

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
京都(11)第79号  
NI-53-9-2

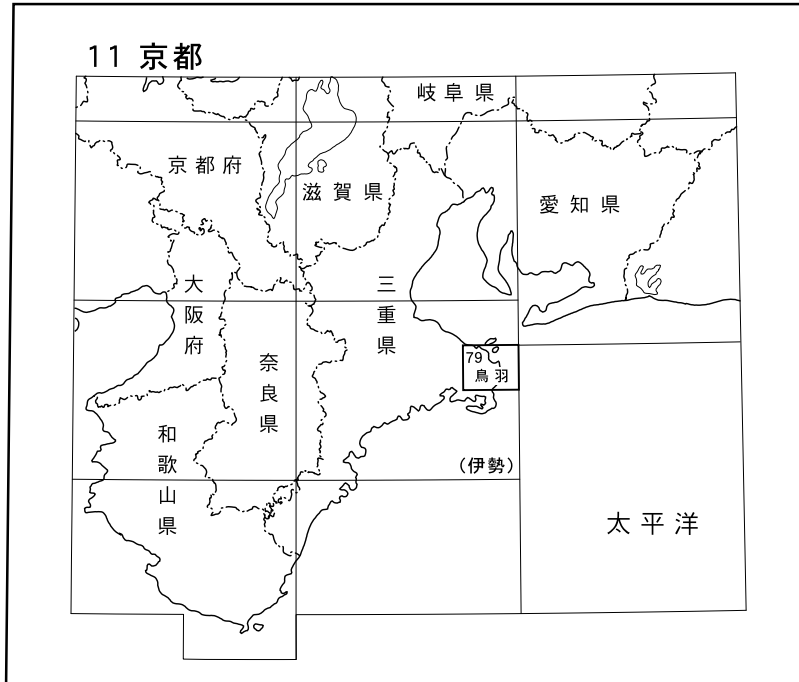
## 鳥羽地域の地質

内野隆之・中江 訓・中島 礼

平成 29 年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

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

伊良湖岬 Irakozaki 1:75,000 (1927)

11-67 松阪 Matsusaka NI-53-9-5 (未刊行, unpublished)	11-68 答志 Toshi NI-53-9-1 (未刊行, unpublished)	11-69 伊良湖岬 Irako Misaki NI-53-2-16, 3-13 (2010)
11-78 伊勢 Ise NI-53-9-6 (未刊行, unpublished)	11-79 鳥羽 Toba NI-53-9-2 (2017)	
11-86 費浦 Nieura NI-53-9-7 (未刊行, unpublished)	鳥羽 Toba 1:75,000 (1929) 11-87 波切 Nakiri NI-53-9-3 (未刊行, unpublished)	

# 鳥羽地域の地質

内野隆之\*・中江 訓\*・中島 礼\*

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

鳥羽地域の地質図幅の調査・研究は、平成23年度～平成27年度に実施された。執筆の分担については、秩父帯北帯、黒瀬川帯、秩父帯南帯、三波川帯の中古生界を内野が、四万十帯の白亜系を中江が、第四系及び地形を中島が、地質構造を内野・中江・中島が、応用地質を内野・中島が担当し、全体の調整と取りまとめは内野が行った。

本地域の調査研究にあたって、神宮司庁には、伊勢神宮林の入山に多大なる便宜を図っていただくとともに、林域の地形図や情報を提供いただいた。志摩市教育委員会及び三重県志摩建設事務所には地質調査において便宜を図っていただいた。三重県観光開発株式会社には伊勢志摩スカイラインでの、鶴田石材株式会社、株式会社マエックス、丸又鋳業株式会社には採石場内での、株式会社御木本真珠島、内田造船株式会社には敷地内での地質調査の許可をいただいた。福岡大学の上野勝美教授には紡錘虫化石の同定をしていただいた。東北大学の鈴木紀毅博士、鳥取大学の石田直人博士には放射虫化石の同定にご協力いただいた。大阪市立大学の三田村宗樹教授、元横浜国立大学の太田陽子名誉教授、千葉科学大学の植木岳雪教授には鳥羽地域の地質情報を提供していただいた。以上の関係機関及び方々に記して感謝する。なお、本図幅に用いた岩石薄片は、地質情報基盤センター地質標本館室の大和田 朗氏、佐藤卓見氏、福田和幸氏、平林恵理氏の作成によるものである。

(平成28年稿)

---

所 属

\* 地質調査総合センター地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Toba, Shima Peninsula, Mie Prefecture, Kurosegawa Belt, Northern Chichibu Belt, Southern Chichibu Belt, Shimanto Belt, Sambagawa Belt, Paleozoic, Devonian, Permian, Mesozoic, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Quaternary, Kurosegawa Paleozoic, Hatakechaya Ultramafic Rocks, Isuzu Group, Osakatoge Complex, Kochi Complex, Shiraki Complex, Aonomine Complex, Tsuiji Complex, Jurassic accretionary complex, Imaura Formation, Torinosu Limestone, Matsuo Formation, shallow marine deposits, Matoya Group, Ijika Complex, Kuzaki Complex, Osatsu Complex, Cretaceous accretionary complex, Shurei Igneous Rocks, Mikabu Greenstones, Miyagawa Complex, Sambagawa Crystalline Schist, Sakishima Formation, terrace deposits, alluvium, Butsuzo Tectonic Line, Mikabu Tectonic Line, Gokasho–Arashima Tectonic Line, Gochi–Asamagatake Fault, Narugadani Fault, manganese ore, landslide

## 目 次

第1章	地 形	1
第2章	地 質 概 説	6
2.1	研究史概要	6
2.2	地質系統	7
2.3	地質構造	11
2.4	地体と層序単元の扱い	12
2.4.1	地体の扱い	12
2.4.2	層序単元名称の見直し	12
2.5	用語の定義と記述方針	13
第3章	黒瀬川古生界	14
3.1	研究史	14
3.2	畑茶屋超苦鉄質岩類	14
3.3	久長層	19
3.4	湯舟層	19
3.5	砥谷コンプレックス	20
第4章	五十鈴層群	26
4.1	研究史	26
4.2	五十鈴層群	26
4.3	逢坂峠コンプレックス	28
4.4	河内コンプレックス	35
4.5	白木コンプレックス	44
4.6	青峰コンプレックス	51
4.7	築地コンプレックス	58
第5章	今浦層及び松尾層(浅海層)	63
5.1	研究史	63
5.2	今浦層	63
5.3	松尾層	70
第6章	的 矢 層 群	76
6.1	研究史	76
6.2	層序区分	76
6.2.1	相差コンプレックス	78
6.2.2	国崎コンプレックス	79
6.2.3	石鏡コンプレックス	84
6.3	比較	88
6.4	地質構造	89
6.4.1	覆瓦構造	89
6.4.2	初生的コンプレックス境界断層	90
6.4.3	高角度傾斜断層(胴切断層)	90

第7章	鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)	92
7.1	研究史	92
7.2	鷲嶺火成岩類	92
第8章	宮川コンプレックス(三波川結晶片岩)	103
8.1	研究史	103
8.2	宮川コンプレックス	103
第9章	第四系	110
9.1	研究史	110
9.2	先志摩層	110
9.3	高位段丘堆積物	113
9.4	中位Ⅰ段丘堆積物	114
9.5	中位Ⅱ段丘堆積物	114
9.6	低位段丘堆積物	115
9.7	沖積層(表層堆積物)	116
9.7.1	内陸部の沖積層	116
9.7.2	沿岸部の沖積層	117
9.7.3	人工地層	117
9.7.4	イベント堆積物	117
第10章	地質構造	118
10.1	概説	118
10.2	各説	119
10.2.1	仏像構造線	119
10.2.2	五ヶ所-安楽島構造線	120
10.2.3	三波川帯の横臥褶曲	120
10.2.4	宮川コンプレックス中の背斜構造	122
10.2.5	御荷鉾構造線	122
10.2.6	鳴ヶ谷断層	122
10.2.7	胴切断層	123
10.3	活構造	123
10.4	本地域全体の地質構造	123
第11章	応用地質	125
11.1	資源地質	125
11.1.1	金属資源	125
11.1.2	非金属資源	126
11.2	温泉	126
11.3	地すべり	126
11.4	地震津波被害	126
11.5	観光資源	127
11.5.1	恐竜化石発掘地点	127
11.5.2	天の岩戸(恵利原の水穴)	127
11.5.3	鸚鵡岩	129
11.5.4	大村島の枕状溶岩	129

文 献 .....	130
Geology of the Toba District .....	137

図・表目次

第 1. 1 図 鳥羽地域周辺の地形陰影図 .....	1
第 1. 2 図 リアス式海岸の典型である英虞湾 .....	2
第 1. 3 図 鳥羽地域の地形陰影図 .....	3
第 1. 4 図 鳥羽地域の地形分類図 .....	4
第 1. 5 図 既存研究と本報告による段丘面区分と対比 .....	5
第 1. 6 図 先志摩台地の隆起海蝕台 .....	5
第 2. 1 図 志摩半島の地質概略図 .....	8
第 2. 2 図 鳥羽地域の地質概略図 .....	9
第 2. 3 図 鳥羽地域の地質の総括図 .....	10
第 3. 1 図 超苦鉄質岩の露頭及び薄片写真 .....	15
第 3. 2 図 蛇紋岩中の岩塊の露頭及び薄片写真 .....	17
第 3. 3 図 蛇紋岩中の堆積岩岩塊の露頭写真 .....	18
第 3. 4 図 久長海岸における久長層珪長質凝灰岩の露頭及び薄片写真 .....	18
第 3. 5 図 久長層の珪長質凝灰岩と松尾層の砂岩との境界露頭 .....	19
第 3. 6 図 湯舟川におけるルートマップ .....	20
第 3. 7 図 湯舟層の碎屑岩の露頭及び薄片写真 .....	21
第 3. 8 図 砥谷コンプレックスの地層名の変遷 .....	21
第 3. 9 図 加茂駅東方のルートマップ .....	22
第 3. 10 図 鳥羽市砥谷海岸におけるルートマップ .....	23
第 3. 11 図 砥谷コンプレックスの片岩・混在岩の露頭及び薄片写真 .....	24
第 4. 1 図 志摩半島におけるジュラ紀付加体の地体区分の変遷 .....	27
第 4. 2 図 五十鈴層群中の各層序单元における海洋プレート層序と年代を示した柱状図 .....	28
第 4. 3 図 逢坂峠東方, 小屋ヶ谷～カナゴ谷のルートマップ .....	29
第 4. 4 図 小屋ヶ谷における逢坂峠コンプレックスの柱状図 .....	30
第 4. 5 図 玄武岩の露頭及び薄片写真 .....	31
第 4. 6 図 石灰岩の露頭及び薄片写真 .....	32
第 4. 7 図 チャートの露頭写真 .....	33
第 4. 8 図 碎屑岩・混在岩の露頭及び薄片写真 .....	34
第 4. 9 図 逢坂峠コンプレックスの石灰岩から得られた紡錘虫化石 .....	36
第 4. 10 図 島路川流域のルートマップ .....	37
第 4. 11 図 島路川及び引畑川における河内コンプレックスの柱状図 .....	38
第 4. 12 図 玄武岩・ドレイトの露頭及び薄片写真 .....	39
第 4. 13 図 石灰岩の露頭写真 .....	40
第 4. 14 図 チャートの露頭写真 .....	40
第 4. 15 図 泥岩・砂岩の露頭及び薄片写真 .....	41
第 4. 16 図 砂岩泥岩互層・混在岩の露頭及び薄片写真 .....	42

第 4. 17 図	引畑川における河内コンプレックスの片岩の露頭及び薄片写真	43
第 4. 18 図	築地川流域のルートマップ	46
第 4. 19 図	築地川, 五知峠北方及び白木北方における白木コンプレックスの柱状図	47
第 4. 20 図	苦鉄質岩・石灰岩・チャートの露頭及び薄片写真	47
第 4. 21 図	碎屑岩の露頭及び薄片写真	48
第 4. 22 図	混在岩の露頭写真	49
第 4. 23 図	青峰コンプレックスにおける地層名の変遷	51
第 4. 24 図	野川流域におけるルートマップ	53
第 4. 25 図	野川及び二地～今浦における青峰コンプレックスの柱状図	54
第 4. 26 図	玄武岩, 石灰岩及びチャートの露頭写真	55
第 4. 27 図	碎屑岩・混在岩の露頭及び薄片写真	56
第 4. 28 図	青峰コンプレックスと松尾層(浅海層)との関係を示す露頭	57
第 4. 29 図	青峰コンプレックスの石灰岩から得られた紡錘虫化石	58
第 4. 30 図	松尾町, 堀切橋南周辺のルートマップ	59
第 4. 31 図	麻倉島のルートマップ	59
第 4. 32 図	青峰山南方登山道(的矢道), 堀切橋以南及び麻倉島における築地コンプレックスの柱状図	60
第 4. 33 図	玄武岩の薄片写真とチャートの露頭写真	60
第 4. 34 図	砂岩の薄片写真と砂岩泥岩互層の露頭写真	61
第 5. 1 図	鳥羽地域における黒瀬川帯(中帯)及び南帯に分布する中期ジュラ紀～前期白亜紀浅海層の層序区分の変遷	64
第 5. 2 図	志摩市磯部町恵利原北方の町道沿いのルートマップ	65
第 5. 3 図	鳥羽市今浦(本浦町)西方の広谷口周辺のルートマップ	65
第 5. 4 図	5ルートにおける今浦層の柱状図	66
第 5. 5 図	鳥巢式石灰岩の露頭及び薄片写真	66
第 5. 6 図	碎屑岩の露頭及び薄片写真	67
第 5. 7 図	砂岩・泥岩の露頭及び薄片写真	72
第 5. 8 図	砂岩泥岩互層の露頭写真	73
第 5. 9 図	礫岩の露頭, 研磨片及び薄片の写真	74
第 6. 1 図	鳥羽地域周辺における的矢層群の層序区分の比較	77
第 6. 2 図	鳥羽地域における的矢層群の地質概略と層序区分	77
第 6. 3 図	相差コンプレックスのルート柱状図	79
第 6. 4 図	相差コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相	80
第 6. 5 図	国崎コンプレックスのルート柱状図	81
第 6. 6 図	国崎コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相(Ⅰ)	82
第 6. 7 図	国崎コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相(Ⅱ)	83
第 6. 8 図	石鏡コンプレックスのルート柱状図	85
第 6. 9 図	石鏡コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相(Ⅰ)	86
第 6. 10 図	石鏡コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相(Ⅱ)	87
第 6. 11 図	鳥羽地域における的矢層群の層序区分の比較	89
第 6. 12 図	高角度傾斜断層	90
第 6. 13 図	高角度傾斜断層による的矢層群の変位	91
第 7. 1 図	本地域の御荷鉾緑色岩類に関する地質体名の変遷	92

第7.2図	鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)の岩体区分概略図	93
第7.3図	模式地の一部におけるルートマップ	94
第7.4図	主要ルートにおける柱状図	95
第7.5図	超苦鉄質岩の露頭及び薄片写真	96
第7.6図	斑れい岩の露頭及び薄片写真	98
第7.7図	ドレライトに貫入する斜長岩	99
第7.8図	玄武岩の露頭及び薄片写真	100
第7.9図	変成岩の薄片写真	101
第7.10図	苦鉄質岩中に産出するアルカリ角閃石の薄片写真	101
第7.11図	鷲嶺火成岩類(二見岩体)と宮川コンプレックスとの境界断層露頭	102
第8.1図	朝熊ヶ岳北麓における宮川コンプレックスのルートマップ	104
第8.2図	代表的なルートにおける宮川コンプレックスの柱状図	105
第8.3図	苦鉄質, 石灰質, 珪質片岩の露頭, 研磨片及び薄片写真	107
第8.4図	泥質片岩・砂質片岩の露頭及び薄片写真	108
第9.1図	先志摩層の柱状図	111
第9.2図	先志摩層に挟在する火山灰層	111
第9.3図	先志摩層にみられる生痕化石 <i>Ophiomorpha isp.</i>	112
第9.4図	高位段丘堆積物の砂礫層	113
第9.5図	河成の中位I段丘堆積物の砂礫層	114
第9.6図	中位I段丘堆積物構成層の柱状図	115
第9.7図	中位I段丘堆積物にみられる化石	116
第9.8図	中位II段丘堆積物の砂礫層	116
第9.9図	低位段丘堆積物の砂礫層	117
第10.1図	鳥羽地域における主要な地質構造の概略図	118
第10.2図	仏像構造線, 五ヶ所-安楽島構造線, 鳴ヶ谷断層, 御荷鉾構造線の露頭写真	121
第10.3図	三波川帯の横臥褶曲の概念図(断面図)	122
第10.4図	本地域全体の地質構造を単純化した図	124
第11.1図	マンガン鉱山の坑口跡	125
第11.2図	鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)の地すべり	127
第11.3図	鳥羽地域の地質観光資源	128
第4.1表	河内コンプレックスの珪質片岩中の白雲母のK-Ar年代	44
第4.2表	白木コンプレックスの泥岩及び凝灰質泥岩から見出された放散虫化石一覧	50
第4.3表	築地コンプレックスの泥岩から得られた放散虫化石一覧	62
第5.1表	今浦層の泥岩から得られた放散虫化石一覧	69
第8.1表	宮川コンプレックスの砂質片岩中のフェンジャイトK-Ar年代	109
第9.1表	先志摩層に挟在する磯部火山灰と相差火山灰, 及びそれぞれに対比される火山灰に含まれる火山ガラスと斜方輝石の屈折率	112
第9.2表	先志摩層に挟在する磯部火山灰と相差火山灰, 及びそれぞれに対比される火山灰に含まれる火山ガラスの化学分析組成	112
第10.1表	鳥羽地域における主要な断層及び褶曲の一覧	119
第11.1表	鳥羽地域における源泉一覧表	126



付図1 黒瀬川帯, 秩父帯北帯, 秩父帯南帯, 三波川帯における重要露頭地点, 柱状図作製ルート, ルートマップ作製範囲を示した位置図 .....	135
付図2 鳥羽地域における的矢層群の柱状図作製ルートの位置 .....	136
Figure 1 Geologic index map of the Toba District .....	138
Figure 2 Geologic summary of the Toba District .....	139



## 第1章 地 形

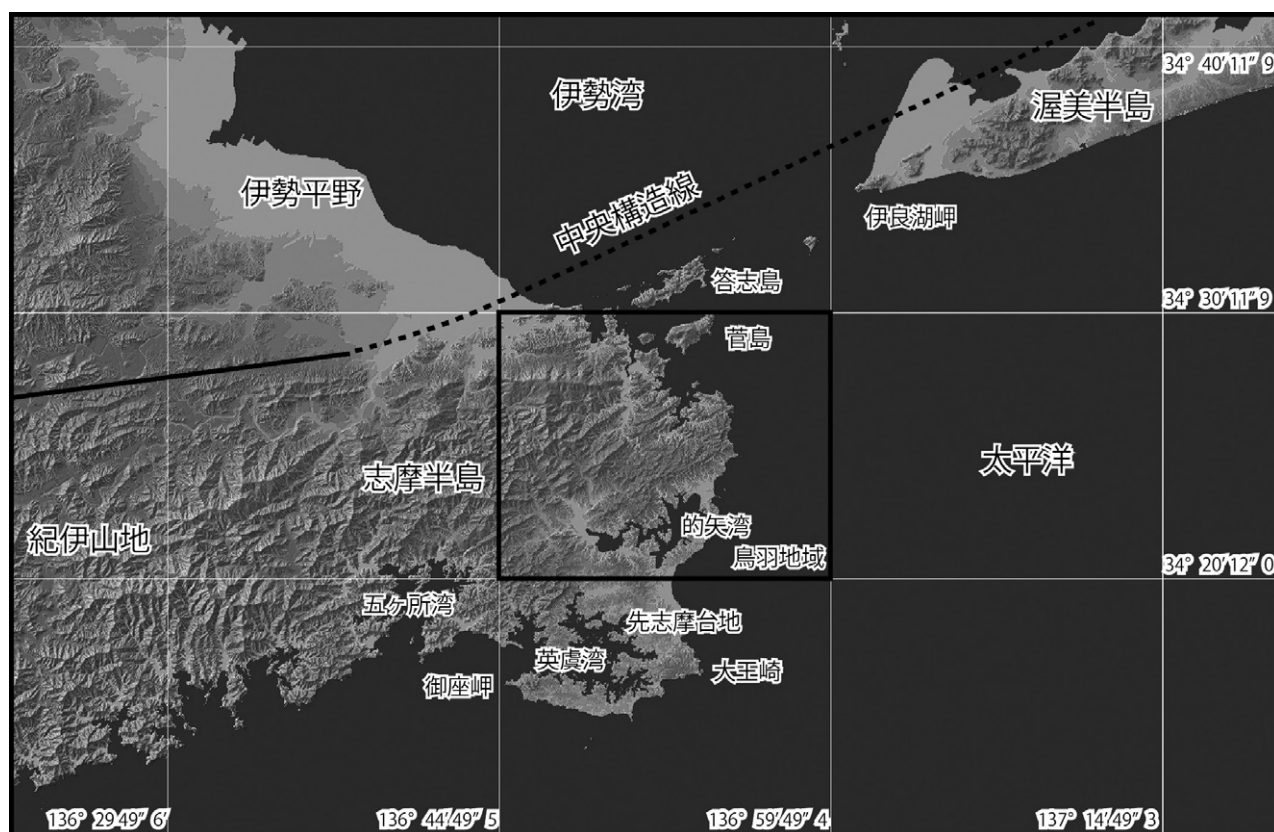
(中島 礼)

鳥羽地域(以下、本地域とする)は、紀伊半島の東端、三重県の中央部に位置する。本地域は紀伊半島から東方に突出した志摩半島の東端にある(第1.1図)。国土地理院発行の5万分の1地形図「鳥羽」の範囲に相当し、世界測地系の北緯 $34^{\circ}20'12''0 \sim 34^{\circ}30'11''9$ 、東経 $136^{\circ}44'49''5 \sim 136^{\circ}59'49''4$ (日本測地系では北緯 $34^{\circ}20' \sim 34^{\circ}30'$ 、東経 $136^{\circ}45' \sim 137^{\circ}00'$ )の範囲である。本地域の行政区画は、北から伊勢市、鳥羽市、志摩市、南伊勢町の3市1町からなっている。

本地域周辺は主に、紀伊山地から連なる志摩半島の山地及び丘陵とその北東部、太平洋と伊勢湾の境界付近に位置する島嶼からなっている(第1.1図)。本地域の地形は、地質構造を反映した地形や島嶼の配列が特徴的である。西南日本の基盤岩類を内帯と外帯に2分する中央構造線が本地域の北側を東北東-西南西方向に分布して

おり、志摩半島の付け根の紀伊山地には中央構造線の露頭が見られるが、本地域の周辺では伊勢平野や海域に没している。答志島などの島嶼の配列は中央構造線の方向と調和的である。志摩半島の山地の尾根・谷もこの方向に配列していることが多い。海岸線は出入りに富むリアス式海岸の特徴を示しており、的矢湾、英虞湾、五ヶ所湾の海岸線はその典型である(第1.1図;第1.2図)。しかし、本地域は単純な沈水海岸とされるリアス式海岸とは異なり、沿岸部には複数段の段丘面がみられ、隆起地形でもある。

本地域の地形は、山地・丘陵、台地及び低地の大きく3つに分けられる。各地形の名称は三重県(1992)、国土地理院(2006a, b)に従う。以下にそれぞれの特徴を記述する。



