九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置

坂井, 卓
九州大学理学部

勘米良, 亀齢
九州大学理学部

https://doi.org/10.15017/4495865

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学. 14 (1), pp.31-48, 1981-01-15. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

KYUSHU UNIVERSITY

九大理研報（地質）14巻1号，31～48頁，1981年1月

宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置

坂井　卓・勘米良亀齢

Stratigraphy of the Shimanto Terrain and tectono-stratigraphic setting of greenstones in the northern part of Miyazaki Prefecture, Kyushu

Takashi SAKAI and Kametoshi KANMERA

Abstract

The Shimanto Terrain in the northern part of Miyazaki Prefecture is divided into three subparallel major belts, which are subdivided into some to several subbelts. These belts are separated by northely gently inclined thrusts and form an imbricate structure. In each belt the strata face their top side to the north and show a normal stratigraphic sequence. The three major belts are occupied by turns from north to south by the Morotsuka, Kitagawa and Hyuga Groups, of which the former two are considered to be mainly Early Cretaceous and Late Cretaceous in age, respectively and the last is Paleogene. Thus these groups show a southward younging in age as a whole despite their inclination towards the north.

The three groups are similar in lithostratigraphic sequence and geologic structure to one another and display a three-part division: the pre-flysch unit of strongly deformed argillite with some intercalations of greenstone, the lower flysch comprising clayslate in the lower and thin-bedded alternation of fine-grained graded sandstone and shale showing an upward coarsening sequence, and the upper flysch of thin- to thick-bedded medium- to coarse-grained sandstone and shale with thick beds of sandstone, represening two or three cycles of an upward coarsening and thickening sequence.

The pre-flysch unit shows a complex structure characterized by many, small, tight asymmetrical folding, pervasive scaly foliation and transposition of bedding, and is referable to tectonite. The lower flysch is also characterized by small, asymmetrical folding and slaty cleavage, but the upper flysch is gently folded and not cleaved.

Greenstones exclusively occur in the pre-flysch unit mostly as tectonic inclusions of various sizes, ranging from smaller than 50 cm × 1 m to 1 km × 10 km in thickness and extension. They are composed of pillow basalt, pillow breccia and aquagene tuff. Associated with these effusives or independently, intrusive sills of gabbro, dolerite and basalt were also commonly found. In the Morotsuka Group chert is also associated and always lies directly on aquagene tuff. The greenstones are usually faulted against the argillite, but a conformable relation of pillow lavas lying on argilite was observed at several outcrops. Moreover, xenoliths of mudstone and micritic limestone captured in pillows and sills were found not uncommonly. The pillow lavas mostly lack vesicularity, but the top part of large bodies as thick as 1 km contains a little amount of small cavities. They are chemically most similar to oceanic tholeiite. These facts indicate the pillow lavas were extruded on the deep ocean floor where muddy sediments were being accumulated, and are probably referable to off-ridge oceanic basalt.

The disposition of strata showing an oceanward orogenic polarity and the stratigraphic and structural characteristics of the Shimantogawa Supergroup in the investigated area can be best explained in terms of subduction model. The pre-flysch and lower flysch units are referable to an accretionary prism of oceanic and trench-fill sediments and the upper flysch to forearc basin and slope sediments which covered the accretionary prism.

1980年10月1日受理

I. まえがき

西南日本弧・琉球弧北東域の最外縁部に分布する四万十川累層群（上部ジュラ系〜下部中新統）にはいくつかの地帯をなして玄武岩溶岩を主体とする緑色岩類が挟まれ，延長方向にかなり連続して出現している．

四万十帯（広義）の構造発達史および緑色岩類の層序・構造的配置に関しては，地向斜概念とプレート・テクトニクスの概念に基づく2つの根本的に異なる見解がある．前者では，中生代後期の地殻変動によって，まず四万十帯北半部の地帯において先四万十川層群（古生界—中部中生界）を含む大陸性基盤上に地向斜が形成され，その南・北両側に位置する陸域から多量の砕屑物が供給され，厚い堆積体が形成された．さらに地向斜は時代の経過とともに段階的に南に移動し，中部中新統までの厚い堆積体が形成され，中期中新世初期の高千穂変動によりそれらの地層は全体として著しい変形を受けた，と解釈されている（Minato *et al.*, 1965；市川ほか，1970；紀州四万十帯団体研究グループ，1968，1975；原田・徳岡，1978；立石，1973；Tateishi, 1978，ほか）．これに似た見解として Kimura (1973)，木村（1976；1977）の論説がある．これらの説では，緑色岩類は上記の過程でいくつかの時代に地向斜中軸部に起った深部断裂に帰因した海底火山活動の産物とするものである．一方後者では，四万十川累層群は緑色岩類を含む泥質岩相とフリッシュ相の1対の累層の組み合わせから成る複合堆積体で，泥質岩相の累層はもともと海溝充填堆積物（trench fill sediments）であったものが，島弧下への海洋底の沈み込みに伴って，島弧外縁に押し込まれた付加体（accretionary prism）であり，フリッシュ相の累層は付加体を被う島弧斜面（continental slope と trench slope）および海段（deep-sea terrace）の堆積物に帰せられるとした．つまり四万十帯の地層は基本的に堆積場を異にする2相の堆積体の複合体であり，時代の経過とともにより若い時代の地層が，同様な2相の組合わせをもって順次外側に配置されたものであるという解釈である（勘米良・坂井，1975；勘米良，1976；Dickinson, 1977；鈴木ほか，1978；Suzuki & Hada, 1979；坂井，1978 b；平ほか，1979）．そして緑色岩については，それが常に泥質岩相（先フリッシュ相）の地層に限られて産することを指摘した（勘米良ら，1977；Suzuki & Hada, 1979）．後者の考えでは，緑色岩類は海洋基盤表層部およびそれにつながる海山あるいは海洋盆における貫入・噴出体（海山を含む）の断片のいずれかに帰せられる．

上記2つの考え方のいずれか，あるいは他のモデルで解釈することにしても，緑色岩類の産状，岩石学的性質，層序・構造上の位置に関する研究は，四万十川累層群の時空的発達過程を考察するうえに重要な鍵となる．

筆者らはさきに，九州・四国における緑色岩類の産状とそれを含む地層の岩相・地質構造上の特徴を検討し，緑色岩類の出現様式にはいくつかの規則性があることを指摘した（勘米良ほか，1977；坂井，1978 b）．ここではそれらの成果を含めて，宮崎県北部四万十帯の緑色岩類の出現様式を記述し，それらを含む地層の層序・構造上の位置づけ，生成過程について考察する．なお筆者らの一連の研究のなかで，緑色岩に伴う堆積物については佐野ほか (1979)，耳川流域南帯緑色岩類については土谷ほか (1979)，また岩石ならびに化学組成に関しては Sugisaki *et al.* (1979) がそれぞれ分担して行い，すでに報告した．

この研究においては，徳島大学岩崎正夫教授・名古屋大学杉崎隆一助教授・高知大学鈴木堯士教授・静岡大学岡田博有教授・九州大学小川勇二郎助教授・柳哮博士からは貴重な御意見・御援助をいただいた．これらの方々に厚くお礼を申し上げる．なお本研究には文部省科学研究費「総合研究：緑色岩類の岩石学的研究および対比（代表者：岩崎正夫）」および「総合研究：四万十褶曲帯の形成過程（代表者：勘米良亀齢）」の一部を使用した．

II. 地質概説

調査地域は宮崎県北部の延岡市北東の日豊海岸（南北浦）から南西の祝子川・五ケ瀬川・五十鈴川・耳川の各流域にあたる（Fig. 1）．当地域および隣接地域の四万十帯については，古くから多くの研究がなされてきた（立見・森永，1949；Tatsumi, 1953；橋本，1957，1961，1962 a，1962 b；金属鉱物探鉱事業団，1967，1969，1970；今井ほか，1971，1979；寺岡，1979，寺岡ほか，1974，など）．

当地域の四万十帯は，北に緩斜する延岡—紫尾山構造線（橋本，1961，1962 b）あるいは延岡構造線（今井ほか，1971）により，白亜系を主体とする北帯と古第三系—新第三系下部中新統からなる南帯に大別される．当地域の地層は全体として北に傾斜するので，従来，南・北両帯の諸累層はそれぞれ整合一連の地層が順次北側に若くなる地層配列をなし，北帯では 17.5

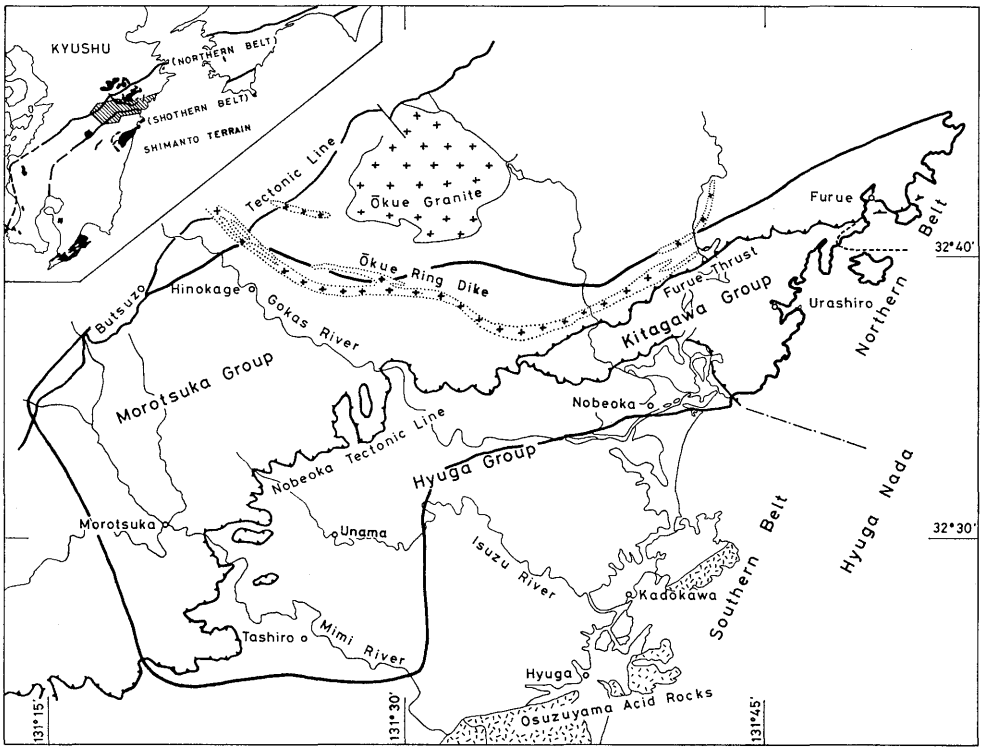

Fig. 1. Index map of the investigated area.

