

領家帯南縁のナップ構造

Nappe structures in the southern margin of the Ryoke belt

大友幸子*

Yukiko Ohtomo*

Abstract: The southern margin of the Ryoke metamorphic belt along the MTL is characterized by mylonitic rocks and nappe structures, which were formed after the high-temperature peak (D2) of the Ryoke tectono-metamorphic history (D1, inter D1-D2, D2, D3, D4). D3 produced intrusion of the second oldest granite mass (the Tenryukyo granite) as sheet-like body, and formation of horizontal ductile shear zones with top-to-the west sense and nappe structures. Formation of the D3 mylonite took place under lower amphibolite to upper greenschist facies conditions. Emplacement of the younger Ryoke granites as stocks and batholiths occurred during D3 and D4. D4 formed nappe piles consisting of granitic rocks (mylonitized oldest one and younger one), metasedimentary schist, non-metamorphic sediments and pyroclastic rocks, thrust over the Sambagawa metamorphic rocks of the Outer Zone. Formation of the D4 nappe piles was associated with those of lower temperature granite mylonite and large volume of cataclastic rocks, so that those were formed under the condition around the ductile-brittle transition. Upright folding took place after D4. The change of metamorphic condition during the period D2 to D4 suggests decreasing temperature, so that the deformation following D2 in the southern margin appears to have been related to the uplift of the Ryoke metamorphic belt.

Key words: *nappe, shear zone, uplift of metamorphic belt, Ryoke belt.*

はじめに

領家帯ではナップ構造は領家帯南縁に発達している。近畿地方東部から中部地方の領家帯南縁部には中央構造線(MTL)に沿ってマイロナ

イト化した領家古期花崗岩が露出しており、これが初期のMTLの断層運動(鹿塩時階)の産物(鹿塩マイロナイト)であると考えられてきた(たとえばKobayashi, 1941)。そして鹿塩マイロナイトの模式地である中部地方領家帯北部で

1996年2月5日, 1996年2月23日受理.

*東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, bunkyo, Tokyo 113, Japan.

は、中央構造線およびマイロナイト面構造は高角を呈するため、初期のMTLは高角の左横ずれ断層運動であったと考えられてきた(たとえば Ichikawa, 1980; Hara et al., 1980; 高木, 1984; Takagi, 1986). 1980年代後半になると、中部地方中・南部および近畿地方のMTL沿いのマイロナイトの研究からマイロナイト帯は水平剪断帯として形成されたということ(大友, 1987; 山本・増田, 1987; Sakakibara et al., 1989; Ohtomo, 1993; Yamamoto, 1994), また花崗岩とともに変成岩も顕著にマイロナイト化作用をうけていること(たとえば高木, 1984, 1988; 大友, 1987; Ohtomo, 1993; 山本・増田, 1987), 領家帯南縁の岩石はナップ構造をなしているということ(大友, 1986, 1987, 1989, 1990; 早坂ほか, 1989; 岡本ほか, 1989; Ohtomo, 1993)が明らかになってきた。そして中部地方では非・弱変成堆積岩, 白亜紀火山岩, 領家帯新期花崗岩からなるパイルナップが三波川帯の上にのり(大友, 1990; Ohtomo, 1993), 九州では上部白亜系大野川層群が三波川帯にナップでのり(伊藤ほか, 1991; 山北ほか, 1995), 四国西部でも上部白亜系和泉層群が三波川帯に衝上している(竹下, 1993)。さらに近年の物理探査によって近畿地方や四国東部のMTLは低角に北に傾斜し三波川変成岩上に和泉層群がのっていること(吉川ほか, 1987; 伊藤ほか, 1993)が明らかにされつつある。

領家帯変成帯は変成帯の伸長方向にほぼ平行に走る最高変成温度軸の北側と南側へ変成温度が低くなる温度構造をもち、中部地方や近畿地方では南側の低変成度部のほとんどはMTLによって断ち切られて失われたために最高温度軸はMTLの近くに位置していると考えられてきた(都城, 1959; Suwa, 1961; 諏訪, 1973)。領家帯南縁のマイロナイトやナップ構造の発達する領域は、まさに従来最高温度軸の南側の低変成度部と考えられてきたところに相当する。

本論では中部地方領家帯中・南部における領家帯南縁のナップ構造について述べ、領家帯におけるナップ群形成のテクトニクスについて検討する。この論文の内容はOhtomo(1993)の中

の特に領家帯のナップ構造についてまとめたものであるが、その後に得られたデータに基づいて内容を一部変更した。この地域の地質の詳細については、Ohtomo(1993)を参照されたい。

中部地方中・南部のナップ構造

第1図は中部地方南部の領家帯南縁地域の地質概略図である。この地域は近畿地方以西の東西南北方向のMTLが中部地方領家帯北部での南北方向に移り変わる地域にあたる。以下、北条峠地域・浦川地域・三河大野一東栄地域における地質を概説し、これらの地域のナップ構造について述べる。

