

55 (521.82) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山(12)第16号

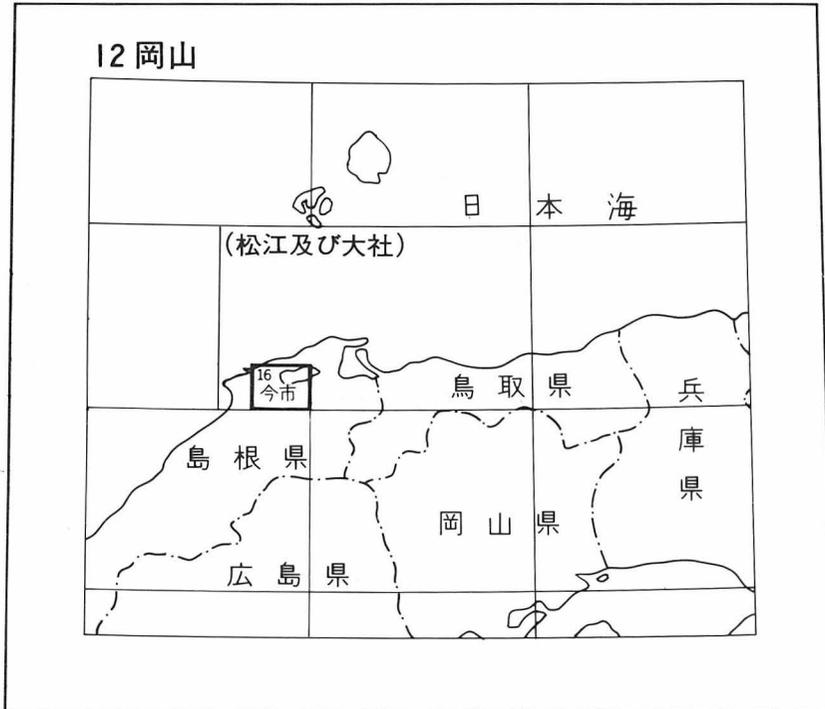
## 今 市 地 域 の 地 質

鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久

平成3年

地 質 調 査 所

位置図



## 目 次

I. 地 形	(竹内圭史)	1
II. 地質概説	(鹿野和彦・松浦浩久・竹内圭史)	3
II. 1 白亜紀後期-古第三紀火成岩類		3
II. 2 新第三系		6
II. 3 第四系		9
III. 白亜紀後期-古第三紀火成岩類	(松浦浩久)	10
III. 1 上島火山岩類		10
III. 2 大東花崗閃緑岩		12
III. 3 鶉花崗岩		12
III. 4 岩脈		15
IV. 新第三系	(鹿野和彦・竹内圭史)	15
IV. 1 古浦層		15
IV. 2 成相寺層, 川合層及び久利層		18
IV. 2. 1 成相寺層		18
IV. 2. 2 川合層		24
IV. 2. 3 久利層		27
IV. 3 牛切層及び大森層		29
IV. 3. 1 牛切層		29
IV. 3. 2 大森層		33
IV. 4 古江層及び布志名層		40
IV. 4. 1 古江層		40
IV. 4. 2 布志名層		41
IV. 5 松江層及び斐川層		44
IV. 5. 1 松江層		45
IV. 5. 2 斐川層		45
IV. 6 塩基性-中性貫入岩		48
IV. 7 地質構造		49
V. 第四系	(鹿野和彦・竹内圭史)	50
V. 1 高位Ⅰ段丘堆積物		51
V. 2 高位Ⅱ段丘堆積物		53
V. 3 高位Ⅲ段丘堆積物		53
V. 4 中位Ⅰ段丘堆積物		53
V. 5 中位Ⅱ段丘堆積物		55

V. 6	古期扇状地堆積物	55
V. 7	差海層	55
V. 8	低位段丘堆積物	57
V. 9	中海層	57
V. 10	三角州，扇状地及び氾濫原堆積物	59
VI.	埋立地	(鹿野和彦・竹内圭史) 59
VII.	活断層及びリニアメント	(鹿野和彦) 60
VIII.	地震活動	(鹿野和彦) 60
IX.	応用地質	(鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久) 63
IX. 1	金属鉱床	63
IX. 2	非金属鉱床	63
IX. 3	石油及び天然ガス	63
IX. 4	石材及び骨材	64
IX. 5	地すべり及び山崩れ	64
IX. 6	地盤の液状化	66
IX. 7	温泉	66
文 献		68
Abstract		75

## 図・表目次

第1図	今市地域及び周辺地域の埋谷面図	2
第2図	今市地域及び周辺地域の地質略図	4
第3図	大東花崗閃緑岩と鶴花崗岩のモード組成	13
第4図	古浦層の地質柱状図	16
第5図	成相寺層の水中火砕流堆積物の産状	19
第6図	成相寺層の水中火砕流堆積物の堆積構造	20
第7図	成相寺層の流紋岩と泥質岩との間のすべり面	21
第8図	坂浦周辺の地質図	22
第9図	川合層基底の不整合	24
第10図	川合層の砂岩	26
第11図	川合層にオーバーラップする久利層	27
第12図	久利層の泥岩	28
第13図	久利層の地質柱状図	28
第14図	牛切層及び大森層の等層厚線図	30
第15図	牛切層の地質柱状図	31

第16図	牛切層最上部の地質柱状図	32
第17図	大森層の模式層序断面図	34
第18図	大森層基底の不整合	34
第19図	大森層の礫岩	35
第20図	大森層砂岩卓越相の岩屑流堆積物	35
第21図	大森層上部のタービダイト砂岩	36
第22図	大森層の“塊状”砂岩（来待石）	36
第23図	大森層の流紋岩軽石凝灰岩	37
第24図	大森層の安山岩凝灰岩火山礫凝灰岩互層	37
第25図	古江層の泥岩	41
第26図	布志名層の砂岩と脱水構造	42
第27図	松江層基底付近の露頭写真	46
第28図	松江層基底付近の地質柱状図	46
第29図	松江層下部のチャンネル堆積物	47
第30図	斐川層砂岩のトラフ型斜交層理	47
第31図	第四系の層序区分	51
第32図	高位Ⅰ段丘堆積物の地質柱状図とその産状	52
第33図	高位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図	53
第34図	高位Ⅲ段丘堆積物の地質柱状図	54
第35図	中位Ⅰ段丘堆積物の地質柱状図	54
第36図	中位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図	54
第37図	古期扇状地堆積物の地質柱状図	56
第38図	古期扇状地堆積物の産状	56
第39図	第四系の基底等深線図	57
第40図	中海層の基底等深線図	58
第41図	今市地域及び周辺地域のリニアメント	61
第42図	中国地方中部の主な震央分布	62
第43図	島根県東部及び周辺地域の地震分布	62
第44図	出雲平野第四系から産出する天然ガスの分布	64
第45図	来待石の石切場	65
第46図	来待石の灯ろう	65
第47図	昭和39年7月山陰北陸豪雨による山崩れ発生度数分布図	66
第48図	液状化発生危険度図	67
第1表	今市地域の地質総括表	5
第2表	島根半島新第三系層序の変遷	6

第3表	中国山地北縁における新第三系層序の変遷	7
第4表	上島火山岩類, 大東花崗閃緑岩及び鴨花崗岩の全岩化学組成とCIPWノルム	11
第5表	古浦層礫岩の礫種	17
第6表	古浦層産植物化石	17
第7表	古浦層産貝化石	17
第8表	成相寺層及び久利層の流紋岩及び安山岩の化学分析値	23
第9表	成相寺層, 牛切層及び古江層の浮遊性有孔虫化石	24
第10表	成相寺層, 牛切層及び古江層の底生有孔虫化石	25
第11表	今市及び大社地域の牛切層産貝化石	33
第12表	大森層火山岩の化学分析値	38
第13表	大森層産貝化石	40
第14表	布志名層産貝化石	43
第15表	布志名層産底生有孔虫化石	44
第16表	布志名層産浮遊性有孔虫化石	44
第17表	塩基性-中性貫入岩の化学分析値	48

## 今市地域の地質

鹿野和彦\*・竹内圭史\*・松浦浩久\*

今市地域は、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ヶ所の一つ「島根県東部」に位置する。

現地調査は昭和63年-平成元年度に実施した。調査と執筆は新第三系及び第四系を鹿野と竹内が、先新第三系を松浦が担当し、全体の取りまとめは主として鹿野と竹内が行った。島根半島の新第三系については地質部中野俊技官の調査資料を一部使用した。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地殻物理部広島俊男技官、中井順二両技官が編集したものである。環境地質部衣笠善博技官には地震関係の資料を、近畿・中部地域地質センター寒川旭技官にはリニアメントの資料を提供していただいた。薄片製作は宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、竹内三郎、野神貴嗣、大和田朗各技官及び中国・四国地域地質センター元職員藤本アヤ子氏による。

本研究を進める過程において島根大学山内靖喜助教授、高安克己助教授、野村律夫助教授に地質上の問題点について議論していただいた。また島根大学沢田順弘助教授には未公表放射年代資料を見せていただいた。厚くお礼申し上げます。

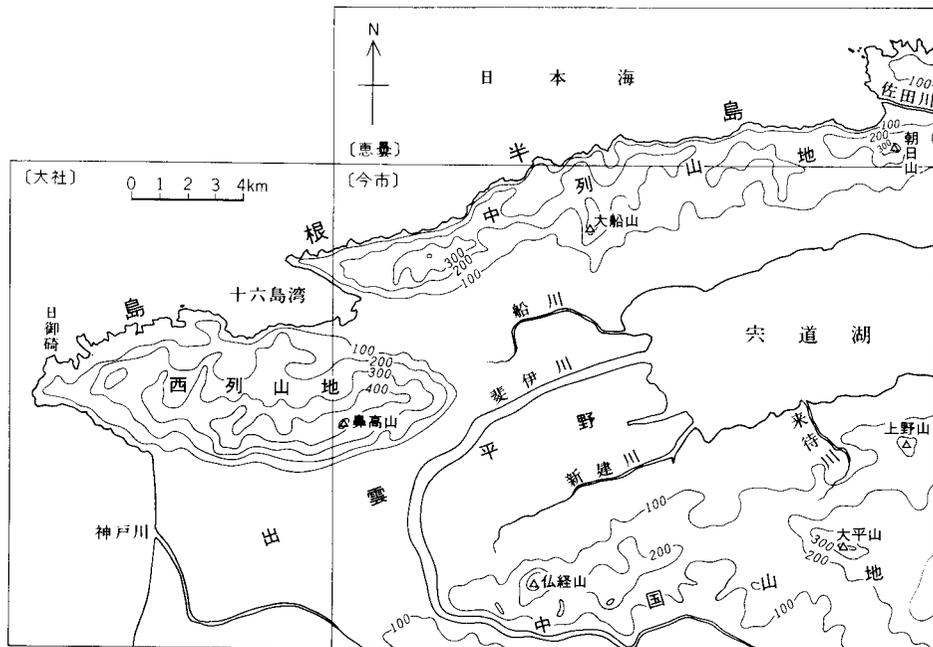
### I. 地 形

(竹内圭史)

今市地域は北緯 $35^{\circ} 20' - 35^{\circ} 30'$ 、東経 $132^{\circ} 45' - 133^{\circ} 0'$ の範囲にある。本地域の中央部にはほぼ東西方向に延びる低地帯-宍道低地帯があり、その北側には日本海に面する島根半島が、また南側には中国山地の北縁部が位置する(第1図)。

島根半島には東列、中列及び西列の3つの雁行する山地があり、今市地域にはそのうち、中列山地の南部と西列山地の東部が分布する。中列山地は大船山など標高250-330mの山がほぼ東西方向に連なる山地で、その最大標高は西部の三角点の415.2mである。主稜線は著しく北側に片寄り、その北側斜面は南側に比べてかなり急になっている。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<sup>はなたかたん</sup>の536.3mである。主稜線は中列山地と同様ほぼ東西方向に延びているが、著しく南側に片寄っており、山地の南側斜面の方が北側斜面<sup>うつぶるい</sup>よりも急になっている。緩く傾斜する中列山地の南側斜面と西列山地の北側斜面は互いに向き合い、十六島湾とそれに連なる低地を間に挟む。中列山地の北縁は山地と同方向の直線的な海岸線をなし、十六島湾に面する西列山地の北縁は複雑に入り組んだ沈水海岸の様相を呈する。

\*地質部



第1図 今市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

これらの海岸線には波食棚, 海食洞, そして比高20-40mに達する海食崖が発達し, 美しい景観を生み出している。

中国山地は準平原の様相を呈するなだらかな山地である。今市地域内での最大標高は南東隅にある三角点の411.5mで, 島根半島よりも低く, 点在する標高100-400mの山々の間を小河川が樹枝状に流れている。

宍道低地帯は出雲平野-宍道湖-松江平野-中海と連なる幅約10km, 延長約50kmの低地帯である。今市地域にはそのうち, 出雲平野の東部と宍道湖の大部分が分布する。出雲平野は, 斐伊川及び神戸川によって中国山地から運ばれた土砂が堆積してできた沖積平野である。宍道湖は東方の中海を経て日本海につながる汽水湖で, 面積の広さに比べ水深わずか5mと極めて浅い。

斐伊川は, 中国山地を北流し, 出雲市街東側で出雲平野に出て東流して宍道湖に至る。出雲平野では中国山地から運搬された土砂により天井川となり, 宍道湖に注ぐ河口では三角州が発達している。同様に, 中国山地側の来待川や本郷川, 島根半島側の秋鹿川や大野川など宍道湖に注ぐ小河川の河口にも小規模な三角州が発達する。斐伊川や神戸川に沿っては自然堤防が, 島根半島南縁及び中国山地北縁, 斐伊川などの河川沿いには段丘が点在する。また, 宍道湖沿岸や斐伊川沿いに数ヶ所, 埋立地がある。

これらの地形は地質と密接に関係する。すなわち, 島根半島の山地は新第三系の複背斜構造に, 宍道低地帯は向斜構造に対応しており, 西列山地の南縁は出雲平野に伏在する大社衝上断層によって明瞭に境される。また, 島根半島の鼻高山や大船山, 中国山地北縁の仏経山や上野山などは浸食に強い新第三

紀火山岩がなす高まりである。一方、中国山地は主として古第三紀花崗岩類からなり、著しく浸食されている。浸食の程度は岩質によって異なり、真砂化した花崗閃緑岩の分布する地域は、比較的新鮮な花崗岩類が分布する地域よりも起伏が小さく、なだらかになっている(三浦, 1966; 大八木, 1968)。

## II. 地質概説

(鹿野和彦・松浦浩久・竹内圭史)

今市地域のうち、島根半島には新第三系が、宍道低地帯には第四系が、そして中国山地北縁には新第三系と先新第三系が分布する(第2図, 第1表)。

### II. 1 白亜紀後期-古第三紀火成岩類

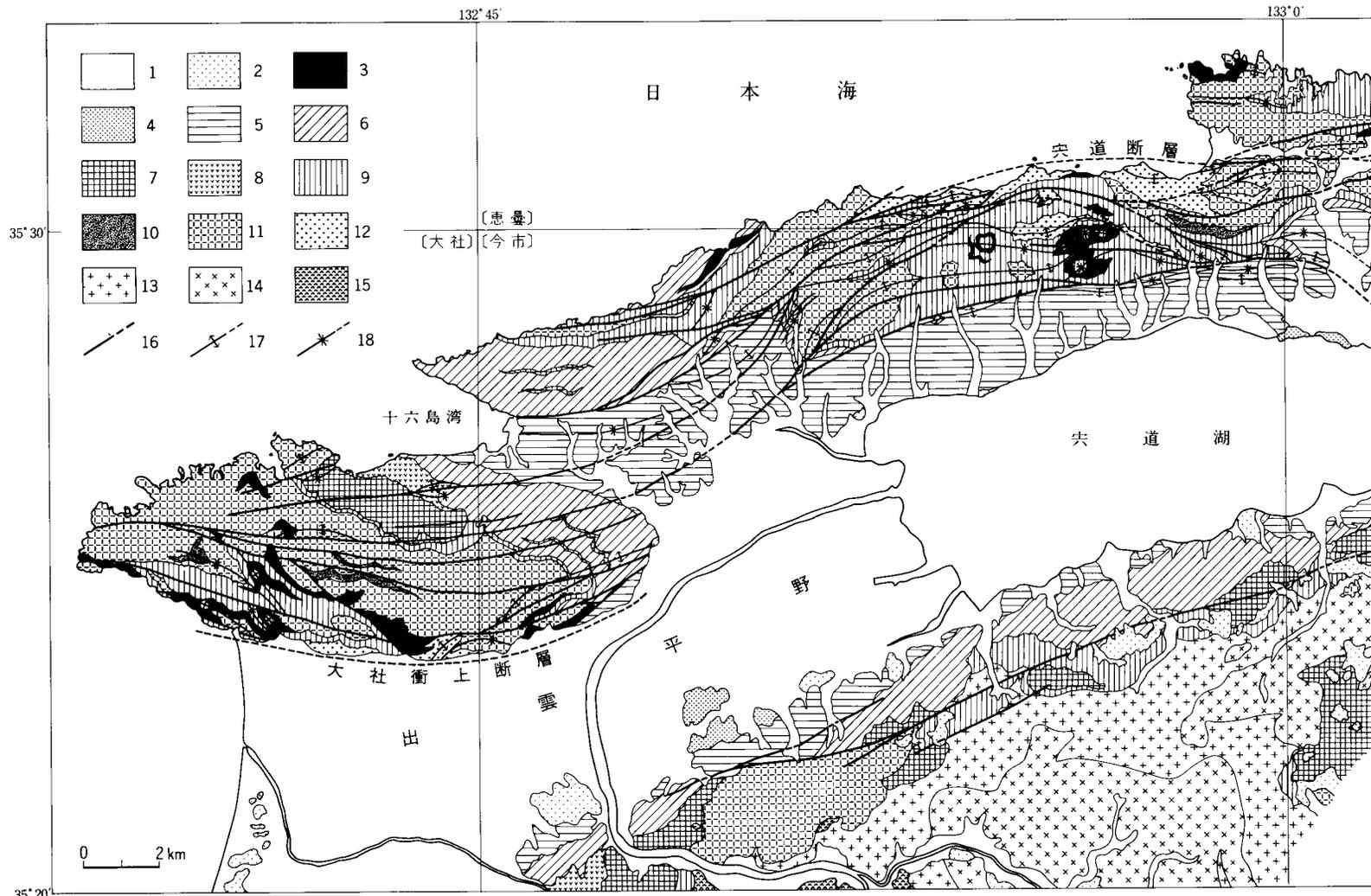
今市地域の先新第三系は、白亜紀後期酸性火山岩と古第三紀花崗岩類及び岩脈からなる。これらについては古くから中国山地に広く分布する白亜紀後期-古第三紀火成岩類の一部として知られていたが、1960年代以後の研究(三浦, 1963; 石原, 1966, 1967a, b; 飯泉・沢田, 1980), 特に南隣木次地域に産するモリブデン鉱床に関連した研究(山本, 1954; 瀧本ほか, 1965; 石原, 1966, 1967a, b, 1971; 通商産業省, 1987, 1988, 1989)や防災の見地から行われた深成岩類の風化の研究(三浦, 1966; 安藤ほか, 1968; 大八木, 1968; 黒田・窪木, 1973など)を通して、その地質学的位置付けが次第に明らかになってきた。近年では坂本ほか(1982), 島根県地質図編集委員会(1982)及び島根県地質図説明書編集委員会(1985)が未公表資料も含めてこれらの成果をまとめて20万分の1地質図に表現している。

本報告では、今市地域の先新第三系を白亜紀後期の<sup>かみしま</sup>上島火山岩類、古第三紀の大東<sup>だいとう</sup>花崗閃緑岩、<sup>ひよどり</sup>鴨花崗岩及び岩脈に区分した。

上島火山岩類は本地域南西部の小範囲に分布する。デイサイト-流紋岩溶結凝灰岩と安山岩溶岩からなり、鴨花崗岩に貫かれる。

大東花崗閃緑岩は本地域南東部に分布する中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。南隣の木次地域内における本花崗閃緑岩の黒雲母K-Ar年代値は63-44Maの範囲にあり(河野・植田, 1966; 石原, 1971; SHIBATA and ISHIHARA, 1974; 通商産業省, 1987, 1988, 1989), 暁新世-始新世を示す。

鴨花崗岩は大東花崗閃緑岩を貫き、同花崗閃緑岩を取り囲むように分布する。本花崗岩は極めて岩相変化に富む。主岩相の細-中粒黒雲母花崗岩、斑状花崗岩及びアプライトのほか、縁辺部には角閃石黒雲母花崗岩、花崗斑岩が認められる。本花崗岩に相当すると考えられる木次地域の黒雲母花崗岩の黒雲母K-Ar年代は、いくつかの例外を除いて60-43Ma(河野・植田, 1966; 石原, 1971; SHIBATA and ISHIHARA, 1974; 通商産業省, 1987, 1988, 1989)と大東花崗閃緑岩に極めて近い値を示す。



第2図 今市地域及び周辺地域の地質略図 鹿野・吉田 (1985), 鹿野・中野 (1986), 鹿野ほか (1989) 及び本報告の地質図より編集。 1: 完新統。 2: 更新統。 3: 塩基性・中性貫入岩。 4: 松江層及び斐川層。 5: 古江層及び布志名層。 6: 牛切層及び大森層の碎屑岩。 7: 牛切層及び大森層の安山岩。 8: 牛切層及び大森層の流紋岩。 9: 成相寺層, 久利層及び川合層の碎屑岩。 10: 成相寺層の安山岩。 11: 成相寺層及び久利層の流紋岩。 12: 古浦層。 13: 鶴花崗岩。 14: 大東花崗閃緑岩。 15: 上島火山岩類。 16: 断層。 17: 背斜。 18: 向斜

第1表 今市地域の地質総括表

地質時代	層序		主要岩相		火成活動	堆積盆の変遷	放射年代・化石	
	島根半島	尖道低地帯 中国山地北縁						
第四紀	完新世	三角洲、扇状地及び氾濫原堆積物及び中海層 (<50m)		砂、泥及び礫 (泥炭を挟む)		海成深 ← 陸成 断層の形成 (σ <sub>max</sub> の方向はNS) 褶曲(堆積盆の分化) 中国山地北縁 島根半島	汽水-海生貝化石	
		低位段丘堆積物 (8m)		礫、砂及び泥				汽水-海生貝化石
	更新世	差海層 (<50m)	中位II段丘堆積物(5m<)	泥、砂及び礫 (泥炭及び火山灰を含む)	泥、礫及び砂		礫及び礫質泥	
			中位I段丘堆積物(8-16m)		礫、砂及び泥			
		高位III段丘堆積物 (5-8m)		礫、砂及び泥				
		高位II段丘堆積物 (5m)		礫、砂及び泥				
		高位I段丘堆積物 (30m)		礫、砂及び泥				
		古期扇状地堆積物						
	第三紀	鮮新世					海 汽水生動物化石 植物化石 N10-11 海生動物化石 (貝・有孔虫) ←14Ma(FT) N9 海生動物化石 ←14-15Ma (K-Ar) 中国山地北縁 島根半島 BLOW(1969)のN8-9 ←21Ma(FT) (FT) ←23-26Ma 淡水-汽水生貝化石 古島型植物群	
後期中新世		松江層 (400m<)	斐川層 (150m<)	砂岩(シルト岩及び亜炭を挟む)	砂岩(シルト岩、泥岩及び亜炭を挟む)	BI AI		
		占江層 (<900m)	布志名層 (<500m)	泥岩及びシルト岩	シルト岩及び泥岩 砂岩			
中新世		牛切層 (<880m)	大森層 (80-750m)	泥質砂岩互層 砂岩泥質岩互層 礫岩及び礫岩砂岩互層 (安山岩溶岩・火砕岩及び流紋岩火砕岩を挟む)	砂岩 (礫岩、安山岩凝灰岩及び流紋岩 軽石凝灰岩・溶岩ドームを挟む) 安山岩溶岩及び礫岩	BE AE		
		成相寺層 (<900m)	久利層 (<500m)	黑色泥質岩及び流紋岩溶岩・火砕岩 (安山岩溶岩・火砕岩を挟む)	泥岩及び流紋岩 溶岩・火砕岩			
前期中新世			古浦層 (200m<)	川合層 (<150m)	砂岩及び礫岩			
古第三紀	漸新世							
	始新世	鶴花崗岩		黒雲母花崗岩、角閃石黒雲母花崗岩及び花崗岩			←43-60Ma (K-Ar)	
	晩新世	大東花崗閃緑岩		角閃石黒雲母花崗閃緑岩			←44-63Ma (K-Ar)	
後白亜紀	上島火山岩類		黒雲母溶結凝灰岩及び角閃石輝石安山岩溶岩		BE AE			

放射年代と貫入関係からみて、大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩は、木次地域の南西に位置する三瓶山地域さんべの赤名花崗閃緑岩と乙原花崗岩あかな おんぼら(服部ほか, 1983; 松浦, 1989)にそれぞれ対比できる。ただし、鴨花崗岩は乙原花崗岩よりも細粒で、より浅所に貫入したものである。上島火山岩類については直接時代を示す証拠はないが、鴨花崗岩に貫かれるので、放射年代値が示すように大東花崗閃緑岩に引続き鴨花崗岩が貫入したとすると、大東花崗閃緑岩よりも古いと考えられる。おそらく三瓶山地域において乙原花崗岩に貫かれ92Maのフィッシュオントラック年代を示すおおち邑智層群(Matsuda, 1982)と同様、白亜紀後期と見なせよう。

岩脈はマイクロダイオライトと角閃石黒雲母デイサイト-流紋岩の2種類あり、ともに本地域南東部の大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩に貫入している。その貫入時期を知る直接の手がかりはなく、中新世の可能性もある。

## II. 2 新第三系

島根半島及び中国山地北縁の新第三系は宍道低地帯地下にも分布する一連の堆積岩、火山岩である。中国山地北縁では北に単調に傾斜し、島根半島南側では大局的に見て南に傾斜しており、等重力線図(地質図参照)や出雲平野の地震探査断面図(通商産業省, 1970)、宍道湖の音響探査結果(三梨ほか, 1988; 後藤・中海宍道湖自然史研究会, 1988)、出雲平野・宍道湖のボーリング資料(九里・本島, 1953; 米子工業高等専門学校, 1985; 大西・松田, 1985; 山内ほか, 1988; 鹿野ほか, 1989)などと併せて考えると、宍道低地帯の地下に伏在する新第三系は、東西方向に延びる大きな向斜または複向斜をなしていると推定できよう。島根半島の新第三系はこれに対応する複背斜をなし、褶曲軸にほぼ平行に走る逆断層によって寸断されている。OTUKA(1937a, b, 1939)はこの著しく変形している島根半島の新第三系褶曲帯を the Shindi folded zone (宍道褶曲帯)と呼び、その変形をもたらした変動を the Shindi tectogenese (宍道変動)と名付けた。

これら新第三系のうち島根半島側については富田・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、中国山地北縁については TOMITA and SAKAI(1937)、富

第2表 島根半島新第三系層序の変遷<sup>1)</sup> (鹿野ほか, 1989)

富田・酒井(1938)	嘉藤(1949) <sup>2)</sup>	多井(1952) <sup>3)</sup>	西山(1962) <sup>2)</sup>	加藤(1969) <sup>4)</sup>	通産省(1967, 1969)	山内ほか(1980)	鹿野・吉田(1985) <sup>5)</sup>	野村(1986a) <sup>3)</sup>
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	鱒淵砂岩層		鱒淵層	古江層	相代互層	牛切層	牛切層	牛切層
講武統	安山岩類	相代火成	相代層					
講武統	講武層	鱒淵砂岩層	牛切互層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層
島根統	流紋岩類	相代火成	成相寺頁岩層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層
島根統	斑れい岩	唯浦頁岩層	唯浦層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層	成相寺層
古浦統	古浦層	古浦累層	古浦砂岩層	大社層	古浦層	古浦層	古浦層	古浦層
		古浦累層	古浦頁岩層		古浦層	古浦層	古浦層	古浦層
					成相寺砂岩部層	古浦層	古浦層	古浦層
					古浦頁岩部層	古浦層	古浦層	古浦層
					地合凝灰岩部層	古浦層	古浦層	古浦層
						高尾山部層	古浦層	古浦層
						宇井部層	古浦層	古浦層

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

田・酒井(1937)など、多くの人々により研究されている(第2, 3表)。1966-68年には通商産業省により島根半島から中国山地北縁にかけて広く地質調査が実施され、これらの成果は3編の報告書(通商産業省, 1967, 1969, 1970)にまとめられている。

金属鉱物探鉱促進事業団(1970, 1971, 1972a, b)は、これらの成果を受けて島根半島西列山地及びその周辺地域で多数の坑井を掘削し、精密調査を行った。島根半島については、その後、山内ほか(1980)が東部の美保関、境港両地域の第三系について調査再検討した結果をまとめており、多井(1973)及び山内・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特定観測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)、<sup>えとも</sup>恵曇地域(鹿野・中野, 1986)及び大社地域(鹿野ほか, 1989)の研究や、ほぼ同時期に行われた野村(1986a, b)の研究がある。

一方、中国山地北縁の第三系については、貝化石や哺乳動物化石が産出することからかなり早くから研究されているが、層序などの全容を明らかにしたのは TOMITA and SAKAI(1937)、富田・酒井(1937)が最初である。その後通商産業省(1970)の報告が出るまでは詳しい調査報告はなされなかったが、1970年以後改めて化石の研究(岡本・今村, 1971など)や地質の研究が活発になった。中でも OGASAWARA and NOMURA(1980)や高安・中村(1984)の研究は従来の層序区分に変更を迫っただけでなく、貝などの化石群集について最新の見解をもたらした点で特筆される。また、松江市南方のいわゆる松江湾入部を占める第三系下部層についても詳しい調査が行われている(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973, 1979)。

このほか、今市地域や周辺地域の第三紀火山岩の化学組成について、三浦(1973a, 1974)、MORRIS(1986)らが系統的に調べている。

今市地域の第三系は宍道低地帯の南側と北側に分かれて分布することから、両地域で異なった層序

第3表 中国山地北縁における第三系層序の変遷 鹿野・吉田(1985)を一部改変。

TOMITA and SAKAI (1937)		岡本 (1959)	通商産業省 (1970) <sup>1)</sup>	多井 (1973)	山陰グリーン・タフ 閉研グループ (1979) <sup>2)</sup>	OGASAWARA and NOMURA (1980)	高安・中村 (1984)
松江統			松江層			斐川層	斐川層
布志名統	布志名層	布志名層	布志名層	布志名累層		志布名層	布志名層
	米待層					米待層	米待層
大森統	複輝石安山岩	大森層	大森層	大森累層	大森累層	大森層	大森層
	大森層						大森層
玉造統	玄武岩	久利層	久利層 (上部玉造層)	玉造累層	意宇川累層	佐倉層	久利層
	上部玉造層		川合層				川合層 (下部玉造層)
	下部玉造層	川合層	川合層 (下部玉造層)			玉造層	・川合層
		波多屯層群	波多層		大東累層		

1) 出雲市南部を含む 2) 松江市南方松江湾入部

が立てられており(第2, 3表), 本報告でもこれらに従い, 別々の層序を立てて化石及び放射年代値を基に対比した(第1表).

