

中部地方水窪地域の中央構造線沿いの圧碎岩類

藤吉 瞭¹・岡田直樹¹・横井和好¹・楠 賢司¹・坂本隆典¹

Mylonitic rocks along the Median Tectonic Line in the Misakubo area, central Japan

Akira FUJIYOSHI¹, Naoki OKADA¹, Kazuyoshi YOKOI¹,
Kenji KUSUNOKI¹ and Takanori SAKAMOTO¹

Abstract The Ryoke metamorphic and granitic rocks along the Median Tectonic Line (MTL) in the Misakubo area consist of gneisses, migmatitic granites and mylonitic rocks. The gneisses are mainly pelitic, psamitic and siliceous. The migmatitic granites are leucocratic, and occur as veins or dyke-like forms ranging from a few centimeters to several tens of centimeter in the fine-grained gneisses. These rocks were metamorphosed under moderate to higher temperature part of the amphibolite facies. The mylonitic rocks are close to the MTL and consist of mylonitized fine-grained gneisses, K-feldspar porphyroblast mylonite gneisses (mylonitized migmatitic granites) and mylonitized diorite or quartz-diorite.

Based on the observation of progressive shearing and mylonitic fabrics under the microscope, pelitic, psamitic fine-grained gneisses and migmatitic granites are classified into seven types: A, without shear bands and mylonitic textures; From AB to B, increasing shear bands (shear band type of deformation); From BC through C to CD and D, protomylonitic texture to blastomylonitic textures (mylonite type of deformation).

The distribution of these types for the pelitic, psamitic gneisses and migmatitic granites in this area are as follows. From west toward the MTL the change of types are irregular. However, types C, CD and D are abundant close to the MTL. Furthermore, types C, CD and D occur considerably in the northern part, but they are nearly absent in the southern part of the area.

The unzonal structure of the type distribution along the MTL might support the view of Yamamoto and Masuda (1990), that mylonite zone formed prior to the formation of the MTL.

Key words: mylonitic rocks, type classification, irregular type distribution, Median Tectonic Line, unzonal structure

はじめに

水窪地域での領家変成岩類は、中央構造線沿いに帶状に分布し、それらを端山ほか（1963）は、ホルンフェルスと火成源マイロナイトに分類した。藤吉（1974）は、ホルンフェルスが泥質、砂質、珪質、石灰質からなる細粒片麻岩類であることを示した。

圧碎岩については、端山ほか（1963）の火成源マイロナイトは閃綠岩質のものを指したが、それ以外に当地域の変成岩中に存在するミグマタイト質花崗岩が圧碎化しているのが見出された（増田ほか, 1986；山本・増田, 1990；藤吉ほか, 1998）。さらに、火成岩源の岩石だけでなく、泥質、砂質、珪質、石灰質の片麻岩類が、圧碎化を受けていることが指摘された（藤吉, 1974；藤吉・小

¹静岡大学教育学部地学教室, 422-8529 静岡市駿河区大谷 836.

Geological Institute, Faculty of Education, Shizuoka University, 836 Oya, Surugaku, Shizuoka 422-8529, Japan.
E-mail: edafuji@ipc.shizuoka.ac.jp

林, 1988; 山本・増田, 1990; 藤吉ほか, 1998). 従って、圧碎岩は、堆積岩源の種々の組成からなる片麻岩類の圧碎岩と、火成源の閃緑岩質とミグマタイト花崗岩質圧碎岩から成る。

当地域を含む中部地方西部において、中央構造線に沿って圧碎岩類が帶状に分布することが、端山ほか (1963) 及び原ほか (1977) により報告されている。さらに、高遠地域では中央構造線に沿って、圧碎岩化の程度の変化が中央構造線に沿って帶状分布することが示された (高木, 1984)。それに対して、当地域では圧碎岩類の水平分布が面構造解析から指摘され、現在の中央構造線はその岩帯を切っていることが提起されている (1990)。

従って、当論文の目的は、当地域に広く分布する泥質・砂質片麻岩および片麻岩中に比較的広く豊富に存在するミグマタイト質花崗岩を変形の程度により分類し、その分布の特徴及び中央構造線との関係を明確にすることである。

地質概説及び岩石の簡単な記載

水窪地域の領家變成岩類は、西側で領家花崗岩体、東側で中央構造線で境されて、幅約 2 km で中央構造線沿いに帶状分布する (図 1)。中央構造線の東側には、水窪以南では三波川結晶片岩が分布し、水窪以北では、三波川帯が欠如して非変成の堆積岩が中央構造線と接している

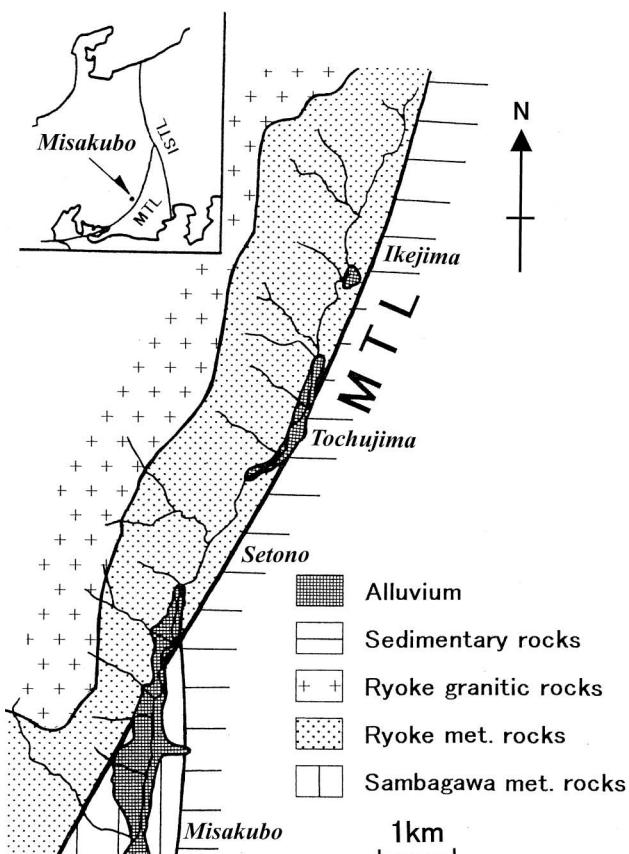


図 1 水窪地域の地質概略図(山田ほか(1974)及び山本・増田(1990)に基づく)。

Fig. 1 Simplified geological map of the Misakubo area after Yamada et al. (1974) and Yamamoto & Masuda (1990).

