

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こ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

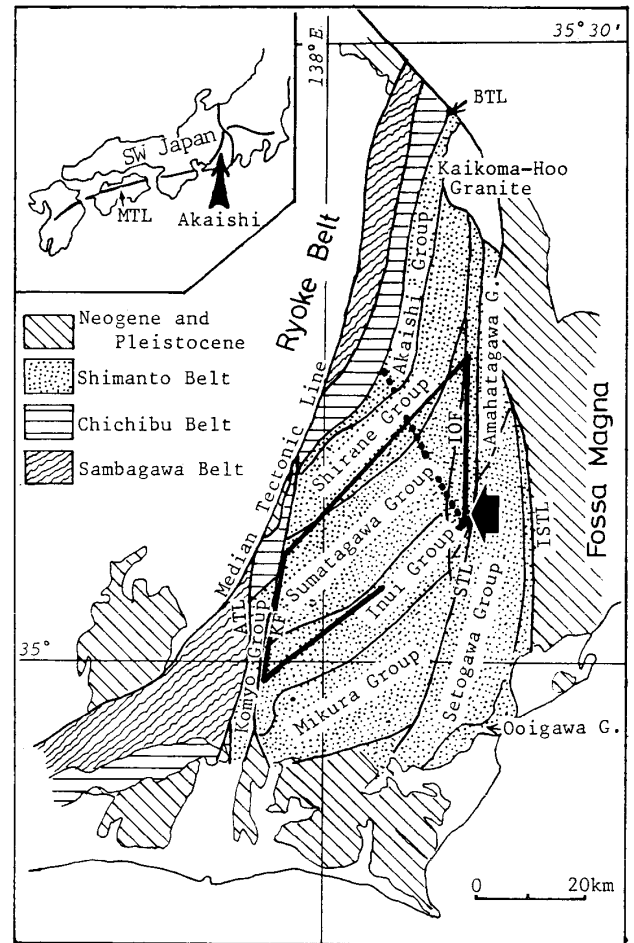


図1 赤石山地四万十帯の区分 (KANO & MATSU-SHIMA, in press) と調査地域(矢印の先の黒枠内)の位置。MTL: 中央構造線, BTL: 仏像構造線, ATL: 赤石裂線, KF: 光明断層, IOF: 井川-大唐山断層, STL: 笹山構造線, ISTL: 糸魚川-静岡構造線。太い点線は南部地域と北部地域の概略的境界。

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) でのべる。

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、東に糸魚川一静岡構造線、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一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、その南部で北東一南西、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と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一静岡構造線と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一構造区分(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、おおよ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一西南西から北東一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～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^{はたな}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

