

## 静岡県北西部水窪地域の領家帯マイロナイトの水平 剪断変形

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: 山本, 啓司, 増田, 俊明 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00000284">https://doi.org/10.14945/00000284</a>

# 静岡県北西部水窪地域の領家帯マイロナイトの 水平剪断変形\*

山本啓司\*\*・増田俊明\*\*\*

Sub-horizontal ductile shearing in mylonites of  
the Ryoke belt in the Misakubo district,  
northwest Shizuoka Prefecture

Hiroshi YAMAMOTO\*\* and Toshiaki MASUDA\*\*\*

In the Misakubo area, metasedimentary rocks and mylonitized quartz dioritic rocks (porphyroclastic mylonite) are distributed in the Ryoke belt adjacent to the Median Tectonic Line (MTL).

Microstructural evidences suggest that most of the metasedimentary rocks in the study area suffered from a ductile shear deformation or a mylonitization together with the quartz dioritic rocks. The shear plane is deduced to be sub-horizontal, the shear direction being NNE-SSW, based on the attitude of foliation and lineation of mylonitic rocks. Shear sense is deduced from microstructures such as mica 'fish' and asymmetric pressure shadow: the upper body relatively displaced southwards. The shear deformation is inconsistent with the scheme of strike-slip type shear zone previously proposed for the mylonitization along the MTL.

## 要 旨

本論文では、岩石の微細構造を調べることにより、標題地域の変成岩の主体が、塑性剪断変形を受けた岩石に特有の変形微細構造を備えており、マイロナイトと呼ぶべき岩石であることを示した。面構造及び線構造の方位から、この塑性剪断変形は、ほぼ水平な剪断面において、NNE-SSW方向の変位を起こしたことがわかった。また、変位のセンスは微細構造による剪断センスの判定から、みかけの上位側が下位側に対して相対的に南に変位するものであることがわかった。これらの運動像は、従来中央構造線沿いのマイロナイトに対して提唱されている左横すべりの塑性剪断運動では説明できないものと思われる。

---

1990年3月28日受理

\* 日本地質学会第94年学術大会（大阪）にて一部講演

\*\* Institute of Geology, University of the Punjab, New Campus, Lahore, Pakistan.

\*\*\* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan.

## はじめに

中央構造線(以下 MTL と略称する)は、全く性格の異なる西南日本内帯と同外帯とを分けている断層であり、その総延長は 1000km に達する(例えば ICHIKAWA, 1980)。MTL は、西南日本で最も顕著な地質境界であるが、その成因については必ずしも研究者の間に定説はない。

長野県の高遠から愛知県の三河大野の間には、MTL に沿ってその内帯側にマイロナイト(いわゆる鹿塩片麻岩とか鹿塩ミロナイトとか呼ばれている岩石)が狭長に、ほぼ連続的に分布している。紀伊半島の飯南、泉南地域などにも MTL の近傍にマイロナイトが分布している。マイロナイトは、地下深部で塑性剪断変形を受けて形成された変形岩である(BELL and ETHERIDGE, 1973; SIBSON, 1977)と考えられており、その形成過程は MTL の成因を解明する上で重要な手がかりの一つである。MTL 沿いのマイロナイトの形成については、従来、MTL の初期の運動史と関連して議論されている。例えば、原ほか(1977)は、マイロナイトはかつての領家帯の南縁近くに発生し現在の領家帯の南限をなす剪断帯(南縁剪断帯)で形成されたと解釈した。あるいは、TAKAGI (1986) は現在地表でみられる MTL の形成に先行して起こった、左横すべりの剪断運動と関連してマイロナイトの形成を解釈している。これらの考え方の根底には、マイロナイトを作った塑性剪断変形が、現在地表でみられる MTL と同様な、ほぼ鉛直な剪断面で起こったとする見方があると思われる。実際長野県鹿塩・高遠地域や、三重県飯南地域ではマイロナイト中に発達している面構造が急傾斜または垂直であり、この考えと矛盾しない。しかし、本報告の水窪地域(図 1)では、これらの地域とは異なり、MTL の傾斜は鋭直に近いにもかかわらずマイロナイトの面構造の傾斜はほぼ水平である(増田ほか, 1986)。また、従来詳しく記載されている高遠や飯南などでは、MTL に近づくにつれて塑性変形の程度が増大する(越後・木村, 1973; 原ほか, 1977; TAKAGI, 1986)とされているが、水窪地域は後述するようにそのようにはなっていない。以上のように、水窪地域のマイロナイトは従来の形成機構について

の解釈を素直に当てはめるのが難しい例外的地域、あるいは新しい解釈が必要な地域であると考えられる。本報告では、水窪地域の領家変成岩類及びマイロナイトの変形構造を記録するとともに、現在の MTL とこのマイロナイトを形成した運動像が不調和であることを示し、マイロナイトの形成過程を再検討する。

## 地質概説

調査地域(図 1)は、静岡県磐田郡水窪町の幅約 2km、長さ約 10km の範囲である。西南日本における MTL の走向は、四国から紀伊半島ではほぼ東西で、伊勢湾付近から長野県南部にかけて徐々に北よりに変化し、諏訪湖付近ではほぼ南北となる。一方、その傾斜は一部の例外的地域(例えば愛媛県砥部地域)を除いて、ほぼ鉛直である。本地域での、MTL の走向は、N20°E~N30°Eで、傾斜はほぼ鉛直である。MTL を境に、南東側の外帯には、水窪以南では三波川帯の結晶片岩が分布し、水窪以北では、三波川帯が欠如し非変成の堆積岩が MTL と接している(端山ほか, 1963; 北大深成作用研究グループ, 1965; HAYAMA and YAMADA, 1980)。この堆積岩は中世古ほか, 1979)によれば、水窪層(白亜紀)と和田層(中新世初期の中期)である。

北西側の内帯には花崗閃緑岩(領家花崗岩類)、堆積岩起源の変成岩(領家変成岩類)、石英閃緑岩質のマイロナイトなどが分布している。マイロナイトは従来鹿塩片麻岩と呼ばれてきた岩石に相当すると思われる、ポーフィロイド様の外観を示す岩石(ここではポーフィロクラスティックマイロナイトと呼ぶ)である。これらの岩石のうちで、領家変成岩類とポーフィロクラスティックマイロナイトは強い塑性剪断変形を受けている。ポーフィロクラスティックマイロナイトは MTL と大局的には平行に分布し、その北、西、南側にこの岩石を取り巻くようにして領家変成岩類が分布している(図 1)。ポーフィロクラスティックマイロナイトは必ずしも MTL に接しているわけではなく、池島より北方及び途中島より南方では領家変成岩類が MTL と接している。領家変成岩類の分布域より北西側には領家花崗岩類が広く分