(端山ほか, 1963; 山田ほか, 1974; Hayama & Yamada, 1980)。

花崗岩体は、黒雲母角閃石英閃緑岩で、天童峠花崗岩と領家變成岩類の間に南北に存在する。これは新城石英閃緑岩と同じ時期に貫入した花崗岩体で古期花崗岩類に属するが、この岩体に接してこの地域に広く分布し、斑状結晶により特徴付けられる天童峠花崗岩よりは新期である (山田ほか, 1974)。

領家變成岩類は、片麻岩類、圧碎岩類から成る。

片麻岩類は、一般的には細粒、大部分は細粒片麻岩であり、そして泥質、砂質、珪質片麻岩と結晶質石灰岩から成る。それらの各岩石の分布は、図 2 に示した。実際には、泥質と砂質片麻岩及び泥質と珪質片麻岩の多くはそれぞれ互層している。図 2 では、卓越している方を表示した。結晶質石灰岩は極少量産出するのみであり、図 2 では表示されない。

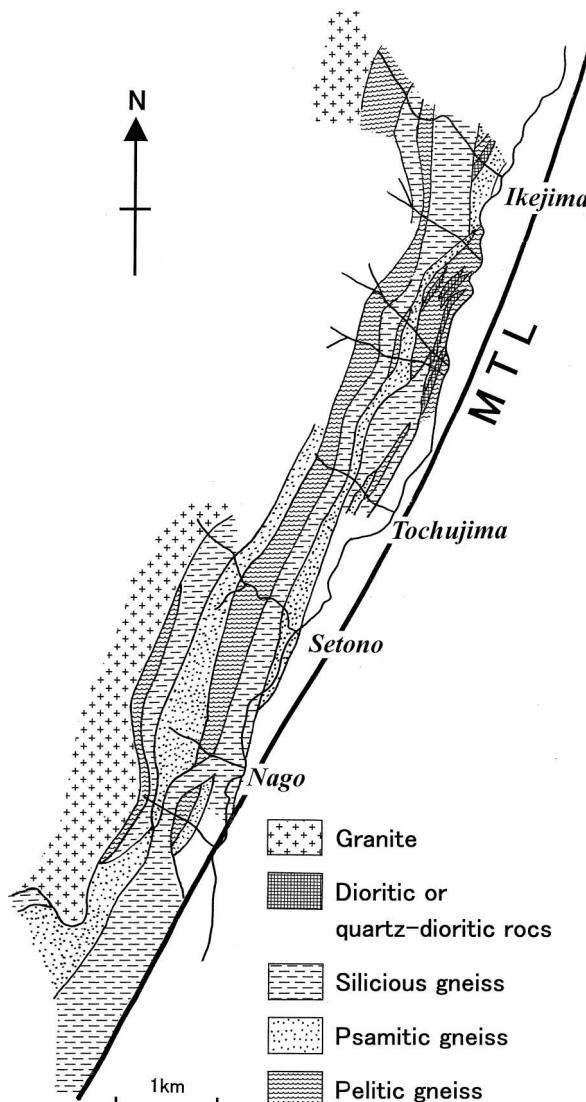


図 2 水窪地域の詳細な地質図。
Fig. 2 Detailed geologic map of the Misakubo area.

泥質片麻岩は暗いチョコレート色の岩石である。岩石の主要構成鉱物は、黒雲母、白雲母、斜長石、石英で、副構成鉱物として、珪線石、紅柱石、キンセイ石、アルミナスザクロ石等を生じる。西側の花崗岩体の近くでは、ミグマタイト化作用を強く受けしており、粒度も粗くなつて、キンセイ石・珪線石がカリ長石と共存している。珪質片麻岩は、緻密な細粒の岩石で、多くは縞状を示す。縞状を示す岩石は殆ど石英から成る部分と黒雲母、白雲母を含む幅の狭い部分とが互層している。縞状を示さない岩石は有色鉱物を殆ど含まないで石英から成る。結晶質石灰岩は、ほとんど転石として見出される。主に方解石から成る白色部分とバンド状の有色の部分から成る。石灰質の有色の部分はザクロ石、透輝石、角閃石から成り、そのバンドに伴って、珪灰石も存在する。

これらの片麻岩類の変成度は、泥質変成岩での紅柱石、珪線石の存在及び石灰質変成岩での珪灰石の存在から角閃岩相の紅柱石帶、珪線石帶に多くは属する。ミグマタイト化を強く受けた片麻岩帶の西側では、キンセイ石・珪線石とカリ長石が共存しており、これは角閃岩層高温部であることを示す。又これは、西側の花崗岩体を隔てて存在し、ミグマタイト化作用を強く受けている領家片麻岩の変成度（横井、1983）と同じである。

ミグマタイト質花崗岩は、数cmから数10cm幅の脈状（図版1—図b）、岩脈状、バンド状（図版1—図a）で、片麻岩類中に存在する。これらは西側の花崗岩体近くで顕著に存在する。主要構成鉱物は、カリ長石、石英、斜長石、黒雲母、白雲母である。

