

赤石山地の瀬戸川帯北部の地質と瀬戸川付加体の形成過程

杉山雄一*

SUGIYAMA Yuichi (1995) Geology of the northern Setogawa Belt in the Akaishi Mountains and the formation process of the Setogawa accretionary complex. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.46 (4), p.177-214, 12figs., 3tables., 2plates.

Abstract : The Setogawa Belt is an Early to Middle Miocene accretionary complex situated at the easternmost part of the Akaishi Mountains in central Japan. The belt, more than 100km long in the N-S direction and 2 to 20 km wide in the E-W direction, is bordered by the Sasayama Tectonic Line (STL) on the west and the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) on the east, respectively. The belt comprises three subbelts (the Setogawa, Oigawa and Ryuso Subbelts from west to east), which are separated by the Fujishiro and Jumaiyama Faults branching from the ISTL. The Setogawa Subbelt is characterized by an east-verging imbricate structure. Four thrust sheets consisting of the Paleogene basalt-limestone-chert sequence (BLC sequence) and overlying clastic rocks of early Early Miocene age have been recognized in the central and eastern parts of the subbelt. These thrust sheets are inferred to have been offscraped or underplated at a shallow structural level because the basalt and overlying chert suffered metamorphism of prehnite-pumpellyite facies and zeolite facies, respectively, in the process of accretion. The BLC sequence of the Umegashima Thrust Sheet in the northern Setogawa Subbelt has been dismembered into numerous tectonic blocks. Map-scale mudstone wedges are intruded into several large blocks, and contact surfaces between the blocks and muddy matrices are severely sheared. These field evidence indicate that the dismembering of the BLC sequence is ascribable to mudstone injection and shearing along the block-matrix boundaries. Another two thrust sheets (the Odake and Takisawa Thrust Sheets), which are composed mainly of green tuffaceous shale of early Early Miocene age, occur in the western part of the Setogawa Subbelt along the STL. The green shales suffered low-grade metamorphism of zeolite facies (Iijima *et al.*, 1981), and the Odake Thrust Sheet has been transformed northwards into a large-scale syncline. These lines of evidence suggest that the two thrust sheets were formed by offscraping or out-of-sequence thrusting.

Chemical characteristics and estimated Middle Eocene age of basalt of the BLC sequence suggest that the basalt was extruded in connection with the formation of the Paleo-Izu-Ogasawara Arc and opening of the Philippine Basin in Middle Eocene time. Another within-plate tholeiitic basalt, which was erupted simultaneously with the deposition of early Early Miocene shale, is distributed along the STL in the northern Setogawa Subbelt. This kind of basalt is inferred to be a product of off-ridge

Keywords : Setogawa Belt, Oigawa Group, Ryuso Group, Shimanto Superbelt, thrust sheet, imbricate structure, accretionary complex, offscraping, mudstone injection, in situ basalt, serpentinite protrusion

* 環境地質部

volcanism along a transcurrent plate boundary (Proto-STL) during the opening of the Shikoku Basin. Serpentinized peridotite originated from the upper mantle of the Shikoku Basin (Arai, 1991) was also protruded along the transcurrent plate boundary.

The Setogawa Group is unconformably overlain by the late Early Miocene forearc basin deposit (Mikasa Group). From the microfossil age of the two groups, it is inferred that accretion and subsequent uplift of the Setogawa Group and the formation of the forearc basin occurred during a short duration between 20 Ma and 18 Ma. These successive tectonic movements may be intimately related to the southward migration of Southwest Japan due to the opening of the Japan Sea. About 17 to 15 m. y. ago, serpentinite was again protruded along N-S-trending left-lateral en echelon shear zones formed along the western margin of the Setogawa Subbelt. This N-S-trending left-lateral shearing is ascribable to the collision of the Izu-Ogasawara Arc with the eastern part of Southwest Japan.

The Oigawa Group is a syntectonic deposit which was accumulated on a slope to trench bottom in front of the outer ridge composed of the accreted Setogawa Group. Alkaline volcanic activities took place in the trench area and on the Philippine Sea plate adjacent to the trench about 17 to 15 Ma, and the Takakusa-yama basalt and the Ryuso volcanics consisting of rhyolite, dacite and alkali basalt were formed. The Oigawa Group and the Ryuso volcanics were accreted by the activities of the Jumaiyama Fault and ISTL to form the Oigawa and Ryuso Subbelts about 15 to 12 Ma. The final thrusting of the Setogawa accretionary complex over the Neogene deposits of the South Fossa Magna occurred in the Pliocene or later.

1. はじめに

瀬戸川帯(徳山, 1974)は、赤石山地四万十累帯の最も東側(外側)の構造区である。大井川下流域から安倍川中流域にかけての瀬戸川帯南部については、これまでに数多くの研究が行われてきた。80年代以降では、放散虫化石による年代層序の解明(北里, 1980; Iijima *et al.*, 1981), 覆瓦構造の解明(Osozawa, 1988; 杉山・下川, 1989), 化学組成に基づく玄武岩の起源の推定(小川・谷口, 1989; 坂本ほか, 1993)などの研究が行われている。これらの研究により、瀬戸川帯が前-中期中新世の付加体であることが明らかにされ、現在では付加体の形成過程が議論の的となっている(Osozawa *et al.*, 1990; 坂本ほか, 1993)。

一方、安倍川上流域から富士川支流の早川流域にかけての瀬戸川帯北部は、赤石山地の険峻な山地からなるため、瀬戸川帯南部に比べて研究が遅れていた。最近、瀬戸川帯北部に分布する玄武岩やスレート劈開に注目した優れた研究が行われ、この地域でも重要なデータが蓄積されつつある(Naka, 1988; 石田ほか, 1990; 唐沢・狩野, 1992)。しかし、これらの研究は瀬戸川帯北部の限られた地域を対象としており、瀬戸川帯南部の地質との関連・連続性は明らかにされていない。また、瀬戸川帯

全域にわたる層序と地質構造については、微化石年代層序確立以前に行われたOno (1973)と徳山(1974)の研究以降、まとまった報告がない。このような現状は、瀬戸川帯北部のデータを南部のデータと関連付け、同帯の形成過程を論じようとする際の大きな妨げとなっている。

筆者は5万分の1「南部」図幅及び「身延」図幅の研究により、安倍川上流域から早川中流域(北緯35°10'~30')の瀬戸川帯北部を調査し、この地域の地質を瀬戸川帯南部からの連続として捉えることができた。本論では瀬戸川帯北部についての新たなデータを報告するとともに、既存の瀬戸川帯に関するデータを総合して瀬戸川付加体の形成過程について考察を行う。

2. 地質概説

2.1 瀬戸川帯の概要

瀬戸川帯は糸魚川-静岡構造線(以下、糸静線と略す)と笹山構造線に挟まれた南北に細長い帯状の地域である(Fig. 1)。笹山構造線の西側には、四万十累帯の始新統-漸新統三倉層群と最上部白亜系-暁新統(?)の犬居層群(村松, 1986; Kano and Matsushima, 1988)が分布する。一方、糸静線の東側には、南部フォッサマグナ(富士川帯)の新第三系(巨摩層群、富士川層群など)が分布する。

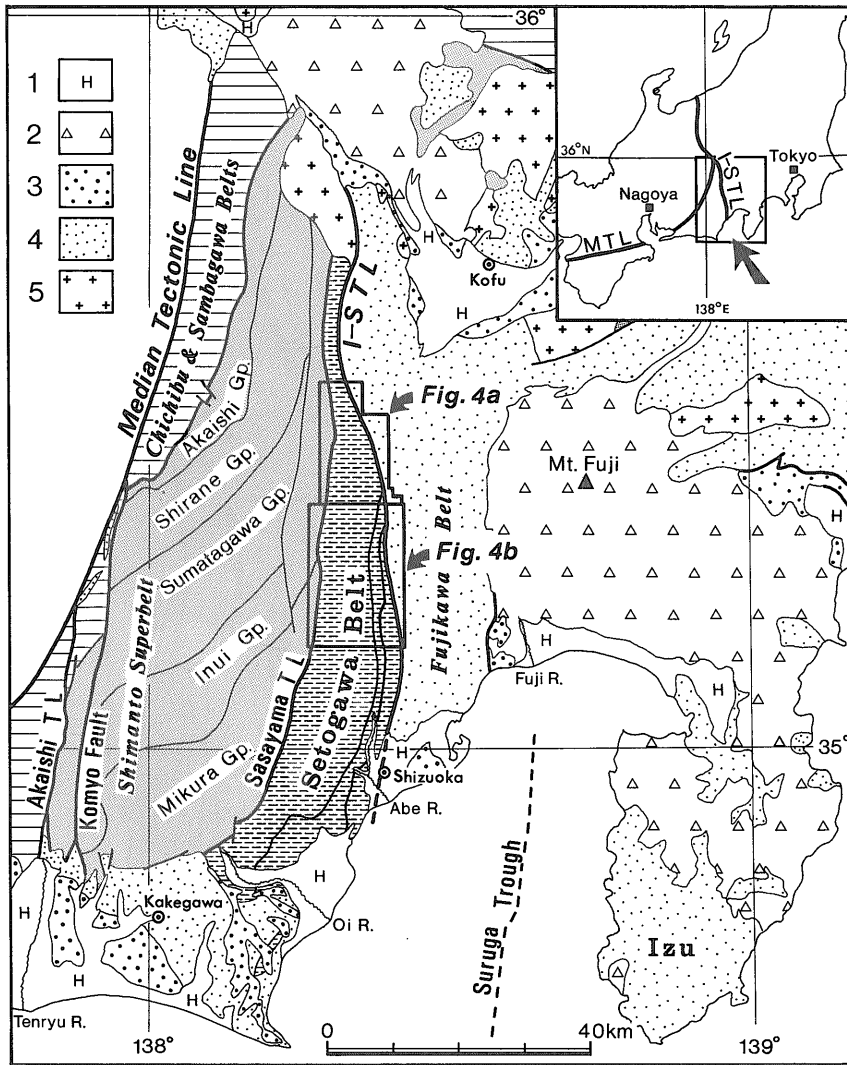


Fig. 1 Simplified geologic map of the Akaishi Mountains and South Fossa Magna. 1: Holocene deposits, 2: Quaternary volcanic rocks, 3: Pleistocene strata, 4: Miocene and Pliocene strata, 5: Miocene granitic rocks. I-STL denotes the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

瀬戸川帯の北端は15Ma頃に入ると推定される甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体(佐藤ほか, 1989)に貫かれ, 南端は大井川南岸で前期中新世後期以降の新第三系(三笠層群, 相良層群など)に不整合に被覆される。

瀬戸川帯は, その東部に存在する藤代断層(新称)と十枚山断層(徳山, 1972)を境界として, 西から瀬戸川, 大井川, 竜爪の3亜帯に区分される(Fig. 2)。大井川北岸地域の瀬戸川亜帯と大井川亜帯は, 横山(1950)の瀬戸川層群と大井川層群の分布域に対応する。また, 竜爪亜帯は小池(1957)の竜爪層群分布域及び徳山(1972)の竜爪

山帯に相当する。瀬戸川帯構成層の層序区分については多くの異なる考え方があるが, 本論ではこのような対応関係を重視し, 3亜帯の構成層をそれぞれ瀬戸川層群, 大井川層群, 竜爪層群と呼ぶ(Fig. 3)。

なお, 本論では北緯35°10' (5万分の1「清水」図幅と「南部」図幅の境界)を瀬戸川帯の南部と北部の境界として記述を進める。

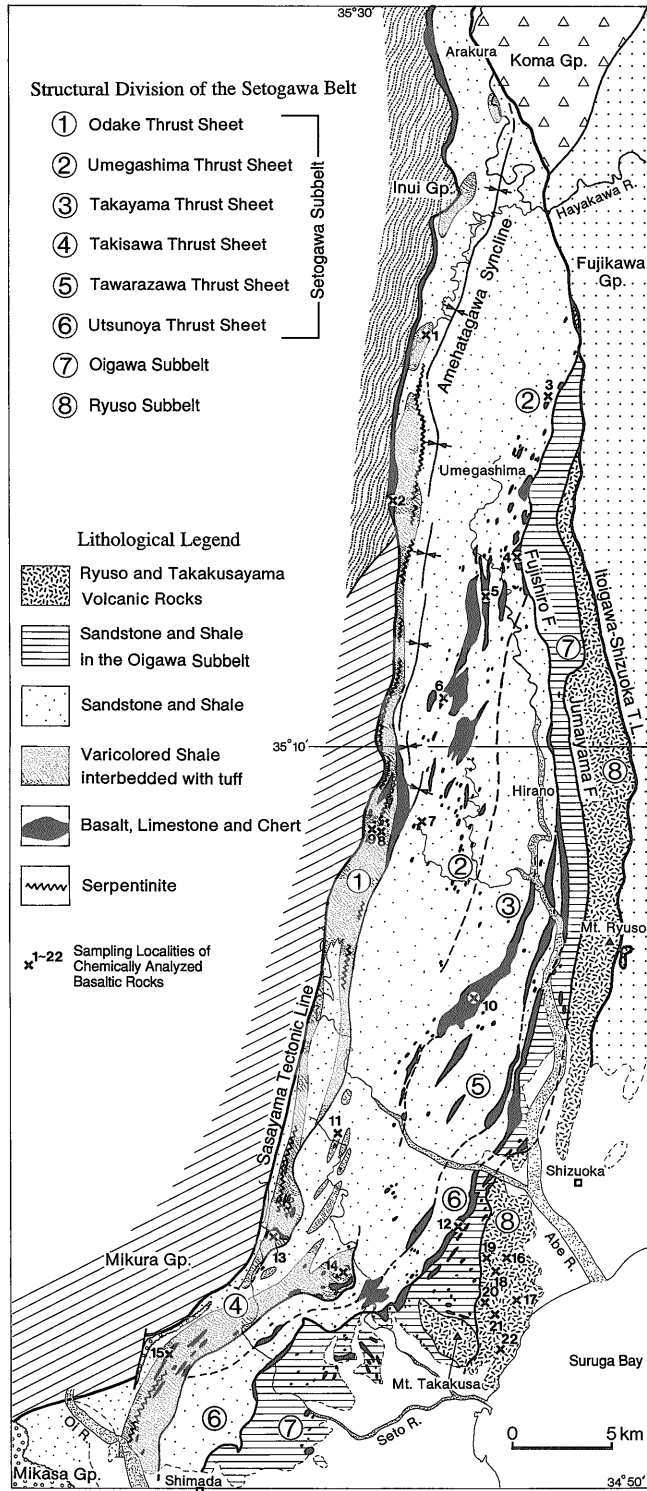


Fig. 2 Simplified geologic map of the Setogawa Belt.

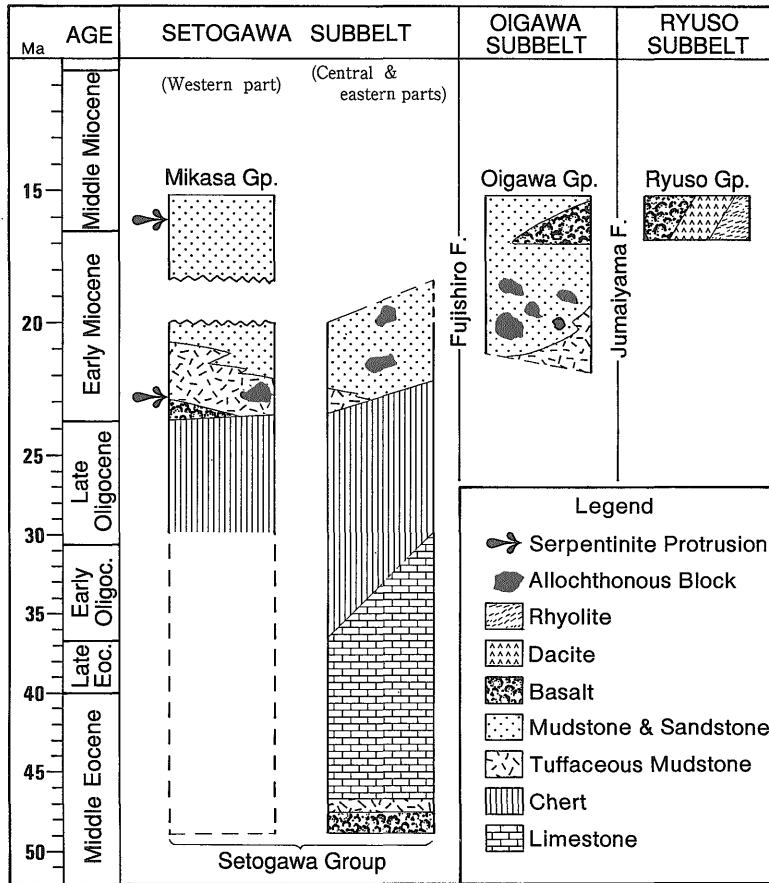


Fig. 3 Tectonic subdivision and stratigraphic units of the Setogawa Belt. Allochthonous blocks are mainly composed of basalt, limestone and chert derived from the lower part of the Setogawa Group.

2.2 瀬戸川帯南部の地質概略

瀬戸川帯北部の地質の記述に先立ち、本研究の基礎をなしている瀬戸川帯南部の地質について簡単に述べる。

瀬戸川帯南部の瀬戸川層群には、西に傾斜する覆瓦構造が発達し、大岳、高山、宇津ノ谷などの衝上体が識別されている(杉山・下川, 1989; Fig. 2)。このうち、高山、依沢、宇津ノ谷の各衝上体基底には、砕屑岩層に整合に覆われる石灰岩-チャート層が存在し、一部ではその下位に玄武岩を伴う。玄武岩、石灰岩及びチャートは、砕屑岩中の堆積性ブロック及び周囲の砕屑岩と断層で接する構造的ブロックとしても産する。一方、瀬戸川帯西部に存在する大岳、滝沢両衝上体は主として緑色凝灰質頁岩から構成され、基底部に石灰岩-チャート層が認められるところはごく一部に限られる。しかし、頁岩中

には砕屑性、構造的及び産状不明の玄武岩、ドレライト、石灰岩-チャートのブロックが多量に含まれる。また、両衝上体には超苦鉄質岩の貫入岩体及び砕屑物が含まれる。

大井川層群は、スランプ褶曲などの海底地すべりによる擾乱が頻繁に観察される砂岩泥岩互層と泥岩を主体とし、礫岩、含礫泥岩、砂岩を伴う。海底地すべり堆積物には、瀬戸川層群に由来する玄武岩、石灰岩、チャートなどのブロックが含まれる。瀬戸川北岸の高草山付近には、主としてアルカリ玄武岩からなる高草山火山岩が分布する。竜爪層群はデイサイトとアルカリ玄武岩を主体とする竜爪火山岩からなり、石英閃緑岩、斑れい岩、粗面岩などの貫入岩を伴う。デイサイトは安倍川中一下流域の竜爪帯に広く分布し、流紋岩を伴う。アルカリ玄武岩はデイサイトを整合に覆い、主に竜爪帯南部の駿

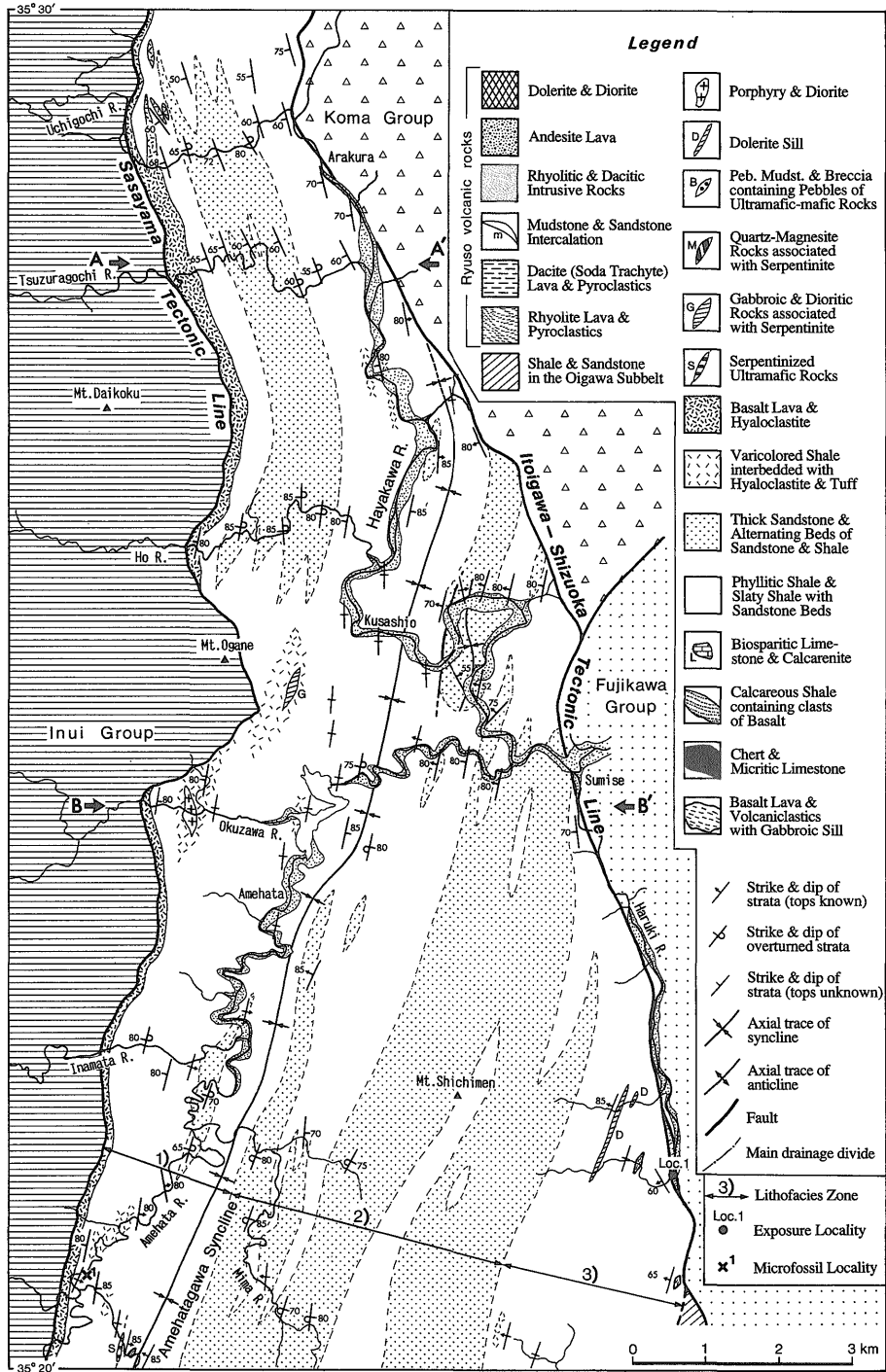


Fig. 4a Geologic map of the Setogawa Belt in the course of the Hayakawa and Amehata Rivers.

