

大分県佐伯地域に分布する四万十層群の海底地すべり堆積物

著者	信田 圭三, 岩松 暉
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	19
ページ	107-131
別言語のタイトル	Submarine Sliding Deposits of the Cretaceous Shimanto Group in the Saiki District, Oita Prefecture, Eastern Kyushu, Japan
URL	http://hdl.handle.net/10232/00001715

大分県佐伯地域に分布する四万十層群の 海底地すべり堆積物

信田 圭三*・岩松 暉**

(1986年9月10日受理)

Submarine Sliding Deposits of the Cretaceous Shimanto Group in the Saiki District,
Oita Prefecture, Eastern Kyushu, Japan

Keizo NOBUTA* and Akira IWAMATSU**

Abstract

The Shimanto group in the Saiki district, Oita Prefecture is composed mainly of submarine sliding deposits with a wide variety of lithofacies. These deposits can be classified according to their matrices. The group in the investigated area is divided into 2 normal-stratified formations and 13 slump sheets. The lower part of the group is made up with the above-mentioned formations (the Irori formation and the Nakagoshi formation) and 3 sheets (sheet- α , β and A). It consists mainly of pelitic rocks with some basic lavas, bedded cherts and fine-grained sandstones. In the upper part, there are 10 slump sheets (sheet-B to K) composed of fine- to coarse-grained sandstone blocks with the matrix of fine alternating beds of mudstone and sandstone. The lithologic features suggest that the lower part is of the sliding sheets deposited in the deeper water conditions than the upper.

The radiolarian fossils obtained from some horizons suggest that the lower part (the Irori formation to sheet-A) is Albian to Lower Cenomanian and the uppermost part (sheet-K) is Coniacian in age.

In the Uwajima district, western Shikoku, the Albian to Lower Cenomanian Kitanada formation of the Shimanto group is conformably overlain by the Upper Cenomanian to Santonian Uwajima group.

Therefore the lower part is correlative with the Kitanada formation, the upper part is correlative with the Uwajima group.

序 論

近年、四万十層群中に多くの海底地すべり堆積物が挟在していることが、各地で報告されている。これらの海底地すべり堆積物は、上下方向や側方に厚さや岩相を変化させ、地質構造を見かけ上複雑なものにしており、四万十層群の層序の解明を遅らせている要因の一つとなっている。しかしながら、これらの海底地すべり堆積物は、堆積当時の堆積盆内の地形や隣接地域の地殻変

* 鹿児島県商工労働部工業振興課 Department of Industrial promotion, Kagoshima Prefectural Government, Kagoshima, 892 Japan.

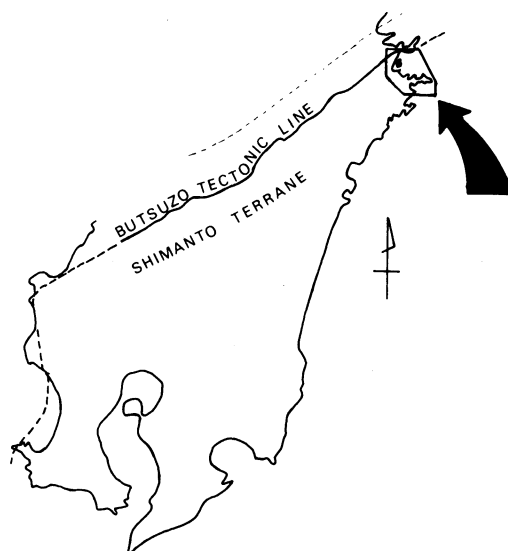
** 鹿児島大学理学部地学教室 Institute of Earth Science, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima, 890 Japan.

動を最も敏感に示すものである。それゆえ、堆積盆地や地向斜の発展を考えるうえで、これら海底地すべり堆積物を把握・判別し、岩相を始め種々の性質の時空的变化をとらえることは重要である。しかしながら、これまでの四万十層群の研究においては、海底地すべり堆積物はあまり識別されておらず、また、識別されていても一括してとらえられており、それらの性質の変化は注目されていない。

今回、海底地すべり堆積物の種々の特徴の変化に着目し、四万十層群堆積盆の環境を考察するために、大分県佐伯市周辺の海岸地域において調査を行った（第1図）。この地域は、四万十層群の下部層から上部層までが分布していることに加え、地形的にもリアス式海岸が発達して地層が比較的連続して露出しており、さらに露頭も大きいことから、岩相変化が激しく、レンズ状岩体の多い海底地すべり堆積物の調査に適している。

本調査地域は九州東部の四万十帯最北部に位置し、地域北縁には仏像構造線を挟んで三疊系〜ジュラ系の三宝山層群が分布している。橋本（1962）は、九州四万十帯を北から順に佐伯、蒲江、延岡、高隈山、日南、熊毛の6帯に分帯したが、本調査地域は佐伯帯と蒲江帯に属している。橋本（1962, 1966）はさらに、本地域に分布する四万十層群を、蒲江帯に属する蒲江層群（白亜紀〜ジュラ紀?）、佐伯帯に属する米水津層群（白亜紀）と番匠川層群（白亜紀）の3層群に区分し、番匠川層群を佐伯、大入島、小福良、晞干、浅海井の各累層に細分した。その後、今井ら（1971, 1975）、寺岡（1977, 1979）、寺岡ら（1981）は、本地域に分布する四万十層群を下部四万十層群下部層上部（ Sl_1 : 下部白亜系）から同上部層（ Sl_2 : 上部白亜系）であるとし、諸塚層群八戸層、日ノ影層、椎葉層および利根川層に相当するとした。その後、奥村ら（1985）は放散虫化石をもとにそれまでの層序を一転し、本地域の四万十層群を下部四万十層群下部層（下部白亜系）であるとし、下位より日の影層、椎葉層、利根川層および塚原断層を挟み八戸層、槇峰層が分布するとした。

これらの研究においては、四万十層群は海底地すべり堆積物としてはとらえられていないが、今回の調査により、本調査地域には多くの海底地すべり堆積物が分布していることが判明した。



第1図 調査地域位置図

さらに、これらの海底地すべり堆積物の分類を試み、上下方向での岩相をはじめとする諸特徴の変化を知ることができた。また、数層準から放散虫化石が産出し、四万十層群内における本地域の層序学的位置付けを行うことができた。

本論文では、まず、四万十層群における海底地すべり堆積物の分類法について述べ、海底地すべり堆積物の概念を用いて本地域に分布する四万十層群の層序区分を行う。そして、各層準における海底地すべり堆積物の特徴から堆積場について考察する。さらに、対岸の四国南西部との対比を含めて、白亜紀中・後期の広域古地理について若干の考察を行う。

謝 辞

本研究を進めるうえで、鹿児島大学理学部地学教室の露木利貞教授ならびに小林哲夫助手には、終始、適切な御指導・助言をいただいた。深く感謝の意を表する。大阪大学教養部地学教室の中世古幸次郎教授には放散虫化石の鑑定をしていただいた。東京大学教養学部宇宙地球科学教室柳井修一博士には、宇和島地域の巡検を案内していただき、有益な助言をいただいた。これらの方々に厚くお礼申しあげる。

地 質 概 説

本調査地域に分布する四万十層群は、全体に北東-南西方向の走向を有し、北西に傾斜しており、北西に順次上位層が分布する。本地域中・北部の大入島や床木付近では褶曲により地層の繰り返しが見られる部分もある。

岩質は、下部で頁岩やチャートラミナイトなどの泥質岩が卓越し、塩基性溶岩や層状チャートなどを伴っている。中・上部では砂岩や砂岩泥岩互層が卓越し、他に泥岩や礫岩が挟在している。砂岩は、下部では細粒のものが多く、中・上部で粗粒のものが多くなる。礫岩は下部の一層準に厚く発達する他、中・上部の数層準に薄くレンズ状に分布する。礫種はチャートや石灰岩が多く、他に砂岩や頁岩、稀に火山岩が含まれる。礫形は全体に円礫であるが、上部では細角礫が含まれていることがある。この他、灰白色酸性凝灰岩層が下部から上部にかけての数層準に挟在する。

これらの多くは海底地すべり堆積物であり、側方への連続性に欠けている。そこで、変化の多い本地域の四万十層群の層序を組み立てるために、まず、次章に述べる方法により海底地すべり堆積物の分類を行った。そして、類似する性質をもつ海底地すべり堆積物を一つのシートとしてまとめ、各シートの層序関係および地質構造を調べた。

海底地すべり堆積物の分類

海底地すべり堆積物の諸性質の空間的变化を調べるために、まず、本地域に分布する海底地すべり堆積物にはどのような種類が存在するのか調べてみた。分類にあたっては、次のことを基準要素として各露頭で調査した。

- (1) 海底地すべり堆積物の形態
- (2) マトリックスの岩質
- (3) クラストの岩質
- (4) クラストの大きさ

(5) クラストの形態

(6) マトリックスとクラストとの量比

その結果、本地域に分布する海底地すべり堆積物の多くはスランプ礫岩状であることが判明した。これらスランプ礫岩のマトリックスとクラストとの岩質組合わせには、第1表に示すものが存在する。このうち、砂岩泥岩薄互層マトリックスと砂岩クラストとの組合わせの露頭数は、今回調査したスランプ礫岩の露頭数の50%以上を占めている。スランプ礫岩のマトリックスの岩質-クラスト岩質-クラストの大きさとの組み合わせは、第2表のようになる。クラストの大きさについては、クラストの形態、露出部分等によって同一クラストでも露出の大きさ・形態が異なってくるが、今回は露出部の最大長をもって大きさとした。クラストの形態には、1)板状および層状のもの、2)レンズ状のもの、3)塊状および不規則形のもの、が存在する(図版-I-5, 6)。マトリックスとクラストとの量比は、全体的にマトリックスの方がクラストより多いが、層準によってはクラストが卓越したり、逆にクラストがほとんど含まれないことがある。

これらの海底地すべり堆積物の性質を総合的に判断して分類した結果、本地域に分布する四十層群を2枚の正常堆積層(色利層と中越層)と、13枚の海底地すべり堆積物(シート α , β , A~K)とに層序区分することができた(第3表)。海底地すべり堆積物については、海底地すべりによって移動底置した個々のスランプシートを把握することは、露頭の制約により不可能であるが、類似した性質を示すいくつかのスランプシートをまとめて、一つのシートとしている。なお、この論文で用いるスランプシートは、層厚に関しては十分「累層(formation)」と呼べるべきものであるが、堆積機構等の問題点があるため、累層の名称を使用しないこととする。

分類の主点

海底地すべり堆積物の種々の性質の総合的判断において分類を行うときに、どの性質に重点をおいて分類するかという問題については、これまでにいくつかの研究がなされている。山内(1977, 1979)による秩父盆地の中新統についての研究や、小島(1980, 1981)による第四系三崎累層の

第1表 スランプ礫岩に見られるマトリックスとクラストの岩質組合せ

					ク ラ ス ト					
					a	b	c	d	e	f
マトリックス	A	黒	色	泥 岩	○	○	○	○	○	-
	B	含	礫	泥 岩	○	-	-	○	-	-
	C	砂	質	泥 岩	○	○	○	-	-	-
	D	葉	理	頁 岩	○	○	-	-	○	-
	E	チャート	ラミナイト		○	○	-	○	-	○
	F	凝	灰	質 頁 岩	○	○	○	-	-	○
	G	砂	岩	頁 岩 薄 互 層	○	○	○	○	○	-

a : 細粒砂岩 b : 粗粒砂岩 c : 礫質砂岩および礫岩
d : チャートおよびチャート質砂岩 e : 石灰岩
f : 塩基性溶岩および凝灰岩

第2表 マトリックスークラストークラスト
サイズ組合せ

		a	b	c	d	e	f
L-size (10m~)	A	○	○	○	-	-	-
	B	○	-	-	-	-	-
	C	○	○	○	-	-	-
	D	○	○	-	-	-	-
	E	-	-	-	-	-	-
	F	-	○	-	-	-	-
	G	○	○	○	-	-	-
M-size (1m~10m)	A	○	○	○	-	-	-
	B	○	-	-	-	-	-
	C	○	○	○	-	-	-
	D	○	○	-	-	-	-
	E	○	○	-	○	-	-
	F	○	○	○	-	-	-
	G	○	○	○	○	-	-
S-size (0.1m~1m)	A	○	○	○	○	-	-
	B	-	-	-	○	-	-
	C	○	○	○	-	-	-
	D	○	○	-	-	○	-
	E	○	○	-	○	-	-
	F	○	○	-	-	-	-
	G	○	○	○	○	○	-
P-size (~0.1m)	A	-	-	-	-	-	-
	B	-	-	-	○	-	-
	C	○	○	○	-	-	-
	D	○	○	-	-	○	-
	E	-	-	-	○	-	○
	F	-	-	-	-	-	-
	F	○	○	○	○	○	-