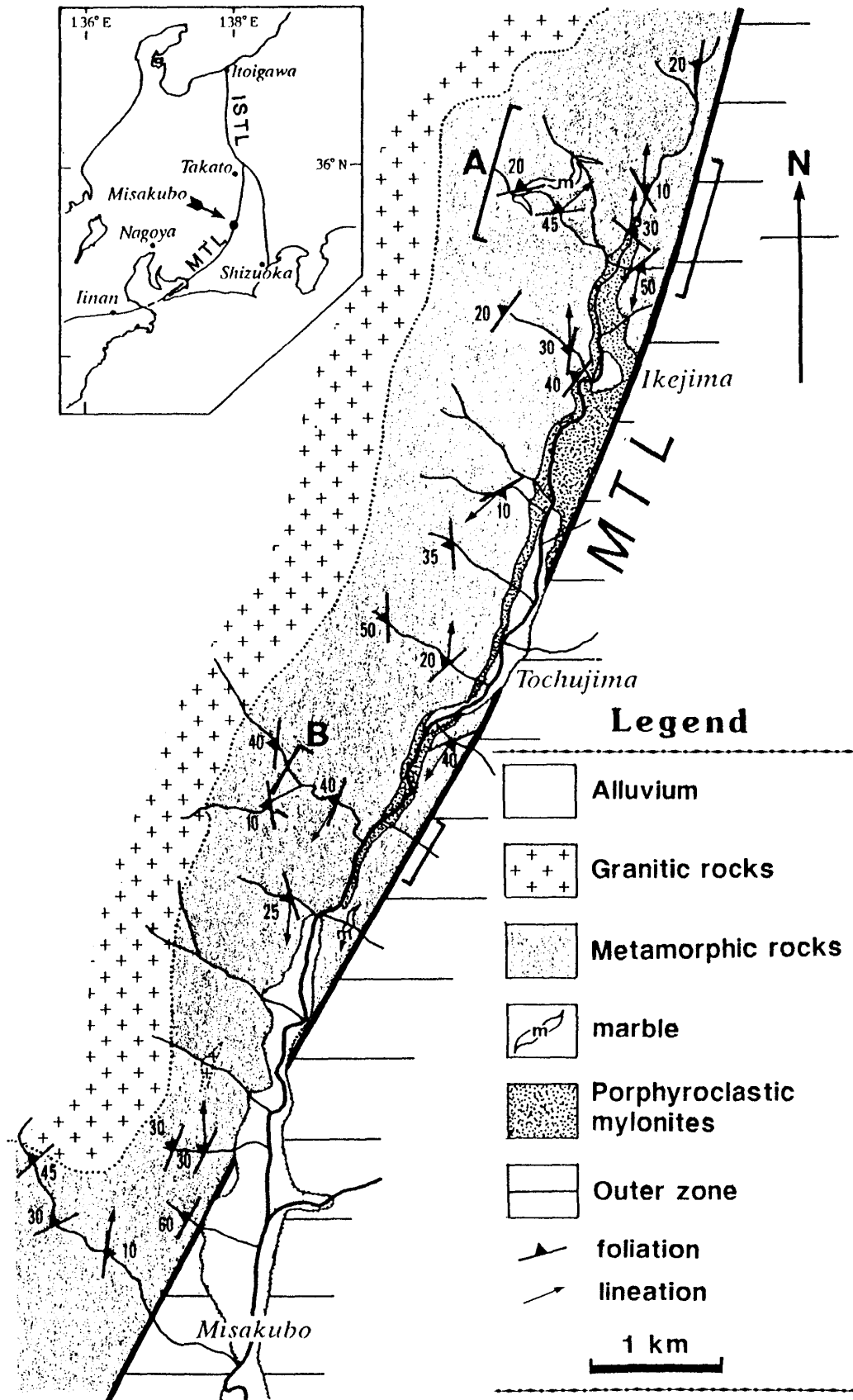


図1 水窪地域地質図.

MTL: 中央構造線. ISTL: 糸魚川-静岡構造線. A, B: 第6図の地形図の範囲.

布している。領家花崗岩類は本地域内では MTL に接していない。

### 地質構造

調査地域の領家変成岩類及びポーフロクラスティックマイロナイトには面構造、線構造が存在する。面構造は、雲母などの板状の鉱物の定向配列、及び、微小な不透明鉱物がレンズ状に集中して存在することによって認識される面状の構造であり、岩石はこの面に沿って割れやすい。線構造は面構造に沿って割った面上にみられる微小なしわの様な模様として認識され、顕微鏡下では、長石、角閃石などの柱状鉱物の長辺が一定の方向に揃っていることや、不透明鉱物の直線状配列などによる線状の組織として観察される。

領家変成岩の面構造は、ポーフロクラスティッ

クマイロナイトの分布域を境に、その西側では西に傾斜し、東側では東に傾斜して、ゆるいアンチフォームをなしている(図1)。つまり、ポーフロクラスティックマイロナイトは、丁度このアンチフォームの冠部に分布している。面構造の走向はほぼ N-NE 方向で、一部 NW 方向のものも存在する。傾斜は全測定数(66地点)の半数以上が  $30^\circ$  以下の低角(図版 I)であり、 $60^\circ$  を越えるものはまれである(図2 a)。現在の MTL はほぼ鉛直な断層であるので、本地域では面構造と MTL とは完全に斜交する。また、図2 a から推定されるアンチフォームの軸は、水平で方位はほぼ  $N30^\circ E$  であり、本地域の MTL の一般走向とはほぼ平行である。線構造のトレンドは、領家変成岩及びポーフロクラスティックマイロナイトともに、N-NE の範囲であり、MTL の走向とはほぼ平行である。プランジは一地点を除いて  $30^\circ$  以内で、北プランジの方が多い(図2 b)。

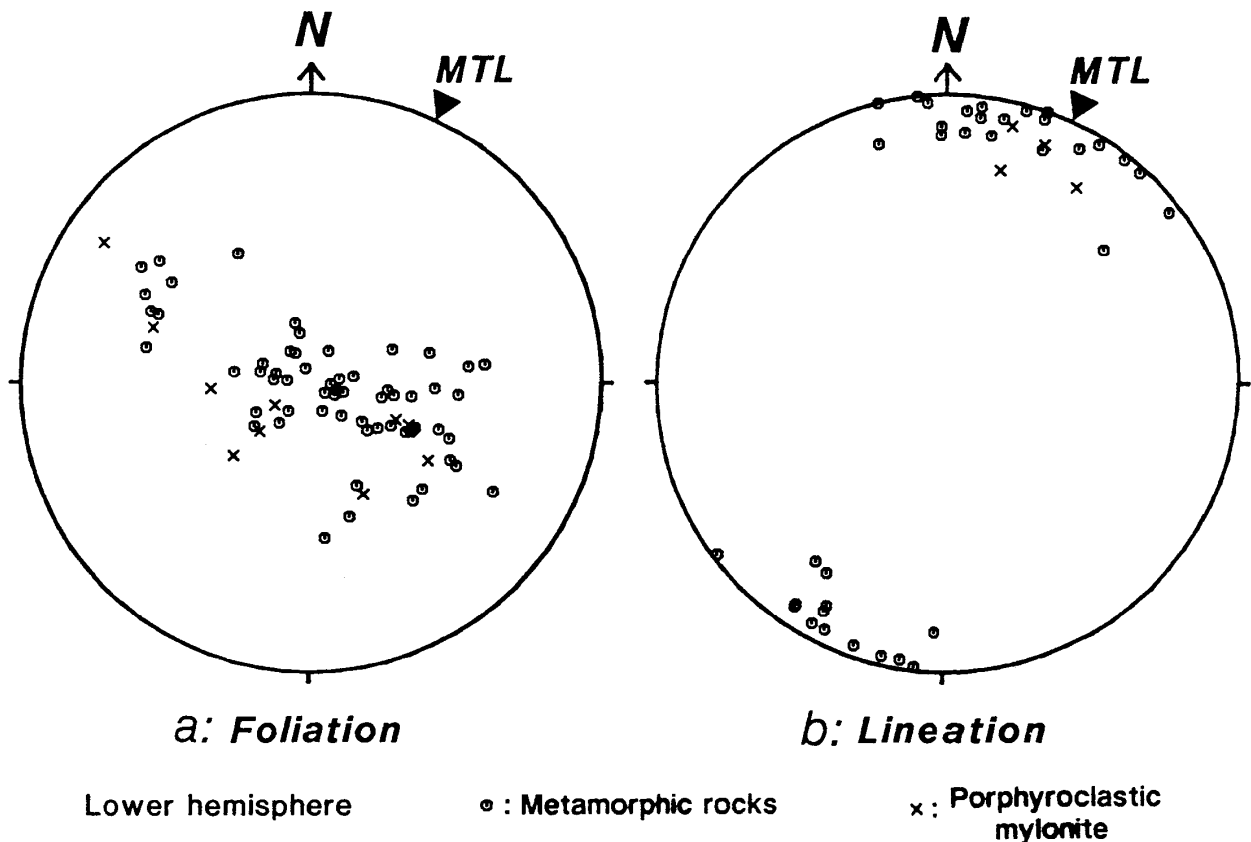


図2 面構造の極と線構造の等積投影図。

▼ : 本地域の中央構造線の一般走行。

以上のように、面構造の走向、アンチフォームの軸、および線構造のトレンドは、いずれも大局的には MTL の走向と平行である。しかし、面構造の傾斜は低角度で、MTL とは明瞭に斜交しているため、現在みられる MTL は領家帯側の構造を切っていると考えられる。