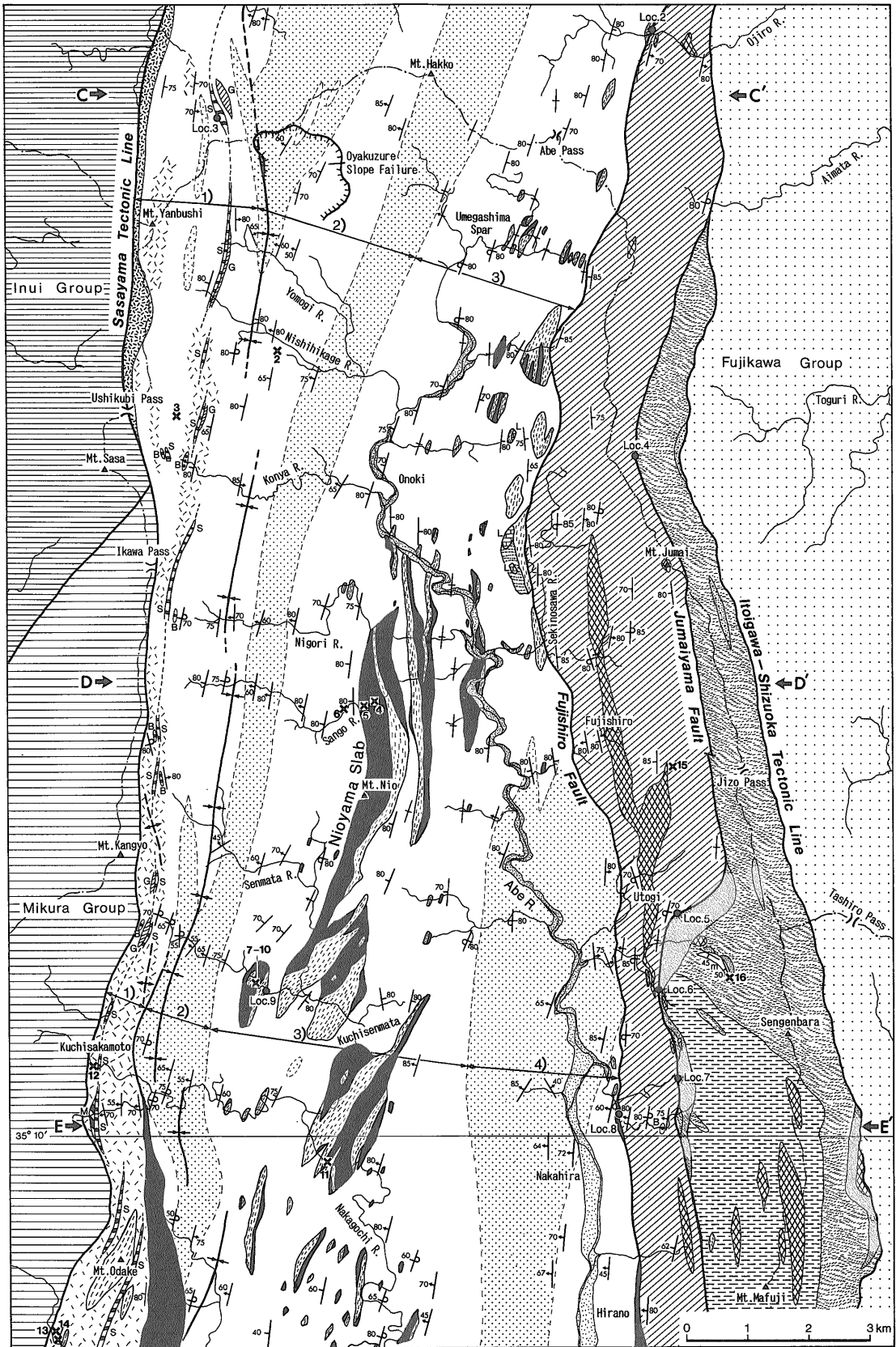


Fig. 4b Geologic map of the Setogawa Belt in the upper course of the Abe River. See Fig. 4a for legend.

河湾北西岸(大崩海岸)付近に分布する。

これらの瀬戸川帯構成層からは、時代決定に有効な放散虫、浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石が産出し、杉山・下川(1990), Osozawa *et al.* (1990), 加藤ほか(1992)により既存データの総括が行われている。それらに基づくと、瀬戸川層群の石灰岩とチャートの時代はそれぞれ中期始新世—前期漸新世, 漸新世—最初期中新世である。また、碎屑岩層の時代は前期中新世の前期である。大井川層群と竜爪層群の時代は前期中新世から中期中新世にわたる(Fig. 3)。

3. 瀬戸川層群

3.1 一般走向と帯状の岩相分布

瀬戸川帯北部の瀬戸川層群は、ほぼ南北の一般走向をもち、大部分の地域で西に60-90°傾斜する。走向の変化をより詳細に見ると、調査地域北端の新倉付近では約N20°Wであるが、保川流域から雨畑川流域、更に大の木以北の安倍川本流沿いではほぼN20°Eとなる(Fig. 4)。また、山伏岳以南の笹山構造線沿いと大の木以南の安倍川沿いではほぼ南北走向となる。

調査地域の瀬戸川層群には、砂岩卓越部と頁岩卓越部が走向と直交する方向に交互に出現する帯状の岩相分布が認められ、大きく次の4つの岩相ゾーンに区分することができる。すなわち、1)笹山構造線沿いの頁岩卓越ゾーン、2)早川流域の角瀬付近から口坂本東方へ至る砂岩卓越ゾーン、3)安倍峠北方から口仙俣へ至る頁岩卓越ゾーン、4)有東木西方から中平にかけての砂岩卓越ゾーンである(Fig. 4)。ただし、各岩相ゾーンの境界(特に岩相ゾーン1)と2)の境界)は大まかなものであり、必ずしも同一の層準を示すものではない。岩相ゾーン1)には玄武岩の溶岩・ハイアロクラスタイト、凝灰質頁岩、蛇紋岩と苦鉄質岩の貫入岩体が特徴的に含まれ、早川西岸域では厚さ約1 kmの砂岩卓越層を挟む。また、岩相ゾーン3)には多量の玄武岩及び石灰岩—チャート層が含まれる。岩相ゾーン4)は、中平より南の瀬戸川帯南部に入ると東半部を頁岩卓越層で占められるようになるが、ここでは単一の岩相ゾーンとして扱う。瀬戸川層群の東縁を限る藤代断層と糸静線(早川流域)は、このような帯状の岩相分布を緩く斜めに切っており、南から北へ、東側の岩相ゾーンから順次消失する(Fig. 4)。

安倍川流域の岩相ゾーン1)は、Naka (1985, 1988)の口坂本ユニットに相当し、同2)から4)は上落合ユニットにほぼ対応する。また、早川流域の岩相ゾーン1), 2), 3)は、それぞれおおむね、山梨県ほか(1970)の雨畑

川累層、角瀬累層、春気川累層に相当する。

3.2 地質構造

(1) 北西部地域(岩相ゾーン1)-2)

岩相ゾーン1)の頁岩に挟在する砂岩層や細砂サイズ以上の粗粒部を伴う凝灰岩層は、調査地域南端の口坂本付近を除いて、全体として東上位を示す。これに対して岩相ゾーン2)の砂岩卓越層は、全体として西上位を示し、蓬沢付近と仙俣川—中河内川流域では、同ゾーンの西部は東上位を示す。各調査ルートにおいて、地層の上位方向が変化する地点付近を詳細に調査したところ、この部分に大規模な断層が存在することを示唆する証拠は得られなかった。このことから、早川沿いの草塩から雨畑川東岸、大谷崩西縁を経て、大岳東方に達する向斜構造が存在すると推定される(Figs. 4, 5)。本論では、この向斜を雨畑川向斜と呼ぶ。

雨畑川向斜は、草塩—雨畑川流域ではS20°W方向へ追跡され、軸部付近には小規模な褶曲構造が発達する。このうち最も顕著なものは、草塩東方(早川の大蛇行部付近)に存在する翼の開いた向斜構造であり、向斜西翼は最大約500mの幅がある(Fig. 4a)。このほか、草塩北方の早川本流沿いや雨畑川流域の向斜西翼と御馬川(雨畑川支流)流域の向斜東翼に半波長100m以下の褶曲構造が認められる。大谷崩以南の地域では、向斜軸跡は全体として南北のトレンドをもつが、詳しくみるとN10°E前後の方向へ延びる向斜軸が左雁行状に配列する。蓬沢付近では向斜の西翼が東に傾斜し、やや翼が開いた形態をとるが、他の地域では両翼が西へ急傾斜する等斜褶曲状の形態を示す。雨畑川向斜の東翼に当たる大谷崩の崩壊斜面には半波長が数m-300m程度の複雑な褶曲が発達する。

口坂本東方には、大岳衝上体の基底をなす西傾斜の逆断層が瀬戸川帯南部から連続する。断層による変位は北へ向かって急激に減少し、衝上体基底部のチャート層は口坂本の南で尖滅する。断層はチャート層尖滅地点から更に2 kmほど北へ追跡されるが、仙俣川流域以北ではその延長を確認できない。

(2) 中軸地域(岩相ゾーン3)

この地域の主体をなす頁岩は一般に上下判定が困難であるが、まれに挟まれる砂岩薄層の多くは西上位を示す。また、地域西部に分布する頁岩優勢の砂岩頁岩互層は西上位を示し、岩相ゾーン2)の砂岩卓越層に整合に覆われる。玄武岩及び石灰岩—チャート層は、西上位のもの

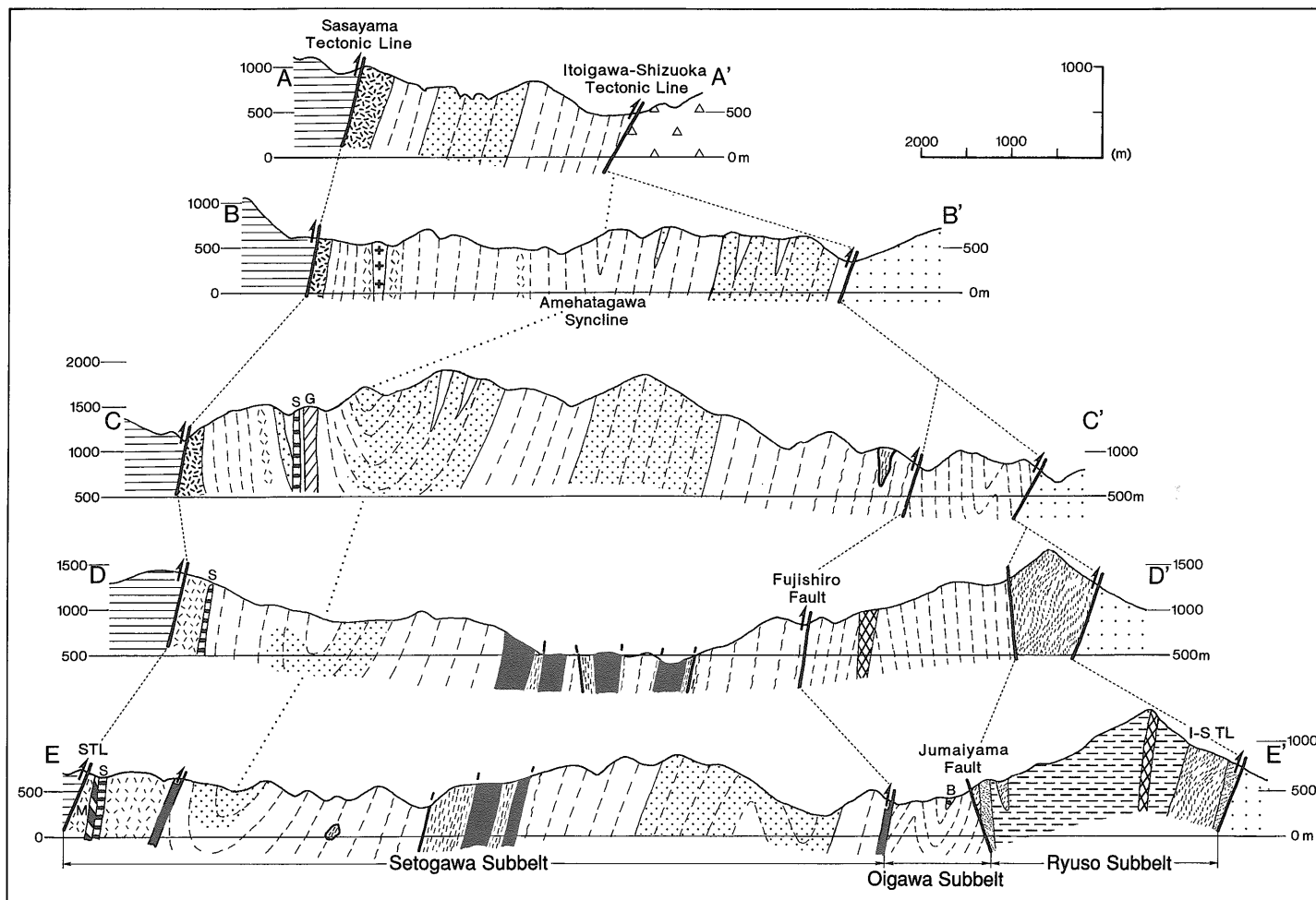


Fig. 5 Geologic profiles of the Setogawa Belt. See Figs. 4a and 4b for legend and profile location.

と東上位のものが混在する。これらは、二王山の南北両側に約7kmにわたって追跡される玄武岩—石灰岩—チャート層(二王山スラブ)を除いて、断層又は後述する剪断混合ゾーンにより周囲の頁岩と接する構造的ブロックである。二王山スラブ西縁のチャート層は珪質頁岩に上方漸移し、更にその西側に分布する頁岩と砂岩頁岩互層に整合に覆われる(Naka, 1988)。したがって、二王山スラブの玄武岩—石灰岩—チャート層は、その上位の碎屑岩層とともに、一つの覆瓦衝上体(梅ヶ島衝上体)を形成していると考えられる。この覆瓦衝上体については、玄武岩及び石灰岩—チャートの構造的ブロックの形成と関連づけて後に議論する。

(3) 南東部地域(岩相ゾーン4)

この地域に分布する砂岩卓越層は、全体として西上位を示す。しかし、有東木西方の安倍川本流沿いには系統的に東上位を示す部分が認められ、この部分に褶曲構造が存在する可能性が高い(Fig. 5のE-E'断面)。

瀬戸川帯南部の高山、俵沢、宇津ノ谷の3衝上体は平野南方で一つに収れんし(Fig. 2)、衝上体の基底をなす玄武岩—石灰岩—チャート層は藤代断層沿いに瀬戸川帯北部と南部の境界付近まで追跡される(Fig. 4b)。

3.3 層序及び岩相記載

(1) 雨畑川向斜西翼部

この地域の瀬戸川層群は東上位を示し、笹山構造線寄りの西側により下位の地層が分布する。牛首峠以北では最下部に玄武岩が存在し、これを凝灰岩や砂岩を挟む頁岩層が整合に覆う(Fig. 6)。蓬沢付近では、この頁岩層を更に砂岩優勢の砂岩頁岩互層が覆う。

玄武岩は主として溶岩とハイアロクラスタイトから構成され、見かけの最大層厚は約400mである。早川流域では溶岩が優勢である(山田ほか, 1983; 石田ほか, 1990)が、雨畑川流域から牛首峠にかけての地域ではハイアロクラスタイトが優勢となる。早川流域の玄武岩溶岩は、かんらん石(仮像)をほとんど含まない玄武岩とかんらん石玄武岩—ピクライト玄武岩からなる(石田ほか, 1990)。ハイアロクラスタイトは緑泥石化したガラスのほかに、かんらん石玄武岩—ピクライト玄武岩、ドレライト、玄武岩などの岩片とかんらん石(仮像)、スピネルなどの鉱物片を含む。これらの玄武岩は一般に片状を呈するが、内河内川流域には非変形のピクライト玄武岩が存在する(石田ほか, 1990)。これらの玄武岩は、非変形のものも含めて緑色片岩相の変成作用を被り、緑泥石、

アクチノ閃石、緑簾石、スフェーンなどが生じている。

頁岩は主として黒色のスレート質頁岩からなり、緑色(一部赤色)の凝灰質頁岩を伴う。これらの頁岩は厚さ数cm-20cm程度の白色の珪長質凝灰岩と厚さ数10cm-2m程度の緑色凝灰岩を挟み、雨畑川上流域では厚さ1-2mの玄武岩ハイアロクラスタイトを伴う。また頁岩には、後述する超苦鉄質岩とこれに付随する苦鉄質岩が貫入する。このような岩相は大岳衝上体の頁岩の岩相と類似し、地層の連続性の点では雨畑川向斜の西翼が大岳衝上体の北方延長に当たることを示唆する。

早川西岸域、雨畑南方及び山伏岳東方には、それぞれ厚さ約1000m, 200m, 150mの砂岩卓越層が頁岩中に挟在する。これらは砂岩単層の厚さが5-40cm程度の砂岩優勢互層と50cm-2m間隔で頁岩層を挟む成層砂岩を主とする。早川西岸と雨畑南方の砂岩は中—細粒の石英に富む灰白色アレナイトからなり、山伏岳東方のものは細—中粒の長石に富む暗灰色ワッケからなる。蓬沢付近に分布する最上位の砂岩層は主に中—細粒のアレナイトからなり、粗粒砂岩には頁岩の岩片が含まれる。玄武岩を覆う碎屑岩層の見かけの最大層厚は約2800mである。

(2) 雨畑川向斜東翼部

この地域の初生層序は、二王山スラブの玄武岩—石灰岩—チャート層とこれを整合に覆う碎屑岩シークエンスにより示される。

最下位の玄武岩は主として枕状及び塊状の溶岩と火山碎屑岩からなり、岩脈状及びシル状のドレライトと斑れい岩を伴う(Naka, 1985, 1988)。火山碎屑岩は巨礫—細礫サイズの玄武岩礫を含む角礫岩と砂サイズの玄武岩片及び斜長石や輝石などの鉱物片からなる砂岩を主とする。これらの溶岩・火山碎屑岩はぶどう石—パンペリー石相ないし緑色片岩相の変成作用を被っており(松田・栗谷川, 1965)、パンペリー石、緑簾石、ぶどう石、アクチノ閃石などの変成鉱物が生じている。玄武岩層の見かけの最大層厚は約300mである。

玄武岩の直上には、玄武岩の破片を多量に含む石灰質凝灰質頁岩—砂岩(厚さ2-10m)が存在し、上位の成層構造が明瞭なミクライト質石灰岩に移化する。石灰岩の層厚は20-80m程度であり、その上位に見かけの最大層厚が400mに達する暗灰色の成層チャートが発達する。石灰岩及びチャートの単層は、厚さ5-10cm程度のものが多い。なお、安倍川支流の関の沢上流域には、粗粒石灰岩を伴う玄武岩とドレライトのブロックが分布する(Fig. 4b)。粗粒石灰岩はコケ虫、石灰藻などの礁生物の遺骸から構成され、瀬戸川帯南部のバイオスパーライ