研究においては、主に海底地すべり堆積物の形態に着目した分類法が述べられている。四万十層群においては、木村ら（1977）が高知県の古第三系において、クラストの大きさによる分類を試みており、また、杉山（1980）は、静岡県の大井川層群において、クラストの由来による分類を行っている。これらは、それぞれの時代・地域における海底地すべり堆積物の特徴をたくみにとらえ分類に成功した例である。本地域の場合、時代や堆積物の構成は後二者に類似するが、どちらの分類法も本地域ではあまり有効ではなかった。クラストの大きさによる分類では、本地域の場合Sサイズ（0.1～1m）とMサイズ（1～10m）がほぼ全域に存在しており、地層の細分は困難である。陸上の土石流堆積物では先端部に巨礫が集積することが知られているが、海底地すべりにおいても、地すべり体内部でのクラストの大きさの変化があると考えられ、海底地すべり堆積物のどの部分が露出しているのかによってクラストの大きさの地表での分布も変化してくると思われる。また、山間部等露頭の大きさが小さい場合、クラストの大きさの測定そのものが困難であると考えられる。木村ら（1977）の研究は、クラストの大きさによる分類が成功した

珍しい例ではないだろうか。クラストの由来による分類は、堆積盆の発展を知る上でも有効であると考えられる。しかしながら、本地域上・中部のように、砂岩のクラストしか存在しないような地域では、この分類は容易ではない。大井川層群の場合は、塩基性溶岩など特徴的なクラストが多く、また、後背地である瀬戸川層群の地質がよく調べられており、岩質の対応がみられることなどから、比較的良く分類できたのであろう。四万十層群は全域的に碎屑岩の占める割合が高く、海底地すべり堆積物のクラストも砂岩が多くなっている。四万十層群内の砂岩組成については、寺岡 (1977, 1979) によって広域的に詳しく調べられ、碎屑物の供給方向・供給地 (背後地) の考察がなされているが、海底地すべり堆積物内の砂岩についても、今後、このような研究が必要となるであろう。

今回の研究では、本地域の海底地すべり堆積物の分類において、形態とともに、岩質を主点として用いることが適しており、とりわけ、マトリックスの岩質による分類が最適であった。岩質による地層の分類は、地質調査の基本の一つであるが、クラストよりもマトリックスの岩質に注目したことについては、1) 露頭によってはクラストが露出していない場合があり、一般にマトリックスの方がクラストよりも分布が広いと考えられること、2) クラストは海底地すべりの運動中に外部からとり込まれることが十分に考えられ、同一層準内においても異地性である可能生が高いことに比べ、マトリックスは現地性である可能性が強いこと、などの理由によるものである。このマトリックスの岩質を主点とした分類は、次に述べる理由から、四万十層群において広く適用できると考えられる。海底地すべり堆積物の形態は、地すべり体の内部においてさまざまに有機的に変化していることが調べられている (山内; 1977, LEWIS; 1971, RUPKE; 1976)。四万十層群においてこの形態変化が適用されとしても、一つの地すべり体内では岩質はほぼ同一と考えられる。また、海底地すべり礫岩の場合、クラストの大きさについては先に述べたように、内部で変化が見られると考えられる。さらに、クラストの大きさは、クラストの岩質にもある程度影響されることが考えられ、岩質により一定の大きさになりやすいことも考えられるし、海底地すべり堆積物にとり込まれる位置によって、ある一定の大きさに集中すると考えられる。これに対し、

第3表 各シートの性質

層 準	層 厚 (m)	関 係	マ ト リ ッ ク ス							ク ラ ス ト										形 態	量 比	
			岩 質							岩 質					サ イ ズ							
			A	B	C	D	E	F	G	a	b	c	d	e	f	P	S	M	L			
S - K	300	-断層-	○	-	-	○	-	-	◎	○	○	-	-	○	-	○	◎	○	○	PL, SL, BC	M) C M) C M) C M) C M) C	
S - J	800		○	○	○	-	-	○	◎	◎	◎	○	○	-	○	○	◎	◎	○	PL, BC		
S - I	150		◎	-	○	-	-	-	○	◎	○	○	-	-	-	-	-	○	◎	○		SL, BC
S - H	800		◎	-	○	-	-	-	○	◎	○	○	-	-	-	-	-	◎	◎	○		SL, BC
S - G	300		○	-	-	○	-	-	-	◎	◎	◎	-	-	-	-	-	◎	◎	○		SL
S - F	550		○	-	-	○	-	-	-	◎	◎	◎	○	-	-	-	○	◎	◎	○		SL, BC
S - E	300		○	-	-	○	-	◎	◎	○	◎	◎	○	-	-	-	-	○	◎	○		SL, BC
S - D	800		○	-	○	-	-	-	-	◎	◎	◎	○	-	-	-	-	○	◎	◎		PL, SL, BC
S - C	150	-断層-	◎	-	○	-	-	-	○	-	◎	-	-	-	-	-	-	○	◎	○	BC	
S - B	2000		○	○	○	○	-	○	◎	◎	◎	○	○	-	-	○	○	◎	◎	○	PL, SL, BC	
S - A	1300		○	○	○	○	○	○	◎	◎	○	○	○	○	○	○	○	◎	◎	○	SL, BC	
中越層	750	-断層-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	SL	M) C	
S - β	600		-	-	-	◎	-	-	-	○	○	-	-	-	-	-	-	○	◎	○		SL, BC
S - α	850		○	-	○	○	◎	○	○	◎	◎	○	-	-	-	-	-	○	◎	-		SL, BC
色利層	800		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		SL, BC

PL: 板状または層状 SL: レンズ BC: ブロックまたは不規則形 M: マトリックス C: クラスト

マトリックスは一つの海底地すべり堆積物内部における岩質の変化が少いと考えられる。四万十層群中の海底地すべり堆積物において、層序の組立てが容易でない地域では、まずマトリックスの岩質に主点をおいた分類を行い、個々の海底地すべり堆積物を把握する必要がある。そして、次の段階として、形態やクラストの大きさ、クラストの由来等の性質の時空的变化を調べるべきであろう。

今回の海底地すべり堆積物の分類により組立てられた層序を第3表に示す。

地 質 各 論

(1) 正常堆積層

本地域に分布する正常堆積層は、色利層と中越層の2層であり、本地域南部に分布している。岩質はともに千枚岩質頁岩やチャートラミナイトを主体とし、塩基性溶岩やチャートを伴っている。

色利層 (Irori F.)

模式地：米水津村小浦南方海岸

層 厚：800m

本層は淡灰色凝灰質泥岩ラミナを挟む千枚岩質頁岩やチャートラミナイトを主体とし、塩基性溶岩、塩基性凝灰岩および層状チャートより構成される。塩基性溶岩は色利北方、小浦南方、鶴御崎に分布するが、小浦南方では400m以上の厚さを有する。これらの大部分は数十cmから1m程度の直径を有する枕状を呈するが、小浦南方では10cm程度の径の角礫が寄せ集まった集塊岩状を呈する部分もある。この枕の表面の急冷縁には、0.1～5mm径のやや偏平な球体が無数に観察される。枕の断面を鏡下で観察すると、これらの小球体は枕の外縁に1～2cmの厚さにわたり存在し、枕の中心に向って球体間の間隙が小さくなり球体どうしが結合してくる。個々の球体には同心円状の構造がみられ、中心部に石英の結晶を含むものもある。球体間の間隙は緑簾石で埋められている。層状チャートは赤色または灰白色を呈し、稀に灰緑色を呈している。単層の厚さは5～10cm程で、全体では50cmから5mの厚さである。これらのチャートからは多数の放散虫化石が産出したが、保存良好のものは少なかった。泥質岩中には、少量の細粒砂岩がレンズ状に含まれている。

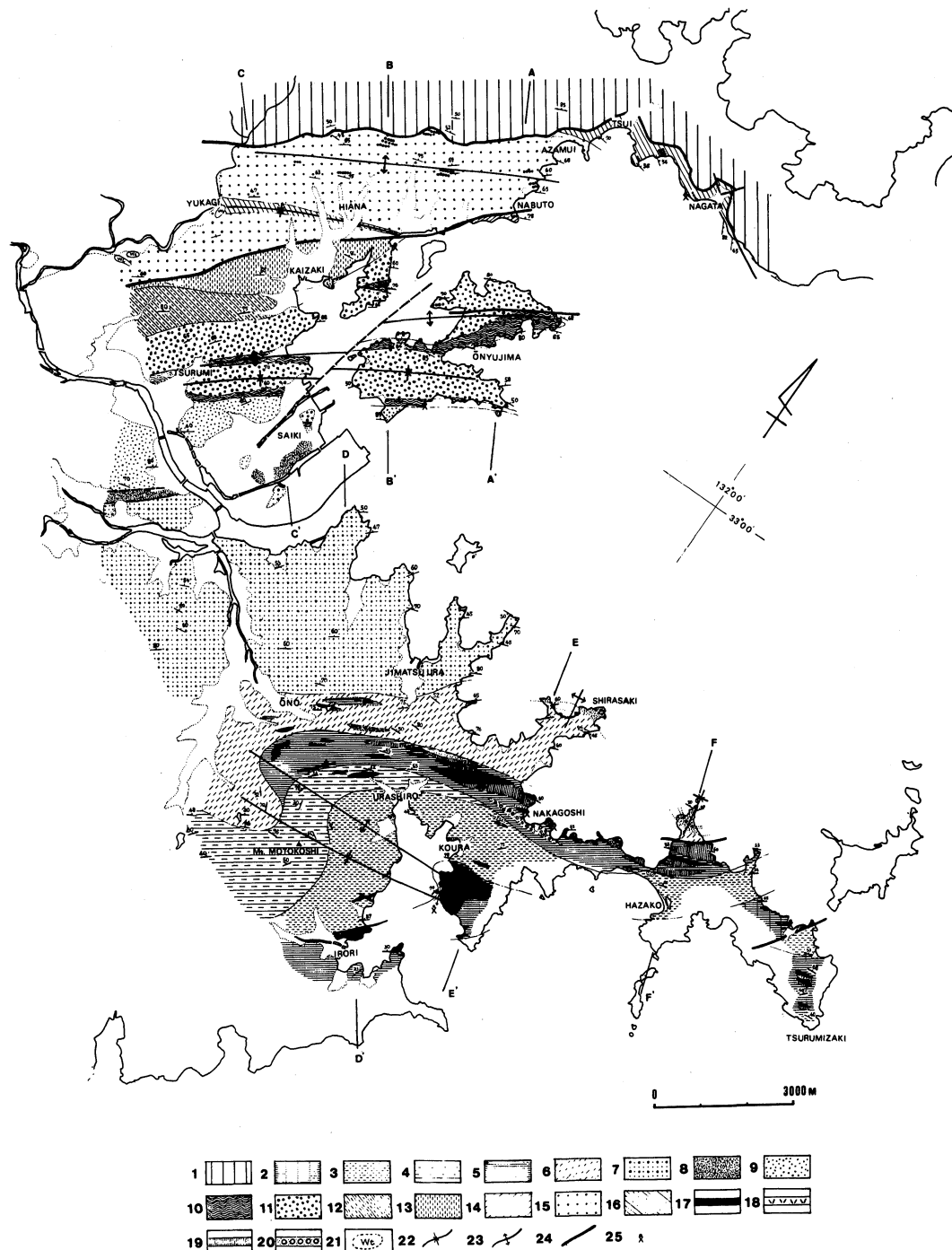
中越層 (Nakagoshi F.)