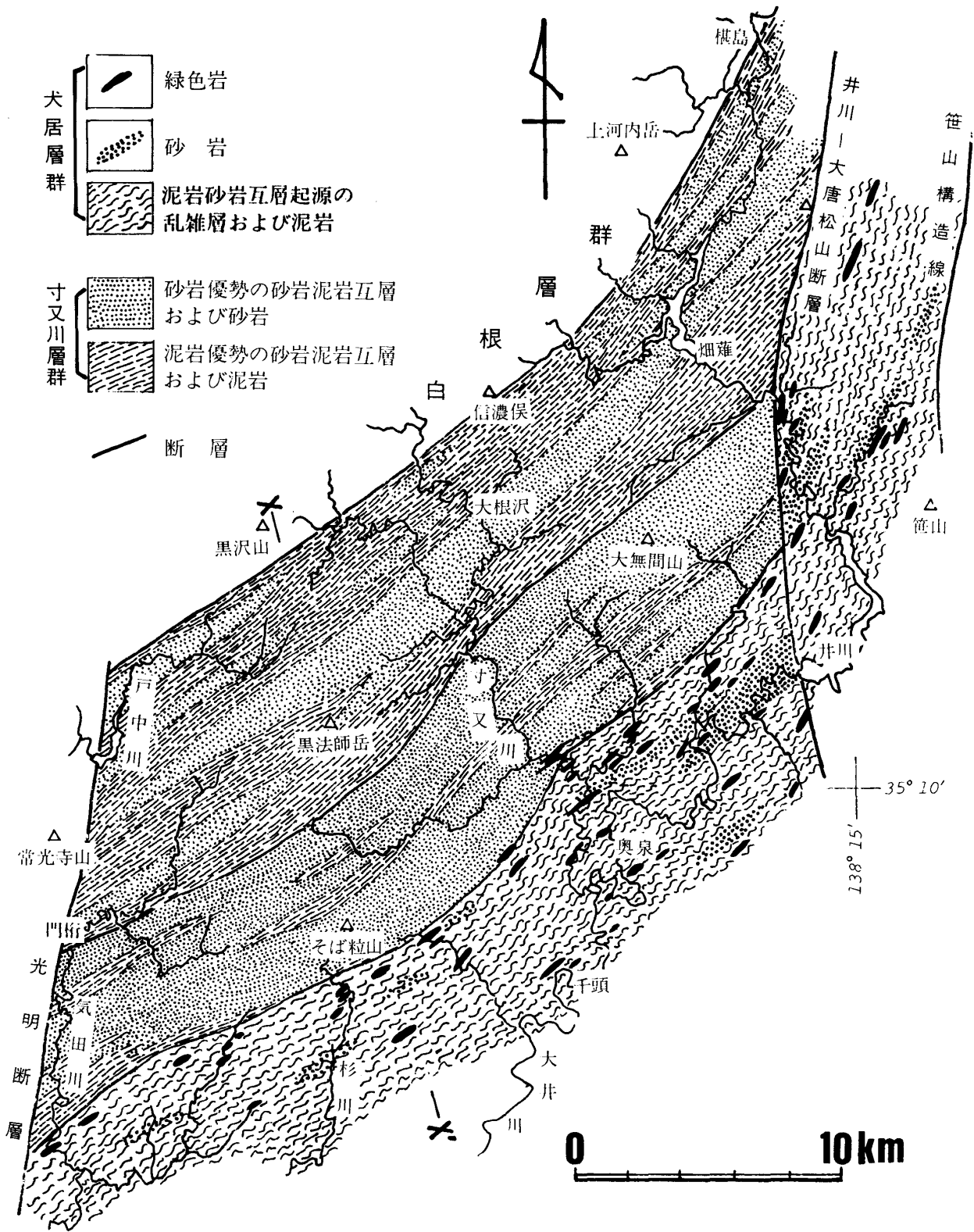


図2 調査地域地質図。寸又川層群分布域のほぼ中央を NE-SW に走る断層を境界として、それより北西側の地層を同層群下部、南東側の地層を同層群上部とする。

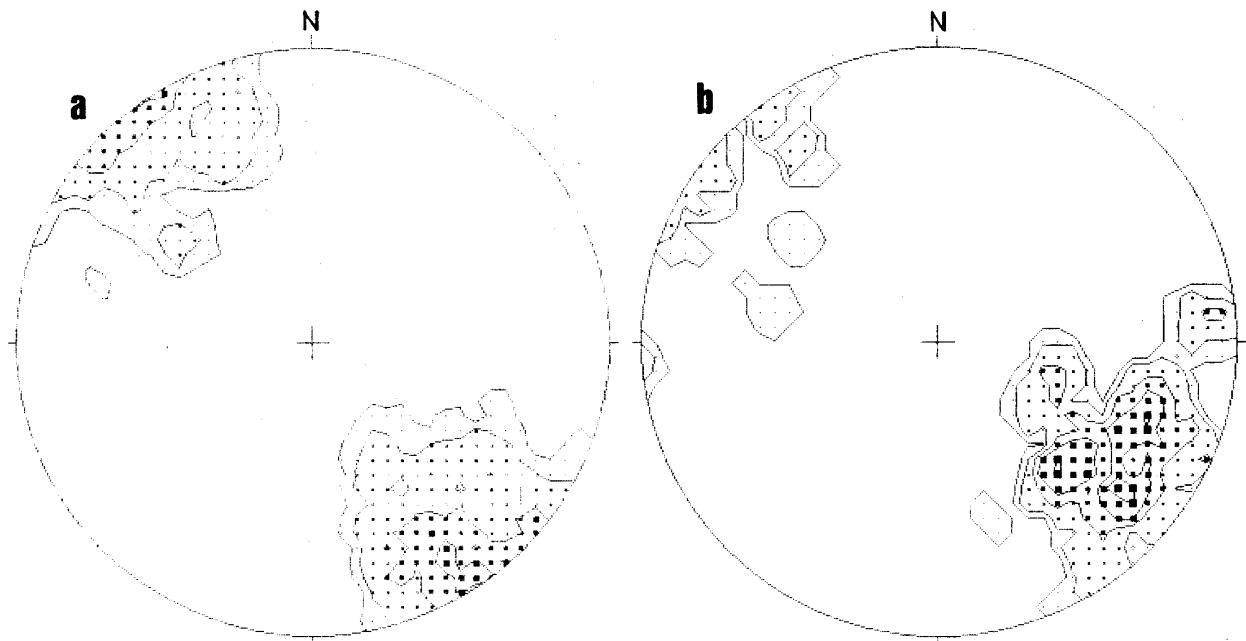


図3 層理面の極のコンターダイアグラム(シュミットネット下半球使用)。a: 光明断層と井川-大唐松山断層の間の地域, b: 井川-大唐松山断層と笹山構造線との間の地域。コンターは 1.25-2.5-5.0-7.5-10%。

