

米子地域の地質(第2版)

Geology of the Yonago District 2nd Edition

鹿野和彦	
松浦浩久	
中野 俊	
山内靖喜	

KANO Kazuhiko MATSUURA Hirohisa NAKANO Shun YAMAUCHI Seiki



地域地質研究報告 5万分の1地質図幅 岡山(12)第18号 NI-53-25-12

米子地域の地質(第2版)

鹿野和彦·松浦浩久·中野 俊·山内靖喜

令和7年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター



12-1712-1812-19松江 Matsue米子(第2版) Yonago (2nd Edition)大山 DaisenNI-53-25-16 (1994)NI-53-25-12 (2025)NI-53-25-8 (1962)12-2812-2912-30横田 Yokota根雨 Neu湯本 Yumoto	·7	12-8	12-9
	境港	美保関	赤碕
	Sakaiminato	Mihonoseki	Akasaki
	NI-53-25-15	NI-53-25-11	NI-53-25-7
	₍₁₉₈₅₎	(1985)	(1962)
12-28 12-29 12-30 横田 根雨 湯本 Yokota Neu Yumoto	·17	12-18	12-19
	松江	米子(第2版)	大山
	Matsue	Yonago (2nd Edition)	Daisen
	NI-53-25-16	NI-53-25-12	NI-53-25-8
	(1994)	(2025)	(1962)
NI-53-26-13 NI-53-26-9 NI-53-26-5 (1973) (1964) (1962)	·28 横田 Yokota NI-53-26-13 ⁽¹⁹⁷³⁾	12-29 根雨 Neu NI-53-26-9 (1964)	12-30 湯本 Yumoto NI-53-26-5 (1962)

5万分の1地質図幅索引図 Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

久世 Kuze 1:75,000 (1951)

米子地域の地質(第2版)

鹿野和彦¹·松浦浩久²·中野 俊³·山内靖喜⁴

5万分の1地質図幅「米子」とその説明書は、1962年に太田良平によってまとめられ出版されている.しかし、本図幅地 域東部にかかる大山の火山噴出物については1980年代に詳しい調査がなされ、その後も火山地質学的観点から研究が行 われている.また、1990年代に入ると、本図幅西部に広がる前期中新世火山岩や古第三紀深成岩の岩相層序区分が見直さ れ、最近では、南東部にあって時代未詳とされてきた深成岩・変成岩の年代や帰属などについても新しい知見が報告され ている.そこで、地震防災に資することを目的として行われた特定観測地域総括地質図「島根県東部」の研究(平成11年度 ~平成17年度)を契機に、当該地域の地質を改めて調査し再検討した結果に基づいて、5万分の1地質図幅「米子」の改訂 版(第2版)とその解説を兼ねた当該地域の本報告書をまとめた。

現地調査は平成18年(2006年)から平成27年(2015年)にかけて断続的に行った.ジュラ紀及び古第三紀の深成岩類・ 岩脈並びに帰属未詳変成岩類を松浦が,鶴田玄武岩など横田火山群を構成する火山噴出物を中野・山内・鹿野が,中新世 の火山岩・堆積岩と弓ヶ浜砂州などの第四紀堆積物を鹿野・山内・松浦が,そして大山火山を鹿野が調査・執筆し,全体 を鹿野がとりまとめた.中海の沖俎岩については,これを直接観察する機会が得られなかったため,地質図幅では,周囲 の島々を構成する岩石から推してこれをを久利層の流紋岩(Kr)とした.

地質図幅と報告書のとりまとめに当たっては,協和地建コンサルタント(株)の守岡康一氏が作成した米子南方地域の未 公表地質図のほか,米子市南方の前期中新世火山噴出物(波多層)や鶴田玄武岩などに関する島根大学理工学部卒論を参照 させていただいた.また,鳥取県南部町在住の岡田龍平氏には自ら得た大山火山西麓の更新統〜完新統層序に関する様々 な知見をご教示いただいた.薄片作製は佐藤卓見及び元地質標本館の大和田 朗による.

5万分の1地質図幅「米子(第2版)」で用いた記号,色,模様,用語及び凡例表示はJISA0204:2019に準拠しており, 断層,褶曲,地層・岩体の境界線については,存在することが露頭で確認もしくは地層・岩体の分布・面構造などから論 理的に推認できることから,いずれも「存在確実」とした.また,それらの位置正確度については,確からしい位置を特定 した上で,そこから半径250m以内に存在すると推認できる場合を「位置正確」,半径500m以内に存在すると推認できる 場合を「位置ほぼ正確」,半径1,000m以内に存在すると推認できる場合を「位置推定」とし,伏在する断層については位置 が正確かどうかを問わず「位置伏在」とした.なお,表記を簡略化するため、ホルンブレンド族(普通角閃石族)については 「角閃石」とし,英文ではこれを「hornblende」と表記した.火山砕屑堆積物(火山岩の破片からなる堆積物)の定義と分類は White and Houghton (2006)に準拠した.彼らは、火山砕屑堆積物を噴火に直接由来する初生火砕堆積物とそれらが再移動し た堆積物(epiclastic deposit)に分け、初生火山砕屑物のうち爆発的噴火によって生じたものに限って火砕堆積物(pyroclastic deposit)とし,非爆発的噴火によるものについては形成プロセスの違いによって自破砕堆積物(如にはので大砕堆積物 (テフラ)の粒径区分による分類は、それぞれFisher (1966)とGillespie and Styles (1999)による.また、火砕堆積物の定義と 分類はWhite and Houghton (2006)に準拠した.

所 属

Keywords : geological sheet map 1:50,000, Yonago, Permian, Jurassic, Paleocene, Miocene, Plocene, Pleistocene, Holocene, metamorphic rocks, Ebi Granite, Neu Granite, Fube Granite, Uzuki Gabbro, Hata Formation, Kawai Formation, Kuri Formation, Omori Formation, Yokota Volcano Group, Tsuruta Basalt, Hoden Basalt, Iwatate Basalt, Tsubokameyama Lava, Uenohara Lava, Nabeyama Pyroclastic Cone, Takaidani Lava, Koreisan Lava Dome, Daisen Volcano, Daisen-Hidani Pumice, Daisen-Matsue Pumice, Sambe-Kisuki Pumice, Aira Tn Ash, Nawa Pyroclastic Flow Deposit, Makibara Pyroclastic Flow Deposit, Masumizuhara Pyroclastic Flow Deposit, paleosol, older volcanic fan deposit, younger volcanic fan I deposit, younger volcanic fan II deposit, younger volcanic fan II deposit, younger volcanic fan II deposit, inddle I terrace deposit, Okura Pyroclastic Flow Deposit, Flow Deposit, Fukuichi Sand and Gravel Bed, coastal sand dune deposit, sand bar and shore deposits, lagoon deposit, river channel, natural levee and flood plain deposits

¹元地質調査総合センター地質情報研究部門(客員研究員), 元鹿児島大学教授

² 地質調査総合センター 地質情報基盤センター

³ 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門(外来研究員)

⁴島根大学名誉教授

目 次

第1章 地形	1
第2章 地質概説······	4
2.1 帰属未詳の変成岩類・深成岩類とジュラ紀江尾花崗岩	4
2.2 古第三紀火成岩類	6
2.3 新第三系	6
2.4 横田火山群	9
2.5 大山火山	9
2.6 上部更新統~完新統	18
第3章 帰属未詳の変成岩類・深成岩類とジュラ紀江尾花崗岩	19
3.1 帰属未詳の変成岩類·深成岩類······	19
3.2 江尾花崗岩	22
第4章 古第三紀火成岩類······	29
4.1 根雨花崗岩	29
4.2 布部花崗岩	30
4.3 古第三紀岩脈	31
第5章 新第三系	32
5.1 波多層	32
5.2 卯月斑れい岩	36
5.3 川合層	
5.4 久利層	
5.5 大森層	39
5.6 塩基性~中性貫入岩	39
第6章 横田火山群	41
6.1 鶴田玄武岩	41
6.2 宝殿玄武岩	43
6.3 岩立玄武岩	44
第7章 大山火山······	46
7.1 古期火山	46
7.1.1 古期火山麓扇状地堆積物	46
7.1.2 壷瓶山溶岩及び類縁岩体	52
7.1.3 高井谷溶岩	52
7.1.4 上原溶岩······	52
7.1.5 鍋山火砕丘	52
7.1.6 孝霊山溶岩円頂丘	54
7.2 新期火山	56
7.2.1 示準テフラと古土壌····································	56
7.2.2 新期火山麓扇状地 I 堆積物······	59

7.2.3	名和火砕流堆積物
7.2.4	新期火山麓扇状地Ⅱ堆積物
7.2.5	槙原火砕流堆積物 62
7.2.6	新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物
7.2.7	桝水原火砕流堆積物64
7.2.8	新期火山麓扇状地Ⅳ堆積物
7.2.9	新期火山麓扇状地V堆積物66
第8章 上	部更新統~完新統
8.1 中位	I段丘堆積物···········68
8.2 砂州	 ・海浜及び海岸砂丘堆積物
8.3 潟湖	堆積物
8.4 河川	流路,自然堤防,氾濫原堆積物及び埋立地
第9章 地	質構造70
第10章 5	芯用地質
10.1 温泉	え及び湧水72
10.2 砕石	亏·石材72
10.3 斜面	新 崩壊及びラハール
10.4 地震	§災害······72
文献	74
Abstract	

第	1.1	汊	米子地域及び周辺地域の地勢図	…1
第	1.2	¥	弓ヶ浜砂州遠景	··2
第	1.3	X	弓ヶ浜砂州及び中海の微地形	··2
第	1.4	¥	弓ヶ浜砂州から望む大山と孝霊山	3
第	2.1	¥	米子地域の地質総括図	5
第	2.2	¥	中国山地北縁新第三系層序区分の変遷	7
第	2.3	¥	島根半島新第三系層序区分の変遷	7
第	2.4	¥	島根県東部地域地質略図10	11
第	2.5	¥	米子地域及び根雨地域北部の波多層の分布と地質構造12-12-12-12-12-12-12-12-12-12-12-12-12-1	13
第	2.6	図	米子地域及び周辺地域の第四紀火山分布図	14
第	2.7	¥	大山火山層序対比図	17
第	3.1	¥	江尾花崗岩中の変成岩	19
第	3.2	図	江尾花崗岩に捕獲されている変成岩の顕微鏡写真	20
第	3.3	図	孝霊山溶岩円頂丘に先駆けて噴出した火砕岩中に取り込まれている黒雲母花崗岩質マイロナイトの切片	L I
			の拡大写真と顕微鏡写真	22
第	3.4	図	片麻状構造が顕著な江尾花崗岩の手標本	23
第	3.5	図	江尾花崗岩の角閃石トーナル岩の顕微鏡写真	24
第	3.6	図	江尾花崗岩のジルコンU-Pb年代頻度分布	25
第	3.7	図	江尾花崗岩のジルコンU-Pbコンコーディア図	25
第	3.8	図	江尾花崗岩のジルコンFT年代頻度分布	26
第	3.9	叉	江尾花崗岩のジルコンFT年代ラジアルプロット	26
第	3.10	叉	熊坮の花崗閃緑岩のジルコンU-Pb年代頻度分布	27
第	3.11	叉	熊坮の花崗閃緑岩のジルコンU-Pbコンコーディア図	27
第	4.1	叉	細粒石英閃緑岩の捕獲岩を含む布部花崗岩	31
第	5.1	叉	波多層最下部強溶結火山礫凝灰岩 (Hd1w) の顕微鏡写真	33
第	5.2	叉	波多層下部溶結火山礫凝灰岩 (Hd1)の顕微鏡写真	33
第	5.3	叉	波多層下部の変質した火山礫凝灰岩 (Hd1)の顕微鏡写真	33
第	5.4	叉	波多層上部火山礫凝灰岩 (Hd2) 溶結相の拡大写真	34
第	5.5	叉	波多層上部軽石火山礫凝灰岩 (Hd2)の顕微鏡写真	34
第	5.6	叉	卯月斑れい岩を構成する細粒角閃石含有石英斑れいノーライトの顕微鏡写真	38
第	5.7	叉	布部花崗岩に貫入した久利層流紋岩岩脈の水冷破砕部	40
第	6.1	叉	鶴田玄武岩の下部を構成するスパター堆積物の産状	42
第	6.2	Y	鶴田玄武岩の下部を構成する溶岩の産状・・・・・	42
第	6.3	y	鶴田玄武岩の溶岩露頭	43
第	6.4	X	米子地域に分布する横田火山群の総アルカリ-シリカ変化図.	43
第	6.5	Y	岩立玄武岩を構成するスコリア堆積物の産状	44
第	6.6	X	岩立玄武岩のスコリア堆積物に貫入する玄武岩質岩脈	44

図·表目次

第 6.7 図	岩立玄武岩の溶岩露頭	45
第 7.1 図	古期火山麓扇状地堆積物の下部を構成する火山岩塊火山灰流堆積物の産状	46
第 7.2 図	古期火山麓扇状地堆積物の上部を構成する土石流堆積物の産状	47
第 7.3 図	古期火山麓扇状地堆積物の上部を構成するハイパーコンセントレイテッド流堆積物の産状	47
第 7.4 図	古期火山麓扇状地堆積物の上部を構成する河川流路堆積物の産状	48
第 7.5 図	大倉火砕流堆積物のクローズアップ	49
第 7.6 図	大倉火砕流堆積物直上の砂礫層の産状	50
第 7.7 図	福市砂礫層の模式的な岩相	51
第 7.8 図	福市砂礫層を構成する多重礫層の産状	51
第 7.9 図	福市砂礫層に見られる軽石礫の上方粗粒化の典型例	51
第 7.10 図	高井谷溶岩の柱状節理と板状節理	53
第 7.11 図	鍋山火砕丘噴出物の産状	54
第 7.12 図	孝霊山溶岩円頂丘表層のデイサイト角礫の産状	54
第 7.13 図	鍋山火砕丘火口の内壁と孝霊山溶岩円頂丘との間を埋める火砕堆積物の産状	55
第 7.14 図	孝霊山溶岩円頂丘に先駆けて鍋山火砕丘に開いた火口から噴出したと考えられるデイサイト火山原	灭角礫
	堆積物 (Kop) の産状	55
第 7.15 図	大山樋谷軽石の産状・・・・・	56
第 7.16 図	大山松江軽石の産状・・・・・・	57
第 7.17 図	槙原火砕流堆積物の一部と考えられる細粒火山礫火山灰層直下の三瓶木次軽石の産状	58
第 7.18 図	新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物直下にあって著しく擾乱を受けた三瓶木次軽石の産状	58
第 7.19 図	姶良Tn火山灰の産状	58
第 7.20 図	現在の海岸から1km離れた内陸に露出する新期火山麓扇状地I堆積物の産状	60
第 7.21 図	現在の海岸に露出する新期火山麓扇状地 I 堆積物の岩相	60
第 7.22 図	名和火砕流堆積物主部の断面とその拡大写真	61
第 7.23 図	名和火砕流堆積物上部の断面とその拡大写真	61
第 7.24 図	阿弥陀川上流域の新期火山麓扇状地Ⅱ堆積物の産状	62
第 7.25 図	阿弥陀川下流域の新期火山麓扇状地Ⅱ堆積物の産状	62
第 7.26 図	槙原火砕流堆積物の産状	63
第 7.27 図	槙原火砕流堆積物の一部と考えられる火山礫火山灰と火山灰の産状	64
第 7.28 図	米子市泉の山陰自動車道工事法面に出現した新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物の断面	65
第 7.29 図	桝水原火砕流堆積物の産状	65
第 7.30 図	新期火山麓扇状地Ⅳ堆積物の産状	66
第7.31 図	新期火山麓扇状地Ⅴ堆積物の円礫層	67
第 8.1 図	淀江平野の地形	68
第 8.2 図	淀江平野の東西断面	69
第 3.1 表	江尾花崗岩のジルコンU–Pb年代測定結果	25
第 3.2 表	江尾花崗岩のジルコンFT年代測定結果	26
第 3.3 表	米子地域及び根雨地域の片麻岩及び片麻状構造を示す深成岩の放射年代	26
第 3.4 表	熊坮の花崗閃緑岩 (下萩花崗閃緑岩) のジルコン U-Pb 年代測定結果	27

第5.1表	米子及び松江地域に分布する中新統火山岩のジルコンFT年代測定結果
第5.2表	南隣根雨地域に分布する波多層火山礫凝灰岩 (Hd1) のジルコン U-Pb 年代測定結果
第5.3表	卯月斑れい岩の角閃石 K-Ar 年代測定結果
第6.1表	米子地域に分布する横田火山群の全岩化学組成41
附表	
Fig. 1 Ge	ological summary of the Yonago district82

(鹿野和彦)

*学地域は、北緯35°20'11"4-35°30'11"3、東経133°29'50"5 -133°14'50"5(世界測地系)に位置する.日本海に面する山 陰地方中部の.島根県東部と鳥取県西部にまたがる地域 で、その北部を美保湾から弓ヶ浜砂州、中海を経て西方 の松江平野、宍道湖、出雲平野と連なる宍道低地帯が占 め、宍道低地帯の北側を島根半島が、南側を中国山地が 占める(第1.1図,第1.2図,第1.3図).また、弓ヶ浜か ら東方へと開いた美保湾の南側には東西35 km、南北30 km,標高1,729 mの大山がある(第1.4図).大山はデイ サイト溶岩を主体とする複合火山で、火山岩塊火山灰流 などの火砕流堆積物とラハール堆積物を主体とする扇状 地堆積物がその斜面を覆い、北麓ではその一部が美保湾 に達している.

米子地域を流れる主要河川は二つあって,その一つ, ^{5 のがわ} 日野川は,中国山地から大山の西縁に沿って北流し, 弓ヶ浜砂州から中海南岸にかけて広がる米子平野に入っ たところで西側の山地から流下した法勝寺川と合流した 後,弓ヶ浜砂州の南東端を横切って美保湾に流入する. もう一つの伯太川は、法勝寺川西側の丘陵地を縫って北 流し,安来市の市街地を通って中海に注いでいる.

中海は弓ヶ浜砂州によって外海と隔てられた潟湖で, 弓ヶ浜とその北側の島根半島との間にある境水道を通じ て美保湾と連結する.現在は埋積されて直接目にするこ とはできないが,弓ヶ浜砂州東端,淀江町付近にも小さ いながら潟(古淀江潟)があったことがボーリング調査 で明らかにされている(中村ほか,1994;岡田・山内, 2010;山内・岡田, 2011).

弓ヶ浜砂州は日野川河口あたりから島根半島に向かっ て北西〜北北西方向に延びる全長 18 km,幅4 kmの湾頭 砂州で,その北西端と島根半島との間に美保湾と中海を つなぐ境水道がある(第1.2 図,第1.3 図).標高は6 m 以下で起伏は極めて緩やかであるが,砂州,浜堤,砂丘, 後背湿地など微地形の配列をみると,美保湾側に向かっ て順に形成された内浜と中浜,外浜の3列の砂州が識別 できる(市瀬,1964;式・藤原,1967).弓ヶ浜砂州を構成 するこれらの砂州のうち,内浜砂州は6,000-3,000年前 頃,中浜砂州は3,000-2,000年前頃,外浜砂州は1,000-100年前頃に形成されたと考えられている(楮原・今泉,



第1.1図 米子地域及び周辺地域の地勢図 地理院地図を改変. 等高線間隔 100 m.



第1.2 図 弓ヶ浜砂州遠景 (孝霊山西側斜面から2011 年12 月2 日撮影) 弧を描く海岸線の彼方に島根半島の山並みが、その手前左手に中海が霞んで見える。



第1.3図 弓ヶ浜砂州及び中海の微地形(鹿野ほか, 1994)式・藤原(1967)に加筆



第1.4図 弓ヶ浜砂州から望む大山と孝霊山(2013年3月12日撮影)

2003). これらを形成している堆積物は主に中国山地側 から供給されたものであるが,特に発達が著しい外浜砂 州は,その堆積物の75%が鉄穴流しによってもたらされ ているとの推計に基けば,鉄穴流しが盛んだった江戸時 代に人為的に急成長したと考えられる(貞方,1991).

井上ほか (2005) によれば, 弓ヶ浜砂州の位置に砂州が 形成され始めたのは海水準が現在と同じぐらいだった最 終間氷期のMIS (Marine oxygen Isotope Stage:海洋酸素同 位体ステージ)5(13万年前~8万年前)頃で, 弓ヶ浜砂 州の先駆けとなるこの砂州が成長することで外海と隔て られた中海が生まれ, 中海と外海とを結ぶ現在の境水道 のあたりの水路を通る潮流に侵食されて海釜が形成され た. その後,海面が低下するにつれて中海が干上がると ともに砂州は侵食され,これを横切る谷が生じるととも に,境水道あたりにあった海釜には砂州から供給された 砕屑物が堆積した.完新世に入ると,海面が上昇して, 砂州は水没して海面下の砂堆となり,潮流が復活して海 釜は再び侵食されるようになる.しかし,縄文海進最盛 期を過ぎて再び海面が低下し始めると,海面下にあった 砂堆は流入する河川が運ぶ砂が堆積して成長し,やがて, 長大な弓ヶ浜砂州となって海面上に姿を現したと考えら れる.その時期は2,400年前頃(弥生時代)で,これにと もなって中海も復活した(徳岡ほか,1990).

**予地域の地質は古くは 20 万分の 1 地質図幅 [大山] (大塚, 1897)の中で報告されているが、本格的に研究さ れたのは第二次世界大戦以降である。その嚆矢となった のが、第四紀火山の大山を中心とした地域の地質を示し た5万分の1地質図幅「青谷・倉吉」(村山・大沢, 1961) と5万分の1地質図幅「米子」、「赤荷・大山」及び「湯本」 (太田, 1962a, b, c), そして5万分の1地質図幅「根南」 (服部・片田, 1964)である. その後, 5万分の1表層地質 図「米子」(三位・赤木, 1966)のほか, これに隣接する5 万分の1表層地質図とそれらの説明書(土地分類基本調 査簿) が公表され、現在に至るまで個々の地質単元を対 象とした、より詳しい研究がなされてきた、また、米子 を含む広い範囲の地質を折々の新知見を取り入れて編集 した 20 万分の1鳥取県地質図(鳥取県, 1966), 20 万分の 1 地質図幅「松江及び大社」(坂本ほか, 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) が公刊され、直近では20万分の1特定観測地域地質総括 図「島根県東部」2006年暫定版(鹿野ほか, 2007)もWeb 上で公開されている.しかし、米子地域については、こ れらが公表されて以後も新たな知見が多数報告されてい る、そこで、本報告では、これまで報告されている新た な知見に自ら調査して得た知見を加えて米子地域に露出 する地層・岩体を見直し、ジュラ系、古第三紀火成岩類、 新第三系,横田火山群,大山火山,上部更新統~完新統 に大別し、それぞれの分布や層序関係、岩相、地質構造 などをまとめた(第2.1図).以下にその概要を述べる.

2.1 帰属未詳の変成岩類・深成岩類と ジュラ紀江尾花崗岩

米子地域に露出する地層岩体で最も古いのは帰属未詳 の変成岩類・深成岩類と江尾花崗岩である.それらの中 で、まとまった岩体をなして地表に露出するのは江尾花 崗岩で、ジュラ紀の年代を示す.そのほかの変成岩類及 び深成岩類は、江尾花崗岩の捕獲岩、あるいは大山の側 火山である孝霊山溶岩円頂丘が噴出する直前にその一部 が放出されて生じた火砕堆積物中の異質岩塊・岩片、そ してボーリングコアとしてその存在が確認できるだけ で、分布の詳細は不明である.しかし、これまでなされ た岩石記載(石賀ほか,1989)や放射年代測定結果(飯泉 ほか,1988:堤ほか,2016,2017,2018;Tsutsumi et al., 2017)によれば、その大部分は、おそらく砂質岩や泥質 岩、花崗岩もしくは花崗閃緑岩などを原岩とするペルム (鹿野和彦・松浦浩久・中野 俊・山内靖喜)

紀~ジュラ紀の年代を示す片麻岩や角閃岩,変形を被った花崗閃緑岩,花崗岩質マイロナイト(もしくは花崗岩) である.

江尾花崗岩は、日野川東岸の伯耆町溝口から谷川を経 て南隣「根雨」地域の江府町江尾へと続く丘陵と、溝口東 方、大内付近の大江川河床大江川上流の小範囲に分布す る複合深成岩体で、様々な程度に圧砕され、部分的に片 麻状構造を示す中粒角閃石黒雲母トーナル岩~角閃石石 英閃緑岩と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる. 江尾 花崗岩の存在は早くから知られており、5万分の1地質 図幅「米子」(太田, 1962a) では時代未詳の石英閃緑岩 Od (一部は白亜紀の粗~中粒黒雲母花崗岩Gb), 南隣の同 「根雨」(服部・片田, 1964)では中生代末期の片麻状角閃 石黒雲母花崗閃緑岩(G1)として記載され、その後、鳥取 県(1966)によって現在使われている名称が付された.こ の名称に付されている花崗岩は岩体の代表的岩石種とは 言えないが、依然として使われているので、混乱を避け るため、本報告でもこれを継承した、江尾花崗岩の形成 年代については、古第三紀根雨花崗岩の接触変成を受け て再結晶しているため、長い間確定していなかったが、 最近になって、ジルコンのSHRIMP U-Pb年代として 190 Ma(早坂康隆の未公表データ:宮本ほか,2000)と198.6 ± 2.7 Ma (石原ほか, 2012), 同じくジルコンのLA-ICP-MS U-Pb年代として前期ジュラ紀を示す 197.4 ± 1.0 Ma の値が得られている(松浦ほか, 2013). ジルコンのLA-ICP-MS FT (フィッション・トラック,以下同じ)年代値 は 72.2 ± 5.5 Maであるが、これは熱変成を受けて若返っ た値と考えられる(松浦ほか, 2013). また, Kawaguchi et al. (2023)は、江尾花崗岩の年代としてジュラ紀のほか三 畳紀を示す測定値を報告しているが、後者は他の複数の 年代測定値よりも有意に古く、しかも彼らが報告した測 定値に近い年代値を示す花崗閃緑岩のブロックが本岩に 取り込まれている点を考慮すると,測定試料が江尾花崗 岩に捕獲された花崗閃緑岩である可能性もあると見て, 本報告では、この古い値は採らないことにした.

変成岩類は江尾花崗岩の捕獲岩として、また、ほとん ど変成していない深成岩類(花崗閃緑岩もしくは花崗 岩)とともに、米子市淀江町稲吉から北方にかけて分布 する孝霊山溶岩円頂丘北西端の火砕堆積物中の異質岩 塊・岩片として産出する. 江尾花崗岩に捕獲されている 変成岩類は、苦鉄質火成岩と砂質岩・泥質岩を原岩とす る細粒変斑れい岩、角閃石片麻岩、角閃石黒雲母片麻岩



KAw=全岩K-Ar年代, KAb=黒雲母K-Ar年代, KAh=角閃石K-Ar年代, FTz=ジルコンのフィション・トラック年代, Rw=全岩Rbアイソクロン年代, Uz=ジルコンのウラン鉛年代

*=島根県東部地域で得られた年代の範囲,P=原岩の花崗岩類のジルコンU-Pb年代,C=原岩の砕屑性ジルコンのU-Pb年代。

1=Smith et al. (2013), 2=町田・新井 (2003), 3=木村ほか (1999), 4=津久井ほか (1985), 5=Kimura et al. (2003), 6=鹿野・吉田 (1984), Uto (1989), Morris et al. (1990), Otofuji et al. (1991), 7=Uto (1989), (2013), 8=鹿野はか (1994, 2001), 9=沢田ほか (2006), 10=沢田 板谷 (1987), Uto (1989), Otofuji et al. (1991), 沢田ほか (2013), 11=本報告, 12=石原 谷 (2013), 13=西田ほか(2005), 14=Hattori and Shibata (1974), 15=izumi et al. (1984, 16=宮本ほか (2000), 石原ほか (2012), 松浦ほか (2013), 17=Kawaguchi et al. (2023), 18=石質ほか(1989), 19=堤ほか (2017), 20=堤ほか (2018). B=biotite, Hb-bornblende, Cum=cummingtonite, Opx-orthopyroxene, Ob=olivine, Grt=garnet.

第2.1図 米子地域の地質総括図

及び黒雲母片麻岩で,鉱物組成による変成度は角閃岩相 ~グラニュライト相に相当する.孝霊山溶岩円頂丘北西 端の火砕堆積物中に産出する変成岩類は角礫化した片麻 岩でわずかに角閃岩を伴い,変形花崗閃緑岩,花崗岩(花 崗岩質マイロナイト)とともに産出する(岡田・山内, 2010;堤ほか,2018;遠藤・森,2021;本報告).その存 在をはじめて明らかにした岡田・山内(2010)は,これを 稲吉岩体と命名しているが,その多くは破断面で囲まれ た径数10 cm以下の岩片をなして本質のデイサイト岩片 と混じり合っており,本報告では噴火時に取り込まれた 異質物と判断した.

本地域でこれら変成岩類の存在が知られるようになっ たのは、おそらく 1960 年代に入ってからのことで、三 位・赤木 (1966, 1967a, b) が江尾花崗岩中に片状砂岩・ス レートを認め、これを三郡変成岩の一部とした. その後、 石賀ほか(1989)は江尾花崗岩と断層で接する凝灰質砂 岩と江尾花崗岩に捕獲された片麻岩類(塩基岩起源の角 閃石片麻岩や泥質岩起源のざくろ石黒雲母片麻岩)を、 また, 伯耆町丸山のボーリングで地下 350-850 mにかけ て角閃石片麻岩が分布することを新たに見出すととも に、その岩石学的特徴と角閃石片麻岩のRb-Sr鉱物-全 岩アイソクロン年代値 185.5±6.1 Maに基づいて, これら が飛騨帯の変成岩類(200-190 Ma)に、そして母岩の江尾 花崗岩が飛騨帯の船津花崗岩に対比できる可能性を指摘 した. また, 堤ほか (2016, 2017, 2018) と Tsutsumi et al. (2017)は、ジルコンLA-ICP-MS U-Pb年代の測定結果に 基づいて,年代値が 400 Maと 350-290 Ma, 280-220 Ma を示す花崗閃緑岩質片麻岩と 280-200 Maと 190 Maを示 すざくろ石黒雲母片麻岩, 258 Maのピーク年代を示す黒 雲母片麻岩と245 Maのピーク年代を示す花崗岩質片麻 岩. そして 233 Maと 229 Maのピーク年代を示し剪断変 形を受けた花崗閃緑岩が存在することを見出し、これら 花崗閃緑岩質片麻岩とざくろ石黒雲母片麻岩は三畳紀も しくはそれ以前の岩石に由来する様々な起源の砕屑性ジ ルコンが混入しているとし, 黒雲母片麻岩と花崗岩質片 麻岩, 剪断変形を受けた花崗閃緑岩については, 岩石学 的特徴と年代から飛騨帯の古期花崗岩 (Takahashi et al., 2018) に対比できるとする説を提示している.

2.2 古第三紀火成岩類

山陰地方には後期白亜紀~古第三紀火成岩類が広く分 布する(坂本ほか,1982;島根県地質図編集委員会,1982, 1997;島根県地質図説明書編集委員会,1985;鹿野ほか, 1988,2007;松浦,1989,1990;松浦ほか,2005).米子地 域も例外ではなく,その南部に暁新世前期の根雨花崗岩 と暁新世後期の布部花崗岩のほか,苦鉄質と珪長質の岩 脈が分布する.

根雨花崗岩は主として中〜粗粒黒雲母花崗岩からなる

バソリス状岩体で,本地域南東部から南隣の根雨地域及 び上石見地域にかけて広く分布する(服部・片田,1964; 服部,1978).本地域には塊状中〜粗粒黒雲母花崗岩のほ か,細粒斑状黒雲母花崗岩も認められ,いずれも苦鉄質 包有岩をほとんど含まない.

布部花崗岩は中粒黒雲母花崗岩と細粒黒雲母花崗岩か らなる岩体で、ホルンフェルス化した火山岩類と細粒石 英閃緑岩の捕獲岩を含み、本地域南西部の島根県安来市 JR安来駅付近から西隣の松江地域と南西隣の横田地域 まで分布する(村山ほか, 1973;鹿野ほか, 1994).

両花崗岩の新旧関係は分布が離れているため野外では 確認できないが,根雨花崗岩は67-61 Ma,布部花崗岩は 60-56 Maの放射年代値を示しており,根雨花崗岩の方が 布部花崗岩よりも少し古い(第2.1 図).

本地域南部~南西部では,根雨花崗岩と布部花崗岩に 細粒閃緑岩~トーナル岩の岩脈が,本地域南東部の江尾 花崗岩に細粒閃緑岩~トーナル岩及びざくろ石含有黒雲 母流紋岩の岩脈が貫入している.また,本地域南西部で は細粒斑状花崗岩の岩脈が根雨花崗岩に貫入している.

2.3 新第三系

山陰地方では、新第三系が中国山地に広く分布する白 亜紀~古第三紀火成岩類を不整合に覆って日本海沿いに 分布する(第2.1図). そのうち,中国山地北縁に位置す る島根県東部の江津及び温泉津地域から米子地域にかけ て断続的に分布する中新統と島根半島に分布する中新統 については, Tomita and Sakai (1937) や冨田 · 酒井 (1937, 1938)をはじめとする幾多の層序学的研究がなされ、そ の都度地域間の層序対比が論じられてきた(第2.2図,第 2.3 図). しかし、現在は、おおむね議論も収束して、各 地に共通した標準的な岩相層序区分として、中国山地北 縁の新第三系については,下位から順に波多層と川合層, 入利層, 大森層, 布志名層, 松江層・神西層(もしくは これらに対応する地層)に区分し、 宍道低地帯を挟んで その北側に分布する島根半島の新第三系もこれに合わせ て対比することが一般的になっている(坂本ほか, 1982; 島根県地質図編集委員会, 1982, 1997; 島根県地質図説明 書編集委員会, 1985; 鹿野ほか, 1988, 2007; 鹿野, 2018).

島根県東部の江津及び温泉津地域から松江地域にかけ て新第三系・第四系を追跡して層序や年代などを系統的 に調べた一連の研究(服部ほか,1983;鹿野ほか,1991, 1994,1998,2001;松浦ほか,2005)によれば,波多層は前 期中新世前葉の陸成層で,陸域に噴出した安山岩~流紋 岩溶岩・火砕岩を主体とする.川合層と久利層は共に波 多層にオンラップする前期中新世後葉~中期中新世前葉 の地層で,川合層は沿岸から沖合にかけて堆積した砂岩 礫岩と水底安山岩~流紋岩溶岩・火砕岩を主体とし,久 利層は沖合から半深海にかけて堆積した泥岩と水底安山

Tomita and Sakai (1937)		今村ほか (1952)	吉田 (1953) 岡本 (1953) (日本		ukae (1954) 岡本・多井 (1957)	ı	Mukae (1958) 岡本 (1959)	通商産業省 (1967, 1969, 沢田 (1978) 1970a,b)		Ogasawara and Nomura (1980)	高安・中村 (1984)	山陰グリーン・ タフ団体研究 グループ(1979)	鹿野ほか (1991, 1994,1998,2001) 服部ほか (1983)	沢田ほか (2013)					
4	公江統					ш	松江累層	松江層			簸川層	神西層		松江層・神西層					
东主之统	布志名層	布志名層	布志名累層	出	布志名累層	<u></u>	东支名罗属	东主名属			布志名層	布志名層		布志名層					
10,00,00	来待層	来待層	来待累層	雲	来待累層	屬	小心石来信	小小小山山			来待層	本法属							
十杰統	複輝石安山岩	十杰届群	十杰思属	層	十杰更屬	一社	大杰思国	十杰區		十杰更属	十杰思届	木内盾	十杰罗属	大森層	大森層				
2244-00	大森層	2C#4/E 4T	/(水水)(目	群	八林宋/百	WT .	八林永信	八林/百	簸	7、林水水/百	/\///	大森層	八林水(百						
	玄武岩			玉	上部		久利昱層	久利層	개	久利層	佐合層	久利層		久利層	久利層				
玉造統	上部玉造層	東須佐層群1)	東須佐層群1)	造	玉造累層		20139R/m		亜. 層		12/2/1	2013/1	音字川更層	2013/11	2013/1				
上边机	下部玉浩層	川合層群2)	川合層群2)	層	下部		川合東層			川合層	玉浩層	川合屋	762 J 71 38/16						
							A TO BE AND ST	群	玉造累層	石	7111 977	川合層	群	711278	2.2/2	71178		川合層	川合層
					鍋山累層	見	波 鍋山累層			大呂累層									
:		波多火山岩類 ¹⁾ 君谷火山岩類 ²⁾	波多層群 ¹⁾ 君谷層群 ²⁾	波多層群	波多 火山岩類	層群	多 亜 波多 層 火山岩類	波多層	波多亜屬	穴見累層	-		大東累層	波多層	波多層				
		1=出雲地域 :	2=大田地域	1			群		群	人間累層					佐田層				

第2.2 図 中国山地北縁新第三系層序区分の変遷

冨田・酒井 (1938)			嘉藤(1949)		-	多井 (1952)	西山(1962) 加藤(1969)			通商産業省 (1967, 1969) 山内ほか(1980)	野村(1986)		鹿野・吉田 (1985)ほか	
į	松江統					松江累層			松江層	松江層	松江層		松江層	
十江纮	古江層		西田累層群			古江累層	古江累層	+	古江泥岩部層	古江層		古江層	古江層	
口儿心	本庄層]			鰐淵層							
港书体	安山岩類	笧		1	古	牛切互層	相供國	二	相代互層	牛切層		生切屑	牛切層	
i冉 止\形i	講武層	兆文 			江		1日1 1月	宿						
	流紋岩類層			宍	累	L		成			1			
自相兹	上部玉造層	 _───────────────────────────────	唯法百是更属	道	層	成相去百半層	唯诸國	相	生初网	成相去属	成相去國		成相去層	
西位和北	島根層	147	"世用貝石杀盾	層群		成怕寸貝右盾	"庄/用/营	寺 層	十切層	成伯守層	,	以 怕 寸 盾	成伯牙盾	
十述体	十法网				古浦	古浦砂岩層			成相寺砂岩部層	十法网		十进网	十述网	
口加机	古浦層				累層	古浦頁岩層	八江眉	層	古浦頁岩部層 地合凝灰岩部層	口用眉		口/円/省	口/市/官	

第2.3 図 島根半島新第三系層序区分の変遷

岩~流紋岩溶岩・火砕岩を主体とし,一部で下位の川合 層と指交する.大森層は水底~陸上に噴出した安山岩~ デイサイト溶岩・火砕岩などからなり,これらの地層群 を不整合に覆う中期中新世前葉の地層で,浅海堆積物か らなる布志名層がこれにオンラップする.松江層と神西 層は中期中新世後葉の地層で,浅海~汽水成砂岩とアル カリ玄武岩からなる.本報告では,島根県東部における 標準的な層序区分に従って米子地域の新第三系中新統を 下位から順に波多層,川合層,久利層,大森層に区分す るとともに,波多層と同時期の貫入岩として卯月斑れい 岩を新たに認めた.ただし,米子地域では,大森層より も上位の地質単元は確認されていない.

5万分の1地質図幅「米子」(太田, 1962a)では,米子に たまっくり 分布する新第三系中新統を玉造累層と大森累層に分け, 玉造累層を清瀬花崗砂岩,米子凝灰岩,福寄火山砕屑岩, などう 吉佐火山砕屑岩と法勝寺流紋岩に,大森累層を門生火山 砕屑岩と清水寺安山岩に細分した.また,三位・赤木 (1966, 1967a, b)は,清瀬花崗砂岩が花崗岩であることを 認め,これを除く中新統を清水安山岩, 政凝灰岩,法勝 寺凝灰岩,米子流紋岩(凝灰岩を挟む)と羽根安山岩に分 けるとともに,西隣の宍道湖南岸と出雲市南部で提唱さ れた中新統層序(Tomita and Sakai, 1937; Mukae, 1954, 1958;岡本, 1959)を参照して,前の三者を波多層に,後 の二者を西隣の宍道湖南岸で提唱された層序区分に倣っ てそれぞれ玉造層と大森層に対比した.その後,守岡 (1992)と守岡ほか(1992)は,三位・赤木(1966, 1967a, b)の清水安山岩を納屋デイサイト層と守納デイサイト 層,清水安山岩,并尻安山岩層などに細分するとともに, 政凝灰岩を法勝寺凝灰岩の非溶結相として法勝寺凝灰岩 に含めた.

本報告では、太田(1962a)の玉造累層福寄火山砕屑 岩・吉佐火山砕屑岩・法勝寺凝灰岩と大森累層門生火山 砕屑岩を合わせて波多層とし、三位・赤木(1966, 1967a, b) の米子流紋岩を川合層・久利層、太田(1962a)の大森累 層清水寺安山岩を大森層とした.三位・赤木(1966, 1967a, b)が波多層相当とした清水安山岩を構成する安 山岩溶岩や、守岡(1992)が波多層の構成層とした井尻安 山岩や清水安山岩は、いずれも大森層に位置付けられる. 三位・赤木(1966, 1967a, b)と守岡(1992)が羽根安山岩 とした火山岩は大森層形成期の貫入岩である.太田 (1962a)が波多層相当の火山砕屑岩を玉造累層としたの は、波多層相当の火山砕屑岩直下の風化した花崗岩を砂 岩と誤認し、これを清瀬花崗砂岩と名付けて砂岩主体の 下部玉造累層に位置付けたことによる.

本報告で記載する米子地域の波多層はデイサイト火砕 岩を主体とし、古第三紀火成岩類を不整合に覆い川合 層・久利層に覆われる(第2.4図). その下部は岩片と少 量の軽石火山礫で特徴づけられるデイサイト火山礫凝灰 岩~凝灰岩を主体とし、直下に火山礫サイズの暗褐色ガ ラス質レンズで特徴付けられるデイサイト強溶結火山礫 凝灰岩を伴う、これらの火砕岩は米子地域の南西部から 南隣根雨地域の北西部にかかる地域の限られた範囲にの み分布する. 上部は主にデイサイト軽石火山礫凝灰岩~ 凝灰岩からなり、下位の火山礫凝灰岩~凝灰岩・強溶結 火山礫凝灰岩とその基盤をなす布部花崗岩にアバットし て、これらの北東側の広い範囲に分布するほか、その東 寄りの法勝寺川東岸では根雨花崗岩の侵食面をほぼ水平 に覆って分布する.本層を構成するこれらの火砕岩は, いずれも植生に覆われて産状の詳細は不明であるが、多 くの場合、淘汰不良で明瞭な層理は認められないので、 広義の火砕流, すなわち, 火砕密度流 (pyroclastic density current: Druitt, 1998) 起源と考えられる.