圧碎岩類は、片麻岩類の圧碎・変形した砂質・泥質・珪質圧碎性片麻岩、脈状に存在するミグマタイト質花崗岩の圧碎・変形したカリ長石斑状変晶圧碎片麻岩、山田ほか（1963）による火成源マイロナイトと言われた斑状閃緑岩質・石英閃緑岩質圧碎岩から成る。一般的には不規則な形で、前の2つは西側の花崗岩体と中央構造線との中間位から中央構造線にかけて構造線に沿つて存在し、最後のものは中央構造線近くに存在する。

砂質・泥質圧碎性片麻岩は、片麻岩の圧碎岩化が進むと共に、細粒化した基質（0.01～0.04mm）と橢円～紡錘形状の斑状結晶（0.1～0.5mm）によって特徴づけられる。主要構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、白雲母である。泥質的岩石の場合は、黒雲母・白雲母が増加し、石英・長石が減少する。圧碎岩化が進むと共に、一般的には黒雲母が減少し、白雲母・綠泥石の増加が見られる。斑状の結晶は、主に斜長石である。珪質片麻岩の圧碎化は、細粒化と二次的鉱物である白雲母・綠泥石の存在により特徴づけられる。

カリ長石斑状変晶圧碎片麻岩は、数mmから数cmの斑状結晶によって特徴づけられる（図版1—図c, d）。この岩石には、種々の片麻岩の組織を残すもの（図版1—図d）と石英長石岩脈の構造を示すもの（図版1—図c）とが存在する。斑状結晶は、多くは橢円～紡錘形状を示すが、時には長柱状の自形を示すものも存在する。この岩石の主要構成鉱物は、カリ長石、石英、斜長石、白雲母、黒雲母であり、石英、白雲母、黒雲母の量は、源岩の岩相により異なる。斑状結晶の多くはカリ長石である

ので、カリ長石斑状変晶圧碎片麻岩とした。

斑状閃緑岩質・石英閃緑岩質圧碎岩は、斑状の結晶はホルンブレンドと斜長石により特徴づけられ、主要構成鉱物は、斜長石・ホルンブレンド・黒雲母から斜長石・石英・ホルンブレンド・黒雲母にわたっている。これは、端山ほか（1963）によりポーフィロイド様火成源圧碎岩として、そして山本・増田（1990）によりポーフィロクラスティックマイロナイトとして記載されたものである。

泥質、砂質片麻岩およびミグマタイト質花崗岩の変形の程度による型分類

当地域の変形作用の影響を調べるために、泥質、砂質片麻岩及びミグマタイト質花崗岩を片麻岩の走行または結晶の伸びた方向に平行でそれらの面構造に直角な面で薄片を作った。薄片の鏡下での観察結果は、2種類の変形組織の変化が存在することを示している。一つは、源岩組織の中にシアバンドの増加を示す変化であり、シアバンドの量により2つの型に分けた：ABとB型。もう一つは、流動構造、斑状結晶と基質の発達による組織の変化である。これら3つの要素は、それぞれ互いに密接に関連しているが、これらの発達の段階により4つの型に分けた：BC、C、CDとD型。変形組織を示さない源岩（片麻岩・花崗岩）をA型とすると、当地域の泥質、砂質片麻岩及びミグマタイト質花崗岩は以下のように7つの型に分類される。また、泥質片麻岩での7つの型の代表例は、図版2と3に示した。

A型：変形作用前の源岩の組織を示すもの（図版2—図a, b）。

AB型：所々にシアバンドが見られるもの（図版2—図c, d）。

B型：至る所にシアバンドが見られるもの（図版2—図e, f）。

BC型：流動構造は示すが、基質化は極わずかで、源岩の組織を良く残しているもの（図版2—図g, h）。

C型：流動構造も進むが、細粒化による基質の形成がはっきりし、斑状結晶も生じ始める。しかし部分的にはもとの組織を残しているもの（図版3—図a, b）。

CD型：顕著な流動構造を示し、斑状結晶と基質化も進み、源岩の組織をほとんど示さないもの（図版3—図c, d）。

D型：全体に流動構造、斑状結晶と基質が発達した典型的圧碎組織を示すもの（図版3—図e, f）。

上の分類で、BCとC型は、全体的及び部分的にそれぞれ片麻岩と花崗岩の組織を残していることから、Higgins（1971）及びSibson（1977）の圧碎岩類分類によるプロトマイロナイトに属するとと思われる。CDとD型については、ミグマタイト質花崗岩のものは、図版1—図cとdに示すように、数mm～数cmに及ぶ斑状結晶が発達し、彼らの分類によるブラストマイロナイトの典型である。しかしながら、片麻岩のものは、彼らの圧碎岩分類によるマイロナイトとブラストマイロナイトの中間的性質を示す。

当地域の片麻岩、ミグマタイト質花崗岩の変形作用は、

AB型からB型へとシアバンドの増加を示す変化と、そしてBC型からC, CD型を経てD型へと典型的な圧碎組織への変化と2種類ある。それで、変形組織の特徴をとつて、前者をシアバンド型変形作用とし、後者をマイロナイト型変形作用とする。

型の分布と考察

当地域の泥質・砂質片麻岩、ミグマタイト質花崗岩の型の分布は、それぞれ図3、図4に示した。図から明らかなように、片麻岩および花崗岩の型分布は、共に同じような分布を示すが、詳しく各の型頻度分布を調べると、前者ではAB, B, BC, C型が多く、それらはシアバンド

