

鹿 児 島 県 上 甌 島 の 古 第 三 系

井上 英二* 佐藤 良昭** 高井 保明*** 中尾 征三*

Geological Studies on the Kamikoshiki-jima Group (Paleogene), off Southwestern Kyushu, Japan

Eiji INOUE, Yoshiaki SATO, Yasuaki TAKAI, and Seizo NAKAO

Abstract

Studies on the stratigraphy and geologic structure of the Paleogene Kamikoshiki-jima Group, which is distributed in Kamikoshiki-jima (island) about 20 km off the southwestern Kyushu, were carried out. The Kamikoshiki-jima Group unconformably overlies the Upper Cretaceous Himenoura Group and has a thickness of more than 1,900 m. The Group can be divided into three formations, namely, the Nakakoshiki, the Oshima, and the Segami, in ascending order.

Depositional environments of the above formations are considered on the basis of their lithological evidences as: Nakakoshiki Formation, fluvial meandering stream; Oshima Formation, nearshore delta; and Segami Formation, the seaward slope of the delta. Abundant cyclic sedimentation are observed in the Nakakoshiki Formation. They are the product of the deposition from the meandering streams and their migration on a continuously subsiding sedimentary basin.

Red mudstone layers, often occurred in the Nakakoshiki Formation, are flood-plain deposits. The red pigment is formed by the oxidation of ferrous iron material composing the mudstone during the early diagenetic phase.

Though some molluscan fossils are found in the Oshima Formation, it is not possible to fix the geologic age of the formation because of their very poor preservation. Lithologically, however, the three formations, the Nakakoshiki, the Oshima, and the Segami, can be correlated with the Paleogene Akasaki, Shiratake, and Kyoragi Formations, respectively, of the Amakusa Coalfield which is situated about 50 km northeast from Kamikoshiki-jima.

There is a large synclinal structure trending NE-SW in the Kamikoshiki-jima Group. Two large fault systems having NE-SW and WNW-ESE trends are present in the island. These folding and faulting structures were formed during early to middle Miocene and may have a close relationship with the occurrence of the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line which is considered as a western extension of the Median Tectonic Line. The geologic structure of the Cretaceous and Paleogene Groups show striking similarities between the Koshiki-jima Islands and the Amakusa Islands. It is probable that the above both Islands belong to a same tectonic province.

1. ま え が き

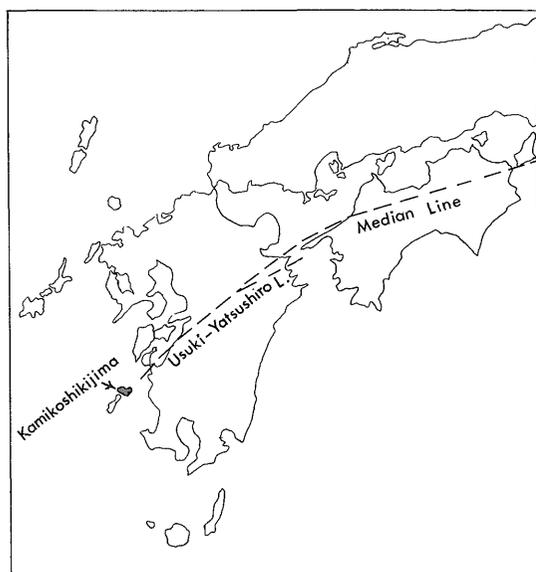
上甌島は鹿児島県川内市西方の沖合約20 kmの海上に浮かぶ島で、中甌島・下甌島とともに甌島列島（または

甌列島）を構成する。海底地形をみると、甌島列島は西九州を縁どる大陸棚外縁に位置し、男女海盆にむかって南西へ突出する。突出部は下甌島であり、上甌島は外縁内側の大陸棚上にある（第2図）。地質構造的にみると、甌島列島は臼杵一八代構造線の延長上にあつて（第1図）、西南日本内帯の南西端を占めると同時に、西日本島弧と琉球島弧の会合点にもあつているため、島弧基

* 海洋地質部

** 燃料部

*** 九州出張所



第1図 甕島列島位置図

盤の構造,あるいは新生代の構造運動,火成活動等を説明する上で重要な位置を占めている。

甕島列島の地質を最初に報告したのは伊木(1902)であり,彼の20万分の1地質図は全島が白亜系からなるとしている。その後, MATSUMOTO (1954), AMANO (1957)によって同列島の白亜系の層序学的,古生物学的研究がなされ,最近では田中・寺岡(1973)の上部白亜系に関する総合的な詳細な研究がある。しかし,上甕島に分布する古第三系と考えられている紫赤色岩を伴う地層については,天野・田北(1969)まで,詳細な研究報告はなされなかった。

この地層は天草炭田古第三系最下部の赤崎層に類似した岩相を有するので,長尾(1926)以来,古第三系の可能性が主張されてきたものである(松本・野田・宮久,1961;波多江・露木・郡山,1961;天野・田北,1969;田中・寺岡,1973)。しかし,この地層は,これまで時代決定に有効な化石を全く産しないため,いまだに古第三系の確証を得ていない。

このほか,未公表であるが,鹿児島大学理学部・熊本大学理学部の卒業論文及び進級論文に上甕島の地質に関する詳細な記載があって,これらは同島の研究上,貴重な資料となっている(小野,1962;渡会,1964;江口,1965;田北,1967)。

地質調査所は工業技術院特別研究「島原周辺海陸総合調査研究」の一環として1960年に高井・佐藤兩名が上甕島を約60日間地質調査し,紫赤色泥岩を含む地層と上部

白亜系との間に不整合を発見し,それを報告した(地質調査所,1961)。その後,井上は紫赤色泥岩に着目し,経常研究として1971-1973年に合計18日間,主として堆積相を中心に調査を行い,この間中尾が1972年に調査に参加した。さらに井上は1976年に「中甕」地域の地質図幅の研究のため15日間,古第三系の野外調査に従事した。

本報告は上記の諸調査研究の結果をまとめたものであり,古第三系の層序と地質構造を中心に記述し,かつ若干の見解を述べている。なお,上甕島に発達する紫赤色泥岩の堆積環境と成因については,後日稿を改めて記述するつもりである。

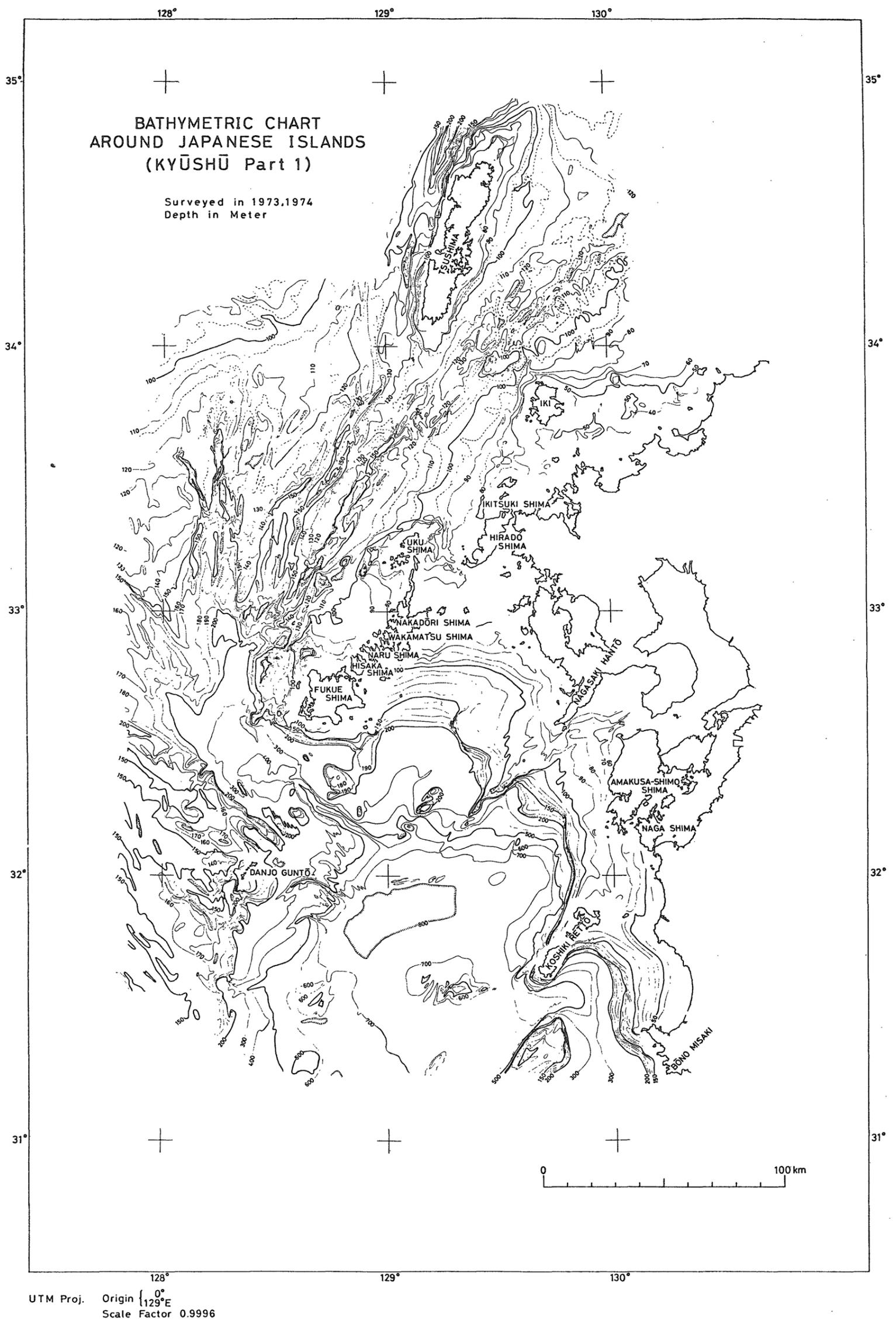
謝辞: 本稿を草するにあたり,現地調査に御協力下さった上甕村長上村清尚氏はじめ役場の関係各位,なかでも資料提供その他に尽力された山下慶温氏,及び里村長以下役場の関係各位,調査をつうじて協力下さった中能重行・大良猛市・柳三十志諸氏に深甚の謝意を表す。鹿児島大学早坂祥三教授・大塚裕之助教授,静岡大学岡田博有教授(当時鹿児島大学),熊本大学理学部村田正文教授・尾崎正陽助教授,同大学教育学部田村実教授の諸氏からは資料の提供と助言を頂戴した。ここに厚く御礼申し述べる。また,甕島全般について教示いただいた本所地質部田中啓策・寺岡易司両技官ならびに水野篤行技官,岩石について示唆された湯浅真人技官に感謝する次第である。

2. 地質概要

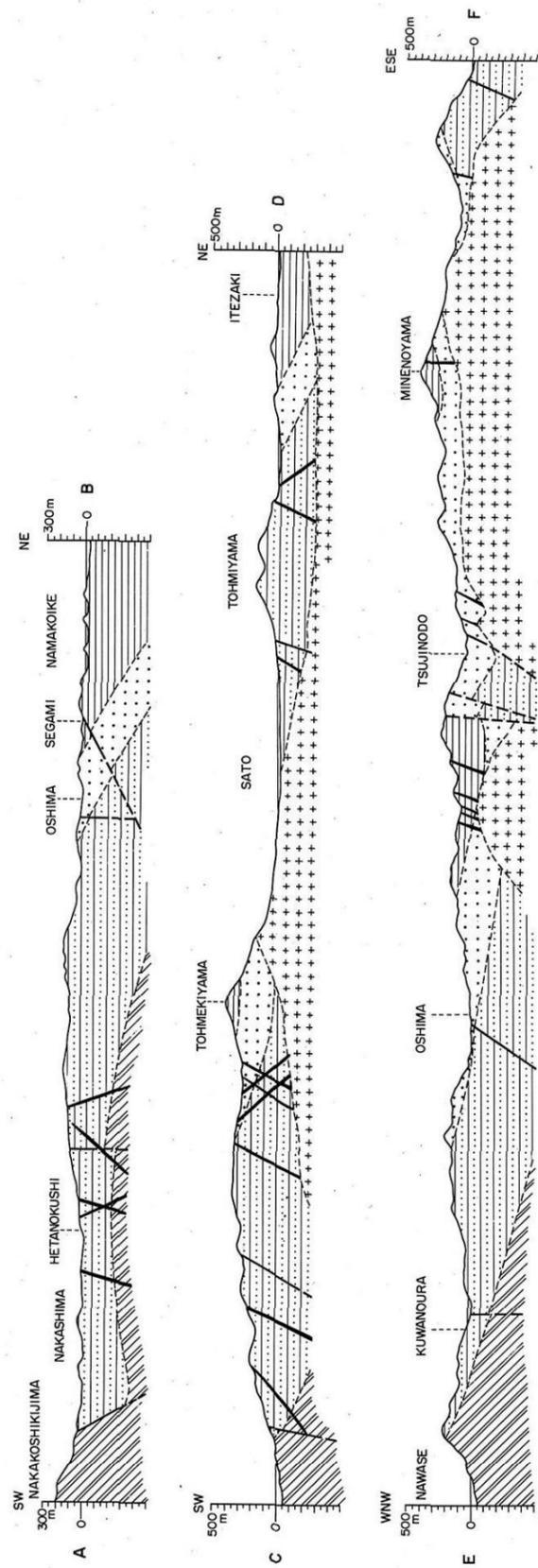
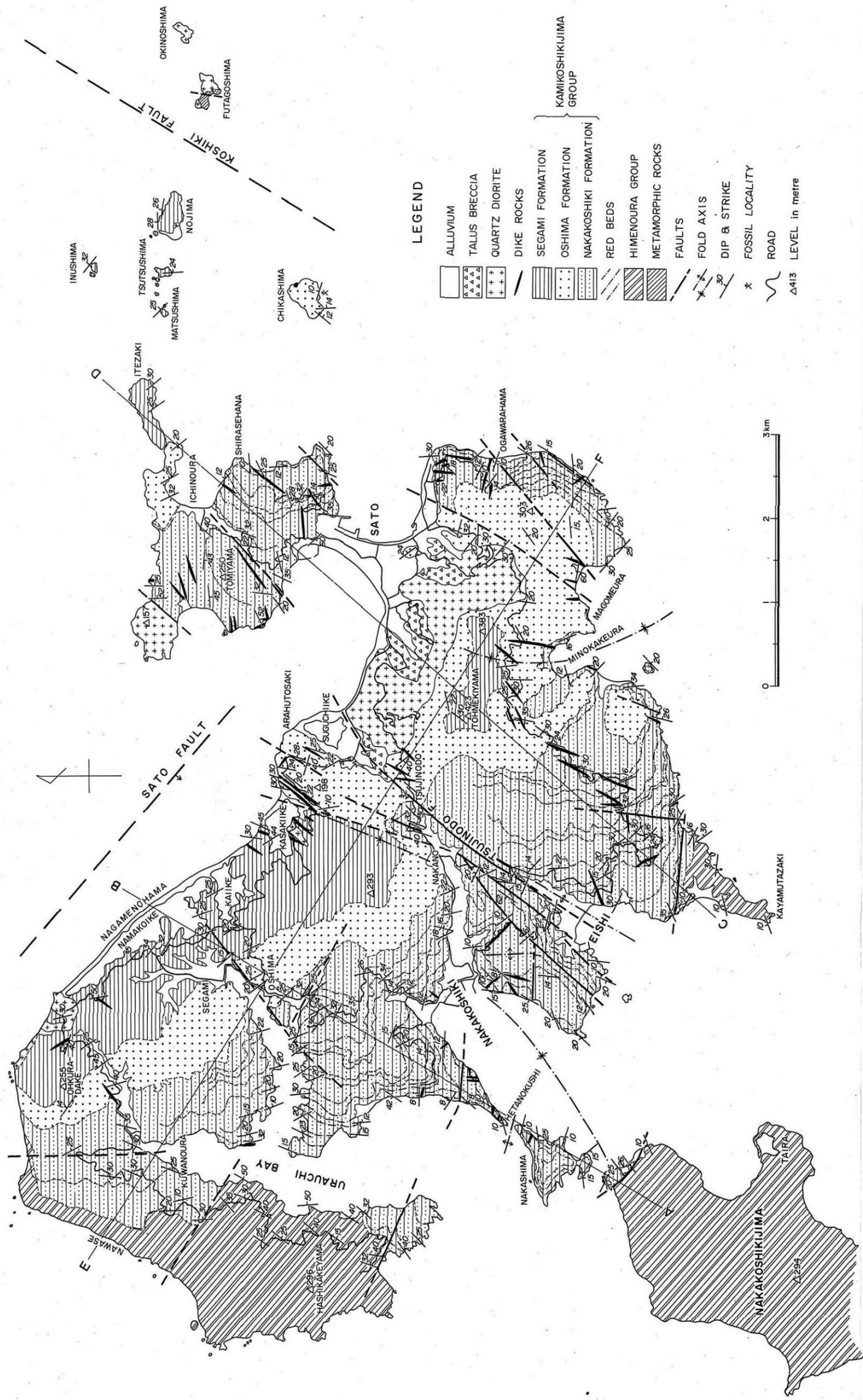
上甕島に分布する地層は上部白亜系・古第三系と,これらに貫入した中新世の石英閃緑岩及びそれに伴う岩脈類である。これら地層の分布と地質構造を第3図に示す。沖積層の発達はきわめて悪く,中甕や江石その他にごく狭少な範囲に分布するに過ぎない。上甕島北側海岸には波浪や沿岸流に伴う堆積作用によって形成された砂洲が発達する。そのうち「長目の浜」と呼ばれているものは湾入部を潟湖化させ(第4図),里港集落が立地しているところのものは,かつての対岸の島を陸繋島化させている(第5図)。

上甕島東方の双子島には角閃岩と片麻状石英閃緑岩があり,これらをつらぬいて石英閃緑岩が露出する。角閃岩及び片麻状石英閃緑岩は傾家変成岩の一員とみなされ(河内・石原・神戸,1964),上部白亜系及び古第三系の基盤をなすものと推定される。

上甕島に分布する上部白亜系は姫浦層群上部であり,時代はヘトナイ世とされている(田中・寺岡,1973)。姫浦層群は同島北西部の縄瀬山の半島,及び南端の茅芽田崎に露出する。縄瀬山の半島における姫浦層群は天野・



第2図 九州西方海域の海底地形図（永野ら，1976より引用）



第3図 上飯島地質図及び断面図

鹿児島県上甕島の古第三系（井上英二・佐藤良昭・高井保明・中尾征三）

田北（1969）の縄瀬山層，田中・寺岡（1973）のF層に相当する。地層の走向はNNE-SSW，傾斜は20-50°Eで同斜構造をなしている。青灰ないし暗灰色泥岩と灰白色ないし青灰色砂岩の互層で，最上部には礫岩が介在する。礫種はチャート・砂岩・頁岩が多く，火山岩礫も含まれる。層厚は約800m以上と算定される。

茅牟田崎の姫浦層群は天野・田北の平良島亜累層，田

中・寺岡のE層に相当する。走向はほぼE-W，傾斜は10-30°Nで，局部的に小褶曲や断層がみられる。黒灰色泥岩を主とする砂岩との互層で，層準によってはスランブ構造や斜交層理が発達している。