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との間の幅 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がおおよそ北北東-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。

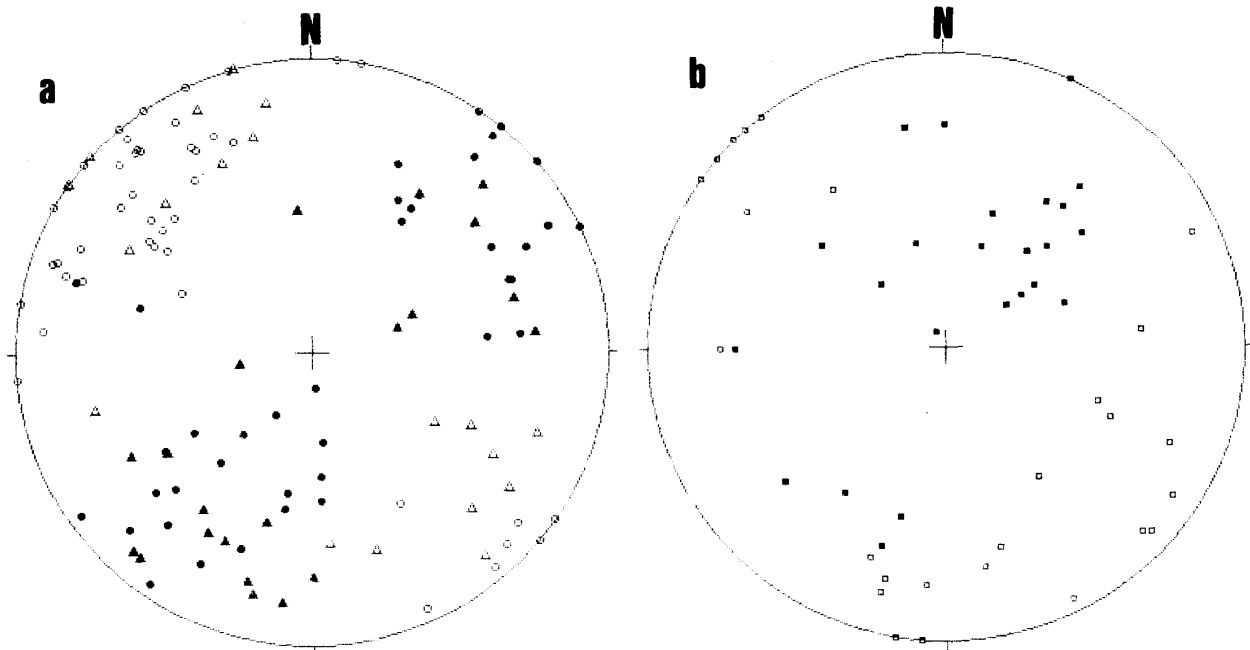


図4 小褶曲の軸と軸面のパイダイアグラム(シュミットネット下半球使用). a: 寸又川層群(白抜き丸: 同層群上部の軸面, 黒丸: 軸, 白抜き三角: 同層群下部の軸面, 黒三角: 軸). b: 犬居層群(白抜き四角: 軸面, 黒四角: 軸).

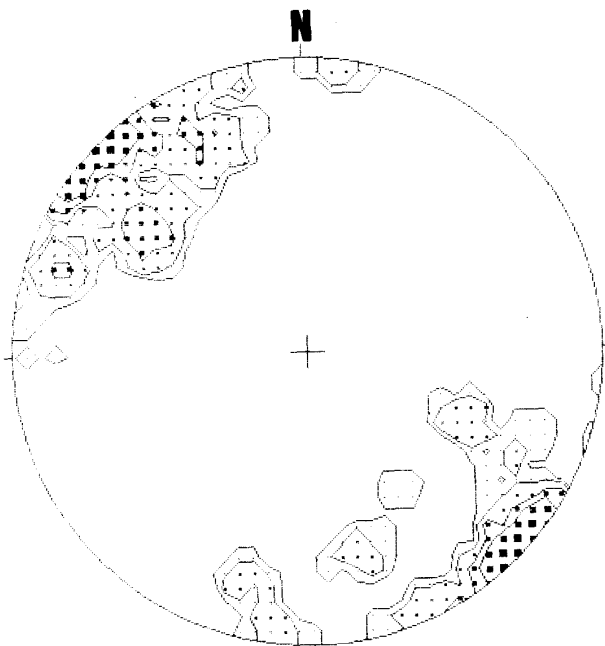


図5 小褶曲の軸面の極のコンターダイアグラム(シュミットネット下半球使用), 図4aとbを合わせたもの. コンターは1.25-2.5-5.0-7.5-10%.



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)