km，南帯北部では 7.5 km に達する膨大な厚さの層序が考えられていた．

筆者らは岩相層序と地質構造の解析から，当地域に分布する四万十川累層群を諸塚・北川・日向の3層群に区分した．このうち北川層群は，延岡構造線の北側に直接して分布することから，東九州四万十帯の最下部をなす地層と解釈されてきた（橋本，1961，1962 a；今井ほか，1971；寺岡，1979；寺岡ほか，1974）．しかし耳川流域の諸塚層群は北川層群分布帯の北側に追跡され，大きな逆転を伴うナッペをなして，その前縁の変位・延長の大きい古江衝上断層をもって北川層群上に衝上していることが明らかになった．また北川層群の変形度は諸塚層群に比べ格段に弱いことなどから，北帯で最も若い地層群とみなされた（坂井，1978 a）．北川層群の南縁は従来延岡構造線と呼ばれてきた衝上断層で画され，その西方延長は行縢（むかばき）の北で古江衝上断層に収斂するので，これより西には北川層群は分布しない．なお北川層群は地層配列上の位置，岩相および地層変形の程度からは四国西部の上部白亜系宇和島層群に比較される．諸塚層群からは時代決定に有効な化石は見出されていないが，下部白亜系を主体とすると思われる．一方，日向層群下部からは前期始新世を示す有孔虫化石を見出しており（勘米良・坂井，1975），古第三系を主体とすると思われる．

上記のように，諸塚・北川・日向の3層群は2つの主要な衝上断層によって北に傾く大規模な覆瓦衝上体として分布している（Fig. 1）．すなわち当地域の大構造は，北から南に順次若い地層群が配列する逆順位の帯状構造によって特徴づけられる．3層群はいずれも類似の岩相層序を示し，下位に緑色岩を伴う泥質岩，中位に泥質岩—細粒薄層砂岩頁岩互層，上位に粗粒厚層砂岩頁岩互層が卓越する1組の累層から構成されている（Figs. 2, 3）．3層群のそれぞれから成る各帯は，さらに 1〜5 km 間隔で並走する数本の衝上断層によってより小規模の覆瓦衝上体を含み，それぞれの中で上記の1組の累層が繰り返し出現している（Fig. 2）．

III. 層　　序

調査地域の四万十川累層群の層序は，岩相分布・鍵層の追跡，若干の化石の資料のほかに，構造相の特徴を参考にして区分した．構造相は片理・小褶曲・小断

層などの小構造の幾何学的性質とその普遍性・新旧関係などの解析に基づいている．以下，各層群の岩相層序の概略を記す．

1. 諸塚層群

諸塚層群は岩相上，下位から槙峰・藤の木・日ノ影の3層に区分される．槙峰層は主に黒色泥質片岩からなり，下部に片状緑色岩とそれに伴う放散虫チャートを含む．黒色泥質片岩には厚さ数 mm～3 cm の砂質葉理～極細粒砂質片岩をはさむが，これらは内部堆積構造よりタービダイト起源と考えられる．後述のように，本層は強い構造変形を受けており，強く閉じた小褶曲と密な剪断片理の発達のために，元来の層理は完全に失われ，挟在する砂岩は構造性レンズとなっている．緑色岩類は槙峰層に限って出現し，数 m～1 km の厚さで 5 km ほどの延長をもつ岩体をなす．なかでも五ケ瀬川流域の日ノ影・糸平・槙峰・猿渡部落付近，その支流二股川流域の二股付近，耳川支流柳原川流域の柳原・古江付近に分布する緑色岩体は厚さが200m を超える．緑色岩は枕状玄武岩溶岩を主とし，塊状溶岩・ハイアロクラスタイト・凝灰質岩を伴う．通例，溶岩流の直上には放散虫チャートが凝灰岩と互層して重なっている．また槙峰・猿渡・古江付近の岩体には玄武岩・粗粒玄武岩・ハンレイ岩の貫入岩を伴う．

藤の木層は下位の槙峰層中に断層ではさまれ，五ケ瀬川中流域から行縢付近にかけて分布する．本層は岩相上2分され，下部層（F_1）は黒色千枚岩を主とし，上部に 5～10 cm の薄いタービダイト砂岩層をはさむ，千枚岩は砂質葉理をはさみ，板状である．また一部に石灰質ノジュールを含む．上部層（F_2）はその下部に1，2層の2 m程度の砂岩をはさむほかは 10 cm 前後の砂岩千枚岩互層からなり，タービダイトの特徴を示す．F_1 に整合に重なるが，日ノ影層とは断層で接する．なお坂井（1978 b）が五ケ瀬川中流域で日ノ影層に含めた中部層の一部（H_2'）はこの藤の木層上部層に当たる．

日ノ影層はさまざまな厚さで成層するフリッシュ相の砂岩頁岩互層からなり，砂岩が卓越する．岩相上3部層に分けられる．下部層（H_1）はおもに砂質葉理を含む板状粘板岩ないし頁岩からなり，数層準に塊状砂岩を，一部に含礫泥岩をはさむ．中部層（H_2）はさまざまな厚さの砂岩頁岩互層からなり，細～中粒の厚層砂岩層を8層ほどはさんでいる．中部層中部には厚さ約 10 m の降下性酸性凝灰岩があり，良好な鍵層となる．上部層（H_3）は中～粗粒の厚層砂岩と礫岩で特徴づけられるが，2つのメンバー（H_{3a}, H_{3b}）に細分される．H_{3a} は薄い頁岩をはさむ砂岩優勢の互層からなり，中部に厚層砂岩をはさむ．H_{3b}は含礫泥岩・礫岩・厚層砂岩の順に重なる．なお H_3 の厚層砂岩には石灰岩角礫が特徴的に含まれる．

藤の木・日ノ影両層はともに，全体として砂岩が上方に粗粒化・厚層化する層序を示す．上記の槙峰・藤の木・日ノ影の3層はいずれも低～中角の衝上断層で境されており，また時代決定に有効な化石が見出されていないために各層の層序関係は不明である．地層変形は槙峰・藤の木・日ノ影の順に弱くなり，後述のように槙峰・藤の木両層の小褶曲・片理は日ノ影層の変形に先だって形成されたことが指摘される．従って，ここでは槙峰層を最下位，日ノ影層を最上位の累層と解釈した．

2. 北川層群

本層群は古江衝上断層と延岡構造線の間にはさまれ，西方に構造的に尖滅するくさび状の分布をもつ．岩相上，下位から長井・浦城・島浦・家田の4層に区分される．

長井層は北川下流域に狭く分布するが，黒色千枚岩を主とし，緑色岩類を含む，黒色千枚岩には強く折り畳まれ，剪断された数 cm の厚さのタービダイト砂岩層をはさむ．緑色岩は枕状溶岩・ハイアロクラスタイト・凝灰岩からなる．本層は南限を家田層と衝上断層で画され，北限は不明であるが，変形度の違いから浦城層と断層関係にあると推定される．

浦城層は2つの部層に細分される．下部層（U_1）は砂質葉理ないし極細粒の砂岩薄層をはさむ泥質岩を主体とし，中位に 10 cm 前後の細粒タービダイト砂岩層をはさむ．本層は全体としてタービダイト末端相を示すと考えられる．泥質岩中にはスレート劈開が顕著で，千枚岩ないし粘板岩になっている．また石灰質ノジュールを豊富に含む．上部層（U_2）は 10～30 cm の厚さのタービダイト砂岩を主とする有律互層で，部分的に2～3 mのスランプ層をはさむことがある．下部層とは漸移する．浦城層は上・下部層とも小褶曲が著しく，地層は構造的に強く短縮している．

島浦層は厚層塊状砂岩を主とし，中・下部に頁岩優勢の薄互層および薄いスランプ層を数層準にはさむ．厚層砂岩は一般に中～粗粒で，層内礫岩をはさみ，斜層理の著しいものがある．下位の浦城層とは断層で接する．

最上位の家田層は地滑り堆積物を主とし，砂岩層を中位にはさむ．地滑り堆積物は鱗片状劈開の著しい泥

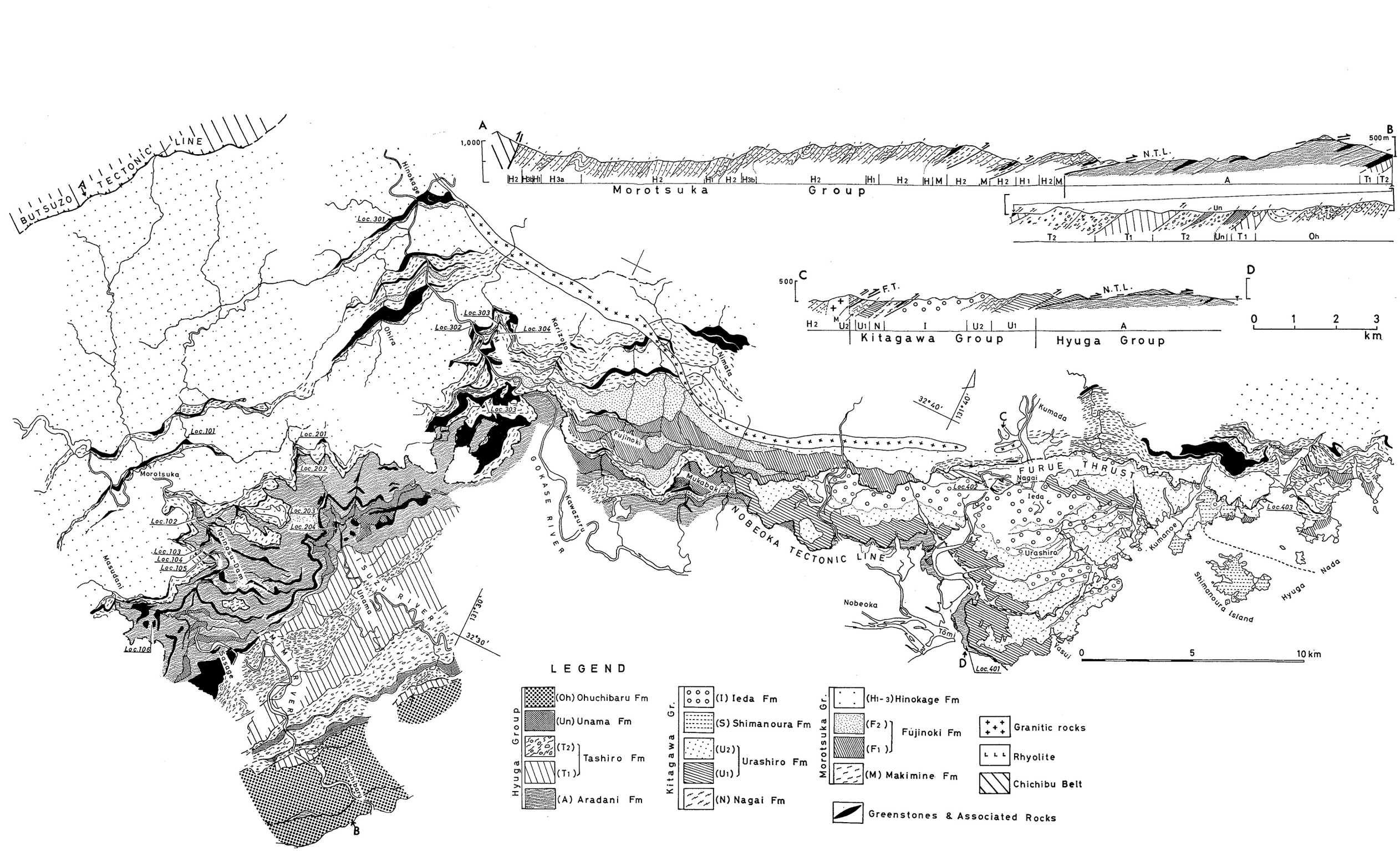

Fig. 2. Geologic map and profiles of the Shimanto Terrain in the northern part of Miyazaki Prefecture.

