

原著論文

長野県高遠町板山地域の中央構造線（予報）

The Median Tectonic Line in the Itayama area, Takato Town, Nagano Prefecture (a preliminary report)

原 郁夫*・宮本隆実**・池田圭一***・次重克敏****・椰良 督*****

Ikuo Hara*, Takami Miyamoto**, Keiichi Ikeda***, Katsutoshi Jijyuu**** and Tadasi Nagira*****

Abstract : The structural relationship between the Ryoke rocks and the Sambagawa schists has been investigated in the Itayama area, Takato Town, Nagano Prefecture. It has been pointed out in this paper that the Ryoke rocks and the Sambagawa schists slices construct a sandwich-like structure with low-angle orientation, that the low-angle structure is cut across by two high-angle faults with NNE-SSW trend and clay gouge, and that the high-angle faults (MTL-IV) are approximately correlated with the Median Tectonic Line previously described by some authors.

Key words : Ryoke belt, Sambagawa belt, structural relationship, Median Tectonic Line

緒 言

長野県高遠町板山地域は、地質学的にはフォッサ・マグナに近く NNE-SSW トレンドの中央構造線 (MTL) に沿った地域である (第1図)。地理的には高遠図幅 (5万分の1) 内において、藤沢川の左岸にあって、月藏山の東側を北へ流れ板山において藤沢川に合流する川—ここでは便宜的に A 川と呼ぶ—の中流域から下流域を含む南北に伸びた領域である (第2図)。本地域の基盤岩の地質は、領家岩類と三波川変成岩で構成されている。本地域の中央に位置する両岩類の境界が、中央構造線 (MTL) である。この研究の目的は、本地域における領家岩類と三波川変成岩の構造的関係を明らかにし、MTL とされる構造の実体を理解することである。

本地域の地形と地質の研究史については、近年公刊された高遠図幅説明書 (牧本ほか, 1996) に記載され

2003年1月28日受付, 2004年2月9日受理。

* 応用地質株式会社

Oyo Corporation, 3-1-30, Minaga, Saeki-ku, Hiroshima, 731-5124, Japan

** 広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学教室

Department of Earth and Planetary Systems Science, Graduate School of Science, Hiroshima University, 1-3-1, Kagamiyama, Higashi-Hiroshima, 739-8526, Japan

*** 八千代エンジニアリング九州支店

Yachiyo Engineering Co.Ltd., 2-1-5 Arato, Chuo-ku, Fukuoka, 810-0062, Japan

**** 広島県神石郡豊松村有木 881

881 Ariki, Toyomatsu, Jinseki, Hiroshima Prefecture, 720-1701, Japan

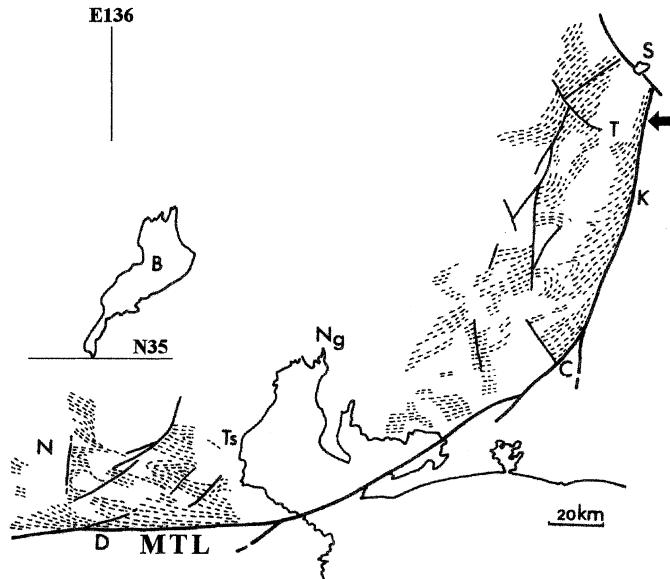
***** 山口県立柳井商業高等学校

Yanai Comercial High School, 3776-2 Yanai-Ojiri, Yanai, 742-0021, Japan

ている。それによると、同図幅内の MTL は、牧本ほかの研究に先立って、小野 (1969, 1977, 1981), 松島 (1973) によって研究されており、松島 (1973) は、3 地点において MTL の露頭を確認したことを記している。このうち、本地域の板山の露頭は、牧本ほかの図幅説明書にも記載とともに、写真が掲載されている。この露頭は現在でも良く観察出来る。小野、松島、牧本ほかの研究によって作成された地質図には、領家岩類と三波川変成岩の境界としての MTL は、1本の線として示されている。MTL は、ほぼ鉛直配置であり、板山の集落のあるところでは藤沢川の左岸を通り、A 川の流域においては、下流域では右岸、中流域では左岸、上流域ではほぼ河床に近い位置を通るとされている。

本地域の地質は、広島大学理学部地球惑星システム学科の 1990 年度の進級論文 (指導教官、原 郁夫 (構造地質学)・宮本隆実 (堆積学)・渡辺 旬 (金属鉱床学)・北川隆司 (粘土鉱物学)) の調査対象であり、池田圭一・次重克敏・椰良 督が調査を行なった。原と宮本は、近年、この池田・次重・椰良による調査結果を基礎として、既往文献の成果を検討し、本地域の領家岩類と三波川変成岩の構造的関係を明らかにするための調査を行なってきた。調査は途中段階であるが、より進んだ調査を行なうには、地形解析やトレンチ調査が必要であると考えられ、私たちには手に余るため、ここに調査結果の一端を報告し諸賢の協力を得たいと考えた次第である。

牧本ほか (1996) は本地域の構成岩類を、花崗岩マロナイトと三波川変成岩 (泥質片岩と塩基性片岩) に



第1図 高遠町板山地域の位置図。矢印：板山地域、MTL：中央構造線、S：諏訪、T：高遠町、K：鹿塩、C：中部天竜、Ng：名古屋、Ts：津、D：出合、N：奈良、B：琵琶湖、破線：領家岩類の片麻構造の配列方向（原ほか、1977）。

区分して地質図を描いている。本報告の目的からみたとき、本地域の領家帯を構成する岩石と三波川帯を構成する岩石が、どのような特性をもつたものであるかを論ずることは重要ではなく、議論を複雑にし目的に沿った理解を難しくするだけであると考えられるため、それらの記載と考察は別紙にゆずり、ここでは、領家帯を構成する岩石は領家岩類、三波川帯を構成する岩石は三波川変成岩と呼ぶことにした。

