

55(521.82)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山(12)第6号

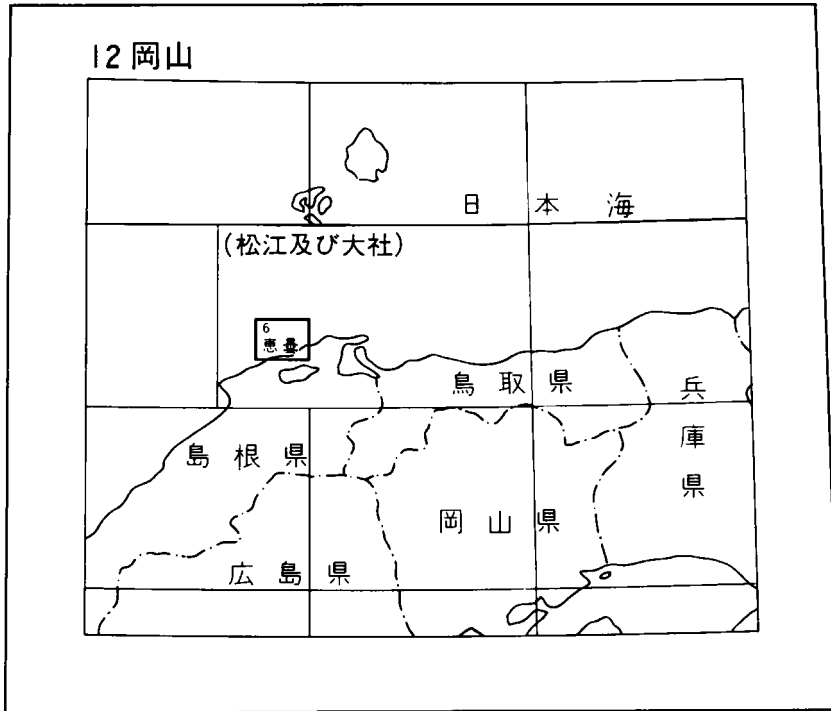
恵曇地域の地質

鹿野和彦・中野 俊

昭和61年

地質調査所

位 置 図



目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 新第三系	8
III. 1 古浦層	8
III. 2 成相寺層	13
III. 3 牛切層	17
III. 4 塩基性・中性貫入岩	19
III. 5 地質構造	21
IV. 第四系	21
V. 埋立地及び人工改変地	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	22
VII. 応用地質	25
VII. 1 鈹 床	25
VII. 2 地すべり・山崩れ	25
文 献	25
Abstract	28

図・表・図版目次

第1図 島根半島及び周辺地域の埋谷面図	2
第2図 恵曇地域及び今市地域の埋谷面図	3
第3図 長尾鼻付近の海岸の急斜面と海食台	4
第4図 恵曇地域及び今市地域北半部の地質図	5
第5図 古浦層の模式柱状図	8
第6図 第5図Aの岩相	9
第7図 第5図Bの岩相	10
第8図 第5図Cの岩相	10
第9図 第5図Dの岩相	11
第10図 古浦層と成相寺層との境界付近の柱状図の一例	13
第11図 坂浦周辺の成相寺層・牛切層柱状図	14
第12図 坂浦周辺における火山岩類の分布図	14

第13図	手結-恵曇間の海岸に見られる成相寺層流紋岩火砕岩卓越相の柱状図	15
第14図	地すべり堆積物中の岩塊の長軸の方位ヒストグラムとその中のスランプ褶曲から 判定されたすべり方向	16
第15図	長尾鼻付近の牛切層の部分柱状図	20
第16図	恵曇地域周辺のリニアメント	23
第17図	恵曇地域の地すべり・崩壊地形分布図	24
第1表	恵曇地域の地質総括表	6
第2表	境港地域の地質総括表	7
第3表	古浦層礫岩中の礫種	8
第4表	古浦層産植物化石	12
第5表	古浦層産貝化石	12
第6表	成相寺層流紋岩の化学分析値	17
第7表	恵曇地域及び今市地域の成相寺層-牛切層産底生有孔虫化石	18
第8表	塩基性貫入岩の化学分析値	21
第I図版	古浦層の砂岩・礫岩	
第II図版	古浦層の頁岩	
第III図版	成相寺層の海底火山を構成する流紋岩溶岩及び火砕岩の産状	
第IV図版	成相寺層の海底火山体内部の流紋岩岩脈	
第V図版	成相寺層安山岩ハイアロクラスタイト(溶岩流)に含まれる水冷火山弾	
第VI図版	成相寺層の流紋岩火砕岩の産状	
第VII図版	成相寺層流紋岩火砕岩直下の堆積物に見られる変形	
第VIII図版	成相寺層の海底地すべり堆積物	
第IX図版	成相寺層産のクジラの腰椎の化石	
第X図版	牛切層の砂岩泥質岩互層	

等重力線図に関する付記

1 重力値の基準

任意の点を基準とした比較測定。島根県平田市の北方北緯 $35^{\circ} 26.67'$ 東経 $132^{\circ} 49.43'$ における重力測定値が 185.89mgal に設定されている。

2 緯度補正

北緯 $35^{\circ} 20'$ における緯度補正値が 1mgal と決められている。

恵曇地域の地質

鹿野 和彦*・中野 俊*

恵曇地域は、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。調査は鹿野・中野が担当し、全体のとりまとめは主として鹿野が行った。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。地質図上に併記した等重力線図は金属鉱業事業団から提供を受けた重力探査資料を物理探査部中井順二・広島俊男両技官が編集したものである。

本研究を進める過程において島根大学三浦 清教授・三梨 昂教授・島田昱郎教授・山内靖喜助教授・野村律夫博士から種々の御教示を受けた。特に野村律夫博士には有孔虫化石について詳しい資料を見せていただくとともに、層序・構造について議論していただいた。また、国立科学博物館の富田幸光・宮崎信之氏にはクジラの化石を鑑定していただいた。以上の方々に謝意を表する。

植物化石の鑑定は尾上 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。

地 形

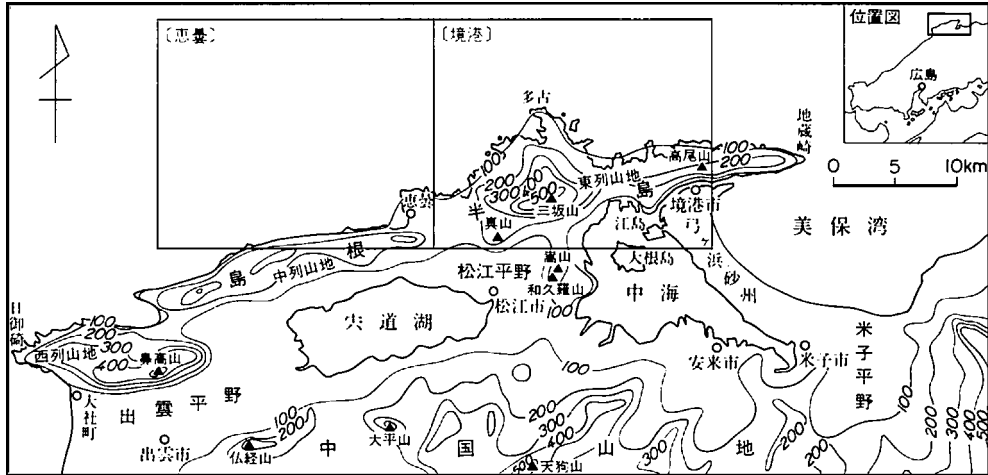
^{えと曇}恵曇地域は北緯 $30^{\circ}30' - 35^{\circ}40'$ 、東経 $132^{\circ}45' - 133^{\circ}0'$ の範囲にあり、島根県東部に位置する。その大部分は日本海で、日本海に面する島根半島の一部が南端部にある。

島根半島は南方の中国山地との間を出雲平野・宍道湖・松江平野・中海そして弓ヶ浜砂州へと連なる低地帯、すなわち宍道低地帯で結ばれた山地である(第1図)。島根半島・宍道低地帯はそれぞれ新第三系の複背斜・複向斜に対応しており、それらの地形が新第三系の構造を少なからず反映していることがうかがえる。

島根半島の大部分を占める新第三系の構造を見ると、背斜・向斜が雁行して並び、それらとやや斜行あるいはそれらの間をぬって褶曲の延びと同方向に走る断層が幾つか認められる(鹿野・吉田, 1985)。島根半島には西列・中列・東列の三つの山地が雁行して並ぶが、それぞれの山地の南縁は北上りの高角逆断層あるいは推定断層によって画されていて、しかも中列山地を除いていずれもそれら断層に面する山地の南側斜面が急峻になっている。中列山地では例外的に北側斜面が急峻になっているが、そこでは東列山地と中列山地の間を走る宍道断層と呼ばれる断層やそれから派生した断層に挟み込まれた新第三系の地層が北側あるいは南側に急傾斜している。

恵曇地域は上記三列の山地のうち、東列山地の西端と中列山地の一部を含む(第2図)。この地域における両山地の最大標高はそれぞれ172.7mと341.8m(朝日山)である。その分水嶺はいずれも直線的で、

* 地 質 部



第1図 島根半島及び周辺地域の埋谷面図(幅2km谷埋)
実線は100mごとの等高線

中列山地の場合著しく北側に片寄っている。中列山地の北側は急な斜面をもって日本海に没し、ほぼ東西方向の直線的な海岸線をなす。一方、東列山地も直接日本海に接するが、その海岸線は出入りの大きい沈水海岸の様相を呈している。これらの海岸線には波食棚・海食台・海食洞、そして比高20-40mに達する海食崖が良く発達し、美しい景観を生み出している。特に長尾鼻周辺では、北側に急傾斜した牛切層の砂岩泥質岩互層のなす急斜面が浸食されてきた海食台に互層が現れており、その景観は見事である(第3図)。

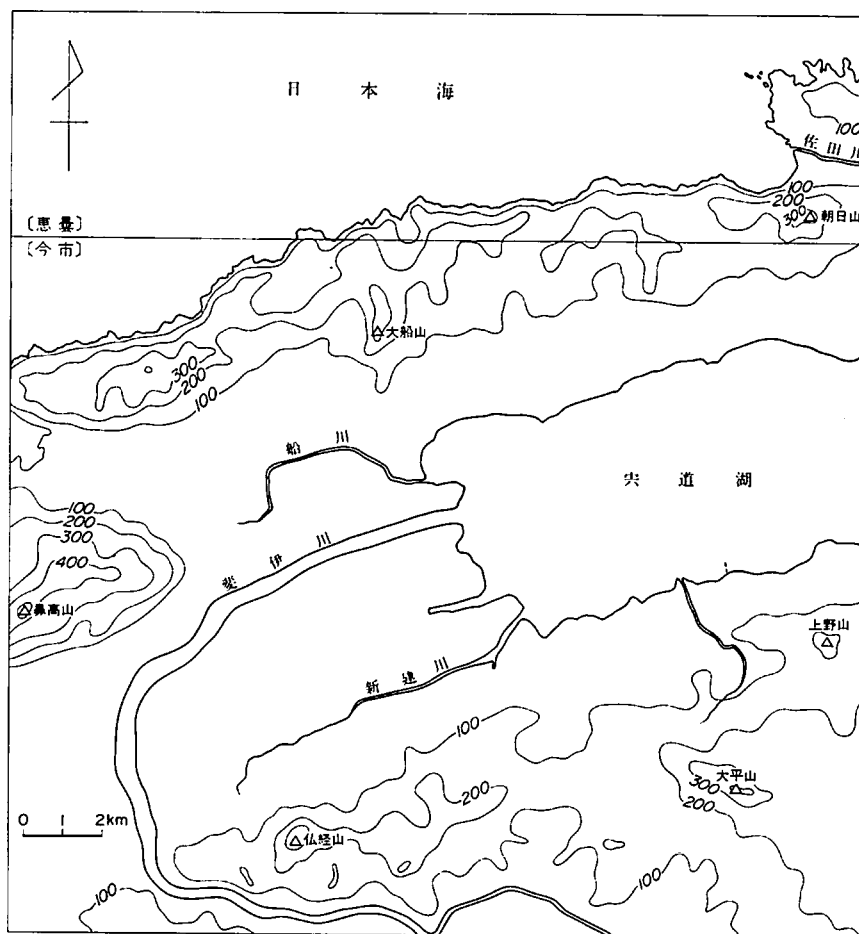
東列山地と中列山地との間には古浦から東方へ続く低地があり、そこを佐陀川が流れている。この低地は穴道断層沿いに発達したもので、佐陀川沿いに小規模の谷底平野及び三角州平野が、また河口付近には湾頭砂州、そしてその背後に砂丘が認められる。恵曇地域では段丘はほとんどなく、坂浦付近にわずかに認められるだけである。この段丘は標高20-30mの平坦面をなすが、堆積物とその年代については詳しいことは不明である。

地質概説

恵曇地域及び周辺地域の地質は島根半島の他地域より早くから富田・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おり、以下に述べる恵曇地域の地質に関する記述は先人の研究成果に負う所も多い。特に通商産業省(1967, 1969)、多井(1973)、山内ほか(1980)、山内・吉谷(1981)らの研究は、島根半島の新第三系の層序・構造を知る上で貴重な成果である。

恵曇地域は大部分が新第三系で占められ、佐陀川流域と中列山地の小河川沿いに小規模ながら第四系が分布する。

恵曇地域の新第三系は the Shindi folded zone(穴道褶曲帯; OTUKA, 1939)と呼ばれる島根半島新第三



第2図 惠曇地域及び今市地域の埋谷面図(幅500m谷埋)
実線は100mごとの等高線

系褶曲帯の一部をなす。第4図に示されるように、東隣の境港地域から続く東西方向に延びた複背斜をなし、その翼部は宍道断層(多井, 1952)など幾つかの断層によって断たれている(第4図)。境港地域では島根半島の新第三系がほとんどすべて分布している(鹿野・吉田, 1985)が、ここでは最下部の3層すなわち古浦層・成相寺層・牛切層、そしてこれらを貫く塩基性・中性貫入岩が分布するにすぎない(第1, 2表)。