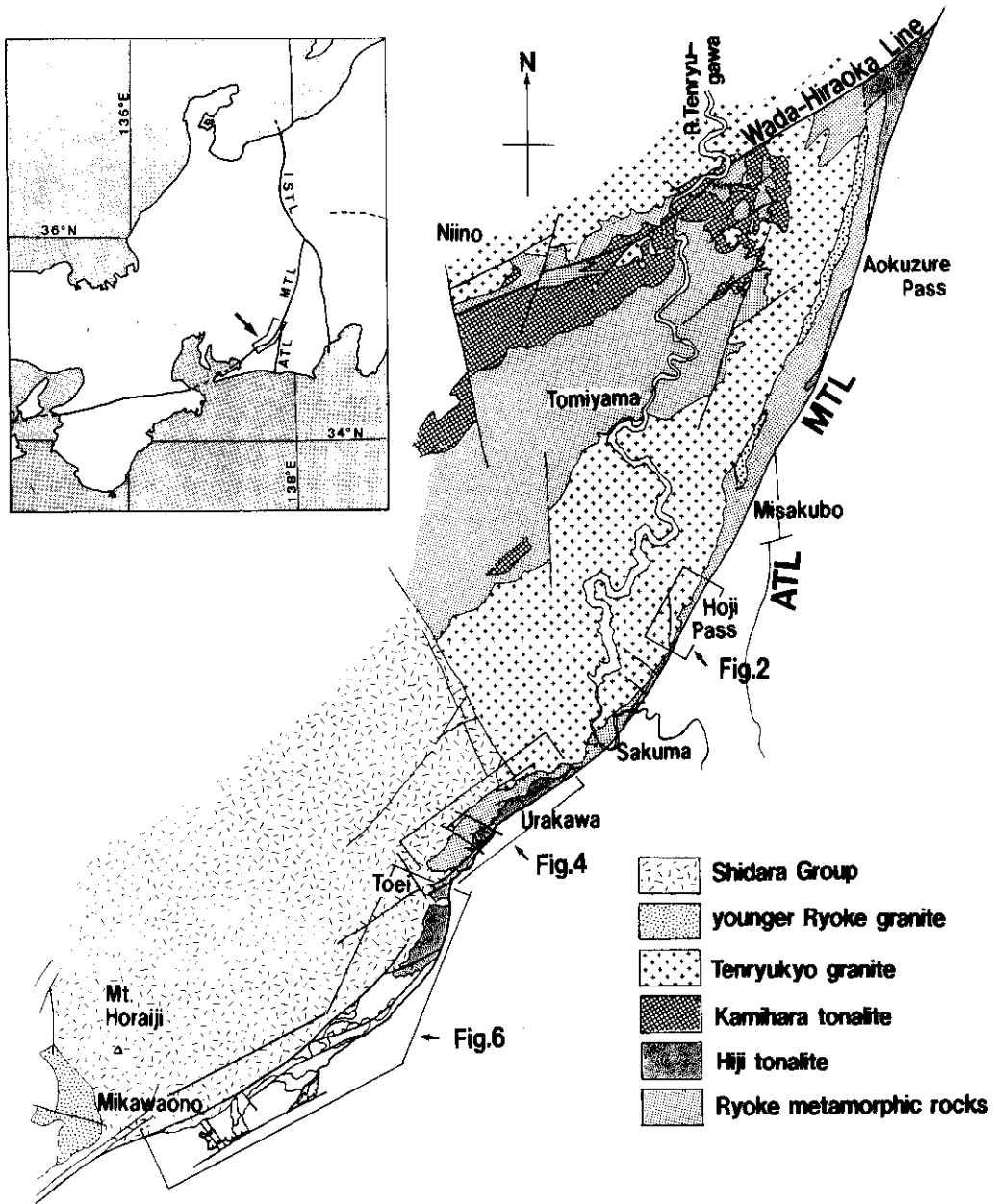
北条峠地域

第2図は北条峠地域の地質図および断面図である。北条峠地域のMTLはNNE-SSW方向でほぼ垂直の傾斜をもつ。領家帯側にはMTL側から非持トータル岩に対比されるトータル岩質マイロナイト(Hayama & Yamada, 1980), 泥質・砂質・珪質変成岩, 天竜峡花崗岩が分布している。

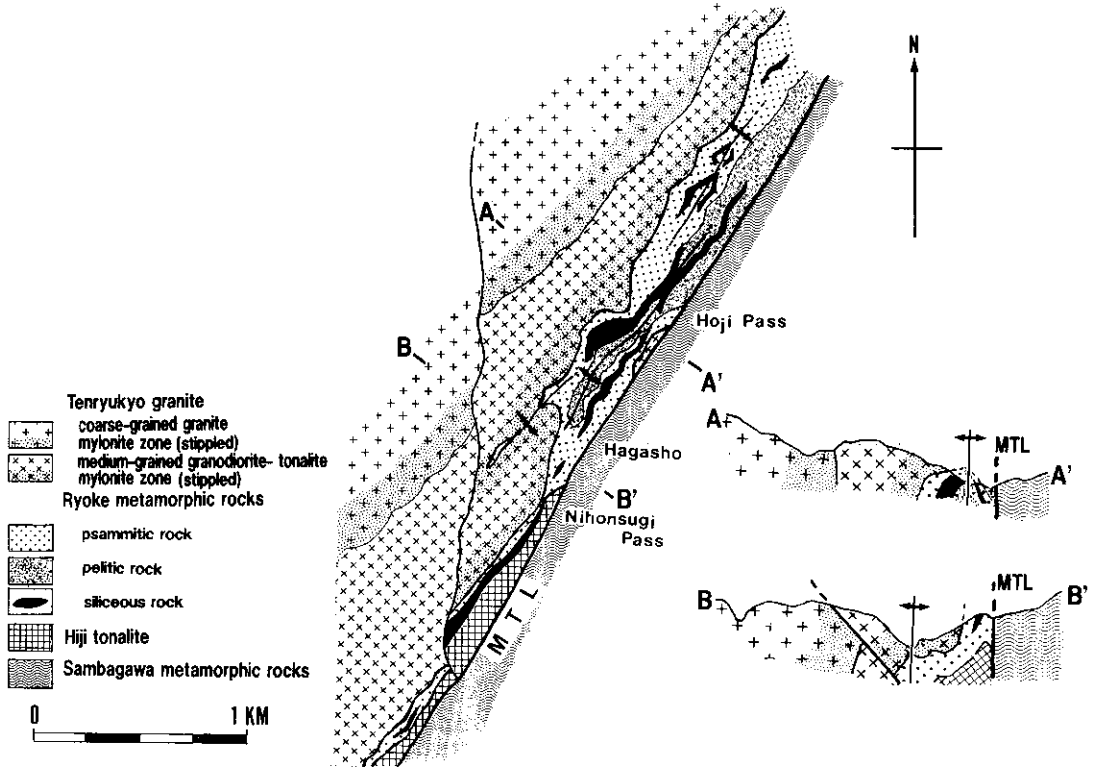
北条峠周辺のMTL近くにはNEまたはSWにゆるくブランチする軸を持つ鉛直褶曲が形成されている。この鉛直褶曲をunfoldingすると、構造的低位から上位へ非持トータル岩・堆積岩起源の変成岩・天竜峡花崗岩が累重している。二本杉峠の西側にはこの鉛直褶曲を切ってN-S走向東傾斜の衝上断層が、またこのN-S走向の断層がMTLと交わる場所よりも南西側ではNE-SW走向南東傾斜の断層で堆積岩起源の変成岩と天竜峡花崗岩, 堆積岩起源の変成岩と非持トータル岩が接している。両方の断層とも境界には数mのカタクラサイト帯が形成されている。

本地域の天竜峡花崗岩は佐久間から新野にかけて^{いいの}富山を取り巻くように分布するシート状岩体の東縁部に位置し(第1図), おもに粗粒カリ長石斑状花崗岩と中粒花崗閃緑岩～トータル岩からなる。N-S走向の衝上断層の東側では中粒花崗閃緑岩～トータル岩は堆積岩起源の変成岩

領家帯南縁のナップ構造



第1図 中部地方南部，領家帯南縁地域の地質概略図。山田ほか(1974)，富樫(1987)と筆者の野外調査をもとにコンパイル。MTL：中央構造線，ATL：赤石裂線，ISTL：糸魚川-静岡構造線。



第2図 北条峠地域の地質図および断面図(Ohtomo, 1993).

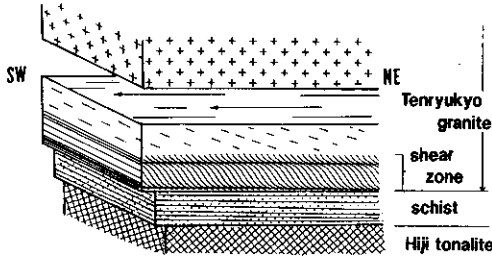
との境界に沿って、粗粒カリ長石斑状花崗岩は中粒花崗閃緑岩～トータル岩との岩相境界近くで、幅数10～200mのマイロナイト帯を形成している(第2図)。いずれのマイロナイト帯も境界に向かって(北西から南東へ)マイロナイト化が強くなっている(大友, 1988; Ohtomo, 1993)。堆積岩起源の変成岩はおもに雲母片岩で、紅柱石・ザクロ石・葦青石・黒雲母をまれにレリックとして含み、マイカフィッシュ・プレッシャーシャドウ・シアバンドなど非対称微小構造が見られ、後退変成作用を伴うマイロナイト化作用を受けている。おもに細粒白雲母や黒雲母の形態および格子定向配列によって規定されるマイロナイト面構造・マイロナイト線構造が発達している。非持トータル岩はおもに細粒のトータル岩マイロナイトからなり、花崗岩マイロナイトを伴う。非持トータル岩および天

