

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15号

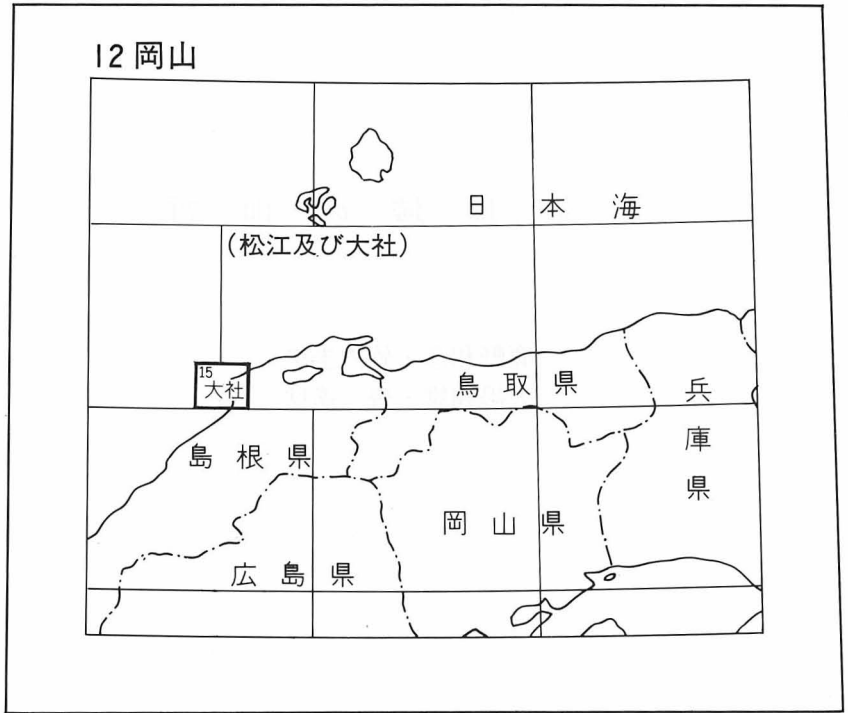
大社地域の地質

鹿野和彦・竹内圭史
大嶋和雄・豊遙秋

平成元年

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	4
III. 新第三系	9
III. 1 古浦層	9
III. 2 成相寺層	10
III. 3 牛切層	16
III. 4 古江層	28
III. 5 布志名層	29
III. 6 塩基性-中性貫入岩	29
III. 7 地質構造	30
IV. 第四系	32
IV. 1 日御碕段丘堆積物	32
IV. 2 差海層	33
IV. 3 沖積層	35
V. 埋立地	40
VI. 活断層とリニアメント及び地震活動	41
VI. 1 活断層とリニアメント	41
VI. 2 地震活動	41
VII. 応用地質	42
VII. 1 石膏鉱床及び銅・鉛・亜鉛鉱床	42
VII. 2 石油・天然ガス鉱床	44
VII. 3 石材・骨材	44
VII. 4 地すべり・山崩れ	44
文 献	45
Abstract	49

図・表・図版の目次

第1図 島根半島及び周辺地域の埋谷面図	2
第2図 大社地域及び周辺地域の埋谷面図	2
第3図 日御碕の灯台と成相寺層流紋岩	3
第4図 大社町山根付近の丘から見た出雲平野の海岸	3
第5図 大社地域及び周辺地域の地質図	6

第 6 図	古浦層・成相寺層境界付近の柱状図	10
第 7 図	成相寺層の模式柱状図	11
第 8 図	成相寺層の頁岩質泥岩と頁岩	12
第 9 図	日御碕及びその東方海岸付近の成相寺層流紋岩の産状を示す地質図	13
第10図	成相寺層流紋岩の放射状柱状節理	14
第11図	成相寺層流紋岩のロープ状浅所貫入岩	14
第12図	牛切層柱状図	16
第13図	牛切層の礫岩・砂岩・泥質岩	17
第14図	牛切層砂岩の上面に見られるリップルマークとその断面	18
第15図	牛切層砂岩卓越相の柱状図	19
第16図	牛切層・古江層境界部の模式柱状図	20
第17図	牛切層砂岩・礫岩の古流向	20
第18図	水冷破砕された牛切層安山岩溶岩	21
第19図	牛切層安山岩枕状溶岩	21
第20図	猪目及びその東方海岸の牛切層火山岩の分布	22
第21図	猪目及びその東方海岸に見られる牛切層流紋岩の産状を示す模式柱状図	22
第22図	猪目東方海岸に見られる牛切層流紋岩の産状	23
第23図	猪目海岸の牛切層流紋岩のロープの断面	24
第24図	古江層の泥岩	28
第25図	西列山地・出雲平野・中国山地北縁を横断する測線に沿った地震波速度分布と地質断面	31
第26図	成相寺層流紋岩を切る断層面上に残された条痕	31
第27図	日御碕の平坦面に残されている礫層(日御碕段丘堆積物)	32
第28図	差海川河口付近の差海層露頭スケッチ	33
第29図	出雲平野第四系の南北断面図	34
第30図	出雲平野沖積層基底等深線図	37
第31図	大社地域及び周辺地域のリニアメント	41
第32図	大社地域の石膏・銅・鉛・亜鉛鉱床分布図	42
第33図	鱒淵鉱山の 1 断面図	44
第32図	大社地域の地すべり防止区域	45
第 1 表	島根半島新第三系層序の変遷	4
第 2 表	宍道低地帯の第四系層序	5
第 3 表	大社地域の地質総括表	7
第 4 表	境港地域の地質総括表	8
第 5 表	成相寺層流紋岩の化学分析値	15

第 6 表	成相寺層産有孔虫化石	15
第 7 表	牛切層安山岩・流紋岩の化学分析値	26
第 8 表	牛切層産有孔虫化石	26
第 9 表	牛切層産貝化石	27
第10表	牛切層夫婦タフ中のジルコンのフィッション・トラック年令測定結果	27
第11表	古江層産有孔虫化石	29
第12表	塩基性貫入岩の化学分析値	30
第13表	中海層・弓ヶ浜層産の主な大型動物(主として貝類)化石	39
第14表	大社地域の石膏・銅・鉛・亜鉛鉱床の概要	43
第 I 図版	水中に噴出した流紋岩溶岩とその水冷破碎構造	53
第 II 図版	成相寺層の流紋岩枕状溶岩	54
第 III 図版	成相寺層の流紋岩枕状溶岩	55
第 IV 図版	成相寺層の流紋岩枕状溶岩	56
第 V 図版	牛切層の流紋岩枕状溶岩	57
第 VI 図版	牛切層の流紋岩ロープ	58

大社地域の地質

鹿野和彦*・竹内圭史*・大嶋和雄**・豊 遙秋***

大社地域は、地震予知研究の上で緊急性があり重要な地域として指定された特定観測地域8箇所の一つ「島根県東部」に位置する。

現地調査は昭和61-62年度に実施した。調査は第三系を竹内・鹿野が、第四系を大嶋が、鉱床を豊が担当し、全体のとりまとめは主として鹿野・竹内が行った。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地殻物理部広島俊男技官、地殻熱部須田芳郎技官が編集したものである。薄片製作は安部正治・佐藤芳治・野上貴嗣・宮本昭正各技官による。

I. 地 形

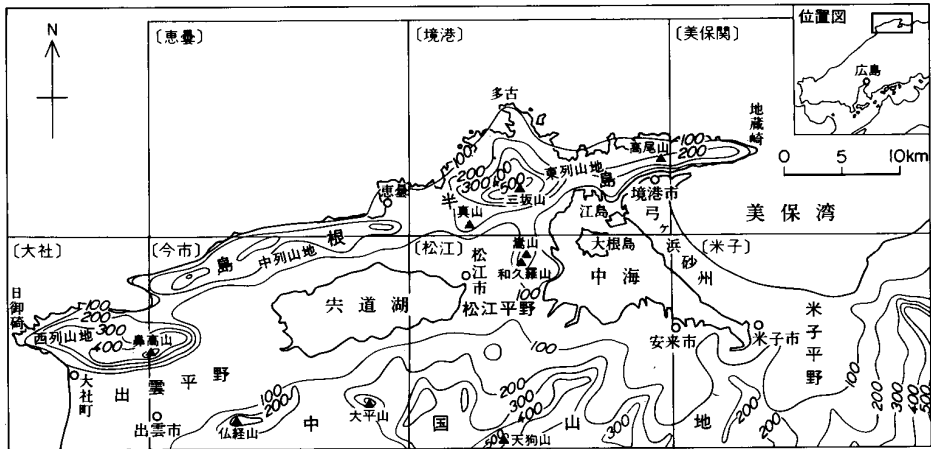
大社地域は北緯 $35^{\circ}20' - 35^{\circ}30'$ 、東経 $132^{\circ}30' - 132^{\circ}45'$ の範囲にある。大部分は日本海で、本地域の東部には日本海に面して島根半島の西端部と出雲平野がある。

島根半島は標高536.3 mの鼻高山はなたかせん(今市図幅地域)を最高点とする山々がほぼ東西方向に連なる山地で、南方の中国山地との間には出雲平野・宍道湖・松江平野・中海そして弓ヶ浜へと連なる低地帯、すなわち宍道低地帯が広がる(第1図)。島根半島と宍道低地帯は、それぞれ新第三系の複背斜と複向斜に対応しており、新第三系の構造が地形に反映されている。

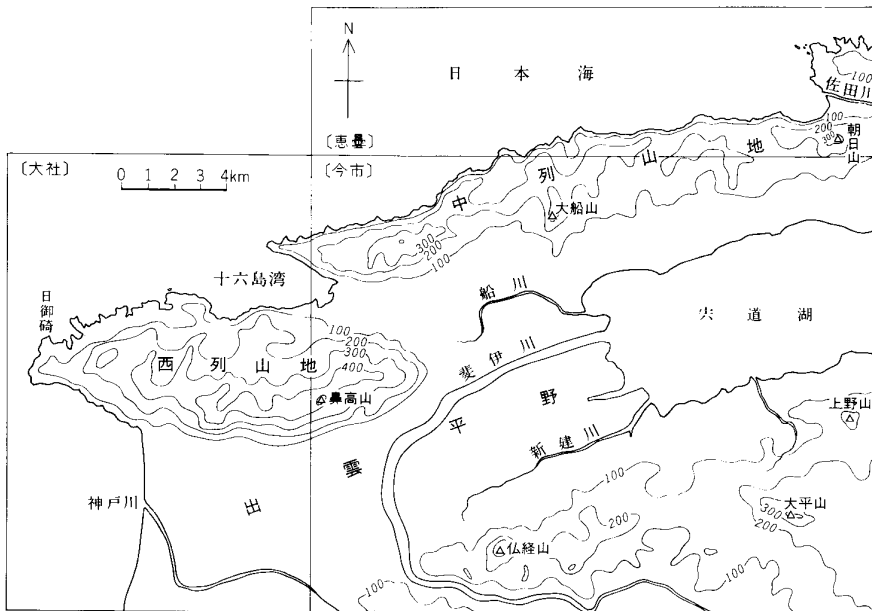
島根半島には西列・中列・東列の三つの山地が雁行して並ぶ。そのうち、東列山地と中列山地はもともと新第三系の複背斜によって形成された一つの山地であったが、その後、軸部を走る宍道断層によって分断され、断層に沿った侵食が進んだ結果両山地に分かれたものらしい。中列山地と西列山地との間の十六島湾うつぶるいとそれに続く低地は複向斜に対応している。西列山地の南縁は大社衝上断層によって画されている。宍道断層、大社衝上断層はともに北上りの高角逆断層であり、両断層の北側にある東列・西列の両山地の南側山腹はいずれも北側山腹に比べて急峻である。

大社地域は上記三列の山地のうち、中列山地の西端と西列山地の大半を含む(第2図)。西列山地は地元では北山と呼ばれており、その最大標高は鼻高山の536.3 mである。東西に伸びる主稜線は著しく南側に片寄るとともに、鼻高山を境に西側は日本海に、東側は出雲平野に向かって低くなる。中列山地の稜線は西列山地と同様に東西に伸びているが、直線的で北側に著しく片寄っている。中列山地の北側は急な斜面をもって日本海に没し、東西方向の直線的な海岸線をなす。一方、西列山地の海岸線は複雑に入り組んだ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20-40 mに達する海食崖がよく発達し、美しい景観を生み出している。特に日御碕ひのみさき周辺では柱状節理など流紋岩の織りなす見事な景観を楽しむことができる(第3図)。日御碕の灯台は標高30-40 mの平坦面

*地 質 部 **海洋地質部 ***地質標本館



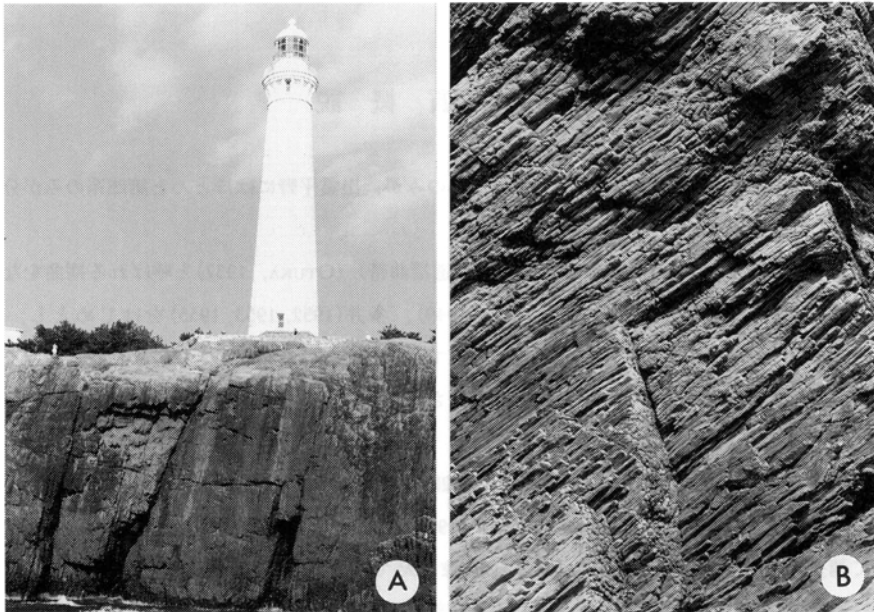
第1図 島根半島及び周辺地域の埋谷面図（幅2km谷埋，等高線間隔100m）鹿野・中野(1986)を一部改変。



第2図 大社地域及び周辺地域の埋谷面図（幅500m谷埋，等高線間隔100m）鹿野・中野(1986)を一部改変。

に立っており（第3図），ほぼ同高度の平坦面が日御碕の東方及び南方にかけて点在する．この平坦面の一部には日御碕段丘堆積物がある．

島根半島の南側にある出雲平野は，宍道低地帯を流れる斐伊川と神戸川によって運ばれた土砂によって形成された平野で（第2図），中国山地側から下る流路に沿って扇状地・自然堤防が，そして河口付近



第3図 日御碕の灯台と成相寺層流紋岩 流紋岩は平坦面をなす(A). この平坦面は更新世に形成された段丘面と考えられている. 灯台の下の流紋岩には柱状節理が発達している(B). 柱の径は数cm-10cm



第4図 大社町山根付近の丘から見た出雲平野の海岸 弓なりの海岸線に沿って砂丘(大社砂丘)が連なる.

には三角州が発達し、日本海に面する海岸付近には海岸線に平行に延びた砂丘が連なる(第4図). 本報告では大社湾に面した砂丘を大社砂丘、その東側の浜山公園の砂丘を浜山砂丘と呼ぶ. 浜山砂丘の北半分は大規模な造成が行われ運動公園となっている. 出雲平野を通る冬の風は強く、海岸付近に砂丘を形成するとともに出雲平野に砂を飛ばす. 風や飛砂を防ぐために各戸ごとにめぐらされた松の生垣はまさ

に出雲の風土を感じさせる。

II. 地 質 概 説

大社地域のうち、島根半島にはほとんど新第三系のみが、出雲平野にはほとんど第四系のみが分布する(第5図)。

島根半島の新第三系は the Shindi folded zone (宍道褶曲帯) (OTUKA, 1937) と呼ばれる褶曲をなすことで知られており、富田・酒井(1938)、嘉藤(1949)、多井(1952, 1953, 1955)をはじめとし、西山(1962)、加藤(1969)など多くの人々により研究されている(第1表)。1966年と1967年には通商産業省により大社地域を含む島根半島全域の地質調査が実施され、その結果は二編の報告書(通商産業省, 1967, 1969)にまとめられている。

金属鉱物探鉱促進事業団(1970, 1971, 1972a, 1972b)はその成果を受けて大社地域周辺で多数の坑井を掘削し、精密調査を行った。その後、山内ほか(1980)は島根半島東部美保関・境港両地域の第三系について調査再検討した結果を地質巡検案内書にまとめており、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地質構造発達史を議論している。また、近年では地質調査所による地震観測強化地域の地質研究の一環として行われた境港地域(鹿野・吉田, 1985)、美保関地域(鹿野・中野, 1985b)及び恵曇地域(鹿野・中野, 1986)の研究やほぼ同時期に行われた野村(1986a, 1986b)の研究がある。また、鱒淵鉦山の黒鉦鉦床など新第三系に胚胎する鉦床について、金子(1964)、HONISHI(1974)らの報告がある。

宍道低地帯に分布する第四系の本格的な研究が始まったのは1960年代に入ってからで、中海臨海地帯の地盤の研究(建設省計画局ほか, 1967)や山陰第四紀研究グループ(1969)、中海・宍道湖底下の第四系調査(水野ほか, 1972)などの組織的研究により急速に知識が集積された。その成果は大西(1979)、大西・松田(1985)、大西(1985)によりまとめられている(第2表)。

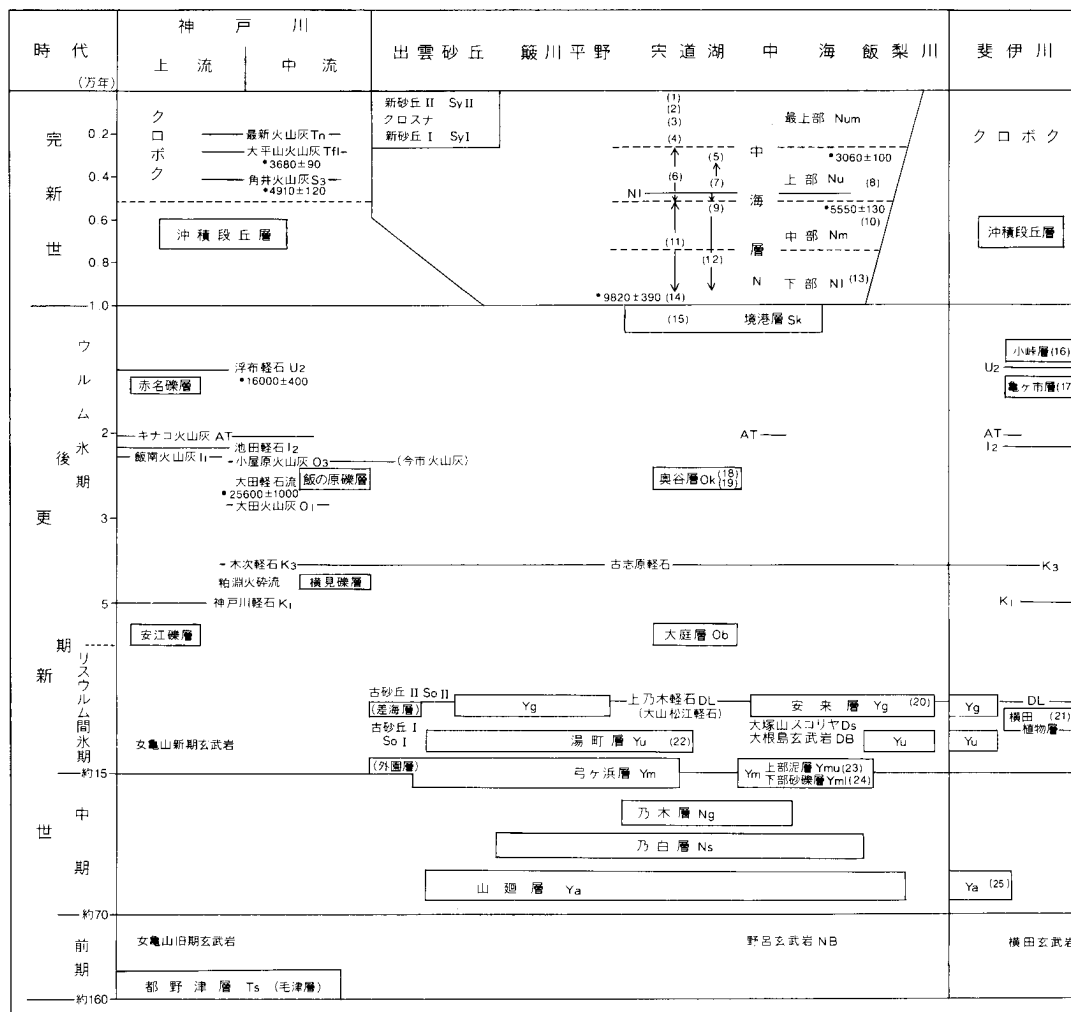
大社地域の新第三系は南端部に分布する布志名層を除いて宍道褶曲帯と呼ばれる島根半島新第三系褶曲帯の一部をなす。第5図に示されるように、十六島湾に延びる複向斜を挟んでその南側と北側に複背斜があり、それらの翼部は大社衝上断層(多井, 1973)など東西方向に延びた一連の断層によって断たれ

第1表 島根半島新第三系層序の変遷

富田・酒井 (1938)	嘉藤(1949) ²⁾	多井(1952) ³⁾	西山(1962) ²⁾	加藤(1969) ⁴⁾	通産省 (1967, 1969)	山内ほか(1980)	鹿野・吉田 (1985) ⁵⁾	野村(1986a) ³⁾
松江統		松江累層		松江層	松江層	松江層	松江層 高浪山層	松江層
古江統	古江層	西田累層群	古江泥岩層	古江層	古江泥岩部層	古江層	古江層	古江層
本庄層	鱒淵砂岩累層	宍道累層群	鱒淵層	古江層	相代互層	牛切層	牛切層	相代層
講武岩類	相代火成砂岩累層	牛切互層	相代層					
流紋岩類	唯浦頁岩累層	成相寺頁岩層	唯浦層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層
島根統	古浦層	古浦累層群	古浦砂岩層	成相寺層	成相寺砂岩部層	古浦層	古浦層	古浦層
古浦統	古浦層	古浦累層群	古浦砂岩層	古浦層	古浦頁岩部層	古浦層	古浦層	古浦層
			大社層	古浦層	地合凝灰岩部層	古浦層	古浦層	古浦層
						古浦層	高浪山部層	
							七筆部層	
							高浪山部層	
							字井部層	