領家岩類と三波川変成岩の分布-MTL の位置

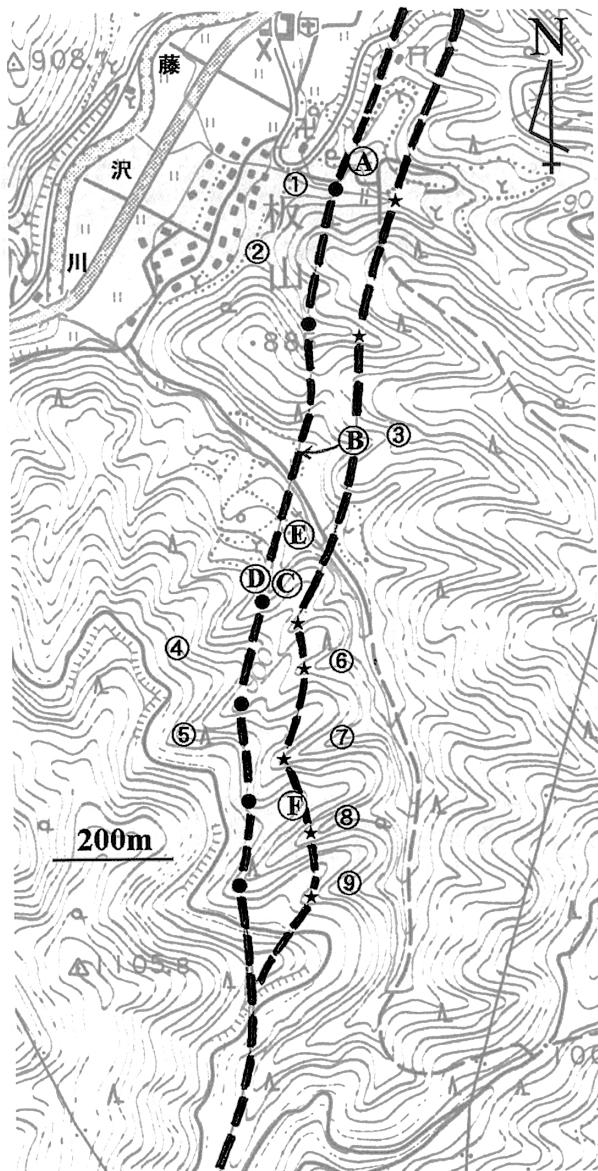
本地域には、既往文献に示された MTL のトレンドに高角度をなして、多くの小さな谷が発達している。地質と地形の記載を進める便宜を考えて、第2図に示したように、これらの谷を、北から南へ順に、谷1～谷9と呼ぶことにする。

松島（1973）、牧本ほか（1996）が記載した領家岩類と三波川変成岩の境界断層の露頭—露頭Aと呼ぶ一是、谷1の右岸に位置する（第2図）が、ここでは、断層はほぼ鉛直な配置をもって発達している。この谷1の左岸と右岸においては、露頭Aの三波川変成岩の東側、即ち谷の上流側で、領家岩類の分布が、露頭と転石によって認められる。そして、三波川変成岩の本体は、この領家岩類の東側で観察される。露頭Aで、松島（1973）、牧本ほか（1996）が、領家岩類としたものは、広く西へ連続するもので領家岩類本体である。したがって、谷1では、西から東へ、領家岩類本体、三波川変成岩（「三波川変成岩の挟み」）、領家岩類（「領家岩類の挟み」）、三波川変成岩本体が分布するサンドウイッチ構造が発達するように見える（第3図）。

この区分で記述すれば、松島（1973）、牧本ほか（1996）が露頭で確認したとした MTL は、領家岩類本体と「三波川変成岩の挟み」の境界である。「領家岩類の挟み」と三波川変成岩本体の境界は、ここでは、位置は推定出来ている（第3図）が、露頭を作成して観察する作業は出来ていない。

次に谷1と谷3（第2図）の間の領域における、領家岩類と三波川変成岩の分布を見てみよう。これは本地域全体を通して言えることだが、1990年当時のルート・マップから見ると、現在では露頭情況に変化がある。河床の露頭には、埋もれて確認しえなかったものがあったが、新たに確認出来た露頭もあった。山腹斜面と尾根における転石の調査が重要であった。「領家岩類の挟み」と「三波川変成岩の挟み」は、ここでは、第3図のように、それぞれ2つの「挟み」に区分された。谷1右岸の「三波川変成岩の挟み」は、下位の「挟み」に相当し、谷2と谷3においても露頭で観察されている。谷1右岸の「領家岩類の挟み」は、下位の「領家岩類の挟み」であり、谷1と谷2の間の尾根と谷2と谷3の間において、下位の「三波川変成岩の挟み」を覆うように分布する（第3図）。第5aと5b図は、谷3で見られる下位の「三波川変成岩の挟み」と下位の「領家岩類の挟み」の露頭写真である。この露頭Bの位置は第2図に示されている。

上位の「三波川変成岩の挟み」は、谷2の右岸斜面で露頭として観察されるが、谷2と谷3の間の尾根の鞍部（第2図）においても転石として確認される。この右岸斜面の露頭の三波川変成岩の片理は緩やかに東へ傾斜している。上位の「領家岩類の挟み」は、この上位の「三波川変成岩の挟み」の露頭の上で転石とし



第2図 高遠町板山地域の地形図（国土地理院発行2万5千分の1地形図の引用）。1～9：谷の番号、A～F：本文中で検討される露頭および顕微鏡観察試料採集地点、黒丸と黒星：谷の屈折点。

て観察される。また、上位の「領家岩類の挟み」は、谷2と谷3の間の尾根では、上位の「三波川変成岩の挟み」の分布する鞍部の東側の急勾配となる位置（第2図）でも転石として観察されている。「領家岩類の挟み」と三波川変成岩本体の境界断層は、谷3以外のところでは露頭として観察する作業は出来ていないが、両岩類の分布からほぼ鉛直な面として描くことが出来るものと推定される。かくして、谷1と谷3の間の領域における、領家岩類と三波川変成岩の形成する地質構造は、第3図（地質平面図）、第4a図（地質断面図）のようなものと考えられる。下位の「三波川変成岩の挟み」は、下位の「領家岩類の挟み」の下に地窓状に