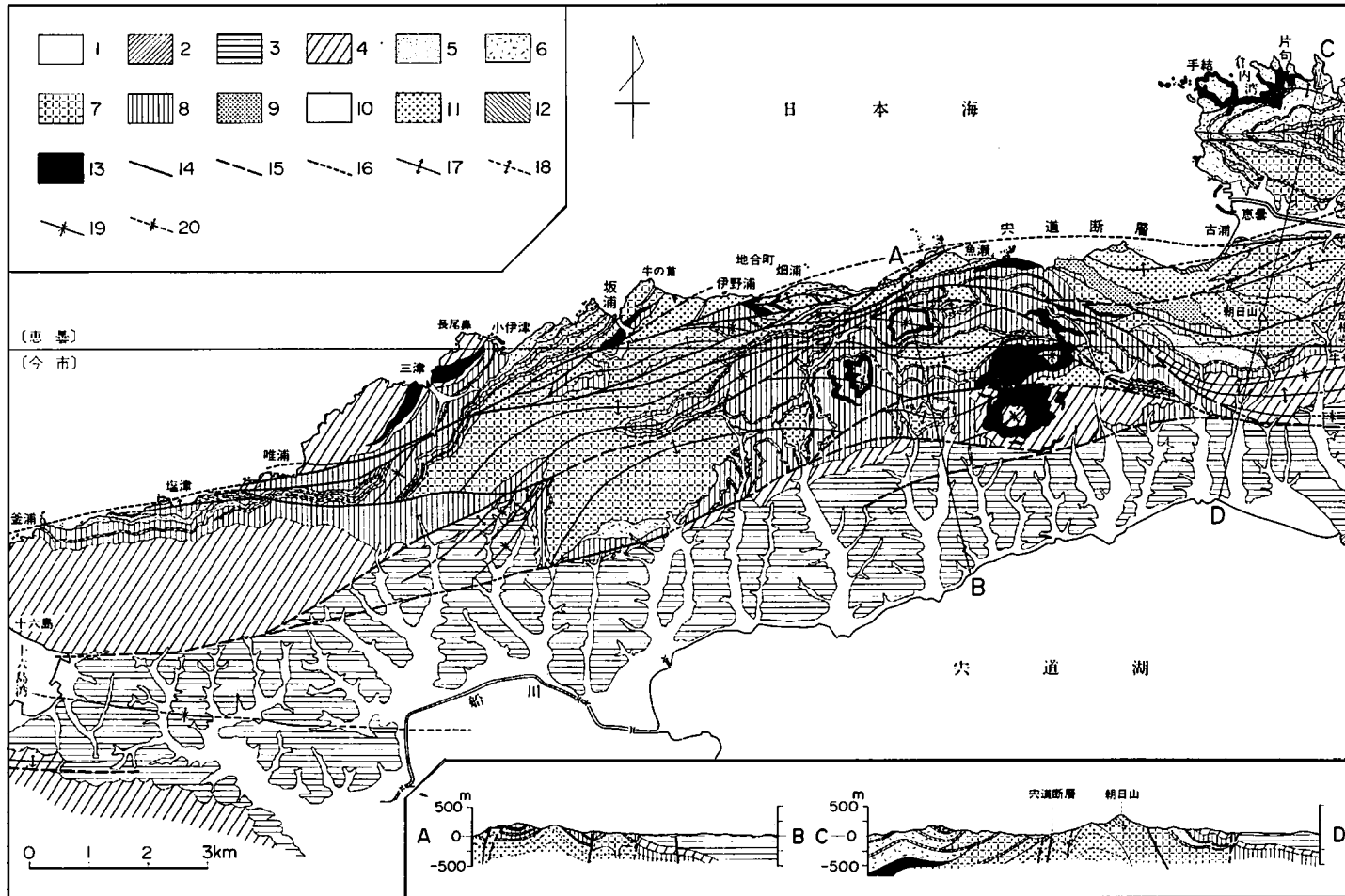
古浦層は台島型植物群や淡水生・汽水生貝化石などを産する非海成層で、砂岩・礫岩・泥質岩を主体とする。古浦層の中には境港地域及び東方の美保関地域と同様に酸性軽石凝灰岩の厚層が挟まれているが、確認された数は少なく、多くて2枚を数えるにすぎない。また、安山岩火山角礫岩層が一部露出しているが、詳しい分布が不明なことから地質図には示されていない。古浦層の下限は不明で600m以上である。



第3図 長尾鼻付近の海岸の急斜面と海食台

成相寺層は古浦層を整合に覆い、それを取り巻くように分布している。黒色泥質岩及びそれと指交する流紋岩火山岩類からなる海成層で、その層厚は最大 900m 前後と推定される。成相寺層の流紋岩は各所に海底火山を形成した大規模な酸性火山活動の産物で、その活動は成相寺層の堆積初期から後期まで続いている。興味深いことに流紋岩を主とする海底火山体の一部には安山岩溶岩が認められる。

牛切層は成相寺層に引き続いて堆積した海成層で、長尾鼻付近と成相寺南方に分かれて分布する。成相寺南方の牛切(今市地域)は牛切層の模式地であり、多井(1952)はそこにおいて黒色泥質岩中に酸性凝



第4図 惠曇地域及び今市地域北半部の地質図

1: 第四系 2: 松江層 3: 古江層 4: 牛切層 5-8: 成相寺層 (5: 安山岩溶岩 6: 流紋岩火砕岩(一部同質溶岩を含む) 7: 流紋岩溶岩・貫入岩(一部同質火砕岩を含む) 8: 黑色泥質岩) 9-12: 古浦層 (9: 礫岩(砂岩・泥質岩を伴う) 10: 酸性凝灰岩 11: 砂岩(礫岩・泥質岩を伴う) 12: 泥質岩(砂岩を伴う)) 13: 塩基性・中性貫入岩 14: 断層 15: 推定断層 16: 伏在断層 17: 背斜 18: 伏在背斜 19: 向斜 20: 伏在向斜

第1表 惠曇地域の地質総括表

地質時代	層序(層厚)	主要岩相	火成活動	堆積盆の変遷	化石		
第四紀	沖積層 段丘堆積物	砂・礫・泥	塩基性・中性 貫入活動 火山活動 中性・酸性	海域 ← 陸域 深	N.8-9 海棲動物 化石(有孔 虫・貝・鯨 など) Blow (1969) Corbicula sp. 淡水複貝化石 台島型植物群		
第三紀	鮮新世						
	中新世	牛切層 (>300m)				黒色泥質岩 酸性凝灰岩 凝灰質砂岩	砂岩・黒色泥質岩互層 (大部分は重力流堆積物)
	古新世	成相寺層 (<900m)				黒色泥質岩 流紋岩溶岩(貫入相を伴う)火砕岩 安山岩溶岩・火砕岩	
	古浦層 (>600m)	砂岩・礫岩・砂質シルト質頁岩・頁岩 (酸性凝灰岩・安山岩火山角礫岩を挟む)					

灰岩・凝灰質砂岩をしばしば挟む所から上を牛切層，そしてその上の酸性凝灰岩・凝灰質砂岩をほとんど含まない泥質岩層を古江層と定めている．成相寺南方の牛切層はこの模式地の牛切層の延長で，岩相は同一で，層厚は100m程度である．一方，長尾鼻そしてその西方に広く分布する牛切層はこれとやや岩相が異なり，砂岩・黒色泥質岩互層を主体とし，層厚も300m以上と厚い．互層をなす砂岩・泥質岩の大部分はタービダイトあるいはタービダイト類似的重力流堆積物である．

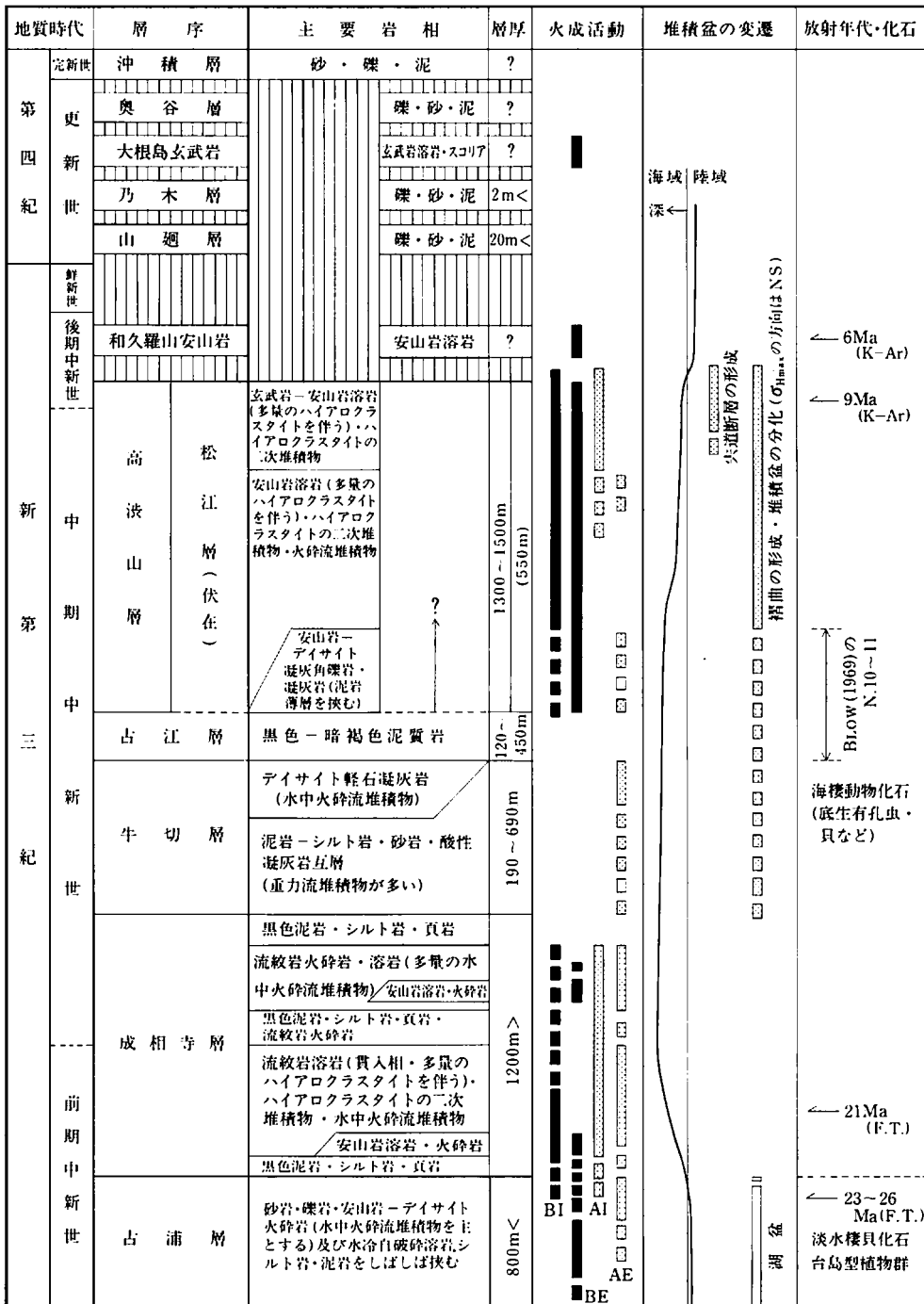
惠曇地域及び南隣の今市地域の成相寺層・牛切層からは，上部・中部半深海に生息する有孔虫化石群集が得られている(野村，投稿中)．また，成相寺層からナガスクジラ科に属すると考えられるクジラの腰椎の化石が産出する．

鹿野・吉田(1985)によれば，古浦層と成相寺層の境界の年代はおよそ22 Ma，また，野村(1984，投稿中)の浮遊性有孔虫化石の研究に基づけば，成相寺層上半部・牛切層はBlow(1969)のN.8-9に対比される．

塩基性・中性貫入岩は岩脈・岩床をなし，岩体の規模に応じて火山岩・深成岩組織を示す．その貫入時期を特定することは難しいが，少なくとも2期，すなわち成相寺層の堆積時と牛切層堆積の後に貫入したものらしい．

第四系は，段丘堆積物及び沖積層に区分される．段丘堆積物は標高20-30mの平坦面をなし坂浦にわずかに分布するにすぎず，その詳しい時代は不明である．沖積層には小河川に沿って谷底平野・三角州平野をなすものと，湾頭砂州・砂丘をなすものがあるが，いずれも分布は狭い．

第2表 境港地域の地質総括表(鹿野・吉田, 1985)



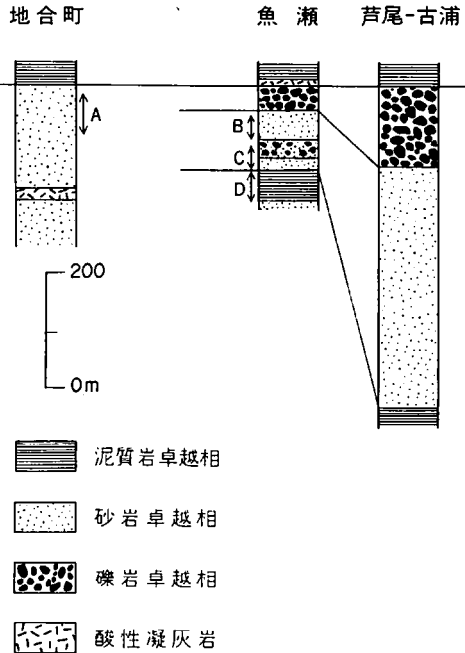
BI: 塩基性-中性貫入岩 BE: 塩基性-中性噴出岩 AI: 酸性貫入岩 AE: 酸性噴出岩 K-Ar: K-Ar 全岩年代
 F.T.: ジルコンのフィッシュトラック年代

新 第 三 系

. 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 古浦の南方と古浦西方の海岸沿いに分布する。下限は不明で、層厚は600m以上。
 層序関係 島根半島に露出する地質系統の最下部をなす。本層の礫岩中に含まれる礫種から判断して、先新第三紀の深成岩などを不整合に覆っていると考えられている(鹿野・吉田, 1985)。
 岩相 本層は主に砂岩・礫岩・泥質岩からなり(第5図)、その間に1-2枚の酸性凝灰岩・安山岩火山角礫岩の厚層(10-20m)を挟む。
 砂岩は極細粒-極粗粒で淘汰が悪く、細礫を

西 東

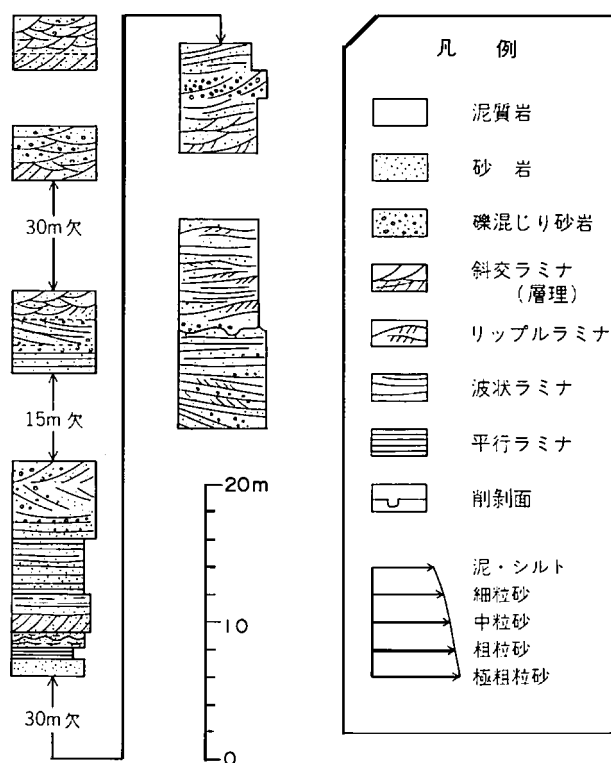


第5図 古浦層の模式柱状図
 A-Dの位置の岩相を第6図-第9図に示す

第3表 古浦層礫岩中の礫種(秋鹿町大谷)

礫種	構成鉱物(構成粒子)	特 徴	相対量
粗粒砂岩	結晶片: 石英, 斜長石, アルカリ長石 岩片: 花崗岩質岩, デイサイト	マトリックスは10-20%程度 アルコース質砂岩	多
デイサイト 凝灰岩	石英, 斜長石, 角閃石, ガラス, 少量の軽石片を含む。	斜長石の一部は緑れん石に置換されている。マトリックス及び軽石片は脱ガラス化し、珪長質鉱物、粘土鉱物、緑れん石に置換されている。	中程度
微文象 花崗岩	石英, アルカリ長石, 白雲母, 褐れん石, アパタイト, ジルコン, スフェーン	微文象組織が顕著。黒雲母(?)を緑れん石・緑泥石が置換している。	少
斜長石 流紋岩	斑晶: 斜長石 石英: 斜長石, 石英, アパタイト	孔隙の一部を石英が充填 斜長石斑晶の一部は緑れん石により置換されている。	中程度
中粒 トータル岩	石英, 斜長石, アルカリ長石, 鉄鉱, アパタイト, スフェーン	緑泥石, 緑れん石, 淡褐色粘土鉱物, 不透明鉱物が苦鉄質鉱物(角閃石又は黒雲母?)を置換している。 斜長石の一部は緑泥石, セリサイトに置換されている。 石英, 斜長石はカタクラスティック組織を示す。	少

