

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
岡山（12）第27号  
NI-53-32-1

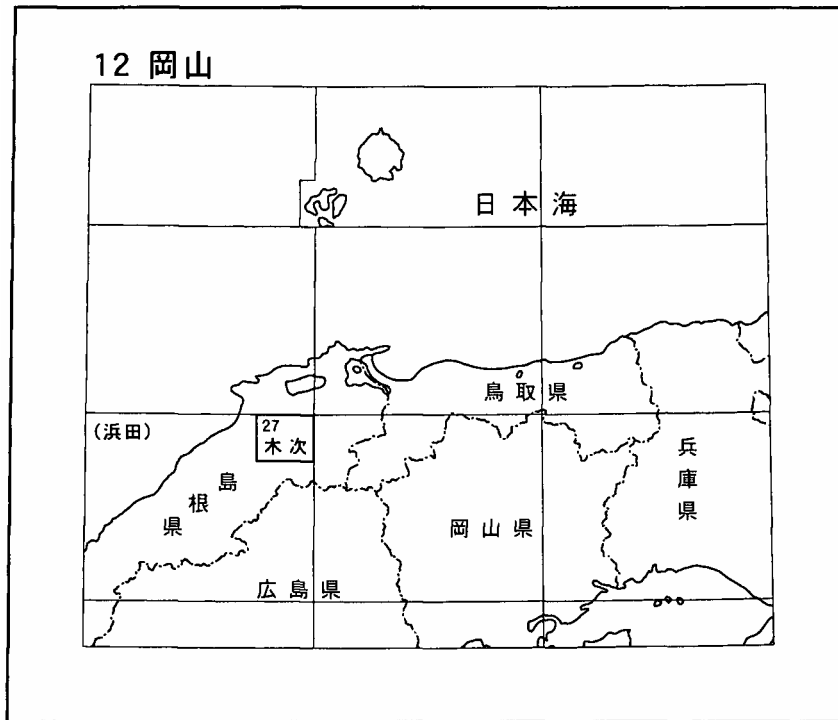
## 木 次 地 域 の 地 質

松浦浩久・鹿野和彦・石塚吉浩・高木哲一

平成17年

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

位置図



( ) は1:2,00,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of Geological Map of Japan 1:50,000

12-15 大社 Taisha NI-53-31-8 (1989)	12-16 今市 Imaichi NI-53-31-4 (1991)	12-17 松江 Matsue NI-53-25-16 (1973)
12-25・26 石見大田及び大浦 Iwami-Ōda and Ōura NI-53-32-5・9 (1998)	12-27 木次 Kisuki NI-53-32-1 (2005)	12-28 横田 Yokota NI-53-26-13 (1973)
12-38 三瓶山 Sambe San NI-53-32-6 (1983)	12-39 頓原 Tombara NI-53-32-2 (未刊行, unpublished)	12-40 多里 Tari NI-53-26-14 (1977)

## 木次地域の地質

松浦浩久\*・鹿野和彦\*・石塚吉浩\*・高木哲一\*\*

本研究報告は、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八ヶ所の一つ「島根県東部」に位置する「木次」地域の地質に関する記述である「木次」地域にかかる地方自治体は、出雲市、簸川郡佐田町、飯石郡三刀屋町、同掛合町、同吉田村、大原郡加茂町、同木次町、同大東町、仁多郡仁多町の1市7町1村である<sup>†</sup>。

現地調査は平成13～15年度に実施した。先新第三系の調査は松浦が、新第三系の調査は鹿野と石塚、松浦が行い、全体のとりまとめを松浦と鹿野とが行った。とりまとめにあたっては、島根大学澤田順弘教授から、掛合町から吉田村、佐田町にかけて分布する第三紀火成岩の詳細な地質調査資料の提供を受けた。当該地域の層序・構造については、すでに澤田教授が詳細に報告しており、本報告では、これに鹿野、石塚、松浦の調査資料を加えて再検討した結果をまとめた。地層・岩体の区分とそれらの層位学的位置づけについて澤田教授と若干意見を異にする点がいくつかあるが、内容に大きな変更はない。

島根県鉱業振興協会伊藤瑞章会長ならびに斐川礦業株式会社伊藤通規社長には、本地域の鉱山に関する情報を提供していただいた。石原舜三博士には、応用地質の編集にご協力いただいた。以上の方々に心より感謝申し上げます。

薄片は地質標本館の野神貴嗣、大和田 朗、福田和幸が作成した。

(平成16年度稿)

---

\* 地質情報研究部門

\*\* 深部地質環境研究センター

† 三刀屋町、掛合町、吉田村、加茂町、木次町、及び大東町は2004年11月1日に合併して雲南市になった。

Keywords : Geological map of Japan 1:50,000, Late Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary, Kamishima Volcanic Rocks, Daitō Granodiorite, Hiyodori Granite, Kawai Hybrid Rocks, Shimokuno Granite, Hata Formation, Yoshida Plutonic Complex, Seikyū Volcano-plutonic Complex, Kawai Formation, Kuri Formation, Ōmori Formation, Muroyama Basalt, Higher terrace deposits, Middle terrace deposits, Older fan deposits, Fan and fluvial deposits, Molybdenum deposit, Sericite deposit

## 目 次

第1章	地 形	1
第2章	地質概説	3
2.1	金成変成岩	3
2.2	後期白亜紀～古第三紀火成岩類	3
2.3	新第三系	7
2.4	第四系	10
第3章	金成変成岩	12
第4章	後期白亜紀～古第三紀火成岩類	13
4.1	上島火山岩類及び相当火山岩類	13
4.1.1	上島火山岩類	13
4.1.2	その他の火山岩類	14
4.2	蓮花寺花崗閃緑岩	18
4.3	小木石英閃緑岩及び相当岩体	19
4.3.1	小木石英閃緑岩	20
4.3.2	その他の岩体	20
4.4	大東花崗閃緑岩及び相当岩体	21
4.4.1	大東花崗閃緑岩	21
4.4.2	その他の岩体	22
4.5	大宝花崗閃緑岩及び相当岩体	23
4.5.1	大宝花崗閃緑岩	23
4.5.2	その他の岩体	23
4.6	鴨花崗岩, 横田花崗岩及び相当岩体	23
4.6.1	鴨花崗岩	23
4.6.2	横田花崗岩	25
4.6.3	その他の岩体	25
4.7	堂々火山碎屑岩脈	25
4.8	川井混成岩及び相当岩体	26
4.8.1	川井混成岩体	26
4.8.2	その他の岩体	27
4.9	下久野花崗岩, 梅木花崗岩及び相当岩体	27
4.9.1	下久野花崗岩	27
4.9.2	梅木花崗岩	28
4.9.3	その他の小岩体	28
4.10	大内谷花崗岩	28
4.11	岩脈	29
第5章	新第三系	30
5.1	波多層	30
5.2	吉田深成複合岩体	35
5.3	清久火山深成複合岩体	37
5.4	川合層	37
5.5	久利層	41
5.6	大森層	42
5.7	貫入岩	46
5.8	室山玄武岩	48
第6章	第四系	50



6.1	高位段丘堆積物	50
6.2	中位段丘堆積物	50
6.3	古期扇状地堆積物	50
6.4	扇状地及び河川堆積物	50
第7章	地質構造	51
第8章	活断層, リニアメント及び地震活動	52
第9章	応用地質	53
9.1	金属鉱床	53
9.1.1	モリブデン	53
9.1.2	砂鉄	56
9.2	非金属鉱床	56
9.2.1	セリサイト	56
9.2.2	粘土	60
9.3	石炭	60
9.4	石材	60
9.5	骨材	60
9.5.1	碎石	60
9.5.2	真砂	60
9.6	温泉	60
9.7	深成岩類の風化と地質災害	61
文献		62
Abstract		68

## 図・表目次

第1.1図	山陰地方の地形	1
第1.2図	木次地域の地形	2
第2.1図	山陰地方中部の地質図	4
第2.2図	木次地域の地質総括図	5
第2.3図	出雲市及び周辺地域の中新統層序の変遷	8
第2.4図	宍道低地帯の第四系層序区分	11
第3.1図	金成変成岩の顕微鏡写真	12
第4.1図	上島火山岩類の黒雲母流紋岩溶結晶質凝灰岩の露頭	13
第4.2図	上島火山岩類の黒雲母流紋岩溶結晶質凝灰岩の顕微鏡写真	14
第4.3図	上島火山岩類の角閃石安山岩溶結晶質凝灰岩の顕微鏡写真	14
第4.4図	大東花崗閃緑岩の接触変成を受けた十日市岩体の顕微鏡写真	16
第4.5図	菅谷高殿岩体のデイサイト火山礫凝灰岩	16
第4.6図	菅谷高殿岩体デイサイト火山礫凝灰岩の顕微鏡写真	18
第4.7図	吉田深成複合岩体に捕獲された菅谷高殿岩体のデイサイト～安山岩溶結晶質凝灰岩の顕微鏡写真	18
第4.8図	蓮花寺花崗閃緑岩のフォリエイションを示す岩相	19
第4.9図	小木石英閃緑岩法印岩体の中粒石英閃緑岩	21
第4.10図	鶴花崗岩の顕微鏡写真	24
第4.11図	堂々火山砕屑岩脈の顕微鏡写真	26
第4.12図	下久野花崗岩の顕微鏡写真	28
第4.13図	梅木花崗岩の顕微鏡写真	28
第5.1図	掛合町波多及び周辺地域の地質図	31
第5.2図	大東町海潮及び周辺地域の地質図	32
第5.3図	波多層基底の角礫岩	33
第5.4図	鳥屋ヶ丸北東斜面における波多層上部のデイサイト火砕流堆積物柱状図	33

第 5. 5 図	波多層上部のデイサイト火砕流堆積物を構成する軽石火山礫凝灰岩	34
第 5. 6 図	波多層上部のデイサイト火砕流堆積物を構成する火山灰雲サージ堆積物	34
第 5. 7 図	吉田深成複合岩体の斑れい岩の転移したピジョン輝石	35
第 5. 8 図	川合層砂岩礫岩卓越相柱状図	38
第 5. 9 図	川合層礫岩	38
第 5. 10 図	川合層細粒砂岩	39
第 5. 11 図	川合層シルト岩	39
第 5. 12 図	川合層細粒砂岩極細粒砂岩互層	40
第 5. 13 図	川合層から久利層に至る岩相変化を示す柱状図	40
第 5. 14 図	川合層上部の砂岩	40
第 5. 15 図	川合層デイサイト火砕岩卓越相柱状図	41
第 5. 16 図	久利層下部のシルト岩泥岩	42
第 5. 17 図	大森層デイサイト溶岩	43
第 5. 18 図	大森層下部の安山岩溶岩を構成する火山角礫岩	44
第 5. 19 図	大森層基底をなす安山岩起源碎屑物の柱状図	44
第 5. 20 図	大森層流紋岩火砕岩	45
第 5. 21 図	大森層安山岩溶岩に重なる礫岩砂岩	45
第 5. 22 図	竜頭ヶ滝の安山岩シル	47
第 5. 23 図	竜頭ヶ滝安山岩シル中のジグソー・パズル状割れ目	47
第 5. 24 図	室山玄武岩の顕微鏡写真	49
第 6. 1 図	高位段丘堆積物柱状図	50
第 8. 1 図	20万分の1 浜田地域内の震源分布図	52
第 9. 1 図	鉱床位置図	53
第 9. 2 図	大東モリブデン鉱床地域の地質図と断面図	55
第 9. 3 図	鍋山鉱山の立坑坑口	57
第 9. 4 図	鍋山鉱山の平面図及び断面図	58
第 9. 5 図	鍋山鉱山坑内におけるセリサイト鉱の産状	58
第 9. 6 図	井儀鉱山の平面図及び断面図	59
第 3. 1 表	金成変成岩の化学組成	12
第 4. 1 表	木次地域内の後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類の放射年代値一覧	15
第 4. 2 表	後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類の全岩化学組成	17
第 4. 3 表	鶴花崗岩の花崗斑岩のフィッシュトラック年代 (出雲市西谷町)	24
第 5. 1 表	吉田深成複合岩体の鉱物組成	36
第 5. 2 表	吉田深成複合岩体の化学組成	36
第 5. 3 表	吉田深成複合岩体石英斑れい岩の黒雲母K-Ar年代測定結果	36
第 5. 4 表	清久火山深成複合岩体安山岩の全岩K-Ar年代測定結果	37
第 5. 5 表	大東花崗閃緑岩中の流紋岩岩脈のジルコンのフィッシュトラック年代測定結果	46
第 5. 6 表	竜頭ヶ滝の細粒閃緑岩のジルコンのフィッシュトラック年代測定値	48
第 5. 7 表	掛合町松笠東方, 北迫道路沿いのデイサイトの斜長石K-Ar年代測定結果	48
第 5. 8 表	室山玄武岩の全岩K-Ar年代測定結果	48
第 9. 1 表	木次地域内の温泉の泉温と成分	61
Fig. 1	Summary of the geology of the Kisuki district	69

# 第1章 地形

(鹿野和彦・松浦浩久)

木次地域は世界測地系の北緯35度10分11.4秒～35度20分11.3秒，東経132度44分50.7秒～132度59分50.6秒，または，日本測地系の北緯35度10分～35度20分，東経132度45分～133度00分の範囲にあり，山陰中部に位置する（第1.1図）．地形的には，東北東-西南西方向に伸びる中国山地の北縁に位置し，すぐ北西に日本海が迫る．

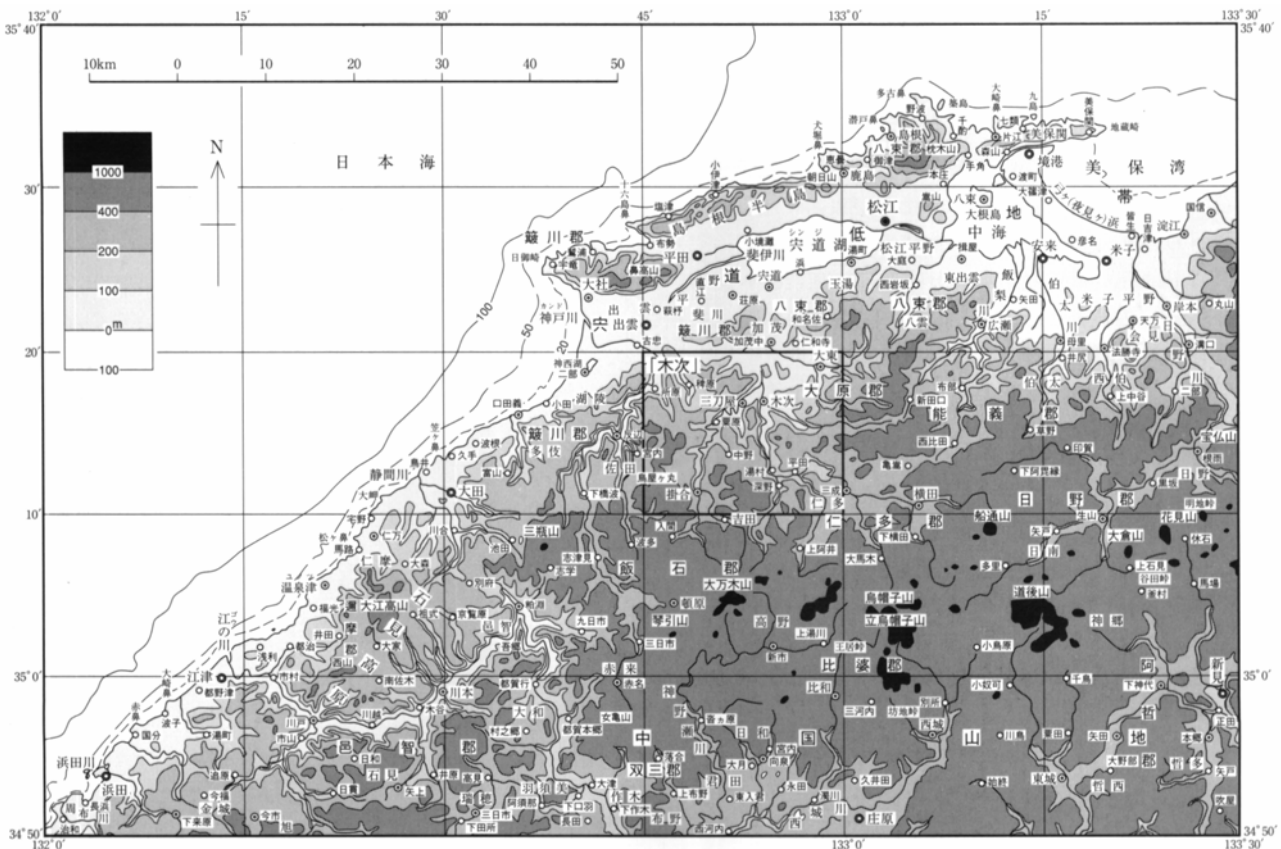
中国山地は，主に後期白亜紀～古第三紀の珩長質深成岩類とそれらに貫かれ熱変成を受けた火山岩類からなり，起伏が少ない．中国山地には，その伸びと平行なリニアメントが多数認められるが，これは，後期白亜紀～古第三紀の珩長質深成岩類などの分布と，新第三紀以降の地殻変動を反映した断層や新生界の分布に規制された組織地形であり，必ずしも現在の活構造を反映したものでは

ない．

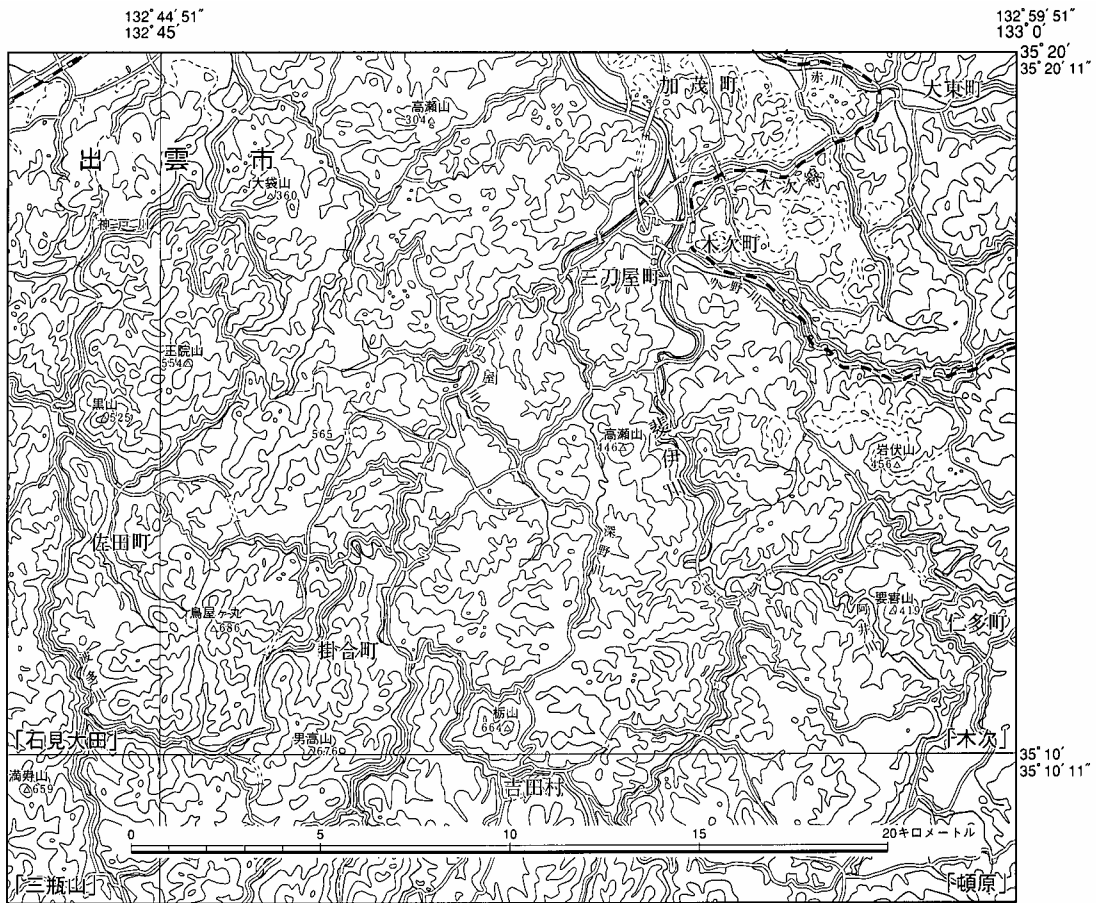
木次地域も例外ではなく，その大半は，後期白亜紀～古第三紀の珩長質深成岩類とそれらに貫かれ熱変成を受けた火山岩類の織りなす起伏の少ない山地となっており（第1.2図），北東-南西方向の組織地形が認められる．木次地域の西部では後期白亜紀～古第三紀の火成岩類を覆って中新世の火山岩類や堆積岩類が分布しており，火山岩類のなす高まりによって起伏が増幅されている．

標高は南に向かって高くなる傾向にあり，最高点が200～300mから500～600mまで上がる．とりわけ標高の高い南西部の鳥屋ヶ丸，鳥帽子山，男高山，栴山など標高600～700mの山々は前期中新世の火山岩や深成岩からなる

木次地域の南東には大万木山など中国山地の尾根が連



第1.1図 山陰地方の地形  
国土地理院発行50万分の1地方図「中国四国」の一部を使用。



第1.2図 木次地域の地形  
 国土地理院発効20万分の1地勢図「浜田」の一部を使用。

なり，そこから発する斐伊川とその支流である三刀屋川や飯石川，深野川，久野川，赤川などが東西に屈曲しながら北西の日本海へ向かって本地域を流下している。これらの河川にそって谷底平野が分布し，比高20～30mと10～20mの段丘がところどころに認められる。これらは，分布面高度などから，下流の宍道低地帯に分布する高位段丘及び中位段丘に対応すると考えられる。宍道低地帯の低位段丘に対応する段丘はほとんど認められないが，これは，江戸時代に盛んだった鉄穴流しによってもたらされた土砂によって河床面が上がり，その結果，

埋め立てられたか，あるいは河川によって削剥されたためであろう。三刀屋町や木次町の市街地は河川の合流点に発達した幾分広い谷底平野に展開している。

本地域の深成岩類分布地域には砂鉄を採取するために岩石の風化部分を切り開いた跡が，谷川の途中の平坦地（木次町芦原）や，山の稜線部分の平地（吉田村後山，仁多町上鴨倉雑家）などの人工地形として残っている（貞方，1982）。

## 第2章 地質概説

(松浦浩久・鹿野和彦・石塚吉浩)

木次地域には後期白亜紀～古第三紀火成岩類が広く分布し、新第三系がこれらを不整合に覆って北東 - 南西方向に延びている。また、斐伊川流域に沿って、わずかながら第四系が分布する。これらの分布を第2.1図に、層序を第2.2図に示す。

### 2.1 <sup>かねなり</sup>金成変成岩

金成変成岩は、細粒砂岩・泥岩起源の灰色の黒雲母ホルンフェルスからなり、大東町金成付近の限られた地域に北東 - 南西方向に伸張して分布する。堆積年代は未詳である。またホルンフェルス化以前に広域変成作用を被ったかどうか不明である。北東に隣接する松江地域内には、本変成岩と岩相が類似した上意東変成岩と鳥屋郷変成岩が分布する。

### 2.2 後期白亜紀～古第三紀火成岩類

本地域には中国山地に連なる後期白亜紀～古第三紀火成岩類が広く分布する。山陰側の後期白亜紀～古第三紀火成岩類の存在は、明治時代の調査(山上, 1897; 鈴木, 1897)ですでに明らかにされていたが、個々の岩体の層序関係と分布、定置年代については長い間不明であった。これらが明らかにされたのは、第二次世界大戦以降、とくに1960年代以降の地質学的研究によるところが大きい(吉田, 1961, 1966; 三浦, 1963; 西山・三浦, 1963; 村上・長谷, 1967; 村上・西野, 1967; 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967; 村上, 1974; 松田, 1976, 1977; 中村, 1979; 山陰中生代末火成岩活動研究グループ, 1979; 飯泉・沢田, 1980; 松田・小田, 1982; 服部ほか, 1973, 1983; 飯泉ほか, 1983, 1985; 松浦, 1990; 鹿野ほか, 1991a, 1994, 1998, 2001; 村上・小室, 1993など)。

山陰地方の広域的な火成岩類の対比は、20万分の1地質図幅「浜田」(鹿野ほか, 1988)や20万分の1地質図幅「松江及び大社」(坂本・山田, 1982), 20万分の1島根県地質図(島根県地質図編集委員会, 1982, 1997), 同説明書(島根県地質図説明書編集委員会, 1985)によって総括されている。本地域のモリブデン鉱床を伴う深成岩類については鉱床学的な立場から、山本(1954), 木野崎(1963), 瀧本ほか(1965), 木野崎ほか(1966), 石原(1966, 1967a, 1967b, 1971), 出納・石原(1966, 1967), 安達(1967), 資源エネルギー庁(1987, 1988, 1989), 渋江(1989), 高木ほか(2000)などによって研究された。また火成活動史を検討するために放射年代学的な研究が、

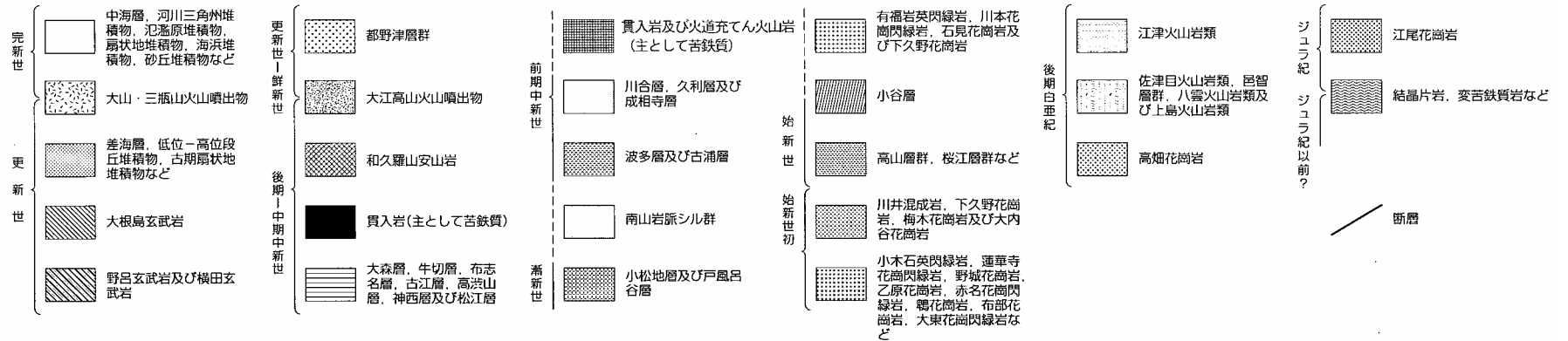
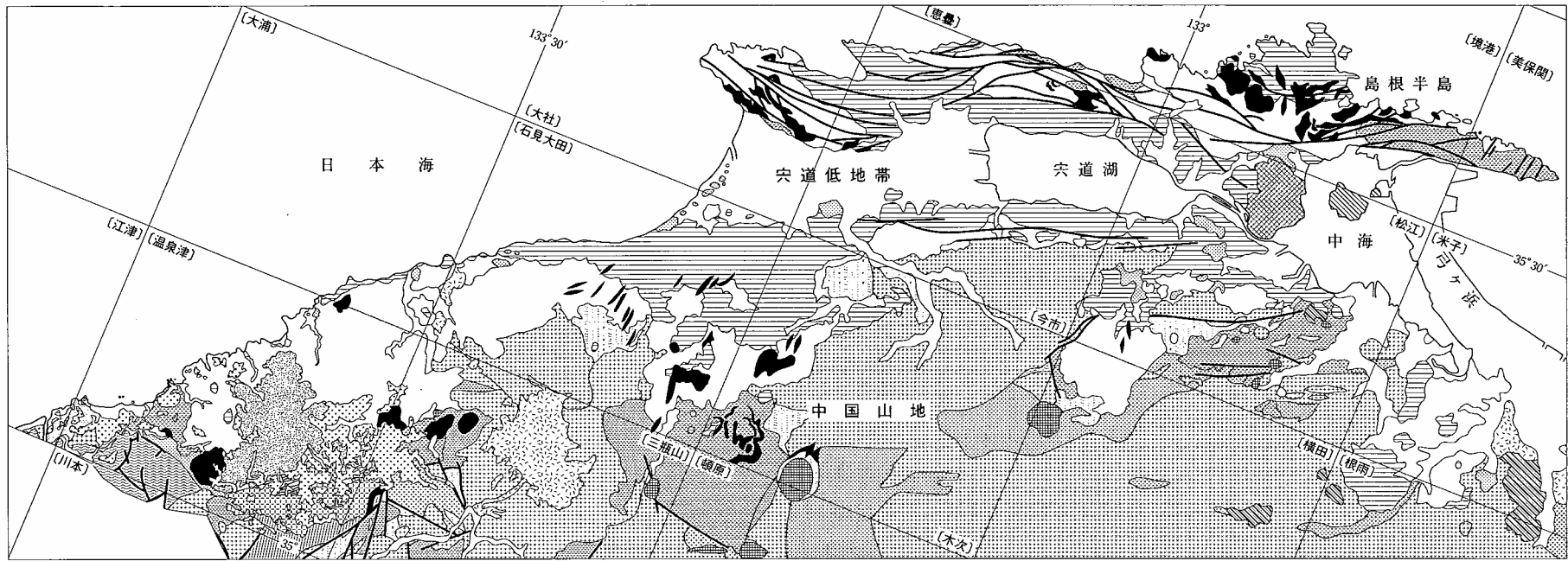
河野・植田(1966, 1967), Shibata and Ishihara(1974), Ishihara *et al.*(1980), Kitagawa *et al.*(1988), 松田(1979, 1980, 1981), Matsuda(1982), 松浦(1989), 鈴木ほか(1993), Suzuki *et al.*(1996), Rezanov *et al.*(1994), 今岡ほか(1994), 西田ほか(2001, 2002), 飯泉ほか(2002)などによって積み重ねられている。

本地域では火成活動が重複しており、岩体が点々と孤立して分布しているため、層序や対比が確立しているとは言えない面がある。本研究では野外調査による岩体間の関係と岩相分布を重視して火成活動史を考察し、いくつかの岩体を対比して代表的な岩体とその相当岩体としてまとめた。しかしながら将来の研究によって岩体の位置付けや対比を変える場合に岩体毎に取り扱えるように、個々の岩体について岩体名を与えて記載した。火成岩体の放射年代値については、全ての岩体について放射年代値が知られていないだけではなく、放射年代値がある岩体でも同じ岩体で測定法によって年代値が食い違う場合や、対比や層序・貫入関係と矛盾する年代値が得られている場合もある。本研究でも放射年代値を参考にしたが、今後も深成活動が重複している地域で火成活動史を確立するための放射年代学的な検討の継続が必要と考えられる。

本地域の後期白亜紀～古第三紀火成岩類は後期白亜紀火山岩類と古第三紀深成岩類、古第三紀火山砕屑岩脈、及び古第三紀岩脈からなる。本地域内の後期白亜紀火山岩類は上島火山岩類とその相当岩体とに区分される。上島火山岩類に相当すると考えられる火山岩類は、北東部の大東町清田東方～横田地域内塩田周辺地域、本地域南西部掛合町松笠下組～十日市周辺地域、及び掛合町川上～吉田村菅谷高殿周辺に点在している。本報告では分布地域ごとにそれぞれ塩田岩体、十日市岩体、及び菅谷高殿岩体と呼ぶ。

上島火山岩類は、熱変成を受けた流紋岩～安山岩の溶結凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩及び礫岩、及びデイサイト火山角礫岩～凝灰角礫岩からなり、本地域北西部から北隣の今市地域にかけて分布する。

上島火山岩類相当岩体のうち、十日市岩体は、沢田(1978a)によって波多層の東側と西側に分布する八神火山岩類に含められ、大東花崗閃緑岩や鶴花崗岩よりも若い時代に位置づけられているが、十日市岩体は大東花崗閃緑岩と鶴花崗岩に貫入されて接触変成を被り、接触部にモリブデン鉱床を胚胎しているので、明らかにこれらよりも古い火山岩体である。また菅谷高殿岩体については、沢田(1978a)によって中新世の吉田深成複合岩



第2.1図 山陰地方中部の地質図  
 鹿野ほか (2001) の第4図及び20万分の1地質図「浜田」(鹿野ほか, 1987), 「高梁」(寺岡ほか, 1996)などを基に作成。

地質時代	層序 (層厚)	主要岩相	火成活動	堆積環境	地殻変動	鉱床形成	
第四紀	完新世	扇状地及び河川堆積物	礫, 砂及び泥	河川流域		粘土 (瓦土)	
	更新世	中位段丘堆積物	礫, 砂及び泥	扇状地			
	更新世 中期	古期扇状地堆積物	礫, 砂及び泥				
第三紀	鮮新世	高位段丘堆積物	礫, 砂及び泥			褐炭	
	後期	室山玄武岩 Kw: 9.1±0.2 Ma*	玄武岩溶岩	陸上			
	中新世	大森層 (≦1,500 m) Kw: 13~16 Ma	安山岩~デイサイト溶岩, 流紋岩火砕岩, 礫岩及び砂岩	ソレアテラカルデラ形成	陸上		急激な隆起とNE-SW方向の褶曲
		久利層 (≧260m) Kw: 15~16 Ma	泥岩, 流紋岩溶岩・火砕岩・岩脈及び安山岩~デイサイト溶岩・火砕岩	カルデラ形成	陸上		
		川合層 (≦400~500 m) Kw: 15~18 Ma	砂岩・礫岩, デイサイト~流紋岩溶岩・火砕岩及び安山岩~デイサイト溶岩・火砕岩		陸上		
前期	波多層 (≦1,500 m) Fz: 18.4±1.2 Ma	安山岩溶岩・火砕岩, デイサイト火砕岩及び碎屑岩		陸上			
古第三紀	漸新世					鉄鉱 モリブデン (Rem: 50.2~62.2 Ma) 白雲母 (Km: 45.6~50.6 Ma)	
	始新世	堂々火山碎屑岩脈	黒雲母流紋岩溶結凝灰岩	岩脈			
		鶉花崗岩及び相当岩体 Kb: 54.1±2.7, 63 Ma, Rw: 52.3±2.7, 59.6±5.5 Ma, Fz: 55.5±2.0* Ma	中~粗粒黒雲母花崗岩及び花崗斑岩	黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩	細粒黒雲母花崗岩及び文象斑岩		細粒閃緑岩及び流紋岩
		大東花崗閃緑岩及び相当岩体 Kb: 44, 51, 58, 52.6±1.1, 53.0±1.1, 54.9±1.1 Ma, Rw: 66.8±6.2 Ma	中~粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	カリ長石斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩~花崗岩	中粒黒雲母花崗閃緑岩~花崗岩 (片麻状岩相を含む)		花崗閃緑岩, 細粒石英閃緑岩及びトータル岩
蓮花寺花崗閃緑岩 Kb: 48, 51, 51.5±1.1, 52.2±1.1, 52.8±1.1 Ma	川井混成岩及び相当岩体 Kb: 40, 48, 46.6±1.9, 47.8±1.9, 53.6±1.1 Ma	下久野花崗岩及び相当岩体 Kb: 53.3±1.1, 53.8±1.1 Ma, Rw: 62.0±1.6, 31.2±1.7 Ma	大内谷花崗岩 Kb: 36, 53.5±1.1, 53.8±1.1 Ma				
大宝花崗閃緑岩及び相当岩体	岩脈						
暁新世	小木石英閃緑岩及び相当岩体	細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩~トータル岩及び中~粗粒黒雲母角閃石石英閃緑岩~石英斑れい岩					
後期白堊紀	上島火山岩類及び相当火山岩類 Rw: 66.0±2.4 Ma, Rw: 63.2±3.0 Ma	黒雲母流紋岩溶結凝灰岩, デイサイト~安山岩溶結凝灰岩, 凝灰質泥岩・砂岩・礫岩	堆積質火山活動	陸上			
時代未詳	金成変成岩	黒雲母ホルンフェルス					

\*の年代値は本研究による。無印の年代値は文献による (詳細は各章参照)。Kw = 全岩K-Ar年代, Kb = 黒雲母K-Ar年代, Kh = 角閃石K-Ar年代, Km = 白雲母K-Ar年代, Kp = 斜長石K-Ar年代, Fz = ジルコンフィッショントラック年代, Rw = Rb-Sr全岩アイソクロン年代, Rem = 輝水鉛鉛Re-Os年代。

第2.2図 木次地域の地質総括図

体貫入後にその周辺に貫入した火道角礫岩として位置付けられている。しかし本岩体の火山礫として最も多く含まれる無斑晶質安山岩火山礫は、斜長石と石英結晶に富むデイサイト基質とも花崗岩からなる壁岩とも異質である。また、軽微ながら接触変成を被っていることから吉田深成複合岩体貫入後の火道角礫岩とは考えにくい。以上の理由から、本研究では十日市岩体と菅谷高殿岩体を上島火山岩類に相当する後期白亜紀火山岩類に含めた。上島火山岩類及び塩田岩体の全岩Rb-Srアイソクロン年代値は、 $66.0 \pm 2.4\text{Ma}$ 、 $63.2 \pm 3.0\text{Ma}$ であり、それぞれの噴出年代が白亜紀末であることを示唆する（西田ほか、2001）。

本地域の古第三紀深成岩類は、蓮花寺花崗閃緑岩、小木石英閃緑岩及び相当岩体、大東花崗閃緑岩及び相当岩体、大宝花崗閃緑岩及び相当岩体、鴨花崗岩・横田花崗岩及び相当岩体、川井混成岩及び相当岩体、下久野花崗岩・梅木花崗岩及び相当岩体、及び大内谷花崗岩に区分される。一般に、山陰地方の古第三紀深成岩類は、高山火山岩類（島根県邑智郡邑智町周辺）など始新世火山岩類に不整合に覆われる乙原花崗岩などの因美期の深成岩類と、始新世火山岩類に貫入する石見花崗岩など鉛山期の深成岩類に区分されている（西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ、1967；村上、1974；笹田ほか、1979；山陰中生代末火成活動研究グループ、1979；飯泉・沢田、1980；服部ほか、1983など）。因美期の深成岩類は中～粗粒岩相を示して底盤状をなすのに対し、鉛山期の深成岩類は高山火山岩類などの火山岩類を伴い、細粒斑状でしばしばミアロリティックな気泡を含むなどの浅成岩相を示し、岩株状の岩体をなす。しかし、本地域においては、因美期と鉛山期の深成岩類を層序貫入関係で地質学的に隔てる高山火山岩類に相当する火山岩類の分布が確認できない。また深成岩体の貫入関係が明確でなく、放射年代値の多くが46～56Maと暁新世末～始新世前期にまたがることから、本報告では因美期と鉛山期とに深成岩を区分していない。また多数分布する捕獲岩体状の小岩体については、貫入関係と岩相の特徴から対比可能な岩体をまとめ、代表的な岩体とそれに対比可能と考えられる相当岩体として記述した。

蓮花寺花崗閃緑岩は本地域北東部の大東町東阿用蓮花寺周辺に分布し、中～粗粒黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩とフォリエイションが発達する細～中粒黒雲母花崗閃緑岩からなる。フォリエイションが発達する岩相は顕微鏡下で圧砕された後に接触変成作用を受けて再結晶している。

小木石英閃緑岩及び相当岩体は、本地域南部から横田地域内西部にかけて鴨花崗岩、大東花崗閃緑岩及び大宝花崗閃緑岩に捕獲された小規模苦鉄質岩体群として散在する。主に細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩～トータル岩からなり、花崗閃緑岩及び中～粗粒黒雲母角閃石石英閃緑岩～斑れい岩を伴う。

大東花崗閃緑岩は、松江地域南西部、今市地域南東部から本地域北西部に分布している。大東花崗閃緑岩は中～粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、細粒閃緑岩の暗色包有物を含む。本地域内には、本花崗閃緑岩に対比可能な岩体が、三刀屋町須所から掛合町多根を経て保関谷に至る地域、吉田村深野周辺、吉田村平田周辺、及び仁多町佐白～八代地域にも分布している。本報告ではこれらの小岩体を大東花崗閃緑岩相当岩体として分布地域ごとに、保関谷岩体、深野岩体、平田岩体及び佐白岩体と呼ぶ。

大宝花崗閃緑岩は、本地域南東部の吉田村川手の斐伊川沿いに鴨花崗岩及び相当岩体の捕獲岩体状小岩体として分布し、相当岩体が木次町下槻（下槻岩体）と仁多町三成周辺（三成岩体）にも分布している。本花崗閃緑岩は長径2～3cmに達するピンク色のカリ長石斑晶を含む斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。

鴨花崗岩は、大東花崗閃緑岩を取り囲むように分布する中～粗粒黒雲母花崗岩で、大東花崗閃緑岩と接する部分では角閃石を含む。本地域南東部には、鴨花崗岩に対比可能な横田花崗岩が分布する。

川井混成岩は、本地域北東部の大東町川井周辺の3ヶ所に分かれて分布する径1～2kmの小岩体である。蓮花寺花崗閃緑岩に対して下からほぼ水平に貫入接触をしている。本岩は細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩からトータル岩、花崗閃緑岩まで連続的な岩相変化があり、さらに細～中粒黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩とほぼ水平に接している。本報告で川井混成岩と呼ぶ岩体は、これまでに苦鉄質原岩が花崗岩による混成作用によって石英閃緑岩から花崗岩までの連続的な組成の岩体を生じたとして一括して川井混成岩とする見解（瀧本ほか、1965；山本、1963）と、花崗岩を後から貫入した別の岩体として独立させる見解（石原、1966；1971）とが提案されている。本研究では、花崗岩と石英閃緑岩～花崗閃緑岩が層状に密接に伴って産する点で不可分の複合岩体をなしており、これらに非調和に貫入する大内谷花崗岩などとは産状の点で異なっていることと、石英閃緑岩から花崗閃緑岩までと花崗岩とは化学組成とモード組成の両面で連続的な組成を示すことから、前者の見解でまとめた。吉田村曾木の深野川に沿って分布する石英閃緑岩～花崗閃緑岩の小岩体は、岩相の多様性と細粒花崗岩である梅木花崗岩との密接な産状から川井混成岩に相当する岩体と考えた。

下久野花崗岩は、総延長23km、幅2～4kmの細長い岩体で、本地域東部の木次町坂水から大東町下久野を経て横田地域内広瀬町上山佐を経て松江地域内下山佐に達し、さらに、安来市飯生町にかけて北東延長上に類似岩体が点在する。本地域内では細粒黒雲母花崗岩を主体とし、部分的に文象斑岩を含む。横田地域から松江地域では細粒白雲母黒雲母花崗岩の岩相も分布する本地域南部の吉田村菅谷高殿から深野周辺に分布する梅木花崗



岩及び下久野花崗岩と梅木花崗岩の間に散在する岩脈状細粒花崗岩の一群も下久野花崗岩に相当すると考えられる。

大内谷花崗岩は、本地域北東部の大東町川井～下久野間に分布する斑状花崗岩で、径1～2mmの石基中に石英、カリ長石、斜長石、及び黒雲母の径3～8mmの斑晶を含む。

このほか、木次町中野堂々南西には、黒雲母流紋岩溶結凝灰岩の火山砕屑岩脈（堂々火山砕屑岩脈）が小範囲に分布している。この岩脈は、鴨花崗岩に貫入しているため因美期より若い火山岩類といえ、本地域内の中新世火山岩類とは岩相が異なるので、高山層群に対比できる可能性がある。本報告では鴨花崗岩直後の火山砕屑岩脈として記述した。

以上の後期白亜紀～古第三紀火成岩類の中には、それらを貫いてはいるが貫入時期を特定できない細粒閃緑岩と流紋岩の岩脈が認められる。これらに類似した岩石は新第三系中になく、本報告では古第三紀の岩脈として一括した。

### 2.3 新第三系

新第三系は、中国山地北縁から宍道低地帯、島根半島、そして日本海にかけて広く分布する（第2.1図）。

島根半島は、宍道低地帯の複向斜と対をなす複背斜で、変形が著しく、向斜や背斜の間には同方向に走る宍道断層など高角度（70～90°）の逆断層が発達している（鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986）。Otuka (1937a, b, 1939) は、このように著しく変形している島根半島の新第三系褶曲帯をShindi folded zone（宍道褶曲帯）と呼び、その変形をもたらした変動をShindi tectogenesis（宍道変動）と名付けた。宍道褶曲帯は鳥取沖まで延伸していることが確認されている（田中・小草, 1981）。

一方、中国山地北縁では、日本海沿岸に沿って北側に単調に傾斜して分布しており、宍道変動に対応して地層の分布や層厚が変化はするものの、宍道褶曲帯のような著しい変形は認められない（多井, 1973a）。