模式地：鶴見町中越の海岸

層 厚：750m

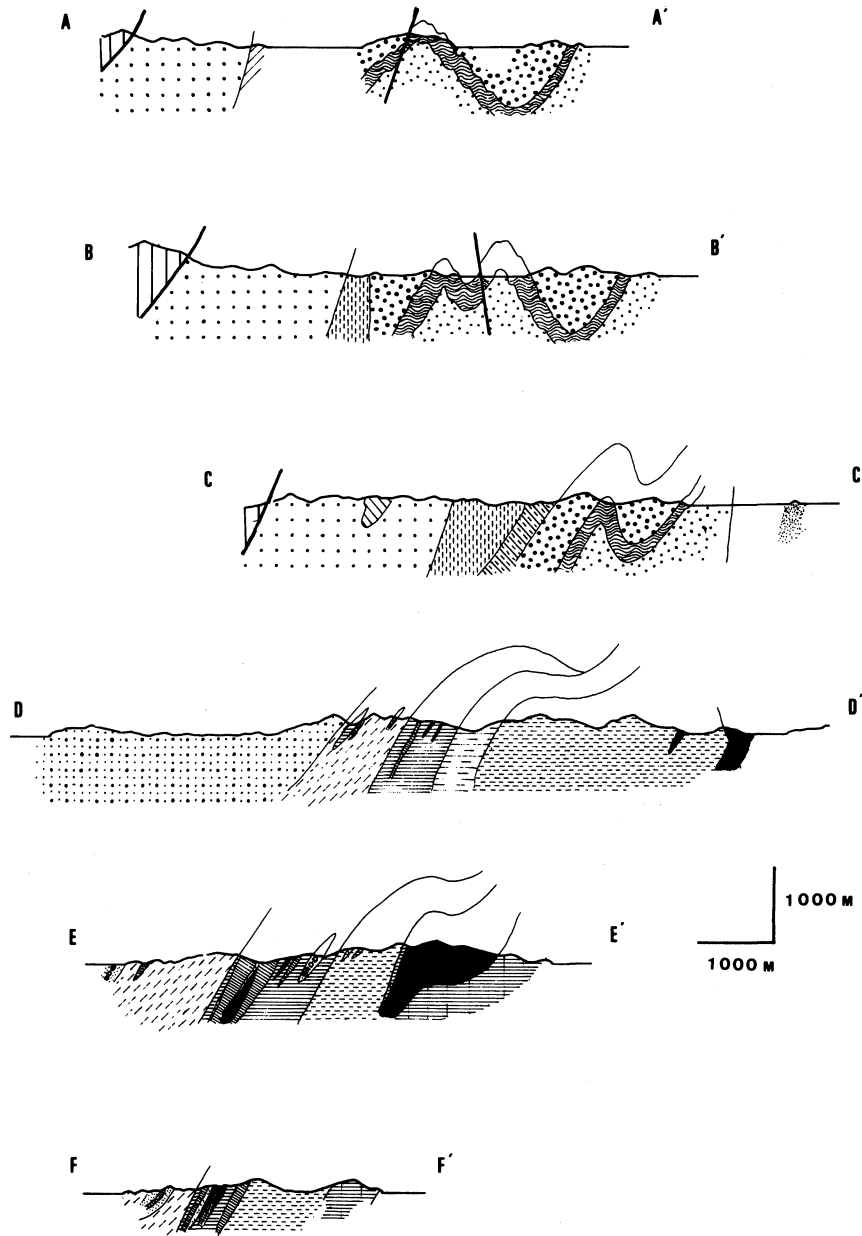
層 序：下位のシートαに整合に重なる。

本層はチャートラミナイトを主体とし、塩基性溶岩、塩基性凝灰岩および層状チャートより構成される。チャートラミナイトは3～40cmの厚さの細粒砂岩レンズを少量含むほか、小浦北方の林道において、0.5～2cm大のチャート角礫や5cmの厚さのチャートレンズを含む。また、5cm大の塩基性溶岩の角礫を含む。塩基性溶岩は側方への連続性に欠け、厚さが変化している。浦代北方の林道において80mの厚さの岩体が露出し、また、間越北方において70mの厚さの岩体が露出しているが、他には厚さが10mを越える岩体は露出していない。これらは一般に枕状を呈しているが、塊状を呈する部分もある。浦代北方の林道において露出する岩体は、下部から上部にむかい塊状から枕状へと変化している。さらにその上部では、灰緑色凝灰岩中に3～50cmの直径を

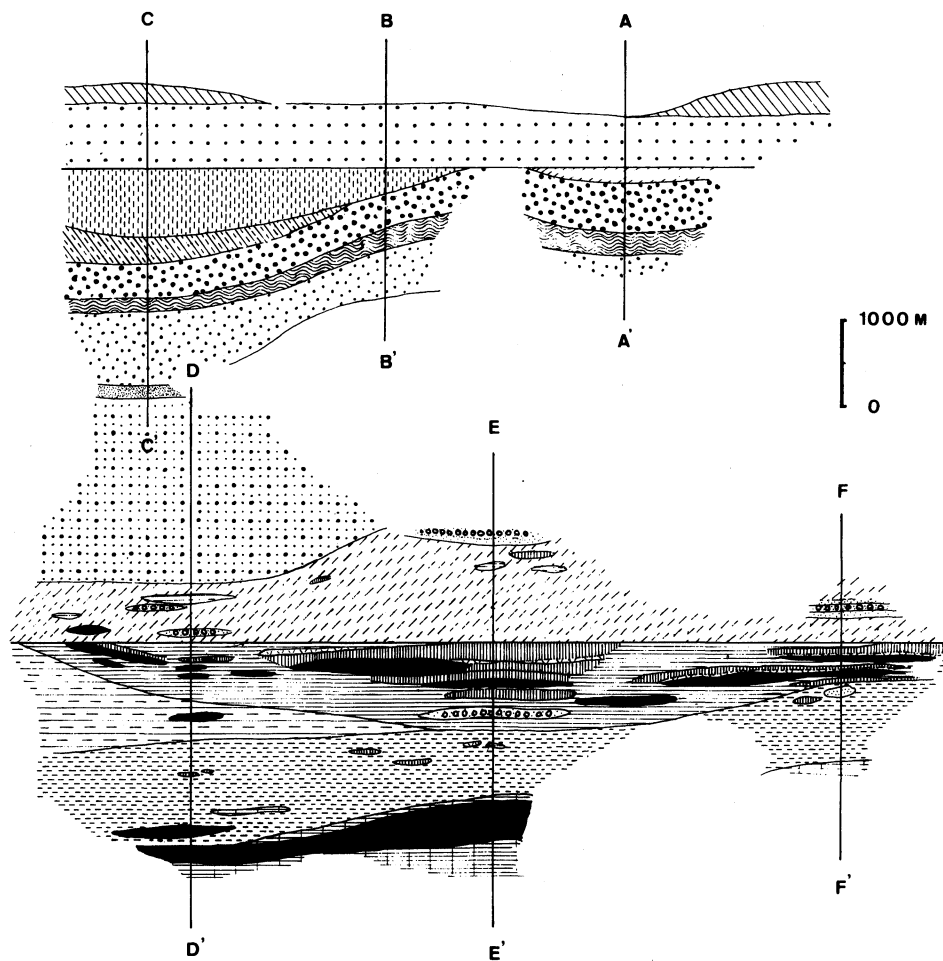


第2図 地質図

1. 三宝山層群, 2. 色利層, 3. シートα, 4. シートβ
5. 中越層, 6. シートA, 7. シートB, 8. シートC
9. シートD, 10. シートE, 11. シートF, 12. シートG
13. シートH, 14. シートI, 15. シートJ, 16. シートK
17. 塩基性溶岩, 18. 塩基性凝灰岩, 19. チャート,
20. 礫岩および礫質砂岩, 21. 溶結凝灰岩
22. 向斜軸, 23. 背斜軸, 24. 断層
25. 放散虫化石産出地点



第3図 推定地質断面図（凡例は地質図に従う）



第4図 模式層序断面図 (凡例は地質図に従う)

有する枕状溶岩がそれぞれ分離して含まれている。本層の溶岩には、色利層中の枕状溶岩にみられた枕の表面の球体の集まりは観察されなかった。塩基性凝灰岩は赤色または灰緑色を呈し、塩基性溶岩に伴って分布する。厚さが10mを越えるものは露出しない。層状チャートは赤色または灰白色を呈し、30cmから数十mの厚さで分布する。単層の厚さは2～10cmである。チャートは部分的に赤色凝灰岩と互層することがあり、また、凝灰岩内に5cm大のレンズとして混入していることがある。これらの層状チャートからは多数の放散虫化石が産出した。一方、中越ではチャートラミナイトに伴い灰白色の塊状チャートが露出するが、このチャートからは放散虫化石は産出しなかった。

本層下部の中越付近には、100mの厚さを有する礫質砂岩層のレンズ状岩体が分布している。この岩体は小浦北方の林道においても露出が認められ、側方に2km程の広がりを持つ。この礫質砂岩層は、単層の厚さが1m程で成層している。これらは極粗粒砂や円磨された細礫で構成され、基質は少ない。礫質はチャートが多く、他に黒色泥岩が多く含まれている。この砂岩層は後述するシートAの中の礫岩縁辺部に類似している。このレンズ状岩体の下部の接触関係は不明だが、上部は中越西方においてすべり面を伴い上位の頁岩層と接している。

(2) 海底地すべり堆積物

本地域に分布する海底地すべり堆積物を、先に述べた分類法により、13のシートに分類することができた。これらは、正常堆積層である中越層を境にして、下位層準と上位層準との二つのスランプ帯に大別できるので、異なる名称を用いることとした。すなわち、中越層より下位の層準をシート α とシート β の2層、中越層より上位の層準をシートAからシートKまでの11層とした。

シート α

模式地：米水津村浦代南方海岸

層 厚：850m

本シートは、泥岩または砂岩泥岩薄互層*をマトリックスとし、細粒砂岩を主とするクラストを多く含む海底地すべり堆積物である。マトリックスは東部で砂岩泥岩薄互層が発達し、西部で泥岩が発達している。泥岩は層理が不明瞭である。部分的にチャートや石英質砂石のラミナや細角礫を含む頁岩が分布する。全体にスランプ褶曲が観察される。クラストの大部分は、30cm～5cm大のレンズ状または塊状砂岩である。レンズの伸長方向は、マトリックス互層の層理の方向と調和的であることが多い。この他、数ヶ所において、10cm大のチャートレンズがクラストとして混入している。また、浦代南方では、周囲150mの小丘に層理の発達した頁岩層と砂岩層とが周囲の地層と不調和的に分布しているが、これもクラストである可能性が高い。

シート β

模式地：元越山南西の林道

層 厚：600m

本シートは、灰色を呈する砂質ラミナの発達した黑色頁岩のマトリックスと、砂岩や少量のチャートのクラストより構成される。マトリックス頁岩中の砂質ラミナは、1～5mmの厚さを有し、側方への連続性に富んでいる。元越山北西の沢では、背斜軸部において部分的に砂質ラミナが厚くなり、単層の厚さが5cm程の砂岩泥岩級化互層に変化している。クラストの大部分は細粒の石英長石質砂岩であり、30cm～2mまでの大きさのレンズ状を呈している。この他、浦代西方1.5kmの地点では、50cmの厚さのチャートレンズがクラストとして含まれている。また、浦代西方1km地点の道路沿いでは、チャートラミナイトに伴い、灰緑色塩基性凝灰岩が10mの厚さをもって分布しているが、この塩基性凝灰岩は側方に連続せず、また、上位に黑色頁岩がのっていることから、クラストである可能性が高い。シートは東方に向って厚さが薄くなり、小浦北方で尖滅する。元越山南西方では細粒砂岩クラストの混入が多くなっている。

