

## 後方散乱電子像によるマイロナイト微小構造の観察

### The use of back-scattered electron imaging for the observation of mylonitic microstructures

伊藤 真弓\*・高木 秀雄\*\*

Mayumi ITO and Hideo TAKGI

#### はじめに

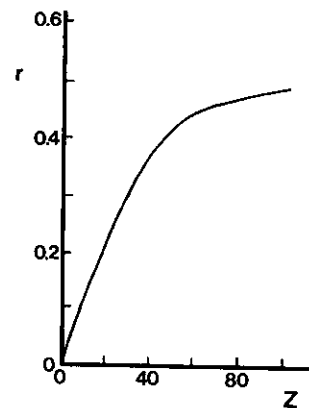
マイロナイトの多結晶微小構造の形成については、2つの重要な過程が考えられる。その1つは、転位の移動によってもたらされる結晶粒の変形及び軟化（回復・再結晶）過程であり、もう1つは結晶粒界における流体を媒体とした拡散現象に伴う再結晶（新鉱物生成）作用である。前者については再結晶（亜結晶）粒界や転位の観察の手段として、偏光顕微鏡、透過型電子顕微鏡、走査型電子顕微鏡などが用いられている。また、転位密度の測定法としてX線粉末法を用いた回折線の半値幅が利用されている。一方、後者では、微小部分の化学組成の変化を視覚的に捉えることが重要であり、そのためには後方散乱電子像（Back-scattered electron image：以下、BSE 像）が大変有効である。特に鉱物の識別が顕微鏡下で困難な細粒岩（泥岩、断層ガウジ、ウルトラマイロナイトなど）では、BSE 像は大きな威力を発揮する（WHITE, *et al.*, 1984；RUTTER, *et al.*, 1986；O'BEE & WHITE, 1985；BEHRMANN & MAINPRICE, 1987）。BAYLEY & STEVENS（1960）の方法によりカリ長石と斜長石を染色した薄片を使うのも微小部分の観察に有効な手段であるが、全ての長石を完全に染色するのは難しく、BSE 像のように微妙な化学組成の変化までは認知できない。そこで本論では、EPMA を用いたマイロナイト

の BSE 像について様々な実例を示し、その微小構造の形成については若干の考察を行いたい。

なお、本研究を進めるにあたり、早稲田大学地学教室木ノ内嗣郎氏には EPMA の分析についてご指導頂いた。記して謝意を表する。

#### BSE 像について

EPMA の BSE 像（組成像）による面分析においては、後方散乱係数（ $r$ ）は試料の原子番号（ $Z$ ）に依存する（第1図）。従って、BSE



第1図 後方散乱係数（ $r$ ）と原子番号（ $Z$ ）の関係（DUNCUMB & REED, 1968による）。 $r = I_b / I_0$ （ $I_b$ ：反射電子強度、 $I_0$ ：入射電子強度）

\* 都立福生高校

\*\* 早稲田大学教育学部地学教室

像の輝度は、 $(\bar{Z})$  が大きいものほど明るく、逆に小さいものほど暗く表示される。例えば、

石英[SiO <sub>2</sub> ]	$\bar{Z} = 10.80$
斜長石	
Ab <sub>100</sub> An <sub>0</sub> [NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	$\bar{Z} = 10.71$
Ab <sub>70</sub> An <sub>30</sub>	$\bar{Z} = 11.07$
Ab <sub>0</sub> An <sub>100</sub> [CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> ]	$\bar{Z} = 11.91$
白雲母[K <sub>2</sub> Al <sub>6</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>20</sub> (OH) <sub>4</sub> ]	$\bar{Z} = 11.33$
カリ長石[KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	$\bar{Z} = 11.85$
黒雲母[K <sub>2</sub> (Mg <sub>2</sub> Fe <sub>4</sub> )Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>20</sub> (OH) <sub>4</sub> ]	$\bar{Z} = 14.59$