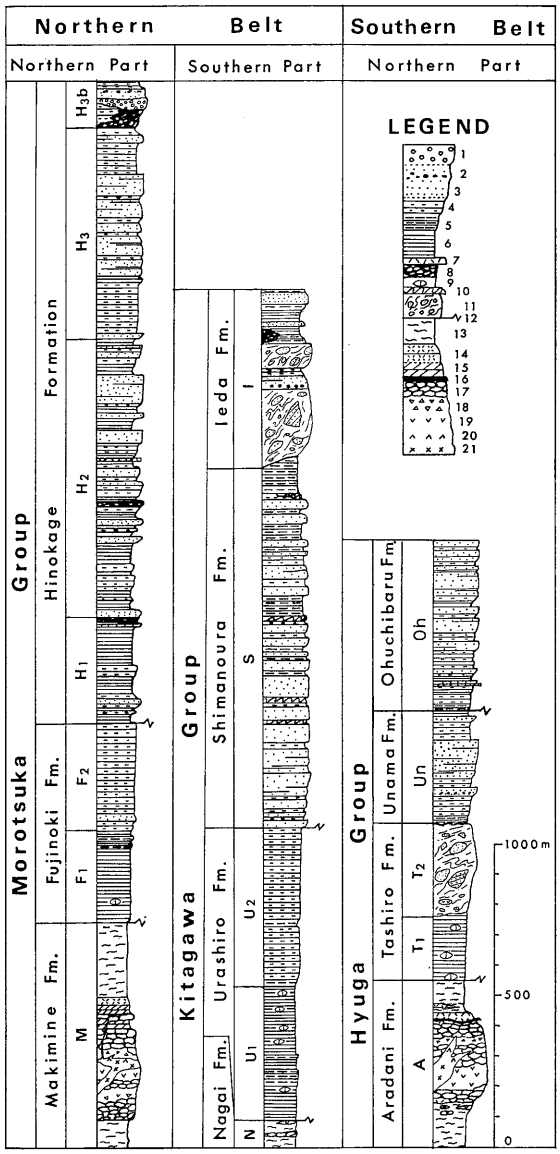

Fig. 3. Generalized columnar sections of the Shimantogawa Supergroup in the investigated area. 1, conglomerate; 2, conglomeratic sandstone; 3, thick-bedded sandstone; 4,alternating sandstone and shale (sandstone predominant); 5, ditto (shale predominant); 6, shale or slate; 7, acid tuff, 8, pebbly mudstone; 9, calcareous nodule in shale; 10, slump bed; 11, olistostrome; 12, fault; 13, mélange; 14, aquagene tuff; 15, chert; 16, umber-like deposit; 17, pillow basalt; 18; hyaloclastite; 19, massive basalt; 20, dolerite; 21, gabbro.

質基質中に大・小の砂岩塊を雑然と含む地層で，砂岩頁岩互層が重力的に破壊・混合した地層と考えられる．これには緑色岩・チャートなどの異地性岩塊は全く含まれない．中部に整合にはさまれる砂岩層は一般に淘汰不良で，羽毛状の脱水構造が観察される．家田層は南部で浦城層上部層，北部で島浦層と直接重なるが，いずれも下位層と構造的に不調和である．

3. 日向層群

日向層群は下位から荒谷・田代・宇納間・大内原の4層に区分される．荒谷・田代の2層は泥質岩を主とし，宇納間・大内原の2層は砂岩を主とする．

荒谷層は黒色粘板岩を主体とし，緑色岩類を特徴的に含む．粘板岩には鱗片状の剪断劈開・強く閉じた小褶曲・小衝上断層が顕著で，劈開に沿って石英分結脈が生じている．泥質岩中にはタービダイト起源の極細～細粒砂岩薄層の構造性レンズを含む．本層の主体はタービダイト末端相を示すと考えられるが，一部には元来オリストストロームとして堆積したと考えられる部分があり，厚層砂岩・礫岩・緑色岩類からなる大・小の岩塊・角礫を雑然と含んでいる．緑色岩類は枕状玄武岩を主とし，塊状玄武岩・ハイアロクラスタイト・凝灰岩などからなる噴出岩と玄武岩・粗粒玄武岩・ハンレイ岩などの貫入岩がある．耳川中流域の鳥ノ巣・笹蔭・増谷の岩体（土谷ほか，1979）が代表的である．溶岩流には有孔虫や放散虫遺骸の痕跡を多量に含む微晶質石灰岩レンズや，アンバー様堆積物を伴う．本層は上位の田代層とは断層で接する．

田代層は岩相上，2つの部層に細分される．下部層（T_1）は塊状泥岩と，砂質葉理およびタービダイト起源の砂岩薄層をはさむ板状頁岩からなり，石灰質ノジュールを多量に含む．本層には小褶曲とそれに伴うスレート劈開が発達するが，剪断の程度は荒谷層よりも弱い．上層部（T_2）は泥質基質中に大・小さまざまな岩塊を含むオリストストロームで，岩塊には荒谷層に由来すると思われる枕状溶岩・凝灰岩のほか，さまざまな粒度・鉱物組成の砂岩や海緑石砂岩などがある．

宇納間・大内原両層は砂岩優勢のフリッシュ相で特徴づけられ，地層変形は下位の2層に比べて格段に弱い．宇納間層は土土呂谷など一部では田代層上に不整合に重なっている．本層は北西部では荒谷層中に断層ではさまれ，2～3帯に分布する．大内原層は調査地域南部に広く分布するが，宇納間層との層序関係は不明である．両層は厚層砂岩と砂岩頁岩互層からなり，砂岩層にはしばしば層内および層間礫岩の薄層をはさむ．また大内原層下部には厚さ1～2mの淡緑色酸性

凝灰岩が1層はさまれる．両層とも砂岩の上方への粗粒化・厚層化の傾向が認められる．

諸塚・北川・日向の3層群はいずれも類似の岩相層序をもち，岩石組合わせおよび地層変形において共通の特徴が認められる．すなわち各層群は基本的にそれぞれ岩相の著しく異なる3つの岩相単位から構成されている．(1)先フリッシュ・ユニット：最下位の強く剪断され片理・小褶曲の著しい泥質岩層で，緑色岩類とそれに密接に伴う遠洋性堆積物を伴う．(2)下部フリッシュ・ユニット；中位の泥質岩とタービダイト砂岩からなる地層で，小褶曲とスレート劈開が発達する．(3)上部フリッシュ・ユニット：砂岩が卓越する弱〜末変形のフリッシュ相の地層で，上方に砂岩が厚層・粗粒化する．先フリッシュ・ユニットには槙峰・長井・荒谷の各層が，下部フリッシュ・ユニットには藤の木・浦城・田代の各層が，そして上部フリッシュ・ユニットには日ノ影，島浦，家田，宇納間，大内原の各層がそれぞれ相当する．

IV. 先フリッシュ・ユニットの構造相と緑色岩体の変形

四万十帯の緑色岩類は泥質岩を主体とする地層に限って出現し，この含緑色岩相の地層（先フリッシュ・ユニット）と砂岩頁岩互層を主体とするフリッシュ相の地層は岩相上著しい違いがあるだけではなく，水平的に相互移化関係をもたない全く異なる地質単位であり，前者は後者に比べ格段に構造変形が強いことは，すでに勘米良ほか（1976, 1977），鈴木ほか（1978），平ほか（1979）によって指摘された．この事実は従来の諸研究では注意されていなかったが，四万十帯の層序・構造上の基本的特徴を解明するうえでも，緑色岩類の層序・構造的位置づけ，配置の機構を考察するうえからも重要である．

1. 先フリッシュ・ユニットの構造相

当地域における含緑色岩泥岩層とフリッシュ相の地層との岩相・構造上の違いは，五ケ瀬川中流の北帯諸塚層群(坂井，1978 b)や耳川中流の南帯日向層群（土谷ら，1979）によって報告されている．大・小構造の詳細な解析結果は別の機会に述べるが，ここでは緑色岩類を含む3層群の先フリッシュ・ユニットに共通する地質構造上の特徴を簡単に記述する．

諸塚・北川・日向の3層群の先フリッシュおよび下部フリッシュ・ユニットはいずれも強い変形を示し，小褶曲と片理の普遍的発達によって特徴づけられている．これに対し，上部フリッシュ・ユニットは上記の構造を欠き，地層変形ははるかに弱く，局所的で，ほとんど未変形の部分もある．両者の構造上の本質的な違いは，普遍的な小褶曲と片理の有無にあるということができる．

先フリッシュ・ユニットの泥質岩にはさまれる砂岩層は全て破壊され，構造性レンズになっている．このレンズは展張性ブーディンと剪断性ブーディンとが含まれるが，後者が多い．砂岩レンズは一般に片理と平行し，連続性を失っているために偽礫岩状の外見を呈する．同時に孤立化した褶曲冠部の存在および砂岩レンズの追跡，上・下判定の結果から多数の根なし褶曲（rootless folds）を見出すことができる．砂岩などの見分けやすい地層がはさまれない場合は褶曲の認定は容易ではない．この褶曲は同一層と判断されるレンズの追跡から，一般に南向きの強い非対称性をもち，軸面は常に北側に傾き，強く倒れた輪郭を示す．また波長・振幅とも1 m以下のことが多く，翼間角は30°以下で閉そく度が非常に大きい．この種の小褶曲は強く折り畳まれており，向斜・背斜が1対以上連続して観察される場合，褶曲包絡面は南側に高角で傾き，砂岩レンズの配列方向と大きく斜交する．砂岩レンズは軸面とほぼ平行に発達する多数の剪断面に沿って回転・再配列し，部分的には構造的に円磨されている．

片理は先フリッシュ・ユニットの主体をなす泥質岩では肉眼で認められ得る最も顕著な構造要素である．これは上記の小褶曲に伴って普遍的かつ密に発達し，褶曲軸面にほぼ平行で，元来軸面片理として形成されたことを示す．片理は普通，鱗片状に不連続で湾曲した形態をもち，表面にはすべり条線（slickenline）が発達する．鏡下では片理面は多数の不連続な黒いすじとしてみえ，片理面に沿って緑泥石・イライトなどの二次的粘土鉱物が形成されている．

上記の小褶曲は先フリッシュ・ユニットの泥質岩中に普遍的に発達しており，断層に沿って現われる局所的な引きずり褶曲（drag folds）や褶曲に伴う小規模な寄生褶曲（parasitic folds）とは異なる．また片理も根なし小褶曲との密接な随伴関係から，荷重圧で形成された層面片理とは異なる．先フリッシュ・ユニットの根なし小褶曲と剪断片理は，元来タービダイト末端相の砂岩泥岩互層が強い横圧縮応力下で褶曲作用を受け，隣接する褶曲の翼部が切断され，しめつけられる過程で層理の破壊によって形成された砂岩レンズが剪断片理に沿って再配列した結果生じた構造（transposed structure, Turner & Weiss, 1963; Hobbs, 1965）と考えられる．先フリッシュ・ユニ

