

富士県常願寺川上流地域の片麻岩・花崗岩のカリ長石三斜度

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 藤吉, 瞭, 矢崎, 真弓, 桜井, 美津夫, 桜井, 昌之 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000241

富山県常願寺川上流地域の片麻岩・ 花崗岩のカリ長石三斜度

藤吉 瞭*・矢崎真弓*・桜井美津夫**・桜井昌之***

The Obliquities of K-feldspars from Gneisses and Granites
in the Jōganji-gawa Area, Central Japan

Akira FUJIYOSHI*, Mayumi YAZAKI*, Mitsuo SAKU-
RAI** and Masayuki SAKURAI

In the Jōganji-gawa area belonging to the central mass of the Hida metamorphic belt, metamorphic and igneous rocks are widely exposed. The metamorphic rocks (gneisses) were formed by the regional metamorphism of a higher-temperature part of the amphibolite facies, associated with migmatitic granites. Later, the gneisses in the eastern part have been changed into augen gneisses and gneissose granites by K-feldspathization relating to the intrusion of a Funatsu-type granite. The metamorphic rocks were intruded by two granites, Shimonomoto-type and Funatsu-type granites. The former contains a lot of dyke rocks which seem to relate to the Funatsu-type granite.

Eighty-seven K-feldspars examined show broad or composite 131 and $\bar{1}\bar{3}1$ peaks.

From the analyses of the obliquities and textures of K-feldspars, the following events can be recognized in the metamorphic process. (1) A non-perthitic or string-perthitic, monoclinic K-feldspar (type I) in the gneisses and migmatitic granites was formed during the regional metamorphism. (2) Next, vein- or patch-perthitic albite has been developed in the K-feldspars by the retrogressive thermal metamorphism caused by the intrusion of the Shimonomoto-type granite and/or the Funatsu-type granite. Vein- or patch-perthitic albite has also been formed in non-perthitic or string-perthitic, monoclinic K-feldspar of the Shimonomoto-type granite, augen gneisses and gneissose granite as a result of the intrusion of the Funatsu-type granite. (3) Last, the K-feldspars in the gneisses, migmatitic granites, augen gneisses, gneissose granite, Shimonomoto-type granite, dyke rocks in the Shimonomoto-type granite and Funatsu-type granite have been mostly transformed into K-feldspars showing crosshatched twinning by the retrogressive dynamic metamorphism.

The degree of the retrogressive metamorphism in the area and two different ways of development of the crosshatched twinning are discussed.

1984年3月19日受理

* 静岡大学教育学部地学教室 Institute of Geosciences, School of Education, Shizuoka University, Shizuoka 422.

** 静岡市立田町小学校 Tamachi Primary School, Shizuoka.

*** 京都府瑞穂町立瑞穂中学校 Mizuho Junior High School, Kyoto.

はじめに

GOLDSMITH and LAVES (1954a, b)は、カリ長石の三斜度を 131 と $1\bar{3}1$ ピーク間隔のちがいの測定により決定できることを示した。しかし、多くの地域の変成岩、火成岩のカリ長石三斜度の測定結果によると、多くのカリ長石は、種々の 131 と $1\bar{3}1$ の反射を示すブロードピークである (例えば、NILSSEN and SMITHSON, 1965; BUDDING, 1968; FUJIYOSHI, 1970)。

FUJIYOSHI (1984)は、このブロードな 131 と $1\bar{3}1$

ピークのカリ長石について、型分類を行い、最初に単斜晶系のカリ長石が形成された場合、型頻度分布はその地域の後退変成作用の強さを明らかにするのに有効であることを示した。

飛驒変成帯は、その分布と構造上の特徴から、東部・中部・西部の3岩体に区別される。常願寺川上流地域は、中部岩体の東北部に位置し、カリ長石三斜度が詳しく調べられた中部岩体の和田川地域 (藤吉・丸山, 1983) および東部岩体 (FUJIYOSHI, 1970; 藤吉・中川, 1978; 藤吉・大沼, 1982)には含まれて存在する。