である。

このため、平均原子番号 ( $Z$ ) が近い鉱物どうし (例えば石英と曹長石) では、BSE 像による両者の区別が困難であるという欠点はあるものの、X線像を合わせて併用することなどによって僅かな化学組成の違いも識別可能で、微小部分の鉱物の同定を効果的に行うことができる。

今回使用した EPMA は、日本電子 JXA-733 である。設定条件は面分析では、加速電圧 15Kv、プローブ電流  $1.05 \times 10^{-8}$  A、定量分析では、加速電圧 15Kv、プローブ電流  $0.70 \times 10^{-8}$  A、ビーム径約 1  $\mu$ m とした。

## BSE 像による微小構造の観察例

今回観察・分析に使用したマイロナイトは、長野伊那地方分杭峠南方鹿塩川上流から採取したものである。本地域の地質並びに岩石記載については、高木 (1984)、TAKAGI (1986)、林・高木 (1987) などを参照されたい。本地域のマイロナイトは、中部地方領家帯の最古期花崗岩類に位置づけられている非持トータル岩を原岩とし、その中に一部泥質ないし珪質変成岩由来のマイロナイト (フィロナイト) を挟む。今回用いた試料は片麻状トータル岩ないし片麻状花崗閃緑岩由来のマイロナイトで、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、土普通角閃石を主成分鉱物とし、副成分として緑簾石、褐簾石、燐灰石、

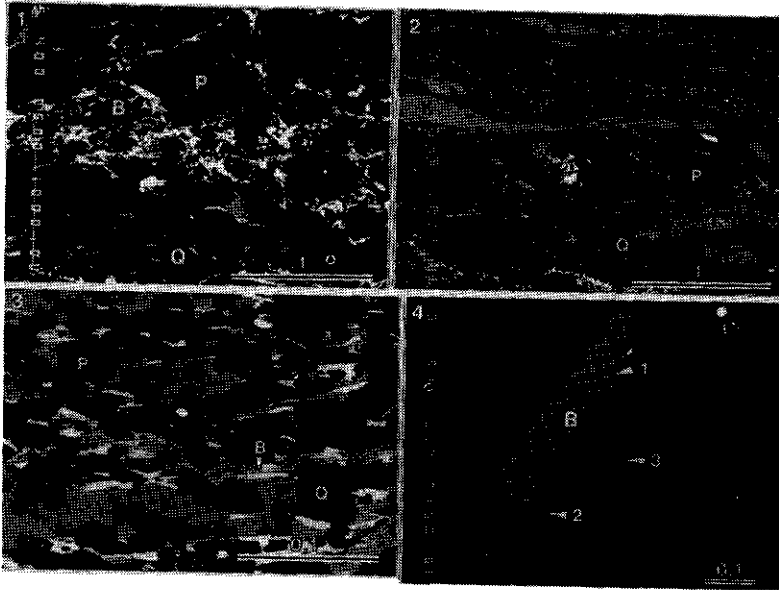
スフェン、ジルコン、土ざくろ石を含む。ポーフィロクラフトとして斜長石、カリ長石、土普通角閃石が認められ、それを取り巻く細粒基質部は再結晶した石英、カリ長石、斜長石、黒雲母などからなる。

顕微鏡下では、流動構造 (fluxion structure) や縞状構造 (fluxion banding)、プレッシャーシャドウ、シアバンド、再結晶石英の形態フェブリックおよび c 軸フェブリックなどのマイロナイトを特徴づける微小構造が観察できるが、BSE 像を用いると、基質部ポーフィロクラスト周縁部、プレッシャーシャドウ、ミルメカイトなどを構成する細粒鉱物の集合組織や、鉱物内部または鉱物どうしの化学組成の不均一性など、鏡下では識別が困難な部分が鮮明に観察できる。以下にこれらの微小構造について述べる。なお、各鉱物の分析値及び解析の詳細については稿を改めて論ずる予定である。

