

四万十累層群の変形様式：
赤石山地南部の上部白亜系に見られる例

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: 狩野, 謙一, 村松, 武, 廣田, 豊 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000258

四万十累層群の変形様式

— 赤石山地南部の上部白亜系に見られる例 —

狩野謙一*・村松 武**・廣田 豊***

Deformation Style of the Upper Cretaceous Shimanto Supergroup
in the Southern Akaishi Mountains, Central Japan

Ken-ichi KANO*, Takeshi MURAMATSU** and Yutaka HIROTA***

Deformation characters mainly on a macroscopic to mesoscopic scale of the Upper Cretaceous Shimanto Supergroup have been studied in and around the middle reaches of the Ooi River and the upper reaches of the Keta River in the southern Akaishi Mountains, Central Japan. The strata in the most parts of this area, mainly of Campanian to Maastrichtian age, have a NE-SW trending fold-fault system verging southeastward, whereas those in the eastern part have a NNE-SSW to N-S trending one. The folds range from several meters to several kilometers in wavelength, and are characterized by occurrences of chevron-shaped to concentric-shaped composite folds and disharmonic ones. It is possible to explain that they were produced by a series of flexural-slip folding along the active outer margin of the Honshu-arc associated with the formation of accretionary prisms before the Middle Miocene. After or during the later stage of the tectonism along the active margin, the fold-fault system rotated anticlockwise and shifted northwards in association with activity of N-S trending gigantic left-lateral faults such as the Sasayama Tectonic Line. Slaty cleavages develop in muddy rocks obliquely against the general trend of the fold-fault system and become stronger eastwards or northeastwards. The mode of occurrence of the cleavages suggests that they were produced under non-uniform horizontal compression and temperature during the rotation of the fold-fault system.

1. は じ め に

本州弧の外縁部に位置する四万十帯を構成する白亜紀～前期中新世の四万十累層群の研究は近年著しく進展した。この進展は主として放散虫生層序学を利用して、従来不明であった地層の詳しい年代を知ることが可能となり、それにもとづいて層序や、地

質構造が明らかにされてきたことによる。これらの成果を背景に、四万十帯の地層は海洋プレートの沈み込みに伴って、海溝堆積物や海洋地殻の一部が陸側に付加されたものであるという考え(坂井, 1978; 平, 1981; など)が広く知られるようになった。また、プレートの沈み込み帯からは離れた前弧海盆のような場所での堆積物であるという考え(柳井,

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

** 半田空の科学館 Handa Space Museum, Handa, Japan.

*** 大阪府立大手前高等学校 Ootemae High School, Osaka, Japan.

1983; YANAI, 1984) や、縁海の堆積物であるという考え (KUMON, 1983) もうまれた。いずれにしても、四万十帯の造構過程を解く一つの鍵は、地層の年代や岩相・層序の解析とあわせて、種々の大・小地質構造を把握し、変形条件・変形過程を明らかにしていくことであろう。とりわけ変形が激しいとされている白亜系では小地質構造の解析は重要な要素を占めるとされる。しかしながら、この分野の研究は現状で十分になされているとはいえない。

赤石山地は西南日本の東端部に位置し、その大部分は四万十帯の地層によって構成されている(図1)。ここでは他の本州弧の構成要素とともに、四万十帯の地層は山地東部～北東部で大きく北方に屈曲し、糸魚川-静岡構造線により東側の南部フォッサマグナを構成する新第三系と接している。この屈曲は既存の構造帯に割り込んだ新期の構造帯、すなわちフォッサマグナの形成に密接に関連してできたものと一般にはみなされている。したがって、この地域での四万十帯の変形様式の研究は、単にプレートの沈み込みと関連した前期中新世以前の本州弧外縁部のテクトニクスの解明ばかりでなく、恐らくはプレートシステムの転換による本州弧の屈曲・解体・フォッサマグナの形成を考える上でも重要となる。この地域の四万十帯では、大井川中流地域で木村(1967)、同中～上流地域で KIMURA & TOKUYAMA (1971)、徳山(1972, 1983)、北岳地域こうみょうで小川(1978)、遠山川地域で松島(1979, 1982)、光明地域で狩野(1984)、などが小地質構造を記載している。

本報告は赤石山地の南部、大井川中・上流域およびいわたがわ気田川流域を中心とした北西-南東方向に約20km、北東-南西方向に約40kmにわたる地域(図1)に分布する四万十帯の白亜系について、主としてマクロスコピックからメソスコピックなスケールの構造を記載し、変形様式を考察した。また、マイクロスコピックな構造として、泥質岩中のスレート劈開に注目して調査した。この地域では KIMURA & TOKUYAMA (1971) や、木村の一連の著作(木村, 1979; など)、徳山(1983)などで、褶曲構造の発達と構造階層の存在が強調され、四国、九州の四万十帯で明らかにされてきた覆互スラスト構造(坂井, 1978; 平, 1981; など)とは異なる構造をもつとされ

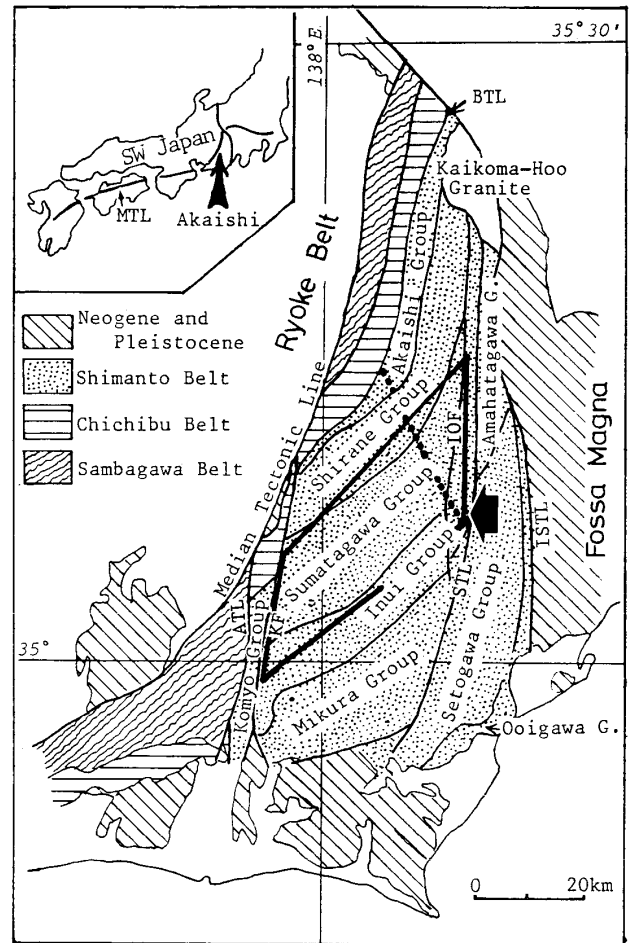


図1 赤石山地四万十帯の区分 (KANO & MATSU-SHIMA, in press) と調査地域(矢印の先の黒枠内)の位置。MTL: 中央構造線, BTL: 仏像構造線, ATL: 赤石裂線, KF: 光明断層, IOF: 井川-大唐松山断層, STL: 笹山構造線, ISTL: 糸魚川-静岡構造線。太い点線は南部地域と北部地域の概略的境界。

てきた。最近この地域周辺からも放散虫化石が報告されはじめ(狩野・村松, 1982; 狩野, 1984; 川端, 1984; など), それに伴って層序と地質構造の再検討が必要な段階となってきた。

今回の調査で得られた主要な結果は以下のとおりである。この地域の四万十帯の地層は大規模な褶曲-逆断層システムを作り、大局的には北西から南東に向かってより若い地層が配置する。逆断層で境された各地層内には主として flexural-slip folding による様々なスケールの褶曲が発達する。この地域の泥質岩に広域的にみられるスレート劈開は、地層のトレンドと反時計回りに斜交し、劈開の発達程度は東または北東側に強くなる。このスレート劈開は

褶曲一逆断層システム形成運動の後期～末期、もしくは形成後の変動により作られた。それは南北方向の左横すべり断層の活動を伴う地層の反時計回り回転・屈曲運動に関連して形成されたものと思われる。

なお本報告に関連して、この地域の地層から産出した放散虫化石については村松(1986)で、放散虫化石にもとづいた地層の層序と岩相の詳細および堆積学的問題は村松(準備中)で、これらの新資料にもとづいた赤石山地四万十帯全体の新たな位置づけについては KANO & MATSUSHIMA (in press) のべる。

謝辞： 本報告は狩野の赤石山地四万十帯での研究の一部、村松の静岡大学理学部卒業研究(村松, 1982MS)と名古屋大学大学院修士論文の一部(村松, 1985MS)、および廣田の静岡大学理学部卒業研究(廣田, 1984MS)をまとめたものである。狩野の赤石山地の地質研究のきっかけとなったのは東京大学木村敏雄名誉教授、兵庫教育大学徳山 明教授、東京大学吉田鎮男助教授の御案内による本調査地域内での数回の地質巡検であった。村松は名古屋大学大学院在学中に水谷伸治郎教授、足立 守助教授、小嶋 智氏の御指導をうけた。静岡大学理学部岡田博有教授、同増田俊明博士には草稿を検討して戴いた。これらの方々に深く感謝する。なお、調査費用の一部に文部省科学研究費補助金(No. 00434041 および 58540492)を使用した。

2. 地 質 概 説

i. 赤石山地の四万十帯

赤石山地の四万十帯を構成する地層は西に赤石裂線、東に糸魚川ー静岡構造線、北西に仏像構造線により囲まれたくさび状の地域に分布し、南は新期の地層に不整合に覆われている(図1)。他地域の四万十帯が東西から東北東ー西南西の一般走向をもつのに対し、この山地の四万十帯は、その南部で北東ー南西、北部で南北の一般走向をもつ。ここでは四万十帯は一般に西から東に、赤石裂線と光明断層に挟まれた地帯、光明断層と笹山構造線の間の狭義の四万十帯とされた地帯、および笹山構造線と糸魚川ー静岡構造線の間の瀬戸川帯とされた地帯に大きく3区分されている(土ほか, 1973; など)。このうち最

初の地帯に分布する地層は光明層群とよばれ、後期白亜紀の地層である(狩野, 1984)。狭義の四万十帯とされた地帯の地層は大部分が白亜系よりなるとされてきた。また、瀬戸川帯の地層は古第三系から下部中新統により構成されている。

狭義の四万十帯とされた地帯の地層については大きく異なる2つの見解があった。一つは大規模な褶曲により北西から南東に同一層準の地層が繰り返して露出するのだという意見(土ほか, 1973)であり、もう一つは縦走断層で境されたいくつかの地帯を作りながら大局的には北西から南東に向かって新しい地層が分布するのだという意見(広川ほか, 1975)である。我々(狩野・村松, 1982)はかつて前者の意見を支持した。ところが、その後の放散虫化石による地層の年代(狩野, 1984; 川端, 1984; 村松, 1986)、および岩相と構造の変化などにもとづき従来の地層区分を再検討した層序ー構造区分(tectono-stratigraphic division) (KANO & MATSUSHIMA, in press)によって、後者の意見が正しいものであることが明らかになってきた。

従来、狭義の四万十帯とされた地帯は、分布する地層と地質構造の相違から、おおそ長野県側の小渋川から静岡県側の井川をつらねる地帯を境として、南部地域と北部地域に分けられる(KANO & MATSUSHIMA, in press)(図1)。

南部地域の地層は東北東ー西南西から北東ー南西の一般走向をもち、北西から南東に向かって赤石層群、白根層群、寸又川層群、犬居層群、三倉層群に区分できる。このうち寸又川層群と犬居層群は、従来では犬居層群(広川ほか, 1975)として一括して扱われてきた。これらの地層は大局的には南東に向かって若くなるが、そのうち赤石層群から犬居層群までが白亜系を主とし、三倉層群は始新ー漸新統である。したがって、従来白亜系とされてきた地層のうち、その南東側に分布するものは実際には古第三系を主体としている。この南部地域では紀伊半島、四国、九州などの四万十帯に見られる地層配置や構造が比較的よく保存されている。たとえば公文(1985)は調査地域の地層(従来のセンスでの犬居層群)を紀伊半島の龍神・丹生ノ川累層に対比している。

一方、北部地域の地層は北北東－南南西から南北の一般走向をもち、後生変形により四万十帯に一般的に見られる構造が改変し、再配置している。ここでは南部地域に見られる地層のうち、寸又川層群と三倉層群とが欠如し、赤石層群、白根層群、犬居層群が大部分をしめている。

ii. 調査地域の地質の概要

図2は調査地域の地質図である。この地域の地層は単調な岩相と複雑な構造をもち、大型化石が産出しなかったこと、分布地域の地形が急峻であることなどからその研究は遅れていた。しかし、最近の林道開発によって、山地内部にも比較的容易に入ることが可能になった。この林道ぞいには大規模な連続露頭がみられ、かつ林道と河床、あるいは林道どうしの高度差を利用して構造を解釈することができるという利点をもっている。この地域で構造方向と大きく斜交する代表的なルートとしては、寸又川左岸林道、南赤石幹線林道、杉川林道、および気田川河床などがあげられる。このようなルートでは波長数100m程度の褶曲が直接観察されることもまれではない。

この地域はその大部分が前述した南部地域に含まれ、その北東部は北部地域との漸移部にあたる(図1)。ここには前述した地層のうち北西側に寸又川層群が、南東側に犬居層群が広く分布している。地層の全層厚は数千mに達するが、複雑な構造のために各層の詳しい層厚は不明である。

寸又川層群は陸源性のタービダイト起源の砂岩泥岩互層を主体とする地層で、砂岩層や泥岩層を挟む。そのうち、北西部の地層は等量程度から泥岩優勢の互層が多く、砂岩優勢の互層や泥岩層をはさむ。以下の本論ではこの部分を寸又川層群下部と呼ぶ。南東部の地層は砂岩優勢の互層が主体をなし、等量から泥岩優勢の互層を挟み、時に塊状の砂岩層や円礫岩層を挟む。この部分を同上部と呼ぶ。なおこの場合の上部・下部とは地層の相対的な新旧によるもので、層序学的な意味での上下関係を示すものではない。寸又川層群のタービダイト層のほとんどは、地層のトレンドと直交する北西側か、ほぼ平行する方向から供給されている(村松, 1985MS, 準備中)。本

層群全体に厚さ数m程度の酸性凝灰岩が頻繁に挟まれる。

犬居層群は主として黒色泥岩層と、泥質基質中に様々な大きさの砂岩ブロックを大量にもつ乱雑な地層とにより構成されている。後者には時に径数mから数100mの緑色岩ブロックが含まれる。緑色岩ブロックは北東部の井川－千頭付近や、寸又川層群との境界部付近に多く、南西部には少ない。緑色岩ブロックはまれにチャートを伴うことがある。すなわち、この乱雑な地層はメランジュ的な岩相をもち、その大部分は初成的には海底地すべり堆積物に由来するものと思われる。本層群は厚さ数m以下の酸性凝灰岩と、チャートラミナイトを挟むことがある。

