

55(521.81/.82)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山(12)第8号

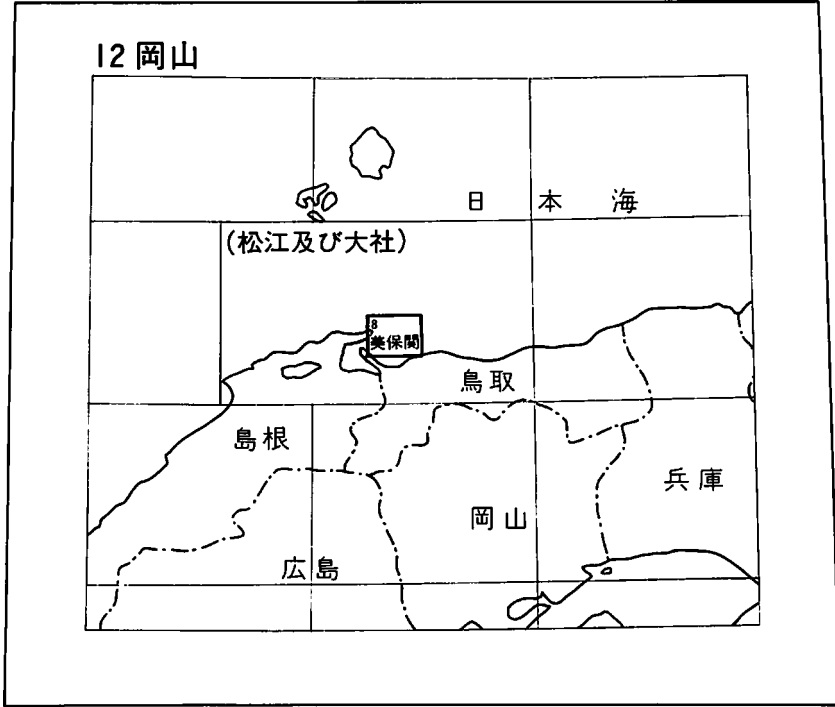
美 保 関 地 域 の 地 質

鹿野和彦・中野 俊

昭 和 60 年

地 質 調 査 所

位 置 図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	1
III. 新第三系	6
III. 1 古浦層	6
III. 2 成相寺層	17
III. 3 地質構造	18
IV. 第四系	20
IV. 1 御来屋砂礫層	20
IV. 2 名和火砕流堆積物	21
IV. 3 沖積層	22
V. 埋立地	22
VI. 活断層とリニアメント及び地震活動	22
VI. 1 活断層とリニアメント	22
VI. 2 地震活動	23
VII. 応用地質	24
VII. 1 鉱床	24
VII. 2 地すべり・山崩れ	24
文 献	24
Abstract	26

図・表・図版目次

第1図 弓ヶ浜及び島根半島の地形	2
第2図 美保関地域島根半島の埋谷面図	3
第3図 島根半島東端部の地質図	4
第4図 古浦層の模式柱状図	7
第5図 古浦層酸性凝灰岩 t_1 - t_5 の分布	7
第6図 古浦層酸性凝灰岩 t_3 の地点1-4における柱状図	8
第7図 古浦層酸性凝灰岩 t_4 の地点5-9における柱状図	9
第8図 古浦層酸性凝灰岩 t_5 の地点10における柱状図	10
第9図 古浦層の代表的岩相を示す柱状図A-Fの位置	11
第10図 地点Aにおける砂泥互層の柱状図	12
第11図 地点Bにおける安山岩火砕岩層の岩相	13

第12図	地点Cにおける砂岩 - 泥質岩の岩相	13
第13図	地点Dにおける古浦層上部の柱状図	14
第14図	地点Eにおける岩屑流堆積物の岩相	15
第15図	地点Fにおける古浦層最上部の岩相	16
第16図	成相寺層最下部の黒色泥岩	18
第17図	ビシャゴ島南方の島根半島北岸における成相寺層安山岩の産状	19
第18図	第17図C・Dに示される岩床の縁辺部の柱状図	20
第19図	名和川沿いに露出する御来屋砂礫層	20
第20図	名和駅北東の国道9号線沿いに見られる名和火砕流堆積物	21
第21図	美保関地域及びその周辺地域の地震の分布	23
第1表	美保関地域の地質総括表	3
第2表	境港地域の地質総括表	5
第3表	古浦層酸性凝灰岩 t_4 及び t_3 の化学組成	8
第4表	古浦層に産する植物化石	17
第I図版	古浦層酸性凝灰岩 t_3 の岩相	
第II図版	古浦層酸性凝灰岩 t_3 の中部の岩相	
第III図版	古浦層酸性凝灰岩 t_4 の岩相	
第IV図版	古浦層酸性凝灰岩 t_4 中のパイプ	
第V図版	古浦層酸性凝灰岩 t_4 中の armored lapilli と armored "block"	
第VI図版	古浦層酸性凝灰岩 t_5 の岩相	
第VII図版	古浦層上部の砂岩の堆積構造	
第VIII図版	古浦層上部の砂岩の堆積構造	
第IX図版	古浦層中のリップルマーク	
第X図版	古浦層上部に見られるスランプ及びコンボリユーション	
第XI図版	岩屑流堆積物の岩相を示す一例	

美保関地域の地質

鹿野和彦*・中野 俊*

美保関地域は、地震予知研究の上で緊急性がありかつ重要な地域として指定された特定観測地域8箇所のひとつ「島根県東部」に位置する。

現地調査は昭和59年度に行われた。調査及びそのまとめは主として鹿野が行い、一部を中野が担当した。また、環境地質部衣笠善博技官は活構造の調査・執筆を分担した。本研究の過程において、島根大学山内靖喜助教授に地質学的問題点を議論していただいた。また、島根大学三浦 清教授・島田昱郎教授には調査上の便宜をはかっていただいた。ここに記して謝意を表す。植物化石の鑑定は地質部尾上亨技官、薄片製作は技術部大野正一(現在退職)・宮本昭正・安部正治・野上貴嗣・木村 朗各技官による。また、地質部佐藤博之・一色直記・三村弘二・吉田史郎各技官から本研究について助言をいただいた。

I. 地 形

美保関地域は北緯 $35^{\circ}30' - 35^{\circ}40'$ 、東経 $133^{\circ}15' - 133^{\circ}30'$ の範囲にあり、大部分は日本海である。本地域の西部には日本海に面して島根半島の東端部と弓ヶ浜の一部が、また南東端部には大山の裾野の一部がある。

弓ヶ浜は美保湾に面し南北に延びた日本でも有数の砂州で、見事な弓なりの姿を見せている(第1図A)。その背後にある中海と前面の美保湾とは北端の境水道で結ばれているが、出雲風土記では夜見ヶ島と記述されており、当時は南端も海に開いていたらしい。

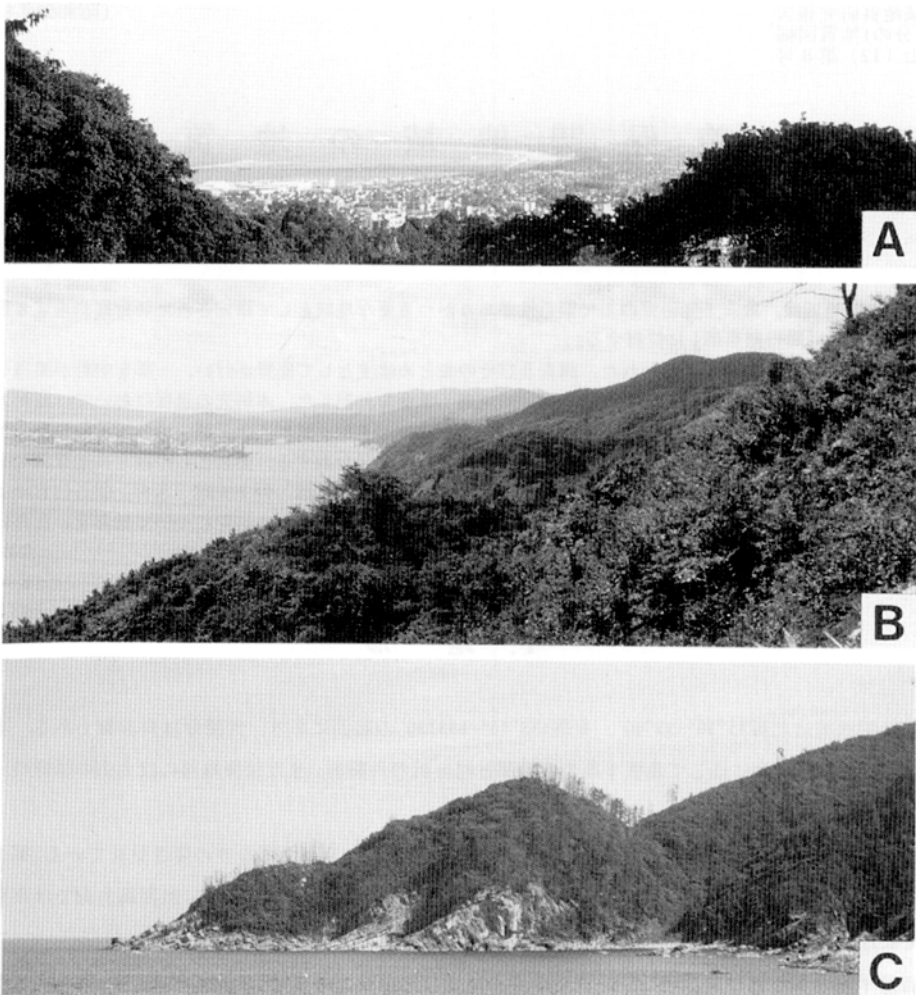
島根半島の東端部は最高点250m程度の東西に延びた山地である(第2図)。山稜線は南側に片寄っており、その南側は直線的な急斜面、そして北側は地層の傾斜とほぼ一致する $10 - 30^{\circ}$ の緩斜面となっている(第1図B・C及び第2図)。しかも北側の海岸は複雑に入りくんだ沈降海岸の様相を呈している。

西隣の境港地域で確認されている宍道断層は境水道に没し、半島南岸を通って地蔵崎から東方に抜けるものと考えられており(鹿野・吉田, 1985)、本地域の研究からもその考えが支持される。このようなことから、南側の斜面は断層崖で、山地全体は北側に傾動した地塊とみなすことができる。

II. 地 質 概 説

美保関地域のうち、島根半島にはほとんど新第三系のみが、そのほかの地域には第四系のみが分布する。

* 地 質 部



第1図 弓ヶ浜及び島根半島の地形

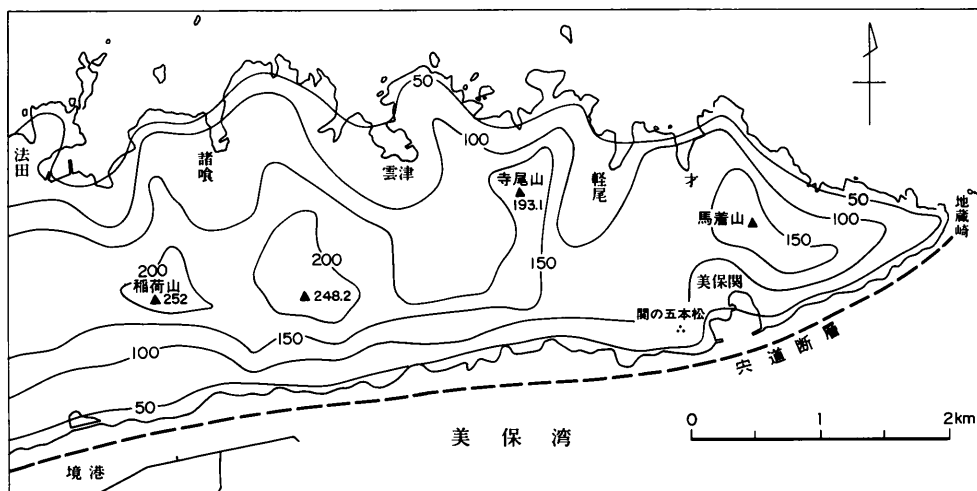
A: 七類-宇井間旧道(境港地域)からみた弓ヶ浜, その名の通り弓状の海岸線が美しい、埋立地が東方(向かって左側)に突き出ている

B: 関の五本松に至る道から見た境水道-美保湾(左側)と島根半島南岸の地形(右側). 半島南岸は直線状で、境水道-美保湾に面する斜面は急である

C: 軽尾西方の海岸から見た島根半島北岸腕山付近の地形. 山地の斜面が地層面と平行になっている

島根半島の新第三系は the Shindi folded zone (宍道褶曲帯) (OTUKA, 1939) をなすことで知られており、富田・酒井(1938)、多井(1952, 1953)をはじめとする多くの人々により研究されている。1966年と1967年には通商産業省により美保関地域も含む島根半島全域の地質調査が実施され、その結果は2編の報告書(通商産業省、1967, 1969)にまとめられている。その後、山内ほか(1980)は美保関地域及び西隣の境港地域にまたがる島根半島東部の新第三系について調査再検討した結果を地質巡検案内書の形でまとめており、多井(1973)は島根半島の層序・構造を、山内・吉谷(1981)は島根半島を含めた島根県東部の構造発達史を議論している。また、西隣の境港地域については鹿野・吉田(1985)の研究がある。

美保関地域の第四系については、弓ヶ浜砂州及び中海・宍道湖に関する三位(1967)、式・藤原



(500m 埋谷)

第2図 美保関地域島根半島の埋谷面図

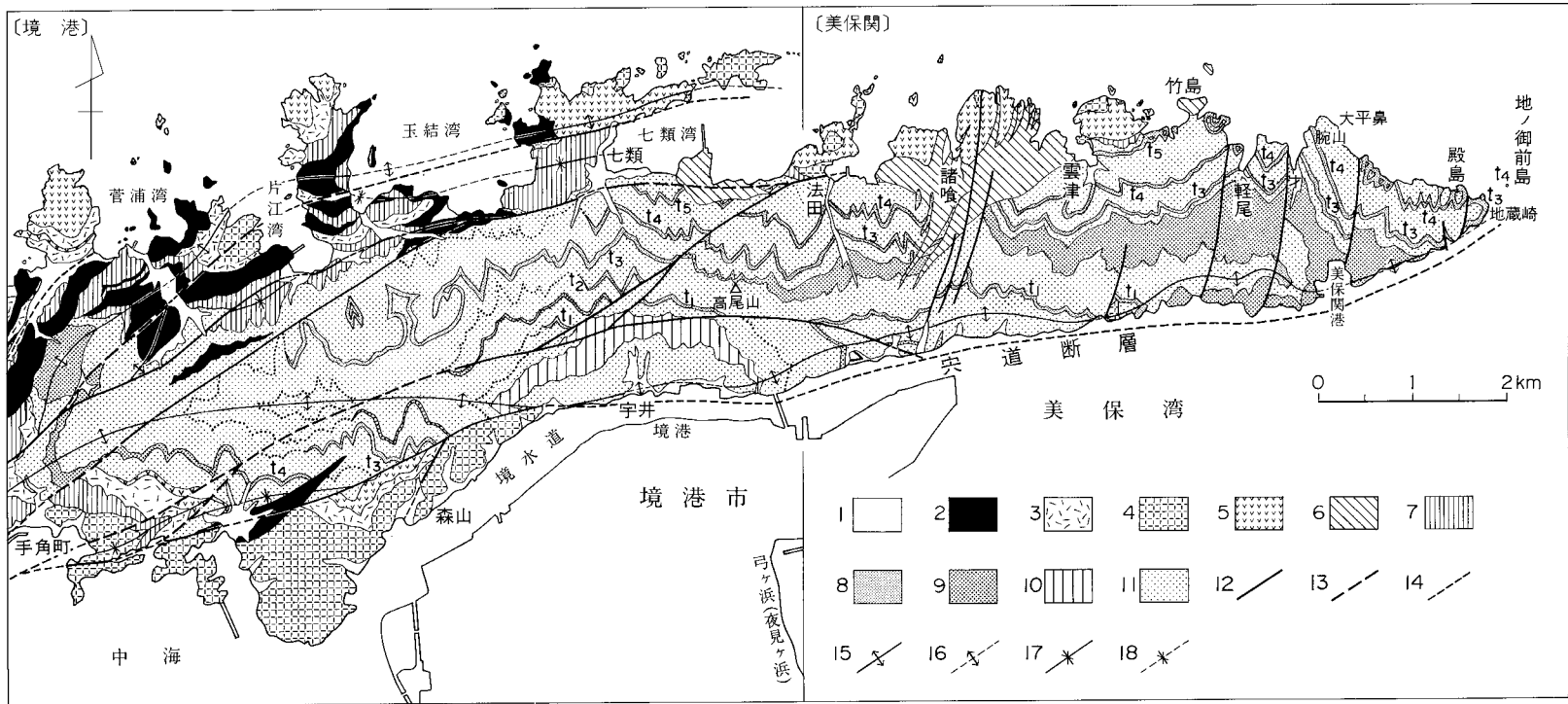
(1967), 水野ほか(1972)の研究があり, また, 大山山麓の第四系に関する太田(1962a, b), 津久井(1984), 荒川(1984)の研究がある. 津久井(1984)は大山火山噴出物を中心に, 荒川(1984)は大山火山の山麓地形を中心にまとめたものである.