シートA

模式地：鶴見町中越北方から白崎までの海岸

層 厚：1300m

本シートは砂岩泥岩薄互層のマトリックス中に、大小さまざまな細粒～中粒砂岩クラストを含む海底地すべり堆積物である。特徴的に、50mを越える厚さのチャートラミナイト層、チャート、塩基性溶岩、礫質砂岩層及び礫岩の各岩体が混入している。本シート下部では、黑色頁岩中に灰白色酸性凝灰岩薄層やラミナが挟在している。この黑色頁岩は厚さが400mに達し、側方へは3km

* 単層の厚さは10cm未満

以上の広がりをもつ。この頁岩層中にはクラストの混入は少なく、1～5 m大の細粒砂岩クラストが少量含まれる程度である。この頁岩層の上位では、マトリックスは砂岩泥岩薄互層となるが、地松浦東方ではこの薄互層中に5 cmの厚さの極粗粒砂岩層が数枚挟在している。ここではスランプ褶曲が発達しており、走行方向に平行でほぼ水平の軸をもつ波長2 mの等斜褶曲が存在する。この下部には10 mの厚さの千枚岩質頁岩層が分布するが、この頁岩層にはひも状生痕化石が認められた。砂岩泥岩薄互層マトリックス中には、下部で細粒砂岩クラストが多く、上部では粗粒砂岩クラストが多く含まれている。クラストの大きさは全般に1 m前後のものが多く、東部では5 mを超える大きさのものが多くなっている。砂岩はいずれも石英長石質である。砂岩以外のクラストとしては、元越山南西方において、砂質ラミナを含む黒色頁岩層が10 mの厚さのレンズとして存在する。元越山西方では、砂岩泥岩薄互層中に一部砂質泥岩が存在し、5 mの厚さのチャートラミナイト層がレンズ状に分布している。大野南方では、10 m以上の厚さを有する塊状塩基性溶岩やチャートラミナイト層のレンズ状岩体が分布する。チャートは大野北方、地松浦北東方、白崎南西方に分布し、いずれもレンズ状を呈している。大野北方のチャートはチャートラミナイト層を伴っており、20 mの厚さを有する。このチャートからは放散虫化石が産出した。地松浦北東方のチャートは、下部の石英質砂岩層から漸次的に変化している。層内褶曲が著しく発達しており、周囲の砂岩泥岩薄互層とは非調和的な走行を示す。白崎南西方のチャートは、地松浦北東方のものと同じく層内褶曲が著しく発達している。このチャートレンズ岩体の厚さは20 m程度である。このチャートレンズは下位の砂岩泥岩薄互層とは断層を挟んで接している。大野北方と北東方には二つの礫質砂岩層のレンズ状岩体が分布する。厚さはいずれも50 m程である。この岩体は、中粒砂岩層中に2～30 mmの径の円磨されたチャート礫を多く含んでいる。また、少量の頁岩や含礫泥岩層を伴っている。礫岩は白崎および間越北方に分布している。白崎においては100 mを越す厚さを有するが、間越北方では30 m程の厚さである。礫岩は下位に粗粒砂岩層を伴っている。この粗粒砂岩層は上部に行くにつれ、チャートや砂岩の細円礫を含むようになり、また、黒色泥岩の小～中礫大の偏平な同時礫を含む。礫岩の礫種は、チャートと砂岩が主で、他に少量の塩基性溶岩や砂質葉理の発達した頁岩、稀に石英斑岩が含まれている。礫はよく円磨されており、大きさは3～30 cm径である。白崎では、礫岩の基質は黒色砂質泥色または固結度の低い粗粒砂岩であるが、間越北方のものは、固結度の高い粗粒砂岩である。礫岩層の下位の粗粒砂岩層は固結度がやや低く、全体に均質である。この中には、層理のように3～20 cmの厚さの層状に突出した部分と、同じ厚さで層状に凹な部分とが存在し、互層状を呈している。

本シート上部には50 cmの厚さの頁岩層が分布する。この頁岩はやや千枚岩質であり、地松浦東方では砂岩や黒色石灰岩の円磨された細～大円礫を少量含んでいる。また、白崎南西方では、千枚岩質頁岩がレンズ状に分布している。

シートB

模式地：鶴見町地松浦北西の海岸

層 厚：2000 m

本シートは砂岩泥岩細互層*や同薄互層を主とするマトリックス中に、大小さまざまな砂岩クラストを含んでいる。

マトリックスは地松浦北東で砂岩泥岩互層が発達しており、この砂岩は層状である。マトリッ

* 単層の厚さが0.1～1 m

クスは部分的に変化しており、地松浦東方では千枚岩質頁岩がレンズ状に分布する。地松浦北西方では砂質ラミナを含む泥岩層が存在する。また、地松浦北西方では300mの厚さで、泥岩中に白色酸性凝灰岩層を挟んでいる。この泥岩は中部に砂質泥岩を含んでおり、上部と下部では泥岩との境界が不明瞭な偽礫状粗粒砂岩の小礫ないし大礫を含んでいる。さらに、本シート上部の堅田川および番匠川沿いでは、クラストの間隙をわずかに埋めるように黒色泥岩が分布する。クラストの砂岩は、下部の地松浦南方および中部の地松浦北西方では、1 m以下の大きさの細粒砂岩が多い。中部の地松浦南西方から東北方にかけては、数m大の粗粒砂岩が多く、番匠川沿いでも数m大の粗粒砂岩が多い。木立川南西部では、細粒砂岩の分布がみられる。クラストの形態は、全体的にレンズ状または塊状（不規則形）を呈するが、地松浦北西方においては砂質ラミナイトのマトリックス中に、単層の厚さ20cm程の細粒砂岩層が8 mの厚さの地層中に数枚挟まれている。本シートの砂岩は灰白色を呈し、長石、石英の他に特徴的に火山岩片を多く含んでいる。この他、地松浦北方では石英質砂岩層が10mの厚さで分布している。また、酸性凝灰岩層を挟む泥岩中には、頁岩や黒色石灰岩の5～30cm径の扁平な円礫が混入している。

本シートのマトリックス中には、スラストやスランプ褶曲などの堆積構造が全域に発達している。

吹浦北東方の納地島では、干潮時には島の周囲に海食台が現われるが、この海食台はマトリックスの砂岩泥岩薄互層からなり、島の中心部は砂岩クラストより構成されている。

シートC

模式地：佐伯市長嶋山

層 厚：150m

本シートは、黒色泥色を主とするマトリックス中に粗粒砂岩クラストを含む海底地すべり堆積物である。シートBに整合に重なる。

クラストの砂岩は固結度がやや低く、赤褐色を呈する。クラストの大きさは10cm大から10m大までさまざまであり、塊状を呈している。マトリックスの黒色泥岩には、部分的に粗粒砂が混入しており、マトリックスとクラストの境界部は不明瞭なことが多い。

シートD

模式地：佐伯市城山

層 厚：800m

本シートは砂岩泥岩薄互層ないし細互層のマトリックス中に、1～10m大の砂岩クラストを含む海底地すべり堆積物である。シートCとは断層で接すると推定される。マトリックスの砂岩泥岩薄互層は、城山から番匠川を挟み対岸にかけて発達しており、クラストの混入は少量である。マトリックス中にはスランプ褶曲が発達している。クラストは、大入島では粗粒砂岩であり、その大きさは10m程の巨礫が多いが、城山では1 m大の細粒砂岩が多い。大入島では、クラストとマトリックスとの境界部において、泥岩中に多量の粗粒砂が混入しており、また、5 cm大の偽礫状粗粒砂岩レンズが褶曲した形状で泥岩中に混入している。

シートE

模式地：大入島中部から北部にかけての東海岸

層 厚：300m

本シートは黒色千枚岩質頁岩層よりなり、灰白色酸性凝灰岩層を挟在する。この凝灰質頁岩からは多数の放散虫化石が産出した。大入島北東部と佐伯市野岡山南部において、黒色頁岩中に3～10mの厚さの赤色頁岩層が数枚挟在している。黒色頁岩中には少量の粗粒砂岩クラストが含まれる。この粗粒砂岩は、後述するシートF中の砂岩クラストに類似する。大入島北東部では、黒色千枚岩質頁岩層と粗粒砂岩が褶曲により繰り返し露出するが、この粗粒砂岩中には斜交葉理が観察される。また、同地点では、黒色頁岩中にひも状の生痕化石が多数観察される。

シートF

模式地：大入島南部

層 厚：550m

本シートは砂岩泥岩細互層ないし同薄互層のマトリックスと、10mを越す大きさの粗粒砂岩クラストより構成される。マトリックスの砂岩泥岩薄互層は、クラストの周囲で流動状変形をしており、クラストを取り巻くように、また、クラストに切られるように分布している。クラストの砂岩は塊状を呈することが多いが、佐伯北方や大入島北部では層状を呈する。ここでは、砂岩中に1mの厚さの礫岩層が挟まれている。礫種はチャートや細粒砂岩であり、円磨された細礫である。佐伯北方では、この他に、チャートや細粒砂岩の0.5～3cmの角礫が含まれている。

シートG

模式地：佐伯市海崎南方から門前にかけて

層 厚：300m

本シートは砂岩泥岩薄互層のマトリックスと少量の細粒砂岩クラストより構成される。本シート下部には、50mの厚さの頁岩層が分布する。マトリックスの砂岩泥岩薄互層中には、全域でスランプ褶曲が発達している。クラストは少量であり、その大きさは1m以下のものが多い。クラストの形態は、多くがレンズ状を呈している。

シートH

模式地：佐伯市海崎西方の沢

層 厚：800m

本シートは泥岩のマトリックスと、細粒砂岩クラストより構成される。マトリックスの黒色泥岩は、海崎北東方では砂質ラミナを含むことがある。また、海崎西方では、下位のシートGとの境界部において、泥岩中に粗粒砂の混入があり、偽礫状砂岩のレンズが含まれている。クラストは全域で少量であり、その大きさは1m以下のものが多い。形態は多くがレンズ状を呈する。海崎駅北側には50mを越す直径を有する塊状砂岩が露出しており、小丘を形成している。

シートI

模式地：上浦町浪太南方の海岸

層 厚：150m

本シートは黒色泥岩のマトリックスと、砂岩および礫岩のクラストより構成される。マトリックスは全体に少量であり、クラストの間隙を埋める程度である。黒色泥岩中には部分的に砂粒の混入がみられる。クラストの砂岩は中粒で珪質であり、その形態は塊状またはレンズ状を呈する。クラストの大きさは1～10mのものが多い。クラストの砂岩中には、白色を呈する石英質網状細

脈が密に入っている。佐伯市と上浦町との境界付近の小島では、クラストの砂岩中にS字状に褶曲した5cmの厚さの石英質砂岩レンズが含まれている。浪太南西方では、砂岩中に黄褐色網状脈が入っている。礫岩は浪太南方の本層上部に薄く分布している。礫岩の基質は中粒～細粒の石英質砂岩であり、礫は3～10cm大のよく円磨されたチャート、粗粒砂岩、苦灰岩である。

シートJ

模式地：上浦町浪太から浅海井にかけての海岸

層 厚：800m

層 序：下位のシートH、シートIとは断層を挟んで接する。

本シートは砂岩泥岩薄互層を主とするマトリックスと砂岩を主とするクラストより構成される。マトリックスは宇戸北方や浅海井南方において頁岩層を挟むことがあり、浅海井南方ではこの頁岩層中に、5mの厚さの灰白色酸性凝灰岩層が挟まれている。クラストは床木において細粒砂岩が多く含まれるが、その他の地域では粗粒砂岩が多い。全体に1～5m大の塊状またはレンズ状を呈しているが、海岸沿いでは10mを超える大きさのものも少なくない。中部の層準には礫質砂岩や礫岩が挟在する。このうち、宇戸北方の沢においては0.5～3mの厚さの礫岩層またはレンズが露出する。礫岩は基質が細粒～中粒砂岩であり、直径0.5～3cmのよく円磨された灰白色石灰岩やチャートの礫が含まれている。この石灰岩はスパーライトでサンゴ藻の破片が入っている。他の地域では、1mの厚さを有する中粒～粗粒砂岩の層状またはブロック状クラスト中に、3～15cmの厚さでチャート、石灰岩、火山岩や頁岩などの0.2～1cm大の細角礫が含まれている。浅海井東方の小島においては、10mを超える大きさの不規則な形態の粗粒砂岩クラストが存在する。このクラストとマトリックス薄互層との境界部には数cmの厚さの屈曲した偽礫状砂岩レンズが多く存在する。また、周囲の黒色泥岩中にも粗粒砂の混入がみられる。この泥岩中には、さらに、20cmの厚さでバイオターベーションが観察される。この付近のマトリックスにはスランプ褶曲が発達している。