## 岩石記載

### 1. 領家花崗岩類

調査地域西縁に分布する花崗岩体の大部分は、古期領家岩崗岩に分類されている天竜峡花崗岩(端山ほか, 1963, HAYAMA and YAMADA, 1980)で、領家変成岩に対して貫入している。中部地方領家帯地質図(山田ほか, 1974)によると貫入年代は白亜紀前期とされている。花崗岩類は優白質で、等粒状または弱い片麻状構造を持つ。片麻状を呈する場合は、その片麻状構造の走向、傾斜は、領家変成岩類の面構造とほぼ平行である。主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母で、粒径は各々 1 mm 程度のものから数 mm のものまでである。他に少量のジルコン、アパタイトを含む。この岩石には、石英、長石、雲母が若干波動消光をする場合があるほかは目立った変形組織は認められず、マイロナイト化していない。

### 2. 領家変成岩類

領家変成岩類は、本地域では主に泥質変成岩、砂質変成岩、及び珪質変成岩からなり、まれに結晶質石灰岩が産出する。以下の記載において、顕微鏡下の観察については全て面構造に直交し線構造に平行な断面の薄片によるものである。

#### A. 泥質及び砂質変成岩

黒褐色を呈し黒雲母に富み微粒の石英を含む泥質部と粗粒の石英・長石類の多い砂質部が数 cm~10 数 cm の厚さで互層をなすように産出することが多い(ここでは層状構造と呼ぶ、図版 I 1)。泥質及び砂質変成岩には面構造と線構造が普遍的に存在する。面構造は層状構造と平行であり、雲母類の平行配列によって認識される。線構造は、長石類の長辺が一

定の方向にそろっていることや、不透明鉱物の直線状配列による線状の組織として観察される。主な構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母で、少量のザクロ石、電気石、スフェーンを含む。まれに紅柱石、角閃石、単斜輝石を含むものもある。

石英は泥質部では  $10\mu\text{m}$ ~ $100\mu\text{m}$  程度の大きさの等粒状でポリゴナルな形態を呈し、一般に弱い波動消光が認められる。長石類は、径 0.1~2mm の円~楕円形のポーフィロクラストとして存在するものと、細粒の石英、雲母類とともに基質を構成するものがある。ザクロ石は径 0.1~1mm 程度の円~亜円形か、もしくは線構造方向に長い(長さ 0.3~0.8mm)長柱状である。長柱状のものは、線構造方向に垂直に割れて線構造方向に引きはなされて(プルアパート)いることがある。割れ目を充填しているのは主に石英であり、まれにカリ長石のこともある。電気石も、長さ 1 mm 程度の長柱状で、線構造方向にプルアパートしていることがある。これらの割れ目は、ざくろ石や電気石を切り離しているが、周囲の石英や雲母類にまでは及んでいない。面構造は、数 mm ないし 1cm 程度の波長で波曲していることがある(図版 II 1, 2)。

砂質部は、泥質部よりも斜長石、カリ長石の割合が多い。長石類は径 0.1~3mm の円~楕円形で、楕円形のものはその長軸が線構造の方向に揃っている。石英は径  $10\sim 100\mu\text{m}$  で、ポリゴナルな形をしている。雲母類は長辺  $100\mu\text{m}$  程度の短冊形もしくは不規則な形をしている。石英、雲母類は長石の粒間を充填している。砂質変成岩のうちで細粒(長径数  $\mu\text{m}$ ~ $10\mu\text{m}$ )の石英、黒雲母等からなる基質の割合の多いものには、長石やザクロ石のポーフィロクラストの回りに雲母の小片や不透明鉱物が非対称形に配列していることがある(図版 II 3, 4)。このような組織は、ある程度高い温度圧力条件下で起こる剪断流動変形の際に、主に石英からなるマトリックスを構成する物質に対してポーフィロクラストとなる長石やザクロ石はより剛体的な性質であるため、ポーフィロクラストがマトリックスの剪断流動変形にもなつてひきずられて回転し、その回りに非対称な微小鉱物の配列が形成されたものと考えられている(例えば、SIMPSON and SCHMID, 1983; PASSCHIER

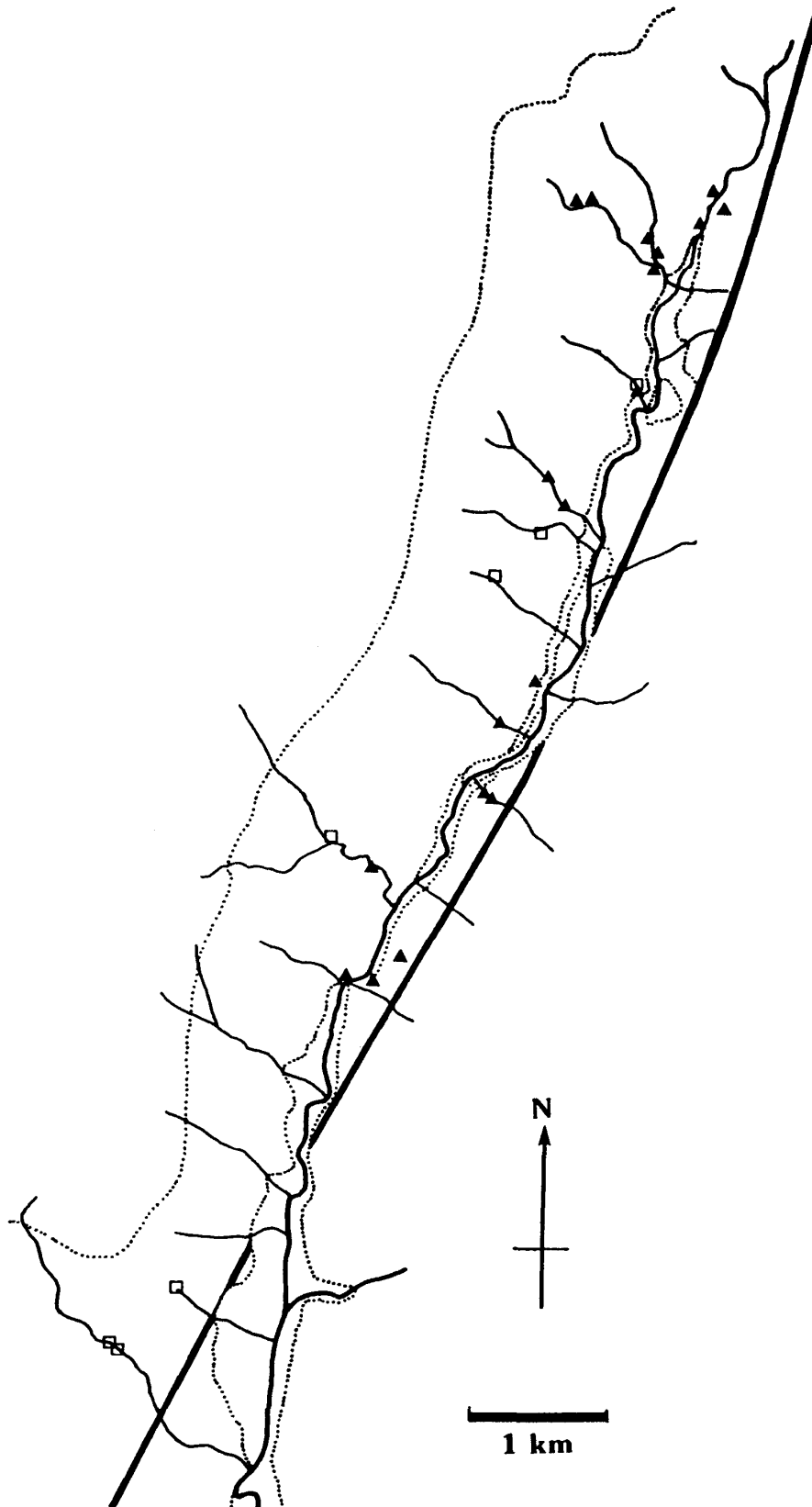


図3 岩石試料の採取地点.