第1.1図 鳥羽地域周辺の地形陰影図  
フリーソフトのカシミール3D (<http://www.kashmir3d.com/>) を用いて作成。



第 1. 2 図 リアス式海岸の典型である英虞湾  
志摩市の横山展望台から南方を望む。

### 山地・丘陵

本地域に見られる山地と丘陵は、南西部に広がる朝熊山地、北部の二見丘陵、南東部の鳥羽丘陵に分けられる(第 1. 3 図)。北東部には菅島、坂手島などの島嶼があり、これらは二見丘陵の延長部とみなされ、海食によって分離された残丘状の丘陵とされる(国土地理院, 2006b)。

朝熊山地は紀伊山地からの延長の東端部にあたり、標高 300 ~ 500 m 程度の山地である。本地域内で最高峰の朝熊ヶ岳(555 m)が山地北部に位置し、山地南部の鳥羽丘陵との境には青峰山(336 m)が位置する(第 1. 3 図)。北部の山稜は東西方向、南部は北東-南西方向に走っている。北端は緩斜面となり古市台地へと連続する。緩斜面との境界には東西方向の直線的なリニアメントが見られ、活断層研究会(1991)では朝熊ヶ岳断層と呼ばれる活断層とされているが、岡田・東郷編(2000)では変位地形は不明瞭とされている。北東-南西方向の山稜は、朝熊山地南部の秩父帯北帯及び黒瀬川帯の構造に依存している。

二見丘陵は朝熊山地の北側で中央構造線及び宮川低地の南側に位置し、50 ~ 200 m 程度の標高の丘陵である。三波川帯宮川コンプレックスの泥質片岩から主になる。尾根は中央構造線に平行である東北東-西南西に配列している。

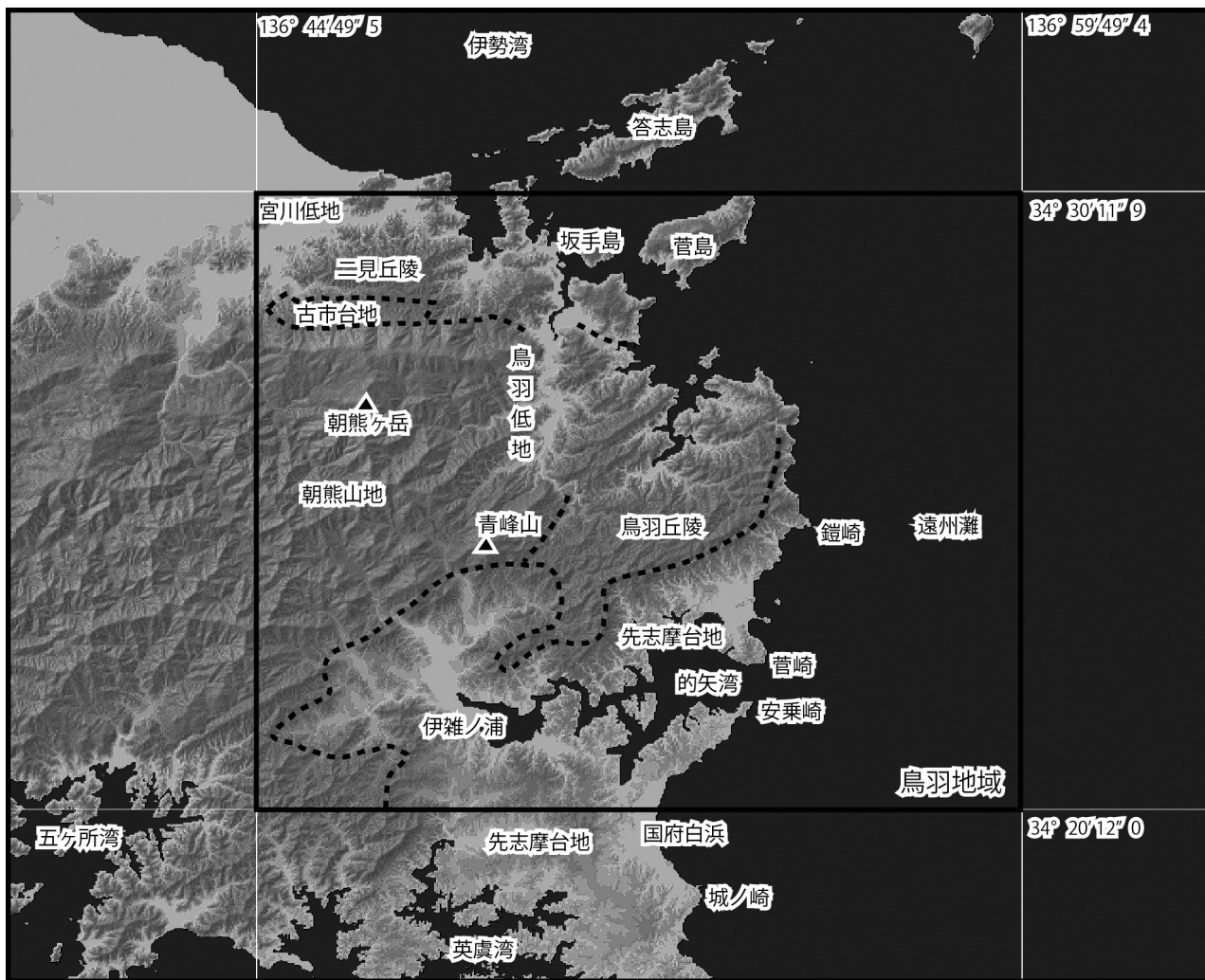
鳥羽丘陵は加茂川流域の鳥羽低地の東側に位置し、

100 ~ 160 m 程度の標高の丘陵である。最高峰は浅間山で 201 m である。北東-南西方向の地質構造に沿った尾根や谷の配列が見られる。北部は秩父帯北帯・黒瀬川帯・秩父帯南帯の砂岩や泥岩から、南部は四万十帯の砂岩から主になり、稜線の傾向はこれらの地質構造を反映している。

### 台地

本地域における台地は、鳥羽丘陵の東南に位置する先志摩台地と朝熊山地の北に位置する古市台地である(第 1. 3 図)。本地域の台地において、5 段の段丘面が区分され、それらの分布を第 1. 4 図に示す。これまでの段丘区分に関する報告は主に Tsuchi (1961)、名古屋グループ(1969)、成瀬(1974)、建設省国土地理院(1974)、米倉(1980)、岡田・東郷編(2000)、太田(2001)、国土地理院(2006a, b)などがあり、これらの報告と本報告における段丘面対比を第 1. 5 図に示す。

古市台地は、朝熊山地北部の急斜面と朝熊川流域の低地に挟まれた緩斜面であり、高位面と中位 I 段丘面の河成段丘群が分布する。高位面は標高 30 ~ 80 m でよく開析されて尾根状に分布し、中位 I 段丘面は標高 20 ~ 40 m の平坦面である(国土地理院, 2006b)。伊勢地域に分布する上位面の堆積物として知られる古市礫層(木村ほか, 1965)の堆積面である古市面に対比される(名古屋グループ, 1969)。

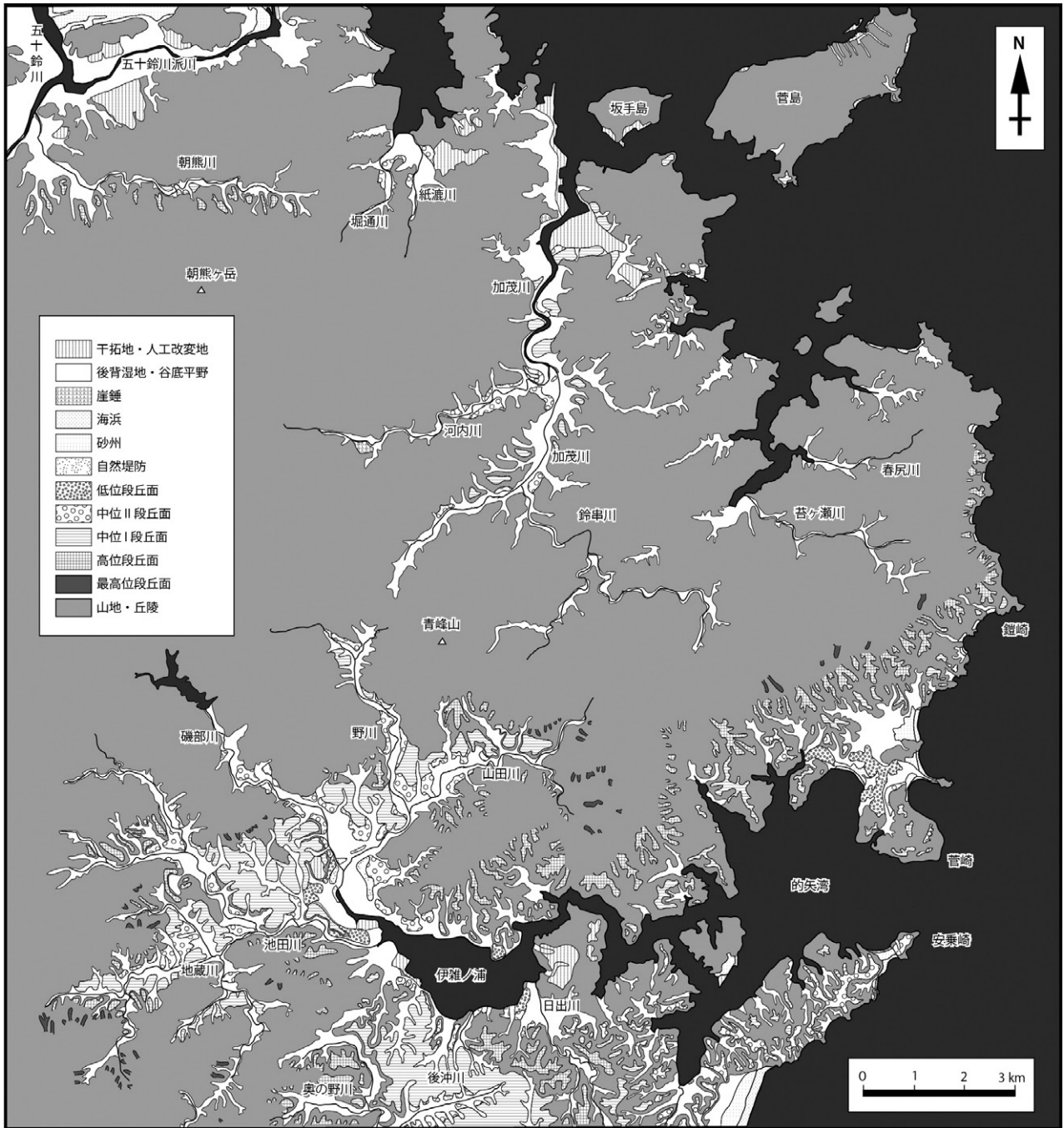


第 1. 3 図 鳥羽地域の地形陰影図

フリーソフトのカシミール 3D (<http://www.kashmir3d.com/>) を用いて作成。

先志摩台地は、鳥羽丘陵の東側から南側に沿岸部や的矢湾沿岸部にかけて分布する海成段丘群からなる台地である。古くから「先志摩隆起海蝕台」(辻村, 1925)や「志摩隆起海蝕台」(吉川, 1949)と呼ばれて知られる。標高は 40～60 m の高位面が尾根状に分布し、中位 I 段丘面、中位 II 段丘面が広く認められる。内陸部の河川流域には河成の高位、中位 I 段丘、中位 II 段丘も認められる。河川流域の河成段丘面は沿岸部の海成段丘面とは形成時期が異なると考えられるが、連続的に分布するため本報告では区別して表示していない。隆起式の海岸ではあるが、隆起時に河川によって下刻されて形成された谷が沈水することで出来たリアス式海岸の特徴も有している。先志摩台地の段丘面の形成年代については年代を示す証拠が見つかっておらず、段丘面区分や対比については明確ではない。特に最高位とした段丘面には堆積物が残っていないため、地質図には図示していない。太田

(2001) は武藤正明による横浜国立大学卒業論文(1989年)の結果に基づき、先志摩台地に mT9, mT7, mT5e, mT5c の 4 つの段丘面を認め、それぞれ MIS9, 7, 5e, 5c の形成年代とした。各段丘面の旧汀線高度は、mT9 は 78～100 m, mT7 は 48～70 m, mT5e は 30～50 m, mT5c は 15～38 m とされた。そして最も広く分布する MIS 5e(下末吉海進)の時期の段丘面を基準にし、Tsuchi (1961) や名古屋グループ(1969)による磯部面、成瀬(1974)の M2 面、米倉(1980)の M1 面を中位段丘と考え、高位段丘については、Tsuchi (1961) や名古屋グループ(1969)、成瀬(1974)による先志摩面、米倉(1980)の H 面としている(第 1. 5 図)。本報告では概ね太田(2001)に従い、沿岸部の海成段丘面を最高位(MIS 9 に相当)、高位(MIS 7 に相当)、中位 I (MIS 5e に相当)、中位 II (MIS 5c に相当)を区分し、さらに標高が約 10 m 以下の地形面を低位面とした(第 1. 5 図)。低位面は沖



第 1. 4 図 鳥羽地域の地形分類図

先志摩台地の最高位段丘面と高位段丘面の分布は太田(2001)を参考にした。

積段丘である可能性が高い。先志摩台地を特徴付ける広い分布を示す段丘面は主に高位面と中位面である(第 1. 6 図)。

#### 低地

本地域の低地は、北部の宮川低地と朝熊山地と鳥羽丘陵の間を南から北に流れる加茂川流域からなる鳥羽低地が主で、小規模な河川の流域にも狭小な低地が分布する

(第 1. 4 図)。

宮川低地は北隣の答志地域から本地域に広く分布している。五十鈴川、五十鈴川派川及び朝熊川河口部の流域に広がる三角州であり、浜堤や後背湿地の地形が発達している。答志地域の二見浦海岸から本地域にかけては 4～5 列の砂州が認められる(国土地理院, 2006b)。本地域では、二見丘陵のすぐ北には東西方向に約 2.5 km の幅の砂州が分布する(第 1. 4 図)。

Tsuchi (1961)	名古屋グループ (1969)	成瀬 (1974)	米倉 (1980)	太田 (2001)	本報告
	┌───┐ L	┌───┐ L <sub>1</sub>	┌───┐ L	┌───┐ mT <sub>1</sub>	┌───┐ 低位
			┌───┐ M <sub>2</sub>	┌───┐ mT <sub>5c</sub>	┌───┐ 中位Ⅱ
┌───┐ 磯部	┌───┐ 磯部	┌───┐ M <sub>2</sub>	┌───┐ M <sub>1</sub>	┌───┐ mT <sub>5e</sub>	┌───┐ 中位Ⅰ
┌───┐ 先志摩	┌───┐ 先志摩	┌───┐ 先志摩 (M <sub>1</sub> )	┌───┐ H	┌───┐ mT <sub>7</sub>	┌───┐ 高位
				┌───┐ mT <sub>9</sub>	┌───┐ 最高位

第 1. 5 図 既存研究と本報告による段丘面区分と対比



第 1. 6 図 先志摩台地の隆起海蝕台

鳥羽展望台(鳥羽市国崎町)から南東方向の鎧崎を望む。平坦面は MIS 7 の高位段丘面と MIS 5e の中位Ⅰ段丘面にあたる。

鳥羽低地は伊勢湾に流れ込む加茂川流域に発達しており、上流から中流には谷底平野、中位Ⅰ及び中位Ⅱ面の段丘が発達し、加茂川河口付近には後背湿地が広がる(第 1. 4 図)。中位Ⅱ面の標高は 10～20 m で集落が形成されている。中位Ⅰ面の標高は 20～30 m で、主に畑作地として利用されている。加茂川中流域や加茂川の支流である河内川流域に分布する中位Ⅱ面は MIS 2～3 の時期に形成された可能性がある。加茂川河口付近は広く干拓されており、商業施設などが建設されている。

的矢湾奥の伊雑ノ浦には、磯部川、池田川、野川、山田川の河口や沿岸部の小河川河口域に低地が広がっており、後背湿地や谷底平野、自然堤防が分布する。

太平洋に面した鳥羽市相差や志摩市国府には浜堤の背後に後背湿地が広がっている。

## 第2章 地質概説

(内野隆之・中江 訓・中島 礼)

### 2.1 研究史概要

志摩半島における地質研究の端緒は、20万分の1「鳥羽」図幅(小川, 1905)である。この図幅によって、北から三波川帯、秩父帯、四万十帯の帯状配列で特徴付けられる志摩半島の地体区分の大枠が示されたといえる。その後、7万5千分の1「鳥羽」図幅(飯塚, 1929)が刊行され、各地質体の性状の解明が進んだ。特に秩父帯において、石灰岩の紡錘虫化石に基づいて認識された後期石炭紀の地層群と、貝・植物化石に基づいて認識された後期ジュラ紀の浅海層が分布することが示された。また、鷲嶺層、宮川層、松尾層、的矢層など、地質体の多くに地層名が初めて付与された。

山際(1957)は、志摩半島東部における中生代についてまとめた。その中で、松尾層には鳥巣統と領石統が認められ、それぞれ今浦層、松尾層群と命名された。また、松尾層群は古生代(その後のジュラ紀付加体)中に3帯に分かれてサンドイッチ状に分布することが示された。的矢層は、的矢層群に層序単元の階層が格上げされ、四国の四万十層群に対比された。山際・坂(1967)は、巡検案内書の中で志摩半島の中生代について総括するとともに、「秩父累帯」とその下位階層に相当する「北帯」・「中帯」・「南帯」、及び「四万十累帯」の地体名を初めて志摩半島に適用した。その中で、秩父累帯北帯には下部ペルム系の河内層群と中部ペルム系の白木層群が、中帯には中部石炭系の堀切層群、中部ペルム系の青峰層群及び砥谷層群、上部ジュラ系の今浦層群相当層、下部白亜系の松尾層群が、南帯には中部ペルム系の築地層群と上部ジュラ系の今浦層群が分布するとした。また、四万十累帯には白亜系の的矢層群が分布するとした。その後、時を隔てて、坂ほか(1999)も巡検案内書の中で、志摩半島の秩父帯・黒瀬川帯について総括し、北帯にはジュラ紀と想定される付加体が、黒瀬川帯(それまでの中帯)には蛇紋岩・深成岩・結晶片岩などの黒瀬川帯構成岩、ジュラ紀付加体、ジュラ紀～白亜紀の浅海層が、南帯にはジュラ紀付加体とジュラ紀～白亜紀の浅海層が分布するとした。

化石に関しては、古くから各地質体において精力的に報告されてきた。付加体に相当する地質体については、石灰岩から後期石炭紀のみならず中期ペルム紀の紡錘虫化石が見出され(例えば、加藤・杉, 1927; 藤本, 1942; Yamagiwa, 1956; 山際, 1957; 日下部・宮村,

1958; Yamagiwa and Ishii, 1958; 山際, 1962; 山際・坂, 1967)、その化石年代を基に層序区分がなされた。浅海層については、1900年代初頭より植物や貝などの化石が報告され(例えば、佐藤, 1917; 水郡・大塚, 1928; 藤本, 1942; 藤本・山際, 1952; 松下, 1953; 山際, 1954; 山際ほか, 1979)、鳥巣式石灰岩を含む後期ジュラ紀の鳥巣統と前期白亜紀の領石統の分布状況がかなり明らかにされた。

1970年代にプレートテクトニクス理論が導入されて、これまで地向斜によって形成されたと考えられた中生代の多くが、海溝域で形成された付加体であることが明らかになった。いわゆる“放散虫革命”によって、本地域でも秩父帯(北帯・中帯・南帯)において放散虫化石の抽出が精力的に行われ、ペルム紀～ジュラ紀のチャート岩塊を含む中期～後期ジュラ紀付加体の存在が相次いで確認されてきた(菅野ほか, 1980; 坂・手塚, 1988; 梅田, 1998; 杉山ほか, 1993; Ohba and Adachi, 1995; 都築・八尾, 2006; 内野・石田, 2017; 内野・鈴木, 印刷中)。そして、これまで地層の時代を代表していた古生代石灰岩は、チャート同様にジュラ紀付加体中の岩塊であることが理解された。石灰岩の不在のため時代不詳とされた四万十帯についても、1980年以降に碎屑岩から見出された放散虫化石に基づいて、主に後期白亜紀の時代を示すことが明らかにされた(Mizutani *et al.*, 1982; 水垣, 1987; 小長谷, 1988; 太田ほか, 2013; Nakae and Kurihara, 2017)。本地域を含む志摩半島の四万十帯については、小長谷(1988)によって、北西傾斜の同斜構造をなす4つの岩相層序単元に区分され、それぞれの単元から得られた放散虫化石に基づき、構造的な下位(南側)へ向け順次若くなる年代極性が示された。

浅海層(今浦層群、松尾層群)については、ジュラ紀付加体を不整合に覆う前弧海盆堆積物と理解され(坂・手塚, 1988; 坂, 2009)、その時代は放散虫化石に基づき中期ジュラ紀～前期白亜紀にわたることが明らかにされた(坂・手塚, 1988; 杉山ほか, 1993; 川端, 2001; 太田ほか, 2013; 内野・石田, 2017)。1996年には、鳥羽市砥浜海岸の松尾層群から竜脚類恐竜(“鳥羽竜”)の骨化石が発掘され(亀井, 1997; 富田ほか, 2001)、胚胎層準付近の詳細な時代決定(前期白亜紀バラングニアン期～バレミアン期)や堆積環境の推定(河口～沖合浅海域)がなされた(田中ほか, 2000; 本田, 2001; 川端, 2001; 木村・山際, 2001; 村越, 2001; 坂, 2001)。



三波川帯については、Nakamura (1971) が御荷鉾緑色岩類のかんらん岩・斑れい岩ユニットを普通角閃石の乏しいユニットと富むユニットとに区分し、前者を深所で形成された玄武岩質マグマの集積岩、後者を集積岩形成後の液が浅所かつ高水分圧環境下で貫入・固化した岩石であると考えた。また、御荷鉾緑色岩類の鉛同位体比及び微量元素組成から、本岩類が MORB の特徴を示すことが報告された (Hamelin *et al.*, 1984; 小澤ほか, 1997) ほか、普通角閃石から後期ジュラ紀後半の K-Ar 年代が報告された (小澤ほか, 1997)。本地域の泥質片岩を主体としたいわゆる三波川結晶片岩については詳細な研究例がほとんどないが、伊勢地域 (西隣) における研究では、本結晶片岩の変成度は四国中央部三波川帯の緑泥石帯低温部に相当するとされた (上野, 2001) ほか、フェンジャイトから後期白亜紀前半の K-Ar 年代が報告された (Tomiyoshi and Takasu, 2010)。

第四系 (先志摩層 (大塚, 1928a) あるいは鵜方層 (飯塚, 1929)) については、泥層から貝化石 (飯塚, 1929; 松下, 1932; 大炊御門, 1933; Yamada, 1963; Itoigawa and Ogawa, 1973)、植物遺体化石 (三木, 1941; Miki, 1957)、有孔虫化石 (横山・中川, 1941)、花粉化石 (島倉, 1962)、珪藻化石 (Shimakura, 1969) が報告され、化石内容から暖温帯の気候が示唆されている。先志摩層に挟在する磯部火山灰については、大阪層群の下部更新統のアズキ火山灰に対比されている (町田ほか, 1980) 一方で、古地磁気学的検討からは異論も提示されている (谷岡ほか, 2004)。地形的には、隆起海蝕台が認識され (例えば、辻村, 1925; 大塚, 1928a, b; 吉川, 1949)、2~5 面の海成段丘面が識別されている (Tsuchi, 1961; 名古屋グループ, 1969; 成瀬, 1974; 米倉, 1980; 太田, 2001)。