竜峡花崗岩と堆積岩起源の変成岩の間には貫入関係は見られず、それぞれテクトニックに接合したものと考えられる。境界にカタクラサイトは見られない。

天竜峡花崗岩中の2本の強いマイロナイト帯および変成岩マイロナイトはどちらもNE-SW走向のマイロナイト面構造を持ち、NEまたはSWへ低角にプランジしたマイロナイト線構造をもつ。断層や鉛直褶曲による後生的変位を復元すると、これらのマイロナイトの非対称微小構造は水平に近い剪断面と上盤が南西へ移動する剪断センスを示している。天竜峡花崗岩はその基底に不均質剪断帯を形成し、最後に堆積岩起源の変成岩の上位にナップとして定置、同様に堆積岩起源の変成岩もマイロナイト化を受けたのち非持トータル岩マイロナイトの上位にナップとして定置したと考えられる(第3図)。

浦川地域

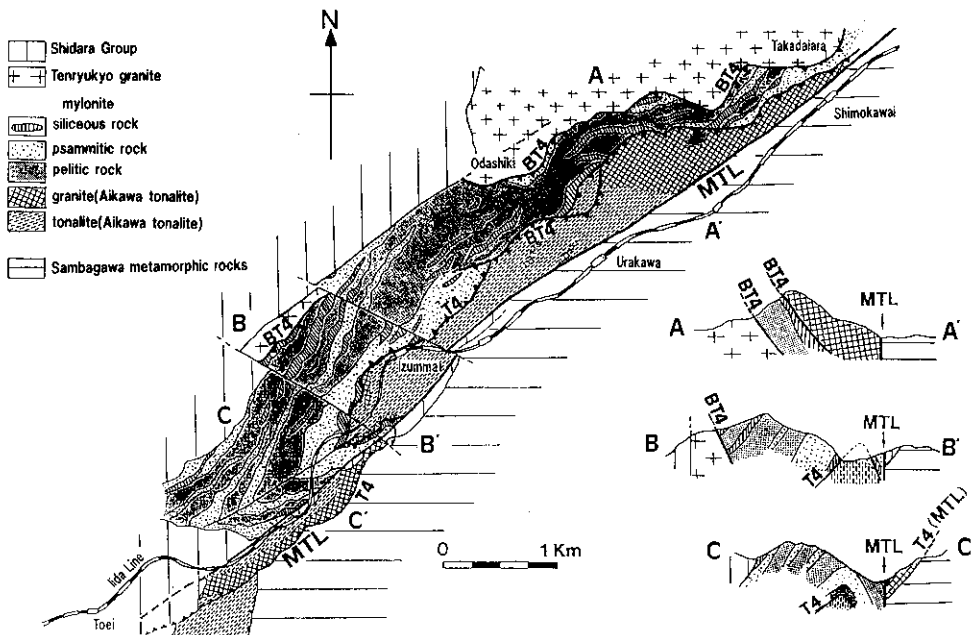
第4図は浦川地域の地質図および断面図である。浦川地域には、三波川帯と領家帯の境界として2本のMTLがみられる。1つは下河合から浦川をとおり東栄につづくNE-SW走向で高角のMTLであり、もう一つは出馬の南から東



第3図 北条峠地域の天竜峡花崗岩の不均質剪断帯および変成岩マイロナイト・非持トータル岩とのナップ形成を示すモデル(Ohtomo, 1993)。矢印はマイロナイト線構造のトレンドで上盤の運動方向。

栄にかけて高角 MTL の南東側に走る NE-SW 走向で北西傾斜の MTL である。後者では三波川変成岩の構造的上位に破碎した相川トータル岩がのっており、出馬の南で設楽層群の流紋岩質凝灰岩が相川トータル岩と三波川変成岩およびこの断層を覆って分布している。出馬周辺のこの流紋岩質凝灰岩の分布は高角の MTL によって断たれている。2本の MTL とも東栄付近の設楽層群分布域より以西で追跡不能となる。

高角 MTL の領家帯側には相川トータル岩・堆積岩起源の変成岩・天竜峡花崗岩が分布し、これらは不整合で設楽層群に覆われている。相川トータル岩はおもにトータル岩からなり、花崗岩を伴う。顕著にマイロナイト化を受けマイロナイト面構造・マイロナイト線構造が発達している。岩相からマイロナイト化した領家帯古期花崗岩の非持トータル岩に対比される。堆積岩起源の変成岩は泥質・砂質・珪質岩からなり、千枚岩様の外観をもつ。北条峠地域の変成

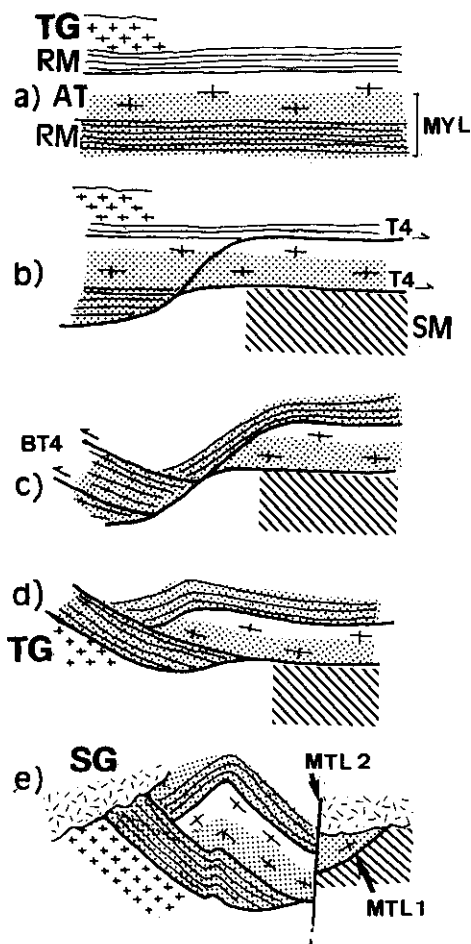


第4図 浦川地域の地質図および断面図(Ohtomo, 1993)。T4 : D4時相のスラスト, BT4 : D4時相のバックスラスト。

岩と同様に紅柱石・ザクロ石・堇青石・カリ長石などをレリックとして含み、マイカフィッシュ・プレッシャーシャドウ・シアバンドなど非対称微小構造が発達していることから後退変成作用を伴う強いマイロナイト化作用を被ったと考えられる。まれにマイロナイト化作用を免れたと考えられる片麻岩岩片(径数mm)がレンズ状にマイロナイトの中に見いだされる。細粒黒雲母または白雲母の形態および格子定向配列によるマイロナイト面構造が発達している。天竜峡花崗岩は主にカリ長石斑状粗粒花崗岩からなり、面構造の発達は弱い。

相川トータル岩・堆積岩起源の変成岩・天竜峡花崗岩の境界はいずれも断層関係で、断層の両側は数m-数10mにわたってカタクラサイト化している。出馬周辺では相川トータル岩の構造的上位には堆積岩起源の変成岩が位置し、軸が南西にゆるくプレンジした背斜構造をなしている。相川トータル岩のマイロナイト化は出馬付近で弱く、MTLに沿って北東へ向かって強くなる(Ohtomo, 1993)。背斜構造の軸が南西にゆるくプレンジしているの、相川トータル岩のマイロナイト化は構造的下位に向かって強くなっている。浦川付近から下河合にかけては天竜峡花崗岩と堆積岩起源の変成岩、堆積岩起源の変成岩と相川トータル岩はNE-SW走向南東傾斜の断層で接し、断層両側にカタクラサイトが発達している。