### 1. 基質部の細粒鉱物集合組織

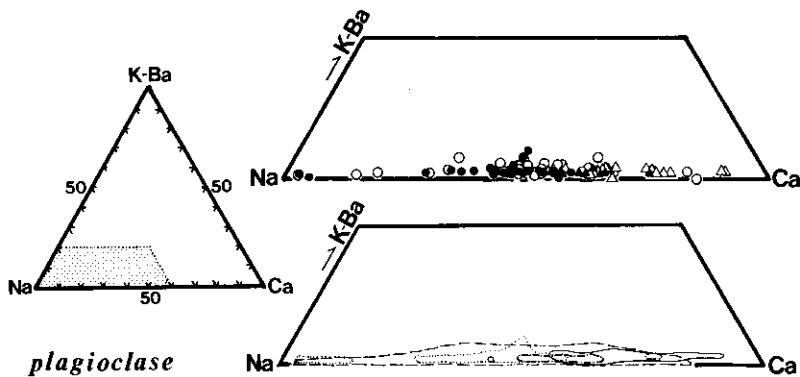
マイロナイトの基質部は、その試料にカリ長石が存在しない場合では主に石英と雲母からなるが、カリ長石がある程度存在する場合は、石英、斜長石、カリ長石、雲母の細粒集合体組織を示す (図版 I-1, 2)。この集合体の中の各鉱物の形態は、石英 (5~20  $\mu$ m) が比較的丸みを帯びているのに対し、斜長石やカリ長石は粒間を充填するような凹面を持つ不規則な形態を示す (図版 I-3)。一方、黒雲母は長軸方向がほぼ並行に配列し、マイロナイト面構造を明瞭にしている。

基質を構成する斜長石はおおよそ An<sub>20-30</sub> に集中し、明らかにポーフィロクラストの組成 (An<sub>20-40</sub>) とは異なった値を示す (第 2 図)。基質を構成するカリ長石も 2 つの領域 (Or<sub>90-95</sub>, Or<sub>98-99</sub>) に集中する傾向をもち、ポーフィロクラストの組成 (Or<sub>88-98</sub>) とは異なる (第 3 図)。基質を構成する黒雲母は、長石のポーフィロクラスト中に包有物として存在するものや原岩中のものと組成が明らかに異なり、Ti に乏しく Al に富む (第 1 表、第 4 図、図版 I-4)。



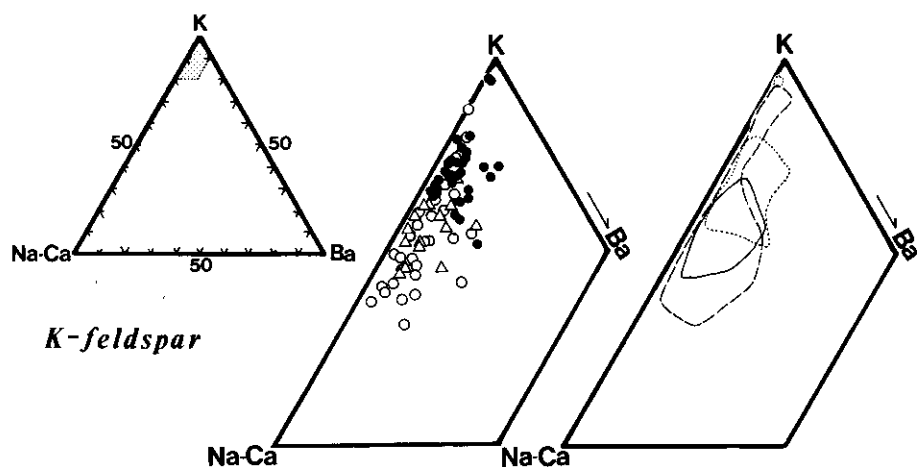
図版 I

1. カリ長石の乏しい非持トータル岩の BSE 像
  1. カリ長石に富む非持トータル岩の BSE 像
  3. 基質部の細粒鉱物集合体組織
  4. カリ長石ポーフィロクラストに含有される黒雲母と化学分析点.
    1. 黒雲母中央部
    2. 基質部との境界部分
    3. 基質部内の再結晶した黒雲母, 第 1 表 B 参照.
- Q: 石英, P: 斜長石, K: カリ長石, B: 黒雲母.