美保関地域の新第三系は西隣の境港地域から続く東西方向に延びた複背斜をなし, その南翼は宍道断層層によって断られている(第3図). 境港地域では島根半島の新第三系がほぼすべて分布している(鹿野・吉田, 1985)が, ここでは最下部の2層, すなわち古浦層と成相寺層の下部が分布するにすぎない(第1, 2表).

第1表 美保関地域の地質総括表

地域時代	島根半島・弓ヶ浜	大山山麓	岩相	その他	
第四紀	完新世	砂州・谷底平野堆積物	海浜堆積物	砂・泥・礫	
	更新世		名和火砕流堆積物 (>5m)	デイサイト火砕物	
			御米屋砂礫層	礫・砂	
新第三紀	鮮新世				
	中新世				成相寺層 (100m<)
古新世	古浦層 (750m<)	砂岩・礫岩・泥質岩 酸性軽石凝灰岩 安山岩火砕岩 シジミ貝化石・台島型植物化石・木株及び木幹化石を産する			

()内は層厚



第3図 島根半島東端部の地質図 境港地域内の地質図は鹿野・吉田(1985)による。ただし、一部、特に t_1 - t_3 の分布を修正してある。1; 第四系, 2; 中一塩基性貫入岩, 3; 流紋岩火砕岩(一部溶岩), 4; 流紋岩溶岩・貫入岩, 5; 安山岩溶岩・火砕岩, 6; 安山岩貫入岩, 7; 黒色泥岩, 8; 酸性凝灰岩(t_1 - t_3), 9; 安山岩火砕岩, 10; 砂岩・泥質岩互層, 11; 砂岩・礫岩・泥質岩, 12; 断層, 13; 推定断層, 14; 伏在断層, 15; 背斜, 16; 伏在背斜, 17; 向斜, 18; 伏在向斜。2-11は中新統で、そのうち3-7は成相寺層, 9-11は古浦層

第2表 境港地域の地質総括表(鹿野・吉田, 1985)

地質時代	層序	主要岩相	層厚	火成活動	堆積盆の変遷	放射年代・化石	
第四紀	完新世	沖積層	砂・礫・泥	?			
	更新世	奥谷層	礫・砂・泥	?			
		大根島玄武岩	玄武岩溶岩・スコリア	?			
		乃木層	礫・砂・泥	2m<			
		山廻層	礫・砂・泥	20m<			
		和久羅山安山岩	安山岩溶岩	?			
新第三紀	鮮新世						
	後中新世	高松江層(伏在)	玄武岩-安山岩溶岩(多量のハイアロクラスタイトを伴う)・ハイアロクラスタイトの二次堆積物 安山岩溶岩(多量のハイアロクラスタイトを伴う)・ハイアロクラスタイトの二次堆積物・火砕流堆積物	1300~1500m (550m)			← 6Ma (K-Ar) ← 9Ma (K-Ar)
		古江層	黑色-暗褐色泥質岩	120~450m			
	中新世	牛切層	デイサイト軽石凝灰岩(水中火砕流堆積物) 泥岩-シルト岩・砂岩・酸性凝灰岩互層(重力流堆積物が多い)	190~690m			Blow(1969)の N.10~11 海棲動物化石(底生有孔虫・貝など)
		成相寺層	黑色泥岩・シルト岩・頁岩 流紋岩火砕岩・溶岩(多量の水)中火砕流堆積物/安山岩溶岩・火砕岩 黑色泥岩・シルト岩・頁岩・流紋岩火砕岩 流紋岩溶岩(貫入相・多量のハイアロクラスタイトを伴う)・ハイアロクラスタイトの二次堆積物・水中火砕流堆積物 安山岩溶岩・火砕岩 黑色泥岩・シルト岩・頁岩	1200m>			← 21Ma (F.T.)
	前期中新世	古浦層	砂岩・礫岩・安山岩-デイサイト火砕岩(水中火砕流堆積物を主とする)及び水冷自破砕溶岩・シルト岩・泥岩をしばしば狭む	800m<	BI AI AE BE		← 23~26 Ma (F.T.) 淡水棲貝化石 台島型植物群

BI: 塩基性~中性貫入岩 BE: 塩基性~中性噴出岩 AI: 酸性貫入岩 AE: 酸性噴出岩 K-Ar: K-Ar 全岩年代
F.T.: ジルコンのフィッシュントラック年代

古浦層は台島型植物群や *Corbicula* sp. などを産する非海成層で、砂岩・礫岩・泥質岩及びそれらと指交する安山岩火砕岩層を主体とする。古浦層の中には酸性軽石凝灰岩の厚層が4-5枚挟まれており、良い鍵層となっている。古浦層の下限は不明で層厚は750m以上である。

成相寺層は半島部の北岸にわずかに分布するにすぎない。西隣の境港地域では黒色泥質岩とそれに指交する流紋岩溶岩・火砕岩を主体とする海成層である(鹿野・吉田, 1985)が、本地域では法田-雲津西方の間で古浦層に漸移整合に重なる黒色泥岩がわずかに認められるほかは、古浦層を貫いて黒色泥岩の上に噴出した安山岩、そしてこの安山岩を貫いて噴出した流紋岩で占められる(第3図)。層厚は100m以上である。

鹿野・吉田(1984, 1985)によれば古浦層は前期中新世、成相寺層は前期中新世後期-中期中新世前期の堆積物で、両者の境界の年代はおおよそ22Maである。

大江山麓^{みくりや}の御来屋付近には砂礫を主体とした未固結層、御来屋砂礫層があり、その上にデイサイト火砕流堆積物からなる名和火砕流が重なっている。これらの時代は更新世である。このほかの第四系はすべて沖積層で、島根半島の狭い谷を埋めた谷底平野堆積物、大江山麓の海岸をなす海浜堆積物、そして弓ヶ浜をなす砂州堆積物の3つに区分される。

III. 新 第 三 系

III. 1 古 浦 層

地層名 富田・酒井(1938)

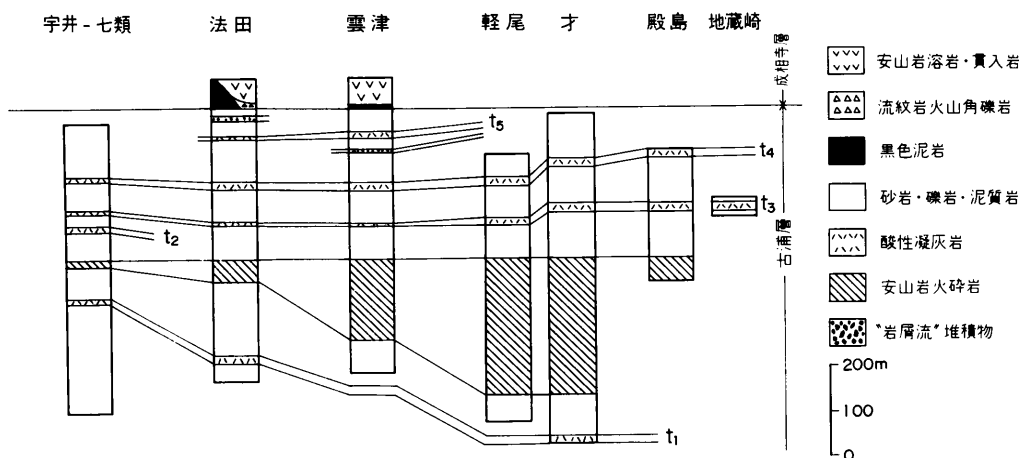
模式地 島根県八束郡鹿島町古浦

分布・層厚 島根半島東端部の大部分を占める。下限は不明で層厚750m以上。

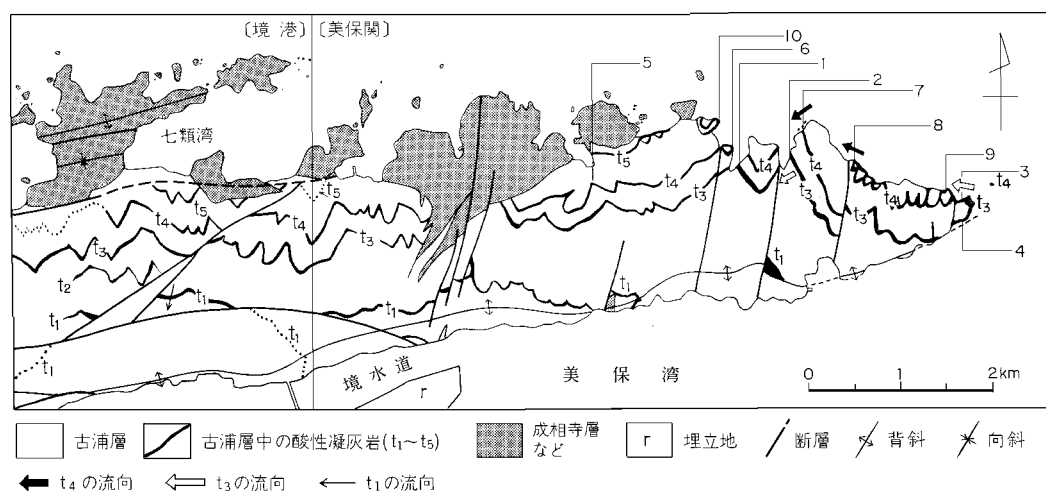
岩相 本層は砂岩・礫岩・泥質岩及びそれらと指交する安山岩火砕岩を主体とし、酸性軽石凝灰岩の厚層を挟む(第3, 4図)。

酸性凝灰岩層は西隣の境港地域まで追跡できるものが多く、美保閑地域と境港地域で合わせて少なくとも5枚確認されている(第3, 4図)。下位からそれぞれ t_1 , t_2 , t_3 , t_4 , t_5 とすると、美保閑地域では t_2 を欠く。しかし、露出状況が悪いため、 t_1 , t_2 の対比は不確実で美保閑地域の t_1 は境港地域の t_2 に相当する可能性もある。 t_1 - t_5 は最大層厚20m前後。いずれも軽石を多量に含み、塊状または級化成層した部分とそれに重なり斜交-平行層理を示す部分からなることが多く、大部分は水中あるいは陸上の火砕流堆積物と判断してよい。 t_1 - t_5 のうち、露出状況が良い、 t_3 - t_5 の柱状図とその位置を第5-8図に示す。

t_3 は t_4 , t_5 と同様下位層に荷重変形を与えている。最下部は地蔵崎で見える限り凝灰質砂岩・安山岩などの異質礫が濃集した部分からなるが、西方の腕山では礫の濃集部はなく、そのかわり径数10cm-数mの球形塊状の凝灰岩とその間を隙間なく埋めた細粒凝灰岩(成層している)がその位置を占める(第6図及び第I図版D)。これらの上には厚さ10-12mの塊状部があり、その中には t_4 で見られるものと類似した径数10cm内外のパイプ(t_4 の項参照)が認められることがある。これに重なる斜交-平行層理の明瞭な部分には低角で大型の斜交層理、すなわちデューンが多く(第II図版A)、その中には最大径50



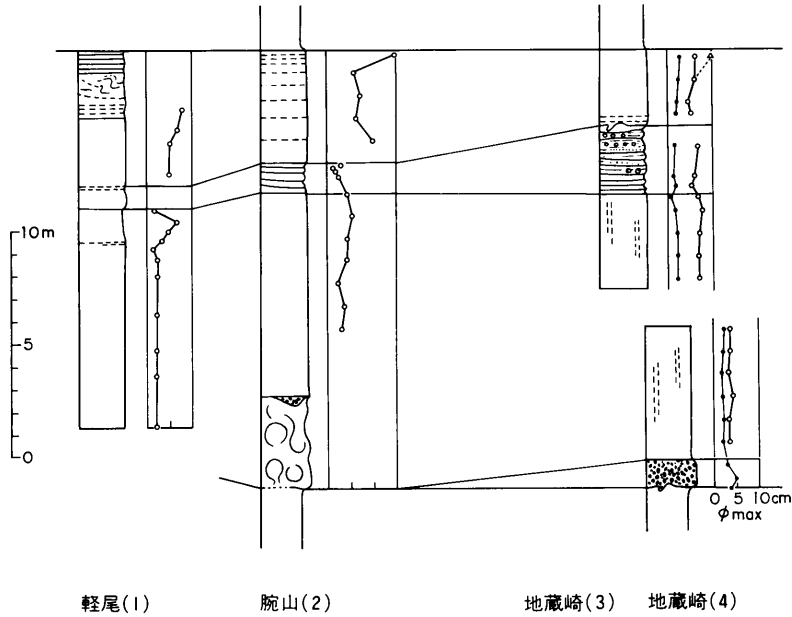
第4図 古浦層の模式柱状図

第5図 古浦層酸性凝灰岩t₁-t₅の分布 流向と代表的柱状図1-10の位置

cm以下の同質凝灰岩の円-亜円礫、径1cm前後の armored lapilli (FISHER and SCHMINCKE, 1984)、径数mmのピソライトが認められることがある。この部分は最下部と同様西方に行くほど薄くなる(第6図)。

t₁-t₅の中で最も際立ったt₃の特徴は上述の岩相に更に同質の軽石凝灰岩が重なることである(第6図)。この凝灰岩は直下の斜交-平行層理が明瞭な部分に荷重変形を与えているが削剝はしていない(第II図版A)。その下部は塊状で上部の斜交-平行層理明瞭な部分(第I図版A・B)に漸移する。また、その層厚は下位の斜交-平行層理の明瞭な部分と同様に西方に行くほど厚くなる(第6図)。

t₃の礫径変化を見ると(第6図)、異質礫は上部ほど小さくなる傾向があり、本質礫(軽石・軽石様岩片)は中部の斜交-平行層理の明瞭な部分で多少小さくなるものの全体として上部ほど大きいことが分か



第6図 古浦層酸性凝灰岩 t_3 の地点1-4(第5図に示す)における柱状図(凡例は第8図参照)

る。第6図の柱状図のうち軽尾・腕山のもの異質礫径の変化が示されていないのは視認できる異質礫が極めて少ないためである。このことと第6図の礫径変化を見ると、上記の垂直変化のほか、本質礫・異質礫とも西方に行くほど小さくなるのがうかがえる。斜交層理から推定される t_3 の流向は t_4 とほぼ同じ(第5図)で、層厚・礫径の側方変化も t_4 と似ている。また、 t_3 の化学組成は t_4 に比べてやや SiO_2 が多いものの t_4 と同じく流紋岩の組成である(第3表)。

t_4 は緑青-緑灰色の凝灰岩-火山礫凝灰岩の級化層を主とする地層の上に重なる。第7図に示されるように最下部は花崗岩・流紋岩を主とする火山礫が濃集し、下位の層に荷重変形を与えているほか、場所によっては下位層の岩塊を取り込んでいることがある(第Ⅲ図版C・D)。その上は花崗岩・流紋岩などの火山礫を比較的多く含み、かつ軽石・軽石様岩片に富む塊状の部分である(第Ⅲ図版A)。その中には径1m以下のパイプが認められる(第Ⅳ図版)。このパイプは火山礫の濃集したものでその内部にはパイプの外とほぼ同じかより小さい粒径の火砕物が詰まっており、二次噴気孔(fumarole pipe)に類似している。更に上位には斜交-平行層理の明瞭な部分がある(第Ⅳ図版A・B)。斜交層理は大型・低角で

第3表 古浦層酸性凝灰岩 t_4 及び t_3 の化学組成

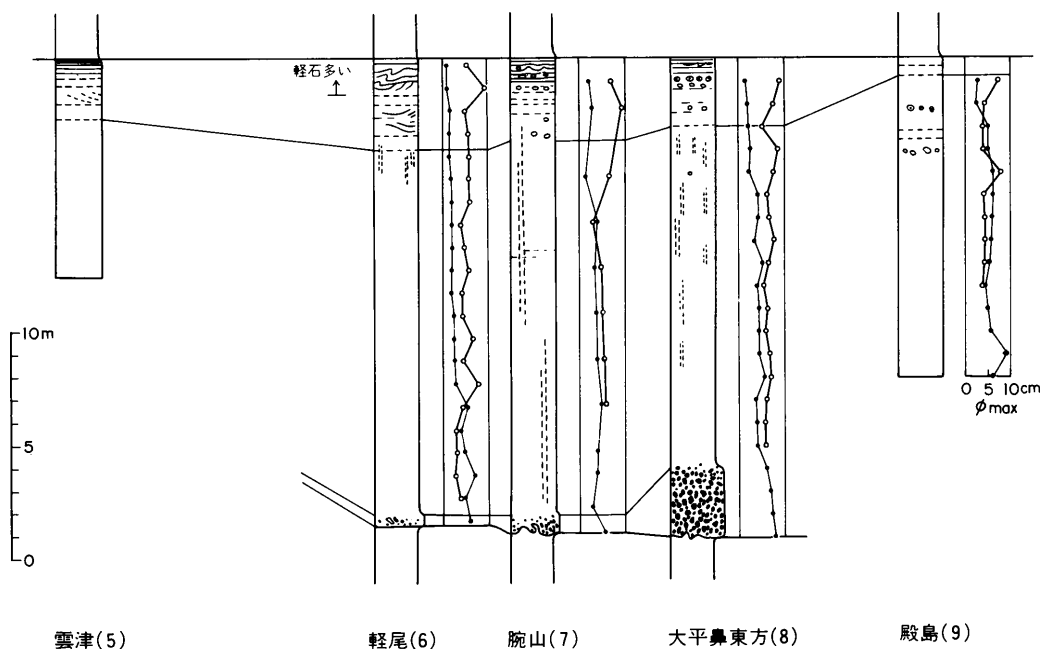
試料	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	TOTAL*	ig. loss
1	70.17	0.41	13.29	2.84	0.09	1.46	2.89	1.98	5.76	0.09	98.98	4.80
2	74.67	0.32	13.44	2.61	0.07	0.95	0.82	5.23	1.77	0.06	99.94	3.20
3	73.27	0.20	15.95	1.30	0.05	0.52	1.04	6.35	2.19	0.02	100.89	2.59