地質構造に関しては、低角断層を介して見掛け上位に古い地層が位置する“押し被せ” (クリッペ) か否かの議論が、プレートテクトニクス論導入以前は長らくされた (小澤, 1930; 藤本, 1942; 松下, 1953; 山際・坂, 1967)。その後注目されたのは、南伊勢町五ヶ所湾から鳥羽市安楽島まで約 22 km に及ぶ五ヶ所-安楽島構造線と黒瀬川帯の存在であった。本構造線は、大規模な蛇紋岩を伴う断層として、その存在は古くから認識されていた (例えば、大塚, 1928c; 飯塚, 1929)。浜田 (1963) は、本構造線上から、角閃岩、圧砕閃緑岩、緑色珪長質凝灰岩などを見出し、それらを四国や九州の黒瀬川帯を構成する岩石に対比し、黒瀬川帯が志摩半島にまで延長することを初めて示した。坂ほか (1988) は、志摩半島の黒瀬川帯を蛇紋岩メランジュ帯として認識し、砥谷層群とされた結晶片岩を含め黒瀬川帯構成岩類について詳しく記載した。結晶片岩からは 200 Ma 前後の白雲母 K-Ar 年代 (磯崎ほか, 1992) が、緑色珪長質凝灰岩からは前~中期デボン紀の放射虫化石年代 (梅田・山際, 1997)

が報告されたほか、最近、下部白亜系松尾層群とされていた地層の一部から後期ペルム紀の放射虫化石が報告され、志摩半島における後期ペルム紀浅海層の存在が明らかにされた (内野・鈴木, 2016)。黒瀬川帯形成モデルについては、諸説あり未だ意見の一致をみていないが、本地域の黒瀬川帯の性状や地質構造を基に、内帯起源のクリッペモデル (磯崎・板谷, 1991) や大陸衝突・横ずれ複合モデル (Kato and Saka, 2003) などが提示されている。

本地域では、五ヶ所-安楽島構造線の一部である白木断層 (活断層研究会, 1980)、朝熊山地と古市台地を境する朝熊ヶ岳断層 (活断層研究会, 1980)、南磯部断層 (武藤, 1989) が明瞭なりニアメントとして認められている (活断層研究会, 1991)。しかし、いずれの断層も変位地形は不明瞭であるため、活断層としての確実度は低いとされている (岡田・東郷, 2000)。

本地域を含む地質図に関しては、三重県 (1964)、国土庁土地局 (1975)、中部地方土木地質図編纂委員会 (1992)、三重県 (1992)、近畿地方土木地質図編纂委員会 (2003) などがあり、2010 年には 20 万分の 1 地質図幅「伊勢」 (西岡ほか, 2010) が刊行され、これまでの知見に基づいて志摩半島全体の地体構造と分布がまとめられた。

なお、各地体に関連する詳しい研究史については、各章で詳しく記述した。

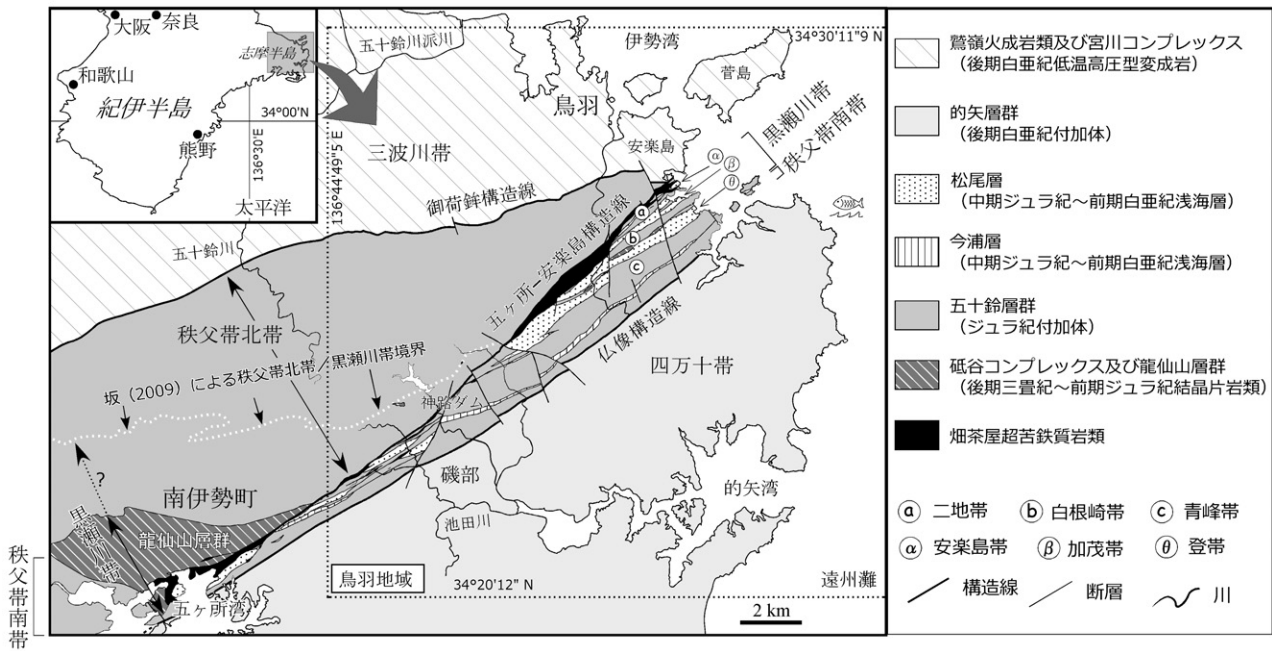
## 2.2 地質系統

本地域は、三重県志摩半島に位置し、北から三波川帯、秩父帯北帯、黒瀬川帯、秩父帯南帯、四万十帯に分布する中古生代の岩石・地層群 (第 2.1 図) と、全域に散在する第四系を擁する。本地域に分布する各地質系統について、地質概略図及び地質総括図を、それぞれ第 2.2 図及び第 2.3 図に示す。

### 黒瀬川古生界

本地域の黒瀬川古生界は、畑茶屋超苦鉄質岩類、浅海層の久長層と湯舟層、結晶片岩の砥谷コンプレックスからなる。これらは主に五ヶ所-安楽島構造線以南でジュラ紀付加体青峰コンプレックス分布域 (黒瀬川帯) に産するが、同構造線北側のジュラ紀付加体白木コンプレックス分布域 (秩父帯北帯) にも畑茶屋超苦鉄質岩類の蛇紋岩及び砥谷コンプレックスの泥質片岩が僅かに産する。

畑茶屋超苦鉄質岩類は、超苦鉄質岩、深成岩及び変成岩からなる。超苦鉄質岩はそのほとんどが蛇紋岩であり、僅かに単斜輝石岩が認められる。蛇紋岩は北東-南西方向の五ヶ所-安楽島構造線及びその派生断層に沿って南北幅 500 m 以下で併入する。単斜輝石岩、深成岩及



第2.1図 志摩半島の地質概略図

南伊勢町付近の地質体分布及びa～cとa～θの地体は坂(2009)を引用した。本図には坂(2009)による秩父帯北帯/黒瀬川帯境界(白点線)を記入してある。第四系は表記されていない。

び変成岩は蛇紋岩中に短径数m程度の岩塊として産する。深成岩のそのほとんどがドレライトであり、僅かに閃緑岩が認められる。変成岩には、角閃岩と藍閃石片岩が少量認められる。久長層は、鳥羽市の久長海岸のみで分布が確認され、前期～中期デボン紀放射虫化石を含む淡緑色の珪長質凝灰岩からなる。湯舟層は、志摩市磯部町の神路ダム南東の湯舟川でのみ分布が確認され、後期ペルム紀の放射虫化石を含む浅海相を示す碎屑岩からなる。砥谷コンプレックスは、200 Ma 前後の白雲母 K-Ar 年代を示す泥質片岩や苦鉄質片岩などからなり、畑茶屋超苦鉄質岩類の蛇紋岩を密接に伴うことが多い。また、付加年代については後期ペルム紀とみなされる。

### 五十鈴層群

秩父帯北帯、黒瀬川帯、秩父帯南帯に分布するジュラ紀付加体は五十鈴層群と一括され、6つの岩相層序単元(コンプレックス)に区分される。秩父帯北帯には、北から河内コンプレックス、逢坂峠コンプレックス、白木コンプレックスが分布するが、胴切断層の五知-朝熊ヶ岳断層以東では逢坂峠コンプレックスが欠如する。五知-朝熊ヶ岳断層以西では、逢坂峠コンプレックスが河内及び白木コンプレックスの上位にクリッペとして累重していると考えられる。北帯に分布する各コンプレックスは玄武岩、石灰岩、チャート、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層及び混在岩からなるが、河内コンプレックスでは準片岩～片岩が産すること、逢坂峠コンプレックスでは低角

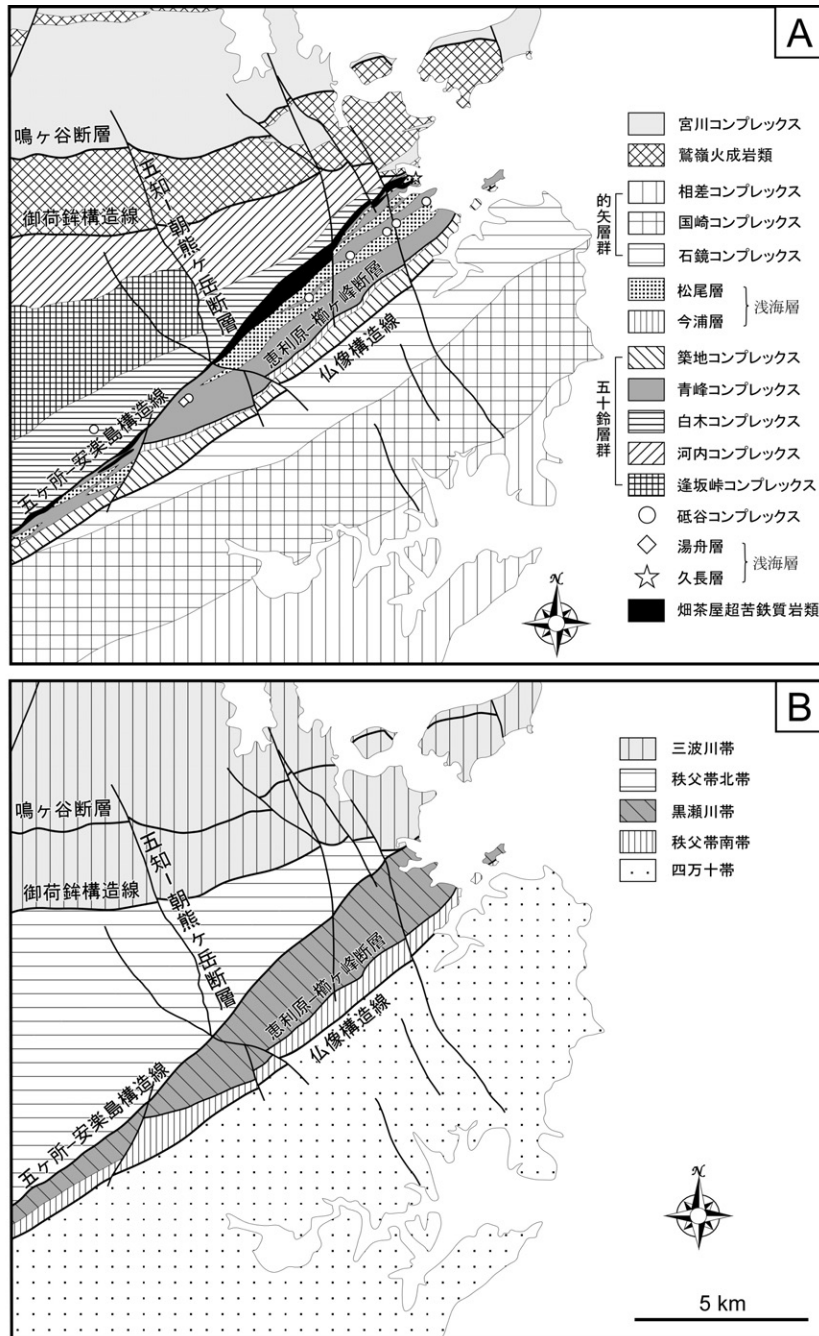
構造をなす石灰岩が卓越すること、白木コンプレックスでは赤紫色玄武岩と整然相碎屑岩が比較的多く産することといった特徴が認められる。

黒瀬川帯には青峰コンプレックスが、秩父帯南帯には築地コンプレックスが分布する。青峰コンプレックス及び築地コンプレックスは、主にチャート、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層及び混在岩からなり、僅かな玄武岩及び石灰岩を伴う。青峰コンプレックスの混在岩は、一部で含石灰岩玄武岩や緑色チャートの岩塊を特徴的に含む。築地コンプレックスの砂岩やチャートの岩体は、側方に比較的連続性良く分布する。

五十鈴層群の各コンプレックスの付加年代は、泥岩から得られた放射虫化石年代あるいは砂岩から得られた碎屑性ジルコンの U-Pb 年代に基づき、逢坂峠コンプレックスでは前期ジュラ紀、河内コンプレックスと白木コンプレックスでは中期ジュラ紀、青峰コンプレックスでは前期～後期ジュラ紀、築地コンプレックスでは中期～後期ジュラ紀と判断される。

### 今浦層及び松尾層(浅海層)

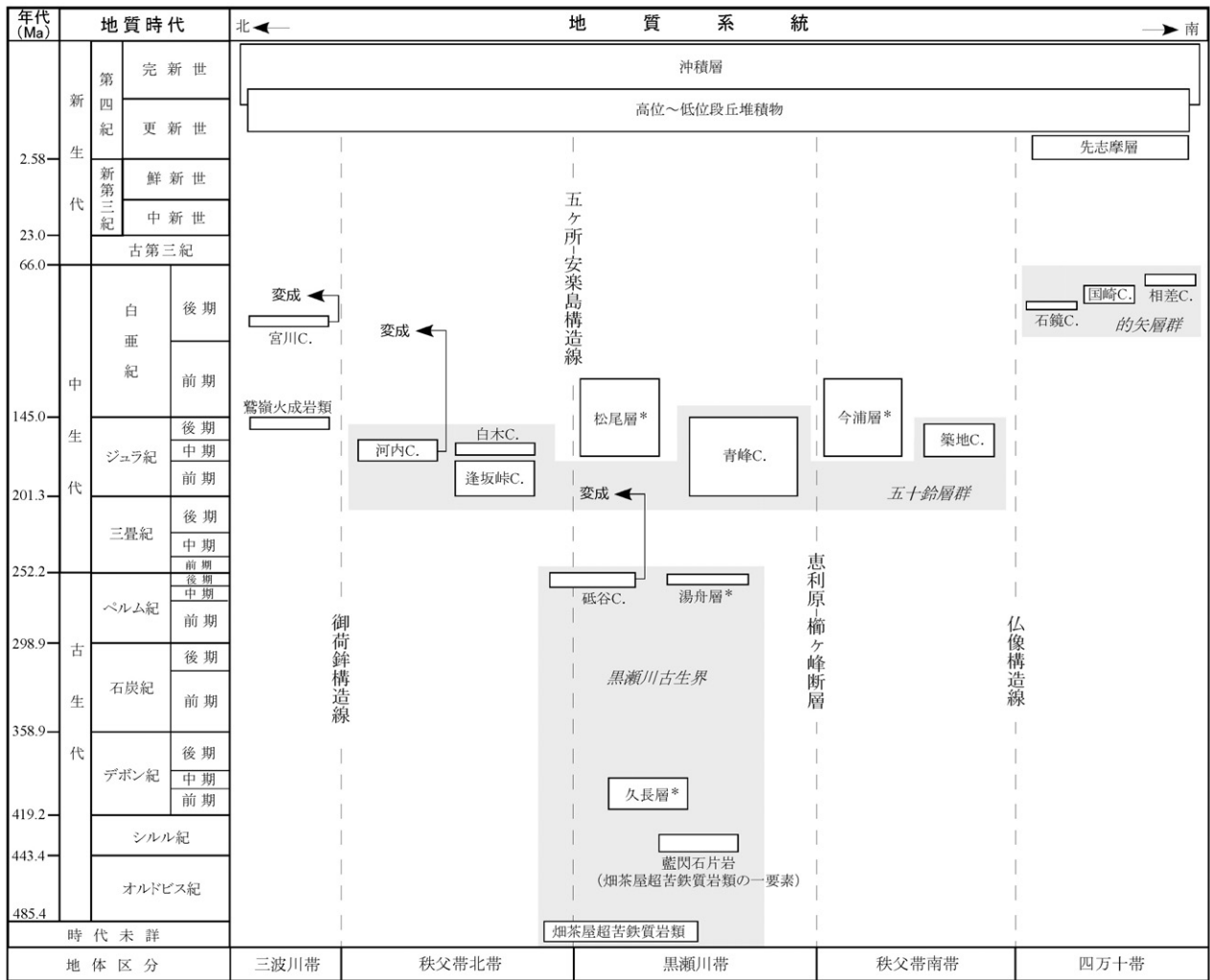
本地域の浅海層は秩父帯南帯に分布する今浦層と黒瀬川帯に分布する松尾層に区分される。今浦層は、ジュラ紀付加体である青峰コンプレックスと築地コンプレックスの間に狭長に分布する。碎屑岩を主体とし、石灰岩を伴う。この石灰岩は、鳥巢(式)石灰岩と呼ばれ、暗灰色を呈し、泥岩中にレンズ状岩塊として産する。石英な



第 2. 2 図 鳥羽地域の地質概略図  
(A) 地質体分布を示した図. (B) 地体区分を示した図.

どの陸源性碎屑物や有機物を含み、ハンマーで叩くとほのかな油臭がすることが特徴である。六射珊瑚や床板珊瑚などの化石を多産する。碎屑岩は、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層を主体とし、一般に整然相を示す。泥岩の風化部分は細かく割れる特徴を示す。泥岩からは植物、ウニ、二枚貝、巻貝、アンモナイトなどの化石のほか、中期ジュラ紀中頃～前期白亜紀前半の放射虫化石が見出されている。

松尾層は、青峰コンプレックス分布域に数列にわたり分布する。砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層を主体とし、少量の礫岩を伴う。一般に整然相を示す。砂岩の一部には、白色を呈するアルコース質なものの特徴的に認められるほか、しばしばトラフ型斜交層理などの堆積構造が認められる。泥岩の風化部分は細かく割れる特徴を示す。礫岩は、垂円～円礫を含む中礫～大礫岩が特徴的に認められる。礫種は珪長質火山岩、花崗岩類、玄武岩、チャー



第 2.3 図 鳥羽地域の地質の総括図

段丘堆積物は、高位から低位にかけて若い時代を示す。藍閃石片岩(畑茶屋超苦鉄質岩類の一要素)、低谷コンプレックス及び宮川コンプレックスは原岩の年代(付加年代)を示す。  
\* : 白亜紀以前の浅海層, C. : コンプレックス。

ト、碎屑岩のほか、僅かながら超苦鉄質岩も認められる。泥岩からは、多くの貝化石のほか、前期白亜紀前半(一部で中期ジュラ紀中頃)の放散虫化石が見出されている。また、鳥羽市二地浦の砥浜海岸からは恐竜化石が発見されている。

### 的矢層群

仏像構造線の南縁から伊勢湾-熊野灘沿岸にかけて広く分布する砂岩・泥岩などの陸源性碎屑物を主体とし、遠洋性堆積岩であるチャートや珩質泥岩を伴う地層群は、的矢層群と呼ばれ、四万十帯(北帯)に属する後期白亜紀の付加体であるとみなされている。本地域における的矢層群は、岩相・分布・層序関係に基づき下位より、相差コンプレックス、国崎コンプレックス、石鏡コンプレックスに区分される。

レックスに区分される。

相差コンプレックスは、シルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟有する砂岩から構成され、その層厚は本地域内においては少なくとも 3,000 m 以上に達する。他のコンプレックスと比較して、砂岩が著しく卓越することが本コンプレックスの特徴である。国崎コンプレックスと石鏡コンプレックスは、チャートを伴う多色珩質泥岩を基底にその上位にシルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟有する砂岩からなる層序を主体とする。国崎コンプレックスの層厚は 2,200 ~ 2,700 m 程度、石鏡コンプレックスの層厚は最大で約 1,500 m である。国崎・石鏡の両コンプレックスにおける岩相的差異は顕著でないが、石鏡コンプレックスではシルト質泥岩の層厚がより厚く側方への連続性がより高い傾向にある。

これらのコンプレックスは、北東-南西性の走向と北西に傾斜する同斜構造をなしており、それぞれの境界は断層関係であると推定される。

陸源性碎屑岩の堆積時期で近似される地質時代(シルト質泥岩から産出した放射虫化石の指示する付加時期)については、相差コンプレックスではカンパニアン期の中頃~後半に、国崎コンプレックスではサントニアン期の中頃~カンパニアン期の中頃に、また石鏡コンプレックスではコニアシアン期の初頃に對比される。

#### 鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)

三波川帯に属し、御荷鉾緑色岩類に相当する鷲嶺火成岩類は、超苦鉄質岩類及び苦鉄質岩類からなる。それらは朝熊ヶ岳岩体として本地域中央部に大規模に分布するほか、北縁部にも二見岩体として狭長に分布している。超苦鉄質岩類は、かんらん岩を主体とし、僅かに角閃石岩と角閃岩を伴う。苦鉄質岩類は、主に斑れい岩、ドレライト及び玄武岩からなり、少量の斜長岩と苦鉄質片岩を伴う。苦鉄質岩中には、褐色普通角閃石とアルカリ角閃石が含まれていることが特徴的である。

鷲嶺火成岩類は、主に宮川コンプレックスの構造的上位に位置するが、朝熊ヶ岳岩体の東部では本岩類の一部が宮川コンプレックスの構造的下位に位置している。角閃石岩及び斑れい岩中の普通角閃石からは150 Ma前後のK-Ar年代が報告されている。

#### 宮川コンプレックス(三波川結晶片岩)

三波川帯に属し、いわゆる三波川結晶片岩に相当する宮川コンプレックスは、泥質片岩を主体とし、苦鉄質片岩、石灰質片岩、珪質片岩、砂質片岩を伴う。苦鉄質片岩中の変成鉱物組み合わせは、アルバイト+緑れん石+緑泥岩+フェンジャイト+チタン石±アクチノ閃石±スティルプノメレン±パンペリー石±方解石±石英±アルカリ角閃石である。泥質片岩中では、フェンジャイト+アルバイト+チタン石+石墨±緑泥石±スティルプノメレン±方解石である。これらの組み合わせは、パンペリー石-アクチノ閃石相の高压部を示す。宮川コンプレックスは鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)の構造的下位に位置しているが、本地域南東側ではその一部が鷲嶺火成岩類の構造的上位に位置している。本報告では、2地点の砂質片岩からそれぞれ $84.7 \pm 1.8$  Maと $79.0 \pm 1.7$  MaのフェンジャイトK-Ar年代が得られたほか、 $177.1 \pm 1.6$  Maと $95.5 \pm 2.5$  Maの碎屑性ジルコンU-Pb年代(最若粒子群のピーク年代)が得られた。

#### 第四系

本地域の第四系は、下部更新統先志摩層、中部~上部更新統の段丘堆積物、上部更新統~完新統の表層堆積物に主に区分される。

先志摩層は層厚約10 mで、基盤となる四万十帯の砂岩・泥岩層を削り込んだ谷地形を埋めるように志摩市磯部町迫間、鳥羽市相差町に分布する。海成粘土・シルト層と河成砂礫層の互層から主に構成される。磯部町迫間における海成粘土層からは、アズキ火山灰(Ss-Az)に對比される磯部火山灰や、海生貝類、有孔虫、植物遺体などの化石が報告されている。また、相差町では、山田I火山灰に對比される相差火山灰がみられる。これらが對比される火山灰の堆積年代はそれぞれ前者がMIS 21、後者がMIS 25にあたるため、先志摩層の年代は約0.9 Ma前後の前期更新世と考えられる。

段丘堆積物は、高位、中位I、中位II、低位の4つに区分される。いずれからも堆積年代の証拠はみられないが、太田(2001)によると最も広く分布する海成中位I段丘堆積物がMIS 5eの形成年代と推定される。高位段丘堆積物は、鳥羽市から志摩市における先志摩台地と伊勢市朝熊町の古市台地の尾根上に狭く分布する層厚約3 mの砂礫層である。中位I及びII段丘堆積物は、沿岸域である先志摩台地と、鳥羽低地や古市台地など河川流域に分布する。構成する堆積物は主に約3~5 mの砂礫層であるが、志摩市磯部町から阿児町にかけては、基盤を下刻する谷地形を埋積した層厚約20 m以下の海成の砂層や砂質泥層がみられる場合がある。低位段丘堆積物は、先志摩台地の鳥羽市相差町周辺と志摩市磯部町飯浜、坂崎、迫間周辺の標高約10 m以下にみられる砂礫層で、縄文海進時の沖積段丘と考えられる。

表層堆積物は、内陸の河川流域では河川の氾濫原や河道で堆積した谷底平野堆積物、及び崖錘堆積物がみられる。宮川低地や先志摩台地の沿岸部では海岸平野で堆積した後背湿地・谷底平野堆積物が広く分布する。自然堤防堆積物が磯部町迫間や下之郷で、大規模な浜堤堆積物が宮川低地に分布する。遠州灘に面する志摩市阿児町国府や鳥羽市相差町では、現世海浜堆積物と過去の浜堤堆積物がみられる。

## 2.3 地質構造

第四系以外の各地質系統の配列を規制している断層面及び地層の層理面、劈開面、片理面は、いずれも概ね東北東-西南西ないし北東-南西走向を示している。また、前~後期ジュラ紀付加体(五十鈴層群)と後期白亜紀低温高压型変成岩類(御荷鉾緑色岩類及び三波川結晶片岩)中には東西ないし北東-南西走向の軸を持つ褶曲が発達する。これらが本地域の大局的な地質構造を形成している。それらは、性状及び活動時期などからA~Gに分けられる。

Aは覆瓦構造など付加体の基本配列を形作った、すなわちコンプレックスを境する東北東-西南西走向の断層群で、活動時期は前期ジュラ紀~後期白亜紀である。B

は五十鈴層群に累重する中期ジュラ紀～前期白亜紀の前弧海盆堆積物(浅海層)を切る, すなわち付加体と浅海層を境する東北東-西南西ないし北東-南西走向の高角断層で, 活動時期は前期白亜紀以降である. Cは付加体の覆瓦構造を切る北東-南西走向の北傾斜の断層で, 活動時期は後期白亜紀以降である. 仏像構造線や五ヶ所-安楽島構造線がそれに相当する. Dは三波川帯の低温高压型変成岩類中に大規模に発達する南方に凸の形状を示す横臥褶曲である. Eはその横臥褶曲に変形を与えた褶曲であり, 宮川コンプレックス中に東西走向の軸を持つ背斜あるいは向斜状背斜として認められる. Fは横臥褶曲及びその後の褶曲を切る東西ないし東北東-西南西走向の高角な断層である. 御荷鉾構造線や鳴ヶ谷断層がそれに相当する. D～Fの活動時期はいずれも三波川帯形成後, すなわち後期白亜紀以降である. Gは本地域の基盤岩すべてを切る北北西-南南東あるいは北北東-南南西走向の高角な断層である. 活動時期は後期白亜紀以降で, 活構造を除き本地域の中では一番新しいと考えられる.

