

斜長石累帯構造が示すマグマ溜まりの分化過程

津根 明*・寅丸敦志*

(2003年9月9日受付, 2004年8月26日受理)

Magmatic Differentiation Process Inferred from Plagioclase Zoning and Its Pattern

Akira TSUNE* and Atsushi TORAMARU*

Relationships between whole rock composition of magma and plagioclase zoning were investigated on volcanic rocks from the Shirahama Group, Izu Peninsula, Japan, which have the various chemical compositions of tholeiitic series produced only by crystallization differentiation. The plagioclase zoning can be divided into the following three zoned regions, (1) oscillatory-zoned, (2) patchy-zoned, and (3) unzoned regions, based on Anderson(1984)'s classification. We described the flatness of zones and the spatial distribution of zoned regions from core to rim of the phenocrysts, and found the relations between the characteristics of plagioclase zoning and the whole rock compositions. As the whole rock SiO₂ increases, (1) the number of resorption zones, defined as zones with resorbed track, increases; (2) the frequency of plagioclase with patchy-zoned region decreases; (3) the frequency of plagioclase with the patchy-zoned region in central parts of crystals increases; (4) the diversity in the zoning pattern becomes smaller. In basalts, various zoning patterns can be observed whereas in dacite, oscillatory zoned regions are dominant.

Our observation can be explained by a simple model involving the homogenization processes of heterogeneity in a magma chamber, associating with the crystal growth or dissolution processes. According to the model and the observations of natural plagioclase zoning, we can give a constraint on the characteristics of homogenization process developed in an evolving magma chamber: parameters of the characteristics ϕ , the volume ratio of relatively differentiated part in the magma to homogenize and γ , chemical contrast of the magma. At the initial stage (basalt magma), the homogenization process with large ϕ and large γ is dominant. At the later stage (dacite magma), the homogenization process with large ϕ or small γ is dominant.

Key words: plagioclase zoning, heterogeneous magma, homogenization process, the Shirahama group

1. はじめに

火山岩の造岩鉱物は、マグマの物理的・化学的な情報を得るため、そしてマグマ系の諸過程を理解するために調べられている。斜長石は広い化学組成における火山岩に含まれておりよく検討されている(例えば Vance, 1962; Wiebe, 1968; Anderson, 1984; Stamateloupoulou-Seymour *et al.*, 1990; Pearce and Kolisnik, 1990; Singer *et al.*, 1995; 堀尾・海野, 1995; Hattori and Sato, 1996; Umino and Horio, 1998; Kuritani, 1998; Murphy *et al.*, 2000; Stewart and Fowler, 2001)。

天然にみられる斜長石累帯構造には、汚濁帯や波状累帯構造など多様な形態が知られている。汚濁帯は、低温で安定な斜長石結晶が高温マグマ環境下に置かれ、部分融解することによって形成されるということが実験的に調べられており (Tsuchiyama, 1985), マグマ混合に伴う急激な環境の変化の証拠として考えられている (Kawamoto, 1992; Murphy *et al.*, 2000)。斜長石の波状累帯構造の成因 (Shore and Fowler, 1996) は、マグマ溜まり内におけるマグマの対流 (Singer *et al.*, 1995) や、局所的な斜長石-メルト系の自励振動現象 (L'Heureux, 1993)

* 〒920-1192 石川県金沢市角間町
金沢大学大学院自然科学研究科
Graduate School of Natural Sciences, Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa 920-1192, Japan.
現所属: 〒812-8581 福岡県福岡市東区箱崎 6-10-1
九州大学大学院理学府地球惑星科学専攻

Present address: Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Sciences, Kyushu University, 6-10-1, Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka-shi 812-8581, Japan.
Corresponding author: Akira Tsune
e-mail: tsune@geo.kyushu-u.ac.jp

という多様な観点から検討されている。

斜長石は固体内拡散速度が遅く、マグマの環境の時間変化をよく保持していると考えられるので、累帯構造の形態的特徴だけでなく斜長石斑晶のコアからリムにかけての累帯構造の特徴の変化（本稿では“累帯構造パターン”と呼ぶ）に注目することが出来る。Anderson (1984) は、グアテマラ、フェゴ火山の玄武岩質火山灰の斜長石の形態的特徴や累帯構造の記載研究を行い、波状累帯構造をなす領域とメルト包有物を含む領域が反復している累帯構造パターンから火道を上昇するマグマのダイナミクスを論じている。

このように、火山岩の斜長石累帯構造に関する研究は多くあるが、全岩化学組成の大きく異なる玄武岩、安山岩、デイサイトの火山岩同士で斜長石累帯構造の特徴を比較した報告は Stamatelopoulos-Seymour *et al.* (1990) を除いてほとんどない。全岩 SiO₂ wt.% と斜長石累帯構造の特徴との関係は、マグマの分化の程度の違いとマグマの非平衡状態の移り変わりを反映していると考えられるので、マグマの分化過程に新たな制約を与えることが期待される。そこで本研究では、Anderson (1984) の記載方法に従い、全岩 SiO₂ wt.% と斜長石累帯構造の関係を調べた。また、本稿では火山岩 SiO₂ wt.% と斜長石累帯構造の特徴の関係を説明するマグマ溜まりの分化過程を考察した。

2. 方法と岩石試料

2-1 分析方法

斜長石累帯構造の観察には、偏光顕微鏡と NDIC 顕微鏡 (Nomarski Differential Interference Contrast microscopy; ノマルスキー微分干渉顕微鏡; Anderson, 1984) を使用した。NDIC 顕微鏡は、特に複雑で細かな累帯構造を記載する為の有効である (Anderson, 1983)。

NDIC 顕微鏡による斜長石組織観察の方法や利点について述べる。NDIC 顕微鏡で観察する前には、次の処理を行う (Anderson, 1983)。まず薄片に鏡面仕上げを施し、その後フッ化ホウ素酸で薄片表面を腐食処理する。斜長石累帯構造は主固溶体成分である Ca と Na による空間不均質構造であり、相対的に斜長石の Ca に富む部分が腐食され易く、Na に富む部分が腐食に耐える。従って、腐食処理の結果薄片の斜長石表面に累帯構造による凹凸模様が出来る。NDIC 顕微鏡では、微小距離離れた位置の光を干渉させることで、その凹凸による光路差を干渉色の違いとして観察することが出来る。実際に腐食処理によって An 値 1 mol.% 未満の組成変化を観察することが出来る (Anderson, 1983)。NDIC 顕微鏡はこのような凹凸つまり縦方向の解像度は高いが、横方向、

つまり薄片面上での解像度は通常の偏光顕微鏡同様、光の波長程度である。

NDIC 顕微鏡を使用する大きな利点は、空間変動スケール及び組成変動スケールの微小な変化を定性的に観測出来ることである。斜長石の組成変動が大きい場合には、その累帯構造は偏光顕微鏡クロスニコル観察では干渉色や消光位置の違いとして確認でき、オープンニコル観察ではベッケ線として確認できる。しかしながら、実際には空間スケール及び組成変動スケールが小さく NDIC 像によってのみ観察可能な累帯構造の出現頻度は多い。μm スケールの斜長石累帯構造は SEM 像でも観察出来るが、NDIC 顕微鏡による観察の方が容易かつ安価に大差ない結果 (Anderson, 1983) を得ることが出来る。また、累帯構造の観察だけでなく、隣接している鉱物同士の境界や石基組織の観察にも NDIC 像は有効である (Pearce and Clark, 1989)。

岩石試料の主要元素組成の分析には、金沢大学所有の理学電気製蛍光 X 線分析装置 Rigaku システム 3270 を用いた。測定は管電圧を 50 kV、管電流を 20 mA、ビーム径 3 μm で行った。鉱物化学組成は金沢大学の EPMA (JEOL JXA-8800R) を用い、加速電圧 15 kV、試料照射電流 12 nA、ビーム径 3 μm の条件で行った。

岩石薄片における斜長石斑晶のモード、サイズを求めるために次の画像処理技術 (西本, 1996) を用いた。まずスキャナを用いてパーソナルコンピュータに岩石の薄片写真の画像データを取り込む。そして、鉱物の領域の画素数を数えあげ、鉱物 1 つ 1 つの面積を測定する。集合斑晶は手動で分けた。この作業に使用した顕微鏡は Nikon UFX-IIA、カメラは Nikon FX35WA、画像処理に使用したソフトウェアは「Adobe Photoshop™」と「NIH Image」である。

2-2 斜長石累帯構造の記載方針

累帯構造 (zoning) は結晶空間内にみられる不均質構造であり、火山岩の造岩鉱物については一般に結晶成長・融解 (溶解) 時に得られる。累帯構造の基本単位は縞 (zone) であり、1 つの縞は結晶の中心部から外側にかけての組成振幅の 1 つの山 (ridge) と谷 (valley) に対応する (Anderson, 1984)。腐食処理を施した薄片を NDIC 顕微鏡で観察すると、個々の縞は、侵食された谷と侵食に耐えた山として識別できる。本研究では、結晶の中心部から外側にかけて累帯構造の特徴の違いがみられる場合、結晶空間内に異なる累帯領域 (zoned regions) が分布している、と表現する。本稿では、Anderson (1984) に基づき、累帯領域が結晶中心部から外側にかけて現れる順序、累帯構造パターン (zoning pattern) を記載した。斜長石斑晶内にみられる累帯領域の種類は次の Anderson

(1984) の分類に基づく: (1) 波状累帯領域 (oscillatory zoned region), (2) 不規則累帯領域 (patchy zoned region or irregular zoned region), (3) 非累帯領域 (unzoned region). 記載の際, これらの累帯領域は, それぞれの累帯領域を英語の頭文字をとって, o, p, u のように表記する. 例えば, 結晶の中心部に u, その外側に o, p, o と続けば, u-o-p-o と記載する. Fig. 1 に, u-o-p-o の累帯パターンをもつ斜長石斑晶の模式図を示す. Fig. 2a には u-o-p-o の累帯パターンを持つ結晶の NDIC 像を示す.

波状累帯領域は, 結晶空間内の化学組成が結晶の中心部から外側に向かって波状変動している領域であり, 数多くの縞から構成される (Figs. 2c and 2d). 不規則累帯領域は, メルト包有物を伴う (Figs. 2b, 2e and 2f). 但しメルト包有物の形状等は問わない. 不規則累帯領域の結晶部分, つまりメルト包有物を含まない部分は不規則な縞が分布している. また, メルト包有物を含む部分の外側には波打ったような形状を呈した縞が幾つかあるが (Anderson, 1984), この場合, 外側にある平滑な縞までの領域を不規則累帯領域と呼ぶことにした (Figs. 1 and 2b). 非累帯領域は組成変動がほとんどない領域を指す. 個々の非累帯領域と, 縞の幅が大きい波状累帯領域との区別は困難な為, 非累帯領域は結晶中心部でのみ定義する. 外側の波状累帯領域の平均幅よりも, おおよそ 20 倍

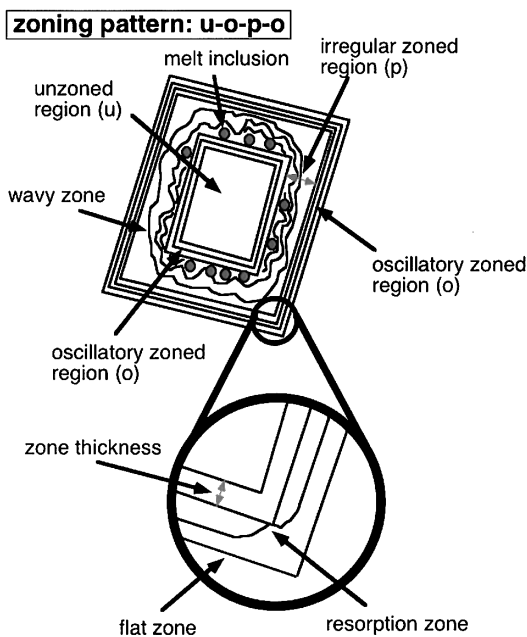


Fig. 1. Schematic illustration showing zoning pattern of u-o-p-o and typical zones (flat, wavy, and resorption zones) of plagioclase.

