

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

岡山(12)第1号

NJ-53-30-10・11・12・15・16

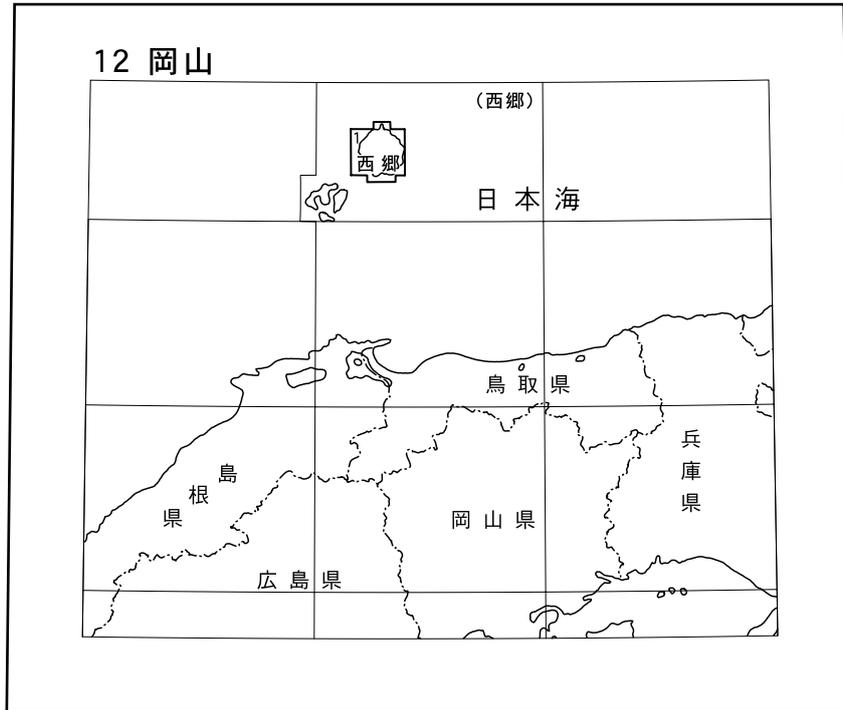
西郷地域の地質

山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・
村上 久・小林伸治・田山良一

平成 21 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



()は1:200,000図幅名

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

		12-1 西郷 Saigō NJ-53-30-10・11・12・15・16 (2009)	
	12-2 浦郷 Uragō NJ-53-30-12・16, 36-4, NI-53-25-13 (2000)		

西郷地域の地質

山内靖喜*・沢田順弘**・高須 晃***・小室裕明**・
村上 久***・小林伸治****・田山良一*****

地質調査総合センター（旧地質調査所）は、1882年創設以来、国土の地球科学的実体解明を目的とした地質調査に基づいて、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。中でも5万分の1地質図幅は、基本的な地質情報を網羅した地質図として自ら調査し作成しているもので、5万分の1地質図幅「西郷」もその一つである。

本研究報告は、その5万分の1地質図幅「西郷」地域の地質に関する知見をまとめたものである。

「西郷」地域にかかる地方自治体は島根県隠岐郡隠岐の島町のみである。隠岐の島町は隠岐諸島のうち島後島とその周辺の小島からなり、その南西端の一部地域は5万分の1「浦郷」の範囲に入る。

現地調査は平成14～16年度に実施した。変成岩類の調査は高須が、花崗岩類の調査は村上が行った。中新統時張山層の調査は小室が行った。また、中新統の郡層、久見層及び都万層については山内と村上が、鮮新統、第四系については山内と村上が主に堆積岩類を、村上と田山が火山岩類を、中新統の重栖層と葛尾層は沢田、村上、小林が調査した。全体のとりまとめは主に山内が行った。

本研究をまとめるにあたり、島根県隠岐支庁、旧西郷町、旧五箇村、旧都万村及び旧布施村は多くの調査ボーリング資料とそのコアの一部をご提供下さった。島根大学の三瓶良和教授は泥岩のCHNS分析とその分析値の解釈を行って下さった。また、島根大学の林 広樹博士は浮遊性有孔虫化石の鑑定を、琉球大学の藤田和彦博士は大型有孔虫化石の鑑定を、豊橋市自然史博物館の松岡敬二氏は淡水生貝化石の鑑定を、広島大学の山崎博史教授は地質調査資料の提供をそれぞれ行って下さった。また、安達勝彦、伊木篤彦、内田直樹、落合俊夫、小野晋和、河村敬寛、北川博也、小島 健、下中宏二、當銘あかね、森山哲朗、山本浩樹、米田 博の島根大学総合理工学部地球資源環境学科の学生・院生の諸氏は多くの地質調査資料をご提供下さった。株式会社コスモ建設コンサルタント隠岐支店と株式会社日本海技術コンサルタンツ隠岐支店、旧布施村役場の木谷武彦氏、島根大学隠岐臨海実験所は調査においてご援助下さった。島根県土質技術研究センターは本研究報告書を編集するに当たっていろいろと便宜をはかって下さった。島根大学のBurry Roser博士は英文要旨をご校閲下さった。以上の方々と関係機関に心から感謝申し上げる。

(平成20年度稿)

所属

- * 島根大学名誉教授
- ** 島根大学総合理工学部
- *** (株)コスモ建設コンサルタント
- **** 元東北大学大学院理学研究科
- ***** 島根大学大学院理工学研究科 [現在：(株)ウエスコ]

Keywords: Geological map of Japan 1:50,000, Saigō, Oki Islands, Oki Metamorphic Rocks, Dogo-Minamidani Granite, Tokibariyama Formation, Kori Formation, Kumi Formation, Tsuma Formation, Omosu Formation, Tsuzurao Formation, Muko-ga-oka Formation, Ōmineyama Basalt, Daimanjiyama Basalt, Soramineyama Basalt, Kama Basalt, Ōku-kita Basalt, Kuroshima Basalt, Sakiyama-misaki Basalt, Shirashima-zaki Basalt, Gan-ya Basalt, Shimo-gan-ya Basalt, Minamidani Basalt, Ikeda Basalt, Amegi Basalt, Chikaishinishi Basalt, Saigō Basalt, Fuse-ko Basalt, Daiman-nji-minami Basalt, Misaki Basalt, Ujiki Basalt, Higher I terrace deposits, Higher II terrace deposits, Higher III terrace deposits, Middle terrace deposits, Beach deposits, Alluvium deposits, Talus deposits.

目 次

第1章 地 形	1
1. 1 海底地形	1
1. 2 海 岸	2
1. 3 山 地	2
1. 4 溶岩台地と段丘	3
第2章 地質概説	5
2. 1 研究史	5
2. 1. 1 第二次世界大戦前	5
2. 1. 2 第二次世界大戦以降	6
2. 2 隠岐変成岩類	8
2. 3 島後南谷花崗岩	8
2. 4 中新統	10
2. 5 鮮新統	12
2. 6 第四系	12
第3章 隠岐変成岩類	14
3. 1 概 説	14
3. 2 岩 相	14
3. 1. 1 泥質片麻岩	14
3. 1. 2 ミグマタイト質片麻岩	15
3. 1. 3 片麻状花崗岩	15
3. 1. 4 角閃岩	16
3. 1. 5 石灰質片麻岩	16
3. 3 変成作用	16
3. 4 地質年代	18
第4章 島後南谷花崗岩	20
第5章 下・中部中新統	21
5. 1 時張山層	21
5. 2 郡 層	24
5. 3 久見層	34
第6章 上部中新統	44
6. 1 都万層	44
6. 2 重栖層及び相当層	47
6. 2. 1 重栖層	47
6. 2. 2 島後の海岸及び小島に分布する重栖層相当層	58
6. 3 葛尾層	60
第7章 鮮新統	64
7. 1 向ヶ丘層	64
7. 2 鮮新世玄武岩類	69
7. 2. 1 概 要	69
7. 2. 2 大峯山玄武岩	69
7. 2. 3 大満寺山, 空峰山及び釜地域の玄武岩	69
7. 2. 4 大久北玄武岩	69
7. 2. 5 崎山岬玄武岩	72
7. 2. 6 白島崎, 下元屋, 元屋及び南谷・中谷間の尾根の玄武岩	72
7. 2. 7 苦鉄質及び超苦鉄質捕獲岩	72
7. 3 貫入岩類	73

7. 3. 1	粗面岩	73
7. 3. 2	流紋岩岩脈	73
7. 3. 3	安山岩岩脈	74
7. 3. 4	玄武岩岩脈	74
7. 3. 5	平粗面岩貫入岩の全岩 Rb-Sr アイソクロン年代	74
第 8 章	第四系	75
8. 1	更新世玄武岩類	75
8. 1. 1	概 要	75
8. 1. 2	池田玄武岩	75
8. 1. 3	西郷玄武岩	75
8. 1. 4	大満寺山南麓及び布施港地域の玄武岩	76
8. 1. 5	岬玄武岩	76
8. 1. 6	卯敷周辺の玄武岩	79
8. 2	段丘堆積物	80
8. 2. 1	概 要	80
8. 2. 2	高位Ⅰ段丘堆積物	80
8. 2. 3	高位Ⅱ段丘堆積物	80
8. 2. 4	高位Ⅲ段丘堆積物	82
8. 2. 5	中位段丘堆積物	82
8. 3	完新統	83
8. 3. 1	谷底平野堆積物	83
8. 3. 2	海浜堆積物, 埋立地及び盛土	85
8. 3. 3	崖錐堆積物	85
第 9 章	後期新生代の火山類の岩石記載と主化学組成	88
9. 1	岩石記載	88
9. 1. 1	時張山層	88
9. 1. 2	郡 層	88
9. 1. 3	重栖層	89
9. 1. 4	葛尾層	90
9. 1. 5	貫入岩類	91
9. 1. 6	鮮新-更新世火山岩類	92
9. 2	後期新生代火山岩類の全岩主成分組成	93
9. 2. 1	各時代の火山岩類の組成的特徴	94
9. 2. 2	後期新生代火山岩類の化学組成の比較	95
第 10 章	活断層, リニアメント及び地震活動	103
第 11 章	災害地質	104
11. 1	地すべり	104
11. 2	崖崩れ (崩壊)	110
第 12 章	資源地質	112
12. 1	珪藻土	112
12. 2	温 泉	112
12. 3	砕骨材	112
12. 4	石 材	113
12. 5	装飾用資源	113
文 献		114
Abstract		119

図・表目次

第 1. 1 図	隠岐諸島周辺の海底地形	1
第 1. 2 図	油井漁港脇の波食棚（前の洲）	2
第 1. 3 図	向ヶ丘層分布域の緩傾斜地形（大峯山南西麓を山田よりみる）	4
第 2. 1 図	Tomita (1936) 以前の層序区分の対比	5
第 2. 2 図	Tomita (1936) 以降の層序区分の対比	6
第 2. 3 図	地質総括図	9
第 2. 4 図	島前・島後の第三系対比	13
第 2. 5 図	島前・島後の第四系対比	13
第 3. 1 図	有木川中流に見られるミグマタイト質片麻岩中の角閃岩のレンズ状岩体	16
第 3. 2 図	斜方輝石と単斜輝石を含む角閃岩の偏光顕微鏡写真	16
第 3. 3 図	隠岐変成岩の昇温期変成作用	17
第 3. 4 図	隠岐変成岩の降温期変成作用	18
第 3. 5 図	隠岐変成岩の昇温-降温期変成経路	19
第 4. 1 図	片麻岩を貫く島後南谷花崗岩	20
第 5. 1 図	時張山層のルート柱状図	21
第 5. 2 図	時張山層のルート柱状位置図	22
第 5. 3 図	布施浄土ヶ浦にみられる不洶汰角礫岩露頭	23
第 5. 4 図	布施浄土ヶ浦にみられる砂岩泥岩凝灰岩互層の岩相	23
第 5. 5 図	島後中央部の郡層の構造図	25
第 5. 6 図	時張山層に高角不整合面をもってアバットする郡層	25
第 5. 7 図	島後中央部の郡層の層序断面図	26
第 5. 8 図	隠岐温泉第 1 温泉源のボーリング柱状図	27
第 5. 9 図	郡層の代表的な礫岩層	28
第 5.10 図	郡層の基底礫岩	28
第 5.11 図	玄武岩礫とスコリアを多く含む礫岩層	29
第 5.12 図	郡層の土石流堆積物	29
第 5.13 図	郡層の礫岩砂岩泥岩互層中のスランプ層	30
第 5.14 図	郡層の凝灰岩泥岩砂岩互層	30
第 5.15 図	時張山層と郡層境界部に貫入した郡層の玄武岩の溶岩ドームとそれを覆う礫岩	31
第 5.16 図	西海岸の郡層の岩相	32
第 5.17 図	郡層中のアア溶岩	33
第 5.18 図	久見層と向ヶ丘層の模式地周辺の主要な露頭位置	36
第 5.19 図	ルーフペンダントと推定される珪藻土ブロック	37
第 5.20 図	久見層と郡層の不整合露頭	38
第 5.21 図	久見層と郡層の不整合露頭のスケッチ	38
第 5.22 図	模式地における久見層下部の岩相	39
第 5.23 図	向ヶ丘南西部でのボーリング柱状図	40
第 5.24 図	箕浦周辺におけるの久見層の珪藻土と重栖層の流紋岩との関係	40
第 5.25 図	福浦・長尾田間旧道の峠（野越）付近の模式断面図	42
第 6. 1 図	久見層と都万層との不整合露頭	44
第 6. 2 図	都万層中部の凝灰質砂岩	45
第 6. 3 A 図	島後北部～西部における重栖層の地質柱状図	48
第 6. 3 B 図	重栖層柱状図の凡例とルート図	49
第 6. 4 図	島後南西部～南部における重栖層の地質柱状図	50
第 6. 5 図	島後北部，西部，南西部，南東部における重栖層の対比	51
第 6. 6 図	重栖層の模式地である重栖の採石場跡とそのスケッチ -1	51

第 6. 7 図	重栖層の模式地である重栖の採石場跡とそのスケッチ-2	52
第 6. 8 図	重栖, 採石場跡の流紋岩溶岩中に貫入する放射節理が発達した粗面岩	53
第 6. 9 図	林道「西ノ浦線」で見られる重栖層の流紋岩質火砕岩 5 と流紋岩溶岩	54
第 6.10 図	林道「西ノ浦線」で見られる重栖層流紋岩質火砕岩 5 の凝灰岩-火山礫凝灰岩	54
第 6.11 図	代港における重栖層の流紋岩溶岩, 粗面岩フィーダー岩脈, 火砕岩と付近のルートマップ	55
第 6.12 図	油井地域における郡層の堆積岩中に進入する重栖層のショショナイト・シート	56
第 6.13 図	油井地域における郡層の堆積岩中に進入する重栖層の縄状溶岩様の形態を示す ショショナイト・シートの上面	57
第 6.14 図	油井地域における郡層の堆積岩中に進入する重栖層のショショナイト・シート と柱状節理が発達したその上位の郡層シルト岩	57
第 6.15 図	葛尾層のルート柱状図	59
第 6.16 図	火砕岩 I からなる鷲ヶ峰, 屏風岩	60
第 6.17 図	中谷における葛尾層中の火道角礫岩周辺のルートマップ	61
第 6.18 図	葛尾層火道角礫岩	62
第 6.19 図	葛尾山南西の沢に分布する斑状流紋岩中に見られる引き延ばされた産状を示す粗面岩捕獲岩	62
第 6.20 図	南谷林道上流域に見られる角礫岩	62
第 7. 1 図	向ヶ丘地区の向ヶ丘層の断面図	64
第 7. 2 図	重栖川右岸, 一宮における向ヶ丘層下部の礫層	65
第 7. 3 図	向ヶ丘層の代表的なボーリング柱状図	66
第 7. 4 図	向ヶ丘層上部の岩相	66
第 7. 5 図	向ヶ丘層上部の玄武岩溶岩	67
第 7. 6 図	大峯山北麓の大平田溜池南岸にみられる自破碎した玄武岩の貫入岩体	67
第 7. 7 図	大満寺山登山道の標高 540 m 付近にみられる礫層	68
第 7. 8 図	激しく破碎された粗面岩	68
第 7. 9 図	向ヶ丘層から大峯山玄武岩にかけての柱状図	70
第 7.10 図	大峯山玄武岩溶岩と互層する礫層などの柱状図	70
第 7.11 図	大峯山玄武岩溶岩と互層する礫層	71
第 7.12 図	粗面岩岩脈からなるトカゲ岩	73
第 7.13 図	平粗面岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代	74
第 8. 1 図	大満寺山南方約 800 ~ 1,000 m 付近の玄武岩のルートマップ	77
第 8. 2 図	岬玄武岩中のタフリングの断面, 西郷湾入り口西側の海食崖	77
第 8. 3 図	岬玄武岩の下部火砕岩層	78
第 8. 4 図	岬玄武岩下部火砕岩層中のボンサグ	78
第 8. 5 図	岬玄武岩が形成する溶岩台地上の火砕丘の配列	79
第 8. 6 図	新滑走路造成工事に伴われて断面が露出したスコリア丘	80
第 8. 7 図	八尾川中・下流域における段丘堆積物の分布	81
第 8. 8 図	斎場「愁霊苑」からみた高位 I 段丘	82
第 8. 9 図	高位 I 段丘堆積物の礫層と泥質堆積物	82
第 8.10 図	高位 II 段丘堆積物と中位段丘堆積物の柱状図	83
第 8.11 図	西田・今津間の段丘の分布	83
第 8.12 図	都万, あいらんどパーク, 加茂及び西田における中位段丘の分布	84
第 8.13 図	あいらんどパークにおける中位段丘堆積物上部の粘土層と火山灰層	85
第 8.14 図	八尾川沿岸の谷底平野堆積物基底面の標高	86
第 8.15 図	八尾川下流部の谷底平野堆積物の断面図	87
第 9. 1 図	島後における後期新生代火山岩類の SiO ₂ -アルカリ (TAS) 図	94
第 9. 2 図	島後における後期新生代火山岩類の SiO ₂ -Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ , MgO, P ₂ O ₅ 組成変化図	95
第 9. 3 図	島後における後期新生代火山岩類の SiO ₂ -Al ₂ O ₃ , CaO, K ₂ O, Na ₂ O 図	96
第 9. 4 図	島後における後期新生代火山岩類の FeO*/MgO-SiO ₂ , MgO, TiO ₂ , K ₂ O, P ₂ O ₅ 図	97
第 9. 5 図	第 9. 1 表で報告した試料及び平粗面岩全岩アイソクロン年代測定試料採取地点	98

第 11.1 図	島後の地すべり・急傾斜地の指定地	104
第 11.2 図	大峯山周辺の地すべり地形	105
第 11.3 図	大峯山山頂-西村の地質断面図	105
第 11.4 図	向ヶ丘地区の地すべり末端部に見られる古いすべり面	106
第 11.5 図	那久周辺の地すべり地形	107
第 11.6 図	上那久地区の地質断面図	107
第 11.7 図	上那久地区地すべり末端部で見られるすべり面	108
第 11.8 図	犬来周辺の地すべり地形	108
第 11.9 図	犬来地区の地質断面図	109
第 11.10 図	向ヶ丘地区の X 線回析図	110
第 11.11 図	島後北部と島後西部の向ヶ丘層の N 値	110
第 11.12 図	西郷港周辺の急傾斜地崩壊防止区域分布図	111
第 11.13 図	西郷玄武岩の風化を示す断面図	111
第 12.1 図	五箇温泉第 1 温泉源の孔底温度	112
第 12.2 図	重栖層の火砕岩中の黒曜石	113
第 3.1 表	隠岐変成岩類の変成鉱物の代表的化学組成	15
第 5.1 表	時張山層及び郡層産植物化石	35
第 5.2 表	島後中新統産珪藻化石	41
第 5.3 表	久見層産貝化石	43
第 5.4 表	久見層最下部砂岩中の有孔虫化石	43
第 6.1 表	都万層産貝化石	46
第 7.1 表	島後の鮮新世～更新世火山岩類の放射年代値一覧	71
第 7.2 表	島後の鮮新世玄武岩類中の苦鉄質-超苦鉄質捕獲岩の頻度比較	73
第 7.3 表	平粗面岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代に用いた試料の Rb, Sr 量, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比	74
第 9.1 表	島後における代表的な後期新生代火山岩類の主化学組成	99
第 11.1 表	島後西部と北部の向ヶ丘層の土質試験値	111
第 12.1 表	隠岐温泉の成分表	113
Fig. 1	Summary of the geology of the Saigo district	121

第1章 地 形

(山内靖喜)

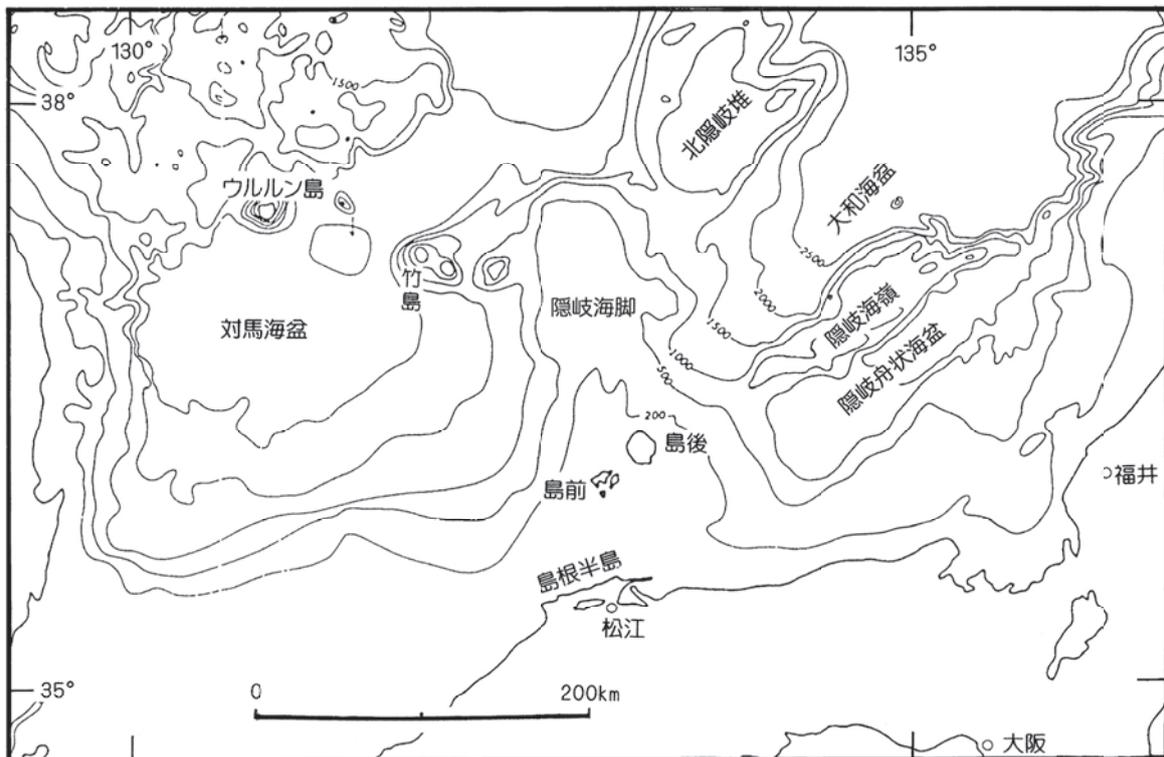
1.1 海底地形

本「西郷図幅」には島後島とその周囲の小島が含まれる。島後は地域名で島前の島々と併せて隠岐諸島とよばれている。隠岐諸島は島根半島の北方約40～80 kmにあり、島後島、島前の中ノ島、西ノ島、知夫里島の4つの有人島とその他180あまりの無人島からなる。島前地域については「浦郷図幅」がすでに出版されている。

島後島は島根半島から北方に張り出している大陸棚の北縁近くに位置する(第1.1図)。隠岐諸島周辺の大陸棚は水深120～150 mの外縁と3～12 kmの幅をもつが、島根県西部沖の大陸棚に比べると著しく狭くなっている。更に、隠岐諸島の北側には、縁辺台地が北に向かっ

て半島状に延びている。この縁辺台地は隠岐海脚(登崎ほか, 1978)あるいは隠岐堆(本座ほか, 1979)とよばれているが、ここでは隠岐海脚とよぶ。隠岐海脚は南北約140 km, 東西70～60 kmの広がりを持ち、その外縁水深は300～500 mである(登崎ほか, 1978)。

島根半島から隠岐海脚にかけての南北方向の海底の高まりは大和海盆・隠岐舟状海盆と対馬海盆との境界となっている。他方、島後島は隠岐海嶺¹の延長上にあり、島後の北側には隠岐海嶺の北縁に連続する北東-南西方向の溝状の地形がみられる(登崎ほか, 1978)。更に、時張山層の主要な地質構造は隠岐海嶺と同じく北東-南西の方向性をもつ。



第1.1図 隠岐諸島周辺の海底地形
Tamaki (1988) に海底地形名を加筆。

¹ 隠岐諸島周辺海域の海底地形名は研究者によって異なるだけでなく、海上保安庁発行の海図においても、同じ地形に対して異なる日本語の名称が使われている。その代表例が隠岐リッジである。隠岐リッジは隠岐堆(茂木, 1977; 海図 W159号「日御碕至珠洲岬」)あるいは「隠岐海嶺」(玉木ほか, 1981, 海図 W1009号「日本及近海」)ともよばれたが、両方の英語名は「Oki Ridge」である。本研究では隠岐海嶺とよぶ。なお、隠岐リッジの名称が使われるのと同時に、初期の隠岐堆とは違う隠岐北方の縁辺台地を「隠岐堆」とよぶ意見(田中, 1979; 本座ほか, 1979)もだされたが、ここでは海図に従う。

1.2 海岸

島後島は北東-南西方向に約 18 km、北西-南東方向に約 20 km のほぼ方形に近い形をした島で、その海岸の多くは海食崖からなる。西村から白島、久見崎、那久岬を経て犬来までの北西部から南西部を経て南東部の海岸では、海食崖の多くは重栖層の溶岩あるいはそれに覆われた郡層からなり、50～100 m の高さをもつものが多い。他方、犬来以北の西村までの北東部の海岸にも海食崖が発達するが、その多くは数 10 m 以下の高さを持ち、時張山層、変成岩類及び郡層からなる。

これらの海食崖の麓には一般に高さ 0.5～1.0 m の波食棚が形成されている（第 1.2 図）。この中にあって、160×200 m 程度の広がりを持ち、島後島で最も広い波食棚が西海岸の油井漁港脇にあり、「前の洲」とよばれている。潮位が低い冬期あるいは大潮の干潮時以外では前の洲全体が水面上に現れることが少ない。その原因として前の洲は過去に形成された波食棚が浸食されつつある可能性が考えられる。このことは、第 1.2 図の写真を撮影した 3 月に前の洲は水面下約数～20 cm にあったが、その北西約 300 m にある箱島の波食棚は、同じときに水面上約 30 cm 以上にあったことで説明される。

海岸沿いの主な沖積低地は八尾川、都万川、重栖川、中村川などの河川の河口部ないしはその近くに形成されている。八尾川と重栖川以外の河川の河口部の沖積低地の多くは特徴的に海岸部に砂州を伴うことが指摘されている（島根県，1980）。

南東海岸の男池（水深 6 m）と女池（水深 3 m）は狭い谷が海に入る河口部にあって、50 m 前後の幅をもつ主に礫質堆積物によって外洋と隔てられている。この礫質堆積物を砂州とみて、砂州によって堰き止められたものとされていた（西郷町誌編さん委員会，1975）。しかし、砂州とされた部分の一部に岩盤が露出することと海水がほとんど流入していないことからマールの可能性も指摘されている（林，1990）。また、男池の水は淡水のみで、底の堆積物もほとんど淡水成であるが、深度 145～120 cm に海成堆積物が認められることから、この海成堆積物が 1833 年の山形県沖地震による津波堆積物である可能性が指摘されている（山田ほか，2008）。

1.3 山地

島後島は約 240 km² の面積をもつが、その大半は山地によって占められている。島後の地形を総括した田中（1950）は、地形の特性と地質構造から島後を、東部地域、西部地域、北西地域、南東地域、中央地域に区分した。更に林（1990）は、山地は北西-南東方向に配列しており、北東部山地と南西部山地に分けられ、その間に中央低地があるとした。他方、松本（1984）は中村川と銚子川を結んだほぼ南北の線を境にして、田中（1950）とほぼ同じように、その東側を東部地域として区分した。本研究では、島後島を東部山地、中央低地、西部山地、北西部山地及び南部山地に区分する。

東部山地は本島最高峰の大満寺山（607 m）から北西



第 1.2 図 油井漁港脇の波食棚（前の洲）

に向かってほぼ一列にならぶ鷲ヶ峰 (555 m)、葛尾山 (597 m)、小敷原山 (500 m) の山塊と大峯山² (507 m) から床山越、時張山を経て原田に至る南北性の山塊からなる。大峯山南西麓から愛宕山、真杉川、銚子、上東郷を経て大久に至る線を境にして中央低地と接する。大満寺山～小敷原山の山塊は基本的には隠岐変成岩類と南谷花崗岩がドームを形成する地域であり、鷲ヶ峰、葛尾山及び小敷原山の山体はそれらの上に不整合に重なる葛尾層の火山岩からなる。しかし、大峯山からほぼ南に延びる山塊は時張山層、郡層及び久見層からなる。更に、大満寺山と大峯山の山頂部に鮮新世の玄武岩溶岩が分布して、平坦な山頂とそれを取り巻く急傾斜の斜面が形成されている。これらの急斜面は大規模な山体崩壊によるものと考えられる。なお、急斜面の麓には向ヶ丘層が分布する。

西部山地は北北西-南南東方向にほぼ一直線に並ぶ高尾山 (372 m)、横尾山 (572 m)、都万の大峯山² (473 m)、加茂北西の標高 343 m 峰など 300 m 以上の山体が連なる山塊を主体とする。この山塊は重栖層の粗面岩と流紋岩の溶岩からなる。田中 (1950) が指摘しているように、横尾山から西方に緩く傾斜した幾筋かのメサ状地形がみられるが、それ以外にもいくつかの山頂部に小規模なメサ状地形がみられる。これらのメサ状地形は急崖で縁取られている。とくに、高尾山から南南東に延びる山塊東側の縁は高さ 100 m 前後の急崖となっている。これらの急崖の麓には向ヶ丘層が広く分布する。

西部山地とは重栖湾と重栖川で境される北西部山地は、崎山 (207 m) から空峰山 (322 m) に至る山塊を主体にし、大峯山や白島崎を形成する山体を伴う。崎山から空峰山までの山塊も重栖層の溶岩からなり、小規模なメサ状地形を形成していることから、西部山地の一部とみることできる。

加茂湾と加茂川で西部山地と接する南部山地は、小嶽子山 (246 m)、飯ノ山 (236 m)、愛宕山 (194 m)、金峰山 (198 m) と重栖層の溶岩からなる山が東西に並んでいるが、各山体間には幅広い谷地形が発達し、飯ノ山と愛宕山の間から南麓にかけては更新世の玄武岩溶岩からなる台地が形成されている。このように南部山地は一続きの山塊ではないので、西部山地に含めることもできる。

東部山地と西部山地の間にある中央低地は、西郷湾から八尾川系と重栖川系の沖積低地を経て北方に至る低地と標高 200 m 以下の丘陵ないし緩やかな山地からなり、後者には郡層の碎屑岩層あるいは向ヶ丘層が広く分布す

る。また、中央低地の東側の基盤岩地域から中央低地に向かって重力異常値が顕著に減少している。

なお、田中 (1950) と林 (1990) が岩屑堆積丘陵あるいは岩屑堆積地形とした地区の大半は、本研究において向ヶ丘層分布域になっている。これは向ヶ丘層の堆積物に山体崩壊物が多く含まれることや向ヶ丘層が浸食されやすく、重力方向への移動を繰り返したために崖錐堆積物の地形と類似した地形が形成されたのであろう (第 1.3 図)。

1.4 溶岩台地と段丘

西郷湾口西側の岬町^{みさきまち}一帯には岬玄武岩からなる溶岩台地 (田中, 1950, 島根県, 1980) が発達する。この溶岩台地上には 4 つの火砕丘 (田中, 1950) とタフリング (田山, 2005) が認められ、全体的には北西-南東方向に配列している。しかし、空港工事によってこれらの火砕丘の大半は削り取られてしまい、今ではそのごく一部の地形が残されているだけである。

溶岩台地の表面には 6°以下の角度で傾斜し、ある程度の広がりをもった斜面がいくつか認められる。それらの中には火砕丘の麓から始まるものもあることから、これらの斜面は岬玄武岩の溶岩流が形成しているものと考えられる。

島後では 4 段の段丘が認められているが、それらは島の南部及び西部にのみ分布する。高位 I～Ⅲ段丘は八尾川と有木川の下流部、下西周辺及び西田・今津間の低地に分布し、とくに八尾川と有木川の合流部周辺と下西周辺には高位 II 段丘が広く分布する。現在、下西には総延長 1 km ほどの小河川しかないが、その両岸に高位 II 段丘が分布し、北岸の高位 II 段丘面上にはこの小河川と八尾川の分水界が標高約 30m に存在する。更に、西田・今津間の峠近くにも高位 II 段丘が発達することから、高位 II 段丘堆積物の堆積期には八尾川は下西、西田を経て今津に流れていた可能性が指摘されている (山内・村上, 2007)。

高位 I～Ⅲ段丘に比べて、中位段丘は東郷から釜屋にかけての島の南岸沿いの湾奥の海岸近くと、都万湾奥の中里及びあいランドパーク周辺に小規模に分布する。河川が流れていない海岸にもみられることから、中位段丘は海成段丘と考えられている (山内・村上, 2007)。中位段丘が島の南岸沿いの湾の奥部にのみ分布するのは、季節風による冬期の波浪の作用を強く受けないためと考えられる。

² 島後内には大峯山とよばれる山体が 2 つある。一つは向ヶ丘地区東側にあつて、その標高は 507 m である。もう一つは、都万の北北東にある標高 473 m の山体である。本書では、前者の山体を単に大峯山と、後者の山体を「都万の大峯山」とよぶ。



第1.3図 向ヶ丘層分布域の緩傾斜地形（大峯山南西麓を山田よりみる）
写真左手の崖は重栖層の流紋岩溶岩からなる。

第2章 地質概説

(山内靖喜・村上 久・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・小林伸治・田山良一)

2.1 研究史

隠岐島後の地質の研究史を概観すると、第二次世界大戦を境に、それ以前と以降では研究対象や研究内容が異なっていることに気が付く。ここでは戦前の総括的な研究と、戦後の個別で、専門分野に分化した研究成果に分けて述べる。

2.1.1 第二次世界大戦前

隠岐諸島の地質は、山上 (1896) によって作成された 20 万分の 1 地質図「隠岐図幅」の説明書において初めて記載された。色刷りで出版されたこの地質図では、島後の地質を片麻岩、第三紀層、輝石安山岩、流紋岩、玄武岩、第四紀層（沖積層）に区分し、島の東部の大満寺山から北東部にかけて島状に分布する片麻岩を島後の地質の最下部としている。また、第三紀層については産出する植物化石から中新統の可能性があるとした（第 2.1 図）。

その後、Kozu (1914) と神津 (1914) は、島後の地質層序を、下位より第三紀層、安山岩、片状花崗岩質岩石、アルカリ流紋岩、板状アルカリ流紋岩、トラキドレライト、粗面岩類、洪積層、トラキドレライト・玄武岩、完新統に区分するとともに、火山岩にアルカリ岩系とカルクアルカリ岩系とがあることを認め、島後の西岸沿いの

広い範囲に板状アルカリ流紋岩が分布することを示した。また、山上 (1896) が片麻岩としたものについては、これを片状花崗岩質岩石とし、第三紀層に貫入するとした。佐藤 (1922) は、島南部に分布する珪藻土の主要な採掘場について、その埋蔵量と珪藻化石の主要な構成種について報告したが、その報告書の中で、神津 (1914) と同じように、第三紀層を最下位とし、片状花崗岩、安山岩、流紋岩、粗面岩、玄武岩がそれに重なるとした。一方、春本 (1925, 1926, 1927a,b) は島後の地質を下位より、花崗片麻岩、凝灰岩砂岩及び礫岩、輝石安山岩、アルカリ流紋岩 α 種、同 β 種、同 γ 種、アルカリ粗面岩、玄武岩及びドレライト、沖積層に区分し、基盤について山上 (1896) とほぼ同じ考えを示した。

島後全域の詳細な研究を開始した富田は、5 年間にわたって地質学雑誌に 20 編の報告を発表した（富田, 1927a,b, 1928a,b,c, 1929a,b, 1930a,b, 1931a,b,c,d,e,f, 1932a,b,c,d,e）。更に、Tomita (1936) はこれらの成果に基づいて、島後の地質をまとめ、5 万分の 1 地質図を刊行している。Tomita (1936) は、その中で、島後の第三系の基盤岩を片麻岩とそれに貫入している花崗岩質貫入岩とに区分し、前者を隠岐片麻岩 (Oki Gneisses) と呼んだ。また、基盤に重なる堆積岩類については、これを中新統と鮮新統に分け、中新統を下位より周吉層群 (T_1 Formation)、隠地層群 (T_2 Formation)、中山層群 (T_3 Formation)、島後層群 (T_4 Formation) に、また、上部中新統ないし下-中部鮮新統を仏谷層群 (T_5 Formation) に、鮮新統を中嶋層 (T_6 Formation)、岳山層 (T_7 Formation)、鷲が峰層 (T_8 Formation) に細分した。唯一、海生貝化石を産出する島後層群については、これを伊後層と都万層に区分した。富田は、伊後、中の浦の伊後層（本研究の久見層）と釜屋の都万層（同、都万層）から貝化石を採集し、これを Yokoyama (1926) が鑑定し、報告している。本研究の段丘堆積物は完新統の古河川堆積物として区分している（第 2.2 図）。島後の大半を占める後期中新世以降の火山岩については、これら碎屑岩層とは別個の層序単位として、1st Pyroxene Andesite から 3rd Trachybasalt までの 15 の単元に区分した。以降、富田の地史、層序、岩石学的成果は、長らく島後の地質の基準となった。園山 (1936) は、時期を同じくして、布施海岸、海苔田ノ鼻、白島海岸、重栖の岩壁、油井の池、壇鏡ノ滝について天然記念物調査を行い、これらの地区の細かな地質状況を記載し、白島崎-海苔田ノ鼻間の概略的地質図を示している。

山上 (1896)	神津 (1914)	春本 (1927)
沖積層	第四紀層	沖積層
玄武岩	トラキドレライト 玄武岩	玄武岩・ドレライト
X	洪積層	アルカリ粗面岩
	粗面岩	
	トラキドレライト	
流紋岩	板状アルカリ流紋岩	アルカリ流紋岩
	アルカリ流紋岩	
X	片状花崗岩質岩石	X
輝石安山岩	安山岩	輝石安山岩
第三紀層	第三紀層	凝灰岩、砂岩 及び礫岩
片麻岩	X	花崗質片麻岩

第 2.1 図 Tomita (1936) 以前の層序区分の対比

2.1.2 第二次世界大戦以降

変成岩類 飛騨変成岩類との関わりから本島の変成岩類を調べた太田 (1963) は、それらを隠岐変成岩類と名付け、主に黒雲母片麻岩と花崗岩質ミグマタイトからなり、白雲母花崗岩、石灰質片麻岩、眼球状片麻岩などを伴うことを示した。また、隠岐変成岩類は2回の変成作用を受けており、その変成史は飛騨山地のそれと対応するとした。引き続き、Shibata and Nozawa (1966) は、

飛騨変成岩について 175 Ma と 174 Ma、隠岐変成岩について 169 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値を報告し、隠岐変成岩類は飛騨変成帯に属すると考えた。更に、早瀬・石坂 (1967) が、隠岐変成岩類について 187 Ma の黒雲母 Rb-Sr 年代値を報告し、これらの研究によって、隠岐変成岩類は飛騨変成帯に属すると考えられるようになった。

他方、星野 (1971, 1979a,b, 1981, 1985, 1986) と

Tomita (1936)	Uchimizu (1966)	鳥居・横田・石田 (1984)	山崎 (1998)	本研究				
Younger Fluviatile & Littoral Deposit	Fluviatile & Littoral Deposit	✕	沖積層・ 崖錐堆積物	埋立地及び盛土				
Talus Deposit	Talus Deposit			崖錐 堆積物	沖積層	海浜 堆積物		
								中位段丘堆積物
				高位Ⅲ段丘堆積物				
				尼寺山礫層				
				高位Ⅱ段丘堆積物				
				高位Ⅰ段丘堆積物				
3rd Trachybasalt	Misaki Basalt Group			西郷層群	岬玄武岩		岬玄武岩	
					西郷玄武岩		西郷玄武岩	
Older Fluviatile Deposit					東郷礫層		池田玄武岩	
2nd Trachybasalt	Omine Basalt Group		大峯層群	大峯玄武岩		崎山岬玄武岩		
						大久北玄武岩		
						大峯山玄武岩		
	Kambe Gravel Beds			向ヶ丘層				
Phonolitic trachyte-porphry	Aegirine trachyte Dyke							
Alkali quartz-porphry								
Alkali quartz-liparite	Tsururao Qz-Rhyolite Group			葛尾石英流紋岩				
T8 Formation (鷲ヶ峰層)				平粗面岩				
2nd Alkali-trachyte	Hei Trachyte Group			隠岐層群	隠岐粗面岩流紋岩	重栖層	葛尾層	
T7 Formation (岳山層)								
Alkali-liparite and A.F.	Oki Trachyte-rhyolite Group		隠岐粗面岩・ 流紋岩類					
T6 Formation (中嶋層)								
1st Alkali-trachyte								
T5 Formation (仏谷層群)	Kimbashi Shale Formation							
Trachyandesite		西郷玄武岩類	油井層					
1st Trachybasalt and Basalt	Saigo Basalt Group							
Tx Deposits								
T4 Form. (島後層群)	(都万層・伊後層)	Dogo Gr.	Kaminishi Formation	都万層	都万層	都万層		
			Dogo Formation					
3rd Pyroxene Andesite								
T3 Formation (中山層群)								
2nd Pyroxene Andesite								
Plagio-liparite		Ochi Gr.	2nd P.A. Formation					
T2 Form. (隠地層群)	(山田層)	Ochi Gr.	Ochi Formation	久見層	島後層群	久見層		
	(那久路層)			郡層	郡層	郡層		
				新时期花崗岩				
Liparite	Nakasuji Rhyolite Group							
1st Pyroxene Andesite								
T1 Form. (周吉層群)	(布施層)	Suki Gr.	1st P.A. Formation	時張山層	時張山層	時張山層		
	(中村層)		Suki Formation					
Basement	Granitic intrusives	Basement Complex	基盤岩類	隠岐変成岩類	島後南谷花崗岩			
	Gneiss & Diabase				隠岐変成岩類			

Sed.:Sediment, A.F.:Alkali-felsite, P.A.:Pyroxene Andesite, Gr.:Group,

第 2.2 図 Tomita (1936) 以降の層序区分の対比

Hoshino (1979) は、隠岐変成岩類を隠岐片麻岩に改称し、泥質片岩、ミグマタイト質片麻岩、角閃岩、石灰質片麻岩、白雲母花崗岩、眼球片麻岩に区分するとともに、広域変成作用が2期に分けられる可能性(星野, 1981)と、Shibata and Nozawa (1966) と早瀬・石坂 (1967) の放射年代値が広域変成作用の時期ではなく、それ以降の変動の時期を示している可能性(星野, 1985)を指摘した。更に、田中・星野 (1987) は、角閃岩について1980 Maの全岩 Sm-Nd 年代値を報告し、この年代が隠岐変成岩類になった堆積岩の源岩の生成年代ないし堆積年代を示すと述べている。その後、Suzuki and Adachi (1994) は、モズナ石の CHIME 法年代測定によって隠岐変成岩類の変成年代がおよそ 250 Maであることを示した。

火山岩類の層序と岩石学 Uchimizu (1966) は Tomita (1936) の層序区分を見直し、21の単元に細分して火山活動史を検討し、鮮新世になってアルカリ岩系の火山活動が始まり、西郷玄武岩類 (Tomita (1936) の 1st Trachybasalt and Basalt に相当)、隠岐粗面岩-流紋岩類 (同, Alkali-liparite and Alkali-felsite)、平粗面岩類 (同, 2nd Alkali-trachyte) 及び葛尾石英流紋岩類 (同, Alkali quartz-liparite Alkali quartz-porphyrty Phonolitic trachyte-porphyrty) が形成されたとした。更に、Uchimizu (1966) は「隠岐粗面岩-流紋岩類」が「平粗面岩類」の溶岩に覆われるか、あるいは貫入を受けており、「平粗面岩類」は「葛尾石英流紋岩類」によって覆われるとした。また、「隠岐粗面岩-流紋岩類」について約20の火道を報告した。更に、富田 (1931a) が礫層中から産出したと判断した水瓶の土器は礫層中に掘られた住居跡からでたことが後から明らかになったとして、この礫層を更新統に対比し、岬玄武岩のみを完新統とした。なお、Uchimizu (1966) は、Tomita (1936) と同様に中新統火山岩を碎屑岩層とは別個に層序区分している。

その後、松本 (1984) は「島後カルデラ」を提唱し、「隠岐粗面岩-流紋岩類」はカルデラ形成時に環状割れ目から噴出し、葛尾石英流紋岩類はカルデラ形成末期にカルデラ中央部のドーム状隆起とともに噴出したと説明した。他方、山内ほか (1995) は葛尾山付近を中心とした低重力異常地域を報告し、時張山層の下部層の分布と関連した陥没構造と考えた。

小林・沢田 (1998) は、Uchimizu (1966) による「隠岐粗面岩-流紋岩類」と同時期に噴出したショショナイトや粗面安山岩の岩床や溶岩を認め、これらを一括して「隠岐アルカリ火山岩類」と命名した。また、沢田ほか (1999) は葛尾石英流紋岩類を再調査し、その基盤とされた中条流紋岩 (Uchimizu, 1966) の大半が葛尾石英流紋岩類に属することを示し、同時期に粗面岩の活動も

あることから葛尾石英流紋岩類を「葛尾火山岩類」と呼んだ。

他方、岩石学的研究も同時に行われた。Yamaguchi (1964) は、富田 (1932a) 及び Tomita (1936) が擬シソ輝石 (pseudo-hypersthene) の斑晶を記載した下元屋の玄武岩溶岩 (本報告の Pyb) から多くの超塩基性岩の捕獲岩を始めて記載した。Uchimizu (1966) も、Omine basalt とした玄武岩溶岩 (本論の Pmb, Pyb, IB 及び Sb の一部) にかんらん岩とはんれい岩の捕獲岩が含まれていることを数箇所 で記載している。その後、柴・青木 (1974)、高橋 (1975a)、青木 (1977) は玄武岩中の超塩基性岩の捕獲岩について、岩石学的・鉱物学的・岩石化学的記載を行い、高橋 (1975b)、高橋ほか (1976)、Takahashi (1987) は、これらの成果に基づいて、島後地下の地殻下部から最上部マントルにかけての構成物について議論した。また、Xu (1988) は全島においてアルカリ岩の分析をおこない、その成因を議論している。

小林・沢田 (1998) は、隠岐アルカリ火山岩類の流紋岩と粗面岩マグマの成因を考察した。更に、小林ほか (2002) は、「隠岐アルカリ火山岩類」の詳細な地質調査を全島的に実施し、島後における最も活発な末期中新世火山活動の全容を明らかにするとともに、その火山層序、火山構造、火道の位置などを検討し、岩石記載、構成鉱物の化学組成、全岩及びガラスの組成の変遷に基づきマグマの成因と多様性の起源、マグマ相互の関係、ダイナミクスについて論じた。

碎屑岩層と化石 碎屑岩層については、1960年代までは、詳しい地質学的研究はなく、Tomita (1936) による貝、植物などの化石の記載と珪藻土関連の研究、及び多井 (1956) による小型有孔虫群集の解析以外では、化石の記載も少なかった。

しかし、1970年代後半になって、大久保雅弘を中心とした島根大学の学生と教官による数年間に及ぶ継続的な研究が行われ、いくつかの重要な成果がだされた。とくに、久見川中流部の碎屑岩層から中期中新世の東印内動物群に対比される貝化石群集 (Okubo and Takayasu, 1979; 高安, 1979) と *Miogypsina* (大久保・高安, 1980) の発見は、島後の中新統各層の時代決定と層序区分に重要な役割を果たした。これらの化石の発見によって、久見層が設定され、化石による中新統層序として下位より下部中新統 (淡水成層)、中部中新統 (久見層)、上部中新統 (伊後層、都万層) に区分することが提案された (大久保, 1981)。更に、これらの成果を引き継いで、島後の新しい中新統層序が山崎 (1984) によって提案された。

山崎 (1984) は、碎屑岩層が最も広く分する島の北東部から中央部にかけての中新統を対象として、下位より

ときばりやま こおり くみ つま
時張山層, 郡層, 久見層, 都万層に区分し, 各層は不整合関係にあるとした。これ以降, 島後の中新統に関する研究はこの層序を基本とするようになった。なお, 当時は西海岸沿いに分布する砕屑岩と玄武岩溶岩主体の中新統は隠岐粗面岩・流紋岩類の下部と併せて油井層として定義され, 都万層の上位の上部中新統に対比された(石田, 1984)。更に, 鳥居ほか(1984)は, 本島西半分の地域の新統全体について, 山崎(1984)と石田(1984)の両者の層序を組み合わせた層序を提案し, 各層の時代を議論した。しかし, この層序は山崎(1998)によって訂正され, 油井層は消滅した。

放射年代値による層序の検討 1980年代前半までは, 西郷付近の玄武岩について中期更新世を示唆する全岩 K-Ar 年代値(川井・広岡, 1966)が, 隠岐粗面岩・流紋岩類について, >6.3 Ma の全岩 K-Ar 年代値(Kaneoka, 1970; Kaneoka *et al.*, 1976 より引用)と 3.3 Ma のジルコンのフィッシュトラック年代値(Suzuki, 1970)が, また大峯玄武岩(Uchimizu, 1966)について, 3.61 Ma と 3.30 Ma の全岩 K-Ar 年代値(Kaneoka *et al.*, 1976)が報告されていた。

1980年代後半以降になると, 多くの放射年代が報告されるようになった。ジルコンのフィッシュトラック年代値として, 時張山層の溶結凝灰岩については 26.0 Ma(鹿野・中野, 1985), 郡層については, 18.7 Ma(木村・辻, 1992), 21.2 ± 1.0 Ma, 14.6 ± 0.7 Ma(山崎・雁沢, 1989), 19.9 ~ 21.3 Ma(吉谷ほか, 1995)が報告された。郡層火山岩類の全岩 K-Ar 年代では 18.0 ± 0.6 Ma, 19.2 ± 0.7 Ma(Uto *et al.*, 1994)や 20 ~ 18 Ma(沢田ほか, 2008 a)の値が報告されている。

隠岐粗面岩・流紋岩類について 6.8 Ma の全岩 Rb-Sr 年代値(岩田ほか, 1988), 大峯玄武岩について 4.6 Ma の全岩 K-Ar 年代値(藤巻ほか, 1989)などが報告された。その後, Uto *et al.* (1992)は, 隠岐粗面岩流紋岩類の全岩 K-Ar 年代が 5.5 ~ 5.4 Ma を示すことを報告し, その中で, 岩田ほか(1988)の年代は, マグマ混合による組成の乱れのために噴出年代を示していないとした。また, 沢田ほか(2008 b)が, 葛尾石英流紋岩類の粗面岩についても 5.45 ± 0.17 Ma のサニディンの K-Ar 年代値を報告し, 隠岐粗面岩流紋岩類と葛尾石英流紋岩類の活動が同時期である可能性を指摘している。

この頃, 山崎(1998)は, 山崎・雁沢(1989), 山崎(1991, 1992), 山崎ほか(1991)の成果と既存の放射年代値に基づいて, 島後の新生界層序を作り上げた(第 2.2 図)。この層序は, 郡層と久見層は整合関係にあるとした点で山崎(1984)の層序とは異なる。

その後の主な成果としては, 島後南谷花崗岩について

53.3 ~ 42.4 Ma のジルコンのフィッシュトラック年代がだされたこと(大平・筒井, 2000), 10 個の玄武岩岩体について全岩 K-Ar 年代が測定され, それらが鮮新統と更新統に対比されたこと(Kimura *et al.*, 2003), 海成鮮新統の向ヶ丘層の発見(山内ほか, 2005)などがあげられる。

本報告では, 以上述べてきたこれまでの成果と自らの調査結果に基づいて, 本島の層序を新たに組み立てた(第 2.3 図)。この層序の概略について, 以下に述べる。なお, 日本地質学会の地層命名指針に従って, 小林・沢田(1998)の「隠岐アルカリ火山岩類」を重栖層, 併せて沢田ほか(1999)の「葛尾火山岩類」を葛尾層と命名する。また, Uchimizu(1966)は北谷と中谷の間にある峰の中腹で, 平粗面岩の溶岩が葛尾石英流紋岩(葛尾層)によって不整合に覆われるとしたが, 本研究では確認できなかった。そこで, 沢田ほか(2008 b)の指摘にしたがって重栖層と葛尾層は同時期の活動の産物として報告する。

2.2 隠岐変成岩類

隠岐変成岩類(太田, 1963)は, 島後島北東部の半径およそ 8 km のほぼ円形の広い地域に分布し, 主に泥質片麻岩と花崗岩質岩が混合したミグマタイト質片麻岩, 片麻状花崗岩, 角閃岩などからなる。また, 分布面積が小さいため地質図には表現していないが, 少量の石灰質片麻岩と珪質片麻岩を伴う。隠岐変成岩類は, 中心から外側に向かって高角度で傾斜するドーム型の構造をなしており(太田, 1963; Hoshino, 1979; 田結庄ほか, 1991; 山崎, 1998), その中心部は中新統の葛尾層によって占められている。更に, 南部地域においては中心部から離れるに従って片麻状構造の傾斜が緩くなる傾向がみられる。

角閃岩中に斜方輝石と単斜輝石の共存が認められ, 少なくとも隠岐変成岩類の一部はグラニュライト相に達したとされる(Hoshino, 1979a; 星野, 1981)。Suzuki and Adachi(1994)は, モナズ石の CHIME 年代にもとづいて, その変成年代を飛騨変成岩類と同じ 250 Ma としている。隠岐変成岩類と飛騨変成岩類の関連性については古くから議論されており, とくに, 両者ともにグラニュライト相に相当する広域変成作用の後, マイロナイト化作用を受けたという共通性が指摘されている(太田, 1963)。

2.3 島後南谷花崗岩

本報告では, 大満寺山北麓の南谷中流域で隠岐変成岩類中に長さ 3 km, 幅 1 km の矢じり型の岩脈として貫入している細粒花崗岩ないしアプライト質岩石を島後南

谷花崗岩とよぶ。この他に、銚子中流部やその支流の
ほとけだに 仏谷では小岩株状を、東郷川最上流部では岩脈をなし
 て変成岩類中に貫入している。

この花崗岩を記載した田結庄ほか (1991) は、隠岐変
 成岩との接触部の急冷相がごく細粒でフェルサイト質に
 なり、中新世の火山岩と極似するという観察と 19.7 ±
 0.6 Ma のカリ長石の K-Ar 年代が得られたことから中
 新世の火山岩と関連したものとした。更に、変成岩中に
 調和的に産する花崗岩を古期花崗岩とよび、それと対照

させて本花崗岩を新期花崗岩とよんだ。しかし、近年、
 林道東郷-卯敷線の造成工事で、この花崗岩が変成岩に
とうごう うつみ 貫入しているのが確認された。また林道南谷線の法面で
 の観察によれば、この花崗岩は、葛尾層の流紋岩の貫入
 を受けており、その一部は接触変成作用を受けている。
 大平・筒井 (2000) は、この花崗岩について、ジルコン
 フィッション・トラック年代値 42.4 ~ 53.3 Ma を報告
 しており、本花崗岩の貫入時期は、前期始新世ないしそ
 れ以前と考えられる。

地質時代	年代 (Ma)	層序	主な岩相	放射年代値	堆積環境	火成活動			地殻変動	
						塩基性	中性	酸性		
第四紀	完新世	埋め立て地及び盛土			海岸 河川流域	A	A	A	N-Sあるいは NNW-SSE方 向の隆起	
		0.01	崖錐、沖積及び海浜堆積物	礫、砂及び泥。						
	更新世	後期	中位段丘堆積物	礫、砂、泥及び火山灰						河川流域
			高位Ⅲ段丘堆積物	礫及び泥						
			高位Ⅱ段丘堆積物	礫、砂及び泥						
			高位Ⅰ段丘堆積物	礫、砂及び泥						
	前期	岬玄武岩など	玄武岩溶岩・火砕岩	0.55~0.42 Ma ⑫⑭	陸上 一部河川					
		西郷玄武岩など	玄武岩一粗面玄武岩溶岩・火砕岩 (礫を伴う)	0.85~0.63 Ma ①⑫⑭						
		池田玄武岩など	玄武岩、粗面玄武岩及びテフライトの溶岩・岩脈	1.3~1.29 Ma ⑤⑬						
		1.8								
新生代	鮮新世	後期	崎山岬玄武岩など	玄武岩一粗面玄武岩溶岩 (礫を伴う)	2.8~2.3 Ma ⑫⑭⑮	内湾~河川	A	A	一時的な海進	
		大久北玄武岩など	玄武岩一粗面玄武岩溶岩・岩脈	3.7~3.3 Ma ④						
		大塚山玄武岩など	玄武岩溶岩 (礫、泥及び火山灰を伴う)	4.7~4.1 Ma ⑧⑫⑭						
	前期	向ヶ丘層	礫、粘土、火山灰、含礫泥、泥混じり礫及び玄武岩溶岩							
	5.3	重栖層	葛尾層	流紋岩・粗面岩溶岩など	珪長質火砕岩、流紋岩溶岩など					5.7~5.1 Ma ④⑧⑫⑭⑮, Ks: 5.45±0.17 Ma ⑳, Rb: 6.8±0.2 Ma ⑦, Fz: 5.0±0.2 Ma ⑲
新第三紀	後期	都万層	砂岩、凝灰質砂岩及び凝灰岩	Fz: 6.6 Ma ⑪	浅海					
	中新世	中期	久見層	砂岩泥岩互層 (下部)、黒色泥岩及び凝灰質泥岩 (上部) (珪藻土及び酸性火砕岩を伴う)		浅海→深海				
		16.4	郡層	玄武岩溶岩、酸性火砕岩、凝灰質砂岩、礫岩、礫岩砂岩互層及び泥岩凝灰岩互層	19.2~18.0 Ma ⑫⑭⑮⑯, F: 21.9~13.7 Ma ⑨⑩⑪⑰⑱	平野、湖沼、一部海水域				
	前期	時張山層	流紋岩~安山岩溶岩・火砕岩 (碎屑岩類と玄武岩~安山岩質玄武岩溶岩を伴う)	Fz: 26.0~18.1 Ma ⑤⑦⑩⑱	陸上~淡水域					
古第三紀	漸新世									
	33.7									
	始新世	島後南谷花崗岩	細粒花崗岩 (文象花崗岩と文象斑岩を伴う)	Kf: 19.7±0.6 Ma ⑩, Fz: 53.3~42.4 Ma ⑳						
		55								
暁新世	65									
中生代	白亜紀									
	ジュラ紀									
トリアス紀	251	隠岐変成岩類	主にミグマタイト質片麻岩からなり、泥質片麻岩、片麻状花崗岩、角閃岩を伴う	Kb: 169 Ma ②, Rbb: 187Ma~161 Ma ③④, CH: ca.250 Ma ③, Ah: 199~192 Ma ⑤⑥, Ms: 168~167 Ma ⑧, 236 Ma ⑨, Fz: 134 Ma ⑩, Sm: 198 Ma ⑥						
古生代	ペルム紀									
	石炭紀	(隠岐変成岩類原岩)								
	デボン紀	416								

無印=全岩K-Ar年代, F=フィッション・トラック年代, Rb=Rb-Sr年代, Rbb=黒雲母のRb-Sr年代, Ks=サニディンのK-Ar年代, Kf=カリ長石のK-Ar年代

① 川井・広岡(1966), ② Shibata and Nozawa(1966), ③ 早瀬・石坂(1967), ④ Kaneoka et al.(1977), ⑤ 鹿野・中野(1985), ⑥ 田中・星野(1987), ⑦ 岩田ほか(1988), ⑧ 藤巻ほか(1989), ⑨ 山崎・雁沢(1989), ⑩ 田結庄ほか(1991), ⑪ 木村・辻(1992), ⑫ Uto et al.(1994), ⑬ Suzuki and Adachi(1994), ⑭ Yamashita and Yanagi(1994), ⑮ 吉谷ほか(1995), ⑯ Dallmeyer and Takasu(1998), ⑰ 山本・大平(1999), ⑱ 大平・筒井(2000), ⑲ Kojima et al.(2001), ⑳ Kimura et al.(2003), ㉑ 山内ほか(2005), ㉒ 沢田ほか(2008a), ㉓ 沢田ほか(2008b), ㉔ Uto(1989), ㉕ Tsutsumi et al.(2006).

第 2.3 図 地質総括図

2.4 中新統

島後の中新統は、下位より下部中新統の時張山層、郡層、中部中新統の久見層、上部中新統の都万層、重栖層及び葛尾層からなる。これらは、放射年代値や産出化石から中新統としているが、時張山層下部の流紋岩溶結凝灰岩中のジルコンについて漸新世末のフィッシュン・トラック年代が、重栖層最上部のショショナイトについて鮮新世初頭の全岩 K-Ar 年代値がそれぞれ報告されており、時張山層最下部は漸新統に、重栖層最上部は鮮新統にそれぞれ対比する。

時張山層と郡層、郡層と久見層、久見層と都万層はそれぞれ不整合関係にある。時張山層と郡層は隠岐変成岩類と南谷花崗岩からなる基盤岩分布域を取り囲むように分布し、郡層は時張山層の外側に分布するものの、久見層はこれらの構造を切って分布する。しかし、都万層とそれを整合に覆う重栖層は、郡層や久見層の構造とは関係なく隠岐変成岩類と時張山層の分布域を除いた地域に広く分布する。これとは対照的に、重栖層とほぼ同時期に形成された葛尾層は、隠岐変成岩類と時張山層の分布域に割ってはいるように分布する。なお、各層ごとの火山岩をみると、時張山層では非アルカリ岩系から非アルカリ岩系-アルカリ岩系の境界付近のものが多く、郡層ではごく一部にアルカリ岩系-非アルカリ岩系の境界部付近のものもあるが、ほとんどが非アルカリ岩系のものである。また、重栖層・葛尾層以降の火山岩はアルカリ岩系のみである。

時張山層 時張山層は基盤岩分布域の東側（卯敷-東郷川間）、北側（卯敷-中村間）及び西側（中村-近石間）に分布する。一般に、基盤岩分布域の東と北側では時張山層は垂直に近い高角で傾斜した断層をもって基盤岩と接している。しかし、断層の西側（基盤側）の一部で時張山層の分布が認められる。また、布施では断層の近傍で時張山層基底部に不淘汰の角礫岩が報告され、時張山層堆積時に基盤の陥没があったことが示唆されている（山内ほか、1995）。

他方、基盤岩分布域の西側では時張山層は低角の不整合面をもって隠岐変成岩類の上に重なる。時張山層と基盤との不整合面は比較的凹凸に富んでいる。そのため、時張山層が走向方向で基盤岩と接する場合には高角の不整合面をもって境している場合がある。また、基盤岩分布域近くの時張山層分布域中の狭い範囲に基盤岩が島状に分布しているのも西側の特徴である。

時張山層は陸上ないし淡水下に堆積した流紋岩から安山岩の溶岩と火砕岩を主体とし、一部に碎屑岩をはさむ。大きくみれば、本層の下部は流紋岩-デイサイトに富み、上部は安山岩に富む。本層下部の主体をなす流紋岩-デイサイト火砕岩は、基盤岩分布域の東西両側では非溶結であるが、北側の卯敷-布施間では溶結構造が認められる。

また、布施-中村間及び基盤岩分布域の西側では流紋岩-デイサイト火砕岩の上部には泥岩や含礫泥岩などの碎屑岩層が挟まれている。

安山岩溶岩と火砕岩は主に基盤岩分布域の東西両側に分布するが、西側の方が分布面積で優っており、量的には溶岩の方が多い。とくに、郡川上流部から近石川にかけての時張山西-南西麓では安山岩溶岩がドーム状の岩体をいくつも形成している。これらの安山岩溶岩はしばしば水冷自破砕構造をもつ。

本層最上部は真杉から五箇トンネルにかけての真杉川西岸に分布する安山岩火砕岩であるが、良く成層しており、ときには凝灰質砂岩を伴う。

上記の時張山層とは分離して、基盤岩分布域内の狭い範囲にも本層は分布する。大満寺山北麓の中谷と南谷において、それらは葛尾層に覆われる内座層として谷底に分布するが、詳しいことは不明である。

郡層 時張山層を不整合に覆う郡層は、基盤岩分布域を取り囲むように分布し、基盤岩内では有木川最上流部のごく狭い範囲に分布するだけである。島の北部沿岸部を除いた基盤岩分布域の西側と南側に本層は広く分布するが、しばしば上位の久見層、重栖層、向ヶ丘層、更新世アルカリ玄武岩溶岩などに広く覆われている。

基盤岩分布域西側では、郡層は小路付近に北東-南西方向の軸をもつ複背斜を形成している。また、その南翼では本層は、南海岸まで同斜構造をもってほぼ連続して分布するが、北翼では上位層が広く本層を覆っているためその構造は不明である。一般に、本層は低角の不整合面をもって時張山層をおおうが、床山越南方では高角不整合面をもって時張山層にアバットしており、卯敷-大久間では本層が時張山層をチャンネル状に著しく削り込んでいる。

郡層の岩相と層厚は著しく変化し、良好な鍵層はなく、また、しばしば上位層に広く覆われるため、本層全体の層序を細かく検討することは困難である。本報告では、本層が最も広く連続して分布する複背斜南翼の層相変化を基準にして島後全域の郡層の層序を組み立てた。

中央部の本層は下位より主に礫岩、礫岩砂岩泥岩互層、酸性火砕岩・凝灰質砂岩、礫岩砂岩泥岩互層、礫岩あるいは礫岩砂岩泥岩互層、酸性火砕岩・凝灰質砂岩、凝灰岩泥岩砂岩互層からなり、一部に玄武岩溶岩を伴う。最下部の礫岩とそれに重なる玄武岩溶岩あるいは礫岩砂岩泥岩互層は中村川西岸から山田川上流部にかけての地域にのみ分布する。その上位の酸性火砕岩・凝灰質砂岩は主に複背斜軸部に分布する。この酸性火砕岩の上位には礫岩砂岩泥岩互層と礫岩が重なるが、上位層ほどより南側に分布し、下西あるいは津井付近に分布する凝灰岩泥岩砂岩互層が本層の最上部になる。

複背斜の北翼の小路川から北方の隠岐温泉第一温泉源にかけて分布する本層の層序は、南翼とほぼ同じである。

また、島の南西端の那久岬から西海岸に沿って長尾田までの沿岸部に分布する礫岩と玄武岩溶岩は隠岐温泉地下でも確認できる。

郡層は植物化石（梅原，1983）、淡水棲貝化石及び淡水生魚類化石（安野，2000）を産出し、河川成堆積相をもつ堆積物（山崎，1998）が認められたり、化石から湖沼環境が推定されるなど、本層の大半は淡水の環境下で堆積した。しかし、泥岩中の CHNS 分析結果から本層中部に海成層が認められることから（橋本，1998；落合ほか，2005）、本層は海岸近くの河川ないし湖沼に堆積したと考えられる。

郡層は *Miogypsina* と *Operculina* の化石を産する久見層に不整合に覆われ、21.3～14.6 Ma（山崎・雁沢，1989；木村・辻，1992；吉谷ほか，1995）のジルコンのフィッシュトラック年代値と 19.2～18.0 Ma の全岩 K-Ar 年代値（Uto，1989；沢田ほか，2008 a）が報告されていることから、本層は 20～18 Ma 頃に堆積したと推定される。

久見層 基盤岩分布域を中心に同心円状に分布する時張山層と郡層に対して、久見層はそれらの構造とは関係なく、郡層を不整合に覆って分布している。本層は基盤岩分布域の西側と南側の広い範囲で分布が確認されている。しかし、ほとんどの場合、本層は上位の都万層、重栖層及び向ヶ丘層に広く覆われていて、それらの内座層として谷底などに露出しているため、実際の露出面積はすくない。そのため、本層の層序について不明な点が多くつか残されている。

模式地においては、本層の下部は 150 m ほどの層厚をもつ砂岩勝ち砂岩泥岩互層、上部は厚さ 500 m 以上の泥岩層からなる。しかし、泥岩層が最も広く露出する歌木周辺では粗面岩の大規模なシート状の貫入によって久見層の構造が乱されているため、正確な層厚は求められないが、泥岩は 500 m 以上の層厚をもつものと推定される。また、この泥岩層の一部は珪藻土に漸移する。珪藻土は最大 100 m ほどの層厚をもつ。なお、模式地に見られる砂岩勝ち砂岩泥岩互層は模式地とその北西の谷底以外では見られない。これら以外の地域では泥岩層が直接下位層を覆っていることから、互層と泥岩層は同時異相の関係にあるものと考えられる。

本層から軟体動物、有孔虫、珪藻など多くの化石が報告されている。とくに、本層の下部からは大型有孔虫の *Miogypsina*（大久保・高安，1980）、*Operculina*（高安，1979；多井・加藤，1980）及び *Sphaerogypsina globulus* と *Lenticulina*（本研究）が報告されている。また、同じ試料中の浮遊性有孔虫化石群集は N7-N9 の間の時代に対比される。本層産の珪藻化石化石群集が示す時代については横田（1984）、谷村・斉藤（1986）、下末（1989MS）などのデータがあるが、試料を採集した露頭の対比が異なるため、若干の相違はある。本研究の層序に基づくと、

本層産の珪藻化石化石群集は Akiba（1983）の *Crucidenticula kanayae* zone から *Denticula dimorpha* zone に対比される。また、本層下部の貝化石群集は能登半島の東印内動物群に対比される（高安，1979；Okubo and Takayasu，1979）。これらの化石から本層の年代は 16.5～9.5 Ma と推定される。

都万層 都万周辺に最も広く分布する都万層は、久見層を不整合に覆い、砂岩、凝灰質砂岩、凝灰岩からなる浅海成層である。本層を整合に覆う重栖層は、ほぼ水平から緩傾斜の構造をもつため、重栖層からなる山体の谷底などの狭い範囲に露出する。本層下部は主に中粒砂岩からなるが、その分布は都万と北方のみにしられている。上部は凝灰質砂岩、酸性火砕岩、凝灰質泥岩などからなり、ときには珪藻質泥岩のレンズ状薄層を挟む。

本層からは多くの貝化石が産出するが、それらの群集は塩原-耶麻型動物群の要素と大桑万願寺動物群の要素が混在することが指摘され、その時代は後期中新世-鮮新世初頭とされている（角館，1988）。更に、本層上部の流紋岩質火砕岩についてのジルコンのフィッシュトラック年代値 6.6 Ma（木村・辻，1992）と併せて考えると都万層の時代は後期中新世後半と考えられる。

重栖層 挟在する 10 枚以上の火砕岩層の対比によって、下部層、中部層、上部層に区分され、各層を構成する溶岩類は地域ごとに組み合わせが異なる。下部層は流紋岩溶岩と粗面岩溶岩及び火砕岩 1～3 で構成され、島後西部では五箇流紋岩と耳崎粗面岩、南西部では都万流紋岩、また南東部では西郷流紋岩と西田粗面岩からなる。中部層は流紋岩溶岩と粗面岩溶岩及び火砕岩 4～6 で構成され、島後北部では久見流紋岩、西部では久見流紋岩と大領粗面岩、また南西部では加茂流紋岩と大領粗面岩からなる。上部層は流紋岩溶岩と粗面岩溶岩、ショショナイト及び粗面安山岩と火砕岩 7～12 で構成され、島後北部では白島流紋岩と横尾山粗面岩、西部では横尾山粗面岩と寺山ショショナイト、また南西部では横尾山粗面岩と寺山ショショナイト及び蛸木粗面安山岩からなり、南東部では金峰山粗面安山岩と有木南部のショショナイトからなる。中部層の久見・加茂流紋岩は SiO₂ に比較的富み、上部層の白島流紋岩は最も SiO₂ に乏しい。下部層及び中部層の粗面岩と上部層の横尾山粗面岩は、全岩化学組成（Nb 含有量）によって区分が可能である。給源岩脈、スパター、貫入構造などの存在、及び溶岩の厚さの変化などからこれらの火山岩は多くの地点から噴出したと考えられる。

葛尾層 島後北東部の葛尾山を中心にして、北北東-南南西方向に長軸をもつ、6 km × 4.5 km の菱形の地域に分布する流紋岩溶岩・火砕岩主体の火山岩体を葛尾層とよぶ。

本層は下位より流紋岩溶岩、溶結構造を伴う火砕岩、溶結構造を伴わない火砕岩からなり、全体で 900 m 程

度の層厚をもつ。分布域の南東部には幅約 400 m、長さ約 1,500 m の割れ目状の形態をした火道がある。この火道は、基盤に由来する隠岐変成岩類と花崗岩、時張山層の安山岩及び同質火砕岩、葛尾層の無斑晶流紋岩～斑状流紋岩と同質火砕岩、粗面岩からなる角礫岩によって埋められている。この角礫岩の粗面岩や流紋岩岩片は多様な形態を示し、塑性変形を受けたものも多く見られる。

その分布域の東部、西部及び南部では、本層は基盤岩との境界に、一部で基底礫岩を伴い、高角不整合面をもって基盤岩にアバットするか、もしくは断層関係で基盤と境する。火砕岩中の礫として、基盤岩類のほか、葛尾層の火山岩もしばしば混在している。葛尾層分布域の北側では、上位層が低角不整合面をもって基盤に重なる。また、重力異常をみると葛尾山を中心にドーナツ状の陥没構造が読み取れる。これらのことから葛尾層は下位層の噴出後、葛尾山を中心としたコールドロンを形成し、引き続き火山活動でコールドロン内部を堆積したものと考えられるので、葛尾層の堆積盆を「葛尾コールドロン」と呼称する。

2.5 鮮新統

鮮新統は向ヶ丘層とアルカリ玄武岩類からなる。アルカリ玄武岩類は活動の時期から大きく次の3つのステージに区分される。すなわち、4.7 Ma 前後ないしそれ以前の向ヶ丘層形成期から 4.1 Ma 頃まで、3.7～3.3 Ma 及び 2.8～2.3 Ma である。本研究では各ステージの玄武岩をその代表的な岩体名で代表させて、下位より大峯山玄武岩、大久北玄武岩、崎山岬玄武岩とよぶ。

向ヶ丘層は鮮新世前期の一時的な海進に伴って形成された内湾性堆積物とその後の海退に伴う陸水成堆積物からなり、玄武岩溶岩を数層準に伴い、90 m 以下の厚さをもつ。本層は重栖層や郡層の山体の麓に分布し、しばしば土石流堆積物や礫混じり泥など礫に富む。本層下部には有機物に富む粘土層が伴われるが、それについての CHNS 分析から海成層であることが示されたが、これまで化石は発見されていない。なお、大峯山、大満寺山、釜において、本層は大峯山玄武岩の溶岩に整合に覆われる。

各ステージの玄武岩のほとんどは溶岩流として産出するが、一部は岩脈あるいは岩頸などの貫入岩となっている。溶岩流の場合、主に礫からなる河川成堆積物がしば

しば伴われる。また、これらの一部は超塩基性捕獲岩を多く含む。なお、玄武岩の活動には北西-南東方向の配列がみられる。

2.6 第四系

第四系は更新世のアルカリ玄武岩類と段丘堆積物、及び完新世の沖積堆積物、海浜堆積物、崖錐堆積物などからなる。更新世の玄武岩類の活動は、前期更新世の 1.3 Ma 頃と中期更新世の 0.85～0.42 Ma の2つのステージに区分される。前者の玄武岩は八尾川中流の都万目、皆市、原田及び池田付近に分布するのみである。後者の玄武岩は西郷湾北岸一帯、岬町地区、卯敷港東岸及び有木川上流の稜線上などに分布する。有木川上流においてはこの玄武岩溶岩の噴出源と判断される朝顔型構造もみつかっている。

従来、沖積段丘以外には島後では林 (1980) が古い段丘あるいは山崎 (1991) が尼寺山礫層と呼んだ八尾川下流部の段丘のみが知られていたが、山内・村上 (2007) が指摘した高位 I～Ⅲ段丘及び中位段丘の計4段の段丘の存在が確認された。高位 I～Ⅲ段丘は八尾川下流域と西郷湾南西部の西田・今津間にのみ分布するが、これらは河岸段丘と考えられる。更に、中位段丘は西郷湾から都万湾までの島の南岸の湾奥部に分布し、ときには有力な河川が流れていない沿岸部に認められることから、海成段丘と判断される。

完新世の沖積堆積物は八尾川と重栖川では下流から中流域に相対的に広く分布し、20～30 m 弱の厚さをもつが、それ以外の河川においては、海岸近くの下流域の狭い範囲に分布する。海浜堆積物は波浪の影響をあまり受けない湾奥や南部沿岸の一部に分布するが、最近の埋め立てや護岸工事によって消失したものも多い。埋立はほとんどの港において行われており、とくに西郷湾と重栖湾及び中村湾において顕著である。更に、島後では、平坦地を造成するための盛土や谷の埋め立てが多く行われている。とくに大規模な盛土は隠岐空港の新旧2本の滑走路である。これ以外に、西郷港周辺ではいくつかの谷底が埋め立てられている。島後斎場「愁雲苑」がある谷がその代表である。

以上の島後の層序を西隣の島前の層序と対比すると第2.4図及び第2.5図のようになる。

時代	島 後 (本研究)		島 前 (千葉ほか, 2000)			
新 鮮 新 世	後 期	崎山岬玄武岩など (2.8~2.3 Ma)		宇受賀玄武岩 2.9 Ma ①		
		大久北玄武岩 (3.7~3.2 Ma)				
	前 期	大峯山玄武岩など (4.7~4.1 Ma)				
		向ヶ丘層		知々井岬層		
	中 期	後	重栖層 (5.7~5.4 Ma)	葛尾層 (5.45~5.0 Ma)	島 前 火 山 噴 出 物	
			都万層 6.6 Ma			焼火山 火砕丘 5.4 Ma ②
		前			外輪山 溶岩 6.26~5.5 Ma ②③④	島津島層 5.4 Ma ②
					大山石英閃長岩 (9.1~6.18 Ma) ②⑤⑥	
	新 世	中 期	久見層 (16.9 Ma, Mg,Op)		市部層	
					大津層	
前 期		郡層 (19.2~13.7Ma)		美田層		
古 第 三 紀	前 期	時張山層 (26.0~18.1 Ma)				

Mg, Op : *Miogypsina*・*Operculina* 産出層準 (大久保, 1981; 多井・加藤, 1980) .