その他, 朝熊ヶ岳北方, 鳥羽市白木周辺における五ヶ所-安楽島構造線沿い, 志摩市浜島町迫子周辺の池田川(梶坊川上流)付近で, 活構造であることが指摘されているリニアメントが認められる.

## 2. 4 地体と層序単元の扱い

### 2. 4. 1 地体の扱い

志摩半島の地体は, これまで北から三波川帯, 秩父累帯(あるいは秩父帯), 四万十帯に区分されてきた. 秩父累帯(あるいは秩父帯)は更に岩相や構造の違いなどによって北から北帯, 中帯, 南帯に区分された(例えば, 山際・坂, 1967; 坂ほか, 1988)(第2. 1図). 中帯は, 蛇紋岩, 深成岩, 角閃岩, デボン紀珪長質凝灰岩, 約200 Maの結晶片岩の産出で特徴付けられることから, 坂ほか(1999)は中帯という地体名に代え, より地体構造上の意義を表した「黒瀬川帯」を使用した. これらの地体区分は, 「ある地質体が分布する範囲に対して使用する“地理的地体”(belt)(八尾, 2009)」としての用法であり, 日本列島の多くの地体区分において伝統的に使用されてきた. 本報告でもこの用法を採用する.

坂ほか(1979)は, 本地域の西部及び西側において, 五ヶ所-安楽島構造線の北方に北帯と黒瀬川帯(原典では中帯)の境界断層を設定したが(第4. 1図C参照), それは日下部・宮村(1958)と山際・坂(1967)の岩相に基づく区分(第4. 1図A, B参照)を参考にしたものと考えられる. その後, 坂(2009)は, 志摩市磯部町神路ダム周辺において境界断層の位置を変更し, 東北東-西南西走向の断層で北帯と黒瀬川帯の付加体が接するとした(第2. 1図). この境界位置の根拠については明記さ

れていないが, 恐らく五ヶ所-安楽島構造線以北のジュラ紀付加体中において, 現時点で唯一確認される蛇紋岩を参考にしたと推測される. しかし, 内野・鈴木(印刷中)や本報告の結果に基づく, この蛇紋岩を境に北帯・黒瀬川帯の岩相・地質構造・地質時代が変わる訳ではなく, 境界を隔てた両者の付加体を別の地質単元及び地体とすることは適切ではない. 本報告では蛇紋岩の分布が地体(黒瀬川帯)を定義するものではないと考え, 白木コンプレックスの分布する範囲は秩父帯北帯とした(第2. 1図). その結果, 坂ほか(1979)や坂(2009)が設定した本地域南西部における北帯/黒瀬川帯境界はより南にずれることになる. すなわち, 本地域では五ヶ所-安楽島構造線が北帯/黒瀬川帯境界となる. なお, 北帯中に蛇紋岩が産する例は, 四国などで認められている(例えば, 山北, 1998a, b). この境界位置の議論については, 内野・鈴木(印刷中)で詳しく述べてある.

以上をまとめると, 秩父帯北帯の構成要素は逢坂峠コンプレックス, 河内コンプレックス, 白木コンプレックス及び砥谷コンプレックスの一部と蛇紋岩(畑茶屋超苦鉄質岩類の一要素), 黒瀬川帯の構成要素は畑茶屋超苦鉄質岩類を始めとした黒瀬川古生界, 青峰コンプレックス及び松尾層, そして秩父帯南帯の構成要素は築地コンプレックス及び今浦層である.

なお, 黒瀬川帯には, 青峰コンプレックスと松尾層が走向方向に数列にわたり帯状に配列する, “サンドイッチ構造”をなしている. そして, 山際(1957)は, その分断された地質体の帯状分布域に地体名(原典ではzone)を付与した(例えば, 二地帯, 青峰帯, 第2. 1図のa～c及びa～θ). 坂ほか(1979)や坂ほか(1988)も, 山際(1957)の区分を踏襲しつつ若干の変更を加え, また, 地理的地体名を付与した範囲を志摩半島全域に広げた. 本報告では, 二地帯や青峰帯などの地体名を基本的に使用しないが, 露頭あるいは試料採取地点を分かりやすくするために, 必要に応じてこの地体名を引用した. その際は, 志摩半島全域についての区分を示した坂ほか(1999)に従った.

### 2. 4. 2 層序単元名称の見直し

志摩半島に分布する地質体については, これまで「層」の上位階層である「層群」として扱われているものが幾つもある(例えば, 青峰層群, 今浦層群, 松尾層群). しかし, それらの多くは基本の層序単元である「層」の設定がなされておらず, 地層命名規約上適切ではない. 本報告では, 岩相層序区分に基づき, 層序単元の整理を行った. その結果, 「層群」とされた幾つかの地質体を「層」に格下げし, 一方で必要に応じて複数の「層」をまとめて「層群」を設定し直した. また, 地域あるいは化石年代によって名称が異なる同時異相の地質体についても, 整理・統合を行った. 付加体については, 「層」の

代わりに「コンプレックス」を基本層序単元として使用し、また必要に応じて新たに地質体名を設定した。具体的な地質体名及び層序区分の変遷については、各章で述べる。

## 2. 5 用語の定義と記述方針

変成岩と火成岩の名称は、国際地質科学連合 (IUGS) による分類 (Fettes and Desmons, 2007; Le Maitre, 2002) にそれぞれ従い、和名及び地質記号の表記は、基本的には日本工業規格 JISA0204 (日本規格協会, 2012a) 及び JIS0205 (日本規格協会, 2012b) に従った。

地層の連続性については、地層の破断や混在化の程度により、整然相、破断相、混在相の3相に区分する。整然相は、地層の元来の累重関係や側方連続性が保持されている状態を指し、破断相は、地層が様々な程度に破断され、地層としての連続性が途切れている状態を指す。混在相は、地層としての連続性が完全に欠如し、様々な種類や大きさの岩体・岩塊と、それらを取り巻く砕屑岩の“基質”からなる状態を指す。

岩体規模の記述に関しては中江 (2000) を参考にして、見掛けの層厚が 500 m 以上を大規模岩体、250 ~ 500 m を中規模岩体、50 ~ 250 m を小規模岩体とし、50 m 未満については、岩塊と表記する。5 万分の1縮尺の地質図に表現できる規模は岩体規模ではあるが、石灰岩、蛇紋岩、結晶片岩などそれぞれの地体で重要な岩塊については必要に応じて誇張して表現してある。

既存研究における産出化石の引用については、明らか

な誤植を除き、基本的には当該文献で記述された化石名をそのまま転記した。したがって、同一の種でも発表年によって属名が異なっている場合がある。ただし、産出時代については極力最新のものに読み替えた。

緯度・経度の表記については、世界測地系に従った。

### (補足)

付加体は一般的に、陸源性砕屑岩である泥岩・砂岩及び遠洋性堆積物であるチャートを主体とし、海洋地殻・海山起源の苦鉄質岩 (玄武岩・ドレライト) や海山周辺に堆積した石灰岩を伴う。付加体の中では、それらが単一に、あるいは複雑に集積して産する。これらは元々、遠洋域で形成・堆積した苦鉄質岩、石灰岩、チャートを基底として、その上位に海溝で堆積した泥岩や砂岩が累積した堆積体であった。下位から、苦鉄質岩、石灰岩、チャート、泥岩、砂岩というこの層序は「海洋プレート層序」と呼ばれている (Isozaki *et al.*, 1990)。海洋プレート層序では、遠洋～半遠洋域で形成された岩石よりも海溝充填堆積物である陸源性砕屑岩が一般に新しい時代を示す。そして、付加体が形成された時代 (付加年代) は、この陸源性砕屑岩が堆積した時代と同じかそれよりも新しいと考えられている。陸源性砕屑岩の堆積年代は、一般的に付加直前の年代を示すことが期待されることから、この堆積年代を付加年代に近似することが多い (例えば、松岡ほか, 1998)。本論でもその考えに従う。したがって、「ジュラ紀付加体」のように付加体を形容する時代名は陸源性砕屑岩の年代で近似された付加の時期を表している。

## 第3章 黒瀬川古生界

(内野隆之)

鳥羽地域では、黒瀬川帯を特徴付ける岩石を、四国の三滝火成岩類(山下ほか, 1952)及び寺野変成岩類(市川ほか, 1953)にそれぞれ相当する深成岩類と角閃岩, デボン紀浅海層, 低温高压型変成を被った古生代付加体(結晶片岩), ペルム紀浅海層, 超苦鉄質岩(主に蛇紋岩)とし, それらを「黒瀬川古生界」と一括して扱う。

### 3.1 研究史

飯塚(1929)は7万5千分の1「鳥羽」図幅において、南伊勢町の五ヶ所湾から鳥羽市の安楽島に至る北東-南西方向の断層を図示し, 大規模な蛇紋岩が伴われることを示した。この断層はその後, 五ヶ所安楽島地溝線(大塚, 1928c), 安楽島・五ヶ所構造線(山際, 1957)あるいは五ヶ所-安楽島構造線(日下部・宮村, 1958)と呼ばれた。浜田(1963)は, この構造線近隣から角閃岩, 単斜輝石岩, 細粒斑れい岩, 圧碎閃緑岩, 緑色凝灰岩の転石を見出し, それらを四国や九州の黒瀬川帯構成岩類に対比し, 黒瀬川帯が志摩半島にまで延長していることを初めて示した。吉倉・寺嶋(1984)は, 志摩市磯部町築地で, 四国の寺野変成岩類に対比される角閃岩岩塊を蛇紋岩中より見出し, 角閃岩の交代変成作用について論じた。また彼らは, 浜田(1963)によってシルル-デボン系に対比された緑色凝灰岩が, 後期ペルム紀放射虫化石を含むことを明らかにした。坂ほか(1988)は, 志摩半島の黒瀬川帯を蛇紋岩メランジュ帯として扱い, その構成岩類(結晶片岩や深成岩)について, その産状と岩相記載を行った。その中で, 藍閃石を顕著に含む結晶片岩(藍閃石片岩)が蛇紋岩中に捕獲岩状に産すること, 砥谷層群とされた片岩類(原典では千枚岩)も黒瀬川帯の構成岩類であることなどを示した。磯崎ほか(1992)は, 砥谷層群の泥質片岩から得られた200 Ma前後の白雲母 K-Ar 年代に基づいて, 砥谷層群が先ジュラ系であることを示すとともに, 黒瀬川帯内帯起源説(「黒瀬川クリッペ」)の重要な根拠の一つとした。梅田・山際(1997)は, 鳥羽市の久長海岸でデボン紀放射虫化石を含む緑色珪長質凝灰岩の存在を認め, 本岩が黒瀬川帯構成岩類に相当するとした。坂ほか(1999)は, 秩父帯中帯に対して, 地体名として, より地体構造上の意義を表した「黒瀬川帯」を使用した。坂・加藤(2000)は, 五ヶ所-安楽島構造線に沿って産する蛇紋岩中のドレライト岩塊について詳しい記載を行い, ドレライトが角閃岩相

の変成作用を被っていることを示した。Sone *et al.* (2012)は, 鳥羽市松尾町において前期白亜紀浅海層(松尾層)と蛇紋岩との境界断層(五ヶ所-安楽島構造線の一部)の断層ガウジを対象とし, 熱水変質で形成されたサポナイトが断層の力学特性を大きく変化させることを示した。Yoshimoto *et al.* (2013)は, 砥谷海岸の藍閃石片岩(坂ほか, 1988)に挟在する泥質片岩から碎屑性ジルコンの U-Pb 年代を測定し, 最若粒子群のピーク年代として 500 ~ 450 Ma (最若ジルコン年代は 437 ± 11 Ma)を報告した。内野・鈴木(2016)は, 神路ダム周辺の前期白亜紀浅海層(松尾層)とされていた地層から後期ペルム紀放射虫化石を見出し, ペルム紀の整然層が志摩半島に存在することを明らかにした。

### 3.2 畑茶屋超苦鉄質岩類 (Hu)

**命名・定義** 新称。五ヶ所-安楽島構造線及びその派生断層に沿って産する超苦鉄質岩と, 蛇紋岩メランジュの岩塊として含まれる深成岩類及び変成岩に対し, 畑茶屋超苦鉄質岩類と定義する。

**模式地** 鳥羽市松尾町畑茶屋南の旧採石場(国道167号線沿い)。

**分布** 五ヶ所-安楽島構造線及びその派生断層に沿って産する。本地域南西部~北東部にかけて岩塊~大規模岩体として普遍的に産し, 特に鳥羽市の松尾や白木では, 南北幅が500 mに及ぶ。本地域の同構造線以北では, 1箇所(五知-恵利原林道の五知側)にのみ蛇紋岩岩塊が確認される(内野・鈴木, 2016の Fig. 2B; 内野・鈴木, 印刷中)。

**層厚** 約500 m以上。

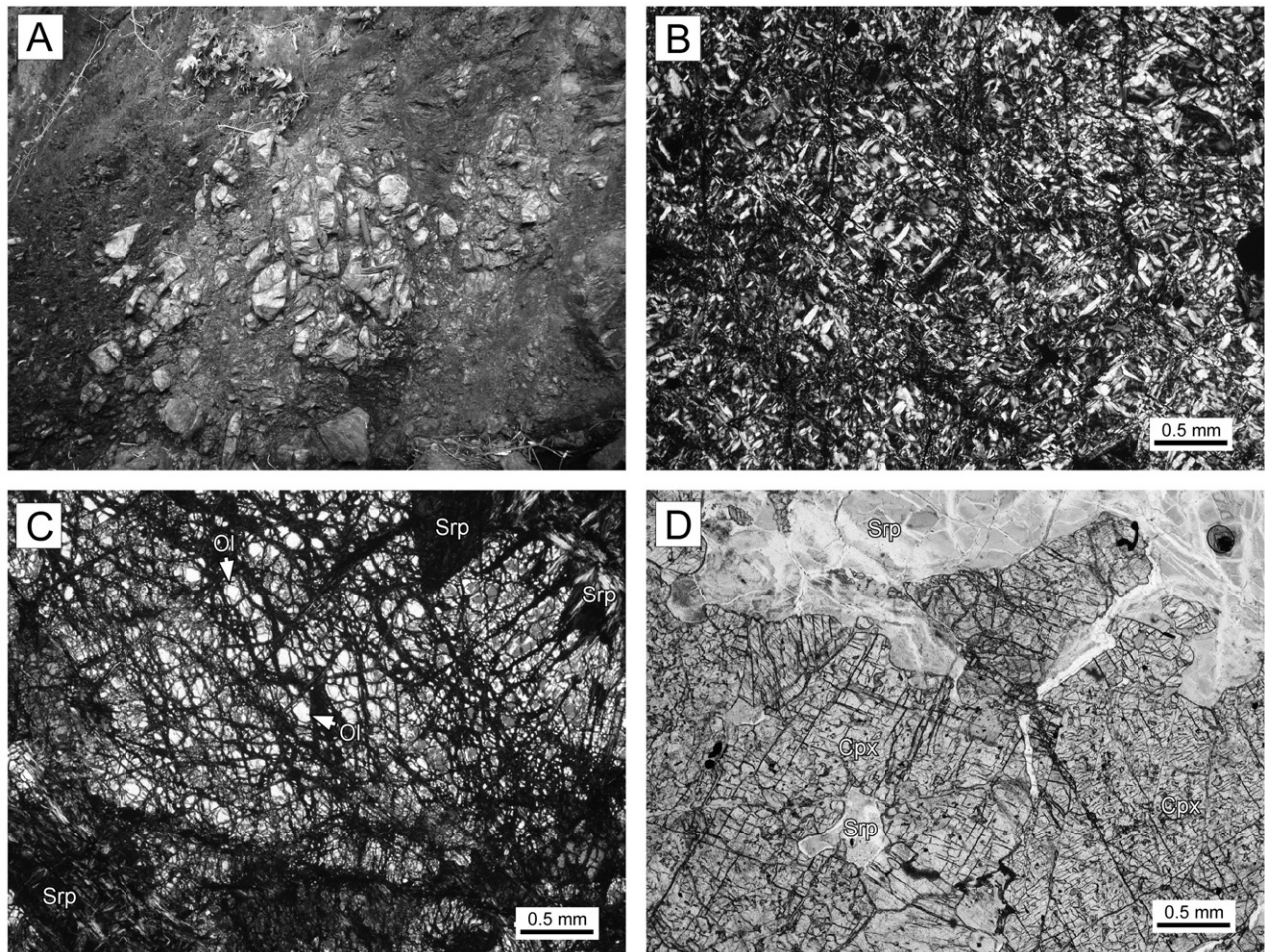
**岩相** 畑茶屋超苦鉄質岩類は, 超苦鉄質岩を主体とし, ドレライト, 閃緑岩, 角閃岩及び藍閃石片岩を岩塊として含む。なお, 本報告で確認できた単斜輝石岩, ドレライト, 閃緑岩, 角閃岩, 藍閃石片岩の露頭地点は付図1に記した。

#### 超苦鉄質岩

超苦鉄質岩は, 蛇紋岩を主体とし, 極まれに単斜輝石岩を伴う。

蛇紋岩は, 黒色~濃緑色を呈し, また, 剪断による光沢のある鱗片状劈開が顕著で, 片状化している。断層付近では破碎の程度が大きく, 一方, 断層からやや離れた部分では, しばしば剪断変形を免れ, 径数10 cm程度の





第3.1図 超苦鉄質岩の露頭及び薄片写真

(A) 礫状を呈する塊状蛇紋岩の露頭。周囲は片状化した蛇紋岩。五知峠北方，石神川。ハンマーの長さは約30 cm。(B) 蛇紋岩の薄片。網状の蛇紋石(アンチゴライト)からなる。直交ポーラー。築地川。(C) 塊状蛇紋岩の薄片。単ポーラー。二地西方。(D) 単斜輝石岩の薄片。単ポーラー。築地川。  
Cpx：単斜輝石，Ol：かんらん石，Srp：蛇紋石。

礫状を呈する塊状部が残存している(第3.1図A)。ほとんどが蛇紋石とクロムスピネルからなり，まれにかんらん石，単斜輝石，斜方輝石，スピネルを残晶として含む。蛇紋石は，しばしばアンチゴライトであり網状構造を呈する(第3.1図B)。かんらん石は最大径3 mmであるが，結晶中の割れ目に沿って網状に蛇紋石化し，径0.2 mm以下の細粒かんらん石となっている(第3.1図C)。単斜輝石は，最大径2 mmであり，劈開に沿って短径が0.2 mm以下で細粒化することがある。斜方輝石は最大径2 mmであり，しばしば離溶ラメラが形成され，蛇紋岩化した岩石中でもバスタイトとしてその仮像が確認できる。クロムスピネルは径1 mm以下で半自形～自形を示し，ほとんどが不透明である。スピネルは径0.2 mm以下の粒状結晶としてごくまれに産し，淡黄緑色を呈する。

全般的に，かんらん石などの残晶は，破碎を免れた蛇

紋岩化の程度が低い礫状蛇紋岩で多く見られる傾向にある。残存鉱物や仮像から推測した初生鉱物の含有比率に基づくと，少なくともダナイトやレルズライトを原岩としていていると考えられる。蛇紋岩の中には，変質や後退変成作用を被っているものもあり，その場合，緑泥石，滑石，アクチノ閃石が多産する。まれに蛇紋岩中には，交代作用によって生じた短径2 m以下の白色を呈するロジン岩がレンズ状岩塊として産する。鏡下では，微細な灰ばんざくろ石，ハイドログロシユラー，緑泥石，蛇紋石及びクリノゾイサイトが認められる。

単斜輝石岩は，磯部町築地の築地川左岸(136°46'33"E, 34°22'56"N, 付図1のCpx)で蛇紋岩中に露頭幅5 mの岩塊として産する。単斜輝石を主体とし，ごく少量の蛇紋石を含む(第3.1図D)。単斜輝石はモード比で90%を占め，短径は最大5 mmに及ぶ。蛇紋石は，単斜輝石の間を短径0.6 mm以下で充填しているほか，単斜

輝石中にも短径0.1 mm程度で点在している。

#### ドレライト

ドレライトは、本地域黒瀬川帯の蛇紋岩中に最も多く産する岩塊である。ドレライトについては坂・加藤(2000)で詳しく記載されているが、本報告では坂・加藤(2000)で報告されたものも含め、7地点(付図1のDo 1-7)でドレライト岩塊を確認した。