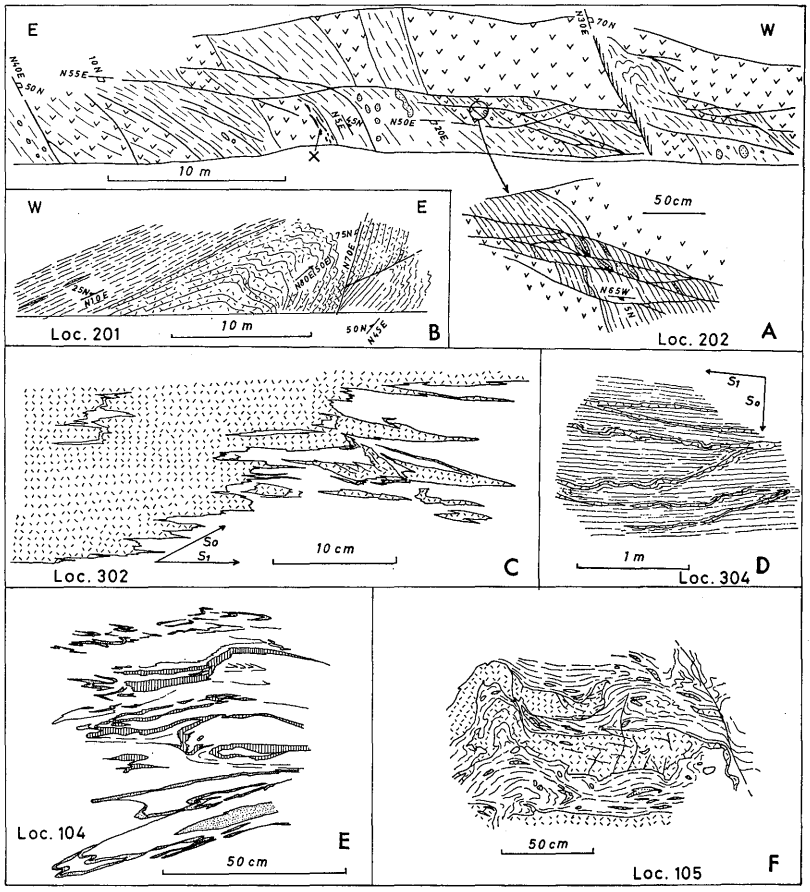

Fig. 4. Sketches of outcrops showing the mode of occurrence and the deformation style of greenstone.

A. Wedge-shaped, deformed bodies of basalt sills in argillite. X indicates xenoliths of argillite in basalt sill. Argillite is strongly foliated with transposed boudins or tectonic lenses of sandstone. Note that nearly horizontal to low-angled thrust cut the pre-existing foliation in argillite; B, Flexural-slip fold of aquagene tuff and argillite, associated with thrust faults; C, Complexly and very tightly folded aquagene tuff and argillite (unornamented area). Note the gross distribution of aquagene tuff(S_0) oblique to foliation (S_1); D, Tight and nearly isoclinal minor folds of a layer of aquagene tuff in foliated argillite; E, Tight minor folds in aguagene tuff (unornamented area). Note the rootless and similar folds of marker beds of black argillite (vertically stippled) and deep green band of tuff (dotted); F, chaotically mixed and irregularly folded aguagene tuff and argillite with transposed sandstone lenses. Locations of outcrops are shown in Fig. 2.

ットの泥質岩中の片理は SANDER (1911) の転移面構造 (transposition foliation) に相当するが, WEISS (1972) はこの面構造で特徴づけられるテクトナイトをメランジュと定義した.

一方, 下部フリッシュ・ユニットの構造相は非対称のシェブロン小褶曲とそれに伴う規則的で平行なスレート劈開によって特徴づけられる. このユニットは先フリッシュ・ユニットに比べて層理面の破壊は弱く, 挟在する砂岩層の連続性は良い. また面構造は先フリッシュ・ユニットに比べて発達が弱く, 剪断・転位の性質はみられない. しかし, この非対称シェブロン小褶曲とスレート劈開の随伴関係・普遍性および幾可学的諸性質 (例えば, 軸線・軸面の配列, 閉そく度, 非対称性, 規模など) は先フリッシュ・ユニットの小褶

曲・片理と類似する．このことは両ユニットの構造が同一の水平圧縮応力場で形成された一連の変形相を示すと考えられ，両ユニットの構造相は垂直的な構造レベルの違いを反映したものと解釈される．

上部フリッシュ・ユニットの主な変形は覆瓦衝上構造とそれに伴う曲げ—スリップ褶曲であるが，それらは上記の先フリッシュ，下部フリッシュ・ユニットの構造を重複変形させている．この事実は先フリッシュ，下部フリッシュ・ユニットの構造相が上部フリッシュ・ユニットの変形に先行して形成されたことを示す．

2. 緑色岩類の変形

緑色岩はそれを含む泥質岩と同様に著しい変形を受けている．特に，断層・褶曲による緑色岩体の破片化(fragmentation)および泥質岩との構造的混合（tectonic mixing）が顕著である．

槙峰・長井・荒谷の各層に含まれる緑色岩体は地質図上，泥質岩中に大・小の楔状～レンズ状の輪郭をもつ岩体として分布している（Fig. 3）．規模の大きい岩体のなかで，荒谷層の烏ノ巣・笹蔭の岩体，槙峰層の日ノ影・大平・槙峰・古江付近の各岩体は，岩相と厚さの側方への変化からみて，海山状の輪廓を残している．しかし他の多くの岩体は，周囲の砕屑岩層と断層やすべり面で接し，岩体の上・下部が著しく欠損している．一般に岩体の側方への不連続性は岩体自体の岩相・厚さの変化よりもむしろ，断層による切断に帰因することが多い．この断層は，断層面に沿って砕屑岩中にみられる小構造，例えばひきずり構造や剪断節理の配列などから衝上断層と判断される（Fig. 4A; Fig. 5A）．

槙峰層・荒谷層では，同一地帯のなかに多くの緑色岩体が近接して分布することがあるが，個々の岩体は互いに類似の火山岩層序を示している．五ケ瀬川沿いの槙峰層では，下位から泥質岩・玄武岩溶岩・凝灰岩・チャートの順に重なる層序が，数10～100mの間隔で繰り返し露出する覆瓦状衝上シートをなしている（坂井，1978b，fig. 3）．同様に荒谷層でも，耳川中流域で泥質岩・玄武岩溶岩・凝灰岩が数100m間隔で衝上断層によって繰り返す構造が形成されている．また大きな岩体の周囲には，笹蔭岩体南西部に典型的にみられるように，泥質岩中に囲りを断層で境された多数の小岩体が散在的に含まれる（土谷ほか，1979）．それらは近接して存在する岩体と岩質上同じで，元来一つの火山岩体から構造的に剝ぎ取られた岩体と解釈される．同様の産状は緑色岩の露頭規模の小岩体についても観察される．Fig. 4A と Fig. 5A に示す露頭では，小規模の低角度衝上断層によって泥質岩中の玄武岩岩脈が切断され，変位の大きい部分では緑色岩は分離し，泥質岩中に孤立した構造包有物（tectonic inclusions）となっている．緑色岩を切るこの種の衝上断層は当地域全体に普遍的に観察され，泥質岩の片理を切っている．その走向・傾斜・衝上方向などの幾可学的性質は当地域の大・小の覆瓦構造を作る衝上断層と同じである．

一方，緑色岩中の褶曲構造には幾可学的特徴・規模・片理との関係に基づき，2つの異なる系列が識別される．1つは曲げ—スリップ褶曲に属するタイプで，他の1つは流れ褶曲の形態をもつタイプである．曲げ—スリップ褶曲は槙峰層の凝灰岩と一部の溶岩流に認められるが，これは上位のフリッシュ相の日ノ影層中の曲げ—スリップ褶曲と軸線方向・軸面の傾斜方向・閉そく度・規模は同じである．普通，覆瓦構造を形成する衝上断層を伴っており，軸線の配列はそれと平行である．また一般に，軸面劈開は弱く，凝灰岩や溶岩流中の既存の剪断片理を変形させている．

一方，流れ褶曲を示すものは泥質岩中にはさまれる凝灰岩および溶岩流ユニットの上部・下部を占める凝灰岩と泥質岩の境界部にみられる小褶曲である．露頭では普通，凝灰岩中の葉理あるいは挟在する黒色質岩の葉層の変形から小褶曲の輪郭が識別できる．このタイプの小褶曲の幾可学的特徴は前に述べた先フリッシュ・ユニットの泥質岩中の小褶曲と同じで，軸面にほぼ平行な片理を伴っている．同じ地層をこまかく追跡してみると，鉛直方向になん回も折り重なった褶曲が認められる（Fig. 4C, D, E）．凝灰岩にはさまれる鍵層から，1対の向斜・背斜が2組以上追跡される場合，褶曲包絡面あるいは中間面から求められる近似的な層理面（So）は一般に片理面（S_1）と大きく斜交する（Fig. 4C, D）．小褶曲に伴う片理も，泥質岩の場合と同様に常にすべり条線を伴う不連続な鏡肌になっている．また褶曲冠部が片理面に沿って泥質岩中に分離した根なし褶曲，およびそれから発達したと考えられる斜層理状構造もしばしば認められる．以上の褶曲構造は，前述の先フリッシュ・ユニットの泥質岩の構造と同じ transposed 構造に帰せられ，泥質岩の構造的混合作用に重要な役割を演じている．

IV. 緑色岩類の層序的位置と出現様式

1. 緑色岩類の層序的位置

前記のように諸塚・北川・日向の3層群には緑色岩

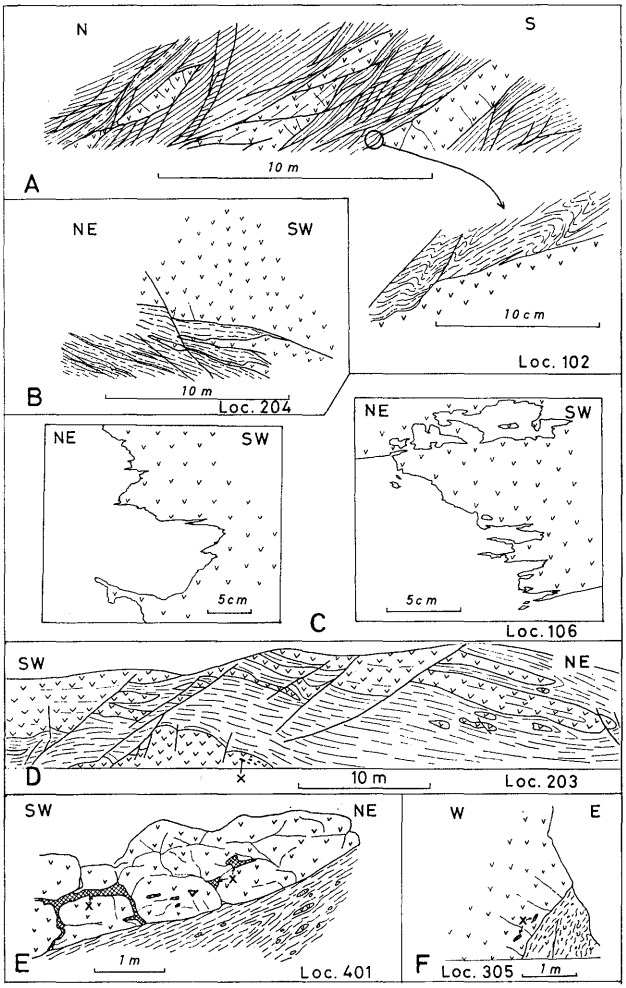

Fig. 5. Sketches of outcrops showing the mode of occurrence of greenstone dykes and sills. X indicates xenoliths of argillite. A–E, Aradani Formation; F, Makimine Formation. A, Sheared and truncated sills and a dykelet (enlarged) of basalt in argillite; B, Basalt sills intruded nearly parallel to bedding planes of argillite; C, basalt dykes irregularly intruded into black argillite (unornmented area). Cross-cutting views parallel to foliation plane (left) and normal to it (right); D, Basalt sills in argillite. Note argillite xenoliths contained in near the upper surface of a sill; E, Inter- and intra-pillow xenoliths of argillite; F, Argillite xenoliths contained in the lower part of a massive lava flow of basalt. Locations of outcrops are shown in Fig. 2.