古第三系は上甕島の大部分を占めて広く分布するほか，中甕島北端と中島，東方の野島・筒島・犬島・近島・松島等，周辺の小島嶼に露出する。古第三系は天野・



第4図 上甕島北東岸の長目の浜
砂洲内側の池は遠景がなまこ池，手前が鉄崎池。



第5図 島間に発達した砂洲上の里港
遠景の半島は遠見山，右手の海上の島嶼は手前が近島，遠景左が野島，右が双子島。

田北により上甌島累層と呼称されたので、本報告でもこれに従う。上甌島層群は概観すると緩やかに褶曲しながら全体としてNW-SEの走向を示し、NEに20-30°前後傾斜して分布する。しかし、詳細にみると、同層群はNE-SW方向の軸をもつトラフ型複斜構造の軸部にあっており、全体として上記のような分布をなすことがわかる。同層群の下部は紫赤色泥岩をひんばんに挟有する礫岩・粗粒砂岩・泥岩の互層、中部から上部にかけては暗灰色泥岩と砂岩の互層からなり、全層厚1,900 m以上に達する。

姫浦・上甌島層群は、各地で石英閃緑岩をはじめ、各種岩脈類によって貫入を受け、ところにより軽度の熱変成作用をこうむっている。とくに里村南部には石英閃緑岩が広く露出し、また長目の浜北端及び里北方の半島の西端には石英閃緑岩が比較的大きな岩体で貫入し、これら貫入岩体周辺の上甌島層群は他地域よりも熱変成度が高い。

岩脈類は角閃石玢岩・石英斑岩・輝石玢岩・ランプロファイア及び流紋岩であり、その貫入方向はNE-SWが卓越する。

上甌島に発達する断層はNE-SW性とWNW-ESE性の両系統があつて、いずれも高角度断層であり、かつ正断層が多い。前者の系統の代表として辻の堂断層と甌推定断層、後者には里推定断層及び上部白亜系・古第三系境界断層がある。

3. 上甌島層群の層序と岩相

上甌島層群は岩相上、下位から中甌層・小島層及び瀬上層に区分される(第6図、第1表)。これらの地層名は鹿児島大学理学部卒業論文(小野, 1962; 渡会, 1964)を踏襲している。しかし、各層の境界はこれらと厳密には一致しない。

3.1 姫浦層群との不整合について

上甌島層群と姫浦層群との累重関係は、時代決定に有効な化石を産しない上甌島層群の地質時代を考察するうえで、ひとつの重要な論拠となる。両層群の関係を不整合としたのは1960年における高井・佐藤の調査(地質調査所, 1961)が最初と思われ、その後、天野・田北及び田中・寺岡も不整合と認めている。しかし、いずれにせよ今日まで不整合に関する詳細な報告はない。

両者の不整合関係を示す唯一の露頭は、南東海岸茅牟田崎北東方約2.5 kmの海岸である(第7図)。ここでは明らかに下位の姫浦層群の砂岩泥岩互層を切つて、上甌島層群基底部が重なる。境界面は数10 cmの起伏を示し、その面を境にして上下の岩相が急変する。境界面下の暗灰色泥岩と互層する砂岩は灰色細粒で上方級化を示す長石質アレナイトである。一方、境界面上には0.5-4 mの礫岩ないし礫質砂岩があり、その上位に塊状青灰色(風化色黄褐)のやや凝灰質の泥岩がある。礫は円磨良好ないしやや良好、礫の大きさは径0.5-3 cmが普通で、最大10 cmの円礫がある。礫種は黒色・白色チャートが最も多く、灰色砂岩・暗灰色頁岩がそれに次ぐ。基質は中ないし粗粒の石英・長石砂である。

境界面をはさんで上下の地層の走向・傾斜は、下位の姫浦層群がN30-70°W, 38-45°E、上位の上甌島層群がN32-55°W, 26-32°E及びE-W, 15°Nであり、走向は両層群ともほぼ同じ、傾斜は上甌島層群の方がやや緩やかである(第8図)。もし、上甌島層群が水平に堆積したと仮定した場合、堆積当時姫浦層群はほぼN50°W, 18°NEに傾斜していたとステレオ投影から推定される(第9図)。

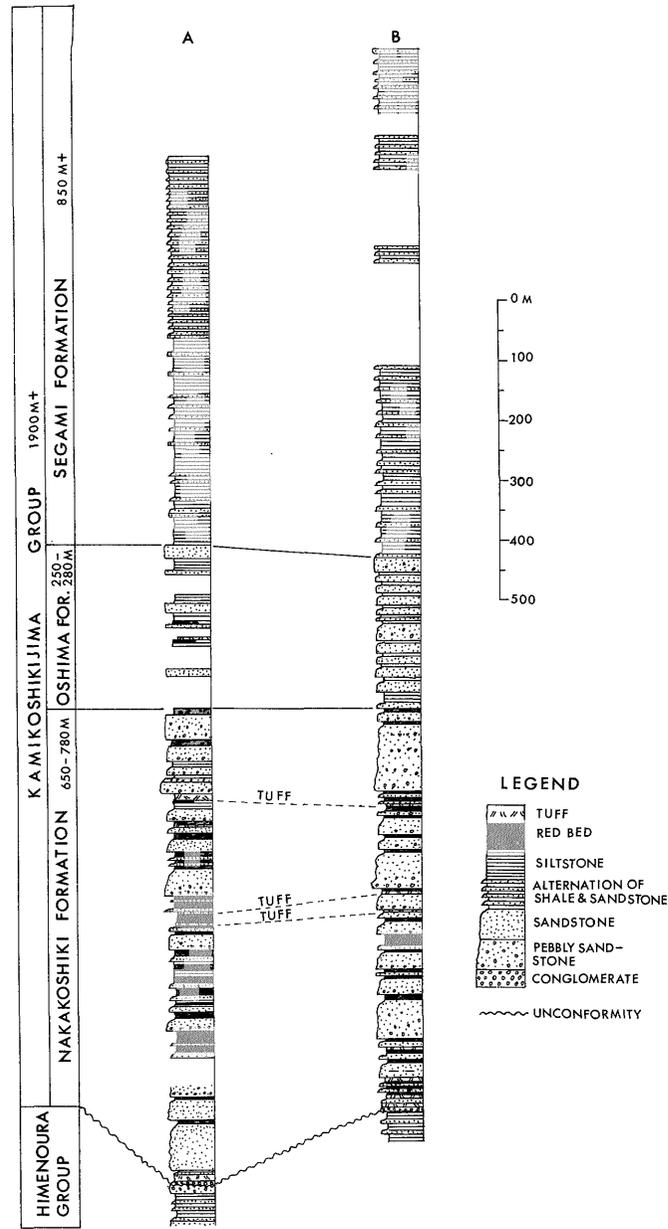
以上の観察を総合すると、この境界面は両層群間の傾斜不整合面と判断される。

この露頭から茅牟田崎をまたいで真西の約1.5 kmの海岸では、上甌島層群と姫浦層群は断層で接している(第35図)。しかし、断層に接した上甌島層群の部分は塊

第1表 上甌島古第三系地層名比較

小野 (1962)*	渡会 (1964)*		天野・田北 (1969)		井上・佐藤・高井・中尾 (1978)	
貝池層760m+	上甌島層群	貝池層 760m	上甌島累層	上部頁岩層120m+	上甌島層群	瀬上層850m+
小島層780m		中甌層 1,550m		中部砂岩層300m+		小島層 250-280m
中甌層850m+				下部赤紫色岩層 700m		中甌層 650-780m
上部白亜系	断層		不整合		不整合	
	上部白亜系		姫浦層群		姫浦層群	

* 手記, 未公表



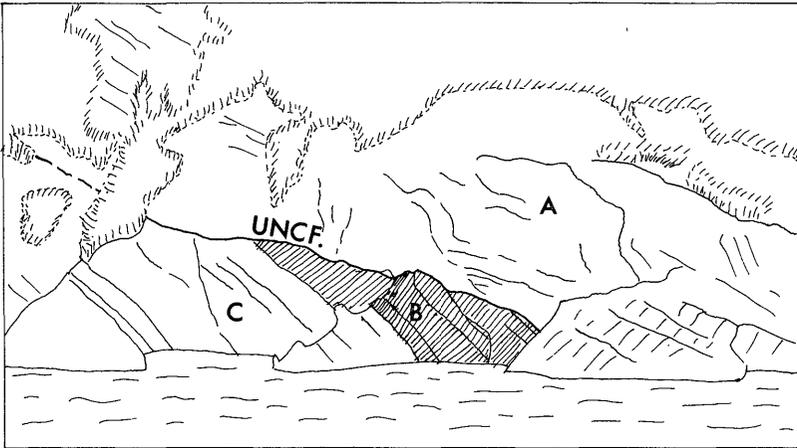
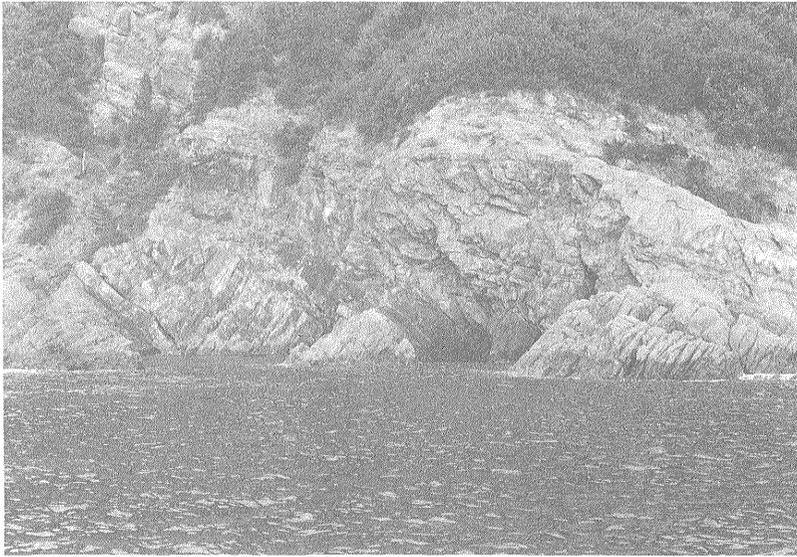
A : 瀬上一小島—中甕—江石—帯を総括, B : 野島—射手崎—里北方—東海岸—南東海岸を総括.

第6図 上甕島層群総合柱状図

状青灰色凝灰質泥岩であって、これは上記不整合地点における最下部の凝灰質泥岩と同一層準である。したがって、この断層は不整合面にほぼ沿っていることがわかる。

縄瀬山半島南端の海岸では、確実な不整合面は直接観察できないが、境界にごく近い両層群の岩相をみるこ

ができる。ここにおける上甕島層群基底部は黄褐色風化の塊状青色凝灰質含礫砂岩と、その下に続く礫岩からなる(第10図)。これは南東海岸の同層準の岩相に比較して、より礫質となり、単層の厚さが増大している。礫岩は2層にわかれ、上層は厚さ約8mの円礫岩、下層は暗灰色泥岩の大礫をおびたたく含み厚さ4m以上(下



A : 中甌層基底部の凝灰質泥岩と砂岩, B : 姫浦層群の暗灰色泥岩, C : 姫浦層群の砂岩, UNCF : 不整合面.
第7図 姫浦層群と上甌島層群の傾斜不整合 (上甌島南東海岸, 茅牟田崎北東方)

限不明)の地層である。両層の境界は明瞭で、かつ起伏がある。上層の礫はよく円磨された径2-10cmのチャート・砂岩・暗灰色泥岩・石英及び火山岩で、基質は灰白色粗粒砂岩である。この礫岩は上位の凝灰質砂岩に漸移している。

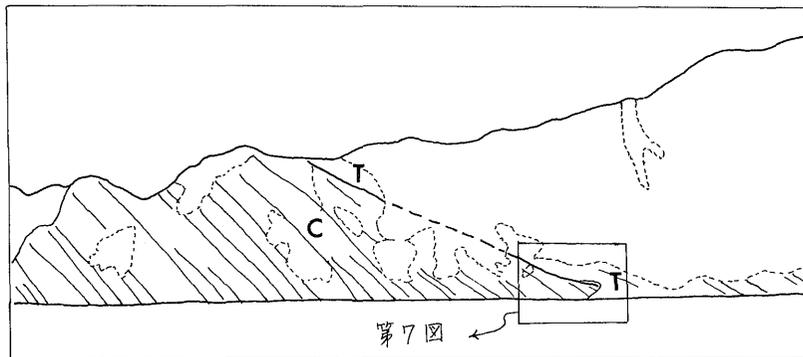
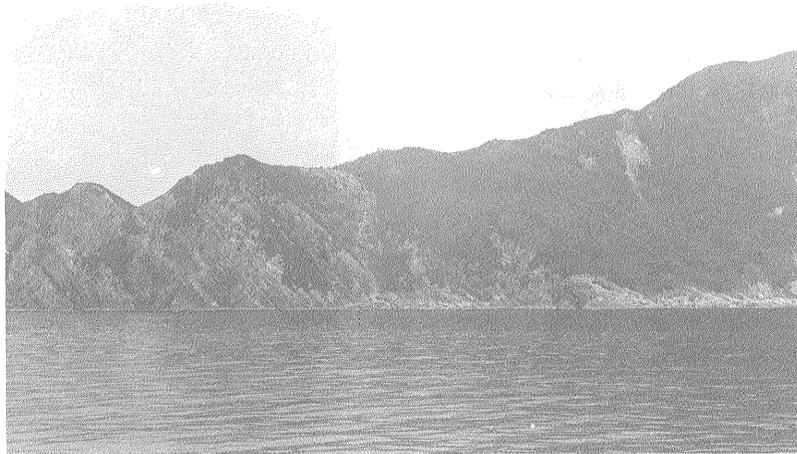
3.2 中甌層

上甌島層群の下部を占め、紫赤色泥岩を挟有する礫岩・砂岩・泥岩の互層からなる。本層の上限は紫赤色泥岩が出現しなくなる層準とした。したがって、露出状況あるいは紫赤色泥岩の側方尖滅等により、上限は場所によって多少異なることが予想される。

分布：中甌周辺、江石付近、南東海岸に広く分布するほか、桑浦以北、浦内湾付近、里村北方の遠見山周辺及

びその東海岸に露出し、また、中島から中甌島北端にかけて分布する。本層の好露出は海岸にあるが、とくに里から江石に至る定期航路沿いの南東海岸の断崖では、本層最上部から基底部までの全層序が連続的に観察できる。また、江石—中甌港及びヘタの串海岸における本層下部にはとくに厚い紫赤色泥岩が発達している。島内部では中甌—江石間の道路及び中甌—小島間の道路沿いにそれぞれ好露頭がある。

岩相：礫岩・砂岩・泥岩・紫赤色泥岩の互層からなり、数枚の酸性凝灰岩の薄層を挟有する。互層は明瞭なサイクリック堆積を示し、1サイクルの厚さは10-30mである(第11図)。サイクル数は場所によって異なるが、大体20-25のサイクルが識別される。サイクルの対比は、



T：上甕島層群，C：姫浦層群。

第8図 姫浦層群と上甕島層群の傾斜不整合遠望

第12図のように凝灰岩を基準として、紫赤色泥岩の特徴
 その他岩相上の特徴にもとづきながら行った。

各サイクルの堆積相は大部分が上方細粒型級化であり、
 上方粗粒型級化の例は少ない。

サイクルの典型的な岩相層序を示すと、下から上へ、

- 1) 浸食面上の斜層理が著しい礫岩ないし礫質砂岩浸
 食面は通常、数10 cm 程度の起伏をもつ(第13図)
- 2) 斜交ラミナを有する塊状粗粒～中粒砂岩
- 3) 斜交ラミナ・平行層理・小規模漣痕をもつ細粒砂
 岩
- 4) 微細粒砂岩
- 5) シルト岩ないし紫赤色泥岩

浸食面上の礫岩部には、しばしば泥岩偽礫を含む(第
 14図)。礫岩及び粗粒砂岩には珪化木片・炭化木片が含ま

れるが、これらの多くは層理面に平行に堆積し、圧縮さ
 れていて、長さ1 mに達するものもある。これらを顕微
 鏡下でみると、石英で置換された材質部の細胞組織が断
 片的に存在する。

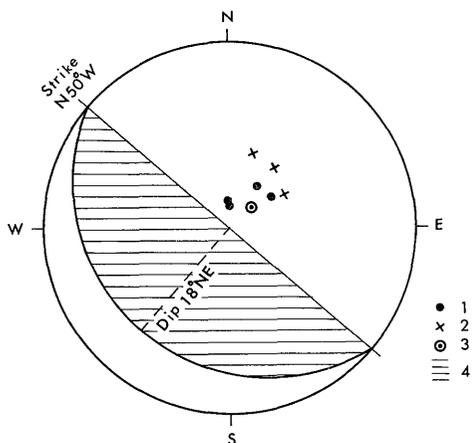
サイクル下部の塊状粗ないし中粒砂岩は灰白色を呈
 し、厚さは数mないし数10mである。この砂岩には部分
 的に平板型斜層理(planar cross-bedding)が発達する
 (第15図)。また、ところにより非対称型の ripple mark
 が存在する。尾川原浜における ripple mark は波長16-
 25 cm、波高1-2 cmで、直線型である。

サイクル上部の細粒砂岩は青灰色ないし緑灰色を呈
 し、一般に平行層理及び小型(セットの厚さ5 cm以下)
 の平板型斜層理を示す。部分的にトラフ型斜層理も観察
 される。尾川原浜では、この砂岩に recumbent foldがみ

られる (第16図). foldした層の厚さは2.5m, 層の上下は明瞭な層理面に境される. 観察できる範囲では, このfoldは軸面が水平に近い横臥褶曲であり, 形態的にみて, カナダ更新統 Floral 層の recumbent fold (HENDRY & STAUFFER, 1975) に類似している. これは斜層理表面に沿った堆積物の流動に原因が求められる. 以上のほか, 細粒砂岩には波長3-10 cm, 波高0.5-2 cmの対称

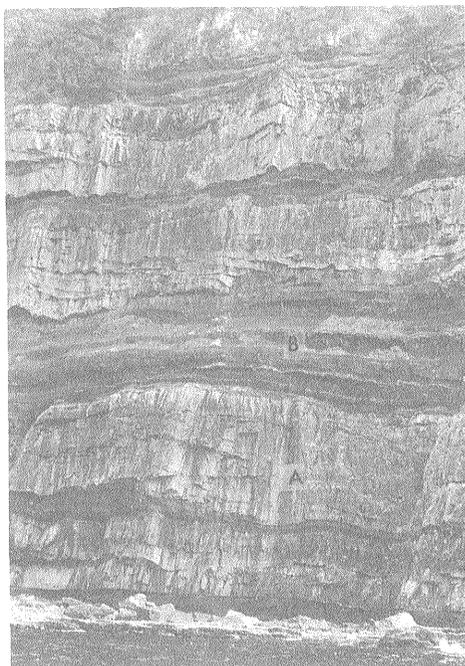
型 ripple mark が数地点で観察される.