第5図は本地域の地質構造形成過程を模式化したものである。相川トータル岩・堆積岩起源の変成岩がマイロナイト化作用を受けた後、脆性領域で相川トータル岩上に堆積岩起源の変成岩マイロナイトがナップとして衝上した。ひきつづき天竜峡花崗岩の上位に変成岩マイロナイトが、さらにその上位に相川トータル岩がバックスラストで衝上した。相川トータル岩が高角MTLの南東部で三波川変成岩の構造的上位にナップとしてのっていることから、最下位に位置する相川トータル岩もまたナップを形成していると考えられる。ナップ群形成後鉛直褶曲作用が起こり、設楽層群が不整合に覆った後、高角MTLの運動が起こったと考えることができる。



第5図 浦川地域の地質構造形成モデル。a)相川トータル岩(AT)および領家変成岩(RM)のマイロナイト化。相川トータル岩の中でマイロナイト化は下位にむかって強くなる。MYL:マイロナイト化作用を受けた部分。b)カタクラサイトを伴う衝上断層(T4)の形成。相川トータル岩は三波川変成岩(SM)に衝上、さらに変成岩マイロナイトが相川トータル岩に衝上した。c), d)バックスラスト(BT4)の形成と変成岩マイロナイトの天竜峡花崗岩(TG)への衝上。e)鉛直褶曲の形成後、設楽層群(SG)が領家岩類と三波川変成岩を不整合に覆う。高角MTL(MTL2)が活動。低角MTL(MTL1)はOhtomo (1993)のD4時相のナップ境界(T4)に相当する。

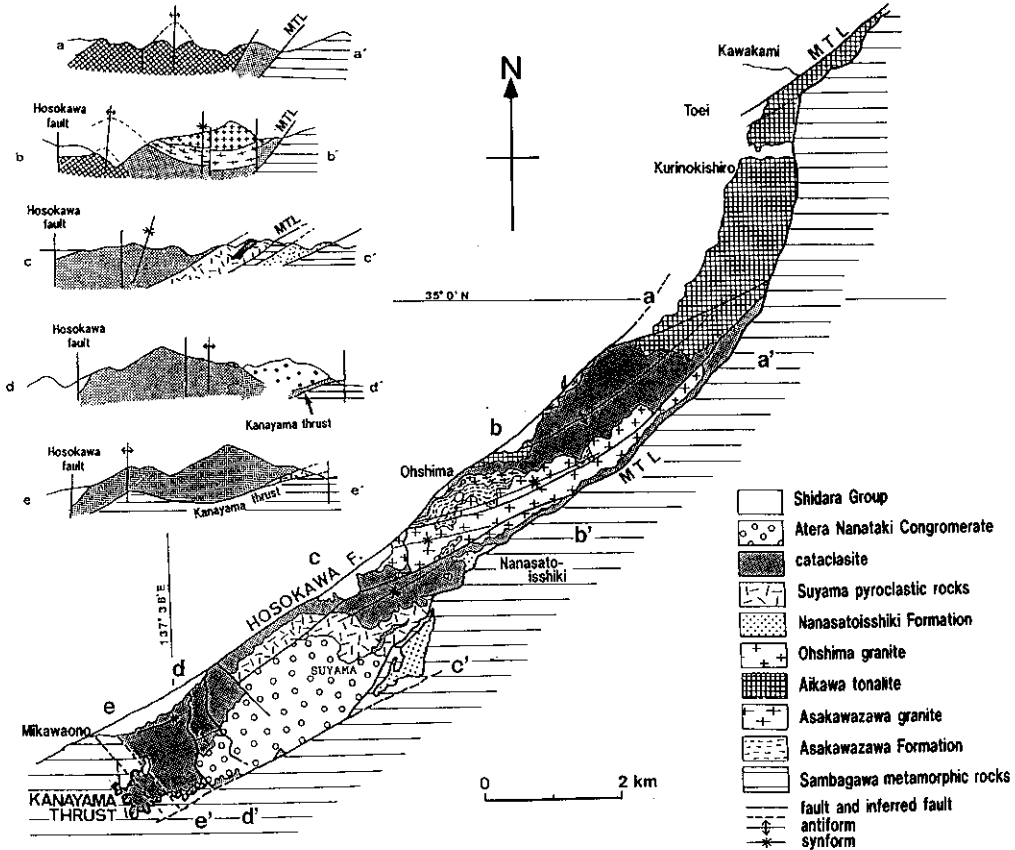
三河大野一東栄地域

浦川地域までNE-SW方向だったMTLは東栄の付近で南北に屈曲し、再びNE-SW方向になる(第1, 6図)。N-S走向の部分は垂直~高角度で、NE-SW走向になると60~45°の北西傾斜になり栗山の南でNE-SW方向の高角断層に切られている。三河大野に近い鉛山付近では鉛山スラストによってほぼ水平に三波川変成岩の構造的上位に領家帯側の岩石がのっている。三河大野一東栄間の領家帯岩類は三波川変成岩と始新統-中新統設楽層群(林・輿水, 1992)に挟まれて細長く分布しており、設楽層群との境界には細川断層が走る。この細川断層は鉛山北西方の三河大野付近では三波川変成岩類と設楽層群の境界となっている。第1図で中部地方領家帯南部を概観すると設楽層群と三波川変成岩に挟まれたこの地域の領家帯は三波川帯へ張り

出して分布しているように見える。かつてこの地域が低角の構造を持つことはHara et al. (1980)によって指摘されていた。

三河大野一東栄地域の領家帯岩類が非常に複雑な様式で分布していることから、Ui(1980)がこのレンズ状に三波川帯と設楽層群に挟まれた地域を“擾乱帯”と呼んだように、岩石の区分やその分布は研究者によってまちまちであった(斉藤, 1955; Ui, 1980; Hara et al., 1980; 山田ほか, 1987)。大友(1990)およびOhtomo (1993)ではこのレンズ状の地域に分布する岩石を8ユニット(浅川沢層・浅川沢花崗岩・相川トータル岩・大島花崗岩・七郷一色層・栗山火砕岩・カタクラサイト・阿寺七滝礫岩)に区分した(第6図)。

浅川沢層(Ohtomo, 1993)は泥質および砂質片岩からなる。白雲母の形態及び格子定向配列



第6図 三河大野一東栄地域の地質図および断面図(大友, 1990; Ohtomo, 1993)。

によって規定される強い片理が発達し、炭質物の結晶度は緑色片岩相中—高温部の変成条件を示す(Ohtomo, 1993). 浅川沢層はより高変成度を示すレリック鉱物を含まない点で、北条峠や浦川地域の変成岩マイロナイトとは異なる。

浅川沢花崗岩(大友, 1990; Ohtomo, 1993)は花崗岩マイロナイトを主体とし、わずかにトータル岩マイロナイトを伴う。152MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代と62MaのRb-Sr鉱物(カリ長石・斜長石)年代をもつ(Ohtomo et al., 1993). 浅川沢花崗岩のマイロナイト面構造と浅川沢層の片理はほぼ平行で軸が南西にゆるくプランジした鉛直褶曲を形成している。

相川トータル岩(大友, 1990; Ohtomo, 1993)は浦川地域の変成岩マイロナイトの構造的下位にあるトータル岩マイロナイトと同じ岩相を呈している。

大島花崗岩(大友, 1990; Ohtomo, 1993)は塊状の粗粒花崗岩で、79MaのRb-Sr鉱物(斜長石・カリ長石)年代をもち、領家帯新时期花崗岩に対比される(Ohtomo et al., 1993).