類が含まれるが，その層序的位置には下記の２つの共通性が指摘される．

1)　緑色岩類は各層群の下部を占める先フリッシュ相の地層に限って出現し，上位のフリッシュ相の地層には全く含まれない．またフリッシュ相の地層を貫く緑色岩の岩脈・岩床も全くみられない．

2)　緑色岩類は先フリッシュ相の累層のなかでも，強く剪断され，片理と小褶曲が普遍的に発達する最下部の地層，すなわち槙峰層・安井層・荒谷層に出現する．これらの各層の緑色岩は，既述のように，時代がそれぞれ異なるものである．

なお，前述の田代層上部には緑色岩岩塊があるが，これはオリストストローム中のもので，上記のものとは区別される．

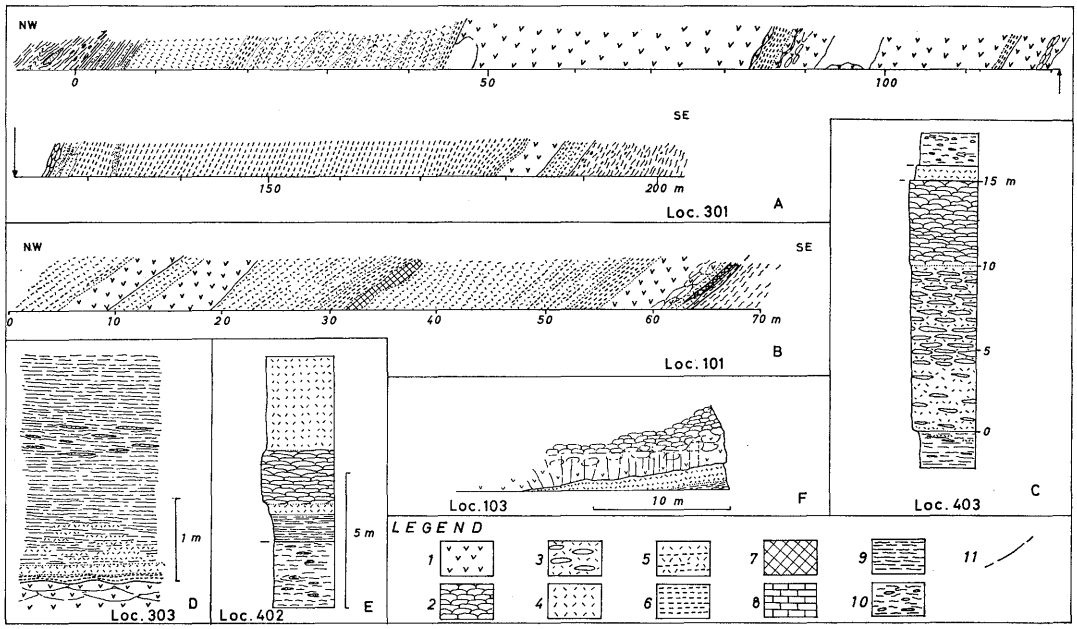

Fig. 6. Sketches of outcrops showing a conformable stratigraphic relationship between basalt lava flow and the over-and underlying terrigenous argillite. A-D, Makimine Formation; E. Nagai Formation; F, Aradani Formation. 1, massive basalt; 2, pillow basalt; 3, pillow breccia; 4, aquagene tuff; 5, aquagene tuff with cherty bands; 6, bedded chert; 7, manganese ore deposit; 8, limestone; 9, argillite; 10, argillite with transposed lenses of thin turbidite sandstone; 11, fault. Locations of outcrops are shown in Fig. 2.

2. 緑色岩類の出現様式

緑色岩類は各層群の先フリッシュ相の累層下部の泥質岩中に，大きさが 10 cm 程度の破片状のものないし厚さが数m，延長が 10m 以下の，2万5千分の1以上の地形図には図示出来ない程度の小岩体から，最大層厚が1,000m，延長が 10 km に近い大きい岩体まで，さまざまの規模で露出している．それらの中で，200m 前後の厚さで，5 km 程度の延長の岩体が最も普通で，側方への厚さ・岩相の変化が著しい．

A. 緑色岩体の構成

緑色岩は，小岩体では明確でないが噴出岩と貫入岩が区別される．噴出岩は枕状～塊状溶岩とハイアロクラスタイトからなる．特異な例として，荒谷層中の笹蔭岩体（土谷ほか，1979）およびその延長上の岩体には多量の斑状玄武岩とそのハイアロクラスタイトを伴う．通例下位より，枕状溶岩—ハイアロクラスタイト—凝灰岩の順に重さなる一連の溶岩流ユニットを構造し，厚さが100m を越える場合にはしばしば数ユニットが重なっている（Fig. 6A, B; 坂井，1978 b，fig. 7; 土谷ほか，1979，fig. 3）．塊状溶岩は枕状溶岩が厚層をなす場合，その中部付近にみられることが多い．枕状溶岩は，厚さが1,000m に達する笹蔭岩体の一部を除き，一般に発泡構造を欠く．噴出岩からなる緑色岩体は一般に側方への岩相と厚さの変化が著しく，溶岩は側方へ急激にせん滅する．全体として岩体の中心部に溶岩が卓越し，側方に凝灰岩が卓越する傾向がある．後者は比較的連続性がよく，数 km にわたって追跡出来る．槙峰層では，溶岩・ハイアロクラスタイトのユニットの最上部に凝灰岩と互層して含放散虫層状チャートが現われる．

上述の緑色岩の層序は，いずれの累層においても常に北側が上位の正序を示す．また溶岩流内の枕状体の垂れ下りはこれと調和している．このことは，すでに四国西部地域でも指摘されている（鈴木ほか，1978; Suzuki & Hada, 1979）．

貫入岩は塊状玄武岩・粗粒玄武岩・ハンレイ岩および少量の斑状玄武岩からなる．このうち，塊状玄武岩や粗粒玄武岩は泥質岩中にシル状の岩脈群として現わ

れることがある．貫入岩はしばしば噴出岩類に伴い，槙峰付近の岩体（坂井，1978 b），古江付近の岩体；笹藤岩体・増谷岩体（土谷ほか，1979）などでは数10 m ほどの厚いものがある．

B. 緑色岩体と上・下の地層との関係

緑色岩類は上・下位の地層と断層やその他のすべり面で接し，その初生的層序関係は破壊されていることが多い．しかし多くの露頭観察から，緑色岩類はそれを含む泥質岩層の堆積領域内での噴出および貫入と考えられる．その証拠として，i）噴出岩と上・下の泥質岩層との整合関係，ii）泥質岩中の貫入岩の存在，iii）玄武岩に捕獲された泥質岩・石灰岩の存在，が挙げられる．

まず，溶岩流と上・下位の泥質岩との境界にはすべり面を生じていることが多い．この場合は両者の初生的関係はきめられない．しかし岩体の末端部や岩体の上・下部に凝灰岩を伴う場合は，整合関係が残されていることがある．緑色岩体が下位の泥質岩層に整合に重なる槙峰・長井・荒谷各累層の例を Fig. 6, A～C, E, F に示す．凝灰岩・泥質岩にはともに強い剪断片理が発達するが，両者は初生的累重関係を現わすとみることが出来る．荒谷層の緑色岩についても同様の整合関係が認められている（土谷ほか，1979, Fig. 6A, B）．次に，上位の泥質岩との関係をみると，この場合も凝灰岩を伴う場合にのみ整合関係が保存されている．1，2の例を挙げると，槙峰層の溶岩流—チャートのユニットの上部では，泥質葉理が凝灰岩にはさまれ，次第に泥質葉理が増し，黒色泥岩に移化している．(Fig. 6A, D)．耳川本流ぞいの鳥ノ巣ダム約200 m下流の荒谷層の鳥ノ巣岩体の最上部では，枕状溶岩上面の凹部を埋めてアンバー様堆積物の薄層をはさむ赤紫色凝灰岩が重なり，約 10 m ほどの赤紫色～淡緑色の火山性細粒堆積物をへて上位に泥質岩が累重している．この場合でも凝灰岩の上部に泥質葉理をはさみながら，黒色泥岩に移化している．なお鳥ノ巣岩体の延長部でも凝灰岩が泥質岩中に挟在する場合は上述の漸移関係がよく示されている．

3. 緑色岩中の捕獲岩

貫入岩はシル状のものが多い．しかし稀には泥質岩の走向・傾斜と著しく斜交するものもある．Fig. 5A～D には荒谷層中の貫入岩の例を示す．増谷岩体の玄武岩貫入岩のなかには，急冷縁をもって泥質岩を不規則に貫いたもの（Fig. 5C）が見られる．槙峰層では地層変形がとくに著しく，明確な貫入岩は認められなかったが，日ノ影部落対岸の転石でチャートをほぼ直交して切る幅 1.3 m の玄武岩岩脈がみられた．緑色岩には泥質岩の捕獲岩がしばしば見出され，多くは貫入岩とみなされる塊状玄武岩の縁辺部に含まれ，数 cm～数 10 cm の不規則な形ないし玄武岩体の縁辺にほぼ平行なレンズ状～層状形を呈する（Fig. 5D, F；Fig. 4A）．特に槙峰付近のハンレイ岩・玄武岩には多量の大・小さまざまの泥質岩が捕獲されている（坂井，1978 b）．これらの捕獲岩は普通，熱変成を受け，珪化されている．荒谷層では，枕状構造の間隙を充填するものや，枕状溶岩中に取り込まれたもの（Fig. 5 D）もみられる．稀に細粒砂岩の小破片の捕獲もみられる．荒谷層の緑色岩には石灰岩の捕獲岩も少なくない．代表的なものとして，鳥巣岩体では数 cm～数10 cm の不規則な輪郭をもち，枕状体の中および間に介在している．石灰岩の割目に楔状に玄武岩が入りこみ，また相互にこまかく入り組んでいるものもある．石灰岩は多かれ少なかれ等粒状に再結晶し，微化石の痕跡が多数みられることが多い．原岩は組織からみてミクライト質であったことは疑いない．笹藤岩体では1 m大の不規則な形の捕獲岩がみられた．