▲：回転組織を有する砂質変成岩．□：2方向の面構造を有する石英長石質岩脈．

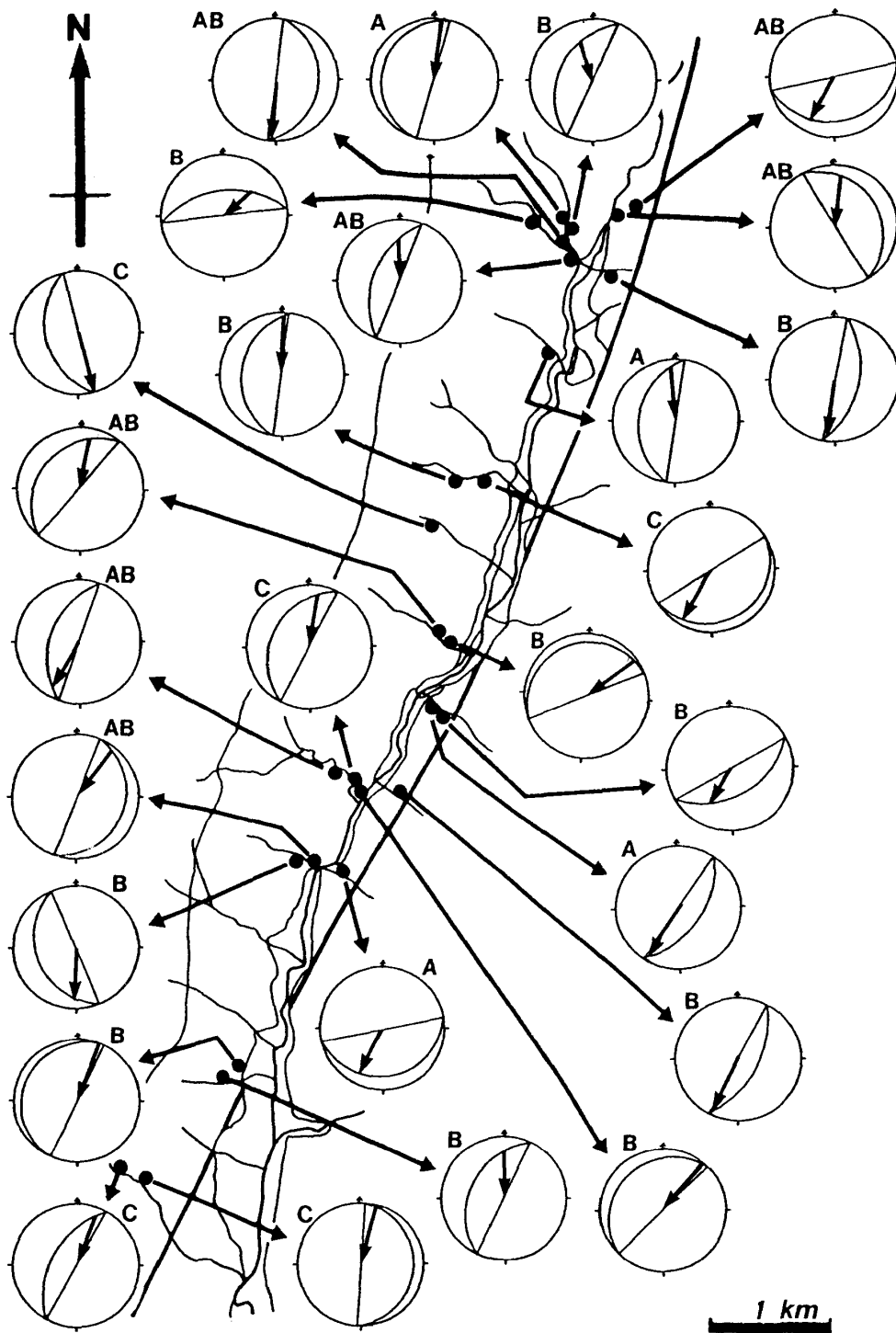


図4 剪断センスの推定結果.

各試料の面構造の走向傾斜（大円）と線構造の方位（大円上の線）をウルフネット下半球に投影。矢印の向きはみかけの上位側の下位側に対する相対的変位の方向を表す。剪断センスは、A：回転組織、B：マイカフィッシュ、C：S面とC面の斜交関係から判定した。同一地点で複数の判定基準が存在する場合は、両者が示す剪断センスは全ての場合において一致していた。



and SIMPSON, 1986). 本論ではポーフィロクラストの回転を伴う変形であることから、これを回転組織と呼ぶ。図3に回転組織を有する試料の採取地点を示す。回転組織は、調査地域北部の2地点を除き、ポーフィロクラスティックマイロナイトの分布域に近接して出現する。

回転組織を呈するポーフィロクラストの近傍におけるマトリックスの引きずりのパターンは、PASCHIER and SIMPSON (1986), VAN DEN DRIESCHE and BRUN (1987)によるモデル実験や MASUDA and ANDO (1988)による、流体力学にもとづくシミュレーションの結果と非常によく一致するので、次に述べる方法で剪断変形のずれのセンス(剪断センス)を推定することができる。ポーフィロクラストの中心を通り、かつ周囲の面構造に平行な基準線を設けて、基準線に沿ってポーフィロクラストの中心に向かって接近していくと想定したとき、マトリックス中の微細な鉱物の配列が右にカーブしていれば左ずれ、左にカーブしていれば右ずれである。砂質変成岩の定方位試料中の回転組織から剪断センスを推定し、過去の剪断変形の運動像を復元したところ、本地域の11ヶ所の判定結果が、すべて一致して見かけの上位側が下位側に対して相対的に北から南に変位したことを示している(図4)。

## B. 珪質変成岩

褐色～白色を呈し、厚さ数 cm の珪質変成岩と厚さ数 mm の泥質変成岩とが互層状に産出する。これは、縞状チャートの構造と類似しており、珪質変成岩の原岩は、チャートであると考えられる。面構造は、露頭で明瞭に観察され、互層状の構造と平行である。線構造は、泥質岩のものより不明瞭で、露頭では認められないこともあるが、面構造に平行な研磨面で観察すれば、雲母類、電気石が線状に配列していることがわかる。珪質変成岩は、ほとんど石英からなるが、少量の斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、ザクロ石、電気石を含む。

石英は、粗粒(粒径  $100\mu\text{m}$  以上)なものは凹凸の著しい複雑な形であるが、細粒(数  $10\mu\text{m}$  以上)なものはポリゴナルな形をしているか、稀には伸長した粒子からなる組織もみられる。粗粒な石英粒子に

は、内部にサブグレインがみられるものや、波動消光を呈するものがある。長石類は、径数  $100\mu\text{m}$  の円～楕円形のポーフィロクラストとして存在するものと、石英粒子とほぼ同じ大きさの形のものがある。ザクロ石は径  $0.1\sim 1\text{mm}$  程度の円～楕円形か、もしくは線構造方向に長い(長さ  $0.3\sim 0.8\text{mm}$ )長柱状である。電気石も、長さ  $1\text{mm}$  程度の長柱状である。ザクロ石、電気石は線構造方向にプルアパートしていることが多い。

雲母類の形態は、自形に近いものもあれば、マイロナイト化した石英岩に特有な変形構造を示すものもある。雲母類は比較的粗粒の珪質変成岩に含まれている場合は、長辺数  $100\mu\text{m}$  の短冊型をしているが、石英組織がポリゴナルな粒状集合体を呈している場合には、長さ  $10\mu\text{m}$  程度の小片として石英の粒界に沿って存在する。白雲母は、共存する黒雲母のほとんどが小片となっている場合でも、ポーフィロクラストとして存在することが多い。白雲母のポーフィロクラストは、両端が閉じた紡錘形ないしはレンズ状を呈することがある(図版III 1, 2)。この形は、LISTER and SNOKE (1984)などによってマイカフィッシュ(mica 'fish')と称されている組織に類似している。マイカフィッシュは LISTER and SNOKE (1984)によると、石英質の岩石がマイロナイト化を受けて形成される“Type-II S-C マイロナイト”に特徴的な組織である。マイカフィッシュの形は一般に非対称的で、その両端には細粒化した雲母粒子が引きずられたようにたなびいて並んでいる。数個の白雲母粒子が、このたなびきによって段階的につながっている。この白雲母の形態から剪断センスを推定できる。定方位試料中のマイカフィッシュから推定される珪質変成岩剪断変形の運動方向は、19ヶ所で全て一致して見かけの上位側が相対的に北から南に変位している(図4)。

マイカフィッシュのような形態の白雲母は通常の領家帯の珪質変成岩には認められないので、これを剪断運動の程度の指標とすることができる。そこで、珪質変成岩中の白雲母のポーフィロクラストがマイカフィッシュになっているかいないかによって変成岩類を分帯したのが図5である。図5によると、マイカフィッシュの分布の特徴は調査地域の北部によ