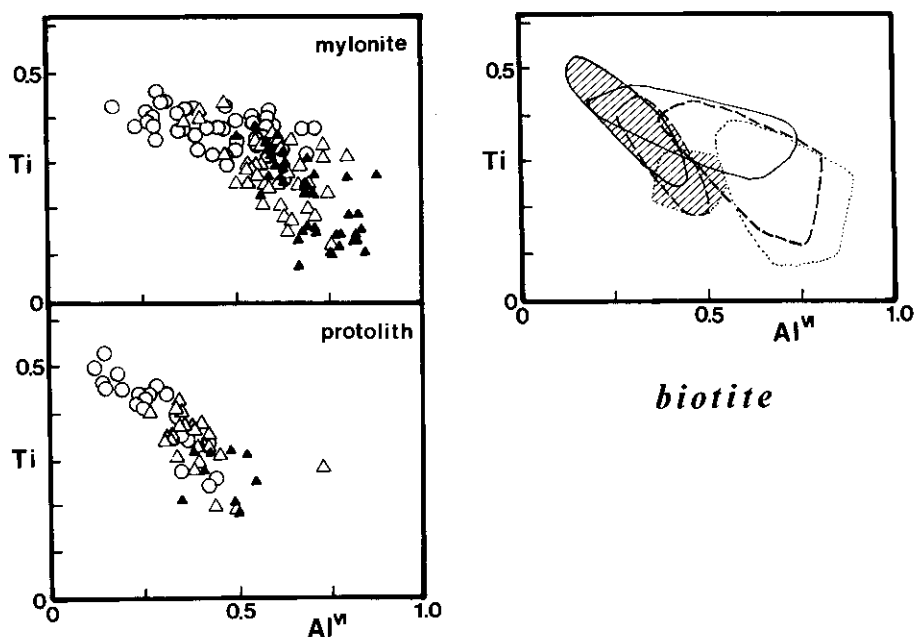
第 2 図 斜長石の K+Ba-Na-Ca 図. 上図は分析値をプロットしたもの, 下図は模式的に領域を示したものである。

- ・破線: マイロナイト中の斜長石ポーフィロクラスト
- ・点線: マイロナイト中の基質, プレッシュャーシャドウ, ミルメカイトを構成する斜長石
- △・実線: 原岩中の斜長石
- ▲・一点鎖線: 原岩中のミルメカイトを構成する斜長石



第3図 カリ長石の K-Na-Ca+Ba図. 左図は分析値をプロットしたもの、右図は模式的に領域を示したものである.

- ・破線：マイロナイト中のカリ長石ポーフィロクラスト
- ・点線：マイロナイト中の基質、プレッシャーシャドウを構成するカリ長石
- △・実線：原岩中のカリ長石



第4図 黒雲母の  $Al^{IV}$ -Ti 相関図. 左図は分析値をプロットしたもの、右図は模式的に領域を示したものである. 但し、原岩を斜線部で示す.

- ・実線：原岩及びマイロナイト中の長石、普通角閃石に包有される黒雲母
- △・破線：原岩及びマイロナイトの基質中の粗粒黒雲母 ( $>20 \mu m$ )
- ▲・点線：原岩及びマイロナイトの基質中の細粒黒雲母 ( $<20 \mu m$ )

	A			B		
	inclusion	matrix		inclusion	matrix	
	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	33.57	33.90	34.06	34.00	33.76	33.35
TiO <sub>2</sub>	3.59	2.11	1.95	3.50	2.80	1.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.03	16.81	17.37	15.45	16.70	17.49
FeO*	27.61	27.10	26.22	26.93	26.48	27.92
MgO	4.84	5.17	5.24	5.21	5.23	6.05
MnO	0.59	0.46	0.61	0.58	0.51	0.48
CaO	0.03	0.30	0.04	0.04	0.05	0.04
K <sub>2</sub> O	9.00	8.74	8.52	8.87	8.88	7.88
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.02	0.09	0.05	0.03	0.01
Total	94.30	94.33	94.10	94.63	94.45	95.17

第1表 マイロナイト中の黒雲母の化学分析値

(試料Bは図版I-4の資料).