4. オリストローム中の緑色岩

上に述べた緑色岩は元来，泥質岩と初生的整合・貫入関係をもつ火山岩体が後生変形を受け，泥質岩中に大・小の岩体として分散して出現するものである．これとは別に，荒谷層の一部と田代層上部層には地滑りにより異地性岩塊として泥質基質中に混入したと考えられる産状を示すものがある．この種の緑色岩には枕状溶岩と凝灰岩があり，枕状溶岩は個々の枕状の単体に分離されていることが多い．凝灰岩にはしばしば不規則な流れ褶曲が観察される．緑色岩類以外には，粒度・鉱物組成の異なる大・小の砂岩・礫岩・泥質岩の岩塊・角礫を含む．これらの礫は淘汰不良の泥質基質中に雑然と散在して含まれる．田代層上部層では，この地滑り堆積物に伴って変形の弱い泥質岩塊や砂岩頁岩薄互層のスランプ褶曲層も見出され，これらは片理の発達が弱い未変形の淘汰不良の泥質基質中に含まれている．これに対し，荒谷層中のものは，基質の片理の発達は顕著で，千枚岩になっている．両層の共通する産状からは，多種雑多な岩塊の混合作用を構造的な成因に結びつけることは困難であり，地質構造の形成前に堆積性の混合作用があったと考えられる．以上述べたオリストストローム中に含まれる緑色岩の例は，室戸地域（酒井・勘米良，1977）・中村地域（恒石ほか，1977）および種子島・屋久島（坂井，1980；投稿中）の各四万十帯にも知られている．

V. 考　　察

以上述べた宮崎県北部に分布する四万十帯の緑色岩類の出現様式と，それを含む地層の岩相・地質構造上の性質から，緑色岩類の層序・構造上の位置づけと配置の機構を考察する．

1. 緑色岩類の層序的位置

調査地域の主部をなす耳川・五ケ瀬川流域の四万十帯は，今井ほか（1971）により，北から諸塚・神門・日向の3帯に区分され，各帯では整合一連の膨大な厚さの地層が北斜の単斜構造をなし，緑色岩は泥質岩に豊む地層に多いが，フリッシュ相の地層と互層して多数の層準にはさまれると考えられた．なお神門・日向両帯の層序については後に大幅に改訂された（今井ほか，1979）．東海岸の調査地域は橋本（1962 b）の蒲江帯の一部および日向帯に当るが，緑色岩は蒲江帯の最下部と上部の2層から報告された．しかし筆者らの調査結果では，緑色岩類およびチャートはフリッシュ相の地層に産することはなく，全て泥質岩を主体とする地層に限って出現すること，この含緑色岩泥岩層は常にフリッシュ相の地層の下位にあり，極めて強く変形し，その下限は衝上断層で切られていることを指摘した（勘米良，1973；勘米良・坂井，1975；勘米良ほか，1977；坂井ほか，1977；坂井，1978 b；土谷ほか，1979）．また，フリッシュ相の地層を切る緑色岩の岩脈・岩床は全く見出されない．同様のことは，四国の須崎地域（鈴木ほか，1978；Suzuki & Hada, 1979）および安芸地域（佐野ほか，1979）でも知られている．大井川上流の赤石山地北部では，緑色岩は著しい擾乱帯に限って出現することが河内・管家(1968)により指摘されている．また四万十帯の緑色岩類の産状・岩石学的ならびに岩石化学的特徴について重要な貢献をした志井田ほか（1971）の紀南十津川流域の研究でも，緑色岩類は泥質岩に限って産することが指摘された．しかし，この含緑色岩泥岩層は水平的に砂岩頁岩互層と移化し，また両者は整合一連と考えた点で，筆者らの見解と異なる．

調査地域の諸塚・北川・日向の3層群は，それぞれ1つの構造帯単位をなし，各帯において基本的に南側（下位）から北側（上位）に向って，先フリッシュ相，下部フリッシュ相，上部フリッシュ相の地層が順に配列し，先フリッシュ相の地層の下限（南限）は規模の大きい衝上断層で切られている．各帯はさらに1～数 km の間隔で，比較的規模の小さい衝上断層で切られて覆瓦構造をなしているので，上記の3相の地層は繰り返し現われ，見掛け上，あたかも互層しているかのような配列を示す．各衝上帯内では，地層は北に上位の層序を示す．このことは級化層理・斜層理・底痕・荷重痕などの諸堆積構造から確認され，また非対称褶曲や劈開と層理の関係などの地質構造からの上・下判定とも矛盾しない．

3層群の最下位に位置する先フリッシュ相の地層は，末端相タービダイトを暗示する細粒砂岩の薄層をはさむが，泥質岩を主とし，特徴的に緑色岩類，時に放散虫チャートを伴う．このユニットは構造上，北斜の軸面をもつ強く閉じた根なし小褶曲とそれに伴う鱗片状の強い剪断片理からなる transposed 構造の普遍的な発達で特徴づけられる．また大・小多数の衝上断層による著しい剪断のために挟在する相対的にコンピーテントな緑色岩は構造的に切断・破片化し，大・小の根なし岩体・岩塊として泥質岩と混合したメランジュとなっている．

下部フリッシュ相の地層は下位の先フリッシュ・ユニットと断層で接し，下部の石灰質ノジュールに富む泥質岩と上部の級化層理の顕著な細粒砂岩と頁岩の互層からなり，上方粗粒化の層序を示す．所により厚いオリストストロームを伴う．構造的には先フリッシュ・ユニットと同じく北斜の非対称小褶曲が顕著であるが，片理はスレート劈開で特徴づけられ，層理の破壊は先フリッシュ・ユニットに比べて弱い．

上部フリッシュ相の地層はさまざまな厚さの砂岩と頁岩の互層を主とし，厚層の中～粗粒砂岩をはさむ．諸塚・日向の2層群では上方粗粒化・上方厚層化の1～2サイクルが認められる．下位の2ユニットに比べ格段に変形が弱く，前記のような小褶曲や片理はみられない．

要するに各層群は，岩石組合わせまたは岩相上だけでなく，構造相においても特徴を異にする3つのユニットからなり，各ユニットは各層群の分布帯において互いに共通した地層配列・層序・構造関係を示している．従来調査地域の四万十帯の地層群は，これらの地層が層序上なん回も繰り返して互層し，整合一連の膨大な厚さの層序をなすと考えられてきた．しかしこの層序では，上記の構造相の違いとその成因ならびに砂岩頁岩互層を貫く緑色岩が全くみられないのに，上位の多数の層準に緑色岩が存在することの説明は困難である．先フリッシュおよび下部フリッシュ・ユニットの小褶曲・片理および層理の破壊，すなわち transposition は，厚い堆積体における荷重圧による純粋剪断で形成されたものではなく，前述のように上部フ

リッシュ・ユニットの変形（曲げ—スリップ褶曲・低角度スラストの形成）前に形成されている．また別報で詳述するが，先フリッシュ，下部フリッシュ・ユニットには未固結時の褶曲や片理に平行な脱水に伴う小規模な砕屑岩脈が認められることから，前記2つのユニットの小褶曲と片理は恐らく上部フリッシュ・ユニットの堆積前あるいは堆積時に形成されたと推測される．

勘米良・坂井（1975）は当地域の諸特徴が，西南日本外縁部（Southwest Japan Margin）の大陸斜面中位の海段（deep sea terrace, forearc basin）から南海トラフにわたる地帯ならびにその他の島弧—海溝系の同じ地帯のそれらに極めてよく対応していることを指摘した．そのなかで，緑色岩・チャートを含む泥質岩累層を海洋基盤・大洋盆堆積物および海溝充填堆積物（trench-fill sediments）の付加体（accretionary prism）に，砂岩頁岩互層を海段（小海段を含む）堆積物に比較した．この考えは，四国の須崎地域を調べた鈴木ほか（1978），Suzuki & Hada (1979)，四国東部を調べた平ほか（1979）によって支持され，それぞれ新しい観察結果が報告された．また紀伊・四国・九州の四万十帯要地をそれぞれの地域の研究者の案内で巡検した Dickinson (1978) も同様の見解を述べた．ところで大洋底の沈み込みを伴う太平洋型活動的縁辺地域の堆積・造構過程（sedimentary tectonics）については，太平洋周辺・アンチレス島弧・ジャバ島弧などについて多くの資料が蓄積され，西南日本外縁—南海トラフのそれについては Karig & Ingle *et al.* (1975)，Karig & Sharman (1975)，Moore & Karig (1976)，奥田（1977），Inoue (ed.) (1978) などの調査報告がある．これらの島弧海溝系外縁部の堆積・造構過程の基本的規則性ないし特徴として，次の諸点が挙げられる（勘米良，1976）：

1. 外縁部の地質体は海溝充填堆積物を主とする付加体と，それを被う海段—海溝斜面堆積物の複合体からなる．付加体には時に大洋底基盤，海山，遠洋性堆積物を含まれる．

2. 付加体は全体として陸側に傾き，多数の陸側に傾く低角度（一般に15°以下）衝上断層で切られた覆瓦衝上体をなし，平行ないし準平行の帯状構造をなす．この構造に支配されて海段—海溝斜面堆積物も調和した構造をとることが多い．

3. 付加衝上体内では，特に下部において，陸側に傾く軸面をもつ非対称褶曲が形成され，それに伴って褶曲軸面に平行し，層理面にわずかに斜交ないし平行な片理が顕著に発達している．

4. 各衝上体内では褶曲による逆転部を除いて，全体として陸側に向って上位の地層が分布する正順位（正序）の層序をなす．

5. 海溝充填堆積物は，その内縁域における粗粒卓越相から外側の細粒相への岩相・層厚変化を示す．それらは海洋底の沈み込みに伴って時代と共に外側へ移行するので，海溝充填堆積物の付加体は上方粗粒化の層序を示し，粗粒相中にはしばしば地滑り堆積物を含む．

6. 大洋底の島弧下への沈み込みによって形成される付加衝上体は，全体として大洋側に向って順次より若い時代の地層が配列する orogenic polarity（造構運動の一方向性）をもつ．従って構造・層序単元（tectono-stratigraphic units）としては，地層の傾斜方向とは逆の配列をとる．

7. 付加の進行に伴い，付加衝上体は内側ほど傾斜が大きくなる．

8. 付加体を被う海段—海溝斜面堆積物は付加体の進行に伴って順次外側により若い時代の地層が分布する．タービダイトを主とし，上方粗粒化・厚層化の岩相変化を示す．付加体と海段—海溝斜面堆積物は対の地質体を形成する．

調査地域の3層群の地層配列，層序・構造は，後生的な全体的傾動，開いた褶曲の形成，小褶曲や片理を切る衝上断層，キンクバンドなどによりかなり修飾されてはいるが，基本的には沈み込み帯における堆積—付加造構作用とそれを被う海段—斜面における堆積・変形によってつくられる地層配列の様式，層序・構造とよく調和している．具体的な対応として，非対称小褶曲および片理が著しく，緑色岩類・チャートを伴う先フリッシュ相の地層は一部大洋底堆積物を含み，海溝外側の海溝充填堆積物を主とする付加体の下部に，下部フリッシュ相の地層は海溝内縁部の充填堆積物からなる付加体上部に，上部フリッシュ相は海溝斜面—海段堆積物に帰せられよう．