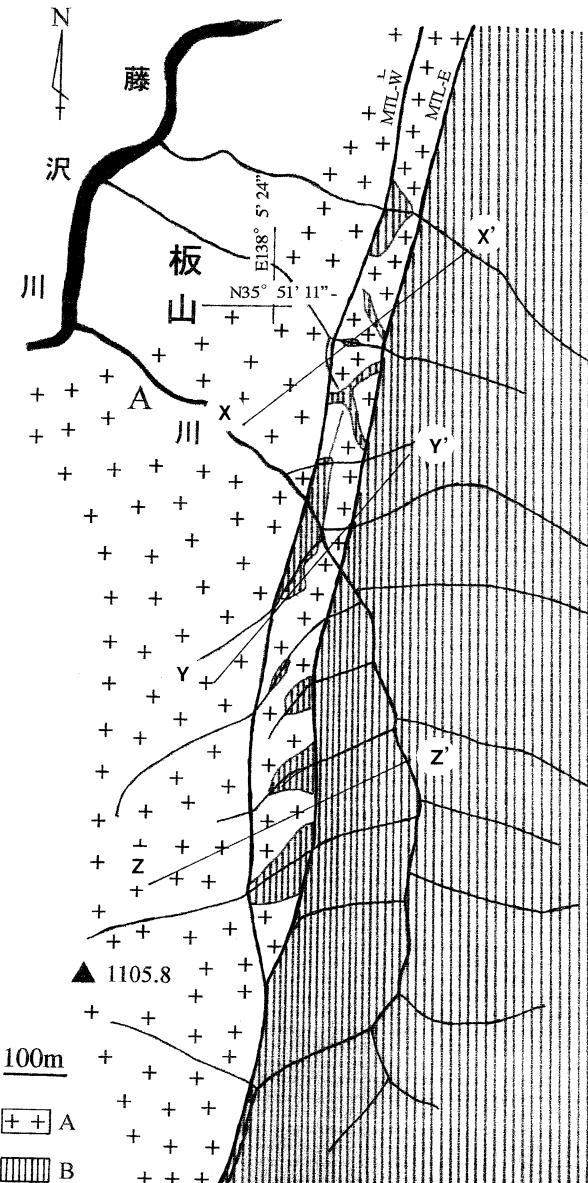
分布する地質体であるが、その下底面を推定する情報は得られていない。

下位の「領家岩類の挟み」は谷3からA川右岸に沿って上流側へ追跡出来る。谷4（第2図）付近でA川左岸でも観察される。しかし、谷4と谷5（第2図）の間から更に上流側では、A川の右岸と左岸には、三波川変成岩本体が露出するようになる（第3図）。ここでは下位の「領家岩類の挟み」と三波川変成岩本体の境界の位置は、露頭として観察出来ないが、数mの誤差で推定出来る（第3図）。松島（1973）が、いま1つのMTL露頭として地質図に示しているのは、この地点であるように見える。

谷4では下位の「領家岩類の挟み」は、谷の入り口の河床で露頭として認められる。この「領家岩類の挟み」の西側に、下位の「三波川変成岩の挟み」が認められる。谷4の河床に下位の「三波川変成岩の挟み」が露出するところの右岸側の山腹斜面から尾根にかけての領域では、下位の「領家岩類の挟み」が分布する。第5d図は、露頭C（第2図）において、下位の「三波川変成岩の挟み」の上に領家岩類が、ほぼ水平な境界をもって分布することを示すものである。この露頭から谷4を下位の砂防ダムの下まで下ると、領家岩類は河床までおりて分布している。それから谷4を露頭E（第2図）まで下ると、再び下位の「三波川変成岩の挟み」が河床に現われる（第7a図）。この三波川変成岩の上に位置する領家岩類が、谷4の入り口の下位の「領家岩類の挟み」に連続している。

露頭Eの写真（第7aとb図）では、下位の三波川変成岩の上に領家岩類がほぼ水平に分布するよう見えるが、この境界面は走向はほぼ東西で傾斜は高角度で南である。したがって、谷4における下位の「三波川変成岩の挟み」と下位の「領家岩類の挟み」の境界面の構造は、谷1から谷4までの間の情報（第3図）と合わせ考えると、階段状構造を含み極めて複雑であるが、平均的には緩やかにA川へ向かって傾斜する特徴をもつよう見える（第3図、第4b図）。しかし、構造の厳密な解明には、掘削によって大きな露頭を作成するような詳細な調査が必要であると考える。

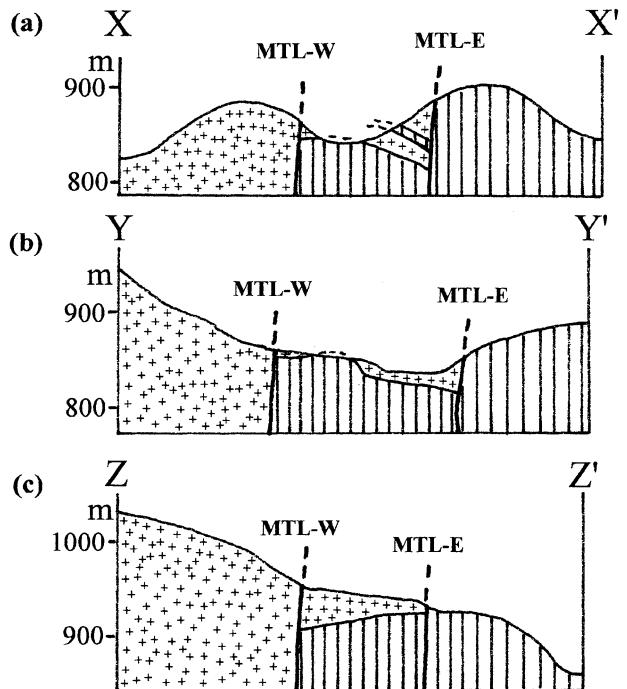
領家岩類、三波川変成岩という言葉で記載する岩類の顕微鏡観察を基礎とした詳細な検討は、先に述べたように別紙によらず本報告の課題ではない。しかし、既往文献において三波川変成岩の西端とされた位置より東側に、「領家岩類の挟み」があるかどうかは大きな問題であるので、下位の「領家岩類の挟み」としたものの代表例の顕微鏡写真を示しておこう。花崗岩マイロナイト～カタクレーサイトが主体であるが（第5c図、第7c図）、岩脈（例、露頭Aの右上端に分布）や西側の領家岩類本体（高変成度岩；小野（1981）、牧本ほか（1996）参照）には見られない低変成度岩（あるいは非変成岩）（第8aと8b図）も認められる。2つの



第3図 高遠町板山地域の地質平面図。A：領家岩類，B：三波川変成岩，X-X'，Y-Y'，Z-Z'：地質断面線，MTL-W：西側のMTL高角度断層，MTL-E：東側のMTL高角度断層。