1)和久羅山安山岩を除く 2)半島西部 3)半島中央部 4)半島中・西部 5)半島東部

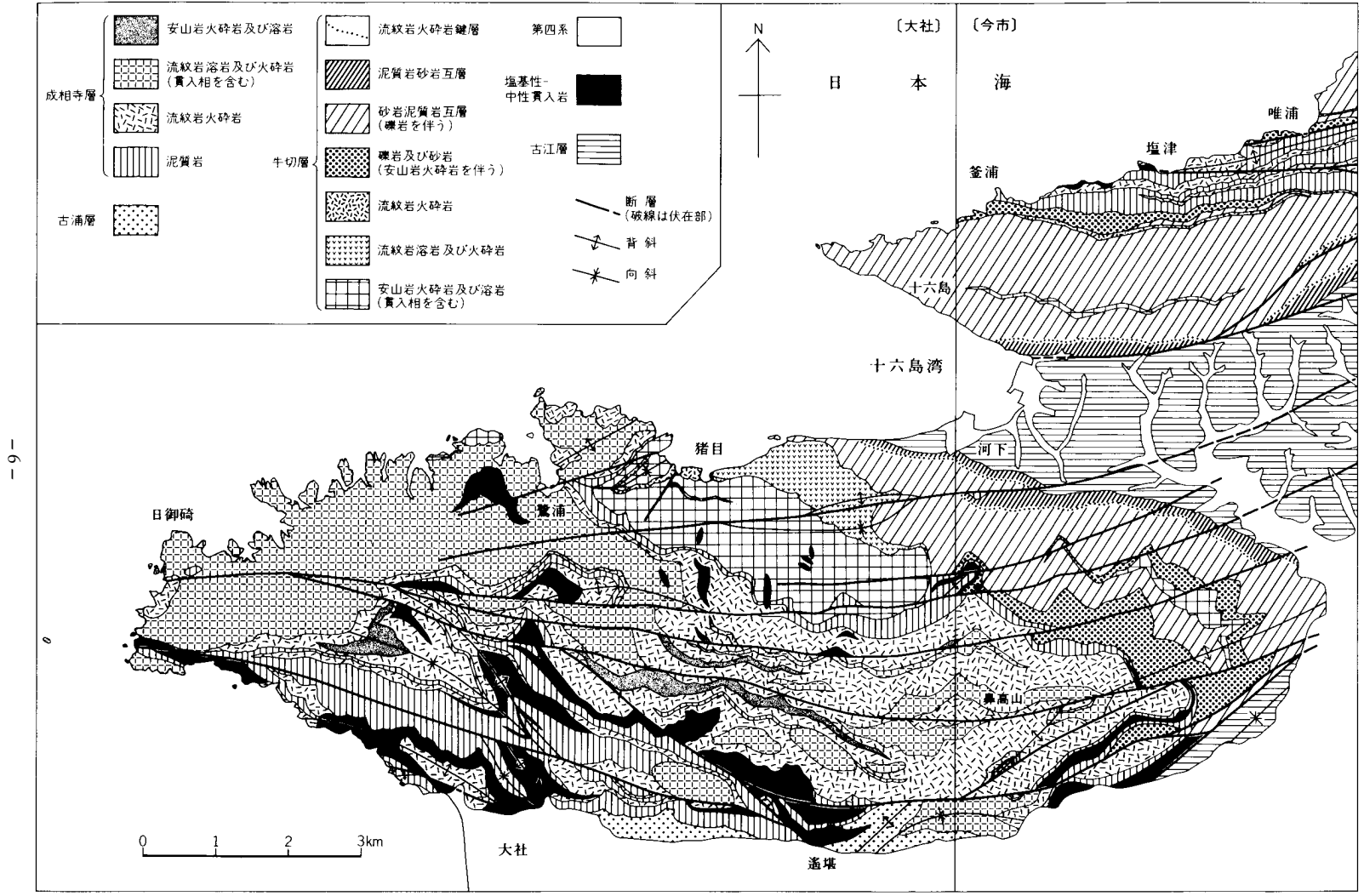
第2表 宍道低地帯の第四系層序(大西, 1985)



ている。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、ここでは上部の松江層・高浜山層・和久羅山安山岩を欠いて、中新世前期-中期の古浦層・成相寺層・牛切層・古江層の4層が分布する(第3, 4表)。

古浦層は淡水-汽水生貝化石を産する非海成層で、砂岩・礫岩・泥質岩を主体とする。古浦層は島根半島各地に点在するが、大社地域では西列山地南側斜面にわずかに露出するにすぎない。古浦層の下限は不明で層厚200m以上。

成相寺層は古浦層を整合に覆い、半島部に広く分布する。黒色泥質岩及びそれと指交する流紋岩火山岩類を主とする海成層で、大社地域での最大層厚は1,600 m前後である。成相寺層の流紋岩は海底火山を形成した大規模な酸性火山活動の産物で、安山岩を伴う。酸性火山活動は成相寺層の堆積期を通じて



第5図 大社地域及び周辺地域の地質図

第3表 大社地域の地質総括表

地域時代		島根半島	出雲平野	主要岩相		放射年代・化石
第四紀	完新世	海浜堆積物	海浜堆積物 三角州・扇状地・低湿地堆積物 海岸砂丘堆積物	砂	砂・礫・泥	
			中海層 ($<60\text{m}$)	泥・砂・礫 (海成-汽水成, 泥炭を挟む)		
	更新世	日御碕段丘堆積物 ($1\text{m}<$)	差海層 ($<50\text{m}$)	泥・砂・礫 (海成-汽水成及び風成(?), 泥炭・火山灰を挟む)	礫・砂・シルト	
			鮮新世			
第三紀	中新世	古江層 ($300\text{m}<$)	布志名層 ($400\text{m}<$)	黒色-暗褐色泥質岩	砂岩	N. 10-11 ← 14 Ma (フィッシュントラック年齢) 海生動物化石(貝・有孔虫) Blow(1969)のN.8-9 海生動物化石(貝・有孔虫) Corbicula sp. 淡水生貝化石
		牛切層 ($400-900\text{m}$)	(露出せず)	泥質岩 砂岩 互層		
				流紋岩溶岩	砂岩泥質岩互層	
		安山岩火砕岩・溶岩 (貫入相を伴う)		礫岩		
		黒色泥質岩				
		成相寺層 ($1200-1600\text{m}$)		流紋岩溶岩 (貫入相を伴う)	流紋岩火砕岩 (流紋岩溶岩・安山岩) 火砕岩を伴う	
黒色泥質岩・流紋岩火砕岩						
古浦層 ($200\text{m}<$)	泥質岩 砂岩・礫岩					

間欠的に続いている。鰐淵から鶴峠・鷲鉦山付近にかけて分布する黒鉦鉦床群は主に成相寺層中に胚胎している。

牛切層は成相寺層に引き続いて堆積した海成層で、礫岩・砂岩・泥質岩の互層を主体とする。砂岩・礫岩の多くはタービダイトあるいは岩屑流堆積物である。局所的ではあるが、下部-中部には水底に噴出した安山岩・流紋岩が分布する。礫岩・砂岩を構成する砕屑粒子は主に、安山岩で、大部分は本層の安山岩に由来するものらしい。

野村(1986a)は、多井(1952)の牛切互層、通商産業省(1967)の牛切層のうち、砂岩・礫岩を主体とする岩相を相代層と定義し、残りを成相寺層に含めた(第1表)。これは模式地の牛切層と同様の岩相が成相寺層内にも認められ岩相上成相寺層との区分が難しい場合があることや指交関係にあるとの理由による。しかし、古江層の塊状泥質岩と成相寺層の黒色泥質岩(大部分は層状)との間に牛切層を特徴づける凝灰岩・凝灰質砂岩・泥質岩互層あるいは頻々と砂岩・凝灰岩薄層を挟む泥質岩が存在することは確か

第4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<		
新第三紀	鮮新世						
	後期中新世	和久羅山安山岩		安山岩溶岩	?	← 6Ma (K-Ar)	
	中期	高松江層 (伏在)	玄武岩-安山岩溶岩 (多量のハイアロクラストタイトを伴う)・ハイアロクラストタイトの二次堆積物				← 9Ma (K-Ar)
			安山岩溶岩 (多量のハイアロクラストタイトを伴う)・ハイアロクラストタイトの二次堆積物・火砕流堆積物				
			安山岩-デイサイト 凝灰角礫岩・凝灰岩 (泥層を挟む)	?	1300~1500m (550m)		
	前期	古江層	黑色-暗褐色泥質岩	120~450m			
		牛切層	デイサイト軽石凝灰岩 (水中火砕流堆積物)	190~690m			海棲動物化石 (底生有孔虫・貝など)
			泥岩-シルト岩・砂岩・酸性凝灰岩互層 (重力流堆積物が多い)				
	前期中新世	成相寺層	黑色泥岩・シルト岩・頁岩	1200m>			
			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トタイトを伴う)・ハイアロクラスト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							
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・泥岩をしばしば挟む	800m<			← 21Ma (F.T.) ← 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.: シルコンのフィッシュトラック年代

で、しかも広く追跡できるのでこれを岩相上区分して牛切層とすることは必ずしも誤りとはいえない。ただし、牛切層の模式地は露出が悪いので、岩相層序上の問題点を再検討した上で模式地をどこかに設定して牛切層を別の地層名に改名しても差し支えない。いずれにしてもこの岩相層序区分の問題は議論のあるところであり、本報告では無用の混乱を避ける意味で、従来用いられてきた牛切層を踏襲した。

古江層は塊状泥質岩を主体とする層で、まれに凝灰岩・砂岩の薄層を挟むことがある。下位の牛切層とは漸移整合で、本報告では砂岩・凝灰岩薄層をほとんど挟まなくなる部分から上を古江層としている。古江層の層厚は300 m 以上である。布志名層は泥岩・シルト岩・砂岩を主体とする地層であるが(高安・中村, 1984)が、本地域には細粒砂岩のみが分布する。古江層とほぼ同時期に堆積した地層である(鹿野・中野, 1985a)。

今市・境港両地域の成相寺層・牛切層・古江層からは、大陸棚外縁から大陸斜面中部に生息していたと考えられる有孔虫化石群集が(野村ほか, 1984; 野村, 1986b)、また、大社地域からも類似の有孔虫化石群集(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971, 1972a, 1972b)が報告されている。

浮遊性有孔虫化石に基づけば、成相寺層上半部-牛切層は BLOW (1969)の N.8-9 (野村, 1986a)、古江層は N.10-11 (野村, 1984)に対比される。古浦層と成相寺層の境界は両層のフィッシュ・トラック年令からおよそ22 Ma (鹿野・吉田, 1984)、また今回新たに得られたフィッシュ・トラック年令から牛切層の最上部はおよそ14 Ma と推定される。

古浦層・成相寺層及び牛切層中には塩基性-中性の岩床・岩脈が貫入しているがその時期は新第三系の地質構造が完成する前である。

新第三系の地質構造は島根半島の東側のものと一連のものであり、山内・吉谷(1981)、鹿野・吉田(1985)、野村(1986a)が議論しているように、牛切層の堆積時から褶曲が始まり、和久羅山安山岩噴出期(6 Ma 頃)には全体の地質構造が完成したと、この構造運動は最大水平圧縮主応力軸がほぼ南北になるような応力場の下で起こったらしい(鹿野・吉田, 1985)。

第四系は更新世の日御碕段丘堆積物・^{さしみ}差海層と沖積層に区分される。

日御碕段丘堆積物は日御碕付近の海岸段丘を構成する礫層で本報告で新たに設定した。差海層は三位(1966)の差海層と石谷砂層を併せた地層として定義した地層で、泥・砂・礫からなる海成-汽水成堆積物・海浜堆積物を主とする。沖積層は、出雲平野の地下に広く分布し、泥・砂・礫など海成-汽水成堆積物を主とする^{なかうみ}中海層と、それに漸移整合で重なる、あるいは指交し砂・礫・泥からなる三角州・扇状地堆積物及び砂を主とする海岸砂丘・砂州堆積物とからなる。

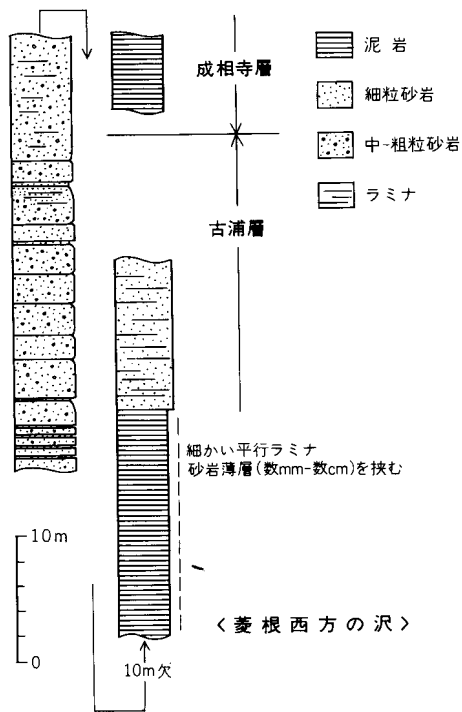
Ⅲ. 新 第 三 系

Ⅲ. 1 古 浦 層

地層名 富田・酒井(1938)。

模式地 島根県八東郡鹿島町古浦。

分布・層厚 西列山地南側、菱根・^{ようかん}遙^{やび}堪・矢尾町付近に分布する。下限は不明で、層厚は200 m 以



第6図 古浦層・成相寺層境界付近の柱状図
(大社町菱根西方の沢)

成相寺層の黒色泥質岩に漸移するように見える(第6図)。金属鉱物探鉱促進事業団(1971)の坑井43PASH-17の資料によれば、本層中には厚さ数m-10数m内外の安山岩・流紋岩(?)火砕岩層が挟まれている。

化石 貝化石 *Corbicula* sp. (西山, 1962) 及び *Viviparus* cf. *uryuensis kosasanus* (OKAMOTO and NAKANO, 1967; 岡本・今村, 1971) が産出する。

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 古浦層を取り巻いていて西列山地に広く分布する。層厚は西部で1,200m, 東部では1,600m。

層序関係 古浦層に整合に重なる。

岩相 本層は黒色泥質岩・流紋岩を主体とし、一部に安山岩溶岩を挟む海成層である(第7図)。

黒色泥質岩の本層に占める割合は火山岩に比べて低く、主として最下部と最上部にその厚層(厚さ数10m-数100m)があるほか、火山岩中に局所的に薄層として挟在するにすぎない。

黒色泥質岩は一般的に硬く、破断した岩片の端は鋭利である。風化すると層理面に平行に細片状に割

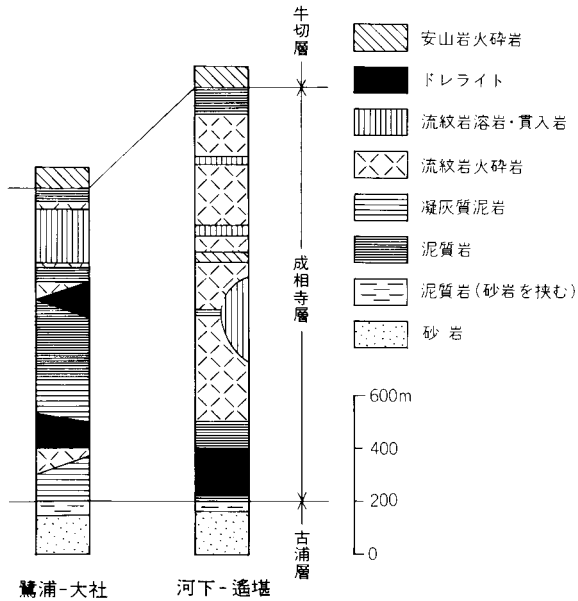
上。

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(三浦, 1973b, 1973c; 鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1986)から判断して、先新第三紀の深成岩等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 本層は非海成の砂岩・礫岩・泥質岩からなる。砂岩は極細粒-極粗粒で淘汰が悪く、粗粒砂岩では細礫を含むことも多い。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・花崗岩質岩の岩片である。礫岩は安山岩・流紋岩・花崗閃緑岩などの細礫-巨礫からなる。

泥質岩は淡緑灰色-黒色の砂質-シルト質頁岩・頁岩で細粒砂岩の薄層を挟む厚さ数mm以下の平行ラミナが良く発達しており、いわゆる varve に類似している。

露出が悪く明確ではないが、本層最上部の varve 様頁岩は、境港・美保関両地域の場合(鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b)と同様に、成相



第7図 成相寺層の模式柱状図

れる頁岩質のものが多い(第8図). 特に最下部の泥質岩には細かい平行葉理が明瞭で, しかも薄く剥がれる黒色頁岩(第8図)が認められることがある. この種の頁岩は古浦層最上部の頁岩と似ている.

本層の大半を占める流紋岩の産状をみると, 東部では軽石を主とするいわゆる広義の水中火砕流堆積物(FISHER and SCHMINKE, 1984)が卓越し, 西部では溶岩ドーム・溶岩流が卓越する. 水中火砕流堆積物の1フローユニットの厚さは数m-20m程度である. 水底安山岩溶岩とその再堆積物を挟む. 流紋岩及び安山岩の溶岩には径1mm以下の気孔が多数あり, また, ジグソー

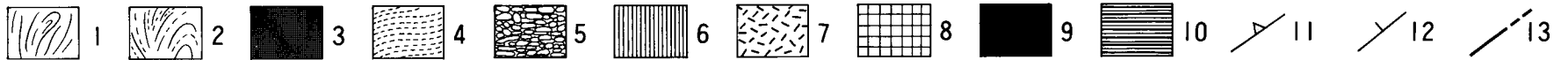
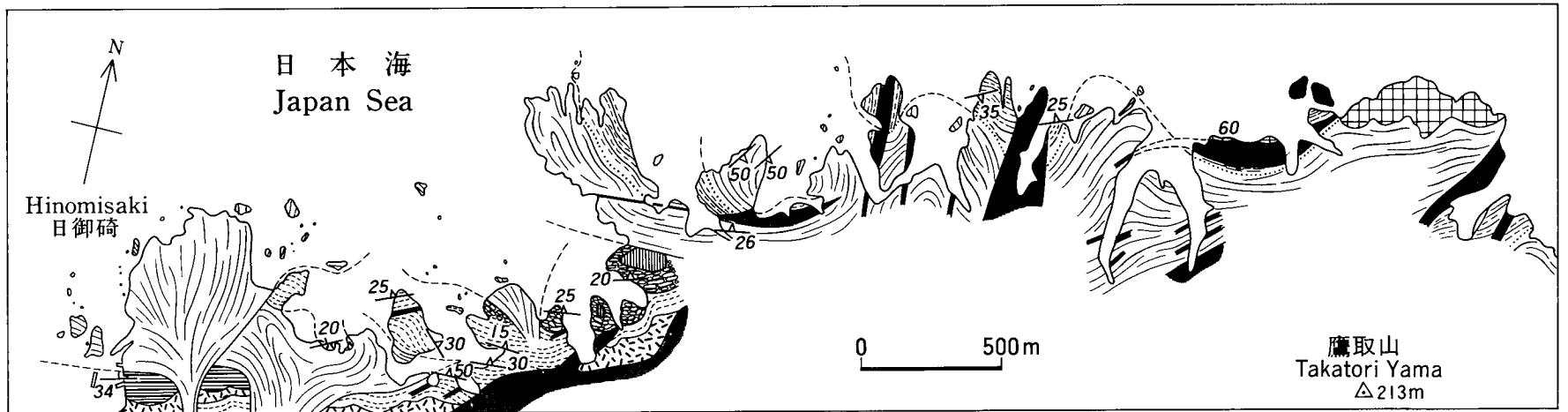
パズル様に破碎された部分が認められる(第I図版).

日御碕から^{けたかけ}桁掛半島を経て^{さぎうら}鷺浦に至る地域では, 日本海に面した海岸に沿って溶岩ドーム・溶岩流など流紋岩の様々な産状を見ることができる(第9図). 天然記念物に指定されている日御碕周辺の流紋岩(第3図)は日御碕神社付近の黒色泥質岩を貫く溶岩ドームで, 径6cm内外の柱状節理が発達している. これとほぼ同時期の溶岩ドームがその東方に連なる. いずれのドームにも柱状節理が発達するが, それらの柱状節理の方向は必ずしも流理面に直交しない. ドームの縁辺部では柱状節理が放射状になることが多く(第10図), その外側には柱状節理を残しながらも水冷破碎された部分, そして更に外側では水冷破碎されたガラス質流紋岩が認められる. ドームの内部や周辺には幅10cm-200mのガラス質流紋岩浅所貫入岩が多数分布する. 大きなものはドームの上方に延びてドームを貫いている. またそれらと平行に舌状に延びる巨大な貫入岩は水冷破碎された流紋岩に貫入し, その延びと直交する断面に閉じた流理が認められる(第11図). これら流紋岩水底^{うりゅう}火山体内部の貫入岩は流紋岩マグマの通路とみなせよう. 日御碕東方およそ1kmの入江では宇竜^{うりゅう}周辺の流紋岩塊状溶岩から移化した水中溶岩が広く分布し, その上部は枕状となっている(第II, III図版).