短径5 m以下のレンズ状岩体として産し(第3. 2図A, B)、暗灰色～灰色を呈する。変質しているものがあるが、オフィティック組織などの原岩組織を残しているものも多い(第3. 2図C)。主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、普通角閃石を含むことがある。単斜輝石は短柱状に産し、長径は1.5 mmに及ぶ。普通角閃石は褐色を呈する最大長径1 mmの他形～半自形結晶として産している。ドレライトはしばしば著しい変質あるいは変成作用を被っていることがあり、その場合、斜長石はソーシユライト化され、また単斜輝石はぶどう石や透角閃石などに、普通角閃石は緑泥石や淡緑色の角閃石などにすべてあるいは一部置換されている。その他、チタン石、緑れん石、アクチノ閃石、パンペリー石などの変成鉱物が認められることがある。

#### 閃緑岩

閃緑岩は、加茂駅(近鉄志摩線)南東の老人ホーム入口道路崖(136°50'50"E, 34°26'33"N, 付図1のDi)に露頭幅約20 mとして産し、坂ほか(1988)によって詳しく記載されている。この閃緑岩は、暗緑色を呈し、斑状組織を示す。短径3～5 mmの斜長石を斑晶とし、基質はより細粒の斜長石と緑泥石を主とし、イルメナイトやチタン石を含む(第3. 2図D)。斜長石はソーシユライト化しており、微細な緑泥石やセリサイトが産している。また、閃緑岩中には緑泥石やパンペリー石の細脈もみられる。本閃緑岩は四国黒瀬川帯の三滝火成岩類に相当する。

#### 角閃岩

角閃岩は、築地西方の七尾川支流沿いの林道脇(136°46'05"E, 34°22'39"N, 付図1のAm1)、築地川河床(136°46'33"E, 34°22'56"N, 付図1のAm2)、櫛ヶ峰西方の町道沿い(136°52'08"E, 34°26'40"N, 付図1のAm3)で露頭幅4 m以下の岩塊として蛇紋岩に伴われて産し、特に前二者は吉倉・寺嶋(1984)によって詳しく記載されている。角閃岩は、全体に暗緑色を呈し、斜長石を主体とする優白色部と普通角閃石を主体とする優黒色部が数mm規模で縞状構造をなす。

角閃岩は、普通角閃石、斜長石、クリノゾイサイト、チタン石、赤鉄鉱からなる(第3. 2図E)。斜長石中には微細なセリサイトが産することもある。普通角閃石は、短径が0.5 mm以下の短～長柱状結晶として産し、淡緑色を呈する。斜長石は、径0.2 mm以下で、普通角閃石とともにグラノブラスティック構造を示す。クリノゾイ

サイトは径0.1 mm以下、チタン石は径0.05 mm以下、赤鉄鉱は径0.2 mm以下でともに細粒結晶として産する。角閃岩中には、ぶどう石、緑泥石、石英、斜長石の細脈がまれに生じている。櫛ヶ峰西方の角閃岩(転石)は、斜長石のすべてがソーシユライト化され、クリノゾイサイト、アルバイトなどの微細鉱物に置換されている。本角閃岩は四国黒瀬川帯の寺野変成岩類に相当する。

#### 藍閃石片岩

砥谷海岸の東側(夏見キャンプ場西方)の突端(136°52'40"E, 34°27'03"N, 付図1のSch1)に、露頭幅約15 mとして蛇紋岩を伴いながら産する。この藍閃石片岩は、坂ほか(1988)によって詳しく記載されている。露頭では、帯青暗灰色～緑色を呈する苦鉄質部と灰色を呈する珪質部が不均質に挟在している。

苦鉄質部では、藍閃石、アルバイト、緑泥石、チタン石、不透明鉱物が認められ、一部にローソン石を伴う(第3. 2図F)。藍閃石は、主に短柱状で最大の短径が0.8 mm、長径が1.4 mmに及び、X' = 淡青色、Z' = 淡紫色～透明で、正の伸長を示す。部分的にはそのモード比が約70%にも及ぶことがあり、その場合、野外で帯青暗灰色を呈す。ローソン石は、短径0.1 mm以下の短冊状結晶として産する。苦鉄質部中には、ぶどう石、緑泥石、方解石、アルバイトなどからなる幅1 mm以下の脈も認められる。

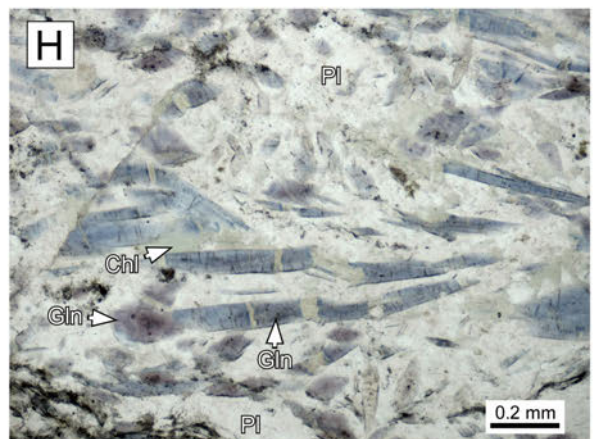
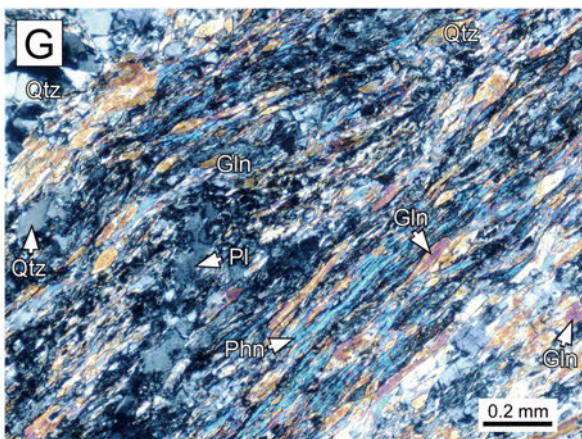
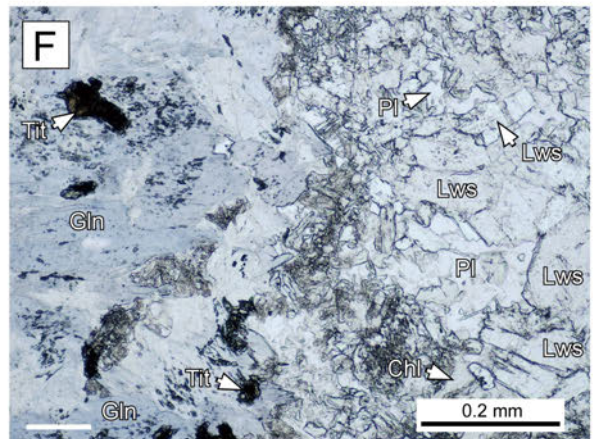
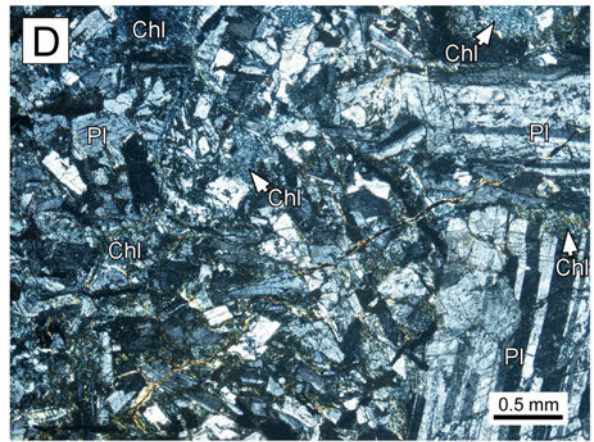
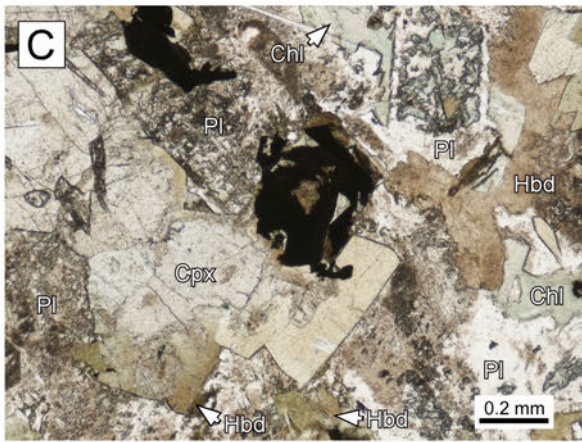
珪質部では、藍閃石、フェンジャイト、石英、アルバイト、石墨が認められ(第3. 2図G)、一部に緑泥石、アクチノ閃石、スティルプノメレンを伴う。藍閃石の特徴は、苦鉄質片岩と概ね同様であるが、長柱状の結晶(最大長径1.2 mm)が多く、また、その長柱状結晶はしばしばマイクロブーディン化している(第3. 2図H)。ブーディン化した藍閃石の両端部にはリーベック閃石が生じていることがある。スティルプノメレンは0.1 mm以下で濃緑色～褐色を呈する。珪質部中には、石英やアルバ

(p. 17 →)

第3. 2図 蛇紋岩中の岩塊の露頭及び薄片写真

- (A) ドレライトの露頭。五知峠北方、旧採石場付近。
- (B) ドレライトの露頭。白木の採石場線路側入口。ハンマーの長さは約30 cm。
- (C) ドレライトの薄片。単ポラー。松尾町、登西方。
- (D) 閃緑岩の薄片。直交ポラー。加茂駅南東、老人ホーム入口崖。
- (E) 角閃岩の薄片。単ポラー。築地西方の林道脇。
- (F) 藍閃石片岩(苦鉄質部)の薄片。単ポラー。砥谷海岸。
- (G) 藍閃石片岩(珪質部)の薄片。直交ポラー。場所はFと同じ。
- (H) 藍閃石片岩(珪質部)の薄片。単ポラー。場所はFと同じ。

Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Czo: クリノゾイサイト, Do: ドレライト, Gln: 藍閃石, Hbd: 普通角閃石, Lws: ローソン石, Phn: フェンジャイト, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Sp: 蛇紋岩, Tit: チタン石。



イトからなる幅 1 mm 以下の脈がしばしば認められる。

変成鉱物組み合わせから青色片岩相(ローソン石-藍閃石片岩亜相)の変成作用を被っていると判断でき、後述する砥谷コンプレックスの片岩~準片岩に比べ、より低温高圧の変成条件下で形成されたと考えられる。

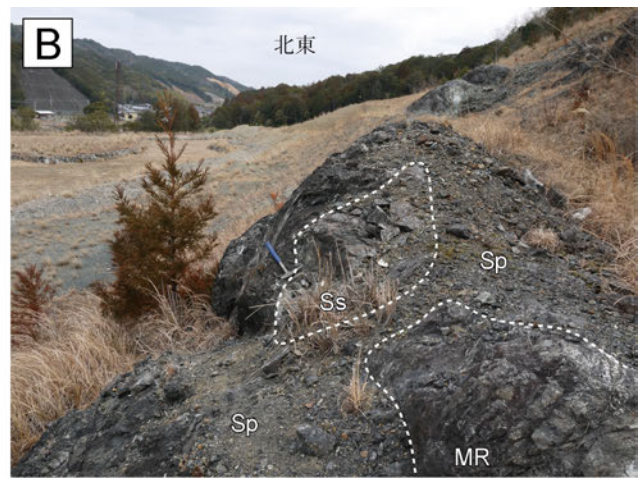
#### その他の岩石

坂ほか(1988)は、三滝火成岩類に相当する角閃石黒雲母トータル岩や細粒花崗岩(原典では石英斑岩)の転石を見出しているが、本報告では転石・露頭とも確認できなかった。ちなみに、五知峠北方(石神川北)のし尿処理施設(鳥羽志勢クリーンセンター)の裏崖(136°49'16"E, 34°25'18"N)では、蛇紋岩中に長径 3 m 以下の石

灰岩、砂岩、混在岩(チャート含む)を岩塊として含む露頭が認められる(第 3.3 図 A, B)。また、磯部町築地<sup>かきのきだに</sup>西方の柿木谷(136°45'10"E, 34°22'30"N)においても、幅 2 m、長さ 5 m の石灰岩が蛇紋岩に取り囲まれるように産する。

**地質構造** 蛇紋岩中に形成された鱗片状劈開面は、北東-南西ないし東北東-西南西走向を示し、低角~高角で南あるいは北傾斜を示すが、高角北傾斜が多い。また、蛇紋岩中の小断層面も、主に北東-南西走向で高角北傾斜を示す。蛇紋岩中の岩塊の姿勢は、蛇紋岩の片理・劈開面に概ね平行である。

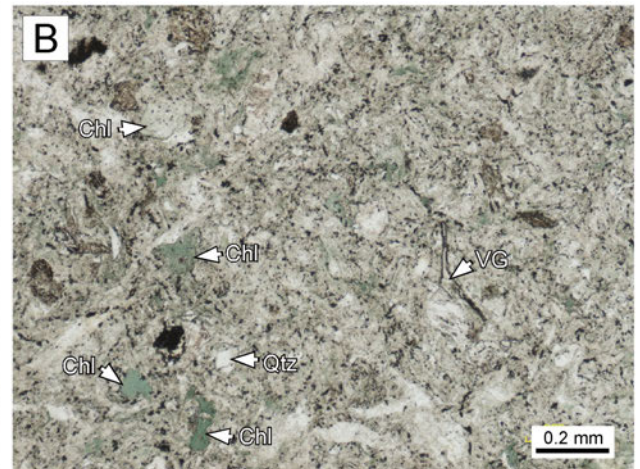
**層序関係** 五ヶ所-安楽島構造線に沿って大規模に併入



第 3.3 図 蛇紋岩中の堆積岩岩塊の露頭写真

(A) 石灰岩岩塊。石神川北方、鳥羽志勢クリーンセンター裏。(B) 砂岩及び混在岩の岩塊。場所は G と同じ。

Ls: 石灰岩, MR: チャートを含む混在岩, Sp: 蛇紋岩, Ss: 砂岩。ハンマーの長さは約 30 cm。



第 3.4 図 久長海岸における久長層珪長質凝灰岩の露頭及び薄片写真

(A) 珪長質凝灰岩の露頭。ハンマーの長さは約 30 cm。(B) 珪長質凝灰岩の薄片。単ポラーラ。

Chl: 緑泥石, Qtz: 石英, VG: 火山ガラス。

する蛇紋岩において、その内部構造や周辺地質体との境界断層に基づくと、畑茶屋超苦鉄質岩類は、白木コンプレックスの構造的下位に、そして、<sup>あおのみね</sup>青峰コンプレックス及び松尾層の構造的上位に位置すると考えられる。3地点で境界が確認されており、それらについては第10章2節の五ヶ所-安楽島構造線の節で詳しく述べる。

**時代** 藍閃石片岩については、Yoshimoto *et al.* (2013)によって碎屑性ジルコンのU-Pb年代が測定され、最若粒子群のピーク年代として500~450 Ma(最若ジルコン年代は437 ± 11 Ma)が得られている。その他の岩石については不明である。

なお、蛇紋岩については、五ヶ所-安楽島構造線形成時(前期白亜紀アプチアン期以降)にウェッジマントルの一部が固体貫入した可能性も否定できないが、本報告では三滝火成岩類及び寺野変成岩類に相当する岩石と共に黒瀬川古生界に含めておく。

### 3.3 久長層 (Kn)

**命名・定義** 新称。梅田・山際(1997)によって識別されたデボン紀の緑色珪長質凝灰岩からなる。かつては、ジュラ紀付加体(青峰コンプレックス)のチャートとされていた。

**模式地** 鳥羽市久長海岸。

**分布** 久長海岸の北側(136°52'12"E, 34°27'31"N, 付図1のDF)に、露頭幅が約50mで分布する。

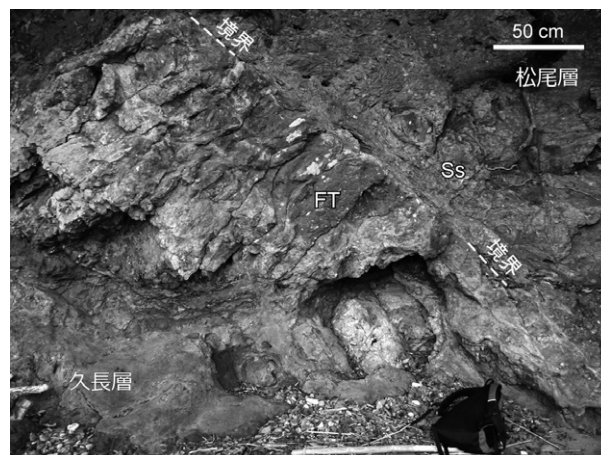
**層厚** 20m以上。

**岩相** 珪長質凝灰岩は、緑色~淡緑色を呈し、また塊状を示す(第3.4図A)。本岩中には砂質な層と細粒で緑色チャート様を呈する層が不均質に混在している。鏡下では、隠微晶質な鉱物を基質とし、最大径が0.3mm以下の石英、斜長石、不透明鉱物が認められるほか、しばしば火山ガラスも確認できる(第3.4図B)。石英は波動消光を示すものもある。基質には緑泥石が多産するほか、細粒のセリサイトや緑れん石も認められる。石英、斜長石からなる細脈が産し、しばしば酸化した緑泥石を伴う。

**地質構造** 層状構造が認められる部分は少ないため、全体の構造は不明だが、1箇所以北東-南西走向・高角北傾斜の層理面が認められる。

**層序関係** 久長層は、北縁において断層で松尾層と接する(第3.5図)。確認できた2箇所の断層面はN56°W, 44°N及びN70°E, 56°Nで、いずれも中角の北傾斜である。南縁は露頭欠如のため南側に分布する松尾層との関係は不明である。

**産出化石と時代** 梅田・山際(1997)は、*Helenifore* sp., *Palaeoscanidium* sp., *Protoholoeciscus* sp.などの放射虫化石を見出し、その時代を前期~中期デボン紀としている。



第3.5図 久長層の珪長質凝灰岩と松尾層の砂岩との境界露頭  
FT:珪長質凝灰岩, Ss:砂岩。

### 3.4 湯舟層 (Yf)

**命名・定義** 新称。整然相を示す砂岩や泥岩を主体としたペルム紀の浅海層について湯舟層と定義する。

**模式地** 志摩市磯部町の神路ダム南東(旧日向郷)の五知-恵利原林道沿いに流れる湯舟川。

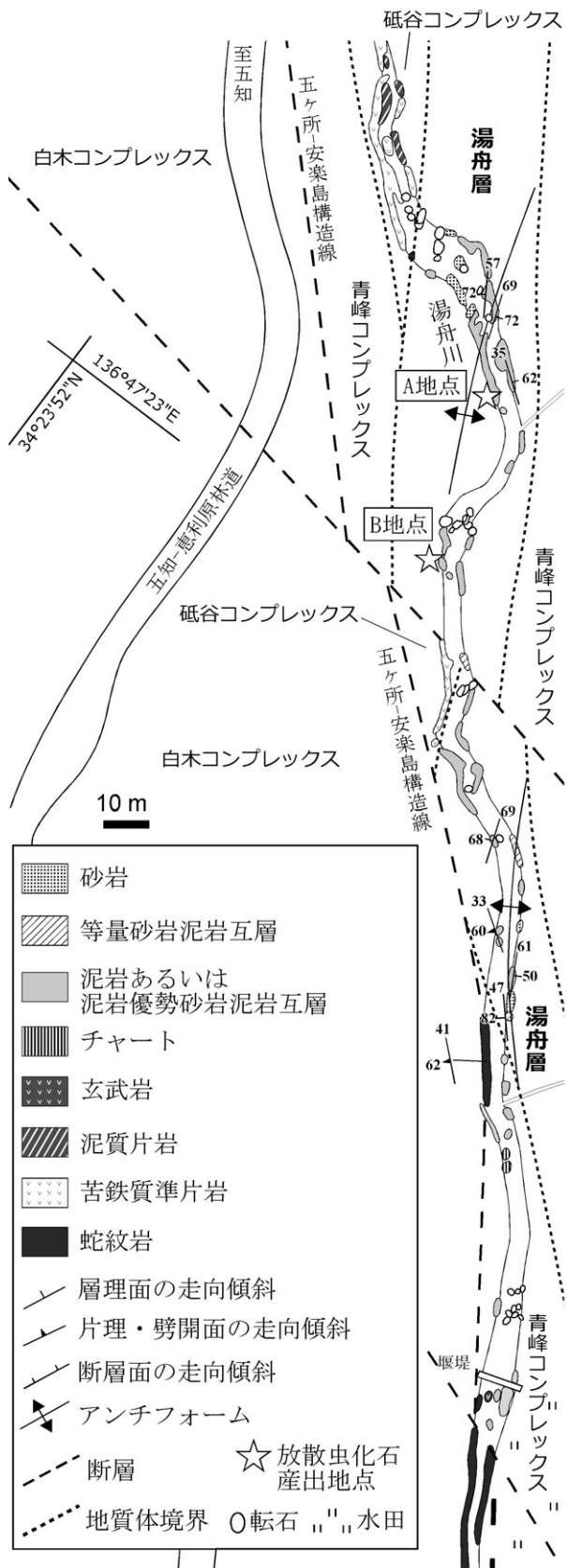
**分布** 青峰コンプレックス分布域(黒瀬川帯)に分布する。特に、北東-南西方向に流れる湯舟川に沿って、側方延長約700m, 南北幅約30mで狭長に分布する。

**層厚** 20m以上。

**岩相** 湯舟層は、主に泥岩、砂岩泥岩互層及び砂岩からなり、一部で珪長質凝灰岩を挟有する。模式地である湯舟川のルートマップを第3.6図に示す。

#### 泥岩

やや褐色を帯びた暗灰色を呈する。塊状を呈する場合と、砂質葉理を挟有し層状を呈する場合があります。後者の割合が多い。幅数mm~数cm角で細かく割れる風化様式を特徴的に示す。鏡下では、尖鋭な石英粒子に比較的富み、石英や長石などの粒子間を細粒な粘土鉱物が充填していることが確認される。断層付近を除き、露頭及び鏡下において剪断変形は認められず(第3.7図A)。周囲の青峰コンプレックスの泥岩とは変形度が異なる。しばしば、層厚10数cm以下のやや緑味を帯びた白色を呈する珪長質凝灰岩を挟有している(第3.7図B)。この珪長質凝灰岩は、最大径0.3mmに及ぶ石英や斜長石のほか、変質した火山ガラスを含む(第3.7図C)。泥岩中にはやや黄味を帯びた灰色を呈する凝灰質泥岩も存在する。凝灰質泥岩は、細粒の粘土鉱物が発達した微晶質な基質からなり、石英、斜長石、黒雲母、火山ガラス片、少量のジルコンを含む。石英は波動消光することがあり、黒雲母や火山ガラス片は変質して緑泥石などの粘土鉱物に置換されている。石英及び斜長石粒子の大きさ



第3.6図 湯舟川におけるルートマップ  
内野・鈴木(2016)を一部改変.