各層群の泥質岩中の放散虫群集から、寸又川層群下部の時代は主としてCampanian, 同上部の時代は主としてupper Campanian-Maastrichtianであり、犬居層群の時代はMaastrichtian-Paleogene?と思われる(村松, 1986)。したがって、この地域の地層は一部に古第三系を含む可能性が大きい。本論では便宜的に一括して白亜系として扱う。なお、寸又川層群の北西側に分布する白根層群中からもCampanianの放散虫群集を産する。この群集は寸又川層群の群集に比べてより古い要素をもつ(村松, 1986)。

3. 地 質 構 造

i. 地層のトレンドと南北方向の左横すべり断層

調査地域の地層は東北東－西南西から北東－南西の一般走向をもつ帯状分布をなし、北西または南東に急傾斜する。このうち、光明断層の東側から、井川から畑薙^{はたなぎ}を結ぶ線付近までは、地層の走向・傾斜はN60°E・90°付近に最大集中域をもち、一部に北北東－南南西の走向を持つ部分もあるが、走向は比較的安定している(図3a)。ところが、この線付近で走向方向にほぼ連続的であった寸又川層群の岩相分布が急激に途絶え、これより東側には犬居層群の緑色岩ブロックを含む地層が北へシフトするようにして分布している。したがって、この部分に南北方向で、数km程度の左横すべり成分を持つ断層の存在が推定される。この断層はその走向を北方へ延長すると

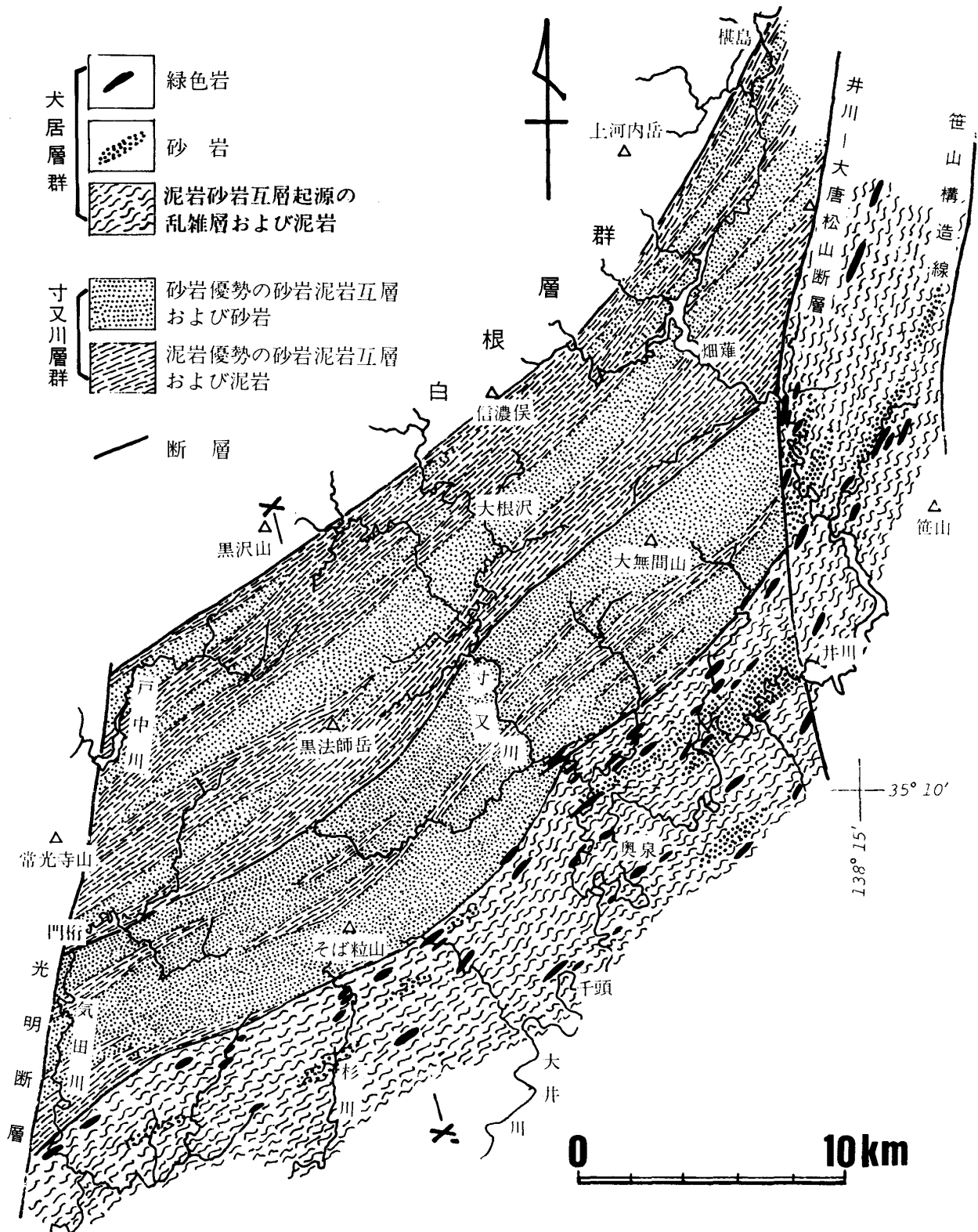


図2 調査地域地質図。寸又川層群分布域のほぼ中央を NE-SW に走る断層を境界として、それより北西側の地層を同層群下部、南東側の地層を同層群上部とする。

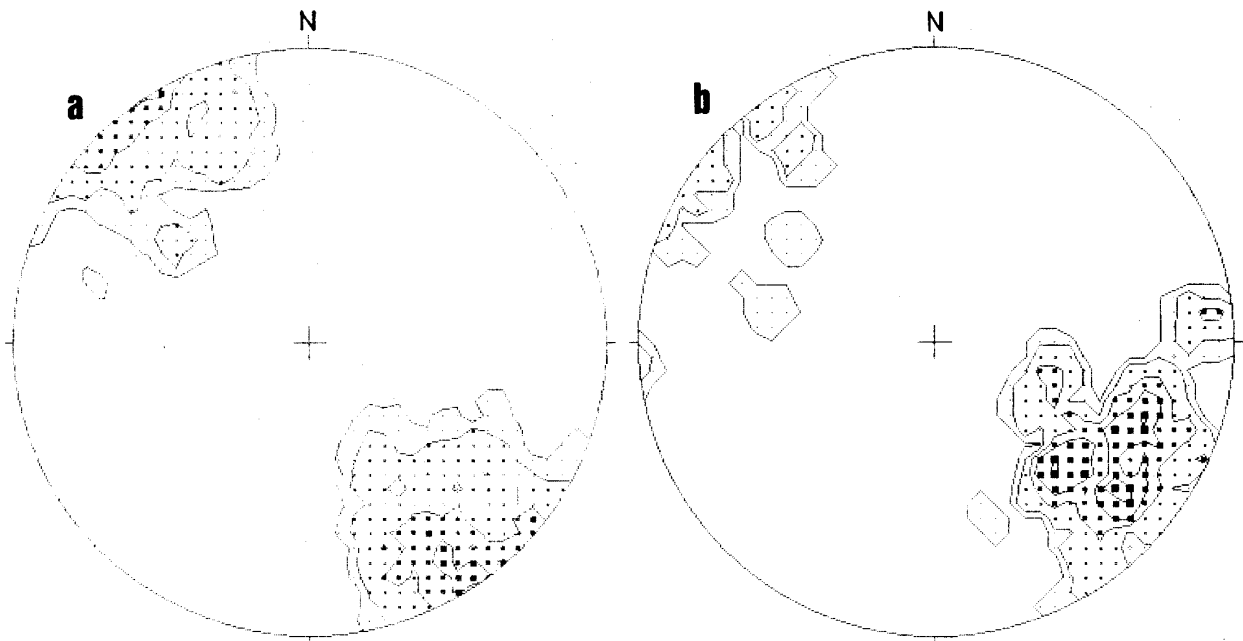


図3 層理面の極のコンターダイアグラム(シュミットネット下半球使用)。a: 光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域, b: 井川-大唐松山断層と笹山構造線の間の地域。コンターは 1.25-2.5-5.0-7.5-10 %。

山田ほか(1983)の大唐松山断層に連続するので井川-大唐松山断層と呼ぶ。この断層とさらに東側の笹山構造線の間の幅 5~6km の地帯では、地層の走向の変化のバラツキは西側の地域と比べて大きい、およそ北北東-南南西の走向をもつ(図 3b)。この走向の変化と岩相分布からみて、井川-大唐松山断層と笹山構造線との間の地帯は、それより西側の地帯の地層に比べて反時計回りに回転している。

ii. 褶曲-逆断層システム

調査地域には地層のトレンドにほぼ平行する褶曲と断層が発達している。ここではその中から、スランプ褶曲と思われる褶曲を除いた各層群のハンドスペシメンからルートマップに現われる程度の構造を紹介し、全体の断面形態をのべる。褶曲構造の解析にあたっては、堆積構造による上下判定を用い、引きずり褶曲やスレート劈開による上下判定は用いていない。これは、この地域では通常とは逆のセンスの引きずり褶曲が存在し、堆積構造による地層の上下判定とスレート劈開による上下判定とが矛盾することがあること (KIMURA & TOKUYAMA, 1971) (後述) による。褶曲と泥質岩中のスレート劈開との関係は次節で扱う。なお、既に徳山(1972, 1974, 1983)

により、寸又川流域や南赤石幹線林道周辺で数多くの褶曲が報告され、変形様式の考察が行なわれている。合わせて参照されたい。

図 4a には寸又川層群の、図 4b には光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域の犬居層群の褶曲軸と軸面の方向、図 5 には両層群の褶曲軸面を合わせたコンターダイアグラムを示した。図 5 から軸面の最大集中域は $N45^{\circ}E \cdot 90^{\circ}$ 付近にあり、前述した層理面の最大集中域(図 3a)とは約15度反時計回りに斜交する。

寸又川層群の褶曲

本層群中には露頭スケールから波長 1km 以上にわたる様々な規模の褶曲が認められる(図 6~12, 20, 22)。露頭において計測できる小褶曲の軸および軸面の走向は北東-南西方向である。軸面は急傾斜し、軸は北東又は南西の両方向にプランジしており、その一部は 45° 以上の急角度である(図 4a)。全域にわたり系統的に同一方向に軸がプランジしているわけではなく、さらに、地質図(図 2)上で大局的に走向方向に岩相が連続するので、これら露頭スケールの小褶曲は円筒状褶曲ではないものと思われる。

図 6~11 は本層群の主体をなす砂岩泥岩互層中の波長数 m から数 10m の褶曲の幾つかの例である。

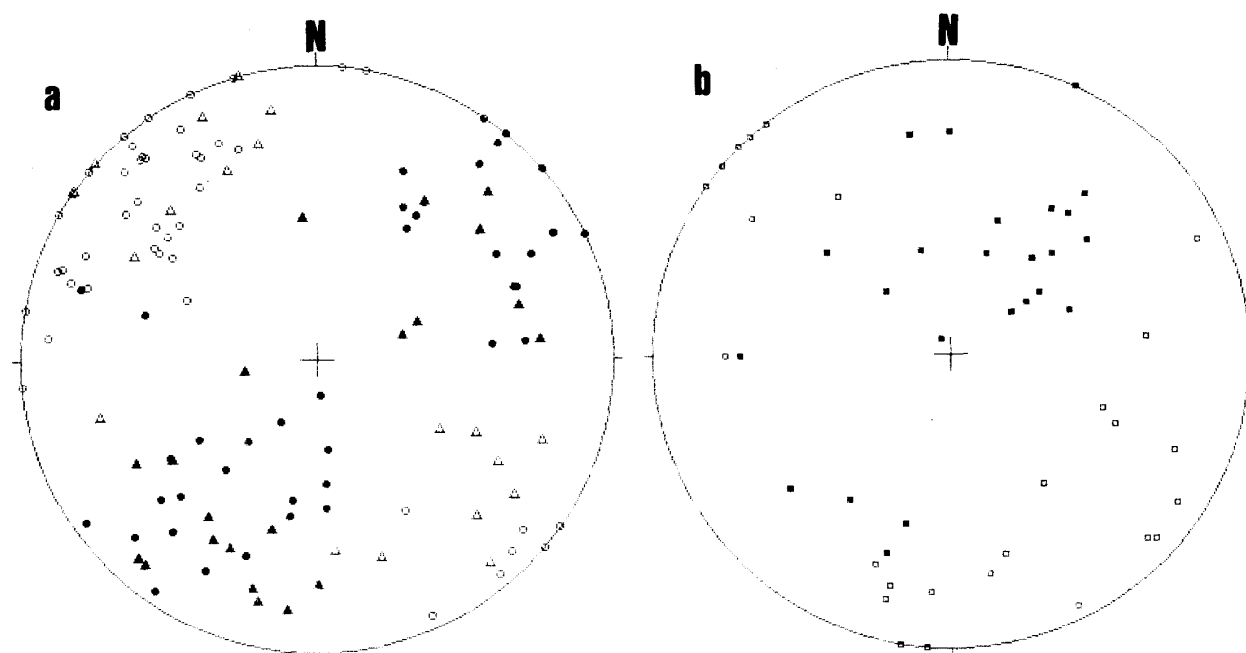


図4 小褶曲の軸と軸面のパイダイアグラム(シュミットネット下半球使用)。a: 寸又川層群(白抜き丸: 同層群上部の軸面, 黒丸: 軸, 白抜き三角: 同層群下部の軸面, 黒三角: 軸)。b: 犬居層群(白抜き四角: 軸面, 黒四角: 軸)。

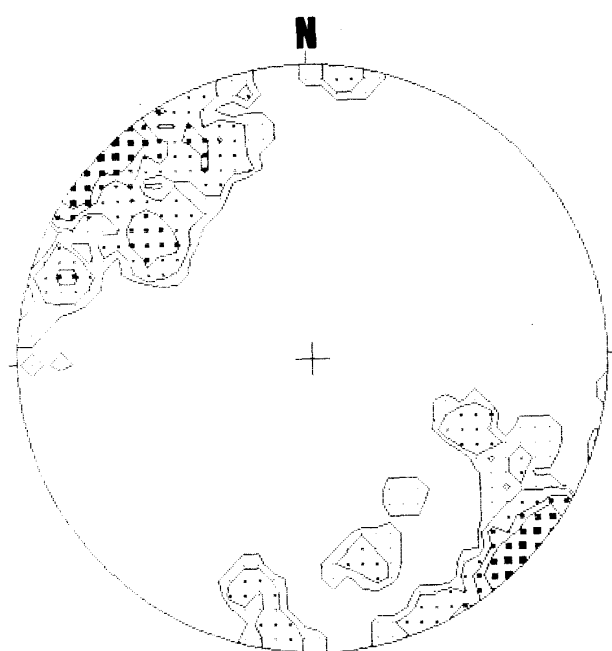


図5 小褶曲の軸面の極のコンターダイアグラム(シュミットネット下半球使用), 図4aとbを合わせたもの。コンターは1.25-2.5-5.0-7.5-10%。



図6 寸又川層群の褶曲の例(その1)。同層群下部の砂岩泥岩互層の褶曲軸部周辺の変形。軸部ではレンズ状化が見られる。翼部では地層の層厚は殆ど変化していない。(戸中川上流)