米子、松江、出雲、大田では、大きく内陸側に湾入した基盤を前期中新世初頭の溶岩・火砕岩が埋積している（吉田, 1953; 三位・吉谷, 1972; 吉谷ほか, 1976）。これらの湾入部は、藤田 (1972) のいう陥没盆地（三位・吉谷, 1972; 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973, 1979; 吉谷ほか, 1976; 山内・吉谷, 1981）、ワールドロン（沢田, 1978a, b）、あるいはリフト盆地（山内・吉谷, 1992; 鹿野ほか, 1993）と考えられている。本地域南東部は西隣の石見大田地域から南西隣の三瓶山地域、南隣の頓原地域にまたがる出雲湾入部の湾頭部に、また、北東部は松江湾入部の湾奥部にあたる。

出雲湾入部の新第三系は、1950年代に広島大学の研究者によって集中的に研究された（今村ほか, 1952,

1954, 1958; 吉田1953; Mukae, 1954, 1958; 岡本・多井, 1957; 岡本, 1959）。今村ほか（1958）とMukae（1958）はその成果をまとめ、出雲湾入部と三瓶山を挟んでその西側にある大田湾入部の中新統を下位から、波多亜層群、川合累層、久利累層、大森累層、布志名累層、松江累層に区分するとともに、波多亜層群から大森累層までを石見層群、布志名累層と松江累層を出雲層群として一括した。その後、出雲・大田両湾入部及びその周辺地域の広域調査を実施した通商産業省（1967, 1969, 1970a, b, 1971）は、中新統をほぼ同様に区分し、それぞれ、波多層、川合層、久利層、大森層、布志名層、松江層と呼んだ。この層序区分は、岩相層序、生層序の広域的な対比に基づくもので、出雲・大田両湾入部とその周辺地域の標準層序として、金属鉱物採鉱促進事業団（1970, 1971, 1972a, b）、歌田・湊（1972）、三位・吉谷（1972）、多井（1973a, b）、三浦（1973, 1974）、吉谷ほか（1976）、井上（1980）、島根県地質図編集委員会（1982, 1997）、坂本・山田（1982）、鹿野・中野（1985a）、鹿野ほか（1988, 1989, 1991a, 1994, 1998, 2001）、高安ほか（1992）などによって踏襲されている。

一方、沢田（1978a）は、出雲湾入部の石見層群を詳しく調査し、波多亜層群最上部鍋山累層（Mukae, 1958; 岡本, 1959）を大呂累層として波多亜層群から分離独立させ、大呂累層から大森累層までを簸川亜層群、波多亜層群の波多火山岩類（Mukae, 1958; 岡本, 1959）を波多亜層群とした。大呂累層の大部分は、川合累層の砂岩礫岩の直下にあるものの、一部これと互層、漸移することから、通商産業省（1970a）によって川合層に含まれている。

本報告では、このような事情を勘案して、西隣「石見大田及び大浦」地域の地質研究報告（鹿野ほか, 1998）にならい、新第三系を下位から順に、通商産業省（1967, 1969, 1970a, b, 1971）とほぼ同様に区分する（第2.3図）。

波多層は、出雲湾入部の最奥部、出雲市南方の飯石郡掛合町波多及び周辺地域に分布する火山岩層に与えられた名称で、その大部分が陸上に噴出した安山岩～デイサイトの溶岩・火砕岩からなる。この、模式的波多層は、本地域南西部、石見大田地域南東部、三瓶山地域北東部、頓原地域北西部にまたがる東西10km、南北10kmの範囲を占め、本地域には、その北東部分1/3が分布する（第2.1図）。

模式地の波多層は、安山岩溶岩が卓越する岩相とデイサイト火砕流堆積物（デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩）が卓越する岩相を主体とする。基底付近では礫岩砂岩などの砕屑岩が卓越する岩相が局所的に認められる。安山岩溶岩は下位層準の大半を占め、デイサイト火砕流堆積物などと一部指交する。デイサイト火砕流堆積物は、上部のほとんどを占めており、その大半が溶結している。これらは、不整合あるいは断層関係で基盤と接し、川合層、久利層あるいは大森層に不整合に覆われる。南西縁

Tomita and Sakai(1937)	今村ほか (1952)	吉田 (1953)	今村 (1953)	今村ほか (1958)	通商産業省 (1967)	多井 (1973)	竹ノ内ほか (1982)	服部ほか (1983)	鹿野ほか (1993)	鹿野ほか (1998)						
松江統																
布志名統	上部 布志名層									神西層						
	下部 布志名層				布志名層	布志名層				布志名層						
	来待層															
大森統	複輝石 安山岩	大森層群 (大森 火山岩類)	大森累層	出雲層群 大森累層	大森累層	大森層	大森累層	大森累層	大森層	大森層						
	大森層															
玉造統	玄武岩	川合層群	川合累層	川合層群 上部層	久利累層	久利層	久利累層	石見層群 久利層	久利層	久利層						
	上部 玉造層										川合層群	川合層	川合累層	川合層	川合層	川合層
	下部 玉造層										川合層群	川合層	川合累層	川合層	川合層	川合層
	君谷火山岩類	君谷層群	君谷層群	石見層群 波多層群	波多層群	波多層	波多層群	波多層	波多層	波多層						
								戸藏川 火山岩層	戸藏川 火山岩層	戸藏川 火山岩層						
								波多層	戸風呂谷層	戸風呂谷層						
								小松地 デイサイト層	小松地 デイサイト層	小松地 デイサイト層						
								戸風呂谷層	戸風呂谷層	戸風呂谷層						

第2.3図 出雲市及び周辺地域の中新統層序の変遷 (鹿野ほか, 1998)

と南縁は断層で基盤と接する。それ以外では基盤との間に明瞭な断層は確認できないが、波多層の層理面、溶結面は本地域掛合町穴見を中心とした盆状構造の存在を示唆する。沢田 (1978a, b) は、これを火山性陥没盆地と考え、掛合コールドロンと名付けた。その後、Sawada (1984) は、掛合コールドロンの成因について議論し、大量の安山岩溶岩噴出による2回の陥没を経て、北西縁の割れ目火砕噴火によってカルデラ床が割れ目に向かって北西側に傾斜した状態で落ち込んだ陥没カルデラ、すなわちトラップ・ドア型カルデラ (Lipman, 1997) が形成されたとするモデルを提案している。

波多層は数多くの貫入岩を伴う。掛合コールドロンとされている地域では、苦鉄質あるいは珪長質のシル・岩脈が波多層上部のデイサイト火砕流堆積物に貫入し、波多層と基盤との東側の境界付近 (南隣頓原地域) では、幅数10~数100m以下の南北に延びた流紋岩岩脈と安山岩岩脈が境界に沿って貫入している。また、“掛合コールドロン”を取り巻くように、その北東隅 (本地域)、南東隅 (南隣頓原地域)、南西隅 (南西隣三瓶山地域) に吉田深成複合岩体、民谷東部深成複合岩体・民谷南部深成複合岩体、野田山深成複合岩体などの火成岩体が基盤、または波多層と基盤との境界に貫入している (沢田, 1978a, b)。

そのうち、本地域に分布する吉田深成複合岩体は、主に石英閃緑岩からなる直径3~4kmの岩株状貫入岩体で、

斑れい岩を包有し、花崗閃緑岩を伴う。層序関係及び放射年代値に基づけば、掛合コールドロンを構成する波多層上部のデイサイト火砕流堆積物の年代は18Maよりも古く、吉田深成複合岩体など波多層に伴う貫入岩の多くは、貫入関係と放射年代値から18~16Maに定置固結したと考えて良い。

波多層に対比される火山岩は、本地域北東の大東町飛石から海潮温泉を経てその北東隣松江地域及び東隣横田地域にまたがる松江湾入部にも広がる (第2.1図)。本地域内には、その基底となる安山岩溶岩・火砕岩が大東花崗閃緑岩と断層で接して分布している。この安山岩溶岩・火砕岩は、上位の溶結~非溶結デイサイト火山礫凝灰岩とともに松江湾入部の湾奥を占め、川合層・久利層に不整合に覆われている (鹿野ほか, 1994)。

清久火山深成複合岩体は、モリブデンを多産したことでも有名な清久鉱山のあった大東町川井と下久野を結ぶ道路の東側に分布する。大内谷花崗岩などの古第三紀深成岩類を貫く直径2~3kmの岩株状岩体で、細粒石英閃緑岩~ひん岩と安山岩~デイサイト、デイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩などからなる。この岩体では、直接の接触関係は見えないが、岩体内の深成岩と火山岩は組成的に漸移しており、同一のマグマから固化したことが考えられる。火砕岩の分布はわずかで産状は定かでない。デイサイト~安山岩火山礫に富み、一部は溶結している。これらの産状から、清久火山深成複合岩体は、かつての

火道を充てんしていると考えられる。同様規模の類似岩体は模式地の波多層周縁部にも認められることから、本報告では清久火山深成複合岩体もそれらと同時期に定置固結した岩体として位置づけた。

川合層と久利層は、それぞれ砂岩礫岩、泥岩で特徴づけられる海成層で、安山岩やデイサイト、流紋岩の水底溶岩・火砕岩を挟む。両層は一部指交関係にあり、ともに海生動物化石を産する（通商産業省、1967, 1969, 1970a, b, 1971; 岡本ほか、1971; 黄・岡本、1979; 多井・加藤、1979; 竹ノ内ほか、1981, 1982; 野村、1986c）。両層の模式地である大田市川合町と久利町を流れる静間川上流の忍原川（三瓶山地域）沿いでは、川合層から *Vicarya cf. japonica* などの浅海生貝化石が、また、久利層から有孔虫化石が産する（竹ノ内ほか、1981, 1982; 野村、1986c）。

竹ノ内ほか（1981, 1982）は、忍原川沿いで得られた結果に基づいて、久利層の中に石灰質底生有孔虫殻が消滅する層準 *Foram. Sharp Line (FSL)*（多井、1963）が存在すると考えた。FSLは日本海拡大の停止とともに西南日本が隆起し始める時期（鹿野ほか、1991b）に構造運動に伴って堆積盆への底層水の流入が制限され、堆積盆の溶存酸素量が急激に低下したことを示す点で重要な境界であり（野村、1989, 1992）、その年代は浮遊性有孔虫化石帯などの対比から15~14Maとされている（米谷・井上、1981; Nomura, 1992）。しかし、忍原川沿いでの底生有孔虫群集を統計的に解析するとFSLを認定することは難しく（野村、1986c）、また、FSLを認めると川合層・久利層火山岩の放射年代値15~19Ma（Uto, 1989; Morris *et al.*, 1990; Otofujii *et al.*, 1991; 沢田、未公表）や川合、久利両層を不整合に覆う大森層の火山岩の放射年代13~16Ma（鹿野・吉田、1984; Uto, 1989; Morris *et al.*, 1990; Otofujii *et al.*, 1991; 沢田、未公表）に矛盾する。

本地域の川合層は、主に佐田町宮内から三刀屋町高窪にかけて後期白亜紀・古第三紀火成岩及び波多層を不整合に覆って分布する。主たる岩相は、安山岩溶岩・火砕岩、デイサイト火砕岩、砂岩であり、わずかながら、宮内の南西に流紋岩溶岩が、また、三刀屋町と出雲市の境界付近に基底礫岩が認められる。このほか、出雲市宇那手町と見々久町にも川合層の砂岩がわずかに分布する。

久利層は泥岩を主体とし、流紋岩火砕岩と安山岩溶岩・火砕岩を局所的に伴う。久利層の泥岩と流紋岩火砕岩は川合層の砂岩を覆って分布するが、久利層泥岩の中に砂岩が挟まれ、あるいは川合層砂岩の中に泥岩もしくは流紋岩火砕岩が挟まれていることがあり、本地域においても久利層は川合層と指交関係にあると考えられる。

大森層は川合層、久利層などを不整合に覆う地層である。陸上~浅海に噴出したデイサイト溶岩・火砕岩、安山岩~デイサイト溶岩などからなる。大森層と川合層・久利層との間の不整合は、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、広い範囲にわたり沿岸域が陸化したことを示す（鹿野・中野、1985a; 山元・星住、1988; 鹿野ほか、1991b）。隣接する島根半島では、この当時、褶曲が始まった可能性が高く（山内・吉谷、1981; 鹿野・吉田、1985; 野村、1986a）、海底火山体や褶曲構造の高まりの周囲にあった多量の碎屑物が、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ている（Kano and Takeuchi, 1989）。

貫入岩の多くは苦鉄質の岩脈で、南北方向に延びたものと北東-南西方向に延びたものがある。本地域では数少ないが、隣接地域まで視野に入れると北東-南西方向の岩脈は川合層・久利層までを貫いている。同方向に延びた流紋岩岩脈も少なくなく、川合層・久利層流紋岩と同時期に貫入したと考えられる。一方、南北方向の岩脈は大森層を貫くが、その上位の地層までを貫くものはほとんどなく、したがって、それらの貫入時期は大森層の火山活動と同時期と考えられる。波多層中の安山岩~デイサイトシルは放射年代から、波多層火山活動の末期か北東-南西方向の岩脈と同様、川合層・久利層の堆積期に貫入した可能性が高い。

室山玄武岩は木次町南端に位置する標高251mの室山頂部に分布する玄武岩である。詳しい産状は不明であるが、大東花崗閃緑岩にほぼ水平に重なることから溶岩と考えられる。室山玄武岩の全岩K-Ar年代は9.1±0.2Maで、西隣石見大田地域に分布する神西玄武岩の全岩K-Ar年代14Ma（高安・沢田、1989; 鹿野ほか、1998中の宇都、未公表）や、北東隣松江地域の松江玄武岩の全岩K-Ar年代12~11Ma（鹿野・中野、1985a; Uto, 1989; Morris *et al.*, 1990; Otofujii *et al.*, 1991）に比べて有意に若い。

本地域では室山玄武岩より若い新第三系は分布していない。波多層から大森層に至る中新統は、おおむね東北東-西南西方向の走向を示し、北側に緩く傾斜しており、ほとんど変形していない。出雲湾入部の最奥部は火山活動を伴った沈降域を埋めて波多層の溶岩・火砕岩が広く分布している。川合層及び久利層は、後期白亜紀~古第三紀火成岩類や波多層の間の凹地を埋積するとともに、海岸に沿って広がっている。両層の堆積盆地の形態は見えないが、多井（1973a, b）は、両層の走向分布が東北東-西南西方向に延びていることから、その方向に沿った堆積盆地を想定している。一方、大森層は、沿岸から湾入部最奥部まで分布して直下の久利層のみならず川合層、波多層をも不整合に覆っており、しかも、川合層・久利層まで貫く岩脈と大森層まで貫く岩脈とは方位が異なり、東北東-西南西と北北東-南南西を向いている。このことは、大森層が堆積する直前に大きな応力場の転換があり、それに伴う構造運動が始まったことを意味している。このような応力場の転換と構造運動は、ときを

同じくして島根半島やその周辺地域でも起こっている(鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 鹿野ほか, 1989, 1991a, 1994, 1998, 2001). 島根半島では褶曲する松江層を和久羅山安山岩が不整合に覆っており, 5~6Maの全岩K-Ar年代を示す(川井・広岡, 1966; Morris *et al.*, 1990) 和久羅山安山岩が噴出する前の後期中新世後期に褶曲が完成したと考えられている(多井, 1973a, b; 山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985; 野村, 1986a). 山内・吉谷(1981)は, 島根半島及び周辺地域の褶曲は, 東西方向に延びた基盤のブロックが上昇することによって形成されたとしている.

## 2.4 第四系

本地域に分布する第四系は, 高位段丘堆積物, 中位段丘堆積物, 古期扇状地堆積物, 扇状地及び河川堆積物である.

本地域の北側にある宍道低地帯には, そこを埋積して第四紀堆積物が広く分布しており(第2.1図), 海岸平野の形成過程について関心が高まった1960年代以降, 中海臨海地帯の開発などとも関連して三位(1962, 1966), 小畑(1967a), 建設省計画局ほか(1967), 三位ほか(1969), 山陰第四紀研究グループ(1969), 水野ほか(1972), 三位・藤井(1972)などによってその岩相と層序, 堆積環境についての研究が進められ, 多くの知識が集積された. 大西(1979, 1985), 大西・松田(1985)は, これらの成果とその後の知見を基に, 宍道低地帯全域の第四系について層序と分布をまとめ, 大西(1988)は, ほかの地域との対比を試みている. また, 同じ頃, 宍道湖の音響探査やピストンコアの分析が中海・宍道湖自然史研究会(1982)ほかによって系統的に行われた. その成果は, 三梨・徳岡(1988)編集の資料集「中海・宍道湖~地形・底質・自然史アトラス」や徳岡ほか(1990)にまとめられている.

しかし, 鹿野ほか(1991a)は, 宍道低地帯地下にある更新世堆積物の層序区分や, これと宍道低地帯縁辺部の段丘堆積物や扇状地堆積物との対比について依然として不明な点が残されていたために, 大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層という二つの更新世テフラを基準にして, 地下の堆積物については, その堆積相と層序, 分布を, 地表の段丘堆積物及び扇状地堆積物については, 面高度や構成物をあらためて検討して, 大西(1985)並びに大西・松田(1985)の区分を修正し, 宍道低地帯に分布する第四紀堆積物を, 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, 低位段丘堆積物, 中海層, 砂州及び海岸砂丘堆積物, 三角州, 扇状地及び氾濫原堆積物(本報告の河川堆積物の大部分に相当する)に区分した(第2.4図). このうち, 段丘堆積物については, 大西(1985, 1988), 大西・松田(1985)

の区分と重なるところも多いが, 区分が変更された部分について従来の区分との混同を避ける必要があることと, 新たになされた区分と対比が必ずしも確定していないことを考慮して, 模式地を特定するような固有地名を避けた形ですべての名称を変えている.

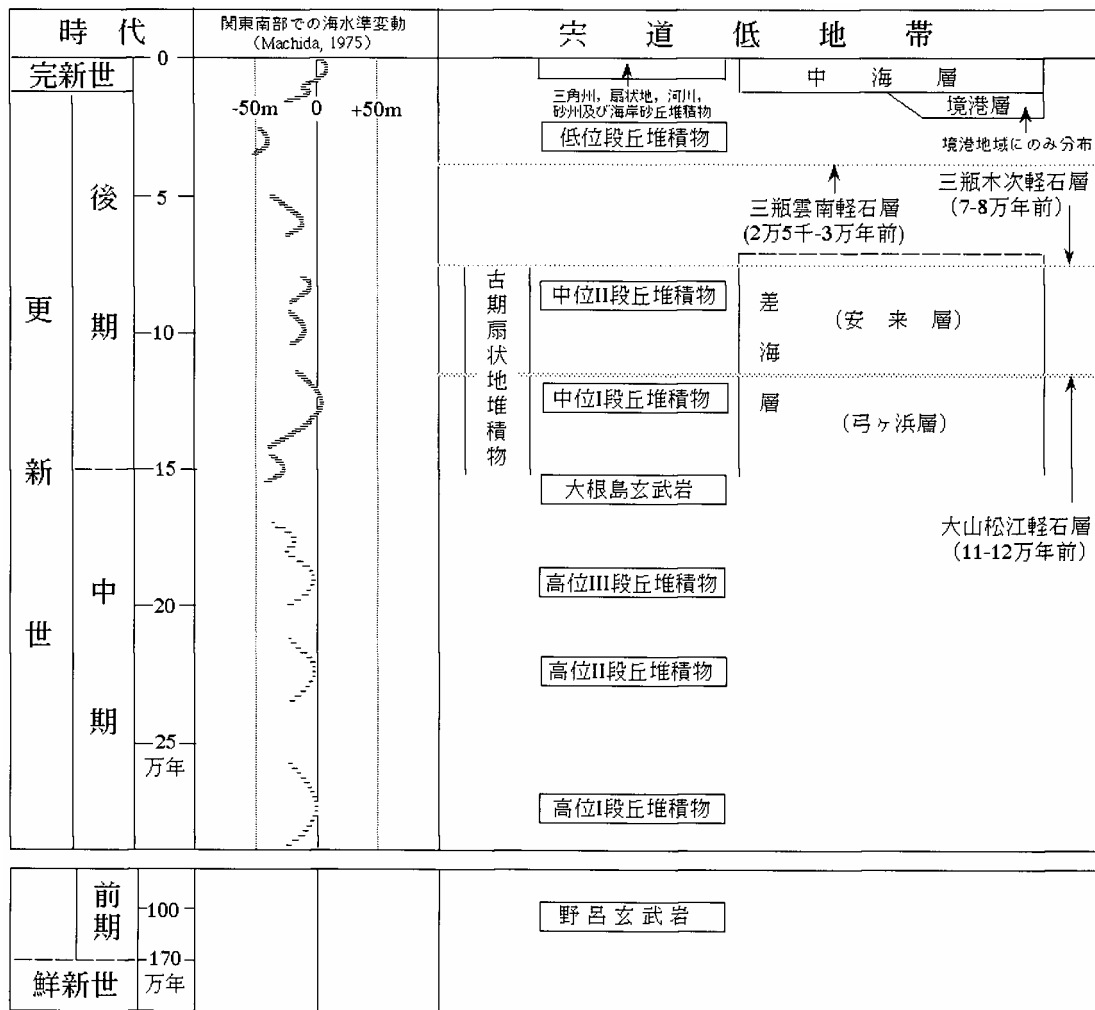
宍道低地帯に分布するこれらの第四紀堆積物のうち, 高位Ⅰ~Ⅲ段丘堆積物は, それぞれ従来の山廻砂礫層, 乃白層, 乃木層に相当する(鹿野ほか, 1991a). 本地域では, 現在の河床からの比高20~30mの面をなす高位段丘堆積物が加茂町愛宕と出雲市和久輪, 木次町大島の斐伊川河岸, 大東町三峠の東側の丘陵に分布する. これらは, 砂礫と粘土からなるが, 赤色土壌を欠いており, 土壌化した大山松江軽石層と思われる黄褐色火山灰土壌に直接覆われていることから, おそらく高位Ⅲ段丘堆積物に対比される.

中位Ⅰ及びⅡ段丘堆積物は, 従来の乃木層の一部と湯町層, 安来層にそれぞれ相当し(鹿野ほか, 1991a), 海, 湖または河川に堆積した礫, 砂及び泥からなる. 本地域では, 斐伊川とその支流に沿って, 現在の河床からの比高10~20mの段丘が点在する. 露頭がほとんどないため, 段丘を構成する堆積物の実態は不明であるが, 周辺地域における段丘の分布面高度と比較して, おそらく中位Ⅱ段丘堆積物に対比できる. 中位Ⅱ段丘堆積物は, 宍道低地帯では比高5~10m, 内陸の神戸川沿いの佐田町窪田や出雲市乙立町(西隣石見大田地域)で比高20~30mの堆積面をなして分布している.

古期扇状地堆積物は, 中位Ⅰ及びⅡ段丘堆積物のいずれかの堆積時あるいはそれ以前に山麓斜面に堆積した岩屑堆積物である. 本地域では大東町金成から東阿用にかけて分布する.

宍道低地帯の第四系の対比基準となっている二つの鍵層のうち, 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. 主な重鉱物は角閃石で, 磁鉄鉱と微量の黒雲母, カミングトン閃石を伴う(町田・新井, 1979). 三瓶木次軽石層は, 古志原火山灰層(三位, 1962), 木次軽石(松井・井上, 1971)に相当する. 全体として米ぬか状で黄褐色を呈する. 鉱物組成は斜長石>黒雲母で, 微量の角閃石と鉄鉱を含み, 三瓶雲南軽石層(林・三浦, 1986)と類似するものの, 比較的ガラスが少ない点で区別し得る(林・三浦, 1986). 宍道低地帯及び周辺地域に分布する大山松江軽石は数10cm~1m, 三瓶木次軽石層は1~3mと厚く, この地域でこれらに匹敵する層厚を有する降下火砕堆積物がほかに見あたらない上, 主な重鉱物が異なるので両者の区別も容易で, よい鍵層となっている(鹿野ほか, 1991a, 1994).

三瓶木次軽石層は, 三瓶山周辺において阿蘇4火山灰層(7~9万年前: 町田ほか, 1985; 町田・新井, 1992)に直接覆われており(林・三浦, 1986), その年代は7~9万年よりも古い. 一方, 大山松江軽石層は,



第2.4図 宍道低地帯の第四系層序区分 (鹿野ほか, 1991a)

高位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の亜間氷期）に進んだ（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, 1992；津久井・柵山, 1981）、7～9万年前よりも古い。津久井・柵山（1981）は、大山山麓で得た火砕堆積物の層序を基に、大山松江軽石層の年代を11～12万年と仮定し、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が7～8万年前になることを指摘している。この推定値は層序から推定

された値に矛盾しないので、彼らによって仮定された大山松江軽石層の年代には合理性がある。なお、その後、大山倉吉軽石層については、 $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ 放射非平衡系による年代測定で4万3千年前の値が報告されており（大村ほか, 1988）、計算に用いたこの軽石層の年代値が妥当であったことが裏付けられている。木村ほか（1999）によれば、大山松江軽石層と三瓶木次軽石層のジルコンのフィッシュントラック年代は、それぞれ $180 \pm 60\text{ka}$ 、 $100 \pm 20\text{ka}$ である。これらの値は広域テフラの編年に矛盾はしないが、ロームの堆積速度からの推定値よりも系統的に古く、したがって、ほかの方法で年代値の妥当性を検討する必要がある。

### 第3章 <sup>かねなり</sup>金成変成岩 (m)

(松浦浩久)

**地層名** 瀧本ほか(1965)の金成ホルンフェルスを変成岩に改称. また石原(1971)の片状ホルンフェルス(金成)に相当する.

**模式地** 大東町金成東方の沢

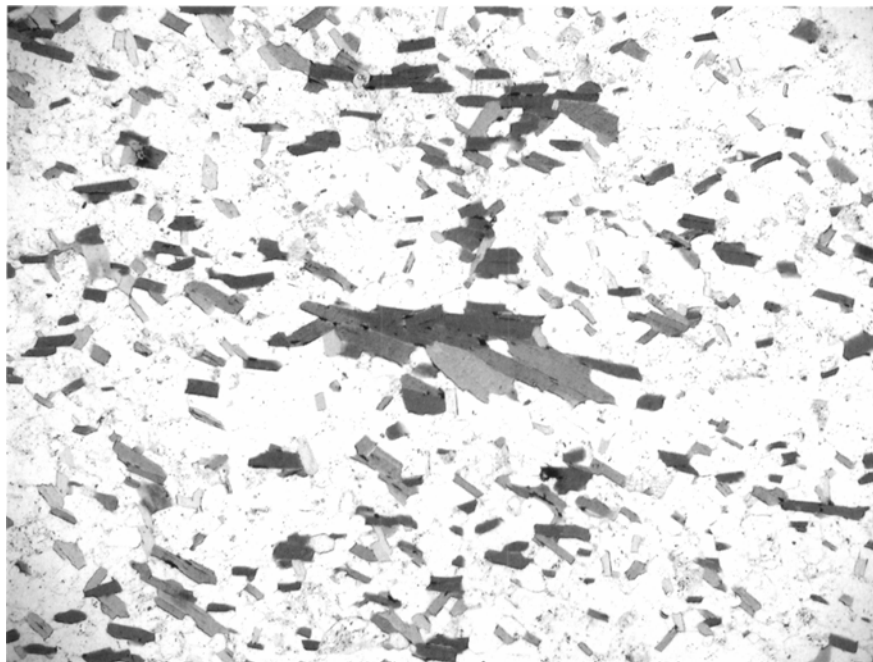
**分布** 大東町金成～清田付近に分布する. 北東-南西方向に伸張し, 幅約300m, 延長約2km. 北東隣松江地域内に分布する上意東変成岩と鳥屋郷変成岩は, 本岩の北東延長上にあり. 本岩に類似した岩相を示す(鹿野ほか, 1994).

**層序・貫入関係** 蓮花寺花崗閃緑岩及び大東花崗閃緑岩に貫入されてホルンフェルス化している. 南西部では蓮花寺花崗閃緑岩に捕獲されている. 北東部では上島火山岩類相当の塩田岩体に覆われると考えられる.

**岩相** 本変成岩は灰色の細粒黒雲母ホルンフェルスからなる. 顕微鏡下では褐色の黒雲母が岩体の伸びと同じ北東-南西方向に伸張し, 石英・カリ長石・斜長石などの珩長質鉱物は接触変成作用によって径0.1mm前後の細粒のモザイク組織を示す(第3.1図). 細粒均質な岩相と化学的特徴(第3.1表)から. 原岩は珩長質鉱物に富む細粒砂岩もしくはシルト岩と考えられる. 化石は未発見で, 原岩の堆積年代は不明である. 北東-南西方向に伸張した黒雲母の配列は, ホルンフェルス化以前に広域変成作用を受けていた可能性を示唆する.

第3.1表 金成変成岩の化学組成(石原, 1971)

岩体	金成変成岩	
	6506-12	6506-13
Sample No.		
SiO <sub>2</sub>	74.54	76.34
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.24	12.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.02	0.84
FeO	0.97	0.61
MnO	0.11	0.04
MgO	0.49	0.21
CaO	2.30	0.81
Na <sub>2</sub> O	2.50	3.81
K <sub>2</sub> O	1.19	3.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.05
S	0.14	
CO <sub>2</sub>	1.60	
H <sub>2</sub> O (+)	0.31	0.12
H <sub>2</sub> O (-)	0.34	0.32
Total	99.87	99.60
ノルムコランダム(C)	2.10	1.05
Ba	400	900
Sr	140	130
Li	19	12
Mo	tr	55
B	1	1
Mn	1,600	660
Cr	22	15
V	45	7
Ni	2.5	1
Co	4	2
Cu	9	10
Pb	10	10
U	1.9	3.7
Th	11	18



第3.1図 金成変成岩の顕微鏡写真

試料産地は大東町清田(GSJ R78778). 単ニコル. 写真の白色部は珩長質鉱物でモザイク組織を示すが, 黒雲母(灰色板状結晶)が写真の底面に平行な走向配列を示す. 写真の横幅は1.8mm

## 第4章 後期白亜紀～古第三紀火成岩類

(松浦浩久)

後期白亜紀～後期第三紀火成岩類は本地域西部を除く全域に分布しており，後期白亜紀火山岩類（上島火山岩類及び相当火山岩類）と古第三紀深成岩類（蓮花寺花崗閃緑岩，小木石英閃緑岩及び相当岩体，大東花崗閃緑岩及び相当岩体，大宝花崗閃緑岩及び相当岩体，鴨花崗岩・横田花崗岩及び相当岩体，川井混成岩及び相当岩体，下久野花崗岩・梅木花崗岩及び相当岩体，大内谷花崗岩），堂々火山碎屑岩脈及び岩脈に区分される。

### 4.1 上島火山岩類及び相当火山岩類

(Kt, Kv, Ks, Kd)

本地域の後期白亜紀火山岩類は北隣今市地域から連続する上島火山岩類が北西部に分布する。また上島火山岩類に相当すると考えられる火山岩類が，北東部の大東町清田東方～塩田地域（横田地域内），本地域南西部掛合町松笠下組～十日市地域，及び掛合町川上～吉田村菅谷高殿周辺にも分布している。本報告ではこれらをその他の火山岩類として，分布地域ごとに塩田岩体，十日市岩体，及び菅谷高殿岩体と呼ぶ。

#### 4.1.1 上島火山岩類

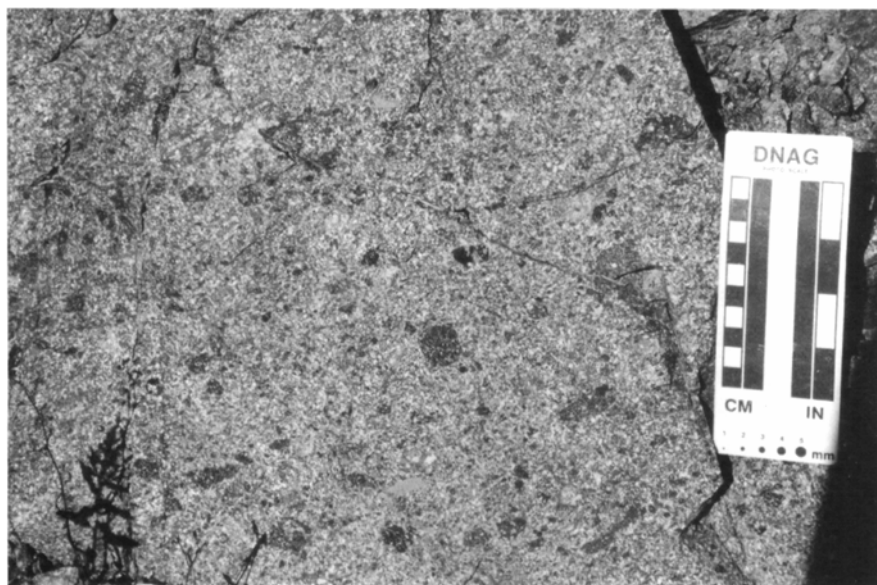
**地層・岩体名** 鹿野ほか（1991a）による。

**模式地** 北隣今市地域内の出雲市上島町から船津町にかけての斐伊川南岸（下流に向かって左岸）。

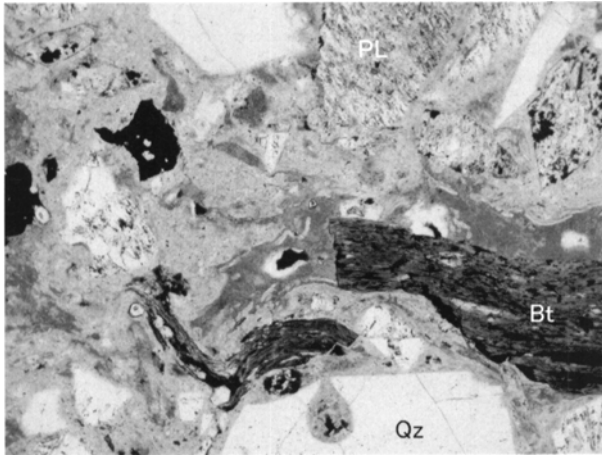
**分布及び層厚** 北隣の今市地域南西部から本地域北西部の加茂町愛宕，三刀屋町伊萱，出雲市上島町～稗原町の東西約9km，南北約3kmの地域に分布する。層厚は500m以上と推定される。

**層序・貫入関係** 岩体の東縁の三刀屋町伊萱で鴨花崗岩の中粒黒雲母花崗岩に貫入され，出雲市上島町三田谷～西谷町延畑～三刀屋町後谷にかけて鴨花崗岩の花崗斑岩に貫入される。西縁の出雲市稗原町から南縁の三刀屋町高窪では中新世川合層に不整合に覆われる。

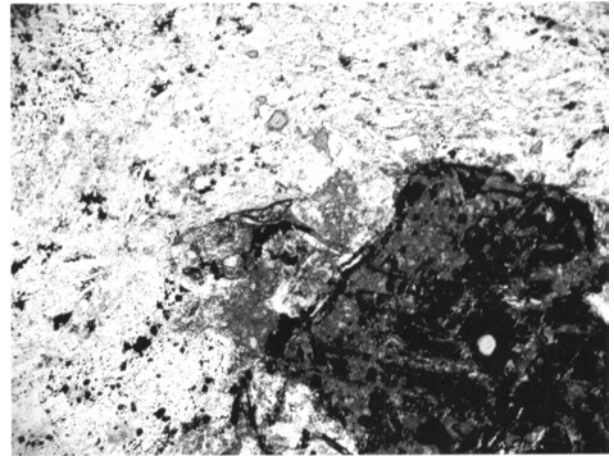
**岩相** 本岩体の大部分は黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（Kt）からなり，少量のデイサイト～安山岩溶結凝灰岩（Kv）及び凝灰質砂岩・泥岩及び礫岩（Ks）を含む。黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（Kt）は東部の加茂町愛宕，三刀屋町井萱，出雲市和久輪付近では暗灰色から灰色を呈し，場所によって赤味や緑色味を帯びる。しかし西部の出雲市稗原町から宇那手町の新第三紀層に覆われる地域では変質して白濁している。全体に結晶質凝灰岩の部分が多く，白い斜長石の斑状結晶が目立つ。結晶質の部分でも少量の径2～5cmのレンズ状軽石火山礫や流紋岩～デイサイトの岩片を含む（第4.1図）。レンズ状軽石は顕微鏡下で無色透明の部分とやや褐色がかかった部分とがなす縞状の溶結構造を示す（第4.2図）。結晶片の大部分は径0.3～4mm程度の斜長石，石英，カリ長石，黒雲母（大部分緑泥石化）を含み，緑色角閃石，ジルコン，アパタイト，鉄鉱を伴う。本岩相は厚さ数100m



第4.1図 上島火山岩類の黒雲母流紋岩溶結結晶質凝灰岩の露頭  
出雲市和久輪の採石場



第4.2図 上島火山岩類の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真  
出雲市宇那手町東部 (GSJ R78725). 単ニコル. Qz; 石  
英, Pl; 斜長石, Bt; 黒雲母 (緑泥石化). 写真の横幅  
2mm.



第4.3図 上島火山岩類の角閃石安山岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真  
出雲市宇那手町東部 (GSJ R78736). 単ニコル. 基質に  
短冊状斜長石を多量に含む. 右下の角閃石斑状結晶は  
変質しているが, 鈍角で交わる劈開の痕跡を残す. 写  
真の横幅は1mm

にわたって均質で間にほかの岩相を挟まず, しかも堅硬  
なので粗骨材・路盤材用途に砕石されている。

デイサイト～安山岩溶結凝灰岩 (Kv) は出雲市高瀬  
山以西に小規模に分布している。デイサイト～安山岩溶  
結凝灰岩は灰緑色を呈し, 緻密な岩石である。斑状結晶  
として径0.5～4mmの斜長石と変質した有色鉱物を含  
む。出雲市宇那手町東部の安山岩溶結凝灰岩に含まれる  
斑状結晶は変質と軽微な再結晶化によって鉄鉱と微細な  
黒雲母に置換されているが, 自形柱状ないし菱形の断面  
と, 変質鉱物に見られる鈍角の劈開の痕跡から元の鉱物  
は角閃石と推定される (第4.3図)。基質には長径0.05  
～0.1mmの短冊状斜長石を多量に含むのが特徴で, ほ  
かに緑泥石, 鉄鉱, アパタイト及びジルコンを含む。接  
触変成作用を被っている地域では短冊状斜長石の隙間に  
微細な珪長質鉱物が充填し, 緑泥石部分は再結晶して微  
細な暗褐色黒雲母の集合体になっている。

凝灰質砂岩・泥岩及び礫岩 (Ks) も出雲市高瀬山以  
西に小規模に分布している。凝灰質泥岩の火山物質が多  
い部分は灰白色半透明ないし白濁して見える。凝灰質砂  
岩は灰色ないし灰白色を呈する。凝灰質礫岩は灰色～帯  
緑灰色を呈し, 径1～2cmの流紋岩～安山岩の溶結凝  
灰岩の礫を含む。ほかの凝灰質砂岩や泥岩とともに堆積  
岩層をなすほか, デイサイト～安山岩溶結凝灰岩に挟在  
することがある。

**放射年代** 西田ほか (2001) はRb-Sr全岩アイソクロ  
ン年代値として $63.2 \pm 1.6 \text{Ma}$  (Sr初生値 $0.70508 \pm 0.00012$ )  
を報告した (第4.1表)。この値は島根県中  
部に分布する白亜紀火山岩類の邑智層群のフィッシュ  
トラック年代値92Ma (松田, 1981) と, 松江地域内の  
八雲火山岩類の全岩Rb-Sr年代値 $85.5 \pm 7.2 \text{Ma}$  (西田  
ほか, 2001) に比べるとかなり若い値である。

#### 4.1.2 その他の火山岩類

上島火山岩類相当するその他の火山岩類については,  
分布地域ごとに岩体名を付けて記述する。

##### 塩田岩体

本岩体は瀧本ほか (1965) で本郷石英斑岩と呼ばれ,  
大内谷花崗岩の一岩相と考えられた。石原 (1967a, 1971)  
は塩田付近の「石英斑岩」と呼び, 本岩体が大内谷花崗  
岩の接触変成を受けた流紋岩溶結凝灰岩であることを示  
した。西田ほか (2001) による大東火山岩類も本岩体に  
相当する。現在の5万分の1と2万5千分の1地形図 (平  
成15年刊) には本郷という地名が記されていない。ま  
た大東の地名は大東花崗閃緑岩に使用されているので,  
ここでは石原 (1967a) に従って塩田岩体と呼ぶ。本岩  
体の典型的な岩相は, 横田地域内の大東町塩田から北に  
上る溪流 (宮谷) に沿って観察される (石原, 1967a)。

**分布** 本地域内では北東部の清田東方にわずかに分布  
するが, 横田地域内の大東町篠淵～塩田周辺にかけて東  
西約6km, 南北約4kmの範囲に分布している。

**層序・貫入関係** 本地域内では大東町清田東方で金成  
変成岩を不整合に覆い, 蓮花寺花崗閃緑岩に貫入される  
(出納・石原, 1966)。北側は中新世波多層・川合層・  
久利層に不整合に覆われる (石原, 1966; 1971; 服部ほ  
か, 1973; 鹿野ほか, 1994)

**岩相** 黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩 (Kt) の軽石火  
山礫凝灰岩を主体とするが, 著しいホルンフェルス化の  
ためほかの岩相は明らかではない。灰白色ないし灰色を  
呈する。部分的にレンズ状に押しつぶされた軽石火山礫  
によるフォリエーションが認められ, 東西方向で北また  
は南に急傾斜している (石原, 1967a)。

斑状結晶として石英, 斜長石, カリ長石, 及び少量の  
黒雲母が認められる。基質は完全に再結晶して珪長質鉱  
物のモザイク組織となっており, ガラス片など元の火山



第4.1表 木次地域内の後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類の放射年代値一覧

岩体名	試料採取地点	測定試料	測年法	年代値 (Ma)	文献
上鳥火山岩類	出雲市上鳥町及び周辺地域	全岩	Rb-Sr	63.2 ± 3.0	西田ほか(2001)
	大東町清田 - 塩田及び周辺地域	全岩	Rb-Sr	66.0 ± 2.4	西田ほか(2001)
蓮花寺花崗閃緑岩	大東町清久上組北方	黒雲母	K-Ar	51 (52)	河野・植田(1967), 石原(1971)
	大東町東阿用蓮花寺	黒雲母	K-Ar	52.2 ± 1.1, 51.5 ± 1.1, 52.8 ± 1.1	資源エネルギー庁(1987)
	大東町東阿用磨石山西方	黒雲母	K-Ar	48 (49)	河野・植田(1967), 石原(1971)
大東花崗閃緑岩	大東町石畑	黒雲母	K-Ar	58 (59)	河野・植田(1967), 石原(1971)
	大東町西阿用	黒雲母	K-Ar	52.6 ± 1.1, 53.0 ± 1.1	資源エネルギー庁(1988)
	三刀屋町栗谷	黒雲母	K-Ar	44 (45)	河野・植田(1967), 石原(1971)
	三刀屋町三刀屋	黒雲母	K-Ar	51 (52)	河野・植田(1966)
	掛合町多根	黒雲母	K-Ar	54.9 ± 1.1	今岡ほか(1994)
	(不明)	全岩	Rb-Sr	66.8 ± 6.2	西田ほか(2002)
	三刀屋町多和森谷(雲南鉱山)	白雲母	K-Ar	50.3 ± 2.5	Kitagawa et al.(1988)
	三刀屋町乙加宮井機(井機鉱山)	白雲母	K-Ar	50.6 ± 2.5	Kitagawa et al.(1988)
	吉田村深野(吉田鉱山)	白雲母	K-Ar	48.4 ± 2.4	Kitagawa et al.(1988)
花崗斑岩	出雲市伊萱	黒雲母	K-Ar	63 (64)	河野・植田(1966)
	八雲村東岩坂	黒雲母	K-Ar	54.1 ± 2.7	鹿野ほか(1994)
花崗斑岩	出雲市後谷及び周辺地域	全岩	Rb-Sr	52.3 ± 2.7	西田ほか(2001)
	出雲市上島町	ジルコン	FT	55.5 ± 2.0	本報告
鶴花崗岩	三刀屋町乙加宮(鍋山鉱山)	白雲母	K-Ar	45.6 ± 2.3	Kitagawa et al.(1988)
	三刀屋町多和(樋の谷鉱山)	白雲母	K-Ar	51.3 ± 1.6	Kitagawa et al.(1988)
	掛合町佐中	白雲母	K-Ar	52.5 ± 2.1 (53.8 ± 2.1)	Shibata and Ishihara(1974)
	掛合町三刀屋川岸	白雲母	K-Ar	57.3 ± 1.2, 56.9 ± 1.2	資源エネルギー庁(1987)
横田花崗岩	(不明)	全岩	Rb-Sr	59.6 ± 5.5	西田ほか(2002)
黒雲母脈	大東町清久上組	黒雲母	K-Ar	53.6 ± 1.1, 53.6 ± 1.1	資源エネルギー庁(1987)
ペグマタイト質脈	大東町川井(東山鉱山山谷坑内)	黒雲母	K-Ar	48 (49)	河野・植田(1967), 石原(1971)
鉍脈盤際変質帯	大東町川井(清久鉱山坑内)	黒雲母	K-Ar	40 (41)	河野・植田(1967), 石原(1971)
モリアブデン鉱床	大東町川井(清久鉱山坑内)	黒雲母	K-Ar	46.6 ± 1.9 (47.7 ± 1.9)	Shibata and Ishihara(1974)
モリアブデン鉱床	大東町川井(清久鉱山坑内)	白雲母	K-Ar	47.8 ± 1.9 (49.0 ± 1.9)	Shibata and Ishihara(1974)
モリアブデン鉱床	大東町東阿用(大東鉱山)	輝水鉛鉱	Re-Os	56.6 ± 2.0	鈴木ほか(1993), Suzuki et al.(1996)
モリアブデン鉱床	大東町川井(東山鉱山)	輝水鉛鉱	Re-Os	62.2 ± 2.1	鈴木ほか(1993), Suzuki et al.(1996)
モリアブデン鉱床	大東町川井(清久鉱山)	輝水鉛鉱	Re-Os	57.7 ± 3.3	鈴木ほか(1993), Suzuki et al.(1996)
モリアブデン鉱床	大東町清田(清久神谷坑)	輝水鉛鉱	Re-Os	60.7 ± 2.6	鈴木ほか(1993), Suzuki et al.(1996)
モリアブデン鉱床	大東町下久野(清久南坑)	輝水鉛鉱	Re-Os	50.2 ± 2.3	鈴木ほか(1993), Suzuki et al.(1996)
下久野花崗岩	大東町下久野下組	黒雲母	K-Ar	53.8 ± 1.1, 53.3 ± 1.1	資源エネルギー庁(1987) 西田他(2001)
	大東町下久野及び周辺地域	全岩	Rb-Sr	62.0 ± 1.6	
梅木花崗岩	(不明)	全岩	Rb-Sr	31.2 ± 1.7	飯泉ほか(2002)
大内谷花崗岩	大東町川井(清久鉱山観測坑内)	黒雲母	K-Ar	36 (37)	河野・植田(1967), 石原(1971)
	大東町清久上組	黒雲母	K-Ar	53.5 ± 1.1, 53.8 ± 1.1	資源エネルギー庁(1987)

