

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

Forming process of the early Miocene accretionary prism (Setogawa Belt) of the Shimanto Terrain in the Akaishi Mountains.

杉山 雄一*・下川 浩一*

Yuichi Sugiyama and Koichi Shimokawa

I. はじめに

赤石山地東部の瀬戸川帯には、前期中新世の砕屑岩層とともに古第三紀の玄武岩、石灰岩及びチャートが含まれる。これらの岩石は地層の走向と直交する方向に繰り返し現れることが古くから指摘されている。玄武岩や石灰岩、チャートの堆積環境、並びにこれらの岩石の出現パターンについては、これまでに様々な解釈がなされている。比較的最近の瀬戸川層群に関する報文について見ると、玄武岩、石灰岩及びチャートの堆積環境に関しては、島弧前縁の地向斜とする説 (杉山・下川, 1981; Iijima et al., 1981 など) と海洋プレート上とする説 (仲, 1985; 遅沢, 1986a, b など) に大別される。また、玄武岩や石灰岩、チャートの繰り返し分布パターンについては、褶曲による繰り返しを重視する説 (杉山ほか, 1982 など) と衝上断層による覆瓦構造とみなす説 (遅沢, 1986a, Osozawa, 1988 など) とがある。筆者らは、観測強化地域の精密地質調査研究の一環として、主として安倍川流域の瀬戸川帯を調査した。その結果、同地域には4つの連続性の良い石灰岩一チャート層が存在し、同層を整合に覆う砕屑岩層と共に西に傾斜した覆瓦構造をなしていることが判明した。

本稿で述べる筆者らの考え方は、基本的な部分において瀬戸川帯南部を対象とした遅沢 (1986a) の報告と共通する点が多く、瀬戸川帯中部において遅沢説を検証するかたちとなった。また、本稿は瀬戸川層群の堆積場として地向斜堆積盆を、地質構造として褶曲を重視した従来の筆者らの考え方を修正すると共に、杉山 (1985) で報告した前期中新世の瀬戸川帯と現在の駿河湾一遠州灘海域との間に見られる堆積一造構環境の類似性についての考察を発展させたものである。

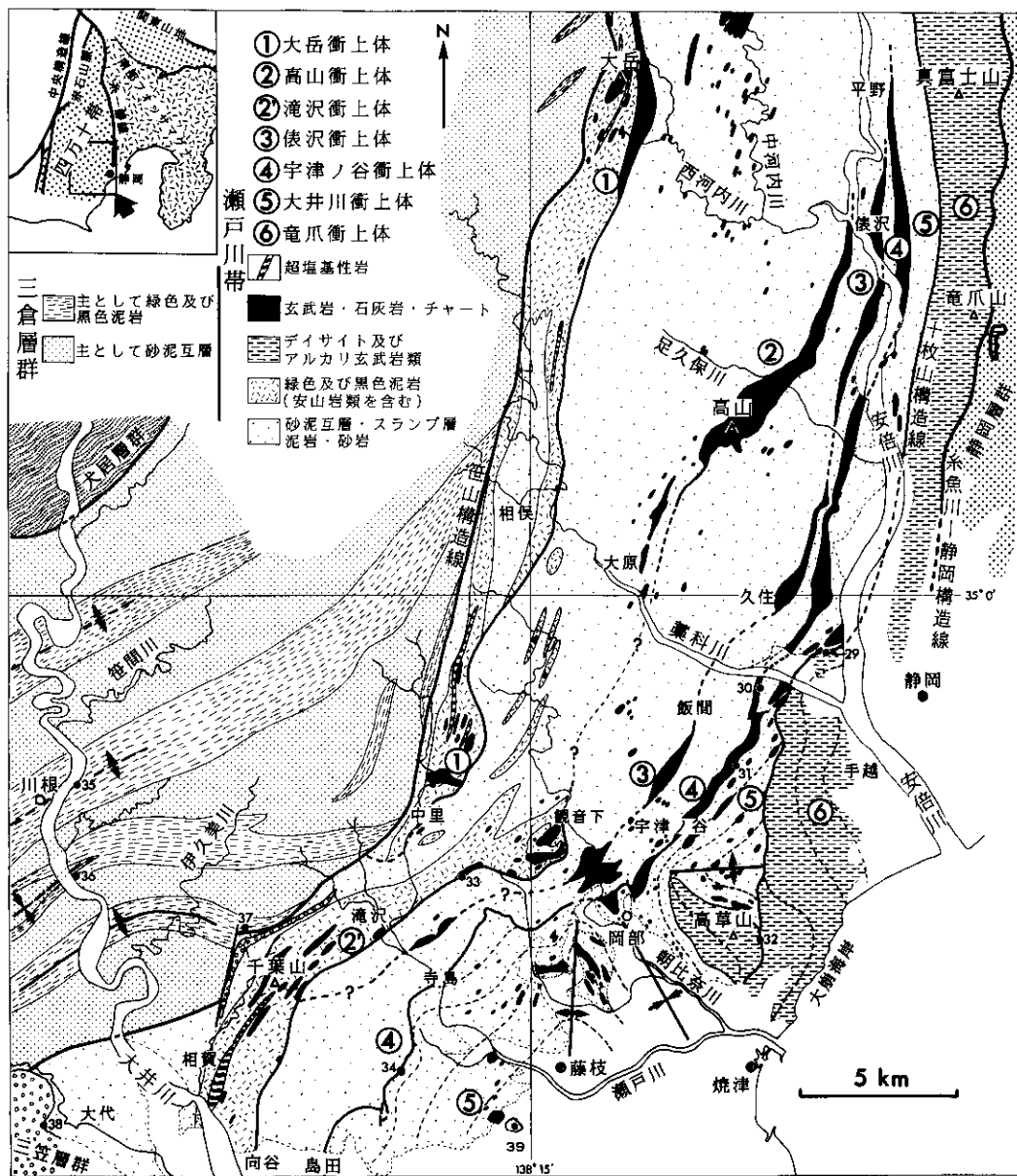
II. 瀬戸川帯の地質構造と層序

1 瀬戸川帯の定義

本稿では、笹山構造線と糸魚川一静岡構造線 (第1, 2図) とに挟まれた幅10~16km程度の南北方向の帯状地域を瀬戸川帯と呼ぶ。この帯状地域は、杉山ほか (1982) の瀬戸川層群、大井川層群及び高草山層群の分布地域を併せたものに相当する。

2 瀬戸川帯における玄武岩・石灰岩・チャートの産状

瀬戸川帯に分布する玄武岩、石灰岩及びチャートは、その産状から2つのタイプに大別される。第1のタイプは、1) 走向方向に6~30kmに互って追跡され、2) 下底 (東端) を西傾斜の逆断層によって断たれ、3) 下位より、玄武岩溶岩、玄武岩岩片を含む石灰質堆積物、成層石灰岩 (以上、