上部のシルト岩は下位の細粒砂岩から漸移する. 青灰色ないし暗灰色を呈し, 平行層理以外, とくに目だつた



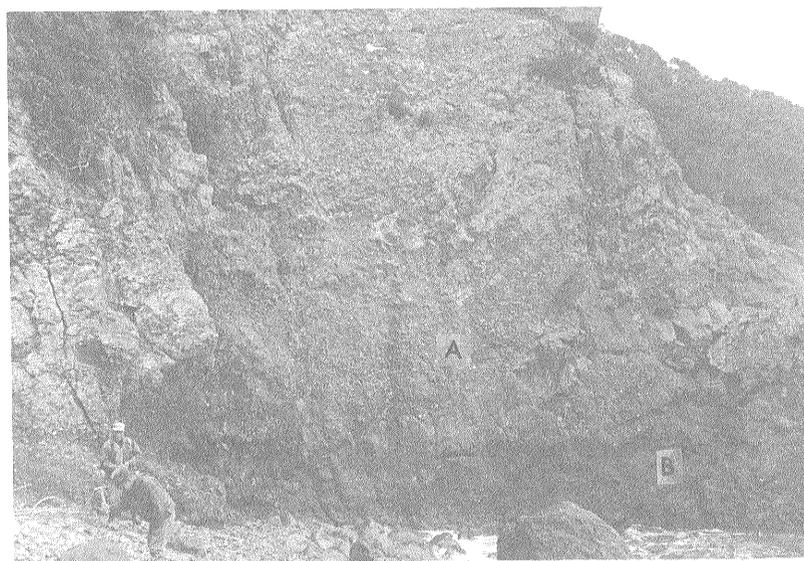
1: 傾斜不整合面上の中甌層の地層傾斜面のポール, 2: 不整合面下における姫浦層群の傾斜面のポール, 3: 1を垂直にした(地層を水平に復元)ときの姫浦層群の傾斜面のポール(平均), 4: 3に対する姫浦層群の地層傾斜面.

第9図 姫浦層群の“古”走向・傾斜の推定(上甌島層群基底部が水平に堆積したと仮定する)



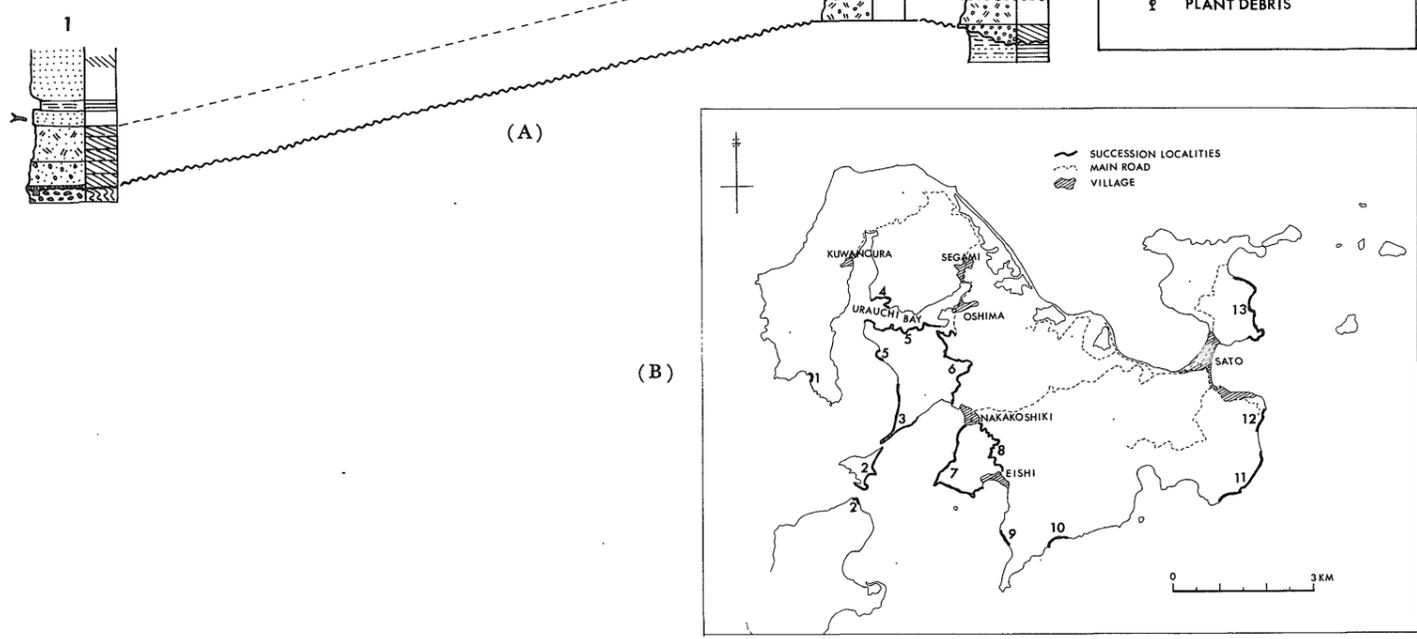
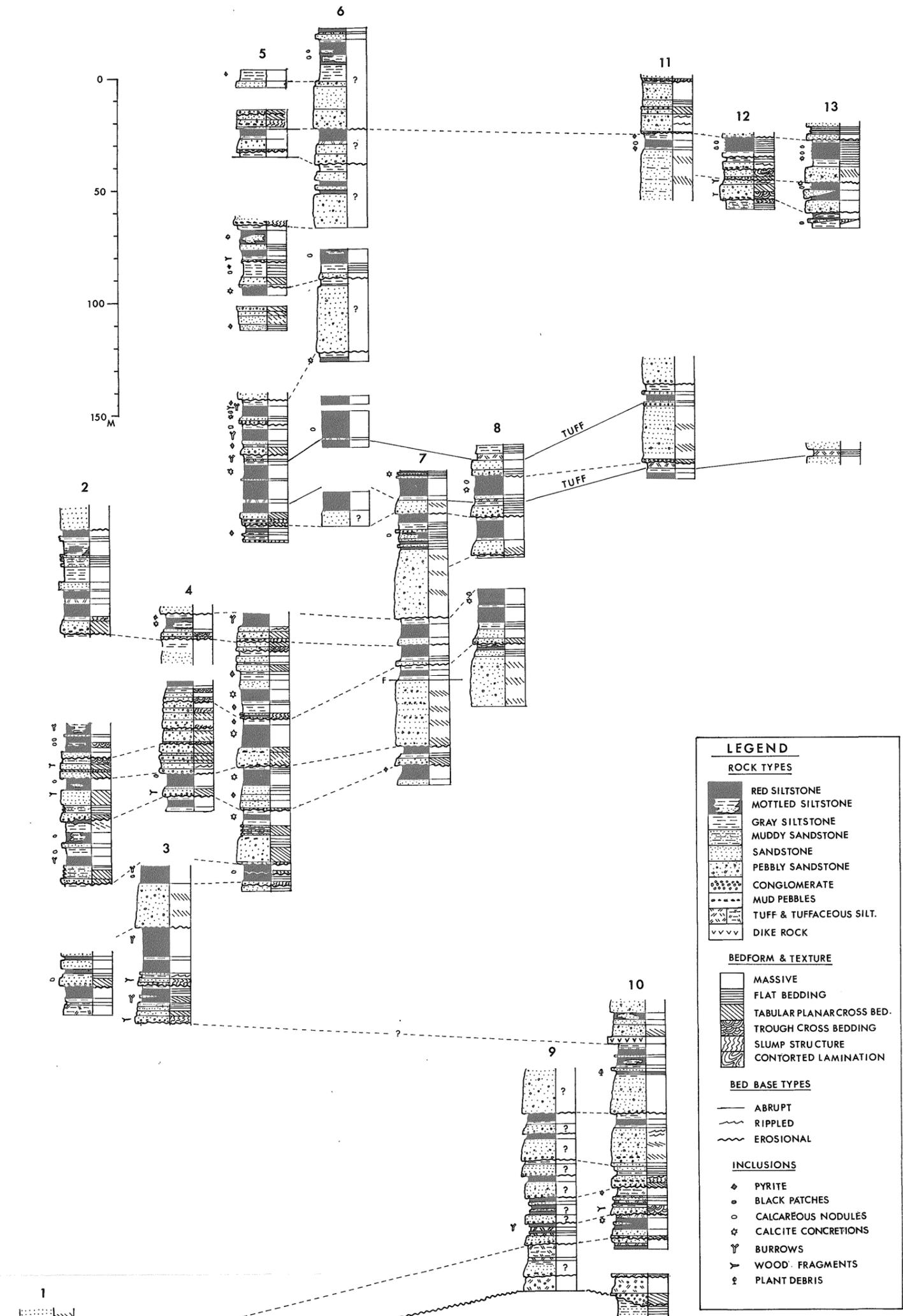
A: サイクル下部の粗粒砂岩相, B: サイクル上部の紫赤色及び暗灰色泥岩相で, 細粒砂岩を挟在する.

第10図 中甌層のサイクリックな層相(中島北岸)



A: 円礫岩, B: 泥岩の偽礫を多数含む礫岩.

第11図 繩瀬半島南端の中甌層の基底部



1: 繩瀬山半島南端, 2: 中飯島北端及び中島, 3: ヘタの串, 4・5: 浦内湾, 6: 中飯一小島道路, 7: 中飯南方, 8: 中飯-江石間道路, 9: 江石南方, 10: 南東海岸, 11・12: 尾川原浜付近, 13: 里北方東海岸。

第12図 中飯層の柱状対比図
番号は柱状作成ルート(第12図B参照)。



第13図 サイクル基底の浸食面（中甕層）



第14図 サイクル基底部の泥岩偽礫を含む礫質砂岩 (A) (尾川原浜)

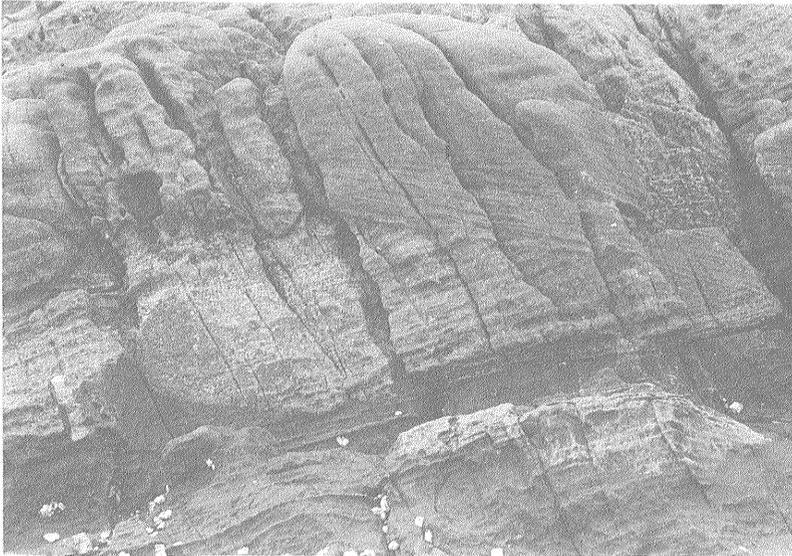
堆積構造はない。シルト岩には、ところによって黄鉄鉱結晶が層理面に多数存在している。

紫赤色泥岩と青灰色シルト岩との境界はおおむね漸移的であり（第17図）、紫赤色泥岩内部にも青灰色の斑状部

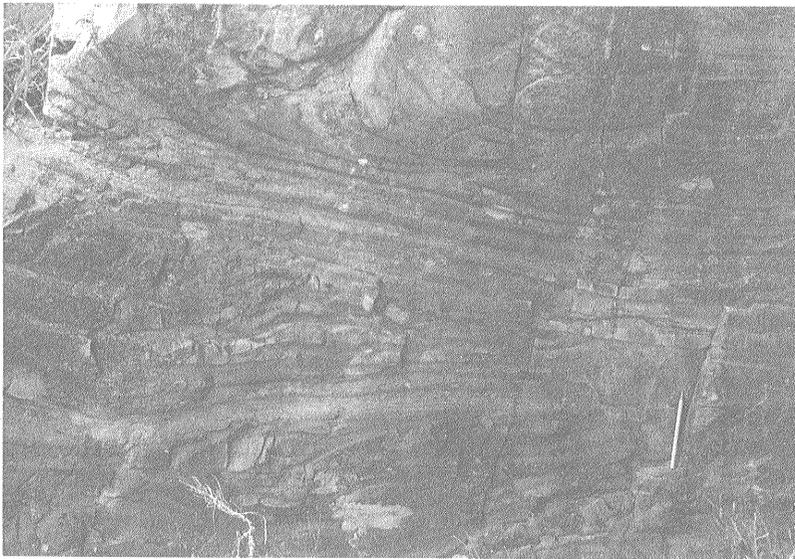
分を多数含んでいる（第18図）。紫赤色泥岩は一般に無層理であるが、ところにより平行層理や斜層理が存在することもある（ヘタの串）。紫赤色泥岩は不規則な形状の石灰質結核を多数含むほか（第19図）、径数 cm から20 cm 前後の球状泥灰質団塊を含んでいる。紫赤色泥岩には、場所によって砂管が多数存在する（第20図）。砂管は母岩の紫赤色に対して青灰ないし灰色を呈し、棒状、Y字形、L字型、S字型などさまざまな形状をなし、砂管経部は1-3 cm、長さ5-20 cm である（第21図）。砂管の姿勢は層理面に垂直なもの、斜交するもの、層理面に平行なものなどさまざまである。これらは底生動物の巣穴及び這い跡と推定されるが、生物遺骸は発見できない。

凝灰質泥岩は青灰色ないし灰白色を呈し、厚さ数10 cm-1 m 前後の単層として、主として紫赤色泥岩または青灰色シルト岩中に挟在している。凝灰質泥岩は風化してベントナイト様になる。また、凝灰質頁岩には角礫化したものがあり、部分的に緑泥石化している。中甕層基底部の塊状青灰色凝灰質泥岩は塊状で黄褐色に風化するので、上甕島層群基底部を追跡するのによい鍵層となる。

サイクル形式の変化：典型的なサイクル内部の岩相層序は上述のようであるが、中甕層内には、いくつかのタイプのもがあり、第22図にその例を示す。図中、Loc. 62は2サイクルからなり、下位のサイクルはほぼ典型的に近い岩相を示す。上位のサイクルは下部の粗粒堆積相が



第15図 サイクル下部の粗粒砂岩にみられる平板型斜層理 (浦内湾奥)



第16図 サイクル上部の細粒砂岩にみられる recumbent fold (尾川原浜)

上部の細粒堆積相に比べて著しく貧弱である。Loc. 207は上部の細粒堆積相、とくに紫赤色泥岩が著しく発達したサイクルを示す。Loc. 209は典型に近いサイクルであるが、下部の粗粒堆積相内に局所的な浸食面が存在する。また紫赤色泥岩内に青灰色シルト岩がまだらに存在する。Loc. 205は紫赤色泥岩を伴う下位のサイクルと、粗粒堆積相が欠除した上位のサイクルとを示す。Loc. 218は薄いサイクルであるが典型に近い岩相をも

つ、厚く発達した紫赤色泥岩内部にスランプ構造が局部的に存在する(第23図)。スランプ構造を示す部分は破碎された紫赤色泥岩であり、その構造下位には厚さ数cmの緑泥石化・角礫化した凝灰質頁岩がある。すなわち、堆積当時、凝灰質頁岩をすべり面にして、堆積物が局部的に地すべりした産物と解される。

Loc. 225は粗粒堆積相が発達し、かつ、一部に上方粗粒級化を示すサイクルである。Loc. 256は3サイクルか



A：青灰色シルト岩，B：紫赤色泥岩，C：上位サイクル基底部の砂岩．BとCとの境界は明瞭で画然としている．

第17図 紫赤色泥岩と青灰色シルト岩との漸移関係（ヘタの串）

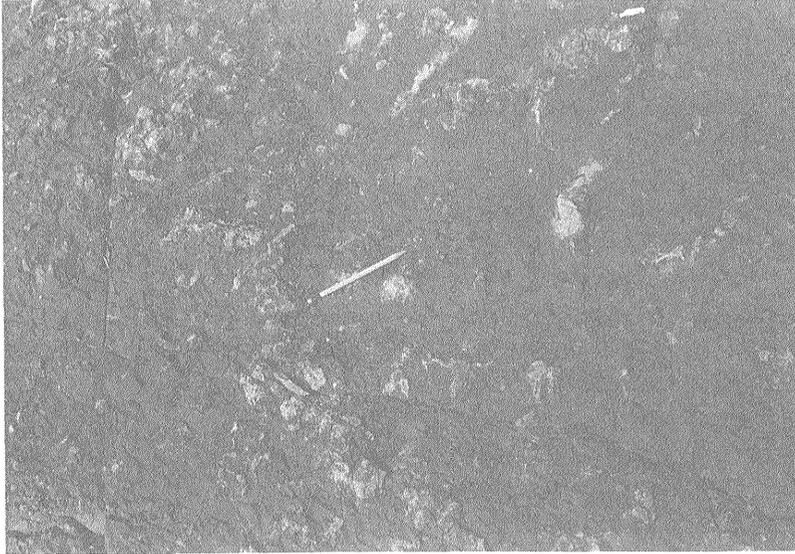


第18図 紫赤色泥岩（暗色）と青灰色シルト岩（明色）のまだら模様（ヘタの串）

らなり，下位のサイクル上部は recumbent fold を示す．中位のサイクルは泥岩中に深く刻まれたチャンネル構造をもつ．Loc. 209及び65は細粒堆積相を欠く不完全なサイクルである．Loc. 215は上方粗粒級化の一部を示し，Loc. 258は浸食面を欠き，かつ細粒堆積相が発達不良のサイクルを示している．

中甕層は，要するに，以上述べたようなさまざまな型のサイクルがくり返し累重して形成された地層である．各サイクルの厚さ・型式の変化は堆積環境の変化を忠実に反映したものであって，これについては後の項で述べる．

層厚：南東海岸で約650m，江石海岸—中甕一小島の



第19図 紫赤色泥岩中の石灰質の小結核及び砂管 (層理面の白い斑紋, 浦内湾)



第20図 紫赤色泥岩中の砂管 (層理断面の白い斑紋, ヘタの串付近)

ルートで約780 mである。桑浦付近では本層は紫赤色泥岩の発達不良のため、上下限が判然としない。地質状況からみて約650mである。

3.3 小島層

粗粒ないし細粒砂岩を主とし、これと互層する暗灰色泥岩からなり、下位の中氈層と上位の瀬上層との中間的な岩相を示す。上下の境界は岩相が漸移的である。

分布：上甕島中央部において北西から南東へ帯状に露出するほか、遠目木山周辺及び里村北方の市ノ浦海岸、ならびに近島に分布する。本層の露出は一般に不良であり、わずかに小島付近及び市ノ浦付近であるていど連続的に観察されるに過ぎない。須口池付近の荒人崎に露出する礫質粗粒砂岩は、紫赤色泥岩が挟在しないこと、及び地質構造から解釈して本層に含めた。



第21図 紫赤色泥岩にみられる砂管（南東海岸）

岩相：淡灰色細粒ないし粗粒塊状砂岩を主とし、暗灰色砂質泥岩・シルト岩を挟む。砂岩には円磨された石英・珪岩・泥岩礫が部分的に含まれる。砂岩は中甕層の砂岩に似るが、それに比べて粗粒のものが少なく、礫の含有量も遙かに少ない。また斜層理の発達している部分も、中甕層に比較して少ない。

砂岩泥岩互層の各サイクルは上方細粒級化であり、砂岩下部には円礫や泥岩偽礫が含まれる。砂岩下限の浸食面は中甕層ほど顕著でない。暗灰色頁岩には、しばしば凝灰質団塊が含まれる。石英閃緑岩体付近の暗灰色泥岩は若干の熱変成作用をうけて、すこぶる堅硬になっている。

化石層：東海岸尾川原浜沖合の近島には、*Ostrea* の破片が密集した泥岩と、二枚貝破片が散在する粗粒砂岩が産する（第24図）。すなわち、近島南岸の断崖には厚さ1.5-3 mの砂岩と1.5-2 mの暗灰色泥岩が互層しており、化石密集層は海面から2-3 m上方の位置に存在する。*Ostrea* 密集層は泥岩上限付近の層準にあって厚さ5-10 cmである。その上位の砂岩基底部の石灰質粗粒砂岩には、厚さ10-20 cmの範囲で大型二枚貝及び巻貝の mold が散在する。保存状態はきわめて不良で、種の同定が困難である。これらの化石を含む層準付近において、始新世の指準化石 *Nummulites* の探索を行ったが、発見できなかった。