測年法: K-Ar (カリウムアルゴン法), Rb-Sr (ルビジウムストロンチウム全岩アイソクロン法), FT (フィッシュョントラック法), Re-Os (レニウムオスミウム法)

( )内の年代値は今岡ほか(1994)による再計算値

岩組織はほとんど残っていないが、まれにつぶされた軽石片の箒状の構造が認められることがある（石原，1967a）。再結晶鉱物として白雲母，黒雲母，ざくろ石を含む。全岩化学組成（第4.2表）は $\text{SiO}_2=74\sim76\%$ ， $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6\sim7\%$ の流紋岩組成を示す。

**放射年代** 西田ほか（2001）は本岩体のRb-Sr全岩アイソクロン年代値として白亜紀末に当たる $66.0\pm 2.4\text{Ma}$ （Sr初生値 $0.70488\pm 0.00006$ ）を報告した（第4.1表）。この値は上島火山岩類のRb-Sr全岩アイソクロン年代値とほぼ一致している。

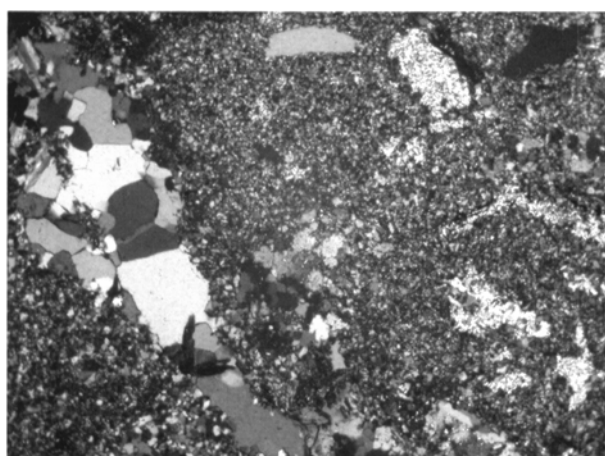
#### とおいち 十日市岩体

本岩体は沢田（1978a）が八神火山岩類と呼んだ波多層の東側と西側に分かれて分布する波多層下位の火山岩類のうち，東側の3ヵ所に分布する東部岩体のうち一番北の岩体に当たる。後述するように本岩体は波多層の西側に分布する八神火山岩類には対比できないので，上島火山岩類相当岩体としての新称を用いる。本岩体の典型的な岩相は掛合町松笠下組の松笠川の河床で観察される。

**分布** 掛合町十日市と松笠中組，郡を結ぶ三角形の地域に東西，南北それぞれ約2.5kmの範囲に分布する。

**層序・貫入関係** 北側は大東花崗閃緑岩相当の保閑谷岩体に貫入されると推定される。東側は中～粗粒の鴨花崗岩と鴨花崗岩の細粒斑状岩脈が貫入している。西側は中新世波多層に不整合に覆われる。波多層の西側に分布する八神火山岩類は鴨花崗岩に対比できる中～粗粒黒雲母花崗岩を不整合に覆う（沢田，1978a）ので，本岩体とは時代が異なっており対比できない。

**岩相** 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（Kt）がホルンフェルス化して，灰白色ないし灰色を呈する。特に古第三紀深成岩類との接触部に近い北部と東部で再結晶化が著しい。また南部の郡こおりでは鴨花崗岩との接触部にモリブデン鉱床を胚胎している。



第4.4図 大東花崗閃緑岩の接触変成を受けた十日市岩体の顕微鏡写真  
掛合町松笠中組東部（GSJ R78785）。クロスニコル。写真の横幅1.8mm。

顕微鏡下では斑状結晶として，破片状の石英，斜長石，変質した黒雲母がかるうじて認められる。基質は大部分が再結晶して珪長質鉱物のモザイク状組織になり，石英脈を生じている（第4.4図）。また基質部には軽石片を置換したと思われる径0.2mmほどの微細な白雲母の集合体が認められることがある。

#### すがたかの 菅谷高殿岩体

本岩体は沢田（1978a）によって中新世の吉田深成複合岩体貫入後にその周辺に貫入した火道角礫岩として位置付けられている。しかし軽微ながら接触変成を被っていることから吉田深成複合岩体貫入後の火道角礫岩とは考えにくいので，本岩体を上島火山岩類に相当する後期白亜紀火山岩類に含めた。典型的な岩相は掛合町穴見谷東方から吉田村後谷に至る道路沿いの露頭で観察される。

**分布** 吉田村グリーンシャワーの森から，菅谷高殿西方，後谷，掛合町穴見谷東部，川上にかけて，吉田深成複合岩体を取り囲んで径約3.5km，幅100～800mのドーナツ状に分布する。

**層序・貫入関係** 吉田深成複合岩体及び中新世脈類に貫入される。

**岩相** 流紋岩溶結凝灰岩（Kt），安山岩溶結凝灰岩（Kv），デイサイト火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩（Kd；第4.5図）からなる。層厚は不明。鴨花崗岩，梅花花崗岩及び吉田深成複合岩体の貫入によって接触変成作用を被っている。接触変成作用による再結晶化の程度は場所によって大きく異なる。吉田川沿いの掛合町と吉田村の境界付近と掛合町川上では顕著である。菅谷高殿付近では肉眼的には軽微であるものの，顕微鏡下では明瞭に再結晶化した組織が認められる（第4.6図）。一方，吉田村川尻の吉田深成複合岩体に捕獲されたデイサイト溶結凝灰岩はほとんど再結晶化していない（第4.7図）。このことは，顕著な再結晶作用が認められない場合であっても，本岩体



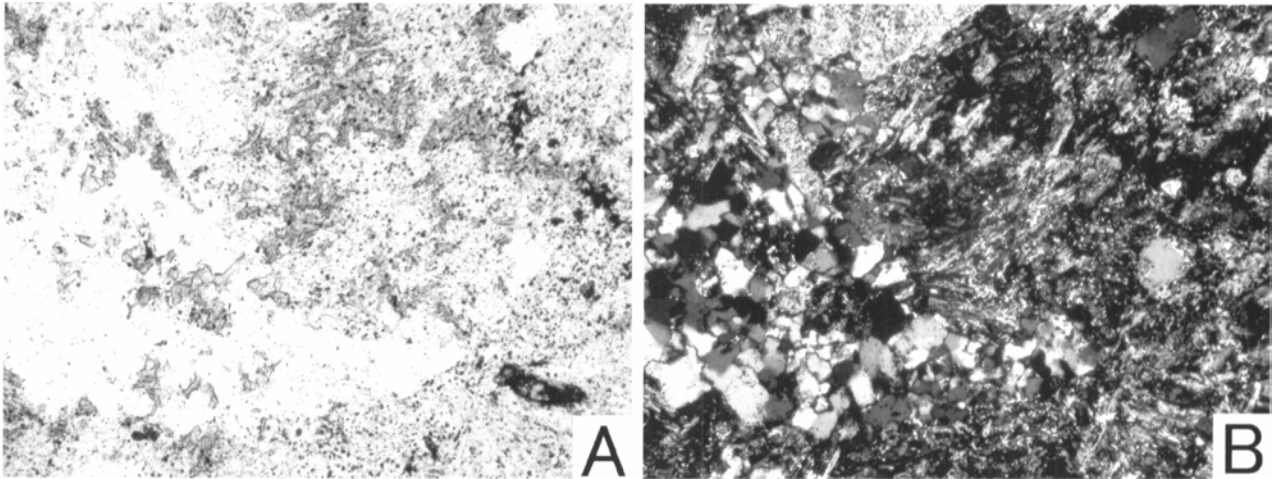
第4.5図 菅谷高殿岩体のデイサイト火山礫凝灰岩  
吉田村菅谷高殿西方（GSJ R78822）。由来不明の安山岩岩片を多量に含む。

第4.2表 後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類の全岩化学組成

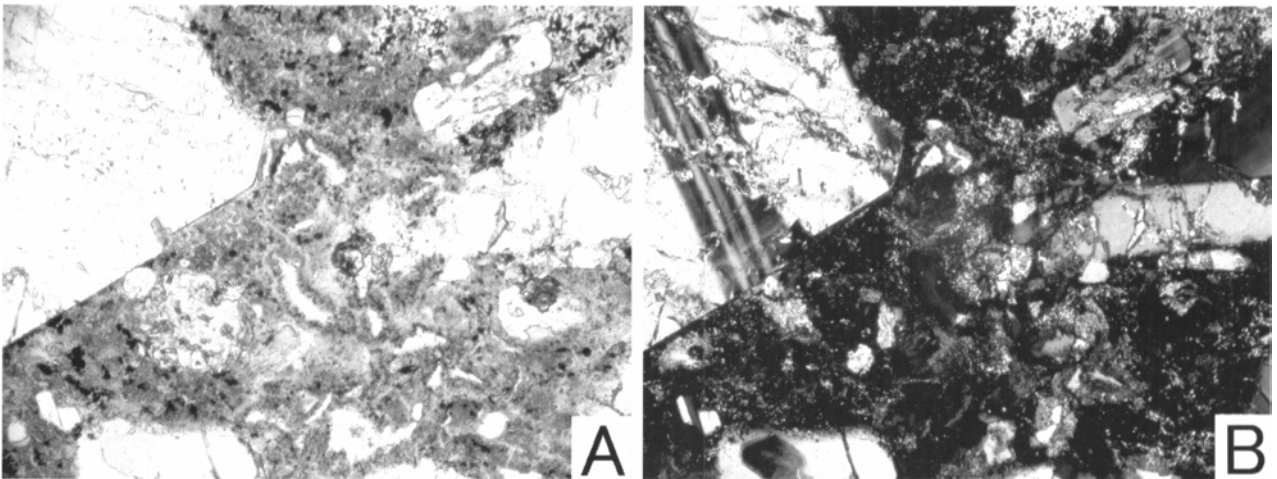
岩体	上島火山岩類・相当岩体 (塩岩岩体)			蓮花寺花崗閃緑岩				大東花崗閃緑岩及び相当岩体					鶴花崗岩		
	Sample No.	G**	650610	59K12	60F40	60F17*	60Fb67*	65HY1①	JG3'	641217	6511110	6511116	6511138	D**	E**
SiO <sub>2</sub>	74.33	74.36	76.48	70.42	75.05	73.33	72.64	67.29	62.28	70.38	67.50	67.36	72.21	74.52	73.42
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.23	0.14	0.39	0.18	0.30	0.28	0.48	0.66	0.38	0.52	0.44	0.20	0.08	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.67	13.90	13.78	14.91	13.33	13.55	15.50	15.48	19.72	16.20	16.92	17.56	15.62	13.31	14.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	0.07	0.72	0.64	*1.26	*2.09	0.40	1.62	1.76	1.52	1.68	1.28	1.59	1.03	0.98
FeO	0.41	0.43	0.36	1.20			0.79	1.83	2.73	1.80	1.65	1.87	0.94	0.96	1.11
MnO	0.04	0.06	0.04	0.18	0.02	0.10	0.09	0.01	0.08	0.08	0.08	0.08	0.04	0.09	0.01
MgO	0.53	0.53	0.03	0.88	0.37	0.64	0.39	1.79	2.51	1.04	1.30	1.61	0.83	0.36	0.72
CaO	0.77	1.15	0.39	2.70	1.41	2.03	2.22	3.69	4.71	2.91	3.19	3.25	1.43	0.88	1.85
Na <sub>2</sub> O	3.27	3.11	2.69	4.25	3.82	3.96	3.95	3.96	3.01	2.72	3.26	3.18	3.00	4.03	3.63
K <sub>2</sub> O	3.96	2.73	4.29	2.62	3.72	3.02	2.48	2.64	1.91	2.27	3.03	2.54	2.69	3.48	2.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.05	0.03	0.08	0.03	0.06	0.11	0.12	0.14	0.11	0.20	0.13	0.03	0.07	0.23
Fe				0.45											
S			0.41	0.52	<0.01	0.01	0.08		0.02	0.03	0.03	0.01			
CO <sub>2</sub>			0.08	0.06(SO <sub>2</sub> )	0.05	0.31									
H <sub>2</sub> O(+)	0.48	1.26	0.42	0.46	0.23	0.45	0.26	0.67	0.10	0.02	0.06	0.12	0.34	0.43	0.36
H <sub>2</sub> O(-)	0.13	0.14	0.28	0.16	0.46	0.12	0.54	0.17	0.30	0.43	0.36	0.38	0.30	0.25	0.13
Total	99.84	98.02	100.14	99.92	99.67	99.80	99.73	99.81	99.93	99.89	99.78	99.81	99.22	99.49	100.00
C	3.68	3.85	4.07	0.17	1.05	0.81	2.52	-	4.45	4.22	2.89	3.94	5.30	1.47	3.23
Ba				340	460	616	400	466	580	580	450	340			
Sr				160	141	190	140	379	300	180	210	180			
Li				12				20.9	19	21	24	18			
Mo				3	0.6	4.3	40	0.45	tr	tr	tr	0.5			
B				3.5			12	2.15	2	3.5	2	1.5			
Mn				2000			1100	600	1600	1200	660	740			
Cr				16	27	49	130	22.4	70	20	20	70			
V				75	15	26	28	70.1	280	240	90	120			
Ni				1.5	1	1	12	14.3	22	2	2	8			
Co				3	5	5	5	11.7	20	62	6	6			
Cu				12	0	3	12	6.81	12	8	12	8			
Pb				250	15	17	70	11.7	10	15	8	10			
U				1.9	<0.5	1.6	3.3	2.21	1.2	2.3	3.3	2			
Th				8	12.9	9.4	11	8.28	7	10	11	9			

岩体	川井混成岩								下久野花崗岩		大内谷花崗岩				
	石英閃緑岩, トーナル岩, 及び花崗閃緑岩岩相								花崗岩岩相						
Sample No.	6511120*	641213*	60F11*	60DT545*	60Fb61*	60F28*	641210②	60F27*	65HNI	65SK4④	65065	65064	60F15	60YT606	5908336
SiO <sub>2</sub>	51.28	60.40	62.07	69.18	70.40	71.95	72.10	74.50	76.28	76.56	76.76	76.28	70.42	75.25	76.96
TiO <sub>2</sub>	1.02	0.95	0.81	0.50	0.41	0.40	0.40	0.26	0.22	0.21	0.19	0.20	0.38	0.21	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.00	16.89	16.71	14.64	14.65	13.90	13.66	12.66	13.08	13.12	12.90	13.16	14.49	13.55	12.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	*9.16	*6.55	*5.86	*3.59	*3.19	*2.58	1.36	*1.99	0.64	0.40	0.80	0.74	1.54	0.93	0.80
FeO							1.15		0.22	0.72	0.36	0.22	1.46	0.74	0.07
MnO	0.15	0.20	0.17	0.08	0.08	0.08	0.08	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.11	0.02	0.02
MgO	4.28	2.53	1.82	1.12	0.82	0.78	0.81	0.41	0.54	0.28	0.17	0.16	0.99	0.44	0.20
CaO	8.46	5.43	5.00	3.02	2.64	2.05	2.02	1.42	0.67	0.72	0.53	0.50	2.47	1.32	0.76
Na <sub>2</sub> O	3.55	4.75	4.33	3.80	3.87	3.87	3.40	3.20	2.64	2.98	3.35	3.32	4.15	3.98	3.88
K <sub>2</sub> O	1.42	1.75	2.25	2.40	3.23	3.46	3.22	4.40	3.94	4.03	3.94	4.79	3.02	2.93	3.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.30	0.24	0.14	0.11	0.10	0.14	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.04	0.05	0.01
Fe															
S	0.08	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.10	0.09	0.05	0.02	tr	0.01	0.04
CO <sub>2</sub>	0.20	0.17	0.09	0.07	0.13	0.11	0.60	0.14							
H <sub>2</sub> O(+)	1.02	0.19	0.73	1.39	0.40	0.54	0.16	0.59	0.74	0.28	0.28	0.09	0.57	0.31	0.11
H <sub>2</sub> O(-)	0.76	0.20	0.18	0.12	0.10	0.17	0.48	0.20	0.34	0.38	0.32	0.38	0.22	0.14	0.24
Total	99.86	99.60	99.71	99.64	99.91	100.02	99.61	99.98	99.54	99.86	99.70	99.92	99.86	99.88	99.65
C	-	-	-	1.82	0.25	0.30	1.24	0.12	3.28	2.66	2.18	1.65	1.43	1.43	1.21
Ba	290	358	451	606	590	595	580	741	450	1,300	230	400	200	1,000	580
Sr	565	387	361	291	260	203	180	177	110	140	tr	110	180	210	130
Li							12		12		12				12
Mo	1	6	1.1	2.2	1.8	31.8	1	0.4	4	4	5	tr	1	1	1.5
B							5.0		4.5	7	tr	1.5	2	2	2
Mn							740		190	370	280	230	370	130	250
Cr	14	20	6	65	11	15	90	10	40	65	22	15	12	16	tr
V	224	104	94	51	42	44	65	35	8	14	8	15	14	18	11
Ni	5	2	<0.9	1	1.0	2	10	<0.6	2.5	6	2	1.7	3.5	2	1.5
Co	21	13.0	15.0	10	10	8	3.5	9	1	2	1.5	1.3	3	2	1.5
Cu	25	1	<0.5	<0.4	4	3	6	<0.4	6	6	6	5	14	8	7
Pb	6	7	9	14	17	11	10	15	10	12	7	6	2	7	7
U	2	2.1	2.4	1	1.7	2.4	6.5	3.1	4.8	2	6.9	3.6	3.0	2	2.3
Th	3	7.2	6.8	3.5	6.7	10.6	14	14.1	16	13	25	22	10	15	10

無印: 石原(1971), \*: 石原 (2002), \*\*: 三浦(1966), †: RIO-DBの岩石標準試料, \*: 全鉄



第4.6図 菅谷高殿岩体デイスaito火山礫凝灰岩の顕微鏡写真  
吉田村菅谷高殿西 (GSJ R78821). 吉田深成複合岩体の接触変成作用で珪長質鉱物が再結晶している。(A; 単ニコル, B; クロスニコル)



第4.7図 吉田深成複合岩体に捕獲された菅谷高殿岩体のデイスaito～安山岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真  
吉田村川尻 (GSJ R78837). 吉田深成複合岩体に捕獲されているのにほとんど再結晶が認められない. 写真の横幅1.1mm. (A; 単ニコル, B; クロスニコル)

と深成岩類に貫入関係がないとは言い切れない場合があることを示している。

本岩体を特徴づけるデイスaito火山角礫岩～凝灰角礫岩の岩片の多くは無斑晶質安山岩であるが、径1～3mmの白い斜長石を少量含む安山岩や、少量の中～細粒花崗岩ないしトータル岩も認められる。安山岩岩片は灰色から暗緑色を呈し、顕微鏡下では苦鉄質斑晶ほとんど認められない。花崗岩の岩片は中～細粒で黒雲母を含む。細粒花崗岩では石英とカリ長石の微文象構造を示すことがある。岩片を含む基質部分はやや明るい灰色のデイスaito凝灰岩で、径2～4mmの斜長石と石英結晶を含む。基質の斜長石は炭酸塩鉱物に交代されていることがある。

沢田 (1978a) は本岩体の火山礫として少量の花崗岩やトータル岩を含み、熱変成を被っていないとの理由で、

本岩体を吉田深成複合岩体の貫入後に縁辺部の割れ目に沿って貫入した火道角礫岩と考えている。しかし、最も多量に含まれる無斑晶質安山岩は、デイスaito質の基質とも花崗岩及び石英閃緑岩からなる壁岩とも異質である。また、軽微ながら接触変成を被っていることから吉田深成複合岩体貫入後の火道角礫岩とは考えにくい。

#### 4.2 蓮花寺花崗閃緑岩 (R, Rf)

**岩体名** 山本 (1954) の蓮花寺花崗岩体について、石原 (1971) がモード分析から岩石名を花崗閃緑岩に改めたものを使用する (主岩相; R)。また本報告では山本 (1954) が磨石山片麻岩状混成岩体と呼んだ部分を、蓮花寺花崗閃緑岩のフォリエーションの発達する部分 (Rf) として本岩体に含めた。石原 (1971) では主岩相部分は

粗粒黒雲母花崗閃緑岩（蓮華寺），フォリエイションを示す部分は片麻岩状ホルンフェルス（磨石山）と記述されている。

**模式地** 模式地は定められていない。本研究では大東町東阿用の蓮花寺に上る参道脇の露頭を模式地とする。

**分布** 水平方向には本地域内大東町東阿用から横田地域内笹谷西方に至る東西約3km，南北約2.5kmの範囲に分布する。岩体の南側では川井混成岩の上に低角でループ接触し，清久上組から川井の北側では標高250m以上の高所にのみ分布する。

**層序・貫入関係** 大東町清田の神谷鉾床で金成変成岩及び上島火山岩類相当の塩田岩体に本花崗閃緑岩が貫入するのが観察されている（出納・石原，1966）。川井混成岩の珪長質岩相（細粒花崗岩）に貫入され，東阿用東上南の阿用川河床では川井混成岩の苦鉄質岩相に捕獲されているのが観察される。

**岩相** 本岩は中～粗粒黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩からなり，岩体の大部分を占める塊状岩相（主岩相；R）と南西部のフォリエイションを示す岩相（Rf）がある。主岩相は灰白色を呈し，径1～5mm程度の石英，斜長石，カリ長石，黒雲母からなり，しばしば径5～7mmの斑状球形石英結晶を含む。石原（1971）のモード分析資料では，斜長石（25～57%）がカリ長石（4～27%）の倍以上も含まれており花崗閃緑岩質ではあるが，有色鉱物の含有量は2～8%で，後述の大東花崗閃緑岩（8～15%）に比べると優白質である。また全岩化学組成のSiO<sub>2</sub>は70～75%で，大東花崗閃緑岩の62～70%よりも珪長質である（第4.2表，石原，1971）。

本岩には肉眼では深成岩の粒状組織を示すが，顕微鏡下では接触変成岩に特徴的なモザイク様の組織を示す。黒雲母は径1～2mmの大きな結晶の内部に径0.1～0.2mmの小結晶を包有することがある。また黒雲母には径0.1～0.2mmの小結晶が集合して径1～3mmの塊になっているものもある。いずれの黒雲母もY≒Z＝茶褐色を示し，産状による軸色の違いは認められない。カリ長石と斜長石が接する部分にはまれにミルメカイトが認められる。副成分鉱物として鉄鉱，褐簾石，ジルコン，アパタイトを含む。また径1mm前後の黄鉄鉱を含み，露頭では黄鉄鉱の変質に伴って表面が褐色に着色していることがある。

本岩体南西部にはフォリエイションが発達する岩相が分布する（第4.8図）。フォリエイションは本岩体と金成変成岩の接触方向とほぼ同じ，北北東-南南西ないし北東-南西方向で，西に30～50度傾斜している。本岩相は細～中粒黒雲母花崗閃緑岩からなるが，場所によって粒度や黒雲母の含有量が変化して不均質である。フォリエイションの発達程度にも顕著な部分からほとんど塊状に見える部分までばらつきがある。また本岩相中にはしばしば砂岩・泥岩から変成した黒雲母ホルンフェルスの捕獲岩を含むことがある。顕微鏡下で観察すると本岩

相には破碎結晶や細粒結晶には再結晶組織が認められるが，基本的には深成岩特有の組織を示す。本岩相は主成分鉱物として中～細粒の石英，斜長石，カリ長石及び黒雲母を含む。石英はときに径5mm以上の斑状結晶となり，黒雲母（Y≒Z＝茶褐色）の微細な集合体を含む点は主岩相と共通の特徴である。フォリエイションを示す岩相について堆積岩起源の原岩（金成変成岩）が混成作用によって花崗岩化したとする解釈がある（山本，1954；石原，1971）。本報告ではフォリエイションを示す岩相でも基本的には深成岩の組織を持っており，主岩相に漸移するよう見えることから，本岩体が壁岩（金成変成岩）と接触して壁岩を捕獲し，貫入の流動によって岩体縁部にフォリエイション（流理）を生じた部分と考える。本岩相の捕獲岩には紅柱石，ざくろ石，スピネル，堇青石（？）が取り巻き，あるいは，これらの鉱物に富む脈を伴うことがある（石原，1966；1971）。また径1mm前後の黄鉄鉱を含む。

本岩体は川井混成岩と並んでモリブデン鉾床が胚胎する主要な鉾床母岩である。

**放射年代** 本岩体の放射年代値は黒雲母のK-Ar年代として48～53Maの値が報告されている（河野・植田，1967；石原，1971；資源エネルギー庁，1987；第4.1表）。

#### 4.3 小木石英閃緑岩及び相当岩体（Kf, Kc）

小木石英閃緑岩及び相当岩体は捕獲岩体状の小岩体として本地域南部の三刀屋町中野から東隣横田地域内仁多



第4.8図 蓮花寺花崗閃緑岩のフォリエイションを示す岩相大東町東阿用東上（GSJ R78774）。写真の上部に粗粒部分と黒雲母に富む暗色部分が横に伸びてフォリエイション（面構造）を示す。

町三所<sup>みところ</sup>に至る，東西約16km，南北約7kmの地域に点在している。これらの小岩体は岩相的には中 - 細粒の苦鉄質深成岩類でしばしば斑状岩相を示す点で互いに類似している。これらを捕獲している岩体は鴨花崗岩ほか3岩体であるが，これらの貫入に先行した深成活動の産物として互いに対比可能な岩体群と考えられる。岩体の規模は最大でも径約4km程度であり，小さなものは露頭で径1m程度の捕獲岩として観察される。本岩は大小多数の岩体からなっているが，主な岩体としては以下の7岩体が認められる。吉田村川<sup>かわ</sup>手周辺に小木石英閃緑岩，三刀屋町中野周辺に中野岩体，吉田村上山周辺に後山岩体，木次町法印周辺に法印岩体，木次町<sup>あしはら</sup>芦原周辺に芦原岩体，木次町尾原～馬馳<sup>まばせ</sup>地域に三沢岩体，仁多町三所城山周辺に城山岩体（横田地域内）が分布している。本岩は多量の磁鉄鉱を含んでおり，風化部分では水流を使って簡単に分離できるので，古くから本岩の磁鉄鉱は鉄穴流しによって砂鉄の形で採取されてきた。本岩相の分布地域では砂鉄採集跡が谷川の途中が開けた平坦地（木次町芦原）や，山の稜線部分の平地（吉田村後山，仁多町上鴨倉）などの不自然な人工地形として残っているので，地形図や野外でこれらの地形から本岩の分布を容易に予想することができる。

#### 4.3.1 小木石英閃緑岩<sup>おぎ</sup>

**岩体名** 飯泉・沢田（1980）。

**模式地** 模式地は定められていない。本報告では飯泉・沢田（1980）が記載した吉田村川手小木と大宝の間の斐伊川西岸（下流に向かって左岸）の道路沿いの露頭を模式地とする。

**分布** 吉田村川手小木周辺の東西約1.4km，南北約0.8kmの小範囲に分布する。

**層序・貫入関係** 大宝花崗閃緑岩に貫入され，鴨花崗岩に捕獲されている。

**岩相** 小木石英閃緑岩は岩体内に岩相変化がある。小木石英閃緑岩は灰色ごま塩状ないし暗緑色の細粒斑状黒雲母角閃石石英閃緑岩ないしトータル岩からなり，径1～3mmの斜長石，角閃石，黒雲母，径0.1～1mmの石英，カリ長石，及び径0.1mm未満の鉄鉱，チタン石，ジルコン，及びアパタイトを含む。角閃石は緑褐色のZ軸色を示し，内部に黒雲母結晶を含む。飯泉・沢田（1980）のモード分析では斜長石は56%前後，石英は14～17%，カリ長石は2～4%，有色鉱物は26%前後である。

#### 4.3.2 その他の岩体

##### 中野岩体<sup>なかの</sup>

**分布** 三刀屋町中野宮畑～紙屋<sup>みやはた かみや</sup>周辺の東西約1km，南北約1.3kmに分布している。

**層序・貫入関係** 鴨花崗岩に捕獲されている。

**岩相** 本岩体は細粒斑状角閃石黒雲母トータル岩ないし花崗閃緑岩からなる。斑晶として径2～4mmの斜長石と黒雲母と角閃石を含み，石基は主に径1mm未満の斜長石，石英，カリ長石，黒雲母，角閃石と，径0.1mm未満の鉄鉱，チタン石，褐簾石，ジルコン，及びアパタイトを含む。斑晶角閃石と黒雲母には径0.1mm以下の角閃石と黒雲母の小結晶の集合体が内部や斑晶の周囲を取り囲む。石基の斜長石とカリ長石の間にはミルメカイトを生じていることがある。本岩体は風化が著しく良好な露頭が少ない。

##### 後山岩体<sup>うしろやま</sup>

**分布** 吉田村上山後山<sup>うえやま</sup>～本郷周辺の東西約1km，南北約0.6kmに分布している。

**層序・貫入関係** 横田花崗岩に捕獲されている。

**岩相** 本岩体は細粒斑状斜方輝石単斜輝石角閃石石英閃緑岩からなる。有色鉱物は再結晶作用を被っているが，全て新鮮である。斑晶は径3～5mmの自形斜長石と長径2～3mmの単斜輝石からなる。石基の主成分鉱物は径1mm以下の斜長石，角閃石，単斜輝石，斜方輝石，石英，鉄鉱，及び黒雲母からなり，副成分鉱物としてジルコン及びアパタイトを含む。黒雲母はほかの鉱物の粒間を埋め，あるいは輝石や角閃石の内外に二次的に晶出した形態を示す。黒雲母は本岩体が横田花崗岩に捕獲された時の接触変成によって晶出した可能性がある。石基の石英とカリ長石には細かく入り組んだ微文象構造を作るものがある。

##### 法印岩体<sup>ほういん</sup>

**分布** 木次町法印周辺の東西約1km，南北約0.7kmに分布している。

**層序・貫入関係** 大宝花崗閃緑岩相当の下槻岩体に貫入され，鴨花崗岩に捕獲されている。

**岩相** 本岩体は暗緑色の中～粗粒石英閃緑岩ないし斑れい岩（Kc）からなる。本岩体は径3～6mmの斜長石と暗緑色角閃石の等粒状組織を呈する（第4.9図）。主成分鉱物として斜長石と角閃石（Z＝褐色を帯びた緑色）のほか，黒雲母（緑泥石化）及び鉄鉱（径0.1～0.5mm）を含む。副成分鉱物としてアパタイトとチタン石を含むほか，変質鉱物として緑泥石，緑簾石，及び方解石を含む。法印岩体の斜長石の組成は最大対称消光角からAn50前後で閃緑岩と斑れい岩の境界の組成を示す。

##### 芦原岩体<sup>あしはら</sup>

**分布** 木次町芦原周辺の東西約0.7km，南北約1.2kmに分布している。

**層序・貫入関係** 鴨花崗岩に捕獲されている。

**岩相** 本岩体は細粒斑状黒雲母トータル岩からなる。斑晶は径2～5mmの自形斜長石と径1～2mmの黒雲

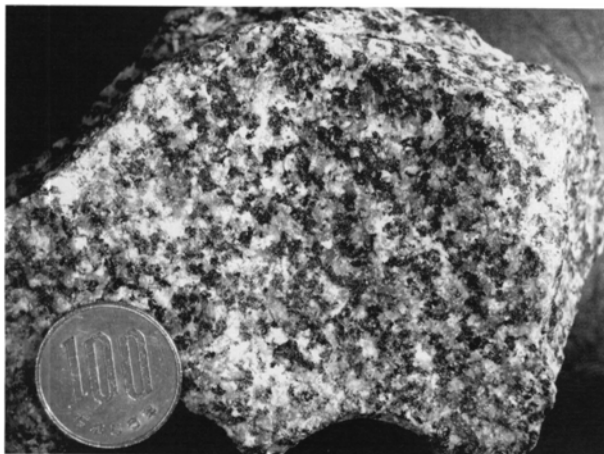
母からなり、肉眼では黒雲母斑晶の光沢が目立つ。石基は径1mm前後の斜長石、石英、黒雲母、径0.2mm以下の鉄鈹、カリ長石、黒雲母（微結晶集合体）、アパタイト及びジルコンを含む。石英の一部はカリ長石と連晶によって微文象組織になっている。

### 三沢岩体

**分布** 木次町尾原<sup>おぼら</sup>～仁多町鴨倉<sup>かまくら</sup>～三沢<sup>まぼせ</sup>～馬馳<sup>まばせ</sup>に分布している。本岩体は小木石英閃緑岩の相当岩体の中では最大規模であるが、東西約4km、南北約3km程度である。

**層序・貫入関係** 大東花崗閃緑岩相当の佐白岩体、横田花崗岩、梅木花崗岩に貫入されている。

**岩相** 本岩体は主に細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩と細～中粒斑状黒雲母角閃石石英閃緑岩からなる主岩相のほか、石英やカリ長石を部分的にやや多く含むトータル岩から花崗閃緑岩に至る多様な岩相を含む。これはもともとの岩相変化に加えて、花崗岩や岩脈の貫入によって部分的に混成作用を被った可能性を示唆していると思われる。細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩のKawakatsu and Yamaguchi (1987) による主成分鈹物のモード組成は斜長石 48%、角閃石 28%、黒雲母 12%、石英 6%及び鉄鈹 4%である。主成分鈹物は径1～2mmである。斜長石の組成は中心部のAn 83から縁部のAn 23と著しい累帯構造を示す。本岩体の角閃石も顕著な累帯構造を示し、中心部では褐色がかかった緑色を呈し、縁部では淡緑色を呈する。Kawakatsu and Yamaguchi (1987) によると、角閃石の組成は中心部がマグネシウムホルンブレンドで、縁部ではアクチノ閃石に変化している。また外側に向かって鉄の割合が減少している。本岩相の磁鉄鈹は一般の石英閃緑岩に含まれる初生の磁鉄鈹とは異なり、MnとTiの含有量が少ない端成分に近い組成を持っている。この端成分に近い磁鉄鈹は角閃石や黒雲母との間で2段階の交代作用を経て形成されたと推定されている。



第4.9図 小木石英閃緑岩法印岩体の中粒石英閃緑岩木次町法印 (GSJ R78852)。

る (Kawakatsu and Yamaguchi, 1987; 山口・川勝, 1987)。副成分鈹物としてはカリ長石 (1%)、チタン石、アパタイトを含む。このほか変質鈹物として黒雲母の一部に緑泥石と緑簾石を生じ、黄鉄鈹を含んでいる。斑状岩相では斜長石と角閃石、または斜長石と黒雲母の組み合わせで斑晶鈹物になる。Kawakatsu and Yamaguchi (1987) による斑状黒雲母角閃石石英閃緑岩の主成分鈹物のモード組成は斜長石 62%、角閃石 14%、黒雲母 12%、石英 7%及び鉄鈹 4%である。斑状岩相の鉄鈹物としては磁鉄鈹とチタン鉄鈹を含む (山口・川勝, 1987)。斑状岩相は主に鴨倉周辺に分布している。

## 4.4 大東花崗閃緑岩及び相当岩体 (D)

大東花崗閃緑岩は松江地域から今市地域、本地域北東部にかけて底盤状に広がる。またこれに対比可能な岩体が、三刀屋町須所<sup>すそ</sup>～掛合町多根<sup>たね</sup>～保蘭谷<sup>ほらん</sup>に至る地域、吉田村深野周辺、吉田村平田周辺、及び仁多町佐白～八代地域にも捕獲岩状の小岩体として分布している。本報告ではこれらの岩体を大東花崗閃緑岩に相当する岩体として、分布地域ごとに保蘭谷岩体、深野岩体、平田岩体及び佐白岩体と呼ぶ。

### 4.4.1 大東花崗閃緑岩

**岩体名** 山本 (1954) の大東花崗閃緑岩体に相当する。また石原 (1971) では粗粒閃雲花崗閃緑岩 (大東) として記述された岩体に当たる。

**模式地** 北隣今市地域内の大東町幡屋<sup>はたや</sup> (鹿野ほか, 1991a)。

**分布** 今市地域南東部の大東町遠所<sup>えんじよ</sup>から幡屋、加茂町東谷、本地域内加茂町南加茂、大東町大東、木次町里方<sup>きよがた</sup>、日登<sup>ひのぼり</sup>、三刀屋町井儀にかけて、東西約13km、南北約13kmの範囲に分布する。このほか、松江地域西部の松江市忌部<sup>いんべ</sup>から玉湯町大谷、宍道町上来待にかけての地域にも大東花崗閃緑岩に対比できる小岩体が点在する (鹿野ほか, 1991a, 1994)。

**層序・貫入関係** 金成変成岩に貫入していると推定されるが、境界部付近は古期扇状地堆積物に覆われているので明らかではない。鶉花崗岩との接触部付近の大東町田中上北及び木次町東日登では、幅100～200mの岩脈状の鶉花崗岩が本花崗閃緑岩に貫入している。

**岩相** 全体的には塊状を示すが、金成変成岩及び蓮花寺花崗閃緑岩との接触部付近では接触面に平行な方向の弱いフォリエーションが認められることがある。本花崗閃緑岩は接触部を含めて全域で安定した中粒ないし粗粒の均質な角閃石黒雲母花崗閃緑岩岩相を示すが、鶉花崗閃緑岩との接触部付近では長径2～3cmのカリ長石斑状結晶を含むことがある。また径5～30cmの細粒石英閃緑岩ないしトータル岩の暗色包有物が普遍的に認め



られる。露頭では風化で白濁した斜長石のために灰白色に見える場合が多いが、新鮮な岩石は灰色に見える。肉眼で白い卓状自形斜長石、暗緑色柱状の角閃石、光沢のある六角板状黒雲母がよく目立ち、わずかに赤みを呈するカリ長石と灰色の石英も認められる。顕微鏡下では主成分鉱物として斜長石（径0.5～7mm）、石英（半自形～他形、径0.5～5mm）、カリ長石（他形；径1～7mm）、黒雲母（Y≒Z＝暗褐色、径0.2～3mm）、角閃石（Z＝緑色、長径0.5～6mm）を含む。石原（1971）のモード分析によると、斜長石の含有量がほぼ半分を占め、カリ長石＋石英が26～40%、残りの大部分が有色鉱物という組成である。副成分鉱物の含有量は1%未満で、鉄鉱（径0.05～0.3mm）、チタン石（径0.1～0.3mm）、褐簾石（径0.1～0.3mm）、及び径0.05mm以下のジルコン、アパタイトを含む。

**放射年代** 本花崗閃緑岩の黒雲母のK-Ar年代値として、51Ma（河野・植田、1966）、44, 58Ma（河野・植田、1967；石原、1971）、52.6±1.1、53.0±1.1Ma（資源エネルギー庁、1988）、54.9±1.1Ma（今岡ほか1994）、またRb-Sr全岩アイソクロン法で66.8±6.2Ma（西田ほか、2002）という値が報告されている（第4.1表）。

#### 4.4.2 その他の岩体

##### 保関谷岩体

**分布** 三刀屋町須所から掛合町多根、保関谷に至る東西約7km、南北約3kmの地域に分布する。保関谷岩体は大東花崗閃緑岩の伸張方向の南西への延長線上に位置しており、鴨花崗岩の貫入によって大東花崗閃緑岩から分離した可能性がある。

**層序・貫入関係** 本岩体の南縁は上島火山岩類相当の十日市岩体に接触変成作用を与えており、これに貫入していると推定される。東縁は鴨花崗岩の中～粗粒黒雲母花崗岩本体（H）と岩脈状岩体及び花崗斑岩岩脈（Hp）に貫入されている。本岩体の西半分は北・西・南を中新世波多層、川合層、及び大森層のデイサイト溶岩に覆われている。

**岩相** 保関谷岩体の東側約3分の2は大東花崗閃緑岩と同じ塊状中～粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩岩相を示す。この岩相は西に向かって角閃石含有量が減少して中～粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩岩相に漸移する。また西部では北西-南東走向で北東に傾斜するフォリエイションを示す。全域で径5～10cmの細粒石英閃緑岩ないしトータル岩の捕獲岩を含む。顕微鏡下では主成分鉱物として、斜長石（径1～5mm）、石英（径1～5mm）、カリ長石（径0.2～1.5mm）、角閃石（径0.3～4mm、Z＝緑色）、黒雲母（径0.3～1.5mm）、副成分鉱物としてチタン石、鉄鉱、褐簾石、アパタイト、ジルコンを含む。角閃石には割れ目を生じて周辺から内部に斜長石や黒雲母の小結晶が入り込むように成長しているのが観

察される。

##### 深野岩体

**分布** 深野岩体、平田岩体及び佐白岩体は本地域南東部の鴨花崗岩と横田花崗岩に挟まれて東西方向に並んで分布している。深野岩体はその西端に当たり、吉田村深野周辺の東西約1km、南北約1.5kmの地域に分布する。

**層序・貫入関係** 小木石英閃緑岩相当の小岩体を捕獲し、鴨花崗岩及び梅木花崗岩に貫入される。

**岩相** 深野岩体は中～細粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩からなる。斜長石と石英の斑状結晶が径5～7mmに達する。石基部分の主成分鉱物は斜長石（径0.3～3mm）、石英（径0.3～2mm）、カリ長石（径0.2～1.5mm）、黒雲母（径0.1～2.5mm、Y≒Z＝褐色）である。黒雲母は径0.1～0.3mmの結晶が集合したクラスターを形成している。このほか副成分鉱物として、角閃石（長径1mm、Z＝淡緑色）、チタン石、鉄鉱、アパタイト、ジルコン、蛍石を含む。変質鉱物として緑簾石と緑泥石を含むことがある。深野岩体、平田岩体及び佐白岩体はいずれも中粒で、やや斑状岩相を示す点で共通している。

##### 平田岩体

**分布** 吉田村平田周辺の東西約1km、南北約0.6kmに分布する。

**層序・貫入関係** 鴨花崗岩に捕獲され、下久野花崗岩相当の岩脈状細粒花崗岩に貫入されている。

**岩相** 中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。斑晶は径5～6mmの斜長石と石英で、石基の主成分鉱物（径1～3mm）は斜長石、石英、カリ長石、角閃石（Z＝淡緑色）、黒雲母（Y≒Z；褐色）からなる。角閃石は径0.1～0.3mmの小結晶の集合体をなしており、柱状自形結晶は少ない。副成分鉱物としてチタン石、鉄鉱、ジルコン、アパタイトを含む。

##### 佐白岩体

本岩体は服部ほか（1973）でG3と示された南北2つの岩体のうち北側の岩体に、また飯泉ほか（1983）で中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩と記述された岩体にあたる。