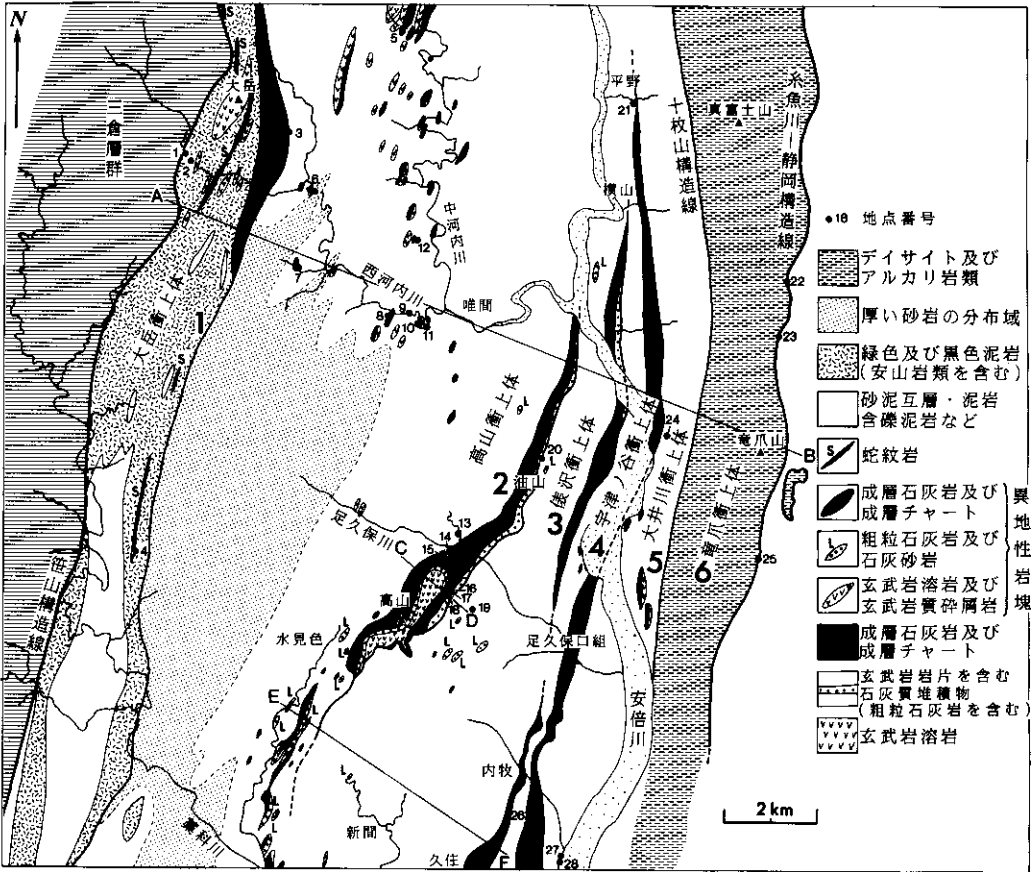


第1図 赤石山地四万十帯南東部の地質図

始新世), 成層チャート(漸新世~中新世最初期)からなり, 4) 前期中新世の泥岩や砂泥互層に整合に覆われるもの(玄武岩-石灰岩-チャート複合層)である。第2のタイプは, 1) 数cm~2km程度の連続性しかなく, 2) 露頭条件が良い場合には, 泥岩やスランプ互層中にブロックとして取り込まれているのが観察されるもの(異地性岩塊)である。

3 瀬戸川帯の覆瓦構造

安倍川流域の瀬戸川帯には, 4つの玄武岩-石灰岩-チャート複合層が認められる(第2図)。こ



第2図 安倍川流域の瀬戸川帯地質図

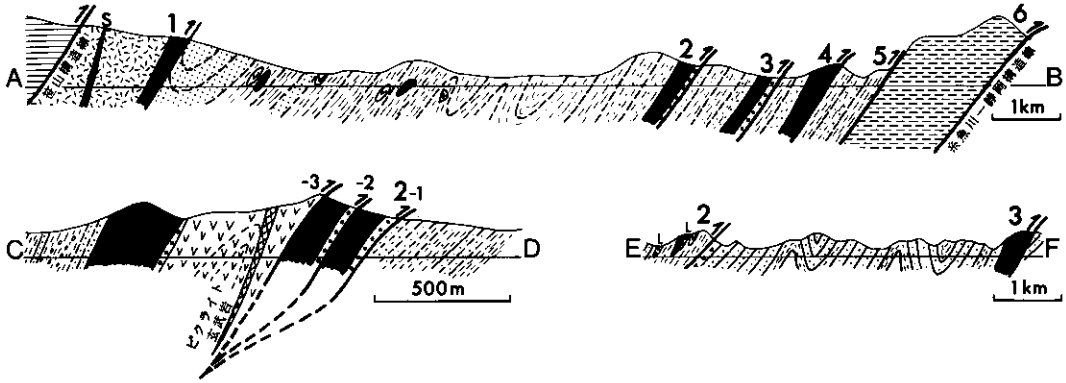
これらの複合層及びその周囲の碎屑岩層の構造から、安倍川流域の瀬戸川帯には少なくとも6つの衝上体からなる西傾斜の覆瓦構造が発達すると考えられる(第2, 3図)。6つの衝上体のうち、西側の4つの衝上体下底には上述した玄武岩—石灰岩—チャート複合層が存在するが、東側の2つの衝上体の下底には存在しない。また、西から4番目の衝上体下底の玄武岩—石灰岩—チャート複合層(最も東側の複合層)は、瀬戸川帯南部の宇津ノ谷石灰岩及び大鉦チャート(Iijima et al., 1979)へ連続し、その下底の断層は杉山(1985)の瀬戸川ゾーンと大井川ゾーンとの境界断層に一致する。

本稿では、安倍川流域の瀬戸川帯に認められた6つの衝上体を、西側のものから各々、大岳、高山、依沢、宇津ノ谷、大井川及び竜爪衝上体と呼ぶ(第2図)。また、従来、瀬戸川層群の模式地とされてきた瀬戸川帯南部に存在する衝上体(第1図)を滝沢衝上体と呼ぶ。同衝上体は高山衝上体の南方延長に当たる可能性が高い。

4 覆瓦構造を形成する各衝上体の地質

(1) 大岳衝上体

広がり及び下底の断層： 本衝上体は瀬戸川帯の最も西側に位置し、静岡市大岳付近から南へ約30kmに亘って追跡される(第1, 2図)。衝上体の東西幅は2km程度である。衝上体の西側は笹山構造線によって断たれ、同構造線を境として三倉層群と接する。本衝上体の玄武岩—石灰岩—チャー



第3図 瀬戸川帯の地質断面図 断面線の位置及び凡例は第2図参照

ト複合層は成層チャートだけからなり、大岳東方に約6 km追跡される。衝上体下底の断層は地点3（第2図）で観察される。ここでは成層チャートがレンズ状の砂岩層を挟む泥質スランプ層の上に衝上している。断層直上のチャート層には細かい剪断面が発達し、スレート様の見かけを呈する。

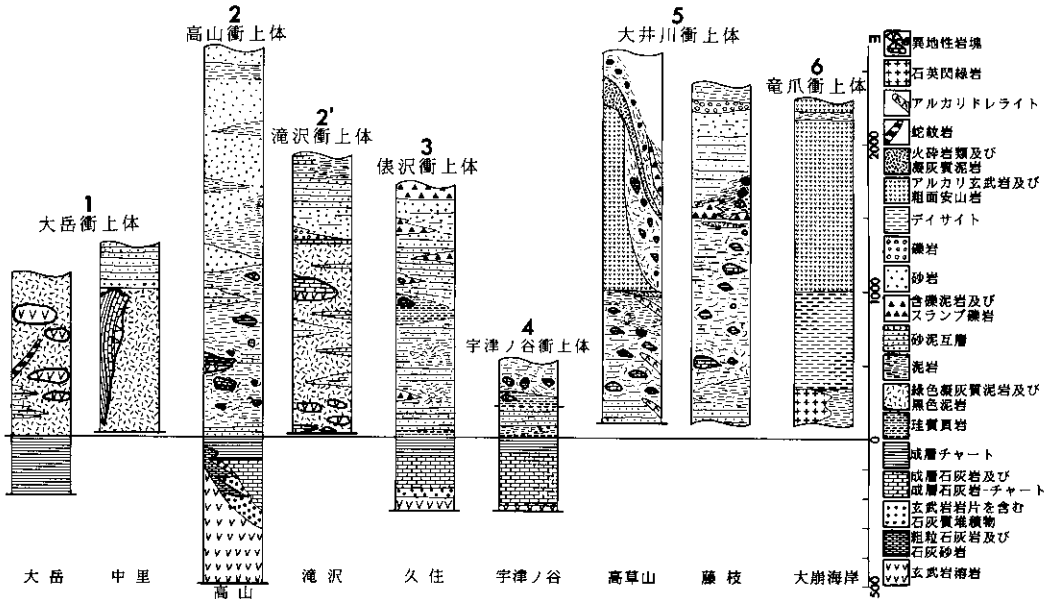
層序及び岩相： 下位より成層チャート、緑色凝灰質泥岩及び黒色泥岩、砂泥互層からなる（第4図）。最下位の成層チャートは単層の厚さ5 cm程度の黒色及び暗灰色の泥質チャートからなる。緑色及び黒色泥岩には酸性凝灰岩及び安山岩質～デイサイト質の凝灰角礫岩が挟まれるほか、玄武岩、ハンレイ岩、安山岩、石灰岩、チャートなどの岩塊、並びに超塩基性岩類の貫入岩体及び岩塊を伴う（荒井ほか、1978など）。砂泥互層は緑色及び黒色泥岩と指交すると共に、南部の朝比奈川及び瀬戸川流域ではこれらの泥岩層を整合に覆う。泥岩層と指交する互層中の砂岩は一般に泥質基質が多いのに対して、泥岩層の上位に発達する互層中の砂岩は石英粒に富むアレナイトを主体とする。