シートK

模式地：上浦町津井から長田にかけての海岸

層 厚：300m

層 序：下位のシートJに整合に重なる。上部は仏像構造線に切られ、三宝山層群と接する。

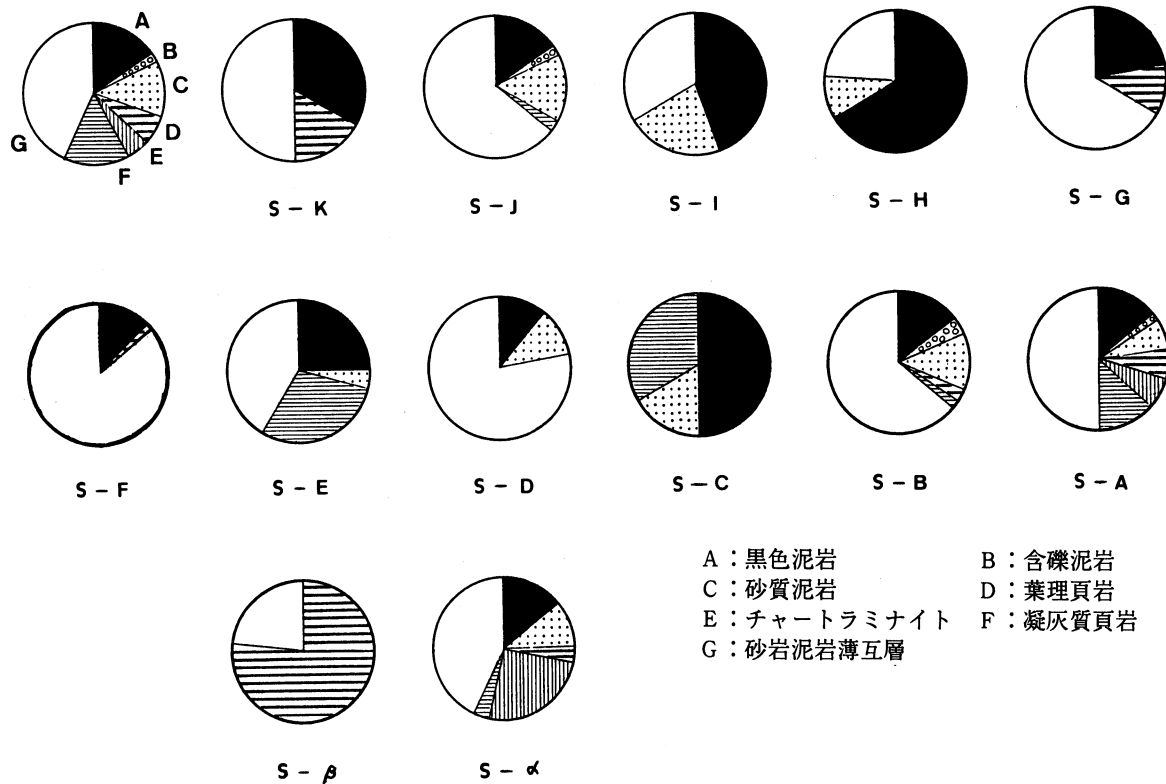
本シートは、泥岩及び砂岩泥岩薄互層のマトリックスと粗粒砂岩のクラストより構成される。クラストは層状を呈するものが多くなり、砂岩泥岩細互層が発達してくる。床木南方では含礫泥岩が分布するほか、砂岩泥岩級化層や頁岩層がマトリックスとして分布し、1m以下の厚さの細粒～中粒砂岩レンズを含んでいる。津井から長田にかけては、上述した砂岩が厚く成層してくるようになり、砂岩泥岩細互層を形成している。夏井西方では、粗粒砂岩層中に10cmの厚さでチャートや石灰岩、頁岩などの1cm大の角礫が含まれている。夏井東方では、単層の厚さが5～10cmの砂岩泥岩級化層が発達している。この級化層は緑色を帯びており、この中から放散虫化石が産出した。この級化層は、下部では中粒～粗粒砂岩の50cm厚のレンズを挟んでおり、また、泥岩部には5～20cmの厚さの苦灰岩レンズや円礫を含んでいる。ここでは、走向方向に平行な軸をもつ等斜した褶曲が発達している。長田東方の仏像構造線付近では、黒色無層理頁岩中に15cmの厚さの黒色苦灰岩レンズを少量含んでいる。

地 質 構 造

佐伯地域に分布する四万十層群は、ほぼ全域で北東—南西の走向を有し、北西に傾斜する。これは九州四万十帯の一般的傾向でもある。ただ、上浦町津井と米水津村浦代においては、走向方向に変化がみられる。津井においては、東側が東西方向から西北西であるのに対し、西側で北東方向に変化しており、また、浦代においては、東側で東北東の走向であるのに対し、西側で北東方向に変化している。これら二地域における走向方向の変化は、同一の変動によるものであろうが、津井における走向方向の変化は、仏像構造線を挟んで下位の秩父帯の中・古生層にも同様の変化がみられる。この構造は、半島の方角など地形に明瞭に反映している。地層は全体に $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ で北西に傾斜するが、部分的には低角、または垂直に近くなり、南東に傾斜していることもある。本地域には海底地すべり堆積物が広く分布しており、堆積時の変形構造を残していることから、地層の走向・傾斜が狭い範囲で複雑に変化していることがある。そして、これらの変形は、構造運動による変形とは異なる方向を示すこともあるが、スランプ礫岩中のクラストは、特にレンズ状のものにおいて、その伸長方向が周囲の地層と調和的であることが多い。

褶曲構造は、走向方向に平行する東北東の軸を有するものと、これにやや斜交する東西性の軸を有するもの、さらに南北性の軸を有するものとが存在する。東北東の軸を有する褶曲には、地域北西部の床木に向斜軸が走る等斜褶曲がある。半波長1500m程度であり、軸は水平に近い。軸部にはシートKが500mの幅で分布している。この向斜の北側には、ほぼ水平に近い背斜軸の存在が推定される。大入島では北部に背斜、南部に向斜が存在し、地層の繰り返しがみられる。波長は2kmで、軸は西方に緩くプランジしている。向斜は開いているが、背斜は比較的閉じた褶曲である。東西方向の軸をもつ褶曲は、南部の浦代付近に背斜軸が、その南側に向斜軸が存在している。どちらも西方に中角度でプランジしている。この一対の背斜と向斜により、色利層、中越層シート α 、 β 、Aの各層はS字状の分布を示している。南北方向の軸をもつ褶曲は、鶴見町地松浦から広浦にかけての海岸沿いに、波長1.5km、振幅5000m程度のものが存在している。褶曲軸はいずれも北に高角度でプランジしている。

本地域の主要な断層は、北東系と南北系とが存在する。橋本(1962)は、北西系の断層の存在を述べているが、これらは小規模なものが多く、本地域の地質構造には影響を及ぼさない。北東系の断層としては、仏像構造線がある。この断層は長田東方から津井北方を通り、床木に抜けている。北に中角度で傾斜する衝上断層であり、断層付近では地層は破碎され、露頭が欠如する。戸穴北方の沢においては、断層付近で2mの幅の著しい破碎帯が観察され、この破碎帯の北側には、赤色凝灰岩層やチャートレンズが分布している。シートJと下位層との間にも北東系の断層が存在する。橋本(1962)の古江構造線に相当する断層は古江西方700m付近の海岸部で確認され、断層面は北に 45° 傾斜している。シートI内にも、礫岩の下部に断層が確認されるが、この西方で先の断層と合流していると推定される。色利北方において、色利層とシート α は断層で接している。 $N45^{\circ}E, 55^{\circ}S$ の断層面を挟んでシート α の中の灰色細粒砂岩の上に色利層の塊状塩基性溶岩がのっている。断層面に沿って5cmの厚さの剪断された黒色泥岩が挟まれており、この中には1mm以下の厚さの石英脈が多く含まれている。大入島北部ではシートEとシートFとの間に断層の存在が推定される。また、中越層とシートAとの境界部にも断層の存在が推定される。南北系の断層は、津井と長田に存在が推定され、走向方向の変化がみられる。また、大入島と佐伯との間にも南北系の断層の存在が推定され、地層の分布のズレがみられる。