**分布** 本地域内では仁多町佐白～八代にかけて分布し、東方延長は横田地域内広瀬町東比田付近に至る。東西約23km、南北1～2kmの東西に細長く伸びた分布を示す。

**層序・貫入関係** 小木石英閃緑岩相当の苦鉄質小岩体を捕獲し、下久野花崗岩相当と考えられるアプライト岩脈に貫入される。北側に分布する鴨花崗岩相当の八頭岩体に貫入される。

**岩相** 中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、径10～20cmの細粒閃緑岩の捕獲岩を含む。長径2～3cmの白色斜長石の斑晶を含む。石基には径1～4mmの斜長



石、石英、カリ長石、角閃石、黒雲母を含む。

#### 4.5 <sup>おおだから</sup> 大宝花崗閃緑岩及び相当岩体 (O)

##### 4.5.1 大宝花崗閃緑岩

**岩体名** 大宝花崗閃緑岩は吉田村川手大宝周辺に分布する小岩体に対して飯泉・沢田 (1980) が命名した。本報告では本地城南東部の木次町下槻と仁多町三成周辺に分布する岩体も大宝花崗閃緑岩に対比可能と考え相当岩体として一括する。

**模式地** 模式地は定められていない。本報告では飯泉・沢田 (1980) が記載した吉田村川手大宝南の大宝橋 (旧道) 下流の斐伊川河床の露頭を模式地とする。

**分布** 吉田村大宝付近の模式地の大宝花崗閃緑岩は、東西約1.5km、南北約1kmと小規模な捕獲岩体である。

**層序・貫入関係** 模式地では本花崗閃緑岩から派生したと考えられる細脈が小木石英閃緑岩に貫入し、岩体の北縁で鴨花崗岩に貫入される (飯泉・沢田, 1980)。

**岩相** 長径2~3cmの淡紅色カリ長石と径1cm近い石英が中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩に囲まれる斑状岩相を示す点が共通している。またいずれの岩体も肉眼で黄色から鉛色を呈する封筒状のチタン石の自形結晶が認められる。

大宝付近の大宝花崗閃緑岩には径5~20cmの細粒石英閃緑岩ないし石英斑れい岩のほか変成岩の捕獲岩を含む (飯泉・沢田, 1980)。石基部分の主成分鉱物は径0.5~5mmの斜長石、石英、カリ長石、黒雲母 (Y≒Z=緑色がかった褐色)、角閃石 (Z=褐色がかった緑色) からなる。飯泉・沢田 (1980) によるモード組成は、斜長石 39~47%、石英 31~32%、カリ長石 16~23%、有色鉱物 6%前後である。また副成分鉱物としてチタン石、鉄鉱、アパタイト、ジルコンを含む。チタン石は大型自形 (長径1~3mm) 結晶と鉄鉱や角閃石に伴う他形の微結晶 (径0.5~0.2mm) がある。本岩体はやや変質しており、黒雲母は緑泥石と緑簾石に置換され、方解石を含む部分もある。

##### 4.5.2 その他の岩体

###### 下槻岩体

**分布** 木次町下布施~下槻付近の東西約2km、南北約1.5kmに分布する。

**層序・貫入関係** 下槻岩体は小木石英閃緑岩相当の法印岩体を捕獲岩体状に取り囲んで、さらに鴨花崗岩に捕獲されている。

**岩相** 本岩体には柱状角閃石が東西方向に伸張する弱いフォリエイションが認められる。また径数cmの細粒石英閃緑岩の捕獲岩を含んでいる。本岩体の石基の主成分鉱物は径0.5~5mmの斜長石、石英、カリ長石、黒

雲母 (Y≒Z=緑色がかった褐色)、角閃石 (Z=淡緑色) からなり、副成分鉱物としてチタン石、鉄鉱、アパタイト、ジルコン、褐簾石を含む。本岩体はほかの2岩体に比べるとやや角閃石に富む。斜長石とカリ長石の境界にはミルメカイトが見られるほか、黒雲母にもミルメカイト様連晶組織が認められる。本岩体でも自形の長径2mmに達するチタン石が認められる。本岩体は北西側の鴨花崗岩との境界が不明瞭である。

###### 三成岩体

**分布** 仁多町阿井川ダム~三成~横田地域内高田の東西約7km、南北約1.5kmに分布している。

**層序・貫入関係** 三成岩体は小木石英閃緑岩相当の城山岩体 (横田地域内) を捕獲しているが、南の横田花崗岩との関係は不明瞭である (飯泉ほか, 1983)。

**岩相** 本岩体は南に向かって斑状カリ長石が減り、基質にカリ長石が増して花崗岩岩相に漸移し、南側の横田花崗岩との境界が不明瞭になる。本岩体のカリ長石斑晶は紅色が最も鮮やかである。石基部分の主成分鉱物は径0.5~5mmの斜長石、石英、カリ長石、黒雲母 (Y≒Z=褐色)、角閃石 (Z=淡緑色) からなり、副成分鉱物としてチタン石、鉄鉱、アパタイト、ジルコンを含む。チタン石は鉄鉱に伴う小結晶も自形を示す。斜長石とカリ長石が接する部分にはまれにミルメカイトが認められる。

#### 4.6 <sup>ひよどり</sup> 鴨花崗岩、横田花崗岩及び相当岩体 (H, Hp)

本地域に最も広く分布する岩体で、今市地域から本地域中央部に広がる鴨花崗岩と本地城南東部から横田地域に広がる横田花崗岩が分布する。このほか東部の仁多町八頭<sup>やとう</sup>以東に分布する斑状花崗岩もこれらに相当するその他の岩体として記述する。

##### 4.6.1 鴨花崗岩

**岩体名** 鹿野ほか (1991a) による。西田ほか (2001) の後谷花崗斑岩は本岩体の花崗斑岩 (Hp) 部分に相当する。

**模式地** 今市地域内の大東町鴨 (鹿野ほか, 1991a)。

**分布** 松江地域南部、今市地域南東部、本地域北部から中央部にまたがって分布する。松江地域内では南部の東出雲町市原~八雲村熊野北部と松江市千本貯水池から玉湯町玉造南部にかけて分布し、今市地域南東部の玉造から宍道町佐々布~上来待~加茂町大竹を経て、本地域北部の加茂町高見~三刀屋町小原~乙加宮 (鍋山) ~掛合町掛合~吉田村湯村 (温泉) にかけて分布する。分布範囲の差し渡しは北東-南西方向に約40km北西-南東方向に約19kmに及ぶが、中央部には大東花崗閃緑岩や中新統が分布しているので、鴨花崗岩自体の分布は

幅1~5kmのアルファベットのC字形になる。

**層序・貫入関係** 後期白亜紀火山岩類の八雲火山岩類及び上島火山岩類に貫入し、小木石英閃緑岩、大東花崗閃緑岩、大宝花崗閃緑岩を捕獲岩体状に取り囲む。下久野花崗岩及び梅木花崗岩に貫入される。また岩体の西側と北側(今市地域内)は中新統に不整合に覆われる。

**岩相** 粗粒ないし中粒の黒雲母花崗岩(主岩, H)が大部分を占め、西部の三刀屋町<sup>きゅうした</sup>給下峯寺弥山~後谷~出雲市上島町と今市地域内の斐川町上阿宮付近には花崗斑岩(Hp)が分布する。花崗斑岩は主岩相と明瞭な境界を持って主岩相に貫入している。主岩相の大東花崗閃緑岩との境界に近い場所では角閃石を含むとともに、色指数が上がるため大東花崗閃緑岩との区別が紛らわしい岩相になる。全体に塊状の岩相を示し、暗色包有物をほとんど含まない。

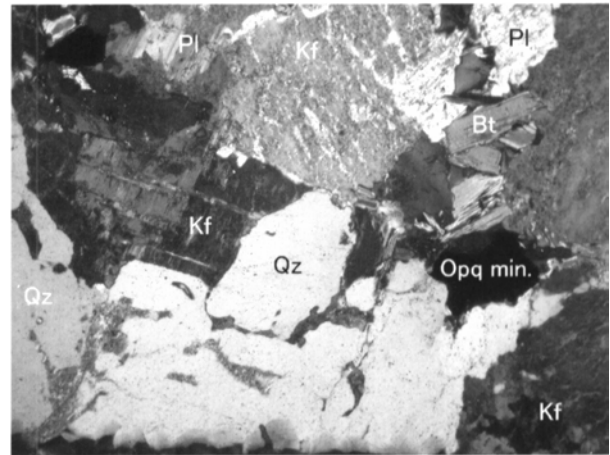
風化部分では均質な真砂となり、大東花崗閃緑岩のように堅い玉石状の未風化部を含むことがほとんどない。

露頭では中~粗粒黒雲母花崗岩、花崗斑岩ともわずかに紅色がかかった灰白色を呈する。中~粗粒黒雲母花崗岩は主成分鉱物として径0.3~5mmの石英、カリ長石、斜長石、及び黒雲母(Y≒Z=茶褐色)を含む。三浦(1966)によるモード組成は石英 29~37%、斜長石 23~39%、カリ長石 27~39%、有色鉱物 2~4%である。また副成分鉱物として鉄鉱、褐簾石、アパタイト、ジルコンを含む。石英とカリ長石は直線の入り組んだ境界で接しており、顕著ではないが微文象構造といえる連晶組織を示す(第4.10図)。鉄鉱は径0.05~0.2mmで、周囲にアパタイトの小結晶が取り囲んでいることがある。褐簾石は赤褐色から褐色を呈する。角閃石を含む場合はZ=緑色を示す。まれに孔隙(miarolitic cavity)を生じていて、白雲母が内部を満たしていることがある。

花崗斑岩は肉眼で微細な珪長質鉱物の集合である石基中に、径1~10mmの斜長石、カリ長石、石英、黒雲母(Y≒Z=暗褐色)及び角閃石(Z=緑色)の自形斑晶を含むのが認められる。顕微鏡下では石基も個々の鉱物が容易に識別できる0.5~0.1mm程度の粒径を持ち、

石英、カリ長石、斜長石、鉄鉱、黒雲母、アパタイト、及びジルコンを含む。石基鉱物ではカリ長石が他形を示すが石英、斜長石、黒雲母は自形ないし半自形を示す。

**放射年代** 本研究では鴨花崗岩の主岩相である細~中粒黒雲母花崗岩(H)に貫入する花崗斑岩(Hp)についてジルコンのフィッシュトラック年代測定を行い、暁新世末にあたる55.5±2.0Maの年代値を得た(第4.3表)。この値は細~中粒黒雲母花崗岩の黒雲母のK-Ar年代である54.1±2.7Ma(鹿野ほか, 1994)とほぼ一致している。また本岩相(Hp)に相当すると思われる西田ほか(2001)の後谷花崗斑岩のRb-Sr全岩アイソクロン年代値の52.3±2.7Ma(Sr初生値0.70538±0.00016)も近い値である(第4.1表)。このほか河野・植田(1966)によって、中粒黒雲母花崗岩の黒雲母のK-Ar年代として63Maが報告されている(第4.1表)。



第4.10図 鴨花崗岩の顕微鏡写真  
木次町里熊北方(GSJ R78690)。クロスニコル。カリ長石(Kf)と石英(Qz)が接する部分の石英にはカリ長石側から細いカリ長石が枝状に侵入している微文象組織を示す。ほかに斜長石(Pl)、黒雲母(Bt)、鉄鉱(Opq min.)が見える。写真の横幅2mm。

第4.3表 鴨花崗岩の花崗斑岩のフィッシュトラック年代  
試料産地；出雲市西谷町。

試料番号	試料採取位置 (日本測地系)	岩石名	結晶数	$P(\chi^2)$	$\rho_s$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_s$	$\rho_i$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_i$	$\rho_d$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_d$	年代値 (Ma)
KSK11 (GSJ-R78698)	132° 52' 28" 7E (132° 52' 38" E) 35° 19' 32" 3N (35° 19' 21" N)	花崗斑岩	30	0	$0.75 \times 10^7$ 4587	$2.57 \times 10^6$ 1583	$10.103 \times 10^4$ 2593	55.5 ± 2.0

$P(\chi^2)$ :  $\chi^2$ 分布(自由度n-1)における上側確率  
 $\rho_s$ : 自発核分裂飛跡密度  $N_s$ : 自発核分裂飛跡数  
 $\rho_i$ : 誘発核分裂飛跡密度  $N_i$ : 誘発核分裂飛跡数  
 $\rho_d$ : 熱中性子線量  $N_d$ : 標準ガラスの総飛跡数  
 $\zeta$  (ED1) = 370 ± 4 (Danbara et al., 1991)

測定: (株)京都フィッシュ・トラック 檀原 徹  
 中性子照射場所: 立教大学原子力研究所回転試料棚  
 熱中性子線量測定法: NBS-SRM 612 glass + Mica  
 エッチング条件: KOH:NaOH=1:1(mol) etchant, 225°C  
 28 hours

#### 4.6.2 横田花崗岩

**岩体名** 本岩体の東方延長部分を横田図幅（服部ほか、1973）と多里図幅（猪木・坂本、1977）では‘鳥取花崗岩’と記載しているが、‘鳥取花崗岩’は鳥取県地質図（鳥取県、1966）で鳥取県全域に分布する深成岩類の最後の時期の岩体群の総称として提唱された広域的な名称なので本地域での岩体名としては適当ではない。山陰バソリス研究グループ（1982）及び飯泉ほか（1983）は鳥取県西部から島根県東部の深成岩類をまとめた報告書の中で、横田・多里両地域から本地域南東部に連続する本岩体を横田花崗岩と呼んでいるので、本報告ではこれに従う。飯泉・沢田（1980）が本地域南東部吉田村東部に分布する上山花崗岩と呼んだ岩体は本花崗岩に連続しているの横田花崗岩に含まれる。

**模式地** 設定されていない。本地域内では吉田村曾木南東の矢入川に沿って模式的な岩相が分布している。

**分布** 本地域吉田村上山周辺及び南隣の多里地域内小馬木北部から横田地域内横田町横田の北部を経て鳥取県日南町下阿毘緑に至る。東北東 - 西南西方向に約30km、南北方向に3～8kmの東西に細長く伸びて分布する。

**層序・貫入関係** 吉田村後山で小木石英閃緑岩相当の後山岩体を捕獲している。横田地域内で横田花崗閃緑岩に貫入している（猪木・坂本、1977）。東端では根雨花崗岩に貫入されている（山陰バソリス研究グループ、1982）。

**岩相** 露頭では淡紅色を呈する粗粒黒雲母花崗岩で、西部では角閃石を含むことが多い。また花崗斑岩～細粒斑状花崗岩岩脈を伴う。本岩体は暗色包有物をほとんど含まない。肉眼では径5～10mmの石英、白色斜長石、紅色カリ長石に径1～3mmの黒雲母を含み、西部では長径8mmの柱状角閃石が認められる。全体に真砂化しており、新鮮な露頭は少ない。顕微鏡下では黒雲母の大部分は緑泥石と緑簾石に変質している。石英とカリ長石の連晶による微文象構造が認められ、カリ長石同士の接触部には曹長石質の斜長石が境界に沿って帯状に連続している。またカリ長石と斜長石の境界にはミルメカイトが認められる。副成分鉱物として鉄鋳、アパタイト、ジルコンを含む。

**放射年代** Rb-Sr全岩アイソクロン法によって59.6 ± 5.5Maという値が得られている（西田ほか、2002）。

#### 4.6.3 その他の岩体

##### 八頭岩体

下久野花崗岩の南に接する仁多町八頭以東に分布する中～粗粒斑状黒雲母花崗岩について、石原（1971）は‘固有の名称がまだ与えられていないが、もし必要であるならば横田花崗岩が適当と思われる’と記述している。し

かし石原の‘横田花崗岩’は後に布部花崗岩、大東花崗閃緑岩相当の佐白岩体、小木石英閃緑岩相当の三沢岩体及び大宝花崗閃緑岩相当の三成岩体、及び山陰バソリス研究グループ（1982）及び飯泉ほか（1983）による横田花崗岩に区分された岩体群を一体の岩体として呼んだものと思われる。横田花崗岩の呼称は石原（1971）の使用が、山陰バソリス研究グループ（1982）及び飯泉ほか（1983）よりも先ではあるが、本岩体については横田付近には連続していないので、横田花崗岩の名称を用いない。本報告で本岩体を指す場合には鴨花崗岩及び横田花崗岩相当の八頭岩体と呼ぶ。

典型的な岩相は仁多町八頭付近に認められる。

**分布** 本地域内では木次町北原川平周辺から仁多町八頭以東に分布する。東方延長部は飯泉ほか（1983）によると、横田地域内を東西に横断して根雨地域西部の伯太町下小竹付近に達する。

**層序・貫入関係** 小木石英閃緑岩相当の三沢岩体及び大東花崗閃緑岩相当の佐白岩体に貫入し、これらを捕獲している。横田地域内で北側に分布する布部花崗岩に貫入されている（飯泉ほか、1983）。

**岩相** 露頭では淡紅色を呈する中～細粒斑状黒雲母花崗岩である。仁多町八頭付近では径1～3mmの石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなる石基中に、径1～2cmの白色斜長石と径5～6mmの高温型球状の石英斑状結晶が含まれているのが認められる。場所によっては径1～2cmのカリ長石の斑晶を含むことがある。本花崗岩は風化によって全体に真砂化が著しい。

#### 4.7 堂々火山碎屑岩脈 (Trd)

**岩体名** 新称。

**模式地・分布** 木次町中野堂々南西に幅50m程度の岩脈状小岩体として分布している。

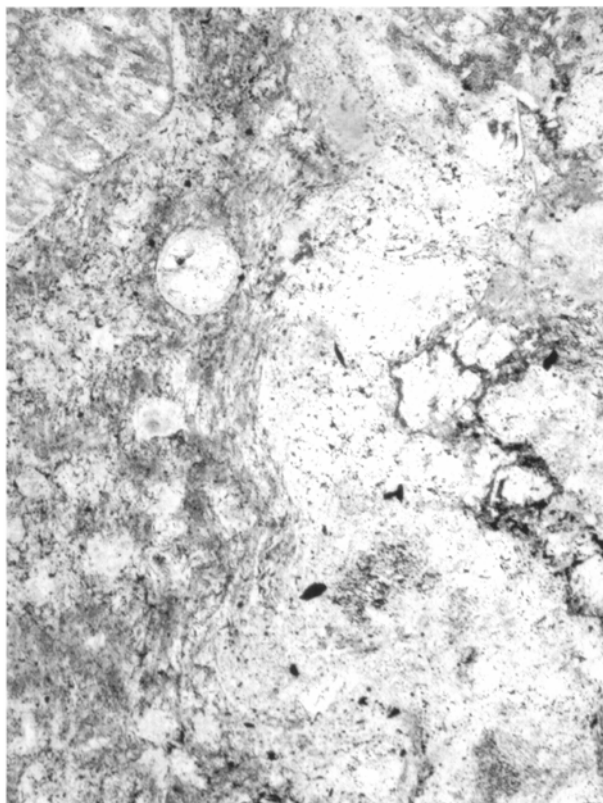
**層序・貫入関係** 本岩は鴨花崗岩に貫入しているので因美期より若い火山岩類である。本地域内の中新世火山岩類とは岩相が異なるので、高山層群に対比できる可能性がある。本報告では鴨花崗岩直後の火山碎屑岩脈として記述する。

**岩相** 灰褐色を呈し、走向N40°W、南西に50°傾斜する褐色の軽石が引き延ばされたユータキシティック構造が顕著である。顕微鏡下では淡褐色の脱ガラス化した流紋岩基質中に多量の結晶片を含んでいるのが見える。破片状を示すものが多いので、本質結晶の量を見積もることは困難である。しかし本質結晶と考えられる鉱物として、径1～5mmの自形を示す斜長石斑状結晶のほか、引き延ばされた軽石火山礫中には径0.1～0.5mmの自形の斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、鉄鋳、ジルコン、アパタイトが認められる。本火山碎屑岩脈は黒雲母流紋岩流動溶結凝灰岩であるといえる。引き延ばされた軽石中には二次発泡と考えられる気泡の痕跡（石英が充填）

が認められる(第4.11図)。本岩は変質によって方解石が多量に生じている。中～粗粒黒雲母花崗岩、流紋岩溶結凝灰岩、玄武岩～安山岩、結晶片岩など、径数mm～2cmの異質岩片をまれに含む。本岩は急傾斜のユータキシティック構造と引き延ばされた軽石の二次発泡からKano *et al.* (1997)と同様に火口に堆積した溶結凝灰岩が噴火停止後下がって岩脈状の火道を満たした火山砕屑岩の可能性もある。

#### 4.8 川井混成岩及び相当岩体 (Kh, K1)

川井混成岩は苦鉄質岩が花崗岩による混成作用によって細粒の石英閃緑岩から花崗閃緑岩まで生じたと考えられている(山本, 1954)。これまで石英閃緑岩から花崗岩までを一括して川井混成岩とする岩体区分(瀧本ほか, 1965; 山本, 1963)と、花崗岩を独立させる岩体区分(石原, 1966; 1971)がある。本報告では石英閃緑岩から花崗閃緑岩までの苦鉄質岩相と珪長質岩相である花崗岩は化学組成の上(第4.2表)でも、モード組成の上でも連続しており、産状の密接性からいっても不可分と考えられるので前者のまとめ方によったが、本質的な差異ではない。このほか吉田村曾木の深野川に沿って分布する細粒の石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩と、三刀屋町六重～木次町平田に貫入する岩脈状細粒花崗岩に伴う細粒石英閃



第4.11図 堂々火山砕屑岩脈の顕微鏡写真  
木次町中野堂々南西 (GSJ R78800)。単ニコル。  
写真の上下幅0.9mm。

緑岩～花崗閃緑岩を、苦鉄質から珪長質岩層に至る多様性と細粒花崗岩との密接な産状から川井混成岩の相当岩体とした。

##### 4.8.1 川井混成岩体

**岩体名** 山本(1954)の川井基性混成岩体による。石原(1971)の細粒閃雲混成岩(川井)と細粒優白花崗岩複合体を併せたものに相当する。

**模式地** 模式地は設定されていない。本報告では大東町川井の阿用川沿いの露頭を模式地とする。

**分布** いくつかの小岩体に分離しており、大東町西阿用本郷～川井～清久上組(東西約2.5km, 南北約1km)、大東町西阿用峯～日南(東西約1km, 南北約0.7km)、川井峠東方(東西約0.7km, 南北約1km)の3ヶ所に分布する。川井混成岩では上部に珪長質岩相が、下部に苦鉄質岩相が位置する垂直方向に岩相が異なる分布を示す。垂直方向の広がり、西部の大東鉦山付近では約270m(苦鉄質岩相250m+珪長質岩相20m)、東部の清久鉦山付近では約320m(苦鉄質岩相170m+珪長質岩相150m)で水平方向の分布に比べて薄い(石原, 1971)。

**層序・貫入関係** 蓮花寺花崗閃緑岩にほぼ水平な接触面を以て下から珪長質岩相が貫入し、蓮花寺花崗閃緑岩に接触変成作用を与えている。また大東町川井西方と北西では、蓮花寺花崗閃緑岩のフォリエイションを示す岩相を捕獲している。大内谷花崗岩には不規則に貫入される。またボーリングによって、本岩体の下位には下久野花崗岩に類似した岩相が分布することが知られている(出納・石原, 1967)。

**岩相** 地質図では比較的苦鉄質な岩相の部分(Kh)と、比較的珪長質な岩相の部分(K1)に区別して表現した。いずれも主として細粒岩相で、部分的に中粒岩相を含むことがある。またしばしば斑状岩相を示す。珪長質岩相は本岩体上部に位置して蓮花寺花崗閃緑岩と接し、苦鉄質岩相はその下に位置している。

本混成岩の苦鉄質岩相(Kh)の部分は石原(1971)の細粒閃雲混成岩にあたる。苦鉄質岩相は、細粒角閃黒雲母石英閃緑岩、トータル岩、花崗閃緑岩からなり、径5～6mmの斜長石、石英斑晶を含む斑状岩相を示すことが多い。また本岩相中にペグマタイト脈が貫入していることもある。石原(1971)によるモード組成は、斜長石 64～31%、石英 13～37%、カリ長石 0.3～29%、角閃石 9～0%、黒雲母 14～2%、鉄鉱その他 1～3%である。

本混成岩の珪長質岩相(細粒花崗岩; K1)の部分は石原(1971)の細粒優白花崗岩複合体にあたる。

珪長質岩相は細～中粒黒雲母花崗岩、白雲母黒雲母花崗岩及び文象斑岩を含み、径10～20cmの苦鉄質岩相の捕獲岩に富む部分(ボールゾーン; 出納・石原,

1967) を挟むことがある。本混成岩中には大東地域の主要なモリブデン鉱床が胚胎している。

石原 (1971) による珪長質岩相のモード組成は、斜長石 32~23%、石英 33~37%、カリ長石 29~41%、有色鉱物 2~0% で苦鉄質岩相から連続した組成変化を示し、ギャップを挟まない。

本混成岩体は細粒岩相を示し地表近くの浅所で固結した可能性がある。石原・松久 (1975) は、地表水が混入する環境下で本岩が固結した可能性について、酸素同位体比の研究からこの地域の地表水はほとんど関与していないことを推定した。

本混成岩体の細粒花崗岩内に胚胎するモリブデン鉱床 (東山鉱山川平鉱床及び清久鉱山清久鉱床) の石英脈の流体包有物の研究 (渋江, 1989) によると、本地域の石英中の流体包有物は、川平鉱床では気液 2 相のほか、液相・気相・食塩結晶の 3 相共存の流体包有物を含み、均質化温度は 215~390°C で、塩濃度は 3~37wt% (3 相共存型では 30wt% 以上) である。清久鉱床では液相と気相 (まれに二酸化炭素を含む) の 2 相が共存し、均質化温度は 191~325°C で、塩濃度は 4~18wt% である。

**放射年代** 黒雲母の K-Ar 年代測定値として 40, 48Ma (河野・植田, 1967; 石原, 1971), 46.6±1.9Ma (Shibata and Ishihara, 1974), 53.6±1.1Ma (資源エネルギー庁, 1987), 白雲母の K-Ar 年代値として 47.8±1.9Ma (Shibata and Ishihara, 1974) という前期始新世に相当する値がこれまでに報告されている (第 4.1 表)。

#### 4.8.2 その他の岩体

吉田村曾木の深野川に沿って川井混成岩に相当すると考えられる岩体が分布する。本岩体は下久野花崗岩に対比される梅木花崗岩の東部にこれと密接に伴っており、細粒の黒雲母角閃石英閃緑岩、トータル岩ないし花崗閃緑岩の岩相を示す。この岩体は全体に硫化物の鉱化変質を受けており、肉眼で径 1mm 程度の黄鉄鉱が認められる。

また三刀屋町六重~木次町平田には、下久野花崗岩相当と考えられる岩脈状細粒花崗岩に、川井混成岩の苦鉄質岩相に類似した細粒角閃石英黒雲母石英閃緑岩から花崗閃緑岩の小岩体が伴っている。本報告ではこれらの小岩体も、細粒花崗岩との密接な産状から川井混成岩の相当岩体として地質図に示した。

#### 4.9 下久野花崗岩, 梅木花崗岩及び相当岩体 (Sa)

大東町下久野附近の下久野花崗岩 (山佐優白花崗岩を含む) と本地域南部の吉田村菅谷高殿から深野周辺に分布する梅木花崗岩は岩相が酷似しており、ほぼ同時期の岩体としてまとめられる。また下久野花崗岩と梅木花崗岩の間に点在する岩脈状細粒花崗岩の小岩体も下久野花

崗岩に相当すると考えられる。

#### 4.9.1 下久野花崗岩

**岩体名** 山本 (1954) の下久野半花崗岩体と、石原 (1971) がその北東に連続する中粒両雲母優白花崗岩 (山佐) と呼んだ部分とを合わせた岩体を、鹿野ほか (1994) にしたがって、下久野花崗岩と呼ぶ。

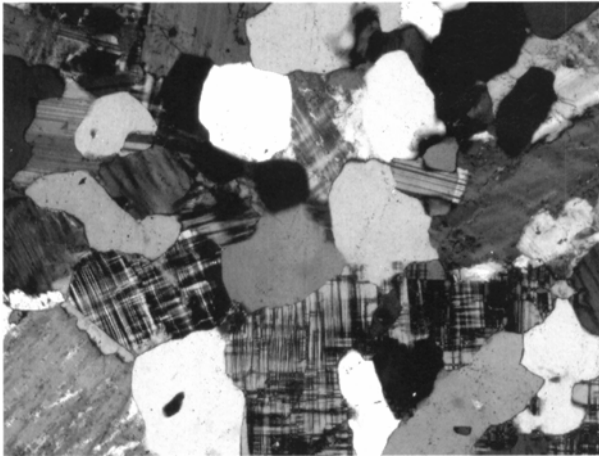
**模式地** 山本 (1954) は模式地を設定していない。鹿野ほか (1994) によって大東町下久野下組周辺に模式的岩層が分布するとされた。

**分布** 下久野花崗岩は本地域東部の木次町坂水~大東町下久野から横田地域内広瀬町スクモ塚に至る。さらに東方に白雲母を含む岩相が連続し (石原, 1966; 1971), 広瀬町上山佐を経て松江地域内下山佐に達する。ここで岩体としては連続が途切れているが、さらに北東方向延長部には下久野花崗岩に類似した岩相が安来市飯生町にまで点在している。これらの総延長は北東~南西方向に約 23km に達し、北西-南東方向には幅 2~4km の全体として細長い分布である。

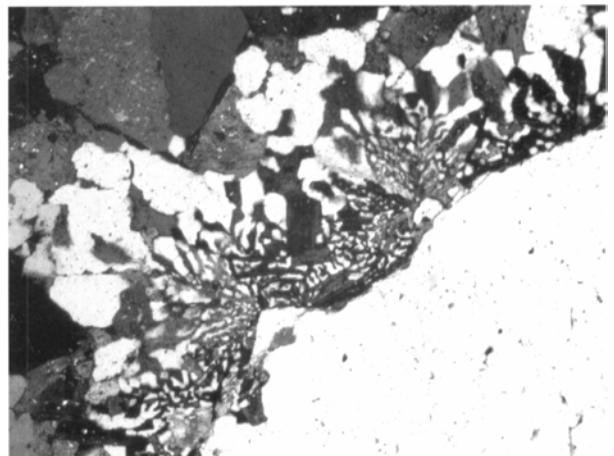
**層序・貫入関係** 大東花崗閃緑岩及び鶴花崗岩に貫入し、これらを捕獲している。また川井混成岩の苦鉄質岩相に類似した捕獲岩を含むことがある。清久鉱山の地下のボーリング資料によると、本花崗岩は川井混成岩の下位に伏在して、これに貫入している (出納・石原, 1967)。横田地域内では上島火山岩類相当の塩田岩体に貫入し、中新世波多層及び川合層に不整合に覆われる。

**岩相** 本花崗岩は本地域内では細粒黒雲母花崗岩を主体として、部分的に文象斑岩を含む。広瀬町上山佐周辺には細粒白雲母黒雲母花崗岩の岩相も分布している。本花崗岩では大部分が径 0.3~1.5mm の粒状石英、カリ長石及び斜長石から成る。黒雲母 (径 0.05~1.5mm) は他の花崗岩に比べるとかなり少量で、Y=Z=褐色を示す。鉄鉱 (径 0.03~0.2mm)、アパタイトとジルコン (径 0.05mm 未満) がごくわずかに認められる。カリ長石は場所によってマイクロクリン構造が発達する所 (第 4.12 図) と、パーサイト構造が発達する所がある。石原 (1971) によるモード組成は、石英 30~38%、カリ長石 36~41%、斜長石 32~23%、有色鉱物 2~0% である。

**放射年代** 本花崗岩の放射年代値は黒雲母の K-Ar 法による 53.8±1.1, 53.3±1.1Ma (資源エネルギー庁, 1987) と、全岩 Rb-Sr 法による 62.0±1.6Ma (西田ほか, 2001) という暁新世~前期始新世の年代値が得られている (第 4.1 表)。下久野花崗岩の放射年代値は岩相の類似から対比されてきた島根県中央部の石見花崗岩 (山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979) や鳥取県の鈴山花崗岩で知られている後期始新世~漸新世初に比べると有意に古く、むしろ大東花崗閃緑岩や鶴花崗岩の示す年代値に近いように見える。下久野花崗岩は岩相の



第4.12図 下久野花崗岩の顕微鏡写真  
大東町下久野下組 (GSJ R78707). クロスニコル.  
カリ長石の格子状マイクロクリン構造が顕著である.  
写真の横幅1.4mm.



第4.13図 梅木花崗岩の顕微鏡写真  
吉田村菅谷 (GSJ R78824). クロスニコル. 斑晶石  
英 (写真右下) を取り囲む微文象組織. 写真の横  
幅1.6mm.

特徴が鉛山期の深成岩類に酷似しているが、放射年代値からは対比されない可能性がある。

#### 4.9.2 梅木花崗岩

**岩体名** 飯泉・沢田 (1980) による。

**模式地** 模式地は設定されていない。本報告では飯泉・沢田 (1980) が記載した南隣頓原地域内の吉田村梅木南東の露頭を模式地とする。

**分布** 本地域南部の吉田村菅谷高殿東方から曾木、仁多町鴨倉、さらに南隣頓原地域内吉田村杉谷から芦谷に至る東西約10km、南北約10kmの範囲に分布する。

**層序・貫入関係** 鶴花崗岩及び大東花崗閃緑岩相当の平田岩体に貫入する。また川井混成岩の苦鉄質岩相に類似した捕獲岩を含むことがある。

**岩相** 淡紅色から灰白色を呈する細粒黒雲母花崗岩を主岩相とし、しばしば中粒岩相や斑状岩相を示す。また岩石中に径1～5mm程度の空隙を含み、空隙に向かって自形の石英などが生じている。斑状岩相では径1mm以下の石基中に、径1cmに達する自形の石英と斜長石斑晶が散在する。顕微鏡下で観察すると石基部はしばしば石英とカリ長石が入り組んだ連晶をなし、特に石英斑晶の周囲を取り囲んでコロナ状微文象構造を示すことがある (第4.13図)。石基の主成分鉱物は径0.2～1.5mmの石英、カリ長石、斜長石、黒雲母 (Y≒Z; 褐色) で、副成分として径0.05～0.2mmの鉄鉱、径0.05mm未満のアパタイト及びジルコンを含む。吉田村菅谷東方から深野に至る林道では、径10cmから5mに達する細粒石英閃緑岩、トータル岩、及び花崗閃緑岩を捕獲している。

**放射年代** 飯泉ほか (2002) によってRb-Sr全岩アイソクロン年代値として $31.2 \pm 1.7\text{Ma}$  (Sr同位体比初生値0.70437) が得られ、鉛山侵入岩類に対比可能と考え

られた。この年代値は本岩体の相当岩体と考えている下久野花崗岩のRb-Sr全岩アイソクロン年代値の $62.0 \pm 1.6\text{Ma}$  (西田ほか, 2001) とは大きく違っている。現段階では、梅木花崗岩の岩相が捕獲岩体を含めて下久野花崗岩の岩相と酷似していること、いずれも鶴花崗岩に対して貫入しており貫入関係における位置づけが同じと判断できること、本岩体と下久野花崗岩の間には両岩体と同じ岩相の小岩体 (後述) が下久野花崗岩の伸張方向と同じ北東-南西方向に伸張し、本岩体もこれらの延長上に位置しているので同時代のテクトニクス下での貫入と考えられることの3点から、本岩体を下久野花崗岩に対比する判断は妥当と考えている。岩体の対比と放射年代値の不一致については今後の研究によって解決されるべき課題であろう。

#### 4.9.3 その他の小岩体

下久野花崗岩と梅木花崗岩の間の三刀屋町六重～木次町平田～仁多町馬馳にかけての地域には、細粒花崗岩～細粒斑状花崗岩の岩脈状小岩体が多数貫入している。規模は最大でも長径2km以下、幅は0.5kmから数mである。これらは下久野花崗岩と同じ北東-南西方向に伸張しているため、下久野花崗岩と同時期に貫入した小岩体と考えられる。また、これらには川井混成岩に岩相対比可能な石英閃緑岩、トータル岩及び花崗閃緑岩を伴っている。

#### 4.10 <sup>おおうちだに</sup>大内谷花崗岩 (Ou)

**岩体名** 山本 (1954) の大内谷花崗岩体。石原 (1971) では斑状黒雲母花崗岩 (大内谷) と記述された岩体に相当する。

**模式地** 模式地は設定されていない。本報告では大東

町川井から下久野に至る谷（大内谷）沿いの露頭を模式地とする。

**分布** 大内谷花崗岩は本地域北東部の大東町大内谷と西阿用峯との間、東西約3km、南北約1.5kmの範囲に分布する。また清久から川井にかけて小さな岩体が点在している。

**層序・貫入関係** 川井混成岩、蓮花寺花崗閃緑岩、及び下久野花崗岩に貫入し、清久火山深成複合岩体に貫入されている。大東町日南東方の真砂採取場跡の露頭に川井混成岩由来と思われる石英閃緑岩の径30cmの捕獲岩を含む。

**岩相** 灰色ないし帯紅白色の石基（径1~2mm）中に、径3~8mmの石英、カリ長石、斜長石、及び黒雲母斑晶が含まれる斑状黒雲母花崗岩である。石英斑晶のまわりにはコロナ状に石英とカリ長石の連晶による微文象組織が取り囲んでいる。

石原（1971）によるモード組成は、石英 26~46%、カリ長石 22~32%、斜長石 49~23%、有色鉱物 5~1%で、下久野花崗岩に比べるとやや黒雲母に富む印象である。

**放射年代** 河野・植田（1967）及び石原（1971）は黒雲母のK-Ar年代として36Maを、また、資源エネルギー庁は本岩体の黒雲母のK-Ar年代として、 $53.5 \pm 1.1$ と $53.8 \pm 1.1$ Maの値を報告している（第4.1表）。年代値が食い違う理由は明かでないが、本花崗岩は下久野花崗岩に貫入することから古い年代値が貫入年代に近いと思われる。

#### 4.11 岩脈（d, Rh）

本地域には、後期白亜紀~古第三紀火成岩類中に貫入時期を特定できない細粒閃緑岩（d）と流紋岩（Rh）の岩脈が多数認められる。これらに対比できる岩石は新第三系中になく、貫入時期は新第三紀以前と考えられるので、すべて古第三紀の岩脈として一括した。

細粒閃緑岩は、上島火山岩類、大東花崗閃緑岩及び鶴花崗岩に貫入する。岩脈の規模は脈幅が1~5mのものがほとんどである。貫入方向では東西方向のものがやや多いが、南北方向や北西-南東方向に貫入する岩脈もある。本岩脈に似た岩相の岩脈は、松江地域や赤名地域でも東西方向に貫入するものが卓越する傾向がある（松浦，1990；鹿野ほか，1994）。岩脈は露頭では暗灰色または暗緑色を呈し、細粒緻密で時に斜長石の径2~3mmの斑晶を含む。一般に変質しているが、稀に新鮮な露頭もある。本岩脈は母岩との接触部で顕著な急冷縁を持たず、脈幅が膨縮したり、途切れたりして母岩に流動性が残っている高温時に貫入した可能性がある。

流紋岩は、本地域南東部の吉田村上山、仁多町オノ峠、高尾附近で横田花崗岩に貫入している。岩脈の規模は脈幅が上山で約500mに達し、それ以外では10m以下である。灰色~灰白色を呈し、わずかに流理が認められる。斑晶は径1mm以下で斜長石、石英、カリ長石を含む。石基は珪長質鉱物の集合で、顕微鏡下で鉱物を識別できる径0.1mm前後の結晶から判別できないほど微細な粒径のものまでを含む。

## 第5章 新第三系

(鹿野和彦・石塚吉浩・松浦浩久)

本地域の新第三系は、古い方から順に、波多層、川合層、久利層、大森層、室山玄武岩に区分される。波多層、川合層、久利層及び大森層にはドレイイト、玄武岩、ひん岩、安山岩～デイサイト、石英斑岩、流紋岩などが岩株、シルまたは岩脈として貫入している。これらの貫入時期はいくつかに分かれており、また、必ずしも特定できないので、本報告ではこれらを前期～中期中新世の貫入岩として一括して記載する。ただし、波多層または波多層に隣接した基盤中であって波多層を構成する火山噴出物と同時期か、その直後に貫入したと考えられる吉田深成複合岩体及び清久火山深成複合岩体などについては、別途記載する。

波多層は、陸上あるいは陸水域に噴出した溶岩・火砕岩からなる前期中新世の火山岩層である。

川合層と久利層は、それぞれ砂岩礫岩と泥岩とで特徴づけられる前期中新世の後期～中期中新世の前期の海成層で、安山岩やデイサイト、流紋岩の水底溶岩・火砕岩を挟む。両層は一部指交関係にある。

大森層は川合層、久利層などを不整合に覆い、陸上～浅海に噴出した安山岩～デイサイトの溶岩・火砕岩とそれらの砕屑物とからなる中期中新世中期の地層である。

室山玄武岩は、その全岩K-Ar年代値から後期中新世に噴出した玄武岩溶岩と考えられる。

出雲湾入部に分布する新第三紀火山岩のうち、川合層久利層のものはソレアイト系列、大森層の安山岩～デイサイトはソレアイト系列、シリカの多いデイサイトはカルクアルカリ系列に属するものが多い(鹿野ほか、1998)。

### 5.1 波多層 (Hd, Ha, Hcs)

**地層名** 通商産業省(1967)は、今村ほか(1958)の波多垂層群のうち、川合層の砂岩礫岩と指交する鍋山層(Mukae, 1958; 岡本, 1959)にほぼ相当する地層を除いて、これを波多層と改名し、再定義した。今村ほか(1958)をはじめとする当時の研究では、先新第三系を不整合に覆い、溶岩・火砕岩を主体とする地層を波多垂層群(今村ほか, 1958; Mukae, 1958; 岡本, 1959)とし、その上の砂岩礫岩を主体とする地層、すなわち川合層と区別している。また、Mukae(1958)及び岡本(1959)は、波多垂層群のうち、川合層の砂岩礫岩を主体とする地層の直下にあつて、砂岩、炭質頁岩などと安山岩やデイサイト、流紋岩の溶岩・火砕岩とが指交する地層を鍋山層、その下の安山岩やデイサイト、流紋岩溶岩・火砕

岩からなる地層を波多火山岩類と呼び、これらを区分している。沢田(1978a, b)は、鍋山層、波多火山岩類にほぼ相当する地層をそれぞれ大呂累層、波多垂層群と呼び、波多垂層群を不整合に覆い、川合層に漸移する地層として大呂累層を位置づけた。また、波多垂層群を吉田深成複合岩体、入間累層、八重山安山岩層に、さらに入間累層を成砕屑岩層、松笠火山岩層、八重山安山岩層に、穴見累層を兜山安山岩層、寺谷安山岩層、柄栗石英安山岩層に細分した。通商産業省(1967)は、大呂累層を川合層と指交し、火山岩類が卓越する同時異相と考え、これを川合層に一括している。本報告では、通商産業省(1967)の定義に従う。