地質構造： 大部分の地域では西上位で、西に50～80度程度傾斜する。しかし、緑色及び黒色泥岩と指交する砂泥互層が広く分布する薬科川流域では、東翼の幅が500m以上に達する背斜を含む南北方向の褶曲が発達し、東上位（多くは逆転して西傾斜）の部分がかかなり広く認められる。

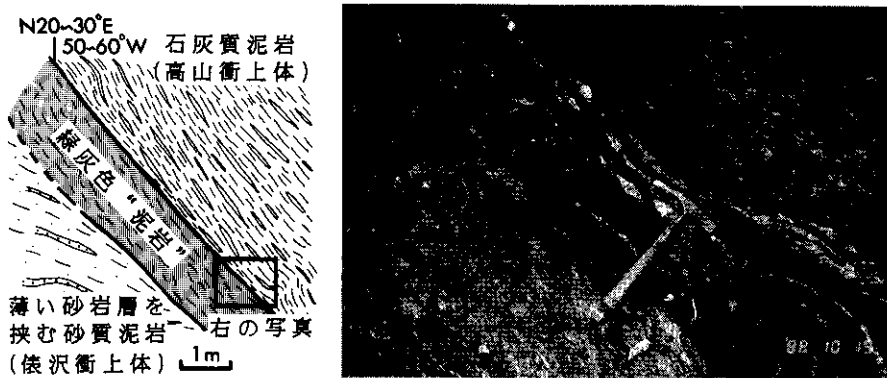
(2) 高山衝上体

広がり及び下底の断層： 本衝上体は安倍川支流の西河内川及び中河内川の流域から足久保川中・上流域にかけて、東西の最大幅8 kmに達する広い面積を占める（第2図）。衝上体下底の玄武岩—石灰岩—チャート複合層は、静岡市高山から油山温泉北方にかけて約9 kmに互って追跡される。本衝上体下底の断層は、静岡市油山—高山間の4地点で観察された。これらの地点では、玄武岩岩片を含む石灰質泥岩が砂泥互層、含礫泥岩及び砂質泥岩の上に衝上している。また、これらの地点では、主断層面の直下に緑灰色の泥質物質が介在することが注目される（第5図）。この泥質物質は断層運動時に潤滑材の役割を果たした可能性があり、目下、研究を継続中である。高山の南では玄武岩溶岩が含礫泥岩の上に衝上しているが、断層面そのものを観察することはできなかった。

層序及び岩相： 衝上体下底の玄武岩—石灰岩—チャート複合層は、下位より1) 玄武岩溶岩、2) 玄武岩岩片を含む石灰質泥岩（一部、砂岩）、3) 成層石灰岩—チャート、4) 成層チャート（一部、珪頁岩）からなる（第4図）。高山付近では層準2) にコケ虫、石灰藻、有孔虫、放散虫などの破片からなる粗粒石灰岩及び石灰砂岩（杉山・下川（1981）でバイオスパーライトと呼んだもの）が頻りに挟まれ、チャート層を伴う。また、層準3)の成層石灰岩—チャートは、単層（厚さ10～20



第4図 瀬戸川帯を構成する各衝上体の模式層序



第5図 高山衝上体下底の逆断層露頭 静岡市油山 (第2図地点20)

cm程度)の上部及び下部がミクライト質石灰岩, 単層の中央部がチャートからなる。玄武岩—石灰岩—チャート複合層を覆う砕屑岩層の岩相は, 層準及び地域による変化が大きい。足久保川流域では上述した層準4)のチャート層の上に有律的な砂泥互層が整合に重なり, その上に泥岩, 含礫泥岩及びスランプ層(粗粒石灰岩やチャートの岩塊を含む)が発達する。更に, これらを覆って, アルコーズ質の砂岩が厚く堆積している。西河内川以北の地域では, この厚い砂岩層とほぼ同一層準に玄武岩, 石灰岩, チャートの岩塊を多量に含むスランプ層及び泥岩層が発達する(第2図)。

地質構造: 中河内川流域の唯間付近及び大岳東方の西河内川上流部に, 系統的に東上位(多くは逆転して西傾斜)を示す地域が認められ, この地域に褶曲構造が存在する可能性が高い。その他の地域では西上位で, 40~70度程度西に傾斜するところが多い。高山付近の玄武岩—石灰岩—チャー

ト複合層中には、衝上体下底の断層から分岐したと推定される逆断層が存在し、層準2)～4)が3回繰り返して現れる(第3図断面C-D)。同断面に示すように、高山の東では玄武岩溶岩は最も北側の衝上ブロックの最下部に存在する。断層面直上の玄武岩は幅2kmにわたって破碎されている。

(2) 滝沢衝上体

広がり及び下底の断層： 本衝上体は朝比奈川の中・上流域から藤枝市滝沢付近の瀬戸川流域を経て、大井川東岸の島田市相賀に至る地域を占める(第1図)。本衝上体の下底は、朝比奈川流域の岡部町観音下から大井川東岸の島田市向谷まで、北東一南西方向に延びる緑色凝灰質泥岩の帯状分布域の南東縁として追跡される。断層露頭は地点33(第1図)で観察され、玄武岩の岩塊を含む凝灰質泥岩が砂岩の卓越するスランプ層の上に衝上している。

滝沢、高山両衝上体の中間に当たる藁科川南岸域では、玄武岩一石灰岩一チャート複合層や厚い緑色泥岩が分布せず、衝上体下底の断層と考えられる顕著な断層や急激な層相の変化も確認できなかった。この部分では衝上体下底の断層が砕屑岩層に被覆され、地表に達していない可能性がある。

層序及び岩相： 本衝上体の下底には玄武岩一石灰岩一チャート複合層と断定できる連続性のよい石灰岩やチャートは認められない。衝上体構成層は大きく下部と上部に区分される。下部は緑色凝灰質泥岩及び黒色泥岩からなり、玄武岩、石灰岩、チャート、安山岩質角礫岩などの岩塊を伴う。相賀付近では、緑色泥岩中に超塩基性一塩基性岩類の貫入岩体及び岩塊が存在する。上部は砂泥互層、同互層起源のスランプ層、砂岩、泥岩からなり、礫岩を伴う。

地質構造： 全体としては西上位、30～70度西傾斜の構造を有するが、緑色泥岩が広く分布する衝上体南半部の構造については不明な点が多い。砂泥互層及び砂岩が広く分布する北半部には、波長500m以下の等斜褶曲が発達する。

(3) 俵沢衝上体

広がり及び下底の断層： 本衝上体下底の玄武岩一石灰岩一チャート複合層は、安倍川中流域の静岡市横山付近から足久保口組まで約8km追跡され、分布が一旦途切れた後、同市内牧から久住まで4km追跡される(第2図)。また、藁科川南岸の飯間沢の奥に約2.5km追跡される玄武岩一石灰岩一チャート層が存在し、本衝上体の下底をなす複合層の可能性が高い(第1図)。本衝上体下底の断層露頭は観察されなかった。

層序及び岩相： 玄武岩一石灰岩一チャート複合層の層序は、高山衝上体と同様に、下位より1)玄武岩溶岩、2)玄武岩質の石灰質泥岩、3)ミクライト質成層石灰岩、4)成層チャートからなる(第4図)。玄武岩溶岩は南部の久住付近と飯間沢の奥にのみ分布し、内牧以北の地域には露出しない。複合層を覆う砕屑岩層は、砂泥互層、同スランプ層、泥岩及び含礫泥岩を主とし、酸性凝灰岩及び珪質頁岩～チャートを伴う。含礫泥岩やスランプ層中には石灰砂岩やチャートの岩塊を含む。