宍道低地帯北側にある島根半島の新第三系は下位から古浦層, 成相寺層, 牛切層, 古江層及び松江層に, 中国山地北縁の新第三系は下位から川合層, 久利層, 大森層, 布志名層及び斐川層に区分される. ただし, ここでいう大森層は従来の大森層と来待層を一括したものである. その理由については後で詳しく述べる. また, 川合層, 久利層はそれぞれ下部玉造層, 上部玉造層, または一括して玉造層と呼ばれることもある.

各説で述べる生層序及び放射年代資料に基づけば, 川合層及び久利層は成相寺層に, 大森層は牛切層に, 布志名層は古江層に, 斐川層は松江層に対比可能である.

古浦層は淡水-汽水の湖成堆積物で, 砂岩, 礫岩, 泥質岩を主体とする. 島根半島に発達する複背斜の軸部をなし各地に露出する. その下限は不明だが, 古第三紀の花崗岩類を直接覆っているものと考えられている(鹿野ほか, 1989).

成相寺層は古浦層を整合に覆い, 島根半島に広く分布する. 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間欠的に続いている. 西列山地にある黒鉱及び黒鉱式鉄床は主に成相寺層中に胚胎している.

川合層, 久利層はともに海成層で, それぞれ砂岩, 泥岩及び流紋岩火山岩類を主体とする. 対比に基づけば, 川合層は沖合いに成相寺層が堆積していた頃の海浜堆積物, そして久利層は海浸がより内陸側に及んだ結果生じた沖合いの堆積物とみなせよう.

牛切層は成相寺層に引続き堆積した海成層で, 礫岩-砂岩と, 泥質岩の互層を主体とする. 下部-中部には局所的に水底に噴出した安山岩が分布する. 砂岩と礫岩の多くは重力流堆積物で, その砕屑粒子は主に本層の安山岩に由来するものらしい. 一方, 大森層は久利層を不整合に覆う地層で, その下部は陸上-浅海底に噴出した安山岩, 上部は直下の安山岩に由来する浅海成の礫岩と砂岩で, 中には重力流堆積物とみなせるものもある. 大森層と久利層の間の不整合は, 丹後半島(山元・星住, 1988)など西南日本の日本海沿岸で14-15Ma頃噴出した安山岩の基底に広く認められるものの一つであり, 一時的に沿岸域が北側に傾動し陸化したことを示す. また, 島根半島の南部と北部とでは牛切層の層厚が著しく異なり, 牛切層の堆積時に島根半島の褶曲が始まった可能性が高い. 成層寺層や牛切層及び大森層の堆積期に噴出した火山岩のなす高まりや, 褶曲によって形成された高まりの周囲にあった多量の砕屑物が, 不安定な斜面上で頻繁に発生する重力流により運搬され堆積したものが, 牛切層の互層なのであろう.

古江層は泥岩とシルト岩, 布志名層は砂岩とシルト岩からなる海成層である. 布志名層はデスモスチルス産する地層として, また海生貝化石を多産する地層として有名で, 多産する貝及び有孔虫化石群集の解析により浅海から沖合いの環境に堆積したことが明らかにされている(OGASAWARA and NOMURA, 1980; 野村, 1986b). また, この頃, 島根半島の南側にはすでに始まっていた褶曲運動によって生じた東西方向の深い(おそらく水深500-1,000m位の)凹地があり, そこに堆積した地層が, 古江層だと考えられている(多井, 1955; 野村, 1986b).

松江層と斐川層は古江層と布志名層に引続き堆積した海成-汽水成堆積物である. 古江層や布志名層に

比べ、堆積物は粗粒で、ところにより垂炭を挟む。このような岩相の変化は、古江層や布志名層が堆積した盆地が急速に浅くなり、松江層や斐川層の堆積時には現在の宍道湖や中海のように浅い湖沼になったことを示唆している。東隣の松江地域ではこの頃アルカリ玄武岩-安山岩が噴出している。また島根半島の北端では、古江層の堆積する頃にソレイト質玄武岩-安山岩活動が始まり (13Ma : MORRIS *et al.*, 1990), 間欠的にこの頃まで続いた (9-10Ma : 鹿野・吉田, 1984 ; UTO, 1989)。

わ

新第三系の地質構造が完成したのは東隣松江地域で和久羅山<sup>わくろやま</sup>安山岩が松江層の褶曲構造を不整合に覆って噴出する前(多井, 1973 ; 山内・吉谷, 1981 ; 鹿野・吉田, 1985, 野村, 1986a)の後期中新世後期である。この構造運動は最大水平圧縮応力軸が南北になるような応力場で起こったらしい(鹿野・吉田, 1985)。

## II. 3 第四系

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、三位(1962, 1966), 三位ほか(1969), 小畑(1967), 建設省計画局ほか(1967)や山陰第四紀研究グループ(1969), 水野ほか(1972)などの組織的研究により知識が集積された。その成果は大西(1979, 1985), 大西・松田(1985)によりまとめられている。最近では、中海宍道湖自然研究会により中海・宍道湖の音響探査やピストンコアの分析などが進められており、その成果の一部は三梨・徳岡(1988)編集の資料集、「中海・宍道湖一地形・底質・自然史アトラス」としてまとめられている。

今市地域の宍道低地帯とその縁辺部に分布する第四系は古い方から高位Ⅰ段丘堆積物, 高位Ⅱ段丘堆積物, 高位Ⅲ段丘堆積物, 中位Ⅰ段丘堆積物, 中位Ⅱ段丘堆積物, 古期扇状地堆積物, 差海層<sup>さしみ</sup>, 低位段丘堆積物, 中海層<sup>なかいみ</sup>, 三角州, 扇状地及び氾濫原堆積物に区分される。

段丘堆積物は面高度や構成物, それらを覆うテフラなどの違いによって区分したが, 大西(1979, 1985), 大西・松田(1985)によってまとめられた従来の区分と異なる点がでてきたので, 混乱を避けるため, 本報告ではすべての段丘堆積物について改称, または新称することにした。

古期扇状地堆積物は本報告で新たに区分されたもので, 宍道低地帯の南側にあつて主として大森層安山岩の周辺にのみ分布し, 従来の調査ではその大部分が大森層の礫岩と混同されていた堆積物である。

差海層は鹿野ほか(1989)によって再定義された地層で安来層と弓ヶ浜層(三位, 1966)を併せたものに相当する。中海層とともに宍道低地帯の地下にあつて地表には分布しない。東隣松江地域弓ヶ浜の美保湾側では中海層の直下に境港層とよばれる汽水成-海成堆積物がある(水野ほか, 1972)とされているが, 中海及びそれより西側の宍道低地帯で確実にこれに相当すると判断し得るものは報告されていない。

以上の堆積物のうち, 差海層と中海層は湖成堆積物, 低位段丘堆積物は河成堆積物である。中海層は三角州, 扇状地及び氾濫原堆積物と指交関係にある。高位-中位段丘堆積物は当時の湖または湖の周辺の堆積物であろう。

### Ⅲ. 白亜紀後期-古第三紀火成岩類

(松浦浩久)

#### Ⅲ. 1 上島火山岩類 (Kt, Kv)

**命名 新称.** 島根県の各地に散在する石見流紋岩石英安山岩類(三浦, 1963)のうち, 今市地域に分布するものを上島火山岩類と呼ぶ.

**模式地** 出雲市上島町から船津町にかけての斐伊川西岸の山沿い.

**分布及び層厚** 今市地域南縁部の加茂町下神原から出雲市船津町にかけて斐伊川沿いに分布する. 層厚500m 以上.

**層序及び貫入関係** <sup>ひよどり</sup> 鶯花崗岩に貫入される.

**岩相** 本火山岩類の大部分は暗灰色-帯緑灰色の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩で, その上に安山岩溶岩を主体とする岩相が重なる. 流紋岩溶結凝灰岩は部分的に角閃石と岩片を含む. 本質レンズは, 長径3-5cm, 短径1-2cmで, 基質部分とほとんど同じ色調と硬さを持つので露頭では葉理構造の不明瞭な塊状緻密な岩石のように見える. しかし, 基質部分に比べて粒径が2倍以上の粗粒斑晶を多く含む点で基質と識別することができる. 鶯花崗岩との接触部や同花崗岩に捕獲された岩塊は灰白色化しており, 再結晶化の進んだ部分ではほとんど元の組織をとどめていない. 安山岩溶岩は塊状で, 間にデイサイト-流紋岩(?) 凝灰岩を挟むことがある.

**岩石記載** 本火山岩類の流紋岩溶結凝灰岩の化学組成を第4表に, 同凝灰岩と安山岩溶岩の鏡下での性状を以下に示す.

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 <GSJ R54882<sup>1)</sup>: IMA 69>

産地: 出雲市上島町森坂.

構成物: 斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母, 鉄鉱, 燐灰石, ジルコン, ガラス.

斜長石は径0.2-1mm の卓状半自形-自形またはそれらの破片形を示す. 石英は径0.1-5mmで粗粒のものは高温型自形を示し, 細粒のものは破片状である. カリ長石は径0.2-0.5mm で量は少ない. 黒雲母は径0.5-1.5mm, 大部分は緑泥石に置換されているが, 一部に新鮮な部分を残し, Y = Z = 茶色を示す. 本質レンズ中の長石, 石英は径 8mm に達することがある. 基質はすべて脱ガラス化しているが, ガラス破片の溶結した組織をよく残している.

単斜輝石角閃石斜方輝石安山岩 <GSJ R54885: IMA 51A>

産地: 斐川町上阿宮北西の沢左岸.

1) 地質調査所の GEMS 登録番号

第4表 上島火山岩類, 大東花崗閃緑岩及び鶴花崗岩の全岩化学組成とCIPWノルム

岩体	上島火山岩類	大東花崗閃緑岩						鶴花崗岩		
産地 文献 原番号	加茂町神原 三浦(1966) G	大東町遠所 三浦(1966) A	加茂町東谷 三浦(1966) B	三刀屋町三刀屋 三浦(1966) C	大東町東阿用 瀧本ほか(1965) 4	大東町石畑 石原(1971) 6412-17	三刀屋町粟谷 石原(1971) 6511-138	加茂町穴道峠 三浦(1966) D	三刀屋町伊萱 三浦(1966) E	加茂町大竹 三浦(1966) F
SiO <sub>2</sub>	74.33	66.63	67.27	66.43	64.3	62.28	67.36	72.21	74.52	73.42
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.40	0.14	0.24	1.25	0.66	0.44	0.20	0.08	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.67	14.74	16.81	17.39	15.6	19.72	17.56	15.62	13.31	14.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	3.39	2.09	1.69	2.32	1.76	1.28	1.59	1.03	0.98
FeO	0.41	2.26	2.08	1.71	2.66	2.73	1.87	0.94	0.96	1.11
MnO	0.04	0.13	0.10	0.13	0.05	0.08	0.08	0.04	0.09	0.01
MgO	0.53	2.07	2.03	1.88	2.80	2.51	1.61	0.83	0.36	0.72
CaO	0.77	3.66	3.65	3.86	3.63	4.71	3.25	1.43	0.88	1.85
Na <sub>2</sub> O	3.27	3.66	3.10	3.44	3.94	3.01	3.18	3.00	4.03	3.63
K <sub>2</sub> O	3.96	2.13	2.46	2.00	3.96	1.91	2.54	2.69	3.48	2.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.14	0.10	0.08	0.13	0.14	0.13	0.03	0.07	0.36
H <sub>2</sub> O+	0.48	1.12	0.39	0.30	0.39	0.10	0.12	0.34	0.43	0.13
H <sub>2</sub> O-	0.13	0.22	0.23	0.37	0.21	0.30	0.38	0.30	0.25	0.23
Total	99.84	100.55	100.45	99.52	101.24	99.91	99.80	99.22	99.49	100.00
Q	27.78	26.28	28.40	26.21	14.1	22.79	29.29	40.32	35.05	37.42
C	3.68	0.15	2.71	2.84	—	4.45	3.94	5.30	1.47	3.23
or	23.35	12.57	14.51	11.79	23.0	11.29	15.01	15.56	20.52	15.35
ab	27.67	30.97	26.20	29.08	35.0	25.47	26.91	25.36	34.11	30.71
an	3.61	17.07	17.29	18.38	13.5	22.52	15.38	7.12	3.95	7.73
wo	—	—	—	—	1.4	—	—	—	—	—
en	1.31	5.13	5.03	4.66	7.8	6.25	4.01	2.06	0.89	1.79
fs	—	0.94	2.03	2.65	0.8	2.63	1.78	0.24	1.02	1.06
mt	1.09	4.92	3.04	2.06	2.4	2.55	1.86	2.32	1.48	1.42
hm	0.34	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il	0.24	0.76	0.26	0.46	1.8	1.25	0.84	0.40	0.15	0.21
ap	0.07	0.34	0.24	0.20	0.3	0.31	0.28	0.06	0.17	0.54
Total	99.14	99.13	99.71	98.33	100.1	99.47	99.28	98.74	98.81	99.46

斑晶：斜長石，斜方輝石，角閃石，単斜輝石。

石基：斜長石，鉄鈹，燐灰石，微小不明鉱物。

斑晶の斜長石は長径0.5-6mmの卓状自形を示し，時に集斑状になる。斜方輝石は長径0.1-1.2mmの柱状自形結晶で大部分が緑泥石に置換されており，新鮮な結晶は極く稀にしか残っていない。角閃石は長径0.1-0.5mmの柱状自形結晶で，Z=褐色を示す。角閃石の縁部はオパサイト化している。単斜輝石は径0.1-0.5mmの短柱状自形を示す。石基の大部分は長径0.05mm前後の拍子木状斜長石マイクロライトとその隙間を充たす微細な鉱物とからなり，径0.1mm前後の鉄鈹と燐灰石を少量含む。

### III. 2 <sup>だいとう</sup>大東花崗閃緑岩 (D)

**命名** 山本(1954)。

**模式地** 大東町幡屋。

**分布** 加茂町神原から砂子原を経て大東町山田に至る地域と玉湯町大谷付近に広く分布する。

**層序及び貫入関係** 南隣りの木次地域で堆積岩類に貫入して熱変成作用を与えている(山本, 1954など)。本地域内では西縁，北縁，東縁を鴨花崗岩に貫入され，一部は捕獲岩体状に取り込まれている。

**岩相** 中粒ないし粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で，径1-10cmの細粒トータル岩ないし閃緑岩の暗色包有物を少量含む。大東町遠所では花崗閃緑岩としては比較的カリ長石の乏しいトータル岩質になり，逆に加茂町砂子原，神原ではややカリ長石に富み角閃石が少ない岩相になる。全体に塊状であるが局部的に葉理構造が認められる。

ほとんどの露頭で風化により真砂化しており，新鮮な岩石は河川の上流部や人工的に削られた崖，または節理の中間にあつて玉石状に風化からとり残された部分などに限られる。

**岩石記載** 本岩のいくつかの試料について化学組成とモードを第4表及び第3図に，また，鏡下での性状を以下に示す。

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 <GSJ R54902 : IMA 25>

産地：大東町幡屋西谷。

主成分鉱物：斜長石（中性長石），石英，カリ長石，黒雲母，角閃石

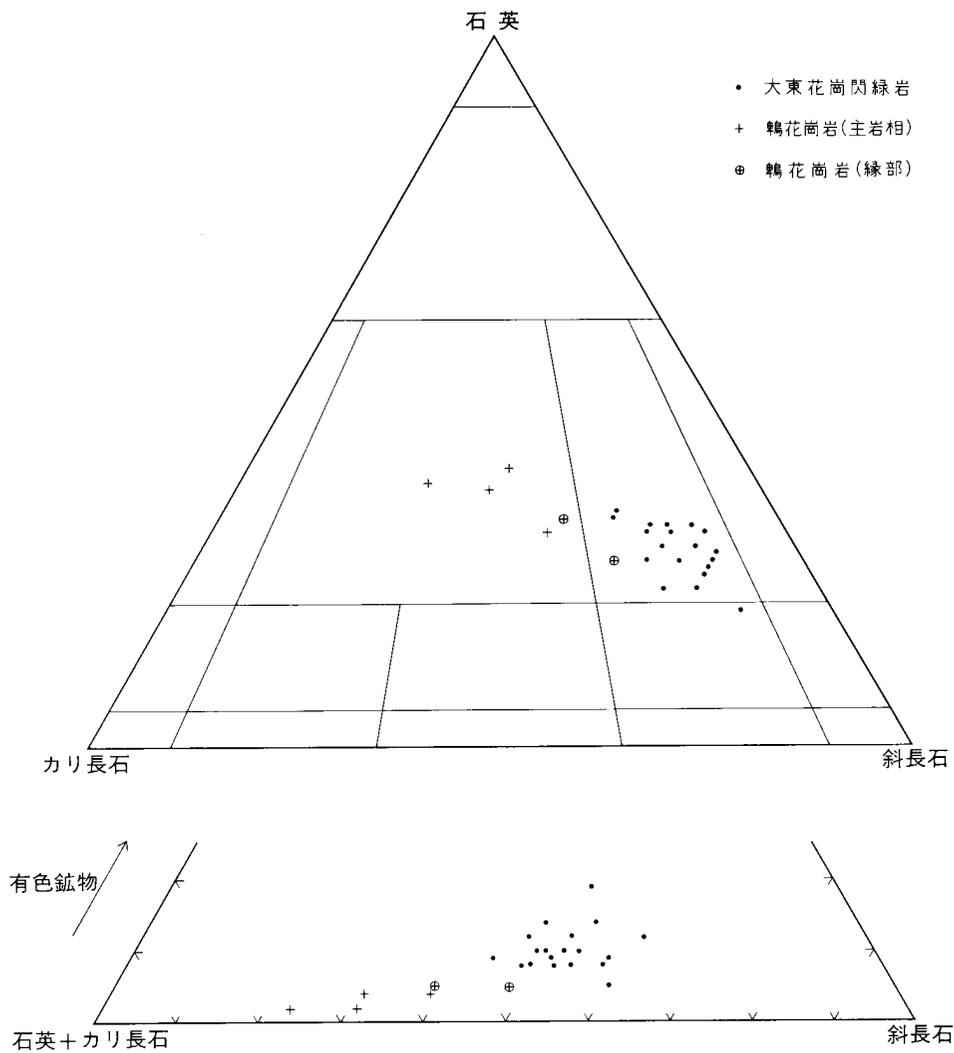
副成分鉱物：鉄鈹，燐灰石，スフェン，ジルコン。

長石及び石英は径0.5-7mm(多くは2-5mm)。斜長石は内部に角閃石の小結晶を包有することがある。黒雲母は径0.2-3mmの板状自形-半自形を示す。黒雲母の約半分は変質して緑泥石に置換されているが，新鮮な部分はY≒Z=茶褐色を示す。角閃石は柱状自形で長径0.2-8mmに達する。Z軸色は中心部で褐色がかつた緑色，外周部で緑色を示す。鉄鈹は径0.05-0.1mmの四-六角形の断面を持つ粒状自形結晶で，多くの場合，黒雲母や角閃石に伴われる。

### III. 3 <sup>ひよどり</sup>鴨花崗岩 (H, Hp)

**命名** 新称。

**模式地** 大東町鴨。



第3図 大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩のモード組成  
三浦(1966), 石原(1966), 大八木(1968)及び通商産業省(1987)による

**分布** 大東花崗閃緑岩を取り囲むように斐川町阿宮, 加茂町大竹, 穴道町の<sup>ささう</sup>佐々布から上来待, 更に大東町の大平山, 鴨そして山尾谷にかけて2-3km幅で連続して露出する。

**層序及び貫入関係** 加茂町神原で上島火山岩類に, 大東町鴨南方で大東花崗閃緑岩に対して貫入する。穴道町の佐々布, <sup>はくいし</sup>白石, 上来待で新第三系に不整合に覆われる。

**岩相** 本花崗岩は多様な岩相からなり, 主岩相の黒雲母花崗岩のほか, 周縁部に角閃石黒雲母花崗岩及び花崗斑岩を含む。主岩相の黒雲母花崗岩は構成鉱物の粒度が漸移的に変化して中-細粒花崗岩, 斑状花崗岩またはアプライトになる。主岩相は径10cm-数10mの細粒閃緑岩-トータル岩の捕獲岩を普遍的に含み, 特に来待大森, 菅原, 馬鞍山南及び山尾谷では捕獲岩が密集して産する。角閃石黒雲母花崗岩

は大東花崗閃緑岩との境界付近に分布し、主岩相と漸移する。花崗斑岩は主岩相とは明瞭な境界を持ち、加茂町大竹の光明寺参道で主岩相に対して貫入している。以上の各岩相には径1-5mmのミアロリティックな空隙が点在し、そこには自形の小結晶が生じている。

本花崗岩には東西ないし北西-南東方向の小さな断裂に沿って銅またはモリブデンの脈状鉱染が各地で認められる。脈は石英、黄鉄鉱、白雲母に黄銅鉱または輝水鉛鉱を伴うもので、脈幅は1mm-5cm程度である。

**岩石記載** 本岩のいくつかの試料について化学組成とモードを第4表及び第3図に、鏡下での性状を以下に示す。

細粒黒雲母花崗岩、主岩相<GSJ R54940 : IMA 73>

産地：宍道町佐々布旭日北西の尾根道。

主成分鉱物：石英、カリ長石、斜長石(灰曹長石)、黒雲母。

副成分鉱物：鉄鉱、ジルコン、褐れん石、燐灰石

石英とカリ長石はいずれも径0.5-3mmで、部分的に連晶をなし微文象組織を示す。斜長石は径0.2-1mmの半自形柱状。斜長石とカリ長石が接する部分にはミルメカイトが生じている。黒雲母は径0.2-1mmの他形を示す。黒雲母の大部分は緑泥石に置換されているが、新鮮な部分では $Y \approx Z$  = 茶褐色を示す。

細粒黒雲母角閃石トーナル岩、主岩相中の捕獲岩<GSJ R54923 : IMA 23>

産地：宍道町菅原西方。

主成分鉱物：斜長石(中性長石)、角閃石、石英、黒雲母。

副成分鉱物：鉄鉱、カリ長石、ジルコン。

斜長石は卓状半自形で大部分は長径1-3mm、まれに自形で長径7mmに達する斑状結晶がある。角閃石は長径1-3mmの柱状自形で、 $Z$  = 淡緑色を示す。黒雲母は径0.5mm前後の他形で、 $Y \approx Z$  = 茶褐色を示す。

中粒角閃石黒雲母花崗岩<GSJ R54929 : IMA 34>

産地：加茂町大竹北方。

主成分鉱物：石英、斜長石(灰曹長石)、カリ長石、黒雲母、角閃石。

副成分鉱物：鉄鉱、燐灰石、スフェン、ジルコン。

石英のうち径1-8mmの粗粒のものは高温型自形に近い外形を持つ。石英小結晶の一部はカリ長石と連晶をなし微文象組織を示す。斜長石は径2-5mmでカリ長石と接する部分ではミルメカイトになっている。カリ長石は他形で径2-5mm。カリ長石が互いに接する部分に自形の曹長石小結晶が並ぶことがある。黒雲母は径0.3-2mmの他形を示し、半分位が緑泥石に置換されている。新鮮な黒雲母は $Y \approx Z$  = 褐色を示し、燐灰石や鉄鉱を包有する。角閃石は長径1-8mmの柱状結晶であるが、細い脈状のひびが入ったパッチワーク状になっている。 $Z$  = 褐色を帯びた緑色。