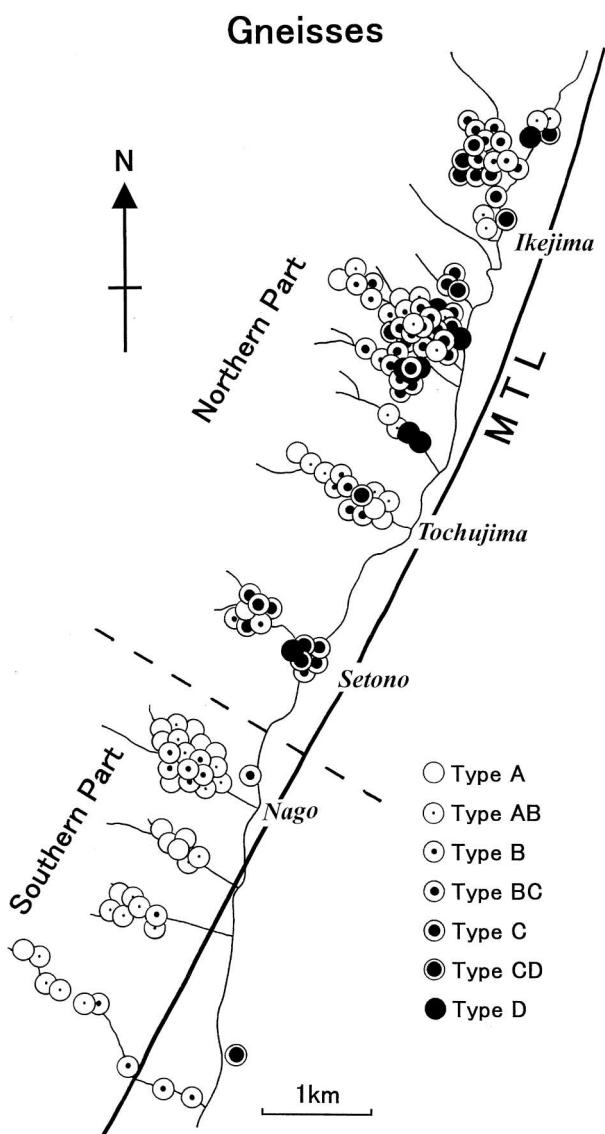


図3 水窪地域の泥質・砂質片麻岩類の変形度を示す型分布図(型の分類は図版2・3及び本文参照)。

Fig. 3 Map showing the distribution of types indicating the degree of deformation for pelitic and psammitic gneisses within the Misakubo area (see the Plates 2 and 3, and text on the classification of types).

Migmatitic granites

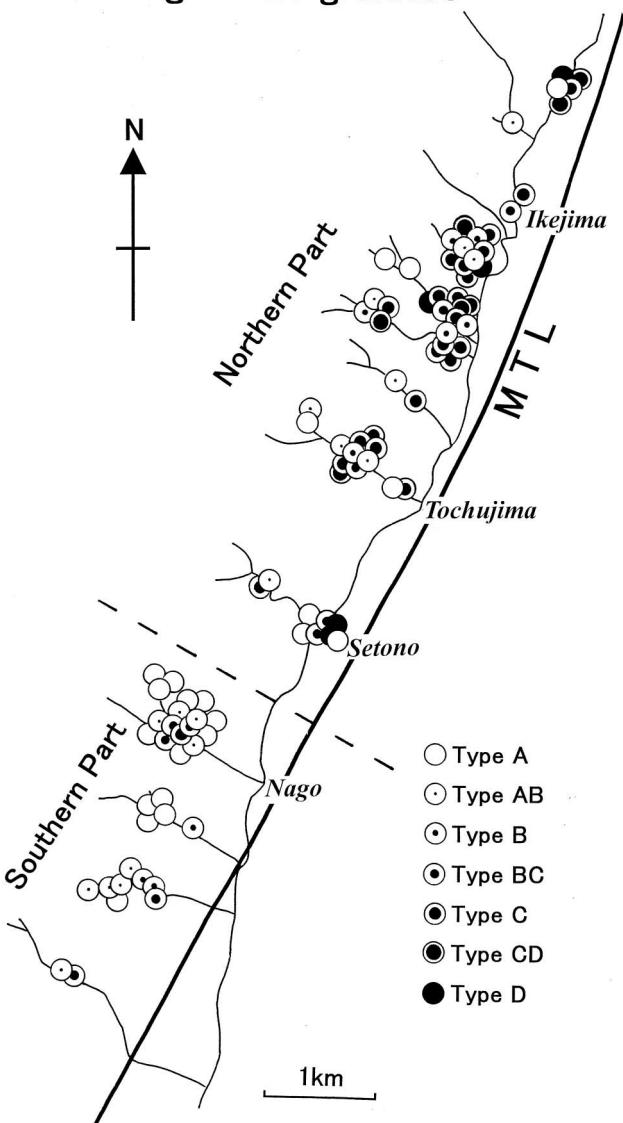


図4 水窪地域のミグマタイト質花崗岩類の変形度を示す型分布図(型の分類は図版2・3及び本文参照)。

Fig. 4 Map showing the distribution of types indicating the degree of deformation for migmatitic granites within the Misakubo area (see the Plates 2 and 3, and text on the classification of types).

型、マイロナイト型の両方の変形作用を示すのに対して、後者ではAB型も多いが、C型が際立って多く、それらは前者に比べ、よりマイロナイト型変形作用で特徴付けられる(図5)。また、両岩石の型分布は、中央構造線に向かって規則的にA型からD型へと変化分布を示すのではなく、不規則な型の変化分布を示す。しかしながら、変形作用の進んだ型はより多く中央構造線沿いにより多く存在する(図3, 4)。このことは、これらの変形作用が中央構造線の断層運動と密接に関係していると思われる。しかしながら、南北の分布を見ると、片麻岩・ミグマタイト質花崗岩の両方ともに、変形作用の進んだ型の多い瀬戸野以北(北部)と、それらが少ないかほとんどない