**模式地** 厳密には定められていない。一般に、出雲市南方の飯石郡掛合町波多(旧波多村)一帯と考えられている。

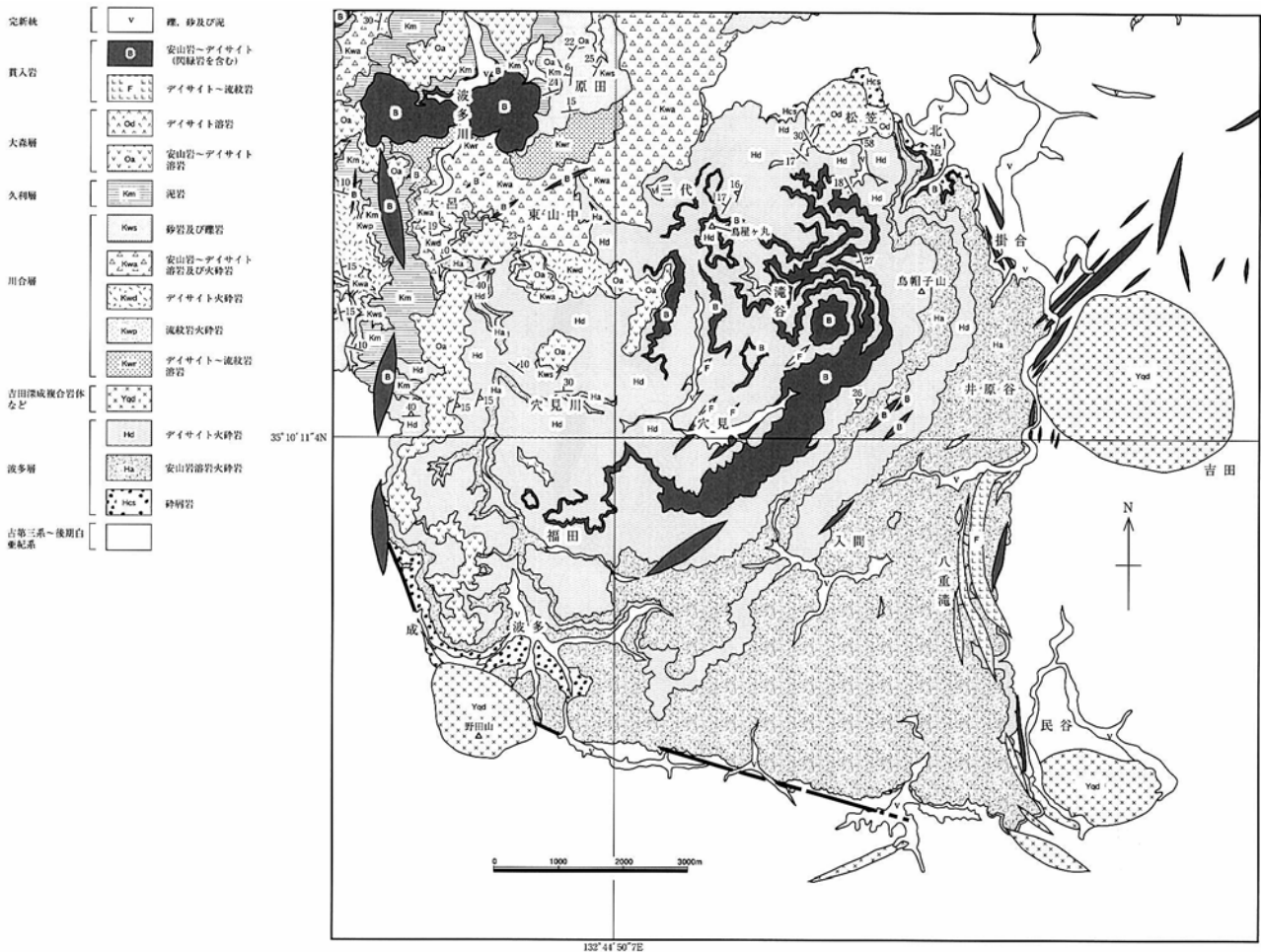
**分布及び層厚** 本地域の南西部から隣接地域にかけて広く分布する(第5.1図)。また、北東隅から隣接地域にかけてもほぼ同時期と考えられる火山噴出物が分布する(第5.2図)。前者の地域を波多地域、後者の地域を海潮地域と呼ぶことにすると、最大積算層厚は波多地域で1,500m(沢田, 1978a)、海潮地域で240m(鹿野ほか, 1993)である。

**層序関係** 後期白亜紀～古第三紀火成岩類を不整合に覆い、川合層及び大森層に不整合に覆われる。また、安山岩～デイサイトシル・岩脈、流紋岩岩脈、吉田深成複合岩体などに貫かれる。島根半島の古浦層に対比される(鹿野, 1991; 鹿野ほか, 1993)。

**岩相** 波多地域の波多層は、砕屑岩(Hcs)、安山岩溶岩・火砕岩(Ha)及びデイサイト火砕岩(Hd)からなる(第5.1図)。安山岩溶岩・火砕岩(Ha)は下部の大半を占め、砕屑岩(Hcs)と指交する。デイサイト火砕岩(Hd)は安山岩溶岩・火砕岩(Ha)の間に挟まれるほか、これらの岩相を覆って広い範囲に分布する。従来、デイサイト火砕岩(Hd)にはデイサイトもしくは安山岩の溶岩が局所的に挟まれている(沢田, 1978a, b; 服部ほか, 1983)とされていたが、溶岩の一部は、シルと考えられる(第5.22図)。

安山岩溶岩・火砕岩(Ha)の主体をなす安山岩溶岩は、露出が悪いために詳しい産状は不明である。近接する露頭での観察を補完すると、厚さ数mを超え、板状節理と柱状節理とが発達した塊状部分の直上または直下に同質の角礫岩を伴うことから、ブロック溶岩と考えられる。また、安山岩岩片に富む火山礫凝灰岩と成層した凝灰岩を間に挟むことがある。溶岩を構成する安山岩は、斜長





第5.1図 掛合町波多及び周辺地域の地質図  
 沢田（1978a）及び本報告の調査資料を基に編集。

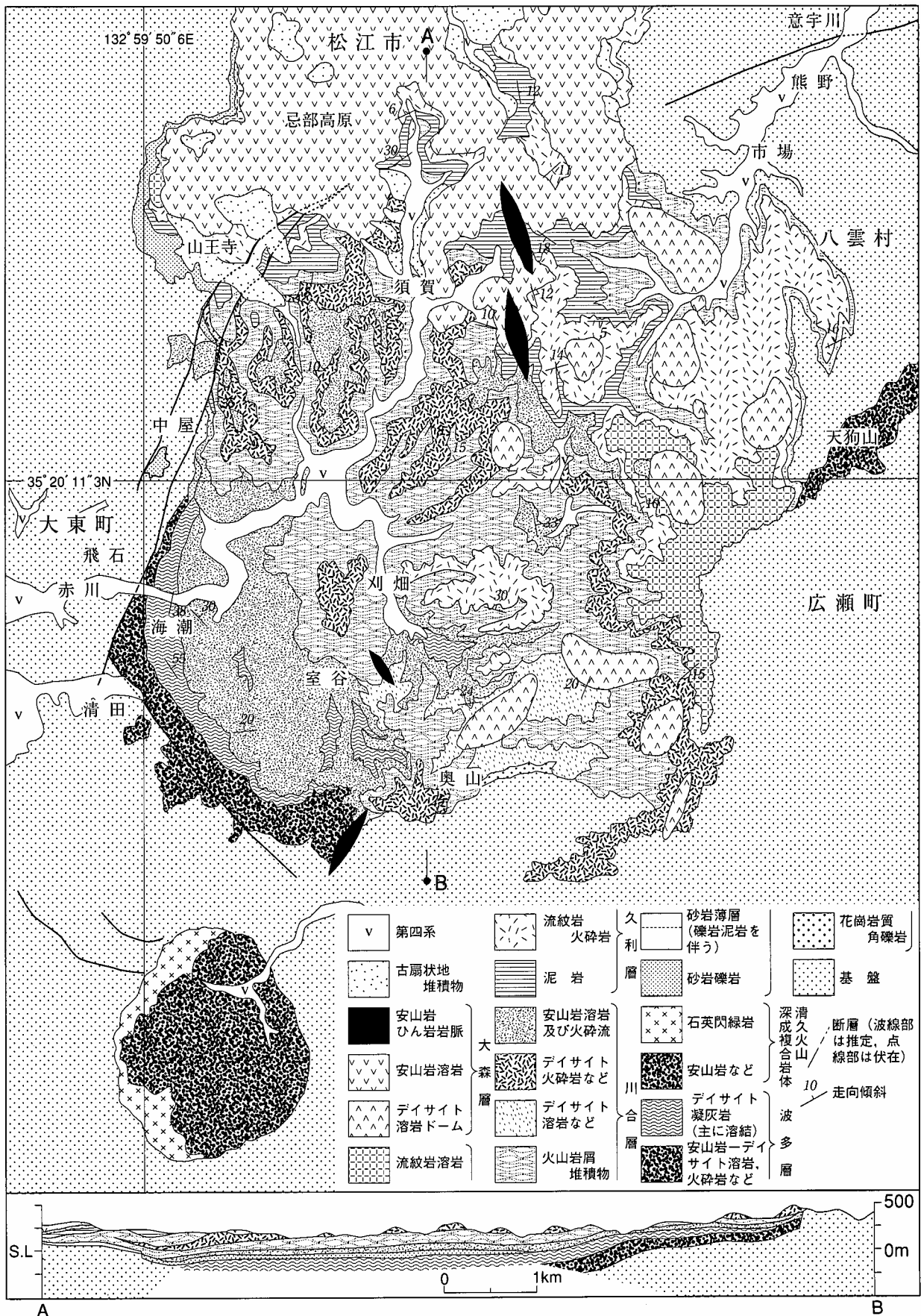
石斑状で、苦鉄質斑晶として普通輝石のほか、まれに紫蘇輝石を含むことが多い。

安山岩溶岩・火砕岩（Ha）の層準は二つある。ともに南方ほど厚く、下位層準の安山岩溶岩卓越相は掛合町井原谷で500m前後、滝谷川沿いで50m前後となる。上位層準の安山岩溶岩卓越相は、井原谷西方で100m、滝谷川沿いでは急激に薄くなり30m以下となる。この層準では、烏帽子山東側斜面と烏帽子山北側の滝谷川沿いでアグルチネートから移化する溶岩が認められる。

これら二つの安山岩溶岩・火砕岩（Ha）の間にはデイサイト火砕岩（Hd）が挟まれている。このデイサイト火砕岩（Hd）はデイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩からなる。その多くは、淘汰不良で、一部で岩片が濃集し、上方に向かって細粒化し成層構造を示すことから、火砕流堆積物と考えられる。露出が悪いため、流動堆積単位は確認できない。一部は溶結している。軽石火山礫のほか、安山岩火山礫～火山岩塊、斜長石、石英、角閃石などの結晶片が認められる。このデイサイト火砕流堆積物卓越相は、安山岩溶岩卓越相と同様、南

方ほど厚く、井原谷西方で380m、滝谷川沿いで100mとなる。

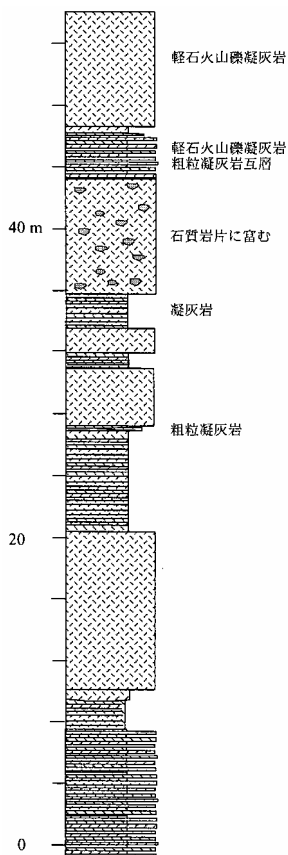
碎屑岩（Hcs）は礫岩、砂岩、シルト岩などからなる。掛合町松笠周辺では、安山岩溶岩・火砕岩（Ha）やこれらの間に挟まれるデイサイト火砕岩（Hd）が薄化し、礫岩、砂岩など碎屑岩が卓越する。松笠の中組付近では、基底から層厚100mを超える層準までを礫岩が占める。礫岩は上方及び側方に向かって凝灰質砂岩または凝灰質火山灰基質に安山岩などの石質岩片をまじえた淘汰不良の堆積物（再移動した火砕堆積物）、さらにはシルト岩と細粒砂岩との細互層へと移化する。礫岩からこの細粒堆積岩までの積算層厚は150m程度である。中組周辺に分布する礫岩の多くは基質支持で、円磨された中～巨礫と凝灰質砂からなる。礫は、上島火山岩類由来の石英斑状流紋岩溶結凝灰岩のほか、細粒花崗岩、安山岩もしくはひん岩などで、最大径は1～1.5mに達する。礫岩は、幅1mの安山岩岩脈を間に介してせん断された花崗閃緑岩と高角度で接する（沢田、未公表資料）。この露頭はすでに覆われており、現在は直接観察できない。



第5.2図 大東町海潮及び周辺地域の地質図  
鹿野ほか(1993)を一部改変。



第5.3図 波多層基底の角礫岩  
掛合町郡西側の沢。ハンマーの長さは30cm.



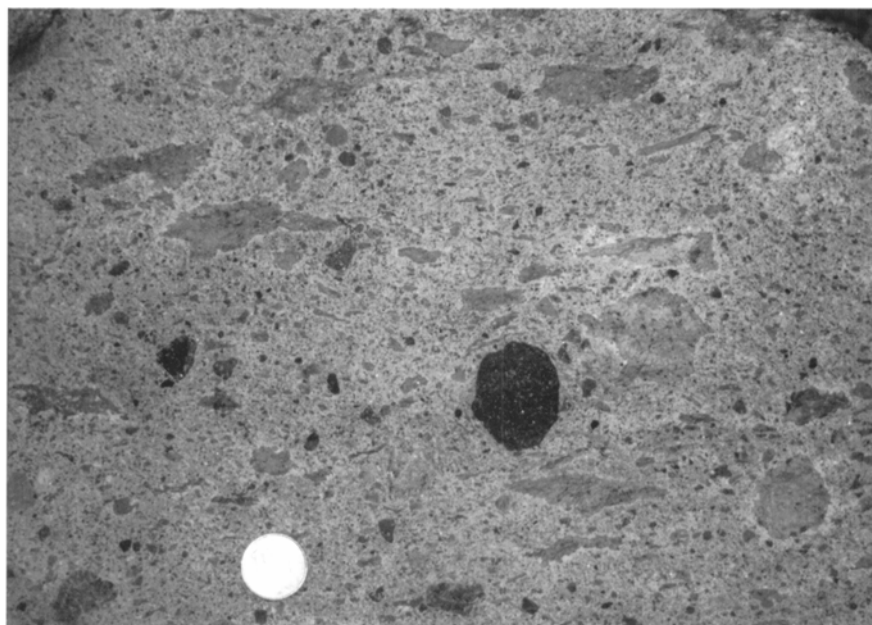
第5.4図 鳥屋ヶ丸北東斜面における波多層上部のデイサイト火砕流堆積物柱状図

しかし、この中組の礫岩は花崗閃緑岩の中に谷埋め状に分布していることから、谷を埋めた河川堆積物と考えられる。

掛合町郡西側の沢では、上島火山岩類石英斑状流紋岩溶結凝灰岩の上に厚さ25mを超える角礫岩が発達する。この角礫岩は直下の上島火山岩類に由来する石英斑状流紋岩溶結凝灰岩細礫～巨礫からなり、1～数m単位で上方粗粒化する。角礫の最大径は1～1.5mで、巨大な角礫にはジグソー・パズル状の割れ目が認められることがある（第5.3図）。角礫岩は全体に西側に40°前後傾斜する。その上位の岩相は観察できないが、上位層準に当たる北西側の滝谷川河床に凝灰質中粒砂岩が露出する。

掛合町郡の800m南方の沢では厚さ数m以下の礫岩が基底付近にあり、これを安山岩～デイサイトの火山角礫岩が覆う。ここでの礫岩は基質支持で、凝灰質砂岩基質と石英斑状流紋岩溶結凝灰岩や細粒花崗閃緑岩もしくは石英閃緑岩などの円磨された小～中礫とからなる。さらに南方では砕屑岩はほとんど分布せず、石質岩片に富んだ安山岩～デイサイト火山礫凝灰岩を介して安山岩溶岩が上島火山岩類を覆う。

これら様々な岩相を広く覆うデイサイト火砕岩（Hd）は、軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩からなり、ほかの岩石を挟むことはほとんどない。上限は不明で、層厚は500mを超える。軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩は、緑色～淡褐色粘土鉱物や炭酸塩鉱物、緑れん石などに置換された火山灰ガラス、長さ数cm以下の緑色レンズ（粘土化した軽石火山礫）、長さ1mm内外の斜長石や石英斑晶、緑泥石に置換された長さ0.5mm以下の角閃石のほか、径数



第5.5図 波多層上部のデイサイト火砕流堆積物を構成する軽石火山礫凝灰岩  
鳥屋ヶ丸北東斜面. 長径6cm以下のレンズ状軽石火山礫と黒色緻密なデイサイ  
ト岩片が火山灰基質中に点在する. 100円硬貨の直径は2.3cm.



第5.6図 波多層上部のデイサイト火砕流堆積物を構成する火山灰雲サージ堆積物  
鳥屋ヶ丸北東斜面. 平行～低角斜交層理が発達した凝灰岩で, ハンマー (長さ  
30cm) 直上にもう一つの火砕流堆積物を構成する軽石火山礫凝灰岩が重なる.

mm～数cmのデイサイトや安山岩、同質凝灰岩の岩片を含む。塊状で淘汰は悪いが、基底付近にはより多くの岩片を含む凝灰角礫岩が、最上部には軽石や岩片をほとんど含まない、淘汰の良い成層した凝灰岩が認められることから、火砕流堆積物と考えられる。主部は、ほとんど例外なく溶結しており、径数cm～数10cmのガス抜けパイプが認められることがある。露頭での塊状部分の高さから、それぞれの火砕流堆積物の厚さは数10mと類推されるが、上位層準では薄くなる。火砕流堆積物卓越相の上部を占める鳥屋ヶ丸山頂北東斜面では、火山灰雲サージ堆積物が卓越した厚さ数m以下の火砕流堆積物が幾重にも重なっている(第5.4, 5.5, 5.6図)。

**放射年代** 最上位の柄栗石英安山岩層の溶結凝灰岩のジルコンのフィッシュトラック年代値は、 $26.9 \pm 6.2$  Ma (鹿野・吉田, 1984) とされていた。その後同じ露頭から採取した試料について測定した結果、 $18.4 \pm 1.2$  Maの値が得られている(鹿野ほか, 1998)。この値は、波多層を貫く野田山深成複合岩体(沢田, 1978a)の黒雲母K-Ar年代値 $18.0 \pm 1.3$  Ma (鹿野・吉田, 1984),  $14.8 \pm 0.3$  Ma (今岡ほか, 1994中の沢田, 板谷, 未公表), 角閃石K-Ar年代値 $16.7 \pm 1.0$  Ma (今岡ほか, 1994中の沢田・板谷, 未公表)や、吉田深成複合岩体石英閃緑岩中の黒雲母K-Ar年代値 $16.6 \pm 0.4$  Ma (本報告),  $16.1 \pm 0.4$  Ma (今岡ほか, 1994中の沢田・板谷, 未公表), 角閃石K-Ar年代値は $14.4 \pm 0.3$  Ma (今岡ほか, 1994中の沢田・板谷, 未公表)に矛盾しない。したがって、波多層の放射年代は18Maかそれよりも少し古いと考えられる。

## 5.2 吉田深成複合岩体 (Yg, Yqd)

**地層・岩体名** 沢田(1978a)による。

**模式地** 模式地は設定されていない。本報告では飯泉・沢田(1980)で紹介された吉田村川尻の竜宮橋から菅谷高殿に至る道路沿いの露頭を模式地とする。

**層序関係** 上島火山岩類相当の菅谷高殿岩体に貫入し、一部を捕獲岩体として取り込んでいる。

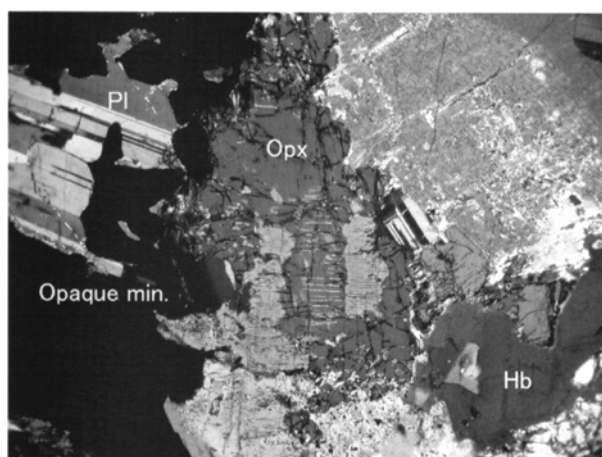
**分布** 掛合町掛合, 同井原谷, 吉田村吉田及び同菅谷に囲まれた径約3kmの範囲に分布する。

**岩相** 本岩体は、主に石英閃緑岩、トータル岩ないし花崗閃緑岩からなり、捕獲岩体状の優黒質斑れい岩、斑れい岩及び石英斑れい岩を伴う(沢田, 1978a, 1978b, 1978c)。また、上島火山岩類に対比されるデイサイト～安山岩溶結凝灰岩の捕獲岩体を包有する。地質図では本岩体を石英閃緑岩、トータル岩及び花崗閃緑岩(Yqd)と、斑れい岩類(Yg)に区分して示した。本岩体を構成する岩相について沢田(1978b)が報告したモード組成と全岩化学組成を第5.1表と第5.2表に示す。

石英閃緑岩は中～細粒灰色を呈し、石英斑れい岩は灰色暗灰色～暗褐色を呈するので、野外で容易に識別でき

る。石英閃緑岩は主成分鉱物として斜長石、普通輝石、角閃石、石英、鉄鉍を含み、場所によって斜方輝石、黒雲母、カリ長石を含むことがある。斜長石は一般に径0.5～2mmの半自形を示し、時に径5～6mmの自形斑晶をなす。斜長石は著しい累帯構造を示し、多くは中心部でAn55前後から殻部でAn10前後の組成であるが、斑状結晶にはAn86～55の中心部をAn60～10の外殻部が囲むものもある(沢田, 1978b)。角閃石は長径0.2～1mmの半自形柱状結晶で、Z=緑色を示す。角閃石はしばしば普通輝石と鉄鉍の小結晶(径0.03～0.6mm)を多量に包有する。石英は径0.5～1mmで比較的大きいが、他形を示し、斜長石、角閃石、輝石の隙間を埋める。副成分鉱物としてアパタイトとジルコンを含む。これらは長径0.1～0.3mmの副成分としてはやや大きなものを含む。

斑れい岩類は主に石英斑れい岩と斑れい岩からなる。石英斑れい岩は中～粗粒角閃石斜方輝石斑れい岩で、主成分鉱物として斜長石、普通輝石、斜方輝石、角閃石、石英、鉄鉍を含み、場所によって黒雲母、カリ長石を含むことがある。斜長石は径2～7mmの自形～半自形結晶をなす。斜方輝石は長径1～5mmで、X=淡紅色、Z=淡緑色の多色性を示す。また斜方輝石には普通輝石の離溶ラメラを含むことがあり、転移したピジョン輝石と考えられる(沢田, 1978b; 第5.1表, 第5.7図)。カルクアルカリ苦鉄質深成岩が転移したピジョン輝石を含む例は、兵庫県と大阪府の境界の後期白亜紀三草山複合花崗岩体の石英斑れい岩にも見られる(田結庄ほか, 1977)。角閃石は長径1～2mmでZ=緑色を示す。黒雲母は他形で径0.2～1.5mm、Y=Z=茶褐色を示す。鉄鉍は他形で黒雲母に伴い径0.3～2mmと比較的大き



第5.7図 吉田深成複合岩体の斑れい岩の転移したピジョン輝石  
吉田村川尻北東方(GSJ R78794)。クロスニコル。  
Opx: 斜方輝石(転移したピジョン輝石), Hb: 緑色角閃石, Pl: 斜長石, Opaque min.: 鉄鉍, Opxの文字の下方に見える明るい筋の縞がOpxから離溶した普通輝石のラメラ。写真の左右幅2.1mm。

い。また副成分鉱物としては大きな長径1.5mmに達するアパタイトが認められる。

斑れい岩はIUGSの命名法による斜方輝石斑れい岩 (Cpx > Opx) から角閃石斑れいノーライトである。いずれも粗粒でオフイチック組織を示す。主成分鉱物は斜長石、普通輝石、斜方輝石及び角閃石からなり、石英、鉄鉱、カリ長石、アパタイトを含むことがある。

今回の調査では発見できなかったが、優黒質斑れい岩は小規模な捕獲岩で、かんらん石、クロム鉄鉱、Al・Crに富む輝石、パーガス閃石などほかの岩相に見

られない鉱物を含む (沢田, 1978b, c)。

**放射年代** 石英斑れい岩中の黒雲母K-Ar年代値は16.6±0.4Ma (第5.3表), 16.1±0.4Ma (今岡ほか, 1994中の沢田・板谷, 未公表), 角閃石K-Ar年代値は14.4±0.3Ma (今岡ほか, 1994中の沢田・板谷, 未公表)である。これらの値は、吉田深成複合岩体が野田山深成複合岩体 (三瓶山地域) とともに、川合層・久利層の時代18~16Maに定置固結したことを示唆しており、掛合コールドロン (波多層) の形成初期に貫入したと見る見解 (沢田, 1978a) には合わない。

第5.1表 吉田深成複合岩体の鉱物組成 (沢田, 1978b)

	色指数	斜長石	カリ長石	石英	かんらん石	斜方輝石	ピジョン輝石	透輝石-普通輝石	角閃石	黒雲母	不透明鉱物	その他の鉱物	二次鉱物
優黒質斑れい岩	72	22.7	—	5.3	2.5	6.9	—	3.5	47.9	tr	0.2	tr	11.1
斑れい岩	27-43	55-71	—	0.1-2	tr	2-10	—	7-24	2-14	0.2-1.3	1.5-5	0.1	0.8-4
石英斑れい岩	34-39	55-60	—	4-6	—	7-9	—	14-17	4-5	1.3-3	2-5	0.2-1	3-4
石英斑れい岩	25-27	68-70	0-0.2	5-6	—	3-9	1.5-6	5-7	5-7	1-3	1.2-2	0.2-0.3	0.2-1.1
細粒石英閃緑岩	20-25	64-67	—	9-14	—	0-3	—	0.6-3	8-10	6-8	1.7-3	0.1-0.2	0.5-6
中粒石英閃緑岩	14-20	64-69	0.5-2	15-18	—	—	—	0.1-2	0.7-9	3-4	1.5-3	0.3-1.1	2-7
花崗閃緑岩	15.7	54.8	6.8	22.7	—	—	—	1.1	6.7	4.7	2.3	0.3	0.7

第5.2表 吉田深成複合岩体の化学組成 (沢田, 1978b)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	53.60	51.34	49.80	49.14	53.13	56.88	58.53	57.46	60.74	63.44	62.67	62.58
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.34	0.72	0.66	0.72	0.55	0.50	0.58	0.85	0.48	0.38	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.74	19.22	18.23	18.25	18.62	18.30	17.42	17.62	17.03	16.66	17.97	17.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.86	2.44	4.96	4.39	2.43	3.29	3.42	3.99	2.80	3.22	2.63	3.33
FeO	6.03	5.51	5.98	7.09	6.01	4.53	4.27	3.23	2.84	2.03	2.25	2.15
MnO	0.31	0.19	0.18	0.25	0.21	0.21	0.12	0.16	0.18	0.06	0.11	0.15
MgO	13.02	6.83	4.53	6.23	4.17	2.94	3.14	2.93	2.43	2.15	2.22	2.06
CaO	9.48	11.34	12.65	10.46	11.56	7.17	7.12	8.45	7.74	6.57	5.91	4.94
Na <sub>2</sub> O	1.92	2.25	2.36	1.44	2.39	3.16	3.28	2.78	3.65	4.45	4.78	4.49
K <sub>2</sub> O	0.26	0.39	0.40	0.38	0.66	1.14	1.12	0.39	0.18	0.39	0.40	1.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n. d.	n. d.	0.05	0.05	0.11	0.12	0.02	0.02	0.09	0.01	n. d.	n. d.
H <sub>2</sub> O	0.98	0.25	0.43	0.65	0.38	1.00	0.76	2.43	0.85	0.74	0.67	0.62
+ H <sub>2</sub> O	0.22	0.14	0.20	0.38	0.23	0.27	0.26	0.25	0.21	0.15	0.14	0.28
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.76	100.24	100.49	99.37	100.61	99.56	99.96	100.45	100.22	100.35	100.13	100.28
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1 : Ol-Cpx-Opx-Hb Gb, 2 : Bt-Hb-Opx-Cpx Gb, 3 : Bt-Opx-Cpx-Hb Gb, 4 : Bt-Hb-Opx-Cpx QGb, 5 : Bt-Hb-Opx-Cox-Pig QGb, 6 : Cpx-Bt-Hb QD, 7 : Cpx-Opx-Bt-Hb QD, 8 : Bt-Hb QD, 9 : Cpx-Bt-Hb-QD, 10 : Cpx-bearing Bt-Hb Tbn, 11 : Bt-Hb Ton, 12 : Bt-Hb Ton  
Ol : かんらん石, Opx : 単斜輝石, Cpx : 透輝石-普通輝石, Pig : ピジョン輝石, Hb : 角閃石, Bt : 黒雲母, Gb : 斑れい岩, QGb : 石英斑れい岩, QD : 石英閃緑岩, Ton : トーナル岩

第5.3表 吉田深成複合岩体石英斑れい岩の黒雲母K-Ar年代測定結果  
試料産地; 吉田村竜宮橋東約100m.

試料番号	採取位置 (日本測地系)	岩石名	K (wt%)	<sup>40</sup> Ar* (mlSTP/g ×10 <sup>-5</sup> )	<sup>40</sup> Ar* (%)	年代位 (Ma)	
KSK-107 (GSJ R78794)	132° 50' 24" E (132° 50' 34" E) 35° 11' 03" N (35° 10' 52" N)	黒雲母含有斜方輝石単斜輝石 角閃石石英はんれい岩	6.70	0.442	80.1	16.9±0.4	16.6±0.4 (平均)
			6.71	0.427	72.9	16.3±0.4	

測定 : Mass Spec Services, Geonuclear, Inc.



### 5.3 清久火山深成複合岩体 (Sqd, Sad)

**地層名** 新称.

**層序関係** 大東花崗閃緑岩などの深成岩の中に孤立して分布する. 岩相が似た安山岩が近接した波多層の中に認められることから, 波多層の時期か, その直後の川合層の時期に貫入したと考えられる (鹿野ほか, 1993).

**分布** 清久 鉦山のあった大東町川井と下久野を結ぶ道路の東側に直径2~3kmの岩株状の岩体をなして分布する. 岩体の大部分は東隣横田地域に入る.

**岩相** 細粒石英閃緑岩~ひん岩 (Sqd) と安山岩~デイサイト・デイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩 (Sad) などからなる. 細粒石英閃緑岩~ひん岩と安山岩~デイサイトとの接触関係は不明であるが, 岩相は漸移的で, 同一のマグマから固化したことが考えられる. デイサイト火砕岩は, デイサイト~安山岩などの岩片と軽石火山礫などからなる. 淘汰不良で溶結している部分がある. 火砕岩の分布はわずかで, 変質が著しく硫化鉄に汚染されている部分があり. その産状は定かではない, 本岩体は火砕岩が火道を充填した後にマグマが火道を上昇し定置して形成されたと考えられる.

**放射年代** 清久火山深成複合岩体安山岩の全岩K-Ar年代値は13.2±0.3Ma (第5.4表)である. この値は, 本岩体を波多層またはその直上の川合層に対比する考え方に矛盾するが, 緑泥石等の変質鉱物が生じており, 年代が若返っている可能性が考えられる.

### 5.4 川合層 (Kws, Kwc, Kwa, Kwd, Kwr)

**地層名** 今村ほか (1958) 命名. 本報告では, 沢田 (1978a) の大呂累層と川合累層とが指交関係にあると考え, 通商産業省 (1967) にならって, 両層を一括して川合層とする.

**模式地** 厳密には定められていない. 一般に, 大田市川合町付近と考えられている. 竹ノ内ほか (1982) は, 大田市忍原の忍原川とその支流に沿って川合層からその上位の久利層まで比較的良く連続して露出していることから, これを模式ルートとして推奨している.

**分布及び層厚** 三刀屋町高窪から同町根波別所, 佐田町宮内にかけて分布するほか, 出雲市宇那手町に点在す

る. また, 木次町湯村本郷と塩田の間の斐伊川東岸(天ヶ淵)に露出する礫岩も本層に対比した. 層厚は最大で400~500m.

**層序関係** 後期白亜紀~古第三紀火成岩類及び波多層を不整合に覆い, 久利層と一部指交する. 島根半島の成相寺層下部に対比される (鹿野, 1991; 鹿野ほか, 1993).

**岩相** 礫岩 (Kwc), 砂岩及び礫岩 (Kws), 安山岩~デイサイト溶岩及び火砕岩 (Kwa), デイサイト火砕岩 (Kwd), デイサイト~流紋岩溶岩 (Kwr) などからなる. 礫岩 (Kwc) は, 砂岩及び礫岩 (Kws) のうち礫岩が卓越する岩相である.

礫岩 (Kwc) と砂岩及び礫岩 (Kws) を構成する礫岩は様々な程度に円磨された安山岩や花崗岩, 珪長質火砕岩の中~大礫とアルコース質または凝灰質砂の基質とからなる. 砂岩はアルコース質のものと凝灰質のものがあり, シルト岩や亜炭を挟むことがある. 塊状または級化した砂岩が多いが, 平行~波状または低角の斜層理や葉理が明瞭な砂岩もしばしば認められる.

掛合町多根萱野では砂岩の間に砂質シルト岩ないし泥岩と礫岩が挟まれている (第5.8図). 礫岩は円磨された小~大礫からなり淘汰が良い. また, チャネル状に砂岩を削っていることから, 扇状地三角州汀線または河口付近の堆積物と考えられる (第5.9図). 砂岩には平行~波状斜交層理が認められ, 波のエネルギーが大きい沿岸の環境に堆積したことがうかがえる (第5.10図). シルト岩ないし泥岩は炭質物に富み, 生痕化石が多数認められるので, 潟湖に堆積した可能性が考えられる (第5.11図).

根波別所付近では, 中~巨礫岩から砂岩へと上方細粒化する厚さ数mの層が何層もあり, その上に厚さ数10cm~2mの粗粒~細粒砂岩が厚さ20m以上にわたって幾重にも重なっている (第5.8図). それぞれの砂岩単層は塊状で, かすかに平行~波状葉理が認められることがある. 最上部数cmは平行~波状葉理の発達した中粒~細粒砂岩となっている (第5.12図). 単層は上位ほど細粒でかつ薄くなる傾向が認められる. この傾向は川合層上部で顕著となり, 佐田町朝原付近では砂岩が卓越し, かつ, 細粒となって, シルト岩薄層を挟むようになる (第5.13, 5.14図).

第5.4表 清久火山深成複合岩体安山岩の全岩K-Ar年代測定結果  
試料産地; 大東町清久山山頂南西約100m

試料番号	採取位置 (日本測地系)	岩石名	K (wt%)	<sup>40</sup> Ar* (mlSTP/g ×10 <sup>-5</sup> )	<sup>40</sup> Ar* (%)	年代値 (Ma)	
KSK-79 (GSJ R78766)	132° 59' 48" 6E (132° 59' 58" E) 35° 16' 54" 3N (35° 16' 43" N)	斜方輝石単斜輝石安山岩	0.99	0.050	50.5	12.9±0.3	13.2±0.3 (平均)
			0.99	0.052	49.5	13.5±0.4	

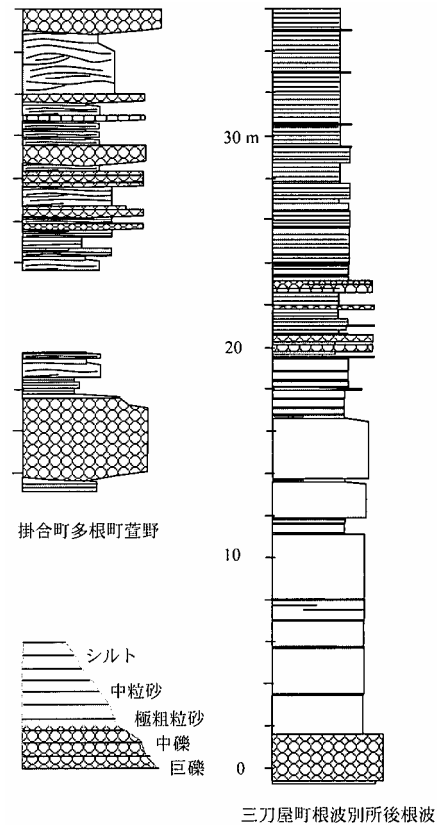
測定: Mass Spec Services, Geonuclear, Inc.

礫岩 (Kwc) は、三刀屋町深谷とその1km南方掛合町中多根、木次町湯村本郷と塩田との間の斐伊川東岸において<sup>ひよどり</sup> 鵜花崗岩を直接不整合に覆う。砂岩及び礫岩 (Kws) は三刀屋町高窪周辺では鵜花崗岩及び上島火山岩類を直接覆い、根波別所から南西にかけては安山岩～デイサイト溶岩及び火砕岩 (Kwa)、デイサイト火砕岩 (Kwd) を覆う。これらの地域における砂岩及び礫岩 (Kws) の層厚は数10m程度であるが、広く分布する根波別所付近での層厚は400mを超える。

安山岩～デイサイト溶岩及び火砕岩 (Kwa) は主に斜長石斑状普通輝石安山岩などのブロック溶岩からなる。溶岩の主部は塊状で板状節理が発達し、その上下に同質の火山角礫岩 (流動角礫岩) を伴う。溶岩の間には安山岩岩片を含む厚さ数10cm～2mの安山岩～デイサイト凝灰岩が挟まれていることがある。掛合町中多根の円通寺付近には安山岩溶岩とほぼ同層準に強く溶結したデイサイト火山礫凝灰岩が局所的に分布する。このデイサイト火山礫凝灰岩は斜長石結晶片とデイサイト岩片を含み、厚さ20m以下の砂岩礫岩を介してデイサイト火砕岩 (Kwd) に覆われる。

安山岩～デイサイト溶岩及び火砕岩 (Kwa) は、佐田町<sup>みしろ</sup>三代から南西にかけて広く分布する。また、これよりも規模は小さいが、三刀屋町深谷周辺にも分布する。三代周辺では、波多層及び大東花崗閃緑岩を不整合に覆い、その厚さは350mに達する (沢田, 1978a)。深谷周辺では鵜花崗岩を不整合に覆い、局所的に本層基底の砂岩礫岩に重なる。ここでの厚さは100mを超えない。

デイサイト火砕岩 (Kwd) は、火山ガラスと繊維状



第5.8図 川合層砂岩礫岩卓越相柱状図  
掛合町中多根町萱野及び三刀屋町根波別所後根波。



第5.9図 川合層礫岩  
掛合町中多根町萱野。円磨された花崗岩などの小～大礫が目立つ。ハンマーの長さは30cm。





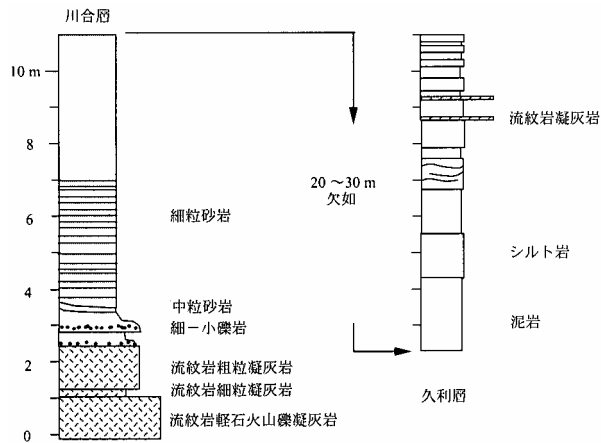
第5.10図 川合層細粒砂岩  
掛合町多根町萱野. 波状斜交葉理が発達している.  
シャープペンシルの長さは14cm.



第5.11図 川合層シルト岩  
掛合町多根町萱野. 炭質物を含み暗灰色を呈する.  
中央のらせん状縞模様は生痕. 同様の生痕が多数認められる.  
100円硬貨の直径は2.3cm.