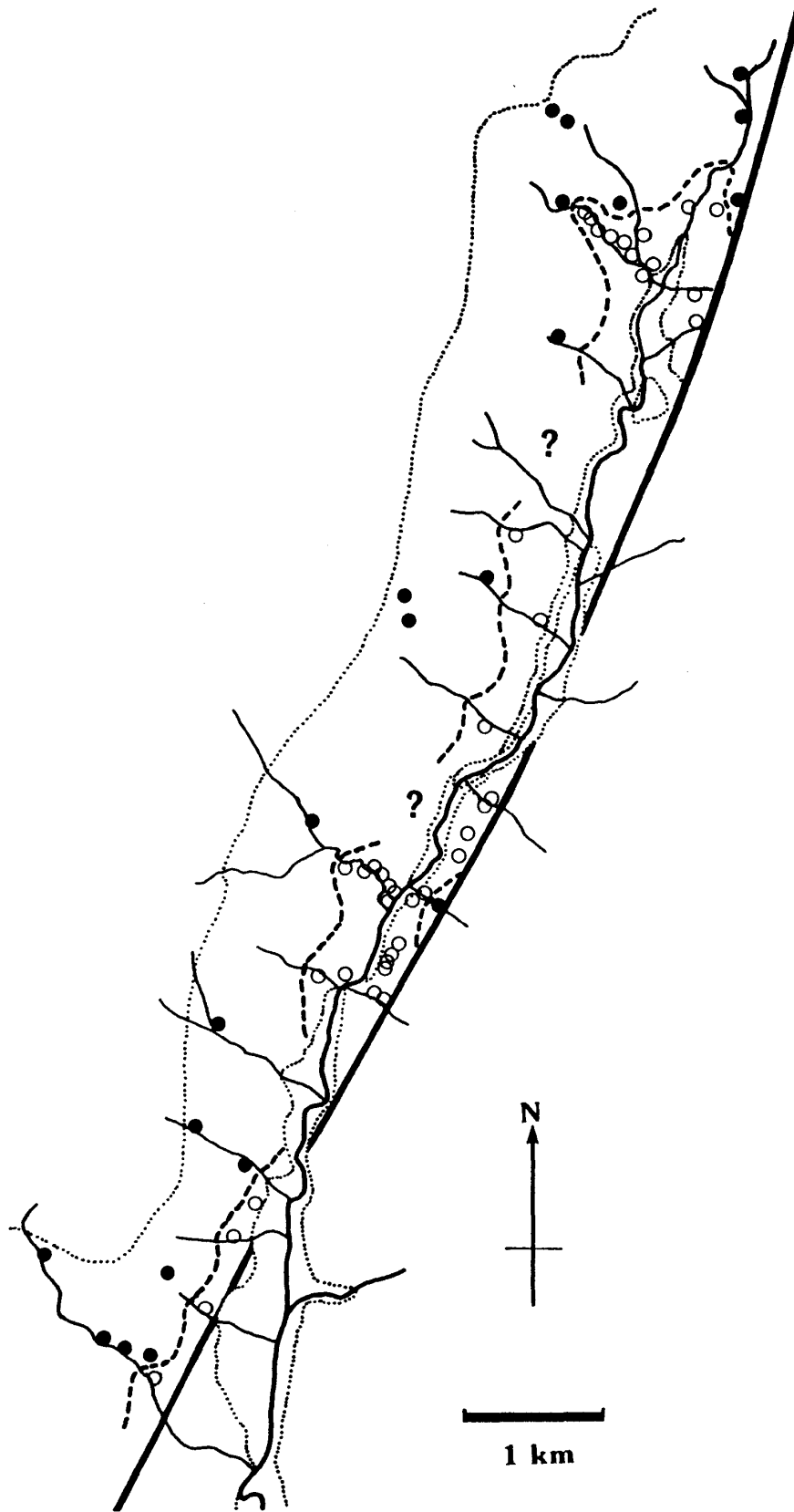


図5 マイカフィッシュの有無による変形分帯図.  
○: マイカフィッシュを有する試料の採取地点.  
●: 白雲母のポーフィロクラストを含み、かつマイカフィッシュのない試料の採取地点.

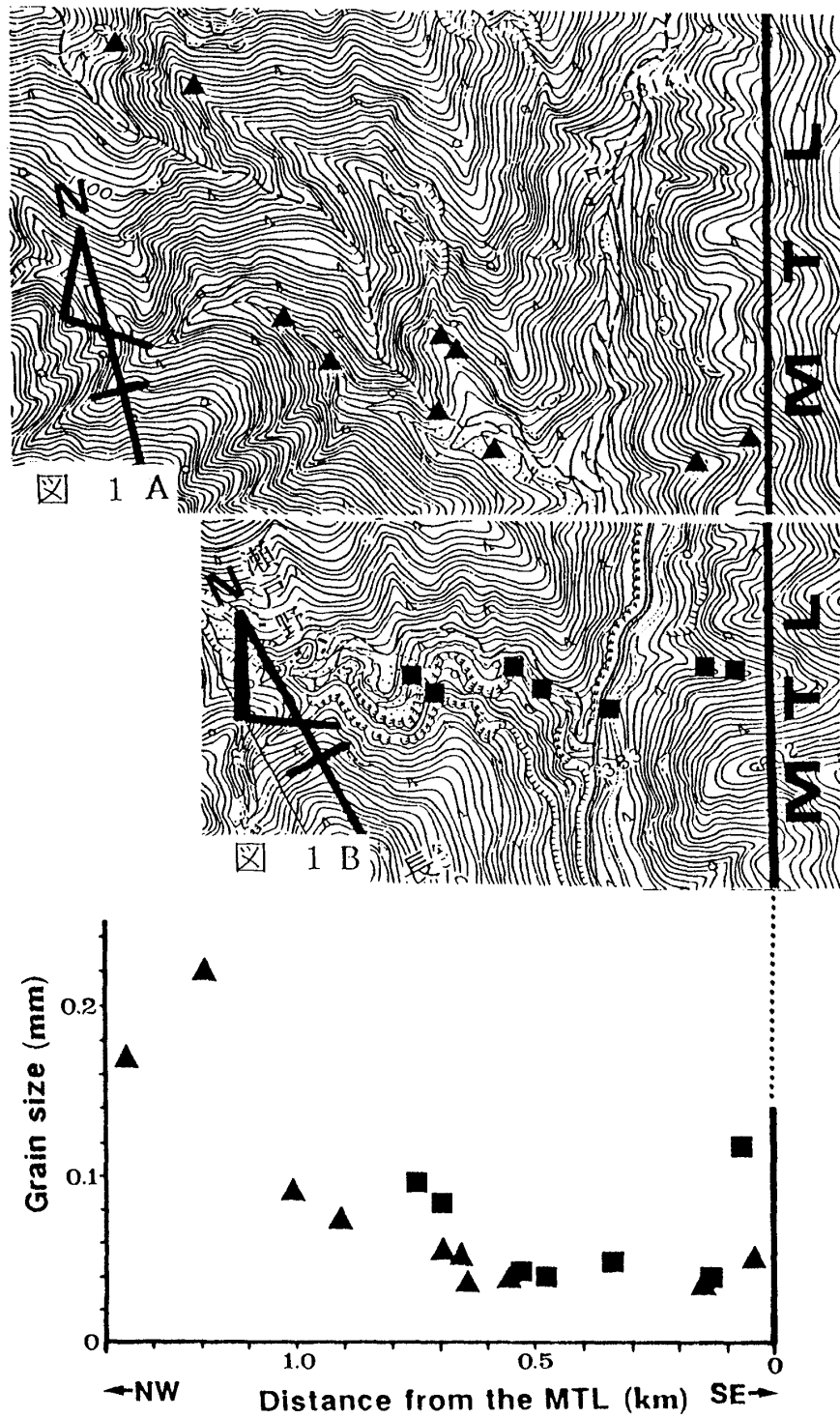


図6 珪質変成岩中の石英粒子の平均粒径と試料採取地点の中央構造線からの距離との関係。  
 平均粒径の測定方法（インターセプト法（例えば CHRISTIE and ORD, 1980）を一部改変）：面構造に直交し線構造に平行に切断した薄片を用い、光学顕微鏡下で面構造に平行な方向で石英同士の粒界と250回交差する線分の長さを測定し、その値の250分の1をXとする。線分が石英以外の鉱物と交差するときは、その部分を迂回し測定値に加えない。同様に面構造に垂直な方向で測定した値の250分の1をYとする。平均粒径(S)は、次式によって与えられる。  

$$S = 1.5 \sqrt{X \cdot Y}$$
  
 地形図は国土地理院発行の1/25,000水窪湖と三河大谷を使用。

く現れていて、沢筋の限られた範囲に存在し、沢の奥や尾根筋にはみられない。つまりマイカフィッシュは地形的に低い場所に存在する。さらに、MTLのごく近傍で白雲母粒子を含み、かつマイカフィッシュが見られない(図版III 3, 4)地点が2ヶ所ある。これは、MTLのごく近傍でも珪質変成岩中にマイカフィッシュを形成するような変形が起こっていない場所があることを示している。