七郷一色層(大友, 1990; Ohtomo, 1993)は非変成の砂岩・泥岩・礫岩からなる。従来この地域の非変成堆積岩は河内層と呼ばれていた(斉藤, 1955; Ui, 1980; Hara et al., 1980; 山田ほか, 1987). しかしながら河内に分布しているとされた河内層が堆積岩や花崗岩および花崗岩マイロナイト起源のカタクラサイトであることや、従来の河内層の分布域が後述のカタクラサイトをかなり含んでいること、カタクラサイト化を受けていない砂岩・泥岩・礫岩は七郷一色付近に分布することから、本地域の非変成堆積岩を七郷一色層とした。七郷一色層にはNE-SW走向の劈開とNEまたはSWに低角にプランジする伸長線構造が著しく発達している。この劈開面はNEにゆるくプランジした鉛直褶曲を形成している。

巢山火砕岩(Ui, 1980)は流紋岩質凝灰岩からなり、一部溶結凝灰岩を伴う。ジルコンのフィッシュトラック年代は65Maである(山田ほか, 1987). 流紋岩質凝灰岩とそれに貫入

していると考えられる花崗斑岩はともに熱変成作用を被っている。山田ほか(1987)は巢山火砕岩を近畿地方の泉南流紋岩類に対比している。

カタクラサイトは数百メートルの厚さを持ち、本地域に広く分布する。トータル岩および花崗岩マイロナイト・塊状花崗岩・泥岩・砂岩・泥質片岩・流紋岩質凝灰岩などを原岩とし、地質図・露頭・顕微鏡下のすべての規模で、これらのカタクラサイトが混合しているのが観察され、クラッシュメランジェを形成している。

阿寺七滝礫岩(Ui, 1980)は不淘汰な礫岩を主体とし砂岩を伴う。流紋岩質・流紋デイサイト質凝灰岩・安山岩・花崗斑岩・塊状花崗岩・はんれい岩・アルコース砂岩・泥岩・珪質岩を礫として含んでいる。阿寺七滝礫岩は巢山火砕岩・カタクラサイトを不整合に覆っている。Ui(1980)は岩相の特徴から上部白亜系和泉層群に対比している。

本地域の南部では細川断層の南東側で、設楽層群の中でも始新世—漸新世に対比される南設楽層群(林・輿水, 1992)がカタクラサイト・および三波川変成岩を不整合でおおい、本地域中・北部では中新世の北設楽層群が相川トータル岩・浅川沢花崗岩・浅川沢層・カタクラサイト・大島花崗岩を不整合に覆っている。

本地域では七郷一色層・巢山火砕岩・大島花崗岩・浅川沢層・浅川沢花崗岩が厚いカタクラサイトとともにパイルナップをなし累重している。これらのパイルナップは鉛山付近では鉛山スラストで三波川変成岩類の上にはほぼ水平的に乗っている。本地域北部でカタクラサイトナップの構造的下位に位置している相川トータル岩は、この地域ではその下底は見えない。しかし、浦川地域において高角のMTLの南東側に相川トータル岩が三波川変成岩上に衝上していることから、本地域の相川トータル岩もナップとして三波川変成岩上に乗っていると推定される。巢山の東では七郷一色層は三波川変成岩の中にテクトニックスライスとして挟まれている。七郷一色付近の七郷一色層ナップと巢山付近の巢山火砕岩ナップは構造的な下位をMTLに切れ、上位をカタクラサイトナップに覆われる。相川

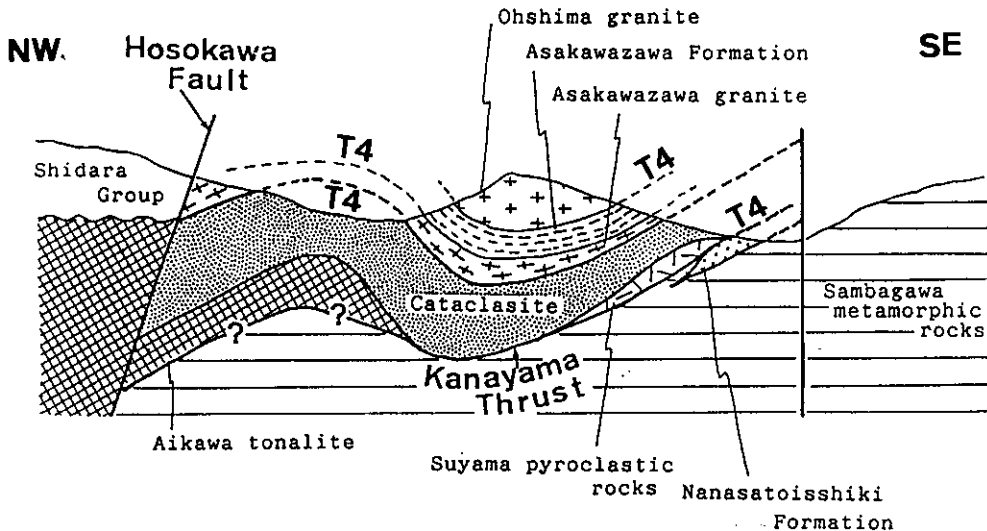
トータル岩と七郷一色層ナップ・巣山火砕岩ナップの関係は分布が離れているためにわからない。カタクラサイトナップの上には構造的低位から上位に浅川沢花崗岩ナップ・浅川沢層ナップ・大島花崗岩ナップが累重している。前述のように浅川沢花崗岩と浅川沢層は調和的な構造を持っている。最上位の大島花崗岩はナップ基底に沿って幅数10mのマイロナイト帯を形成している。大島花崗岩のマイロナイトは石英の塑性変形と斜長石・カリ長石の脆性破壊によって特徴づけられ、Simpson (1985)の緑色片岩相下部で記載された花崗岩マイロナイトの微小構造に似ている。またマイロナイト化の強いところでは黒雲母が消失しマイロナイト面構造に平行な形態定向配列を示す細粒緑泥石・白雲母が形成していることから緑色片岩相下部の条件でマイロナイト化作用が起こっていることが推定され、またナップ境界にのみ狭いマイロナイト帯を形成しているという点で、より高温の形成条件と大規模な相川トータル岩のマイロナイト化作用とは区別される。第7図は各ナップの関係を模式的に示したものである。

本地域の地史をまとめると、相川トータル岩のマイロナイト化作用の後、パイルナップが形

成され、引きつづきパイルナップを構成する岩石を原岩としてカタクラサイトが形成された。パイルナップは鉛山スラストにそって三波川帯上に定置したと考えられる。阿寺七滝礫岩の中には三波川帯起源と確認できる礫が発見されていないため、三波川帯へ領家岩類が衝上したのちに阿寺七滝礫岩が堆積したのかどうかは断定できない。東栄から巣山にかけてのMTLは栗木代付近で相川トータル岩を不整合に覆う設楽層群を切っていることから、少なくともその一部は中新統設楽層群堆積後にも活動している。

考察：ナップ構造の形成時期とテクトニクス

以上述べてきた各地域のナップ構造は領家帯のテクトニクスの中でどのような時期に形成されたのだろうか。以下で、本地域において解析された変形変成史(Ohtomo, 1993)に沿って領家帯南縁地域の造構史をたどってみると次のようにまとめられる。D1変形作用は泥質砂質変成岩の中のカリ長石・堇青石・紅柱石・黒雲母・白雲母・ザクロ石の斑状変晶中に観察される、黒雲母・白雲母とはほかの包有物の形態定向配列によって規定されるS1片理を形成した変



第7図 三河大野-東栄地域の各ナップの関係を示す模式図(大友, 1990; Ohtomo, 1993).