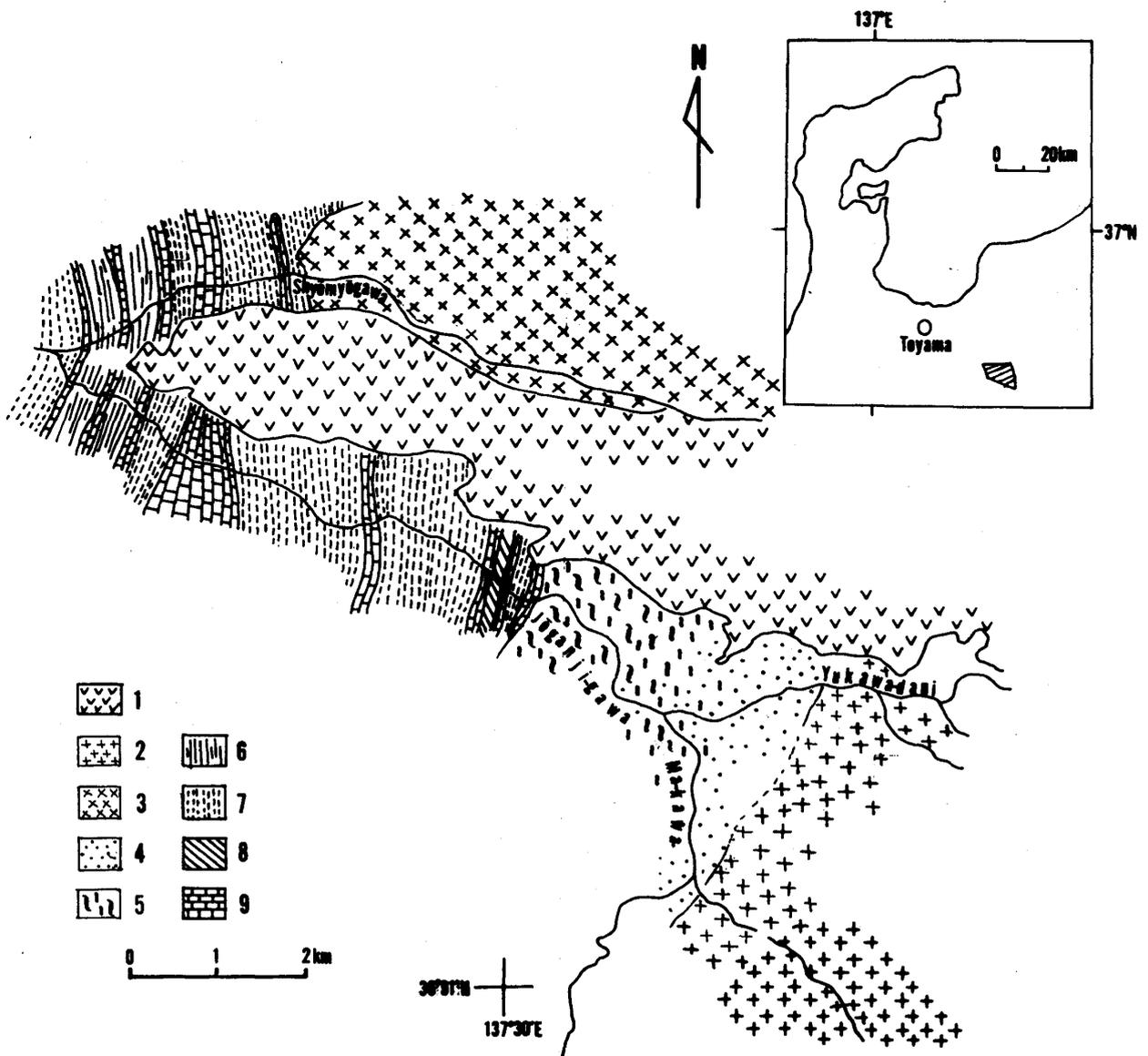


図1 常願寺川上流地域の地質図(花崗岩体、火山岩類の分布は藤井ほか, 1970に基づく). 1: 第4紀火山岩類, 2: 船津型花崗岩, 3: 下之本型花崗岩, 4: 片麻状花崗岩, 5: 眼球片麻岩, 6: 角閃石片麻岩, 7: 石英長石質, 泥質片麻岩の互層, 8: 泥質片麻岩, 9: 大理石層

この論文の目的は、当地域の変成岩・花崗岩中のカリ長石三斜度を調べ、当地域の変成岩・花崗岩の熱的および構造的歴史を明らかにすることである。

2. 地質および変成作用

常願寺川上流地域は、変成岩類と火成岩類から成る(図1)。変成岩類は片麻岩・ミグマタイト質花崗岩、眼球片麻岩・片麻状花崗岩からなり、火成岩類は、下之本型・船津型花崗岩および第四紀の火山岩類から成る。下之本型花崗岩は、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩帯に貫入し、船津型花崗岩は眼球片麻岩・片麻状花崗岩と密接に伴って存在する。

これらの岩石は、第四紀の火山岩類に覆われている。

片麻岩は、泥質、石英長石質、塩基性又は石灰質である。これらの片麻岩は、塩基性岩では褐色ホルンブレンド-単斜輝石-黒雲母-斜長石、泥質岩ではザクロ石-黒雲母-単斜輝石-斜長石、石灰質岩では珪灰石-ザクロ石-単斜輝石-方解石等の組み合わせで表される角閃岩相高温部の変成作用を受けたと考えられる。

ミグマタイト質花崗岩は、優白質花崗岩と石灰質岩に密接に伴う“伊西閃長石”(石英モンゾニ岩~閃緑岩の組成)から成り、これらは、片麻岩中に脈、岩脈又はプール状に存在する。

これらの片麻岩・ミグマタイト質花崗岩は、次のような後退変成作用を部分的に受けた。即ち、褐色ホルンブレンドの周辺部の青緑色化、黒雲母の緑泥石化、斜長石のソーシユール化、緑れん石・緑泥石による角閃石の交代、石英の波動消光、斜長石双晶のゆがみ、角閃石の変形等々である。

片麻岩・ミグマタイト質花崗岩は、東側でカリ交代作用により眼球片麻岩に変化している。

眼球片麻岩は、片麻岩との境付近では、カリ長石斑晶の発達した粗粒片麻岩であるが、東に行くにしたがって細粒になり、片麻状花崗岩となる。そして、船津花崗岩に移化する。

眼球片麻岩・片麻状花崗岩には、褐色ホルンブレンドも存在するが、多くは、青緑色ホルンブレンドに変化しているか、又は緑泥石・緑れん石に交代されている。黒雲母の多くも、緑泥石に交代されている。

これらの岩石は、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩に比べて、斜長石双晶のゆがみや石英の波動消光等の変形作用を強く受け、又割れ目を緑泥石・方解石・緑れん石等でうめている。

下之本型花崗岩は、北部に分布し、主に角閃石・黒雲母・斜長石・石英から成る石英閃緑岩である。この岩石は、まれに、カリ交代作用によるカリ長石を含む花崗閃緑岩質の組成を示す。さらにこの岩石には船津型花崗岩に密接に伴うと思われる数cm~数10cmの幅のアプライト質又はペグマタイト質脈が多く存在する。

この岩石は、片麻岩と同じように、角閃石の緑泥石・緑れん石による交代、黒雲母の緑泥石化、斜長石双晶のゆがみ、石英の波動消光等の後退変成作用を受けている。

船津型花崗岩は、角閃石・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英から成る花崗岩である。

この岩石も、角閃石の緑れん石・緑泥石による交代、黒雲母の緑泥石化、石英の波動消光等後退変成作用を部分的に示す。

3. カリ長石の三斜度

1) 方法

収集した岩石は、石英長石質片麻岩、伊西閃長岩、優白質花崗岩、眼球片麻岩、片麻状花崗岩、下之本型花崗岩中の花崗閃緑岩質の岩石およびアプライト質又はペグマタイト質脈岩、そして船津型花崗岩である。

各岩石について、カリ長石の三斜度が、その岩石の平均値を表すように、岩石の異なる部分からいくつかの切片を作る。それを粉碎・混合し、粗粒の岩石では48-100メッシュ、細粒のものでは100-150メッシュの粉末30-80gを作る。これを電磁分離器にかけ、有色鉱物を除去した後、クレリチ溶液でカリ長石を分離した。

カリ長石のX線回折実験については、それぞれの粉末試料に対してCuK α 線を用い、 $2\theta=31^{\circ}-29^{\circ}$ の区間を記録した。