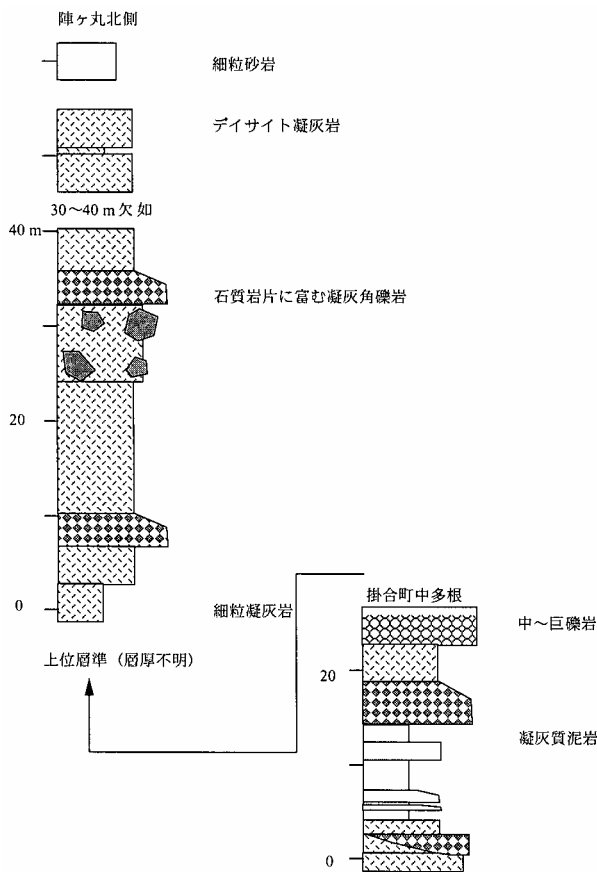
第 5.12 図 川合層細粒砂岩極細粒砂岩互層  
三刀屋町根波別所後根波。礫岩に始まり厚さ数mの極粗粒砂岩互層を経て細粒化し薄化する一連の堆積層の最上部を占める。細粒砂岩は塊状で、これに重なる極細粒砂岩には平行葉理が発達することから、細粒砂岩と極細粒砂岩とが対をなすタービダイトと考えられる。



第 5.13 図 川合層から久利層に至る岩相変化を示す柱状図  
佐田町朝原。川合層上部の砂岩は細粒で、ところどころに流紋岩火砕岩を挟む。久利層は泥岩シルト岩からなるが、均質ではなく、泥岩とシルト岩とが交互に重なる。また、シルト岩には極細粒砂岩のなす波状斜交葉理が認められることがある。川合層と同様ところどころに流紋岩火砕岩を挟む。



第 5.14 図 川合層上部の砂岩  
佐田町朝原。塊状細粒で、ところどころにシルト岩～泥岩薄層を挟む 写真の縦の長さは約1m。



第5.15図 川合層デイサイト火砕岩卓越相柱状図  
佐田町掛合町境界付近。デイサイト火砕岩は、その多くが結晶片や様々な程度に円磨された多種多様な岩片に富み、全体に塊状で淘汰が悪いことから、再堆積した重力流堆積物と考えられる。基底付近では凝灰質泥岩、砂岩、礫岩を挟み、上部は砂岩に覆われる。

の軽石、斜長石などの結晶片からなり、級化成層した厚さ数m〜10数mの凝灰角礫岩〜凝灰岩からなる(第5.15図)。高温で堆積した証拠はなく、様々な程度に円磨された凝灰岩や安山岩、デイサイトや結晶片を多数含むことから、水底に堆積した火砕流起源の重力流堆積物あるいはそれらの再移動堆積物と考えることができる。本地域では掛合町多根付近にのみ分布する。そこでは大東花崗閃緑岩を不整合に覆い、あるいは安山岩〜デイサイト溶岩及び火砕岩(Kwa)に重なる。上部では淘汰が良くなり、急激に砂岩に移化する。また、デイサイト火砕岩(Kwd)が薄いか分布しない地域では砂岩礫岩が卓越することから、両者は同時異相であると考えられる。層厚は160m程度である。

デイサイト〜流紋岩溶岩及び貫入岩(Kwr)は、ガラス質〜微晶質で不明瞭ながら流理構造を示し、斑晶として斜長石のほか、まれに普通輝石、角閃石(オパサイト)斑晶を含む。一部ドーム状に貫入している。本地域では

佐田町三代にわずかに分布する。

**化石** 三刀屋町根波別所、同町里坊などの川合層砂岩から*Acila*, *Cardium*, *Patinopecten*, *Pecten*など多数の海生貝化石が産出する(岡本, 1959)。また、河川に生息する珪藻化石と、わずかながら淡水〜汽水域に生息する珪藻化石が産出する(野口・沢田, 1996)。三刀屋町高窪の川合層に挟在する凝灰質頁岩からは台島型植物群に対比される植物化石群が産出する(甲藤・中村, 1952; 岡本, 1959; 北条, 1964)。台島型植物群は、22Ma(鹿野・柳沢, 1989)あるいは18Ma(植村, 1989; Yamanoi, 1992)以降に出現した植物群と考えられている。これらの産出化石は、河川が流入する沿岸〜浅海の環境を示す。

**放射年代** 本地域南西部において沢田(1978a)が大呂累層とした火山岩の全岩K-Ar年代値は19〜15Ma(沢田・板谷, 1987; Uto, 1989; Otofujii *et al.*, 1991; 今岡ほか, 1994中の沢田・板谷, 未公表; 鹿野ほか, 1998中の第8表)で、上述の生層序から推定される川合層の年代に矛盾しない。これと、波多層の年代が18Maかそれよりも少し古く、大森層の年代が16〜14Maである(後述)こととを併せて考えると、川合層及びこれと一部指交する久利層の年代は、18〜16Maである可能性が高い。

## 5.5 久利層 (Km, Ka, Kr, Kp)

**地層名** 今村ほか(1958)命名。

**模式地** 厳密には定められていない。一般に、大田市久利町付近と考えられている。竹ノ内ほか(1982)は、大田市忍原川とその支流に沿って川合層からその上位の久利層まで比較的良く連続して露出していることから、これを模式ルートとして推奨している。

**分布及び層厚** 上島火山岩類を取り巻くように出雲市宇那手町から稗原町、三刀屋町高窪にかけてと、そこから出雲市見々久町をへて南西方の佐田町朝原、同町宮内にかけて分布する。大森層に覆われて上限は確認できないが、層厚は260mを超える。

**層序関係** 後期白亜紀〜古第三紀火成岩類を不整合に覆い、川合層と一部指交する。島根半島の成相寺層上部に対比される(鹿野, 1991; 鹿野ほか, 1993)。

**岩相** 泥岩(Km)、安山岩〜デイサイト溶岩及び火砕岩(Ka)、流紋岩溶岩及び貫入岩(Kr)、流紋岩火砕岩(Kp)からなる。

泥岩(Km)は塊状暗灰色〜黒色で、風化すると平板状またはレンズ状の細片になる(第5.16図)。久利層の基底付近や流紋岩火砕岩が卓越する地域では砂質または凝灰質で、しばしば極細粒砂岩〜シルト岩や流紋岩凝灰岩を挟む。

安山岩〜デイサイト溶岩及び火砕岩(Ka)は斜長石斑状安山岩〜デイサイト溶岩を主体とし、同質の岩片を

多数含む凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩を局所的に伴う。溶岩はジグソー割れ目が顕著で、同質の火山角礫岩に移化する。出雲市稗原町と見々久町に局所的に分布する。

流紋岩溶岩及び貫入岩（Kr）は非顕晶質の、いわゆる斜長流紋岩で、流紋岩火砕岩や泥岩を貫きその上にドーム状に噴出していることが多い。本地域では佐田町宮内と出雲市上大月西方の沢沿いに分布する。

流紋岩火砕岩（Kp）の多くは、塊状または正常級化した軽石火山礫凝灰岩と、これに重なる、より細粒で淘汰の良い凝灰岩とからなる。火山礫凝灰岩は、かすかながら15～30cm単位で成層し、あるいは基底付近に安山岩などの火山岩塊や火山礫が濃集していることがある。凝灰岩は正常級化し、軽石や異質の火山礫の量比の違いで示される平行～低角斜交層理が明瞭で、軽石火山礫凝灰岩から漸移して一つの流動堆積単位をなすことが多い。これらは、高温で定置した証拠は保持していないので重力流堆積物と考えるべきものであるが、ほとんど円磨されていない火砕物からなること、軽石が上の方に濃集する傾向が認められることなどから、直接噴火に由来する可能性が高い。流紋岩火砕岩は局所的に流紋岩火山角礫岩などを挟む。



第5.16図 久利層下部のシルト岩泥岩  
佐田町朝原。ちぢみ状割れ目で特徴づけられる泥岩の上にシルト岩が重なる。写真の縦の長さは約2m。

**化石** 出雲市見々久町、同野尻町、宇那手町などから海生貝化石 *Acila*, *Limatula*, *Meilonella* などが産出する（岡本, 1959）。また、出雲市野尻町付近から底生有孔虫化石が産出する。岡本・多井（1957）によれば、下部層準では *Lagenonodosarina*, *Rotalia* などが、上部層準では *Cyclamina*, *Bathysiphon*, *Haplophragmoides*, *Nonion* などが卓越する。そのほか、海生珪藻の休眠胞子や破片が産出する（野口・沢田, 1996）。

石見大田地域、三瓶山地域、そしてその西隣の温泉津地域にかけて、泥岩から多数の有孔虫化石が得られている（通商産業省, 1967, 1969, 1970a, b, 1971；金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971, 1972a, b；黄・岡本, 1979；竹ノ内ほか, 1982；野村, 1986c）。底生有孔虫化石群集は本層の堆積環境が時とともに大陸棚から大陸斜面へと変化していったことを示唆する（野村, 1986c）。多井・加藤（1979）は、石見大田地域の広域調査ボーリング44EAKS-2（通商産業省, 1971）の試料から *Globorotalia mayeri*, *G. peripheroronda*, *G. scitula-praesitula*, *G. scitulascitula* を、また、温泉津地域の広域調査ボーリング43EASI-7, 43EASI-9, 43EASI-10, 45EASI-26, 45EASI-33（通商産業省, 1970a, 1971）の試料から *Orbulina unversa*, *Globorotalia cf. adamantea*, *G. mayeri*, *G. siagensis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* などの浮遊性有孔虫化石を報告し、これらが産出した久利層泥岩をBlow（1969）の浮遊性有孔虫化石帯N.10に対比している。

**放射年代** 本地域では報告がない。Uto（1989）は、温泉津地域の大田市大屋町及び仁摩町宅野に分布する本層安山岩溶岩について、それぞれ、 $14.8 \pm 0.6\text{Ma}$  及び  $15.5 \pm 1.0\text{Ma}$  の全岩K-Ar年代値を報告している。

## 5.6 おおもり 大森層（Oa, Od, Op, Oc, Os）

**地層名** 鹿野ほか（1991a）は、Tomita and Sakai（1937）の大森統と布志名統来待層を一括した地層を大森層と再定義した。大森統安山岩の下位にあって礫岩を主とする地層、すなわちTomita and Sakai（1937）の大森層は来待層下部の礫岩が卓越する岩相に漸移しており、年代層序学的にも大森統と来待層とを合わせた地層の堆積期間は極めて短く、おそらく50万年よりも短い（鹿野ほか, 1991a）。来待層と大森統の安山岩とは構造的には不整合に見えるところが多い。しかし、これは、大森統の安山岩に由来する砕屑物（来待層）が海進にもなって安山岩火山体周辺の海浜～浅海に堆積したことによる（Kano and Takeuchi, 1989；鹿野ほか, 1991a）もので、来待層と大森統との間に大きな時間間隙があることを意味するものではない。本報告では、鹿野ほか（1991a）にならない、Tomita and Sakai（1937）の大森統と布志名統来待層とを一括して大森層として扱う。

**模式地** 宍道町来待大森及び周辺地域（北隣今市地域）。

**分布及び層厚** 出雲市古志町から見々久町にかけてと、見々久町から三刀屋町高窪にかけて広い範囲に分布するほか、出雲湾入部の湾奥の尾根沿いにも点在する。複数の火山体が部分的に重なり合いながら点在するため層厚の算定は難しいが、久利層に重なり本層上位の砂岩礫岩まで分布する出雲市宇那手町から古志町にかけての層厚は1,200m程度である。地質断面から推定される層厚は最大で1,500m前後である。

**層序関係** 久利層、川合層、波多層及び後期白亜紀～古第三紀火成岩類を不整合に覆う。島根半島の牛切層うしきりに対比される（鹿野ほか、1991a；鹿野、1991；高安ほか、1992）。

**岩相** 本層は、安山岩～デイサイト溶岩（Oa）、デイサイト溶岩（Od）、流紋岩火砕岩（Op）、礫岩及び砂岩（Oc）、砂岩（Os）からなる。

デイサイト溶岩（Od）は、長径数mm以下の石英と斜長石斑晶の目立つ岩石である。斑晶は一般に破片状で、斜長石、石英、磁鉄鉱のほか、普通輝石や斜方輝石、角閃石を含むことがある。局所的にジグソー・パズル状に角礫化しているものの、全体に塊状で50m以上の露頭の高さを超えて柱状節理が発達している例（第5.17図）が認められることからドーム状の岩体をなしていると考えられる。出雲市所原町を中心とした広い範囲に分布するほか、出雲市古志町にも分布する。掛合町松笠の岩株状岩体は、波多層に関連する岩体とされている（沢田、1978a）が、本報告では、斑晶組み合わせが類似したデイサイト溶岩（Od）に対比した。

安山岩～デイサイト溶岩（Oa）は、長径数mm以下の斜長石斑晶が目立つ、または、無斑晶質の安山岩～デイサイトで、幾重にも累重していることが多い。本岩相

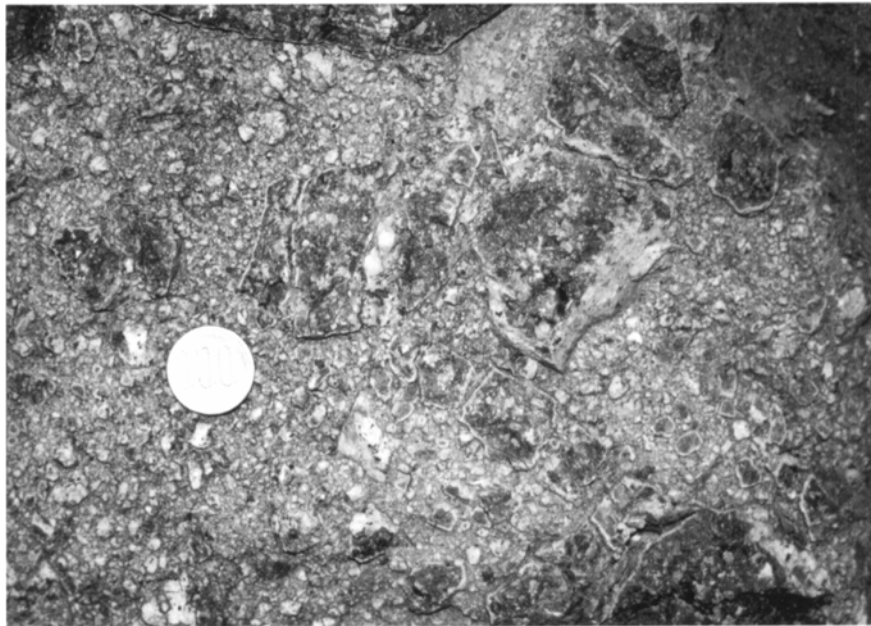
のデイサイトは、デイサイト溶岩（Od）に区分したデイサイトとは異なり、石英斑晶を含まない。また、安山岩と同様に苦鉄質鉱物として普通輝石のほか、まれに紫蘇輝石または角閃石を含むので肉眼では安山岩と区別し難く、化学組成上も連続するよう見える。したがって、本報告では安山岩と石英を含まないデイサイトとを安山岩～デイサイト溶岩（Oa）に一括した。それぞれの安山岩～デイサイト溶岩は、厚さが数mから数10mで、典型的な水底ブロック溶岩（Kano *et al.*, 1991, 1993）の様相を呈し、柱状節理と板状節理の発達した塊状部分の上下に同質の火山角礫岩を伴う（第5.18図）。

安山岩～デイサイト溶岩（Oa）は、デイサイト溶岩（Od）を覆って神戸川かんどに沿って出雲市古志町からその南方に分布するほか、三刀屋町高窪から南西方の佐田町原田にかけて広い範囲に分布する。同様の岩石は出雲市宇那手町にも分布するが、この地域の層準は異なり、久利層を直接覆い、デイサイト溶岩（Od）に覆われる。また、やや苦鉄質で変質した玄武岩質安山岩を主体とし、上位層準はガラス質安山岩となる。分布は宇那手町周辺に限られるが、その南方の、出雲市稗原町山寄から所原町安谷に向かう沢沿いに、安山岩角礫岩や安山岩粒子からなる砂岩がデイサイト溶岩（Od）に覆われて地窓状に分布する（第5.19図）。

流紋岩火砕岩（Op）は、軽石角礫岩～火山礫凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩、ガラス質凝灰岩からなる。構成物は材木状軽石、不均質に発泡した軽石、発泡の悪いガラス質流紋岩岩片とそれらの細片が多い。出雲市朝山町の北側と古志町南側に局所的に分布し、礫岩を介して下位の安山岩～デイサイト溶岩（Oa）に重なる。粒度構成の異なる厚さ数cm～数mの層が成層し（第5.20図）。



第5.17図 大森層デイサイト溶岩  
出雲市朝山町の崖。柱状節理が明瞭に認められる。露頭の高さは50mを超える。



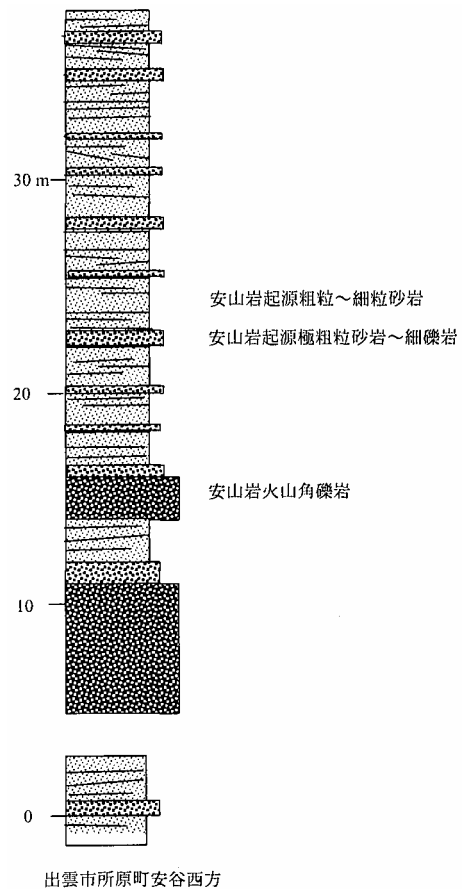
第5.18図 大森層下部の安山岩溶岩を構成する火山角礫岩  
出雲市朝山町金剛峰寺東側の道路沿い。ジグソー・パズル状に割れた安山岩岩片とそれらの細片とからなる。100円硬貨の直径は2.3cm。

分布が孤立し範囲も限られることから、それぞれの地域において直径2km程度の火砕丘をなしていたと考えられる。

礫岩及び砂岩 (Oc) は、厚さ数10cm～2mで様々な程度に円磨された小～巨礫からなる礫岩と平行～斜交葉理の発達した凝灰質砂岩からなる (第5.21図)。砂岩は粗粒から細粒のものまでであるが、細～小礫を交えていることが多い。砂岩 (Os) は、礫岩及び砂岩 (Oc) から漸移する岩相で、平行～斜交葉理の発達した凝灰質粗粒～中粒砂岩が卓越する。

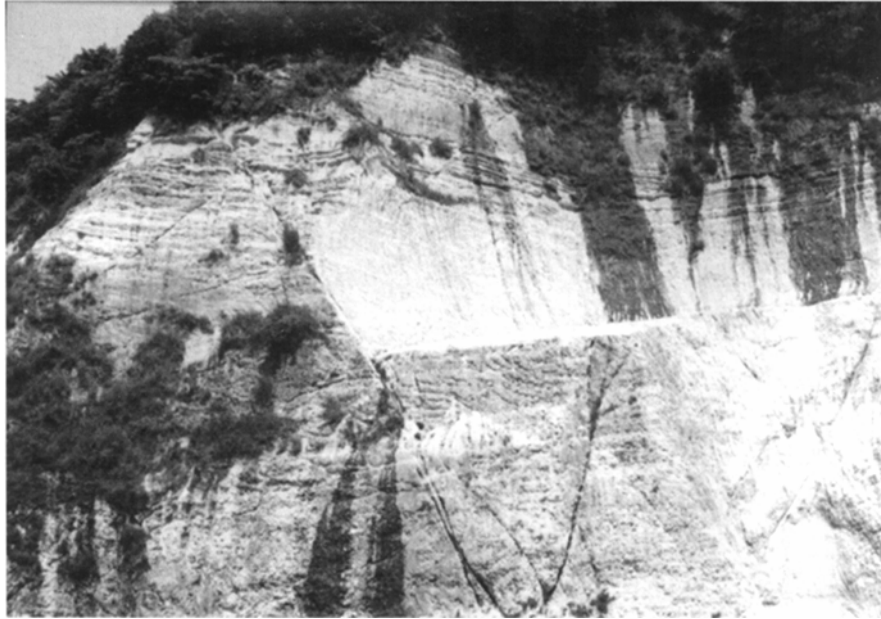
礫岩及び砂岩 (Oc) と砂岩 (Os) は、安山岩～デイサイト溶岩 (Oa) とデイサイト溶岩 (Od) を覆って古志町の標高50～100mの丘陵北斜面をなして分布する。本地域での分布は限られるが、古志町の北西と南西に10～30km、あるいは、それ以上の広い範囲に広がっており、その岩相と広がりを考慮すると、火山体山麓の、波浪に洗われる海岸からその沖合にかけて広がる扇状地もしくは三角州をなしていた可能性が高い (鹿野ほか, 1998)。

**化石** 本地域からは化石の報告がない。西隣石見大田地域では、多伎町小田の海岸に露出する砂岩から海生貝化石 *Glycymeris cisshuensis*, *Laevicardium shiobarensse*, *Phacosoma hataii* が産出する (Takayasu, 1982, 1986; 高安・中村, 1984)。これらは水深50mより浅い環境を示唆する (小笠原憲四郎博士, 私信)。同じく石見大田地域の大田市久手と柳瀬の間の安山岩軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩には珪化木と炭化木が含まれており、砂岩には生痕や木片が認められる。



第5.19図 大森層基底をなす安山岩起源碎屑物の柱状図  
出雲市所原町安谷西方。





第5.20図 大森層流紋岩火砕岩  
 北隣今市地域，出雲市三谷ベントナイト採掘場。軽石角礫岩～火山礫凝灰岩と  
 軽石火山礫凝灰岩，ガラス質凝灰岩が低角斜交層理をなして重なり合っている。  
 露頭の高さは約30m.



第5.21図 大森層安山岩溶岩に重なる礫岩砂岩  
 出雲市馬木町の道路沿い。安山岩溶岩の直上には安山岩溶岩起源の礫からなる  
 巨礫岩（写真左下）があり，その上に北側に緩く傾斜した淘汰不良の砂礫岩が  
 重なる。写真の縦の長さは約3m.

**放射年代** 宇那手町の玄武岩質安山岩について全岩 K-Ar年代値 $19.2 \pm 1.9\text{Ma}$ が得られている (Uto, 1989). この値は、温泉津地域から松江地域にかけて広い範囲で得られた大森層火山岩の全岩 K-Ar年代値 $16 \sim 14\text{Ma}$  (鹿野・吉田1984; Uto, 1989; Morris *et al.*, 1990; Otofujii *et al.*, 1991; 鹿野ほか, 1998) に比べて古い. Otofujii *et al.* (1991) は、松江地域と本地域周辺で試料15個の全岩 K-Ar年代の平均値として、 $14. \pm 0.6\text{Ma}$ の値を報告している. 数多くの年代値から見て、本層の年代はおそらく、 $16 \sim 14\text{Ma}$ と考えられる.

### 5. 7 貫入岩 (B, F)

波多層, 川合層, 久利層及び大森層には岩株やシル, 岩脈が多数貫入している. 地質図では、吉田深成複合岩体と清久火山深成複合岩体を除く小規模な貫入岩を、苦鉄質貫入岩 (B) と珪長質貫入岩 (F) とに分けて示した.

苦鉄質貫入岩の多くは、玄武岩～玄武岩質安山岩, 安山岩～苦鉄質デイサイトで、大日山などの大きなシルやその周辺の岩脈では、ひん岩から細粒閃緑岩まで認められる. 珪長質貫入岩を構成する岩石は珪長質デイサイト～流紋岩で、粗粒の岩相はほとんど認められない. 苦鉄質貫入岩も珪長質貫入岩も大森層より上位の地層には貫入していないので、その多くは大森層の時代あるいはそれ以前に貫入したと考えられる.

岩脈には北北東 - 南南西方向のものと東北東 - 西南西方向のものがある. 前者は大森層までを貫いており、後者は波多層, 川合層, 久利層に貫入している. 周辺の深成岩などに貫入する岩脈も同じで、例えば、大東町幡屋下組 (今市地域) 周辺の大東花崗閃緑岩中において東北東 - 西南西方向に延びる岩脈はフィッシュトラック年代値 $16.0 \pm 0.8\text{Ma}$  (第5. 5表) を示し、川合層・久利層に対比できる. このことは、本地域が、川合層久利

層の時期と大森層の時期にそれぞれ、北北西 - 南南東方向の展張応力場と北北東 - 南南西方向の圧縮応力場にあったことを示唆する. (鹿野ほか, 1998, 2001).

波多層が分布する掛合町滝谷及びその周辺地域には、安山岩～苦鉄質デイサイト及び珪長質デイサイト～流紋岩のシルと北東 - 南西方向に延びた岩脈が分布する. ただし、掛合町八重滝 (南隣頓原地域) にあって波多層とその基盤との境界付近に貫入する無斑晶流紋岩岩脈群は、例外的に南北方向を向いており (第5. 1図). 波多層とその基盤との間の構造に規制されていることが考えられる.

これらシル・岩脈を構成する安山岩～苦鉄質デイサイトの多くは、斑晶として、斜長石のほか、普通輝石, 角閃石, まれに紫蘇輝石を含む. 滝谷川上流の竜頭ヶ滝に見られるように、貫入岩体の中心部で斜長石斑状安山岩シルの中にひん岩から細粒閃緑岩に移化するところがある. また、岩体の末端部で珪長質になる場合がある. 珪長質デイサイト～流紋岩は、斑晶をほとんど含まず、かすかに流理が認められることがある.

沢田 (1978a) は波多層中のシルのうち、あるものは貫入岩, あるものは溶岩ドーム, そしてあるものは溶岩として記載している. 確かに、掛合町穴見左谷に面したデイサイトシルは広範囲にわたって角礫化している. また、竜頭ヶ滝をなす安山岩シルでは高さ30mを超える滝の全面に柱状節理が発達する (第5. 22図) が、上段の滝の根元付近にある板状節理に沿ってジグソー・パズル状に割れて角礫化している (第5. 23図). このような角礫岩は、溶岩の上面, 下面に発達する流動角礫岩を想起させるが、母岩との境界付近ではほとんど確認できない. また、母岩が定置した陸上の環境で期待される高温酸化の証拠も認められない. したがって、これらの角礫岩は流動角礫岩ではなく、貫入時の岩体の変形や割れ目に沿った水または水蒸気の侵入などによって局所的に応

第5. 5表 大東花崗閃緑岩中の流紋岩岩脈のジルコンのフィッシュトラック年代測定結果  
試料産地; 大東町幡屋下組 (今市地域内)

試料番号	試料採取位置 (日本測地系)	岩石名	結晶数	$P(\chi^2)$	$\rho_s$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_s$	$\rho_i$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_i$	$\rho_d$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_d$	年代値 (Ma)
IMA49 (GSJ R54949)	132° 56' 37" E (132° 56' 47" E) 35° 21' 19" N (35° 21' 08" N)	流紋岩 岩脈	30	95	$1.81 \times 10^6$ 1090	$1.78 \times 10^6$ 1071	$8.525 \times 10^4$ 2619	$160 \pm 0.8$

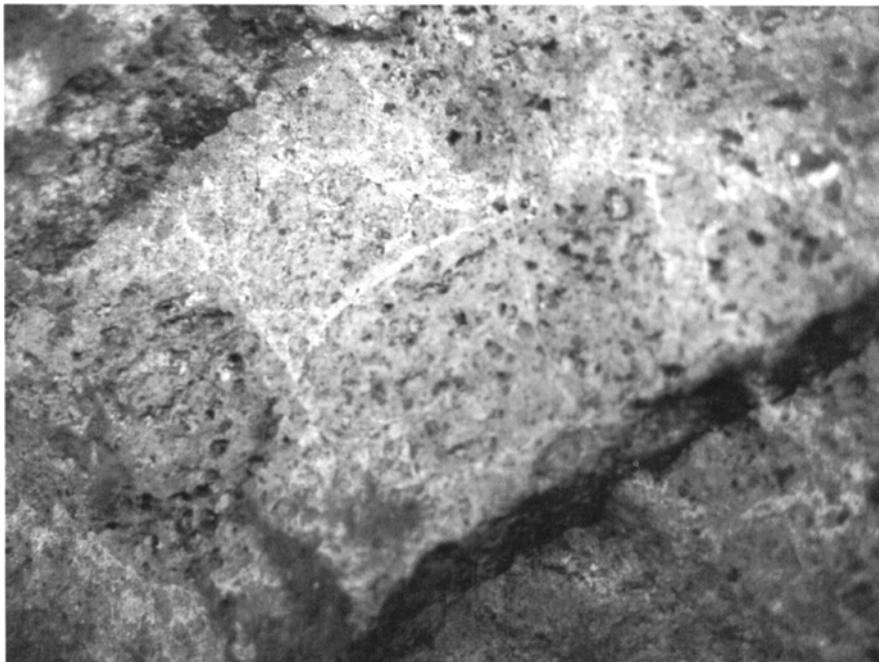
$P(\chi^2)$ :  $\chi^2$ 分布 (自由度 $n-1$ ) における上側確率  
 $\rho_s$ : 自発核分裂飛跡密度  $N_s$ : 自発核分裂飛跡数  
 $\rho_i$ : 誘発核分裂飛跡密度  $N_i$ : 誘発核分裂飛跡数  
 $\rho_d$ : 熱中性子線量  $N_d$ : 標準ガラスの総飛跡数  
 $\zeta$  (EDI) =  $370 \pm 4$  (Danbara *et al.*, 1991)

測定: (株) 京都フィッシュ・トラック 檀原 徹  
 中性子照射場所; 立教大学原子力研究所回転試料棚  
 熱中性子線量測定法; NBS-SRM612glass+Mica  
 エッチング条件; KOH:NaOH=1:1 (mol) etchant,  
 225 °C 28hours





第 5. 22 図 竜頭ヶ滝の安山岩シル  
柱状節理と板状節理が発達しており，シルの一部はひん岩～細粒閃緑岩になっ  
ている．滝の高さは約20m．



第 5. 23 図 竜頭ヶ滝安山岩シル中のジグソー・パズル状割れ目  
白い筋が割れ目を充てんした炭酸塩鉱物．写真の高さ約20cm．

力が集中して破碎したことが考えられる。

掛合町竜頭ヶ滝に露出するシルを構成する細粒閃緑岩～閃緑ひん岩のジルコンのフィッシュトラック年代は $17.6 \pm 0.8 \text{Ma}$ である（第5.6表）。また、掛合町松笠の東、北迫の道路沿いで採取したデイサイトシルの斜長石K-Ar年代は $15.4 \pm 0.7 \text{Ma}$ である（第5.7表）。これらの年代値は、吉田・野田山深成複合岩体と同様、滝谷周辺のシル・岩脈が波多層上部のデイサイト火砕岩卓越相が定置した直後、もしくは川合層・久利層の時代18～16Maに貫入したことを示唆する。

## 5.8 室山玄武岩 (Mb)

地層名 新称。

模式地 木次町室山。

**分布及び層厚** 木次町室山の中腹以上に東西約300m、南北約150mの範囲に分布する。上面が削剥されていないとすると、層厚は20～30m程度である。

**層序関係** 産状は不明であるが、大東花崗閃緑岩を覆ってほぼ水平に分布する。

**岩相** 基盤との接触面は観察されていないが、境界はほぼ水平なので溶岩流と考えられる。肉眼では灰色の無斑晶質玄武岩に見える。顕微鏡下では微斑晶として長径0.2-0.6mmの平行四辺形の自形を示す斜長石とかんらん石の仮像が認められる（第5.24図）。石基には長径0.1mm以下の普通輝石、短冊状斜長石、鉄鋳、かんらん石仮像、アパタイト及び少量の淡褐色のガラスを含む。

**放射年代** 全岩K-Ar年代値は $9.1 \pm 0.2 \text{Ma}$ である（第5.8表）。

第5.6表 竜頭ヶ滝の細粒閃緑岩のジルコンのフィッシュトラック年代測定値

試料番号	試料採取位置 (日本測地系)	岩石名	結晶数	$P(\chi^2)$	$\rho_s$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_s$	$\rho_i$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_i$	$\rho_d$ ( $\text{cm}^{-2}$ ) $N_d$	年代値 (Ma)
KIS 160	132° 47' 03"7E (132° 47' 13"E) 35° 11' 43"4N (35° 11' 32"N)	紫蘇輝石 普通輝石 細粒閃緑岩	29	39	$3.84 \times 10^6$ 1152	$3.69 \times 10^6$ 1107	$8.891 \times 10^4$ 4552	$17.6 \pm 0.8$

$P(\chi^2)$ :  $\chi^2$ 分布 (自由度n-1) における上側確率  
 $\rho_s$ : 自発核分裂飛跡密度  $N_s$ : 自発核分裂飛跡数  
 $\rho_i$ : 誘発核分裂飛跡密度  $N_i$ : 誘発核分裂飛跡数  
 $\rho_d$ : 熱中性子線量  $N_d$ : 標準ガラスの総飛跡数  
 $\zeta$  (EDI) =  $380 \pm 3$  (Danbara *et al.*, 2003)

測定: (株) 京都フィッシュ・トラック 岩野英樹  
 中性子照射場所; 日本原子力研究所 JRR4炉気送管  
 熱中性子線量測定法; NISPSRM612glass + DAPボ  
 リカーボネート  
 エッチング条件; KOH:NaOH=1:1 (mol) etchant, 225°C  
 26hours

第5.7表 掛合町松笠東方、北迫道路沿いのデイサイトの斜長石K-Ar年代測定結果

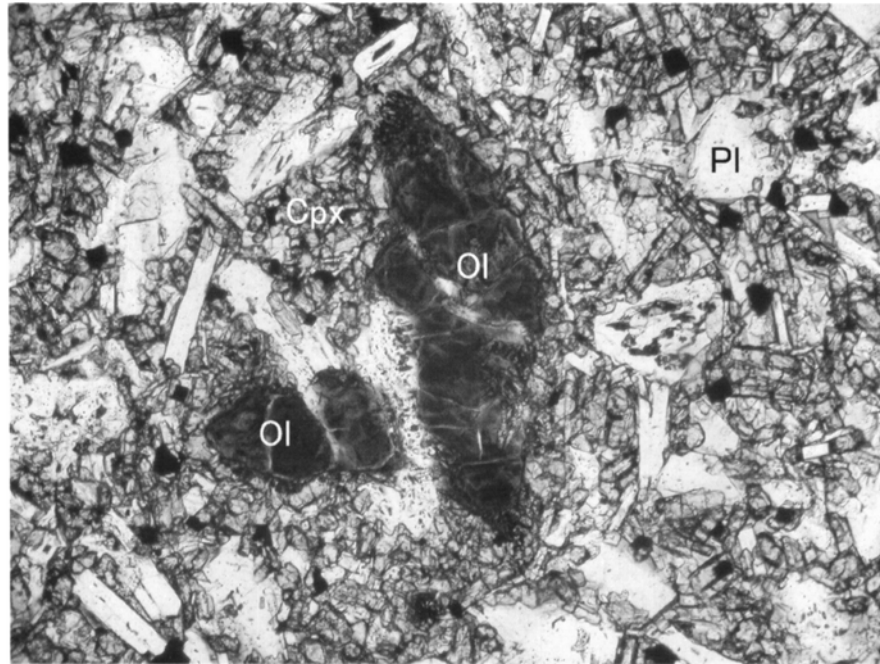
試料番号	採取位置 (日本測地系)	岩石名	K (wt%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (mlSTP/g $\times 10^{-5}$ )	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	年代値 (Ma)
KIS 104	132° 48' 02"7E (132° 48' 12"E) 35° 12' 27"3N (35° 12' 16"N)	普通輝石角閃石 デイサイト	0.30 0.30	0.018 0.018	27.5 22.5	$15.4 \pm 0.8$ $15.4 \pm 1.1$ (平均)

測定: Mass Spec Services, Geonuclear, Inc.

第5.8表 室山玄武岩の全岩K-Ar年代測定結果  
 試料産地; 木次町市井原室山山頂

試料番号	採取位置 (日本測地系)	岩石名	K (wt%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (mlSTP/g $\times 10^{-5}$ )	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	年代値 (Ma)
KSK15 (GSJ R78702)	132° 56' 18"6E (132° 56' 28"E) 35° 17' 40"3N (35° 17' 29"N)	カンラン石含有 普通輝石玄武岩	0.59 0.59	0.020 0.022	56.6 48.7	$8.7 \pm 0.2$ $9.6 \pm 0.2$ (平均)

測定: Mass Spec Services, Geonuclear, Inc.



第5.24図 室山玄武岩の顕微鏡写真  
木次町宇谷室山頂上 (GSJ R78702)。中央は変質したかんらん石 (Ol) の微斑晶、  
石基を満たす灰色で輪郭が明瞭な鉱物は普通輝石 (Cpx)。白い短冊状鉱物は斜  
長石 (Pl)。写真の左右幅は1mm。

## 第6章 第四系

(鹿野和彦)

本地域に分布する第四系は、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、古期扇状地堆積物、扇状地及び河川堆積物に区分される。これらのうち、高位段丘堆積物と中位段丘堆積物は当時の湖沼または河川の堆積物と考えられる。古期扇状地堆積物は、中位段丘堆積物の堆積期あるいはそれ以前に山麓斜面に堆積した岩屑堆積物である。

### 6.1 高位段丘堆積物 (Th)

現在の河床からの比高20~30mの面をなして加茂町愛宕と出雲市和久輪、木次町大島の斐伊川河岸、大東町三峠の東側の丘陵に分布する(第6.1図)。これらは、砂礫と粘土からなるが、赤色土壌を欠いており、土壌化した大山松江軽石層と思われる黄褐色火山灰土壌に直接覆われていることから、おそらく宍道低地帯の高位Ⅲ段丘堆積物(鹿野ほか, 1991a, 1994)に対比される。

### 6.2 中位段丘堆積物 (Tm)

斐伊川とその支流に沿って、現在の河床からの比高10~20mの段丘が点在する。露頭がほとんどないため、段丘を構成する堆積物の実態は不明であるが、周辺地域における段丘の分布面高度と比較して、おそらく宍道低

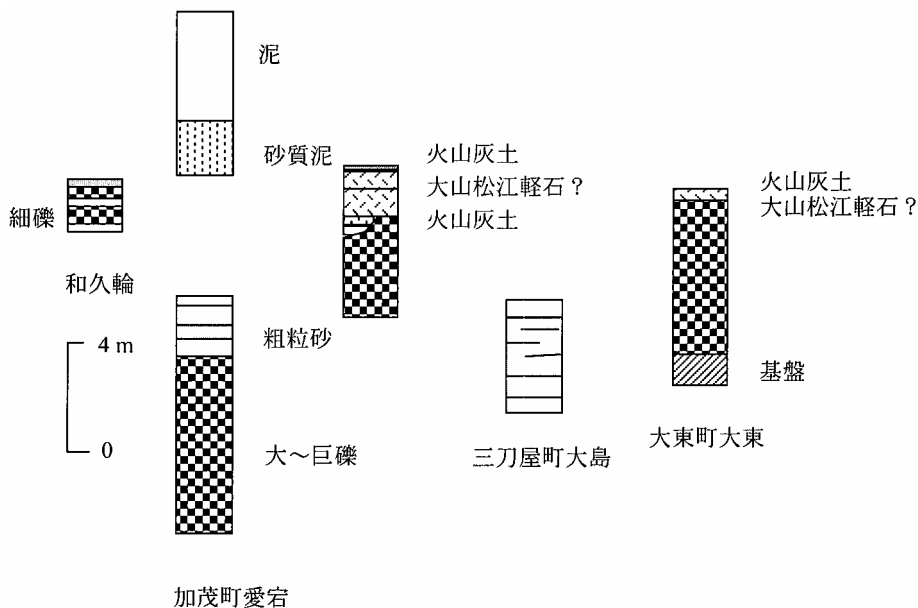
地帯の中位Ⅱ段丘堆積物(鹿野ほか, 1991a, 1994)に対比できる。中位Ⅱ段丘堆積物は、宍道低地帯では比高5~10m、内陸の神戸川沿いの佐田町窪田や出雲市乙立町(西隣石見大田地域)で比高20~30mの堆積面をなして分布している。

### 6.3 古期扇状地堆積物 (f)

古期扇状地堆積物は、中位Ⅰ及びⅡ段丘堆積物のいずれかの堆積時あるいはそれ以前に山麓斜面に堆積した岩屑堆積物である(鹿野ほか, 1991a, 1994)。本地域では大東町金成から南西方の東阿用にかけて山麓斜面をなしている。堆積面はすでに開析され、耕地として利用されているため堆積物の実態は不明である。局所的に三瓶木次軽石または雲南軽石に対比される軽石が認められ、また、東阿用では中位段丘に移化する。

### 6.4 扇状地及び河川堆積物 (v)

斐伊川とその支流沿いには流域の山地から供給された碎屑物が氾濫原、自然堤防、流路をなして堆積している。また、河川の始まりとなる扇状地には土石流などの重力流などによって運ばれた碎屑物が堆積している。



第6.1図 高位段丘堆積物柱状図

## 第7章 地質構造

(鹿野和彦)

本地域に分布する後期白亜紀～古第三紀火成岩類は、中国山地の主体をなすもので、大小様々な岩体が山地の延びの方向、すなわち東北東 - 西南西～北東 - 南西方向に連なっている。上島火山岩類の走向もこれに調和的である。これら貫く岩脈には、中国山地の延びの方向に平行なものと、これにほぼ直交するものがあり、後期白亜紀～古第三紀に本地域が中国山地の延びに直交する方向の展張または圧縮応力場にあったことを示唆する。

本地域の新第三系は、中国山地北縁から島根半島、そして日本海にかけて広がる新第三系の一部をなす。中国山地北縁では北側に単調に傾斜しているが、島根半島とその周辺地域で著しく変形して宍道褶曲帯 (Otuka, 1937a, b, 1939; 多井, 1973a) 背斜を形成している。

日本海沿岸に沿って北側に単調に傾斜して分布する中国山地北縁の新第三系は、米子、松江、出雲、大田の南方で、新第三系が基盤に対して大きく内陸部に湾入している (吉田, 1953; 三位・吉谷, 1972; 吉谷ほか, 1976)。これらの湾入部は、前期中新世に生じた陥没盆地 (藤田, 1972)、あるいは、火成活動を伴って陥没したコールドロンと考えられている (三位・吉谷, 1972; 山陰グリーン・ダフ団体研究グループ, 1973, 1979; 吉谷ほか, 1976; 沢田, 1978a; 山内・吉谷, 1981; 鹿野ほか, 1993)。本地域南西部は西隣石見大田地域、南西隣三瓶山地域、南隣頓原地域にまたがる出雲湾入部の湾頭部に、また、北東部は松江湾入部の湾奥部にあたる (第2.1図)。

本地域の新第三系は東北東 - 西南西方向に延び北側に緩く傾斜しており、ほとんど変形していない (第2.1図)。

出雲湾入部の最奥部は、波多層の火山岩で占められる。その南西から南部は、円弧状の正断層で後期白亜紀～古第三紀火成岩類と接する。この断層は、東方及び北方に向かって変位量を減じ、波多層が後期白亜紀～古第三紀火成岩類を直接不整合に覆うようになる。しかし、地層の走向線は掛合町滝谷を環状に取り巻き、その中心に向かって傾斜しているように見える (沢田, 1978a)。このことは、カルデラまたは火山活動を伴った盆地状の沈降域の存在を示唆している。

Sawada (1984) は、この構造を三回にわたって陥没したカルデラと解釈している。最初の陥没の原因については詳しく触れていないが、二回目の陥没は大量の溶岩噴出によって全体が陥没したとしている。また、三回目の陥没については、北西縁に沿った割れ目からのデイサイト火砕流の噴出によってカルデラ床が割れ目に向かって北西側に傾斜した状態で落ち込んだ陥没カルデラ、すな

わちトラップ・ドア型カルデラ (Lipman, 1997) が形成されたとするモデルを提案している。爆発的噴火による陥没カルデラであれば、その縁辺に沿って壁が崩壊して生じた岩屑なだれが大規模火砕流とともに堆積する例が多いが、岩屑なだれ堆積物を認定できるほど大きな露頭が少ないこともあって、本報告の調査では岩屑なだれ堆積物を確認することはできなかった。

波多地域の構造を埋める火砕流堆積物は幾重にも重なっており、複数回の火砕噴火に伴ってカルデラ床が不規則に破断されて次第に環状に沈降したことが考えられる。そのようなピースミール型カルデラ (piecemeal caldera; Branney and Kokelaar, 1994; Branney, 1995) であれば、縁辺部を区切る環状断層や岩屑なだれ堆積物が存在しなくても不思議ではない。カルデラ縁に沿って貫入した後カルデラ火山深成岩複合岩体のひとつとされてい吉田深成複合岩体や野田山深成複合岩体は放射年代から見る限り、波多層上部のデイサイト火砕岩中のシルなどと同時期、すなわち川合層・久利層の時代に貫入した可能性が高い。ただし、このこと自体は吉田・野田山深成複合岩体を後カルデラ岩体とする考えを直ちに否定するものではない。

本地域北東部から松江地域へ広がる松江湾入部については、日本海形成に伴って形成された地溝とする考えがある (鹿野ほか, 1994)。そのすぐ南側にある清久火山深成複合岩体は波多層あるいは川合層・久利層の時代に松江湾入部に火山噴出物を供給した火道と考えられるが、これを検証するには松江湾入部を埋める噴出物との対比が必要である。

川合層及び久利層は内陸の後期白亜紀～古第三紀火成岩類や波多層の間の凹地を埋積するとともに、北東 - 南西方向に広がっている。出雲市稗原町付近では、そこから北東の上島町へと延びる上島火山岩類の高まりに川合層・久利層がアバットしている。その存在は確認されていないが、川合層・久利層のこのような分布は、北東 - 南西方向の構造に規制されていることをうかがわせる (多井, 1973a, b)。一方、大森層は、沿岸から湾入部最奥部まで分布して直下の久利層ばかりでなく川合層や波多層をも不整合に覆っている。すでに述べたように、岩脈の方位は、川合層久利層の時期と大森層の時期に本地域が、それぞれ、北北西 - 南南東方向の展張応力場、北北東 - 南南西方向の圧縮応力場にあったことを示唆しており、大森層が堆積する直前に大きな応力場の転換とそれに伴う構造連動がこのような大きな不整合をもたらしたと考えることができる (鹿野ほか, 1991b)。

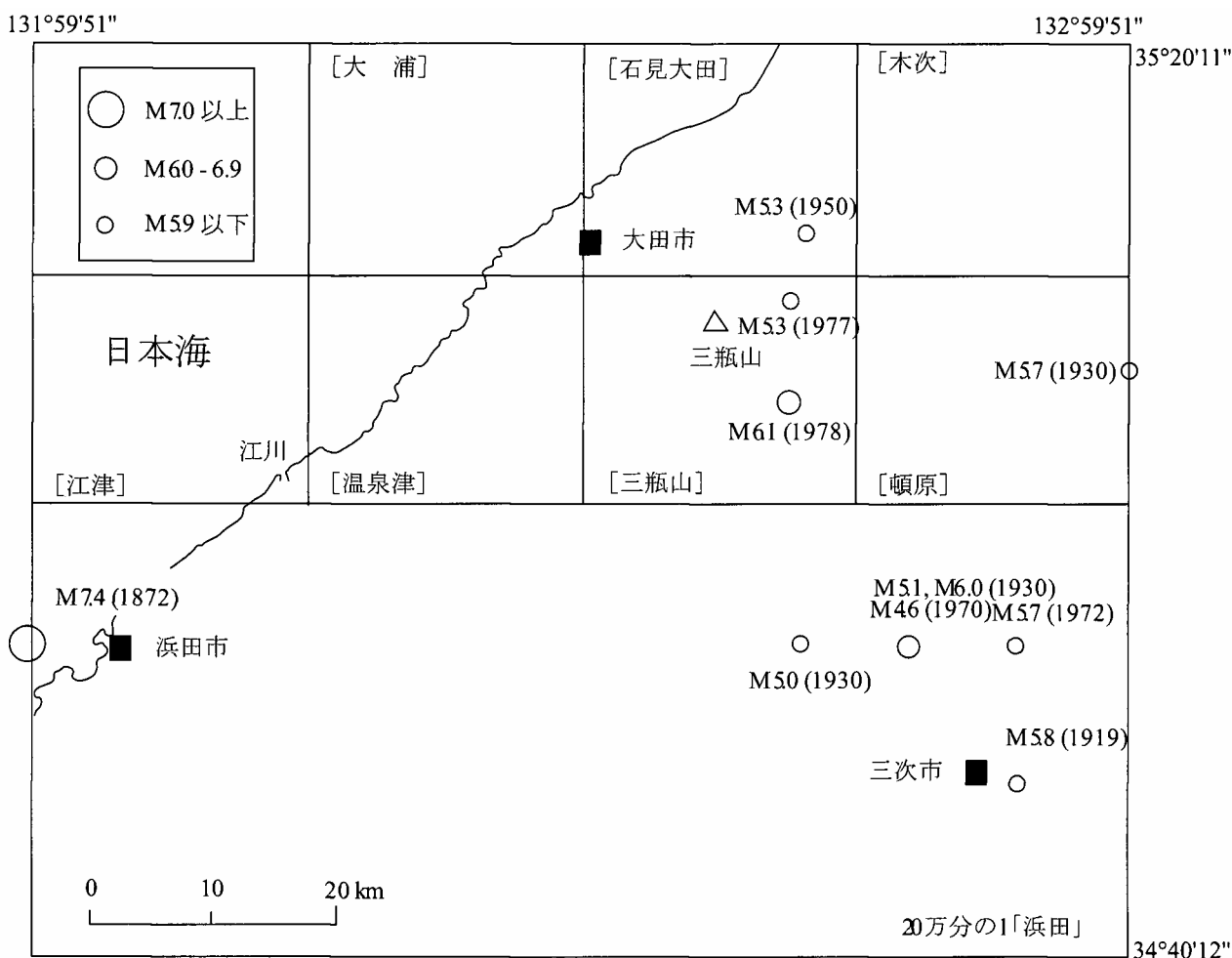
## 第8章 活断層，リニアメント及び地震活動

(鹿野和彦)