露頭(BとE)で採集された領家岩類の顕微鏡写真は、それらが、長石のポーフィロクラストを含む花崗岩マイロナイトであることを示している。いずれも、原(1996)が高遠地域において中央帶のマイロナイトとしたものに対比される特徴をもつものである。第3図で下位の「領家岩類の挟み」として記載されている領域の岩石が、明らかに領家帶に帰属する岩石を含むことが理解されよう。

第6aと6b図は露頭BのB点で採集された三波川変成岩の顕微鏡写真である。第8aと8b図の低変成度岩(あるいは非変成岩)とは異なった特徴を示している。低変成度岩(あるいは非変成岩)は、池田ほかが

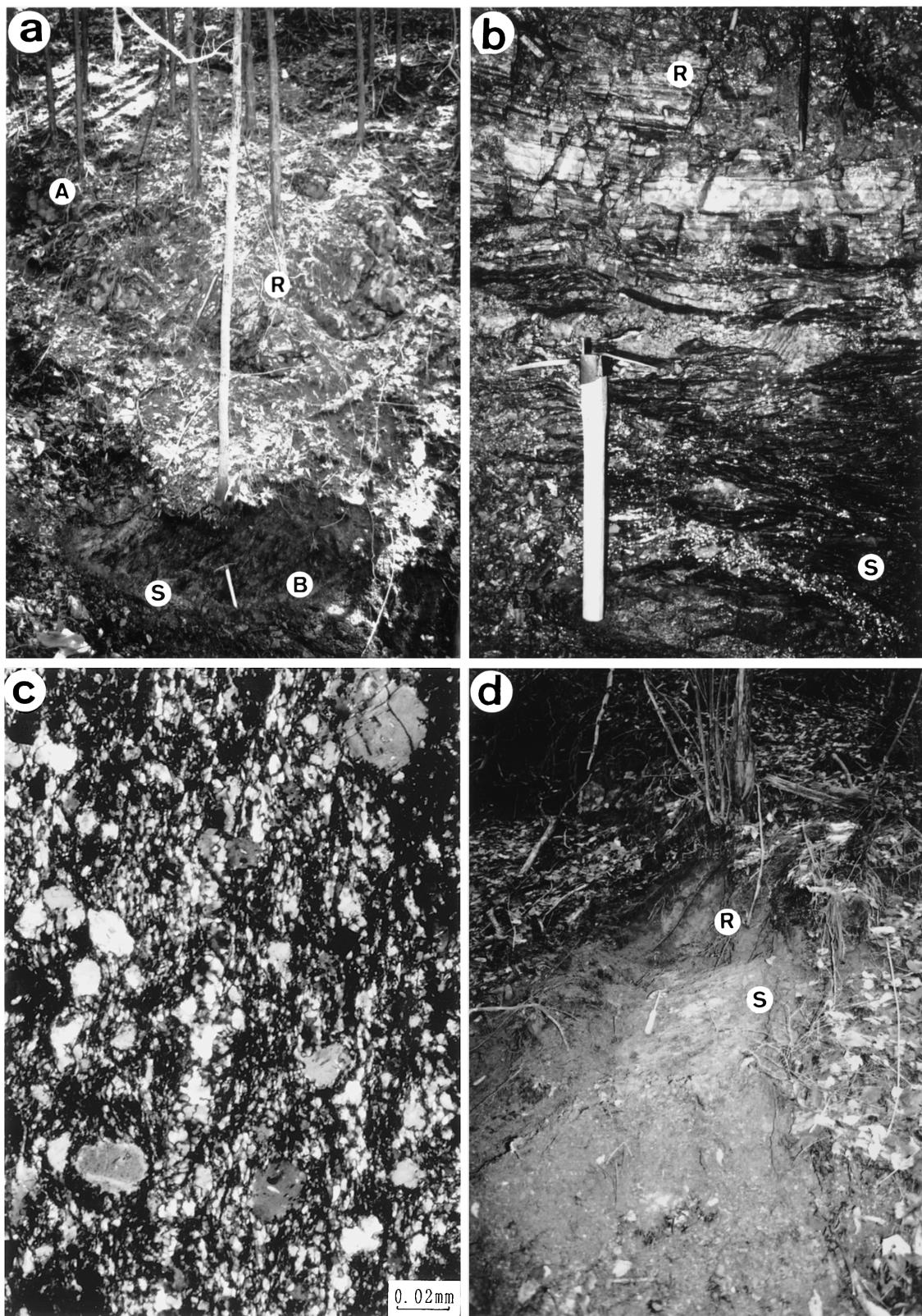


第4図 高遠町板山地域の地質断面図。+：領家岩類，縦線：三波川変成岩，MTL-W：西側のMTL高角度断層，MTL-E：東側のMTL高角度断層。

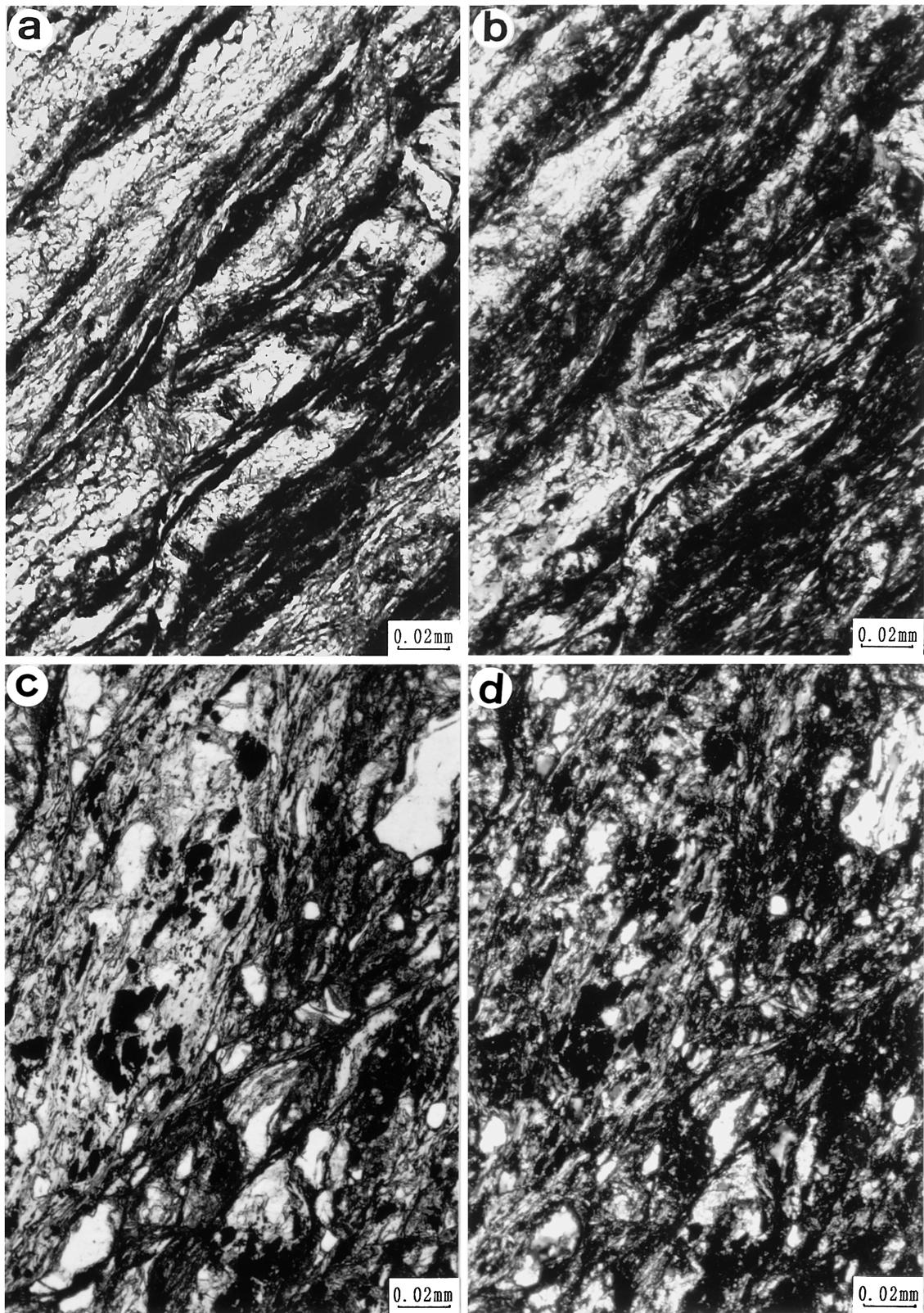
帰属不明の岩石として記載していたものだが、これは、東栄-新城間の「領家帯張り出し部」において、Ohtomo (1993) が記載した低変成度岩(あるいは非変成岩)に対比される地質体である可能性がある。同じような低変成度岩(あるいは非変成岩)は、高遠の南の戸台口から東へのびる道路においても、カタクリーサイト化した花崗岩マイロナイトと混在して分布していることを付記しておこう。