本地域の波多層の年代については、これまで判然とし なかったが、南隣の根雨地域に分布するデイサイト火山 礫凝灰岩のジルコンU-Pb年代値 18.3 ± 0.8 Ma (本報告) は、鹿野 (2018) が島根県東部の各種資料に基づいて推定 した 20-18 Maに矛盾しない. 波多層上部の軽石火山礫凝 灰岩~凝灰岩についてはジルコンFT年代として 17.4 ± 0.6 Maと 16.2 ± 0.3 Ma, 14.6 ± 0.8 Maの値が得られてい る (本報告). しかし、これらの値は本地域で得られた川 合層・久利層の流紋岩の黒雲母K-Ar年代値 17.48 ± 0.40 Ma (沢田ほか, 2006) とほぼ同じか若く、熱的影響を受 けて若返っている可能性も考えられる.

波多層を構成する上述の火砕岩のうち,デイサイト火 山礫凝灰岩〜凝灰岩は,本地域南西隅の安来市西番里と 卯月,三坂,さらには南隣根雨地域北西隅の福富を経て 役株へと続く半環状の境界で布部花崗岩や根雨花崗岩に 接してアバットし,その北側に広く分布する(第2.50). また,デイサイト軽石火山礫凝灰岩〜凝灰岩は,伯太川 下流の東岸から法勝寺川下流の西岸にかけての広い範囲 に分布する.法勝寺川の付近では緩やかに傾斜して根雨

花崗岩と波多層の最下部・下部の火砕岩を覆うが、伯太 川東岸では安来市の黒井田町から岳山の南麓にかけて続 く弧状の境界に沿って布部花崗岩や波多層下部の火砕岩 にアバットしている(第2.5図). これら波多層下部と上 部の火砕岩はいずれも淘汰不良・無層理の堆積物を主体 とし、アバットする急崖に沿って様々な大きさの花崗岩 ブロックを取り込み、花崗岩の角礫などからなる淘汰不 良の角礫岩を局所的に挟んでいることから、カルデラ形 成噴火で放出された火砕物がカルデラ内に逆流し, 崩落 した花崗岩ブロックなどを巻き込んで堆積したと考えら れる. そこで、本報告では、これらが埋積するカルデラ を、それぞれ井尻カルデラ及び米子カルデラと仮称する ことにした. カルデラ縁はすでに削剥されたのか確認で きない上に、カルデラ陥没時に形成されたはずの断層崖 も相前後して噴出した火砕物にほとんど覆われて確認で きないが、局所的に地表に露出して弧状に連なる急崖を 陥没カルデラの環状断層に沿って形成された断層崖とみ なして、これに概ね重なる環状の構造を井尻カルデラと 米子カルデラについて想定すると, 直径は, それぞれ 5-7 km と 6-10 km 程度に収まるので、これまで知られている 陥没カルデラの規模(Lipman, 1997, 2000)としては、ど ちらも小さな部類といえる.

卯月斑れい岩は、5万分の1地質図幅「米子」(太田, 1962a)で江尾花崗岩とともに時代未詳の石英閃緑岩Qd として記載された岩体の一部で、南西部の安来市伯太町 西母里卯月周辺に小貫入岩体群として分布する。周囲に 分布する布部花崗岩や波多層、大森層との新旧関係を示 す露頭は見つかっていないが、これらの分布状況及び接 触変成の有無から、布部花崗岩及び波多層に貫入し、大 森層の安山岩溶岩に覆われていることは確かで、しかも 島根県東部各地で測定された年代値から推定される波多 層の年代 20-18 Ma (鹿野, 2018)に近い角閃石K-Ar年代 値 20.72±0.98 Ma (第5.3 表)を示すことから、本報告で は、これを波多層形成期の岩体とした。

川合層は凝灰質砂岩・礫岩からなり、分布は極めて限 られる. 久利層は流紋岩溶岩・火砕岩を主体とし、泥岩・ シルト岩の分布は川合層の凝灰質砂岩・礫岩と同様、局 所的である. 露出が悪いため流紋岩溶岩の産状は判然と しないが、おそらく分布形態から推して溶岩ドームをな していると考えられる. 米子市栗嶋神社で採取された流 紋岩試料の黒雲母K-Ar年代値 17.48 ± 0.40 Ma(沢田ほ か、2006)は、川合層・久利層の年代 18-16 Ma(鹿野, 2018)に矛盾しない.

西隣の松江地域で鹿野ほか(1994)も報告しているように, 久利層の流紋岩と同質の流紋岩は布部花崗岩や波 多層中にあって東北東-西南西方向に伸長した平行岩脈 群をなしており, それらの中にはジグソー割れ目が顕著 で角礫化しているものもある.また, 西隣松江地域の布 部花崗岩中の流紋岩岩脈は, 島根県東部の川合層と久利 層の放射年代 18-16 Ma (鹿野, 2018) より若いものの, こ れに近いジルコンFT年代値 14.1±1.1 Maを示す (鹿野ほ か, 1994). これらのことは, 川合層・久利層形成期に, 平行岩脈群から供給された流紋岩マグマが水底に噴出し て溶岩ドーム群が形成されたことを示唆する.

大森層は陸上~浅海に噴出した玄武岩質安山岩~安山 岩溶岩・火砕岩とそれらの再堆積物などからなる中期中 新世前葉の地層で、川合層、久利層などを不整合に覆う. 母里付近で伯太川に合流する卯月川流域や神宮寺の南側 で伯太川に合流する福富川流域(根雨図幅地域),法勝寺 東側の波多層と根雨花崗岩との境界付近などに分布する ほか, 伯太川中流東岸のデイサイト軽石火山礫凝灰岩~ 凝灰岩が布部花崗岩にアバットする境界沿いの清水山や 岳山などに分布する.いずれも内部構造は不明である が、波多層や布部花崗岩、根雨花崗岩の直上にあって比 高数 10~数 100 mの高まりをなす。中海に面した八尋鼻 とその沖合の萱島のシルや南西方の岩脈は、大森層の溶 岩と同様、玄武岩質安山岩~安山岩からなり、いずれも 久利層の流紋岩溶岩・火砕岩中に貫入していることか ら、おそらく大森層の火山岩をもたらしたマグマの浅所 貫入相と考えられる、神宮寺に近い伯太川西岸と、その 約1km北西の丘陵地には玄武岩質安山岩~安山岩溶岩 に囲まれた 200-300 m四方の範囲に淘汰不良の角礫岩も しくは凝灰角礫岩などが露出しているところがある. そ れらの起源は判然としないが、径 2-20mの粗粒花崗岩や デイサイト溶結火山礫凝灰岩、無斑晶安山岩もしくは流 紋岩のブロックが混在しており、大森層形成期に爆発的 噴火で開いた火道の充填堆積物である可能性も否定でき ない.

2.4 横田火山群

横田火山群は産業技術総合研究所地質調査総合セン ターが管理運営する地質情報データベース「第四紀火 山」(https://gbank.gsj.jp/volcano/Quat_Vol/index.html)の中 で島根県奥出雲町横田,鳥取県日南町,南部町,伯耆町 などに分布する10数個の単成火山の総称として提案さ れた火山名で横田単成火山群ともいう(第2.6図).米子 地域では,鶴田玄武岩,宝殿玄武岩,岩立玄武岩が構成 する複数の火山がこれに該当する.

横田火山群を構成する噴出物はアルカリ玄武岩の溶 岩、スコリア及びこれらの組み合わせからなり、同質の 岩脈もしくはシルを伴うことがある(鷹村,1973;永尾ほ か、1990; Kimura et al., 2003, 2014). 主たる苦鉄質斑晶 はかんらん石で、ところによって単斜輝石や角閃石を伴 う. 化学組成は海洋島玄武岩に似ているが、これに比べ てTiとNbは低くMgOに富むなど、島弧アルカリ玄武岩 の特徴を示す(永尾ほか,1990; Kimura et al., 2003, 2014).

これらアルカリ岩の噴出年代は 2.2-0.7 Ma (Uto,

1989 : 棚瀬, 2001 : Kimura *et al.*, 2003) で, 大部分は 2.2–1.9 Maと 1.4–1.0 Maに集中する. 中でも前半の, 2.2–1.9 Maの噴出物は鳥取県日南町東部の阿毘縁など 5ヶ所にまとまって分布するほか, そこから北北東に 10 km近く離れた日南町と南部町との境界をなす尾根の 1ヶ 所にも分布し, 1.4–1.0 Maの噴出物は, これらを取り囲 むように長径 25 km短径 14 kmの範囲に点在する. 米子 地域の鶴田玄武岩, 宝殿玄武岩, 岩立玄武岩の全岩 K–Ar 年代は 1.3–1.2 Maで (Kimura *et al.*, 2003), 後半の噴出物 といえる.

永尾ほか(1990)やKimura et al. (2014), 柵山ほか (2021)によれば,後半の噴出物が前半のものに比べて ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比が高く,K₂Oが低いという違いはあるけれども, 前半と後半の噴出物で主要元素組成に大きな違いはな く,推定されるマグマの含水量が通常の島弧アルカリ玄 武岩マグマよりも高く,かつSr,Baなどに富むという特 徴が認められる.彼らは、この点に着目し、これらの噴 出物をもたらしたマグマの起源を沈み込むフィリピン海 プレートの堆積物から放出された流体によって汚染され たマントルダイアピルに求めている.柵山ほか(2021) は、後半に噴出したマグマの⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比が前半より高い のは、フィリピン海プレートとの接触面積が増え、より 多くの流体が供給されて部分溶融が促進されたためとし ている.

2.5 大山火山

大山が火山岩からなる山であることは,農商務省地質 調査所が出版した大日本帝国予察地質図(40万分の1)の 1枚, Geological Survey of Japan: Reconnaissance Map, Geology, Division IV, Scale 1:400,000 (Kochibe *et al.*, 1894) や 20万分の1地質図幅「大山」(大塚, 1897),「大山 などようかん などが本格的に調査されたのは第二次世界大戦後のこと で,1960年代には5万分の1地質図幅の「青谷・倉吉」 (村山・大沢, 1961),「米子(初版)」(太田, 1962a),「赤碕・ 大山」(太田, 1962b),「湯本」(太田, 1962c),「根雨」(服 部・片田, 1964)が地質調査所から次々と出版され,大山 とこれを取り巻く地層・岩体の層序・分布の大要がはじ めて明らかになった(第2.7図).

この一連の地質図幅調査に際して大山火山調査の大部 なせん なせん かなした太田 (1962a, b, c) は、山体の頂部に弥山溶岩 と三鈷峰溶岩からなる中央円頂丘のほか、北側に開いた 山体斜面を囲むように分布する外輪山、これらを囲む寄 生円頂丘や溶岩流、そして広大な裾野を構成する凝灰岩 と、中央円頂丘から噴出した名和火砕流・弥山熱雲を認 め、大山が複合火山であることを示した、その後、大山 や三瓶山起源のテフラを鍵層として大山西麓に分布する



第2.4図 島根県東部地域地質略図 鹿野ほか(2007)を改変

火山噴出物と周辺地域の第四紀層序の研究(三位・赤木, 1966, 1967a, b;山陰第四紀研究グループ, 1969)や大山 山麓の地形発達史に関する研究(小畑, 1966, 1971),国立 公園指定に資する大山火山の地質(赤木, 1973;吉谷・松 尾, 1973)と形成史(赤木, 1973;佐治ほか, 1975)に関す る研究,大山火山降下火砕堆積物の層序学的研究(佐治 ほか, 1975)が行われ,これらを礎として5万分の1表 層地質図「米子」(三位・赤木, 1966, 1967a, b),同「赤碕・ 大山」(赤木, 1974;赤木ほか, 1974),同「青谷・倉吉」(赤 木, 1975;赤木・佐治, 1975),同「根雨・湯本(西)」(赤 木, 1978;赤木ほか, 1978)が出版された.

1980年代には、津久井(1984)が大山全域を調査し、山 頂部の弥山と三鈷峰、烏ヶ山を構成する溶岩円頂丘群と そこから噴出した火砕物などを新期噴出物とし、山頂部



第2.4図 島根県東部地域地質略図(続き)

の溶岩円頂丘群の基部をなし、あるいはそれらを取り巻 くように分布する厚い溶岩流と広大な裾野を構成する凝 灰角礫岩(山体を構成していた噴出物の二次堆積物)、 そして孝霊山など山腹や裾野に点在する側火山を古期噴 出物に一括した.また、新期噴出物とした火砕物(テフ ラ)を下部テフラ累層と上部テフラ累層とに分け、上部 テフラ累層については、複数の火砕流堆積物と降下火砕 堆積物に細分して個々の地質単元の分布を示すととも に、大山山麓で発見された三瓶木次軽石 (津久井・柵山, 1981), 姶良 Tn 火山灰 (町田・新井, 1976), 阿蘇 4 火山 灰 (Machida and Arai, 1983) などの広域テフラを鍵層と して分布域の異なる噴出物を対比して全体の層序をまと めた. さらに、その翌年には、これに溶岩の全岩 K-Ar 年 代測定結果を加えて火山形成史を論じている (津久井ほ か, 1985).

同じ頃に大山の北部から西部にかけて調査した荒川



第2.5図 米子地域及び根雨地域北部の波多層の分布と地質構造



第2.5 図 米子地域及び根雨地域北部の波多層の分布と地質構造(続き)

(1984)は、大山起源の降下火砕堆積物や火砕流堆積物、 広域火山灰との層序関係に基づいて形成期が異なる6つ の扇状地面を認め、それらが形成される直前にもたらさ れた石質火砕流(火山岩塊火山灰流 block-and-ash flow) 堆積物の再堆積によって形成されたことを明らかにし た.しかし、津久井(1984)と荒川(1984)とでは火山噴出 物の層序区分に食い違いがあり、後に、福元・三宅(1994) も、津久井(1984)が弥山溶岩ドーム起源の弥山火砕流堆 積物とした阿弥陀川中流の堆積物について異を唱え、こ れを弥山火砕流堆積物より若い三鈷峰溶岩ドーム起源と した.

これらの相違点については、山元(2017)が大山火山の 新期の噴火履歴を調査・再検討し是正している(第2.7 図). その際に山元(2017)は古期大山のなす地形面を覆 う古土壌風成層に挟まれる大山奥津軽石(岡田,1996a) 年代値190±60ka(木村ほか,1999)と、これに対比され る可能性の高い大山東麓の大山最下部火山灰層(佐治ほ か、1975)の上部を占める軽石層hpm1(岡田ほか,1990; 岡田,1996b)の年代値230±30kaの年代値の間を採って 履歴を検討すべき起点を21万年前とした.山元(2017) が提示した大山火山の古期/新期境界は、津久井(1984) の古期/新期境界とは食い違っているが、食い違いの程度 は年代測定誤差の範囲内であり,津久井(1984)が古期と した溶岩の中で最も若い孝霊山溶岩円頂丘の年代値0.3 ±0.05 Ma(津久井ほか,1985)や大山寺付近のデイサイ ト溶岩の年代値0.27±0.02 Ma(Kimura et al., 2003)には 矛盾しない.また,大山東麓の大山最下部火山灰層でも 軽石層 cpmと軽石層 hpm1 との間にはデイサイト火山礫 火山灰層 dvs, evs, fvsが挟まれており(岡田ほか,1990; 岡田,1996b),軽石層 cpmと軽石層 hpm1 との間に孝霊山 など側火山の噴火活動にともなってそれらの火砕物が生 じた可能性も否定できない.したがって,なお曖昧さは 残るが,本報告では米子地域に分布する大山火山の噴出 物・扇状地堆積物とそれらからなる山体を古期と新期と に分け,両者の境界をおよそ 20-30万年前に置いて記載 する(第2.7図).

大山火山のうち,米子地域に入るのは山頂西側の山腹 斜面から日野川の東岸にかかる西麓のみである.裾野の 大半を占めるのは火山噴出物の二次堆積物を主体とする 複数の火山麓扇状地堆積物で,裾野から山頂へと続く斜 面上には名和火砕流堆積物(三位・赤木,1966,1967a, b) と模原火砕流堆積物(津久井,1984),桝水原火砕流堆積 物(山元,2017)などが分布する.また,火砕流堆積物や 火山麓扇状地堆積物の間には古土壌(風化火山灰など)



第2.6図 米子地域及び周辺地域の第四紀火山分布図
 産業技術総合研究所地質調査総合センターが管理運営する地質情報データベース「20万分の1日本火山図 Ver. 1.0d」
 (https://gbank.gsj.jp/volcano/vmap/index.html) に加筆.本図では、この出典に示されている図の通り、Pineda-Velasco *et al.* (2018)の報告に従って和久羅山火山の年代をQ2(1 Ma)としているが、和久羅山火山を6 Ma(川井・広岡, 1966) もしくは5 Ma (Morris *et al.*, 1990) とする報告もあり、なお検討の余地がある。

と大山樋谷軽石 (津久井, 1984),大山松江軽石 (町田・新井, 1979),三瓶木次軽石 (松井・井上, 1971),姶良 Tn火山灰 (町田・新井, 1976) や鬼界アカホヤ火山灰 (町田・新井, 1978) などの降下火砕堆積物があって,層序対比や年代推定の指標となっている (津久井, 1984;荒川, 1984;山元, 2017).このほか,西麓北部の裾野には孝霊山溶岩 円頂丘や鍋山火砕丘 (再定義),高井谷溶岩が分布し,塗がでは海谷(新称) とその類縁岩体 (本宮岩体,大谷岩体) 並びに上原溶岩 (新称) が孝霊山の西側から南側にかけて北西-南東方向に並ぶ.

火山麓扇状地堆積物は、デイサイト岩片からなる火砕 流堆積物(火山岩塊火山灰流堆積物)やデイサイト溶岩 が自破砕して生じた角礫が天水と混じりラハール(土石 流もしくはハイパーコンセントレイテッド流)となって 流下・堆積した二次堆積物を主体とし、上流域では角 張ったデイサイト岩片を主体とする淘汰不良無層理の堆 積物が、下流域ではデイサイト岩片が様々な程度に円磨 された砂礫からなる堆積物が卓越する(守屋,1975).こ れらは、給源となった火砕流堆積物との対応関係や、間 に挟まれている降下火砕堆積物の層序を調べることで、 複数の火山麓扇状地堆積物に区分できる。本報告では、 これまでの研究(荒川,1984;山元,2017)に準じて、これ を下位から順に古期火山麓扇状地堆積物、新期火山麓扇 状地 I 堆積物、新期火山麓扇状地II 堆積物、新期火山麓 扇状地II 堆積物、新期火山麓扇状地II 堆積物、新期火山麓 扇状地II 堆積物、新期火山麓扇状地II 堆積物、新期火山麓

これらの中で最も古い時期に形成された古期火山麓扇 状地堆積物は,旧来の溝口凝灰角礫岩層(津久井,1984) とその直上の砂礫層(古期扇状地面I堆積物:荒川, 1984)とを併せたもので,開析の進んだ扇状地面をなし, 大山樋谷軽石と直下の下部テフラ累層に覆われている (津久井,1984).主としてデイサイト岩片が様々な程度 に円磨された砂礫からなるが、下部では間に火山岩塊火 山灰流堆積物を挟み、より淘汰が進み、円磨度も高い砂 礫が卓越する上部との間には厚さ6mを超えるデイサイ ト軽石火山礫含有火山灰層を挟むところがある.また, 日野川を超えて西方の法勝寺川近くまで広がる扇状地の 末端部では円磨された軽石に富む凝灰質砂礫層が分布す る. これは旧来の福市砂礫層(太田, 1962a), 御来屋礫層 (三位・赤木, 1966, 1967a, b)の一部, 荒川 (1984) が軽石 流起源の水成堆積物とした福市軽石流堆積物に相当す る. 古期火山麓扇状地堆積物の下限の年代については. 間接的ではあるが、間に挟まれている溶岩の全岩K-Ar年 代値から100万年前頃である可能性が高い(津久井ほか, 1985; Kimura et al., 2003). また, 上限については, 大山 樋谷軽石(170±60 Ma:木村ほか, 1999)から下方に続く 古土壌(土壌化した風成火山灰)と降下軽石堆積物の重 なりからなる下部テフラ累層に覆われている(津久井, 1984) ことから、おそらく 30-20 万年前と考えられる、こ の推定は、大山東麓にあって、下部テフラ累層に対比さ れている最下部火山灰層(佐治ほか,1975)のジルコン FT年代値(木村ほか, 1999)による. "福市砂礫層"の起源 については判然としないが、仮に、これが最下部火山灰 層を構成する複数の降下軽石堆積物(佐治ほか, 1975)の 再堆積物であるとすれば、古期火山麓扇状地堆積物の上 限は下部テフラ累層にかかる.

孝霊山溶岩円頂丘や鍋山火砕丘,高井谷溶岩,壷瓶山 溶岩(新称)及び類縁岩体,上原溶岩は古期に噴出した側 火山である(津久井, 1984;津久井ほか, 1985). これらの うち特に目立つのは標高 751 mの孝霊山溶岩円頂丘で、 デイサイト凝灰角礫岩からなる鍋山火砕丘がこれを取り 囲む. 高井谷溶岩は孝霊山溶岩円頂丘の西側にあって, 孝霊山溶岩円頂丘表層の流動角礫岩(崖錐)と鍋山火砕 丘の直下から西側に向かって長く伸びたローブ状の形態 を示すことから溶岩円頂丘に先駆けてその直下から噴出 した溶岩と判断できる(津久井, 1984). 鍋山火砕丘の中 央に開いた直径 3-4 kmの火口の内壁には孝霊山溶岩円 頂丘と同じ溶岩片からなる火山砕屑物がペルム紀~三畳 紀の片麻岩や角閃岩,変形した花崗岩・花崗閃緑岩(も しくは花崗岩質マイロナイト)のブロックを取り込んで 堆積しており、孝霊山溶岩が火道を上昇する過程で爆発 したことがうかがえる. 孝霊山溶岩円頂丘は 0.30 ± 0.05 Ma (津久井ほか, 1985), 鍋山火砕丘 (明間溶岩) は 0.45 ± 0.13 Ma (Kimura et al., 2003), 高井谷溶岩は 0.51±0.04 Ma (津久井ほか, 1985) と 0.50 ± 0.02 Ma (Kimura et al., 2003) の全岩K-Ar年代値を示す.したがって,高井谷溶岩と鍋 山火砕丘が孝霊山直下から噴出した後, 10-20 万年の休 止期を経てほぼ同じ場所で爆発的噴火が起こり、引き続 いて孝霊山溶岩円頂丘がそこから噴出したと考えられ る.

壷瓶山溶岩は微量の斜長石斑晶と主に短冊状の長石が

平行に配列する石基からなる無斑晶安山岩の溶岩で、孝 霊山西側の壷瓶山のほか,米子市本宮や大山町赤松大谷、 大山町赤松明間付近に長径 1-2 km 短径 1-1.2 kmの小岩 体をなして北西-南東方向に連なって分布する.上原溶 岩は明間岩体南側の伯耆町上原付近に分布する安山岩 で、わずかに単斜輝石、直方輝石と角閃石の斑晶を含む 点を除けば壷瓶山溶岩と似たような特徴を示す(Kimura *et al.*, 2003)ことから、太田(1962a, b, c)と津久井 (1984)は、これも「無斑晶安山岩」とし、大山火山とは無 縁の鮮新世火山岩としている.しかし、全岩K-Ar年代 は、壷瓶山溶岩で 0.46 ± 0.04 Ma(津久井ほか, 1985) と 0.48 ± 0.04 Ma (Kimura *et al.*, 2003),上原溶岩で 0.43 ± 0.02 Ma (Kimura *et al.*, 2003)の値が得られており、大山古 期火山噴出物に位置付けられる(津久井ほか, 1985).

新期火山麓扇状地 I 堆積物は,円磨されたデイサイト 岩片や軽石片を含む砂礫からなる凝灰質堆積物で,大山 松江軽石を挟む古土壌(風化した風成火山灰)に覆われ る.新期火山麓扇状地 I 堆積物より上位の新期火山麓扇 状地 II 堆積物,新期火山麓扇状地 II 堆積物及び新期火山 麓扇状地 IV 堆積物は,それぞれ名和火砕流堆積物,槙原 火砕流堆積物,桝水原火砕流堆積物からの再堆積物で (山元,2017),新期火山麓扇状地 V 堆積物はアカホヤ火 山灰(7.3 ka:町田・新井,2003)の堆積後に形成された最 新の砂礫層である(荒川,1984).

名和火砕流堆積物と槙原火砕流堆積物、桝水原火砕流 堆積物(山元, 2017)は、いずれも新期に噴出したデイサ イト火山岩塊火山灰流堆積物で互いに似た岩相を示す が、名和火砕流堆積物直上の古土壌(土壌化した風成火 山灰)には三瓶木次軽石(115-110 ka:町田・新井, 2003) が、槙原火砕流堆積物直上の古土壌には姶良Tn火山灰 (30 ka: Smith et al., 2013)が挟まれており、桝水原火砕流 堆積物を覆う土壌は鬼界アカホヤ火山灰を挟む黒色土壌 (黒ボク)以外にないので、形成された時期は明確に異な る. 名和火砕流堆積物については 100 ± 40 kaのジルコン FT年代値(木村ほか, 1999)が, 槙原火砕流堆積物と桝水 原火砕流堆積物については放射性炭素年代から推定され る暦年代として、それぞれ 41.6 kaと 28.6 kaの値(山元、 2017) が得られている.ただし、槙原火砕流堆積物の年 代値は槙原火砕流堆積物が大山偽ホーキ火山灰、すなわ ち津久井(1984)の鴨ヶ丘火山灰に対比される(岡田・谷 本, 1986) との前提でKatoh et al. (2007) が報告した大山 偽ホーキ火山灰の年代値である.これは槙原火砕流堆積 物の上位を占める姶良Tnテフラの年代よりやや若いの で、 槙原火砕流堆積物の年代は 30 kaよりやや古いとす べきである. 名和火砕流堆積物は太田(1962a)の名和軽 石流に相当し、桝水原火砕流堆積物は桝水高原にあって 弥山火砕流堆積物(津久井, 1984)もしくはオドリ火砕流 堆積物(荒川, 1984)とされてきた火砕流堆積物と、その 南側の福永原(陸上自衛隊日光演習場)にあって笹ヶ平

本報告	河川堆積物(崖錐を含む)	新期火山麓扇状地: V: 堆積物					新期火山麓隐状地 IV 维積物	树水原火砕流堆積物						新期火山麓扇状地 III 推積物	槙原火砕流堆積物							新期火山麓扇状地非维積物	名和火砕流堆積物			新期火山麓扇状地 堆積物
モ(2017) 03)、木村ほか(1999)	山麓扇状地]堆積物	嬴状地2 堆積物		# , 2003)	草谷原降下火砕堆積物	阿弥陀川火砕流堆積物 21 ka	請状地3堆積物	桝水原火砕流堆積物 28.6 ka			笹ヶ平火砕流堆積物 29.3 ka	オドリ降下火砕堆積物 29.3 ka	2013)	蒚状地4堆積物	槙原火砕流堆積物 41.6 ka	鴨ヶ丘降下火砕堆積物	倉吉降下火砕堆積物 _{掘业环运体建物}	個人开 <i>州生</i> 頃19 関金降下火砕堆積物	生竹降下火砕堆積物	八束降下火砕堆積物	・新井, 2003)		名和火砕流堆積物 100 ka	ka(町田・新井, 2003)		扇状地5堆積物 ////////////////////////////////////
للل Kimura <i>et al.</i> (20	沖積層・火1	※山麓		山灰 7.3 ka(町田・新		三鈷峰溶岩ドーム	▲ 一 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、 、	ジーが地方	(ーノ沢 0.35 Ma)		鳥ヶ山溶岩ドーム	(烏谷 0.06 Ma)	I灰 30 ka (Smith <i>et a</i> /.,	※山麓	伏在溶岩ドーム						9) 115-110 ka (町田		振子山溶岩ドーム	大村ほか, 1999) <130		新日本 第二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十
4), 津久井ほか(1985) ・津久井(1983)	礫層・崖錐		下宝珠泥流堆積物	鬼界アカホヤ火			礫層 (未区分)	弥山火砕流堆積物	草谷原軽石層	東大山軽石層 東大山火山灰層	・ 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一	笹ヶ平火山灰層	始良Tn火山	礫層 (未区分)	槙原火砕流堆積物	(鴨ヶ丘火山灰層)	倉吉軽石層 掘山ひ沐袖建 ⁴⁴⁴	如人下加生民的関金軽石層	生竹軽石層	八束軽石層	径石 100±20 ka (木村ほか, 199		名和火砕流堆積物	大山松江軽石 180±60 Ka (7	(2)	
津久井(198 適川								弥山溶岩円頂丘			烏ヶ山溶岩円頂丘										三瓶木次軽				三鈷峰溶岩円頂丘	
荒川(1984)	沖積堆積物	最新期扇状地菌堆積物					新期扇状地 面堆積物	注1) 清水原火砕流 堆積物,オドリ火砕	流堆積物,関見火砕 ※##き#hu zǐ+-li-=	が生成120×0×144 デブリアバランチ推 誰やたるた				新期扇状地 面堆積物 ¹⁾	槙原火砕流堆積物							中期扇状地面堆積物	名和火砕流堆積物			古期扇状地 面堆積物
三位・赤木(1967)	礫層						岸本磯層	(名和火砕流)					上部火山灰(キナコ)		(名和火砕流)						古志原火山灰		名和火砕流	中部火山灰 (倉吉浮石)		高姬礫層(御来屋礫層)
太田(1962a,b,c)	開催年		下宝珠泥流			中央円頂丘 三鈷齡浴岩	段丘層	中央円頂丘 弥山溶岩 弥山熱雲			寄生円頂丘 P3				弥山熱雲		244-11-444-488	HANNER					名和輕石流			湖成層
大山火山 時代区分							. 1						新期													

第2.7 図 大山火山層序対比図

本報告	名和火砕流堆積物			愿状地 堆積物		大山樋谷軽石		(福市砂礫層)	古期火山麓扇状地		人昌次许派堆惧物								古期火山麓扇状地 堆積物〔下部〕									
				新期火山麓	_		孝霊山溶岩円頂丘							鍋山火砕丘	上原溶岩	壺瓶山溶岩及び 類縁岩体	高井谷溶岩											
(2017) 3), 木村ほか (1999)	名和火砕流堆積物 100 ka	a(町田・新井, 2003)		伏地5 堆積物	(軽石層hpm1 ²⁾ 230 ka)	(大山奥津軽石 ³⁾ 190 ka)	- 大山最下部火山灰層	(軽石層cpm ²⁾ 330 ka)	<u>ドロの</u> と 山の層を構成するテ	はか(1990) 節名 23) 命名					火山麓扇状地6堆積物													
山元 Kimura <i>et al.</i> (200;	振子山裕岩ドーム	< 村ほか, 1999) <130 ks		火山麓扇		樋谷降下火砕堆積物	大山寺溶岩 0.27 Ma		注2) 大山最下部。	120102125 国王(1896) (1996) (1996)		豪円山溶岩 0.42 Ma	岸本溶岩 0.43 Ma	明間溶岩 0.45 Ma		臺瓶山溶岩 0.46 Ma	稲吉溶岩 0.50 Ma	岩伏山·香取溶岩	0.50 Ma		◎ 如 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	回弥陀川 朱裕岩	0.59 Ma ト十小淡土 0.62 Ma	上人业府有 0.02 IVI3	高滝橋溶岩 0.88 Ma		「新上山」も考え	1.02 Ma 山川木地溶岩 1.00 Ma
津久井(1984), 津久井ほか(1985) 綱川・津久井(1983)	名和火砕流堆積物	大山松江軽石 180±60 Ka(オ	三鈷峰溶岩円頂丘(?)			樋谷軽石層 170±60 Ka (木村ほか, 1999)	孝霊山浴岩 0.30 Ma ++++= モャッ・・・・・ 西島	人山畈「部火山火虐 (佐治ほか, 1975)			矢筈ヶ山溶岩	甲ヶ山溶岩 0.41 Ma		鍋山火砕丘	盘上山浴岩 0.35, 0.48 Ma	無斑晶安山岩 0.46 Ma	高井谷溶岩 0.51Ma	岩伏山溶岩 0.50 Ma		城山浴石 0.51 Ma	吉原溶岩 0.56 Ma	大山藩容岩 0.59 Ma		鈩戸山溶岩円頂丘	0.68 Ma	鍔抜山溶岩円頂丘 0	0.90 Ma	
荒川(1984)	名和火砕流堆積物			古期扇状地॥面堆積物		淀江軽石層		(福市軽石流堆積物)	古期扇状地丨面堆積物		古期大山火山体																	
三位・赤木(1967)	名和火砕流	中部火山灰(倉吉浮石)		高姫礫層(御来屋礫層)		下部火山灰		• (~.	御来屋磜層		溝口凝灰角礫岩																	
太田(1962a,b,c)	名和輕石流			組み層		ロー ム	孝靈山中央円頂丘	福市砂礫層	御来屋礫層	孝靈山外輪山	外輪山 矢筈ヶ山溶岩	外輪山 勝田ヶ山溶岩			外輪山 船上山海岩	無斑晶安山岩		裕岩流 こ	凝灰角礫岩	外牆口 城口浴石	外輸山 吉原溶岩	裕岩流 こ1		寄生円頂丘 P1		奇生HJ頂丘 P2		黒雲母角閃石溶岩など
大山火山 時代区分			新甜													₽ ₩	R I											

第2.7 図 大山火山層序対比図(続き)

火砕流堆積物(津久井, 1984)とされてきた火砕流堆積物 に相当する.山元(2017)は、火砕流堆積物の区分を大幅 に見直した上でそれぞれの火砕流堆積物の分布を上流に たどることで、名和火砕流堆積物、笹ヶ平火砕流堆積物 と桝水原火砕流堆積物の給源を振子山、烏ヶ山、弥山の 各溶岩円頂丘と特定し、槙原火砕流堆積物については弥 山直下に伏在している溶岩円頂丘に求めている.

2.6 上部更新統~完新統

大山火山を除く上部更新統~完新統は中位 I 段丘堆積物,砂州・海浜堆積物,海岸砂丘堆積物,潟湖堆積物, 河川流路・自然堤防・氾濫原堆積物に区分される.これらは,礫,砂,泥のいずれか,もしくは,複数の組み合わせからなる.

大山火山の成長や鉄穴流しにともなって土砂が大量に もたらされて埋積されたのか,段丘堆積物はほとんどな く,日野川支流の法勝寺川沿いにわずかに点在するだけ である.中位 I 段丘堆積物は砂礫を主体とし,法勝寺川 の中流域の要害山を取り囲むやや広い範囲に分布する.

砂州・海浜堆積物及び海岸砂丘堆積物は米子市淀江町 から松江市美保関町森山の面前にまで至る弓ヶ浜砂州を なす.その地下には砂を主体とする厚さ50 m超の砂層が あって,これを最大20m程度まで下刻した谷を完新世の 泥が埋め,さらに現在の砂州をなす厚さ20m超の砂層が これらを広く覆っている(中村ほか,2001;井上ほか, 2005).地下の厚い砂層は上部に大山松江軽石と三瓶木 次軽石に対比される降下火砕堆積物を挟んでおり,後期 更新世の差海層に,また,完新世の泥層と砂層は中海の 湖底下の完新世堆積物,すなわち,中海層に対比される (鹿野ほか,1989).

本図幅地域からははずれるが,弓ヶ浜砂州の北端で は、海面上昇期に美保湾と中海とを結ぶ潮流で生じたと 思われる海釜を埋めた砂泥層(境港層)が差海層と中海 層との間に挟まれている(井上ほか,2005).また,弓ヶ 浜砂州南東端にあたる米子市淀江町の内陸側には表土の 直下に,主として泥からなる完新世の潟湖堆積物が存在 する(中村ほか,1994).この堆積物の厚さは最大で10 m 程度で,中程に鬼界アカホヤ火山灰を挟む.また,最上 部は有機物に富み,厚さ数10 cmの淡水成珪藻土を挟ん でおり,この潟湖は弓ヶ浜砂州の成長に伴って形成され た海跡湖と考えられる.そのほか中海の南岸には地形か ら見て干潟が広がっていたと思われるが,現在は干拓も しくは埋め立てられているため,これを確認することは できない.

(松浦浩久)

3.1 帰属未詳の変成岩類·深成岩類(m)

岩体名 米子地域南東部の伯耆町大内北方の大江川河 床と伯耆町谷川東方の大協組採石場では江尾花崗岩に取 り込まれた片麻岩と花崗閃緑岩のブロックが認められ る.また,米子市淀江町稲吉付近の孝霊山溶岩円頂丘を 構成する火砕堆積物中にも片麻岩と花崗岩のブロックが 取り込まれている.これらが帰属する地質体や地下での 分布は未詳なので,本報告では,岩体名を付することな く,産地ごとに分けて記載する.

産状 大内北方の大江川河床では,片麻岩・花崗閃緑岩 が江尾花崗岩に挟まれた幅約5m延長約50mの範囲を占 めて産出する.江尾花崗岩との接触関係は不明であるが, 江尾花崗岩由来の細脈に貫かれている(石賀ほか, 1989).谷川東方の大協組採石場では,江尾花崗岩のトー ナル岩中に北北西-南南東方向に延びた幅数m~数10m 延長数100mの片麻岩・花崗閃緑岩が2枚あって,これ らに幅数mmのミグマタイト様中粒トーナル岩網状脈が 貫入している様子も観察できる(第3.1 図).また,孝霊 山溶岩円頂丘を構成する稲吉付近の火砕物中では破断面 に囲まれた径数cm~数10mの異質岩塊・角礫として散 在する.

岩相 大江川河床では細粒変斑れい岩,角閃石片麻岩, 角閃石黒雲母片麻岩、黒雲母片麻岩、ざくろ石黒雲母片 麻岩が確認されている(石賀ほか, 1989; Tsutsumi et al., 2017). 飯泉ほか(1988)と石賀ほか(1989)によれば、こ こから得られた角閃石片麻岩は角閃石 (Z軸色=青緑~ 緑色; ferrotschermakitic hornblende), 中性長石 (中心部 An = 39-45, 外縁部An = 36-37), 黒雲母, 石英, アルカリ 長石, Fe-Ti酸化物, 燐灰石, ジルコンを含み, 下部角閃 岩相程度の変成作用によって形成されたと推定される. また,石賀ほか(1989)は泥質片麻岩が黒雲母,白雲母, 曹長石 (An = 0.8-1.9), 石英, カリ長石, 鉄礬ざくろ石 (X_{nvro} = 0.108-0.146),石墨, Fe-Ti酸化物, 燐灰石, ジル コンを含み、ざくろ石-黒雲母平衡温度計から求めたそ の変成温度が 560-625 ℃に達することを報告している. その後, Nozaka et al. (2002) は泥質片麻岩の主成分が黒 雲母+斜長石+カリ長石+石英からなり、副成分にざく



第3.1 図 江尾花崗岩中の変成岩(試料番号 YNG37, 地点番号 201301503: 伯耆町谷川, 大協組採石場) A:江尾花崗岩を構成するトーナル岩(明色部)が捕獲した変成岩(暗色部)に細脈状に貫入してい る露頭. ハンマーの長さは30 cm. B:両者の接触部の拡大写真. 方眼の一辺の長さは約9.5 mm.



第3.2図 江尾花崗岩に捕獲されている変成岩の顕微鏡写真

A, B:細粒変斑れい岩(試料番号 YNG20A, 地点番号 10050102: 伯耆町大内北方大江川河床). C, D:角閃石黒雲母片麻岩(試料番号 YNG20B-2, 地点番号 10050102: 伯耆町大内北方大江川河床) Cの黒枠はDの範囲を示す.

E, F:角閃石黒雲母片麻岩 (試料番号 YNG26, 地点番号 100500303: 伯耆町谷川, 大協組採石場). A, C, D, E;オープンニコル, B, F;クロスニコル. Hb = 角閃石, Pl = 斜長石. ろ石,カミングトン閃石,普通角閃石を含むことを記載 し,地質温度計・圧力計から角閃岩相~グラニュライト 相の条件下で変成したとしている.また,堤ほか(2016, 2017)は,U-Pb年代測定結果に基づいて,片麻岩のうち ジルコンのU-Pb年代が約260 Maに集中する黒雲母片麻 岩1試料を正片麻岩とし,複数の年代グループに分かれ るざくろ石黒雲母片麻岩と花崗閃緑岩質片麻岩2試料は 砕屑性ジルコンを保持する準片麻岩とした.

谷川東方の採石場内では角閃石片麻岩と角閃石黒雲母 片麻岩が確認されている.それらの原岩の大部分は砂質 岩であるが,苦鉄質火成岩と泥質岩も少量含む.

稲吉地域で異質岩塊・岩片として産出する変成岩類は 片麻岩と角閃岩で,花崗岩を伴う(岡田・山内, 2010).熱 水変質を被っていて岩種の判別は難しいが,堤ほか (2018)は同所から採取した試料として花崗岩質片麻岩 と変形花崗閃緑岩の存在を,遠藤・森(2021)は,これら に対応する岩石として珪長質黒雲母片麻岩と片麻状角閃 石花崗閃緑岩を,また,今回の調査では花崗岩質マイロ ナイト(後述の岩石記載参照)の存在を認めている.この ほか,伯耆町丸山(標高約370m)のボーリングで深度 350-850m(標高20-480m)に角閃石片麻岩が潜在してい るとの報告(石賀ほか, 1989)があるが,詳細は不明であ る.

岩石記載

細粒変斑れい岩 YNG 20A 伯耆町大内北方大江川 河床

本岩は元の深成岩組織を残し,径0.2-1 mmの斜長石(自 形),角閃石(Z=帯青緑色),直方輝石?(緑泥石化)及び 不透明鉱物が細粒等粒状組織を示し,副成分鉱物としてチ タン石とまれに黒雲母を含む(第3.2 図A, B).自形鉱物間 の空隙には緑泥石やぶどう石,沸石,細粒白雲母が充填し ていることがある.破砕して再結晶した部分には原岩の深 成岩組織よりも粗粒(径0.6-1.2 mm)な斜長石と角閃石(Z =帯青緑色)がモザイク組織を作っている.

角閃石黒雲母片麻岩 YNG 20B 伯耆町大内北方大 江川河床

径 0.05-0.2 mmの角閃石 (Z = 帯褐緑色),単斜輝石,黒雲 母 (Z = 茶褐色)と不透明鉱物に富む暗色層と,斜長石と石 英に富む明色層とが縞状に配列する片麻状構造を示す.明 色層が薄化した部分の石英は,応力歪みを示す波動消光や 圧砕が見られず,滑らかな面に囲まれた均質な結晶であ る.また石英の伸長方向は片麻状構造と斜交するモザイク 的な組織を示す(第3.2 図C, D).副成分鉱物としてジルコ ンと燐灰石を含む.