形作用である。S1片理形成後非変形条件下でこれらの斑状変晶が成長した。D2変形作用では斑状変晶の外側に発達する、黒雲母の形態定向配列によって規定されるS2片理が形成された。D3変形作用は黒雲母または白雲母の形態定向配列によって規定されるS3片理を形成した。D4変形作用は脆性的な変形作用によって特徴づけられ、カタクラサイトを形成した。D4変形作用の後にMTL周辺の鉛直褶曲群が形成した。

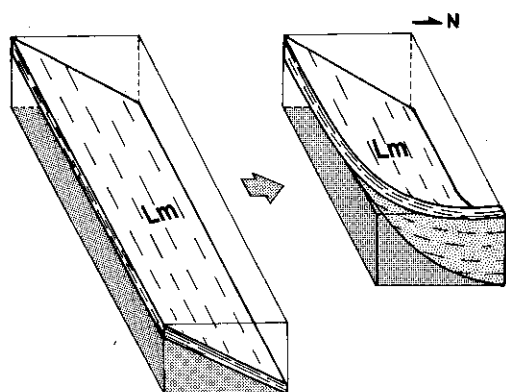
S2片理は領家帯全体に発達する変成岩の片理に相当し、中部地方では変成作用が最高温度に達した時期に相当する。領家帯最古期花崗岩の非持トータル岩や神原トータル岩はD2変形作用を被って周囲の片麻岩と調和的な片麻状構造を形成している(たとえば、富樫, 1987)。S1片理形成・斑状変晶の成長・S2片理形成は中部地方の本宮山地域(Seo & Hara, 1980; Seo et al., 1981; 瀬尾, 1985)や伊那地域(柚原, 1990, 1994)・瀬戸内海地域(濡木ほか, 1982)・岩国一柳井地域(Okudaira et al., 1993)においても報告されており、領家帯全体にわたる変形変成作用に相当すると考えられる。

一方、S3片理は領家帯南縁部の変成岩に発達し、著しい後退変成作用を伴う剪断変形作用によって特徴づけられる。中部地方のMTL沿いの非持トータル岩・相川トータル岩・天竜峡花崗岩のマイロナイト化作用も変成岩マイロナイトと同様に角閃岩相下部-緑色片岩相の条件下でマイロナイト化を受けており、それはこのD3変形時相に起こったと考えられる。天竜峡花崗岩体はD2変形作用は被っておらず、北条峠地域の岩体東縁では顕著にマイロナイト化作用を被っている。このことから天竜峡花崗岩体の貫入がD2とD3時相の間、もしくはD3時相の初期に起こったことが推定される。従来から天竜峡花崗岩はシート状に貫入した古期花崗岩に区分されてきた(領家研究グループ, 1972)。また神原周辺では神原トータル岩・変成岩のS2片理を切ってシート状に貫入しており(富樫, 1987)、満島から富山にかけての地域においてもシート状に分布し(Ohtomo, 1993)、門

谷地域では変成岩高温部に接触変成作用を与えていることが明らかにされている(横井, 1983)。天竜峡花崗岩は最高変成温度期以降のD3変形時相の造構場に貫入してきたsyntectonic graniteであろう。北条峠地域においては天竜峡花崗岩・変成岩マイロナイト・非持トータル岩はお互いナップ境界で接し、境界にはカタクラサイトはほとんど見られない。天竜峡花崗岩はD3変形時相の造構場にシート状岩体として貫入し、構造的下位への変形の局所化に伴ない不均質剪断帯の形成をへて、さらに変形の局所化と共に低角断層を形成し、変成岩マイロナイトの上位にナップとして定置したと考えられる。近畿地方粥見地域のマイロナイト帯においても水平剪断帯形成の後期に構造的下位に変形が集中していったことが解析されている(Sakakibara et al., 1989)。また岩国一柳井地域においてもFd時相(Ohtomo, 1993のD3変形時相に相当)においてII型シート状岩体の貫入・引きずり褶曲・延性剪断帯形成がおこっている(原ほか, 1991; Okudaira et al., 1993)。

近畿地方東部や中部地方中南部では後生的な鉛直褶曲をunfoldingするとマイロナイト面構造は水平に近い(Sakakibara et al., 1989; Ohtomo, 1993; Yamamoto, 1994)。一方、中部地方北部ではマイロナイト面構造が高角-垂直である。鹿塩マイロナイトの模式地である中部地方北部ではマイロナイト面構造が高角を呈するため、長い間マイロナイト帯は左横ずれ剪断帯と考えられてきた(原ほか, 1977; Hara et al., 1980; 高木, 1984; Takagi, 1986)が、このようなマイロナイト面構造の配置は初生的なものなのだろうか。吉川ほか(1987)、伊藤ほか(1993)により、最近物理探査によって領家・三波川帯の物質境界としてのMTLが四国や近畿地方では北に低角に傾斜していることが明らかにされつつある。中部地方中南部と北部におけるマイロナイト面構造の傾斜の違いは近畿地方でE-W走向のMTLが中部地方でN-S方向に屈曲していることで説明できる。第8図に図示したように近畿地方で北に低角度をなすMTLが中新世に形成された屈曲構造によって中部地

領家帯南縁のナップ構造



第8図 中部地方におけるMTLの屈曲によって変化するマイロナイト面構造の模式図。初生的に水平剪断帯として形成したマイロナイト帯は中新世の中部地方の屈曲構造の形成に伴ってマイロナイト線構造(Lm)は水平なままマイロナイト面構造は垂直になる。

方北部ではMTLが高角になったために、マイロナイト面構造も初生的に低角だったものが中部地方北部で高角に配置されるようになったと考えることができる。

その後、D4時相には佐久間地域における相川トータル岩ナップ上への変成岩マイロナイトナップの定置や三波川変成岩上への相川トータル岩ナップの定置、東栄—三河大野地域のパイルナップの形成と鉛山スラストに沿った三波川変成岩への衝上がおこった(大島花崗岩のナップ基底のマイロナイトは脆性的な他のナップ境界よりいくらか深部で形成されたのであろう)。

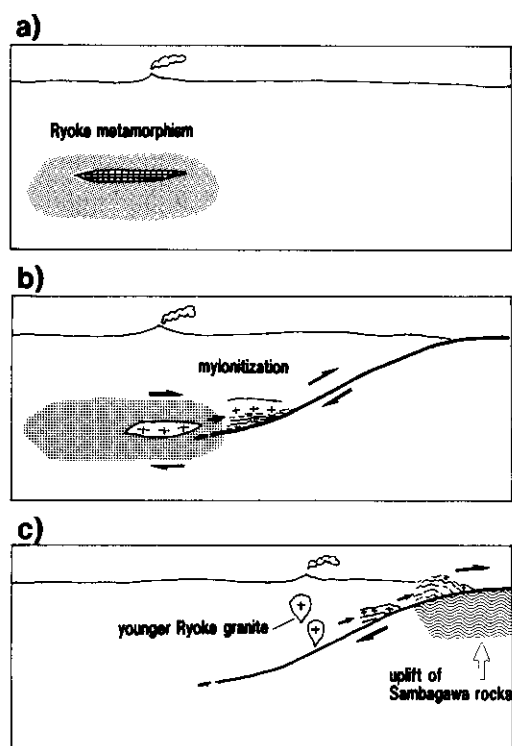
D3変形時相のマイロナイト化作用がシート状の古期花崗岩類に記録されているのに対して、領家帯南縁に分布する新期花崗岩—たとえば勝間石英閃緑岩・新城トータル岩・美杉トータル岩—はD3時相の変形作用を被っていない。しかしD4変形時相に形成された三河大野—東栄地域のパイルナップには新期花崗岩に対比される大島花崗岩が含まれている。岩国—柳井地域で原ほか(1991)によって指摘されたように、領家帯はFd時相(Ohtomo, 1993ではD3時相)までのシート状岩体の活動場から、D3時相以