は、最大径0.15 mmである。ただし、凝灰質泥岩には最大長径1.5 mmに達する海綿骨針が多く含まれることがある。

砂岩

灰色～暗灰色を呈し、淘汰の悪い細粒～中粒砂からなる。見掛けの層厚が数mで塊状を呈する場合と、泥岩薄層(層厚数～10数cm)を挟み層状を呈する場合がある。鏡下では、石英、斜長石、カリ長石の粒子のほか、泥岩、珪質泥岩、チャートの岩片及び褐色の黒雲母あるいは変質した黒雲母の粒子が認められる。

砂岩泥岩互層

砂岩と泥岩とが等量の場合と泥岩が優勢な場合がある。断層沿いでは剪断による層理の破断が認められるものの、全体的には整然相を示す(第3.7図D)。互層中の泥岩も、細かく割れる風化様式を示す。

地質構造 層理面は、北東-南西走向を示し、中～高角で北あるいは南傾斜を示す。中央部に翼の閉じたアンチフォームの軸が存在する(第3.6図)。

層序関係 北側は、砥谷コンプレックス、青峰コンプレックスまたは白木コンプレックスと、南側は青峰コンプレックスと、いずれも高角断層(白木コンプレックスとの境界は五ヶ所-安楽島構造線)で接する。境界断層は露出状況から非常に高角と判断されるため、構造的上下関係は不明である。

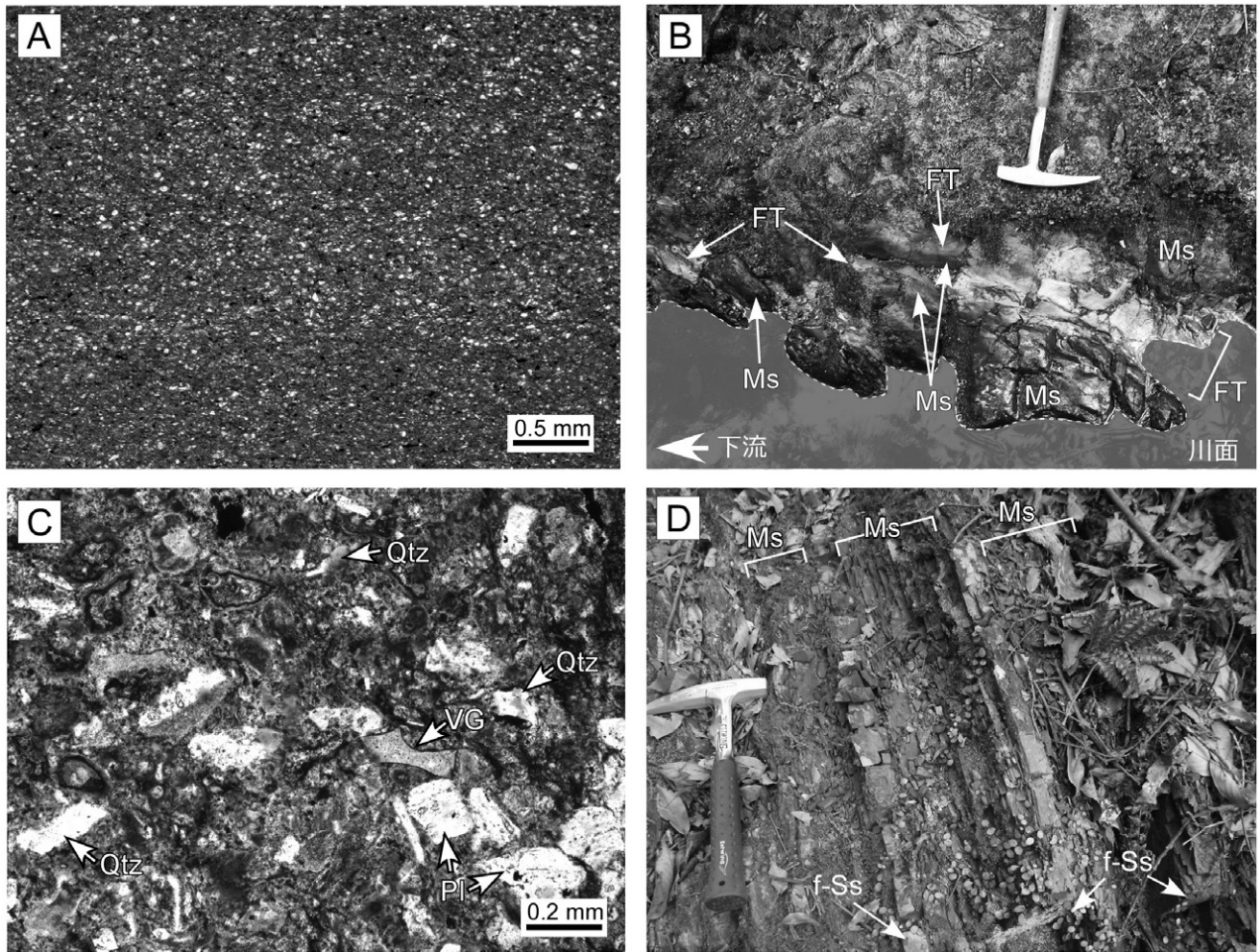
産出化石 珪長質凝灰岩(第3.6図のA地点)及び凝灰質泥岩(同図のB地点)から、*Albaillella cavitata*, *A. protolevis*, *Copicyntroides parvulus*, *Follicucullus scholasticus*, *Ishigaum obesum*, *Ormistonella cf. elegans*, *Paratriposphaera neocimelia*, *Triplanospongos musashiensis*などの後期ペルム紀の放散虫化石が得られた(内野・鈴木, 2016)。

堆積時代 後期ペルム紀(ウーチャーピンジアン期～チャンシンジアン期前半)。

3.5 砥谷コンプレックス (Ty)

命名・定義 山際・坂(1967)の<sup>とや</sup>砥谷層群を改称。いす<sup>いす</sup>五十鈴層群分布域に産する約200 Ma前後の白雲母K-Ar年代を示す準片岩～片岩に対して、砥谷コンプレックスと定義される。

山際・坂(1967)の砥谷層群は当初、非変成の地質体(主に混在岩)も含まれていたが、Yamagiwa and Saka(1972)は砥谷層群の非変成砂岩から*Lepidolina kumaensis*や*Yabeina columbiana*などの中期ペルム紀紡錘虫化石(原典では後期ペルム紀)を見出し、非変成の地質体を鳥羽層群として砥谷層群から切り離れた。以来、坂ほか(1988)を始めとし、変成相を呈す地質体に対して砥谷層群が使用されてきた(第3.8図)。本報告でもそれを踏襲する。



第3.7図 湯舟層の碎屑岩の露頭及び薄片写真  
 (A) 泥岩の薄片. 単ポーラー. (B) 珪長質凝灰岩を挟有する塊状泥岩の露頭. (C) 凝灰質泥岩の薄片. 単ポーラー. (D) 砂岩泥岩互層の露頭.  
 場所はすべて湯舟川. FT: 珪長質凝灰岩, f-Ss: 細粒砂岩, Ms: 泥岩, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, VG: 火山ガラス.  
 内野・鈴木 (2016) を転載.

**模式地** 鳥羽市の砥谷海岸.

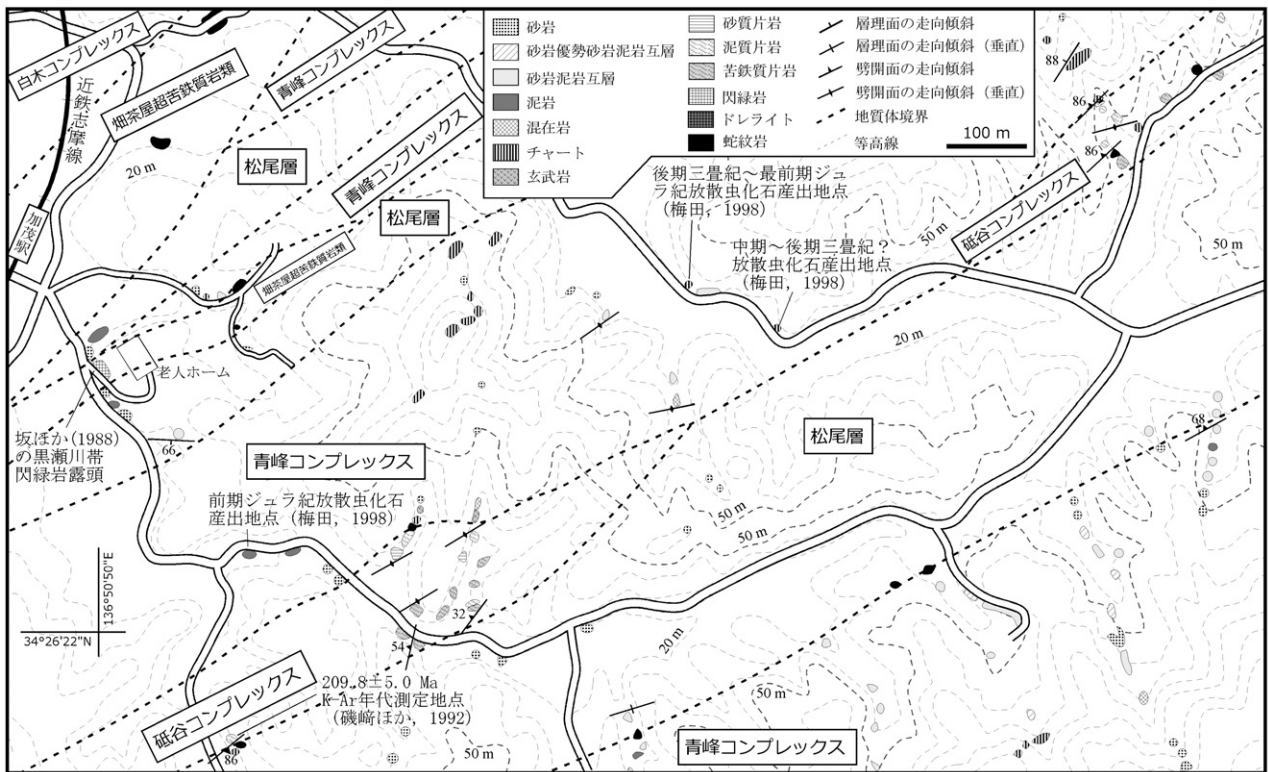
**分布** 五ヶ所-安楽島構造線の南側に派生する東北東-西南西走向の断層に沿って, 見掛けの層厚が150 m以下のレンズ状岩体あるいは岩塊として散点的に分布する. 西から, 南伊勢町の泉川上流, 神路ダム東方の湯舟川, 五知南方清水川上流, 下五知, 松尾南方, 松尾東方, 介石山南東方, 砥谷海岸北側, 砥谷海岸西側に産する (付図1のSch 2-12). また, 本報告により, 五ヶ所-安楽島構造線以北 (秩父帯北帯) のジュラ紀付加体白木コンプレックス分布域 (神路ダム西方尾根, 付図1のSch13) にも産することが確認された.

**層厚** 約150 m以下.

**岩相** 砥谷コンプレックスは, 泥質片岩, 砂質片岩, 苦鉄質片岩を主体とし, 泥質片岩 (基質) 中に玄武岩・チャート・砂岩を岩塊として含む混在岩を伴う. 片理が

山際・坂 (1967)	Yamagiwa and Saka (1972)	坂ほか (1988)	本報告
砥谷層群	砥谷層群 (変成相)	砥谷層群	砥谷コンプレックス
	鳥羽層群 (非変成相)	青峰層群の一部	青峰コンプレックスの一部

第3.8図 砥谷コンプレックスの地層名の変遷



第3.9図 加茂駅東方のルートマップ

弱い場合は、準片岩となっている。加茂駅東方(鳥羽市松尾町)及び模式地の砥谷海岸のルートマップを第3.9図、第3.10図に示した。ちなみに、白木コンプレックス分布域(秩父帯北帯)に産する砥谷コンプレックスについては、第4章5節の白木コンプレックスのルートマップ(第4.18図)に記されている。また、上部ペルム系湯舟層の分布を示した湯舟川のルートマップ(第3.6図)中にも砥谷コンプレックスが示されている。

#### 苦鉄質片岩

淡緑色～緑色を呈し、露頭幅数～10数m規模で泥質片岩と共に産することが多い。湯舟川では、変質しているものの苦鉄質準片岩が広く分布する(第3.6図)。アルバイト、緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、チタン石、不透明鉱物からなり(第3.11図A)、セリサイトや石英を含む場合もある。最大径が0.6mmに及ぶ比較的粗粒な緑れん石を特徴的に含む。

#### 泥質片岩

砥谷コンプレックスの主要な構成岩である。暗灰色～灰色あるいは淡褐色を呈し、数mm規模で泥質層と珪質層が互層する(第3.11図B)。泥質層は、セリサイト、白雲母、石墨、緑泥石などの集合体からなる(第3.11図C)。珪質層は細粒の石英・長石や微晶質な鉱物の集合体からなり、また、珪質層全体に幅mm以下の石英脈が形成されている(第3.11図C)。

#### 砂質片岩

砂質片岩は、灰色を呈し、泥質片岩と同様に泥質層と珪質層の互層からなる(第3.11図D)。鏡下では、珪質層は微晶質な鉱物の集合体に、やや粗粒な石英、斜長石、緑れん石などの碎屑粒子を含むことが確認される(第3.11図E)。一方、泥質層は、セリサイト、白雲母、石墨、緑泥石などの集合体からなる。しばしば、石英、斜長石、方解石からなる細脈が形成されている。

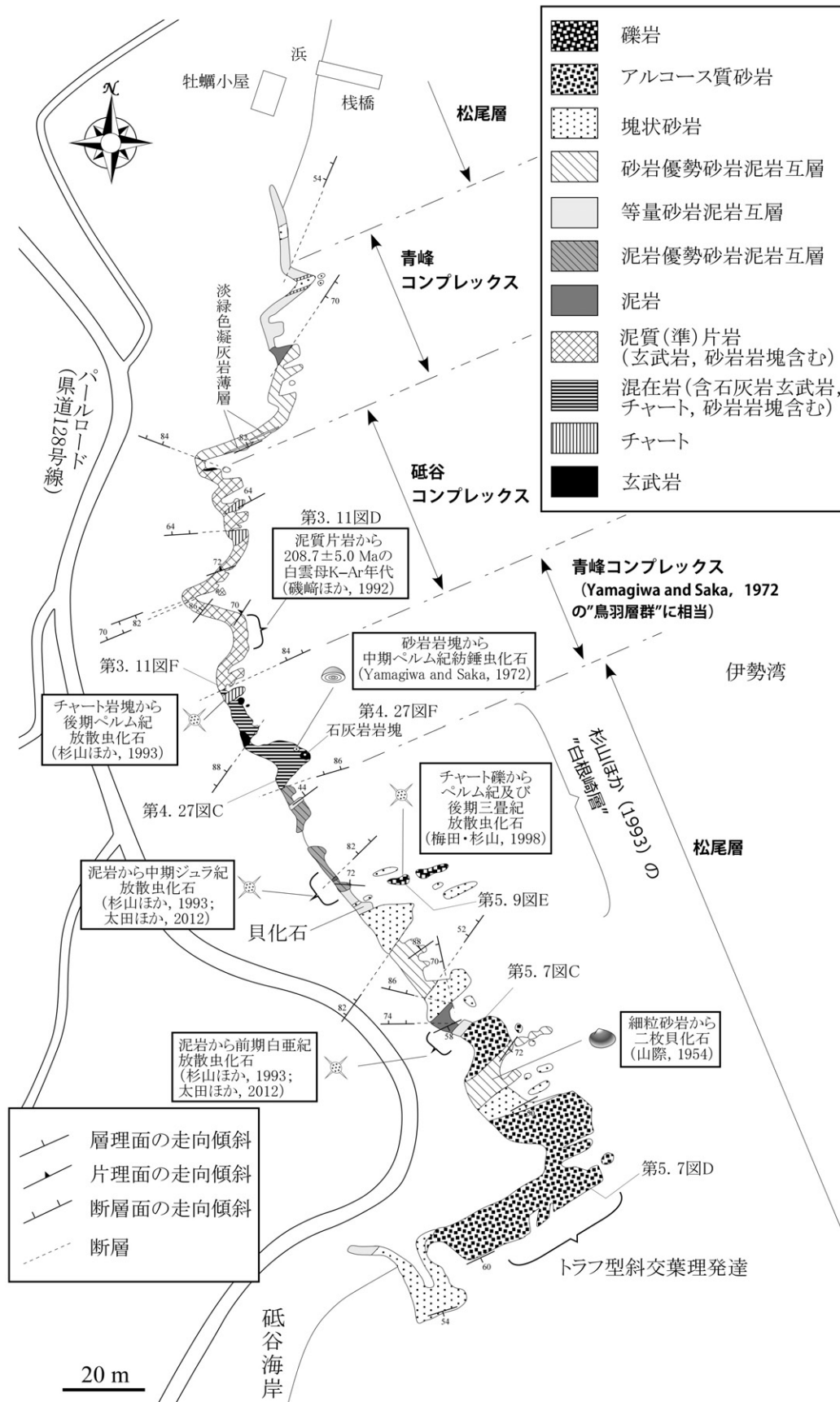
#### 混在岩

暗灰色を呈する泥質準片岩を基質とし、その中に玄武岩、チャート、砂岩(あるいはそれらが準片岩化したもの)の岩塊を含んでいる(第3.11図F)。この混在岩は、砥谷海岸で観察できる。周囲のジュラ紀付加体(青峰コンプレックス)と似た岩相を示すが、基質が準片岩である点で青峰コンプレックスとは異なる。

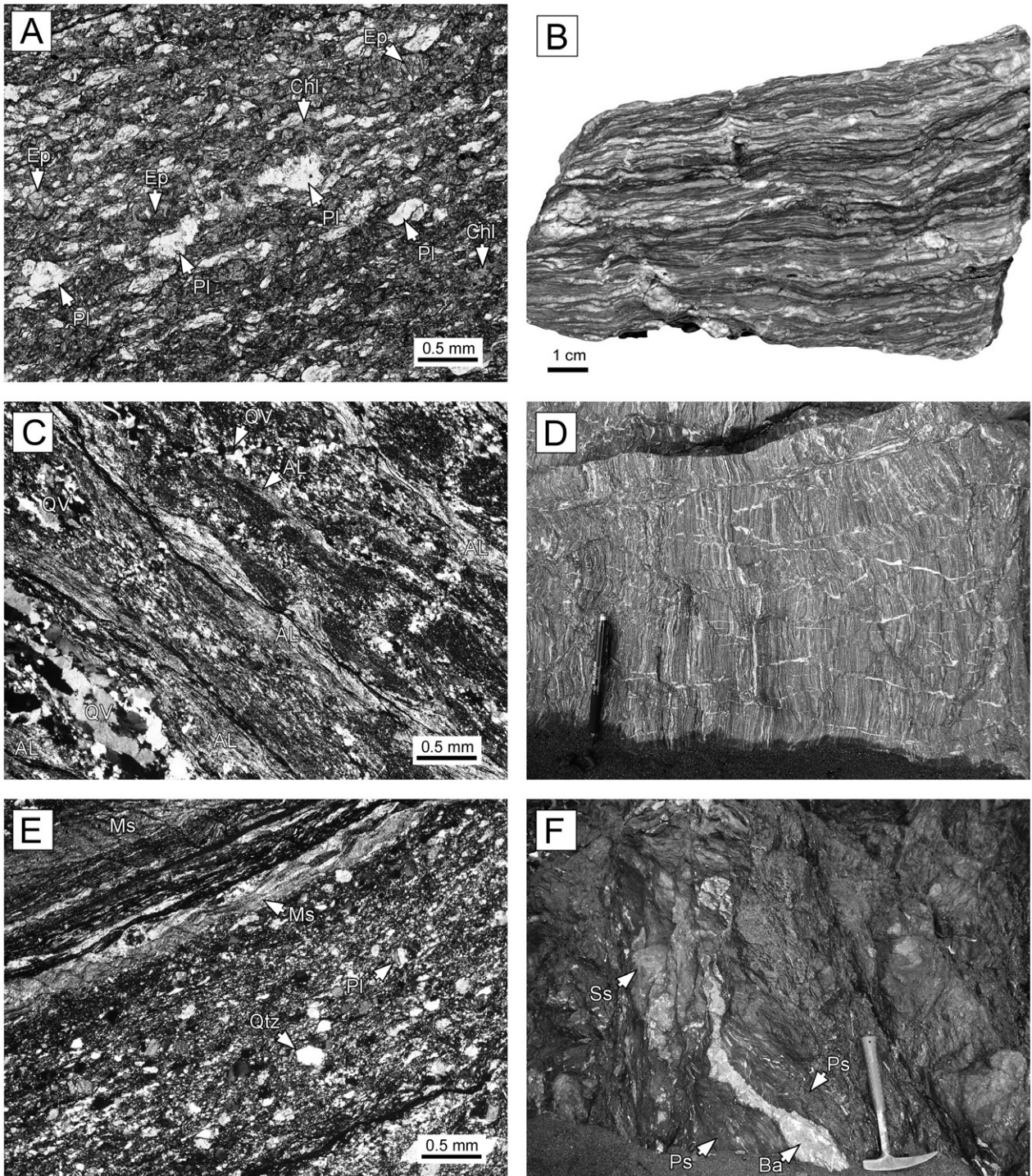
**地質構造** 片理面は、北東-南西走向で、概ね中角～高角北傾斜を示す(第3.9図、第3.10図)。一方で、五ヶ所-安楽島構造線以北で白木コンプレックス分布域(秩父帯北帯)に産する砥谷コンプレックスの泥質片岩は、東北東-西南西方向走向で、低角南傾斜を示す(第4.18図参照)。

**層序関係** 模式地の砥谷海岸では、砥谷コンプレックスは南側において青峰コンプレックスとN66°E、84°Nの断層で、また、北側において青峰コンプレックスとN69°





第3. 10図 鳥羽市砥谷海岸におけるルートマップ



第 3. 11 図 砥谷コンプレックスの片岩・混在岩の露頭及び薄片写真

(A) 苦鉄質片岩の薄片。松尾, 加茂駅南東方。(B) 泥質片岩の研磨標本。神路ダム西方(秩父帯北帯)。  
 (C) 泥質片岩の薄片。直交ポーラー。場所は B に同じ。(D) 砂質片岩の露頭。砥谷海岸。ペンの長さは約 15 cm。(E) 砂質片岩の薄片。松尾, 加茂駅南東方。(F) 玄武岩, 砂岩岩塊を含む混在岩の露頭。砥谷海岸。ハンマーの長さは約 30 cm。  
 AL: 泥質層, Ba: 玄武岩, Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Ms: 白雲母, Pl: 斜長石, Ps: 泥質準片岩, Qtz: 石英, QV: 石英脈, Ss: 砂岩。

W, 84°N の断層で接している(第 3. 10 図). 共に垂直に近い断層のため, 構造的上下関係は判断できない. また, 他の箇所の砥谷コンプレックスも, 周囲の岩石の露出状況から判断して, 青峰コンプレックスと高角傾斜の断層で境されていると考えられる. 一方, 秩父帯北帯に産する砥谷コンプレックスは, 片理面やその露出状況から判断して, 白木コンプレックスの構造的上位に低角に産している可能性がある(第 4. 18 図参照).

後述するように砥谷コンプレックスは, 変成年代からその原岩の付加年代がペルム紀と推測される. 秩父帯北帯でジュラ紀付加体の構造的上位に位置するペルム紀付加体としては, 四国の沢谷ユニット(松岡ほか, 1998)が知られ, 本ユニットからは砥谷コンプレックスと同様に約 200 Ma の K-Ar 年代が得られている(例えば, 磯崎

ほか, 1992). したがって, 白木コンプレックスの構造的上位に位置する砥谷コンプレックスは沢谷ユニットに相当する可能性がある.

**放射年代と付加年代** 磯崎ほか(1992)は, 加茂駅南東方, 松尾駅南方, 砥谷海岸に産する泥質片岩中の白雲母から, それぞれ  $209.8 \pm 5.0$  Ma (付図 1 の Sch7),  $208.7 \pm 5.0$  Ma (同 Sch2) 及び  $192.0 \pm 4.8$  Ma (同 Sch8) (後期三畳紀~前期ジュラ紀) の K-Ar 年代を報告している. 彼らは, これらの変成年代から, 砥谷コンプレックスや伊勢地域(西隣)五ヶ所湾周辺に分布する龍仙山層群(村松, 1982; 第 4. 1 図 C 参照)の原岩の付加年代を後期ペルム紀と推定している. 本報告でもその考えを採用し, 砥谷コンプレックスの年代(付加年代)を後期ペルム紀として記述する.

