

## 室戸半島北東部, 徳島県穴喰町周辺の四万十累層群古第三系\*

——層位学的・堆積学的検討——

公文 富士夫\*\*・井内 美郎\*\*\*

(1975 年 11 月 15 日 受理)

### I. はじめに

四万十帯は西南日本外帯の最外部に位置し, 幅 100 km, 長さ 1000km に及ぶ広い地域を占めているが, 長い間, 時代未詳中生層とされたままであった. しかし, 近年その研究は急速にすすめられている. また, プレート・テクトニクス説は地向斜について種々の新しい問題を提起している. こういう状況の中で「地向斜」そのものを, 本州地向斜や四万十地向斜を具体的な例として再検討していこうという気運が高まっている.

筆者らは, 紀州四万十帯団体研究グループの研究活動に参加するなかで, 「黒潮古陸」の検証も含めて, 四万十地向斜の全体像を鮮明にしていくためには, 一層広域的な, 詳細な調査が必要であると考えた. そのため, 紀伊半島に隣接した室戸半島の北東部海岸にフィールドをもとめ, 紀伊半島と比較しながら調査をおこなった.

調査地域は, 第 1 図に示した高知県安芸郡東洋町野根から徳島県海部郡海南町にいたる, 東北 12km, 東西 15 km の地域である. 本地域について, 公文・井内(1973)に予察的な報告をおこなったが, 今回はその後の調査で明らかになった点を含めて詳しい報告をおこないたい. 御批判と御指導をいただければ幸いである. 本研究にあたっては, 京都大学中沢圭二教授, 徳岡隆夫氏, 和歌山大学原田哲朗教授に終始暖かい御指導をいただいた. 地質調査所の水野篤行氏には化石の同定をお願いした. 紀州四万十帯団体研究グループの方々には一方ならぬ御援助をいただいた. ここに深く感謝の意を表する.

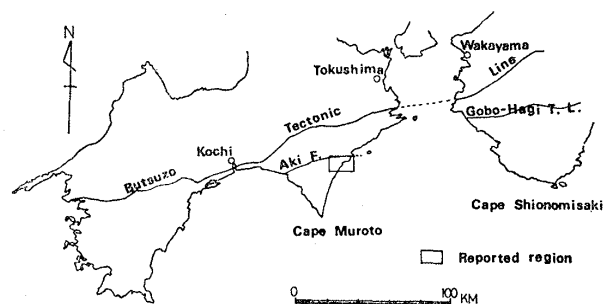
### II. 研究史

本地域に関する研究は, 鈴木(1931), 甲藤(高知県, 1961), 甲藤(1969), 中川(徳島県, 1972), 公文・井内

(1973), 甲藤ほか(1974)がある. これらの主要な論点にふれ, 筆者らの若干の見解を述べたい.

鈴木(1931)は, 四国東南部に分布する四万十累帯の北帯を安芸川層(ジュラ系)とし, 南帯については, 北部に分布する奈半利川層(白亜系~古第三系)と南部に分布する室戸層とを区分した. 本地域には整合に重なる奈半利川層が分布するとしている. 甲藤(高知県, 1961)は, この南帯を室戸半島層群(始新世)とし, 下位から大山岬層, 室戸層, 奈半利川層を区分した. 本地域ではこれら 3 層が断層で接して細長く分布するとしている. 中川(徳島県, 1972)は北帯を下位から日野谷層(ジュラ系~白亜系下部), 牟岐層(白亜系上部)とし, 南帯の北限から徳島・高知県境までを穴喰層とした. そして, *Venericardia subnipponica* の産出から, 穴喰層は漸新統である可能性を指摘した. 公文・井内(1973)は本地域の古第三系を下位の海部層(始新統?)と, 上位の奈半利川層(漸新統)とに区分し, また, オースコーツァイト礫の産出と古流系について報告した. 甲藤ほか(1974)は, 本地域では奈半利川層が断層によって 4 回繰返しているとし, 断層運動による砂岩頁岩互層の変形機構を論じている.

公文・井内(1973)の層序は現在, 多少の訂正を要する. 海部層の下部層と上部層との境界は緑色頁岩の上位にある黒色頁岩の上限とすべきであること, 奈半利川層



第 1 図 調査地域位置図

\* 日本地質学会第 81 年大会(札幌)にて一部講演

\*\* 京都大学理学部地質学鉱物学教室

\*\*\* 工業技術院地質調査所海洋部

第1表 穴喰町周辺の四万十累層群の層序と構造区分

Kumon & Inouchi (present report)			Kumon & Inouchi (1973)			Katto et al. (1974)	
Oligocene	Naharigawa formation	Nd --- Nc --- Nb --- Na	Oligocene	Naharigawa formation	N6 --- N5 --- N4 --- N3 --- N2 --- N1	Eocene to Oligocene	Naharigawa formation (repetition by faults)
Eocene	Kaifu form.	F. K2 K1	Eocene	Kaifu form.	F. K2 K1		
late Creta.	Mugi formation	F.	late Creta.	Hinodani group	F.	late Creta.	Susaki formation

F : 断層

の  $N_3$  は  $N_1$  が断層によって繰返したものとすべきこと、 $N_6$  は  $N_5$  とあわせて一つの部層とした方が適當であること、などである。筆者らの現在の見解を、公文・井内 (1973)、甲藤ほか (1974) と比較して第1表に示す。

### III. 地質概説

本地域は、四国東南部の四万十累帯のほぼ中央に位置し、北帯と南帯との境界（安芸断層）の南側を占めている（第2図）。安芸断層の北側には牟岐層（上部白亜系）、南側には海部層（始新世?）が分布する。海部層の南は穴喰断層で切られ、その南側には奈半利川層（漸新世）が分布する。

海部層、奈半利川層は主に砂岩、砂岩頁岩互層\*、頁岩からなる。両層はおおむね東一西の走向をもち、北に  $50^\circ \sim 80^\circ$  傾斜する同斜構造を主体とする。いくつかの地域では断層や褶曲による繰返しや省略が認められる。

### IV. 層序

本地域に分布する四万十累層群の層序、岩相的特徴は以下のとおりである。第2図には地質図、第3図には海部層、奈半利川層の柱状図を示す。

#### 牟岐層

安芸断層以北に広く分布。本地域では頁岩および頁岩勝ち互層を主とし、頻繁に凝灰岩質の緑色頁岩や赤色頁岩をはさむ。

本地域には牟岐層上部が分布する（徳島県, 1972）。牟岐層は、牟岐町古牟岐からの *Gaudryceras (Vertebrites)* sp. の産出（須鎗ほか, 1967）から、上部白亜系とされている。