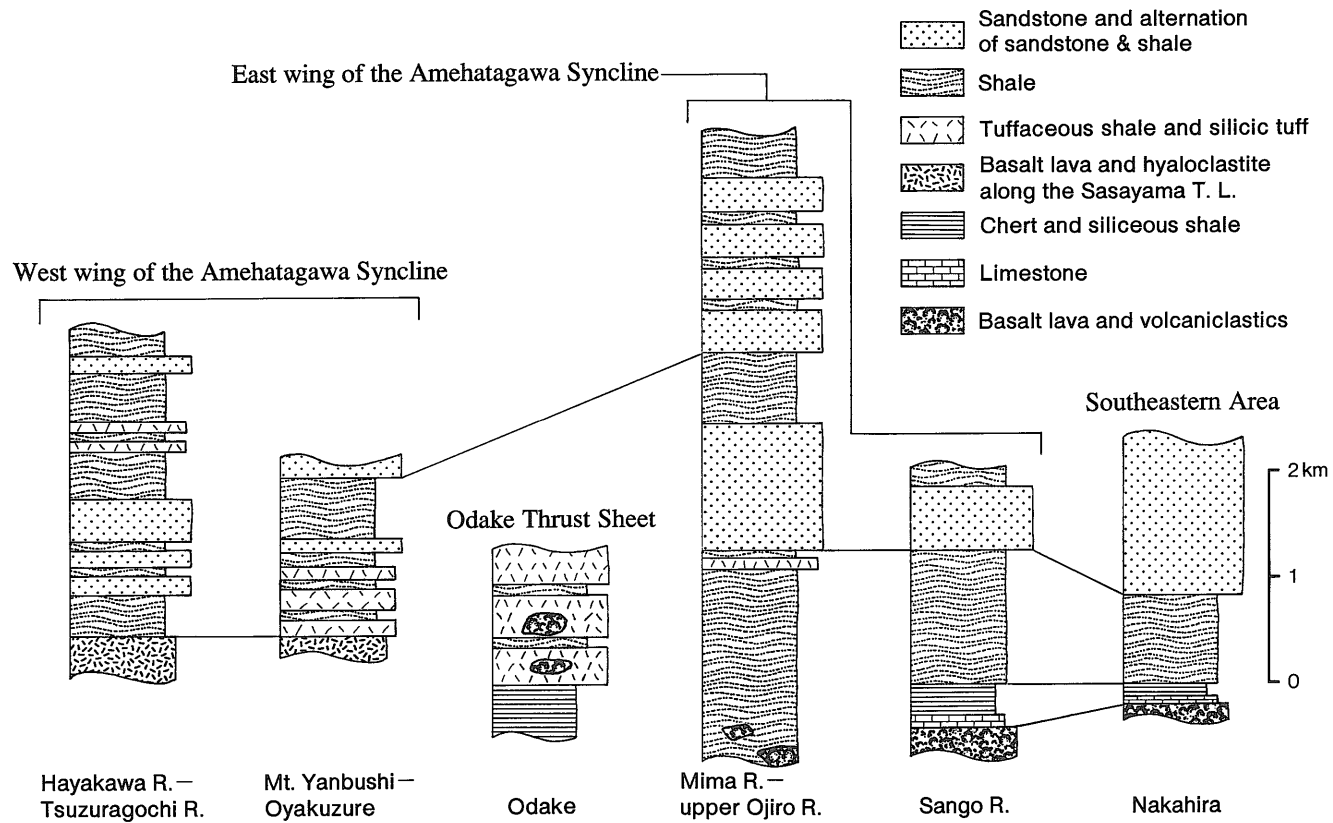


Fig. 6 Columnar sections of the Setogawa Group.

ト(杉山・下川, 1981, 1990)に対比される。

チャート層の上位には、珪質頁岩、スレート質頁岩、レンズ状の砂岩を挟む頁岩—砂岩頁岩互層が順次重なり、更に岩相ゾーン2)の砂岩卓越層に整合に覆われる。珪質頁岩から砂岩卓越層基底までの見かけの層厚は1200-1500m程度である。七面山南方では、砂岩卓越層の直下に、淡緑色及び白色の凝灰岩を挟む一部珪質の頁岩が分布する。この岩相は雨畑川向斜西翼に分布する頁岩の岩相と類似する。

岩相ゾーン2)の砂岩卓越層は塊状又は成層砂岩と砂岩優勢の砂岩頁岩互層を主体とし、見かけの最大層厚は4000mに達する。安倍川最上流域から御馬川上流域では、特に砂岩に富む部分が下部(八紘嶺付近)と上部(大谷崩—御馬川流域)の2層準に発達する。砂岩の大部分は細粒—中粒のアレナイトであり、中粒—粗粒のものは頁岩の岩片(パッチ)を特徴的に含む。また、御馬川流域では含礫泥岩を伴う。

(3) 南東部地域

この地域の層序は、基本的に上述の二王山スラブとこれを整合に覆う砕屑岩—シークエンスの層序と同じである(Fig. 6)。中平及び平野付近の藤代断層沿いには、基底部に玄武岩を伴う石灰岩—チャート層が分布し、これをその西側に分布する頁岩層と砂岩層が順次整合に覆う。

中平北東方の Loc. 8 (Fig. 4b)では、藤代断層の直上に玄武岩質の火砕岩を伴う厚さ約 5 m のチャート—珪質頁岩が分布する。基底部の火砕岩は 50cm の厚さがあり、下部は火山ガラスからなるハイアロクラスタイト、上部は玄武岩岩片を多量に含む凝灰質砂岩からなる。凝灰質砂岩の上位には、厚さ約 10cm のミクライト質石灰岩が存在し、チャート層に覆われる。最上位の砂岩層は上述の岩相ゾーン2)の砂岩と類似し、石英に富む中粒—粗粒のアレナイトからなる。

3.4 産出化石と地質年代

調査地域周辺の瀬戸川層群からは、Table 1 に示すように、微化石産出地点 1-14 から放散虫化石を産出した。石灰岩及びチャートからは、口仙俣南方の微化石産出地点 11 の石灰岩試料を除いて、時代決定に有効な種を産出しなかった。地点 11 の石灰岩は、*Podocytis helenae* 及び *Podocytis* sp. cf. *P. sinuosa* などを産し、年代は中期始新世と考えられる(杉山・下川, 1989)。また、Ibaraki (1984)は、地点 11 の約 2 km 北方の石灰岩から、*Subbotina pseudoeocaena* などを含む Blow (1969) の P12

—P13 (中期始新世)に対比される浮遊性有孔虫化石を報告している。

砕屑岩では、牛首峠東方の微化石産出地点 3 の頁岩から *Cyrtocapsella* sp. cf. *C. tetrapera* を産し、口坂本の同地点 12 の頁岩から *Cyrtocapsella cornuta* を産出した。また、大岳南方の同地点 14 の頁岩は *Cyrtocapsella* sp. cf. *C. tetrapera* などを産出する。これらの放散虫化石から、雨畑川向斜西翼と大岳衝上体の砕屑岩の年代は前期中新世と考えられる。このほか、雨畑川向斜東翼の微化石産出地点 2 の珪質頁岩からは *Spireuma* (?) sp. などを産し、雨畑川流域の同地点 1 の頁岩からは *Spongurus* 属などの放散虫化石を産出したが、いずれも時代決定に有効な属・種は得られなかった。

3.5 超苦鉄質岩とこれに付随する苦鉄質岩類

笹山構造線沿いの雨畑川向斜西翼と大岳衝上体には、蛇紋岩化した超苦鉄質岩が分布する。超苦鉄質岩は南北—N20°E 方向へ伸びる長さ数 100m—数 km、幅 5-100m 程度の細長い岩体群からなり、これらが左雁行配列して全体としてほぼ南北の分布形態を示す(Fig. 4)。雨畑川源流域(Loc. 3 など)や蓬沢源流部では、超苦鉄質岩と周囲の頁岩との接触部が観察される。これらの地域では、超苦鉄質岩は断層により頁岩と接し、断層面から 5-30cm の範囲の超苦鉄質岩は破碎されている。また、Loc. 3 では、超苦鉄質岩と頁岩の境界断層は頁岩に発達するスレート劈開面を切っている(Plate 1-a)。このような超苦鉄質岩と頁岩との接触関係は、超苦鉄質岩が貫入岩体であることを示す。調査地域に分布する超苦鉄質岩は、著しい変質(蛇紋岩化及びタルク化)のため、原岩の推定が困難であるが、南部の大岳一口坂本付近には、変質の程度がやや弱く原岩を判定できるものが分布する。それらは主としてハルツバージャイトからなり、ダナイトとウェールライトを伴う。

苦鉄質岩類は超苦鉄質岩中の包有物として産するほか、勘行峰^{かんぎょうほう}以北では主として超苦鉄質岩体の東縁に、また勘行峰の南では主として同岩体西縁に分布する。これらは斑れい岩、複輝石斑れい岩、メタドレライトなどの岩体と種々の岩石を含む貫入角礫岩からなる。貫入角礫岩には玄武岩、斑れい岩、メタドレライトなどの苦鉄質岩類の礫のほかに、閃緑岩、石英閃緑岩、デイサイト、流紋岩などの中間組成—珪質岩の礫も含まれる。また、角礫岩の基質にはこれらの岩石片のほか、かんらん石、スピネル、蛇紋石などの鉱物片が含まれる。大橋・白木(1981)によると、勘行峰付近と大岳南西方には超苦鉄質

Table 1 List of radiolaria obtained from the Setogawa and Oigawa Groups. Microfossil localities 1 to 14 are located in the Setogawa Subbelt and locality 15 is in the Oigawa Subbelt. See Figs. 4a and 4b for microfossil localities. Lithology; sh: shale, ch: chert, lm: limestone.

Microfossil Species	Localities														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Lithology	sh	sh	sh	ch	ch	ch	lm	sh	ch	ch	lm	sh	sh	sh	sh
<i>Actinomma</i> (?) sp.														•	
Actinommidae gen. et sp. indet.	•	•			•	•	•	•	•		•	•			•
<i>Amphisphaera</i> (?) sp.								•	•						
<i>Artophormis</i> cf. <i>gracilis</i> Riedel															•
<i>Calocyclus</i> (?) sp.														•	•
<i>Calocyclella</i> (?) sp.													•	•	
<i>Carpocanistrum</i> sp.												•	•		
<i>Carpocanopsis</i> (?) sp.															•
<i>Cyrtocapsella cornuta</i> (Haeckel)												•			
<i>C.</i> sp. cf. <i>C. tetrapera</i> (Haeckel)			•											•	
<i>Dendrospyrus</i> sp.													•		
<i>D.</i> (?) sp.												•			
<i>Didymocyrtis</i> (?) sp.	•				•		•								
<i>Dorcadospyris</i> (?) sp.															•
<i>Eucyrtidium</i> sp.														•	
<i>E.</i> (?) sp.								•							
<i>Larcopyle</i> (?) spp.	•				•	•	•	•	•						
<i>Liriospyris</i> (?) sp.											•		•		•
<i>Lithelius</i> (?) spp.	•	•						•	•			•			
<i>Lychnocanoma</i> sp.													•		•
<i>Nassellaria</i> gen. et sp. indet.	•		•									•			•
<i>Periphaena</i> (?) sp.								•	•						
<i>Podocyrtis helenae</i> Nigrini											•				
<i>P.</i> sp. cf. <i>P. sinuosa</i> (Ehrenberg)											•				
<i>P.</i> (?) sp.															•
<i>Prunopyle</i> (?) spp.						•		•							
<i>Sethocyrtis</i> (?) sp.													•		
<i>Spireuma</i> (?) sp.	•	•						•							
<i>Spongodiscus</i> spp.											•				
<i>S.</i> (?) spp.	•		•	•	•	•		•		•					
<i>Spongurus</i> spp.											•				
<i>S.</i> (?) spp.	•	•	•				•		•						
<i>Spumellaria</i> gen. et sp. indet.	•			•	•	•	•	•	•		•		•		•
<i>Stichocorys</i> (?) sp.												•			
<i>Stylatractus</i> (?) spp.	•	•						•	•				•		
<i>Stylochlamidium</i> (?) sp.	•														
<i>Stylosphaera</i> (?) spp.			•					•	•		•			•	
Theoperidae gen. et sp. indet.												•			•
<i>Thyrsocyrtis</i> (?) sp.											•				

岩体に伴って、マグネシウムに富むかんらん石玄武岩と安山岩の岩体が存在する。また、口坂本付近には超苦鉄質岩が交代されて生じたと推定される石英—マグネサイト岩が分布する(Takasawa and Kuroda, 1974)。岩体及び貫入角礫岩中の礫として産する苦鉄質—珪長質岩類は緑色片岩相の変成作用を被っており、緑泥石、アクチノ閃石、緑簾石、スフェーンなどが生じている。

雨畑川向斜西翼部にはこのほかに、碎屑性と考えられ

る超苦鉄質—苦鉄質岩類が散点的に分布する。牛首峠南東のコンヤ沢源流部には、上述の超苦鉄質—苦鉄質複合岩体の約 400m 西側(層序的下位)に、蛇紋岩の礫を含む頁岩と複輝石斑れい岩、斑れい岩、閃緑岩などの礫を含む凝灰岩が分布する。また、勘行峠の南には、超苦鉄質—苦鉄質複合岩体の西側に斑れい岩、ドレライト、玄武岩などの礫を含む含礫泥岩が分布する。

3.6 その他の貫入岩類

雨畑川支流の奥沢川流域には、雨畑川向斜西翼のスレート質頁岩を貫く花崗閃緑岩の岩体が存在する。この岩体は唐沢・狩野(1992)により雨畑花崗岩と呼ばれている。この岩体は角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、岩体周辺の頁岩に接触変成作用を及ぼしている。接触変成作用により頁岩中には黒雲母と緑泥石が生じ、頁岩層は剝離性を失っている(唐沢・狩野, 1992)。この岩体の南西方に位置する雨畑集落付近の頁岩には、厚さ1 m程度のひん岩岩脈が頻りに観察される。

雨畑花崗岩体の約2 km北東の雨畑川向斜西翼部には、斑れい岩岩体が存在する。岩体の西及び東側には緑色及び赤色の凝灰岩と凝灰質頁岩が分布するが、両者の接触部は観察できない。斑れい岩は単斜輝石、角閃石及び斜長石からなる斑れい岩と単斜輝石に富む単斜輝石斑れい岩からなり、やや破碎されている。変成鉱物としてブドウ石、緑簾石、スフェーンなどが生じている。

また、七面山東方の春木川流域には、頁岩層の層理面にほぼ平行に貫入するドレライトのシル状岩体が存在する。ドレライトは斑晶として単斜輝石、斜方輝石(仮像)、斜長石、かんらん石(仮像)を含み、変成鉱物として緑泥石、アクチノ閃石、スフェーン、絹雲母などが生じている。

4. 大井川層群

大井川層群は、安倍川東岸の十枚山山地西側斜面から安倍峠東方の大城川上流域にかけて、南北に細長く分布する。大井川亜帯の西縁を画する藤代断層は大城川の北で糸静線に収れんするため、春木川以北には分布しない。

4.1 地質構造

大井川層群は全体としてほぼ南北の走向をもち、東又は西へ70-90°傾斜する。北部の大城川沿いでは、上下判定ができた露頭の多くが東上位を示し、基本的に東側により上位の地層が分布すると推定される。関の沢流域から有東木にかけての地域には、南北に細長く延びるドレライトの貫入岩体が存在する(Fig. 4b)。この岩体西側の地層は西上位を示し、東側の地層についてはデータが少ないが、上下判定ができた地点の多くは東上位を示した。この上下判定結果から、ほぼ貫入岩体に沿って北北西-南南東に延びる背斜が存在すると推定される。大城川流域の東上位の構造はこの背斜の東翼に当たる可能性がある。有東木以南の地域に分布する本層群は全体とし

て西上位を示し、一部に半波長が50-数100m程度の褶曲構造が認められる。

4.2 層序及び岩相記載

上述の地質構造の解釈に基づくと、調査地域の大井川層群は見かけ上、下位より、1)砂岩及び砂岩頁岩互層、2)頁岩、3)砂岩頁岩互層からなる。

見かけ最下位の砂岩及び砂岩頁岩互層は、南北性の貫入岩体の両側に分布し、層厚は150m以上と推定される。砂岩は暗灰色を呈する細一中粒のワッカーアレナイトからなり、瀬戸川層群の砂岩より軟質である。この砂岩卓越層と2)の頁岩層との境界は露頭欠如のため未確認である。Naka (1988)は両者の関係を断層としている。本層は3)の砂岩頁岩互層と岩相が類似しており、2)の頁岩層より上位の地層の可能性はある。

頁岩は調査地域の大井川層群の主体を占め、見かけの層厚は800mに達する。関の沢一十枚山付近では、上述の砂岩卓越層の東西両側に分布し、緑色及び白色の凝灰岩を挟む黒色一暗緑灰色頁岩からなる。関の沢上流から藤代にかけての本層には層理面にほぼ平行なスレート劈開が発達する。緑色の凝灰岩層は厚さ5 cmほどの薄いものから10mを超える厚層のものまであり、厚さ20cm以上のもものでは級化層理が認められることが多い。また、白色凝灰岩は一部珪化している。中平東方の安倍川支流(黒沢)には、厚さ約5 mの含礫泥岩が頁岩中に挟在する。含礫泥岩には閃緑岩、花崗岩、デイサイト、安山岩などの礫が含まれる。また、有東木南方の安倍川支流(白沢)には、瀬戸川層群に由来する斑れい岩、玄武岩及び石灰岩からなる長さ約200mのブロックが頁岩中に含まれる。北部の大城川流域では、主としてスレート劈開が発達する黒色頁岩からなるが、見かけ下位の藤代断層近傍の頁岩は緑色及び白色の凝灰岩と砂岩層を挟む。

上位の砂岩頁岩互層は南部の有東木付近と北部の大城川及び相又川上流域の糸静線沿いに分布し、300m以上の層厚をもつ。互層中の砂岩は暗灰色を呈するワッケ質のものが多く、級化層理が発達する。

4.3 産出化石と地質年代

地蔵峠西方の微化石産出地点15で採取した頁岩から、*Artophormis* cf. *gracilis*, *Lychnocanoma* sp.などを含む放散虫化石群集が産出した(Table 1)。Sanfilippo *et al.* (1985)によると、*Artophormis gracilis*は漸新世の*Theocorys tuberosa*帯から前期中新世初期の

Lychnocanoma elongata 帯に産出が限られる。また、*Lychnocanoma* sp. としたものは *Lychnocanoma elongata* に類似する。したがって、地点 15 付近の頁岩の時代は、前期中新世と推定される。

4.4 貫入岩

調査地域の大井川層群には、関の沢上流域から有東木南方に達するドレライトの貫入岩体が存在する。この岩体は、有東木北方で樹枝状に分岐する 2 つの岩体から構成される。北側の岩体は N10°W 方向へ伸長し、長さは約 4.5km、藤代付近における幅は 200-300m である。南側の岩体はほぼ南北に伸び、約 3.5km の長さを持つ。分岐部付近では 400m 以上の幅があるが、有東木の南で急激に細くなり、幅約 50m となる。このほか、大城川流域に長さ約 300m の岩体が存在し、更に小規模な岩体は十枚山山頂、安倍峠南方の尾根、大城川流域などに分布する。

これらの岩体を構成するドレライトは暗緑色を呈し、粗粒なものでは肉眼で長さ 2 mm 程度の斜長石が観察される。鏡下ではオフィティック-インターグラニューラ組織を示す斜長石、普通輝石及び普通角閃石が認められ、角閃石の多くは緑泥石に置き換えられている。このほかにスフェーン、鉄鉱物、ガラスを含み、二次鉱物として緑泥石、ぶどう石、方解石が生じている。また、規模の大きな岩体では、黒雲母、半自形-他形の石英、マイクログラフィック組織を示す石英と斜長石を含む部分を伴う。これらのドレライトは、無水換算で 53% 前後の SiO₂ を含み、このほか TiO₂ を 1.8-2.0%、全鉄 (FeO 換算) を 11% 前後、アルカリ成分 (Na₂O+K₂O) を 5.2-5.5% 程度含む。このほか、有東木東方にはオフィティック組織を示す斜長石とチタン輝石質普通輝石からなるアルカリドレライトのシート状岩体が分布する。

これらのドレライト及びアルカリドレライトは、岩相、化学組成、変成度が竜爪層群のデイサイトや流紋岩を貫くドレライト類と酷似する。この事実は、両者が共通の起源をもつことを示唆しており、本論では大井川層群に貫入するドレライト類を竜爪火山岩に含める。

5. 竜爪層群

竜爪層群は、安倍川と富士川の流域界をなす十枚山山地の稜線沿いから富士川支流の戸栗川-相又川源流域に分布する。竜爪亜帯の西縁を画する十枚山断層は相又川源流の南岸で糸静線に収れんするため、同川の北岸以北の地域には分布しない。ただし、春木川上流部の糸静線

沿いには、後述するように、竜爪層群の北方延長の可能性のある火山岩が小規模に分布する。瀬戸川帯北部の竜爪層群は主として流紋岩からなり、浅間原より南の地域には瀬戸川帯南部から連続するデイサイトが分布する (Fig. 4b)。このほか、少量の安山岩溶岩と各種の珪長質貫入岩及びドレライトを伴う。