後のストック・バソリス状の新期花崗岩の活動場に造構環境が移り変わったようだ。

次に領家帯の変形史の中で、その南縁に変形作用が集中していった時期を推定してみよう。以上述べてきたように、変成変形史に沿って考えれば、D3時相のマイロナイト帯とナップ群の形成は古期花崗岩と新期花崗岩の貫入固結の間でなければならないし、一方、D4時相のナップ群形成と三波川帯への衝上はナップを構成する岩石の中の最も若い年代よりも新しいはずである。古期花崗岩のRb-Sr全岩アイソクロン年代値はきわめて少なく中部地方では唯一非持トータル岩の約90Ma(山名ほか, 1983)が報告されているにすぎない。ほかの古期花崗岩類および変成岩のRb-Sr・K-Arの鉱物年代はともに70-60Maに集中しており、これらは冷却年代と考えられてきた。一方、中部地方領家帯南縁の新期花崗岩は勝間石英閃緑岩70Ma(普通角閃石のK-Ar年代:柴田・高木, 1988)および121Maと57.9-62.7Ma(Rb-Sr全岩アイソクロン年代およびRb-Sr全岩—鉱物アイソクロン年代:柚原・加々美, 1995)、新城トータル岩73Ma(普通角閃石のK-Ar年代:内海ほか, 1990)、大島花崗岩79Ma(Rb-Sr全岩—鉱物アイソクロン年代:Ohtomo et al., 1993)である。領家帯の主要なマイロナイト化作用の時期を柴田・高木(1988)は90-70Ma、Dallmeyer & Takasu(1991)は62-63Ma、高橋(1992)は87.7Ma以前と推定した。Ohtomo(1993)では、だいたい90Maにマイロナイト化作用とナップ群形成を伴う領家帯の上昇が始まったと考えた。しかし最近、柚原・加々美(1995)によって、マイロナイト化を受けた非持トータル岩に貫入する勝間石英閃緑岩の全岩アイソクロン年代121Maが報告された。これによってD3時相のマイロナイト化作用は勝間石英閃緑岩の貫入固結年代121Maよりも古いことになる。一方、D4時相は三河大野—東栄地域でパイルナップを構成している巢山火砕岩噴出年代の65Ma以降となる。上述のように、領家帯の変成岩と古期花崗岩のRb-SrおよびK-Arの鉱物年代はかなり近い年代値を持つ傾向があり、冷却年代で

あると考えられる。変成岩と古期花崗岩の Rb-Sr および K-Ar の黒雲母・白雲母の鉱物年代は柳井地方で 90-102Ma (岡野・本間 1983), 淡路島で 72-84Ma (古期花崗岩のみ: 高橋, 1992), 中部地方では 60-70Ma に集中する (たとえば原山ほか, 1985; Ohtomo, 1993), また高木ほか (1989) や柚原・加々美 (1995) による近畿・中部地方の MTL 近くでの冷却史を見ると, 70Ma 前後でそれまでのゆっくりした冷却速度から急激な温度低下に移り変わっている。この急激な温度低下が D4 時相のパイルナップ形成から三波川帯への衝上運動に至る, 変成場からの上昇に対応する現象であろう。柳井地方や淡路島では近畿・中部地方よりもこの冷却年代が古くなっている。これは D4 時相の上昇運動が東側よりも西側で早く始まったことを反映しているのだろう。

中部地方の MTL の後生的な屈曲をもどして, 領家帯南縁に形成されている構造を変形変成史に基づいてまとめる (第 9 図) と, 以下のようになる。マイロナイト帯の形成は最高温度期の変成変形作用後に起こっている。D3 時相の造構場においてシート状に天竜峡花崗岩が貫入し, その後変形は構造的下部に集中していき天竜峡花崗岩体は上盤が西へ移動する剪断センスをもつマイロナイト帯を形成しながら, さいごにナップを形成して変成岩マイロナイトの構造的上位に定置したと考えられる。そしてさらに, 領家帯新期花崗岩貫入後, より表層部の岩石とともにパイルナップを形成して最後に三波川帯に衝上した。領家帯南縁に発達するマイロナイト帯とナップ構造は, 領家帯が変成場から上昇してくる過程でのテクトニクスによって形成され, より深部にあった変成帯の高温部はマイロナイト化した古期花崗岩と共に剪断帯に沿って浅所のより低変成度部 (後退変成作用を伴うマイロナイト化によってさらに低変成の鉱物組合せになっているものも含む) や非変成岩の上位に移動した。領家帯の上昇は冷却年代から考察すると, 西側 (柳井地方: 90-102Ma, 淡路島: 72-87Ma) では東側 (中部地方: 60-70Ma) よりも早く上昇を開始している。領家帯が三波川帯



第 9 図 領家帯の上昇過程モデル。a) D2 時相の変形変成場。最古期のシート状岩体 (神原トータル岩・非持トータル岩・相川トータル岩) の定置と変形。b) D3 時相の変形作用によってシート状の天竜峡花崗岩の定置・不均質マイロナイト帯の形成がおこる。c) ストック・パソリス状の新期花崗岩の貫入および巢山火砕岩の噴出の後, 表層岩を巻き込むパイルナップの形成と三波川変成岩上への衝上。

と接合した D4 時相のナップ構造形成時の運動方向をしめすデータはいまのところない。白亜紀中期にアジア大陸東縁部において対の変成帯として形成した領家・三波川変成帯の接合過程は, 火山深成活動場と高圧変成帯の間の距離の短縮過程でもあり, それを明らかにするためにさらにも上昇過程の運動像の解析が必要である。