#### 海部層（新称）

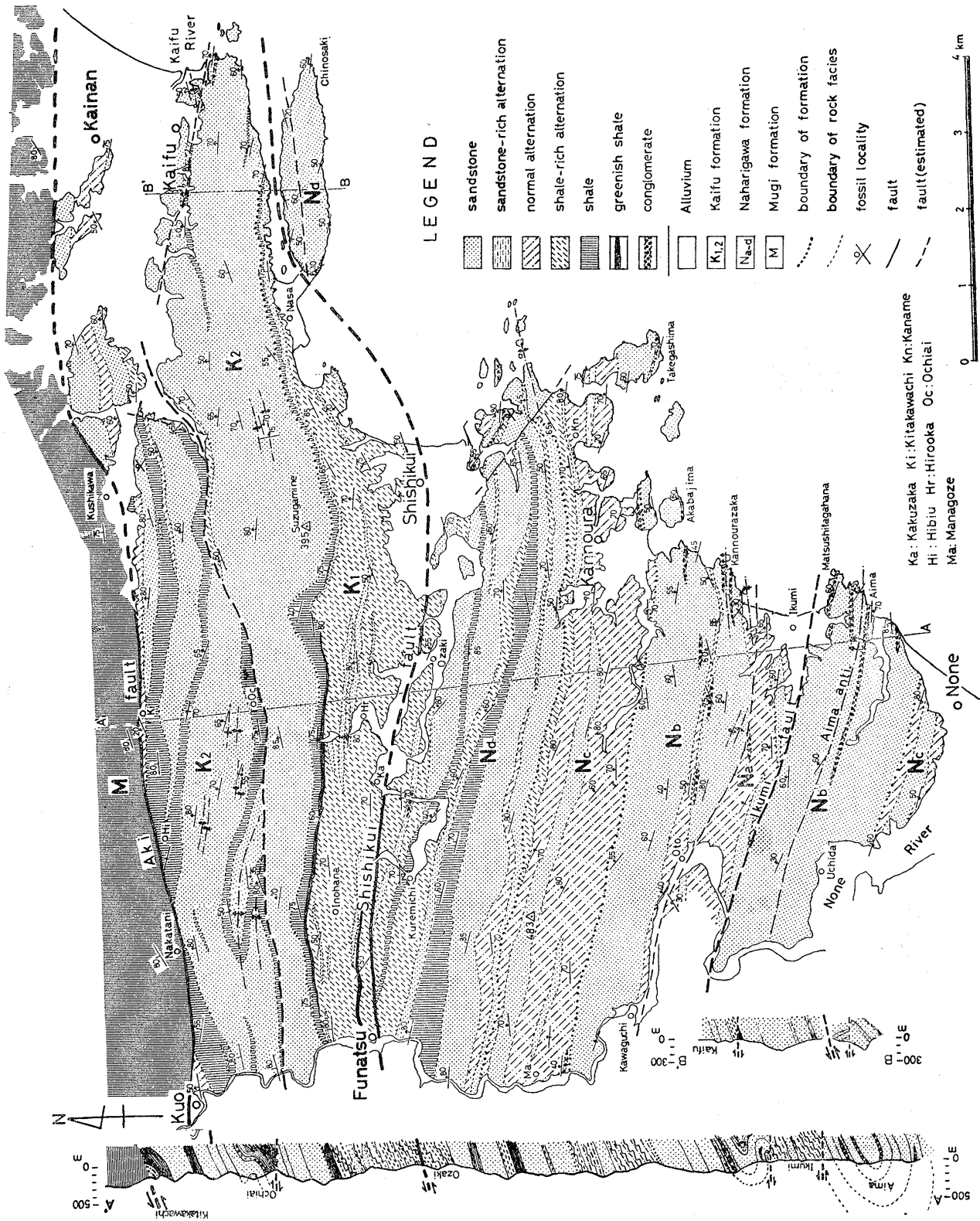
海部層下部層（ $K_1$ ）は穴喰から船津にかけて分布し、層厚は約 900m である。牟岐層とは断層関係。頁岩勝ち互層と頁岩を主とし、塊状砂岩や緑色頁岩をはさむ。最上部は黒色頁岩で、その下位に凝灰岩質緑色頁岩（一部赤色頁岩）がみられる。この層序はよく追跡され、有効な鍵層となる。黒色頁岩には泥質石灰岩ノジュールがはさまれる。互層の大部分は砂質部がレンズ化（ブーディン構造）しており、下部層は全体として強いじょう乱を受けている。

海部層上部層（ $K_2$ ）は海部から久尾にかけて分布し、層厚は約 2,000m。下部層の黒色頁岩が互層をへて上部層の砂岩にうつりかわっており、上部層は下部層に整合に重なっている。中～粗粒の塊状砂岩\*\*と砂岩勝ち互層を主とし、頁岩層をはさむ。礫岩は海部町鞆浦で厚さ 30cm 程の小礫礫岩がみられる。互層部には各種の底痕が発達するが、奈半利川層よりも乏しい。海部町櫛川の南の谷で *Portlandia watasei* を発見した。

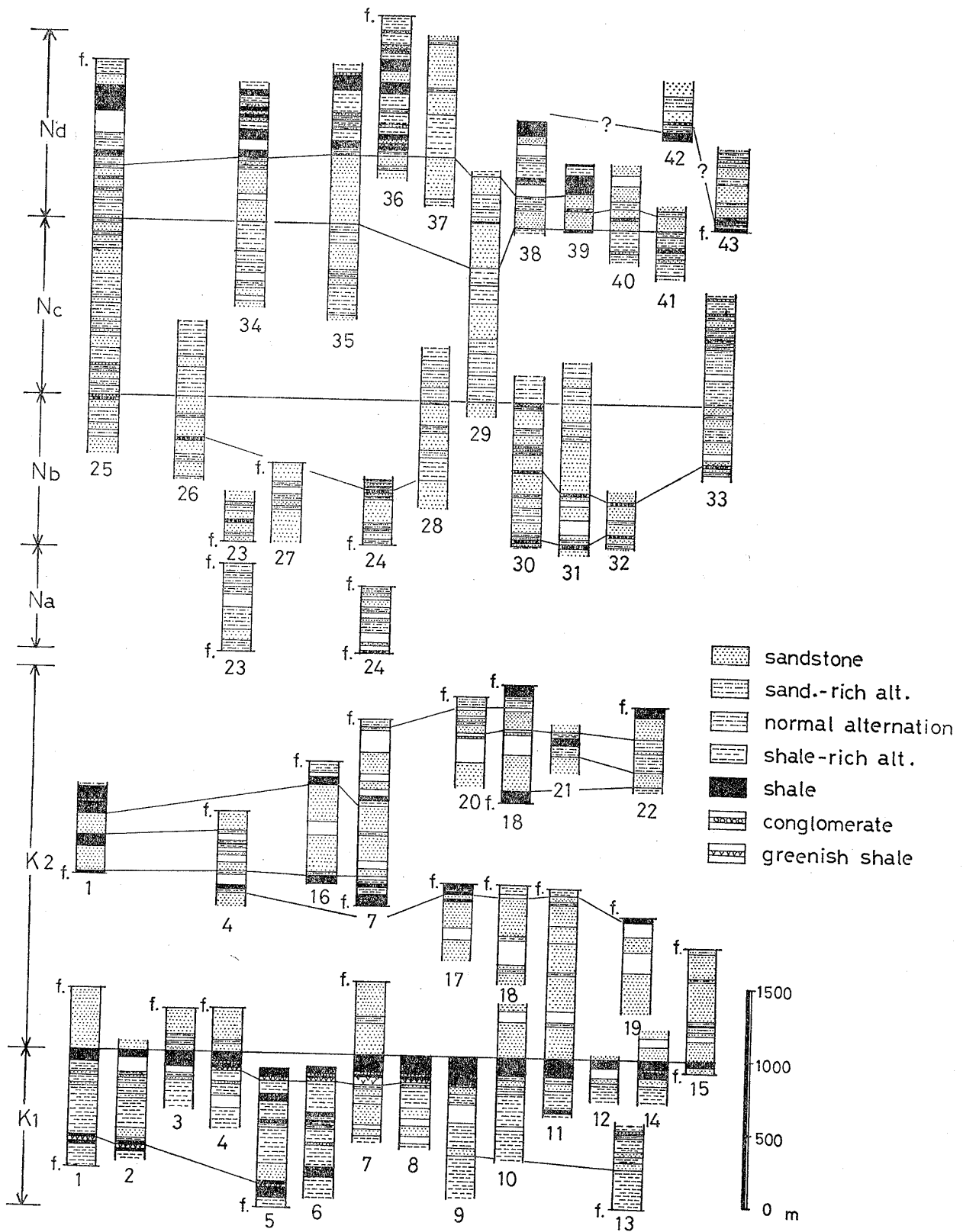
穴喰町船津一尾崎一穴喰を結ぶ線（穴喰断層）より北側には幅広いじょう乱帯が認められる。甲藤ほか (1974) は、これを奈半利川層の上部が那佐断層によって変形を