花崗斑岩<GSJ R54930 : IMA 36>

産地：加茂町大竹光明寺参道。

斑晶：石英、斜長石、カリ長石、黒雲母(?)。

石基：石英、斜長石、カリ長石、鉄鉱、燐灰石、ジルコン。

斑晶はいずれも自形を示し、石英、斜長石及びカリ長石は径1-10mm、黒雲母(?)は径1mm前後である。黒雲母はすべて緑泥石に置換されている。石基は径0.05mm前後の自形石英と他形長石からなる粒状組織を作り、それらの粒間に自形の副成分鉱物が散在している。

### III. 4 岩脈 (d)

岩脈は角閃石黒雲母デイサイト-流紋岩とマイクロダイオライトの2種類があり、いずれも主に大東花崗閃緑岩中に貫入し、一部が鶴花崗岩中に貫入する。

角閃石黒雲母デイサイト-流紋岩は加茂町加茂中から大東町幡屋地域にかけて北東-南西ないし東北東-西南西方向の平行岩脈群をなす。脈幅は最大30m以上に達する。新鮮で灰白色ないし褐色味を帯びた灰色を呈し、しばしば色調の異なった縞からなる流理構造を示す。

マイクロダイオライトは脈幅1m前後で、デイサイト-流紋岩岩脈と同方向に貫入するものが多い。露頭では風化して赤褐色になり粘土化するものが多いが、新鮮な部分は濃緑色を呈する。

#### 岩石記載

角閃石黒雲母デイサイト<GSJ R54949 : IMA 49>

産地：大東町幡屋下組。

斑晶：斜長石(中性長石)、黒雲母、角閃石。

石基：斜長石、黒雲母、鉄鈹、燐灰石、微小不明鈹物

斑晶の斜長石は斑晶の大部分を占め、径0.2-1.5mmの卓状自形を示す。黒雲母は径0.3-2mmの板状自形で $Y \approx Z$  = 褐色を示す。角閃石は長径0.3-1mmの柱状自形で $Z$  = 緑褐色を示す。

石基は長径0.05-0.1mmの拍子木状斜長石が大部分を占め、その粒間に微小な不明鈹物や鉄鈹、黒雲母、燐灰石が点在する。不明鈹物は無色透明なものと緑褐色のものがある。前者に富む部分は肉眼で灰白色の、後者に富む部分は灰褐色を呈する。流理構造を示す。

マイクロダイオライト<GSJ R54944 : IMA 16>

産地：大東町遠所。

主成分鈹物：斜長石、輝石(?), 角閃石、鉄鈹。

副成分鈹物：燐灰石。

自形斜長石の間を他形の輝石(?)や自形の角閃石、鉄鈹が充たすサブオフィチック組織を示す。斜長石は長径0.4-0.7mm。輝石(?)は径0.2-0.5mmですべて緑泥石、緑れん石などに置換されている。角閃石は径0.05-0.2mmの短柱状自形で、 $Z$  = 褐色を示す。

## IV. 新 第 三 系

(鹿野和彦・竹内圭史)

### IV. 1 古 浦 層 (K)

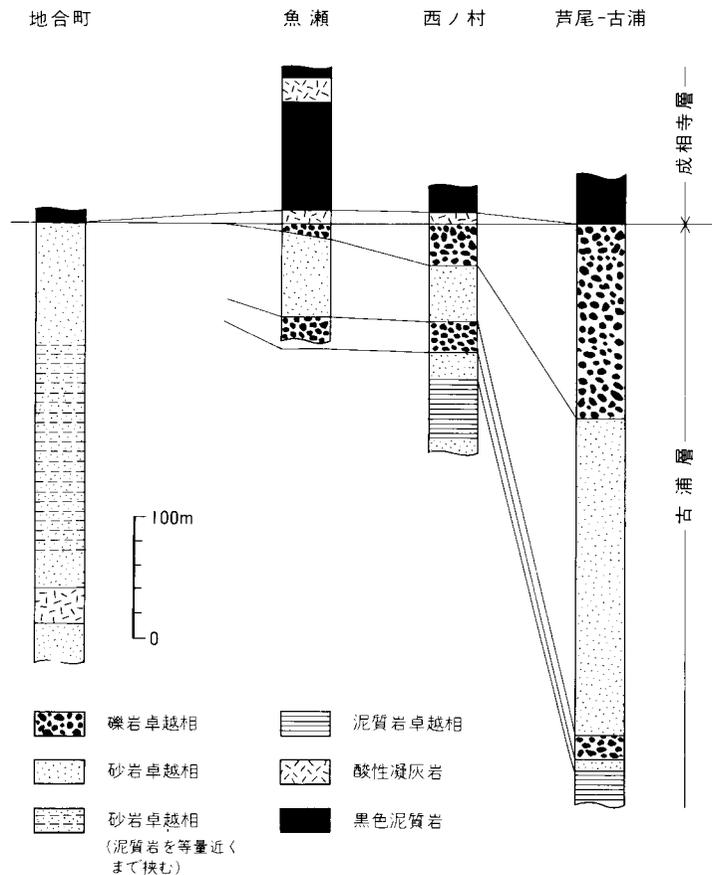
**地層名** 富田・酒井(1938)。

**模式地** 島根県八束郡鹿島町古浦(北隣恵曇地域)。

**分布及び層厚** 中列山地及び西列山地の背斜の軸部を占めて点々と分布する。本層の主体は恵曇地域にある。下限は不明で、層厚は本地域で200m以上、恵曇地域で450m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(三浦, 1973b, c; 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を不整合に覆っていると考えられている(鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1986)。

**岩相** 本層は主に砂岩、礫岩及び泥質岩からなり、恵曇地域では酸性凝灰岩を挟む(第4図)。砂岩は極細粒-極粗粒で淘汰が悪く、細礫を含むことも多い。砂岩は主に石英、斜長石、カリ長石、中-酸性火山岩や花崗岩質岩の岩片及び軽石片からなり、とりわけ斜長石、火山岩片及び軽石片を多く含む。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、淘汰度、円磨度とも悪い。本層上部の礫岩では砂岩のほか流紋岩や酸性凝灰岩の角礫が特に多い(第5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。



第4図 古浦層の地質柱状図 西ノ村以外は恵曇地域。

第5表 古浦層礫岩の礫種 秋鹿町大谷(恵曇地域)。(鹿野・中野, 1986)

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 石基: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表 古浦層産植物化石 多井(1952, 1953), 加藤(1969)  
及び尾上(未公表)より編集。

*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7表 古浦層産貝化石 SUZUKI(1949), 多井(1952, 1953)  
及び加藤(1969)より編集。

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

る。泥質岩には淡緑色を帯びた灰色のものと黒色のものがあり、しばしば葉理が発達する。

本層は上部で粗粒堆積物が卓越する。この粗粒堆積物は芦尾-古浦付近(恵曇地域)で最も厚く、その西方、東方及び南方に向かって薄化する。

**化石及び時代** 今市地域ではほとんど化石を産出しない。恵曇地域の本層から第6表及び第7表に示される植物化石と淡水-汽水生貝化石が報告されている(鹿野・中野, 1986)。植物化石群集は台島型である。本層はフィッシュントラック年代値から22-24Maの堆積物と考えられてきた(鹿野・吉田, 1984, 1985; 鹿野・中野, 1985a,b, 1986; 鹿野ほか, 1989)。しかし、台島型植物群の年代はおおよそ22-14Maである(鹿野・柳沢, 1989)。台島型植物群の出現する年代の見積り誤差は2m.y.位あり、本層及び成相寺層下部のフィッシュントラック年代値の誤差も2m.y.より大きい。これらのことを考慮すると本層の下限と上限の年代はそれぞれ24-22Ma, 22-20Ma位と推定できる。

## IV. 2 成相寺層, 川合層及び久利層

今市地域の大森層直下にある泥岩を主体とする地層とその下位の砂岩を主体とする地層は、様々な地層名を付されているが、出雲市南方や大田市周辺の久利層, 川合層と岩相層序学的に同一層準とみなすことができる。本報告では、通商産業省(1970)にならい、これらをそれぞれ久利層, 川合層と呼ぶことにする。今市地域では両層の年代を直接知る手がかりは得られていないが、出雲市南方や大田市周辺の年代層序学的資料に基づけば、砂岩を主とする川合層上部(砂岩を主体とする部分)及び久利層はBlow(1969)のN. 8-10すなわち、成相寺層の中-上部にほぼ対比される(鹿野・中野, 1985a)。また、Uto(1989)及び沢田の未公表資料によれば、出雲市南方に分布する川合層下部の安山岩溶岩の全岩K-Ar年代は15-20Maである。したがって、鹿野・中野(1985a)のまとめた年代層序学的資料と考え併せると、今市地域の川合層及び久利層は成相寺層に対比可能である(第1表)。

### IV. 2. 1 <sup>じょうそうじ</sup> 成相寺層 (Jm, Jp, Jr, Ja)

**地層名** 通商産業省(1967)命名。多井(1952)の成相寺頁岩層に相当する。

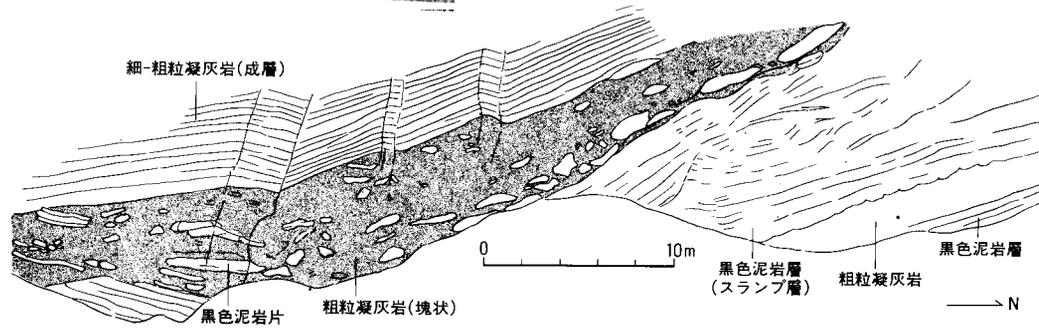
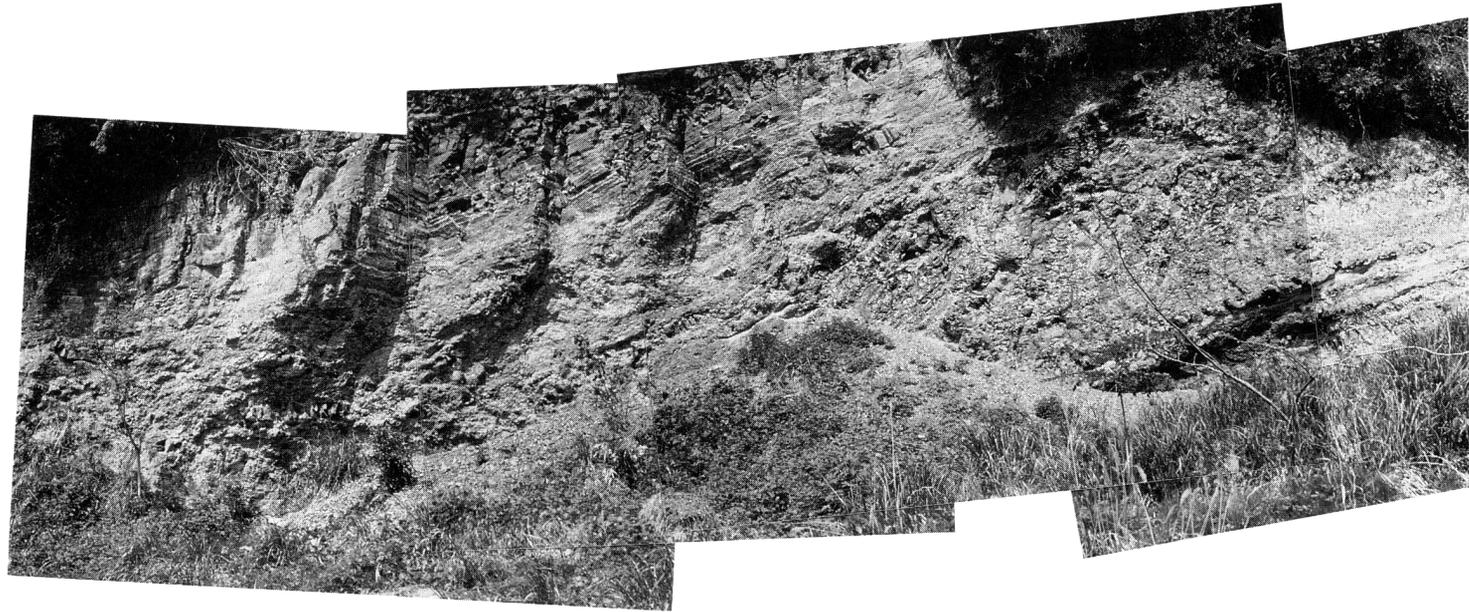
**模式地** 松江市成相寺。

**分布及び層厚** 古浦層を取り巻く形で中列山地及び西列山地に広く分布する。層厚は最大で900m。

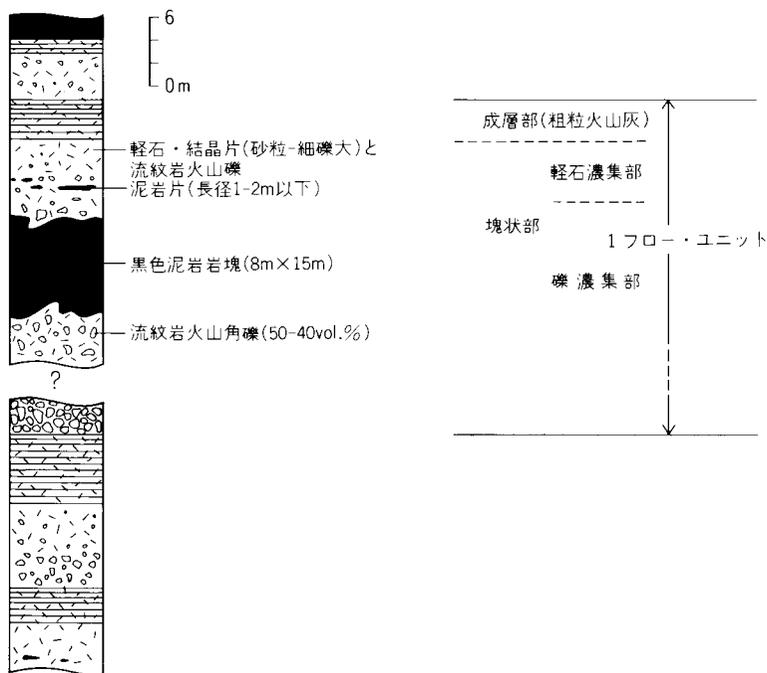
**層序関係** 古浦層に整合に重なる。

**岩相** 本層は黒色泥質岩及び流紋岩を主体とし、一部に安山岩を挟む海成層である。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。風化すると層理面に平行に細片状に割れる頁岩質のものが多く、最下部で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が認められることがある。この種の頁岩は古浦層の黒色頁岩に似ており、しばしば炭酸塩団塊を含む。炭酸塩団塊の多くは方解石やドロマイトを主とするが、平田市釜浦町の手食台ではアンケライトを含むものがある(山内, 1975)。

流紋岩は、主として中列山地大船山周辺と成相寺の北方周辺、西列山地鼻高山周辺に広く分布する。これらは泥質岩と指交し、または泥質岩に覆われる。大船山周辺の流紋岩は水冷破砕溶岩を主とする水底火山体をなす。その周辺部には厚さ10-30m内外の流紋岩水中火砕流堆積物(広義の水中火砕流堆積物)：



第5図 成相寺層の火砕流堆積物の産状 野郷町堂ノ本北方の道路沿い



第6図 成相寺層の火砕流堆積物の堆積構造 相代-塩津間の道路沿い

FISHER and SCHMINCKE, 1984)が何枚か分布し広く追跡できる。本層におけるこの種の火砕流堆積物は、一般に塊状部とそれに重なる成層部からなる。塊状部は淘汰が悪く、しばしば下位層から取り込んだと思われる泥質岩岩塊を含む(第5, 6図)。その直下に泥質岩層がある場合、火砕流の上流側に傾斜した低角の逆断層を生じていることがある(KANO *et al.*, 1988)。

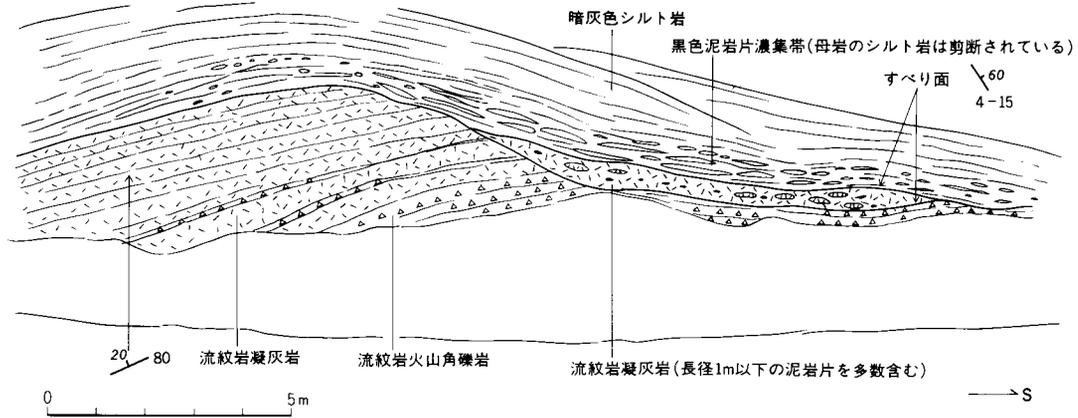
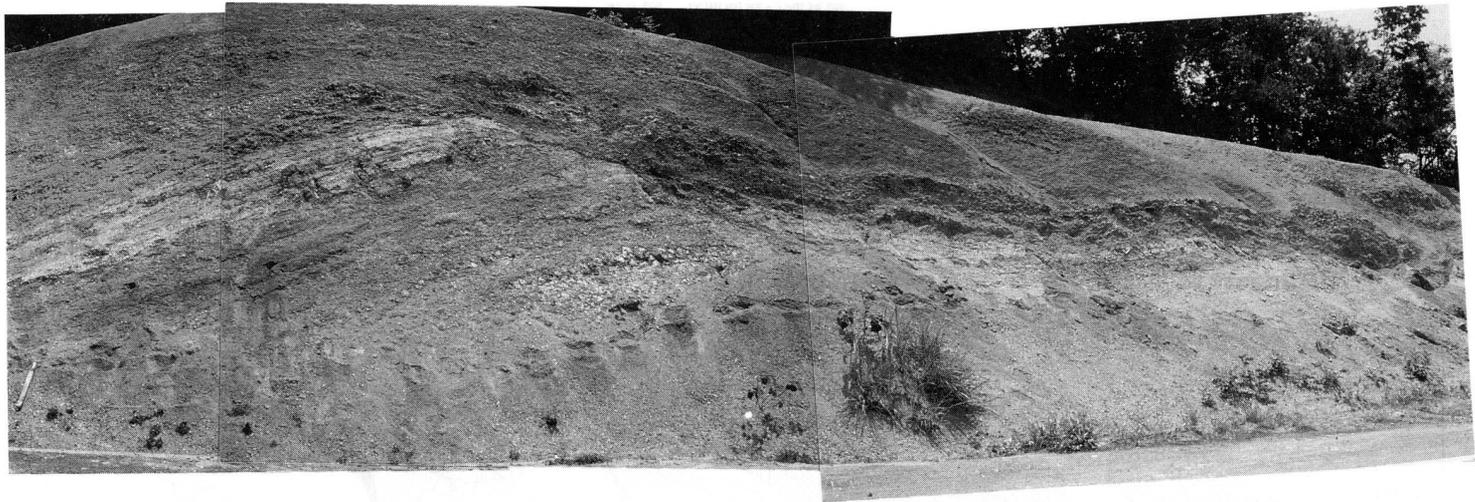
大船山北東方<sup>いちばた</sup>畑薬師付近では、流紋岩火山体の表層部とその上に堆積していた泥質岩との間及びそれらの中にすべり面が認められることがあり(第7図)、流紋岩が山体をなしていたことを物語っている。

成相寺の北方周辺に分布する流紋岩の上部には水冷破碎された溶岩を主とする安山岩が分布する。この安山岩の最大層厚は100-150mである。

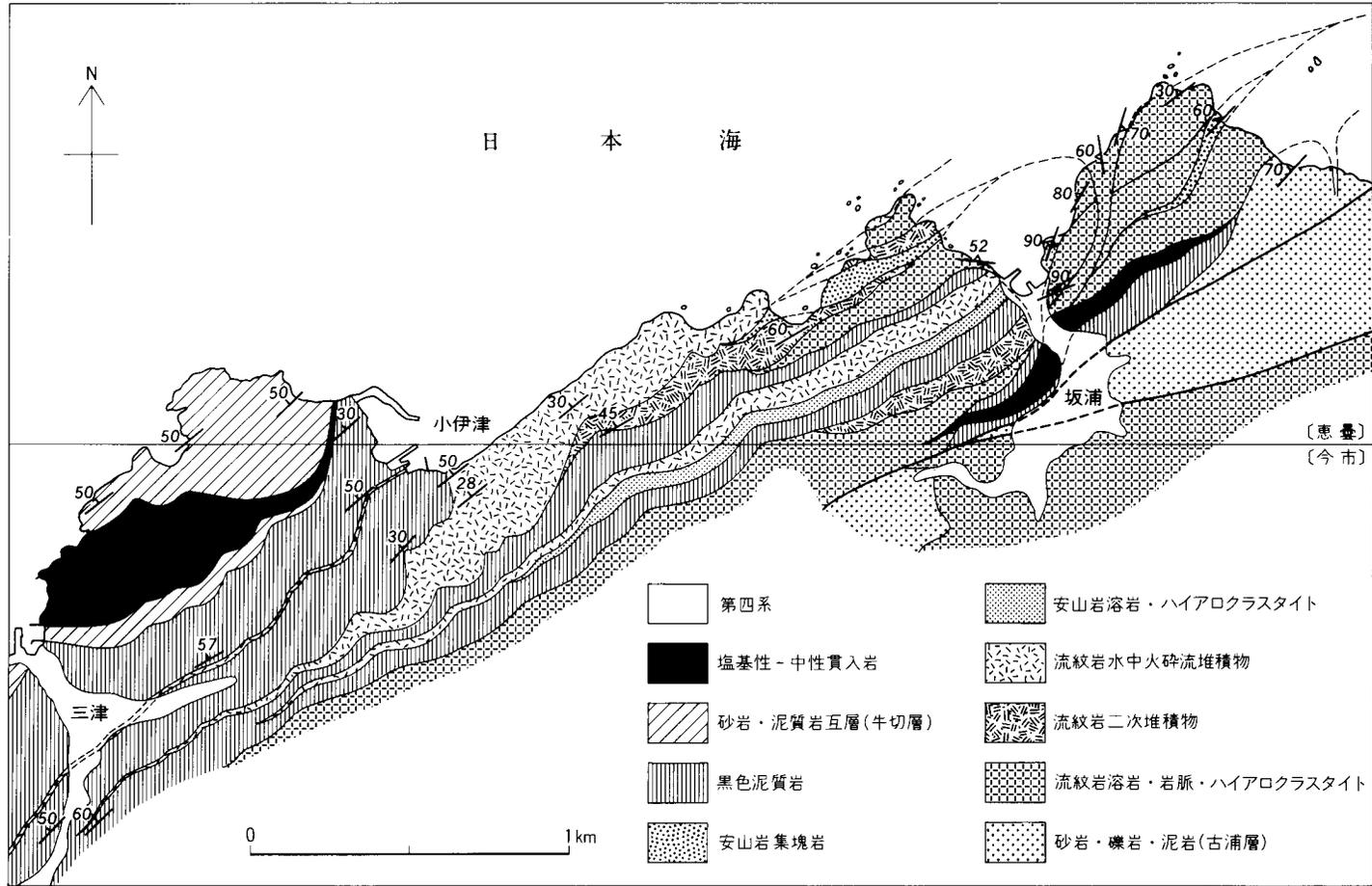
北隣恵曇地域内の坂浦では流紋岩火山岩を主とする水底火山体の内部断面を見ることができる(第8図)。山体を構成する流紋岩溶岩は水冷破碎された岩片やローブなどからなるレンズ状の形態を示し、側方にはそれらの二次堆積物と水中火砕流堆積物が泥質岩と指交しつつ分布する。流紋岩火山岩の間に挟まれる安山岩の中には水冷火山弾を多量に含むものがある(鹿野・中野, 1986)。坂浦付近の水中火砕流堆積物は南西に向かって薄化し、一部のものは本地域内で尖滅する。

### 岩石記載

普通輝石含有斜長石流紋岩(真珠岩) <GSJ R54855 : I 66 >  
産地：平田市大船山。



第7図 成相寺層の流紋岩と泥質岩との間のすべり面 一畑道路沿い



第8図 坂浦周辺の地質図

第 8 表 成相寺層及び久利層の流紋岩及び安山岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO <sub>2</sub>	71.00	58.46	75.82	74.13
TiO <sub>2</sub>	0.21	1.03	0.29	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.62	16.62	13.24	13.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1.29	7.33	1.10	1.87
MnO	0.04	0.22	0.02	0.02
MgO	0.30	2.25	0.05	0.12
CaO	3.58	1.60	1.27	1.83
Na <sub>2</sub> O	2.07	7.75	4.56	4.43
K <sub>2</sub> O	0.97	0.10	2.14	1.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.30	0.03	0.04
Ig.loss	9.16	2.80	1.20	1.42
Total	100.27	98.45	99.73	99.58

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として求めた全鉄量

(1)と(2)は成相寺層, (3)と(4)は久利層のもので, いずれも蛍光X線分析値.  
試料の岩石記載は本文参照

産状：水冷溶岩。暗緑色でガラス光沢があり，全体に水冷破碎されている。斑晶は目立たない。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 71% (第 8 表(1))。

斑晶：斜長石(少量)，普通輝石(少量)，鉄鉍(微量)。

斜長石は半自形-自形で長さ2.0mm以下。普通輝石は自形で長さ0.8mm以下であり，単斜輝石，斜長石，不透明鉍物からなる集合体に交代されているものがある。

石基：ガラス。アパタイトがわずかに含まれる。

ガラスは真珠岩組織を示す。新鮮であるが真珠岩組織の割れ目に沿う部分に変質している。全体に微小な針状の晶子が認められる。カルセドニーや石英の脈が見られる。

普通輝石普通角閃石(?)含有斜長石安山岩<GSJ R54856 : NSK399>

産地：松江市舞木。

産状：水冷溶岩。灰色で水冷破碎により角礫化している。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 58% (第 8 表(2))。