以上広い均質な領域をもつ場合, 結晶中心部は非累帯領域であると判断した.

斜長石累帯領域の出現順序は結晶面によって異なる場合がある (Anderson, 1984) ので, この場合, より多様性のある結晶面のパターンを採用した. 例えばある斜長石斑晶について, ある結晶面で p が存在し, 別の結晶面で p が存在しない場合には, p は存在するとして記載する (Fig. 2b). 各々の累帯領域の占める, 結晶中心部から外側にかけての幅も結晶面によって異なる場合があるので, 特に代表的な値を示した. 腐食処理で結晶表面が著しく損傷し, 記載が困難な場合, あるいは非常に複雑で識別が困難な場合は unknown として扱った (Anderson (1984) の miscellaneous あるいは n.d. に相当する).

火山岩の斜長石累帯構造の多様性を記載する際に, 累帯領域を基準とした累帯構造パターンの記載以外にも注目する必要がある. 特にそれぞれの累帯領域内部でも外側 (結晶最外部に近い側) と内側 (結晶中心部に近い側) で特徴に明らかな違いが認められる場合がある (例えば Pearce and Kolisnik, 1990). 従って, 累帯領域を詳細に定義することで, 例えば p-p や o-o という表記も可能である. しかし, 本稿ではこのような表記方法を取らず, 累帯領域内部に多様性が認められる場合には, その点を別に記載した.

本稿では, 特に以下の累帯領域の形態的特徴を記載した. 波状累帯領域については, 個々の縞の幅 (thickness) と, 形状が平滑 (flat zone) か波打っている (wavy or curvy zone) かという点に注目した (Fig. 1; Anderson, 1984). Pearce and Kolisnik (1990) は波状累帯構造を, 縞の平滑さと幅, 化学組成によって, 次の 2 つに分類している: An 値振幅が小さく (1~10 An mol. %), 縞の幅の小さい (1~10 μm) 平滑な縞 (タイプ 1), 及び An 値振幅が大きく (8~37 An mol. %), 縞の幅の大きい (3~100 μm), また平滑でない縞 (タイプ 2). 本稿では, 波状累帯領域の個々の縞について, Pearce and Kolisnik (1990) のタイプ 2 に相当する, エッジの部分が侵食されているように見える縞を融食縞 (resorption zone) と呼び, それぞれの斜長石斑晶に含まれる数を測定した. Figs. 2c と 2d にはそれぞれ, 融食縞がない波状累帯領域と融食縞の多い波状累帯領域を示している.

波状累帯領域の個々の縞について, 主に融食縞であるかどうかをエッジの部分で判断する (Fig. 2d). 一般に, エッジ部分が侵食されている縞は, エッジ部分以外の同時成長面 (2次元では結晶の陵の部分) にも侵食されたように見える跡を有する. しかし, 2次元での結晶の陵の部分が平滑でないという特徴だけでは, マリンス・セカーカ理論 (Mullins and Sekerka, 1964) で言われている

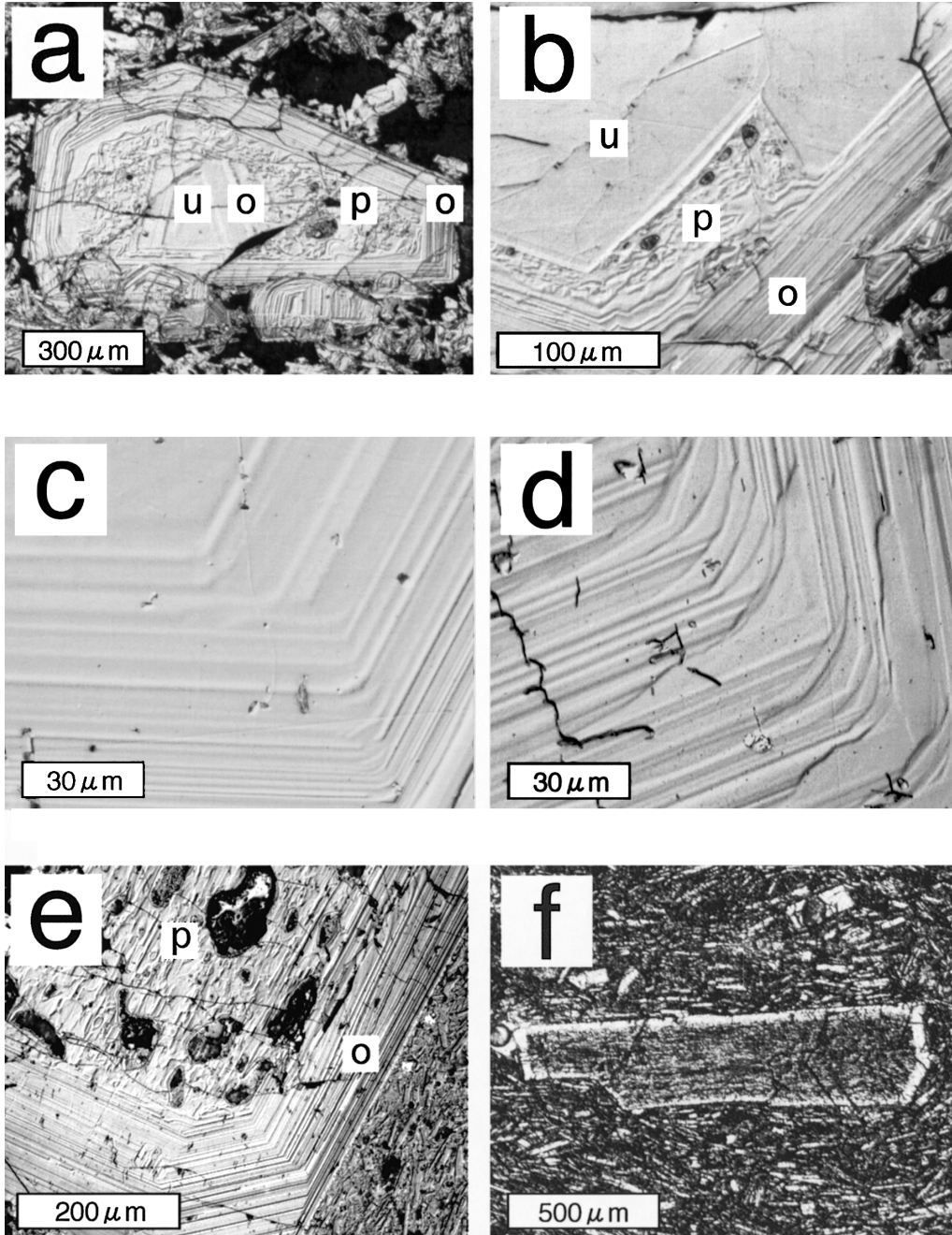


Fig. 2. Photographs of plagioclase phenocrysts in the Shirahama group volcanic rocks. Photos (a)-(e) are NDIC images, and (f), cross-polarized light image. (a) Zoning pattern of u-o-p-o (basalt 314). (b) Patchy zoned region in 2 mm long phenocryst with zoning pattern of u-p-o (basalt 314). The patchy zoned region can be recognized at the left crystal face, but not recognized at the right (arrow). (c) Flat zones in 500 μm long phenocryst with zoning pattern of u-o (basalt 314). (d) Resorption zones defined as eroded-like tracks at crystal corner (dacite 301). The phenocryst is 500 μm long, with o zoning pattern. (e) Honeycomb structure (andesite 312-3). The phenocryst is 1.5 mm long, with zoning pattern of p-o. (f) Dusty zoning (andesite 326).

ような不安定な（曲率を有する）成長界面であるのか、融解により侵食された跡であるのかを鏡下で判断することは難しい。従って著者らは、判断が容易なエッジ部分に注目した。何故なら、結晶が過熱されると、結晶のエッジの部分が優先的に融解すると考えられるからである（ギブス・トムソン効果; Kingery *et al.*, 1976）。実際に、エッジ部分で侵食されているが、結晶の稜部分では平滑に見える縞も認められる。

また、結晶が融解を伴わなくても、結晶のエッジ部分がファセットではなく丸みを帯びたようにみえる場合がある。この場合、エッジ部分に相当する結晶面が、比較的高速に成長する結晶面であると予想される。そこで本研究では、ある縞が融食縞であると判断する際には、(1) エッジ部分で侵食されたように見え、エッジ部分の曲率が（部分的に）負である点だけでなく、(2) 他の縞を切っているように見える点や、(3) 結晶の稜の部分でも侵食されたように見える、という点を考慮して判断した。単に、エッジ部分が正の曲率をもつだけの場合には融食縞と呼ばないことにした。

不規則累帯領域については、メルト包有物のサイズ、形状、配列の仕方に注目する。実際、不規則累帯領域に相当するパッチ状累帯構造 (Anderson, 1984)、汚濁帯 (Tsuchiyama, 1985)、蜂の巣構造 (Kawamoto, 1992)、骸晶状組織 (Lofgren, 1974; 1980) の多様性はメルト包有物のサイズや形状、配列の仕方などで記載出来る。パッチ状累帯構造は、累帯領域の外側にみられる縞は波打っている場合が多く、メルト包有物は通常円～楕円形を呈し、内側の波状累帯領域あるいは非累帯領域に接するように存在していることが多い (Fig. 2b; Anderson, 1984)。蜂の巣構造 (Fig. 2e) は楕円形～不定形のメルト包有物が結晶空間内に散在しているものを指し、汚濁帯 (Fig. 2f) は針状のメルト包有物が結晶空間内に密に分布しているものを指す (Kawamoto, 1992)。骸晶状組織はメルト包有物の個数は少ない (1個～数個) が、結晶よりもメルト包有物が占める割合が大きいものを指す (例えば Lofgren, 1974)。結晶中心部に、比較的サイズの大きいメルト包有物が散在している場合には、形態的特徴のみからパッチ状累帯構造と蜂の巣構造の区別をすることは難しいが、著者らは不規則累帯領域の外側の縞の形状が波打っているものをパッチ状累帯構造、ファセットであるものを蜂の巣構造として区別した。本稿では、不規則累帯領域をなすパッチ状累帯構造、汚濁帯、蜂の巣構造、骸晶状組織のそれぞれに厳密な分類基準を設けず、上記の定性的基準をもとに、それぞれの不規則累帯領域がどの形態に類似しているかを記載した。

なお、不規則累帯領域という名称は、累帯領域の結晶

部分の特徴が空間的に著しく不規則な累帯を呈することから名付けた。一般に、不規則累帯領域中の結晶部分では、結晶界面に平行な縞よりもメルト包有物の外形に沿った縞や非常に不規則な形状を呈した縞が卓越している。メルト包有物の外縁に沿った縞は、融解や急成長によって取り込まれたメルト包有物とメルト包有物周囲の結晶との間の反応によって生じたと考えられる (Tsuchiyama, 1985)。