角閃石黒雲母片麻岩 YNG 26 伯耆町谷川東方採石場 本岩は径0.3-0.8 mmの粗粒角閃石(Z=緑色)が集合した暗 色層と,径 0.05-0.3 mmの斜長石と石英を主とする明色層 が,0.5-1 mm幅の不明瞭な片麻状構造を示す.明色層は珪 長質鉱物のほか,径 0.05-0.2 mmの角閃石,黒雲母(Z=帯 緑褐色),不透明鉱物も含む(第3.2 図E,F).また緑泥石 脈に切られることがある.本岩は大内地域の角閃石黒雲母 片麻岩の結晶に比べると,主成分鉱物でも粒径が不揃い で,結晶表面は凹凸が多くなめらかではない.石英には波 動消光とサブグレイン化が顕著である.また大内地域の角 閃石黒雲母片麻岩の斜長石と角閃石は分散しているもの が多いのに対し,本岩は角閃石が集合してレンズ状の暗色 層をなす,また単斜輝石を含まない点でも異なっている. 本岩は副成分鉱物としてチタナイト,燐灰石,ジルコンを 含む.

黒雲母花崗岩質マイロナイト YNG212 米子市淀江町 稲吉東方,孝霊山溶岩円頂丘に伴う火砕岩中の異質ブ ロック

本岩は淡紅色の基質と灰白色の幅約1mm,長さ1-2 cm前 後の石英レンズが縞状に配列して面構造を作っている(第 3.3 図A).石英レンズは径0.3-1mmの石英結晶が他の鉱 物を挟まずに横に連なったものである.基質は完晶質で径 1-3mmの斜長石,アルカリ長石,石英,黒雲母と微量の ジルコンと燐灰石などからなり,細粒花崗岩の様相を呈す るが,珪長質鉱物の多くは微細な他形で,大きなものには 微小な割れ目が数多く認められる(第3.3 図B,C).また, 茶褐色粘土鉱物と鉄鉱物(水酸化鉄?)が基質と石英レン ズとの境界沿いや,基質と石英レンズに跨って分布してお り,基質の黒雲母や斜長石などは,石英レンズに連結して いる石英に虫食い状に置換されている.

放射年代 飯泉ほか (1988) は大内北方の大江川河床 (試 料産地Loc. 1) から採取した角閃石片麻岩について Rb-Sr 鉱物-全岩アイソクロン年代測定を行い,初めて 185.5± 6.1 Maという前期ジュラ紀の年代を報告した.この値は 変成岩を捕獲する江尾花崗岩のジルコンU-Pb年代の 199-190 Ma (詳細は次節 3.2 参照)よりもわずかに若い が,ほぼ同時代と見ることができる.

堤ほか(2016, 2017)とTsutsumi et al. (2017)は、大内地 域の変成岩のジルコンU-Pb年代を測定して、ざくろ石黒 雲母片麻岩から434-183 Maに跨り280-200Maと190 Ma に集中するジルコン群を、片麻状花崗閃緑岩から400 Maと350-290 Ma及び280-220 Maに集中するジルコン群 を、黒雲母片麻岩から267-232 Ma(平均257.6±2.9 Ma) に集中するジルコン群を見出し、ざくろ石黒雲母片麻岩 と花崗閃緑岩質片麻岩については年代値が広い範囲に跨 ることから後背地の異なる砕屑性ジルコンが含まれてい ることを指摘するとともに、黒雲母片麻岩については年 代値が260 Ma付近に集中することからその起源を花崗 岩に求めた、また、堤ほか(2018)は、稲吉地域の変形花



第3.3図 孝霊山溶岩円頂丘に先駆けて噴出した火砕岩中に取り込まれている黒雲母花崗岩質マイロナイトの切片の拡大写真(A)と顕微鏡写真(B, C)(試料番号・地点番号YNG212:米子市淀江町稲吉東方) Bはオープンニコル,Cはクロスニコルで撮影.Bt =黒雲母,Pl=斜長石,QL=石英レンズ.

崗閃緑岩と花崗岩質片麻岩についても、それぞれ 230 Ma 前後と 245.3 Maの年代を報告し、変形花崗閃緑岩と花崗 岩 質 片 麻 岩 を 飛 騨 帯 の 古 期 花 崗 岩 (260–230 Ma: Takahashi *et al.*, 2018) に対比している.

変成岩の帰属問題鳥取県(1966)と三位・赤木(1966, 1967a, b)は、大内北方の大江川河床と谷川で江尾花崗岩 に接する変成岩を初めて見出し、これを片状砂岩と片状 スレートの互層として記載して三郡変成岩に対比した.

飯泉ほか(1988)と石賀ほか(1989)は、大江川河床の片麻 岩が前期ジュラ紀のRb-Sr年代を示し、角閃岩相程度の 変成度に達していることと、母岩の江尾花崗岩が圧砕組 織を持ち船津花崗岩に似ていることを根拠に、これらの 片麻岩を飛騨片麻岩に対比した.確かに江尾花崗岩は飛 騨新期花崗岩 (200-190 Ma: Takahashi et al., 2018) に相当 する年代を示し(Tsutsumi et al., 2017; Kawaguchi et al., 2023),孝霊山溶岩円頂丘を構成する火砕堆積物に取り込 まれている花崗閃緑岩も飛騨古期花崗岩の年代を示す (堤ほか, 2018). また, 深成岩の化学的特徴も飛騨地域 の岩体と共通する(Kawaguchi et al., 2023). しかし, Nozaka et al. (2002)は、大江川河床の泥質変成岩と塩基 性変成岩の微量成分元素が前弧域的な特徴を示し、大陸 的な飛驒帯とは異なることを指摘している.また、堤 (2016)とTsutsumi et al. (2017)も, 準片麻岩のジルコン年 代を測定した結果,中国南部起源を示唆する 700 Maのジ ルコンが含まれていること.飛驒帯の変成岩の原岩(中 国北部相当)を特徴付ける古期原生代ジルコンは含まれ ていないことから、本地域の変成岩の原岩を周防帯もし くは丹波-美濃帯の付加体に求めている. さらに、遠藤・ 森(2021)は、珪長質片麻岩の鉄-マンガンに富むざくろ 石 (Fe>Mn)の包有物として,飛騨と隠岐地域のスピネ ルよりもZnとMgに乏しい鉄スピネルを検出したものの、 石英と接していないのでグラニュライト相に達していた かは今後の検討課題として,変成岩の帰属問題に一石を 投じている.

3.2 江尾花崗岩 (Et, Egd)

岩体名 鳥取県(1966)による.本花崗岩は地質調査所の 5万分の1地質図幅「米子(初版)」(太田, 1962a)の石英閃 緑岩 (Qd) 及び粗~中粒黒雲母花崗岩 (Gb) の一部, 南隣 「根南」(服部・片田, 1964)の片麻状角閃石黒雲母花崗閃 緑岩(G1)にほぼ相当する.ただし、太田(1962a)がQd とした米子地域南西部,安来市伯太町西母里付近の小岩 体は前期中新世の年代を示す(第5章参照).また、服 部・片田 (1964) がG1 とした南隣 「根雨」 南西部, 日南町 熊塔付近の花崗閃緑岩からなる岩体は、白亜紀末に当た る 69.4 ± 0.4 Maのジルコン LA-ICP-MS U-Pb 年代値を示 す(第3.3表, 第3.4表, 第3.10図, 第3.11図). 熊裕 の岩体は多里地域の下萩花崗閃緑岩(猪木・坂本, 1977) の延長とされていることから(山陰バソリス研究グルー プ,1982;飯泉・山陰バソリス研究グループ,1983),こ のU-Pb年代は下萩花崗閃緑岩が白亜紀末であることを 示す.鳥取県(1966)が三郡変成岩に貫入すると記述した 江尾花崗岩はこの下萩花崗閃緑岩である. したがって. 本報告では、これらの諸岩体については、 江尾花崗岩か ら除外する.

模式地 鳥取県(1966)は江尾花崗岩の模式地を指定し

ていない. 岩体名の由来と思われる江府町江尾(根雨地 域)の周辺には適当な露頭が無いので,本報告では伯耆 町谷川東方の採石場北側の道路脇を模式地とする.

分布 本花崗岩は本地域南東部伯耆町の旧溝口町大江から谷川を経て根雨地域の江府町久連南に至る日野川沿いの地域に分布するほか,伯耆町大内北部,大江川河床の東西約500mの範囲と,そのすぐ西側の道路脇にもわずかながら分布する.日野川沿いの岩体は大江から伯耆町白水(南隣「根雨」地域)まで北西-南東方向に連続し, ご辞前江尾周辺で途切れるが,その延長上の伯耆町 複一覧を日野川左岸の久連にも小岩体が存在する(寺岡 ほか,1996).江尾花崗岩の広がりは大山火山噴出物とそ の再堆積物に覆われていて判然としないが,露出部分が 大山火山噴出物の地下で連続していると仮定すると,北 西-南東方向に延長約9km(大江~久連),また南西端は 根雨花崗岩で限られているので北東-南西方向に幅約4.3 km(大内~谷川)の広がりを持つと推定される.

層序貫入関係 江尾花崗岩は伯耆町大内北方の大江川河 床で変成岩の砂岩泥岩互層, 珪質砂岩と泥岩のホルン フェルス, 角閃岩を捕獲岩体として含む. また, 谷川東 方の採石場では江尾花崗岩のトーナル岩 (Et) が変成岩 を捕獲している(第3.1回). 江尾花崗岩は露出部全域で 顕著な再結晶組織を示しており, 露頭では溝口から 料水原に登る道路と大江川河床で根雨花崗岩が江尾花崗 岩に貫入している(太田, 1962a; 服部・片田, 1964).

南隣根雨地域の江府町久連付近には、根雨花崗岩の南 東側に江尾花崗岩の角閃石黒雲母花崗閃緑岩の孤立小岩 体(東西約 600 m,南北約 200 m)が分布している.石賀ほ か(1991)と宮本ほか(2000)は、この久連の岩体は日野川 左岸で久連から南に向かって次第に圧砕されてカタクラ サイトに移化し、南側は時代不明の安山岩溶岩・火砕岩 と圧砕された含礫泥岩~含礫砂岩に断層で接するとし た.

岩相 江尾花崗岩は中粒角閃石黒雲母トーナル岩〜角閃 石石英閃緑岩 (Et) と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Egd) からなる.

日野川沿いの岩体(溝口岩体)では、北東側のトーナル 岩~石英閃緑岩(Et)が北西-南東方向の境界を持って南 西側の花崗閃緑岩(Egd)に接している。トーナル岩~石 英閃緑岩は、岩体及び岩相の伸長方向と平行な北西-南 東方向の顕著な片麻状構造を示し、花崗閃緑岩は塊状に 見えることが多い。

片麻状構造を示すトーナル岩~石英閃緑岩は肉眼では 長径 5-10 mmの斜長石と再結晶した暗緑色~黒色鉱物の 長辺の向きがそろうものが多い(第 3.4 図).また圧砕さ れた部分が再結晶して灰緑色の微細結晶集合がレンズ状 ~脈状に片麻状構造を切るように見える部分もある.顕 微鏡下では元の組織が微弱~強程度の圧砕を受けてお り,さらに古第三紀根雨花崗岩の接触変成による再結晶



第3.4図 片麻状構造が顕著な江尾花崗岩の手標本(試料番号 YNG 37,地点番号 201301504:伯耆町谷川,大協組 採石場)

鉱物のモザイク組織が,接触部近傍だけでなく全域で重 複している(第3.5図).また,花崗閃緑岩も肉眼的には 根雨地域の古第三紀花崗閃緑岩に似ているように見える が,顕微鏡下で圧砕組織と再結晶組織を示す.再結晶し て生じたモザイク組織は古第三紀根雨花崗岩との接触部 近傍だけでなく江尾花崗岩全体に広がっている.

大江川河床に露出する岩体は、日野川沿いの岩体と同様、中粒角閃石黒雲母トーナル岩〜角閃石石英閃緑岩 (Et)と中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Egd)からなり、いずれにも圧砕構造と再結晶して生じたモザイク組織が認められる。トーナル岩〜石英閃緑岩は顕著な片麻状構造 を示す一方、花崗閃緑岩は片麻状構造が顕著な部分から ほぼ塊状に見える部分まで変化がある。明瞭に視認でき る片麻状構造の走向は北西-南東から北北西-南南東で、 傾斜は北東に30°から垂直まで変化する。片麻状構造の 顕著な部分は肉眼では長径5-10 mmの斜長石と再結晶し た暗緑色〜黒色鉱物の長辺が平行になっている。顕微鏡 下では元の片麻状花崗閃緑岩の組織が微弱〜強程度の圧 砕を受けており、南隣根雨地域の江尾西方ではカタクラ サイトに移化する(石賀ほか, 1991).

岩石記載

中粒角閃石トーナル岩 (Et) YNG 37 伯耆町谷川大協 組採石場

手標本は暗灰緑色を呈し、中粒の造岩鉱物が平行に伸張し て片麻状構造を示す(第3.4図).また厚さ2-5 mmの灰緑 色レンズ状~脈状の圧砕部が片麻状構造と斜交している. 主成分鉱物として斜長石,石英,角閃石を含む.角閃石(Z =緑色~オリーブ緑色)は径2-4 mm程度の中粒結晶と, 径0.3 mm前後の微小角閃石が集合したポイキロブラス ティック組織を示すものがある.微粒角閃石集合は元は中 粒角閃石の単結晶だったものが圧砕され,その後接触変成 によって再結晶したものと推定される.石英は片麻状構造



第3.5 図 江尾花崗岩の角閃石トーナル岩の顕微鏡写真(試料 番号 YNG 37,地点番号 201301504:伯耆町谷川,大 協組採石場) A:オープンニコル,B:クロスニコル,Qz=石英,

Pl = 斜長石, Bt = 黒雲母, Hb = 角閃石.

と平行に伸びたレンズ状ないし脈状の微粒結晶集合とし て含まれる. 副成分鉱物には黒雲母(帯緑褐色), 燐灰石, 不透明鉱物, 褐簾石, ジルコンを含む. 黒雲母には初生結 晶と思われるものはなく, 岩石のレンズ状~脈状圧砕部分 に径 0.2 mm前後の微小結晶集合がモザイク組織化した再 結晶鉱物脈として含まれる(第 3.5 図). 燐灰石は圧砕・再 結晶部分に燐灰石としては大型(径 0.5 mm)の短柱状~樽 状結晶をなして産することがある.

中粒角閃石トーナル岩(Et) MAT7C[石原ほか(2012) と松浦ほか(2013)のU-Pb測年試料]GSJ R80027 伯 耆町谷川大協組採石場

肉眼では暗灰緑色を呈し、白色斜長石(長径 2-5 mm)と暗 緑色角閃石(長径 2-7 mm)の並びが片麻状構造を示す.ま た片麻状構造と斜交する割れ目を充填して微細黒雲母の 脈状集合(幅 1 mm,延長数 cm)が見られる.顕微鏡下で観 察される主成分鉱物は、斜長石、石英、角閃石(Z = 緑色) で, 圧砕された後に再結晶したモザイク組織を示す. 斜長 石には長辺が湾曲するものがあり, 斜長石内には再結晶時 に生じた微細な斜長石を含むものがある. 石英は元の結晶 が圧砕されて多結晶化し, 押し伸ばされてレンズ状~脈状 になっている. 角閃石 (Z=緑色) は柱状自形を示す. 副成 分鉱物として黒雲母, 燐灰石, ジルコンを含む.

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Egd) YNG 39 伯耆町 谷川大協組採石場

肉眼でトーナル岩相よりも明るい灰緑色を呈し、塊状~弱 い片麻状構造を示す、顕微鏡下では弱い圧砕と再結晶組織 が観察される.主成分鉱物として斜長石,石英,角閃石(仮 像),黒雲母,アルカリ長石を含む、角閃石は径 2-4 mm程 度の菱形の断面から元は自形の角閃石単結晶だったと考 えられるが、再結晶して径 0.3 mm前後の微小角閃石と黒 雲母とのモザイク状集合体に置換されている、斜長石は径 1-2.5 mmの長方形の自形~半自形を示す.石英は径 0.3-1.5 mmで、全般に他形を示し、縁部でアルカリ長石と微文象 構造になるものがある、アルカリ長石は径 2-5 mmでほか の鉱物よりも粗粒になるが、他形を示す、副成分鉱物とし て、燐灰石、不透明鉱物、褐簾石、ジルコンを含む、

放射年代・対比 江尾花崗岩は西側に接する古第三紀根 雨花崗岩 (Rb-Sr年代 65.0±0.3 Ma; lizumi et al., 1984)の 貫入を受けて造岩鉱物が再結晶している. このため, 宮 本ほか(2000)は再結晶の影響を受けにくいジルコンの SHRIMP U-Pb年代測定を行い, 江尾花崗岩について初め て前期ジュラ紀に当たる約 190 Maを報告した. その後, 石原ほか(2012)はSHRIMP U-Pb年代として 198.6 ± 2.7 Maを, 松浦ほか (2013) はLA-ICP-MS U-Pb年代として ²³⁸U-²⁰⁶Pb年代30個の加重平均値197.4±1.0 Ma(第3.1表 と第3.6図, 第3.7図)を報告し, 異なるU-Pb法によっ てもほぼ一致して前期ジュラ紀の年代が確認された. 松 浦ほか(2013)は、U-Pb年代測定と同じジルコン試料を 用いてLA-ICP-MS FT年代も測定し、ジルコン 30 個の加 重平均としてU-Pb年代値より明確に若い72.2±5.5 Maの 値を得ている(第3.2表と第3.8図,第3.9図). このこ とは、根雨花崗岩の接触変成によってジュラ紀のFTが短 縮化して年代値の若返りが起きたことを意味する(松浦 ほか、2013).

Kawaguchi et al. (2023)は、おそらく日野川沿いの溝口 岩体の北部から採取したと思われる花崗閃緑岩 (EBI-Gr25)から前期三畳紀末の247.3 Maを、南部の花崗閃緑 岩 (EBI-Gr26)から前期ジュラ紀の192.1 Ma, 閃緑岩 (EBI-Gr27)から前期ジュラ紀の191.7 Maの年代を報告 した(第3.3 表).前者と後2者の明瞭に異なる2つの年 代値は江尾花崗岩が三畳紀とジュラ紀の年代を持ってい ることを意味するが、本研究の調査では江尾花崗岩内で 年代の異なる2つの岩体を分ける岩相境界は確認されて

		44	入 1 米 /a				E A			年代店 (14)									
ジルコン		ガリ	ント致				[P]1	业种比				千八旭 (Ma)							
試料番号	206 _{Db}	207 Dh	238 _{T T}	235 _{T T}	²⁰⁷ Pb	誤差	²⁰⁶ Pb	Error	²⁰⁷ Pb	誤差	Disc.*	²⁰⁶ Pb	誤差	²⁰⁷ Pb	誤差				
1-41-1 HI -7	PD	Pb	U	U	²⁰⁶ Pb	2σ	²³⁸ U	2σ	²³⁵ U	- 2σ		²³⁸ U	2σ	²³⁵ U	2σ				
no.1	16580	790	567513	4116	0.0476	± 0.0019	0.03242	± 0.000987	0.2122	± 0.0177	concordant	$205.7 \pm$	6.4	195.4	± 17.9				
no.2	15844	874	560280	4064	0.0551	± 0.0023	0.03138	± 0.000961	0.2378	± 0.0192	concordant	199.2 ±	6.2	216.6	± 19.3				
no.3	9264	470	323918	2349	0.0507	± 0.0021	0.03174	± 0.001063	0.2211	± 0.0234	concordant	$201.4 \pm$	6.9	202.8	± 23.5				
no.4	16866	861	599332	4347	0.0510	± 0.0021	0.03123	± 0.000949	0.2190	± 0.0177	concordant	$198.3 \pm$	6.1	201.1	± 17.8				
no.5	8543	422	300858	2182	0.0493	$\pm \ 0.0020$	0.03152	± 0.001073	0.2137	± 0.0237	concordant	$200.0 \pm$	6.9	196.6	± 23.8				
no.6	17517	860	603190	4375	0.0491	± 0.0020	0.03223	± 0.000974	0.2173	± 0.0176	concordant	$204.5 \pm$	6.3	199.7	± 17.7				
no.7	12737	672	446453	3238	0.0527	± 0.0022	0.03166	± 0.001002	0.2294	± 0.0207	concordant	$201.0 \pm$	6.5	209.7	± 20.8				
no.8	13726	706	469837	3408	0.0514	± 0.0021	0.03242	± 0.001014	0.2290	± 0.0202	concordant	$205.7 \pm$	6.5	209.4	± 20.3				
no.9	20452	997	733531	5320	0.0487	± 0.0020	0.03094	± 0.000918	0.2072	± 0.0157	concordant	$196.5 \pm$	5.9	191.2	± 15.8				
no.10	10716	569	388091	2815	0.0531	± 0.0022	0.03065	± 0.000999	0.2234	± 0.0217	concordant	194.6 ±	6.4	204.8	± 21.8				
no.11	16174	782	576815	4183	0.0483	± 0.0020	0.03112	± 0.000950	0.2066	± 0.0173	concordant	197.6 ±	6.1	190.7	± 17.4				
no.12	13439	661	478658	3472	0.0492	± 0.0020	0.03116	± 0.000978	0.2105	± 0.0190	concordant	$197.8 \pm$	6.3	193.9	± 19.1				
no.13	14968	732	533891	3872	0.0489	± 0.0020	0.03112	± 0.000961	0.2090	± 0.0180	concordant	$197.5 \pm$	6.2	192.7	± 18.2				
no.14	9784	511	350242	2540	0.0522	± 0.0021	0.03100	± 0.001028	0.2223	± 0.0226	concordant	196.8 ±	6.6	203.8	± 22.7				
no.15	15630	845	570571	4138	0.0540	± 0.0022	0.03040	± 0.000933	0.2257	± 0.0184	concordant	193.1 ±	6.0	206.7	± 18.5				
no.16	18890	915	668991	4852	0.0484	± 0.0020	0.03124	± 0.000690	0.2076	± 0.0173	concordant	198.3 ±	4.4	191.5	± 17.4				
no.17	9299	430	328574	2383	0.0462	± 0.0019	0.03131	± 0.000836	0.1986	± 0.0224	concordant	198.7 ±	5.4	183.9	± 22.5				
no.18	19230	929	687093	4983	0.0483	± 0.0020	0.03096	± 0.000681	0.2052	± 0.0169	concordant	196.6 ±	4.4	189.5	± 17.1				
no.19	17321	879	627092	4548	0.0507	± 0.0021	0.03056	± 0.000688	0.2127	± 0.0180	concordant	194.0 ±	4.4	195.9	± 18.1				
no.20	9226	483	329730	2391	0.0523	± 0.0021	0.03095	± 0.000828	0.2223	± 0.0240	concordant	196.5 ±	5.3	203.8	± 24.1				
no.21	12752	673	467408	3390	0.0528	± 0.0022	0.03018	± 0.000735	0.2185	± 0.0205	concordant	191.7 ±	4.7	200.7	± 20.6				
no.22	9857	490	343313	2490	0.0497	± 0.0020	0.03176	± 0.000833	0.2166	± 0.0232	concordant	201.6 ±	5.4	199.1	± 23.3				
no.23	13830	681	492136	3569	0.0492	± 0.0020	0.03109	± 0.000741	0.2100	± 0.0196	concordant	197.4 ±	4.8	193.6	± 19.7				
no.24	15617	844	557739	4045	0.0540	± 0.0022	0.03098	± 0.000716	0.2297	± 0.0198	concordant	196.7 ±	4.6	209.9	± 19.9				
no.25	14241	682	503688	3653	0.0479	± 0.0020	0.03128	± 0.000740	0.2055	± 0.0191	concordant	198.5 ±	4.8	189.8	± 19.2				
no.26	12872	670	452726	3283	0.0520	± 0.0021	0.03146	± 0.000764	0.2246	± 0.0212	concordant	199.7 ±	4.9	205.7	± 21.3				
no.27	11783	614	440911	3198	0.0521	± 0.0021	0.02956	± 0.000735	0.2113	± 0.0206	concordant	$187.8 \pm$	4.7	194.7	± 20.7				
no.28	15323	815	553251	4013	0.0532	± 0.0022	0.03064	± 0.000711	0.2236	± 0.0195	concordant	194.6 ±	4.6	204.9	± 19.6				
no.29	8795	405	303602	2202	0.0460	± 0.0019	0.03205	± 0.000871	0.2024	± 0.0234	concordant	$203.3 \pm$	5.6	187.2	± 23.5				
no.30	18328	915	659792	4785	0.0499	± 0.0020	0.03073	± 0.000683	0.2105	± 0.0175	concordant	195.1 ±	4.4	194.0	± 17.6				
											平均	198.0 ±	7.9	198.6	± 15.7				
											加重平均	197.4 ±	1.0	198.2	± 3.6				

第3	. 1	表	江尾花崗岩のジルコ	ンU-Pb年代測定結果
----	-----	---	-----------	-------------

試料番号:GSJ R80027(MAT7C-2)

測定: (株) 京都フィッション・トラック 檀原 徹・岩野英樹

試料產地:鳥取県伯耆町谷川大協組砕石場(35度20分19.56秒133度27分11.88秒) 岩石名:中粒角閃石トーナル岩(片麻状構造を示す)

測定装置:LA-ICP-MS 測定標準ジルコン:Nancy 91500 σ:標準偏差







第3.7図 江尾花崗岩のジルコンU-Pbコンコーディア図



第3.2表 江尾花崗岩のジルコンFT年代測定結果

第3.8 図 江尾花崗岩のジルコンFT年代頻度分布 ヒストグラム内の数字はジルコン試料番号.

第3.9図 江尾花崗岩のジルコンFT年代ラジアルプロット

	岩体名	岩石名	試料産地	試料番号	年代值(Ma)	測定法	汝献
	溝口岩体	葉片状角閃石トーナル岩	伯耆町谷川		約 190	Zr U-Pb (SHRIMP)	2
				2205 (=MAT7C)	198.6 ± 2.7	Zr U-Pb (SHRIMP)	3
江尾花崗岩				MAT7C	197.4 ± 1.0	Zr U-Pb (LAICPMS)	4
				MAT7C	72.2 ± 5.5	Zr FT (LAICPMS)	4
		花崗閃緑岩(proto-mylonitic)) 伯耆町溝口	EBI-Gr25	247.3 ± 1.8	Zr U-Pb (LAICPMS)	7
		花崗閃緑岩(圧砕)		EBI-Gr26	192.1 ± 1.1	Zr U-Pb (LAICPMS)	7
		閃緑岩		EBI-Gr27	191.7 ± 1.5	Zr U-Pb (LAICPMS)	7
「根雨」図幅	南西の凡例記号G _i *1	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	日南町 福寿美熊塔	NEU26A	69.4 ± 0.4	Zr U-Pb (LAICPMS)	4
	稲吉岩体 (鍋山火砕丘の捕獲豊)	変形花崗閃緑岩	米子市 淀江稲吉	IY1	228.9 ± 2.2	Zr U-Pb (LAICPMS)	6
		花崗岩質片麻岩		IY3-2	245.3 ± 1.4	Zr U-Pb (LAICPMS)	6
_		変形花崗閃緑岩		IY4-1	232.7 ± 2.1	Zr U-Pb (LAICPMS)	6
変成岩		角閃石片麻岩	伯耆町大内		185.5 ± 6.1	全岩-鉱物 Rb-Sr	1
	大内岩体 (江尾花崗岩の捕獲岩)	ざくろ石黒雲母片麻岩		10MZ01	ca. 280–200, 190	Zr U-Pb (LAICPMS)	5
		片麻状花崗閃緑岩		10MZ02	ca. 400, 350–290, 280–220	Zr U-Pb (LAICPMS)	5
		黒雲母片麻岩		10MZ03	257.6±2.9	Zr U-Pb (LAICPMS)	5

第3.3 表 米子地域及び根雨地域の片麻岩及び片麻状構造を示す深成岩の放射年代

1:石賀ほか (1989), 2:宮本ほか (2000)*², 3:石原ほか (2012), 4:松浦ほか (2013), 5:Tsutsumi et al. (2017), 6:堤ほか (2018), 7:Kawaguchi et al. (2023)

**!:本岩体の南西側延長部は猪木・坂本(1977)によって後期白亜紀 下萩花崗閃緑岩と命名された岩体に連続する. *2:年代は早坂康隆未公表資料による
		カウ	ウント数				同	位体比			年代	(Ma)			
ジルコン	206-4	207-4	238	235	²⁰⁷ Pb	Error	²⁰⁶ Pb	Error	²⁰⁷ Pb	Error	Disc.*	²⁰⁶ Pb	Error	²⁰⁷ Pb	Error
武科畬方	²⁰⁰ Pb	²⁰⁷ Pb	23°U	²⁵⁵ U	²⁰⁶ Pb	2σ	²³⁸ U	2σ	²³⁵ U	2σ		238U	2σ	²³⁵ U	2σ
no.1	6503	284	624509	4529	0.0436	± 0.0038	0.01044	± 0.000347	0.0606	± 0.0087	concordant	66.9	± 2.2	59.8	± 8.8
no.2	3024	128	279911	2030	0.0422 :	± 0.0036	0.01083	± 0.000462	0.0609	± 0.0120	concordant	69.4	± 3.0	60.0	± 12.1
no.3	8065	412	766527	5559	0.0510	± 0.0044	0.01054	± 0.000331	0.0717	± 0.0090	concordant	67.6	± 2.1	70.3	± 9.1
no.4	9572	495	866343	6283	0.0517	± 0.0044	0.01107	± 0.000333	0.0762	± 0.0091	concordant	71.0	± 2.1	74.6	± 9.2
no.5	8010	368	771882	5598	0.0459	± 0.0039	0.01040	± 0.000327	0.0636	± 0.0083	concordant	66.7 :	± 2.1	62.6	± 8.4
no.6	6853	324	625501	4537	0.0472 :	± 0.0041	0.01098	± 0.000360	0.0691	± 0.0094	concordant	70.4 :	± 2.3	67.8	± 9.5
no.7	4363	227	425588	3087	0.0520	± 0.0045	0.01027	± 0.000386	0.0711	± 0.0111	concordant	65.9 :	± 2.5	69.7	± 11.2
no.8	6934	293	640805	4648	0.0422 :	± 0.0036	0.01084	± 0.000354	0.0610	± 0.0086	concordant	69.5 :	± 2.3	60.1	± 8.7
no.9	7508	388	678875	4924	0.0516	± 0.0044	0.01108	± 0.000354	0.0762	± 0.0098	concordant	71.1 :	± 2.3	74.6	± 9.9
no.10	4287	176	418498	3035	0.0410	± 0.0035	0.01027	± 0.000388	0.0560	± 0.0096	concordant	65.8	± 2.5	55.3	± 9.7
no.11	8878	461	797617	5785	0.0519	± 0.0045	0.01115	± 0.000342	0.0771	± 0.0094	concordant	71.5	± 2.2	75.4	± 9.5
no.12	9063	425	829888	6019	0.0469	± 0.0040	0.01094	± 0.000334	0.0683	± 0.0085	concordant	70.2	± 2.2	67.1	± 8.6
no.13	6637	328	616705	4473	0.0494	± 0.0042	0.01079	$\pm \ 0.000357$	0.0709	± 0.0097	concordant	69.2	± 2.3	69.6	± 9.8
no.14	6164	289	575772	4176	0.0468	± 0.0040	0.01073	$\pm \ 0.000362$	0.0669	± 0.0095	concordant	68.8	± 2.3	65.8	± 9.6
no.15	7427	326	670481	4863	0.0438	± 0.0038	0.01110	$\pm \ 0.000356$	0.0648	± 0.0088	concordant	71.2	± 2.3	63.8	± 8.9
no.16	6738	351	612042	4439	0.0521	± 0.0034	0.01110	$\pm \ 0.000395$	0.0763	± 0.0100	concordant	71.2	± 2.5	74.7	± 10.1
no.17	8388	382	763886	5540	0.0455	± 0.0030	0.01108	$\pm \ 0.000376$	0.0666	± 0.0085	concordant	71.0	± 2.4	65.4	± 8.6
no.18	6972	367	677676	4915	0.0526	± 0.0034	0.01038	± 0.000367	0.0721	± 0.0093	concordant	66.6	± 2.4	70.7	± 9.4
no.19	16092	791	########	10861	0.0491	± 0.0032	0.01084	$\pm \ 0.000329$	0.0703	± 0.0072	concordant	69.5	± 2.1	69.0	± 7.3
no.20	6015	297	572760	4154	0.0493	± 0.0032	0.01059	$\pm \ 0.000388$	0.0690	± 0.0096	concordant	67.9 :	± 2.5	67.8	± 9.7
no.21	8254	368	775378	5624	0.0446	± 0.0029	0.01074	± 0.000365	0.0632	± 0.0081	concordant	68.8 :	± 2.4	62.2	± 8.2
no.22	7021	375	647657	4697	0.0534	± 0.0035	0.01093	± 0.000386	0.0771	± 0.0099	concordant	70.1 :	± 2.5	75.4	± 10.0
no.23	7856	376	728909	5287	0.0478	± 0.0031	0.01087	± 0.000374	0.0687	± 0.0088	concordant	69.7	± 2.4	67.4	± 8.9
no.24	9251	486	825391	5986	0.0525	± 0.0034	0.01131	$\pm \ 0.000376$	0.0784	± 0.0092	concordant	72.5	± 2.4	76.6	± 9.3
no.25	8771	404	795877	5772	0.0460	± 0.0030	0.01112	± 0.000374	0.0676	± 0.0084	concordant	71.3	± 2.4	66.4	± 8.5
no.26	8451	397	778223	5644	0.0470	± 0.0031	0.01095	± 0.000371	0.0679	± 0.0085	concordant	70.2	± 2.4	66.7	± 8.6
no.27	4943	223	447731	3247	0.0451	± 0.0029	0.01114	$\pm \ 0.000429$	0.0663	± 0.0103	concordant	71.4	± 2.8	65.2	± 10.4
no.28	8969	423	810919	5881	0.0471	± 0.0031	0.01116	$\pm \ 0.000373$	0.0694	± 0.0085	concordant	71.5	± 2.4	68.2	± 8.6
no.29	8378	402	809060	5868	0.0480	± 0.0031	0.01045	$\pm \ 0.000354$	0.0661	± 0.0083	concordant	67.0	± 2.3	65.0	± 8.4
no.30	6123	300	564734	4096	0.0490	± 0.0032	0.01094	± 0.000399	0.0707	± 0.0098	concordant	70.1	± 2.6	69.4	± 9.9
											平均	69.5	± 3.7	67.5	± 10.5
											加重平均	69.4	± 0.4	67.4	± 1.7

第3.4表 熊坮の花崗閃緑岩(下萩花崗閃緑岩)のジルコンU-Pb年代測定結果

試料番号:NEU26A 試料産地:鳥取県日南町谷川熊塔(35度20分44.31秒 133度15分16.66秒,根雨地域) 岩石名:花崗閃緑岩

16

14

12

10

8

6

4

2

0

60

測定: (株) 京都フィッション・トラック 檀原 徹・岩野英樹 測定装置:LA-ICP-MS 測定標準ジルコン:Nancy 91500 σ:標準偏差



第3.10 図 熊塔の花崗閃緑岩のジルコンU-Pb年代頻度分布



第3.11 図 熊坮の花崗閃緑岩のジルコンU-Pbコンコーディア図

いない. そこで注目されるのが稲吉の火砕岩中に取り込まれている変形花崗閃緑岩である. 堤ほか (2018) によれば,この変形花崗閃緑岩は 232.7±2.1 MaのジルコンLA-ICP-MS U-Pb年代値を示し,これに近い 245.3±1.4 Maの年代値を示す花崗岩質片麻岩とともに産出する. これらの年代値はKawaguchi et al. (2023) が報告した花崗閃緑岩(EBI-Gr25)の年代値とほぼ同じであり,この花崗閃緑岩が片麻岩とともに江尾花崗岩に取り込まれた可能性も

否定できない.したがって、本報告では江尾花崗岩の年 代を前期ジュラ紀としておく.なお、本地域西方の島根 県雲南市大東町東部にも片麻状構造を示す岩体として、 ** 4 ^{5/4} 蓮花寺花崗閃緑岩と金成変成岩が分布しているが、それ ぞれ 65.32 ± 0.71 Maと 71.1 ± 2.0 Maのジルコン SHRIMP U-Pb年代値を示す(石原・谷, 2013)ので、飛驒帯の岩石 (もしくは江尾花崗岩)に対比することはできない.

4.1 根雨花崗岩 (Nm, Nf)

岩体名 山陰バソリス研究グループ(1982)は,鳥取県地 質図(鳥取県,1966)で鳥取花崗岩に一括されていた東西 約120 kmの巨大岩体の西部に独立の岩体を識別し,これ を根南花崗岩と命名した.本花崗岩は地質調査所の5万 分の1地質図幅「米子」(太田,1962a)の粗~中粒黒雲母 花崗岩(Gb)と細粒両雲母花崗岩(Gf),南隣「根雨」(服 部・片田,1964)の中生代末期迸入岩類のうちG6~G8を 合わせたものにほぼ相当する.

模式地 山陰バソリス研究グループ(1982)は模式地を 指定していない.本研究では米子地域で典型的な中~粗 粒優白質黒雲母花崗岩が分布する鳥取県南部町朝金を模 式地とする.

分布 根雨花崗岩は本地域南部,根雨地域のほぼ全域, たんじちな 上石見地域北部及び横田地域東部にまたがる,北東-南 西方向に約22 km,北西-南東方向に約16 kmの長方形に 近い形状の岩体である(山陰バソリス研究グループ, 1982).本地域は根雨花崗岩の北端部に当たり,日野川の を挟む伯耆町 貴住~字代付近,南部町朝鍋ダム~高姫 付近,南部町法勝寺付近の3地域に分かれて露出してい など、 など、 たて本花崗岩と接する 注尾花崗岩には,本花崗岩との接触部から離れた大内北 方の岩体まで再結晶組織が認められることから,江尾花 崗岩の地下に本花崗岩が広く伏在している可能性があ る.

層序貫入関係根雨花崗岩は溝口東方で江尾花崗岩に貫入する.また接触部東側の江尾花崗岩体内部にも,本花 崗岩から分岐したと考えられる岩脈状細粒花崗岩(Nf) と中粒花崗岩(Nm)が江尾花崗岩に貫入する.本花崗岩 北縁部は南部町を加周辺で古第三紀細粒閃緑岩脈に貫入 され,伯耆町谷川付近では古第三紀流紋岩脈に貫入され る.また南部町法勝寺~御内谷では新第三系に,南部町 朝金~伯耆町宇代では第四紀鶴田玄武岩に覆われてい る.

南隣の根雨地域では本花崗岩の南西縁が周防変成岩と 下萩花崗閃緑岩に貫入し(服部・片田, 1964:山陰バソリ ス研究グループ, 1982),南東縁は周防変成岩,時代未詳 の堆積岩類,宝仏山花崗岩及び白亜紀火山岩類に貫入し ている(Iizumi and Kagami, 1987).南西隣の横田地域東部 では,本花崗岩は横田花崗岩に貫入されている(山陰バ ソリス研究グループ, 1982). その南隣の上石見地域では 本花崗岩の南縁が上石見花崗岩(岩相は花崗閃緑岩)に 貫入している(服部, 1978;山陰バソリス研究グループ, 1982).

岩相 本地域の根雨花崗岩は中~粗粒黒雲母花崗岩 (Nm)と細粒斑状黒雲母花崗岩(Nf)に区分される.中~ 粗粒黒雲母花崗岩(Nm)は本地域の根雨花崗岩の大部分 を占め,主に等粒塊状岩相を示し,暗色包有物やその他 の捕獲岩をほとんど含まない.大江東方で江尾花崗岩に 貫入する岩脈状の中粒黒雲母花崗岩はミアロリティック な空隙を含み,中に微細な白雲母の球状集合体が生じて いる.細粒斑状黒雲母花崗岩(Nf)は中~粗粒黒雲母花崗 岩(Nm)の細粒相で,伯耆町宇代北及び大江東の小範囲 に分布する.細粒斑状黒雲母花崗岩は径 5-10 mmの球状 石英,短柱状斜長石,アルカリ長石斑晶が,径1 mm前 後の石基に含まれる.肉眼で認められる石基鉱物は主と して石英,斜長石,アルカリ長石と黒雲母で,まれに赤 色ざくろ石を含む.

山陰バソリス研究グループ(1982)は南隣の根雨地域 の岩相をA型, B型, B'型及びC型の4つに区分した. A 型は暗色包有物に乏しい中~粗粒優白質黒雲母花崗岩, B型は暗色包有物を含む中~粗粒斑状黒雲母花崗岩でA 型より斜長石に富むいわゆるアダメロ岩質花崗岩, B'型 は暗色包有物を含む粗粒斑状角閃石黒雲母花崗岩~花崗 閃緑岩,C型は細粒花崗岩及び細粒斑状花崗岩である.根 雨花崗岩のA型, B型, C型の岩相は貫入関係からこの 順に若くなり,B型とB'型は漸移関係にあるとされた(山 陰バソリス研究グループ, 1982). 根雨花崗岩南部の鳥取 県日野町黒坂西方(根雨地域)には径約2×1kmほどの石 英閃緑岩~花崗斑岩がA型とB型の岩相に挟まれて分布 するが、山陰バソリス研究グループ(1982)はこれを捕獲 岩体として根雨花崗岩に含めていない.本地域のNmと Nfはそれぞれ山陰バソリス研究グループ(1982)のA型 とC型にほぼ相当する.

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (Nm) YNG 18 西伯郡伯耆町溝口 大江東方

肉眼では白い塊状岩石で径 1-3 mmの晶洞を含み,淡紅色 を示すアルカリ長石を含む. 晶洞には微粒白雲母の集合が 充填している. 顕微鏡下では主成分鉱物として径 2-5 mm の石英,斜長石,アルカリ長石と黒雲母を含み,副成分鉱 物として鉄鉱,白雲母,ジルコン,燐灰石を含む. 石英結 晶の大部分は高温型の丸い形を示すが,丸い形の外側から 枝状に突起してアルカリ長石と連晶の文象組織が放射状 に囲んでいる.黒雲母は薄板状を示し,緑泥石化してい る.