5.1 地質構造

流紋岩とデイサイトの分布境界は、浅間原西方を北西-南東に追跡され、北緯 35°10' の瀬戸川帯南部と北部の境界付近より南では南北方向となる。有東木南方の安倍川支流 (白沢) 源流域には、凝灰岩と砂岩を伴う頁岩層が流紋岩中に挟在する。この頁岩層は流紋岩とデイサイトの分布境界とほぼ平行に北西-南東方向へ追跡され、南西に 40-60° 傾斜する。また、随伴する砂岩と凝灰岩の級化層理から、傾斜方向 (南西) が層序的に上位であると判定される。これらのことから、浅間原付近の竜爪層群は北西-南東走向、南西傾斜の構造をもち、デイサイトは流紋岩の上位に重なりと判断される。

有東木以北の地域では、凝灰岩や頁岩の挟みが少ないため、地質構造の詳細は明らかでないが、貫入岩体は南北方向に伸長する。

5.2 岩石記載

(1) 流紋岩

池田 (1978) の浅間原斜長流紋岩に相当し、溶岩と凝灰岩などの火砕岩からなる。緑白色ないし緑色を帯びた灰白色を呈し、火砕岩 (特に粗粒な凝灰岩) の中には肉眼では溶岩との区別が困難なものがある。溶岩の多くは長径 2-3mm 程度の斜長石と径 2 mm 程度の石英斑晶が目だつ斑状の岩石であり、少量の黒雲母と普通角閃石の斑晶を含む。石基は微小な石英、斜長石及びガラスからなり、黒雲母、鉄鉱物、アパタイトを含む。火砕岩は流紋岩やデイサイトの礫と石英、斜長石、黒雲母、普通角閃石などの鉱物片からなる。二次鉱物として緑泥石、ぶどう石、方解石、パンペリー石などが生じている。流紋岩は無水換算で 68-76% の SiO₂ と 7-9% 程度のアルカリ成分 (Na₂O+K₂O) を含む。

なお、春木川上流の糸静線沿い (Fig. 4a の Loc. 1 とその北方) には、延長約 500m、幅数 10m にわたって、やや破碎された淡緑色の流紋岩が分布する。この流紋岩は上述の竜爪層群の流紋岩に酷似し、パンペリー石が生じている。周辺の富士川層群には流紋岩は含まれず、パン

ペリー石も生じていないことから、この流紋岩は竜爪層群の北方延長の可能性が高い。

(2) デイサイト

池田(1978)の真富士石英ソーダ粗面岩、杉山・下川(1990)のデイサイトに相当し、長径1-3mm程度の斜長石斑晶が点在する褐色がかかった緑灰色の溶岩からなる。鏡下では斜長石と普通輝石の斑晶が認められ、斜長石斑晶はしばしば集合して透入双晶を作る。また、石基はトラキティック—毛せん状組織を示す斜長石と他形の石英、普通輝石、アパタイト、普通角閃石などからなる。二次鉱物として緑泥石・石英・鉄鉱物などが生じている。デイサイトは無水換算で61-68%の SiO_2 と8-10%程度のアルカリ成分($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)を含む。

(3) 安山岩

戸栗川源流の糸静線近傍と十枚山南方に小規模に分布する。淡緑色—緑灰色を呈し、普通輝石と斜長石の斑晶を含む。石基はトラキティック—毛せん状組織を示す斜長石からなり、普通輝石とガラスを伴う。戸栗川上流の安山岩は発泡しており、気孔は石英とぶどう石により充填されている。これらの岩石には、二次鉱物としてぶどう石、緑泥石、パンペリー石、方解石が生じている。

(4) 珪長質貫入岩類

1) グラノファイアー

桃色を帯びた淡緑白色の中—粗粒岩石であり、調査地域南端の糸—静線沿いに斑れい岩—閃緑岩を伴って分布する。長径0.5-3mmの短柱状斜長石、石英、少量の普通角閃石からなり、斜長石と石英はしばしばマイクログラフィック組織を示す。角閃石の多くは変質し、緑泥石、緑簾石、アクチノ閃石などに置き換えられている。

2) ライオデイサイト

池田(1978)の無斑晶石英ソーダ粗面岩及び流紋岩に相当し、有東木南東方の十枚山断層沿いに分布する。淡い緑白色—緑灰色の極細粒—中粒の岩石であり、無斑晶で珪質砂岩状を呈するところが多い。モザイク状に組み合わさった長径0.1-0.3mm程度の斜長石とその間を埋める他形の石英、アルカリ長石、黒雲母などからなり、黒雲母の大部分は緑泥石に置き換えられている。二次鉱物として緑泥石のほかに、方解石と脈状の石英とぶどう石が生じている。ライオデイサイトは無水換算で66-68%の SiO_2 と9%前後のアルカリ成分($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)を含む。

3) デイサイト

地蔵峠南方の稜線付近や有東木南東方に、流紋岩を貫

いて小規模に分布する。肉眼で長径2-3mm程度の斜長石斑晶と有色鉱物の緑色や黒色の小斑点が認められる淡緑灰色の中—細粒岩である。鏡下では斜長石のほかに普通輝石の斑晶が認められ、石基はモザイク状の斜長石とその間を埋める石英、普通輝石、ガラスなどからなる。二次鉱物として緑泥石とぶどう石が生じている。

(5) ドレライト

調査地域南部の十枚山断層沿いや浅間原南方の稜線などに分布する。暗緑色を呈する中—粗粒岩で、鏡下ではインターグラニューラー—オフィティック組織を示す斜長石と普通輝石、鉄鉱物、他形の石英、緑泥石化したガラスが認められる。二次鉱物として、緑泥石のほかにぶどう石と方解石が生じている。浅間原南方から瀬戸川帯南部の真富士山にかけてのものは、チタン輝石質普通輝石を含むアルカリドレライトを伴う。

5.3 産出化石と地質年代

有東木南東方の流紋岩に挟在する頁岩(Fig. 4b)の微化石産出地点16)から、Table 2に示す放散虫及び有孔虫化石を産出した。放散虫では *Calocyclus* cf. *virginis*, *Cyrtocapsella cornuta*, *Didymocyrtilis violina*, *Stichocorys delmontensis*, *S. wolffii* などが産出し、Sanfilippo et al. (1985)の *Stichocorys wolffii* 帯(前期中新世後期)から *Dorcadospyrus alata* 帯最下部(中期中新世初期)に対比される。有孔虫群集には、Blow (1969)の N8 帯(前期中新世末—中期中新世初期)に産出が限られる *Praeorbulina glomerata curva* が含まれる。これらの化石データから、流紋岩は前期中新世末—中期中新世初期に噴出したと考えられる。

6. 断層

6.1 笹山構造線(望月編, 1956)

笹山構造線は瀬戸川帯の西縁を限る南北走向、西傾斜の逆断層である。本構造線は早川及び雨畑川西岸を南下して山伏岳の西肩に至り、牛首峠、勘行峰東方を通過して口坂本に達する。笹山構造線のトレースを詳しく見ると、早川流域の大金山付近で東へ大きく突出し、この部分では笹山構造線が低角化していると推定される。

笹山構造線の断層露頭は、早川支流の内河内川と保川、雨畑川支流の奥沢川と稲又川、及び雨畑川源流の林道沿いなどで観察される。これらの露頭では、笹山構造線は西に65-85°傾斜する断層面をもち、犬居層群のスレー

Table 2 List of radiolaria and foraminifera from the Ryuso Group. These microfossils were obtained from a shale bed intercalated in rhyolite at microfossil locality 16 in Fig. 4b.

<p>Radiolaria</p> <p><i>Calocyclus</i> cf. <i>virginis</i> (Haeckel) <i>C.</i> sp. <i>Carpocanopsis</i> (?) sp. <i>Cyclampterium</i> (?) sp. <i>Cyrtocapsella cornuta</i> (Haeckel) <i>C.</i> <i>tetrapera</i> (Haeckel) <i>Didymocytis</i> cf. <i>violina</i> (Haeckel) <i>Eucyrtidium</i> cf. <i>cienkowskii</i> Haeckel <i>Spongurus</i> (?) spp. <i>Stichocorys delmontensis</i> (Campbell & Clark) <i>S.</i> <i>wolffii</i> Haeckel <i>Stylodictya</i> (?) sp. <i>Theocyrtis</i> (?) sp. <i>Tholospyrus</i> (?) sp.</p>
<p>Planktic Foraminifera</p> <p><i>Globigerina angustumilicata</i> Bolli <i>G.</i> <i>praebulloides</i> Blow <i>G.</i> <i>venezuelana</i> Hedberg <i>G.</i> sp. indet. <i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss) <i>G.</i> sp. indet. <i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow & Banner <i>G.</i> <i>siakensis</i> LeRoy <i>G.</i> <i>quinifalcata</i> Saito & Maiya <i>Praeorbulina glomerata curva</i> (Blow) <i>P.</i> sp. indet. <i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman & Jarvis) <i>Sphaeroidinellopsis disjunctus</i> (Finlay)</p>
<p>Benthic Foraminifera (Agglutinated species)</p> <p><i>Spirosigmoinella compressa</i> Matsunaga <i>Sigmolopsis schlumbergeri</i> (Silvestri) <i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny) <i>Eggerella bradyi</i> (Cushman) <i>Hormosina</i> sp. <i>Cribrostomoides</i> sp. indet. <i>Bathysiphon</i> sp. indet. <i>Dorothia</i> sp. indet. (Calcareous species) <i>Ammonia</i> sp. indet. <i>Elphidium</i> sp. indet. <i>Stilostomella</i> spp. <i>Nodosaria</i> sp. indet. <i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel & Moll)</p>

ト質頁岩又は破断した砂岩頁岩互層が瀬戸川層群の玄武岩に衝上する。断層面から数10cmの範囲の玄武岩は破碎されて片状化している場合が多く、河床の露頭や地下水の影響がある露頭では部分的に粘土化している。稲又川や雨畑川源流域では、断層面に石英やスティルプノメンが生成している。安倍川流域では口坂本の約1 km南方の中河内川源流で断層露頭が観察される。ここでは、笹山構造線は西に55-70°傾斜した断層面をもち、三倉

層群が瀬戸川層群に衝上する。

6.2 藤代断層(新称)

藤代断層は瀬戸川帯と大井川帯の境界をなす西傾斜の逆断層である。本断層は大城川源流の北岸域で糸静線から分岐し、大城川本流沿いでは糸静線の約1 km西を通過する。安倍峠の南で十枚山山地の主稜線を越えて安倍川流域に入り、同川東岸沿いに南下して藤代及び有東木を通過する。本断層は瀬戸川帯南部の宇津ノ谷衝上体下底の断層に連続し、静岡市街西方の宇津ノ谷付近では、Iijima *et al.* (1981)の瀬戸川ナップ基底の衝上断層に一致する。本断層の南端は大井川南岸に達し、上部中新鮮新統の相良層群に被覆される。

藤代断層の露頭は大城川上流、梅ヶ島温泉東方、大の木東方、関の沢、藤代、有東木南方などで観察される。大城川上流のLoc. 2では、断層面はN20°E走向で西に70-74°傾斜する。上盤側の瀬戸川層群は、強く剪断された玄武岩と石灰岩のブロックと流動変形した頁岩基質からなる。一方、下盤側の大井川層群は層理面にほぼ平行な弱い劈開が認められる黒色頁岩と砂岩からなる。有東木南方のLoc. 8では、断層面はN15°E走向で、80°西に傾斜し、瀬戸川層群の玄武岩質火砕岩が大井川層群の砂岩頁岩互層の上に衝上する。

6.3 十枚山断層(徳山, 1972)

十枚山断層は大井川帯と竜爪帯の境界をなす断層である。十枚山断層は相又川源流南岸域において糸静線から分岐し、十枚山の東肩を通過して安倍川流域に入り、地蔵峠西方、有東木東方を通過する。有東木東方では逆S字状の顕著な屈曲を示す(Fig. 4b)。

十枚山断層の露頭は戸栗川源流、地蔵峠西方、有東木南東方などで観察される。戸栗川源流のLoc. 4では、南北走向で西に77°傾斜する逆断層であり、大井川層群の頁岩が竜爪層群の流紋岩に衝上する(山梨県ほか, 1970)。一方、有東木南東方のLoc. 5とLoc. 6及びその南のLoc. 7では、断層面が竜爪層群側へ傾斜し、正断層の見かけを呈する。Loc. 5は十枚山断層の屈曲部に当たり、ほぼ東西走向で南へ60°傾斜する断層により、大井川層群の頁岩と竜爪層群のライオデイサイトが接する。また、Loc. 6ではN10°E, 50°東傾斜、Loc. 7では南北走向、74°東傾斜の断層が観察される(Plate 1-b)。Loc. 6の断層面上には、上盤側のライオデイサイトが相対的にずり下がったことを示すステップ状の凹凸を伴

う条線が認められる。

6.4 糸魚川—静岡構造線(矢部, 1918)

小淵沢以南の糸静線は小淵沢—静岡衝上とも呼ばれ(松田, 1961), 瀬戸川帯と南部フォッサマグナ(富士川帯)の境界をなす西傾斜の逆断層である。本構造線は、夜叉神峠西方を通過して早川の谷に入り、早川の本流沿いに南下して角瀬に達する。ここから春木川の谷に入り、十枚山山地の東側上部斜面を南下して、静岡市街北部に達する。調査地域の糸静線は瀬戸川帯の帯状構造を緩く斜めに切っており、竜爪亜帯は相又川南岸で、大井川亜帯は大城川北岸で糸静線に遮られるかたちで尖滅する。

糸静線の断層露頭は、早川流域の新倉付近、春木川、大城川、相又川、戸栗川の各流域及び田代峠西方などで観察される。早川及び春木川流域の糸静線は西に45-80°傾斜した断層面をもち、瀬戸川層群が巨摩層群及び富士川層群に衝上する。この地域の糸静線露頭については、小山(1984)による詳しい報告がある。大城川流域以南の糸静線は西に60-70°傾斜する断層面をもち、大井川層群の砂岩頁岩互層及び竜爪層群の流紋岩が富士川層群に衝上する。断層面は固結しており、幅5-50cm程度の黒色破碎岩を伴うところが多い。

7. 瀬戸川帯に分布する玄武岩類

瀬戸川帯には様々な産状の玄武岩が分布する。これらの玄武岩は、瀬戸川帯構成層の堆積場や付加過程を明らかにする上で重要な情報を提供している。本章では、瀬戸川帯全域にわたる玄武岩類の産状と噴出年代を総括するとともに、微量元素組成から推定される玄武岩類の起源について述べる。

7.1 玄武岩の産状と噴出年代

(1) 産状

瀬戸川層群の玄武岩には、覆瓦衝上体基底部のスラブ及び構造性ブロックとして産するもの、砕屑岩中の堆積性ブロックとして産するもの、砕屑岩層に対して in situ に噴出・貫入するものなどがある。このほかに、頁岩中に存在するが、接触部が観察されない産状不明の玄武岩、超苦鉄質岩体に伴う貫入角礫岩や砕屑性蛇紋岩中の礫として産する玄武岩などがある。また、瀬戸川層群には少量の安山岩が含まれる。安山岩の分布は瀬戸川亜帯西部の滝沢、大岳両衝上体と雨畑川向斜西翼部に集中しており、頁岩中の堆積性ブロック及び産状不明のブ

ロックとして産する。

大井川層群に含まれる玄武岩には、砕屑岩層に対して in situ に噴出・貫入する高草山玄武岩と砕屑岩中の堆積性ブロックとして産するものがある。また、竜爪火山岩からなる竜爪層群では、玄武岩(粗面安山岩を含む)はその最上部を構成し、下位のデイサイトを整合に覆う。

(2) 噴出年代

瀬戸川層群の覆瓦衝上体基底部にスラブ及び構造性ブロックとして産する玄武岩は、石灰岩—チャート層を伴う。石灰岩の多くはミクライト質であるが、一部にバイオスパーライトが存在する。瀬戸川、大井川両層群に堆積性ブロックとして含まれる玄武岩の一部も石灰岩—チャート層を伴い、玄武岩単独からなるブロックの近傍には、石灰岩やチャートのブロックが分布することが多い。いずれの産状のミクライト質石灰岩も中—後期始新世の放散虫や浮遊性有孔虫を産する(Ibaraki, 1984; Osozawa *et al.*, 1990; Watanabe and Iijima, 1983; 杉山・下川, 1990)。また、バイオスパーライトからは中期始新世の浮遊性有孔虫を産する(Ibaraki, 1984)。したがって、石灰岩—チャート層を伴う玄武岩は、堆積性ブロックとして産するものも含めて、中期始新世に噴出したと推定される。

瀬戸川層群の砕屑岩層に対して in situ に噴出する玄武岩の代表は、3.3で述べた笹山構造線沿いに分布する玄武岩である。この玄武岩は頁岩に直接覆われ、石灰岩—チャート層を伴っていない。玄武岩直上の頁岩の年代は不明であるが、約900m上位の頁岩からは3.4で述べたように前期中新世の放散虫を産する。したがって、この玄武岩は前期中新世初期に噴出した可能性が高い。このほか、Ohashi (1980)はピクライト底層を伴う玄武岩溶岩が大岳衝上体の凝灰岩中に挟在することを報告しており、その噴出年代は同衝上体の放散虫化石データ(杉山・下川, 1989)から前期中新世である。

大井川層群の高草山玄武岩は、Blow (1969)のN 6帯に対比される浮遊性有孔虫群集を産する泥岩の上位に噴出し、N 8帯に対比される有孔虫群集を含む泥岩に覆われる(Ibaraki and Tsuchi, 1982)。また、竜爪層群の玄武岩には、N 8帯の有孔虫群集を含む泥岩が挟まれる(杉山ほか, 1982)。したがって、高草山玄武岩と竜爪層群の玄武岩は、前期中新世末—中期中新世初頭(約15-17Ma)に噴出したと考えられる。

7.2 微量元素組成に基づく玄武岩の起源

本研究では、22個の玄武岩全岩試料(うち、1つは安山岩)について、Zr, Y, Nb, Srの4微量元素の分析を行った。分析は、三菱マテリアル株式会社に依頼してICP-AES法により実施した。分析には日本ジャーレルアッシュ社製のICAP-575-II及びICAP-55を使用し、分析精度は2-10%である。分析結果を主要元素の全岩重量比とともにTable 3に示す。なお、主要元素の分析値のうち、No.10, 11, 13, 14とNo.16-22の値は杉山ほか(1982)により、このうち、No.18, 19, 22は湿式分析、その他は蛍光X線分析による値である。その他の試料の主要元素組成は、大手開発株式会社に依頼して湿式分析により測定した。

Zr, Y, Nbなどの微量元素は、岩石の変質や変成作用に伴う再移動が相対的に少ないと考えられ、これら元素の組成に基づく各種の玄武岩起源判別ダイアグラムが考案されている。本研究では、Pearce and Norry (1979)によるZr-Zr/Y図、Meschede (1986)によるNb-Zr-Y図、Pearce and Cann (1973)のTi-Zr-Y図及びMullen (1983)のTiO₂-MnO-P₂O₅図に分析結果をプロットして、玄武岩の起源を判定した。

測定した22個の玄武岩は、瀬戸川層群のものが15個(Table 3のNo.1-15)、竜爪層群のものが7個(No.16-22)である。試料採取地点はFig. 2に示す。No.1とNo.2は頁岩層に対してin situな玄武岩ハイアロクラスタイトである。No.8とNo.9は石灰岩一チャート層を伴わず、周囲の頁岩との関係が不明な玄武岩溶岩であり、No.11は同様に産状が不明な安山岩である。瀬戸川層群から採取した他の10試料は、石灰岩一チャート層を伴う玄武岩であり、No.13, 14, 15の3つは周囲の頁岩との関係が不明なブロック、残りの7つは覆瓦衝上体基底部のスラブ又は構造的ブロックである。また、No.4, 10, 14の3つは粗粒石灰岩(バイオスパーライト)を伴う玄武岩、他のものはミクライト質石灰岩のみを伴う玄武岩である。

竜爪層群の7試料は、デイサイトを整合に覆う玄武岩溶岩である。また、大井川層群の高草山玄武岩については、小川・谷口(1989)とTiba (1966)による微量元素の分析データがあり、これらのデータに基づいて起源を判定した。

(1) 笹山構造線沿いのin situ玄武岩(No.1及びNo.2)

本玄武岩はMgOの高い含有量で特徴づけられ、TiO₂とNbに富んでいる(Table 3)。本玄武岩はZr-Zr/

Y図、Nb-Zr-Y図、Ti-Zr-Y図のいずれにおいても、プレート内玄武岩の領域にプロットされる(Figs. 7, 8)。また、TiO₂-MnO-P₂O₅図では、プレート内玄武岩に含まれる大洋島ソレアイトの領域にプロットされる(Fig. 8)。以上の結果から、本玄武岩はプレート内ソレアイトと判定される。なお、石田ほか(1990)は、内河内川流域に分布する玄武岩の全岩化学組成と残留クロムスピネルの化学組成から、本玄武岩がプレート内ソレアイトに類似することを指摘している。

(2) 石灰岩一チャート層を欠く産状不詳の玄武岩(No.8及びNo.9)

この玄武岩はZr-Zr/Y図で中央海嶺玄武岩の領域にプロットされる。また、Nb-Zr-Y図とTi-Zr-Y図では中央海嶺玄武岩と島弧玄武岩の複合領域にプロットされ、TiO₂-MnO-P₂O₅図では両者の領域に各1個がプロットされる(Fig. 8)。これらの結果は、本玄武岩が中央海嶺又は島弧の火山活動に由来することを示唆する。

(3) 粗粒石灰岩を伴う玄武岩(No.4, 10, 14)

本玄武岩はP₂O₅とNbに富む共通の特徴をもち、いずれの起源判別図でもプレート内玄武岩又はこれに対応する大洋島玄武岩の領域にプロットされる。したがって、本玄武岩は、プレート内玄武岩と判定される。

(4) ミクライト質石灰岩を伴う玄武岩(No.3, 5, 6, 7, 12, 13, 15)

これらの玄武岩はNo.13を除いて、粗粒石灰岩を伴う玄武岩とは逆に、P₂O₅とNbの含有量が相対的に低い。各起源判別図では中央海嶺玄武岩と島弧玄武岩の複合領域、又は中央海嶺玄武岩と島弧ソレアイトの領域にまたがってプロットされる。これらの結果は、本玄武岩が中央海嶺又は島弧の火山活動に起源することを示唆する。坂本ほか(1993)は、No.15と同一の玄武岩ブロック(彼らの“スラブ状”玄武岩)から採取した約30試料の微量元素分析を行い、同様の結論を得ている。

No.13は粗粒石灰岩を伴う玄武岩と類似の化学組成をもち、プレート内玄武岩と考えられる。

(5) 安山岩(No.11)

安山岩はTiO₂-MnO-P₂O₅図でカルクアルカリ岩の領域にプロットされ、他の起源判別図においても島弧起源と考えて矛盾のない領域にプロットされる。

Table 3 Bulk rock chemistry of basalts in the Setogawa Belt. See Fig. 2 for sampling localities. Rock type; Hyalo: basalt hyaloclastite, Lava: basalt lava not accompanied by limestone, Lava*: basalt lava with micritic limestone, Lava#: basalt lava with biosparite, Andes: andesite.