2. 緑色岩類の噴出場

当地域の時代の異なる3層群のそれぞれにはさまれる緑色岩はほとんど発泡構造を欠き，また爆発噴火の産物とみなされるものを伴わない．これらのことから，溶岩流は深海底の噴出と考えられる．ただ日向層群中の笹蔭岩体は，その上・下限を断層で切られ元来の厚さは不明だが，約1,000mに達する．岩体の上部はかなりの気泡を含み，浅海に達していたことが考え

られる（土谷ほか，1979）．

当地域の緑色岩類のうち，岩体が大きく初生の構造を比較的よく残しているとみられる日向層群の笹蔭・増谷・鳥ノ巣岩体について，土谷は詳細な火山層序を示すとともに，玄武岩の残留単斜輝石の化学組成を検討して，それらが大洋底や大洋島の玄武岩類のものと共通することを明らかにした（土谷ほか，1979）．また SUGISAKI *et al.* (1979) は当地域の諸塚・日向層群のほか，四国・紀伊の四万十帯要地の緑色岩の全岩化学組成を調べて，それらが大洋底ソレアイト玄武岩に最も近似しており，島弧系のそれとは明確に区別されることを明らかにし，展張条件の噴出であるとした．

以上のように，当地域の緑色岩類は大洋底基盤または大洋島の玄武岩類に比較されるが，それらの産状からみて，大洋基盤の断片とみることは困難である．すなわち緑色岩体は，既述のように，多くは著しく断片化した構造的岩体として産するが，その縁辺部などでみられる下位・上位の泥質岩との整合関係と溶岩流および岩床に含まれる泥質岩・ミクライト石灰岩の捕獲岩の存在は，もともと泥質堆積物上に噴出累重またはその中に迸入したものであることを示す．ここで問題となる点は，緑色岩下底における泥質岩との関係である．既述のように，緑色岩を含む泥質岩はすべて片状岩化しているので，溶岩流が泥質岩と密着していても，また岩体縁辺部の凝灰岩が泥質岩と平行に密着し同じ褶曲・片理構造に参加していても，両者は整合ではないと見ることも可能である．しかし溶岩流や岩床が泥質岩の捕獲岩を含むことは重要で，それらが大洋底基盤の断片ではないことを示す確実な証拠である．

ところで，大洋底基盤を被う砕屑性堆積物上に溶岩流として噴出しあるいはその中に岩床として迸入した玄武岩・粗粒玄武岩（時にハンレイ岩）は，近年いくつかの DSDP 資料によって知られている．代表的なものとして，グリーンランド南東沖（DSDP Leg 49, Site 407, 前期漸新世; Site 408, 前期中新世, LUYENDYK *et al.*, 1979），ノルウェー沖 (Leg 38, Site 343, 前期始新世, TALWANI *et al.*, 1976) アフリカのモーリタニア沖 Cape Verde 海台 (Leg 41, Site 368, 中期中新世, LANCELOT *et al.*, 1978)，フィリピン海盆北部 (Leg 58, Site 446, 初期始新世, KLEIN *et al.*, 1978) などがあり，いずれも陸源物質のタービダイト細粒砂岩・シルト岩・泥岩をはさみあるいはそれらと互層している．Site 407 では，厚さ 2～10 m の溶岩流が角礫岩薄層をはさんで多数重なり，約 100m のユニットをなす．その下にも約 20m の砂質泥岩をはさんで，薄い砕屑岩層を挟在する 32m 枕状溶岩ユニットがある．Site 446 では 10～40m の岩床が 10 数層，同程度の厚さの砕屑岩・凝灰岩と互層し 500m に達している．Cape Verde 海台では，白亜紀～前期中新世の黒色頁岩中に中期中新世の輝緑岩・ハンレイ岩の岩床が迸入しており，大洋底基盤とは時代的に大きなへだたりがある．

上記のほか，小規模の溶岩流や迸入岩として，砕屑岩や半遠洋性堆積物中に産する玄武岩質岩は，バンクーバー沖 (Leg 18, Site 177, KULM *et al.*, 1973)，アリューシャン沖 (Leg 18, Site 179, von HUENE *et al.*, 1973)，四国海盆 (Leg 58, Site 442, 444, KLEINE *et al.*, 1978)，フィリピン海盆北部 (Leg 58, Site 446, KLEIN *et al.*, 1978)，南フィジー海盆 (Leg 30, Site 285, ANDREWS *et al.*, 1975) などに知られている．

以上の諸例では，掘削孔の下限は大洋基盤に達していないか，または基盤は確認されていない．それらの溶岩流や岩床は，中央海嶺軸近くでハイアロクラスタイトや，基盤斜面の崩壊で生成された火山性砕屑物 (volcaniclastic rocks) 上に噴出あるいはそれを貫いた玄武岩とは異なり，陸源物質の供給を受ける地域内で生成され，基盤とは時代の異なる産物である．特に代表的例として挙げたものはそうで，それらには浮遊性生物遺骸を主とする遠洋性の石灰質または珪質堆積物をはさまないか，はさんでいても砂・シルト・泥層に比べてごく薄く，しかも砂質である．

当地域の 3 層群の場合，緑色岩と密接に伴う堆積物は，諸塚層群槇峰層では放散虫チャートがある．これは勘米良 (1973)，KANMERA (1974)，坂井 (1978 b)，佐野ほか (1979) が記述したように，溶岩流の直上に整合に重なる凝灰岩中に葉層ないし厚さ 2～3 cm の薄層として互層し，厚さは 30 m 以下で側方への層厚変化が著しい．陸源砕屑岩層を全くはさまない．チャートの基質は凝灰岩と同質である．チャートは火山性物質の消滅とともに消滅するので，珪質堆積物は丘状の盛り上りをなし，砕屑性堆積物の及ばなかった海山上にのみ堆積したものと推測される．北川・日向の 2 層群にはチャートを伴っていない．溶岩流には層厚 20m 以下の赤褐色～緑灰色凝灰岩が重なり，凝灰質泥岩・黒色泥岩に整合に被われる．これらの泥岩の物質については，陸源性石英粒子などの含有量の詳しい検討が必要であるが，少くとも陸源物質の供給から隔離され，広域にわたって一様に堆積した遠洋性

堆積物であるかどうか疑問である．

要するに，緑色岩と泥質岩との関係から見ると，3層群の緑色岩は中央海嶺で生成した大洋底基盤の断片ではなく，Suzuki & Hada (1979) および土谷ほか (1979) が指摘したように，陸源物質の供給を受ける地域で，砕屑堆積物上に噴出累重した溶岩流とそのなかに迸入した岩床，すなわち off-ridge volcanism の産物に帰するのが最も妥当と考えられる．

陸源物質が大洋底を広く被っている地域は大西洋・インド洋に多い．しかし四万十帯の堆積・造構過程に比較されるような海洋底の島弧または大陸縁弧下への沈み込みがある地域で，しかも陸源堆積物が広く被っている場所は，1つには海溝が堆積物で完全に充填されてその外側に陸源物質が広がり得る地域であり，2つには海溝に側方の陸域から砕屑物が供給される地域である．前者の例として，南米チリー海溝南部，北米西岸沖のワシントン—オレゴン海溝，ニュージーランド東側のヒクランギ海溝の地域がある．後者の例はアリューシャン海溝東部，ジャバ海溝北部（アンダマン・ニコバル沖），小アンチレス海溝地域である．これらの地域にはタービダイトを主とする砕屑堆積物が分布し，その広がりは海溝に直交する方向で数 100～2,000 km 以上にわたる．

以上のほか，現在の海溝は充填されていないが，過去には充填され，その外側の海洋盆に厚い砕屑物が広がったとみられる場合がある．南海トラフの外側の四国海盆はその例である．海盆北西部の DSDP Leg 31 の Site 297 では，約 700m の掘削孔中最上部の約 100m の更新世の珪藻・超微化石に富む軟泥の下に，中新世—鮮新世の厚い粘土岩を主とする地層があり，350～550mの間には多数の級化砂岩・シルト岩をはさんでいる (Karig & Ingle *et al.*, 1975)．海溝の充填は砕屑物の供給量と海洋底の沈み込み速度との相対関係によると考えられるが，南海トラフの場合 5 m.y. 前～3m.y. 前の間には，沈み込みは遅くあるいは停止し，海溝は充填され，その外側に上記のタービダイトが広がったと考えられている（小林・佐藤，1980）．

上記のような陸源砕屑物が広く分布する海洋盆内で，それらの上に噴出し活動している海底火山はまだ知られていないようであるが，それらの地域内に存在する海山や海台の中には off-ridge volcanism による火山体も期待され，当調査地域にみられる厚さ 1,000m に達するような規模のものもあるかも知れない．前記の陸源砕屑物と互層する溶岩流や迸入岩床の諸例の中には，岩体は小さいが，Site 177 および 179 の岩床は，海溝外側の砕屑岩分布域内に位置する off-ridge volcanism の産物の具体例として挙げられる．

3. 島弧外縁堆積体との対応

南海トラフ内縁部の DSDP Leg 31, Site 298 における掘削孔や多成分反射探査の資料やその他の太平洋型活動縁辺域における資料を参考にして，島弧外縁の堆積体と当地域の四万十帯の地層との対応を試みると次のようである．

ここで諸塚・北川・日向の3層群は，時代は互に異なるが，形成様式は同一とみられるので，一括して述べる．

3層群のそれぞれの最下部を占める先フリッシュ相の地層は，海洋性玄武岩類の溶岩流・岩床を含むことから，堆積物で充填された海溝より外側で陸源物質の供給を受けた大洋盆の堆積物と考えられる．それらを乗せた海洋底が海溝部へ移動してくるに従って，厚さが少なくとも 500m 以上の海溝充填堆積物に整合に被われるに至る．この場合，海溝堆積物はタービダイトや泥質物を主とし，外側の細粒相から内側の粗粒相（しばしば地滑り堆積物を含む）にわたる楔状堆積体をなすので，海洋底の下方への撓曲—島弧下への沈み込みに伴い，順次累重する地層は上方粗粒化の正序の層序をなす．3層群の下部フリッシュ相の地層（藤ノ木層・浦城層・田代層）はまさにこれに対応し，下部の石灰質ノジュールを含む泥岩層から細粒薄層互層の砂岩頁岩層または巨角礫を含む地滑り堆積物への上方粗粒化層序が明瞭である．

海溝充填堆積物とその下位に位置する大洋盆の堆積物からなる一連の地層は，海洋底の島弧下への沈み込みに伴って，海溝内縁部の下で，その下底部が陸側に低角度（多くは 15° 以下）で傾く衝上断層で切られ，楔状体をなして島弧外縁に付加されるに至る．当地域の3層群それぞれの先フリッシュ相および下部フリッシュ相の地層は，それらの構造相が付加体のそれと極めてよく調和することから，付加体とみなすことができる．大洋盆堆積体に off-ridge の火山体を含む場合は，海洋基盤との間に砕屑堆積物が挟在するので，それらが付加体に組み込まれる場合，基盤と分離し易いことが考えられ，当然付加体の最下部に位置づけられる．