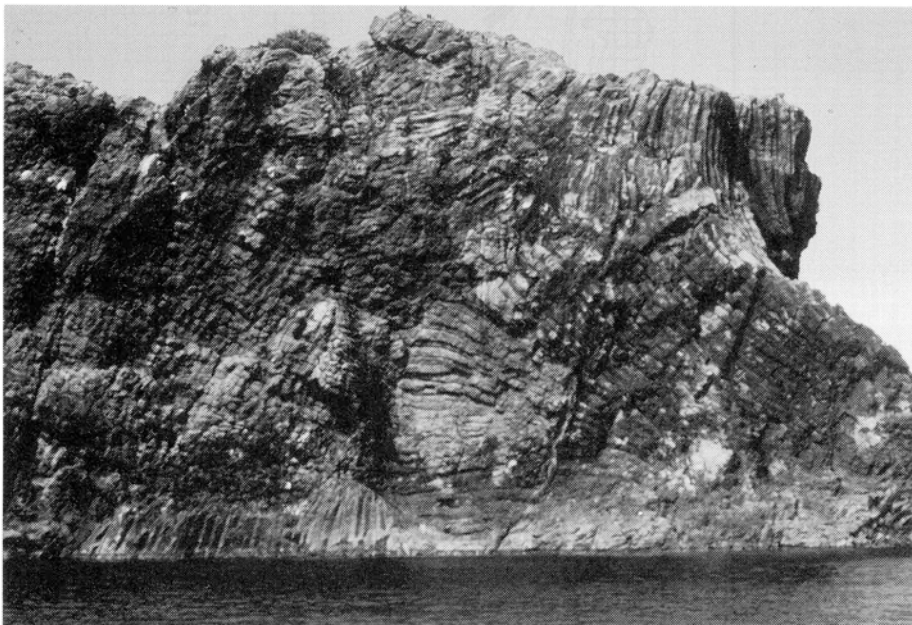
枕状団塊(pillow)の径は30cm-1m. 内部はガラス質で, 放射状節理が認められ, また, 縁辺部には多数の気孔とジグソーパズル様の水冷破碎構造が認められるが, 玄武岩の枕状団塊と異なって明瞭な急冷殻を持たない. 表面には流動方向に延びたしわと節理がある. 大きな枕状団塊から押し出された, あるいは垂れ下がった溶岩はそれより小さな枕状団塊を作りながら前進する(第II, III図版). 枕状溶岩は枕状溶岩片を含むハイアロクラスタイト(FISHER and SCHMINKE, 1984)に移化する(第9図, 第IV図版). その漸移帯には孤立した枕状団塊が点々と分布している. それらの表面にはハイアロクラスタイトや枕状溶岩の岩片がへばりついており(第IV図版), 枕状団塊を作りながら前進する溶岩流の前面にあ



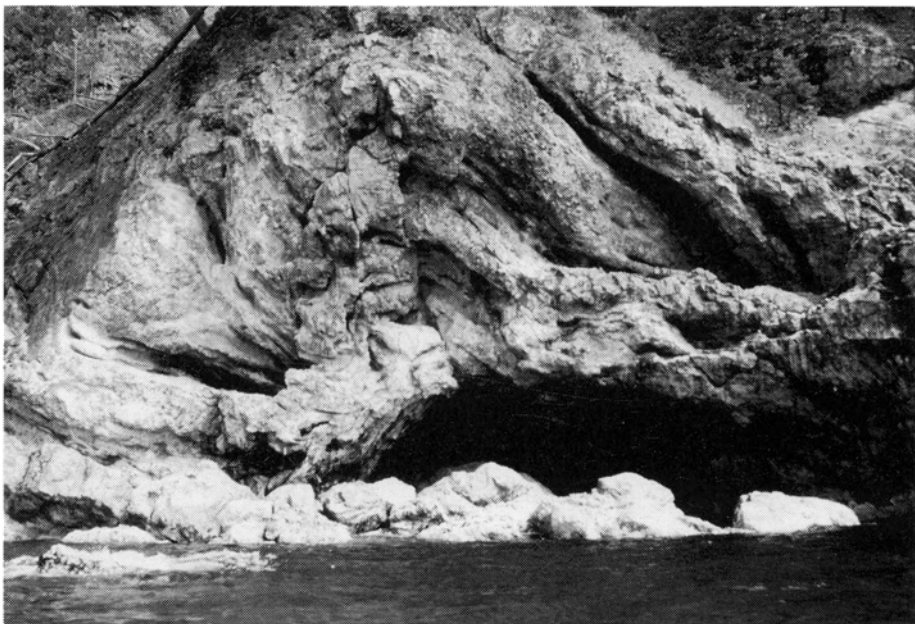
第8図 成相寺層の頁岩質泥岩と頁岩 頁岩質泥岩(A, 日御碕)は、層理面と平行に小角礫状に割れ易い。頁岩(B, 大社漁港・西方の海岸)には細かな平行ラミナが発達する。ハンマーの柄の長さは約30cm.



第9図 日御碕及びその東方海岸付近の成相寺層流紋岩の産状を示す地質図 1.柱状節理の発達した流紋岩塊状溶岩, 2.水冷破砕されかけの流紋岩溶岩(部分的に柱状節理が残る), 3.流紋岩浅所貫入岩(フィーダー), 4.水冷破砕の著しい流紋岩溶岩, 5.流紋岩枕状溶岩, 6.流紋岩枕状溶岩片・ハイアロクラスタイト, 7.流紋岩火砕岩(主として水中火砕流堆積物), 8.安山岩水底溶岩, 9.ドレライト, 10.黒色泥質岩, 11.流理面, 12.走向・傾斜, 13.断層



第10図 成相寺層流紋岩の放射状柱状節理 (桁掛半島)柱状節理の一部は放射状となっている.



第11図 成相寺層流紋岩のローブ状浅所貫入岩 (鷹取山北方の海岸)流理が閉じた外形に平行になっている.

第5表 成相寺層流紋岩の化学分析値(三浦, 1974)

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	67.78	70.70	76.09	76.34
TiO ₂	0.24	0.40	0.13	0.00
Al ₂ O ₃	13.66	12.74	12.84	12.98
Fe ₂ O ₃	3.06	2.38	1.70	1.50
FeO	2.77	1.10	0.74	0.80
MgO	0.09	0.03	0.14	0.07
MnO	0.70	1.88	0.37	0.23
CaO	1.48	1.18	0.26	0.16
Na ₂ O	4.61	4.91	4.71	5.81
K ₂ O	2.41	1.94	1.23	1.34
P ₂ O ₅	0.09	0.06	0.04	0.07
H ₂ O(+)	2.32	0.85	0.68	0.49
H ₂ O(-)	0.33	1.60	0.30	0.00
Total	99.54	99.77	99.23	99.79

(1) SH-20 739.50 m コア (2) 大社町鶴峠
 (3) 大社町日御碕 (4) SH-20 800.45 m コア

第6表 成相寺層産有孔虫化石
 (金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971, 1972a, 1972b)

<i>Ammphicoryna scalaris sagamiensis</i> (ASANO)	<i>Haphlofragmoides renzi</i> ASANO
<i>Bolivina</i> sp.	<i>Haphlofragmoides</i> sp.
* <i>Cribratomoides</i> spp.	<i>Hopkinsina</i> sp.
<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY	*Lituolidae, g. sp. indet.
<i>Cyclammina</i> cf. <i>ezoensis</i> ASANO	* <i>Martinottiella communis</i> d' ORBIGNY
<i>Cyclammina japonica</i> ASANO	<i>Martinottiella nodulosa</i> (CUSHMAN)
<i>Cyclammina orbicularis</i> BRADY	<i>Spiroplectammina</i> sp.
<i>Cyclammina</i> cf. <i>orbicularis</i> BRADY	<i>Spiroplectammina</i> spp.
<i>Discammina</i> cf. <i>emaciata</i> (BRADY)	* <i>Spirosigmoilinella compressa</i> MATSUNAGA
<i>Eponides subpraecinctus</i> ASANO	<i>Torchammina</i> sp.
* <i>Globigerina</i> sp. indet.	<i>Torchammina?</i> sp. indet.
<i>Globigerina</i> spp.	<i>Uvigerina</i> spp.
<i>Haphlofragmoides</i> cf. <i>compressum</i> LEROY	

* 比較的多く産する種

るハイアロクラスタイトの上にちぎれた枕状団塊が転動してきたことをうかがわせる。

岩石記載

輝石(?)含有斜長石流紋岩〈GSJ R42341〉

産地：大社町日御碕灯台

産状：溶岩ドーム(柱状節理を示す部分)

斑晶：斜長石(少量)・輝石(仮像, 極微量)

斜長石は長さ2 mm以下, 輝石(?)は長さ1 mm以下で自形-半自形。斜長石の一部はアルバイト・石英などに, 輝石は淡褐黄緑色粘土鉱物・不透明鉱物に交代されている。

石基：斜長石・石英・アルパタイト・鉄鉱など

石英・斜長石は長さ0.1 mm以下の他形微結晶。緑褐色粘土鉱物に充填された径0.3 mm以下の気孔が点在する。

本層流紋岩の化学組成を第5表に示す。

化石・時代 本層からは第6表に示される有孔虫化石のほか、海生貝化石 *Acesta* sp. cf. *smithi* SOWERBY, *Acesta* aff. *amaxaenisa* YOKOYAMA (OKAMOTO and NAKANO, 1967; 岡本・今村, 1971) が報告されている。また野村(1986a, 1986b)は東隣今市地域の本層上半部から浮遊性及び底生有孔虫化石を報告している。それによると本層上部はBLOW(1969)のN. 8-9に対比され、大陸棚外縁-大陸棚斜面中部の環境にあったことになる。

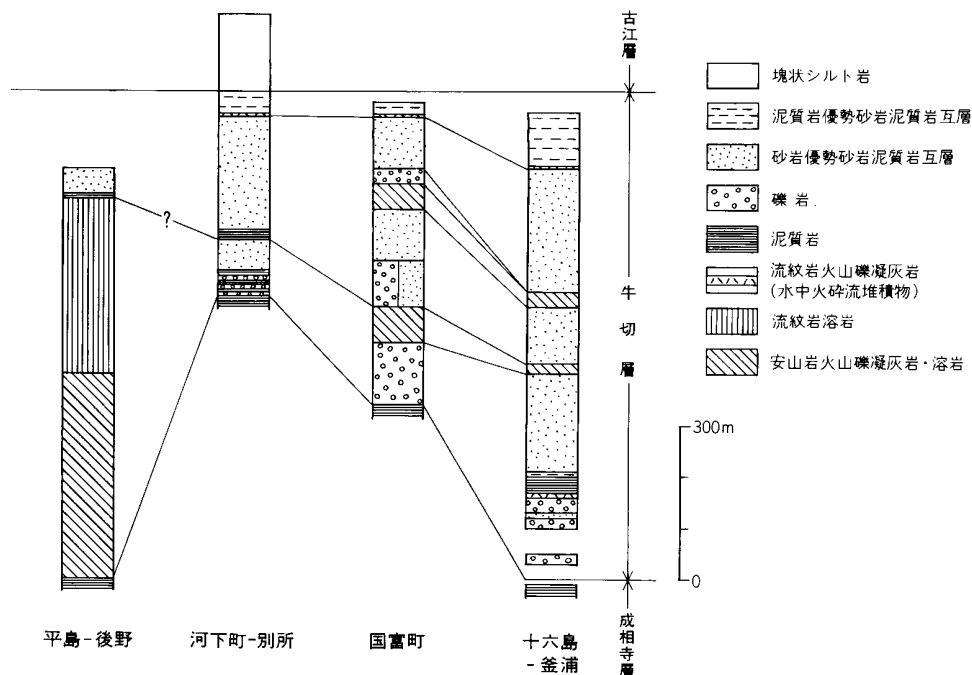
III. 3 牛 切 層

地層名 通商産業省(1967)・多井(1952)の牛切互層に相当する。

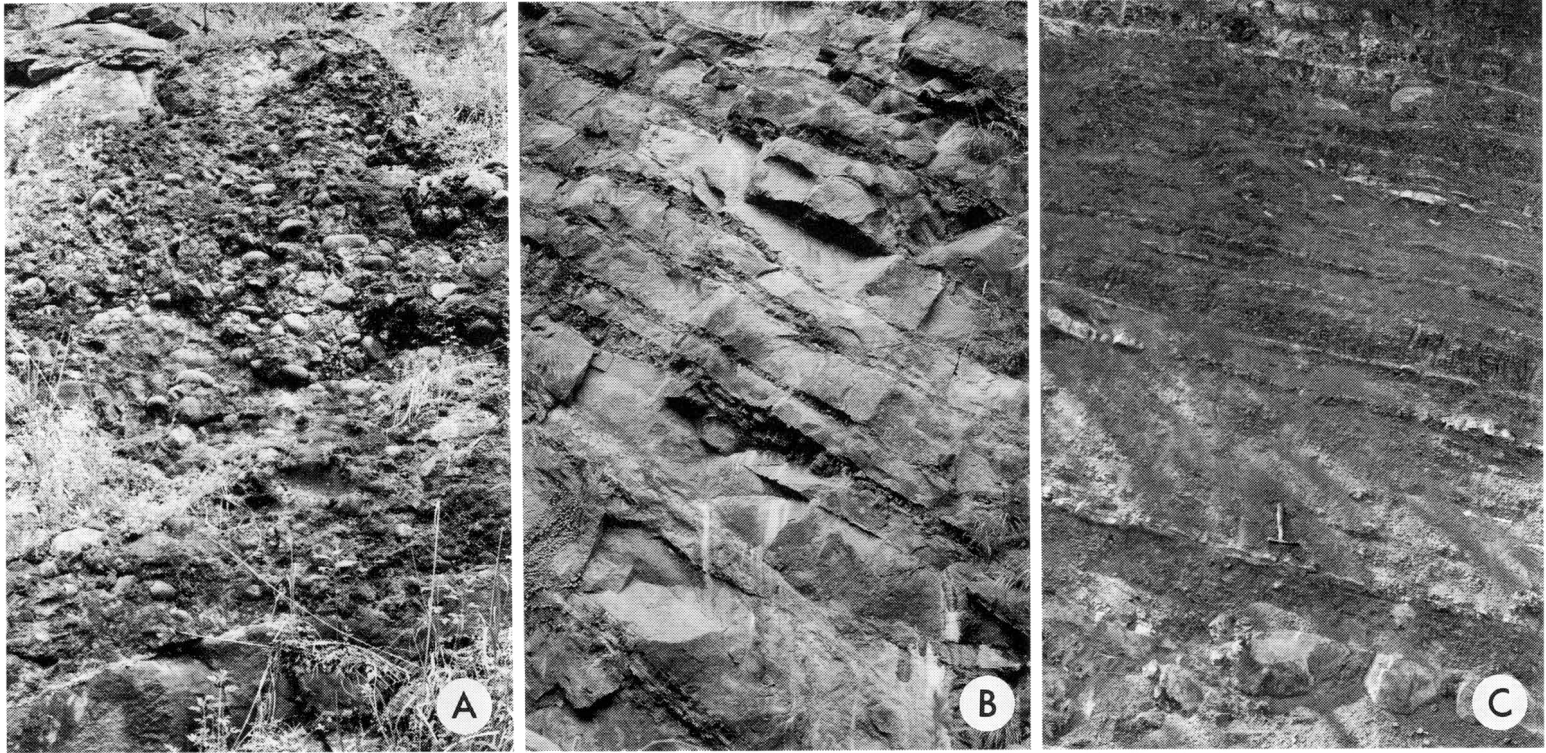
模式地 松江市牛切。

分布・層厚 鶴峠つるがしから河下町にかけての地域と十六島湾を挟んでその北側にある十六島の周辺に分布する。最大層厚900m。

層序関係 下位の成相寺層と整合。



第12図 牛切層柱状図 国富町の柱状図は金属鉱物探鉱促進事業団(1970)のボーリング資料を編集。



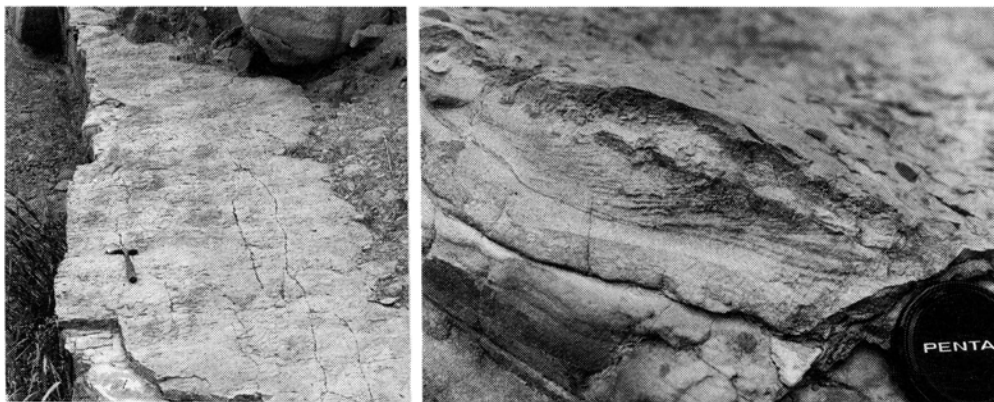
第13図 牛切層の礫岩・砂岩・泥質岩 礫岩(A, 今市地域平田市奥宇賀町南方の沢)は基底付近で逆級化し, 上方に向かうにつれて正常級化している. 砂岩(B, 平田市河下町)は泥質岩薄層を挟む. 砂岩単層の基底から中部にかけて正常級化し, その上部では平行-斜交ラミナが認められることも多い. 泥質岩(C, 今市地域平田市奥宇賀町)は砂岩薄層を頻繁に挟む.

岩相 本層は礫岩・砂岩・泥質岩・安山岩・流紋岩からなる(第12図)。

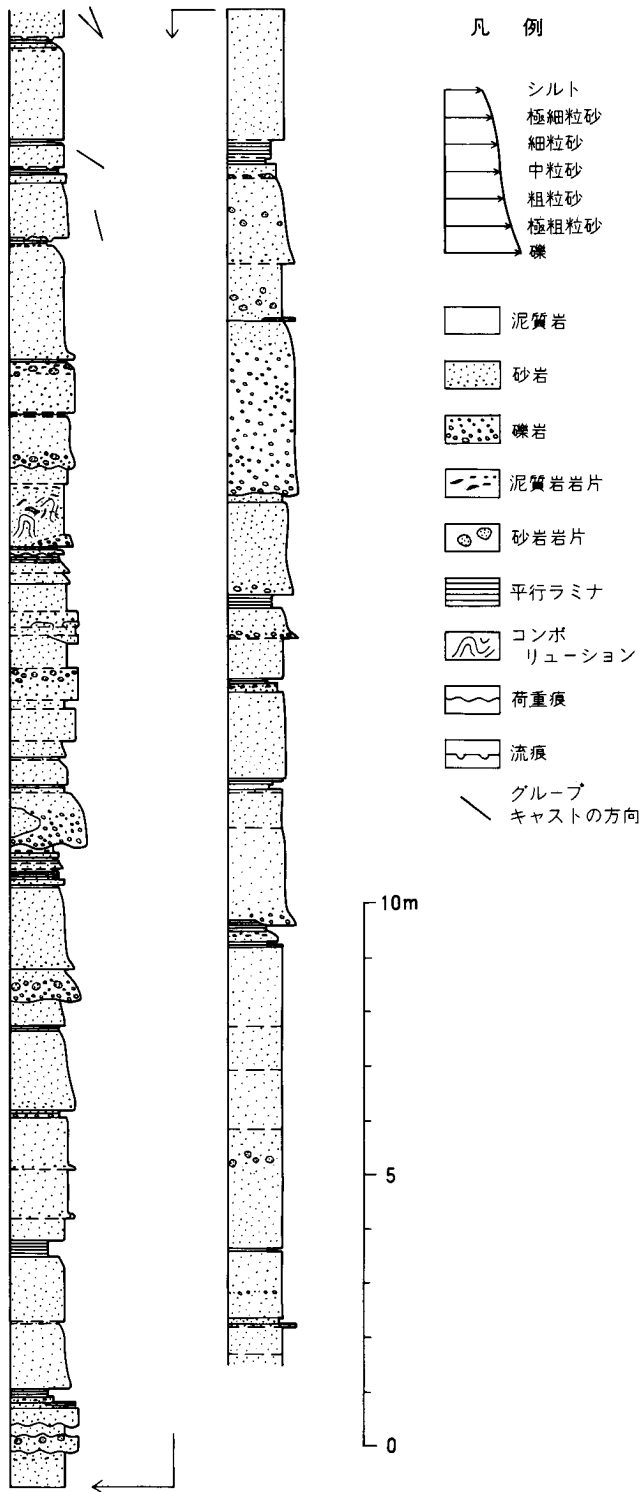
鵜峠から鰐淵(東隣分布地域)の間に分布する安山岩溶岩とその砕屑物は成相寺層最上部の黒色泥質岩に整合的に重なり、その上に流紋岩溶岩とその砕屑物が重なる。これら火山岩は東方に薄化し、東隣今市地域では礫岩を主体とする砕屑層(礫岩卓越相)に移化する。礫岩は最大径20 cm 以下、多くは10 cm 以下の安山岩亜円礫を多量に含み、逆級化-正常級化し、しばしば正常級化した中粒-粗粒砂岩に移化する(第13図)。単層の厚さは数10 cm-数 m。礫岩と礫岩の間に厚さ1-2 m 以下の中-粗粒砂岩や泥質岩を挟むほか、局所的に厚さ2-3 m の安山岩溶岩・火山角礫岩を挟むことがある。礫岩は上位及び北方、東方に向かうにつれて細粒化し薄化するとともに、砂岩が卓越するようになる(第12図)。この砂岩卓越相の砂岩単層は安山岩由来の細粒-粗粒砂を主とし、通常厚さ数 cm-1 m。一見塊状である(第13図)が、上方に向かい正常級化し、その上部に平行ラミナが認められることも多い。砂岩の上面にリップルマーク(第14図)が、底面にグループキャストがしばしば認められる。通常、砂岩と砂岩の間に厚さ数 cm 以下の黒色-黒褐色の泥質岩を挟む(第15図)。また、局地的に安山岩溶岩・火山角礫岩及び礫岩を挟む。砂岩卓越相は本層最下部の安山岩・流紋岩にオーバーラップする。礫岩卓越相及び砂岩卓越相に挟まれる安山岩やその砕屑物は鰐淵より東方で厚く、十六島周辺ではほとんど認められない。

砂岩卓越相の最上部には単層の厚さが数-20 m に達する砂岩厚層が発達し、それより上位では厚さ数10 cm 以下、多くは5-10 cm 以下の砂岩薄層を頻々と挟む黒色-黒褐色泥質岩(第13図)に急激に移化する。この泥質岩卓越相は上方に向かうにつれて砂岩を挟まなくなり、古江層の泥質岩に移化する(第16図)。泥質岩卓越層には厚さ6 m と2 m の酸性水中火砕流堆積物が挟まれており(第16図)、大社地域及び今市地域西部で広く追跡できる。金属鉱物探鉱促進事業団(1970, 1971, 1972a, 1972b)はこの2枚の凝灰岩を併せて夫婦タフと呼んでいる。