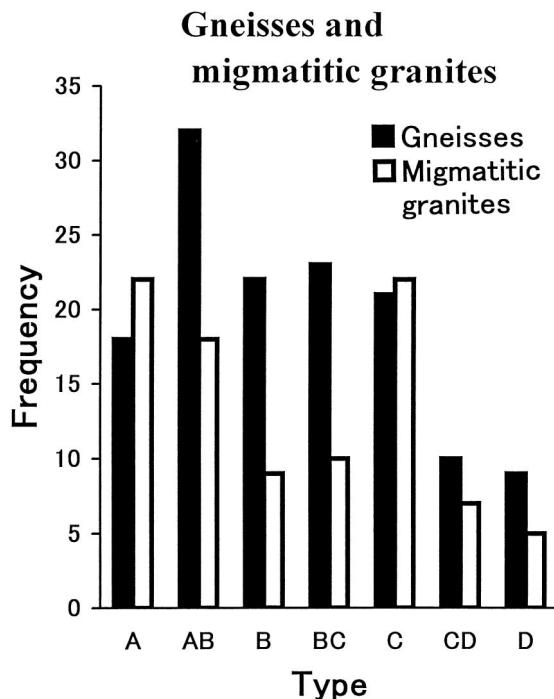


図5 水窪地域の泥質・砂質片麻岩類(黒色)及びミグマタイト質花崗岩類(白抜き)の型の頻度分布図。

Fig. 5 Histogram showing the distribution of the types for the pelitic and psammitic gneisses (solid field), and migmatitic granites (open field) within the Misakubo area.

それより南(南部)に分けられる(図3, 4)。北部では、両岩石においてすべての型が、即ちシアバンド型・マイロナイト型の両方が存在するのに対し、南部では、AB, B型は同じように存在するが、BCからD型が少ないとほとんど存在しない。即ち、南部ではマイロナイト型の岩石はほとんど存在しない(図6A)。この特徴は、ミグマタイト質花崗岩より片麻岩において一層顕著である(図6B, 図6C)。シアバンド型の変形作用は、再結晶作用による鉱物が成長しているマイロナイト型の変形作用と比べ、より温度の低い所で生じると考えられる。従って、南部では、北部の岩石に比べより浅い所の岩石が露出していると思われる。このことは、当地域の圧碎岩が下部層として存在するという山本・増田(1990)の指摘とよく一致する。しかしながら、今後花崗岩の貫入等当地域の温度分布を調べる必要がある。

当地域の型分布は、中央構造線へ向かっての西から東への規則的により変形作用の進んだ型へと変化するのではなく、不規則な形での型変化することを示している。また南北においても、北部はマイロナイト型が多く存在するのに、南部はマイロナイト型がほとんど存在しないと言うように、中央構造線に沿っての南北の連続性も示さなく、むしろ不規則性を示している。高木(1984)による長野県高遠一市野瀬地域における非持片麻岩帶が中央構造線に向かって西から東へ規則的に片麻岩からより圧碎化した岩石型へと変化し、そしてそれらが、南北に中央構造線に沿って帶状の分布することが示されている。それに対し、当地域のマイロナイト型の岩石分布は高遠

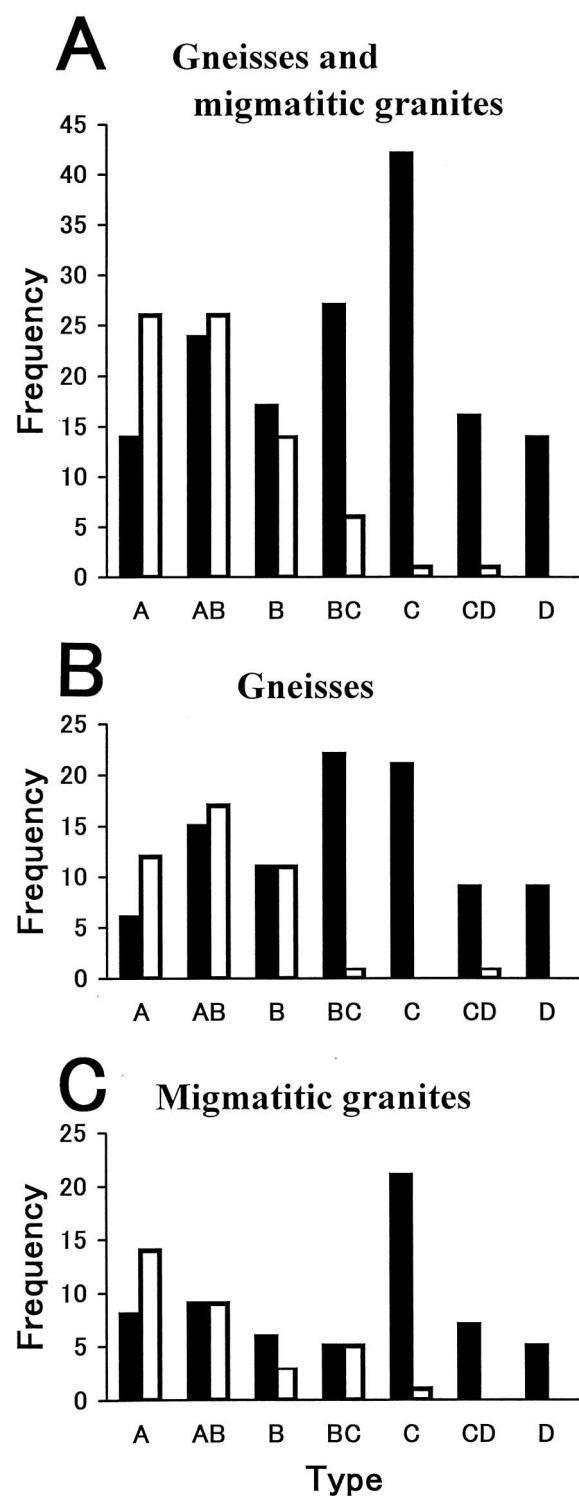


図6 水窪地域の北部と南部における泥質・砂質片麻岩類及びミグマタイト質花崗岩類の型の頻度分布図。北部のものは黒色で、南部のものは白抜きで表示。A, 泥質・砂質片麻岩類とミグマタイト質花崗岩類。B, 泥質・砂質片麻岩類。C, ミグマタイト質花崗岩類。

Fig. 6 Histogram showing the distribution of the types for pelitic and psammitic gneisses, and migmatitic granites in the northern and southern parts of the Misakubo area. Solid and open fields show those in the northern and southern parts, respectively. A, Pelitic and psammitic gneisses, and the migmatitic granites; B, Pelitic and psammitic gneisses; C, Migmatitic granites.