島後の放射年代値に関する文献は第2.3表を参照.

- ① 金子・千葉(1998), ② 千葉ほか(2000), ③ Morris *et al.* (1990),
④ 和田ほか (1990), ⑤ 千葉(1975), ⑥ Morris *et al.*(1997).

第 2.4 図 島前・島後の第三系対比

地質時代	年代	古地磁気	島 後 (本研究)	島前 (千葉ほか, 2000)	
完新世	万年 1	ブルン正帯磁期			
更 新 世	後 期		14	中位段丘堆積物	中位段丘堆積物
				高位Ⅲ段丘堆積物	
				高位Ⅱ段丘堆積物	
				高位Ⅰ段丘堆積物	
新 世	中 期			岬玄武岩など 西郷玄武岩など	
世	前 期		77		
				池田玄武岩など	
鮮新世	180		マツヤマ逆帯磁期		

第 2.5 図 島前・島後の第四系対比

第 3 章 隠岐変成岩類

(高須 晃)

3.1 概 説

島後北東部には隠岐変成岩類（または隠岐片麻岩類）とよばれる泥質-砂質片麻岩、ミグマタイト及び花崗岩類からなる変成岩類が分布する。変成岩類は低圧高温型の変成作用を受け、角閃岩相の高温部からグラニュライト相の条件に至る。

隠岐変成岩類は中新統が分布する葛尾山付近を中心とする半径およそ 8 km のほぼ円形の地域に分布し、中心から外側へ傾斜するドーム型の構造を示す。この変成岩類は隠岐諸島及び周辺地域の基盤岩として広範囲に存在することが、地球物理学的観測から推定されている (Honza, 1978)。隠岐変成岩類の示す片麻状構造は、西部の銚子川より西の地域では走向は南北性であり、銚子川から大久川にかけての南部地域では東西性、東部の大久川から布施付近にかけては再び南北性の走向方向が卓越する。北部地域は露出状況が悪いため、地質構造の推定が難しい。太田 (1963) は隠岐変成岩類の岩石学的研究を行い、片麻岩類を黒雲母片麻岩、花崗岩質ミグマタイト、含珪線石紅柱石黒雲母片麻岩、含石墨黒雲母片麻岩、石灰質片麻岩、角閃岩に区分した。Hoshino (1979) は隠岐変成岩類の岩相区分を、太田 (1963) の黒雲母片麻岩と花崗岩質ミグマタイトを一括してミグマタイト質片麻岩、また、含珪線石紅柱石黒雲母片麻岩と含石墨黒雲母片麻岩をあわせて泥質片麻岩とした。変成作用については、一部の角閃岩中に斜方輝石と単斜輝石の共存が認められ、隠岐変成岩類の少なくとも一部はグラニュライト相に達したとされる (Hoshino, 1979a; 星野, 1981)。

隠岐変成岩類の変成年代については、Suzuki and Adachi (1994) によるモナズ石の CHIME 年代よりおよそ 250 Ma と考えられ、これは飛騨変成岩類の変成年代と一致する。隠岐変成岩類と飛騨変成岩類の関連性については小川 (1906) により早くより議論されている。また、太田 (1963) は隠岐変成岩類の変成作用については、角閃岩相高温部に相当する広域変成作用の後、マイロナイト化作用を受けたとし、飛騨変成岩類との類似性を指摘した。

隠岐変成岩類の岩相は、分布の全地域にわたってサンプルのサイズから地質図規模まで、泥質片麻岩と片麻状花崗岩の混合したミグマタイトが分布するが、本図幅では基本的に Hoshino (1979) の区分に従い、露頭規模での泥質部と花崗岩質部の割合から泥質片麻岩、ミグマ

タイト質片麻岩及び片麻状花崗岩に区分する。その他に少量の角閃岩、石灰質片麻岩及び珪質片麻岩が分布する。本図幅地域は全般にわたってミグマタイト質片麻岩が広く分布するが、地域的に泥質部または花崗岩質岩が卓越する泥質片麻岩、片麻状花崗岩とよぶべき岩相がレンズ状に分布する。これらの岩相の境界は漸移的で、鍵層となるような連続性は認められない。

3.2 岩 相

3.2.1 泥質片麻岩 (PG)

黒雲母に富む層と石英と長石に富む層が顕著な優黒色と優白色の縞状構造をなす、中粒～粗粒の変成岩である。後退変成作用により黒雲母の緑泥石化が進んだ岩石では全体が淡緑色を呈する。ミグマタイト質片麻岩とは漸移的關係にあるが、泥質片麻岩としての比較的まとまった分布は、有木川中流域及び東郷川中～上流域にある。隠岐変成岩分布地域の北半部ではマイロナイト化作用を受けてカリ長石の斑状変晶を含む眼球状片麻岩となるものが分布する。同様の眼球状片麻岩は変成岩分布地域の南西部の銚子川上流域にも分布する (浜田ほか, 1996)。

泥質片麻岩の代表的な鉱物組合せは石英-斜長石-カリ長石-黒雲母-白雲母-緑泥石よりなり、その他にざくろ石、珪線石、紅柱石、堇青石、チタン石、コランダム、スピネル、ルチル、方解石、チタン鉄鉱、燐灰石を含む場合がある (太田, 1963; 星野, 1979a; 浜田ほか, 1996)。またどの試料も少量のジルコン、モナズ石及び石墨を含む。

ざくろ石を含む泥質片麻岩では、ざくろ石は半自形粒状で最大粒径 4 mm 程度。包有物として石英、白雲母、黒雲母、チタン石、ジルコン、方解石を含むことがある。有木川上流と伊賀湖北端中谷川の泥質片麻岩中のざくろ石はフェンジャイト質の白雲母 ($Si < 6.72$ pfu) が認められる (第 3.1 表)。ざくろ石の化学組成はアルマンディン成分に富み、最大 21 mol.% 程度のパイロープ成分を含む。一方、スペサルティンとグロシュラー成分には乏しい。ざくろ石は核部から縁部へむかって Mg の減少、Mn の増加を示す逆累帯構造を示すことが多いが、一部に核部において外側へむかって、Mg 増加と Mn 減少の正累帯構造の後、縁部で逆累帯構造を示すものがみられる。

珪線石を含む泥質片麻岩には柱状またはフィブロライトの産状を示す珪線石が含まれる。珪線石を含む変成岩

類は銚子川及び有木川沿いの地域では北部にその出現が多い傾向がある。珪線石は黒雲母の定向配列による片理面上に形成されているもののほか、後退変成時のざくろ石の分解により黒雲母とともに形成されることもある(浜田ほか, 1996)。

大久川中流域には石英-斜長石-カリ長石-黒雲母-ざくろ石-珪線石-スピネル-コランダム-石墨の組み合わせを示す泥質片麻岩が産出する(星野, 1979a)。また、その他に石英-斜長石-カリ長石-黒雲母-ざくろ石-珪線石に加えて紅柱石-スピネル, スピネル, コランダムを含む組合せを含む泥質片麻岩が報告されている(星野, 1981)。

泥質片麻岩の一部に堇青石を含むものがあることは太田(1963)により記載され、その後、浜田ほか(1996)と角替(1998)は銚子川地域のアルミニウムに富む泥質片麻岩において、ざくろ石が堇青石により置換されている組織を記載し、堇青石は圧力低下をともなう後退変成作用時に形成されたものであるとした。

3.1.2 ミグマタイト質片麻岩 (MG)

数 mm から数 10 cm のオーダーで泥質片麻岩と優白質の花崗岩質岩が層状またはレンズ状に混合した岩石であり、変成岩分布地域の広域に出現する。泥質片麻岩及び片麻状花崗岩とは漸移的關係にある。泥質片麻岩部は上述のとおりであり、花崗岩質部の鉱物組合せは、石英-長石-カリ長石-黒雲母-白雲母-緑泥石にざくろ石、珪線石を含む場合がある。その他、少量のモナズ石、ジルコン、燐灰石、チタン石、チタン鉄鉱、方解石を含む場合がある。

3.1.3 片麻状花崗岩 (Gg)

ミグマタイト質片麻岩の優白質花崗岩質部分が露頭規模において優勢な岩相を片麻状花崗岩とした。したがって、本岩層はミグマタイト質片麻岩とは漸移的關係にある。隠岐変成岩類分布地域の中での分布は限られるが、有木川流域には比較的まとまった分布がある。

第 3.1 表 隠岐変成岩類の変成鉱物の代表的化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8
	ざくろ石	ざくろ石	角閃石	角閃石	黒雲母	黒雲母	白雲母	白雲母
SiO ₂	37.19	36.65	42.04	40.57	33.78	36.28	46.60	50.47
TiO ₂	0.00	0.01	2.10	0.11	3.34	2.41	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	20.98	20.83	10.47	15.41	17.31	19.17	34.94	29.68
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.04	0.00	0.03	0.07	0.00	0.03
FeO	33.90	36.94	21.43	20.66	26.05	17.12	1.12	3.07
MnO	1.56	1.97	0.21	0.31	0.07	0.06	0.00	0.00
MgO	4.51	2.06	7.08	5.82	5.55	10.03	0.85	2.04
CaO	1.31	1.00	10.74	10.58	0.00	0.00	0.04	0.12
Na ₂ O	0.02	0.02	1.20	1.45	0.19	0.16	0.17	0.12
K ₂ O	0.04	0.05	1.48	0.75	8.92	8.84	10.99	9.43
Total	99.55	99.59	96.79	95.66	95.24	94.14	94.75	94.96
O=	12	12	23	23	22	22	22	22
Si	2.988	2.993	6.532	6.306	5.339	5.495	6.235	6.717
Ti	0.000	0.001	0.245	0.013	0.397	0.274	0.004	0.000
Al	1.986	2.004	1.917	2.823	3.224	3.421	5.508	4.655
Cr	0.003	0.004	0.005	0.000	0.004	0.008	0.000	0.003
Fe	2.277	2.522	2.784	2.685	3.442	2.168	0.125	0.342
Mn	0.106	0.136	0.028	0.041	0.009	0.008	0.000	0.000
Mg	0.540	0.251	1.639	1.348	1.307	2.263	0.169	0.404
Ca	0.113	0.087	1.787	1.761	0.000	0.000	0.006	0.017
Na	0.003	0.003	0.361	0.437	0.058	0.047	0.044	0.031
K	0.004	0.005	0.293	0.149	1.798	1.707	1.875	1.600
Total	8.020	8.006	15.591	15.563	15.578	15.391	13.966	13.769

1 = 泥質片麻岩 (銚子ダム), 2 = 泥質片麻岩 (有木川上流域), 3・4 = 角閃岩 (有木川中流域) [3 = 核部の褐色角閃石, 4 = 縁部の緑色角閃石], 5 = 泥質片麻岩 (銚子ダム), 7 = 泥質片麻岩 (有木川上流域), 8 = 泥質片麻岩 (中谷川下流域)。

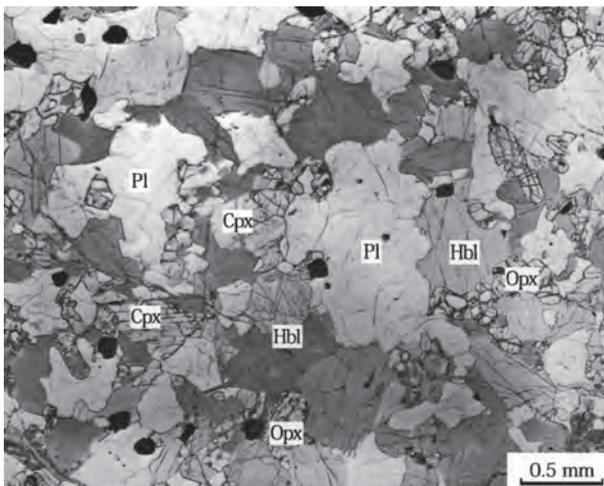
3.1.4 角閃岩 (Am)

角閃岩は泥質片麻岩、ミグマタイト質片麻岩及び片麻状花崗岩の構造と調和的な層状またはレンズ状の小岩体として産する (第 3.1 図). 角閃岩はホルンブレンド-斜長石-黒雲母-緑泥石-石英を主とし、また、少量の単斜輝石、カミングトン閃石、燐灰石、モナズ石、方解石、チタン石、チタン鉄鉱、磁硫鉄鉱を含むものがある。有木川中流域及び銚子川流域において、単斜輝石と斜方輝石の鉱物組合せをもつ角閃岩が報告されている (星野, 1979b; 浜田ほか, 1996).

角閃岩を構成する角閃石は褐色ホルンブレンドであるが、周縁部に緑色-青緑色のホルンブレンドが形成されていることが多い。有木川中流域に分布する角閃岩中の角閃石においては、核部の褐色ホルンブレンドは TiO_2 を 2.1 wt% 含むのに対し、縁部の緑色ホルンブレンドは 0.4 wt% 未満である。また、ホルンブレンドの周囲



第 3.1 図 有木川中流に見られるミグマタイト質片麻岩中の角閃岩のレンズ状岩体 (黒く見える部分)



第 3.2 図 斜方輝石と単斜輝石を含む角閃岩 (有木川中流) の偏光顕微鏡写真 (星野, 1979b)

Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: ホルンブレンド, Pl: 斜長石, 不透明鉱物: チタン鉄鉱と磁硫鉄鉱. 単ニコル写真.

に後退変成鉱物として、カミングトン閃石、黒雲母、緑泥石が形成されることがある。単斜輝石は多くの場合ホルンブレンドによって取り囲まれて存在し、この場合、ホルンブレンドの形成以前に安定であったと考えられる。斜長石は An 成分 45 ~ 56 mol.% の組成を示す。

星野 (1979b) は有木川中流域でミグマタイト質片麻岩中に幅 1.5 m 長さ 3 m のレンズ状の小岩体として単斜輝石と斜方輝石を含む角閃岩を報告した (第 3.2 図). この角閃岩のモード組成はホルンブレンド 45.0 %, 斜長石 30.3 %, 単斜輝石 10.3 %, 斜方輝石 6.2 % であり、これらのホルンブレンド、斜長石、単斜輝石及び斜方輝石の間に反応関係はみられず、角閃石グラニュライト相の変成条件を示すと考えられる。

3.1.5 石灰質片麻岩

地質図には示していないが、石灰質片麻岩はミグマタイト質片麻岩中に小岩体としてまれに産する。優白質の岩石で、主に方解石、石英、透輝石からなり、一部に緑れん石、ざくろ石 (グロシュラー)、角閃石、斜長石、紅柱石、チタン石、燐灰石をとこなうものがある。

3.3 変成作用

変成岩分布地域内では全体として泥質変成岩に紅柱石-珪線石が出現し、藍晶石は認められないため低圧型の変成相系列を示す。特定の指標鉱物の分布に特徴がないため、変成度の地域変化は認められない。ただし、珪線石の分布は銚子川及び有木川流域地域においては、その北部に集中する傾向がある。このような泥質変成岩中の鉱物組合せの違いは、基本的には全岩化学組成の相違を反映していると考えられる (浜田ほか, 1996).

角閃岩は片麻岩類と調和的に分布し、両者は同じ変成作用を受けたと考えられる。角閃岩にはホルンブレンド-単斜輝石-斜方輝石の組み合わせが認められるものがあり、変成作用は少なくとも低温のグラニュライト相に達している。角閃岩中の単斜輝石と斜方輝石の組み合わせについて、Wood and Banno (1973) の地質温度計を用いて 830°C の変成温度が見積もられている (Hoshino, 1979). 一方、泥質片麻岩の変成条件については、ざくろ石-黒雲母地質温度計 (Thompson, 1976) と斜長石-ざくろ石-珪線石-石英地質圧力計 (Ghent, 1976) から、580 ~ 630°C (平均 600°C), 2.9 ~ 3.9 kb (平均 3.2 kb) が見積もられた (星野, 1981). 隠岐変成岩に対して推定されたこれら 2 組の変成温度について、Hoshino (1979) と星野 (1981) は角閃岩の単斜輝石と斜方輝石の組み合わせにみられる初期のピーク変成作用と泥質片麻岩のざくろ石-黒雲母間の Fe-Mg 分配や角閃岩のホルンブレンド、カミングトン閃石及び黒雲母の形成により示される後退変成作用に対応するとした。

浜田ほか (1996) は泥質片麻岩と優白色花崗岩質岩の鉱物組合せと組織観察より、昇温期及び降温期の変成過程を以下のように推定した。

昇温期変成作用は、次の二つの脱水溶融反応曲線を越えて温度が上昇した (第 3.3 図)。

白雲母+斜長石+石英→珪線石+カリ長石+メルト
 黒雲母+珪線石+斜長石+石英→ざくろ石+カリ長石+メルト

この反応はざくろ石-黒雲母地質温度計 (Ganguly and Saxena, 1984) では 3 kb で 750 ~ 754 °C を示す。第 3.3 図の反応曲線の配置より昇温期変成作用の変成圧力は 4 kb 以上となる。

隠岐の泥質片麻岩中には斜方輝石が存在しないことから、

黒雲母+石英→斜方輝石+メルト

の反応が起こる温度 820°C (Peterson and Newton, 1989) には達していない。したがって、隠岐変成岩のピー

ク変成温度は 750°C から 820°C となる。

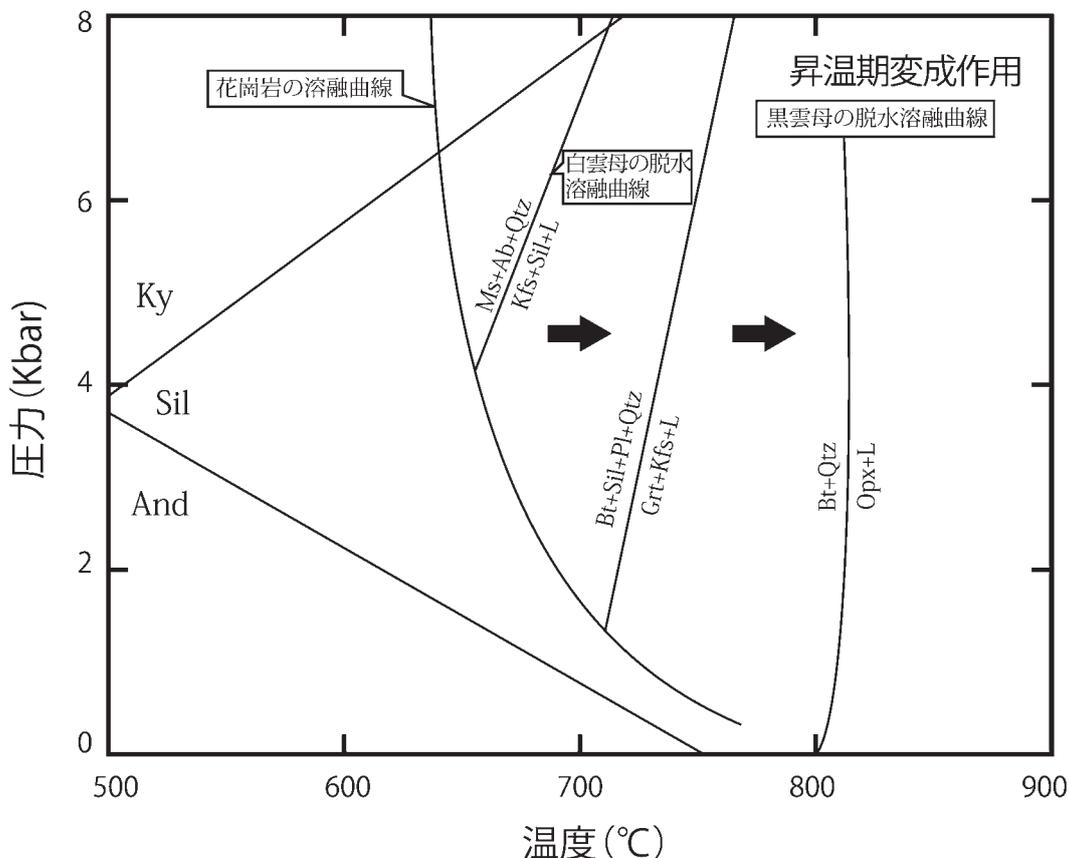
一方、泥質片麻岩中のざくろ石が堇青石に置換されている組織が認められることから、

ざくろ石+珪線石+石英→堇青石

を引き起こす圧力低下を示す後退変成作用が考えられる (第 3.4 図)。この反応曲線の圧力推定は堇青石が変質しているため正確にはできないが 1.5 ~ 3 kb が推定された。更に、泥質片麻岩にはざくろ石が分解して黒雲母と珪線石 (紅柱石) を形成する反応が見られるものがあり、

ざくろ石+カリ長石+H₂O →黒雲母+珪線石 (紅柱石) +石英

の反応が考えられる。ここでざくろ石-黒雲母-斜長石-珪線石-石英の鉱物組合せより、変成温度と圧力は 620 ~ 660°C (Ganguly and Saxena, 1984), 1.3 ~ 2.0 kb (Kozioi and Newton, 1988) が見積もられた。上記の反応曲線の P-T 図上での位置を、熱力学的データベー



第 3.3 図 隠岐変成岩の昇温期変成作用 (浜田ほか, 1996)

And : 紅柱石, Sil : 珪線石, Ky : 藍晶石, Ms : 白雲母, Ab : 曹長石, Qtz : 石英, Kfs : カリ長石, Bt : 黒雲母, Pl : 斜長石, Grt : ざくろ石, Opx : 斜方輝石, L : メルト

ス (Berman, 1988) を用いて決定したものが第 3.4 図に示されている。PH₂O << P_{total} の場合に地質温度計より推定された条件となる。その後、更に温度低下が起こり、珪線石の安定領域から紅柱石の安定領域に入ったと考えられる。

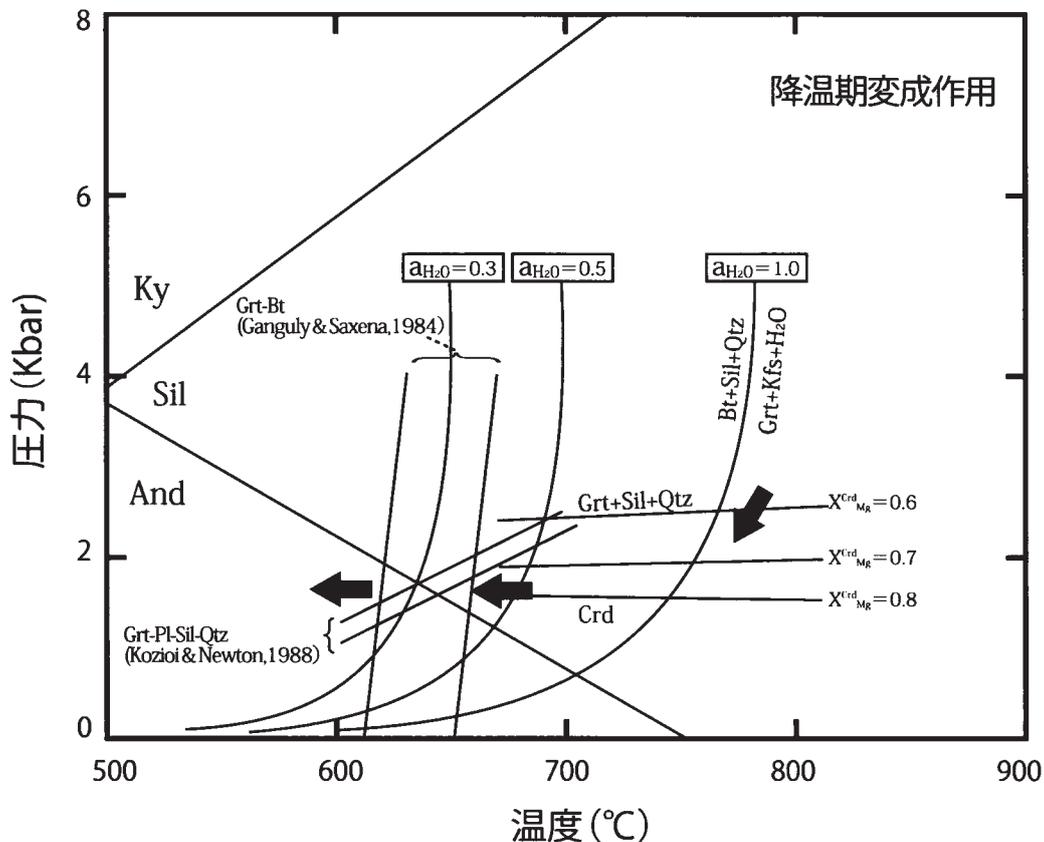
3.4 地質年代

隠岐変成岩類の角閃岩及び泥質片麻岩の Sm-Nd 全岩アイソクロン年代がいずれもおよそ 20 億年を示し、これはそれぞれ、原岩の塩基性火成岩の生成年代及び堆積岩の原岩が生成された年代または堆積年代と考えられた (田中・星野, 1987)。また、泥質片麻岩中のジルコンの SIMS による単結晶の U-Pb 年代は 23 億年, 20 億年, 及び 17 億年の 3 つの年代グループに分かれる。これらは泥質片麻岩の原岩である堆積物の後背地の原生代地殻中の酸性火成岩に由来する (Tsunogae, 1995)。同様に泥質片麻岩中のジルコンの SHRIMP U-Pb 年代は 24 ~ 19 億年と 18 億年の 2 つの年代グループが認められた (Tsutsumi *et al.*, 2006)。泥質片麻岩中の碎屑性ジルコンの CHIME 年代は 30 ~ 3.5 億年の範囲に広がる (Suzuki and Adachi, 1994)。このことより隠岐片麻

岩の原岩の堆積年代は 350 Ma 以降と考えられた。

隠岐変成岩の変成年代については、CHIME 法によるモナズ石の年代が 250 Ma に集中すること (Suzuki and Adachi, 1994)、ジルコンの SHRIMP 年代として 236 ± 3 Ma (Tsutsumi *et al.*, 2006) が報告されていることから 240 ~ 250 Ma と考えられる。

隠岐変成岩の冷却年代については、角閃岩中のホルンブレンド及び片麻状花崗岩中の白雲母の ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代がそれぞれ 199 ~ 192 Ma と 168 ~ 167 Ma であり、およそ 500°C と 375 ~ 400°C の冷却年代を示す (Dallmeyer and Takasu, 1998)。更に、およそ 350°C の冷却年代を示す Rb-Sr 黒雲母年代が 161 ± 2 Ma である (Yamashita and Yanagi, 1994)。また、飯美地域の片麻状花崗岩中のジルコンのフィッシュン・トラック年代は 133.8 ± 9.0 Ma となりジルコンの閉鎖温度 240°C 付近での冷却年代を示す (大平・筒井, 2000)。これらの年代測定結果は、第 3.5 図に示すように、隠岐変成岩のピーク変成年代からその後の冷却過程を示す。その他、K-Ar 黒雲母年代 169 Ma (Shibata and Nozawa, 1966)、Rb-Sr 黒雲母年代 187 Ma (早瀬・石坂, 1967)、Sm-Nd 斜長石・角閃石年代 166 ± 41 Ma (田中・星野, 1987) の報告がある。

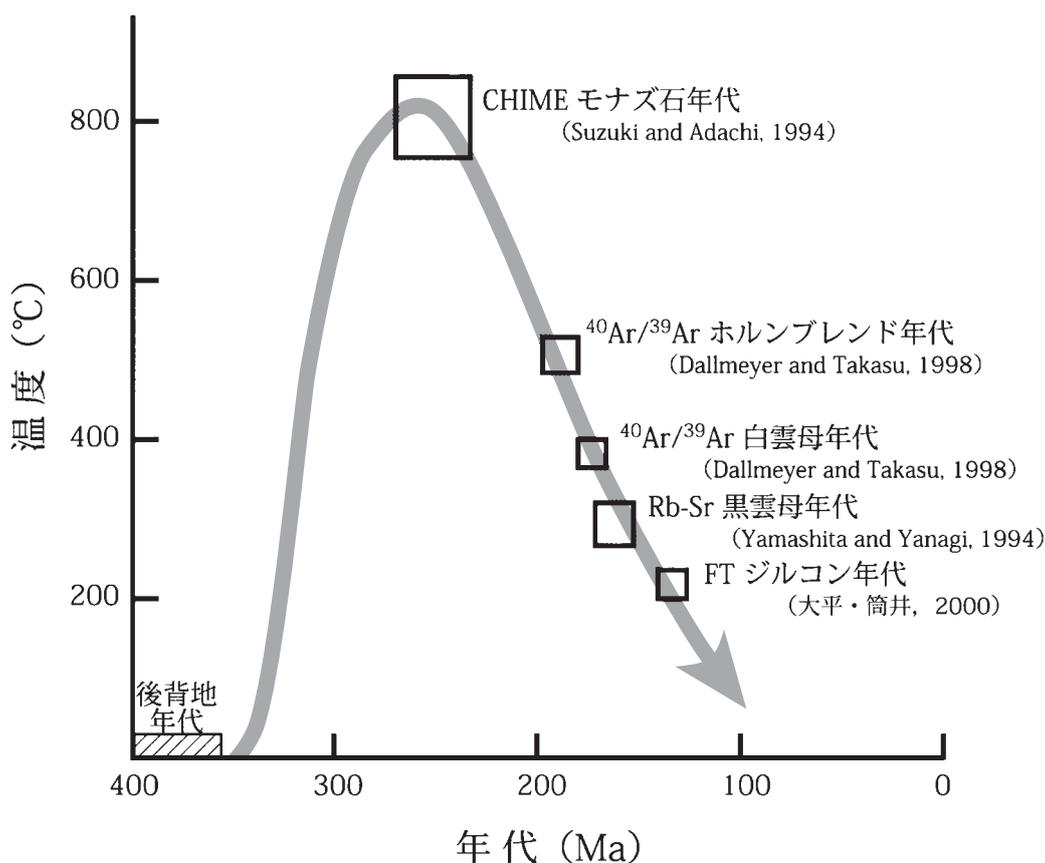


第 3.4 図 隠岐変成岩の降温期変成作用 (浜田ほか, 1996 を一部改変)
鉱物名の略号は第 3.3 図に従う

隠岐変成岩類は島後南谷花崗岩により貫入されている。この花崗岩について田結庄 (1991) は新期花崗岩と区分し、カリ長石の K-Ar 年代を 19.7 ± 0.6 Ma を報告した。しかしその後、この花崗岩のジルコンのフィッショントラック年代が測定され、53 ~ 42 Ma の年代が報告された (大平・筒井, 2000)。年代測定されたジルコンのフィッショントラックはすべての試料で約 10 % 短縮しており、わずかな年代の若返りが考えられる。したがっ

て、島後南谷花崗岩のジルコンの閉鎖温度である 240°C への冷却年代は 53 ~ 42 Ma よりも古くなる可能性がある (大平・筒井, 2000)。

隠岐変成岩類を不整合に覆う最も古い地層は、漸新統-下部中新統の時張山層群である。したがって、漸新世末-前期中新世の時代には隠岐変成岩の一部は地表に露出したことになる。



第 3.5 図 隠岐変成岩の昇温-降温期変成経路 (Dallmeyer and Takasu, 1998 ; 大平・筒井, 2000)

第4章 島後南谷花崗岩 (Dg)

(村上 久)

岩体名 田結庄ほか (1991) は、隠岐変成岩類中の花崗岩について、脈状-シュリーレン状、レンズ状や不定形の網状をなし、片麻岩の片理と平行あるいは斜交して産する粗粒、片麻状-塊状の花崗岩類と、片麻岩の構造を切って小岩株-岩脈状に分布するアプライト質-文象質花崗岩を区分し、前者を古期花崗岩、後者を新期花崗岩と呼んだ。本研究では、古期花崗岩類を隠岐変成岩類の一部と考え、古期花崗岩類の名称を使用しないこととした。そのため、相対する新期花崗岩の名称はふさわしくないことから、これを島後南谷花崗岩と命名する。

模式地 布施地区南谷林道の標高 60 ~ 130 m 付近の法面。

分布 もっとも大きな岩体は、布施地区の中谷中流域から南谷中流域を経て卯敷川源流部に至る地域に 2.5 km × 0.6 km の範囲で露出する。模式地以外では、大満寺山東約 1.0 km の大久川源流付近、銚子川中流域に 0.2 ~ 0.4 km × 0.1 km の小岩体が存在する。

他の岩体との関係 模式地では、片麻岩との接触部付近で急冷相を形成しているが、明瞭な貫入関係は観察できない。一方、この岩体の南東端の卯敷川源流部を通過する林道法面で、本花崗岩が細粒の急冷相（一部フェルサイト質）に変化しながら片麻岩を明瞭に貫いているのが観察される（第 4.1 図）。本岩体を貫くのは葛尾層のみで、特に南谷では幅数 m の流紋岩岩脈が北西-南東方向に数多く貫入しているのが観察される。

岩相 細粒でアプライト質組織をなすものが多いが、小岩体では文象状組織が発達し、文象質花崗岩-文象斑岩である場合がある。片麻岩との接触部ではフェルサイト質となり一部に流理構造が見られる場合がある。田結庄ほか (1991) によれば、主要造岩鉱物はカリ長石、石英、斜長石と少量の黒雲母で、二次鉱物として白雲母を伴う場合がある。カリ長石が多く (27 ~ 44 vol%)、斜長石の少ない (11 ~ 21 vol%) 狭義の花崗岩からアダメロ岩が多くを占める。全岩化学組成は SiO₂ 量が、細粒花崗岩で 75 ~ 77 wt%、文象質花崗岩で 75 ~ 78 wt% である。CaO (0.15 ~ 0.89 wt%) に乏しく、K₂O (4.3 ~ 4.9 wt%) に著しく富む。

年代 本岩体について、19.7 ± 0.6 Ma のカリ長石 K-Ar 年代値 (田結庄ほか, 1991) が報告されたが、木村・辻 (1992) は本岩体を布施花崗岩とよび、それについてジルコン・フィッシュントラック年代 45.2 Ma を報告した。更に、大平・筒井 (2000) は本岩体のジルコンのフィッシュントラック年代を測定し、南谷地区で 42.1 ± 2.4 Ma、卯敷川源流部で 53.3 ± 2.6 Ma の値を得ている。彼らは、両者の年代の差を冷却過程の違いと考えた。また、トラック長が短縮していることを見出し、本岩体の年代が 42 ~ 53 Ma よりも古いと考えて、その原因を葛尾層の流紋岩岩脈 (5.2 ± 0.2 Ma) の熱に求めている。



第 4.1 図 片麻岩を貫く島後南谷花崗岩 (卯敷南西の林道)

第5章 下部・中部中新統

(山内靖喜・村上 久・小室裕明)

5.1 時張山層 (Tc,Trp,Trl,Tsm,Tap,Tal,Tbl)

地層名 山崎 (1984) 命名.

模式地 中村川中流の林道東谷線及び中村川中～上流流域. 山崎 (1998) では時張山層が二つの部層に細分され, 下部の部層の模式地には中村川上流域の林道東谷線 (第5.2図ルート T7) が, 上部の部層のそれは近石川とされた. 本研究では, 時張山層の主要岩相が観察できる上記ルートを変えて模式地として設定する.

分布 島後中央部の真杉川沿岸から北部の中村, 北東部の布施を経て大久にかけて, 基盤の隠岐変成岩を取り巻くように連続的に分布する. また, これらとは別に, 布施の中谷には葛尾層の内座層として安山岩溶岩からなる本層が断片的に分布している.

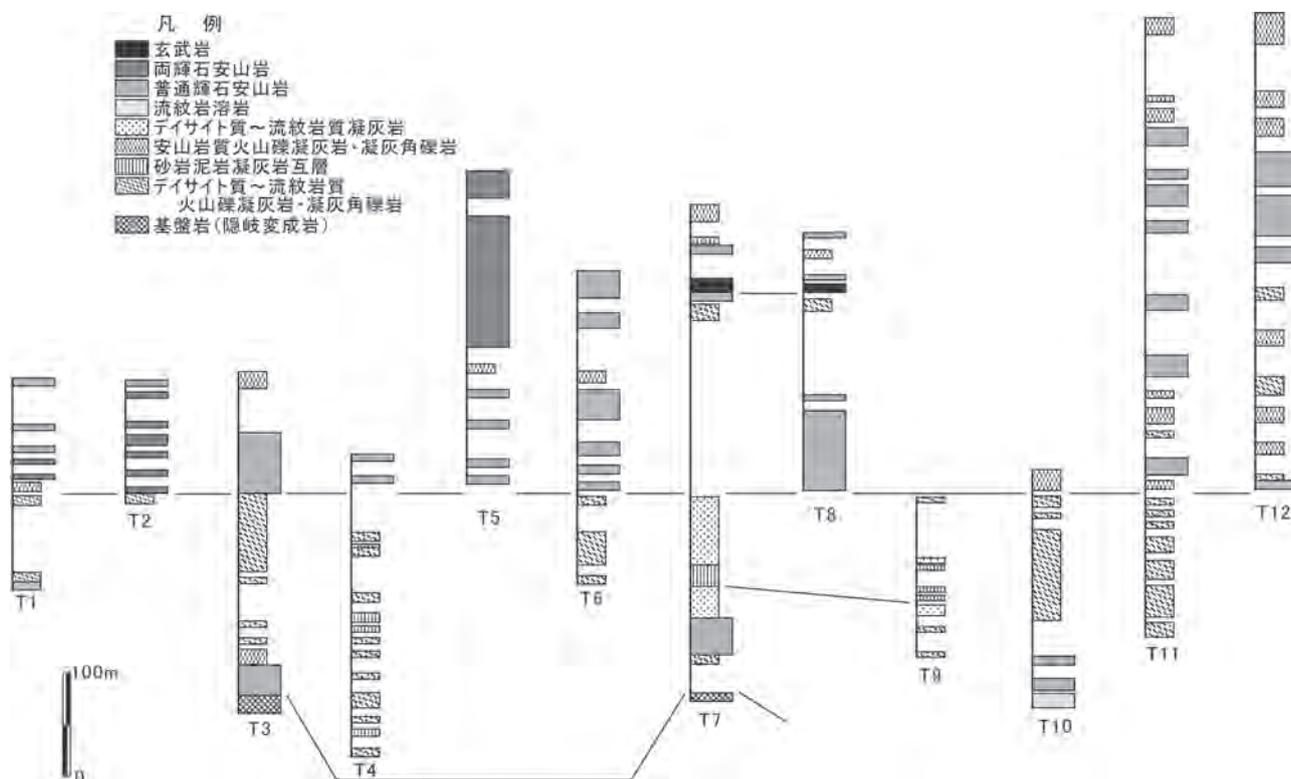
層序関係 基盤の隠岐変成岩類とは不整合関係または断層関係で接する. 山内ほか (1995) は, 布施付近で, 高角傾斜の不整合面を介して時張山層の流紋岩-デイサイト火砕岩が基盤の隠岐変成岩にアバットする露頭を報

告している. また, 島後北東部の飯美から元屋, 時張山東麓を経て銚子に至る地域においては, 低角の不整合面を境にして時張山層は基盤を覆い (安達ほか, 1995), 更に東部の卯敷から大久にかけては, 高角な断層を介して基盤岩類と接している.

層厚 島後中央部の近石-時張山間で 700 m, 北部の中村付近で 450 m, 東部の卯敷-大久間では 1,000 m 以上の層厚をもつ. ただし, 中村川沿岸～島の中南部にかけての地域では本層は郡層に不整合に覆われているため, その上限が不明であり, 東部では基盤岩類と断層関係のため下限が不明である.

岩相 全体的にみて, 下部には流紋岩～デイサイト火砕岩が多く, 上部になると安山岩溶岩が卓越する (第5.1図, 第5.2図).

流紋岩-デイサイト火砕岩は流紋岩溶岩, 凝灰質砂岩泥岩互層などを挟み, 安山岩溶岩はデイサイト溶岩・安山岩質火砕岩・流紋岩質火砕岩などを伴う. また, 最下部には連続性の悪い礫岩が部分的に挟在する. 火砕岩類



第5.1図 時張山層のルート柱状図
ルート位置は第5.2図参照.

は、東部の布施-大久で粗粒であるが、北部-西部では泥岩を頻繁に挟在する岩片の少ない凝灰岩に移行するという全体的な傾向が求められる。

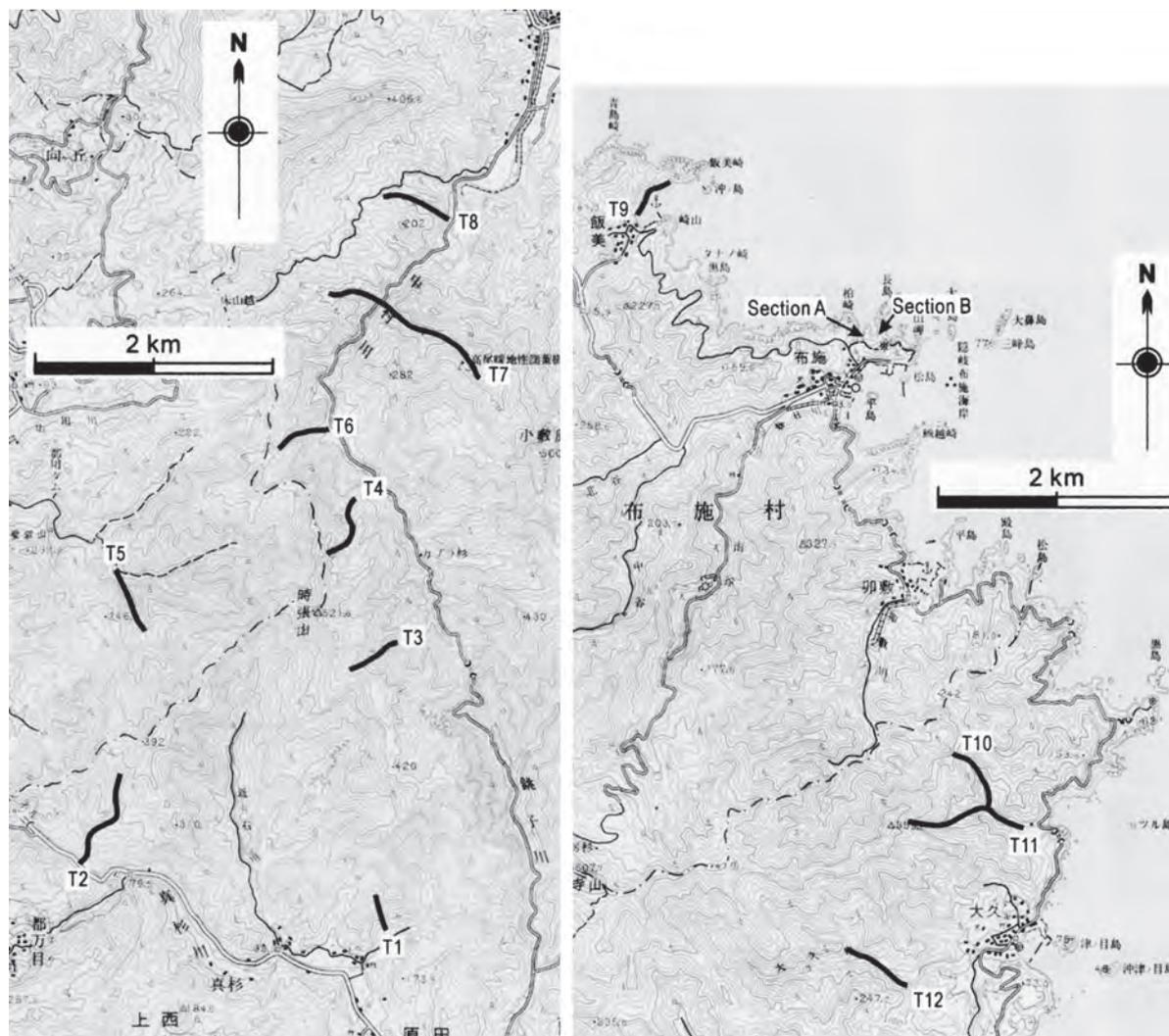
礫岩 (Tc) 本層は銚子川上流東岸の谷底や北東部の布施 (山内ほか, 1995) でみられる (第 5.3 図)。礫種は、基盤岩由来の片麻岩・花崗岩類からなり、平均礫径数 cm、最大 50 cm の角礫~亜角礫で、淘汰度がきわめて悪い。礫岩の基質は、礫と同質で、片麻岩類の粗粒~細粒碎屑物である。また、部分的に少量の火山灰や軽石片が混入している。

流紋岩-デイサイト火砕岩 (Trp) 本火砕岩は中村から中村川上流域を経て銚子川上流域にかけては、成層した比較的淘汰の良い火山礫凝灰岩及び塊状の火山礫凝灰岩 (一部溶結) ~粗粒凝灰岩からなる。一方、東部の布施-大久間では、デイサイト質火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩など比較的粗粒の火砕岩類が多く、連続性の悪い流紋岩

や安山岩の溶岩を挟んでいる。火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩には、軽石及び流紋岩、デイサイト、安山岩、基盤の片麻岩の岩片が含まれ、まれに径 70~80 cm の巨礫が含まれる。軽石は扁平に潰れており、一部で弱溶結が認められる。

砂岩泥岩凝灰岩互層 (Tsm) 本互層は火山碎屑物を主体とした 5 cm~1 m の厚さの上方細粒化した砂岩・泥岩・凝灰岩互層からなり、緩い斜交ラミナや平行ラミナが発達している。ラミナに沿って径 5~10 mm 程度の火山豆石が配列している場合がある。また、一部に礫岩や含礫泥岩を伴い、泥岩にはスランプ構造がみられることがある。北部の東谷沿いに露出する泥岩からは、*Metasequoia* sp. などの植物化石を産する。鳥居ほか (1984) は、上元屋南方の沢で、砂質凝灰岩中にノジュール状に産するワイラカイトを報告している。

山内ほか (1995) は、布施港北側の浄土ヶ浦海岸で



第 5.2 図 時張山層のルート柱状位置図
西部中村川沿い。ルート T1~T6。(B) 東部布施-大久。ルート T7~T10、及び第 5.4 図の A セクションと B セクション位置を示す。

本層の詳細な記載を行ない、この地域の砂岩泥岩凝灰岩互層がタービダイトであるとした(第5.4図)。中礫～極細粒砂大の火山碎屑物からなる上方細粒化層は、5 cm～1 mの層厚を繰り返し、特に30 cm以上の厚さの上方細粒化層には、級化部に連続して不明瞭な平行葉理部とリップル部が重なり、ブーマシークエンスを示す。土石流堆積物は5 m以上の層厚で、最大径45 cmの火山岩礫を多く含む、塊状無層理だが、最上部に不鮮明な正級化を示す部分もある。

安山岩火砕岩(Tap)安山岩質の砂質凝灰岩～凝灰角礫岩からなる。下部の方では、比較的淘汰の良い砂質凝灰岩で層理が発達する部分がある。凝灰角礫岩は、安山岩の中礫サイズの岩片が大部分で、まれに30～40 cm程度の大礫を含む。また、淘汰の良い細礫-大礫大の安山岩礫からなる火山円礫岩を挟んでいる。

安山岩溶岩(Tal)板状節理が発達し、一部に自破砕構造が認められる溶岩からなる。安山岩には径1 mm以下の斜長石斑晶が多く細粒緻密なもの、流理が顕著で斜長石、普通輝石、紫蘇輝石の斑晶をもつ斑状のものがある。細粒緻密な安山岩には緑泥石化した斜方輝石斑晶がみられ、変質が顕著で、杏仁状に沸石や方解石などの二次鉱物が晶出している。斑状の安山岩は、径2～3 mmの斜長石が普通輝石と集塊状になっている。

玄武岩-玄武岩質安山岩溶岩(Tbl)玄武岩はかんらん石と斜方輝石の斑晶を含むが、両者とも変質している。その石基は斜長石、不透明鉱物からなり、ピロタキシチック～ガラス基流晶質である。玄武岩質安山岩は著しく変質しており、斑晶として斜長石、斜方輝石、少量のかんらん石を含み、石基はピロタキシチック～ガラス基流晶質である。両岩質の溶岩は原田北西及び中村川中流の西岸に分布する。

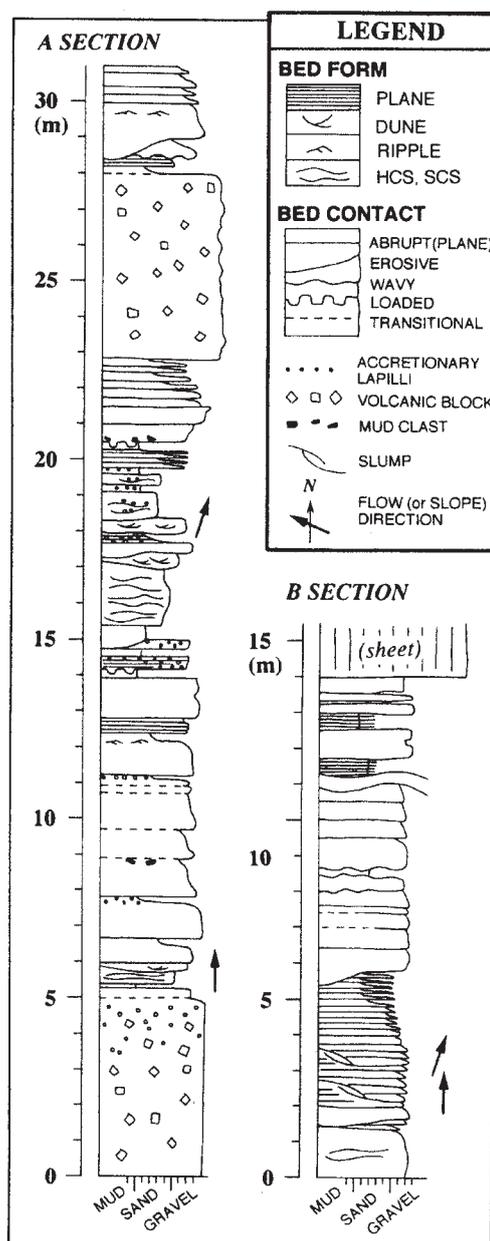
流紋岩-デイサイト溶岩(Trl)本溶岩は径1 mm程度



第5.3図 布施浄土ヶ浦にみられる不淘汰角礫岩露頭(山内ほか, 1995)
礫はすべて基盤の片麻岩、基質は礫と同質で、片麻岩類の粗粒～細粒碎屑物である。礫、基質ともにきわめて淘汰が悪く、塊状無層理である。

の石英とまれに斜長石を斑晶として含み、隠微晶質な石基からなり、著しく変質している。

化石 山根(1963MS)は、飯美湾の砂岩泥岩凝灰岩互層中と中村川支流東谷林道の砂岩泥岩凝灰岩互層中から植物化石を報告している。また、梅原(1983MS)は、本層下部の砂岩泥岩凝灰岩互層中から第5.1表の植物化石を記載するとともに、山根(1963MS)が報告した植



第5.4図 布施浄土ヶ浦にみられる砂岩泥岩凝灰岩互層の岩相(山内ほか, 1995)

小湾を挟んで両岸に露頭があり、より下位の層準をAセクション、上位の層準をBセクションとする。両セクションの間の欠落した地層は、層厚約30 mと見積もられる。Bセクションの上部には安山岩岩床が貫入しており、岩床の縁部にはペベライトが形成されている。

植物化石も併せて時張山層産植物化石の特徴について考察している。

梅原 (1983MS) によれば、時張山層層準から産する植物化石は *Metasequoia*, *Alnus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Hemitrapa* など、冷温帯-温帯の落葉樹が優勢で、阿仁合型植物群、または阿仁合型植物群から台島型植物群への過渡期の植物群である可能と考えられるとしている (鳥居ほか, 1984)。尾崎 (1992) はこれを「時張山植物群」と呼んで漸新世後期に位置づけた。

放射年代・対比 鹿野・中野 (1985) は、本層下部の流紋岩質溶結凝灰岩から、 26.0 ± 4.2 Ma のフィッシュントラック年代値を報告した。ただし、これは、Hurford (1990) の勧告以前の値である。山本・大平 (1999) は、本層下部の流紋岩質凝灰岩から 18.1 ± 0.7 Ma、流紋岩溶岩から 18.8 ± 0.9 Ma、上部の安山岩溶岩中のシルト捕獲岩から 18.2 ± 1.1 Ma のフィッシュントラック年代値を報告した。また、Kojima *et al.* (2001) は、本層下部の流紋岩質火山礫凝灰岩の基質及び粗粒凝灰岩から、 23.7 ± 1.3 Ma 及び 20.0 ± 2.3 Ma のフィッシュントラック年代値を報告している。しかし、本土側に分布する古第三紀コールドロン群の年代値 $30 \sim 44$ Ma に相当する年代値は、時張山層からは得られていない。これらのことから、時張山層は、隠岐島後における中新統最下部であり、一部は漸新統まで下がる可能性もあると考えられる。

5.2 郡層 (Krc,Krb,Krmd,Krd,kra,krt)

地層名 山崎 (1984) による。

模式地 郡層は地域と層準によって岩相が著しく異なる。山崎 (1984) は、本層を岩相に基づいて、小路凝灰岩層と大津久礫岩層、平凝灰岩シルト岩互層、玄武岩層の4部層に区分し、それぞれの模式地を指定した。しかし、本研究では、層序関係を再検討した結果、郡層を後述の6岩相に区分した。それらが比較的狭い範囲内に分布する郡の愛宕橋付近から小路、中山トンネル北側出口をへて、そこから南西方向約1 km 先までの林道横尾北山線沿いを本層の模式地とする。中山トンネルは、現五箇トンネルの南西にある旧道のトンネルで、現在では廃道となっている。

分布 郡層は基盤岩分布域を取り巻いてその外側に分布する。その分布域を5地域に区別して述べる。

一番目の地域は、海苔田鼻から中村港東岸を経て床山越までの中村川西岸の山腹、床山越南西側の山田川最上流部及び床山越からその南方約2 km までの稜線上である。

二番目の地域は、郡と有木を結んだ線の西側の、幅約5~2 km、長さ約8 km の帯状の地域である。この地域は島の中央部を占めており、ここには本層が最も広く

分布する (第5.5図)。この地域の西縁は主に高尾山、横尾山、都万大峯山などの山体を構成する重栖層によって、南東縁は有木川沿岸に分布する西郷玄武岩によって、また、南縁は重栖層から更新統までの単元によってそれぞれ境される。なお、中山峠以北では、郡-有木の線の東側にも郡層が分布する。この範囲では郡層は時張山層分布域内に割って入って、時張山層の上に不整合に重なり、複背斜をなす。

三番目の地域は基盤岩分布域南側で、有木と大久を結んだ北東-南西の線の南東側に本層が分布する。すなわち、本分布域は有木付近で二番目の島中央部の分布域とつながっている。しかし、この地域の東部から南部にかけては重栖層、向ヶ丘層及び第四系が郡層を広く覆っている。なお、一~三番目の地域はほぼ連続している。

四番目の分布域は基盤岩分布域の東側、すなわち卯敷から大久にかけての地域である。この地域では時張山層が海岸まで分布するため、本層は海岸の一部にのみ分布する。

五番目の分布域は大津久から那久、油井を経て長尾田北側海岸までの島後西海岸に沿っての幅約100 m ~ 約2.5 km、長さ約8 km の範囲である。この地域では重栖層からなる山体の谷底や山腹に本層が分布する。

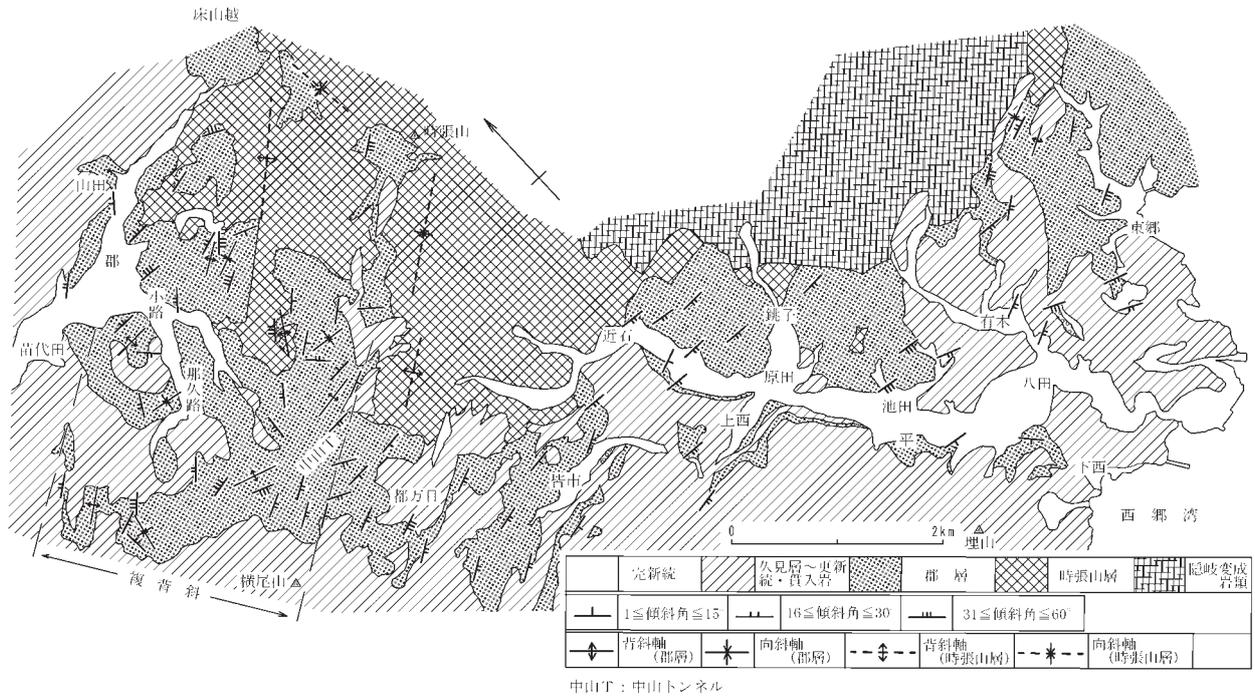
上記の分布地域以外に、後述のように、基盤岩分布域内の有木川最上流部の極めて狭い範囲にも本層が分布する。

層序関係 郡層は隠岐変成岩類及び下位の時張山層を不整合に覆うが、地域によって不整合の形態が少しずつ異なる。基盤岩分布域の北西-西側では、郡層は時張山層に対し高角不整合面をもってアバットするか、あるいは低角の不整合面をもって重なる。とくに、都万目付近から銚子にかけての地域ではアバット関係がよくみられる (第5.5図)。基盤岩分布域の南側の銚子川から東郷川付近にかけての地域では、郡層は時張山層を欠いて直接隠岐変成岩類を不整合に覆う。この地区の有木川東岸地域では郡層は緩い傾斜の不整合面をもって隠岐変成岩類を覆うが、有木川西岸地域では高角不整合面をもって基盤岩にアバットしている。他方、基盤岩分布域の東側では、郡層は時張山層をチャンネル状に削り込んで、その上に不整合に重なる。また、床山越からその南方約2 km までの中村川西岸の尾根部においては、郡層は $30 \sim 70^\circ$ の角度で傾斜する高角不整合面をもって時張山層にアバット (第5.6図) しているのがしばしばみられる。基盤岩分布域の西側から南側にかけての地域では、本層の西縁は高尾山、横尾山、都万大峯山などの山体を構成する重栖層によって、また南東縁は有木川沿岸に分布する更新統によって、更に南縁は重栖層と更新統によって不整合に覆われる。

層厚 本層が最も広く分布する本島の中央部から南部にかけての地域は、模式地付近に存在する北東-南西方

向に延びる複背斜構造の軸部からその南翼部になる。南翼の都万目付近から津井にかけての地域では、本層は東西性ないし北東-南西の走向をもって南に傾斜した同斜構造を形成しているので（第5.5図）、模式地から東郷に至る地域の層序断面図（第5.7図）に基づいて、本層の層厚を述べる。

本層の層厚は模式地で約 600 m、皆市周辺で約 400～650 m、原田付近で約 600 m である。しかし、後2者の地域には模式地の酸性火砕岩・凝灰質砂岩（Krd）より上位の層準しか分布しない。これらの下位層は、郡川と山田川の間及び山田川最上流部から床山越、中村川西岸、中村を経て中村港東岸に至る地域に分布し、その



第5.5図 島後中央部の郡層の構造図



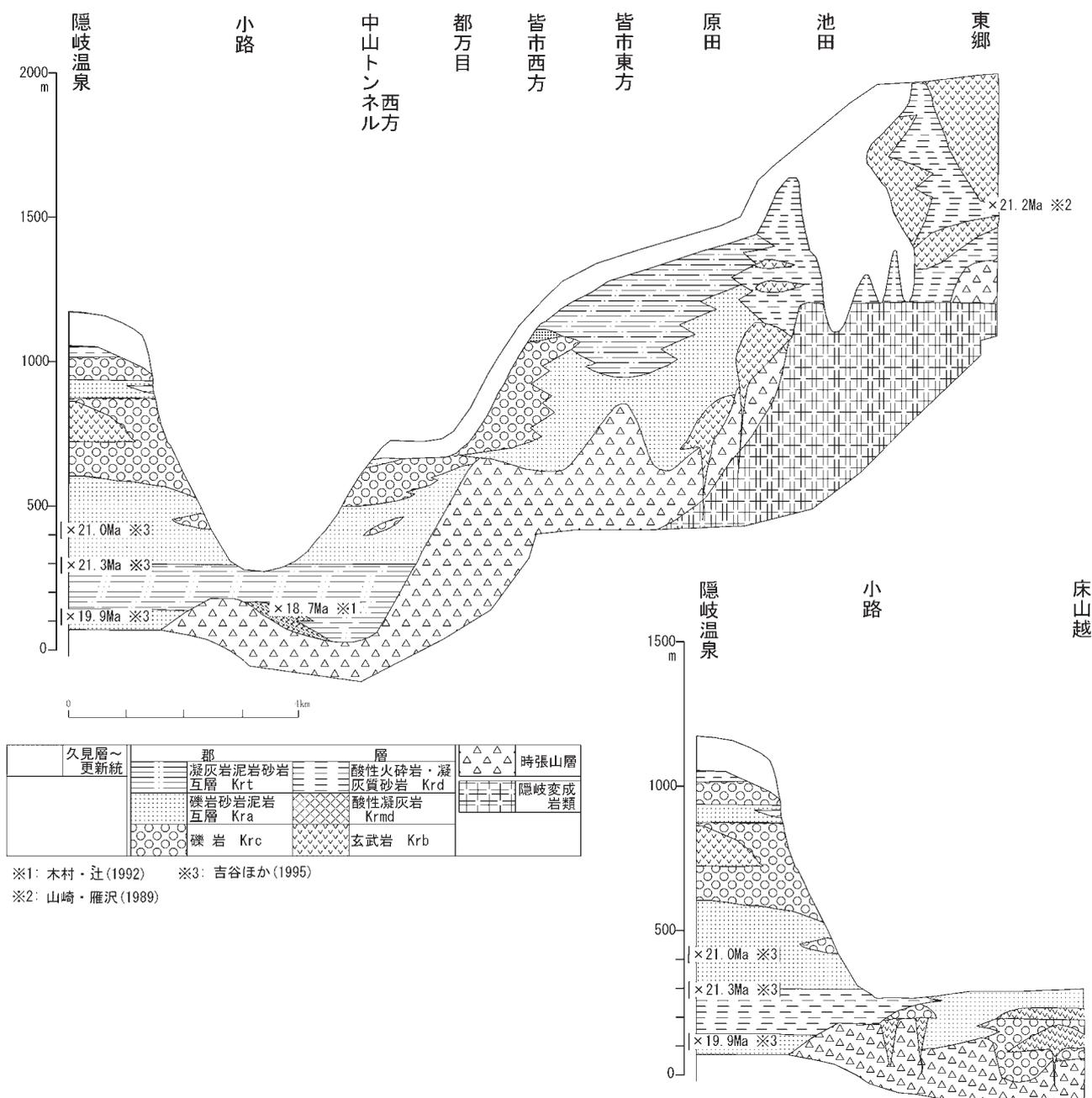
第5.6図 時張山層に高角不整合面をもってアバットする郡層（床山越南南東約 1.2 km、林道大時一の坂線法面）
写真右下端のハンマーの杖は不整合面上にある。不整合面の右側は郡層最下部を構成する礫岩で、写真上部では泥岩層を挟む。

層厚は 200 m 程である (第 5.7 図)。また、北方の隠岐温泉第 1 泉源のボーリング資料 (吉谷ほか, 1993) によれば、この地下には 1,200 m 以上の郡層が分布し、最下部は礫岩砂岩泥岩互層 (Kra) で構成される (第 5.8 図)。これらのことから、床山越付近から島の中央部を経て津井に至る地域の本層の全積算層厚は 2,600 m 程度になる。

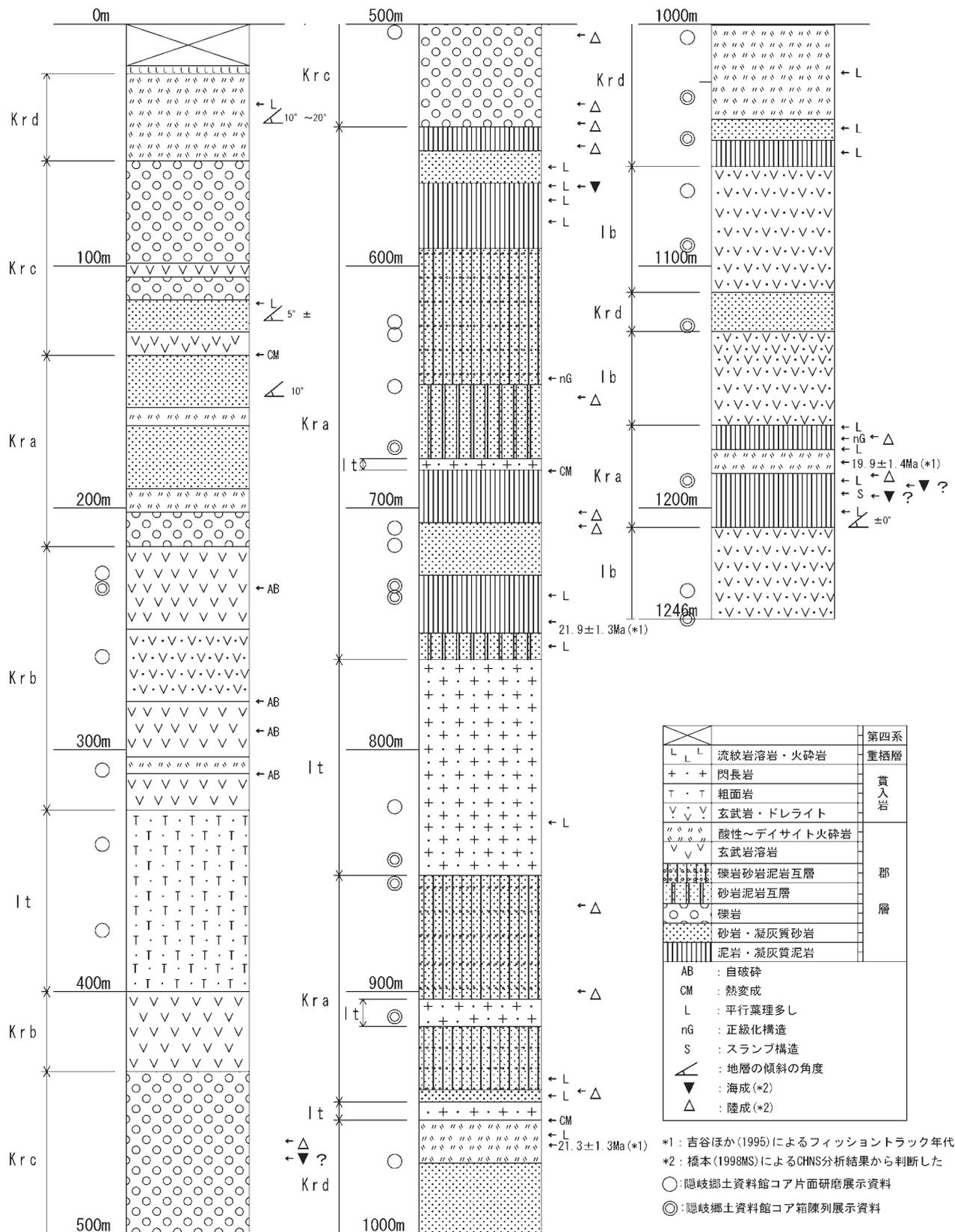
岩相 本報告では、郡層を礫岩 (Krc)、酸性火砕岩・凝灰質砂岩 (Krd)、塊状酸性凝灰岩 (Krmc)、礫岩砂

岩泥岩互層 (Kra)、凝灰岩泥岩砂岩互層 (krt)、玄武岩溶岩及び貫入岩 (Krb) の 6 岩相に区分した。以下に各岩相の特徴と主たる分布地域を述べる。

礫岩 (Krc) 本層の多くは、一般に大礫～中礫大の円礫岩からなり、含礫砂岩や凝灰質砂岩を挟み、ときには凝灰岩を伴う。礫種は時張山層の火山岩類が大半を占め、隠岐変成岩類の礫も含まれている。一般的に、礫岩は側方において礫径と礫の含有率が減少し、間に挟む砂岩や泥岩の割合が増えて礫岩砂岩泥岩互層 (Kra) へと漸移



第 5.7 図 島後中央部の郡層の層序断面図



第5.8図 隠岐温泉第1温泉源のボーリング柱状図
 源泉掘削地点は地質図中のL地点.