2-3 試料

試料は伊豆半島南部に広く分布する白浜層群のソレアイト系列火山岩 (Tamura, 1994) である。試料採取地域は伊豆半島南端部の海岸近辺で、石廊崎、入間、小浦付近である。白浜層群は中期中新世から鮮新世の海成堆積物で、岩相は変化に富み火山砕屑岩、溶岩流、貫入岩体からなる (例えば Kano, 1989)。白浜層群にみられる火山岩類の全岩化学組成は玄武岩からデイサイトまで様々であり、全岩化学組成分析、造岩鉱物モード分析、微量化学組成分析から、その地域に産する火山岩は、ソレアイト系列とカルクアルカリ系列の2つの岩石系列に分類出来る (Tamura, 1994)。さらに Tamura (1995) によると、白浜層群のソレアイト火山岩類の石基化学組成の多様性は結晶分化作用モデルによって説明出来る。

採取した岩石試料はすべて岩脈あるいは岩脈起源の転石である。母岩は主に白色凝灰岩層で、白浜層群の1つ、一色凝灰岩層である。採取した9つの岩脈の全岩化学組成の主要元素組成を Table 1 に示す。結果は無水 100% として再計算されている。9つの岩石の組成範囲は、Tamura (1995) と同様、おおよそ全岩 SiO_2 wt.% = 50~66wt.% の範囲に渡っている。

岩石試料の斑晶鉱物組み合わせの多くは、斜長石、単斜輝石、鉄チタン酸化物であり、斜方輝石、アパタイトを含む場合もある (Table 1; Tamura, 1994)。また、斑晶鉱物のほとんどは斜長石であり (Table 1)、斑晶コアの化学組成は、玄武岩 (試料 314) で An_{98-92} 、安山岩 (試料 326, 305A, 305B, 312-3) で An_{97-66} 、デイサイト (試料 311-3, 300, 312-1, 301) で An_{86-45} である (Fig. 3)。

Table 2 には、画像処理によって得られた斜長石のモードや面積のデータを示している。斜長石モードのデータはポイントカウンティング法による結果 (Table 1) と大きな差はなかった。

Table 2 に示すように、斜長石のモードは、全岩 SiO_2 wt.% の増加に伴い数 10% から 5% 前後へと単調に減少している (Tamura, 1995)。また、斜長石の平均サイズは、大局的には、全岩 SiO_2 wt.% の増加に伴い約 0.4 mm^2 から 0.1 mm^2 以下へと減少している。本研究では画像処理の結果、サイズが約 0.01 mm^2 以上の結晶を斑晶とみ

なし (Table 2), それらについて累帯構造の記載を行った。

記載を行った面積は各岩石試料, おおよそ薄片1枚分 (4 cm^2 程度)である。それぞれの岩石試料で100から数100, 総計3,000以上 (Table 2)の斜長石について累帯構造パターンを決定した。観察の結果, ほとんどの累帯領域が前述の3つ (o, p, u)のうちいずれかに分類出来ることを確認した。

3. 斜長石累帯構造の記載

3-1 玄武岩

斜長石 (長径 $0.4\sim 4\text{ mm}$) は, しばしば結晶中心部や周縁部に不規則累帯領域を含む (u-p-o, o-p-o, p-o-p-o など) (Table 3)。不規則累帯領域の特徴は Anderson (1984) のパッチ状累帯構造 (Fig. 2b) の特徴に類似している。斑晶最外部には共通して, $10\sim 50$ 個程度の平滑な縞 (縞の幅 $1\sim 5\text{ }\mu\text{m}$) からなる波状累帯領域が存在する。外側の波状累帯領域内に, 融食縞は全く認められないか, あるいは $1\sim 2$ 存在する程度である (Fig. 2)。一方内側の波状累帯領域 (例えば u-o-p-o における u と p に囲まれた o を指す) の縞は平滑~波打っているが, 融食

縞は認められなかった。

3-2 安山岩

安山岩は試料毎に斜長石サイズ, 累帯構造パターン, 不規則累帯領域の特徴が異なる。

試料 326 の斜長石 (長径 $0.2\sim 2\text{ mm}$) は, しばしば不規則累帯領域を含み, その形態は汚濁帯のように, メルトが密に分布する場合 (Fig. 2f) と, 蜂の巣構造のように円形~不規則形のメルト包有物が散在する場合とがある。不規則累帯領域は結晶の中心部 (p-o) や周縁部 (u-o-p-o など) に存在し, 1つの斜長石結晶において最大3つ存在していた。また結晶最外部には $10\sim 200\text{ }\mu\text{m}$ の波状累帯領域が共通してみられ, 領域内には $10\sim 60$ 個程度の縞 ($1\sim 5\text{ }\mu\text{m}$ の幅) がある。しかし汚濁帯を有する場合には, その領域幅は $10\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ であった。この場合, 結晶最外部の波状累帯領域中の縞の幅はその領域内の外側と内側で異なっており, $10\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ のうち外側では $1\sim 2\text{ }\mu\text{m}$, それより内側では $2\sim 5\text{ }\mu\text{m}$ であった。最外部の波状累帯領域中の縞は平滑或いは波打っていて, 融食縞は全く認められないか, あるいは 1 から 3 認められた。

試料 305A の斜長石斑晶 (長径 $0.4\sim 1\text{ mm}$) はしばしば不規則累帯領域を含み (Table 3), その形態は主に蜂の

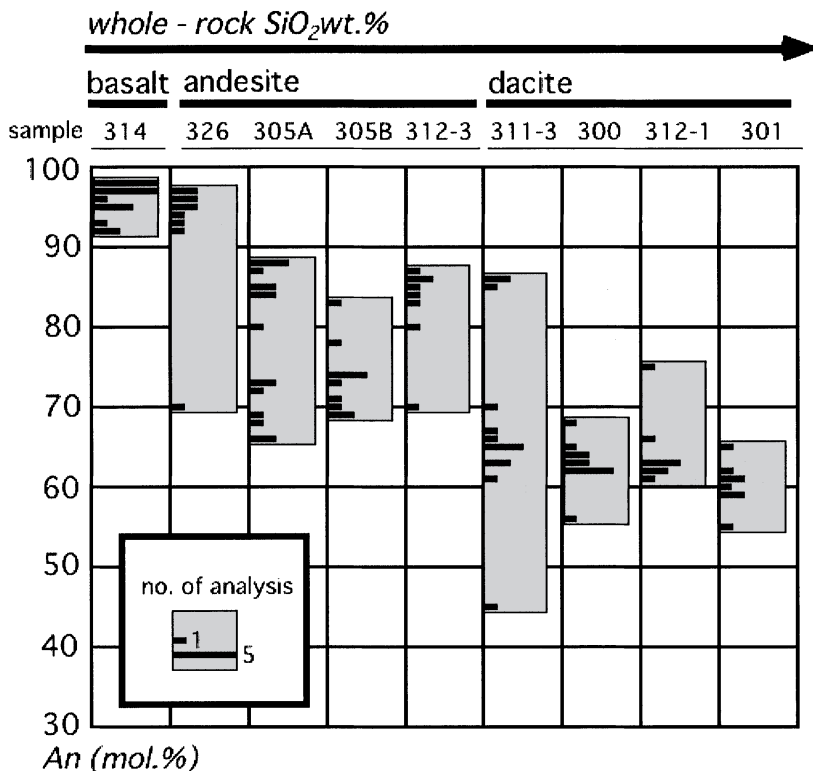


Fig. 3. Histograms of An content (mol.%) of plagioclase phenocryst cores in the samples.

巣構造に類似するが、汚濁帯に類似する場合もある。不規則累帯領域は1つの斜長石斑晶において最大2つ存在していた。斑晶最外部には、共通して30~60個程度の縞(1~3 μm の幅)からなる波状累帯領域(100~150 μm の領域幅)がある。その波状累帯領域中の縞の特徴は、領域内の外側と内側で大きく異なっている。外側10~30 μm の縞は2 μm 以下の幅をもち、平滑もしくは波打った形状を呈し、最大で5つの融食縞をもつ。内側80~100

μm の縞は2~3 μm の幅をもち、一般に平滑で融食縞を含まないが、まれに最大2つの融食縞をもつ。1つの斑晶中に含まれる融食縞の数は最大で5つであった。

試料305Bの斜長石には、柱状を呈する比較的大きな(長径0.5~0.8mm)斜長石と比較的小さな(長径0.3~0.5mm)短冊状の斜長石がある。大きな斜長石は一般に清澄(主にo)であり、波状累帯領域中の組成振幅の大きいことが、偏光顕微鏡によってしばしば確認される。波

Table 1. Whole-rock major element analyses and modal composition.

sample name	basalt	andesite				dacite			
	314	326	305A	305B	312-3	311-3	300	312-1	301
<i>Major elements (wt.%)</i>									
SiO ₂	50.26	57.06	60.31	60.74	62.10	64.45	64.77	65.19	66.73
TiO ₂	1.05	1.16	0.80	0.90	0.81	0.85	0.90	0.92	0.79
Al ₂ O ₃	20.88	18.38	17.30	16.26	17.80	16.09	16.15	15.94	16.52
FeO*	9.45	8.17	7.14	7.67	5.55	5.85	5.59	5.46	4.27
MnO	0.16	0.12	0.24	0.21	0.13	0.17	0.10	0.14	0.07
MgO	3.34	2.61	2.14	2.44	1.49	1.60	1.82	1.39	0.98
CaO	11.82	8.03	6.77	6.20	6.38	4.84	4.36	4.64	4.07
Na ₂ O	2.56	3.48	3.99	3.98	4.09	4.72	4.74	4.73	4.94
K ₂ O	0.32	0.82	0.96	1.34	1.41	1.12	1.23	1.26	1.38
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.31	0.25	0.23	0.29	0.31	0.33	0.24
<i>Modal composition (vol.%)</i>									
<i>Phenocrysts</i>									
Plagioclase	33.1	11.2	13.6	12.4	19.3	10.8	5.8	7.6	3.9
Clinopyroxene	0.1	0.6	1.1	2.6	1.3	0.5	0.1	2.1	0.1
Orthopyroxene	Trace	Trace	0.4	0.3	0.1	0.1	Trace	Trace	Trace
Fe-Ti Oxides	0.5	0.2	0.8	1.3	0.8	0.7	0.4	1.3	0.4
Apatite	—	—	—	—	—	—	Trace	—	Trace
Groundmass	66.3	88.0	84.1	83.4	78.5	87.9	93.7	88.9	95.6

Major elements are normalized to 100% anhydrous. FeO* is total Fe as FeO. Modal composition is based on 2000 to 4000 points per slide. Crystals larger than 0.01 mm² in area are regarded as phenocrysts. All rocks are free from hornblende and quartz.