本地域及び周辺地域で明確に活断層と認定し得るものは報告されていない。また、顕著なリニアメントも認められない。活断層研究会(1980, 1991)は、大東町東阿用から南西に20km延びるリニアメントを認め、これを木次南断層と名付け、活動度をⅢと評価している。しかし、リニアメントは明瞭ではなく、リニアメントに対応する断層露頭も確認されていない。

明治以降の測地データによれば、本地域及び周辺地域は緩慢に隆起しており(国土地理院, 1978)、第8.1図に示すように、まれにマグニチュード5前後の地震が西隣石見大田地域及び南西隣三瓶山地域発生している(加藤, 1979; 活断層研究会, 1980, 1991)。そのうち、最

も記憶に新しいのは、1978年6月4日に三瓶山南東約9kmの頓原町南西端(日本測地系北緯35度09分、東経132度42分、深さ0km)で発生したマグニチュード6.1の地震である(気象庁地震予知情報室, 1979)。この地震で、大田市三瓶町志学一帯で家屋の一部損壊、道路の亀裂、陥没、小規模な崖崩れなどがあったが、被害は軽微で局地的であった(加藤, 1979)。明治5年の浜田地震は、本地域から50km近く離れた浜田市の沖合で発生したが、規模がマグニチュード7.4と大きく、浜田付近の海岸が隆起するとともに(今村, 1913)、浜田から本地域周辺に至る広い範囲で家屋の損壊などの被害があった(巨知部, 1889a, b)。



第8.1図 20万分の1浜田地域内の震源分布図  
服部ほか, 1983に加筆。緯度経度は世界測地系で表示。

## 第9章 応用地質

(高木哲一・松浦浩久)

木次地域には多数の金属鉱床、非金属鉱床、燃料資源、石材・砕石資源が分布している。それらの概略の位置、鉱種及び鉱山名を第9.1図に示し、地質図中には鉱床の位置と鉱種のみを示した。

### 9.1 金属鉱床

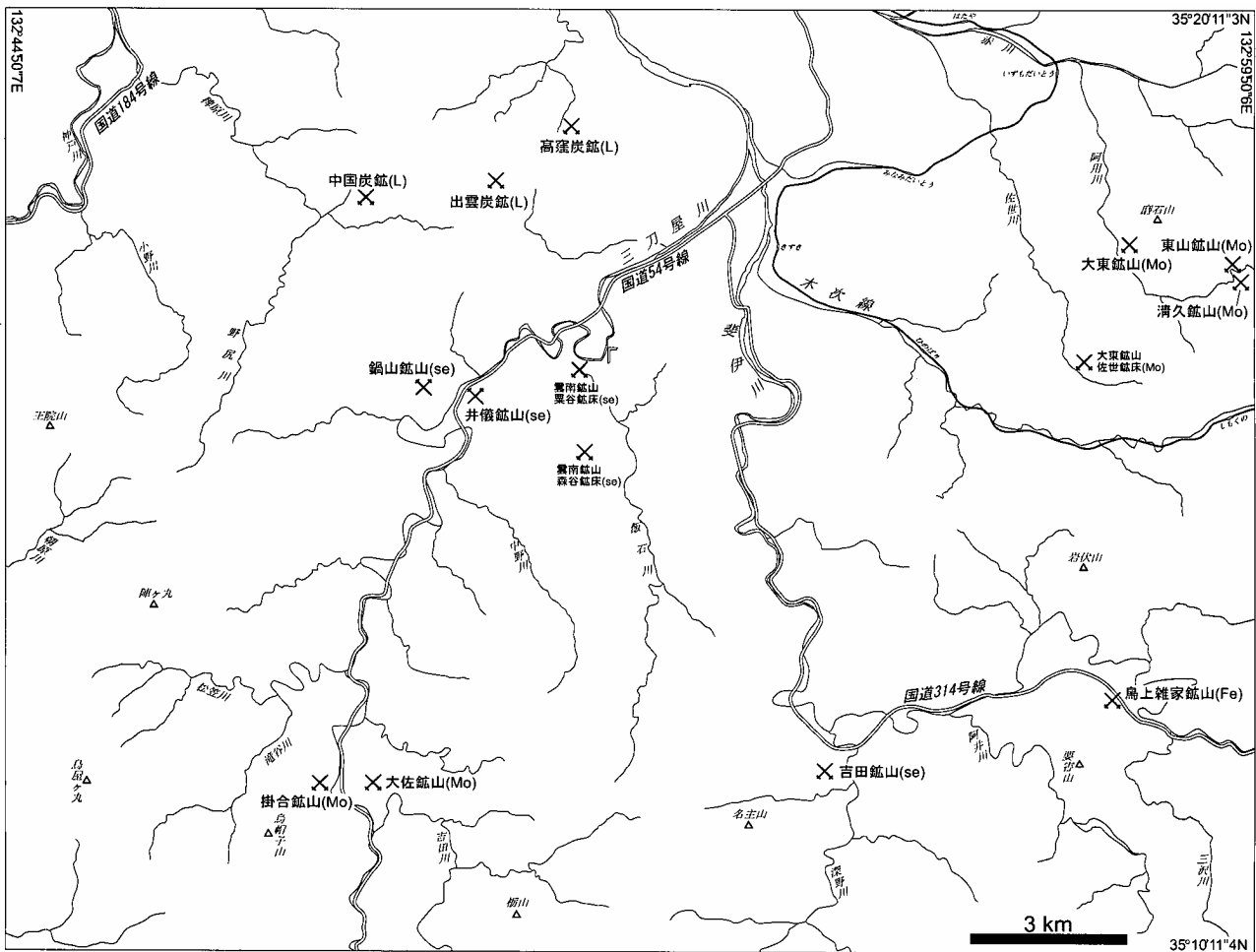
#### 9.1.2 モリブデン

島根県東部地域は、日本最大のモリブデン鉱床地帯であり、本地域から本邦モリブデン総生産量の8割以上を産出した。本地域のモリブデン鉱床は、明治時代から第二次大戦中にかけて小規模な採掘が行われたが、本格的な開発は昭和25年から開始された。モリブデン生産量は、昭和30年代前半に急速に伸び、主に特殊鋼添加剤・潤

滑剤として鉄鋼・機械工業に利用され日本の戦後復興に貢献した。ピークである昭和35年には年間645トン(精鉱中の輝水鉛鉱含有量)を生産したが、その後、鉱量の枯渇やモリブデンの輸入自由化(昭和50年)などにより生産量は漸減し、昭和60年の東山鉱山の閉山をもって全ての生産を終了した(藤井・酒井, 1985)。

島根県東部地域のモリブデン鉱床の分布は、大東地区、掛合地区、山佐地区、小馬木地区の4つに大きく区分されるが、木次地域に該当するものは大東地区と掛合地区である。本報告では、最初に両地区のモリブデン鉱床について石原(1971)をもとに概説し、次いで各鉱山の沿革・鉱床について報告する。

**大東地区**：本地区のモリブデン鉱床は、蓮花寺花崗閃



X 稼行鉱山 X 休廃止鉱山 ┌ 休廃止採石場 Mo モリブデン Fe 砂鉄 se セリサイト L 褐炭

第9.1図 鉱床付置図

緑岩の南縁の主要鉱床である大東、大東火の谷、清久、東山各鉱床、北縁の清久神谷鉱床、川井混成岩中の大東折坂谷、佐世、清久峯山、清久南坑各鉱床など大小10ヶ所以上が確認されている。鉱床はいずれも輝水鉛鉱-石英脈からなり、少量の黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、磁鉄鉱を伴う。石英脈は一部ペグマタイト質となる。脈幅は、広い部分で40~70cmであるが、一般には30cm以下である場合が多い。盤際変質帯は一般に珪化、セリサイト化、粘土化を生じているが、しばしば紅柱石、ザクロ石、堇青石、炭酸塩鉱物を含む。

石原(1966, 1971)は大東地区の鉱床母岩を形成する花崗岩類は、蓮花寺花崗閃緑岩、優白質花崗岩複合体(本報告では川井混成岩の珪長質岩相 K1)、川井混成岩(本報告の川井混成岩苦鉄質岩相: Kh)の3岩体からなるとした。これらの岩体は概ね緩傾斜の層状形態で分布し、下位の川井混成岩と上位の蓮花寺花崗閃緑岩との接触部に優白質花崗岩複合体がシル状に貫入する(第9.2図)。この優白質花崗岩複合体は、アプライト、細粒両雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩などから多様な岩相を示し、西側の大東鉱山付近では厚さ20m程度であるが、東側に向かって厚さを増し、清久鉱山付近では50~150mとなる。優白質花崗岩複合体の下限には多量の垂角礫~亜円礫状の川井混成岩が優白質花崗岩複合体に包有される「ボール・ゾーン」がしばしば発達する。優白質花崗岩複合体の上限は蓮花寺花崗閃緑岩中の珪長質な岩相と接するため境界が不明瞭である場合が多い。モリブデン鉱脈は、一般に20°以下の緩傾斜で3岩体にまたがる複雑な産状を示すが、基本的に優白質花崗岩複合体の分布に密接に伴って産する。鉱床母岩および胚胎レベルは場所によって異なり、大東鉱床では川井混成岩の上限付近に優勢な鉱脈が発達する一方、清久鉱床では蓮花寺花崗閃緑岩の下限付近に高品位脈を産する傾向がある。大東地区の中央部、東山・清久鉱山付近には数本の北西-南東系正断層が発達し、断層に挟まれた部分が相対的に沈下した地溝状の構造を示す(第9.2図)。断層の相対運動は、母岩や鉱脈のずれから約200mと推定される。

**東山鉱山** 大原郡大東町大字川井に位置する。

本鉱山は、昭和15年から採鉱が開始され、終戦と共に一時休山するが、昭和25年に開発が再開された。昭和29年から近代的採鉱・選鉱設備が順次整備され、昭和33年から本格的生産が開始された。以後、年産100~180トンの精鉱を安定して生産したが、昭和60年に閉山した(淵上・藤井, 1985)。鉱業権者が妙中<sup>たえなかつ</sup>鉱業株式会社であることから、地元では妙中鉱山とも呼ばれた。

東山鉱床群は、大延・東山・川平・芦谷・丸山、吉床各鉱床から構成されるが、その主要部は大延鉱床である。大延鉱床は、20°前後の緩傾斜を示す大小7本の鉱脈から構成される。最大の鉱脈は走向延長200m、傾斜延長230mの規模を示す。本鉱山の鉱床母岩は川井混成岩、

優白質花崗岩複合体、蓮花寺花崗閃緑岩の3種類でそれぞれに鉱脈が出現する。大延鉱床と清久鉱山尻地区(後述)は、大東地区の中央部を横切る北西-南東系正断層(大断層)によって分けられた同一鉱脈群であると考えられている(石原, 1971)。東山鉱床は、大延鉱床の西方200mにあり、2本の中~小規模な鉱脈からなる。丸山鉱床は大延鉱床の北側に位置し、第二次大戦中に主に稼行されたが、詳細は不明である。川平鉱床は、大延鉱床の北北東400m、芦谷鉱床は北900m、吉床鉱床は北西800mに独立して分布し、いずれも小規模である(石原, 1971)。

**清久<sup>せいきゆう</sup>鉱山** 大原郡大東町阿用字奥川井に位置する。

本鉱山は、明治43年に奥川井鉱山として小規模に採鉱された記録があるが、清久鉱業株式会社による開発は昭和13年に開始された。終戦と共に一時休山するが、昭和25年に本格的開発が再開された。昭和29年に神谷鉱山の鉱業権を譲り受け支山とした。昭和32~34年には大東地区最大の出鉱量を記録したが、以後急速に出鉱量を減じ、昭和40年に閉山した(石原, 1971; 横山, 1985)。

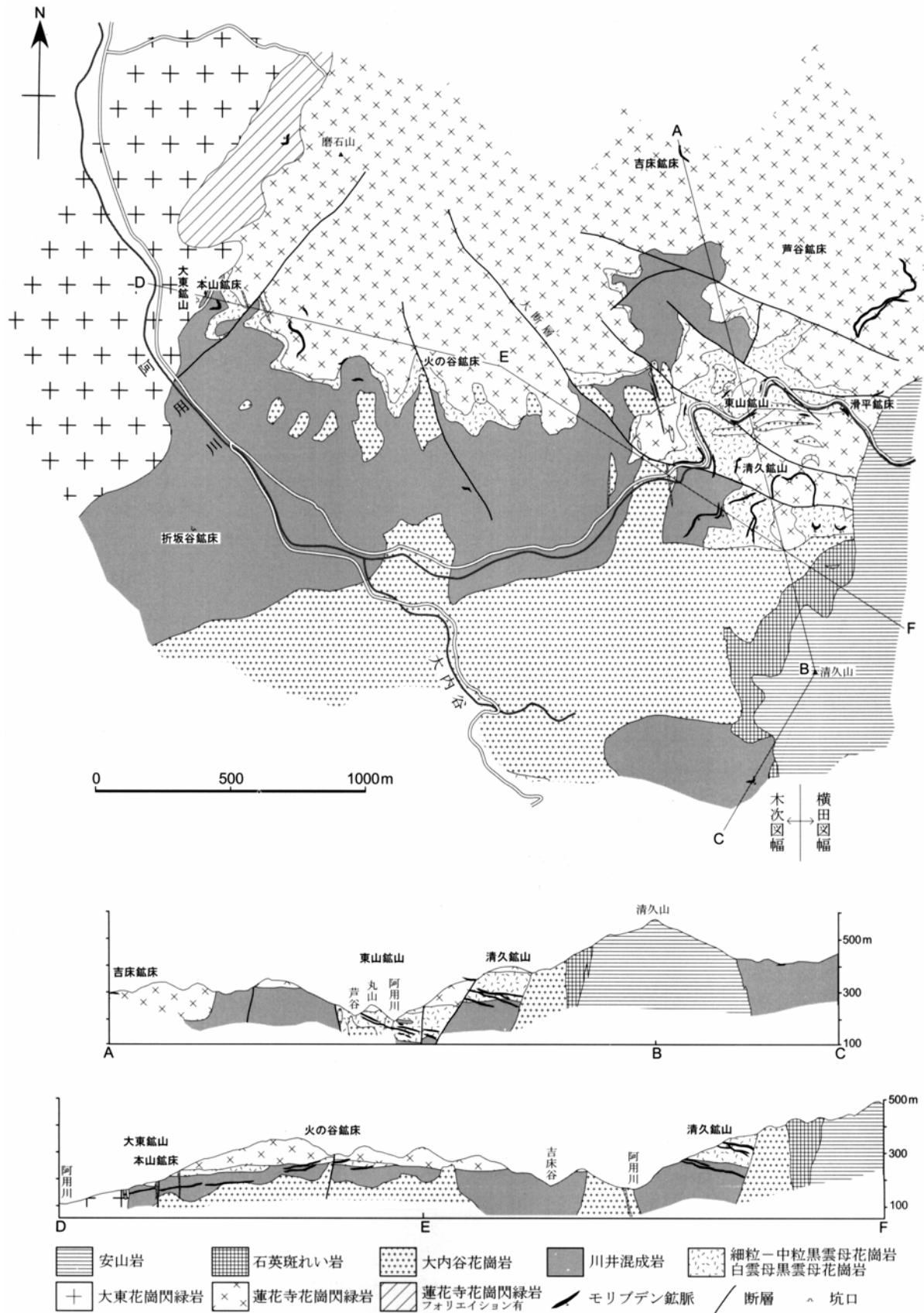
清久鉱山は、主要部である本山鉱床群と南坑・神谷鉱床から構成される。本山鉱床群は尻<sup>じり</sup>、大延<sup>なめら</sup>、滑平各地区と周辺の小鉱床からなり、大断層(前述)で南北に分かれている。尻地区は本山鉱床群の中心であり、大断層の南側に位置する。主要鉱脈は東西500m、南北200mの範囲に分布する走向の異なる鉱脈群からなる。いずれも20°前後の緩傾斜を示し、脈幅は最大40cmである。その他、主要鉱脈から分岐した大小5本の鉱脈が確認されている。本山鉱床群の母岩は、主に優白質花崗岩複合体と蓮花寺花崗閃緑岩からなる。母岩中には、本山鉱床東側に分布する中新世清久火山深成複合岩体から派生した岩脈・シートが多数貫入する。大延地区と滑平地区は大部分が大断層の北側に位置し、それぞれ大小4本の鉱脈から構成される。神谷鉱床は本山鉱床群の北方2.5km、南坑鉱床は南へ1.5kmに独立して分布し、両鉱床とも小規模である(石原, 1971)。

**大東鉱山** 大原郡大東町阿用字川井に位置する。

本鉱山は、昭和16年に採掘が開始され、昭和22年に一時休山したが、昭和25年に本格的開発が再開された。昭和28年頃から近代的採鉱・選鉱設備が整備され、以後、年間150~230トンの精鉱を昭和40年頃まで安定して生産した。その後、鉱量の枯渇に伴い生産量が漸減し、昭和48年に閉山した。本鉱山は、本邦モリブデン鉱山の中で総出鉱量が最も多い(石原, 1971; 横山, 1985)。鉱業権者は太陽鉱工株式会社である。

大東鉱山は、主要部である本山鉱床と火の谷鉱床および折坂谷鉱床、佐世鉱床から構成される。折坂谷鉱床は本山地区より南西に1km、佐世鉱床は南西に3kmに位置し独立している。本山鉱床は、断層によって二分さ





第9.2図 大東モリブデン鉱床地域の地質図と断面図  
 石原(1971)の第52図を、著者との協議により一部改変した。凡例の安山岩と石英斑れい岩は本報告の清久火山深成複合岩体のsadとSqd, 川井混成岩は川井混成岩のKh, 細粒-中粒黒雲母花崗岩、白雲母黒雲母花崗岩は川井混成岩のK1にそれぞれ相当する。

れた一連の主要鉱脈とそれに付随する小鉱脈からなる。鉱床母岩は川井混成岩を主とする。鉱脈の規模は、断層で分かれたものを合計すると、走向延長に約1,200m、傾斜延長に110～170mにも達する。いずれの鉱脈も15°～20°の緩傾斜であり、脈幅は最大で70cm程度、平均15～25cm程度である。火の谷鉱床は、本山鉱床の北東延長上にあり地質環境も類似する。大小6本の鉱脈からなり、最大のは走向延長160m、傾斜延長140mの規模を持つ。折坂谷鉱床は、川井混成岩に貫入するアプライト細脈に伴うもので、走向延長200m、傾斜延長150mの規模を持つ。一時期、大東鉱山の主力として稼行された。佐世鉱床は、折坂谷鉱床と類似の鉱床で、第二次大戦中に小規模に稼行された(石原, 1971)。

**掛合地区:**本地区には、大佐鉱床、掛合鉱床の2ヶ所が確認されている。地質は鴨花崗岩と上島火山岩類相当の十日市岩体の接触部に当たる。鉱脈は一般に幅10～20cmの輝水鉛鉱 - 石英脈からなり、大東地区のものよりやや急傾斜を示す。盤際変質帯はセリサイト化、粘土化が著しく、大佐鉱床では粗粒白雲母を特徴的に伴う。

#### 大佐鉱山 飯石郡掛合町佐中に位置する。

本鉱山は、昭和14年に北日本鉱業株式会社により開発が開始され、主に第二次大戦中に稼行されたが、終戦と共に閉山した。その後、清久鉱業株式会社、太陽鉱工株式会社により小規模に稼行された。昭和41年7月当時、月産300～400トン程度の粗鉱(精鉱で約1トン)が大東鉱山選鉱場に送られていたが、間もなく閉山した。

鉱脈は断続的な主鉱脈と分岐小鉱脈からなり、50°～60°の急傾斜を示す。走向延長230m、傾斜延長60mが開発され、脈幅は一般に10～20cmでしばしば粘土脈に移行する。母岩は優白質花崗岩、アプライトである(石原, 1971)。

#### 掛合鉱山 飯石郡掛合町掛合に位置する。

本鉱山は、大佐鉱山の南西約500mに位置し、坑道は総延長100m以下で、第二次大戦中に小規模に稼行されたが、沿革は不明である。

鉱床は十日市岩体の流紋岩溶結凝灰岩のホルンフェルスに発達する数条の膨縮に富む輝水鉛鉱 - 石英 - セリサイト粘土脈からなる(石原, 1971)。

### 9.1.2 砂鉄

山陰地方には、花崗岩類の風化に伴って形成された山砂鉄鉱床(一種の風化残留鉱床)が広く賦存する。この山砂鉄は、海浜砂鉄や他地域の山砂鉄に比べて、チタン、リン、硫黄の含有量が少なく良質であることから、古くから日本刀の原料として盛んに採掘・利用されてきた。第二次大戦以降も特殊鋼の原料として採掘が続けられ、大正初期以降42年間における当地方産砂鉄精鉱の生産

量は9～10万トンに及ぶ。現在も、東隣の横田地域内に鳥上(日刀保)羽内谷<sup>はなびたに</sup>鉱山が稼行しており、美術刀剣の原料として山砂鉄の小規模な採掘が続けられている(通商産業省, 1959; 木原・並河, 1985)。

山陰産砂鉄は、狭義の花崗岩～花崗閃緑岩類の風化物から得られるものを真砂鉄、石英閃緑岩の風化物から得られるものを赤目砂鉄と区別して呼称されている。真砂鉄は、黒色を呈し一般に光沢が強く、粒度が0.4mm程度のものである。これに対し赤目砂鉄は、赤褐色～黒色を呈し一般に光沢が鈍く、粒度が0.2～0.4mm程度である。不純物も真砂鉄は石英が主体であるが、赤目砂鉄は角閃石が多く次いで石英を伴う。赤目砂鉄は、原岩中の砂鉄含有量が真砂鉄に比べて3～4倍多く、原岩の風化度も高いため選鉱は容易であるが、TiO<sub>2</sub>含有量は真砂鉄のそれに比べて2倍以上高い(通商産業省, 1958, 1959)。木次地域内では、木次町～仁多町境付近に分布する石英閃緑岩の風化に伴い、大規模な赤目砂鉄鉱床が形成されている。通商産業省(1962)による本地域の推定可採鉱量(精鉱)は、鳥上雑家鉱山(後述)を含む要害山東部～北東部で約20万トンに及ぶ。

#### 鳥上<sup>とりかみざつか</sup>雑家<sup>ざつか</sup>鉱山 仁多郡仁多町鴨倉に位置する。

本鉱山地区における山砂鉄(赤目砂鉄)鉱床開発の歴史は古く、第二次大戦以前の沿革は不明である。終戦後、日立金属工業株式会社などで行われた木炭銼の製造のために、株式会社鳥上木炭銼工場(旧株式会社日立製作所安来工場鳥上分工場)により本格的に開発され、昭和40年代までは主要鉱山として盛んに採掘されていた。現在は休山中である(木原・並河, 1985)。

本鉱山の山砂鉄鉱床は、小木石英閃緑岩相当の三沢岩体の中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩～トータル岩を原岩とした風化残留鉱床である。原岩の帯磁率は60～140×10<sup>-3</sup>SI unit、風化物中の磁鉄鉱量は2～8wt%にも及ぶ。昭和40～41年に行われた試錐調査により、本鉱区内において1万トン以上の可採鉱量(精鉱)が見積もられたが(通商産業省, 1966)、現在も相当量が未開発である。

## 9.2 非金属鉱床

### 9.2.1 セリサイト

島根県東部～中部地域には、花崗岩類に付随するセリサイト鉱床が多数賦存する。鉱床は飯石郡内と邑智郡内の二ヶ所に集中しており、前者はほぼ木次地域に相当する(岩生, 1953など)。島根県産セリサイトは、花崗岩類の裂かや断層に沿って生じた熱水変質作用により母岩の一部がセリサイトを主体とする変質岩に交代された熱水性交代鉱床である。この熱水変質作用は、セリサイトのK-Ar年代が母岩花崗岩類に含まれる黒雲母のK-Ar年代に比べて僅かに若いかほぼ一致する(第4.1表)ことから、花崗岩類の冷却に伴う熱水活動に対応すると考

えられている (Ishihara *et al.*, 1980 ; Kitagawa *et al.*, 1988). 島根県産セリサイトの大きな特徴は、鉍石が非常に脆く軟質なため、物理的粉碎工程を経ることなく水浸・水簸工程のみにより不純物の除去とセリサイト結晶の分離を行うことができる点にある。これにより、セリサイト結晶の持つ物理的性質（滑性、光沢、耐食性、絶縁性など）を工業的に利用することが可能となっている。類似の特徴を持つセリサイトは、島根県以外では愛知県北設楽郡内に産するもののみである。飯石郡産セリサイトは、邑智郡産および愛知県産のものに比べて、A1の一部を置換して含まれるFe, Mg量が多いため、白色度はやや低い界面活性に優れるなど用途上の特徴があるとされている。

木次地域に産するセリサイトは、明治44年から13年間にわたり日本サイディングクレー株式会社により採掘・精錬され、島根粘土として紡績粘材、製紙用に利用されたが、大正13年頃に不況により廃山となった（中国地方工業用鉍物開発調査委員会, 1965）。第二次大戦後、昭和22年に設立された日本学術振興会鉍物新活用第111委員会にてセリサイトが取り上げられ、その有効利用に関する研究が大学・地質調査所で開始された。昭和23年に伊藤瑞章により特殊な工業原料としてセリサイト鉍床の開発が企画され、前述の研究による支援を受けつつ、翌24年に宝興業株式会社（現斐川礦業株式会社）により事業化が開始された。本地域産セリサイトは、当初、耐火物原料として使用されたが、昭和30年代に溶接棒用フラックス兼固体潤滑剤として用いられるようになり、当時の造船ブームとも相まって需要が大幅に拡大した。現在は、防食塗料、合成樹脂複合体、化粧品などセリサイト結晶の特性を生かした高付加価値製品への用途が広がっている（伊藤, 1985）。

**鍋山鉍山** 飯石郡三刀屋町大字乙加宮<sup>おつかみや</sup>禪定に位置する。本鉍山は、昭和37年から斐川礦業株式会社により開発が開始された。当初は水平坑道より鉍体上部を採鉱し



第9.3図 鍋山鉍山の立坑坑口

たが、昭和51年より鉍体下部の採鉍を開始し、現在は坑口下30m以深を開発中である。昭和37～58年の間に29,290トンのセリサイト鉍を生産し、現在も約30トン/月を出鉍し順調に稼行している（第9.3図）。鉍石は同社選鉍場（出雲市）に送られ、粉末製品に加工される（伊藤, 1985；高木ほか, 2000）。

鉍床は、鶯花崗岩の中粒角閃石黒雲母花崗岩を母岩とする脈状鉍体からなり、幅30～60m、走向延長約100m、傾斜延長は100m以上と推測され、本地域セリサイト鉍床で最も規模が大きい（第9.4図）。主要鉍脈の走向N55°Wで、北東側の上盤は傾斜約70°で母岩と接するが下盤側境界はほぼ垂直である。主要鉍脈に切られる走向N20°Eの鉍脈も確認されていることから、本鉍床は断層の交差部に形成された可能性が高い。構成鉍物は、主に雲母粘土鉍物、方解石、石英からなり、少量のカオリナイト、緑泥石、スメクタイト、硬石膏を含む。特に方解石は数mm程度から数cm～数十cm大の結晶が含まれることがある。高品位鉍には、母岩の組織は全く残されていない（第9.5図）。雲母粘土鉍物のポリタイプは2M<sub>1</sub>が主体であり、六角板状結晶が良く発達する。また、本鉍床産セリサイトから45.6±2.3MaのK-Ar年代が報告されている（北川ほか, 1982；Kitagawa *et al.*, 1988）。

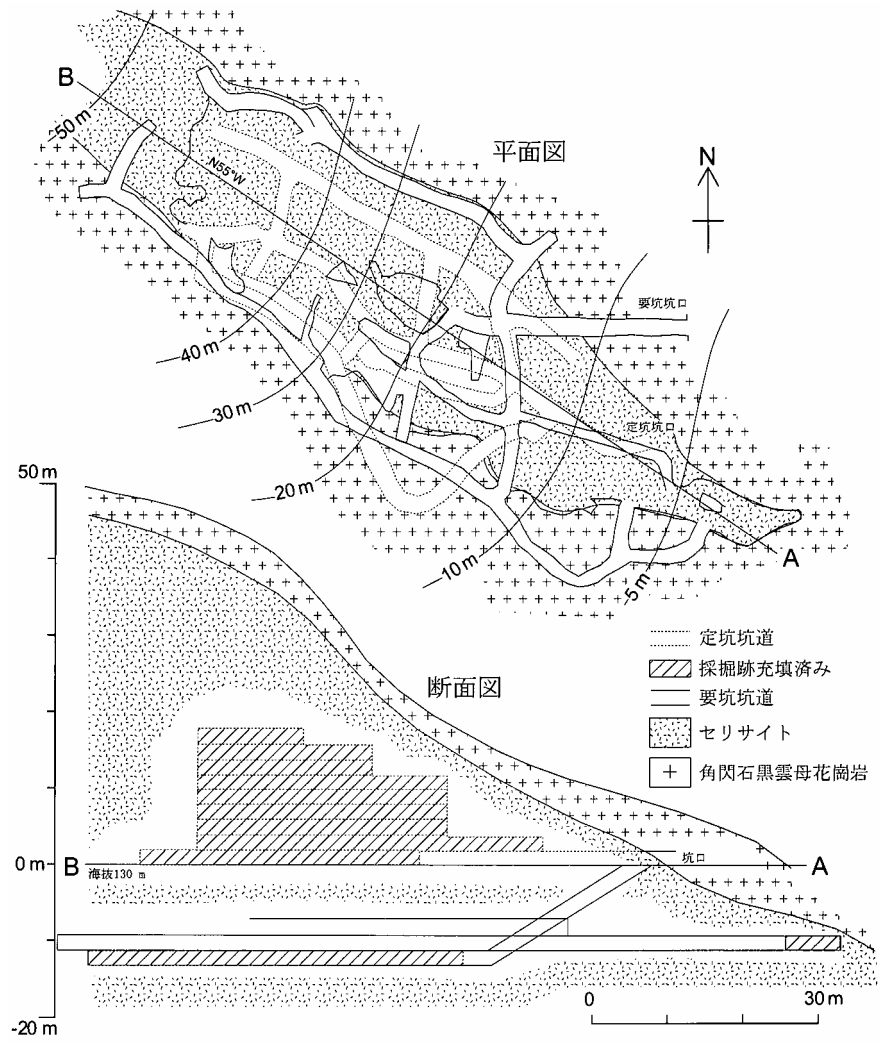
**井儀鉍山** 飯石郡三刀屋町大字乙加宮<sup>おつかみや</sup>字井儀に位置する。

本鉍山は、斐川礦業株式会社により、昭和40年代に坑道による採鉍を兼ねた採掘が開始された。昭和51年から斜坑による採鉍を行ったところ、鉍体下部が消滅していることが判明したため、周囲の採鉍を継続した結果、東側の水田下で鉍体延長部に着鉍した。これまでに6,722トンのセリサイト鉍を生産したが、昭和58年に一旦採掘を休止した（伊藤, 1985）。2004年現在も採掘休止中であるが、鍋山鉍山の予備鉍山として、坑道を維持・管理し再開発に備えている。

鉍床は、大東花崗閃緑岩を母岩とする走向N15°～20°Eで傾斜がほぼ垂直な脈状鉍体からなる（第9.6図）。幅数m～20mと膨縮に富み、下部は坑口下約10mで断層により消滅している。東側10m地表下4mに確認された鉍体延長部は、本鉍体とほぼ平行で、幅30m、長さ80mで下部に連続している。構成鉍物は、雲母粘土鉍物、方解石、石英と少量のカオリナイト、緑泥石、スメクタイトである。雲母粘土鉍物のポリタイプは1Mdが主体であり、不規則板状または短冊状結晶からなる。また、本鉍床産セリサイトから50.6±2.5MaのK-Ar年代が報告されている（北川ほか, 1982；Kitagawa *et al.*, 1988）。

**吉田鉍山** 飯石郡吉田村大字深野に位置する。

本鉍山は、昭和36年から斐川礦業株式会社により開



第9.4図 鍋山鉦山の平面図及び断面図  
 伊藤(1985)より引用. 凡例の角閃石黒雲母花崗岩は本報告の鴨花崗岩に当たる.



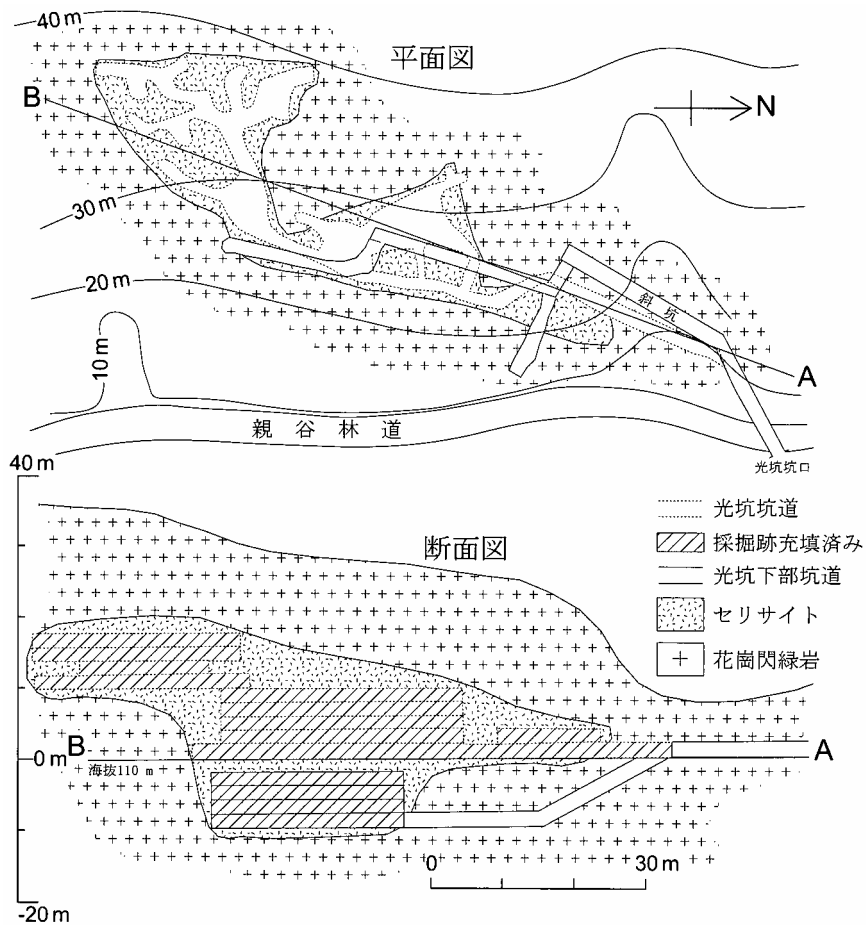
第9.5図 鍋山鉦山坑内におけるセリサイト鉦の産状  
 花崗岩の組織は完全に失われている.

発が開始された。最初は標高の異なる2本の水平坑道により鉱床全体の賦存状況を確認しつつ鉱体上部を開発し、その後立坑により坑口下40mまで順次掘り下げ、鉱体下部を開発した。昭和58年までのセリサイト鉱生産量は14,058トンである(伊藤, 1985)。しかし、鉱量の減少や採鉱の困難さにより、平成10年に閉山した。

鉱床は、大東花崗閃緑岩相当の深野岩体を母岩とする走向N45°Wで傾斜がほぼ垂直の主要鉱体と、主要鉱体に切られる走向N20°Eの複数の平行脈からなる。主要鉱脈は、幅50cm~3m、走向延長85mを示すが、平行脈との交差部で幅10~20mと大きく発達する。傾斜延長は未確認であるが、少なくとも60m以上である。母岩との境界は明瞭である。構成鉱物は、雲母粘土鉱物、方解石、石英と少量のカオリナイト、緑泥石、スメクタイトのほか、黄鉄鉱を含む特徴がある。雲母粘土鉱物は主に不規則板状結晶からなり、ポリタイプは1Mdが主体である。また、本鉱床産セリサイトから48.4±2.4MaのK-Ar年代が報告されている(中国地方工業用鉱物開発調査委員会, 1965; 北川ほか, 1982; Kitagawa *et al.*, 1988)。

**雲南鉱山** 森谷鉱床(飯石郡三刀屋町大字多久和字森谷)と栗谷鉱床(同町多久和字栗谷)を含む。

本地域で最初に開発されたのが本鉱山である。森谷鉱床は昭和24年に着鉱し翌年から出鉱を開始した。昭和36年まで上下56mを採鉱し、10,000トンのセリサイト鉱を生産した。栗谷鉱床は昭和35年から採鉱を開始し、鉱量の枯渇により昭和45年に閉山するまで4,600トンのセリサイト鉱を生産した。事業主は、開発当初は宝興業株式会社、昭和36年より斐川礦業株式会社である。森谷鉱床は、大東花崗閃緑岩を母岩とする走向N20~30°E、最大幅20mの鉱脈からなり、55m下部において貧鉱化して消滅する。鉱脈の傾斜は一定ではなく、上部は東へ約60°傾くが、深さ15m位から西に約70°傾く。栗谷鉱床は、森谷鉱床の北方1.5kmに位置し、大東花崗閃緑岩を母岩とする走向N20°Eの鉱脈からなる。地表から10mが幅約15mで、それ以深で急に貧鉱化する。構成鉱物は雲母粘土鉱物、石英、方解石のほか少量のカオリナイト、緑泥石、スメクタイトを伴う。雲母粘土鉱物は主に不規則板状結晶からなり、ポリタイプは1Mdが主体である。また、本鉱山産セリサイトから50.3±2.5MaのK-Ar年代が報告されている(北川



第9.6図 井儀鉱山の平面図及び断面図  
伊藤(1985)より引用。凡例の花崗閃緑岩は本報告の大東花崗閃緑岩に当たる。

ほか、1982 ; Kitagawa *et al.*, 1988).

### 9.2.2 粘土

本地域北部の加茂町愛宕付近の高位段丘堆積物に狭在する泥～粘土が瓦土として昭和の中 - 後期に採掘されていた。採掘場の正確な位置や産出量などの詳細は不明である。

## 9.3 石炭

木次地域には、新第三紀中新世に形成された石炭鉱床が賦存する。いずれの鉱床も小規模で炭化度も低く、炭質は褐炭に属する(鈴木・井上, 1985)。

### 島根炭田

木次地域北部には来炭層が比較的多く露出しており、高窪炭鉱(飯石郡三刀屋町高窪)のほか、出雲炭鉱(同屋内)、中国炭鉱(同角谷)などがある。これらをあわせて島根炭田と呼ぶ。高窪炭鉱は、当初、島根報国炭鉱として昭和19年より採炭が開始された。しかし、昭和24年より鉱量の不足により出鉱量が減少し、昭和25年に鎮西鉱業株式会社島根炭鉱が鉱業権を引き継いで事業の継続を計ったが、昭和26年に休山となった。この間の出炭量は約42,000トンである。出雲炭鉱と中国炭鉱は、いずれも昭和21年より採炭を開始し同24年に休山した。出炭量はそれぞれ約7,500トン、約3,300トンである(甲藤・中村, 1952)。

これらの炭鉱の炭層は中新世の川合層に挟在し(北条, 1964)、上部・下部に分けられる。上部の炭層は頁岩と炭質頁岩の互層と言うべきもので、採炭の対象は主に下部の炭層であった。下部の炭層は比較的厚く、最大5mに達した。炭質は良質とは言えず、通常灰分は30%以上で、発熱量は3,000Kcal/kgと低い。理論埋蔵量は約15万トンと見積もられている(甲藤・中村, 1952)。

## 9.4 石材

木次地域内の石材産地は、飯石郡三刀屋町三刀屋五反田の1ヶ所のみである。石切り場は、大東花崗閃緑岩の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を「三刀屋石」として墓石・土木用に採石・出荷していたが、現在は操業を休止している。岩石標準試料JG-3は、本採石場から採取されたものである。

## 9.5 骨材

### 9.5.1 砕石

粗骨材及び路盤材用途を目的に後期白亜紀火山岩類の上島火山岩類と、新第三紀中新世の大森層の安山岩～デイサイト溶岩を対象にした砕石場が立地している。上島

火山岩類の溶結凝灰岩を対象とする採石場は出雲市和久輪で、大森層を対象とする採石場は出雲市宇那手町で、現在(2004年3月)も稼行中である。

### 9.5.2 真砂

真砂は風化した花崗岩で、素手で触っても崩れるくらいに鉱物間の結合力が弱まって砂状になったものを指す言葉である。真砂は大雨によって崩壊しやすく災害を引き起こす危険がある反面、真砂採取が容易な利点がある。真砂はそのままでは粘土分を含んでいるので骨材として使えないが、加茂町では真砂を水で洗浄して粘土分を除去してコンクリート用の細粒骨材(真砂洗砂)として利用している(須藤, 2003)。また真砂はそのまま埋め立てや盛り土にも使われている。

本地域内の真砂採取場は主に大東花崗閃緑岩を稼行対象として、搬送に便利な国道54号線沿いに立地している。

大東花崗閃緑岩を対象とする真砂採取場は、加茂町三代木次町里方から三刀屋町栗田で稼行している。大東花崗閃緑岩の真砂は鴨花崗岩の真砂に比べると、風化花崗閃緑岩中に真砂化していない玉石を多量に含んでいて真砂採取の障害になることがある。

このほか本地域南東部の仁多町下阿井では横田花崗岩の風化部で真砂採取が行われている。

## 9.6 温泉

木次地域内には東日登温泉、湯村温泉、みとや深谷温泉の3ヶ所が存在する。東日登温泉(大原郡木次町木次)は大東花崗閃緑岩内に位置する。以前には泉温=13.5°C、pH=6.4、湧出量=10リットル/分、単純Rn泉と報告されていたが(金原, 1992)、平成9年に町営温泉施設が建設され、泉温=36°C、pH=9.6、湧出量=210リットル/分の新たな泉源が開発された。

湯村温泉は鴨花崗岩内に位置している。木次町湯村と斐伊川を挟んで対岸の吉田村川手海谷にまたがり、斐伊川の川床から湯が湧き出している。湯村側の泉源では泉温=42.6°Cのアルカリ性単純温泉である。当温泉を利用した宿泊施設が木次町側と吉田村側の両岸で営業されている。

みとや深谷温泉は三刀屋町根波別所深谷の中新統川合層の安山岩から湧出している。本温泉の泉質はカルシウム - 硫酸塩泉で泉温=16.9°Cの冷鉱泉である。なお湯村温泉の斐伊川上流の吉田村深野には、入湯施設がなく泉源と温泉水を汲みにくる人のための貯蔵タンクのみが設置されている場所(深野温泉スタンド)がある。泉温は25°C、pH=8.59のアルカリ性単純温泉である。

第9.1表 木次地域内の温泉の泉温と成分

温 泉 名	東日登温泉	湯村温泉	みとや深谷温泉	
所 在 地	木次町東日登	木次町湯村	三刀屋町根波別所	
泉 質	アルカリ性単純温泉	アルカリ性単純温泉	カルシウム-硫酸塩泉	
温 度 (°C)	36.4	42.6	16.9	
pH	9.6			
成 分*				
陽イオン	ナトリウム	35.1	100.2	105.2
	カリウム	0.5	2.7	3.8
	カルシウム	12.3	17.7	420.2
	マグネシウム		0.5	29.9
	マンガン			0.2
	鉄 (Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )			1.9
	ストロンチウム	0.1	0.2	3.3
	小 計	48.0	121.3	564.5
陰イオン	フッ素	0.2	2.4	1.0
	塩素	13.7	182.8	11.0
	ヨウ素		0.1	
	硫化水素			0.4
	硫酸	32.7	55.8	1392.8
	炭酸水素	17.7	26.9	121.8
	メタホウ酸	0.1		
	炭酸	21.6	10.2	
小 計	86.0	278.2	1527.0	
遊離二酸化炭素			11.7	
遊離硫化水素			0.2	
メタ珪酸			37.5	
メタホウ酸			0.9	
小 計			50.3	
総 計			2141.8	

\*温泉水1kg中の成分の量 (単位mg)

### 9.7 深成岩類の風化と地質災害

1964 (昭和39) 年7月山陰・北陸豪雨では、本地域北西部から北隣の今市地域南西部にかけて風化した深成岩類の急傾斜地崩壊による土砂災害が発生した。斜面崩壊の密度は今市地域内の加茂町大竹～中山地域で最も激しかったが、本地域内でも加茂町三代～木次町山方にかけても崩壊が多数発生した。これらの地域は今市地域内では新第三紀火山岩類と鶴花崗岩が接する部分に当たり、本地域内では鶴花崗岩と大東花崗閃緑岩の接する地域に当たる。本地域北部から今市地域に分布する深成岩類のうち、大東花崗閃緑岩の分布地域は比較的緩傾斜の丘陵状になるのに対し、鶴花崗岩分布地域では斜面の勾配がより大きくなる傾向が認められる。また崖崩れの発生は、鶴花崗岩では均質に真砂化した表層部分が崩壊するのに対し、大東花崗閃緑岩では節理の粘土化した部分に沿って崩壊している違いが指摘されている (安藤ほか, 1968)。大東花崗閃緑岩の風化部は均質な真砂にはならず、

節理に沿って真砂化して節理の間の部分は径1～5mの玉石状に堅い新鮮な部分が残っている。

大東花崗閃緑岩の深層風化については、木次町寺領小学校裏山で掘削された深度約70mのボーリングを使った研究がある (三浦, 1987)。それによると0.5m毎の標準貫入試験におけるN値は地表から5.5mまでは10以下、9.5mまでは10～20、13.5mまでは20～30、15.5mまでは40前後、16mで50を越えたが、19mで70に達するところまで計測されている。深度方向の化学組成の変化も分析された。深度方向の含水量 (H<sub>2</sub>O (+) + H<sub>2</sub>O (-)) の変化に注目してみると、深度4mで9.46%、10mで5.38%、20mで4.07%、28mで3.72%、38mで2.90%、51mで1.74%と深くなるに従って減少している。深度65mでは0.97%となり、新鮮な大東花崗閃緑岩 (例えばJG-3では0.84%) にほぼ相当する含水量を示した。X線回析による斜長石のカオリナイト化は20m以浅で認められた。真砂化した部分が深層にまで達していることについては、これまでは深層風化と呼ばれてきたが、三浦 (1987) は大東花崗閃緑岩には濁沸石脈が発達し、斜長石に風化によるカオリナイト化が認められない深部においても斜長石とカリ長石に曹長石化が見られ、黒雲母がパーミキュライト化していることから、深部の真砂化は花崗閃緑岩が冷却する過程での熱水変質を受けた上に風化が重複している可能性を考えた。大東花崗閃緑岩には地表付近でも新鮮な露頭があり、かつては石材の石切場もあった。このように風化の進行が場所によって様でないのは、風化以前の変質が様でないことを意味しているのかもしれない。

## 文 献

- 安達史朗 (1967) 島根県東山モリブデン鉱山の地質鉱床. 鉱山地質, vol. 17, p. 317-327.
- 安藤 武・黒田和男・芝藤喜平・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.
- Branney, M. J. (1995) Downsag and extension at calderas : new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bull. Volcanol.* 57, p. 303-318.
- Branney, M. J. and Kokelaar, P. (1994) Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 106, p. 507-530.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Intern. Conf. Planktonic Microfossils, Ist, Ceneva* (1967), Proc. 1., p. 199-422.
- 中国地方工業用鉱物開発調査委員会 (1965) 絹雲母. 中国地方の工業用鉱物資源, 第3輯, p. 83-91.
- Danhara, T., Iwano, H., Yoshioka, T. and Tsuruta, T. (2003) Zeta calibration values for fission track dating with a diallyl phthalate detector. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 109, p. 665-668.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 97, p. 977-985.
- 淵上亀代雄・藤井伝一 (1985) 東山鉱山. 島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, p. 483-488, 島根県.
- 藤井伝一・酒井禮男 (1985) モリブデン鉱床. 島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, p. 482, 島根県.
- 藤田至則 (1972) グリーン・ダフ変動と地向斜の発生 - 発展期の法則. 星野通平・青木 斌編集, 伊豆半島, 東海大学出版会, p. 13-34.
- 服部 仁・猪木幸男・石原舜三・坂本 亨・村山正郎 (1973) 5万分の1地質図幅「横田」(地質図のみ). 地質調査所.
- 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.
- 北条凱生 (1964) 島根県高窪亜炭田の地質. 九州大学理学部研究報告 (地質学之部), vol. 6, p. 189-200.
- 黄 敦友・岡本和夫 (1979) 山陰川合累層および相当層の浮遊性有孔虫化石群集. 瑞浪化石博物館研究報告, no. 6, p. 101-110.
- 猪木幸男・坂本 亨 (1977) 多里地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 53p.
- 飯泉 滋・大平寛人・筒井夏美・高橋 亮 (2002) 山陰帯中部古第三紀鉛山進入岩類の岩石学. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, p. 319.
- 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・年会見学旅行案内書, 第5班, 38p.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜 (1985) 中固・四国地方の白亜紀 - 古第三紀火成活動—火成岩類の対比を中心として—. 地球科学, vol. 39, p. 372-384.
- 飯泉 滋・山陰バソリス研究グループ (1983) 鳥取県西部 - 鳥取県東部に分布する白亜紀 - 古第三紀進入岩類の相互関係. *MAGMA*, no. 67, p. 7-11.
- 今村明垣 (1913) 明治五年ノ浜田地震. 震災予防調査会報告, vol. 77, p. 43-77.
- 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. 日本地質学会昭和33年討論会資料—日本第三系シンポジウム—, p. 40.
- 今村外治・迎三千寿・吉田博直・多井義郎・和田 健 (1952) 中国地方における後期新生代の地殻運動と火成活動(要旨). 地質雑, vol. 58, p. 346-347.
- 今村外治・山陰第三系研究グループ (1954) 山陰地方中・西部のグリーンタフ (要旨). 地質雑, vol. 60, p. 288-289.
- 今岡照喜・大平 武・沢田順弘・板谷徹丸 (1994) 中国・四国地方における白亜紀～第三紀火成岩類の放射年代. 岡山理科大学自然科学研究所研究報告, no. 20, p. 3-57.
- 井上多津男 (1980) 島根県中部, 仁摩地域の下部中新統一とくに波多累層安山岩質火砕岩の噴出源について—. 地質雑, vol. 86, p. 783-797.
- 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. 地質雑, vol. 72, p. 553-572.
- 石原舜三 (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.
- 石原舜三 (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.
- 石原舜三 (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.
- 石原舜三 (2002) 鉱化花崗岩特性 (I) : 西南日本内帯のモリブデンとタングステン鉱床生成区. 地質調査研究報告, vol. 53, p. 657-672.
- 石原舜三・松久幸敬 (1975) 中国底盤の形成過程における地表水混入の問題について. 地質雑, vol. 81, p. 365-371.
- Ishihara, S., Shibata, K., Kitagawa, R. and Kakitani, S. (1980) K-Ar ages of sericites from the Chugoku district, Japan.



- Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 31, p. 221-224.
- 伊藤瑞章 (1985) セリサイト鉱床。島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, p. 531-538, 島根県。
- 岩生周一 (1953) 島根県飯石郡の淡緑色絹雲母鉱床—とくに母岩の変質に関連して—。地質調査所月報, vol. 4, p. 223-238.
- 鹿野和彦 (1991) 年代層序に関する基礎資料, 石見大田 - 宍道湖南岸。鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編集, 日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, no. 274, p. 64-65.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編集 (1991b) 日本の新生界層序と地史。地質調査所報告, no. 274, 114p.
- Kano, K., Matsuura, H. and Yamauchi, S. (1997) Miocene rhyolitic welded tuff infilling a funnel-shaped eruption conduit Shiotani, southwest of Matsue, SW Japan. *Bull. Volcanol.* Vol. 59, p. 125-135.
- 鹿野和彦・松浦浩久・服部 仁・山田直利・東元定雄 (1988) 20万分の1地質図幅「浜田」。地質調査所。
- 鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史 (1998) 石見大田及び大浦地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 118p.
- 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.
- 鹿野和彦・中野 俊 (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.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1986) 恵曇地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 30p.
- 鹿野和彦・野村律夫・山内靖喜 (1993) 松江市南方の“波多層”の岩相と年代。地調月報, vol. 44, p. 659-668.
- 鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋 (2001) 温泉津及び江津地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 129p.
- Kano, K. and Takeuchi, K. (1989) Origin of mudstone clasts in turbidites of the Miocene Ushikiri Formation. *Shimane Peninsula, Southwest Japan. Sediment. Geo.*, vol. 62, p. 79-87.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991a) 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.
- 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.
- Kano, K., Takeuchi, K., Yamamoto, T. and Hoshizumi, H. (1991) Subaqueous rhyolite block lavas in the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 46, p. 241-253.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Takeuchi, K. (1993) A Miocene island-arc Volcanic seamount: the Takashibiyama Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 59, p. 101-119.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋 (1994) 松江地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 鹿野和彦・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. 4, p. 647-653.
- 鹿野和彦・吉田史郎 (1984) 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義。地調月報, vol. 35, p. 159-170.
- 鹿野和彦・吉田史郎 (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.
- 加藤碩一 (1979) 1978年6月4日の島根県中部地震による墓石の被害について。地調月報, vol. 30, p. 421-431.
- 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.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料。東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川井直入・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。地質学会等四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.
- Kawakatsu, K and Yamaguchi, Y. (1987) Successive zoning of amphiboles during progressive oxidation in the Daito-Yokota granitic complex, San-in belt, southwest Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 51, p. 535-540.
- 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.
- 河野義礼・植田良夫 (1967) 本邦産火成岩のK-Ar dating (VI) —花崗岩類, 総括—。岩鉱, vol. 57, p. 177-187.
- 甲藤次郎・中村 純 (1952) 島根炭田の層位的並びに花粉分析学的研究。高知大学学術研究報告, vol. 1, p. 1-19.
- 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.
- 木原 明・並河孝義 (1985) 島上雑家鉱山。島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, p. 476-477, 島根県。
- 北川隆司・柿谷 悟・舟木 晃 (1982) 島根県飯石郡三刀屋町付近のセリサイト鉱床中の雲母粘土鉱物。粘土科学, vol. 22, p. 54-67.
- Kitagawa, R., Nishido, H., Ito, Z. and Takeno, S. (1988) K-Ar ages of the sericite and kaolin deposits in the Chugoku district, Southwest Japan. *Mining Geology*, vol. 38, p. 279-290.
- 本村純一・岡田昭明・中山勝弘・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・植原 徹 (1999) 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュトラック年代とその火山活動史における意義。第四紀研究, vol. 38, p. 145-155.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽。地質調査所, 394p.
- 木野崎吉郎 (1963) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について(既報)。広大地学研究報告, no. 3, p. 61-77.
- 本野崎吉郎・石原舜三・出納和基夫 (1966) 滝本清氏ほか2名の論文を読んで。鉱山地質, vol. 16, p. 183-187.
- 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.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1971) 昭和44年度精密調査報告書

- 「北島根地域」. 139p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1972a) 昭和45年度精密調査報告書「北島根地域」. 123p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1972b) 昭和46年度精密調査報告書「北島根地域」. 93p.
- 金属鉱業事業団 (1990) 平成元年度精密調査報告書「北島根地域」. 84p.
- 気象庁地震課地震予知情報室 (1979) 1978年6月4日の島根県中部の地震について. 地震予知連絡会会報, vol. 21, p. 132-134.
- 巨智部忠承 (1889a) 明五石見の震災. 地学雑, vol. 1, p. 85-89.
- 巨智部忠承 (1889b) 明五石見の震災 (第二回). 地学雑, vol. 1, p. 137-141.
- 国土地理院地殻調査部 (1978) 島根県東部の地震活動. 地震予知連絡会会報, vol. 19, p. 138-141.
- Lipman, P. W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma geometry. *Bull. Volcanol.* 59, p. 198-218.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫・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.
- 米谷盛壽郎・井上洋子 (1981) 新潟堆積盆地における中新統株の有孔虫化石群集と古地理の変遷. 化石, no. 30, p. 73-78.
- 松田高明 (1976) 山陰中央部・島根県川本町周辺の後期白亜紀一古第三紀火山岩類. 日本地質学会第83年学術大会講演旨, p. 235.
- 松田高明 (1977) 島根県川内鍋状陥没地の層序と構造. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 188.
- 松田高明 (1979) 山陰中央部・第三紀中部のフィッショントラック年代. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 132.
- 松田高明 (1980) 山陰中 - 西部の白亜紀 - 古第三紀火成岩類のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p. 124.
- 松田高明 (1981) フィッショントラック年代からみたら古第三紀田万川帯. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 132.
- 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. 34-41.
- 松田高明・小田基明 (1982) 島根県本川町周辺の白亜紀～古第三紀火成岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 31-42.
- 松井 健・加藤芳朗 (1962) 日本の赤色土壌の生成期・環境に関する二, 三の考察. 第四紀研究, vol. 2, p. 161-179.
- 松浦浩久 (1989) 山陰地方中部に分布する白亜紀後期 - 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.
- 松浦浩久 (1990) 赤名地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73p.
- 三位秀夫 (1962) 山陰団研の概報. 第四紀, no. 3, p. 47-48.
- 三位秀夫 (1966) 日本海沿岸における海岸砂丘の問題点. 日本地質学会総合討論会「日本海地域の地学的諸問題」資料, p. 151-158.
- 三位秀夫・藤井一泰 (1972) 出雲砂丘地の第四系について. 三位秀夫博士遺稿論文選集, p. 25-38.
- 三位秀夫・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.
- 三位秀夫・吉谷昭彦 (1972) 島根県下のグリーンタフ盆地の構造. 三位秀夫博士遺稿論文選集, p. 7-16.
- Miki, S. (1950) Taxodiaceae of Japan, with special reference to its remains. *J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ., ser. D*, vol. 1, p. 63-77.
- 三梨 昂・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 (1), 火成活動史. 岩鉱, vol. 50, p. 66-76.
- 三浦 清 (1966) 島根県加茂町附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 (1973) 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.
- 三浦 清 (1974) 山陰グリー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, vol. 8 (自然科学編), p. 51-58.
- 三浦 清 (1978) 表層地質図, 表層地質分類と開発及び保全との関係. 土地分類基本調査「木次」, 島根県, p. 25-35, p. 36-57.
- 三浦 清 (1987) 山陰地方の二, 三のボーリングコアに見る深成岩類の風化. 島根大学教育学部紀要, vol. 21 (自然科学編), p. 1-70.
- 水野篤行 (1996) 島根県江津市都野津層の露頭. 島根大学地球資源環境学研究報告, no. 15, p. 75-78.
- 水野篤行・大嶋和雄・中尾征三・野口寧世・正岡栄治 (1972) 中海・宍道湖の形成過程とその問題点. 地質学論集, no. 7, p. 113-124.
- Morris, P. A., 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. *J. Southeast Asian Earth Sc.* vol. 4, p. 125-131.
- Mukae, M. (1954) The Miocene in the southern area of Izumo-city, Shimane Prefecture, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ., ser. C*, vol. 1, p. 33-35.
- Mukae, M. (1958) Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ., ser. C*, vol. 2, p. 129-172.
- 村上 久・小室裕明 (1993) 作木コールドロンー中国山地中央

- 部の古第三紀火山性陥没構造一. 地質雑, vol. 99, p. 243-254.
- 村上允英 (1974) 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成岩類の進入と構造とその関係—とくに西中国を例にして. 地団研専報, no. 18, p. 9-31.
- 村上允英・長谷 晃 (1967) 西南日本内帯における後期中生代火山岩層の層序と対比. 地団研専報, no. 13, p. 1-24.
- 村上允英・西野英之 (1967) 中国西部における後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (II), 火山岩類の噴出機構に関する2,3の考察. 山口大学理科報告, vol. 17, p. 35-40.
- 中村栄三 (1979) 島根県那賀郡旭町地域 of 古第三紀火山性陥没構造について. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 275.
- 中海・宍道湖自然史研究会 (1982) 中海・宍道湖の自然史研究. 島根大学地質研究報告, no. 1, p. 3-19.
- 西田和浩・飯泉 滋・今岡照喜 (2001) 島根県東部～鳥取県西部における白亜紀～古第三紀火成岩類のSr・Nd同位体比. 日本地質学会第108年学術大会講演要旨, p. 290.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋 (2002) 山陰中央部における白亜紀～第三紀火成岩類のSr・Nd同位体組成. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, p. 301.
- 西山省三・三浦 清 (1963) 20万分の1 島根県地質図説明書. 島根県, 23p.
- 野口寧世・沢田順弘 (1996) 島根県出雲湾入部における下部 - 中部中新統の珪藻化石. 島根大学地球資源環境学術研究報告, vol. 15, p. 93-101.
- 野村律夫 (1986a) 島根半島中央部中新統の地質—その1 層序について一. 地質雑, vol. 92, p. 405-420.
- 野村律夫 (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一. 地質雑, vol. 92, p. 461-475.
- 野村律夫 (1986c) 島根県大田市久利層の模式地における底生有孔虫化石. 的場保望・加藤道雄編集, 新生代底生有孔虫化石の研究, 秋田大学鉱山学部, p. 135-150.
- 野村律夫 (1989) 備北層群中のForam. Sharp Lineについて. 山陰地域研究, no. 5, p. 35-44.
- 野村律夫 (1992) 日本海の拡大期における備北層群の底生有孔虫化石群集. 地質学論集, no. 37, p. 139-148.
- Nomura, R. (1992) Miocene benthic foraminifers at sites 794, 795, and 797 in the Sea of Japan with reference to the Foraminiferal Sharp Line in the Honshu arc. In: Pisciotto, K. A., Ingle, J. C., Jr., von Breyman, M. T., Barron J., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Research Results, vol. 127/128, pt. 1, p. 493-541.
- 小畑 浩 (1967a) 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. 68-78.
- 岡本和夫 (1959) 島根県出雲市南東部の新第三系. 地質雑, vol. 65, p. 1-11.
- 岡本和夫・多井義郎 (1957) 島根県出雲市南部玉造層群の中新世小型有孔虫化石群. 地質雑, vol. 63, p. 340-356.
- 岡本和夫・高橋由美子・寺内雅美 (1971) 島根県仁摩中新世川合累層の貝化石群集. 松下久道教授記念論文集, p. 179-185.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎 (1988)  $^{230}\text{U}$ - $^{238}\text{Th}$ 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, vol. 39, p. 559-572.
- 大西郁夫 (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. 島根県地質図編集委員会編集. 島根県の地質, 島根県, p. 126-140.
- 大西郁夫 (1988) 中国地方の第四紀層. 地質学論集, no. 30, p. 127-144.
- 大西郁夫・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.
- Otofujii, Y., Itaya, T. and Matsuda, T. (1991) Rapid rotation of southwest Japan—paleomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan., *Geophys. J. Int.*, vol. 105, p. 397-405.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T. (1983) Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 62, p. 349-359.
- Otuka, Y. (1937a) Tertiary folding in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, vol. 13, p. 78-81.
- Otuka, Y. (1937b) Some geologic consideration of the folded Tertiary zones in Japan (advanced paper). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 15, p. 1041-1046.
- Otuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Pub. Commemor. Prof. Yabe's 60th Birthday*, p. 481-519.
- Rezanov, A. L., Kagami, H. and Iizumi, S. (1994) Rb-Sr isochron ages of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks in the central part of the Chugoku district, Southwest Japan. *Jour. Jeol. Soc. Japan*, vol. 100, p. 651-657.
- 貞方 昇 (1982) 斐伊川流域における鉄穴流しによる地形改変. 地理学評論, vol. 55, p. 690-706.
- 坂本 亨・山田直利 (1982) 20万分の1 地質図幅「松江及び大社」. 地質調査所.
- 山陰パソリス研究グループ (1982) 根雨花崗岩体—山陰帯におけるパソリスの研究 (その1)—. 地質雑, vol. 88, p. 299-310.
- 山陰中生代末火成活動研究グループ (1979) 島根県中央部邑智町周辺の白亜紀 - 古第三紀火成岩類. 地質学論集, vol. 17, p. 249-258.
- 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.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ (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.
- 笹田政克・山田直利・先山 徹・上田 薫 (1979) 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期～古第三紀火成岩体, 地質学論集, no. 17, p. 19-34.
- 沢田順弘 (1978a) 島根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, vol. 84, p. 111-130.

- 沢田順弘 (1978b) 島根県掛合陥没岩体に伴われる貫入複合岩体—非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する2, 3の問題一. 地質雑, vol. 84, p. 177-200.
- 沢田順弘 (1978c) 島根県吉田複合岩体のAl・Crに富む輝石とパーガス閃石. 地質雑, vol. 84, p. 601-620.
- Sawada, Y. (1984) Subterranean structure of collapse caldera associated with andesitic and dacitic eruptions—Structural evolution of the Miocene Kakeya cauldron, southwest Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 47, p. 551-568.
- 沢田順弘・板谷徹丸 (1987) 島根県東部における第三紀火山岩類のK-Ar年代. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p. 417.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, no. 13, p. 1-50.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Economic Geology*, vol. 69, p. 1207-1214.
- 澁江靖弘 (1989) 島根県川平・清久鉱床, 兵庫県宍粟鉱床, 福井県中滝鉱床仙翁坑産鉱物中の流体包有物—モリブデン鉱床で見られる高塩濃度の流体包有物一. 鉱山地質, vol. 39, p. 33-44.
- 資源エネルギー庁 (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. 資源エネルギー庁, 149p.
- 資源エネルギー庁 (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. 資源エネルギー庁, 135p.
- 資源エネルギー庁 (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. 資源エネルギー庁, 180p.
- 島根県地質図編集委員会 (1982) 島根県地質図 (20万分の1). 国土地図株式会社.
- 島根県地質図編集委員会 (1997) 島根県地質図 (20万分の1). 内外地図株式会社.
- 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.
- 須藤定久 (2003) 島根県の骨材資源. 地域の骨材資源資料, no. 32, 平成14年度骨材資源調査報告書, p. 29-54. 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門.
- 出納和基夫・石原舜三 (1966) 島根県, 清久モリブデン鉱床の概要—本邦モリブデン鉱床の研究 (2) 一. 鉱山地質, vol. 16, p. 342-352.
- 出納和基夫・石原舜三 (1967) 島根県清久モリブデン鉱床の特性と形成過程—本邦モリブデン鉱床の研究 (3). 鉱山地質, vol. 17, p. 38-49.
- 鈴木勝彦・清水 洋・増田彰正 (1993) モリブデナイトのRe-Os年代: 鉱床形成史. 地球惑星科学関連学会1993年合同大会予稿集, p. 342.
- Suzuki, K., Shimizu, H., and Masuda, A. (1996) Re-Os dating of molybdenites from ore deposits in Japan: Implication for the closure temperature of the Re-Os system for molybdenite and the cooling history of molybdenum ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, p. 3151-3159.
- 鈴木 敏 (1897) 20万分の1地質図幅「浜田」及び同説明書. 地質調査所, 136p.
- 鈴木徳行・井上多津男 (1985) 高窪炭鉱. 島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, p. 568, 島根県.
- 田結庄良昭・中島和一・池垣憲二 (1977) 兵庫・大阪県境, 三草山付近の石英斑れい岩-文象斑岩複合体について. 岩鉱, vol. 72, p. 263-276.
- 多井義郎 (1963) 瀬戸内・山陰新第三紀有孔虫群の変遷とForam. Sharp Line. 化石, no. 5, p. 1-7.
- 多井義郎 (1973a) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no. 9, p. 137-146.
- 多井義郎 (1973b) 山陰中新統久利累層の環境解析図. 広島大学教養部紀要3, vol. 17, p. 7-24.
- 多井義郎・加藤道雄 (1979) 島根県石見大田地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 101-102.
- 高木哲一・内藤一樹・飯泉 滋 (2000) 島根県東部の花崗岩類と鉱床, 日本地質学会第107年学術大会見学旅行案内書, p. 35-44.
- Takayasu, K. (1982) On some molluscan fossils from the vicinity of Lake Jinzai, Izumo district. Molluscan fossils from various localities in Shimane Prefecture, Part 3. *Mem. Fac. Sci., Shimane Univ.*, vol. 16, p. 91-107.
- Takayasu, K. (1986) Diversification in the molluscan fauna of the Miocene Izumo Group, San-in District, southwest Japan. *Paleontol. Soc. Japan, S. P.*, no. 29, p. 173-186.
- 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.
- 高安克己・沢田順弘 (1989) 出雲層群のアルカリ玄武岩の活動時期についての新知見. *In*. 小林巖雄・立石雅昭編集, 古日本海—日本海沿岸後期新生代層の層序と古環境の変遷—, 新潟大学理学部地質鉱物学教室, p. 78-79.
- 高安克己・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 山陰地方の中新統層序と古地理. 地質学論集, no. 37, p. 97-116.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄 (1981) 島根県大田市中新統模式川合・久利両累層の再定義と*Vicarya*の発見. 日本地質学会西日本支部報, no. 72, p. 3.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄 (1982) 島根県大田市中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, 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.
- 田中 隆・小暮欽治 (1981) 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, vol. 87, p. 725-736.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎 (1996) 20万分の1地質図幅「高梁」. 地質調査所.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昂 (1990) 中海・宍道

- 湖の地史と環境変化. 地質学論集, no. 36, p. 15-34.
- Tomita, T. and Sakai, E. (1938) Cenozoic geology of the Huzina and Kimati district, Izumo Province, Japan - A contribution to the igneous geology of the East-Asiatic province of Cenozoic alkaline rocks. *J. Shanghai Sci. Inst., Sec. II, vol. 2, p. 147-204.*
- 鳥取県 (1966) 鳥取県地質図及び同説明書. 鳥取県, 109p.
- 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 (1958) 島根県仁多地区. 未利用鉄資源, 第5輯, p. 150-155.
- 通商産業省 (1959) 中国地方. 未利用鉄資源, 第6輯 (第1次開発調査総括編), p. 146-159.
- 通商産業省 (1962) 島根県仁多地区. 国内鉄鋼原料調査, 第1報, p. 116-122.
- 通商産業省 (1966) 島根県鳥上雑家鉾山 (その1, その2). 国内鉄鋼原料調査, 第5報, p. 21-25.
- 通商産業省 (1967) 昭和41年度広域調査報告書「北島根地域」. 26p.
- 通商産業省 (1969) 昭和42年度広域調査報告書「北島根地域」. 23p.
- 通商産業省 (1970a) 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」. 44p.
- 通商産業省 (1970b) 昭和44年度広域調査報告書「北島根地域」. 26p.
- 通商産業省 (1971) 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」. 14p.
- 通商産業省 (1989) 昭和63年度希少金属鉍物資源の賦存状況調査報告書. 松江地域. p. 3-14.
- 植村和彦 (1989) 環日本海地域のグリーンタフ下部層の比較層序. 古植物と古地理学的意味. 昭和63年度科学研究費補助金 (一般研究C) 研究成果報告書, 410p.
- 歌田 実・湊 秀雄 (1972) 島根県西部 (仁摩 - 温泉津地区) の新第三紀凝灰岩類にみられる沸石の累帯分布. 地質雑, vol. 78, p. 329-340.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. *Univ. Tokyo Ph. D. Thesis*, 184p.
- 山上万次郎 (1897) 20万分の1地質図幅三瓶山並同説明書. 140p.
- 山口佳昭・川勝和哉 (1987) 大東 - 横田地域の石英閃緑岩中のFe-Ti酸化物の産状と化学組成. 山陰地域研究 (自然環境), vol. 3, p. 157-165.
- 山元孝広・星住英夫 (1988) 丹後半島新第三系の層序と中中新世の火成活動. 地質雑, vol. 94, p. 769-781.
- 山本豊徳 (1954) 島根県大東鉾山付近の地質及び鉍床について. 広大地学研究報告, no. 4, p. 1-14.
- 山本豊徳 (1963) 山陰地方におけるモリブデン鉍床の概要. 広大地学研究報告, no. 12, p. 83-92.
- Yamanoi, T. (1992) Miocene pollen stratigraphy of leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of northeast Japan. *In: Pisciotto, K. A., Ingle, J. C., Jr., von Breymann, M. T., Barron J., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Research Results, vol. 127/128, p. 471-491.*
- 山内靖喜・吉谷昭彦 (1981) グリーン・タフ堆積盆地発展の構造運動—島根県東部を例にして—. 地質雑, vol. 87, p. 711-724.
- 山内靖喜・吉谷昭彦 (1992) 日本海南部およびその沿岸地域における中新世の構造運動. 地質学論集, no. 37, p. 311-326.
- 横山 鼎 (1985) 清久鉾山・大東鉾山. 島根県地質図説明書編集委員会編集, 島根県の地質, p. 490-496, 島根県.
- 吉田博直 (1953) 島根県第三紀層に関する2, 3の問題. 広大地学研報, no. 3, p. 25-31.
- 吉田博直 (1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広大地学研報, no. 8, p. 1-39.
- 吉田博直 (1966) 中国地方中部地域の後期中生代の火成活動について. 西南日本内帯総研連絡紙, no. 5, p. 2-4.
- 吉谷昭彦・山内靖喜・小坂哲朗・大西郁夫 (1976) 島根地域を中心とした新第三紀・第四紀火山活動. 地球科学. vol. 30, p. 95-101.

## GEOLOGY OF THE KISUKI DISTRICT

By

Hirohisa MATSUURA\*, Kazuhiko KANO\*, Yoshihiro ISHIZUKA\* and Tetsuichi TAKAGI\*\*

(written in 2004)

### ABSTRACT

#### OUTLINE

The Kisuki district (quadrangle) is located in the hilly, northern marginal area of the Chugoku Mountains, San-in province on the Japan Sea side of southwest Japan. Late Cretaceous and Paleogene igneous rocks spread over the main part. Pre-Cretaceous Kanenari Metamorphic Rocks are distributed in a small area of the northeastern part. Neogene and Quaternary sediments and volcanic rocks occupy the western margin and northeastern corner, which are distributed extensively in an ENE-WSW direction along the Japan Sea coast. The geology of the Kisuki district is summarized in Fig. 1.

#### KANENARI METAMORPHIC ROCKS

In the mapped district, the Kanenari Metamorphic Rocks is the oldest rocks. The Kanenari Metamorphic Rocks comprises biotite hornfels and was metamorphosed by the intrusion of Daitō Granodiorite, Rengeji Granodiorite and other Paleocene to Eocene plutonic rocks. Rock types and age of the protoliths remain unknown because of intense metamorphism.

#### LATE CRETACEOUS AND PALEOGENE

The Late Cretaceous and Paleogene of the Kisuki district are complex products of igneous activities including the Kamishima Volcanic Rocks, Rengeji Granodiorite, Ogi Quartz Diorite, Daitō Granodiorite, Ōdakara Granodiorite, Hiyodori and Yokota Granites, Dōdō Pyroclastic Dike, Kawai Hybrid Rocks, Shimokuno and Umegi Granites, Ōuchidani Granite and associated dikes.

The Kamishima Volcanic Rocks and allied rocks include biotite rhyolite welded tuff, dacite to andesite welded tuff, tuffaceous mudstone, sandstone and conglomerate. This unit also includes dacite lapilli tuff to tuff breccia in the southern part of the district. These rocks are intruded by Paleogene granitic rocks and lithologically correlative with the Late Cretaceous volcanic rocks extensively exposed in the Chugoku Mountains. Their thickness is estimated about 500m.

The Rengeji Granodiorite is a medium-grained biotite granodiorite to granite and partly foliated. The Granodiorite shows a sheared and recrystallized texture.

The Ogi Quartz Diorite and allied rocks occur as small xenoblocks in the Hiyodori Granite and other later batholithic plutons and are scattered in the southern part of the district. They are fine-grained biotite-hornblende

---

\* Institute of Geology and Geoinformation

\*\* Research Center for Deep Geological Environments

Geologic Age	Stratigraphy (Thickness)	Lithology	Igneous activity	Envi-ron-ment	Crustal move-ment	One deposi-tion											
Neogene	Delta, fan, and fluvial deposits Middle terrace deposits Higher terrace deposits Old fan deposits Miroyama Basalt Kw: 9.1±0.2 Ma* Ōmori Formation (≤1,500 m) K-Ar: 13-16 Ma Kuni Formation (≥260 m) K-Ar: 15-16 Ma Kawai Formation (≤400-500 m) K-Ar: 15-18 Ma Haha Formation (≤1,500 m) Fz: 18.4±1.2 Ma	Sand, gravel, and mud Sand, gravel and mud Sand, gravel and mud Basalt lava Andesite to dacite lavas, rhyolite volcanoclastic rocks, conglomerate, and sandstone Mudstone, rhyolite lavas, intrusive and volcanoclastic rocks, andesite to dacite lavas and volcanoclastic rocks Sandstone, conglomerate, dacite to rhyolite lavas and volcanoclastic rocks, andesite to dacite lavas and volcanoclastic rocks Andesite lava and volcanoclastic rocks, dacite volcanoclastic rocks, and clastic rocks	Volcanism of tholeiitic and calc-alkali andesite to rhyolite Caldera forming plutonic rocks Intrusion of mafic pyroclastic dike	Land to shallow marine Land upper bathyal	Rapid uplifting and folding in a NE-SW direction Development of rift basin in a NE-SW direction	Lignite Clay											
							Paleogene	Dōdō Pyroclastic Dike Hiyodori Granite and allied rocks Kb: 54.1±2.7, 63 Ma, Rw: 52.3±2.7, 59.6±5.5 Ma, Fz: 55.2±0.9 Ma Daitō Granodiorite and allied rocks Kb: 44.51, 38.52, 6±1.1, 53.0±1.1, 54.9±1.1 Ma, Rw: 66.8±6.2 Ma Rengeji Granodiorite Kb: 48, 51, 51.5±1.1, 52.2±1.1, 52.8±1.1 Ma Kawai Hybrid Rock and allied rocks Kb: 40, 48, 46.6±1.9, 47.8±1.9, 53.6±1.1 Ma Shimokuno Granite and allied rocks Kb: 53.3±1.1, 53.8±1.1 Ma, Rw: 62.0±1.6, 31.2±1.7 Ma Ōuchidani Granite and allied rocks Kb: 36, 53.5±1.1, 53.8±1.1 Ma Dikes	Biotite rhyolite welded tuff Medium- to coarse-grained granite and granite porphyry Medium- to coarse-grained granodiorite Fine-grained quartz diorite to tonalite and medium- to coarse-grained quartz diorite to quartz gabbro Fine-grained granite Porphyritic biotite granite Porphyritic granite Fine-grained quartz diorite and rhyolite	Intrusion of mafic to felsic plutonic rocks Pyroclastic dike	Land	Iron sand Molybdenum (Km: 50.2 - 62.2 Ma) Muscovite (Km: 45.6 - 50.6 Ma)					
													Late Cretaceous	Kamishima Volcanic Rocks and allied rocks Rw: 66.0±2.4 Ma, Rw: 63.2±3.0 Ma Kanenari Metamorphic Rocks	Biotite homfels	Felsic volcanic activity	Land

Radometric ages are adopted from previous studies except for those asterisked. Kw = whole rock K-Ar age, Kb = biotite K-Ar age, Kh = hornblende K-Ar age, Km = muscovite K-Ar age, Kp = plagioclase K-Ar age, Kf = zircon fission track age, Rw = whole rock Rb-Sr isochron age, molybdenite Re-Os age.

Fig. 1 Summary of the geology of the Kisuki district

quartz diorite to tonalite and medium- to coarse-grained biotite-hornblende quartz diorite to quartz gabbro.

The Daitō Granodiorite widely distributes in the northeastern part of the area, and its allied rocks crop out in a small area of the southwestern and southeastern parts of the district. They are medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite.

The Ōdakara Granodiorite and allied rocks are small xenoblocks in the Hiyodori and Yokota Granites. They are porphyritic hornblende-biotite granodiorite to granite characterized by pink K-feldspar phenocrysts as large as 2-3cm in diameter.

The Hiyodori and Yokota Granites and allied rocks occupy a large area of the district and include xenoblocks of the Kamishima Volcanic Rocks, Ogi Quartz Diorite, Daitō Granodiorite and Ōdakara Granodiorite. They are medium- to coarse-grained biotite granite (partly hornblende-bearing) and granite porphyry.

The Dōdō Pyroclastic Dike is a biotite rhyolite welded pumice lapilli tuff and intrudes into the Hiyodori Granite. It shows a steeply dipping rheomorphic texture.

The Kawai Hybrid Rock and allied rocks include fine-grained hornblende-biotite quartz diorite, tonalite, granodiorite, biotite granite and muscovite-biotite granite.

The Shimokuno Granite is characterized by a fine- to medium-grained porphyritic and/or micrographic texture. The Umegi Granite is lithologically very similar to the Shimokuno Granite. Many allied small intrusives are scattered between the Shimokuno and Umegi Granites.

The Ouchidani Granites is a porphyritic biotite granite. This granite intrudes into the Rengeji Granodiorite and Kawai Hybrid Rock.

Dikes of fine-grained quartz diorite and rhyolite intrude into these granitic rocks in places. These rocks are more crystalline than Neogene dike rocks, and are locally found to be intruded or overlain by Neogene volcanic rocks.

Radiometric ages of Late Cretaceous and Paleogene igneous rocks are shown in Fig. 1. They range from 36 Ma to 66 Ma, indicating late Cretaceous to Eocene in age.

## NEOGENE

The Neogene of the Kisuki district includes the Hata Formation, Seikyū Volcano-Plutonic Complex, Yoshida Plutonic Complex, Kawai, Kuri, and Ōmori Formations, Intrusive rocks and Muroyama Basalt. They unconformably overlie or intrude into the Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks described above, with ENE-WSW-trending strikes and gentle northward dips.

The Hata Formation comprises andesite to dacite lavas and pyroclastic flow deposits, which are more or less altered. The Hata Formation is distributed in the southwestern and northeastern corners and adjacent areas and forms a basin structure respectively in the two separate areas. The structures likely represent a part of graben or caldera. Though no distinct ring faults have been found, the southwestern structure has been interpreted as a caldera complex (Takeya cauldron) produced by multiple collapses. Within the Takeya cauldron, the lower part comprises mainly andesite lavas with basal conglomerate or breccia and finer sediments, and the upper part comprises many flow units of dacite pyroclastic flow. A dacite pyroclastic flow deposit of the upper part is 18.4 Ma in fission-track age for zircon. This structure is accompanied by sills and dikes mainly of intermediate compositions in the central area and by the Yoshida and other complexes mainly composed of quartz diorite, which are dated at 18-15 Ma by fission-track and K-Ar dating.

The Seikyū Volcano-plutonic Complex occurs immediately south of the northeastern basin structure. This complex comprises quartz diorite to andesite and minor andesite to dacite tuff breccia to lapilli tuff. The K-Ar age for a bulk andesite sample is ca. 15 Ma.

The Kawai Formation comprises non-marine (?) to shallow-marine sandstone and conglomerate, and andesite to dacite lavas and volcanoclastic rocks. This formation unconformably overlies the Hata Formation and Late Cretaceous to Eocene rocks and interfingers with the marine Kuri Formation composed of mudstone, rhyolite and andesite lavas and volcanoclastic rocks. The radiometric ages for the Kawai and Kuri Formations range mainly from 18 to 15 Ma.

The Ōmori Formation comprises non-marine to shallow-marine andesite and dacite lavas and volcanoclastic rocks, and sandstone and conglomerate of contemporary volcanic and volcanoclastic rocks. This formation forms composite volcanic edifices unconformably overlying the Hata, Kawai and Kuri Formations. K-Ar dates for whole rocks of the andesite and dacite lavas of this formation range mainly from 15 Ma to 13 Ma.

Many sills and dikes intrude into the Hata, Kawai, Kuri, and Ōmori Formations. These rocks are shown simply as mafic to intermediate rocks and felsic rocks on the geologic map, because the stage of each intrusion is difficult to determine. However, dikes in the Hata, Kawai, and Kuri Formations are mainly in a NE-SW direction, whereas those in Ōmori Formation are mainly in a N-S direction.

The Muroyama Basalt lies on the small summit of Mt. Muroyama. The rock is composed of olivine-augite basalt.



The detail of the occurrences is hidden by thick vegetation. The K-Ar age of a bulk sample is ca. 9 Ma.

The Kawai and Kuri Formations represent an Early to early Middle Miocene marine transgression that occurred along the Japan Sea coast by rifting accompanied with the Japan Sea spreading. Coincident with the cessation of the Japan Sea spreading, southwest Japan was uplifted by the collision of the Pacific Plate or Philippine Sea Plate. The unconformity between the Ōmori and underlying formations represents this event. Rhyolite dikes and some mafic dikes in the Hata, Kawai and Kuri Formations have mainly a NE-SW or ENE-WSW trend, but many other mafic and felsic dikes intrude into the Ōmori Formation with a N-S trend. This implies that the stress field changed when a regional unconformity between the Ōmori and underlying formations was produced.

## QUATERNARY

The Quaternary of the Kisuki district includes higher and middle terrace deposits, older fan deposits and fan and fluvial deposits. Higher and middle terrace deposits occur locally along the Hii Kawa (River). Higher and Middle terraces are 20-30 m and 10-20 m above the adjacent river level, respectively. Old fan deposits constitute a fan transitional to a middle terrace. Fan and fluvial deposits are poorly developed along the Hii Kawa and other rivers.

## ACTIVE FAULTS AND LINEAMENTS, AND EARTHQUAKES

Few lineaments are recognized, and no active fault is ascertained in the Kisuki district. There is no historical record of large earthquakes that occurred in this district. Minor earthquakes of M5-6, however, occasionally occurred in the surrounding area of the Sambe volcano. The Hamada earthquake of M7.4 occurred in 1872 in the sea off Hamada City about 80-100 km west of the Kisuki district. This earthquake destroyed houses and other architectures even in the Iwami-Ōda and Ōura districts immediate west of the Kisuki district.

## ECONOMIC GEOLOGY

### **Molybdenum deposits**

The Kisuki and adjacent districts constitute the largest molybdenum mineralization field in Japan. The molybdenum deposits were entirely formed related to the plutonism of Paleogene granitic rocks. They exploited from 1950 to 1985 on a large scale by five mines. The mines have produced more than 80% of total molybdenum production of Japan during their working period.

Three major mines, Daitō, Seikyū, and Higashiyama, were in the Daitō area (northeastern margin of the Kisuki district), and two minor mines, Kakeya and Ōsa, were in the Kakeya area (central Kisuki district). The molybdenum deposits occur as gently dipping quartz-molybdenite veins in the Rengeji Granodiorite, a leucogranite complex, and the Kawai Hybrid Rock. Major quartz-molybdenite veins tend to be distributed in the leucogranite complex occurring between the Rengeji Granodiorite and Kawai Hybrid Rock. The host rocks surrounding the quartz-molybdenite veins were commonly subjected to aluminous hydrothermal alteration forming muscovite, garnet, andalusite, and cordierite.

### **Iron deposits**

In the Kisuki district, weathering products of a magnetite-rich quartz diorite mass have been exploited by the Torigami-Zakka mine, and the ores have been used as raw material for pig iron since 1950's. However, the mine was closed in 1980's.

### **Sericite deposits**

Many sericite deposits are distributed in the central to eastern parts of the Shimane Prefecture. The sericite deposits occur as metasomatic or fissure-filling type and irregular-shaped ore bodies in Paleogene granitic rocks. In the Kisuki district, four sericite mines, Nabeyama, Igi, Yoshida, and Unnan, started in 1949, and the Nabeyama mine is still working. Sericite ores of the deposits are crumbly and easily decomposed by water immersion; this feature enables the extraction of pure and flaky sericite crystals from raw ores. The powder products of sericite crystals have been used for specialty products such as the flux of an electrode, anticorrosive paint, synthetic resin complex and cosmetics.

### **Lignite deposits**

In the Kisuki district, thin lignite beds intercalated in Miocene sedimentary rocks have been exploited by three small coal mines, Takakubo, Izumo, and Chugoku, since 1944. However, those mines were mined out by 1951.

**Building stones**

The Daitō Granodiorite has been exploited for building stone at a quarry. The Geological Survey of Japan standard rock sample “JG-3” was provided from the quarry.

**Hot springs**

There are three medium- to small-scale hot springs and a mineral spring in the Kisuki district, and three of them are utilized on a basis.

#### 執筆分担

第1章	地形	鹿野和彦・松浦浩久
第2章	地質概説	松浦浩久・鹿野和彦・石塚吉浩
第3章	金成変成岩	松浦浩久
第4章	後期白亜紀～古第三紀火成岩類	松浦浩久
第5章	新第三系	鹿野和彦・石塚吉浩・松浦浩久
第6章	第四系	鹿野和彦
第7章	地質構造	鹿野和彦
第8章	活断層，リニアメント及び地震活動	鹿野和彦
第9章	応用地質	高木哲一・松浦浩久

#### 文献引用例

松浦浩久・鹿野和彦・石塚吉浩・高木哲一（2005）木次地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，72p.

#### 章単位での引用例

鹿野和彦・石塚吉浩・松浦浩久（2005）木次地域の地質，第5章 新第三系．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，p.30-49.

#### Bibliographic reference

Matsuura, H., Kano, K., Ishizuka, Y., and Takagi, T. (2005) Geology of the Kisuki district. With geological sheet map 1:50,000, Kisuki, Geological Survey of Japan, AIST, 72p. (in Japanese with English abstract 5p.).

#### Bibliographic reference of each chapter

Kano, K., Ishizuka, Y. and Matsuura, H. (2005) Geology of the Kisuki district, Chapter 5, Neogene. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.30-49. (in Japanese).

---

---

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）  
平成17年2月28日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7  
TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

印刷所 泰成印刷工業株式会社