谷4の露頭Cの奥の河床部には領家岩類の下に下位の「三波川変成岩の挟み」が分布する(露頭D(第2図); 第6cと6d図)が、両者の境界は、露頭Eと露頭Cにおけると同様、未固結粘土ガウジを伴う断層である。これより奥で谷4が屈折する地点の山腹斜面において、低角度をなして分布する低変成度岩(あるいは非変成岩; 第8aと8b図)を含む下位の「領家岩類の挟み」と、高変成度岩と花崗岩マロナイトからなる領家岩類本体の境界断層が観察される(第8c図)。第8a図の試料は、第8c図の露頭の左側上位の山腹斜面で採集されたものである。この境界断層は、南北走向で鉛直であり、谷1の露頭Aの領家岩類本体と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界断層に連続するものである(第3図)。

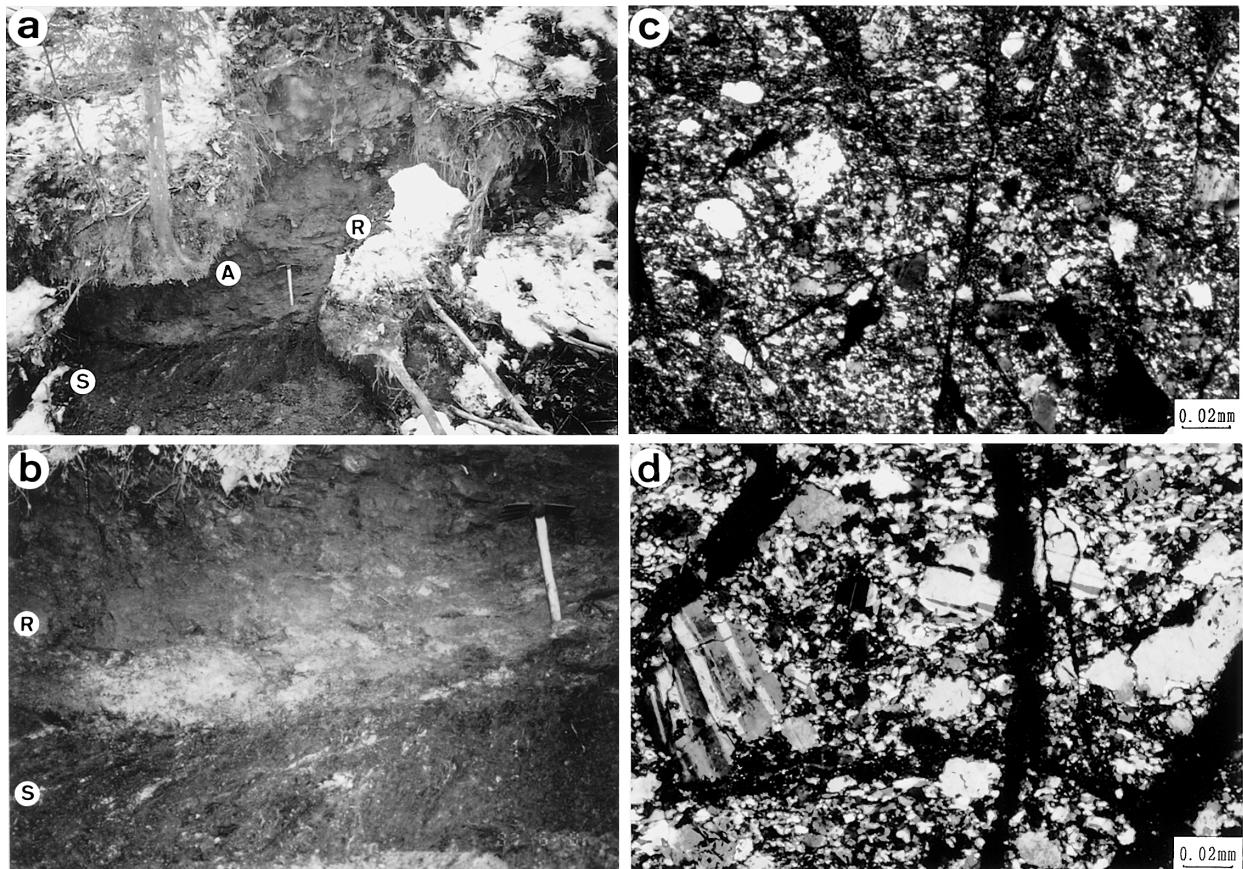
これまで、谷4の左岸側の情報に拠らないで基盤岩類の地質構造を検討してきたが、それは、左岸側では、上流側を除いて基盤岩類の露出が悪く、また地すべり



第5図 a) 露頭Bの写真：領家岩類と三波川変成岩の分布，b) 露頭Bにおける領家岩類と三波川変成岩の境界部の拡大写真，c) 露頭Bの点Aから採集した領家岩類の顕微鏡写真，d) 露頭Cの写真：領家岩類と三波川変成岩の境界部，R：領家岩類，S：三波川変成岩。



第6図 a) と b) : 露頭Bの点Bから採取した三波川泥質片岩の顕微鏡写真, c) と d) : 露頭Dから採取した三波川泥質片岩の顕微鏡写真, a) と c) : オープンニコル下で撮影, b) と d) : クロスニコル下で撮影.