Table 2. Modal composition and area of plagioclase phenocrysts of the samples obtained by image processing.

sample name	basalt	andesite				dacite			
	314	326	305A	305B	312-3	311-3	300	312-1	301
whole-rock SiO ₂ (wt.%)	50.26	57.06	60.31	60.74	62.10	64.45	64.77	65.19	66.73
<i>Textural characteristics of plagioclase phenocrysts</i>									
mode (vol. %)	29.6	11.5	13.5	8.4	16.6	9.0	5.0	5.4	4.1
no. of phenocrysts analyzed	298	272	443	899	109	210	385	256	308
mean area (mm ²)	0.38	0.16	0.12	0.04	0.59	0.17	0.06	0.08	0.05
min area (mm ²)	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.01
max area (mm ²)	9.28	3.07	1.66	0.49	9.56	10.80	1.62	1.44	0.88
median area (mm ²)	0.13	0.04	0.08	0.03	0.18	0.04	0.03	0.06	0.03

状累帯領域中の縞は、2~10 μm の幅をもち最大で100個程度認められた。縞は一般に平滑であるが、最外部から20 μm の領域に限り融食縞を1~4個もつ。一方、小さな斜長石は一般に u-o, p-o パターンを呈し、不規則累帯領域の特徴は骸晶状組織に類似する。斑晶最外部には、1~3 μm の幅で10~20個程度の縞をもつ波状累帯領域を有する。縞は一般に平滑であるが、融食縞を1つ含むことがある。

試料 312-3 の斜長石斑晶（長径 0.1~3 mm）は一般に蜂の巣構造を呈しており（Fig. 2e）、数~100 μm の円形~不定形のメルト包有物が散在している。不規則累帯領域は結晶中心部にのみ存在することが多い（p-o）が、まれに周縁部に含まれている（o-p-o, p-o-p-o）こともある。またメルト包有物の形状は結晶ごとに多様性があり、メルト包有物どうしが連結されているように見える場合や、結晶面に沿って配列している場合があった。最外部の波状累帯領域（50~200 μm ）には、1~5 μm の幅をもつ平滑~波打った縞が20~150個程度ある。融食縞は一般に認められないが、まれに最大で3個認められることがあった。

3-3 デイサイト

斜長石は長径 0.1~2 mm、通常 0.1~0.3 mm の柱状~正方形に近い形状をもつ。比較的大きなサイズ（長径 1

mm 以上）の斜長石斑晶は、蜂の巣構造を呈することがある（p-o）が、ほとんどが清澄な斜長石（o, u-o）である（Table 3）。波状累帯領域中の縞は、1~10 μm の幅をもち、最大で150個程度認められる。通常、縞はエッジ以外では平滑な形状を呈することが多く、融食縞を3~30個程度もつ。

4. 全岩 SiO_2 wt.% と斜長石累帯構造の特徴との関係

全岩 SiO_2 wt.% と斜長石累帯構造の特徴との間に以下の関係がみられた：(1) 斜長石斑晶毎に波状累帯領域中の融食縞の総数を数えた結果、全岩 SiO_2 wt.% の値が大きいほど、斜長石斑晶に含まれる融食縞の数が多い（Fig. 4a）。(2) 全岩 SiO_2 wt.% の値が大きいほど、不規則累帯領域をもつ斜長石斑晶の割合が少ない（Fig. 4b）。また、全岩 SiO_2 wt.% の値と、uをもつ斜長石斑晶の割合との間に相関はみられなかった（Fig. 4c）。(3) 全岩 SiO_2 wt.% の値が大きいほど、斜長石累帯構造パターンは多様性に乏しくなる（Table 3）。(4) 全岩 SiO_2 wt.% の値の違いによって、斜長石斑晶に含まれる不規則累帯領域の特徴が異なっている。

Table 3. Variety of zoning patterns in basalt (314), andesite (305A) and dacite (301).

	<i>basalt (314)</i>	<i>andesite (305A)</i>	<i>dacite (301)</i>
<i>zoning pattern*</i> (<i>core**</i> → <i>rim</i>)			
o	85	193	227
u-o	52	28	27
p-o	71	154	23
u-p-o	17	0	0
o-p-o	7	12	0
u-o-p-o	10	0	0
p-o-p-o	5	9	0
u-p-o-p-o	6	0	0
o-p-o-p-o	1	0	0
u-o-p-o-p-o	2	0	0
unknown	42	47	31
Total	298	443	308

* o = oscillatory zoned region. p = patchy zoned region. u = unzoned region.
unknown = not evident or not deterministic pattern.

** Core is apparently central part of each phenocryst on thin sections.

5. 考 察

5-1 累帯構造の解釈とその前提

本研究で明らかになった全岩 SiO₂ wt.% と斜長石累帯構造との間の関係 (Fig. 5) は、マグマ溜まりの過程を理解する上で重要な情報を与える。以下では次の2つの前提に基づいて、マグマ溜まりの分化過程を考察し、全岩 SiO₂ wt.% と斜長石累帯構造との間の関係を説明することを試みる。

前提 (1) マグマ溜まり中のマグマが地殻物質の同化・混成を伴わず、冷却に伴う結晶分化のみで玄武岩からデイサイトへ至り、また、玄武岩、安山岩、デイサイトのそれぞれのマグマは、分化に要した時間が異なるだけで

同じ過程を経ていると考える。玄武岩からデイサイトに至る一連の過程は次の2つに大別して考える。1つは、マグマ溜まりが冷却に伴う結晶化、結晶分別によって分化する過程で、もう1つは分化したマグマが相対的に未分化なメルトと内部混合 (self-mixing) する過程である。これらの過程は別の言葉で言えば、マグマ溜まり内部の温度・組成が、冷却に伴い空間的に不均質になる過程 (以下、“不均質構造の発達過程”と呼ぶ)、そして、内部混合によって空間的不均質が (部分的に) 解消する過程 (以下、“不均質構造の緩和過程”と呼ぶ) と表現出来る。実際マグマ溜まり内部で生じる現象は、例えば boundary layer の形成 (Tait, 1988; Kuritani, 1998)、マグマの混合 (小屋口, 1986; 1987)、対流 (Jaupart and Tait, 1995)

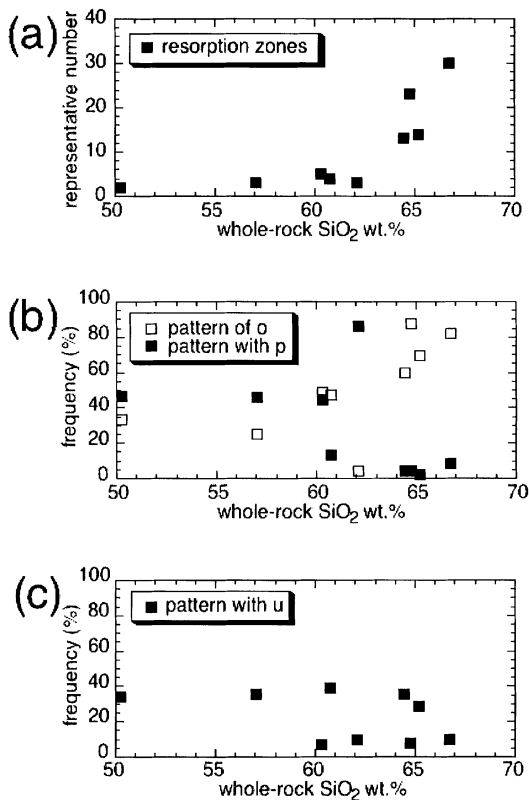


Fig. 4. (a) Relation between the whole-rock SiO₂ contents (wt.%) and the number of resorption zones in oscillatory zoned regions of plagioclase phenocrysts. Representative number means the maximum number for phenocrysts. (b) Frequency of zoning pattern of o (open square) and those with p (solid square) in each sample plotted against the SiO₂ contents. (c) Frequency of zoning pattern with u for plagioclase phenocrysts in each sample plotted against the whole-rock SiO₂ contents.

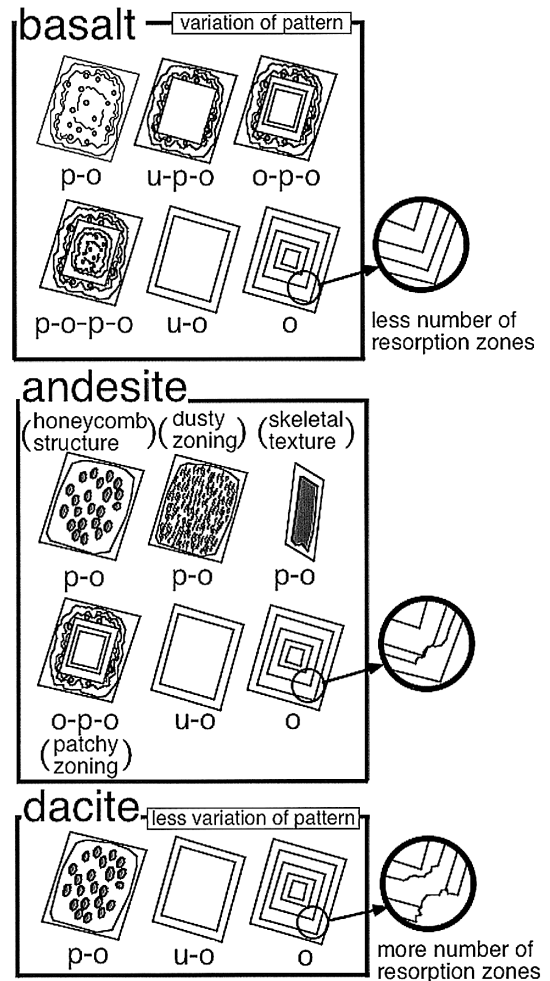


Fig. 5. Schematic illustration showing the characteristics of plagioclase zoning in basalt, andesite and dacite.

などのメカニズムが指摘されているように、著者らが想定するマグマの不均質構造の発達・緩和過程と深く関係している。緩和過程は、マグマの内部混合や対流の他に、マグマ溜まり下部の高温未分化マグマがプルームとして上部マグマへ混入する過程も考えられる (Couch *et al.*, 2001)。あるマグマ溜まり内のマグマが地殻の融解を伴わず玄武岩からデイサイトまで分化する、ということが現実的に起こりやすいかどうか自明ではないが、1つの極端な場合として考察することには意味がある (McBirney *et al.*, 1985)。本研究で用いた白浜層群のソレイト系列火山岩類は、地殻の同化・混成を伴わない結晶分化作用のみで化学組成のトレンドが説明可能である (Tamura, 1994; 1995) ことから、著者らの想定するマグマ溜まりと矛盾しない。また、分化の程度が増すと斜長石の An 値が減少し (Fig. 3)、斜長石斑晶サイズが小さくなっていること (Table 2) も結晶分別作用が働いたことを示唆する。なお、この前提 (1) は、マグマ溜まり内部の温度・組成構造が空間的に不均質であり、結晶分化作用がマグマ溜まり内部の全空間に渡って一様に起こらない、という大前提に基づいている。

前提 (2) 累帯領域の種類、特に o, p の違いは結晶・メルトのそれぞれの累帯構造形成の駆動力の種類 (成長駆動力, 融解駆動力) によるのではなく、駆動力の大きさによる、と考える。一般に、結晶成長の駆動力が大きくなると成長界面が不安定化すると考えられている (Mullins and Sekerka, 1964)。Lofgren は、実験条件として高い成長駆動力 (過飽和度) をもつ環境下において、メルト包有物を結晶内部に有する骸晶状の結晶成長を再現している (Lofgren, 1974; 1980)。また Tsuchiyama (1985) は、融解駆動力の大きな条件下での包有物を含む累帯構造 (汚濁帯) の形成を再現している。これらのことは、融解駆動力や成長駆動力の大きな環境下で p が形成することを裏付ける。p の外側の縞が、波打った形状を呈していること (Anderson, 1984) も、結晶成長学的にこれらの考察を裏付ける。このように考えることが累帯構造の形態的特徴、化学組成に関する特徴のすべてを説明出来るとは思えないが、メルト包有物の有無と駆動力の大きさに関係があると考えことにする。以上をまとめると、メルト包有物を取り込んだ累帯領域の形態の種類は複数あるけれども、それらすべての累帯領域は成長もしくは融解駆動力が大きい環境下で生じる、と言える。一方 o がファセットな面をもち、包有物を伴わない形態的特徴であることを考えると、p に比べ、o は融解駆動力や成長駆動力の比較的小さな環境で形成されたと予想される。o を構成する平滑な縞は結晶成長の駆動力が小さいときに生じると考えられる。また o を構成する融食縞