*蛍光x線分析による分析値でig. lossを除いたもの。全鉄を Fe_2O_3 として示す

1: t_4 の試料 KKMS114D (GEMS 登録番号 R33210, 大平鼻東方の海岸) の全岩

2: t_3 の試料 KKMS124C (R33211, 地蔵崎北側の海岸) の全岩

3: 2の軽石様岩片(本質岩片)

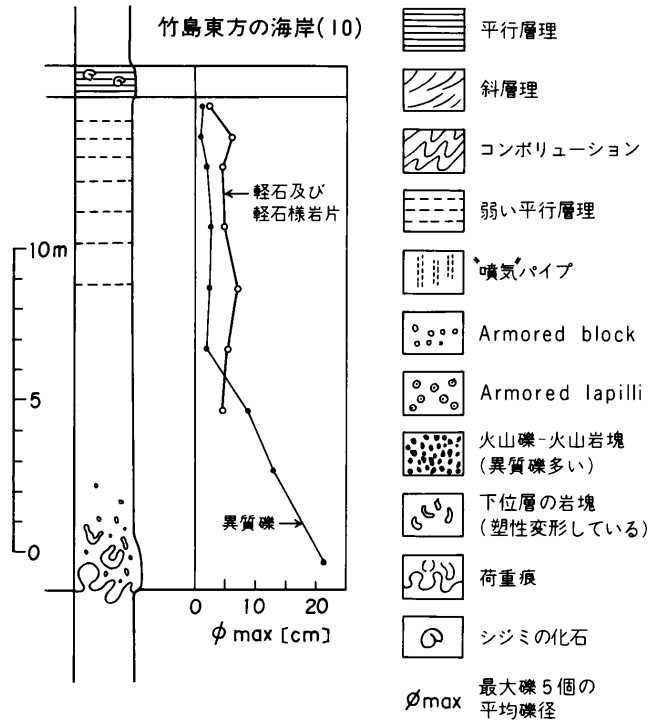


第7図 古浦層酸性凝灰岩 t_4 の地点5-9(第5図に示す)における柱状図(凡例は第8図参照)

デューン型のものが多い(第II図版B)。平行層理を示す部分は細粒で、その中に径1-3cm以下の armored lapilli (FISHER and SCHMINCKE, 1984 参照), すなわち“(火山灰の)よろいをつけた火山礫”が多量に認められることがある(第V図版C・D)。また、塊状の部分から斜交-平行層理の明瞭な最上部にかけてはこれよりやや径の大きい(64mm以上の) armored "block", すなわち“(火山灰の)よろいをつけた火山岩塊”とも呼ぶべきものもしばしば認められる(第V図版A・B)。

t_4 の礫径の変化を見ると(第7図), 異質礫は上部ほど小さくなり, 本質礫(軽石・軽石様岩片)は塊状の部分ではほとんど一定であるが, 上部でやや大きくなる。また, 最上部1m位の所には軽石が濃集している。 t_4 の層厚は西方に行くほど薄くなり, これとともに礫の濃集部が薄化するだけでなく, 異質礫, 本質礫の径も小さくなる。一方, 斜交-平行層理の明瞭な部分は厚くなる(第7図)。斜交層理の示す t_4 の流向は東-東北東から西-西南西で(第5図), このような粒径・層厚の変化は流向に沿った変化そのものと考えることができる。 t_4 の組成は流紋岩で, t_3 に比べて SiO_2 が少ない(第3表)こと, t_1 , t_2 , t_3 , t_5 に比べて火山礫の多いことが t_4 の特徴となっている。

第8図及び第VI図版に示されるように t_5 は細-粗粒砂岩の互層に荷重変形を与え, その下部数mまでのところに塑性変形した数10cm大の砂岩岩塊や異質火山礫が認められる。軽石やそれと同質で発泡が極めて悪いけれども風化面では浸食差によって軽石のように見える岩片(以下軽石様岩片という)は上部ほど多く, それにつれて平行層理が明瞭に現れるようになる。異質礫の多い下部ではその径が上方ほど小さくなるが, 軽石・軽石様岩片が視認できるあたりから上部では異質礫, 軽石・軽石様岩片とも径が大きく変化することはなくなる。それでも最上部1-2mの所ではいずれの径もやや小さくなる。そ



第8図 古浦層酸性凝灰岩 t_5 の地点10(第5図に示す)における柱状図

して、その上に明瞭な平行層理をもった酸性凝灰岩が重なる。その中には層理面上に多量の *Corbicula* sp. が認められる。これは t_5 の一つの大きな特徴となっている。

以上述べた t_3 - t_5 の特徴はそれらが火砕物の流れの堆積物、すなわち陸上か水中かは断定できないがいわゆる広義の火砕流堆積物であることを示す。鹿野・吉田(1985)は境港地域の t_3 、 t_4 についてその上下の地層が水底に堆積したものであることから水中火砕流堆積物であると述べているが、単純に“水中”と断定するのは早計である。 t_3 、 t_4 には二次噴気孔類のパイプやデューン型の斜交層理、armored lapilli・armored "block" など水中火砕流堆積物ではあまり知られていない特徴が認められるので今後更に検討する必要がある。なお、鹿野・吉田(1985)は t_3 、 t_4 をデイサイトとしていたが、既に述べたように化学分析の結果は流紋岩であった。

t_1 、 t_2 については露出が悪く、それらの特徴を明らかにできないが、断片的な観察事実から t_5 に類似した岩相を示すいわゆる広義の火砕流堆積物である。

以上 t_1 - t_5 について述べたが、以下ではそれらを鍵層として本層の岩相を調べた結果について述べる。

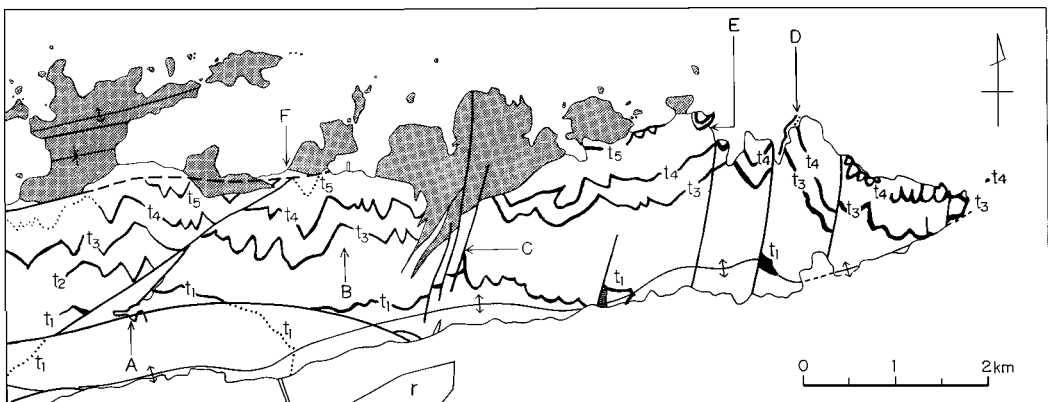
本層の下限は不明であるが、上述の鍵層の分布を基に考えると、最も下位の部分が露出しているのは境港地域の宇井付近である。そこでは、下位から t_1 までの間に、砂岩を主体とし礫岩の薄層を挟む岩相、砂岩・泥質岩互層を主とする岩相、砂岩を主とし泥質岩・礫岩の薄層を挟む岩相が順次重なっている。美保関地域では露出が悪く確実なことは言えないが、断片的な資料から判断する限り、 t_1 以下の岩

相は宇井付近のものと似ている。

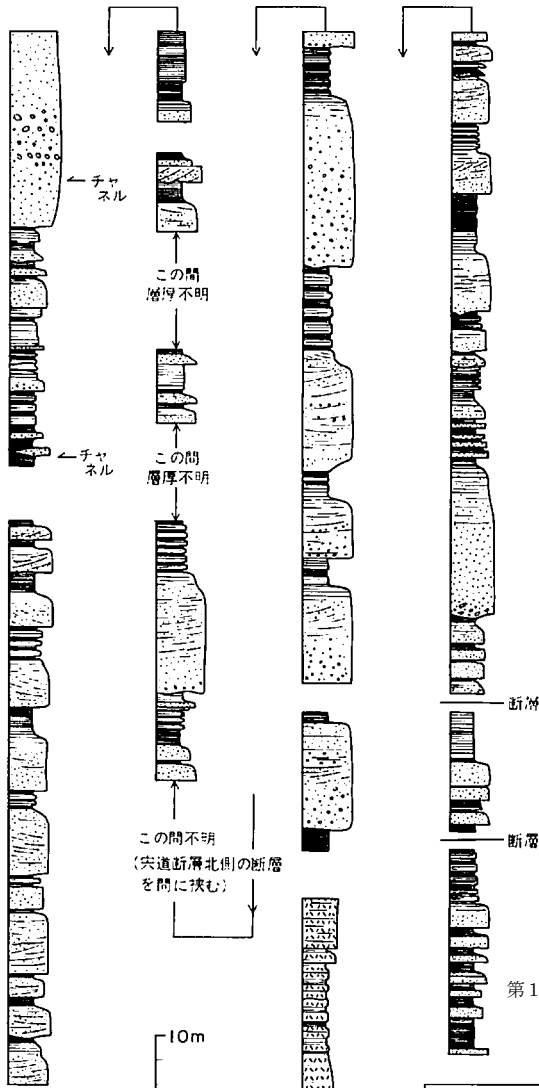
宇井付近の3つの岩相のうち最も露出が良い砂岩・泥質岩互層を主とする岩相を詳しく観察すると、砂岩・泥質岩互層は塊状-級化した砂岩の上に平行ラミナを持つシルト岩-泥岩が漸移整合で重なる場合が最も多いことに気づく(第10図)。その場合、砂岩は直下の地層を削剥したり、直下の地層に荷重変形を与えていることが多いし、砂岩の中-上部に斜交-平行ラミナが認められることもまれではない。しかし中には見掛けの幅が数-10m、深さが数m前後のチャンネルを埋積したと思われるレンズ状の砂岩・泥質岩がある一方、明瞭な層理を持つ泥質岩薄層もある。ここに述べた砂岩・泥質岩を主とする岩相の特徴は、重力流が間欠的に流れ込む扇状地の下流側の堆積相の特徴と共通する部分が多い。この岩相が扇状地で形成されたとすると、植物化石は産出する(鹿野・吉田, 1985)ものの、土壌や乾裂のあった形跡がないこと、海生化石が産出しないことから、その扇状地は湖底にあったに違いない。残り2つの岩相は詳しい観察ができないので断定できないが、礫岩の薄層を挟み、砂岩が卓越する、また礫岩層は連続性が悪く逆級化が認められることがあるなどの点から扇状地内の上流側の堆積物と考えたい。

t_1 から上では砂岩を主とし礫岩・泥質岩の薄層を挟む岩相から次第に砂岩を主とし泥質岩薄層を挟む岩相に変わる。この岩相は t_3 の下 50m 近くまで続くが、その間には安山岩火砕岩の卓越する部分がある(第4図)。安山岩火砕岩は火山礫凝灰岩-凝灰岩が級化成層したもので(第11図)、東方ほど厚い(第4図)。砂岩を主とし泥質岩薄層を挟む岩相の砂岩は緑色を帯びて安山岩由来の碎屑粒子に富み、安山岩火砕岩と区別し難い場合があるが、粒子が多かれ少なかれ円磨されていることから識別できる。この砂岩は第12図に示されるようにしばしば泥質岩に漸移し、タービダイト類似の堆積構造を示す。しかし、 t_3 に近づくにつれて砂岩は厚くなり、タービダイト類似の堆積構造を示すものはほとんど認められなくなる。

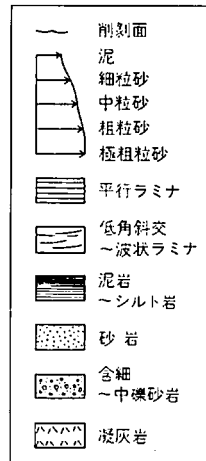
t_3 の下 50m 位の所から t_4 、 t_5 そして本層の最上部に向かうにつれて堆積岩の粒度は減じ、単層は薄くなる(第13図)。しかも t_4 の直下付近から炭層や長さ数cm-数mの樹幹・樹株の化石が認められるようになる。生痕はまれで海生化石は見つかっていない。そこに見られる砂岩は、1)低角斜交-平行層理あ

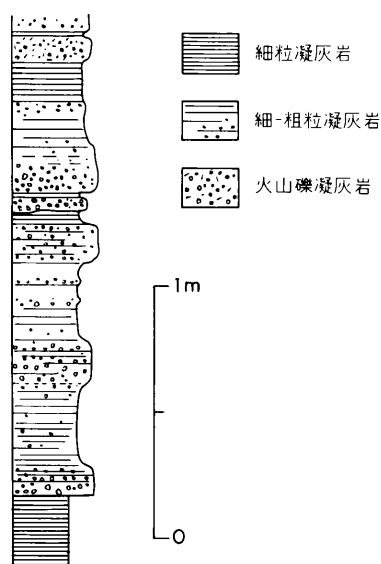


第9図 古浦層の代表的岩相を示す柱状図A-Fの位置



第10図 地点A(第9図に示す)における砂泥互層の柱状図



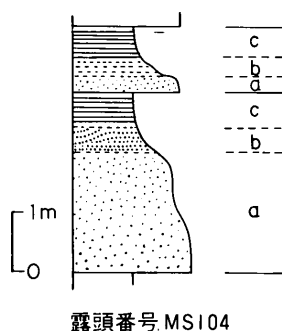


第11図 地点B(第9図に示す)における安山岩火砕岩層の岩相

るいは大型のトラフ型斜交層理を有し、層厚数mで一部細礫を含み、中-極粗粒のもの、2) 平行-リップラミナ(カレントリップル、ウェーブリップル、クライミングリップルなど)を有し、層厚数10cm-3m程度で細-中粒のもの、3) 厚さ数-10cm、中-粗粒で級化層をなすもの、4) 大型の板状-トラフ型斜交層理を有し、中-粗粒、見かけの幅20m、深さ数mのチャンネルを埋積するものに大別される(第VII-X図版)。3)と4)はごくまれである。1)は直下の地層を多少削剥していることが多い。また、1)の上に2)が重なる場合が多く、 t_4 より上位では更にその上に単層の厚さ数10cm以下の細粒岩そして炭層が重なる傾向が認められる(第13図)。 t_4 より上位ではこれらのほかに、第14図に例示されるような礫や岩塊を多量に含み、基質が凝灰質砂岩からなる淘汰不良の重力流堆積物(堆積学で

言う岩屑流堆積物)がまれに認められる(第XI図版)。斜交層理-ラミナ・リップルマークの示す流向は北-北東から南-南西が最も多く(第13図)、時々見られるコンボリューションやスランプ(第X図版)の流動方向は概略南から北を指すものが多い。大変興味深いことに、砂岩中の樹幹の長軸はしばしば斜交層理-ラミナ・リップルマークの示す流向に直交して、または平行に配列する。