礫種は無作為に採取された礫から種類の異なるものを選んである。



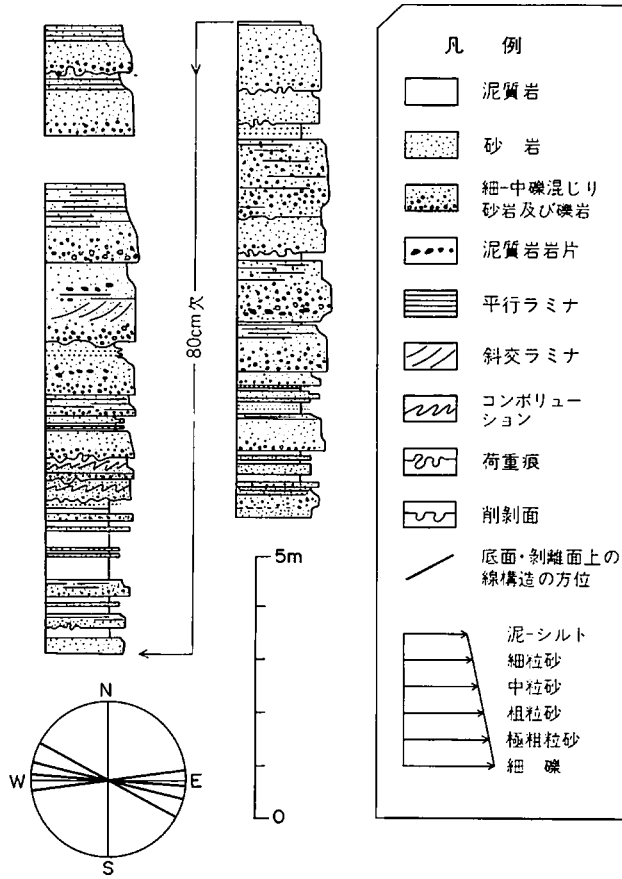
第6図 第5図Aの岩相(地合町)

含むことも多い。砂岩の構成物は主に石英・斜長石・カリ長石と中・酸性火山岩・花崗岩質岩の岩片・軽石片で、とりわけ斜長石と火山岩片・軽石片が多い。そのため、火砕岩との区別が困難な場合もある。礫岩は安山岩・流紋岩・花崗閃緑岩などの細礫・巨礫からなり、淘汰・円磨度とも悪い。本層上部の礫岩では流紋岩・酸性凝灰岩の角礫が特に多い(第3表)。花崗閃緑岩や、三浦(1973a, b)によって発見された片麻岩などの礫は先新第三系に由来するものである。

これら砂岩・礫岩は本層の大部分を占め、2つの異なった産状を示す。一つは様々な規模・型の斜交層理・リップル、特に大型の斜交層理が卓越し、かつ淘汰が非常に悪いものが多い(第6図及び第 図版A)。もう一つはしばしば泥質岩を間に挟み、級化成層し重力流堆積物の特徴(MIDDLETON and HAMPTON, 1973)を示す(第7, 第8図及び第 図版B・C)。また前者の特徴を持つものより粒径は小さく、砂岩の場合、淘汰も比較的良好。

泥質岩は淡緑・黒色の砂質・シルト質頁岩・頁岩が圧倒的に多く、層理明瞭で連続性も良い(第 図版A)。また、淡水生貝化石を産することも多い。頁岩は細かな平行ラミナを有し、ラミナに沿って容易に剥離する(第 図版C)。泥質岩の間にはしばしば細・中粒のタービダイト砂岩・波状・平行ラミナを持つ砂岩が挟まれている(第 図版B及び第9図)。

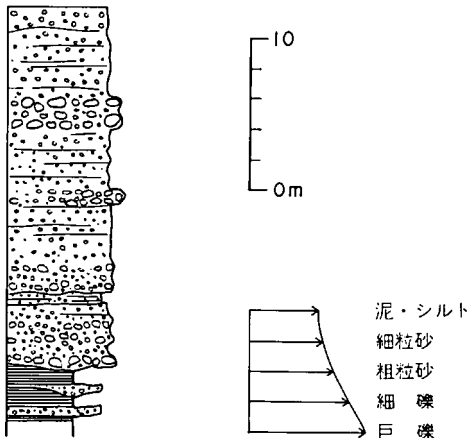
泥質岩が卓越するのは本層の下部の方で、上位に向かうにつれて砂岩そして礫岩が卓越するようになる(第5図)。砂岩は下部の方でタービダイトあるいはタービダイト類似の特徴を示すものが多く、上



第7図 第5図Bの岩相(魚瀬町)

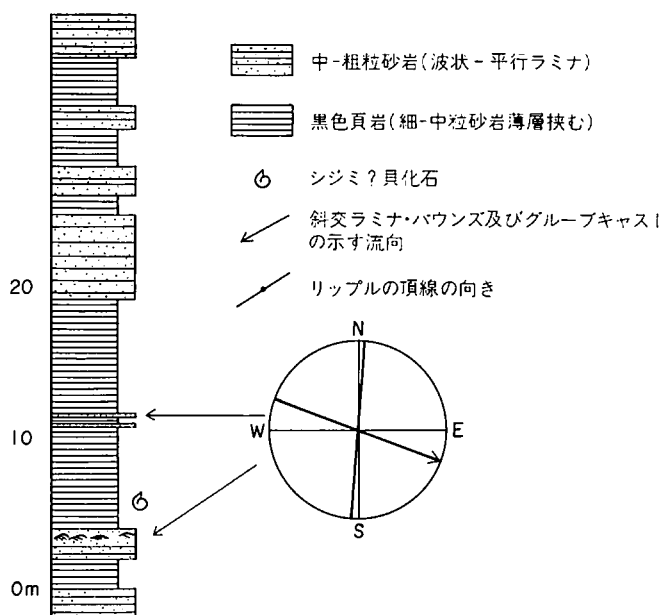
柱状図に示される砂岩の底面・剝離面上にはしばしば線構造が認められる。その方位を左下隅にまとめて示す

KE106



第8図 第5図Cの岩相(魚瀬町)

凡例は第7図と同じ



第9図 第5図Dの岩相(魚瀬町)

位に向かうにつれて大型の斜交層理などを示す厚層(第6図)をなすものが多くなる。タービダイト砂岩などに伴う礫岩は淘汰不良で、不明瞭ながら級化し、かすかな低角斜交-平行層理を示す(第 図版C及び第8図)ことから重力流堆積物である可能性が高い。一方、本層の上部の礫岩は芦尾-古浦付近で最も厚く、西方、東方及び南方に向かって薄化・尖滅する(第4図及び第5図)。本層の上には樹幹化石が多く、挟在する泥質岩-細粒砂岩からは植物化石を産する。

以上述べた泥質岩・砂岩・礫岩の分布と堆積構造などの特徴から恵曇地域及びその周辺における古浦層の堆積環境について次のような解釈が可能である。

上層準ほど粗粒堆積物が卓越する事実は、堆積場の水深が次第に浅くなったか、堆積物の供給源が近い所に迫ってきたことを意味している。泥質岩の堆積学的特徴は湖の静かな水底に堆積したことを示す。上方に向かうにつれてそこにより粗粒の重力流堆積物が流入するようになり、恐らく扇状地を形成した。そこにはまた、波状-平行ラミナ・リップルの発達した中-粗粒砂岩も認められる(第9図)。これは波浪作用限界深度より深い場所、恐らく扇状地の外縁に堆積したものであろう。タービダイト砂岩卓越相に伴う粗粒の重力流堆積物(?)は扇状地のチャンネル堆積物と考えたい。魚瀬周辺の砂岩タービダイトの流痕から判断される砂の供給方向は西北西から東南東で(第7図及び第9図)あるが、第5図に示されるように東方、すなわち更に上位の礫岩が厚くなる方向に向かうにつれて砂岩卓越相が厚くなることから、東方からも砂が供給されていた可能性は高い。既に述べたように、本層の最上位で卓越する礫岩は芦尾-古浦間で最も厚く、東方、西方そして南方に向かって薄くなるので、北方に供給源のある扇状地を形成していたはずである。この礫岩卓越相とタービダイト砂岩卓越相とに挟まれる砂岩卓越相は大型斜交層理・リップルなどが顕著で、波浪(あるいは風)の作用が大きい沿岸とその周辺の堆積物と考え

第4表 古浦層産植物化石
(多井, 1952, 1953; 加藤, 1969; 尾上, 未公表)

Berchemia racemosa SIEBOLD and ZUCCARINI
Cinnamomum schuchzeri HEER
Comptonia naumanni (NATHORST) HUZIOKA*
Glyptostrobus europaeus (BRONGNIART) HEER
Laurus promigenius UNGER
Metasequoia japonica (ENDO) MIKI
Planera ungeri ETTINGSHAUSEN
Quercus glauca THUNBERG
Quercus mandraliscae GAUDIN*
Salix sp.
Ulmus sp.

尾上 亨鑑定

第5表 古浦層産貝化石
(SUZUKI, 1949; 多井, 1952, 1953; 加藤, 1969)

Corbicula sp.
Cristaria muroii etomoensis SUZUKI
Cuneopsis nipponensis kouensis SUZUKI
Hyriopsis oyamai SUZUKI
Lamprotula sakaii SUZUKI
Lamprotula shimanensis SUZUKI
Parreysis nipponensis SUZUKI
Semisulcospira sakamotoi SUZUKI
Viviparus (Sinotaia) uryuensis kosasanus UEJI

るのが妥当であろう。植物化石・樹幹化石がこの岩相や上位の礫岩卓越相に含まれていることはこの推論を支持している。

地合町周辺では本層の中に厚さ 10-20m 前後の酸性凝灰岩・安山岩火山角礫岩が分布するが、本層の露出状況が悪い上、断層で寸断されているため正確な層準・枚数は分からない。酸性凝灰岩は少なくとも 1-2 枚あり、いずれも一見塊状で軽石片を多数含み、その厚さと上下の地層の堆積環境から考えて広義の水中火砕流堆積物 (FISHER and SCHMINCKE, 1984) である。地質図に示されている酸性凝灰岩は分布を追うことのできたものに限られている。安山岩火山角礫岩は畑浦西方の海岸にのみ露出しており、詳しい分布・産状は不明である。したがって地質図には示されていない。

化石 本層からは第 4 表及び第 5 表に示される植物化石・貝化石が産出する。植物化石群集は鑑定者尾上 亨によれば台島型とのことである。

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 古浦層を取りまく形で中列山地及び古浦北方の東列山地東端部に分布する。

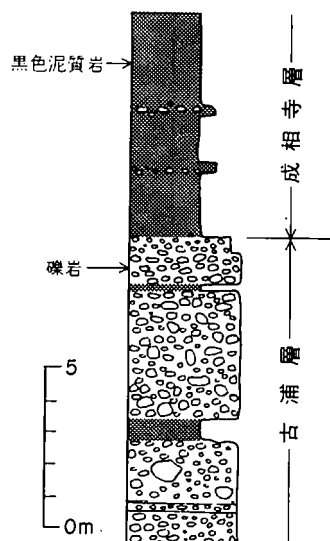
層序関係 古浦層に整合に重なる。

岩相 本層は黒色泥質岩・流紋岩火山岩類を主体とし、一部に安山岩溶岩を挟む。

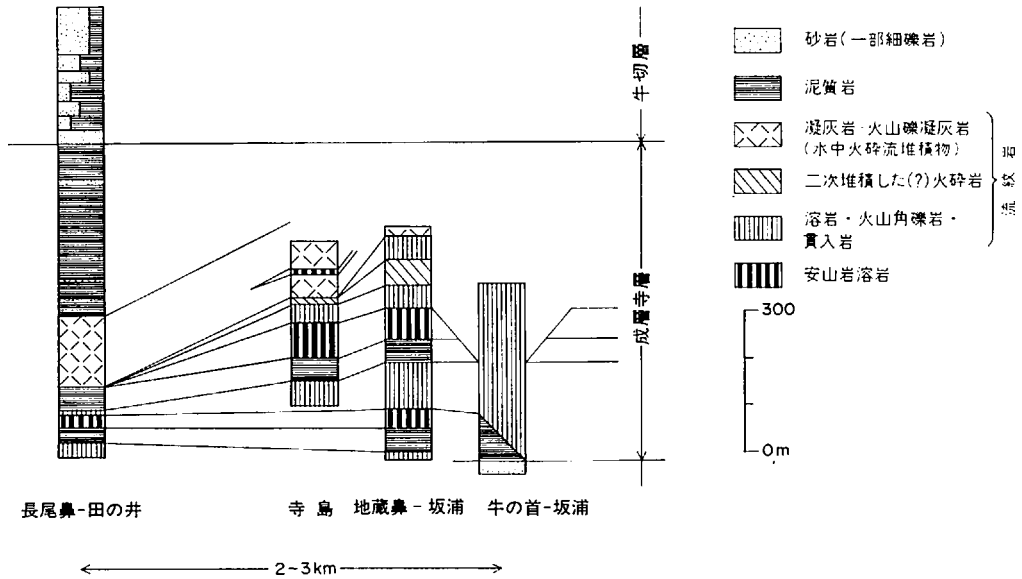
黒色泥質岩は一般に硬く、破断した岩片の端は鋭利である。下部では頁岩質なものが多く、古浦層の黒色泥質岩はこれに酷似している。また古浦層との境界付近では黒色泥質岩と砂岩・礫岩との互層が認められる(第10図)。中・上部では厚さ数cm-数10cmの単層の重なりをなし、その間に頁岩質黒色泥岩・凝灰質泥岩・酸性凝灰岩薄層を挟むことが多い。

流紋岩火山岩類は朝日山・坂浦及び坂浦南方で最も厚く、そこでは塊状・水冷破碎された溶岩・岩脈が認められる。そして、それらの周辺には溶岩と指交する同質火砕岩が分布する(第4図)。その典型的な例は坂浦(第11図及び第12図)及び朝日山周辺(第4図地質断面図)で見ることができる。