斑晶：斜長石，普通角閃石(?) (少量)，普通輝石(微量)，鉄鉍(微量)。

斜長石は自形で長さ0.5mm程度1.5mm以下。普通角閃石(?)は0.3mm程度で完全に粘土鉍物化している。普通輝石は自形-半自形で0.7mm以下。

石基：微小な斜長石・珪長質鉍物及びスフェーンからなりアパタイトを含む。ガラスが脱ガラス化したものであろう。部分的に真珠岩組織に似た水冷破碎組織(?)が見られる。

**化石** 魚鱗，有孔虫，貝などの海生動物化石を産する。多井(1952)は本層から *Nuculana* sp., *Yoldia* sp., *Megayoldia* sp., *Propeamusium* cf. *tateiwai*, *Bathyamussium* sp., *Palliolium* sp., *Solemya* sp. などの貝化石を報告している。また，本層からはほとんど有孔虫を産しないとされていたが，野村ほか(1984)が境港地域で報告して以後，本層上半部に第 9，10表に示される多数の浮遊性及び底生有孔虫化石が産出することが明らかになった(野村，1986a, b)。こ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-大陸斜面中部の環境にあったことになる。なお，大久保(1976)は小伊津付近からクモヒトデ(*Astrophiura?* sp.)を報告している。

第9表 成相寺層、牛切層及び古江層の浮遊性有孔虫化石。野村(1984,1986a)より編集。

種 名	成相寺層 中-上部	牛切層(相代層)	古 江 層
<i>Globorotalia adamantea</i> SAITO			○
<i>Globorotalia birnageae</i> BLOW	○		
<i>Globorotalia continuosa</i> BLOW	○	○	○
<i>Globorotalia quinifalcata</i> SAITO and MAIYA	○	○	○
<i>Globorotalia siakensis</i> (LEROY)	○		○
<i>Globigerina angustumbilicata</i> BOLLI	○	○	
<i>Globigerina falconensis</i> BLOW	○	○	○
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> BLOW	○	○	○
<i>Globigerina praebulloides pseudociperonensis</i> BLOW		○	
<i>Globigerina weissi</i> SAITO	○	○	○
<i>Globigerina woodi</i> JENKINS		○	○
<i>Globigerinita glutinata</i> (EGGER)	○	○	○
<i>Globoquadrina cf. venezuelana</i> (HEDBERG)	○	○	○
<i>Globoquadrina cf. immaturus</i> LEROY	○	○	

#### IV. 2. 2 <sup>かわい</sup>川合層 (Kw)

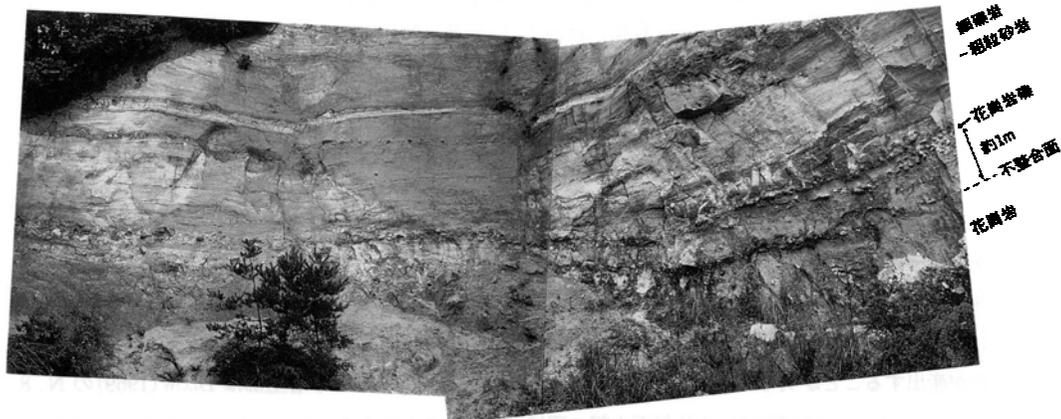
**地層名** 島根県大田市において今村ほか(1958)が命名。今市地域の本層は、下部玉造層(TOMITA and SAKAI, 1937)、玉造層(多井, 1973)の下部あるいは玉造層(OGASAWARA and NOMURA, 1980)と呼ばれてきたが、岩相層序上、大田地域の川合層に対比される(通商産業省, 1970)ことから、最近では川合層に一括されている(坂本ほか, 1982; 島根県地質図編集委員会, 1982)。

**模式地** 島根県大田市川合付近。竹ノ内ほか(1982)は、川合町忍原<sup>うしぼら</sup>の忍原川分岐点付近の東側、国道375号線の道路崖を模式ルートにするよう提案している。

**分布及び層** 厚穴道低地帯の南側に断続的に分布する。層厚は0-150m。

**層序関** 係先新第三紀花崗岩などを不整合に覆う(第9図)。

**岩相** 本層は主としてアルコースアレナイトからなり、下部、特に最下部では径数cm-30cm大の花崗岩、花崗閃緑岩、アプライトなどの垂角礫-円礫からなる礫岩を挟む。アレナイトの構成物は細粒-粗粒



第9図 川合層基底の不整合 県立八雲学院南東方の道路沿い。

第10表 成相寺層, 牛切層及び古江層の底生有孔虫化石 野村(1986b)を改変

成相寺層	牛切層	古江層	地層名
	<i>Uvigerina akitaensis</i> ~ <i>Epistominella shimanensis</i>	<i>Cyclammina cancellata</i> ~ <i>Uvigerina segundoensis</i> (s.l.)	化石帯 化石種
R A R E  F O R A M I N I F E R A			<i>Amodiscus incertus</i>
			<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>crassimargo</i>
			<i>Cyclammina cancellata</i>
			<i>Cyclammina ezoensis</i>
			<i>Cyclammina incisa</i>
			<i>Cyclammina pusilla</i>
			<i>Gaudryina ishikiensis</i>
			<i>Martinottiella nodulosa</i>
			<i>Plectina nipponica</i>
			<i>Reophax pilulifer</i>
			<i>Reophax curtus</i>
			<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>
			<i>Spirosigmoilinella compressa</i>
			<i>Ammonia tochiensis</i>
			<i>Amphicoryna fukushimaensis</i>
			<i>Anomalina glabrata</i>
			<i>Brizalina marginata masudai</i>
			<i>Buccella</i> cf. <i>frigida</i>
			<i>Brizalina</i> sp. A
			<i>Bulimina striata</i>
			<i>Bulimina</i> sp. A
			<i>Cibicides malloryi</i>
			<i>Criboelphidium 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</i> cf. <i>helenae</i>
			<i>Lenticulina nikobarensis</i>
		<i>Melonis pompilioides</i>	
		<i>Nonionella miocenica</i>	
		<i>Nonionella</i> cf. <i>stella</i>	
		<i>Oridorsalis umbonatus</i>	
		<i>Pullenia salisburyi</i>	
		<i>Sphaeroidina compacta</i>	
		<i>Uvigerina segundoensis</i> (s.l.)	
		<i>Uvigerina akitaensis</i>	
		<i>Valvulineria masudai</i>	
		<i>Virgulinea miocenica</i>	

産出頻度： ——— 普通      ■■■■■ 多い      ■■■■■ 非常に多い



第10図 川合層の砂岩 A : 平行葉理の発達する中-細粒砂岩(室山南方の道路沿い).  
B, C : 平行-低角斜交葉理の発達する細礫岩-粗粒砂岩(佐倉南方)

の石英、斜長石、カリ長石、黒雲母などで、しばしば花崗岩質細礫を含む。平行-低角斜交葉理が発達し(第10図)、厚さ数 cm 以上の亜炭薄層やレンズを挟むことがある。本層が海成層である久利層に漸移することと考え併せると、その多くは海浜-沖合の堆積物とみなすことができよう。地質図には示されていないが、宍道町白石周辺では本層の上部に厚さ 8 m 以下の正常級化した凝灰岩(おそらく安山岩質)を挟む。

**化石** 植物化石片を産するが鑑定に耐えうるものは得られていない。

#### IV. 2. 3 久利層 (Km, Kp, Kr)

**地層名** 島根県大田市において今村ほか(1958)が命名。今市地域の本層は上部玉造層(TOMITA and SAKAI, 1937)、玉造層(多井, 1973)の上部、あるいは佐倉層(OGASAWARA and NOMURA, 1980)とよばれてきたが、岩相層序上大田地域の久利層に対比される(通商産業省, 1970)ことから、最近では久利層に一括されている(坂本ほか, 1982; 島根県地質図編集委員会, 1982)。

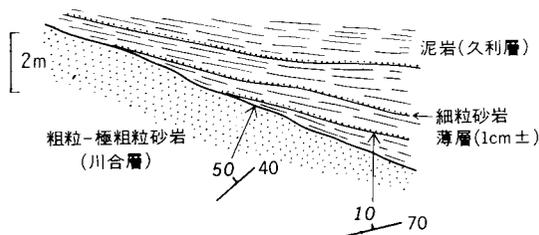
**模式地** 島根県大田市久利町付近。竹ノ内ほか(1982)は、大田市忍原の忍原川支流を模式ルートとすることを提案している。

**分布及び層厚** 宍道低地帯の南側に断続的に分布する。最大層厚は泥岩卓越部で200m、流紋岩卓越部で500mである。

**層序関係** 川合層に整合に重なり、一部でオーバーラップする(第11図)。

**岩相** 泥岩及び流紋岩溶岩、凝灰岩からなる。佐々布以東では泥岩が、以西では仏経山を中心に流紋岩が卓越する。

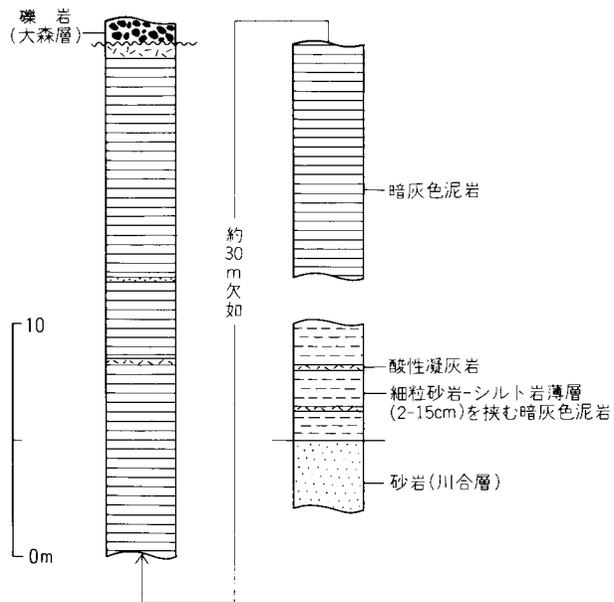
泥岩は多くの場合塊状暗灰色で、風化すると平板状の細片になる(第12図)。厚さ10cm-5mの流紋岩凝灰岩を挟むことがあり、上部付近の泥岩に挟まれる厚さ4-6mの平行葉理の発達した流紋岩凝灰岩は、宍道から東隣松江地域の玉造にかけて追跡できる良い鍵層となっている。流紋岩凝灰岩は、細粒砂岩-シルト岩薄層(厚さ2-15cm)とともに本層下部の泥岩に挟まれていることが多い(第13図)。佐々布以西では本層の基底部を成層した流紋岩凝灰岩が占め、西方に向かって泥岩が薄化するにつれてその層厚を増している。この凝灰岩は、最大層厚100m内外で、暗灰色泥岩を挟むことがあり、本層の泥岩と指交関係にある。流紋岩凝灰岩の多くは斜布チロル沸石などを生じている(MINATO and AOKI, 1978; 鹿野, 未公表資料)。



第11図 川合層にオーバーラップする久利層 上野山南方, 道路下の谷沿い



第12図 久利層の泥岩 佐倉北方の鏡に至る道路沿い



第13図 久利層の地質柱状図 上野山南方の農場付近

流紋岩溶岩はさまざまな程度に水冷破碎され、その中に一部水冷破碎された同質貫入岩がしばしば認められる。露出状況が悪いため詳しい産状は不明であるが、この流紋岩の下位を占める流紋岩凝灰岩とともに仏経山周辺を中心とした水底火山体をなしていた可能性が高い。

## 岩石記載

斜長石流紋岩<GSJ R54857 : I70>

産地：斐川町仏経山。

産状：溶岩。赤みがかった灰白色の岩石で、白色の孔隙と斜長石斑晶が目立つ。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 76% (第8表(3))。

斑晶：斜長石(少量)，鉄鈹(極微量)。

斜長石は自形で長さ2.0mm以下。累帯構造が顕著。鉄鈹は自形で0.2mm以下。

石基：斜長石，珪長質鈹物，鉄鈹。

石基はハイアロオフィティック組織をなす。不定形の微小孔隙が多い。

輝石(?)含有斜長石流紋岩<GSJ R54858 : I30>

産地：斐川町高瀬山。

産状：溶岩。灰白色で細かな流理が認められる。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 74% (第8表(4))。

斑晶：斜長石(少量)，輝石(少量)，鉄鈹(微量)。

斜長石は自形-半自形で長さ2.0mm以下。輝石(?)は自形で長さ1.0mm以下，粘土鈹物に置換されている。鉄鈹は自形で0.1mm以下。

石基：斜長石，石英，ガラス，鉄鈹。

石基は隠微晶質で流理構造を示す。ガラスは粘土鈹物に置換されている。

**化石** 魚鱗，貝，有孔虫，放散虫などをまれに産するが，鑑定し得るほど保存の良いものは得られていない。OGASAWARA and NOMURA (1980) は，海生貝化石 *Portlandia* cf. *tokunagai* (YOKOYAMA)を報告している。

## IV. 3 牛切層及び大森層

本報告では大森層をTOMITA and SAKAI (1937)の大森統(大森層及び複輝石安山岩)と布志名統来待層を併合した地層として再定義する。以下の資料に基づけば，再定義した大森層は牛切層とほぼ同時期の地層である。

西隣大社地域の牛切層上部に挟まれる凝灰岩のジルコンのフィッシュトラック年代は14.3±1.4 Ma(鹿野ほか，1989)，東隣松江地域の大森層安山岩の全岩K-Ar年代は13.9±0.7Ma(鹿野・吉田，1984)，14.6±0.5Ma(UTO，1989)，また，西隣石見大田地域の<sup>いわみおおだ</sup>大森層デイサイトの全岩K-Ar年代は15.8±0.9，16.2±0.9Ma(MORRIS *et al.*，1990)である。牛切層からはBLOW(1969)のN.9に対比される浮遊性有孔虫化石が産出する(野村，1986a)。

### IV. 3. 1 <sup>うしきり</sup>牛切層(Uc, Us, Um, Ua, Up)

**地層名** 通商産業省(1967)命名。多井(1952)の牛切互層と野村(1986a)の相代層を一括した地層であ

る。相代層は嘉藤(1949)の相代火成碎屑岩累層及び鱗淵砂岩累層，加藤(1969)の相代互層にほぼ相当する。

**模式地** 松江市牛切。

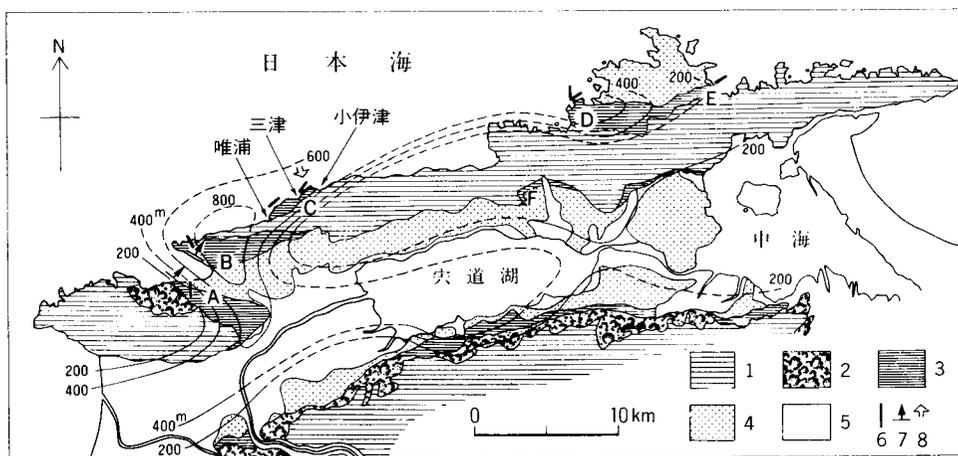
**分布及び層** 厚十六島湾周辺とその北側の日本海沿い及び松江市西谷町に分布する。層厚は880m以下。平田市十六島町付近で最も厚い(第14図地点B付近)

**層序関係** 成相寺層に整合に重なる。平田市野石谷町周辺で成相寺層上部と指交している(野村, 1986 a)可能性もあるが確実な証拠はない。

**岩相** 本層は、礫岩-砂岩と泥質岩の互層を主体とした地層である(第15図)。

松江市西谷町周辺の本層(第14図地点F)は、黒色泥質岩流紋岩凝灰岩(一部凝灰質砂岩)互層で、下部と上部では泥質岩が卓越し、それぞれ下位の成相寺層、上位の古江層に漸移する(第15図柱状図F)。地質図に示されるこの地域の本層の分布は、多井(1952)や通商産業省(1967)、鹿野・中野(1986)の示した分布よりかなり狭いが、これは、この地域における本層の基底を黒色泥質岩、流紋岩凝灰岩、凝灰質砂岩が明瞭に互層し始める所に置いたためである。

十六島湾周辺では、成相寺層最上部の黒色泥質岩に礫岩を主体とする碎屑岩層(礫岩卓越相)が整合に重なる(第15図B)。礫岩は最大径20cm以下、多くは10cm以下の安山岩壘円礫を多量に含み、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。単層の厚さは数10cm-数m。礫岩と礫岩の間に厚さ1-2m以下の中-粗粒砂岩をしばしば挟むほか、局所的に厚さ2-3mの安山岩溶岩や火山角礫岩を挟むことがある。また、西隣大社地域では本層下部に安山岩や流紋岩の水底火山体が認められ、礫岩卓越相に移化することが知られている(鹿野ほか, 1989)。礫岩は上位及び北方、東方の日本海沿いの地域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15図)。この砂岩卓越

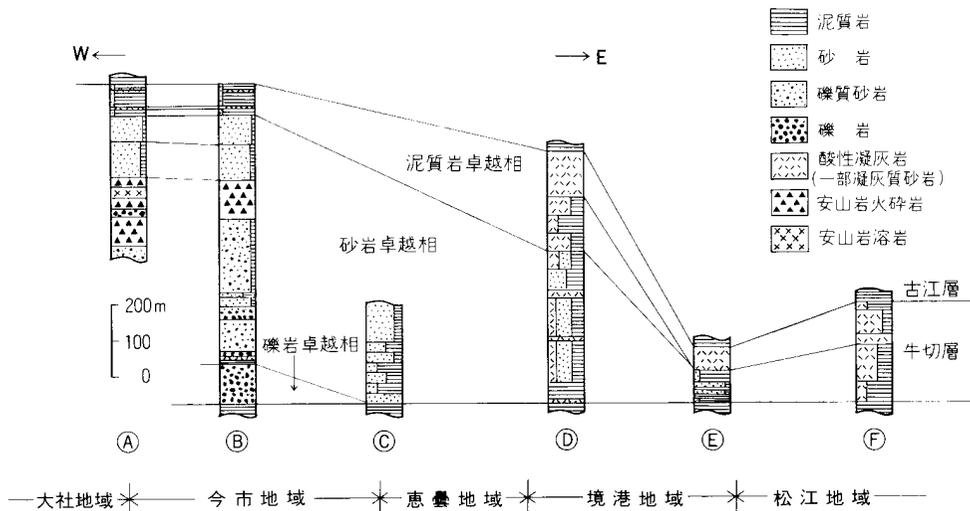


第14図 牛切層及び大森層の等層厚線図 KANO and TAKEUCHI(1989)を一部改変。断層及び褶曲は省略。  
 1 : 牛切層及び大森層以前の地層と岩体。 2 : 牛切層及び大森層の火山岩。 3 : 牛切層及び大森層の碎屑岩。 4 : 牛切層及び大森層以後の地層。 5 : 第四系。 6 : グループキャスト。 7 : リップルマーク。  
 8 : スランプ。 A-Fは第16図の柱状図の地点

相の砂岩単層は安山岩由来の細粒-粗粒砂を主とし、通常厚さは数cm-1m. 一見塊状であるが、上方に向い正常級化し、その上部に平行葉理が認められることも多い。砂岩の上面にリップルマークが、底面にグループキャストがしばしば認められる。また、泥質岩や砂岩の岩片が取り込まれていることがある。これらの岩片の多くは直接下位層から剥ぎ取られたものと考えられている (KANO and TAKEUCHI, 1989)。砂岩卓越相は局地的に安山岩溶岩、同火山角礫岩-火山礫凝灰岩、礫岩及び流紋岩凝灰岩を挟む。礫岩卓越相及び砂岩卓越相に挟まれる安山岩溶岩は<sup>たふせ</sup>旅伏山周辺で厚く、十六島周辺ではほとんど認められない。安山岩溶岩に伴われる火山角礫岩-火山礫凝灰岩は、単層の厚さ 2-3m で礫径数 mm-2cm の黒色の安山岩礫からなる。間隙には沸石や粘土鉱物などが生じている。

砂岩卓越相の最上部には単層の厚さが数-20mに達する砂岩厚層が発達し、それより上位では厚さ数10cm以下、多くは5-10cm以下の砂岩薄層を頻々と挟む黒色-黒褐色泥質岩に急激に移化する(第15図)。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15図)。泥質岩卓越相には厚さ6mと2mの2枚の流紋岩水中火砕流堆積物が挟まれており(第16図)、十六島湾から平田市上岡田町にかけて広く追跡できる。金属鉱物探鉱促進事業団(1970, 1971, 1972a, b)はこの2枚の凝灰岩を併せて夫婦タフと呼んでいる。地質図ではこれをひとつの鍵層として表示してある。

十六島湾周辺に分布する本層の砂岩や礫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14図)や、礫岩と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、礫や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。古流向(第14図)は安山岩由来の碎屑物が十六島湾南側から北側に向かって流下し、更に東方へ運ばれたことを示している。



第15図 牛切層の地質柱状図 KANO and TAKEUCHI(1989)を一部改変。  
柱状図A-Fの位置は第14図参照

## 岩石記載

普通輝石安山岩 <GSJ R54860 : T26>

産地：平田市旅伏山。

産状：溶岩。暗灰色ち密で斑晶は目立たず径1-3mmの球顆が目立つ。

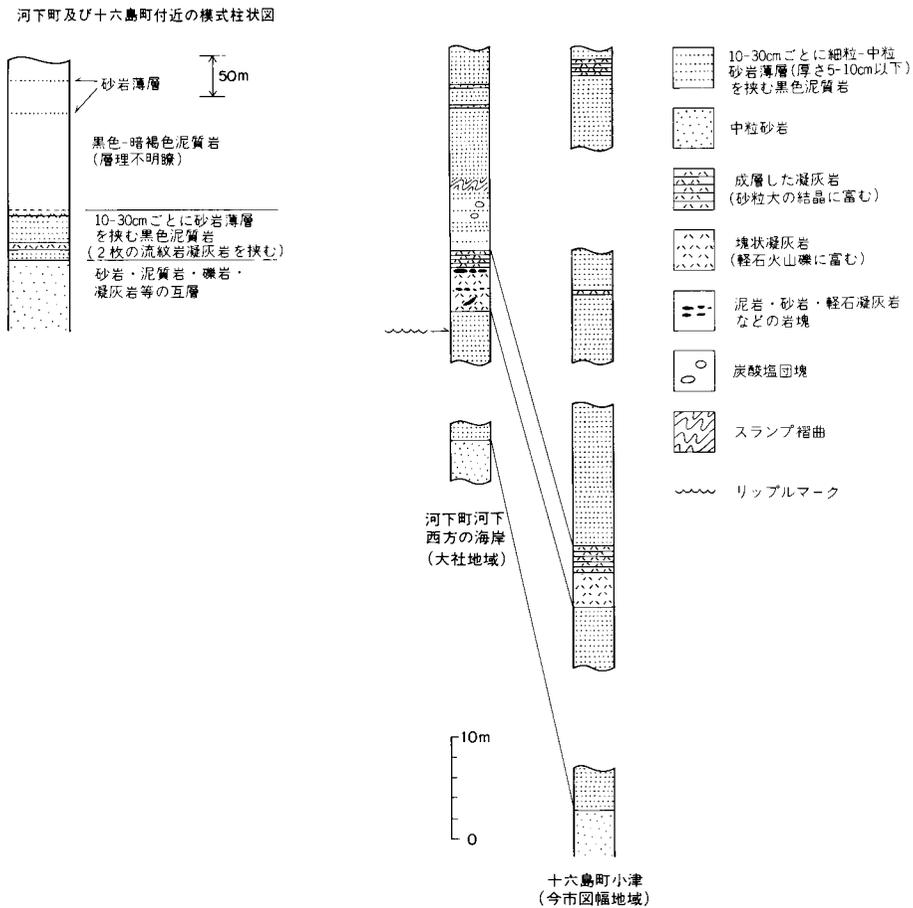
斑晶：普通輝石(微量)。

普通輝石は半自形-自形で1mm以下、石基の輝石へ粒径が漸移する。累帯構造、砂時計構造を示す。

石基：斜長石、普通輝石、鉄鉱。

球顆が多く、淡黄褐色粘土鉱物及び沸石に充填されている。

**化石** 多数の有孔虫化石(第9, 10表)と海生貝化石(第11表)を産する。野村(1986a, b)の有孔虫化石の研究によれば、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。



第16図 牛切層最上部の地質柱状図 鹿野ほか(1989)を一部改変

第11表 今市及び大社地域の牛切層産貝化石 嘉藤(1949), 西山(1962), OKAMOTO and NAKANO (1967)及び岡本・今村(1971)より編集

---

*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  
*Palliolum peckhami* (GABB)  
*Patinopecten kagamianus* YOKOYAMA  
*Phos nakamurai* (KURODA)  
*Propeamussium* cf. *tateiwai* KANEHARA

---

IV. 3. 2 <sup>おおもり</sup> 大森層 (0a, 0c, 0s, 0p, 0r, 0t)

**地層名** TOMITA and SAKAI(1937)の大森統と布志名統来待層を以下の理由により、一括して大森層として再定義する。大森統の礫岩を主とする部分は来待層に漸移する。また、大森統と来待層を構成する碎屑物の大部分はそれらの直下にある大森統の安山岩に由来する。鹿野・中野(1985a)がまとめた年代層序学的資料によれば、大森統と来待層は極めて短時間(おそらく50万年より短い時間内)に堆積したとみなせる。

**模式地** 来待大森及び周辺地域。

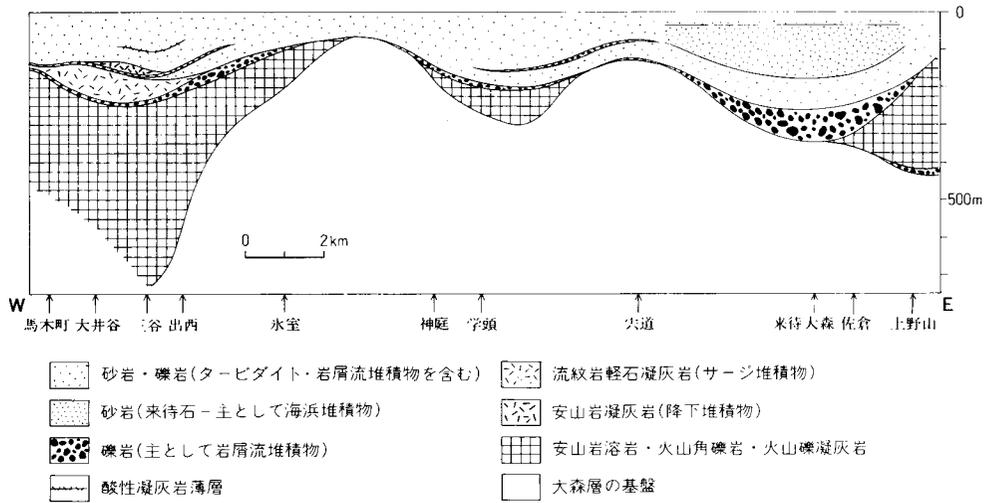
**分布及び層** 厚尿道低地帯の南側に連続して分布する。層厚は80-750m(第17図)。