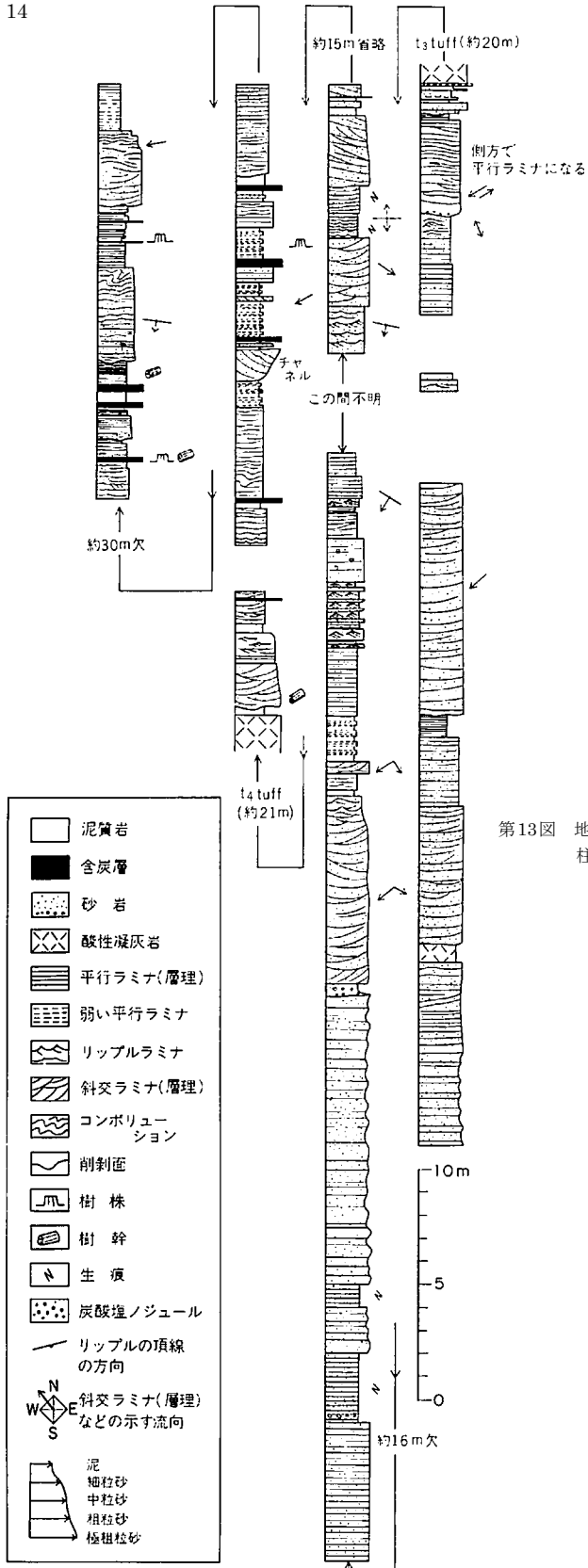
本層の最上部すなわち成相寺層との境界付近の岩相は本地域に隣接する法田西方の海岸(境港地域)で詳細に観察することができる。そこでは上部に向かうにつれて細かい平行ラミナで特徴付けられる灰-黒色泥質岩(頁岩質のものが多い)を挟むようになり、この泥質岩と類似した特徴を示す成相寺層の黒色泥岩に移化する(第15図)。この古浦層の最上部から *Corbicula* sp., *Ostrea* sp. が、また直上の成相寺層からは *Acesta* sp., *Portlandia* sp. が報告されており(山内ほか, 1980)、両層の境界付近で汽水域に海水が流



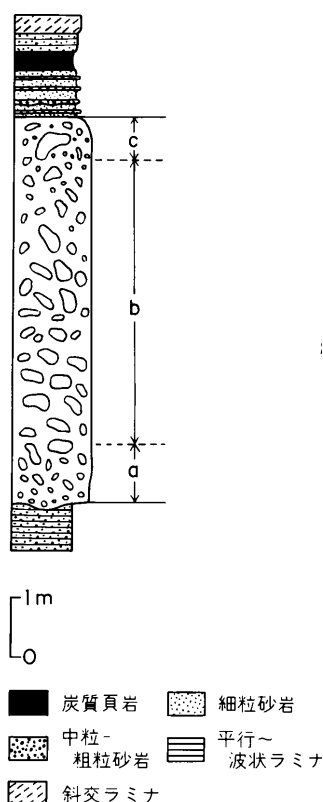
第12図 地点C(第9図に示す)における砂岩-泥質岩の岩相

ユニットcは緑がかった青灰色シルト岩-泥岩。下部では平行ラミナが認められる。ユニットbは灰色がかったオリーブ色極細粒砂岩-シルト岩。平行ラミナ-波状ラミナを示す。ユニットaは淡緑灰色細粒-粗粒砂岩。下部では細礫を含むことがあり、上方へ級化している。下面は明瞭な境をもつ

露頭番号 MS104



第13図 地点D(第9図に示す)における古浦層上部の柱状図



第14図 地点E(第9図に示す)における岩屑流堆積物の岩相

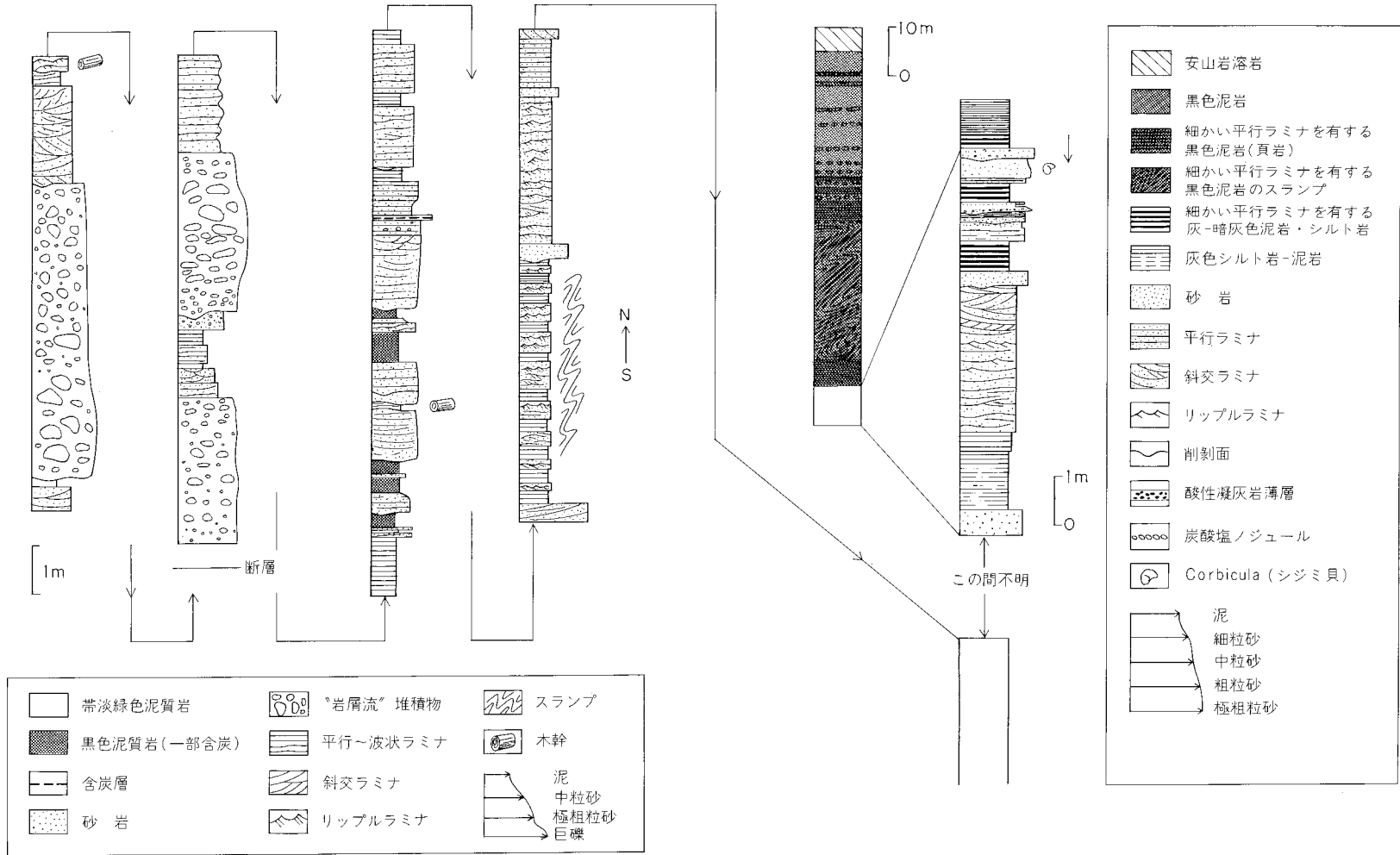
ユニットcはかすかに級化。しかし下位層のブロック(最大4m×2m)をとり込むことがある。30-50cm大のarmored mud ballsと思われるものがある。遠方からみた時部分的に平行層理らしきものが認められることがある。ユニットbは明瞭な級化なし。ファブリックは無秩序、淘汰は悪い。最大礫径50cm内外。20-50cm大のarmored mud ballsあるいはその覆れたものと思われるものが認められる。ユニットcへ漸移する。ユニットaはかすかに逆級化している。ユニットbより礫の数が少なく、礫径も15-30cm以下と小さい。下位層を深く削りこんでいる。ユニットbへ漸移する。

ユニットa-cの基質は灰色・凝灰質、下位層の砂岩の岩塊のほかデイサイト、安山岩、凝灰岩、泥質岩などの細礫-岩塊を含む。いずれも角礫-亜円礫が多い。

入るような、そして細かい平行ラミナを生ずるような水流のエネルギーの低い静かな環境に変わっていったことは間違いない。第15図に示されるように両層の境界付近にスランプ・コンボリューションが多く認められるが、それは成相寺層の下部から始まる火山活動(後述)のためかもしれない。

上述の t_3 の下50m位の所から最上部までの岩相は、化石から淡水-汽水の環境で形成されたと見ることができる。岩相からは砂が大量に供給され、かつ大型の斜交層理-ラミナなどを生ずるほど流体のエネルギーが大きい場所、植物化石が大量に堆積し石炭層を形成し得るような湿地あるいは潟、そしてウェーブリップルなどを生じ得る場所などが揃っている環境でなければならない。既存の堆積相モデル(例えばWALKER, 1984)と照合した場合、これらの条件を満たす環境としては河川や湖とその周辺が最も考え易い。しかし、チャネルが少ないことや本層最上部から成相寺層にかけて環境が汽水から海へと移化することから河川である可能性は低い。とすれば、第13図に示されるような流向は必ずしも沖合の方向を指しているとは限らないので流向を古地理の復元に用いるときは注意を要する。同じ層準の流向が互いに反対側または直交-斜交する場合がある(第13図)のは湖岸あるいは海岸でしばしば観察されることである。

化石 本層からは多くの植物化石が見つかるが保存が悪く、鑑定できるものは少ない。鑑定し得たものを第4表に示す。第4表に示される種は東隣の境港地域の古浦層から産する植物化石種(鹿野・吉田、



第15図 地点F(第9図に示す)における古浦層最上部の岩相

第4表 古浦層に産する植物化石 美保関町地蔵崎南西方の海岸(尾上 亨鑑定)

Salix sp.
Quercus cfr. *mandraliscae* GAUDIN
Ulmus longifolia UNGER
Ulmus sp.
Zelkova ungeri KOVATS
Tilia sp.
Alangium aequalifolium (GOEPP.) KRYSH. and BURSUK

1985)と合わせて見ると台島型植物群をなすものと判断される。このほか、既に述べたように *Corbicula* sp. など非海生貝化石がまれに見つかることがある。

III. 2 成相寺層

地層名 通商産業省(1967)・多井(1952)の成相寺頁岩層に相当する。

模式地 松江市成相寺

分布・層厚 美保関地域内のうち島根半島の北岸にわずかに分布する。層厚は100m以上。

層序関係 古浦層に整合で重なる。山内ほか(1980)は不整合としているが、両層の境界付近にスランプ層が多いため誤認されている可能性が高い(鹿野・吉田, 1985)。

岩相 本層は黒色泥岩・普通輝石安山岩・流紋岩からなる。本層の最下部は厚さ70m以下の黒色泥岩で、その中に径数-数10cmの炭酸塩団塊、厚さ数-数10cmの酸性凝灰岩・砂岩薄層が挟まれることがある。黒色泥岩は細かい平行ラミナが発達しており、ラミナをたどることにより泥岩の一部がスランプであることが確認できる(第16図)。第15図に示されるように、法田西方の海岸(境港地域)では厚さ30mにも達するスランプ層が確認されている。本地域内では露出が狭いため、そのように大規模なスランプがあるかどうかは不明である。

安山岩は古浦層を貫き、黒色泥岩の上に噴出している(第3図)。噴出の中心は諸喰付^{もろくい}近で、その南方に根を持った安山岩は北に向かって朝顔状に開き、そこで溶岩に移化する。溶岩は水冷破碎され(第17図A)、溶岩と溶岩の間には部分的に同質の火砕岩が挟まれている。ビシャゴ島南方の海岸では下位の黒色泥岩を貫く厚さ数mの安山岩岩床が認められる(第18図)が、接触面が幅1-3cmの起伏を持つこと、接触部付近の安山岩がガラス質で数mm程度の碎片になっていることなどから、黒色泥岩が完全に固結する前に貫入したものと考えることができる。この岩床には厚さ数-10cmの安山岩小岩床が認められ、その末端はピローに似た円筒になっている(第17図C・D)。その小岩床の上下、また、円筒には急冷縁がある。円筒は母岩の岩漿が水に浸って水冷破碎されている中に貫入したため、母岩より表面張力が大きい状態で生じた可能性がある。

流紋岩はNaに富むいわゆる斜長流紋岩で、島根半島の北岸のほか半島各所にも古浦層を貫いて分布する(第3図)。北岸沿いのものは大部分成相寺層の安山岩を貫く小岩体をなし、北岸沖合の島々では溶岩となっている。溶岩の一部は水冷破碎されている。なお、沖ノ御前島は船上での観察から流紋岩貫入



第16図 成相寺層最下部の黒色泥岩 細かい平行ラミナが発達し、それをたどることによりスランプしている様子が分かる(法田西方の海岸)

岩とみられるが、天候不良のため上陸できなかったので岩質については断定できない。

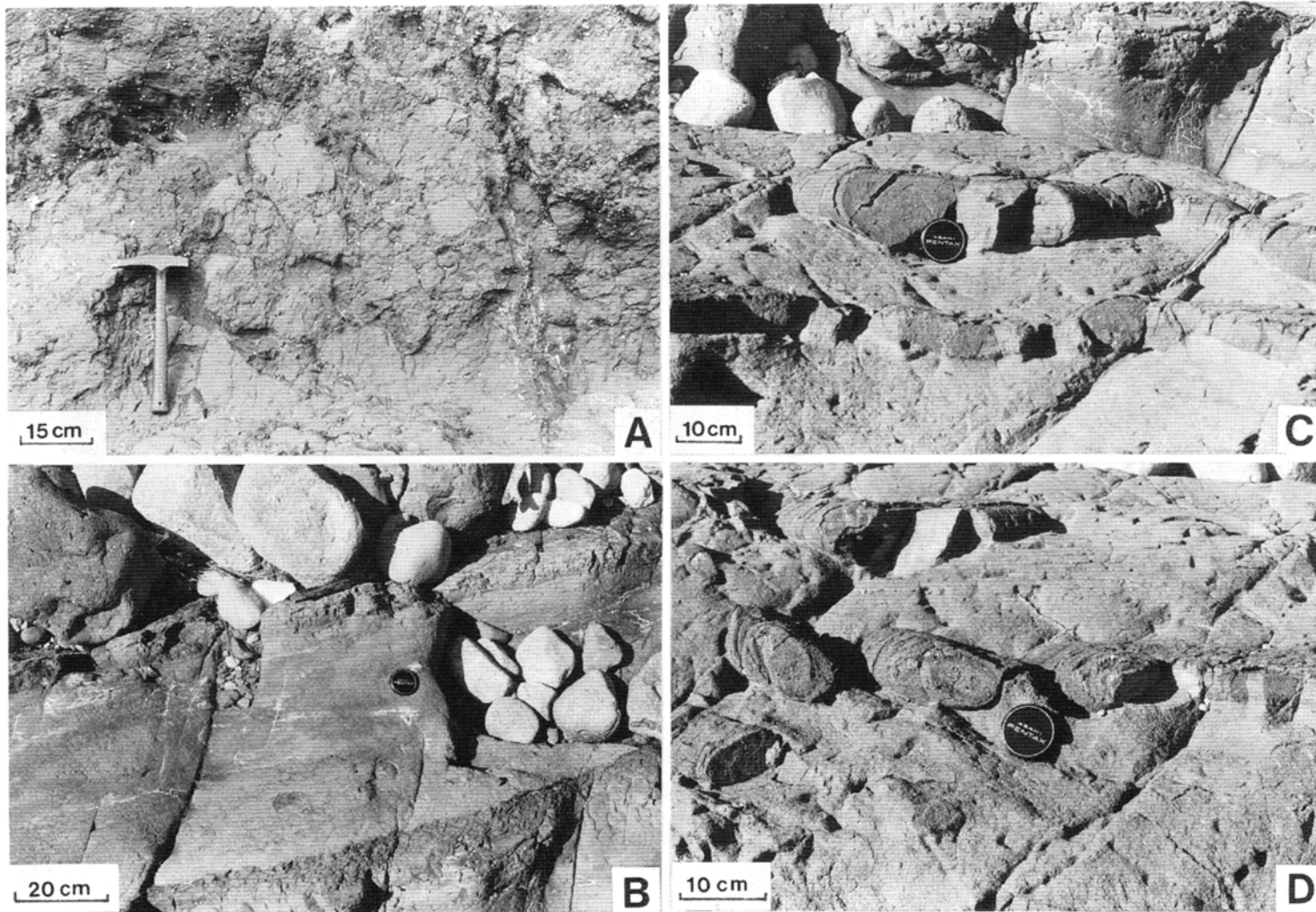
化石 美保関地域の成相寺層からは見つかっていないが、鹿野・吉田(1985)によれば、隣の境港地域では海生貝化石及び有孔虫を産する。