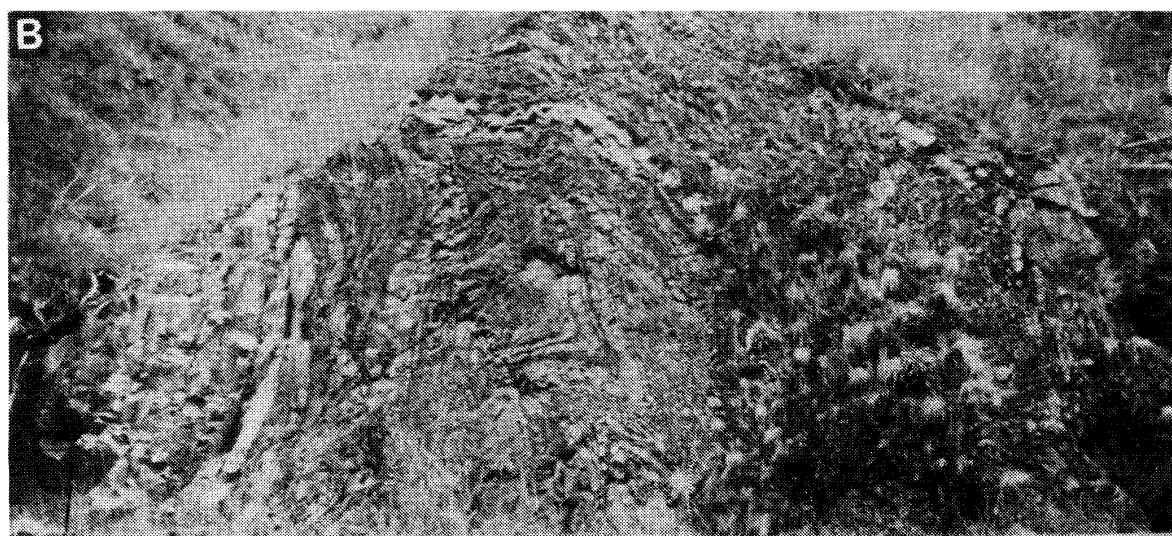
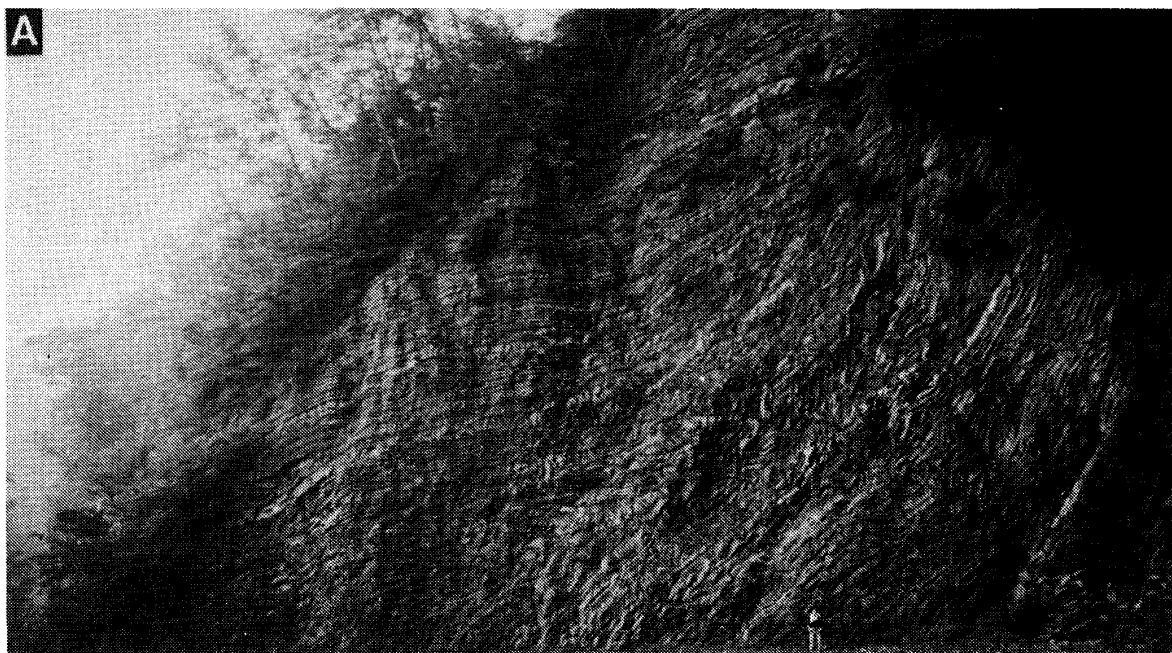




図7 寸又川層群の褶曲の例(その2)。同層群上部の砂岩泥岩互層中の褶曲の例。A: 閉じた褶曲, この写真では見掛けの傾斜のため横臥褶曲のように見えるが, 実際には褶曲軸面は60度程度傾斜(そば粒山付近の南赤石幹線林道)。B: 褶曲の上下で形態が変化する例(杉川最上流部付近の杉川林道)。C: 矢印の部分でデコルマ面として, その上側の互層が下側の砂岩層と不調和な m オーダーの開いた褶曲をしている(大無間山南方の栗代川林道)。D: 砂岩泥岩互層の閉じた向斜の軸部にコンピーテント層の砂岩が破断面を伴って取り込まれている(そば粒山付近の南赤石幹線林道)。Dを除いて褶曲軸面は南東に傾斜。

一般には頂部がとがり, あるいは丸く狭く, 翼部が平面的な閉じた形態のものが多く, 一部に等斜褶曲も認められる(図6, 7A, 9など)。また, 褶曲の頂部ではその下部が閉じたとがった形態をなすのに対して, 上部に向かって徐々に両翼が開き, 丸みをもってくるような, またはその逆の形態変化をもち, 開いた向斜と閉じた背斜, あるいはその逆に閉じた向斜と開いた背斜が隣接して繰り返すことも多い(図7B, 8b, 10など)。ただし, 厚い塊状砂岩のようなコンピーテント層がある場合には波長 100m 以上の開いた褶曲を作ることもある。

コンピーテント層を構成する砂岩層の厚さは, 翼部に比べて軸部で多少厚くなる傾向はあるが顕著とはいえず, 一方, インコンピーテントな泥岩層は砂岩層に比べて軸部が翼部よりも厚くなる(図6)。これらの層理面上には褶曲軸と高角度をなす条線がしばしば認められる。そして, 数 m 以上の厚い砂岩層が挟まる場合は, 隣接する泥岩層や砂岩泥岩互層と

の間にすべり面を生じ, それを境として不調和褶曲を呈する事が多い(図7C, D)。泥岩優勢の互層中にも波長数 m 以上の不調和褶曲がしばしば認められる(図8c, d)。不調和褶曲の境界面は中～低角度に傾斜するデコルマ面をなしている。デコルマ面は北西に傾斜することが多いが, 南東傾斜のものもある。このような小デコルマ面を有する不調和褶曲を徳山(1983)は二階建褶曲とよんでいる。

褶曲構造に伴って変位量数 m 以内の小断層がしばしば認められる。これらは図8a, 9のように褶曲の軸部に軸の方向とほぼ平行に発達していることが多い。さらに軸部に限らず数 m 以内の間隔で発達していることもある。このような小断層が密集している部分では, 砂岩層は断層面と層理面とで境される長径数 10cm 以上のレンズ状ブロックを作り, これらのレンズ状ブロックがインコンピーテントな泥岩中に配列して褶曲を作っている。

以上に述べてきた特徴から, これらの小褶曲は主

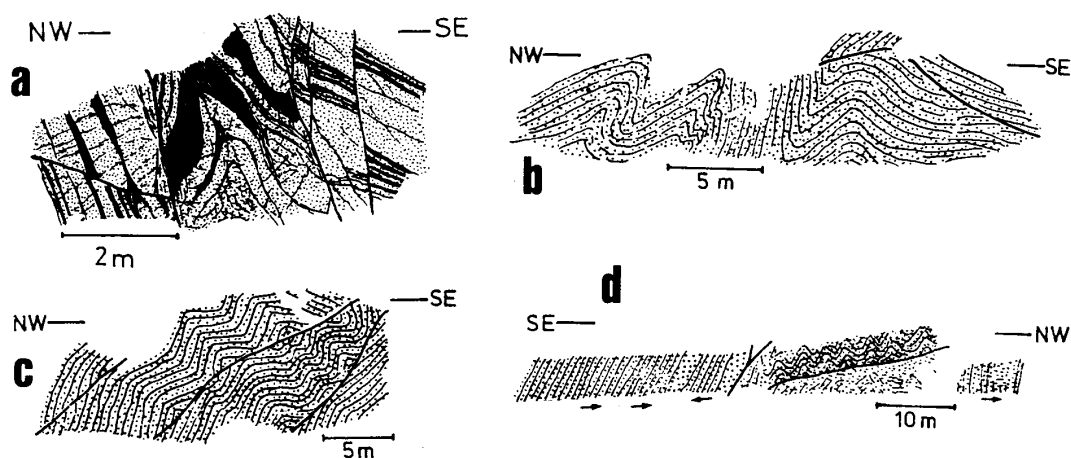


図8 寸又川層群の褶曲の例(その3)。aは同層群下部, b~dは同層群上部の砂岩泥岩互層中の褶曲の例。a:軸部周辺に小断層を伴う褶曲(大根沢付近の寸又川左岸林道), b:相似褶曲と同心褶曲との中間的な形態の褶曲(気田川上流伊老沢林道), c:同心褶曲に近い形態を持つ不調和褶曲(気田川上流伊老沢林道), d:急傾斜した地層(SE側)と緩傾斜のデコルマ面を持つ不調和褶曲(NW側)(そば粒山付近の南赤石幹線林道)。

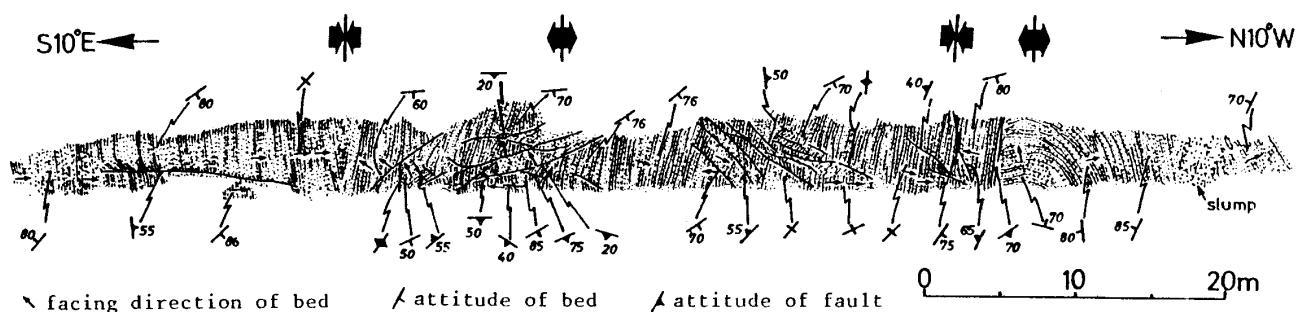


図9 寸又川層群の褶曲の例(その4)。同層群上部の泥岩優勢の互層中の波長数10mの褶曲, 軸部付近に小断層が発達する。図に示した背斜・向斜のほか、図中央付近の小断層密集地域は褶曲の軸部の可能性が大きい。(勝坂付近の気田川河床)

として層面すべりと軸部付近での破断を伴う buckling によって形成されたものと判断できる。そのうち、閉じたものはさらに flattening の影響を受けている。様式からみると大部分は flexural-slip fold であり、一部は flexural-flow fold とみなされる。

図10は同層群上部の砂岩優勢の互層中に波長50m以下の褶曲が規則的に発達している例である。KIMURA & TOKUYAMA (1971) の Fig. 5 も同層群下部における同様な例である。図11はルートマップ上で解析された波長500m前後の褶曲が比較的規則的に発達している例である。この中で比較的緩傾斜をなす砂岩泥岩互層中には前述した波長数m程度の不調和褶曲がみられる(図11aの中央部など)。こ

のような露頭スケール以上の褶曲の場合も、褶曲軸面は垂直か急角度で傾斜する。褶曲波面は北西に中〜低角度に傾斜し、北西側ほどより上位の地層があらわれる。特に、本層群上部のほとんど、および下部の南東半部を含めた幅約5~6km以上、西は気田川から東は栗代川にかけてのほぼ全域にわたって、南東に急傾斜した軸面をもつ褶曲が観察できる。また直接褶曲が観察できない場合でも、南東傾斜・北西上位を示す逆転層が多く見られるのが特徴である。

上述した各スケールの褶曲は寸又川層群下部・上部とも、および同層群分布域のほぼ全域にわたって見られるが、褶曲の発達の程度は地域により、地層により多少異なっている。前述したような褶曲が頻

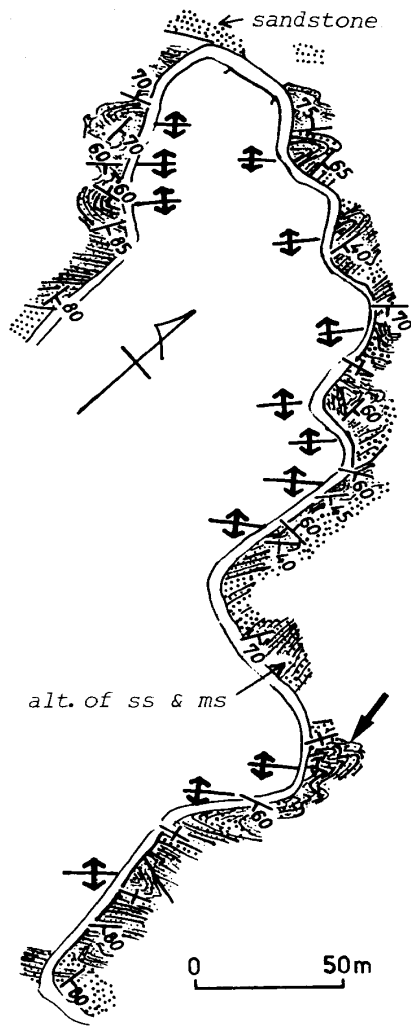


図10 寸又川層群の褶曲の例(その6). 同層群上部の波長20~50m程度の褶曲(杉川上流のルートマップ), 垂直に近い林道切り取り面に見られる褶曲をスケッチし, 展開図風に表現した. 背斜軸のみを示した. 太い矢印は図7Bの背斜

繁に見られる部分が連続することもあり, 数100m以上にわたって北西上位の地層が続き, その間に褶曲が発達しないこともある. 図12の例では, 南端部に見られる背斜から約100m離れた部分の幅30m程度の擾乱帯を除けば, 背斜の北翼部の地層は500m以上にわたって急傾斜し, その大部分は逆転している. なお, この擾乱帯中には波長2m前後の閉じた小褶曲が認められる. また, 急傾斜の部分が数10m以上にわたって続く部分と, 緩傾斜の褶曲波面をもつ波長数m程度の不調和褶曲が繰り返す部分とが不規則にあらわれることも多い(図8d). 互層の構成が同程度であっても, 波長数m程度の不調和褶曲を作る場合(図8c, d)と, 波長数10m程度の褶曲を作る場合(図9)とがある.