\* 以下、単に互層と記す。内部堆積構造や流痕から、大部分は turbidite と考えられる。

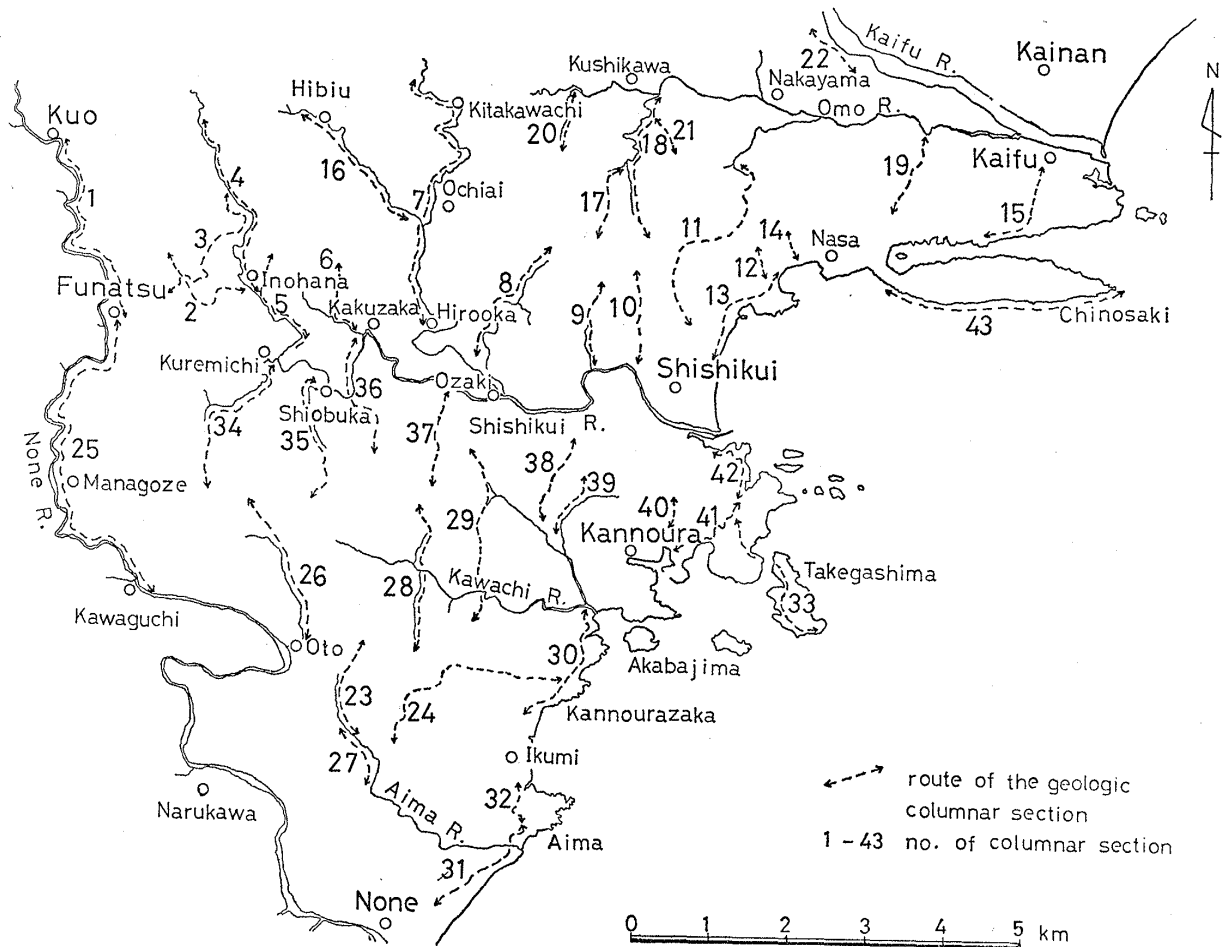
\*\* 1～5mの厚さの砂岩が成層し、ごく薄い頁岩をはさむもので、全体の厚さが 20～数 10m を越えるものを塊状砂岩とよんでおく。砂岩単層の内部にはほとんど堆積構造が観察されない。



第2図 徳島県穴喰町周辺地質図



第 3—A 図 海部層および奈半利川層柱状図



第 3—B 図 柱状図作成路線 (番号は第 3—A 図の柱状図番号に対応する)

うけたものとしている。しかし、奈半利川層にはどの層準にも緑色頁岩は知られていないが、このじょう乱帯の中には船津の林道や猪ノ鼻の南方にみられるように緑色頁岩がはさまれる。このじょう乱帯は海部層に属すると考えるのが妥当である。じょう乱帯の北端にも断層が存在する可能性もあるが、主要な役割をはたしている断層はじょう乱帯の南端を通るもの(穴喰断層)である。