Ⅲ. 3 地質構造

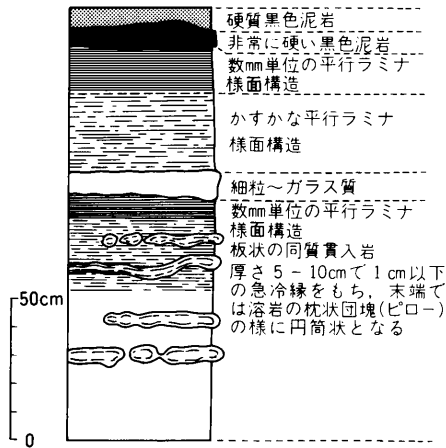
美保関地域の新第三系は西隣境港地域に連なるもので、地質構造も例外ではない。

第3図に示されるように、美保関地域の新第三系は境水道-美保湾に面する島根半島の南岸沿いに東西に延びた背斜をなす。その背斜はほぼ南北方向のいわゆる胴切り断層(正断層)によって切られる。また、地形上、島根半島の南斜面は断層崖の特徴を備え、かつ半島南岸の海岸線が境港地域及びその西方で確認された宍道断層(多井, 1952)の延長線にほぼ一致することから、背斜の南翼は宍道断層によって断たれていると推定できる(第3図)。鹿野・吉田(1985)によれば、宍道断層は北上りの逆断層である。

また、背斜は中-後期中新世にかけて形成され、その末期に宍道断層が生じたという(第2表)。なお、宍道断層北側のほぼ同方向の断層は境港地域において南上りの逆断層とされている(鹿野・吉田, 1985)が、美保関地域では地層の分布から判断すれば正断層である。したがって旋回断層の可能性がある。



第 17 図 ビジャゴ島南方の島根半島北岸における成相寺層安山岩の産状 A; 水冷破碎された安山岩, B; 黒色泥岩を貫く安山岩岩床の縁辺部に見られる平行ラミナ様面構造(流理面か?), C・D; Bと同じ岩床中の同質小岩床. B-Dについては第 18 図及び本文参照.



第18図 第17図C・Dに示される岩床の縁辺部の柱状図

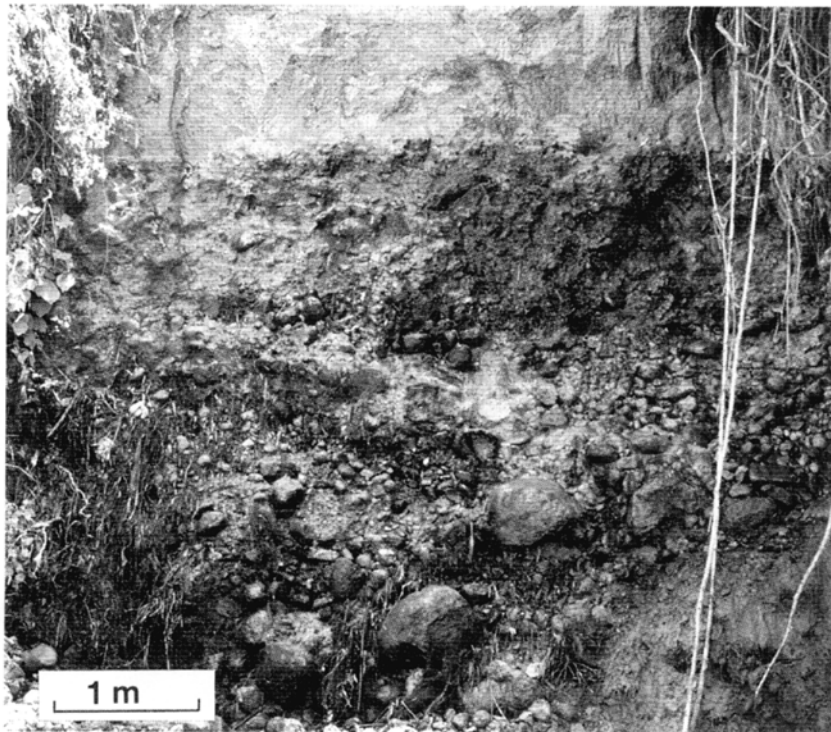
粘土層に覆われている。太田(1962a, b)によると、本層は場所により様々な岩相を呈し現在の海岸付近では層理を示す海浜堆積物である、とされている。本砂礫層は火山初期の凝灰角礫岩層(津久井

IV. 第四系

IV. 1 御来屋砂礫層

本層は、太田(1962a, b)により命名された、赤碕・大山地域に広く分布する水平な砂礫層である。美保関地域内では南東隅名和町にわずかに分布するのみである。

名和川沿いで南隣米子地域との境界付近では本層は、層厚4m以上で、径70cm以下の安山岩ないしデイサイト溶岩の円礫-亜円礫と、中粒-粗粒砂の基質からなる河川堆積物である(第19図)。そこでは厚さ2mほどのローム層及び



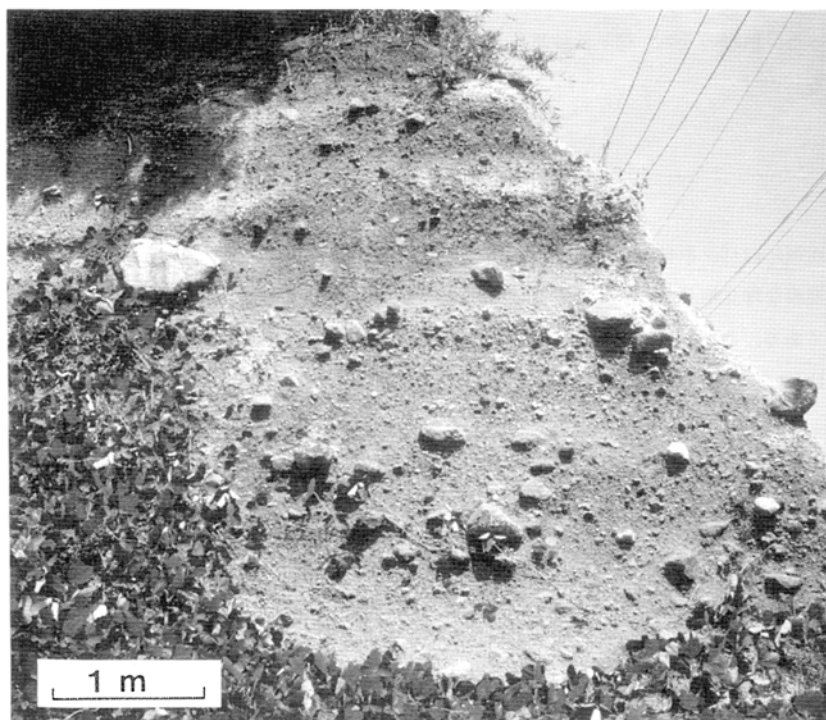
第19図 名和川沿いに露出する御来屋砂礫層 5-70cmの安山岩-デイサイトの亜円礫-円礫と砂よりなり、基質の砂は軟弱である。写真中、上位1m程は粘土層で、更にその上にはローム層がのる

(1984)の古期噴出物の一部)を覆い、松江軽石層(13万年前よりやや新しい降下軽石層;町田・新井, 1979)及びその上位の名和火砕流堆積物に覆われる(太田, 1962a, b;津久井, 1984)。また、本層は、荒川(1984)の古期扇状地Ⅱ面堆積物に相当する。すなわち、荒川(1984)によると、古期扇状地Ⅱ面堆積物は13-15万年前に形成され、全体として顕著な成層構造を示す厚さ30m以上の礫層からなる、とされている。

IV. 2 名和火砕流堆積物

本堆積物は、津久井(1984)により定義された、大山火山起源の非溶結火砕流堆積物である。美保関地域内では南東隅(大山火山北麓)の小区域に御来屋砂礫層を覆って分布するのみであるが、南東隣の大山地域に連続して広く分布している。米子地域及び赤碕・大山地域(太田, 1962a, b)の名和軽石流に相当する¹⁾。

山陰本線名和駅北東の国道9号線沿いの露頭では、本堆積物は層厚5m以上で、最大径80cmに達する、黒雲母・角閃石・斜長石斑晶の目立つ発泡の悪いやや角ばったデイサイト岩塊(普通径10-30cm)や、やや発泡の良い径10cm以下の丸みを帯びた軽石を含んでいる(第20図)。基質は、類質岩片



第20図 名和駅北東の国道9号線沿いに見られる名和火砕流堆積物 淘汰が悪く岩塊が目立つ。軽石片は類質岩塊ほど目立たない。岩塊の配列や上部の成層構造が特徴的である。大山火山(供給源)は図の右方向。

1) 両図幅の説明書に掲載された写真は、本地域内の“名和軽石流”の露頭を撮ったものであったが、現在その露頭を見ることはできない。

(小礫)も多量に含む火山灰からなり、溶結はしていないが緻密で比較的良好に締まっている。津久井(1984)及び太田(1962a, b)によると、本火砕流堆積物は岩相変化(本質物の発泡度、岩塊/基質の比、本質物/類質物の比など)が著しく、層厚も一定しないとされ、総体積は津久井(1984)によればおよそ1 km³である。噴出時期は9-10万年前と推定されており(津久井・柵山, 1981)、大山火山の新期噴出物の中でも比較的下位の層準である(津久井, 1984)。なお、荒川(1984)は、太田(1962a, b)以後、津久井(1984)までの研究で一括されている本堆積物が不整合関係にある2枚の火砕流堆積物からなるとして、その上部を狭義の名和火砕流堆積物として再定義している。しかし、下部の火砕流堆積物は分布が狭く(美保関地域内には分布しない)、津久井(1984)の「松江軽石層の噴出にひき続く小規模の火砕流」堆積物に相当する可能性もある。

IV. 3 沖 積 層

美保関地域の沖積層は砂州堆積物・海浜堆積物・谷底平野堆積物からなる。

砂州堆積物は弓ヶ浜砂州をなすもので、主にアルコース質の砂からなり、厚さは12-17m(式・藤原, 1967)。海浜堆積物は名和の海岸に分布し、径5-30cmのデイサイト円-亜円礫と少量の砂からなる。谷底平野堆積物は島根半島の河川沿いに分布し、主に礫・砂及び泥からなる。

以上述べた沖積層のうち、弓ヶ浜砂州及びその周辺に分布するものは完新統中海層上部(三位, 1967)を構成する。

V. 埋 立 地

美保関地域には弓ヶ浜砂州の北部に大規模な埋立地(昭和町)があるほか、島根半島的美保湾-境水道沿いに小規模な埋立地が点在する。地質図では港湾及び海岸の比較的規模の大きい堤防なども埋立地として示してある。これら埋立地の大部分は戦後造成されたものである。昭和町の埋立地は1959-1962年の間に151ヘクタールが造成され、埠頭・工業用地に供されている。

VI. 活断層とリニアメント及び地震活動

VI. 1 活断層とリニアメント

美保関地域において地形的に明瞭に認められるリニアメントとしては、西隣境港地域の七瀬トンネル南口付近から美保関地域の福浦付近まで続く東西性のリニアメントがある。このリニアメントを高尾山リニアメントと呼ぶ。

橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)はこのリニアメントを高尾山断層と呼び、推定活断層あるいは確実度Ⅲ、活動度Cの活断層としている。

この高尾山リニアメントは地質的には、宍道断層の北側を走り、古浦層を切る断層(第3図)に一致す

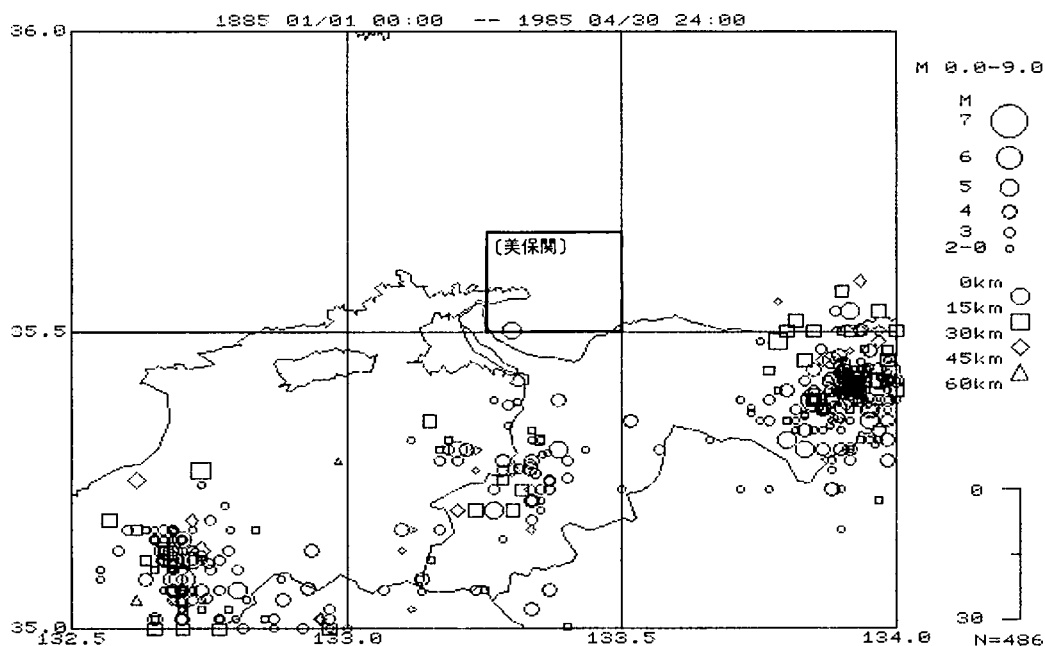
る。断層の北側の古浦層は走向がほぼ東西で、砂岩を主とする。一方、南側の古浦層は砂岩と泥質岩の互層からなっており、ドーム状の構造をしている。

高尾山リニアメントは上述のように地質断層と一致するものの、リニアメントに沿って確実に断層変位地形であると認められるものがないこと及び断層の両側の岩石の浸食に対するコントラストが大きいことなどから、高尾山リニアメントは活断層である可能性は低く、組織地形であると見なすことができる。

この他に、橋本ほか(1980)は竹島の南から雲津にかけてリニアメントを認めているが、これは前述の高尾山リニアメントよりもさらに不明瞭なリニアメントである。またこのリニアメントは、北側の安山岩と南側の砂岩を主とする古浦層との境界に一致すること及びリニアメントに沿って確実に断層変位地形と見なされるものがないことから組織地形であると判断される。

VI. 2 地震活動

美保関地域及びその周辺の地震の分布を第21図²⁾に示す。この図から明らかなように、美保関地域内には唯一の地震を除いて、1885年から1985年4月末までの間に気象庁の観測網では震源が決められていない。



第21図 美保関地域及びその周辺地域の地震の分布
(1885年1月1日-1985年4月30日, 60km以浅)太線内が美保関地域

²⁾ 気象研究所石川有三氏ほかの作成したソフトSEIS-PCにより、気象庁の汎用全国震源ファイルを使って作成した。

唯一の地震は1925年7月4日に美保湾に発生した地震であり、マグニチュードは5.8、深さは10kmとされている。この地震は境・米子付近で強く感じ、道路・堤防の亀裂、地割れからの噴水などがあつた(宇佐美, 1975)。

VII. 応用地質

VII. 1 鉱床

美保関地域には目ぼしい鉱床はない。しかし、竹島など島根半島北岸には黄鉄鉱鉱染部がある。また、古浦層上部には厚さ数10cm以下の石炭層が挟在されている。石炭は少量で商業価値は低いが、家庭用燃料として採掘することは可能である。

VII. 2 地すべり・山崩れ

美保関地域の島根半島には南岸と北岸を結ぶ道路が幾つかあるが、南岸から峠にかけては急斜面を削って造られているため落石・斜面崩壊の危険がある。実際、道路は部分的に崩れかかっており、特に岩盤が風化し易い砂岩が主であること、南北性の小断層が多数あることを考慮して対策を立てる必要がある。

文 献

- 荒川 宏(1984) 大山火山北西部における火山麓扇状地の形成. 地理学評論, vol. 57, p. 831-855.
- FISHER, R. V. and SCHMINCKE, H. -U. (1984) *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 427p.
- 橋本知昌・星野一男・加藤碩一(1980) 島根県東部-鳥取県西部地域の活断層について. 地調月報, vol.31, P. 93-97.
- 鹿野和彦・吉田史郎(1984) 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, vol.35, p. 159-170.
- ・———(1985) 境港地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57p.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 町田 洋・新井房夫(1979) 大山倉吉軽石層一分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, vol. 88, p.33-50.
- 三位秀夫(1967) 中海臨海地帯の地質および地質構造. 建設省計画局・鳥取県・島根県編, 都市地盤調査報告書, vol.15, p.22-27.
- 水野篤行・大嶋和雄・中尾征三・野口寧世・正岡栄治(1972) 中海・宍道湖の形成過程と, その問題点. 地質学論集, no.7, p.113-124.