細粒斑状ざくろ石含有黒雲母花崗岩 (Nf) YNG 22 西 伯郡伯耆町宇代北日野川左岸

径 3-5 mmの石英, 斜長石とアルカリ長石の斑状自形結晶 が体積の約2割を占め,残りの大部分を径0.5-1.5 mmの石 英,斜長石,アルカリ長石と径0.5-2.5 mmの黒雲母からな る石基が占める. 黒雲母は暗褐色板状自形を示すが,縁部 で厚みを増して断面が扇状に広がったり,連続が切れて微 小結晶の集合になったりする.石基には副成分鉱物として ざくろ石,白雲母,鉄鉱,ジルコン,燐灰石が含まれる.

放射年代 Hattori and Shibata (1974) による根雨花崗岩 の黒雲母K-Ar年代値は66±3.62±3.61±3 Ma(再計 算値. 原著の値は 64, 60, 59 Ma), Rb-Sr 全岩アイソクロ ン年代値は 67.1 ± 2.0 Ma (再計算値. 原著の値は 64.8 Ma), Iizumi et al. (1984) による根雨花崗岩のRb-Sr全岩 アイソクロン年代は 65.0 ± 0.3 Ma (SrI 0.70475 ± 0.00001) で、後期白亜紀末~古第三紀暁新世初期を示す.また Yokoyama et al. (2016) は閃ウラン鉱の EPMA分析による U-Pb年代として 65.4 ± 1.1 Ma (南部町朝金), 65.0 ± 1.0 Ma (南部町池野), 66.1 ± 0.7 Ma (根雨図幅地域内, 伯耆 町根雨原)を報告した.以上の根雨花崗岩の放射年代は 本花崗岩が貫入する下萩花崗閃緑岩のジルコンU-Pb年 代値 69.4 ± 0.4 Ma (第 3.4 表),上石見花崗岩の黒雲母 K-Ar年代値 71±6 Ma(再計算値. 原著の値は 69 Ma: Hattori and Shibata, 1974) 及び宝仏山花崗岩のRb-Sr全岩 アイソクロン年代値 72.3 ± 2.8 Ma (Iizumi and Kagami, 1987) が示す白亜紀末よりも少し若い.一方根雨花崗岩 に貫入する横田花崗岩のRb-Sr全岩アイソクロン年代値 は 59.6 ± 5.5 Maで、根雨花崗岩よりも若い(西田ほか、 2005). 以上の根雨花崗岩と周辺の深成岩類の放射年代は 貫入関係と整合的である.

4.2 布部花崗岩 (Fm, Ff)

岩体名 飯泉・山陰バソリス研究グループ(1983)による.本花崗岩は太田(1962a)の白亜紀の優白質黒雲母花 崗岩(GI)と"清瀬花崗砂岩層"(Ta)とされた部分に相当 する."清瀬花崗砂岩層"は本花崗岩の真砂化部分に当た る.

模式地 飯泉・山陰バソリス研究グループ(1983)は模式 地を設定していないが,横田地域の島根県安来市広瀬町 布部地域には中粒黒雲母花崗岩と細粒黒雲母花崗岩の模 式的な岩相が露出している(鹿野ほか,1994).

分布 本地域西部の安来市安来町から松江地域南東部を

経て横田地域の同市広瀬町奥田原まで,北東-南西方向 に約22km,北西-南東方向に約10kmの楕円形の分布を 示す.本地域ではJR安来駅周辺から南へ伯太川に沿って 安来市伯太町井尻三坂西方まで分布している.また,伯 太町安田宮内北などでは新第三紀火山岩類に囲まれて小 範囲に露出している.

層序貫入関係 布部花崗岩は西隣の松江地域で白亜紀 べ、雲火山岩類を捕獲している(鹿野ほか, 1994). 南西隣 の横田地域では下久野花崗岩(山佐優白質花崗岩)と接 し、下久野花崗岩に貫入している(石原, 1971). 本地域 では安来市伯太町西母里招~卯月付近で白亜紀と推定 されるデイサイト溶結火山礫凝灰岩と白亜紀~古第三紀 初頭と考えられる細粒普通輝石角閃石石英閃緑岩の 径 0.3~数mの岩塊を捕獲している(第 4.1 図).

松江地域南東部~本地域南西部では古第三紀と考えら れる細粒閃緑岩の幅 0.3-1 mの小規模な岩脈が,本地域 南西部の安来市伯太町招~卯月では中新世卯月斑れい岩 が本岩に貫入している.また,本地域西部の安来市 気がたちょう 黒井田町~伯太町西母里では中新世波多層及び大森層が 本岩東側を不整合に覆い,伯太川付近では本岩体内部に 中期中新世の流紋岩及び安山岩の岩脈が多数貫入してい る.

岩相 有色鉱物に乏しい優白質な中粒黒雲母花崗岩 (Fm)を主岩相とし、安来駅付近と伯太町卯月には細粒 黒雲母花崗岩(Ff)が分布する.西隣の松江地域では細粒 黒雲母花崗岩が中粒黒雲母花崗岩に貫入しているところ もあって、鹿野ほか(1994)では、これを下久野花崗岩に 対比している.しかし、本図幅地域内の安来市芋賀荘町 ~清瀬町周辺などで両者の間に中間的岩相が認められる ことから、本報告では、細粒黒雲母花崗岩は主部の中粒 黒雲母花崗岩と漸移関係にあり、岩体が固結する過程で 中粒黒雲母花崗岩に自己貫入したと判断した.中粒花崗 岩に貫入した細粒花崗岩は山陰花崗岩に比べて帯磁率が 低く、固結後に熱水変質を被っている可能性が高い(亀 井ほか, 2008).

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (Fm) YNG 11A 安来市伯太町西母里 招の北側の沢

主成分鉱物は径 1-4 mmの石英, 斜長石, アルカリ長石と 径 0.5-2 mmの黒雲母からなる.石英と斜長石は半自形,ア ルカリ長石は他形,黒雲母は板状自形である.副成分鉱物 として鉄鉱,ジルコン, 燐灰石を含む.鉄鉱は径 0.5-1.1 mmで副成分鉱物としてはやや大粒である.

細粒黒雲母花崗岩 (Ff) YNG 8 安来市伯太町西母里 卯月

主成分鉱物は径 0.5-2 mmの石英, 斜長石, アルカリ長石 と径 0.5-1 mmの黒雲母からなる.石英は径 5 mmの斑状自



第4.1図 細粒石英閃緑岩(矢印)の捕獲岩を含む布部
 花崗岩(真砂化)(地点番号 00113004:安来市
 伯太町西母里卯月)

形を示すものがある.黒雲母は変質して緑泥石と微細な鉄 鉱の集合になっている.副成分鉱物として鉄鉱,ジルコ ン、モナズ石、燐灰石を含む.

放射年代 布部花崗岩は 56.1 ± 2.2 Ma (SrI 0.70499 ± 0.00016)の Rb-Sr全岩アイソクロン年代値(西田ほか, 2005)と 59.70 ± 0.67 MaのジルコンU-Pb年代値(石原・谷, 2013)を示す.

対比 西隣の松江図幅 (鹿野ほか, 1994) ではJR安来駅南 と安来市月坂町~佐久保町に分布する細粒黒雲母花崗 岩を布部花崗岩の中粒岩相 (F) に貫入する下久野花崗岩 (Sa) 相当と考えた.しかし,その後,下久野花崗岩の Rb-Sr全岩アイソクロン年代値として,松江市八雲地域 の岩体(山佐タイプ)から 61.9 ± 1.6 Ma (西田ほか, 2005),島根県雲南市尾原付近の岩体(下久野タイプ)か ら 61.2 ± 1.8 Ma (藥師寺ほか, 2012) が報告され,いずれ も布部花崗岩よりも古いことが明らかとなった.した がって,松江図幅(鹿野ほか, 1994) で下久野花崗岩に対 比した細粒黒雲母花崗岩のうち,布部花崗岩に貫入した 細粒黒雲母花崗岩については,本報告でこれを是正して, 布部花崗岩の固結末期に中粒黒雲母花崗岩(Fm) に貫入 した細粒黒雲母花崗岩(Ff)として布部花崗岩の細粒岩 相に位置付けた.

4.3 古第三紀岩脈 (d, rg)

本報告では布部花崗岩、根雨花崗岩、江尾花崗岩のい ずれかに貫入し、中新世久利層の堆積期に貫入したとみ られる流紋岩を除く、苦鉄質鉱物もしくは珪長質鉱物に 富む岩脈を一括して古第三紀岩脈とした.

苦鉄質鉱物に富む岩脈は、いずれも新鮮な露頭では帯 緑暗灰色を呈し、細粒完晶質な石基に径 1-2 mmの斜長 石斑晶が肉眼で見える細粒閃緑岩~ト-ナル岩である. そのうち、本地域南西部安来市大塚町~伯太町東母里周 辺に分布する岩脈は幅0.3-1 m,走向はばらつくものの西 北西-東南東方向がやや卓越し、北又は南に60°以上の高 角度で布部花崗岩に貫入する.南部町御内谷付近に分布 する岩脈の多くは、北東-南西ないし北北東-南南西走向 で、北又は南に70°以上の高角度で根雨花崗岩に貫入し ている.本地域南東部伯者町谷川東の採石場内では、 幅0.3-1 m、東西ないし西北西-東南東走向で、北に70-80°傾斜して江尾花崗岩中に貫入する細粒閃緑岩~ト-ナル岩の岩脈が3本認められる.

珪長質鉱物に富む岩脈は本地域南部の2地域に分布し ている.1つは本地域南東部の伯耆町貴住~谷川付近に分 布するざくろ石含有黒雲母流紋岩で,ジュラ紀江尾花崗 岩と古第三紀初期の根雨花崗岩に幅5-20m,東北東-西 南西方向に60°以上の高角度で貫入している.もう1つは 本地域南西部の南部町西周辺に分布する細粒斑状黒雲母 花崗岩で部分的に白雲母を含む.前期中新世の波多層デ イサイト火砕岩に不整合で覆われて必ずしも判然とはし ないものの,分布状況から,その伸長方向は北東-南西と 考えられる.これらはざくろ石または白雲母を含有する 点で久利層堆積期に貫入した流紋岩と区別できる.

岩石記載

細粒閃緑岩 YNG 11B 安来市伯太町西母里招の北 側の沢

長径 0.3 mm 位の細い拍子木状の斜長石が全体の約7割を 占め、その隙間を緑泥石と不透明鉱物が埋め、微量の燐灰 石などの副成分鉱物が散点する組織を示す.まれに他形の ざくろ石 (径 0.1–0.2 mm)が斜長石の隙間を埋めることも ある.

ざくろ石含有黒雲母流紋岩 YNG 23 西伯郡伯耆町 貴住

微細な針状珪長質鉱物による径1mm前後の放射状集合が 石基を作り, 斑晶として径0.5-2mmの斜長石, 石英, 径0.5 mm前後のアルカリ長石, 径1mm前後の黒雲母とざくろ 石が含まれている. 径0.3-0.5mmの石英, 斜長石, アルカ リ長石が径1-2mmの集斑状をなすことがある.

細粒斑状白雲母含有黒雲母花崗岩 YNG 30 南部町原 斑晶は本地域では径 1-2 mmの石英,斜長石,アルカリ長 石及び径 0.5 mmの黒雲母で,石英と斜長石,アルカリ長 石が径 2-3 mmの集斑晶をなすことがある.石基は径 0.05-0.3 mmの隠微晶質~微細粒の石英,斜長石,アルカリ長石, 黒雲母,鉄鉱で,少量の白雲母を含む.微細粒の石基は弱 い流離構造を示し,その中に石英とアルカリ長石がなす微 文象構造が見られることがある.幅1 mm前後の緑簾石脈 をまれに含む.

5.1 波多層 (Hd1, Hd1w, Hd2, Hd2b)

地層名 1950 年代に出雲市南部. 雲南市掛合町波多及び 周辺地域に分布する火山岩類主体の地層の総称として広 島大学の研究グループが提唱した波多火山岩類(今村ほ か, 1952), 波多層群(吉田, 1953; Mukae, 1954; 岡本・ 多井, 1957), 波多亜層群 (Mukae, 1958; 岡本, 1959) に因 む (第 2.2 図). Mukae (1954, 1958), 岡本 (1959) は, 波 多層群もしくは波多亜層群の主部を波多火山岩類とし, その上位にあって砂岩や炭質頁岩が火山岩と指交する地 層を鍋山累層とした. また, 通商産業省(1967, 1969, 1970a, b)は、鍋山累層を上位の川合層の砂岩礫岩と指交 関係にあるとして川合層の一部とし、鍋山累層に不整合 に覆われる波多火山岩類を波多層と命名定義した上で、 出雲西方の温泉津から出雲東方の安来にいたる中国山地 北縁部各地でこれに準じた層序区分と対比を行った. そ の後、掛合町波多及び周辺地域を詳しく調査した沢田 (1978)は、Mukae (1958)と岡本 (1959)が命名定義した波 多火山岩類を複数の地質単元に細分して波多亜層群と総 称し, 鍋山累層については, 波多亜層群を不整合に覆い, かつ上位の川合層に漸移すると見てこれを美名累層とし た. しかし, 鹿野ほか (1998) は, 大呂累層の模式地にお いてその上部を構成するデイサイト~流紋岩組成の溶 岩・火砕岩が側方で川合層の砂岩礫岩と指交し、川合層 と共に入利層泥岩に覆われているとする通商産業省 (1967, 1969, 1970a, b)の指摘を認め、これを川合層の一 部とし、その直下の地層を波多層としている.本報告で は、以上の経緯を踏まえ、服部ほか(1983)、鹿野ほか (1993, 1994, 1998, 2001), 松浦ほか(2005)と同様, 通商 産業省(1967, 1969, 1970a, b)に準じて本層の正式名称 を波多層群や波多亜層群ではなく波多層とした.

層序関係布部花崗岩及び根雨花崗岩を不整合に覆い, 川合層・久利層と大森層に覆われる.また,安来市 ドビリタミカ 井尻三坂付近で卯月斑れい岩の貫入を受けて熱変成して いる.

沢田ほか (2013) は, 波多層の模式地である出雲市南方 の波多層と川合層を構成する火山岩について全岩もしく は斜長石 K-Ar年代を測定し, これまで川合層下部 (通商 産業省, 1970a, b; 鹿野ほか, 1998) もしくは大呂累層 (沢 田, 1978) とされてきた火山岩の多くが 17-15 Maの値を 示すことを報告するとともに, 出雲市佐田町窪田仁江町 の一窪田仁江にあって例外的に 20-19 Maの値を示す火

(鹿野和彦・山内靖喜・松浦浩久)

山岩を波多層より古い地層として新たに佐田層の存在を 提唱している.しかし、本報告では以下の理由でこれを 採らない.

沢田ほか(2013)は佐田層を波多層のデイサイト溶岩 と川合層の砂岩礫岩の下位に位置付けているが、鹿野ほ か (1998) では沢田ほか (2013) が佐田層とした安山岩を 川合層の主岩相である砂岩礫岩の上位と判断しており. 佐田層の層位については改めて検討する必要がある. ま た,波多層を構成する火山岩は掛合コールドロン(沢田, 1978; Sawada, 1984)内にあって安山岩~デイサイト組 成のシルや、石英閃緑岩や斑れい岩などからなる吉田複 合岩体 (17-16 Ma) などの貫入を受けて, 緑泥石やアルバ イトを生ずるほど変質しており(服部ほか,1983;松浦ほ か、2005)、そのためにこれまで参照してきたK-Ar年代 が若返っている可能性も否定できない、その中にあっ て、模式地の波多層上部のデイサイト溶結凝灰岩につい て得られたジルコンFT年代値 18.4 ± 1.2 Ma (鹿野ほか、 1998)は、波多層の年代がこれとほぼ同じかこれより古 いことを示唆しており、しかも、佐田層について得られ たK-Ar年代の中で最も古い値 20.3 ± 1.9 Maと比較して も有意な差があるとまでは言えないので、放射年代につ いても、熱的影響の少ない方法で測定し改めて検討する 必要がある.

模式地 島根県雲南市掛合町波多及び周辺地域 (Mukae, 1958; 岡本, 1959).

分布及び層厚 伯太川東岸から日野川支流の法勝寺川流 域にかかる広い範囲に分布する. 南限は安来市伯太町の 日次から福富にかけての地域. 最下部と下部を構成する Hd1wとHd1は, 上部を構成するHd2とHd2bと分布が異 なる. 層厚は最下部で260 m, 下部で580 m, 上部では 900 mを超える.

岩相 本層は、下位から順に最下部と下部、そして上部 に三分できる.最下部は火山礫サイズの暗褐色ガラス質 レンズで特徴付けられるデイサイト強溶結火山礫凝灰岩 (Hd1w)からなる.下部は主として岩片と少量の軽石火 山礫で特徴づけられるデイサイト火山礫凝灰岩〜凝灰岩 (Hd1)からなり、南隣根雨地域北西部の福富川上流の福 なまだだだがり。 富から山田谷川上流の伐株にかけては基盤の根雨花崗岩 との間に根雨花崗岩由来の角礫を主とする角礫岩を伴 う.また、上部は主として軽石火山礫で特徴づけられる デイサイト火山礫凝灰岩〜凝灰岩(Hd2)からなり、 ざんずちん 清水山から岳山に連なる尾根の西側では、基盤の布部花



第5.1 図 波多層最下部強溶結火山礫凝灰岩 (Hdlw)の顕微鏡
 写真(オープンニコル)(試料番号・地点番号YNG
 182:南部町絹屋)
 軽石が周囲のガラス片とともに塑性変形し溶結して
 顕著なユータキシティック組織をなす. Pum = 軽石,
 Pl = 斜長石.



第5.2 図 波多層下部溶結火山礫凝灰岩(Hdl)の顕微鏡写真 (オープンニコル)(試料番号・地点番号YNG 170:安 来市伯太町東母里上古市) 軽石が周囲のガラス片とも溶結してユータキシ ティック組織をなす.上部と最下部の火砕岩に比べ て斜長石片や岩片が目立つ.Pum=軽石,Pl=斜長 石,Qz=石英,A-f=安山岩岩片.

崗岩との間に布部花崗岩由来の角礫を主とする角礫岩 (Hd2b)を伴う.

最下部のデイサイト強溶結火山礫凝灰岩 (Hd1w) は, 火山礫サイズの暗褐色ガラス質レンズで特徴付けられ, 明瞭なユータキシティック構造を示す(第5.2図). ガラ ス質レンズが平行に配列してはいるが,明瞭な級化構造 は認められない. また,露出が悪いために,本岩を構成 する流動堆積単位の境界は確認できないが,直上と直下



第5.3 図 波多層下部の変質した火山礫凝灰岩 (Hd1)の顕微鏡 写真(試料番号 YNG 43,地点番号 10030305:安来市 伯太町井尻三坂)
A:オープンニコル像 B:クロスニコル像
軽石 (Pum) や斜長石 (Pl) などは、いずれもセリサイト (Ser) に置換されている.セリサイトはオープンニ コル像では判然としないところがあるが、クロスニ コル像では明るく輝く結晶の集合であることがわか る.

に非溶結のデイサイト凝灰岩を伴うことから全体として 一つの冷却単位をなしていると考えられる.西に緩く傾 斜して根雨花崗岩を覆い,デイサイト火山礫凝灰岩~凝 灰岩(Hdl)の直下にあって法勝寺川中流西岸の南部町西 から絹屋にかけて分布する(第2.5図).

下部のデイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩(Hd1)は、上 部のデイサイト軽石火山礫凝灰岩~凝灰岩(Hd2)に比べ て異質岩片に富み、石英斑晶にとぼしいことで特徴付け られる(第5.3図).全体に淘汰不良、無層理で、ところ によって溶結しており、本岩が覆う基盤の布部花崗岩や 根雨花崗岩に近いところでは、特にユータキシティック 構造が目立つ、米子地域の南西部から南隣根雨地域の北 西部にかけて基盤の布部花崗岩や根雨花崗岩を覆って分 布しており、その北西端に卯月斑れい岩が貫入している.



第5.4 図 波多層上部火山礫凝灰岩 (Hd2) 溶結相の拡大写真 (地点番号 YNG117:母塚山西麓) 全体に異質岩片が散在し弱溶結しており, 圧密され た軽石火山礫 (灰白色レンズ) が左下に傾斜して並 行配列している.

布部花崗岩や根雨花崗岩との関係は大森層に覆われてい るため断続的にしか観察できないが,卯月から三坂,そ して南隣根雨地域北西部の福富川の南側を回って上流の 福富から山田谷川上流の伐株,そして道河内あたりにか けて,布部花崗岩や根雨花崗岩がなす 60-80°の急斜面に アバットしている.しかも,弧状に連なるこの急崖の内 側に,根雨花崗岩の,径 10-250 mに達する巨大ブロック が本岩中に数多く点在し,伐株のあたりでは基盤の根雨 花崗岩と火山礫凝灰岩との間に根雨花崗岩角礫を主体と する淘汰不良の角礫岩を挟む(第2.5 図).また,布部花 崗岩に近接する卯月川の枝沢や神宮寺付近の伯太川西岸 では布部花崗岩の巨大ブロックが,安田中付近でも本岩 の基底部に布部花崗岩の火山礫サイズの岩片多数が取り 込まれている.

上部のデイサイト軽石火山礫凝灰岩~凝灰岩(Hd2) は、下部のデイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩(Hd1)に比 べて軽石火山礫に富み、石英が斜長石同様、目立って大 きく, 溶融形もしくは虫食い状の組織を呈する点で下部 の火山礫凝灰岩とは異なる(第5.4図,第5.5図). 全体 に淘汰不良無層理で溶結しているところが多いが、最下 部と上部では非溶結の細粒デイサイト火山礫凝灰岩もし くは同質凝灰岩が目立つ. 安来市黒井田町から伯太川沿 いに清水山、岳山を遡り、安来市安田関から南部町北方 を経て、日野川水系の法勝寺川及び法勝寺川支流 小松谷川の流域に至る範囲に分布し、布部花崗岩・根雨 花崗岩や本層最下部のデイサイト強溶結火山礫凝灰岩 (Hd1w)と下部のデイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩 (Hd1) を不整合に覆う(第2.5図). 基盤をなす布部花崗 岩・根雨花崗岩や下部の火山礫凝灰岩〜凝灰岩(Hd1)と の接触境界を直接観察できるところはほとんどないが、



第5.5図 波多層上部軽石火山礫凝灰岩(Hd2)の顕微鏡写真
 (試料番号・地点番号YNG 116:安来市伯太町安田
 関)
 下部の火砕岩に比べて石英片が目立つ. Pum = 軽石,
 PI = 斜長石, Qz = 石英, A-f = 安山岩岩片.

地形面との幾何学的関係から,本岩が 30°前後もしくは それ以下の傾斜で基盤と接していると判断できるところ が多い.ただ,例外もあって,清水山から岳山へと連な る尾根のすぐ西側では,30-60°もしくはこれを超える高 角度の傾斜で布部花崗岩に接しており,布部花崗岩の角 礫を主とする淘汰不良の角礫岩(Hd2b)を挟むところも ある.また,清水山から岳山へと連なる尾根に近い谷沿 いでは,デイサイト軽石火山礫凝灰岩中に散在する径 100 m前後もしくはそれ以下の様々な程度に破断された 布部花崗岩の巨大なブロックが認められる.

火砕岩の起源と給源 波多層を構成するデイサイト火砕 岩は、いずれも淘汰不良でほとんど層理が認められない ことから、火砕密度流(広義の火砕流)起源の堆積物と考 えられる.それぞれの給源についてはこれを特定できる だけの確かな証拠は得られていないが、現時点では考え られる可能性について以下に述べておく.

最下部のデイサイト強溶結火山礫凝灰岩 (Hd1w) の給 源については、分布範囲が限定的で、直上の火山礫凝灰 岩〜凝灰岩 (Hd1) が分布する西側の布部花崗岩や南側の 根雨花崗岩上には分布していないので、隣接する火山礫 凝灰岩 (Hd1) の直下と考えることもできるが、やや離れ てはいるものの、東南東 6 kmの金花山も噴出源一つの候 補になりうる (第2.5 図).金花山は標高 361 mの山で、 これを構成する凝灰角礫岩は、淘汰が極めて悪く、根雨 花崗岩の中に孤立して分布していることから火道充填堆 積物と考えられる.花崗岩類や安山岩などの様々な大き さの岩片、石英、カリ長石、黒雲母、角閃石などの結晶 片と隠微晶質の細粒物質 (ガラス片仮像?)からなる、量 は少ないものの、Hd1 と同じく、暗褐色の隠微晶質物質 と微細な短冊状の斜長石、不透明鉱物からなり、気孔が 点在する岩片も認められる.

デイサイト火山礫凝灰岩〜凝灰岩(Hd1)については, 分布する範囲が米子地域の南西隅と根雨地域の北西隅に 限られ,しかも,本岩に取り込まれた花崗岩の巨大ブロッ クが、安来市福富から同寸次,同大平,南部町絹屋,同 たれのよ 安全市福富から同寸次,同大平,南部町絹屋,同 たれのよ 定を経て同伐株に至る領域内に集中していることか ら,そのあたりに給源の中心があったと考えられる.火 砕岩中に基盤の異質岩片が取り込まれていることは珍し くないが,その巨大なブロックが集中する場所として想 定できるのはカルデラ内(もしくは火口内)の比較的深 いところやそれらの近傍に限られる(例えば,鹿野ほか, 2006, 2020).

そこで着目されるのが根雨花崗岩や布部花崗岩との接触境界である.この境界は,根雨花崗岩や布部花崗岩の 巨大ブロックの集中する領域を包み込むように半環状に 連なり,しかも南隣の根雨地域では,根雨花崗岩由来の 淘汰不良の角礫岩が本岩の直下にあって内側に高角度で 傾斜して根雨花崗岩に接しており,その様相は漏斗型陥 没カルデラ(Acocella, 2007;Geshi *et al.*, 2014;下司, 2018)の断層崖を想起させる(第2.5図中のIRF).

大森層の溶岩・火砕岩と本岩自体に覆われているため、この半環状の「断層崖」の北東延長部の有無について は確認できない.しかし、半環状の断層崖で囲まれた領 域は、密度を 2.3 g/cm³と仮定して求めたブーゲー異常図 (村田ほか、2009)では周囲より 2-4 mGal程度低い異常域 にほぼ重なっており、花崗岩より密度の小さな火山砕屑 物が陥没した領域を埋めていると考えることができる. また、仮に「断層崖」の北東延長部が存在していないとし ても、それは、いわゆる Trapdoor (落とし戸)型のカルデ ラ (Lipman, 1997, 2000)と考えることもできる.

そこで、この、陥没した領域で特徴付けられるカルデ ラを仮に井尻カルデラと呼ぶことにすると、根雨花崗岩 や布部花崗岩にアバットする境界の巨大ブロックが点在 する領域を包み込むようにを結んで描いた井尻カルデラ の「断層崖」の北西-南東方向の径は5km前後で、これが 北東側に広がっているとしても、低重力異常の広がりは 下古市と網屋を結んだ線あたりまでなので、北東-南西 方向の径もこれを超えることはなさそうである、

上部のデイサイト軽石火山礫凝灰岩〜凝灰岩(Hd2) は、伯太川下流の東岸から法勝寺川下流の西岸にかけて 広い範囲を占めるほか、これに似た火砕岩が西隣松江地 域の飯梨川西岸にも分布する(鹿野ほか、1994).しかし、 そこでは急激に薄化し、さらに10km先で途絶えるので、 本岩の給源はそこにはなく、むしろ米子市街地南西側の 分布域内にある可能性が高い.しかも、清水山から岳山 へと連なる尾根のあたりでは、下部の火山礫凝灰岩〜凝 灰岩(Hd1)の場合と同様、すぐ西側に分布する布部花崗 岩との接触境界が高角度で傾斜して弧状に連なり、その 境界に沿って分布する布部花崗岩由来の淘汰不良の角礫 岩や,布部花崗岩の巨大ブロックも認められる.したがっ て,この境界面は「断層崖」で,角礫岩はこれが崩落して 生じた崖錐堆積物,尾根付近に点在する布部花崗岩の巨 大ブロックは火砕流に運ばれて断層崖の近傍に堆積した 可能性が高いと考えられる.

仮に、これをカルデラ陥没断層に沿った断層崖の一部 とみなして、その曲率から求めた環状の構造の径は6km 前後になる(第2.5図の断層崖YRF-1).また、花崗岩の 角礫を多数含む火山礫凝灰岩が確認されているところや 基盤の布部花崗岩や根雨花崗岩に近いところを結んで描 いた「断層崖」の径は、おそらく 10 km 程度で、井尻カル デラの2倍程度になる(第2.5図の断層崖YRF-2). しか し、この米子カルデラとでも呼ぶべきカルデラの領域を 密度を 2.3 g/cm³ と仮定して求めたブーゲー異常図 (村田 ほか、2009) で見ると、井尻カルデラよりも 2-4 mGal 程 度低い異常域と重なるところがあるものの、久利層の溶 岩ドーム群や大森層の溶岩が本岩を覆うところが高い異 常域となっており、その存在をただちに確認することは できない. また, 残念ながら,「断層崖」が地表に露出し ている範囲は狭く、これをもって全体の形状や位置を推 定することは難しく、北西-南東方向の非火山性の断層 運動によって生じた可能性も否定できないので、デイサ イト軽石火山礫凝灰岩~凝灰岩 (Hd2) の給源の実態につ いては、さらに検討する必要がある.

なお,守岡(1992)と守岡ほか(1992)は強溶結火山礫凝 灰岩(Hd1w)と火山礫凝灰岩~凝灰岩(Hd1)などが埋め る陥没構造と軽石火山礫凝灰岩~凝灰岩(Hd2)などが埋 める陥没構造,すなわち二つのコールドロンの存在を指 摘しているが,論拠となった岩相の区分と層序・分布だ けでなく,陥没構造の位置や形状,規模も本報告で推定 した二つのカルデラとは異なる.

岩石記載

デイサイト強溶結火山礫凝灰岩(Hd1w) YNG 182 南部町絹屋

やや赤紫を帯びた灰色の基質と厚さ2-6 mm,長さ3-4 cm 以下の暗褐色レンズからなり,多数のレンズが互いにほぼ 平行に配列するユータキシティック構造を示す(第5.1 図).暗褐色レンズは隠微晶質物質と微細な短冊状の斜長 石,不透明鉱物からなり,自形もしくは半自形の斜長石の ほか,まれに角閃石の微斑晶を含む.基質は汚濁物質に縁 取られ,なめらかに細長く塑性変形した隠微晶質物質の集 合で,それらの間に斜長石や不透明鉱物,角閃石,斜長石 の破片のほか,種別不明の岩片が点在する.基質かレンズ かに関わりなく,斜長石は緑簾石やアルバイトなどに,角 閃石は緑色粘土鉱物などに置換されている.また,ところ どころに石英の結晶がレンズ状に集合しているところが あるが,これは溶結時に脱ガスしてできた空隙を埋めたも のと考えられる.

第5.1表 米子及び松江地域に分布する中新統火山岩のジルコンFT年代測定結果

試料番号	試料採取位置	地層・岩体名	岩石名	測定方法	結晶数	自発核分裂飛 跡数密度 ρ _s (N _s)	誘発核分裂飛 跡数密度 ρ _i (N _i)	熱中性子線量 ρ _d (N _d)	Ρ (χ ²)	ρ₅−ρ _i 相関係数	U (ppm)	ζ	年代値 T±σ _T (Ma)
YNG 6	133°18'19.8″E 35°23'41.2″N	波多層	デイサイト 溶結凝灰岩	ED2	30	$7.54 \cdot 10^{5} \text{cm}^{-2}$ (591)	$1.60 \cdot 10^{6} \text{cm}^{-2}$ (1253)	$8.363 \cdot 10^4 \text{cm}^{-2}$ (2569)	12	0.657	150	372 ± 5	14.6 ± 0.8
YNG 63	133°20'41.2″E 35°21'58.6″N	波多層	デイサイト 溶結凝灰岩	ED2	30	6.93 • 10 ⁵ cm ⁻² (547)	$1.47 \cdot 10^{6} \text{cm}^{-2}$ (1158)	$10.36 \cdot 10^4 \text{cm}^{-2}$ (2651)	79	0.743	140	332 ± 5	16.2 ± 0.3
YNG 145	133°17′03.2″E 35°24′51.3″N	波多層	デイサイト 軽石火山礫凝灰岩	ED1	29	1.48 • 10 ⁶ cm ⁻² (1706)	2.47 • 10 ⁶ cm ⁻² (2959)	$14.01 \cdot 10^4 \text{cm}^{-2}$ (4203)	30	0.924	170	414 ± 3	17.4 ± 0.6
MTE 7	133°17′03.2″E 35°08′26.3″N	波多層	デイサイト 軽石火山礫凝灰岩	ED2	30	$5.81 \cdot 10^{5} \text{cm}^{-2}$ (454)	9.33 • 10 ⁵ cm ⁻² (729)	8.485 • 10 ⁴ cm ⁻² (2607)	51	0.703	90	372 ± 5	19.5 ± 1.3
MTE 6	133°07′53.8″E 35°23′10.1″N	久利層	流紋岩 軽石火山礫凝灰岩	ED1	30	$3.12 \cdot 10^{6} \text{cm}^{-2}$ (2263)	$3.08 \cdot 10^{6} \text{cm}^{-2}$ (2232)	$8.480 \cdot 10^4 \text{cm}^{-2}$ (2605)	0	0.863	290	370 ± 4	15.9 ± 0.6

ED1: 外部ディテクター法内部面 ED2:外部ディテクター法外部面 $P(\chi 2): \chi 2$ -値の $\chi 2$ 分布(自由度 n-1)における上側確率 T = (1/ λ_D) ln [1+ $\lambda_D\zeta(\rho_s/\rho_t)\rho_d$] (ED1の場合は $\rho_s/2$)

 $\sigma_{\rm T} = T \left[1/\Sigma N_{\rm s} + 1/\Sigma N_{\rm i} + 1/\Sigma N_{\rm d} + (\sigma_{\rm c}/\zeta)^2 \right]^{1/2}$

 238 Uの全壊変定数 $\lambda_{\rm D}$ = 1.55125 \cdot 10⁻¹⁰yr⁻¹ Ns, Ni, Nd:自発核分裂飛跡数,誘発核分裂飛跡数,中性子飛跡数

熱中性子線量ガラス:NBS-SRM612 (YNG 6, MTE 6, MTE 7), IRMM-549 (YNG63) NIST-SRM612 (YNG 145)

測定: (株) 京都フィッション・トラック 檀原 徹・岩野英樹

デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (Hd1) YNG 170 南部 町上古市

安山岩や花崗岩質岩などの岩片, 軽石片のほか, 角閃石 (仮像), 斜長石, 石英, カリ長石, スフェーン, ジルコンな どの結晶片と火山ガラス片からなり, 溶結している(第5.2 図). 石英はまれでほとんど目立たない.

デイサイト火山礫凝灰岩(Hd1) YNG 43 安来市伯 太町井尻三坂

卯月はんれい岩の接触部付近の試料.安山岩や花崗岩質岩 などの岩片,軽石片(仮像)のほか,斜長石(仮像)や石英, カリ長石(仮像)などの結晶片と火山ガラス片からなる.長 石やガラス片がセリサイトや石英,ときに炭酸塩に置換さ れている(第5.3図).

デイサイト軽石火山礫凝灰岩 (Hd2) YNG 116 安来市 伯太町安田関

I字型やY字型, X字型などの, いわゆる気泡壁で型取られ たガラス片や長さ1-2 cm以下,厚さ2-3 mm以下の軽石片, 石英, 斜長石, 角閃石, カリ長石, 鉄鉱などの結晶片のほ か,長径1-2 cm以下の安山岩やデイサイト, 花崗岩などの 岩片からなる(第5.5 図). 下部の火山礫凝灰岩(Hd1)とは 異なり,石英は斜長石同様,目立って大きく,溶融形もし くは虫食い状の組織を呈する(第5.5 図). 火山ガラスは隠 微晶質となり,軽石や角閃石は緑色もしくは黄褐色粘土鉱 物に,斜長石は所々アルバイトに置き換わっており,基質 や斜長石片に緑簾石が生じていることもある.

化石 本地域では報告されていない.

年代・対比 本層の上部から採取した火砕岩試料 YNG145, YNG63, YNG6 はそれぞれ 17.4±0.6 Maと 16.2 ± 0.9 Ma, 14.6±0.8 MaのジルコンFT年代値を示す(第 5.1 表). いずれも本地域で得られた川合層・久利層の流 紋岩の黒雲母K-Ar年代値 17.48 ± 0.40 Ma (沢田ほか, 2006)より若く,若返っている可能性が高い. 特にYNG6 は流紋岩岩脈との接触部に近い位置から採取しており, この岩脈の熱でFT年代が完全にリセットされた可能性 は否定できない.

西隣松江地域内の安来市広瀬町祖父谷付近で採取した 本層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩 (MTE7) のジルコン FT年代は 19.5±1.3 Maである(第5.1表).また,古い年 代を示すジルコンをできるだけ排除した後のジルコン8 粒の測定値ではあるが,南隣根雨地域に分布する火山礫 凝灰岩 (Hd1) のジルコンLA-ICP-MS U-Pb年代として 18.3±0.8 Maの値が得られている(第5.2表).測定誤差 を考慮すると,これらの値は,本層下部の火山礫凝灰岩 (Hd1) に貫入している卯月斑れい岩の角閃石 K-Ar年代 値 20.7±1.0 Ma(後述)や鹿野(2018)が各種資料に基づ いて推定した波多層の年代である 20-18 Maに矛盾しな い.

5.2 卯月斑れい岩 (Ug)

岩体名 新称.太田 (1962a) の時代未詳の石英閃緑岩 (Qd) 及び白亜紀の優白質黒雲母花崗岩 (Gl) の一部に相 当する.

模式地 安来市伯太町西母里の卯月.

層序関係 近接する布部花崗岩と波多層に貫入し,大森 層の安山岩に覆われる.

分布 安来市伯太町西母里の招と上卯月との間の卯月川 沿いに東北東−西南西に長い幅 50 m長さ 500 m以下の複 数の小岩体をなして分布する.

岩相 いずれも径0.2-1.5 mm程度の細粒の斜長石と苦鉄 質鉱物を主成分とするが,苦鉄質鉱物の組み合わせと容

	カウント数						司	位体比			_	年代 (Ma)				
ジルコン	206	207	229	225	²⁰⁷ Pb	誤差	²⁰⁶ Pb	調差	²⁰⁷ Pb	誤差	Disc.*	²⁰⁶ Pb	誤差	²⁰⁷ Pb	誤差	
 矾 科	²⁰⁰ Pb	²⁰⁷ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	2σ	²³⁸ U	2σ	²³⁵ U	2σ	21001	238U	2σ	²³⁵ U	2σ	
no.1	241	14	110085	798	0.0564	± 0.0026	0.00336	± 0.000467	0.0259	± 0.0143	concordant	21.6 =	⊦ 3.0	26.0	± 14.4	
no.2	13148	1153	2049043	14861	0.0877	± 0.0041	0.00985	$\pm \ 0.000537$	0.1179	± 0.0114	-55	63.2 =	⊦ 3.5	113.2	± 11.6	
no.3	123	10	69308	503	0.0781	± 0.0027	0.00272	$\pm \ 0.000511$	0.0290	± 0.0190	concordant	17.5 =	⊧ 3.3	29.1	± 19.2	
no.4	118	69	48041	348	0.5816	± 0.0270	0.00377	\pm 0.000721	0.2993	± 0.0822	-646	24.2 =	⊦ 4.6	265.8	± 80.2	
no.5	535	58	278219	2018	0.1077	± 0.0050	0.00295	$\pm \ 0.000297$	0.0434	± 0.0120	-53	19.0 =	⊧ 1.9	43.1	± 12.2	
no.6	473	48	241450	1751	0.1006	± 0.0047	0.00301	$\pm \ 0.000317$	0.0413	± 0.0125	-37	19.3 =	⊦ 2.0	41.1	± 12.6	
no.7	441	36	164577	1194	0.0807	± 0.0037	0.00411	$\pm \ 0.000446$	0.0453	± 0.0158	concordant	26.5 =	⊧ 2.9	45.0	± 15.9	
no.8	519	29	274599	1992	0.0551	± 0.0026	0.00290	$\pm \ 0.000296$	0.0218	± 0.0084	concordant	18.7 =	⊧ 1.9	21.9	\pm 8.5	
no.9	11225	559	1693103	12260	0.0498	± 0.0023	0.01017	$\pm \ 0.000560$	0.0691	± 0.0079	concordant	65.3 =	⊦ 3.6	67.9	± 8.0	
no.10	393	10	212108	1538	0.0244	± 0.0011	0.00284	$\pm \ 0.000323$	0.0095	± 0.0062	4	18.3 =	⊧ 2.1	9.6	± 6.3	
no.11	490	26	262339	1903	0.0522	± 0.0024	0.00287	$\pm \ 0.000299$	0.0205	± 0.0083	concordant	18.4 =	⊧ 1.9	20.6	± 8.4	
no.12	916	20	324271	2352	0.0214	± 0.0010	0.00433	$\pm \ 0.000364$	0.0127	± 0.0058	54	27.9 =	⊧ 2.3	12.8	± 5.9	
no.13	3285	696	236336	1714	0.2117	± 0.0098	0.02133	$\pm \ 0.001333$	0.6169	± 0.0724	-200	136.1 =	⊦ 8.6	487.9	\pm 71.0	
no.14	480	38	267437	1 940	0.0783	± 0.0036	0.00275	$\pm \ 0.000289$	0.0295	± 0.0100	concordant	17.7 =	⊧ 1.9	29.5	± 10.1	
no.15	15040	733	2287466	16591	0.0487	± 0.0023	0.01009	$\pm \ 0.000547$	0.0671	± 0.0072	concordant	64.7 =	⊧ 3.5	66.0	± 7.2	
no.16	436	39	228383	1656	0.0900	± 0.0026	0.00295	$\pm \ 0.000318$	0.0363	± 0.0120	-16	19.0 =	± 2.1	36.2	± 12.1	
no.17	1121	53	366148	2656	0.0475	± 0.0014	0.00473	$\pm \ 0.000367$	0.0307	± 0.0088	concordant	30.4 =	⊧ 2.4	30.7	\pm 8.8	
no.18	577	54	299434	2172	0.0940	± 0.0027	0.00298	$\pm \ 0.000289$	0.0383	± 0.0108	-32	19.2 =	⊧ 1.9	38.2	± 10.9	
no.19	10512	555	1478561	10724	0.0528	± 0.0015	0.01099	$\pm \ 0.000585$	0.0793	± 0.0087	concordant	70.4 =	⊦ 3.8	77.5	\pm 8.8	
no.20	13025	680	2045526	14836	0.0522	± 0.0015	0.00984	$\pm \ 0.005170$	0.0703	± 0.0072	concordant	63.1 =	⊧ 3.3	68.9	± 7.3	
no.21	516	45	263663	1912	0.0877	± 0.0025	0.00303	$\pm \ 0.000306$	0.0363	± 0.0112	-18	19.5 =	£ 2.0	36.2	$\pm \ 11.3$	
no.22	15959	800	2509036	18197	0.0501	± 0.0014	0.00983	± 0.000511	0.0674	± 0.0066	concordant	63.0 =	⊦ 3.3	66.2	± 6.7	
no.23	376	63	195117	1415	0.1682	± 0.0048	0.00298	± 0.000341	0.0685	± 0.0182	-144	19.2 =	⊧ 2,2	67.3	\pm 18.3	
no.24	658	5	203242	1474	0.0080	± 0.0002	0.00500	± 0.000463	0.0055	± 0.0048	338	32.2 =	⊧ 3.0	5.6	± 4.9	
no.25	875	436	476448	3456	0.4985	± 0.0144	0.00284	$\pm \ 0.000238$	0.1935	± 0.0235	-745	18.3 =	⊧ 1.5	179.6	± 23.6	
no.26	546	144	294963	2139	0.2641	± 0.0076	0.00286	± 0.000283	0.1033	± 0.0191	-328	18.4 =	⊢ 1.8	99.8	± 19.2	
no.27	367	3	207298	1503	-0.0074	± -0.0002	0.00274	± 0.000316	-0.0028	± #NUM!	in bad condition	17.6 =	£ 2.0	-2.8	± ****	
no.28	170	8	91650	665	0.0486	± 0.0014	0.00287	± 0.000463	0.0191	± 0.0134	concordant	18.5 =	⊧ 3.0	19.2	± 13.5	
no.29	350	22	196193	1416	0.0636	± 0.0018	0.00277	± 0.000327	0.0241	± 0.0104	concordant	17.8 =	⊧ 2.1	24.2	± 10.5	
no.30	460	21	256963	1864	0.0462	± 0.0013	0.00277	± 0.002920	0.0175	± 0.0077	concordant	17.8 =	⊧ 1.9	17.6	± 7.8	
											平均	33.4 =	£ 53.4	68.1	± #####	
											加重平均	24.2 =	E 0.4	37.5	± 1.7	
		conco	rdantと判断	断される	6粒子のうち	5, 21.6-	17.5 Maに集	中する最も著	吉い粒子集団	8 粒子の	平均	18.5 =	± 2.6	23.5	± 8.9	
											加重平均	18.3 =	⊧ 0.8	22.3	± 3.6	
試料番号	: YNG16	54						測定:(株)京都フィ	「ッション	・トラック 檀!	原徹・岩野	英樹			

第5.2表 南隣根雨地域に分布する波多層火山礫凝灰岩(Hdl)のジルコンU-Pb年代測定結果

試料産地:鳥取県安来市伯太町福富(35°18'19.7"N 133°17'06"E,根雨地域) 測定装置:LA-ICP-MS 測定標準ジルコン: Nancy 91500 岩石名:角閃石デイサイト溶結凝灰岩

σ:標準偏差

量比は同一露頭内でも変化して細粒角閃石含有石英斑れ いノーライト、斜長岩質斑れいノーライトから直方輝石 単斜輝石石英閃緑岩、そして苦鉄質鉱物をほとんど含ま ない斜長岩に至る多様な岩相を示す. 西母里付近では布 部花崗岩に捕獲される細粒閃緑岩に類似した岩相を示す ので,小露頭では紛らわしい.