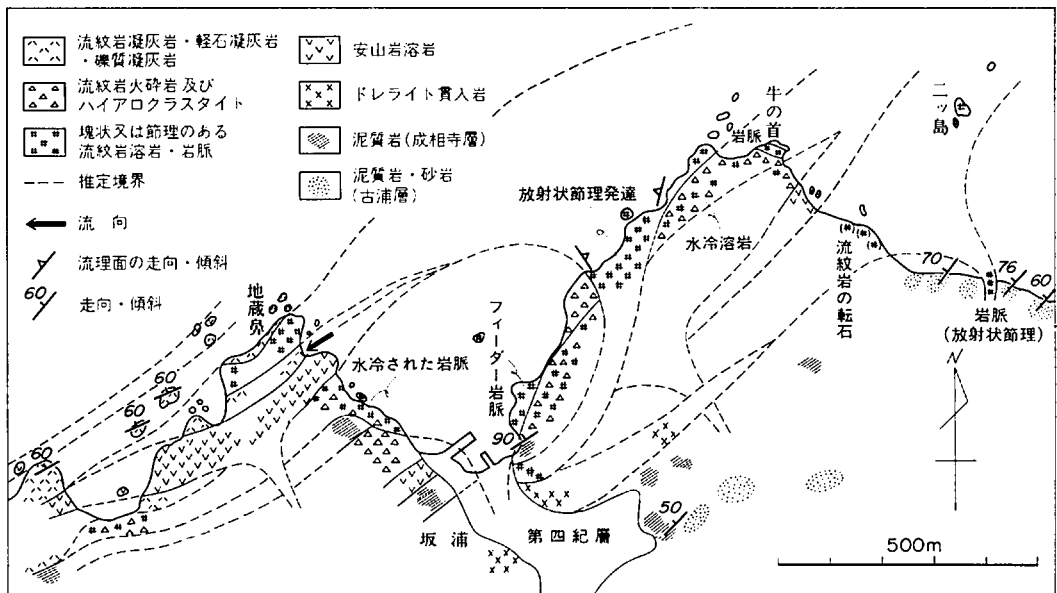
坂浦周辺では坂浦から牛の首にかけて流紋岩溶岩とその中に貫入した幅数m-100mの同質岩脈が、そして坂浦から地蔵鼻、寺島にかけて同質の溶岩・火砕岩が分布する(第12図)。流紋岩溶岩・岩脈は無斑晶質・ガラス質で、各所で同質火山角礫岩に漸移する。そこでは、火山角礫岩に向かって次第に開口割れ目が増え、割れて分かれた角礫の間をガラス質のより細かな同質岩片が埋めるようになる(第図版A・B)。これらの事実は、溶岩・岩脈が水と接触し、急冷・破碎されたことを示す。岩脈の中には最大幅100m以下でその中心部に放射状節理の発達したもの(第図版A・B)と幅数m程度でS字状など不規則な形態をとるもの(第図版C・D)とがある。そのうち小規模な岩脈は水冷破碎されたガラス質溶岩(ハイアロクラスタイト)を貫き、その延びの方向に直交する節理が入っている。それらのすぐ脇に大規模な岩脈があるので、そこから派生したものと考えられる。第11図及び第12図に示されるように、大規模な岩脈は少なくとも3つ認められる。そのうち2つの岩脈については、上方(北西方向)に朝顔状に開き、上方で広がるあたりで水冷破碎された部分が認められる。中心部に放射状節理が発達していることと考え合わせると、これら岩脈はフィーダー岩脈、すなわち溶岩の噴出源とみなすことができる。事実、それらが上方で開いた所の延長部には同質の溶岩が分布する。溶岩は側方に向かうにつれて薄化尖滅し、その上には平行層理を示す、あるいは級化成層した流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰岩が重なる(第図版C・D)。地蔵鼻から寺島、そして更に西方へと海岸沿いに続く火砕岩は圧密された軽石片を主体



第10図 古浦層と成相寺層との境界付近の柱状図の一例(秋鹿町六坊東方の道路沿い)



第11図 坂浦周辺の成相寺層・牛切層柱状図



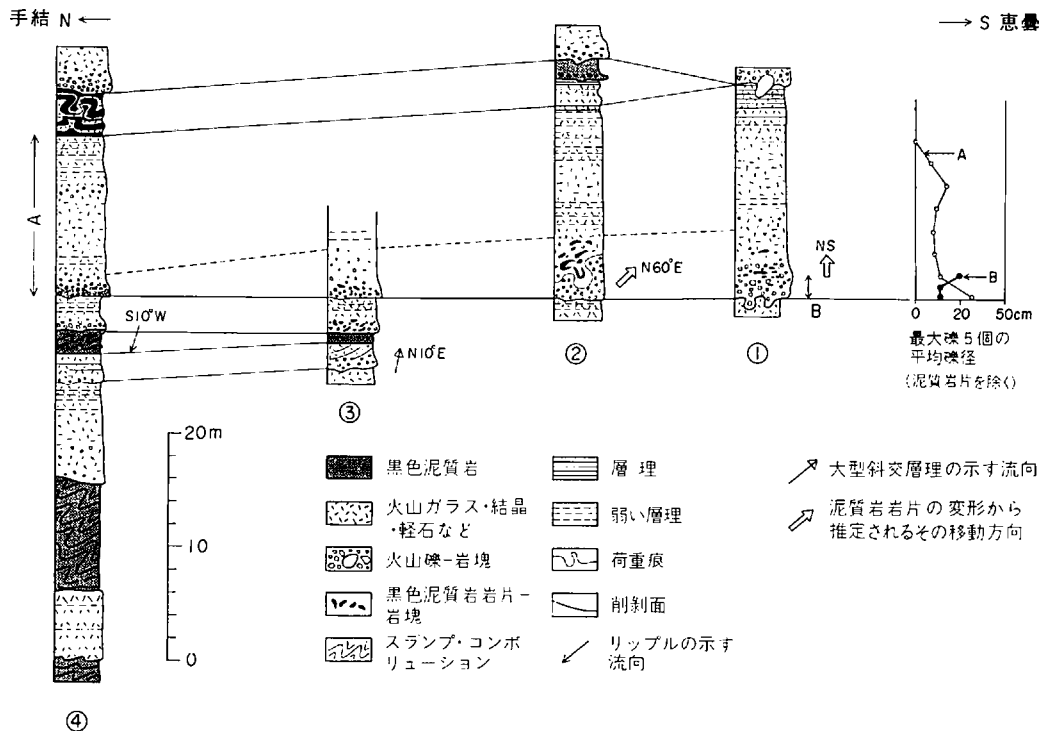
第12図 坂浦周辺における火山岩類の分布図(平田市坂浦町坂浦)

破線は推定される地層・岩体の境界。流紋岩溶岩は大きな岩脈から噴出しレンズ状の岩体をなす。周囲の地層が50°以上北西に傾斜していることから火山岩体の断面を見ていることになる

とした軽石凝灰岩であり、それより下位の火砕岩の中には様々な大きさの無斑晶質 - ガラス質流紋岩岩片を主体とし、黒色泥質岩岩片を含むものがある。一例だけではあるが、このような火砕岩の底面に東北東から南南西、すなわち牛の首方面からの流れを示す流痕が観察されている(第12図)。この事実と調和するように、火砕岩はいずれも坂浦から西方に向かうにつれて薄化している(第4図)。

興味深いことに、上記流紋岩火山岩類の間には3枚の安山岩溶岩が挟まれている(第12図)。安山岩は流紋岩と同様無斑晶質 - ガラス質で水冷破碎されているものが多く、地蔵鼻付近の溶岩には多量の水冷火山弾(中村, 1969; 山岸, 1974)が含まれている(第 図版)。水冷火山弾には長径数 mm の気孔が多数認められる。溶岩の厚さは最大 40-80m で坂浦周辺で最も厚く、いずれも側方に向かうにつれて薄くなる(第4図及び第12図)。したがって安山岩溶岩の噴出源も坂浦周辺にあった可能性が高い。

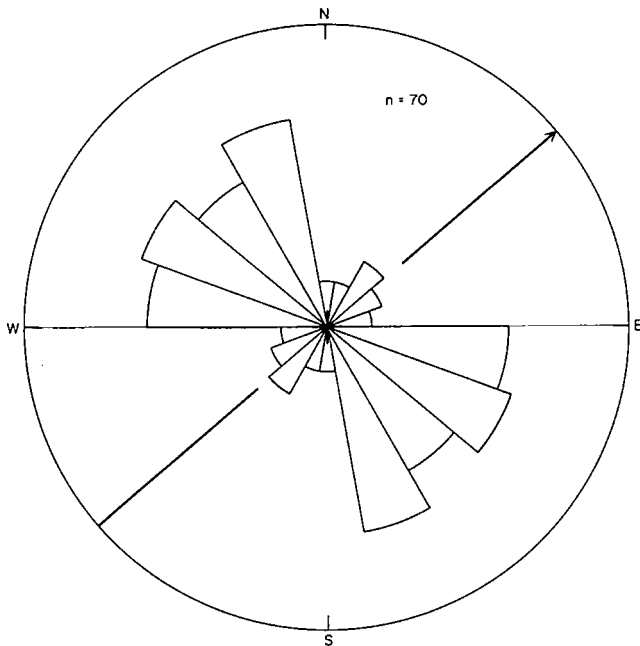
朝日山周辺ではそこを中心とした地域に古浦層を貫く比較的大規模な流紋岩貫入岩体があり(第6表)、その周囲に同質溶岩、そして更にその外側に同質火砕岩が分布する(第4図)。また、流紋岩火山岩類の間には坂浦周辺の場合と同様に安山岩溶岩が挟まれている(第4図)。ここでの火山岩類、特に流紋岩溶岩の産状は坂浦周辺のものと同様に良く似ており、類似した堆積環境の場所に噴出したことをうかがわせる。流紋岩溶岩・貫入岩のなす岩体の周囲には広義の水中火砕流堆積物(FISHER and SCHMINCKE, 1984)の特徴を示す、すなわち、級化(あるいは逆級化) - 塊状部の上に平行層理 - 斜交層理を有する部分が重なって1フロー・ユニットを構成するような流紋岩火砕岩層が何枚も認められる(第13図)。また、



第13図 手結-恵曇間の海岸に見られる成相寺層流紋岩火砕岩卓越相の柱状図
から までの距離はおよそ500m. 柱状図は相対的距離に基づいて配置してある

それらの間にはしばしば黒色泥質岩が認められる。最も露出の良い恵曇町北方の海岸で観察する限り、斜交層理・泥質岩岩片・岩塊のインプリケーションとコンポリューションなど(第 図版及び第 図版)から推定される火砕物の流れは、南・南西から北・北東を向いている(第 13 図)。これと調和するように、一枚の火砕岩層の下部を占める級化(あるいは逆級化)し、礫の多い部分が北方へ薄くなる例が観察されている(第 13 図)。これら火砕岩層の間に挟まれる黒色泥質岩にはコンポリューション・スランプが多く認められ、スランプ層の中にはしばしば火砕岩が巻き込まれている。片匂付近の海岸で観察される黒色泥岩の地すべり堆積物(第 図版)では、ちぎれた泥岩岩塊の長軸が北西・南東方向に並びかつ一部に認められる泥岩シートのスランプ褶曲はそれが南西から北東に向かってすべったことを示している(第 14 図)。このすべり方向は既に述べた火砕物の流向とほぼ同じである。

本層の堆積環境は非海成の古浦層と整合であること、本層の中・上部から、上部・中部半深海に生息していたと推定される底生有孔虫化石群集が産出する(野村ほか, 1984; 野村, 投稿中)ことから、下部は浅海、そして中・上部は上部・中部深海と推定される。上述の流紋岩火山岩類の産状は、それらが次々と水底に噴出し、そこに高まり、すなわち火山を形成していったことを示している。山体斜面に堆積した火砕物・泥質岩は噴火・地震のたびに、あるいは重力により不安定になって流下・再堆積したに違いない。火砕岩に挟まれる泥質岩スランプ層が多く、火砕物中にも泥質岩がしばしば取り込まれているのは恐らくこのことに起因する。流紋岩の活動の休止期には安山岩が噴出した。その溶岩の一部に、発泡の良い水冷火山弾が含まれていることから考えると、噴出口は比較的水深の浅い所、すなわち化石などが



第14図 地すべり堆積物中の岩塊の長軸の方位ヒストグラムとその中のスランプ褶曲から判定されたすべり方向(片匂東方の入江東岸) 堆積物は成相寺層の黒色泥岩を主体とし、その下位の流紋岩火山角礫岩から角礫を取り込んでいる

ら推定される水深よりも浅い所にあった可能性が高い。

岩石記載

斜長石流紋岩 GSJ R33279

産地：松江市成相寺北方500m。

産状：貫入岩。

化学組成：SiO₂ = 74.9% (第6表の(2))。

斑晶：2mm以下の自形・半自形斜長石(少量)。

石基：斜長石・石英・鉄鉱・アバタイト。

斑晶及び石基中の斜長石は濁沸石に置換されている。孔隙には濁沸石のほか、石英・スフェーン・パンペリ一石が生じている。

無斑晶質安山岩 GSJ R33280

産地：平田市坂浦町地蔵鼻南東300mの海岸

産状：水冷火山弾

斑晶：長さ0.2mm程度の極微量の斜長石・単斜輝石。

石基：斜長石・鉄鉱・シリカ鉱物・輝石・ガラス。

0.1mm以上の気泡が多数あり、石英及び淡緑色粘土鉱物が充填している場合が多い。斜長石斑晶は部分的に淡緑色粘土鉱物に置換されている。石基中にはスフェーンも認められる。

第6表 成相寺層流紋岩の化学分析値

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	total
(1)	74.20	0.23	13.58	1.96	1.13	0.21	0.79	0.76	4.45	1.46	0.08	1.17	0.52	100.54
(2)	74.86	0.25	14.16	2.49		0.11	0.58	1.14	5.01	1.31	0.05			100.46

(1) 松江市朝日山(三浦, 1974)。(2) 松江市成相寺北0.5km(朝日山), 灼熱減量は1.93wt%(GSJ R33279; NSK-49)。(2)は蛍光X線分析値。全FeはFe₂O₃として求めた。

化石 黒色泥質岩から魚鱗・有孔虫・クジラなどの海生動物化石を産する。第7表に恵曇地域及び南隣の今市地域の本層から産出する底生有孔虫化石を示す。クジラの化石は片句東方の入江の東岸で黒色泥質岩の転石から、今回の調査で初めて発見されたもので、国立科学博物館の富田幸光・宮崎信之により、cf. *Balaenopteridae* gen. et sp. indet., すなわち、恐らくナガスクジラ科に属する小形クジラと鑑定されている(第 図版参照)。なお、大久保(1976)は、今市地域小伊津付近からクモヒトデ(*Astrophiura?* sp.)を報告している。また、多井(1952)は本層から *Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Megayoldia* sp., *Propeamussium* cf. *tateiwai*, *Bathyamussium* sp., *Palliolium* n. sp., *Solemya* sp. などの貝化石を報告しているが、正確な産地は不明である。

. 3 牛 切 層

地層名 通商産業省(1967)。多井(1952)の牛切互層に相当する。

模式地 松江市牛切

分布・層厚 長尾鼻付近と成相寺南方に分布する。長尾鼻付近の本層は上限不明で層厚300m以上。

第7表 惠曇地域及び今市地域の成相寺層 - 牛切層産底生有孔虫化石

本表は野村(投稿中)の資料に基づき、本報告の層序に合わせて一部修正して作成した

底生有孔虫化石種	成相寺層		牛切層
	下部	中 - 上部	
<i>Amodiscus incertus</i>			
<i>Cribratomoides cf. crassimargo</i>			
<i>Cyclamina cancellata</i>			
<i>Cyclamina ezoensis</i>			
<i>Cyclamina incisa</i>			
<i>Cyclamina pusilla</i>			
<i>Martinottiella nodulosa</i>			
<i>Plectina nipponica</i>			
<i>Reophax pilulifer</i>			
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>			
<i>Spirosigmoilinella compressa</i>			
<i>Ammonia tochiensis</i>			
<i>Anomalina glabrata</i>			
<i>Brizalina marginata masudai</i>			
<i>Brizalina sp. A</i>			
<i>Bulimina striata</i>			
<i>Bulimina sp. A</i>			
<i>Cibicides malloryi</i>			
<i>Cribrorhynchium imanishii</i>			
<i>Epistominella pulchella</i>			
<i>Epistominella shimanensis</i>			
<i>Fursenkoina ishikiensis</i>			
<i>Globobulimina pyrula</i>			
<i>Gyroidina orbicularis</i>			
<i>Gyroidinoides shinjiensis</i>			
<i>Hastilina bradyi</i>			
<i>Islandiella cf. helenae</i>			
<i>Lenticulina nikobarensis</i>			
<i>Melonis pompilioides</i>			
<i>Nonionella miocenica</i>			
<i>Nonionella cf. stella</i>			
<i>Pullenia salisburyi</i>			
<i>Sphaeroidina compacta</i>			
<i>Uvigerina akitaensis</i>			
<i>Valvulineria masudai</i>			