#### 奈半利川層

奈半利川層は岩相的特徴から Na~d の 4 部層にわけられる。

**Na 層**は東洋町生見の西方に分布し、層厚は約 500m。海部層とは断層関係。5~15cm でリズムカルに繰返す砂岩頁岩互層を主とし、塊状砂岩をともなう。互層は等量ないし頁岩勝ちのことが多い。小褶曲および小断層の発達が見られる。

**Nb 層**は甲浦坂付近と相間付近の 2 つの地域に断層で繰返して広く分布。層厚は約 1,000m。Na 層とは軽微な断層で接するが、全体としてはほぼ整合に重なるものと

判断される。塊状砂岩、礫岩、砂岩勝ち互層を主とする。礫岩は厚さ 30cm~1m のものが 3~4 層準にわたり、20 数地点で認められる。どれも円磨度の高い小礫礫岩で、4~7% のオーソコーツァイト礫を含むことが多い。基質は粗粒砂岩である。塊状砂岩は灰青色の中~粗粒砂岩で、ラミナなどの内部堆積構造はほとんど発達していない。少量の頁岩パッチがみられる。

**Nc 層**は甲浦から真砂瀬にかけて分布し、層厚約 1,000m。Nb 層に整合に重なる。等量互層を主とし、厚い砂岩層や砂岩勝ち互層をともなう。最上部は頁岩勝ち互層である。波長 20~50m の小褶曲がよく発達する。

**Nd 層**は甲浦北方から船津南方にかけて分布。層厚 1,200m 以上。Nc 層に整合に重なる。塊状砂岩、互層、頁岩からなり、穴喰や角坂南方では礫岩をともなう。甲浦北方では砂岩の発達がよいが、その西方では頁岩が優勢となり、岩相の変化が著しい。なお、穴喰町那佐の乳ノ岬では塊状砂岩を主とする逆転した地層が、半島全域にわたって分布する。最上部は黒色頁岩であり、灰白色

凝灰岩層（厚さ約 30 cm）を一層はさむ。この乳ノ岬の地層は岩相および分布域から Nd 層に相当すると推定される。実喰町古目の頁岩から、*Venericardia* cf. *subnipponica*, *Portlandia* cf. *watasei*, *Ctenamussium* sp. とサメの歯を発見した。

奈半利川層には互層部を中心にして各種の堆積構造や生痕が良好に発達する。Grading, parallel lamination, cross lamination, convolute lamination などの内部堆積構造, flute mark, groove mark, ripple mark などの流痕, *Paleodictyon*, *Nereites*, *Helminthoida*, *Helminthopsis* などの生痕, *Terebellina* などが主なものである。これらの互層は堆積構造などから turbidity current による堆積物と考えられる。

甲藤ほか (1974) は、Nd 層の大部分は Nb 層が断層で繰返したものであるとしているが、第 3—A 図の柱状図に示されているように、両層の岩相はかなり異なっている。繰返す可能性は小さい。

## V. 地 質 構 造

本地域には、北から安芸断層、実喰断層、生見断層と 3 本の大きな東西性の断層が存在し、それらにはさまれて、東—西の一般走向をもち、 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$  で北傾斜の地層が分布する。

海部層には、実喰町落合を通る東北東—西南西の断層と、海部の南を通る西北西—東南東の断層が存在する。実喰川上流の中谷口には波長 500m 程の褶曲構造がみられる。波長 200m 程の中規模の褶曲は、落合北方の広岡川および日比宇谷、日比宇南方、居敷川上流、海部にみられる。

奈半利川層には生見断層の他に、実喰町古目を通る北西—南東の断層、生見の北を通る東—西の断層が認められる。生見断層の南側は大規模な背斜をなしており（相間背斜）、生見北方および実喰町水床には中規模（波長 400m 程度）の褶曲がみられる。また、互層中には波長 20~50m の小規模な褶曲が多くみられる。なお、乳ノ崎では奈半利川層が逆転して分布する。

甲藤ほか (1974) は、甲浦北方を通る東西性の甲浦断層を認め、奈半利川層の大きな繰返しを論じている。しかし、Nb 層を Nd 層に対応させる根拠は不充分である。岩相的には両層には差異がある。また、筆者らは甲浦断層にあたる断層露頭を見出すことはできなかった。甲浦断層の存在は疑問と考えられる。

以下、主要な構造について述べる。

### 安芸断層

本地域では、実喰町久尾から同北河内を通り、海南町四方原にぬけている。四万十累帯を北帯（白亜系）と南帯（古第三系）にわけ断層で、紀伊半島の御坊—萩構造線に対応する。実喰町北河内では幅 80m 以上の破碎帯と、 $N70^{\circ}E$ ,  $70^{\circ}N$  を示す断層面がみられる。

### 実喰断層（新称）

実喰町船津から実喰を通り、那佐湾にぬける。安芸断層とほぼ平行にはしり、海部層と奈半利川層とをわけ断層。海部層側には幅広いじょう乱帯（最大幅 1 km）が形成されている。紀伊半島における本宮断層に対応すると考えられる。実喰町船津および同尾崎北方で破碎帯がみられ、 $N75^{\circ}\sim 90^{\circ}E$ ,  $75^{\circ}\sim 80^{\circ}N$  の断層面がみられる。

### 生見断層（新称）

東洋町大斗南方から生見南方を通る。相間背斜の北翼を切り、断層の北側には下位の Na 層が分布する。推定断層。甲藤ほか (1974) の同名の断層とは位置、役割が異なる。

### 相間背斜

半波長が 1,200m 以上ある大規模な背斜であり、背斜軸は東洋町内田の北方から同相間を通る。背斜の南翼は高角度で北側に傾斜した逆転層であり、この背斜は軸面が E—W,  $80^{\circ}N$  で北に傾斜した等斜褶曲をなしている。