は、結晶の融解する駆動力が小さいときに生じると考えられ、Tsuchiyama (1985) の simple dissolution に対応する。以上のことから、o は、成長もしくは融解駆動力が小さい環境で形成されると言える。以上の前提 (2) の内容を Table 4 にまとめた。

以上の2つの前提に基づき、全岩 SiO₂ wt.% と斜長石累帯構造の特徴との関係を不均質構造の緩和過程の変化として説明する。なお、結晶中心部にみられる累帯領域 u は、比較的温度・組成が均質なマグマ溜まり (部分系) で、非常に小さな成長駆動力で形成されたと考えられ、また u は累帯領域 o 内の幅の広い縞と同じ成因であると予想されるが、以下の考察では扱わない。

5-2 不均質構造の緩和に伴う結晶成長・融解の駆動力の定量的表現

はじめに、結晶 (α)/メルト間で局所平衡が成り立っている系 A (温度 T_A , 結晶の組成 C_{SA} , 結晶と平衡にあるメルトの組成 C_{LA}) を想定する。A が相対的に未分化な系 B (温度 T_B ($>T_A$), メルトの組成 C_{LB} ($>C_{LA}$)) と混合し、系 M (温度 T_M , メルトの組成 C_{LM}) となった状況での、結晶 α と周りのメルトの結晶成長・融解の駆動力を斜長石 2 成分系で考察する (Fig. 6a)。この場合、結晶やメルトの組成をすべて Ca 濃度で置き換えて考えてよい。系 B が結晶と共存している場合を扱うと議論が複雑になるため、系 B はリキダス上の組成、温度をもち、結晶核が形成されていない場合を考える。つまり、以下ではまず、(1) 分化マグマ A (結晶 α とメルト) + 未分化マグマ B (メルトのみ) の場合 (“case1” と呼ぶ) について考察を行い、(2) 分化マグマ A (メルト) + 未分化マグマ B (結晶 β とメルト) の場合 (“case2” と呼ぶ) については、後に言及する。なお、以下の考察では、水の効果 (相図のループ自体が変化すること) を考えない。

Table 4. Relation between the driving forces and the formed zoned regions.

		type of driving force	
		dissolution	growth
degree of driving force	high	p dusty zoning honeycomb str	p patchy zoning skeletal texture
	low	O resorption zone	O flat zone

流体の乱流混合による物質輸送の影響を考えない限り、熱拡散速度は必ず物質拡散速度よりも大きいとみなしてよい。この場合、熱拡散優勢で系の温度が変化すると考えられ、結晶 α の周りのメルト組成が C_{LM} になること(組成的均質化; Fig. 6aの $C_3 \rightarrow C_5$ の変化を指す)よりも先に結晶 α 、メルトの温度が T_M になる(熱的均質化;

Fig. 6aの $C_1 \rightarrow C_2$, $C_3 \rightarrow C_4$ の変化を指す)。また、温度 T_M での系Aにおける平衡であるべきメルト組成は C_{LA} ではなく C_{LA}^* になる。このとき、結晶は過熱された状態にあるので、メルト組成の均質化に先行して、融解が起こる。しかし、結晶の融解は熱の吸収(系の温度の低下)とメルト組成の変化を伴うため、問題を複雑にする。そこで、以下では、融解(潜熱)の影響を考慮せず、系が平衡に至る前にメルト組成が均質化した場合を仮定し、考察を進める。この仮定のもとでは、結晶 α の周りのメルト組成は C_{LA} と C_{LB} の中間の値 C_{LM} になる(Fig. 6aの C_3 - C_6 線上の点 C_5 に至る)。結果として、系Mにおける結晶(C_2)・メルト(C_5)は、それぞれの個別系としては両方とも液相線と固相線で囲まれたループの中に入る。このことは、結晶 α だけの系を考えると、結晶は融解し、同様に、メルトだけの系を考えるとメルトは過冷却状態にあり、結晶化することを意味している。そして系Mにおいて、結晶 α が過熱による融解と組成均質化による結晶成長の駆動力を両方もつことを意味する。但し、結晶 α の周りのメルトは一旦過熱され、未飽和状態(C_4)を経るため、実際には、結晶 α が融解駆動力を得る時間と結晶 α の周りのメルトが結晶成長の駆動力を得る時間にずれがある。

ここで、系Mにおける結晶・メルトそれぞれの結晶成長・融解駆動力を以下のように定義する(Fig. 6a)。

結晶の融解駆動力(未飽和度に対応): 温度 T_M で平衡であるべき結晶組成 C_{SA}^* と、結晶組成 C_{SA} との差

$$\Delta C_S = C_{SA}^* - C_{SA} \quad (1)$$

メルトの成長駆動力(過飽和度に対応): 組成的均質化後のメルト組成 C_{LM} と、温度 T_M で平衡であるべきメルト組成 C_{LA}^* との差

$$\Delta C_L = C_{LM} - C_{LA}^* \quad (2)$$

相図の幾何学的形状から考察すると、 ΔC_L は C_{LA} と C_{LB} のちょうど中間的なところに C_{LM} が来たときに最大になるが、 ΔC_S は、 C_{LM} が C_{LB} に近いほど大きくなる。

5-3 成長・融解の駆動力とマグマ溜まりの緩和過程

すでに述べたように、斜長石の累帯領域はマグマ溜まり内の局所的な非平衡状態に関する情報をもち、そして累帯領域の種類は駆動力 ΔC_S や ΔC_L の大きさに関係する。次に、 ΔC_S や ΔC_L の大きさと緩和過程の関係について考察する。

不均質構造の緩和過程を特徴づけるパラメータ(以下“緩和過程のパラメータ”と呼ぶ)として、分化マグマAの体積比 ϕ と組成コントラストの強度 γ を前の議論に基づいて定義する。先に定義した系Aと系Bの体積を

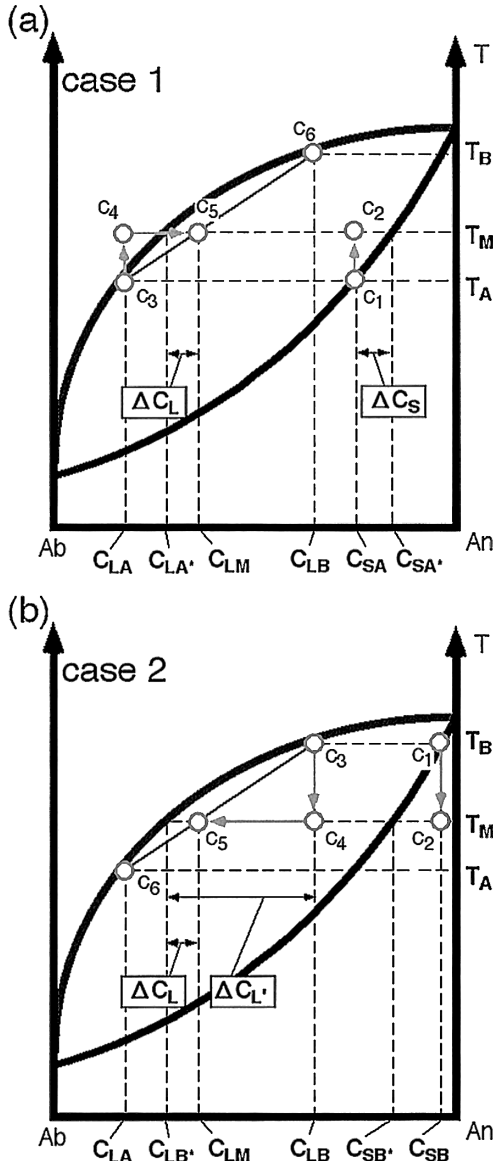


Fig. 6. The binary system of An-Ab and the representative composition of crystal and surrounding melt. The figures show sequence of events that the magmas of the local systems A and B produce the system M by mixing. (a) case 1. (b) case 2.

それぞれ V_A, V_B とし、体積比 ϕ を、注目する系全体の体積 (V_A+V_B) と分化マグマ A の体積 V_A との比で定義する。また γ を、分化マグマ A と未分化マグマ B とのメルトの組成比として定義する。式で表すと体積比 ϕ 、組成コントラストの強度 γ はそれぞれ

$$\phi = \frac{V_A}{V_A + V_B} \quad (3)$$

$$\gamma = \frac{C_{LB}}{C_{LA}} \quad (4)$$

となる。前節の議論に基づくと、 ΔC_L は体積比 ϕ が 0.5 付近、則ち、 $V_A \approx V_B$ のときに最大値をとると考えられる。また、 ΔC_S は、体積比 ϕ が小さいとき、則ち分化マグマの体積 V_A が小さいときに大きくなると考えられる。

駆動力 $\Delta C_S, \Delta C_L$ を求めるためには、温度 T_M やメルト組成 C_{LM} を既知の変数 $C_{LA}, T_A, C_{LB}, T_B, \phi$ によって表す必要がある。そしてさらに、温度 T_M で平衡な結晶組成 C_{SA}^* とメルト組成 C_{LA}^* の値もまた既知の変数によって表す必要がある。

メルトのモル体積の組成依存性や比熱の組成依存性を無視すると、マスバランスによりメルト組成 C_{LM} と温度 T_M はそれぞれ、

$$T_M = \phi T_A + (1 - \phi) T_B \quad (5)$$

$$C_{LM} = \phi C_{LA} + (1 - \phi) C_{LB} \quad (6)$$

と書ける。

熱力学的に平衡にある系では、温度 T_M において平衡である結晶、メルトの組成 C_{SA}^*, C_{LA}^* は一意に決まるので、ここで T_M と C_{SA}^*, C_{LA}^* の関係を

$$C_{SA}^* = f(T_M) \quad (7)$$

$$C_{LA}^* = g(T_M) \quad (8)$$

と表すことにする。これらの式は温度 T_M と、温度 T_M でのソリダスの組成、リキダスの組成との関係を示す。これらの式において、温度と組成とは一对一の関係にあるので、逆関数 f^{-1}, g^{-1} も定義でき、

$$T_M = f^{-1}(C_{SA}^*) \quad (9)$$

$$T_M = g^{-1}(C_{LA}^*) \quad (10)$$

と書ける。これらの式を用いると、 $\Delta C_S, \Delta C_L$ はそれぞれ変数 ϕ, C_{LA}, C_{LB} で書き表せる。

$$\begin{aligned} \Delta C_S &= C_{SA}^* - C_{SA} \\ &= f(\phi T_A + (1 - \phi) T_B) - f(T_A) \end{aligned}$$

$$= f(\phi g^{-1}(C_{LA}) + (1 - \phi) g^{-1}(C_{LB})) - f(g^{-1}(C_{LA})) \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \Delta C_L &= C_{LM} - C_{LA}^* \\ &= \{\phi C_{LA} + (1 - \phi) C_{LB}\} - g(T_M) \\ &= \phi C_{LA} + (1 - \phi) C_{LB} - g(\phi T_A + (1 - \phi) T_B) \\ &= \phi C_{LA} + (1 - \phi) C_{LB} - g(\phi g^{-1}(C_{LA}) + (1 - \phi) g^{-1}(C_{LB})) \end{aligned} \quad (12)$$