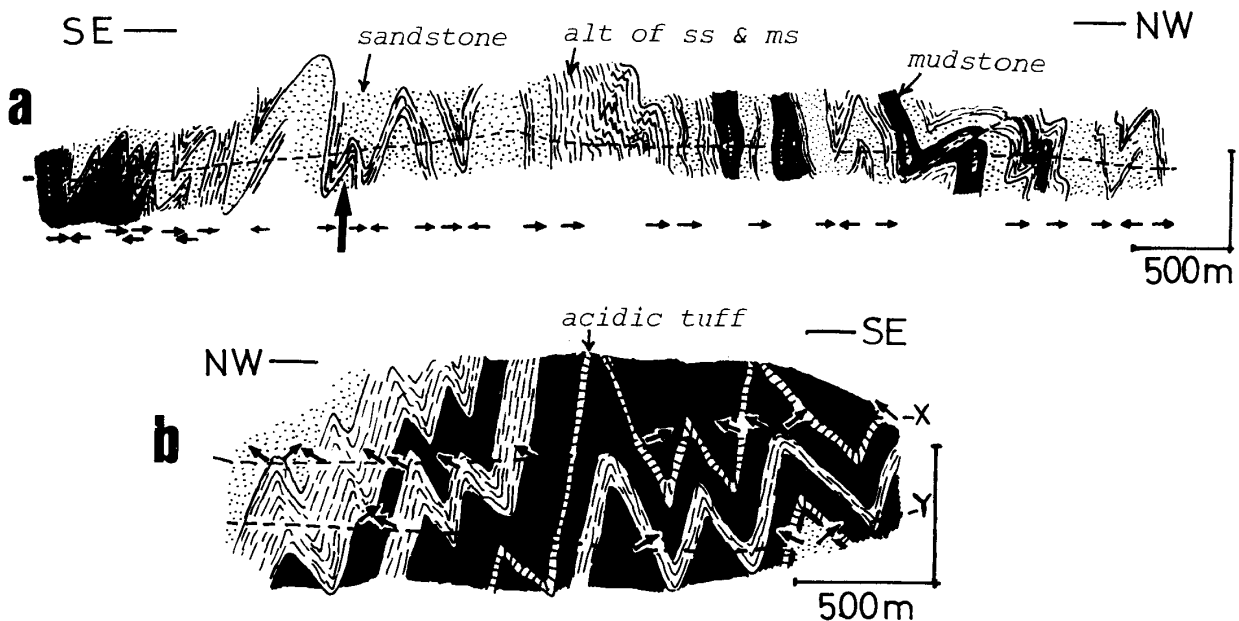


図11 寸又川層群の褶曲の例(その5). 波長500m前後の褶曲. a: 南赤石幹線林道そば粒山付近の同層群上部, 破線は林道のレベル. b: 寸又川中流の同層群下部, 破線Xは寸又川左岸林道, Yは日向沢林道(逆河内川)のレベル. 太い矢印は図7Aの背斜, 小さい矢印は地層の上方を示す.

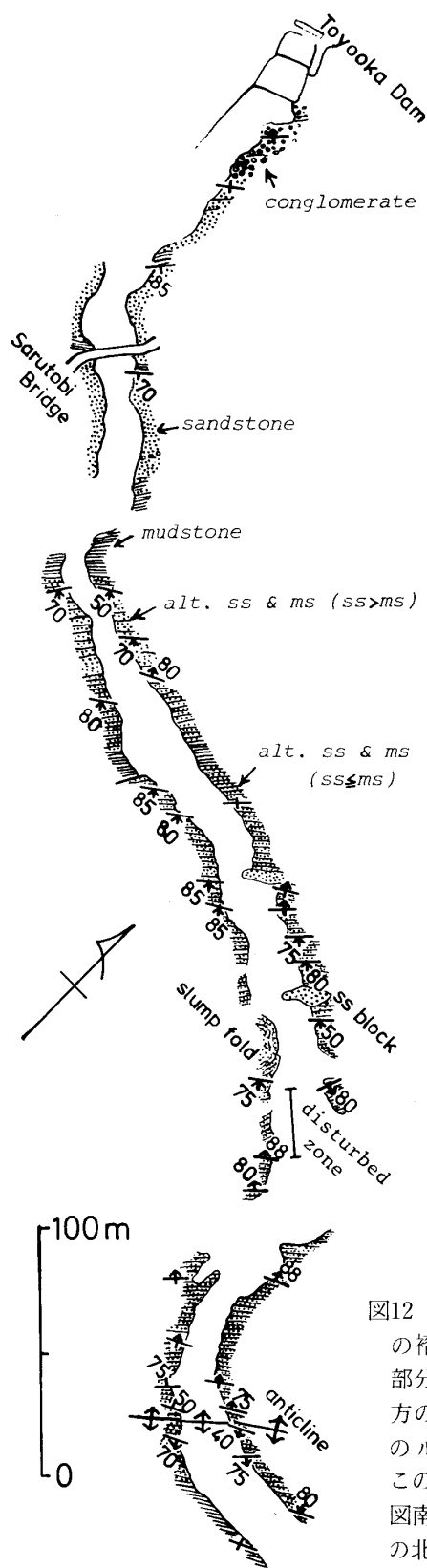


図12 寸又川層群上部の褶曲が発達しない部分の構造(門桁南方の気田川河床でのルートマップ)。このルートの大半は図南端部にある背斜の北翼部にあたり、地層は大局的には上方粗粒化を示す。図中央付近の擾乱帯とスランプ褶曲がみられる部分をのぞいて褶曲は発達しない。層理面の走向・傾斜を表わす記号中の矢印は地層の上方を、矢印のないものは上下不明を意味する。

方粗粒化を示す。図中央付近の擾乱帯とスランプ褶曲がみられる部分をのぞいて褶曲は発達しない。層理面の走向・傾斜を表わす記号中の矢印は地層の上方を、矢印のないものは上下不明を意味する。



図13 犬居層群の褶曲の例(その1)。砂岩泥岩互層の褶曲軸部周辺の変形。全体にレンズ状化が進み、軸部、翼部とも地層の膨縮が認められる。図6と比較せよ。(奥泉付近の大井川河床)

犬居層群中の褶曲と変形帯

犬居層群は一般に北西に急傾斜している。垂直もしくは北西に急傾斜した軸面と、北東にプランジした軸をもつ褶曲構造が認められることがある。ただし、露頭面で見られる褶曲は寸又川層群のものと比べて軸面方向にはバラツキが大きく、軸のプランジ角度も大きい(図4b)。

本層群中の波長数m程度の小褶曲は、地層そのものが海底地滑りによると思われる乱雑な岩相をもち、その後の変形と重複しているために寸又川層群の褶曲と比べて解析しにくい。そのことが、前述した褶曲の方位のバラツキにも影響しているものとも思われる。海底地滑りによる地層の膨縮構造とは、軸部付近で褶曲軸と平行に石英脈が存在することや、層面滑りを示す条線が認められることから区別できる。

露頭スケールの小褶曲は寸又川層群のものと同様に、頂部がとがり、翼部が平面的な山形褶曲が多く(図13)、一部には頂部が丸いものもある。このような形態から、犬居層群の褶曲は寸又川層群の褶曲と本質的に大差がないように思われる。ただし、砂岩泥岩互層の褶曲の場合、前者のほうが砂岩層でも軸部付近では層の厚さが変化し、塑性変形していることが多く、軸部付近で破断面が発達し、コンピーテントな砂岩層がレンズ状化していることも多い(図13, 14)。このレンズ状体が発達する部分は木村(1967)がレンズ褶曲とよんだものに相当する。また、波長数 cm~数 m 程度の引きずり褶曲状の非対称褶曲をしていることもある。この非対称褶曲は左横ずれの運動センスを示唆する形態を持つものが多い。

図15は波長 400m 程度の褶曲が発達している例である。この背斜の一部に波長数 m 程度の小褶曲(図14)が発達し、複合褶曲構造を作っている。ここでは褶曲軸は北東に強くプランジしている。KIMURA & TOKUYAMA (1971) もこの付近で同様な褶曲を報告している。緑色岩の厚いシート状岩体が見られる部分でも波長数 100m の褶曲が観察されることがある(図16)。この例では、緑色岩とその周辺の地層は軸部付近に水平に近い部分をもつ開いた背斜構造を呈し、緑色岩岩体中にはそれ以下のスケールの褶曲は認められない。

砂岩や緑色岩ブロックを有する泥質岩には、層理面もしくは細長いブロックの長辺が配列する面とほぼ平行に、黒色光沢を有する面が数 mm 以下の間隔で密に発達している。この面はブロックの形態と分布に支配されて緩く波曲している。風化している部分ではこの面にそって鱗状にはがれる性質が強い。この面はしばしば各地の乱雑層から報告されている鱗片状劈開 (scaly foliation or cleavage) にあたる。

さらに、このブロックを有する泥質岩には厚さ数 mm 以下の石英脈が密に発達する部分が層理面とほぼ平行して数 10cm から数 m の幅で頻繁に挟まれるのが特徴である(図17, 18)。特に寸又川層群との境界付近にこの種の岩石が分布することが多い。また、この部分が断層で石英脈を持たない部分と接することもあり、両者が漸移しあうこともある。一般にこの石英脈自体が層理面と斜交する小破断面に

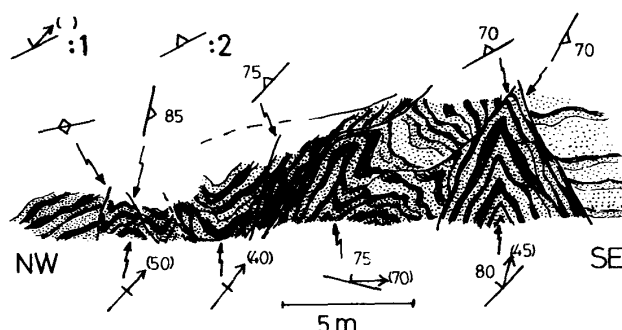


図14 犬居層群の褶曲の例(その2)。小褶曲の例。1：褶曲の方位、矢印の方向に軸がプランジ、カッコ内は軸のプランジ角度を示す。2：断層の方位。

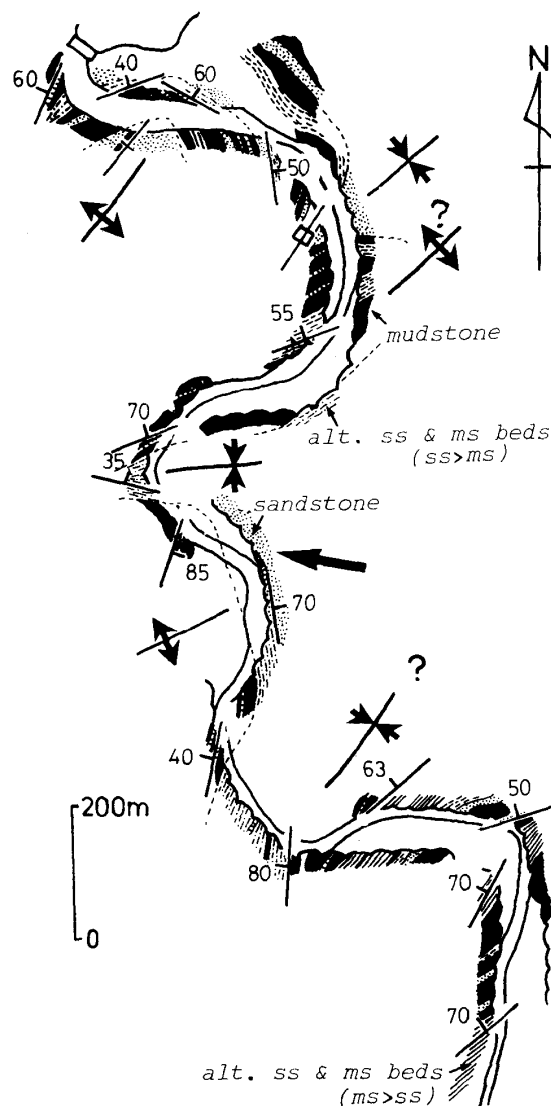


図15 犬居層群の褶曲の例(その3)。波長 400m 前後の褶曲(奥泉付近の大井川河床)。太い矢印は図14の褶曲の位置を示す。

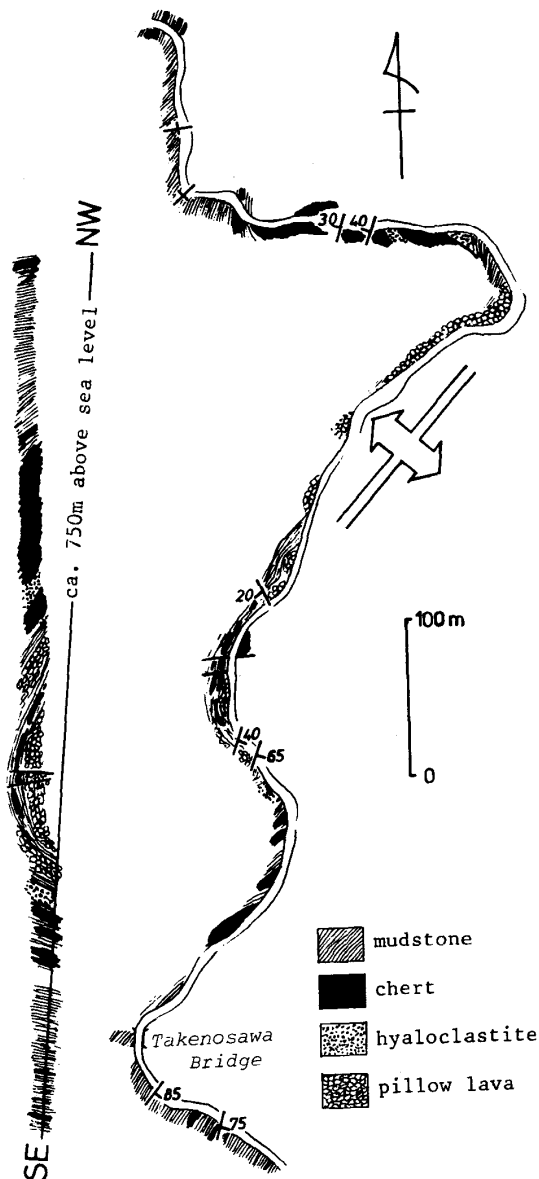


図16 犬居層群の褶曲の例(その4)。緑色岩を伴う地層中の波長数 100m 以上の比較的翼部の開いた褶曲。杉川林道杉の沢付近のルートマップ(右側)とそれをもとにした断面図(左側)。