岩石記載

細粒角閃石含有石英斑れいノーライト YNG34B (K-Ar 測年試料) 安来市伯太町西母里卯月南

主に斜長石,単斜輝石,鉄鉱,直方輝石及び石英からなり, 副成分鉱物として角閃石,黒雲母,チタナイト及び燐灰石 を伴う(第5.6図). 鉱物組成は狭い範囲で変化するが、か んらん石を含まず、単斜輝石と直方輝石との比が 3/7-7/3の 範囲に入るので、IUGSの火成岩系統分類に関する小委員会 が定義した斑れいノーライトの範疇(Le Maitre et al., 2002) に入る.いずれの鉱物も部分的に変質しており、緑泥石、

緑簾石, 針状不明鉱物などが生じている. 斜長石は径 0.5-4 mmの卓状自形を示し、ほとんど累帯構造を示さない。単 斜輝石は径0.5-2 mmの他形を示し、離溶ラメラが見られる、 鉄鉱は径 0.5-2 mm 自形を示し, 直方輝石よりも量的に多く 含まれる. 直方輝石は径 0.5-4 mmの柱状自形を示し, 伸長 方向に2個つながって、長径4mmに達するものがある。梯 子状に変質している。角閃石は幅 0.1-0.5 mmで単斜輝石の 外側を取り囲み、緑褐色を示す. 黒雲母はZ軸色が褐色を 示す. 石英は斜長石と輝石の粒間を埋めている.

年代・対比 卯月南で採取した細粒角閃石含有石英斑れ いノーライト (YNG34B) は 20.7 ± 1.0 Maの角閃石 K-Ar 年代値を示す(第5.3表). この年代値は, 西隣松江地域 内の波多層のデイサイト軽石火山礫凝灰岩(MTE7)のジ ルコンFT年代値 19.5 ± 1.3 Ma (第 5.1 表) に近く、測定 誤差を考慮すると、両者とも鹿野(2018)が島根県東部で 得られた波多層及び川合層・久利層の放射年代と生層序



 第5.6図 卯月斑れい岩を構成する細粒角閃石含有石英 斑れいノーライトの顕微鏡写真(クロスニコル)
 (試料番号YNG 34B,地点番号 20130309004: 安来市伯太町西母里卯月南)
 Qz = 石英, Hb = 角閃石, Bt = 黒雲母, Cpx
 = 単斜輝石, Mt = 鉄鉱.新鮮な角閃石の左 隣も角閃石であるが劈開に沿って変質して いる.

第5.3 表 卯月斑れい岩の角閃石 K-Ar 年代測定結果

試料番号	測定物	K	放射性起源 ⁴⁰ Ar	K-Ar年代	非放射性起源 ⁴⁰ Ar		
	(粒径)	(wt.%)	(10 ⁻⁸ cc STP/g)	(Ma)	(%)		
YNG34B	角閃石 (75–150 µm)	0.300 ± 0.006	$24.26~\pm~1.05$	$20.72 \hspace{0.1 in} \pm \hspace{0.1 in} 0.98$	69.8		

試料採取地:安来市伯太町西母里卯月(35°20'45.30"N 133°15'22.16"E) 鉱物分離・年代測定:(株)蒜山地質年代学研究所 八木公史・小畑直也

に基づいて推定した波多層の年代20-18 Maに重なる.このことは、本岩を波多層形成期の貫入岩とする本見解を 支持する.

5.3 川合層 (Kws)

地層名 今村ほか(1958)命名.本報告では,通商産業省 (1967)にならって,沢田(1978)の大呂累層と川合層とが 指交関係にあると考え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.一般には大田市川 合町付近と考えられているが,竹ノ内ほか(1982)は,大 田市川合町市場付近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. 層序関係 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(鹿野ほか, 1993, 1994, 1998, 2001).

分布及び層厚 安来市吉佐町と米子市崇儀にわずかなが ら分布するほか,安来市門生町の中海南岸では久利層流 紋岩の間に挟まれた位置に小露頭が認められる.層厚は 240 m程度.

岩相 植生に覆われて観察できる露頭はほとんどない

が、安来市吉佐町の小さな露頭では、平行層理を示し厚 さ0.6 mを超える凝灰質泥岩に、厚さ0.6 mの凝灰質細礫 岩と厚さ1 mを超える凝灰質中礫~大礫礫岩が順に重な る.また、米子市宗像ではともに凝灰質で厚さが25 mを 超える砂岩と厚さが50 mを超える細粒~極細粒砂岩が 順に重なっており、これを久利層の泥岩が覆っている. そのうち、下位の砂岩は平行葉理の発達した数10 cmの 凝灰岩薄層を局所的に挟む.また、上位の細粒~極細粒 砂岩には平行葉理が発達している.安来市門生町の中海 南岸では、泥岩薄層を挟む粗粒~細粒砂岩が久利層流紋 岩中に認められるが、この岩石は側方延長上では確認で きないので、貫入した流紋岩に捕獲されたブロックであ る可能性が高い.

化石 これまで貝化石や植物化石の報告はない. 微化石 分析は行っていないのでその有無は不明.

年代 本地域では放射年代の報告もなく直接本層の年代 を知る手がかりはないが,先に述べた波多層の年代の上 限である 18 Maよりは若いと考えられる.

5.4 久利層 (Kr, Kp, Km)

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.一般には大田市久 利町付近と考えられているが,竹ノ内ほか(1982)は,大 田市川合町市場付近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.

層序関係 波多層を不整合に覆い,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(鹿野ほか,1994,1998,2001).

分布及び層厚 安来市から米子市にかけて中海の南岸と その沖合に分布するほか,弓ヶ浜砂州南部の中海に面す かしま る粟嶋神社付近にも分布する.また,本層に対比される 流紋岩岩脈が布部花崗岩及び波多層中に多数貫入してい る.上限は不明.層厚は400mを超える.

岩相 主として流紋岩溶岩・火砕岩からなり、米子市宗 像付近では最下部を泥岩・シルト岩 (Km) が占める.流 紋岩溶岩・貫入岩(Kr)は非顕晶質で斜長石のほか石英 の斑晶を伴う斜長流紋岩で、同質の火砕岩を貫いてドー ム状に噴出し、あるいは東北東-西南西方向に伸びた岩 脈として布部花崗岩や波多層、久利層の火砕岩に貫入し ている.植生に覆われているため.これらの詳しい産状 は不明であるが、布部花崗岩中の流紋岩岩脈にジグソー パズル状に割れて角礫化している例が確認されている (第5.7図). これは地下浅所まで貫入して地下水に触れ 急冷破砕したことを示す. 流紋岩火砕岩(Kp)は, 正級化 し、平行葉理を示す凝灰岩を上部に伴う軽石火山礫凝灰 岩や淘汰不良無層理の凝灰角礫岩,凝灰岩などからなる. これらは厚さ数m以下の層をなして繰り返し累重してい ることが多く、高温で定置した証拠は認められないが、 ほとんど円磨されていない同質の火砕物で構成されてい ることから、直接噴火に由来するものが多く、再移動し たとしても噴出源の近傍に堆積したものと考えられる. 化石 本地域では報告されていない.

年代・対比 本地域では放射年代の報告もなく,本層の 年代を直接知る手がかりは限られている.竹ノ内ほか (1982)が推奨した模式ルートでの微化石分析によれば, 本層はBlow (1969)のN.8帯とOkada and Bukry (1980)の CN3帯に対比でき(林ほか,2012),その年代は16 Ma前 後ということになる.松江地域に分布する本層の流紋岩 凝灰岩と布部花崗岩に貫入している流紋岩岩脈のジルコ ンFT年代値は、それぞれ15.3±0.8 Maと14.1±1.1 Ma (鹿野ほか,1994)で、流紋岩岩脈の貫入時期が本層形成 期(18-16 Ma:鹿野,2018)に重なることを示唆する.ま た,これらの年代値は模式ルートの生層序に矛盾しない.

5.5 大森層 (Oa, Og)

- 地層名 今村ほか(1958)命名.
- 模式地 宍道町来待大森及び周辺地域.

層序関係 久利層, 川合層, 波多層及び後期白亜紀~古 うしきり 第三紀火成岩類を傾斜不整合で覆う. 島根半島の牛切層 に対比される(鹿野ほか, 1991, 1994).

分布及び層厚 清水山や岳山など,波多層上部の火砕岩 が埋めるカルデラの縁に沿って点在するほか,安来市伯 太町母里から南隣根雨地域の安来市伯太町井尻付近を経 て山田谷川上流の南部町伐株付近にかけてと,南部町法 勝寺南東の南部町福頼から米子地域南端の南部町高姫に かけて分布する.また米子市宗像付近にもわずかながら 点在する,上限は不明.層厚は最大で200mを超える.

岩相 主として陸上に噴出したガラス質直方輝石単斜輝 石安山岩や斜長石斑状安山岩などのブロック溶岩からな り、同質岩片からなる火山礫凝灰岩や単斜輝石玄武岩質 安山岩のアグルチネートなどを伴うところがある。地質 図幅ではこれらを一括してOaとして示した。

安来市伯太町母里から南隣根雨地域の安来市伯太町井 尻付近にかけては,安山岩もしくはデイサイト溶岩と凝 灰角礫岩〜火山礫凝灰岩が分布する.また,根雨地域内 の伯太町井尻付近や南部町伐株から道河内を経て武信に 至る道路沿いでは,基盤に近い層準に単斜輝石玄武岩質 安山岩のアグルチネートが断続的に分布するが,植生に 覆われて詳しい産状は不明である.

年代・対比 本地域での報告はないが,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年代値は,概ね 16-13 Maの範囲内に収まる(鹿 野・吉田, 1984: Uto, 1989: Morris *et al.*, 1990: Otofuji *et al.*, 1991: 鹿野ほか, 1998: 沢田ほか, 2013). 松江地域の 大森層デイサイト溶岩については, 17.1 ± 0.9 Maのジル コンFT年代値が得られている(鹿野ほか, 1994)が, 測定 誤差を考慮すると大森層火山岩の全岩K-Ar年代の範囲 に重なる.

5.6 塩基性~中性貫入岩(B)

米子地域には中新世に貫入したと考えられる貫入岩が 多数認められる。中でも多いのは流紋岩岩脈でこれにつ いては、すでに入利層の項で述べた。塩基性~中性貫入 岩はそれほど多くはないが、清水山や岳山の周辺に分布 する大森層や波多層、布部花崗岩中に北北西-南南東方 向の安山岩岩脈が、また中海南岸の八尋鼻の久利層火砕 岩中には単斜輝石玄武岩質安山岩シルが認められる。こ れらの岩石は大森層を構成する溶岩と似ており、西隣の 松江地域では大森層上部(旧来の来待層相当)や布志名 層には貫入していないとの報告もある(鹿野ほか, 1994).したがって、これらの貫入時期は大森層の形成期 と考えられる。先に述べた卯月斑れい岩は流紋岩岩脈と 同様、東北東-西南西方向に貫入しており、貫入時期も 異なる。



第5.7図 布部花崗岩に貫入した久利層流紋岩岩脈の水冷破砕部(地点番号YNG403:安来市月坂町 伯太川西岸,2015年11月18日撮影) 大きな破片にはジグソー割れ目が顕著(B)で,割れ目に沿って切り出されたと思われる 多面体型の破片がその周りに密集している(A,B).岩片のサイズがまちまちなのは破砕 後に水蒸気と混じり合って流動したためかもしれない.ハンマーの柄の長さは約30 cm.

横田火山群は島根県奥出雲町,鳥取県日南町, 南部町, ^{(1) きちょう} 伯耆町などに分布する 10 数個の単成火山の総称である (https://gbank.gsj.jp/volcano/Quat_Vol/volcano_data/H20. html). 米子地域では, 鶴田玄武岩, 宝殿玄武岩, 岩立玄 武岩が構成する複数の火山がこれに該当する (第2.4 図).

6.1 鶴田玄武岩 (Tsl, Tss)

岩体名本岩が分布する地域内の集落である南部町鶴田 にちなんで三位・赤木(1966, 1967a, b)が命名.太田 (1962a)の粗面玄武岩類に相当する.

層序関係 税雨花崗岩を不整合に覆い,古期火山麓扇状 地堆積物及び新期火山麓扇状地 I 堆積物に覆われる.

分布 高塚山や小町高塚山, 越敷山が北北西−南南東方 向に連なる越敷山丘陵の大部分と日野川を挟んで東側に がみほそみ きょじきせいきま 位置する伯耆町上細見と清原清山に分布する.

岩相 玄武岩質のスコリア丘(Tss)と溶岩流(Tsl)から なる.スコリア丘は南東から北西に向かって高塚山,小 町高塚山,越敷山,そして越敷山と伯耆町坂長との間の 低平な丘をなして順に並び,溶岩はスコリア丘の中腹か ら裾野まで広く覆って根雨花崗岩まで覆う.現在は植生 に覆われて確認するのが難しいが,島根大学等の未公表 調査資料によれば,それぞれのスコリア丘の頂部に溶岩 (もしくはアグルチネート)が,また,小町高塚山の北東 斜面と越敷山の西側斜面及び北東斜面にスコリア丘頂部 に向かう岩脈が確認されている.伯耆町大殿こしきが丘

(鹿野和彦・山内靖喜・中野 俊)

のすぐ南側では、スコリアの下位にも同質の溶岩がある が、この溶岩は日野川西岸でスコリアが尖減したところ でスコリアの上位にある溶岩と合流し、両者の区別がつ かなくなる.これは複数の噴出源から溶岩とスコリアが 相前後して噴出した結果起こったことで、スコリアの上 位を占める溶岩がスコリア丘から離れたところで繋がっ て見えるのもそのためと考えられる.伯者町坂長から日 野川へと続く丘陵の裾野には水冷破砕を受けたスパター 堆積物や溶岩が露出している(第6.1 図,第6.2 図).こ れらの厚さは数mを超えており、噴火開始当時は、この 辺りに浅い水域が広がっていたことがうかがえる.

溶岩は、日野川東岸、上細見地区の赤岩神社付近に最 もよい露出が見られる。神社上部では層厚 10 m以上の1 枚の溶岩からなり側方に 50 m以上連続して露出してい る。溶岩の下面は確認できていないが崖の比高から推定 すると層厚 100 mに達する可能性もある。部分的に柱状 節理あるいは板状節理が発達する(第6.3 図)。複数枚の 溶岩累重は確認できていない。岩質はかんらん石玄武岩 で,越敷山西方では少量の単斜輝石あるいは斜長石斑晶 が認められる。全岩組成はシリカ 49.9–50.9 wt.%を示し、 Le Bas *et al.* (1986)の区分では玄武岩に,Kuno (1966)の 区分ではアルカリ玄武岩系列に分類される(第6.1 表,第 6.4 図).

年代 高塚山山頂付近と越敷山東麓,小町小塚山西方2 km,上細見で採取した溶岩試料について,それぞれ1.32 ±0.06 Ma, 1.28±0.04 Ma, 1.27±0.05 Ma, 1.35±0.05 Ma

第6.1表 米子地域に分布する横田火山	群の全岩化学組成
---------------------	----------

地点番号	地質標本館 試料登録番号	岩体名	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\mathrm{Fe_2O_3}$	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	1/5万 地形図	產地	北緯	東経	斑晶鉱物
12120901	R111481	鶴田玄武岩	50.03	1.03	16.64	10.12	0.15	9.05	8.57	3.40	0.81	0.20	米子	南部町田住	35°22'06.32"	133°23'09.90"	Ol >> Pl >Cpx
12120703	R111482	鶴田玄武岩	50.22	1.51	17.14	9.55	0.15	6.82	9.78	3.39	1.13	0.33	米子	伯耆町小町	35°21′49.94″	133°24'30.24"	01
12120705	R111483	鶴田玄武岩	50.46	1.26	16.20	9.47	0.15	8.78	8.99	3.38	1.02	0.29	米子	南部町鶴田	35°20′55.01″	133°24′39.04″	01
12120706	R111484	鶴田玄武岩	50.66	1.25	17.07	9.25	0.15	7.59	9.14	3.46	1.15	0.28	米子	南部町池野	35°20′15.44″	133°24′19.88″	01
12120707	R111485	鶴田玄武岩	50.40	1.22	16.70	9.11	0.14	8.69	8.97	3.36	1.13	0.27	根雨	伯耆町中祖	35°19′45.82″	133°24′30.39″	01
12120708	R111486	鶴田玄武岩	50.43	1.31	16.61	9.44	0.15	8.24	8.98	3.37	1.18	0.28	根雨	伯耆町中祖	35°19′41.66″	133°25′01.29″	01
12120807	R111491	鶴田玄武岩	49.98	1.30	16.28	9.58	0.15	8.96	9.11	3.24	1.10	0.28	米子	伯耆町上野	35°21′57.38″	133°25′35.43″	01
12120808	R111492	鶴田玄武岩	50.16	1.32	16.21	9.59	0.15	8.87	8.99	3.31	1.12	0.29	米子	伯耆町上野	35°21′52.09″	133°25′45.01″	01
16031301	R111493	鶴田玄武岩	50.00	1.32	16.36	9.70	0.14	8.85	9.00	3.23	1.13	0.28	米子	伯耆町清原	35°22'21.44"	133°25′21.37″	01
16031304	R111494	鶴田玄武岩	50.84	1.51	17.21	9.46	0.14	6.84	8.97	3.47	1.24	0.33	米子	南部町荻名	35°22'01.16"	133°23'26.43"	Ol >> Cpx, Pl
16031306	R111495	鶴田玄武岩	49.94	1.51	16.82	10.01	0.15	8.61	8.29	3.07	1.26	0.33	米子	南部町鶴田	35°21′07.99″	133°25′21.53″	01
16031307	R111496	鶴田玄武岩	50.61	1.26	17.09	9.68	0.15	8.43	8.15	3.29	1.05	0.29	米子	伯耆町金廻	35°22'25.60"	133°24′39.35″	01
16031307	R111497	鶴田玄武岩	50.62	1.46	16.79	9.89	0.15	7.59	8.72	3.24	1.19	0.34	米子	伯耆町金廻	35°22'25.60"	133°24′39.35″	Ol >> Cpx
16030401	R111498	鶴田玄武岩	50.88	1.20	17.54	9.42	0.15	7.51	8.48	3.48	1.03	0.30	米子	伯耆町金廻	35°22′53.81″	133°24′29.00″	01
12120801	R111499	岩立玄武岩	51.82	1.03	16.83	8.81	0.12	7.17	9.29	3.51	1.09	0.32	米子	伯耆町添谷	35°21′14.70″	133°27′36.17″	Ol > Cpx
12120802	R111487	岩立玄武岩	51.97	1.02	17.12	8.72	0.13	6.43	9.55	3.59	1.13	0.35	米子	伯耆町添谷	35°21′24.71″	133°27′50.46″	Ol >> Opx
12120803	R111488	岩立玄武岩	51.91	1.06	17.44	8.84	0.15	5.95	9.45	3.65	1.19	0.36	米子	伯耆町岩立	35°21′41.85″	133°28'40.13"	Ol >> Cpx
12120804	R111489	岩立玄武岩	49.48	1.29	15.70	9.31	0.14	9.45	9.62	3.29	1.28	0.43	米子	伯耆町岩立	35°21'32.78"	133°28′52.80″	Ol >> Bi
12120805	R111490	宝殿玄武岩	50.81	1.17	17.10	9.26	0.14	5.71	10.70	3.46	1.26	0.38	米子	伯耆町金屋谷	35°22'08.37"	133°27′47.37″	Ol > Cpx >> Bi

Ol=かんらん石, Pl=斜長石, Cpx=単斜輝石, Opx=直方輝石, Bi=黒雲母



第6.1 図 鶴田玄武岩の下部を構成するスパター堆積物の産状(地点番号YNG289: 伯耆町坂長, 2013年3月7日撮影) 大きなスパターには様々な程度に湾曲しジグソー割れ目が発達しており,割れ目に沿って切り出されたと思わ れる多面体型の破片がその周りに散在している. ねじり鎌の柄の長さは約25 cm.



第6.2 図 鶴田玄武岩の下部を構成する溶岩の産状(地点番号YNG382:日野川西岸,伯耆町坂長, 2015年3月29日撮影) 赤褐色土壌の直下の風化帯を除けば,溶岩の表層はさまざまな程度に破砕されている, 破砕は上位ほど著しく,大きな割れ目に沿って内部へと進展している.



 第6.3 図 鶴田玄武岩の溶岩露頭(地点番号 12120808, 2012 年 12 月 8 日撮影)
 伯耆町上細見地区の赤岩神社裏手では幅 60 cm 前後の柱状節理が発達する. ハンマー(写真中央)の柄の 長さ約 30 cm.



第6.4 図 米子地域に分布する横田火山群の総アルカリーシリカ変化図. 岩石名区分はLe Bas *et al.* (1986), 岩系区分はKuno (1966) による. 破線AはKuno (1966) による アルカリ系列と高アルミナ系列の境界, 破線Bは高アルミナ系列とソレアイト系列の境界.

の全岩 K-Ar 年代値が得られている(棚瀬, 2001; Kimura *et al.*, 2003). また, Uto (1989) により 1.21 ± 0.16 Maの全 岩 K-Ar 年代値が得られている.

6.2 宝殿玄武岩(H)

岩体名新称.三位・赤木 (1966, 1967a, b) はこれを鶴田 玄武岩の一部として記載しているが,鶴田玄武岩が広範



第6.5 図 岩立玄武岩を構成するスコリア堆積物の産状(地点番号YNG274:伯耆町岩立南東の大江 川に面した崖,2011年12月6日撮影) スコリア火山礫は火砕丘の斜面にほぼ平行に配列し、上位ほど粗粒化しており、それら の間に火山弾が散在している。ハンマーの柄の長さは30 cm.



第6.6 図 岩立玄武岩のスコリア堆積物に貫入する玄武岩質岩 脈(地点番号 YNG275: 伯耆町岩立南東の大江川河 床, 2011 年 12 月 6 日撮影) 岩脈は上位に向かって斜面方向に開いている. ハン マーの柄の長さは 30 cm. 囲に分布する越敷山丘陵や岩立玄武岩から離れた伯耆町 宝殿の近くに孤立して分布するので、これらとは異なる 岩体と判断して新たに命名した.

層序関係 古期火山麓扇状地堆積物に覆われる.

分布 伯耆町宝殿の道路沿いにわずかながら分布する. 岩相 露頭は確認できておらず,最大径約2mの玄武岩 溶岩の転石のみである.扇状地堆積物に囲まれた低平な 丘をなすが,詳しい産状は不明.

岩質は黒雲母含有単斜輝石かんらん石玄武岩溶岩(H) である. 全岩組成はシリカ 50.8wt.%で, 鶴田玄武岩の組 成範囲に入る(第6.1表, 第6.4図).

年代 1.18±0.06 Ma の全岩K-Ar 年代値が得られている (Kimura *et al.*, 2003).

6.3 岩立玄武岩 (Iws, Iwl)

岩体名 新称. 三位・赤木 (1966, 1967a, b) はこれを鶴田 玄武岩の一部として記載しているが, 鶴田玄武岩や宝殿 玄武岩から離れた伯耆町岩立の近くに孤立して分布する ので,これらとは異なる岩体と判断して新たに命名した. 層序関係 江尾花崗岩を不整合に覆い,古期火山麓扇状 地堆積物及び新期火山麓扇状地I堆積物に覆われる. 分布 伯耆町岩立南側の大江川沿いに分布する.

岩相 主として単斜輝石含有かんらん石玄武岩のスコリア火山礫からなる長径1km短径0.6-0.7kmの火砕丘



第6.7図 岩立玄武岩の溶岩露頭

A: 伯耆町, 一ノ段集落東方約 500 m地点(地点番号 12120802, 2012 年 12 月 8 日撮影). 大江川の両岸に溶岩が露出. 右手前円内にハンマー(柄の長さ約 30 cm). B: 伯耆町, 一ノ段集落南東約 700 m地点(地点番号 16031406, 2016 年 03 月 14 日撮影). 層厚約 10 mの溶岩には板状節理が発達する. 左円内に 1 mのスケール.

(Iws)をなす(第6.5 図).また、大江川沿いに延びる火砕 丘の下流側とその南側支流には同質の溶岩(Iwl)が分布 するほか、スコリア丘の内部の2ヶ所でそれぞれN50^oW とN80^oE方向に伸びた幅1-2 m以下の岩脈が認められる (岡田・山内、1997:第6.6 図).溶岩は、厚さが約10 m で、ところによって板状節理が発達する(第6.7 図).

溶岩の岩質は単斜輝石含有かんらん石玄武岩である。 溶岩の全岩組成はシリカ 51.8-52.0 wt.%を示し, 鶴田玄 武岩よりもシリカ成分に富む(第6.1表,第6.4図).岩 立南東の大江川河床の岩脈は少量の黒雲母斑晶を含み, 全岩組成はシリカ 49.5 wt.%を示しており,本地域の横田 火山群の中では最もシリカに乏しい.

年代 1.16±0.05 Ma の全岩K-Ar 年代値が得られている (棚瀬, 2001; Kimura *et al.*, 2003). この年代値は, 鶴田玄 武岩より若く, 宝殿玄武岩とほぼ同時期に噴出したこと を示す.

(鹿野和彦)

大山火山は約100万年前から活動を開始し、少なくと も約2万年前まで噴火したことが確認されている(津久 井, 1984; 津久井ほか, 1985; 山元, 2017). 津久井(1984) は、その前半に度々溶岩流を噴出して山体が成長すると ともに、それらが崩壊して生じた砕屑物が火砕流あるい はラハールとなって流下堆積して広大な裾野を形成した こと、そして後半は一転して火砕物と溶岩円頂丘を繰り 返し噴出したことを明らかにし、活動様式の違いに着目 して大山の火山活動を古期と新期に分けた上で, それぞ れの時期の噴出物を記載している.また、荒川(1984) は、大山北西部において、津久井(1984)が新期とした時 期に形成された複数の扇状地面を認め、火山岩塊火山灰 流が山腹にもたらされるたびにその堆積物が侵食され再 移動することでそれぞれの扇状地が形成されたことを明 らかにしている.以下では、津久井(1984)及び山元 (2017)に準じて、前半に形成された火山体を古期火山、 後半に形成された火山体を新期火山とし、それぞれを構 成する火山噴出物と扇状地堆積物について記載する.

7.1 古期火山

7.1.1 古期火山麓扇状地堆積物 (Ovl, Ovp, Ovu, Ovu-F) 堆積物名 新称.太田 (1962a, b, c)の凝灰角礫岩・福市 砂礫層と三位・赤木 (1966, 1967a, b)の溝口凝灰角礫岩・ 衛来屋礫層の一部,津久井 (1984)の溝口凝灰角礫岩層, 荒川 (1984)の古期扇状地 I 面堆積物・福市軽石流堆積物 及び山元 (2017)の火山麓扇状地 6 堆積物にほぼ相当す る.本報告では,旧来の岩相層序区分を見直した上で, 本堆積物が古期大山火山の形成期にもたらされたことが わかるよう名称を改めた.

模式地 百野川支流の大江川流域とする.また、本堆積物中の福市砂礫層と大倉火砕流堆積物(後述)について うえあづま は、それぞれ、米子市福市から上安曇に至る地域と大倉川 上流域とする.

層序関係 江尾花崗岩, 根南花崗岩, 横笛火山群を不整 合に覆い, 大山樋谷軽石 (津久井, 1984) 及び/または大 山松江軽石 (町田・新井, 1979) を挟む古土壌 (風化した



第7.1図 古期火山麓扇状地堆積物の下部を構成する火山岩塊火山灰流堆積物の産状(伯耆町富江の大倉川に面した崖, 2011年12 月4日撮影)

A:火山岩塊火山灰流堆積物主部の岩相(地点番号YNG231).様々な大きさのデイサイト岩片からなる淘汰不良無層理の堆積物で、まれではあるが、周囲よりも粗粒の岩片に縁取られたパイプ状の構造が認められるところがある.写真右下の大きな岩塊は長径1m前後で、表面から内部に伸びる割れ目に沿ってほぐれかかっている.B:火山岩塊火山灰流堆積物中の脱ガス構造(地点番号YNG232).礫が濃集して幅が30-50 cmのパイプ状の形態をなす.パイプは、根なしで、まっすぐに上へと伸びているが、次第に幅が広がり、その先で行方がわからなくなる.



第7.2図 古期火山麓扇状地堆積物の上部を構成する土石流堆積物の産状(地点番号YNG255:伯耆町三軒茶屋,2011年12月5日撮影) 淘汰不良無層理で砂から礫へと逆級化構造を示す砂礫層が繰り返し累重している.礫は径30 cm以下で,様々な程度に円磨 されており,基質は細粒〜粗粒砂からなる.各層の境界は不明瞭で,しかも塑性変形して入り組んで見えるところがあり, 砂礫が固結する間もなく流下・堆積したことがうかがえる.ハンマーの柄の長さは30 cm.



第7.3 図 古期火山麓扇状地堆積物の上部を構成するハイパーコンセントレイテッド流堆積物の産状(地点番号 YNG206:米子 市淀江町本宮,2011 年 12月2日撮影) 礫層から多重級化砂礫層へと上方細粒化しており,堆積が進むにつれて流れの粒子濃度が低下したと考えられる。



第7.4図 古期火山麓扇状地堆積物の上部を構成する河川流路 堆積物の産状(地点番号YNG249:伯者町大内トンネ ル東口脇の崖,2011年12月4日撮影)
A:扇頂部の砂礫層,円磨された砂礫が局所的にト ラフ型の斜交層理をなしている.露頭の高さは約10
m.矢印が示す扁平な礫は写真Bの矢印で示した礫 と同じものである.B:同一の砂礫層のクローズアッ プ.礫支持の状態で堆積していることが読み取れる. ハンマーの柄の長さは30 cm.

風成火山灰) に覆われる.ただし,米子市上泉付近では, 大山樋谷軽石を挟む古土壌と本堆積物との間に孝霊山溶 岩円頂丘起源と推定されるデイサイト火山岩塊火山灰流 堆積物が介在する. 分布・層厚 大山の山頂付近から裾野にかけて広く分布 する.米子地域では孝霊山などの側火山や横田火山群を 避けて大山の西側斜面の広い範囲に分布する.層厚は最 大で200m前後,末端部では50mを超えない.

岩相 厚さ数 10 cm~20 mの礫質堆積物を主体とする. 礫種はほとんどがデイサイトで,苦鉄質斑晶として直方 輝石と角閃石を含み,ときに黒雲母を伴う.基質は凝灰 質で,直方輝石,角閃石,黒雲母,斜長石,石英などの 結晶片とガラス片,もしくは微細な岩片に富む.以下に 述べるように,堆積物の淘汰の程度や礫の円磨度は上位 層準ほど良くなる傾向が認められ,岩相を異にする下部 (Ovl)と上部(Ovu)に分けることができる.

下部を占める礫質堆積物の多くは、ときに径数 10 cm を超える様々な大きさのデイサイト角礫〜亜角礫が凝灰 質基質に散在し、上方にそれらが濃集して厚さ数 10 cm ~数mの逆級化層をなしており、間に挟まれている火山 岩塊火山灰流堆積物に似ている.しかし、高温酸化や脱 ガス構造、冷却節理など、高温で定置した証拠が確認で きない場合が多く、また、間に凝灰質砂層やシルト層を 挟み、あるいは上方細粒化してそれらに移化することも あるので、おそらく、まれに挟まれている火山岩塊火山 灰流堆積物(第7.1図)が流水に洗われ、比較的短い距離 を移動して堆積した淘汰度、円磨度とも低い土石流堆積 物と考えられる。これとは対照的に、上部では礫種こそ 変わらないものの、斑晶の大きさと組み合わせや色調の 異なる亜円礫~亜角礫が混じり合い、シルト以下の粒子 が抜けて濃集した土石流もしくはハイパーコンセントレ イテッド流起源の堆積物(第7.2図,第7.3図)や、それ らが扇頂部から流下する河川の流路を埋めて層理に平行 もしくは斜交して並ぶ礫質堆積物(第7.4図)が増える. また、米子市上泉付近では本堆積物上部を占める凝灰質 礫層と大山樋谷軽石を挟む古土壌との間に孝霊山溶岩 ドーム起源の火山岩塊火山灰流堆積物が認められるもの の、ほかに火山岩塊火山灰流堆積物が確認された事例は ない.

下部と上部との境界は比較的明確で、大倉川上流で は、厚さ6mを超える軽石火山礫含有火山礫火山灰層、 すなわち、ここで新たに大倉火砕流堆積物(Ovp)と仮称 する火砕堆積物(第7.5図)とこれに重なる径1-2 cm以 下の円磨された軽石とデイサイト岩片からなり、局所的 に円磨された軽石層の岩塊を包有する厚さ4mの軽石に 富む細礫層(第7.6図)との間に境界を置いた。

大倉川上流に露出する大倉火砕流堆積物は火山灰基質 に軽石火山礫が少量のやや円磨されたデイサイト岩片と ともに散在する全体に無層理の堆積物で、ときに最大径 20-30 cmに達する繊維状組織を示す軽石岩塊が認められ ることもある.軽石は苦鉄質斑晶として直方輝石と角閃 石を含み、わずかに黒雲母を伴う.厚さは全体で6mを 超えると見られる.露出範囲が限られているため全体の



第7.5 図 大倉火砕流堆積物のクローズアップ(地点番号 YNG385: 伯耆町大倉に近い大倉川沿いの崖, 2015 年11月16日撮影) 火山灰基質に淡黄灰白色軽石火山礫〜火山岩塊と雑 多な色を呈するデイサイト火山礫が散在する. 全体 に無層理であるが, 茶褐色を帯びた薄層の上位では

> 軽石が上方粗粒化し,下位では挟在する茶褐色を帯 びた薄層に向かって上方細粒化し,かすかながら緩 やかに波打った波状葉理を示すことから,ここでは 少なくとも二つの流動堆積単位が相次いで堆積した と考えられる.

構造は観察できないものの,厚さ10 cm前後の,細粒火 山灰にとぼしい細粒火山礫〜粗粒火山灰粒子サイズの岩 片濃集層を間に挟んでおり,その基底を境に少なくとも 二つの流動堆積単位が認められる(第7.5 図).

この大倉火砕流堆積物の直下には最下部に厚さ0.3 m の岩片濃集層を伴い、その下位に厚さ6mのデイサイト 岩片が散在する火山灰層と厚さ30mを超える火山岩塊 火山灰流堆積物が続く.これとは対照的に、大倉火砕流 堆積物直上の軽石に富む細礫層には径20 cm以下の軽石 片が散在し、さらに軽石とデイサイトの細礫と砂が混 じった厚さ20mに達する砂礫層が重なっており、大倉火 砕流堆積物の直上から淘汰が進んだ堆積物が優勢になる ことがうかがえる.

大倉火砕流堆積物は上位の厚い砂礫層とともに北方の べっしょがわ 別所川上流にも露出しており、大倉川で設定した上部と 下部との境界はそこまで追跡することができる. さらに 北方の精進川と佐陀川の中流域では露頭が悪いことも あって,大倉火砕流堆積物を確認できなかったため,や や締まった凝灰角礫岩様の堆積物が優勢な岩相から亜円 礫~円礫が目立つ礫層や砂層が優勢な岩相に移り変わる あたりに上部と下部との境界を置いた.

大倉火砕流堆積物の下位にある火山岩塊火山灰流堆積 物は,露頭で観察できる範囲では,淘汰不良でほとんど 層理を示さない.大きな岩片には収縮割れ目が認められ るほか,一箇所だけはあるが,幅0.3-0.5 mの範囲内に火 山礫が濃集した構造が確認できる(第7.1 図).その縦断 面から推定される構造は根がないパイプ状で上方に開い て,その先で追跡できなくなることから,おそらく堆積 物が定置している最中に形成された脱ガス構造と考えら れる.この火山岩塊火山灰流堆積物と大倉火砕流堆積物 との間を占める細粒火山礫火山灰層は全体に淡く赤みが かって繰り返し火山灰薄層を挟むことから,火山岩塊火 山灰流堆積物の最上部を占め高温酸化を受けた火山灰雲 火砕サージ堆積物である可能性も否定できない.

古期火山麓扇状地堆積物の上限は不明であるが、本堆 積物上部の西方延長部にあたる日野川西岸の米子市福市 から上安曇にかけての地域には、大山樋谷軽石を挟む古 土壌の下位にあって円磨された軽石礫を少なからず含む 凝灰質砂礫層、すなわち、岡田・山内(2019)が命名した 福市砂礫層(Ovu-F)が、旧来の溝口凝灰角礫層を下刻し て堆積している。本層を構成する礫層は厚さ 0.2-2 mで 細礫~大礫の大きさのデイサイト質亜円礫に富み, 基底 部で逆級化し、上部で正級化して厚さ 0.2-0.6 mの上位の 細粒〜粗粒砂層、時にシルト層に移化して繰り返し累重 しており、全体に上位ほど細粒化するとともに薄化して いる(第7.7図, 第7.8図). 軽石を多数含む砂礫層では 軽石が上方粗粒化している場合がある(第7.9図).この ような堆積学的特徴は、これらが軽石火山礫火山灰と天 水とが混じり合い、ラハールとなって流下堆積したこと を示唆する.

この福市砂礫層は、古期火山麓扇状地堆積物から連続 した扇状地面をなし(荒川, 1984),大きな時間間隙を示 す古土壌を挟まずに古期火山麓扇状地堆積物の岩相を調 和的に覆うことから、古期火山麓扇状地堆積物の最上部 を示すと考えられる.その給源は、おそらく、旧来の溝 口凝灰角礫岩層と大山樋谷軽石との間にある噴出物で、 既知の大山火山噴出物で層位学的にこれに該当するもの は大山東麓の最下部火山灰層(佐治ほか, 1975)に絞られ る.最下部火山灰層にはcpmなど11枚の降下軽石堆積物 が挟まれており(岡田ほか, 1990),仮に福市砂礫層の軽 石がそれらのいずれかに由来するものとすれば、古期火 山麓扇状地堆積物の上限は、最下部火山灰層、すなわち、 津久井(1984)が定義した下部テフラ累層形成期にかか ることになる.



第7.6 図 大倉火砕流堆積物直上の砂礫層の産状(地点番号 YNG387:伯耆町大倉に近い大倉川沿いの崖,2015年11月16日撮影) 砂礫層は細礫と中粒〜粗粒砂を主体とし、ところどころ小〜大礫を交える 淘汰不良無層理の堆積物で、下部には様々な程度に円磨された軽石火山礫 からなる軽石層の岩塊を取り込んでいる(A). 礫は様々な色を呈するデイ サイト岩片と軽石片で円磨されているものも多い(B).

年代・対比 米子市上泉付近で大山樋谷軽石を挟む古土 壌と本堆積物との間に介在するデイサイト火山岩塊火山 灰流堆積物は 350 ± 10 kaの全岩 K-Ar年代値を示す (Kimura *et al.*, 2003). また,大山樋谷軽石は 170 ± 60 ka のジルコンFT年代値を示す(木村ほか, 1999).したがっ て,本堆積物の上面の年代は 0.4-0.2 Maの範囲内にある と考えられる.