Number	Setogawa Group										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Regist.No.	031107	102328	121621	031201	052401	051904	121041	011806	011808	R20893	R20894
Rock Type	Hyalo	Hyalo	Lava*	Lava#	Lava*	Lava*	Lava*	Lava	Lava	Lava#	Andes
(wt%)											
SiO ₂	43.30	47.34	41.00	44.34	51.62	48.90	48.41	48.30	48.16	48.24	53.38
TiO ₂	2.49	2.43	0.90	1.92	1.28	1.44	1.34	1.70	2.91	2.28	0.68
Al ₂ O ₃	11.42	10.54	12.85	16.77	15.79	15.00	16.13	15.06	13.14	14.19	16.20
Fe ₂ O ₃	2.16	3.33	2.80	3.42	1.62	2.49	2.95	3.32	3.46	3.96	5.67
FeO	9.69	8.21	3.46	6.73	5.72	7.17	5.81	6.79	11.28	6.93	4.09
MnO	0.18	0.18	0.12	0.17	0.12	0.15	0.19	0.24	0.24	0.17	0.16
MgO	15.11	12.51	4.02	6.42	5.45	7.31	6.65	8.37	6.23	7.00	5.31
CaO	8.82	7.69	16.28	12.45	8.35	8.60	8.08	9.66	6.92	10.54	3.92
Na ₂ O	1.08	2.48	5.21	2.12	4.97	4.43	3.24	2.93	3.65	3.31	6.32
K ₂ O	0.29	0.24	0.56	1.25	1.20	0.06	1.73	0.50	0.33	0.52	0.28
P ₂ O ₅	0.25	0.24	0.16	0.35	0.12	0.12	0.12	0.15	0.25	0.27	0.20
H ₂ O ⁺	4.34	3.40	1.45	3.41	1.77	3.07	2.37	2.13	2.59	1.38	3.12
H ₂ O ⁻	0.38	0.88	0.21	0.41	0.21	0.41	0.43	0.35	0.34	1.26	0.41
CO ₂			10.31		1.29	0.45	2.15				
Total	99.51	99.47	99.33	99.76	99.51	99.60	99.60	99.50	99.50	100.04	99.74
(ppm)											
Zr	119	155	40	145	50	59	80	109	189	153	66
Y	23	24	21	17	25	20	27	36	64	25	27
Nb	17	18	1	16	4	3	5	5	7	15	5
Sr	147	116	1280	520	870	220	1980	185	123	591	166

Table 3 (Continued)

Number	Setogawa Group				Ryuso Group						
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Regist.No.	031202	R20890	R20891	011701	R20898	R20900	R20912	R20909	R20905	R20904	R20915
Rock Type	Lava*	Lava*	Lava#	Lava*	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
(wt%)											
SiO ₂	46.27	42.65	48.57	46.95	47.17	49.75	48.77	47.58	50.29	50.05	51.34
TiO ₂	1.83	1.86	1.81	1.06	1.36	2.08	2.27	1.70	2.28	1.64	2.01
Al ₂ O ₃	18.20	13.15	15.91	17.15	17.82	15.67	15.21	18.38	15.82	15.64	16.86
Fe ₂ O ₃	2.86	3.42	4.85	3.93	3.87	5.49	5.86	3.49	5.50	5.89	7.69
FeO	6.73	5.99	5.31	4.66	4.16	3.21	3.92	3.64	3.21	3.44	2.11
MnO	0.20	0.22	0.15	0.15	0.16	0.16	0.24	0.16	0.68	0.14	0.18
MgO	7.79	8.45	6.38	7.57	7.54	4.50	3.61	4.86	3.70	4.98	2.85
CaO	5.46	10.52	6.39	9.99	7.93	6.89	8.33	9.04	5.06	7.80	6.73
Na ₂ O	3.42	3.90	5.07	3.57	3.88	4.95	4.95	3.74	5.00	5.08	4.74
K ₂ O	1.63	0.95	0.47	0.04	0.85	1.82	1.34	1.99	2.64	0.52	2.21
P ₂ O ₅	0.18	0.32	0.33	0.08	0.26	0.53	0.68	0.39	1.12	0.30	0.48
H ₂ O ⁺	4.24	7.10	3.01	3.33	4.46	3.98	2.65	2.92	3.97	3.10	1.76
H ₂ O ⁻	0.92	1.49	1.45	1.07	1.03	0.45	0.51	0.70	0.65	1.03	0.89
CO ₂	0.10			0.20			1.28	0.87			
Total	99.83	100.03	99.71	99.75	100.48	99.48	99.62	99.46	99.91	99.61	99.85
(ppm)											
Zr	53	163	137	67	122	267	283	205	445	150	216
Y	16	18	29	23	23	40	41	30	62	30	37
Nb	5	15	10	<1	8	16	20	11	28	8	12
Sr	720	477	439	400	716	289	365	506	269	264	699

(6) 大井川層群の高草山玄武岩(小川・谷口, 1989; Tiba, 1966 による)

本玄武岩はいずれの起源判別図においてもプレート内玄武岩又はその中のアルカリ岩に対応する領域にプロットされる。したがって、本玄武岩は既に小川・谷口(1989)が指摘しているように、プレート内のアルカリ玄武岩と判定される。

(7) 竜爪層群の玄武岩(No.16-22)

これらの玄武岩は Zr-Zr/Y 図上でプレート内玄武岩の領域にプロットされ、TiO₂-MnO-P₂O₅ 図では 7 試料中 5 つが大洋島のアルカリ玄武岩の領域に落ちる。しかし、Nb-Zr-Y 図では半数以上が島弧玄武岩とプレート内ソレライトの複合領域にプロットされる。また、Ti-Zr-Y 図ではカルクアルカリ玄武岩とプレート内玄武岩の領域境界付近にプロットされるものが多い。Ti,

P, Zr, Nb の全般に高い含有量から、プレート内アルカリ岩の可能性が高いと思われるが、島弧的な性格も示唆される。

8. 議 論

8.1 玄武岩—石灰岩—チャート層の形成場

瀬戸川層群に分布する玄武岩のうち、粗粒石灰岩を伴うものは微量元素組成からプレート内玄武岩と判定され、石灰岩の性状と合わせて、海山起源と考えられる。粗粒石灰岩は滝沢、高山、梅ヶ島などの衝上体に散点的に分布し、瀬戸川亜帯中に複数の海山の断片が含まれる可能性がある。高山衝上体基底部には、粗粒石灰岩を伴う長さ 3 km のスラブ状玄武岩(No.10 試料を採取)が存在し、付加された海山の一部と考えられる(杉山・下川, 1989)。ミクライト石灰岩を伴う玄武岩は、微量元素組

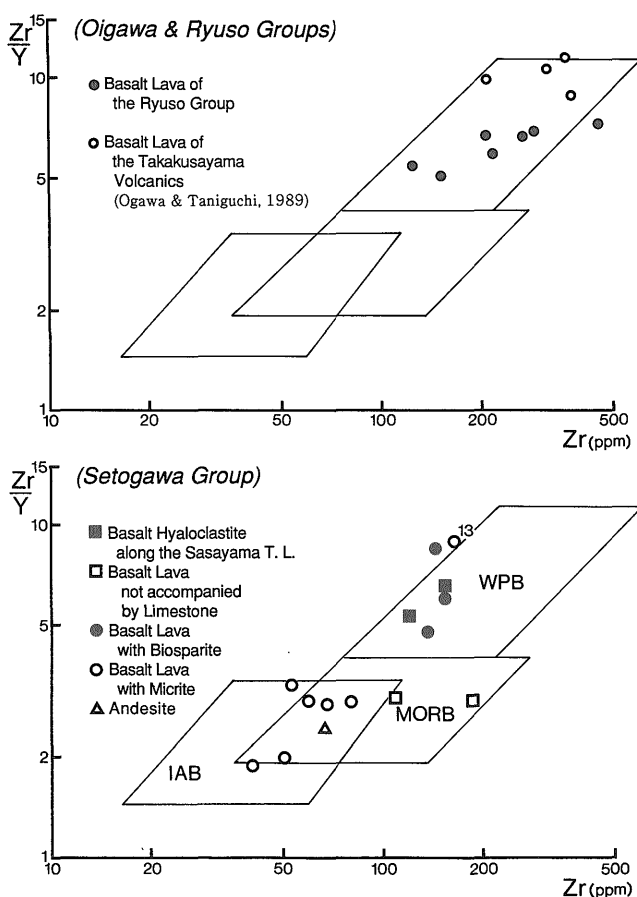


Fig. 7 Plots of basalts of the Setogawa Belt on the Zr-Zr/Y diagram after Pearce and Norry (1979). IAB: island arc basalt, MORB: mid-ocean ridge basalt, WPB: within-plate basalt.

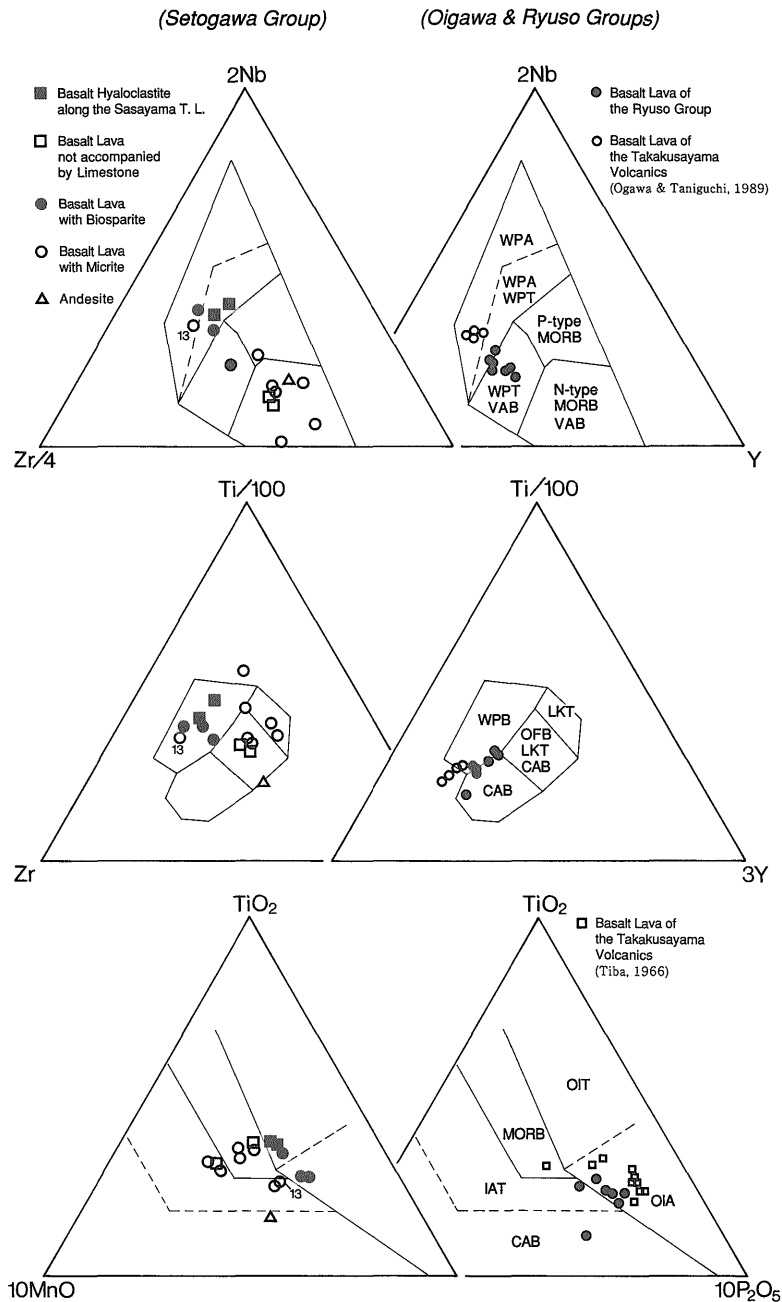


Fig. 8 Plots of basalts of the Setogawa Belt on the Nb-Zr-Y diagram after Meschede (1986), Ti-Zr-Y diagram after Pearce and Cann (1973) and TiO_2 -MnO- P_2O_5 diagram after Mullen (1983).

CAB: calc-alkaline basalt, IAT: island arc tholeiite, LKT: low-potassium tholeiite (=IAT), MORB: mid-ocean ridge basalt, OFB: ocean-floor basalt (=MORB), N-type MORB: MORB from normal mid-ocean ridge environment, OIA: ocean island alkali basalt (=WPA), OIT: ocean island tholeiite (=WPT), P-type MORB: MORB from plume-influenced mid-ocean ridge environment, VAB: volcanic arc basalt (CAB + IAT), WPA: within-plate alkali basalt, WPB: within-plate basalt (alkali basalt + tholeiite), WPT: within-plate tholeiite.

成からは中央海嶺起源と島弧起源の両方の可能性がある。また、背弧海盆(縁海)底を構成する玄武岩の中にもこれらと類似の微量元素組成をもつものが知られており(Wood *et al.*, 1982 など)、微量元素組成に基づく起源の特定は困難である。

ミクライト質石灰岩は、梅が島、高山、俵沢、宇津ノ谷の各衝上体基底部に帯状に分布することから、海山が点在する海底一面に堆積したと考えられる。ミクライト質石灰岩は陸源碎屑物を含まない半遠洋性一遠洋性の堆積物であり、その堆積場として大洋底、背弧海盆底、火山性島弧の小起伏海嶺やバンク状の高まりなどが考えられる。ミクライト質石灰岩はチャートに覆われ、更に CCD 以深の環境を示す底生有孔虫化石(北里, 1980; 遅沢, 1986)を含む泥岩と陸源砂岩に覆われる。この間、石灰岩とチャートの堆積は約 2000 万年に及び、泥岩と砂岩の堆積に要した期間はわずかに 300-400 万年程度に過ぎない。このような層序は世界各地の付加体と考えられている地質体の層序と共通し、平ほか(1980)の指摘のように、海洋性のプレートが沈み込み帯(海溝)に近づく過程を反映していると考えられる。Iijima *et al.* (1981) と Watanabe and Iijima (1989)は、上述の層序を西南日本前縁(海溝陸側)における海底火山活動に起源するバンク状高まりの形成とその沈降により説明している。しかし、石灰岩一チャート層の堆積時期(中期始新世一漸新世)は、西南日本前縁で日向層群や三倉層群が堆積した時期と重なり、海溝陸側に 2000 万年にわたって陸源物質が流入しない環境が存続したとは考えにくい。更に、石灰岩一チャート層の堆積場は、深海性の底生有孔虫化石を産する三倉層群(杉山・下川, 1990; 加藤ほか, 1991)の堆積域の海洋側に位置する。したがって、石灰岩一チャート層の堆積場を海溝陸側の前弧域に比定することは難しい。

石灰岩一チャート層を伴う玄武岩は、既述のように中期始新世に噴出したと推定される。これと同時期に、ボニナイトを主とする火山活動(Umino, 1985 など)により古伊豆一小笠原火山弧が形成され、その背弧海盆である西フィリピン海盆の拡大(瀬野・丸山, 1985 など)が起きている。このような時期的な一致は、瀬戸川層群の中期始新世玄武岩が西太平洋地域における火山性島弧一背弧海盆系の形成の一環として噴出したことを示唆する(杉山, 1992)。ミクライト質石灰岩やチャートには珪長質凝灰岩が頻繁に挟在し、同層の堆積域近傍に火山性島弧が存在したことを示唆する(Iijima *et al.*, 1981)。西太平洋地域では西フィリピン海盆の拡大後、四国海盆の拡大と日本海の形成が起きており、この間の古地理の変

遷については様々な見解が提示されている(Matsuda, 1978; Seno and Maruyama, 1984 など)。最近の Koyama *et al.* (1992)のモデルによると、瀬戸川層群が付加された 20Ma 頃には、四国海盆の拡大により、伊豆一小笠原弧の北方延長部が現在の瀬戸川帯付近に到達していた可能性がある。この推測に基づくと、瀬戸川層群の玄武岩一石灰岩一チャート層の形成場は、古伊豆一小笠原弧の北方に位置していたと推測される。しかし、その形成場が背弧海盆底であったのか、現在の七島海嶺の新黒瀬堆(湯浅・村上, 1985)のような、火山性島弧のバンク状高まりであったのかは断定できない。

8.2 瀬戸川帯西縁部の火山岩及び超苦鉄質岩の噴出・貫入テクトニクス

(1) 瀬戸川帯北部の笹山構造線沿いの玄武岩

本玄武岩は最下部中新統の黒色及び緑色凝灰質頁岩に整合に覆われ、一部は頁岩と互層する。これらの頁岩は瀬戸川帯南部の大岳及び滝沢衝上体に連続し、化石の保存がよい瀬戸川帯最南部では、既述のように深海性の底生有孔虫化石を産する。したがって、本玄武岩は西南日本前縁のプレート境界近傍で噴出したと考えられる。本玄武岩は、全岩の主要及び微量元素組成、残留クロムスピネルの化学組成(石田ほか, 1990)のいずれからも、プレート内ソレアイトと判断される。また、その分布は笹山構造線沿いに限られており、雨畑川向斜の東翼では、七面山南方に薄い凝灰岩が挟まれるに過ぎない。この事実は、本玄武岩が当時のプレート境界などの構造的弱線に沿って噴出した可能性を示唆する。この玄武岩が噴出したと考えられる中新世初期は、四国海盆の拡大期に当たり(Chamot-Rooke *et al.*, 1987 など)、当時のプレート境界は横ずれ型であったと考えられる(酒井, 1988)。本玄武岩は、このような横ずれ型のプレート境界に沿って上昇したマグマの活動に由来する可能性が指摘できる(Fig. 9)。

(2) 非変形のピクライト玄武岩

石田ほか(1990)によると、早川流域の新倉付近には非変形のピクライト玄武岩が存在し、頁岩と整合関係にあるスレート劈開の発達するピクライト玄武岩と断層で接する。非変形に変質作用をほとんど被っていないピクライト玄武岩は高山衝上体付近にも分布し、同衝上体基底の海山起源と考えられる玄武岩を貫いている(Same-shima, 1960; 杉山・下川, 1990)。石田ほか(1990)によると、これら両地域のピクライト玄武岩は、クロムスピ

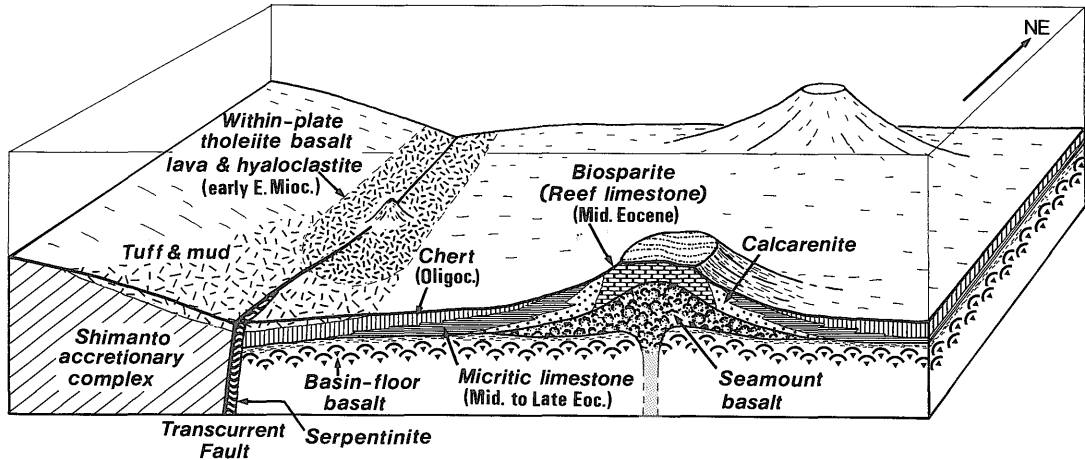


Fig. 9 Paleogeographic reconstruction of the Setogawa region in earliest Early Miocene time.