## 第4章 五十鈴層群

(内野隆之)

### 4.1 研究史

20万分の1「鳥羽」図幅(小川, 1905)では, 鳥羽地域のジュラ紀付加体に相当する地層群について「秩父古生層中上部」として, その分布が図示された. その後, 7万5千分の1「鳥羽」図幅(飯塚, 1929)では, この秩父古生層中上部を上部石炭系として, より詳細な分布が図示された. また, ジュラ系松尾層とされた地層については, 四国の鳥巢層とりのすに対比されたが, 現在の知見に基づけばその中に付加体の構成要素である遠洋性~海溝充填堆積物もかなり含まれていた.

本地域の地体区分を行った山際(1957)は, 五ヶ所-安楽島構造線以北の秩父帯地層群を, 下部~中部ペルム系の河内層群こうちと命名し, 同構造線以南については, 中部石炭系の堀切層と, 中部ペルム系の青峰層あおのみね及び岩倉層に命名・区分した. また, 同構造線以南ではこれらの“古生層”と下部白亜系がサンドイッチ状に繰り返して分布するため, それぞれの列に安楽島帯, 二地帯, 白根崎帯などの地理的地体名を付与した.

Kimura(1957)と日下部・宮村(1958)は, 本地域西側の秩父帯地層群の詳細な地質図を提示した. 特に, 日下部・宮村(1958)では, 紡錘虫化石や岩相・地質構造の違いから, 五ヶ所-安楽島構造線より北側を北からA1地塊, A2地塊及びB地塊に, そして南側をC地塊に区分し(第4.1図A), A・B両地塊は下部ペルム系, C地塊は中部ペルム系(一部に上部石炭系を含む)とした.

山際・坂(1967)は, 島路川しまじがわ以東の地域を北から河内層群こうちと白木層群の二つの地層群に分け, 河内層群について岩相・地質構造によって更にA地塊とB地塊に区分した(第4.1図B). 彼らは, 五ヶ所-安楽島構造線以北に分布するこの両層群に「北帯」の地体名を適用し, 紡錘虫化石に基づいて河内層群を下部ペルム系, 白木層群を中部ペルム系とした. また, 同構造線以南については, 北から, 中帯の青峰層群と南帯の築地層群ついでとし, ともに中部ペルム系とした.

坂ほか(1979)は, 本地域西端~西隣(伊勢地域)の秩父帯について検討し, 中帯が五ヶ所-安楽島構造線以北にも分布することを示した(第4.1図C).

菅野ほか(1980)は, 同構造線以南のチャートから三畳紀~後期ジュラ紀の放散虫化石を見出した. これ以降, 石灰岩やチャートは, 付加体の構成要素であり, また海溝充填堆積物よりも古い時代を示す異地性の岩体・

岩塊であることが, 本地域でも認知されるようになった.

坂・手塚(1988)は, 南帯の築地層群について, チャート岩体と碎屑岩が繰り返す産状を示すこと, 放散虫化石に基づき泥岩の年代が中期ジュラ紀中頃~後期ジュラ紀前半を示すことなどを明らかにした. 都築・八尾(2006)は, 学会講演で, 五ヶ所-安楽島構造線以北の付加体から初めて放散虫化石を報告した. 彼らはその結果を基に, 山際・坂(1967)のB地塊の河内層群あるいは日下部・宮村(1958)のA2地塊の地質体を前期ジュラ紀の逢坂峠おうさかコンプレックスと呼称し, また山際・坂(1967)のA地塊の河内層群あるいは日下部・宮村(1958)のA1地塊の地質体を中期ジュラ紀の河内コンプレックスと呼称した. これまで放散虫化石報告がなかった山際・坂(1967)の白木層群(日下部・宮村(1958)のB地塊あるいは坂ほか(1979)の白滝帯しらたきの付加体(村松, 1982の白滝層群))の泥岩からも中期ジュラ紀放散虫化石が見出された(内野・鈴木, 印刷中).

なお, 上記以外の微化石の報告や地質体の扱いに関する論文については各節の中で随時述べる.

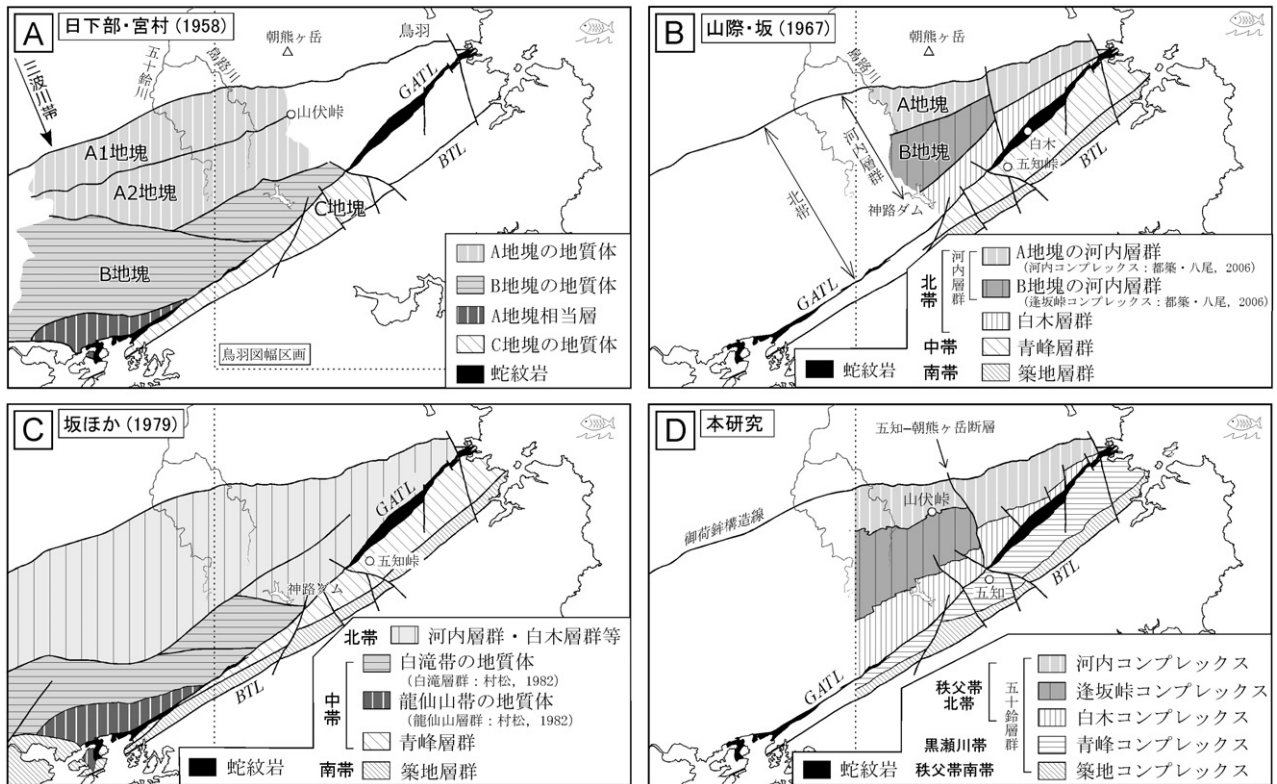
### 4.2 五十鈴層群

**命名・定義** 志摩半島しまにおいて, 御荷鉾構造線みかぶと仏像構造線に挟まれた区域に分布するジュラ紀の付加体群に対して新たに命名する. 本層群は, 逢坂峠コンプレックス, 河内コンプレックス, 白木コンプレックス, 青峰コンプレックス, 築地コンプレックスから構成される.

**分布** 本地域西部では, 北は伊勢市の彦谷付近から南は南伊勢町夏草みなみいせ せちよう北方まで幅約10 kmにわたり, 本地域東部では北は鳥羽市安楽島町あらしまちょう南方から南は鳥羽市浦村町うらのうら生浦湾までの幅約3 kmにわたり分布し, 全体として東に向かいその南北幅を減ずる. そして, 五ヶ所-安楽島構造線が五十鈴層群いすずの中を同層群の一般走向に斜交して, 鳥羽市安楽島町から南伊勢市五ヶ所浦湾まで延びている(第4.1図D).

地体区分上では, 逢坂峠コンプレックス, 河内コンプレックス及び白木コンプレックスが秩父帯北帯に, 青峰コンプレックスが黒瀬川帯に, 築地コンプレックスが秩父帯南帯に分布する.

**岩相** 本地域の五十鈴層群は, 6つに識別された基本層序単元(コンプレックス)から構成されるが, いずれも, 玄武岩, 石灰岩, チャート, 泥岩, 砂岩, 砂岩泥岩互層



第 4. 1 図 志摩半島におけるジュラ紀付加体の地体区分の変遷

(A) 日下部・宮村 (1958) の区分. (B) 山際・坂 (1967) の区分. (C) 坂ほか (1979) の区分. (D) 本報告での区分.

ジュラ紀付加体を被覆する地層 (例えば、松尾層) は表記していない. 本図の凡例では付加体を南から北に向かって配置した. BTL: 仏像構造線, GATL: 五ヶ所-安楽島構造線.

及び混在岩からなる. コンプレックスによって構成岩石の含有量や変形・変成度に違いがあるものの, 地質図規模では, いずれも碎屑岩を基質とし, 玄武岩・チャートなどの岩体をレンズ状に含む混在相を呈している. なお, いずれのコンプレックスにおいても, 珪質泥岩が主にチャートに伴って産するが, 産出量が極めて少ないため地質図ではチャートに一括した. また, 砂岩や砂岩泥岩互層については, 地質図に表記できる規模を有する場合もあるが, 全体量としてはやはり少ないため地質図では「泥岩, 砂岩, 砂岩泥岩互層及び混在岩」として一括した. これらの量比は, 砂岩泥岩互層が最も多く, 泥岩・混在岩は比較的少ない.

**層序関係及び地質構造** 五十鈴層群は, 御荷鉾構造線を介して北側の三波川帯 礫 火成岩類 (御荷鉾緑色岩類) の構造的下に位置する. 一方, 仏像構造線を介して南側の四万十帯の矢層群の構造的上位に位置する. 五十鈴層群内の層序関係については, 五ヶ所-安楽島構造線以北では, 白木コンプレックスの構造的上位に河内コンプレックスが位置しており, 更に両者の構造的上位に逢坂峠コンプレックスがクリッペ状に累重する可能性が考えられる. 五ヶ所-安楽島構造線以南では, 北から青峰コ

ンプレックスと築地コンプレックスが分布する. 青峰コンプレックスと築地コンプレックスの構造的上下関係については, 両者の境界部に前弧海盆堆積物である今浦層が分布するため確認できていない. しかしながら, 両者の地質構造がともに中角~高角の北傾斜を示すことや青峰コンプレックスよりも築地コンプレックスの方が新しい時代の付加体を含むことを考慮すると, 青峰コンプレックスが築地コンプレックスの構造的上位に位置している可能性が高いと判断される.

本地域には三波川帯, 秩父帯北帯, 黒瀬川帯, 四万十帯の地質体を切る南北系の胴切断層が存在する. その一つである五知-朝熊ヶ岳断層 (新称) は, 磯部町の下五知~朝熊ヶ岳東 (金剛証寺)~伊勢市二見町光の街を通る北北西-南南東系で, 五十鈴層群を縦断する (第 4. 1 図 D, 第 10. 1 図参照). 本断層の露頭は確認されていないが, 露出状況や地形から, やや西に傾いた垂直変位量の大きい高角断層であると考えられる. 本断層の西側に分布する逢坂峠コンプレックスは, 本断層で絶たれ東側には分布しない. これは, 東側の地塊 (第 10. 4 図の中央及び東セグメント) が相対的に上昇し, 河内コンプレックス及び白木コンプレックス上にクリッペ状に累重

した逢坂峠コンプレックスが削剥されたためだと考えられる。このことは、東側地塊の河内コンプレックスの变成度が西側より若干高い(後述)ことから支持できる。  
**海洋プレート層序と付加年代** 五十鈴層群の付加年代は前期～後期ジュラ紀である。五十鈴層群における各コンプレックスの海洋プレート層序と年代を示した柱状図を第4.2図に示した。詳細は各コンプレックスの節で述べる。

#### 4.3 逢坂峠コンプレックス(Osb, Osl, Osc, Osx)

**命名・定義** 都築・八尾(2006)の学会講演要旨で、泥岩から産出した放散虫化石に基づき、前期ジュラ紀付加体として命名。本地域の五十鈴層群のうち、五ヶ所-安楽島構造線以北で構造的最上位に位置し、石灰岩に富みかつ全体的に低角構造を示す付加体を逢坂峠コンプレックスとして正式に定義する。日下部・宮村(1958)のA2地塊の付加体、山際・坂(1967)のB地塊の河内層群に相当する(第4.1図)。

**模式地** 逢坂峠(県道32号伊勢磯部線、通称“伊勢道路”の志摩路トンネル)周辺。

**分布** 逢坂峠コンプレックスは、五ヶ所-安楽島構造線

以北かつ五知-朝熊ヶ岳断層以西において、北側の河内コンプレックスと南側の白木コンプレックスの間に南北幅約2～4 kmで分布する(第4.1図D)。本地域における分布の北限は西から、高小屋川中流部～小屋ヶ谷川下流部～山伏峠～大河内川中流部の間、南限は西から、五十鈴川支流の磯部谷川中流部～神路ダム湖北縁～大河内川上流部の間である。

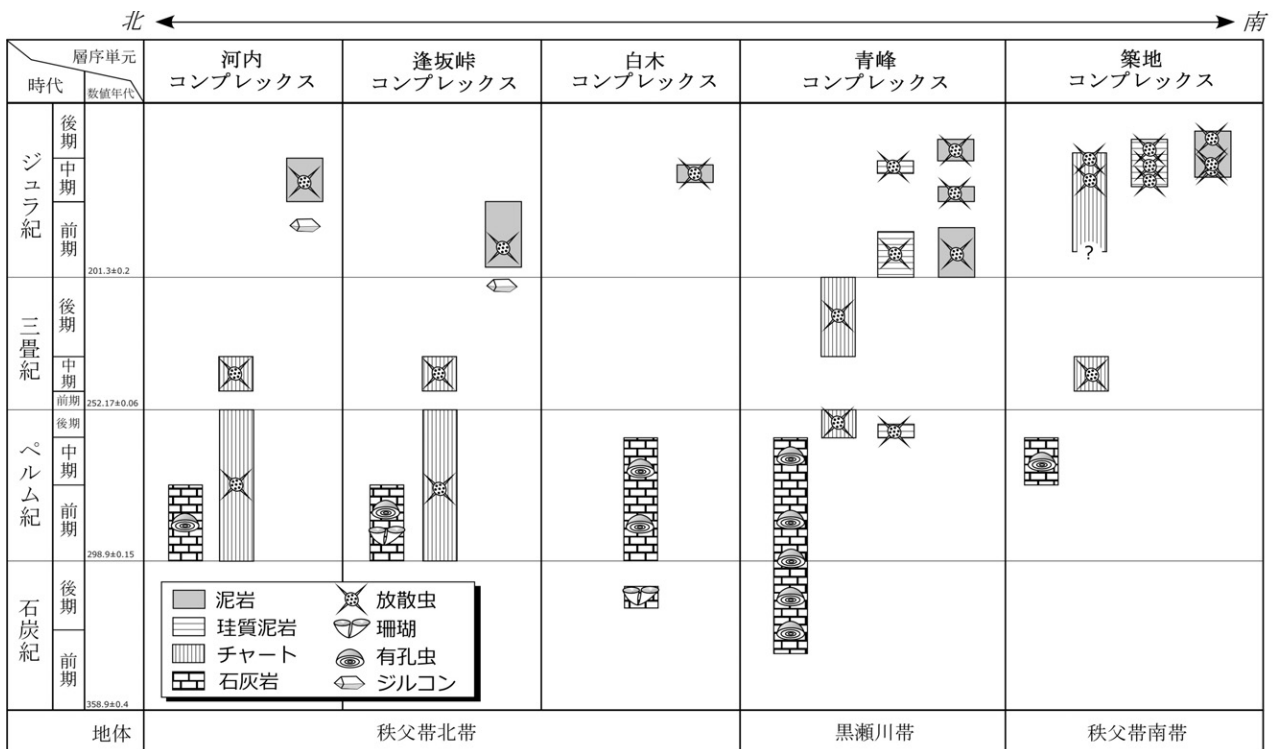
**層厚** 600 m 以上。

**岩相** 逢坂峠コンプレックスは、主に玄武岩、石灰岩、チャート、砂岩泥岩互層、砂岩、混在岩からなる。特に、大規模な石灰岩岩体の分布によって特徴付けられる。露出状況の良い小屋ヶ谷川におけるルートマップ及び柱状図を第4.3図、第4.4図に示す。

#### 玄武岩(Osb)

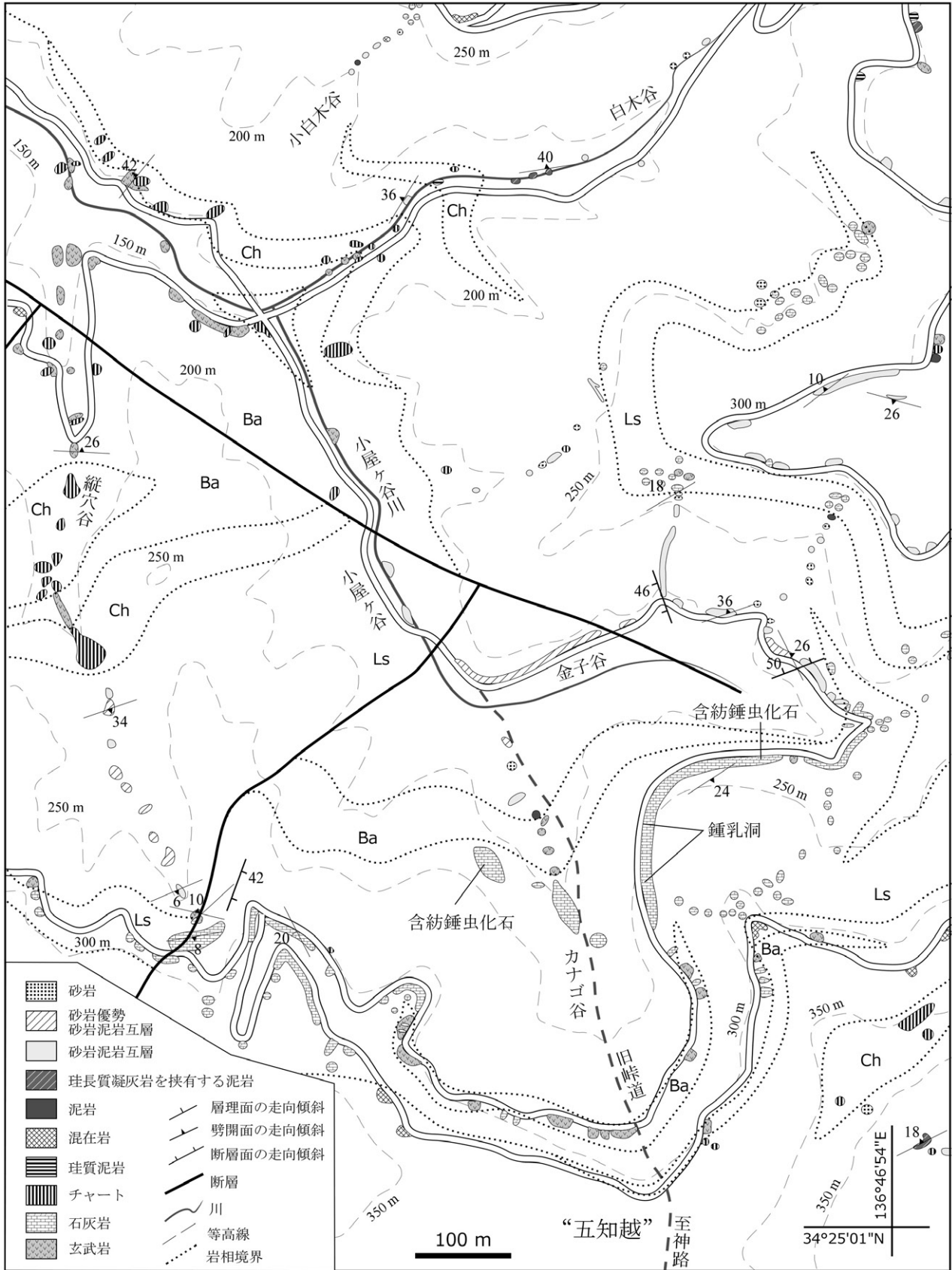
岩塊及び小～大規模岩体として比較的多く産し、特に島路川上流(伊勢道路沿い)では見掛けの層厚が約600 mに及ぶ。本地域の玄武岩は、玄武岩溶岩及び火山砕屑岩に分類され、ともに淡緑～緑色あるいは赤紫色を呈する。

玄武岩溶岩は、塊状を呈し、まれに枕状構造(第4.5図A)を示す。主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、緑泥石や方解石などの二次的鉱物を伴う。しばしば斑晶に富み、発泡組織が認められる。斑晶は斜長石か



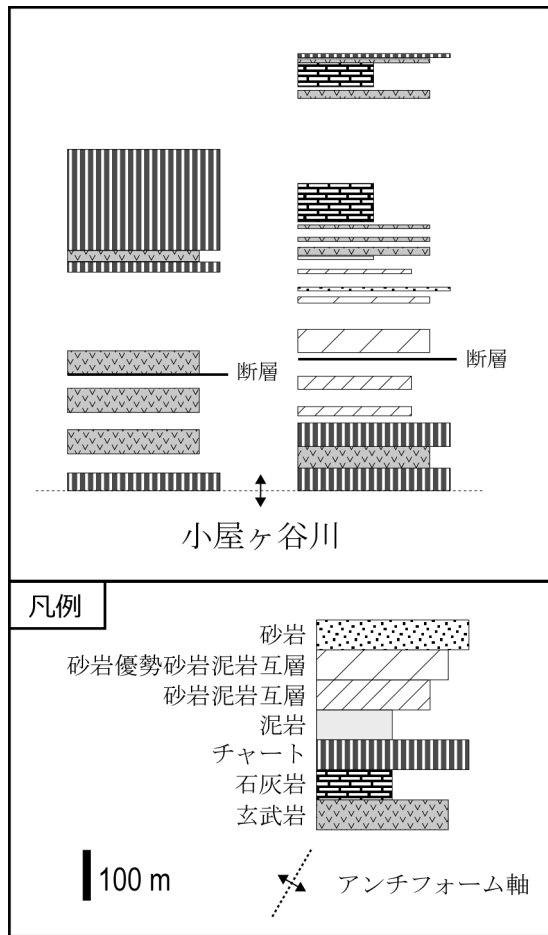
第4.2図 五十鈴層群中の各層序単位における海洋プレート層序と年代を示した柱状図

ジルコンについては、碎屑性ジルコンの中で最若の粒子集団におけるピーク年代値(内野, 2017)を採用している。化石年代の引用元は各コンプレックスの節を参照されたい。築地コンプレックスのチャート中の?は、既存研究で前期ジュラ紀の可能性のある放散虫化石が得られていることを示す。



第 4. 3 図 逢坂峠東方，小屋ヶ谷～カナゴ谷のルートマップ

Ba：玄武岩岩体，Ch：チャート岩体，Ls：石灰岩岩塊．本ルートにて得られた紡錘虫化石は第 4. 9 図に示す．



第4.4図 小屋ヶ谷における逢坂峠コンプレックスの柱状図

らなり，最大長径は2 mm に及ぶ。発泡痕は最大径2 mm で，方解石や緑泥石によって充填されている(第4.5図B)。石基は全体的に，針状ないし短柱状の斜長石の間を細粒の単斜輝石もしくは二次的鉱物及び隠微晶質な鉱物が充填するインターグラニューラー組織あるいはインターサータル組織を示す。