**層序関係** 下位の久利層、川合層などを不整合に覆う。地質図上で明瞭な傾斜不整合面の存在を読み取ることができ、上野山周辺では露頭でこれを確認できる(第18図)。

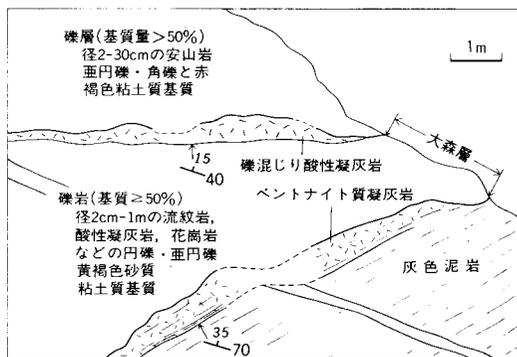
**岩相** 本層の最下部は溶岩を主とする安山岩(一部デイサイト、玄武岩を含む)であるが、上野山周辺ではその下に厚さ数 m の基底礫岩が分布する(第18図)。溶岩は板状節理や柱状節理の発達した塊状部のほか、その上面や下面に多面体の同質岩塊が認められることがあり、また、水冷破碎構造がほとんど見られないのでその多くは陸上のブロック溶岩とみなせよう。しかし、安山岩が厚く堆積している三谷周辺では、その上半部を級化成層した安山岩火山角礫岩・火山礫凝灰岩が占めており、それらが水底に堆積したことをうかがわせる。

安山岩火山岩体の直上や側方には径数 cm-1m の安山岩角礫-亜円礫からなる礫岩が分布する(第19図)。礫岩は塊状で基質の量はふつう50%以下で、単層の厚さは数m-30mである。この礫岩卓越相は上方に向かうにつれて細粒化し、砂岩の卓越した岩相に漸移する。

砂岩卓越相の下部は中礫岩-砂岩からなる(第20図)。単層の厚さは1-5mで、逆級化-正常級化した中



第17図 大森層の模式層序断面図



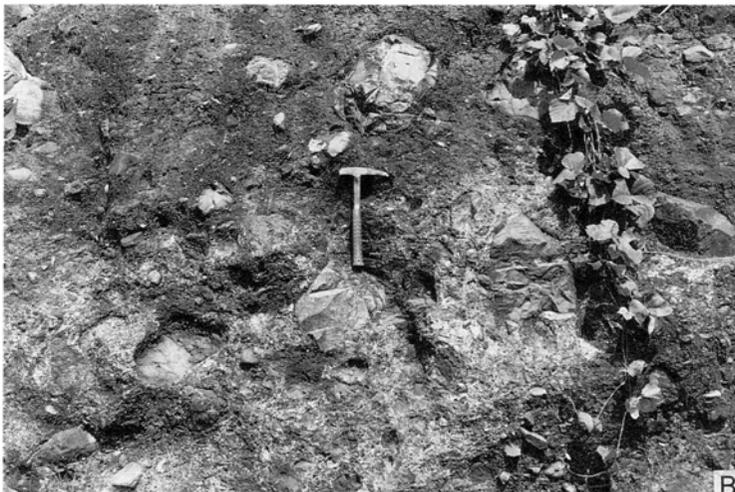
第18図 大森層基底の不整合  
上野山南方道路沿い



第19図 大森層の礫岩 来待大森のゴルフ場駐車場



A



B

第20図 大森層砂岩卓越相の岩屑流堆積物 小佐々布。A：塊状部とそれに重なる砂岩成層部。B：塊状部。塊状部は安山岩岩塊を含み極めて淘汰が悪い



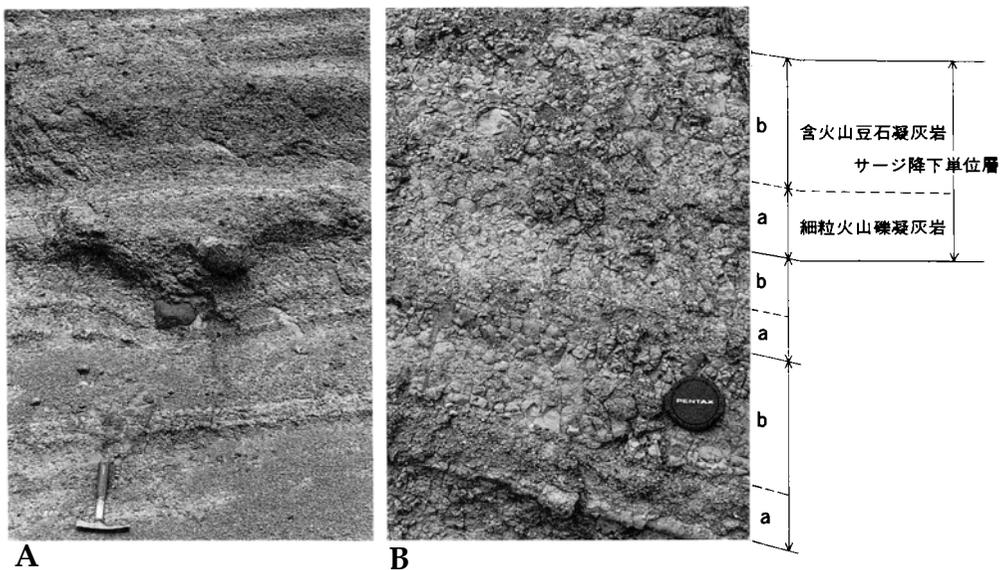
第21図 大森層上部のタービダイト砂岩 上白石の出口



第22図 大森層の“塊状”砂岩（来待石）  
A：切り出し面上の斜交層理．B：その拡大部分．鏡南方の石切場



第23図 大森層の流紋岩軽石凝灰岩 三谷南方の採石場



第24図 大森層の安山岩凝灰岩火山礫凝灰岩互層 A：岩塊のめりこみによる葉理の変形（岩塊サグ）。  
B：細粒火山礫凝灰岩と含火山豆石凝灰岩の互層（サージ降下堆積物）、大井谷北東の道沿い

細礫岩から始まり正常級化した粗-細粒砂岩，そしてその上に細-極細粒砂岩が重なることが多い。上部に向かうにつれて礫岩は少なくなり，厚さ数10cm-3mの塊状-正常級化した部分と数cm-数10cmの平行葉理を示す部分とからなる中粒-細粒砂岩が卓越するようになる(第21図)。ただし，来待大森の北方一帯には一見塊状無層理の中粒-細粒砂岩が広く分布する(第17図)。この砂岩は来待石と呼ばれ石材とし

て利用されており (IX.4参照), その石切場で新しく切り出された面を観察すると, 波状-低角斜交葉理が発達していることが分かる (第22図). 砂岩の構成物は安山岩片, 輝石, 角閃石, 斜長石と少量の石英, カリ長石, 花崗岩質岩片などで, 礫岩と同様その多くは本層下部の安山岩に由来する.

三谷-大井谷間では砂岩卓越相の下部層準に流紋岩軽石凝灰岩と安山岩火砕岩が分布する (第17図). 流紋岩凝灰岩は, 径30-60cm以下の軽石を主とし, 径1m以下の流紋岩岩塊少量と安山岩岩塊をまれに含む. 大型低角斜交層理が明瞭で (第23図), 厚さが最大100m以上で, かつ分布域が狭い. この凝灰岩は同質の流紋岩にドーム状に貫かれ, かつ両者とも礫岩に覆われており, おそらく噴出口近くに堆積したサージ堆積物と考えることができよう. 礫岩に間に挟み, その上には安山岩火砕岩が重なる. この安山岩火砕岩は細粒火山礫凝灰岩と含火山豆石凝灰岩からなる厚さ1-30cmの単層の重なりからなり, その中に岩塊サグも認められる (第24図). また, 珪化木片をしばしば含む. 最大層厚40-50mと厚いにもかかわらず流紋岩凝灰岩よりも更に分布が狭い. この安山岩火砕岩はおそらくサージ降下堆積物で, 分布域の周辺で生じたマグマ水蒸気爆発に由来するものであろう.

## 岩石記載

無斑晶質安山岩 <GSJ R54865 : I39>

産地: 出雲市船津町.

産状: 溶岩. 暗灰色の細粒ち密な新鮮な岩石.

化学組成:  $\text{SiO}_2 = 53\%$  (第12表(1)).

石基: 斜長石, ガラス, 普通輝石, 鉄鉱.

石基は填間状組織をなす. 不定形で長さ1.0mm以下の孔隙が多い. 斜長石は自形で長さ0.8mm以下. ガラスは淡褐色. 普通輝石は半自形で長さ0.2mm以下.

第12表 大森層火山岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
$\text{SiO}_2$	53.06	63.95	49.53	59.65	71.85
$\text{TiO}_2$	1.02	1.09	0.76	0.73	0.30
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17.25	16.08	17.00	16.38	14.14
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	10.57	5.15	9.71	7.34	2.33
MnO	0.20	0.20	0.16	0.13	0.03
MgO	4.22	0.99	8.06	3.43	0.53
CaO	8.20	3.96	12.41	7.03	2.64
$\text{Na}_2\text{O}$	3.41	4.99	1.94	2.90	3.87
$\text{K}_2\text{O}$	0.30	2.23	0.13	1.79	1.96
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.19	0.37	0.16	0.19	0.05
Ig.loss	1.41	1.10	1.16	0.73	1.84
Total	99.83	100.10	101.03	100.29	99.54

\*  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ として求めた全鉄量

(1)-(5)はいずれも蛍光 X 線による分析値

試料の岩石記載は本文参照

普通輝石含有斜長石デイサイト<GSJ R54864 : I26>

産地：加茂町大山。

産状：溶岩。暗灰色ち密な岩石で少量の斑晶が散在している。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 64% (第12表(2))。

斑晶：斜長石(少量)，普通輝石(微量)，鉄鉍。

斜長石は自形で長さ2.0 mm 以下。普通輝石は自形で長さ1.2 mm 以下，一部粘土鉱物化している。鉄鉍は自形で0.3mm 以下。

石基：斜長石，珪長質鉱物，鉄鉍。

ハイアロオフィティック組織をなす。

普通輝石斜長石玄武岩<GSJ R54863 : I69>

産地：宍道町白石。

産状：溶岩。暗灰色ち密な岩石で斑晶は目立たない。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 50% (第12表(3))。

斑晶：斜長石(微量)，普通輝石(微量)。

斜長石は自形で長さ3.0mm 以下。普通輝石を包有しているものがある。普通輝石は半自形で長さ1.5mm 程度。

石基：斜長石，普通輝石，鉄鉍。

普通輝石紫蘇輝石斜長石安山岩<GSJ R54862 : I3t>

産地：玉湯町上野山。

産状：溶岩。暗灰色の岩石で2-3mm 大の斜長石斑晶がかなり多い。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 60% (第12表(4))。

斑晶：斜長石(多量)，紫蘇輝石(微量)，普通輝石(微量)，鉄鉍。

斜長石は自形で長さ3.6mm 以下。累帯構造が顕著で，普通輝石を包有するものがある。紫蘇輝石は自形で長さ1.5mm 以下，普通輝石の反応縁がある。普通輝石は自形-半自形で1.0mm 以下。鉄鉍は半自形で0.4mm 以下。

石基：ガラス，斜長石，普通輝石，鉄鉍。

充填状組織をなす。ガラスは淡黄褐色。

普通角閃石含有石英斜長石流紋岩<GSJ R54867 : I73>

産地：出雲市大井谷。

産状：貫入岩。灰白色の岩石で多量の3-4mm 大の斜長石斑晶及び少量の普通角閃石斑晶が目立つ。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 72% (第12表(5))。

斑晶：斜長石，石英，普通角閃石(少量)，鉄鉍(微量)。

斜長石は自形で長さ4.0mm に達する。累帯構造がみられる。石英は3.6mm 以下で融食形を示す。普通角閃石は自形で長さ1.0mm 以下の緑色普通角閃石である。斜長石，普通角閃石，鉄鉍からなる集斑状組織が認められる。鉄鉍は自形で0.6mm 以下。

石基：ガラス，鉄鉍(極微量)，ジルコン(極微量)。

多孔質なガラス質斑岩状組織をなす。ガラスは淡黄褐色で，微小な球顆状の組織を示す。

**化石** 本層の砂岩卓越相上部から第13表に示される海生貝化石が産出する。また，来待石の石切場から大久保ほか(1980)は *Paleoparadoxia tabatai* の左下顎骨を，大久保・高安(1980)は *Carcharodon megalodon* (サメ)の歯を報告している。このほか珪化木や極めて保存の悪い底生有孔虫などが産出する。広田(1979)は本層砂岩から陸生哺乳類 *Dicrocerus aff. furcatus* の下顎骨を報告している。

第13表 大森層産貝化石 OGASAWARA and NOMURA (1980)に基づく。

---

*Anadara* sp.  
*Glycymeris* sp.  
*Conchocele* sp.  
*Vasticardium* sp.  
*Clinocardium shinjiense* (YOKOYAMA)  
*Clinocardium* sp.  
*Mercenaria yokoyamai* (MAKIYAMA)  
*Mercenaria* sp.  
*Clementia papyracea* GRAY  
*Macoma* sp.  
*Calliostoma simane* NOMURA and HATAI  
*Euspira* sp.  
*Sinum yabei* OTUKA  
*Fissidentalium yokoyamai* (MAKIYAMA)

---

#### IV. 4 古江層及び布志名層

古江層中-上部はBLOW(1969)のN.10-11に(野村, 1984), 布志名層もおそらくほぼ同じ浮遊性有孔虫化石帯に(野村・米谷, 1984)対比される。また, 両層とも松江層に覆われており, 鹿野・中野(1986)は, 松江層のアルカリ玄武岩の放射年代とこれら浮遊性有孔虫化石による年代層序資料から, 両層と松江層の境界を, およそ12Ma であるとしている。古江層と布志名層はほぼ同時期の堆積物ではあるが, 布志名層の方がより浅い海に堆積した地層である(多井, 1955; 野村, 1986b)。

##### IV. 4. 1 <sup>ふるえ</sup>古江層(Fu)

**地層名** 富田・酒井(1938)命名。多井(1952)の古江泥岩に相当する。

**模式地** 松江市(旧古江村)古曾志町。

**分布及び層厚** 宍道湖の北側に広く分布する。最大層厚900m。

**層序関係** 牛切層から漸移整合。

**岩相** 黒色-暗褐色泥岩とシルト岩を主体とする海成層で, 凝灰岩や砂岩の薄層を挟むことがある。まれに, にぎりこぶし大の炭酸塩団塊を含む。泥質岩は成相寺層・牛切層のものに比べて褐色味が強くかつ軟らかい。風化すると小角礫状に割れがちである(第25図)。本層上部ではやや粗粒で松江層との境界付近では砂質になる。本層の下半部の特定層準に厚さ数cm-1mで斜長石に富む流紋岩凝灰岩が1枚以上挟まれており, 断続的に追跡できる(野村, 1986a)。地質図にはこれらの凝灰岩層の分布を一つの鍵層とみなして示してある。

**化石** 海生貝化石 *Solemya* aff. *tokunagai*, *Thyasira bisecta*, *Lucinoma acutilineata* (大塚, 1938),



第25図 古江層の泥岩 風化して小角礫状に割れる。大垣町名原

*Cultellus izumoensis* (多井, 1952), *Acila* sp., *Lucina* sp., *Nuclulana* sp., *Ostrea* sp., *Palliolium peckhami*, *Solemya tokunagai* (加藤, 1969) と第 9, 10 表に示す有孔虫化石が報告されている。野村 (1986a) は, 有孔虫化石から本層を BLOW (1969) の N.10-11 に対比し, 大陸棚外縁から大陸斜面中部の環境に堆積したと考えた。

#### IV. 4. 2 布志名層 (Fj, Fm)

**地層名** TOMITA and SAKAI (1937) 命名。通商産業省 (1969) は TOMITA and SAKAI (1937) の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, 神西層 (松江層相当層) に区分した。本報告では高安・中村 (1984) の定義に従う。

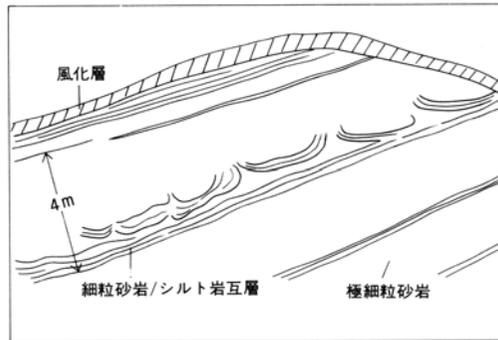
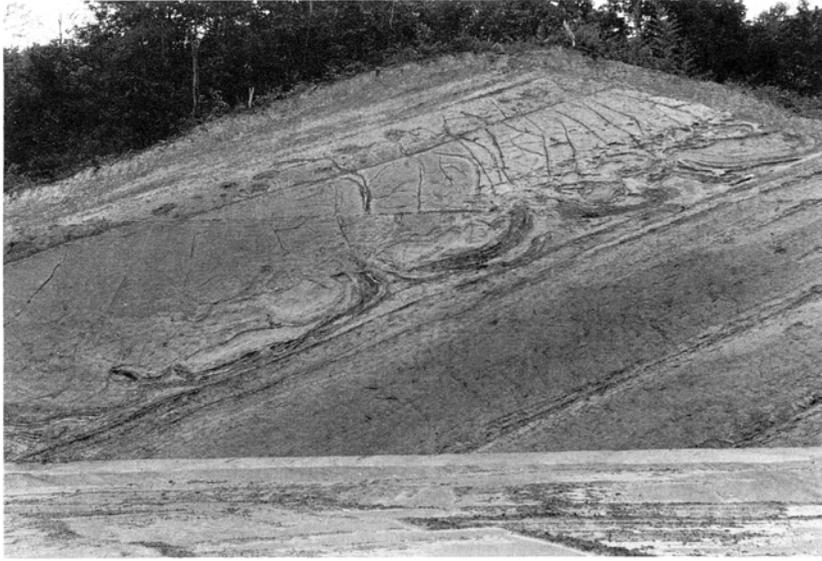
**模式地** 玉湯町布志名 (東隣松江地域)。

**分布及び層** 厚宍道低地帯の南側に広く分布する。最大層厚はおよそ 500m。

**層序関係** 大森層を整合に覆う。

**岩相** 本層の下部は青灰色の中粒-極細粒砂岩を, 上部は灰色-暗灰色の塊状シルト岩を主とし, 上方に向かって細粒化する。下部の砂岩はかすかな平行葉理を有し, 1-5m 毎に厚さ 10-50cm の細粒砂岩シルト岩薄互層をしばしば挟む (第 26 図)。また, 炭酸塩団塊を挟むことがある。細粒砂岩シルト岩薄互層はときに大規模な脱水構造を示すことがある (第 26 図)。出雲市以西 (南西隣石見大田地域) では砂岩礫岩互層が優勢となる (高安・中村, 1984)。

**化石** 本層の砂岩から海生貝化石が豊富に産出し, YOKOYAMA (1913, 1923), NOMURA and HATAI (1939) をはじめとする多くの研究者によって 60 種以上が記載されている。第 14 表に OGASAWARA and NOMURA (1980) によって系統的に記載された貝化石種を示す。この群集は塩原型動物群の要素に耶麻動



第26図 布志名層の砂岩と脱水構造 互層部が3-4mの波長でまくれあがった脱水構造がみられる。出雲市菅沢

物群の要素を加えた種構成となっており、全体的に暖流よりも寒流の影響が強くなる中で浅海(水深20mから50-60m)から沖合のやや深い環境に生息していたらしい (OGASAWARA and NOMURA, 1980 ; 高安・中村, 1984). 有孔虫化石も豊富で、特に本層上部から多数産出する(多井, 1955 ; 野村・米谷, 1984 ; 野村, 1986b). 本層から産出する底生有孔虫化石群集(第15表)は大陸棚外縁に生息していたと考えられている(野村, 1986b). また、野村・米谷(1984)は若干の浮遊性有孔虫化石を報告し(第16表), それらが、N.10-11に対比できる可能性を指摘している.

このほか本層からタコブネ *Argonauta tokunagai* など(大久保, 1975a)や *Desmostylus japonicus* の臼歯(YOSHIWARA and IWASAKI, 1902 ; 一の谷団体研究グループ, 1982), 魚類耳石(高安・高橋, 1988), サメの歯などが報告されている.

---

*Ennucula praenipponica* KAMADA  
*Acila atavaricata submirabilis* MAKIYAMA  
*Acila* sp.  
*Saccella confusa toyomaensis* KAMADA  
*Portlandia gratiosa* (YOKOYAMA)  
*Glycymeris* sp.  
*Kotorapecten kagamianus kagamianus* (YOKOYAMA)  
*Mizuhopecten* sp.  
*Crassostrea* sp.  
*Anomia* sp.  
*Modiolus difficilis* KURODA and HABE  
*Cyclocardia fujinaensis* OGASAWARA and NOMURA  
*Conchocele* sp.  
*Lucinoma annulata* (REEVE)  
*Vasticardium* sp.  
*Clinocardium shinjiense* (YOKOYAMA)  
*Serripes* cf. *groenlandicus* (BRUGUIERE)  
*Dosinia kaneharai fujinaensis* MASUDA  
*Mercenaria yokoyamai* (MAKIYAMA)  
*Mercenaria* sp.  
*Paphia* sp.  
*Macoma optiva* (YOKOYAMA)  
*Macoma* sp.  
*Cultellus izumoensis* YOKOYAMA  
*Panope nomurae* KAMADA  
*Panope* sp.  
*Periploma* sp.  
*Thracia higashinodonoensis* OINOMIKADO  
*Pandora* sp.  
*Teredo* sp.  
*Margarites sinzi* NOMURA and HATAI  
*Umbonium* sp.  
*Turritella tanaguraensis* KOTAKA  
*Neverita kiritaniana* (YOKOYAMA)  
*Siphonalia* cf. *spadicea* (REEVE)  
*Phos iwakianus fujinaensis* OGASAWARA and NOMURA n. subsp.  
*Nassarius* sp.  
*Buccinum yatkanum* NOMURA and HATAI  
*Buccinum* sp.  
*Fulgoraria sinziense* NOMURA and HATAI  
*Fulgoraria* sp.  
*Liracassis japonica* (YOKOYAMA)  
*Olivella* sp.  
*Cancellaria* sp.  
*Sulcurites cryptoconoides* (MAKIYAMA)  
*Fissidentalium yokoyamai* (MAKIYAMA)

---

第15表 布志名層産底生有孔虫化石(野村, 1986b)

<i>Ammonia tochiensis</i>	R
<i>Anomalina glabrata</i>	R
<i>Amphicoryna fukushimaensis</i>	C
<i>Amphicoryna pauciloculata</i>	R
<i>Buccella frigida</i>	R
<i>Criboelphidium imanishii</i>	C
<i>Crirostomoides cf. crassimargo</i>	C
<i>Cyclammina cancellata</i>	R
<i>Epistominella pulchella</i>	A
<i>Guttulina yabei</i>	R
<i>Gaudryina ishikiensis</i>	C
<i>Islandiella cf. helenae</i>	A
<i>Pullenia salisburyi</i>	R
<i>Quinqueloculina adneriana</i>	R
<i>Quinqueloculina sakaii</i>	R
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	R
<i>Uvigerina akitaensis</i>	A
<i>Uvigerina cf. hootsi</i>	C

R:まれ C:普通 A:多い

第16表 布志名層産浮遊性有孔虫化石(野村・米谷, 1984)

<i>Globigerina angustumbilicata</i> BOLLI	18
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> BLOW	2
<i>Globigerina praebulloides pseudociperonensis</i> BLOW	2
<i>Globigerina weissi</i> SAITO	3
<i>Globigerina woodi</i> JENKINS	1
<i>Globorotalia continuosa</i> BLOW	3
<i>Globorotalia quinifalcata</i> SAITO and MAIYA	7
<i>Globigerinita glutinata</i> (EGGER)	7
Miscellaneous	4

数字は試料160g中の個体数を示す。

#### IV. 5 松江層及び斐川層

松江層は古江層と布志名層の、斐川層は布志名層の直上にあり、両層とも砂岩を主体とする地層なのでほぼ同時期の地層とみなすことができる(OGASAWARA and NOMURA, 1980; 高安・中村, 1984)。南西

隣石見大田地域にも松江層とほぼ同時期に堆積した砂岩を主体とした地層、神西層(高安・中村, 1984)が分布する。

#### IV. 5. 1 <sup>まつえ</sup> 松江層(M)

**地層名** TOMITA and SAKAI(1937)命名。多井(1952)は TOMITA and SAKAI(1937)の布志名統上部布志名層と松江統に相当する地層を松江層とした。本報告では多井(1952)の定義に従う。

**模式地** <sup>ほつき</sup> 松江市法吉町(東隣松江地域)。

**分布及び層厚** 厚松江市大塚の宍道湖岸沿いにわずかに分布する。主分布域は松江地域内であって、層厚は350-400m以上と推定されている(高安・中村, 1984; 野村, 1986b)。

**層序関係** 布志名層及び古江層との関係は整合(多井, 1952; 通商産業省, 1969, 1970; 宮嶋ほか, 1972), 部分不整合(高安・中村, 1984), 不整合(山内・吉谷, 1981; 野村, 1986b)とする説がある。直接の関係は見えないが、大塚周辺の宍道湖岸では、本層が基底付近から上方に向かって粗粒化しており(第27, 28図), すぐ近くに露出する古江層最上部のシルト岩-極細粒砂岩から漸移するように見える。少なくとも今市地域内では不整合関係を示す明瞭な証拠は得られていない。

**岩相** 本層は松江市大塚周辺では、シルト岩薄層を挟む極細粒-細粒砂岩で始まり、間に亜炭薄層や下位層を削剥しチャンネル状に堆積した粗粒砂岩を挟むことがある(第27, 28, 29図)。

**化石** 今市地域内では植物化石以外発見されていないが、松江地域から多数の海生貝化石が産出する(OTUKA, 1938; 加藤, 1969; TAKAYASU, 1980; 岡本, 1981)ほか、汽水に生息するエビ類(大久保, 1975b)と魚類(佐藤, 1974)が報告されている。これらの化石は松江層が温暖な浅海ないし汽水性の内湾に堆積したことを示唆する(佐藤, 1974; 岡本, 1981)。