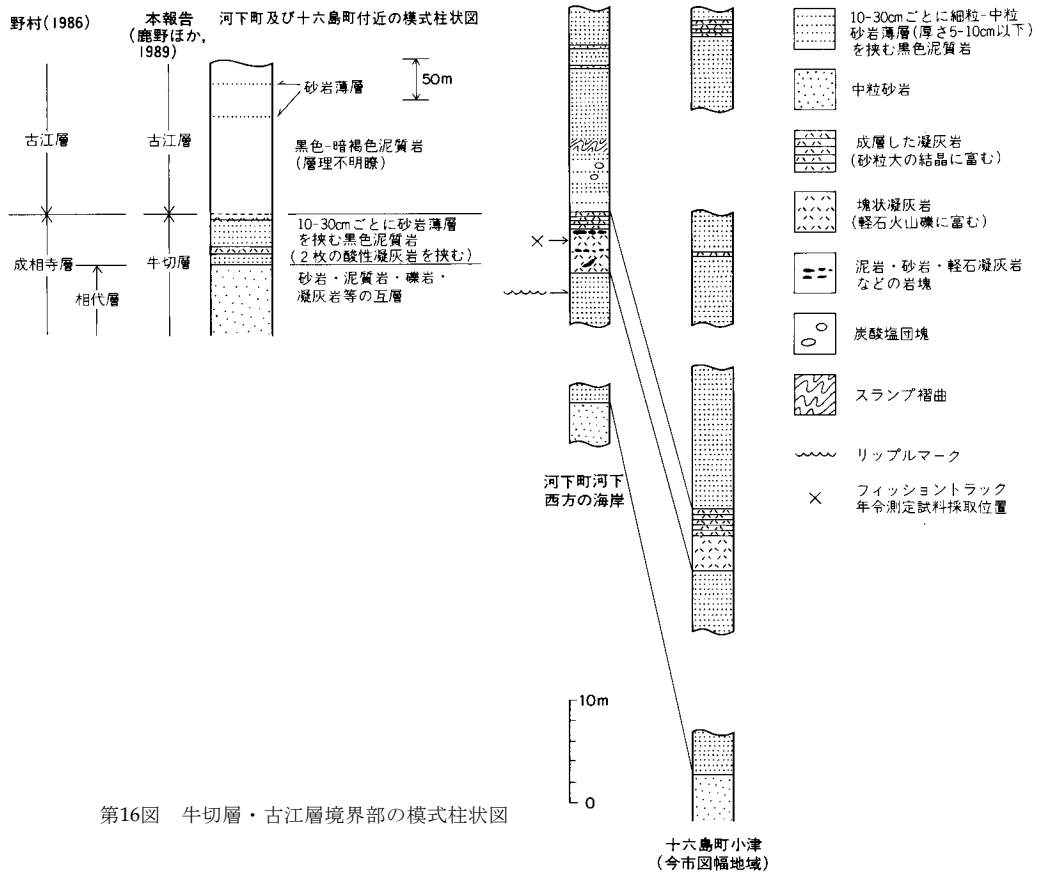
礫岩・砂岩は堆積構造から岩屑流堆積物あるいはタービダイトとみなすことができる。砂岩のリップルマーク及びグループキャストの方位(第17図)と礫岩・砂岩の構成物の大部分が安山岩に由来することを考慮すると、礫・砂の供給源の一つは本層下部や中部の安山岩層に求めることができよう。本層の安山岩の多くはジグソーパズル様の水砕破砕構造が発達した溶岩(第18図)で、同質のハイアロクラスタイ



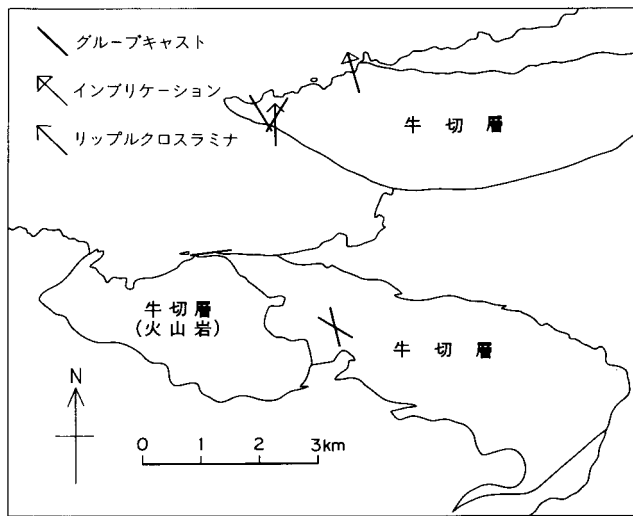
第14図 牛切層砂岩の上面に見られるリップルマークの断面(平田市十六島から十六島鼻に至る道路沿い) 断面には明瞭な斜交ラミナが見える。レンズキャップの径は約6 cm。



第15図 牛切層砂岩の卓越相柱状図 河下町-別所間の採石場.



第16図 牛切層・古江層境界部の模式柱状図



第17図 牛切層砂岩・礫岩の古流向



第18図 水冷破碎された牛切層安山岩溶岩(平田市猪目の海岸) ジグソーパズル状の割れ目が顕著で、岩片や基質はガラス質。岩片中の球状の白い点は気孔。石英などで埋められている。レンズキャップの径は約6cm.



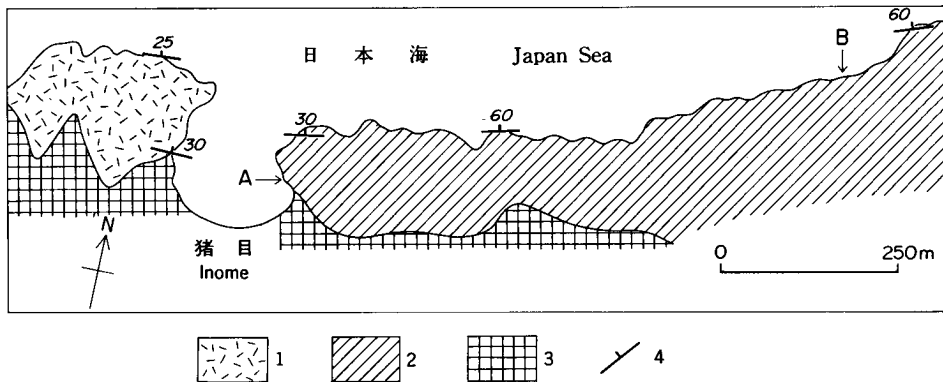
第19図 牛切層安山岩塊状溶岩(大社町鶴峠の海岸) 溶岩は舌状に伸びて写真の奥から手前に向かって流れてきている。海面から人の頭までの高さは約2m.

ト及びそれらの二次移動堆積物を伴う。溶岩の一部は枕状となっている(第19図)。

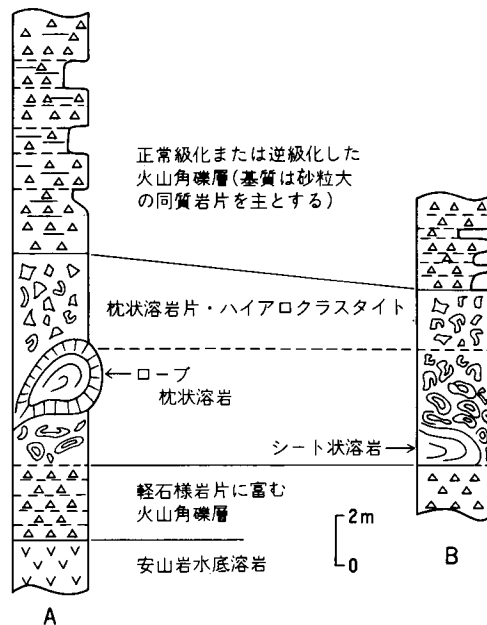
流紋岩の大部分も溶岩・ハイアロクラスタイトで、それらの周辺に二次移動堆積物を伴う。また、猪目付近では軽石を主とする水中火砕流堆積物が局所的に認められる。

猪目から河下にかけて分布する流紋岩(第20図)は、それが水中に噴出したことを物語る見事な産状を示している(第21, 22図)。すなわち、水冷安山岩溶岩の上にガラス質軽石様岩片に富む火山角礫層、枕状溶岩、枕状溶岩片・ハイアロクラスタイトに富む層、正常級化又は逆級化した火山角礫層が順次重なる。

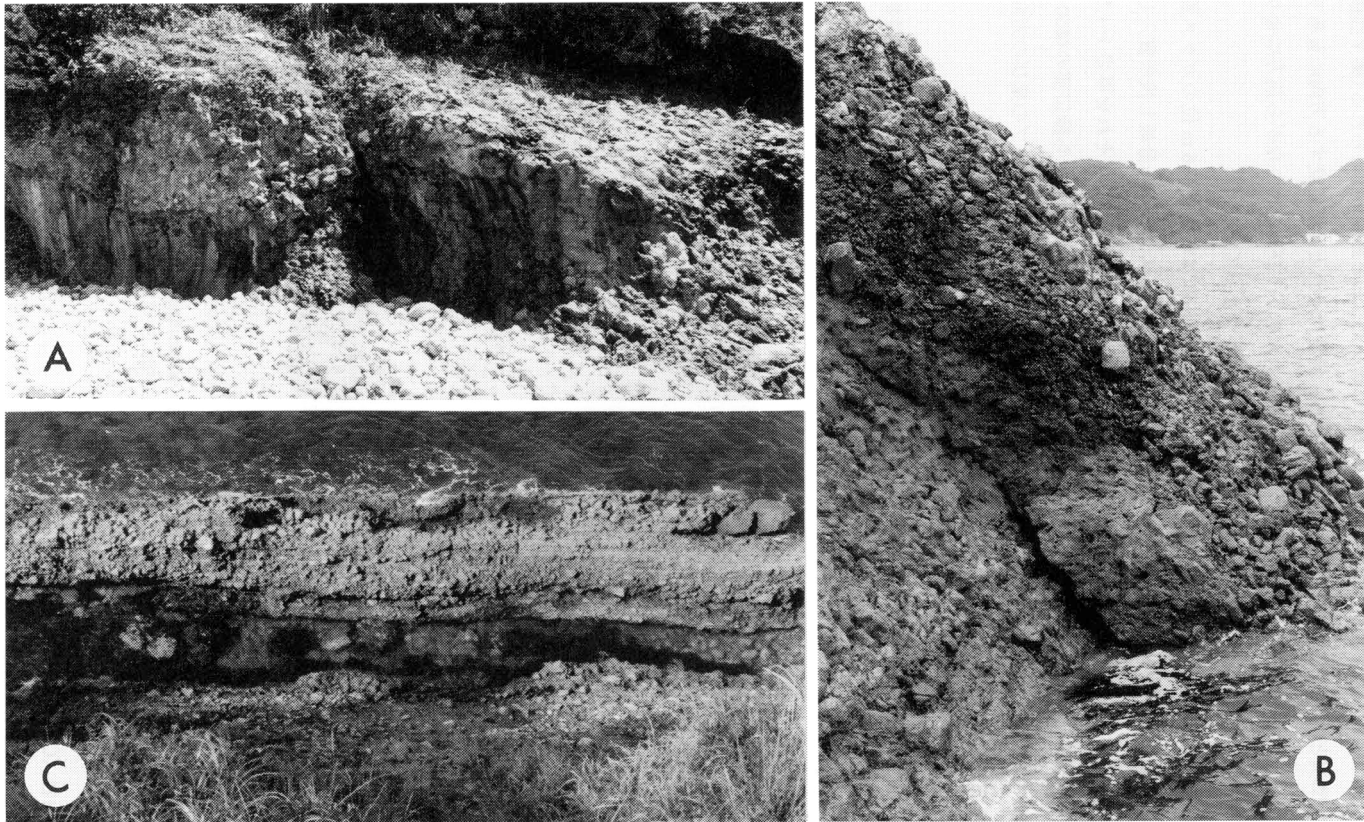
基底の火山角礫層中の軽石様岩片は気孔に富み、ジグソーパズル様の割れ目が発達する。枕状溶岩



第20図 猪目及びその東方海岸の牛切層火山岩の分布 1.軽石に富む流紋岩水中火砕流堆積物、2.水底流紋岩溶岩及びその派生物、3.水底安山岩溶岩、4.走向・傾斜、A、Bは第21図柱状図の位置。



第21図 猪目及びその東方海岸に見られる牛切層流紋岩の産状を示す模式柱状図 柱状図の位置を第20図に示す。



第22図 猪目東方海岸に見られる牛切層流紋岩の産状 写真Aは塊状の溶岩が左から右に延びその上と前面に向かって枕状となる様子を示す。写真Bでは枕状溶岩片の密集した部分(左手下)にそれら岩片などからなる角礫層が重なる。かすかながら逆級化している。この上に重なる角礫層は成層級化している(写真C)。

は舌状の塊状溶岩から漸移する(第22図, 第V図版). 枕状団塊はガラス質で径数10 cm 内外(第V図版). 内部に放射状節理が(第V図版), 表面には流動方向に延びたしわと節理が認められる(第V図版). しわは特に枕状団塊と枕状団塊の間のくびれで明瞭である. 節理はそれとほぼ直交する方向にもあり, あたかも熱した飴をひきずるようにその割れ目を境に分断された枕がくびれを作りながら前方にせり出している例が多い(第V図版). 枕と枕の間にはガラス質の破片がたまっている.

枕状溶岩とその上の枕状溶岩の破片やハイアロクラスタイトの中には最大径 5-6 m 位のガラス質溶岩の塊が認められることがある(第21図). その根元は見えないが, 恐らく溶岩から分岐し浅所貫入してきたいわゆるロープであろう. 主体は流理の発達したガラス質流紋岩(第VI図版)でそれを厚さ 1-1.5 m の黒色真珠岩の皮殻が取り巻く(第23図, 第VI図版). 内部のガラス質流紋岩のうち縁辺部の幅50-60 cm のところでは径数 mm-20 cm のめのうに充填された気孔が多数認められる. ロープの延びの方向と直交する断面で流理を見ると外形に平行な閉曲線をなしていることが分かる(第VI図版).

枕状溶岩の破片やハイアロクラスタイトを主とする層は枕状溶岩と漸移関係にある.

また, これに重なる正常級化または逆級化した層は, 火山角礫-火山礫を主とし淘汰が悪く, 細粒物や異質物をほとんど含まないことから, 直下のハイアロクラスタイトや枕状溶岩片などが移動・再堆積したものだといえよう.



第23図 猪目海岸の牛切層流紋岩のロープの断面 断面の外形は滑らかな閉曲線を描く.

岩石記載

無斑晶質安山岩〈GSJ R42344 : T146' 〉

産地: 大社町鷹取山北方の海岸

産状: 溶岩

化学組成: $\text{SiO}_2 = 55.56\%$ (第7表(2)参照)

斑晶: 斜長石(長さ 1 mm 以下, 極微量)

石基：斜長石・普通輝石・斜方輝石(?)・鉄鈹

いずれも長さ0.2 mm 以下で自形-半自形。斜長石は平行配列し流理をなす。淡褐色粘土鈹物と石英に充填された径1 mm 以下の気孔を多数認める。

輝石(?)含有斜長石流紋岩〈GSJ R42352 : TSK34〉

産地：平田市平島の対岸

産状：溶岩

化学組成：SiO₂=75.13% (第7表(6)参照)

斑晶：斜長石(少量)・輝石(仮像, 微量)・石英(極微量)

斜長石は自形-半自形で長さ2.5 mm 以下, 石英は長さ1 mm 以下で, いずれも外形が融食を受け丸みをおびているほか, 虫くい状組織を呈することがある。輝石は長さ0.5 mm 以下の自形-半自形結晶で淡褐色粘土鈹物・石英・不透明鈹物及びスフェンに交代されている。斜長石の一部はアルバイト・石英・白雲母に交代されている。

石基：斜長石・石英・鉄鈹・アパタイト・スフェン

斜長石は斑晶斜長石と同様に変質している。淡黄褐色粘土鈹物と石英に充填された径0.5 mm 以下の気孔を認める。

石基には平行ニコル下でかすかながら径50 μm 内外の球状の組織が多数あり, 石基の大部分はもとは真珠岩のようなガラスだったかもしれない。

普通輝石(?)含有斜長石流紋岩(真珠岩)〈GSJ R42348 : TSK1B〉

産地：平田市猪目の海岸

産状：ロープの縁辺部

化学組成：SiO₂=77.33% (第7表(8)参照)

斑晶：斜長石(少量)・輝石(微量)・鉄鈹(微量)

斜長石は長さ2.5 mm 以下, 輝石は長さ1.5 mm 以下, ともに自形-半自形で, 虫くい状組織を呈する。斜長石の一部はアルバイト・石英・白雲母に交代されている。普通輝石の一部は黄褐色粘土鈹物・石英に交代されている。

石基：淡褐色ガラス・鉄鈹・アパタイト・スフェン

ガラスは真珠岩ガラス組織(perlitic vitreous texture: BARD, 1986, p.116-117参照)を呈し, 径50 μm 内外の石英を核とした珪長質鈹物の球果状集合体に交代されている。緑色-緑褐色粘土鈹物に充填された径1-2mm 以下の不定形気孔を多数認める。

普通輝石斜方輝石含有斜長石流紋岩(真珠岩)〈GSJ R42347 : TSK1A〉

産地：平田市猪目の海岸

産状：ロープの縁辺部

斑晶：斜長石(少量)・斜方輝石・普通輝石・鉄鈹・石英(いずれも少量)

斜長石は長さ2.5 mm 以下, 自形-半自形であるが, 破片状の結晶も見られる。累帯構造が顕著で, 虫くい状組織を呈する。斜方輝石は長さ2 mm 以下, 普通輝石は長さ0.7 mm 以下で自形である。鉄鈹をボーキリテックに包有する。石英は径およそ1 mm の融食形を示す。

石基：ガラス。アパタイトがわずかに含まれる。

ガラスは無色・新鮮で真珠岩組織を呈する。微小な針状の晶子が全体に生じている。

化石・時代 多数の有孔虫化石(第8表)と海生貝化石(第9表)を産する。東隣今市地域から産出する有孔虫化石の研究(野村, 1986a, 1986b)によれば, 本層は大陸棚外縁部-大陸棚斜面中部の堆積物で BLOW (1969) の N.9 に対比される可能性が高い。本層最上部の水中火砕流堆積物(第16図)中のジルコンのフィッシュントラック年令はおよそ14 Ma である(第10表)。

第7表 牛切層安山岩・流紋岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	55.25	55.56	62.90	64.47	75.07	75.13	77.01	77.33
TiO ₂	0.71	1.25	0.75	0.59	0.33	0.42	0.38	0.25
Al ₂ O ₃	17.68	17.48	15.76	15.48	12.23	12.40	11.75	9.10
Fe ₂ O ₃	3.88	9.23*	3.55	3.25	1.93	2.79*	1.20	0.95*
FeO	3.53		3.30	2.29	0.92		0.60	
MnO	0.15	0.16	0.21	0.24	0.08	0.04	0.14	0.01
MgO	1.95	3.41	2.80	1.49	0.33	0.07	0.41	0.03
CaO	7.95	3.95	3.04	3.96	1.06	1.75	1.39	0.75
Na ₂ O	5.18	5.51	4.92	3.60	4.44	4.62	4.76	3.56
K ₂ O	0.78	0.83	1.08	0.72	2.02	0.77	0.28	1.18
P ₂ O ₅	0.41	0.23	0.40	0.34	0.09	0.09	0.05	0.04
H ₂ O(+)	2.41		1.76	1.49	1.12		1.09	
H ₂ O(-)	0.68	2.19**	0.40	2.39	0.30	1.97**	0.18	7.30**
Total	100.56	99.80	100.81	100.31	99.92	100.05	99.24	100.50

* Fe₂O₃として求めた全Fe量 ** 灼熱減量

(2), (6), (8)は蛍光X線分析値(分析者: 竹内圭史), その他は三浦(1974)による。

(1)平田市猪目 (2)大社町鷹取山北方の海岸 (3)SH-26 50.65 m コア (4)平田市君野 (5)SH-13 409.6 m コア

(6)平田市平島の対岸 (7)平田市大蔵海岸 (8)平田市猪目の海岸

第8表 牛切層産有孔虫化石
(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971)

<i>Ammphicoryna</i> sp.	<i>Globigerina</i> spp.
<i>Bathysiphon eocenica</i> CUSHMAN and HANNA	<i>Guttulina yabei</i> CUSHMAN and OZAWA
<i>Bolivinita quadrilatera</i> (SCHWAGER)	<i>Gyroidina orbicularis</i> d' ORBIGNY
<i>Brizalina alata</i> (SCHWAGER)	<i>Gyroidina soldanii</i> d' ORBIGNY
<i>Brizalina robusta</i> (BRADY)	<i>Hopkinsina shinboi</i> MATSUNAGA
<i>Buccella frigida</i> (CUSHMAN)	<i>Hopkinsina</i> sp.
<i>Bulimina</i> sp.	<i>Lenticulina lucida</i> (CUSHMAN)
<i>Cassidulina kasiwazakiensis</i> HUSEZIMA and MARUHASHI	Lituoliidae, g. sp. indet.
<i>Cassidulina yabei</i> ASANO and NAKAMURA	<i>Martinottiella communis</i> d' ORBIGNY
<i>Chillostomella oolina</i> SCHWAGER	Nodosariidae, g. sp. indet.
<i>Chrysalininella dimorpha</i> (BRADY)	<i>Nonionella miocenica</i> CUSHMAN
<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	<i>Oolina costata</i> (WILLIAMSON)
<i>Cibicides</i> sp.	* <i>Pararotalia tanosawaensis</i> (IWASA and KIKUCHI)
* <i>Cribratomoides</i> spp.	<i>Pararotalia tochiensis</i> (UCHIO)
<i>Cyclammina incisa</i> (STACHE)	<i>Plectofrondicularia miocenica</i> CUSHMAN
<i>Cyclammina pusilla</i> BRADY	<i>Pullenia bulloides</i> (d' ORBIGNY)
<i>Cyclammina</i> sp.	<i>Sphaeroidina bulloides</i> d' ORBIGNY
<i>Dentalina</i> sp.	<i>Spiroplectammina</i> sp.
<i>Discammina</i> cf. <i>emaciata</i> (BRADY)	* <i>Uvigerina nitidula</i> SCHWAGER
<i>Elphidium</i> sp.	<i>Uvigerina proboscidea</i> SCHWAGER
* <i>Epistominella</i> cf. <i>pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASHI	<i>Uvigerina</i> spp.
<i>Globigerina</i> sp.	