津久井(1984)は、大山樋谷軽石の直下にあって溝口凝

灰角礫岩層(本堆積物)を直接覆う火山灰層(本報告の古 土壌),すなわち下部テフラ累層を大山東麓で記載された 最下部火山灰層(佐治ほか,1975;岡田ほか,1990)に対 比している。その最下部火山灰層の上部を占めるhpm軽 石層と基底に近いpm軽石層は、それぞれ230±70kaと 330±90 MaのジルコンFT年代値を示しており(木村ほ か,1999)、本堆積物の上面の年代を0.4-0.2 Maとする上 記の推定に矛盾しない。本堆積物の下限の年代について



第7.7図 福市砂礫層の模式的な岩相(地点番号YNG288:米子市上安曇,2013年3月7日撮影) ここに露出する福市砂礫層は、礫支持の中礫〜細礫層が間に薄い砂層を挟みながら繰り返し累重する 多重礫層と細礫〜粗粒砂層が繰り返し累重する多重砂礫層からなる.いずれも凝灰質で円磨された軽 石礫を少なからず含む.この露頭の下部を占めるのは古期火山麓扇状地堆積物を構成する大礫〜細礫 支持で淘汰が悪く無層理の礫層(Ovu)で、側方にはこれを削剥して低角斜交層理を示す含礫砂層が認 められる.福市砂礫層はこれに調和的に重なる.福市砂礫層と上位の赤褐色土壌との間には、福市砂 礫層基底部の砂礫層から伸びる砕屑脈を通して噴出した噴砂が貫入している.折尺の長さは1m.



第7.8図 福市砂礫層を構成する多重礫層の産状(地点番号 YNG285:米子市上安曇,2013年3月7日撮影) ここでは円磨された軽石礫が上方に向かって粗 粒化して最上部で細粒化する現象(第7.9図)が 繰り返されている.



第7.9図 福市砂礫層に見られる軽石礫の上方粗粒化の典型例(地 点番号YNG289:伯耆町坂長,2013年3月7日撮影) 明瞭な基底面から始まる凝灰質砂層は低角斜交葉理を示 し、その中に散在する軽石が上方に向かって粗粒化する とともにその数を増して上位の軽石礫濃集層に漸移して いる。斜交葉理を示す凝灰質砂層直下の薄い砂層は、下 位の軽石礫に富む砂礫層を調和的に覆っており,軽石礫に 富む砂礫が堆積してまもなく同じ流れの中に懸濁してい た砂が堆積したものと考えられる。 は、デイサイト岩片の給源となった火山噴出物のうち最 ^{つばあきやま} も古い鍔抜山溶岩円頂丘(太田, 1962b)の全岩K-Ar年代 値 0.96±0.06 Ma(津久井ほか, 1985)を採れば、およそ1 Maということになる.

7.1.2 壷瓶山溶岩 (Tsu) 及び類縁岩体 (Tsa) 岩体名 新称.

模式地 米子市淀江町の壷瓶山.

層序関係下位の地質単元との関係は不明.高井谷溶岩, 444年 鍋山火砕丘に覆われる.

分布 米子市淀江町の壷瓶山のほか,同市日下東方の丘 (株) (注江町本宮,大山町赤松明間にそれぞれ長径 1-2 km 短径 1-1.2 kmの小岩体をなし,北西-南東方向に連なっ て分布する.

岩相 壷瓶山溶岩 (Tsu),類縁岩体 (Tsa)ともに無斑晶安 山岩からなる.主に微結晶質の短冊状長石が平行に配列 する粗面岩にも似た微結晶質組織を成し,微量の斜長石 斑晶を伴う.露出が悪いため産状は不明であるが,いず れも岩体の頂部あたりから傾斜方向に伸びて広がる複数 のローブ状地形が認められる.

年代・対比 壷瓶山溶岩は 0.46 ± 0.04 Ma (津久井ほか, 1985) と 0.48 ± 0.04 Ma (Kimura *et al.*, 2003)の全岩 K-Ar 年代値を示す. 当初, 壷瓶山溶岩とその類縁岩体は大山 火山とは無縁の鮮新世の火山岩と考えられていた (太田, 1962a, b, c). しかし, この壷瓶山溶岩の年代値は, こ れらが大山古期火山噴出物に位置付けられることを示す (津久井ほか, 1985).

7.1.3 高井谷溶岩 (Ta)

岩体名 津久井(1984)による.

模式地 米子市淀江町高井谷.

層序関係本宮の壷瓶山溶岩類縁岩体を覆い,鍋山火砕 丘及び孝霊山溶岩円頂丘表層の角礫(Kob)に覆われる.

分布 孝霊山に接する東西4km南北2kmの範囲と孝霊 山北側の鍋山火砕丘直下から西方1kmの範囲にも分布 する.下限は不明で,厚さは最大200mを超える.

岩相 斑状のデイサイトからなる.斑晶として直方輝石と、その輪郭から角閃石と思われるオパサイトのほか、単斜輝石と不透明鉱物を含む.孝霊山溶岩円頂丘と鍋山火砕丘の直下からそれぞれローブ状の地形をなして西方に広がっており、孝霊山溶岩円頂丘の直下から噴出したと考えられる.高井谷東側の福吉を出口とする谷沿いに切り開かれた採石場では高さ50mにわたって柱状節理と板状節理が発達している様子が観察できる(第7.10図).

年代・対比 0.51±0.04 Ma (津久井ほか, 1985)と0.50±0.02 Ma (Kimura *et al.*, 2003)の全岩 K-Ar 年代値を示す.

7.1.4 上原溶岩(Uh)

岩体名新称.これまで壷瓶山溶岩とその類縁岩体とと もに「無斑晶安山岩」として一括されてきたが,苦鉄質斑 晶として直方輝石と単斜輝石,角閃石をわずかながら含 有することから本報告では別途記載することにした. 模式地 伯耆町丸山上原.

層序関係下位の地質単元との関係は不明.古期火山麓 扇状地堆積物のうち,火山岩塊火山灰流堆積物などから なる下部の岩相(Ovl)に重なり,砂礫を主体とする上部 の岩相(Ovu)に覆われる.

分布 伯耆町丸山の上原に長径 2 km 短径 1.2 km の小岩 体をなして分布する.

岩相 壷瓶山溶岩とその類縁岩体と同様,短冊状の長石 が平行に配列する石基に微量の斜長石斑晶が点在する が,Kimura et al. (2003)によれば,苦鉄質斑晶として直方 輝石と単斜輝石を含み,角閃石を伴う.分布の東端に近 い頂部から傾斜方向に伸びて広がる複数のローブ状地形 が認められる.

年代・対比 本岩は、0.43±0.02 Ma (Kimura *et al.*, 2003) の全岩 K-Ar 年代値を示す.この年代値は、壷瓶山溶岩の 年代値に近く、大山古期とほぼ同じ頃に噴出したことを 示す(津久井ほか, 1985).

7.1.5 鍋山火砕丘 (Nbp)

岩体名 津久井(1984)による.ただし、本報告では、津 久井(1984)が定義した鍋山火砕丘と孝霊山円頂丘北側 にあって溝口凝灰角礫岩層とした堆積物を併せて一つの 火砕丘とした.

模式地 大山町鍋山及び孝霊山北西麓の小丘群.

層序関係大山町赤松明間の壷瓶山溶岩類縁岩体を覆い、孝霊山溶岩円頂丘表層の角礫(Kob)と、古期火山麓 扇状地堆積物上部の砂礫主体を主体とする岩相(Ovu)に 覆われる.

分布 孝霊山南側の鍋山ほか,西側の淀江町高井谷から ^{ながた} 北側の長田を経てその東側へと連なる丘陵をなして分布 する(第1.4図).

岩相 火山岩塊〜火山礫サイズの角礫と火山灰基質からなる(第7.11図).角礫と火山灰との量比はところによって様々で、多くの場合、固結すれば凝灰角礫岩とでもいうべき"火山灰角礫"からなる.この堆積物は、層理が認められるところはなく、淘汰不良無層理で、大きな岩塊には表面から内部へと延びる開口割れ目が認められる(第7.11図).このような特徴は、これが火山岩塊火山灰流起源であることを示唆する.鍋山の近傍では火山灰にとぼしく、いわゆる爆発角礫にも似た岩相も認められるが、露出が悪いため詳細は不明である.構成岩片は斑晶として斜長石と石英、オパサイト(おそらく角閃石)を含むデイサイトが圧倒的に多い.石英と斜長石はしばしば



第7.10図 高井谷溶岩の柱状節理(A)と板状節理(B)(地点番号YNG204:米子市淀江 町稲吉の採石場,2011年12月2日撮影) 柱状節理の幅は数10 cm,板状節理の間隔は20 cm前後.

融食形を示し,斜長石の外縁や内部に不透明鉱物に置換 された虫食い状の組織が帯状もしくは全面的に広がる. また,ごく稀に破片状で外来結晶と思われる黒雲母が認 められることもある.岩片は風化が進んで褐色もしくは 赤褐色を呈するものが多いが,比較的新鮮な灰色の岩片 に混じって高温酸化を受けたのか,針状の赤鉄鉱が析出 して赤色を呈するものも認められる.

鍋山火砕丘は津久井(1984)が孝霊山南側の鍋山のみ に付した名称であるが,鍋山には火口を示唆する地形は ない.むしろ,鍋山と孝霊山との間や,西側から北東側 にかけて連なる小丘と孝霊山との間には明瞭な谷地形が あって, それらが連なって直径 3-4 kmの火口をなしてい るように見える(第1.4 図).また,鍋山と孝霊山の西側 から北東側にかけて連なる小丘の構成物に際立った違い も認められないことから,本報告では,当初太田(1962a) が提案した通り,鍋山や小丘に囲まれた直径 3 kmを超え る火口を持つ火砕丘がここに存在すると考えた.火砕丘 を構成する火山岩塊火山灰流堆積物の存在は島根県大田 あちたたかやま 市の大江高山火山構成する仙山火山噴出物を例に記載さ れており,必ずしもまれな事例ではない(Kano and Takarada,



第7.11 図 鍋山火砕丘噴出物の産状(地点番号 YNG205:孝霊 山西麓の林道沿い,2011年12月2日撮影) A:火山礫と火山灰からなる無層理の堆積物.B: 火山角礫を主とする無層理の堆積物.C:破断面に 囲まれた火山岩塊.右側の火山岩塊には表面に直交 し内部へのびる冷却節理が明瞭に認められる.コイ ンの直径は2.3 cm,ハンマーの柄の長さは約30 cm.

2007).

年代・対比 0.45±0.13 Ma (Kimura *et al.*, 2003)の全岩 K-Ar年代値を示す.



第7.12 図 孝霊山溶岩円頂丘表層のデイサイト角礫の産状(地 点番号 YNG211:孝霊山西麓の林道沿い,2011 年 12 月 2 日撮影) ハンマーの柄の長さは約 30 cm.

7.1.6 孝霊山溶岩円頂丘 (Ko, Kob, Kop)

岩体名 新称.太田(1962a)と津久井(1984)の孝霊山に 同じ.円頂丘を形成する溶岩(Ko)と同質角礫(Kob),円 頂丘が噴出する直前に放出された火砕堆積物(Kop)の総 称として用いる.太田(1962a)は本報告で定義した孝霊 山溶岩円頂丘と鍋山火砕丘とを併せてひとつの側火山 「孝霊山」とし,津久井(1984)は孝霊山溶岩円頂丘に鍋山 を除く孝霊山溶岩円頂丘に限って「孝霊山」としている. 太田(1962a)は孝霊山の東山と西山を別個に噴出した円 頂丘としているが,岩質が同じで,両者を明瞭に分ける 境界も見当たらないので本報告では一括して記載する. 模式地 鍋山火砕丘内の孝霊山.

層序関係 高井谷溶岩を覆う.

分布 鍋山火砕丘の中央に開いた直径 3-4 kmの火口を 占め,孝霊山山頂から裾野にかけて分布する(第1.4図). 底面の大きさは長径 7.5 km短径 5 kmで,底面からの高 さは 500-600 mに達する.

岩相 孝霊山円頂丘を構成する溶岩(Ko)は,斑晶として 斜長石と角閃石,直方輝石のほか,わずかながら黒雲母 と単斜輝石を含み,灰色を呈する斑状デイサイトで,表 層を同質角礫(Kob)が覆う(第7.12図).角閃石の外縁 はオパサイト化し,斜長石も虫食い状の組織を示すが, 鍋山火砕丘のデイサイトとは異なり,融食形を呈する石 英などは認められない.また,黒雲母は角閃石に包有さ れる.三位・赤木(1966,1967a, b)や津久井(1984)は,表 層を覆う角礫(Kob)を崖錐としているが,大山松江軽石 と赤褐色古土壌に覆われており,その大部分は溶岩が定 置した後に溶岩の表層が侵食されて形成された崖錐では なく,溶岩噴出時に生じた"崖錐礫",すなわち流動角礫 岩である可能性が高い.



第7.13 図 鍋山火砕丘火口の内壁と孝霊山溶岩円頂丘との間 を埋める火砕堆積物の産状(地点番号YNG212:孝 霊山西麓の林道沿い,2011年12月2日撮影) A:火砕堆積物のクローズアップ.本質デイサイト 岩片(Da)のほか多種多様な岩片が火山灰粒子サイ ズのデイサイト片と混じり合っている.コインの直 径は2.3 cm.B:火砕堆積物中に散在するデイサイ ト(Da)や片麻岩,花崗岩質岩などのブロック.左 下のハンマーの柄の長さは約30 cm.

鍋山火砕丘の中央に開いた直径 3-4 kmの火口の内壁 と孝霊山溶岩円頂丘との間には、孝霊山溶岩円頂丘と同 質の溶岩片からなる火砕堆積物 (Kop)が、三畳紀の片麻 岩や変形した花崗閃緑岩などのブロック(稲吉岩体:堤 ほか、2018)とそれらの細片を取り込んで堆積している (第7.13 図). この火砕堆積物は、鍋山火砕丘直下の火道 を孝霊山溶岩の元となったマグマが上昇する過程で爆発 し、その結果生じた噴煙が基盤の片麻岩や花崗閃緑岩を 取り込んで上昇を続け、鍋山火砕丘の火口を拡大してそ こから噴出したものと考えられる。

この火砕堆積物 (Kop) に似た堆積物は孝霊山の南西 5 kmの米子市上泉付近にも分布する (第7.14図). 岡田・ 石賀 (2000) によれば、この堆積物は石質火砕流 (火山岩



第7.14 図 孝霊山溶岩円頂丘に先駆けて鍋山火砕丘に開いた 火口から噴出したと考えられるデイサイト火山灰 角礫堆積物 (Kop)の産状 (米子木材市場 (株)付近 の道路沿い,2019年10月26日撮影,Andreas Auer 島根大学准教授提供) 本堆積物は,古土壌 (Ps)を介在して重なる大山松 江軽石 (DMP)と大山樋谷軽石 (HdP)の下位にあっ て,岡田・石賀 (2000)によって溝口凝灰角礫岩を 構成する石質火砕流 (火山岩塊火山灰流)堆積物と されている.この写真を見る限り,わずかながら赤 褐色を呈する異質岩片を含み,かつ,最上部は大き な岩片にとぼしく火山灰が優勢になるものの,径数 10 cm以下の様々な大きさの角張ったデイサイト岩 片からなり,全体に無層理で,淘汰が悪いことか ら,火山岩塊火山灰流堆積物と考えられる. 塊火山灰流) 起源で, 溝口凝灰角礫岩(本報告の古期火山 麓扇状地堆積物)の直上にあって大山樋谷軽石に覆われ ており,大山東麓の最下部火山灰層に対比される可能性 が高い.本図幅の調査では,これを直接観察して確認す る機会はなかったが,その苦鉄質斑晶組み合わせ (Kimura et al., 2003)は孝霊山溶岩円頂丘の溶岩(Ko)及 び火砕堆積物(Kop)と同じで,しかも孝霊山の近くに あって,孝霊山溶岩溶岩よりもやや古い年代値(後述)を 示すことから,本報告ではこれを孝霊山溶岩円頂丘起源 の火砕堆積物(Kop)とした.

年代・対比 孝霊山溶岩は 0.30 ± 0.05 Maの全岩 K-Ar年 代値を示す(津久井ほか, 1985). 上記の孝霊山の南西 5 kmの火山岩塊火山灰流堆積物は 0.35 ± 0.01 Maの全岩 K-Ar年代値を示す(Kimura et al., 2003). 鍋山火砕丘の火 口の内壁と孝霊山溶岩円頂丘との間の火山砕屑物(Kop) に取り込まれている変形花崗閃緑岩と花崗岩質片麻岩, 風化して赤色を呈する変形花崗閃緑岩は,それぞれ, 228.9 ± 2.2 Ma, 245.3 ± 1.4 Ma, 232.7 ± 2.1 MaのLA-ICP-MS ジルコン U-Pb年代値を示しており,前期~中期三畳 紀に形成されたと考えられる(堤ほか, 2018).

7.2 新期火山

7.2.1 示準テフラと古土壌

新期火山噴出物の間には噴火の休止期を示す古土壌が しばしば挟まれており,古土壌の間に挟まれている大山 起源の降下軽石や遠方から飛来した広域テフラ(火砕堆 積物)から休止期と活動期の時期を知ることができる. そこで新期火山噴出物の記載に先立って,それらの層準 を知る鍵となる火砕堆積物(示準テフラ)の特徴と,それ らを挟む古土壌(風化した風成火山灰)の層序学的位置 付けについて以下に述べる.多くの場合,地質図幅に古 土壌の分布を示すことはないが,米子地域では,火砕堆 積物や火山麓扇状地堆積物の間に対比の指標となるテフ ラと共に挟まれていることが多いので,層序を理解する 際の助けとすべく,ある特定の示準テフラ,例えば大山 松江軽石,もしくは大山松江軽石とそれ以降の標準テフ ラを挟む古土壌を「大山松江軽石を挟む古土壌」として, その分布が確認できた範囲に限って地質図に示した.

大山樋谷軽石とこれを挟む古土壌(HdP)

大山樋谷軽石は,径1 cm以下の軽石火山礫を主体と し,径0.5 cm以下の岩片に富み,苦鉄質結晶として角閃 石のほか,直方輝石,黒雲母,鉄鉱を含む(津入井,1984). 荒川(1984)の淀江軽石層に同じ.厚さは1-2 mで,基底 部から主部にかけて軽石が逆級化し,直下に火山灰の薄 層を伴うことがある(第7.15 図).また,赤褐色の古土 壌を上・下位に伴う.大山樋谷軽石は170±60 kaのジル コンFT年代値を示す(木村ほか,1999).山元(2017)が大



第7.15 図 大山樋谷軽石の産状(地点番号YNG284:米子市福市, 国道181号線脇に面する崖, 2013年3月7日撮影) 主部は,主に径1-3 cm以下の細~中粒軽石火山礫からなる(A).淘汰不良無層理で軽石は多面体型のものが多く,気孔は目立たない.厚さは1.4 mを超える.基底から厚さ30-40 cmまでの範囲を占める下部は,火山灰と細粒火山礫サイズの軽石とが混在し逆級化しており,その最下部1-3 cmは火砕粒子の表面や隙間にリモナイト様の黒褐色物質が沈着している(B).その直下の厚さ2-15 cmの火山灰は赤褐色土壌を下刻した侵食溝を径1 cm前後の火山灰凝集火山礫とともに埋めている.

山樋谷軽石に対比した大山東麓の最下部火山灰層(佐 治,1975;岡田ほか,1990)の上部を占めるhpm1軽石層 と大山東方の奥津軽石は、これに近い230±70kaと190 ±90kaのジルコンFT年代値を示す(木村ほか,1999).

大山松江軽石とこれを挟む古土壌(DMP)

大山松江軽石(町田・新井, 1979)は、最大径5 cm以 下、多くは径 2-3 cm以下の軽石火山礫を主体とし、苦鉄 質結晶として普通角閃石とカミングトン閃石のほか、黒 雲母と鉄鉱を含む(津久井, 1984). ほかの大山由来の降



第7.16図 大山松江軽石の産状(地点番号 YNG229: 伯耆町富江の神社に近い道路沿い, 2013年3月 11日撮影)

この露頭では、主として径 1-3 cm以下の黄褐色軽石片からなり、概ね無層理の堆積物で あることが確認できる(A).しかし、基底から厚さ数 cm から 40 cm までは、長径 1 cm 以 下の長石や角閃石、黒雲母、鉄鉱などの結晶片と長径 1 cm 前後の粘土片が濃集し、直下 の粘土を削剥して取り込み、荷重変形を与えていているほか、主部の一部が基底部に脈状 に貫入し、基底部の断片がその直上の主部に散在しているところがある(B, C).



第7.17図 槙原火砕流堆積物の一部と考えられる細粒 火山礫火山灰層直下の三瓶木次軽石の産状 (地点番号 YNG370: 伯者町上原, 2015 年 3 月 28 日撮影)



第7.18 図 新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物直下にあって著 しく擾乱を受けた三瓶木次軽石の産状(地 点番号YNG357:大山町富長,2013年3月13 日撮影)



第7.19 図 姶良Tn火山灰の産状(地点番号YNG229:伯 者町富江,2013年3月11日撮影) 槙原火砕流堆積物の上位にあって上下に褐 色土壌を伴い,無層理で粒径の変化もほと んど認められない.ここでは三瓶木次軽石 を欠いて槙原火砕流堆積物が大山松江軽石 の侵食された表面を直接覆う. 下火砕堆積物とは異なり,カミングトン閃石を含み直方 輝石を含まない.厚さは 3-4 mもしくはそれ以下で,厚 さ 2-10 cmの凝灰質粘土を介在して直下に赤褐色の古土 壌を伴い,また,赤褐色を呈する古土壌に覆われる(第 7.16 図A).

堆積物自体は,降下軽石といわれているとおり,全体 に細粒火山灰にとぼしいものの,淘汰は必ずしも良いと はいえない.また,基底面には荷重痕や流痕と思われる 溝があり,基底から厚さ 30-40 cmの範囲を占める下部に は結晶片などが濃集し,直下から取り込んだと思われる 粘土片も認められる(第7.16 図B, C).したがって,少 なくとも下部については粒子濃度の低い火砕密度流(火 砕サージ)堆積物と考えられる.

年代については、木村ほか(1999)が180±60 kaのジル コンFT年代値を報告している。しかし、町田・新井 (2003)は、大山松江軽石の上・下位を占める堆積物の年 代層序データから下末吉海進(MIS 5e)後の離水期に大 山松江軽石が堆積したと考えて130 kaよりも若いとし、 津久井・柵山(1981)は下末吉海進(MIS 5e)に引き続く 離水期(MIS 5d)に大山松江軽石が堆積したと考えて 120-110 kaと推定している。大山西麓で大山松江軽石の 直下を占める粘土層は層厚10 cm以下で極めて薄いが、 大山松江軽石の年代を推定するにあたって津久井・柵山 (1981)や町田・新井(2003)が置いた前提が妥当である ことを裏付けている。

なお,米子地域では、「大山樋谷軽石を挟む古土壌」に はほとんど例外なく大山松江軽石も挟まれているので, 地質図上で大山松江軽石の所在を確認する際には「大山 松江軽石を挟む古土壌」のほかに、「大山樋谷軽石を挟む 古土壌」の分布にも留意する必要がある,

三瓶木次軽石とこれを挟む古土壌(SKP)

三瓶木次軽石(松井・井上, 1971)は, 粗粒火山灰粒子 サイズの軽石からなる厚さ20-40 cmの淘汰の良い堆積 物で,斜長石,石英,黒雲母のほか,角閃石などの結晶 片を含む(津久井, 1984;荒川, 1984). 直下に赤褐色の 古土壌を,直上に褐色~赤褐色の古土壌を伴い(第7.17 図),100±20 kaのジルコンFT年代値を示す(木村ほか, 1999). この値は,ほかの広域テフラとの層序関係から推 定される三瓶木次軽石の年代(115-110 ka:町田・新井, 2003)と矛盾しない.

大山町富長の蛇の川東岸の丘陵では,塑性変形し,と ころどころ切り離されて古土壌と混じり合っている例を 見ることができる(第7.18図).また,伯耆町上原でも 細粒火山礫火山灰がこれら古土壌とともに塑性変形して 古土壌と入り組み混じり合っているところがある(第 7.17図).これら三瓶木次軽石の擾乱は,水に飽和する ような環境にあって,砂礫もしくは火砕物が急激に押し 寄せて堆積したことを示唆する.

姶良Tn火山灰とこれを挟む古土壌(AT)

始良Tn火山灰(町田・新井, 1976)は厚さ20 cmの淘汰 の良い粗粒火山灰層で,発泡壁型ガラス片のほか,直方 輝石,角閃石,石英,単斜輝石,石英,鉄鉱をわずかに 含む(津久井, 1984).その年代は30 ka (Smith *et al.*, 2013) で,直下と直上を占める古土壌(風化火山灰土)は褐色な いし褐色を帯びた灰色を呈する(第7.19 図).

鬼界アカホヤ火山灰とこれを挟む古土壌

鬼界アカホヤ火山灰(町田・新井, 1978)は最新期扇状 地面堆積物を覆う黒色土壌中に火山ガラス密集帯をなし て挟まれているとの報告が荒川(1984)によってなされ ている.その年代は7.3 ka(町田・新井, 2003)である.鬼 界アカホヤ火山灰を挟む古土壌はいたるところに分布し ており地質分布の判読の妨げになるので地質図幅には示 していない.

7.2.2 新期火山麓扇状地 I 堆積物 (Yv1)

堆積物名新称.太田(1962a)の湖成層,三位・赤木 (1966, 1967a, b)の高姫礫層・御来屋礫層の一部,荒川 (1984)の古期扇状地Ⅱ面堆積物に相当する.

模式地 大山町富長地内,蛇の川東岸及び富長中から御 来屋に至る海岸沿いの崖.

層序関係 古期火山麓扇状地堆積物を覆い,大山松江軽 石を挟む古土壌に覆われる.

分布・層厚 阿弥陀川の河口に向かって広がる扇状地に 低平な丘陵をなして点在するほか,米子市福市から上安 曇にかけて分布する.層厚は富長の海岸で15-20 m,福 市から上安曇に至る地域で20-30 m.

岩相 大山町古御堂の蛇の川付近では,厚さ0.2-2 mの 礫層と厚さ0.2-2 mの凝灰質中粒~粗粒砂層が累重する. 礫層を構成する礫の多くは斑状デイサイトの亜円礫~亜 角礫で,礫径は細礫から大礫まで様々で厚いものほど大 きい礫が増える(第7.20図).礫径の大きな礫層は中粒 ~粗粒砂支持であることが多い.砂層は平行~波状葉理 を示し,直下の礫層から移化していることが多く,厚い 砂層では径数10 cmを超える巨礫が孤立して散在してい ることもある.下流の大山町富長中の海食崖では高さ10 mに渡って厚さ0.2-1 mの細礫~中粒砂層が厚さ数 cmの 極細粒砂~シルト層を最上部に伴って繰り返し累重して いる様子が観察できる(第7.21 図).

年代・対比 下位の大山樋谷軽石と上位の大山松江軽石 の年代から 18-12 万年前と考えられる.

7.2.3 名和火砕流堆積物 (Nw)

堆積物名 津久井 (1984) による.太田 (1962a, b) の名和 軽石流,三位・赤木 (1966, 1967a, b) の名和火砕流に同 じ. 荒川 (1984) は本堆積物を下部の旧名和火砕流堆積物 と上部の名和火砕流堆積物 (再定義) に分けているが.こ



 第7.20図 現在の海岸から1km離れた内陸に露出する新期火 山麓扇状地I堆積物の産状(地点番号YNG360:大 山町古御堂,蛇の川東岸の溜池に近い農道脇の崖, 2015年3月27日撮影)

大山松江軽石に覆われた赤褐色土壌の下位にあっ て、中粒砂〜細礫を主体とする厚さ数10 cmの砂礫 層が直下の砂礫層を下刻した浅く幅の広い侵食溝 を埋めて繰り返し堆積している(A).それらの中に は径 5-50 cmの大きな礫が散在し、あるいは、それ らが侵食溝に集まり、それも最も深いところに集積 しているところもある(B). 礫は、速い流れの中で 引きずられ、掃き寄せられたと考えられる. 個々の 砂礫層の境界は明瞭で、基底付近で逆級化し上部で 正級化していることが多い(C). これは、比較的濃 度の低い密度流(ハイパーコンセントレイテッド 流)によってもたらされたことを意味する. 折尺の 長さは1m、折り畳んだ長さは約20 cm.



第7.21 図 現在の海岸に露出する新期火山麓扇状地 I 堆積物 の岩相(地点番号YNG369:大山町富長中,2015年 3月27日撮影) 細礫もしくは砂からシルトへと正級化した層が繰 り返し累重する.シルトには生痕が多数あって平行 ~波状葉理が見出されている.明瞭に級化成層して いることと,生痕が多数認められること,この場所 が現在の海岸に位置していることから,海に流入し たハイパーコンセントレイテッド流から生じた密 度流(混濁流もしくはハイパーピクナル流)から堆

の名和火砕流堆積物は二次堆積物で直下に古土壌を薄く 挟むとしており、自ら定義している中期扇状地面堆積物 とすべきものである.

積したと考えられる.

模式地 大山町名和.

層序関係 大山松江軽石を挟む古土壌を覆い,新期火山



第7.22図 名和火砕流堆積物主部の断面とその拡大写真(地点 番号YNG356:大山町名和坪田,名和神社の250m 南西の崖,2013年3月13日撮影) デイサイト岩塊は上位ほど大きくなり,さらに上位 では小さくなる傾向が認められる(A).拡大してみ ても構成物は主に様々な大きさの緻密なデイサイ ト岩片からなるが,まれにやや気孔に富み黄色味を 帯びた岩片が混じる(B).露頭の高さは約5m.ノー トの縦の長さは約16cm.

麓扇状地Ⅱ堆積物に覆われる.

分布・層厚 大山の北側斜面と阿弥陀川中流~下流の東 岸沿いの広い範囲に分布する.その大部分は東隣の 赤碕・大山地域に入り,本地域では北東隅の名和周辺に のみ分布する.層厚は海岸付近で5m以下,中腹で25m 以下で,特に厚いところでは40mを超える(津久井, 1984;山元,2017).

岩相 径数10 cm以下の火山岩塊~火山礫サイズの黒雲 母単斜輝石含有直方輝石角閃石デイサイト岩片とそれら の細粉からなる(第7.22図).デイサイト岩片の多くは 灰白色を呈する角礫状で、中には気泡に富む軽石質のも のもある.ただし、軽石質とはいっても乾燥嵩密度は1 g/cm³よりも大きい(山元,2017).堆積物は淘汰不良無層 理で、下部で逆級化し上部で正級化していることも多く、



第7.23 図 名和火砕流堆積物上部の断面とその拡大写真(地点 番号YNG338[東隣大山地域]:大山町鈑戸に近い鈑 戸川東岸の崖,2013 年 3 月 10 日撮影) 名和火砕流堆積物の最上部はかすかに平行層理を 示し,その下半部には比較的大きな軽石片が多数集 まっている(A).軽石は,視認できる気孔に乏しく, 目立って大きな気孔は限られており,大きな軽石に は表面に直交する節理が認められる(B).

ときに炭化木片を取り込んでいることもある(地点 なたかど YNG356).大山町鈑戸(東隣大山地域,地点YNG338)で は、淘汰不良無層理の主部の最上部80 cmを黄白色を呈 する軽石火山岩塊~火山礫が混じった火山礫火山灰が占 め、平行葉理の発達した厚さ1 mの軽石火山礫混じり火 山灰層、そして褐色土壌化したその表層を削剥して重な る砂礫層(新期火山麓扇状地Ⅱ堆積物)が観察できる(第 7.23 図,第7.24 図).

年代・対比 100±40 kaのジルコンFT年代を示す(木村 ほか, 1999).

7.2.4 新期火山麓扇状地Ⅱ堆積物 (Yv2)

堆積物名新称.太田 (1962a) の御来屋礫層・弥山熱雲 の一部,三位・赤木 (1966, 1967a, b) の名和火砕流,山元



第7.24 図 阿弥陀川上流域の新期火山麓扇状地 II 堆積物の産 状(地点番号 YNG338:大山町鈑戸に近い鈑戸川東 岸の崖,2013 年3月10日撮影) 新期火山麓扇状地 II 堆積物は,直下の軽石片に富む 名和火砕流堆積物最上部を削剥してこれに重なる. 基底の0.2-0.4 m は淘汰の良い凝灰質砂(ハイパー コンセントレイテッド流堆積物)で,その直上から 表層の土壌までの厚さ1.4 m は細粒砂~巨礫サイ ズのデイサイト岩片からなり,逆級化した淘汰不良 無層理の堆積物(土石流堆積物)が占める.



第7.25 図 阿弥陀川下流域の新期火山麓扇状地 II 堆積物の産 状(地点番号 YNG364:大山町下大山東側の阿弥陀 川支流に面した崖,2015年3月27日撮影) 不明瞭な波状〜斜交葉理を示す複数の凝灰質砂層 (ハイパーコンセントレイテッド流堆積物)に,凝灰 質砂を主体とする基質に円磨された礫が散在する 砂礫層(土石流堆積物)が重なる.折尺の長さは1m.

(2017)の火山麓扇状地2堆積物に相当する. 荒川(1984) は本堆積物を古期扇状地I面堆積物としているが,本堆 積物は荒川(1984)自身が定義した中期扇状地面堆積物 に対比される. 模式地 大山町富長地内, 蛇の川東岸の丘陵.

層序関係大山松江軽石の上位にあって名和火砕流堆積物を覆い,三瓶木次軽石を挟む褐色古土壌に覆われる (大山地域地点 357).

分布・層厚 大山町鈑戸付近と、その下流に当たる蛇の 川東岸沿いに大山町下大山南南東方から北北東の富長に かけて延びる緩斜面上に分布する。層厚は20m以下。

岩相 大山町鈑戸付近では、名和火砕流の直上にあって 厚さ0.2-0.4 mの淘汰の良い凝灰質砂(ハイパーコンセン トレイテッド流堆積物)と、その上位の、細粒砂~巨礫 サイズのデイサイト岩片を主とし、逆級化した厚さ1.4 mの淘汰不良無層理の堆積物(土石流堆積物)からなる (第7.24図).下流域では平行~波状葉理を示す厚さ0.8-3 mの粗粒~極粗粒砂層と、これに重なる粗粒砂~細礫 に中礫~大礫サイズの亜円礫~円礫が混じった厚さ0.4-2 mの粗粒~極粗粒砂層などからなる(第7.25図).その 直上には、三瓶木次軽石を挟む赤褐色土壌を介在して新 期火山麓扇状地Ⅲ堆積物(もしくは名和火砕流堆積 物?)を伴うところがある(第7.18図).しかし、その厚 さは0.5 m以下で極めて薄く、植生に覆われて広がりも 把握できないので地質図には示していない.

年代・対比 下位の大山松江軽石と上位の三瓶木次軽石 の年代から 12-11 万年前と考えられる.

7.2.5 槙原火砕流堆積物(Mk)

堆積物名 津久井(1984)及び荒川(1984)による.太田(1962a, b, c)の弥山熱雲に相当する.

模式地 大山町積原. ただし, この地名は市町村合併に 伴って消え, 代わりとなる地名として中積原が当てられ ている. 大山町中槙原より上流の佐陀川谷壁に好露頭が ある.

層序関係 佐陀川上流北岸で新期火山麓扇状地Ⅱ堆積物 上位の三瓶木次軽石を挟む古土壌を覆い,厚さ10 cm前 後の褐色古土壌(火山灰土)を挟んで姶良Tn火山灰に覆 われる(津久井,1984;荒川,1984;山元,2017)(大山地 域地点YNG374).また,本堆積物の下流側延長上に分布 する新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物は,本堆積物中のデイサ イト岩片と良く似た特徴示すデイサイト礫を多数取り込 んでおり,本堆積物の再堆積物と考えられる.

分布・層厚 大山町中槙原より上流の佐陀川北岸から佐 陀川と精進川に挟まれた中槙原の斜面,そして精進川沿 いの斜面を下って赤松付近に至る範囲に分布する.この ほか,別所川上流上原の緩斜面や対岸の谷壁,金屋谷よ り上流の清山川谷壁,大倉川上流の富江付近の道路沿い に面した崖などにもわずかながら分布する.層厚は20m 以下(山元,2017).佐陀川上流で8m,赤松付近で5m前 後である.

岩相 主として淘汰不良無層理のデイサイト火山岩塊~ 火山礫と火山灰基質とからなる堆積物で全体に赤紫が
かった暗褐色を呈する. 斑晶は斜長石や角閃石, 直方輝石, まれに黒雲母を含む. 斜長石と角閃石は長径がそれ ぞれ1 cmと 0.5 cmに達するほど大きくて目立つ. 火山岩 塊は径 1.5 m以下でおおむね角張っており, 表面から内 部に延びる開口割れ目も認められることがある.

大山町上槙原に近い佐陀川上流北岸(東隣,大山地域) では, 直下の灰白色土壌(砂質粘土)に平行~波状葉理を 示し緩やかに膨縮する厚さ 0.2-0.5 mの波状層理を示す 細粒火山礫含有火山灰が塑性変形した明瞭な境界を持っ て重なり、これに厚さ4mの火山岩塊~火山礫と火山灰 基質とからなる淘汰不良無層理の主部と厚さ 0.4 mの火 山灰が順に重なる(第7.26図). これらの構成物と堆積 学的特徴は火砕流の標準的な流動堆積単位を構成する Layer a, Layer b1, Layer b2 (Fisher, 1979) にそれぞれ対 応しており、また、岩片が角張っていて、大きなデイサ イト岩片には表面に直交して内部へと延びる冷却節理も 認められることから、溶岩の破片を運ぶ火砕流、すなわ ち火山岩塊火山灰流によってもたらされたものと考える ことができる. ただし, ここでLayer 1(もしくはLyer a) に対応すると考えた堆積物は、上面が僅かに削剥され荷 重変形しており(第7.26図),また、火山岩塊火山灰流 堆積物の場合, Fisher and Heiken (1982) が形成モデルで 示しているように噴煙柱崩壊の初期段階で形成される Laver 1 (もしくはLver a) は伴わないのが通例と考えられ ることから、Layer2をもたらした溶岩の崩壊に先駆けて 発生したマグマ水蒸気爆発起源の火砕サージ(ベース サージ) 堆積物である可能性も否定できない.

この火砕流堆積物の直上には厚さ0.2 mの火山灰が あって、これを介在して厚さ7 m超の火山岩塊〜火山礫 と火山灰基質とからなる淘汰不良無層理の堆積物が明瞭 な境界をもって重なる.しかも、その上部0.8 mを火山 灰が占めており、冷却節理を示す岩片や脱ガス構造は確 認できていないものの、堆積学的特徴は標準的な火砕流 堆積物のそれと見ることは可能である.とすれば、槙原 火砕流堆積物が複数の流動堆積単位からなるとする報告 はこれまでなされていないが、ここでは、火砕流の標準 的な特徴を示す流動堆積単位が少なくとも2 つ認められ ることになる.

興味深いことに、この露頭の1km南方に位置する伯耆 町上原の尾根でも、個々の厚さは1m前後と薄いものの、 三瓶木次軽石の直上にあって、無層理の火山礫火山灰と 層状の火山灰とからなる流動堆積単位が少なくとも2つ 確認できる(第7.27図). これらについては高温で定置 した証拠は認められないが、Fisher and Heiken (1982)が 報告しているように、火山岩塊火山灰流が谷に沿って流 下する過程で空気を取り込んで膨張することで、その上 部に粒子濃度の低い密度流が二次的に発生して尾根沿い に流れることでもたらされたと考えることはできる.



第7.26 図 槙原火砕流堆積物の産状(地点番号YNG374[東隣 大山地域]:大山町上槙原に近い佐陀川上流北岸の 崖) A:槙原火砕流堆積物は,灰白色粘土(火山灰)を介 して大山松江軽石,新期火山麓扇状地Ⅱ堆積物及び 三瓶木次軽石の上位を占めて露出しており,火砕流 堆積物の標準的流動堆積単位のLayer 1, Layer 2a, Layer 2b (Sparks *et al.*, 1973)もしくはLayer a, Layer b1, Layer b2 (Fisher, 1979)に特徴的な構造を示す (2015年3月27日撮影).ハンマーの柄の長さは約 30 cm. B:槙原火砕流堆積物の主部(Layer 1)の基 質とデイサイト岩塊,中央の岩塊の長径は約50 cm で,その表面に直交して内部へと伸びる冷却節理を

槙原火砕流堆積物に複数の流動堆積単位を認めるかど うかについては今後とも検討する余地はあるが、本報告 ではこれも槙原火砕流の一部とみなして地質図に示し た.

示す(2011年12月6日撮影).

年代 年代測定データはない. 山元 (2017) は, 大山東麓 の鴨ヶ丘火山灰層 (津久井, 1984) を本堆積物と同時期の 噴出物とし, これに対応する偽ホーキ火山灰の放射性炭 素年代 41,632 ± 203 cal yBP (Katoh *et al.*, 2007) を本堆積 物の噴出年代としている.



第7.27図 槙原火砕流堆積物の一部と考えられる火山礫火山 灰と火山灰の産状(地点番号YNG370,大山町上原, 2015年3月28日撮影) 折尺の長さ1m.

7.2.6 新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物 (Yv3)

堆積物名新称.三位・赤木 (1966, 1967a, b)の岸本礫層 の一部・名和火砕流の一部・御来屋礫層の一部,津久井 (1984)の弥山火砕流堆積物の一部,荒川 (1984)の槙原火 砕流堆積物の一部・新期扇状地 I 面堆積物,山元 (2017) の火山麓扇状地 4 堆積物に相当する.

模式地 精進川下流とそこから北方へと延びる扇状地側 端の複数の崖.

層序関係 古期火山麓扇状地堆積物と槙原火砕流堆積物 を覆う.また,薄いため地質図幅には示していないが, 金屋谷より上流の清山川谷壁でも槙原火砕流堆積物を覆 い,姶良Tn火山灰を挟む褐色土壌に覆われる.

分布・層厚 米子市尾高から北方へ延びる緩斜面と伯耆 町林ヶ原及び上野から金屋谷に上がる緩斜面に分布する.層厚は 20–30 m.

岩相 主としてデイサイト亜円礫~亜角礫と砂が混じった基質支持,無層理の礫質堆積物と層理を示す砂礫層からなる(第7.28図).デイサイト礫は斜長石と角閃石が目立つものも多く,火山岩塊火山灰流堆積物に似ている.しかし,角閃石がオパサイト化するなどやや古くて起源が異なると思われる亜円礫なども混じっており,二

次堆積物と考えられる.

年代 年代測定データはない. 山元 (2017) は,本堆積物 直上の厚さ 20-30 cmの褐色火山灰土を姶良 Tn火山灰が 覆うことから, MIS (海洋酸素同位体ステージ)4 に堆積 したと推定している.