層厚：市ノ浦付近で約250 m、小島付近で280 mと算定される。

3.4 瀬上層

暗灰色泥岩を主とし、細粒砂岩を挟む地層で、小島層から岩相が漸移する。下限は塊状厚層の暗灰色泥岩とする。

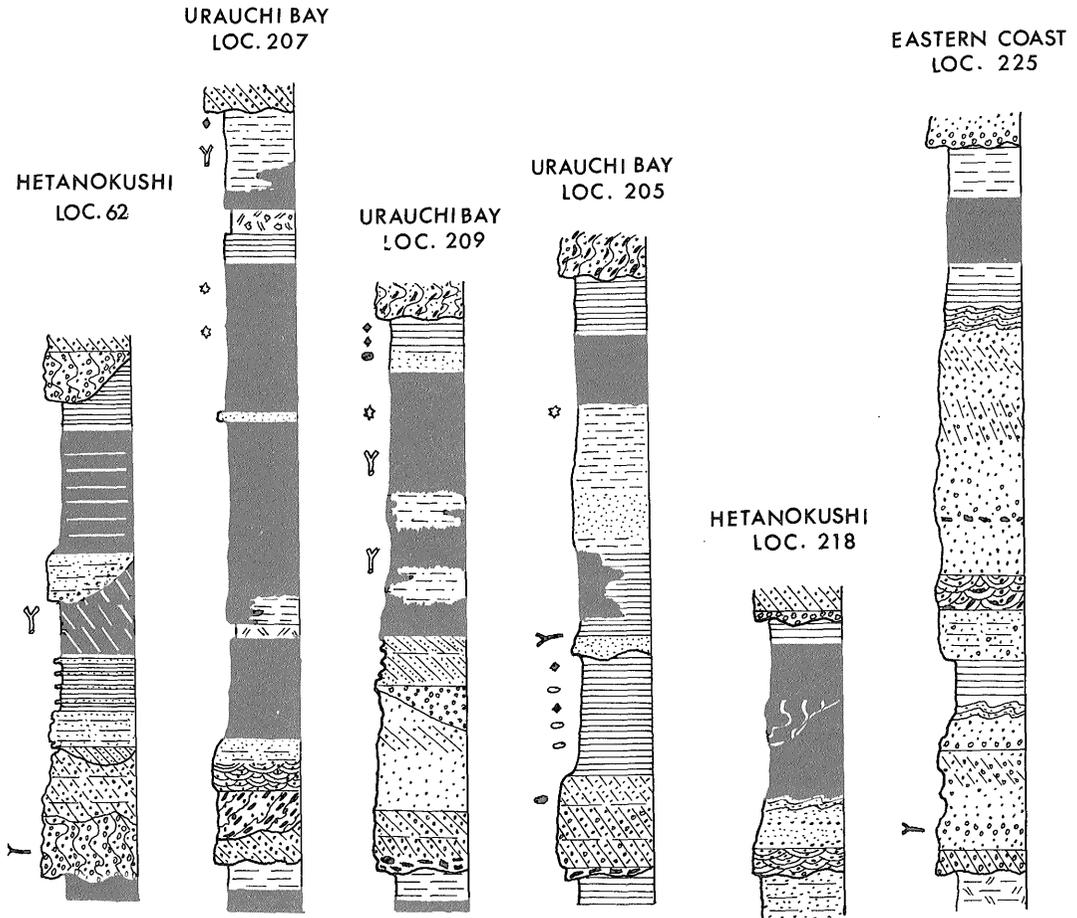
分布：模式地の瀬上・なまこ池・鍛崎池一帯に広く分布するほか、遠見山半島東端の射手崎に露出し、さらに東方の松島・筒島・犬島・野島に本層最上部が露出している。

岩相：暗灰色ないし黒灰色泥岩を主とし、青灰色細粒砂岩を挟む。瀬上付近でみられる本層下部は暗灰色泥岩が卓越し、細粒砂岩の薄層を数10 cm おきに挟むフリッシュ型互層をなし、平行層理が発達する。なまこ池付近では、砂岩と泥岩が細互層をなす（第25図）。ここでは、径1-2 cmの褐鉄鉱団塊を多数含んでおり、これらは層面に平行に配列している。灰色細粒砂岩下底面には、しばしば flute cast がみられる。

なまこ池北方から大蔵岳にかけての泥岩は熱変成をうけて堅硬な岩質となっている。この砂岩は細粒で、convolute ラミナ・トラフ型斜交ラミナ・festoon ラミナ等を有する。

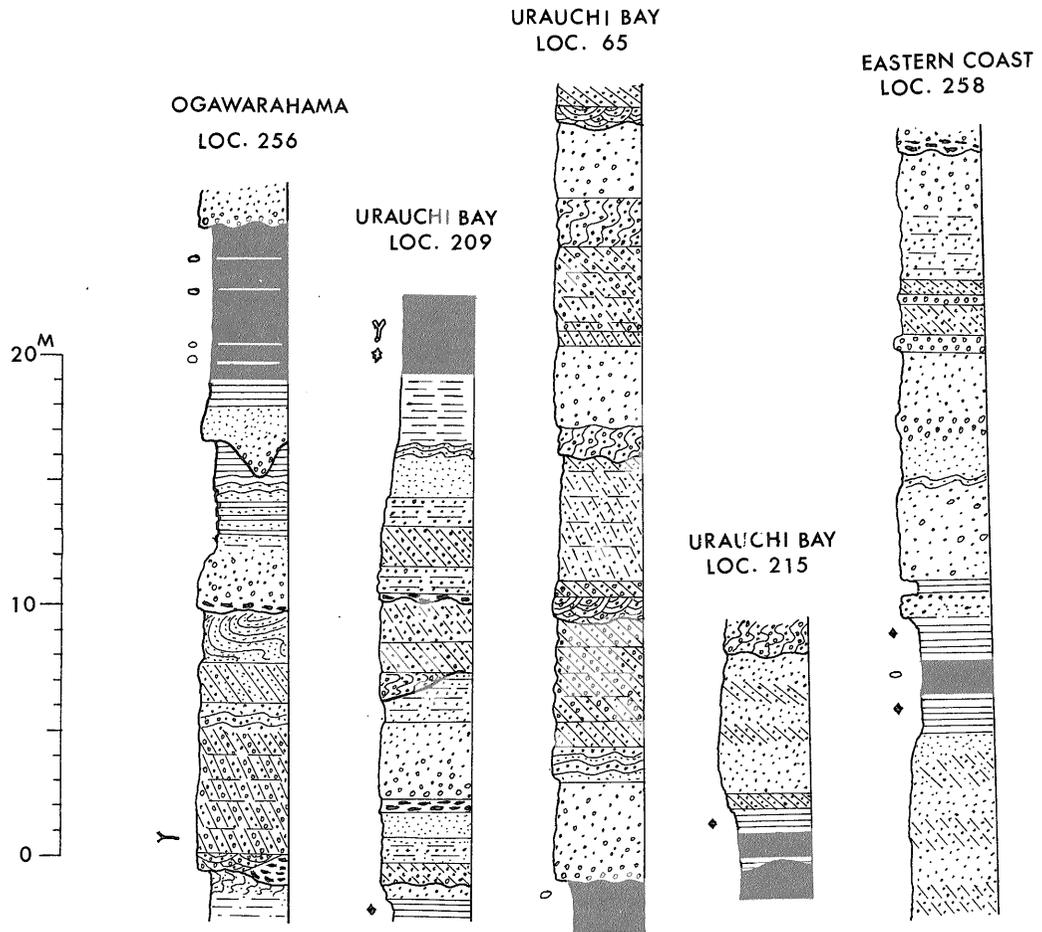
野島・筒島・犬島の本層は、細粒灰色砂岩を主とする黒色泥岩との互層である。黒色泥岩は熱変成をうけ、あるていどホルンフェルス化している。細粒砂岩には斜交ラミナ・波状層理・スランプ構造・チャンネル構造等が存在し、粒度も上方にむかって細粒化する。

層厚：瀬上・なまこ池付近で650 m以上、射手崎から



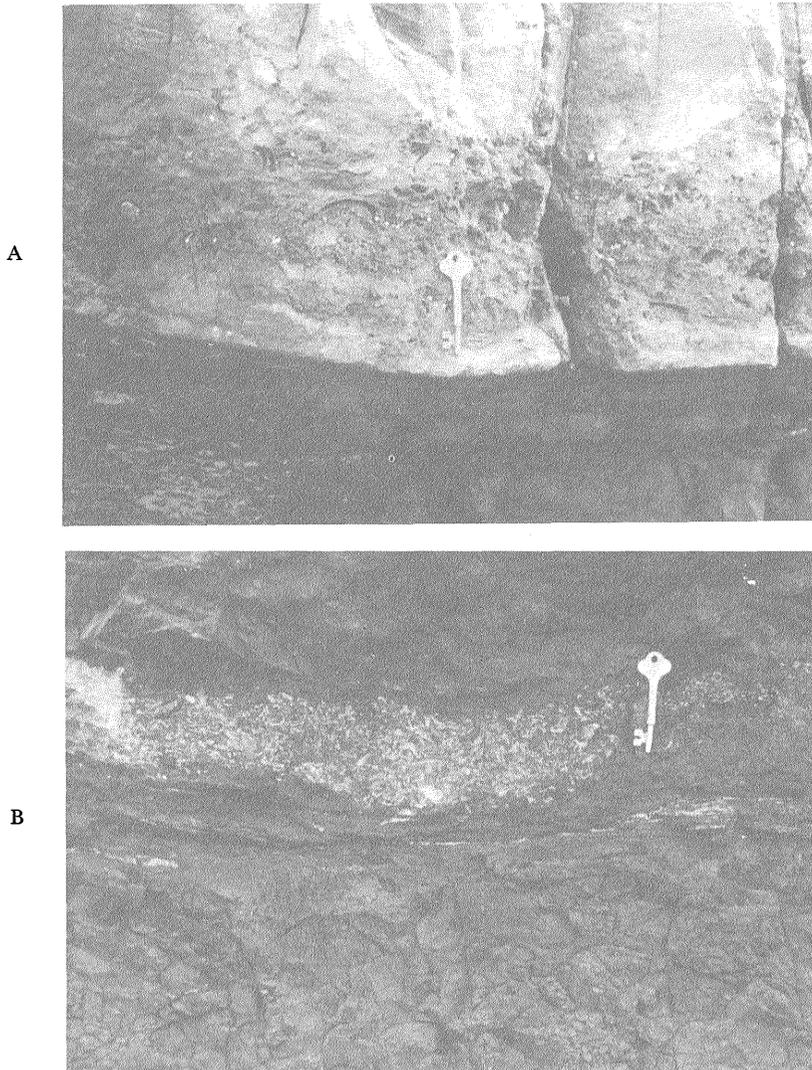
第22図中 礫層のサイクルの型

LEGEND	
ROCK TYPES	BEDFORM & TEXTURE
<ul style="list-style-type: none"> RED SILTSTONE MOTTLE SILTS. DRAB SILTSTONE ALT. OF S.S. & SILT. SANDY SILT. FINE S.S. COARSE S.S. PEBBLY S.S. CONGLOMERATE 	<ul style="list-style-type: none"> MASSIVE RED SILT. GRAY SILT. SANDSTONE SMALL SCALE LARGE SCALE RED SILTSTONE TROUGH CROSS BED. SLUMP STRUC. CONTORTED LAMINA.
	<ul style="list-style-type: none"> FLAT BED - DING CROSS BED - DING
	INCLUSIONS
	<ul style="list-style-type: none"> INTRAFORMATIONAL PEBBLES TUFF TUFF CRUSHED PYRITE CALC. CONCRETIONS CALC. NODULES BLACK PATCHES BURROWS WOOD FRAGMENTS
	BED BASE TYPES
	<ul style="list-style-type: none"> IRIPPLED ABRUPT SCOURED



A: 破碎により角礫化した緑白色の凝灰質岩石と紫赤色泥岩, B: 紫赤色泥岩.

第23図 紫赤色泥岩内におけるスランプ構造 (ヘタの串北方 Loc. 218)



第24図 近島の小島層中の貝化石床
Aは粗粒砂岩中の貝殻化石痕, BはA直下の暗灰色泥岩中に含まれる *Ostrea* 化石床.

東端の野島までは850 m 以上である.

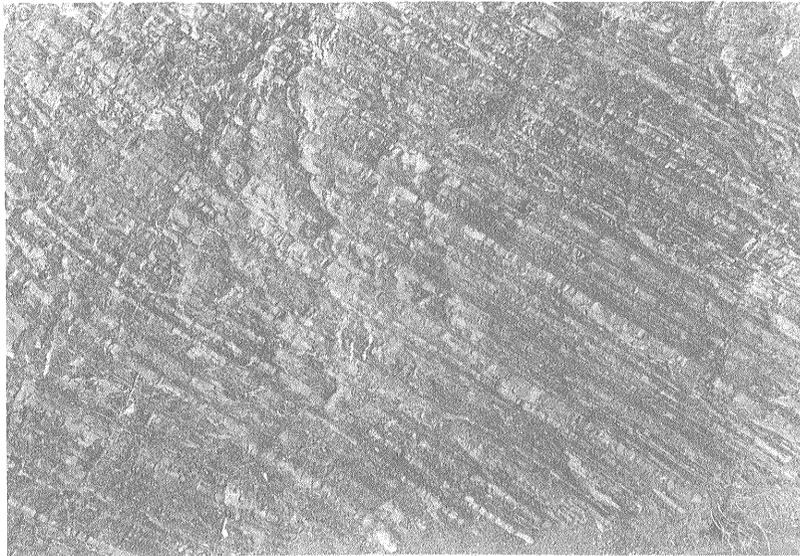
4. 岩 質

4.1 中 飯 層

各サイクル下部の礫岩に含まれる礫は皿円礫ないし円礫で、長径3-10 cm 大のものが多く、最大は20 cm の砂岩礫である。礫種は白・緑・赤色チャート及び石英が最も多く、ついで黒色頁岩・灰色頁岩である。火成岩礫は少なく、玢岩礫・酸性火山岩礫等である。天草地方の赤

崎層にかなり含まれる片岩礫(三木・松枝, 1974)は、ここではほとんどみられない。また礫の配列に顕著な定向性は認められない。礫岩は一般に上部にむかって礫の含有量を減じ、粗粒砂岩に移行する。

サイクル下部の粗粒砂岩は中灰色(N5)で、風化して灰白色を呈する。予察的な顕微鏡観察では、主成分は石英38-52% (平均45%), 長石18-36% (平均26%), 岩石片(チャート片含む)9-20% (平均14%), 基質量5-21% (平均13%) であって、これは岡田(1968, 1971)の



第25図 瀬上層のフリッシ型泥岩砂岩細互層（なまこ池付近）

分類によると、ややワッケ質に近い長石質アレナイトである（第26図）。長石粒としては一般に斜長石よりカリ長石が多い。岩石片は珪質のシルト岩ないし微細粒砂岩片が多く、その他チャート片及び火山岩片である。火山岩片は玢岩類・安山岩類及び酸性岩類である。基質には微細な絹雲母が普遍的にあり、ときには黒雲母も含まれる。方解石は少ない。また、不透明鉱物も少ない。

サイクル上部の細ないし中粒砂岩は緑灰色ないし青灰色（5 YR 3/2）を呈し、ときにシルトのラミナを含み、上位の泥岩に漸移する。主成分は石英 25-32%（平均29%）、長石24-41%（平均35%）、岩石片14-25%（平均20%）であり、基質は9-23%（平均14%）である。長石はカリ長石が多く、岩石片の種類はサイクル下部の粗粒砂岩と同様である。粗粒砂岩に比較して石英が少なく、長石がやや多い。

サイクル上部のシルト岩は暗緑灰色ないし暗灰色（5 G2/1, 5 Y6/2, N4）で、ほぼ均質である。鏡下では、無組織の基質には絹雲母片及び黒雲母片が多数存在するなかに、石英の細角粒が散在している。シルト岩には黄鉄鉱の仮像をなす褐鉄鉱を多数産する。結晶は立方体で、その一辺の長さは普通0.5-1 mm であるが、なかには2 mm に達するものもある。産状からみて、これらの黄鉄鉱は堆積後の初期に生成し、後の続成作用で褐鉄鉱化したものと推定される。

紫赤色泥岩は黒赤色（5 R2/2）、灰赤色（5 R3/2）、暗赤色（10 R2/2）の暗赤色系統から灰褐色（5 YR 3/2）まで、さまざまな色を呈するが、紫系統の色調はない。し

たがって、“紫赤色”泥岩の名称は厳密には適当でないと考えるが、慣習上これを踏襲する。¹⁾

粒度は粗粒シルトないし中粒シルト、稀に微細粒砂岩となる。基質は鏡下では、絹雲母に富み主として石英の角片が存在し、粘土サイズの赤鉄鉱微粒子によって埋められている。赤鉄鉱微細粒の分布は雲状で、赤鉄鉱が濃集する部分と希薄な部分がまだらに配列している。両者の境界は漸移することもあり、また明瞭な境界を示すこともあって、一様でない。石英粒・長石粒には赤鉄鉱による汚染がほとんどなく、雲母片はしばしば赤鉄鉱によって部分的に置換されている。また、周縁部を赤鉄鉱によって汚染された泥岩片が観察されるが、その内部には汚染がみられない。そのほか、自形の赤鉄鉱及び磁鉄鉱結晶が存在するが、個数は少ない。紫赤色泥岩には、また、方解石が散在する。

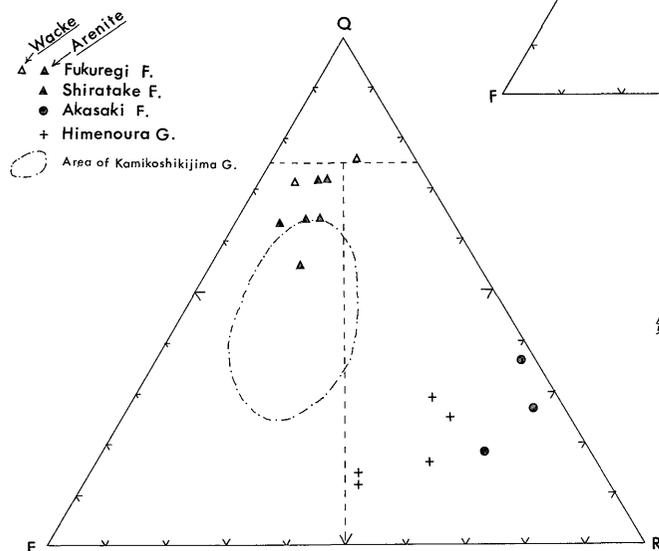
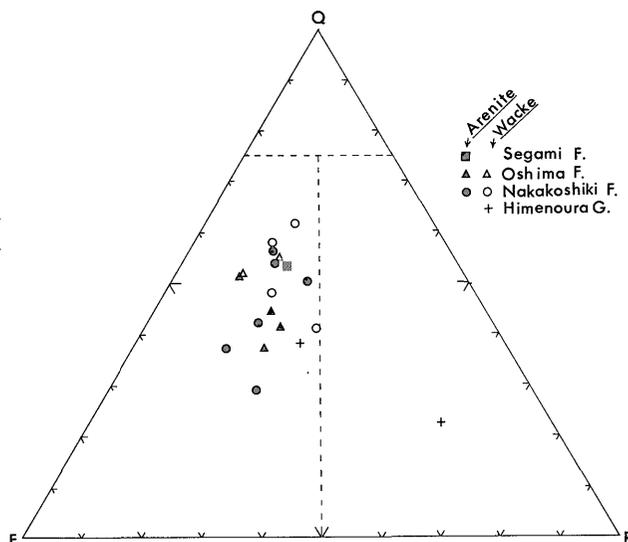
以上の観察結果から、紫赤色泥岩の色素は主として基質を埋める微細な赤鉄鉱であり、色の変化は赤鉄鉱含有量と暗灰色の基質量との比率によって決定されるものと考えられる。