- 水谷伸治郎(1976) Armored mud ball について. 地質雑, vol.82, p.273-283.
- 太田良平(1962a) 5 万分の 1 地質図幅「米子」及び同説明書. 地質調査所, 29p.
- (1962b) 5 万分の 1 地質図幅「赤碕・大山」及び同説明書. 地質調査所, 37p.
- OTUKA, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Pub. Commemor.Prof. Yabe's Birthday*, p. 481-519.
- 式 正英・藤原健蔵(1967) 中海臨海地帯の微地形. 建設省計画局・鳥取県・島根県編, 都市地盤調査報告書, vol.15, p.8-21.
- 多井義郎(1952) 島根半島中央区の層序と構造—島根半島第三系の地質学的研究(その1). 地質雑, vol.58, p.573-582.
- (1953) 島根半島中央区の層序と構造(続)—島根半島第三系の地質学的研究(その2). 地質雑, vol.59, p.93-98.
- (1973) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no.9, p.137-146.
- 富田 達・酒井栄吾(1938) 松江市付近の中新統について(特に粗面玄武岩類の地質時代). 地質雑, vol.45, p.529-532.
- 津久井雅志(1984) 大山火山の地質. 地質雑, vol.90, p.643-658.
- ・柵山雅則(1981) 大山山麓における三瓶山起源の降下軽石層の発見とその意義. 地質雑, vol.87, p.559-562.
- 通商産業省(1967) 昭和 41 年度広域調査報告書「北島根地域」. 26p.
- (1969) 昭和 42 年度広域調査報告書「北島根地域」. 23p.
- 宇佐美龍夫(1975) 資料日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 東京, 327p.
- WALKER, R. G. (ed.) (1984) *Facies Models, second edition*. Geol. Assoc. Canada, 317p.
- 山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎(1980) 島根半島の中新統. 日本地質学会第 87 年総会・年会見学旅行案内書第 2 班, 39p.
- ・吉谷昭彦(1981) グリーンタフ堆積盆地発展期の構造運動—島根県東部を例にして—. 地質雑, vol.87, p.711-724.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Okayama (12) No.8



GEOLOGY

OF THE

MIHONOSEKI DISTRICT

By

Kazuhiko KANO and Shun NAKANO

(Written in 1985)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Mihonoseki district is located in San-in of west Japan, including the eastern tip of Shimane Hantō (peninsula) and a part of Yumi-ga-Hama in the west, and a part of the northern foot of Daisen volcano in the southeast. These areas all face Japan Sea.

In the Mikuriya area, that is, at the northern foot of Daisen volcano, alluvial fan and pyroclastic flow deposits are distributed, forming a gentle slope toward the sea. Yumi-ga-Hama is one of the largest sand-bars in Japan, that is a majestic arcuate land. Shimane Hantō in this district with an E-W trending backbone is occupied by the Neogene volcanics and sediments. They form an anticlinorium, which is cut by the Shinji Fault along the southern shore line of the peninsula. The geology of this district is summarized in Table 1.

NEOGENE

The Neogene in this district is divided into two stratigraphic units, namely the Koura Forma-

Table1 Summary of the geology of the Mihonoseki district

Geologic age		Area	Shimane Hantō Yumi-ga-Hama	Mikuriya (northern foot of Daisen volcano)	Main lithologic facies	Sedimentary environment			
Quaternary	Holo- cene		valley-bottom plain deposits sand-bar deposits	beach deposits	sand, mud, gravel				
	Pleisto- cene			Nawa Pyroclastic Flow Deposits	dacite pyroclastics				
				Mikuriya Sand and Gravel Bed	gravel, sand				
Neogene	Pliocene								
	Miocene							Jōsōji Formation (100m<)	andesite and rhyolite lavas (including intrusives) and pyroclastics, black mudstone
								Koura Formation (750m<)	sandstone, conglomerate argillaceous rocks, acidic pumice tuff, andesite pyroclastics

tion and the Jōsōji Formation in ascending order. Both formations are the lowest two formations of the Neogene cropping out in Shimane Hantō.

The Koura Formation is the earliest Miocene sequence of non-marine sediments composed mainly of sandstone, conglomerate, argillaceous rocks and andesite volcanoclastic rocks. The formation covers the most part of Shimane Hantō in the Mihonoseki district. Four or five thick acidic pumice tuff layers are intercalated in the formation, and are the good key beds. From this formation, reported are non-marine molluscan fossils such as *Corbicula*, and plant fossils of the Miocene Daijima-type Flora. The formation is more than 750 m in thickness.

The Jōsōji Formation is the Miocene marine sediments conformably overlying the Koura Formation. In the adjacent Sakaiminato district, it is composed mainly of black argillaceous rocks and rhyolite lavas (including contemporaneous intrusives) and volcanoclastic rocks which interfinger with each other. In the Mihonoseki district, however, the formation cropping out only in the northern part of Shimane Hantō, is composed chiefly of andesite intrusives, lavas and pyroclastics and rhyolite lavas and intrusives. Black mudstone, which is characteristic of the Jōsōji Formation in the Sakaiminato district, occupies only a small portion of the Mihonoseki district, where it conformably grades downward to the Koura Formation. The boundary between the Koura and Jōsōji Formations is dated about 22 Ma by a fission-track method.

QUATERNARY

The Quaternary in this district is, the Mikuriya Sand and Gravel Bed, the Nawa Pyroclastic

Flow Deposits and alluvium.

In the Mikuriya area, unconsolidated fan deposits named the Mikuriya Sand and Gravel Bed are covered by the Nawa Pyroclastic Flow Deposits, namely the products of Daisen volcano. Both are Pleistocene in age.

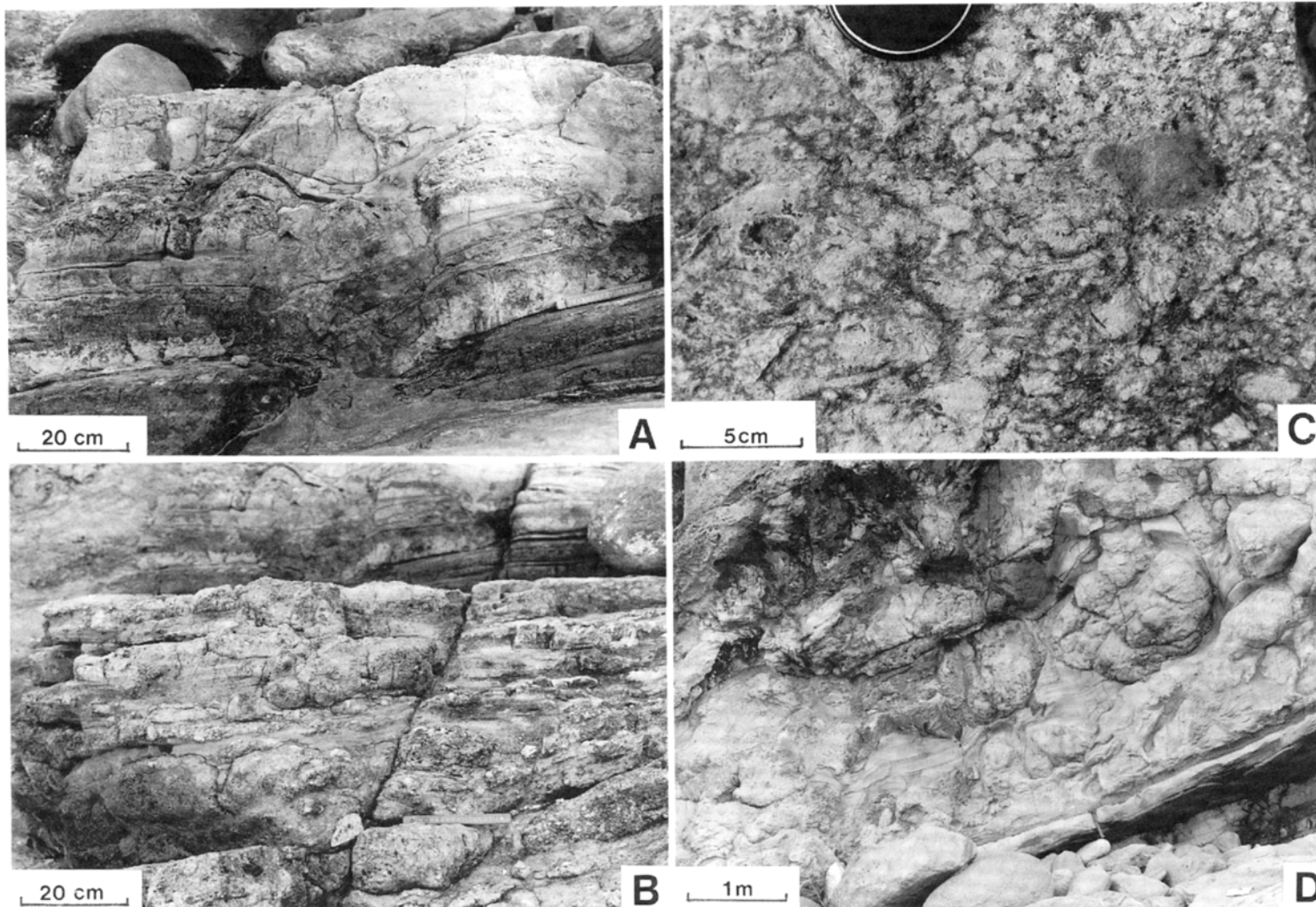
Alluvium includes sand-bar, beach and valley-bottom plain deposits. Sand-bar deposits form Yumi-ga-Hama sand-bar, and beach deposits are distributed along the coastal line in the Mikuriya area. Valley-bottom plain deposits bury narrow valleys in Shimane Hantō.

ENVIRONMENTAL AND ECONOMIC GEOLOGY

Only two lineaments(one is not distinct)are recognized through an inspection of detailed topography. They show no evidence of active fault and are judged to be structural relief.

Notable earthquakes which have the epicenters within this district and brought about considerable disaster have never been recorded.

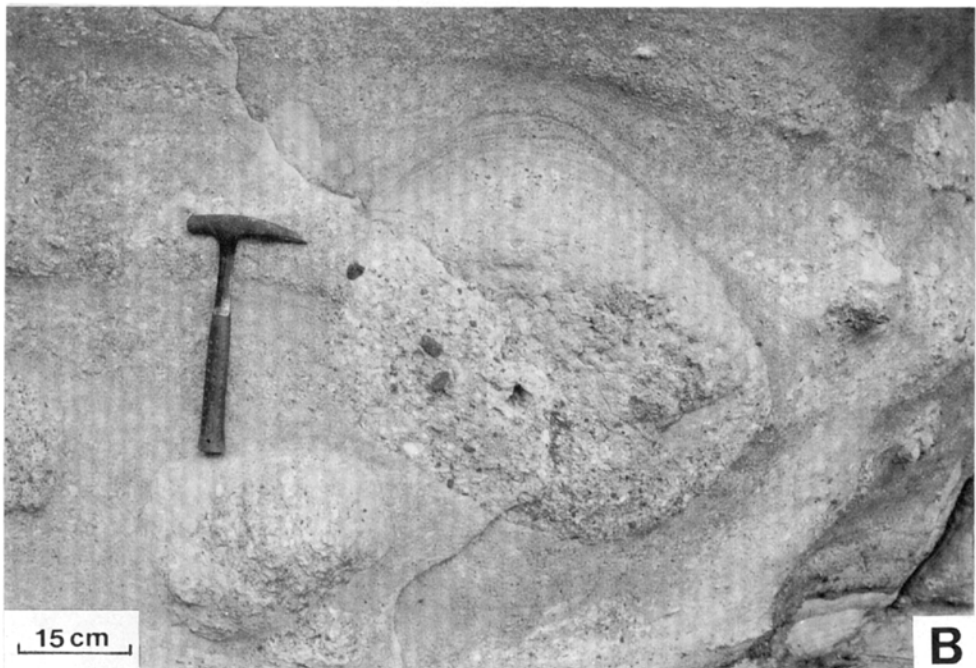
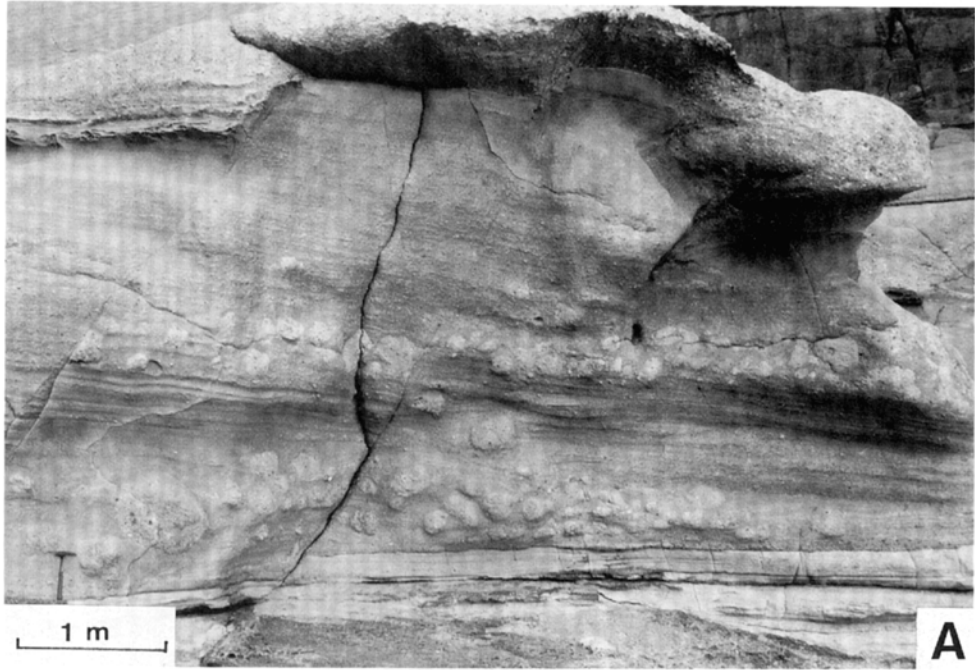
No valuable ore deposits are found in this district. Pyrite dissemination and thin coal layers are recognized in the Neogene of Shimane Hantō, though they have no commercial values.