成相寺南方では層厚 100m 程度。

層序関係 下位の成相寺層, 上位の古江層と漸移整合。本層は凝灰岩・凝灰質砂岩・黒色泥質岩互層で特徴づけられる(多井, 1952)。しかし, 南隣今市地域内の十六島と模式地の牛切との間では, その存在を確認することが難しく, ほとんどない, あるいはあってもかなり薄いと考えられている(例えば通商産業省, 1967)。十六島東方の地域で本層を追跡した野村(投稿中)はその凝灰岩・凝灰質砂岩が東方に向かって薄化・尖滅し, 成相寺層を特徴づける黒色泥質岩に置き換わることから, 本層と成相寺層とは指交関係にあると考え, 成相寺層の最上部を占める一部層とすることを提案している。本報告では牛切層の下限を従来通りとし, 上限を暗褐色 - 黒色無層理の泥質岩厚層の基底としておく。

岩相 成相寺南方の本層は模式地に近く、模式地付近とほぼ同じ岩相を示す。ここでは黒色泥質岩と酸性凝灰岩・凝灰質砂岩が様々な割合で互層するが、下部と上部では泥質岩が卓越し、下位の成相寺層、上位の古江層と漸移する。したがって本層の上限・下限はある程度あいまいになっている。一方、長尾鼻付近の本層は、厚さ 30m 内外の細礫 - 粗粒砂からなる級化層を基底とし、黒色泥質岩・極細粒 - 極粗粒砂岩の互層で構成される。第 15 図に例示されるように、互層をなす泥質岩 - 砂岩の多くはターピダイトあるいはターピダイト類似の重力流堆積物に特徴的な堆積構造 (MIDDLETON and HAMPTON, 1973) を示す (第 図版 A・B)。しかし、泥質岩の中にはそれらと明瞭な境界をもって接し、かつ重力流堆積物の視認ができないことから半遠洋性泥質岩と判断されるものもある。砂岩の底面には南西 - 北東方向に並ぶ大小様々のグループキャスト (第 図版 C) が認められることが多い (第 15 図)。砂岩には泥質岩・砂岩の岩片が多数取り込まれており (第 15 図)、グループキャストはそれらによって刻まれたものである。グループキャストでは明瞭な流向は分からないが、本層の碎屑物の粒径は西方の地域 (今市地域) で大きい傾向が認められることから、南西から北東方向へ碎屑物が運ばれた可能性が高い。泥質岩・砂岩互層はスランプ層をなすことも多く、北西から南東に向けてすべったことを示している (第 15 図及び第 図版 D)。

化石 恵曇地域及び南隣の今市地域から第 7 表のような底生有孔虫化石が報告されている。野村 (投稿中) によれば、それらは上部 - 中部半深海に生息していたと推定される。なお、今市地域十六島町周辺の本層から貝化石 *Acesta goliath*, *Eutrephoceras izumoense*, *Neptunea koromogawana*, *Palliolium peckhami*, *Patinopecten kimurai ugoensis*, *Schichiheia yokoyamai*, *Thyasira (Conchocela) nipponica*, *Venericardia shiobarensis*, *Yoldia (Yoldia) laudabilis* が加藤 (1969) により報告されている。また、今市地域牛切から *Propeamusium cf. tateiwai* が多井 (1952) により報告されている。

4 塩基性-中性貫入岩

恵曇地域内には古浦層 - 牛切層に貫入した塩基性 - 中性岩の岩床が幾つか認められる。貫入時期は特定できないものが多いが、魚瀬東方の海岸付近の岩床ではその末端部と思われる所に水冷破碎された部分があり、その母岩すなわち成相寺層の堆積時に貫入したことがうかがえる。ほとんどの岩石は変質しており、緑泥石、粘土鉱物、炭酸塩鉱物のほか、緑れん石、ぶどう石、パンペリー石などが認められる。また、初生鉱物 (?) としてフロゴパイトが含まれていることも多い。第 8 表に塩基性貫入岩の化学分析値を、また以下に今回分析を行った岩石の鏡下での性状を記す。

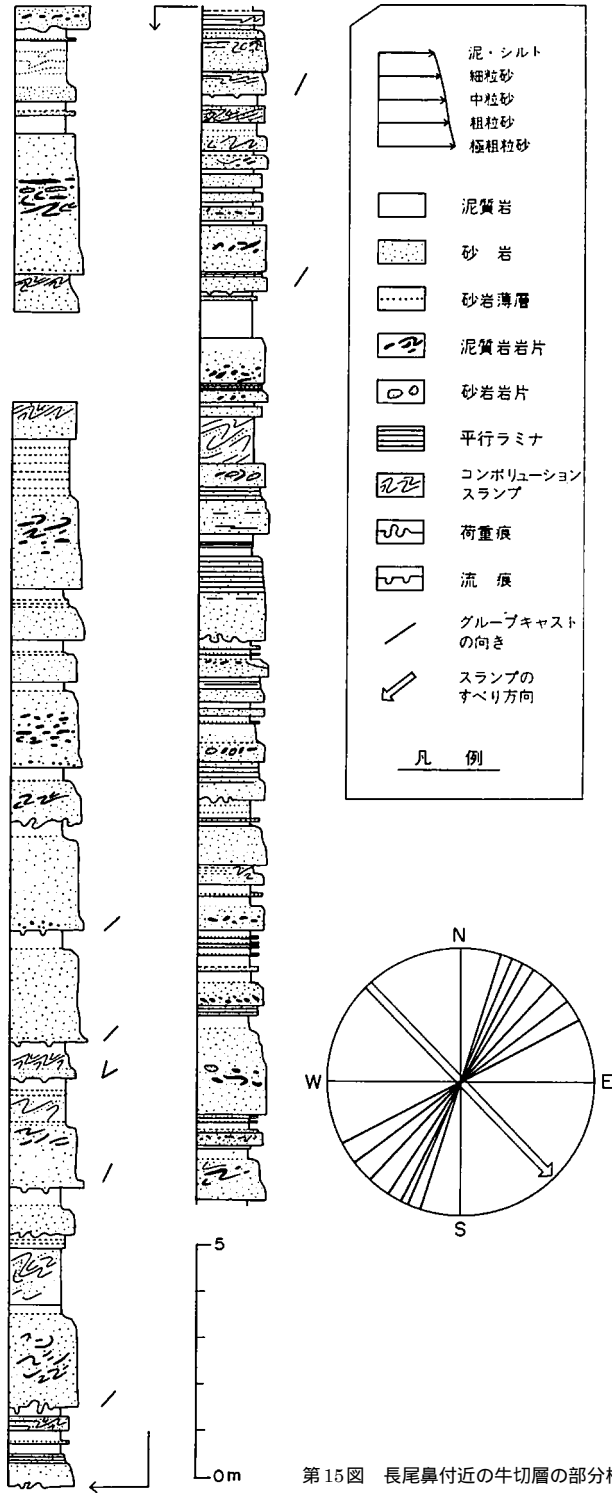
岩石記載

かんらん石ドレライト GSJ R33278

産地：鹿島町片匂 (倉内湾東岸)

化学組成：SiO₂ = 50.1% (第 8 表の (4))

鏡下での観察：主に径 1mm 以下の自形かんらん石・斜長石、4mm 以下の他形を呈する普通輝石、0.5mm 以下の自形 - 半自形鉄鉱からなり、オフィティック組織を示す。かんらん石は褐色粘土鉱物に完全に置換されており、0.05mm 以下の自形スピネルを含む。斜長石・普通輝石結晶の粒間には淡緑褐色粘土鉱物が多量に存在し、その中に少量の細粒普通輝石・針状不透明鉱物が認められる。



第15図 長尾鼻付近の牛切層の部分柱状図
 砂岩が卓越する部分の岩相の一例を示す

第8表 塩基性貫入岩の化学分析値

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	total
(1)	48.97	0.87	18.67	3.35	5.65	0.30	5.98	8.33	3.19	0.58	0.63	2.60	1.20	100.32
(2)	46.92	0.85	17.99	3.41	5.67	0.16	6.76	9.50	3.16	0.55	0.31	3.17	1.01	99.46
(3)	47.68	0.88	19.06	3.41	5.56	0.17	5.74	9.65	3.42	0.48	0.31	3.49	0.94	100.79
(4)	50.07	1.01	16.83	10.48		0.19	7.65	10.69	1.98	0.60	0.17			99.67

(1)-(3) 八束郡鹿島町手結(三浦, 1973c)。(4) かんらん石ドレライト, 八束郡鹿島町片向。灼熱減量は5.41wt%(GSJ R33278; NSK-424)。(4)は蛍光X線分析値。全FeはFe₂O₃として求めた。

5 地質構造

恵曇地域の新第三系は宍道湖と日本海の間にはさまれた東西性の複背斜の一部をなし、褶曲とやや斜交するものやはりほぼ東西に延びる断層群によって寸断されている(第4図)。大局的にみた場合、恵曇地域及び隣接地域では、古浦から西方の牛の首の海岸沿いに最下部の古浦層が分布し、それを取り巻くように成相寺層・牛切層が分布していることから、複背斜の主軸は海岸をかすめながら日本海へ抜けると考えられる。この複背斜を切る断層群の中で最も大きな変位量を与えている断層は宍道断層である。宍道断層は北上りの高角(70-90°)逆断層で、島根半島の東端地蔵崎から境水道を通り古浦まで続いていることが確認されている(鹿野・吉田, 1985)。古浦から西方での行方は確認されていないが、その西方延長に当たる魚瀬や、更に西方に宍道断層と同規模の北上り高角逆断層があることから、それに続く可能性が高い。宍道断層やその延長部に当たる断層の南側にある断層の多くは北あるいは南傾斜40-90°の逆断層で宍道断層同様複背斜を切っており(第4図)、恐らく宍道断層とほぼ同じ時期に形成された。

複背斜はその南側と北側で牛切層の岩相・層厚が異なることから遅くとも牛切層堆積時に形成され始めたと考えるのが妥当である。それを切る断層群は複背斜とほぼ同じ方向に並び、変形の著しい付近に見られることから、複背斜形成末期に形成されたと考えて良さそうである。東隣境港地域における研究(鹿野・吉田, 1985)では、これらの地質構造は牛切層-松江層の堆積期に南北-北北西-南南東方向の最大水平圧縮応力下で形成されたと考えられている。

第四系

恵曇地域の第四系は段丘堆積層と沖積層に区分される。そのうち、段丘堆積物は標高20-30mの平坦面をなして坂浦付近にわずかに分布するのみである。分布域は耕地となっており、堆積物についての詳しい観察ができないのでその構成物・時代とも明らかではない。

沖積層は谷底平野及び三角州平野堆積物と湾頭砂州及び砂丘堆積物に細分される。

谷底平野及び三角州平野堆積物は河川沿いに分布し泥・砂・礫からなる。そのうち、三角州平野堆積物は佐陀川の下流にのみ分布する。湾頭砂州及び砂丘堆積物は砂からなり、佐陀川の河口付近に分布する。砂丘堆積物は東西に延びた幾条かの小さな峰と谷をなし、その形態は西風の強い条件下で形成されたことをうかがわせる。現在は耕地・宅地に利用され、地形は固定されている。

．埋立地及び人工改変地

恵曇地域には日本海に面した海岸の港湾に小規模な埋立地があり、港での作業用地として利用されている。また、原子力発電所建設のため、原地形を崩し造成した人工改変地がある。

．活断層とリニアメント及び地震活動

．1 活断層とリニアメント

恵曇地域において、地形的に明瞭なリニアメントとしては、鹿島町古浦から境港地域の鹿島町客戸までの間をほぼ東西に延びるリニアメントがある。またこれよりやや不明瞭ではあるが、松江市山中付近を通り成相寺の南約800m(今市地域内)に続く、ほぼ東西で南に凸なりニアメントがある(第16図)。

古浦を通るリニアメントは古浦東方リニアメント(鹿野・吉田,1985)に連なっており、多井(1952)の宍道断層に一致する。このリニアメントに沿って分離丘陵が認められることや佐陀川の沖積地とその南の山地との間が直線的な境界として認められることはこのリニアメントが活断層である可能性を示唆する。

橋本ほか(1980)はこのリニアメントを準確実活断層とし、活断層研究会(1980)は確実度 C 、活動度 C の活断層としている。

山中付近を通るリニアメントに沿っては、地形的には、鞍部が連続し山地高度にも南が低いという不連続が認められ、その一部は地質断層と一致する。しかし、地質断層と一致する所で確実に変位地形といえるものはない。またこのリニアメントの北側には主として成相寺層の流紋岩・安山岩が分布し、南側には成相寺層などの堆積岩が分布しており、山地高度の不連続の原因として両者の浸食に対する抵抗の差が考えられる。

橋本ほか(1980)はこのリニアメントを推定活断層とし、活断層研究会(1980)は確実度 C 、活動度 C の活断層としている。

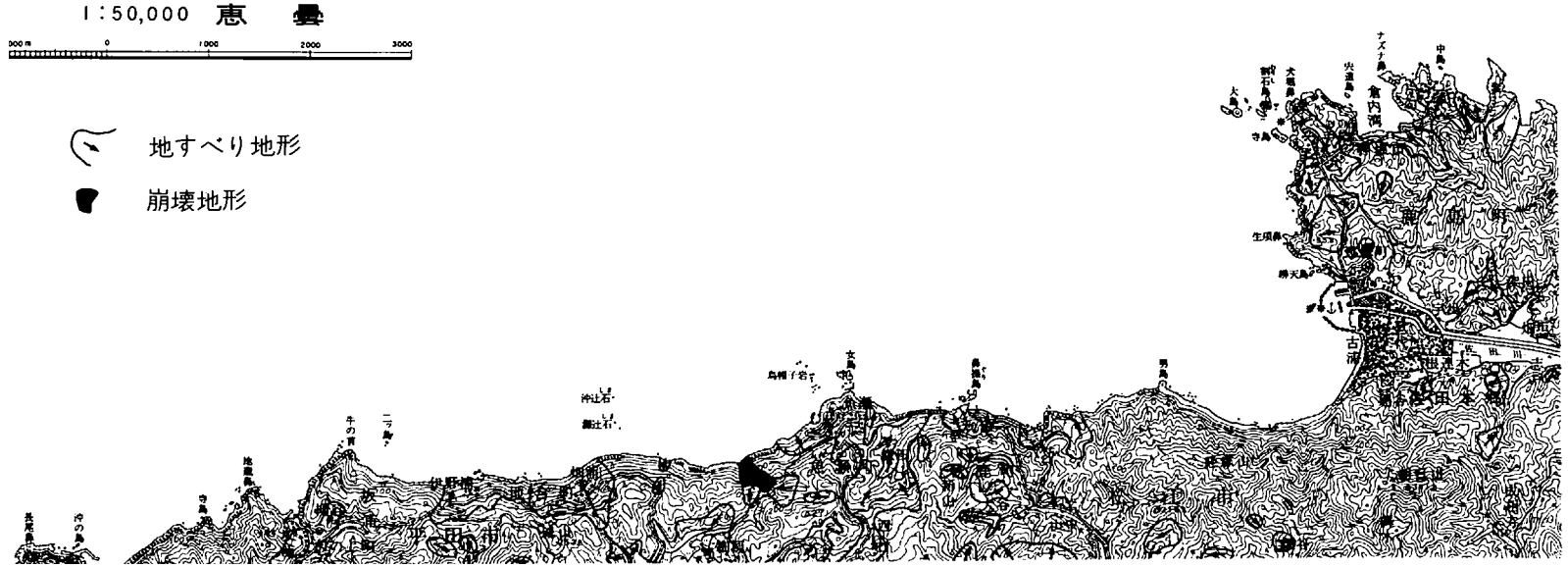
橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)は、これらのほかに平田市坂浦付近を通り、ENE-WSW方向に延びるリニアメントの存在を指摘している。このリニアメントは地質断層とほぼ一致するが、前述の2本のリニアメントに比べて更に不明瞭である。またこのリニアメントに沿って確実な変位地形も認められないことなどから、このリニアメントが活断層である可能性は低い。