する。山崎（1998）が指摘しているように、この礫岩は基底浸食面に始まる上方細粒化ユニットやチャンネル構造など河川成堆積物の特徴を示す。

模式地では、本礫岩は中山トンネル北側出口から南西方向約1 kmの林道横尾北山線に露出するが（第5.9図）、苗代田上流部から中山峠、都万目西方を経て皆市西方に至る地域に最も広く分布する。

上記の礫岩のほかに、これらとは異なる岩相をもつ3種類の礫岩が一部に分布する。

1番目は本層の基底をなす角礫岩である。床山越南方約1 kmの稜線においては本層が高角不整合面をもって基盤にアバットし（第5.6図）、角礫主体の基底礫岩を伴う。第5.6図の露頭から約100 m離れた地点では、この基底礫岩は径1 m以上の時張山層デイサイト火砕岩の大きなブロックを多く含む。ブロックの一部にはデイサイト溶結凝灰岩（第5.10図）もある。観察した限りで最大のブロックは約2.5 mの長径をもつ。構成礫は床山越の南方、西方及び北方に向かって急激に小さくなり、円磨度も上がって円礫に富むようになる。中村の南南西約1.5 kmの中村川西岸の沢に分布する礫岩は、主に時張山層の火山岩の大礫～中礫大の円礫からなる。

2つ目は玄武岩岩体の周辺にあって玄武岩礫を多量に含む礫岩である。その典型は、水若酢神社北東約600 m、郡川の八幡平橋のたもとに露出する（第5.14図）。ここでは後述の玄武岩溶岩ドームの西縁部をスコリアと玄武岩礫に富んだ礫岩が不鮮明な境界をもって玄武岩を覆っている。これについては火砕岩と記載する意見もあるが、円礫が多く、基盤岩の礫も含むことから、礫岩として扱った。同じような岩相の礫岩は、水若酢神社南西約450 m

付近（第5.11図）、西海岸の油井・長尾田間にも分布する。

3つ目は、泥質基質の礫岩である。その典型は大久北



第5.10図 郡層の基底礫岩（床山越南南東約1.3 km、林道大時一の坂線法面）
人物の身長は約170 cmである。手を置いているのはデイサイト溶結凝灰岩の巨礫である。



第5.9図 郡層の代表的な礫岩層（中山トンネル南東約600 m、林道横尾北山線の法面）
礫岩は大礫-中礫からなり、インプリケーション構造を示す場合もある。

方約 800 m の久保呂^{くぼろ}トンネル周辺に分布する。ここでは、時張山層をチャンネル状に削り込んで不整合に覆う礫岩が分布する。この礫岩は泥質基質と時張山層の火山岩類と郡層の玄武岩の礫からなる（第 5.12 図）。玄武岩礫には、気泡に富み急冷相を伴うものや、スパター状のものもあり、玄武岩の噴火に関連した土石流堆積物と考えられる。

そのほかに、基盤岩分布域内の大満寺山南麓の標高約 320 m から約 350 m の約 200 m 四方の範囲にも礫岩が分布する。この礫岩は淘汰が悪く、時張山層の安山岩と流紋岩及び同質火砕岩の細礫～巨礫を主体とする垂角～円礫で、隠岐変成岩類の礫もわずかに含んでいる。この礫岩はごくまれに細粒相の挟みや葉理などをもつ。本礫岩から時代を示すデータは得られていないが、本礫岩は

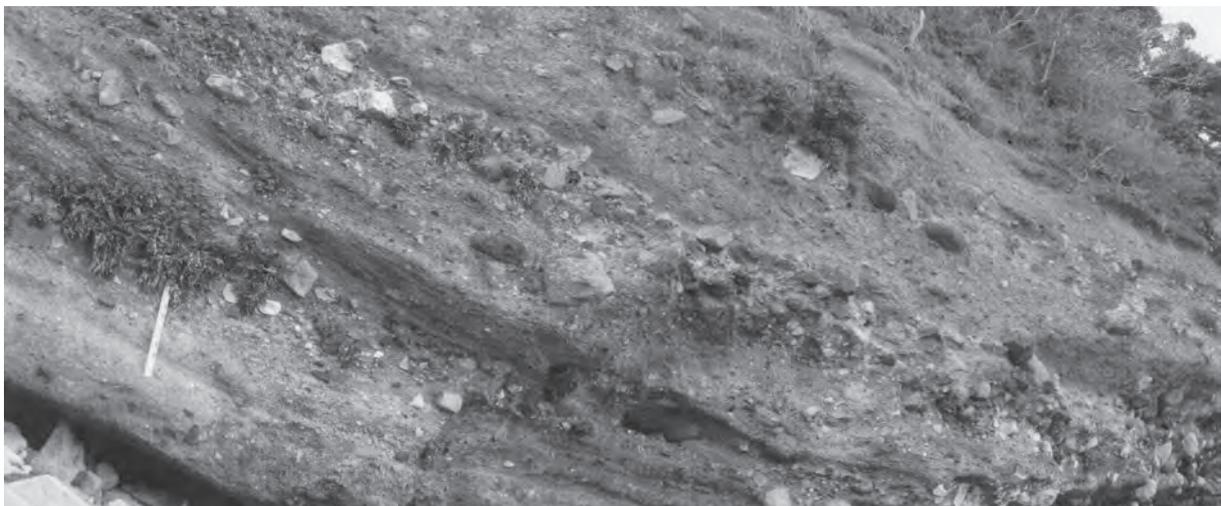
主に時張山層起源の礫からなり、アルカリ岩系の礫を含まないことから、郡層に対比される。なお、地質構造から本礫岩は上記の土石流堆積物とほぼ同じ層準に対比される。

酸性火砕岩・凝灰質砂岩（Krd）本層は粗粒～中粒の酸性凝灰岩ないし凝灰質砂岩からなる。これらは、灰～青灰色を呈し、級化を示し、黒雲母の結晶を多く含む。一般に細礫岩や泥岩を挟む。また、火山礫凝灰岩や軽石凝灰岩を挟むことがある。本岩相の典型は、都万路付近の道路法面で見ることができる。

小路川沿岸から山田川にかけての山地に分布する本岩相は、酸性凝灰岩が優勢である。これに似た岩相は銚子川から東郷川西岸の間にも広く分布するが、下部が凝灰



第 5.11 図 玄武岩礫とスコリアを多く含む礫岩層（水若酢神社南西約 450 m，住宅脇法面）。



第 5.12 図 郡層の土石流堆積物（大久北方，久保呂トンネル東側海岸）
写真左中央のスケールは長さ 1 m.

質砂岩主体で、上部が凝灰岩主体となっており、層準も異なる（第 5.7 図）。

小路川東岸の小路周辺には、上記の凝灰岩（Krd）と同質で、特徴的に自形の黒雲母を多く含み、ほとんど層理や級化を示さない灰白～青灰色の塊状細粒凝灰岩が分布する。この凝灰岩を酸性凝灰岩（Krm_d）として区分した。模式地では小路付近の採石場跡でその典型を見ることができる。なお、本地域以外での酸性凝灰岩（Krm_d）の分布は知られていない。

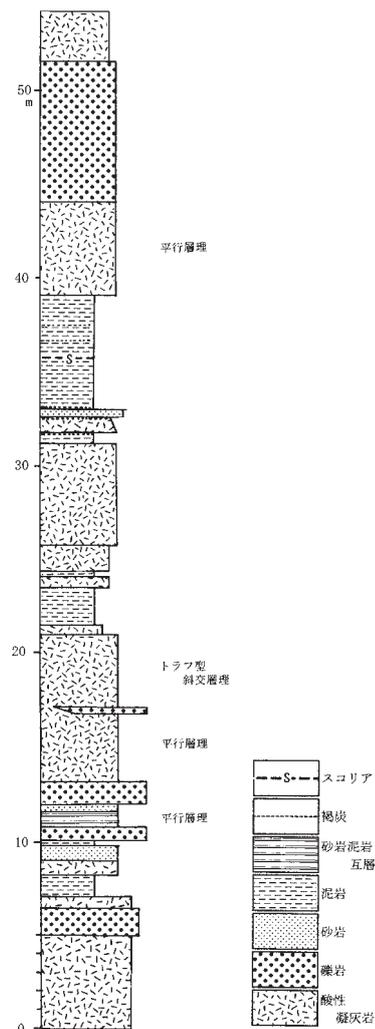
礫岩砂岩泥岩互層（Kra）本層は中礫～細礫大の礫岩、含礫砂岩及び凝灰質砂岩を主体とする。多くの場合泥岩を伴い、ときに凝灰質泥岩または酸性凝灰岩も伴うことがある。泥岩や凝灰質泥岩中にはしばしば植物化石が含まれており、褐炭の薄層を伴う場合もある。本岩相は上方あるいは側方において全体に細粒化し、泥岩と凝灰岩の全体に占める割合が増して、凝灰岩泥岩砂岩互層（krt）へ漸移する。一方、皆市・都万目間では、河川成の礫岩（Krc）が本岩相へ漸移する。

模式地においては、五箇トンネル北側出口から中山トンネルに向かう旧道と林道一の坂大時線の交差点付近に本岩相の典型が広く分布する。代表的な礫岩砂岩泥岩互層はとくに、那久路川両岸から中山峠にかけての地域、中山峠から時張山に至る稜線上、皆市北部、原田周辺に広く分布する。また、模式地から東北東に向かって延びる尾根上を林道一の坂大時線が走るが、それに沿って礫岩砂岩泥岩互層がほぼ水平に分布し、東に向かって細粒になる傾向がみられ、中山峠から約 3 km 東方では泥岩に富むようになる（第 5.13 図）。

凝灰岩泥岩砂岩互層（Krt）本層は粗粒～細粒酸性凝灰岩と凝灰質砂岩・泥岩の互層からなり、含礫砂岩、細礫岩、褐炭などを伴う（第 5.13 図）。泥岩は、黒～暗灰色を呈するものと明灰色や青灰色を呈するものがあり、



第 5.13 図 郡層の礫岩砂岩泥岩互層中のスランプ層（中山トンネル北東約 3 km、林道大時一の坂線の法面）
写真中の黒色部は黒色泥岩で、大小の破片状にちぎれて変形している。



第 5.14 図 郡層の凝灰岩泥岩砂岩互層（島後斎場「愁霊苑」北西約 200 m、第 8.1 図の地点④）

数 mm 以下の層厚でリズミカルに繰り返される堆積縞模様構造が特徴的である。多くの場合、礫岩砂岩泥岩互層（Kra）及び酸性火砕岩及び凝灰質砂岩（Krd）が側方ないし上方に向かって本互層に漸移する。

模式地においては、中山トンネル北側出口から南西約 900 m の地点で林道横尾北山線が横切る谷の標高 260～290 m の間に分布する。模式地以外での本岩相の主な分布域は他に 2 地域ある。その一つは、皆市周辺から上西、平を経て下西にかけての地域である。上西南部では数 mm 以下の層厚でリズミカルに繰り返される縞模様が特徴的な泥岩が本互層に伴われている。しかし、この地域の郡層は粗面岩の大規模な貫入をうけていることと、上位の久見層に不整合に覆われるため、その分布面積は小さい。二番目の地域は、西郷湾北方の大光寺～東郷間である。この地域では第四系の溶岩と段丘堆積物が郡層を広く覆っているため、郡層は島状に分布する。

玄武岩溶岩及び貫入岩（Krb）本層は主に斑状カンラン石玄武岩の塊状あるいは自破砕状溶岩からなるが、一

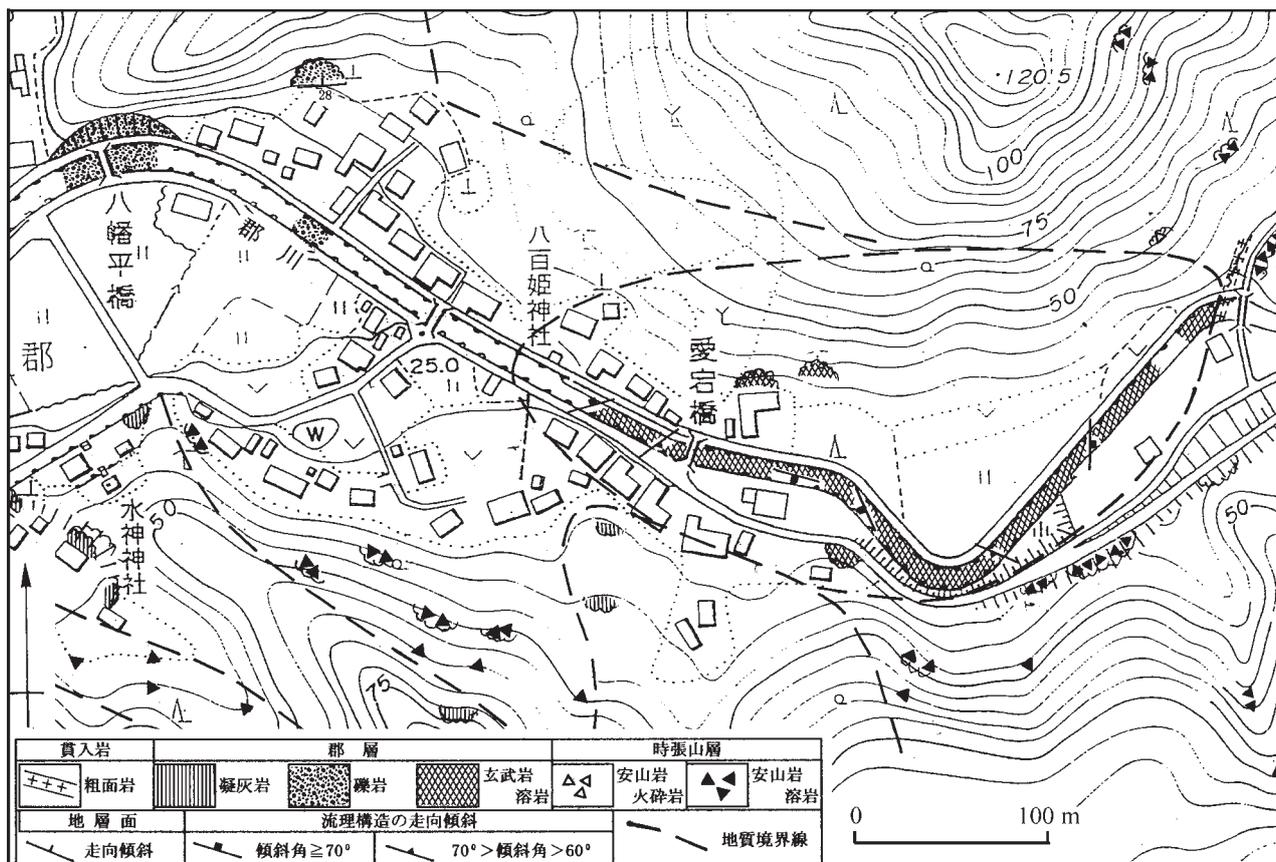
部は玄武岩質安山岩であり、貫入岩ないし溶岩ドームとして産出する場合もある。玄武岩溶岩は東海岸を除く島内各地において郡層の様々な層準に認められる（第5.7図）。すなわち、那久・油井・長尾田から隠岐温泉にかけては礫岩（Krc）と互層し、原田付近では礫岩砂岩泥岩互層（Kra）中に、銚子から東郷川にかけては酸性凝灰岩・凝灰質砂岩中（Krd）に、それぞれ玄武岩溶岩が分布する。更に、床山越南方の尾根から中村港にかけての地域では、玄武岩が下位層の Krc や Krd を切って給源岩脈として噴出している。

玄武岩溶岩ドームの構造は、水若酢神社北東約 600 m の郡川川底（第5.15図）において最もよく観察される。ここでは、350 × 170 m の楕円形に近い断面をもつ玄武岩岩体が時張山層の安山岩溶岩と火砕岩を切って分布する。玄武岩は 60° 以上の角度で傾斜し、さまざまな走向をもった流理構造をもっている。その分布形態と流理構造からこの玄武岩は岩頸状に貫入した溶岩ドームと判断される。この岩体の西縁部は、先に述べたスコリアと玄武岩礫に富んだ礫岩によって覆われる。

那久岬から長尾田にかけての西海岸沿岸部では、斑状カンラン石玄武岩のほかに、無斑晶質玄武岩～玄武岩質安山岩が分布する（第5.16図、第5.17図）。なお、那久岬では玄武岩溶岩が下位の凝灰質泥岩ないし凝灰岩を切っており、小さなドーム構造もみられることから、ここが噴出源の一つの可能性はある。

以上述べた郡層の様々な岩相は、隠岐温泉第1温泉源のボーリングコアでも確認できる。本泉源掘削ではすべてのコアが採取され、その層序は吉谷ほか（1993）が報告している。また、コアの一部は隠岐郷土資料館に保存されている。今回、吉谷ほか（1993）の記載に基づいて柱状図（第5.8図）を作成したが、当時の解釈が現在と一部異なるため、残されている薄片と隠岐郷土資料館のコアを再度鑑定して、修正した。

吉谷ほか（1993）は深度 57～542 m は主に玄武岩ないし塩基性安山岩溶岩及び同質の火砕岩からなると記載している。これらはしばしば礫岩、砂岩、泥岩を伴い、溶岩は水冷自破碎構造をもつなど、この層準の堆積環境は基本的に水底であったと判断される。コアの観察では



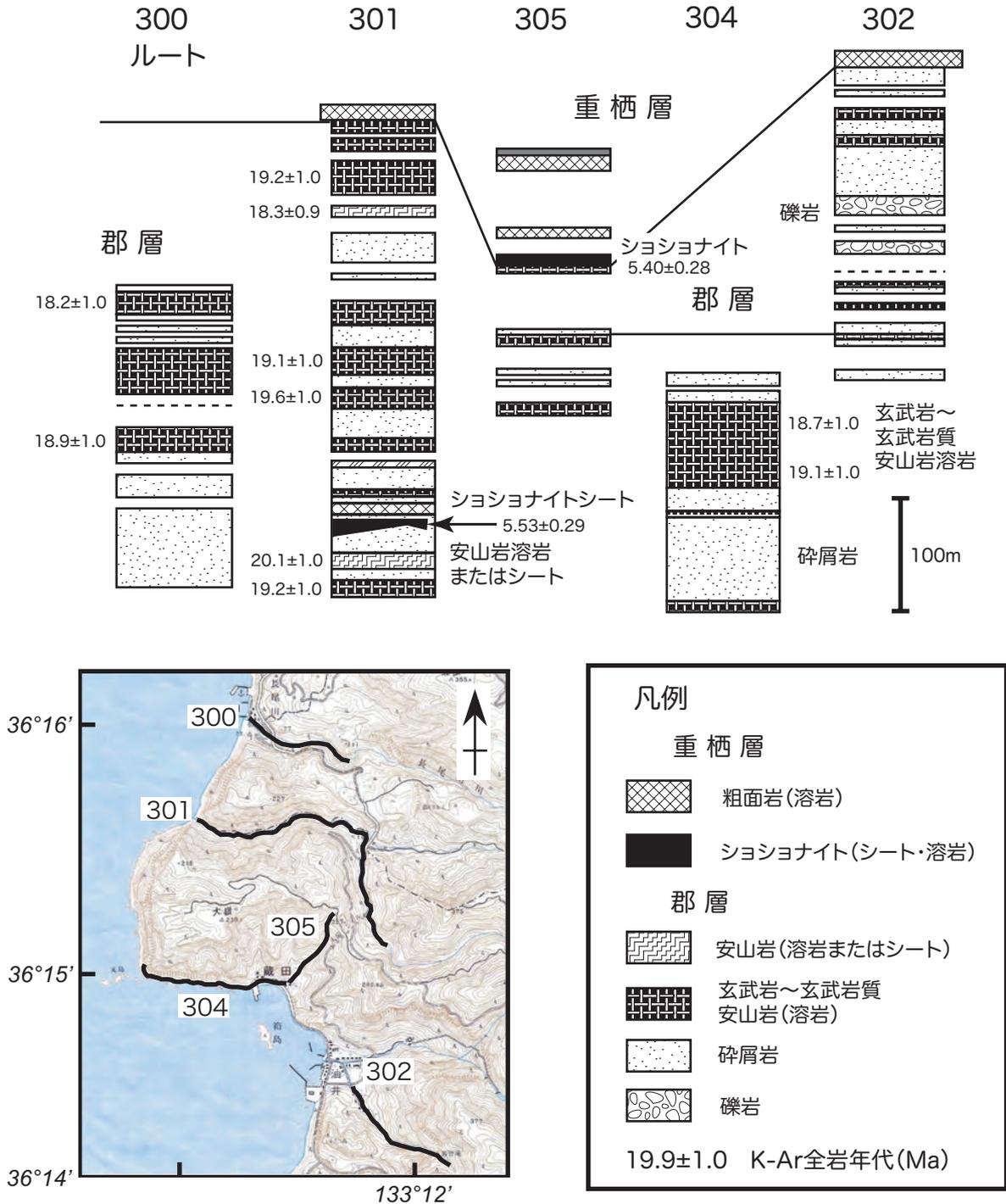
第5.15図 時張山層と郡層境界部に貫入した郡層の玄武岩の溶岩ドームとそれを覆う礫岩（水若酢神社北東約 600 m 郡川川底）
本図の範囲内の郡層の礫岩は、主に玄武岩の円礫とスコリア片からなるが、片麻岩及び時張山層の安山岩の円礫も含む。なお、化学分析によれば、愛宕橋下流側河床から採集した試料（第9.1表 KR11）は玄武岩質安山岩である。

構成物の特徴だけで岩石名を決定しているが、先に述べたように、玄武岩溶岩に伴われる礫岩と基本的に同じであると判断して、第5.8図では礫岩として記載した。

このような見直しによれば、隠岐温泉第1泉源では、下位より礫岩砂岩泥岩互層 (Kra)、酸性凝灰岩・凝灰質砂岩 (Krd)、礫岩砂岩泥岩互層 (Kra)、礫岩 (Krc)、玄武岩溶岩 (Krb)、礫岩砂岩泥岩互層 (Kra)、礫岩 (Krc) 及び酸性凝灰岩・凝灰質砂岩 (Krd) からなる。この層

序は模式地から都万目を経て池田に至る地域の層序とほぼ同じである。

油井・長尾田間の西海岸沿岸部に分布する玄武岩溶岩と礫岩は、地質構造（後述）と岩相の類似性から、隠岐温泉第1温泉源ボーリングの深度57～542mの玄武岩溶岩を伴う礫岩に対比される。また、北方神社周辺に分布する酸性凝灰岩 (Krd) は、隠岐温泉第1温泉源ボーリングの深度20～57mに分布する酸性火砕岩 (Krd)



第5.16図 西海岸の郡層の岩相 (沢田ほか, 2008 a)

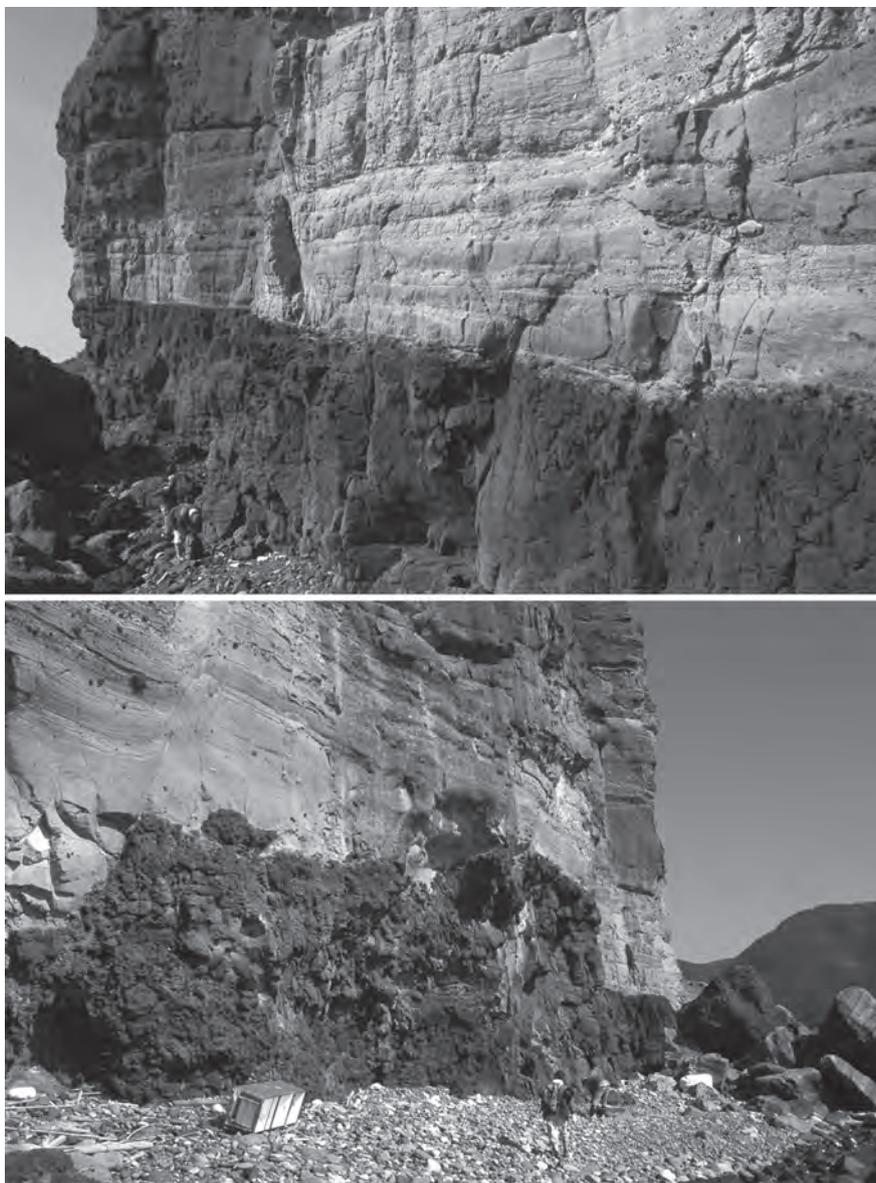
に対比でき、したがって、この酸性凝灰岩は、郡から西海岸にかけての地域の本層の最上位層準に位置づけられる。

地質構造 郡層が最も広く分布する島中央部において、本層は那久路付近から床山越方向に延びる北東-南西の軸跡をもつ複背斜を形成している（第5.5図）。この複背斜は時張山層からなる背斜の延長上にあたり、約3 km 程の幅をもつ。この複背斜をなす郡層は、走向を激しく変化させているが、傾斜角は一般に30°前後で、45°以上の角度で傾斜する例はまれである。

郡層の傾斜方向の変化から褶曲構造を求めたものを第5.5図に示した。この図にみられるように、軸跡の長さ200 m 前後の褶曲が多く発達している。これらの褶曲は軸跡が短く、その伸長方向に規則性がみられないことか

ら、逆舟底型のドーム構造と舟底型の盆状構造を形成していると考えられる。複背斜周囲の時張山層は主に安山岩溶岩からなるが、それらはいくつかの溶岩ドームを構成していることから、郡層がなすこれらのドーム及び盆状構造は時張山層溶岩ドームを反映した可能性が大きい。

複背斜の南東翼の郡層は、本島南東部の津井付近まで北東に傾斜した同斜構造を形成している。同じく、北西翼の本層は北方ないし重栖付近までは北東-南西の走向をもって北西に傾斜している。一方、島の西岸の那久岬から長尾田までの西側沿岸部に分布する本層は、ほぼ南北の走向をもち、数度～30°の角度で東に傾斜しており、重栖付近から横尾山方向、すなわち南南東方向に延びる向斜が存在することがわかる。小路付近の複背斜構造は、横尾山から西海岸の間でプランジし、重栖付近の向斜は



第5.17図 郡層中のアア溶岩（蔵田の海食崖）（沢田ほか，2008 a）
溶岩の最上部はクリンカーになっている。

横尾山・大津久間まで続くものと判断されるが、この構造は重栖層に広く覆われているためその詳細は不明である。

化石 中村港から海苔田鼻方向に約 1.1 km 先の海岸、平、津井、下西、などの本層から淡水棲貝化石が報告されており（大久保, 1981; 山崎, 1984; 安野, 2000）、植物化石もしばしば産出する。また、本研究においても、上西から歌木に通じる道路沿いに分布する本層上部の凝灰岩泥岩砂岩互層（Krt）から数種の淡水棲貝化石の産出を確認した。これまで産出がいられている貝化石は以下の通りである。

Bellamyia kosasana, *Viviparus* sp., *Bithynidae* gen. et sp. indet., *Semisulcospira* sp., *Cuneopsis* sp., *Lanceolaria* sp., *Lepidodesuma* sp.

この他に、一宮と南部の平からはコイ科の咽頭歯、魚類の骨片、魚鱗などが報告されている（安野, 2000）。

植物化石については、山上（1896）と Tomita（1936）が第三紀層から産出すると記載している。産出層準は記述されていないが、産出地点の地名から、その多くは郡層から産出したと判断される。その後、梅原（1983MS）が中新統産植物化石を主な産出地点ごとに記載したが、それ以外には安野（2000）が 2 地点の郡層からの植物化石を記載しているだけである。梅原（1983MS）は 9 地点の郡層について植物化石を記載しているが、そのうちで産出種数が多い 3 地点と安野（2000）による 2 地点の計 5 地点の郡層から報告されている植物化石を第 5.1 表にまとめた。

梅原（1983MS）が記載した地点②から地点④に向かって層準は上位になり（第 5.7 図）、その構成種が変化する。地点②の植物群は主に落葉広葉樹からなり、産出量は台島型植物群に共通する *Quercus* と *Castanea* が約半分を占めるが、阿仁合型植物群に共通する *Fagus* と *Acer* も産出する。他方、地点③は *Comptonia* が産出する本島で唯一の地点であり、典型的な台島型植物群を産出する。更に、地点④では台島型植物群の構成種である *Liquidambar* と *Parrotia* が密集して産出するものの、*Alnus*, *Betula*, *Ulmus* などの温帯種も多産する。このようなことから、郡層下部では温帯-暖温帯、中-上部では暖温帯-亜熱帯、最上部では暖温帯-温帯の気候であったと考えられている（梅原, 1983MS）。

堆積環境 郡層からは海棲動物化石の報告はなく、多くの地点で淡水棲貝化石が産出することから、本層の大半は陸水成層と考えられる。とくに、島中央部に河川成堆積相の特徴を示す礫岩が厚く分布し、上西周辺の凝灰岩泥岩砂岩互層から池や湖のような安定した浅い水域を特徴付ける *B. kosasana* が多産する（松岡敬二氏私信）。この化石産出地点周辺には厚さ数 mm ~ 1 mm 以下の細かな葉理がリズムカルに発達した凝灰質砂岩が分布し、低角斜交層理も発達するなど浅い水底の堆積物の特徴を

示している。

他方、橋本（1999MS）は隠岐温泉第 1 温泉源のコアの泥岩について CHNS 分析結果から、郡層中に海成層が存在する可能性を指摘した（第 5.8 図）。本研究においてその分析値を再検討した結果、深度 566 m の石灰質泥岩と、深度 468 m の泥岩、深度 1,188 m 及び 1,189 m の黒色頁岩は海成層の疑いがあると判定された。更に、落合ほか（2004）は、中山トンネル北東約 3 km の林道一の坂大時線沿いに分布し、スランプ構造を形成する礫岩砂岩泥岩互層中の泥岩（第 5.13 図）の CHNS 分析結果と、この露頭西方約 300 m 地点の細粒凝灰岩中に砂管が発達することから、この互層を海成層と判断している。また、上記のスランプ構造が北北東へのすべりを、中山トンネル付近の礫岩中のインブリケーションが同じ方向への流れを示すことから、郡の北方に存在した海域が一時的にこの地域に進入したと推定されている。

なお、落合ほか（2004）が海成層とした互層の露頭は隠岐温泉第 1 温泉源から 5 km 離れているが、この互層は第 1 温泉源の深度 566 m の泥岩とほぼ同じ層準であることから、落合ほか（2004）が推定している海進は少なくとも本島の北部一帯に及んだと考えられる。

放射年代 ジルコンのフィッシュトラック年代として、木村・辻（1992）は本層下部の酸性凝灰岩について 18.7 Ma の値を、山崎・雁沢（1989）は中部と上部の凝灰岩について、それぞれ 13.7 ± 0.70 Ma と 21.2 ± 1.0 Ma の値を報告している（第 5.7 図）。このほか、第 8.7 図の地点④の大露頭には褐炭層と泥岩層を伴った数枚の火砕岩のひとつについて、木村・辻（1992）と山崎・雁沢（1989）が、それぞれ 16.9 Ma と 14.6 ± 0.7 Ma の値を、吉谷ほか（1995）が隠岐温泉第 1 温泉源で 19.9 ~ 21.3 Ma を報告している（第 5.7 図）。また、Uto *et al.*（1994）は、浜那久西方の海岸に分布する本層中部の玄武岩溶岩について 18.0 ± 0.6 Ma、油井の北西約 1.7 km の海岸の本層上部の玄武岩質溶岩について 19.2 ± 0.7 Ma の全岩 K-Ar 年代を報告している。沢田ほか（2008 a）は油井・長尾田間の沿岸部に分布する郡層上部の玄武岩溶岩について 19 ~ 21 Ma の全岩 K-Ar 年代値を報告している（第 5.16 図）。

なお、Xu（1988）は長尾田と元島付近にはショショナイトとバナカイトからなる溶岩、火砕岩と岩脈が分布するとし、元島付近の玄武岩についての Uto（1988）の K-Ar 年代 18-19 Ma を引用して Nagaoda Shoshonaito Group を提唱している。しかし、沢田ほか（1999b）及び第 5.16 図が示すように、ショショナイトが重栖層に属することは明らかである。

5.3 久見層（Kms, Kmm, Kmd）

地層名 大久保（1981）による。

第5.1表 時張山層及び郡層産植物化石

①：飯美湾北西岸，②：中村川南東岸林道東谷線，東谷橋より約200mの道路北側法面，③：郡川ダム北北東約250mの池の東岸，④：有木・権現原の町道法面（第8.7図地点⑤），⑤：平・下西間，⑥：一宮，⑦：平（第8.7図地点⑥）。①は山根（1963MS），②～⑤は梅原（1983MS），⑥～⑦は安野（2000）による。

	時張山層		郡層				
	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
<i>Thelypteris</i> sp.				R			
<i>Equisetum</i> sp.					R		
<i>Keteleeria</i> sp.							
<i>Picea kaneharai</i> TANAI et ONOE			R				
<i>Picea magna</i> MACGINITIE			R				
<i>Pinus</i> sp.			R				
<i>Pseudotsuga</i> cfr. <i>tanaii</i> HUZIOKA		R					
<i>Tsuga aburaensis</i> TANAI			R				
<i>Glyptostrobus europæus</i> TANAI			F				
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWBERRY) CHANEY		A	F	R	A		
<i>Sequoia</i> sp.	○			R			
<i>Sequoiadendron primarium</i> MIKI			R				
<i>Taiwania</i> sp.		R					
<i>Smilax</i> sp.				R			
<i>Sasa</i> sp.				R			
<i>Carex</i> sp.				R			
<i>Populus nipponica</i> TANAI et ONOE					R		
<i>Populus</i> sp.				R			
<i>Comptonia naumanni</i> (NATHORST) HUZIOKA					A		
<i>Juglans miochinensis</i> (TANAI et ONOE) SUZUKI			R				
<i>Juglans</i> sp.			R				
<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO			R				
<i>Alnus arasensis</i> HUZIOKA				R			
<i>Alnus miojaponica</i> TANAI					R		
<i>Alnus protohirsta</i> ENDO						R	
<i>Alnus protomaximowiczii</i> TANAI				F			
<i>Alnus</i> sp.		R			R	R	
<i>Betula cotanii</i> SUZUKI	○						
<i>Betula konnoi</i> SUZUKI	○						
<i>Betula protojaponica</i> TANAI				F			
<i>Betula uzenensis</i> TANAI					R		
<i>Betula</i> sp.	○			R			1
<i>Carpinus ishikiensis</i> TANAI et ONOE				F			
<i>Carpinus protocordatus</i> SUZUKI	○						
<i>Carpinus subcordata</i> NATHORST		R	R	R	R		
<i>Carpinus subyedoensis</i> KONNO		R	R	R			
<i>Carpinus</i> cfr. <i>stenophylla</i> Nathorst							1
<i>Carpinus</i> sp.	○		R		R		
<i>Ostrya subvirgiana</i> TANAI et ONOE					○		
<i>Ostrya uttoensis</i> HUZIOKA					○		
<i>Ostrya</i> sp.					○		
Betulaceae gen. et sp. indet. (<i>Alnus</i> or <i>Betula</i>)							3
<i>Castanea miocrenata</i> TANAI et ONOE			○				
<i>Castanea ungeri</i> HEER			○				
<i>Castanea</i> sp.			○				
<i>Celtis miobungiana</i> HU et CHANEY					○		
<i>Celtis</i> sp.					○		
<i>Fagus antipofi</i> HEER			○				1
<i>Fagus</i> cfr. <i>crenata</i> BLUME	○						
<i>Fagus</i> sp.	○						
<i>Liquidambar miosinica</i> HU et CHANEY				○	○		
<i>Quercus miovariabilis</i> HU et CHANEY							
<i>Quercus nathorsti</i> KRYSHTOFOVICH			○				
<i>Quercus</i> sp.			○		○		
<i>Ulmus carpinooides</i> GOEPPERT					○		
<i>Ulmus longifolia</i> Goepfert							○
<i>Ulmus protojaponica</i> TANAI et ONOE					○		
<i>Ulmus miopumila</i> HU et CHANEY					○		
<i>Ulmus</i> sp.			○		○		
<i>Zelkova ungeri</i> (ETTINGS.) KOVATS			○		○		
<i>Cinnamomum miocenum</i> MORITA			○		○		
<i>Cinnamomum</i> cfr. <i>oguniense</i> MORITA			○		○		
<i>Cinnamomum</i> sp.			○		○		
<i>Fothergilla</i> sp.			○				
<i>Gleditsea</i> sp.							1
<i>Ilex</i> sp.					○		
<i>Liriodendron honshuensis</i> ENDO			○				
<i>Machilus</i> sp.							○
<i>Parrotia fagifolia</i> (GOEPPERT) HEER							
<i>Acer ezoanum</i> ONISHI et HUZIOKA			○				
<i>Acer nordenskioldi</i> NATHORST					○		
<i>Acer subpictum</i> SAPORTA					○		
<i>Acer</i> cfr. <i>chiharæ</i> HUZIOKA et NISHIDA							1
<i>Acer</i> cfr. <i>imaii</i> HUZIOKA et NISHIDA			○				
<i>Acer</i> sp.			○		○		
<i>Tilia sekiensis</i> HUZIOKA et NISHIDA					○		
<i>Tilia</i> sp.			○		○		
<i>Alangium aequalifolium</i> (GOEP.) KRYSHT. et BORSUK			○	○	○		1
<i>Cornus</i> sp.					○		
<i>Fraxinus?</i> sp.					○		1
<i>Hemitrapa borealis</i> (HEER) MIKI							

①～④ (R:稀, F:少, A:多, ○:報告あるが含有比不明), ⑥⑦ (個数)

模式地 山崎 (1984) は本層を下位の久見砂岩層と上位の歌木泥岩層に区分し、前者の模式地を久見川中流域、後者の模式地を歌木とした。この他に、飯山珪藻土層の模式地を飯ノ山北東麓の珪藻土採土場跡とした。しかし、歌木周辺には下位の久見砂岩層が分布していない。他方、第5.18 図中の地点①～③、更に新溜池から流れ出る沢に沿って、久見層の下部から上部にかけての層準が同斜構造なして分布するので、本研究ではここを本層の模式地とする。

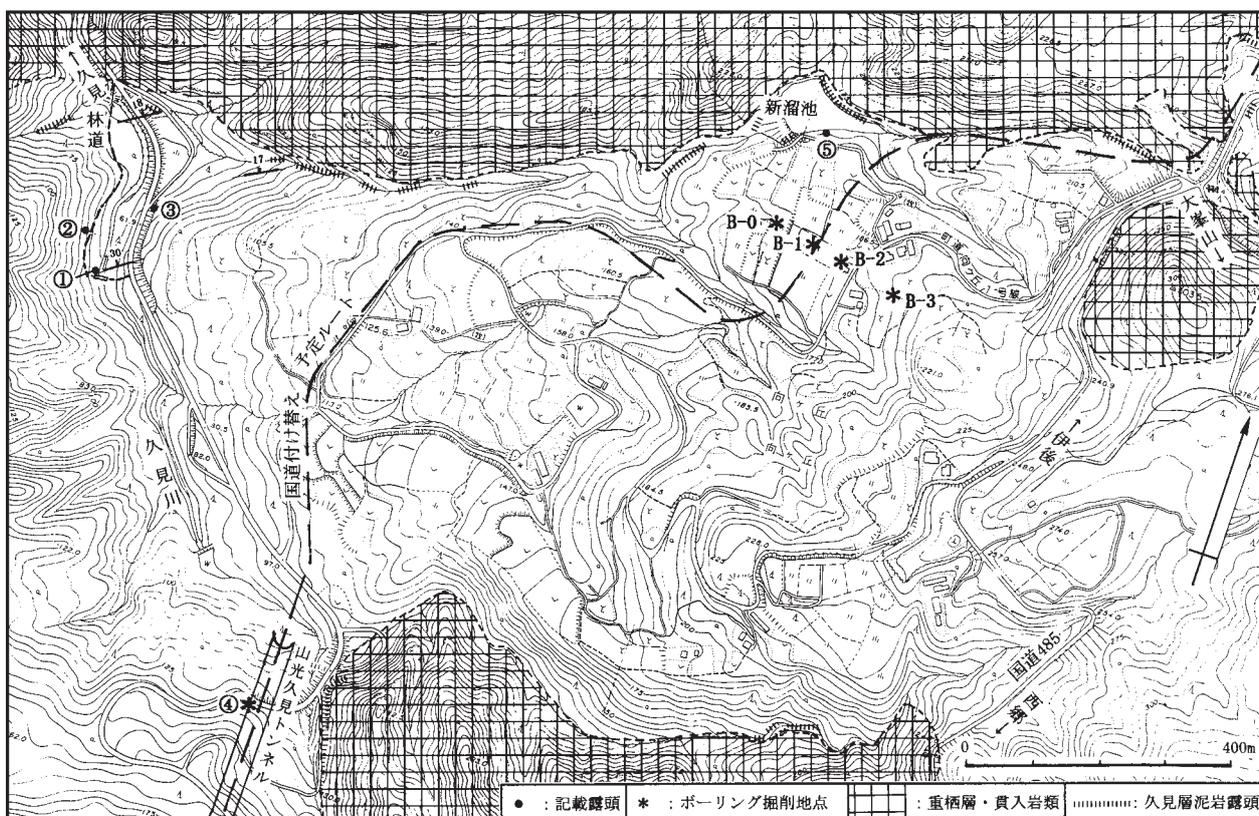
分布 久見層は基盤岩分布域の北西-西-南側に分布し、基盤岩分布域内とその北東～東側の分布は知られていない。一般に本層は、都万層、重栖層、向ヶ丘層及び大峯山玄武岩に広く覆われているため、重栖層や大峯山玄武岩が構成する山体の麓、あるいは向ヶ丘層からなる丘陵地の谷底に内座層として島状に露出し、その露出面積は数 km² 以下と狭い。

本層が露出する主な地区は、模式地以外に、歌木周辺、埋山東麓の平から下西・西田を経て加茂及び箕浦、飯ノ山北東-北-北西麓、空峰山の東麓を南北に走る谷底、伊後中の浦海岸～国道 485 号間、伊後・西村間の国道 485 号沿い、中村南西部の小山体である。この他に、加茂近くの唐尾トンネル西側出口の糠谷、津戸あいらんど

パーク周辺、都万地区の向山及び上里、那久岬から油井の池に至る旧道沿い、及び福浦・長尾田間の旧道の峠（以後、野越とよぶ）付近などでは、重栖層からなる山体の麓に数 100 m² のごく狭い範囲に本層が島状に露出する。更に、大峯山山麓では大峯山玄武岩の下位に（山内ほか、2005）、また床山越付近では向ヶ丘層の下位に本層がそれぞれ分布するのが確認されている。このように多くの地点で本層が確認されていることから、本層は下位の地層の構造とは関係なく基盤岩分布域の北東～東側を除く広い範囲に分布するものと考えられる。

このほか、都万と大津久の間の寺山東側中腹の標高 180 m 付近をほぼ水平に走る林道寺山線に沿って、本層の珪藻土が途切れ途切れに露出する（第 5.19 図）。珪藻土の直下の様子は不明であるが、珪藻土の露頭と露頭の間には重栖層の火砕岩が分布し、また、その火砕岩の下位には重栖層の流紋岩溶岩が露出しているの、珪藻土は大きなブロックと判断される。重栖層の溶岩の上に珪藻土ブロックが載っているのは、火砕岩が珪藻土ブロックを取り込んだか、下位の溶岩がドーム状に隆起したときに持ちあげたかしたためであろう。

層序関係 大久保 (1981) は、久見港南東約 1.7 km 上流の久見川沿い約 2 km 区間の左岸から向ヶ丘北西縁



第 5.18 図 久見層と向ヶ丘層の模式地周辺の主要な露頭位置を示す。久見川右岸の緩傾斜の斜面の大半は向ヶ丘層に覆われている。
①～③：第 5.21 図中の地点 1～3，④：第 5.22 図のボーリング掘削地点，⑤：第 7.6 図の露頭位置，B-0～3：第 7.1 図のボーリング掘削地点。

にかけての地域（第5.18図）に分布する地層を久見層と命名し、その下部は砂岩層、上部は頁岩層からなるとしたが、下位層との関係は記載しなかった。その後、山崎（1984）は本層下部は砂岩と砂岩泥岩互層からなるとして久見砂岩層と呼び、上部を泥岩主体の歌木泥岩層と厚い珪藻土層からなる飯山珪藻土層に区分し、飯山珪藻土層は歌木泥岩層上部と同時異相の関係にあるとした。同時に、久見層は下位の郡層を不整合に覆うとした。

その後、山崎ほか（1991）は、それまで郡層最上部に対比されていた平凝灰岩シルト岩互層部層と久見層下部の久見砂岩部層のそれぞれから *Denticulopsis lauta* 帯（Akiba, 1986）の珪藻化石群集を見出し、平凝灰岩シルト岩互層部層と久見砂岩部層は同時異相として、平凝灰岩シルト岩互層部層を久見層に含めた。また、平凝灰岩シルト岩互層部層は郡層の大津久礫岩部層と漸移関係にあることから、郡層と久見層は整合関係にあるとした。

他方、落合ほか（2003）は、平凝灰岩シルト岩互層部層と久見層歌木泥岩部層との地質構造の不調和から、山崎（1992）による久見層から平凝灰岩シルト岩互層部層を除いたものを久見層と再定義し、久見層と郡層は不整合関係にあるとした。すなわち、平凝灰岩シルト岩互層部層と呼ばれる地層の帰属の違いが久見層と郡層の層序関係を違えている。

なお、平凝灰岩シルト岩互層部層は八尾川西岸の下西から平に至る県道沿いを模式地とし、粗粒～極細粒の酸性凝灰岩、凝灰質泥岩、凝灰質砂岩の互層で、褐炭、細礫岩を伴う地層とされている（山崎，1992）。

本層の露出面積は数 km² 以下と狭いため、下位層との境界部はほとんど観察されず、模式地においても本層と下位層との境界は地表に露出していない。地表において本層と下位層との関係を直接観察できたのは3例だけである。

そのうちで下位層との関係を最も広く観察できるのは、山崎ほか（1991）が *Denticulopsis lauta* 帯（Akiba, 1986）の珪藻化石を報告した法面近くである。山崎ほか（1991）によれば、珪藻化石を報告した法面では、珪藻化石採集層準の約3 m 下からは *Viviparus* などの淡水棲貝化石が産出するとされている。現在、この法面は崩土と植生によってその一部しか観察できない。また、法面近くには人家が建てられている。そのため、山崎ほか（1991）が報告した珪藻化石と淡水生貝化石の両産出層準を確認できなかった。しかし、この露頭から南西に約80 m 離れた露頭（第5.20図）では、山崎ほか（1991）が珪藻化石を報告した泥岩層に対比される厚い泥岩層が凝灰質泥岩と凝灰質砂岩の互層を不整合に覆うのが認められた。更に、この互層から *Viviparus* が産出する。

第二の例は、島の北東部の床山越近くの林道の法面である。ここでは、久見層の珪藻土と黒色泥岩が郡層のデイサイト凝灰岩に重なっているが、その境界面に沿って粗面岩が貫入している（第5.21図）。

第三の例は、北方の北方神社参道階段横の崖で、郡層の凝灰岩泥岩互層を削り込んで久見層の砂岩が重なっていたのが観察されているが（落合ほか，2003），現在は植生と崩土に覆われている。

久見層と下位の郡層が比較的広く露出する上西川・歌木間、平・歌木間及び中村南西部においては、両層の境界部付近に粗面岩がシート状に大規模に貫入している。

地表での観察ではないが、本層模式地南縁の久見トンネル北側出口から北北西に約300 m の地点で掘削されたボーリングコア（第5.18図の地点④）において、郡層の泥岩凝灰質泥岩互層に久見層の砂岩が重なっているのが確認された（第5.23図）。このコアにおいては、郡層と久見層の層理の傾斜角の大きさはほとんど変わらない。一般に、両層の境界部付近では走向は互いに異なっ



第5.19図 ループペンダントと推定される珪藻土ブロック（寺山林道）

ても、傾斜方向はほぼ同じで、傾斜角の大きさもあまり変わらない。

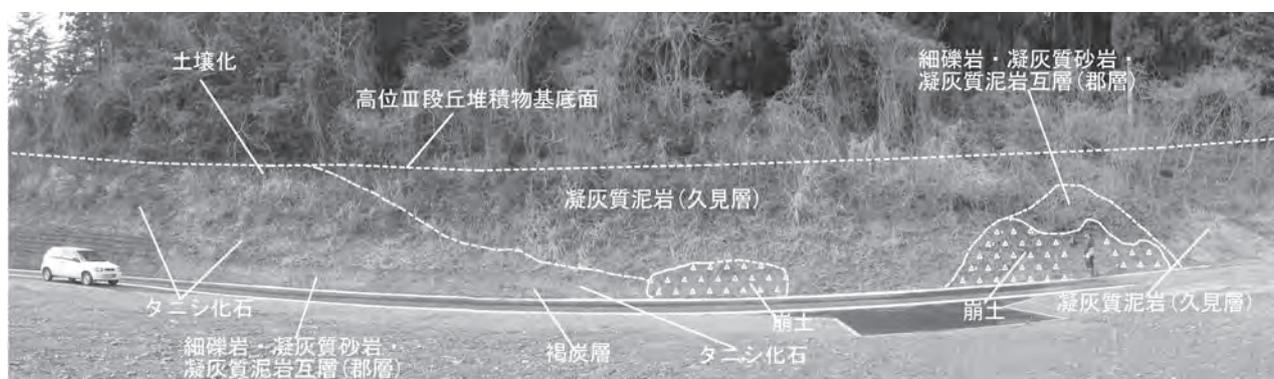
上位の都万層との関係をみると、津戸あいらんどパーク付近（第 8.12 図）では、都万層が本層を著しく侵食している（第 6.1 図）。また、珪藻土層の項で詳しく述べている野越（第 5.25 図）では高角度で傾斜した不整合面をもって本層に対してアバットしている。更に、向山、神尾、糠谷、北方でも珪藻土を都万層が激しく侵食し、それに対してアバットしていると推定される。

層厚 内層層として狭い範囲に島状に露出するため、久見層の下限から上限までが連続してみられないことと、しばしば重柄層の火山岩の貫入（第 5.24 図）や粗面岩のシート状貫入によって走向傾斜が局部的に乱されてい

るため、本層の層厚を正確に求めることは難しい。本層の層厚は模式地で 200 m 以上、歌木及び下西-西田間で 500 m 以上と推定される。

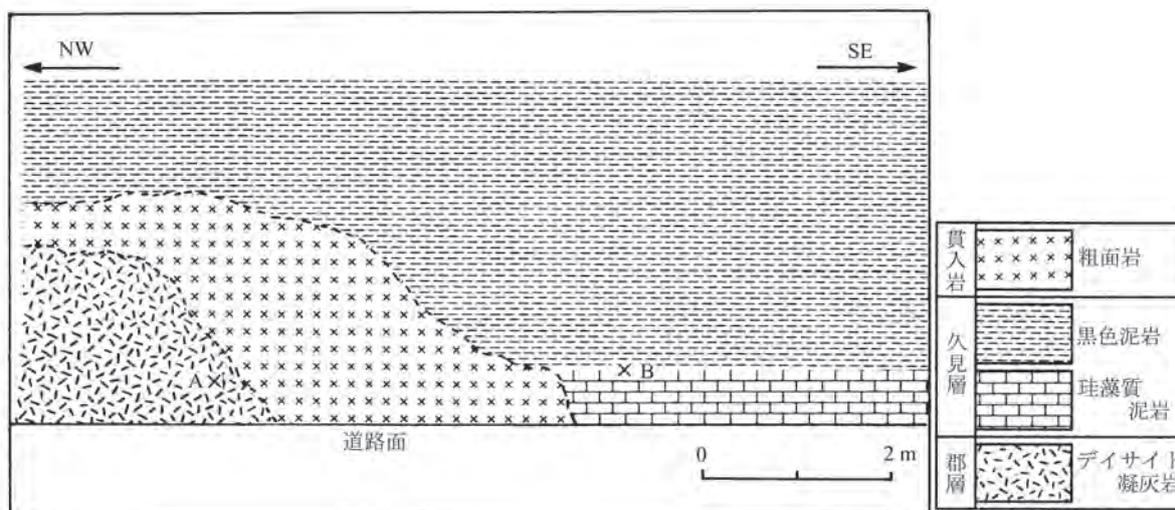
岩相 模式地の久見層は砂岩泥岩互層を主体とする下部 (Kms) と厚い泥岩あるいは凝灰質泥岩からなる上部 (Kmm) に分けられている (大久保, 1981). 山崎 (1998) によれば、模式地での下部層は約 100 m の層厚をもつとされており、その上部から多くの化石が産する (第 5.22 図)。

空峰山の東麓を南北に走る谷底 1 km² 程度の範囲には、細-中粒の塊状砂岩層主体の本層がに露出する。明瞭な層理がみられないことから、この砂岩層は谷川の勾配とほぼ同じような水平に近い角度で傾斜していると判断さ



第 5.20 図 久見層と郡層の不整合露頭 (平, 第 8.7 図の地点⑥)

この露頭では、細礫岩凝灰質砂岩凝灰質泥岩からなる郡層を厚い凝灰質泥岩からなる久見層が覆っている。写真にみられるように、久見層は郡層を削り込んでいることから両者は不整合と判断される。郡層は写真の右側ではほぼ水平であるが、写真の範囲内では緩くうねっている。山崎ほか (1991) が *Denticulopsis lauta* 帯 (Akiba, 1986) の珪藻化石を報告した露頭は、この露頭の北東約 50 m にある。山崎ほか (1991) が珪藻化石を報告したシルト岩は写真中の久見層凝灰質泥岩に連続する。写真右側では、郡層と久見層の不整合面は写真の道路面よりさらに下方に約 2 m 削り込んでいる。



第 5.21 図 久見層と郡層の不整合露頭のスケッチ (大峯山南麓床山越西方約 150 m 林道法面)
郡層 (A 点) の走向傾斜: N26° E34° S, 久見層 (B 点) の走向傾斜: N70° W16° N.

れる。また、前述の北方神社付近のごく狭い範囲に本層の砂岩が分布する。

歌木周辺と中村西部では、黒色泥岩と珪藻質あるいは凝灰質泥岩からなる本層 (Kmm) が厚く分布する。黒色泥岩は歌木周辺のほか、伊後・西村間の国道沿い、加茂、飯ノ山北～北西麓などの狭い範囲にも分布する。歌木周辺では、灰白色の珪藻質泥岩と互層している場合もある。平から下西・西田を経て加茂及び箕浦に至る低地に本層上部が分布するが、その主体は灰白色の凝灰質泥岩で、ときに凝灰岩や黒色泥岩を伴う。

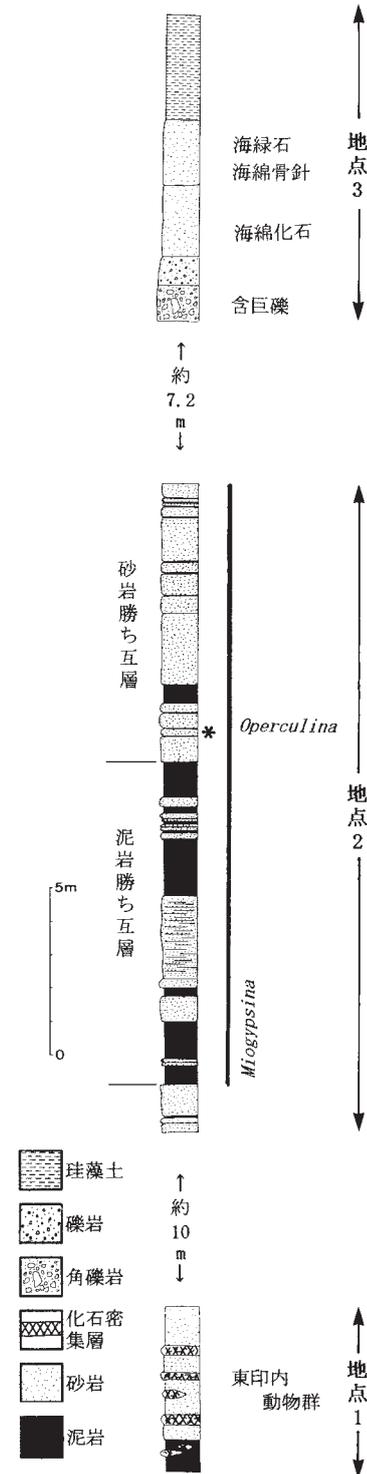
伊後中の浦海岸～国道 485 間の地区には、泥岩を主体とし、珪藻質泥岩、砂質泥岩あるいは泥質砂岩を伴う地層が分布する。山崎 (1998) はこれを伊後泥岩層とよび、歌木泥岩部層の上位に調和的に分布するとして、久見層最上部に位置づけた。しかし、その根拠は明確ではなく、この地区の久見層は空峰山東麓を南北に走る谷底の見られる細-中粒砂岩層 (前述) の直上に位置づけることも可能である。

島の南岸の飯ノ山北東麓、加茂・箕浦間の山麓、津戸あいらんどパーク周辺、都万の砂子谷と向山、那久岬-油井間の旧道、野越周辺 (第 5.25 図)、北方及び大峯山南西麓 (第 5.18 図) には、厚さ数 m 以上の珪藻土層 (Kmd) が分布する。飯ノ山北東麓の珪藻土採掘跡では珪藻土層は黒色泥岩に整合に重なり、加茂・箕浦間の珪藻土は側方で黒色泥岩との互層に移行していることから、これらの珪藻土層は泥岩層と同時異相の関係にあると判断される。

本層の砂岩、黒色頁岩及び珪藻土中に海緑石が幾つかの層準で認められる (大久保・高安, 1980; 大久保, 1981)。矢野・島田 (1984) によれば、模式地の久見層下部の砂岩泥岩互層 (第 5.22 図) では、海緑石が生痕の周辺または葉理をなして濃集している。また、歌木周辺の細かな平行層理をもつ黒色頁岩では、層理面に沿って海緑石が厚さ 1～10 cm 程度の濃集層をなす。他方、箕浦の珪藻土中では 50 cm × 2 m の海緑石砂岩レンズが、飯ノ山北東麓の珪藻土では厚さ約 1 m の海緑石砂岩層が 3 枚それぞれ認められる。

珪藻土層 佐藤 (1922) は、当時すでに採掘されていた珪藻土について、8 属の珪藻化石を記載した。しかし、Tomita (1936) はこれとは異なる珪藻化石を数種記載し、珪藻土を伴う堆積岩層 (T4 層あるいは島後層群) を都万層と伊後層とに区分した。

第二次大戦後、田中・三浦 (1962) は、飯ノ山北東麓と加茂・箕浦周辺 (第 5.24 図) の珪藻土採掘場周辺の地質調査を行い、両地区の珪藻土層はほぼ同一層位にあるとした。また、産出する珪藻化石は *Coscinodiscus elegans* が最も多く、*C. marginatus* がそれに続き、両者で全体の 90% 以上を占めると報告した。次いで、飯ノ山北東麓、加茂・箕浦周辺、蛸木、奥津戸 (第 8.12

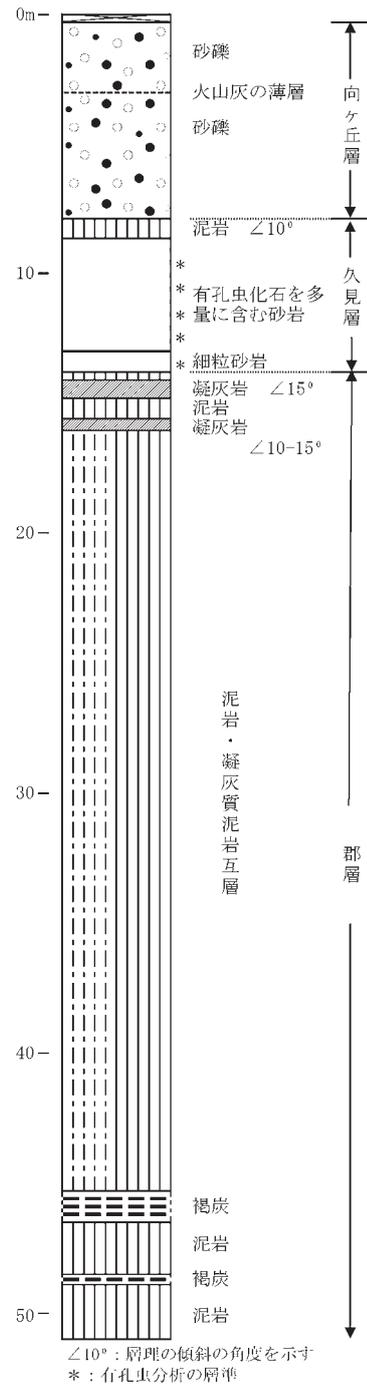


第 5.22 図 模式地における久見層下部の岩相
山崎 (1998) に加筆・修正。図中の地点 1～3 の位置は第 5.18 図中の地点①～③に対応する。2007 年末現在、地点①と②の露頭は観察できるが、地点③の露頭の一部はモルタルが張られている。最上部の珪藻土層中の珪藻化石群集を横田 (1984) は *Denticulopsis lauta* 帯ないし *D. hustedtii* 帯 (Akiba, 1983) に、山崎ほか (1991) は *Denticulopsis lauta* 帯 (Akiba, 1986) にそれぞれ対比した。

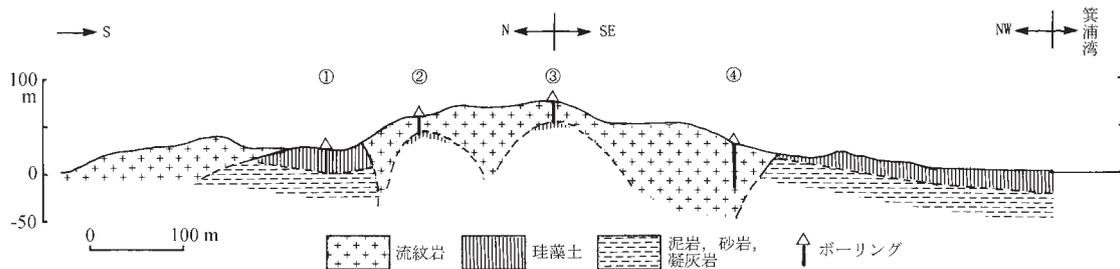
図の地点③), 向山, 那久西方, 山田の9個所の珪藻土採掘場及び採掘跡を調査した奥野(1964, 1965, 1967)は, 珪藻化石群集は, 同様に *Coscinodiscus elegans* が最も優勢で, *C. marginatus* と *Denticula lauta* var. *valida* がこれに次ぐことを報告している. 大久保・横田(1984)は, 奥野(1964)が調べた9個所の内8個所を含めた14個所で珪藻土の層準を検討し, 大きく3層準に区分されることを指摘した. 更に, 飯ノ山北東麓, 加茂・箕浦周辺, 蛸木桐山(本論の糠谷, 以後糠谷とする)などの厚い珪藻土から産出する珪藻化石群集は, *Denticulopsis lauta* 帯ないし *D. lauta*-*D. hustedtii* 帯に対比できるとした(第5.2表). また, 横田(1984)は, この報告とほぼ同時期に提案された山崎(1984)の層序を受け入れて, 上記の3層準を久見層, 都万層, 油井層(本研究の郡層, 久見層, 都万層及び重栖層の一部)に対比した. しかし, 横田(1984)が都万層に対比した向山, 箕浦, 神尾, 北方, 糠谷の珪藻土はすでに述べているように久見層に対比するのが妥当である.

横田(1984)は野越に分布する珪藻土層とその下位の凝灰岩を油井層に対比し, 前者から *D. kanayae* 帯(秋葉, 1983)に対比される珪藻化石群集を, 後方から内湾ないし河口のように淡水の影響を強く受けた珪藻化石群集をそれぞれ記載した. その後, 山崎ほか(1991)と山崎(1998)は, 横田(1984)が油井層に対比した珪藻土層とその下位の凝灰岩を平凝灰岩シルト岩互層部層に対比し, 珪藻土層から同じく *Curcidentricula kanayae* 帯(Akiba, 1986)に対比される珪藻化石群集が産出するとした. *D. kanayae* 帯(秋葉, 1983)と *C. kanayae* 帯(Akiba, 1986)は同一の化石帯で, その時代は16.9~16.3 Maである(Yanagisawa and Akiba, 1998).

しかしながら, 野越において, 山崎ほか(1991)が平凝灰岩シルト岩互層部層に対比した地層は, 主に火砕岩と凝灰質砂岩・礫岩からなり, アルカリ火山岩の礫を含むので, 都万層に対比されるべきである. 珪藻土層はこれらに重なるのではなく, 垂直に近い高角不整合面をもって砂岩主体の地層が珪藻土にアバットしている(第5.25図). 道路面から高さ10m程までは落石防止の金



第5.23図 向ヶ丘南西部でのボーリング柱状図
この掘削地点は第5.18図中の地点④である.



第5.24図 箕浦周辺におけるの久見層の珪藻土と重栖層の流紋岩との関係
①~④は田中(1963)による.

網が張ってあり、かつ、道路面から5~7m上位では、アバットする砂岩主体の地層が崩れていて珪藻土が現れているため、珪藻土が上位に重なるように見える。しかし、この珪藻土層は道路の下の崖にも露出しており、その厚さは20mを超える。珪藻化石(横田, 1984; 山崎ほか, 1990)からも、この珪藻土層が久見層に対比されることは確かだといえる。

島の南部の飯ノ山・都万間の厚い珪藻土層はほぼ同じ層準に位置しており、久見層上部に対比される。谷村・斉藤(1986)は、この厚い珪藻土層のうち、飯ノ山採掘場、加茂・箕浦間の採掘場及び都万南東の道路沿い(第8.12図-2の地点③周辺)に分布する珪藻土の珪藻化石群集を分析した。それによれば、この3地区全体の珪藻土層では *Actinocyclus ingens* が優先するが、最上部では *Thalassionema nitzschioides* が優先する。また、最上部層準が認められない都万南東道路沿いの珪藻土層は飯ノ山採掘場の下位から中位、加茂・箕浦間採掘場の下位の種組成に対応するとした。

飯ノ山採掘場の珪藻土中には硬質・緻密な団塊が含まれている。千葉ほか(1976)によれば、その組成のごく僅かな違いによって選択的に珪藻殻を構成するシリカの溶解沈殿が進んで団塊が形成されたい。

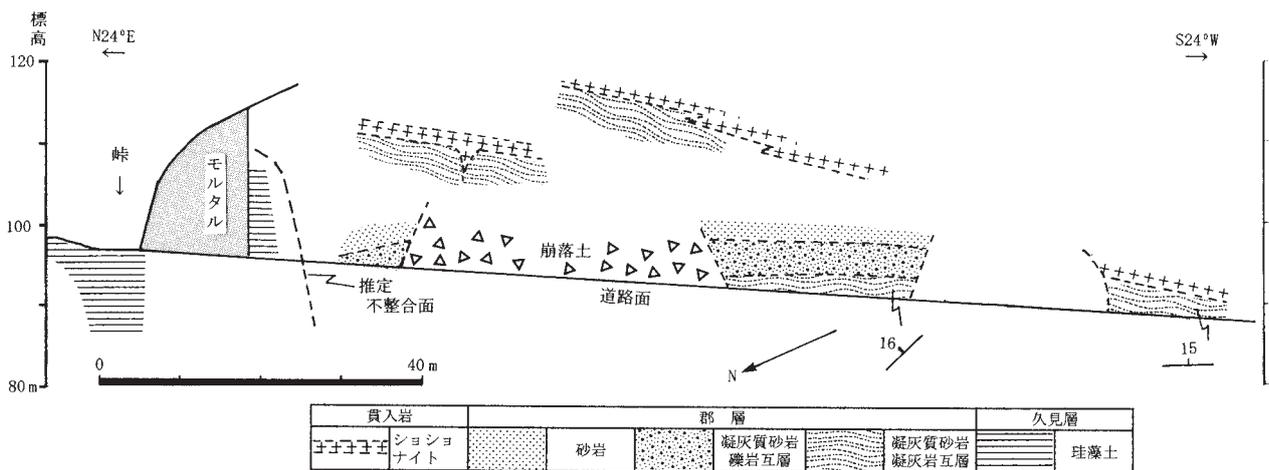
化石 久見層からは珪藻以外にも多くの化石を産出する。Yokoyama(1926, Tomita, 1936より引用)が伊後中の浦の本層産の貝化石を記載して以来、幾つかの地点から貝化石が報告されている(第5.3表)。とくに、模式地(第5.18図地点②)の本層下部で、*Miogypsina* 産出層準直下の砂岩泥岩互層中(第5.22図)から能登

半島の東印内動物群に対比される貝化石群集が記載されている(高安, 1979; Okubo and Takayasu, 1979)。

模式地の本層下部の砂岩泥岩互層からは、*Miogypsina*(大久保・高安, 1980)のほか、*Operculina*も産出する(多井・加藤, 1980; 山崎ほか, 1991)。ただし、一部の論文で大久保・高安(1980)を引用して、これら的大型有孔虫を *Miogypsina kotoi* と *Operculina complanata japonica* としているが、大久保・高安(1980)にそのような記載は見当たらない。

有孔虫化石については、これら以外に、多井(1956)が中の浦海岸の露頭と釜屋海岸の露頭から底生有孔虫化石群集を報告し、両者からの群集を島根半島の古江層の有孔虫化石群集に対比した。その後、多井・加藤(1980)は、大久保・高安(1980)が *Miogypsina* を記載した同じ試料から第5.4表の浮遊性有孔虫化石を記載し、それをN.7-N.9に、更に前記の釜屋海岸の露頭から再度採取した浮遊性有孔虫群集をN10-12にそれぞれ対比した。

本研究においても、前述の第5.23図のボーリングコアにおいて有孔虫化石密集層を伴う砂岩中の有孔虫化石について調べた(第5.4表)。化石の保存状態はあまり良くなく、殻の溶解や着色、破損が普遍的に認められる。解析した浮遊性有孔虫化石群集は *Globigerina* 属の各種が多産することを特徴としている。暖流の流軸部に卓越し、亜熱帯要素とみなされる *Globigerinoides* 属や *Globoquadrina* 属の各種の産出頻度がきわめて低いことから、暖流の影響がごく僅かに及んでいた可能性が指摘される(林 広樹博士私信)。分析した試料には年代指標種である *Globigerinoides bisphericus* が認められ、



第5.25図 福浦・長尾田間旧道の岬(野越)付近の模式断面図。

凝灰質砂岩凝灰岩互層中には厚さ10cm以下の珪藻質泥岩がレンズ状に挟まれている。

1983年の豪雨でこの法面は崩落し、翌年修復工事が行われ、岬の崖にはモルタルが張られた(横田, 1984)。現在、本図に示されている範囲は道路面から高さ10m程までは落石防止の金網がはってあるが、2007年の時点で数カ所で金網が破損している。また、2006年の豪雨によって、スケッチより南西方向に約50m離れたところでこの道路法面が大規模に崩壊し、それ以来通行止めになっている。

N.7～N.9帯のいずれかの区間に対比される。なお、*Miogypsina*を含む大型有孔虫化石群集も浮遊性有孔虫化石群集とほぼ同じ年代を示し、固着性である*Sphaerogypsina globulus*の存在から硬い岩盤が近くに露出する海底という古環境が示される（藤田和彦博士私

信）。

以上のほか、模式地の海緑石砂岩（第5.22図）から多数の*Aphrocallistes*様カイメン化石が*Isurus*の歯とともに産出する（大久保・高安，1980）。

第5.3表 久見層産貝化石

<p>模式地 (Okubo and Takayasu, 1979)</p> <p><i>Haliotis notoensis</i> MASUDA</p> <p><i>Diodora</i> sp.</p> <p><i>Tugali</i> cfr. <i>decussatoides</i> (NOMURA and HATAI)</p> <p><i>Euchellus</i> cfr. <i>notoensis</i> MASUDA</p> <p><i>Nerita</i> cfr. <i>ishidae</i> MASUDA</p> <p><i>Calyptrea</i> sp.</p> <p><i>Conus tokunagai</i> OTUKA</p> <p><i>Acolina</i> sp.</p> <p><i>Acila</i> cfr. <i>yanagawaensis</i> (NOMURA and ZINBO)</p> <p><i>Barbatia</i> sp.</p> <p><i>Glycymeris</i> sp.</p> <p><i>Nipponolimosia</i> cfr. <i>azumana</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Limatura</i> (<i>Limatura</i>) sp.</p> <p><i>Cardita</i> cfr. <i>leana</i> DUNKER</p> <p>伊後・中の浦 (Yokoyama, 1926* ; 大久保, 1981 ; 上田・杉山, 1984)</p> <p><i>Chrysodomus despectus</i></p> <p><i>Thyasira bisecta</i> (CONRAD) var. <i>nipponica</i> YABE & NOMURA</p> <p><i>Conchocele disjuncta</i> GABB</p> <p><i>Nuculana sadoensis</i> (GABB)</p>	<p>歌本周辺 (大久保, 1981)</p> <p><i>Palliolum peckhami</i> (HATAI)</p> <p><i>Delectopecten peckhami</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Glyptamusium</i> sp.</p> <p>都万・釜屋 (角館, 1988)</p> <p>本露頭は埋め立てられた.</p> <p><i>Nuculana</i> (<i>Nuculana</i>) <i>pernula sadoensis</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Mizuhopecten</i> spp.</p> <p><i>Limatula kurodai</i> OYAMA</p> <p><i>Thyasira tokunagai</i> KURODA and HABE</p> <p><i>Nemocardium</i> sp.</p> <p><i>Serripes</i> sp.</p> <p><i>Macoma izurenis</i> (YOKOYAMA)</p> <p><i>Altenius ojanus</i> (YOKOYAMA)</p> <p>SHIPHONODENTALIDAE gen. et. sp. indet.</p> <p><i>Natica</i> sp.</p> <p><i>Boreotrophon</i> sp.</p> <p><i>Shizastar</i> sp.</p> <p>* Tomita (1936) より引用</p>
---	---

種	ボーリングコア (第5.22図)					多井・加藤 (1980)	
	深 度 (m)					模式地	釜屋
	9.7	10.7	11.5	12.5	13.5		
<i>Catapsydrax</i> sp.					+		
<i>Globigerina angustumbilicata</i> Bolli	+	+	C	C	C		
<i>Globigerina druryi</i> Akers	+						
<i>Globigerina</i> cf. <i>druryi</i> Akers							稀
<i>Globigerina falconensis</i> Blow	+		+	+	+	少	少
<i>Globigerina foliata</i> Bolli						稀	稀
<i>Globigerina praebulloides</i> Blow	C	A	A	A	A	多	多
<i>Globigerina pseudociperoensis</i> Blow		+	+			普	普
<i>Globigerina weissii</i> Saito			+				
<i>Globigerina woodi</i> Jenkins	C	C	+	+	+	稀	稀
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)		+					
<i>Globigerinoides bisphericus</i> Todd		+		+			
<i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> (Reuss)						稀	
<i>Globoquadrina altispita</i> (Cushman and Jarvis)						稀	
<i>Globoquadrina baroemoensis</i> (LeRoy)		+	+				
<i>Globoquadrina dehiscentis</i> (Chapman, Parr and Collins)				+			
<i>Globorotalia bykovae</i> (Aisenstat)			+	+			
<i>Globorotalia obesa</i> Bolli						稀	
<i>Globorotalia</i> cf. <i>praescitula</i> Blow						普	
<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow and Banner	C	+	+	+	C		
<i>Globorotalia quinifalcata</i> Saito and Maiya	C		+	+	+	普	
<i>Neogloboquadrina</i> cf. <i>continua</i> (Blow)	+		+	+	+		
<i>Neogloboquadrina mayeri</i> (Cushman and Ellisor)	C	+	+	+	+		
<i>Sphaeroidinellopsis disjuncta</i> (Finlay)	+						
number / g.	4.7	8.6	4.85	6.3	4.7		
Preservation (poor 1 ↔ 5 good)	1	1	3	2	2		
(A) bundant: >32%, (C) ommon: 16-32%, (+): <16%							
大型有孔虫							
<i>Miogypsina</i> sp.	-	-	-	A	A	多	
<i>Sphaerogypsina globulus</i> (Reuss)	-	-	-	C	C		
<i>Lenticulina</i> sp.	-	-	-	R	R		
<i>Operculina</i> sp.	-	-	-			少	

第5.4表 久見層最下部砂岩中の有孔虫化石
解析試料は模式地南縁近くでのボーリングコア (第5.23図) である。浮遊性有孔虫については林 広樹博士 (島根大学)、大型有孔虫については藤田和彦博士 (琉球大学) がそれぞれ分析した。参考のため、大久保・高安 (1980) が本島の中新統から初めて*Miogypsina*を記載した模式地試料及び第5.3表の都万・釜屋露頭の浮遊性有孔虫群集 (多井・加藤, 1980) を添付した。

第6章 上部中新統

(小林伸治・沢田順弘・村上 久・山内靖喜)

6.1 都万層 (Tms)

地層名 Tomita (1936) 命名. 山崎 (1984) はこれを再定義したが, 角館 (1988) は, 山崎 (1984) の都万層から伊後泥岩層を除いたものを都万層と定義した. 本研究では角館 (1988) の定義に従う. なお, 伊後泥岩層 (山崎, 1984) とは, 伊後中の浦海岸から南西の国道485 までの間に分布する泥岩主体の地層であり, これは久見層に対比される.