地質構造： 藁科川北岸の静岡市新聞付近には、2背斜・2向斜からなる褶曲構造が発達する(第3図断面E-F)。褶曲軸面は西に急傾斜し、背斜の東翼は西翼に比べて短い。

(4) 宇津ノ谷衝上体

広がり及び下底の断層： 本衝上体下底の玄武岩一石灰岩一チャート複合層は、西隣の俵沢衝上体の複合層とほぼ平行して、安倍川中流域の静岡市平野から朝比奈川流域の岡部町岡部まで28kmに亘って追跡される(第1, 2図)。岡部以西の地域では明らかに衝上体下底の複合層と断定できる連続性のよい石灰岩やチャート層は存在しないが、衝上体下底の断層は瀬戸川流域の藤枝市寺島を経て、大井川南岸の島田市中溝まで追跡される。衝上体下底の断層は、地点30, 31, 34(第1図)などで観察される。このうち、地点30及び31では玄武岩溶岩が泥岩の上に衝上しており、断層面直上

の玄武岩は、各々幅 2 m 及び 1.3m にわたって剪断・破碎され、もとの組織を失っている。

層序及び岩相： 玄武岩—石灰岩—チャート複合層の層序は、既述した高山及び俵沢衝上体と同様であるが、最下位の玄武岩溶岩とその上位の玄武岩質の碎屑岩は、藁科川以南の地域にのみ分布する。玄武岩質の碎屑岩は砂質で、厚さ 2~10m 程度であり、高山及び俵沢衝上体のもの（主として泥サイズで厚さ 10~100m）に比べて粗粒で薄い。複合層を覆う碎屑岩層は砂泥互層、同互層起源のスランプ層及び泥岩を主とし、含礫泥岩、珪質頁岩、酸性凝灰岩を伴う。スランプ層には玄武岩、石灰岩及びチャートの岩塊が含まれる。

地質構造： 大部分の地域では西上位で西~北西へ 40~60 度程度傾斜するが、久住付近など俵沢衝上体に隣接した部分には、東上位・東傾斜を示すところがある。

(5) 大井川衝上体

広がり及び下底の断層： 本衝上体は、南部の瀬戸川流域では大井川層群（槇山, 1963; 杉山, 1980）の分布域に相当し、その東及び北方延長は焼津市高草山の南から安倍川中流域の静岡市平野の東方まで約 30km に亘って追跡される（第 1 図）。本衝上体下底の断層は十枚山構造線（徳山, 1972）と呼ばれる衝上断層であり、平野東方から高草山の東方までほぼ南北に追跡される。断層露頭は地点 29, 32（第 1 図）などで観察される。このうち、地点 29 では、凝灰質の珪質頁岩が幅 10cm の破碎帯を伴って、高草山層群（杉山ほか, 1982）のアルカリ玄武岩溶岩の上に衝上している。

層序及び岩相： 本衝上体及び後述する竜爪衝上体では、衝上体の下底に玄武岩—石灰岩—チャート複合層が存在せず、衝上体構成層は碎屑岩及び火山岩類からなる（第 4 図）。本衝上体の碎屑岩は主として砂泥互層及び同互層起源のスランプ層からなり、含礫泥岩、凝灰質の珪質頁岩、酸性凝灰岩、礫岩などを伴う。スランプ層や含礫泥岩中には、多量の石灰岩、チャート、玄武岩などの岩塊が含まれる（杉山, 1980）。高草山周辺には、これらの碎屑岩層を整合に覆ってアルカリ玄武岩溶岩を主体とする火山岩及び火砕岩類が分布する（Iijima et al., 1981; Watanabe & Iijima, 1983）。

地質構造： 全体としては西上位、西~北西傾斜の構造を有するが、瀬戸川流域や宇津ノ谷付近では半波長数 100m~1 km 程度の褶曲が発達する。また、足久保口組付近でも宇津ノ谷衝上体に近接した部分では東上位を示す。高草山近傍では第 1 図に示すように、地層の走向が北西—南東方向に大きく屈曲し、朝比奈川付近に位置する北西—南東方向の向斜を挟んで対称的な形態を示す（杉山, 1981）。

(6) 竜爪衝上体

広がり及び下底の断層： 本衝上体は従来の竜爪山帯（徳山, 1972）に相当し、大崩海岸から竜爪山、真富士山などが連なる竜爪山系に沿って南北に追跡される。本衝上体下底の断層は糸魚川—静岡構造線である。同構造線の露頭は地点 22, 23, 25（第 2 図）などで観察され、デイサイト及びアルカリ岩質の流紋岩が上部中新統静岡層群（富士川層群の一部）の上に衝上している。

層序及び岩相： 南部の静岡市手越から大崩海岸にかけての地域では、下位より、泥岩及び酸性凝灰岩、デイサイト、アルカリ玄武岩及び粗面安山岩からなり、粗面岩、ハンレイ岩、石英閃緑岩などを伴う。北部の竜爪山地では、主としてデイサイトからなり、アルカリ岩質の流紋岩、アルカリ玄武岩、花崗閃緑岩などを伴う。

地質構造： 南部の手越~大崩海岸地域では、地域北東端部を除いて西へ 20~40 度程度傾斜する。同地域北東端部の手越付近では東傾斜の部分が認められ、手越西方に背斜構造が推定される。北部の竜爪山地では西へ 40~80 度程度傾斜するところが多い。褶曲構造の存否は明らかでない。

III. 瀬戸川帯構成層の年代データ

瀬戸川帯構成層からは、本研究の結果も含めて次のような年代資料が得られている。

1 玄武岩—石灰岩—チャート複合層の年代

これまでに、高山及び宇津ノ谷衝上体の複合層から年代資料が得られている。

高山衝上体： 足久保川流域に分布する玄武岩岩片を含む石灰質堆積物から P11 (中期始新世の初期)、その上位のミクライト質成層石灰岩から P12~13 (中期始新世の中頃) に対比される有孔虫を産する (茨木, 1983; Ibaraki, 1984)。また、成層チャート (第 2 図地点 17 で採取) から、*Dorcadospyr- is ateuchus* Zone (中期漸新世~中新世最初期) に対比される放散虫を産する (第 1 表)。

宇津ノ谷衝上体： 横山及び宇津ノ谷のミクライト質成層石灰岩から、P14 (中期始新世の後期) に対比される有孔虫を産する (Ibaraki, 1984)。このほかに、同石灰岩からは始新世~前期漸新世のナンノ化石 (Honjo & Minoura, 1968; Iijima et al., 1981) 及び暁新世~始新世の *Discocyclina* sp. (石井・牧野, 1946) を産する。成層チャート (第 2 図地点 26 で採取) からは、*Prunopyle titan* 近似種などの前期中新世の可能性が高い放散虫群集を産する (第 1 表)。また、Iijima et al. (1981) は、宇津ノ谷のチャート層から漸新世の放散虫を報告している。

2 異地性岩塊として産する石灰岩及びチャートなどの年代

高山衝上体中のミクライト質成層石灰岩、成層石灰岩—チャート、並びに玄武岩溶岩に伴うチャートの岩塊 (第 2 図地点 5, 6, 7 で採取) からは、中期始新世中頃の *Podocorytis ampla* Zone (P12 に相当) に対比される放散虫を産する (第 1 表)。また、Ibaraki (1984) は静岡市口仙俣のミクライト質石灰岩〔岩塊〕 (原著では岩塊とされていないものを [] 付きで示す) から、P12~13 に対比される有孔虫を報告している。滝沢衝上体中の石灰岩〔岩塊〕からは P14 の有孔虫、チャート及びこれに伴う凝灰質泥岩からは最後期始新世~漸新世の放散虫及び漸新世の有孔虫が報告されている (Iijima et al., 1981; Ibaraki, 1984; 遅沢, 1986a)。また、俵沢衝上体中の玄武岩に伴う珪質泥岩〔岩塊〕からは始新世、チャート〔岩塊〕からは漸新世~中新世初期の放散虫を産する (遅沢, 1986a)。大井川衝上体中のミクライト質石灰岩岩塊及び〔岩塊〕からは中期及び後期始新世の有孔虫、後期始新世のナンノ化石、後期始新世~漸新世の放散虫、チャート〔岩塊〕からは漸新世の放散虫が報告されている (Iijima et al., 1981; Watanabe & Iijima, 1983; Ibaraki, 1984; 遅沢, 1986a)。