第7図 a) 露頭Eの写真：領家岩類と三波川変成岩の境界部, b) 露頭Eにおける領家岩類と三波川変成岩の境界部の拡大写真, c) 露頭Eの点Aから採集した領家岩類の顕微鏡写真, d) F点から採集した領家岩類の顕微鏡写真。

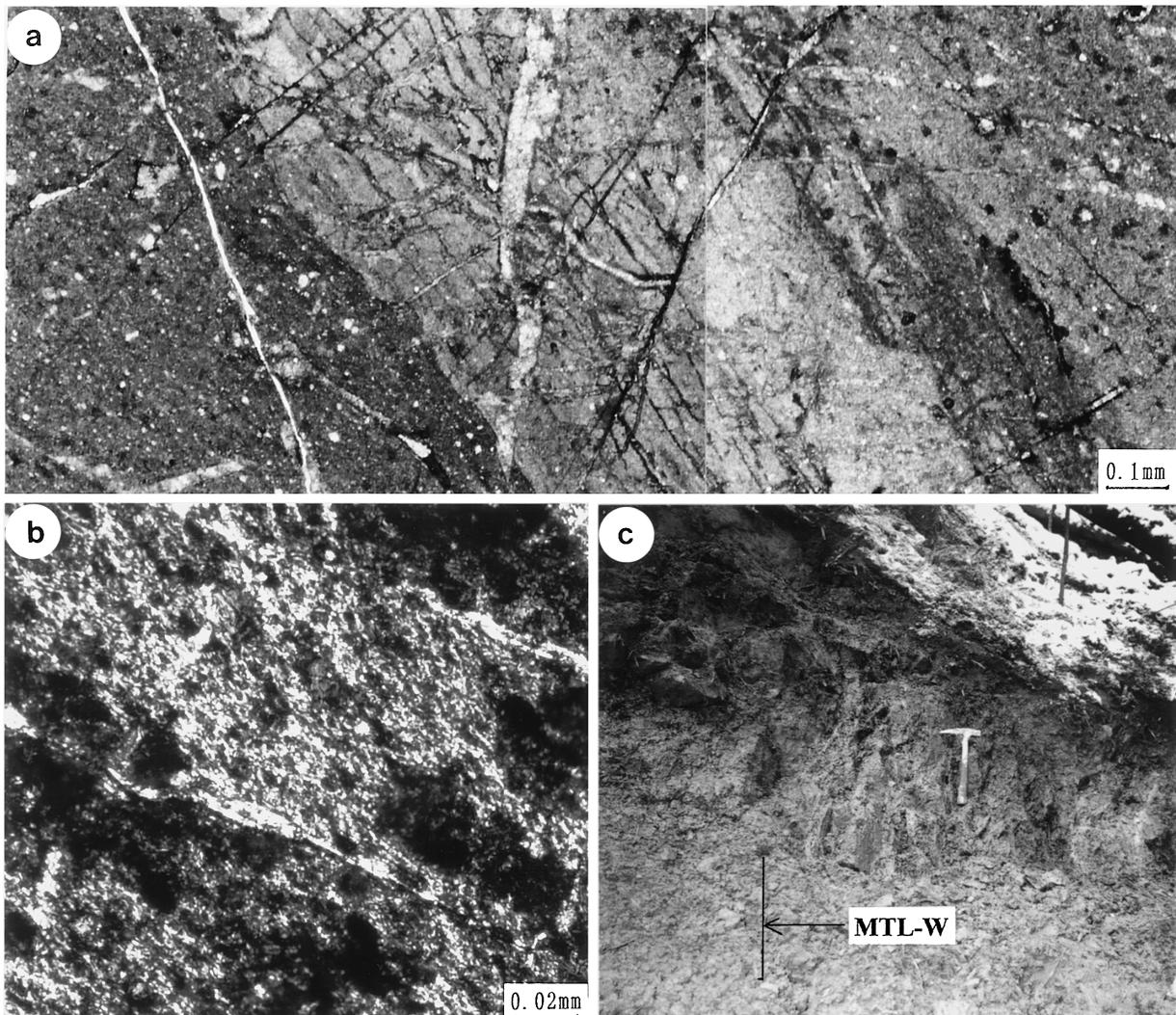
が発達するように見えるからである。

では、地質調査結果の続きを説明しよう。谷5(第2図)においても、隣の谷4と同様の現象が観察される。下位の「三波川変成岩の挟み」は、1990年の調査では、谷5の上流において露頭として観察された。現在ここでは三波川変成岩は転石として認められる。この下位の「三波川変成岩の挟み」は河床に限られ地窓状に分布し、両側の尾根と下流側河床には、下位の「領家岩類の挟み」が分布している(第3図)。谷5の上流には、領家岩類が分布している。しかし、谷5の出口近くの河床と両側の尾根のA川に近い位置では、三波川変成岩(=三波川変成岩本体)の露出が認められる。

谷6～谷9(第2図)の河床では、三波川変成岩は地窓状ではなく、A川から谷の奥深くまで連続して露出する。これに対して、これらの谷の両側の尾根においては、領家岩類は、低い標高位付近まで張り出して分布している(第3図)。山腹斜面～尾根では露出はほとんどなく、主として転石の分布からの判断となるが、ここでの領家岩類/三波川変成岩の境界面もまた緩やかな構造を形成するものと推定される(第3図、第4c図)。三波川変成岩の上に重なるように分布するこの領家岩類は、谷4から連続する地質体であるので、そ

の主体は下位の「領家岩類の挟み」に相当するものと判断される。谷7と谷8の間の尾根のF点(第2図)から採集された領家岩類(転石)の顕微鏡写真が第7aと7b図である。この岩石は長石のポーフィロクラストをもつ花崗岩マイロナイトである。