* 比較的多く産する種

第9表 牛切層産貝化石

(嘉藤, 1949; 西山, 1962; OKAMOTO and NAKANO, 1967; 岡本・今村, 1971)

- Acesta cf. smithi* SOWERBY
Acesta sp.
Buccinum? sp.
Conchocele nipponica (YABE and NOMURA)
Coptothyris grai (DAVIDSON)
Doliocassis yokoyamai (NOMURA and HATAI)
Dosinia kaneharai YOKOYAMA
Fulgolaria striata (YOKOYAMA)
Nautilus izumoensis YOKOYAMA
Palliolium peckhami (GABB)
Patinopecten kagamianus YOKOYAMA
Phos nakamurai (KURODA)
Propeamusium cf. tateiwai KANEHARA

第10表 牛切層夫婦タフ中のジルコンのフィッシュントラック年令測定結果

地質区分	採取地	GEMS 登録番号	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス		
				総数 ΣN_s (t)	密度 $\rho_s = \Sigma N_s / \Sigma S$ (t/cm ²)	総数 ΣN_i (t)	密度 $\rho_i = \Sigma N_i / \Sigma S$ (t/cm ²)	総数 $\Sigma N\phi$ (n)	ρd^{*1} (n/cm ²)	熱中性子線量 Φ_{th} (n/cm ²)
牛切層 火砕流	平田市河下	R42353	Zircon	162	6.46×10^5	319	1.27×10^6	1125	7.61×10^4	4.74×10^{14}
年代値*2 T (Ma)	誤差*3		結晶数 n (粒)	相関係数*4 r	総計数面積 ΣS (cm ²)	ウラン濃度*5 U (ppm)	備 考			
	$\pm \epsilon \cdot T$ (Ma)	$\pm \epsilon$ (%)					測定数28粒子のうち古い年代の2粒子と24Maにピークをもつ3粒子を除外.			
14.3	1.4	10.1	23	0.889	2.51×10^{-4}	134				

測定者 神奈川県フィッシュン・トラック 檀原 徹

- *1. ρd : 標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm²)
*2. 年代値 $T = 5.96 \times 10^{-8} \times \Phi_{th} \times \Sigma N_s / \Sigma N_i = \zeta \times \rho_s \times \rho_d / \rho_i$
*3. 誤差 $\epsilon = \{ (1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N\phi})^2 \}^{1/2} \times 100$ (%)
*4. r: 結晶ごとの自発・誘導トラック密度 (ρ_s, ρ_i) の相関係数
*5. ウラン濃度 $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \Phi_{th}$ (但し, ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12 μm と仮定する)
熱中性子線量測定用標準ガラス: NBR SRM612
²³⁸U の自発核分裂壊変定数: $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17}$ (1/yrs)
熱中性子の U に対する核分裂反応断面積: $\sigma f = 577 \times 10^{-24}$ (cm²)
²³⁵U の ²³⁸U に対する同位体比: $I = 7.253 \times 10^{-3}$ (²³⁵U/²³⁸U)
B 値: $B = 6.23 \times 10^9 (\Phi_{th} = B \times \rho d)$
 ζ (zeta 値): Calibration factor
 $\zeta = \Phi_{th} \times \sigma f \times I / \rho d \times \lambda f = B \times \sigma f \times I / \lambda f = 371$

Ⅲ. 4 古江層

地層名 富田・酒井(1938)による. 多井(1952)の古江泥岩に相当する.

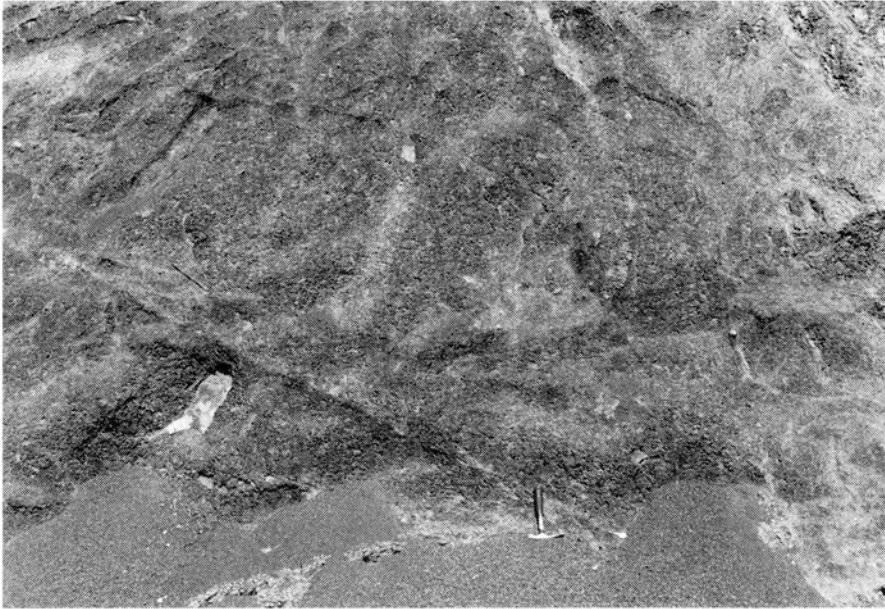
模式地 松江市(旧古江村)古曾志こそし

分布・層厚 十六島湾に面した河下町一帯に分布する. 層厚300m以上.

層序関係 下位の牛切層と漸移整合.

岩相 黒色-暗褐色泥岩・シルト岩を主体とする海成層で, まれに凝灰岩・砂岩の薄層を挟むことがある. 泥質岩は成相寺層・牛切層のものに比べて褐色が強くかつ軟らかい. 一般に無層理であることが多く, 風化すると小角礫状に割れがちである(第24図).

化石・時代 本層から第11表の有孔虫化石が報告されている. 東隣今市地域に産出する有孔虫化石の研究(野村, 1984, 1986a, 1986b)によれば, 本層は大陸棚外縁-大陸斜面中部の堆積物で, BLOW(1969)の N.10-11 に対比される.



第24図 古江層の泥岩(平田市河下町) 小角礫状に割れるのが特徴. ハンマーの柄の長さは約30cm.

第11表 古江層(下部)産有孔虫化石
(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970)

<i>Amphicoryana scaris sagamiensis</i> (ASANO)	<i>Fursencoia ishikiensis</i> (ASANO)
<i>Bathysiphon eocenica</i> CUSHMAN and HANNA	<i>Globigerina</i> spp.
<i>Brizalina</i> sp.	<i>Globobulimina perversa</i> (CUSHMAN)
<i>Bullimina striata</i> d' ORBIGNY	<i>Guttulina yabei</i> CUSHMAN and OZAWA
<i>Bullimina</i> sp.	<i>Gyroidina orbicularis</i> d' ORBIGNY
* <i>Cribrostomoides</i> spp.	<i>Hopkinsina shinboi</i> MATSUNAGA
<i>Cyclamina pusilla</i> BRADY	<i>Nodosaria</i> sp.
<i>Discamina</i> cf. <i>emaciata</i> (BRADY)	* <i>Pararotalia tochiensis</i> (UCHIO)
* <i>Epistominella</i> cf. <i>pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASHI	<i>Spiroplectamina niigataensis</i> ASANO and INOMATA
	<i>Uvigerina nitidula</i> SCHWAGER

* 比較的多く産する種

III. 5 布志名層

地層名 通商産業省(1969)による。TOMITA and SAKAI (1938)の布志名統のうち、下部の来待層きまちを除いた部分。通商産業省(1969)は布志名統を布志名層としたが、その後、高安・中村(1984)はこれを来待層・布志名層じんざい・神西層に区分した。本報告では高安・中村(1984)の定義に従う。

模式地 玉湯町布志名。

分布・層厚 大社地域には南東隅に僅かに分布するのみである。高安・中村(1984)によれば、松江市南部から出雲市南部まで宍道低地帯の南側に分布し、層厚400m以上である。

層序関係 来待層を整合に覆う(高安・中村, 1984)。古江層にはほぼ対比される(鹿野・中野, 1985a)。

岩相 大社地域には細粒砂岩が分布するが、東西方向に岩相変化して西部ほど粗粒になる(高安・中村, 1984)。

III・6 塩基性-中性貫入岩

古浦層-牛切層中に岩床・岩脈として貫入している。一般に岩床は東西に延びた形を示し、岩脈は南北方向に延びている。岩床は母岩とともに調和的に構造変形を受けており、貫入時期は新第三系の構造変形が完了する前である。

岩床はドレライト、閃緑岩などで、岩脈は安山岩が多い。ほとんどの岩石は変質しており、緑泥石、サポーナイト、炭酸塩鉱物、緑れん石、ぶどう石、濁沸石などが初生鉱物を交代し、あるいは気孔中に生じている。

岩石記載

単斜輝石ドレライト (GSJ R42354 : T117)

産地：大社町坪背山

産状：岩床

化学組成：SiO₂=51.02%（第12表(4)参照）

主に長さ2 mm以下の斜長石と単斜輝石からなり、オフィティック組織を示す。チタン鉄鉱・磷灰石などを含む。緑泥岩・緑れん石・炭酸塩鉱物を生じている。

第12表 塩基性貫入岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	44.45	48.51	48.01	51.02
TiO ₂	1.59	0.30	0.93	1.08
Al ₂ O ₃	15.57	17.34	16.95	15.10
Fe ₂ O ₃	6.06	4.60	4.04	12.04 *
FeO	7.04	9.47	5.33	
MnO	0.70	0.17	0.15	0.25
MgO	5.60	5.53	7.95	5.66
CaO	5.52	7.15	8.25	5.06
Na ₂ O	4.14	3.25	2.76	3.75
K ₂ O	0.30	0.53	1.30	1.77
P ₂ O ₅	0.38	0.24	0.54	0.10
H ₂ O(+)	7.88	2.63	1.43	
H ₂ O(-)	0.89	1.00	3.04	3.32**
Total	100.12	100.72	100.68	99.15

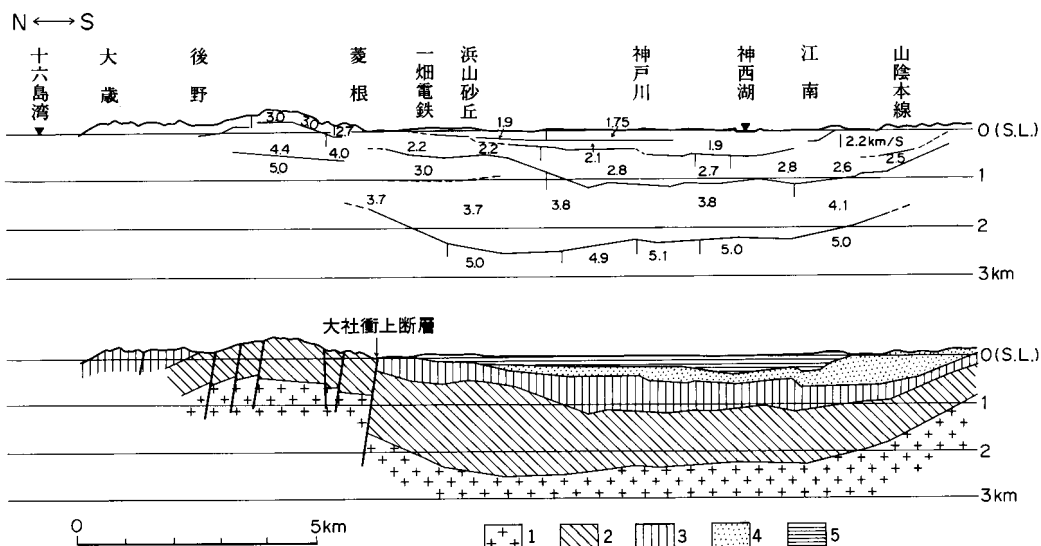
* Fe₂O₃として求めた全Fe量 ** 灼熱減量
 (1), (2), (3)は三浦(1973a)による。(4)は蛍光X線分析値(分析者：竹内圭史)
 (1)大社町遠塚
 (2)大社町遠塚
 (3)出雲市東林木町(今市地域)
 (4)大社町坪背山

III・7 地質構造

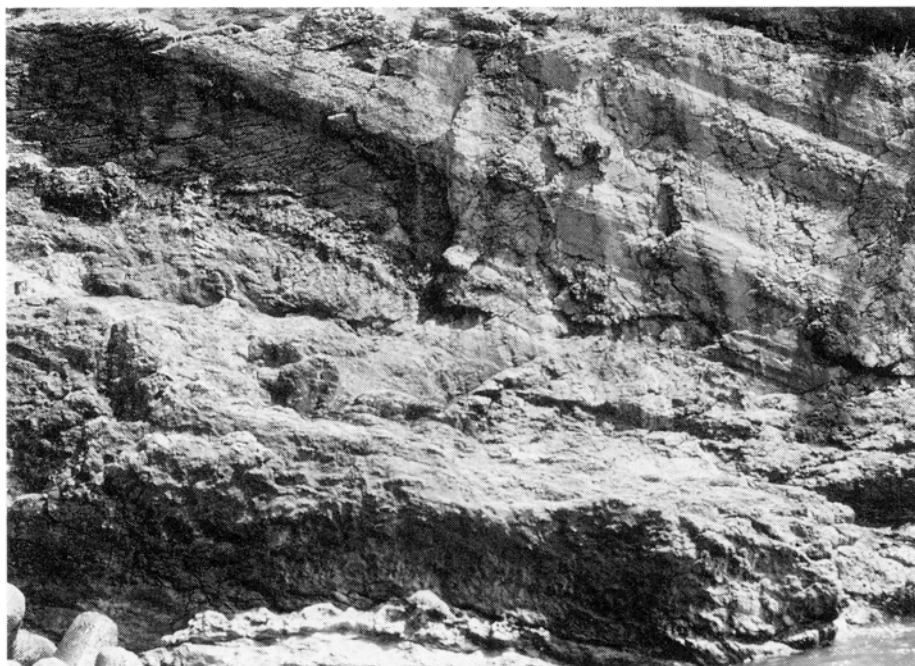
大社地域の新第三系は東西方向に延びた褶曲を作り、ほぼ同方向に走る断層群によって寸断されている(第5図)。十六島湾とそれに連なる低地は複向斜、中列山地と西列山地は複背斜に対応している。西列山地の複背斜の主軸はその東方と西方にプランジする。主軸面は北側に傾斜していて、南翼は東西方向に延びる大社衝上断層(多井, 1973)によって断たれている。

大社衝上断層は北に70-80°傾斜し、上盤側の西列山地側に何本かの同方向の断層を伴う。大社衝上断層の大部分は出雲平野に伏在しているが、通商産業省(1970)の地震探査によってその存在が明らかにされている(第25図)。地震探査結果に基づけば大社衝上断層の落差はおよそ1000 mとなる。大社衝上断層のすぐ北側にある逆断層では断層面に残されている条線(第26図)と地層の隔離などからその断層を境に北側のブロック(上盤側)が西斜め上に移動したことがうかがわれる。その他の断層の多くも北上りの逆断層となっている。

大社地域の新第三系は今市・恵曇・境港・美保間各地域の新第三系に連なり、その地質構造も一連のもののみなせる(鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986)。これら島根半島新第三系の地質構造は牛切層の堆積時から和久羅山安山岩の噴出前にかけて形成されたものであろう(多井, 1973; 山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a)。牛切層の堆積期はおそらく15-14 Ma(本報告), 和久羅山安山岩の噴出期は6 Ma(川井・広岡, 1966)である。



第25図 西列山地・出雲平野・中国山地北縁を横断する測線に沿った地震波速度分布と地質断面 地震波速度分布図は通商産業省(1970)による。地質断面図は地震波速度分布図と既存の地質資料(通商産業省, 1967, 1969, 1970; 坂本ほか, 1982; 鹿野・吉田, 1984; 高安・中村, 1984; 鹿野・中野, 1985a)及び本報告地質図を基に作成した。1.花崗岩質岩, 2.古浦層・成相寺層及び波多層・川合層・久利層, 3.牛切層及び大森層, 4.布志名層砂岩卓越相, 5.古江層及び布志名層泥質岩卓越相・神西層



第26図 成相寺層流紋岩を切る断層面上に残された条痕(大社町笹子島付近の海岸)

IV. 第四系

IV. 1 日御碕段丘堆積物

日御碕南方の追石鼻付おいせばな近から日御碕，そして日御碕から東側に5 km以上にわたって追跡できる海岸段丘がある。尾原(1939)によれば隆起汀線の高さは54-149 mで東高西低であるが，段丘面は海側へ海拔20 mまで低下する。段丘面は開折されて谷地形が発達し，その谷は溺れ谷として海底に延伸する。東方の十六島湾湾岸では段丘は消失し，平滑な侵食海岸の形状を呈する。尾原(1939)はこの海岸段丘を日御碕段丘と呼んだ。段丘面を覆う堆積物は，日御碕，桁掛半島など数か所でわずかに認められるにすぎない。本報告ではこれを日御碕段丘堆積物と命名する。

堆積物は，成相寺層の流紋岩を不整合に覆い，厚さ1 m以上。径10 cm以下の流紋岩亜角礫-亜円礫と径数 cm以下の安山岩・泥岩などの亜円礫-円礫を主とし，基質の量は30-50%で赤褐色-黄褐色の砂・シルトを主とする(第27図)。流紋岩礫は基底に近い程多い。

段丘面の高度と開折の程度から，本段丘堆積物は中期更新世の山廻層やままわり(大西，1979)に対比されよう。山廻層は岡本，1959の山廻砂礫層に相当し，標高40-120 mの平坦面-山廻段丘(山陰第四紀グループ，1969)を構成する。



第27図 日御碕の平坦面に残されている礫層(日御碕段丘堆積物) 写真の下の部分には成相寺層の流紋岩。礫層の基底付近には流紋岩礫が多い。写真の左下の部分は礫層に取り込まれた流紋岩岩塊。礫は上方に向かうにつれて細くなる。ハンマーの柄の長さは約30cm。

IV. 2 差海層

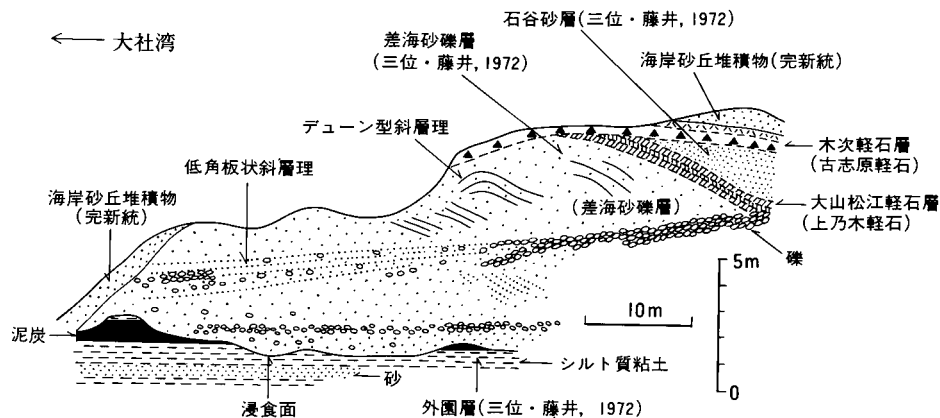
地層名 三位(1966)の差海層と石谷砂層を合わせて差海層と再定義する。三位・藤井(1972)は三位(1966)の差海層の中に不整合面を認め、そこを境として下を外圍層、上を差海砂礫層とした(第28図)。この差海砂礫層の上部を占める風成砂層は、川向砂層(藤井・楨原, 1969MS)として細分されたことがある。

模式地 簸川郡湖陵町差海海岸

分布・層厚 神戸川河口付近から南方の大社湾に沿った地域に分布する。また、多数のボーリング資料から出雲平野の地下に広く分布することが知られている(三位・藤井, 1972; 大西・松田, 1985)。最大層厚は50m程度である(第29図)。

