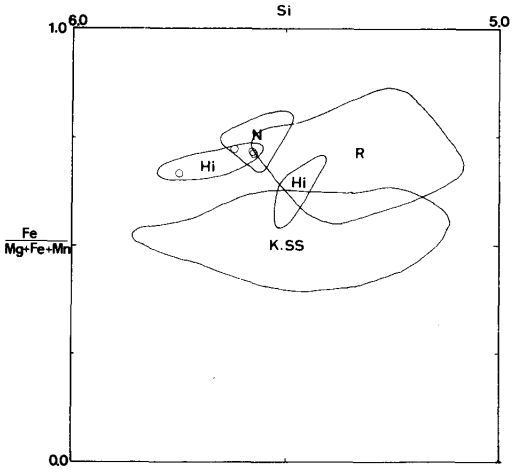
殿村溶結凝灰岩層は、マグマより晶出した斑晶として磁鉄鉱の固溶体を含まず、チタン鉄鉱系酸性火山岩 (原山, 1979) に相当する。一般に、チタン鉄鉱系酸性火山岩はFeに富むことで特徴づけられる苦鉄質鉱物の斑晶を含む。殿村溶結凝灰岩中の黒雲母・角閃石・輝石類はいずれもFeに富み、濃飛流紋岩・笠ヶ岳流紋岩・匹見層群のそれらとよく似た組成を示している (第9図 a, b, c)。石原 (1977) によれば花崗岩類におけるチタン鉄鉱系と磁鉄鉱系の差は生成時における酸素フュガシティーの違いによるものとされ、両者の境界はほぼNi-NiOバッファー付近であるという。チタン鉄鉱系酸性火山岩は花崗岩類のチタン鉄鉱系に対応するもので、そのマグマ溜りにおける酸素フュガシティーはかなり低かったと推定される。

鏡下の観察からみて平衡であった可能性のある鉱物組合わせについて、既に報告されている温度計を適用すると第6表に示すような温度が得られる。二輝石温度計 (WOOD & BANNO, 1973) はやや高い温度を与え、二長石温度計 (STORMER, 1975) は相対的に低い温度を与える。そして輝石-チタン鉄鉱温度計 (BISHOP, 1980) の示す温度は低温から高温までかなりばらついている。一方、斜長石-液温度計 (KUDO & WEILL, 1970) は著しく高い温度を示す。輝石-チタン鉄鉱温度計については、チタン鉄鉱の産状によりその組成が鋭敏に変化することから、輝石と平衡状態にあったことが明瞭な結晶が急冷されないと平衡温度を求めることが困難である。ちなみに石基中に単独に存在するチタン鉄鉱の結晶と輝石との組合わせは約500~600℃の極めて低い温度を与える。斜長石-液温度計の与える温度が異常に高いのはマグマの液相の組成としたガラスの組成が異常に Na_2O に富んでいることと関連がある。おそらく本来斜長石と共存した液組成はガラスの組成とは大きく異なっていた可能性があると思われる。