試料A-1: 斜長石ポーフィロクラストに含有される黒雲母

A-2: 基質中の粗粒黒雲母 (約120 μm)

A-3: 基質中の細粒黒雲母 (約10 μm)

B-1: カリ長石ポーフィロクラストに含有される黒雲母 (中央部)

B-2: カリ長石ポーフィロクラストに含有される黒雲母 (基質部との境界部分)

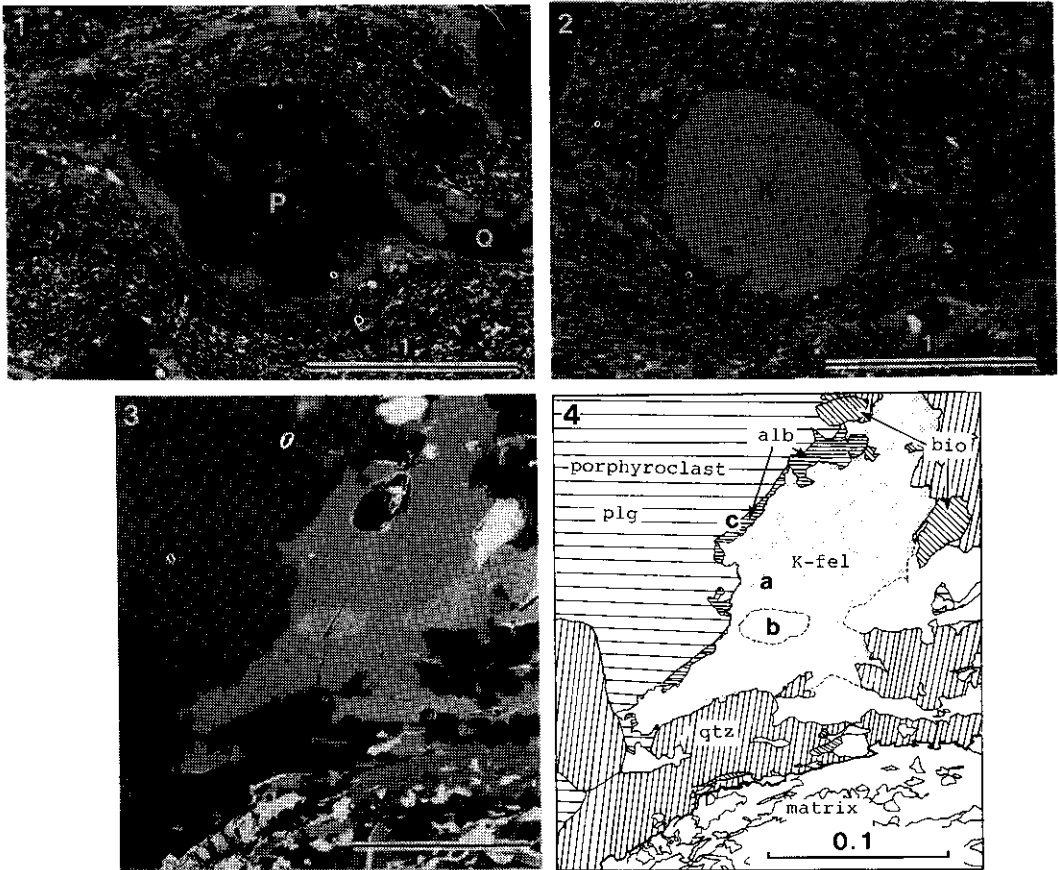
B-3: 基質中の細粒黒雲母 (約10 μm)

## 2. プレッシャーシャドウ

プレッシャーシャドウはポーフィロクラスト両翼部に発達し、通常基質部より粗粒な鉱物によって充填されている。その形態は非対称であり、その形態解析から非対称プレッシャーシャドウがマイロナイト形成時の剪断作用のセンスを決定する上で有効な指標であることが明らかにされている。(TAKAGI&ITO, in prep.)。プレッシャーシャドウ内部を構成する鉱物は、ポーフィロクラストが斜長石の場合、主にカリ長石と石英が優勢であり(図版II-1, 3), 斜長石はポーフィロクラストより分離した破片として一部に存在する。一方、ポーフィロクラストがカリ長石の場合は、石英とカリ長石が支配的である(図版II-2)。また、プレッシャーシャドウ