ネルの化学組成の点でハワイのソレアイトに類似する。本玄武岩の分布がこれら2地域に限られることを考慮すると、溶岩を排出したソレアイトマグマの残液(集積相)が構造運動の最盛期を過ぎてから地下浅部に進入し、非変形のピクライト玄武岩を生じたものと推定される。

(3) アルカリ玄武岩など

瀬戸川帯西縁部には、このほかにも大岳衝上体の頁岩に対して in situ に噴出するアルカリ玄武岩(Ohashi, 1980)や産状不明の玄武岩(今回分析した No.8 と No.9)が分布する。Ohashi (1980)が報告したアルカリ玄武岩は上述のソレアイト玄武岩と同様に、プレート内玄武岩の可能性が高いが、詳細は不明である。産状不明の玄武岩は、微量元素組成の点ではミクライト質石灰岩を伴う玄武岩に類似し、同玄武岩の堆積性又は構造性ブロックの可能性もある。しかし、頁岩の堆積時に噴出した可能性もあり、今後の研究課題である。

(4) 安山岩

瀬戸川帯西部には玄武岩のほかに安山岩が分布する。安山岩は凝灰質頁岩や凝灰角礫岩中に礫として含まれるが、径数 m 以上のブロックの多くは周囲の頁岩との接触関係が不明である。今回微量元素分析を行った産状不明の安山岩は、 TiO_2 - MnO - P_2O_5 図でカルクアルカリ岩の領域にプロットされ、他の起源判別図でも島弧起源と考えて矛盾がない。坂本ほか(1993)によると、滝沢衝上体に含まれる安山岩はカルクアルカリ岩系とアルカリ岩系からなる。これらの安山岩の分布域は島弧起源と考えられる珪長質凝灰岩を挟む緑色凝灰質頁岩の分布域と

重なる(杉山・下川, 1981)。これらのことから、少なくともカルクアルカリ岩系の安山岩は、島弧の火山活動に由来すると推定される。

(5) 超苦鉄質岩

瀬戸川帯西縁部に分布する超苦鉄質岩には、深海成泥岩の堆積時に貫入し、泥岩中に碎屑物として取り込まれているものと泥岩の堆積後に貫入したものとがある。両者の岩種構成に違いは認められず、ともに斜長石を含むハルツパーチャイトを主体とする。中央海嶺起源の大洋底かんらん岩の大部分を占めるレールゾライトは少ない。荒井・内田(1979)は、ハルツパーチャイト中のかんらん石と斜長石の共存から平衡圧力を約 5 Kb、かんらん石-単斜輝石間とかんらん石-クロムスピネル間の Mg - Fe^{2+} 分配から平衡温度を約 700°C と推定している。このような平衡条件は、高い地温勾配をもつ極めて薄い地殻の存在を示す(荒井・高橋, 1988)。また、瀬戸川帯の超苦鉄質岩に含まれるクロムスピネルには、大洋底の超苦鉄質岩には通常認められないパーガス閃石、フロゴパイトなどの含水鉱物が含まれる(荒井・高橋, 1988; Arai, 1991)。この事実は瀬戸川帯の超苦鉄質岩が上部マントルに水が供給され得る環境で生成されたことを示す。これらの条件を満たす超苦鉄質岩の生成場としては、誕生間もない火山性島弧-背弧海盆系、及びこのような系が沈み込みつつある島弧前縁部が考えられる。

泥岩中に碎屑物として含まれる超苦鉄質岩の貫入は、四国海盆の拡大期に当たる前期中新世初期に起きている。大洋底の断裂帯に貫入する超苦鉄質岩の存在(Bonatti, 1978 など)から類推すると、超苦鉄質岩の貫入は、プ

レート内ソレアイトと同様に、当時の横ずれ型プレート境界に沿って起きたと考えられる(Arai, 1991; Fig. 9).

一方、地質図スケールの超苦鉄質岩の大部分は、泥岩の堆積後に貫入している。これらの岩体は雨畑川向斜沿いと滝沢衝上体中の分布に明瞭に示されるように、地層の走向が北東-南西から反時計回りに南北に変化している部分に雁行状に貫入している(Figs. 2, 4)。したがって、泥岩堆積後の超苦鉄質岩の貫入は、瀬戸川帯西縁に形成された左横ずれ剪断割れ目に沿って起きたと推定される。この時期の貫入活動は瀬戸川層群を不整合に覆う三笠層群に及び、同層群上部の凝灰質泥岩(中部中新統下部)中に超苦鉄質岩の礫やブロックを供給している(下川・杉山, 1982)。

(6) 超苦鉄質岩に伴う苦鉄質-珪長質岩類

瀬戸川帯の超苦鉄質岩は、3.5 で述べたように斑れい岩、ドレライトなどの苦鉄質岩のほかに、閃緑岩、石英閃緑岩、デイサイトなどの中間組成-珪長質岩類を随伴する。このほか、マグネシウムとシリカに富む玄武岩-安山岩も伴われる(大橋・白木, 1981)。これらの岩石は、上部マントル起源の超苦鉄質岩の上昇-貫入過程で捕獲された、瀬戸川層群直下の地殻構成物質と考えられる。石英閃緑岩やデイサイトなどは大洋底の地殻構成物質とは考えにくく、瀬戸川層群の形成場が島弧又はその断片を伴う背弧海盆域であったことを示唆する。また、高マグネシウム・高シリカ岩は小笠原のボニナイトに類似し、誕生間もない背弧海盆を持つ島弧や同海盆内の拡大軸で形成されると考えられている(大橋・白木, 1981; 白木ほか, 1981; 巽, 1989 など)。このように、超苦鉄質岩の捕獲岩と考えられる苦鉄質-珪長質岩類も、瀬戸川層群の形成場が火山性島弧又はこれと対をなす背弧海盆域であったことを示唆する。

8.3 覆瓦構造と構造的ブロックの形成機構

前 2 節での議論に基づくと、瀬戸川帯の覆瓦構造は、前期中新世初頭に始まったフィリピン海プレートの沈み込みに伴って、その先端表層部の構成層が西南日本に付加される過程で形成されたと考えられる。最近の沈み込み帯の研究に基づくと、プレートの沈み込みに伴う覆瓦構造の形成機構として、オフスクレーピング、アンダープレATING、out-of-sequence thrusting の 3 つが指摘されている(Sample and Moore, 1987; Moore, 1989 など)。オフスクレーピングでは、プレート境界であるデコルマ面から派生する覆瓦スラストにより、デコルマ

面より上位の堆積層が覆瓦構造を作る(Fig. 10 下段左)。アンダープレATINGでは、デコルマ面がある層準から下位の別の層準に階段状に転移するのに伴い、2つの層準間の地層がデュプレックスとして覆瓦構造を形成する(Fig. 10 下段右)。out-of-sequence thrusting では、オフスクレーピングやアンダープレATINGにより形成された覆瓦構造内部に、これを切る新たな逆断層が形成され、いっそう複雑な覆瓦構造を形成する。

以下では、このような最近の沈み込み帯の研究成果に照らして、瀬戸川帯の覆瓦構造と構造的ブロックの形成機構について考察する。

(1) 大岳衝上体及び滝沢衝上体の形成機構

瀬戸川帯西部の大岳衝上体と滝沢衝上体では、緑色や赤色の凝灰質頁岩が基底をなし、下位の石灰岩-チャート層までが衝上しているところは両衝上体の一部に限られる。大岳衝上体基底の逆断層は口坂本北方で消滅し、同衝上体を構成する凝灰質頁岩は雨畑川向斜西翼の逆転した凝灰質頁岩へ連続する。すなわち、大岳衝上体基底の逆断層は、雨畑川向斜と成因的に一連のものであると考えられる。衝上断層から褶曲への移行は、オフスクレーピングと out-of-sequence thrusting による衝上体では、その浅部で容易に起こり得ると考えられる。Behrmann *et al.* (1988)によると、ベネズエラ沖のバルバドス付加体ではオフスクレーピングにより付加された堆積物中に、半波長数 100m の大規模な褶曲が out-of-sequence thrust とともに発達する。一方、アンダープレATINGによる衝上体では、基底断層はデュプレックス構造のルーフスラストへ連続しており、断層が途中で消滅し、褶曲へ移行することは原理的に考えにくい。また、滝沢衝上体の基底断層は、島田北方において俵沢衝上体だけでなく、その南の宇津ノ谷衝上体までを切っている可能性がある(Fig. 2; 杉山, 1989)。更に、大岳、滝沢両衝上体の凝灰質頁岩に挟在する珪長質凝灰岩は沸石相の続成作用を受けており、アナルサイト、ヒューランダイト、ローモンタイトなどの沸石が生じている(Iijima *et al.*, 1981)。Iijima *et al.* (1981)は続成作用の温度を 90-120°C と見積り、埋没深度を 2.5-3.5km と推定している。

以上のデータと考察から、大岳、滝沢両衝上体は out-of-sequence thrusting 又はオフスクレーピングにより形成された可能性が高いと考えられる。アンダープレATINGによる形成も否定できないが、その場合も約 4 km 以浅の極く浅部で生じたと考えられる。

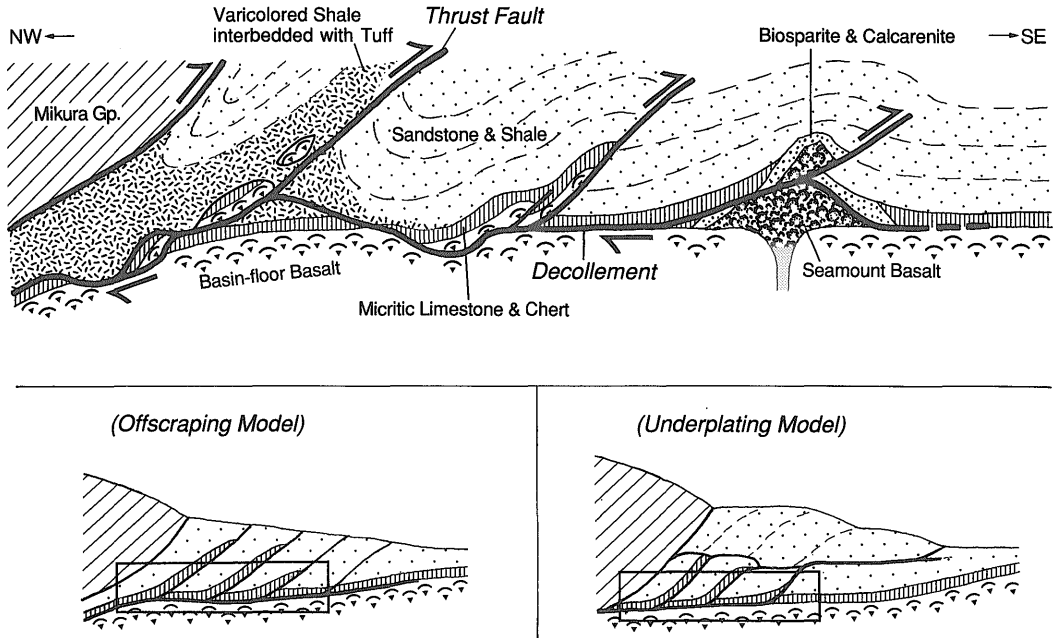


Fig. 10 A schematic formation model of imbricate structure of the Setogawa Subbelt (top) and its possible tectonic situations in the offscraping and underplating processes (bottom).

(2) 高山・俵沢・宇津ノ谷衝上体の形成機構

高山、俵沢、宇津ノ谷の各衝上体では、海溝部で堆積した陸源物質だけでなく、海洋性プレートの地殻表層物質までが衝上していることから、アンダープレートの形成により形成された可能性がある。ただし、宇津ノ谷衝上体の基底をなす藤代断層は大井川亜帯との境界をなし、高山、梅ヶ島両衝上体をも切っていることから、out-of-sequence thrustである。したがって、宇津ノ谷衝上体は最終的には、out-of-sequence thrustingにより完成されている。

各衝上体の基底に断続的に分布する玄武岩には緑泥石、緑簾石、ぶどう石及びまれにパンペリー石が生じている。また、宇津ノ谷衝上体では、玄武岩の約150m上位のチャート層に火山ガラスが変質して生じたアナルサイトやスメクタイトが残存している(Iijima *et al.*, 1981)。したがって、これらの衝上体では、基底部がぶどう石-パンペリー石相、チャート層以上の部分が沸石相の変成一統成作用を被っていると考えられる。この事実は衝上体の形成機構として、オフスクレーピング又は極く浅所でのアンダープレートを暗示する。

アンダープレートの形成により形成された各衝上体は、デュープレックスを構成する個々のホースに当たり、それらの上端はルーフスラストに、下端はフロアスラスト

トに収められる。高山、俵沢、宇津ノ谷の各衝上体基底部の石灰岩-チャート層は平野付近で藤代断層に収められる分布形態をとり、後述する梅ヶ島衝上体基底部の玄武岩や石灰岩-チャートのブロックも同様の分布形態を示す。したがって、藤代断層はフロアスラストに相当する可能性がある。しかし、ルーフスラストについては、砕屑岩中にその存在が確認されていない。また、九州の四万十累層群のデュープレックス構造(村田, 1991)から類推すると、玄武岩-石灰岩-チャート層は衝上体基底断層をフロアスラスト、チャートと砕屑岩の境界をルーフスラストとするデュープレックスの可能性が考えられる。しかし、各衝上体のチャート層は、珪質頁岩又は珪質基質をもつタービダイト砂岩と頁岩の互層に整合に覆われることが多くの露頭で確認されている。また、玄武岩-石灰岩-チャート層のトレースには階段状の屈曲が認められ、高山衝上体の同層内には多重スラストが存在するが(杉山・下川, 1990)、デュープレックス内のホースに相当する構造は確認されていない。

以上のように、高山、俵沢、宇津ノ谷の各衝上体については、基底に玄武岩や石灰岩-チャート層が存在する事実を除いて、これらがアンダープレートにより形成されたことを強く示唆するデータは得られていない。しかし、極めて低角な断層と考えられるルーフスラスト

が有効な鍵層のない砂岩や頁岩中に存在する場合、その認定は困難であり、見過ごされている可能性がある。また、瀬戸川亜帯の覆瓦構造は、Fig. 10の下段右側に模式的に示すように、それ全体がルーフスラストより下位のデュプレックス構造である可能性もある。アンダープレートの存在を検証するためには、今後、玄武岩—石灰岩—チャート層の内部構造解析を進めるとともに、碎屑岩の変形履歴の解明と同岩中の断層・不連続面の解析を行う必要がある。

一方、ルーフスラストやデュプレックス構造が実際に存在しないとすると、これらの衝上体はオフスクレーピングにより形成された可能性が高い。この場合は、石灰岩—チャート層及び一部ではその下位の玄武岩までがどのようにして付加されたかが問題となる。南海トラフにおける沈み込みでは、デコルマ面は変形フロントより沖合の、海溝充填堆積物と半遠洋性堆積物との境界付近に生じている(Moore, 1989)。この層準は高山、俵沢、宇津ノ谷の各衝上体では、チャート層とその上位の珪質頁岩又は珪質な基質をもつタービダイトとの境界層準に対応する。筆者は、この層準では急激な剪断強度の変化がなかったためデコルマ面が形成されず、より下位の石灰岩—玄武岩境界にデコルマ面が形成されたのではないかと考えている。この層準は変質した火山ガラスや玄武岩片を多量に含む凝灰質頁岩からなり、上下の地層よりも剪断強度が低かったと考えられる。瀬戸川帯西部では、チャート層の上位に剪断強度が小さな凝灰質頁岩が存在するため、両層の境界付近にデコルマ面やこれから派生する衝上断層が形成されたと推定される(Fig. 10上段)。凝灰質頁岩の層準に選択的に衝上断層が発達する現象は、美濃帯(Kimura and Hori, 1993)や九州の四万十累帯(斎藤ほか, 1994; 村田, 1994)などと共通する。そして、玄武岩層内の断層などに基因するデコルマ面の凹凸や海山のような地形的突出の存在により、玄武岩層の一部までがはぎ取られたと推定される(Fig. 10上段)。

(3) 梅ヶ島衝上体及び構造的ブロックの形成機構

瀬戸川帯北部の安倍川流域には、3.2で述べたように、碎屑岩層に整合に覆われるスラブ状の玄武岩—石灰岩—チャート層(二王山スラブ)が存在する。また、その南北両側には、周囲の碎屑岩と断層で接するブロック状の玄武岩—石灰岩—チャート層が分布する。これらのブロックの分布に注目すると、二王山スラブを中心として、その南北近傍に長さ2 km以上の巨大ブロックが分布し、その更に北と南により小さなブロックが散在する(Figs. 2, 4)。また、二王山スラブ及びその南側と北東側の巨大

ブロックには碎屑岩が楔状に入り込み、これらをより小さなブロックに解体しつつあるかのように見える。このような地質図オーダーの産状から、これらのブロックは本来、二王山スラブに連続する1つの巨大なスラブをなしており、その上位の碎屑岩層とともに1つの覆瓦衝上体を形成していたと推定される。本論ではこの仮想衝上体及びこれに起源する二王山スラブや構造的ブロックを含む地質体を梅ヶ島衝上体と呼ぶ。二王山スラブとその南側の巨大ブロックの内部には、玄武岩と石灰岩—チャート層の繰り返し認められることから、本衝上体にも高山衝上体と同様な多重スラスト構造が発達すると考えられる。

梅ヶ島衝上体の玄武岩の変成度は、南部の中河内—仙伊川流域ではぶどう石—パンペリー石相であるが、三郷川以北では緑色片岩相となる。このような北へ向かっての変成度の上昇は、三郷川付近より北でスレート劈開の発達が発著になること(Ono, 1973)と対応する。スレート劈開の形成を伴う緑色片岩相の広域変成作用は犬居、寸又川両層群にも及んでおり、西南日本と伊豆—小笠原弧との衝突に起因する赤石山地四万十累帯の反時計回り回転に伴って形成されたと考えられる(唐沢・狩野, 1992)。したがって、衝上体形成時の玄武岩の変成度はぶどう石—パンペリー石相と推定され、瀬戸川帯南部の衝上体と同様に、オフスクレーピング又は浅所でのアンダープレートの形成による形成を示唆する。

梅ヶ島衝上体の構造的ブロックは、周囲の碎屑岩(黒色頁岩からなり、砂岩のレンズやブロックを伴う)と平滑な断層、又は玄武岩や石灰岩の破砕物と泥岩が相互に注入し合った剪断混合ゾーンを介して接する。平滑な断層は長径2 km以下の小規模ブロックの周囲や巨大ブロックの西縁に認められる場合が多い。断層面に沿って厚さ数mm—3cm程度、シルト—粘土サイズの玄武岩や石灰岩の破砕物が認められ、まれにこの破砕物が断層近傍の頁岩中に幅数mmの脈として貫入する。スレート劈開が発達する三郷川以北の地域では、ブロック縁の石灰岩—チャート層に、雲母鉱物の劈開に類似する、著しく密な(1 mm以下の間隔の)平板状の劈開が発達するところがある。これらの劈開は周囲の頁岩のスレート劈開と平行していることから、スレート劈開の形成に伴って形成された後生的な構造と考えられる。

剪断混合ゾーンは二王山スラブ及び構造的ブロックの東縁(下底)、同スラブや巨大ブロックに楔状に入り込む頁岩とスラブ及びブロックとの境界に認められることが多い。これは、玄武岩や石灰岩の破砕物と頁岩が幅数cm—50cm程度の脈として、相互に注入し合った構造

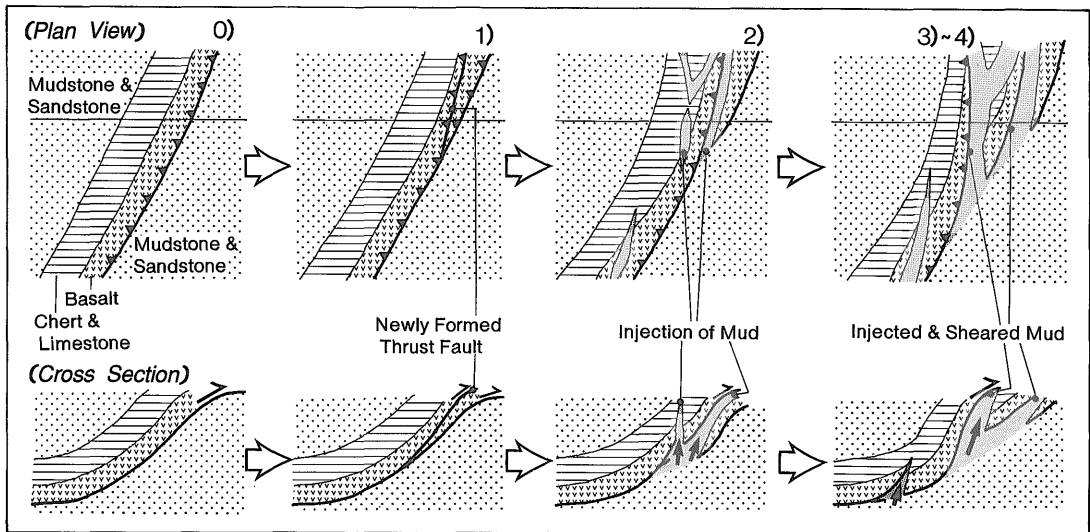


Fig. 11 A schematic model of dismembering of basalt-limestone-chert sequence into tectonic blocks by mudstone injection and faulting.