7.2.7 桝水原火砕流堆積物 (Mm)

堆積物名山元 (2017) による.太田 (1962a, b, c) の弥山 熱雲の一部,三位・赤木 (1966, 1967a, b) の名和火砕流, 津久井 (1984) の弥山火砕流堆積物の一部・笹ヶ竿火砕流 堆積物の一部,荒川 (1984) のオドリ火砕流堆積物に相当 する.

模式地 桝水高原の末端部に位置する伯耆町金屋谷.

層序関係 古期火山麓扇状地堆積物や槙原火砕流堆積物 を不整合に覆う. 模式地では厚さ数cmの褐色火山灰土を 挟んで姶良Tn火山灰を覆う(山元, 2017).

分布・層厚 弥山の標高 700-950 mあたりから別所川上 流と同富江の南側を流れる白水川の下流との間に広がる 火山麓扇状地,すなわち,伯者町の水無原(桝水高原)と 流ながはら 福永原の末端部にかけて広く分布する.厚さは上流で 50 m,下流で 20 m 前後である(山元, 2017).

岩相 デイサイト火山岩塊〜火山礫と火山灰基質とから なる堆積物である.デイサイトは,斑晶として斜長石と 角閃石,直方輝石,まれに黒雲母を含み,斜長石斑晶は 長径1cmに達するものがあってよく目立つ.おおむね淘 汰不良無層理であるが,チャネル状に直下の堆積物を深 く下刻したところでは径2-3 m以下のデイサイト岩塊が 濃集し,主部にあっても不明瞭ながら火山礫サイズ以上 の岩片が濃集して逆級化し,あるいは層理をなすところ がある(第7.29 図).また,上部では厚さ数m単位で火 山礫サイズ以上の岩片が繰り返し逆級化〜正級化して不 明瞭な層理を示す.火山岩塊はおおむね角張っており, 表面から内部に延びる開口割れ目が認められることもあ る.また,下位の大山松江軽石の塊を取り込んでいるこ とがある.

年代 山元 (2017) は, 模式地とした金屋谷の本堆積物基 底部から採取した木片の放射性炭素年代として 28,520-28,230 cal yBPの値を報告している.

7.2.8 新期火山麓扇状地Ⅳ堆積物 (Yv4)

堆積物名新称.太田 (1962a, b, c) の段丘層,三位・赤木 (1966, 1967a, b) の岸本礫層の一部,津久井 (1984) の 弥山火砕流堆積物の一部・笹ヶ平火砕流堆積物の一部・ 礫層の一部,荒川 (1984) の新期扇状地 II 面堆積物,山元 (2017) の火山麓扇状地 3 堆積物に相当する.

模式地 桝水高原の末端部に位置する伯耆町金屋谷. **層序関係** 桝水原火砕流堆積物や古期火山麓扇状地堆積 物などを下刻した地形面を埋めて,その下流側に広がる. 模式地では厚さ数 cmの褐色火山灰土を挟んで姶良 Tn 火



第7.28 図 米子市泉の山陰自動車道工事法面に出現した新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物の断面(岡田龍平氏提供) 岡田(2002)を一部改変. 鍬の長さは1.5 m. 新期火山麓扇状地Ⅲ堆積物は三瓶木次軽石直上にあって,平行~波 状葉理を示す薄層状シルト層と無層理の砂礫層からなる.原著ではシルト層直上の砂礫層を槙原火砕流堆積物と している.この露頭はすでに植生に覆われて観察できないが,火砕流起源とわかる記載はなく,この写真を見る 限り,直下のシルト層に塑性変形を与え,かつ削剥しており,礫は角張っているものの大きさは比較的揃ってい ることから,本報告では土石流もしくはハイパーコンセントレイテッド流起源の堆積物と判断した.



第7.29 図 桝水原火砕流堆積物の産状(地点番号YNG223 [南隣根雨地域]: 伯耆町大阪に近い白水川下流北岸の崖, 2011 年 12 月 4 日 撮影)

古期火山麓扇状地堆積物を覆う.基底からの厚さ20mの範囲が露出しており,下部に不明瞭ながら粗粒な岩片が層状もしくはレンズ状に濃集して層理をなしているところはあるものの,全体に淘汰不良・無層理であることがうかがえる.

山灰を覆う(山元,2017). また,大山北麓の阿弥陀川上 流(東隣,大山地域)では阿弥陀川火砕流堆積物(山元, 2017)に覆われる.

分布・層厚 桝水原火砕流堆積物がなす扇状地形の末端 から別所川及び大江川の下流に向かって広がるほか,弥 山北麓から阿弥陀川中流にかけて分布する.厚さは20-30m前後である.

岩相 径数10 cm以下のデイサイト亜円礫〜亜角礫と砂 とからなる基質支持の礫質堆積物が厚さ数m,ときに10 mを超える層をなして繰り返し累重する.おおむね淘汰 不良無層理であるが,直下の堆積物をチャネル状に深く 下刻したところには礫が濃集し,主部にあっても不明瞭 ながら礫が濃集して逆級化〜正級化して上部の不明瞭な 平行〜波状層理を示す厚さ数10 cm以下の砂質堆積物に 移化することもある(第7.30 図).

年代 山元 (2017) は,本堆積物を覆う阿弥陀川火砕流堆 積物の直上の火山灰土から採取した炭化物の放射性炭素 年代として 20.921-20.699 cal yBPと 20.911-20.693 cal yBP の値を,また,先に述べたように本堆積物直下の桝水原 火砕流堆積物の木片の放射性炭素年代として 28.520-28.230 cal yBPの値を報告している(山元, 2017).した がって,本堆積物の形成時期は 2万8千年前から 2万1 千年前までまたがると考えられる.

7.2.9 新期火山麓扇状地V堆積物 (Yv5)

堆積物名新称. 荒川 (1984)の最新期扇状地面堆積物, 山元 (2017)の火山麓扇状地 2 堆積物に相当する. 阿弥陀 川下流域にあって太田 (1962a, b, c)が弥山熱雲,三位・ 赤木 (1966, 1967a, b) が岸本礫層とし,津久井 (1984) が 弥山火砕流堆積物または礫層とした堆積物も本堆積物に 対比される.

模式地 阿弥陀川中流~下流に面した崖.

層序関係 古期火山麓扇状地や新期火山麓扇状地Ⅱ,新 期火山麓扇状地Ⅳ堆積物を下刻した地形面を埋めて,そ の下流側に分布する.

分布・層厚 阿弥陀川中流から河口にかけて扇状に広がる緩斜面をなして分布する.また,小規模ではあるが, 佐陀川及び精進川の谷を抜けて米子平野に至る地域にも同様の緩斜面が認められる.厚さは20-30m前後である. 岩相 中礫~大礫サイズのデイサイト円礫~亜角礫と細 礫~砂とからなる基質支持の礫質堆積物が厚さ数10



第7.30 図 新期火山 麓扇 状地 IV 堆積物の産状(地点番号 YNG349: 伯耆町金屋谷南側の大江川に面した崖, 2013年3月11日撮影) 様々な程度に円磨された礫が逆級化して上方に濃 集している(A). 基質は細粒火山灰にとぼしく,火 砕流堆積物に比べて粗く見える(B).

cm, ときに1mを超える複数の層をなし, 平行~波状葉 理を示す厚さ数10 cm以下の砂質堆積物を挟むこともある(第7.31図).

年代 本研究では確認していないが,本堆積物を覆う黒ボクに鬼界アカホヤ火山灰(7.3 ka:町田・新井, 2003)が 挟まれているとの荒川(1984)の報告によれば,本堆積物 は縄文海進時に形成された可能性が高い.



第7.31 図 新期火山麓扇状地V堆積物の円礫層(地点番号YNG344[東隣大山地域]:大山町坊領に近い阿弥陀 川中流東岸の崖,2013年3月10日撮影) 表層に近い厚さ約2mの範囲に露出するこの円礫層は無層理で細礫と砂が大礫を支持しており,お そらく土石流起源と考えられる。平行層理を示す砂層をレンズ状に挟んでいるが,これは水位が 低下した時期に礫層の間をぬって流れる河川の流路に堆積したものと思われる。

(鹿野和彦·山内靖喜)

8.1 中位 I 段丘堆積物 (Tm1)

米子地域に段丘はほとんど認められないが,法勝寺前 とその支流の小松谷前に沿って河床からの比高が20m 前後の段丘面がまとまって分布する.主として厚さ数10 cm単位の細礫層と砂層が,時に粘土層を挟んで繰り返し 累重する厚さ10m前後の堆積物からなる.最上部2mは 風化した赤褐色火山灰土でこれに大山松江軽石が重なっ ていることから, 宍道湖低地帯に沿って分布する中位段 丘のうち,中位 I 段丘堆積物 (例えば,鹿野ほか, 1994) に 対比できる.

8.2 砂州・海浜及び海岸砂丘堆積物 (b, c)

米子地域には美保湾の湾頭砂州である弓ヶ浜砂州の南 東部が分布する.また、大山北麓が美保湾に没する海岸 に沿って砂浜が続く. 弓ヶ浜砂州は中海から美保湾に向 かって順に配列する内浜,中浜,外浜の3つの砂州から なる(第1.3図:市瀬,1964;式・藤原,1967). そのう ち、内浜は縄文時代の海面上昇期に、中浜は弥生時代か ら約900年前にかけて、外浜は約900年前以降に形成さ れたと考えられている(式・藤原, 1967).砂州の中に点 在する小丘はこれらの砂州を形成する砂が風に運ばれて 形成された砂丘である. 弓ヶ浜砂州はほとんど砂からな る. 中村ほか (2001) 及び井上ほか (2005) によれば、この 砂は海面下-10-20 mまで続き、三瓶木次軽石に覆われか つ大山松江軽石を挟む更新世の砂がなす段丘を覆う. ま た、境水道に近いところでは更新世の砂を下刻した海面 下-20-30mの谷地形を埋めた海棲貝化石を含む泥へと続 く. 弓ヶ浜砂州を形成するこの砂と泥の大部分が形成さ れたのは先に述べたように縄文時代の海面上昇期と考え られる. その基盤をなす更新世の砂は三瓶木次軽石が堆 積する以前の高海面期である MIS 5, おそらく下末吉海 進期で、最終氷期のMIS2には海面が低下して古弓ヶ浜 とでもいうべき砂州が出現した時期があったと考えられ ている(井上ほか,2005).

8.3 潟湖堆積物 (lg)

本堆積物は,米子市淀江町の水田地帯にあって^{2070%や#} 溶岩や古期火山麓扇状地堆積物,高井谷溶岩,鍋山火砕 丘,そして背後の弓ヶ浜砂州に囲まれた淀江平野の,約 1km四方の範囲に分布する.厚さ1-2mの表土または耕 作土に覆われているが、中村ほか(1994)や、岡田・山内 (2010).山内・岡田(2011)が20本のボーリングで確認 したおおよその分布範囲を地質図幅に示した、これを報 告した中村ほか(1994)によれば、本堆積物は主として泥 からなり、最大の厚さが約10mのその基底部に薄い砂質 泥を伴い、中部層準の有機質泥に鬼界アカホヤ火山灰 (7.3 ka:町田・新井, 2003)を,最上部に近い層準に淡水 生珪藻殻が濃集した層と植物化石を多数含む層とが互層 した厚さ 5-10 cmの珪藻土層を挟む(第8.1 図, 第8.2 図). また、最上部を厚さ3mの泥炭層が占める(山内・ 岡田, 2011). このようなことから、海に面したこの地域 は縄文海進に伴って潟となったが、海面上昇がほぼおさ まった縄文時代前期を過ぎる頃には流入河川が運ぶ土砂 に埋まって次第に浅くなり、いつの頃か陸化したと考え られる.



第8.1図 淀江平野の地形 埋積された古淀江潟は標高5mの等高線に囲まれた 地域に広がっていたと考えられている。中村ほか (1994)の一部を改修。



第8.2 図 淀江平野の東西断面 断面線の位置を第8.1 図に示す.中村ほか(1994)の一部を改修し加筆.

8.4 河川流路,自然堤防,氾濫原堆積物 (a) 及び 埋立地 (r)

米子平野を流れる日野川や伯太川に沿って自然堤防が ところどころ認められる.また,その内側に河道や旧河 道,砂堆をなして砂礫が,また外側には氾濫原をなして 砂泥が堆積している.

(19)(20) 44 復している。 安来市十神山から八尋鼻,吉佐町,米子市の湊山を経 て北北西に延びた弓ヶ浜砂州へと続く中海の湖岸沿いに 埋め立て,あるいは干拓された造成地が断続的に連な る.中でも特段に広い安来干拓地(現徳日島町)と弓浜 干拓地(現中海干拓地),彦名干拓地(現彦名新田・水鳥 公園)は国営中海土地改良事業による干拓地で,面積は 約128 haと107 ha,110 haに達する.これらのうち,米 子地域にあるのは安来干拓地と彦名干拓地で,弓浜干拓 地は境港地域及び松江地域にかかる.安来干拓地と弓 浜干拓地は平成元年度(1989年)に、彦名干拓地は平成4 年度(1992年)に完成した.安来市の亀高町,新十神町, 南十神町,恵乃島町などや米子市の錦海町,旗ヶ崎など の埋立地は昭和40年以降に,米子市の大崎や米子市 設定など弓ヶ浜砂州沿いの埋立地は昭和10年以降に造 成されたものである.弓ヶ浜砂州の中海側には湖岸に 沿って水深が2mより浅い砂堆が続いており,古くから これを埋め立てることで耕作地を広げてきた歴史があ る.特に,1700年代に日野川から米川用水を引くこと で、農作に必要な水を確保するとともに、中海側へ水を 落として砂を流すことで,この浅瀬の埋め立てが進んだ と言われている(式・藤原,1967).その範囲を示す確か な記録はないため、地質図幅には,式・藤原(1967)が推 定した範囲を考慮して,これまでに造成された埋立地及 び干拓地のおおよその範囲を示した.

(鹿野和彦)

米子地域では,前期ジュラ紀の江尾花崗岩や古第三紀 の布部花崗岩や根雨花崗岩などを不整合に覆って前期中 新世の波多層と前期中新世後葉の川合層・久利層,中期 中新世前葉の大森層が累重し,さらに,これらを不整合 に覆って更新世の横田火山群を構成する玄武岩類や大山 火山噴出物,更新世〜完新世の堆積物が累重している.

米子地域に露出する地層岩体の中にあって最も古い江 尾花崗岩は、前期ジュラ紀の年代を示し片麻状構造が認 められることから、新期の飛騨花崗岩類に対比されてい る(石原ほか, 2012;松浦ほか, 2013). この江尾花崗岩は 片麻岩などの変成岩を捕獲しているが、それらの中に あって前期~中期三畳紀のジルコンを含む正片麻岩は古 期の飛騨花崗岩類に、また、ペルム紀から前期ジュラ紀 にまでまたがる様々な年代のジルコンを含む準片麻岩は 美濃--丹波帯の付加体もしくはその高度変成岩に対比で きるとの説が、堤ほか (2016, 2017, 2018) および Tsutsumi et al. (2017)によって提出されている.しかし、江尾花崗 岩の露出する範囲は限られており、もとの時間的空間的 広がりは不明のままである。 布部花崗岩と根雨花崗岩は 山陰地方のほかの古第三紀花崗岩類や岩脈と同様、東北 東-西南西方向に延びて分布しており、日本海開裂が始 まる前の大陸縁辺部にあって北北西-南南東方向の展張 場で貫入したと考えられる (Kano et al., 2007; Imaoka et al., 2011;鹿野, 2018).

前期中新世波多層のデイサイト火砕岩は布部花崗岩と 根雨花崗岩にまたがる米子地域南部とその南側の根雨地 域北部にかかる地域に開いた二つの陥没カルデラを埋積 している可能性が高い(第2.5図).前期中新世後葉~中 期中新世前葉の海底火山噴出物と海成堆積物からなる川 合層・久利層は、米子地域のみならず島根県東部の各地 で波多層にアバットもしくはオンラップしており,本格 的なリフティングに伴って海進が内陸まで及んだことを 示唆する(服部ほか,1983;鹿野ほか,1991,1994,1998, 2001;松浦ほか, 2005). 松江地域から米子地域にかけて 布部花崗岩中に貫入する同時期の東北東一西南西方向の 流紋岩平行岩脈群は、このリフティングが北北西-南南 東方向の展張場で進行したことを示す。上位の大森層は 主として陸上に噴出した溶岩・火砕岩からなり、波多層 のみならず北側に傾斜した川合層・久利層をも不整合に 覆っており、大森層の火山岩が噴出する時期から本地域 が隆起に転じたことがうかがえる.

米子地域では分布が限られているため判然としない

が、川合層・久利層は宍道低地帯の南縁に沿って分布し 下位の波多層や上位の大森層とともに北側に緩く傾斜し て更新世~完新世の堆積物が埋める宍道低地帯の地下へ と延伸し、これらに対比される古浦層、成相寺層、牛切 層、そして上位の古江層や松江層がなす島根半島の複背 斜(宗道褶曲帯: Otuka, 1937a, b, 1939; 多井, 1973)に接 続する(鹿野・中野, 1985, 1986; 鹿野・吉田, 1985; 鹿野 ほか, 1989, 1991, 1994). 宍道低地帯地下の構造について は直接観察することはできないが、出雲平野西端の大社 湾から宍道湖にかけては、地表での地層の姿勢や地震波 の速度分布などから東北東-西南西方向に軸を持つ幅の 広い緩やかな向斜をなしていると考えられる(鹿野ほ か, 1989, 1991). この向斜は宍道湖と中海との間に位置 する松江地域へと続き、南側に突き出るように湾曲した 短波長の複向斜が重なっているため、その位置は曖昧に なる(鹿野ほか, 1994). 地震関係基礎調査交付金(文部科 学省)に基づいて鳥取県が実施した「鳥取県西部地震関 連地域の地下構造調査」の平成14年度調査成果報告書に 付された皆生温泉付近(米子地域)から境水道(美保関地 域)までの弓ヶ浜砂州を南北に縦断する測線で得られた 反射波探査記録(西田ほか, 2002)によれば、米子市側か ら北に向かって中新世の地層群が緩やかに傾斜し、かつ 厚みを増して境水道近くまで続き、境水道を東西に走る 宍道断層の付近では弾性波が散乱してそれらの位置は不 明になる.しかし、吉川ほか(2002)が余震と微動、重力 を用いて推定した地下 900 mまでの密度と弾性波速度の 二次元分布は向斜軸の東方延長部が境 港市三軒屋町付 近にあることを示唆する. これは重力異常に基づいた山 内・岩田(1998)の大まかな推定に矛盾しない.

こういった中新統の変形構造は、おそらくフィリピン 海プレートの沈み込みによって発生した南北方向の圧縮 応力で形成されたもので、島根半島沖など山陰地方から 北陸地方にかけての沖合では鮮新世以降の堆積物がこの 構造を不整合に覆っていることから中新世末にはほぼ完 成したと考えられる(Yamamoto, 1993;伊藤, 2000).こ れ以降、島根県東部から鳥取県西部にかけて顕著な褶曲 や断層は形成されていない.

例外は活断層で, 島根半島の鹿島町古浦 (恵曇地域) から境水道を通って美保関灯台 (美保関地域) の東方へと 抜ける宍道断層 (多井, 1952) は, 形成当初が北上がりの 逆断層であったものが, 現在は全長が 19 kmを超える右 横ずれの活断層-鹿島断層 (中田・後藤, 1998)-となって

いることが明らかにされている(活断層研究会, 1991;中 田・今泉編, 2002). これほどの規模ではないが、米子地 域や周辺地域にも複数の活断層が分布しており、米子地 域南東部から南隣根雨地域の北東部にかけて日野川西岸 に分布する鶴田玄武岩 (1.4-1.2 Ma) を北北西-南南東方 向に走る左横ずれの小町-大谷断層が確認されている(杉 山ほか、2005). この断層のすぐ西側には伯耆町鶴田から 北北西に向かう断層があり(山内, 2003), さらに西側の 南部町朝金付近にも北北東方向の朝金断層が認められる (山内・岡田, 1997). これらはいずれも小規模で横ずれ 成分を伴っており、小町-大谷断層の派生断層と考えら れる. 南隣根雨地域内の日南湖北端を北西-南東方向に 横切る日南湖活断層は、小町-大谷断層と同じく左横ず れの断層で最新の活動は6万8千年前と2万6千年前に あったらしい(杉山ほか, 2004). これらの断層が形成さ れ始まった時期は判然としないが、小町-大谷断層のす ぐ西側では、スコリアからなる高塚山、小町高塚山、 越敷山が小町-大谷断層とほぼ平行に北北西に向かって 順に並び、その先にもスコリア丘が存在していることか ら, 鶴田玄武岩が活動した前期更新世後葉には同方向の 断層が生ずる条件が米子地域周辺にあったと考えられる (山内,2003). このような東北東-西南西と北北西-南南 東方向の横ずれ活断層は西南西-東北東の圧縮応力場で 第四期中期以降に形成されたもので, 丹後半島から島根 半島に至る山陰地方の各地に点在しており, 共通して, 長さは25 km以下と短く, 雁行, 分岐もしくは並走し, 横ずれの累積変位量は数百メートルと小さいといった特 徴が認められる(岡田,2002).

宍道褶曲帯や宍道断層などが南北方向の圧縮応力場で 15 Ma (中期中新世)から 6-5 Ma (中新世末期)にかけて 形成された後,鮮新世になると山陰東部〜北陸南西部の 日本海沖合では応力場は北西-南東方向の圧縮に変わ り,北西方向への傾動ブロックが形成されている (Yamamoto, 1993).これが丹後半島から島根半島に至る 山陰地方西南西-東北東の圧縮に変わったのは,おそら くフィリピン海プレートの沈み込み方向が北から北西に 変わったためで,それが顕在化したのは1.5-1 Ma頃と考 えられている (例えばYamaji et al., 2003).このことは, 米子地域の小町-大谷断層が1.4-1.2 Maに噴出した鶴田 玄武岩を切って北北西-南南東方向に延び,鶴田玄武岩 のスコリア丘群が同方向に配列している事実に矛盾しな い.

10.1 温泉及び湧水

米子地域には、^{956/141} 泉のほか、米子市淀江町の上淀温泉(淀江ゆめ温泉)と湧 くわく天然温泉 ラピスパ,伯耆町大殿の岸本温泉ゆうあ いパルのほか,伯耆町丸山の大山温泉(メルキュール鳥 取大山リゾート&スパ,旧ロイヤルホテル大山),南部町 法勝寺の法勝寺温泉がある.いずれもボーリングで採水 している

公開されている各温泉施設の資料によると、皆生温泉 は明治時代に海岸の浅瀬に湧出していた温泉水が発見さ れたことに始まるが、現在はボーリングして地下 200-300 mから得られた温泉水を利用している.泉質はナト リウム・カルシウム-塩化物泉で、源泉の温度は65-83 ℃, pHは 7-8 である. 源泉の地質は不明であるが, 地下 100-230mに川合層・入利層相当の酸性火砕岩と泥岩が 存在していることを示すボーリング柱状図が公開されて いる(山内・岩田, 1998). 上淀温泉と岸本温泉はアルカ リ性単純泉で、泉温は35℃と41℃、pHは8.7と9.3で、 米子市淀江町の湧くわく天然温泉ラピスパは弱アルカリ 性単純泉で、泉温は45℃である、大山温泉は低張性・中 性のナトリウム・カルシウム・塩化物-炭酸水素塩鉱泉 で泉温は18.6 ℃である.また、法勝寺温泉はナトリウ ム-炭酸水素塩・硫酸塩温泉で、泉温は30.1 ℃, pHは 7.4 である.

湧水は大山山麓の各地にあるが,米子地域でとくに知られているのは天の真名井と本宮の泉,湯口の泉である. 天の真名井の泉は,環境省が指定した名水百選のひとつで,山陰を代表する名水である.米子市淀江町高井谷地内にあって高井谷溶岩の末端から湧出しており,湧水量は2,500 t/日に達する.水温は14℃前後で,生活用水,農業用水などに利用されている.本宮の泉は,鳥取県が指定した「因伯の名水」のひとつで,米子市淀江町本宮地内にあって,天の真名井と同じく高井谷溶岩の末端から湧出している.湧水量は3万t/日.生活用水,農業用水,ニジマス養殖などに利用されている.湯口の泉はこれらに近い米子市淀江町稲吉集落の中にあって,天の真名井の泉や本宮の泉ほどの湧出量ではないが,鍋山火砕丘の末端から湧出しており,生活用水として利用されている. (鹿野和彦·松浦浩久)

10.2 砕石·石材

砕石は骨材・路盤材として使う未風化で硬質な岩石 で、ガラス質火山岩などアルカリ骨材反応を起こす成分 を含まない岩石が対象となる。本地域では南東部の伯耆 町谷前東方に、ジュラ系の注尾花崗岩の角閃石黒雲母 トーナル岩〜角閃石石英閃緑岩、角閃石黒雲母花崗閃緑 岩と変成岩捕獲岩(砂質岩)。谷林石として稼行中の採石 場(大協組)がある。安来市伯太町安田山形では中国物産 の採石場が1971年に操業開始以来,現在も波多層のデイ サイト火砕岩を採掘し砕石を生産している。米子市淀江 町稲吉にも広い範囲に分布する高井谷デイサイト溶岩を 砕石として稼行していた大協組の採石場があるが、現在 はコンクリートなどの瓦礫を破砕して再生砕石を生産し ている。

これらのほか視南花崗岩と希部花崗岩分布地域には, 花崗岩を稼行対象にしていた採掘跡が数箇所見られる. また,米子市や安来市の市街地に近接して分布する液多 層や久利層の火砕岩が石垣,土台などに供するために小 規模ながら各地で切り出されていたとの記録がある(三 位・赤木,1966,1967a, b).しかし,所在を確認して地質 図に記入できた採掘跡は極めて少ない.

10.3 斜面崩壊及びラハール

風化した花崗岩や火砕岩のなす急傾斜地,大山の深く 下刻された火砕流堆積物の谷壁などは豪雨によって崩壊 している例が多い(三位・赤木,1966,1967a,b).特に大 山山麓では崩落した火山砕屑物が雨水とまじってラハー ル(土石流もしくはハイパーコンセントレイテッド流) となって下流に押し寄せて形成された扇状地堆積物が広 い範囲に認められるので,豪雨時には注意を払う必要が ある.

10.4 地震災害

鳥取県とその沖合では過去100年間の間にM6-7前後の地震が5回発生しており、多数の建物が倒壊し、交通網などのライフラインが被害を受けている(鳥取県公式Webサイトとりネット/平成12年鳥取県西部地震の記録

/第1部被害状況/第4章過去の地震 https://www.pref. tottori.lg.jp/secure/192627/kiroku01.pdf [2023 年 8 月 4 日閲 覧]). 特に甚大な被害を受けたのは 1943 年 9 月 10 日に たかの を発生した鳥取地震で,多数の建物や交通網な どのライフラインが被災しただけでなく,1,000 名を超 える人命が失われた. 震災という観点では米子地域も例 外ではなく,南部町南端の鎌倉山付近(南隣根雨地域内) で 2000 年 10 月 6 日に発生した鳥取県西部地震では 141 人が負傷し,17,022 棟の住家が損壊(うち全壊は 394 棟) したほか,随所でライフラインが損壊し,その被害総額 は 491 億円に達している(鳥取県公式 Webサイト とり ネット/平成 12 年鳥取県西部地震の記録/第 2 部被害状 況). 弓ヶ浜砂州と中海南岸の低地を調査した山内・島根 大学鳥取県西部地震災害調査団(2001)によれば,地盤の 液状化・流動化は基本的に埋立地で発生しており,自然 地盤では、地下水位が極めて浅い飯梨川の河口砂州や 弓ヶ浜砂州の後背湿地などを除けば建物の壊滅的破壊は ごく稀である.2000年鳥取県西部地震の震源断層は走向 が北北西-南南東の長さ約20km,幅10kmの左横ずれ断 層で2000年鳥取県西部地震余震域は日野町の南縁から 北北西方向の中海南岸の安来市街地まで及んでいる(鷺 谷ほか,2002).この震源断層は地表では多数の微小な左 横ずれ断裂群の連なりとして現れているため、これまで の地表調査ではその存在を確認することができなかった (伏島ほか,2001;井上ほか,2002).しかし、鳥取県西部 では2000年の地震に先駆けて1990年と1997年にM5前 後の地震が繰り返し起こっており、その震源の近くに小 町-大谷断層と日南湖断層が存在していることを考える と、米子地域や根雨地域では、直下型地震に対する備え を検討しておくに越したことはない.

- Acocella, V. (2007) Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth Science Reviews*, **85**, 125–160.
- 赤木三郎(1973)大山火山の地質. 日本自然保護協会調査報告 「大山隠岐国立公園大山地区学術調査報告」, no. 45, 9-32.
- 赤木三郎 (1974) 各論, II表層地質図.土地分類基本調査「赤碕・ 大山」(5万分の1).鳥取県,17-26.
- 赤木三郎 (1975) 各論, II表層地質図.土地分類基本調査「青谷・ 倉吉」(5万分の1).鳥取県,12-18.
- 赤木三郎 (1978) 各論, II表層地質図.土地分類基本調査「根雨・ 湯本 (西)」(5万分の1).鳥取県, 12–18.
- 赤木三郎・佐治孝弌 (1975) 表層地質図「青谷・倉吉」(5万分の 1). 鳥取県.
- 赤木三郎・大久保雅弘・吉谷昭彦・佐治孝弌 (1974) 表層地質図 「赤碕・大山」(5万分の1). 鳥取県.
- 赤木三郎・岡田昭明・佐治孝弌 (1978) 表層地質図「根雨・湯本 (西)」(5万分の1). 鳥取県.
- 荒川 宏 (1984) 大山火山北西部における火山麓扇状地の形成. 地理学評論, Series A, 57, 831–855.
- Blow, W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proceedings of First International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, Vol.1, E. J. Brill, Leiden, 199–422.
- Druitt, T. H. (1998) Pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications*, **145**, 145–182.
- 遠藤俊祐·森 創太朗 (2021) 鳥取県淀江の珪長質片麻岩中の亜 鉛に乏しい鉄スピネル. 地質学雑誌, 127, 733-736.
- Fisher, R. V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, 1, 287–298.
- Fisher, R. V. (1979) Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 305–318.
- Fisher, R.V. and Heiken, G. (1982) Mt. Pelée, martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *Journal of Volcanology* and Geothermal Research, 13, 339–371.
- 福元和孝・三宅康幸(1994)大山火山,弥山溶岩ドームよりも新 期に形成された三鈷峰溶岩ドームと清水原火砕流.第四紀, no. 26, 45-50.
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原 琢・佐々木俊法 (2001) 2000 年鳥取県西部地震の地震断層 調査. 活断層・古地震研究報告, no. 1, 1-26.
- 下司信夫 (2018) 陥没カルデラの構造とその形成メカニズム.地 学雑誌, 127, 175-189.
- Geshi, N., Ruch, J. and Acocella, V. (2014) Evaluating volumes for magma chambers and magma withdrawn for caldera collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, **396**, 107–115.

Gillespie, M. R. and Styles, M. T. (1999) BGS Rock Classification

Scheme Volume 1, Classification of igneous rocks (2nd edition). *Research Report RR-99-06*, British Geological Survey, 52p.

- 服部 仁 (1978) 上石見地域の地質.地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅),地質調査所,70p.
- 服部 仁・片田正人 (1964) 5 万分の1 地質図幅「根雨」 及び説明 書. 地質調査所, 58p.
- Hattori, H. and Shibata, K. (1974) Concordant K–Ar and Rb–Sr ages of the Tottori Granite, western Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, 25, 157–173.
- 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 広樹・橋野慎平・野村律夫・田中裕一郎 (2012) 島根県大田 市の模式地における中新統久利層の生層序.地質学雑誌, 119, 300-311.
- 市瀬由自(1964)砂丘と沖積平野の形成.法政大学文学部紀要, no. 10, 1-26.
- 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・山陰バソリス研究グループ (1983) 鳥取県西部〜島根 県東部に分布する白亜紀〜古第三紀迸入岩類の相互関係. MAGMA, no. 67, 7–11.
- Iizumi, S., Mishima, H. and Okamoto, Y. (1984) A strontium isotope study on the Neu granitic pluton and its mafic inclusion, San'in zone, Southwest Japan. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **79**, 89–100.
- Iizumi, S., Kagami, H. and Honma, H. (1987) Initial Sr isotope ratio of the Hobutsu-san Granite, San'in Belt, SW Japan: Implications for Sr isotope variation of Cretaceous-Paleogene igneous rocks in the Inner Zone of SW Japan. *Memoir of the Faculty of Science, Shimane University*, **21**, 145–152.
- 飯泉 滋・加々美寛雄・鈴木盛久・石賀裕明 (1988) 鳥取県西部 大山西方に分布する片麻岩・花崗岩のRb-Sr年代. 日本地 質学会第 95 年学術大会講演要旨, 359.
- 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). 地質学雑誌, 58, 346-347.
- 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—, 40.
- Imaoka, T., Kiminami, K., Nishida, K., Takemoto, M., Ikawa, T., Itaya, T., Kagami, H. and Iizumi, S. (2011) K-Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: Implications for Eocene–Oligocene thermo-tectonic reactivation. *Journal of Asian Earth Sciences*, **40**, 509–533.
- 井上大榮·宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹 (2002) 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査. 地震 第2輯, 54,

557-573.

- 井上卓彦・塩屋藤彦・岩本直哉・天野敦子・井内美郎(2005) 音波 探査記録からみた美保湾の海底地質と宍道低地帯東部の後 期更新世以降の地史.地質学雑誌,111,255-268.
- 石賀裕明・鈴木盛久・飯泉 滋・西村貢一・加々美寛雄・田中 忍(1989)飛騨帯の西方延長:とくに鳥取県大山西方溝口町 で発見された片麻岩類と圧砕岩類について.地質学雑誌, 95, 129–132.
- 石賀裕明・菅原 勝・飯泉 滋(1991)大山南西江府町における 飛騨帯南縁の古生代末収束帯,江尾構造帯. 島根大学地質 学研究報告, no. 10(島田昱郎教授 退官記念論文集), 53-56.
- 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·谷 健一郎 (2013) ジルコン年代に見る山陰帯中央部 のモリブデン鉱化地域の花崗岩時代論. 資源地質, 63, 11-14.
- 石原舜三・平野英雄・谷 健一郎 (2012) 山陰地方中部における 飛騨と三郡変成岩類に貫入するジュラ紀花崗岩類. 地質調 査研究報告, 63, 227-231.
- 伊藤康人 (2000) 日本海南部~九州周辺の新生代後期テクトニ クス. 石油技術協会誌, 65, 48-57.
- 楮原京子・今泉俊文(2003) 弓ヶ浜半島の完新世における地形発 達と海岸線変化.山梨大学教育人間科学部紀要, 5, 1-22.
- 亀井淳志・松場康二・覚本真代・飯塚武史 (2008) 山陰帯島根県 に分布する布部花崗岩の地質と岩石.日本地質学会第115 年学術大会講演要旨集,251.
- 鹿野和彦 (2018) グリーンタフの層序学的枠組みと地質学的事 象. 地質学雑誌, 124, 781-803.
- 鹿野和彦・中野 俊(1985)美保関地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,28p.
- 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.
- Kano, K. and Takarada, S. (2007) Cone-building block-and-ash flows: The Senyama volcanic products of O'e Takayama volcano, SW Japan. *Bulletin of Volcanology*, 69, 563–575.
- 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.地質調査所月報,35,159–170.
- 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.
- 鹿野和彦·松浦浩久・服部 仁・山田直利・東元定雄・広島俊男・ 須田芳朗・駒澤正夫 (1988) 20 万分の1 地質図幅「浜田」.地 質調査所.
- 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.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) 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・野村律夫・山内靖喜(1993)島根県松江市南方の"波 多層"の岩相と年代.地質調査所月報,44,659-668.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克已・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・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·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 (5万分の1地質図 幅),地質調査所, 129p.
- 鹿野和彦·吉村洋平·石山大三·G.J. Orton·大口健志 (2006) 北 海道奥尻島,勝澗山の噴出物と構造.火山,**51**, 211-229.
- 鹿野和彦・松浦浩久・宮崎純一・小野三枝子(2007)20万分の1 特定観測地域総括地質図「島根県東部」2006年暫定版.地 質調査総合センター研究資料集,no.452,CD-ROM1枚(地 質図ラスター画像,地質図凡例,層序対比表),地質図出力 図1枚,地質図解説文24p,産総研地質調査総合センター.
- Kano, K., Uto, K. and Ohguchi, T. (2007) Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: Implication for early opening of the Japan Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, **30**, 20–32.
- 鹿野和彦・大口健志・林 信太郎・矢内桂三・石塚 治・宮城磯 治・石山大三 (2020) 田沢湖カルデラとその噴出物. 地質学 雑誌, 126, 233-249.
- Katoh, S., Handa, K., Hyodo, M., Sato, H., Nakamura, T., Yamashita, T. and Danhara, T. (2007) Estimation of eruptive ages of the late Pleistocene tephra layers derived from Daisen and Sambe Volcanoes based on AMS⁻¹⁴C dating of the moor sediments at Ohnuma Moor in the Chugoku Mountains, Western Japan. *Nature and Human Activities*, no. 11, 29–50.
- 加藤穣司 (1969) 島根半島中西部の層序.九州大学理学部研究報告. 地質学, 10, 31-49.
- 嘉藤良治郎 (1949) 宍道褶曲帯の一部について. 地質学雑誌, 55, 193 (要旨).
- 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.
- Kawaguchi, K., Oh, C.W., Jeong, J.W., Furusho, M., Shibata, S. and Hayasaka, Y. (2023) Zircon U–Pb ages and Lu–Hf isotopes of the Jurassic Granites on the east coast of the Korean Peninsula and Southwest Japan: Petrogenesis and tectonic correlation between the Korean Peninsula and Japanese Islands. *Gondwana Research*, 117, 56–85.
- 川井直人・広岡公夫(1966)西南日本新生代火成岩類若干につい ての年代測定結果.地質学会等4学会学術大会総合討論会 資料「年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形 成時期」,5.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・ 館野満美子・檀原 徹(1999)大山および三瓶火山起源テフ ラのフィッション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, 38, 145–155.
- Kimura, J-I., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninomiya, A. and Tanase, A. (2003) Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. *Island Arc*, 12, 22–45.

- Kimura, J.-I., Gill, J. B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., van Keken, P. E. and Stern, R. J. (2014) Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. *Geochemistry*, *Geophysics, Geosystems*, 15, 691–739.
- Kochibe, T., Koto, B., Nasa, T., Otsuka, S., Suzuki, T., Nishiyama, S., Yamashita, D. and Nakashima, K. (1894) Reconnaissance Map, Geology, Division IV, Scale 1:400,000. Geological Survey of Japan.
- Kuno (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and Island Arcs. *Bulletin of Volcanology*, 29, 195–222.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745–750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J. A., Sabine, P. A., Schimid, R., Sorensen, H. and Wooley, A.R. (2002) *Igneous Rocks: A classification and Glossary of Terms, 2nd Edition*. University Press, Cambridge, 236p.
- Lipman, P. W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, **59**, 198–218.
- Lipman, P. W. (2000) Calderas. In Sigurdsson, A. H., ed., Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, San Diego, 643– 662.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰 姶良 Tn火山灰の発見とその意義 . 科学, 46, 339–347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広 域テフラ-アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層 分布の広域性と第 四紀編年上の意義. 地学雑誌, 88, 313–330.
- Machida, H. and Arai, F. (1983) Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, 151–164.
- 町田 洋·新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス.東京大学出版 会, 360p.
- 松井整司·井上多津男 (1971) 三瓶火山の噴出物と層序. 地球科 学, 24, 147-163.
- 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.地質調査所月報,40,479– 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.
- 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.
- 松浦浩久・平田岳史・檀原 徹・岩野英樹 (2013) 鳥取県西部江 尾花崗岩と熊塔の花崗閃緑岩のジルコンLA-ICP-MS U-Pb・ フィッショントラック年代.日本地質学会第 120 年学術大

会講演要旨集,246.

- 三位秀夫·赤木三郎 (1966) 5 万分の 1 表層地質図「米子」. 経済 企画庁.
- 三位秀夫・赤木三郎 (1967a) 総論, Ⅲ表層地質概説. 土地分類 基本調査簿「米子」(5万分の1). 経済企画庁, 11-19.
- 三位秀夫・赤木三郎 (1967b) 表層地質各論.土地分類基本調査 簿「米子」(5万分の1).経済企画庁, 35p.
- 宮本隆実・早坂康隆・狩野彰宏・中 孝仁・菅田康彦(2000)中国 山地ジオトラバース(2)飛騨帯 – 飛騨外縁帯 – 大江山オ フィオライト – 秋吉帯 – 舞鶴帯.日本地質学会第107年学 術大会見学旅行案内書,135–146.
- 守岡康一 (1992) 米子湾入部の中新統. 島根県地学会会誌, no. 7, 54-56.
- 守岡康一・山内靖喜・小室裕明(1992)米子市南方の下部中新統の層序と構造について.日本地質学会第99年学術大会講演 要旨,184.
- 守屋以智雄(1975)火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層. 北海道駒 澤大學研究紀要, 9·10, 107-126.
- 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. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 4, 125–131.
- Mukae, M. (1954) The Miocene in the southern area of Izumo City, Shimane Prefecture, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima* University, Series C, 1, 33–50.
- Mukae, M. (1958) Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan. *Journal of Science* of the Hiroshima University, Series C, 2, 129–172.
- 村田泰章・駒澤正夫・牧野雅彦・佐藤秀幸・名和一成・上嶋正人・ 岸本清行・大熊茂雄・志知龍一・小室裕明・西村敬一・赤松 純平 (2009) 岡山地域重力図 (ブーゲー異常) 1:200,000. 重 力図, no. 27, 産総研地質調査総合センター.
- 村山正郎・大沢 穠 (1961) 5 万分の1 地質図幅「青谷・倉吉」及 び同説明書. 地質調査所,本文 71p,図版 9p,英文要旨 5p.
- 村山正郎・服部 仁・猪木幸男・石原舜三・坂本 亨(1973)5万 分の1地質図幅「横田」.地質調査所,地質図1葉.
- 永尾隆志・藤林紀枝・加々美寛雄・田崎耕市・高田小百合(1990) 中国山地,横田地域のSrに富む新生代アルカリ玄武岩の起 源.地質学雑誌,96,795-803.
- 中村唯史・徳岡隆夫・赤坂正秀 (1994) 古淀江潟の予察的検討. 島根大学地質学研究報告, no. 13, 37-40.
- 中村唯史・重松信治・徳岡隆夫 (2001) 弓ヶ浜砂州の地下地質. 島根大学地球資源環境学研報告, 20, 189-194.
- 中田 高・後藤秀昭 (1998) 活断層はどこまで割れるのか?—横 ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント 区分モデル—. 活断層研究, 17, 43-53.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ.東京 大学出版会, 68p + DVD2 枚.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋(2005)山陰中央部における白亜 紀~古第三紀火成活動: Rb-Srアイソクロン年代からの検 討. 地質学雑誌, 111, 123-140.