古浦層酸性凝灰岩 t_3 の岩相(才の東側の海岸)

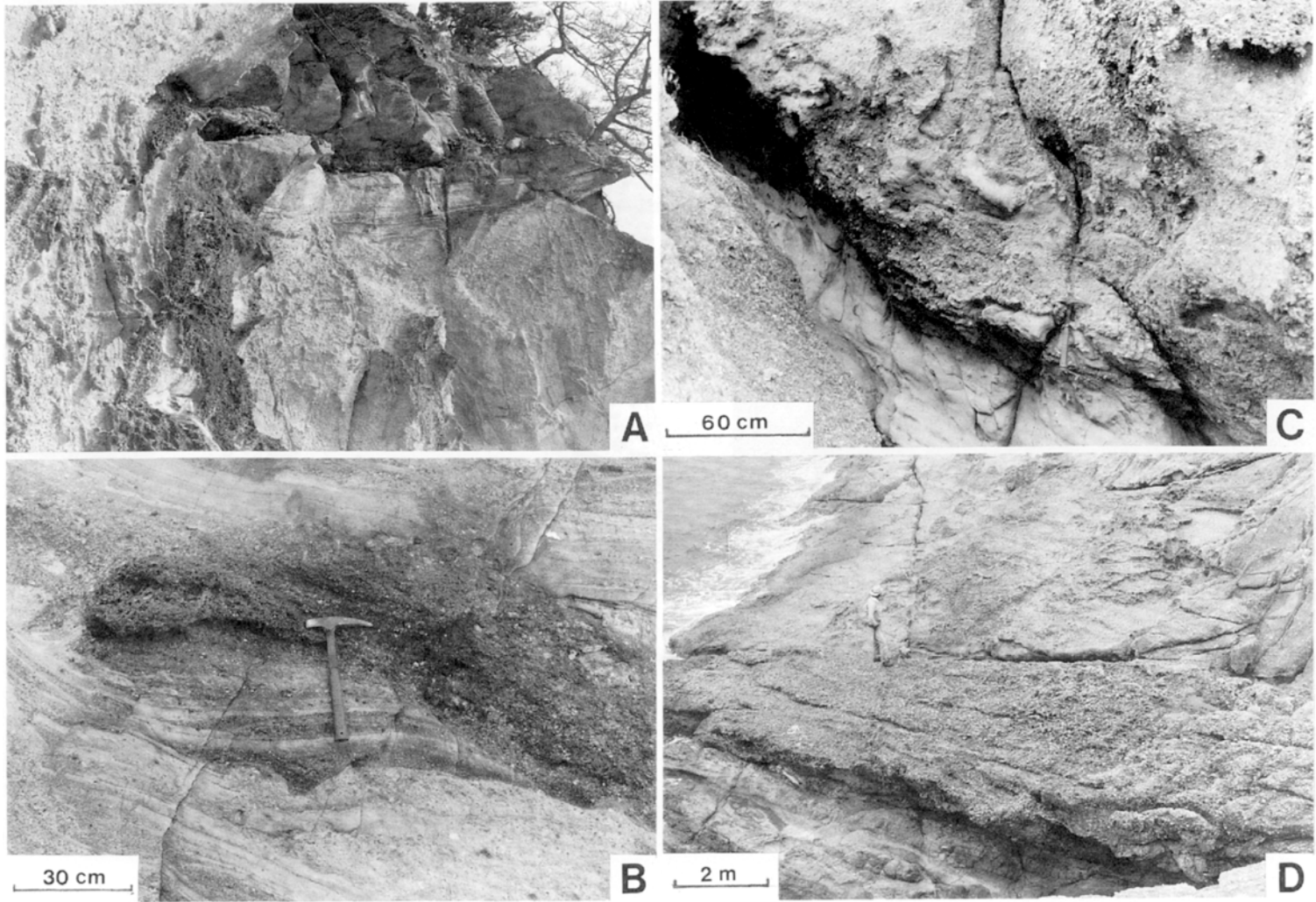
A : 最上部の成層部、一部塑性変形している。中央下の山型の部分は同じ火砕物の碎層岩脈。 **B** : Aの部分の約1m下に見られる成層部。軽石が多い。 **C** : 露頭で見られる塊状部分の様相。軽石-軽石様岩片がびっしりつまっており、わずかながらそれらが平行に配列している様子が見て取れる。 **D** : t_3 の最下部の様相。モコモコした球形塊状の部分は荷重変形した軽石凝灰岩。その間は隙間なく成層した細粒凝灰岩が埋めている。

第II図版



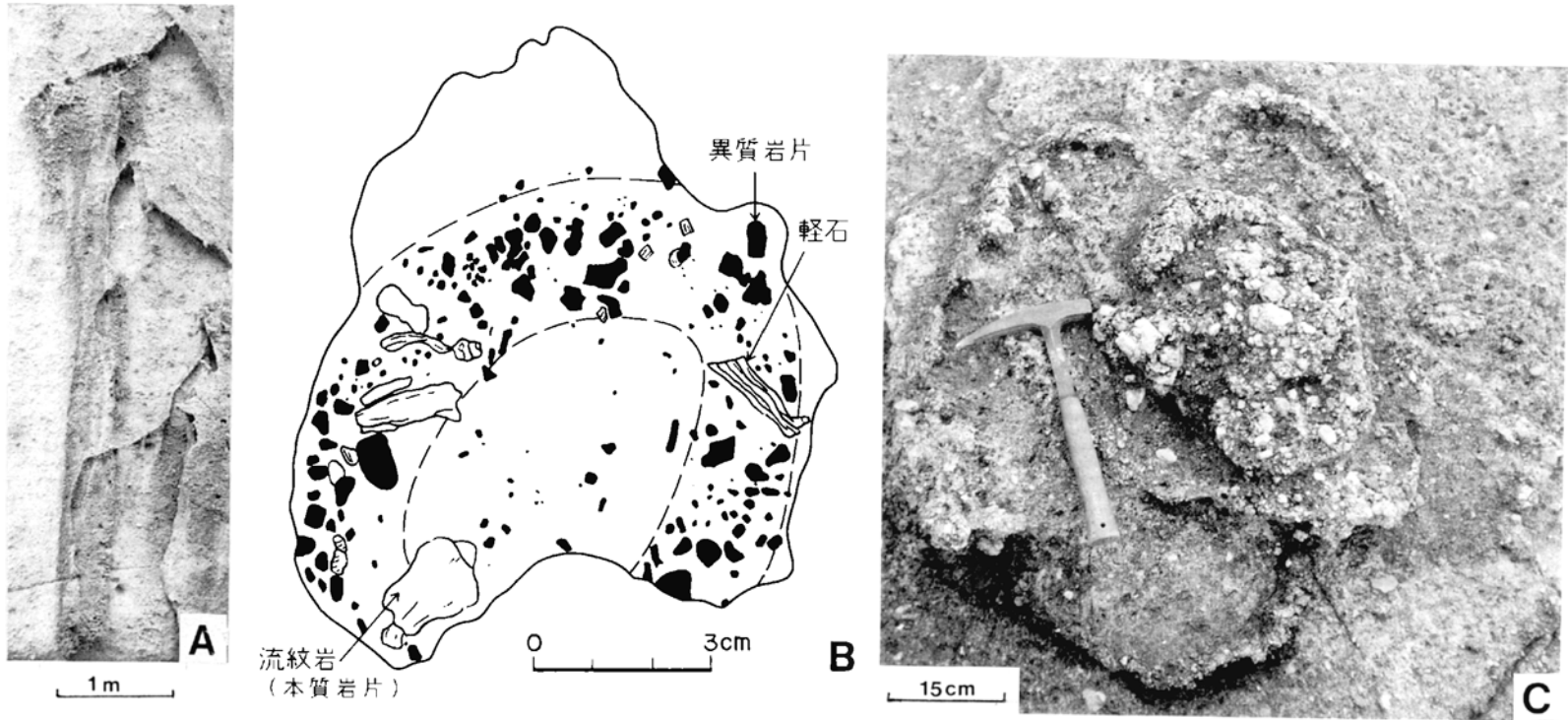
古浦層酸性凝灰岩 t_3 の中部の岩相（地蔵崎北側の海岸）

- A : デューンの中に同質凝灰岩の礫が並び、その上には下のデューンに荷重変形を与えて塊状の部分为重なる。
- B : デューン中の同質凝灰岩の礫、その上面にはアンチデューン型の細かなラミナが見られる。



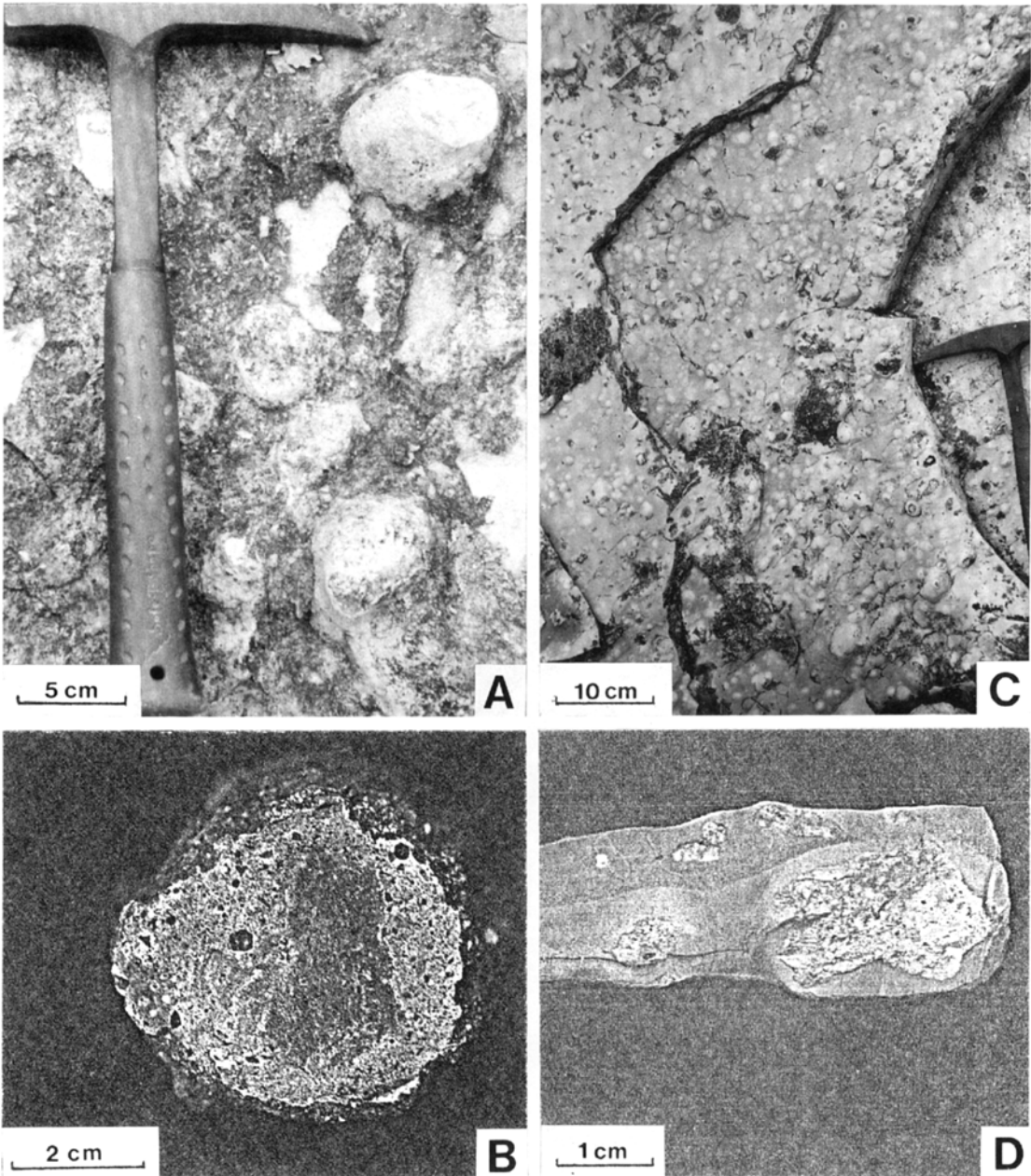
古浦層酸性凝灰岩_{t4}の岩相

A：上部で塊状から成層した状態に変わる(才の東側の海岸)。**B**：上部の成層した部分のデューン型斜交層理(軽尾の西側の海岸)。下位の地層(左下)に食い込むと同時に下位の地層の岩塊(写真中央の明色部)を取り込んでいる。ゴツゴツして見えるのは火山礫が多いため。**C**：最下部の岩相(軽尾西方の海岸)。下位の地層(左下)に食い込むと同時に下位の地層の岩塊(写真中央の明色部)を取り込んでいる。ゴツゴツして見えるのは火山礫が多いため。**D**：火山礫の濃集した部分(人の立っている所より下)の上に塊状の部分が重なる(大平鼻東方の海岸)。火山礫の濃集した部分にはかすかながら平行層理が認められる。



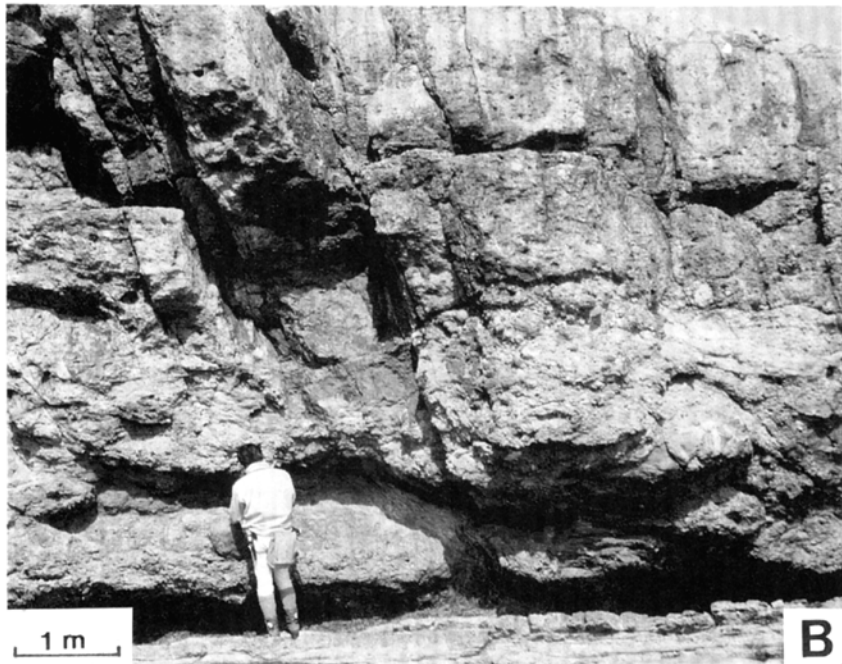
古浦層酸性凝灰岩_{t4}中のパイプ

A : 塊状の部分をほぼ直立した状態で上に延びるパイプの縦断面(オの東側の海岸)。 **B** : パイプの横断面の一例(大平鼻東方の海岸)。パイプは火山礫の濃集した部分で、その中には外側の火砕物と粒径がほぼ同じかそれより小さい同質の火砕物がつまっている。 **C** : パイプの横断面の一例(大平鼻東方の海岸)。大きなパイプの中に少なくとももう一つのパイプが認められる。



古浦層酸性凝灰岩 t_4 中の armored lapilli と armored “block”

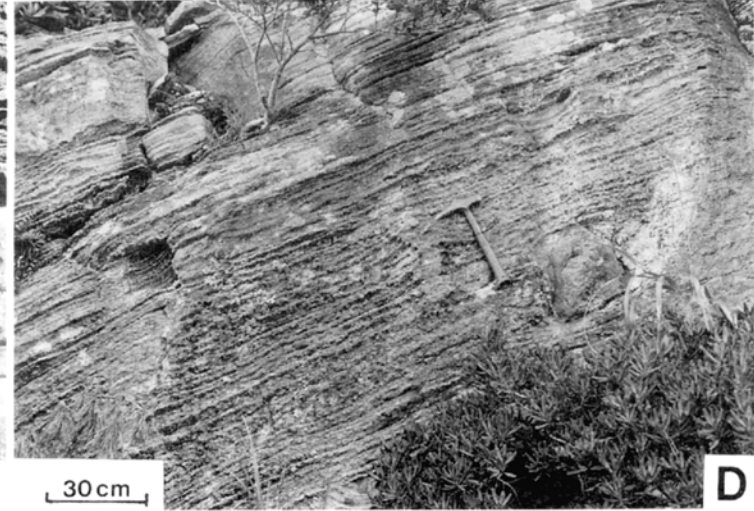
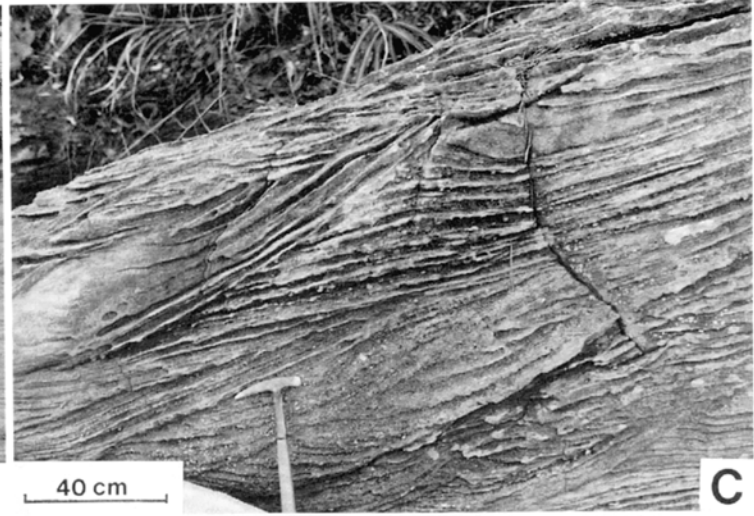
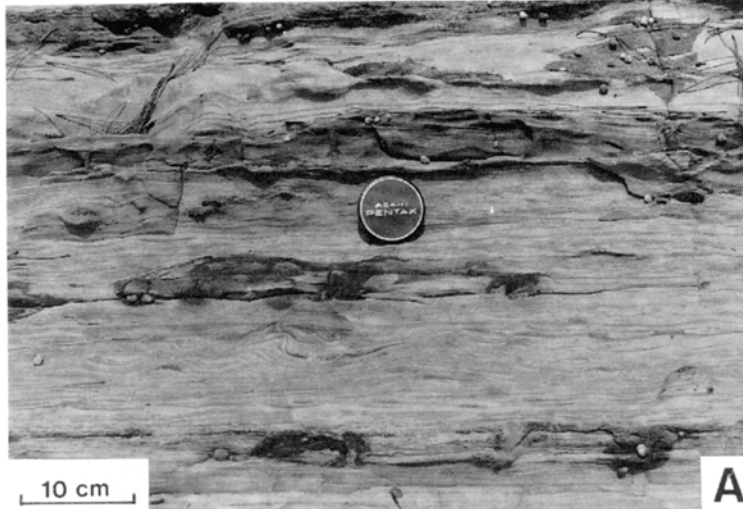
- A** : Armored “block” は凝灰岩中では容易に認定できないが、写真のように風蝕によってその存在が分かる。ハンマーの右側に点在する球状体が Armored “block” (大平鼻東方の海岸)。
- B** : Armored lapilli の断面(才の東側の海岸で採取)。中心の流紋岩火山礫のまわりに火山灰がついて丸くなっている(Aの左下の拡大写真)。
- C** : Armored lapilli は成層した細粒凝灰岩中に多い。写真は層理面上で風蝕により明瞭に現われた Armored lapilli(大平鼻東方の海岸)。
- D** : Armored lapilli の断面(写真Cの露頭より採取)。不規則塊状の流紋岩軽石-軽石様岩片のまわりに細粒の火山灰がついて丸くなっている。