## VI. 礫岩および砂岩の検討

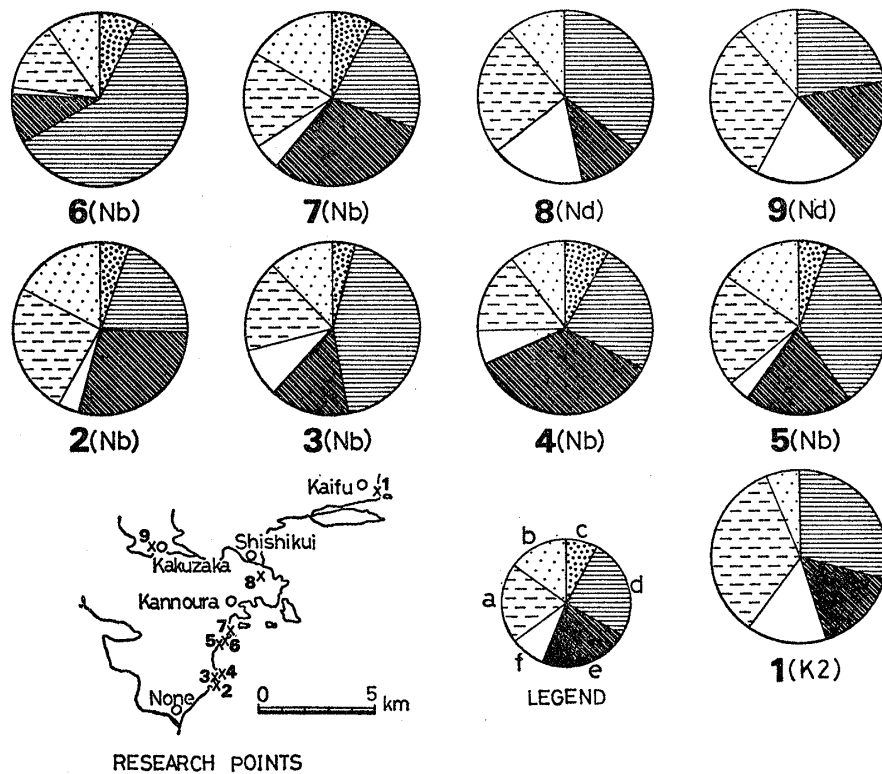
### A. 礫 岩

海部層と奈半利川層に発達する礫岩について 9 地点（海部層 1 地点、奈半利川層 8 地点）で礫組成を検討した。礫岩はいずれも砂岩層にはさまれるか、砂岩層の下部に発達したもので、層厚 0.3~2.0m の小礫礫岩である。基質は粗粒砂である。

#### (1) 礫組成の検討

検討方法は、露頭において隣接する 2 つの領域を設け、それぞれで長径が 0.4cm 以上の 50 個の礫について礫径（長径）の測定と礫種の検討をおこなった。両領域での結果に大きな差異が認められなければ、両者をあわせて、100 個の礫についての検討結果とした。礫径は平均 1.0~2.5cm であり、淘汰が良好であることから、この方法で、礫岩全体の組成を十分代表していると考えられる。

検討地点と結果を第 4 図に示す。どの礫岩も石英、チャート、酸性火成岩・火砕岩類（石英斑岩、流紋岩、酸性凝灰岩など）、砂岩を主要な構成礫種としているが、いくつかの特徴が認められる。



第4図 海部層・奈半利川層の礫岩の礫組成

a : チャート, b : 砂岩, c : オーソコーツァイト, d : 石英, e : 酸性火成岩類, f : その他

海部層の礫岩(No. 1)にはチャート礫が34%と多く、オーソコーツァイト礫は認められない。Nos. 2~7は、奈半利川層Nb層の中にあり、全体として似た組成を示している。オーソコーツァイト礫を4~7%含み、酸性火成岩・火砕岩類と石英の比率が高い。Nos. 8, 9はNd層の中のものであるが、チャートの比率が高く、酸性火成岩・火砕岩類と石英の比率が低い。オーソコーツァイト礫は含まれない。角坂南方の礫岩(No. 9)には泥質石灰岩の中礫がみられる。

## (2) オーソコーツァイト礫について

前述の6地点のほかに5地点、合計11地点からオーソコーツァイト礫の産出が確認された(第6図)。

オーソコーツァイト礫は長径で平均2cm, 最大4cmであり、紀伊半島と比較して非常に小さい。しかし、同じ礫岩中の他種の礫よりも、径はやや大きい。円磨度は良好である。やや透明感をもった白色のものが多いが、桃色や暗赤色を示すものもみられる。

オーソコーツァイト礫の鏡下の観察によると、礫は等粒状の石英結晶のみからなり、基質はほとんどみられない。結晶の内側に元の粒子の形を示す円形のダストリン

グがしばしば認められ、石英粒子の二次的成長を示している。まれに電気石の粒子がみられる。

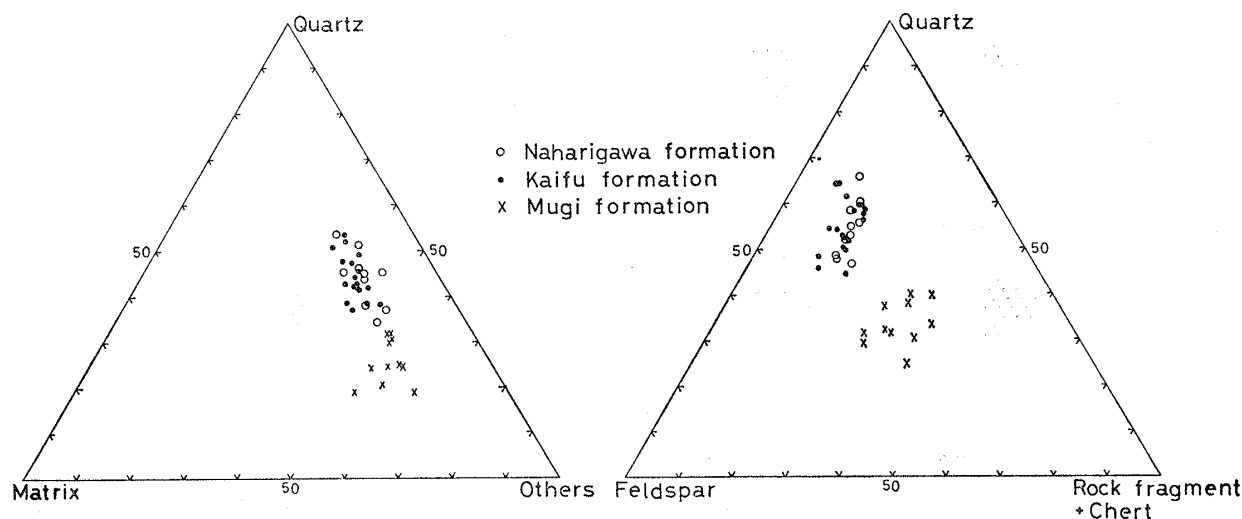
## B. 砂岩

海部層と奈半利川層によく発達している塊状砂岩について、予察的な鉱物組成の検討をおこなった。比較のために牟岐層中の塊状砂岩についても検討を試みた。

試料は、塊状砂岩から無作為に採集したものを薄片にし、鏡下でポイント・カウンターを用いて1mm×0.5mmの方眼を切り、500ポイント以上を数えて鉱物組成とした。平均粒径がほとんど0.2~0.4mmの範囲に入る中粒砂岩であり、鉱物組成に対する粒度の影響は小さいと考えられる。

海部層(19個)、奈半利川層(11個)、牟岐層(10個)の試料について検討した結果を第5図に、石英-基質-その他、石英-長石-岩片\*, の2種類の三角ダイアグラムで示す。各層における主要な特徴を次に述べる。なお、砂岩の命名は岡田(1968)に従った。

\* チャートを含む。以下、岩片にはチャートを含めている。



第5図 海部層、奈半利川層および牟岐層の砂岩の鉱物組成

### (1) 各層の砂岩の特徴

#### i) 牟岐層

石質ワッケに属する。基質が15~27%\*, 石英18~32%, 長石19~30%, 岩片20~31%であり, 基質は他の2者よりもやや多く, 岩片は2倍程多い。石英は比較的少ない。長石は全体量ではほとんどかわらないが, カリ長石の斜長石に対する比率はずっと小さい(斜長石12~22%, カリ長石5~9%)。岩片には酸性火山岩類(流紋岩, 酸性凝灰岩など)が最も多く, 花崗岩質岩や安山岩質岩もみられる。チャートは少ない。