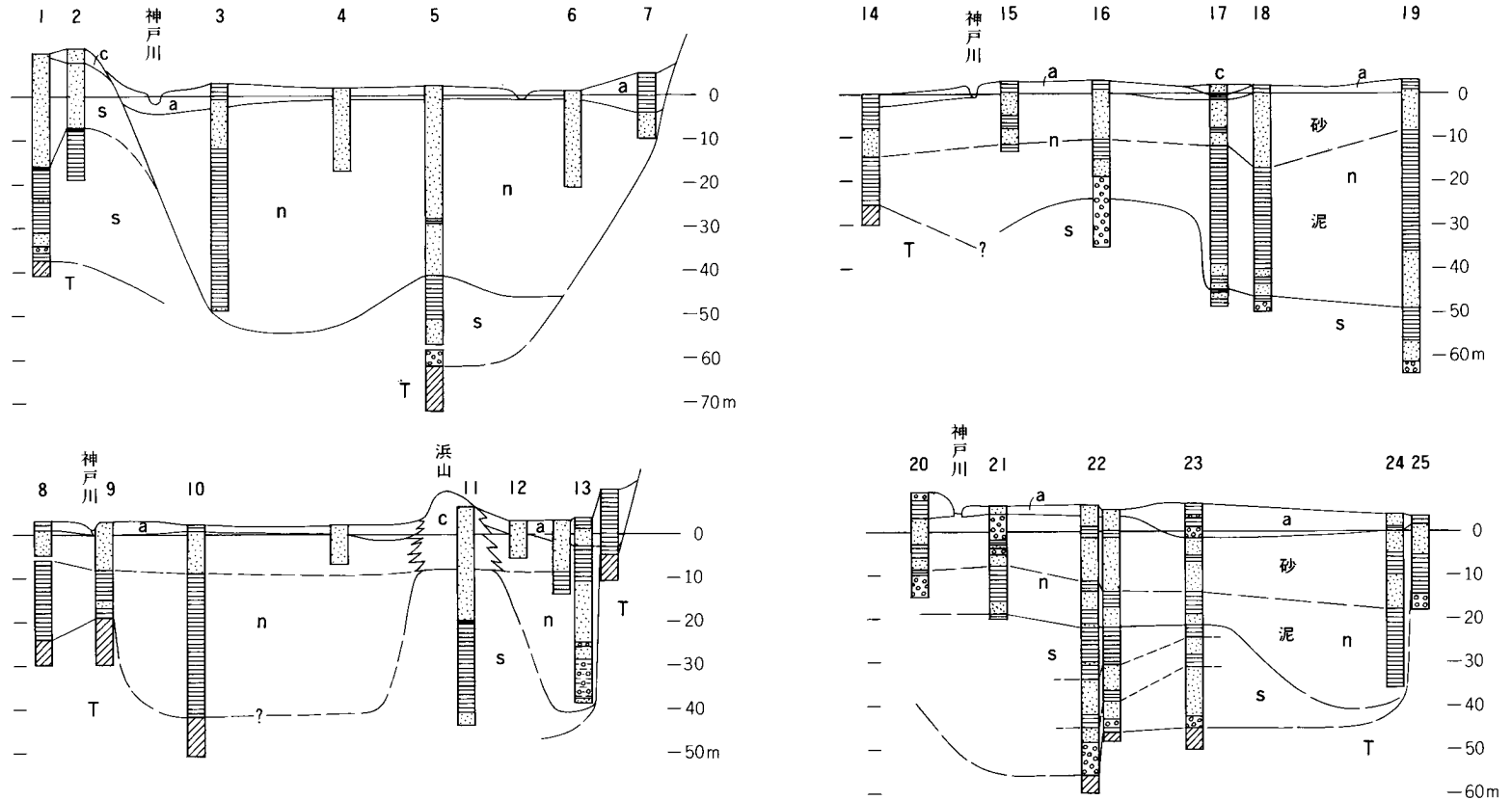
層序関係 新第三系を不整合に覆う。大山松江軽石層¹⁾(町田・新井, 1979)を挟み(第26図)、木次軽石層¹⁾(松井・井上, 1971)に不整合に覆われる(大西・松井, 1980)。大山松江軽石層は上乃木火山灰層(三位, 1962)、上乃木軽石(大西, 1979)に相当し、およそ10-11万年前に噴出したと考えられている(津久井・柵山, 1981)。また、木次軽石層は、古志原火山灰層(三位, 1962)、古志原軽石(大西, 1979)に相当し、4.5-4.7万年前に噴出した倉吉軽石層(町田・新井, 1979)より古く、約7-8万年前に噴出したと推定されている(津久井・柵山, 1981)。したがって、本層は、一連の海進・海退に伴う堆積物であることを併せて考えると、リス・ウルム間氷期からその直後にかけて堆積したと考えてよい。

岩相 基底から1-10mまでは礫層によって占められ、その上位では砂層が卓越する(第29図)。砂層は泥層を挟みながら上方で泥層に漸移する(第29図)。泥層はシルト質粘土を主体とし、下部では *Ostrea* sp. など汽水-海生貝殻の破片を含み、上部に向かうにつれて腐植を混じえ、部分的に厚さ数10cm以下の砂層や泥炭層を挟むようになる。礫層・砂層は地表では確認できないが、泥層の上部が差海海岸にご



第28図 差海川河口付近の差海層露頭スケッチ(三位・藤井(1972)の原図を修正加筆)

¹⁾ 分布が狭いため、地質図には示されていない。大山松江軽石層は下部と上部に厚さ約80cmで主として細粒砂以下の大きさの自形角閃石と火山ガラスを多量に含む部分があり、その間の約20cmの部分粘土化した細粒火山灰が占める。角閃石のほか長石・石英を含む。木次軽石層は赤褐色火山灰を主とし、小石大-クルミ大のアブライトの角礫のほか、まれに軽石を含む。



- c 海岸砂丘堆積物
- a 三角州, 扇状地及び低湿地堆積物
- n 中海層
- s 差海層
- T 新第三系

- 泥炭・腐植混り粘土
- 泥
- 砂
- 礫混り泥
- 礫
- 新第三系

0 1km

第29図 出雲平野第四系の南北断面図(断面線位置を第30図に示す)

くわずかながら露出しており、三位・藤井(1972)はこれを外圍層と呼んだ。

差海海岸では上記の泥層を侵食間隙をもって砂礫層が覆っているとされている(三位・藤井, 1972: 第26図)が、現在、この露頭は石垣に覆われて泥層と砂礫層の関係を見ることできない。泥層を覆う砂礫層のうち、基底からその上5 m位までの部分は中粒砂を主体とする砂層からなり、傾斜数度以下の板状斜交層理あるいは平行層理が発達する。また砂層中には、径10cm以上の礫がレンズ状又は層状に点在する。この上は厚さ3 m内外で、デューン型の斜交層理を有する細-中粒砂層からなり、その上に大山松江軽石層が重なる(第28図)。大山松江軽石層の上には波状-板状の低角斜層理あるいは水平層理を示す最大層厚30 m内外の黄白色中粒砂層が重なる。この砂層は地表に露出する差海層の大部分を占め、古砂丘をなす。妙見山西方で木次軽石層に不整合に覆われている(大西・松井, 1980)。

三位・藤井(1972)は、泥層と大山松江軽石層との間の砂層を差海砂礫層、大山松江軽石層と木次軽石層の間の砂層を石谷砂層として区分した。しかし、大山松江軽石層と木次軽石層の噴出年代がそれぞれ10-11万年前、7-8万年前とかなり接近していることと、三位・藤井(1972)の粒度分析結果や堆積構造からみて両者とも海浜堆積物-砂丘堆積物とみなせることから、ここでは一連の堆積物と考えた。これらの砂層の下にある泥層は、海成-汽水性の堆積物であり、これを侵食面をもって砂層(三位・藤井, 1972の差海砂礫層)が覆うとしても、浅海-汽水の環境では海退時に沿岸流や風によって、あるいは河川によって運ばれた砂礫が先に堆積していた泥層を削りながら堆積することはよくあることである。三位・藤井(1972)が指摘した侵食面の時間間隙を短いものと考え、本報告では上位の砂層と一括した。しかし、時間間隙の程度が大きい場合は従来通り、本報告の差海層から外圍層を分ける必要がある。

対比 大西(1979)は、層相と層序関係から三位・藤井(1972)の外圍層及びその相当堆積物を弓ヶ浜層(三位, 1966)に対比した。また、三位・藤井(1972)の差海砂礫層と石谷砂層は、上乃木軽石(大山松江軽石層)に対比される火山灰層を含む(正岡, 1972)安来層(三位ほか, 1969; 水野ほか, 1972)に対比される(大西・松田, 1985)。すなわち、本報告で再定義した差海層は弓ヶ浜層・安来層に対比される。弓ヶ浜層と安来層とは不整合関係にある(水野ほか, 1972)とされてきたが、両層の間の不整合はそれらに挟まれる火山灰の対比に基づいて想定されたものであって、上乃木軽石すなわち大山松江軽石層の時代が従来想定されていた時代(ウルム氷期; 水野ほか, 1972)より古くなったことから、必ずしも不整合関係とはいえなくなった。また、弓ヶ浜層から安来層にかけて見られる岩相変化は本報告の差海層と類似している。

IV. 3 沖積層

本報告では約2万年前の最低海水準期(最終氷期)以降の河成-海成堆積物を沖積層とする。出雲平野をはじめとし宍道湖、松江平野、中海、弓ヶ浜すなわち宍道低地帯に広がる沖積層は、汽水成-海成堆積物である中海層と、これと指交し、あるいは漸移整合で重なり表層部を形成する海岸砂丘堆積物、海浜堆積物、三角州・扇状地・低湿地堆積物とに区分される。

表層を構成する堆積物については、直接観察することによって、あるいは微地形に基づいてその構成物を知ることが出来るが、地下に埋没する堆積物を知るにはボーリング試資料を解析する必要がある。

中海層はボーリング試資料によってはじめてその存在が明らかにされた堆積物である。

ボーリング試資料を用いた研究には九里・本島(1953), 井関(1956), 小畑(1967), 三位・藤井(1972), 水野ほか(1972), 大西・松田(1985)及び米子工業高等専門学校(1985)などがある。

井関(1956)は, 出雲平野のボーリング資料(九里・本島, 1953)から-80 m以浅の礫層を最終氷期の扇状地礫層と考へて, 低位海水準を-80-70 mに推定した。この論文は, 最終氷期の最低海水準を地質学的事実から初めて推定したものとして第四紀学会で注目された。

小畑(1967)は, 井関(1956)の最終氷期の最低海水準-80 mを基準として出雲平野のボーリング試資料を解析し, 最終氷期に形成された化石地形を示した。これに基づき小畑(1967)は, 宍道湖から大社の海岸に至る埋没谷と, 斐伊川と神戸川(ひい かんど)の間に-10-20 mの埋没段丘の存在を主張し, 最終氷期の斐伊川と神戸川は埋没段丘の西側の浜山砂丘付近で合流していたと考へた。

その後三位・藤井(1972)は, 既に述べたように, 出雲平野の地下-40 m以深に更新統(本報告の差海層)が分布することを示した。そして, 水野ほか(1972)は, 小畑(1967)の化石谷地形を第四紀層基底と考へ, 小畑(1967)の主張する埋没段丘面の存在を認めた。

最近では, 大西・松田(1985)が本報告の差海層のうち, 三位・藤井(1972)の外園層に相当する部分を弓ヶ浜層(更新統)に対比し, これを覆う完新統(沖積層)の基底等深線図を作成した。この図が従来の図と根本的に違ふのは, 斐伊川の主流路が浜山砂丘に堰止められて, その南側すなわち神戸川側にあるように表現している点である。また, 浜山砂丘下の現海面高度にある泥層を弓ヶ浜層に対比したことにより, 最終氷期の谷地形は井関(1956)の見解よりも30 mも浅くなった。これは出雲平野の沖積層基底が-50 mよりも浅い所にあることを意味する。

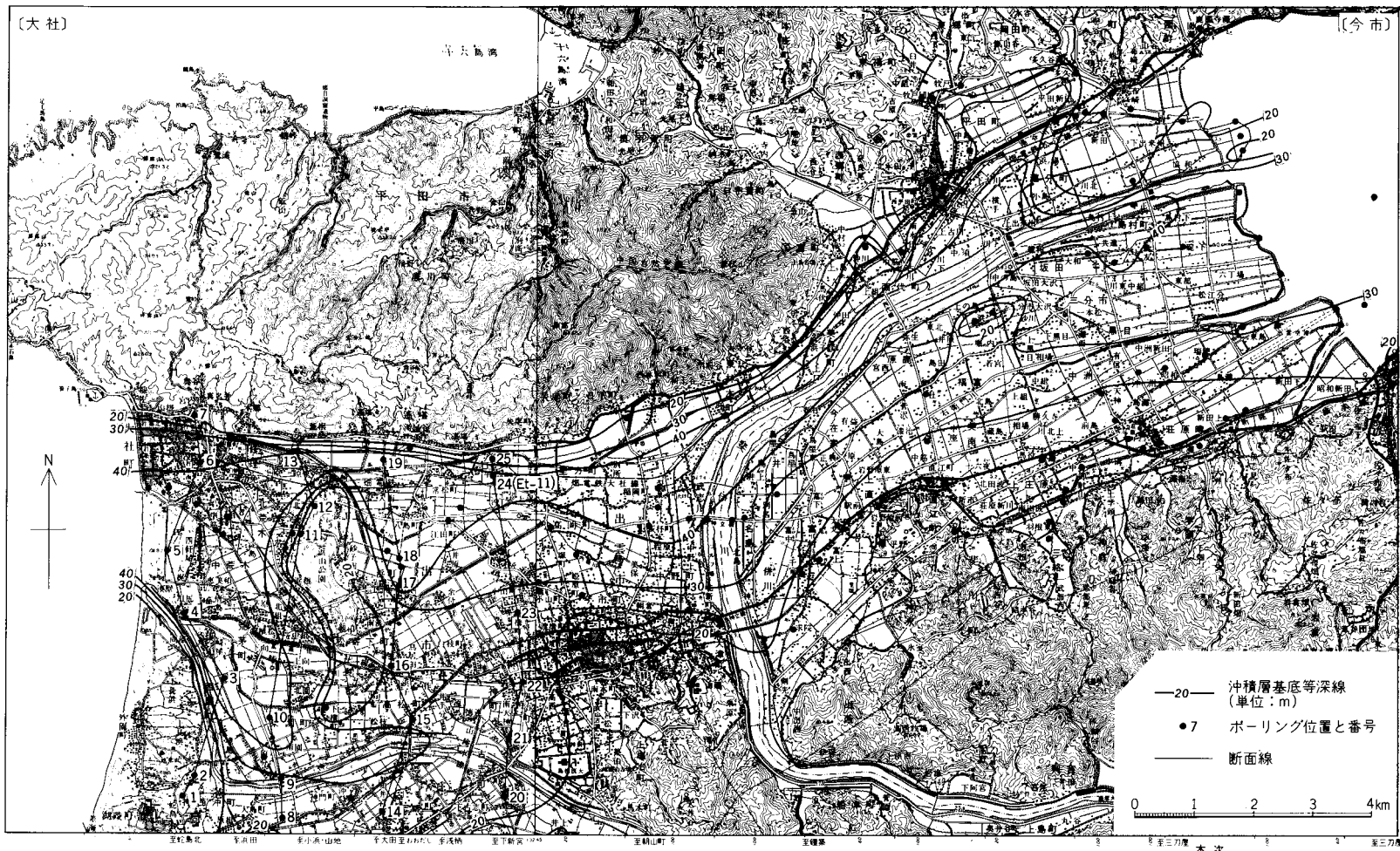
一方, 米子工業高等専門学校(1985)は約3,800本のボーリング資料を基にして地盤図を作成し, 1万年前の斐伊川が宍道湖に流れ込んでいたことを示唆している。

このように沖積層の分布に関する見解はなお混乱していることから, 本報告では, 既存のボーリング資料(主として米子工業高等専門学校, 1985が編集した資料)などを再検討し, 新たに第四紀層の地下における分布を求めた(第29, 30図)。

ボーリング資料の検討を行うに当たっては, 大社町遙基小学校付近のボーリング Et-11(第30図の24)のコア試料²⁾を標準として沖積層と更新統(差海層)を判別した。判別の基準と Et-11での区分を以下に示す。

- ・ N値が5以下の海生貝及び腐植混りの泥は中海層とする。
- ・ N値が10以上の貝片及び腐植混りの泥は差海層とする。
- ・ N値が5-10の範囲のものについては分布位置(沖積低地か砂丘域か, 周辺ボーリング柱状との対比)によって判定する。
- ・ N値が15以下の砂礫, または, 15以上でも, 貝殻混じりの海浜礫は中海層とする。ただし, 40 m以深に分布するものは, 周辺資料と対比する。
- ・ N値が30以上の砂層, 又は50以上の砂礫層は差海層とする。

²⁾ 大社町, 島建地質(株)小田基明課長の御好意により調べることができた。記して感謝する。



第30図 出雲平野沖積層基底等深線図(国土地理院発行5万分の1地形図「大社」・「今市」の一部を使用)

Et-11 (地盤高3.38m, ^{ようかん}遙堪小学校)

深度 (m)	層厚 (cm)		N値	
+3.38-	3.18 (20)	表土		低 湿 地 堆 積 物
3.18-	-0.58 (260)	黒褐色腐植混り粘土	2-4	
-0.58-	-3.12 (370)	暗灰色中粒砂	2-12	
-3.12-	-8.62 (550)	シルト混り暗灰色中粒砂	6-7	

-8.62-	-36.12 (2750)	カキ混り灰黒色粘土	2-5	中 海 層
-36.12-	-38.62 (250)	貝混り砂	15-18	
-38.62-	-46.62 (800)	シジミ貝を含むシルト質砂	7-18	
-46.62-	-49.12 (250)	中粒砂	7-12	

-49.12-	-56.62 (750)	有機物・貝混り粘土	6-10	差 海 層
-56.62-	-61.32 (470)	暗灰色砂	18-30	
-61.32-	-64.62 (330)	暗灰色砂礫	50以上	

中海層

宍道低地帯に分布する沖積層のうち、中海、宍道湖湖底及び出雲・松江両平野の地下に分布する汽水-海成完新統は中ノ海層(三位, 1966)あるいは中海層(三位ほか, 1969)と呼ばれてきた。水野ほか(1972)は、中海・宍道湖のオールコアボーリング試料の貝化石群集と、その年代測定から、中海層を次の3層に区分した。

区分	厚さ	堆積物	¹⁴ C年代(年 B.P.)
上部層	2-13m	現海水準での堆積物 (粘土, シルト)	3000
中部層	2-6 m	縄文海進期堆積物 (粘土, シルト)	3000-6000
下部層	2-20m	低海面期堆積物 (粘土, 砂, シルト)	6000-10,000

大西(1977)は花粉分析の結果から中海層が4層に区分できるとしている。

ボーリング資料の解析結果(第29, 30図)に基づけば、小畑(1967)の主張する埋没段丘面は、出雲市街から神戸川の右岸沿いに浜山砂丘まで延伸することが地質断面から確認される。また、浜山砂丘の南側が侵食されて斐伊川の主流路が神戸川に合流したのは、海面がこの埋没段丘面を超える-20 m以浅に達してからである。したがって、最終氷期の斐伊川は、宍道湖側からの河川と斐伊川とが合流して、浜山砂丘の北側を流れていた。最終氷期に神戸川と斐伊川とが、浜山砂丘の内陸側(東側)で合流することはなかった。

中海層は、これら神戸川及び斐伊川の埋没谷地形に支配されて分布する。神戸川河口部で40 m以上

の層厚を有する中海層は、神戸川の山陰本線鉄橋付近では20 m 程度に薄くなる。一方、大社海岸から島根半島沿いに平田市付近までの地域では40m, そして宍道湖湖岸でも30m 程度の厚さを有する。

神戸川埋没谷河口では、地表下10 m 以下に、N 値が5 以下の海成シルトが30 m 程度発達するが、その数 km 上流側では、堆積相変化の激しい三角州または扇状地堆積物(海成-汽水成)に移化する。それに対して、斐伊川埋没谷では、大社海岸から浜山砂丘北側までは、沿岸流の影響を示す堆積相変化の激しい粗粒堆積物が分布するが、その内陸側では、静穏な潟湖環境に堆積したシルト・粘土が卓越する。

出雲平野と中海層の模式地である中海とは直接的な連続はないが、宍道湖湖底の中海層を通して、対比することができる。宍道湖の中海層下部から産するシジミ貝の年代は、9,200±300年 B.P. (Gak-2879, 水野ほか, 1972)で、当時の海面は-15 m 以下にあったので、宍道湖と中海は接続していなかった。すなわち、シジミ貝が生息してきた汽水は大社側から供給されていたことになる。出雲平野の中海層堆積が、1 万年前にさかのぼることは明らかである。

第13表 中海層・弓ヶ浜層産の主な大型動物(主として貝類)化石
(水野ほか, 1972)

種名	中海層			中海層			弓ヶ浜層
	中海			宍道湖			
	上	中	下	上	中	下	
<i>Cerithidea djadjariensis</i>	○	○	○			○	○
<i>Polinices reiniana</i>		△					
<i>Tritia festiva</i>	○	○					○
<i>Nassarius eivescens</i>		○	○				○
<i>Fusinus perplexus</i>		△					
<i>Dentalium hexagonum</i>	○	○	○				
<i>Anadara granosa</i>			?				△
<i>A. broughtonii</i>		△					○
<i>A. subcrenata</i>	○	○	○		○		
<i>Trisidos tortuosa kiyonoi</i>			△				
" <i>Brachidontes</i> " <i>senhausia</i>	○	○		○			
<i>Pecten albicans</i>	△	○					
<i>Lucina stearnsiana</i>	△	●					
<i>Fulvia hungerfordi</i>	○	○	○				
<i>F. mutica</i>	△	●	○				
<i>Corbicula japonica</i>						○	
<i>Dosinia penicillata</i>	△	●	○		●		○
<i>Paphia undulata</i>	○	○	○		○		○
<i>Tapes variegata</i>	○	○	○		○		
<i>Veremolpa micra</i>	○	○	○		○		
<i>Raeta pulchella</i>	○	○	○				
<i>Theora lubrica</i>	○	○	○	○			?
<i>Macoma incongrua</i>	○	○	○		○		
<i>Potamocorbula amurensis</i>				○			
ウニ(破片)	△	●			●		

● 中部泥層の特徴種 △ まれ

宍道湖の中海層中部の貝類群集(第13表)をみると、中海層中部堆積期の塩分濃度がもっとも高い。これは、中海層中部が堆積した時期に、宍道低地帯が一面海水に覆われたことを示す。この時期は縄文海進に対応するものであろう。その後、斐伊川の沖積作用によって、宍道湖と大社湾とが分断され、間に出雲平野が出現した。しかしその後しばらくの間は出雲平野の低地にはなお海跡湖(菱根池)が残り、大社湾側には入江(神門入江)があった。

海岸砂丘堆積物及び海浜堆積物

大社湾沿岸には砂を主とする海浜堆積物が広く分布し、その背後に大社砂丘が発達する。大社町と出雲市の境界近くでは大社砂丘の背後(東側)にも南北に延びた砂丘-浜山砂丘が発達する(地質図参照)。

大社砂丘と浜山砂丘を構成する堆積物は淘汰の良い細粒砂(三位ほか, 1969; 三井・藤井, 1972)で、最大層厚は60 m 程度。差海層最上部の砂層がなす古砂丘の開析谷を埋積しつつ差海層を覆う。湖陵町大池や石谷では基底に泥炭層が発達している。石谷の泥炭の¹⁴C年代は7,840±130年 B.P.(三位ほか, 1969)である。三位ほか(1969)は基底から上10-15 m の所に黒砂を認め、それより下の部分を妙見砂層、それから上を浜山砂層と名づけている。妙見砂層の砂は砂丘砂というよりは砂州堆積物に似た粒度組成を有している(三位・藤井, 1972)。海岸砂丘堆積物は、一部砂州を含みながら、中海層と指交しつつ堆積したものといえよう。

多岐町小田(南隣石見大田地域)では黒砂から土師器が発見されている(三位・藤井, 1972)。また、出雲風土記や方丈記によれば、710-730年 A.D. 頃に出雲砂丘の飛砂が激しくなったと記録されている。この砂丘の飛砂がおさまり、周辺に農地が開発されたのは井上恵助によって高浜防風林が作られた1760年代以後のことである。砂丘砂のうち、特に淘汰の良いものは鑄物砂として採取されている。