古浦層酸性凝灰岩 t_5 の岩相（竹島東方の海岸）

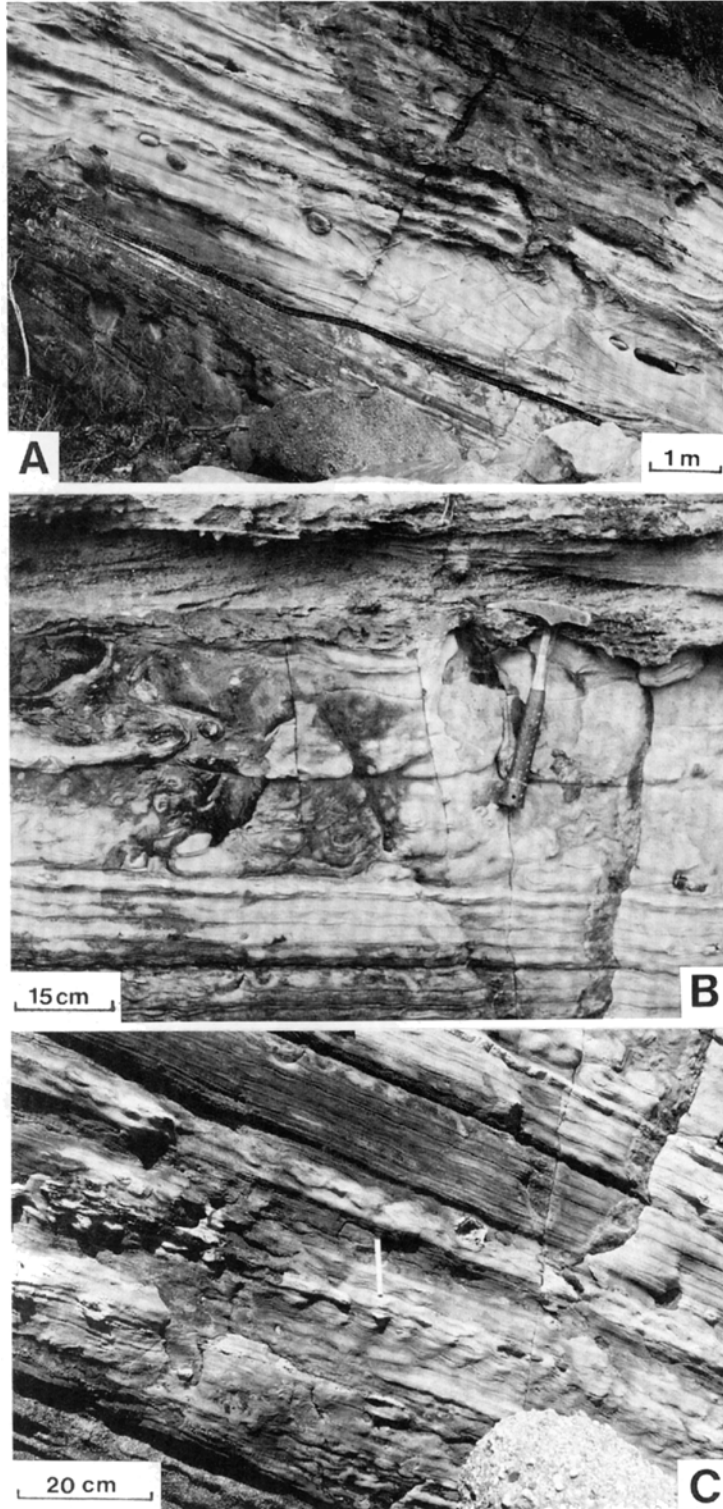
A : 砂岩と重なる t_5 の全景。下部は塊状で上部は成層している。

B : t_5 の下部。人の立っている辺りがモコモコして見えるのは荷重により下位の地層を巻込んでいるため、写真でははっきりしないが、砂岩岩塊などが多数取り込まれている。



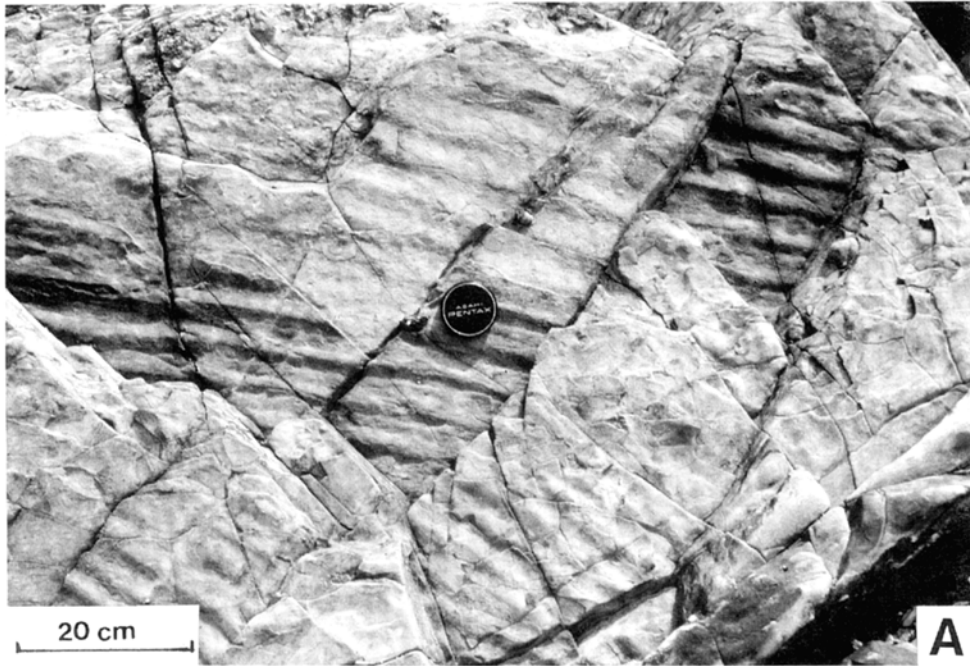
古浦層上部の砂岩の堆積構造（才の東側の海岸）

A：リップルラミナ、カレントリップルとクライミングリップルの複合型か、**B**：板状-トラフ型斜交層理・ラミナ、**C**：トラフ型斜交層理・ラミナ、**D**：平行ラミナ。



古浦層上部の砂岩の堆積構造（軽尾の西側の海岸）

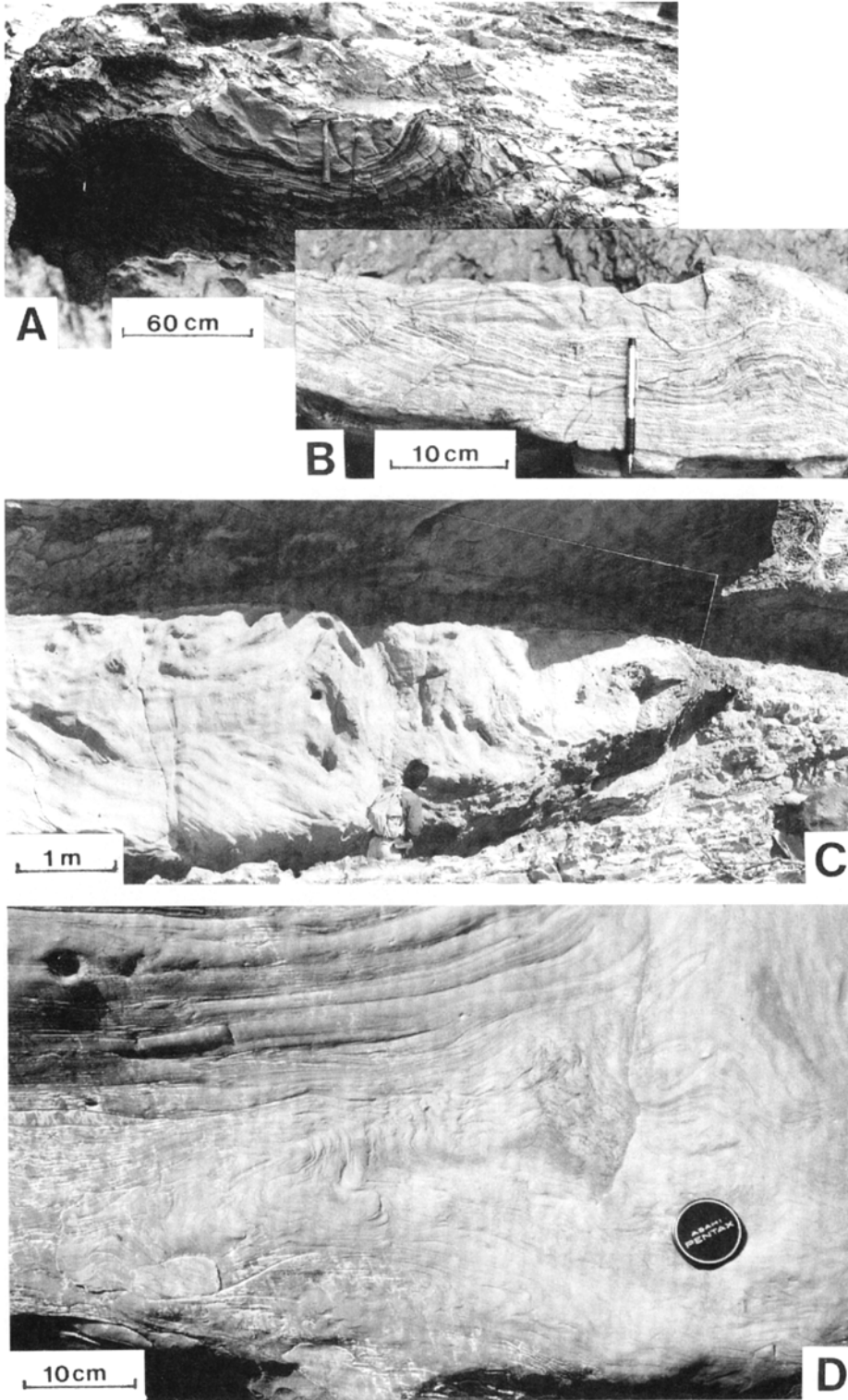
A：大型低角の斜交層理。実線の部分は削剥面。円隙に見えるのは炭酸塩団塊。 **B**：Aの削剥面の下の細粒砂岩。ハンマーの頭の上はトラフ型の斜交ラミナを示す粗粒砂岩で下位の細粒砂岩を削剥している。その直下の細粒砂岩は塑性変形し、一部に皿構造様の構造が見える。更に下の細粒砂岩は一見平行ラミナを示すが、クライミングリップルラミナである。 **C**：上記のクライミングリップルラミナを示す部分の拡大写真。見かけ上写真左から右に向かう流れによってできたことが分かる。



古浦層中のリップルマーク

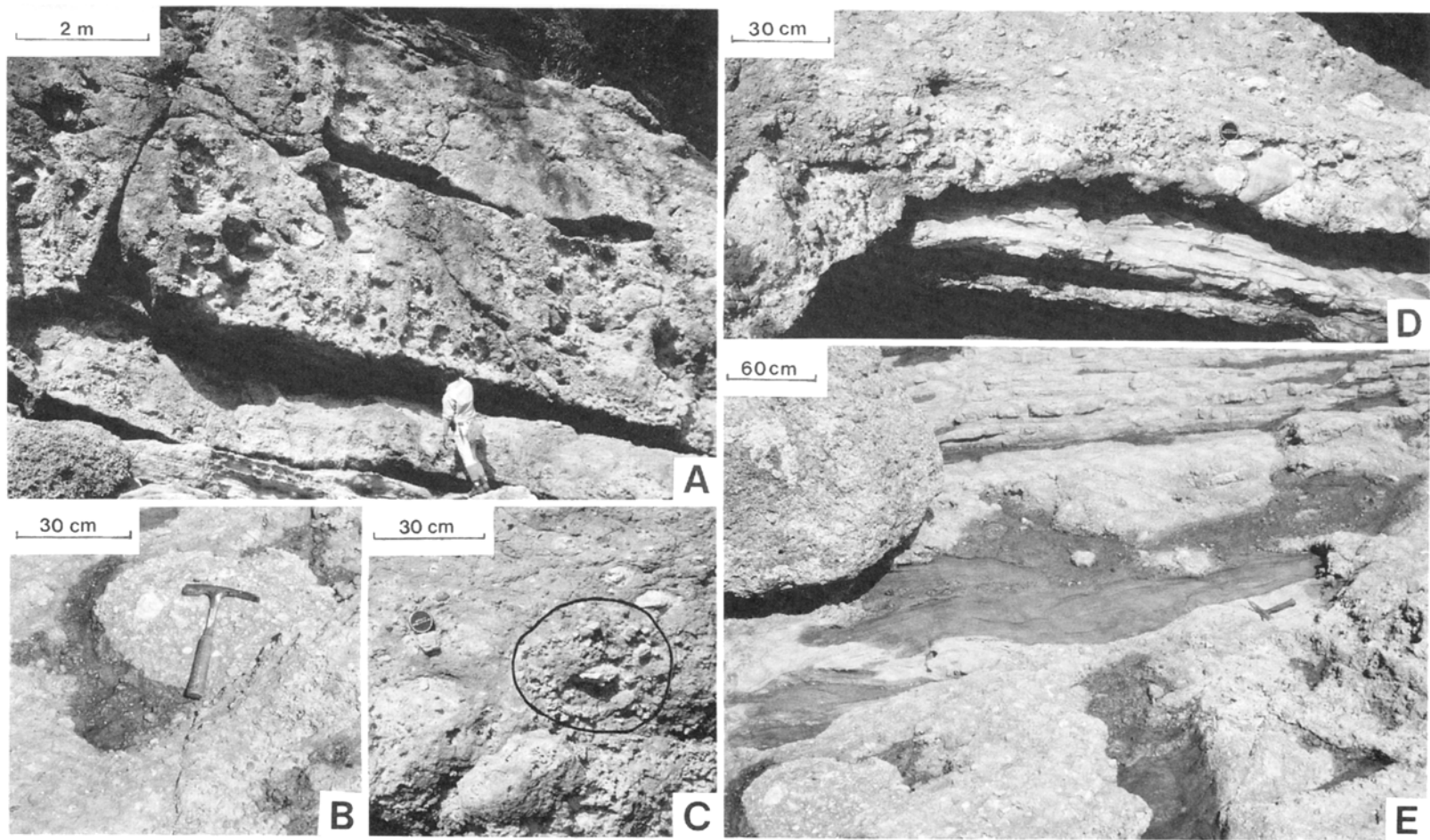
- A : 対称型リップルマーク (法田東方の海岸), 頂線の走向は $N46^{\circ}W$ と $N51^{\circ}W$.
- B : カレントリップルマーク (竹島-軽尾間の海岸), 頂線の方向は $N20^{\circ}W$ で $S70^{\circ}W$ から $N70^{\circ}E$ 方向 (写真右下から左上へ) の流れがあったことを示す.

第X図版



古浦層上部に見られるスランプ及びコンボリューション

A : 細粒砂岩・シルト岩のスランプ(法田西方の海岸)。 **B** : Aのスランプ中のコンボリューションとその形成時に生じた小断層。 **C** : チャネル状の砂岩とその斜層理の変形(オの東側の海岸)。 **D** : 凝灰質シルト岩のコンボリューション(軽尾の東側の海岸)。 軸面は写真左側から右側に倒れており、見かけ上左から右へ流動したことを示す。



岩屑流堆積物の岩相を示す一例（軽尾の東側の海岸）

A：全体像。人の足元から上すべてが岩屑流堆積物。中部付近がやや粗いことが分かる。大きな球状に近い岩塊は armored mud ball(例えば水谷, 1976)。 **B**：armored mud ball(ハンマーの所)の表面には粗い礫がついている。 **C**：armored mud ball(実線で囲んだ部分)と思われるものは表面に礫がはりついてその外形を縁取り、その中心部には大きな礫がある。 **D**：最下部は成層した砂岩を削剝してその上に重なっている。 **E**：最上部とそれに重なる成層した砂岩。ハンマーの付近の水たまりに見える縞状の部分は下位のもと思われる砂岩の岩塊。

文献引用例

鹿野和彦・中野 俊(1985) 美保関地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),
地質調査所, 28p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KANO, K. and NAKANO, S. (1985) *Geology of the Mihonoseki district*. With Geological Sheet Map
at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 28p. (in Japanese with English abstract 3p.)

昭和 60 年 11 月 18 日 印 刷

昭和 60 年 11 月 22 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印 刷 者 小 宮 山 一 雄

印 刷 所 小 宮 山 印 刷 工 業 (株)

東京都新宿区天神町 78

©1985 Geological survey of Japan