#### ii) 海部層

基質が13~20%であり, アレナイトとワッケの中間にあたる。石英は37~55%と多く, 岩片は6~15%で比較的少ない。長石は20~34%であり, カリ長石と斜長石との比較ではカリ長石がやや少ない程度である。岩片には花崗岩質岩が多く, しばしばミルメカイト構造がみられる。流紋岩やチャート, 安山岩質岩も存在する。重鉱物ではジルコンや電気石がよくみられる。

#### iii) 奈半利川層

基質が11~17%であり, 多くのものは長石質アレナイトに属する。石英は35~55%, 長石19~28%, 岩片10~15%である。カリ長石は斜長石よりやや少ない。岩片には花崗岩質岩が最も多く, 流紋岩, チャート, 安山岩質岩がみられる。ジルコン, 電気石, 磁鉄鉱, 緑れん石などの重鉱物もみられる。

### (2) 各層の砂岩の比較

牟岐層は基質が15~27%で, 海部層と奈半利川層よりも多く, 岩片も2倍程多い。一方石英量はかなり少ない。

く, また, カリ長石量も少ない。逆にいえば, 海部層と奈半利川層は多量の石英と少量の岩片によって特徴づけられている。

寺岡ほか(1974)は, 九州耳川地域の四万十帯の砂岩について, 諸塚層群(白亜系)と神門・日向層群(古第三系)との相違を指摘している。古第三系の砂岩は石英が多く, カリ長石, 火山岩片に乏しい, という特徴をもつ。白亜系と古第三系の砂岩の相違は本地域とおおまかに共通する。しかし, 本地域の古第三系の砂岩はカリ長石が比較的多く, 火山岩片は少ないが, 花崗岩質岩片が比較的多い。これらの点で耳川地域とは多少異なる。

海部層と奈半利川層との相違は不明瞭であるが, 今後, さらに細かな層準ごとの, かつ多数の試料にもとづく検討が必要であろう。

## VII. 古 流 系

海部層, 奈半利川層に豊富にみられる各種の有方向堆積構造から古流向の測定をおこなった。測定に用いた主要な堆積構造は flute mark, groove mark, current crescent mark, bounce mark, prod mark である。測定数は海部層で26地点45個, 奈半利川層で34地点169個である。測定値に対しては, 走向方向を軸として古海底面を復元する一次補正をおこなった(ただし, 回転はないものとした)。

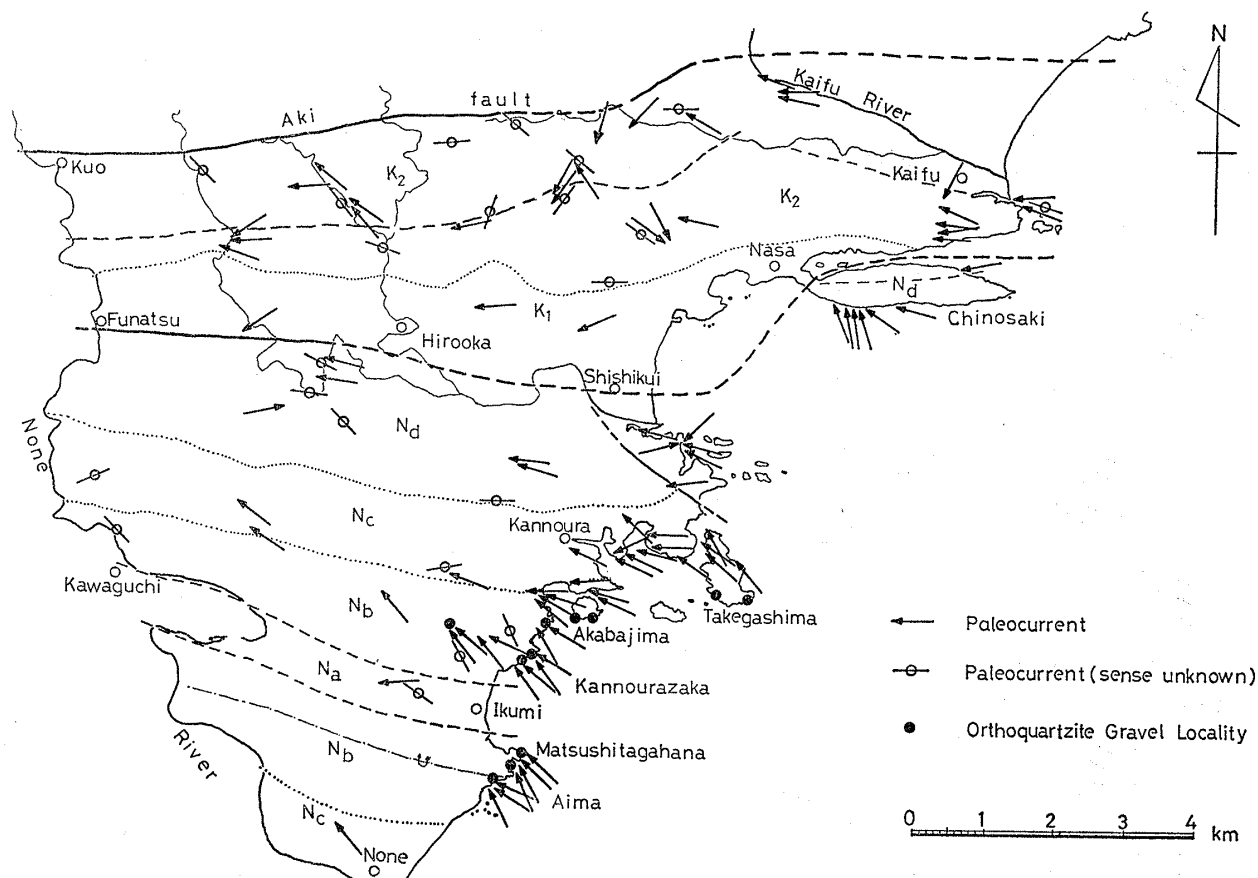
第6図に海部層と奈半利川層の古流向の分布を, 第7図に各層準ごとの古流系を示す。

#### (1) 海部層

下部層(K<sub>1</sub>)の測定数は3個にすぎないが, ENE→WSW方向をそろって示している。海部層での測定は上

\* 組成全体の中に占める比率。以下, 数字で示す比率はすべて同様。





第6図 海部層・奈半利川層の古流向の分布とオーソクォーツタイト礫の産出地点

部層 (K<sub>2</sub>) に多い。上部層では E→W の軸流が主であるが、NNE→SSW および SE→NW の供給もみられる。居敷川上流では WNW→ESE の逆方向を示す古流向がみられる。