模式地 隠岐の島町都万地区^{かまや}釜屋海岸及び中里^{なかざと} (山崎, 1984).

分布 本層は重栖層の下位にあって, 西郷湾南岸の愛宕山と久見を結んだ線の西側の広い範囲に点在する. 分布が最も広いのは都万地区の向山から中里を経て釜屋に至る模式地域であるが, 釜屋から津戸のあいらんどパークに至る海岸沿いにおいて, 重栖層の流紋岩溶岩からなる山体の麓と海岸の崖にも分布する. 歌木南方^{せんじがわ}の末路川支流の谷, 蛸木北方の谷, 飯ノ山東麓, 北方, 福浦, 長尾田北方などでは, 重栖層の直下のごく狭い範囲に露出する.

層序関係 模式地では, 下位の久見層の高まりが島状に分布し, 都万層はそれらを不整合に覆うと解釈されているが, 両層の不整合関係が直接観察されているわけではない. 両層の不整合関係は, 模式地の南東約 1.5 km にある「あいらんどパーク」近くの宅地の法面 (第 8.12 (2) 図地点①) と, その北西県道法面 (同図地点②) で観察できる. この 2 つの露頭はほぼ連続しており, 同じような両層の関係がみられる. すなわち, 都万層は下位の久見層の珪藻土層を大きく削り込んでおり (第 6.1 図 A), 不整合面から約 20 cm 下位までの珪藻土層中には径 1~2 cm 程度のほぼ円形の断面をもつ深さ数 cm の孔が無数にある. これらの孔の分布は浅海成堆積物に覆われる不整合面直下に限られており, 穿孔性二枚貝類の化石穿孔痕と思われる (第 6.1 図 B). このように都万層は久見層を著しく浸食しているものの, 両者の走向・傾斜は大きく違わない. また, 長尾田北方の海岸では, 都万層を不整合に覆うが, ここでも両者の走向・傾斜は大きく違わない.

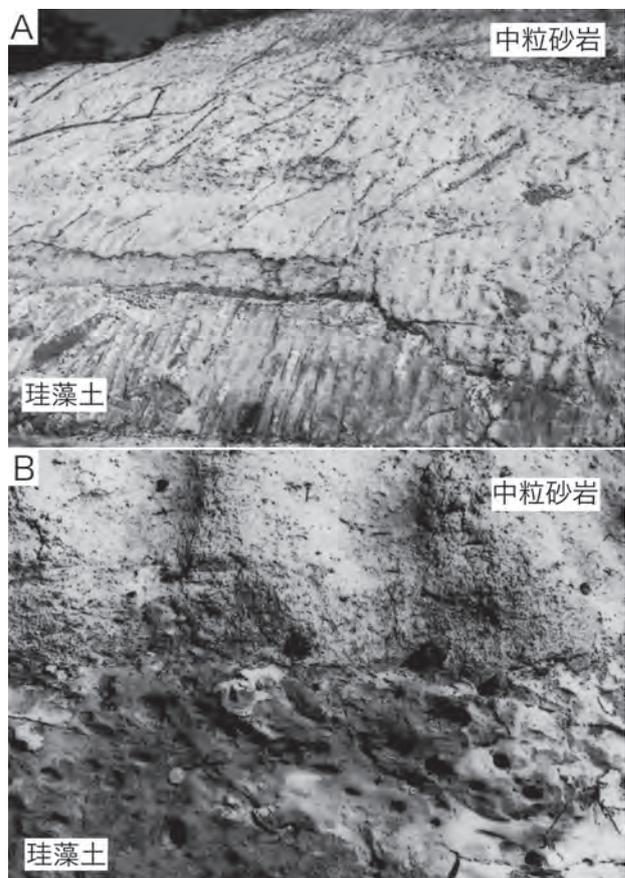
上位の重栖層とは不整合関係にあるとする意見がある (山崎, 1984). しかし, 本報告では, 次の理由により本層と重栖層は基本的に整合関係にあり, 都万層上部と重栖層下部は一部指交関係にあると判断した.

・都万層は常に重栖層に覆われている.

- ・都万層と重栖層との間には構造的な不一致が見られない.
- ・都万層上部の礫岩中に重栖層由来の流紋岩の垂円礫や円礫が含まれることがある.

層厚 模式地で約 270 m, 北方で 120 m を超える. これ以外の場所では重栖層の下位の狭い範囲に本層の最上部の厚さ数 10 m 程度の部分が露出するだけで, 本層の厚さは不明である.

岩相 模式地の都万層 (Tms) は下部と上部に分け



第 6.1 図 久見層と都万層との不整合露頭

A: 久見層の珪藻土層を不整合に覆う都万層の中粒砂岩 (津戸あいらんどパーク東側, 第 8.12 図の地点①).

ここの都万層は不整合面の直上は中礫が散在する粗粒砂岩からなるが, 不整合面から数 10 cm 程度離れると粗粒砂岩は塊状中粒砂岩に漸移している.

B: A の不整合面の接写.

不整合面直下の 20 cm 程度の範囲の珪藻土中には穿孔性二枚貝類の化石穿孔痕と思われる孔が無数にみられる.

られる。

下部は厚さ約 90 m の灰～灰白色の塊状中粒砂岩からなる。山崎 (1984) はこれを部層として扱い、模式地の地名である釜屋にちなんで釜谷砂岩層と呼んでいる。ただ、釜谷という地名は、当時の国土地理院の 2 万 5 千分の 1 地形図「都万」と 5 万分の 1 地形図「西郷」に見えるが、現在は釜屋に修正されている。

下部の砂岩層は、模式地と北方以外では、ほとんど露出していない。模式地では、最下部に厚さ数 m の粗粒砂岩があり、これから軟体動物、有孔虫、カイメンなどの化石が多産する (角館, 1988)。この露頭は埋め立てられてしまったが、本粗粒砂岩は、津戸あいらんどパーク東側にも露出している (第 6.1 図 A)。この露頭では不整合面から数 10 cm 上の間には粗粒砂岩からなり、極めて円磨度の高い中礫が散在する。これらの礫種は、主に流紋岩である。粗粒砂岩は中粒砂岩に漸移するが、この中粒砂岩中には砂管などの生痕化石が無数に発達し、生物擾乱が激しいため、葉理や級化などの堆積構造はほとんど消失している。

本層の上部は、灰白-灰色の凝灰質中～粗粒砂岩、流紋岩質火砕岩及び凝灰質礫岩からなり (第 6.2 図)、一部に凝灰質泥岩や珪藻質泥岩を伴う。その層厚は約 180 m である。砂岩には砂管などの生痕化石が多くみられ、泥岩中に貝化石が含まれていることがある。

地質構造 下位層の起伏を反映して、都万層は半波長 1 km 以下の小規模なドーム構造や盆状構造をなす。模式地では、北西-南東の軸をもつ半ドーム構造を形成し、重栖層の流紋岩溶岩からなる山体の下に潜り込む。

化石 本層から貝化石が産出することは富田 (1927b)、Tomita (1936)、大久保 (1981) が報告している。角館 (1988) によれば、都万層最下部の粗粒砂岩 (第 6.1 表地点 1) からは *Miyagibecten matsumoriensis*, *Mizuhopecten matsumoriensis*, *M. paraolebejus murataensis* などの塩原型動物群の要素と *Chlamys cosibensis heteroglypta*, *Clinocardium fastosum*, *Mya japonica*, *Panope japonica* などの大桑万願寺動物群の要素が混在して産出する。本層中部の中-細粒砂岩 (第 6.1 表地点 2) や上部の細粒砂岩-泥岩 (第 6.1 表地点 3, 4) から *Panpmya simotomensis*, *Thracia kamayashikiensis* などの耶麻型動物群と *Yoldia (Cnesterium) notabilis*, *Anadara (Anadara) amacula*, *Clinocardium ciliatum* などの大桑万願寺動物群に相当する種が産出する。本層産出の貝化石群集は、塩原-耶麻型動物群の要素と大桑万願寺動物群の要素が混在したものである。このような群集は、後期中新世末期-鮮新世初期の寒冷な外洋水の影響を受ける浅海を特徴付けるとされている。なお、角館 (1988) が記載した都万層最下部の貝化石産出露頭は釜屋海岸にあったが、すでに県道の拡幅工事で埋め立てられている。

多井 (1956) 及び多井・加藤 (1980) は釜屋海岸の細粒砂岩露頭から有孔虫化石群集を記載し、それらを N10～N12 に対比した。しかし、この砂岩は都万層下部の砂岩とは岩相が異なること、都万地区のいくつかの地点で下位の久見層が島状に分布することから、角館 (1988) に従い久見層に対比する。この露頭も県道の付け替え工事で埋め立てられている。



第 6.2 図 都万層中部の凝灰質砂岩 (中里, 都万小学校南側)

横田 (1984) は、島後各地の中新統中の珪藻化石を記載している (第 5.2 表) が、その報告の中で、模式地北側の向山など 5 地点の珪藻土を都万層に対比し、それら珪藻土から産出する珪藻化石群集が *Denticulopsis nicobarica* 帯 (秋葉, 1983) に属することを根拠に、都万層の時代を中期中新世とした。前節 5.3 で指摘したように、この対比は露頭での層序関係を見誤った結果に依拠しており、これらの珪藻土は久見層に対比されるべきである。

他方、横田 (1984) が油井層に対比した 3 地点の珪藻質岩うち、試料名「代トンネル南」と「野越」は都万層に対比できる。前者の試料は北方から代に通じる旧道のトンネルの南側出口から南東約 150 m の道路法面の凝灰岩と砂岩に挟まれた層厚約 30 cm の珪藻質泥岩である。この泥岩は *Denticulopsis hustedtii* と *Coscinodiscus endoi* を多産するほか、*Actinocyclus ingens*, *Ikebea* spp., *Stephanogonia hanzawae* も産する。後者の露頭は福浦・長尾田間の旧道の峠から南南西に延びている道

路法面である。峠付近を除くと、この露頭は砂岩、凝灰質砂岩及び白色火砕岩からなり、礫岩、凝灰質泥岩、珪藻質泥岩などを伴う。この露頭を構成する地層を山崎 (1998) は郡層に対比したが、火砕岩中にアルカリ火山岩の破片が含まれており、都万層に対比する方が妥当である。横田 (1984) は、この露頭の凝灰岩から産出する珪藻化石の 90 % 以上が *Aulacosira granulata* で、若干の海生種も伴うことから、淡水の影響を強く受ける内湾や河口のような環境の存在を指摘している。ただし、同じ露頭で約 4 m の厚さをもつとした珪藻土層 (横田, 1984) は久見層に対比される。

貝及び珪藻化石以外に、模式地の最下部粗粒砂岩から有孔虫、カイメン骨針、ウニなどの化石 (角館, 1988) 及びクジラ類の化石 (廣田, 1979) が報告されている。また、津戸あいらんどパーク南西の海岸の本層からはサメの歯の化石 *Carcharodon* sp. が報告されている (山野井, 1981MS)。

放射年代 都万地区中里の都万小学校周辺から採取さ

第 6.1 表 都万層産貝化石 (角館, 1988)

種 名	地 点				種 名	地 点			
	1	2	3	4		1	2	3	4
<i>Yoldia (Cnesterium) notabilis</i> YOKOYAMA			C		<i>Serripes groenlandicus</i> (BRUGUIÈRE)	R			
<i>Anadara (Anadara) amicula elongata</i> NODA				VA	<i>Mactra (Mactra) sp.</i>	R			
<i>Glycymeris sp.</i>			F		<i>Spisula (Mactromeris) aff. voyi</i> (GABB)		R		
<i>Megacrenella aff. Collumbiana</i> (DALL)	R				<i>Lutraria (Psammophila) sieboldii</i> DESHAYES	R			
<i>Chlamys cosibensis heteroglypta</i> (YOKOYAMA)	R				<i>Macoma nipponica</i> (TOKUNAGA)			R	
<i>C. spp.</i>	R		R		<i>M. sp.</i>			R	R
<i>Swiftopecten swiftii</i> (BERNARDI)	R				<i>Pitar itoi</i> (MAKIYAMA)		A		A
<i>Nanaochlamys notoensis otutumiensis</i> (NOMURA and HATAI)	R				<i>Mya (Arenomya) japonica</i> JAY	R			R
<i>Miyagipecten matsumoriensis</i> MASUDA	VA				<i>Panomys simotomensis</i> (OTUKA)			F	R
<i>Mizuhopecten matsumoriensis</i> (NAKAMURA)	C				<i>Panope japonica</i> A.ADAMS	R		VA	
<i>M. paraplebejus matsumoriensis</i> (MASUDA and TAKEGAWA)	VA				<i>Teredo sp.</i>				F
<i>M. cf. trybrium</i> (YOKOYAMA)				R	<i>Thracia kamayasikiensis</i> HATAI				
<i>M. spp.</i>		R			<i>T. kakumana</i> (YOKOYAMA)	R			
<i>Limatula kurodai</i> OYAMA	C				<i>T. sp.</i>	C			
<i>Lucinoma acutilineatum</i> (CONRAD)	A				<i>Turritella (Idaella) tanaguraensis</i> KOTAKA	VA			
<i>L. Annulata</i> (REEVE)		R			<i>T. sp.</i>			F	
<i>Thyasira tokumagai</i> KURODA et HABE	R				<i>Natica sp.</i>	C		F	
<i>Felaniella aff. Usta</i> (GOULD)	R				<i>Tonna sp.</i>				R
<i>Venericardia sp.</i>	F				<i>Coptothyris grayi miyagiensis</i> (HATAI, MASUDA and NODA)	R			
<i>Clinocardium ciliatum</i> (FABRICIUS)	R		R		<i>Terebratulina sp.</i>	R			
<i>C. fastosum</i> (YOKOYAMA)	C				<i>Linthia nipponica</i> YOSHIWARA	A			
<i>C. spp.</i>	C								

R:1-2, F:3-5, C:6-10, A:11-20, VA: >21 (個体数)

地点1から地点4に向かってより上位となる。現在、地点1は埋もれている。

れた流紋岩質凝灰岩について 6.6 Ma のジルコンのフィッシュトラック年代が報告されている (木村・辻, 1992). この年代値は上記の貝化石群集が示す年代と矛盾しない.

6.2 重栖層及び相当層 (Oru, Orm, Orl, Osr, Otu, Otm, Otl, Op01 ~ Op11, Oa, Os)

重栖層は、島後において、北東部を除く全域にもっとも広く分布する末期中新世のアルカリ質火山岩類を主とする地層である。類似するアルカリ質火山岩類は島後の海岸と周辺の小島にも分布するが、ここでは、田山 (2006MS) に基づいて、これらを重栖層相当のアルカリ質火山岩類として、併せて報告する。

6.2.1 重栖層

地層名 新称. Uchimizu (1966) による「隠岐粗面岩一流紋岩類」と同時期に噴出したショショナイト (K に富む玄武岩質粗面安山岩) や粗面安山岩の岩床や溶岩などを合わせた地層で、小林・沢田 (1998) による「隠岐アルカリ火山岩類」に相当する。

模式地 重栖の巨大採石場跡とその西側、福浦トンネル～黒滝岩周辺。

分布 島の北東部を除く全域に分布する。

層序関係 本層は下位に都万層を伴う場合と伴わない場合がある。西里・津戸湾間の沿岸部、末路川北岸、飯ノ山東麓、北方及び福浦・長尾田間では、都万層が分布し、本層はそれを整合に覆う。ただし、中里の県道の切り通しでは、都万層上部の礫岩中に重栖層由来の流紋岩の重円礫や円礫が含まれることから、一部では、重栖層下部は都万層の上部と指交関係にあると考えられる。

白島海岸では鮮新世の玄武岩 (白島崎玄武岩溶岩) が重栖層流紋岩溶岩にアバットし、空峰山山頂部では向ヶ丘層に覆われている。隠岐の島町岬町では岬玄武岩に広く覆われる。また、城山周辺及び東郷の宮田城跡では流紋岩からなる地形的高まりに上位の西郷玄武岩溶岩が高角度でアバットする。

岩相・層厚 重栖層は、主に流紋岩と粗面岩の溶岩からなり、同質の火砕岩を挟む。火砕岩の産出層準は全部で 12 ある。本報告では火砕岩と溶岩の岩相、組成、産状、分布などの諸特徴、層序に基づいて、広域的な対比を行うとともに、本層を下部層、中部層、上部層に区分した (第 6.5 図)。

下部層は五箇流紋岩、都万流紋岩、西郷流紋岩の 3 つの流紋岩と、耳崎粗面岩、西田粗面岩の 2 つの粗面岩からなり、3 つの火砕岩層を挟む。中部層は SiO₂ に比較的富む久見流紋岩と加茂流紋岩の 2 つの流紋岩と、大領粗面岩、愛宕山粗面岩の 2 つの粗面岩からなり、3 つの火砕岩層を挟む。上部層は、白島流紋岩と横尾山粗面岩、6 つの火砕岩層に、寺山ショショナイトと蛸木

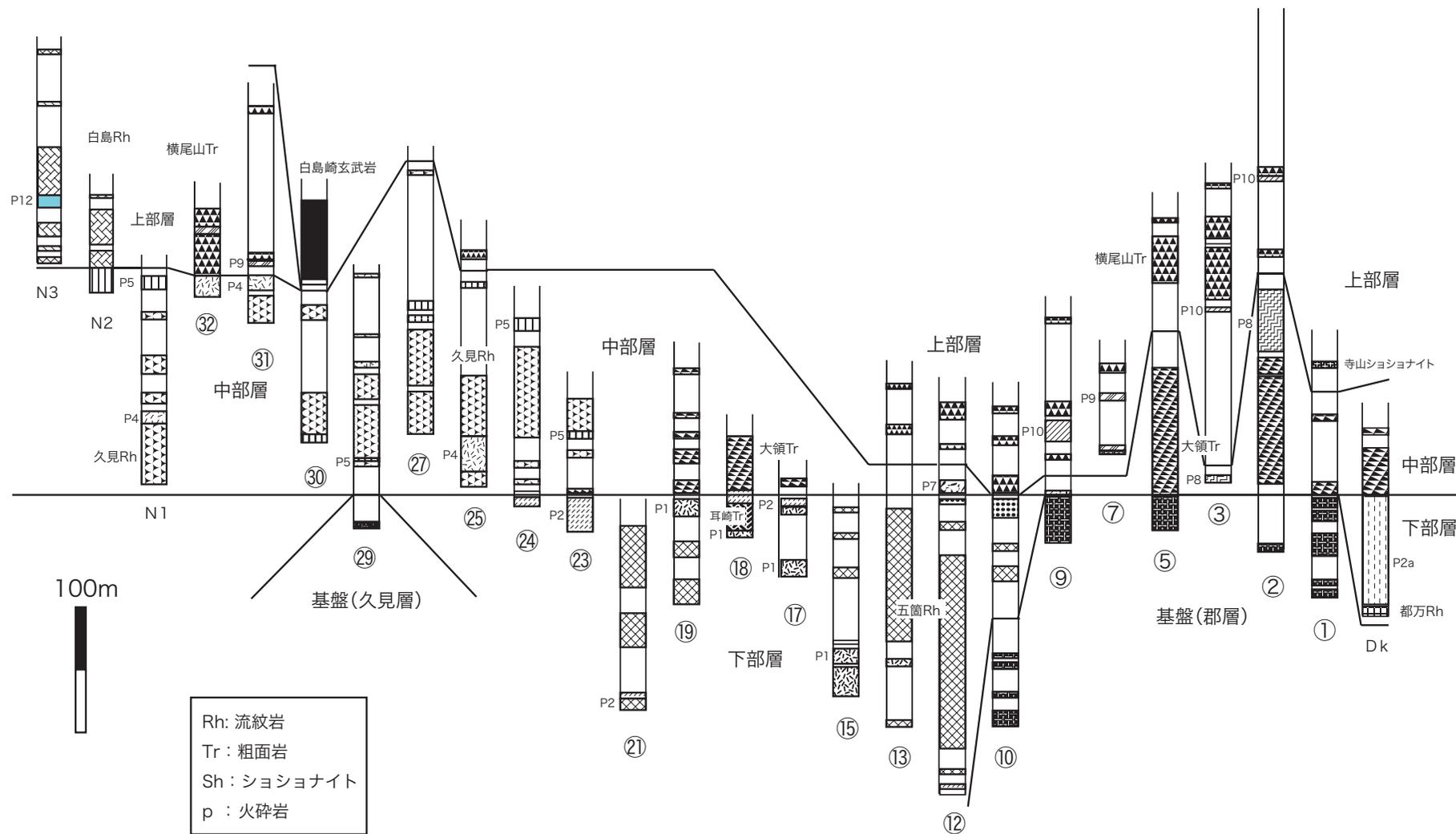
粗面安山岩が加わる。ここで、下部層と中部層の粗面岩は小林・沢田 (1998)、小林ほか (2002) の粗面岩 1 に、上部層の横尾山粗面岩は粗面岩 2 に対応する。

ルート柱状図を第 6.3 図と第 6.4 図に示した。以下では、下部層、中部層、上部層について、地域を模式地のある島の西部をはじめとして、北部、南西部、南東部に分けて順に記載する。重栖層に挟まれる火砕岩は全部で 12 あるが、記載に当たっては、下位から順に番号を付して火砕岩 1 ~ 12 とし、それぞれを識別する。なお、地質図では流紋岩溶岩及び貫入岩 (Ovr)、球顆状流紋岩溶岩 (Osr)、火砕岩 (Ovp)、粗面岩溶岩及び貫入岩 (Ovt)、粗面岩安山岩溶岩 (Ova)、ショショナイト溶岩及び貫入岩 (Ovs) に分け、下部・中部・上部は末尾に l, m, u を付けて表現している。

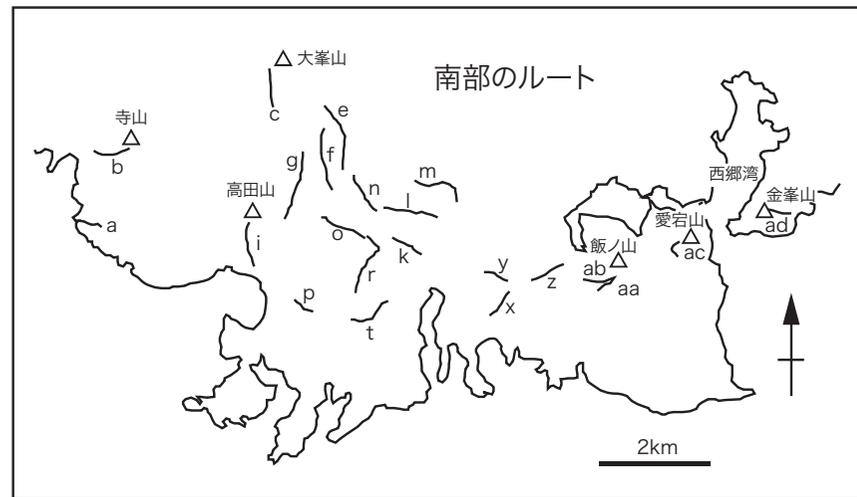
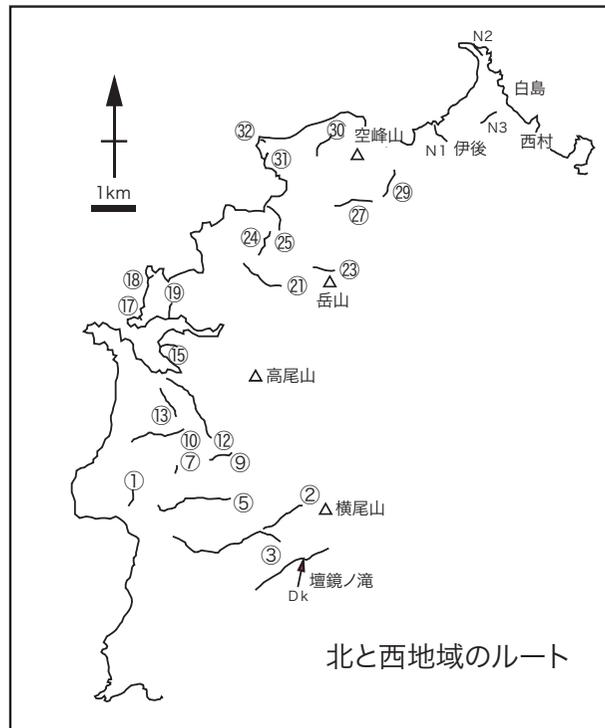
下部層 下部層は 3 つの流紋岩溶岩 (五箇流紋岩、都万流紋岩、西郷流紋岩) と 2 つの粗面岩 (耳崎粗面岩、西田粗面岩)、及びそれらに挟まれる火砕岩 (1 ~ 3) からなる (第 6.5 図)。3 つの流紋岩のうち、五箇流紋岩は、島後西部の岳山西方から代の南部、郡、重栖湾の北岸、高尾山から福浦にかけてと、長尾田東部の谷に分布する。重栖湾西岸部では耳崎粗面岩と火砕岩 1 ~ 3 を挟む。都万流紋岩は島後南西部の大津久から釜屋を経て歌木周辺から蛸木にかけて広く分布し、火砕岩 2a と 2c, 3 を挟む。また、西郷流紋岩は島後南部の加茂北部から埋山、西郷湾南岸の飯ノ山と愛宕山、北岸の城山、及び金峰山から津井にかけて分布する。このほか、東郷から犬来及び大久にかけて小規模な岩体が点在する。西田南部では西田粗面岩、火砕岩 2a と火砕岩 2b が挟まれている。下部層の流紋岩はいくつものフローユニットからなり、淡赤色-淡紫色と白色の流動縞状構造が明瞭で、五箇流紋岩の一部には球顆が認められる。

五箇流紋岩の 1 フローユニットの最大層厚は高尾山付近で約 370 m である。沢田ほか (2000) は新福浦トンネル北側坑口西の採石場跡の露頭で、3 種類の流紋岩が互いに数 cm から数 100 cm の規模で相互に混合することによって特異な組成変化をする流紋岩を報告した (第 6.6 図, 第 6.7 図)。

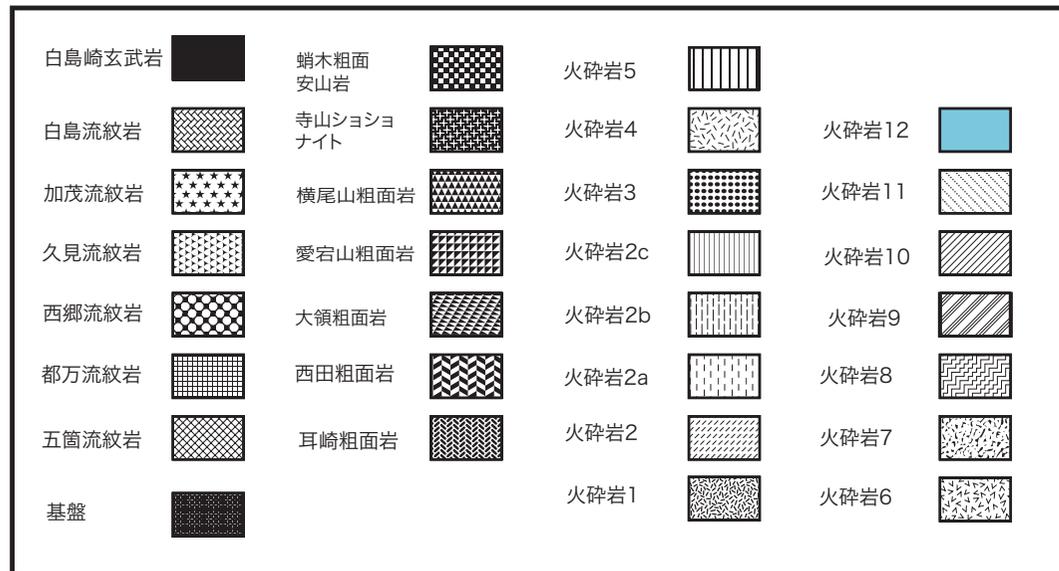
五箇流紋岩に挟まれている火砕岩 1 ~ 3 のうち、最下部の火砕岩 1 は粗面岩質火山礫凝灰岩で、新福浦トンネル北側の坑口付近から黒滝岩及びトンネル南側坑口付近に分布する。溶結構造の有無で下部と上部に大きく 2 分される。下部は非溶結軽石火山礫凝灰岩からなり、弱い級化構造と、平行及び斜交ラミナが発達する。岩片は最大粒径約 40 cm の流紋岩や粗面岩及び中新統の砂岩や玄武岩で、まれに黒曜石岩片や約 2 mm 程度の貝化石片が含まれる。礫の平均径は 3 cm で、含有率は 10 ~ 15 % 程度であり、基質は淘汰の悪い中～細粒の火山灰で 1 ~ 2 cm の軽石片を多く含むことから火砕サージ堆積物と考えられる。上部は一部に強溶結部を伴う溶



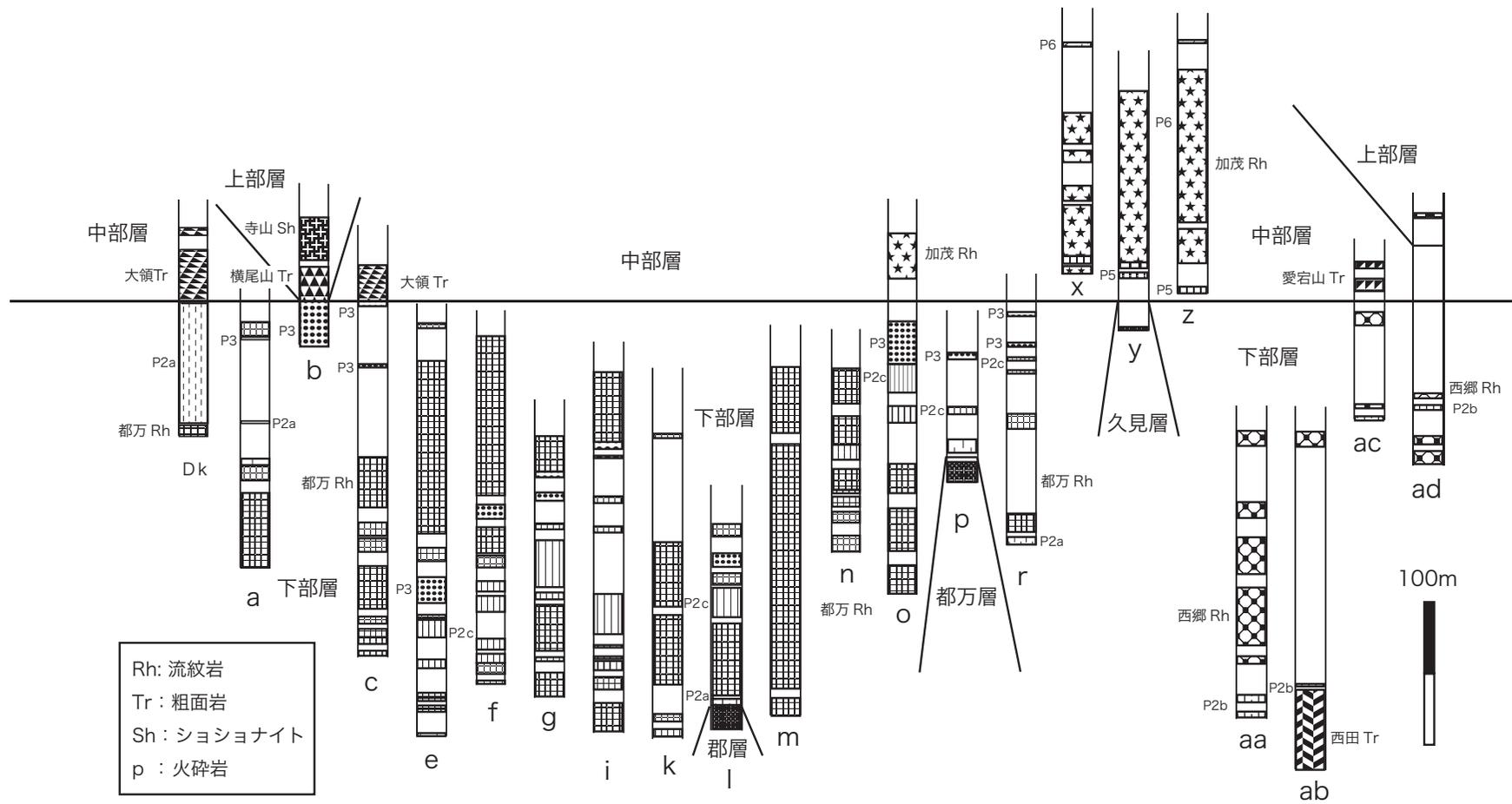
第 6.3A 図 島後北部～西部における重柵層の地質柱状図



凡例



第 6.3B 図 重柵層柱状図 (第 6.3A 図と第 6.4 図) の凡例とルート図



第 6.4 図 島後南西部～南部における重栖層の地質柱状図
 凡例とルートは第 6.3B 図に示した.

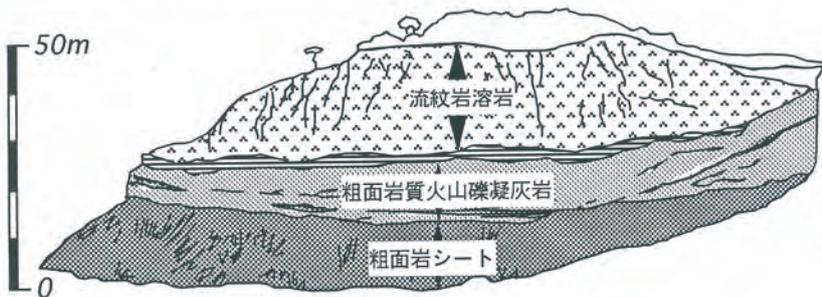
結凝灰岩で、下部との間に構造的なギャップはない。特に福浦トンネル北方の黒滝岩では露頭全体が溶結のため黒色を示す。この露頭では、対称性の良い紡錘状をした

長径約 0.5 mm ~ 5 cm の粗面岩質ガラスレンズが多く認められ、スパターであったと考えられる。また含まれる岩片は粒径約 5 mm の粗面岩や流紋岩で、これらの

年代	地層名	地域区分														
		北部(西村~白島~伊後)			西部(伊後~重栖~油井)			南西部(大津久~都万~今津)			南東部(岬町~津井~東郷~大久)					
鮮 新 世	重 上 部				寺山シヨシナイト (溶岩、シート)			寺山シヨシナイト (溶岩、シート)			蛸木粗面 安山岩(溶岩)		蛸木粗面 安山岩(溶岩)		寺山シヨシナイト (溶岩、シート)	
		白島流紋岩 (溶岩)	横尾山粗面岩 (溶岩・岩脈)	火砕岩12(R)	横尾山粗面岩(溶岩)			火砕岩11(T)	横尾山粗面岩(溶岩)							
末 期	栖 中 部	久見 流紋岩 (溶岩)		火砕岩5(R) 火砕岩4(R)	久見 流紋岩 (溶岩)	大領粗面岩 (溶岩・岩脈)	火砕岩6(R) 火砕岩5(R) 火砕岩4(R)	加茂 流紋岩 (溶岩)	大領粗面岩 (溶岩)	火砕岩6(R) ^{*4)} 火砕岩5(R) ^{*3)}			愛宕山粗面岩(溶岩)			
					五箇流紋岩 (溶岩)	耳崎粗面岩 (溶岩)	火砕岩3(R) 火砕岩2(R) 火砕岩1(T)	都万流紋岩 (溶岩)		火砕岩3(R) ^{*2)} 火砕岩2c(R) ^{*1)} 火砕岩2a(R) ^{*1)}	西田粗面岩(溶 岩)	西郷流紋岩 (溶岩)	火砕岩2b(R) 火砕岩2a(R) ^{*1)}			
新 世	都万層				都万層			都万層			都万層					

[火砕岩の略号] T:粗面岩 R:流紋岩
 *1)~*4):小林ほか(2002)との対応 *1)火砕岩a,b,c *2)火砕岩d *3)火砕岩e *4)火砕岩f
 小林ほか(2002)の粗面岩1は下部と中部の粗面岩に、粗面岩2は上部の粗面岩に対応する。

第 6.5 図 島後北部、西部、南西部、南東部における重栖層の対比 (小林ほか, 2002)



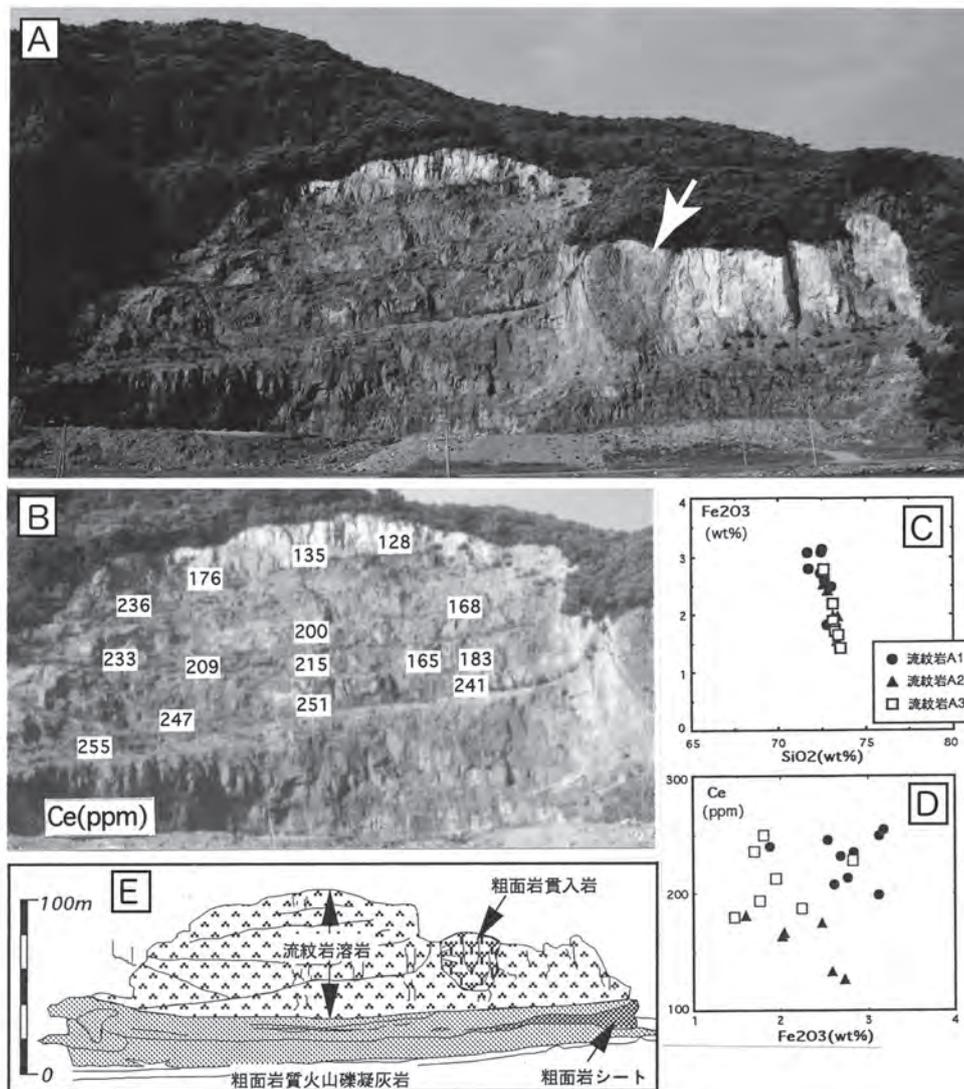
第 6.6 図 重栖層の模式地である重栖の採石場跡とそのスケッチ-1 (沢田ほか, 2000)

岩片を多く含む層の中に、厚さ約 3～14 cm の淘汰の良い火山灰層が部分的に挟在されている。このことから、火砕岩 1 上部の起源は間欠的な噴出活動に伴い、噴出源の近くで堆積した降下火砕物であると考えられる。この火砕岩中には柱状節理の発達する粗面岩がシート状に貫入している（第 6.6 図）。耳崎粗面岩はこの火砕岩 1 と同時異層の関係にあり、代の西方から耳崎、御崎にかけて分布する。岩相は灰色から黒色で、斑状組織をもち、流理構造が発達する。

火砕岩 2 は降下火砕堆積物で、北方から代及び重栖港北岸をへて夜母瀬来にかけて分布し、粗面岩、流紋岩、黒曜石の岩片を含む流紋岩質軽石火山礫凝灰岩からなる。耳崎から夜母瀬来にかけて一部弱溶結を示す。層厚は最大で約 50 m である。最上部は酸化されており橙色を示す。

火砕岩 3 は北山中腹部及び福浦の御崎、大嶺トンネルの北約 500 m の沢沿いに分布する流紋岩質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩で多量の軽石を含む。岩片の種類は流紋岩、粗面岩、黒曜石、珪長質火砕岩である。これらは、一般的に粒径 10 cm 程度の角礫であるが、火砕岩岩片の中には長径約 1 m に及ぶものもある。火砕岩 3 の最下部は、火山砂をマトリックスとし、最大粒径約 15 cm の流紋岩の円礫や粒径約 2 cm の軽石の円礫を含む淘汰の良い礫岩である。

都万流紋岩は 4 枚の流紋岩溶岩からなり、唐尾トンネルの北約 1 km の尾根で加茂流紋岩溶岩に覆われる。4 枚の流紋岩溶岩を合わせた厚さは、最大約 150～200 m で、五箇流紋岩溶岩に比べて薄い。また、側方への層厚の変化が著しいが、その変化に規則性は認められない。



第 6.7 図 重栖層の模式地である重栖の採石場跡とそのスケッチ-2

A : 全景 (矢印のクローズアップは第 6.8 図), B : 全岩 Ce 量の空間的变化, C : SiO₂-Fe₂O₃ 変化図, D : Fe₂O₃-Ce 変化図, E : A のスケッチ. 沢田ほか (2000) から引用.

4枚の流紋岩溶岩の間には3つの火砕岩 2a, 2c, 3が挟まれている。そのうち、火砕岩 2は小林ほか(2002)の火砕岩 a, cに、火砕岩 3は火砕岩 dに対応する(第6.5図)。火砕岩 2aは軽石火山礫凝灰岩からなり、西里から中里及び末路川下流域から中流域などに分布する。歌木の南約1.3kmの末路川及びこれから南東に延びる沢では層厚1m程度で溶結している。火砕岩 2cは数cm程度の流紋岩片を含む軽石火山礫凝灰岩からなり、上里から末路川上流にかけて分布する。淘汰が極めて良いことから降下火砕堆積物と考えられる。火砕岩 3は下部の火砕流堆積物と上部の降下火砕堆積物からなり、大津久東方から都万大峯山、歌木東部、糠谷上流域にかけて広く分布する。下部の火砕流堆積物は淘汰の悪い非溶結の火山角礫岩～凝灰角礫岩からなり、強溶結の溶結凝灰岩、流紋岩と黒曜石の岩片を含む。上部の降下火砕堆積物は淘汰の良い非溶結の流紋岩質火山礫凝灰岩と凝灰岩からなる。火砕岩 2cに比べて軽石の量は少なく、流紋岩と黒曜石の岩片を含む。

西郷流紋岩に挟まれている2つの火砕岩のうち、下位の火砕岩 2aは金峰山北麓及び南麓の海岸部に分布する火山礫凝灰岩で流紋岩溶岩に覆われる。明瞭な波状ラミナが発達しており、火砕サージ堆積物と考えられる。その一部は、逆級化した厚さ55cm前後の橙色火山礫凝灰岩(火砕流堆積物)と、極めて淘汰の良い無層理凝灰岩(降下火砕堆積物)を伴う。上位の火砕岩 2bは流紋岩質軽石凝灰岩と流紋岩質火山礫凝灰岩からなり、愛宕山及び金峰山の中腹、男池から女池にかけての海岸と女池の西の海岸に分布する。飯ノ山西側の採石場跡では、

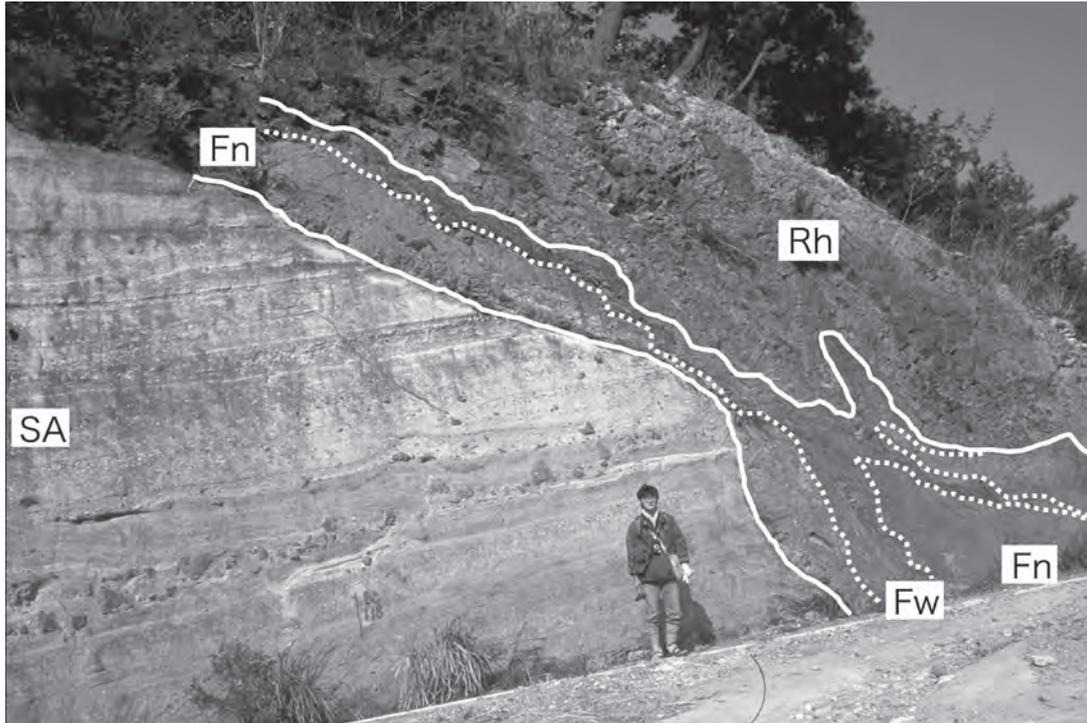
火砕岩 2bが西田粗面岩を覆い、最大粒径1cm、平均粒径4mmの火山豆石を多数含むのが観察される。火砕岩 2bの下部を構成する流紋岩質火山礫凝灰岩は流紋岩と黒曜石の岩片を含む。また、上部の軽石火山礫凝灰岩は酸化されており橙色を示す。西田粗面岩は灰色から黒色で斑状組織をもち、流理構造が発達する。

中部層 中部層は2つの流紋岩(久見流紋岩、加茂流紋岩)と2つの粗面岩(大領粗面岩、愛宕山粗面岩)、及びそれらに挟在される火砕岩4～6からなる(第6.5図)。久見流紋岩は、伊後北西部から久見及び代の北部から山田にかけて分布する。大領粗面岩は、久見から代、耳崎にかけては久見流紋岩中に挟在し、福浦の御崎、長尾田南部から大領及び油井、那久、都万大峯山にかけては耳崎粗面岩や下部層の火砕岩あるいは基盤岩を直接覆って分布する。加茂流紋岩は神尾から唐屋トンネル北側付近及び加茂の東部から今津、西田一帯にかけて分布する。また、愛宕山粗面岩は神尾東部と西郷湾南岸の愛宕山の山頂付近に分布する。

久見流紋岩は淡赤色と白色の縞状構造を有し、一部に球顆構造を示す。また、この流紋岩は3つの流紋岩質火砕岩4～6を間に挟む(第6.5図)。下位の火砕岩 4は久見北西の海岸及び南西の尾根、伊後北西の海岸部に分布する。最大30cmの流紋岩、黒曜石の角礫状岩片を含む最大層厚約25mの降下軽石火山礫凝灰岩で、軽石と火山灰に富み、一部で強溶結している。中位の火砕岩 5は西村から伊後、空峰山南方から久見南方及び北方北部、山田一帯にかけて広く分布している。火砕岩 5の下部は火砕流及び火砕サージ堆積物(凝灰岩～火山礫



第6.8図 重栖、採石場跡の流紋岩溶岩中に貫入する放射節理が発達した粗面岩(第6.7A図の矢印部分)



第6.9図 林道「西ノ浦線」で見られる重栖層の流紋岩質火砕岩5と流紋岩溶岩
 SAはラミナの発達した凝灰岩～火山礫凝灰岩（火砕サージ堆積物と降下火砕物）である。FnとFwは火山礫凝灰岩を主とする火砕流堆積物で、Fnは非溶結部で、Fw（黒色部）は溶結部である。Rhは久見流紋岩の溶岩。



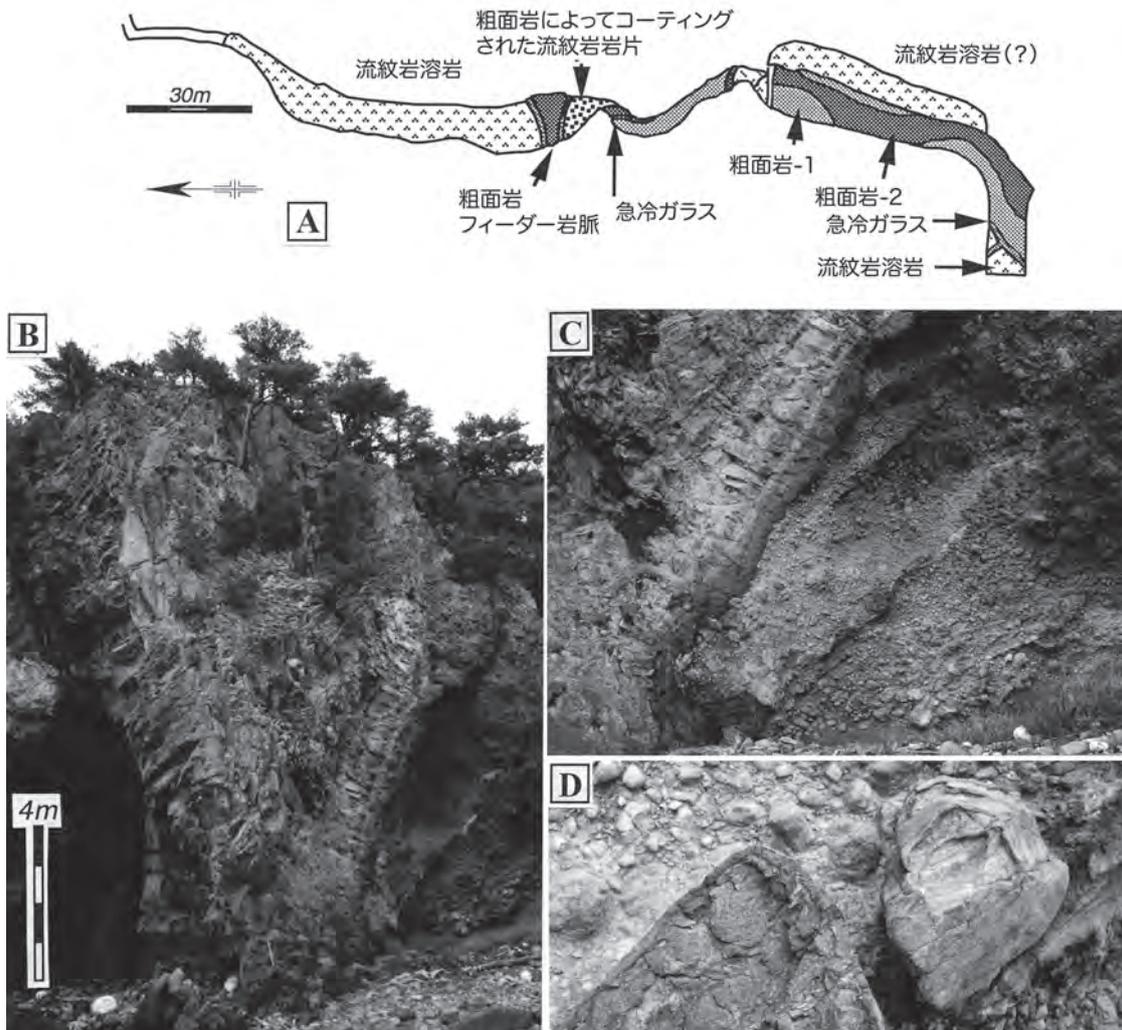
第6.10図 林道「西ノ浦線」で見られる重栖層流紋岩質火砕岩5の凝灰岩～火山礫凝灰岩
 第6.9図の左側（SA）のクローズアップ。写真中央部は火砕サージ堆積物中のボン・サグ。

凝灰岩)で、上部は降下火砕堆積物(凝灰岩)と火砕流堆積物(火山礫凝灰岩)である。火砕流は層厚20mを越え、間に細粒で淘汰の良い厚さ20cm~5mの3枚の降下火山灰(凝灰岩)を挟み、火砕サージ堆積物に覆われる。火砕流堆積物(火山礫凝灰岩)中の岩片は最大径50cm、平均径2cmで、流動縞状構造の発達した流紋岩、ガラス質流紋岩、粗面岩、黒曜石の角礫を25~30%程度含む。局所的に層状に礫の濃集部が存在している。基質は粗粒で、淘汰の悪い流紋岩質火山灰で、軽石片を多く含む。火砕サージ堆積物は層厚約10mで、直径1~3cmの軽石片、0.5~1cm大の黒曜石片を多く含む、同一層準に拳大~人頭大の流紋岩礫の配列が認められる。基質は淘汰の良い粗粒な流紋岩質火山灰よりなり、斜交層理や平行層理が顕著に発達し、降下火山灰に覆われる。降下火山灰は層厚3m以上で、直径1cm程度の軽石片と粗粒火山灰からなり、淘汰・分級が

良く、層理が良く発達している。これらの上位には、厚さ3~4m程度の火砕流堆積物が発達する。空峰山の南方では、下位の凝灰岩~火山礫凝灰岩(火砕サージ堆積物)と凝灰岩(降下火砕堆積物)を、溶結部を伴う火山礫凝灰岩(火砕流堆積物)が斜めに切って覆う露頭が観察される(第6.9図、第6.10図)。この降下火砕堆積物は側方への連続性が非常に良い。上位の火砕岩6は空峰山南方でのみ見られる火山礫凝灰岩で、一部強溶結している。

大粒粗面岩は灰色から黒色で、多くは斑状組織を示すが、まれに無斑晶質で、流理構造をもつものもある。代港南側の海岸では、粗面岩のシート2枚とフィーダー岩脈が五箇流紋岩中に貫入している(第6.11図)

加茂流紋岩は淡赤色と白色の縞状構造をもち、まれに球顆構造を示す。箕浦北方の珪藻土採土場では、久見層の珪藻土中への加茂流紋岩の貫入岩が見られ、ペペライ



第6.11図 代港における重灰層の流紋岩溶岩、粗面岩フィーダー岩脈、火砕岩と付近のルートマップ(沢田ほか, 2000)

BとCは粗面岩フィーダー岩脈。DはCの右側に見られる火砕岩のクローズアップで、粗面岩でコーティングされた流紋岩岩片が含まれている。

ト状に破碎している箇所も見られる。この流紋岩は、小林ほか(2002)の火砕岩 e, f に対応する2つの流紋岩質火砕岩 5, 6 を間に挟む(第 6.5 図)。火砕岩 5 は小鍬子山北麓, 今津から岸浜にかけての峠付近, 及び箕浦西部-加茂南部にかけて分布する。火砕岩 5 の岩相及び層厚の側方変化は著しい。神尾の北西約 500 m の道路沿いでは, 層厚約 10 m, 流紋岩や黒曜石の岩片を含む火山礫凝灰岩~軽石火山礫凝灰岩からなる。今津から岸浜に至る町道の峠付近では, 高角度に引き伸ばされた黒曜石の核を持った 3~4 m の真珠岩-松脂岩の岩塊が, 数 10 cm の大きさに破碎され, 発泡を伴い火砕岩へと変化していく様子が観察されることから, 火砕流の噴出源の 1 つと考えられる。加茂漁港の西側道路沿いの火砕岩 5 は層厚数 m 程度の火山礫凝灰岩である。火砕岩 5 は, いずれも淘汰が悪く, 層厚が最大で約 70 m に達し, 溶結している部分も伴うことから, 大部分は火砕流堆積物と考えられる。火砕岩 6 は火砕流堆積物で, 含まれる礫は最大径 70 cm, 平均径 5 cm の縞状構造が発達した流紋岩, ガラス質流紋岩, 粗面岩, 黒曜石の角礫で, それらを 20~30% 程度含む。基質は中~粗粒な淘汰の悪い流紋岩質火山灰で, 軽石片を多く含む。加茂西部の南北に伸びた尾根の標高 165 m の露頭では, 幅 3 m のガラス質流紋岩が松脂岩を経て次第に発泡し, 火砕岩化していく様子が観察される。火砕岩 6 はこの尾根のほか, 小鍬子山山頂付近にも分布する。神尾東部で加茂流紋岩に挟まれる粗面岩溶岩は, 層序と岩相から大領粗面岩に対比した。また, 西郷湾南岸の愛宕山の山頂付近には同様の岩相をもつ愛宕山粗面岩が分布する。

上部層 上部層は下位層準の横尾山粗面岩とこれに挟在する火砕岩(7~11), 流紋岩質火砕岩 12 を挟む白島流紋岩, 及び上位層準の寺山^{さきやま}シヨシヨナイトと蛸木粗面安山岩からなる(第 6.5 図)。

横尾山粗面岩は横尾山から北西の北山, 西の大領及び油井, 南西の那久崎, 南東部の上西にいたる尾根部の広い範囲に分布する。また, 白島海岸東部, 久見北西部, 久見-代間の尾根, 崎山山頂部にも下位層を覆って分布する。岩相は灰色から黒色で, 多くは斑状組織をもつが, まれに無斑晶質で, 流理構造が発達するものもある。横尾山粗面岩中の火砕岩は北西部から南西部にかけて広く分布している。

火砕岩 7 は北山東部に分布する強溶結火砕堆積物で, 岩片は非常に少なく, まれに径約 3 cm の流紋岩の垂角礫を含む。火砕岩 8 は凝灰岩と火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩からなり, ほぼ同一標高で広範囲に連続する。凝灰岩は中~細粒で, 淘汰が良く, 平行ラミナの発達しているものと, 平行ないし長波長の波状ラミナが発達するものがある。前者は降下火山灰と推定される。後者は重栖の崎山においてみられ, 火砕サージ堆積物と考えられる。上部の凝灰岩は強く酸化されて橙色を示す。火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩は凝灰岩(降下火山灰)の上位に位置し, 層厚は一般に約 10 m であるが, 横尾山の西方約 1 km の地点では約 50 m に達する。最大 50 cm, 平均約 3 cm の粗面岩, 黒曜石の角礫を含み, 一部強溶結しており, 火砕流堆積物と推定される。火砕岩 9 は長尾田川上流でのみ認められる火山礫凝灰岩で, 層厚は約 60 m である。最大 3 cm, 平均約 1.5 cm の粗面岩の角礫や垂角



第 6.12 図 油井地域における郡層の堆積岩中に進入する重栖層のシヨシヨナイト・シート

礫を含む。火砕岩 10 は凝灰岩と火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩からなる。火砕岩 8 と同様、ほぼ同一標高で広範囲に連続する。凝灰岩はいずれも中～細粒、淘汰が良く、平行ラミナが発達しており、降下火山灰と推定される。この凝灰岩の上部は強く酸化されており、橙色-赤色を示す。火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩は凝灰岩(降下火山灰)を挟んで上下に存在し、層厚は、約 20 m で、長尾田川上流地域で最大約 50 m と最も厚くなる。最大径 25 cm、

平均径約 4 cm の粗面岩、流紋岩の亜角礫を 25 % 程度含み、基質は淘汰の悪い中～細粒の火山灰からなり、下部は弱溶結ないし強溶結しているところもあり、火砕流堆積物と推定される。火砕岩 11 は横尾山や岳山周辺のみ分布し、下位から上位にかけて火山礫凝灰岩から火山角礫岩に変化する火砕流堆積物である。一部横尾山の北西約 1.5 km の尾根では溶結している。

白島流紋岩は白島海岸一帯にのみ分布する青灰色ない



第 6.13 図 油井地域における郡層の堆積岩中に進入する重栖層の縄状溶岩様の形態を示すショショナイト・シートの上面 (沢田ほか, 1999a)



第 6.14 図 油井地域における郡層の堆積岩中に進入する重栖層のショショナイト・シートと柱状節理が発達したその上位の郡層シルト岩 (沢田ほか, 1999a)

し灰色の流紋岩溶岩で、一部縞状構造を示し、横尾山粗面岩と同時期のものである。流紋岩質火砕岩 12 を挟む。火砕岩 12 は白島入り口付近から白島灯台にかけて分布し、下部は火砕流堆積物からなり上部は降下火砕堆積物からなる。層厚は約 50 m に達する。火砕流堆積物は流紋岩、粗面岩、黒曜石の角礫状岩片を 15～20% 程度含み、岩片の平均径は 3 cm であるが、1 m に達するものも含まれる。基質は淘汰の悪い中～細粒の火山灰よりなる。降下火砕堆積物は岩片が少なく軽石と火山灰に富む。火砕流堆積物の側方への連続性は悪く、降下火砕堆積物のみが広範囲に認められる。

上位層準の寺山シヨシヨナイトは大領の山頂部、及び寺山の山頂部で溶岩及びシートとして分布する。寺山シヨシヨナイト溶岩は約 30 m の層厚をもち、その多くは黒色で、斑晶は一般に少ない。

シヨシヨナイトはこのほかにも溶岩あるいは貫入岩として重栖層分布域全域に点在しているが、本報告では、これらも寺山シヨシヨナイトとして一括した。

栄町付近には層厚が約 30 m のシヨシヨナイトの溶岩またはシートが分布する。このシヨシヨナイトは黒色で、少量のかんらん石斑晶と、多くの輝石と斜長石の斑晶を含む。蛸木では海岸部にシヨシヨナイトが貫入岩として存在する。また、西郷湾南東部、金峰山にも灰色～黒色で無斑晶質シヨシヨナイト溶岩が分布する。流紋岩の活動は伴っていない。

油井海岸地域では厚さ約 4 m のシヨシヨナイトシートが郡層の礫岩・砂岩・シルト岩層中に貫入している（沢田ほか、1999a、第 6.12 図）。このシートは、下端と上端にガラス質の急冷周縁相を伴い、上面にはパホイホイ溶岩様の模様が見られる（第 6.13 図）。接触する上部の郡層シルト岩中には柱状節理が発達する（第 6.14 図）。久見の林道西ノ浦線から空峰山沿いにのびる林道の標高約 230 m 付近では、流紋岩溶岩中に幅約 1.2 m で、黒色、無斑晶質のシヨシヨナイト岩脈が N50°W の走向で貫入している。

構造 重栖層の地質構造は流紋岩溶岩を除くと、火道やその周辺で急傾斜を示すところがあるものの、これら以外では 10°以下で緩く傾斜する。例えば、上位層の全層厚約 100 m を有する横尾山粗面岩溶岩は、連続性の良い降下火砕堆積物を挟んで、ほぼ同一の標高で広範囲に分布している。アスペクト比の高い流紋岩溶岩ドームの周囲の地層は緩いドーム構造を示すところもある。また、重栖層には顕著な断層や褶曲は認められない。

流紋岩溶岩については高粘性のため、層厚の側方変化から岩体の識別も可能であり、それらから給源も多数あると推定される。五箇流紋岩の 3 つの溶岩のうち最も大規模な溶岩は下位から 2 つ目の溶岩で、長径が約 5 km で、層厚は高尾山で最も厚く約 370 m に達するが、

高尾山から南西方向に約 2.2 km 離れた長尾田川中流域では約 50 m にまで減少する。久見流紋岩は 4 つの溶岩からなるが、それらのうち、下位から 2 つ目の溶岩は連続性が良く、最も広い範囲に分布している。層厚は久見北方から空峰山で最も厚く約 150 m に達し、ここから離れるにつれて薄くなる。五箇流紋岩を構成する溶岩の層厚は 1 km につき約 146 m も変化するが、これに比べ、久見流紋岩を構成する溶岩の層厚は 1 km につきわずか約 38 m 程度の側方変化しか示さない。このようにアスペクト比には違いがあることから流紋岩溶岩には、いろいろな粘性のものがあつたと推定される。西郷流紋岩、加茂流紋岩、白島流紋岩の溶岩は、それらの分布地域が五箇流紋岩や久見流紋岩に比べて、現在の海岸線に近く、削剥量が大きいことや上位層に覆われることなどから溶岩の形態は不明である。

年代 重栖層の火山岩について、以下の全岩 K-Ar 年代値が報告されている。黒滝岩の黒曜岩：6.3 Ma (Kaneoka *et al.*, 1970)、シヨシヨナイト（ミュージアライトとして記載）：5.4 Ma（藤巻ほか、1989）、流紋岩、粗面岩、シヨシヨナイト：5.5～5.4 Ma (Uto *et al.*, 1994)、大領と寺山のシヨシヨナイト：5.12 ± 0.09 Ma, 5.30 ± 0.10 Ma (Kimura *et al.*, 2003)、油井地域のシヨシヨナイトシート：5.53 ± 0.29 Ma, 5.40 ± 0.28 Ma (沢田ほか、2008a)。岩田ほか（1988）は、流紋岩と粗面岩から 6.8 ± 0.2 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告しているが、Uto *et al.* (1994) は、用いた試料はマグマ混合の形跡があるために噴出年代を示していないとしている。Suzuki (1970) は久見の黒曜石についてフィッシュン・トラック年代値 3.9 Ma を報告しているが、と較正されていないので確からしさは不明である。不確かさのある年代を除くと、重栖層の年代は後期中新世と結論される。

既に述べたように、重栖層下部が都万層上部と同時異相の関係にある。都万層の地質時代は産出する貝化石群集（角館、1988）とフィッシュン・トラック年代値（木村・辻、1992）から後期中新世後半と考えられることは、重栖層の火山岩類から得られた放射年代と調和的である。

6.2.2 島後の海岸及び小島に分布する重栖層相当層

帆掛島・雀島 ほかけしま すずめしま 島北岸、西村の北方に位置する。雀島は粗面岩、帆掛島は白島崎玄武岩とガラス質粗面岩からなる。雀島では粗面岩中に N86°W 90°の流理及び気泡の伸びがみられる。これらの粗面岩は横尾山粗面岩に對比される。

白島崎の小白島・白島・沖ノ島・松島・黒島 これらの島々は島北端の白島崎の北に位置する。松島と黒島は流紋岩からなる。松島ではドーム状構造がみられ、黒島では N27°W 90°の流理構造がみられる。これらの流紋

岩は白島流紋岩に対比される。北西-南東方向に配列する小白島、白島、沖ノ島は粗面岩からなり、これらは横尾山粗面岩に対比される。

久見崎の黒島 島北西部の久見崎の北東に位置し、粗面岩からなる。島の北岸では粗面岩は発泡しており、走向 N65° W、垂直な流理が発達する。しかし、島の南岸では流理はほぼ同じ走向をもち、40°の角度で西に傾斜する。横尾山粗面岩に対比される。

久見港西方の立島・馬背島・蠟燭島 3島は粗面岩からなる。馬背島の粗面岩中には N47° W の走向をもちほぼ垂直な流理がみられる。これらの粗面岩は大領粗面岩に対比される。

代港西方の黒島 耳崎粗面岩に対比される粗面岩からなる。

音部島 島南東岸、都万の西南西約 2 km には、5つの島が東西方向に並んでおり、これらを合わせて音部島という。5つの島は主に粗面岩からなり、東から2番目の島では粗面岩が郡層の凝灰質シルト岩を貫いており、その接触面から約 25 cm の範囲内では発泡した部分もある。郡層の走向傾斜は N47° W56° N である。これらの粗面岩は大領粗面岩に対比される。

四敷島・前平島・大湊島 この3島は島南東岸の津戸港南方に位置し、前平島は大湊島東方約 350 m にある。3島ともに流紋岩溶岩からなる。四敷島では流理が発達しており、流理の走向傾斜は N35° W70° E と N17° W46° E を示す。これらの流紋岩は都万流紋岩に対比される。

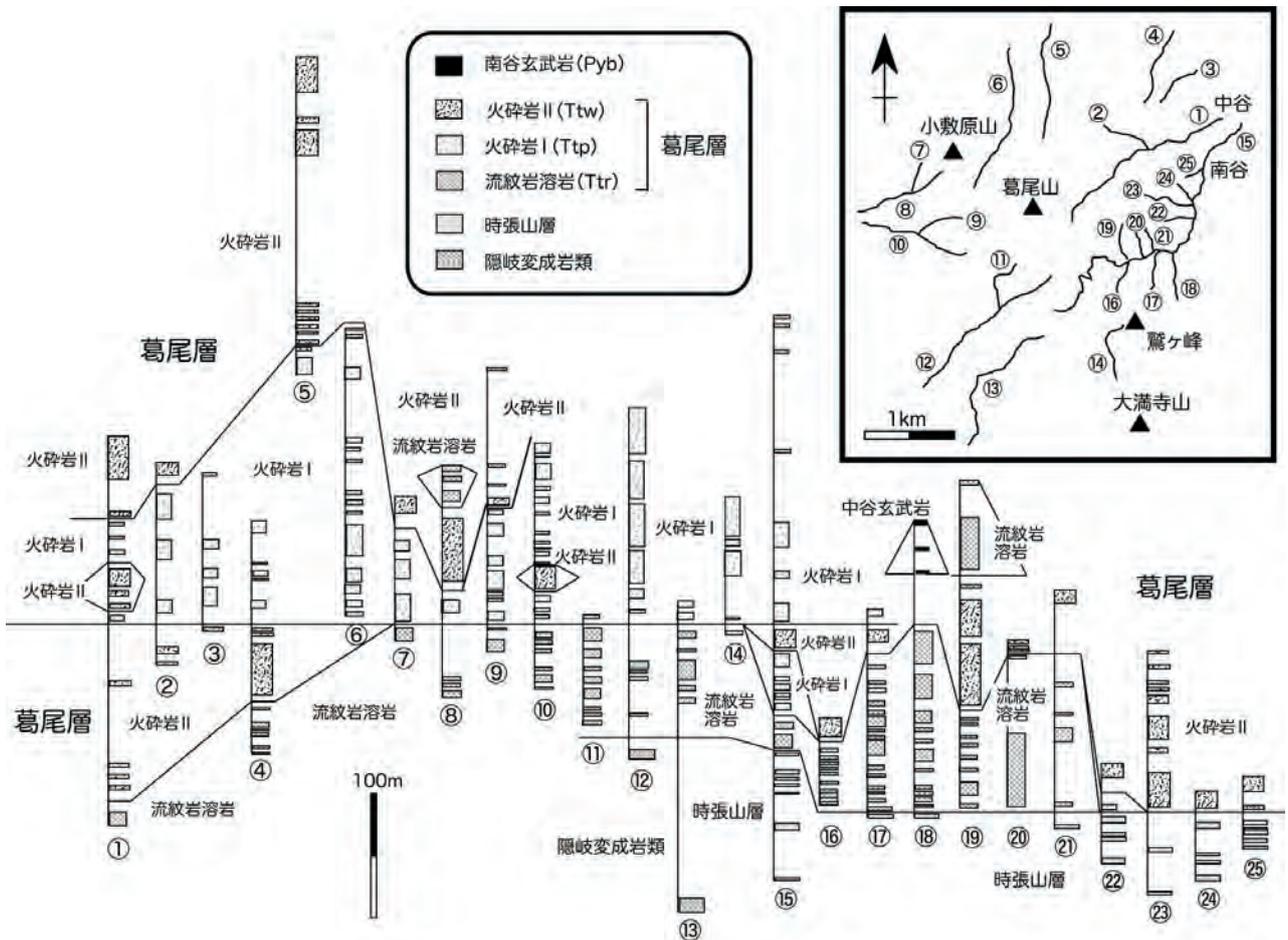
神島・松島・両島間の岩礁 島南東岸、蛸木の南に位置し、3島ともに粗面岩からなる。神島の粗面岩は結晶質であり、貫入岩もしくは溶岩ドームと判断される。松島では粗面岩溶岩または貫入岩である。両島の粗面岩は神尾粗面岩に対比される。

アヅキ島 島南岸、加茂の島根大学附属隠岐臨海実験所の東に位置する。流理の発達した流紋岩溶岩からなり、帯状の急冷相を伴う長さ約 2.5 m、幅約 15 m の火山角礫岩がみられる。この流紋岩は加茂流紋岩に対比される。