三角州・扇状地及び低湿地堆積物

出雲平野の表層には厚さ数 m から 10 数 m の斐伊川及び神戸川の扇状地及び三角州堆積物が分布する。

扇状地では砂礫を主とし、中国山地の出口付近で厚く下流に向かって薄くなる。流路沿いには自然堤防が河口付近には三角州が発達している。海跡湖では粘土・シルトを主とし、腐植層を挟む。

関ヶ原の合戦(1600年)後、砂鉄採取が本格化し、鉄穴流し^{かん}によって、大量の土砂が斐伊川から流入した。宍道湖を外堀と考えた松江城主は、斐伊川からの大量の土砂が宍道湖に流入することを恐れた。そこで、斐伊川流路を人為的に出雲平野側に導いた。それによって、出雲平野の菱根池やその他の海跡湖の埋積が進むとともに、斐伊川の天井川化が一段と進んだ。更に、三木與兵衛による菱根池の干拓後は、斐伊川の河川勾配は緩くなり、出雲平野は洪水の常襲地となった。江戸中期以降は斐伊川の搬出する土砂を活用して、新田開発が進められた(木幡, 1968)。したがって、出雲平野の表層堆積物の大部分は、江戸時代以降の斐伊川の搬出土砂によるものである。

V. 埋立地

大社地域には大規模な埋立地はほとんどなく、大社町稲佐東方の漁港整備に当たってわずかに埋立が行われた程度である。

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

大社地域及び周辺地域に認められるリニアメントを第31図に示す。

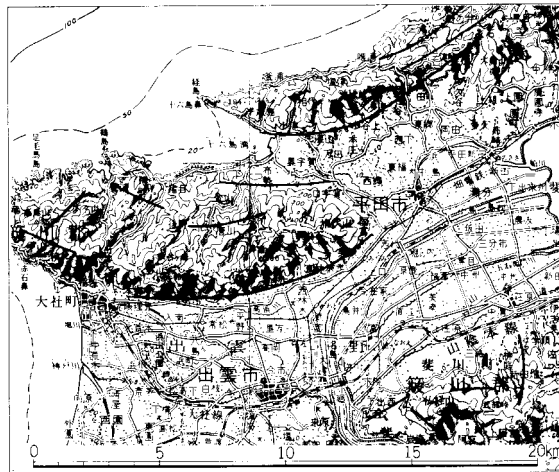
矢尾町付近を東西に走るリニアメントは連続する急崖によって特徴づけられ、大社衝上断層にはほぼ一致する。橋本ほか(1980)はこれを推定活断層とし、活断層研究会(1980)は確実度Ⅲ、活動度 C と推定している。

万田付近(今市地域)を通るリニアメントは幾つもの尾根を切って高度に不連続を作り、小津付近(今市地域)では山腹が急斜面をなして直接平野部と接している。橋本ほか(1980)はこれを準確実活断層とし、活断層研究会(1980)も確実度Ⅱ、活動度 C の活断層と推定している。

両者を含め第31図に示されるリニアメントは地質断層あるいは侵食に対する抵抗の差が大きい岩石の境界にはほぼ一致しており、リニアメントに沿った地域に明瞭な変位地形など活断層であることを示す明瞭な証拠は認められない。・

VI. 2 地震活動

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



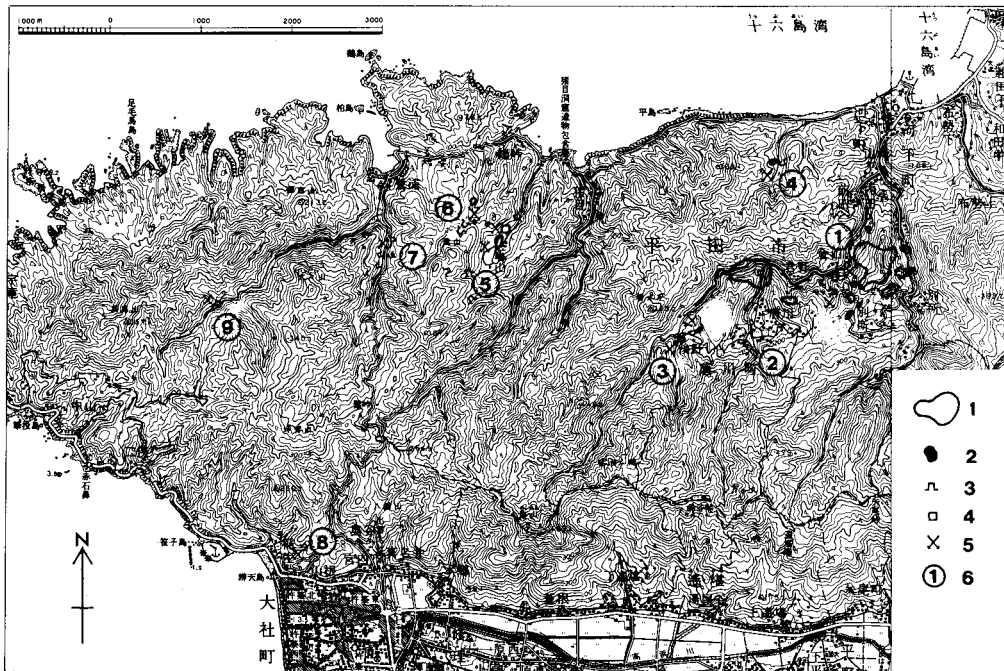
第31図 大社地域及び周辺地域のリニアメント(国土地理院発行20万分の1地勢図「大社」の一部を使用)

VII. 応用地質

VII. 1 石膏鉱床及び銅・鉛・亜鉛鉱床

大社地域には全国でも有数の石膏生産高を誇っていた鰐淵鉱山をはじめとし、大小数多くの鉱山がある(第32図)。これらの鉱山は成相寺層の泥質岩・流紋岩及び牛切層下部の安山岩中に胚胎する黒鉱鉱床・黒鉱式鉱床またはこれらと成因的に関連すると思われる鉱脈から石膏・銅・鉛・亜鉛などを稼げしていたもので、現在はすべて閉山または休山している(第14表)。

黒鉱鉱床・黒鉱式鉱床の大部分は金山・唐川地域及び鶴峠南方の地域に分布する成相寺層最上部の泥質岩層とその下にある流紋岩中に胚胎している(第33図)。鉱床の鉱種は石膏が圧倒的に多く、黒鉱とわずかながら黄鉱・珪鉱を伴う。大社地域のこれら鉱床に関する記載は島根県経済部(1951)、地質調査所(1956)、三好(1962)、金子(1964)、HONISHI(1974)、島根県地質図説明書編集委員会(1985)に詳しい。

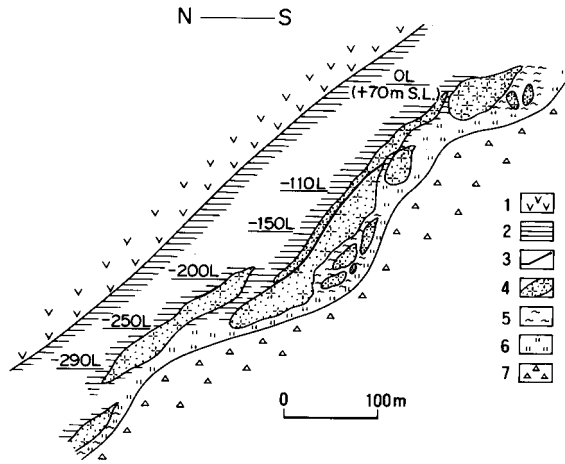


第32図 大社地域の石膏・銅・鉛・亜鉛鉱床分布図(国土地理院発行5万分の1地形図「大社」・「今市」の一部を使用)。1.石膏鉱床(投影), 2.黒鉱鉱床(投影), 3.坑口, 4.立坑, 5.休廃止鉱山, 6.鉱山名 (①鰐淵, ②唐川, ③後野(栄), ④大歳, ⑤鶴峠, ⑥田中, ⑦鷲, ⑧大社, ⑨中山)

第14表 大社地域の石膏・銅・鉛・亜鉛鉱床の概要

鉱山名	地質及び鉱床	鉱石鉱物()は随伴鉱	品位	現況その他
① 鰐淵	成相寺層安山岩直下の黒色泥岩中に胚胎する黒鉱式鉱床で、石膏を主とする別所、船谷、白滝等の鉱床と黒鉱を伴う金山及び乙女鉱床よりなる。黒鉱は石膏鉱床の見掛上の上盤に位置し小レンズ状、小塊状で黄鉄鉱を伴う	石膏、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、斑銅鉱(初生)、黄鉄鉱、四面銅鉱(硬石膏、重晶石、方解石)	黒鉱粗鉱 Zn16.2%、Pb 2.9%、Cu 2.7% (昭和29年) 石膏粗鉱 SO ₃ 32%	江戸時代松江藩により黒鉱を対象に稼行。昭和30年頃から石膏を主体にし昭和52年休山まで我国の主要な石膏鉱山として稼動。昭和35-40年頃の年間粗鉱生産量は25万tに達した。昭和17-48年の総生産高は石膏200万t黒鉱1万7千t。
② 唐川	成相寺層の黒色泥質岩と凝灰岩中に胚胎する黒鉱式石膏鉱床で小規模な黒鉱を伴う	石膏、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱	石膏粗鉱 SO ₃ 28%	明治39年頃の発見。この地域の鉱床は昭和32年頃にはほとんど採掘を終了している。
③ 後野(栄)	唐川鉱山と同層準の石膏鉱床で部分的に小規模な黒鉱を伴う	同上	石膏粗鉱 SO ₃ 25-39%	同上(なお、当地域ではこの他に三共、丸一、肥前組、荒木等の小規模鉱山が開発を行っていた)
④ 大歳(垂水)	成相寺層流紋岩中に胚胎する黒鉱々床、変質した母岩中に網状脈を伴う	閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱(重晶石)	Zn 20%、Ag 40 g/t	明治35年頃の発見。鰐淵鉱山の支山
⑤ 鵜峠	成相寺層流紋岩と黒色泥質岩との境付近に、胚胎する黒鉱式鉱床(石膏を主とし上盤側に小規模な黒鉱を伴う)と流紋岩中の鉱脈・網状脈をなすものがある。石膏鉱床は中央、東西、2号山、西ノ谷東、西ノ谷西等の鉱床群よりなり、鉱脈鉱床には西竜、東竜、船谷、丸本等がある	石膏、黄銅鉱、黄鉄鉱、斑銅鉱(初生)、閃亜鉛鉱、方鉛鉱(石英、方解石、重晶石、天青石)、銅鉱脈の二次富化帯は輝銅鉱、斑銅、銅藍を主とする黒色粉状鉱石(スバイ)を産した(西竜2号坑)	黒鉱粗鉱 Zn 7.6-27% Pb 5-9%、Cu 0.7-1.2% Ag 50-100 g/t Au 0.5 g/t 銅鉱脈 Cu 5-15% 石膏粗鉱 SO ₃ 32%	1521年頃の発見。銅鉱山として稼行された。昭和7年頃から石膏の開発が行われ、昭和45年まで稼動。竜山中腹には西竜、東竜両鉱脈の露頭が見られる。
⑥ 田中	鵜峠鉱山と一連の黒鉱式石膏鉱床(鵜峠鉱山地域の西ノ谷東、西ノ谷西鉱床)	石膏	石膏粗鉱 SO ₃ 30%	明治34年開山
⑦ 鷺	成相寺層流紋岩凝灰岩と黒色泥岩中の黒鉱鉱床、鉱脈鉱床	黄銅鉱・黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱(石英、緑泥石)		室町時代から明治45年頃まで稼行、県道に沿って旧坑を残すのみ
⑧ 大社	成相寺層流紋岩凝灰岩中の鉱脈鉱床、走向 N20°E -N20°W 傾斜30°-50°W	黄鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱(石英)	Zn 16%、S 38-45%	(昭和30年当時稼行中)閉山
⑨ 中山	成相寺層流紋岩に挟在する黒色泥質岩中の黒鉱式石膏鉱床	石膏	石膏粗鉱 SO ₃ 27%	明治40年発見(昭和30年当時稼行中)

主要文献：小関・土井(1950)、島根県経済部(1951)、地質調査所(1956)、三好(1962)、金子(1964)、HONISHI(1974)



第33図 鱈淵鉱山の1断面図(HONISHI, 1974を一部改変), 1.安山岩, 2.泥岩, 3.黒鉱, 4.石膏, 5.粘土, 6.流紋岩凝灰岩, 7.流紋岩

VII. 2 石油・天然ガス鉱床

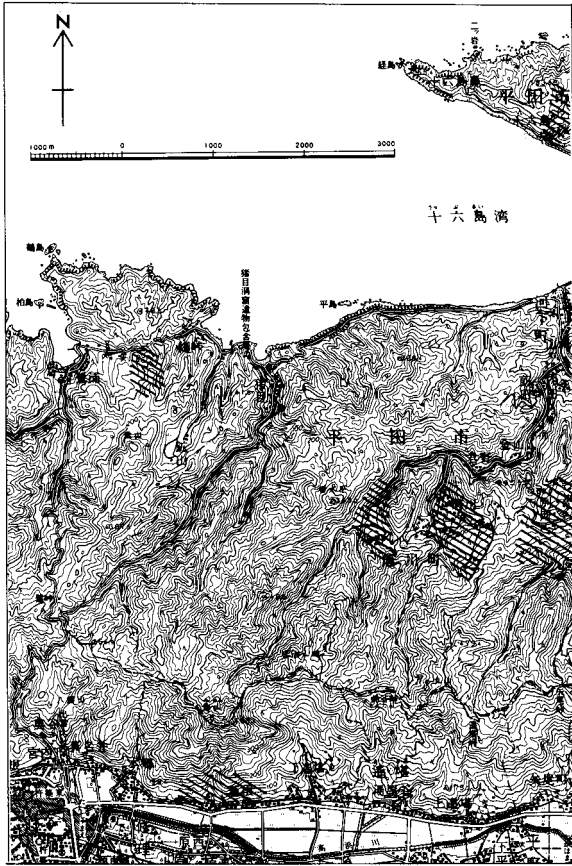
大社地域や周辺地域で商業的価値のある鉱床は知られていないが、かつて鱈淵鉱山の坑内で成相寺層泥質岩から少量の石油が湧出したことがある。また、島根県が出雲平野の第四系を対象とした天然ガス調査を行ったところ、 CH_4 を主とした水溶性ガスが面積 8 km^2 内に約 $1,250\text{ 万 m}^3$ 埋蔵されていることが推定された(本島, 1962)。本島(1962)によれば、坑井試験の結果産出量が多かったのは大社の東方遙樵地区と斐川町久木地区で、2インチ口径の坑井の最大日産量(自噴)はそれぞれ $21.5\text{ m}^3/\text{日}$ 、 $5\text{ m}^3/\text{日}$ であった。このガスは家庭用燃料として一部で使われている。このほか、遙樵地区の島根県試堀井 R3では新第三紀層中に天然ガスと塩水が確認されており、宍道湖北西部の古江層からもガス徴が報告されている(本島, 1962)。

VII. 3 石材・骨材

河下町内田南方の牛切層から間知石として砂岩が採取されている。また、路盤、生コンクリート用として河下町君野・金山、唐川町十善などで牛切層の安山岩などが採取されている。

VII. 4 地すべり・山崩れ

大社地域内では地すべり防止区域に指定されている場所が数カ所ある(第34図)。このうち、十六島付近の地域は牛切層が急傾斜していて、泥質岩を境に層理面に沿って崩落する危険性がある。後野・唐川



第34図 大社地域の地すべり防止区域(斜線部；島根県，1974) (国土地理院発行5万分の1地形図「大社」の一部を使用)

・別所・鶴峠地区では成相寺層最上部の泥質岩層が地すべりを起こしている。この泥質岩層は鉱床の胚胎層準であり，熱水変質により普通の泥質岩層よりすべり易くなっている可能性がある。菱根地区では急崖の崩落が起こり易くなっている。また，崖下には岩屑が堆積し，すべり易くなっている。中列山地の南縁一帯は同様の急崖を作っており，菱根地区同様十分注意を払う必要がある。

文 献

- BARD, J. P. (1986) *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 264p.
- 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.
- 地質調査所 (1956) 日本鉱産誌 BI-b 銅・鉛・亜鉛，地質調査所，395p.
- 藤井 勇・榎原 悌 (1969MS) 出雲砂丘と布志名累層について。島根大学卒業論文。

- FISHER, R. V. and SCHMINCKE, H. U. (1984) *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 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.
- HONISHI, (1974) *Geology of the Wanibuchi gypsum deposits, Simane prefecture. Mining Geology Special Issue*, no.6, p.213-219.
- 井関弘太郎(1956) 島根半島付近に認める沖積世初期海水準. 地理評, vol.29, p.438-442.
- 金子 寛(1964) 島根半島の石こう鉱床. 中国地方工業用鉱物開発調査委員会(編), 中国地方の工業用鉱物資源, 第3輯, p.117-124.
- 鹿野和彦・中野 俊(1985a) 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地調月報, vol. 36, p. 427-438.
- ・—————(1985b) 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.
- ・—————(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.
- ・吉田史郎(1984) 島根半島中・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.
- 嘉藤良次郎(1949) 宍道褶曲帯の一部について. 地質雑, vol.55, p.193. (演旨).
- 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.
- 川井直人・広岡公夫(1966) 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果. 地質学会等4学会学術大会総合討論会資料「年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形成期」, p.5.
- 建設省計画局・鳥取県・島根県編(1967) 都市地盤調査報告書, vol.15, 142p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(1970) 昭和43年度精密調査報告書「北島根地域」. 105p.
- (1971) 昭和44年度精密調査報告書「北島根地域」. 139p.
- (1972a) 昭和45年度精密調査報告書「北島根地域」. 123p.
- (1972b) 昭和46年度精密調査報告書「北島根地域」. 93p.
- 木幡吹月(1968) 大山, 隠岐, 出雲. 牧野出版, 280p.
- 小関幸治・土井啓司(1950) 島根半島北西部鰐淵-鶴峠地区の地質及び鉱床. 地調月報, vol. 9, p. 347-356.
- 九里尚一・本島公司(1953) 簸川平野天然ガス試掘井(R-3)調査報告. 地調月報, vol. 4, p. 57-61, p. 203-207.
- 町田 洋・新井房夫(1979) 大山倉吉軽石層一分布の地域性と第四紀編年上の意義一. 地質雑, vol. 88, p.313-330.

- 正岡栄治(1972) 重鉱物組成からみた中海・宍道湖底下の第四紀火山灰. 第四紀研究, vol. 11, p. 61-69.
- 松井整司・井上多津男(1971) 三瓶山火山の噴出物と層序. 地球科学, vol. 25, p. 147-163.
- 三位秀夫(1962) 山陰団研の概報. 第四紀, no. 3, p. 47-48.
- (1966) 日本海沿岸における海岸砂丘の問題点. 日本海地域の地学的諸問題. p. 151-158.
- ・藤井一泰(1972) 出雲砂丘地の第四系について. 三位博士遺稿・論文選集, p. 25-38.
- ・水野篤行・大嶋和雄(1969) 出雲海岸平野の問題点. 日本地質学会第76年学術大会シンポジウム資料「海岸平野」. p. 167-171.
- 三浦 清(1973a) 島根県およびその周辺地域の第三紀中性-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.
- (1973b) 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.
- (1973c) 島根半島第三紀古浦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.
- (1974) 山陰グリンタフ地域に見られる第三紀火山岩の岩石化学的地域性. 島根大教育学部紀要(自然科学). vol. 8, p. 51-58.
- 三好 一(1962) 鱒淵鉱山の地質と鉱床. 西三省三・三好 一・岡本和夫・多井義郎(編), 鱒淵鉱山と出雲市新第三系, 地質巡検案内書 8, p. 1-8.
- 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, 第7号, p. 113-124.
- 本島公司(1962) 島根県松江・出雲両市付近の天然ガスについて. 地調月報, no. 10, p. 861-898.
- 西三省三(1962) 鱒淵鉱山と出雲市新第三系. 地質巡検案内書 8, p. 8-12.
- 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.
- (1986a) 島根半島中央部中新統の地質—その1 層序について—. 地質雑, vol. 92, p. 405-420.
- (1986b) 島根半島中央部中新統の地質—その2 底生有孔虫化石群集について—. 地質雑, vol. 92, p. 461-475.
- ・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.
- 尾原信彦(1939) 島根半島日御碕近傍の隆起汀線と其地殻運動. 地理評, vol. 15, p. 83-92.
- 小畑 浩(1967) 中海・宍道湖周辺の第四系と地形発達史. 第四紀研究, vol. 6, p. 69-78.
- 岡本和夫(1959) 島根県出雲市南部の新第三系. 地質雑, vol. 65, p. 1-11.
- ・今村外治(1971) 山陰西部下-中部中新統貝類化石. 化石, no. 20, p. 19-28.
- OKAMOTO, K. and NAKANO, M. (1967) Some Miocenelimid fossils from the area around the Wanibuchi mine, Izumo province, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 68, p. 185-192.
- 大西郁夫(1977) 出雲海岸平野下第四紀堆積物の花粉分析. 地質雑, vol. 83, p. 603-616.
- (1979) 出雲海岸平野の第四系. 島根大理学部紀要, no. 13, p. 131-144.