性のゾーンである(Plate 2-a)。剪断混合ゾーン全体の幅は50cm-3m程度のところが多いが、口仙俣西方のブロック下底(Fig. 4bの Loc. 9)では15mに達する。剪断混合ゾーン中の脈状の頁岩や玄武岩破砕物の中には、非対称ないし単斜対称のレンズ状-菱形状の断片に引きちぎられているものがある。Loc. 9で観察される非対称-単斜対称組織(Plate 2-a, b)は、剪断混合ゾーンに沿う西から東への衝上と左横ずれを示唆する。剪断混合ゾーンに隣接する玄武岩や石灰岩は幅1-5mにわたって間欠的に破砕され、頁岩の細脈が貫入していることが多い。

以上のような構造的ブロックと頁岩との接触関係、並びに地質図オーダーのブロックの分布・産状の特徴から、次のような構造的ブロックの形成モデルが考えられる(Fig. 11)。0)初次的な衝上断層が出現する。1)衝上体基底の玄武岩や石灰岩に、基底断層から派生する衝上断層や破断などの構造的弱線が形成される。2)これらの弱線に沿って、覆瓦スラストの下位の泥岩が注入する。3)この泥岩は高間隙水圧をもつため、水圧破砕的に玄武岩-石灰岩-チャート層中に割れ目を拡大・分岐させて行き、玄武岩や石灰岩-チャート層をブロックとして取り込む。4)派生スラストやブロックの基底では、泥岩の注入時-注入後にも断層運動が生じ、剪断混合ゾーンが形成される。

8.4 前期中新世後半以降の堆積-造構運動

(1) 滝沢衝上体の上昇・削剝と三笠堆積盆の形成

滝沢衝上体は大井川下流域において、前期中新世後半から中期中新世初期(Blow, 1969のN 6帯からN 8帯)にわたる三笠層群(倉真層群)に傾斜不整合に覆われる。同層群は、浅海生貝化石(Matsumoto, 1964)や大陸棚下部-大陸斜面の底生有孔虫化石(氏家・井上, 1980)を産する。また、緩やかな褶曲構造をもち、低度の続成作用(渡部, 1988)を被っていることから、前弧海盆堆積物と考えられる。滝沢衝上体の凝灰質頁岩はRiedel and Sanfilippo (1978)の *Stichocorys delmontensis* 帯の放射虫化石群集を産し、同帯は有孔虫生層序のN 5帯中-上部に対比される(Berggren *et al.*, 1985)。したがって、凝灰質頁岩の堆積後、滝沢衝上体の形成と上昇・削剝、それに続く三笠前弧海盆の形成は、20-18Ma間の極めて短い期間に起きたと考えられる。この一連の構造運動は、日本海の形成・拡大に伴う西南日本の南進とこれに伴うフィリピン海プレートの沈み込み開始を反映したものと推定される(杉山, 1992)。

(2) 南北性の左横ずれ断層運動

三笠堆積盆では8.2で述べたように、前期中新世末-中期中新世初期(Blow, 1969のN 8帯相当期)に、瀬戸川帯西縁部での左横ずれ剪断作用に関連して超苦鉄質岩の貫入が起きている(Fig. 12)。また、この時期には赤

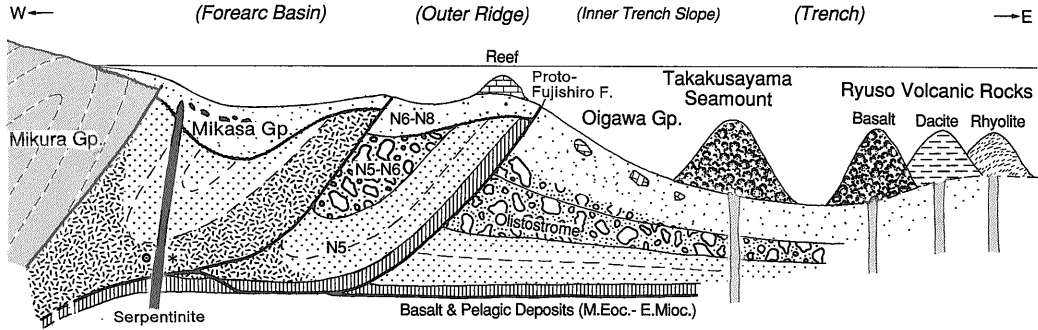


Fig. 12 A schematic geological profile of the Setogawa region in early Middle Miocene time. Serpentinite protrusion is thought to have occurred along a left-lateral shear zone.

石裂線と光明断層(Fig. 1)も左横ずれ運動を起こし、断層沿いに横ずれ堆積盆が形成され、二俣層、大平層、和田層などが堆積している(松島, 1990; 狩野ほか, 1993)。このような四十万帯中の南北性の左横ずれ断層運動は、日本海の拡大に伴い時計回りに回転しながら前進してきた西南日本弧東部と伊豆一小笠原弧との衝突に基因すると考えられる(Kano *et al.*, 1990; 杉山, 1992)。笹山構造線の北端は、約15Maに進入したと推定される甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体(佐藤ほか, 1989)に断られていることから、南北性の左横ずれ断層運動は17-15Ma頃の極く短期間に生じた可能性が高い。

(3) スレート劈開の形成と緑色片岩相の変成作用

安倍川支流の三郷川付近より北の瀬戸川層群には、顕著なスレート劈開が発達する。既述のように、スレート劈開の発達する地域は、アクチノ閃石が出現する緑色片岩相の変成作用が及んだ地域に対応する。唐沢・狩野(1992)によると、瀬戸川亜帯北部のスレート劈開面は、地層の走向に対して数度反時計回りに斜交する方向に発達する。また、同様のスレート劈開は赤石山地北東部の犬居層群及びび寸又川層群にも発達しており、西南日本弧東部と伊豆一小笠原弧との衝突に伴う強い水平圧縮力と高い温度条件により形成されたと推定されている。笹山構造線沿いに分布する南北性の超苦鉄質岩体は、3.5で述べたように周囲の頁岩に発達するスレート劈開面を切って貫入している。したがって、スレート劈開の形成は、南北性の左横ずれ断層運動に先行していたと考えられる。また、瀬戸川帯北部の笹山構造線沿いには、緑色片岩相の変成作用を被った非変形のピクライト玄武岩が存在することから、緑色片岩相の温度-圧力条件からの離脱は、スレート劈開の形成以降と考えられる。

(4) 大井川層群及び竜亀層群の堆積と変形

大井川層群はこのような顕著な変動期に、瀬戸川亜帯の海洋側に形成された陸源碎屑物と火山噴出物からなる堆積体である。瀬戸川帯南西部の大井川層群中・下部には、瀬戸川層群の玄武岩-石灰岩-チャート層や碎屑岩に由来する堆積性のブロックが大量に含まれる。ブロックを取り囲む砂岩泥岩互層や泥岩には、南傾斜の不安定な斜面を示唆するスランプ褶曲が発達する(杉山, 1980)。また、大井川層群の泥岩は、前期中新世の放散虫やナンノ化石のほかに、瀬戸川層群のチャートに由来すると考えられる漸新世の浮遊性及び底生有孔虫化石を高い頻度で産出する(斎藤, 1960; 加藤ほか, 1992)。これらの事実は、大井川層群の堆積域背後に、瀬戸川層群からなる隆起帯が存在したことを示唆する。このような隆起帯は、初源的な藤代断層や滝沢衝上体基底断層などの out-of-sequence thrust の活動により形成された可能性が高いと考えられる(Fig. 12)。大井川層群中・下部の堆積時(N 5-N 6 帯相当期)には、同スラストの活動が活発で、その先端部分が重力的に崩壊してブロック(オリストリス)を供給したと推定される。上部層の堆積時(N 6-N 8 帯相当期)にはスラストの活動が弱まり、その近傍に浅海性の貝化石(加藤ほか, 1992)を含む砂岩や礫岩が堆積した。

また、大井川南岸に分布する大井川層群(女神層)には、瀬戸川層群起源のブロックのほかに、前期中新世末-中期中新世初期の石灰質ナンノ化石を産する礫性石灰岩の堆積性ブロックが含まれる。中森ほか(1991)によると、これらの石灰岩の中には、瀬戸川層群又は三倉層群に由来すると考えられる砂岩、頁岩、チャート(?)などの礫を含むものがある。また、石灰岩ブロックを含む女神層は、石灰岩と同時代の浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石と2000m以深の環境を指示する底生有孔虫化石群集を産

する。これらの事実から、前期中新世末—中期中新世初期には隆起帯の一部に珊瑚礁が発達しており、これが重力的に崩壊して前面の陸側海溝斜面—海溝底に石灰岩ブロックを供給したと考えられる(Fig. 12)。高草山火山岩は、このような碎屑岩層に対して *in situ* に噴出・貫入しており(Iijima *et al.*, 1981)、その分布形態と火山岩の主要・微量元素組成から、海溝—同陸側斜面下部に形成されたホットスポット起源の海山と考えられる。

一方、安倍川流域の大井川層群には玄武岩や石灰岩—チャート層のブロックはほとんど含まれなくなり、替わって珪長質凝灰岩を挟む緑色凝灰質頁岩が広く分布するようになる。この頁岩は、大岳、滝沢両衝上体に分布する緑色凝灰質頁岩や三倉層群の始新世の深海性緑色凝灰質頁岩(杉山・下川, 1990, 加藤ほか, 1991)に類似し、堆積深度の示標種は未発見ながら、深海性堆積物の可能性が高い。瀬戸川帯北部では、隆起帯を形成するスラストの活動が顕著でなかったため、ブロックや粗粒な陸源物質の供給が少なく、凝灰質頁岩が広く堆積したと推測される。

竜爪層群を構成する竜爪火山岩は、このような海溝域—その外側のフィリピン海プレート上で噴出したと考えられる(Fig. 12)。竜爪火山岩は流紋岩、デイサイト、アルカリ玄武岩(粗面安山岩を伴う)の順に噴出し、後期のものほど活動域が南に位置している。流紋岩、デイサイト、アルカリ玄武岩に介在する泥岩からは、前期中新世末—中中新世初期(Blow, 1969のN 8帯)の浮遊性有孔虫や放散虫を産出する(Table 2; 杉山・下川, 1989; Osozawa, 1991)。したがって、これらの火山岩は、四十十帯中の南北性左横ずれ断層の活動やこれに関連する瀬戸川帯西縁での超苦鉄質岩の貫入とほぼ同時期(17–15Ma 頃)に噴出したと考えられる。

竜爪火山岩の各種岩石は、主要元素組成の特徴からアルカリ玄武岩質マグマからの分化物と考えられているが(池田, 1978)、流紋岩やデイサイトの分化過程の詳細は明らかにされていない。また、苦鉄質貫入岩の中には、Ti, Zr に富むアルカリドレライトのほかに、普通角閃石や黒雲母を含み、低いZr含有量(40–70ppm)で特徴づけられるドレライトが存在し、この種のドレライトの起源も今後の研究課題である。

高草山近傍の大井川、竜爪両層群には、尖頂部を南東に向け、ほぼ鉛直な軸をもつマイター褶曲状の屈曲構造が存在する(杉山, 1989)。この構造は、地層の走向方向(北東—南西)を最大圧縮方向、これと直交する北西—南東を最少圧縮方向とする応力場で形成されている。杉山(1989)は、この構造を斜め沈み込みに伴うプレート

境界地震の震源域末端に形成される圧縮性構造に当たるとし、その幾何学的特徴から右斜め沈み込みを考えている。しかし、この構造は高草山火山岩とその周囲に発達することから、海山の存在そのものが形成の一因をなしていた可能性がある。また、南北性の左横ずれ断層運動やスレート劈開の形成に与った北西—南東方向の強い圧縮応力の緩和と関連して形成された可能性も考えられ、今後の研究課題である。

(5) 十枚山断層及び糸静線の活動

大井川層群と竜爪層群は、その後の十枚山断層と糸静線の活動により、大井川垂帯及び竜爪垂帯として付加され、瀬戸川付加体の形成が完了した。

十枚山断層は、安倍川下流域と十枚山以北の北端部では西傾斜の衝上断層であるが、真富士山から地蔵峠にかけての地域では東傾斜の断層となる。特に、断層のトレースが逆S字状に屈曲する有東木付近では、6.3で述べたように南又は東へ50–60°傾斜する正断層の見かけを呈する。断層近傍の大井川層群には、断層面が後生的に回転したことを示唆する走向・傾斜の変化は認められない。また、上盤側の竜爪層群には、断層に沿ってライオデイサイトが貫入している(Fig. 4b)。これらの事実は、十枚山断層の東傾斜部が真の正断層であり、逆S字状屈曲部が引張応力場におかれた時期が存在したことを示唆する。すなわち、ある時期の十枚山断層の活動には、右横ずれ成分が伴っていた可能性が考えられる。このような断層活動の時期(少なくとも16Ma以降)、並びに逆断層露頭の存在により示される衝上断層運動との関連は未解明であり、今後に残された課題である。

一方、早川流域以南の糸静線は、全域で西に傾斜する衝上断層の形態をとり、上部中新—鮮新統の富士川層群を切っている。したがって、瀬戸川付加体の富士川谷新第三系への最終的な衝上は鮮新世以降である。瀬戸川帯南部の竜爪山東方では、竜爪層群が上部中新統の静岡層群(富士川層群の一部)の上にクリッペ状に載っている(杉山・下川, 1990)。このクリッペについては、竜爪山地の隆起に伴う重力性の成因も考えられる(杉山・下川, 1990)が、瀬戸川帯が糸静線を基底とするナップとして、南部フォッサマグナ西縁部を広く覆っていた可能性がある。また、糸静線の起源については、伊豆—小笠原弧起源の巨摩地塊と西南日本弧との衝突時(15–12Ma)に、プレート境界断層として形成された可能性が指摘されている(天野, 1986; 松田, 1989; 小山, 1993)。巨摩層群の地質構造や古地磁気データから、この時の糸静線の断層運動には左横ずれ成分が存在したと考えられる

(小山, 1984; 田村ほか, 1984; 竹下・伊勢, 1994). 瀬戸川帯では, 早川流域の糸静線近傍と安倍川流域の藤代断層近傍の瀬戸川層群に, 左横ずれを示唆する反時計回りのトレンドの変化が認められる。しかし, 大井川層群と竜爪層群からは糸静線の左横ずれを示唆するデータは得られておらず, 今後の検討課題である。

9. 結 論

本研究の結論として以下の諸点が挙げられる。

1. 笹山構造線と糸静線に挟まれた瀬戸川帯は, 糸静線から分岐する藤代断層と十枚山断層により, 西から瀬戸川亜帯, 大井川亜帯, 竜爪亜帯に区分される。

2. 瀬戸川亜帯中一東部には, 今回新たに確認された梅ヶ島衝上体を含めて, 玄武岩一石灰岩一チャート層とこれを整合に覆う碎屑岩層からなる覆瓦衝上体が4つ存在する。また, 瀬戸川亜帯西部には, 主として緑色凝灰質泥岩からなる滝沢衝上体と大岳衝上体が存在する。

3. 玄武岩一石灰岩一チャート層の堆積場は, 玄武岩の微量元素組成, 石灰岩の岩相, 西太平洋地域の古第三紀地史との対照などから, 中期始新世に形成された火山性島弧一背弧海盆地であったと推定される。この堆積場は背弧海盆地又は島弧火山岩を基盤とするバンク状の平坦な海底であり, 礁を頂く海山が点在していた。また, この堆積場は古伊豆一小笠原弧の北方延長部に位置していた可能性が高いと推測される。

4. 瀬戸川亜帯北部の笹山構造線沿いには, 前期中新世の泥岩に対して *in situ* に噴出・堆積した玄武岩の溶岩及びハイアロクラスタイトが存在する。この玄武岩は化学組成の特徴からプレート内ソレイトと考えられ, 前期中新世初期に, 四国海盆の拡大に伴う横ずれ型プレート境界(初源的な笹山構造線)に沿って上昇したマグマの活動に由来すると考えられる。また, この弱線沿いには, 背弧海盆の上部マントル起源を示唆する岩石鉱物学的特徴(Arai, 1991)をもつ超苦鉄質岩の貫入も生じた。

5. 大岳及び滝沢衝上体の凝灰質泥岩は沸石相の続成作用を被っており(Iijima *et al.*, 1981), 大岳衝上体は瀬戸川帯北部で大規模な向斜構造へ移り変わっている。これらの事実から, 両衝上体は *out-of-sequence thrusting* 又は *オフスクレーピング* により形成された可能性が高いと考えられる。一方, 玄武岩一石灰岩一チャート層が存在する衝上体は, 浅所での *アンダープレATING* 又は *オフスクレーピング* により形成されたと推定される。しかし, *アンダープレATING* を確認するデータは得られておらず, その検証は今後の課題である。

6. 梅ヶ島衝上体基底部には, 碎屑岩に整合に覆われ

るスラブ状の玄武岩一石灰岩一チャート層の周辺に, 多数の玄武岩や石灰岩一チャートの構造的ブロックが散在する。スラブと大きなブロックには泥岩が楔状に注入し, ブロックの下底には泥岩と破砕された玄武岩や石灰岩が相互に注入しあった剪断混合ゾーンが認められる。このような産状から, 構造的ブロックの形成機構として, 基底スラストから派生する逆断層などの弱線に沿う高間隙水圧泥岩の注入が考えられる。

7. 瀬戸川層群は, 前期中新世後期の前弧海盆堆積物(三笠層群)に傾斜不整合に覆われる。両層群の微化石年代から, 瀬戸川層群の付加(覆瓦構造の形成)と上昇・割剝, それに続く前弧海盆の形成は20-18Maの極めて短期間に起きたと考えられる。この一連の変動は, 日本海の形成に伴う西南日本の南進と関連があると思われる。また, 瀬戸川帯西縁では, 17-15Maに南北性の左横ずれ剪断作用に伴って超苦鉄質岩の貫入が起こり, 同時期に赤石構造帯の左横ずれ運動が生じている(狩野ほか, 1993)。これらの南北性の左横ずれ剪断作用は, 西南日本東部と伊豆一小笠原弧との衝突に起因すると推定される。

8. 大井川層群は, このような変動期に瀬戸川層群からなる隆起帯前面の斜面一海溝域に堆積した地層であり, 隆起帯の一部には礫性石灰岩が形成されていた。海溝域とその外側のフィリピン海プレート上では, 17-15Ma頃にホットスポット起源のアルカリ岩の活動があり, 高草山火山岩と竜爪火山岩(竜爪層群)が形成された。

9. 大井川層群と竜爪層群は, その後の十枚山断層と糸静線の活動により, 大井川亜帯及び竜爪亜帯として付加され, 瀬戸川付加体の形成が完了した。十枚山断層には逆S字状の屈曲が存在し, この部分では正断層の形態をとることから, 右横ずれ成分を伴う活動時期があったと推測される。糸静線は西南日本と伊豆一小笠原弧の境界をなす左横ずれ断層として形成され, 同構造線による瀬戸川付加体の富士川谷新第三系への最終的な衝上は鮮新世以降に起きている。

謝辞: 本研究を行うにあたり, 金沢大学の荒井章司教授と環境地質部の下川浩一主任研究官には, 瀬戸川層群の玄武岩及び超苦鉄質岩の顕微鏡観察を行っていただき, 構成鉱物, 岩石組織, 変成相などについて御教示いただいた。また, 石油資源開発株式会社の井上洋子博士には竜爪層群産の有孔虫化石を御鑑定いただき, 元大阪大学の西村明子博士には瀬戸川, 大井川, 竜爪各層群の放散虫化石を御鑑定いただいた。以上の各氏に心から御礼申し上げます。

文 献

- 天野一男(1986) 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, vol. 10, p. 581-585.
- Arai, S. (1991) The Circum-Izu Massif peridotite, central Japan, as back-arc mantle fragments of the Izu-Bonin arc system. In Peters, T. et al. (eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Minist. Petrol. & Minerals, Sultanate of Oman, p. 801-816.
- 荒井章司・内田 隆(1979) 瀬戸川帯の超塩基性岩の平衡条件について. 静岡大学地球科学研究報告, no. 4, p. 19-24.
- ・高橋奈津子(1988) 房総半島, 嶺岡帯の蛇紋岩より残留斜長石の発見. 岩鉱, vol. 83, p. 210-214.
- Behrmann, J. H., Brown, K., Moore, J. C., Mascle, A., Taylor, E et al. (1988) Evolution of structures and fabrics in the Barbados accretionary prism. Insights from Leg 110 of the Ocean Drilling Program. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 10, p. 577-591.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. and Van Couvering, J. A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 96, p. 1407-1418.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva*, 1967, vol. 1, p. 199-421.
- Bonatti, E. (1978) Vertical tectonism in oceanic fracture zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 37, p. 369-379.
- Chamot-Rooke, N., Renard, V. and Le Pichon, X. (1987) Magnetic anomalies in the Shikoku basin: a new interpretation. *Earth planet. Sci. Lett.*, vol. 83, p. 214-228.
- Ibaraki, M. (1984) Middle-late Eocene planktonic foraminiferal faunas from limestones of the Setogawa Group, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 135, p. 401-414.
- and Tsuchi, R. (1982) Planktonic foraminifera from silt intercalations in the Takakusayama alkali basalt complex of the Ryuso Group, Shizuoka, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 16, p. 117-125.
- Iijima, A., Matsumoto, Y. and Watanabe, Y. (1981) Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, central Honshu. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 241-276.
- 池田保夫(1978) 静岡県竜爪層群の火成岩類について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 73, p. 47-57.
- 石田 高・荒井章司・高橋奈津子(1990) 瀬戸川帯北部の変成ピクライト玄武岩類. 地質学雑誌, vol. 96, p. 181-191.
- Kano, K., Kosaka, K., Murata, A. and Yanai, S. (1990) Intra-arc deformations with vertical rotation axes: the case of the pre-Middle Miocene terranes of Southwest Japan. *Tectonophysics*, vol. 176, p. 333-354.
- and Matsushima, N. (1988) The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. *Modern Geology*, vol. 12, p. 97-126.
- 狩野謙一・田中秀実・吉田智治・松井信治(1993) 赤石構造帯の形成過程—中新世における西南日本弧東部の地殻改変と関連して—. 地質学論集, no. 42, p. 203-223.
- 唐沢 讓・狩野謙一(1992) 赤石山地東部の四万十帯, 瀬戸川層群中のスレート帯の形成とその変形過程. 地質学雑誌, vol. 98, p. 761-777.
- 加藤 進・柴田 博・井上洋子(1991) 大井川下流域の三倉層群の化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 18, p. 53-65.
- ・井上洋子・鶴飼光男(1992) 大井川層群の有孔虫化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 379-391.
- Kimura, K. and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba Belt, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 15, p. 145-161.