3 砕屑岩層の年代

大岳、滝沢及び宇津ノ谷の各衝上体の泥岩からは、北里 (1980), Iijima et al. (1981), 遅沢 (1986a) 及び本研究 (第 1 表) により、前期中新世の *Cyrtocapsella tetrapera* Zone~*Stichocorys delmontensis* Zone (N4 上部~N5 に相当) に対比される放散虫群集が発見されている。また、俵沢衝上体の泥岩からも中新世の可能性が高い放散虫群集を産する (第 1 表)。有孔虫では滝沢衝上体の泥岩から前期中新世初期の群集が報告されている (井上・金谷, 1984)。大井川衝上体からは、Iijima et al. (1981), 遅沢 (1986a) 及び本研究 (第 1 表) により前期中新世の放散虫が発見されている。また、高草山周辺の大井川衝上体中~上部及び竜爪衝上体中~上部からは、前期中新世の N6~N8 に対比される有孔虫を産する (茨木, 1981; 杉山ほか, 1982; Ibaraki & Tsuchi, 1982)。

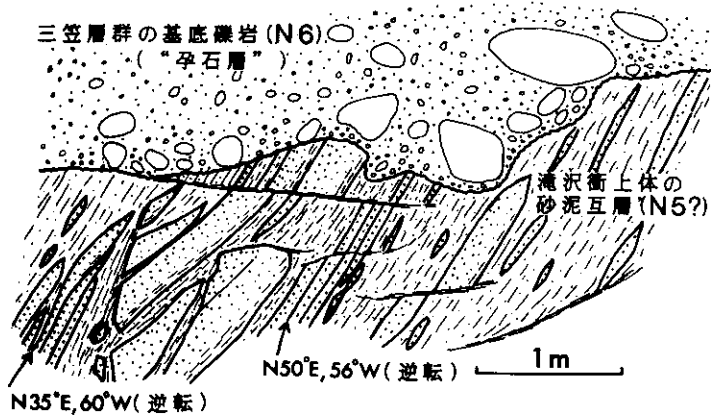
なお、高山衝上体中の鱗片状劈開が発達し、チャート岩塊を含む泥岩 (第 2 図地点 12 で採取) からは、最後期始新世~中期漸新世の放散虫を産する (第 1 表)。また、宇津ノ谷及び大井川衝上体の砕屑岩からは、斎藤 (1960), 杉山・下川 (1981) 中の斎藤常正氏私信及び井上・金谷 (1984) によって、漸新世の有孔虫が報告されている。これらの放散虫及び有孔虫化石は漸新世のチャートに由来

試料採取衝上体 地点番号 岩質	大岳			高山										懐沢宇津/谷			大井川										
	1 m	2 m	4 m	5 l	6 c	7 lc	8 lc	9 lc	10 c	9 sc	11 m	12 m	13 m	14 sc	15 sc	17 c	16 lm	18 lm	19 m	21 m	26 c	24 m	27 sc	28 sc	39 m		
Actinomma (?) sp.		+																			+					+	
Actinomidae gen. et sp. indet.			+		+	+	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+	+							+	+
Amphisphaera minor																	+									+	
Amphisphaera sp. cf. A. minor																											+
Amphyenium sp. cf. A. splendarmatum																											+
Anthocyrtidium (?) sp.																											+
Bathropyramis sp.																											+
Bathropyramis (?) sp.																											+
Calocyclus (?) sp.		+	+																								
Calocyclus sp. cf. C. virginis		+	+																								
Calocyclus (?) sp.		+	+																								
Carpanistrum sp.																											+
Claustrocanium sp.																											+
Collosphaera (?) sp.																											+
Cyclampterium (?) sp.																											+
Cyrtocapsella cornuta																											+
Cyrtocapsella tetrapera																											+
Cyrtocapsella tetrapera (?)																											+
Dendrosphyris sp.		+																									
Dictyopora sp. cf. D. amphora																											+
Dorcadospyrus sp.																											+
Eucyrtidium diaphanes																											+
Eucyrtidium sp. cf. E. diaphanes																											+
Eucyrtidium cienkowskii																											+
Eucyrtidium sp.																											+
Eucyrtidium (?) sp.																											+
Histriastrum sp.																											+
Larcopele (?) sp.																											+
Liriosphyris (?) sp.		+	+	+																							+
Lithelius (?) sp.																											+
Lychnocanomma sp. cf. L. bellum																											+
Lychnocanomma sp.																											+
Periphaena (?) sp.																											+
Podocyrtis helenae																											+
Podocyrtis sp. cf. P. sinuosa																											+
Podocyrtis spp.																											+
Prunopyle titan																											+
Prunopyle sp. cf. P. titan																											+
Sethocyrtis (?) sp.		+																									+
Spongodiscus sp. cf. S. osculosus																											+
Spongodiscus spp.																											+
Spongurus spp.																											+
Spumellaria gen. et sp. indet.																											+
Stichocorys sp. cf. S. delmontensis																											+
Stichocorys sp. cf. S. diploconus																											+
Stichocorys (?) sp.																											+
Stylatractus (?) sp.		+	+																								+
Stylochlamydidium (?) sp.																											+
Stylodictya sp.																											+
Stylodictya (?) sp.																											+
Stylosphaera (?) sp.																											+
Stylosphaerinae gen. et sp. indet.																											+
Tetrapyle sp.																											+
Theocampe (?) sp.																											+
Theocotyle (?) sp.																											+
Theocyrtis tuberosa																											+
Thyrsoyrtis (?) sp.																											+

第1表 瀬戸川帯から産出した放散虫化石リスト（鑑定は中世古幸次郎，西村明子両氏による）

試料採取地点は第2図参照 岩質の略号；1 m：石灰質泥岩（玄武岩溶岩の直上に発達するもの），1：成層石灰岩，lc：成層石灰岩—チャート，c：チャート，sc：珪質頁岩～泥質チャート，m：泥岩。

岩質略号に下線を付したものは異地性岩塊試料



第6図 滝沢衝上体を不整合に覆う三笠層群 金谷町大代字宮ノ上(第1図地点38)

する誘導化石の可能性が大きいと考えられる。また、大井川衝上体に含まれる1チャート岩塊からは後期白亜紀の有孔虫を産し(上記の斎藤私信)、玄武岩—石灰岩—チャート複合層の下位あるいはその形成場の近傍に白亜系が存在したことを示唆する。

以上の年代データから、瀬戸川帯の玄武岩—石灰岩—チャート複合層は中部始新統～漸新統(一部、最下部中新統)、碎屑岩層は下部中新統と考えられる。複合層の石灰岩及びチャートと異地性岩塊として産する石灰岩及びチャートとの間に年代差は認められず、東側の衝上体ほど上限年代が若くなる傾向が認められる。碎屑岩層の上限年代は、大井川及び竜爪衝上体ではN8であるが、滝沢衝上体では同衝上体がN6～N8の三笠層群に傾斜不整合(第6図)に覆われることから、N5と考えられる。