2) 型の分類

GOLDSMITH and LAVES (1954a, b)は、カリ長石の三斜度を131と131のピーク間隔の違いの測定に

より決定できることを示し、三斜度 $\Delta = 12.5 (d_{131} - d_{\bar{1}31})$ で定義した。しかしながら、当地域のカリ長石の多くは、131 と $\bar{1}31$ のブロードピークによって特徴づけられる。従って、FUJIYOSHI (1984)による便宜的基準を用いて、131 と $\bar{1}31$ ピーク・パターンの型分類を行なった。I-IV型は、131 ピークの高さ 1/2 と 1/3 のところの幅 (それぞれを a, b とする) を用い、IV-VIII型は、131 と $\bar{1}31$ の 2 ピークの高さの平均 (c) と 2 ピーク間のブロードピーク又は 2 ピーク間の谷間の高さ (d) との比 (d/c) を用いて、次のように分類した。即ち、I 型は $a < 0.25^\circ(2\theta)$ と $b < 0.39^\circ(2\theta)$ 、II 型は $a = 0.25 - 0.39^\circ(2\theta)$ と $b = 0.39 - 0.50^\circ(2\theta)$ 、III 型は $a = 0.39 - 0.64^\circ(2\theta)$ と $b = 0.50 - 0.75^\circ(2\theta)$ 、IV 型は $a > 0.64^\circ(2\theta)$ と $b > 0.75^\circ(2\theta)$ および $d/c > 0.80$ 、V 型は $d/c = 0.80 - 0.50$ 、VI 型は $d/c = 0.50 - 0.30$ 、VII 型は $d/c = 0.30 - 0.15$ 、そして VIII 型は $d/c = 0.15 - 0.00$ とする。当地域に存在する型は I-VII であり、その回折パターンの特徴は、図 2 に示した。

3) 常願寺川上流地域のカリ長石三斜度の結果

当地域の 87 個の岩石から得られたカリ長石の試料について、X線回折による三斜度の測定結果を図 3 に示した。図 3 では、I 型は白抜きとし、II から VII 型へと内部黒円を大きくした (図 2 参照)。

当地域のカリ長石の三斜度は、東部の船津型花崗岩 (I・II 型) 以外は、I-VII 型までまざりあうランダムな分布を示す (図 3)。片麻岩・ミグマタイト質花崗岩、眼球片麻岩・片麻状花崗岩、下之本型花崗岩および船津型花崗岩のカリ長石三斜度のより詳しい特徴を調べるため、各々の型と Δ 値の頻度分布を図 4 と図 5 に示した。その特徴は、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩については、II 型が多い。眼球片麻岩・片麻状花崗岩については、II 型が少なく、III・IV・VI 型が多い。下之本型花崗岩については、II・III・IV 型が多い。これらの型頻度分布に対応して、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩の Δ 値は、0.51-0.81 (平均, 0.66)、眼球片麻岩・片麻状花崗岩の Δ 値は、0.64-0.97 (平均, 0.88)、下之本型花崗岩の Δ 値は、0.66-0.80 (平均, 0.74) である。

当地域の全体のカリ長石三斜度についての型と Δ 値の頻度分布は、図 6 と図 7 に示した。

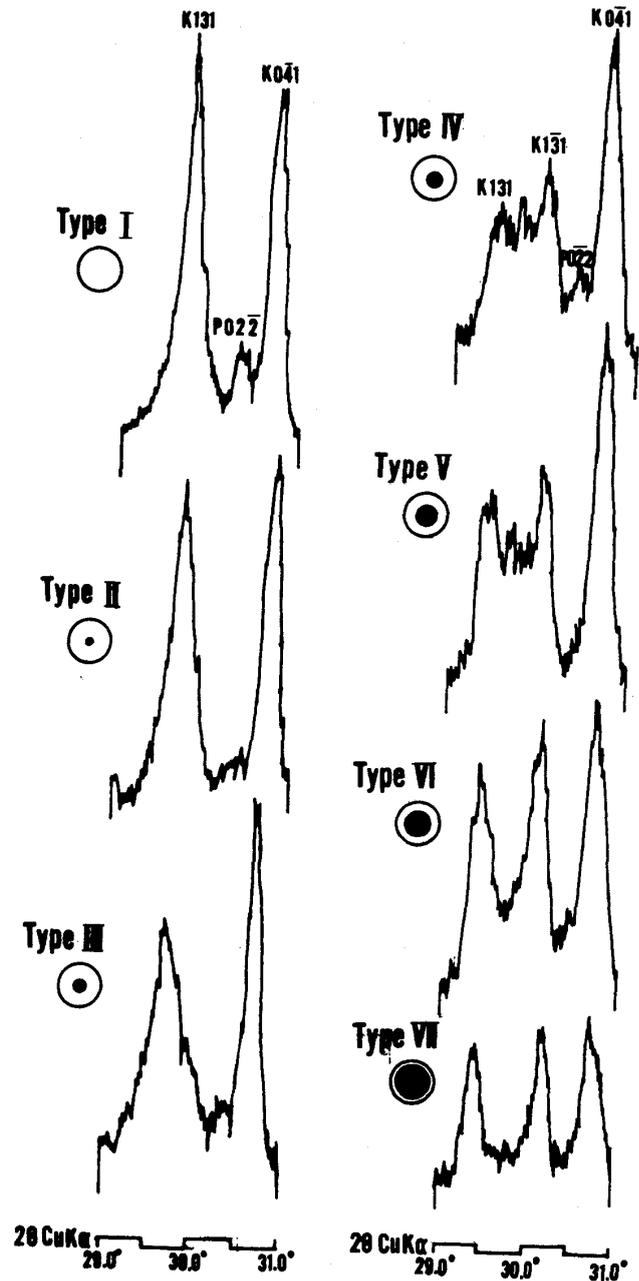


図2 常願寺川上流地域に見出される7つの型のカリ長石三斜度の131と $\bar{1}31$ の回折パターン例(型分類は本文参照)。P, Kは、斜長石、カリ長石のそれぞれの反射面を表わす