#### IV. 5. 2 <sup>ひかわ</sup> 斐川層(Hk)

**地層名** OGASAWARA and NOMURA(1980)命名記載。

**模式地** 斐川町直江町。

**分布及び層厚** 斐川町直江町一帯に分布する。上限は不明で、層厚150m以上。

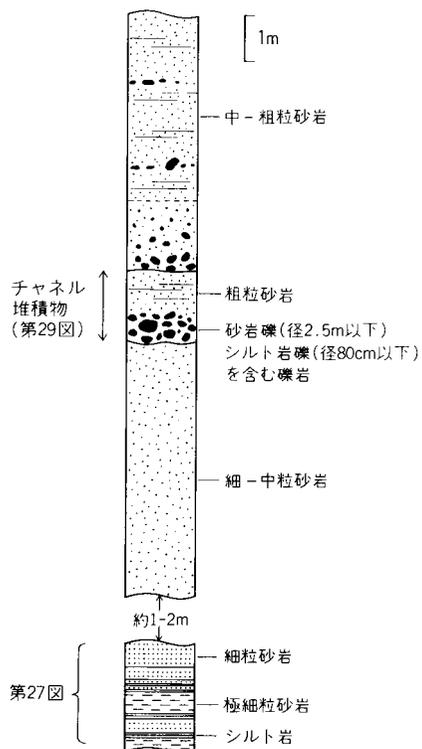
**層序関係** 松江層と同様、下位の布志名層との関係は、整合(OGASAWARA and NOMURA, 1980), 不整合(高安・中村, 1984)とする説がある。両層の関係は直接観察できないが、分布と構造から見て、たとえ不整合だとしても著しい時間間隙を示すものではないであろう。

**岩相** 細粒-粗粒アルコース砂岩を主体とし、間に厚さ数10cm以下のシルト岩、泥岩、腐植層、厚さ数m以下の細粒砂岩-シルト岩と泥岩の互層を挟む。砂岩には低角トラフ型斜交葉理(第30図)やリップルがしばしば認められる。

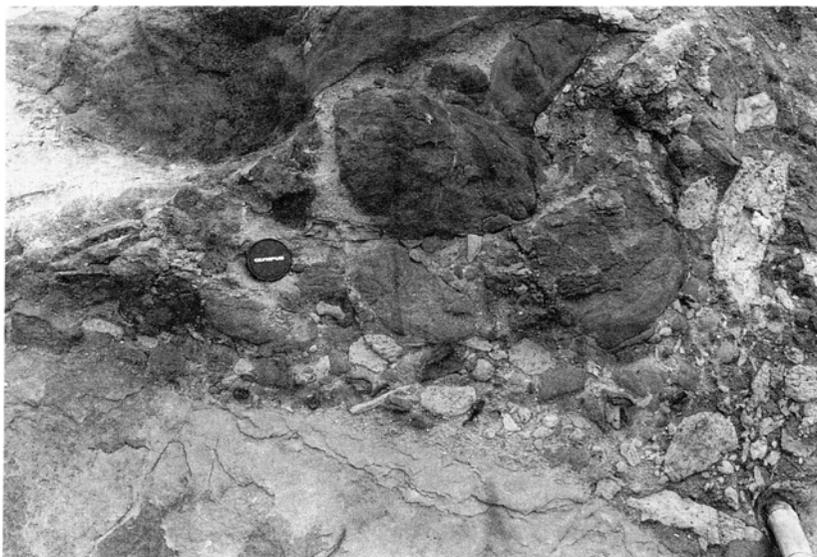
**化石** 比較的保存の良い植物化石を産する(OGASAWARA and NOMURA, 1980)とされているが鑑定されていない。砂岩に生痕化石 *Ophiomorpha* が認められることがある。岩相とこれらの化石は、本層が浅海-汽水性の環境に堆積したことをうかがわせる。



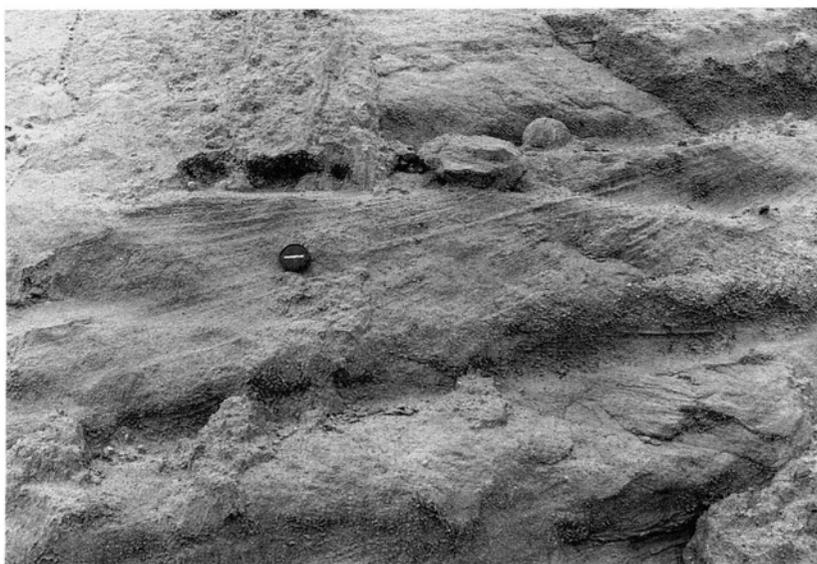
第27図 松江層基底付近の露頭写真 上に向かってシルト岩から砂岩シル  
岩互層を経て砂岩へ漸移している。露頭の高さは約2m。松江市大塚  
尖道湖岸



第28図 松江層基底付近の地質柱状図 明瞭な上方粗粒化が認められる。  
松江市大塚の尖道湖岸



第29図 松江層下部のチャネル堆積物 松江市大塚の宍道湖岸



第30図 斐川層砂岩のトラフ型斜交層理 トラフの深さは30-50cm  
斐川町岩野原前

#### IV. 6 塩基性-中性貫入岩 (B)

成相寺層，牛切層及び久利層中に東西方向に延びた岩床として貫入している。

岩床を構成するものは三浦(1973a)が述べているようにドレライト，閃緑岩などである。ほとんどの岩石は変質しており，曹長石，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置換し，あるいは気孔中に生じている。平田市三津町の岩床では鉄に著しく富むぶどう石とパンペリー石が産出する(KANO *et al.*, 1986)。

##### 岩石記載

ドレライト<GSJ R54871 : T125>

産地：出雲市鳶が巣山。

産状：岩床。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 49% (第17表(1))。

鉱物：斜長石，普通輝石，鉄鈹(少量)。

斜長石は自形で，長さ1.0mm以下の針状のものほか長さ1.5mm以下の卓状のものがある。普通輝石は半自形-他形で，長さ3.5mm以下のオフィティック組織をなすものと0.4mm以下のものがある。斜長石，普通輝石ともかなり緑泥石化している。

閃緑岩<GSJ R54870 : NSK436>

産地：平田市三津町。

産状：岩床。長さ約5mmの斜長石及び輝石と，少量の緑色鉱物集合体からなる粗粒な岩石。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 53% (第17表(2))。

鉱物：斜長石，普通輝石，鉄鈹(微量)。

斜長石は自形-半自形で長さ1.5-5.5mmの長柱状。汚濁しており淡黄褐色粘土鉱物が交代して

第17表 塩基性-中性貫入岩の化学分析値

	(1)	(2)	(3)
SiO <sub>2</sub>	49.17	52.79	55.27
TiO <sub>2</sub>	0.90	1.48	1.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.80	14.98	17.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.89	6.79	8.70
MnO	0.16	0.12	0.21
MgO	7.67	5.43	3.27
CaO	8.29	9.77	7.05
Na <sub>2</sub> O	2.89	3.88	3.72
K <sub>2</sub> O	1.59	2.32	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.31	0.21
Ig.loss	3.97	2.17	2.31
Total	100.60	100.05	99.42

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として求めた全鉄量

(1)-(3)はいずれも蛍光X線分析値

試料の岩石記載は本文参照

いる。普通輝石は半自形-自形で長さ1.0-3.5mmの短柱状-長柱状。二次鉱物として淡黄褐色粘土鉱物、カルセドニーなどが生じている。

閃緑岩<GSJ R54872 : I35>

産地：斐川町仏経山。

産状：岩床。暗灰色の細粒ち密な岩石。

化学組成：SiO<sub>2</sub> = 55% (第17表(3))。

鉱物：斜長石、珪長質鉱物、普通輝石、鉄鉱(微量)。

斜長石は自形で長さ0.5mm以下。ピロタキシティック組織をなす。普通輝石は半自形で長さ0.03mm程度。長さ1.0mm以下のレンズ状の気孔が認められる。

#### IV. 7 地質構造

今市地域の第三系は一般に東西方向の走向を示し、これとほぼ同方向に褶曲や断層が走る。宍道低地帯からその南側にかけて緩い向斜または複向斜をなし、その北側では西列山地、十六島湾に連なる低地、中列山地にそれぞれ対応して複背斜、複向斜、複背斜が雁行して並ぶ。宍道低地帯の南側に比べて、北側は著しく褶曲しており、OTUKA(1937a, b, 1939)はこの褶曲帯を the Shindi folded zone(宍道褶曲帯)と呼び、その変形をもたらした変動を the Shindi tectogenese(宍道変動)と名付けた。

褶曲の軸跡は2kmから数km以上、波長数100m以上で、翼間角は40°以上のものが多い。断層の多くは60-80°北側に傾斜した逆断層である。そのうち、中列山地北縁の坂浦町から塩津町を通る断層はおそらく宍道断層の延長である(鹿野・中野, 1986)。また、西列山地の南縁を通る大社衝上断層(多井, 1973)は落差がおよそ1,000mあることが確認されている(鹿野ほか, 1989)。宍道湖の北側にあつて古江層と成相寺層を境する断層は湖北断層と呼ばれている(野村, 1986a)。その西方延長は西列山地へと続く。上岡田町から十六島湾北岸を通る逆断層は湖北断層の延長と考えられていた(野村, 1986a)が、湖北断層に連続するものではない。中国山地北縁にもこれらと同方向に走る断層がいくつかある。そのうち、仏経山北側の断層は正断層であり、仏経山の東側から上野山を通る断層は逆断層であるが、いずれも落差は100m以下と小さい。

以上の変形構造は松江層にまで及んでおり、しかも松江地域内において和久羅山安山岩の噴出時(K-Ar 全岩年代6.34 ± 0.19Ma : 川井・広岡, 1966 ; 同4.96 ± 0.25Ma, 4.99 ± 0.25Ma : MORRIS *et al.*, 1990)には変形が終了していた(多井, 1973, 山内・吉谷, 1981 ; 鹿野・吉田, 1985 ; 野村, 1986a)。宍道低地帯の北側では成相寺層から牛切層へと急激な岩相変化が、南側では久利層と大森層の間に不整合が認められることから変形の開始時期は、成相寺層と牛切層の境界の年代(山内・吉谷, 1981 ; 鹿野・吉田, 1985 ; 野村, 1986a)およそ15-14Maと考えることができよう。鹿野・吉田(1985)は、境港地域の<sup>たかしび</sup>高洪山層(K-Ar 全岩年代13.4-9.3Ma : 鹿野・吉田, 1984 ; UTO, 1989 ; MORRIS *et al.*, 1990)中の岩脈の方位と逆断層のセンスから、この変形は最大水平圧縮応力軸が南北方向にあるような圧縮応力場で生じたことを指摘している。

## V. 第 四 系

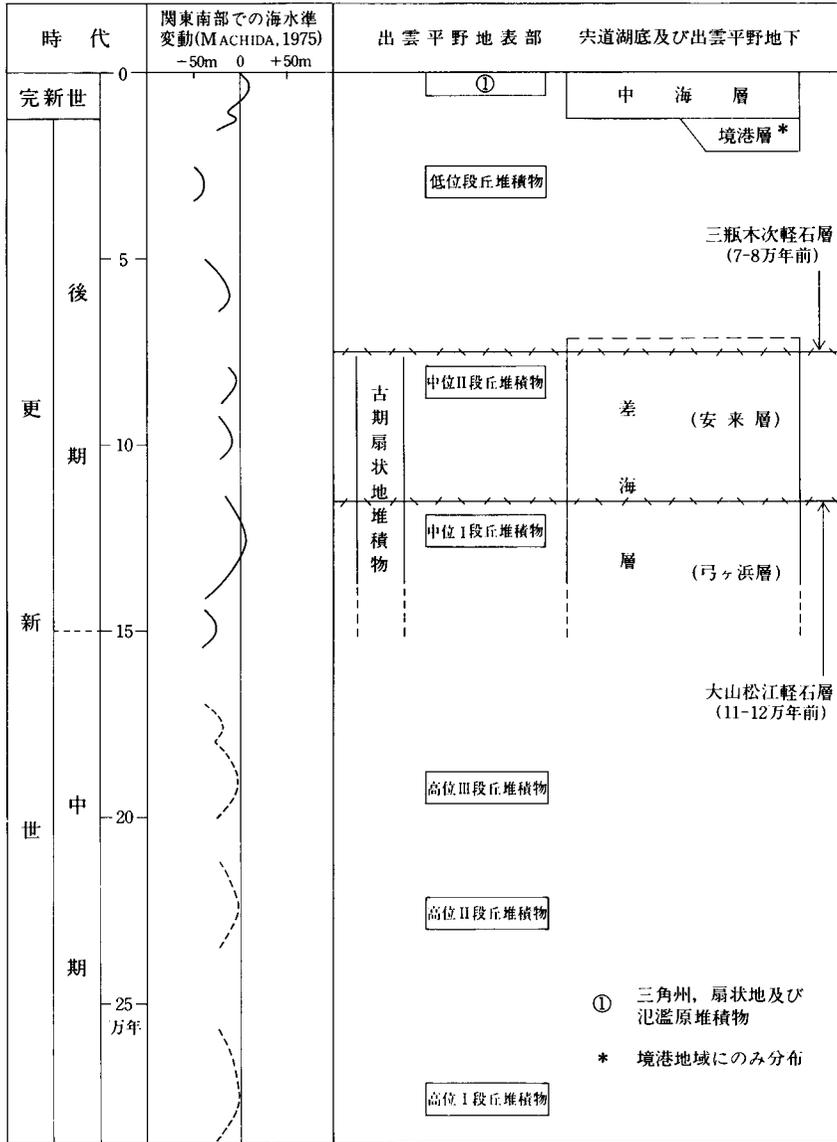
(鹿野和彦・竹内圭史)

先に述べたように、宍道低地帯の第四系層序については大西(1979, 1985)及び大西・松田(1985)によってまとめられているが、見解の異なる点が生じてきたので、本報告では今市地域の第四系を新たな観点で再区分した。それらの層序と対比についてはなお検討すべき点が多いが、2枚のテフラ、大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層との関係及び<sup>14</sup>C年代などを基にすると第31図のように考えることができる。

段丘堆積物及び古期扇状地堆積物の年代は上記2枚のテフラを用いることにより、ある程度推定できるが、詳しいことはわからない。しかし、これらの堆積物は日本海に連なる宍道低地帯沿いであって海水準変動の影響を受けやすい地域に分布していることは確かである。そこで、これらの堆積物については、関東南部で推定されている第四紀の高海水準期(MACHIDA, 1975)のどれかの時期に形成されたものと考え、面高度、風化土壌の色と厚さ、テフラの有無を考慮して年代を推定した(第31図)。

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)に相当する。重鉱物組成は角閃石>磁鉄鉱で微量の黒雲母を伴う(町田・新井, 1979)。三瓶木次軽石層は、古志原火山灰層(三位, 1962)、古志原軽石(大西, 1979)、木次軽石(松井・井上, 1971)に相当する。鉱物組成は斜長石≫黒雲母で微量の角閃石と鉄鉱を含み、三瓶雲南軽石と類似しているが、比較的ガラスが少ない点で区別し得る(林・三浦, 1986)。全体として黄褐色で米ヌカ状を呈する。宍道湖周辺に分布する大山松江軽石層は数10cm-1m、三瓶木次軽石層は1-3mと厚く、宍道湖周辺でこれに匹敵する厚さを有するテフラが他にない。重鉱物組成が明瞭に異なるので両者の区別も容易であり、両軽石層は良い鍵層となっている。

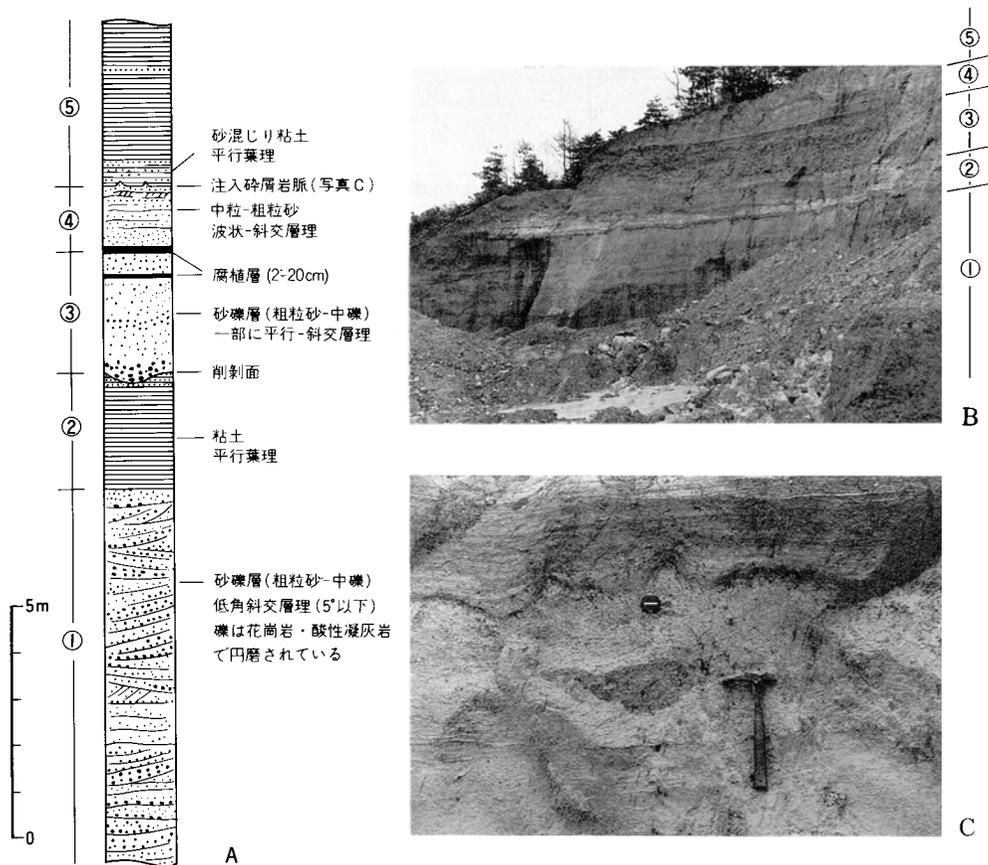
三瓶木次軽石層は、三瓶山周辺において阿蘇4火山灰層(7万年前:町田ほか, 1985)に直接覆われている(林・三浦, 1987)。一方、大山松江軽石層は高位I, II, III段丘堆積物の赤色土壌を覆っており、また段丘堆積物の赤色土壌化は第四紀の温暖期(多くは最終間氷期、一部はそれより古い間氷期、または最終氷期中の亜間氷期)に進む(松井・加藤, 1962)とされているので、おそらく13万年前よりもやや新しく(町田・新井, 1979; 津久井・柵山, 1981)、7-8万年前よりも古い。津久井・柵山(1981)は、大山山麓で得たテフラ層序を基に、大山松江軽石層の年代を11-12万年前と仮定し、大山倉吉軽石層の年代を4.5-4.7万年前(町田・新井, 1979)、その間の火山灰土の堆積速度を一定とすると三瓶木次軽石層の年代は7-8万年前になることを指摘している。三瓶木次軽石層のこの年代は阿蘇4火山灰層との関係に矛盾しないので、大山松江軽石層の年代を11-12万年前とする彼らの仮定はおそらく正しいであろう。



第31図 第四系の層序区分

### V. 1 高位I段丘堆積物 (Th<sub>1</sub>)

出雲市山廻を模式地として命名された山廻砂礫層(岡本, 1959)または山廻層(大西, 1979)に相当する厚さ約30mの砂礫を主とする堆積物で、標高約50mの平坦面をなす。主として出雲市山廻一帯に分布する。最上部約3mは赤色化し、三瓶木次軽石層に覆われる。

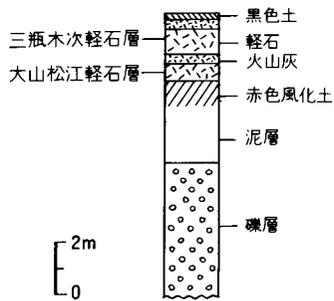


第32図 高位Ⅰ段丘堆積物の地質柱状図とその産状 出雲市山廻西方道路沿い。A：地質柱状図。B：地質柱状図を作成した露頭。①-⑤のユニットはAのそれに対応する。C：平行葉理を示す粘土層とその下の波状-斜交葉理を示す砂岩層。砂岩層が粘土層に注入していることに注意。この注入岩脈は砂の液状化に伴って生じたものである。

山廻西方の道路沿いの露頭では、砂礫層の間に厚さ数 m の粘土層が挟まれている(第32図)。粘土層には平行葉理が発達しており(第32図C)、波のエネルギーがほとんど及ばない湖底に堆積したことをうかがわせる。第33図A柱状図④の砂層は⑤の粘土層に漸移し、かつ波状-斜交層理が認められることから湖の沿岸堆積物、③の腐植層を挟む砂礫層は湖岸の堆積物と考えてよい。②の粘土層直下に発達する厚い砂礫層はトラフ-板状の低角斜交層理が発達するので、河川-三角州あるいは湖岸堆積物であろう。要するに本堆積物の大部分は湖とその周辺に堆積した可能性が高い。礫の多くは花崗岩や酸性凝灰岩の細-中礫で、その一部はクサリ礫となっている。

## V. 2 高位Ⅱ段丘堆積物 (Th<sub>2</sub>)

松江市乃白(松江地域)を模式地として命名された乃白層(大西, 1979)に相当する堆積物で, 標高35-45 mの平坦面をなす。今市地域では斐川町大井付近にのみ分布する。露出が悪く堆積物の詳細は不明。松江市乃白では厚さ約5mの礫層に厚さ約3mの泥層が重なり, 大山松江軽石層と三瓶木次軽石層に覆われる(第33図)。泥層の上部約1.5mは赤色土壌化している(大西, 1979)。



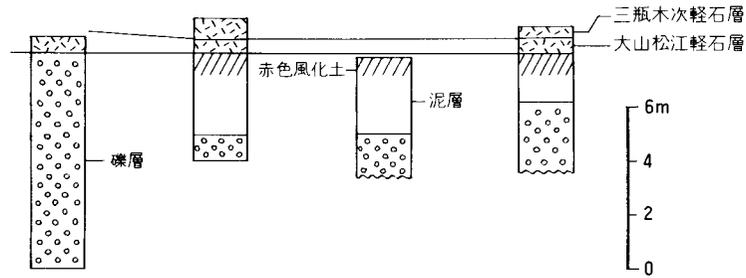
松江市乃白(大西, 1979) 第33図 高位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図

## V. 3 高位Ⅲ段丘堆積物 (Th<sub>3</sub>)

松江市乃白において高位Ⅱ段丘堆積物より一段低い面をなし, 大西(1979)が乃木層とした段丘堆積物に相当する。本堆積物は標高約25mの平坦面をなし玉湯町本郷, 平田市国富町, 出雲市大津町に分布する。礫, 泥を主とし, 厚さ5-6mで8mを越える所もある(第34図)。最上部約1mは赤色土壌化しており, 大山松江軽石と三瓶木次軽石に覆われている。

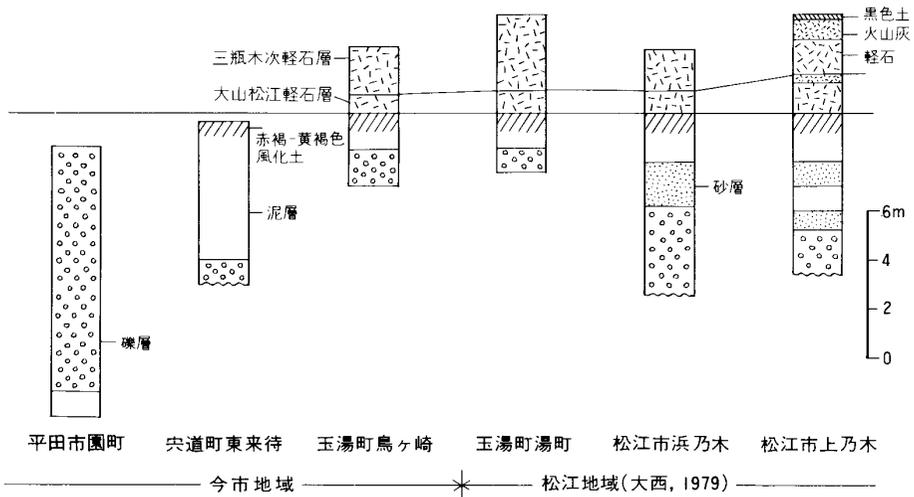
## V. 4 中位Ⅰ段丘堆積物 (Tm<sub>1</sub>)

松江市乃木付近を模式地として命名された乃木層(富田・酒井, 1937)の一部と玉湯町湯町(松江地域)を模式地として命名された湯町層(大西, 1974)に相当し, 大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層に覆われる(第35図)。標高約15mの平坦面をなす。礫及び泥を主とし, 間に砂を挟むことがある。最上部約0.8-1 mは土壌化し, 赤味を帯びた褐色-黄褐色を呈する。層厚は8m前後で所により10mを越える。湯町に産する花粉群集は *Picea*, *Pinus* を主とし, *Cryptomeria*, *Buxus*, *Tsuga*などを伴い(大西, 1974), 冷温帯上部の気候を示唆する(大西, 1977)。



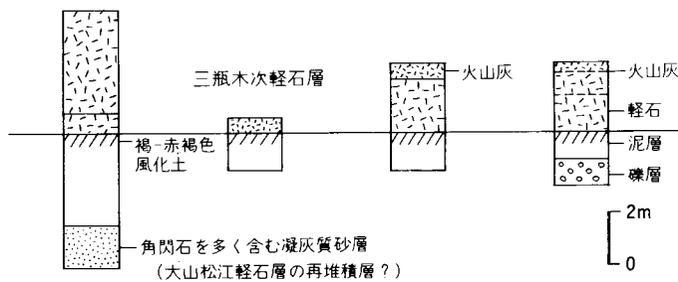
平田市国富町 玉湯町本郷 松江市 松江市乃白  
古曾志町大塚 (大西, 1979)

第34図 高位Ⅲ段丘堆積物の地質柱状図



平田市園町 宍道町東来待 玉湯町鳥ヶ崎 玉湯町湯町 松江市浜乃木 松江市上乃木  
今市地域 ※ 松江地域(大西, 1979)

第35図 中位Ⅰ段丘堆積物の地質柱状図



斐川町神守 斐川町直江町南方 斐川町莊原町 玉湯町本郷

第36図 中位Ⅱ段丘堆積物の地質柱状図

## V. 5 中位Ⅱ段丘堆積物 (Tm<sub>2</sub>)

大西(1979)により安来層(三位ほか, 1969)とされた段丘堆積物に相当し, 標高5-10mの平坦面をなす。泥を主とし, 下位に礫や砂を伴う(第36図)。最上部約20-50cmの泥は土壌化し褐色を呈する。下限は不明で層厚5m以上。三瓶木次軽石に覆われる。斐川町<sup>かんむり</sup>神守では泥層の下に角閃石を多く含む凝灰質砂層がある(第36図)。この砂層は角閃石を特徴的に含むテフラ(層準からみておそらく大山松江軽石層)の再堆積物の可能性がある。