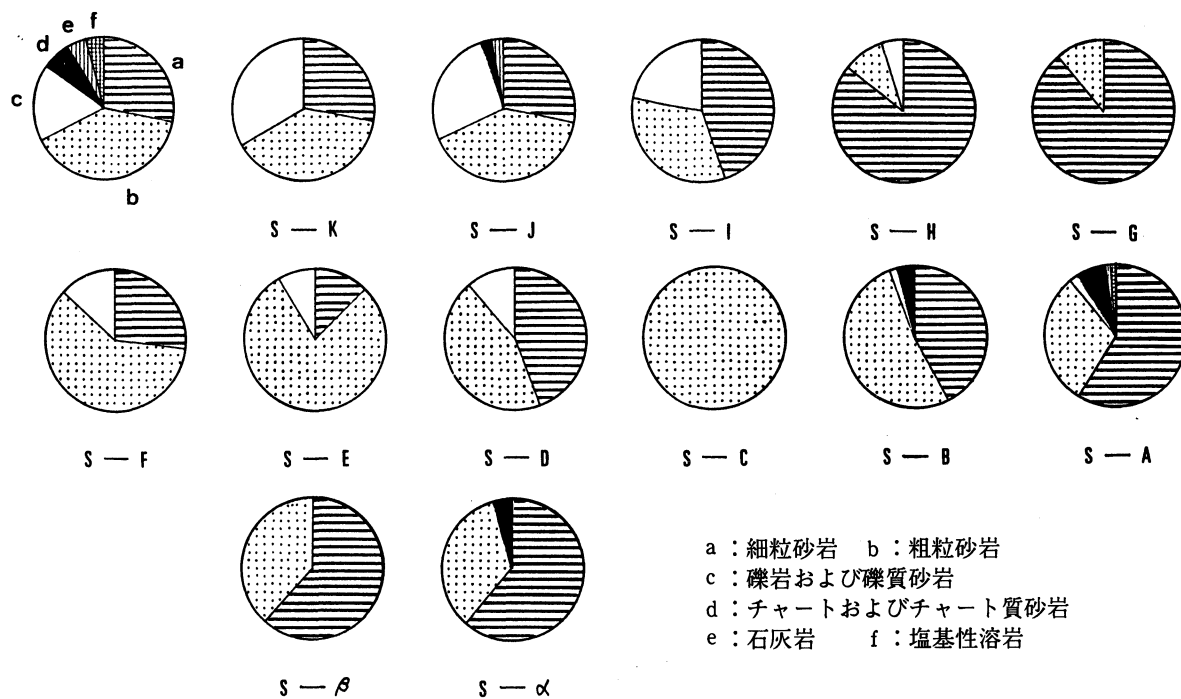


第5図 マトリックス構成比

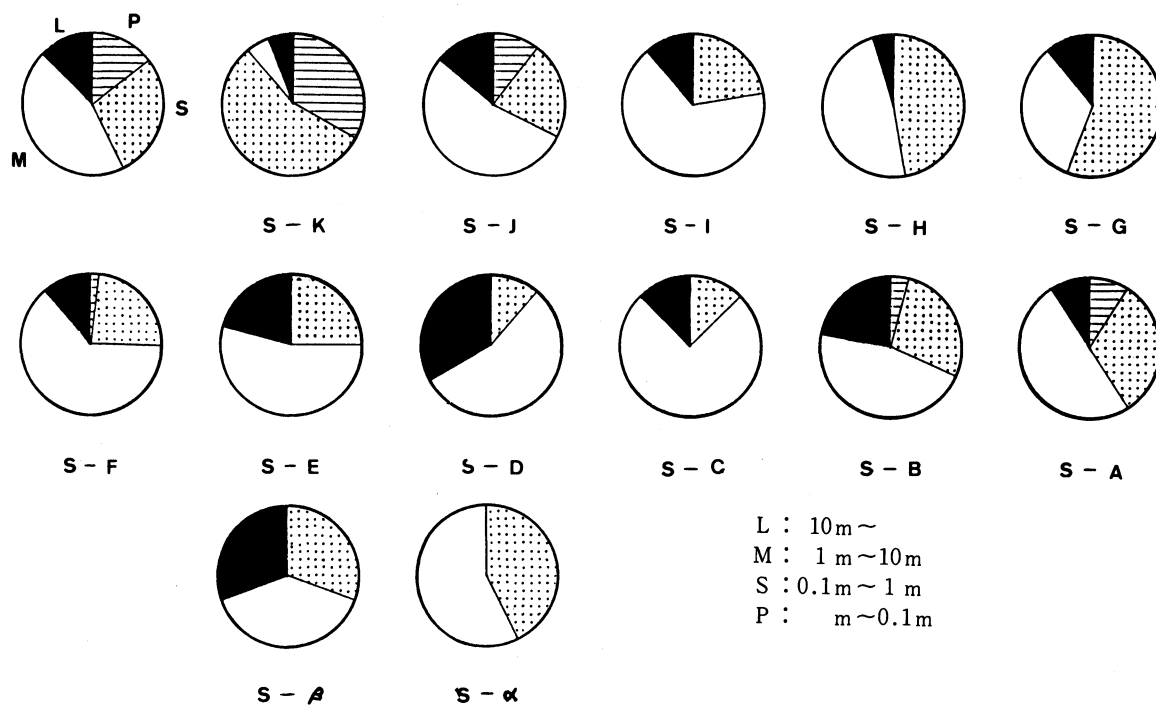
考 察

(1) 堆積場について

本地域の四万十層群の堆積場を考察するうえで、まず、各スランプシートの性質を調べてみる(第3表)。マトリックスは大別すると泥質岩と砂岩泥岩互層とがあるが、砂岩泥岩互層はほぼ全層準に存在している。全体的にみると、下部のシートα, β, Aでは比較的泥質岩が多く、中・上部で砂岩泥岩互層が多くなる。ただ、シートHとシートIでは砂岩泥岩互層は少ない(第5, 8図)。クラストは大部分を砂岩が占めている。これらの砂岩は組成上ほとんど変化はなく、長石と石英が主で、他に火山岩片やチャート岩片を含む長石質アレナイトである。粒度の違いをみると、中部のシートBからシートFまでに粗粒砂岩が多く、また、上部のシートI, J, Kでは礫岩および礫質砂岩が多くなる。シートG, Hは例外的に細粒砂岩が多い。また、下部のシートα, β, Aでは細粒砂岩が多い。砂岩の他では、チャートが下部のシートα, β, A, Bに多く含まれている(第6図)。クラストサイズは、ほぼ全層準でMサイズ(1~10m)が多いが、最上部のシートKではSサイズ(0.1~1m)やPサイズ(0.1m以下)の小礫が多くなっている。これは、シートKで砂岩が層状を呈するようになったことで、スランプ礫岩が少なくなったことによる(第7図)。クラストの形態は各層で少しずつ異なっているが、全層準にレンズ状クラストが含まれている。また、不規則形クラストもほぼ全層準に含まれている。板状を呈するものはシー



第6図 クラスト構成比

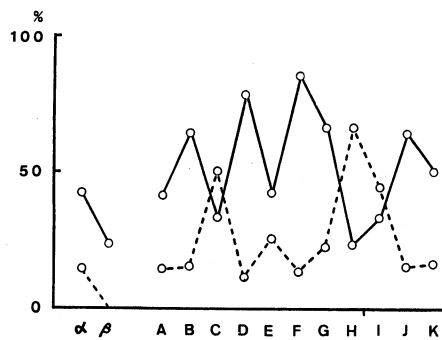


第7図 クラストサイズ構成比

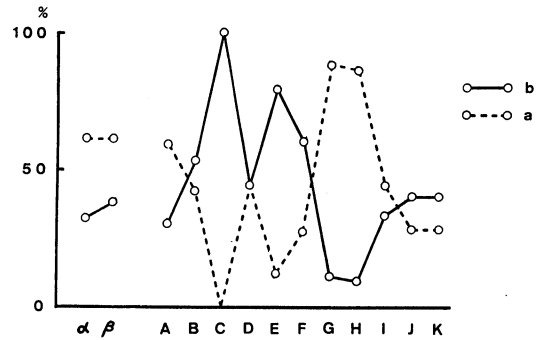
ト α , β , D, I, J, K に含まれている。特にシート J からシート K にかけては層状のクラストが増加し、シート K では津井以東において砂岩泥岩互層が発達するようになる。シート B では、下部で砂岩泥岩細互層を形成しており、上部の番匠川沿いでは大きな不規則形クラストを含んでいる。

以上のことから、本地域に分布する四万十層群の堆積場について考察する。

現世の海底においては、海底地すべりは大陸斜面上で地震などの地殻変動が引きがねとなり発



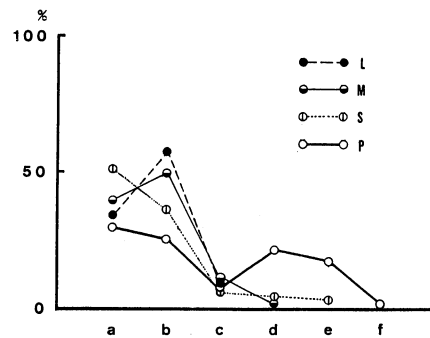
第8図 各シートにおけるマトリックス構成比
A: 黒色泥岩 G: 砂岩泥岩薄互層



第9図 各シートにおけるクラスト構成比
a: 細粒砂岩 b: 粗粒砂岩



第10図 各シートにおけるクラストサイズ構成比



第11図 クラストサイズ構成比

生するとされている。そして、その地すべり体の堆積場としては、大陸斜面上で傾斜の緩い海段などが考えられている。また、一部は海溝底まで達するとされている。四万十層群堆積期に、現在のような大陸棚・大陸斜面・海溝・大洋底といった海底地形が存在していたかどうかは不明であるが、本地域にこのように大規模な海底地すべり堆積物が存在することから、当時、この地域は斜面地区であり、隣接地域に地殻変動が起こっていたことが推測される。

下部層のシート α 、 β 、Aは、マトリックスに泥質岩が比較的多く、クラストも細粒砂岩が多いことから、比較的深所の堆積物の地すべりであると考えられる。これに対し、シートBは砂岩泥岩互層マトリックスが多く、上部においては大きな粗粒砂岩クラストが卓越することからして、比較的浅海域での堆積物の地すべりであると考えられる。また、シートFでは砂岩クラスト中に礫岩層を挟在したり、大入島北東部において砂岩に斜交葉理が観察されることから、浅海域の堆積物と考えられる。しかしながら、クラストの形態にレンズ形や不規則形が多いことから、地すべりの移動距離はある程度長かったものと推測できる。これに対し、シートJやシートKでは石灰岩やチャートの円礫および角礫が存在し、クラストの形態も層状のものが増えている。特にシートKでは互層状を呈している。このことから、地すべりの移動距離は比較的短いものであったと推測され、近接地域に浅海域が存在していたと考えられる。これらシートJやシートKは、大陸棚縁辺部から大陸斜面上部での堆積が考えられる。

このようにみえてくると、本地域に分布する四万十層群は、下部から上部に向い、岩質的には深所から浅海域の堆積物に変化しており、その二次堆積場も浅海化しているといえる。

下部層中には塩基性溶岩が分布しているが、これらは一般的に深海域での噴出が考えられている。柳井(1983)は、和歌山県において、四万十層群中に塩基性溶岩のフィーダーダイクを発見し、塩基性火山活動が大陸棚から大陸斜面上部にかけての浅海域で起った可能性があると述べた。本地域に分布する塩基性溶岩はいずれも泥質岩中に存在するが、これらの泥質岩は周囲の地層と異なり砂岩クラストの混入がなく、正常層と考えられる。しかしながら、中越層では下部に粗粒砂岩層のレンズ状岩体が挟在しており、また、上・下位には砂岩クラストを含む海底地すべり堆積物が分布している。塩基性溶岩が原地性であることを証明するデータはないが、これらを含む中越層や色利層が、砂岩クラストの混入が起こり海底地すべりが底置する場所で堆積したことがいえる。色利層や中越層の上位層であるシート α やシートAの中に、チャートラミナイトやチャート、塩基性溶岩のレンズ状岩体が含まれていることから、このことがいえるであろう。

(2) 対比について

九州四万十帯において、橋本(1962)は岩相および構造的な位置から佐伯地域と熊本県人吉市北西地域との対比を述べた。そして、蒲江層群を四浦層群に、米ノ津層群を川辺層群に、さらに番匠川層群を一勝地層群にそれぞれ対比した。蒲江層群は本論文の色利層以下の層準に相当し、米ノ津層群はシート α からシートAまでの層準にほぼ一致する。また、番匠川層群はシートB以上の層準に相当する。地質時代については、橋本(1962)は四国南部の類似する層群を参照し、蒲江層群をジュラ紀～白亜紀、米ノ津層群と番匠川層群をともに白亜紀?としている。

宮崎県耳川流域を模式地として層序を組み立てた今井ら(1971, 1975)や、寺岡(1977, 1979)、寺岡ら(1981)は、本地域を諸塚層群下部の八戸層、上部の日ノ影、椎葉、利根川各層に相当するとした。この分類によると、八戸層は本論文の色利層からシートAまでの層準に相当し、日ノ影層はシートBとシートCに相当する。また、椎葉層はシートDからシートH及びシートIまでの層準に相当し、さらに利根川層はシートJとシートKに相当する。地質時代については、同じ

く四国西部との対比から、諸塚層群下部層を下部白亜系（一部ジュラ系）に、上部層を上部白亜系としている。

本地域に分布する四万十層群は、大部分が海底地すべり堆積物であるが、岩質および構造的位
置からはこれらの対比を支持できる。しかしながら、今井ら（1971）等の諸塚層群下部と上部と
の境界に相当するシート A とシート B との間には、大規模な断層は存在しない。

地質時代に関しては、四国との対比とは別に、放散虫化石による資料が報告され始めている。
坂井・斎藤（1983）は、耳川流域の四万十層群全域にわたってアルビアンから下部セノマニアン
を示す放散虫化石の産出を報告し、四万十層群下部から上部にかけて時間的差異が小さいことを
述べた。一方、鹿児島県薩摩半島中部地域では、下部層からアルビアンから下部セノマニアンを
示す放散虫化石の産出が、また上部層からはコニアシアンからサントニアンを示す放散虫化石の
産出が、村田・佐藤（1983）により報告された。さらに鹿児島県北薩地域からは、アプチアンか
らコニアシアンを示す放散虫化石の産出が認められている（米田；1979, MS）。奥村ら（1985）
は蒲江地域から放散虫化石を産出し、諸塚層群日の影層・椎葉層・利根川層をアルビアンからセ
ノマニアン、一部コニアシアンからサントニアンとし、同層群槇峰層・八戸層をコニアシアンか
らサントニアンとし、それまでの層序を一転した。