付加体は全体として1つの構造単元をなすので，共通した変形特性を示し，最も顕著な構造として陸側に傾いた軸面をもつ非対称褶曲を生じ，下底の衝上断層に近い付加体下部では褶曲軸面に平行な片理を生ずるなど，変形がより著しく，上方に向って類似の構造形

態をとりながら変形は次第に弱まる．当地域の3層群の先フリッシュ相と下部フリッシュ相の地層は，既に述べたように，多くの共通した変形構造を示すとともに，前者は後者より変形が激しく，普遍的な小褶曲や片理に加えて火山岩体と地層との間に断層やすべり面を生じ，火山体自体の破壊も著しい．

島弧外縁の付加体は，外側から内側に傾斜が急になることが知られている．それらは，フリッシュ相の地層を主とし，上方粗粒化堆積で特徴づけられる海段堆積物や海溝斜面および小海段堆積物によって，多くの場合斜交不整合で被われるが，付加造構過程に参加しないので，その堆積後の変形構造は付加体のそれとは著しく異なり，そして弱い．また，海溝内縁から海溝斜面—海段にわたる地帯は圧縮条件下にあるので，火山活動は一切知られていないし，また実際にそれらの地帯の堆積物には，外来の降下性火山灰はあっても，堆積場噴出の火山岩は含まれていない．当地域の諸塚・北川の2層群では，上部フリッシュ相の地層は下位の地層と断層で接し，元来の層序関係は不明であるが，日向層群では不整合である．これらの地層は，いずれも下位の地層に比べて変形が格段に弱いだけでなく，変形様式も異なる．諸塚・北川の2層群では厚い砂岩や，下位層に比べてより浅海堆積を示唆する粗粒相が卓越し，厚層をなすことから，大海段堆積物に比較するのが最も妥当と考えられる．日向層群では，砂岩に大量の片理をもつ泥岩の大・小角礫を含み，その分布もせまいことから，海溝斜面の小海段堆積物の可能性が高いと判断される．

以上の諸塚・北川・日向の3層群はすべて北傾斜・北方上位の地層分布をなすが，時代的には南側により若い時代の地層が配列した造構過程をたどっている．この地層配列の様式は，島弧外縁に特有な堆積・付加造構作用で形成される地層配列と基本的に調和している．

VI. 文　献

ANDREWS, J. E. *et al.* (1975): Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, **30**, 25-298. Washington, D. C., U.S. Gort. Printing Office.

DICKINSON, W. R. (1977): Tectono-stratigraphic evolution of subduction-controlled sedimentary assemblages. *In* TALWANI, M., and PITMAN, W. C. (eds.), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Backarc Basins. Amer. Geophys. Union Washington, D. C.*, 33-40.

原田哲郎・徳岡隆夫 (1978)： 西南日本の古第三紀古地理についての一考察．池辺展生教授記念論文集，1-12.

橋本　勇 (1957)： 九州大学農学部附属宮崎演習林報告，**28**, 73-101.

———— (1961)： 宮崎県延岡市附近の時代未詳層群の層序と構造—とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について．九大教養部地学研究，**7**, 37-56.

———— (1962a)： 大分県佐伯市附近の時代未詳層群の層序と構造．同上，**9**, 1-12.

———— (1962b)： 九州南部における時代未詳層群の総括．同上，**9**, 13-69.

HOBBS, B. E. (1965): Structural; analysis of the rocks between the Wyungale Batholith and the Copperharis thrust, New South Wales. *Geol. Soc. Australia Jour.*, **12**, 1-24.

市川浩一郎・藤田至則・島津光夫（編）(1970)：日本列島地質構造発達史．築地書館，232p.

今井　功・寺岡易司・奥村公男 (1971)： 東九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯．地質雑，**77**, 207-220.

————・————・———— (1975)： 九州四万十帯の構造区分．地団研専報，(19), 179-189.

————・————・————・小野晃司 (1979)：神門地域の地質研究報告（5万分の1図幅），44p.，地質調査所.

INOUE, E. (ed.) (1978): Investigation of the continental margin of southwest Japan, *Geol. Sur. Japan, Curise Rep.*, (9), 88 p.

勘米良亀齢 (1973)： 四万十帯の炭酸塩岩，珪質岩，緑色岩に関する若干の問題．四万十地向斜に関する総合的研究連絡紙，(2), 102-107.

———— (1976)： 過去と現在の地向斜堆積体の対応，I・II．科学，**46**, 284-291, 371-378.

KANMERA, K. (1974): Paleozoic and Mesozoic geosynclinal volcanism in the Japanese Island and associated chert sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Pub.*, (19), 343-357.

勘米良亀齢・坂井　卓 (1975)： 四万十川層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか？．GDP 連絡紙：II-1-(1)．構造地質，(3), 55-64.

————・————・佐野弘好・大賀英生 (1977)：四万十帯における緑色岩の層位的位置と産状．緑色岩総研連絡紙，緑色岩類，(2), 7.

KARIG, D. E., and SHARMAN, G. F. (1975): Accretion and subduction in trenches. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 377-389.

KARIG, D. E., INGLE, J. C., et al. (1975): Initial reports of the Deep-Sea Drilling Projest, **31**: Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, 317-350.

河内洋佑・菅野延征 (1968)： コンセントリック褶曲する石英脈から推定した赤石中軸帯の短縮量．地質雑，**74**, 9-20.

木村敏雄 (1976)： 日本列島をめぐる地帯構造と堆積盆地．石油技術協会誌，**41**, 48-55.

――――(1977)：日本列島の構造発達史とプレートテクトニクス説．地学雑誌，**86**，54–67.

KIMURA, T. (1973): The old 'Inner arc' and its deformation in Japan. *in* COLEMAN, P. J. (ed.), The Western Pacific, island arcs, marginal seas, geochemistory, New York, Crane, Russak and Co., and *Univ. Western Australia Press*, 255–273.

金属鉱物探鉱促進事業団 (1967)：昭和41年度広域調査報告「日ノ影地域」，1–8，通産省.

――――(1909)：昭和42年度広域調査報告「日ノ影地域」，1–7，同上.

――――(1970)：昭和43年度広域調査報告「日ノ影地域」，1–11，同上.

紀州四万十帯団体研究グループ (1968)：紀伊半島四万十累帯の研究（その2）—研究の現状と南方陸地の存在に関する試論—地球科学，**22**，223–233.

――――(1975)：四万十地向斜の発達史．地団研専報，(19)，143–156.

KLEIN, G. DEV. *et al.* (1978): Off-ridge volcanism and seafloor spreading in the Shikoku Basin. *Nature*, **273**, 746–748.

小林和男・佐藤任弘 (1979)：岩波講座「地球科学**11**」，変動する地球Ⅱ—海洋底，229–232.

KULM, L. D. *et al.* (1973): Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, **18**: 1077 p.: Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office.

LANCELOT, L. *et al.* (1978): Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, **41**: 233–326. *Ibid.*

LUYENDYK, B. P. *et al.* (1979): Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, **49**, 21–100, *Ibid.*

MOORE, J. C., and KARIG, D. E. (1976): Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwest Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1256–1268.

MINATO, M., GORAI, M., and FUNAHASHI, M. (eds.) (1965): *The geologic development of the Japanese Islands. Tsukiji-Shokan*, 442 p.

奥田義久 (1977)：西南日本外帯沖広域海底地形図．海洋地質図，8．地質調査所.

酒井治孝・勘米色亀齢 (1977)：オリストリス四十寺層について．日本地質学会第84年大会演旨，161.

坂井　卓 (1978a)：東九州四万十帯北帯北川層群の地質構造．日本地質学会第85年大会演旨．435.

――――(1978b)：宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序．九大理研報（地質），**13**，23–38.

――――(1980)：種子・屋久島四万十帯の緑色岩類の産状と起源．琉球列島の地質学研究（木崎甲子郎編），**5**，(投稿中).

――――・小野慶一・桃木良隆・大塚裕之・早坂祥三 (1977)：奄美大島北部の地質．同上，**2**，11–23.

SANDER, B. (1911): Über Zusammenhange Zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **30**, 381–384.

佐野弘好・勘米良亀齢・坂井　卓 (1979)：四万十帯の緑色岩に伴う堆積物．地質雑，**85**，435–444.

志井田功・諏訪兼位・杉崎隆一・田中　剛・塩崎平之助 (1971)：奈良県十津川流域における日高川帯の緑色岩類．地質学論集，(6)，137–149.

SUGISAKI, R., SUZUKI, T. KANMERA, K. SAKAI, T., and SANO, Y. (1979): Chemical composition of green rocks in the Shimanto belt, southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **85**: 455–466.

鈴木堯士・波田重熙・梅村隼夫・坂本泰彦・中川仁志 (1978)：四万十帯緑色岩類の産状を中心とした成因的考察．地球科学，**32**，321–330.

SUZUKI, T., and HADA, S. (1979): Cretaceous tectonic mélange of the Shimanto belt in Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85**, 467–479.

平　朝彦・甲藤次郎・田代正之 (1979)：白亜紀以降西南日本の地史と島弧—海溝系のテクトニズム．地質ニュース (296)，27–40.

TALWANI, M. *et al.* (1976): Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, **38**,: Washington, D. C. Govt. Printing Office, 151–387.

立石雅昭 (1973)：牟婁層群堆積盆の復元と黒潮古陸問題．四万十地向斜に関する総合的研究．連絡紙，(2)，84–91.

TATEISHI, M. (1978): Sedimentology and basin analysis of the Paleogene Muro Group in the Kii Peninsula, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geology and Mineralogy*, **45**, (2), 187–232.

TATSUMI, T. (1953): Geology and genesis of the cuprifeous iron sulphide deposits of the Makimine mine, Miyazaki Prefecture, Japan. *Sci. Papers Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **3**, 81–247.

立見辰雄・森永　茂 (1949)：宮崎県槇峰含銅硫化鉄鉱床の地質学的ならびに鉱床学的研究．Ⅰ．槇峰鉱山地方の地質および槇峰鉱山における鉱床の賦存状態．資源研彙報，(14)，61–76.

寺岡易司 (1979)：砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源．地質雑，**85**，753–769.

――――・奥村公男・今井　功 (1974)：九州耳川地域の四万十累層群砂岩—四万十帯の構造区分に関連して—．楠見　久先生退官記念文集，133–151.

土谷信之・坂井卓・勘米良亀齢 (1979)：九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴．地質雑，**85**，445–454.

恒石幸正・古田鎮男・木村敏雄 (1977)：高知県中村市における四万十層群と中村層群との関係．日本地質学会第84年大会演旨，124.

TURNER, F. J., and WEISS, L. E. (1963): *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites.*

McGrow-Hill, 545 p.
VON HUENE, R. *et al.* (1973): Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, **18**, 377–405: Washington, D. C. U. S. Govt. Printing Office.
WEISS, L. E. (1972): *Minor Structures of Deformed Rocks. Springer-Verlag*, 431 p.