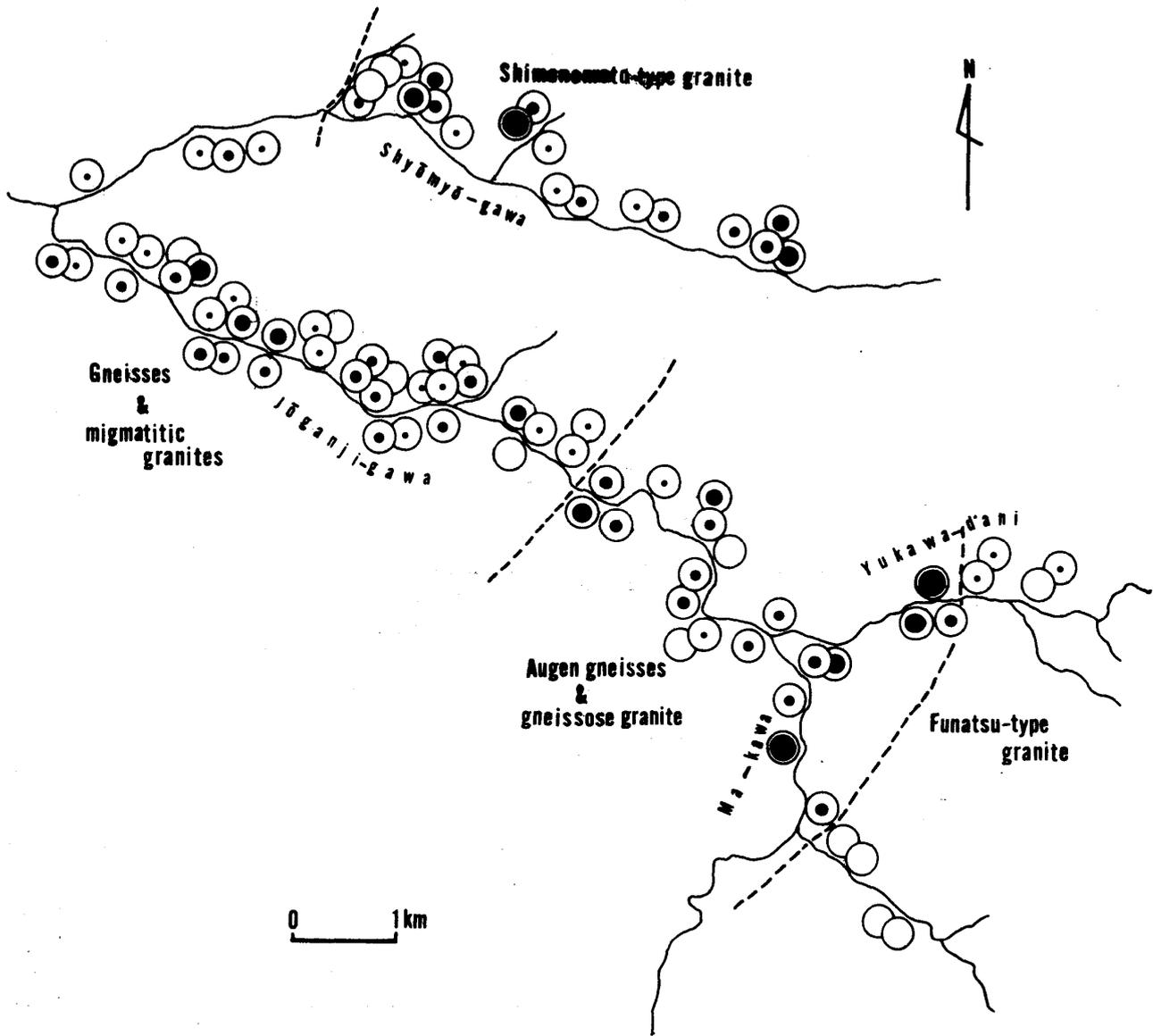


図3 常願寺川上流地域のカリ長石三斜度の分布図。I型は白丸で、II型からVII型への変化は内部黒円の半径増により表示(図2参照)。破線は片麻岩・ミグマタイト質花崗岩、下之本花崗岩および船津型花崗岩の境界を示す

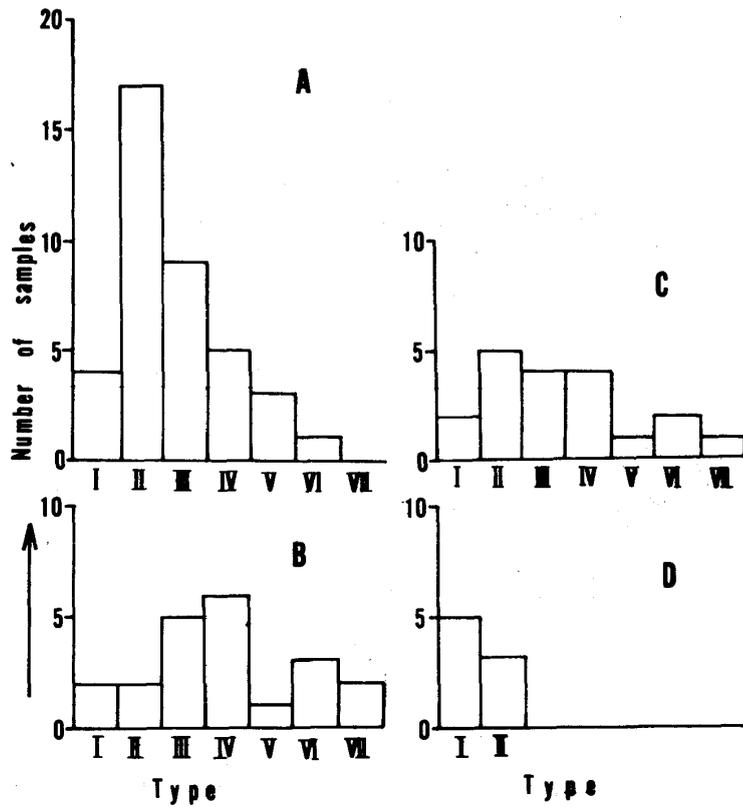


図4 常願寺川上流地域の片麻岩・ミグマタイト質花崗岩(A), 眼球片麻岩・片麻状花崗岩(B), 下之本型花崗岩(C), 船津型花崗岩(D)についての型頻度分布

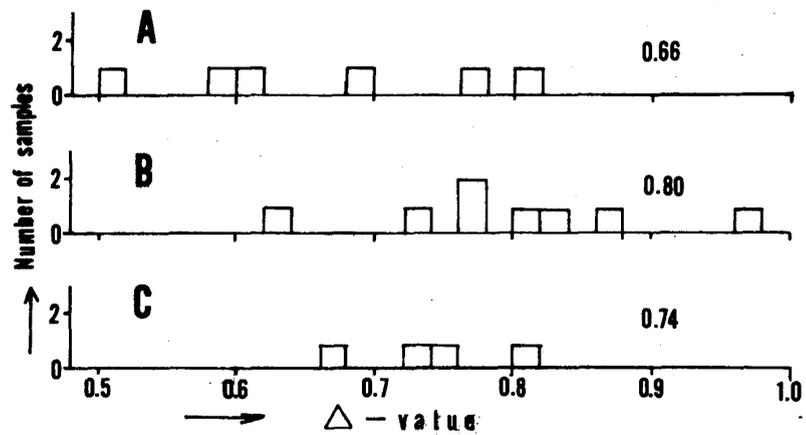


図5 常願寺川上流地域の片麻岩・ミグマタイト質花崗岩(A), 眼球片麻岩・片麻状花崗岩(B), 下之本型花崗岩(C)についてのΔ値頻度分布. 各々の右端の数字は平均値を示す