中ノ島 島南東岸、箕浦の南に位置する中ノ島は、流理構造が一部に発達する流紋岩からなり、加茂流紋岩に対比される。

立島 島東岸、犬来南方の尻崎灯台の西に位置する。西郷流紋岩に対比される流紋岩からなり、ショショナイトが流紋岩中に捕獲岩として産する。

沖津ノ目島・津ノ目島・2つの岩礁 両島は島東岸の



第 6.15 図 葛尾層のルート柱状図。當銘 (1996MS) を一部改変。

大久の東に位置する。沖津ノ目島は粗面岩からなり、この粗面岩を西田粗面岩に対比した。津ノ目島とその南南西約 500 m 及び 900 m の 2 つの岩礁は流紋岩からなる。津ノ目島は軽石に富む基質からなる火山角礫岩を伴い、津ノ目島から約 500 m 離れた岩礁では柱状節理が発達した流紋岩からなる。これらの流紋岩は西郷流紋岩に対比される。

ツル島 ツル島は大久の北東沖約 1.3 km に位置し、粗面岩溶岩からなる。黒色を呈するガラス質の部分と桃色を帯びた結晶質の部分からなる。この粗面岩を西田粗面岩に対比した。

6.3 葛尾層 (Ttc, Ttr, Ttw, Ttp, Tlr)

地層名 新称。沢田ほか (1999b) の「葛尾火山岩類」に相当し、Uchimizu (1966) の葛尾石英流紋岩類にほぼ対応する。

模式地 布施中谷。

分布 島後北東部の葛尾山を中心にして、北北東-南南西方向に長軸をもつ、6 km × 4.5 km の菱形の分布を示す。

層序関係 本層分布域周囲の基盤岩類とは、東部、及び西部では高角不整合面をもってアバット、もしくは断層関係で接し、上部層が低角の不整合面をもって覆う。南部及び北部では高角不整合面をもって基盤にアバットし、北東部では上部層が低角の不整合面をもって覆う。分布域内の中谷・南谷など基盤の浅い箇所では窓状に基盤が露出する。流紋岩岩脈が本層中に多数貫入している。他にトカゲ岩に代表される粗面岩が貫入する。

層厚 全層厚は 940 m に達する。礫岩の最大層厚は 30 m で、流紋岩溶岩の全層厚は約 130 m である。火砕岩 I (後述) の層厚は 300 m である。ただし、布施中谷上流付近にわずかに分布する層は最大層厚が約 30 m である。火砕岩 II (後述) は同北谷付近に分布する最大層厚約 150 m の層と、トカゲ岩以北の尾根全域に広がる最大層厚約 300 m の層が認められる。

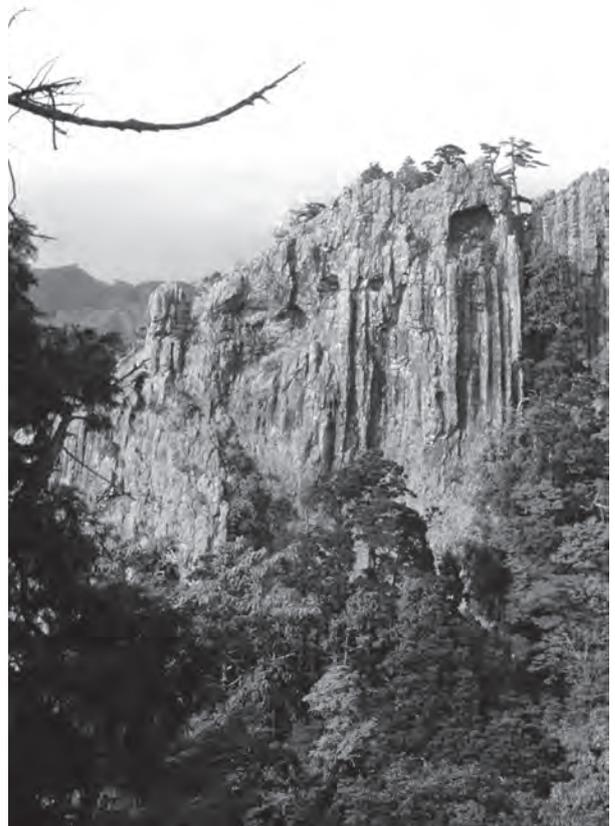
岩相 流紋岩質火砕岩 (Ttp, Ttw), 流紋岩溶岩 (Ttr), 流紋岩岩脈 (Tr), 礫岩 (Ttc) からなり、流紋岩質火砕岩中に、同時期に存在したごく少量の粗面岩岩片を伴う。

ルート柱状図 (第 6.15 図) にみられるように、葛尾層の主体は流紋岩質火砕岩で、流紋岩溶岩と流紋岩岩脈及び火道角礫岩中には本質粗面岩岩片が含まれている。火砕岩は溶結構造をとまなわれないものともなうものの二つに分けられることから、先に述べたように、これらをそれぞれ火砕岩 I (Ttp), 火砕岩 II (Ttw) として記載する。流紋岩溶岩は、石英の斑晶を豊富に含むものと、ほとんど含まないものに区分することができる。火砕岩と溶岩は互層しているが、層厚の側方変化は著しい。

分布域の南半部では最下位に石英斑晶の少ない流紋岩溶岩があり、それを火砕岩 I が覆い、更にそれに火砕岩 II が重なる。北部では下位から石英斑晶の少ない流紋岩溶岩、火砕岩 II, 火砕岩 I, 火砕岩 II という層序である。東部では時張山層を石英斑晶の多い流紋岩溶岩が覆い、上位に向かって石英斑晶の多い流紋岩岩片を含む火砕岩 II, 火砕岩 I の順に重なる。

葛尾層の分布域とその周辺には流紋岩と斑状流紋岩で代表される火道ないしはフィーダーと推定される岩脈が多数存在する。

礫岩 (Ttc) 本層と基盤との境界付近の狭い範囲に礫岩が分布する。大満寺山北の乳房杉から南谷林道を約 250 m 布施方面に下った位置から南東方向に分岐する作業道奥の沢沿い標高 420 m 付近では、向ヶ丘層に不整合で覆われる礫岩が分布する。この礫岩は基盤の隠岐変成岩類とは高角不整合面をもって接し、流紋岩類との関係は不明瞭であり、その層厚は約 25 m である。礫岩は中～大礫大の亜円～角礫からなり、礫種は安山岩、粗面岩、同質凝灰岩、流紋岩、片麻岩で、玄武岩の礫は含まれていない。基質は流紋岩質で全体的に熱水変質を受けており、絹雲母や緑泥石などが見られることから、高温の熱水変質を受けたものと考えられる。また、同様の礫岩が大満寺西の沢に分布する。



第 6.16 図 火砕岩 I からなる鷲ヶ峰, 屏風岩。

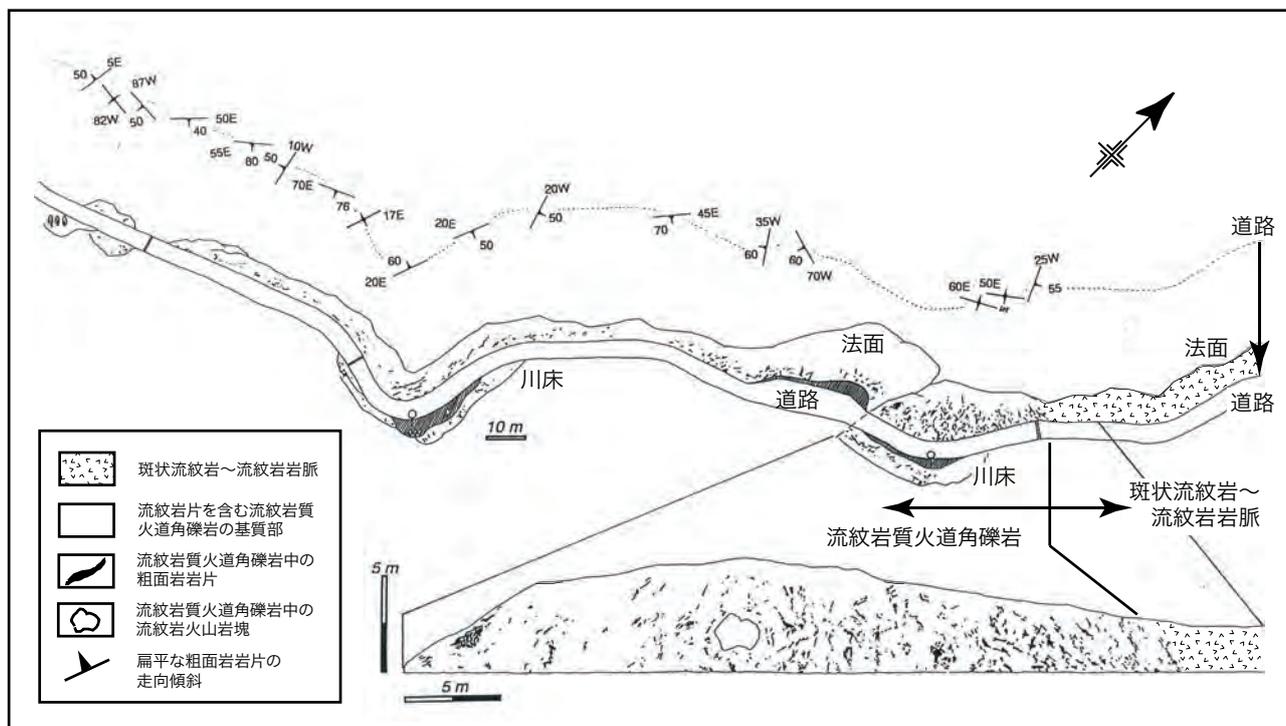
卯敷から南西約 2.3 km の林道東郷-卯敷線の法面では、島後南谷花崗岩と高角不整合で接し、流紋岩質火砕岩 I に覆われる礫岩が約 500 m にわたり断続的に観察できる。この花崗岩のうち、葛尾層分布域とは逆側の幅数 m ~ 10 m の帯状部分が破碎され、熱水変質を受けている。角礫岩は層厚 1 m 以上で中~大礫サイズの角礫~亜角礫からなる礫岩で、礫種は片麻岩、花崗岩、流紋岩、同質凝灰岩、粗面岩からなる。基質は多くが片麻岩、花崗岩の破碎物からなり、流紋岩質の火山灰をわずかに含む。

火砕岩 I (Ttp) 本火砕岩は流紋岩質であり、主に凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩からなる。下位の流紋岩溶岩や火砕岩 II の下部層を覆って鷲ヶ峰とそれに連続する西の尾根、真奥谷上流域、北谷の北の山腹、大満寺山北東 1.2 km の尾根に分布している (第 6.16 図)。地域によって含まれる岩片の含有率や主要な種類が若干異なっている。北東部では平均 1 cm 以下の軽石を含み、石英流紋岩や粗面岩の岩片をわずかに含むほかは、岩片はほとんど無斑晶質流紋岩である。淘汰は悪く、円磨度は角礫~亜角礫である。岩片の径は平均数 cm ~ 30 cm、最大は 100 cm に達する。岩片の全体に占める割合は 5 ~ 20 % 程度で、基質部は石英や長石の結晶片を含む細粒の火山灰からなる。西部では、石英流紋岩、無斑晶質流紋岩、同質火砕岩、粗面岩の岩片を多く含み、下部では片麻岩や花崗岩、安山岩の岩片も含む。淘汰は悪く、円磨度は角礫から亜円礫まで様々である。岩片の径は数 cm ~ 15

cm で、最大は 30 cm に達する。岩片の含有率は 20 ~ 40 % 程度である。基質は石英や長石の結晶片を含む細粒の火山灰である。南部では、安山岩、片麻岩などの岩片をわずかに含むほかは、石英流紋岩、同質火砕岩、粗面岩及び無斑晶質流紋岩岩片からなる。淘汰は悪く、岩片径は数 cm ~ 20 cm で、最大 200 cm に達するものもある。円磨度は角礫から亜円礫まで多様であるが、銚子川上流では亜円礫、鷲ヶ峰付近では角礫が特徴的に見られる。岩片の含有率は 10 ~ 20 % の部分もあるが、一般に 50 ~ 60 % 程度である。基質には石英や長石の結晶片、ガラス、炭質物などが含まれる。

火砕岩 II (Ttw) 本火砕岩は流紋岩質火砕岩であり、溶結凝灰岩を伴う。本層は葛尾層分布域の北半部に広く分布し、火砕岩 I の下位にも薄層として産する。中谷では後述の火道角礫岩から漸移しており、石英斑晶の多い流紋岩溶岩を伴う。火砕岩 II は白色-青灰色を呈し、石英とアルカリ長石の結晶を特徴的に含む。また、脱ガラス化して白色を呈する小レンズ状の溶結構造が観察される。先第三系や無斑晶質流紋岩の数 cm の岩片を含むが、含有率はたいてい 5 % 以下である。

火砕岩 II は後述する火道角礫岩に連続し、それに向かって粗面岩レンズや溶結構造の葉理面は緩傾斜から急傾斜へと変化する。この火道角礫岩から漸移する火砕岩 II は、火道角礫岩の周辺、特にその北西延長付近で多くの本質、異質岩片を含み、溶結構造をもつが、粗面岩レンズや溶結構造の葉理面の傾斜角は火道から離れるにつ

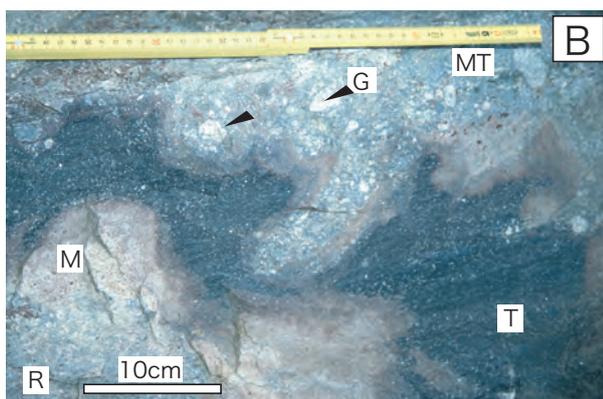
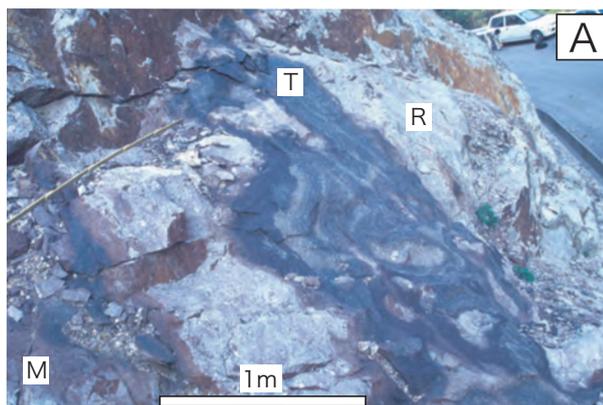


第 6.17 図 中谷における葛尾層中の火道角礫岩周辺のルートマップ。當銘 (1996MS) に加筆。走向傾斜の記号が並ぶ点線はルートマップを作成した道路の輪郭を示す。

れ緩やかになる。火道角礫岩から1～2 km以上離れた地域では岩片は減少する傾向にあり、溶結構造も目立たなくなる。粗面岩レンズについては、飯美近くの尾根で確認した以外は火道角礫岩の北西付近でのみ確認された。

火道角礫岩は、布施中谷中流域の谷底において時張山層をほぼ垂直に切って分布し、幅約400 m、長さ約1500 mのフィッシャー状の分布形態を示す。火道角礫岩と時張山層とは直接接しておらず、両者の間の幅約100 mに亘って斑状流紋岩-流紋岩が存在する。斑状流紋岩～流紋岩と火道角礫岩との境界部では、前者から後者に向かって、幅数mの範囲で発泡と破片化が急速に進行し、火砕岩（火道角礫岩）へと移化する（第6.17図）。斑状流紋岩～流紋岩に近接するところでは火道壁由来の基盤岩類の岩片も多く混在するが、それらは基盤岩から離れるに連れて急速に少なくなる。火道角礫岩～斑状流紋岩～流紋岩と基盤との境界は谷底では高角であるが、100～150 m上方では30°以下の低角となる。

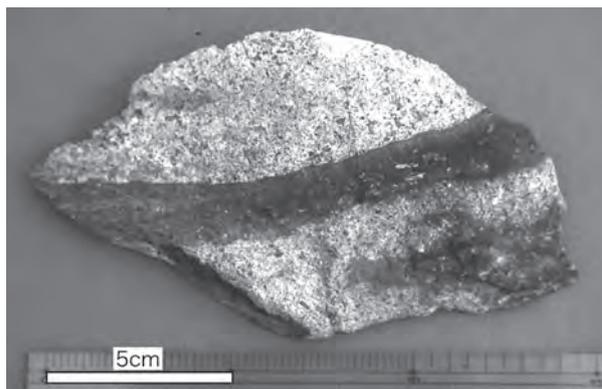
火道角礫岩は淘汰が悪く、岩片は1) 基盤に由来する隠岐変成岩類と花崗岩（第6.18図）、時張山層の安山岩



第6.18図 葛尾層火道角礫岩。(A) 火砕岩中の不規則な形態を示す流紋岩と粗面岩岩片。(B) 塑性変形を示す粗面岩岩片と脆性破壊を示す角礫状花崗岩-片麻岩の岩片。【略号】T：粗面岩，R：流紋岩，G：花崗岩-片麻岩（白色の岩片。粗粒な岩片を矢印で示した），M：流紋岩と粗面岩の混合物，MT：流紋岩質火砕岩基質。

と同質火砕岩、2) 葛尾層由来の無斑晶流紋岩、斑状流紋岩と同質火砕岩、3) 粗面岩の3種に区分される。斑状流紋岩-流紋岩中の捕獲岩片は片麻岩の岩片をごくわずかに含むのみであるが、火道角礫岩との漸移帯から火道角礫岩側にかけての数10 mの範囲には1)の変成岩類と花崗岩がもっとも多く含まれる。これらは角礫-垂角礫で、径は平均数cm～10 cm程度、例外的に250 cmに達するものも含まれ、多くは脆性破壊を受けている（第6.18図）。

これに対し、2) や3) の粗面岩や流紋岩岩片は多様



第6.19図 葛尾山南西の沢に分布する斑状流紋岩岩脈中に見られる引き延ばされた産状を示す粗面岩捕獲岩（黒色部）。



第6.20図 南谷林道上流域に見られる角礫岩

な形態を示し、塑性変形を受けて著しく引き伸ばされたもの（幅数 cm ～数 10 cm、長さ数 10 ～ 100 cm）、レンズ状や不規則なものが多い。一部は垂角礫で、クラックが観察されることもあるが、ほとんどは板状、レンズ状、プーデン状など引き伸ばされたような形態を示し、方向性を持っている（第 6.19 図）。扁平な岩片では傾斜は 50° ～ 90° と高角で、基質の流理状構造と調和的である（第 6.16 図）。また一部で、岩片中のアルカリ長石の長軸方向も同様に調和して配列する。これらの岩片の外縁はぼやけて不明瞭なことが多く、肉眼では、ほとんどすべての場合において、白色の石英流紋岩と黒色の粗面岩との間に、灰色もしくは赤紫色の中間的な部分が観察される（第 6.18 図）。顕微鏡観察では岩片と基質の境界付近においても破碎されたような結晶は観察されず、岩片が粘性の低い状態で（もしくは塑性的な変形を受けて）取り込まれたことを示している（第 6.18 図、第 6.19 図）。

流紋岩溶岩 (Tr) 本溶岩は塊状で淡灰-青灰色を呈し、肉眼的には石英とアルカリ長石の斑晶が目立つ流紋岩を主とし、一部流紋岩質火砕岩を挟む。一部では石英斑晶がごくわずかなこともある。

岩脈 (Tr) 葛尾層分布域に多数の岩脈が存在する。特に南西部に集中し、銚子川から中谷にかけては南北約 1.3 km、東西約 1 km の規模を持つ岩体も貫入している。代表的な岩相は斑状流紋岩で、流紋岩及び粗面岩も存在する。斑状流紋岩は淡灰-青灰色を呈し、肉眼的には石英とアルカリ長石の斑晶が顕著な岩石である。しかし布施中谷の火道角礫岩で見られるように、流紋岩へ漸移する部分があり、しばしばレンズ状粗面岩岩片を含む。

流紋岩岩脈は、先第三系や新期花崗岩中に多く貫入し、北部では NE-SW 走向、東部では NW-SE 走向が目立つ。後者は中谷の火道角礫岩の走向と調和的である。流理構造や自破碎構造を示すこともある。また斑晶の少ないものと多いものがある。

斑状流紋岩の貫入は調査地全域に見られるが、特に南西部において多数見られる。淡灰ないし淡青灰色、または淡赤紫色で、肉眼で長石と石英の斑晶が多数観察でき

る。しばしばレンズ状粗面岩岩片を含み、また前述したように火道角礫岩へと漸移する部分があることから、葛尾層の活動期の貫入岩で、一部はフィーダー岩脈と考えられる。走向は NE-SW 方向及び、特に西部では NNW-SSE 方向を示す。

構造 葛尾層は一般に緩傾斜であり、基底面は分布域の南部と西部で高く（標高約 200 ～ 400 m）、北部で低い（標高 50 m 程度）。中谷では時張山層の安山岩をほぼ水平に覆う。基盤の隠岐変成岩類や南谷花崗岩とは分布域の東西両縁及び南縁で一部に基底礫岩を伴いアバットまたは断層関係で接する。火山体の外周部と基盤との関係、内部構造、低重力異常値の分布形態から総合すると、葛尾層は陥没カルデラ（コールドロン）と推定される。このため、火山体としては「葛尾コールドロン」と呼ぶことにする。

その他 布施南谷林道の標高 175 m 付近の法面には、幅 150 m にわたって片麻岩の角礫岩が連続して露出する（第 6.20 図）。この角礫岩は最大径 1 m、最小径 10 cm 程度の片麻岩の角礫からなり、基質をほとんど含まず、塊状であることから断層破碎帯と考えられる。また局部的に流紋岩火砕岩脈によって貫入を受けている。標高 195 m のヘアピンカーブの北西法面では上記の断層破碎帯から分岐した破碎帯の角礫岩が片麻岩に漸移しているのが観察される。中谷林道上流の標高 110 m のカーブ付近において、葛尾層の火砕岩中に、片麻岩と時張山層の安山岩からなる角礫岩が 10 m 以上に及ぶ巨大なブロックとして存在しているのが観察される。

年代 葛尾層火山岩類の放射年代については、中谷中流における流紋岩質火道角礫岩中の粗面岩岩片に含まれるアルカリ長石斑晶の K-Ar 年代として 5.45 ± 0.17 Ma が報告されている（沢田ほか、2008 b）。この粗面岩岩片は火道角礫岩の本質物である流紋岩（マグマ）と同時期に存在していたと推定される（沢田ほか、1999b）ことから、 5.45 ± 0.17 Ma を葛尾層の年代と考えてよい。

第7章 鮮新統

(山内靖喜・沢田順弘・村上 久・田山良一)

7.1 向ヶ丘層

地層名 山内ほか (2005) による。

模式地 隠岐の島町向ヶ丘地区 (第5.18図)。

分布 島の北東部を除くほぼ全域において、重栖層が作る急峻な山体の麓と大峯山玄武岩類分布域周辺が本層の主な分布地である。

層序関係 重栖層以下の地層や岩体を不整合に覆うだけでなく、それらの高まりに対してさまざまな角度をもってアバットする。大峯山、大満寺山及び空峰山においては、大峯山玄武岩の溶岩に整合に覆われるが、これら以外の地域では一般に浸食と剝削を受けているか、ごくわずかの完新世の崩壊物に覆われる。

層厚 本層の層厚は模式地では50 m以下であるが(第7.1図)、大峯山西麓では約90 m、北麓の伊後・西村地区で60 m程度である。大満寺山北麓ではボーリング資料が得られていないが、周囲の地質状況から最大で40～50 mの厚さをもつものと推定される。島の南部から西部においては、本層は最大40 m程度の厚さをもつ。

岩相 本層は岩相から下部、中部及び上部の3つに分けることができる。本層の下部は円礫と角礫からなる礫層あるいは泥混じり礫層からなり、火山灰質粘土層を挟み、一部には土石流堆積物を伴う。

模式地では、主に沢の側壁などに下部の礫層が露出しており、その中に後述するアルカリ玄武岩や重栖層の礫が多数認められる。巨礫が多く、ときに直径1 mを超える礫を含む。また、現河川の流域には分布しない片麻岩の巨礫が認められることもある(山内ほか, 2005)。

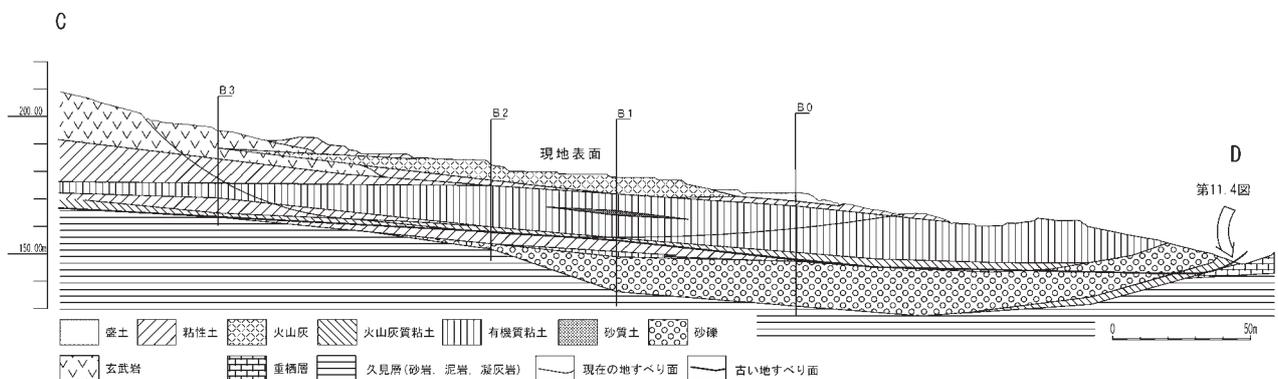
この礫層は、重栖川右岸の一宮(いっく)周辺に広く

分布し、しばしば土地造成に伴う法面に大きく露出する(第7.2図)。これらの露頭での観察によれば、この礫層は淘汰の悪い泥層や砂層のレンズをしばしば挟んでいて、不鮮明な成層構造をもつ。また、那久路川の上流では、郡層の礫岩を不整合に覆って向ヶ丘層下部の礫層が広く分するが、他地域に比べて円礫の含有率が高く、現在の那久路川流域には分布しない時張山層由来の安山岩礫を含む。

下部の礫層は基盤の凹凸を埋めたてるように分布し、層厚を激しく変化させており、最大で25 m程度の厚さをもつ。礫層中に挟まれている火山灰質粘土中にはしばしば固結したすべり面がみられる。

本層中部は有機質粘土層あるいは火山灰質粘土層を主体とし、砂礫層や礫混じり粘土層をレンズ状に挟む。有機質粘土は植物遺体の破片などを多く含む粘土からなり、含まれる植物遺体の量が多い場合にはチョコレート色を呈する。また、ときには厚さ数mm～数cmの泥炭層を挟む場合もある。有機質粘土はしばしば鏡肌をもつ長径数cmの小片が密集した状態の場合がある。その場合には粘土層にもかかわらず、透水性がよい。また、火山灰質粘土層中にもしばしばすべり面の痕跡がみられる。中部層は模式地で最大約25 mの厚さをもつが、上那久と上里においてもボーリングによって有機質粘土層と火山灰質粘土層の存在が確認されている(第7.3図)。しかし、基盤の大きな高まり近くでは厚い粘土層はみられないで、礫層や含礫泥層が分布するため、本層中部の粘土層は側方で礫質な堆積物に漸移していると推定される。

模式地の本層上部は砂礫層、泥混じり礫層、含礫泥層、泥層、火山灰質粘土及び玄武岩溶岩からなるが、玄武岩



第7.1図 向ヶ丘地区の向ヶ丘層の断面図
断面図中のボーリングの位置を第5.18図中に示してある。

溶岩は大峯山の北、西及び南麓にのみ分布する（第7.4図）。模式地では玄武岩溶岩は2枚確認されているが、大峯山北麓では4枚認められる。しばしば、玄武岩溶岩はピロブレッチャーの集合体からなる（第7.5図）。これらの溶岩は富田（1931a）の大峯山中腹溶岩と大峯山下底溶岩、あるいはTomita（1936）のSecond Trachybasaltに対応する。しかし、上記以外の地域の向ヶ丘層は玄武岩溶岩を伴わない。大峯山北麓の大平田溜池北岸ではピロブレッチャーなどに破片化した玄武岩が泥混じり礫層中に貫入しているが、詳細は不明である（第7.6図）。

島の中央部の上西周辺及び南東部に分布する向ヶ丘層の下部-上部は、模式地と同様の岩相を有するほか、同時期に活動したアルカリ玄武岩の礫を伴うことに共通した特徴がある。

大満寺山北麓では、本層は流紋岩、片麻岩、玄武岩の細-大礫大の垂円-垂角礫からなる淘汰の悪い礫層、約20 cmの未風化玄武岩礫を含む赤色の粘土層、火山灰質の粘土層、中礫大の円礫層などからなる。淘汰の悪い礫層の最大礫は約17 cmで、平均は5 cmの礫からなり、基質は細礫と砂、泥からなる。大満寺山山頂東側尾根の登山道で、大満寺山玄武岩溶岩（Pob）直下の標高540 m付近には、粗面岩、同質凝灰岩、流紋岩、変成岩、玄武岩、スコリアの細～中礫大の円礫～垂角礫と凝灰質な粘土と石英質な砂の基質からなり、変成岩の巨礫をも含む礫層がみられる（第7.7図）。良く円磨された礫が

含まれており、整合に本層を覆う玄武岩溶岩が塊状であることから、この礫層は河川成と判断される。

一方、島後南西部の上那久-大津久-都万や歌木にかけても、本層が分布する。これらは全般に直近の基盤岩の円礫を含む礫層、角礫を主体とした礫層あるいは泥混じり礫層からなる土石流堆積物が多く、有機質粘土層が比較的厚いという特徴がある。

向ヶ丘層は基盤岩類からなる山体に接して分布するが、その分布域の地表面は向ヶ丘層の傾斜角とほぼ同じ角度で傾斜しているため、一般に地表に露出するのは上部層であり、下部層と中部層は川の流路沿いなどのごく狭い範囲に露出する。そのため、地質図上では一般に上部層を構成する礫、泥、含礫泥及び火山灰（Mkg）と玄武岩溶岩（Mkb）で表現してある。

堆積環境 山内ほか（2005）は第7.1図中のボーリングB1のコアの泥岩についてのCHNS分析から、深度28.5～6.5 mの堆積物は内湾の汽水環境下に堆積したことを示した。同様に、厚い粘土層の分布が確認された上里と上那久の粘土層についてもCHNS分析を行い、向ヶ丘地区の結果と併せてより広域の堆積環境について検討する（第7.3図）。

全有機炭素（TOC）濃度は、向ヶ丘地区の深度4.55 mの試料（酸性火山灰層下部）を除いた粘土層のすべての試料が1～3.5%前後の高い値を示している。この値は、平均的な日本の海成泥質岩の約0.6%（三瓶ほか、2000）と比べてかなり高い。また、同粘土と上里地

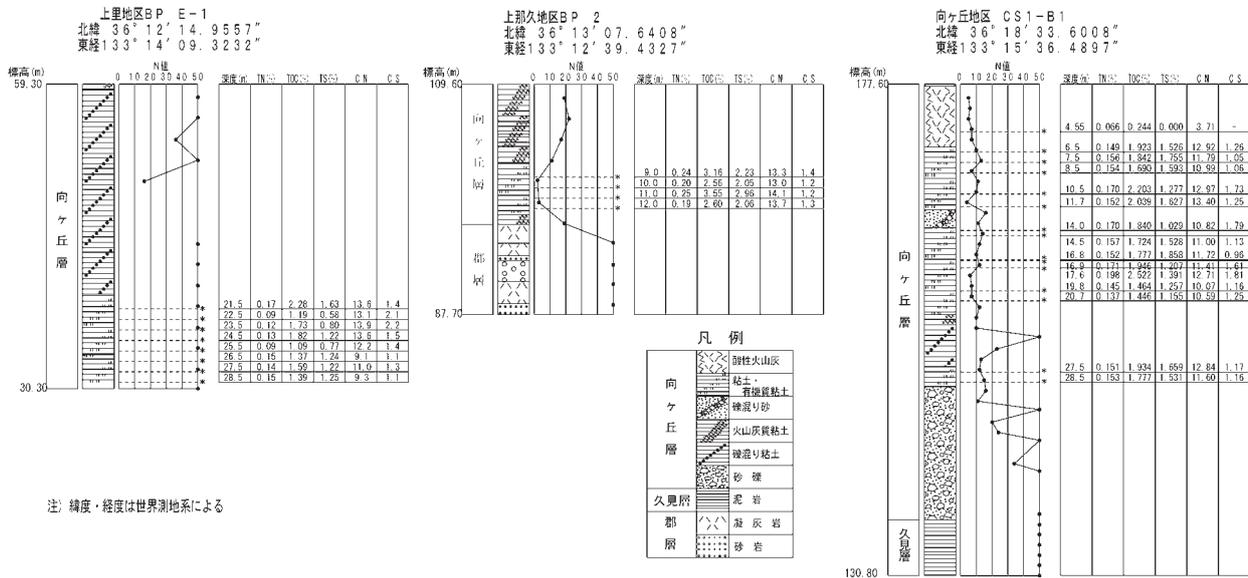


第7.2図 重栖川右岸、一宮における向ヶ丘層下部の礫層

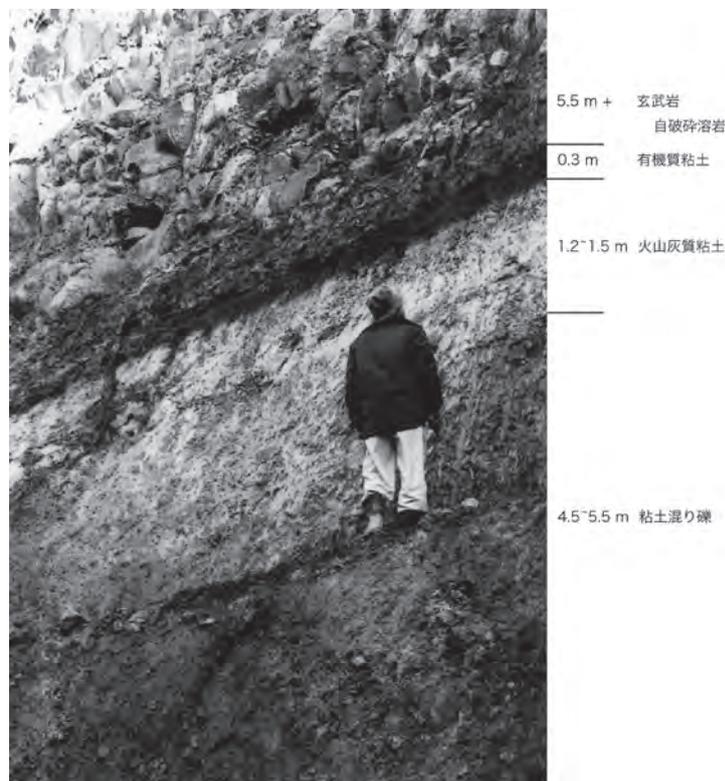
この付近はTomita（1936）以来完新世の崩壊堆積物が厚く分布するとされきたが、この露頭でみられるように、本堆積物は不鮮明に成層しており、円礫も含むことから、崩壊堆積物とは異なる。本露頭上部にみられるように、しばしば向ヶ丘層の上部が地すべりなどによって再移動している。

区の一部を除いた粘土の全イオウ (TS) 濃度は、TOC 濃度と同様な変化傾向を示し、0.5～3%の比較的高い値を示した。同試料のC/S比は1～2程度であり、内湾または半閉鎖汽水域的な貧酸素底質環境を示す (Berner, 1984; Berner and Raiswell, 1984; Sampei

et al., 1997)。また、同試料のC/N比は9～13を示すが、この値は植物プランクトンがやや優勢な有機物起源を示している (Bordowskiy, 1965a,b; Ertel and Hedges, 1984; Hedges *et al.*, 1986; Sampei and Matsumoto, 2001)。



第7.3図 向ヶ丘層の代表的なボーリング柱状図とCHNS分析結果
向ヶ丘地区のCS1-B1は図6.1中のB1ボーリングと同じである。上里E1, 上那久BP2の3本の柱状図をのせる。



第7.4図 向ヶ丘層上部の岩相 (伊後南西, 国道485の法面)

以上の結果を基に、向ヶ丘、上里及び上那久の3地区の粘土層の深度プロファイルと比較すれば、いずれも静穏な海成の堆積環境を示唆し、低エネルギーの閉鎖的内湾-汽水環境が推察される。その中でも、最も停滞的な環境を示すのは、上那久地区であり、TOCが3.55%と最も高く、TSも全て2%を超えていて貧酸素的底質

環境を示唆する。同様な環境は、上里地区では粘土層の上部でみられ (TOC=2.28%)、また向ヶ丘地域では粘土層の中部から下部 (TOC=2.2~2.52%) がそれに対比されることが考えられる。いずれも有機物の起源は海成プランクトンと陸源有機物の混合と考えられ (C/N=9-13)、その混合比はこの3地区の粘土層ではそれほど大



第7.5図 向ヶ丘層上部の玄武岩溶岩 (第5.18図地点5)
玄武岩溶岩はピローブレッチャーの集合体からなる。写真中央のピローブレッチャーは風化の程度がひくいため岩塊として産出するが、そのまわりに粘土化した玄武岩の破片が密集している。



第7.6図 大峯山北麓の大平田溜池南岸にみられる自破碎した玄武岩の貫入岩体。
淡色部の泥層中に濃色部の玄武岩がほぼ垂直に貫入している。この玄武岩は直径約15mの円形に近い水平断面形をもつ。

きく変化していない。

なお、向ヶ丘地区の粘土層について珪藻化石を調べたが、珪藻化石の破片と再移動した中新世の珪藻化石とが認められただけである。

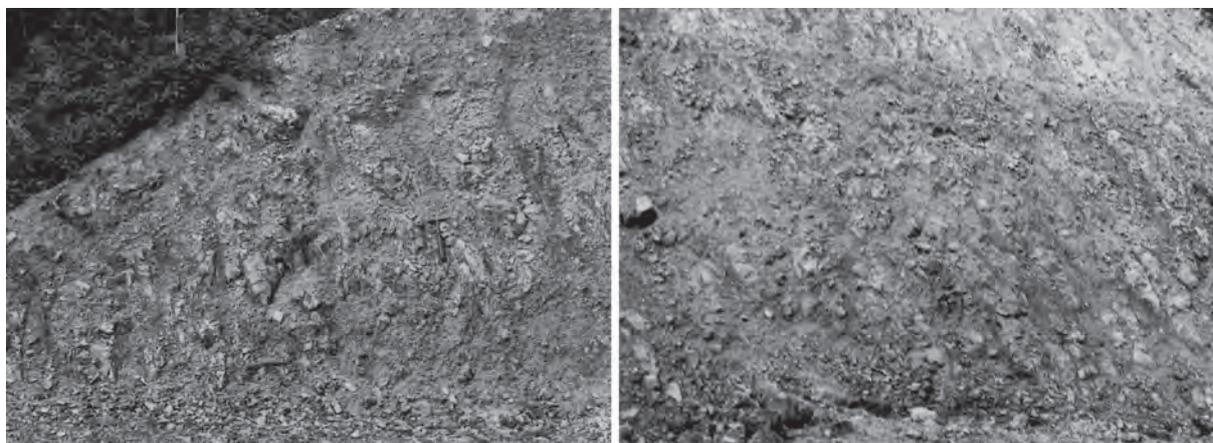
その他 西郷湾西側に重栖層の流紋岩からなる埋山^{うづめやま}がある。その北-東-南麓の中新統の郡層及び久見層中には、粗面岩の岩床が多く貫入しており、しばしば粗面岩シートは現地形面と同じ方向に緩い角度で傾斜している。その東麓と南麓において、粗面岩の角礫のみからなる特異な礫層が下西農道の工事現場において観察された(第7.8図)。多くの場合、この角礫は層理や葉理、あるいは級化をまったく示さない状況から不鮮明な葉理を示す

場合までさまざまな外観を呈する。更に、葉理や級化をまったく示さず、角礫のみからなる露頭のすぐ近くには、割れ目によって角礫状に破碎された粗面岩岩体が露出することもある(第7.8図)。なお、この角礫層は10 m以上の層厚をもつと判断される。このような層相と産状から、本角礫層は粗面岩シートの地すべりブロックが移動の過程で角礫化し、更に流動したものと判断される。

埋山南麓と下西配水池周辺では、この角礫の上に高位I段丘堆積物に対比される礫層が重なることから、以上の特徴をもつ角礫岩は、山体崩壊によると考えられる堆積物を多く含む向ヶ丘層に対比しておく。



第7.7図 大満寺山登山道の標高540 m付近にみられる礫層
この礫層は登山道脇の樹木が強風で倒れて、その根の下に現れた。



第7.8図 激しく破碎された粗面岩(左図、埋山東麓の下西農道;第7.7図の地点③)とその近くに分布する粗面岩の角礫のみからなる礫層(右図)。

7.2 鮮新世玄武岩類

7.2.1 概要

鮮新世から更新世に至る玄武岩類は主に島後東半部に点在しており、それらの対比や噴出年代については不明な点が多かった。しかし、川合・広岡 (1966) や Kaneoka *et al.* (1977) が K-Ar 年代を報告して以降、鹿野・中野 (1985)、藤巻ほか (1989)、Uto (1989)、Uto *et al.* (1994)、Kimura *et al.* (2003)、山内ほか (2005) などにより多数の放射年代値が報告された結果、いまや、それらの噴出時期はかなり特定できるようになった (第 7.1 表)。山内ほか (2005) は、それまでに報告された放射年代値を基に対比を試み、鮮新世の玄武岩類を 3 グループに区分した。更に、田山 (2006MS) は、この区分に更新統の玄武岩の活動時期の区分を加えて、島後における鮮新世-更新世玄武岩類の活動をステージ I (4.7 ~ 4.1 Ma)、ステージ II (3.6 ~ 3.3 Ma)、ステージ III (2.8 ~ 2.3 Ma)、ステージ IV (1.3 Ma 前後)、ステージ V (0.8 ~ 0.4 Ma) の 5 つの活動ステージに区分した。

ステージ I の玄武岩類は、島後の北部から東部にかけて北西-南東方向に空峰山・大峯山・大満寺山・釜地域に分布する。ステージ II の玄武岩類は、島後東部の大久北方の岬と黒島に分布するのみである。ステージ III の玄武岩類は、島後北縁の白島崎から、北東部の下元屋、元屋、崎山岬、南谷と中谷の間の尾根にかけて大峯山玄武岩類とほぼ平行して北西-南東方向に分布する。なお、これらの玄武岩はしばしば超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩を多く含むが、これについては本節の末尾にまとめて記述する。

7.2.2 大峯山玄武岩 (PoB)

地層名 山内ほか (2005) による。

模式地 大峯山の標高 300 m 付近より山頂まで。

分布 大峯山の標高 300 m 付近から山頂にかけて分布する。

層序関係 向ヶ丘層の礫層、含礫泥層、泥層、火山灰層などを整合に覆う。

層厚 本玄武岩溶岩の層厚は約 200 m である。

岩相 本玄武岩は主に斑状のアルカリかんらん石玄武岩溶岩からなり、粗面玄武岩溶岩を伴う。溶岩は径数 cm の超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩を包有する。また、少なくとも 8 つの層準に礫層、砂層、火山灰層などの碎屑層を挟む。この碎屑層を基準にして溶岩層を 9 枚に区分し、L1 ~ L9 溶岩とよぶことにする (第 7.9 図、第 7.10 図)。溶岩と碎屑層の産状は大峯山西麓から山頂に向かう道路沿いの標高 410 m 付近の法面で詳細に観察できる。山内ほか (2005) によると、そこには L6 ~ L9 溶岩とそれらの間に挟まれた礫を主体とする堆積物が露出

している (第 7.10 図)。礫層は主に大礫大の円礫からなり、逆級化-正級化し、インプリケーション構造を示す (第 7.11 図)。礫種の多くは玄武岩と流紋岩であるが、そのほか、時張山層起源の火山岩や片麻岩も認められる。間に泥炭を挟み、逆級化 ~ 正級化構造とインプリケーション構造が認められることからこの礫層は河川成堆積物と考えられる。

礫のインプリケーションは S43° E → N43° W の古流向を示す。大峯山の南東約 7.5 km には本玄武岩に対比される大満寺山玄武岩と向ヶ丘層が隠岐変成岩類を不整合に覆って分布する。また、大峯山の北西約 3 km には同じく本玄武岩に対比される空峰山地域の玄武岩と向ヶ丘層が重栖層を不整合に覆って分布する。

年代 大峯山では L6、L7 及び L8 溶岩 (第 7.10 図) について、4.61 ~ 4.21 Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている (山内ほか, 2005)。溶岩の古地磁気方位は、L1 溶岩と L9 溶岩が逆帯磁を示し、L2、L4 及び L6 溶岩は正帯磁である (中村, 2005MS)。

7.2.3 大満寺山、空峰山及び釜地域の玄武岩 (PoB)

大峯山玄武岩類と同じステージのアルカリかんらん石玄武岩は、大満寺山、空峰山、釜地域にも分布する。

大満寺山の標高 480 m 付近から山頂までに分布する厚さ約 130 ~ 60 m の玄武岩溶岩は、大満寺山玄武岩 (山内ほか, 2005) とよばれる。大満寺山玄武岩は斑状で斜長石斑晶に富み、かんらん石、輝石の斑晶も多くみられる。溶岩の下底面は分布からみてほぼ水平で、山頂東側の標高 480 m 付近で下位の礫層を整合に覆うと判断される。藤巻ほか (1989) と Uto *et al.* (1994) によれば、本玄武岩の全岩 K-Ar 年代値は、4.7 ~ 4.4 Ma である。

島の北西端、空峰山の標高 240 m 付近より山頂まで分布する厚さ約 80 m の玄武岩溶岩は、空峰山玄武岩 (山内ほか, 2005) とよばれる。空峰山玄武岩は、斑状で、かんらん石や斜長石などの斑晶を多く含む。向ヶ丘層の礫層を整合に覆う。本玄武岩の全岩 K-Ar 年代は、4.18 ± 0.38 Ma である (Kimura *et al.*, 2003)。

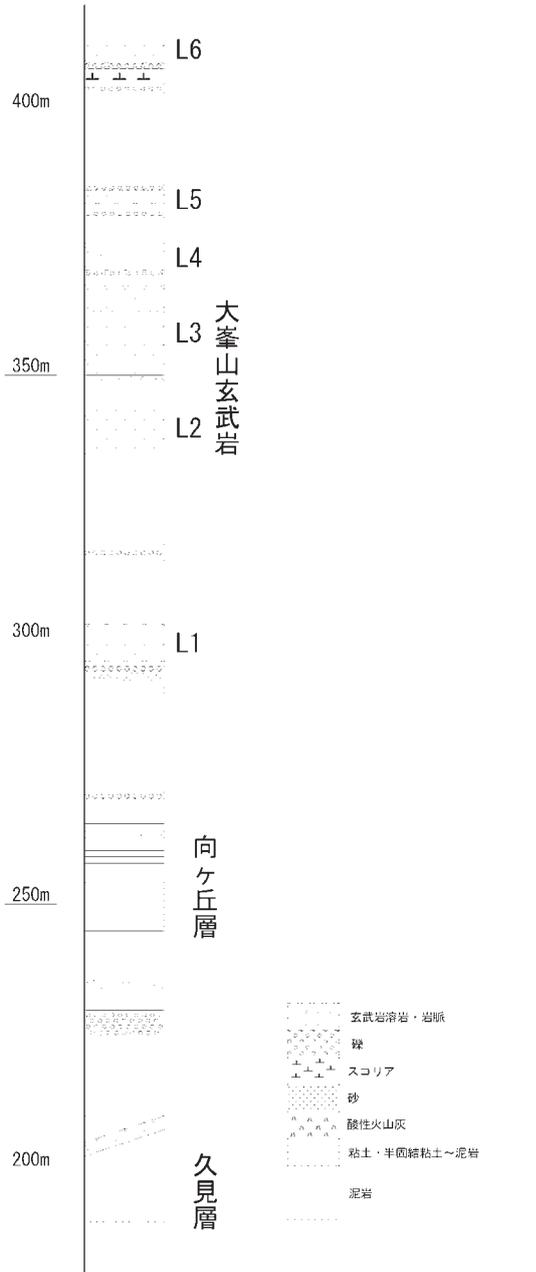
島の東部、釜周辺に分布する厚さ約 50 m の玄武岩溶岩・岩脈は、釜玄武岩 (山内ほか, 2005) とよばれる。釜玄武岩は、向ヶ丘層の含礫泥層ないし礫混じり泥層を整合に覆う場合と、時張山層の安山岩溶岩やデイサイト火砕岩あるいは郡層の凝灰岩や玄武岩溶岩を不整合に覆う場合とがある。本玄武岩は標高 250 ~ 150 m に面をもつ台地状の地形を形成しており、その頂面には他の堆積物などは確認されていない。本玄武岩の全岩 K-Ar 年代は、4.13 ± 0.12 Ma である (Kimura *et al.*, 2003)。

7.2.4 大久北玄武岩 (PmB)

地層名 山内ほか (2005) による。なお、高橋 (1975) 及び Kaneoka *et al.* (1977) の OKD と KRB も含める。

模式地 大久北北東約 1.5 km の岬とその周辺.

分布 本玄武岩の主体は模式地の尾根に分布するが、これ以外に、久保呂トンネル北方約 400 m 付近の県道の上側と下側にある 2 つの玄武岩の火山岩頸、岬先端の玄武岩シート及び黒島の粗面玄武岩も本玄武岩に対比される。なお、県道上側の岩頸は標高約 40 ~ 100 m の斜面に分布し、約 70 m の長径をもつ。県道下側の岩頸は県道直下の標高約 30 m 付近から海岸までの斜面に分布し、50 m 以上の長径をもつ。後者は高橋 (1975) によ



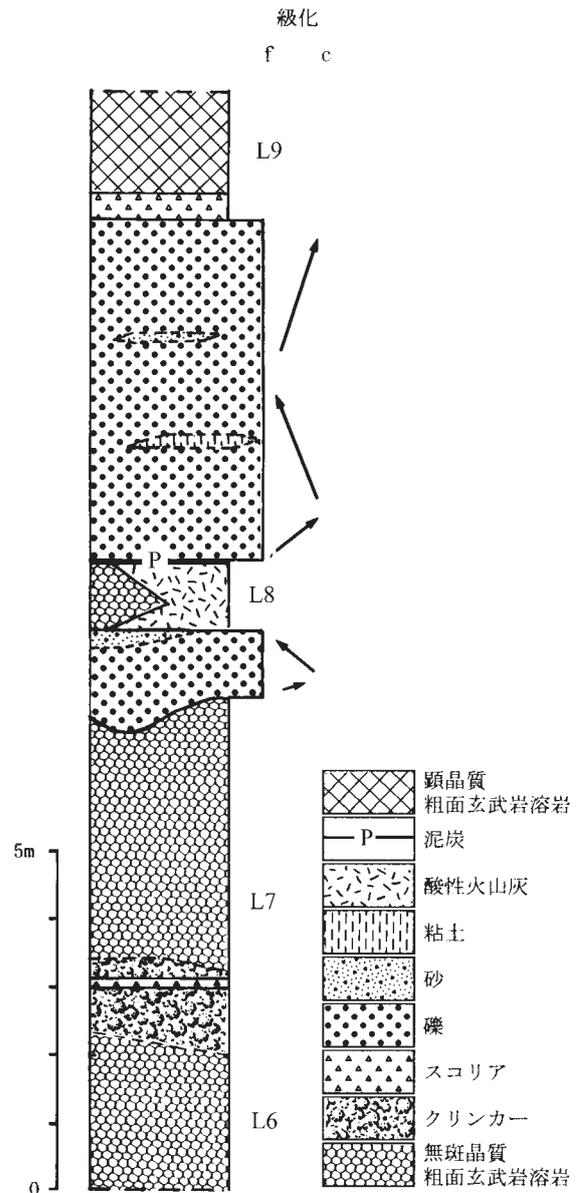
第 7.9 図 向ヶ丘層から大峯山玄武岩にかけての柱状図 (山内ほか, 2005 より)
この柱状図は大峯山北西麓から山頂付近まで切り込む谷のルートマップに基づく。

て OKD とよばれている。

層序関係 模式地の尾根の溶岩は時張山層と郡層を不整合に覆う。上記 2 つの火山岩頸は粗面岩岩脈中に、岬先端の岩床は郡層の凝灰岩中にそれぞれ貫入している。また流理構造が高角度で傾斜していることから、黒島の玄武岩も貫入岩体ないし溶岩ドームと判断される。

層厚 最大約 70 m.

岩相 溶岩はアルカリかんらん石玄武岩と粗面玄武岩から、火山岩頸及び岩床はともにアルカリかんらん石玄武岩からなる。溶岩として産する玄武岩は灰色から暗灰色を示し、小さな気泡が多くみられ、全体的に斑晶は小さく少ない。溶岩はアルカリかんらん石玄武岩と粗面玄武岩で、大久北では灰色から暗灰色を示し、小さい気泡



第 7.10 図 大峯山玄武岩溶岩と互層する礫層などの柱状図
大峯山北西斜面の標高 410 m 付近の道路法面 (山内ほか, 2005)



第7.11図 大峯山玄武岩溶岩と互層する礫層
第7.10図と同じ露頭。礫はインプリケーションと正級化を示している。

第7.1表 島後の鮮新世～更新世火山岩類の放射年代値一覧

岩体名・地層名	岩石名	試料採集地点		測定資料	測年法	年代値 (Ma)	文献	
		緯度	経度					
岬玄武岩類 (MB1)	岬	玄武岩	36°11' 12"	133°20' 18"	全岩	K-Ar	0.55±0.09	Uto <i>et al.</i> (1994)
	卯敷	かんらん石玄武岩	36°16' 42"	133°21' 42"	全岩	K-Ar	0.42±0.04	Kimura <i>et al.</i> (2003)
西郷玄武岩類 (SB)	西郷	玄武岩	(尼寺山)		全岩	K-Ar	0.80±0.05	川井・広岡 (1966)
		全岩	K-Ar	0.86±0.04				
	西郷	玄武岩	36°17' 36"	133°21' 28"	全岩	K-Ar	0.79±0.13	Uto <i>et al.</i> (1994)
	西郷	かんらん石玄武岩	36°12' 36"	133°19' 16"	全岩	K-Ar	0.69±0.04	Kimura <i>et al.</i> (2003)
池田玄武岩類 (IB)	池田	玄武岩	36°13' 25"	133°18' 53"	全岩	K-Ar	1.38±0.08	Uto <i>et al.</i> (1994)
		全岩	K-Ar	1.22±0.05				
	池田*3	かんらん石玄武岩	36°13' 19"	133°18' 24"	全岩	K-Ar	1.3±0.2	鹿野・中野 (1985)
	近石西 雨来	玄武岩	36°14' 45"	133°16' 33"	全岩	K-Ar	1.33±0.06	Kimura <i>et al.</i> (2003)
崎山岬玄武岩類 (PyB)	白島崎	玄武岩	36°20' 49"	133°17' 01"	全岩	K-Ar	2.81±0.28	Uto <i>et al.</i> (1994)
	崎山岬	玄武岩	36°17' 49"	133°21' 41"	全岩	K-Ar	2.65±0.15	Uto <i>et al.</i> (1994)
	元屋	かんらん石玄武岩	36°18' 39"	133°18' 39"	全岩	K-Ar	2.46±0.05	Kimura <i>et al.</i> (2003)
	下元屋	かんらん石玄武岩	36°19' 11"	133°18' 49"	全岩	K-Ar	2.39±0.16	Kimura <i>et al.</i> (2003)
	下元屋*2	玄武岩	(海苔田ノ鼻の稜線上)		全岩	K-Ar	2.35±0.13	Uto <i>et al.</i> (1994)
大久北玄武岩類 (PmB)	大久北	かんらん石玄武岩	(黒島の南西約1km)		全岩	K-Ar	3.61	Kaneoka <i>et al.</i> (1977)
	黒島	かんらん石玄武岩	(大久北東約2.5km)		全岩	K-Ar	3.30±0.12	Kaneoka <i>et al.</i> (1977)
大峯山玄武岩類 (PoB)	空峰山*1	かんらん石玄武岩	36°19' 37"	133°15' 0"	全岩	K-Ar	4.18±0.38	Kimura <i>et al.</i> (2003)
		かんらん石玄武岩	36°18' 38"	133°16' 26"	全岩	K-Ar	4.52±0.16	山内ほか (2005)
	大峯山	かんらん石玄武岩	36°18' 38"	133°16' 26"	全岩	K-Ar	4.61±0.16	山内ほか (2005)
		かんらん石玄武岩	36°18' 38"	133°16' 26"	全岩	K-Ar	4.21±0.15	山内ほか (2005)
		かんらん石玄武岩	36°18' 38"	133°16' 26"	全岩	K-Ar	4.36±0.17	山内ほか (2005)
		玄武岩	(大満寺山山頂付近)		全岩	K-Ar	4.51±0.2	藤巻ほか (1989)
	大満寺山 釜	玄武岩	36°15' 33"	133°19' 54"	全岩	K-Ar	4.68±0.21	Uto <i>et al.</i> (1994)
		かんらん石玄武岩	36°14' 02"	133°22' 16"	全岩	K-Ar	4.13±0.12	Kimura <i>et al.</i> (2003)

*1:文献の緯度経度を修正, *2:文献の地図上の位置と緯度経度が一致しないため, 地図上の位置を示す.

*3:文献の経度を修正.

が多くみられ、全体的に斑晶は小さく少ない。火山岩類の玄武岩は超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩をとくに多く含む(高橋, 1978)。黒島には粗面玄武岩が分布し、超苦鉄質・苦鉄質岩石や変成岩の捕獲岩及び単斜輝石の巨晶を多く含む。

年代 大久北と黒島の玄武岩について全岩 K-Ar 年代として、それぞれ 3.61 Ma, 3.30 ± 0.12 Ma が報告されている (Kaneoka *et al.*, 2003)。

7.2.5 崎山岬玄武岩 (PyB)

地層名 山内ほか (2005) による。

模式地 布施港北側の崎山岬。

分布 崎山岬。

層序関係 時張山層を不整合に覆う礫層中に挟在する。

層厚 崎山岬玄武岩の溶岩は約 10 m, その下位の礫層は約 10 m, 上位の礫層は 20 m 以上。

岩相 崎山岬玄武岩は柱状節理が発達した玄武岩と粗面玄武岩の溶岩で、拳大のかんらん岩の捕獲岩や輝石、石英などの捕獲結晶を包有する。スピネルレールゾライトの捕獲岩も報告されている (高橋, 1975)。玄武岩溶岩の下位の礫層は径数〜数 10 cm の円・垂円礫からなり、上部には巨礫が含まれ、不明瞭な逆級化を示している。礫種は玄武岩、粗面岩、流紋岩、凝灰岩などが多く、片麻岩礫はごく僅かである。

年代 崎山岬玄武岩の全岩 K-Ar 年代として 2.65 ± 0.15 Ma (Uto *et al.*, 1994) が報告されている。

7.2.6 白島崎, 下元屋, 元屋及び南谷・中谷間の尾根の玄武岩 (PyB)

崎山岬玄武岩と同じステージの玄武岩類が白島崎, 下元屋, 元屋及び南谷・中谷間の尾根に分布する。これらのうち、白島崎, 下元屋, 元屋の玄武岩類については、山内ほか (2005) が、それぞれ白島崎玄武岩, 下元屋玄武岩, 元屋玄武岩と名付けている。南谷・中谷間の尾根に分布する玄武岩については、田山 (2006MS) が南谷玄武岩と名付け、記載している。

白島崎玄武岩は、島北端の白島崎東海岸に分布する粗面玄武岩溶岩で、重栖層の流紋岩溶岩と高角度の境界面をもって境する。その厚さは、10 m 以上で、下位に厚さ 10 m 以上の成層した火砕岩を伴う。粗面玄武岩はかんらん石と輝石の斑晶に富むが、輝石よりかんらん石の方が多という特徴がある。更に、最大径約 5 cm の超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩及びほぼ同じ大きさの流紋岩と変成岩の捕獲岩を含む。火砕岩の下部は流紋岩礫を含み、上部はベースサージ堆積物を伴う。本溶岩の全岩 K-Ar 年代は、2.81 ± 0.28 Ma である (Uto, 1989)。

下元屋玄武岩は、島北部の中村港東側の尾根に分布するかんらん石玄武岩溶岩で、時張山層と郡層を不整合に

覆い、80 m 程の厚さをもつ。本溶岩は柱状節理が良く発達し、大きな超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩と捕獲結晶を多く含む (Yamaguchi, 1964; Ishibashi *et al.*, 1973; 青木, 1977)。本玄武岩について、2.39 ± 0.16 Ma (Kimura *et al.*, 2003) と 2.35 ± 0.13 Ma (Uto *et al.*, 1994) の全岩 K-Ar 年代が報告されている。

元屋玄武岩は、中村港南東側の尾根に分布する灰色-暗灰色の粗面玄武岩溶岩で、時張山層を不整合に覆い、その厚さは約 80 m と推定される。本溶岩は、柱状節理が発達し、かんらん石や斜長石の斑晶を多く含む。また、厚さ約 5 m の角礫化した部分を伴う。径 2〜3 cm の超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩が含まれている。元屋粗面玄武岩について、2.46 ± 0.05 Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている (Kimura *et al.*, 2003)。

南谷玄武岩は、島北東部の南谷と中谷の間の尾根に直線状に配列する粗面玄武岩あるいは玄武岩の 5 つの小岩体からなる。これらのうち、南部の 4 つの岩体は粗面玄武岩からなり、N5〜30°E の走向をもち、高角度で傾斜した流理をもつことから、下位の葛尾層中に貫入しているものと考えられる。それらは灰-黒色を呈し、かんらん石、輝石、斜長石の比較的小さい斑晶と、径 0.5〜2 cm の超苦鉄質・苦鉄質岩石と変成岩の捕獲岩を含む。

他方、最も北に位置する玄武岩は少なくともクリンカーと柱状節理を伴う 2 層のアア溶岩からなる。その流理は低角度で、さまざまな方向の走向を示すことから、本溶岩は下位の隠岐変成岩類を不整合に覆うと判断され、約 20 m の厚さをもつ。玄武岩は暗灰色を呈し、南部のものに比べてかんらん石と輝石の斑晶は大きい、斜長石の斑晶の大きさはあまり変わらない。径 1〜3 cm の超苦鉄質捕獲岩が多くみられ、2.5 cm の変成岩の捕獲岩も見られる。なお、南谷玄武岩については、放射年代は報告されていないが、岩石学的特徴と全岩化学組成から崎山岬玄武岩と同じステージの玄武岩と考えられる。

7.2.7 苦鉄質及び超苦鉄質捕獲岩

上述のように、島後の鮮新世玄武岩類の多くは、苦鉄質及び超苦鉄質捕獲岩を取り込んでいる。初めて下元屋玄武岩中の捕獲岩の岩石学的記載を行った。Yamaguchi (1964) 以降、下元屋, 崎山岬, 大久北の玄武岩岩体を中心に苦鉄質及び超苦鉄質捕獲岩が研究された。それらをまとめた小林ほか (1980) によれば、下元屋と大久北玄武岩における苦鉄質及び超苦鉄質捕獲岩種類の産出頻度は第 7.2 表の通りである。

高橋 (1975b) は島後の 10 数箇所のアルカリかんらん石玄武岩中の捕獲岩の種類別頻度分布を検討した結果、最も多い捕獲岩は、ウェブステライト, ダナイト, ウェールライト, かんらん石斑れい岩であり、スピネルレールゾライトを含む玄武岩にはすべての岩型が含まれるとし

た。Takahashi (1978) は、これらの結果から、島後地下の上部マントルに至るまでの構造を推定した。また、柴・青木 (1974) は苦鉄質及び超苦鉄質捕獲岩の岩石記載を主に行い、青木 (1977) はそれらの化学的性質について記載している。

7.3 貫入岩類

ここでは帰属不明の貫入岩についてのみ記載する。

7.3.1 粗面岩 (It)

重栖層に帰属させた粗面岩及びトカゲ岩を除く粗面岩。富田 (1935) はこれを鮮新世の 2nd Alkali-Trachyte とした。また、これらの多くは Uchimizu (1966) による平粗面岩に相当する。Uchimizu (1966) は平粗面岩類を隠岐粗面岩-流紋岩類 (本報告の重栖層に相当) を貫くか、もしくは覆い、葛尾石英流紋岩類 (本報告の葛尾層) の溶岩によって浸食面を伴って不整合で覆われ、明灰色ないし乳白色で、2 cm に達するアルカリ長石を含むことを特徴とするとした。隠岐粗面岩-流紋岩類中にもアルカリ長石の粗粒結晶を含むものがあるが、平粗面岩はヘデン輝石を含むことで区別されるとした。

粗面岩貫入岩は主に次の 3 地域に分布する。隠岐島後南部の上西から歌木をとおり平に至る地域、中央部の都万目から近石川上流にかけて、及び北部の中村の崎山鼻岬から大峰山北東麓にかけての地域である。これらの粗面岩類は、主に郡層と久見層の境界部付近あるいはこれらと重栖層との境界付近にシート、あるいは岩脈として産する。Uchimizu (1966) は北谷と中谷の間にある峰の中腹で、粗面岩溶岩が葛尾石英流紋岩 (葛尾層) によって不整合に覆われるとしたが、本報告では確認できなかった。

第 7.2 表 島後の鮮新世玄武岩類中の苦鉄質-超苦鉄質捕獲岩の頻度比較 (小林ほか, 1980)

岩石名	下元屋玄武岩		大久北玄武岩
	Ishibashi, et al. (1973)	Yamaguchi (1964)	川口 (1978)
スピネルレールゾライト			8
ダナイト			5
かんらん岩	15		
パイロクシナイト	15		
ウェールライト		10	
ハルツバージャイト		5	3
かんらん石斑れい岩	30	40	
斑れい岩	40		
ウェブライト		10	
ブロンジタイト		5	
キウムラスレールゾライト			15
斜長石ウェールライト			6
かんらん石クリノパイロクシナイト			10
ウェブステライト			4
ユークライト			5
ノーライト			10
トロクトライト			3
アノソサイト			1

Uchimizu (1966) によれば、平粗面岩は岩脈、シート、シル、ラコリス、溶岩として産するとしたが、本報告では確認できる限り、ほとんどがシートとして産する。最も大規模なシートは平から皆市にかけて久見層や郡層中に進入するものである。歌木では最大 430 m に達するシートとして産する。詳細な内部構造は不明である。重栖層の粗面岩に比べて、完品質で苦鉄質鉱物が少ない傾向にある。

トカゲ岩の粗面岩 隠岐島後北東部葛尾山南東のトカゲ岩は葛尾層の流紋岩質火砕岩を貫く粗面岩の岩脈である (第 7.12 図)。貫入岩の走向は NW~SE 方向である。青灰色を呈し、多量の数-20 mm のアルカリ長石斑晶を含む。

7.3.2 流紋岩岩脈 (Ir)

帰属不明の流紋岩貫入岩として規模が比較的大きいものは、時張山北側尾根の幅約 300 m、長さ約 1 km の岩脈と、時張山南西尾根の幅約 200 m、長さ約 500 m の岩脈である。いずれも塊状で、1 mm 前後の長石の斑晶を含む暗灰色流紋岩であるが、熱水変質を被り、明灰色になっているところも多い。そのような変質部では黄鉄鉱や緑泥石が生じている。



第 7.12 図 粗面岩岩脈からなるトカゲ岩 (隠岐の島町提供)

7.3.3 安山岩岩脈 (1a)

葛尾層分布域の北側、隠岐変成岩中に多く見られる。NE-SW 方向が卓越するが、この方向は葛尾層と隠岐変成岩との境界線の方向にほぼ平行する。暗青緑色-紫緑色を呈し、無斑晶質である。

7.3.4 玄武岩岩脈 (1b)

玄武岩は葛尾層分布域の南部で、葛尾層を貫いてわずかに分布する。多孔質で暗灰色を呈し、斜長石の斑晶が観察される。ほとんどが幅 10 数~数 10 cm の小規模岩脈であり、NW-SE 走向から WNW-ESE 走向を示す。

7.3.5 平粗面岩の全岩 Rb-Sr アイソクロン年代

分析試料の採取地点 採取地点は第 9.5 図に示した。試料は次の 3 つであり、いずれも Uchimizu (1966) によって平粗面岩としてグルーピングされたものである。

- ・ 試料番号 15：八尾川と上西川との合流地点から西方約 1.1 km
- ・ 試料番号 44：中村港北岸（中村川河口北側）
- ・ 試料番号 97060101：飯美川河口から北方約 580 m（青島崎の南東約 200 m）

分析方法・分析条件

全岩 Rb, Sr 含有量及び Sr 同位体値の分析方法は以下の通りである。岩石粉末試料からの Sr の抽出と Sr 同位体比測定、同位体希釈法による Sr の定量について

は、加々美ほか (1982), Kagami *et al.* (1987, 1989) に準拠した。Sr 同位体比測定は飯泉 (1996) の方法により、島根大学総合理工学部地球資源環境学教室設置のフィニガン・マツ社製 MAT 261 表面電離型質量分析計を用いて行った。Sr 含有量に富む試料（試料番号 97060101）についての Sr, 及び全ての Rb の定量は、同機関における蛍光 X 線分析装置（リガク製 RIX 2000）を用いて分析した。分析試料は試料と混合融剤の混合比、1:2 法で作成したガラスビード法 (Kimura and Yamada, 1996) を用いた。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ で規格化した。測定期間中における標準試料 NBS 987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の平均値は 0.710259 ± 0.000010 (2σ mean, $N = 5$) であった。 ^{87}Rb の壊変定数は $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977) を用い、アイソクロン年代及び Sr 同位体初生値は York (1966) の計算式に準拠し、川野 (1994) のパーソナルコンピュータプログラム (Ver. 2.2.3) を使用し算出した。その際、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 及び $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の誤差はそれぞれ 3%, 0.015% (1σ) とした。

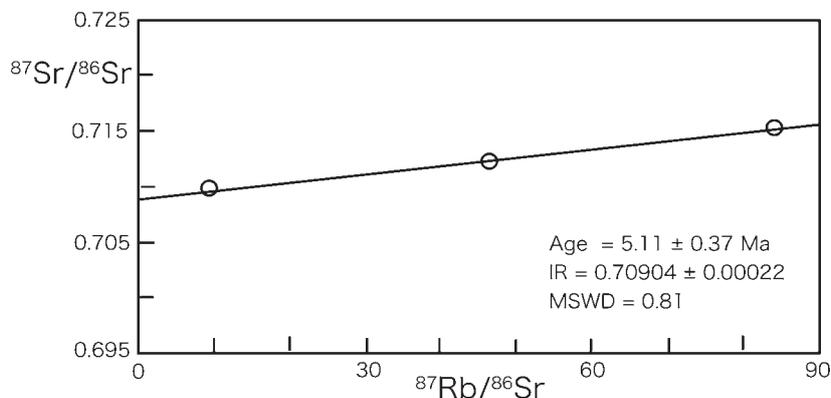
分析結果

5.11 ± 0.37 Ma の年代値を得た (第 7.13 図)、この年代は重栖層や葛尾層中の火山岩類の k-Ar 年代に類似している。

第 7.3 表 平粗面岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代に用いた試料の Rb, Sr 量, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比

試料番号	採取地点	岩型	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Rb (ppm)	Sr (ppm)	*) 分析法	
H01	15	歌木	粗面岩	0.71529 ± 0.00002	84.67	147	5.03	S
H02	44	中村	粗面岩	0.71234 ± 0.00002	46.91	146	9.01	S
H03	97060101	飯美	粗面岩	0.70977 ± 0.00001	9.64	120	36.0	X

*) Sr 定量分析法 [S: 同位体希釈法, X: XRF]



第 7.13 図 平粗面岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代

第 8 章 第 四 系

(山内靖喜・田山良一・沢田順弘・村上 久)

8.1 更新世玄武岩類

8.1.1 概 要

更新世玄武岩類は八尾川沿岸から西郷湾東岸までの地域、岬地域、大満寺山周辺、布施港及び卯敷周辺など島の中央部から東部かけての地域に点在する。これらはいずれも溶岩、火砕岩及び岩脈からなる。鮮新統の項で述べたように、更新世の玄武岩類の活動時期は、ステージ IV (1.3 Ma 前後) とステージ V (0.8 ~ 0.4 Ma) の 2 つのステージに区分される。以下に述べる池田玄武岩はステージ IV に、西郷、岬、卯敷の各玄武岩はステージ V に噴出している。西郷玄武岩と岬玄武岩は、分布域が互いに異なり、放射年代値に小さな差違がみられる。卯敷周辺の玄武岩は島後に分布する火山岩中で最も新しい火山岩である。

8.1.2 池田玄武岩 (IB)

地層名 新称。田山ほか (2004) による有木玄武岩とほぼ同じであるが、分布地域を考慮して模式地を池田とし改名した。

池田玄武岩は、山崎 (1991) が西郷玄武岩として一括した西郷湾北岸周辺の更新世玄武岩類のひとつで、池田から有木にかけて分布し、郡層を不整合に覆い、上位の西郷玄武岩に不整合関係で覆われる粗面玄武岩溶岩及び岩脈である。河村 (2003MS) は山崎 (1991) が一括した西郷玄武岩を放射年代値と層序関係に基づいて有木、西郷、月無の 3 つの玄武岩に区分した。その後、田山 (2004MS, 2006MS) は、地質層序、放射年代と古地磁気層序を用いてそれらの特徴をまとめ、有木玄武岩と同時期に活動し、岩石学的特徴が類似した玄武岩が島の中央部に広く分布することを明らかにし、これを再定義している。

模式地 有木川下流の権現原から隠岐国分寺に至る町道の北側。

分布 地表で確認された池田玄武岩は、模式地周辺と隠岐病院北側の山裾に過ぎない(第 8.7 図)。しかし、ボーリング資料 (第 8.14 図) によると、八田付近から八尾川河口までの沖積平野地下にはほぼ連続して存在する玄武岩溶岩が本玄武岩に対比される可能性がある。その理由は田山ほか (2004) が、西郷港の現フェリー棧橋 20 m 沖 (第 8.14 図地点①) のボーリングにおいて、本玄武岩に対比可能な玄武岩が標高 -16.3 から -35.9 m までの区間を占めていることを確認しているからである。