．2 地震活動

恵曇地域内に震央があり、被害を伴ったような顕著な地震は現在までのところ知られていない(鹿野・吉田,1985)。



第16図 恵曇地域周辺のリニアメント（国土地理院発行の2万5千の1地形図「恵曇」、「秋鹿」、「加賀」及び「松江」の一部を使用



第17図 恵曇地域の地すべり・崩壊地形分布図 (島根県, 1972の一部を転載) 国土地理院発行の5万分の1地形図「恵曇」を使用

また、1885年から1985年4月末までに気象庁によって決められた地震のリストには恵曇域内に震央がある地震は記録されていない(鹿野・中野, 1985)。

. 応用地質

. 1 鉱床

通商産業省(1967)によれば本地域には西地合旧坑と呼ばれる鉱脈鉱床と武代露頭と呼ばれる硫化鉱の鉱染鉱床がある。また、恵曇南方の廻谷部落の奥谷にも鉱染状の硫化鉱鉱床があり、かつて採掘されていた(島根県経済部, 1951)。西地合旧坑は伊野浦の漁港の東方数100mの海岸にある。硫化鉱を採掘し、その場で船にて積出したと伝えられている。坑口は護岸工事によって完全に埋積され、周辺の浜辺に硫化鉱の小塊が見つかることがあるものの鉱床の実態は不明である。廻谷鉱山と武代露頭は文献から判断する限り、ほぼ同じ所に位置するものらしいがいずれにしても実態は不明で、規模は小さく、経済的価値は低い。

なお、島根県経済部(1951)によれば、松江市大野町^{ゆずりは}讓葉部落の神社付近の崖に露出する黒色頁岩中に明ばん石の細脈があるとされているが、それは明ばん石ではなく別種の硫酸塩らしい。

. 2 地すべり・山崩れ

第17図に示されるように、恵曇地域内には数多くの地すべり地形・崩壊地形が認められる。特に海岸付近の急崖や地層の傾斜が40°以上でそれと平行な斜面をなす所、新第三系の断層付近では各所で地すべり・崩壊が認められる。

文 献

- BLOW, W.H.(1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, in BRONNIMANN, P. and RENZ, H.H. eds., *Inter. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva(1967)*, Proc., 1, p. 199-422.
- FISHER, R. V. and SCHIMINCKE, H. -U.(1984) *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472p.
- 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・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.
- ・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.
- 加藤穰司(1969) 島根半島中西部の層序．九大理研報(地質)，vol. 10，p. 31-49．
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層 分布図と資料．東京大学出版会，東京，363p．
- MIDDLETON, G. V. and HAMPTON, M. A. (1973) Sediment gravity flows: mechanics and deposition, in MIDDLETON, G. V. and BOUMA, A. H. eds., *Turbidites and Deep Water Sedimentation, SEPM Pacific Section*, p. 1-38.
- 三浦 清(1973a) 島根半島古浦累層の片麻岩質礫について．岩鉱，vol. 68，p. 284-286.
- (1973b) 島根半島新第三紀古浦累層に含まれる片麻岩礫とその地質学的意義．地質雑，vol. 79，p. 701-702.
- (1973c) 島根県および周辺地域の新第三紀中性 - 塩基性貫入岩類にみられる岩石化学的地域性について．地質学論集，no. 9，p. 173-182.
- (1974) 山陰グリーンタフ地域にみられる新第三紀火山岩の地域性．島根大学教育学部紀要(自然科学)，vol. 8，p. 51-58.
- 中村一明(1969) 水冷火山弾．火山，第2集，vol. 14，p. 42.
- 野村律夫(1984) 島根半島古江層の浮遊性有孔虫化石．地質雑，vol. 90，p. 755-758.
- (投稿中) 島根半島中央部中新統の地質 その1・その2 ．地質雑．
- ・吉田史郎・鹿野和彦(1984) 島根半島東部新第三系からの有孔虫化石．地調月報，vol. 35，P. 261-268.
- 大久保雅弘(1976) 島根半島中新統産の化石クモヒトデ．島根大文理学部紀要，理学，vol. 10，p. 145-150.
- OTUKA, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Pub. Commemor. Prof. Yabe's 60th Birthday*, p. 481-519.
- 島根県(1972) 土地分類基本調査「恵曇・今市」(5万分の1)．50p．
- 島根県経済部(1951) 島根県地下資源調査報告書，122p．
- SUZUKI, K. (1949) Development of the fossil nonmarine molluscan faunas in eastern Asia. *Japan. Jour. Geol. Geogr.* vol. 21, p. 91-133.
- 多井義郎(1952) 島根半島中央区の層序と構造 島根半島第三系の層序と構造(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) 島根半島第三系の層序と構造(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就て(特に粗面玄武岩類の地質時代)．地質雑，vol. 45, p. 529-532.
- 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.

山岸宏光(1974) 西北海道における新第三紀中新世の火山碎屑岩について 小樽海岸忍路を例として
．北海道地下資源調報 , no. 46, p. 63-69 .

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

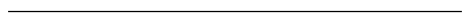
SCALE 1 : 50,000

Okayama (12) No.6**GEOLOGY****OF THE****ETOMO DISTRICT**

By

Kazuhiko KANO and Shun NAKANO

(Written in 1985)

**(ABSTRACT)****OUTLINE**

The Etomo district is located in San-in of west Japan. The district is largely in Japan Sea, and land occupies only a small portion of the southern half, which belongs to Shimane Hantô (Peninsula). The land area is made mainly of the Neogene volcanics and sediments with small amounts of the Quaternary sediments. The Neogene forms an anticlinorium (a part of the Shindî folded zone) with an E-W trend, and is cut by several E-W trending faults. The geology of the district is summarized in Table 1.

NEOGENE

The Neogene of the Etomo district is divided into three stratigraphic units, namely the Koura Formation, the Jôsôji Formation and the Ushikiri Formation in ascending order. These units are the lowest three formations of the Neogene cropping out in Shimane Hantô, and are intrud-

Table 1 Summary of the geology of the Etomo district

Geologic age	Stratigraphy (thickness)	Main lithology	Igneous activity	Sedimentary environment	Fossils
Tertiary	Quaternary	Alluvium Terrace deposit			
	Miocene	Ushikiri Formation (>300m)	Black argillaceous rock, acidic tuff and tuffaceous sandstone	Alternating beds of sandstone and black argillaceous rocks (mainly gravity flow deposits)	
		Jôsôji Formation (<900m)	Black argillaceous rock, rhyolite lava (including intrusives) and volcanoclastics. Andesite lava and volcanoclastics.		
		Koura Formation (>600m)	Sandstone, conglomerate, sandy-silty shale and shale. Acidic pumice tuff and andesite volcanic breccia.		
			Basic to intermediate intrusives Intermediate to acidic volcanics		

ed by basic to intermediate rocks at several places.

The Koura Formation is the early Miocene sequence of non-marine sediments, and composed mainly of sandstone, conglomerate and argillaceous rocks. One or two (?) thick beds of acidic pumice tuff and andesite volcanic breccia are intercalated in the formation. Non-marine molluscan fossils and plant fossils of the Miocene Daijima-type Flora occur frequently. The formation is inferred to overlie unconformably the pre-Neogene plutonic and metamorphic rocks hidden at depth.

The Jôsôji Formation is the early to middle Miocene sequence of marine sediments and volcanics conformably overlying the Koura Formation. It is composed mainly of black argillaceous rocks and rhyolite volcanics which interfinger with each other. The rhyolite volcanics (massive lavas and hyaloclastites including contemporaneous intrusives, pyroclastic and epiclastic deposits) are the products of submarine volcanisms which took place continually during the time of the Jôsôji Formation. Black argillaceous rocks, which are representative of the formation, yield animal fossils living in sea water such as foraminifera, fish scale and cetacea. The boundary between the Koura and Jôsôji Formations is dated about 22 Ma by the fission-track method.

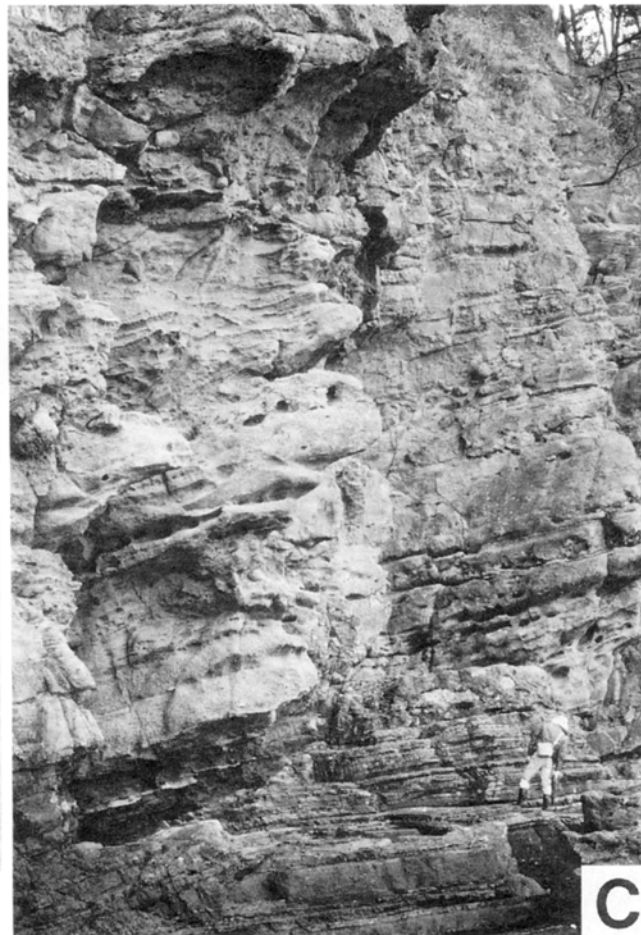
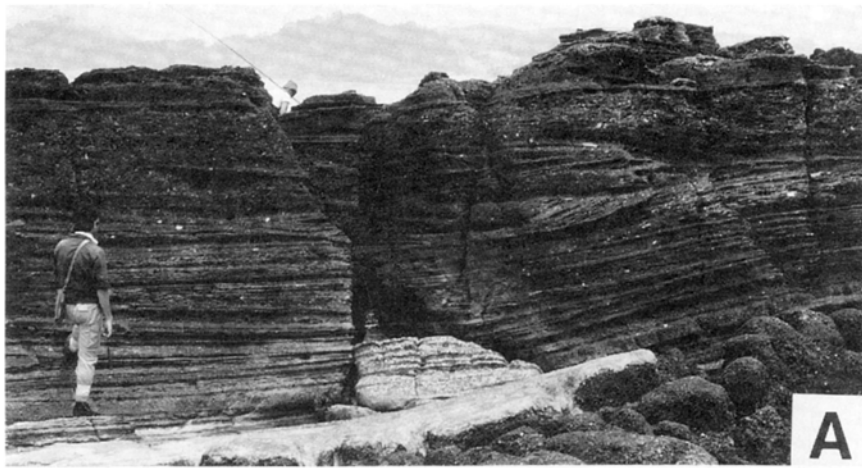
The Ushikiri Formation is the middle Miocene sequence of marine sediments conformably overlying the Jôsôji Formation. The formation crops out in two areas, namely to the south of Jôsôji (near the type locality of the formation, in the southeast of the district) and around

Naga-Bana (in the southwest of the district). At and around the type locality, the formation comprises acidic tuff, tuffaceous sandstone, and black mudstone, and measures about 100m in thickness. While, in the vicinity of Nagao-Bana and its southwest, alternating beds of sandstone and black mudstone are dominant, and the sequence measures 300m in thickness. From this formation, reported are marine fossils such as foraminifera and cetacea.

Basic to intermediate rocks occur as dykes and sills, intruding these three formations. The intrusions took place, at least, two times, that is, in the time of the Jōsōji Formation and after the deposition of the Ushikiri Formation.

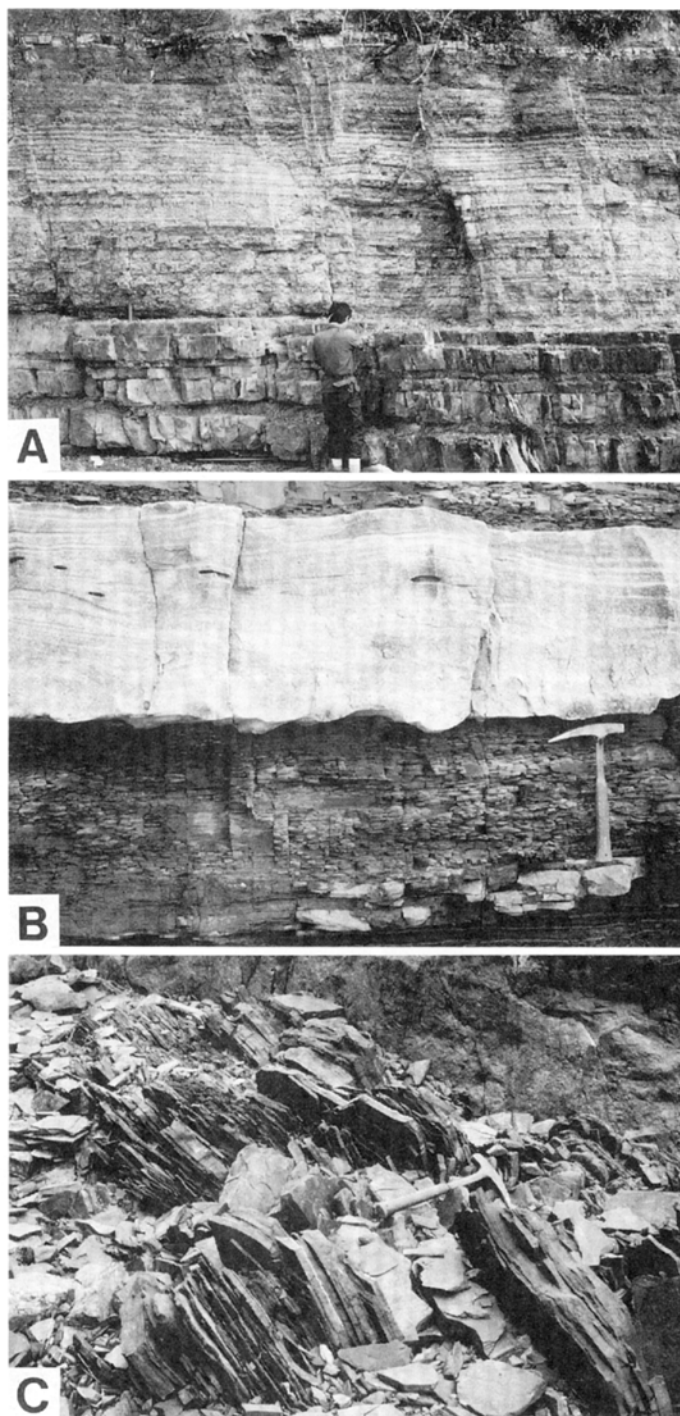
QUATERNARY

The Quaternary of the Etomo district comprises terrace deposits and alluvium. The terrace deposits are distributed narrowly near Sakaura, forming a terrace 20-30m above sea level. Alluvium includes valley-bottom plain and deltaic deposits, and bay-head bar and sand dune deposits. Bay-head bar and sand dune deposits composed of sand are distributed only in the mouth of Sada Gawa (River).