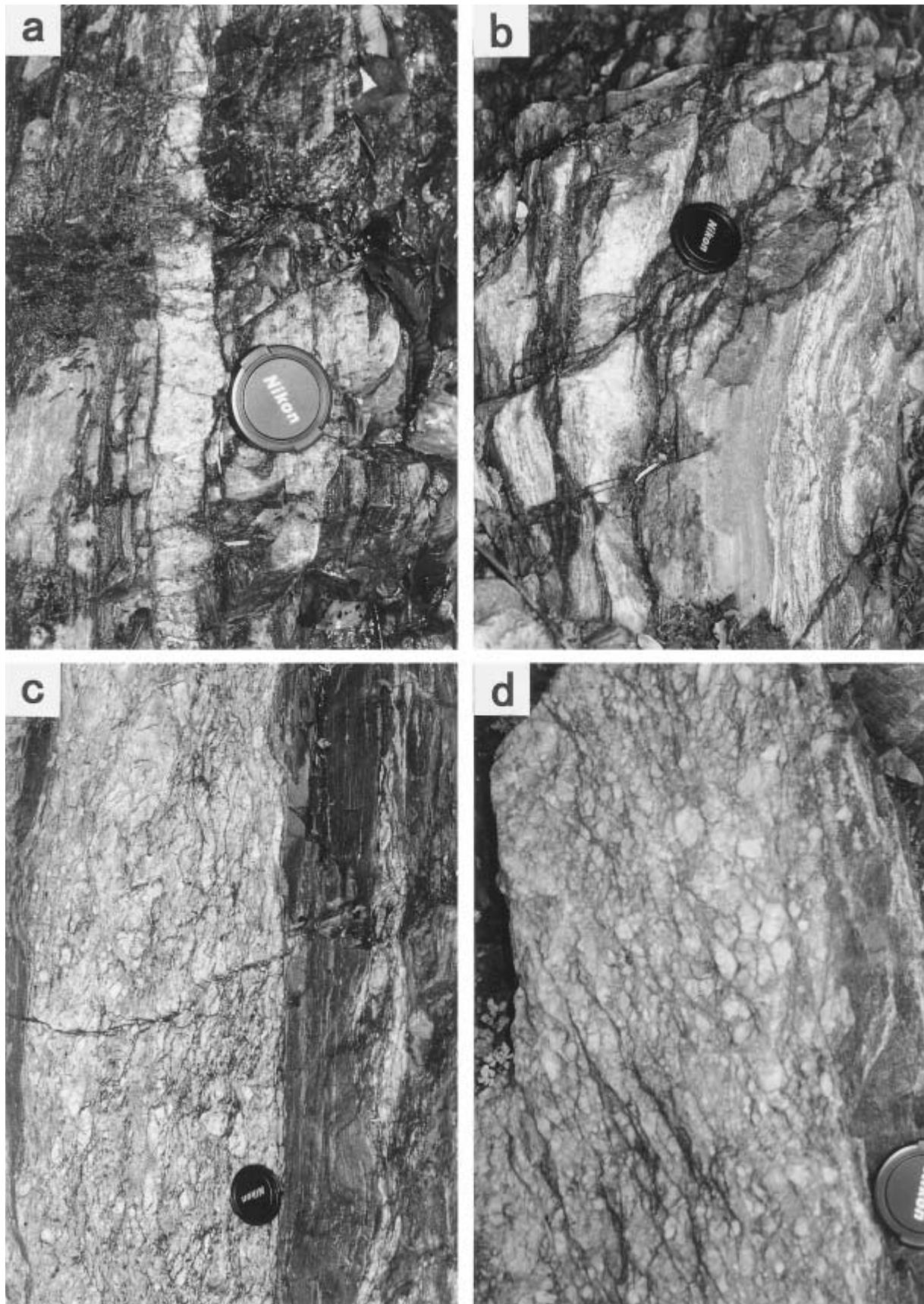
地域とは異なっている。山本・増田（1990）は、圧碎岩の変形の仕方（面構造）が高遠地域のもの（高木，1984；Takagi, 1986）と異なることから、中央構造線が圧碎岩帯と平行に存在する高遠地域とは異なって、水窪地域では深い所での圧碎化作用で形成された圧碎岩が現在の中央構造線により切られていると指摘している。マイロナイト型の岩石分布が中央構造線と調和しないと言う今回得られた結果は、山本・増田（1990）の考えを支持しているように思われる。

謝 辞

この地域の地質調査及び岩石試料の採取に際しては、1990年以来の静岡大学教育学部学生羽生和斎、石塚雅人、宮下智亘、内野和紀の各氏に多大の御助力を頂いた。静岡大学理学部助教授の道林克禎氏には、原稿を査読して貴重な御意見を頂いた。これらの方々に深く感謝の意を表する。