谷5～谷9の間で下位の「領家岩類の挟み」に相当する領家岩類の下位に分布する三波川変成岩は、下位の「三波川変成岩の挟み」に相当する地質体であると考えるのが自然であろう。しかし、谷の河床でA川に近い位置に分布する三波川変成岩は、三波川変成岩本体の連続体であるはずである。即ち、谷6～谷9の河床に分布する三波川変成岩は、上流側が下位の「三波川変成岩の挟み」、下流側が三波川変成岩本体であるはずである。しかし、いずれの谷の河床でも両者の境界を直接決定することは出来なかった。いずれの谷でも、下流から上流までインタクトな岩石は同じように見えるからであり、多くの露頭で高角度配置を示す未固結のガウジを伴う断層状の構造が認められるからである。谷8～谷6の上流側に分布する下位の「三波川変成岩の挟み」とした岩石は、牧本ほか(1996)の地質図でも、三波川変成岩の連続体として描かれている。



第8図 a) 谷4のMTL-Wの露頭(第8c図)の左上の斜面(下位の「領家岩類の挟み」)から採集された低変成度岩(あるいは非変成岩)の顕微鏡写真(オーブンニコル下で撮影), b) 第8a図の一部の拡大顕微鏡写真(クロスニコル下で撮影), c) 谷4のMTL-Wの露頭(下位の「領家岩類の挟み」と領家岩類本体の境界断層).

下位の「領家岩類の挟み」は、谷6～谷9では空中に浮いていて河床部には分布しないが、尾根で確認されるその東端部は、ほぼ直線となるようにな位置にある(第3図). この下位の「領家岩類の挟み」の東端部が、このように直線的となるのは、この東端部と三波川変成岩との境界が断層であることによる可能性が考えられる. この境界は、谷3～谷5の間の領域における、下位の「領家岩類の挟み」と三波川変成岩本体の境界断層にほぼ直線的に連続する. したがって、谷5から北側の領域の下位の「領家岩類の挟み」と三波川変成岩本体の境界断層は、谷6～谷9の間の領域では、上記のように想定された断層として発達する可能性が考えられる. 第3図の地質平面図と第4c図の地質断面図は、このような想定にしたがって描かれている. これらの図において、下位の「三波川変成岩の挟み」が、更に下位に「領家岩類の挟み」を伴うものであるのか、

三波川変成岩本体に相当する地質体であるのかどうかは、情報がなく明らかでない.

次の問題は、谷1右岸の露頭Aで観察される領家岩類本体と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界断層(=谷1左岸と谷4における領家岩類本体と下位の「領家岩類の挟み」の境界断層)が、谷5から南でどこを通るかである. この境界断層が、谷5～谷9ではどこを通るかは厳密には明らかでない. 明らかでない理由は、これらの谷の奥で認められる領家岩類と三波川変成岩の境界が、2つの型の断層-領家岩類本体と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界断層(高角度配置)、下位の「領家岩類の挟み」と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界断層(低角度配置)-の組合せで構成されている可能性があるからであり、下位の「領家岩類の挟み」の広がりが、低変成度岩(あるいは非変成岩)の広がりとしては確定出来ていないからである.

谷8の奥で認められる領家岩類と三波川変成岩の境界では、数m幅で露頭が欠如している。このため、ここでの領家岩類と三波川変成岩の境界の構造は確認出来ていない。しかし、この位置の両者の境界はほぼ鉛直配置であり、境界付近の両岩類に見られる未固結ガウジの構造も、全体として高角度配置である。第3図においては、この境界断層が、谷8における領家岩類本体と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界断層=領家岩類本体と下位の「領家岩類の挟み」の境界断層と見做されている。

谷9の南側の尾根の北側斜面で、谷8まで追跡されてきた下位の「領家岩類の挟み」が消滅一したがって厳密には位置が確定していない2つの断層（領家岩類本体と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界断層と、下位の「領家岩類の挟み」と三波川変成岩本体の境界断層）が収斂一しているように見える（第3図）。尾根には標高975mに沿って道路があり、法面に2つの境界断層が露出しているように見えるのであるが、現在では残念ながら法面に金網がはられ観察出来ない状態にある。しかし、この尾根の南側斜面の標高975mに沿った道路の法面は、金網がはられていないため、ここでは領家岩類と三波川変成岩の関係の観察が可能である。ここでは、領家岩類本体と三波川変成岩本体が接しているように見える。そして、その境界断層の位置は、露頭としては確認出来ていないが、数mの誤差で推定されている（第3図）。この位置から南側では、A川の河床には三波川変成岩の露頭が見られ、領家岩類本体と三波川変成岩本体の境界断層は、A川の河床に近い左岸を通っているようである。尾根と谷での位置から、ここでの領家岩類本体と三波川変成岩本体の境界断層も高角度配置であると考えられる（第3図）。

第3図の地質図における領家岩類本体と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界=領家岩類本体と下位の「領家岩類の挟み」の境界は、上記のような谷9の南の尾根とその南側のA川からの情報および、谷8と谷4からの情報、谷1～谷3からの情報によって描かれたものである。領家岩類本体と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界は、谷5、谷6、谷7では、河床より下まで下りているものと推定される（第3図、第4c図）。即ち、谷5、谷6、谷7での領家岩類と三波川変成岩の境界は、下位の「領家岩類の挟み」と下位の「三波川変成岩の挟み」の境界であると推定される。

考察と結論

本地域の領家岩類と三波川変成岩の境界断層は、極めて複雑な構造を形成するものであることが、上記のような調査によって明らかとなった。領家岩類と三波川変成岩は、西から東へ、領家岩類本体、下位の「三波川変成岩の挟み」、下位の「領家岩類の挟み」、上位

の「三波川変成岩の挟み」、上位の「領家岩類の挟み」、三波川変成岩本体と分布する（第3図、第4a図）。そして、領家岩類本体と三波川変成岩本体の間の地質体は、下位から上位へ、下位の「三波川変成岩の挟み」、下位の「領家岩類の挟み」、上位の「三波川変成岩の挟み」、上位の「領家岩類の挟み」と重なる地質構造を形成している。下位の「三波川変成岩の挟み」と下位の「領家岩類の挟み」の境界面は、地域の南半部では緩やかにNNW傾斜であるが、北半部ではうねりながらも緩やかに東へ傾斜しているように見える。上位の「三波川変成岩の挟み」と上位の「領家岩類の挟み」は、北半部において下位の「領家岩類の挟み」の上に、下位の地質構造と調和的に、緩やかに東へ傾斜して発達している。