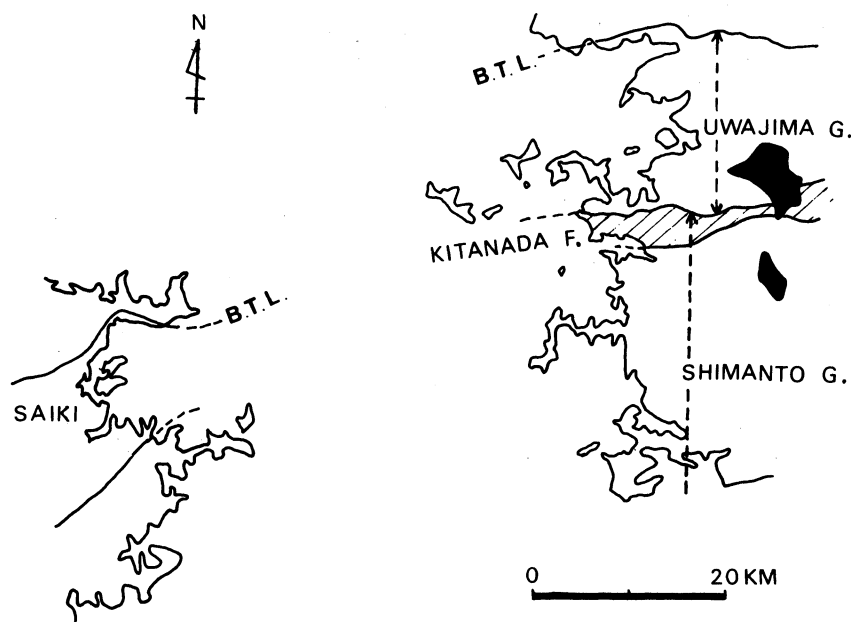
今回、本地域の数地点より多数の放散虫化石が産出した。そのうち、種名まで判明したものを
第 4 表に示す。これらの多くは、中世古ら（1979）による *Holocryptocanium barbui*—*H. geysersens-*

第 4 表 本地域より産出した放散虫化石

層 準	
シート K	<i>Cryptamphorella sphaerica</i> (WHITE) <i>Hemicryptocapsa polyhedra</i> DUMITRICA <i>Dictyomitra</i> cf. <i>formosa</i> <i>Thanarla praeveneta</i> PESSAGNO
シート E	<i>Holocryptocanium barbui japonicum</i> NAKASEKO <i>H. geysersensis</i> <i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i> <i>Novixitus weyli</i> SCHMIDT-EFFING (SQUINABOL) <i>Hemicryptocapsa polyhedra</i> <i>Archaeospongoprimum nishiyamai</i> <i>Archaeodictyomitra sliteri</i> (?) <i>Thanarla praeventa</i>
シート A	<i>Holocryptocanium barbui</i> DUMITRICA <i>H. geysersensis</i> PESSAGNO <i>Amphipyndax ellipticus</i> NAKASEKO & NISHIMURA
中 越 層	<i>Holocryptocanium geysersensis</i> <i>Hemicryptocapsa tuberosa</i> <i>Dictyomitra formosa</i> <i>Thanarla</i> cf. <i>praeveneta</i>
色 利 層	<i>Amphipyndax conicus</i>

sis 群集に属するものであり、アルビアンから下部セノマニアンを示す。また、最上部のシート K からは *Cryptamphorella sphaerica* (WHITE) が産出し、コニアシアンと推定される。

次に四国の四万十層群との対比について考察する。対岸の宇和島地域には、下位に四万十層群、上位に陸棚相宇和島層群が分布している（棚部；1972，寺岡・小島；1975）が、近年、両者が整合関係にあることが判明した（柳井；1981）。下位の四万十層群北灘層はアルビアンから下部セノマニアンの地層であり、塩基性溶岩やチャート、石灰岩、礫岩のクラストを含む泥質岩主体の海底地すべり礫岩層である。寺岡（1977，1979）は、諸塚層群下部層（横峰層・八戸層）と北灘層を岩相により対比しているが、本地域より産出した放散虫化石は、この対比を時代的にも裏付けている。しかしながら、最近、寺岡ら（1986）は大型化石と放散虫化石から宇和島地域の四万十層群の層序を検討し、宇和島地域の白亜系はバレミアンからサントニアンにわたる19の（累）層（10個の地塊）に区分されるとした。この中で、北灘地塊は放散虫化石からチューロニアンからコニアシアンの地層であるとし、四万十層群と宇和島層群相当層とは断層で接しているとしている。このことは、先の対比とは異なる結果であるが、宇和島地域については研究者により層序が著しく異なっているため、本地域下部層との対比については、さらに検討を要する。宇和島層群下部の下波層は上部セノマニアンであり、礫岩層や酸性凝灰岩層を挟む厚い砂岩層より構成されるが、本調査地域のシート B に対比されるであろう。



第12図 四国西南部の地質（寺岡ら，1981に基づく）

(3) 白亜紀中・後期の古地理について

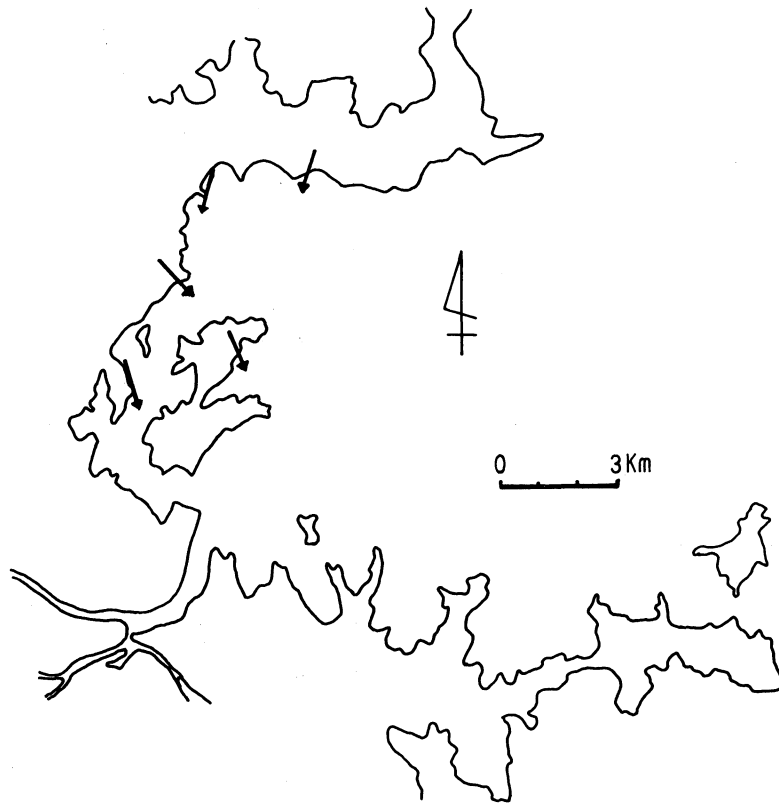
以上述べてきたことから、白亜紀中・後期における四国西部から九州東部の古地理について考察する。

アルビアンからセノマニアン前期までは、佐伯地域は斜面地区であり、比較的深い場所であったといえる。この時期には塩基性火山活動が起っており、また、隣接地域では地殻変動が起って

いたと推測できる。

この後、佐伯地域は浅海化の傾向が見られるが、セノマニアン後期以降、宇和島地域が浅海域であり陸棚上の堆積相を示しているのに対し、佐伯地域は依然として斜面地区であり、一連の海底地すべりが起っている。

コニアシアンに入ると、佐伯地域もシートKにみられるように、かなり近くに浅海域が存在していたと推定できる。宇和島地区の東側と南側には、コニアシアンからサントニアンにかけての特定層準に、10m近い砂岩クラストを含む海底地すべり礫岩層が発達している。このことから、宇和島地区の三角洲（陸棚）のまわりの斜面の存在が推定されている（木村；1977）。佐伯地域も、この時期は斜面上部であったと推定されるが、安武ら（1984）は本地域南部において、北ないし北西からの海底地すべりを報告している。本地域上部のシートKでは、わずかながら北ないし北北東からの海底地すべりが認められた。この時期の浅海域は、佐伯地域の北側に位置していたと推測される。この浅海域上の堆積層は、仏像衝上断層の運動により、現在露出していないものと考えられる。



第13図 中・北部のすべり方向分布図

結 論

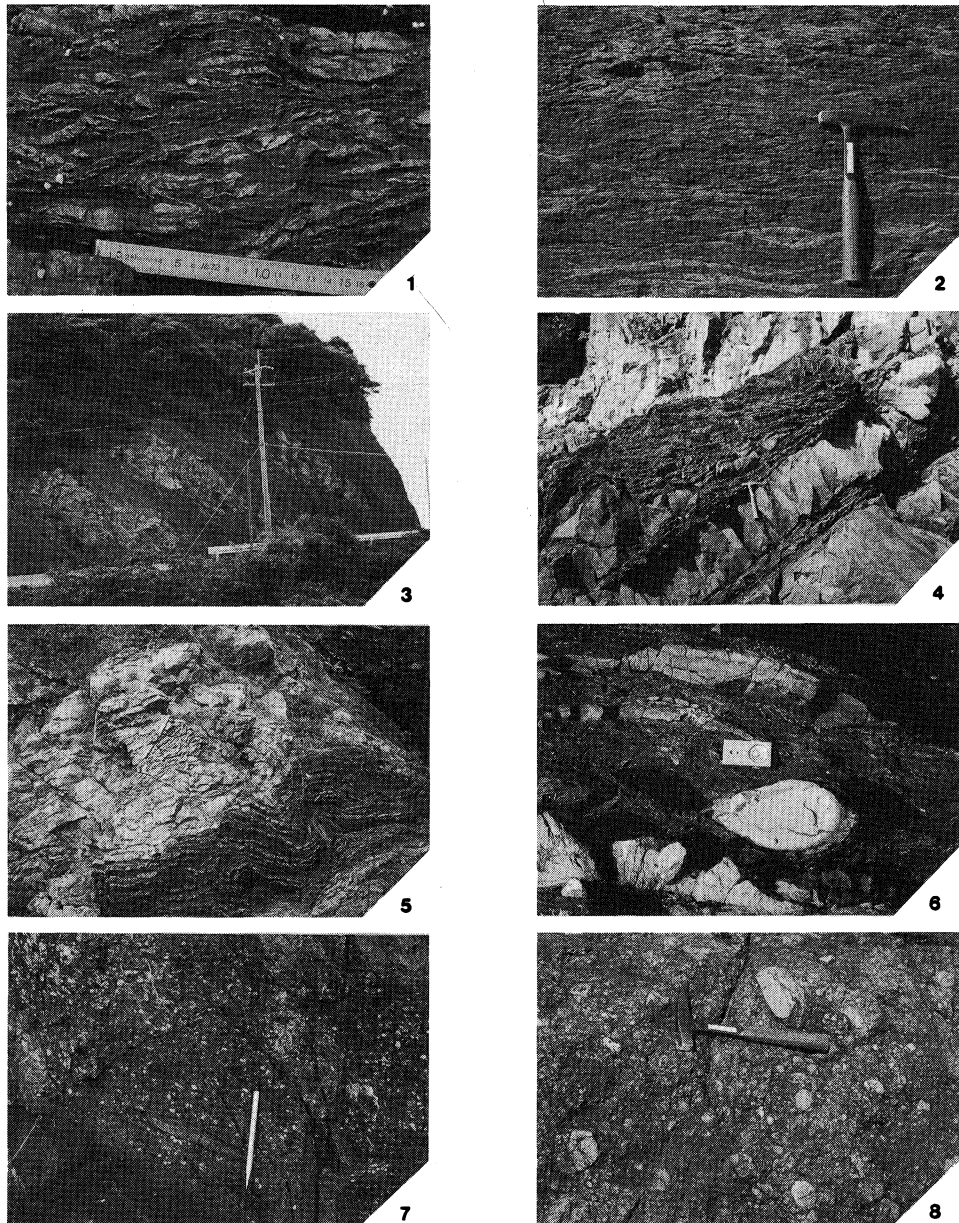
この研究において、次のことが結論づけられる。

1. 佐伯地域に分布する四万十層群は大半が海底地すべり堆積物であり、これらはその特徴により、二枚の正常堆積層と13枚のスランプシートに層序区分することが可能である。
2. 四万十層群内の海底地すべり堆積物の分類法としては、マトリックスの岩質による分類が最も適している。
3. 本地域の四万十層群は、放散虫化石の産出により、下部層がアルビアンから下部セノマニアンであり、最上部のシートKがコニアシアンであると推定される。また、中部層はセノマニアンから一部チューロニアンと推定される。
4. 四国西部の宇和島地域との対比において、本地域のシートBより上位の地層は宇和島層群に対比できる。