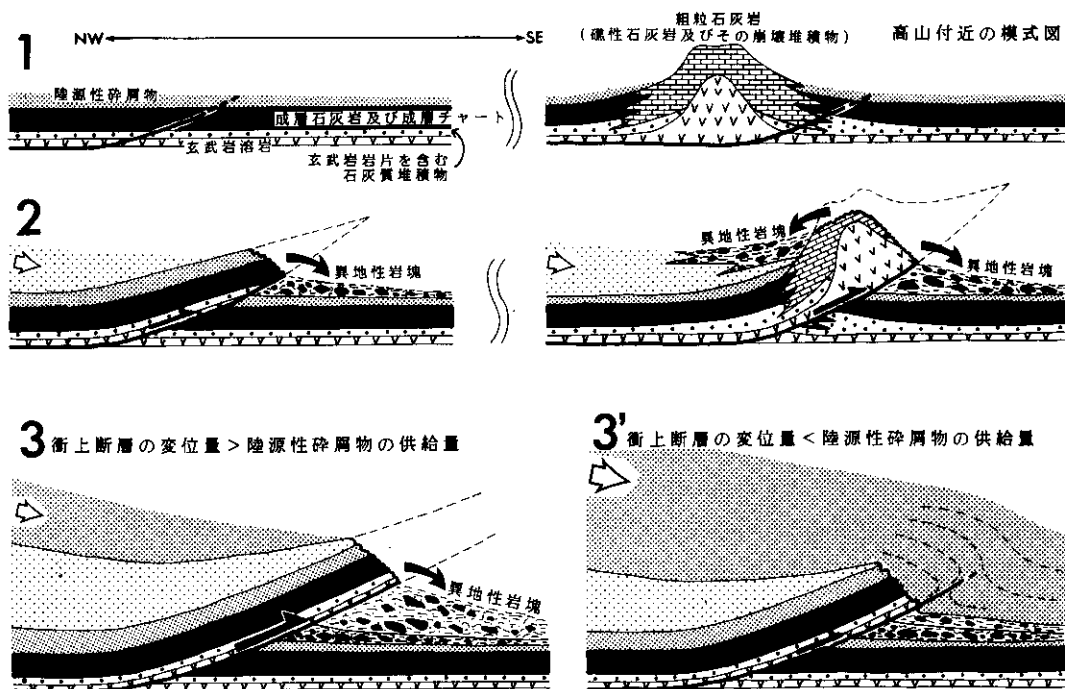
IV. 瀬戸川帯のテクトニクス

1 覆瓦構造の発達と異地性岩塊の形成

瀬戸川帯の各衝上体に含まれる玄武岩、石灰岩及びチャートの岩塊は、岩質及び微化石年代の点で同帯中の玄武岩—石灰岩—チャート複合層と一致し、周辺他層群にはこれらに対応する岩層が存在しない。従って、これらの岩塊が玄武岩—石灰岩—チャート複合層に起源を持つことは確実であろう。

これらの異地性岩塊の産状の特徴として、次の点が挙げられる。1) 異地性岩塊は砂泥互層、同互層起源のスランプ層、含礫泥岩、黒色泥岩及び緑色凝灰質泥岩などの様々な岩質の碎屑岩中に含まれる。2) これらの岩層では、異地性岩塊を含む部分とこれを含まない部分との間に基本的な層相の違いは認められない。瀬戸川帯の場合、いわゆる“整然層”と“メランジェ”の区別はあまり意味がなく、“整然層”的部分と異地性岩塊を含む“メランジェ”的部分は互いに漸移する。3) スレート劈開などの後生的変形や変成作用の影響(Ono, 1973など)が極めて弱い瀬戸川帯南部地域では、異地性岩塊を取り囲む地層中に高封圧下で形成されたと考えられる変形構造は認められない。

また、異地性岩塊の分布には、次のような2つの大きな特徴が挙げられる。第1の特徴は粗粒石灰岩～石灰砂岩(バイオスパーライト)岩塊の分布である。同岩塊は第2図に示すように、高山衝上体下底の玄武岩—石灰岩—チャート複合層(厚い玄武岩溶岩と粗粒石灰岩を伴う)を挟むように、その両側近傍に分布する。第2の特徴は高山衝上体上部における異地性岩塊の分布と岩相との関係



第7図 瀬戸川帯における玄武岩、石灰岩及びチャートの異地性岩塊の形成モデル

である。西河内川及び中河内川流域には泥層及びスランプ互層が広く分布し、その中に玄武岩、石灰岩及びチャートの岩塊が多量に含まれる（第2図）。これに対して、同一層準の南方延長部（足久保川上流地域）では厚いアルコーズ質砂岩が分布し、この中には異地性岩塊は含まれていない。砂岩を構成する碎屑粒子は、古流向解析により西から供給されたことが判明している（和田，1976）。

このような異地性岩塊の産状及び分布の特徴から、同岩塊は堆積性のものであり、第7図に示すような過程で形成されたと推定される。即ち、衝上断層の形成・成長に伴い、衝上体先端部が海底に突き出し、この部分が重力的に崩壊することにより、その周囲（特に、南東側の衝上体前面）に異地性岩塊を供給したと考えられる。また、陸源性碎屑物の供給量が増大し、碎屑物の堆積速度が衝上断層の変位速度を上回ったところでは、衝上体先端部が碎屑物に覆われてしまい、玄武岩、石灰岩及びチャート岩塊の供給は停止したと考えられる（第7図3'）。

2 瀬戸川帯の付加テクトニクス

(1) 瀬戸川一嶺岡帯の玄武岩—石灰岩—チャート複合層と小笠原諸島の古第三系

瀬戸川帯の玄武岩—石灰岩—チャート複合層と同様の年代及び層相を有する玄武岩及び石灰岩—チャート層は、房総半島の嶺岡帯に分布する（飯島ほか，1984；鈴木ほか，1984）。これに対して、九州、四国及び紀伊半島の四万十帯古第三系及び下部中新統には、同複合層に対比されると考えられる玄武岩—石灰岩—チャート層は認められない。一方、小笠原諸島の母島や父島などには、中期始新世の海底火山噴出物（無人岩など）と中期始新世から中新世初期の石灰岩を主とする堆積岩が分布する（氏家・松丸，1977；Umino, 1985ほか）。また、大橋・白木（1981）は、大岳衝上体に含まれる玄武岩及び安山岩岩塊中に高マグネシア・高シリカ岩が存在し、その岩石学的特徴が無人岩に類似することを指摘している。これらのことは、瀬戸川—嶺岡帯の玄武岩—石灰岩—チャー

ト複合層が西南日本外帯の古第三系よりも小笠原諸島の古第三系とより密接な関係を有することを強く示唆する。

(2) 瀬戸川帯と三倉層群（赤石山地の2つの古第三系）

瀬戸川帯の西縁は笹山構造線によって画され、その西側には三倉層群が分布する。三倉層群は主として緑色凝灰質泥岩及び砂泥互層からなり、ノジュール状の泥質石灰岩を除いて、瀬戸川帯に存在するような玄武岩溶岩、石灰岩及びチャートを含まない。三倉層群の上部からは北九州の漸新統に多産する *Pitar matsuraensis* を産する (Matsumoto, 1966, 1971)。また最近、渡部 (1988) は本層群上部から前期中新世の放散虫を報告している。今回、筆者らは三倉層群下部の緑色凝灰質泥岩（第1図地点35と37）から底生有孔虫化石を抽出した。有孔虫を鑑定して頂いた米谷盛壽郎、井上洋子両氏によると、この群集は始新世を示し、九州天草の始新統の群集に類似する（杉山、準備中）。これらの事実から、瀬戸川帯の玄武岩—石灰岩—チャート複合層と三倉層群の主要部とは同時代の地層と考えられる。三倉層群と瀬戸川帯との間には、上述のような層相の違いがあるだけでなく、地質構造についても大きな違いがある。即ち、瀬戸川帯が覆瓦構造を基本とするのに対して、三倉層群は3つの背斜からなる波長5 km程度の褶曲構造を基本とする（木村, 1967）。更に、堆積時の古地理については、古流向、並びに褶曲によって繰り返す同一層準の南北方向への厚さの変化から、碎屑物の一部は南から供給されたことが明らかにされている（Kimura, 1966；木村, 1967）。

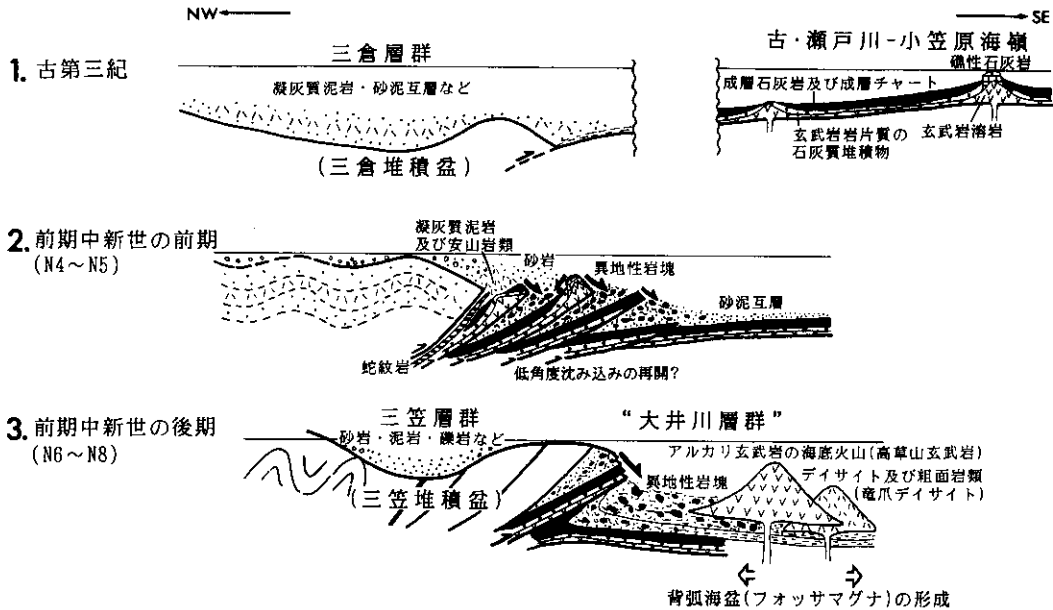
以上のような瀬戸川帯と三倉層群の諸特徴及び位置関係を、現在の駿河湾や西南日本外帯沖の海底地質についての知見と併せ考えると、瀬戸川帯は海溝域に形成された付加体に、三倉層群は前弧海盆に堆積した地層に比定するのが最も妥当と考えられる。