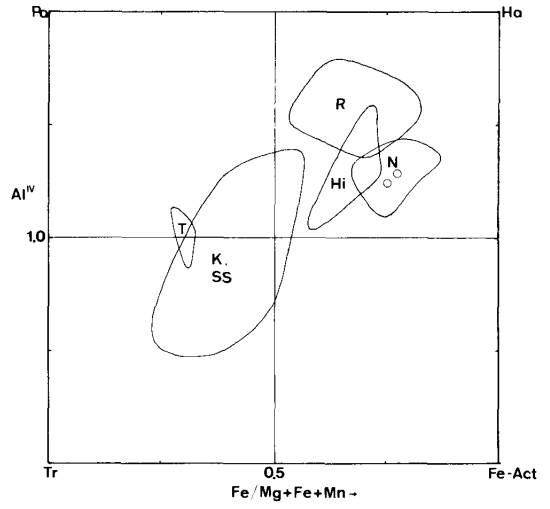
一方、二長石温度計と二輝石温度計との差は

第6表 種々の温度計の与える平衡温度

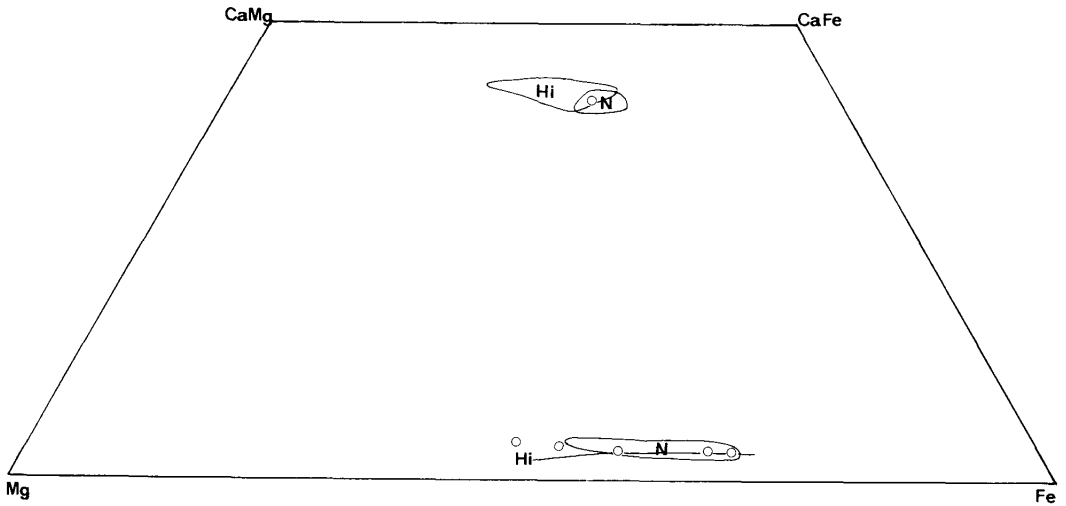
| | | | |
|---|------------|----------|--------------------|
| 1 | Cpx-Opx | 806-813℃ | WOOD & BANNO(1973) |
| 2 | Pl(rim)-Kf | 721 | STORMER (1975) |
| 3 | Pl-lig | 1034 | KUDO & WEILL(1970) |
| 4 | Opx-Il | 632-914 | BISHOP. (1980) |



第9図 a 黒雲母



第9図 b 角閃石



第9図 c 輝石

N : 濃飛流紋岩・笠ヶ岳流紋岩 (原山, 1979 a)

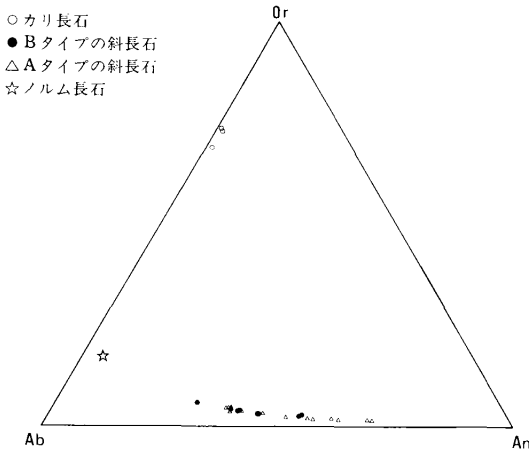
O : 殿村溶結凝灰岩

Hi : 匹見層群 (今岡・村上, 1979)

T : 田万川層群 (今岡・村上, 1979)

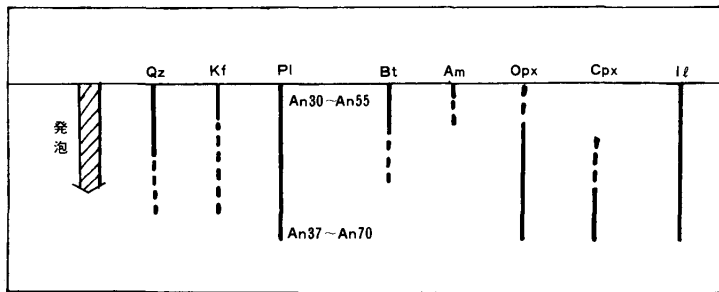
R : 領家帯花崗岩 (KANISAWA, 1975, 蟹沢, 1976 a)

K, SS : 北上山地, 山陰~白川帯花崗岩 (蟹沢, 1976 a, b)