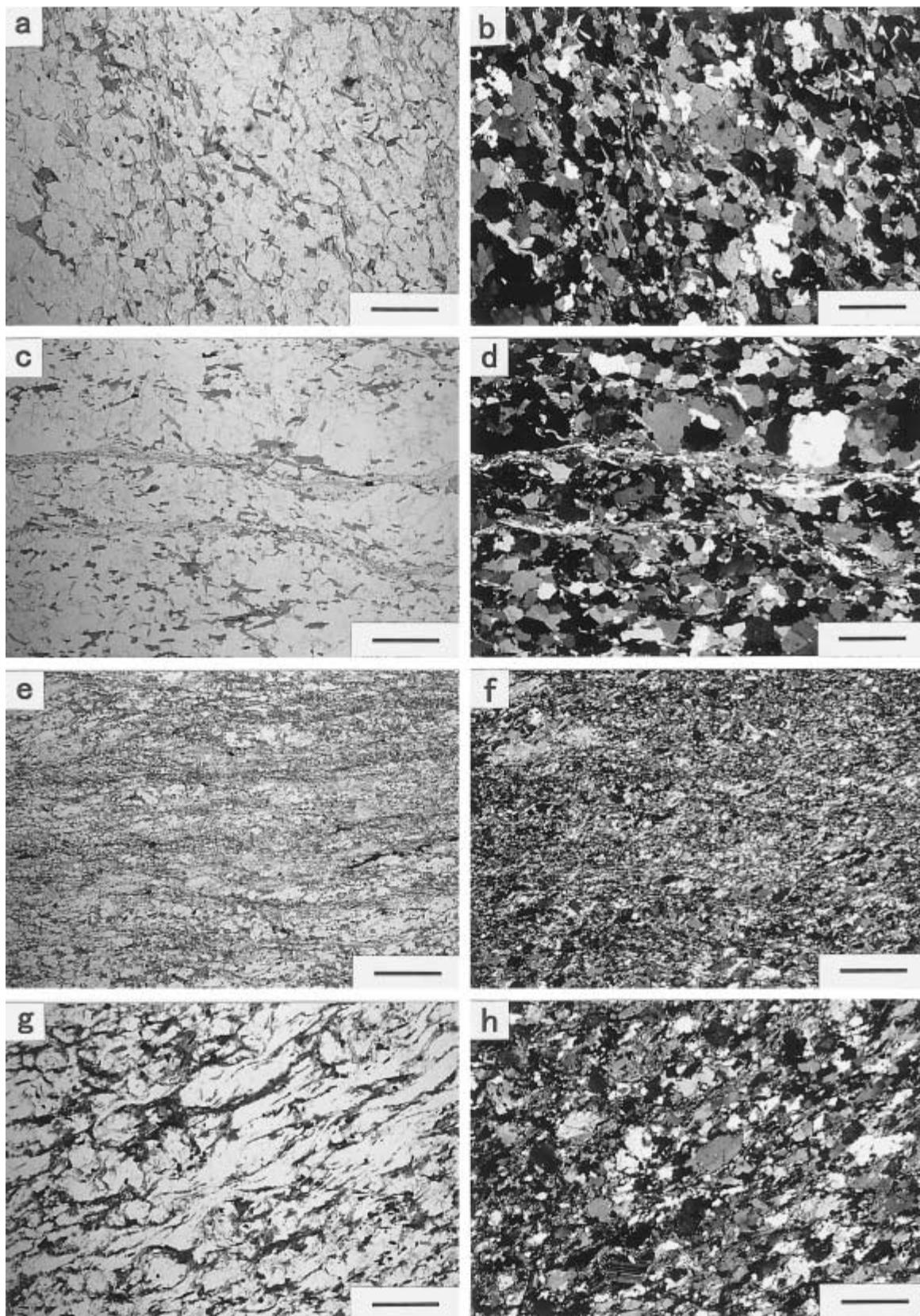
引用文献

- 藤吉 瞭（1974），領家変成岩および深成岩。静岡県の地質（土 隆一編），静岡県，105-114。
- 藤吉 瞭・小林 啓（1988），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。静岡大学 地球科学研究報告，**14**，47-55。
- 藤吉 瞭・山田真也・楠 賢司（1998），中部地方水窪地域の 中央構造線沿いの領家変成岩類からのカリ長石の三斜度。 静岡大学地球科学研究報告，**25**，9-17。
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三（1977）， 領家南縁剪断帯の研究—中央構造線発生時の運動像—。 地球科学，**31**，204-217。
- 端山好和・宮川邦彦・中島和一・山田哲雄（1963），浦川～和 田間の鹿塩構造帶。地球科学，**66**，23-31。
- Hayama Y. & Yamada T. (1980), Median Tectonic Line at the stage of its origin in relation of plutonism and mylonitization in the Ryoke belt. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, **18**, 5-26.
- Higgins M. W. (1971), Cataclastic rocks. *Professional Paper, U.S. Geological Survey*, **687**, 97p.
- 増田俊明・長瀬雅之・山本啓司（1986），静岡県北西部水窪地 域の中央構造線付近のS-Cマイロナイト。静岡大学地球 科学研究報告，**12**，75-87。
- Sibson R. H. (1977), Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, **133**, 191-213.
- 高木秀雄（1982），マイロナイトの定義及び圧碎岩類の分類に 関する問題点。早稲田大学教育学部学術研究（生物学・ 地学），**31**，49-57。
- 高木秀雄（1984），長野県高遠～市野瀬地域における中央構造 線沿いの圧碎岩類。地質学雑誌，**90**，81-100。
- Takagi H. (1986), Implications of mylonitic microstruc- tures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Journal of Structural Geology*, **8**, 3-14.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・沓掛 俊夫・諫訪兼位・宮川邦彦（1974），1/20万中部領家帶 地質図。地質調査所。
- 山本啓司・増田俊明（1990），静岡県北西部水窪地域の領家帶 マイロナイトの水平せん断変形。静岡大学地球科学研究 報告，**16**，25-47。