下位の「三波川変成岩の挟み」、下位の「領家岩類の挟み」、上位の「三波川変成岩の挟み」、上位の「領家岩類の挟み」が形成する平均的には緩やかと見える地質構造を、高角度で切断する2つの断層が発達して、西側に領家岩類本体、東側に三波川変成岩本体が接している（第3図、第4図）。このような地質構造は、低角度断層—ここでは仮にMTL低角度断層と呼ぶ—をもって領家岩類と三波川変成岩が、スライス化しサンドウイッチ構造を形成しながら接合した後、これを切断するように高角度の2つの断層が発達したことを示唆している。ここでは、領家岩類本体の境界断層を西側のMTL高角度断層（MTL-W）、三波川変成岩本体の境界断層を東側のMTL高角度断層（MTL-E）と呼ぶことにする。

中部地方でMTLがNNE-SSW系となった位置のしかもかなり北よりの高遠以北の地域で、高角度断層としてのMTLが発達する以前に、領家岩類が三波川変成岩と低角度断層をもってサンドウイッチ状に重なる地質構造を形成していることが明らかにされたことは注目すべきことである。MTL低角度断層は必ずしも未固結ガウジを伴う断層ではない。露頭B（第5b図）では、領家岩類と三波川変成岩が著しくマイロナイト化しながら接合した関係が読み取れる—詳細は別紙で報告される。原・宮本（2003）、原ほか（2003）のMTLのテクトニクス区分によれば、このMTL低角度断層はMTL-IIIに相当する構造であろう。そして、下位の「領家岩類の挟み」は低変成度岩（あるいは非変成岩）を含むことから、三波川変成岩と低角度断層をもってサンドウイッチ状に重なる地質構造を形成する領家岩類は、原・宮本（2003）に拠って、MTL-Iより南側の領家帯に属するものと見做されよう。

MTL-WとMTL-Eは未固結ガウジを伴う断層である。この断層が、本地域においてこれまでMTLとして記載されてきた断層に対比るべきものである。先に述べたように、本地域では、高角度構造を示す未固結ガウジは、2つのMTL高角度断層以外の位置の多

くの露頭で観察される。これらのガウジは2つのMTL高角度断層の付随断層群の発達を反映したものであろう。MTL-WとMTL-Eは、原・宮本(2003)、原ほか(2003)のMTLのテクトニクス区分には含まれない、より後期のテクトニクスに由来する構造であるため、詳細な議論はしないがMTL-IIIと区別するため、ここでは仮にMTL-IVと呼ぶことにする。

活断層研究会(1991)によれば、本地域のMTLは、確実度Ⅲの断層である。しかし、この判断では、MTLは1つの線として示されており、MTL-IVの2つの断層(MTL-WとMTL-E)は識別されていない。他方、牧本ほか(1996)は、地形とMTLの位置的関係について、次のように説明している。少し長いが引用させて頂こう。「中央構造線と平行に南北に延びる月蔵山の稜線に沿って、侵食に強い珪質のフィロナイトが中央構造線より200m西方に細長く分布するため、中央構造線が月蔵山東山腹斜面を走ることになったと考えられる。本図幅地域南端の月蔵山山頂東部に延びる尾根沿いや、高遠町板山付近には、中央構造線に沿って断層鞍部が認められる」。

私たちが調査を進め谷や尾根を歩き、地質と地形の関係を意識しはじめてから改めて2万5千分の1の地形図を見て驚いたことは、牧本ほか(1996)が指摘した鞍部ばかりでなく、谷と尾根に規則性をもった屈折があるように見えたことである。第2図が、谷や尾根を歩き、2万5千分の1の地形図を見て、私たちが読み取った谷(尾根)の屈折である。板山付近ではあまり明瞭ではないが、谷の屈折は、2つの地点(点aと点b)で起こっているように見える。点aを結んだ線と点bを結んだ線は、既往文献のMTLにはほぼ平行である。点aを結んだ線(a線)は、既往文献にある高遠町板山付近の鞍部を通る。点bを結んだ線(b線)は、谷9の南側の尾根で、a線に収斂している。a線とb線が尾根を通る位置は、勾配の急変するところともなっている。a線とb線が収斂する尾根から南側では、A川は直線的であり、その河床は、a線の延長線とほぼ一致する。

a線とb線の外側の領域における谷の方向に対する、2つの線の間の領域における谷の方向の屈折センスは、本地域内では一板山付近ではあまり明瞭ではないが一、ほぼ一様であり、左横ずれのキンク帯のような関係にあるように見える(第2図)。このような地形の特徴と上記の基盤岩の地質とがどのような関係にあるのかが問題である。第2図と第3図から、a線はMTL-Wに、b線はMTL-Eにはほぼ一致するように見

える。

以上に示した調査結果と考察の結果から、本地域における領家岩類と三波川変成岩の構造的関係のより詳細な調査および地形の専門家による解析が、極めて重要であると考える。MTL-WとMTL-Eが、地形学的には、谷(尾根)の屈折に大きく関与した断層構造としては読み取れない—活断層研究会(1991)の研究結果はこの可能性を強く示唆するものに思われる—のであれば、谷(尾根)の方位を規制する他の地質学的条件の解明が必要となろう。

謝 辞

本論文の原稿の査読において、有益な御助言を下さった東京大学の田中秀実博士・島田耕史博士に感謝申し上げる。

文 献

- 原 郁夫, 1996, 領家南縁剪断帯のマイロナイト-形成条件についての一つの情報. 嶋本利彦ほか編「テクトニクスと変成作用」, 創文, 202-210.
- 原 郁夫・宮本隆実, 2003, 古領家帯の研究史に関する若干の考察(3), 先市之川時階の中央構造線. 構造地質, 47, 1-12.
- 原 郁夫・塩田次男・宮本隆実, 2003, 沈み込み抵抗としての市之川時階の中央構造線. 日本地質学会第112年学術大会講演要旨, 132.
- 活断層研究会, 1991, 「新編」日本の活断層-分布と資料. 東京大学出版会.
- 牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤一・吉岡敏和, 1996, 高遠地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 松島信幸, 1973, 赤石山地の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 9-27.
- Ohtomo, Y., 1993, Origin of the Median Tectonic Line. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 9, 611-669.
- 小野 晃, 1969, 長野県高遠-塩尻地方に分布する領家変成帯の地質. 地質雑誌, 75, 491-498.
- 小野 晃, 1977, 中部地方北部の中央構造線付近の変成岩について. 地質雑誌, 83, 202-212.
- 小野 晃, 1981, 領家変成帯, 高遠-鹿塩地方の地質. 地質雑誌, 87, 249-257.