#### 石英の細粒化

マイロナイト化の過程を特徴づける最も重要な現象は、鉱物の粒度が剪断帯の中央に向かって減少することである。越後・木村(1973)によると、紀伊半島東部の粥見(飯南)地域の花崗閃緑岩起源のマイロナイトの斜長石およびカリ長石のポーフロクラストの粒度は、MTLに近づくにしたがって破碎され減少する。原ほか1977, 高木(1985), およびTAKAGI(1986)は、花崗岩類起源のマイロナイト中の再結晶石英集合体の石英の平均粒度を測定し、中部地方と紀伊半島東部において、再結晶石英の粒度がMTLに近づくにしたがって減少する傾向を確認している。これらの測定から得られた結論は、マイロナイトの構成鉱物の粒度は、多少の変動はあるが、MTLに向かって大局的には減少傾向にあり、MTLに一番近いところが最も著しく細粒化しているということである。

本地域ではポーフロクラスティックマイロナイトの分布が翁川沿いの狭い範囲に限られており、マイロナイト化を被っていない領家花崗岩類に漸移していないので、MTLに向かってこの岩石の粒度変化を調べるのは困難である。そこで、図1に示した二つのルートに沿って、珪質変成岩及び泥質変成岩中の珪質薄層の石英の平均粒度をインターセプト法(例えば、CHRISTIE and ORD, 1980)によって測定した。珪質変成岩は調査地域全般にわたって、比較的偏りなく分布し、ほとんど石英のみからなるので、その石英の平均粒度はその採取地点の領家変成岩類の粒度を代表しているとみなすことができる。また、泥質変成岩の鉱物組成は調査地域全般にわたって、ほぼ一定であり変成度の差は認められない。従って、測定した粒度はもともとの変成度のちがいはなく、領家変成岩のマイロナイト化の程度を反映している

と考えられる。

測定値と、試料の採取地点のMTLからの距離との関係を図6に示す。石英の平均粒度は、一般にMTLから離れた西方に位置するものの方が大きく、東の方が小さい。測定したなかで最大のものが220 $\mu\text{m}$ 、最小のものが36 $\mu\text{m}$ である。AルートではMTLからの距離650-150mの間、Bルートでは550-150mの間において、石英の粒度は50 $\mu\text{m}$ 以下になっている。この範囲は、それぞれのルートの上で、ポーフロクラスティックマイロナイトの分布地域の近傍に位置している。Aルートでは、MTLから150m以内で粒度がわずかに増加する。Bルートでは、MTLに最も近い試料が最大の粒度を示している。この試料の採取位置は、図5に示したMTLの近傍でマイカフィッシュがみられない場所に対応している。また、平均粒度の測定に用いた試料のうちで、石英の平均粒度が100 $\mu\text{m}$ を越えるものにはマイカフィッシュは存在しない。これらのことから、本地域では、石英の粒度の減少はMTLからの距離にはあまり関係がなく、むしろマイカフィッシュの出現と定性的な関係があり、他の地域で議論されているように、MTLに近づくほどより強いマイロナイト化を受けているとはいえない。

#### C. 結晶質石灰岩

石灰岩起源の変成岩は、領家変成岩中には希で、静岡県内では水窪町池島から約800m北の北西への谷の中流の露頭しか知られていなかった(藤吉(1985)が、今回の調査で、新たに結晶質石灰岩の小岩体を発見した。

調査地域北部の結晶質石灰岩は、藤吉(1985)に記載されているものと同じのもので、泥質変成岩に挟まれた厚さ2~5m程の層状岩体として産出し、白色と褐色の部分からなる縞状構造を示す。白色部はほとんどが方解石からなり、わずかに石英を含む。方解石は等粒状で、粒度は1mm以上ある。褐色部は黒雲母を多く含み、周囲の泥質変成岩と同じ鉱物組成の部分と、透輝石、ザクロ石を含む部分からなる。白色部と褐色部の境界付近には、針状の珪灰石が生じている。藤吉(1974)は、この結晶質石灰岩及び泥質変成岩の鉱物組成から、当地域の領家変成作用は

角閃岩相に属するとしている。

もう一つの露頭は、途中島の南西約 2.5km の地点にあり、ここでは、珪質変成岩に挟まれた厚さ約 1.5m の層状の結晶質石灰岩の小岩体がみられる。ほとんど方解石からなるが、不規則な間隔で厚さ 1mm 以下の泥質の薄層を挟在する。鏡下では、伸長した方解石粒子(長さ 500 $\mu$ m, 幅 100 $\mu$ m 程度)のまわりを、非常に細粒な方解石(ほとんどが 10 $\mu$ m 以下)であり、光学顕微鏡では粒径の測定が困難)がネットワーク状にとりまいている。伸長した粒子は泥質薄層に平行な面構造を構成し、ほとんどの場合、波動消光が著しい。泥質薄層には、石英、白雲母、極細粒の不透明鉱物が含まれている。この岩石にはザクロ石、透輝石、珪灰石はみられない。

北部の結晶質石灰岩はマイカフィッシュの出現域の外にあり、鏡下でも変形構造はみられない。これに対し、南部の岩体はマイカフィッシュを含む珪質変成岩に挟まれており、前者よりもはるかに細粒であることから、周囲の珪質変成岩と同時にマイロナイト化作用を被ったものと考えられる。

#### D. 石英長石質岩脈

領家変成岩類の分布域には、領家変成岩の面構造に調和的な、見かけの厚さ 10cm~2m 程のアプライト質ないし花崗岩質の脈状岩体が散点的に存在する(いずれも小規模な岩体なので地質図上では省略した)。本岩は白色~灰白色を呈し、主な構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、緑泥石で、少量ではあるが必ずザクロ石を含む。石英長石質岩脈は、帯状もしくはレンズ状で、それらの伸びの方向は周囲の領家変成岩の面構造と平行である。黒雲母を多く含むものは、その定向配列による面構造をもち、その面構造は領家変成岩の面構造にほぼ平行である。

本岩はその産状、鉱物組成、肉眼でも確認できる 2 方向の面構造(図版IV 3, 4)を持つことから、増田ほか(1986)が本地域において記載したタイプ IS-C マイロナイトに相当するものと考えられる。産出地点は第 4 図に示したが、そのうち調査地域の南端付近の 2 ヶ所(図 4)のものは、増田ほか(1986)が、報告した露頭と同じものである。2 方向の面構

造の一方は 2~10mm 間隔で、非常に細粒(20~30 $\mu$ m)の石英、長石類、雲母類が帯状~レンズ状に並んでいることによって認識され、岩石はこの面構造によって割れやすい。この面構造上には、柱状鉱物及び、微小な不透明鉱物の配列によって認められる線構造が存在する。もう一方は、より粗粒の石英、長石類、雲母類の配列によって認識され、前者より間隔が狭く、前者と 25~40° 斜交する。前者は常に後者を引きずるように曲げている。BERTHE *et al.* (1979), LISTER and SNOKE (1984)によると、前者が C 面、後者が S 面である。S 面は、C 面よりも不明瞭で、露頭での観察では見分けられないこともあるが、C 面に直交し、線構造に平行な研磨面で観察すれば認識できる。露頭において、周囲の変成岩の面構造と平行に見えているのは、C 面の方である。S-C マイロナイトの C 面は剪断帯の走向に一致する面構造で剪断面と関係があり、S 面は、歪楕円と関係があると考えられている。C 面を基準としたときに、S 面がどちら側に傾いているかによって剪断センスが判定できる(図版IV 3, 4)。石英長石質岩脈の 7 ヶ所の露頭のうち、4 ヶ所で定方位試料を採取することができて、それらの示す剪断センスは、すべて一致して見かけの上位側が相対的に北か南に変位するものである(図 4)。