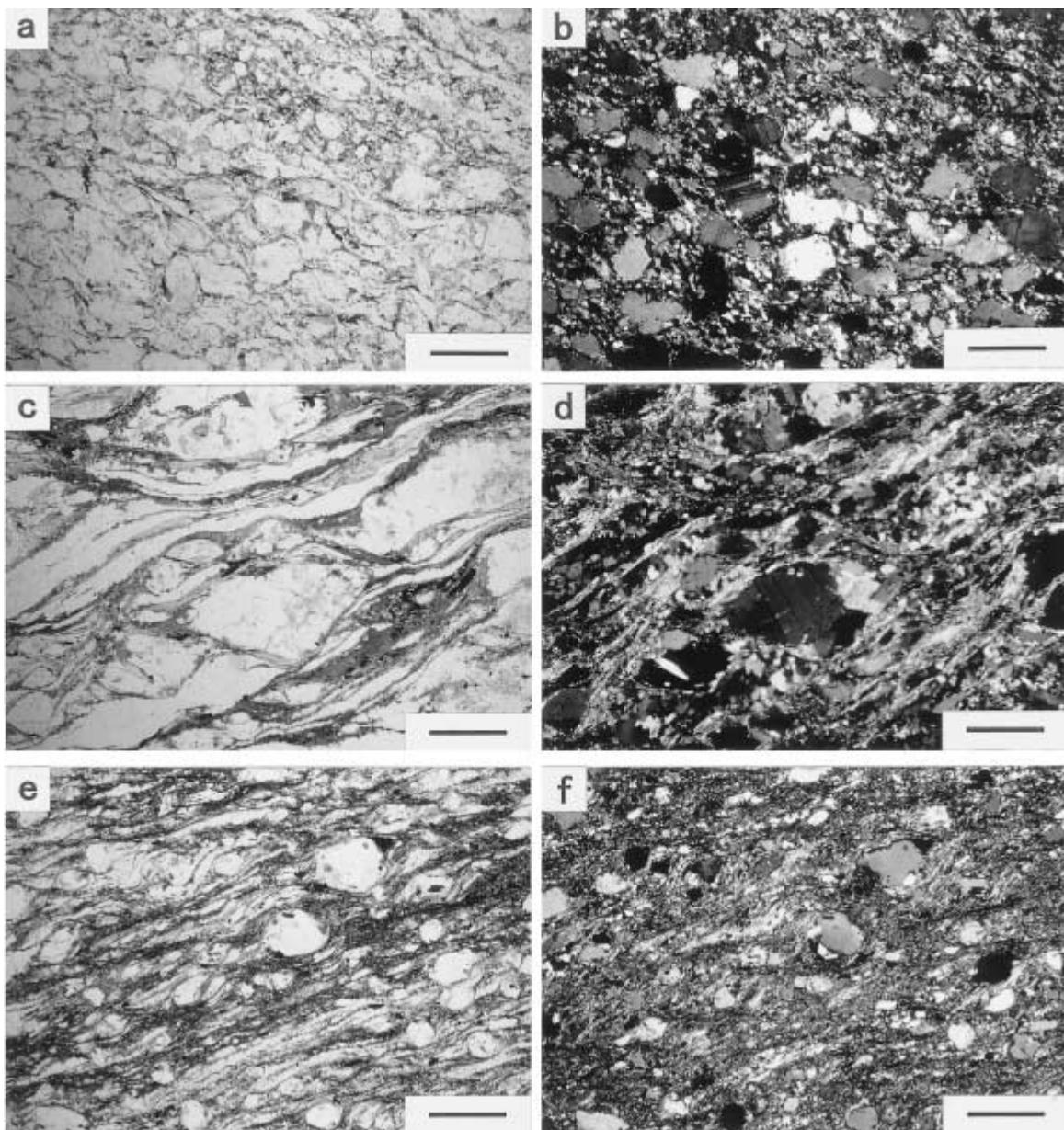
図版1 ミグマタイト質花崗岩及びカリ長石斑状変晶圧碎片麻岩の野外での写真。a, 砂質片麻岩中のバンド状のミグマタイト質花崗岩。b, 泥質片麻岩中のヴェイン状及びバンド状のミグマタイト質花崗岩。c, 圧碎化した泥質片麻岩中に発達したカリ長石斑状変晶圧碎片麻岩。d, カリ長石斑状変晶圧碎片麻岩。

Plate 1 Photographs of migmatitic granites and K-feldspar porphyroblast mylonite gneisses in the field. a, Band-like migmatitic granite in the psamitic gneiss. b, Vein- or band-like migmatitic granite in the pelitic gneiss. c, K-feldspar porphyroblast mylonite gneiss developed in the mylonitized pelitic gneiss. d, K-feldspar porphyroblast mylonite gneiss.



図版2 水窪地域の泥質片麻岩に見出される7つの型の内4つの型に関する代表的岩石組織の顕微鏡写真例(型分類は本文参照). 開放と直交ニコルの対の写真a・b, c・d, e・f及びg・hは、それぞれA型, AB型, B型, BC型の写真例. 各々の型の写真において、左側(a, c, e, g)は開放ニコル、右側(b, d, f, h)は直交ニコル下の写真. 写真中の棒線は0.5 mmである.

Plate 2 Examples of photomicrographs of representative rock textures on four types of seven types found in the pelitic gneisses of the Misakubo area (see the text on the classification of types). In order from the upper to the lower part, the first pair photographs of one Nicol and crossed nicols (a, b), the second ones (c, d), the third ones (e, f), and the fourth ones (g, h) are A, AB, B, and BC type, respectively. In each type, left side (a, c, e, g) and right side (b, d, f, h) are under one Nicol and crossed ones, respectively. Scale bar is 0.5 mm.



図版3 水窪地域の泥質片麻岩中に見出される7つの型の内残り3つの型に関する代表的岩石組織の顕微鏡写真例（型分類は本文参照）。開放と直交ニコルの対の写真a・b, c・d及びe・fは、それぞれC型, CD型及びD型の写真例。各々の型写真において、左側(a, c, e)は開放ニコル、右側(b, d, f)は直交ニコル下の写真。写真中の棒線は0.5 mmである。

Plate 3 Examples of photographs of representative rock textures on the remaining three types of seven types found in the pelitic gneisses of the Misakubo area (see the text on the classification of types). In order from the upper to the lower part, the first pair photographs of one Nicol and crossed ones (a, b), the second ones (c, d), and the third ones (e, f) are C, CD and D type, respectively. In each type, left side (a, c, e) and right side (b, d, f) are under one Nicol and crossed Nicols, respectively. Scale bar is 0.5 mm.