よってレンズ状に変形したり、層理面と直交する方向に割れてブーディン化したりしている(図17)。また、この中には時に波長数 cm から数 10cm の小褶曲が認められることがある(図18)。この石英脈が発達する部分の全体の組織は断層破碎岩と類似し、風化した部分ではこわれやすいが、新鮮な部分では堅牢で完全に固化している。これらから、この泥質岩は剪断変形を強く受け、他と比べて層面にそったすべりが卓越した部分のものと思われる。平野(1983)

はこの変形の激しい部分をシャーゾーンと呼び、また徳山(1983)もこの微小構造を記載している。一方、周囲を変形の激しい泥質岩に囲まれた径数 10m 以上の大きな砂岩ブロック内部には層理面が保存されている。また、緑色岩中には枕状構造が保存されているものもある。

褶曲—逆断層系

調査地域においては、断層を伴う複雑な褶曲の存在、鍵層の欠如、放散虫化石の時代分解能の精度、および調査ルートの制約から、現状では地層のトレンドにほぼ直交する正確な断面図を描くことはむずかしい。ただし、以上にのべたような構造上の特性から、次のような大局的な断面形態が把握できる。

堆積構造による地層の上下関係、地層および褶曲波面の傾斜から判断して、調査地域の地層は犬居層群、寸又川層群上部、同下部の順に南東から北西へと積み重なっているように見える。しかしながら、放散虫群集は逆に北西から南東へと若くなる(村松, 1986)。このような地層の見掛けの積み重なり方、岩相の急激な変化、褶曲波面の傾き、および放散虫群集からみると、おのおのの地層の境界には北西傾斜の逆断層が存在し、さらに地層中にはこれよりもはるかに変位量の少ない、北西に低～高角度に傾斜する逆断層群が発達している可能性が大きい。ただし、これらの断層面自体は一般には露頭では不明瞭であり、少なくとも大規模な破碎帯を有するようなものではない。寸又川層群中の不調和褶曲に伴うすべり帯や、犬居層群中に頻繁に見られる石英脈を伴う変形帯は、これらの逆断層群の一部を構成するものであろう。このような考えに立ち、本地域の地質断面を代表するものとして、黒法師岳を通る南赤石幹線林道周辺の断面図を図19に模式的にまとめた。

iii. スレート劈開

調査地域の泥質岩には、広域的にスレート劈開がみられる(図20)。このうち犬居層群にあっては、砂岩ブロックが少なく、鱗片状劈開が発達していない部分に認められる。鱗片状劈開とスレート劈開とは、面の光沢の程度、及び面の形態の相違により区分できる。すなわち、前者は後者に比べてより光沢を有し、ハンドスペシメン程度のスケールで緩い波曲面

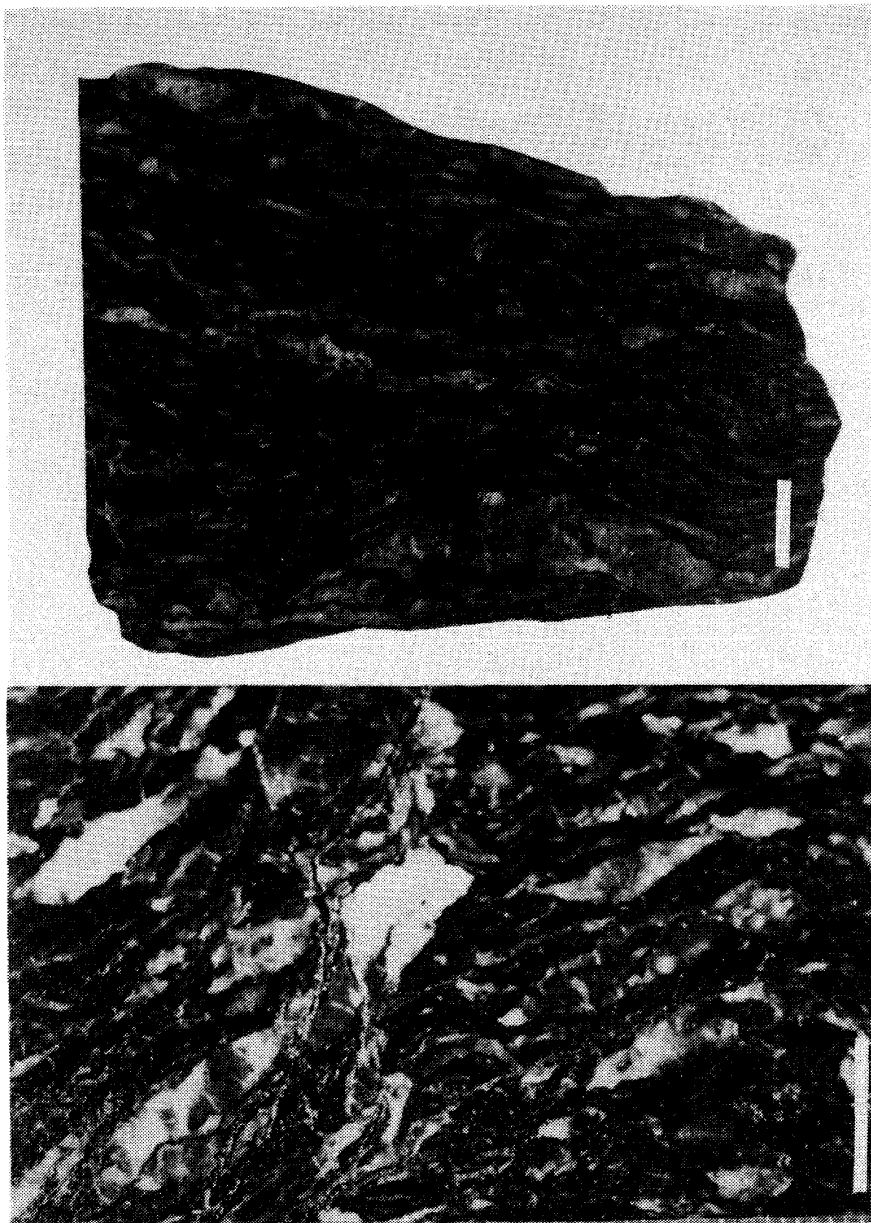
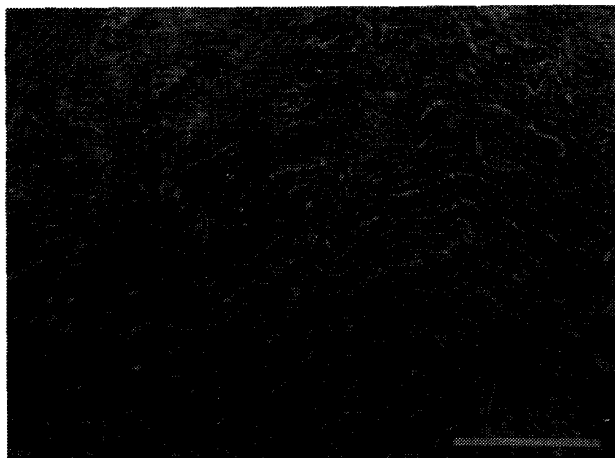


図17 変形した石英脈の発達した犬居層群の泥質岩(鱗片状劈開に垂直方向の研磨面写真)。スケールバーは 1cm.(上下とも 杉川中流)



をなすのに対し、後者はより平面的で劈開どうしの平行性が高い。ただし、露頭において両者の形成時期の前後関係を判断することは難しい。なお KANO & MATSUSHIMA (in press) ではこのスレート劈開についての概要を報告した。

図18 石英脈の発達した犬居層群の泥質岩、もしくはチャートラミナイト中の波長数 cm の褶曲、スケールバーは 10cm.(井川北方)

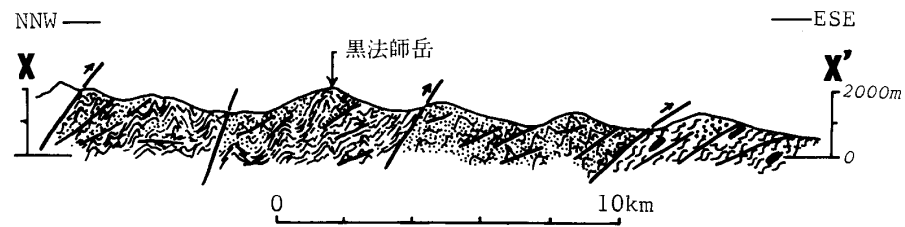


図19 模式断面図。実際にはこの図よりも数多くの断層と非調和褶曲が発達すると思われる。断面位置および凡例は図2参照。

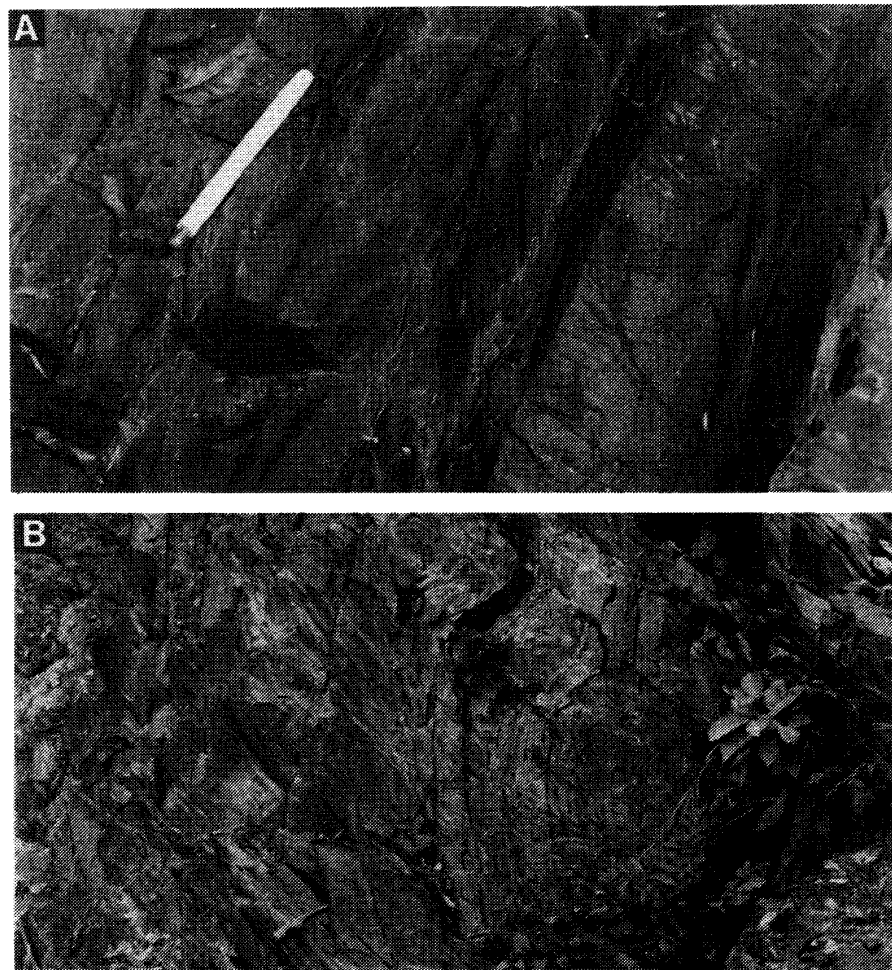


図20 寸又川層群下部の泥質岩中のスレート劈開。A：堆積構造が示す地層の上下(右方が上位)と劈開(図の上下方向)が示す上下(左方が上位)とが矛盾する例。B：相似褶曲とスレート劈開(ハンマーの柄と平行に発達)。岩盤クリープにより劈開は低角化している。(両者とも寸又川左岸林道大根沢付近)

劈開の方向性

図21aは光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域のスレート劈開面の極のコンターダイアグラムで、その最大集中域は $N45 \pm 10^\circ W \cdot 90^\circ$ 付近にある。すなわち、この地域では劈開面は層理面の最大集中域(図3a)に対して反時計回りに 15° 前後斜交してい

る。井川-大唐松山断層と笹山構造線の間の地域ではデータ数が少ないが、先の地域よりも劈開の走向は南北に近くなる(図21b)。図22では層理面と劈開面の方向が同時に測定できる地点での計測結果を全域にわたってまとめた。図21と図22から、層理面と劈開面との斜交性には次のような顕著な規則性がある。

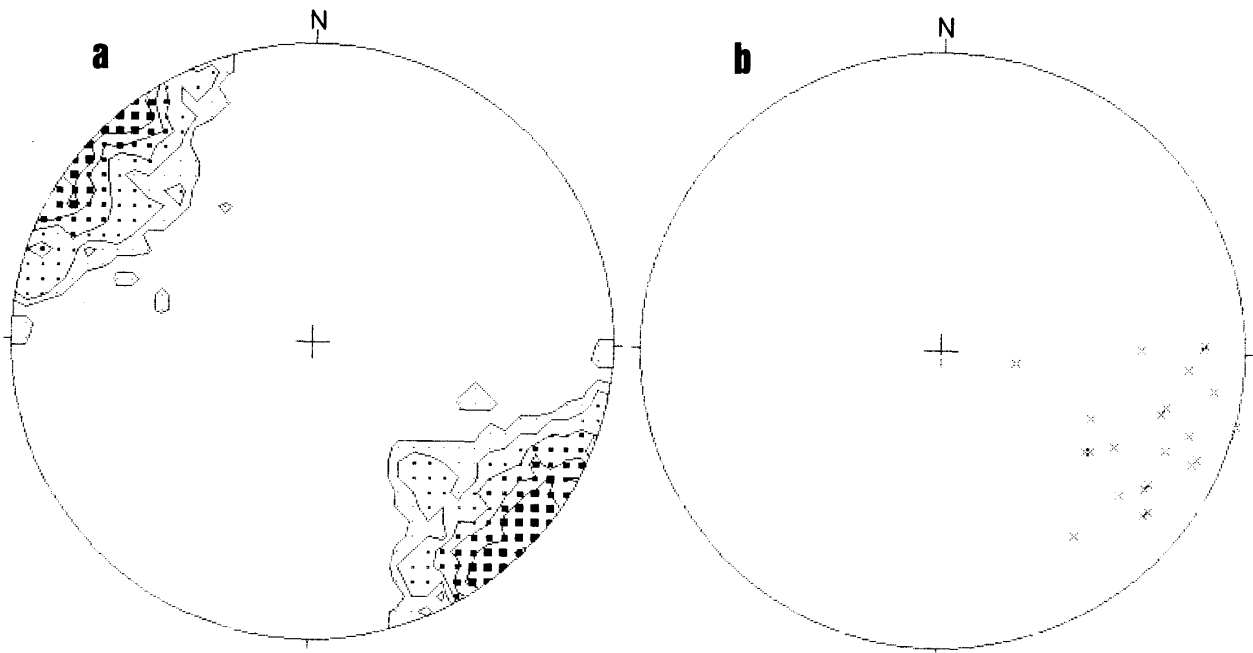


図21 A: 光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域のスレート劈開の極のコンターダイアグラム(シュミットネット下半球使用)。コンターは1.25-2.5-5.0-7.5-10.0%。B: 井川-大唐松山断層と笹山構造線の間の地域のスレート劈開の極。