## V. 6 古期扇状地堆積物 (f)

大森層安山岩の周辺に主に分布する淘汰の悪い礫層で, 大山松江軽石層と三瓶木次軽石層または三瓶木次軽石層にのみ覆われる(第37図)。標高は20m以上で, 大森層安山岩やその下位の地層を不整合に覆いながら(第38図)それらがなす山体の斜面にへばりつくように分布することから, もともと扇状地をなしていた可能性が高い。礫の多くは径数 cm-1mの安山岩亜角礫-亜円礫で, まれに花崗岩質岩の小-中礫を含むことがある。礫の一部はクサリ礫となっている。基質は黄褐-赤褐色を呈し泥質で, その量は多くの場合50%を越える。厚さ4m以上。

## V. 7 差海層 (s)

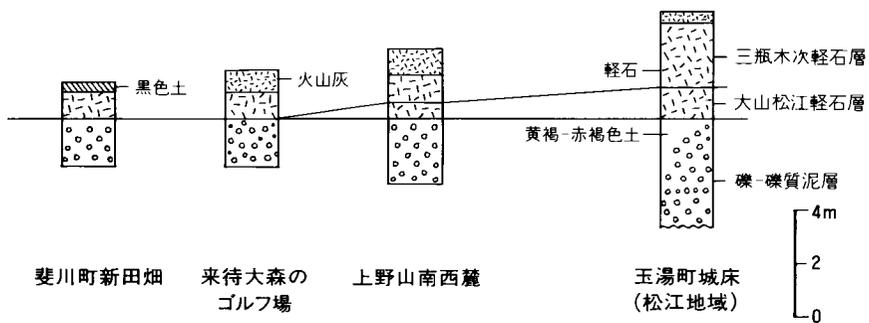
**地層名** 西隣大社地域において三位(1966)が提唱した差海層と石谷砂層を併せたものとして再定義された地層(鹿野ほか, 1989)。三位(1966)が中海及び弓ヶ浜におけるボーリングコアで定義した安来層と弓ヶ浜層を併せたものに相当する。おそらく中位Ⅰ及びⅡ段丘堆積物に対比される。

**模式地** <sup>ひかわ</sup> 簸川郡湖陵町差海海岸(大社地域)。

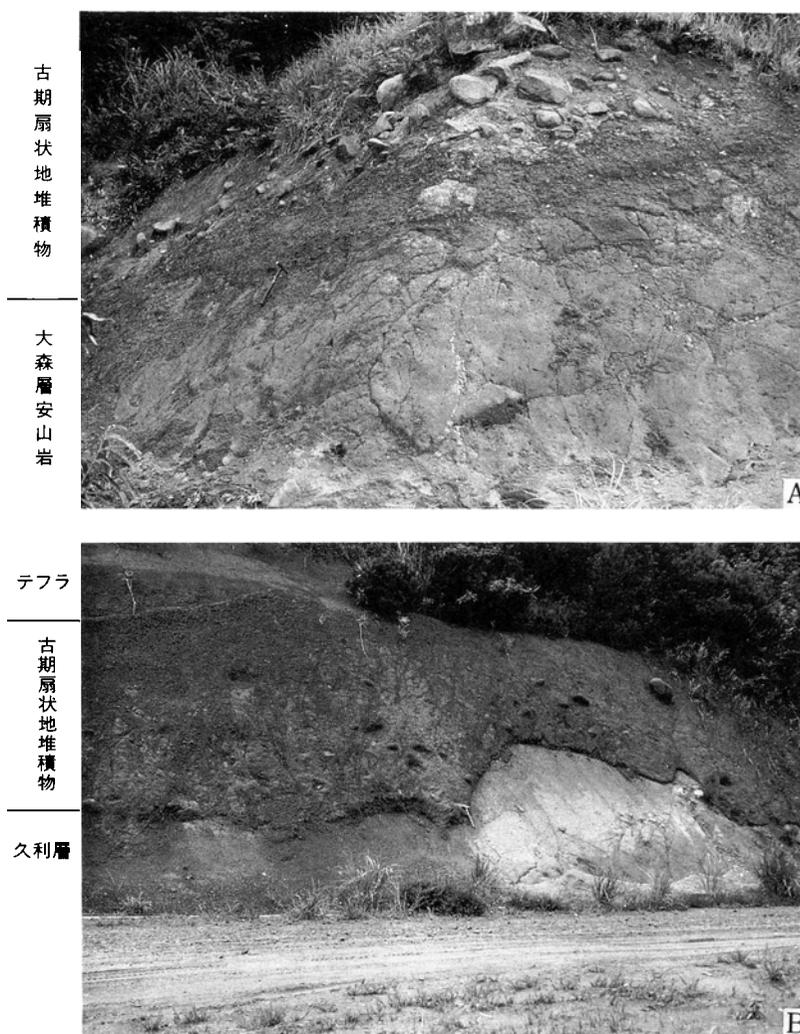
**分布及び層** 厚今市地域では地表に露出していないが, 多数のボーリング資料(米子工業高等専門学校, 1985)から出雲平野-宍道湖西部の地下に広く分布することが知られている(三位・藤井, 1972; 大西・松田, 1985; 山内ほか, 1988; 鹿野ほか, 1989)。層厚は最大で約50m。宍道湖東部のボーリング(水野ほか, 1972)や音響探査(三梨ほか, 1988)では差海層は確認されていない。本層の基底は, 出雲平野のボーリング資料から-80m以浅である(第39図; 山内ほか, 1988)。

**層序関係** 新第三系を不整合に覆う。模式地では上部に大山松江軽石層と三瓶木次軽石層を挟む。中海湖底下の差海層の上部(安来層)には三瓶木次軽石層が, 下部には大山松江軽石層が挟まれている(正岡, 1972)。大西(1979)は上部の火山灰層を三瓶木次軽石層とは異なるとしているが, その重鉱物組成(正岡, 1972)は林・三浦(1986)の示した三瓶木次軽石層の重鉱物組成に類似している。

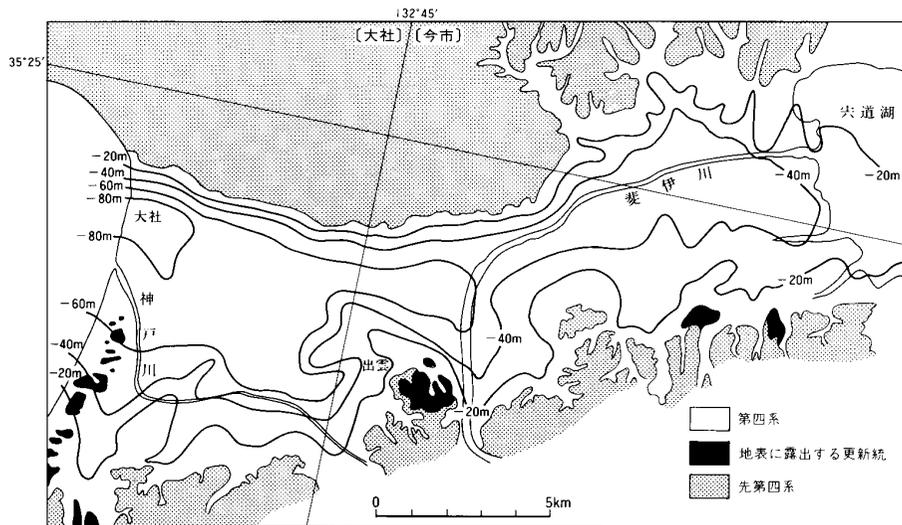
**岩相** 既存のボーリング資料によれば, 本層の下半部は礫と砂, 上半部はシルト質粘土からなる。砂礫層, 粘土層の厚さはそれぞれ最大で50m, 20-30mである。粘土層の下部では *Ostrea sp.* などの汽水-海生貝化石を含み, 上部に向かうにつれて腐植を混じえ, 部分的に厚さ数10cm以上の砂層や泥炭層を挟むようになる。



第37図 古期扇状地堆積物の地質柱状図



第38図 古期扇状地堆積物の産状 A：風化した大森層安山岩を覆う礫層．布志名南方（松江地域）． B：久利層泥岩を覆う礫層．上野山南方道路沿い



第39図 第四系の基底等深線図 山内ほか(1988)を一部改変

## V. 8 低位段丘堆積物 (II)

平田市鹿園寺町の小河川沿いに分布する段丘堆積物で、大西 (1974) の奥谷層に相当する。本堆積物の下部は厚さ 3-4m の礫層、上部は厚さ 4m 内外の泥層からなり、黒色土に覆われる。礫層の構成礫は流紋岩や泥岩等の細-中礫で、ほとんどが亜角礫である。

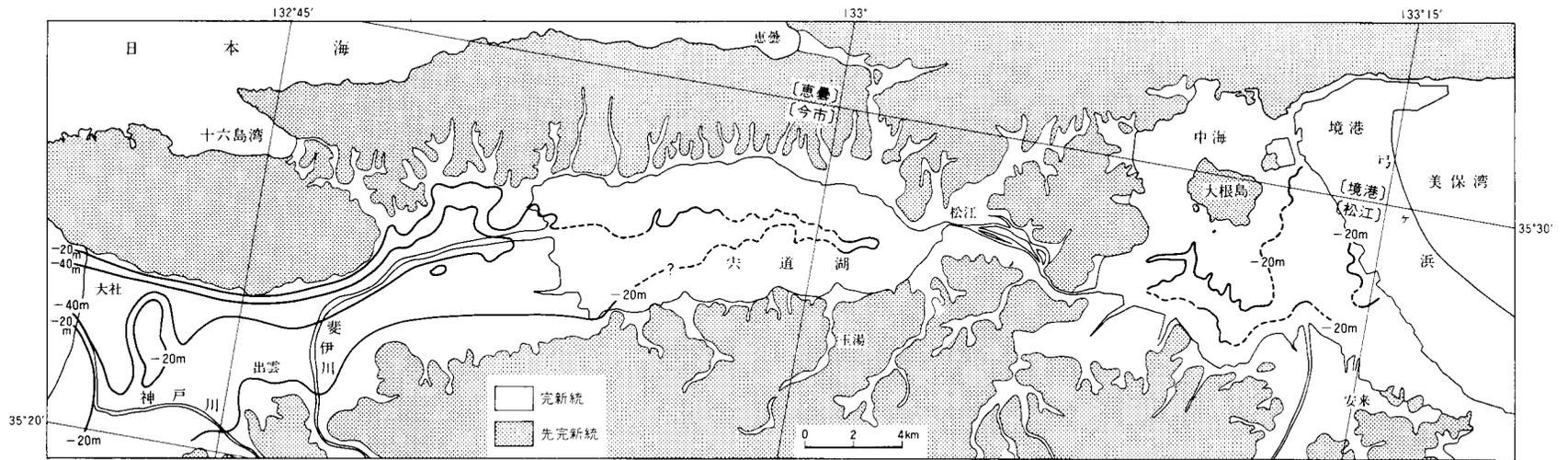
## V. 9 中海層 (n)

**地層名** 三位(1962)命名。三位(1966)、三位ほか(1969)や水野ほか(1972)は、中海及び穴道湖で、現堆積面から下方に連続する泥層を主体とする地層を中海層と呼んだ。本報告では鹿野ほか(1989)にならい、穴道低地帯に分布する完新統のうち、地下及び湖底下に分布する汽水成-海成堆積物を中海層と呼ぶことにする。

**模式地** 中海湖底下。

**分布及び層厚** 出雲平野の地下及び穴道湖底下に広く分布する(三位・藤井, 1972; 大西・松田, 1985; 山内ほか, 1988; 三梨ほか, 1988; 鹿野ほか, 1989)。層厚は最大で50mである。本層の基底は出雲平野のボーリング資料で見ると-50m以浅にある(第40図; 鹿野ほか, 1989)。

**層序関係** 差海層を不整合に覆う。水野ほか(1972)は、中海及び穴道湖のオールコアボーリング資料の貝化石群集と、その<sup>14</sup>C年代測定から、中海層を上部層(<3,000年前)、中部層(3,000-6,000年前)、



第40図 中海層の基底等深線図 三梨ほか(1988), 後藤・中海穴道湖自然史研究会(1988), 鹿野ほか(1989)より編集

下部層(6,000-10,000年前)に区分した。大西(1977)は花粉分析の結果から中海層を4層に区分している。

**岩相** 粘土, シルトを主とし, 下部と上部では砂, 時に礫を伴う。砂や礫は宍道低地帯の縁辺部や神戸川及び斐伊川の河口付近で卓越する。宍道湖のボーリング資料によれば, 中部の泥層は海生貝化石 *Lucina stearnsiana*, *Fulvia mutica*, *Dosinia penicillata* やウニ類が多産し, 上部及び下部の泥層では汽水生-海生貝化石を産する(水野ほか, 1972)。すなわち, 本層は一つの高進サイクルを示す。このことは有孔虫群集の解析(紺田・水野, 1987)からも支持される。神戸川と斐伊川の河口付近の粗粒堆積物は当時の河口付近の扇状地-三角州堆積物(汽水成-海成), 広域的に分布する粘土やシルトは汽水-海水に満たされた潟湖の堆積物であろう(鹿野ほか, 1989)。

## V. 10 三角州, 扇状地及び氾濫原堆積物 (v)

出雲平野の表層には斐伊川や神戸川, 宍道湖に流入する小河川によってもたらされた礫, 砂及び泥が分布する。厚さ数 m-10数 mで扇状地, 三角州及び氾濫原をなす。

関ヶ原の合戦(1600年)後, 中国山地で砂鉄採取が本格化し, 鉄穴流し<sup>かな</sup>によって大量の土砂が斐伊川から出雲平野に流入するようになったため, 出雲平野に残存していた低湿地は急速に埋積され, 斐伊川は天井川化した。

## VI. 埋立地 (r)

(鹿野和彦・竹内圭史)

今市図幅地域内には数ヶ所に埋立地がある。斐川町直江から荘原にかけて, 昭和8年頃に新川の旧河道を埋め立てた埋立地があり道路, 集落及び出雲空港として利用されている。また, 斐伊川河口は昭和30年代に, 宍道町昭和新田は昭和40年頃に, 松江市古曾志町の宍道湖岸は昭和40年代前半にそれぞれ埋立られ水田として利用されている。平田市十六島湾岸は昭和40年代後半に埋立てられ港湾施設が設けられている。平田市釜浦町や三津町の漁港にも埋立地がある。

## VII. 活断層及びリニアメント

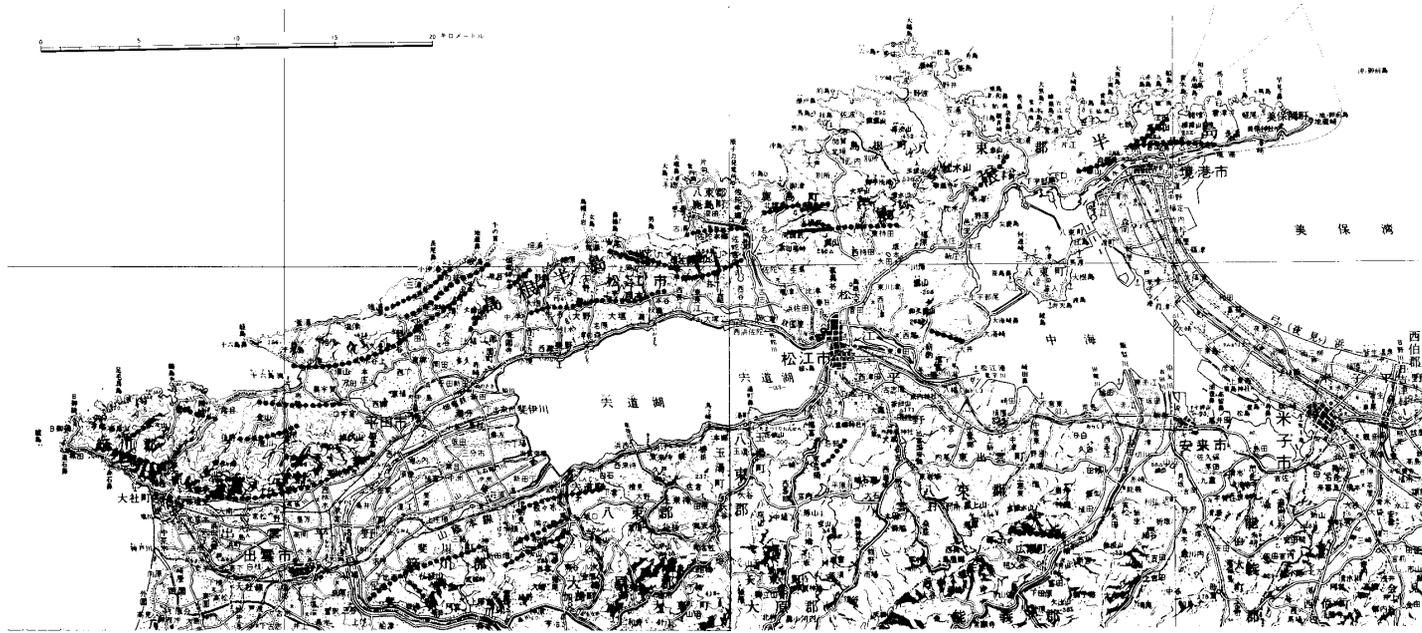
(鹿野和彦)

今市地域及び周辺地域に認められるリニアメントを第41図に示す。これらのリニアメントのうち、橋本ほか(1980)及び活断層研究会(1980)により確実に活断層とされたものはない。ほとんどのリニアメントは地質断層あるいは岩相境界に一致しており、それらを活断層と確定し得る証拠は得られていない。ただし北東隣境港地域の南講武付近を通るリニアメントには長さ約2kmにわたり支谷の系統的な右屈曲が認められ、明らかに活断層と認定できる。鹿野・吉田(1985)の中でその調査を実施した衣笠はこれを七田断層と命名している。

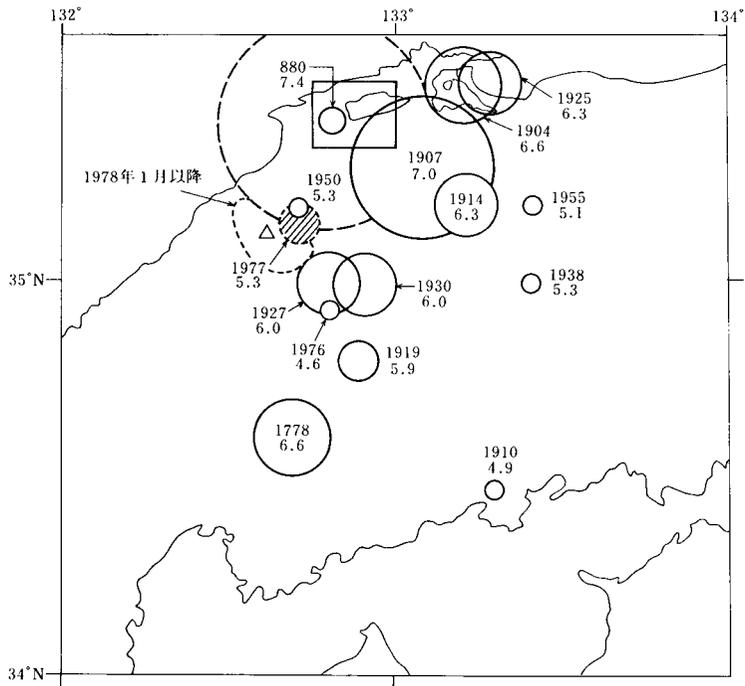
## VIII. 地震活動

(鹿野和彦)

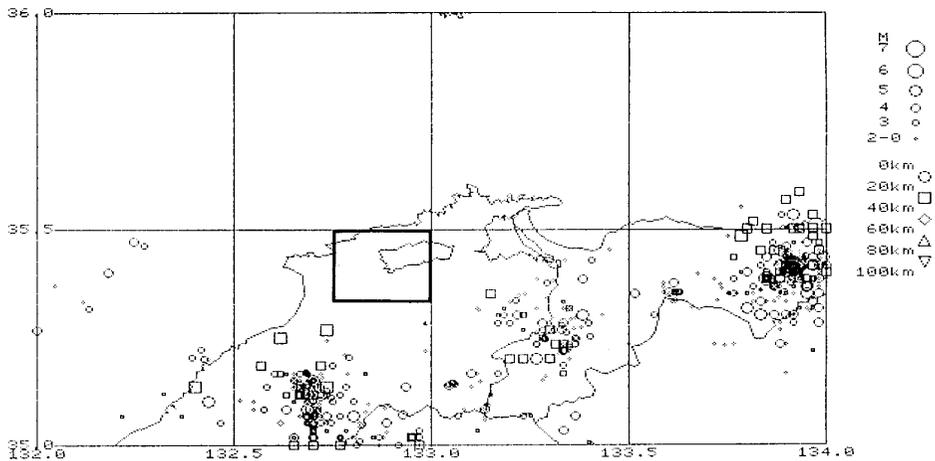
過去の記録を見ると、宍道低地帯及びその南方の地域に震央があるM5-7の地震がいくつか認められる(第42図)が、今市地域内に震央があつて大きな被害をもたらすような地震は現在までのところ知られていない。また1926年から1987年までの期間に気象庁によって決められた地震のリストには今市地域内に震央がある地震は記録されていない(第43図)。第42図に示される880年の出雲地震の震央は今市地域内にあるが、これについては諸説あり、確定していない。



第41図 今市地域及び周辺地域のリニアメント 実線部は活断層



第42図 中国地方中部の主な震央分布 笠原(1983)を一部改変. 枠内が今市地域



第43図 島根県東部及び周辺地域の地震分布 本図は気象研究所石川有三氏ほかの作成したソフトSEIS-PCにより、気象庁汎用全国震源ファイルを使って作成したもので、1926年1月1日-1987年12月31日の間に発生した地震を示す。右肩の記号はマグニチュード(M)と震源の深さを表す。枠内が今市地域

## IX. 応用地質

(鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久)

### IX. 1 金属鉱床

**石膏、銅、鉛及び亜鉛鉱床** 平田市河下町別所町に石膏を主とする鉱体が分布する。この鉱体は西隣大社地域の鱒淵<sup>わにぶち</sup>鉱山の成相寺層上部の泥質岩層に胚胎する黒鉄鉱床の鉱体群の一部で、石膏のほか硬石膏、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、斑銅鉱、黄鉄鉱、四面銅鉱を少量伴う(鹿野ほか, 1989, p.42-44)。

このほか宍道低地帯南側の仏経山周辺の久利層流紋岩や大森層安山岩中に NS-NW 方向の黄鉄鉱と石英あるいは黄鉄鉱と方解石からなる小脈が分布する(通商産業省, 1970)。

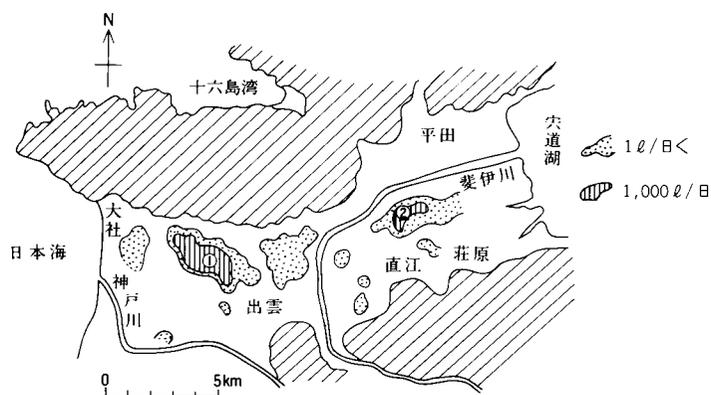
**砂鉄鉱床** 斐川町阿宮付近の斐伊川河床表層及び河床下5-10mの所には漂砂磁鉄鉱が濃集している。1985年の時点で年間200t程度採取している(島根県地質図説明書編集委員会, 1985, p.475)。

### IX. 2 非金属鉱床

今市地域で知られている非金属鉱床は出雲市大津町三谷の鏡山鉱山ベントナイト鉱床のみである。この鉱床は大森層の流紋岩凝灰岩が変質してできたものであり、鉱石は淡黄-淡灰色でモンモリロナイトを主とし、 $\alpha$ -クリストバライト、モルデン沸石、斜ブチロル沸石を伴う(岡本, 1963)。

### IX. 3 石油及び天然ガス

今市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、かつて鱒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、 $\text{CH}_4$ を主とする水溶性ガスが面積 $8\text{km}^2$ 内に約 $1,250$ 万  $\text{m}^3$ 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最も多かったのは大社町<sup>ようかん</sup>遥基地区(第44図①)と斐川町原鹿(久木)地区(第44図②)で、2インチ口径の坑井最大日産量(自噴)はそれぞれ $21.5\text{m}^3$ /日であった。この天然ガスは大社町遥基地区、斐川町原鹿地区などで家庭用燃料として使用されてきたが現在では斐川町原鹿地区の2戸を除いてほとんど使用されていない(島田, 1988)。出雲平野下には有機物に富む泥炭-腐植質粘土層を挟む沖積層(中海層)が広く分布しており、これらの有機質層が $\text{CH}_4$ 発生の根源層と考えられる(島田, 1988)。一方、島根半島の新第三系泥質岩の大部分は、石油根源岩とはなり得ない(島田ほか, 1986)。しかし、成相寺層泥質岩の一部にはわずかながら石油根源岩



第44図 出雲平野第四系から産出する天然ガスの分布 本島(1962)を一部改変

となり得るものがあり、また、これら泥質岩を構成する主要粘土鉱物はイライトと緑泥石で(石黒・島田, 1986)続成作用がかなり進んでおり、鱈淵鉱山の石油湧出と併せて注目される(島田ほか, 1986)。

#### IX. 4 石材及び骨材

平田市河下町別所町付近の牛切層から間知石として砂岩が採取されている。また、路盤用として河下町別所付近の成相寺層中に貫入しているドレライトが採取されている。

玉湯町から穴道町にかけて分布する大森層の砂岩、いわゆる“来待砂岩”は来待石と呼ばれ、石灯ろうなどの原石として年間2,000t以上採掘されている(第45, 46図)。来待石は軟らかく加工しやすい上、すみやかに風化し、苔もつきやすいことから石灯ろうなどの庭園装飾用石材にうってつけだとされている。