原田から都万目にかけての地域には 10 個以上の玄武岩岩体が分布するが、本報告では、層位と岩質の類似性を考慮して、これらも池田玄武岩に一括した。そのうち、雨来地区西側の山地に広く分布する玄武岩溶岩 (雨来玄武岩: 山内ほか, 2005)、国道 485 線の近石橋の西方約 450 m に岩脈として産出する玄武岩 (近石西玄武岩: 山内ほか, 2005) からは池田玄武岩と同時期の放射年代値が報告されている (Kimura *et al.*, 2003)。

層序関係 下位の郡層を不整合に覆う。本玄武岩と上位の西郷玄武岩の接合関係は観察されていないが、放射年代の違いから両玄武岩は不整合関係にあると推定される。また、古地磁気層序では逆帯磁を示し、正帯磁を示す西郷玄武岩と区別される。

層厚 約 30 m。

岩相 暗色緻密の粗面玄武岩~テフライト溶岩で、かんらん石、単斜輝石、斜長石の斑晶をもつ。模式地では顕著な気泡はみられないが、池田南方と西郷港のボーリングコアの本玄武岩では気泡がみられる。真杉、雨来、上西周辺の本玄武岩は気泡がみられない灰色~暗灰色溶岩で、0.2 mm 程度のかんらん石の斑晶が目立つ。径 5 ~ 20 cm の花崗岩及び変成岩の捕獲岩を多く含んでいる。上西神社の東方では柱状節理の発達した黒色玄武岩で、0.2 ~ 0.4 mm 程度のかんらん石を多く含む。輝石もわずかに見られ、斜長石斑晶は細粒、柱状である。径 3 cm 程度の超苦鉄質岩や変成岩の捕獲岩が多くみられる。

構造 池田玄武岩は模式地と尼寺山付近では地表に分布するが、西郷港下ではその下限が標高約 -35 m であることから、本層の下底面は北西から南東へ向かって低くなっていくと考えられる。

年代 全岩 K-Ar 年代として、池田玄武岩が 1.29 ± 0.05 Ma (Uto *et al.*, 1994)、 1.3 ± 0.2 Ma (鹿野・中野, 1985)、雨来玄武岩と近石玄武岩がそれぞれ 1.29 ± 0.11 Ma、 1.33 ± 0.06 Ma (Kimura *et al.*, 2003) の値が報告されている。

8.1.3 西郷玄武岩 (SB)

地層名 Uchimizu (1966) による。山崎 (1991) 及び田山ほか (2004) によって再定義されたが、本報告では、これを改め、池田玄武岩とその下位層を不整合に覆い、段丘堆積物に不整合に覆われる粗面玄武岩溶岩を西郷玄武岩と定義する。ただし、山崎 (1991) が定義した東郷礫層及び田山ほか (2004) による東郷礫層と月無玄

武岩も西郷玄武岩に含める。

模式地 八田より西郷湾までの八尾川沿岸。

分布 西郷港周辺、八尾川周辺及び有木川と東郷川間の山地に広く分布する。

層序関係 隠岐変成岩類、郡層、重栖層、池田玄武岩を不整合に覆い、上位の段丘堆積物に不整合で覆われる。西郷玄武岩は正帯磁しており、放射年代値（後述）と照らし合わせるとブルン・クロンに対比できる。有木の朝日採石場入り口付近の玄武岩も正帯磁しており（松井、2004MS）、西郷玄武岩に対比できる。

層厚 西郷玄武岩の下限は不明の場合が多いが、有木北部で本玄武岩は最も厚くなり、100 m 以上の厚さをもつ。しかし、有木北部以外では本玄武岩の厚さは一般に30 m 程度と考えられる。

岩相 柱状節理の発達する粗面玄武岩溶岩からなり、一般に暗灰色緻密である。斑晶としてかんらん石、単斜輝石、斜長石を含む。一般に気泡を多くもつ。

西郷湾北東岸の東郷神社周辺では、粗面玄武岩溶岩の下位に厚さ10 m 程の礫層が分布する。山崎（1991）は、両者を傾斜不整合関係にあるとして、礫層を東郷礫層とよび、西郷玄武岩と区別しているが、直接の関係は観察できない。本報告では、両者がほぼ水平に分布し、不整合関係を示す根拠がみつからないことと、鮮新世以降の玄武岩溶岩はしばしばその下位や間に礫層を伴うことから、両者には著しい構造的なギャップや堆積の時間間隙がないと判断し、礫層を西郷玄武岩に含めた。礫層は流紋岩、粗面岩、玄武岩などの大礫～巨礫大の垂円～垂角礫を多く含む。

また、有木川・八尾川合流点近くの月無において、従来の西郷玄武岩の上に厚さ約3 m の礫層、更に厚さ約15 m のかんらん石玄武岩溶岩が重なる。礫層はさまざまな礫種の中礫～細礫大の円～垂円礫からなり、比較的淘汰が良い。上位の溶岩は暗灰色、多孔質で、全体的に著しく風化しており、高位I段丘堆積物によって不整合に覆われている。この玄武岩溶岩と西郷玄武岩は不整合関係にあるとし、それを月無玄武岩とよび、岬玄武岩に対比する意見（河村、2002MS）がある。しかし、東郷礫層の場合と同じく、とくに不整合を示唆する現象も認められないこと、分布域が非常に狭く、しかもその分布域が西郷玄武岩の一画であることから、これらも西郷玄武岩に含めた。

構造 本層分布域の北方から南方に向かって下底面が低くなっていくが、西郷港西方ではほぼ水平な構造をもつ。

年代 全岩 K-Ar 年代値として、0.823 Ma（川井・広岡、1966）、0.69 ± 0.04（Kimura *et al.*, 2003）、0.63 ± 0.09 Ma（Uto *et al.*, 1994）が報告されている。古地磁気極性は正帯磁を示す（田山、2004MS）。

8.1.4 大満寺山南麓及び布施港地域の玄武岩

西郷玄武岩とほぼ同じステージに活動したと考えられる玄武岩が大満寺山南西麓及び布施港の海岸とその沖の平島に分布する。前者は大満寺山南玄武岩（田山、2006MS）、後者は布施港玄武岩（山内ほか、2005）とよばれている。

大満寺山南玄武岩 大満寺山南西の尾根の標高390～420 m 付近とその南西の谷底の標高260～330 m 付近に分布する。ここでは火道と推定される貫入岩、噴火口またはその周辺と考えられるスコリア丘、下位にスコリアを伴った溶岩の3種類が認められる（第8.1図）。第8.1図の谷底の標高約260～300 m に分布する玄武岩は、単斜輝石の巨斑晶及びウエルライトと変成岩の捕獲岩を含み、柱状節理が発達し、ほとんど気泡をもたない。この玄武岩は、ほぼ南北の走向をもって東方に47°の角度で傾斜した面をもって、隠岐変成岩類に貫入している。標高300 m 付近では、この玄武岩の上位に、スコリアと玄武岩片からなるアグルチネートが重なる。アグルチネートの一部は高温酸化によって赤色化している。スコリアやスパターは、径5 cm 程度のものから25 cm 以上のものまでである。アグルチネートと玄武岩の境界面は同じく南北性の走向をもって東方に66°傾斜している。大満寺山南玄武岩の放射年代値は出されていないが、その化学組成と分布状況から西郷玄武岩に対比した。

布施港玄武岩 粗面玄武岩と玄武岩の両者からなり、布施港周辺に分布する。平島では層厚5 m 以上の枕状溶岩をなす。布施海岸の本玄武岩は、最大60°の角度で傾斜し、いろいろな方向の走向を示す流理をもつことから、その一部は時張山層中に貫入していると判断される。Uto *et al.*（1994）によれば、布施港玄武岩の全岩 K-Ar 年代値は、0.79 ± 0.13 Ma である。

8.1.5 岬玄武岩（MBI, MBp）

地層名 Uchimizu（1966）による。

模式地 Uchimizu（1966）は模式地を設定していない。山崎（1998）は岬地区を岬玄武岩の模式地としたが、その層序が確認できるのは大床山東側と南側の海食崖（第8.2図）なので、本報告では、鳥貝崎から白崎をへて白崎西方約1 km までの海食崖を模式地とする。

分布 西郷湾南岸の岬町から今津かけての地域に溶岩台地を形成して広く分布する。

層序関係 岬玄武岩は久見層、重栖層を不整合に覆う。また、高井地区で高位段丘Ⅲ堆積物に不整合に覆われる。

層厚 岬玄武岩の下限は不明であるが、大床山付近では火砕丘の高さも入れると150 m 以上の厚さをもつ。

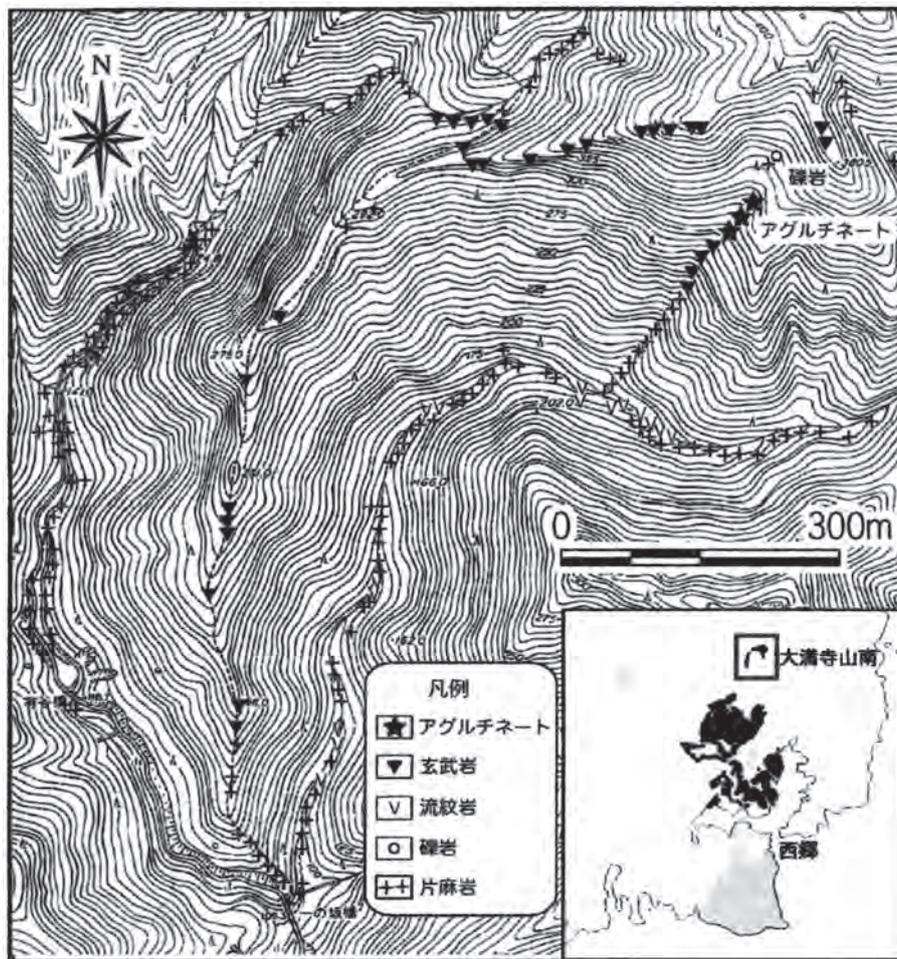
岩相・層序 岬玄武岩は溶岩台地を形成しており、その表面は最上部の火砕丘と溶岩流に覆われている。そのため、その下位の層序と岩相については模式地の海食崖

以外では不明である。模式地周辺を述べる。

模式地の岬玄武岩は玄武岩溶岩（MBL）と同質火砕岩（MBP）からなるが、その下限は不明である。大床山東側の海食崖の一部と白崎南東海上の黒島に露出する溶岩層（第 8.2 図 MBL1）が最下部を占める。この溶岩

層は、少なくとも 33 枚の暗灰ないし灰紫色、多孔質なかんらん石玄武岩のアア溶岩からなり、その層厚は 35 m を超える。

その上位に当たる白崎の海食崖には、黄褐色を呈す細礫～中礫大のスコリアと玄武岩片からなる火砕岩が露出



第 8.1 図 大満寺山南方約 800～1000m 付近の玄武岩のルートマップ（田山，2006MS）



第 8.2 図 岬玄武岩中のタフリングの断面。西郷湾入り口西側の海食崖（村上，2008）。MBP1～MBL2 については本文参照。

する（第8.2図 MBP1）。この火砕岩は、低角の斜交葉理と平行葉理がよく発達し、ボンサグ構造（第8.3, 8.4図）がみられることから、ベースサージ堆積物と判断される。白崎付近では、その赤色部が火口底から火口壁に沿って分布しており、層厚も70 mを超える（第8.2図）が、白崎から鳥貝崎に至る南北方向の海食崖では、北に向かって薄くなり、鳥貝崎付近で尖滅する。以上のことから、この火砕岩は、白崎付近を火口とする直径約300 mのタフリングを構成していると考えられる。

このタフリングの上位には、全体に暗灰色を呈する層厚50～60 mのアルカリかんらん石玄武岩アア溶岩が積み重なっている（第8.2図 MBL2）。岬南部の海岸に露出する枕状溶岩は、上部火砕岩層によって覆われることから、このアア溶岩に対比される。

かんらん石玄武岩アア溶岩層の上位には、黄褐色の細礫～中礫大のスコリアと玄武岩片からなる厚さ30 mの火砕岩がある（第8.2図 MBP2）。この火砕岩は白崎付近から北及び西に向けて急速に尖滅する。



第8.3図 岬玄武岩の下部火砕岩層（第8.2図のMBP1, 白崎西方約500 mの海食崖）。



第8.4図 岬玄武岩中のボンサグ（第8.3図と同じ露頭）

これらの溶岩・火砕岩は、岬町から今津にかけての台地表層をなすかんらん石玄武岩溶岩に覆われる。この溶岩は、いずれもかんらん石の斑晶を多く含み、新鮮な部分は暗灰～灰色を示すが、地形面の傾斜から判断すると、複数の噴出源から噴出したと判断される。すなわち、一つは大床山の北側あたりを中心に北に向かって流れた溶岩があり、その後には旧滑走路北側あたりから南に向かって流れた溶岩、最後にタフリング付近から西に向かって流れた溶岩などが読み取れる。この西方に流れた溶岩は今津港付近では枕状溶岩になっている。

この溶岩がつくる台地上には火砕丘が点在する。田中(1950)は、北西-南東方向に配列する4つの火砕丘が存在するとしているが、古い地形図によれば大床山など3つの火砕丘が一直線上に配列し、その線上に前述のタフリングが位置する(第8.5図)。これらの火砕丘は、度重なる空港の造成工事によって、すべて削り取られ(第8.6図)、その面影を一部に残すだけになっている。台

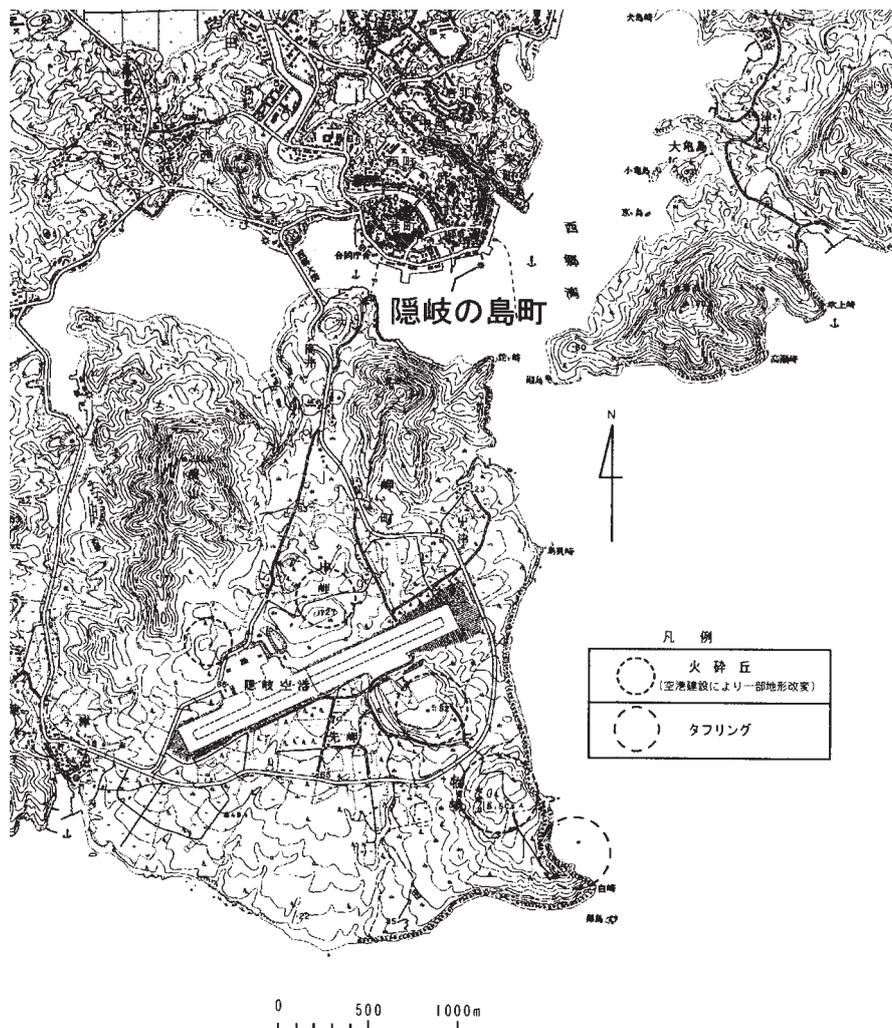
地を構成する溶岩と火砕丘との関係を直接観察できる露頭はないが、新滑走路造成工事に伴うボーリングによって、大床山及びその北側の火砕丘を構成する火砕岩は最上部の溶岩に重なることが確認されている。

放射年代 西郷湾入口の鳥貝崎付近の溶岩から 0.55 ± 0.09 Ma (Uto *et al.*, 1994) の全岩 K-Ar 年代値が報告されている。

8.1.6 卯敷周辺の玄武岩 (MB1)

岬玄武岩とほぼ同じ放射年代値が報告されている玄武岩が卯敷港周辺に分布し、卯敷玄武岩(山内ほか, 2005)とよばれている。卯敷玄武岩は、卯敷港南南東約1 kmの山頂(標高242 m)付近から北に向かって稜線を海まで低下し、更に卯敷港沖の平島の先までの約1.5 kmにわたって分布する。本玄武岩は灰-暗灰色を呈し、かんらん石斑晶を多く含む。

本溶岩の詳細な構造は不明であるが、その分布から卯



第8.5図 岬玄武岩が形成する溶岩台地上の火砕丘の配列(村上, 2008). 隠岐空港の造成とその後の新滑走路造成によってこれらは基本的に消失し、大床山と空港北側のスコリア丘が僅かな高まりとなって残っているのみである。

敷の南から北へ向かって流下したものと考えられる。卵敷玄武岩の全岩 K-Ar 年代値は、 0.42 ± 0.04 Ma である (Kimura *et al.*, 2003)。古地磁気極性は逆帯磁を示す (田山, 2004MS)。

8.2 段丘堆積物

8.2.1 概要

山内・村上 (2007) は本地域の段丘を高位 I～Ⅲ段丘及び中位段丘の 4 つに区分した。高位 I～Ⅲ段丘は原田より下流の八尾川沿岸及び西郷湾南岸の西田-今津間の谷沿いにのみ分布する。とくに八尾川と有木川の合流点付近には高位 I～Ⅲ段丘が広く分布する。他方、中位段丘は島南部の西郷湾、今津湾、加茂湾、津戸湾及び都万湾のそれぞれの湾奥沿岸部に分布し、最も内陸にあるものでも海岸線から 1 km は離れていない。

8.2.2 高位 I 段丘堆積物 (Th1)

地層名 山内・村上 (2007) による。

模式地 有木川が八尾川と合流する地点の約 300 m 上流左岸の大光寺東側の南北に細長い尾根 (第 8.7 図の地点①西側, 第 8.8 図)。

分布・層厚 模式地になっている尾根, その東側の尾根の南端部の狭い範囲, 及び西郷湾北側の下西配水池がある尾根に本堆積物は分布する

模式地の東側に造成されている隠岐ウッドリサイクルセンター (第 8.7 図の地点②) 法面には高位 I 段丘堆積物が広く露出している。地形図から読み取る限りでは, この付近の段丘堆積物は 15～20 m の層厚をもつが, この法面では, 郡層の凝灰岩泥岩互層とそこに貫入した粗面岩からなる基盤岩の上に, 厚さ 8～10 m の層厚を

もつ円礫主体の礫層, 厚さ約 2 m の泥質礫層及び厚さ 1.5 m 以上の粘土とが不整合に重なっている (第 8.9 図)。基盤岩の上面には比高 5 m 程度の凹凸があるが, 不整合面はほぼ標高 45 m 付近にある。

礫の主体はアルカリ玄武岩類と重栖層の流紋岩の礫であるが, 郡層の砂岩や片麻岩礫も僅かに含まれる。礫の大半は著しく風化して, いわゆるクサリ礫になっているが, アルカリ玄武岩の大礫～巨礫はしばしば風化の程度が低く, 露頭面につきだしている。

下西配水池がある尾根にも厚さ 5 m 以上の礫層が分布し, 標高 65 m 程度の平坦面を形成している。

本段丘堆積物の時代を示す直接的な資料は得られていないが, その比高から, 出雲市市街地周辺の山廻層 (大西, 1979) あるいは高位 I 段丘堆積物 (鹿野ほか, 1991) に対比される。

8.2.3 高位 II 段丘堆積物 (Th2)

地層名 山内・村上 (2007) による。林 (1980) の古い段丘とよんだ面を構成する堆積物あるいは山崎 (1991) の尾寺山礫層に対応する。

模式地 林 (1980) が本段丘の模式地とした隠岐高校が位置する台地の南東縁, すなわち有木小学校周辺とする。

分布・層厚 高位 II 段丘は島後で最も広く分布する段丘であり, 段丘面は比高 35～45 m にあり, 浅い谷が段丘面に切り込んでいる。模式地の有木小学校南東側の崖周辺 (第 8.7 図の地点②) において, 本段丘堆積物が最も厚く分布する (第 8.10 図)。ここでは, 池田玄武岩及び西郷玄武岩の上に段丘堆積物が不整合に重なる。本段丘堆積物の基底面は一般にはほぼ平坦で, 標高約 25～28 m にあるが, 有木小学校付近ではやや起伏をもち,

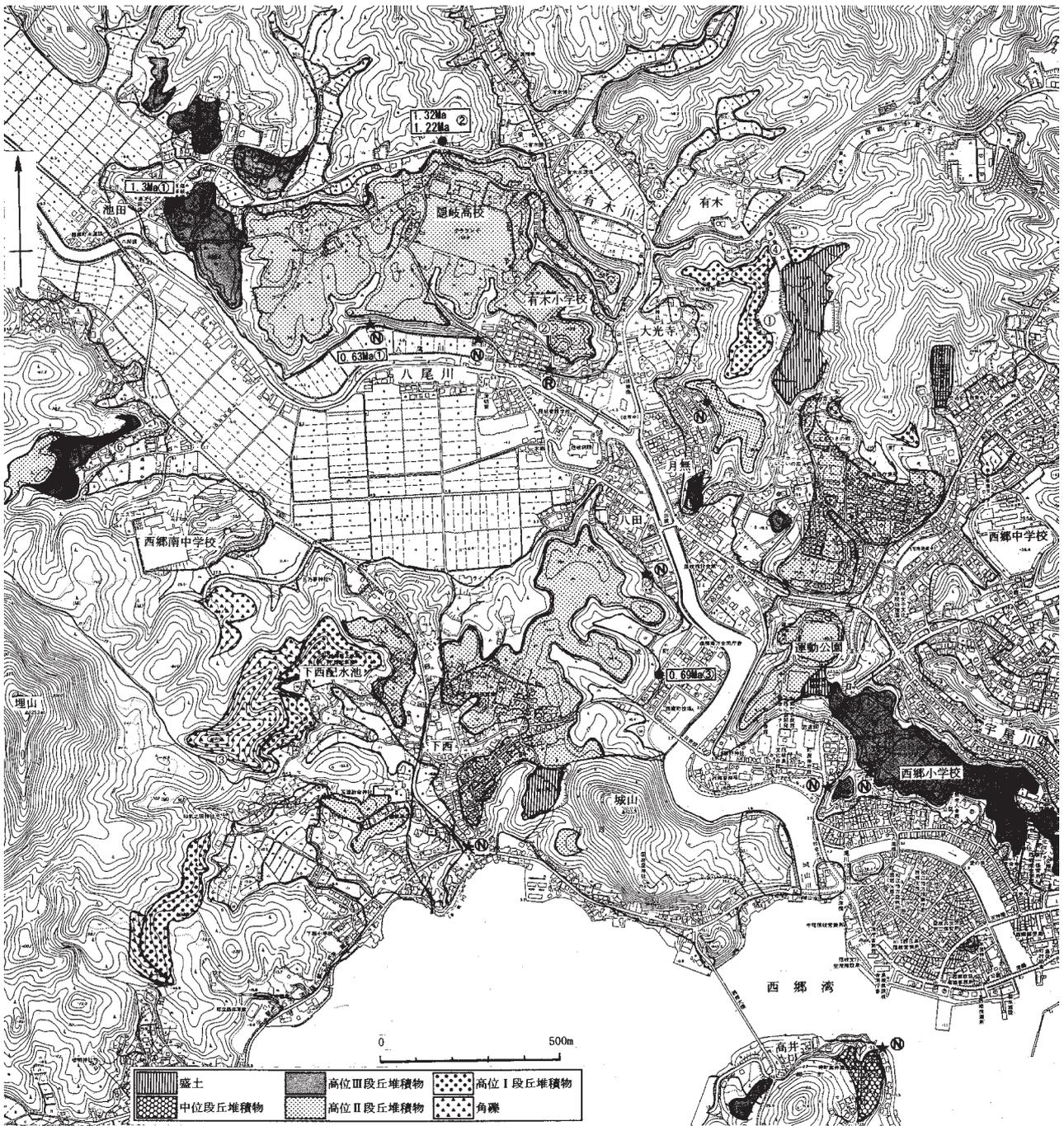


第 8.6 図 新滑走路造成工事に伴われて断面が露出したスコリア丘。

標高 25 ~ 30 m にある。一般に、本堆積物の下部は大礫大の円礫からなるが、この下部は中礫層と砂層を伴い、5 m 弱の層厚をもつ。この上位には、厚さ約 2.5 m の細礫 ~ 中礫が混じる泥層及び数 m 以上の粘土層が重なる。最上部の粘土層は一般に火山灰質である。

基本的には、本段丘堆積物は島後の最長河川であり、最大の集水面積をもつ八尾川沿岸の原田より下流域に分

布するが、八尾川流域に属さない下西周辺にも広く分布する。また、西田から今津に至る道路の峠付近にもその分布が確認されている (第 8.10 図)。なお、下西付近の本段丘堆積物は、大礫大の円礫からなる礫層とその上に重なる粘土層からなる。不整合面の標高から礫層の層厚は 10 m 程度、粘土層の層厚は数 m 程度と考えられる。他方、西田・今津間の峠付近の本段丘堆積物の下部は中礫



第 8.7 図 八尾川中・下流域における段丘堆積物の分布 (山内・村上, 2007 を加筆)

- ★: 玄武岩について古地磁気極性測定個所 (Ⓝ: 正帯磁, Ⓜ: 逆帯磁, 田山, 2004MS より),
- : 玄武岩について K-Ar 年代測定個所と年代値 (①~③は以下の文献を示す。①: 鹿野・中野, 1985, ②: Uto, *et al.*, 1994, ③: Kimura, *et al.*, 2003).

主体の礫層からなるが、上部は不明である。

本段丘堆積物の時代を示す直接的な資料は得られていないが、その比高から、松江市街地の乃白層（大西，1979）あるいは高位Ⅱ段丘堆積物（鹿野ほか，1991）に対比される。

8.2.4 高位Ⅲ段丘 (Th3)

地層名 山内・村上（2007）による。

模式地 西郷湾西奥の西田南部（第8.11図の地点①）。

分布・層厚 高位Ⅲ段丘は、八尾川沿岸の池田，西田・今津間の峠周辺，及び西郷大橋南側袂の高井（第8.7図）に分布する。本段丘は標高25～30mの面をもつが、一般に、高位Ⅱ段丘に比べて段丘面は狭い。その面は僅かながら解析されている。山内・村上（2007）によって

本段丘の模式地とされた西田南部では、段丘堆積物は標高10～20mに基底面をもち、中礫ないし大礫大の円礫からなり、その厚さは10m以上である。池田の本段丘堆積物も標高20m付近に基底面をもつ。

本段丘堆積物の時代を示す直接的な資料はなにも得られていないが、その比高から、本段丘堆積物は松江周辺の乃木層（大西，1979）あるいは高位Ⅲ段丘堆積物（鹿野ほか，1994）に対比される。

8.2.5 中位段丘 (Tm)

島の南部の都万-東郷間の沿岸部には、ところどころに標高15～18mに面をもつ段丘が発達する。山内・村上（2007）によって本段丘の模式地とされた津戸のあいランドパーク（第8.12図）では、本段丘堆積物は標



第8.8図 斎場「愁霊苑」からみた高位Ⅰ段丘
第8.7図の地点①を東からみている。



第8.9図 高位Ⅰ段丘堆積物の礫層と泥質堆積物（第8.7図の地点①）。
露頭面に突き出ている硬い礫は玄武岩の礫である。

高 10 m 付近に不整合面をもち、礫、粘土及び火山灰層からなり、約 4 m 以上の厚さをもつ (第 8.13 図)。この段丘は湾奥の沿岸にあって、近くに河川が流れていないことから、海成段丘と判断される。同じような段丘は、第 8.12 図に示した都万湾に面した中里周辺、加茂湾の奥部、西郷湾西部沿岸の西田付近、及び西郷湾中部沿岸の高井 (第 8.7 図)、今津北部 (第 8.11 図) と西郷湾北西部沿岸の東郷農村公園にみられる。

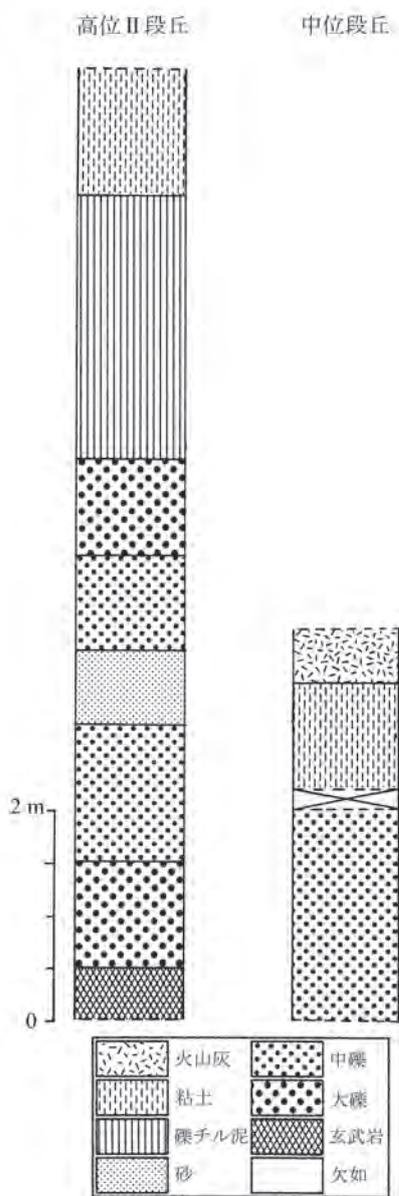
本段丘堆積物の時代を示す直接的な資料は得られていないが、その比高から、本段丘堆積物は島前の中位段丘 (千葉ほか, 2000)、松江市周辺の中位 I 段丘堆積物 (鹿

野ほか, 1991) あるいは松江市湯町の湯町層 (大西, 1974) に対比される。千葉ほか (2000) が推定しているように、本段丘堆積物は下末吉海進期、すなわち酸素同位体ステージ 6 からステージ 5e に形成されたと考えられる。

8.3 完新統

8.3.1 谷底平野堆積物 (v)

島後における完新統の大半を占めているのは谷底平野堆積物 (v) である。その主な分布地は八尾川、重



第 8.10 図 高位 II 段丘堆積物と中位段丘堆積物の柱状図
高位 II 段丘堆積物は有木小学校南東側の崖 (第 8.7 図の地点②)、中位段丘堆積物は津戸あいらんどパークでの柱状図 (第 8.12 図) である。

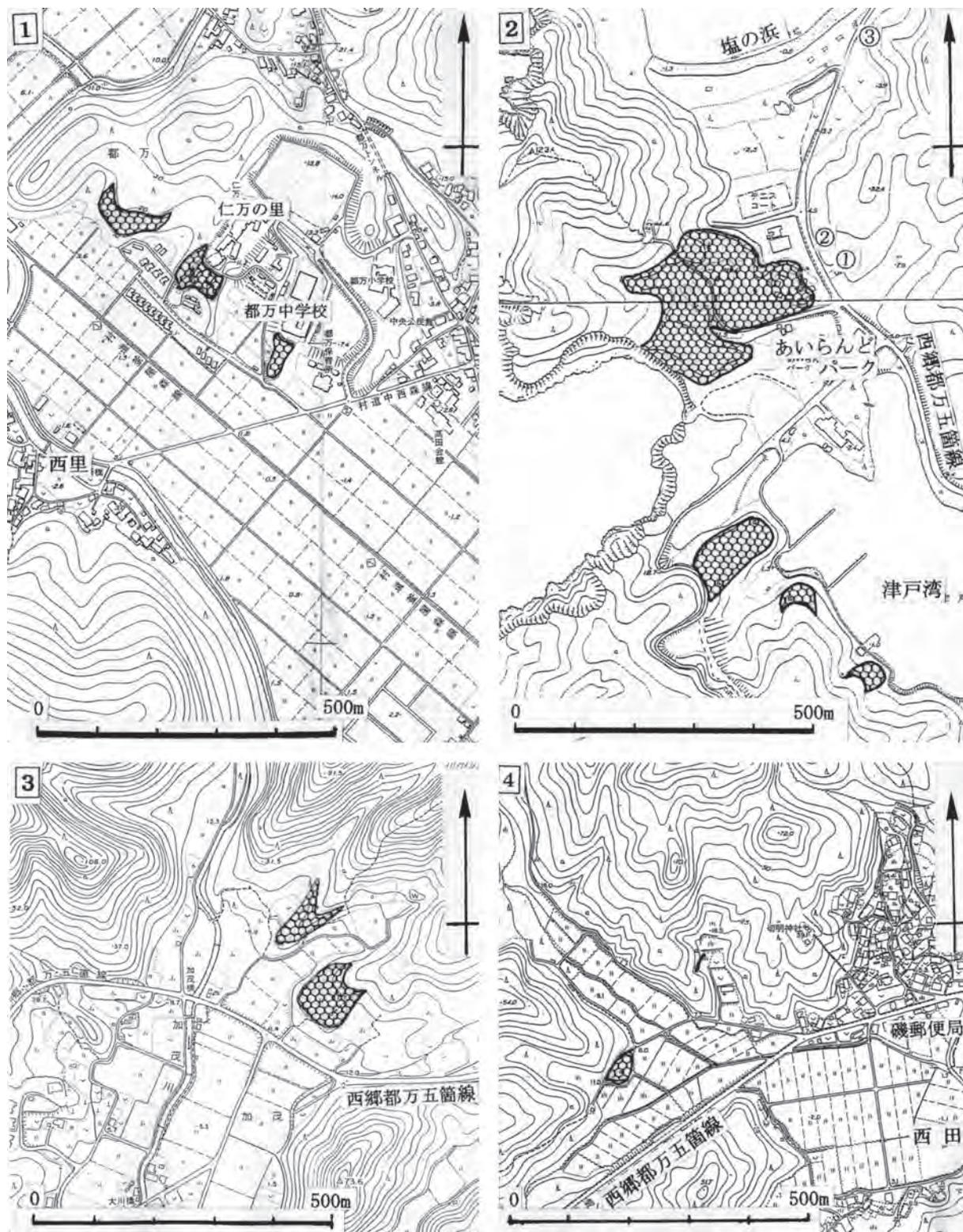


第 8.11 図 西田・今津間の段丘の分布 (山内・村上, 2007)

栖川及び都万川では中流域から下流域に分布するが、それ以外の河川では河口付近に小規模なものが形成されているだけである。ここでは、ボーリングデータが豊富な八尾川沿岸の谷底平野堆積物を検討する。

八尾川流域では真杉より下流に谷底平野が発達するが、

原田付近、池田付近、八田付近及び隠岐の島町役場南の日吉橋付近の4箇所での基盤の高まりによって平野が狭められている。谷底平野が最も広がる池田-八田間においては、その幅は300～700mほどである。八田付近から下流では平野の幅は急激に減少し、最も狭い日



第8.12図 都万 (1)、あいらんどパーク (2)、加茂 (3) 及び西田 (4) における中位段丘の分布

吉橋付近で 140 m, 最大でも河口部の 300 m 程度となる。ボーリング資料によると, 谷底平野が最も広い池田-八田間では沖積堆積物の直下には郡層の凝灰岩が分布する。しかし, 沖積平野が急激に狭くなる八田より下流では, 第四系の池田及び西郷玄武岩溶岩が谷底平野堆積物の直下とその両側に厚く分布し, 埋没峡谷を形成している。この埋没峡谷は城山東麓では比高約 150 m の V 字谷となっている (第 8.14 図)。

河口から約 550 m 上流付近から河口にかけての右岸には幅 400 m 程度の平地が分布するが, これは江戸時代以降の八尾川による土砂の堆積と人工的な埋め立てによるものである (西郷町誌編纂委員会編, 1975)。

ボーリング資料 (第 8.14 図, 第 8.15 図) によると, 池田-八田間においては谷底平野堆積物の多くは 16 ~ 14 m の厚さを持ち, その基底面は標高約 -9 ~ -20 m にある。八田より下流では, 谷底平野堆積物は 30 m 程度の厚さを持ち, その基底面は標高約 -20 ~ -32 m にある。一般に, 八尾川下流域の谷底平野堆積物は下位より礫層, シルトないし粘土層及び現河道沿いの砂礫ないし礫層からなり, シルトないし粘土層の間に砂層や礫層を伴うこともある。これらの谷底平野堆積物の時代を決定するデータは得られていないが, 粘土ないしシルトの N 値が 10 以下であることから, これらの堆積物のほとんどは完新統と考えられる。また, しまね地盤情報配信サービス (<http://www.shimane.geonavi.net/shimane/top.jsp>) の資料によれば, 重栖川と都万川の両河川沿岸の谷底平野堆積物は河口付近で 25 m 以上の厚さを持ち, ほぼ同じ層序を示している。

なお, 近世までは池田-八田間において八尾川は現在の古川に沿って流れていたとの記述があるが, 耕地整理

などによって微地形が消失し, 検討できなかった。また, 1960 年頃に隠岐病院付近で八尾川は大きく蛇行していたが, その部分を緩やかな曲線状になるように付け替えられた。

8.3.2 海浜堆積物 (b), 埋立地及び盛土 (r)

海食崖に囲まれた本島では, 海食崖の麓に礫や砂からなる海浜堆積物がしばしば 10 m 以下の幅をもって分布するが, その幅が狭いため地質図上ではそれらの多くは表現されていない。重栖湾や西郷湾など湾口の幅に比べて奥の深い湾がいくつかあり, それらの湾奥にはかつては砂質の海浜堆積物が広く存在したようである。しかし, このような湾は古くから港が作られており, 近年, これらの港の整備に伴って埋め立てと護岸工事が多く行われて海浜堆積物はみられなくなっている。現在は, 都万湾, 津戸湾, 中村湾などのごく一部に砂質の海浜堆積物が残されているだけである。

上記のように, 近年多くの湾での埋め立ては盛んに行われており, とくに西郷湾と重栖湾における埋め立て地の面積が相対的に広い。平地の少ない島後島では, 海岸部の埋め立てに加えて, 市街地周辺では谷底の埋め立ても多く行われており, 西郷港北岸の斎場「愁霊苑」がある谷 (第 8.8 図) などが典型である。また, 西郷湾南岸の溶岩台地上の隠岐空港では, 大規模な盛土によって新旧 2 本の滑走路がつくられている。

8.3.3 崖錐堆積物 (t)

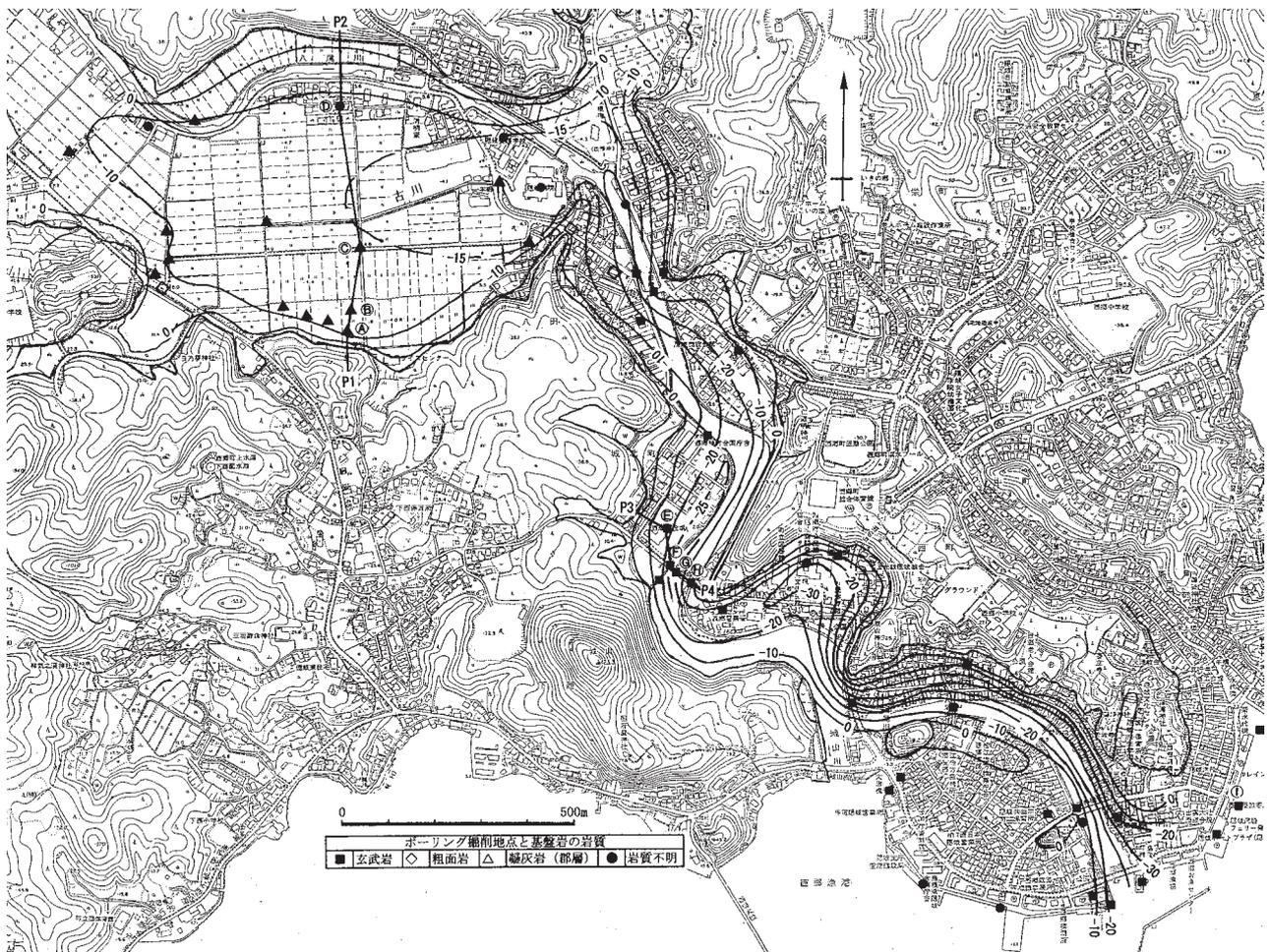
島の南部-西部-北部の重栖層分布域では, 流紋岩あるいは粗面岩の溶岩からなる山体の麓には, 向ヶ丘層とは別に礫混じり泥からなる崩壊堆積物 (t) が分布する。



第 8.13 図 あいらんどパークにおける中位段丘堆積物上部の粘土層 (小崖下半部の黒灰色部) と火山灰層 (小崖上半部の白灰色部)。

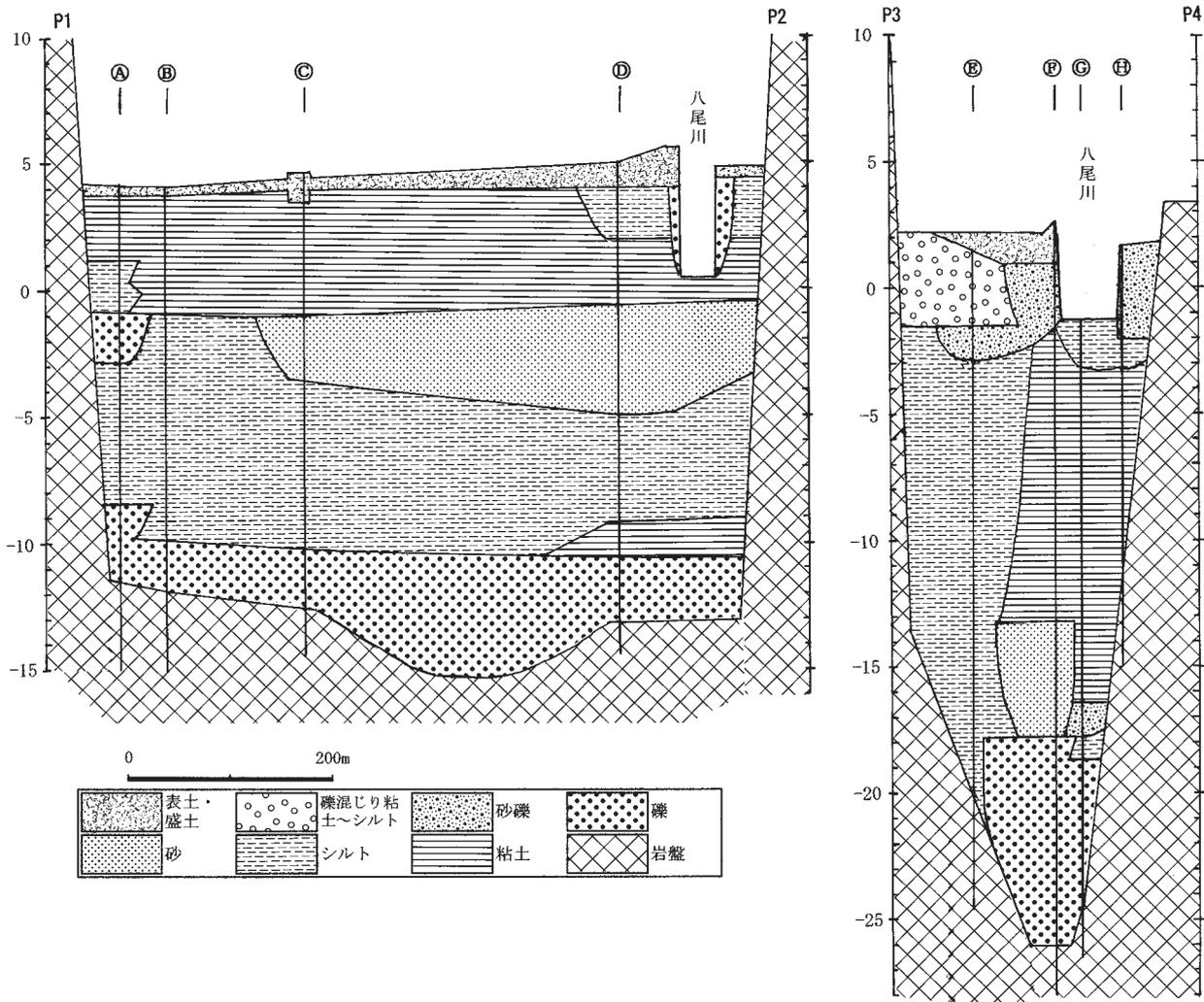
また、第6.1.1図と第6.1.2図に示されているように、向ヶ丘層内での地すべりによって生じた崩土が向ヶ丘層の上に重なっている場合もしばしばある。これらの崖錐堆積物が形成された時代を決定するデータはえられていないが、これらが示す地形と固結度から完新統に対比し

ておく。また、地質図においては、向ヶ丘層の上にこのような崖錐堆積物が分布する場合、それらが著しく厚い場合以外は向ヶ丘層として表現した。その理由は、災害地質の項で述べたように、防災上の観点から向ヶ丘層の存在が重要な意義をもっているからである。



第8.14図 八尾川沿岸の谷底平野堆積物基底面の標高

本図作成には隠岐の島町及び島根県提供の資料、しまね地盤情報配信サービス（本文参照）の資料及び米子工業高等専門学校（1985）から編集した。図中のP1-P2、P3-P4は第8.15図の断面図線を示す。



第 8.15 図 八尾川下流部の谷底平野堆積物の断面図
断面図の位置は第 8.14 図に示してある.

第9章 後期新生代の火山類の岩石記載と主化学組成

(沢田順弘・小林伸治・田山良一・村上 久)

隠岐島後における後期新生代の主要な火山活動は以下の4つの時期に区分される。1) 漸新世～前期中新世(時張山層), 2) 前期中新世(郡層), 3) 末期中新世(重栖層, 葛尾層, 平粗面岩), 4) 鮮新～更新世。1) 時張山層の火山岩類は, 玄武岩から流紋岩に至る広い組成範囲を示す。いずれも著しい変質を被っているため, 組成, 特にアルカリ元素量には問題があるが, 非アルカリ岩系とアルカリ岩系の境界付近の組成を示す。2) 郡層中の火山岩類は, ほとんどが非アルカリ岩系に属する玄武岩-玄武岩質安山岩とごく少量の安山岩からなる。3) 重栖層と葛尾層の火山岩類はアルカリ岩系に属し, 流紋岩を主とするが, 粗面玄武岩(シヨシヨナイト), 粗面岩, 粗面安山岩を伴う。4) 鮮新-更新世の火山岩類はアルカリ岩系に属する玄武岩からなる。ここでは1)～4)の時期の代表的な火山岩類について, 顕微鏡下の記載と全岩主成分化学組成を報告し, それらからみた火山岩類の諸特徴と時代変化について述べる。

9.1 岩石記載

ここでは各時代の代表的な火山岩類について, 偏光顕微鏡下での特徴についてまとめる。試料採取地点は第9.5図(A)(B)に示した。試料番号は主成分化学組成表(第9.1表)の番号に対応する。

9.1.1 時張山層(Tal)

時張山層の火山岩類は玄武岩から流紋岩にいたる広い組成領域を示すが, ここでは, 時張山層分布域の西部にあたる時張山北部の中村川周辺, 及び原田北西に分布する玄武岩～安山岩について報告する。

原田北西部に分布する時張山層中には変質斑状かんらん石玄武岩溶岩(06110109, 06110111)が挟在される。斑晶は多数のかんらん石と少量の斜方輝石からなる。かんらん石はすべて変質し, 緑泥石, 蛇紋石, 炭酸塩鉱物, 赤鉄鉱, 磁鉄鉱によって交代されている。微細なクロムスピネルを包有する。斜方輝石はすべてバスタイトに代わっている。石基はピロタキシチックないしガラス基流晶質で, 斜長石, 変質鉱物, 不透明鉱物からなる。石英の捕獲結晶を含む。

中村川下流域の林道一の坂大時線入り口から約200m付近の変質斑状かんらん石玄武岩溶岩(NOK7-24, NOK1206, OK06103105)は長径1mm以下の斜長石, 0.4mm以下のかんらん石と斜方輝石(いずれも仮像),

単斜輝石の斑晶を少量含む。かんらん石は炭酸塩鉱物に, 斜方輝石はバスタイトないしは緑泥石によって交代されている。かんらん石仮像中には微細なクロムスピネルが包有される。石基はピロタキシチックないしガラス基流晶質で, 斜長石, 変質鉱物, 不透明鉱物からなる。

中村川沿い, 小敷原山北西には変質斑状かんらん石含有斜方輝石安山岩(06061406)が, 林道一の坂大時線入り口には変質斑状斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩(06103104)が分布する。前者では斑晶は1.1mm程度の粗粒な斜長石, 斜方輝石とごく少量のかんらん石からなる。変質が著しく, かんらん石と斜方輝石はすべて二次鉱物によって交代されている。石基はピロタキシチック-ガラス基流晶質で, 斜長石, 細粒の変質鉱物, 不透明鉱物からなる。後者では斑晶は最大粒径1.8mmの斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石である。粗粒斜長石斑晶にはマントル部にしばしば蜂の巣状に包有物がみられる。単斜輝石斑晶は最大粒径が0.4mmで, セクター累帯構造を示すものもある。斜方輝石はすべてバスタイトによって交代されている。石基はピロタキシチックないしガラス基流晶質で, 斜長石, 細粒の変質鉱物, 不透明鉱物からなる。

林道一の坂大時線中村側の入口付近に分布する変質斑状単斜輝石安山岩(06061409, 06110103)では, 斑晶は最大粒径1.1mmの斜長石, 最大粒径0.7mmの単斜輝石からなり, 斜方輝石を含むものもある。斜長石斑晶では篩状(蜂の巣状)組織が粗粒結晶ではマントル部に, また中粒結晶ではコア部に発達する。単斜輝石はセクター累帯構造を示すものも多い。斜方輝石はすべて緑泥石により交代されている。石基はピロタキシチックないしガラス基流晶質で, 斜長石, 単斜輝石, 細粒の変質鉱物, 不透明鉱物からなる。

9.1.2 郡層

郡層の火山岩類は主に斑状かんらん石玄武岩, 無斑晶質玄武岩, 斑状単斜輝石玄武岩質安山岩, 及び少量の斑状安山岩からなる。もっともMgに富む玄武岩は油井に産する斑状かんらん石玄武岩(K-3)である。斑晶はかんらん石からなり, 自形, 最大粒径3.1mm, 平均粒径1.1mmで, 微細なクロムスピネルを包有する。石基は間粒状で, 斜長石, かんらん石, 単斜輝石, 不透明鉱物, メソスタシスからなる。

那久岬の斑状かんらん石玄武岩(06061302)は斑状組織を示し, 斑晶はかんらん石と単斜輝石からなる。かん

らん石は自形，最大粒径 2.2 mm，平均粒径 0.5 mm で，一部はイディングス石化している。単斜輝石は自形，単独，または集斑状である。自形結晶は最大粒径 2.4 mm，平均粒径 0.9 mm で，粗粒結晶はセクター累帯を含む累帯構造が発達するものもある。石基は間粒状で，斜長石，単斜輝石，少量のかんらん石，不透明鉱物，メソスタシスからなる。

長尾田では無斑晶質玄武岩質安山岩を産する。石基は間粒状で，斜長石，単斜輝石，メソスタシスからなる。また杏仁状構造をもつ孔隙がみられる。小規模に斑状単斜輝石斜方輝石安山岩の溶岩またはシートを伴う（沢田ほか，2008a）。

郡川中流に産する斑状単斜輝石玄武岩質安山岩（06061421）の斑晶は斜長石，単斜輝石とごく少量のかんらん石からなる。斜長石は自形ないし融食形を示し，多数のガラスや鉱物の包有物を含み，スポンジ状（篩状組織）となっているものもある。単斜輝石斑晶は自形で，最大粒径 0.9 mm，平均粒径 0.4 mm である。かんらん石はイディングス石に交代されている。石基は流状組織を示し，ごく細粒の斜長石，単斜輝石，不透明鉱物，隠微晶質物質からなる。

9.1.3 重栖層

重栖層の火山岩類の詳細な記載は小林・沢田（1998），小林ほか（2002）で報告されており，ここではそれに基づいてまとめる。

流紋岩 重栖層の流紋岩類は後述のように化学組成に大きな違いがあるが，いずれも無斑晶質のものが多く，斑晶はどの流紋岩類でもアルカリ長石を主とし，斑晶鉱物における相違はあまり明瞭ではない。しかし，都万流紋岩と西郷流紋岩の溶岩中の斑晶量は他の流紋岩類よりも多く，更にアルカリ長石の組成領域が広い。また，これらについてのみ，ごくまれに石英斑晶が含まれる。以下に下部層（五箇流紋岩，都万流紋岩，西郷流紋岩），中部層（久見流紋岩，加茂流紋岩），上部層（白島流紋岩）の順に岩石記載及び鉱物組成を報告する。

1) 五箇流紋岩（溶岩）

斑晶：ほとんどがアルカリ長石（コア： Or_{41-44} ，リム： Or_{30-35} ）で，他に少量の鉄普通輝石や Fe-Ti 酸化物を含む。アルカリ長石には弱い累帯構造が認められ，自形～他形で，一部融食形を示す。最大長軸は 3.0 mm で，集斑状を示すこともある。鉄普通輝石（ $Wo_{43}En_{14}Fs_{44}$ ）は非常にまれに見られ，粒径 0.5 mm，半自形である。Fe-Ti 酸化物は磁鉄鉱とチタン鉄鉱で，最大 0.4 mm で他形を示し，久見流紋岩に比べて多く含まれる。

石基：ガラス基流晶質または球顆状組織を示し，ガラス，アルカリ長石，石英，ジルコン，アパタイト，Fe-Ti 酸化物からなる。球顆状組織を示すものでは Fe-Ti

酸化物が微細な結晶として存在する。

2) 都万流紋岩（溶岩）

斑晶：主にアルカリ長石（コア： Or_{14-56} ，リム： Or_{14-52} ）で，少量の鉄普通輝石や Fe-Ti 酸化物を伴う。ごくまれに石英も認められる。アルカリ長石は自形ないし他形で，一部融食形を示す。最大長軸は 3.5 mm で，一部集斑状を示す。鉄普通輝石（コア： $Wo_{40-42}En_{15-16}Fs_{42-45}$ ，リム： $Wo_{41}En_{14-17}Fs_{42-45}$ ）は非常にまれに見られ，粒径 0.5 mm，半自形ないし他形である。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱で，最大 0.5 mm で，他形を示し，加茂流紋岩類の溶岩に比べて多く含まれる。

石基：ガラス基流晶質あるいは球顆状組織を示し，ガラス，アルカリ長石，石英，ジルコン，Fe-Ti 酸化物からなる。

3) 西郷流紋岩（溶岩）

斑晶：主にアルカリ長石で（コア： Or_{18-44} ，リム： Or_{11-46} ），Fe-Ti 酸化物（主に磁鉄鉱）を伴う。ごくまれに石英も認められる。アルカリ長石は自形-他形で，一部融食形を示し，最大長軸は 1.5 mm で，弱い累帯構造が認められる。一部集斑状を呈す。磁鉄鉱は最大 0.2 mm で，他形を示す。

石基：ガラス基流晶質あるいは球顆状組織を示し，ガラス，アルカリ長石，石英，ジルコン，Fe-Ti 酸化物からなる。

4) 久見流紋岩（溶岩）

斑晶：ほとんどがサニディン（コア： Or_{50-49} ，リム： Or_{42-48} ）で，少量の斜方輝石（仮像）や Fe-Ti 酸化物を伴う。サニディンは半自形ないし他形で，一部融食形，まれに自形を示し，弱い累帯構造が認められる。最大長軸は 2.5 mm で，一部集斑状を示す。斜方輝石はごくまれに存在し，他形，最大長軸は 0.5 mm である。Fe-Ti 酸化物はまれに含まれ，磁鉄鉱，チタン鉄鉱からなり，最大 0.4 mm で他形を示す。

石基：ガラス基流晶質あるいは球顆状組織を示し，ガラス，アルカリ長石，石英，ジルコン，Fe-Ti 酸化物からなる。球顆状組織を示すものでは Fe-Ti 酸化物が微細な結晶として存在する。

5) 加茂流紋岩（溶岩）

斑晶：ほとんどがサニディン（コア： Or_{41-53} ，リム： Or_{39-44} ）で，Fe-Ti 酸化物（主に磁鉄鉱）を伴う。サニディンには弱い累帯構造が認められる。一部融食形を示し，半自形-他形で，まれに自形を示す。最大長軸は 2.5 mm で，一部集斑状を示す。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱からなり，最大 0.3 mm で他形を示す。

石基：ガラス基流晶質あるいは球顆状組織を示し，ガラス，アルカリ長石，石英，ジルコン，Fe-Ti 酸化物からなる。

6) 白島流紋岩

斑晶：ほとんどがアルカリ長石（コア： Or_{38-52} ，リム：

Or₂₈₋₅₄)であるが、他の流紋岩類と比べて単斜輝石や磁鉄鉱を多く含む。アルカリ長石は最大長軸が2.0 mmで、自形ないし半自形を示し、一部融食形を示す。単斜輝石は普通輝石から鉄普通輝石(コア: Wo₃₆₋₄₂En₂₄₋₃₂Fs₂₉₋₃₄, リム: Wo₄₂₋₄₃En₂₁₋₂₉Fs₂₉₋₃₆)で、最大1.2 mmの自形ないし半自形を示す。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱からなり、半自形ないし他形で、最大粒径は0.5 mmである。斑晶鉱物はしばしば集斑状を呈する。

石基: ハイアロオフィティックまたはガラス基流晶質で、アルカリ長石の間を埋めるように極めて細粒な鉱物が分布する。

粗面岩類 (Ot) 一般に灰色から黒色で斑状組織を示すが、まれに無斑晶質である。粗面岩類は層序が異なり、また化学組成に大きな違いがある粗面岩1と粗面岩2に区分される。粗面岩1に属するのは下部層の耳崎粗面岩と西田粗面岩、及び中部層の大領粗面岩と愛宕山粗面岩である。粗面岩2は上部層の横尾山粗面岩である。粗面岩1も2も斑晶鉱物は共通してNaに富むサニディン(コア: An₁₄Ab₅₅Or₃₁, リム: An₂₆Ab₅₆Or₁₈)と斜長石(コア: An₂₉₋₃₆Ab₅₈₋₅₆Or₈₋₁₃, リム: An₃₀₋₃₆Ab₅₅₋₆₀Or₉₋₁₀)で、いずれも自形ないし半自形である。普通輝石(コア: Wo₄₁En₄₀Fs₁₉, リム: Wo₄₃En₃₄Fs₂₄)は斑晶としてはまれに存在し、半自形-他形で、最大粒径は0.2 mmである。かんらん石は半自形ないし他形で、最大長軸は0.2 mmである。多くはイディンクス石に交代されている。磁鉄鉱は半自形ないし他形で、最大粒径は0.5 mmである。斑晶鉱物はまれに集斑状を示す。

1) 粗面岩類1 (大領粗面岩・愛宕山粗面岩) (溶岩, 岩脈)

斑晶: ほとんどがNaに富むサニディン(コア: Or₅₃₋₅₇, リム: Or₅₄₋₅₆)で、少量の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、Fe-Ti 酸化物を伴う。サニディンは自形-他形で、一部融食形を示し、最大長軸5 mmである。斜長石(コア: An₂₇₋₄₀, リム: An₇₋₁₄)は自形ないし他形で、一部融食形を示し、最大長軸0.8 mmである。長石類の斑晶には弱い累帯構造が認められる。普通輝石(コア: Wo₃₇₋₄₂En₃₆₋₄₃Fs₁₉₋₂₃, リム: Wo₃₈₋₄₂En₃₄₋₄₂Fs₁₈₋₂₅)は最大1 mmで、自形-他形を示す。紫蘇輝石(コア: Wo₃En₅₀₋₅₄Fs₄₃₋₄₇, リム: Wo₃₋₄En₅₀₋₅₄Fs₄₃₋₄₇)は他形で、一部融食形を示し、褐色-淡褐色の弱い多色性を示す。最大粒径は1 mmである。黒雲母(Mg/(Mg+Fe)=0.58)は非常にまれに存在する。大きさは0.3 mmで融食形を示し、褐色から濃褐色の強い多色性(Z軸色)を示す。Fe-Ti 酸化物は磁鉄鉱、チタン鉄鉱からなり、半自形ないし他形で最大粒径は0.7 mmである。斑晶鉱物はしばしば集斑状を示す。

石基: 粗面岩状組織またはピロタキシティック組織を示し、アルカリ長石の間を埋めるように隠微晶質な鉱物が存在する。ガラス基流晶質な組織を示す場合もある。ごくまれに自形ないし半自形のアパタイトを含む。

2) 粗面岩類2 (横尾山粗面岩) (溶岩)

斑晶: ほとんどがサニディン(コア: Or₄₅₋₅₅, リム: Or₄₁₋₅₀)で、少量の単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱を伴う。サニディンは自形ないし他形で、一部融食形を示し、最大長軸3 mmである。単斜輝石は普通輝石から鉄普通輝石(コア: Wo₄₀₋₄₂En₂₆₋₃₀Fs₂₉₋₃₃, リム: Wo₄₂En₂₇₋₃₀Fs₂₈₋₃₂)で、最大1 mm、自形ないし他形を示す。紫蘇輝石(Wo₃En₅₁Fs₄₆)はごくまれに含まれ、最大0.5 mm、他形を示す。Fe-Ti 酸化物は主に磁鉄鉱からなり、他形で最大粒径は0.3 mmである。斑晶鉱物はしばしば集斑状を示す。

石基: 粗面岩状またはピロタキシティック組織を示し、アルカリ長石の間を埋めるように隠微晶質な鉱物が存在する。ガラス基流晶質な組織を示す場合もある。ごくまれに自形ないし半自形のアパタイトを含む。

粗面安山岩 (Oa) 上部層の蛸木粗面安山岩は灰色から黒色で、斑晶は少なく無斑晶質である。

斑晶: アンソクレス、斜長石、単斜輝石、かんらん石、磁鉄鉱からなる。斑晶鉱物のほとんどはアンソクレス(コア: An₁₄Ab₅₅Or₃₁, リム: An₂₆Ab₅₆Or₁₈)と斜長石(コア: An₂₉₋₃₆Ab₅₈₋₅₆Or₈₋₁₃, リム: An₃₀₋₃₆Ab₅₅₋₆₀Or₉₋₁₀)で、いずれも自形ないし半自形である。普通輝石(コア: Wo₄₁En₄₀Fs₁₉, リム: Wo₄₃En₃₄Fs₂₄)は斑晶としてはまれに存在し、半自形-他形で、最大粒径は0.2 mmである。かんらん石は半自形ないし他形で、最大長軸は0.2 mmである。多くはイディンクス石に交代されている。磁鉄鉱は半自形ないし他形で、最大粒径は0.5 mmである。斑晶鉱物はまれに集斑状を示す。

石基: 填間状組織で、アルカリ長石や斜長石の間を埋めるように、ガラスや隠微晶質な苦鉄質鉱物やFe-Ti 酸化物が存在する。

シヨシヨナイト (Os) 上部層の寺山シヨシヨナイトは黒色で、斑晶は一般に少なく、無斑晶質なものが多い。

斑晶: 斜長石、単斜輝石、かんらん石からなる。斑晶鉱物のほとんどは斜長石(An₅₀₋₅₁)で、自形ないし半自形、最大1.5 mmである。普通輝石斑晶(Wo₄₄₋₄₅En₃₇₋₃₉Fs₁₇₋₁₈)はまれに存在し、他形で、最大長軸は0.8 mmである。かんらん石も非常にまれに見られる。最大粒径は1 mmで、多くはイディンクス石に交代されている。

石基: 填間状組織またはガラス基流晶質で、ガラス、斜長石、単斜輝石、かんらん石、磁鉄鉱からなる。

9.1.4 葛尾層

沢田ほか(1999b, 2000, 2008b)に基づき述べる。

流紋岩 (Ttr) 淡灰色-青灰色、斑状組織を示し、斑晶としてアルカリ長石、石英、アルカリ角閃石、黒雲母、不透明鉱物を含む。アルカリ長石は自形ないし半自形で、最大長は5 mmである。石英は自形ないし半自形で最

大粒径は2 mmである。ともに、融食形を示すものが多い。アルカリ角閃石（アルベゾン閃石、リーベック閃石）は自形ないし他形で、多色性は淡褐-茶緑色と淡緑-青緑色のものがある。黒雲母の多くは緑泥石化している。石基は珪長岩質で、球顆状組織が発達することもある。

火道角礫岩中の粗面岩岩片と基質 粗面岩岩片は黒色、緻密で、アルカリ長石の斑晶が目立つ岩石である。斑状組織を示し、斑晶としてアルカリ長石を多く含み、他に、鉄かんらん石、ヘデンベルグ輝石-鉄普通輝石、アルカリ角閃石（アルベゾン閃石、リーベック閃石）、不透明鉱物を含む。アルカリ長石は自形ないし破片状で多くは融食形を呈し、最大粒径は4 mmである。波動消光やまれに累帯構造も見られ、単斜輝石を包有することもある。ヘデンベルグ輝石-鉄普通輝石は半自形ないし他形で一部融食形を呈し、淡褐色-黄緑色の弱い多色性を示す。最大粒径は1.9mmである。アルカリ角閃石は半自形-他形で、淡緑-茶緑色と淡緑-青緑色の多色性を示す。石基は脱ガラス化して、不均質に珪質化している。また細かい球顆が発達している。

火道角礫岩の基質は流紋岩質で、白~青灰色を呈し、長石と石英の結晶を豊富に含む。結晶片はアルカリ長石、石英、アルカリ角閃石（アルベゾン閃石、リーベック閃石）、ヘデンベルグ輝石-鉄普通輝石、不透明鉱物である。アルカリ長石の多くは融食形を示し、一部自形ないし破片状で、最大長軸は4 mmである。石英は多くは融食形を示し、一部自形ないし破片状で、最大粒径は2 mmである。アルカリ角閃石は半自形ないし破片状で、淡褐~茶緑色と淡緑~濃緑色の二種類の多色性を示す。単斜輝石は半自形ないし破片状である。岩片として片麻岩、花崗岩、流紋岩、溶結凝灰岩、安山岩を含む。基質は陰微晶質ないしガラス質で、ユータキシチック組織を示す。脱ガラス化によって微細な珪長質鉱物が生じ、一部は球顆状組織を示す。未破砕な部分と破砕されている部分、あるいは流状ないしユータキシチック組織を示す部分、塊状の部分など変化に富む。流紋岩質基質（破砕されているものといないもの）と粗面岩岩片との間の組成や岩石組織は(1)数cmオーダーでの組成的混合、(2)数10 μm~数100 μmオーダーでの機械的混合、(3)基質と岩片との間に著しい混合は認められず、岩片のリムが細粒の急冷相を伴うもの、の三つにまとめられる。

粗面岩と流紋岩中の鉱物組成は以下の通りである（沢田ほか、2008b）。流紋岩中の長石は曹長石（ $An_{1.8-1.7}Ab_{90.4-93.0}Or_{7.8-5.3}$ ）とサニディン（ $An_{0.0-2.0}Ab_{34.6-58.2}Or_{41.8-86.0}$ ）の二つのグループがある。粗面岩中の長石はアノソクレス~サニディンの領域にあり、An成分に比較的富むもの（ $An_{3.8-6.3}Ab_{36.0-50.9}Or_{41.5-52.0}$ ）と乏しいもの（ $An_{0.0}Ab_{46.8}Or_{53.2}$ ）の二つのグループがある。粗面岩岩片中には鉄かんらん石、ヘデンベルグ輝石-鉄

普通輝石、アルカリ角閃石（アルベゾン閃石、リーベック閃石）が含まれるが、いずれもFeに富む端成分に近い組成を有する。鉄かんらん石のmg値[$100 * Mg / (Mg + Fe)$]は0.8~0.5である。輝石には $Ca_{41.5}Mg_{13.4}Fe_{45.1}$ の鉄普通輝石があるが、他はmg値が5.3以下、ほとんどが2.0以下のヘデンベルグ輝石-鉄普通輝石である。角閃石類は Na_2O が5~8 wt%含まれるアルカリ角閃石である。mg値は4.1以下、ほとんどが2以下である。流紋岩中にはアナイトが含まれ、mg値は3.6~2.4である。

9.1.5 貫入岩類

粗面岩（平粗面岩）(It) 平粗面岩（Uchimizu, 1966）は、灰色から淡緑色、斑状組織を示し、斑晶はアルカリ長石（コア： Or_{40-47} 、リム： Or_{39-44} ）とFe-Ti酸化物からなる。アルカリ長石には弱い累帯構造が見られる。最大長軸3.5 mmで、自形ないし他形を示す。Fe-Ti酸化物は斑晶としてはまれに見られ、他形で最大1 mmである。

石基は粗面岩状ないし間粒状で約0.5 mmの短柱状または針状のアルカリ長石と間隙充填状のアルカリ角閃石、Fe-Ti酸化物が含まれる。アルカリ角閃石は鉄リヒテライトで、淡緑色から暗緑色の多色性を示す。

流紋岩 (Ir) ここでは葛尾層分布域に産する流紋岩岩脈について記述する。流紋岩は斑晶の少ないものと多いものがある。斑晶の少ないものは白色~淡桃色で、斑晶として斜長石、ジルコン、不透明鉱物を含む。斜長石は自形ないし他形、最大2.5 mmで、集斑状を示すことが多い。石基は珪長質組織で、弱い流理を示すこともある。斑状石英流紋岩は淡灰-青灰色で、斑晶は石英やアルカリ長石が多く、他にアルカリ角閃石（アルベゾン閃石、リーベック閃石）、アナイト、アパタイト、磁鉄鉱を含む。アルカリ長石と石英は一般に融食形が多く、他に自形ないし半自形のものも含まれる。最大粒径はアルカリ長石が5 mm、石英は2 mmである。アルカリ角閃石は自形ないし他形で、淡褐~茶緑色と淡緑~青緑色の二種類が存在する。黒雲母の一部は緑泥石化している。石基は珪長岩質で、球顆状組織が発達することもある。

斑状流紋岩（岩脈）(Ir) 葛尾層分布域に産し、淡灰-淡青灰色または淡赤紫色で、アルカリ長石や石英の斑晶が目立つ。レンズ状ないし著しく引き伸ばされた板状の粗面岩捕獲岩を含むこともある。また、火道角礫岩へと漸移する岩脈もある。斑晶はアルカリ長石、石英、斜長石、不透明鉱物からなる。斑晶のアルカリ長石は自形ないし他形で最大4 mm、汚濁しているものが多い。石英は半自形ないし他形、最大2.8 mmで、一部は融食

形を示す。石基はアルカリ長石、石英を主とする珪長質組織を示す。

トカゲ岩の粗面岩岩脈 (It) 青灰色を呈し、多量の数～20 mmのアルカリ長石斑晶 ($An_{2.0-4.8}Ab_{49.2-62.0}Or_{34.4-41.8}$) と、他にエジル輝石質普通輝石 ($Ca_{36.5}Mg_{3.7}Fe_{59.8}, Na_{20}=5.8wt\%$)、普通輝石 ($Ca_{45.0-45.8}Mg_{5.3-8.6}Fe_{45.6-49.8}$)、アルベゾン閃石、磁鉄鉱を含む。