紫赤色泥岩には青灰色ないし緑灰色の斑紋が多数存在することがある（第19図）。その多くは石灰質結核か、あるいは砂管である。これを鏡下で観察すると、緑泥石及び方解石に富み、赤鉄鉱による汚染は少ない。

紫赤色泥岩に含まれる楕円体状ないし球状の堅硬緻密な団塊には微細な石英粒が散在し、かつ、団塊は方解石

¹⁾ ヨーロッパ及び米国では、上記と同じ色調の地層に対して一括して red bed と通称している。

第26図 a 上甕島の砂岩三成分
(石英・長石・岩石
片) ダイアグラム



第26図 b 天草上島・下島の砂
岩三成分ダイアグラ
ム (MIKI, 1972; 三
木・松枝, 1974より
一部引用及び計算)

に富む。赤鉄鉱は一般に少なく、石英粒周縁に存在するが、微細な結晶として散在する。

凝灰質泥岩は中甕層の数層準に介在しているが、これらは緑灰色 (5 G5/1~6/2) ないし淡青灰色 (5 B7/1) を呈し、シルトないし粘土質、風化して灰白色ないし黄白色を呈してベントナイト質となる。鏡下でみると、凝灰質泥岩は2種類ある。ひとつは自形ないし半自形の斜長石粒が多く、そのほか火山岩片や他形のカリ長石粒・石英粒を含むもの (浦内湾産)、他は自形ないし半自形の石英粒を主とし、斜長石粒を伴うものである。いずれも、長石粒は緑泥石化しており、また、石英粒表面にも緑泥石が観察される。基質は絹雲母に富み、粒の周囲で流状を示す。赤鉄鉱の結晶も散在するが、数は少ない。これらは酸性結晶質凝灰岩質泥岩といえる。

一方、紫赤色泥岩の上・下またはその内部には、紫赤色泥岩と漸移する青灰色の泥岩があって、一見、凝灰質のようであるが、鏡下でみると凝灰質でなく、むしろ、紫赤色泥岩内部の石灰質結核に類似した組織と鉱物成分をもつ。

中甕層最下部の塊状の“凝灰質”泥岩もまた、鏡下では明瞭な凝灰岩的特徴を示さない。全体として碎屑石英粒・白雲母・褐色黒雲母が多く、基質は絹雲母に富む。緑泥石が全体として普通にみられ、部分的に方解石がある。これらのいわゆる“凝灰質”泥岩は暗灰色ないし青灰色泥岩に比較してより細粒であり、かつ、緑泥石と方解石に富むことで特徴づけられる。

4.2 小島層

砂岩は淡灰色 (N7) ないし暗黄緑灰色 (5Y5/1) を

呈し、比較的淘汰がよい粗粒ないし細粒砂岩である。砂岩層内部では上方細粒級化がみられる。鏡下では、砂粒組成は石英24-42%（平均37%）、長石23-32%（平均28%）、岩石片8-16%（平均13%）、基質11-35%（平均24%）であって、長石質ワッケ及びワッケに近い長石質アレナイトである。長石は斜長石よりもカリ長石が優勢で、岩石片は珪質シルト岩、チャート及び火山岩類（玢岩・安山岩類及び酸性岩類）である。また、砕屑片として少量ではあるが黒雲母片が含まれる。基質には絹雲母が多数存在し、また、局部的に緑泥石がある。貝化石を含む近島の砂岩はきわめて石灰質であって、化石はすべて方解石に変質している。以上の岩質は中甌層の砂岩に比較して、基質量がやや多いこと、砂粒がより円磨されていることをのぞき、あまり差はない。

泥岩は暗灰色（N3-4）を呈し、粒度はシルトで、ほぼ均質である。鏡下では砂粒はほとんど石英であり、基質は微細な絹雲母片に富む。これは中甌層の暗灰色シルト岩と、岩質上、ほとんど区別がつかない。

4.3 瀬上層

砂岩は淡青灰色（5B6/1）、中灰色（N5）、黄緑灰色（5Y3/2）等を呈し、粗粒ないし細粒で上方細粒級化をしめし、部分的に泥質物のラミナを含む。鏡下では石英47%、長石28%、岩石片16%、基質量は11%である。中甌・小島両層の砂岩に比較しても大差なく、長石質アレナイトである。基質は絹雲母の細片に富み、黒雲母もまた存在する。

泥岩は暗灰色（N3-4）を呈し、ほぼ均質である。基質は絹雲母に富み、細粒の石英が散在する。

ホルンフェルス化した砂岩・泥岩は野島・市ノ浦から射手崎付近、里港周辺、なまこ池北端付近の石英閃緑岩体に近い一帯に産する。これらは熱変成度の低い砂岩・泥岩に比較してかなり堅硬で、かつ、菱形に割れる。鏡下では、砂粒はほとんど等粒の石英からなり、基質は褐色黒雲母及び白雲母で充填されている。また、鉄鉱物の結晶が多数存在する。ホルンフェルス化した泥岩には2種類ある。1) cordierite の集合とみられる暗色円形スポットが多数存在し、黒雲母の結晶が稀なもの、2) スポットがなくて黒雲母が普遍的に存在するもの、である。両者の岩質は互いに漸移する。熱変成度は1)から2)へ高くなっていくと解される。

4.4 姫浦層群の岩石との比較

上甌島の姫浦層群の砂岩は中灰色（N4-5）を呈し、粗ないし細粒のアレナイトに近いワッケ質で、肉眼的には上甌島層群の砂岩と識別が困難である。しかし、予察的な顕微鏡観察によると、姫浦層群の砂岩の特徴は石英

粒（17-21%）、長石粒（16-18%）が上甌島層群の砂岩に比較して少なく、代わって岩石片（17-49%）の比率が高くなることである。岩石片は珪質シルト岩・チャート・火山岩類が主であり、黒雲母・輝石の破片も少量であるが含まれている。基質は絹雲母片に富み、部分的には、方解石が基質に若干存在する。

泥岩は、肉眼的には上甌島層群の泥岩とほとんど区別が困難である。どちらかといえば、姫浦層群の方に層理が発達しているようで、鏡下でも絹雲母の定向配列が上甌島層群の泥岩よりも明瞭である。

4.5 天草地方古第三系赤崎・白岳両層の砂岩との比較（第26図参照）

模式地の天草上島赤崎付近における赤崎層の砂岩は石英粒19-31%、長石粒2-13%、岩石片52-57%で、岩石片にはチャートが著しく多いこと、及び基質量は12-14%であって、これはワッケに近い石質アレナイトに属する。一方、上位の白岳層のアルコーズ質砂岩は石英粒59%、長石粒22%、岩石片11%、基質量7%で、石英質に近い長石質アレナイトである。以上の結果は三木・松枝（1974）の研究結果と大要において一致している。

これらを上甌島層群の砂岩に比較すると、赤崎層の砂岩は岩石片が著しく多く、とくにチャートに富むこと、片岩の岩石片があること（三木・松枝、1974）で明瞭に区別される。また、白岳層の砂岩（天草下島では福連木層）は上甌島層群のものに比較して、石英の含有量が高い。このように、上甌島と天草におけるほぼ同層準に対比される（後述）砂岩が、組成上、かなり異なるのは、両地域での供給源の相違、あるいは供給源からの距離の相違を反映した結果と考えられる。

5. 重鉱物組成

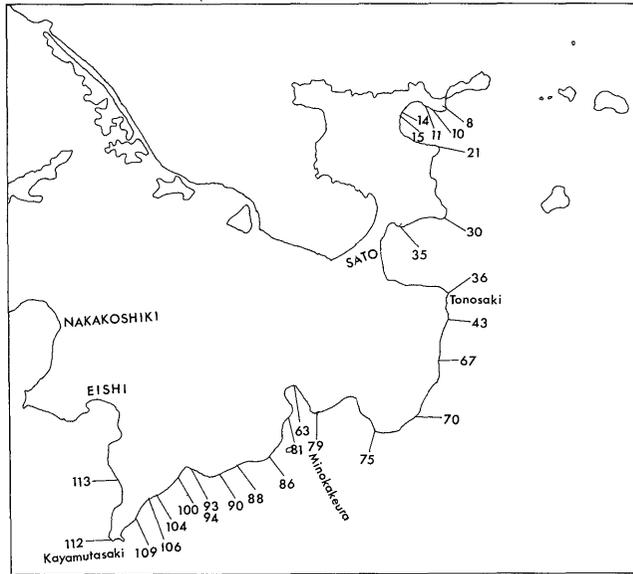
白亜系および上甌島層群の砂岩について重鉱物分析を行った。砂岩試料の採取位置は第27図に示した通り、主として上甌島の東海岸である。

重鉱物分析は通常の方法で行い、得られた結果を第2表に示した。この結果からいえることは次の通りである。

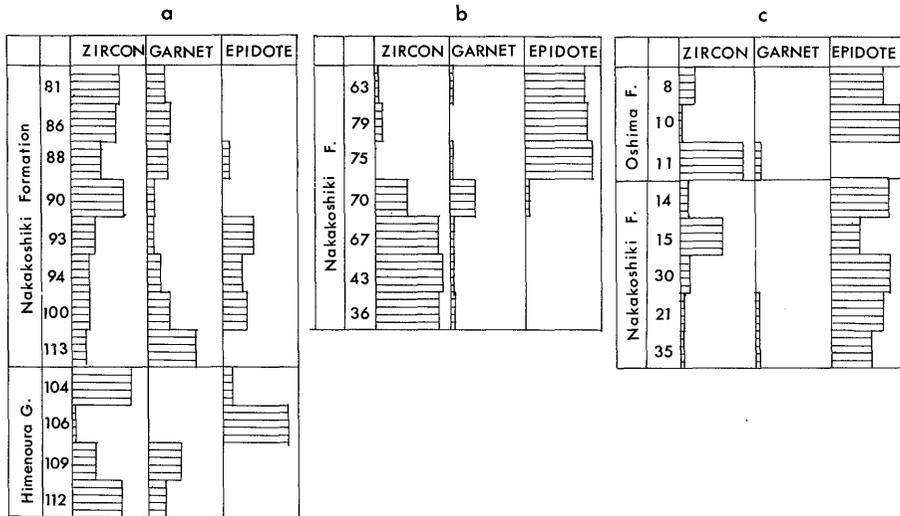
1) 分析試料中に重鉱物が占める重量%は、0.07%から約1%までであって、この値は砂岩中の重鉱物量として一般的なものである。

2) 重鉱物組成の百分率は、透明重鉱物粒を200粒算えて求めた。しかし、なかには不透明重鉱物が非常に多くて、透明重鉱物の数が少ない場合があり、そのときには200粒よりも少ない数から組成を求めた。

3) 重鉱物の種類はジルコン・電気石・ざくろ石・緑



第27図 重鉱物分析サンプル採取位置



第28図 上甕島の砂岩重鉱物組成

れん石・褐れん石・チタナイトが普通で、その他、ようれん石・燐灰石・モナズ石・普通角閃石がときに存在する。

4) これらの重鉱物中、量が多く、またどの試料にも共通して含まれていて主要重鉱物といえるものは、ジルコン・電気石・ざくろ石・緑れん石である。

5) 姫浦層群と上甕島層群とを区別できるような、顕著な重鉱物組成上の差はみられない。しかし中甕層には、5.1に述べるような組成変化がみとめられる。

5.1 重鉱物組成の垂直変化

主要重鉱物のうち、頻度にそれほど変化の認められない電気石を除き、ジルコン・ざくろ石・緑れん石の地域別垂直変化を求め、第28図に示した。本図の(a)は茅牟田崎から蕨掛浦の間(蕨掛浦向斜西翼)、(b)は蕨掛浦から殿崎の間(蕨掛浦向斜東翼)、(c)は里港北方の地域を示している。組成の垂直変化の特徴は以下の通りである。

(a) では上甕島層群の中甕層のうち、試料90以上ではジルコンが優勢、ざくろ石がほぼ一定量含まれ、緑れん

第2表 上甕島重鉱物組成百分率表

地域	層名	試料番号	ジルコン		電気石			ざくろ石			緑れん石	ようれん石	褐色れん石	チタナイト	燐灰石	モナズ石	普通角閃石	その他の	黒雲母	鋭錐石	黄鉄鉱	鉱物数重	重鉱物量 (wt%)
			無	紫褐色	青緑	青	無	紫褐色	黄褐色	無													
甕掛浦向斜西翼	中甕層	81	65	+				23	2	+	+			8							+	142	0.08
		86	61		5	+		21	8	2	2	+		2			1		○			200	0.26
		88	42	+	5	2		22	6	2		11	3	7			2		+			200	0.24
		90	72	+	5	2	1	3	12		+			4								154	0.31
		93	34		+	2			10	2		42		10			1					190	1.04
		94	28	+	1	+			15	5	1	1	30	1	15		3					200	
		100	24	1			+		22	6	2		33	2	11					○			200
	113	18	+	3		1	1	2	56	11	+			2	1	3				◎		148	0.65
	姫浦層群	104	80	+		+			+			13	2	3			+				+	194	0.41
		106	6				+	+	2			88	+	2	+							144	0.66
		109	33	+	1	4	1	+	47	+			+	6	4				+	○		136	0.17
		112	68	+		+			17	4	2		2	2	3	2				+		130	0.10
	甕掛浦向斜東翼	中甕層	63	6		3	2		3	1	+	81	+	1			1					160	0.43
79			10		+			2			86		2					+			200	0.36	
75			2		1			3			92		2			1					◎	200	1.03
70			46		5	2	2		24	9	+	6	2	5					○			130	0.31
67			84					3	+	+				12					◎		+	165	0.18
43			93		+			4	1	+			1				+		◎			200	0.07
36			86	+	2	2		5	1	1		1	+						○			155	0.08
里港北方	小島層	8	20	+				1	+	+	72	+	4		1						172	0.58	
		10	3	+				1			94	+	+			1			+			200	0.66
		11	85	+			+	6	2	2		2		2		+			+			129	0.17
	中甕層	14	15		+	+	3	+	1		+	78	2	+						+		200	0.25
		15	58	+	1	+			+			29	10	1	+							200	0.21
		30	15		+							80	3	2							○	136	0.40
		21	9					5	+	+		71		12			2					171	0.30
		35	6		2	3	23	2	+	1	1	2	57		4							191	0.24

◎：多，○：普通，+：少

石がほとんど存在しない。同層の試料93以下では、かなりの量の緑れん石が含まれている。試料数が少なく、明確な差といえるかどうか難しいが、白亜系（試料104以下）では、緑れん石ばかりのものもあるが、ジルコンが優勢である。

(b) では、中甕層の試料70以下は重鉱物の大部分がジルコンからなるのに対し、同層の試料75以上では、これと対照的に大部分が緑れん石からなっている。

(c) では、ときにジルコンがちのものもあるが、全般的に緑れん石が優勢である。

以上を要約すると、甕掛浦向斜の東翼と西翼とでは、

中甕層上部の主要重鉱物組成間にかかなり大きな差が認められる。

5.2 天草地域との比較

本地域の白亜系や上甕島層群中の重鉱物と類似の組成をもつものに、天草上島や下島に分布する白亜系と古第三系がある。佐藤（1961）、OHARA（1961）によって、その主要組成をあげてみると第3表のようになる。この表をみると、天草上島の白岳層は非常にジルコンに富んでおり、赤崎層は100%緑れん石である。天草下島では白岳層に対比される福連木層が同じくジルコンに非常に富んでいる。白亜系（深海層を含む）には明瞭な特徴がな

く、各試料の組成をみると、ジルコンに富むもの、ざくろ石に富むものもあり、緑れん石をかなり含むものもある。

上甌島の白亜系・古第三系の主要重鉱物組成を上記天草地方のそれと比較してみると、主要重鉱物がジルコン・ざくろ石・緑れん石であること、ジルコンの量は2-93%、ざくろ石は1-67%、緑れん石が1-94%含まれていることなどから、全体としてみれば、天草下島の福連木層および上部白亜系の組成と類似している。

とくに第28図の(a)地域、(b)地域のジルコンの多い部分を除いて考えると、上記3鉱物がそれぞれかなりの頻度で含まれる点から、天草下島の白亜系と非常によく似ているといえよう。

一方、(a)、(b)地域でジルコンを多く含む中甌層はざくろ石が少なく、緑れん石も稀に、わずかしかな含まれない点から、天草下島の福連木層、上島の白岳層の組成に類似する。さらに(c)をみると、中甌層上部及び小島層は緑れん石に非常に富んでおり、むしろ天草上島の赤崎層である。すなわち、重鉱物の面からみると、天草上島の層序とはよく対応しない。試料数が少ないので確定的なことはいえないが、この重鉱物組成上の違いは、上甌島と天草で必ずしも古第三系の層位的位置が異なることを意味するものでなく、むしろ両地域における堆積物質の供給源が異なることによるものと考えられる。

5.3 堆積物の起源

重鉱物中の有色鉱物としては、普通角閃石が、ときにごくわずかみられる程度であって、その他のものは存在しない。しかし、このことから、火山岩・火山物質の影響がなかったとは即断できない。というのは、砂岩薄片

の観察によれば、火山岩片・凝灰岩片がしばしば存在するからである。したがって、有色鉱物のみられないことは、佐藤(1971)が述べているように、新第三系ではごく普通に存在するこれら重鉱物も本地域の堆積物が古第三系と古いため、おそらく堆積初期には存在していたであろうが、その後の続成作用のために消失し去ったものと考えられる。

堆積岩中の重鉱物として多量のざくろ石が存在するとき、その堆積物の起源は変成岩(結晶片岩類)であることが多い(SATO, 1969)。緑れん石の起源も変成岩(結晶片岩類あるいは変質火成岩類)といわれる(FORD, 1951, p. 624)。また天草下島、牛深市の東に露出する赤崎層(始新世)は結晶片岩礫を含み、重鉱物として多量のざくろ石と緑れん石をもっている(佐藤, 1961)。本地域でも主要重鉱物としてざくろ石・緑れん石を含んでおり、供給源として結晶片岩類からの影響があったことが考えられるが、第29図のZGT図(ジルコン-ザクロ石-電気石三角図)ではざくろ石量の大部分が60%以下であるので、原岩からはかなり離れており、運搬・堆積過程における重鉱物の淘汰作用の影響の方が強く表われているようである。ちなみに、SATO(1969)は変成岩起源を推定できるざくろ石量として、ZGT図でジルコン10%以下の範囲(M領域)を提案している。

ジルコンがときに多量にみられる(重鉱物量としては少ない)が、円磨されているものについてはより古い堆積岩類(とくにアルコーズ)、自形で円磨をほとんど受けていないものは酸性火成岩類(酸性火山岩あるいは花崗岩)からの供給が考えられる。ZGT図(第29図)をみると、養掛浦向斜東翼の試料では、2つの例外を除いてA領域(ジルコン30%以上、ざくろ石20%以下の範囲)で、SATO(1969)による花崗岩起源を推定できる組成を占めている。すなわち、養掛浦向斜の東翼と西翼では、堆積物をもたらした水系あるいは源岩が異なっていたのではないかと考えられる。