- 北里 洋(1980) 瀬戸川層群からの深海性底生有孔虫化石群集. 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一, p. 219-225.
- 小池 清(1957) 南関東の地質構造発達史. 地球科学, no. 34, p. 1-17.
- 小山 彰(1984) 山梨県早川沿いの糸魚川—静岡構造線—特に断層帯の形成について一. 地質学雑誌, vol. 90, p. 1-16.
- (1993) 中期中新世における南部フォッサマグナ北西部楕形山ブロックの衝突. 地質学論集, no. 42, p. 245-254.
- Koyama, M., Cisowski, S. M. and Pezard, P. (1992) Paleomagnetic evidence for northward drift and clockwise rotation of the Izu-Bonin forearc since the early Oligocene. In Taylor, B., Fujioka, K. et al. (eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 126, p. 353-370.
- 横山次郎(1950) 日本地方地質誌, 中部地方. 朝倉書店, 233p.
- 松田時彦(1961) 富士川谷新第三系の地質. 地質学雑誌, vol. 67, p. 79-96.
- (1989) 南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味. 月刊地球, vol. 11, p. 522-525.
- Matsuda, T. (1978) Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic Tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Phys. Earth*, vol. 26, Suppl., p. S409-S421.
- 松田時彦・栗谷川幸子(1965) 赤石山地東部の変成作用. 地震研彙報, vol. 43, p. 209-235.
- Matsumoto, E. (1964) The Asagai-Poronaian molluscs from Shizuoka Prefecture, central Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B*, vol. 31, p. 95-112.
- 松島信幸(1990) 赤石山地の和田層と赤石裂線・中央構造線・赤石山地の構造問題. 飯田市美術博物館研究紀要, vol. 1, p. 29-49.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, vol. 56, p. 207-218.
- 望月勝海編(1956) 静岡県の地質及び20万分の1静岡県地質図. 静岡県, 57p.
- Moore, J. C. (1989) Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the decollement zone. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 11, p. 95-106.
- Mullen, E. D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 62, p. 53-62.
- 村松 武(1986) 赤石山地南部の四万十帯(北帯)から発見された白亜紀後期～古第三紀初期? 放散虫化石. 地質雑, vol. 92, p. 311-313.
- 村田明広(1991) 九州四万十帯, 内ノ八重層の作るデュープレックス構造と内ノ八重クリッペ. 地質学雑誌, vol. 97, p. 39-52.
- (1994) 九州四万十帯, 古第三系日向層群のデュープレックス構造と赤. 緑色珪質泥岩. 構造地質, no. 40, p. 21-29.
- Naka, J. (1985) Broken seamount fragments in the Setogawa subduction complex. In Nasu, N. et al. (eds.), *Formation of Active Ocean Margins*, TERRAPUB, Tokyo, p. 747-773.
- (1988) Volcanostratigraphic sequence of greenstones in the Setogawa Terrane, central Japan. *Modern Geology*, vol. 12, p. 243-282.
- 中森 亨・井龍康文・笹沢教一・森 啓(1991) 静岡県掛川地域の中新統女神層に含まれる異地性石灰岩岩体の起源. 地質学雑誌, vol. 97, p. 987-1000.
- 小川勇二郎・谷口英嗣(1989) 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源とエンプレイスメントのプロセス. 地学雑誌, vol. 98, p. 118-132.
- Ohashi, F. (1980) An alkali olivine basalt and its related rocks from the Setogawa Group, Shizuoka Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 86, p. 799-815.
- 大橋不三男・白木敬一(1981) 瀬戸川オフィオライトの高マグネシア・高シリカ火山岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 76, p. 69-79.
- Ono, S. (1973) Slaty cleavages in the Paleogene

- Setogawa Group in central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 18, p. 431-454.
- 遅沢壯一(1986) 高草山及びその西方の瀬戸川帯. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 337-350.
- Osozawa, S. (1988) Accretionary process of the Tertiary Setogawa and Mikasa Groups, Southwest Japan. *Journal of Geology*, vol. 96, p. 199-208.
- (1991) Accreted intra-oceanic island arc, the Lower Miocene Ryuso Group, central Japan. *Essays in Geology, Prof. Nakagawa Commemorative Volume*, p. 247-254.
- , Sakai, T. and Naito, T. (1990) Miocene subduction of an active mid-ocean ridge and origin of the Setogawa ophiolite, central Japan. *Journal of Geology*, vol. 98, p. 763-771.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, p. 290-300.
- and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 69, p. 33-47.
- Riedel, W. R. and Sanfilippo, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, vol. 24, p. 61-96.
- 斎藤 眞・佐藤喜男・横山勝三(1994) 末吉地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 斎藤常正(1960) 静岡県島田・掛川市付近の第三系とその浮游性有孔虫化石群. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 51, 45p.
- 酒井治孝(1988) 岬オリストローム帯の成因と高千穂変動の再検討. 地質学雑誌, vol. 94, p. 945-961.
- 坂本隆之・小川勇二郎・中田節也(1993) 瀬戸川付加体中の緑色岩類の起源とそのテクトニクス上の意義. 地質学雑誌, vol. 99, p. 9-28.
- Sameshima, T. (1960) Picrite basalt dikes in the Paleogene formation in central Japan. *Rep. Liberal arts & Sci. Fac., Shizuoka Univ., Sec. Nat. Sci.*, no. 3, p. 77-80.
- Sample, J. C. and Moore, J. C. (1987) Structural style and kinematics of an underplated slate belt, Kodiak and adjacent islands, Alaska. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 99, p. 7-20.
- Sanfilippo, A., Westberg-Smith, M. J. and Riedel, W. R. (1985) Cenozoic radiolaria. In Bolli, H. M. et al. (eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, p. 631-712.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(1989) 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史. 地質学雑誌, vol. 95, p. 33-44.
- Seno, T. and Maruyama, S. (1984) Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine sea. *Tectonophysics*, vol. 102, p. 53-84.
- 瀬野徹三・丸山茂徳(1985) フィリピン海のテクトニクス. 地学雑誌, vol. 94, p. 141-155.
- 下川浩一・杉山雄一(1982) 静岡県掛川市北部に分布する下部中新統三笠層群中の超塩基性一塩基性岩類の礫. 地質学雑誌, vol. 88, p. 915-918.
- 白木敬一・丸山茂徳・黒田 直・浦野隼臣(1981) 無人岩成因論. 月刊地球, vol. 3, p. 160-166.
- 杉山雄一(1980) 静岡県中部に分布する第三系大井川層群の海底地すべり堆積物と異地性角礫岩塊. 地質学雑誌, vol. 86, p. 673-685.
- (1989) 島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み. 地調月報, vol. 40, p. 533-564.
- (1992) 西南日本前弧域の新生代テクトニクス—静岡県地域のデータを中心に—. 地調月報, vol. 43, p. 91-112.
- ・下川浩一(1981) 静岡県中部に分布する古第三系瀬戸川層群の古地理学的研究. 地質学雑誌, vol. 87, p. 439-456.
- ・———— (1989) 赤石山地四万十帯における前期中新世付加体(瀬戸川帯)の形成

- 過程. 構造地質, no. 34, p. 173-188.
- 杉山雄一・下川浩一(1990) 清水地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p.
- ・—————・坂本 亨・秦 光男(1982) 静岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 82p.
- 平 朝彦・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, p. 319-389.
- Takasawa, K and Kuroda, Y. (1974) A quartz-magnetite rock in the Setogawa zone, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 80, p. 425-427.
- 竹下 徹・伊勢 清(1994) 山梨県鳳凰山東方の糸静線に沿う地域の構造地質学的研究(その1). 構造地質, no. 40, p. 117-129.
- 田村淳一・金子 剛・新妻信明(1984) 山梨県西部・巨摩山地南部の地質. 静岡大学地球科学研究報告, no. 10, p. 23-53.
- 巽 好幸(1989) 沈み込み帯オフィオライトの成因. 地学雑誌, vol. 98, p. 261-266.
- Tiba, T. (1966) Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama district, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, vol. 9, p. 541-610.
- 徳山 明(1972) 糸魚川—静岡線沿いの竜爪山帯と大崩海岸地域の地質概説. 静岡大地学研究報告, vol. 3, no. 1, p. 7-11.
- (1974) 古第三系(瀬戸川帯). 静岡県の地質, 静岡県, p. 27-34.
- 氏家 宏・井上洋子(1980) 静岡県西部, 三笠層群の地質学的研究. 国立科学博物館専報, no. 13, p. 9-14.
- Umino, S. (1985) Volcanic geology of Chichijima, the Bonin Islands (Ogasawara Islands). *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 505-523.
- 渡部芳夫(1988) 静岡県中央部倉真・湯日地域の地質—瀬戸川帯の南西延長として—. 地質学雑誌, vol. 94, p. 207-219.
- Watanabe, Y. and Iijima, A. (1983) Miocene Takakusayama seamount of the Setogawa Terrain in Shizuoka, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 425-441.
- and ————— (1989) Evolution of the Tertiary Setogawa-Kobotoke-Mineoka forearc basin in central Japan with emphasis on the lower Miocene terrigenous turbidite fills. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 22, p. 53-88.
- Wood, D. A., Marsh, N. G., Tarney, J., Joron, J.-L., Fryer, P. and Treuil, M. (1982) Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc, and trench, Sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60. *In* Hussong, D. M., Uyeda, S. *et al.* (eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Govnt. Print. Office, vol. 60, p. 611-633.
- 矢部長克(1918) 糸魚川静岡地溝線. 現代の科学, no. 6, p. 147-150.
- 山田哲雄・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, vol. 37, p. 329-348.
- 山梨県・山梨県地質図編纂委員会(1970) 山梨県地質誌 10万分の1山梨県地質図説明書. 240p.
- 湯浅真人・村上文敏(1985) 小笠原弧の地形・地質と孿婦岩構造線. 地学雑誌, vol. 94, p. 115-134.

(受付:1995年1月10日;受理:1995年2月27日)

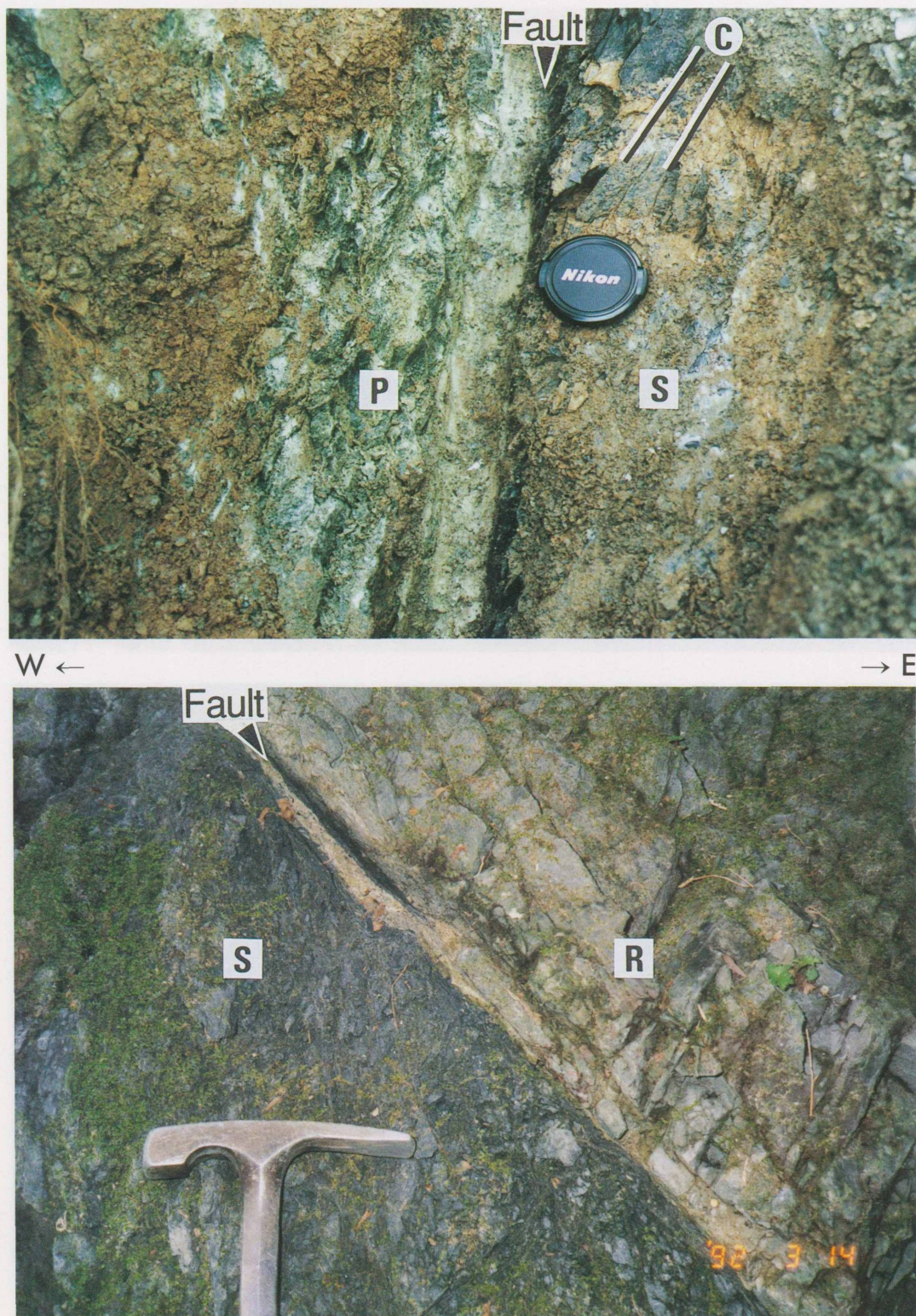


Plate 1 a: Serpentized peridotite (P) in fault contact with slaty shale (S) of the Setogawa Group at Loc. 3 in Fig. 4b. The fault cuts the slaty cleavage (C) developed in shale.
b: The Jumaiyama Fault as an east-dipping normal fault, observed at Loc. 6 in Fig. 4b. S: shale of the Oigawa Group, R: rhyodacite of the Ryuso Group.

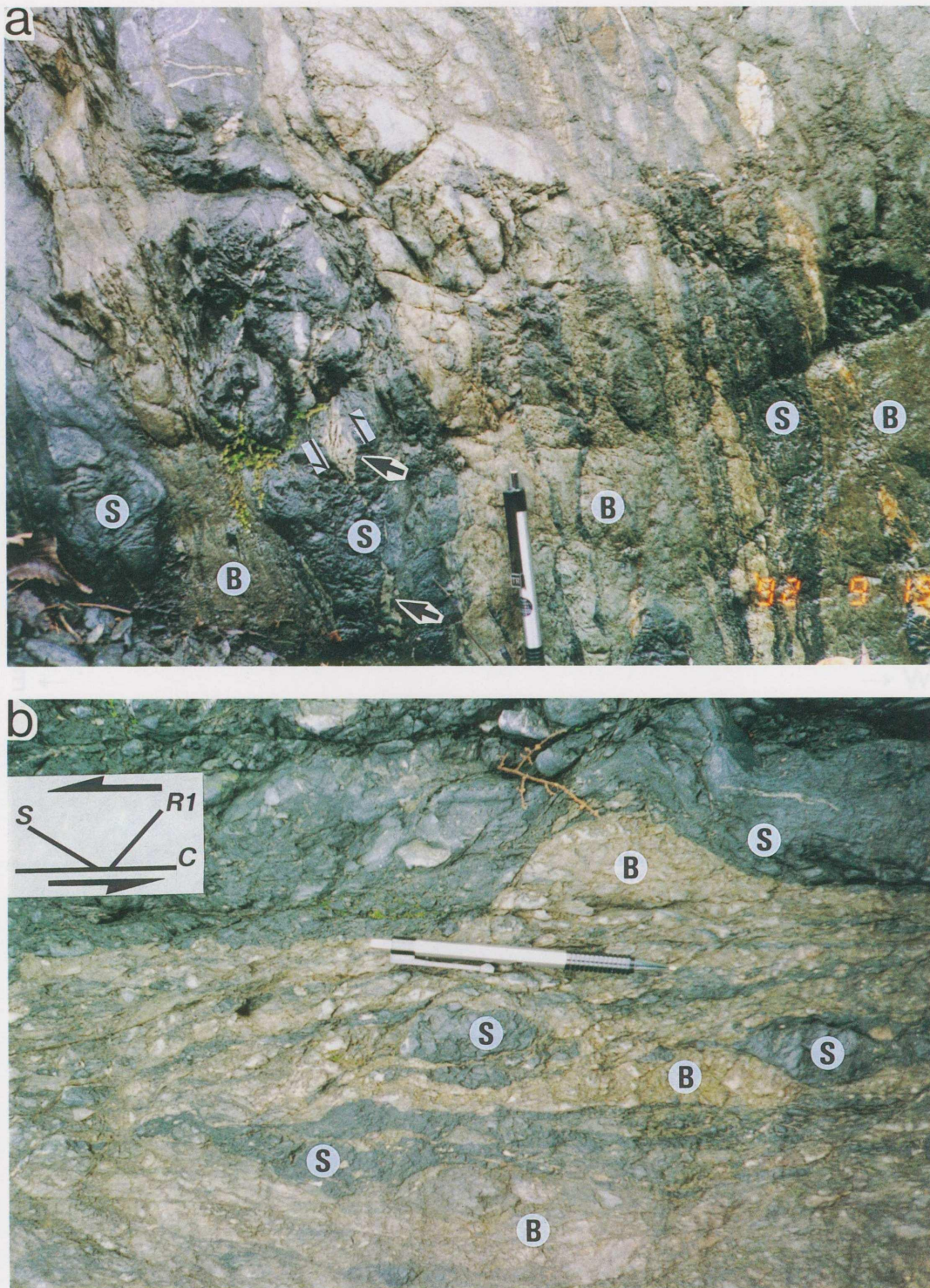


Plate 2 a: Sheared mixture zone of shale (S) and crushed basalt (B), observed at the base of a tectonic block at Loc. 9 in Fig. 4b. Shale and crushed basalts were injected into each other. Arrows indicate rhomboidally deformed injections of crushed basalt, which suggest leftward (=eastward) thrusting.

b: Sheared mixture zone of shale (S) and crushed basalt (B), observed at the base of a tectonic block at Loc. 9 in Fig. 4b. Deformation fabrics of shale and crushed basalt indicate left-lateral shearing. C, S and R1 show the directions of C-surface, S-surface and Riedel shear surface, respectively.