第10図 長石およびノルム長石の組成

両者の方法による系統的な差である可能性もあるが、カリ長石と輝石類が共存していたことを示す積極的な証拠がないため、マグマ溜りにおいてカリ長石—斜長石 (An30) と斜方輝石—単斜輝石が各々別に条件の異なる場で平衡関係にあったことを示すとも考えられる。このことは斜長石において包有結晶・リム組成とコア組成、及び累帯構造に差のある2つのタイプが識別されること(第10図)とも調和する。すなわち、マグマ溜りの上部の揮発性成分の濃集しやすいより低温の部分では石英+斜長石 (An50~30) + 黒雲母+チタン鉄鉱+斜方輝石+(角閃石)の斑晶組合せになっていたのに対してマグマ溜りのより下部では斜長石 (An70~An37) + 斜方輝石+単斜輝石+イルメ



第11図 火砕流発泡時のマグマ溜り中における各斑晶鉱物の晶出状況

ナイトの組合せが安定であったと推定される(第11図)。こうした斑晶鉱物の組合せの異なる部分はマグマの発泡—噴出—流走の過程で混合されたのであろう。このようにマグマ溜りに上下方向の斑晶鉱物組合せや組成の異なる状態が推定された例は阿蘇 (LIPMAN, 1967), 尾鈴山酸性岩 (中田, 1978), 笠ヶ岳流紋岩(原山, 1979), Bandelier tuff (SMITH & BAILEY, 1966 SMITH, 1979), Paintbrush Tuff (LIPMAN et al, 1966), Crater lake (WITHAMS, 1942), Bishop tuff (HILDRETH, 1979) など多数報告されており、おそらく酸性火砕流を形成するようなマグマ溜りにおいては普遍的な現象であると考えられる。

参考文献

BISHOP, F.C. 1980: The distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with applications to geothermometry. *Am. Jour. Sci.*, **280**, 46-77.
 原山 智, 1979a : 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. *MAGMA*, **56**, 23-29.
 ———, 1979b : 溶結凝灰岩に含まれる二種類の本質レンズより推定されるマグマ溜りにおける組成の不均質性—笠ヶ岳流紋岩を例にして—. *日本地質学会第86年学術大会講演要旨*, 221 .

- HILDEETH, E. W., 1979: The Bishop tuff: Evident for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Amer., Special paper 180*, 43-75.
- ISHIHARA, S., 1977: The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geol*, 27, 293-305.
- 磯見 博・野沢 保, 1956: 5万分の1地質図幅「船津」および同説明書, 地質調査所。
- KANISAWA, S., 1975: Zoned hornblende and associated cummingtonites from the Numabukuro plutonic mass, Kitakami Mountains, Japan. *Geol. Soc. Japan, Memoir 11*, 89-93.
- 蟹沢聰史, 1976a: 山陰帯花崗岩質岩石の黒雲母と角閃石の化学組成, *地質雑*, 82, 543-548
 ——, 1976b: 花崗岩質岩石中の角閃石および黒雲母の化学組成, *岩鉱特別号*, 1, 243-249.
- 笠原芳雄, 1979: 大雨見山層群の地質-飛騨外縁帯における白亜紀末期酸性火山作用-。地質学論集, 17, 177-186。
 ——・下野 洋, 1974: 大雨見山火山岩類の地質時代, *地質雑*, 80, 239-240.
- KUDO A. M., WEILL, D. F., 1970: An igneous Plagioclase thermometer. *Contr. Mineral. and Petrol.* 25, 52-65.
- LEAKE, B. E., 1968: A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Amer. Special paper 98*, 210p.
- LIPMAN, P. W., 1967: Mineral and chemical variations with in an ash-flow sheet from Aso caldera, southwestern Japan. *Contr. Mineral. and Petrol.* 16, 300-327.
- LIPMAN, P. W., CHRISTIANSEN, R., and O'CONNOR, J. T., 1966: A compositionally zoned ash-flow sheet in southern Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 524-F, 47p.
- 村上允英・今岡照喜; 1980: 西南日本内帯における後期中生代~古第三紀火山岩類の化学性-とくに西中国地域を中心として-。岩鉱特別号, 2, 263-278。
- 中田節也, 1978: 尾鈴山酸性岩の地質。地質雑, 84, 243-256。
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎, 1975: 飛騨古川地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 金沢(10)第43号, 地質調査所。
- SMITH, R. L., 1979: Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 180.
- SMITH, R. L. and BAILEY, R. A., 1966: The Bandelier Tuff: A study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Memoir 116*, 613-662.
- STORMER, J. C., Jr., 1975: A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.* 60, 667-674.
- TUTTLE, O. F., and BOWEN, N. L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Memoir*. 74, 153p.
- WILLIAMS, H., 1942: The geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southward to Mount Shasta. *Carnegie Inst. Wash. Public*, 540, 162p.
- WOOD, B. J., and BANNO, S., 1973: Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 42, 109-124.
- 山田直利・河田清雄・諸橋 毅, 1971: 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩。地球科学, 25, 52-88。

Note on the Tonomura Welded Tuff, Central Japan.