- 西田良平・寺田一樹・吉川大智・野口竜也・金本宏司・岡本拓夫 (2002)2000年鳥取県西部地震と弓ヶ浜半島の地下構造.物 理探査,55,473-484.
- 西山省三 (1962) 鰐淵鉱山と出雲市の新第三系.日本地質学会第 69 年年会地質巡見旅行案内書, 8, 8–12.
- 野村律夫(1986)島根半島中部中新統の地質—その1層序について—.地質学雑誌,92,405-429.
- Nozaka, T., Masunari, H. and Tamiya, S. (2002) Geochemistry of metamorphic rocks from Mizoguchi, western Tottori Prefecture, Japan and its geological significance. *Journal of Mineralogical* and Petrological Sciences, 97, 227–237.
- 小畑 浩 (1966) 大山周縁の地形と火山灰.地理学評論, 39, 787-801.
- 小畑 浩 (1971) 大山山麓の侵蝕谷の形成について. 地理学評 論, 44, 323-332.
- Ogasawara, K. and Nomura, R. (1980) Molluscan fossils from the Fujina Formation, Shimane Prefecture, San-in district, Japan. *Professor Saburo Kanno Memorial Volume*, 79–98.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry,1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5, 321–325.
- 岡田龍平 (2002) 大山火山西部の火山麓扇状地の形成と構造. 鳥 取地学会誌, no. 6, 1–7.
- 岡田龍平・山内靖喜 (1997) 岩立スコリア丘の内部構造と噴出様 式 (中間報告). 鳥取地学会誌, no. 1, 35-39.
- 岡田龍平・山内靖喜 (2010) 大山北西麓淀江付近の地質. 島根県 地学会誌, no. 25, 11–15.
- 岡田龍平・山内靖喜 (2019) 大山西麓の長者原火山麓扇状地の層 序と構造. 鳥取地学会誌, no. 23, 33–42.
- 岡田昭明 (1996a) 大山蒜山原軽石 (DHP) と大山最下部火山灰 hpm2 軽石について. 島根大学地球資源環境学研究報告, 15, 53-60.
- 岡田昭明(1996b)大山火山東麓に分布する大山火山最下部テフ ラ群.日本第四紀露頭集編集委員会,第四紀露頭集-日本 のテフラ,日本第四紀学会,279.
- 岡田昭明·石賀 敏(2000)大山テフラ.日本地質学会第107年 学術大会見学旅行案内書,日本地質学会,81-90.
- 岡田昭明・谷本慎一(1986)大山下部火山灰から新たに発見され た2枚の降下軽石層について.鳥取大学教育学部研究報告, 自然科学,35,33-42.
- 岡田昭明・谷口 恵・木下直美(1990)模式地における大山最下 部火山灰層中の強磁性鉱物の熱磁気特性. 鳥取大学教育学 部研究報告,自然科学, **39**, 143-160.
- 岡本和夫 (1959) 島根県出雲市南東部の新第三系. 地質学雑誌, 65, 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. 地質学雑誌, **63**, 340–356.
- 太田良平 (1962a) 5 万分の 1 地質図幅「米子」及び同説明書.地 質調査所, 29p. +英文要旨 3p.
- 太田良平 (1962b) 5 万分の 1 地質図幅「赤碕・大山」 及び同説明 書. 地質調査所, 37p. + 英文要旨 3p.

- 太田良平 (1962c) 5 万分の1 地質図幅「湯本」及び同説明書.地 質調査所, 29p. +英文要旨 3p.
- Otofuji, Y., Itaya, T. and Matsuda, T. (1991) Rapid rotation of southwest Japan-paleomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophysical Journal International*, **105**, 397–405.
- 大塚専一 (1897) 20 万分の 1 地質図幅「大山」 及び同説明書.地 質調査所, 108p.
- Otsuka, Y. (1937a) Tertiary folding in Japan. Proceedings of Imperial Academy, Tokyo, 13, 78–81.
- Otsuka, Y. (1937b) Some geologic considerations of the folded Tertiary zones in Japan. *Bulletin of Earthquake Research Institute*, **15**, 1041–1046.
- Otsuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan. Jubilee Publication in Commemoration of Prof. Yabe's 60th Birthday, Tokyo University Press, 481–519.
- Pineda Velasco, I., Kitagawa, H., Nguyen, T. -T., Kobayashi, K. and Nakamura, E. (2018) Production of High - Sr Andesite and Dacite Magmas by Melting of Subducting Oceanic Lithosphere at Propagating Slab Tears. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **123**, 3698–3728.
- 貞方 昇 (1991) 弓が浜半島「外浜」浜堤群の形成における鉄穴 流しの影響. 地理学評論, **64-A**, 759–778.
- 鷺谷 威·西村卓也・畑中雄樹・福山英一・W. L. Ellsworth (2002) 2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル. 地震 第 2 輯, 54, 523-534.
- 佐治孝弌・田崎和江・赤木三郎・麻田 斉(1975)大山火山降下 堆積物の層序とその特徴.地球科学,29,199-210.
- 坂本 亭・山田直利・須田芳朗 (1982) 20 万分の1 地質図幅 「松 江及び大社」. 地質調査所.
- 柵山徹也・桐敷 和・木村純一(2021)西南日本, 第四紀横田ア ルカリ玄武岩マグマの成因.日本地球惑星科学連合2021年 大会公演要旨, SVC30-08.
- 山陰バソリス研究グループ (1982) 根雨花崗岩体 山陰帯にお けるバソリスの研究 (その1) – . 地質学雑誌, 88, 299–310.
- 山陰第四紀研究グループ (1969) 山陰海岸地域の第四系. 日本の 第四系, 地団研専報, no. 15, 355-376.
- 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, 33-53.
- 佐藤大介・松本一郎・亀井淳志,(2011)島根県松江市,和久羅山 デイサイトの岩石記載と全岩化学組成.地質学雑誌,117, 439-450.
- 佐藤傳藏 (1906) 大山及船上山登山の記.地学雑誌, 18, 778–782. 沢田順弘 (1978) 島根県出雲市南方地域の地質.地質学雑誌, 84,
- 111-130.
- Sawada, Y. (1984) Subterranean structure of collapse caldera associated with andesitic and dacitic eruptions-structural evolution of the Miocene Kakeya Cauldron, Southwest Japan. Bulletin of Volcanologique, 47, 551–568.
- 沢田順弘·今井雅浩·三浦 環·徳岡隆夫·板谷徹丸(2006)島根 県江島の更新世玄武岩と鳥取県弓ヶ浜砂州南東端粟島の中 新世流紋岩のK-Ar年代. 島根大学地球資源環境学研究報

告, 25, 17-23.

- 沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・ 近藤 仁・兵頭政幸(2013)島根県出雲市南方地域における 中新統のK-Ar年代と古地磁気方位. 地質学雑誌, 119, 267-284.
- 式 正英·藤原健蔵 (1967) 中海臨海地帯の微地形.建設省計画 局・鳥取県・島根県編,都市地盤調査報告書, 15, 8-21.
- 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) 新版 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.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaernary Science Reviews*, 67, 121–137.
- Sparks, R.S.J., Self, S. and Walker, G.P.L. (1973) Products of ignimbrite eruption. *Geology*, 1, 115–118.
- 杉山雄一・宮下由香里・伏島祐一郎・小林健太・家村克敏・宮脇 明子・新谷加代 (2004) 鳥取県西部,日南湖リニアメント上 でのトレンチ調査,活断層・古地震研究報告, no. 4, 193–207.
- 杉山雄一・宮下由香里・小林健太・佐藤 賢・宮脇明子・宮脇理 一郎 (2005) 鳥取県西部,小町-大谷リニアメント系のトレ ンチ調査.活断層・古地震研究報告, no. 5, 115-138.
- 多井義郎 (1952) 島根半島中央地区の層序と構造―島根半島第 三系の地質学的研究 (その1). 地質学雑誌, 58, 573-583.
- 多井義郎 (1973) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no. 9, 137-146.
- Takahashi, Y., Cho, D.-L., Mao, J., Zhao, X. and Yi, K. (2018) SHRIMP U–Pb zircon ages of the Hida metamorphic and plutonic rocks, Japan: Implications for late Paleozoic to Mesozoic tectonics around the Korean Peninsula. *Island Arc*, 27, e12220. doi:10.1111/iar.12220.
- 鷹村 權(1973)中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩 石化学的研究.広島大学地学研究報告, no. 18, 1–167.
- 高安克已・中村武史(1984) 宍道湖南岸のデスモスチルス類産出 層と貝化石からみたその古環境.地団研専報, no. 28, 91–99.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄(1982)島根県大田市の中新統 の微化石層位学的研究 – 特に模式川合・久利累層について -.広島大学総合科学部紀要Ⅳ,7,49-89.

棚瀬充史 (2001) 単成火山群の時空分布に関する調査. 核燃料サ イクル開発機構契約業務報告書, 住鉱コンサルタント株式 会社, 206p.

- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・ 駒沢正夫・志知龍一(1996)20万分の1地質図「高梁」.地 質調査所.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克已・三梨 昂 (1990) 中海・宍道湖の 地史と環境変化. 地質学論集, no. 36. 15-34.

- Tomita, T. and Sakai, E. (1937) Cenozoic geology of the Huzina-Kimati District, Izumo Province, Japan: a contribution to the igneous geology of the East-Asiatic province of Cenozoic alkaline rocks. *Journal of Shanghai Science Institute, Sec. II*, 2, 147–204.
- 冨田 達・酒井栄吾(1937)島根県布志名及来待地方の地質.地 質学雑誌,44,482-483.
- 冨田 達・酒井栄吾 (1938) 松江市付近の中新統に就て. 地質学 雑誌, 45, 529-532.
- 鳥取県(1966)鳥取県地質図及び同説明書.鳥取県企画室,109p. 津久井雅志(1984)大山火山の地質.地質学雑誌,90,643-658.
- 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.地質学雑誌,87,559-562.
- 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介 (1985) 蒜山火山群・大山火山 のK-Ar年代. 地質学雑誌, 91, 279-288.
- 綱川秀夫・津久井雅志 (1983) 大山火山・船上山溶岩のK-Ar年 代.火山 第2集, 28, 157-159.
- 堤 之恭・寺林 優・磯崎行雄(2016)隠岐帯の南限か?:大山 南西麓,溝口地域に露出する片麻岩類のジルコンU-Pb年 代.日本地質学会第123年学術大会講演要旨,T6-O-6.
- 堤 之恭・磯崎行雄・木谷啓二・寺林 優(2017)鳥取県西部,大山西麓部に露出する片麻岩類の帰属:ジュラ紀高温型変成岩の存在.日本地質学会第124年学術大会講演要旨,T4-O-4.
- Tsutsumi, Y., Isozaki, Y. and Terabayashi, M. (2017) The most continent-sided occurrence of the Phanerozoic subductionrelated orogens in SW Japan: Zircon U-Pb dating of the Mizoguchi gneiss on the western foothill of Mt. Daisen volcano in Tottori. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145, 530-541.
- 堤 之恭・磯崎行雄・木谷啓二・寺林 優(2018)鳥取県西部,大 山麓のトリアス期花崗岩と飛騨帯の延長.日本地質学会第 125年学術大会講演要旨,T3-O-4.
- 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.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K–Ar dating. PhD Thesis, University of Tokyo, 184p.
- White, J. D. L. and Houghton, B. F. (2006) Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, 34, 677–680.
- 薬師寺亜衣・亀井淳志・柴田知之(2012)山陰帯島根県尾原に分 布する混成岩および優白質花崗岩の火成活動.地質学雑誌, 118,20-38.
- Yamaji, A., Sakai, T., Arai, K. and Okamura, Y. (2003) Unstable forearc stress in the eastern Nankai subduction zone for the last 2 million years. *Tectonophysics*, **369**, 103–120.
- Yamamoto, H. (1993) Submarine geology and post-opening tectonic

movements in the southern region of the Sea of Japan. *Marine Geology*, **112**, 133–150.

- 山元孝広 (2017) 大山火山噴火履歴の再検討. 地質調査研究報告, **68**, 1–16.
- 山内靖喜 (2003) 鳥取県西部地震震源域周辺の第四紀テクトニ クスに関する研究 (課題番号 13640461). 平成 13 年度~平 成 14 年度科学研究費補助金 [基盤研究 (C) (2)] 研究成果 報告書. 62p.
- 山内靖喜·岩田昭夫 (1998) 宍道低地帯東部における熱水資源評 価. 応用地質, **39**, 361-371.
- 山内靖喜・岡田龍平(1997)米子市南方で新たに見つかった活断 層. 地球科学, 51, 133-145.
- 山内靖喜・岡田龍平(2011)大山北西麓の地質.米子市水道局編, 大山山麓西部域の水資源懇談会,1-16.
- 山内靖喜·島根大学鳥取県西部地震災害調査団 (2001) 2000 年鳥

取県西部地震による弓ヶ浜半島・中海周辺の地盤災害.鳥 取県西部地震災害調査報告書,島根大学,11-19.

- Yokoyama, K., Shigeoka, M., Otomo, Y., Tokuno, K. and Tsutsumi, Y. (2016) Uraninite and thorite ages of around 400 granitoids in the Japanese Islands. *Memoirs of the National Museum of Nature* and Science, Tokyo, 51, 1–24.
- 吉田博直 (1953) 島根県第三紀層に関する二,三の問題. 広島大 学地学研究報告, no. 3, 25–31, 付図 2 枚.
- 吉川大智・盛川 仁・赤松純平・野口竜也・西田良平(2002)余 震,微動,重力を用いた弓ヶ浜半島における2次元基盤構 造の推定. 地震 第2 輯, **55**, 61-73.
- 吉谷昭彦·松尾康史(1973)大山火山の地質(附大山火山地質図 1:25,000). 日本自然保護協会調査報告「大山隠岐国立公園 大山地区学術調査報告」, no. 45, 33-41.

地点番号	試料番号	緯	度経度	対象となる地質単元	地点番号	試料番号	緯	度経度	対象となる地質単元
YNG212	YNG212	35°2'40.46"N	133°27'31.07"E	帰属不明の変成岩	16031306	R111495	35°21'7.99"N	133°25'21.53"E	鶴田玄武岩
	YNG20A,B	35°21'33.72"N	133°29'26.75"E	帰属不明の変成岩	16031307	R111496	35°22'25.60"N	133°24'39.35"E	鶴田玄武岩
100500303	YNG26	35°20'17.61"N	133°27'8.25"E	帰属不明の変成岩	16031307	R111497	35°22'25.60"N	133°24'39.35"E	鶴田玄武岩
201301503	YNG37	35°20'16.85"N	133°27'5.46"E	江尾花崗岩	16030401	R111498	35°22'53.81"N	133°24'29.00"E	鶴田玄武岩
	GSJ R80027	35°20'19.56"N	133°27'11.88"E	江尾花崗岩	12120801	R111499	35°21'14.70"N	133°27'36.17"E	岩立玄武岩
100403002	YNG18	35°21'18.22"N	133°26'19.66"E	根雨花崗岩	12120802	R111487	35°21'24.71"N	133°27'50.46"E	岩立玄武岩
10050202	YNG22	35°20'58.82"N	133°25'45.59"E	根雨花崗岩	12120803	R111488	35°21'41.85″N	133°28'40.13"E	岩立玄武岩
10020304	YNG11A,B	35°21'4.05″N	133°16'1.60"E	布部花崗岩,古第三紀岩脈	12120804	R111489	35°21'32.78″N	133°28'52.80"E	岩立玄武岩
113004	YNG8	35°20'44.31"N	133°15'16.66"E	布部花崗岩中の石英閃緑岩	12120805	R111490	35°22'8.37"N	133°27'47.37"E	宝殿玄武岩
2013031106	NEU26A	35°12′17.83″N	133°14'53.38"E	下萩花崗閃緑岩	YNG231		35°20'17.58"N	133°28'30.40"E	古期火山麓扇状地堆積物下部
10050203	YNG23	35°20'42.31"N	133°26'25.37"E	古第三紀岩脈	YNG232		35°20'19.34"N	133°28'23.14"E	古期火山麓扇状地堆積物下部
10050801	YNG30	35°20'54.54"N	133°18'54.56"E	古第三紀岩脈	YNG255		35°22'11.61"N	133°25'29.33"E	古期火山麓扇状地堆積物下部
YNG182	YNG182	35°20'12.54"N	133°18'17.67"E	波多層最下部強溶結火山礫凝灰岩(Hdlw)	YNG206		35°25'22.99″N	133°27'21.01"E	古期火山麓扇状地堆積上部
YNG170	YNG170	35°20'39.13"N	133°16'49.76"E	波多層下部溶結火山礫凝灰岩(Hd1)	YNG249		35°21'21.82″N	133°29′49.07″E	古期火山麓扇状地堆積上部
YNG43	YNG43	35°20'8.88"N	133°15'31.12"E	波多層下部溶結火山礫礙灰岩(Hd1)	YNG385		35°20'28.45"N	133°27'59.15"E	大倉火砕流堆積物
YNG116	YNG116	35°22'48.78"N	133°18'31.73"E	波多層上部火山礫凝灰岩(Hd2)	YNG387		35°20'28.39"N	133°27'59.07"E	古期火山麓扇状地堆積上部
YNG117	YNG117	35°22'38.20"N	133°19'5.77"E	波多層上部火山礫礙灰岩(Hd2)	YNG285		35°23'13.46"N	133°21'52.42"E	福市砂礫層
YNG164	YNG164	35°18'19.7"N	133°17'06"E	波多層(根雨)					
2013030904	YNG34B	35°20'45.30"N	133°15'22.16"E	卯月斑れい岩	YNG288		35°23'6.63"N	133°22'7.75"E	福市砂礫層
YNG403	YNG403	35°24'29.15"N	133°15'12.12"E	久利層流紋岩岩脈	YNG204		35°26'20.70"N	133°27'4.96"E	高井谷溶岩
YNG289	YNG289	35°22'54.19"N	133°23'27.90"E	鶴田玄武岩	YNG205		35°26'24.35"N	133°27'25.82"E	鍋山火砕丘
YNG382	YNG382	35°22'31.27"N	133°24'27.07"E	鶴田玄武岩	YNG211		35°26'47.13"N	133°27'30.92"E	孝霊山溶岩円頂丘表層の同質角礫
YNG_N1	YNG_N1	35°21′51.69″N	133°25'45.61"E	鶴田玄武岩	YNG212		35°26'40.46"N	133°27'32.93"E	孝霊山溶岩円頂丘に伴う火山砕屑物
YNG274	YNG274	35°21'31.68″N	133°28'57.28"E	岩立玄武岩	YNG284		35°24'5.60"N	133°22'18.84"E	大山樋谷軽石
YNG275	YNG275	35°21'29.28"N	133°28'47.08"E	岩立玄武岩	YNG229		35°20'25.69"N	133°28'49.73"E	大山松江軽石,姶良Tn火山灰
12120802		35°21'24.70"N	133°27'50.37"E	岩立玄武岩	YNG370		35°23'19.64"N	133°30'2.94"E	三瓶木次軽石
16031406		35°21'14.76"N	133°27'41.71"E	岩立玄武岩	YNG357		35°29′50.70″N	133°29'13.50"E	三瓶木次略石
12120901	R111481	35°22'6.32"N	133°23'9.90"E	鶴田玄武岩	YNG370		35°23'19.64"N	133°30'3.25"E	三瓶木次略石
12120703	R111482	35°21'49.94"N	133°24'30.24"E	鶴田玄武岩	YNG360		35°29′39.22″N	133°29'3.65"E	新期火山麓扇状地I堆積物
12120705	R111483	35°20'55.01"N	133°24'39.04"E	鶴田玄武岩	YNG369		35°30'8.15"N	133°28'49.59"E	新期火山麓扇状地1堆積物
12120706	R111484	35°20'15.44"N	133°24'19.88"E	鶴田玄武岩	YNG356		35°30'9.22"N	133°29'36.95"E	名和火砕流堆積物
12120707	R111485	35°19'45.82"N	133°24'30.39"E	鶴田玄武岩	YNG338		35°25'57.28"N	133°30'9.27"E	名和火砕流堆積物
12120708	R111486	35°19'41.66"N	133°25'1.29"E	鶴田玄武岩	YNG364		35°29′9.57″N	133°29'49.81"E	新期火山麓扇状地II堆積物
12120807	R111491	35°21'57.38"N	133°25'35.43"E	鶴田玄武岩	YNG374		35°23'48.35"N	133°30'24.72"E	槇原火砕流堆積物
12120808	R111492	35°21'52.09"N	133°25'45.01"E	鶴田玄武岩	YNG223		35°19'32.11"N	133°28'10.89"E	树水原火砕流堆積物
16031301	R111493	35°22'21.44"N	133°25'21.37"E	鶴田玄武岩	YNG349		35°21'36.72″N	133°27'44.36"E	新期火山麓扇状地 IV 堆積物
16031304	R111494	35°22'1.16"N	133°23'26.43"E	鶴田玄武岩	YNG344		35°27'31.05"N	133°29'50.74"E	新期火山麓扇状地 V 堆積物

付表 露頭写真,試料の採取位置

QUADRANGLE SERIES, 1:50,000 Okayama (12) No.18

Geology of the Yonago District 2nd Edition

KANO Kazuhiko¹, MATSUURA Hirohisa², NAKANO Shun³ and YAMAUCHI Seiki⁴

ABSTRACT

The 1st Edition of the 1:50,000 *Geological Map of Japan, Yonago*, and its explanatory text were produced by Ryohei Ota and published in 1962 by the Geological Survey of Japan. In the following 63 years, the litho- and chrono-stratigraphy have been updated with many new findings; consequently, we decided to revise the geological map with a new perspective, as presented in this explanatory text.

The Yonago district is located in San'in Province on the Japan Sea coast of southwest Japan. The eastern part of the Shinjiko–Nakaumi Lowland, located in the northern part of this district, comprises Lake Nakaumi, the Yumigahama Sandbar, and Miho Bay, from west to east. The hilly land to the south of this lowland is the northern margin of the Chugoku Mountains. To the east of the hilly land is Daisen Volcano, and its western half occupies the southeastern part of the Yonago district. This volcano is located on the south coast of Miho Bay, and it, together with the Yumigahama Sandbar, forms a spectacular landscape.

The Yonago district and other coastal districts of San'in Province constitute part of the Green Tuff Region, which was extensively rifted with active volcanism in close association with the opening of the Japan Sea during the late Eocene to early middle Miocene. Neogene volcanic and sedimentary rocks represent some of these events and are distributed along the transitional area between the Shinjiko–Nakaumi Lowland and the Chugoku Mountains, reaching the Shimane Peninsula beyond the lowland. These rocks are folded to form a synclinorium below the lowland and an anticlinorium on the peninsula. The Neogene succession overlies Paleogene plutonic rocks, small Jurassic plutonic bodies, and Permian to Jurassic metamorphic rocks. Middle Pleistocene monogenetic volcanoes of the Yokota Volcano Group and middle–late Pleistocene Daisen Volcano overlie the Paleogene and Neogene rocks unconformably, as summarized in Fig. 1.

Jurassic Ebi Granite and Unassigned Older Metamorphic and Plutonic Rocks

The oldest unit exposed in the Yonago district is the Ebi Granite, a plutonic complex composed mainly of partly foliated medium-grained hornblende-biotite granodiorite and tonalite to hornblende-quartz diorite, which locally contain xenoblocks of gneiss and other minor metamorphic rocks that are several tens of centimeters to hundreds of meters in size. The Ebi Granite is thermally metamorphosed by the Paleocene Neu Granite and shows a LA-ICP-MS FT age of 72 Ma, but the SHRIMP and LA-ICP-MS U-Pb ages are 199–190 Ma, suggesting it is the western equivalent of the Hida Younger Granitic Rocks.

The xenoblocks in the Ebi Granite comprise meta-gabbro, hornblende gneiss, hornblende-biotite gneiss, garnet-biotite gneiss, and are interpreted to have been metamorphosed from mafic and pelitic rocks under conditions of the amphibolite or granulite facies. The pyroclastic rocks of the Koreisan Lava Dome also contain epiclastic blocks and smaller fragments of granitic gneiss, amphibolite and sheared granodiorite. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating of the granitic gneiss (or biotite gneiss) yields a unimodal age peak at ~250 Ma, and the associated sheared granodiorite yields a unimodal age peak at ~230 Ma, similar to that of the Hida Older Granitic Rocks. A granodioritic gneiss has two age peaks, at 320–260 and 400 Ma, presumably due to contamination by older zircon grains.

¹ Former visiting researcher of Research Institute of Geology and Geoinformation, Former Pofessor of Kagoshima University

² Geoinformation Service Center

³ Institute of Earthquake and Volcano Geology

⁴ Professor Emeritus of Shimane University

Geolog	gic age	Stratigraphy			Lithology				lgneous activity	Sed env	limentary ironment	C	rustal	t Radiometric age	
	Holo- cene	Riv	er channel, natural revee, flood plain, lagoon, sand ba shore, and coastal sand dune deposits	r,	Sand, gravel and mud			T							
		⊨	Younger volcanic fan V deposit		Gravel, sand and mud			1		Ιг	٦	Ιг	1		
	locene		Younger volcanic fan IV deposit	-	Gravel, sand and mud			=							
			Masumizuhara Pyroclastic Flow Deposit	-	Bt-Opx-Hb dacite blocks, la	pilli	i and ash	=							
			Aira Tn Ash		Opx, hb, cpx, glass shards,	, an	nd others	1						30 ka ¹⁾	
			Younger volcanic fan III deposit	_	Gravel, sand and mud	_		1							
	leisto		Makibara Pyroclastic Flow Deposit	-	Bt-Opx-Hb dacite blocks, la	pilli	li and ash	1							
	Late P		Sambe-Kisuki Pumice		Pl, Qtz, Bi, Hb, pumice lapilli	i an	nd others	1						115–110 ka ²⁾	
			Younger volcanic fan II deposit	_	Gravel, sand and mud	_		1					lion		
		Volcano	Nawa Pyroclastic Flow Deposit		Bt-bearing Opx-Hb dacite b	oloc	cks, lapilli and ash		nism				direct	100 ka (FTz) ³⁾	
			Daisen-Matsue Pumice		Pl, Hb, Cum, Bt, pumice lapi	oilli a	and others		volca		areas		EV	<130 ka ²⁾	
			Younger volcanic fan I and Middle terrace I deposi	s	Gravel, sand and mud				acite		ater a		lip fa ss in		
	Pleistocene	Daisen	Daisen-Hidani Pumice		Pl, Qtz, Hb, Opx, Bt, glass sl	har	rds, pumice, and others		pu da		cal w		ike-s e stre	170 ka (FTz) ³⁾	
irnary			Lower Tephra Group		Fall and flow deposits of	pur	mice- and/or lithic-lapilli, and ash		site a		ng lo		Str		
Quate			t Koreisan Lava Dom	e	t		Dacite lava and pyroclastics		ande		Icludi		udwo	0.30 Ma (KAw) ⁴⁾	
Ũ			Older volcanic fan	•	Gravel, sand and mud	Γ	Dacite ash-breccia		alkali		d (i			0.45 Ma (KAw) ⁵⁾	
			deposit (Upper part)	a Lava	with block-and-ash flow deposits		Andesite lava	1	Calc-6		Lar			0.43 Ma (KAw) ⁵⁾	
	ddle		Takaidani Lava	-	1		Dacite lava	1	llũ					0.51, 50 Ma (KAw) ^{4, 5)}	
	Ī		Flow Deposit	va	Pumice lapilli and ash		Anhuria andesita lava							0.46, 49 Ma (KAu) ^{4,5)}	
			and allied rocks	_		L		-						0.40, 40 Ma (NAW)	
			Older volcanic fan deposit (Lower part)		Block-and-ash flow deposits, and their reworked deposits										
		1	Fukuichi Sand and Gravel Bed		Tuffaceous sand, gravel and mud with pumice clasts										
		dno	lwatate Basalt		Cpx-bearing OI basalt lava and scoria deposit			1	anism					1.2 Ma (KAw) ⁵⁾	
	cene	okota ano Gr	Hoden Basalt		Bt-bearing Cpx-OI basalt lav	va			volc.					1.2 Ma (KAw) ⁵⁾	
	leisto	Vooci	Tsuruta Basalt		OI basalt lava and scoria de	еро	osit		pasalt				sional	1.3 Ma (KAw) ⁵⁾	
	arly P		1					1	lkali I	-			upressi		
	ŭ								4				/ com ectior		
													ing by SE dir		
	te	1	ع ع										I fold		
	Mioc		nediai	2			esite						al and in NN		
	e e	1	Omori Formation		Basaltic andesite to andesit	te la	lava and pyroclastic	1	Γε	Ιг	n d	١г	heava	16–14 Ma (KAw)* ⁶⁾	
	Midd		Q		rocks, and tuffaceous sand	dsta	cone and conglomerate		lkali canisi			ļĻ	g P		
gne	2	-	Kuri Formation	•	tuffaceous sandstone and	s ar cor	nd pyroclastic rocks, 👋		calc-8		arine athya		stress	16-15 Ma (KAw)* 7)	
Neo					mudstone and siltstone			-	and		ow m per b		onal s E dire	18-14 Ma (F1z)****	
	ocene		Kawai Formation		Tuffaceous sandstone and conglomerate with minor mudstone				leiitic and r		Shall to up		ension V-SSE	17 Ma (KAh) ⁹⁾	
	ty Mi			-	Dacite pumice-lapilli tuff to tuff, poorly sorted breccia, dacite lapilli tuff to tuff, dacite welded lapilli tuff,			=	Tho				ce by	13-15 Wa (NAW)	
	Ear		Hata Formation and Uzuki Gabbro						ö		Land		osiden	18 Ma (Uz) ¹¹⁾	
		┣		gabbronorite and others					ΙL		-	Sub	21 Ma (KAn)		
	docene-														
Paleogene	Olig								_		_				
	Baleocene		Fube Granite		Medium-grained Bt granite and fine-grained Bt granite g				tivit.				rectic	60 Ma (Uz) ¹²⁾	
								=	Acidic us sc		Land		nal st SE di	56 Ma (Rw) ¹³⁾	
			Neu Granite					aneo				ensio	67-61 Ma (KAb) ^{1**} 65 Ma (Rw) ¹⁵⁾		
Creta		\square			une Breiner herbitkune pr Aleiline			1	ji ji		-	1	ΞΞ		
					Medium-grained Hb-Bt tonalite to Hb quartz diorite				ivitv	·				199–192 Ma (Uz) ¹⁶⁾	
Jura	assic		EDI Granite		and medium-grained Hb-Bt	t gr	ranodiorite, partly foliated		late t					247, 192 Ma (Uz) ¹⁷⁾	
		1		_				+	rmedi					(280–200, 190), 434–183 ^c (280–200, 190), 416–224 ^c	
Pern	nian–		Xenoblocks in Ebi Granite		Fine-grained meta-gabbro, Hb gneiss, Hb-Bt gneiss, Grt-Bt gneiss, gneissose granodiorite and Bt gneiss			Inter					(400, 350–290), 263–232 ^p		
Tria	issic	Acc	idental blocks and fragments in the purpolastic rocks	of	Grt-bt gneiss, gneissose granodiorite and bt gneiss Deformed granodiorite, granitic gneiss and others			1						(258) Ma (Uz) ¹⁹⁾	
	-	Acci	Koreisan Lava Dome	01										245, 233, 229 Ma (Uz) ²⁰⁾	

KAw=whole rock K-Ar age, KAb=biotite K-Ar age, KAh=hornblende K-Arage, FTz=zircon fission track age, Rw=whole rock Rb isochron age, Uz=zircon U-Pb age. *=chronological range estimated in the eastern region of Shimane prefecture. P=U-Pb age for zircon from the original granite, C=U-Pb age for zircon from the original clastic rocks.

1=Smith et al. (2013), 2=Machida and Arai (2003), 3=Kimura et al. (1999), 4=Tsukui et al. (1985), 5=Kimura et al. (2003), 6=Kano and Yoshida (1984), Uto (1989), Morris et al. (1990), Otofuji et al. (1991), 7=Uto (1989), (2013), 8=Kano et al. (1994, 2001), 9=Sawada et al. (2006), 10=Sawada and Itaya (1987), Uto (1989), Otofuji et al. (1991), Sawada et al. (2013), 11=This study, 12=Ishihara and Tani (2013), 13=Nishida et al. (2005), 14=Hattori and Shibata (1974), 15=Hattori and Shibata (1974), lizumi et al. (1984), 16=Miyamoto et al. (2000), Ishihara et al. (2012), Matsuura et al. (2013), 17=Kawagichi et al. (2023), 18=Ishiga et al. (1989), 19=Tsutsumi et al. (2017), 20=Tsutsumi et al. (2018).

Bt=biotite, Hb-hornblende, Cum=cummingtonite, Opx=orthopyroxene, Cpx=clinopyroxene, Ol=olivine, Grt=garnet.

Fig. 1 Geological summary of the Yonago district

Paleogene Igneous Rocks

Paleogene igneous rocks are widespread across the San'in Region, including the Neu and Fube granites and mafic and felsic dikes. The Neu Granite forms a batholith composed mainly of medium- to coarse-grained biotite granite with small amounts of fine-grained porphyritic biotite granite. The Fube Granite consists of medium- and fine-grained biotite granite that contains xenoliths of fine-grained quartz diorite and thermally metamorphosed volcanic rocks, and extends from close to Yasugi JR Station to the Matsue district in the west and to the Yokota district in the southwest. The Neu Granite has an age of 67–61 Ma. The Fube Granite has an age of 60–56 Ma and is probably younger than the Neu Granite, although the contact between the two granites has not been observed. The Neu and Fube granite. The medium-grained granite in the Fube Granite is also intruded by fine-grained granite. These intrusions extend mainly in the ENE–WSW direction and are interpreted to have formed in under extensional stress acting in the NNW–SSE direction.

Neogene

Neogene rocks in the Yonago district are divided into the early Miocene Hata Formation, the late early to early middle Miocene Kawai and Kuri Formations, and the early middle Miocene Omori Formation, in ascending stratigraphic order. The Hata Formation consists mainly of dacite pyroclastic flow deposits that are thought to infill two calderas shaped respectively by ring faults >6 km and 2-3 km across and extend over the Paleogene Neu and Fube granites. The Uzuki Gabbro consists of small gabbroic to dioritic bodies that locally intrude the Fube Granite and are overlain by the Omori Formation, and might be similar in age to the Hata Formation. In the Yonago district, the Kawai and Kuri formations are dominated by submarine rhyolite lava domes and pyroclastic rocks, whereas in adjacent areas they are characterized by shallow-marine sandstone and conglomerate, and deep-marine siltstone and mudstone, respectively. These formations abut or onlap the Hata Formation, representing a progressive marine transgression and crustal subsidence during the opening of the Japan Sea. The Fube Granite is intruded by late early to early middle Miocene rhyolite dikes that trend mainly ENE-WSW. The Omori Formation consists mainly of subaerial andesitic-dacitic volcanic rocks that unconformably overlie the Hata, Kawai, and Kuri formations. The Omori Formation grades upward into the shallow-marine Fujina Formation and further into the shallow-marine to brackish Matsue Formation in the Matsue district to the west. This formation is, therefore, interpreted to represent the onset of uplift and folding, probably under the compressional stress arising from kinematic coupling between the Eurasian Plate and the Philippine Sea Plate. The succession from the Hata Formation to the Matsue Formation dips to the north and transitions into an intensely folded, correlated succession on the Shimane Peninsula to form a broad syncline or synclinorium.

Yokota Volcano Group

The Yokota Volcano Group comprises >10 monogenetic volcanoes distributed across a broad area, including Yokota in Oku-Izumo Town of Shimane Prefecture, and Nichinan, Nanbu, and Hoki towns of Tottori Prefecture. The volcanoes consist mainly of alkali olivine basalt lava flows and scoria deposits with eruption ages of 2.2–0.7 Ma, with peaks in activity at 2.2–1.9 and 1.4–1.0 Ma.

The Tsuruta, Hoden, and Iwatate basalts in the southeastern part of the Yonago district are also members of the Yokota Volcano Group. The Tsuruta Basalt is the largest of the three, consisting of alkali olivine basalt lava flows and four scoria cones. The scoria cones occur along the west side of the Hino River and are aligned NNW–SSE, parallel to the strike of adjacent active sinistral faults, suggesting that the locations of vents were controlled by the regional tectonic stress field. The Hoden Basalt is a small alkali basalt lava edifice, the details of which are hidden by the overlying dacitic epiclastic deposits from Daisen Volcano. The Iwatate Basalt consists mainly of a clinopyroxene-bearing alkali olivine basalt scoria cone and underlying lava flow. All these eruption products yield whole-rock K–Ar ages of 1.3–1.2 Ma.

Daisen Volcano

Daisen Volcano is a large Quaternary composite volcano in SW Japan with an erupted volume of 120 km³, and only the western flank is located in the Yonago district. The Nawa, Makibara, and Masumizuhara pyroclastic flow deposits are found predominantly on the upper slopes. Younger volcanic fan deposits that consist of reworked material mainly from these blockand-ash flow deposits cover a large area of the lower slope, alongside volcanic fan deposits derived from the older edifice of Daisen Volcano. The Koreisan Lava Dome, Nabeyama Pyroclastic Cone, and Takaidani Lava constitute a flank eruption center on the lower northwestern slope. The aphyric andesite domes of the Tsubokameyama Lava and associated rocks and the Uenohara Lava are also found around the Koreisan Lava Dome. Thick and extensive older volcanic fan deposits derived from lava of unknown source are found on the flank, likely representing that dacite lava effusion was more dominant than explosive eruption. Dating of the oldest lava exposed between the volcaniclastic deposits suggests volcanism at Daisen Volcano started at \sim 1 Ma. The overlying succession of fallout and pyroclastic flow deposits, dated using a combination of tephra chronology and radiometric methods, suggests that the eruptions became more explosive after \sim 0.3 Ma.

Upper Pleistocene to Holocene

Excluding Daisen Volcano, the upper Pleistocene to Holocene series is divided into Middle Terrace I deposit, sand bar and shore deposits, coastal sand dune deposits, lagoon deposits, and river channel, natural levee, and flood plain deposits. These deposits are composed exclusively of gravel, sand, and mud.

Middle Terrace I deposit is distributed locally on the eastern side of the middle reaches of the Hosshoji River. The Yumigahama Sandbar consists of sandbar and shore deposits, along with coastal sand dune deposits. The constituent Holocene sand is >20 m thick and fills ancient valleys <20 m deep that dissect late Pleistocene sand deposits that are >50 m thick. Lagoon deposits are distributed behind the southeastern part of the Yumigahama Sandbar. They are composed mainly of brackish silt, filling an area 1–2 km across and <30 m deep, and are now covered by a thin layer of soil and alluvial deposits.

Alluvial sand, gravel, and a small amount of mud constitute the valley-bottom and coastal plain deposits, fed by the Hino, Hakuta, Amida, and other rivers originating from the Chugoku Mountains and Daisen Volcano.

Natural Hazards

Steep slopes of weathered granite and pyroclastic rocks, and high valley walls of pyroclastic flow deposits often collapse due to heavy rain. Pyroclastic flow deposits exposed in valley walls can easily mix with rainwater and runoff, damaging houses and structures downstream.

Over the past 100 years, five earthquakes of ~M6–7 have occurred in Tottori Prefecture and offshore areas, causing serious damage to buildings and infrastructure. The Yonago district, in the western part of Tottori Prefecture, has not escaped damage. The western Tottori Prefecture earthquake of 6 October 2000, near Kamakurayama on the southern tip of Nanbu Town, injured 141 people and damaged 17,022 houses (of which 394 were completely destroyed), as well as damaging infrastructure, causing JPY 49 billion in damage.

The 2000 Western Tottori Earthquake occurred on a NNW–SSE-striking sinistral strike-slip fault that is 20 km long and 10 km wide, extending from the southern tip of Hino Town to the downtown area of Yasugi City. The location of this fault has not been confirmed by a ground survey, but aftershock activity suggests that it runs parallel to the nearby active Komachi– Odani and Nichinannko faults that cross the Yonago and Neu districts to the south. The residents living near these faults should be prepared for an earthquake event.

執筆分担

第	1	章	地形				鹿野和彦
第	2	章	地質概説	鹿野和彦·	松浦浩久・	中野 俊	・山内靖喜
第	3	章	帰属未詳の変成岩類・深成岩類とジュラ紀江	尾花崗岩			松浦浩久
第	4	章	古第三紀火成岩類				松浦浩久
第	5	章	新第三系		鹿野和彦·	山内靖喜	·松浦浩久
第	6	章	横田火山群		鹿野和彦·	山内靖喜	·中野 俊
第	7	章	大山火山				鹿野和彦
第	8	章	上部更新統~完新統			鹿野和彦	・山内靖喜
第	9	章	地質構造				鹿野和彦
第	10	章	応用地質			鹿野和彦	·松浦浩久

文献引用例

全体の引用例

- 鹿野和彦・松浦浩久・中野 俊・山内靖喜 (2025) 米子地域の地質 (第2版), 産総研地質調査総合センター, 84p.
- 章単位での引用例
- 鹿野和彦・松浦浩久・中野 俊・山内靖喜(2025)第2章 地質概説.米子地域の地質(第2版).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,4-18.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Kano, K., Matsuura, H., Nakano, S. and Yamauchi, S (2025) *Geology of the Yonago District*, 2nd Ed. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 84p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Kano, K., Matsuura, H., Nakano, S. and Yamauchi, S (2025) Chapter 2, Outline of Geology. *Geology of the Yonago District*, 2nd Ed. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 4–18 (in Japanese).

地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) 米子地域の地質(第2版) 令和7年2月28日発行 国立研究開発法人 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1-1-1 中央事業所7群

Geology of the Yonago District, 2nd Edition. Quadrangle Series, 1:50,000 Published on Feburuary 28, 2025

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba, 305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

©2025 Geological Survey of Japan, AIST

裏表紙写真説明:

大山西側の伯耆町岩立付近から見た大山火山主峰の弥山(東隣大山地域). その裾野には火山岩塊火山灰流堆積物や火山麓扇状地堆積物が広がる.弥山の右肩に見えるのは鳥ヶ山.

Back Cover Photo:

Misen, the main peak of Daisen Volcano, viewed from near Iwatate, Hoki Town on the western side of Daisen. Block-and-ash flow deposits and volcanic fan deposits spread at its base. Mt. Karasugasen can be seen on the right shoulder of Mt. Misen.



2025 Geological Survey of Japan, AIST