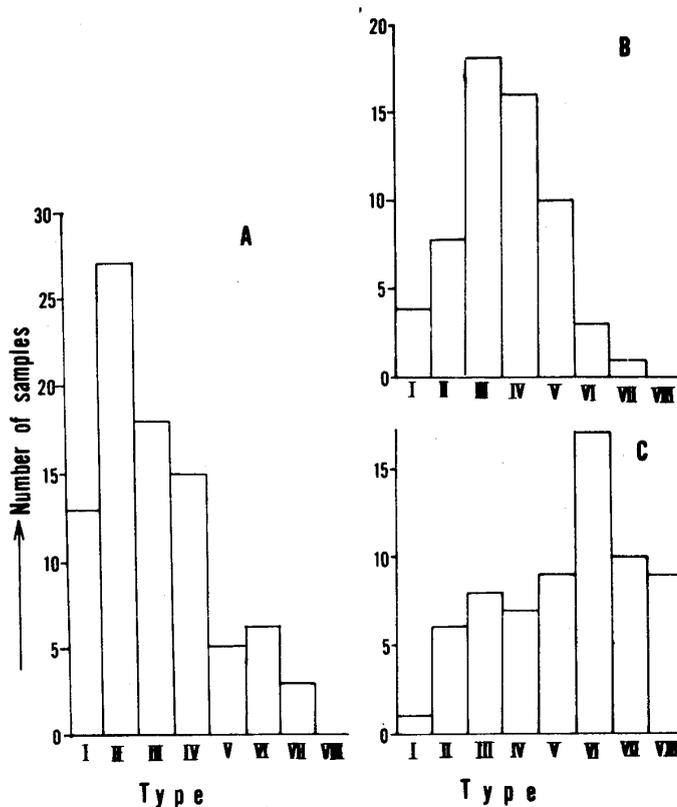


図6 常願寺川上流(A), 和田川(B)および早月川上流(C)地域の変成岩・花崗岩についての型頻度分布. 和田川と早月川上流地域はそれぞれ藤吉・丸山(1984)と FUJIYOSHI (1984) から引用.

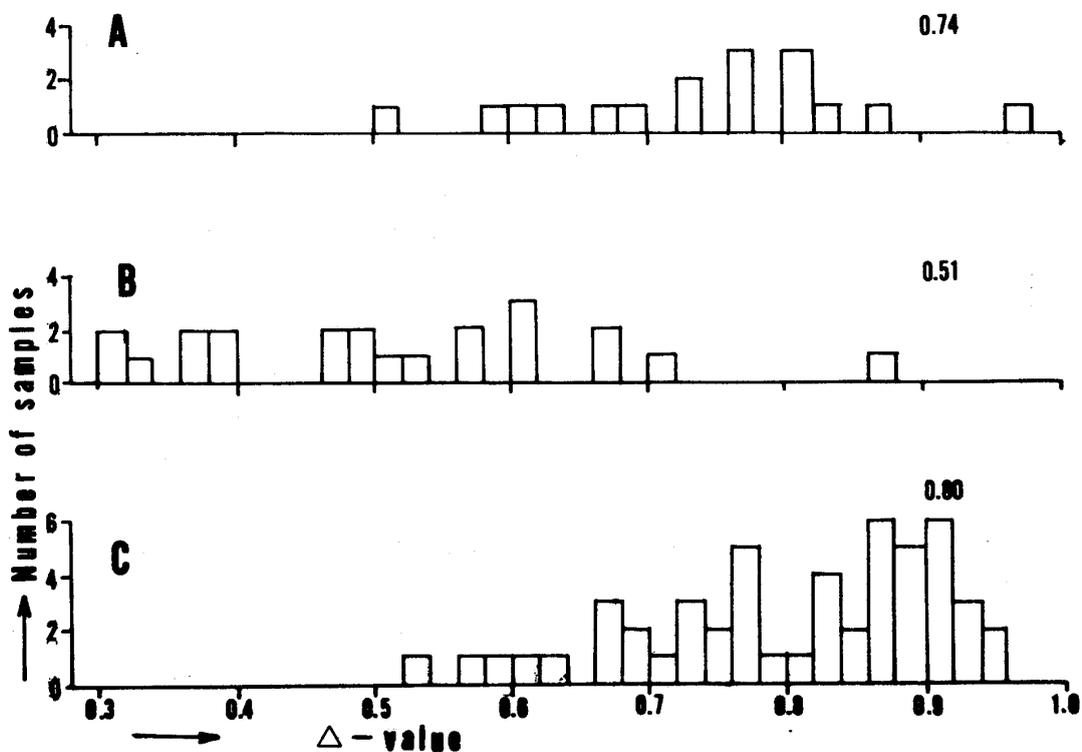


図7 常願寺川上流(A), 和田川(B)および早月川上流(C)地域の変成岩・花崗岩についての Δ 値頻度分布. 各々の右端の数字は平均値を示す. 和田川と早月川上流地域はそれぞれ藤吉・丸山(1984)と FUJIYOSHI (1984) から引用.