と書ける。

次に関数 f, g を求める。山崎・坂野 (1972) に従って導出すると、代数計算により

$$C_{SA}^* = f(T_M) = \frac{1 - e^m}{e^n - e^m} \quad (13)$$

$$C_{LA}^* = g(T_M) = e^n \frac{1 - e^m}{e^n - e^m} \quad (14)$$

となる。但し、

$$m = m(T) = \frac{\Delta S_{Ab}(T - T_{melting_{Ab}})}{RT} \quad (15)$$

$$n = n(T) = \frac{\Delta S_{An}(T - T_{melting_{An}})}{RT} \quad (16)$$

である。 R は気体定数、 $\Delta S_{Ab}, \Delta S_{An}$ は融解エントロピー変化、 $T_{melting_{Ab}}, T_{melting_{An}}$ は曹長石 Ab 、灰長石 An のリキダス温度である。これらの値は山崎・坂野 (1972) に従い、 $\Delta S_{Ab} = 10.10$ (cal \cdot K $^{-1}$ \cdot mol $^{-1}$)、 $\Delta S_{An} = 15.10$ (cal \cdot K $^{-1}$ \cdot mol $^{-1}$)、 $T_{melting_{Ab}} = 1391$ (K)、 $T_{melting_{An}} = 1823$ (K) とした。関数 f, g の導出には、理想溶液と仮定したことや、融解エントロピー変化の組成依存性を無視し一定値を与えたことなど多くの仮定に基づいているが、議論を進めるには問題ない (山崎・坂野, 1972)。以上より、 $\Delta C_S, \Delta C_L$ と ϕ との関係を表す式 (11), (12) によって表すことが出来た。

Fig. 7a に式 (11), (12) で求めた ϕ と $\Delta C_S, \Delta C_L$ との関係を示している。 $C_{LA} = 0.2, C_{LB} = 0.8$ の場合を示しており、このとき強度 $\gamma = 4$ である。 ΔC_L は ϕ が中ほどの値で最大値をとり、 ΔC_S は ϕ が大きくなると減少する。これらの関係は前の議論と同様である。

次に導出した式を用いて累帯領域 p, o の成因と ϕ, γ との関係を考察する。Fig. 7a より $\Delta C_S > \Delta C_L$ であることや、メルトが成長駆動力 ΔC_L を得るよりも先に結晶が融解駆動力 ΔC_S を得ることから、累帯領域 p の形成には、 ΔC_L よりも ΔC_S が重要な役割をもつと考えられる。以下では $\Delta C_S, \Delta C_L$ のうち ΔC_S が累帯領域の種類を決める本質的な要素として議論を進める。

p が形成するために必要な融解駆動力 ΔC_S を検討する

ために、 ΔC_S がある大きさ ΔC_c よりも大きいときに累帯領域 **p** が形成すると考える。 ΔC_c は、過熱によって結晶の融解モードが simple dissolution から partial dissolution (Tsuchiyama, 1985) へ変化するときの臨界の ΔC を意味するが、本稿では ΔC_c の具体的な数値を求めないことにする。このとき、**p** が形成する条件は $\Delta C_S > \Delta C_c$ であり、一方で累帯領域 **o** が形成する条件は $\Delta C_S < \Delta C_c$ と書ける。またこのとき、 ΔC_c の値に対応して臨界体積比 $\phi = \phi_c$ が決まり (Fig. 7a), $\phi < \phi_c$ で **p** が、 $\phi > \phi_c$ で **o** が形成する。

o あるいは **p** の累帯領域の形成条件は、強度 γ の値によって異なる。例として $C_{LA}=0.5, C_{LB}=0.7$ の場合を Fig. 7b に示す。このとき $\gamma=1.4$ で先程の $\gamma=4$ の場合に比べてその値が随分小さい。Fig. 7b に示すように、 γ が小さいときには、あらゆる ϕ で $\Delta C_S < \Delta C_c$ となって、**p** が形成されない場合がある。これより、 γ の値がある程度大きいことが、**p** が形成するための条件であることがわかる。以上より、融解駆動力 ΔC_S を、緩和過程のパラメータ ϕ, γ に関連づけることが出来る。

累帯領域の種類の違いと、累帯構造形成の駆動力、さらに緩和過程のパラメータとの関係をまとめると次のようになる。累帯領域 **p** は ΔC_S の大きな環境下で形成され、そして、そのような環境は、緩和過程のパラメータである体積比 ϕ が小さく (分化マグマ **A** の体積が相対的に小さく)、かつ強度 γ が大きい (分化マグマ **A** と未分化マグマ **B** の組成比が大きい) 場合にもたらされる。一方、累帯領域 **o** は ΔC_S の小さな環境下で形成され、そしてそのような環境は、体積比 ϕ が大きい (分化マグマの体積が相対的に大きい)、あるいは強度 γ が小さい (組成比が小さい) 場合にもたらされる。

5-4 分化マグマ **A** (メルト)+未分化マグマ **B** (結晶 β とメルト) の混合過程

分化マグマ **A** (メルト)+未分化マグマ **B** (結晶 β とメルト) の場合 (case2) について考察する。case1 と同様、系 **A** が未分化な系 **B** と混合し、系 **M** となった状況での結晶 β と結晶 β の周りのメルトのそれぞれの駆動力を考察する (Fig. 6b)。

case1 と同様に熱拡散優勢で系の温度が変化すると考えると、結晶 β の周りのメルト組成が C_{LM} になること (組成的均質化; Fig. 6b の $C_3 \rightarrow C_3$ の変化を指す) よりも先に結晶 β , メルトの温度が T_M になる (熱的均質化; Fig. 6b の $C_1 \rightarrow C_2, C_3 \rightarrow C_4$ の変化を指す)。また、温度 T_M での系 **B** における平衡であるべきメルト組成は C_{LB} ではなく C_{LB}^* (case1 の C_{LA}^* と同じである) になる。このとき、結晶 β の周りのメルトは過冷された状態にあるので、case1 とは異なり、核形成・結晶成長が熱的均質化直後に (メルト組成の均質化に先行して) 起こる。熱的均質化直後の成長 (核形成) の駆動力 $\Delta C_{L'}$ は、メルト組成 C_{LB} と温度 T_M で平衡であるべきメルト組成 C_{LB}^* との差

$$\Delta C_{L'} = C_{LB} - C_{LB}^* \quad (17)$$

である。なお、結晶 β 自体は過冷されても変化しないが、結晶の界面では成長が始まる。

熱的均質化直後に結晶核の形成や成長が起こると、発熱 (系の温度の上昇) とメルト組成の変化を伴うため、問題が複雑になる。そこで、case1 の場合と同様、系が平衡に至る前にメルト組成が均質化したと仮定し、潜熱の影響を考慮せずに、つまりメルト組成の均質化が終わるまで核形成・結晶成長が全く起こらない場合を想定して考察を進めてみよう。この仮定のもとでは、結晶 β の周りのメルト組成は C_{LB} から C_{LA} と C_{LB} の中間の値 C_{LM} (Fig. 6b の C_3-C_6 線上の点 C_5) になり、メルトの **Ca** 濃度は小さくなる。その結果、成長の駆動力 $\Delta C_{L'}$ は小さくなり、 ΔC_L (case1 の ΔC_L と同じ; Fig. 6b) になる。相図の幾何学的形状から考察すると、 $\Delta C_{L'}$ は、 C_{LB}^* が C_{LA} に

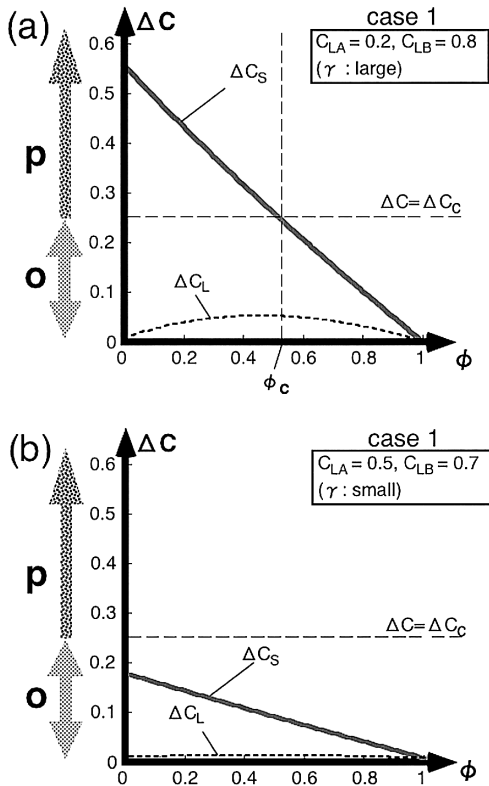


Fig. 7. ΔC as a function of ϕ . (a) $C_{LA}=0.2, C_{LB}=0.8$. (b) $C_{LA}=0.5, C_{LB}=0.7$.

近いほど大きく、また、明らかに $\Delta C_L < \Delta C_L'$ である (Fig. 6b)。さらに、結晶 β は、実際にはメルト組成の均質化よりも先に駆動力 $\Delta C_L'$ で成長する。従って、case2 における累帯領域 p の形成条件に対しては、 ΔC_L ではなく $\Delta C_L'$ が重要であると考えられる。

$\Delta C_L'$ を変数 ϕ , C_{LA} , C_{LB} で書き表すと次のようになる。

$$\begin{aligned} \Delta C_L' &= C_{LB} - C_{LB}^* \\ &= C_{LB} - g(\phi T_A + (1-\phi) T_B) \\ &= C_{LB} - g(\phi g^{-1}(C_{LA}) + (1-\phi) g^{-1}(C_{LB})) \quad (18) \end{aligned}$$

$\Delta C_L'$ と、case1 で定義した緩和過程のパラメータ ϕ , γ との関係を Fig. 8a に示す。Fig. 8a には $C_{LA}=0.5$, $C_{LB}=0.7$ の (γ が小さい) 場合と $C_{LA}=0.2$, $C_{LB}=0.8$ の (γ が大きい) 場合を示している。 ϕ が大きくなると $\Delta C_L'$ は増加するという関係は、先の定性的な議論と調和的である。case1 と同様に、 $\Delta C_L'$ がある値 ($\Delta C_c'$; このときの体積比は $\phi = \phi_c'$) よりも大きい場合に p が出来ると考えると、 p が形成するための条件は以下ようになる。累帯領域 p は $\Delta C_L'$ の大きな環境下で形成され、そのような環境は緩和過程のパラメータである体積比 ϕ が大きく (分化マグマ A の体積が相対的に大きく)、かつ強度 γ が大きい