#### 3. ポーフイロクラスティックマイロナイト

ポーフイロクラスティックマイロナイトは緑色~灰色を呈し、肉眼で見える 1mm~5mm 程度の大きさの斑点状の長石及び角閃石が特徴的である(図版IV 1, 2)。本岩は、角閃石のポーフイロクラストをもつことから他の岩種と明瞭に識別できる。長石と石英に富む白い層と、角閃石に富む緑色の層が約 1cm 間隔で互層する compositional layering が見られることもある。雲母のへき開面、長石と角閃石の長辺がほぼ一定の方向にそろって配列していることから、面構造、線構造が認識できる。面構造、線構造は、ポーフイロクラストの量比が少ない場合に明瞭で、多いと不明瞭である。構成鉱物は、主として斜長石、カリ長石、角閃石、黒雲母、石英で、常に少量の不透明鉱物を含む。緑泥石、緑レン石、方解石、ザクロ石、スフェーンを含むこともある。

長石類と角閃石は、ポーフィロクラストとして存在する場合、割れ目が入っていたり、ブルアパートしていることが多い。割れ目はカリ長石、方解石、石英によって充填されている。角閃石には、緑色から褐色の多色性を示すものと、淡緑色で弱い多色性を示すものがある。角閃石はヘキ開に平行に伸長(長さ  $10\mu\text{m}$  程度)した不透明鉱物を包有することが多い。また、しばしば波動消光やキックが認められる。石英は粒径  $50\mu\text{m}$  程度のモザイク状集合体をなし、ポーフィロクラストの粒間をうめている。黒雲母は不規則な形で、細粒(数  $10\mu\text{m}$ )の石英、長石類、角閃石とともに基質を構成する(図版IV 1, 2)。

本岩は従来ポーフィロイド様岩と呼ばれてきた岩石に相当し、端山ほか(1963), HAYAMA and YAMADA (1980) によると、石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩起源のマイロナイトとされている。これに対し長野県鹿塩一市ノ瀬地域で、ポーフィロイド様岩は堆積岩起源変成岩であるとの説(例えば、小野, 1981, 1983)もあり、原岩についての見解は一定ではない。本地域では、領家花崗岩類とポーフィロクラスティックマイロナイトは、その分布域が領家変成岩によって隔てられているために両者の関係を野外で検討することは困難である。

### マイロナイト化作用と MTL の関係

領家変成岩中に多様な変形微細構造が認められることと、珪質変成岩中の石英の平均粒径がポーフィロクラスティックマイロナイトの分布域付近において周囲よりも小さいことから、領家変成岩が塑性剪断変形を被っていることは明らかである。塑性剪断変形はマイロナイトの主要な形成機構であると考えられている(例えば、BELL and ETHERIDGE, 1973; HOBBS *et al.*, 1976; SIBSON, 1977)。従って、マイロナイト化した領家変成岩は、端山ほか(1963)の記載のように一部の例外として存在するのではなく、本地域の領家変成岩のかなりの部分がマイロナイトである。以下に、このマイロナイトを形成した塑性剪断変形の運動像と MTL との関係について考察する。

本地域の岩石の分布、マイカフィッシュの出現する範囲、を考慮して、図7に本地域の模式断面図を

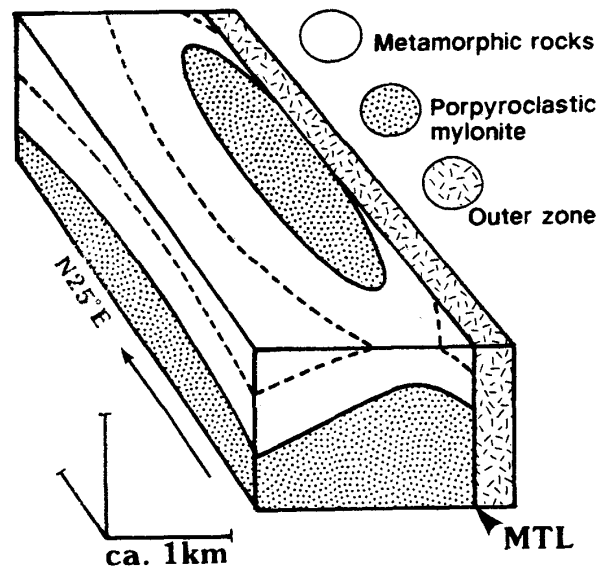


図7 地質概念断面図。

破線は図5の mica “fish” の出現境界に対応する。

示す。本地域は、基本的には単純な構造をしており、見かけの下位にポーフィロクラスティックマイロナイトが分布し、その上位に領家変成岩が分布している。両者の岩石の境界は、ほぼ水平であり、本地域の面構造と平行である。マイカフィッシュのみられる範囲は、ポーフィロクラスティックマイロナイトに近接した地域のみに限られている。このような層状の配列を切るようにして MTL が外帯の岩石との境界をなしている。

この水平的な構造と、石英の粒径が下位に向かって細粒化していることを考慮すると、(1)ポーフィロクラスティックマイロナイトを形成させたマイロナイト化作用と、領家変成岩中のマイロナイト化作用は同一のものであること、(2)そのマイロナイト化作用は、下位に向かって激しくなっていること、が示唆される。さらに、面構造は剪断面と平行であり、線構造は変位方向を示すこと、そして図4に示した変位センスから、(3)塑性剪断運動は、ほぼ水平な剪断面を持ち、上盤側が北から南に変位していることが示される。本地域のマイロナイトは水平的な剪断帯で形成されたと考えられるので、現在の MTL とマイロナイト化作用を直接結びつけるのは困難である。すなわち、MTL 付近のマイロナイトは左横すべりのストライクスリップ形の剪断運動によって形成されたという説(原ほか, 1977; HARA *et al.*, 1980;

高木, 1985; TAKAGI; 1986) を, 本地域のマイロナイト化作用に適用することは難しい。水平剪断面を持つマイロナイト化作用が地下深部で起こった後に, 現在の MTL に切られたと考えるほうが自然である。

ストライクスリップ形の剪断運動説は, 紀伊半島や高遠などの, 面構造の傾斜が比較的高角度である地域の調査に基づいて提案されたものである。マイロナイトの面構造は, 高遠では走向は NNE で傾斜は鉛直に近く, MTL にほぼ平行である(高木, 1984; TAKAGI, 1986) が, 水窪では, 傾斜がほぼ水平である。つまり, 高遠と水窪ではマイロナイトの面構造が90度近くねじれた位置関係にある。マイロナイトの形成史をより大きなスケールで議論するためには, 両地域とその間の地域についても変形微細構造を比較検討していく必要がある。