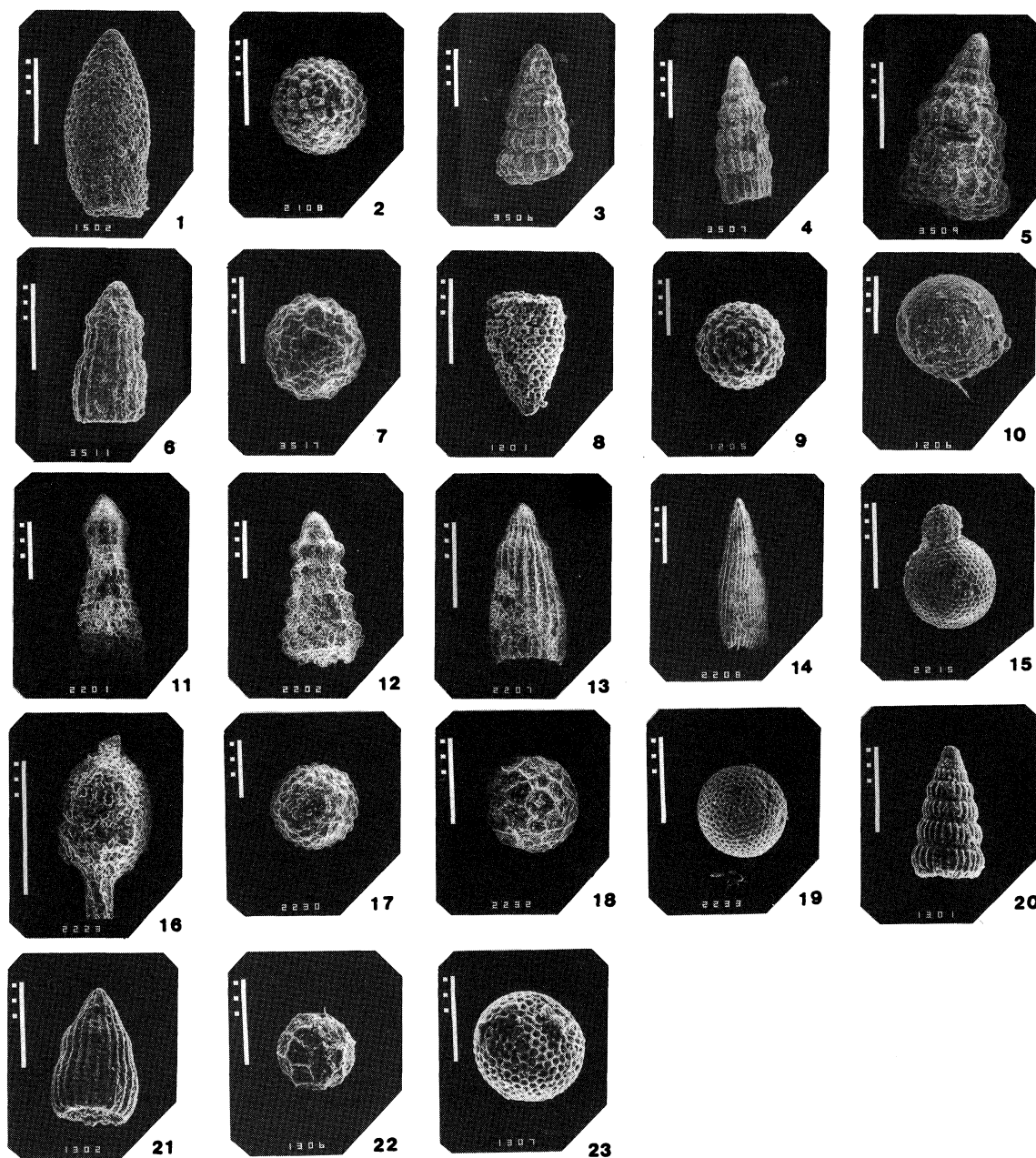
参 考 文 献

- 橋本 勇 (1962): 大分県佐伯市附近の時代未詳層群の層序と構造(1). 九大教養部地学研報, No.9, 1-12.
 ——— (1962): 九州南部における時代未詳層群の総括. 九大教養部地学研報, No.9, 13-69.
 ——— (1966): 大分県佐伯北方の時代未詳中生層. 九大教養部地学研報, No.13, 15-24.
 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971): 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, Vol.77, No.4, 207-220.
 ——— (1975): 九州四万十帯の構造区分. 地団研専報, No.9, 179-189.
 加賀美英雄 (1976): 海底地すべり. 海洋学講座 5, 海洋地質 97-111, 東大出版会.
 勘米良亀齡 (1976): 過去と現在の地向斜性堆積体の対応 I. 科学, Vol.46, No.5, 284-291.
 ——— (1976): 過去と現在の地向斜性堆積体の対応 II. 科学, Vol.46, No.6, 371-378.
 ——— (1977): 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定. 地団研専報, No.20, 145-159.
 木村敏雄 (1979): 日本列島—その形成に至るまで—. [II・上]. 578p., 古今書院, 東京.
 ——— (1980): 日本列島—その形成に至るまで—. [II・下]. 578p., 古今書院, 東京.
 ———・恒石幸正・吉田鎮男 (1977): 海底地すべり堆積物の堆積形態の分類. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, 397.
 神戸信和・寺岡易司 (1968): 臼杵地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所.
 小島伸夫 (1980): 三浦半島南西部の三崎累層にみられる乱堆積層について (第1報). 地質雑, Vol.86, No.5, 313-326.
 ——— (1981): 三浦半島南西部の三崎累層にみられる乱堆積層について (第2報). 地質雑, Vol.87, No.4, 197-210.
 LEWIS, K. B., (1971): Slumping on a continental Slope inclined at 1-4°. *Sedimentology*, vol.16, 97-110.
 村田正文・佐藤 徹 (1983): 薩摩半島中部四万十層群の放散虫群集. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 84.
 中世古幸次郎・西村明子・菅野耕三 (1979): 四万十帯の放散虫化石の研究—白亜系放散虫を中心として—. 大阪微化石研究会誌, 特別号 No.2, 1-21.
 大分県 (1951): 20万分の1大分県地質図. 大分県庁.
 岡田博有 (1977): 九州四万十帯累層群砂岩の予察的研究—とくに岩石帯 (Petrographic Zone) の提唱—. 九大理研報 (地質), Vol.12, No.3, 203-214.
 奥村公男・寺岡易司・杉山雄一 (1985): 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所.
 遅沢壮一・相田吉昭・中森 亨・新部明郎・蟹沢聰史・中川久夫 (1983): 奄美大島の地質, とくに重力滑動と崩壊による地質の構成について. 地質学論集, No.22, 39-56.
 RUPKE, N. A., (1976): Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees. *Jour. geol. soc. Lond.*, vol.132, 121-130.
 坂井 卓・勘米良亀齡 (1981): 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位相. 九大理研報 (地質), vol.14, No.1, 31-48.
 ———・斎藤常正 (1983): 東九州四万十帯の微化石層序と地質構造. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 374.

- 杉山雄一 (1980) : 静岡県中部に分布する第三系大井川層群の海底地すべり堆積物と異地性角礫岩塊, 地質雑, Vol.86, No.10, 673-685.
- 棚部一成 (1972) : 宇和島地方の白亜紀層. 地質雑, Vol.78, No.4, 177-190.
- 寺岡易司 (1977) : 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較. 地質雑, vol.83, No.12, 795-810.
- (1979) : 砂岩組成からみた四万十地向斜の起源. 地質雑, vol.85, No.12, 753-769.
- ・小島郁夫 (1975) : 上部白亜系宇和島層群の層序. 国立科博専報, No.8, 5-20.
- ・今井 功・奥村公男 (1981) : 九州外帯の屈曲構造. 中生代造構作用の研究, No.3, 87-98.
- ・栗本史雄 (1986) : 宇和島地域の四万十帯白亜系層序—大型化石と放散虫化石の層序的分布に関連して—, 地調月報, vol.37, No.8, 417-453.
- 山内靖喜 (1977) : 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造, その1, 形態. 地質雑, vol.83, No.8, 475-489.
- (1979) : 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造, その2, 古海底地形. 地質雑, vol.85, No.10, 613-625.
- 柳井修一 (1981) : 四万十層群における陸棚相宇和島層群の層序的・古地理的位置. 地質雑, vol.87, No.6, 339-352.
- (1983) : 紀伊半島西部四万十地帯で発見されたフィーダー岩脈. 地質雑, vol.89, No.12, 727-730.
- 安武由充・岩松 暉・松元一英 (1984) : 大分県佐伯市南東部における四万十帯の地質および構造. 鹿大理紀要 (地学・生物学), No.17, 51-65.
- 米田茂夫 (1979) : 鹿児島県北薩地域の四万十層群—特に屈曲の形成機構について—. 鹿大修士論文, MS.



1. 砂岩泥岩薄互層マトリックス;シートJ (上浦町浅海井南方)
2. 酸性凝灰岩海層を挟在する泥岩マトリックス, シートE (佐伯市大入島北東部)
3. 砂岩泥岩薄互層マトリックス中のMサイズレンズ状砂岩クラスト (レンズの伸長方向はマトリックスと調和的である), シートα (鶴見町梶寄東方)
4. 砂岩泥岩薄互層マトリックス中の層状およびレンズ状砂岩クラスト, シートB (鶴見町地松浦北東方)
5. 砂岩泥岩薄互層マトリックス中のチャート質砂岩クラスト, シートB (鶴見町地松浦北方)
6. 泥岩マトリックス中のレンズ状石灰岩クラスト, シートK (上浦町津井東方)
7. 礫質砂岩 (クラスト). 礫種はチャート, 石灰岩, 頁岩, 火山岩. (ペンの長さは約14cm), シートK (上浦町夏井)
8. 礫岩 (クラスト). 礫種はチャート, 砂岩, 塩基性火山岩, 酸性火山岩, 頁岩, シートA (鶴見町広浦北方)



1. (1502) *Amrhipyndax conicus*, 色利層
2. (2108) *Holocryptocanium geysersensis*, 中越層
3. (3506) *Dictyomitra* cf. *formosa*, 中越層
4. (3507) *Dictyomitra* cf. *formosa*, 中越層
5. (3509) *Dictyomitra formosa*, 中越層
6. (3511) *Thanarla* cf. *praeveneta*, 中越層
7. (3517) *Hemicryptocapsa tuberosa*, 中越層
8. (1201) *Amphipyndax ellipticus* NAKASEKO & NISHIMURA, シート A
9. (1205) *Holocryptocanium geysersensis* PESSAGNO, シート A
10. (1206) *Holocryptocanium barbui* DUMITRICA, シート A
11. (2201) *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, シート E
12. (2202) *Novixitus weyli* SCHMIDT-EFFING (SQUINABOL), シート E
13. (2207) *Thanarla praeueneta*, シート E
14. (2208) *Archaedictyomitra sliteri* (?), シート E
15. (2215) *Holocryptocanium barbui japonicum*, シート E
16. (2223) *Archaeospongoprimum nishiyamae*, シート E
17. (2230) *Holocryptocanium geysersensis*, シート E
18. (2232) *Hemicryptocapsa polyhedra*, シート E
19. (2233) *Holocryptocanium barbui japonicum* NAKASEKO, シート E
20. (1301) *Dictyomitra* cf. *formosa* シート K
21. (1302) *Thanarla praeveneta* PESSAGNO, シート K
22. (1306) *Hemicyptocapsa polyhedra* DUMITRICA, シート K
23. (1307) *Cryptamphorella spaerica* (WHITE), シート K

Scale bar=0.1mm