(分化マグマ A と未分化マグマ B の組成比が大きい) 場合に形成される。この結果は、case1 と一部異なる。しかし、結晶が属していた方のメルトの体積が小さい場合に p が形成される、という意味では case1 と case2 は同じである。

case1 と case2 は次のようにまとめることが出来る。

緩和過程のパラメータ、体積比 ϕ が小さい (分化マグマ A の体積が相対的に小さい) 場合、緩和に伴い分化マグマ A 中の結晶 α が著しく過熱されるため、不規則累帯領域 p (例えば汚濁帯や蜂の巣構造; Tsuchiyama, 1985) が形成されるが、未分化マグマ B のメルトはあまり過冷されず、結晶 β の外側に平滑な形状を呈した縞 o が形成される。また体積比 ϕ が大きい (分化マグマ A の体積が相対的に大きい) 場合、未分化マグマ B のメルトが著しく過冷されるため、結晶核の形成や、結晶 β の外側に不規則累帯領域 p (例えばバッチ状累帯構造や骸晶状組織; Lofgren, 1980; Anderson, 1984) の形成が起こるが、分化マグマ A 中の結晶 α はあまり過熱されないため、融食縞 o が形成される。

また、緩和過程のパラメータ、強度 γ が大きい (分化マグマと未分化マグマの組成比が大きい) 場合には不規則累帯領域 p が形成されるが、一方、 γ が十分小さい (分化マグマと未分化マグマの組成比がほぼ同じである) 場合には不規則累帯領域 p は形成されず、波状累帯領域 o が形成される。このことは言い換えると、強度 γ が大きい場合には分化マグマ A の結晶 α は部分融解により汚濁帯を形成し、未分化マグマの結晶 β は著しく過冷され骸晶状組織を形成するが、強度 γ が小さい場合には分化マグマ A の結晶 α は融食縞を形成し、未分化マグマの結晶 β は平滑な形状の縞を形成する、と言える。Fig. 8b には γ と ΔC の関係を示しているが、この図から、(p を形成するために必要な) ある大きさの ΔC を得る為には、case1, case2 に関わらず、また体積比 ϕ の大きさに関わらず、 γ の値が大きいたることが必要であることがわかる。

以上のことを総合的に考えると、不規則累帯領域 p の形成には強度 γ の大きさが重要であると言える。一方、体積比 ϕ と p の関係を議論するのは γ の場合に比べて難しいが、成長と融解、どちらの駆動力によって p が形成されたのかということが斑晶組織から分かれば、case1, case2 のいずれであるかが特定でき、それによって体積比 ϕ についての制約を与えることが可能である。

天然でみられる累帯領域と以上の考察との間の関係について触れる、一般に、天然では斜長石結晶の p は $p-o$ として存在し、結晶最外部には o がある。このことは、緩和過程に伴う結晶の駆動力が「大 \rightarrow 小」と推移したことを示唆する。また、全岩 SiO_2 wt.% の増加に伴い斜長

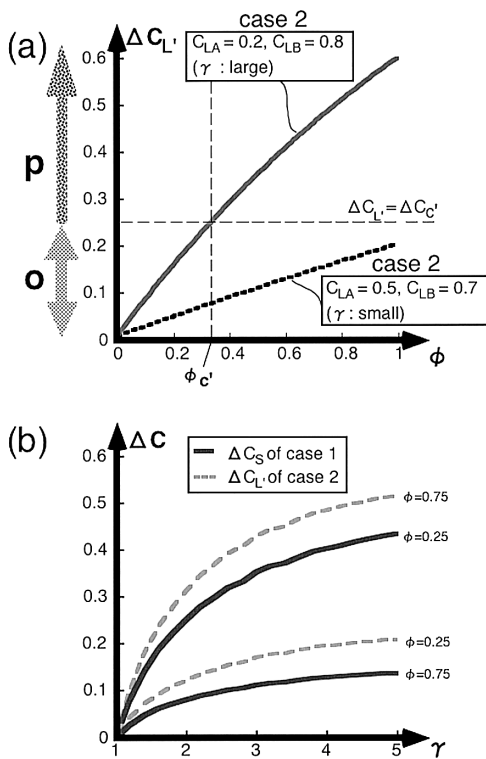


Fig. 8. (a) $\Delta C_L'$ as a function of ϕ . (b) ΔC as a function of γ .

石斑晶中の融食縞の数が増え (Fig. 4 a), 不規則累帯領域 p をもつ割合が小さくなること (Fig. 4 b) は, 融食縞の数と p をもつ割合が逆相関の関係にあることを示す. 融食縞は融解駆動力が小さい場合に, p は融解駆動力が大きい場合に形成されると考えられることから, このことは融解駆動力の大小によって現れる累帯構造の形態的特徴が異なる, という著者らの考察 (Table 4) を裏付けている.

5-5 全岩 SiO_2 wt.% と斜長石累帯構造の関係から考察するマグマ溜まりの分化過程

本研究で示した全岩 SiO_2 wt.% と斜長石累帯構造の特徴の関係は, 以下のようにマグマ溜まりの分化の進行に伴う緩和過程の変化として解釈出来る (Fig. 9).

低 SiO_2 wt.% の岩石試料ほど不規則累帯領域 p をもつ斜長石が多いことは, 分化初期 (玄武岩) のマグマ溜まりにおいて, 強度 γ の大きい緩和過程が起こりうることを示唆する. また, 玄武岩でみられる不規則累帯領域はパッチ状累帯構造の特徴を有することから, case2 の緩和過程が卓越していると考えられる (Fig. 9 上). case2 では, 体積比 ϕ が大きいことも p が形成される為の条件

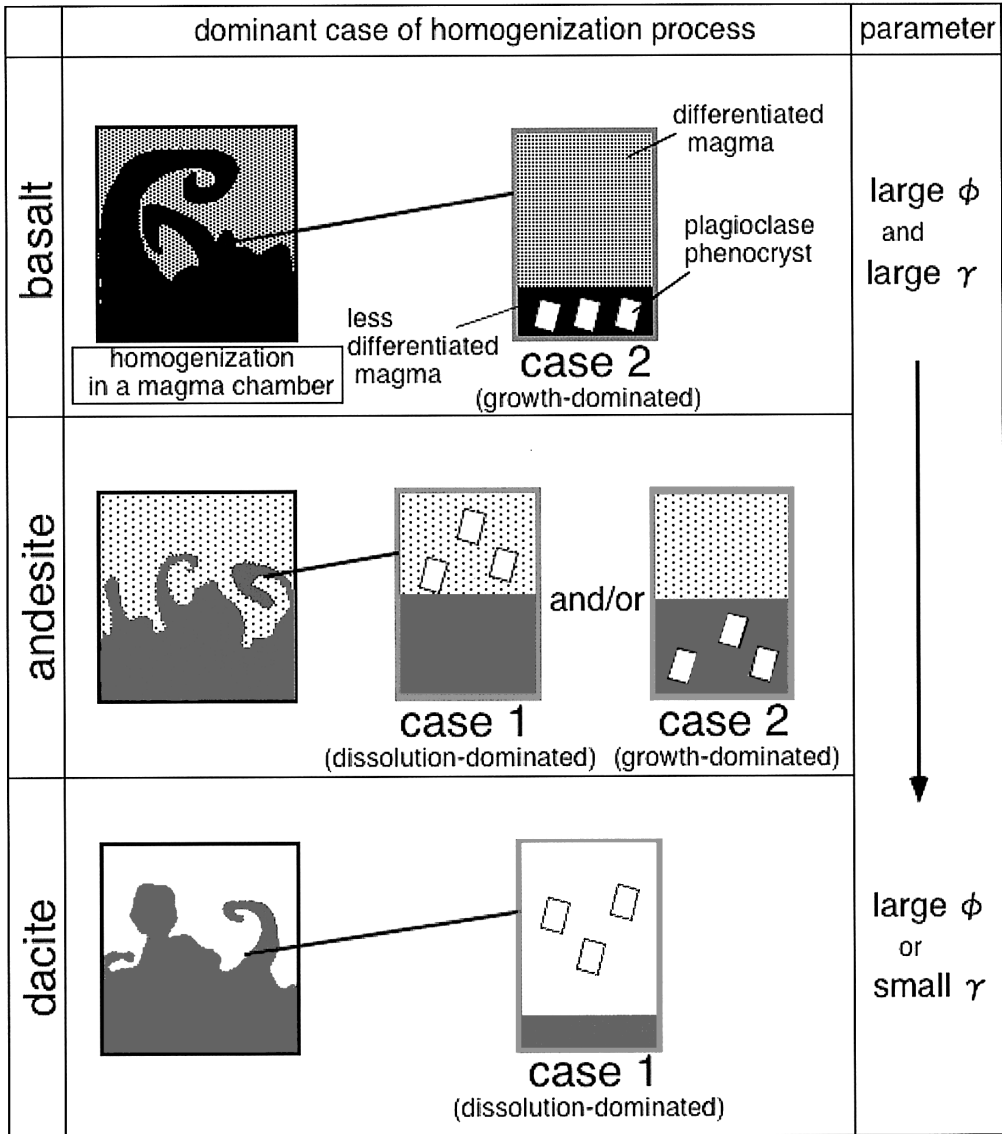


Fig. 9. Schematic illustration showing summarized relationships between the whole rock composition and the characteristics of the homogenization process in a magma chamber. See text for details.

である。

一方、分化後期（デイサイト）のマグマ溜まりにおいて、強度 γ の小さい緩和過程が卓越していると考えられる。また、デイサイトでみられる不規則累帯領域は蜂の巣構造の特徴を有することから、case1の緩和過程が卓越していると考えられる（Fig. 9下）。case1で体積比 ϕ が大きい場合には p は形成されない。以上のことから、少なくとも玄武岩から分化してデイサイトまで至る大局的な時間スケールでは、分化の進行に伴いマグマ溜まり内での緩和過程が変化した（緩和過程のパラメータ、 γ が小さくなったこと、卓越するcaseが異なる）可能性が考えられる。安山岩の斜長石には多様な形態の p がみられることから（Fig. 5）、case1とcase2のどちらの状況もよく起こっていたと考えられる（Fig. 9中）。従って、安山岩でみられる斜長石累帯構造は分化初期緩和過程から後期緩和過程への移り変わりを表しているのかもしれない。

結晶空間内にみられる累帯領域の種類の変化は、緩和過程（と累帯領域の形成）に伴い、結晶が新たな物理的・化学的条件下におかれたことを示す。従って累帯構造パターンの多様性は、緩和過程に多様性があることに対応する。従って、観察結果から、高 SiO_2 wt.%に比べ、低 SiO_2 wt.%の緩和過程のパラメータの取りうる値の範囲は広い、と説明出来る。

マグマの注入に対しても、上記のモデルは適用出来る。マグマ溜まり内のマグマと注入されたマグマの混合過程を上記の考察の不均質構造の緩和過程に適用すればよい。デイサイト質マグマの下部に未分化なマグマが注入した場合には、強度 γ の大きい緩和過程が起こることが予想されるが、実際にはデイサイトマグマには p が少ない。このことは、両者は緩和しにくいと考えると整合的である。実際、玄武岩質マグマとデイサイト質マグマの混合は容易に起こらず（小屋口, 1986）、成層構造を保つと考えられる（Singer *et al.*, 1995）。つまり、デイサイト質まで分化の進んだマグマは、マグマの注入に対して閉じた系である、と考えてよい。このようなマグマ溜まりの具体的なイメージを求めることは本稿の主旨ではないのでこれ以上議論しない。また本稿では、地殻の融解、即ちメルトと固体の反応については考えていないが、本稿で行ったマグマ同士の混合過程をこのような場合に拡張して考察することは可能だろう。さらにAnderson (1984)は玄武岩の斜長石累帯構造の成因、特に中心部の非累帯領域を除いた周縁部の斜長石累帯領域 o や p の形成の場を、マグマ溜まり内ではなく火道上昇中のマグマとしている点で著者らと異なるが、このような違いは本稿では議論しない。