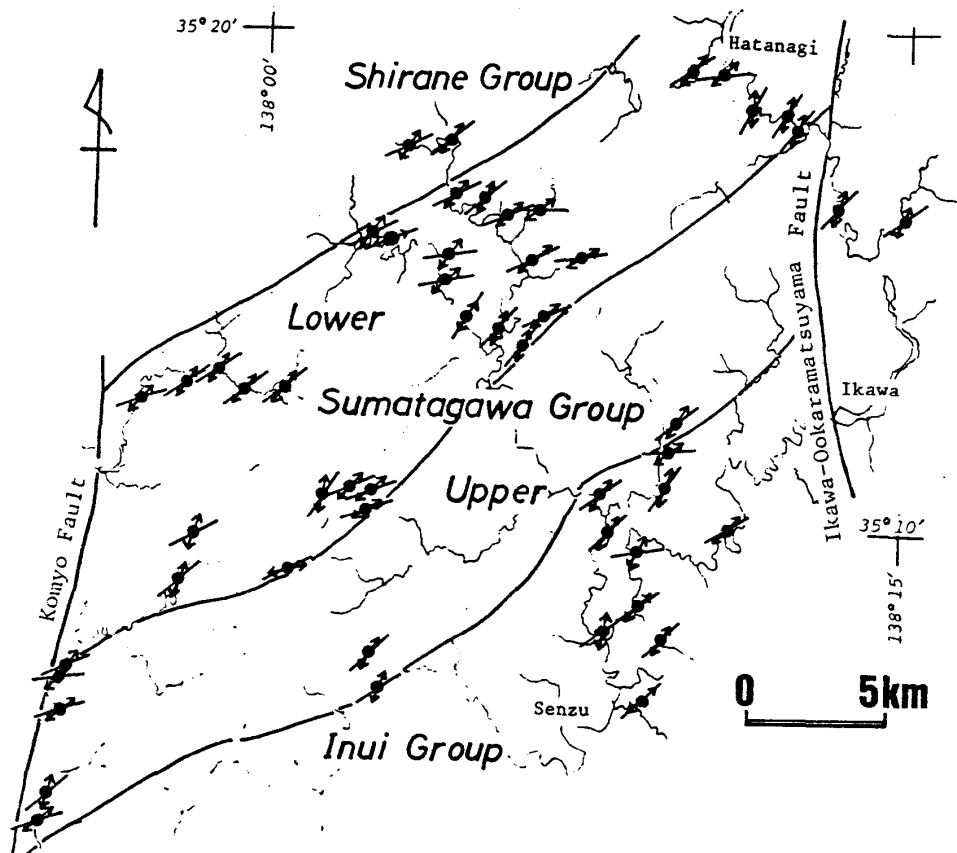


図22 層理面とスレート劈開との方向関係。層理面と劈開面が同時に観察できる地点で測定、ただし、データ採集地点が近接している場所では代表的なもののみを表示。黒丸の中心が計測地点、丸の中心を通る実線は層理面の走向、同矢印はスレート劈開の走向。

るのが認められる。すなわち、ある小区域を見ても、広域的に見ても劈開は層理面に対して反時計回りに0度から30度程度の範囲で斜交して発達し、時計回りの斜交関係は明瞭ではない。さらに、劈開の走向は各層を区切る断層付近で断層の方向とほぼ平行になるが、断層と断層の間ではより南北に近くなり、地層のトレンドとは大きく斜交してくる部分がある。地層も劈開ともに急傾斜しているため、両者の斜交関係は、水平に近い露頭面の方が急傾斜した露頭面よりも明瞭に表われる。

劈開は軸面劈開か？

スレート劈開は一般には褶曲軸面と平行な軸面劈開として扱われることが多い。実際、スレート劈開は褶曲軸面とほぼ平行している(図21a vs 図5a)。ただし、両者とも得られたデータのバラツキは大きい。露頭規模で褶曲と劈開との関係が観察できる例は少なく、大部分で両者の関係は不明確である。寸又川層群では軸部におけるコンピーテント層の破断が、犬居層群ではそれに加えて鱗片状劈開の存在が、軸面と劈開との関係を不明確にしている主要な原因と思われる。このうち、寸又川流域などでは褶曲の形態に調和的に配列したスレート劈開を持つ褶曲が認められることがある。たとえば、図20bの例では泥質岩の褶曲はスレート劈開を伴う相似褶曲の形態をもち、図23の砂岩泥岩互層の褶曲では、全体の形態は flexural-slip folding による同心褶曲に近いが、saddle reef が形成されているとがった頂部周辺に劈開が認められる。この例から、スレート劈開の少なくとも一部は軸面劈開である可能性が大きい。

ところで前述したように、より広域的にみると、スレート劈開は層理面とは明瞭に一方方向の斜交関係にある。実際、露頭で両者の交線(intersection lineation)が計測できる地点では交線は急角度にピッチしていることが多く、ほぼ水平面内に極をもつ大円上に分布しているように見える(図24)。もしスレート劈開が軸面劈開ならば層理面との交線は褶曲軸と平行になるはずである。実際に小褶曲の軸の一部は急傾斜するが、両者の交線のピッチ角よりも緩傾斜であり(図25)、さらに、前述したように走向方向に連続する地層の分布から、すべてのスケールの褶曲が広域的に高角度にピッチした軸をもつとは思

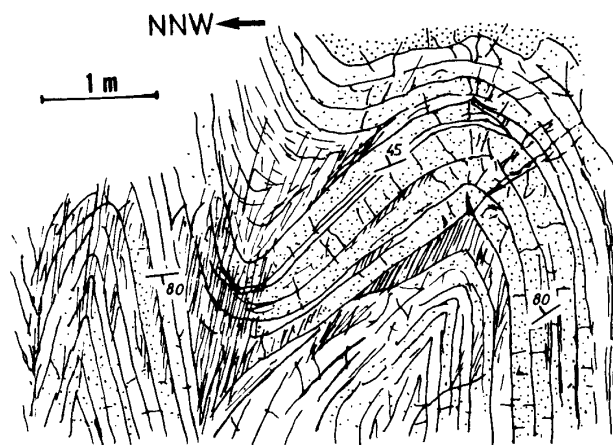


図23 寸又川層群下部の砂岩泥岩互層の小褶曲の軸部付近に見られるスレート劈開。(大根沢付近の寸又川左岸林道)

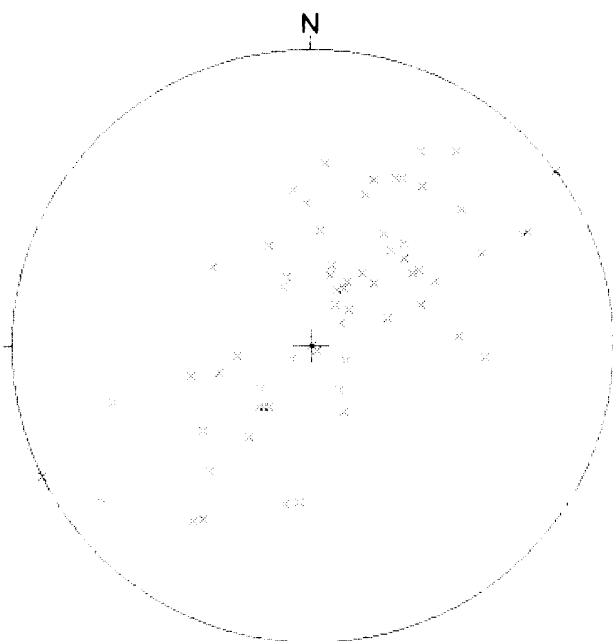


図24 光明断層と井川一大唐松山断層の間の地域の層理面とスレート劈開との交線(intersection lineation) (シュミットネット下半球使用)。

われない。またスランプ構造が認められず、露頭内に褶曲が発達しない南東上位の急傾斜または逆転層において、級化層理などの堆積構造が示す地層の上下と劈開が示す地層の上下と一致しないことがある(図20a)。これらの事実は、この地域のスレート劈開の多くが軸面劈開ではないことを示しているものと思われる。ただし、スレート劈開と褶曲軸面とに有意な斜交性がある小褶曲はまだ確認できていない。

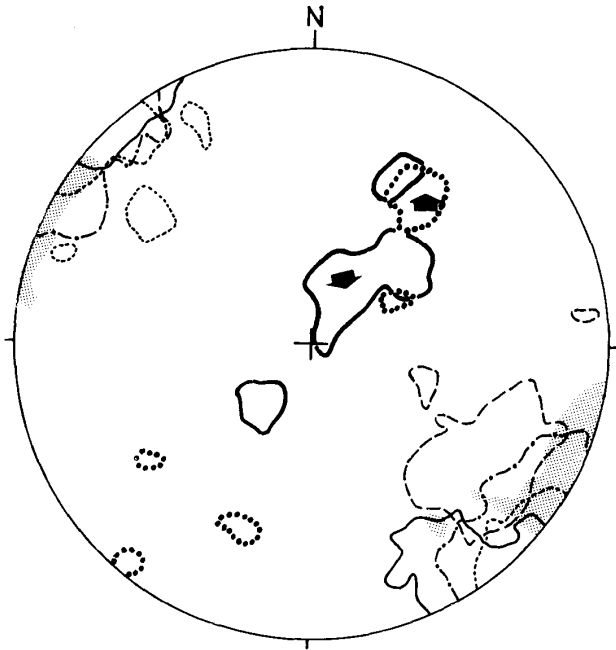


図25 各種構造の方向関係(シュミットネット下半球使用)。図3～5, 21, 24の5%のコンターをまとめた(5%で比較することに特に深い意味はない)。細い実線: 光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域の層理面, 太い実線: 光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域の層理面とスレート劈開との交線(矢印は最大集中箇所), 破線: 井川-大唐松山断層と笹山構造線の間の地域の犬居層群の層理面, 細い点線: 褶曲軸面, 太い点線: 褶曲軸(矢印は最大集中箇所), 一点鎖線: 光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域のスレート劈開, 網かけの部分: 光明層群の層理面の極の5%以上の集中域(狩野(1984)の調査データより作成)。

劈開の強度区分

一般に調査地域ではスレート劈開の面上にリネーションは発達しない。そこで、褶曲軸部をさけて試料を採集し、劈開の走向に垂直な薄片を作製した。肉眼で劈開が不明瞭なものについては層理面の走向に垂直な方向の薄片を作製した。40～100倍での鏡下の観察によると、劈開の部分には細かい葉片状粒子が集まり、開放ニコルで幅 10μ 以下の黒褐色のすじを作っている。このすじは於保(1981)が *dusty part* と呼んだものに当たる。この *dusty part* の発達の程度で劈開の強度をランクづけすることができる。ただし、劈開は基質と碎屑粒子の量や粒径によって発達の仕方が異なる。そこで、シルトサイズ(少量の細粒砂サイズのものも含む)の碎屑粒子と粘土質基

質の量比の違いによる劈開の発達程度の違いを、同一薄片内、または近接した露頭での粒度の異なる数枚の薄片を比較検討して、劈開強度を強い方から図26のように A, B, C, D の4ランクに区分した。各ランクの代表的な薄片写真は KANO & MATSUSHIMA (in press) で示した。各ランクにおける特徴を以下に記す。なお、劈開にそっての碎屑粒子の回転は明瞭には認められない。

ランク A では *dusty part* が薄片内に 20μ 以下の間隔で均質に発達している。顕微鏡の視野内では *dusty part* の連続性はよい。ランク B ではランク A ほど *dusty part* の発達は顕著ではなくなり、連続性が悪くなる。そして、同一薄片内にランク A に相当する部分と次のランク C に相当する部分が混在することもある。ランク C では *dusty part* の発達する間隔が数 10μ 以上となり、かつその長さも短くなる。ランク D では *dusty part* が視野内で認められないか、きわめて細粒な部分に短いのが時折認められる程度である。

当然ながらこの方法による判定はおおまかで、個人差が生ずる恐れが多いとともに、中間段階のものについて判定に迷う場合がある。これについては研究の初期の段階で、著者3人によって別個に判定を行い、その結果を比較した。それによると同一薄片で一ランク異なることはあっても、ランク A と C, B と D というように一ランク飛びこえて判定するこ

	grain-support	matrix-support	mainly clay
A			
B			
C			
D			

図26 スレート劈開発達の程度のランク。下段(ランク D)中央および左欄は劈開が発達しないために図を省略。

とはなかった。いずれなんらかの方法で劈開強度を定量的にチェックする必要があるが、結果としてこの方法は、劈開強度を広域的に比較検討するには簡便な方法といえる。なお、露頭での肉眼観察による劈開強度の区分は岩石の風化の程度に影響されるが、顕微鏡観察との対応はおおよそ以下のとおりである。ランク A や B の岩石では肉眼で明瞭に劈開が発達しているのが認められ、岩石名としてスレートが適用できる。特にランク A に属するものの一部は千枚岩または結晶片岩状である。ランク C では劈開は認められるが明瞭ではない。ランク D では認められないか、あったとしても非常に微弱である。

劈開の強度分布

前節での方法に基づき各地のスレート劈開の発達

程度をまとめたのが図27である。全体として劈開の強度分布の傾向は、地層の年代とは関係なく、北東または東側に向かって強くなるように見える。なお、強度の比較のために光明断層と井川-大唐松山断層とには含まれた区域を、図27のように西から東へ I ~ IV の 4 区域に便宜的に区分した、また、以下の本文中のカッコ内の数字は A, B, C, D の各ランクにそれぞれ 4, 3, 2, 1 点を与えた場合、それぞれの区域または地層中の劈開強度の平均点を表わしている。