9.1.6 鮮新～更新世火山岩類

鮮新～更新世の火山岩類については田山 (2006MS) に基づいて報告する。この期の火山岩類は年代と岩石の諸性質から鮮新世の3つと更新世の2つの、5つのステージに区分した。

ステージ 1：大峯山玄武岩など (Mkb, Pob)

1) 大峯山周辺の玄武岩類

大峯山周辺の玄武岩類は向ヶ丘層の堆積時に活動した玄武岩 (表 9.1 (D) の Mkb-1) と、それ以降の玄武岩 (Pob : L-1～9) の 10 層準に分けられる。

[Mkb-1] 斑状かんらん石玄武岩 斑晶は斜長石とかんらん石からなり、斜長石は最大長軸が 3.4 mm、平均粒径 1.1 mm、かんらん石は最大粒径が 2.3 mm、平均粒径は 0.7 mm 程度である。斜長石斑晶中には微細な単斜輝石、不透明鉱物、変質鉱物の包有物や、塵状包有物を多数含むものがある。かんらん石斑晶中にはクロムスピネルが包有される。間粒状組織を示し、石基は斜長石、かんらん石、単斜輝石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

[Pob : L-1～2] 斑状かんらん石玄武岩 斑晶は主に斜長石、かんらん石、単斜輝石からなる。全体的に斑晶が多く、L-2 の斑晶は斜長石を主とする。かんらん石斑晶中には細粒のクロムスピネルが包有されている。かんらん石の一部はイディングス化している。斜長石斑晶の大きさは平均 0.2～0.1 mm、かんらん石は平均 0.5～0.4 mm、単斜輝石は平均 0.2 mm である。L-1 は填間状組織を、L-2 は流状組織を示す。石基の構成鉱物はかんらん石、単斜輝石、斜長石、メソスタシスからなる。

[Pob : L-3, L-6, L-9] 斑状かんらん石玄武岩 L-6 は比較的斑晶に富み、L-4 は斑晶に乏しい。斑晶は以下の通りである。L-4 : 斜長石、単斜輝石で、斜長石は平均 0.5～0.2 mm、単斜輝石は平均 0.4～0.3 mm である。L-6 : 斜長石、単斜輝石、かんらん石からなる。斜長石は平均 1.0～0.3 mm、単斜輝石は平均 0.3～0.2 mm、かんらん石は平均 0.3～0.2 mm である。かんらん石斑晶中には細粒のクロムスピネルが包有されている。L-9 : 主にかんらん石からなり、大きさは平均 0.6～0.5 mm であり、細粒のクロムスピネルが包有されている。径 3.0～2.0 mm のかんらん石の巨晶が含まれる。ほ

とんどのかんらん石はイディングス化している。

組織は L-4 と L-6 は間粒状、L-9 は填間状組織を示し、いずれもかんらん石、単斜輝石、斜長石、メソスタシスからなる。L-4 には径 10～5 mm の苦鉄質捕獲岩が含まれる。L-6 や L-9 の単斜輝石にはオフィテック組織を示すものもある。また、3.0～1.5 mm の斜長石粗粒結晶も含まれる。L-9 には平均 0.3～0.2 mm の大きさの杏仁状組織が見られる。L-9 には径 3.0～2.0 mm のかんらん石粗粒結晶が含まれる。

2) 大満寺山山頂付近の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。間粒状組織を示し、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

空峰山地域の玄武岩 斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石を多く含み、斜長石と少量の単斜輝石を含み、石英の捕獲結晶がみられる。間粒状組織で、石基は全体的に細粒で、かんらん石、単斜輝石、斜長石、メソスタシスからなる。

3) 釜地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなり、かんらん石や単斜輝石には累帯構造を示すものもみられる。間粒状組織で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。かんらん石はわずかに変質を受けている。

ステージ 2：大久北玄武岩など (Pmb)

1) 大久北地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶は多量のかんらん石、単斜輝石、少量の斜長石からなり、単斜輝石には累帯構造を示すものがみられる。斜長石斑晶は包有物を多く含んでいる。融食形を示す斜長石の捕獲結晶を含む。間粒状組織、流動組織を示し、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

2) 黒島地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。また、単斜輝石には累帯構造を示すものもみられる。組織は間粒状組織で、石基は一部イディングス化したかんらん石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

ステージ 3：崎山岬玄武岩など (Pyb)

1) 崎山岬の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、南谷玄武岩に類似している。斑晶は多量のかんらん石と斜長石からなり、単斜輝石がほとんどみられないという特徴を持つ。一部のかんらん石斑晶は融食形を示す。かんらん石斑晶中にクロムスピネルが含まれている。填間状組織で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

2) 白島崎地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶は多量のかんらん石と単斜輝石からなり、斜長石がみられないという特徴を持つ。かんらん石は柱状で、わずかにイディングス石化している。単斜輝石は微斑晶である。かんらん石斑晶中にはクロムスピネルが含まれている。輝石と斜長石からなる1 mm前後のシンプレクタイトを含む。充填状組織を示し、石基は多量のかんらん石、単斜輝石、不透明鉱物、少量の斜長石、メソスタシスからなる。

3) 上元屋地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。単斜輝石には累帯構造を示すものがみられる。かんらん石斑晶中にクロムスピネルが包有されている。斜長石斑晶は包有物を多量に含んでいる。輝石と斜長石からなるシンプレクタイトを含む。間粒状組織で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

4) 下元屋地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。かんらん石斑晶中には微細なクロムスピネルが包有されている。単斜輝石には累帯構造を示すものがみられる。斜長石は全体的に量が少なく、融食形を示すものや、スポンジ状に融解しているものもみられ、また中には包有物が多く含まれているものもある。斜長石は集斑状組織を示すこともある。輝石と斜長石からなる1~2 mmのシンプレクタイトを含む。間粒状組織、流動組織を示し、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

5) 南谷地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石と微斑晶の斜長石からなり、単斜輝石がみられないという特徴を持つ。融食されたかんらん石斑晶がみられる。間粒状組織で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、メソスタシスからなる。

ステージ 4：池田玄武岩など (AB)

1) 池田地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。かんらん石の一部はイディングス石化している。かんらん石斑晶中にはクロムスピネルが包有されている。微細な結晶を多量に含む単斜輝石斑晶もみられる。かんらん石+単斜輝石+アルカリ長石±斜方輝石からなるシンプレクタイトを多数含む。間粒状組織で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、アルカリ長石、メソスタシスからなる。かんらん石や輝石の捕獲岩がみられ、その周りには針状の単斜輝石と斜長石からなる反応縁がみられる。

2) 雨来地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶は多量のかんらん石、

単斜輝石、斜長石からなる。石英の捕獲結晶がみられ、その周りには輝石の反応縁がみられる。針状の単斜輝石と斜長石からなる反応生成物もみられる。かんらん石+単斜輝石+アルカリ長石±斜方輝石からなるシンプレクタイトを多数含む。間粒状組織で、石基はかんらん石、斜長石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。

ステージ 5：西郷玄武岩 (SB)、岬玄武岩 (MB) など

1) 西郷玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。かんらん石斑晶中にはクロムスピネルが包有されている。間粒状組織で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、メソスタシスからなる。石英の捕獲結晶がみられ、また反応縁を持つ単斜輝石がみられる。

2) 大満寺山南地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。単斜輝石斑晶には累帯構造を示すものもみられる。かんらん石、単斜輝石、斜長石が分解した反応物や、反応縁をもつかんらん石がみられる。間粒状組織を示し、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、メソスタシスからなる。ウェールライトの捕獲岩を含む。

3) 布施港地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、西郷玄武岩と類似する。斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。累帯構造を示す単斜輝石がみられる。間粒状組織で、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、スピネル、メソスタシスからなる。石英の捕獲結晶を含む。

4) 岬玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶としてかんらん石、斜長石と少量の単斜輝石を含む。斑晶かんらん石は自形性が顕著である。斜長石は自形である。単斜輝石は自形、一部融食形を示す。間粒状組織を示し、石基はかんらん石、単斜輝石、斜長石、メソスタシスからなる。

5) 卯敷地域の玄武岩

斑状かんらん石玄武岩で、斑晶はかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる。斑晶のかんらん石は自形性が顕著である。単斜輝石は自形、一部融食形を示す。斜長石は自形である。間粒状組織を示す。石基はかんらん石、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、メソスタシスからなる。石英の捕獲結晶を含む。

9.2 後期新生代火山岩類の全岩主成分組成

時張山層、郡層、重栖層、葛尾層の火山岩類、平粗面岩類、トカゲ岩粗面岩、及び鮮新~更新世の火山岩類について主・微量成分分析を行った。ここでは主成分についてまとめる。分析は島根大学総合理工学部地球資源環境学教室設置の波長分散型蛍光X線分析装置 (リガク

製 RIX2000) を用い、ガラスビード法で行なった。試料と融剤の希釈率は 1:5 法 (試料:融剤 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 = 0.7 \text{ g} : 3.5 \text{ g}$) (沢田ら, 1997) と 1:2 法 (小林・沢田, 1998) を併用した。1:2 法は試料と混合融剤 ($\text{LiBO}_2 : \text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 = 1:4$) の割合を $1.8 \text{ g} : 3.6 \text{ g}$ とし、分析方法は Kimura and Yamada (1996) に準拠した。主成分分析の際の補正係数は多重回帰法で求めた。

小林・沢田 (1998), 小林ほか (2002), 沢田ほか (1999; 2006), 森山 (1999MS), 下中 (2000MS), 中村 (2005MS), 内田 (2006MS), 田山 (2006MS), 小野 (2007MS) を基にして報告する。各時代の代表的な火山岩類の全岩主成分化学組成は第 9.1 表にまとめた。

9.2.1 各時代の火山岩類の組成的特徴

時張山層の火山岩類は玄武岩から流紋岩に至る広い組成領域 ($\text{SiO}_2 = 46.8 \sim 70.7 \text{ wt\%}$) を示す。火山岩は一般に変質が著しく、玄武岩～玄武岩質安山岩中のかんらん石はすべて緑泥石、蛇紋石、炭酸塩鉱物に、斜方輝石はバスタイトによって交代されている。全岩試料の灼熱減量は全般に高く 11.8 wt\% に達するものもある (第 9.1 表 A)。シリカ-アルカリ (TAS) 図 (第 9.1 図) では、安山岩は非アルカリ岩系に属し、他は非アルカリ岩系-アルカリ岩系の境界付近にプロットされるものが多い。ただし、アルカリ元素は変質に伴い移動しやすく、少しは変動している可能性がある。変質が著しくなく、また灼熱減量も 3.7 wt\% と比較的低い玄武岩質安山岩

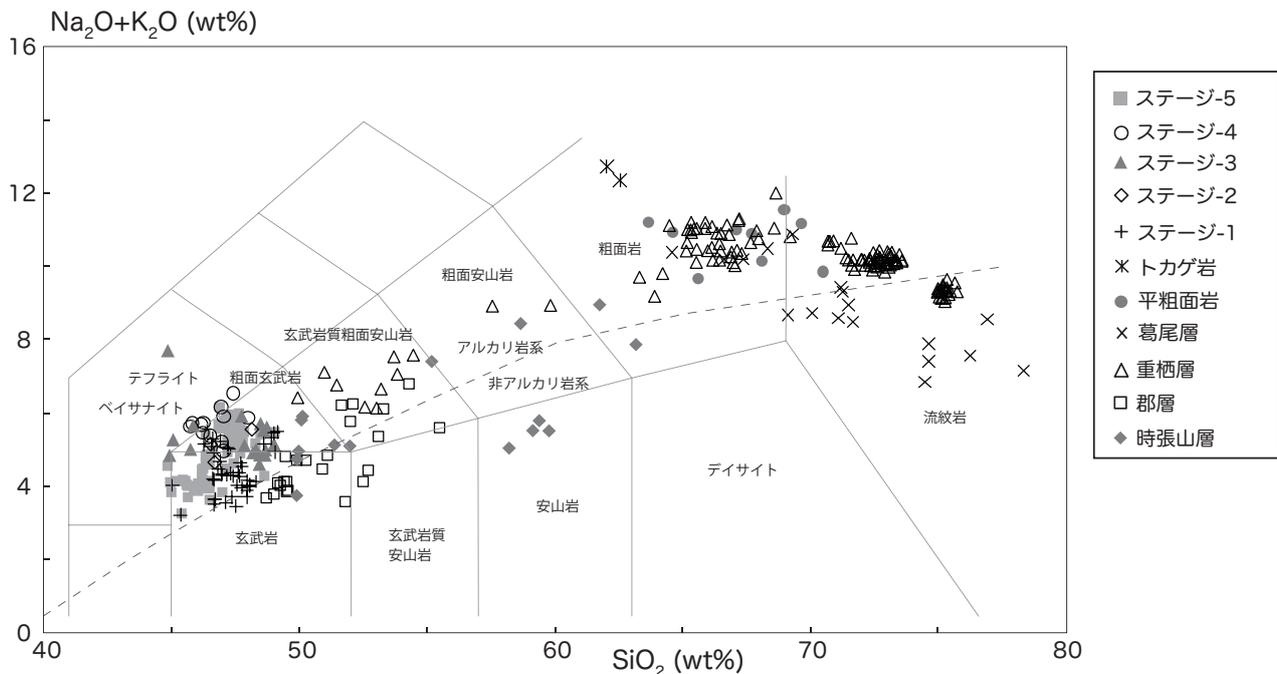
は SiO_2 が 53.4 wt\% , FeO^*/MgO 比が 1.33 に対し、 MgO が 5.2 wt\% と高マグネシア安山岩に類似した性格を示すものもある。

郡層は玄武岩～玄武岩質安山岩 ($\text{SiO}_2 = 48.7 \sim 55.5 \text{ wt\%}$) を主とし、一部で安山岩 ($\text{SiO}_2 = 60 \text{ wt\%}$) を伴う。これらの火山岩類はごく一部アルカリ岩系-非アルカリ岩系の境界部付近にプロットされるものもあるが、ほとんどが非アルカリ岩系である (第 9.1 図)。

重栖層及び葛尾層の火山岩類は漸新世～前期中新世の非アルカリ岩系を主とするものと異なり、アルカリ岩系となる。粗面岩、流紋岩を主とするが、粗面玄武岩 (ショショナイト)、玄武岩質粗面安山岩、粗面安山岩などを伴い、 SiO_2 量が $46.9 \sim 76.6 \text{ wt\%}$ と広い領域を示す。苦鉄質火山岩の FeO^*/MgO は 2.2 より高く、時張山層、郡層及び後期鮮新～更新世の苦鉄質火山岩類と区別できる。苦鉄質火山岩は FeO^*/MgO と SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 の関係図でみると、高い値と低い値に二分される傾向がみられる (第 9.4 図)。

葛尾火山岩類は SiO_2 量が $62.0 \sim 77.7 \text{ wt\%}$ であり、重栖層の粗面岩や流紋岩類とオーバーラップするが、異なる組成変化を示す。流紋岩は重栖層の流紋岩と比べ TiO_2 含有量がより高い (第 9.2 図)。

平粗面岩 (Uchimizu, 1966) の SiO_2 量は $62.3 \sim 70.1 \text{ wt\%}$ の範囲である。トカゲ岩の粗面岩は、重栖層や葛尾層の火山岩類とまったく異なり、特徴的に高い Na_2O 含有量 (7.1 wt\%) をもつ (第 9.1 図, 第 9.3 図)。



第 9.1 図 島後における後期新生代火山岩類のシリカ-アルカリ (TAS) 図
岩石の分類・命名は Le Bas et al. (1986) による。アルカリ岩と非アルカリ岩の境界は Irvine and Baragar (1971) による。ステージ 1～3 は鮮新統, ステージ 4,5 は更新統である。

TiO₂ (0.23 wt%) は葛尾層の粗面岩類に比べて低い値を示す (第 9.2 図)。

鮮新世～更新世の火山岩類は、ほとんどがアルカリかんらん石玄武岩である。ステージ 1 のかんらん石玄武岩は SiO₂ 含有量が 45.0～49.1 wt% である。FeO*/MgO が 1.6～3.0 と広い組成幅をもっている。FeO*/MgO-TiO₂, P₂O₅ の図において後期鮮新～更新世玄武岩類と明確に区別できる (第 9.4 図)。ステージ 2 のアルカリ玄武岩は SiO₂ 含有量が 46.5～48.1 wt% である。試料数が少ないが、組成はステージ 3 玄武岩と類似している。ステージ 3 のアルカリ玄武岩は SiO₂ 含有量が 44.9～49.0 wt% である。TAS 図からテフライトの範囲にプロットされるものと粗面玄武岩の範囲にプロットされるものに分けられ (第 9.1 図)、テフライトの範囲にプロットされるものの多くは白島崎で産出する。FeO*/MgO が 0.8～3.5 の範囲を示すステージ 4 のアルカリ玄武岩は SiO₂ 含有量が 45.7～48.0 wt% である。FeO*/MgO が 1.01～1.79 の幅をもち、ステージ 5 の玄武岩に類似する。ステージ 5 のアルカリ玄武岩は SiO₂ 含有量が 44.8～49.0 wt% で、FeO*/MgO が 0.8～1.7 であり、組成変化は小さい。

9.2.2 後期新生代火山岩類の化学組成の比較

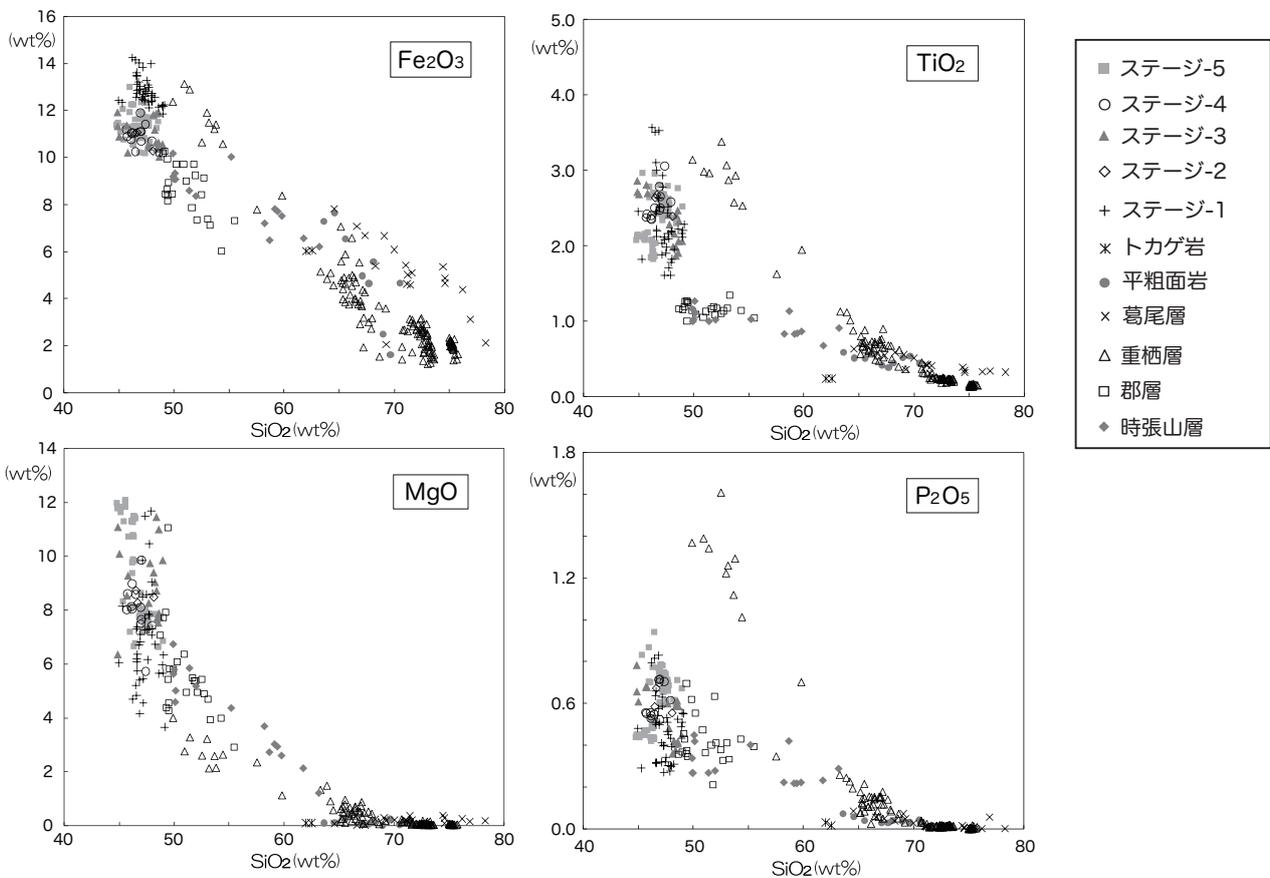
SiO₂ に対する主成分組成の変化図 同じ SiO₂ 量で、時代別に火山岩類の組成を比べた場合、以下のような傾向が認められる (第 9.2 図, 第 9.3 図)。

1) MgO 量では、郡層、鮮新世のステージ 1 と 3, 更新世のステージ 5 で 10～12 wt% に及ぶ高い MgO 量を示すピクライト質玄武岩を産する。苦鉄質火山岩類では時張山層と郡層のものは鮮新～更新世のものに比べ高い傾向を示す。

2) Fe₂O₃ 量については、苦鉄質火山岩類では鮮新世のステージ 1 の玄武岩が 13～14 wt% と高い値を示す。重栖層のショショナイトは SiO₂=50～55 wt% に対し、Fe₂O₃ が 10～13 wt% と他の時期の火山岩に比べ高い。同じ傾向が TiO₂ においても認められる。SiO₂ が 60 wt% 以上のものでは Fe₂O₃ 量は葛尾層と平地域の粗面岩類は他の時期の火山岩に比べ高い。

3) Al₂O₃ 量では、SiO₂ が 50～55 wt% の範囲で、重栖層のショショナイトは 14～15 wt% で、時張山層や郡層のものに比べ低い値を示す。SiO₂ が 60～79 wt% の範囲で、葛尾層の粗面岩-流紋岩は 15～11 wt% で、他のものに比べ低い。

4) CaO 量では、苦鉄質～中性火山岩類について同じ



第 9.2 図 島後における後期新生代火山岩類の SiO₂-Fe₂O₃, TiO₂, MgO, P₂O₅ 組成変化図
ステージ 1～3 は鮮新統, ステージ 4,5 は更新統である。

SiO₂量で比較した場合、時張山層や郡層のものは高い値を示す。

5) Na₂O量とK₂O量は、SiO₂量が60 wt%以下の同じ値のものを比べた場合、時張山層や郡層のものは他のものに比べ低い値を示す。SiO₂が60~79 wt%の範囲で、重栖層と葛尾層はいずれもSiO₂=67 wt%あたりで組成トレンドがキックする傾向を示すが、前者は後者に比べ高い値を示す。トカゲ岩の粗面岩のNa₂O量とK₂O量は、それぞれ7.1~7.5 wt%と5.3 wt%を有し、特異な組成である。

6) P₂O₅量では、重栖層のショショナイトと粗面安山岩が1.0~1.6 wt%と著しく高い値を示すことが特筆される。

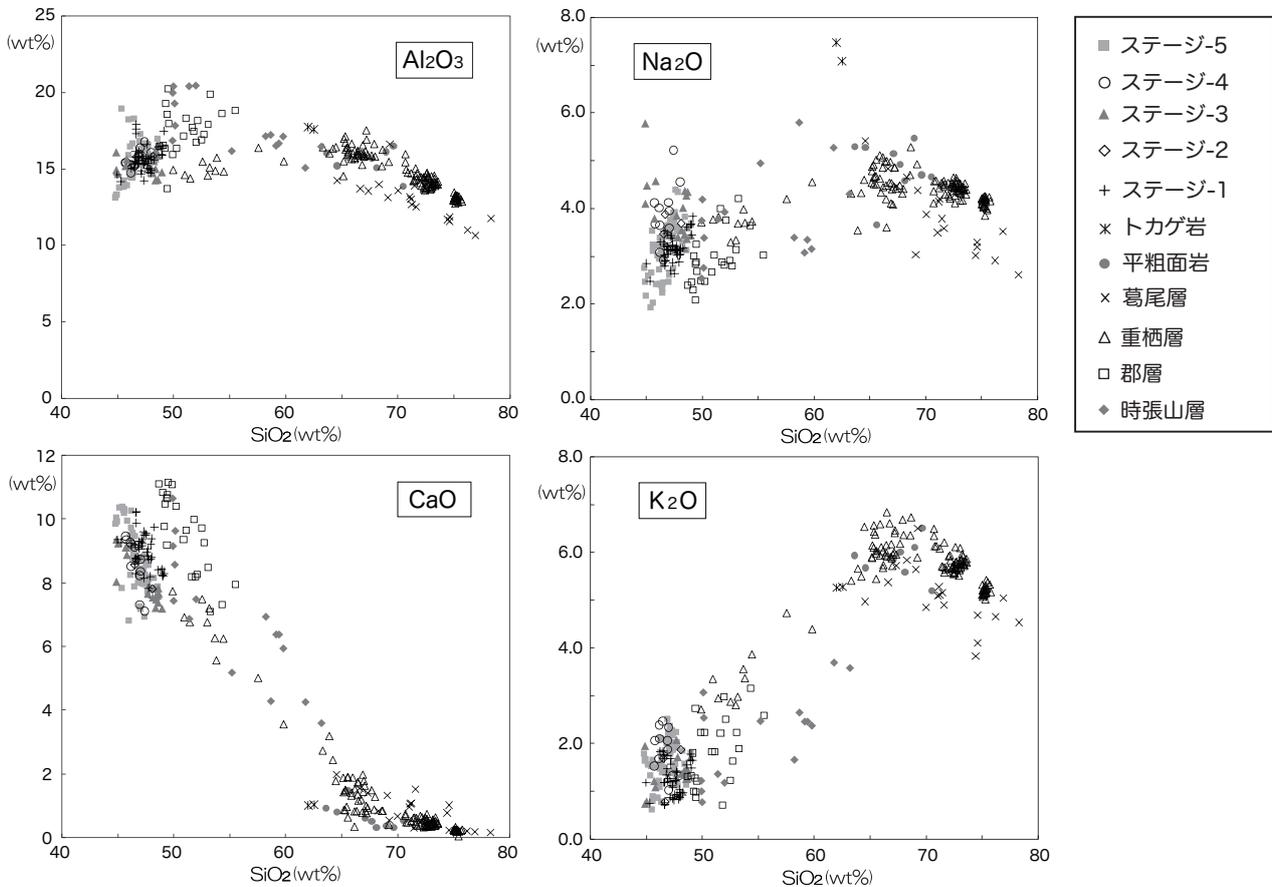
FeO*/MgO-主成分変化図 FeO*/MgO-主成分変化図では、次のような特徴が認められる(第9.4図)。

1) MgO量では同じFeO*/MgO比で比較した場合、時張山層と郡層の苦鉄質~中性岩は鮮新世~更新世の玄武岩に比べ低い値を示す。SiO₂では時張山層と郡層の苦鉄質~中性岩は高い値を示す。

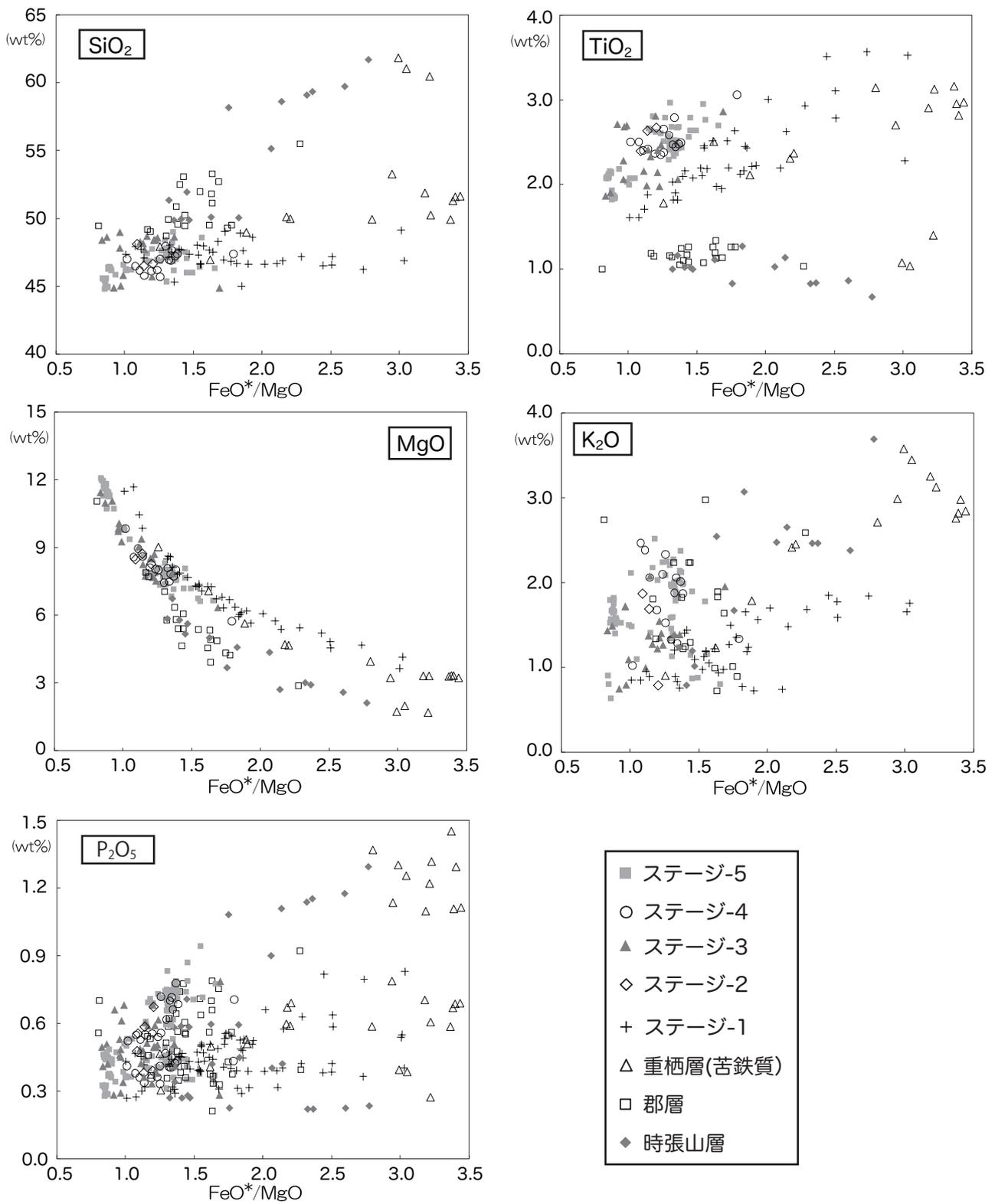
2) 時代による組成の違いはTiO₂量、K₂O量、P₂O₅

量に見られる。組成の違いはTiO₂量でもっとも顕著に表れており、時張山層と郡層でもっとも低く、またFeO*/MgO比変化に対し、ほぼ一定である。鮮新世のステージ3、更新世のステージ4、5の玄武岩で高い値を示し、また、値はFeO*/MgOの増加につれ、増加する。鮮新世のステージ1の玄武岩は時張山層と郡層とステージ3以降の玄武岩の中間的な組成を示す。K₂O量とP₂O₅量は類似した傾向を示し。時張山層、郡層、鮮新世のステージ1でもっとも低く、またFeO*/MgO比変化に対し、ほぼ一定ないし微増する。鮮新世のステージ3、更新世のステージ4、5の玄武岩で高い値を示し、また、値はFeO*/MgOの増加につれ、増加する。鮮新世のステージ3の玄武岩は時張山層、郡層、及びステージ3以降の玄武岩の中間的な組成を示すものと高い値を示すものの両者がある。

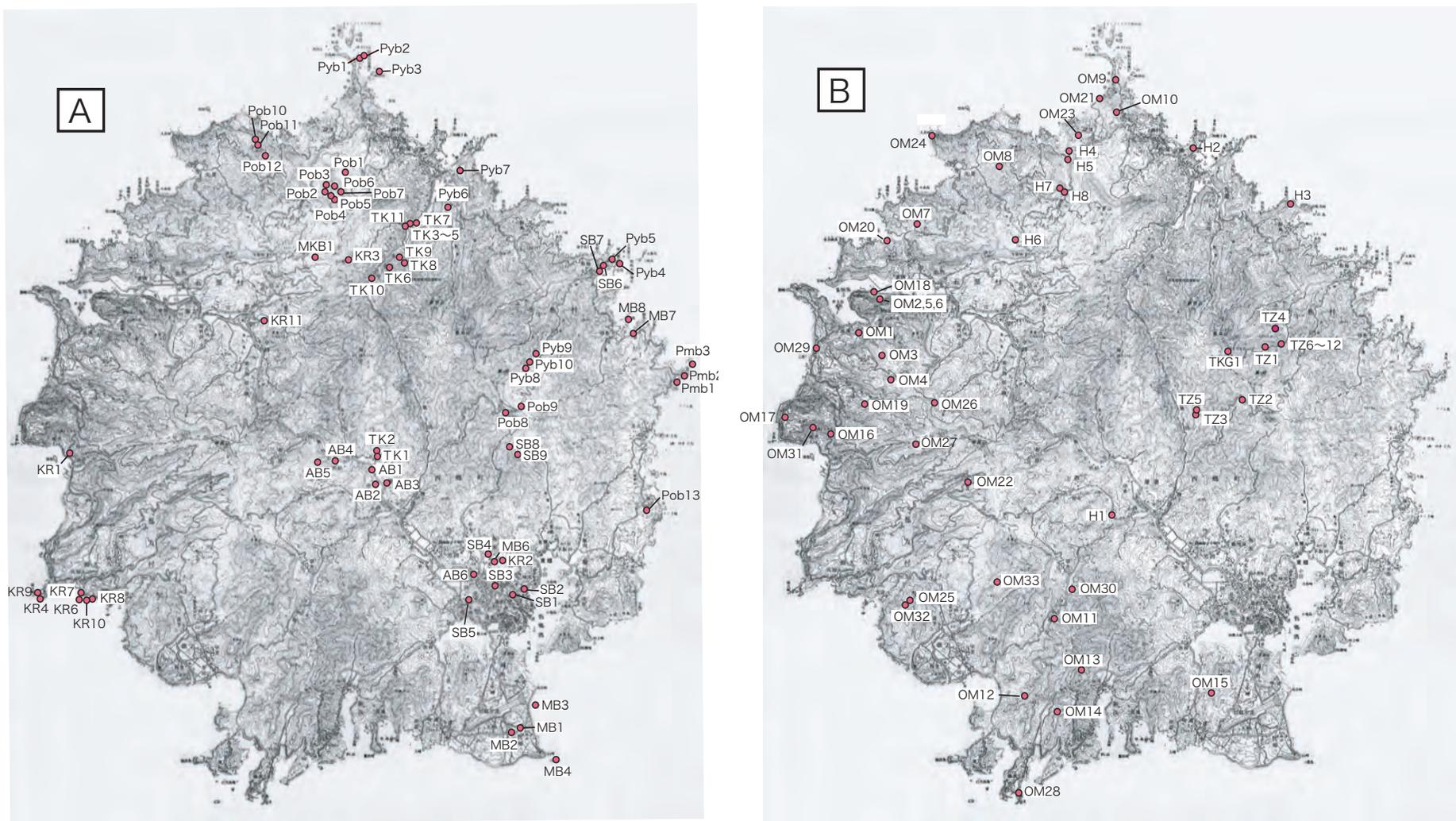
TiO₂-MnO-10×P₂O₅図から判別できる玄武岩の特徴(Mullen, 1983)は時張山層と郡層は島弧ソレイトまたはカルクアルカリ玄武岩に、鮮新世-更新世のものは海洋島玄武岩の領域にプロットされる(沢田ほか, 2006, 2008)。



第9.3図 島後における後期新生代火山岩類のSiO₂-Al₂O₃、CaO、K₂O、Na₂O図
ステージ1~3は鮮新統、ステージ4,5は更新統である。



第 9.4 図 島後における後期新生代火山岩類の FeO^*/MgO - SiO_2 , MgO , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 図
 ステージ 1 ~ 3 は鮮新統, ステージ 4, 5 は更新統である.



第 9.5 図 第 9.1 表で報告した試料及び平粗面岩全岩アイソクロン年代測定試料採取地点
 (A) 時張山層, 郡層, 鮮新世～更新世玄武岩の試料採取地点. (B) 重栖層, 葛尾層, 平粗面岩,
 トカゲ岩の試料採取地点. 図中の番号は第 9.1 表の最上欄の番号に対応する.

第9.1表 島後における代表的な後期新生代火山岩類の主化学組成.

(A) 時張山層と郡層中の代表的な火山岩類の主成分化学組成

時張山層	TK-1	TK-2	TK-3	TK-4	TK-5	TK-6	TK-7	TK-8	TK-9	TK-10	TK-11
試料番号	0611 0109	0611 0111	NOK 7-24	0610 3105	0610 3104	606 1406	606 1409	0611 0103	0611 0102	0606 1405	0606 1410
採取地点	原田北西	原田北西	松吉橋西	松吉橋北	松吉橋北	東谷橋南 100m	松吉橋北	東谷橋東北東 500m	東谷橋北東 500m	中村川沿時張 山北2km	一ノ瀬橋 北西
岩型	TE	BTA	BA	TB	BAD	BTA	AN	AN	AN	TA	TA
SiO ₂	46.78	51.55	49.88	51.36	53.37	55.16	58.19	59.12	59.37	61.73	63.15
TiO ₂	1.17	1.23	1.16	1.00	0.97	1.03	0.83	0.83	0.84	0.68	0.91
Al ₂ O ₃	17.14	17.31	16.84	20.38	19.97	16.16	17.13	16.51	16.66	15.07	16.45
Fe ₂ O ₃ *	10.52	10.46	10.16	8.58	7.73	10.02	7.19	7.80	7.70	6.55	6.20
MnO	0.17	0.15	0.27	0.14	0.15	0.11	0.18	0.11	0.11	0.09	0.08
MgO	7.96	6.80	6.74	5.85	5.22	4.37	3.69	3.02	2.93	2.13	1.20
CaO	8.18	4.04	10.65	6.86	7.26	5.17	6.93	6.37	6.37	4.24	3.58
Na ₂ O	3.29	3.63	2.54	3.78	4.16	4.95	3.40	3.08	3.35	5.28	4.31
K ₂ O	3.13	3.64	1.23	1.37	0.68	2.47	1.67	2.46	2.46	3.69	3.58
P ₂ O ₅	0.70	0.75	0.34	0.27	0.26	0.40	0.22	0.22	0.22	0.23	0.29
Total	99.04	99.56	99.81	99.59	99.78	99.84	99.43	99.51	100.01	99.69	99.75
LOI	11.57	6.99	1.51	5.93	3.73	6.57	2.69	1.55	1.57	4.37	1.86
引用文献	小野2007	小野2007	中村2005	小野2007	小野2007	小野2007	小野2007	小野2007	小野2007	小野2007	小野2007

郡層	KR-1	KR-2	KR-3	KR-4	KR-5	KR-6	KR-7	KR-8	KR-9	KR-10	KR-11
試料番号	K-3	0407 1608	0606 1411	0606 1302	0307 1603	9910 2206B	9910 2202	9910 2204	0606 1304	9910 2206A	0606 1421
採取地点	油井	有木	床山越	那久岬	有木	浜那久	浜那久	浜那久	那久岬	浜那久	郡
岩型	AB	AB	AB	AB	AB	BTA	BAD	BTA	BTA	BTA	BTA
SiO ₂	48.68	49.16	49.55	50.22	50.87	51.63	52.50	53.06	53.26	54.29	55.47
TiO ₂	0.99	1.19	1.24	1.09	1.05	1.16	1.10	1.17	1.34	1.14	1.04
Al ₂ O ₃	13.52	16.33	17.96	16.35	17.13	17.68	16.88	17.88	19.84	18.62	18.81
Fe ₂ O ₃ *	9.78	10.25	8.93	9.69	9.70	7.88	8.42	7.39	7.14	6.04	7.32
MnO	0.17	0.18	0.29	0.23	0.16	0.16	0.17	0.16	0.11	0.12	0.12
MgO	10.89	7.91	5.81	6.08	6.36	5.48	5.42	4.67	3.93	3.98	2.90
CaO	9.06	9.77	11.15	10.40	9.35	8.20	9.72	8.49	7.10	7.31	7.94
Na ₂ O	2.05	2.30	2.68	2.48	2.68	4.01	2.92	3.14	4.22	3.65	3.03
K ₂ O	2.70	1.81	1.22	2.24	1.83	2.21	1.24	2.24	1.89	3.15	2.59
P ₂ O ₅	0.69	0.46	0.35	0.55	0.47	0.40	0.38	0.41	0.33	0.43	0.39
Total	98.52	99.35	99.19	99.34	99.59	98.81	98.75	98.61	99.17	98.73	99.61
LOI	-	-	2.99	2.30	-	1.90	1.91	1.67	-	1.67	2.30
引用文献	沢田未公表	田山2006	小野2007	小野2007	田山2006	下中2000	下中2000	下中2000	小野2007	小野2007	小野2007

(B-1) 重栖層中の代表的な火山岩類の主成分化学組成 -1

重栖層	OM01	OM02	OM03	OM04	OM05	OM06	OM07	OM08	OM09	OM10
試料番号	9605 0901	9710 1701(2)	9605 0907	98-J	605 01BB	719 01BB2	9505 0901	9710 2107	9812 1406	9812 1206
小区分	五箇流紋岩-1		五箇流紋岩-2		五箇流紋岩-3		久見流紋岩		白島流紋岩	
採取地点	重栖	重栖	高尾山南	長尾田川奥	重栖	重栖	代	久見	白島海岸	西村
SiO ₂	70.55	72.50	71.30	73.43	71.48	72.67	73.60	75.08	69.88	71.37
TiO ₂	0.22	0.24	0.22	0.21	0.22	0.22	0.12	0.14	0.31	0.31
Al ₂ O ₃	14.05	14.41	14.26	13.92	13.54	13.86	13.21	13.08	14.77	14.99
Fe ₂ O ₃ *	2.95	1.83	2.36	2.01	2.77	1.67	1.93	1.86	2.62	1.71
MnO	0.07	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.06
MgO	0.18	0.00	0.06	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.12	0.02
CaO	0.62	0.48	0.31	0.36	0.51	0.51	0.20	0.22	0.47	0.48
Na ₂ O	4.45	4.59	4.48	4.43	4.37	4.41	4.04	4.26	4.53	4.57
K ₂ O	5.61	5.65	5.61	5.75	5.60	5.69	4.97	5.12	6.04	6.18
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02
Total	98.71	99.71	98.62	100.15	98.59	99.07	98.10	99.77	98.78	99.71
LOI	0.63	0.36	0.46	0.47	0.41	0.47	0.49	0.42	0.51	0.37

重栖層	OM11	OM12	OM13	OM14	OM15
試料番号	9908 2901	9908 2101	9908 0303	9904 1910	0001 1201
小区分	都万流紋岩		加茂流紋岩		西郷流紋岩
採取地点	歌木	都万東	加茂	加茂	飯ノ山
SiO ₂	70.73	72.02	74.03	75.27	72.74
TiO ₂	0.25	0.19	0.15	0.15	0.20
Al ₂ O ₃	14.84	13.98	12.78	12.97	14.45
Fe ₂ O ₃ *	2.65	1.45	2.19	2.07	1.27
MnO	0.06	0.01	0.02	0.02	0.01
MgO	0.03	0.01	0.05	0.00	0.14
CaO	0.66	0.43	0.25	0.19	0.48
Na ₂ O	4.22	4.57	4.04	4.26	4.15
K ₂ O	5.81	5.73	5.25	5.21	5.87
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	99.26	98.41	98.75	100.13	99.32
LOI	1.10	0.62	0.98	0.33	0.33

(B-2) 重栖層中の代表的な火山岩類の主成分化学組成 -2

重栖層	OM16	OM17	OM18	OM19	OM20	OM21	OM22	OM23	OM24	OM25	OM26	OM27
試料番号	9611 1302	9611 1609	9505 0101(1)	9611 2005	9510 13B	9812 1301Dy	0003 1702	9806 0406	9511 0504	0003 1202	9705 1903	9705 3005
小区分	粗面岩1						粗面岩2					
採取地点	南方	長尾田	重栖	長尾田川	代	伊後	壇鏡滝	伊後	久見崎	大津久	横尾山北西	横尾山西
SiO ₂	62.71	63.66	64.93	65.21	67.07	68.60	70.76	64.59	65.06	65.79	66.10	68.97
TiO ₂	1.11	1.00	0.67	0.68	0.49	0.61	0.36	0.55	0.59	0.71	0.48	0.36
Al ₂ O ₃	16.24	16.17	15.75	15.87	15.59	16.23	15.45	14.41	15.45	16.46	15.78	15.40
Fe ₂ O ₃ *	5.10	5.05	4.10	3.93	3.12	1.53	1.95	7.00	4.83	4.92	4.67	3.57
MnO	0.04	0.04	0.07	0.05	0.05	0.02	0.01	0.21	0.09	0.04	0.11	0.02
MgO	1.30	0.88	0.63	0.54	0.42	0.04	0.22	0.13	0.46	0.45	0.23	0.16
CaO	2.70	2.41	1.85	1.32	1.26	0.84	0.74	1.86	1.29	0.96	1.15	0.40
Na ₂ O	4.28	4.30	4.28	4.41	4.36	5.30	4.13	4.51	5.07	4.71	4.98	4.92
K ₂ O	5.35	5.44	6.00	6.03	6.27	6.72	6.49	5.84	5.85	6.40	5.87	5.87
P ₂ O ₅	0.26	0.23	0.15	0.14	0.08	0.07	0.03	0.08	0.11	0.12	0.06	0.03
Total	99.07	99.16	98.43	98.18	98.70	99.95	100.14	99.18	98.78	100.56	99.43	99.69
LOI	0.94	0.91	1.12	0.84	0.58	-	-	-	-	0.43	-	-

重栖層	OM28
試料番号	9908 2002
小区分	粗面安山岩
採取地点	蛸木
SiO ₂	57.79
TiO ₂	1.88
Al ₂ O ₃	14.96
Fe ₂ O ₃ *	8.09
MnO	0.08
MgO	1.07
CaO	3.43
Na ₂ O	4.41
K ₂ O	4.24
P ₂ O ₅	0.68
Total	96.61
LOI	2.82

重栖層	OM29	OM30	OM31	OM32	OM33
試料番号	9706 0202	0003 1803	9610 0401	9609 3002	0003 0505
小区分	シヨシヨナイト				
採取地点	長尾田	歌木	南方	大津久	大峯山
SiO ₂	49.74	50.86	52.05	52.74	54.45
TiO ₂	3.13	2.98	3.35	3.05	2.53
Al ₂ O ₃	14.87	14.57	15.32	14.49	14.83
Fe ₂ O ₃ *	12.32	13.10	10.54	11.84	10.57
MnO	0.15	0.18	0.13	0.15	0.18
MgO	3.96	2.73	2.56	3.18	2.62
CaO	7.70	6.89	7.40	6.72	6.23
Na ₂ O	3.70	3.77	3.27	3.33	3.73
K ₂ O	2.70	3.34	2.84	2.79	3.86
P ₂ O ₅	1.36	1.39	1.59	1.22	1.01
Total	99.64	99.80	99.05	99.49	100.01
LOI	0.74	1.33	0.74	0.25	0.58

(C) 葛尾層中の代表的な火山岩類及び平粗面岩とトカゲ岩の主成分化学組成

葛尾層	TZ01	TZ02	TZ03	TZ04	TZ05	TZ06	TZ07	TZ08	TZ09	TZ10	TZ11	TZ12
試料番号	9505 2202	9506 1103	9706 0103(3)	9510 2501	9706 0103(1)	9510 1401A	9504 0601黒	96-21-A	9510 1401H	9510 1401B	9605 2802(1)白	9510 1401L
小区分	葛尾火山岩類(火道露頭を除く)					(火道露頭)粗面岩			(火道露頭)流紋岩			
採取地点	中谷中流	鷲ヶ峰南西	02西1.3km	中谷入口	03北	中谷中流(火道)		中谷中流(火道)	中谷中流(火道)			
SiO ₂	68.12	71.33	73.45	75.96	77.92	63.90	65.59	66.28	68.44	74.23	73.82	74.37
TiO ₂	0.35	0.31	0.31	0.33	0.32	0.62	0.57	0.54	0.55	0.35	0.38	0.35
Al ₂ O ₃	16.34	13.91	11.71	10.97	11.72	14.10	13.51	13.35	13.02	11.07	11.61	11.57
Fe ₂ O ₃ *	2.02	4.56	4.79	4.36	2.11	7.72	6.96	6.56	6.60	4.84	5.30	4.64
MnO	0.07	0.14	0.16	0.05	0.01	0.24	0.22	0.20	0.19	0.11	0.14	0.11
MgO	0.17	0.37	0.08	0.25	0.18	0.06	0.01	0.01	0.29	0.16	0.37	0.27
CaO	0.53	0.28	0.21	0.20	0.15	1.95	1.51	1.37	1.30	0.46	0.76	1.01
Na ₂ O	4.31	3.79	3.15	2.91	2.61	5.36	4.76	4.40	3.01	4.75	3.00	3.29
K ₂ O	6.39	5.15	4.62	4.64	4.51	4.92	5.29	5.63	5.59	2.05	3.80	4.10
P ₂ O ₅	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	0.05	0.07	0.03	0.02	0.01
Total	98.34	99.84	98.48	99.67	99.54	98.96	98.48	98.40	99.06	98.04	99.18	99.71

平粗面岩	H04	H05	H06	H07	H08
試料番号	9705 1005	9705 0603	9705 1202	9705 1003	9705 1004
小区分	平粗面岩				
採取地点	伊後	伊後	久見	久見	久見
SiO ₂	62.30	63.23	66.72	68.85	70.09
TiO ₂	0.57	0.50	0.41	0.52	0.44
Al ₂ O ₃	15.67	14.86	15.62	16.07	13.77
Fe ₂ O ₃ *	7.14	7.49	4.95	2.48	4.64
MnO	0.18	0.17	0.12	0.01	0.13
MgO	0.09	0.10	0.08	0.01	0.03
CaO	0.89	0.78	0.59	0.35	0.52
Na ₂ O	5.19	5.17	5.12	5.47	4.64
K ₂ O	5.81	5.56	5.84	6.10	5.17
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.03	0.04	0.05
Total	97.91	97.92	99.48	99.88	99.48

トカゲ岩	TKG01
試料番号	9609 1801
小区分	トカゲ岩
採取地点	トカゲ岩
SiO ₂	61.43
TiO ₂	0.23
Al ₂ O ₃	17.26
Fe ₂ O ₃ *	5.96
MnO	0.15
MgO	0.09
CaO	1.00
Na ₂ O	6.97
K ₂ O	5.19
P ₂ O ₅	0.02
Total	98.31

(D) ステージ1と2の代表的な火山岩類の主成分化学組成

ステージ1	Mkb-1	Pob-1	Pob-2	Pob-3	Pob-4	Pob-5	Pob-6	Pob-7
試料番号	0606 1420	0606 1412	NOK8-56	0606 1418	0606 1417	0606 1416	0606 1413	0606 1414
小区分	向ヶ丘	L-1	L-2	L-4	L-6	L-7	L-9	L-9
岩型	AB	AB	AB	TB	TB	TB	AB	AB
SiO ₂	48.25	46.79	47.64	46.57	48.58	46.22	48.00	47.08
TiO ₂	1.95	2.63	2.51	3.10	2.22	3.56	1.82	1.88
Al ₂ O ₃	15.59	15.76	15.66	15.78	16.46	15.02	14.93	14.67
Fe ₂ O ₃ *	12.54	13.19	13.07	13.48	12.12	14.24	12.72	12.51
MnO	0.19	0.19	0.18	0.21	0.18	0.21	0.19	0.17
MgO	6.72	6.69	7.28	4.84	5.65	4.68	8.61	9.85
CaO	9.75	8.81	9.07	9.18	8.40	9.23	8.80	9.29
Na ₂ O	3.17	3.14	3.07	3.52	3.61	3.30	3.16	2.69
K ₂ O	0.97	1.36	1.22	1.78	1.56	1.84	0.89	0.89
P ₂ O ₅	0.31	0.54	0.51	0.64	0.52	0.80	0.30	0.32
Total	99.45	99.10	99.10	99.10	99.31	99.10	99.43	99.36
LOI	0.84	2.20	1.40	2.55	2.35	2.62	0.18	1.63
引用文献	小野2007	小野2007	中村2005	小野2007	小野2007	小野2007	小野2007	小野2007

ステージ1	Pob-8	Pob-9	Pob-10	Pob-11	Pob-12	Pob-13
試料番号	0405 1704	0405 1705	0407 1401	0407 1804	0407 1807	0407 1906
小区分	大満寺山	大満寺山	空峰山	空峰山	空峰山	釜
岩型	AB	AB	AB	AB	AB	AB
SiO ₂	47.29	47.13	46.66	46.65	46.62	47.51
TiO ₂	2.11	2.03	2.12	2.19	2.21	1.97
Al ₂ O ₃	15.30	14.86	17.61	17.89	17.29	15.69
Fe ₂ O ₃ *	12.41	12.47	12.84	13.46	13.10	13.26
MnO	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.19
MgO	7.27	8.49	6.36	5.75	6.20	7.26
CaO	9.61	9.16	10.23	9.88	10.21	9.50
Na ₂ O	3.24	3.12	2.89	2.92	2.80	3.11
K ₂ O	1.12	1.20	0.77	0.74	0.73	0.94
P ₂ O ₅	0.40	0.41	0.31	0.32	0.32	0.34
Total	98.93	99.04	99.98	99.98	99.66	99.78
LOI	0.37	0.93	2.40	0.71	1.63	0.45
引用文献	田山2006	田山2006	田山2006	田山2006	田山2006	田山2006

ステージ2	Pmb-1	Pmb-2	Pmb-3
試料番号	0405 1403	0405 1404	0509 1306TB
小区分	大久北	大久北	黒島
岩型	AB	TB	TB
SiO ₂	46.65	46.49	48.11
TiO ₂	2.67	2.64	2.39
Al ₂ O ₃	15.78	15.18	15.83
Fe ₂ O ₃ *	11.07	11.04	10.27
MnO	0.16	0.16	0.14
MgO	8.27	8.72	8.48
CaO	8.72	8.57	7.80
Na ₂ O	3.89	3.48	3.70
K ₂ O	0.78	1.69	1.87
P ₂ O ₅	0.67	0.59	0.56
Total	98.67	98.55	99.15
LOI	1.55	0.87	-0.05
引用文献	田山2006	田山2006	田山2006

(E) ステージ3と4の代表的な火山岩類の主成分化学組成

ステージ3	Pyb-1	Pyb-2	Pyb-3	Pyb-4	Pyb-5	Pyb-6	Pyb-7	Pyb-8	Pyb-9	Pyb-10
試料番号	0407 1811	0509 1205	0509 1206	0405 1407	0407 1904	0405 1803	0405 1707	0508 1723	0511 0906	0511 0908
小区分	白島崎	白島	白島	崎山岬	崎山岬	元屋	下元屋	南谷西	南谷西	南谷西
岩型	TE	TE	TE	AB	TB	TB	AB	TB	AB	TB
SiO ₂	44.86	45.01	44.85	48.40	48.62	48.96	48.60	48.55	48.13	47.68
TiO ₂	2.72	2.69	2.87	1.98	2.06	2.06	1.90	2.47	1.99	2.41
Al ₂ O ₃	14.95	14.69	16.09	15.00	15.88	14.79	14.31	16.50	14.74	15.83
Fe ₂ O ₃ *	11.34	10.89	11.93	11.88	11.91	10.56	10.64	10.37	11.84	10.51
MnO	0.17	0.16	0.19	0.15	0.16	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15
MgO	11.07	10.08	6.36	8.72	7.88	9.84	10.98	7.53	9.39	8.26
CaO	9.36	9.24	8.04	7.57	7.83	7.20	7.38	7.60	7.55	7.66
Na ₂ O	4.11	4.49	5.79	3.47	3.62	3.44	3.37	4.28	3.56	3.86
K ₂ O	0.75	0.79	1.95	1.40	1.39	1.71	1.49	1.26	1.37	2.08
P ₂ O ₅	0.66	0.61	0.78	0.38	0.41	0.45	0.42	0.61	0.36	0.60
Total	99.98	98.64	98.86	98.94	99.76	99.16	99.24	99.33	99.07	99.05
LOI	1.03	0.93	0.78	0.31	0.26	0.34	-0.02	0.56	0.04	-0.09
引用文献	田山2006									

ステージ4	AB-1	AB-2	AB-3	AB-4	AB-5	AB-6	AB-7
試料番号	0405 1101	0405 1102	0405 1201	0405 1202	0405 1203	0305 0703	0407 2002
小区分	雨来	雨来	雨来(柱)	近石西	皆市	池田	池田
岩型	TB	AB	TB	TE	TE	TB	TB
SiO ₂	47.97	47.02	46.18	47.38	46.91	47.01	46.94
TiO ₂	2.58	2.50	2.40	3.06	2.79	2.65	2.47
Al ₂ O ₃	16.04	15.57	14.72	16.76	15.76	16.37	15.97
Fe ₂ O ₃ *	10.70	11.10	11.02	11.39	11.10	10.68	11.89
MnO	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.15	0.17
MgO	7.44	9.86	8.97	5.72	7.49	7.66	8.10
CaO	7.64	8.35	8.50	7.10	7.31	8.73	8.22
Na ₂ O	4.56	3.95	3.09	5.23	4.13	3.59	3.36
K ₂ O	1.33	1.02	2.38	1.34	2.06	2.33	1.88
P ₂ O ₅	0.62	0.52	0.53	0.71	0.72	0.72	0.70
Total	99.03	100.06	97.94	98.85	98.42	99.90	99.68
LOI	0.93	1.76	1.16	1.95	1.37	1.45	-0.19
引用文献	田山2006						

(F) ステージ5の代表的な火山岩類の主成分化学組成

ステージ5	SB-1	SB-2	SB-3	SB-4	SB-5	SB-6	SB-7	SB-8	SB-9
試料番号	0307 1709	0307 1703	0503 3001	0307 1508	0310 1110	0405 1408	0407 1905	0508 1906	0511 0702
小区分	西郷	西郷	西郷	西郷	西郷	布施港	布施港	大満寺南	大満寺南
岩型	TB	TB	TB	TB	TB	TB	AB	TB	TB
SiO ₂	47.39	47.39	48.43	47.44	47.36	47.81	48.59	47.38	46.82
TiO ₂	2.45	2.46	2.29	2.49	2.44	2.55	2.77	2.42	2.51
Al ₂ O ₃	15.82	15.83	15.63	15.97	15.73	15.08	16.96	15.71	15.61
Fe ₂ O ₃ *	11.70	11.68	11.25	11.35	11.66	10.67	11.52	11.46	11.34
MnO	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16
MgO	8.06	7.92	7.85	7.75	7.56	7.37	6.63	7.94	8.12
CaO	8.17	8.12	7.83	8.26	7.96	8.18	7.87	8.00	8.26
Na ₂ O	3.91	3.81	3.84	3.77	3.62	4.35	3.14	3.78	3.62
K ₂ O	1.39	2.01	1.58	2.00	1.98	1.13	1.15	1.97	2.09
P ₂ O ₅	0.72	0.71	0.60	0.73	0.74	0.69	0.71	0.66	0.71
Total	99.77	100.09	99.47	99.92	99.21	97.99	99.52	99.48	99.25
LOI	0.81	-0.41	-0.05	-0.21	-0.37	1.51	3.15	-0.09	-0.03
引用文献	田山2004	田山2004	田山2006	田山2004	田山2004	田山2006	田山2006	田山2006	田山2006

ステージ5	MB-1	MB-2	MB-3	MB-4	MB-5	MB-6	MB-7	MB-8
試料番号	0303 1101	0305 0301	0505 2302	0503 2910	0303 1001	0407 2001	0505 2604	0509 1305
小区分	岬	岬	岬	岬	月無	月無	卵敷	卵敷
岩型	AB							
SiO ₂	45.59	45.48	46.34	46.21	45.35	47.05	47.14	46.14
TiO ₂	2.07	2.09	1.93	2.07	2.97	2.64	2.39	2.68
Al ₂ O ₃	13.91	13.84	14.47	14.94	18.95	17.26	15.31	16.48
Fe ₂ O ₃ *	11.24	11.28	10.52	10.91	12.05	12.35	11.66	12.27
MnO	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15	0.17	0.17	0.17
MgO	12.09	11.83	10.74	9.37	8.33	7.66	7.90	8.14
CaO	10.18	10.29	9.56	10.26	7.84	7.18	8.81	8.24
Na ₂ O	3.12	3.54	3.07	3.39	1.94	2.61	3.14	2.97
K ₂ O	0.90	0.63	1.80	1.09	1.34	1.89	1.79	1.23
P ₂ O ₅	0.46	0.45	0.48	0.53	0.83	0.78	0.59	0.70
Total	99.72	99.59	99.07	98.95	99.75	99.61	98.90	99.02
LOI	0.49	-0.79	-0.18	0.21	0.66	3.00	-0.04	2.74
引用文献	田山2004	田山2004	田山2006	田山2006	田山2004	田山2006	田山2006	田山2006

第10章 活断層，リニアメント及び地震活動

(山内靖喜・村上 久)

本地域で活断層の疑いのあるリニアメントとして大津久断層（活断層研究会，1996）が報告されている。大津久断層は確実度Ⅲ，活動度C，長さ1.5 km，走行NE，山地斜面の高度不連続線（リニアメント）で北西側地塊の隆起による変位（活断層研究会，1996）とされている。

本地域は重栖層の分布域で，本断層は流紋岩とショショナイトの溶岩からなる寺山の南東側の中腹を稜線とほぼ平行に走るとされている。しかし，高度不連続とさ

れたものは，北東-南西方向に直線的に伸びる尾根を構成するショショナイト溶岩の南東縁と，その延長上の沢や鞍部であり，断層と認識されるものではない。

また，この北東方向にもリニアメントが記入されているが，これは鮮新世の向ヶ丘層と基盤との明瞭な河川浸食による地質境界であり，断層を意味するものではない。

なお，有史以降に本図幅地域及びその近海で発生した被害地震の記録はない。

第11章 災害地質

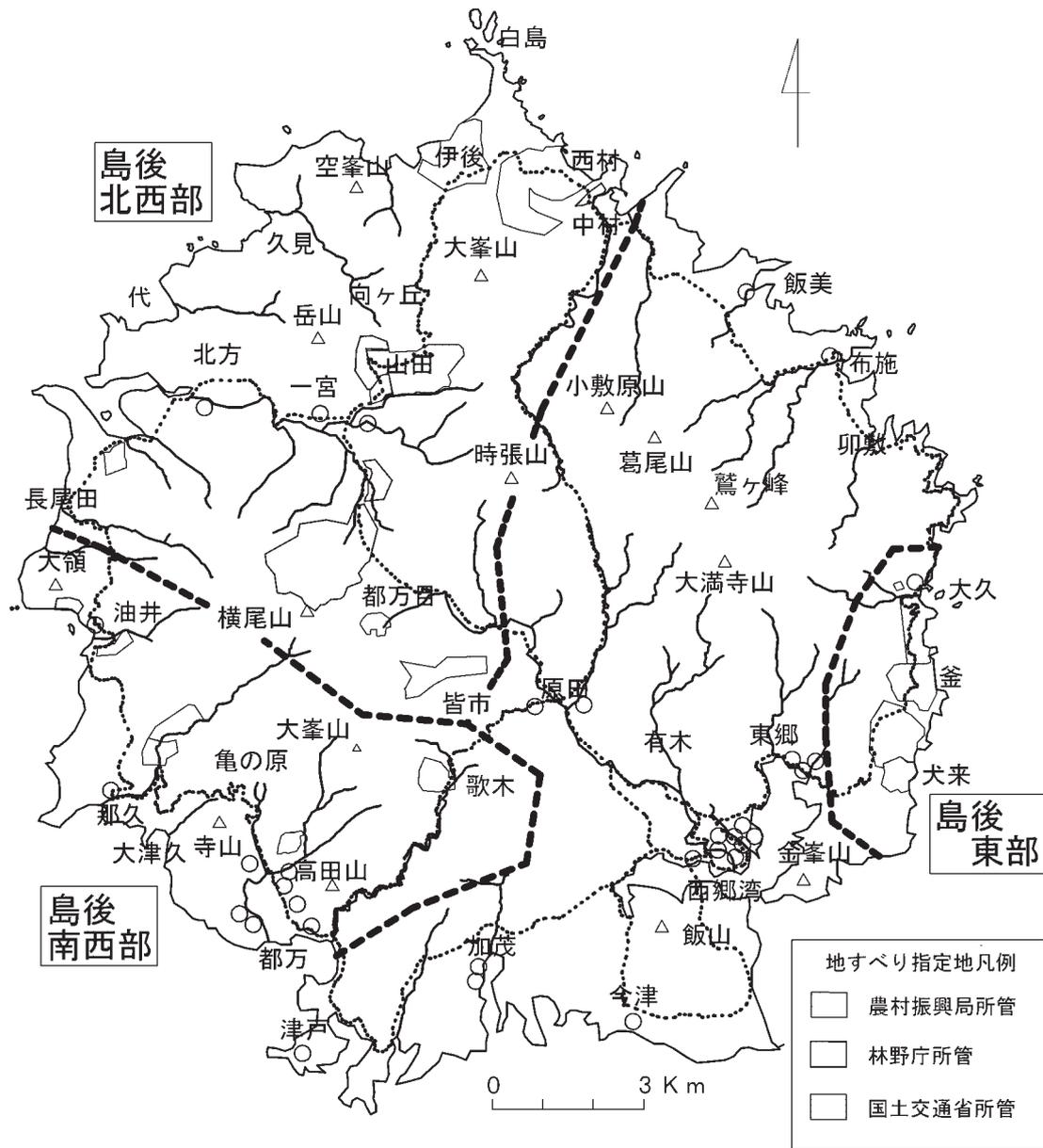
(村上 久)

11.1 地すべり

山地が占める割合が多い島後においては、第11.1図に示す地区が国土交通省、農林水産省林野庁及び同農村振興局によって地すべり防止区域に指定されている。第

11.1図に示すように、地すべりが集中する地域を島後北西部、島後南西部及び島後東部の3地域に大別し、各地域の代表的な地すべりを取り上げて、その地質学的特性について述べる。

島後北西部 この地域の代表として西麓と北麓に大規模な地すべり一崩壊地形が多く分布する大峯山周辺につ

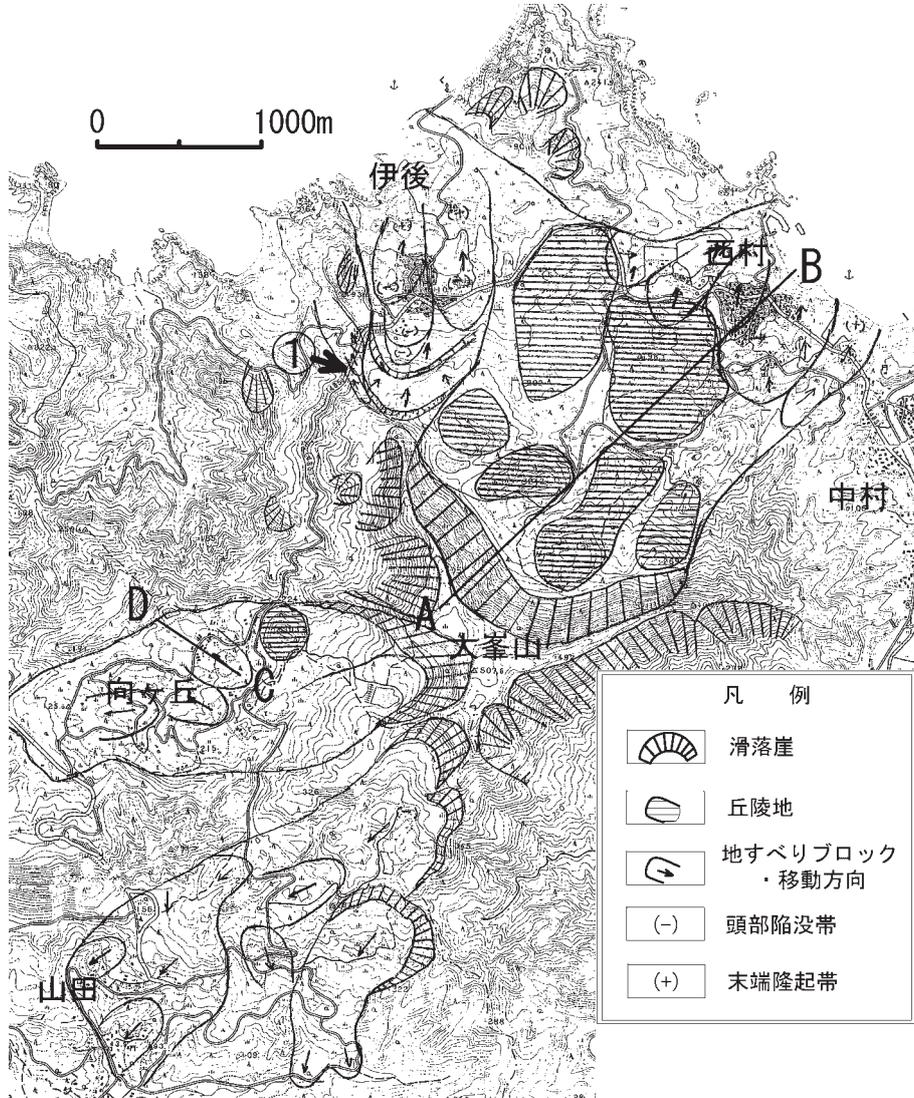


第11.1図 島後の地すべり・急傾斜地の指定地
太破線：地域の境界，点線：主要な道路。

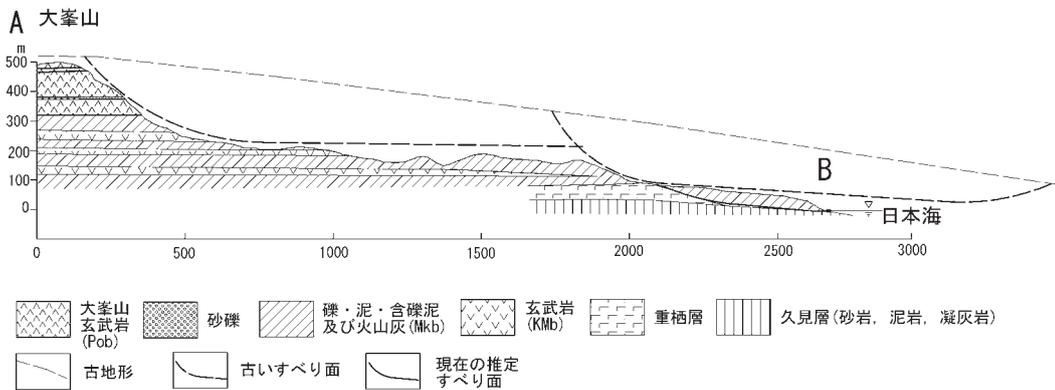
いて述べる。

その1つは、第11.2図に示した大峯山頂直下に比高250 m、幅約1.6 kmの急崖を持ち、北東の西村に向けて約2.6 kmの長さを有する。内部にはいくつもの丘陵が存在し起伏に富んでいる。村上ほか(1998b)は、こ

の地形を久見層の泥岩を覆う重柘層や大峯玄武岩が大規模崩壊したことによる崩壊土と流山であるとした。山内ほか(2005)は大峯山周辺の向ヶ丘層を調査し、流れ山と考えられた地形の多くが、層序・構造の連続した向ヶ丘層の礫・泥・含礫泥・火山灰及び玄武岩溶岩であるこ



第11.2図 島後の地すべり・急傾斜地の指定地



第11.3図 大峯山山頂-西村の地質断面図 (A-B)

とを示した。

しかし、急崖は地形的には大規模な崩壊-地すべりの滑落崖と考えられ、この滑落崖の下方約 1.5 km にも開析の進んだ滑落崖地形が存在し、後退性地すべりの外観を呈している。これらの滑落崖の下方に大規模な崩積土が存在しないことは、崩積土が既に削剥・消失した古い崩壊-地すべり地形の名残であることを意味する。言い換えるならば、かつて大規模崩壊-地すべりを起こした地すべり面は現在の丘陵地形よりも上方に存在し、地すべり移動体が移動・消失した後に、浸食作用によって現在の丘陵地形が形成されたと言える（第 11.3 図）。

更に、下方の滑落崖の直下には幅 150～500 m、長さ 300～600 m の規模の活動的な地すべりが連続して存在している（第 11.2 図）。この丘陵地形から下方が「西村地すべり防止区域」として指定されている。ここでは、向ヶ丘層の堆積物や玄武岩がキャップロックとして存在し、主要な地下水の供給源となっている。

西村集落の北西端の標高 81～42 m で実施された複数のボーリング調査で、久見層の泥岩や重栖層の流紋岩からなる基盤を向ヶ丘層が北傾斜で緩く覆っているのが確認されている。ここでの向ヶ丘層は最大層厚 30 m 程度で、下位から 2～5 m の層厚を持つ砂礫層とその上に重なる有機質粘土層からなり、有機質粘土層は複数の礫混じり粘土層や火山灰質粘土層を挟んでいる。下位の砂礫の標準貫入試験値（以下 N 値と呼称する）は 30～50 以上を示すことが多く、一部に玄武岩溶岩を伴う。有機質粘土は N 値が 4～25 程度で、色々な角度の鏡肌を伴うが、礫が混じる場合は N 値は 30 以上を示すことが多い。この有機質粘土の最下部の一部は固結しており N 値が 50 以上を示す場合がある。なお、有機質粘土に挟在される火山灰質粘土は層厚 2～11 m と変化に富み、N 値は 2～11 を示すのが一般的である。地すべり面としては向ヶ丘層中に発達する不透水性の有機質粘土や火山灰質粘土の堆積面、あるいは下位の久見層泥岩との不整合面が考えられる（第 11.3 図）。