—A Study of the Latest Cretaceous Pyroclastic flow Magma—

Y. KASAHARA and S. HARAYAMA

Abstract

The Tonomura welded Tuff is one of the pyroclastic flow deposites in the Ōamamiyama Group, which is included in late Cretaceous volcanic rocks. Stratigraphic succession of the member is as follows.

| Succession | Maximum thickness(m) |
|------------------------|----------------------|
| Akegatani welded Tuff | 300+ |
| Miyadanigawa Formation | |
| Tonomura welded Tuff | 30 |
| Sankyunotaki Rhyolite | 160 |
| Kashihara Tuff | 300 |
| Miyaji Conglomerate | 40 |
| Wada Breccia | 30 |

Basement Rocks (Paleozoic sediments, Funatsu Granitic Rocks and Tetori Group)

The Tonomura rhyolitic welded tuff is composed of phenocryst of quartz, plagioclase, sanidine, ferrohypersthene, biotite, ilmenite, ferroaugite, ferroedenitic hornblende (rare) and accessory minerals (allanite, zircon, apatite) which are set in a welded and nondevitrified glass shards ($\text{SiO}_2 75\% \pm$).

The rock is characterized by iron-rich mafic minerals and lack of magnetite, and is a typical one of ilmenite-series acid volcanic rocks (HARAYAMA, 1979) which correlated to ilmenite-series granitoids (ISHIHARA, 1975).

Phenocryst mineralogy and chemistry suggest that there are two different phenocryst assemblages in a magma chamber before eruption.

These assemblages are as following:

A: plagioclase (An 55–30) + quartz + sanidine (Or 73–68) + biotite (Fe-rich species) + (ferrohypersthene) + ilmenite (ferroedenitic hornblende)

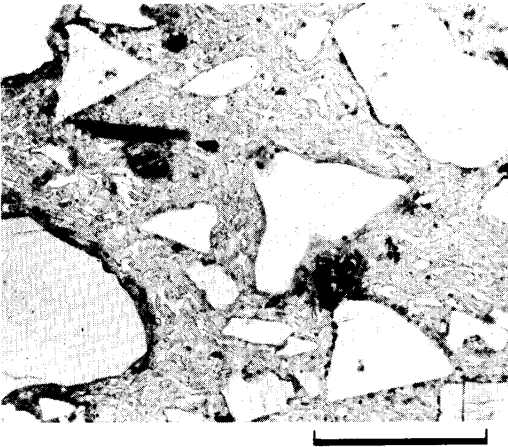
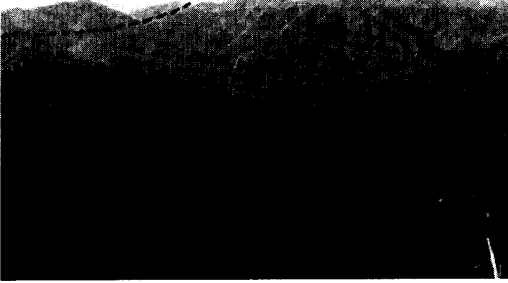
Plagioclase is moderately zoned and sometimes encloses biotite and ilmenite.

B: plagioclase (An 70–37) + ferrohypersthene + ferroaugite + ilmenite.

Plagioclase has a patchy zoned core and encloses ferrohypersthene, ferroaugite and ilmenite.

Assemblage A is probably situated in volatile-enriched roof zone of magma chamber and assemblage B occupied lower part of magma chamber.

As the result of mixing through processes of eruption and outflow of vesiculated magma, the Tonomura rhyolitic welded tuff has various phenocrysts derived from A and B assemblages.



図版説明

- 1 .大雨見山山地（点線は殿村溶結凝灰岩の分布地域）：丹生川村十二ヶ岳より西方を眺む
- 2 .殿村溶結凝灰岩層の露頭（吉城郡国府町殿村北東漆谷奥，海拔910m）
- 3 .殿村溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真（平行ポーラー）図の下の黒線は1mmの長さを示す
- 4 .殿村溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）