## (2) 奈半利川層

奈半利川層では古流向の測定数が多いので細かな層準ごとの検討をおこなった。

Na 層の測定数は 2 であるが、E→W および SE→NW を示している。

Nb 層下部は甲浦坂付近のものでは SE→NW を示している。相間付近の Nb 層については下部、上部をまとめて示してあるが、同じように SE→NW を主としている (相間付近の測定値は大部分 Nb 層下部のものである)。

Nb 層上部は ESE→WNW を示し、E→W もいくらかみられる。

Nc 層は E→W, ESE→WNW を主とするが、SE→NE もかなり存在する。

Nd 層は E→W が主であるが、NE→SW の供給や W→E の逆方向を示す古流向も存在する。なお、乳ノ崎

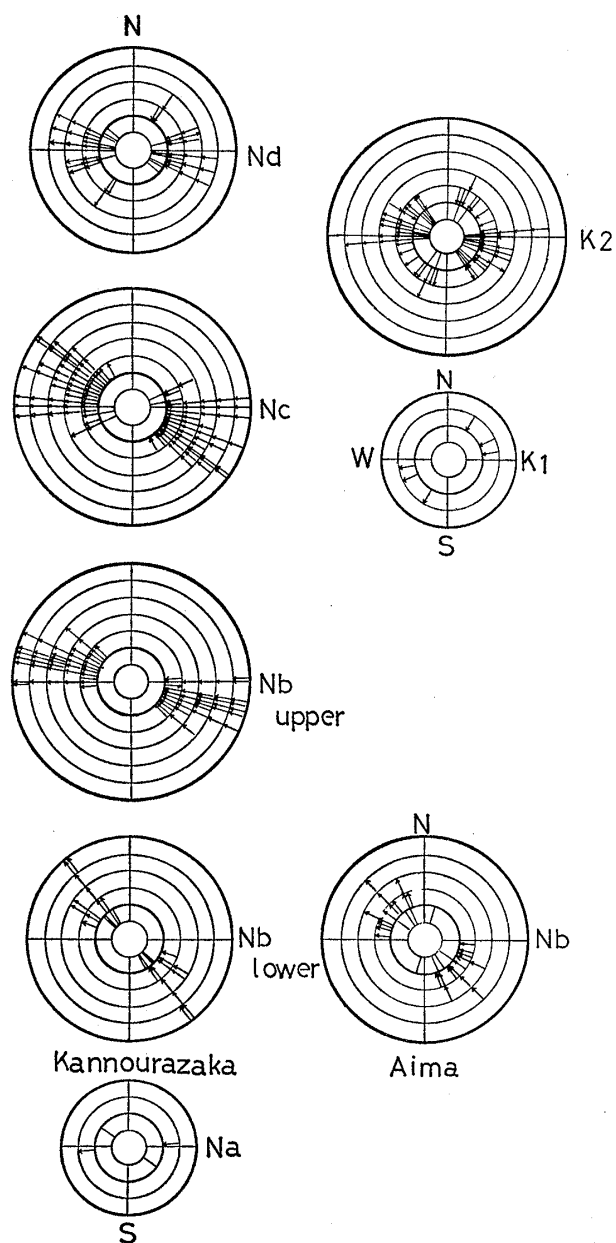
は逆転した地層であるために、構造運動の影響が大きいと考えられるので、ここでは検討に含めていない。

奈半利川層の古流系には、SE→NW の供給の優勢な時期(Nb 層下部)と、E→W の軸流が主である時期(Nb 層上部～Nd 層)とを認めることができる。Nb 層下部は南北に隔たった 2 地域が同じ様な古流系を示すので、前述の相違は層準による違いであり、地層の分布地域が南北に離れていることによる相違ではない可能性が大きい。

## VIII. 考 察

### (1) 対比と時代論

甲藤ほか (1974) は、本地域の古第三系は奈半利川層が逆断層によって 3～4 回繰返したものとしており、海部層を認めていない。しかし、その繰返しの根拠は不十分なものである。海部層上部層は下部層に整合に重なり (広岡北方で確認できる)、全体として一つの堆積輪廻を示す。海部層にはさまれる緑色頁岩は奈半利川層のどの層準にも知られていない。また、岩相を細かく対応させると、両層には比較的大きな相違がみられる。海部層を



第7図 海部層・奈半利川層の各層準ごとの古流系

奈半利川層の繰返しと考えることは困難である。

室戸半島北東部の四万十帯南帯では、北から海部層、奈半利川層が分布する。紀伊半島の南帯では、北から音無川ムロ層と牟婁層群 (HARATA, 1964) が分布する。構造的な位置および岩相、貝化石より海部層は音無川ムロ層に、奈半利川層は牟婁層群 B・C 層に対比される。

海部層では、下部層は頁岩勝ち互層と頁岩を、上部層は塊状砂岩と砂岩勝ち互層を主としており、両者の境界近くには、連続性のよい凝灰岩質緑色頁岩 (一部赤色頁岩) が認められる。音無川ムロ層は、下部の頁岩層 (瓜谷層) と、中部のフレッシュ層 (羽六層下部)、上部の

砂岩層 (羽六層上部) からなり、瓜谷層と羽六層との境界に緑色・赤色頁岩を挟在している。この緑色・赤色頁岩を中心とする層序は 25km 以上にわたって追跡され、有効な鍵層となっている (はてなし団体研究グループ, 1973; 中屋ほか, 1973)。両者は全体として類似した岩相といえる。筆者らは海部層上部層から *Portlandia watasei* を発見したが、細かな時代は決められない。川添 (1974) は、海部層の延長にあたる地層を竹屋敷層とし、室戸半島層群の最上部としているが、根拠が薄弱である。これらのことから、海部層は、安芸断層と尖喰断層で北の白亜系と南の漸新統には含まれることから、一応、始新統と考えられ、岩相的にも構造的にも音無川ムロ層に対比されよう。

奈半利川層は従来、始新統とされていた (高知県, 1961) が、今回 *Venericardia* cf. *subnipponica* NAGAO を発見したこと、中川 (徳島県, 1972) によっても同種が報告されていることから、奈半利川層は漸新統と考えるのが妥当と考えられる。最近、紀伊半島南部海岸地域を中心とする牟婁層群から、*Venericardia subnipponica*, *V. akagi*, *Portlandia watasei* などの多数の貝化石が発見されており、牟婁主帯の牟婁層群は漸新世から下部中新世におよぶものとされている (紀州四万十帯団体研究グループ, 1970, 1973)。これらのことと、奈半利川層が塊状砂岩を主とし、上部で頁岩が多くなるという岩相上の特徴から、同層は牟婁主帯の B・C 層に対比される可能性が大きい。