謝辞: 草稿を検討していただいた静岡大学理学部狩野謙一助教授と東京大学理学部吉田鎮男助教授に感謝します。

## 文 献

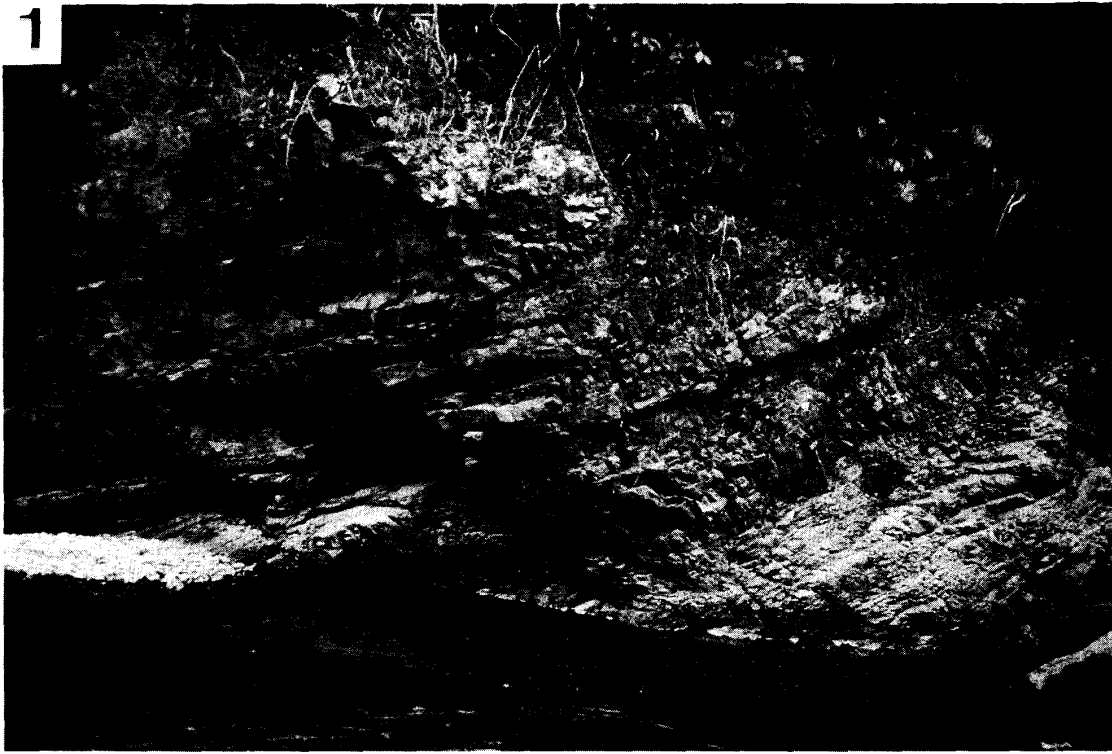
- BELL, T. H. and ETHERIDGE, M. A. (1973), Micro-structure of mylonite and their descriptive terminology. *Lithos*, **6**, 337-348.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. and JEGOZO, P. (1979), Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Jour. Struct. Geol.*, **1**, 31-42.
- CHRISTIE, J. M. and ORD, A. (1980), Flow stress from microstructures of mylonites: example and current assessment. *Jour. Geophys. Res.*, **85**, 6253-6262.
- 越後格之・木村敏雄(1973), 中央構造線に沿う破砕岩の小構造解析—紀伊半島粥見付近における例—。「中央構造線」115-137, 東海大学出版会。
- 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.
- HARA, I., SHOJI, K., SAKURAI, Y., YOKOYAMA, S. and HIDE, K. (1980), Origine of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **18**, 27-49.
- 端山好和・宮川邦彦・中島和一・山田哲雄(1963), 浦川～和田間の鹿塩構造帯。地球科学, **66**, 23-31.
- HAYAMA, Y. and YAMADA, T. (1980), Median Tectonic Line at the stage of its origin in relation to plutonism and mylonitization in the Ryoke belt. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **18**, 5-26.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. and WILLIAMS, P. F. (1976), *An outline of structural geology*, 571p., Jhon Wiley & Sons, New York.
- 北大深成作用研究グループ(1965), 中部地方領家帯全般の地質構造—第2部—。71, 93-99.
- 藤吉 瞭(1985), 領家変成岩と結晶質石灰岩。「静岡県の自然景観」238-241, 第一法規出版。
- (1974), 領家変成岩および深成岩。「静岡県の地質」静岡県。
- ICHIKAWA, K. (1980), Geohistory of the Median Tectonic Line of South-west Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **18**, 187-210.
- LISTER, G. S. and SNOKE, A. W. (1984), S-C mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- MASUDA, T. and ANDO, S. (1988), Viscous flow around a rigid spherical body: hydrodynamical approach. *Tectonophysics*, **148**, 337-346.
- 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。静大地球科学研報, **12**, 75-87.
- 中世古幸次郎・松島信幸・小島郁・松川正樹(1979), 赤石山地の水窪層・和田層に関する新事実。国立科博専報, **12**, 65-72.
- 小野 晃(1981), 領家変成帯, 高遠—鹿塩地方の地質。地質雑, **87**, 249-257.
- (1983), 月蔵山変成岩類の不透明鉱物の意義。岩鉱, **78**, 306-311.
- PASSCHIER, C. W. and SIMPSON, C. (1986), Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 831-843.
- SIBSON, R. H. (1977), Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- SIMPSON, C. and SCHMID, S. M. (1983), An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **94**, 1281-1288.
- 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砕岩類。地質雑, **90**, 81-100.
- (1985), 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類。地質雑, **91**, 637-651.
- TAKAGI, H. (1986), Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 3-14.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. and BRUN, J. -P. (1987), Rolling structures at large shear strain. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 691-704.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲夫・仲井 豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦(1974), 20万分の1中部地方領家帯地質図。地質調査所。

Plate I~IV



## 図版 I

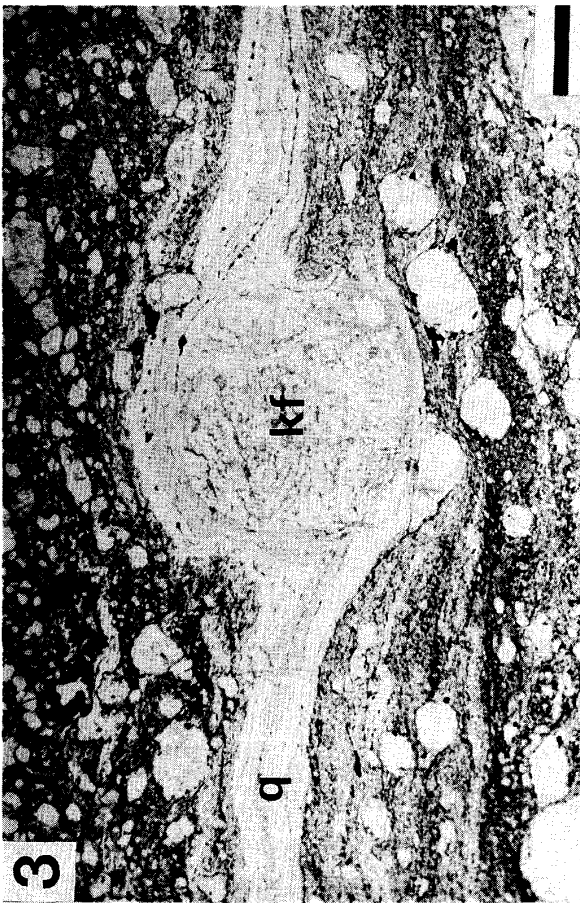
1. 途中島南方にみられる泥質変成岩と砂質変成岩の層状構造。スケールは写真右半分のほぼ中央に立っているハンマー。
2. 池島北方にみられるポーフイロクラスティックマイロナイト。低角な面構造が発達している。



## 図版II

面構造に直交し線構造に平行な断面での薄片写真。各写真の上で、面構造は写真の長辺にほぼ平行。鉱物名の略号(q:石英, bt:黒雲母, mv:白雲母, kf:カリ長石, pl:斜長石, g:ザクロ石)は、各図版共通。

1. 泥質変成岩の黒雲母の定向配列。池島北方。スケール=1mm, オープンニコル
2. 1と同じ, クロスニコル
3. 左ずれの剪断センスを示すカリ長石ポーフイロクラストの回転組織。池島西方。スケール=1mm, オープンニコル
4. 3と同じ, クロスニコル



## 図版III

面構造に直交し線構造に平行な断面での薄片写真。各写真の上で、面構造は写真の長辺にほぼ平行。

1. 左ずれの剪断センスを示すマイカフィッシュ。途中島付近。スケール=0.5mm, オープンニコル
2. 1と同じ, クロスニコル  
マトリックスの石英はポリゴナルな粒状集合体をなす。
3. マイカフィッシュを含まない珪質変成岩。途中島南方。スケール=0.5mm, オープンニコル
4. 3と同じ, クロスニコル  
マイカフィッシュを含むもの（図版III 2）と較べて石英が粗粒で外形が不規則である。



## 図版IV

面構造に直交し線構造に平行な断面での薄片写真。各写真の上で、面構造(C面)は写真の長辺にほぼ平行。

1. ポーフロクラスティックマイロナイト。池島北方。スケール=1mm, オープンニコル
2. 1と同じ, クロスニコル
3. 石英長石質岩脈。水窪西方。S:S面, C:C面, スケール=1mm, オープンニコル  
S面とC面の斜交関係は左ずれを示している。
4. 3と同じ, クロスニコル