謝 辞

筆者が広島大学大学院理学研究科在学中、本研究を進めるにあたり原郁夫先生には有益なご指導と助言をいただいた。また早坂康隆・豊島剛志・榊原信夫・奥平敬元の各氏には当時多くの議論や示唆をいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- Dallmeyer, R. D. and Takasu, A. 1991, Middle Paleocene terrane juxtaposition along the Median Tectonic Line, southwest Japan, evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics*, **200**, 281-297.
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三, 1977, 領家帯南縁剪断帯の研究—中央構造線発生時の運動像—。地球科学, **31**, 204-217.
- Hara, I., Shoji, K., Sakurai, Y., Yokoyama, S. and Hide, K., 1980, Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, 27-49.
- 原 郁夫・櫻井康博・奥平敬元・早坂康隆・大友幸子・榊原信夫, 1991, 領家帯のテクトニクス。日本地質学会第98年学術大会見学旅行案内書, 1-20.
- 原山 智・小井戸由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫, 1985, 中部地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷。地球科学, **39**, 345-357.
- Hayama, Y. and Yamada, T., 1980, Median Tectonic Line at the stage of its origin in relation to plutonism and mylonitization in the Ryoke belt. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.18, 5-26.
- 早坂康隆・原 郁夫・吉開健志, 1989, 朝地変成岩のナップ構造と九州の地質構造の問題(予報)。地質学論集, no.33, 177-186.
- 林 唯一・輿水達司, 1992, 愛知県東北部に分布する設楽層群のフィッシュン・トラック年代と最下部長篠累層産始新世貝化石。地質雑, **98**, 901-904.
- Ichikawa, K., 1980, Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.18, 187-212.
- 伊藤谷生・山北 聡・鳥海光弘., 1991, 三波川変成岩に top-westward のセンスをもって衝上する大野川層群。日本地質学会第98年学術大会演旨, 325.
- 伊藤谷生・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・石田啓祐・村田明広・木村 学・竹下 徹・山北 聡・山口 寛・長谷川修一・奥池司郎・前田卓哉・山口和雄・井川 猛・足立幾久, 1993, 四国東部, 中央構造線地下構造の総合物理探査(その1)反射法地震探査。地球惑星科学会1993年合同大会予稿集, 168.
- Kobayashi, T., 1941, The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Island. *Jour. Fac. Sci. Tokyo Imp. Univ.*, II, 219-578.
- 都城秋穂, 1959, 阿武隈, 領家および三波川変成帯。地質雑, **65**, 624-637.
- 濡木輝一・浅見正雄・柴田次男・大平恵一, 1982, 瀬戸内海塩飽諸島西南部の領家帯。地質雑, **88**, 499-510.
- 大友幸子, 1986, 愛知県静岡県境付近の中央構造線に伴う剪断帯の構造。日本地質学会第93年学術大会演旨, 549.
- 大友幸子, 1987, 静岡県佐久間町付近の中央構造線に伴う剪断帯の構造。日本地質学会第94年学術大会演旨, 580.
- 大友幸子, 1988, 中部地方領家帯, 天竜峡花崗岩体におけるマイロナイト化作用。日本地質学会第95年学術大会演旨, 469.
- 大友幸子, 1989, 愛知—静岡県境, 領家帯南縁のナップ構造。日本地質学会第96年学術大会演旨, 394.
- 大友幸子, 1990, 領家花崗岩類の変形様式とテクトニクス(5)中央構造線のカタクラサイト。月刊地球, **12**, 473-477.
- Ohtomo, Y., 1993, Origin of the Median Tecto-

- nic Line. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **9**, 611-699.
- Ohtomo, Y., Kagami, H. and Hara, I., 1993, Origin of granitic rocks at the southern margin of the Ryoke belt in the Mikawaono-Toei area, central Japan: Rb-Sr dating and tectonic implications. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.42, 121-133.
- 岡本和明・原 郁夫・鈴木盛久, 1989, 九州, 甲佐地域の間の谷-肥後変成岩の地質構造(予報). *地質学論集*, no.33, 187-198.
- 岡野 修・本間弘次, 1983, 柳井地域の領家花崗岩と広島花崗岩のSr同位体比. *MAGMA*, no.67, 123-128.
- Okudaira, T., Hara, I., Sakurai, Y. and Hayasaka, Y., 1993, Tectono-metamorphic processes of the Ryoke belt in the Iwakuni-Yanai district, southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.42, 91-120.
- 領家研究グループ, 1972, 中部地方領家帯花崗岩類の相互関係. *地球科学*, **26**, 205-216.
- 斉藤正次, 1955, 地質調査所5万分の1地質図幅「三河大野」および同説明書. 36p.
- Sakakibara, N., Hara, I. and Ohtomo, Y., 1989, Deformation of granitic rocks in the Ryoke belt (I) Deformation styles of quartz. In "Structural development of the Japanese island", DELP publication, no.28, 47-51.
- 瀬尾孝文, 1985, 変成史と変成条件から見た領家変成作用の研究-南西三河高原を例として-. *広島大学地学研究報告*, no.25, 93-155.
- Seo, T., and Hara, I., 1980, The development of schistosity in biotite schist from southwestern part of Mikawa plateau, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, **86**, 817-826.
- Seo, T., Yokoyama, S. and Hara, I., 1981, Metamorphism and tectonism of the Ryoke metamorphic belt. In Hara, I. (ed), *Tectonics of paired metamorphic belt*, Hiroshima Univ. Press, 65-72.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1988, 中央構造線沿いの岩石および断層物質の同位体年代-長野県分杭峠地域の例-. *地質雑*, **94**, 35-50.
- Simpson, C., 1985, Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Jour. Struct. Geol.*, **7**, 503-511.
- Suwa, K., 1961, Petrological and geological studies on the Ryoke metamorphic belt. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **9**, 224-303.
- 諏訪兼位, 1973, 中央構造線に沿う変成岩類-領家及び三波川変成帯-. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 221-238.
- 高木秀雄, 1984, 長野県高遠-市野瀬地域における中央構造線沿いの圧砕岩類. *地質雑*, **90**, 81-100.
- Takagi, H., 1986, Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 3-14.
- 高木秀雄, 1988, 中央構造線のマイロナイト微小構造とテクトニクス. *構造地質*, no.33, 1-11.
- 高木秀雄・柴田 賢・杉山雄一・内海 茂・松本哲一, 1989, 三重県網見地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代. *岩鉱*, **84**, 75-88.
- 高橋 浩, 1992, 淡路島の花崗岩類のK-Ar年代-特にマイロナイト化作用の時期について-. *岩鉱*, **87**, 292-299.
- 竹下 徹, 1993, 日本海拡大期の西南日本前弧域および中央構造線沿いの変形: 予察. *地質学論集*, no.42, 225-244.
- 富樫 均, 1987, 中部地方平岡-神原地域の古期花崗岩の構造. *日本地質学会第94年学術大会演旨*, 464.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢, 1990, K-Ar年代測定結果-3- 地質調査所未公表資料-. *地調月報*, **41**, 567-575.
- Ui, H., 1980, Geological structure along the Median Tectonic Line, east of Mikawa-Ono, Central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.18, 69-78.
- 山田直利・片田正人・坂本 享, 1974, 20万分

- の「豊橋」図幅. 地質調査所.
- 山田直利・仲井 豊・檀原 徹, 1987, 領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類および巣山火砕岩類のフィッシュントラック年代. 地質雑, **93**, 287-299.
- 山北 聡・伊藤谷生・田中秀実・渡辺弘樹, 1995, 古期中央構造線としての佐志生断層の前期漸新世における top-to-the-west 斜め衝上運動. 地質雑, **101**, 978-988.
- Yamamoto, H., 1994, Kinematics of mylonite rocks along the Median Tectonic Line, Akaishi range, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **16**, 61-70.
- 山本啓司・増田俊明, 1987, 静岡県北西部水窪地域の領家帯マイロナイトの水平剪断変形. 日本地質学会第94年学術大会演旨, 579.
- 山名 智・本間弘次・加々美寛雄, 1983, 領家帯の花崗岩と塩基性岩類の Nd・Sm 同位体. *MAGMA*, no.67, 135-142.
- 横井研一, 1993, 平岡-門谷地域の領家帯変成岩中に共存する紅柱石と珪線石の Fe_2O_3 含有量. 岩鉱, **78**, 246-254.
- 古川宗治・岩崎好規・井川 猛・黒田 徹・横田 裕, 1987, 紀伊半島西部地域における中央構造線の反射波構造(第2報). 地震学会講演予稿集, no.2, 161.
- 柚原雅樹, 1990, 伊那領家帯変成帯の変形作用と変成作用. 日本地質学会第97年学術大会演旨, 465.
- 柚原雅樹, 1994, 伊那地方領家帯における太田切花崗岩の貫入時期と領家帯変成作用: Rb-Sr 全岩アイソクロン年代による検討. 岩鉱, **89**, 269-284.
- 柚原雅樹・加々美寛雄, 1995, 勝間石英閃緑岩の冷却史. 地質雑, **101**, 434-442.