(3) 瀬戸川帯の形成過程

以上に述べた瀬戸川帯に関する現時点でのデータ及び筆者らの考え方を、最近のフィリピン海や小笠原諸島に関する知見（Shiraki et al., 1978；瀬野・丸山, 1985など）を踏まえて総括すると、瀬戸川帯の形成過程として次のようなシナリオが描ける。

1. 中期始新世の初期（～P11, ～48Ma 頃） 太平洋プレートとのフィリピン海プレート下への沈み込み（開始？）に伴って海底火山活動が生じ、瀬戸川帯の玄武岩—石灰岩—チャート複合層の最下部をなす玄武岩や小笠原諸島の無人岩類が噴出した。これらの火山活動によって、海山状の高まりの列（古・瀬戸川—小笠原海嶺）が形成された。このような火山活動は、現在大東海嶺群にその一部が残存する、上部白亜系～下部古第三系からなるより古い島弧の背弧海盆形成と関連して始まった。
2. 中期始新世の初期（P11, 48～46Ma 頃） 玄武岩からなる海山状の高まりの上には、コケ虫、石灰藻、岩礁生の軟体動物（Iwasaki & Ono, 1977）などが棲息し、礁性石灰岩が形成された。海山状の高まりの周囲には、礁性石灰岩に由来する石灰質遺骸の破片からなる石灰砂が堆積し、更に、海山状の高まりと高まりの間の低地には、玄武岩の細片を含む石灰質の泥質碎屑物が堆積した。
3. 中期始新世の中頃～後期始新世（P12～P17, 46～36Ma 頃） 玄武岩岩片を含む石灰質堆積物の上に、石灰質軟泥及び珪質軟泥が堆積し、ミクライト質成層石灰岩及び同石灰岩とチャートの互層（成層石灰岩—チャート）が形成された。
4. 漸新世～中新世最初期（36～23Ma 頃） 石灰質軟泥の上に珪質軟泥が堆積し、成層チャートが形成された。この時期には、古・瀬戸川—小笠原海嶺の背弧海盆としての四国海盆が拡大を開始し、同海嶺から九州—パラオ海嶺が分離した。

1～4の過程を経て、フィリピン海プレート上で玄武岩—石灰岩—チャート複合層が形成されて



第8図 瀬戸川帯の形成モデル

いた頃、現在の静岡付近の前弧海盆には三倉層群が堆積していた（第8図1）。

5. 前期中新世の前期 (N4 上部～N5, 23～19Ma 頃) 玄武岩—石灰岩—チャート複合層は、三倉堆積盆の外側の海溝部で陸上の酸性～安山岩質の火山活動に由来する凝灰質の泥やタービダイトなどに整合に覆われつつ、覆瓦構造を造りながら本州弧に付加した(第8図2)。このような付加の過程で、本章第1節で述べた異地性岩塊の形成が起きた。また、大岳及び滝沢衝上体では、薄い地殻から上部マントルに達する横ずれ成分を持つ雁行状割れ目が生じ、これに沿って超塩基性岩類が貫入した。また、ほぼこの時期に、三倉層群も褶曲変形を被り、三倉堆積盆は縮小・消滅した。

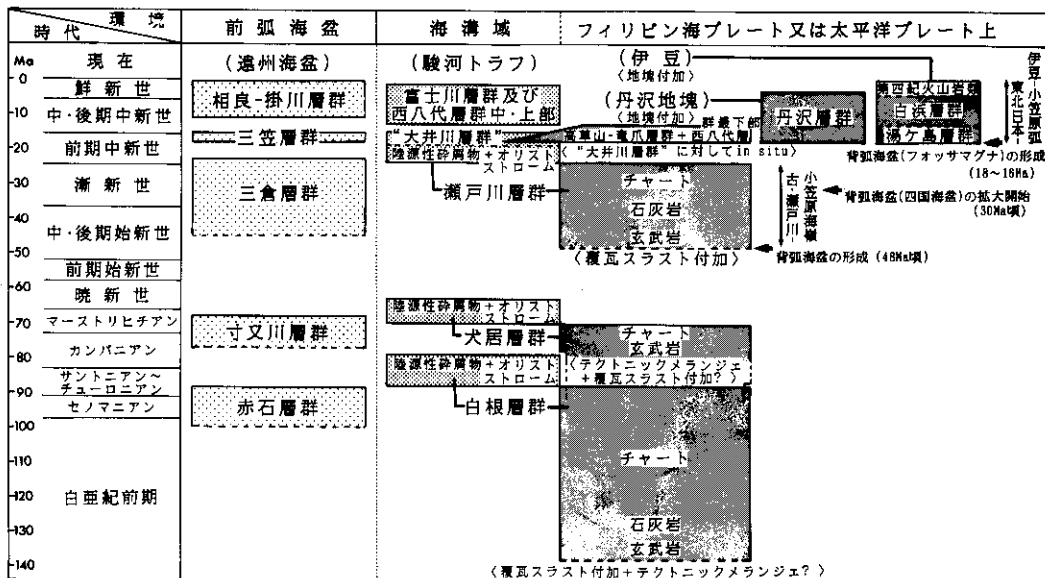
6. 前期中新世の後期 (N6～N8, 19～15Ma 頃) 5の時期に形成された4つの覆瓦衝上体の前面(海洋側)では、引き続き異地性岩塊を多量に含む斜面崩壊成及び陸源性の堆積物(“大井川層群”)が形成されると共に、これらと *in situ* の関係でデイサイト及びアルカリ玄武岩類(竜爪—高草山火山岩類)の火成活動が生じた。これらの火成活動は、太平洋プレートの沈み込みと関連して、東北日本—古・瀬戸川—小笠原海嶺の背弧海盆(フォッサマグナ)の形成の一環として起こった。これに対して、かつての三倉堆積盆の南縁から5の時期に形成された付加体の上には、新たに堆積盆地(西南日本弧の前弧海盆)が形成され、三倉層群が堆積した(第8図3)。

なお、糸魚川—静岡構造線の活動時期から判断すると、大井川及び竜爪衝上体の覆瓦構造が形成されたのは鮮新世末～前期更新世と考えられる。この点で、両衝上体(杉山(1985)の大井川ゾーン)は、西側の4つの衝上体(瀬戸川ゾーン)とは異なる形成史及び構造的意味合いを有している。

V. おわりに

以上、本稿では瀬戸川帯の形成過程についてデータの提示と考察を行ったが、最後に瀬戸川帯の形成過程と関連して筆者らが今後の研究課題と考えている点を述べて、本稿のまとめに替えたい。

1 前期中新世の広範な地殻変動について



第9図 静岡地域における白亜紀後期以降の前弧海盆堆積物と付加体のペア

20~15Maの時期は、瀬戸川帯を含めて四万十帯全域に互って異地性岩塊を含む地層(オリストストローム)が広く堆積した時代であり(坂井, 1985; 酒井, 1988), 日本海の拡大時期(Otofuji et al., 1985など), 赤石裂線の主要活動時期(Tsuneishi et al., 1975)と概ね一致する。更に, 高草山一竜爪地域における火成活動は, 既述のようにグリーンタフ地域における中新世火成活動の一環をなしている。また, 西南日本外帯から南部フォッサマグナにかけての地域では, 15Ma頃に大規模な花崗岩類の進入が起きている(柴田, 1978; 佐藤ほか, 1989など)。これらのほぼ同時代の様々な地殻変動は, 既に坂井(1985)や佐藤ほか(1989)が指摘しているように, フィリピン海プレート及び太平洋プレートの運動の転換や日本海の拡大と深く結び付いた一連の地殻変動として統一的に解釈できるのではないだろうか?