4. 顕微鏡下の観察

カリ長石のX線回折の結果と光学的性質の関係を明らかにするために、カリ長石のX線測定に用いた岩石の薄片を作り、カリ長石の組織を調べた。

片麻岩・ミグマタイト質花崗岩のカリ長石組織に関して、2つの異なる変化が観察される。一つは、ほとんどパーサイト組織を示さない(図版 1-C)又はストリングパーサイト組織を示すカリ長石から後のアルバイト相増加による脈状、ハッチ状等のパーサイト組織の発達を示すカリ長石(図版 1-A, B)への変化である。もう一つは、非双晶のカリ長石から格子状双晶の発達を示すカリ長石への変化である。格子状双晶の発達の仕方については、結晶の境界から発達したもの(図版 1-D)もあるが、多くは結晶内でランダムに発達している(図版 2-A, B, C, D)。

シャープなI型の岩石では、非双晶で、非パーサイト又はストリングパーサイト組織を示すカリ長石が多く、脈状等のパーサイト組織や格子状双晶の発達したカリ長石は少ない。一方、IIからVI型の岩石では、脈状、パッチ状等のパーサイト組織の発達を示すカリ長石が多くなるか、又は、格子状双晶の発達を示すカリ長石が多くなるかである。多くの岩石では、両方の発達を示す場合が多い。

眼球片麻岩・片麻状花崗岩のカリ長石については、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩のカリ長石と同じように、非パーサイト又はストリングパーサイト組織を示すカリ長石から後のアルバイト相増加による脈状等パーサイト組織の発達を、および非双晶から格子状双晶の発達を示すカリ長石への2つの変化が観察される。すなわち、I型では、非双晶で、非パーサイト又はストリングパーサイト組織を示すカリ長石が多い。IIからVII型岩石では、脈状、パッチ状等のパーサイト組織の発達を示すカリ長石が多くなるか、又は格子状双晶の発達したカリ長石が多くなるか、あるいは両方が多くなるかである。格子状双晶の発達の仕方について、やはり結晶の境界からの発達を示すカリ長石と結晶内でランダムな発達を示すものと観察されるが、多くは後者である。

下之本型花崗岩のカリ長石については、アプライト質又はペグマタイト質脈岩のカリ長石は、後のア

ルバイト相増加によるパーサイト組織の発達を示さず、非双晶から格子状双晶の発達を示すのみである。I型の岩石では非双晶のカリ長石が多く、II-VII型では格子状双晶のカリ長石が多くなる。一方、花崗閃緑岩質のII・III型の岩石では、カリ長石は、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩および眼球片麻岩・片麻岩状花崗岩中のカリ長石と同様の変化を示す。すなわち、非パーサイト組織からの脈状、パッチ状等のパーサイト組織の発達と非双晶からの格子状双晶の発達との両方の変化である。格子状双晶の発達の仕方については、結晶境界からの発達を示すカリ長石と結晶内でランダムな発達を示すカリ長石の両方が観察されるが、多くは後者である。

船津型花崗岩のカリ長石の変化は、非双晶から格子状双晶への変化を示す。すなわち、II型の岩石では、格子状双晶を示すカリ長石が、I型の岩石より多く存在する。格子状双晶の発達の仕方については、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩等と同様である。パーサイト組織は、II型の岩石の斑状変晶の大きいカリ長石では顕著であるが、他のカリ長石ではあまり顕著でない。

5. 考 察

(1)片麻岩・ミグマタイト質花崗岩のカリ長石は、I型からVI型まで存在する。I型では、非双晶で、パーサイト組織を示すか、又はストリングパーサイト組織を示すカリ長石が多く存在し、II-VI型では、アルバイト相増加による脈状、パッチ状等のパーサイト組織又は格子状双晶の発達を示すカリ長石が多く存在する。(2)当地域の片麻岩・ミグマタイト質花崗岩は、最初角閃岩相高温部の変成作用を受け、後に後退変成作用を受けたことを示している。(3)角閃岩相高温部の変成作用で、単斜晶系のカリ長石が安定に形成されることが、多くの地域で報告されており(例えば、DIETRICH, 1962; BUDDING, 1968; FUJIYOSHI, 1970; HIPPLE, 1971; GUIDOTTI *et al.*, 1973), さらに、それより低い変成度の角閃岩相の紅柱石帯・珪線石帯で、単斜晶系のカリ長石(I型)が安定に存在することが、中部地方領家変成帯本宮山地域から報告されている(藤吉・伊藤, 1983)。これらのことを考えると、当地域でも、最初に角閃岩相

高温部の変成作用で、非双晶で、パーサイト組織を示さないか又はストリングパーサイト組織を示すI型のカリ長石が形成されたと考えられる。脈状、パッチ状等のパーサイト組織、又は格子状双晶の発達を示すII-VI型のカリ長石は、後の後退変成作用により形成されたと推測される。後の花崗岩体貫入による後退熱変成作用又は後退動力変成作用により、I型のカリ長石からパーサイト組織又は格子状双晶の発達を示すより三斜晶系的カリ長石への変化は、いくつかの地域から報告されており(例えば、FUJIYOSHI, 1970; 藤吉・大沼, 1982), 上記考えを支持すると思われる。

眼球片麻岩・片麻状花崗岩のカリ長石は、IからVII型まで存在する。I型の岩石では、非双晶で、パーサイト組織を示さないか又はストリングパーサイト組織を示すカリ長石が多く存在し、II-VII型の岩石では、アルバイト相の増加による脈状等のパーサイト組織又は格子状双晶の発達したカリ長石が多くなる。眼球片麻岩・片麻状花崗岩は、褐色ホルンブレンドの存在で示されるように、高温下の交代変成作用で形成され、後に後退変成作用を受けている。従って、これらの岩石も、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩と同じように、最初に非双晶で、パーサイト組織を示さないか又はストリングパーサイト組織を示すI型カリ長石が形成され、後退変成作用で、脈状等のパーサイト組織又は格子状双晶の発達を示すII-VII型のカリ長石が形成されたと推測される。

下之本型花崗岩のカリ長石も、IからVII型まで存在する。I型の岩石では、非双晶で、ほとんどパーサイト組織を示さないカリ長石が多い。II・III型の花崗閃緑岩質岩では、脈状等のパーサイト組織と格子状双晶の発達を示すカリ長石が多くなる。II-VII型のアプライト質又はペグマタイト質脈岩では、格子状双晶の発達を示すカリ長石が多くなる。下之本型花崗岩も、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩と同じように、後退変成作用を示すことから、この花崗岩についても、最初非双晶で、非パーサイト組織のI型のカリ長石が形成され、後退変成作用により格子状双晶又はパーサイト組織を示すII-VII型が形成されたと思われる。