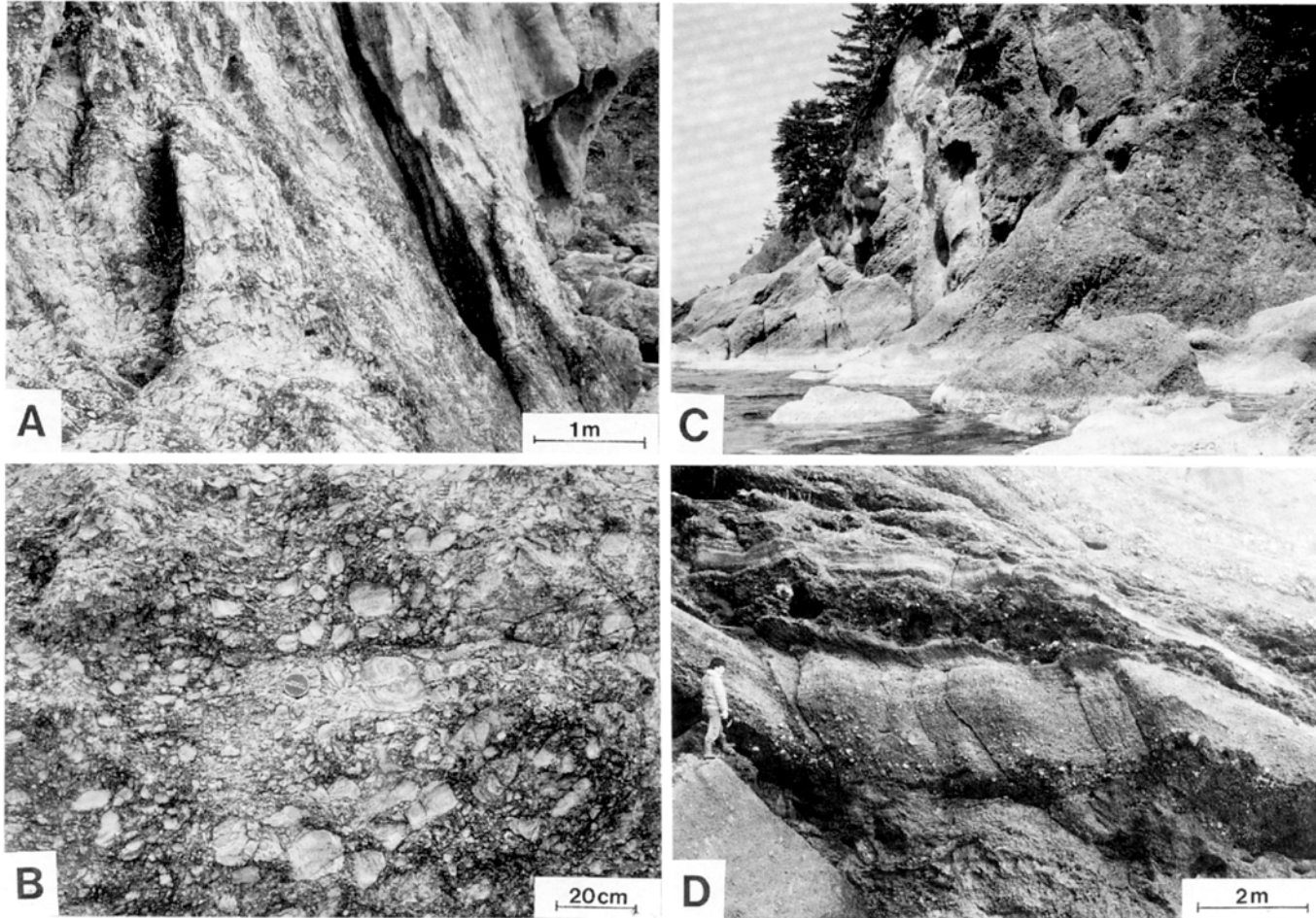
古浦層の砂岩・礫岩

A : 大型斜交層理の発達した砂岩(男島西方の海岸) . B : 級化成層した砂岩と泥質岩の互層(魚瀬の海岸) . C : 頁岩勝ち砂岩・頁岩互層に重なる礫岩(魚瀬西方の海岸) . 巨礫が点々と含まれ、かすかながら斜交・平行層理が見える .



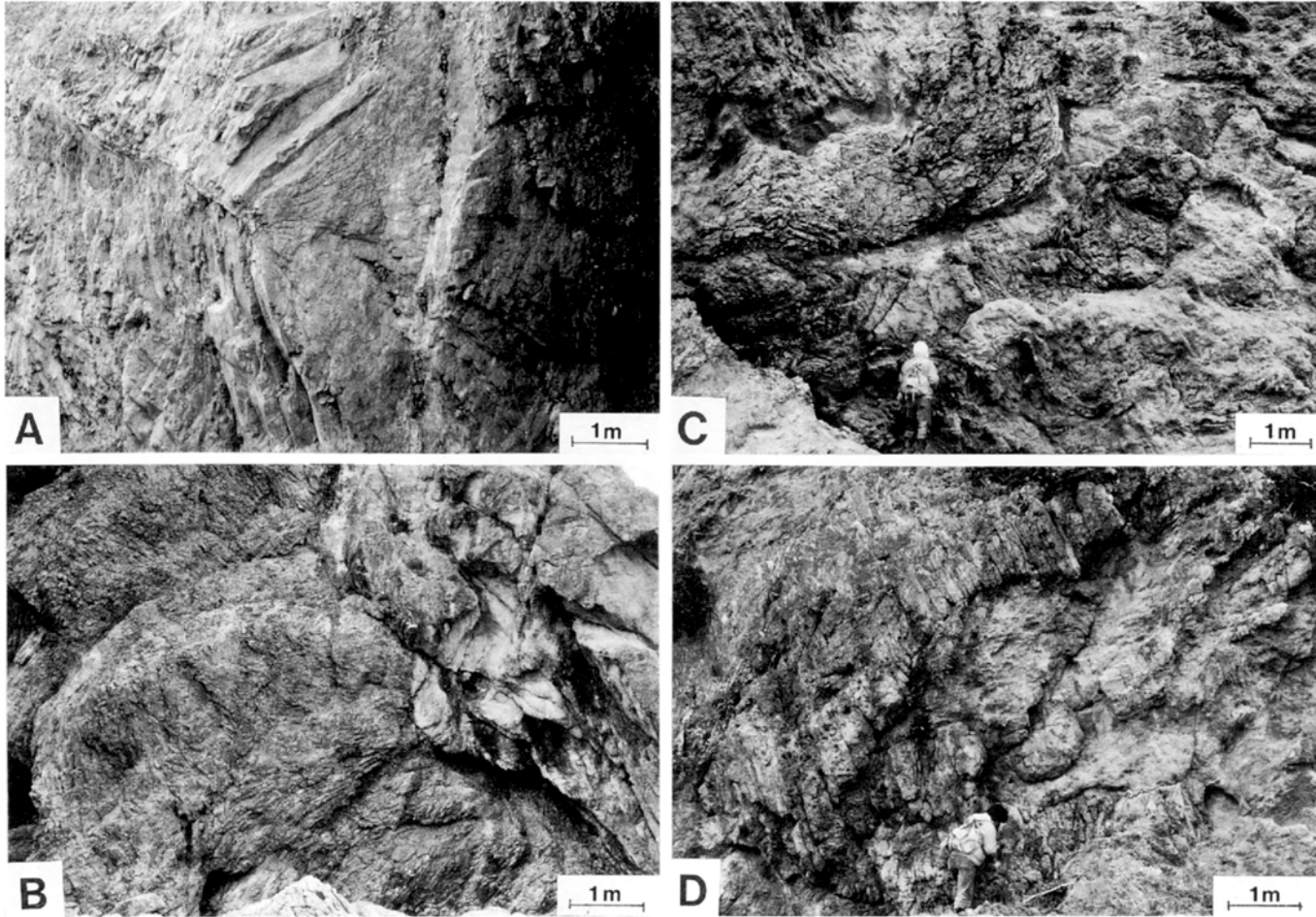
古浦層の頁岩

A: 細かな平行層理・ラミナの発達した頁岩(古浦東方の海岸)。頁岩の間に凝灰質砂岩の薄層が挟まれることも多い。B: 剥離性の良い黒色頁岩とその間に挟まれる砂岩タービダイト(魚瀬西方の海岸)。砂岩タービダイトには級化部と斜交ラミナ部が認められ、その底面には荷重痕・グループキャストが発達している。C: Bの頁岩の転石。薄く剥離することが良く分かる。



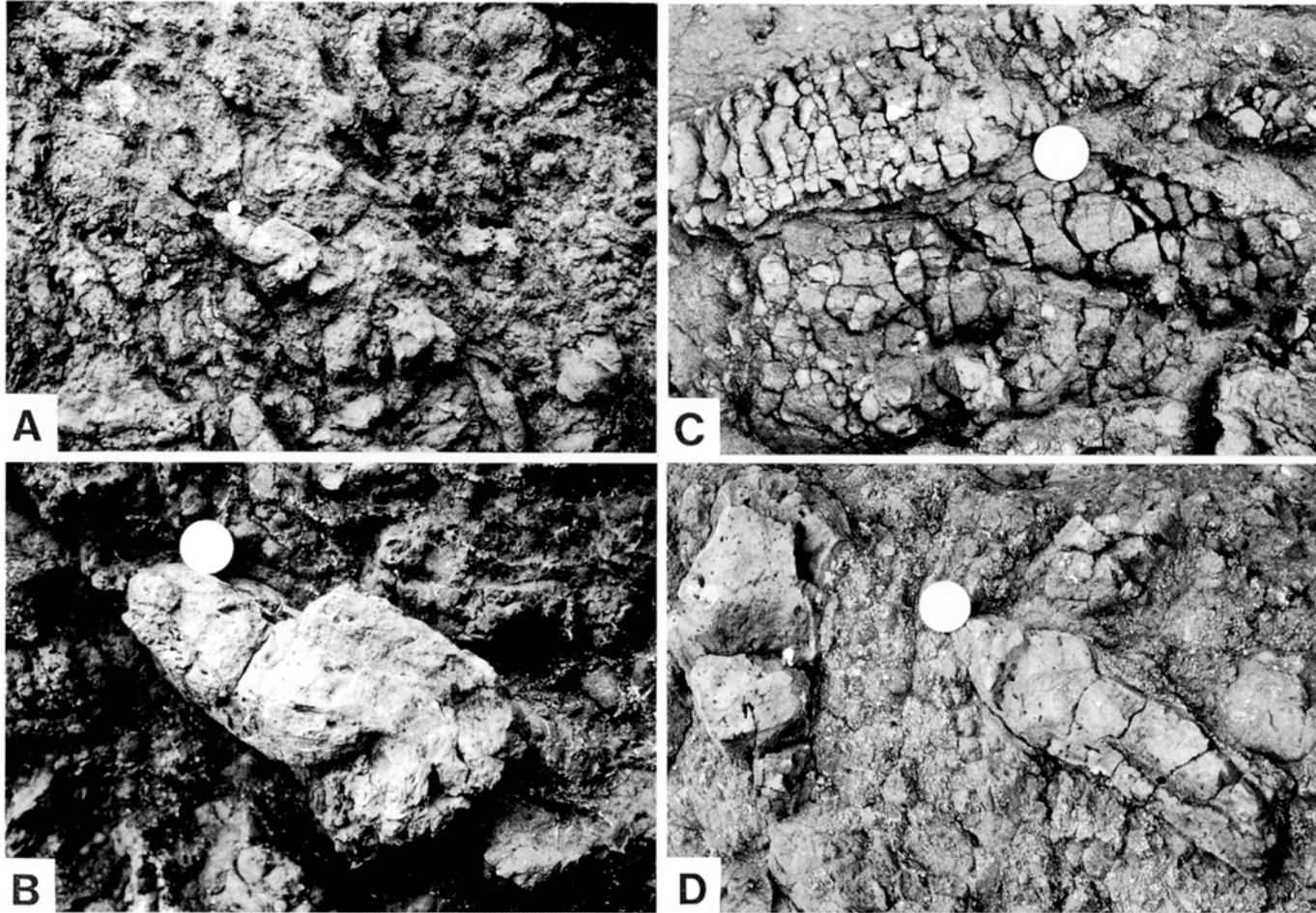
成相寺層の海底火山を構成する流紋岩溶岩及び火砕岩の産状(坂浦付近)

A・B：第 図版A・Bの岩脈の母岩になっているハイアロクラスタイト。その流理面は地層面に対して垂直に近く、恐らく噴出口付近で水冷破碎されてきた。C：右下半分は火山角礫岩で流紋岩溶岩の上部を構成する。左上(上部)に向かってやや成層した火山礫凝灰岩-火山角礫岩，成層した凝灰岩へと移行する。溶岩と火砕岩との境界は明瞭ではない。D：安山岩溶岩(第 図版)の上に重なる火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩層。多量の流紋岩礫を含み、一部に黒色泥質岩の岩片・岩塊が認められる。



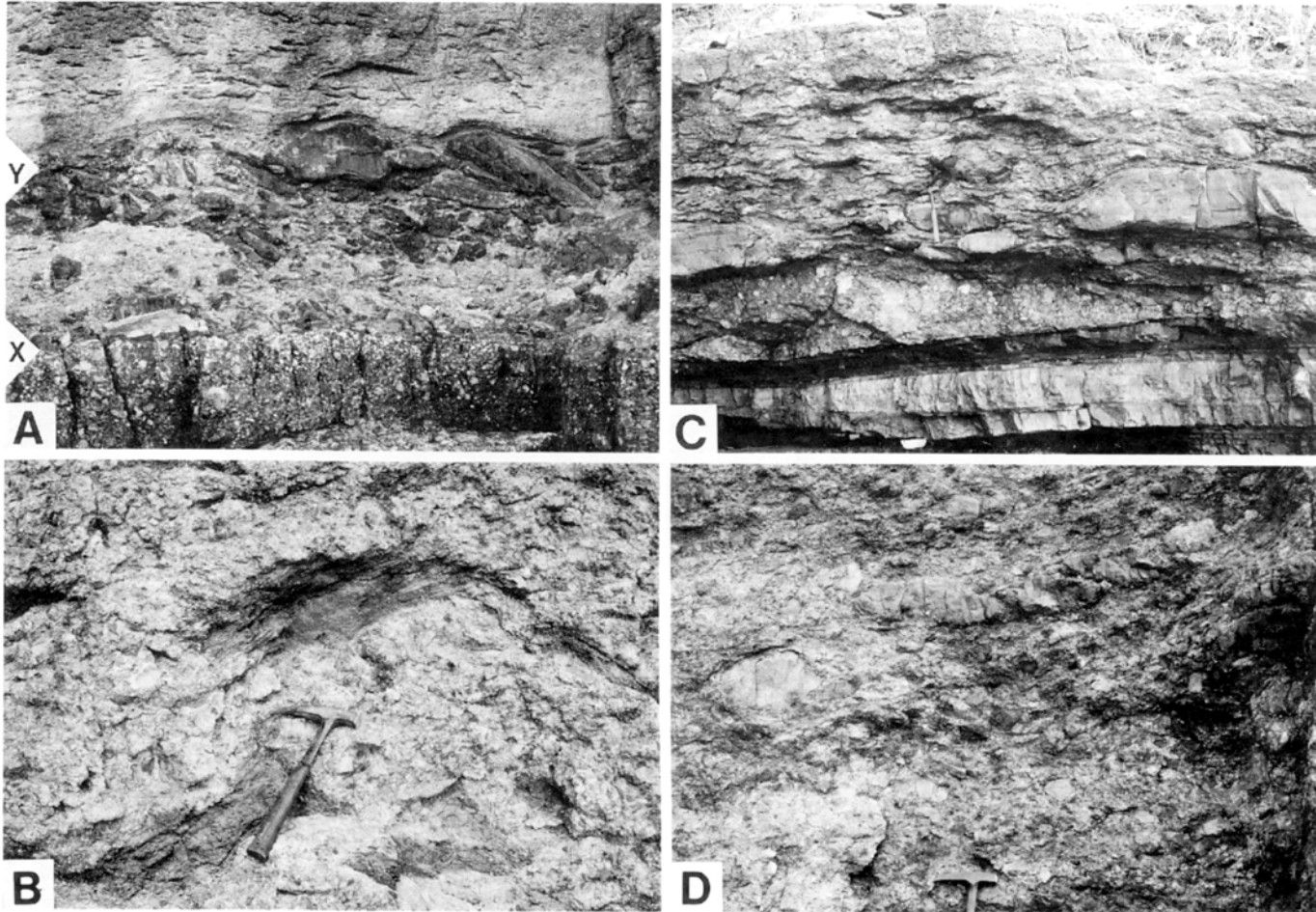
成相寺層の海底火山体内部の流紋岩岩脈(坂浦付近)