の非対称性は、形態的な面だけではなく、組成的な面でも認められ、カリ長石と石英がシャドウ内で非対称に分布している場合が多い(図版II-1)。シャドウ内部のカリ長石は基質部のカリ長石と同様、部分的に異なった組成(Or<sub>90-95</sub>, Or<sub>98-99</sub>)を持つ粒子が混在し(第3図, 図版II-3, 4), 石英、カリ長石とも基質部のものよりも粗粒である。

以上のような鉱物組成ならびに組織は、MTL沿いのマイロナイト中のプレッシャーシャドウを構成する鉱物が、ポーフィロクラスト周縁(mantle)部分に生成した細粒再結晶集合体もしくはミルメカイト(図版III-2)がそのまま引き延ばされた clast-tail system (PASSCHIER & SIMPSON, 1986; VAN DEN DRIESSCHE &



図版II プレッシャーシャドウのBSE像

1. 斜長石ポーフィロクラスト両翼に発達するプレッシャーシャドウ。シャドウ部のカリ長石が石英に対し左下・右上側に分布する点に注目。
2. カリ長石ポーフィロクラスト両翼に発達するプレッシャーシャドウ。
- 3.4. プレッシャーシャドウの拡大像。a, b: わずかな組成の違いを示すシャドウ部のカリ長石。c: 斜長石ポーフィロクラストとカリ長石の境界部に存在する曹長石。

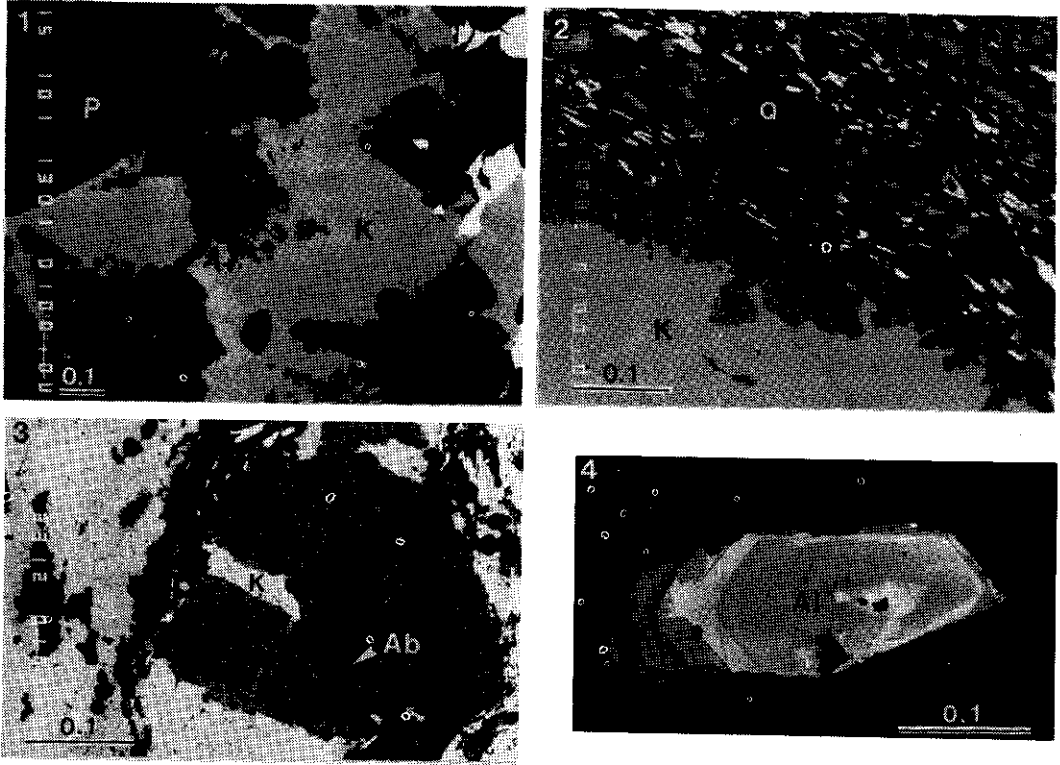
BRUN, 1987)ではなく、主に基質部由来の成分が移動・沈澱して生じたものであることを物語っている。