犬居層群の泥質岩では、井川-大唐松山断層と笹山構造線に挟まれた地域が特に強く (3.4), ランク A から B に属する。この地域では千枚岩状から結晶片岩状を呈するものも多い。井川-大唐松山断層と

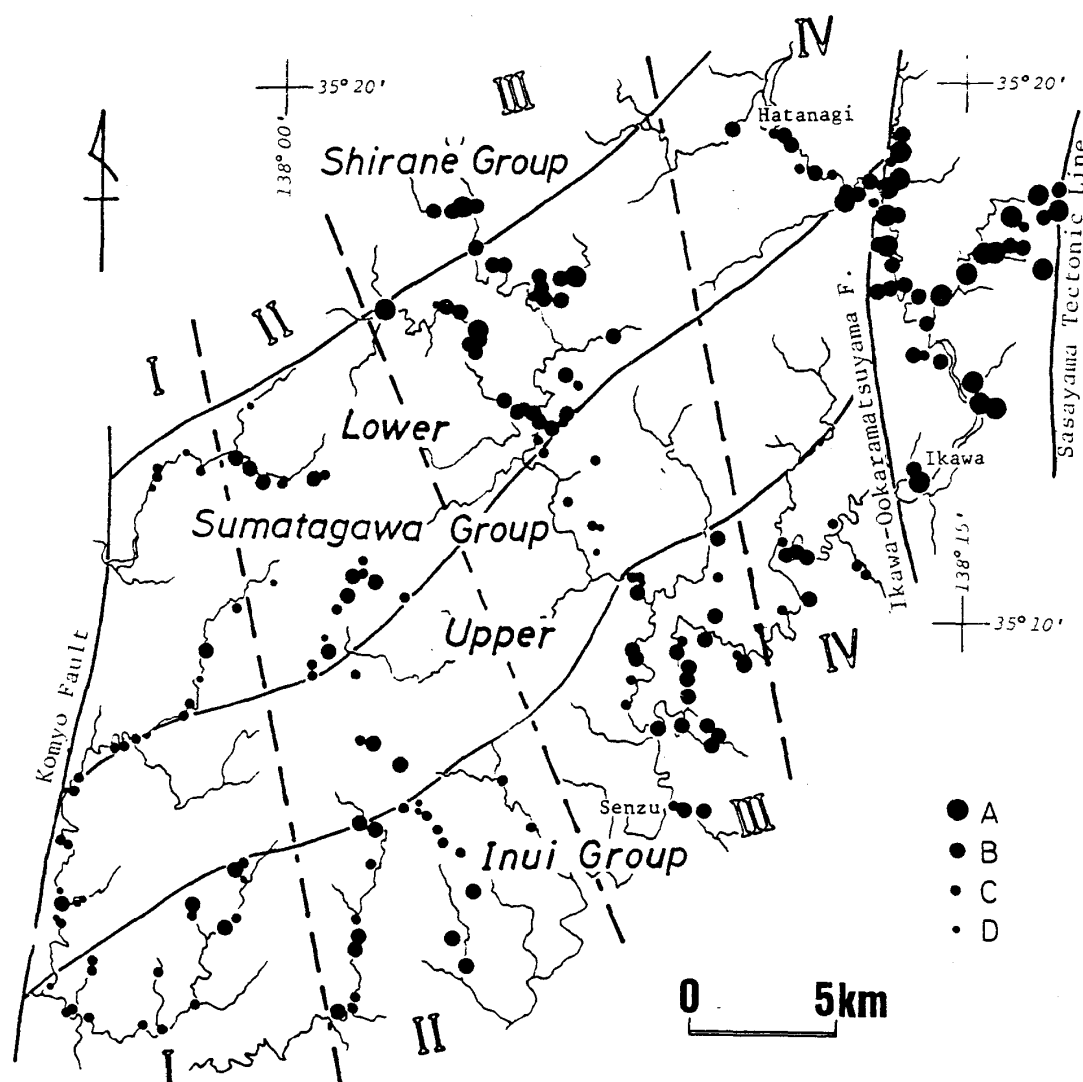


図27 スレート劈開の強度分布。A~D はスレート劈開の強度区分(本文参照), 破線および I ~ IV は劈開強度の比較のための便宜的な地域区分。KANO & MATSUSHIMA (in press) にデータを追加。

光明断層には含まれた区域はこれに比べて弱い(2.4)。このうち、井川－大唐松山断層に近接した区域Ⅳ(2.6)から、寸又川流域の区域Ⅲ(2.7)にかけてはランク B から C のものが多く、赤石幹線林道周辺から戸中川上流域にかけての区域Ⅱ(2.3)から、気田川中～上流域および戸中川中流域にかけての区域Ⅰ(1.9)に向かってランク C から D のものが多くなる。

一方、井川－大唐松山断層と光明断層には含まれた地域において各地層別に劈開強度を見ると、寸又川層群下部では(2.5)、寸又川流域でランク B から C、地域西部の気田川－戸中川流域でランク C から D に属するものが多い。寸又川層群上部では得られた資料が少ないが、周囲に比べて劈開強度が弱い(2.0)。これはこの地層では砂岩優勢の互層が主体となるために、挟まれる泥質岩中での劈開の発達が軽微になったのであろう。犬居層群ではランク B から C に属するものが多い(2.4)。以上のように、井川－大唐松山断層と光明断層には含まれた部分では、時代の異なる寸又川層群下部と犬居層群との泥質岩の間に、スレート劈開の強度でほとんど差は認められない。

4. 地質構造の形成過程

i. 褶曲－逆断層システムの特徴

以上述べてきたように、調査地域の四万十帯白亜系の基本的な構造は、様々なスケールの褶曲が複雑に重なりあった複合褶曲構造と断層(逆断層)との組み合わせであり、それにより北東－南西方向の帯状構造が形成されている。さらに、調査地域内の放散虫のデータ(村松, 1986)や、北西側の赤石層群・白根層群、さらに南東側の古第三系三倉層群をも加えると、赤石山地南部の四万十帯は大局的にみれば、南東に向かって若い地層がほぼ帯状に分布する南東フェルゲンツ、すなわち大洋側にフェルゲンツをもつシュッペン構造として捉えられる(KANO & MATSUSHIMA, in press)。寸又川層群上部に特徴的な南東傾斜の軸面をもつ褶曲構造も、その褶曲波面の大勢は北西に傾斜するので、南東フェルゲンツの構造の中に組み入れられる。

この地域の褶曲は、方向性、形態、規模、発達の

程度などで、地層あるいは地域ごとに多少の違いはあるが、大局的には一連の過程で形成されたものと思われる。露頭規模での褶曲の特徴としては、軸部付近においてコンピーテント層の破断によるレンズ状ブロックの形成と、インコンピーテント層の流動を伴う同心褶曲から山形褶曲の形態をもつものが多く、一部は相似褶曲に近いものもある。様式からみると flexural-slip fold が主体で、一部は flexural-flow fold および木村(1967)のレンズ褶曲の要素をもつ。したがって、褶曲形成時の物性は半固結～固結状態に達していたと思われる。地層の膨縮構造、褶曲軸部周辺でのレンズ状化の程度、石英脈を伴う変形帯の発達などの変形状態からすると、より若い犬居層群のほうが寸又川層群に比べてより変形が激しく、かつ変形時にはよりダクタイルな状態にあった可能性が大きい。このような変形様式と急傾斜する褶曲軸面からみて、褶曲の形成は軸面に直交する方向での水平圧縮に起因するものであろう。また、地層ごとに、あるいは同じ岩相であっても地域により褶曲の発達頻度が異なっているので、これらの褶曲は様々な要素が絡み合っており、もともと不均質に形成されたものと思われる。

ii. 従来の報告との対比

従来調査地域では、同一層準の地層が褶曲により繰り返して分布し、さらに褶曲軸が南西にプランジするために、大局的には北東側および南東側に下位層準の地層がより広く分布すると主張されてきた(KIMURA & TOKUYAMA, 1971; 徳山, 1974; 木村, 1979; など)。たとえば、彼らは調査地域南東部の千頭付近の犬居層群中に波長 10km 以上の大複背斜を推定し、平野(1983)はこれを千頭背斜と呼んだ。しかしながら、前述した地層の時代関係から、この背斜(複背斜)は存在しないと考えられる。また、層理面の方向(図 3)、小褶曲軸のプランジの方向(図 5)、走向方向にほぼ連続する岩相分布(図 2)などからみて、北東側に下位層準の地層が分布するというような傾向も認められない。このような結果から地質図(図 2)は、褶曲構造の存在を重視した土ほか(1973)とは基本的に異なり、地層の走向方向と平行な逆断層の存在を想定した広川ほか(1975)に近い。

徳山(1983)は、主として本調査地域の中～東部での褶曲様式の変化の調査結果をもとに、見掛けの下位の犬居層群のほうが上位の寸又川層群よりも変形が激しく、この変形の強さの差は、埋没深度の違いに起因する構造階層によるものであり、前述した“大複背斜”の部分に下位層準の構造が現われたものとみなした。そして、両層群の境界部の変形帯を褶曲に伴って岩相の境界部付近で生じた層面滑りによるものだと考えた。このうち前述したように変形の強さという点では今回の調査結果と一致する。しかし、“大複背斜”は存在しないので、変形の強さの差は構造階層以外の見方でみる必要がある。ただし、大規模な低角ナップ構造が形成されたのちの褶曲作用により変形の差が生じたと考えればこのかぎりではないが、現在そのような過程を示唆する証拠は得られていない。前述したように、両層群の境界部の変形帯は大規模な逆断層に伴う破碎帯とみなすのがより自然であり、同様に犬居層群中に見られる鱗片状劈開と石英脈を伴う変形帯は単なる層面すべりの面ではなく、より変位量の少ない逆断層に伴う破碎帯と考えてよい。なお、褶曲の存在を強調する立場にたてば、犬居層群の鱗片状劈開と石英脈を伴う乱雑な地層と、そうでない泥質岩層とは褶曲によって繰り返し分布するという見解(平野, 1983)をとることになる。褶曲とスレート劈開との関係については後述する。

寸又川層群上部の南東傾斜の軸面をもつ褶曲は本地域内の特徴的構造の一つであり、既に KIMURA & TOKUYAMA (1971), 徳山(1983), 平野(1983)により確認されていた。KIMURA & TOKUYAMA (1971), 木村(1983)はこの構造を、“大複背斜”形成に伴って、その北翼側で既存の褶曲構造が回転・改変してできたものだとし、その位置は第四紀における“隆起軸”に一致するとした。しかしながら、その“隆起軸”(KIMURA (1961) の Fig. 8 および木村(1983)の第IX-39図)の位置は、この構造(図2)とやや斜交し、地域西端部の気田川では寸又川層群上部内をとる。したがってこの構造の形成を第四紀における“隆起”の影響とする証拠はない。この構造は前述した逆断層によって寸又川層群が犬居層群へ衝上する過程で、既存のあるいは形成途中の褶曲の軸面が

回転してできた可能性が強く、実際に第四紀に地形的隆起があったとしても、それ以前に形成されていた構造がほぼそのまま保存されているものと思われる。

iii. 褶曲-逆断層システムの形成 —本州弧外縁部におけるテクトニクス—

四万十帯の本州弧外縁部におけるテクトニクスについては各地域での調査結果をもとに、様々な見解が出されつつある。たとえば、九州東部、四国での海溝付加体説(坂井, 1978; 平ほか, 1980; 平, 1981), 四国, 紀伊半島での前弧海盆説(柳井, 1983; YANAI, 1984), 同じ地域でのフィリピン海のような縁海説(KUMON, 1983)などである。この成因論に関して相違をもたらしした主要な原因は、どのデータを重要視するかとともに、各調査地域の地質構造の特性を反映したものと考えられる。たとえば、紀伊半島以西の四万十帯白亜系では大小規模の褶曲構造は存在するが(平ほか, 1980; 柳井, 1983; YANAI, 1984; KUMON, 1983; など), 調査地域にみられるような複雑で頻繁に発達する褶曲構造はほとんど記載されていない。調査地域の地層は構造的な位置及び岩相からみて九州東部の白亜系諸塚層群に対比できると思われるが、この諸塚層群は北傾斜の単純な覆瓦スラスト構造(坂井, 1978)をもっている。この大きく異なる構造の捉え方は、調査者の違いに起因したものと思われる。ちなみに筆者のひとり狩野は五ヶ瀬川ぞいの諸塚層群のタービダイト層中で、寸又川層群中に見られるような褶曲の発達は確認できなかった。さらに九州ではタービダイト層とメランジュ層との構造的な差異が強調されているが、赤石山地では褶曲構造から見る限りではそれほど明瞭とはいえない。寸又川層群上部の南東傾斜の軸面をもつ褶曲は四万十帯の構造としては特殊かもしれない。しかし、北西に傾斜する褶曲波面を重視すれば、赤石山地四万十帯の地質構造は、逆断層にはさまれた地層内に褶曲が発達こそすれ、他地域の四万十帯に見られる大洋側にフェルゲンツをもつ構造と大局的には大差はない。このような構造の特性は山地北部で OGAWA (1985) により既に指摘されている。

現状では、筆者らは赤石山地四万十帯の本州弧外

縁部におけるテクトニクスに対して明確な見解をもってはいない。赤石山地では何のデータを重視するかによって、前述のどの説明も成立しそうであり、また他の説明も可能かもしれない。これは、この山地ではまだ基礎的なデータが不足しているためであろう。また、既に木村(1979)や OGAWA (1985) が注目しているように、南北方向の構造変化とともに、九州から関東山地への東西方向の構造変化も正しくとらえ、その中で赤石山地四万十帯を位置づけていく必要がある。以下では最も有力とされている海溝付加体説を赤石山地四万十帯に適用する場合の基本的考え方と問題点を指摘しておく。

かつて赤石山地の四万十帯では、その層序や構造が海溝付加体説で説明することができないとされ、木村(1979, など)の反海溝付加体論を支える足場の一つとされてきた。しかしながら、既に述べて来た調査地域に見られる北西-南東方向での構造の変化は、付加体説に対して特に都合の悪いものではない。勿論、褶曲が発達するこの山地では、九州や四国での単純な覆瓦スラストの形成に基礎をおく付加体モデルをそのまま適用することはできない。恐らく調査地域での構造形成を解釈するのに現在最も適切なモデルは、南海トラフでの音波探査結果を加味したモデル(加賀美ほか, 1983)であろう。これを適用すれば、不調和褶曲構造が発達する寸又川層群は多重階層デコルマ帯、おそらくはその浅部に、北西傾斜の構造が顕著となる犬居層群は多重階層デコルマ帯から覆瓦スラスト帯に相当する可能性が大きい。そして、犬居層群中の緑色岩ブロックは海洋プレート起源であり、それを含む犬居層群の一部は海底地滑り時の変形に加えて、褶曲時においても半固結状態(?)での変形を伴うテクトニックメランジェとなる。一方、九州や四国では多重階層デコルマ帯は発達せず、四万十帯のほぼ全域が覆瓦スラスト帯の構造をもつ(加賀美ほか, 1983)。このようにして九州から赤石までの横方向の構造変化を解釈すればよい。