2 静岡地域の構造発達史について

静岡地域の古第三系及び下部中新統は, 第8図に明瞭に示されているように, 前弧海盆堆積物と付加体のペアとして捉えることができる。このようなペアは後期中新世から現在に至る静岡地域に普遍的に認められる(杉山ほか, 1988)。また, 狩野ほか(1986), 土編(1986)及び日本の地質「中部地方I」などによると, 赤石山地の四万十帯中~北部は上部白亜系からなり, 緑色岩やチャートなどをほとんど含まず, 褶曲変形を地質構造の基本とする地層(赤石層群及び寸又川層群)と緑色岩やチャートなどを多量に含み, 逆断層による覆瓦構造が発達する地層(白根層群及び犬居層群)とが断層を境として交互に帯状配列している。筆者らは, これらの4層群は赤石層群と白根層群, 寸又川層群と犬居層群の組合せで, 前弧海盆堆積物と付加体のペアをなす可能性があると考えている(第9図)。このような考え方が正しいとすると, 少なくとも後期白亜紀以降の静岡地域の地史は, 海溝-前弧海盆システムの海洋側への後退の過程として統一的に説明できる。

謝 辞

本研究の過程で検出された放散虫化石の鑑定はパリノ・サーヴェイを通じて、元大阪大学の中世古幸次郎、西村明子両氏に、また、有孔虫化石の鑑定は石油資源開発の米谷盛壽郎、井上洋子の両氏に行って頂いた。ここに記して、これらの方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章, 1978: 瀬戸川帯の超塩基性—塩基性岩類の貫入形態に関して。地質学雑誌, v. 84, 691—693.
- HONJO, S. and MINOURA, N., 1968: *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok and the geologic age of the Setogawa Group. Proc. Japan Acad., v. 44, 165—169.
- 茨木雅子, 1981: 浮遊性有孔虫による南部フォッサナグナ新第三系の地質年代。地質学雑誌, v. 87, 47—49.
- 茨木雅子, 1983: 瀬戸川層群滝沢累層の貝化石層準および石灰岩層から産出した中期始新世の浮遊性有孔虫群。地質学雑誌, v. 89, 57—59.
- 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, 401—414.
- IBARAKI, M. 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., v. 18, 117—125.
- IJIMA, A., INAGAKI, H. and KAKUWA, Y., 1979: Nature and origin of the Paleogene cherts in the Setogawa Terrain, Shizuoka, central Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, v. 20, 1—30.
- IJIMA, 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, v. 20, 241—276.
- 飯島 東・渡部芳夫・松本 良, 1984: 瀬戸川—嶺岡帯の地質時代。日本の古第三系の生層序と国際対比, 69—73.
- 井上洋子・金谷美智子, 1984: 静岡県島田市周辺地域に分布する第三系からの有孔虫群集と時代的考察。石油技術協会誌, v. 49, 251.
- 石井基裕・牧野 融, 1946: 瀬戸川統より発見せられたる高等有孔虫 *Discocyclina* sp. について (予報)。地質学雑誌, v. 52, 1—2.
- IWASAKI, Y. and ONO, S., 1977: A molluscan assemblage of the Setogawa Group. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., no. 106, 106—121.
- 狩野謙一・村松 武・廣田 豊, 1986: 四万十層群の変形様式—赤石山地南部の上部白亜系に見られる例一。静岡大地球科学研報, no. 12, 89—114.
- KIMURA, T., 1966: Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequences at two localities in Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., v. 44, 561—607.
- 木村敏雄, 1967: 大井川流域南部の四万十層群の地質構造—小構造による構造解析の例一。佐々保雄教授還暦記念論文集, 21—38.
- 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, 219—225.
- 横山次郎, 1963: 掛川地方地質図説明書。地質調査所, 30p.
- MATSUMOTO, E., 1966: Geology of the Palaeogene and lower Neogene formations in the lower course of River Oigawa, Shizuoka Prefecture, central Japan. Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B, v. 33, 115—133.
- MATSUMOTO, E., 1971: Oligocene molluscs from the Setogawa Group in central Japan. Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo, v. 14, 661—669.
- 仲 二郎, 1985: 瀬戸川帯の海山起源緑色岩類。月刊地球, v. 7, no. 11, 663—667.
- 日本の地質【中部地方 I】編集委員会編, 1988: 日本の地質 4 中部地方 I。共立出版, 332p.
- 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, v. 76, 69—79.
- ONO, S., 1973: Slaty cleavages in the Paleogene Setogawa Group in central Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, v. 18, 431—454.

- 遅沢壮一, 1986a: 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, 337—350.
- 遅沢壮一, 1986b: 本邦におけるチャート・石灰岩・玄武岩複合岩体の起源. 地質学雑誌, v. **92**, 709—722.
- OSOZAWA, S., 1988: Accretionary process of the Tertiary Setogawa and Mikasa Groups, Southwest Japan. *Journal of Geology*, v. **96**, 199—208.
- OTOFUJI, Y., MATSUDA, T. and NOHDA, S., 1985: Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan.—rifting process of the Japan arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **75**, 265—277.
- 斎藤常正, 1960: 静岡県島田・掛川市付近の第三系とその浮遊性有孔虫化石群. 東北大理地質古生物邦文報告, no. **51**, 45p.
- 酒井治孝, 1988: 岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討. 地質学雑誌, v. **94**, 945—961.
- 坂井 卓, 1985: 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストストローム帯の形成過程. シンポジウム[“スランプ相”の形成とテクトニクス], 95—116.
- 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—赤石山地の地質構造形成史における意義—. 地質学雑誌, v. **95**, 33—44.
- 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, v. **94**, 141—155.
- 柴田 賢, 1978: 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, v. **29**, 551—554.
- SHIRAKI, K., KURODA, N., MARUYAMA, S. and URANO, H., 1978: Evolution of the Tertiary volcanic rocks in the Izu-Mariana arc. *Bull. volcanol.*, vol. **41**, 548—562.
- 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, v. **86**, 673—685.
- 杉山雄一, 1981: 静岡地域の地質構造発達史—特に, 多重褶曲構造と最近の地殻変動について—. 構造地質研究会誌, no. **26**, 71—87.
- 杉山雄一, 1985: 静岡県大井川下流域に分布するオリストストローム. シンポジウム[“スランプ相”の形成とテクトニクス], 49—60.
- 杉山雄一・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, v. **87**, 439—456.
- 杉山雄一・下川浩一・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.
- 杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀, 1988: 御前崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 153p.
- 鈴木祐一郎・近藤克之・斎藤常正, 1984: 房総半島嶺岡層群から最後期始新世の浮遊性有孔虫化石の発見. 地質学雑誌, v. **90**, 497—499.
- 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. 静岡大地学研報 v. **3**, no. **1**, 7—11.
- 土 隆一編, 1986: 静岡県地質図 1 : 200,000 [改訂版]. 静岡県.
- TSUNEISHI, Y., YOSHODA, S. and KIMURA, T., 1975: Fault-forming process of the Komyo Fault in central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, v. **50**, 415—442.
- 氏家 宏・松丸国照, 1977: 小笠原・母島の地質—とくにその層位学的研究—. 国立科博専報, no. **10**, 5—22.
- UMINO, S., 1985: Volcanic geology of Chichijima, the Bonin Islands (Ogasawara Islands). *Jour. geol. Soc. Japan*, v. **91**, 505—523.
- 和田信彦, 1976: 静岡県, 安倍川地域の地質について. 地質学雑誌, v. **82**, 581—593.
- 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, v. **94**, 207—219.
- WATANABE, Y. and IJIMA, A., 1983: Miocene Takakusayama seamount of the Setogawa Terrain in Shizuoka, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, v. **20**, 425—441.