6. 堆積環境の推定

上甌島層群は、岩相・岩質上の特徴から、まず、かなり強い水流の影響下で形成された堆積物であると判断される。

6.1 中甌層

中甌層には、上方細粒級化の堆積相が反復して出現し、各サイクルの下部の粗粒堆積相には斜層理その他が発達し、かつ、珪化木片を含む。一方、上部の細粒堆積相には紫赤色泥岩が存在することを特色としている。このような岩相は、地質時代を通じて世界各地から報告さ

第3表 天草地方重鉱物組成表

(地域)	地層名	ジルコン	ざくろ石	緑れん石	試料数
(上島)		%	%	%	
	上島層群白岳層**	41-77	1-25	0	3試料
	赤崎層群赤崎層**	0	0	100	4試料
	姫浦層群***	48	0	0	1試料
(天草下島)		%	%	%	
	下島層群福連木層	63-73	1-16	1-4 0	7試料
	“赤崎層群深海層”*	4-65	3-72	(80%土が 2試料)	12試料
	深海層**	40-57	4-28	(14%が1 試料)	8試料
	姫浦層群	2-37	6-53	3-83	12試料

* 当時、この深海層は古第三系赤崎層群とされていたが、その後、白亜系であることが判明した(高井, 未公表資料)。

** OHARA (1961) による。

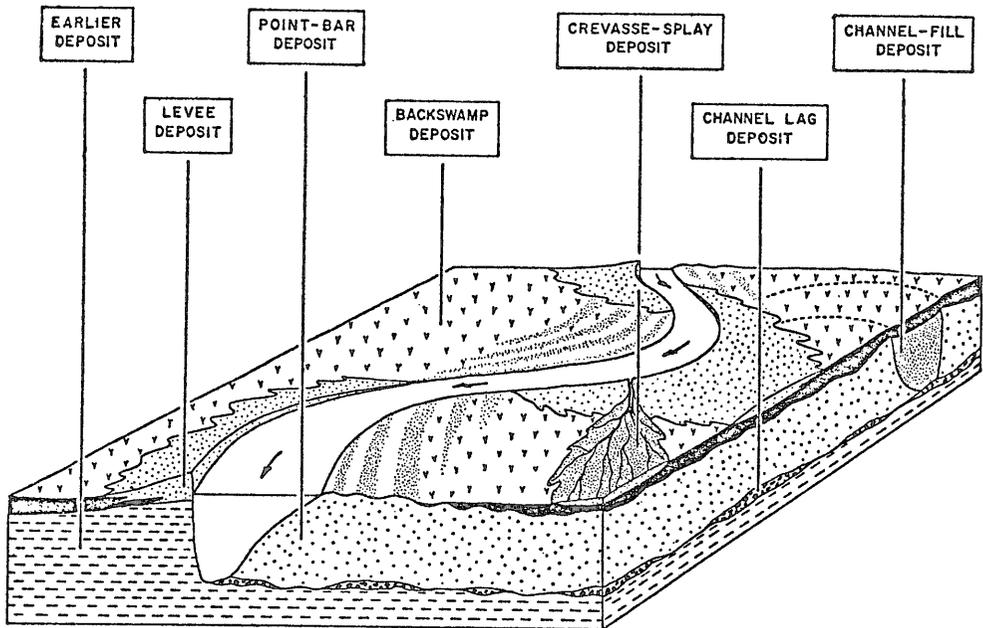
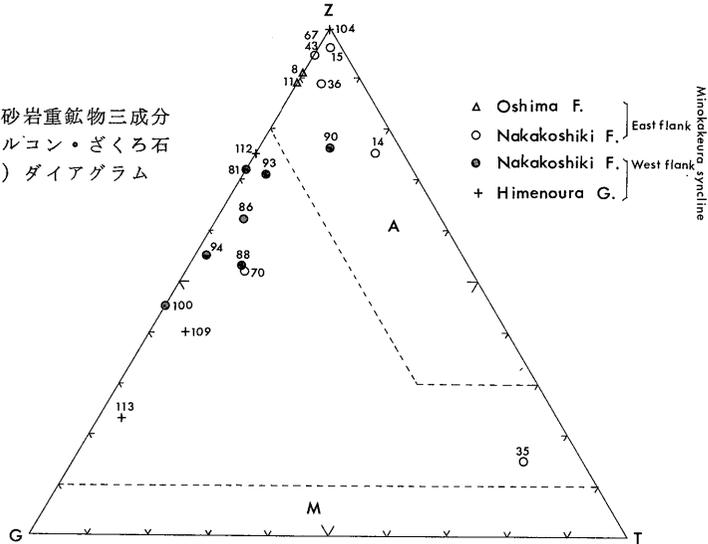
れている河成堆積物（ALLEN, 1964; FRIEND, 1965; その他）の岩相上の特徴に一致する。

河川環境及びその堆積相については、ALLEN (1965) によって地質学的に集大成された感があり、これに中甕島の堆積相を対比すると第4表のとおりである。同表の a)-c) は水流の影響が少ない静穏な環境、すなわち河川自然堤防上部ないしそれをこえた場での垂直方向の堆積

作用が主であり、d) は水流の強い影響下にさらされた環境、すなわち河川流路内部における側方堆積作用の産物、及び e) は水流による側方・下方浸食によって淘汰された残留物と解釈されている（HAPP *et al.*, 1940; ALLEN, 1965）。第22図に示したサイクル型式の変化は、上記の堆積場の変化に対応したものと考える。

ALLEN (1965) によると、河川は堆積環境的に、1) 扇

第29図 上甕島の砂岩重鉱物三成分 ZGT (ジルコン・ざくろ石・電気石) ダイアグラム



第30図 蛇行河川環境と堆積物との関係 (ALLEN, 1964 より引用)

状地の河川, 2)網状河川 (braided stream), 3)直線的河川及び, 4)蛇行河川 (meandering stream) の4モデルに分類されており, 中氈層の堆積相は, その特徴からみて, 蛇行河川の産物と考えられる。各サイクルは上位のサイクルによって一般に浸食されているが, これは蛇行する流路変化に由来すると解される。第22図の Loc. 265等にみられるような不完全サイクルは, 流路の急激かつ小きざみな変化を反映している。

サイクリックな堆積作用の要因については, 1)海進・海退の反復, 2)堆積盆地の隆起・沈降の反復または断続的な沈降, 3)気候的要因による堆積量の週期的変化, 例えば洪水の反復等, 4)水底における混濁流の反復, 5)沈降盆地における蛇行河川の流路変化, が考えられる。中氈層の場合はそれが海成であるという証拠は得られていない, またタービダイトの要素がみられないので1)と4)の可能性はない。2)については, 堆積盆地の断続的な沈降と物質供給とがうまく調和しなければ, 本層にみられるような厚層かつ規則的なサイクルを形成することは困難であろう。盆地の周期的な沈降・隆起のくりかえしも同様である。3)については, ここでは積極的にこれを支持する証拠は認められない。したがって, 中氈層のサイクリックな堆積作用の原因は, 主として5)と考えたい。さらに, 中氈層は, その上位に漸移する小島層が瀕海成層であることを考えあわせると, 海岸に近い平野部における蛇行河川の産物と推定される。

紫赤色泥岩の成因

赤色岩及び紫赤色岩の赤色素が赤鉄鉱であることは, 従来から認められている。問題は多量の赤鉄鉱が如何な

第4表 中氈層のサイクルとそれに対応する河川堆積物の対比

中氈層の1サイクルの岩相	河成堆積物分類 (ALLEN, 1965)
上部堆積相 紫赤色泥岩及び暗灰ないし青灰色シルト岩 a)	氾濫原堆積物 (Floodbasin deposits)
泥岩内部でレンズ状に尖滅する砂岩 b)	自然堤防決壊散布堆積物 (Crevasse-splay deposits)
砂岩泥岩細互層 c)	自然堤防堆積物 (Level deposits)
下部堆積相 平行層理の中一細粒砂岩及び斜層理に富む粗粒砂岩・礫質砂岩 d)	ポイントバー堆積物 (point-bar deposits)
泥岩偽礫をもちスランプ構造を示す礫岩・砂岩 e)	流路埋没堆積物 (Channel lag deposits)

る環境で生成して堆積物に含まれるに至ったかであって, これには現在もなお, 幾つかの説がある。その主なものは, 1)堆積物の供給源地で風化によって生じた赤鉄鉱を多量に含む碎屑物 (例えばラテライト等) が堆積盆地に運搬されたという他地生成説 (KRYNINE, 1950; SCHLUGER, 1976; 西山・他, 1973) と, 2)碎屑物中の鉄鉱物が堆積盆地の酸化環境下で赤鉄鉱に変化したという現地生成説 (WALKER, 1967a, b; FRIEND, 1965; VAN HOUTEN, 1964; Mc BRIDE, 1974) の2説である。

西九州の古第三系紫赤色泥岩の成因については, 伊木 (1902) の輝緑凝灰質頁岩説, 松下 (1949) の雲母片岩・緑色片岩風化碎屑物の再堆積説及び三木・松枝 (1974) の現地における地下水作用説等がある。

中氈層の紫赤色泥岩の成因については, まだ結論を出すには至らないが, 予察から得た現在までの筆者等の推定は以下の通りである。すなわち, 推定の根拠を略述すると,

- 1) 中氈層は蛇行河川堆積物であり, 紫赤色泥岩は岩相からみて氾濫原堆積物と推定される。
- 2) 紫赤色泥岩は層状であるが青灰色泥岩との境界は一般に漸移的である。
- 3) 紫赤色泥岩には多数の生物の巢穴や這い跡等の生痕があり, これらの生痕は石灰質で緑泥石を含み, 紫赤色泥岩中に緑灰色のスポットで存在する。
- 4) 青灰色ないし暗灰色泥岩中に産する自生の黄鉄鉱は, 紫赤色泥岩には存在しない。
- 5) 紫赤色泥岩に凝灰質頁岩が伴うとは限らない。
- 6) 砂岩は赤色を呈さず, 基質にも微粒の赤鉄鉱はほとんどない。
- 7) 紫赤色泥岩の赤色素は, 基質中に多量に含まれる微粒の赤鉄鉱である。
- 8) 砂岩・シルト岩・紫赤色泥岩を通じて, 主成分鉱物組成に顕著な差は認められない。
- 9) 化学組成 (第5表) をみると, 紫赤色泥岩とそうでない泥岩との間には, Fe 全量に若干の差があり, かつ, 紫赤色泥岩では酸化第二鉄が酸化第一鉄よりも多く, 他の泥岩はその逆である。他の主成分については, 両者間に差はほとんど認められない。

以上にもとづいて推論すれば, もし赤色碎屑物が供給地から運搬されて堆積したものであれば, 紫赤色泥岩を挟む上下の泥岩砂岩の基質にもかなりの赤色素が認められてよいはずである。また, ある時期に限って赤色風化碎屑物が運搬されてきたのであれば, 紫赤色泥岩とそれに接する非紫赤色泥岩との境界はかなり明瞭であってもよいと考えられる。また, もし堆積物埋没後に非赤色の

第5表 中層の紫赤色泥岩及び暗灰色泥岩化学分析

	紫 赤 色 泥 岩																暗灰色泥岩 Dark grey mds.	
	27A	36A	38A	44A	65	S72	S96E	81A-1	81D	81E	81B	81C	72上	72下	72端	261	36C	83
SiO ₂	59.37	59.69	61.73	57.10	57.22	59.08	59.92	54.33	58.25	60.18	—	—	—	—	—	—	60.72	61.10
TiO ₂	0.91	0.90	0.79	0.83	0.78	0.92	0.82	0.78	0.70	0.68	0.81	0.88	0.90	0.91	0.95	1.01	0.64	0.73
Al ₂ O ₃	17.52	18.69	16.85	19.77	20.34	19.01	18.06	20.50	20.76	18.20	—	—	—	—	—	—	19.70	19.66
Fe ₂ O ₃	7.42	6.86	5.46	5.95	5.90	3.46	6.97	8.67	7.03	6.74	3.16	7.50	6.55	6.71	3.99	5.32	2.12	2.43
FeO	1.94	1.22	2.34	1.54	1.94	3.76	1.92	2.77	1.33	2.19	4.81	2.37	1.76	1.44	1.90	2.84	2.77	3.05
MnO	0.06	0.10	0.11	0.13	0.07	0.08	0.04	0.06	0.05	0.07	—	—	—	—	—	—	0.05	0.06
MgO	2.35	1.92	3.33	2.57	1.91	2.39	2.02	3.19	1.74	2.73	—	—	—	—	—	—	2.38	2.19
CaO	0.48	0.39	1.15	1.64	1.02	0.78	0.75	0.59	0.59	0.76	0.73	0.46	1.11	1.65	1.47	0.10	0.36	0.42
Na ₂ O	1.33	1.42	1.88	2.02	1.73	0.73	1.33	1.15	0.84	1.33	1.67	1.21	1.51	1.57	1.68	1.12	1.51	0.87
K ₂ O	3.61	2.45	1.29	1.99	3.33	4.35	2.51	2.61	3.41	2.25	1.82	2.86	2.58	2.42	2.52	3.31	3.34	3.70
P ₂ O ₅	0.18	0.09	0.07	0.14	0.10	0.07	0.06	0.06	0.03	0.06	—	—	—	—	—	—	0.09	0.15
CO ₂	—	—	—	—	—	.0	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	3.88	5.12	4.18	4.69	4.74	4.18	4.10	3.90	4.26	3.76	—	—	—	—	—	—	4.85	4.46
H ₂ O-	0.78	1.06	0.62	1.26	0.68	0.76	1.16	0.96	0.84	0.86	—	—	—	—	—	—	1.10	1.00
Total	99.83	99.91	99.80	99.63	99.76	99.57	99.70	99.57	99.83	99.81	—	—	—	—	—	—	99.79	99.82

(分析：東京石炭研究所)

鹿児島県上鶴島の古第三系 (井上英二・佐藤良昭・高井保明・中尾征三)

泥岩が地下水の酸化作用で赤色化したのであれば、相対的に透水性が大きい砂岩の基質にこそ、赤鉄鉱化が進んでよいと考えられるが、その事実はない。さらに、紫赤色泥岩は岩質からみて積極的に凝灰質であるとはいえない。

以上から、中甌層の紫赤色泥岩は、氾濫原において、堆積中絶期に、酸化環境下で、鉄鉱物を多量に含んだ泥質物の酸化によって生成したと今のところ考えている。紫赤色泥岩中に存在するまだらなスポット状の青灰色部分は、生物の作用による局所的な還元環境の出現により、その部分だけ赤鉄鉱が還元したと考えられる。なお、紫赤色泥岩の成因については、今後さらに考察を進める予定である。

6.2 小島層と瀬上層

小島層は砂岩を主とする暗灰色泥岩との互層で、中甌層とは岩相が漸移的である。小島層は中甌層に比較して、礫の減少、砂岩の細粒化、サイクルの厚さの減少及び紫赤色泥岩の欠除という特色がある。斜層理・漣痕・浸食面等の堆積構造は、中甌層のものに比べて小規模である。砂岩・泥岩の組織・鉱物組成は、中甌層(紫赤色泥岩)と大差がない。

以上から推定すると、小島層は流水下の環境で形成されたが、中甌層堆積当時よりも穏やかであって、かつ、中甌層を堆積させたのと同じ河川の下流側に堆積したものと考えられる。近島の小島層に *Ostrea* の化石床及び海性二枚貝化石片が産することから、少なくとも小島層のこの部分は海性環境であったと判断される。これらを総合すると、小島層は沿海堆積物と推定される。

瀬上層は小島層から岩相が漸移し、泥質岩が優越する岩相を示す。泥岩にはさまれる砂岩は上方細粒級化をしめし、羽毛状ラミナ (flaser lamination)・斜交ラミナ・スランプ構造・チャンネル構造等が観察される。瀬上層が海成層であるという確実な証拠は、まだ発見されていないが、岩相及び岩質からみて、瀬上層は小島層より沖合の堆積物であると推定される。

以上を通じて上甌島層群の堆積環境変化をみると、蛇行河川環境(中甌層)→沿海性環境(小島層)→やや沖合の海性環境(瀬上層)のように変化し、本地域の堆積盆地が次第に沈降して、海進がすすんでいった状況がうかがえる。

7. 地層対比

上甌島層群には時代決定に有効な化石が産しないため、本層群が古第三紀に属するか否かを確実に決定することはまだできない。筆者等は下記のような理由から、

本層群を古第三系とみなした。

1. 中甌層の紫赤色泥岩が上部白亜系ではないかという疑問が一部にある。しかし、白亜系の赤色岩相を有する御船層群及び雁回山層(田村・田代, 1966)はそれぞれギリアーク統及び浦河統であるが、上甌島層群は姫浦層群(浦河一ヘトナイ世)の上位にある。

2) 上甌島・姫浦両層群間の境界は傾斜不整合である。

3) 上甌島層群は地理的・構造的(後述)にみて天草地方古第三系上島層群の南西延長上にあり、両層群は層序・岩相的に類似する。

宇土半島西部・天草上島及びその付近に分布する古第三系は、下から赤崎層・白岳層・教良木層からなっている。赤崎層は姫浦層群を不整合に覆い、紫赤色泥岩と砂岩の互層である。白岳層は厚層塊状のアルコーズ質砂岩で特徴づけられ、下部には暗灰色泥岩・炭質頁岩が挟在する。赤崎層との境界は漸移的である。白岳層下部の1-3層準には、温暖な沿岸域ないし浅海生の *Callista ariakensis*, *Lentidium* 及び *Colpospira* の3貝化石群集が産しており(井上, 1962)。これらは下部 *Orthaulax japonicus* 帯に属し、その地質時代は始新世ルテシアン、一部イブレシアンとされている(長尾, 1928)。教良木層は暗灰色泥岩の厚層からなり、細粒砂岩を挟在させる地層で、スランプ構造と推定される層内褶曲が発達する。

以上の地層に上甌島層群を対比すると、中甌層は赤崎層、小島層は白岳層、瀬上層は教良木層にそれぞれ岩相上よく対応する。中甌層は赤崎層と同様に無化石層であるが、近島の小島層中の貝化石産出層準は、白岳層の下部 *Orthaulax japonicus* 帯にあたる可能性がある。もしそうであれば、それより下位の厚層の中甌層は始新統下部ないし暁新統にあたる可能性が残される。

上甌島と天草上島の古第三系は、このように層序と岩相上、たがいに類似するが、層厚からみたとき、両者間に若干の差がある。すなわち、赤崎層の層厚は100-160mで、紫赤色泥岩を挟むサイクル数も10以下であって(井上, 1962)、中甌層に比較して発達が悪い。白岳層の層厚は160-190mであって、小島層よりもかなり薄い。また、赤崎層は中甌層より粗粒であること、白岳層下部には炭質頁岩が介在することなど岩相的特徴を考え合せると、天草上島の赤崎層の堆積の場は中甌層よりも河川上流側、白岳層は小島層より沿岸側に存在したのではないかと考えられる。

教良木層は厚さ1,000m以上あり、瀬上層もまた850m以上あって、上限は不明である。教良木層の主部は有孔虫・海生貝化石を産して明らかに海成層であり、瀬上層

はまだ化石を産しないが、先述のように海成層と推定されるので、両層堆積当時に至って、上甌島・天草一円に海進が拡大したと考えられる。

一方、赤崎層は天草下島には分布しない。赤崎層の欠除について、従来の層序的解釈を大別すると、姫浦層群上位の深海層が赤崎層の同時異相であるという説(長尾, 1926; 松下, 1949; 波多江, 1956, 1960)と、深海層は白亜系であり、赤崎層は堆積せず福連木層(上島の白岳層相当)が白亜系上にオーバーラップするという説(松下ほか, 1959; 三木・植松, 1973; Miki, 1972)とがある。この問題を解決する鍵は現在のところ上甌島では見当たらないが、あるいは上甌島主部で発達した紫赤色泥岩が西部で尖滅することが何らかのヒントになるかもしれない。ともあれ、上甌島は天草下島よりもむしろ上島と同様の堆積環境にあったといえよう。