A: フィーダー岩脈の中心部に発達する放射状節理。 B: 右側がハイアロクラスタイト(第Ⅲ図版A・B)、左側がそれを貫くフィーダー岩脈。岩脈の接触部には幅数10 cmの急冷縁がある。中心部(A)よりも細かい不規則な節理が発達している。 C・D: ハイアロクラスタイトを貫く岩脈。不規則にうねり、岩脈の延びの方向に垂直な節理が入っている。すぐ脇をより大規模な岩脈(フィーダー岩脈)が通っており、そこから派生したものか？



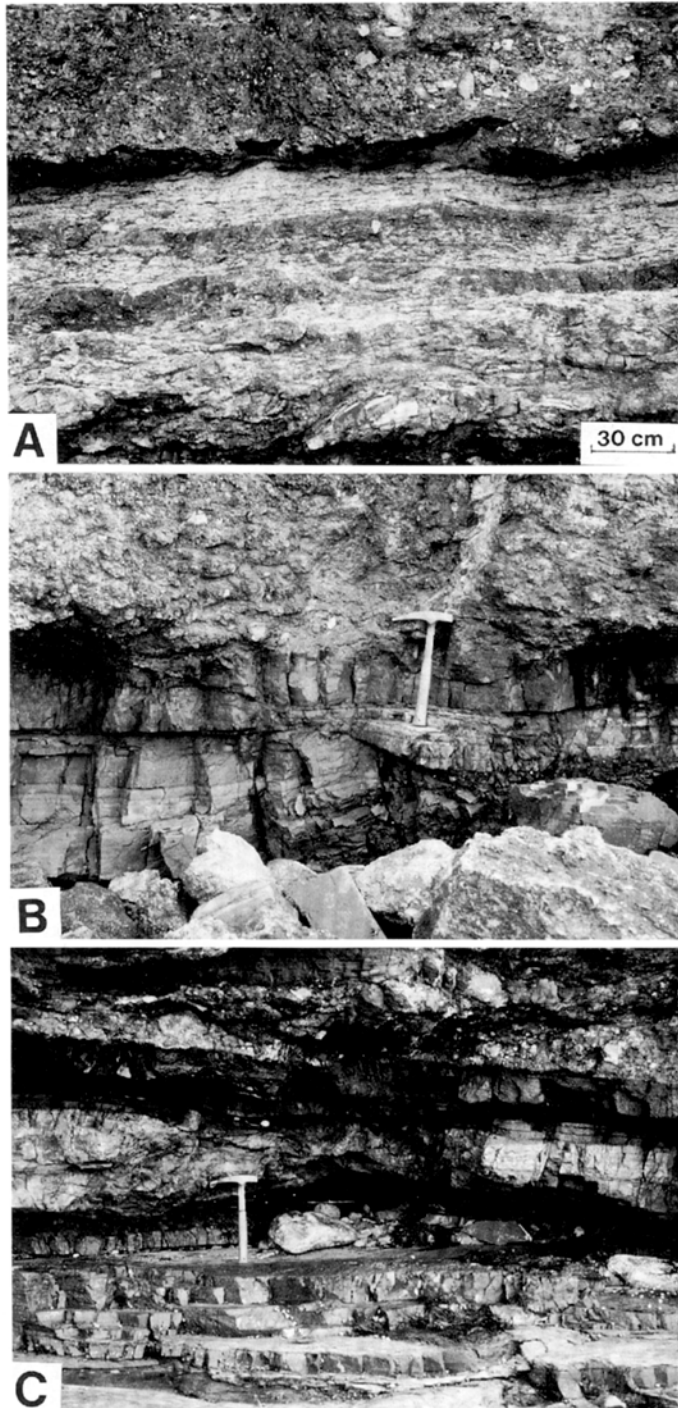
成相寺層安山岩ハイアロクラスタイト(溶岩流)に含まれる水冷火山弾(コインの直径は約2.7cm, 場所:坂浦付近)

A: 安山岩水中溶岩(ハイアロクラスタイト)。多量の同質水冷火山弾が含まれている。B: Aの中央部に含まれている火山弾。形態は陸上の火山弾に似ており、くびれが特徴。
 C: 火山弾の表面。開口した細かな割れ目が網状に発達している。恐らく急冷された際に収縮してできた。D: 火山弾の断面。ガラス質急冷縁と多数の大きな気孔(径数mm)が認められる。

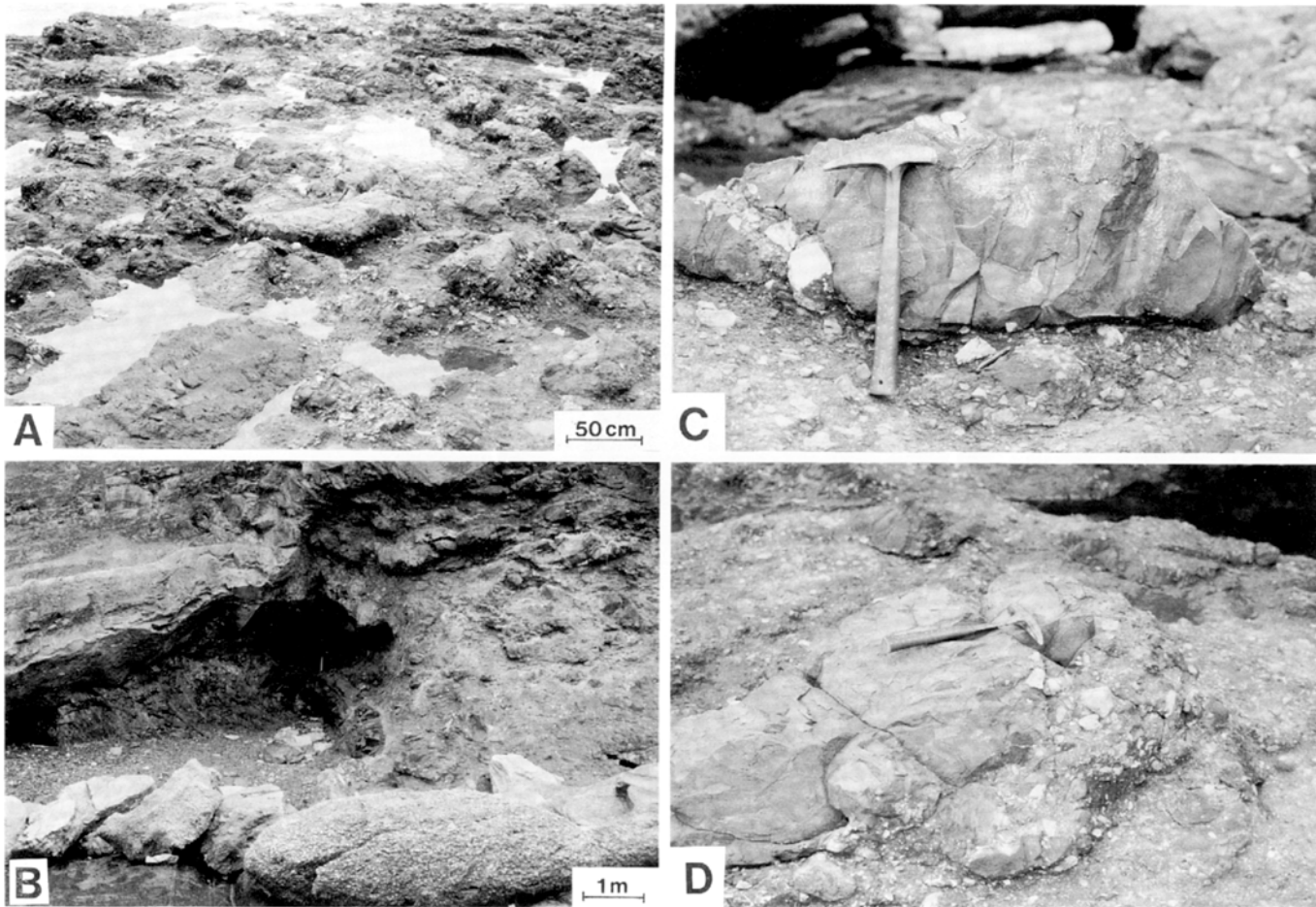


成相寺層の流紋岩火砕岩の産状(第13図及び本文参照,場所:生須鼻-寺島間の海岸)

A: 1 フロー・ユニットの下半部。角礫濃集部, 角礫と黒色泥質岩塊濃集部(X ~ Y), 軽石濃集部が順次重なる。黒色泥質岩塊の多くは右から左へ倒れており, 見掛上右から左への流れがあったことを示す。軽石濃集部では長径数 10cm の扁平な軽石が平行配列している(第13図 付近)。角礫濃集部の厚さは約 1m。B: 軽石濃集部のクローズ・アップ。大きな軽石(ハンマーの付近)が含まれている。C: 角礫濃集部のクローズ・アップ中央部付近の泥質岩礫が引きちぎられており, 流れの強さを暗示している。D: 角礫濃集部のクローズ・アップ。上半部中央の泥質岩礫はせん断され右から左へのり上げており, 右から左へ碎屑物が動いたことを示している。



成相寺層流紋岩火砕岩直下の堆積物に見られる変形(第13図及び本文参照, 場所: 生須鼻-寺島間の海岸)
A: 荷重痕. 上位の角礫濃集部の一部は直下の火砕岩にめり込んでいる(第13図 付近). B: 直下の泥質岩を切る低角逆断層. 断層の傾斜は約 20° で右から左に衝上しており, 火砕物が右から左へ流動した際にできたことを示唆する. 断層の変位は火砕岩の所でほとんど解消されている(第13図 付近). C: 直下の泥質岩に見られる引きちぎれ. 上の火砕物が流動したためにできたものか?(第13図 付近).

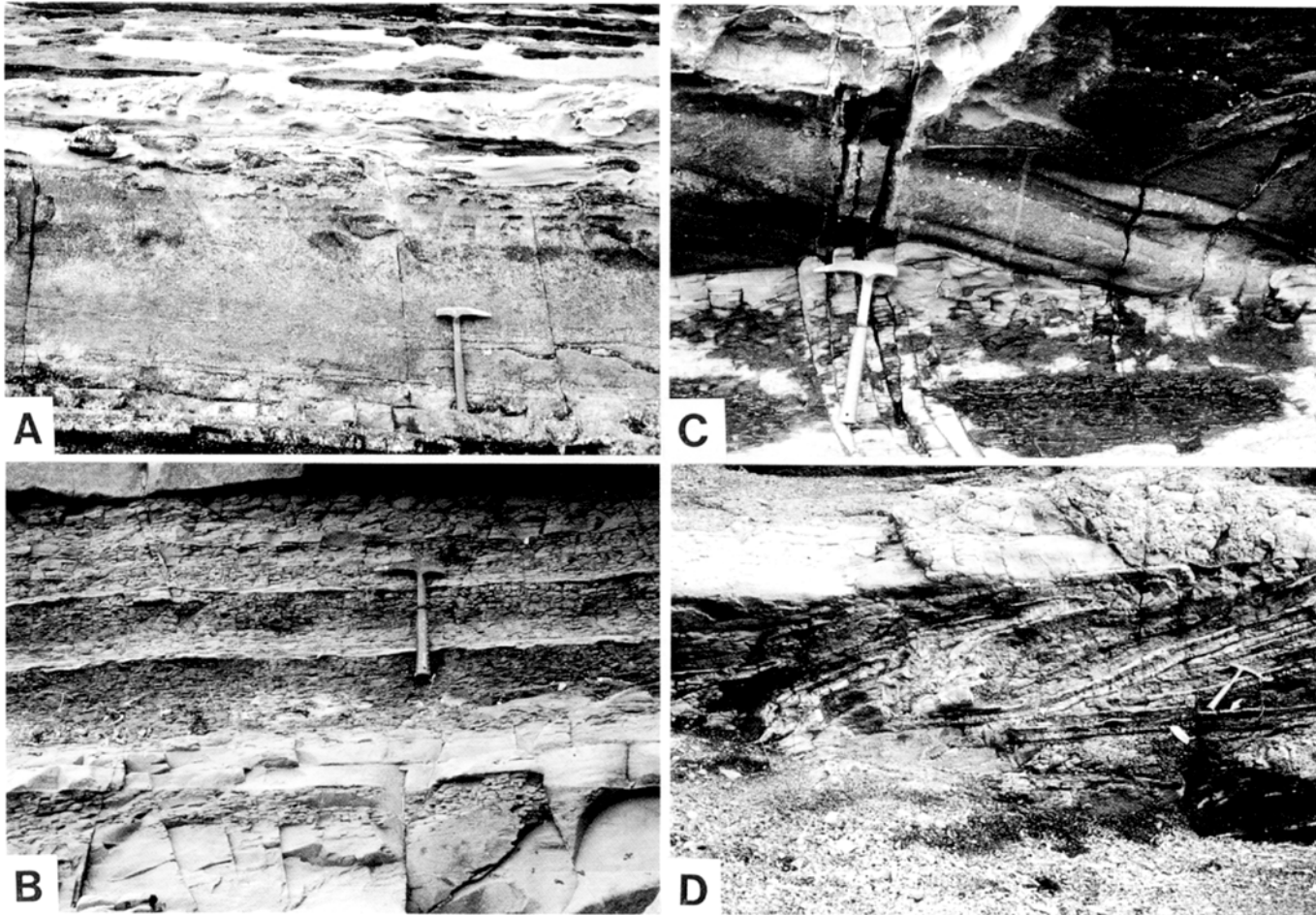


成相寺層の海底地すべり堆積物(鹿島町片岡東方の入江の東岸)

A: 地すべりでちぎれた泥岩岩塊．その長軸は一定方向に並ぶ傾向がある(第 14 図参照)．B: 地すべり堆積物中のスランプ褶曲(地すべり岩塊を主とする堆積物の上面とその左側に見ることができる)．C: 泥岩岩塊．一部が割れてその中に基質の細かい岩片(明色部)が入り込んでいる．D: 泥岩岩塊．表面に基質の岩片(明色部)がへばりついている．



成相寺層産のクジラ (cf. *Balaenopteridae*) の腰椎の化石 (GSJ F9117)



牛切層の砂岩泥質岩互層(長尾鼻)

A: 砂岩単層に見られる堆積構造。下面は明瞭。上方に向かって粒度を減じるとともに平行ラミナ・コンポリューションが認められるようになる。B: 砂岩・泥質岩のなす級化層。下面は明瞭で、下部の中・細粒砂岩から上方に向かって泥質岩に移化する。C: 泥岩の底面に見られる巨大なグループキャスト。D: 砂岩・泥質岩互層のスランプ層。横臥褶曲し、一部に衝上断層が認められ、左から右にすべったことを示す。

文献引用例

鹿野和彦・中野 俊 (1986) 恵曇地域の地質 . 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) ,
地質調査所 , 30p .

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KANO, K. and NAKANO, S. (1986) *Geology of the Etomo district*. With Geological Sheet Map at
1:50, 000, Geol. Surv. Japan, 30p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

昭和 61 年 1 月 6 日 印 刷

昭和 61 年 1 月 10 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

©1986 Geological survey of Japan