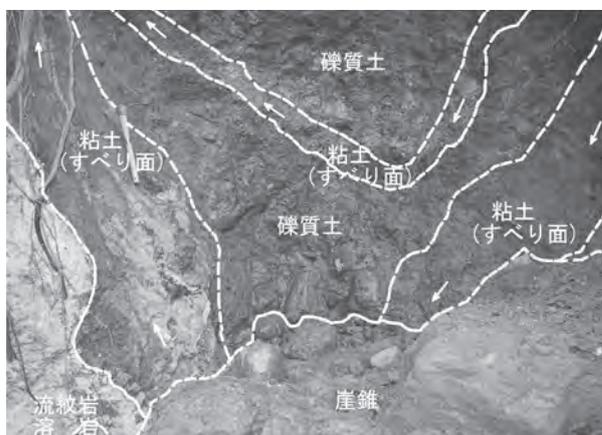
上記地すべり地域の北西に隣接して、大峯山の真北に延びる尾根の北端から伊後に向け、北への移動を示す複数の地すべりブロックの集合体が 0.6 km × 1.5 km の範囲に認められ、「伊後地すべり防止区域」に指定されている（第 11.2 図）。この尾根の北端部とその下方に比較的規模の大きな滑落崖が 2 つ存在しており、下方の滑落崖の北側には分化した複数の地すべりブロックが存在している。伊後集落のほぼ中央部で標高 64～130 m の、国道をまたいで実施された複数のボーリングでも、西村地区とほぼ同様の地質・地盤構成となっており、西村地区同様の地下水供給機構や地すべり面が考えられる。最も西側に位置し、北西方向への移動を示す地すべりブロックでは（第 11.2 図地点①）、対策工事の水抜きボーリングから、毎分数 100 リットルの地下水が排除され

ているのが確認されている。

大峯山から西の向ヶ丘地区にかけても同様に、既に移動体の消失した 1.1 km × 2.1 km の大規模な崩壊-地すべり地形が存在する（第 11.2 図）。ここでは南東から北西あるいは、東から西への移動を示す 200 m × 500 m 規模の地すべりが認められる。この地すべりは第 7.1 図に示したように、向ヶ丘層の火山灰質粘土をすべり面としており、末端では強い圧縮応力の痕跡を残す固結した地すべり面が見られる（第 11.4 図）。またボーリングでは、火山灰質粘土や有機質粘土中に条痕をもった古い地すべり面が複数見られ、地すべり活動が地形形成に強く関与したことを物語っている。

大峯山南西麓の山田地区でも向ヶ丘地区同様の地すべりが見られるが、ここでは郡層の風化部も移動層の一部となっている（第 11.2 図）。また、向ヶ丘地区及び山田地区の地すべりでは、西村・伊後地区と同様のキャップロック構造が認められる。更に、大峯山周辺の地すべりでは、末端部が海岸あるいは河川や谷に接しているため浸食を受けやすく、受動域の土塊が削剥されることによって斜面のバランスが崩れることも地すべり発生の原因のひとつと考えられる。

島後南西部 油井から上那久を経て都万に至る島の南西部では、向ヶ丘層が郡層から重栖層までの地層を不整合に覆っている。ここでは、北西-南東方向に伸びた尾根の頂部付近から幅 500 m、比高 50～150 m 程度の馬蹄形をした急崖が連続する。また、その下方には幅 100～400 m、長さ 150～400 m の規模を持つ複数の地すべりブロックが存在し、一部にはブロックの分化も認められる（第 11.5 図）。この急崖は重栖層の粗面岩 (Otm～Otu) からなり、規模や形態、方向が下方の地すべりブロックと一致しないことが多いため、大峯山周辺同様に古い崩壊-地すべりの滑落崖と考えられる。上那久地区南東部の標高 75～128 m の複数のボーリング資料によると、ここでの向ヶ丘層は最大層厚 20 m 程度で、下



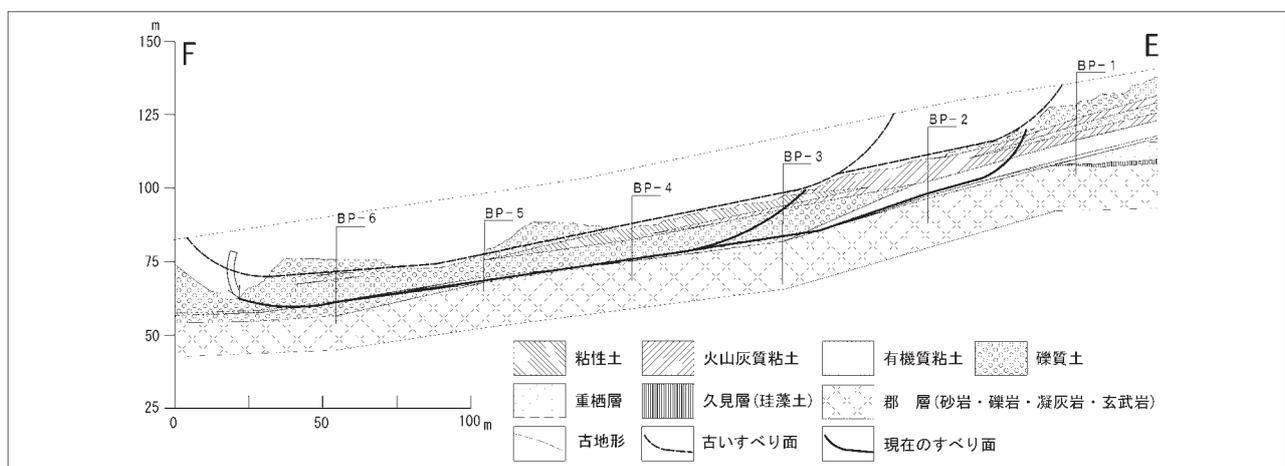
第 11.4 図 向ヶ丘地区の地すべり末端部に見られる古いすべり面（第 7.1 図中の矢印の地点）

位から1 m程度の層厚を持つ火山灰質粘土、5～6 mの有機質粘土、4～5 m程度の火山灰質粘土、5 m程度の礫混じり粘土からなっている。これらは連続性が悪く、斜面下方では有機質粘土と上位の火山灰質粘土が殲滅して礫層に変化する。また、有機質粘土は複数の礫混じり粘土や火山灰質粘土を挟在する（第11.6図）。下位

の火山灰質粘土のN値は20～50以上を示すが、古いすべり面が認められる。また、有機質粘土はN値が2～30程度で条痕をもつすべり面を伴ったり、攪乱した状態を呈することがある。上位の火山灰質粘土は、N値が10～20程度で礫を混じる場合はN値は30以上を示すことが多く、また条痕をもつすべり面や攪乱した

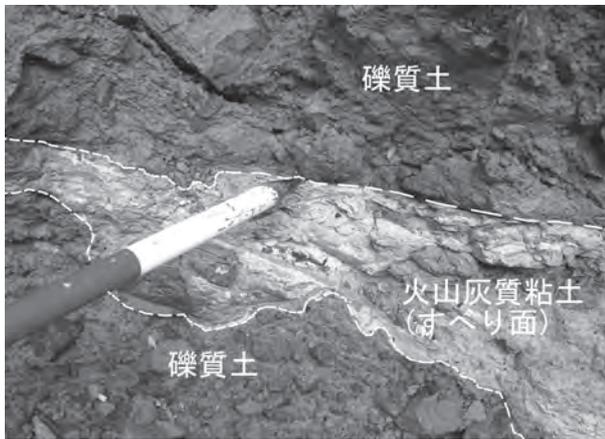


第11.5図 那久周辺の地すべり地形



第11.6図 上那久地区の地質断面図（第11.5図E-F）

状態が認められることが多い。斜面下方に発達する礫層はN値が10～50を示し、巨礫を混じることが多く、最上部の礫混じり粘土はN値が5以下を示し、緩い。上述したように、すべり面は向ヶ丘層の火山灰質粘土や有機質粘土中にあり(第11.7図)、更に古いすべり面も



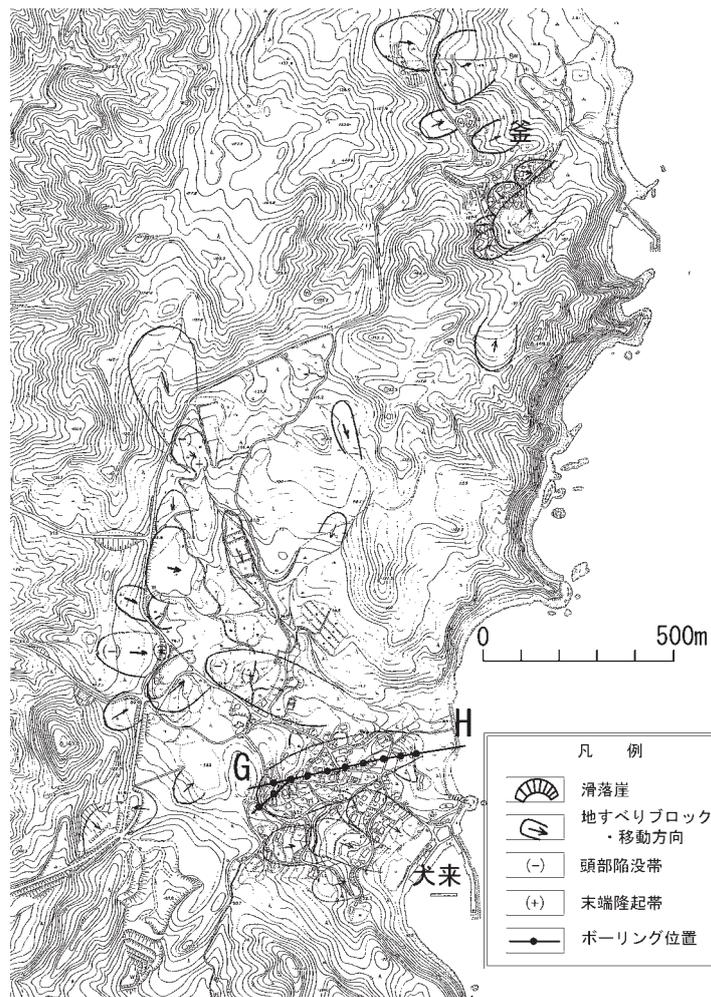
第11.7図 上那久地区地すべり末端部で見られるすべり面(第11.6図中の矢印の地点)

複数観察されることから、当地区においても大峯山周辺の地すべり同様に、大規模な崩壊ないし地すべりで多くの土塊が消失した後、残存する向ヶ丘層の内部の粘土層を境界としてより小規模な地すべりが繰り返し発生したものと考えられる。

また、向ヶ丘層の堆積物がキャップロックとして存在していることや、末端部が油井地区では海岸、他の地区では河川あるいは谷であり、いずれも受動域の浸食によって斜面が不安定化することが過去及び現在の地すべりの一因と考えられる。

島後東部 東海岸の犬来から大久にかけての地域では、向ヶ丘層が郡層の酸性凝灰岩及び凝灰質砂岩(Krd)、玄武岩溶岩及び貫入岩(Krb)と重栖層の流紋岩(Ovrl)を不整合に覆って広く分布している。また、向ヶ丘層の上位には、釜地区を中心として大峯山玄武岩が分布している。犬来-釜の地すべりは主に向ヶ丘層の分布域に集中している(第11.8図)。ここでは島後の北部や西部で見られるような大規模な急崖は見られず、落差10m程度の頭部滑落崖地形の存在が一般的である。

犬来地区では、郡層とそれに貫入した流紋岩を基盤と



第11.8図 犬来周辺の地すべり地形

し、向ヶ丘層が薄く斜面を覆っている。一般的に向ヶ丘層が示す丘陵地形に比べて、よりなだらかな地形が広がることから、この向ヶ丘層は他地区同様に崩壊-地すべりによって大部分が消失したものと考えられ、現在のすべり面は郡層の風化岩（粘土化帯）中に主として存在している（第11.9図）。村上ほか（1998a）によると、犬来地区の郡層は重栖層の火成活動に伴う熱水変質（スメクタイト化）が顕著で、表層から深度を増すにつれてスメクタイト・イライト・緑泥石混合相鉱物→スメクタイト・イライト混合相鉱物→スメクタイトへと変化している。また、キャップロックとしての向ヶ丘層や断層破碎帯を流路として地下水が供給されていたことや、郡層が斜面方向に傾斜していたこと（流れ盤構造）が地すべりの原因であるとした。

向ヶ丘層の粘土鉱物と地盤特性 永島ほか（2008）は、大峯山周辺及び那久-都万にかけての向ヶ丘層の粘土鉱物を分析して以下のように述べている。

「向ヶ丘層を構成する粘土層、火山灰層及び砂礫層中の粘土鉱物はスメクタイトが主要部分であって、雲母粘土鉱物やカオリンが僅かに混じるのが一般的である」（第11.10図）。また向ヶ丘層のスメクタイトの成因として、周辺基盤の X 線回折結果との比較をもとに、向ヶ丘層の堆積後の変質作用で形成されたとした。更に X 線回折図形の乱れの存在から、地すべり活動などによる地盤亀裂の発生と、浸透地下水による風化の促進によって粘土鉱物の構造破壊が生じたことを指摘した。

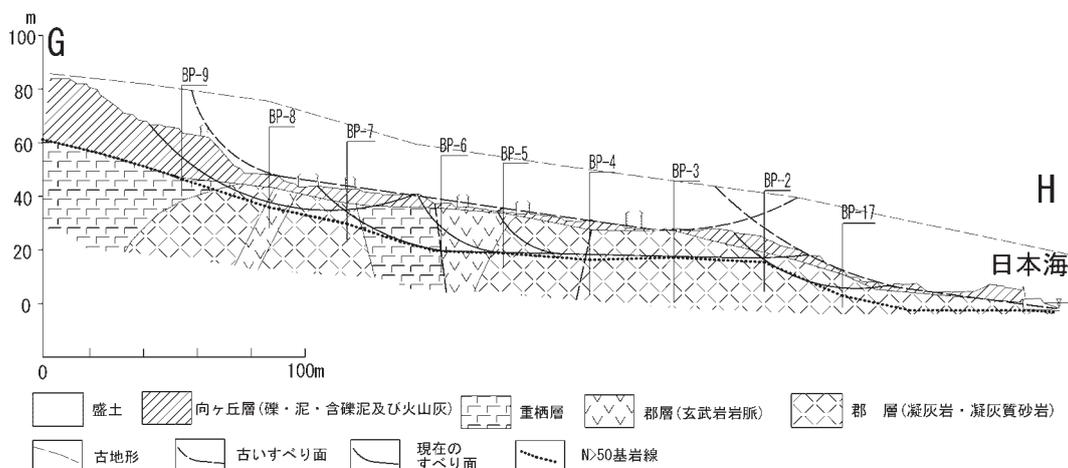
島後北部の向ヶ丘地区と島後西部の那久-大津久にかけてのボーリングの結果では、向ヶ丘層は島後北部で堆積層が厚く、西部ではやや薄い。標準貫入試験の結果（N値）では、島後北部の粘質土、礫質土の N 値が西部のそれよりも低いことが分かる（第11.11図）。特に、島

後西部では有機質な粘土が軟岩化している例も多く見られる。

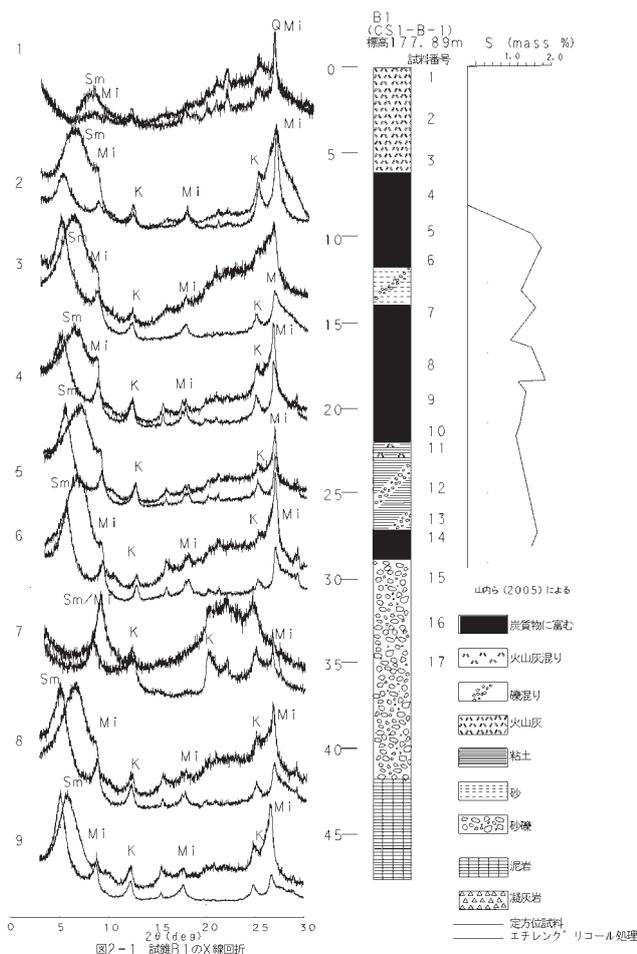
この両者の地区でボーリングによって採取した火山灰質粘土及び酸性火山灰の土質試験結果では両者の物性は良く似ている。力学試験の結果は試験方法が異なるため直接的な比較はできないものの、繰り返し一面剪断試験から求めた完全軟化強度は、初期強度から大きく低下することが分かる（第11.1表）。

向ヶ丘層の地すべり特性 向ヶ丘層の地形・地質特性と地すべりとの関係について、村上・山内（2006）は次のように指摘している。

- ・前期鮮新世に隠岐諸島は沈降し、向ヶ丘層の堆積後、十分な続性作用を経ないで隆起したため、地層が“未固結堆積物”となって変形しやすい状態であった。
- ・向ヶ丘層は5～8°の緩い勾配で地表面にほぼ平行に分布しており、向ヶ丘層中に古いすべり面が多数存在することから、隆起の過程で本層が大規模な地すべり地塊を形成した可能性がある。そのため、現在に至るまでに本層の大部分が地すべりによる移動により削剥された可能性があり、現存しているもの一部は未だ不安定であると思われる。
- ・一般的に、向ヶ丘層は地下水が浸透・流動しやすい礫混り土層と、その逆に地下水の浸透・流れを阻害する火山灰質粘土や有機質粘土を伴っていて、地すべりを発生させやすい構成を初生的にもつ。言い換えれば前者の存在は地下水が豊富で間隙水圧を上昇させやすく、後者の存在は地すべり面粘土が形成されやすいことを意味し、異常気象や人工的な切土で地すべりが発生する危険性がある。



第11.9図 犬来地区の地質断面図（第11.8図G-H）
村上ほか（1998）を加筆・修正。



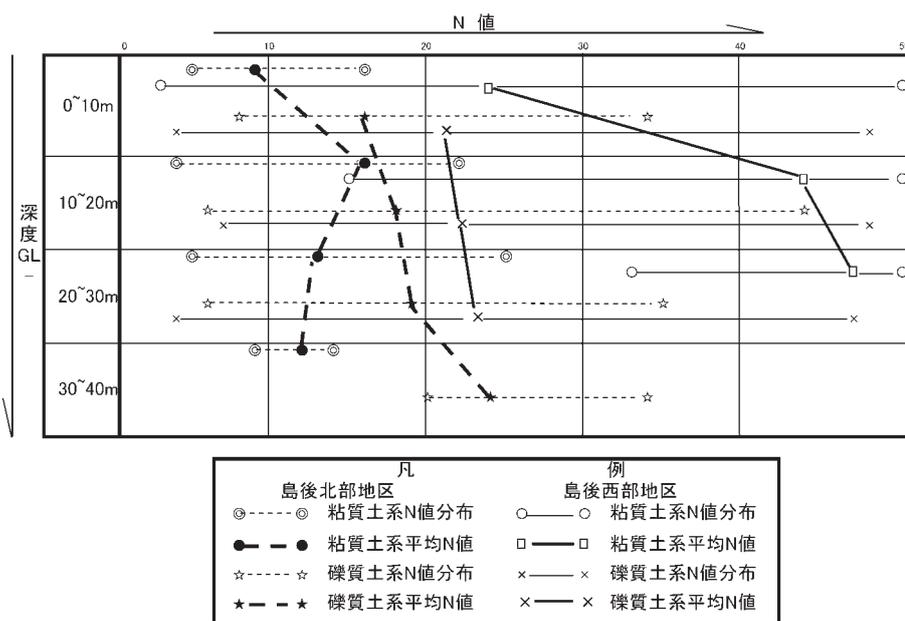
第 11.10 図 向ヶ丘地区の X 線回析図

このように、向ヶ丘層は島後全域で共通した特性を有する地層であるため、斜面对策に当たっては堆積物の構成、層厚、構造、分布形状を把握することが重要である。

三浦 (1998) は大満寺山を中心とする東部の急峻な地形と山頂平坦面の除いた 3～8°の緩傾斜地形は、地すべりによって形成されたと考えている。しかし、先に述べたように、これら地域の大半は向ヶ丘層分布域にほぼ一致する。また、地すべり地形分布図 (防災科学研究所, 2005) によれば、この緩傾斜の斜面には幅 0.1～2 km, 長さ 0.1～2.5 km の規模の地すべり地形が、ほぼ連続して分布している。しかし、上記のように、幅・長さともに 1 km を越えるような大規模な地すべりは、地形形状や浸食量から更新世以前に活動したと考えられる。それらの大規模地すべりの発生には向ヶ丘層の重力方向への移動が深く関わり、その結果として島後の地形形成に大きな影響を与えてきたと考えられる。なお海岸に面した地すべりと、内陸部での河川浸食による地すべりでは発生時期に時間差のあったことが考えられる。

11.2 崖崩れ (崩壊)

斜面の傾斜が 30°以上ある土地で崖崩れや崩壊の恐れのある地区を急傾斜地と呼び、斜面の高さや住宅戸数などの要件により「急傾斜地崩壊危険区域」の指定がなされている。崖崩れは移動速度が非常に速く、突発的であることから土砂災害を引き起こしやすい。崖崩れの地質的要因は岩盤の風化や割れ目、地層の構成や岩石の硬軟、あるいはオーバーハングなどの地形的要因や地下水や地表水も関与するため、崖崩れは様々な地層で発生する。島後の急傾斜地崩壊防止区域 (第 11.1 図) は人工密集



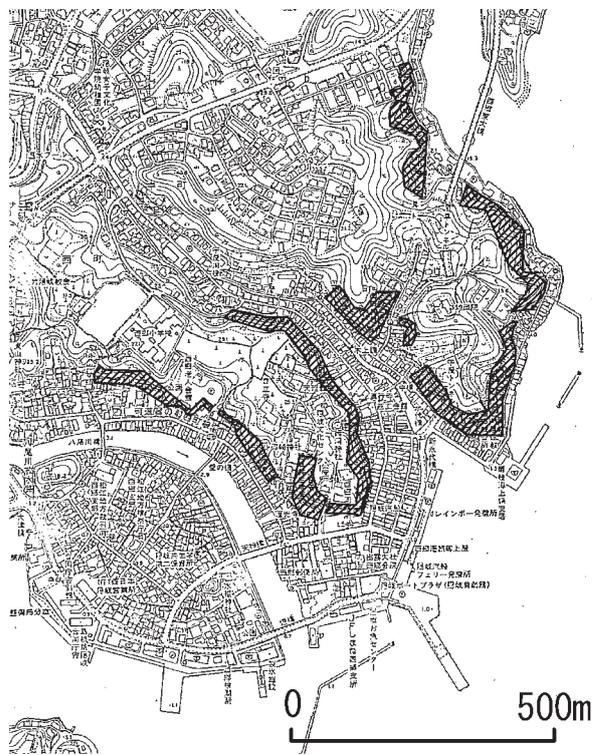
第 11.11 図 島後北部と島後西部の向ヶ丘層の N 値

地である西郷湾北岸（第 11.12 図）と都万地区に集中している。その地質的な理由として、前者は更新統の西郷玄武岩と高位段丘分布域に当たり、玄武岩の風化が著しく進行していること（第 11.13 図）や段丘堆積物がキャッ

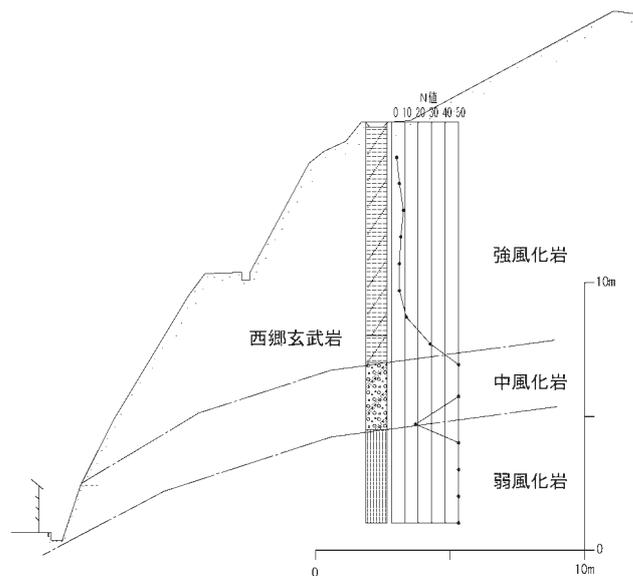
ブロックとなっていることが上げられる。また後者にあつては都万層砂岩の分布域に当たり、風化による砂岩の脆弱化が原因となっている。

第 11.1 表 島後西部と北部の向ヶ丘層の土質試験値

地 区		島後西部	島後北部	
緯 度(北緯)		36 12' 56.9035"	36 18' 33.6008"	
経 度(東経)		133 13' 28.1067"	133 15' 36.1897"	
標 高(m)		105.00	177.60	
一 般	試料採取深度 (GL- m)	5.0~6.0	5.0~6.0	22.4~23.0
	柱状図記載土質(地質)名	火山灰質粘土	酸性火山灰	火山灰質粘土
	湿潤密度 ρ_t g/cm ³	1.660	1.571	1.716
	乾燥密度 ρ_d g/cm ³	1.119	0.995	1.155
	土粒子の比重 ρ_s g/cm ³	2.199	2.566	2.613
	自然含水比 Wt%	48.1	58.0	48.9
	間隙比 e	1.235	1.582	1.295
	飽和度 Sr%	97.95	91.11	99.68
粒 度	礫分(2.75mm) %	8.7	0	0.5
	砂分(0.075~2mm) %	17.1	3.1	10.1
	シルト分(0.005~0.075mm)%	25.8	36.1	26.0
	粘土分(0.005mm未満) %	48.1	60.2	63.1
	最大粒径 mm	19.0	2.0	9.5
コンシ ステン シー	液性限界 Wp%	76.7	100.0	66.6
	塑性限界 Wp%	37.1	16.3	32.0
	塑性指数 Ip	39.6	53.8	34.6
特性	流動指数 LI		11.6	10.0
分 類	地盤材料の分類名	礫混じり砂質シルト (高液性限界)	シルト (高液性限界)	砂混じり粘土 (高液性限界)
	分類記号	(MBS-G)	(MI)	(HS)
三軸圧縮 (C ₁)(C)	C kN/m ²	30.3(CD)	33.4(CI)	54.1(CI)
	φ 度	19.7(CD)	18.6(CI)	13.1(CI)
完全軟化 強度	C kN/m ²	1.4		
	φ 度	20.0		
残留強度	C kN/m ²	1.6		
	φ 度	19.1		



第 11.12 図 西郷港北岸の急傾斜地崩壊危険区域分布図



第 11.13 図 西郷玄武岩の風化を示す断面図

第12章 資源地質

(村上 久・山内靖喜)

12.1 珪藻土

久見層中に挟在する海成珪藻土層は基盤岩分布域の西側のひろい範囲に分布すると考えられるが、とくに島の南岸沿いでは厚くなっている。この珪藻土層は明治年間から利用されてきたが、1917ないし1918年頃から岬地区の飯ノ山東麓、加茂周辺、箕浦周辺、塩の浜(第8.12図)で採掘され始めた(田中ほか, 1963)。その後、向山や島の中央部の山田などでも採掘された(大西, 1964)。一部では坑内掘も行われたが、多くは露天掘りで採掘された(田中・三浦, 1962)。しかし、現在はそのほとんどが採掘を中止している。採掘された珪藻土は主として耐火レンガ、保温剤の原材料として、また一部はろ過助剤用(大西, 1965)として出荷されたこともある。

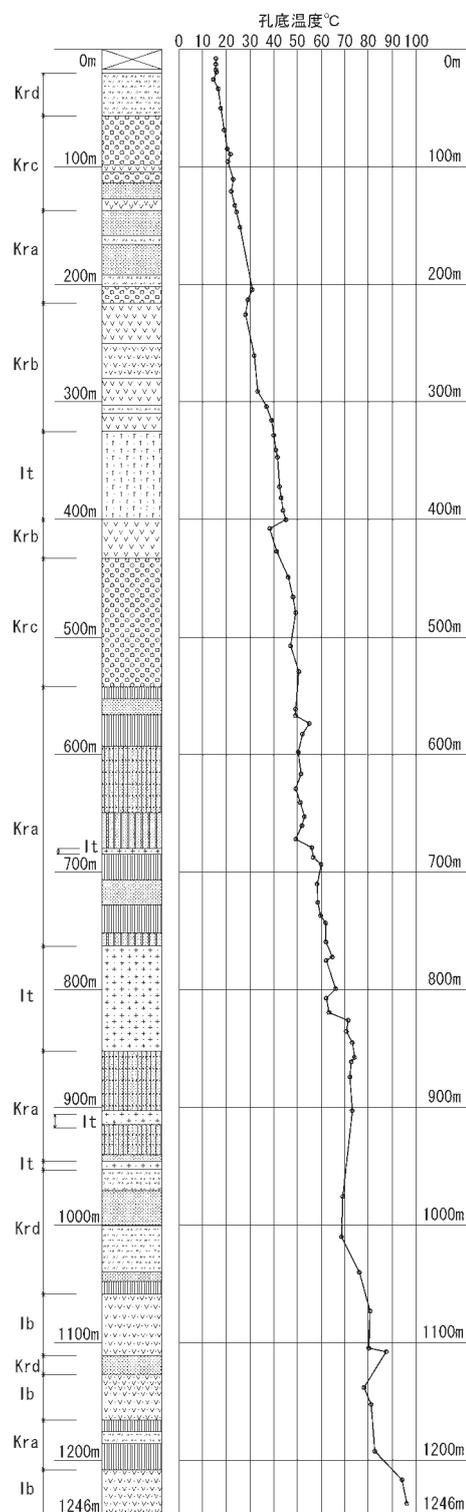
加茂湾東岸から箕浦にかけての地域の一部では、現在でもごく小規模に露天掘りの採掘が続けられている。ボーリング調査の結果からこの地域の珪藻土の埋蔵量は4,500,000トンとされている(田中ほか, 1963)。

12.2 温泉

東郷地区にはマグネシウム・カルシウム・ナトリウム-重炭酸・硫酸塩泉の冷温泉が存在し、以前は宿泊施設の浴用に利用されていたが現在は使用されていない。南方地区では1990年以降、2本の泉源井が掘削された。このうち第1温泉源は深さ1,246mまでの掘削が行われ、孔底温度は96°Cに達している(第5.2.4図及び第12.1図)。また、温泉成分は第一温泉源が「含鉄(II)・ナトリウム-塩化物・硫酸塩泉」第2温泉源が「含鉄・二酸化炭素-ナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉」となっており(第12.1表)、両温泉源ともに温泉施設に利用されている。

12.3 砕骨材

砕骨材は昭和30年代までは集落や県道に近接した重栖層の粗面岩が利用されていた。しかしながら発破にともなう飛石や騒音対策のために、次第に採掘が山中で行われるようになるとともに、品質面から採石の対象が郡層の玄武岩と安山岩及び片麻岩に移行してきた。現在では採石の主体は片麻岩に移行し、有木地区や東郷地区で採掘されている。



第12.1図 五箇温泉第1温泉源の孔底温度柱状図の凡例は第5.8図に従う。

12.4 石 材

郡層の酸性凝灰岩 (Krm) は級化や層理をほとんどもたない均質な細粒凝灰岩からなり、小路周辺にのみ分布する。この凝灰岩は比較的軟らかく、加工しやすいため、古くから採掘され、石垣、灯籠、墓石などに利用されてきた。現在でも小路北方の谷で採掘され、石垣や敷石、壁材などに加工して、利用されている。

12.5 装飾用資源

重栖層の火砕岩中に含まれる黒曜石は旧石器時代から採集され、石器として島内外で利用された (竹広, 2009)。西郷町誌編さん委員会 (1975) によると、黒曜石の産地は津井の池付近、久見、代、福浦、長尾田、油井、那久、大津久などが知られている。

黒曜石は一般に火砕岩に礫として含まれることが多い。津井の池周辺では男池東端の崖で流紋岩質の火砕岩中に岩塊として存在するほか、一部はその上位の溶岩中にレンズとして含まれている。吉谷ほか (1982) は久見地区の黒曜石について、流紋岩を貫く幅 2~7 m の朝顔型をした流紋岩の貫入岩体中に存在すること。この貫入岩体は 3 つ存在し、その熱水変質した粘土化帯中や、パーライト中に黒曜石の岩塊が存在することを報告した。しかしながら、この粘土化部の多くは発泡しており、流紋

岩貫入岩体としたものは火砕岩の火道もしくは火砕岩岩頸と考えられる。黒曜石はこの中に礫ないし岩塊状 (第 12.2 図) に含まれており、現在でも露天掘りで採掘され装飾用に加工されている。なお、この貫入岩体は小規模なため、地質図上では表されていない。

また、今津から岸浜に至る峠では長径 70 m 程度の範囲に、火砕岩中のガラス質レンズ (真珠岩-松脂岩) 中の小レンズとして含まれている。この火砕岩はガラス質レンズの構造や角礫化する状況から、火道と考えられる。



第 12.2 図 重栖層の火砕岩中の黒曜石 (久見)

第 12.1 表 隠岐温泉の成分表

鉱泉の定義 (常水と区別する限界値)		第 1 温泉源	第 2 温泉源
温度 (源泉から採取されるときの温度) 摂氏 25 度以上		32.9	51.2
物質名	基準含有量 (1kg 中)	含有量 (1kg 中)	含有量 (1kg 中)
溶存物質 (ガス性のものを除く)	総量 1,000mg 以上	3,533.0	8,630.0
遊離二酸化炭素 (CO ₂)	250		1,048.3
リチウムイオン (Li ⁺)	1	5.0	0.3
ストロンチウムイオン (Sr ²⁺)	10	0.08	1.4
バリウムイオン (Ba ²⁺)	5	0.7	0.1
総鉄イオン (Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	10	0.1	29.9
マンガン (II) イオン (Mn ²⁺)	10	61.4	0.4
水素イオン (H ⁺)	1	1.6	6.7
フッ素イオン (F ⁻)	2	7.27	7.4
ヒ素イオン (HAsO ₄ ²⁻)	1.3	4.7	0.01
(ヒドロヒ酸イオン)			0.01
メタ亜ヒ酸イオン (AsO ₂ ⁻)	1	-	-
総硫黄 (S) [HS ⁻ +S ₂ O ₃ ²⁻ +H ₂ S に対応するもの]	1	-	-
メタホウ酸 (HBO ₂)	5	15.3	13.4
メタケイ酸 (H ₂ SiO ₃)	50	22.7	110.9
炭酸水素ナトリウム (NaHCO ₃)	350	1,110.0	5,873.6
ラドン (Rn)	20*10 ⁻¹⁰	7.83	5.95
	キュリー単位以上		
	(5.5マッヘ単位以上)	2.15	1.63
ラジウム塩 (Raとして)	1*10 ⁻⁸ mg 以上	-	-
名	称	含鉄 (II) ナトリウム塩化物・硫酸塩泉	含鉄・二酸化炭素-ナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉

文 献

- 安達勝彦・小室裕明・村上 久 (1995) 隠岐島後中央部における時張山累層の層序と構造. 島根大学地質学研究報告, no.14, p. 109-116.
- 秋葉文雄 (1983) 北太平洋中高緯度地域の新第三系珪藻化石帯区分の改訂—基準面の評価と時代—. 月刊海洋科学, vol. 15, p. 717-723.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Init. Repts. DSDP*, vol. 87, p. 393-481.
- 青木謙一郎 (1977) 隠岐島後中村の超苦鉄質・苦鉄質捕獲岩. 岩鉱, vol. 72, p. 75-84.
- Berman, R.G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Jour. Petrol.*, vol. 29, p. 445-522.
- Bordowskiy, O.K. (1965a) Source of organic matter in marine basins. *Marine Geol.*, vol. 3, p. 5-31.
- Bordowskiy, O.K. (1965b) Accumulation of organic matter in bottom sediments. *Marine Geol.*, vol. 3, p. 33-82.
- 防災科学研究所 (2005) 地すべり地形分布図. 研究資料第 278 号. 同 Web site: <http://lswel.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberimini/LSkaisetsu/50kmapdbpdfview.asp?setnum=25&pdfnum=543322>
- Dallmeyer, R.D. and Takasu, A. (1998) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages from the Oki Metamorphic complex, Oki-Dogo, southwest Japan: implication for regional correlations. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 16, p. 437-448.
- Ertel JR and Hedges JI (1984) The lignin component of humic substances: Distribution among soil and sedimentary humic, fulvic, and base-insoluble fractions. *Geochim Cosmochim Acta*, vol. 48, p. 2065-2074.
- 藤巻宏和・徐 紅・青木謙一郎 (1989) 島根県隠岐, 島後のミュージアライトの K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 84, p. 335-338.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K. (1984) Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *Amer. Mineral.*, vol. 69, p. 88-97.
- Ghent, E.D. (1976) Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineral.*, vol. 61, p. 710-714.
- 浜田耕一・藤原奈都子・角替敏昭 (1996) 隠岐・島後の銚子・有木川流域に分布する隠岐変成岩の岩相記載と変成履歴. 島根大学教育学部紀要 (自然科学), vol. 30, p. 53-72.
- 春本篤夫 (1925) 隠岐島後東北海岸火山岩の風景. 地球, vol. 5, p. 50-54.
- 春本篤夫 (1926) 隠岐島後の火山岩類に就いて (1). 地球, vol. 6, p. 398-404.
- 春本篤夫 (1927a) 隠岐島後の火山岩類に就いて (2). 地球, vol. 7, p. 27-37.
- 春本篤夫 (1927b) 隠岐島後の火山岩類に就いて (3). 地球, vol. 7, p. 122-129.
- 橋本誠 (1999MS) 西南日本に分布する中新世前期非海成泥岩の堆積環境と石油根源岩特性, 島根大学修士論文, 112p.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb-Sr による地質年令 (1), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- 林 正久 (1980) 地形分類図. 土地分類基本調査「西郷」, 島根県, p. 17-22.
- 林 正久 (1990) 隠岐諸島の地形—島後島—. 山陰地域研究 (自然環境), no.6, p. 1-10.
- Hedges, J.I., Clark, W.A., Quay, P.D., Ricihey, J.E., Devol, A.H. and Santos, U.de M. (1986) Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnol Oceanogr.*, vol. 31, p. 717-738.
- 廣田清治 (1979) 島根県産脊椎動物化石目録. 化石研究会誌, vol. 12, p. 21-27.
- Hoshino, M. (1979) Two-pyroxene amphibolites in Dogo, Oki islands, Shimane-ken, Japan. *Jour. Japan, Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 74, p. 87-99.
- 星野光雄 (1979a) 隠岐島後のコランダム含有泥質片麻岩. 加納 博教授記念論文集 日本列島の基盤, p. 85-88.
- 星野光雄 (1979b) 隠岐島後の両輝石角閃岩. 日本列島の基盤 加納 隆教授記念論文集, p. 89-93.
- 星野光雄 (1981) 隠岐島後の泥質片麻岩にみられるアルミノ珪酸塩鉱物の産状. 文部省科学研究費補助金総合研究 B (530611) 報告書「日本列島及び周辺地域における下部古生界～上部原生界についての地質学的岩石学的諸問題」, p. 9-12.
- 星野光雄 (1986) 隠岐島後の変成作用—泥質片麻岩の相解析. 地学団体研究会第 40 回総会シンポジウム資料集, p. 190-191.
- Honza, E. (1978) Geological investigation in the northern margin of the Okinawa Trough and the western margin of the Japan sea. Cruise rept., vol. 10, 79p. Geol. Surv. Japan.
- Ishibashi, K., Oji, Y. and Matsumoto, Y. (1973) Mafic and ultramafic inclusions in basaltic rocks near or in Japanese Islands. In The crust and upper mantle of the Japanese area. Part II Geology and geochemistry, p. 5-9.
- 飯泉 滋 (1996) 表面電離型質量分析計, MAT262 による岩石・

- 鉱物試料の Sr・Nd 同位体組成の測定. 島根大学地球資源環境学研究報告, no.15, p. 153-159.
- 石田英明 (1985) 隠岐島後西部におけるアルカリ火山岩類の層序. 島根大学地質学研究報告, no.4, p. 69-79.
- 岩田昌寿・加々美寛雄・高橋栄一・倉沢 一 (1988) 島根県隠岐, 隠岐粗面岩・流紋岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と成因. 火山第 2 集, vol. 33, p. 79-86.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S., and Honma, H. (1987) Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Tech. Rep. ISEI. Okayama Univ.*, Ser. B, no. 4, p. 1-16.
- 加々美寛雄・岡野 修・須藤 宏・本間弘次 (1982) MAT260 による Sr 同位体比測定および Rb・Sr 定量分析. 岡山大学温泉研究所報告, no.52, p. 51-70.
- Kagami, H., Yokose, H., and Honma, H. (1989) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of GSJ rock reference sample; JB-1a, JA-1 and JG-1a. *Geochem. Jour.*, vol. 23, p. 209-214.
- 角館正勝 (1988) 隠岐島後都万地域の新第三系貝化石群集. 島根大学地質学研究報告, no.7, p. 99-112.
- Kaneoka, I., Takahashi, E. and Zashu, S. (1977) K-Ar ages of alkali basalts from Oki-Dogo Island. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 83, p. 187-189.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1985) 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地調月報, vol. 36, p. 427-438.
- 鹿野和彦・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, 79 p.
- 鹿島 崇・角替敏明 (1997) 隠岐島後, 銚子・大久川流域の泥質片麻岩に含まれる流体包有物の研究. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 1997, p. 475.
- 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. 日本地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱山地質学会・日本鉱物学会連合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」, p. 5.
- 川野良信 (1994) パーソナルコンピュータを用いた Rb-Sr, Sm-Nd アイソクロン計算プログラム. 情報地質, no.5, p.13-19.
- Kimura J., 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*, vol. 12, p. 22-45.
- Kimura, J. and Yamada, Y. (1996) Evaluation of major and trace elements XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 91, p. 62-72.
- 木村勝弘・辻 喜弘 (1992) 堆積盆の生成発展過程の研究. 石油開発技術センター年報, 平成 4 年度, p. 90-98.
- 小林伸治・沢田順弘 (1998) 隠岐島後における末期中新世隠岐アルカリ火山岩類の成因. 岩鉱, vol. 93, p. 162-181.
- 小林伸治・沢田順弘・吉田武義 (2002) 隠岐島後における末期中新世, 隠岐アルカリ火山岩類の地質とマグマ供給系. 岩石鉱物科学, vol. 31, p. 137-161.
- 小島 健・小室裕明・村上 久 (1995) 隠岐島後北東部中村地域に分布する時張山累層の層序と構造. 島根大学地質学研究報告, no.14, p. 89-100.
- Kojima T., Okada M., Ohira H., Tokieda K., Komuro H. and Amano K. (2001) Paleomagnetism and fission-track ages of Oki-Dogo Island in Southwest Japan. *Earth Planets Space*, vol. 53, p. 45-54.
- Kozioi, A.M. and Newton, R.C. (1988) Redetermination of the anorthite break down reaction and important of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *Amer. Mineral.*, vol. 73, p. 216-223.
- 神津倣祐 (1913) 隠岐火成岩. 地質要報, 大正三年第一号, p. 83-129.
- Kozu, S. (1914) Resumé of petrological notes on the igneous rocks of the Oki Islands. *Bull. Imperial Geol. Surv.*, vol. 24, p. 19-40.
- LeBas, M. J., Le Matre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Pterol.*, vol. 27, p. 745-750.
- 松井優子 (2004MS) 島根半島と隠岐島後における新生界の古地磁気学的研究. 島根大学卒業論文, 80 p.
- 松本徹夫 (1984) 島根県隠岐群島“島後カルデラ”についての考察. 島根大学地質学研究報告, no.3, p. 111-119.
- 村上 久 (2001) 後期中新世の火山山体崩壊物の地すべり特性と対策工. 地盤の架け橋, no.6, p. 12-16.
- 村上 久 (2008) 爆裂火口の断面をみる-西郷港入口. 島根県地学会誌, no.23, p. 4.
- 村上芳喜・野津 達・大浜祥治・杉谷博之・村上 久・杉原充純 (1998a) 犬来地すべり. らんどすらいど, no.14, 26-53.
- 村上芳喜・大浜祥治・浜崎晃 (1998b) 大峯山を中心とした地すべりについて. 地すべり学会関西支部現地討論会「隠岐におけるキャプロック地すべり」, p.
- 森山哲朗 (1999MS) 隠岐島後南部における末期中新世火山岩類の地質学的・岩石学的研究. 島根大学卒業論文, 50p.
- Mullen, F. D. (1983) $\text{MnO}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 62, p. 53-62.
- 中村将太 (2005MS) 隠岐島後北部における新生界の地質学的研究. 島根大学卒業論文, 52 p.
- 登崎隆志・加藤 茂・北原祥二 (1978) 山陰沖の海底地形. 水路部研究報告, no.13, p. 1-36.

- 落合俊夫・山内靖喜・村上 久 (2004) 隠岐島後中央部の下部中新統の郡層について. 島根大学地球資源環境学研究報告, no. 22, p. 55-66.
- 小川琢治 (1906) 西南日本地質構造概観. 地質要報, 19, 1-100.
- 大平寛人・筒井夏実 (2000) 隠岐島後に分布する基盤岩類の FT 年代. フィッション・トラックニュースレター, no. 13, p. 59-61.
- 大久保雅弘 (1981) 隠岐島後の中新統化石層. 島根大学理学部紀要, no.15, p. 125-137.
- 大久保雅弘 (1984) 隠岐の地質概論. 島根大学地質学研究報告, vol. 3, p. 75-86.
- Okubo, M. and Takayasu, K. (1979) Discovery of Middle Miocene Molluscs at Kumi, Dogo, Oki Islands. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, no. 13, p. 121-130.
- 大久保雅弘・高安克己 (1980) 隠岐より *Miogyopsina* の発見. 地質雑, vol. 86, p. 37-39.
- 奥野春雄 (1964) 隠岐島の珪藻土について (1). 植物研究雑誌, vol. 39, p. 327-331.
- 奥野春雄 (1965) 隠岐島の珪藻土について (2). 植物研究雑誌, vol. 40, p. 6-11.
- 奥野春雄 (1968) 隠岐島の珪藻土について (3). 植物研究雑誌, vol. 43, p. 17-25.
- 大西郁夫 (1974) 山陰地方の第四紀中・後期の植物化石. 島根大学文理学部紀要, 理学科編, no.7, p. 101-115.
- 小野晋和 (2007MS) 隠岐島後における後期新生代玄武岩の時代変化. 島根大学卒業論文, 52 p.
- 尾崎正紀 (1992) 日本における古第三紀植物群の変遷と古気候変化. 地調月報, vol. 43, p. 69-85.
- 尾崎正臣・角替敏明 (1997) 隠岐島後の泥質片麻岩にみられるミグマタイト形成過程. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 1997, p. 476.
- 西郷町誌編さん委員会 (1975) 西郷町誌 (上巻). 1103 p.
- Sampei, Y. and Matsumoto, E. (2001) C/N ratios in a sediment core from Nakaumi lagoon, southwest Japan — usefulness as an organic source indicator —. *Geochem Jour.*, vol. 35, p. 189-205.
- 佐藤伝蔵 (1922) 隠岐の珪素土. 地学雑, vol. 34, p. 203-211.
- 沢田順弘・Ashraf Al-Jairani・山崎博史・長尾敬介 (2008a) 隠岐島後, 油井-長尾田地域における郡層と重柄層の火山岩類の岩石記載と全岩 K-Ar 年代. 島根大学地球資源環境学研究報告, No. 27, p. 1-9.
- 沢田順弘・當銘あかね・北川博也・小林伸治・今岡照喜・板谷徹丸 (2008b) 隠岐島後, 末期中新世葛尾層火道角礫岩と粗面岩岩片中のアルカリ長石 K-Ar 年代. 島根大学総合理工学部地球資源環境学研究報告, no. 27, p. 11-20.
- 沢田順弘・小林伸治・森山哲朗・山崎博史・村上 久 (1999 a) 隠岐島後における前期中新世郡累層と縄状構造をもつ末期中新世 ショジョナイト・シート. 地球科学, vol. 53, p. 171-172.
- 沢田順弘・中村唯史・榎田禎久・Sun Yoon・徳岡隆夫 (1997) 島根県大田市の掘削コアから発見された鬱陵島の完新世初期火山活動由来の漂着軽石. 第四紀研究, vol. 36, p. 1-16.
- 沢田順弘・小野晋和・田山良一 (2008) 隠岐島後における後期新生代苦鉄質火山岩類の全岩と鉱物組成からみた時代変化. 地球惑星連合学会 2008 年大会講演要旨.
- 沢田順弘・田山良一・中村将太・内田直樹 (2006) 隠岐島後における後期新生代玄武岩類の時代変化. 日本地質学会第 113 回学術大会講演要旨, 128 p.
- 沢田順弘・當銘あかね・小林伸治・小室裕明・北川博也・村上久 (1999b) 隠岐島後, 末期中新世葛尾層火山岩類中の火道とフィーダー岩脈. 地質雑, vol. 105, p. VII-VIII.
- 沢田順弘・角替敏昭・山崎博史・小林伸治・村上 久 (2000) 隠岐島後. 日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書, p. 115-134.
- 関 信雄 (1961) 隠岐片麻岩地域の地質. 地学島根, no. 2, p. 4-5.
- 柴いづ子・青木謙一郎 (1974) 隠岐島後中村のアルカリ玄武岩中の超苦鉄質及び苦鉄質捕獲岩類の成因. 岩鉱, vol. 69, p. 159.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1966) K-Ar ages of Hida Metamorphic rocks, Amo-Tsunokawa area and Oki area, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 17, p. 410-435.
- 志知龍一・村田泰章 (1997) 島根県重力異常図. 新編島根県地質図 (20 万分の 1) 付図. 内外地図.
- 島根県 (1980) 土地分類基本調査「西郷」(5 万分の 1). 44 p.
- 下中宏二 (2000MS) 隠岐島後南西部の地質と岩石. 島根大学卒業論文, 44 p.
- Steiger, R.H. and Jager, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- Suzuki, M. (1970) Fission track age and uranium contents of obsidians. *Jour. Anthropol. Soc. Nippon*, vol. 78, p. 50-58.
- 鈴木和博・足立 守 (1993) 隠岐島後の飛騨片麻岩の CHIME 年代. 日本地質学会第 100 年学術大会講演要旨, p. 613.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1994) Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implication for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. *Tectonophysics*, vol. 235, p. 277-292.
- 多井義郎 (1956) 隠岐島後の中新世小型有孔虫化石群. 地質雑, vol. 62, p. 212-213.
- 多井義郎・加藤道雄 (1980) 隠岐島後産 *Miogyopsina* とそれに伴う小型有孔虫化石群. 日本地質学会第 87 年学術大会講演要旨, p. 79
- 田結庄良昭・市原優子 (1991) 隠岐島後の片麻岩・花崗岩の黒雲母にみられるアンモニウム含有量の特徴. 地質雑, vol. 97, p. 529-535.

- 田結庄良昭・柴田 賢・内海 茂 (1991) 島根県, 隠岐島後の花崗岩類. 地質雑, vol. 97, p. 53-60.
- 高橋栄一 (1975a) 隠岐島後島に於けるスピネル-レルズライト捕獲岩の発見. 地質雑, vol. 81, p. 81-83.
- 高橋栄一 (1975b) 捕獲岩から推定される隠岐島後の地下構造. 日本地質学会第 82 年学術大会講演要旨, p. 137.
- Takahashi, E (1978) Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arcs. *Bull. Volcanol.*, vol. 414, p. 529-546.
- 高須 晃・Dallmeyer, R.D. (1995) 隠岐片麻岩の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, p. 281.
- 高安克己 (1979) 隠岐・島後より東印内動物群の発見. 日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨, p. 239.
- 竹広文明 (2009) 隠岐における黒曜石原産地遺跡-加茂サカス遺跡の調査すら-隠岐の文化財, no. 26 p. 1-11.
- 田中 剛・星野光雄 (1987) 隠岐変成岩の Sm-Nd 年代とその地質学的意義. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, p. 492.
- 田山良一 (2004MS) 隠岐島後南東部における新生界の地質と火山岩類の岩石学的研究. 島根大学卒業論文, 55 p.
- 田山良一 (2006MS) 隠岐島後における新生界の地質学的研究: 特に鮮新-更新世玄武岩類を中心として. 島根大学修士論文, 101 p.
- 田山良一・沢田順弘・山内靖喜・河村敬寛・村上 久 (2004) 隠岐島後南東部の地質: 特に後期新生代火山活動を中心として. 日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨, p. 60.
- Thompson, A.B. (1976) Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 276, p. 425-454.
- 千葉とき子・金子信行・鹿野和彦 (2000) 浦郷地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 74 p.
- 富田 達 (1927a) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其一). 地質雑, vol. 34, p. 321-338.
- 富田 達 (1927b) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其二). 地質雑, vol. 34, p. 423-460.
- 富田 達 (1928a) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其三). 地質雑, vol. 35, p. 463-491.
- 富田 達 (1928b) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其四). 地質雑, vol. 35, p. 519-537.
- 富田 達 (1928c) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其五). 地質雑, vol. 35, p. 571-600.
- 富田 達 (1929a) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其六). 地質雑, 36, p. 189-205.
- 富田 達 (1929b) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其七). 地質雑, vol. 36, p. 303-337.
- 富田 達 (1930a) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其八). 地質雑, vol. 37, p. 131-156.
- 富田 達 (1930b) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其九). 地質雑, vol. 37, p. 521-546.
- 富田 達 (1931a) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十). 地質雑, vol. 38, p. 155-174.
- 富田 達 (1931b) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十一). 地質雑, vol. 38, p. 203-222.
- 富田 達 (1931c) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十二). 地質雑, vol. 38, p. 413-431.
- 富田 達 (1931d) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十三). 地質雑, vol. 38, p. 461-479.
- 富田 達 (1931e) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十四). 地質雑, vol. 38, p. 545-564.
- 富田 達 (1931f) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十五). 地質雑, vol. 38, p. 609-628.
- 富田 達 (1932a) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十六). 地質雑, vol. 39, p. 149-178.
- 富田 達 (1932b) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十七). 地質雑, vol. 39, p. 197-219.
- 富田 達 (1932c) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十八). 地質雑, vol. 39, p. 501-523.
- 富田 達 (1932d) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其十九). 地質雑, vol. 39, p. 609-640.
- 富田 達 (1932e) 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其二十). 地質雑, vol. 39, p. 675-691.
- Tomita, T. (1936) Geology of Dogo, Oki Islands in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, Sec. 2, vol. 2, p. 37-146.
- 鳥居直也 (1984) 隠岐島後下部中新統火砕岩類の変質. 島根大学地質学研究報告, vol. 3, p. 99-109.
- 鳥居直也・横田正浩・石田英明 (1984a) 隠岐島後中新統の層序. 地球科学, vol. 38, p. 290-298.
- 鳥居直也・吉村尚久・島田昱郎 (1984b) 隠岐島後下部中新統中にノジュール状に産出するワイラカイト. 島根大学地質学研究報告, vol. 3, p. 129-137.
- 當銘あかね (1996MS) 隠岐島後, 葛尾石英流紋岩類の地質. 島根大学卒業論文, 49p.
- Tsunogae (1995) Preliminary SIMS zircon ages of pelitic gneiss, Oki-Dogo Island, southwest Japan. *Mem. Fac. Edu. Shimane Univ.*, vol. 29, p. 61-68.
- 角敏敏昭 (1998) 隠岐片麻岩類. 地学団体研究会第 52 回総会見学旅行案内書, p. 105-114.
- Tsutsumi, Y., Yokoyama, K., Horie, K., Terada, K. and Hidaka, H. (2006) SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons in paragneiss from Oki-Dogo Island, western Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 101, p. 289-298.
- 堤 之恭・横山和己・寺田健太郎・日高 洋 (2003) 隠岐島後の準片麻岩の SHRIMP 年代. 日本鉱物学会・日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集 2003, p. 255.
- 内田直樹 (2006MS) 隠岐島後北部, 大峰山南方地域の地質. 島根大学卒業論文, 42 p.
- Uchimizu, M. (1966) Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. II*, vol. 16, p. 85-159.
- 上田哲郎・杉山政広 (1984) 隠岐・島後のオウナガイ化石につ

- いて。島根大学地質学研究報告, vol. 3, p. 145-154.
- 梅原正敏 (1983MS) 島根県中新世植物化石の研究—特に隠岐島後下部中新統植物化石について—。島根大学卒業論文, 131 p.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of southwestern Japan related to the opening event of the Japan Sea: its time and space based on K-Ar dating. Tokyo Univ. Ph.D. Thesis, 184 p.
- Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, I. (1994) Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: Geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea. *Geochem. Jour.*, vol. 28, p. 431-449.
- Wood, B.J. and Banno, S. (1973) Garnet-clinopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 42, p. 109-124.
- 山上萬次郎 (1896) 20 萬分の 1 地質図隠岐図幅及び同説明書。農商務省地質調査所, 31 p.
- Yamaguchi, M. (1964) Petrogenic significance of ultra-basic inclusions in basaltic rocks from southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, vol. XV, p. 163-219.
- 山本勝守・大平寛人 (1999) 隠岐島に分布する時張山類層のフィッシュン・トラック年代。フィッシュン・トラックニュースレター, no. 12, p. 72-73.
- 山根英男 (1963MS) 隠岐島後北部の地質。島根大学卒業論文, 41 p.
- 山野井伸行 (1981MS) 隠岐島後南西部の層序学的研究。島根大学卒業論文, 104 p.
- 山崎博史 (1984) 隠岐島後の中新統。島根大地質学研究報告, no. 3, p. 87-97.
- 山崎博史 (1991) 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序。地質雑, vol. 97, p. 917-930.
- 山崎博史 (1992) 島後層群と南隠岐リッジ。地質学論集, no. 37, p. 277-293.
- 山崎博史 (1998) 隠岐島後の後期新生代堆積—造構史と日本海南部における地形的・構造的起伏起源。広島大学学校教育学部紀要, 第 II 部, vol. 20, p. 85-153.
- 山崎博史・雁沢好博 (1989) 隠岐島後第三系, 郡累層および油井累層のフィッシュン・トラック年代。地質雑, vol. 95, p. 619-622.
- 山崎博史・下末 恵・高安克己 (1991) 隠岐島後中新統郡累層と久見層の層序関係の再検討。地球科学, vol. 45, p. 177-190.
- Yamashita, K. and Yanagi, T. (1994) U-Pb dating of the Oki metamorphic rocks, the Oki Island, Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 28, p. 333-339.
- 山内靖喜・村上 久 (1999) 隠岐群島の生い立ちと古地理の変遷。隠岐の文化財, no. 16, p. 1-10.
- 山内靖喜・村上 久 (2007) 隠岐島後の段丘について。島根県地学会誌, no. 22, p. 31-36.
- 山内靖喜・村上 久・中山勝博 (1995) 島根県隠岐郡布施周辺の古第三紀時張山累層。島根大学地質学研報, no. 14, p. 81-88.
- 山内靖喜・村上久・三瓶良和・浜崎 晃・内田澄夫・平井政次・守岡康一・朝倉隆之・片山直樹・星野充・折橋裕二 (2005) 隠岐・島後で新たに発見された海成鮮新統“向ヶ丘層”。地球科学, vol. 59, p. 35-48.
- 山内靖喜・村上 久・志知龍一・野崎京三 (1995) 重力異常からみた隠岐群島の基盤構造。島根県地学会誌, no. 10, p. 25-27.
- 矢野寛幸・島田昱郎 (1984) 隠岐島後新第三系中の海緑石。島根大学地質学研究報告, vol. 3, p. 121-128.
- 安野敏勝 (2000) 島根県隠岐島後の中新統より発見された淡水魚類化石 (予報)。福井市自然史博物館研報, no. 47, p. 1-13.
- 横田正浩 (1984) 隠岐島後の珪藻土について。島根大学地質学研究報告, no. 3, p. 139-144.
- 米子工業高等専門学校 (1985) 島根県地盤図 (解説・資料編)。441 p.
- York, D. (1966) Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, vol. 44, p. 1070-1086
- 吉谷昭彦・檀原 徹・村上 久 (1995) 隠岐・島後に分布する島後層群郡累層のフィッシュン・トラック年代値について。鳥取大学教育学部研究報告 (自然科学), vol. 44, p. 91-101.
- 吉谷昭彦・村上 久・池田高明・村上勇二, 1993, 島根県隠岐郡五箇村南方地区での試錘コアの記載。鳥取大学教育学部研究報告 (自然科学), vol. 42, p. 67-76.
- 吉谷昭彦・田崎和江 (1982) 隠岐・久見地区に発達する粘土化帯の粘土鉱物—非分散型分析電子顕微鏡による観察—。鳥取大学教育学部研究報告 (自然科学), vol. 31, p. 67-75.

Geology of the Saigō district

By

Seiki YAMAUCHI*, Yoshihiro SAWADA**, Akira TAKASU**, Hiroaki KOMURO**, Hisashi MURAKAMI***,
Shinji KOBAYASHI**** and Ryoichi TAYAMA*****

(written in 2009)

(ABSTRACT)

The Saigō district includes Dogo Island and many uninhabited islets around it. Dogo is the largest island in the Oki Islands, which lies about 40–60km off the Shimane Peninsula in southern Japan Sea. Three other major islands (Nishinoshima, Nakanoshima, and Chiburishima) in the Oki Islands lie within in the Urago district. The geological report in this series for Urago was published in 2000.

The basement of Dogo Island consists of Oki Metamorphic Rocks and Dogo-Minamidani Granite. These are mantled by latest Paleogene to Quaternary volcanic rocks and sediments, as shown in Fig.1, which summarizes the geology of the district.

OKI METAMORPHIC ROCKS

The Oki Metamorphic Rocks are distributed in the northeastern part of the island, cropping out within an almost circular area with a radius of about 8km. Lithologically the Oki Metamorphics are dominated by migmatitic gneiss, accompanied by lenses of pelitic gneiss, gneissose granite, and amphibolite, along with a small volume of calcareous and siliceous gneisses. These lenses exhibit gradational contacts with surrounding migmatitic gneiss, and can be traced for no more than a few kilometers. Generally, the metamorphic massif appears to form a dome structure, because the gneissosity is very steeply inclined towards the outside of the massif. The central part of the dome is occupied by a great volume of Miocene Tsuzurao Formation volcanic rocks.

In general the metamorphic rocks were regionally metamorphosed to amphibolite facies conditions. However, some may have reached granulite facies conditions, based on the presence in amphibolite of orthopyroxene coexisting with clinopyroxene. Monazite CHIME ages of 250 Ma from the metamorphic rocks indicate the age of the metamorphism, which is the same as the Hida Metamorphic Rocks.

DOGO-MINAMIDANI GRANITE

The Dogo-Minamidani Granite consists of fine-grained or aplitic granite. It intrudes the Oki Metamorphic Rocks in the northeastern part of the island, forming a spearhead-shaped dyke about 3km long. The granite also occurs as stocks in the middle reaches of the Choshi River and its tributary Hotokedani River, and as a vein in the uppermost reaches of the Togo River.

MIOCENE

The Miocene succession of the Saigo district includes the Tokibariyama, Kori, Kumi, Tsuma, Omosu and Tsuzurao Formations.

The Tokibariyama Formation is more than 1000m thick, and consists mainly of rhyolite to andesite lava and pyroclastic rocks of nonmarine origin, accompanied by minor amounts of basalt to basaltic andesite lavas and clastic sediments, and surrounds the basement. The lower part of the formation is dominated by felsic volcanic rocks, which contain welded tuff in the northeast. Mudstone and pebbly mudstone beds are intercalated within the felsic volcanic rocks to the west of the basement area. In contrast, the upper part of the Tokibariyama Formation is dominated by andesite, which is distributed mainly to the west and east of the basement area. Tokibariyama fission track ages range from 26.0 Ma to 18.1 Ma, and hence its lowermost part may be correlated with the uppermost Oligocene.

The Kori Formation unconformably overlies the Tokibariyama Formation, and is distributed extensively from the central part

* Professor Emeritus, Shimane University
** Interdisciplinary Faculty of Science and Technology, Shimane University
*** Cosmo Construction Consultants Co. Ltd
**** Former postgraduate, Tohoku University
***** Former postgraduate, Shimane University (Present address: WESCO Co. Ltd.)

of the island to the southern coast. In the central area it is characterized by a NE-SW trending anticlinorium, the southern flank of which stretches as far as the southern coast. In the southern flank Kori Formation consists of conglomerate, sandstone, mudstone, acidic tuff, basalt lava, and alternations of these lithotypes. Total thickness reaches about 2600m. The Kori Formation contains abundant plant and fresh water fish and mollusc fossils in sediments with fluvial facies, and hence appears to have been deposited under fresh water conditions. However, CHNS analyses of mudstones in the middle horizons of the formation indicate that they are of marine origin. Zircon fission track ages of felsic tuffs within the Kori Formation range from 21.3 Ma to 14.6 Ma, and whole rock K-Ar ages of basalt lavas range from 21 Ma to 18 Ma. Deposition of this formation thus mainly occurred between 20 Ma and 17 Ma.

The Kumi Formation rests uncomformably on the Kori Formation, and is exposed at many localities in Dogo except in the basement area. However, the extent of each exposure is very limited due to extensive cover by younger sediments and volcanic rocks. The Kumi Formation consists mainly of black mudstone and tuffaceous mudstone more than 500m thick, accompanied by diatomite, although in its type locality its lowermost part consists of alternations of sandstone and mudstone about 150m thick. In some horizons, the mudstones grades into diatomites, which reach maximum thickness of about 100 m. The alternation in the lowermost part yields fossils of larger foraminifera such as *Miogypsina sp.*, *Operculina sp.*, *Sphaerogypsina globulus* and *Lenticulina sp.*, along with planktonic foraminifera and mollusca. These assemblages indicate an age of 16.5 Ma to 16.0 Ma.

The Tsuma Formation uncomformably overlies the Kumi Formation, and is composed of sandstone, tuffaceous sandstone and acidic tuff of shallow marine origin. As the Omosu Formation rests conformably and nearly horizontally on the Tsuma Formation, the latter crops out only on some valley floors between mountains consisting of the former. The Tsuma Formation yields an assemblage of molluscan fossils, which indicates deposition at the end of the Miocene or the beginning of the Pliocene, consistent with a fission track age of 6.6 Ma from a felsic tuff.

The Omosu Formation is composed mainly of rhyolite and trachyte lavas, along with more than ten intercalated beds of their pyroclastic rocks. Trachyandesite and shoshonite lavas and dykes also occur in the uppermost part. Volcanic rocks of this formation cover most of the western and southern parts of Dogo. However, they are not in direct contact with the Tsuzurao Formation, which also consists of alkaline volcanic rocks and has nearly the same radiometric age.

The Tsuzurao Formation consists mainly of rhyolite lava and pyroclastic rocks. It is about 500 m thick, filling a c. 6 km × 8 km basin with nearly rhombic shape in the central to northern parts of the basement area. A vent fissure about 1500 m long and about 400 m wide is found in the southeastern part of the basin. The vent is filled by rhyolite and pyroclastic rocks which mainly consist of fragmented rhyolite accompanied by rubble consisting of basement rocks, rhyolite and trachyte.

PLIOCENE

The Pliocene is composed mainly of the Muko-ga-oka Formation and alkaline basalt. The Muko-ga-oka Formation is composed of brackish-water sediments deposited during a temporary transgression in the early Pliocene, succeeded by fluvial sediments deposited during the following regression. Basalt lavas occur in some horizons. The Muko-ga-oka Formation is less than 90 m thick, and is distributed in the foothills of mountains constituted by volcanic rocks of the Omosu Formation, The Muko-ga-oka Formation is dominated by debris flow sediments or pebbly muds, and is conformably overlain by the Omineyama Basalt of the first stage.

The Pliocene and Pleistocene basalts occur mainly as lavas, which were erupted in five stages, partly as dykes, sheets and volcanic necks. The first stage lasted from 4.7 to 4.1 Ma, the second stage from 3.7 Ma to 3.3 Ma, the third from 2.8 Ma to 2.3 Ma, the fourth stage occurred around 1.3 Ma, and the fifth stage occurred from 0.85 Ma to 0.42 Ma. Although Pliocene basalt lavas are scattered over the eastern part of the island, those of the first stage crop out in a line with NW-SE trend. In general, the Pliocene basalts contain many ultramafic and mafic xenoliths.

QUATERNARY

The Quaternary consists of Pleistocene basalt lavas erupted in the fourth stage and the fifth stage, Higher I, II and III terrace deposits, and Middle terrace deposits. Lavas of the fifth stage are subdivided into the Saigo and Misaki Basalts. The Higher I, II and III terrace deposits are composed of gravel, sand and mud of fluvial origin, and are distributed along the Yabi and Araki Rivers in the southern part, but not along any other rivers. The Middle terrace sediments consist of gravel, sand, mud and volcanic ash, and are found along or near the southern coast.

The Holocene sediments are distributed mainly on valley floors, beaches, and in present-day riverbeds.

NATURAL HAZARDS AND EARTHQUAKES

Neither large lineaments nor active faults are evident in the district, and there is no historical record of shallow earthquakes. The Muko-ga-oka Formation usually contains alternations of highly permeable pebbly mud with impermeable clay. It forms gentle hills at the feet of steep mountains. The beds are mainly inclined in the same direction as the topographical slope, leading to a tendency for sliding.

Geologic age	Age (Ma)	Stratigraphy	Lithology (thickness)	Radiometric age	Depositional environment	Igneous activity			Crustal movements	
						Basic	Interm.	Acidic		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Reclaimed land						N-S or NNW-SSE trending uplift	
			Talus, alluvium, and beach deposits	Gravel, sand and mud						
		Pliocene	Late	Middle terrace deposits	Gravel, sand, mud and volcanic ash (10 m)		Seashore			
				Higher III terrace deposits	Gravel and mud (10 m)		Fluvial			
			Middle	Higher II terrace deposits	Gravel, sand and mud (15 m)		Fluvial			
				Higher I terrace deposits	Gravel, sand and mud (15 m)		Fluvial			
		Early	Misaki Basalt and its equivalents	Basalt lavas and pyroclastic rocks with minor gravel	Kw: 0.55~0.42 Ma					
			Saigo Basalt and its equivalents	Trachybasalt lavas with minor pyroclastic rocks and gravel (≥100 m)	Kw: 0.85~0.63 Ma					
			Ikeda Basalt and its equivalents	Lavas and dikes of basalt, tephrite and trachybasalt (30 m)	Kw: 1.3~1.29 Ma					
			Sakiyama-misaki Basalt and its equivalents	Basalt-trachybasalt lava with minor gravel (10 m)	Kw: 2.8~2.3 Ma					
	Oku-kita Basalt and its equivalents		Basalt tontrachybasalt lava and dikes (70 m)	Kw: 3.7~3.3 Ma						
	Omeyama Basalt and its equivalents		Basalt lavas with gravel, mud and volcanic ash (200 m)	Kw: 4.7~4.1 Ma						
	Neogene	Pliocene	Late	Muko-ga-oka Formation	Gravel, clay, volcanic ash, pebbly mud, and muddy gravel (90 m)		Bay to fluvial		Ephemeral transgression	
				Omoso Formation	Tsuzurao Formation	Rhyolite, trachyte and shoshonite lavas with dikes and pyroclastic rocks (≥450 m)	Felsic pyroclastic rocks and rhyolite lavas and dikes (940 m)	Kw: 5.7~5.1 Ma, Rb: 6.8±0.2 Ma	Ks: 5.45±0.17 Ma, Fz: 5.0±0.2 Ma	
		Middle	Tsuma Formation		Sandstone, tuffaceous sandstone, and felsic tuff (≥270 m)		Fz: 6.6 Ma			
			Kumi Formation		Alternation of sandstone and mudstone, mudstone and tuffaceous mudstone, with diatomite and felsic tuff (500 m)					
		Early	Kori Formation		Basalt lavas, felsic pyroclastic rocks, tuffaceous sandstone, conglomerate, and alternation of conglomerate, sandstone, mudstone and tuff (2600m)		Kw: 19.2~18.0 Ma, F: 21.9~13.7 Ma			NE-SW and NNW-SSE trending subsidence
			Tokibariyama Formation		Rhyolite-andesite lavas and pyroclastic rocks with minor clastic sediments and basalt lavas (>1000 m)		Fz: 26.0~18.1 Ma			NE-SW trending subsidence
		Mesozoic	Cretaceous	Jurassic	Oki Metamorphic Rocks	Migmatic gneiss with gneissose granite, peritic gneiss, calcareous gneiss and amphibolite	Kb: 169 Ma, Rbb: 187Ma~161 Ma, CH: ca.250 Ma, Ah: 199~192 Ma, Ms: 168~167 Ma, 236 Ma, Fz: 134 Ma, Sm: 198 Ma			
Paleozoic			Carbonif.	Devonian						
										Eocene
Oligoc.										

Kw=whole rock K-Ar age, Ks=sanidine K-Ar age, Fz=zircon fission track age, Rb=Rb-Sr whole rock age, Rbb=biotite Rb-Sr age, CH=CHIME monazite age, Ah=⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende age, Ms=⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite age, Sm=Sm-Nd whole rock age.

Fig. 1 Summary of the geology of the Saigō district

執筆分担

第1章	地形	山内靖喜
第2章	地質概説	山内靖喜・村上 久・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・小林伸治・田山良一
第3章	隠岐変成岩類	高須 晃
第4章	島後南谷花崗岩	村上 久
第5章	下・中部中新統	山内靖喜・村上 久・小室裕明
第6章	上部中新統	小林伸治・沢田順弘・山内靖喜・村上 久
第7章	鮮新統	山内靖喜・沢田順弘・村上 久・田山良一
第8章	第四系	沢田順弘・山内靖喜・村上 久・田山良一
第9章	後期新生代火山類の化学組成	沢田順弘・小林伸治・田山良一・村上 久
第10章	活断層, リニアメント及び地震活動	山内靖喜・村上 久
第11章	災害地質	村上 久
第12章	資源地質	村上 久・山内靖喜

文献引用例

山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一 (2009) 西郷地域の地質. 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, 121 p.

章単位での引用例

高須 晃 (2009) 第3章 隠岐変成岩類. 西郷地域の地質, 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, p. 14-19.

Bibliographic reference

Yamauchi, S., Sawada, Y., Takasu, Y., Komuro, H., Murakami, H., Kobayashi, S. and Tamura, R. (2009) Geology of the Saigō district. With geological sheet map 1:50,000, Saigo, Geological Survey of Japan, AIST, 121 p.

Bibliographic reference to each chapter

Takasu, Y. (2009) Chapter 3 Oki Gneiss. In: Yamauchi, S., Sawada, Y., Takasu, Y., Komuro, H., Murakami, H., Kobayashi, S. and Tamura, R., Geology of the Saigō district (with geological sheet map 1:50,000, Saigo), Geological Survey of Japan, AIST, p. 14-19.

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 西郷地域の地質

平成21年8月31日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 泰成印刷株式会社