8. 地質構造 (第31図)

上甌島層群は幾つかの NE-SW 方向の軸をもつ複向斜構造をなしている。各褶曲軸は北または南にプランジし、多くの断層で遮断され、各地に不完全なペーゼン・ドーム構造をつくる。各褶曲軸部における地層傾斜は 10° 前後であるが、翼部では $15-40^{\circ}$ である。同島中央部には NE-SW に走る大断層帯があって、両側で地質構造が若干異なっている。また、同島北東海岸に沿って NW-SE 性の推定断層があり、その両側で地層のくりかえしがみられる。同島東方の野島と双子島間には、上甌島層群最上部と基盤とを画する大断層が推定される。

8.1 褶曲

1) 上甌島中央部を NE-SW に走る辻の堂断層帯の西側には、鉾崎池から中野に走る NE-SW 方向の向斜軸が周辺の走向・傾斜から推定される。この向斜の南西延長は中甌村付近でピッチングしながら中甌湾の向斜に連なると考えられる。中甌一瀬上—桑浦一带は本向斜の西翼にあたり、 $20-40^{\circ}$ NE に傾斜した同斜構造をなす。

一方、本向斜軸を挟んで2本の短い背斜軸がある。その1つはヘタの串と中島間の水道を ENE-WSW に走る背斜軸、他は中甌南の丘陵を N-S に走る背斜軸である。このような褶曲のくりかえしによって、中甌湾周辺の地層は 10° 前後の傾斜でゆるやかにうねっている。

2) 辻の堂断層帯以東の江石—遠目木山—東海岸一带では、上甌島層群は養掛浦をほぼ N-S に走る軸をもつペーゼン構造をなしている。これの西翼では、遠目木山麓部で地層は NE-SW に走るが西方にむかって N-S から NW-SE に変化し、茅牟田崎付近ではほぼ E-W となる。西翼の地層の走向はこのように変化するが、傾斜は

$20-35^{\circ}$ E または N で、あまり変化しない。西翼部が辻の堂断層に接する江石付近では NE-SW に走る背斜軸が認められる。

一方、向斜東翼では、地層は WNW-ESE ないし E-W に走り、南へ $20-30^{\circ}$ 傾斜する。尾川原浜付近の海岸では、さらに小規模な地層の擾乱がみられる。

3) 里港北方の半島の市ノ浦から射手崎、その東方の松島・筒島にかけては小島層・瀬上層が NW-SE に走り、東に $20-30^{\circ}$ 傾斜して単斜構造をなす。筒島とその東の野島間で地層は NW-SE から E-W にまわり、両島間に北に沈み NE-SW に走る向斜軸が推定される。

この半島主部の地質構造はやや複雑であって明確に把握されないが、概要は西側が欠けた半ドーム構造とみなされる。地層傾斜は $20-50^{\circ}$ で、半島北西端の石英閃緑岩露出地にむかって急傾斜となっている。

4) 下甌・中甌両島のほぼ中央部を NE-SW に走る姫浦層群の複向斜軸(田中・寺岡, 1973より推定)は、中甌湾の向斜軸に連なるようである。

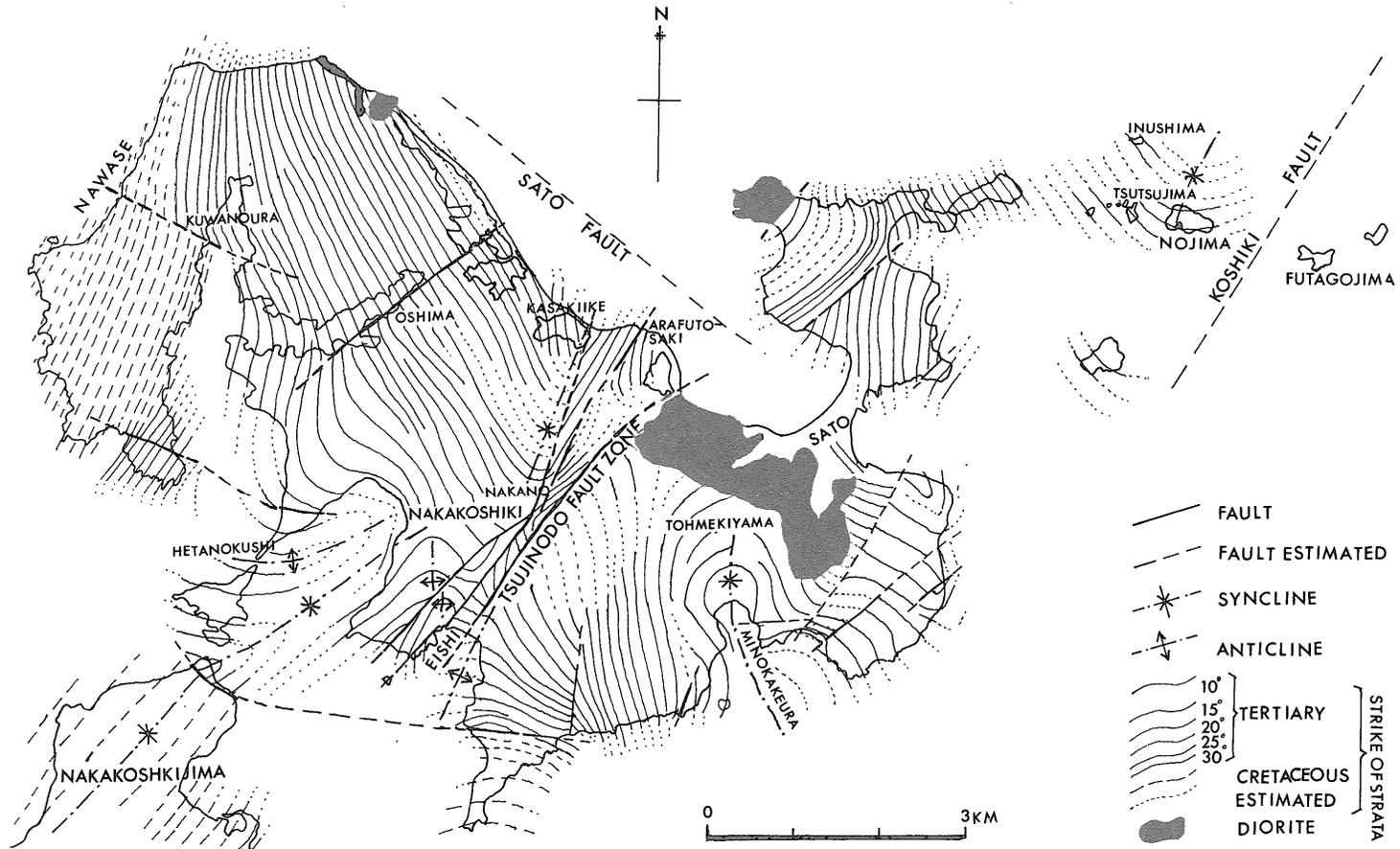
5) 石英閃緑岩貫入による地層の擾乱は、辻の堂一里間の道路沿いで観察される。また、荒人崎から鉾崎池付近で局部的に擾乱がある。

8.2 断層

全島にわたって NE-SW 系統の断層と、WNW-ESE 系統のものが発達するが、断層数において前者が卓越している。

8.2.1 NE-SW 系統断層

甌推定断層：野島と双子島間には著しく大きな層序的ギャップがある。野島には上甌島層群最上部が分布するのに対して、その東方わずか 1 km へだてた双子島では角閃岩・片麻状石英閃緑岩が露出しており、これらは領家帯に属するものといわれている(石原・河内, 1961; 河内ほか, 1964)。これらの岩石は姫浦・上甌島両層群の基盤と推定される。両層群の層厚合計は 5,500m 以上であることからみて、かりに古第三系が基盤に高角度でアバットしたとしても、その層位的ギャップはあまりにも大きく、したがって両島間に大断層を推定せざるを得ない。田中・寺岡(1973)はこれを甌断層と仮称し、臼杵一八代構造線の1分岐とみなし、さらに断層面が東に急傾斜した逆断層であろうとした。この推定断層は甌島列島東岸に沿って NE-SW に走り、その南西延長の海底断崖(宇治地塊)にあたるのが永野等(1976)の海底地形図(第2図参照)から察せられる。本推定断層をこれよりさらに南へ延長すると、沖縄舟状海盆の西側斜面、すなわち、東シナ大陸棚斜面にのびる。本座(1976)の海底地質図からも、同舟状海盆北部に NE-SW 性断層が



第31図 上甌島の地質構造図（地層走向線で表現）

雁行状に存在することがわかっている。以上から、甕推定断層は、同舟状海盆の成因、ひいては琉球島弧と西日本島弧との構造的関係を知るうえで重要な1構造線ではないかと想像する。

辻の堂断層(第32, 33図)：上甕島中央部を荒人崎—辻の堂—江石を結ぶ線に沿ってNE-SWに走る断層帯がある。本断層は数条の断層からなり、地層擾乱を含む断層帯の幅は40-200m、断層帯内部の地層は強い擾乱を受けている。各地の露頭で観察された個々の断層の性質を第6表に一括して示す。同表からわかるように、個々の断層はいずれも60°以上の急傾斜をなし、破碎帯の幅は数10cmから2-3mである。すべり面の擦痕によると、水平変位より垂直変位が大きい断層で、個々についてみれば正断層のものが多い。しかし辻の堂断層全体からみると、個々の断層面の傾斜方向に変化があるので、正逆の判定は困難である。落差は地質図から判断して、北西側落ち数100mとみなされるが、地域によって異なるようである。

本断層を荒人崎より北へ延長すると、里港北方の半島中央部の道路わきに露出する断層破碎帯にあたる。この破碎帯は幅1m以上、断層面はN50°E、78°Nをしめし、断層面上の擦痕から、これが正断層とすれば右ズレの水平変位を伴ったことが推定される。

その他のNE-SW性断層：小島南の浦内湾海岸には、N10-50°E、55-70°Nの断層群がある。断層破碎帯の幅

第6表 辻の堂断層帯の各露頭における断層面の走向・傾斜

場 所	露頭No.	走向・傾斜	破碎帯幅 m	備 考
辻の堂峠付近	266	N-S, 70W	0.2	33図参照
"	267	N65E, 70NW	0.4	
"	11	N41E, 60NW	1.0	
"	13	N50E, 72NW	0.8	
"	14	N75E, 75N	大	
"	17	N25E, 80W	7.0	
"	17	N85W, 60N	0.5-1.0	32図参照
中野一江石	19	N65W, 60S	0	
"	19	N40E, 64NW	0.6	
"	19	N70E, 84S		
"	19	N50E, 68NW	0.4	
"	21	N75E, 78S	0.2	
"	21	N40E, 74SE		
"	24	N22E, 59NW		
"	25	N60E, 80S	数10cm	岩脈切断
"	26	N30E, 78SE	0.7	
江石南西岸	7294	N20E, 70E	0.3	
"	7294	N25E, 60E	0.5-1.0	
中甕一江石		N40E, LR	4.0	
		N40E, 70SE		
		N80E, 60S		
荒人崎	5	N35E, 70NW	1.5	
"	5	N24E, 74W	2.0-3.0	



A：もめた泥岩，B：もめた砂岩，C：破碎角礫帯（幅約60cm），D：砂岩。

第32図 辻の堂断層（中野一江石間林道，Loc. 19）



A : 破碎された中粒砂岩, B : 断層破碎帯, C : 暗灰色泥岩
 第33図 辻の堂断層 (辻の堂峠西側, Loc. 14)

は通常30-40 cmであり、落差は小さい。水平変位を伴ったものもあるが、ほとんど正断層である。

遠目木山南麓と南東海岸には本系統の断層がよく観察されるが、いずれも落差が小さいので、地質図には代表的なものだけを示した。これらの断層はN15-68°Eで、55°以上の角度でNEまたはSWに傾斜する。

8.2.2 WNW-ESE 系統断層

白亜系・古第三系境界断層：中甕島北端部には、中甕層の塊状砂岩が幅3 m以上の断層破碎帯をへだてて、姫浦層群暗灰色泥岩に接している(第34図)。断層面はN30°W, 60°Nであって正断層である。破碎帯内部における角礫の破碎はつよく、部分的に泥岩が石墨化している。本断層の東延長は、江石一茅牟田崎間の海岸における中甕層・姫浦層群間の断層である(第35図)。ここでは断層面はE-W, 70°Nの正断層であって、破碎帯の幅は1 m、暗灰色泥岩は部分的に石墨化している。落差は中甕島北端における落差よりもずっと小さい。さらに、この断層を東に延長すると、南東海岸における中甕層内のN60°W, 42°Nの断層にあたる。この断層は凝灰岩の薄層が層面ですべったものである。以上を通観すると、本断層は中甕島北端から上甕島南東海岸へN80°Wに走り、Nに傾斜し、西から東へ急激に落差が小さくなる正断層といえる。

縄瀬山半島中部の断層：縄瀬山半島中部では白亜系と古第三系が走向方向に接しており、走向に直交する断層が推定される。すなわち、桑浦付近では紫赤色泥岩の

露出があつて、これより北側は古第三系であることがわかるが、これより南側では紫赤色泥岩の挟在をのぞいて岩相が北側と酷似しており、古第三系か白亜系か判断が困難である。しかし、半島の南端より地層を追跡すると桑ノ浦以南の地層は姫浦層群である。4万分の1空中写真によると、桑浦南部をWNWに走り、半島北西岸に至る数条の明瞭なリニアメントがある。リニアメントの通過する北西岸の地点を海上から遠望すると、ここでは姫浦層群の走向傾斜に変化がある。以上を根拠として、姫浦層群と中甕層間にWNW-ESE性の断層を推定した。落差はそれほど大きくなく、その東延長部では消滅するものと推定される。

里推定断層：里付近を境にして、それより北と南では、上甕島層群に大きな層序の繰返しがある。この繰返しが褶曲によるものか、それとも断層によるものかは、この部分が海底下にあるため、にわかに判断できない。しかし、なまこ池・銀崎池に分布する瀬上層と、里北方の半島に分布する中甕層との間の層間距離及び褶曲軸の方向からみて、断層の可能性が大きいように考えられる。断層とすれば、これは上甕島の長目浜に沿ってNW-SEに走ると推定される。しかし、その正確な位置は不明である。一方、里北方の中甕層と、里をへだてて南の中甕層とは層位的にそれほど大きくないがいはない。したがって、本推定断層は、西から東へ落差を減ずる南落ちのヒンジ断層であろう。

その他の断層：縄瀬山半島南端の白亜系・古第三系境



A：中甕層の砂岩，B及びC：断層破碎帯，B：一部石墨化した暗灰色泥岩，C：姫浦層群の破碎された暗灰色泥岩。

第34図 白亜系・古第三系境界断層（中甕島北端）



A：中甕層紫赤色泥岩，B：中甕層の破碎された凝灰質泥岩，C：断層破碎帯，D：姫浦層群砂岩泥岩互層。

第35図 白亜系・古第三系境界断層（江石南東方海岸）

界付近にN60°Wの断層があり，その東延長にあたるヘタの串北方に，落差約20m南落ちの断層がある。

中甕—江石間の丘陵には，中甕層の半ドーム構造を切ってN80-82°W，64-72°NまたはSの2断層があり，これは水平変位が垂直変位より大きいすべり条痕を有する。しかし，周囲の地質状況から判断して，変位量は小さい。

そのほか，E-WないしWNW-ESE性断層は葦掛浦や市ノ浦その他に散見されるが，いずれも局部的で，地質構造に大きな影響を与えていない。

8.2.3 断層と火成岩類の関係

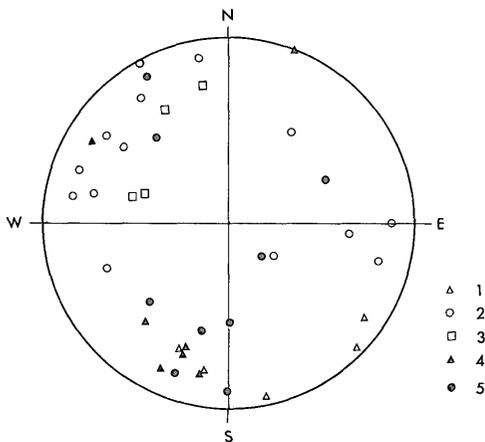
下甕・中甕両島では，岩脈類や花崗岩類が明らかに断層形成後に貫入した事実が田中・寺岡（1973）により認められている。しかし，上甕島では，このような事実，

例えば岩脈両側の地層が喰違っていたり、断層が岩脈に切られたりしている露頭を観察できなかった。逆に、辻の堂断層が石英斑岩脈を切断する露頭(中野一江石間林道)、同断層破砕帯中の角礫に石英斑岩が含まれる露頭(荒入崎)、小岩脈を切る小断層の存在(馬込浦東方)などがある。したがって、少なくとも断層には火成岩貫入より後の時代のものがあることは否定できない。

こころみに、岩脈の種類と岩脈の走向・傾斜との関係について、岩脈貫入面のポールをステレオ投影して示したのが第36図aである。これを見ると、石英斑岩の約6分の5はNE-SWに走りWに傾斜する。ランプロファイアはNW-SE性のものが多く、玢岩もまた同様である。流紋岩質岩脈と石英閃緑岩脈はNE-SW性である。このことから結論を導くには統計的に数が少なすぎるが、岩脈の種類とその方向性間には、何らかの関係がありそうである。里北方の半島南西岸では、ランプロファイア岩脈を切断して石英斑岩岩脈が存在することからみても、岩脈間に若干の時代的差異があるのであろう。

8.3 構造運動の時代

1) 姫浦層群堆積後、上甕島層群堆積前に構造運動が存在したことは先に述べたとおりである(第9図参照)。しかし、この運動は上甕島でみるかぎり、上甕島層群堆積後に生じた構造運動ほどには激烈でなかったことが推察される。すなわち、上甕島南東海岸での傾斜不整合の露頭において、上甕島層群堆積前にすでに傾斜していた姫浦層群の走向は現在みる中甕層基底の走向とほぼ一致しており、傾斜が18°程度中甕層より急であるに過ぎない。



1: 流紋岩質岩脈, 2: 石英斑岩質岩脈, 3: 閃緑岩質岩脈, 4: 玢岩質岩脈, 5: ランプロファイア。

第36図 上甕島の岩脈類の貫入方向(貫入面のポールで表現。例えばNW象限にあるポールの岩脈はNEに走りNWに傾斜)

い。上甕島全体を通じてみても、姫浦・上甕島両層群の走向・傾斜は傾向がほぼ一致して、両層群間には著しい構造上の不調和はみられない。

甕島列島を通じてみた場合、姫浦層群の複向斜軸は下甕・中甕両島の中軸に沿ってNE-SWに走る。これに対して、主として古第三系からなる上甕島の輪郭は姫浦層群の向斜軸に直角な方向に伸長し、あたかも中甕島と上甕島間に地質構造的な不調和が存在するかのように見えるが、これは、上甕島が南北両端のWNW-ESE系統の断層(境界断層と里推定断層)によって生じた、小さな地溝であることに由来すると思われる。姫浦層群の向斜軸は断層をへだてて、中甕湾の向斜軸に連なる。