## (2) 奈半利川層の粗粒碎屑物の供給源について

奈半利川層の粗粒碎屑物の特徴の一つは、礫岩の礫組成や砂岩の鉱物組成が示しているように、多量の酸性火成岩起源の碎屑物が存在することである。すなわち、礫では、石英や石英斑岩、流紋岩が、砂岩では、石英や長石 (斜長石とカリ長石とはほぼ等量) が多量に存在している。砂岩中の岩片でさえ、石英や斜長石、カリ長石の結晶が数個集合した花崗岩質岩片が多い。その斜長石のなかにはミルメカイトをもつものがしばしばみられる。流紋岩や酸性凝灰岩の岩片も多い。

もう一つの特徴は Nb 層をはじめとするオーソコーツァイト礫の産出である。紀伊半島ではオーソコーツァイト礫の産出は打越背斜より南に限られるが、本地域では構造的にそれより北側にあたる位置から産出する。また、産出層準が Nb 層 (特に Nb 層下部) に集中し、上、下位の層準にはほとんどみられないこと、礫径が小さいことなどは紀伊半島の場合との相違であるが、南東からの側方供給の優勢な層準に産出することは重要である。

これらのことから、少なくとも奈半利川層堆積の一時期 (Nb 層下部) には、堆積盆の南側に、多量の花崗岩類や、それよりも少量の酸性火山岩類が分布し、オーソコーツァイトの露出する陸地 (=「黒潮古陸」; 紀州四万十帯団体研究グループ, 1968) が存在しており、オーソコーツァイト礫を含む碎屑物を供給したものと考えられる。

### IX. ま と め

(1) 室戸半島北東部・徳島県穴喰町周辺の四万十累帯は安芸断層によって北帯と南帯に分けられ、北帯には牟岐層 (上部白亜系) が分布する。南帯は安芸断層に平行な穴喰断層によってさらにわけられ、北側には海部層 (始新統?), 南側には奈半利川層 (漸新統) が分布する。

(2) 海部層は紀伊半島の音無川ムロ層に、奈半利川層は牟婁主帯の B・C 層に対比される可能性が大きい。

(3) 地質構造は東西性の走向断層によって大きく支配されており、断層にはさまれて、東西の走向をもち、北へ 50°~80° 傾斜した地層が分布する。東洋町相間には北へ 80° で傾斜する第一級の等斜褶曲がみられる。

(4) 海部層、奈半利川層の古流系は主に東から西への軸流を示す。しかし、Nb 層下部では南東からの側方流が優勢である。

(5) 奈半利川層の粗粒碎屑物には、花崗岩類や酸性火山岩類などの酸性火成岩起源と考えられるものが多い。

(6) 南東→北西を示す古流系の優勢な層準に、オーソコーツァイト礫が産する。これは、少なくとも Nb 層下部の堆積時には南側に陸地が存在し (=「黒潮古陸」), オーソコーツァイト礫を含めた粗粒碎屑物をもたらしたものと考えられる。

(7) ほかの礫種や砂岩の鉱物組成から考えると、この「黒潮古陸」にはオーソコーツァイトとともに多量の花崗岩類や酸性火山岩類が分布していたと推定される。

### 文 献

HARATA, T., 1964: The Muro Group in the Kii

Peninsula, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, [B], **31**, 71—94.

はてなし団体研究グループ, 1973: 紀伊半島西部海岸地域の音無川ムロ層. 和歌山大教育紀要, 自然科学, **23**, 73—91.

川添 晃, 1974: 室戸半島北部に分布する第三系の再検討. 地球科学, **28**, 211—217.

甲藤次郎, 1969: 高知県の地質. 高知市民図書館, 104—121.

甲藤次郎・三井 忍・小出和男, 1974: 室戸半島北東部の徳島県穴喰～高知県野根間の地質 (四万十地向斜における地層変形機構の研究—その 1—). 高知大研報, 自然科学, **23**, 123—133.

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一試論—. 地球科学, **22**, 224—231.

——, 1970: 紀伊半島南部海岸地域の牟婁層群の堆積学的・古生物学的研究—紀伊半島四万十累帯の研究 (その 4)—. 和歌山大教育紀要, 自然科学, **20**, 75—102.

——, 1973: 紀伊半島中央部の牟婁主帯の層序と構造. 四万十地向斜シンポジウム論文集, 27—31.

——, 1975: 四万十地向斜の発展史. 地函研専報 **19**, 143—156.

高知県, 1961: 20万分の 1 高知県地質鉱産図および同説明書. 高知県, 56—91.

公文富士夫・井内美郎, 1973: 室戸半島東南部の四万十帯. 四万十地向斜シンポジウム論文集, 49—52.

中屋志津男・はてなし団体研究グループ, 1973: 音無川帯 (印南統) の層序と構造. 四万十地向斜シンポジウム論文集, 16—20.

岡田博有, 1968: 砂岩の分類と命名. 地質雑, **74**, 371—384.

鈴木達夫, 1931: 7万5千分の 1 地質図幅「甲浦」および同説明書. 地質調査所.

須鎗和己・坂東裕司・小島郁生, 1967: 徳島県牟岐町の四万十帯より白亜紀アンモナイトの発見. 地質雑, **73**, 535—536.

寺岡易司・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論文集, 133—151.

徳島県, 1972: 15 万分の 1 徳島県地質図および同説明書. 徳島県, 67—71.

**Stratigraphical and Sedimentological Studies of the Paleogene  
System of the Shimanto Complex in the Shishikui-cho  
Area in Tokushima Prefecture, the Northeastern  
Part of the Muroto Peninsula**

Fujio KUMON and Yoshio INOUCHI

(Abstract)

The Paleogene system of the Shimanto supergroup in the shishikui-cho area is divided into the Kaifu and Naharigawa formations, separated by the Shishikui fault. The Kaifu formation is composed mainly of flysch-like alternation of shale and sandstone, shale, and green tuffaceous shale in the lower, and massive thick sandstone, flysch-like alternation of sandstone and shale, and shale in the upper. The total thickness is about 3,000 m. The Naharigawa formation is composed of massive sandstone, flysch-like alternation of sandstone and shale, shale, and conglomerate. The total thickness is about 4,000 m. The age of the Naharigawa formation is assigned to Oligocene from molluscan fossils. The kaifu formation is probably Eocene in age.

The conglomerates of the Naharigawa formation are composed mainly of quartz, chert, acidic igneous rocks, sandstone and shale. Some of the conglomerates contain

orthoquartzite graveles at the rate of 4—7%. Massive sandstones of the Kaifu and Naharigawa formations are composed of quartz (about 44%), feldspar (about 25%), rock fragments (about 11%) and matrix (about 15%). These sandstones are distinct from those of the Cretaceous Mugi formation distributed to the north of the Kaifu formation.

214 paleocurrent indications were measured at 59 localities. The main paleocurrent was from east to west (longitudinal), but in some parts, lateral current from southeast to northwest was dominant.

The conglomerates containing orthoquartzite gravels are dominant in the horizons of such lateral current. This indicates the existence of the "Kuroshio Paleoland" to the south of the basin, which is considered to have been occupied by granitic and acidic volcanic rocks, along with pre-Cambrian orthoquartzite, as judged from gravels and sand grains.