船津型花崗岩のカリ長石は、I・II型である。I

型の岩石では、非双晶で、ほとんどパーサイト組織を示さないカリ長石が多く、II型の岩石では格子状双晶を示すカリ長石が多くなる。船津型花崗岩も後退変成作用を示す。従って、この花崗岩でも、最初非双晶で、ほとんどパーサイト組織を示さないI型カリ長石が形成され、後に主に格子状双晶を示すII型のカリ長石が形成されたと思われる。

当地域の後退変成作用による単斜晶系(I型)から三斜晶系的カリ長石(II-VII型)への変化について、2つのカリ長石組織の変化が観察される。一つは、アルバイト相増加による脈状等のパーサイト組織の発達であり、もう一つは、格子状双晶の発達である。パーサイト組織の発達による三斜晶系的カリ長石への変化は花崗岩の貫入による後退熱変成作用に基づくことが、すぐ南側の和田川地域(藤吉・丸山, 1984), 北側の早月川上流地域(FUJIYOSHI, 1970)そして領家帯の本宮山地域(藤吉・伊藤, 1983)から報告されている。又、当地域には2つの貫入岩体(下之本型・船津型花崗岩体)が存在する。従って、当地域の後のアルバイト相の増加による脈状等のパーサイト組織の発達を示すカリ長石の形成は、下之本型花崗岩又は船津型花崗岩の貫入による後退熱変成作用に基づくと推測される。

当地域の片麻岩・ミグマタイト質花崗岩の後の脈状等のパーサイト組織の発達を示すカリ長石に関しては、下之本型花崗岩体の分布からこの花崗岩の貫入の影響によると考えられるかもしれない。下之本型花崗岩中の脈岩より早期にカリ交代作用で形成されたと考えられる花崗閃緑岩質岩のカリ長石が、脈状等のパーサイト組織の発達を示すこと、および船津型花崗岩と密接に関係するが、岩体の貫入より早期のカリ交代作用で形成されたと考えられる眼球片麻岩・片麻状花崗岩のカリ長石が、同様に脈状等のパーサイト組織の発達を示すことは、これらのパーサイト組織の発達を示すカリ長石の形成が船津型花崗岩の貫入による後退熱変成作用に基づくと推測される。典型的船津型花崗岩およびこの花崗岩の貫入と同時期に形成されたと思われる下之本型花崗岩中のアプライト質又はペグマタイト質脈岩のカリ長石が、後の脈状等のパーサイト組織の発達を示さないことは、上記推測を支持するだろう。このように下

之本型花崗岩への船津型花崗岩の貫入の影響を考えると、当地域の片麻岩・ミグマタイト質花崗岩の脈状等のパーサイト組織の発達を示すカリ長石の形成は、下之本型花崗岩のみならず、船津型花崗岩の貫入の影響も受けているかもしれない。

格子状双晶を示すカリ長石は、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩、眼球片麻岩・片麻状花崗岩、下之本型花崗岩、そして船津型花崗岩にも見出されることから、この格子状双晶を示すカリ長石の形成作用は、船津型花崗岩の貫入後まで続いたことを示す。当地域の片麻岩・ミグマタイト質花崗岩、眼球片麻岩・片麻状花崗岩、下之本型花崗岩および船津型花崗岩において、雲母の緑泥石化や石英の波動消光等で示される後退動力変成作用が観察されることから、上記作用はこの変成作用に対応すると思われる。

飛驒変成帯東部岩体では、船津型花崗岩体の貫入時から固結後のある時期まで続いた後退変形変成作用により格子状双晶のカリ長石が広く形成されていることが報告されている(FUJIYOSHI, 1984)。当地域の格子状双晶のカリ長石を形成した後退動力変成作用は、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩をはじめ、眼球片麻岩・片麻状花崗岩、そして下之本型花崗岩中の船津型花崗岩の貫入に伴うアプライト又はペグマタイト質岩脈・船津型花崗岩にも観察されることから、当地域の後退動力変成作用は、東部岩体で観察される後退動力変成作用と同時期の一連のものとして推測される。

カリ長石の結晶中の格子状双晶の発達の方法に関して、ESKOLA (1952)は二つの異なる過程を指摘している。一つは、ペグマタイトや花崗岩に観察される結晶境界からの発達であり、もう一つは結晶内でのアランダムな発達である。領家変成帯佐久間湖地域の片麻岩・古期花崗岩が、新期花崗岩の貫入による後退熱変成作用により、前者の方法で変化したことが観察されている(藤吉・小林, 1984)。

当地域のカリ長石結晶中の格子状双晶の発達の仕方は、結晶の境界から発達したもの(図版1-D)と結晶内でランダムに発達したもの(図版2-A, B, C, D)と両方存在する。しかしながら、前者の発達の仕方は、佐久間湖地域のものと比べるとあまり顕著ではなく、当地域の多くのカリ長石は、後者の仕方、す

なわち、結晶内でランダムな格子状双晶の発達の仕方を示す。これは、後にランダムな格子状双晶を形成する作用を受けたため前者の仕方の上に後者の発達の仕方が加わったことによると思われる。

当地域のカリ長石の格子状双晶の二つの異なる発達の仕方は、前述した当地域の二つの後退変成作用に対応していると思われる。すなわち、アルバイト相等結晶の境界からの発達を示す格子状双晶の形成は、下之本型又は船津型花崗岩体の貫入による後退熱変成作用に基づき、結晶中にランダムな発達を示す格子状双晶の形成は、後退動力変成作用に基づくと思われる。これらは、特に後退動力変成作用によるランダムな格子状双晶の発達の仕方は、ESKOLA (1952)の、ランダムな発達は変形作用に関係するという指摘の良い証拠を提供しているだろう。

FUJIYOSHI (1984)は、カリ長石三斜度の型および Δ 値の頻度分布がその地域の後退変成作用の影響の程度を明らかにするのによい指標であることを示した。当地域の片麻岩・ミグマタイト質花崗岩、下之本型花崗岩、眼球片麻岩・片麻状花崗岩のカリ長石三斜度の型頻度分布を比べると、上記順序でII型が減少し、VI・VII型が増加している(図4)。 Δ 値は、各平均値に示されるように、型の頻度分布に対応して、上記順序で増加している(図5)。このことは、眼球片麻岩・片麻状花崗岩がこれらの岩石の内で、後退変成作用を最も強く受けたことを示しているだろう。これは、眼球片麻岩・片麻状花崗岩が緑泥石・緑れん石の形成、斜長石の変形等の後退変成作用を強く受けていることとよく一致している。また、当地域の片麻岩・花崗岩のカリ長石三斜度の全体型の Δ 値頻度分布を、近接する和田川地域・早月川上流地域の片麻岩・花崗岩のものと、図6, 7に比較した。図の頻度分布が示すように、当地域の後退変成作用は、和田川地域と同じように東部岩体早月川上流地域のものより弱かったことを、カリ長石の三斜度の結果は示唆しているだろう。又、当地域では型VI・VIIおよび大きい Δ 値が和田川地域より多いことは後退変成作用が早月川から和田川へと弱くなったことを示しているかも知れない。