ところで、光明断層の西側に分布する光明層群は、岩相と分布位置から寸又川層群の北西側に分布する白根層群に対比できる(狩野, 1984)。この光明層群からは Maastrichtian のアンモナイトを産出している(MATSUMOTO *et al.*, 1978)。すなわち、これ

ら三層の少なくとも一部は同時異相の関係にある可能性が強い。そうすると同時代に、より陸側に緑色岩ブロックを含むメランジェ的地層(光明・白根層群)が形成され、より海側に陸源性のタービダイト層を主体とする地層(寸又川層群)が堆積するような古地理を一時期考えなければならず、上記の付加体説での説明はむずかしくなる。ただし、これには各化石の時代分解能の精度の問題がかかわっている。また、緑色岩のすべてが大洋地殻またはその破片ではないことが明確になってきた(MIYAKE, 1985; など)。さらに白亜系内において、北西側から南東側へと次々に褶曲が形成されていくのだということも独立に証明されていない。もし、後の v 節(112ページ)で議論する(1)の可能性、すなわち一連の褶曲-逆断層システム形成運動に伴って、その後期~末期にスレート劈開が形成されたのならば、その運動はすべての地層が堆積後ということになり、付加体説での褶曲形成機構を再検討する必要がでてくる。

iv. 褶曲-逆断層システムの回転——赤石山地の基盤構造の屈曲——

赤石山地では赤石裂線、光明断層、笹山構造線などの南北方向の左横すべり断層の運動に伴い、地層は反時計まわりに回転していることが知られている(KIMURA, 1961; など)。たとえば、光明断層の西側の光明層群は、東側の調査地域の地層の大部分よりも10~40度程度北へふれたトレンドをもち(狩野, 1984)(図25)、笹山構造線より東側の瀬戸川層群は西側の調査地域の地層よりも、より南北方向のトレンドをもつ(土ほか, 1973; 広川ほか, 1975)。今回の調査により、これらの断層と同様な性格をもつ南北方向で数 km 以上の左横すべり成分をもつ井川-大唐松山断層の存在が新たに推定された。井川-大唐松山断層と笹山構造線に囲まれた幅 5~6km の地帯は、赤石裂線と光明断層に囲まれた地帯と同様な性格の地帯を構成している。なお、前述したように光明断層と井川-大唐松山断層に囲まれた地帯の小褶曲の軸面(図5)は、層理面の極の最大集中域(図3a)に対して反時計まわりに斜交している(図25)。このことは、小褶曲が発達する部分は、発達しない部分に比べてより屈曲しやすかったことを意味するの

も知れない。

これらの左横すべり断層の形成は、当然ながら地層の帯状分布を作った褶曲-逆断層システムの形成以後、すなわち前節での本州弧外縁部におけるテクトニズムを受けた以後であり、フォッサマグナ形成運動に伴ったものと思われる。KANO & MATSUSHIMA (in press) は、この屈曲運動の主要な時期は中期中新世であることを指摘している。

v. スレート劈開の形成

調査地域の泥質岩中に見られるスレート劈開は、全域にわたって地層の一般走向と反時計回りに最大30度程度斜交し(図22, 25), かつその強度分布は地層分布と明白に斜交している(図27)ことが明らかとなった。スレート劈開は東または北東に向かって強くなり、地層の反時計回り回転が顕著となる井川-大唐松山断層と笹山構造線との間で特に強い。なお、井川-大唐松山断層と笹山構造線との間の地域は、放散虫の一軸短縮変形が激しい場所(鳥海光弘の談話)でもある。現在、スレート劈開の形成過程や形成時期については必ずしも限定できる段階ではない。今後より詳細な岩石学的検討とともに、褶曲との関係や劈開形成後の層理面・劈開面の回転の有無等を含めた構造地質学的検討が必要である。今回判明した劈開と地層との広域的な斜交性や強度分布から、劈開の形成に関して次の2つの可能性が考えられる。

(1): スレート劈開は一連の褶曲-逆断層システム形成運動の後期~末期に形成された。この運動は当初は buckling による flexural-slip folding が主体であったが、後に flattening の要素の強い劈開形成を伴う褶曲運動へと移行した。この地域の劈開の一部が軸面劈開的であることはこの可能性を支持する。

(2): スレート劈開は、調査地域の全ての地層が堆積し、褶曲-逆断層システムを作った後に、異なるステージの構造運動で形成された。この時、既存の褶曲構造に広域的に劈開が重なり、泥質岩中の一部に劈開褶曲が作られた。

この2つの可能性のうち、KANO & MATSUSHIMA (in press) では(2)の可能性のみを強調した。なお、(1)のように一連の褶曲運動の過程に変形様式が変化し、スレート劈開と地層の一般走向とが斜交

してくる事例は、南部北上山地の中生界で知られている(滝沢, 1981; 石井, 1985)。(1), (2)のいずれにしても、スレート劈開の形成時期は、明らかに犬居層群が堆積した後の古第三紀以降であり、この間に構造形成運動の性格が変化していることは明確である。さらに、スレート劈開と地層の大構造とが広域的に斜交し、層準と劈開強度に相関がないことから、調査地域でのスレート劈開の形成を構造階層の考え(木村, 1979; など)では説明できないであろう。劈開形成の時期的な問題と強度分布からみると、スレート劈開は前述した南北方向の大左横すべり断層の形成を伴う地層の反時計回り回転をもたらした強い水平圧縮力に関係して形成された可能性が大きい。

笹山構造線の東側の瀬戸川帯の泥質岩(KANO & MATSUSHIMA (in press) で雨畑川層群とした地層)は強くスレート化している。ONO (1973)によると、この地帯のスレート劈開の強度は北方へ強くなり、その強度変化は山地北部に貫入している甲斐駒-鳳凰花崗岩(図1)(河野・植田(1964)によると11Ma)からの熱の影響による要素が強いとしている。現在、この隣接する瀬戸川帯のスレート劈開と、調査地域の地層中のスレート劈開の形成とを別個にして考える必要は全くない。また、調査地域の北方には白根層群と、本地域から連続する犬居層群とが分布し(KANO & MATSUSHIMA, in press), これらは強く変成変形作用を受けて、一部は片状化している(山田ほか, 1969, 1983; 小川, 1978)。この地域は赤石中軸帯と呼ばれ(山田ほか, 1969), さらに北方で甲斐駒-鳳凰花崗岩に不調和に貫入されている。以上から、調査地域のスレート劈開は、甲斐駒-鳳凰花崗岩の貫入の先駆となる地下温度の不均質な上昇と、前述した強い水平圧縮力とが重なることによって形成された可能性が大きい。スレート劈開の形成において花崗岩からの熱の影響が大きいことは南部北上山地でも議論されている(OHO, 1982; 石井, 1985)。

5. おわりに

本論では最近の放散虫化石による時代論などをふまえて、赤石山地南部で光明断層と笹山構造線に挾

まれた地域に分布する四万十帯の上部白亜系寸又川層群と犬居層群の地質構造を記載し、その形成過程についていくつかの議論を行なった。その結果は以下のようにまとめられる。

1. 調査地域の上部白亜系は北東-南西方向の大規模な褶曲-逆断層システムを構成し、南東に向かってより若い地層が帯状に分布する。逆断層に境された地層の内部には様々なスケールの褶曲が発達し、不調和褶曲を伴う複雑な複合褶曲構造を呈している。褶曲-逆断層システムの大局的なフェルゲンツは南東だが、寸又川層群上部には南東傾斜の軸面を有する褶曲が認められる。
2. 褶曲はその大部分が水平方向の圧縮に起因する軸部付近に流動と破断を伴う flexural-slip folding により形成されている。褶曲様式からみた変形の程度は、より若い犬居層群のほうが寸又川層群よりも激しく、変形時には犬居層群のほうがよりダクタイルな状態にあったらしい。
3. 以上の構造は、本州弧外縁部での一連の造構運動によって形成されたものと思われる。この構造をプレートのサブダクションに伴う付加体形成によるものとして扱っても特に不都合な点はないが、なおいくつかの問題点も残されている。
4. 上記の褶曲-逆断層システム形成後にこの地域全体は反時計回りに回転し、東部地域の地層の一部は北北東-南南西方向のトレンドをもつようになった。この回転は、今回あらたに推定された数 km 以上の変位量をもつ井川-大唐松山断層を含めた、南北方向の大規模な左横すべり断層の活動を伴っている。
5. 本地域の泥質岩中にはスレート劈開が認められる。この劈開は急傾斜し、地層のトレンドに反時計回りに最大30度程度斜交している。劈開の強度は東または北東に向かって強くなる。このスレート劈開は褶曲-逆断層システムの形成の後期～末期、またはその形成後に、地層の反時計回り回転と関連して形成された可能性が強い。

文 献

- 平野 勇(1983), 2万5千分の1大井川長島ダム広域地質図。建設省中部地方建設局長島ダム工事事務所。
- 広川 治・今井 功・坂本 亨・奥村公男(1975), 20万分の1地質図「静岡・御前崎」地質調査所。
- 廣田 豊(1984MS), 赤石山地南部, 気田川中・上流域の四万十帯。静大理学部卒論, 81p.
- 石井和彦(1985), 南部北上山地牡鹿半島における褶曲およびスレートへき開の形成過程。地質雑, 91, 309-321.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦(1983), 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成。科学, 53, 429-438.
- 狩野謙一(1984), 光明層群-赤石山地最南部の四万十帯白亜系-。静大地球科学研報, 10, 55-85.
- KANO, K. and MATSUSHIMA, N. (in press), The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of SW Japan. in LEGGETT, J. K. and TAIRA, A. (eds.): The Cretaceous-Recent Evolution of the SW Japan Active Margin. Geol. Soc. London, Spec. Pub.
- 狩野謙一・村松 武(1982), 赤石山地中・南部の四万十帯白亜系。「四万十褶曲帯の形成過程」, 昭和56年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書, 26-33.
- 川端清司(1984), 赤石山地遠山川地域の四万十帯より産出した白亜紀放散虫化石とその意義。地球科学, 38, 215-219.
- KIMURA, T. (1961), The Akaishi Tectonic Line in the eastern part of Southwest Japan. Japan. Jour. Geol. Geogr., 32, 119-136.
- 木村敏雄(1967), 大井川流域南部の四万十層群の地質構造-小構造による構造解析の例-。佐々保雄教授記念論文集, 21-38.
- (1979), 日本列島-その形成に至るまで-。第二卷 [上] 日本列島の骨組の形成。古今書院, 東京, 245-578.
- (1983), 日本列島-その形成に至るまで-。第三卷 [上] 島弧の移動・湾曲, 接続と解体(1)。古今書院, 東京, 917-1268.
- KIMURA, T. and TOKUYAMA, A. (1971), Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. Mem. Geol. Soc. Japan, 6, 9-21.
- 河野義礼・植田良夫(1966), 本邦産火成岩の K-A dating (IV)-東北日本の花崗岩類-。岩鉱, 56, 41-55.
- KUMON, F. (1983), Coarse clastic rocks of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Miner., XLIX, 63-109.
- 公文富士夫(1985), 赤石山地の四万十累帯北帯の砂岩組成。日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 166.
- MATSUMOTO, T., OKADA, H. and SAKURAI, S. (1978), Record of a Cretaceous Ammonite from the Akaishi Mountains, Central Japan. Proc. Japan Acad., 54, Ser. B, 321-324.
- 松島信幸(1979), 遠山川で観察した諸構造のいくつか

- ついて—1978年・四万十帯白根層群調査の覚書。下伊那教育会, 自然研究紀要, **2**, 179-202.
- (1982), 赤石山地中軸部のメランジュ帯—易老沢—光岳—遠山川での観察—。下伊那教育会, 自然研究紀要, **5**, 99-110.
- MIYAKE, Y. (1985), MORB-like tholeiites formed within the Miocene forearc basin, southwest Japan. *Lithos*, **18**, 23-34.
- 村松 武(1982MS), 赤石山地中部, 四万十帯の地質構造。静大理学部卒論, 90p.
- (1985MS), 赤石山地南部四万十帯の地質。名古屋大修論, 117p.
- (1986), 赤石山地南部の四万十帯(北帯)から発見された白亜系上部—古第三系最下部? 放散虫化石。地質雑, **92**, 311-313.
- 小川勇二郎(1978), 赤石山地最北部の四万十層群の地質構造。日大文理自然科学研究所紀要・応用地学, **13**, 33-40.
- OGAWA, Y. (1985), Variety of subduction and accretion processes in Cretaceous to Recent plate boundaries around Southwest and Central Japan. *Tectonophysics*, **112**, 493-518.
- 於保幸正(1981), 南部北上山地牡鹿半島におけるスレート劈開組織。地質雑, **87**, 657-673.
- OHO, Y. (1982), Effective factors controlling cleavage formation and other microstructures in the South Kitakami Mountains. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. 2, **20**, 345-381.
- ONO, S. (1973), Slaty cleavages in the Paleogene Setogawa Group in Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. 2, **18**, 431-454.
- 坂井 卓(1978), 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序。九大理研報(地質), **13**, 23-38.
- 平 朝彦(1981), 四万十帯の形成過程。科学, **51**, 516-523.
- ・田代正之・岡村 真・甲藤次郎(1980), 高知県四万十帯の地質とその起源。四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集—, 平 朝彦・田代正之編, 林野弘済会高知支部, 319-380.
- 滝沢文教(1981), 南部北上雄勝・牡鹿地方中生界の地質構造—とくにスレート劈開との関連—。構造地質研究会誌, **26**, 43-57.
- 徳山 明(1972), 静岡地域の基盤構造の問題点(I)。静大教育研報(自然科学), **23**, 67-86.
- (1974), 中生界白亜系(四万十帯)。土 隆一編「静岡県の地質」, 静岡県, 18-26.
- (1983), 大井川上流域の四万十帯の変形様式と構造解析。兵庫教育大学研究紀要, **2**, 223-246.
- 土 隆一・鮫島輝彦・岩橋 徹・徳山 明・伊藤通玄・黒田 直・藤吉 瞭・池谷仙之(1973), 20万分の1 静岡県地質図。静岡県.
- 山田哲雄・河内洋佑・渡辺暉夫・横田勇治・菅家延征(1969), 赤石山地の四万十帯, 特に赤石中軸帯。地質学論集, **4**, 117-122.
- ・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田勇治・菅家延征・木下房男・出町 恵(1983), 赤石山地北部の四万十帯。地球科学, **37**, 329-348.
- 柳井修一(1983), 四万十地向斜の古地理—四国東部地域を例として—。地質雑, **89**, 575-593.
- YANAI, S. (1984), Tectonic development of the Shimanto geosyncline in the western Kii Peninsula, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **90**, 223-243.