5-6 今後の課題

斜長石累帯構造の形成の駆動力の定量的考察は、今後、より現実的な方向へ発展させる必要がある。例えば、本稿では斜長石の成長や融解の駆動力をAn-Ab2成分系で考察したが、Diopsideや水を加えた場合を考慮することによって、より現実的になる。また、結晶成長・融解の理論的考察のために、駆動力 ΔC を無次元量（未飽和度、過飽和度）として扱うことも重要である。

本稿では以下のような鉱物化学組成と p の形成条件との関係について詳しく検討しなかった。例えば、玄武岩質マグマの斜長石はAn値が高いため、あらゆる組成のマグマとの混合を仮定しても、高An斜長石は p を形成するだけの融解駆動力 ΔC_s を得ることが出来ない可能性がある。また、An値によって斜長石の成長速度が異なること（Kirkpatrick *et al.*, 1979）が p の形成条件と関係するかもしれない。

本研究では、薄片上で任意に切られた斜長石結晶について調査した為、これらの結晶1つ1つは結晶中心部を通っておらず、真の累帯構造パターンを反映していない可能性がある。しかし、ステレオロジカルな考察から、薄片上で任意に切られた結晶の多くは結晶中心部付近で切断されている可能性が高い（例えばCashman and Marsh, 1988）といえるので、薄片上の結晶について調べた結晶サイズ分布もまた真の結晶サイズ分布の第一近似として利用できる。このことから、本研究のように、統計的に調査した累帯構造パターンは、それぞれの岩石試料を代表したものである、と考えて良い。今後、斜長石累帯構造をより詳しく記載する為に、斜長石結晶中で、それぞれの累帯領域が占める面積や、薄片上で斜長石結晶が切られた方向などを考慮することが重要である（Anderson, 1984; 堀尾・海野, 1995; Umino and Horio, 1998）。

注目する累帯領域の面積がどれくらいの体積に換算されるかを考慮することも重要である（例えばPearce *et al.*, 1987）。また、大きい結晶は累帯している面積も大きいことから、結晶サイズの大小と累帯構造パターンの関係を検討することも重要である。本稿では示していないが、著者らは累帯構造パターンと結晶サイズの間関係を調べたところ、予想されるように、大きい結晶ほど累帯構造パターンに多様性があった。しかし、全岩 SiO_2 wt.%の値が大きくなると累帯構造パターンが単調になるという関係は、結晶サイズの大小によるものではないことを著者らは確認している。

6. 結 論

(A) 結晶分化作用のみで説明出来る分化トレンドをもつ伊豆半島白浜層群のソレアイト系列火山岩について

て、斜長石累帯構造の形態観察を行った。そして全岩化学組成と累帯構造の特徴との関係を調査した。著者らは波状累帯領域 *o*、不規則累帯領域 *p*、非累帯領域 *u* の3つを基準として、結晶コアからリムにかけてみられる累帯領域の現れ方の変化（累帯構造パターン）や縞の形態的特徴を記載した。

(B) 斜長石累帯構造と全岩 SiO_2 wt.% の値の関係について、次のことが明らかになった：(1) 高 SiO_2 wt.% の岩石試料ほど1つの結晶に含まれる侵食をうけたように見える跡（融食縞）の数が増えている。(2) 低 SiO_2 wt.% の岩石試料ほど、不規則累帯領域 *p* をもつ割合が多い。(3) 高 SiO_2 wt.% の岩石試料ほど累帯構造パターンの多様性に乏しくなる。玄武岩では多様なパターンが見られたが、デイサイトで見られたパターンはほとんど *o* のみであった。

(C) 以下の2つの前提に基づいて、全岩 SiO_2 wt.% と斜長石累帯構造の関係を説明するマグマ溜まりの分化過程モデルを提案した。(1) 不均質構造の発達や緩和を繰り返しながら玄武岩マグマがデイサイトマグマまで結晶分化によってのみ生じる、というマグマ溜まりを想定する。(2) 累帯領域の種類 (*o*, *p*) の違いは、結晶・周辺メルトの累帯領域形成の駆動力に由来し、特に *p* は累帯領域形成の駆動力が大きい場合に、*o* は累帯領域形成の駆動力が小さい場合に形成する。

(D) 全岩 SiO_2 wt.% と斜長石累帯構造の関係を、マグマ溜まりの分化の進行に伴う緩和過程の変化として、以下のように説明した。マグマの不均質構造の緩和過程を、2端成分マグマ（相対的に分化したマグマと相対的に未分化なマグマ）の混合過程とみなし、そして、不均質構造の緩和過程を、分化したマグマの体積比 ϕ と2つのマグマの組成比 γ で特徴づける。分化初期では、体積比 ϕ 、及び組成比 γ が大きい緩和過程が卓越する。分化後期には、体積比 ϕ が大きいか、または組成比 γ が小さい緩和過程が卓越する。

謝 辞

JAMSTEC の田村芳彦博士には試料採取、議論、助言など、多くの点でお世話になった。EPMA による鉱物化学分析は金沢大学大学院自然科学研究科の森下知晃博士、清水洋平氏にお世話になった。また、金沢大学理学部地球学科及び自然科学研究科の方々には有益な議論をして頂いた。査読者である静岡大学の海野 進博士には、斜長石累帯構造に関する助言を頂き、本論文が大きく改善された。匿名査読者の助言は、特に本稿の構成やモデルの改善に役立った。編集委員の東宮昭彦博士の助言によって本稿は大きく改善された。深く感謝します。

引用文献

- Anderson, A. T. Jr. (1983) Oscillatory zoning of plagioclase Nomarski interference contrast microscopy of etched polished sections. *Amer. Mineral.*, **68**, 125–129.
- Anderson, A. T. Jr. (1984) Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego, Volcano, Guatemala. *Amer. Mineral.*, **69**, 660–676.
- Cashman, K. V. and Marsh, B. D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II. Makaopuhi lava lake. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 401–405.
- Couch, S., Sparks, R. S. J. and Carroll, M. R. (2001) Mineral disequilibrium lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, **411**, 1037–1039.
- Hattori, K. and Sato, H. (1996) Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. *Amer. Mineral.*, **81**, 982–994.
- 堀尾 淳・海野 進 (1995) 島弧火山下のマッシュ状マグマ溜り—赤城火山湯ノ口軽石の例—. *火山*, **40**, 375–393.
- Jaupart, C. and Tait, S. (1995) Dynamics of differentiation in magma reservoirs. *J. Geophys. Res.*, **100**, 17615–17636.
- Kano, K. (1989) Interactions between andesitic magma and poorly consolidated sediments: Examples in the Neogene Shirahama Group, south Izu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **37**, 59–75.
- Kawamoto, T. (1992) Dusty and honeycomb plagioclase: indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **49**, 191–208.
- Kingery, W. D., Bowen, H. K. and Uhlmann, D. R. (1976) **Introduction to ceramics**. John Wiley and Sons.
- Kirkpatrick, R. J., Klein, J., Uhlmann, D. R. and Hays, J. F. (1979) Rate and processes of crystal growth in the system anorthite — albite. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3671–3676.
- Kuritani, T. (1998) Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: Evidence from Rishiri volcano, northern Japan. *J. Petrol.*, **39**, 1619–1640.
- 小屋口剛博 (1986) 苦鉄質マグマと珪長質マグマの混合機構—不均質なマグマの成因—. *火山特別号*, **30**, 41–54.
- 小屋口剛博 (1987) マグマの混合による不均質マグマの形成過程. *月刊地球*, **9**, 45–49.
- L'Heureux, I. (1993) Oscillatory zoning in crystal growth: A constitutional undercooling mechanism. *Phys. Rev. E*, **48**, 4460–4469.
- Lofgren, G. E. (1974) An experimental study of plagioclase crystal morphology: Isothermal crystallization. *Amer. J. Sci.*, **274**, 243–273.
- Lofgren, G. E. (1980) Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In *Physics of Magmatic Processes*. (Hargraves, E. B. ed.) Princeton University Press. 487–551.

- McBirney, A. R., Baker, B. H. and Nilson, R. H. (1985) Liquid fractionation. Part I: Basic principles and experimental simulations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **24**, 1–24.
- Mullins, W. W. and Sekerka, R. F. (1964) Stability of a planar interface during solidification of a dilute binary alloy. *J. Appl. phys.*, **35**, 444–451.
- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R. and Brewer, T. S. (2000) Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *J. Petrol.*, **41**, 21–42.
- 西本昌司 (1996) 画像処理ソフト “Adobe Photoshop™” を用いた花崗岩質岩石のモード測定. *岩鉱*, **91**, 235–241.
- Pearce, T. H., Griffin, M. P. and Kolisnik, A. M. (1987) Magmatic crystal stratigraphy and constraints on magma chamber dynamics: Lazer interference results on individual phenocrysts. *J. Geophys. Res.*, **92**, 13745–13752.
- Pearce, T. H. and Clark, A. H. (1989) Nomarski interference contrast observations of textural details on volcanic rocks. *Geology*, **17**, 757–759.
- Pearce, T. H. and Kolisnik, A. M. (1990) Observations of plagioclase zoning using interference imaging. *Ear. Sci. Rev.*, **29**, 9–26.
- Shore, M. and Fowler, A. D. (1996) Oscillatory zoning in minerals: A common phenomenon. *The Can. Mineral.*, **34**, 1111–1126.
- Singer, B. S., Dungan, M. A. and Layne G. D. (1995) Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to dynamics of calc-alkaline magma chambers. *Amer. Mineral.*, **80**, 776–798.
- Stamatelopoulou-Seymour, K., Vlassopoulos, D., Pearce, T. H. and Rice, C. (1990) The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera Volcano, Aegean volcanic arc, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 73–84.
- Stewart, M. L. and Fowler, A. D. (2001) The nature and occurrence of discrete zoning in plagioclase from recently erupted andesitic volcanic rocks, Montserrat. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **106**, 243–253.
- Tait, S. R. (1988) Sample from the crystallizing boundary layer of a zoned magma chamber. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 470–483.
- Tamura, Y. (1994) Genesis of island arc magmas by mantle-derived bimodal magmatism: Evidence from the Shirahama Group, Japan. *J. Petrol.*, **35**, 619–645.
- Tamura, Y. (1995) Liquid lines of descent of island arc magmas and genesis of rhyolites: Evidence from the Shirahama Group, Japan. *J. Petrol.*, **36**, 417–434.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 1–16.
- Umino, S. and Horio, A. (1998) Multistage magma mixing revealed in phenocryst zoning of the Yunokuchi Pumice, Akagi Volcano, Japan. *J. Petrol.*, **39**, 101–124.
- Vance, J. A. (1962) Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. *Amer. J. Sci.*, **260**, 746–760.
- Wiebe, R. A. (1968) Plagioclase stratigraphy: A record of magmatic conditions and events in a granitic stock. *Amer. J. Sci.*, **266**, 690–703.
- 山崎正男・坂野昇平 (1972) 単純な系において予想される斜長石の累帯構造. *火山*, **17**, 18–25.

(編集担当 東宮昭彦)