### 3. ミルメカイト

ミルメカイトは、カリ長石と斜長石の境界付近に発達する連晶組織であり、通常カリ長石内部に湾入した形態を示す。原岩ではミルメカイト全体の領域が広く、内部の石英粒も比較的粗粒である(図版III-1)が、マイロナイト化とともにミルメカイトはカリ長石ポーフィロクラ

ストの周縁部で細長く帯状に発達するようになり、その帯状部分はマイロナイト面構造に平行か、或は僅かに斜交することが多い。また、その内部の石英粒も粒径を減ずる(図版III-2)。

ミルメカイトを構成する斜長石の組成は、原岩では粗粒の斜長石の組成と違いはみられず、試料によって多少のばらつきがある。しかし、マイロナイトにおいては隣接するポーフィロクラストの組成に関わらず一定の値( $An_{20-30}$ )に集中し、基質部の斜長石とはほぼ同様の組成を示す(第2図)。



図版Ⅲ

1. 原岩中に発達するミルメカイト
1. マイロナイト中のカリ長石周縁部にみられるミルメカイト
3. 斜長石の展張割れ目を充填する曹長石 (Ab) とカリ長石
4. 褐簾石ポーフロクラスト (Al). 累帯構造が顕著に発達, 褐簾石の外縁部は緑簾石 (写真では暗黒色) で取り巻かれている。

#### 4. その他の微小構造

展張割れ：ポーフロクラストとして存在する斜長石、カリ長石、角閃石は延性的な挙動を示す基質部と異なり、しばしば脆性的な変形がみられる。その代表的なものとして、展張割れ (extension crack) があげられる。ポーフロクラストの展張割れを充填している鉱物は通常石英や一部カリ長石であるが、曹長石が存在することがある (図版Ⅲ-3)。また、曹長石は斜長石のポーフロクラストとカリ長石からなるプレッシャーシャドウとの接触部にも存在する (図版Ⅱ-3, 4)。

褐簾石の形態：マイロナイト中の副成分鉱物として存在する褐簾石は他の副成分鉱物 (ジル

コン、燐灰石、ざくろ石、電気石など) と同様脆性的な変形様式を示す (高木, 1983)。また、褐簾石はもともと粗粒であるので、しばしばポーフロクラストとして存在する。その周縁部は緑簾石に置き変わっており、マイロナイト化が進むにつれ粒径も減少する。ところが、長石類のポーフロクラストが丸みを帯びるにもかかわらず、褐簾石は自形性を保っていることが多い。その原因として、BSE像 (図版Ⅲ-4) に示されているように、褐簾石の累帯構造にほぼ沿って緑簾石化が進んでいることによるものと考えられる。

## 考 察

以上述べてきたように、マイロナイトの主要鉱物は細粒基質部、プレッシャーシャドウ、ミルメカイトなどの微小構造を構成し、ポーフィロクラストと基質部あるいはポーフィロクラストとプレッシャーシャドウとでは鉱物の化学組成が異なる。ポーフィロクラスト中の包有物やポーフィロクラスト自身はマイロナイト化以前の原岩の化学組成を保持していると考えられる。これに対し、基質部プレッシャーシャドウ、及びミルメカイトを構成する鉱物は、明らかにマイロナイト化の変成・変形条件で再結晶したものである。