謝 辞

この研究を進めるにあたり、静岡大学理学部地球

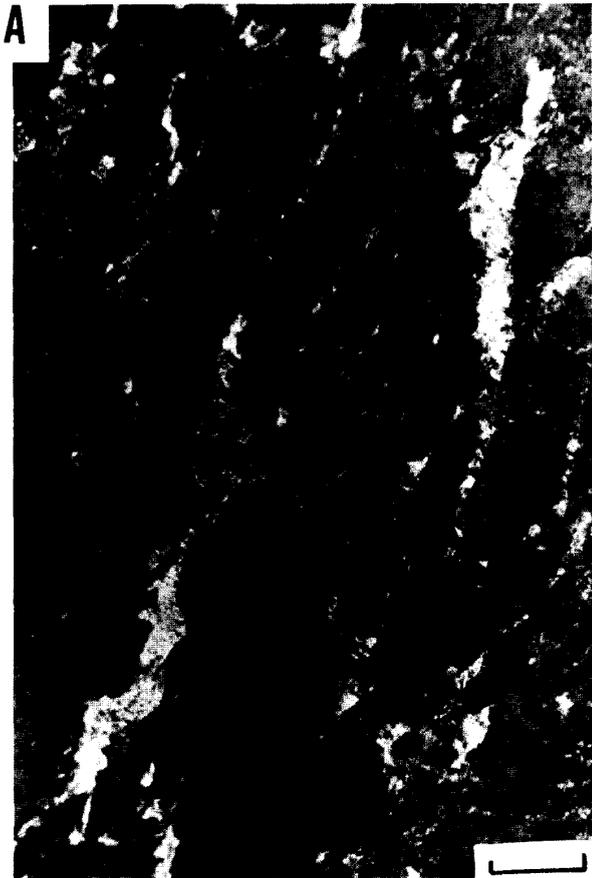
科学教室の長沢敬之助教授に数々の御助言をいただいた。又、原稿の査読を静岡大学理学部地球科学教室の黒田直助教授にお願いした。野外調査に際しては、富山営林署常願寺川治山事業所の職員の方々に多大の便宜をはかっていただいた。これらの方々に厚く謝意を表します。

文 献

- BUDDING, A. J. (1968), Alkali feldspars from gneisses and granites of the Vastervik area, SE. Sweden. *Geol. Fören. Stock. Förh.*, **90**, 504-518.
- DIETRICH, R. V. (1962), K-feldspar structural states as petrogenetic indicators. *Norsk Geol. Tidsskr.*, **42**, Feldspar Volume, 394-414.
- ESKOLA, P. (1952), On the granulites of Lapland. *Amer. Jour. Sci. Bowen Volume*, 133-171.
- 藤井昭二・相馬恒雄・大塚寅雄・近藤善教・小川健三・坂本清次(1970), 富山県地質図。富山県。
- FUJIYOSHI, A. (1970), Potassium feldspars from gneisses and granites in the upper Hayatsuki-gawa area, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **18**, 1-26.
- (1984), The obliquity of K-feldspar from schists, gneisses and granites in the northeastern part of the Hida metamorphic belt, central Japan. *Miner. Mag.*, **48**, 53-63.
- 藤吉 瞭・中川正久(1978), 富山県片貝川上流地域の片麻岩, 片麻岩および花崗岩中のカリ長石の三斜度。地質雑, **84**, 359-369.
- ・大沼久恵(1982), 富山県布施川上流, 黒部川下流域の片麻岩, 片麻岩, 花崗岩中のカリ長石の三斜度: 地質学論集, 第21号, 25-35.
- ・伊藤寿美(1983), 愛知県本宮山地域の領家変成帯の片麻岩, 片麻岩, 花崗岩中のカリ長石の三斜度および赤外吸収データ。岩鉱, **78**, 376-382.
- ・丸山和彦(1984), 富山県和田川地域の片麻岩および花崗岩からのカリ長石の三斜度。地質雑(印刷中)。
- ・小林 啓(1984), 中部地方佐久間湖地域の領家変成帯の片麻岩, 花崗岩中のカリ長石の三斜度。岩鉱(投稿中)。
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954a), The microcline-sanidine stability relations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **5**, 1-19.
- and ———(1954b), K-feldspar structurally intermediate between microcline and sanidine. *Ibid.*, **6**, 110-118.
- GUIDOTTI, C. V., HERD, H. H. and TUTTLE, C. L. (1973), Composition and structural state of K-feldspars from K-feldspar + sillimanite grade rocks in northwestern Maine. *Amer. Miner.*, **58**, 705-716.
- HIPPLE, D. L. (1971), Study of the structural state and composition of feldspars of the Bedford Augen Gneiss, New York. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 3212-3220.
- NILSSEN, B. and SMITHSON, S. B. (1965), Studies of the precambrian Herefoss granite (K-feldspar obliquity). *Norsk Geol. Tidsskr.*, **45**, 367-396.

図版 1 常願寺川上流地域の変成岩・花崗岩中のカリ長石の顕微鏡写真(直交ニコル)。スケールは 0.1mm を示す。

- A : ストリングパーサイト組織中に脈状アルバイト相の発達を示すカリ長石
- B : ストリングパーサイト組織中にパッチ状アルバイト相の発達を示すカリ長石
- C : ほとんどアルバイト相および格子状双晶の部分を含まないカリ長石
- D : 結晶の境界から萌芽的な格子状双晶の発達を示すカリ長石



図版 2 常願寺川上流地域の変成岩・花崗岩中のカリ長石の顕微鏡写真(直交ニコル). スケールは $0.1mm$ を示す.

A, B, C, Dは, 汚染されたカリ長石中にランダムに格子状双晶の発達を示すカリ長石