- 大西郁夫(1985) 中・上部更新統および完新統. 島根県の地質, 島根県, p.126-140.
- ・松田志郎(1985) 出雲海岸平野下の第四紀堆積物. 山陰地域研究(自然環境), no. 1, p. 51-60.
- ・松井整司(1980) 島根県東部の第四系. 日本地質学会第87年総会・年会見学旅行案内書, 第1班. 32p.
- OTUKA, Y. (1937) Tertiary folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, vol.13, p.78-81.
- 坂本 亨・山田直利・須田芳郎(1982) 1:200,000地質図, 松江及び大社, 地質調査所.
- 山陰第四紀研究グループ(1969) 山陰地域の第四系. 地団研専報, no.15, p.355-376.
- 島根県(1974) 土地分類基本調査「大社」(5万分の1). 50p.
- 島根県地質図説明書編集委員会(1985) 島根県の地質. 島根県, 646p.
- 島根県経済部(1951) 島根半島東部地区. 島根県地下資源調査報告書, p.33-36.
- 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—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.
- (1955) 古江累層の微小古生物学的研究—島根半島第三系の地質学的研究(その3). 地質雑, vol.61, p.407-420.
- (1973) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no.9, p.137-146.
- 高安克巳・中村武史(1984) 宍道湖南岸のデスマスチルス類産出層と貝化石層からみたその古環境. 地団研専報, no.28, p.91-99.
- 富田 達・酒井栄吾(1938) 松江市付近の中新統に就いて(特に粗面玄武岩類の地質時代). 地質雑, vol.45, p.529-532.
- TOMITA, T. and SAKAI, E. (1938) Cenozoic geology of the Huzina-Kimati district, Izumo Province, Japan—A contribution to the igneous geology of the East-Asiatic Province of Cenozoic Alkaline Rocks. *The Jour. of the Shanghai Sci. Inst.*, Sec.2, vol.2, p.147-204.
- 津久井雅志・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.
- (1970) 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」. 44p.
- 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.
- 米子工業高等専門学校(1985) 島根県地盤図(解説・資料編). 441p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Okayama (12) No.15

GEOLOGY

OF THE

TAISHA DISTRICT

By

Kazuhiko KANO, Keiji TAKEUCHI,
Kazuo OSHIMA and Michiaki BUNNO

(Written in 1988)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Taisha district is located on the Japan Sea coast in San-in, Southwest Japan. The district includes the western end of Shimane Hanto (Peninsula) and Izumo Heiya (Plain). Shimane Hanto consists mainly of Neogene volcanic and sedimentary rocks, while the Izumo Heiya does largely of Quaternary sediments. The Neogene is folded into E-W trending anticlinorium and synclinorium (the Shindi folded zone) and is cut by several E-W trending faults. Being covered with the Quaternary, the southern extension of the Neogene of Shimane Hanto spreads extensively beneath Izumo Heiya. The geology of this district is summarized in Table 1.

NEOGENE

In the Taisha district, the Neogene of Shimane Hanto is divided into four stratigraphic units, namely the Koura Formation, the Josoji Formation, the Ushikiri Formation and the Furue Formation in ascending order. The Fujina Formation is recognized in the southern margin of Izumo

Heiya as the correlative unit to the Furue Formation. These units are of early to middle Miocene. In Shimane Hanto, the Koura, Josoji and Ushikiri Formations are intruded by basic to intermediate rocks.

The Koura Formation is the early Miocene sequence of non-marine sediments, composed mainly of sandstone, conglomerate and finely-laminated argillaceous rocks. Some of the coarse clastics are derived from Pre-Neogene granitic basement rocks.

The Josoji Formation is the early to middle Miocene sequence of marine rhyolite and andesite volcanics and black argillaceous rocks, conformably overlying the Koura Formation. Black argillaceous rocks predominate in two horizons. Rhyolite volcanics are pyroclastic deposits, massive lavas, lava domes and hyaloclastites, locally intercalating small amounts of andesite pyroclastics.

The Ushikiri Formation is the middle Miocene marine sequence composed mainly of sandstone, conglomerate and argillaceous rocks. Sandstone and conglomerate are mostly turbidites or debris flow deposits, which interfinger with or overlap submarine andesite and rhyolite volcanics in the lower part of the formation. A subaqueous acid pyroclastic flow deposits in the upper part is 14Ma in fission-track age of zircon.

The Furue Formation is the middle Miocene sequence of massive marine argillaceous rocks

Table 1 Summary of the geology of the Taisha district

Geologic age	Area	Shimane Hantō		Izumo Heiya		Main lithology		Igneous activity	Sedimentary environment	Radiometric ages and Fossils
		Shimane Hantō	Izumo Heiya	Izumo Heiya	Main lithology	Main lithology	Main lithology			
Quaternary	Holocene	beach deposits	beach deposits delta, fan and plain deposits coastal sanddune deposits	sand	sand, gravel and mud					
			Nakaumi Formation (<60m)	mud, sand and gravel						
	Pleistocene		Sashimi Formation (<50m)	mud, sand and gravel						
		Hinomisaki terrace deposit (1m<)		gravel, sand and silt						
Neogene	Pliocene									
	Miocene	Furue Formation (300m<)	Fujina Formation (400m<)	black to dark brown argillaceous rocks	sandstone					
		Ushikiri Formation (400-900m)	concealed	argillaceous rocks alternating with sandstone						
				rhyolite lava	sandstone alternating with argillaceous rocks					
				andesite volcanoclastics and lava (including intrusives)	conglomerate					
		black argillaceous rocks								
rhyolite lava (including intrusives)	rhyolite volcanoclastics (with rhyolite lava and andesite volcanoclastics)									
Jōsōji Formation (1200-1600m)		black argillaceous rocks and rhyolite volcanoclastics								
Koura Formation (200m<)		argillaceous rocks								
			sandstone and conglomerate							

Basic to intermediate intrusives

Intermediate to acidic volcanics

and conformably overlies the Ushikiri Formation.

The Fujina Formation, correlative to the Furue Formation is the middle Miocene sequence composed of sandstone. It crops out locally in a small area of southeast corner of this district.

Basic to intermediate rocks are dolerite, diorite, andesite and so on. They intrude as sills and dykes into the Koura, Josoji and Ushikiri Formations and are deformed together with the Miocene host rocks into folds and/or faults. The tectonic deformation started around 14Ma and lasted by 6 Ma.

QUATERNARY

The Quaternary includes the Hinomisaki terrace deposits, the Sashimi Formation, the Nakaumi Formation and beach, sand dune, delta, fan and swamp deposits. The former two are Pleistocene and the latter units are Holocene in age.

The Hinomisaki terrace deposit newly defined in this report consists mainly of subangular to subrounded rhyolite gravels less than 10 cm in diameter, that was deposited locally on marine terraces around Hinomisaki. The terraces are 20 to 60 m above the sea level and likely to have been formed at higher sea levels in the Riss-Wurm stage.

The Sashimi Formation redefined herein includes marine to brackish mud, sand and gravel, and sand beach and/or dune deposits. The constituting deposits present a marine transgression-regression sequence during the Riss-Wurm stage and the Wurm stage.

The Nakaumi Formation consists of marine to brackish mud, sand and gravels and unconformably overlies the Sashimi Formation. It fills the low land buried beneath Izumo Heiya, and interfingers with or transitional to beach, sand dune, delta, fan and swamp deposits exposed on the surface.

ACTIVE FAULTS AND LINEAMENTS, AND EARTHQUAKES

In this district no active faults have been found with firm evidence. Several lineaments are recognized in hilly land of Shimane Hanto and on the flank through an inspection of detailed topography. The lineaments coincide with rock boundaries or geologically old faults, and are not active. Notable earthquakes whose epicenters are located in this district have never been reported.

ECONOMIC GEOLOGY

A few large mines of Kuroko (black ore) or Kuroko-type ore deposits are known mainly in black argillaceous rocks at the upper horizon of the Josoji Formation. The mines have produced gypsum with small amounts of Kuroko, Oko (yellow ore) from the lenticular bodies, or copper-iron sulfides from the veins. The Wanibuchi mine has produced a large amount of gypsum and once its production was placed first in Japan. However, the mine has stopped working several years ago, as well as other mines of this district.

Quarries at several places supply crushed stones from sandstone and andesite of the Ushikiri Formation for aggregates of the base of road and buildings.

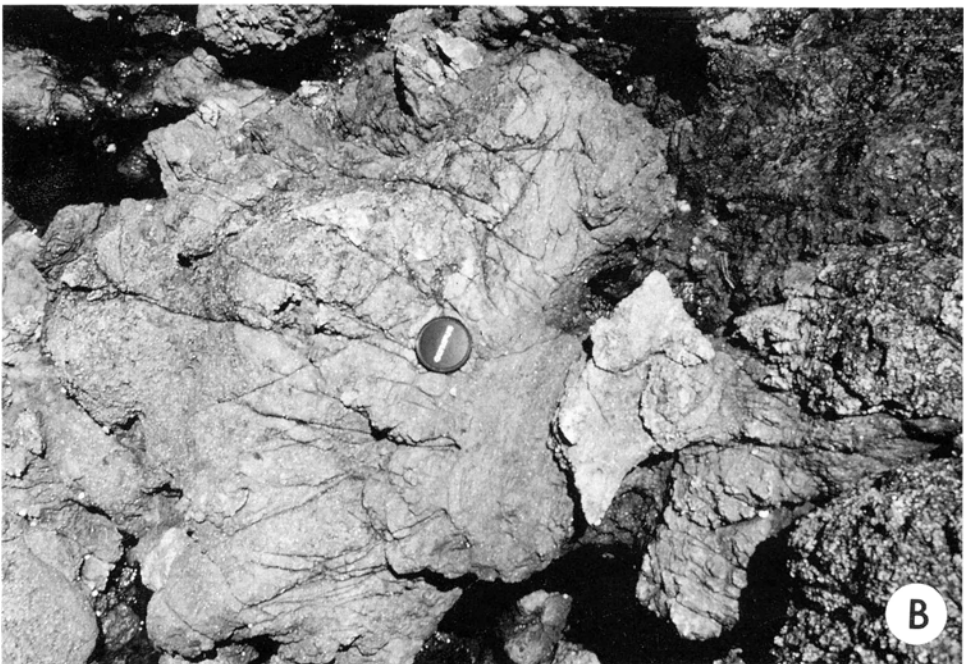
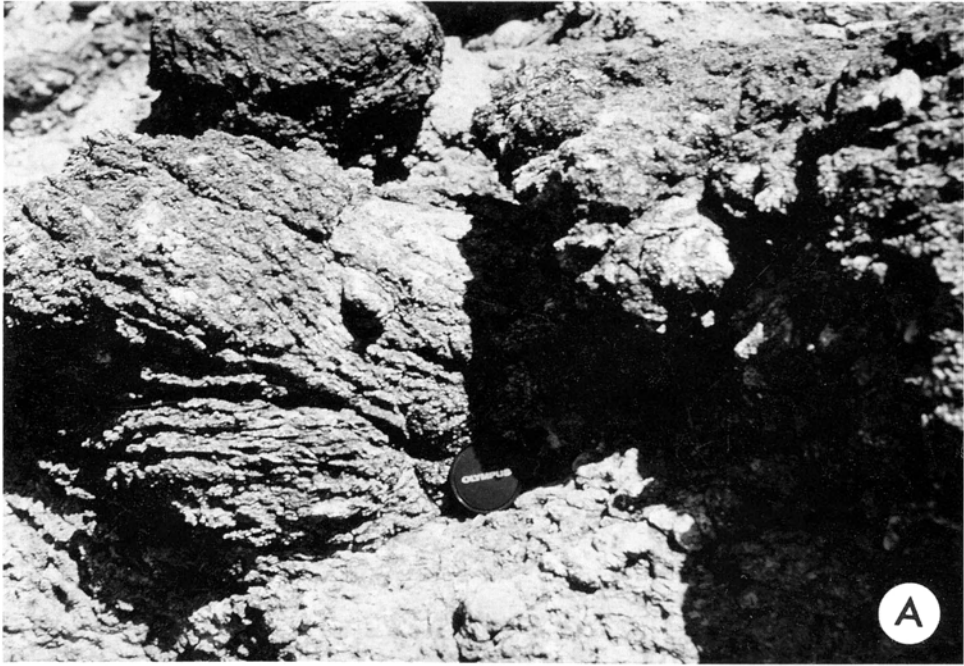


水中に噴出した成層寺層流紋岩溶岩とその水冷破碎構造(鷺浦の海岸) 溶岩は礫層(おそらく岩屑流堆積物)の上に噴出している(写真A)。基底部は水冷破碎が著しい(写真B)が、その上では塊状溶岩(写真A)。写真の左下の海面から写真上端までの高さは約3m。ハンマーの柄の長さは約30cm。

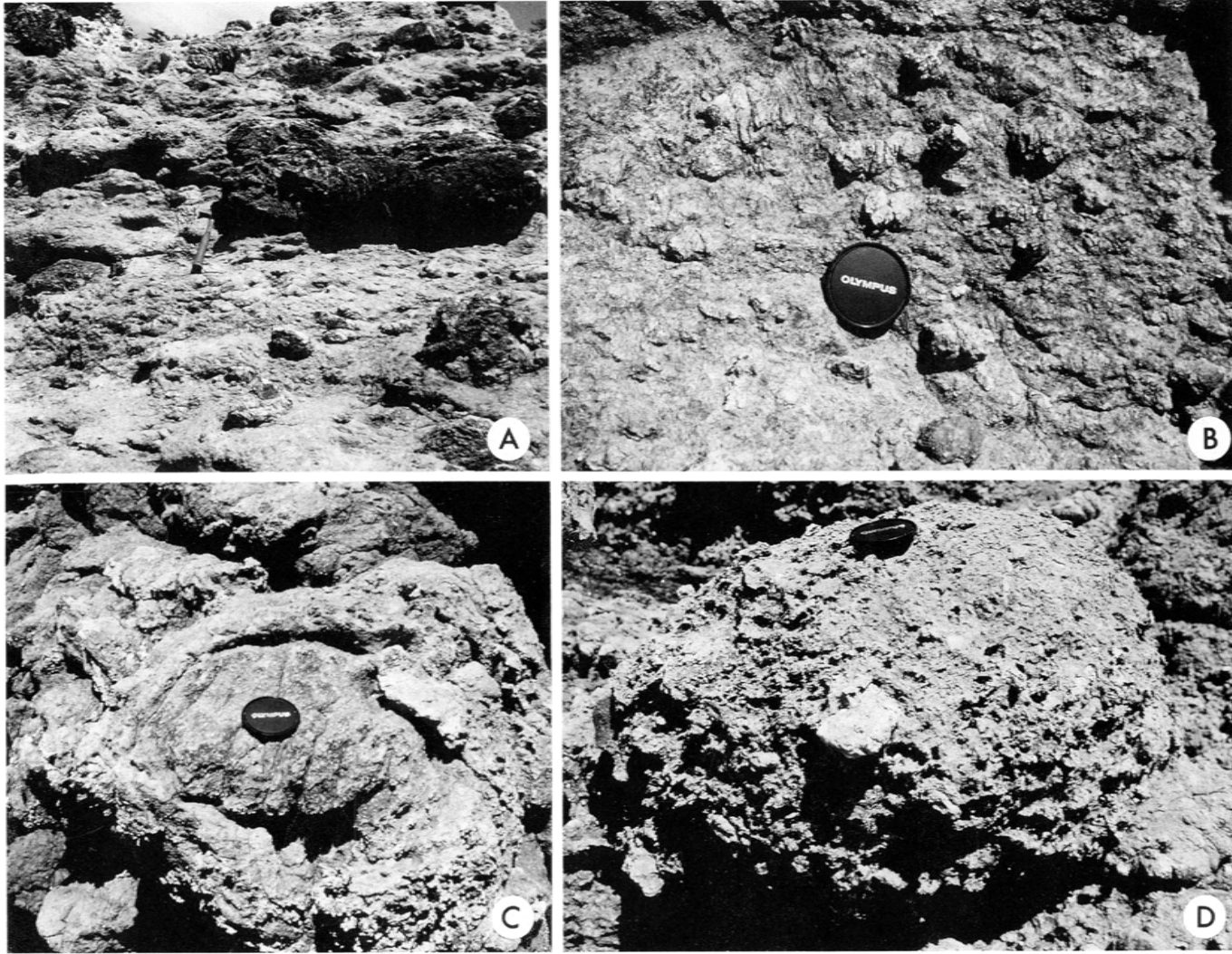
第II図版



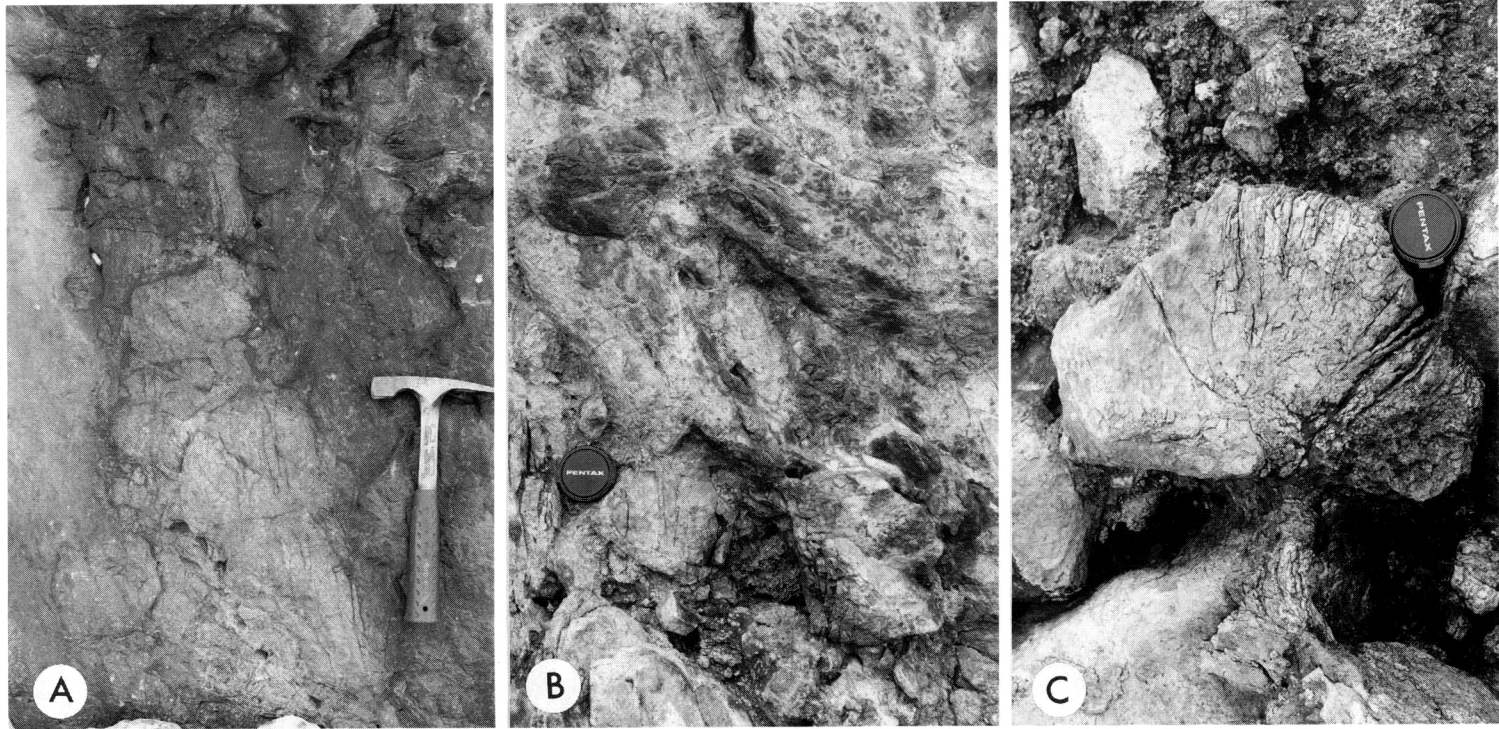
成相寺層の流紋岩枕状溶岩(大社町宇竜東方の海岸) 下部では枕状団塊同志がつながっているが、上部(写真Aの左手)ではひきちぎれている。溶岩の流動方向は上の写真の右上から左下で、下流側に行くほど枕は小さくなっている(写真B)。ハンマーの柄の長さは約30cm。枕状団塊の径は30cmから1m。



成相寺層の流紋岩枕状溶岩(大社町東方の海岸, 第Ⅱ図版と同じ露頭) 右の枕状団塊から溶岩が出て左の枕状団塊を生じている様子を示す。枕状団塊の表面付近には流動方向に延びた放射状節理としわが認められる(写真A)。内部が見えている枕状団塊(写真Bの左手)では、節理が枕の根元から放射状に延びていることと流理が流動方向に突き出ていることがうかがえる。レンズキャップの径は約6 cm。



成相寺層の流紋岩枕状溶岩(大社町宇竜東方の海岸, 第II, III図版と同じ露頭) 枕状溶岩の上には枕状団塊の破片や水冷破碎の結果生じたガラス質の流紋岩岩片からなる火山礫・火山角礫層が認められる。写真Aはその概観を示す。写真Aの中央の大きな岩塊は枕状団塊の一部で同様の岩片が点在している。この角礫層の主体は水冷破碎によって生じた径10cm以下の岩片であるが(写真B), 枕状溶岩に近い基底部では溶岩流からひきちぎれ転動してきた枕状団塊が数多く認められる。その表面には岩片がへばりついている(写真D), 内部はガラス質の団塊で発泡しかつ水冷破碎されかけた部分がそれを取り巻いている(写真C)。レンズキャップの径は約6cm, ハンマーの柄の長さは約30cm。



牛切層の流紋岩枕状溶岩(平田市猪目東方の海岸) 写真Aは左手にある塊状の部分から溶岩が枕状団塊を作りながら右手に流れていく様子を示す。枕状団塊は垂れ下がりながら流動し、その表面には流動方向に延びたしわと節理が認められる(写真B)。しわは団塊と団塊とを結ぶ首の部分で明瞭。しばしば団塊の流動方向と直交する方向に節理が認められる(写真A・B)。この節理を境に団塊が分離し、流動したと思われる例がかなり多く(写真C)、根元付近から放射状に延びた節理が認められる(写真C)。レンズキャップの径は約6cm、ハンマーの柄の長さは約30cm。



牛切層の流紋岩ロープ(平市猪目の海岸) ロープの内部は流理明瞭なガラス質流紋岩(写真A・C)でその外側1m位の部分では径数mm-20cmの気孔が多数認められる。写真Aの白い点あるいはレンズ状の部分は石英(めのう)に充填された気孔である。ロープの最も外側1-1.5mの部分は真珠岩からなる(写真B)。そこにはロープの表面に直交する節理が発達している。レンズキャップの径は約6cm, ハンマーの柄の長さは約30cm。

文献引用例

鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊 遙秋(1998) 大社地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KANO, K., TAKEUCHI, K., OSHIMA, K. and BUNNO, M. (1998) *Geology of the Taisha district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 113p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

平成元年 2 月 4 日 印 刷

平成元年 2 月 8 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東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

© 1989 Geological Survey of Japan