本研究ではカリ長石を含むトナール岩ないし花崗閃緑岩質のマイロナイトを対象としたが、カリ長石を含まない石英閃緑岩やトナール岩を原岩とするマイロナイトの場合は、ミルメカイトやプレッシャーシャドウが発達しておらず、基質部の鉱物組成も石英と雲母が大部分である。従って、マイロナイトを特徴づけるmmオーダーの縞状構造 (fluxion banding) も発達していない (図版 I-1)。言い替えば、これまで観察したマイロナイトを特徴づける微小構造の形成に、カリ長石の存在が極めて重要な役割を演じていることが分かる (高木, 1984)。プレッシャーシャドウを構成する鉱物が大部分石英とカリ長石であることから、マイロナイト化の過程で、石英と同様にカリ長石も、基質部の鉱物粒界を移動・拡散しやすい成分であったであろう。

基質部やプレッシャーシャドウ内のカリ長石の組成がポーフィロクラストとして存在するカリ長石の組成に比べKの量が多いこと、原岩の組成を示すと考えられるポーフィロクラストに包有された黒雲母に比べ、基質部の細粒再結晶黒雲母の方が Ti が少ないこと、ポーフィロクラストの展張割れを充填する鉱物として曹長石が存在することなどから、これらの鉱物はマイロナイト化の過程で、初生温度、即ち非持トナール岩形成温度より低い温度領域で再結晶・再配列したのであろう。本地域の MTL 沿いの

マイロナイトについては、その鉱物組成から緑簾石角閃岩相に相当するものと考えられる。

マイロナイト微小構造の発達、明らかにマイロナイト化に伴う鉱物組成の変化に密接に関係し、そのメカニズムを解明することはマイロナイト形成時の変成状態を知る重要な手がかりとなる。従ってマイロナイト形成時の変成状態は、単に共生鉱物の出現によるのではなく、微小構造ごとにその形成過程の段階を踏まえた上で検討される必要がある。また、マイロナイト化に伴った化学組成の変化については、流体相を媒体とした再結晶作用だけでなく、転流・格子欠陥などを利用した粒内拡散現象もあいまって生じている可能性は高い。以上のような観点に立って、マイロナイト化に伴う組成変化とそのメカニズムの詳細について更に検討を進めていく必要があろう。

## 引 用 文 献

- BAYLEY, E. H. and STEVENS, R. E., 1960: Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. *Amer. Mineral.*, 45, 1020-1025.
- BEHRMANN, J. H. and MAINPRICE, D., 1987: Deformation mechanisms in a high-temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, 140, 297-305.
- DUNCUMB, P. and REED, S. B. J., 1968: *Quantitative Electron Probe Microanalysis*. 133p., N. B. S. Spec. Pub., Washington.
- 林 正貴・高木秀雄, 1987: 長野県南部における中央構造線沿いの圧砕岩にみられる再結晶石英の形態ファブリック. *地質雑*, 93, 349-359.
- 伊藤真弓(準備中): 花崗岩類のマイロナイト化に伴う化学組成の変化.
- O'BEE, H. K. and WHITE, S. H., 1985: Faults and associated fault rocks of the Southern Arunta block, Alice Springs, central Australia. *Jour. Struct. Geol.*, 7, 701-712.
- PASSCHIER, C. W. and SIMPSON, C., 1987: Porphyroclast systems as kinematic indicators.



- Jour. Struct. Geol.*, 8, 831-843.
- RUTTER, E. H., MADDOCK, R. H., HALL, S. H. and WHITE, S. H., 1986: Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *PAGEOPH*, 124, 3-30.
- 高木秀雄, 1983: 中央構造線沿いの圧砕岩類に認められるカタクラスティックな重複変形—長野県上伊那地方の例—. 早稲田大学教育学部学術研究, 32, 47-60.
- , 1984: 長野県高遠～市野瀬地域における中央構造線沿いの圧砕岩類. 地質雑, 90, 81-100.
- TAKAGI, H., 1986: Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, 8, 3-14.
- and ITO, M., 1988: The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear. *Jour. Struct. Geol.*, 10, impress.
- WHITE, S. H., SHAW, H. F. and HUGGETT, J. M., 1984: The use of back-scattered electron imaging for the petrographic study of sandstones and shales. *Jour. Sed. Petrol.*, 54, 487-494.