#### IX. 5 地すべり及び山崩れ

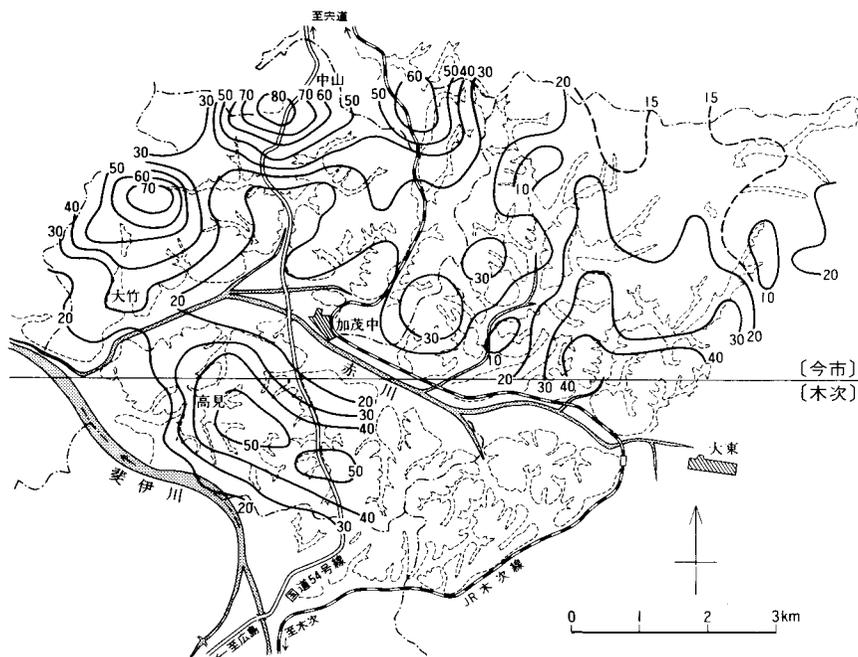
今市地域には地すべり防止区域に指定されている場所が数ヶ所ある。その多くの場所で泥質岩または花崗岩質岩の崖錐堆積物が認められる。地すべり防止地域には指定されていないが、鼻高山南側の急崖の付近には岩屑が厚く堆積している所があり、地すべりを起こす可能性がある。中列山地北側の日本海沿岸の斜面もかなり急で、崩落や層面すべりの可能性があり、十分注意を払う必要がある。また、真砂化した大東花崗閃緑岩及び鶴花崗岩の角閃石黒雲母花崗岩が露出し比較的急な斜面を作っている場所では山崩れのおそれがある。昭和39年7月の山陰北陸豪雨の時、加茂町の大竹北方、中山西方及び高見南東で著しい崩壊があった(第47図)。



第45図 来待石の石切場 宍道町鏡南方



第46図 来待石の灯ろう



第47図 昭和39年7月山陰北陸豪雨による山崩れ発生度数分布図 (黒田・窪木, 1973). 1/10,000地形図上にプロットされた崩壊の頭が直径1kmの円内に含まれる数を求めて、その等値線を描いたもの

## IX. 6 地盤の液状化

宍道低地帯には第四系が広く分布しており、それら未固結堆積物が地震動に対してどのように応答するか地震対策の一環として調べる必要がある。地震災害の観点から宍道低地帯の第四系を系統的に調べた研究は少ないが、寺見・三梨(1983)が大まかながら地震動による液状化発生危険度図を作成し公表している(第48図)。それによれば大きな地震動(おそらく震度5以上)に出会った場合、今市地域では出雲平野の斐伊川流域で液状化が起きる可能性が高いことが分かる。しかし、これ以上具体的なことは分からない。これからの研究の進展が待たれる。

## IX. 7 温泉

今市地域には温泉としてみるべきものはほとんどなく、唯一知られているのが斐川町学頭の湯の川(学頭)温泉である。湯温30℃程度の単純泉で湧出量が少ないためボーリングして汲み上げている。このほか宍道町来待ではボーリングによって汲み上げているアルカリ性単純冷泉がある。



## 文 献

- 安藤 武・黒田和男・柴田喜平・三浦 清(1968) 島根県大原郡地方における崩壊とそれに関連する花崗岩の風化機構について. 防災科学技術総合研究報告, no.14, p.31-75.
- BLOW, W. H.(1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, in BRONNIMANN, P. and RENZ, H. H. eds., *Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, 1st, Geneva (1967), Proc., 1. p.199-422.
- FISHER, R. V. and SCHMINCKE, H. U. (1984) *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 472p.
- 後藤慎二・中海宍道湖自然史研究会(1988) 中海宍道湖の自然史研究—その7. 音響探査による中海・宍道湖の湖底堆積層と完新統基底面高度分布—. 島根大地質学研究報告, no. 7, p.13-23.
- 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.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之(1983) 三瓶山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 168p.
- 林 正久・三浦 清(1986) 三瓶雲南軽石層の鉱物特性と分布の広域性. 山陰地域研究(自然環境), no. 2, p.17-26.
- (1987) 三瓶火山のテフラの層序と その分布. 山陰地域研究(自然環境), no. 3, p.43-66.
- 広田清治(1979) 島根県産脊椎動物化石目録. 化石研究会誌, no. 12, P.21-27.
- 一の谷団体研究グループ(1982) 島根県布志名層より *Desmostylus* の産出. 地球科学, vol. 36, p.224-228.
- 飯泉 滋・沢田順弘(1980) 松江南方の白亜紀後期-新第三紀初期火成岩類. 日本地質学会第87年総会・年會見学旅行案内書, 第5班, 38p.
- 今村外治・迎三千寿・多井義郎ほか山陰研究グループ(1958) 山陰地区の中・上部新第三系について—日本第三系シンポジウム—. 日本地質学会昭和33年討論会資料, p.40.
- 石黒靖彦・島田昱郎(1986) 島根半島の中新世泥質岩の堆積鉱物相. 島根大地質学研究報告, no. 5, p.43-50.
- 石原舜三(1966) 島根県東部の花崗岩類とモリブデン鉱床の地質的位置—本邦モリブデン鉱床の研究(1)—. 地質雑, vol. 72, p.553-572.
- (1967a) 島根県大東町塩田付近の「石英斑岩」について. 地質雑, vol.73, p.277-280.
- (1967b) 島根県東部の火成活動史とモリブデン鉱化作用に関する諸問題—本邦モリブデン鉱床の研究(4)—. 鉱山地質, vol.17, p.272-283.
- (1971) 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類. 地質調査所報告, no.239, 183p.

- 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) 美保閑地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 28p.
- ・—————(1986) 惠曇地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 30p.
- KANO, K., NAKANO, S. and MIMURA, K. (1988) Deformation structures in shale bed indicate flow direction of overlying Miocene subaqueous pyroclastic flow. *Bull. Volcanol.*, vol. 50, p. 380-385.
- , SATOH, H. and BUNNO, M. (1986) Iron-rich pumpellyite and prehnite from the Miocene gabbroic sills of the Shimane Peninsula, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 81, p. 51-58.
- KANO, K., and TAKEUCHI, K. (1989) Origin of mudstone clasts in turbidites of the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, Southwest Japan. *Sediment. Geol.*, vol. 62, p. 79-87.
- 鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊 遙秋(1989) 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.
- ・柳沢幸夫(1989) 阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代. 地調月報, vol. 40, p. 647-653.
- ・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.
- 笠原慶一(1983) 島根地方の地殻活動. 島根大地質学研究報告, no. 2, p. 55-66.
- 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) 日本の活断層一分布図と資料. 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.
- 紺田 功・水野篤行(1987) 宍道湖・斐川平野東部のポーリングコアの有孔虫群集. 山陰地域研究(自然環境), no. 3, p. 175-184.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩のK-A dating (V) - 西南日本の花崗岩類 - . 岩鉱, vol. 56,

- p.191-211.
- 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. 203-207.
- 黒田和男・窪木時雨郎(1973) 島根県大原郡下の風化花崗岩地帯における山くずれの地質学的研究. 防災科学技術総合研究報告, no.30, p.7-22.
- MACHIDA, H. (1975) Pleistocene sea level of South Kanto, Japan, analysed by tephrochronology, in SUGGATE, R.P. and CRESSDWELL, M.M., eds., *Quaternary Studies*, the Royal Society of New Zealand, p. 215-222.
- 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.
- ・—————・百瀬 貢(1985) 阿蘇4火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義一. 火山, 第2集, vol. 30, p. 49-70.
- 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.
- MATSUDA, T. (1982) Fission-track geochronology of Late Cretaceous to early Neogene igneous rocks in San'in Belt, southwest Japan. *Abstracts for Workshop on Fission-Track Dating, June 30, 1982, Nikko, Japan*, p. 37-41.
- 松井 健・加藤芳朗(1962) 日本の赤色土壌の生成期・環境にかんする二, 三の考察. 第四紀研究, vol. 2, p. 161-179.
- 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.
- 松浦浩久(1989) 山陰地方中部に分布する白亜紀後期一古第三紀火成岩類の区分と放射年代. 地調月報, vol.40, p.479-495.
- 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.
- MINATO, H. and AOKI, M. (1978) The mode of formation of Clinoptilolite from volcanic glass—In the case of Tamatsukuri, Shimane Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Gener. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 28, p. 205-214.
- 三梨 昂・後藤慎二・大西郁夫・高安克己・徳岡隆夫・渡辺正巳・安間 恵・松岡弘和・中原昌樹・水野篤行・井内美郎(1988) 宍道湖の湖底地形と堆積層. 山陰地域研究(自然環境), no.4, p. 43-50.
- ・徳岡隆夫(編)(1988) 中海・宍道湖一地形・底質・自然史アトラス. 島根大学山陰地域研究総合センター, 115p.
- 三浦 清(1963) 山陰中部における後期白亜紀～古第三紀の火成岩類に関する地質学的岩石学的研究(I), 火成活動史. 岩鉱, vol.50, p.66-76.
- (1966) 島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について(I). 岩鉱, vol.56, p.256-283.

- 三浦 清(1973a) 島根県およびその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.
- (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.
- (1974) 山陰グリンタフ地域に見られる新第三紀火山岩の岩石化学的地域性. 島根大学教育学部紀要(自然科学). vol. 8, p. 51-58.
- 宮嶋聖隆・永島晴夫・大西郁夫(1972) 松江市周辺の地質—出雲層群の研究, I. 島根大文理学部紀要, 理学科編, no. 5, p. 131-138.
- 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.
- MORRIS, P.A. (1986) Geochemistry of some Miocene to Quaternary igneous rocks bordering an ensialic marginal basin — an example from eastern Shimane Prefecture and Oki Dozen Island, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no. 20, p. 115-133.
- , ITAYA, T., WATANABE, T. and YAMAUCHI, S. (1990) Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture — Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, vol.4, p. 125-131.
- 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, vol. 13, p. 861-898.
- 西山省三(1962) 鰐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.
- ・米谷盛寿郎(1984) 浮遊性有孔虫による島根県布志名層の地質時代. 山陰文化研究紀要, vol. 23, p. 1-19.
- ・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.
- NOMURA, S. and HATAI, K. (1939) Fossil mollusca from the Neogene of Izumo. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 16, p. 1-9.
- 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.
- OGASAWARA, K. and NOMURA, R. (1980) Molluscan fossils from the Fujina Formation, Shimane Prefecture, San-in district, Japan. *Professor Saburo Kanno Memorial Volume*, p. 79-98.
- 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.
- (1963) 出雲市三谷のペントナイト鉱床. 中国地方工業用鉱物開発委員会(編), 中国地方の工業用鉱物資源, 第2輯, p. 149-153.

- 岡本和夫(1981) 山陰地方中新統の貝類化石. 大森昌衛教授還暦記念論文集「軟体動物の研究」, p. 347-355.
- ・今村外治(1971) 山陰西部下～中部新統貝類化石. 化石, no. 22, p. 19-28.
- OKAMOTO, K. and NAKANO, M. (1967) Some Miocene limit fossils from the area around the Wanibuchi mine, Izumo Province, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 68. p. 185-192.
- 大久保雅弘(1975a) 山陰地方の中新世頭足類. 島根大文理学部紀要, 理学科編, no. 10, p. 145-150.
- (1975b) 松江層のエビ化石. 山陰文化研究紀要, no. 15, p. 211-216.
- (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, 理学科編, no. 10, p. 145-150.
- ・高安克己(1980) 島根県第三紀無脊椎動物化石誌. 山陰文化研究紀要, no. 20, p. 79-111.
- ・————・広田清治(1980) 来待層より *Paleoparadoxia* の発見. 地球科学, vol. 34, p. 350-353.
- 大西郁夫(1974) 山陰地方の第四紀中・後期の植物化石. 島根大文理学部紀要, 理学科編, no. 7, p. 101-115.
- (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.
- (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.
- ・松田志朗(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.
- OTUKA, Y. (1937a) Tertiary folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, vol. 13, p. 78-81.
- (1937b) Some geologic consideration of the folded Tertiary zones in Japan (advanced paper). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 15, p. 1041-1046.
- (1938) Mollusca from the Miocene of Tyugoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. 2, p. 5.
- 大塚弥之助(1938) 島根県宍道湖北岸の第三紀化石. 地質雑, vol. 45, p. 367-368.
- OTUKA, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Pub. Commemor. Prof. Yabe's 60th Birthday*, p. 481-519.
- 大八木規夫(1968) 島根県加茂・大東花崗岩類帯における風化帯の構造と崩壊. 防災科学技術総合研究報告, no. 14, p. 113-127.
- 坂本 亨・山田直利・須田芳朗(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) 山陰海岸地域の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 354-376.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973) グリーン・タフ積成盆の発生期にまつわる二, 三の問題—山陰, 松江湾入部を一例として—. 地質学論集, no. 9, p. 107-122.
- (1979) 松江市南方の下部および中部中新統の陥没盆地. 地質学論集, no. 16, p. 33-53.
- 佐藤次郎(1974) 松江の魚類化石. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 237.

- SHIBATA, K. and ISHIIHARA, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Economic Geology*, vol.69, p.1207-1214.
- 島田 昱郎 (1988) 簸川平野沖積層の水溶性天然ガスに関する覚え書. 山陰地域研究(自然環境), no. 4, p. 35-42.
- ・鈴木徳行・矢野寛幸・木幡信弘・高橋尚彦・前田正光 (1986) 島根半島の新第三系泥質岩の抽出性有機物. 山陰地域研究(自然環境), no. 2, p. 91-103.
- 島根県地質図編集委員会 (1982) 島根県地質図(20万分の1)
- 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.
- 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—島根半島第三系の地質学的研究(その1)—. 地質雑, vol. 58, p. 573-582.
- (1953) 島根半島中央区の層序と構造(続)—島根半島第三系の地質学的研究(その2)—. 地質雑, vol. 59, p. 93-98.
- (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.
- TAKAYASU, K. (1980) Fossils from Nange, Matsue City—Molluscan fossils from various localities in Shimane Prefecture, part 1. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no. 14. p.133-145.
- 高安克己・中村武史 (1984) 宍道湖南岸のデスモスチルス産出層と貝化石からみたその古環境. 地団研専報, no. 28, p. 91-99.
- ・高橋正志 (1988) 中新統布志名層産魚類耳石化石. 島根大地質学研究報告, no.7, p. 113-115.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄 (1982) 島根県大田市新統の微化石層位学的研究—特に模式川合・久利両累層について—. 広島大総合科学部紀要IV, vol. 7, p. 49-89.
- 瀧本 清・港 種雄・佐野美則 (1965) 島根県大東地域におけるモリブデン鉱床の研究(1). 鉱山地質, vol.15, p.36-47.
- 寺見保正・三梨 昂 (1983) 宍道湖・中海低地帯周辺の地震動災害の予測に関する研究. 島根大地質学研究報告, no.2, p.49-54.
- 富田 達・酒井栄吾 (1937) 島根県布志名及び来待地方の地質. 地質雑, vol. 44, p. 482-483.
- TOMITA, T. and SAKAI, E. (1937) 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. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, Sec. II, vol.2, p.147-204.
- 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.
- 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.
- (1987) 昭和61年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 149p.
- (1988) 昭和62年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 135p.
- (1989) 昭和63年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 180p.
- UTO, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. Tokyo Univ. Ph. D. Thesis. 184p.
- 山元孝広・星住英夫(1988) 丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火成活動. 地質雑, vol. 94, p. 769-781.
- 山本豊穂(1954) 島根県大東鉱山付近の地質及び鉱床について. 広大地研報, no.4, p.1-14.
- 山内靖喜(1975) 島根半島釜浦付近の中新統内のノジュール. 島根大文理学部紀要, 理学科編, no. 9, p. 143-151.
- ・稲原克哉・大西郁夫(1988) 出雲平野地下の第四系とその基底面高度. 島根大地質学研究報告, no. 7, p. 5-12.
- ・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.
- YOKOYAMA, M. (1913) On two new fossil cephalopoda from the Tertiary of Izumo. *Jour. Geol. Soc. Tokyo*, vol. 20, p. 1-3.
- (1923) On some fossil mollusca from the Neogene of Izumo. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 2, p. 1-9.
- 米子工業高等専門学校(1985) 島根県地盤図(解説・資料編). 441p.
- YOSHIWARA, S. and IWASAKI, J. (1902) Note on a new fossil mammal. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. 16, p. 1-3.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Okayama (12) No.16



## GEOLOGY

OF THE

## IMAICHI DISTRICT

By

Kazihiko KANO, Keiji TAKEUCHI and Hirohisa MATSUURA

(Written in 1990)



(ABSTRACT)

### OUTLINE

The Imaichi district is located on the Japan Sea coast in San-in, southwest Japan. The northern part of this district is a hilly peninsula, Shimane Hantō, and the southern part is a hilly, northern margin of Chūgoku Sanchi (Mountains). Spreading from west to east, Izumo Heiya (Plain) and Shinji Ko (Lake) form a part of Shinji Lowland between Shimane Hantō and Chūgoku Sanchi.

Shimane Hantō is a folded zone of Neogene volcanics and sediments, which form E-W trending anticlines and synclines and are cut by E-W trending reverse faults and minor normal faults. Similar Neogene sequence overlies Late Cretaceous volcanics and Paleogene plutonics in the northern margin of Chūgoku Sanchi, and is believed to form an E-W trending broad syncline under the cover of Quaternary sediments of the Shinji Lowland. The geology of the Imaichi district is summarized in Table 1.

Table 1 Summary of the geology of the Imaichi district

Geologic Age	Stratigraphy		Lithology		Igneous Activity	Sedimentary Environment	Radiometric Ages and Fossils	
	Shimane Peninsula	Shinji Lowland Chugoku Mountains						
Quaternary	Holocene	Delta, fan and flood plain deposits, and Nakaumi Formation (<50m)	Sand, mud and gravel (with peat)				Marine to brakish molluscs	
		Lower terrace deposits (8m)	Gravel, sand and mud					
	Pleistocene	Sashimi Formation (<50m)	Middle II terrace deposits (5m<)	Mud, sand and gravel (with peat and volcanic ash)	Mud, gravel and sand			Marine to brakish molluscs
			Middle I terrace deposits (8-10m)		Gravel, sand and mud	Gravel and gravelly mud		
		Higher III terrace deposits (5-8m)	Older fan deposits	Gravel, sand and mud				
	Higher II terrace deposits (5m)		Gravel, sand and mud					
	Higher I terrace deposits (30m)		Gravel, sand and mud					
Neogene	Late Miocene	Matsue Formation (400m<)	Hikawa Formation (150m<)	Sandstone (with siltstone and lignite)	Sandstone (with siltstone, mudstone and lignite)		Marine to brakish fauna and plant	
		Furue Formation (<900m)	Fujina Formation (<500m)	Mudstone and siltstone	Siltstone and mudstone Sandstone		N10-11 Marine fauna	
	Middle Miocene	Ushikiri Formation (<880m)	Omori Formation (80-750m)	Argillaceous rock / sandstone alteration Sandstone/argillaceous rock alteration Conglomerate and conglomerate/sandstone alt. (with andesite volcanics and rhyolite volcanoclastics)	Sandstone (with conglomerate, and andesite and rhyolite volcanics) Andesite lava and conglomerate		N9 Marine fauna	
		Josoji Formation (<900m)	Kuri Formation (<500m)	Black argillaceous rocks, and rhyolite lava and volcanoclastics (with andesite lava and volcanoclastics)	Mudstone, and rhyolite lava and volcanoclastics Sandstone and conglomerate		N8-9 Marine fauna	
	Early Miocene	Kawai Formation (<150m)						
		Koura Formation (200m<)		Sandstone conglomerate and argillaceous rocks				←21Ma(FT) ←23-26Ma (FT) Nonmarine molluscs and Daijima-type Flora
Paleogene	Oligocene					BI AI		
	Eocene	Hiyodori Granite		Bi. granite, ho.-bi. granite and granite porphyry			←43-60Ma (K-Ar)	
Paleocene		Daito Granodiorite		Ho.-bi. granodiorite			←44-63Ma (K-Ar)	
Late Cretaceous		Kamishima Volcanics		Bi. rhyolite welded tuff and ho.-px. andesite		BE AE		

BE : basic to intermediate effusive rocks    BI : basic to intermediate intrusive rocks    AE : acidic effusive rocks  
 AI : acidic intrusive rocks    K-Ar : K-Ar age of whole rock    FT : fission-track age of constituent zircon

## CRETACEOUS AND PALEOGENE

The Cretaceous and Paleogene of the Imaichi district include Kamishima Volcanics, Daitō Granodiorite and Hiyodori Granite. They are exposed in Chūgoku Sanchi.

The Kamishima Volcanics includes biotite rhyolite welded tuff in the lower part and hornblende-pyroxene andesite lava in the upper part. The age is unknown, but it is intruded by the Paleogene Hiyodori Granite and is believed to be a part of the Late Cretaceous volcanics extensively distributed in the surrounding area of Chūgoku Sanchi.

The Daitō Granodiorite is medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite. It is intruded by Hiyodori Granite and is 63–44Ma in K–Ar age.

The Hiyodori Granite is composed mainly of biotite granite, porphyritic granite and aplite. It locally includes fine- to medium-grained dioritic to tonalitic xenoliths, and bears hornblende around the Daitō Granodiorite. The main facies of the Hiyodori Granite is intruded by granite porphyry of the same granite body.

The Daitō Granodiorite and the Hiyodori Granite are locally intruded by ENE–WSW trending small dikes of hornblende–biotite dacite to rhyolite and microdiorite, possibly of Paleogene age.

## NEOGENE

The Neogene of Shimane Hantō is divided into the Koura, Jōsōji, Ushikiri, Furue and Matsue Formations in ascending order. On the other hand, the Neogene of the northern margin of Chū

goku Sanchi is divided into the Kawai, Kuri, Ōmori, Fujina and Hikawa Formations in ascending order. These formations are litho- and bio-stratigraphically correlated each other as shown in Table 1.

The Koura Formation is an Early Miocene nonmarine sequence composed mainly of sandstone, conglomerate and finely laminated argillaceous rocks. The clastic rocks commonly include fragments of rhyolite, andesite and pre-Neogene acid rocks.

The Jōsōji Formation is an Early to Middle Miocene marine sequence of rhyolite volcanics and black argillaceous rocks with a small amount of andesite volcanoclastics. Rhyolite lava flows and domes commonly forms submarine highs in places, and their volcanoclastics are deposited thick in the flank areas frequently alternate with argillaceous rocks around the highs. This formation conformably overlies the Koura Formation.

The Ushikiri Formation is a Middle Miocene marine sequence composed mainly of sandstone, conglomerate and argillaceous rocks. Sandstone and conglomerate are mostly turbidites or debris flow deposits. This formation locally includes andesite and rhyolite volcanoclastics. It conformably overlies the Jōsōji Formation.

The Furue Formation is a Middle Miocene marine sequence of massive argillaceous rocks, and conformably overlies the Ushikiri Formation.

The Matsue Formation is the Middle to Late Miocene massive marine to brackish

sandstone, and conformably overlies the Furue Formation.

The Kawai Formation is an Early to Middle Miocene, mostly shallow marine sequence of arkosic sandstone and conglomerate. It locally includes plant remains and unconformably overlies granitic basements.

The Kuri Formation is also an Early to Middle Miocene marine sequence of mudstone and rhyolite lavas and volcanoclastics, and conformably overlies the Kawai Formation.

The Ōmori Formation is a Middle Miocene nonmarine to marine sequence of andesite volcanics, sandstone, conglomerate and rhyolite volcanics. It unconformably overlies the Kuri and Kawai Formations with conglomerate and a large amount of subaerial to shallow-water andesite lava. Shallow marine sandstone and conglomerate are common around andesite lava piles, consisting of clastics derived from the andesite lavas.

The Fujina Formation is a Middle Miocene marine sequence conformably overlying the Ōmori Formation. The lower part of this formation is composed of sandstone which is finer-grained than the sandstone of the Ōmori Formation, and the upper part is composed of siltstone and mudstone.

The Hikawa Formation is a Middle to Late Miocene marine to brackish sequence mostly composed of sandstone.

Basic to intermediate intrusive rocks intrude as sills and dikes into the Jōsōji and Ushikiri Formations.

The Neogene of the Imaichi district presents a marine transgression-regression cycle. The sea transgressed southward beyond the earlier-formed depression where the Koura Formation accumulated, so that most of the formations show deeper facies in Shimane Hantō than in the northern margin of Chūgoku Sanchi. The sea once slightly regressed from the northern margin of Chūgoku Sanchi when folding started, resulting in an unconformity between the Kuri and Ōmori Formations and a remarkable, abrupt facies change from the Jōsōji Formation to the Ushikiri Formation. However, the sea transgressed again southward, possibly due to a world-wide sea level rise. After that, the sea regressed northward beyond Shimane Hantō with accelerated uplifting.

## QUATERNARY

The Quaternary of the Imaichi district comprises the Higher I, Higher II, Higher III, Middle I, Middle II and Lower terrace deposits, older fan deposits, the Sashimi and Nakaumi Formations, and delta, fan and flood plain deposits. They are Pleistocene in age except latter two units of Holocene age.

The Higher I, Higher II, Higher III, Middle I, Middle II and Lower terrace deposits are composed of gravel, sand and mud, and are sporadically distributed around Shinji-Ko and Izumo Heiya, forming terraces 5 to 50m above sea level.

Older fan deposits are composed of gravel and gravelly mud, and are locally distributed around the andesite volcanic piles of the Miocene Ōmori Formation.

The Sashimi Formation consists of marine to brackish mud, sand and gravel. The

formation is extensively distributed beneath the Nakaumi Formation in the Shinji Lowland, unconformably overlying Neogene rocks at depth of several tens of meters below sea level.

The Nakaumi Formation consists of marine to brackish mud, sand and gravel. It unconformably overlies the Sashimi Formation, and grades upward and laterally into alluvial delta, fan and flood plain deposits extensively spreading over Izumo Heiya.

#### ACTIVE FAULTS AND LINEAMENTS, AND EARTHQUAKES

Several lineaments are recognized in the Imaichi district, coinciding with rock boundaries or geologically old faults. There are no active faults ascertained. No large earthquakes whose epicenters are located in this district have been reported.

#### ECONOMIC GEOLOGY

The Wanibuchi mine in the west of Shimane Hantō once produced a large amount of gypsum from lenticular gypsum-dominated Kurokō bodies emplaced in argillaceous rocks of the Jōsōji Formation. The mine stopped working several years ago.

Quaternary sediments of Izumo Heiya yield a small amount of methane gas which is locally utilized for household fuel.

Sandstone of the Ushikiri Formation, andesite of the Ōmori Formation and dolerite sheets in the Jōsōji Formation are quarried at several places for the aggregates of building and road basements.

Kimachi Ishi, a kind of sandstone of the Ōmori Formation is quarried for garden lanterns. Recent annual production of Kimachi Ishi reaches 2,000 t.

文献引用例

鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久(1998) 今市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KANO, K., TAKUCHI, K. and MATSUURA, H. (1991) *Geology of the Imaichi district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 79p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

---

---

平成 3 年 1 月 24 日 印刷

平成 3 年 1 月 28 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

印刷所 株式会社 明文社

〒130 東京都中央区日本橋蛸殻町 1-24-8

---

---

© 1991 Geological Survey of Japan