以上から推察すると、上甕島層群堆積前に姫浦層群がうけた褶曲運動は、上甕島・姫浦両層群が一体となつてうけたその後(中新世)の褶曲運動に類似し、さらに後者よりも緩慢な運動であったと考えられる。

一方、天草地方では、これまでに白亜系・古第三系間に明瞭な傾斜不整合が各地から報告されていて、古第三系堆積前に姫浦層群が褶曲運動をうけたことが指摘されている(波多江, 1959, 1960; 天野, 1960; 植田・古川, 1960; TAKAI & MATSUMOTO, 1960; 井上, 1962; MIKI; 1972)。これらのうち、地質図上で古第三系、白亜系間の明らかに顕著な傾斜不整合が読みとれるのはTAKAI & MATSUMOTO及びMIKIの図面で、いずれも天草下島あるいはそれに近い長島であり、一方、天草上島以北では、露頭観察での傾斜不整合が報告されているが、広域にわたる顕著な斜交性は地質図からは読みとれず、むしろ、上甕島における上部白亜系・古第三系間の構造関係の如く調和的である。このことは、姫浦層群の褶曲運動には地域差があつて、その運動が比較的顕著であったのは天草下島付近に限られるのではないかと推測される。

2) 上甕島層群の褶曲生成時期は以下のように推定される。すなわち、天草型褶曲(松下, 1951)を生じた運動は天草地方だけでなく、唐津炭田南部の杵島層群(上部漸新世)にも影響を与えている(松下, 1951; 浦田, 1955; 井上, 1958)。一方、上甕島に分布する石英閃緑岩及び岩脈類は褶曲構造を切断、あるいは地層に擾乱を与えていることから、火成活動は褶曲運動よりは後時期(ほとんど同時期かもしれない)である。これらの火成活動が下甕島の花崗岩類貫入活動と同時期とすれば、それは13±4 m. y. (MILLER *et al.*, 1962)である。以上から、上甕島層群の褶曲運動は中新世初期—中期といえる。この時期はまた、白杵—八代構造線の中新世初期の活動時期(松本・勸米良, 1964; 田中・寺岡, 1973)に

ほぼ一致する。このことは、天草型の褶曲運動が中央構造線の活動に関係があることを示すものであろう。

褶曲構造を切断する断層の大部分は、褶曲運動に伴って、ほぼ同時代に形成されたものと考えられる。上甕島の WNW-ESE 系統の断層は、ほぼ東西からの圧縮で生じた褶曲構造の胴切り断層 (transverse fault) であり、N E-SW 系統の断層は褶曲軸に平行あるいはやや斜交して生ずる縦断層 (longitudinal fault) と認識される。胴切り断層と縦断層の前後関係は、天草地方では一般に前者が後者を切断することが多く、また、下甕・中甕両島の姫浦層群でもこれと同様であることが田中・寺岡 (1973) より報告されているが、上甕島ではそのような関係を明示する証拠をつかむことはできなかった。おそらく、両系統の断層は、褶曲運動のメカニズムからみて、ほぼ同時期に形成され、相互切断の関係にあると解釈する。ただし、断層によっては、現在に至るまで幾度も再活動したのもあるので一例えは辻の堂断層一、個々の断層をさらに詳細に検討する必要がある。

8.4 天草地方古第三系との構造的関連性 (第37図)

天草地方の古第三系は NE-SW 性褶曲軸が幾つか並走する天草型褶曲構造 (松下, 1951) をなしている。各褶曲の翼部の傾斜は 10-60° で、褶曲軸に沿って地域によりドーム・ベーズン構造がある。断層は褶曲軸に直交する NW-SE または E-W 性断層と、軸に平行あるいはやや斜交する NNE-SSW または NE-SW 性断層が発達する。いずれも高角度断層であるが、前者は正断層が多く、後者には逆断層がみられる。

一方、上甕島層群にも雁行する NE-SW 性の向斜軸・背斜軸があり、ベーズン・ドーム構造がみられ翼部の傾斜は 10-45° である。断層は NE-SW 性と WNW-ESE 性の 2 系統の断層が発達する。このような上甕島層群の構造は、上記の天草型褶曲構造の特徴に一致する。さらに、甕列島は天草地方の地質構造伸長方向の南西延長上に位置する。以上から明らかなように、上甕島層群は、天草地方古第三系と同一地質構造区に属している。

では、上甕島と天草地方との間で、具体的にどのように構造線がつながるかは、両者間に海域があるため推定するよりほかはないが、おおよその傾向、とくに天草地方の紫赤色泥岩の分布からみると、上甕島層群の褶曲軸のうち、中甕湾一鍛崎池を通る向斜軸か、または筒島・野島間の向斜軸のどちらかが、天草下島南東岸に沿って走る本渡向斜 (松下, 1951; 波多江, 1960 の産島向斜) に連なるのではないかと、考えられる。波多江の記載や納富 (1930) の地質図では、本渡向斜にベーズン構造が幾つかみられるので、上甕島と天草地方間には、いくつ

かのベーズン構造が向斜軸に沿って存在し、さらにベーズン間に、E-W 性の胴切り断層が発達すると想像される。

本渡向斜軸の西側を、天草下島南東岸に沿って走る高角度の上平断層 (波多江, 1960) は、上部白亜系・古第三系の境界をなす顕著な断層であるが、この南延長上に辻の堂断層がある。辻の堂断層は幾つかの断層からなる幅広い断層帯を形成していて、先述のように甕島推定断層から分岐したものと考えているが、あるいは上記の上平断層系列のものと合流して形成された複合断層かもしれない。

両地域の構造的関連性をさらに推し進めると、天草下島中央部を縦断する一町田向斜軸は上甕島北西方海域を走ることが予測される。また、天草下島西岸を N-S に走る基盤断層は、木村ら (1975) の海底地質図にみられる伏在貫入岩体東側の断層に連絡するかもしれない。

9. 要約と結論

1) 上部白亜系姫浦層群を傾斜不整合に覆う古第三系上甕島層群は全層厚 1,900m 以上に達し、下位から中甕・小島・瀬上の 3 層に区分される。

2) 岩相及び岩質から、中甕層は蛇行河川堆積物、小島層は沿海性堆積物、瀬上層はさらに沖合の海底堆積物と推定される。

3) 中甕層のサイクリックな堆積の原因は、連続的に沈降する堆積盆地内における蛇行河川の流路変化と考える。

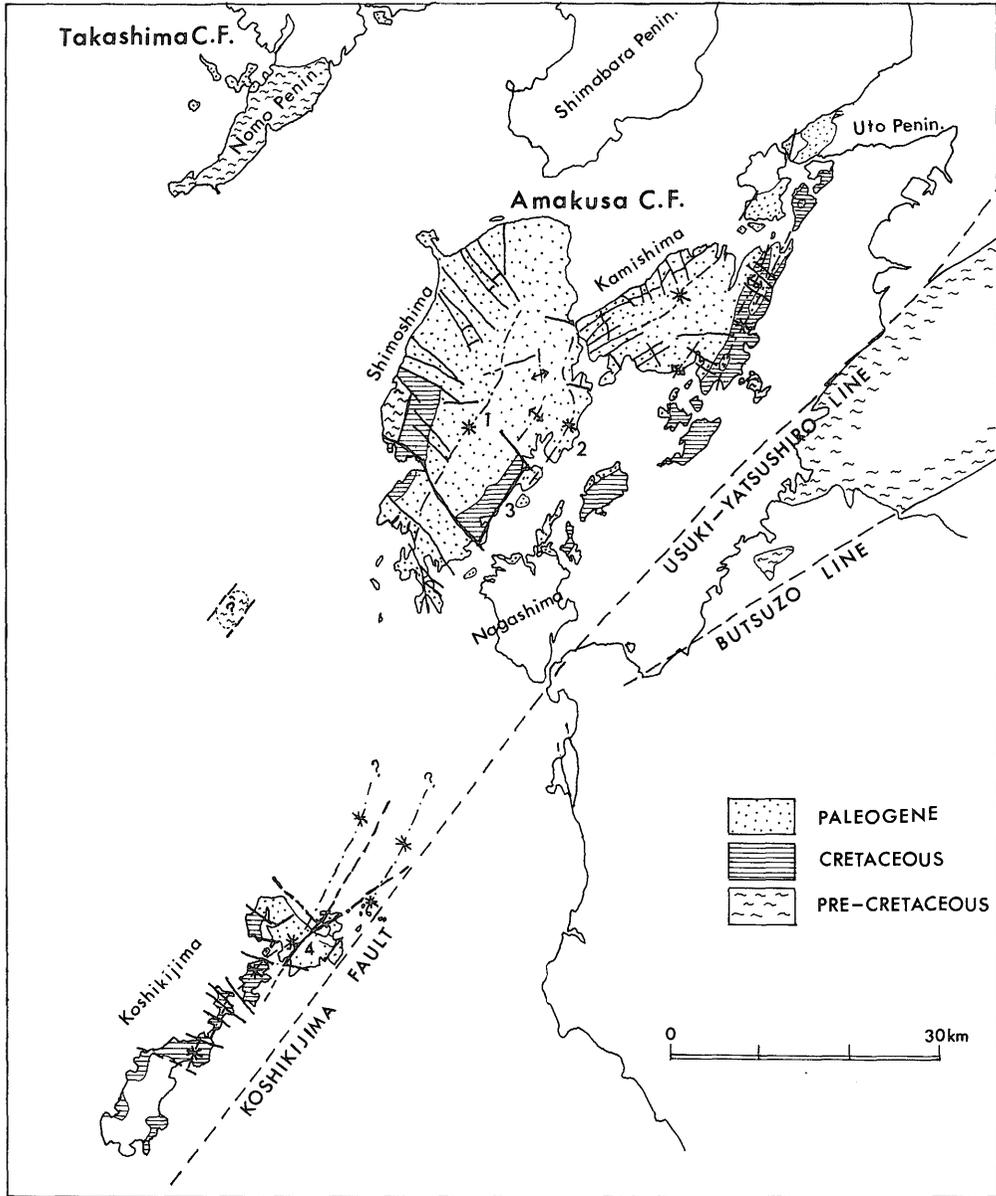
4) 中甕層の紫赤色泥岩は氾濫原堆積物で、赤色化は堆積場における鉄の酸化によると考えられる。

5) 小島層に海性貝化石を産したが、時代決定の決め手にはならない。しかし、中甕・小島及び瀬上層は、岩相上、それぞれ天草地方古第三系の赤崎層・白岳層及び教良木層にほぼ対比できよう。

6) 上甕島層群は NE-SW 方向の軸をもつ複向斜構造をなし、NE-SW 性と WNW-ESE 性の 2 系統の断層が発達する。これらの構造は主として中新世初一中期に形成され、同時期における白杵一八代構造線の活動に関係があるように考えられる。

7) 姫浦層群堆積後、上甕島層群堆積前の構造運動は、上甕島ではむしろ緩慢な褶曲運動と考えられる。

8) 上甕島層群の地質構造は、天草地方古第三系のそれとよく似ており、甕島列島は明らかに、天草地方と同一の地質構造区に属する。



第37図 天草炭田上島・下島と甌列島の地質構造概要と両地域の構造的関連性

引用文献

ALLEN, J. R. L. (1964) Primary current lineation in the lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, vol. 3, p. 98-108.

——— (1965) A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, vol. 5, p. 89-191.

AMANO, M. (1957) Upper Cretaceous molluscan fossils from Shimo-koshiki-jima, Kyushu. *Kumamoto Jour. Sci., Ser. B, Sect. 1, Geol.*, vol. 2, p. 49-67.

——— (1960) Geology of Tobase-jima and Senzoku zozo-jima, Amakusa, Kumamoto Prefecture. *Kumamoto Jour. Sci., Ser. B, Sect.*

- I. Geol.*, vol. 4, p. 1-12.
- 天野昌久・田北成樹(1969) 鹿児島県の層序と地質構造. 熊本大学教養部紀要. 自然科学編, no. 4, p. 105-112.
- 地質調査所(1961) 地質調査所の各部課を尋ねて—9—, 燃料部その1. 地質ニュース, no. 78, p. 22-23.
- 江口吉昭(1965) 鹿児島県薩摩郡上甌島東部の地質及地質構造. 熊本大学理学部進級論文(MS.).
- FORD, W. E. (1951) *Dana's text book of mineralogy (4th ed.)*. John Wiley & Sons Inc., New York, 624 p.
- FRIEND, P. F. (1965) Fluvial sedimentary structures in the Wood Bay Series (Devonian) of Spitsbergen. *Sedimentology*, vol. 5, p. 39-68.
- and MOODY-STUART (1970) Carbonate deposition on the river floodplains of the Wood Bay Formation. *Geol. Mag.*, vol. 107, no. 3, p. 181-195.
- 波多江信広(1959) 熊本県天草下島における上部白亜系と古第三系との境界について. 鹿児島大学理科報告, no. 8, p. 101-113.
- (1960) 天草下島南半部の地質と地質構造. 鹿児島大学理科報告, no. 9, p. 61-107.
- ・露木利貞・郡山 栄(1961) 20万分の1鹿児島県地質図および同説明書(鹿児島県の地質). 鹿児島県.
- HENDRY, H. E. and STAUFFER, M. R. (1975) Penecontemporaneous Recumbent Folds in Trough Cross-bedding of Pleistocene Sands in Saskatchewan, Canada. *Jour. Sedimentary Petrology*, vol. 45, no. 4, p. 932-943.
- 本座栄一(1976) 琉球島弧周辺広域海底地質図. 海洋地質図, no. 7, 地質調査所.
- 伊木常誠(1902) 20万分の1甌島図幅及び地質説明書. 農商務省地質調査所.
- 井上英二(1958) 唐津炭田南北における杵島層群の岩相変化と地質構造. 地質学雑誌, vol. 64, no. 478, p. 29-39.
- (1962) 熊本県宇土半島三角周辺の古第三系. 地調月報, vol. 13, p. 1053-1071.
- 石原舜三・河内洋佑(1961) 鹿児島県双子島の含ウラン鉱床. 日本におけるウランの産状, その1. 地調報告, no. 190, p. 349-355.
- 河内洋佑・石原舜三・神戸信和(1964) 鹿児島県双子島および黒神の角閃岩. 地調月報, vol. 15, p. 341-343.
- 木村政昭・広島俊男・小野寺公児・水野篤行(1975) 甌島周辺海域海底地質図. 海洋地質図, no. 1, 地質調査所.
- KRYNINE, P. D. (1950) Petrology, stratigraphy and the origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. *Conn. Geol. National History Survey Bull.*, no. 73, 239 p.
- MATSUMOTO, T. (Ed.) (1954) *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci. Tokyo, 324p.
- 松本達郎・野田光雄・宮久三千年(1961) 日本地質誌—九州地方. 朝倉書店, 423 p.
- ・勘米良龜齡(1964) 5万分の1地質図幅「日奈久」および同説明書. 地質調査所, 174 p.
- 松下久道(1944) 九州古第三紀諸炭田に発達せる紫赤色岩層. 九州鉱山学会誌, vol. 19, no. 2, p. 1-6.
- (1949) 九州北部炭田の地質. 九州大学理学部研究報告〔地質〕, vol. 3, no. 1, p. 1-57.
- (1951) 九州北部炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告, [地質], vol. 3, no. 2, p. 49-54.
- 高井保明・高橋良平・浦田英夫・岩崎 徹・小原浄之介・富田幸臣・太田一也(1959) 天草下島における白亜系と古第三系の境界について. 有孔虫, no. 10, p. 30-41.
- MIKI, T. (1972) Cretaceous-Tertiary Unconformity in the Western Part of Amakusa-Shimosima. *Memoirs, Faculty, Sci. Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 21, no. 2, p. 217-237.
- 三木 孝・植松幹雄(1974) 天草炭田下島南部地域の夾炭古第三紀層と上部白亜紀層. 鉱山地質, vol. 23, p. 227-236.
- ・松枝大治(1974) 西九州天草の赤崎層について. 九州大学理学部研究報告, [地質], vol. 12, no. 1, p. 27-40.
- MILLER, JR., D. N. and FOLK, R. L. (1955) Occurrence of Detrital Magnetite and Ilmenite in Red Sediments: New Approach to Significance of Red beds. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*

- Bull.*, vol. 39, no. 3, p. 338-345.
- MILLER, J. A., SHIBATA, K. and KAWACHI, Y. (1962) Potassium-Argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 13, p. 712-714
- 長尾 巧(1926) 九州古第三紀層の層序(その1). 地学雑誌, no. 445, p. 115-130.
- (1928) 九州古第三紀層の層序(その21). 地学雑誌, no. 470, p. 193-215.
- 永野真男・桜井 操・桂 忠彦・中村啓美・北原祥二・小野寺健英(1976) 九州西岸沖の海底地質. 水路部研究報告, no. 11, p. 1-38.
- 西山 勉・生沼 郁・植田房雄(1973) 宮城県登米付近三疊系赤色頁岩の鉱物学的研究. 東洋大学紀要, no. 16, p. 21-31.
- 納富重雄(1930) 7万5千分の1図幅「天草」及び地質説明書. 図幅 no. 304, 地質調査所, p. 1-90.
- OHARA, J. (1961) Heavymineral associations in the Paleogene Systems of some coal fields, North Kyushu, Japan, *Memories Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, vol. 11, no. 3, p. 381-418.
- 岡田博有(1968) 砂岩の分類と命名. 地質学雑誌, vol. 74, no. 7, p. 371-384.
- (1971) 再び砂岩の分類と命名について. 地質学雑誌, vol. 77, no. 6, p. 395-396.
- 小野満隼男(1962) 鹿児島県上甕島の地質及び地質構造. 鹿児島大学理学部卒業論文 (MS.).
- SCHLUGER, P. R. (1976) Petrology and origin of the red beds of the Perry Formation New Brunswick, Canada and Maine, U.S.A. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 46, no. 1, p. 22-37.
- 佐藤良昭(1961) 長崎県東長崎町付近および熊本県天草下島に分布する古第三系の重鉱物組成. 地調月報, vol. 12, p. 697-709.
- SATO, Y. (1969) Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of northwestern Kyushu, Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 235, p. 22-25.
- 佐藤良昭(1971) 重鉱物研究の現状と問題点. 地調月報, vol. 22, p. 487-499.
- TAKAI, Y. and MATSUMOTO, T. (1961) Cretaceous-Tertiary Unconformity in Nagashima, Southwest Kyushu. *Memoirs, Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D., Geol.*, vol. 11, no. 2, p. 257-278.
- 田北成樹(1967) 上甕島の地質について. 熊本大学理学部進級論文 (MS.).
- 田村 実・田代正之(1966) 熊本市南方の上部白亜系. 熊本大学教育学部紀要, no. 14, p. 24-35.
- 田中啓策・寺岡易司(1973) 鹿児島県甕島の上部白亜系姫浦層群. 地調月報, vol. 24, p. 157-184.
- 植田芳郎・古川允凡(1960) 天草上島の姫浦層群九州大学理学部研究報告. [地質], vol. 5, p. 14-35.
- 浦田英夫(1955) 佐賀県嬉野町北方の地質. 九州大学教養部地学研究報告, no. 1, p. 19-29.
- Van HOUTEN, F. B. (1964) *Origin of Red Beds-Some Unsolved Problems*. Problems in Palaeoclimatology, ed. Nairn, A.E.M. London & New York (Wiley).
- WALKER, T. R. (1967a) Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 78, p. 353-368.
- (1967b) Color of Recent Sediments in Tropical Mexico: A contribution to the origin of red beds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 78, p. 917-920.
- 渡合幸輔(1964) 鹿児島県上・中甕島の地質及び地質構造. 鹿児島大学理学部卒業論文 (MS.).

(受付: 1978年7月7日; 受理: 1978年9月5日)