玄武岩火山砕屑岩は，粒度に基づき凝灰岩と火山礫岩に分類され，ともに淡緑色～暗緑色あるいは赤紫色を呈する。凝灰岩は，全体として隠微晶質な鉱物の集合体からなり(第4.5図D)，リューコキシンや粘土鉱物を多産し，まれに変質したガラスを含む(第4.5図C)。赤色を呈することが多く，その場合，微晶質な赤鉄鉱の多産で特徴付けられる。火山礫岩は，主に細礫～中礫大の溶岩あるいは凝灰岩の垂角～角礫からなり，礫支持である。基質には中粒～粗粒砂大の斜長石や不透明鉱物などが認められる。

#### 石灰岩 (Osl)

岩塊及び小～中規模岩体として全域にわたり多産し，逢坂峠周辺や神路ダム湖北方では見掛けの層厚が最大350 m に及ぶ(第4.6図A)。特に，小屋ヶ谷川から南

方尾根(“五知越”)へ向かうカナゴ谷東斜面の林道では水平距離にして500 m の連続露頭が産し，小規模な鍾乳洞も存在する(第4.3図)。

石灰岩は明灰色～灰色を呈し，無層理の場合と玄武岩あるいは石灰礫岩(後述)の挟在により層状を示す場合がある(第4.6図B, C)。また，変形が強い場合は，玄武岩基質中に石灰岩が岩塊として取り込まれるような混在相を示す(第4.6図D)。石灰礫岩は，石灰岩と少量の玄武岩の礫からなり(第4.6図E, F)，頻繁に産する。礫の大きさ及び円磨度は，それぞれ細礫～大礫及び角礫～垂角礫であり，淘汰は悪い。基質は淡褐色を呈するドロマイトからなることが多い。石灰岩中には，ドロマイト，方解石，緑泥石の脈が産するほか，紡錘虫，ウミユリ，珊瑚，コケムシ，巻貝などの化石やウーイドが含まれている(第4.6図G, H)。

#### チャート (Osc)

岩塊及び小～中規模岩体として全域にわたり産し，特に小屋ヶ谷川下流部や伊勢市今在家町高麗広東方の大滝川では，その見掛けの層厚が最大400 m に及ぶ。しばしば，20 m 以下の滝を形成する(第4.7図A)。

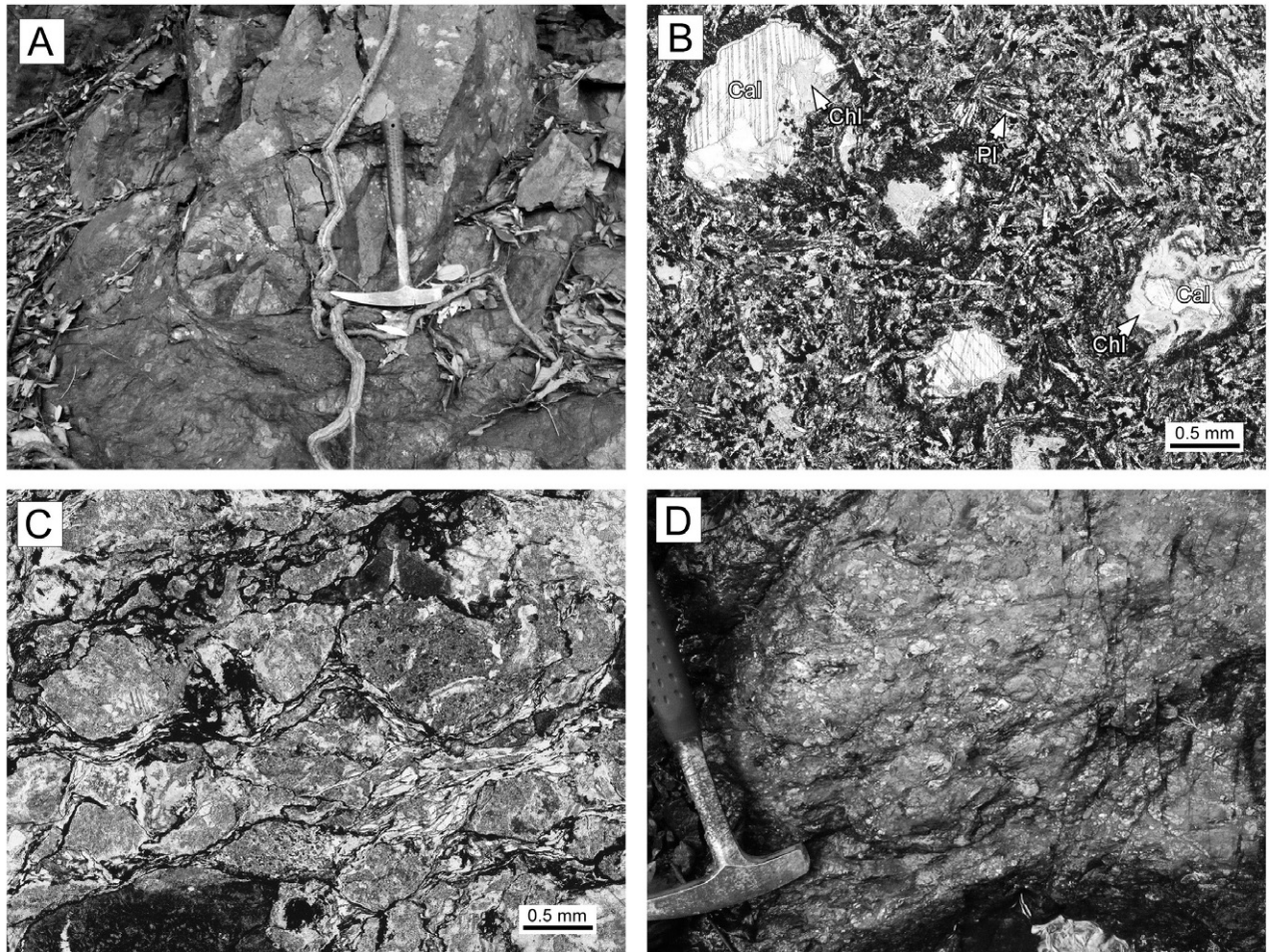
一般に灰色を呈するが，赤色を呈することもある。数～10数 cm の珪質層と数 mm 程度の粘土層が律動的に互層し，しばしば層内褶曲を示す。玄武岩に密接に伴うことも多く，鳥路川や小屋ヶ谷川ではチャートと玄武岩とが露頭幅数 m 規模で繰り返して産する(第4.7図B)ほか，山伏峠南方では10数 cm 規模で玄武岩と互層状に産する(第4.7図C)。また，まれに，石灰岩あるいはドロマイトと互層することがあり，高麗広東方の大滝川支流の沢では4～150 cm の赤色チャートと1～40 cm の淡赤灰色ドロマイトが互層する(第4.7図D)。この互層中のドロマイトは，少なくとも9層確認でき，一層準中で単層厚が変化し膨縮状を示す。チャートは，微晶質な石英の集合体からなり，しばしば0.1～1 mm の石英細脈が緑泥石を随伴しながら産する。

#### 泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層・混在岩 (Osx)

泥岩は，暗灰色を呈する。逢坂峠コンプレックス中での産出頻度は高くない。剪断変形を被っている場合が多いが，まれに変形が弱く，葉理が確認できる場合もある。また，数 mm ～数 cm の珪長質凝灰岩を挟有することがある。全体的に粘土鉱物が多産し，特に剪断面に沿ってセリサイトが晶出している(第4.8図A)。その他，石英，長石，変質したガラス，黒雲母の粒子を含む。

砂岩は，その多くが岩片質で塊状を呈する。明灰色～灰色を呈するが，極まれに淡緑色を呈する。明灰色～灰色砂岩は，細粒～極粗粒まで様々の粒度を示し，淘汰は良くない。石英，斜長石，カリ長石の粒子のほか，砂岩，泥岩，チャート，珪質泥岩，花崗岩質岩，細粒深成岩，玄武岩，結晶片岩などの岩片を含む。淡緑色砂岩は，上五知北西の沢(朝熊ヶ岳登山道の磯部岳道，通称“五知





第 4. 5 図 玄武岩の露頭及び薄片写真

(A) 枕状溶岩の露頭。逢坂峠東方の神宮林道脇。(B) 発泡組織を示す玄武岩溶岩の薄片。単ポーラー。逢坂峠西方。Cal: 方解石, Chl: 緑泥石, Pl: 斜長石。(C) 凝灰岩の薄片。単ポーラー。伊勢市今在家町高麗広。(D) 火山礫岩の露頭。島路川。ハンマーの長さは約 30 cm。

道”西方の谷)で認められる。粗粒な石質砂岩で、石英や長石のほか、単斜輝石や普通角閃石の粒子を特徴的に含む(第 4. 8 図 B)。

砂岩泥岩互層は、砂岩と泥岩とが等量の場合が多いが、しばしば砂岩優勢な場合もある。互層の多くは破断相を示すが(第 4. 8 図 C)、まれに整然相(第 4. 8 図 D)を示すこともある。

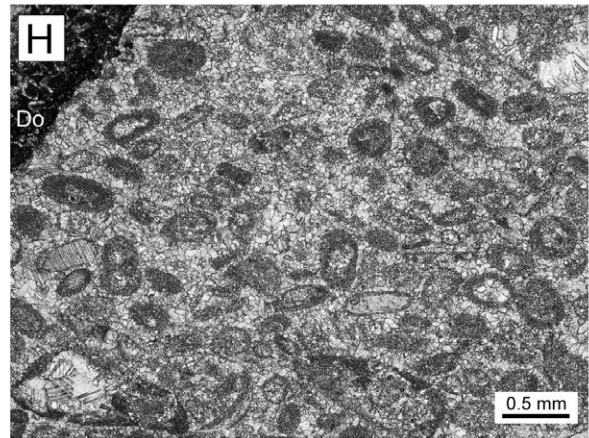
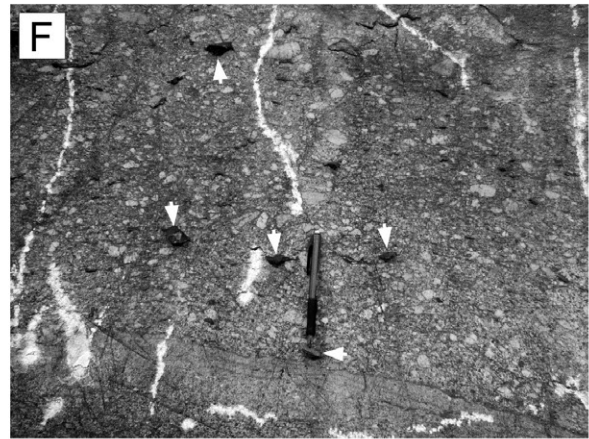
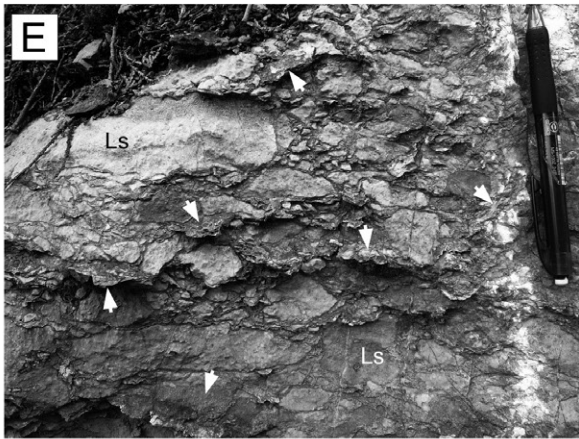
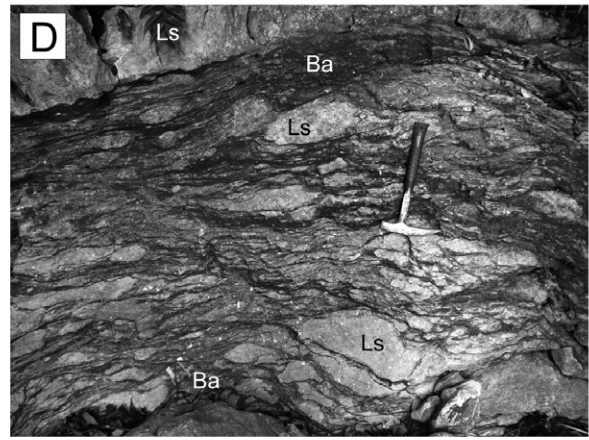
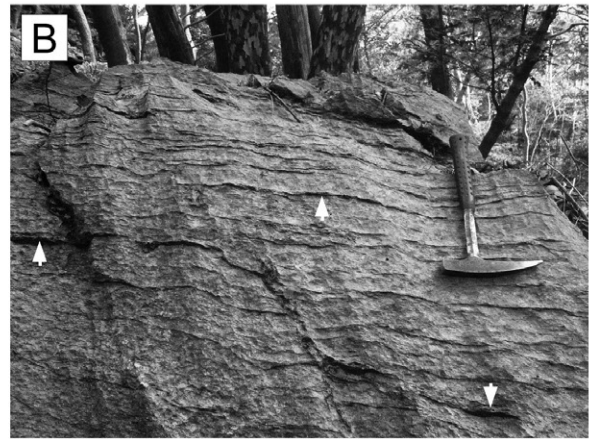
混在岩は、泥岩を基質とし、主に短径数 cm ~ 数 m のチャートや砂岩の岩塊を含む(第 4. 8 図 E, F)。基質の泥岩は剪断変形により鱗片状の劈開を示すことが多いほか、まれに珩長質凝灰岩の薄層を挟有することがある。

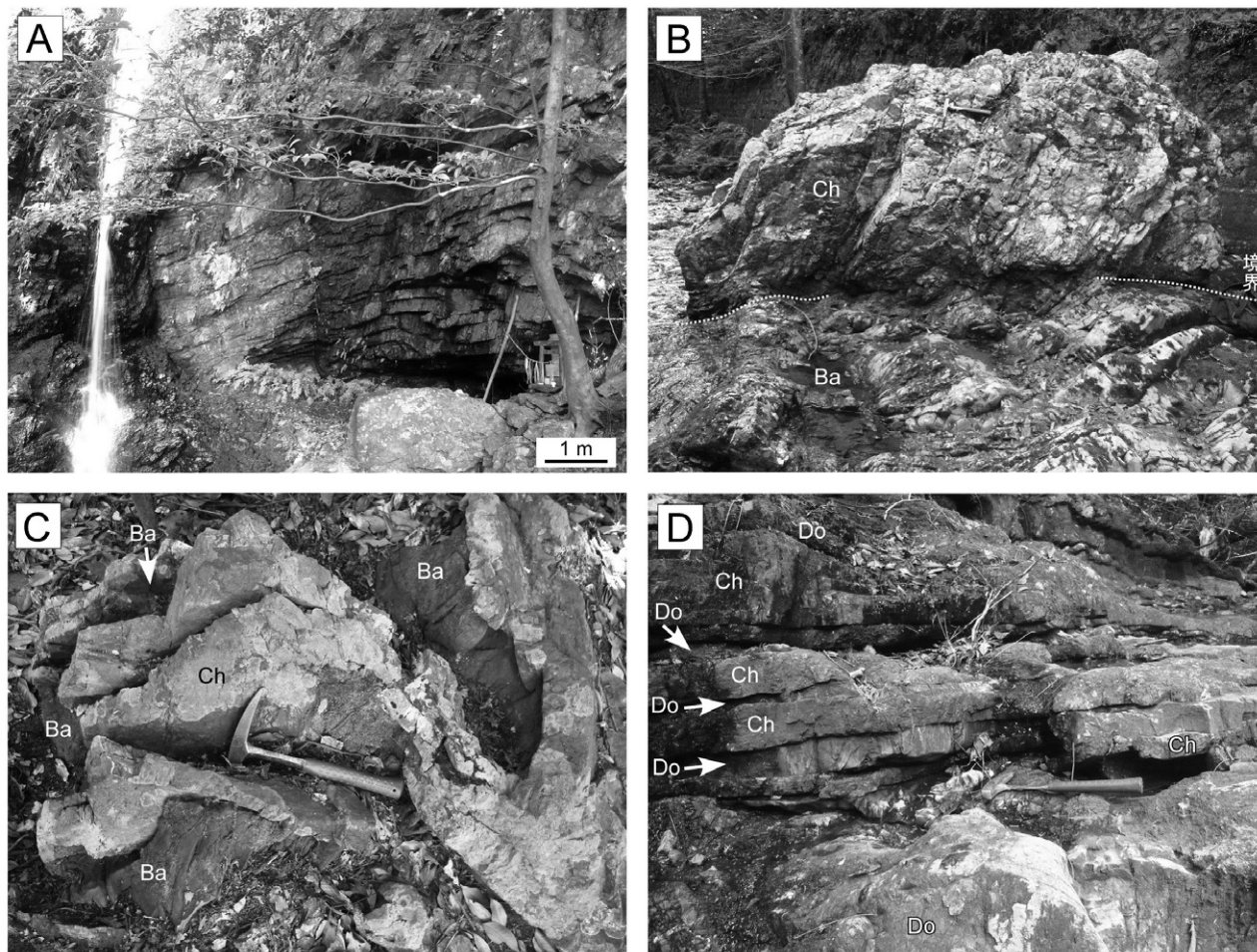
**地質構造** 北東-南西ないし東北東-西南西の走向を示し、全般的に北に低角に傾斜する。特に石灰岩やチャートなどの岩体及び岩塊は、露頭規模でしばしば水平に近い構造を示す(第 4. 6 図, 第 4. 7 図)ほか、地質図規模でも岩体の分布状況から低角構造が推定される。南西部

では半波長が 200 ~ 300 m の緩いシンフォーム・アンチフォームが数対発達する。

**層序関係** 北側に位置する河内コンプレックス及び南側に位置する白木コンプレックスとの直接の境界は確認できていない。しかし、逢坂峠コンプレックスは、南北両側に位置する付加体と比べその内部の地質構造が低角なこと、また付加年代も古い(後述)ことから、初生的には河内コンプレックスの構造的上位(北側)に位置していたが、その後の造構運動で南側に位置していた河内コンプレックス及び白木コンプレックス両者の構造的上位にクリッペとして定置した可能性が考えられる。

**産出化石** 加藤・杉(1927)は、逢坂峠の石灰岩から *Schellwienia crassiseptata*, *Mizzia velebitana* などの紡錘虫及び石灰藻の化石を見出した。日下部・宮村(1958)は、本地域の石灰岩から *Schubertella* sp., *Staffella* sp., *Triticites minimus*, *T. cf. kagaharensis*, *T. cf. milleri*, *T.*





第 4. 7 図 チャートの露頭写真

(A) 滝を形成する層状チャートの岩体。伊勢市今在家町高麗広の大滝川支流の“大滝”。(B) 玄武岩の上位に低角に累重するチャート岩塊。島路川。(C) 玄武岩と互層状に産するチャート。山伏峠南方尾根。(D) チャートドロマイト互層。高麗広の大滝川支流。

Ba : 玄武岩, Ch : チャート, Do : ドロマイト, ハンマーの長さは約 30 cm.

(← p. 32)

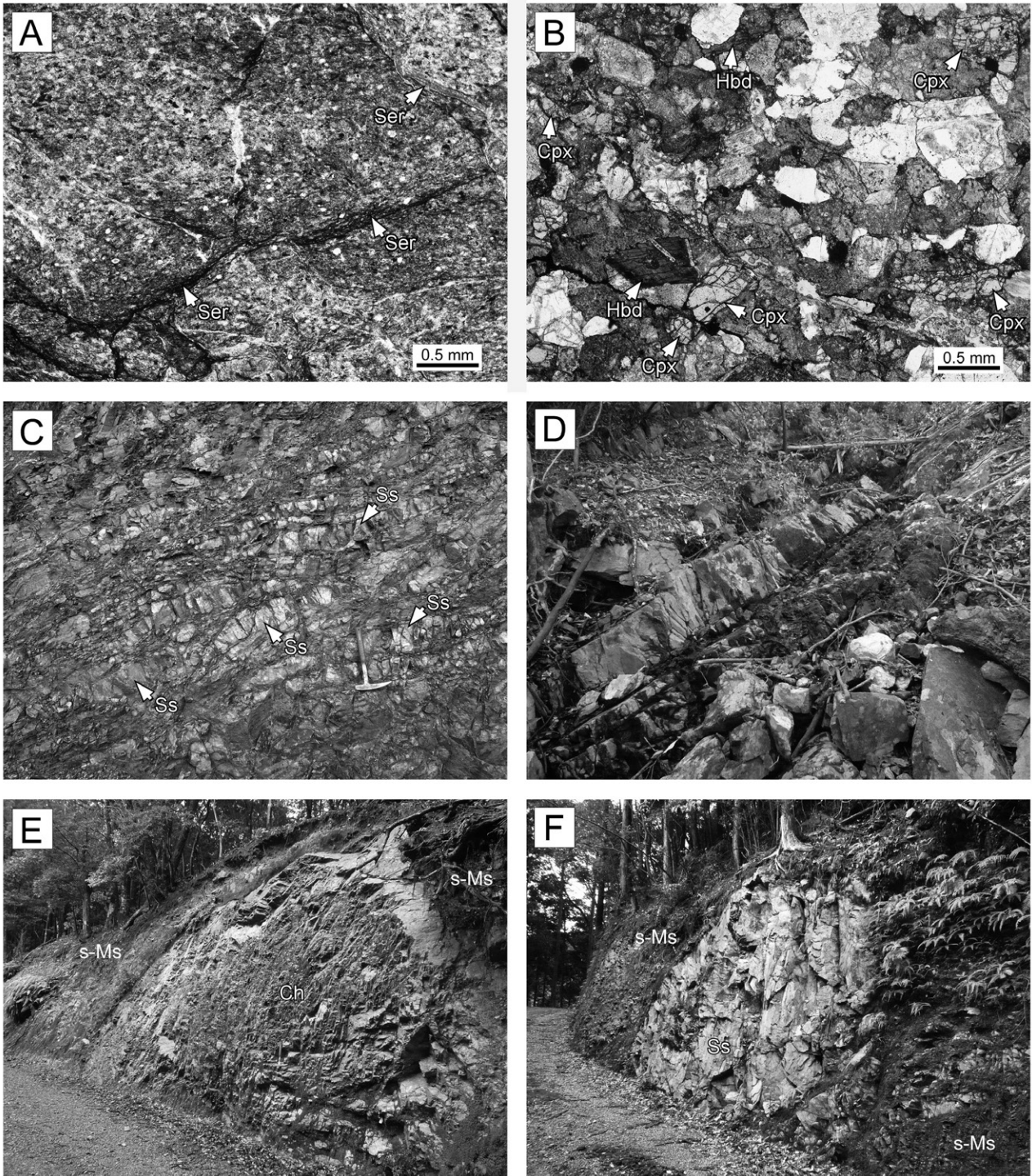
第 4. 6 図 石灰岩の露頭及び薄片写真

(A) 石灰岩岩体の露頭。逢坂峠北東方のカナゴ谷西側斜面。(B) 赤紫色玄武岩薄層(矢印)を挟有する層状石灰岩。逢坂峠西方, 朝日川上流の林道沿い。(C) 赤紫色玄武岩岩片(矢印)を挟有する石灰岩。逢坂峠西方, 朝日川上流の林道沿い。(D) 破断した石灰岩玄武岩互層。上五知北西方の朝熊ヶ岳登山道である磯部岳道(五知道)東方の斜面。(E) 石灰礫岩(大礫岩)。逢坂峠東方, カナゴ谷西側の林道沿い。矢印は淡緑色玄武岩岩片。(F) 石灰礫岩(細礫岩)。矢印は淡緑色及び赤紫色玄武岩岩片。場所はEの近隣。(G) 大型のウミユリ化石を含む石灰岩(転石)。場所はDの近辺。(H) 石灰礫岩(転石)中の含ウイド石灰岩の薄片。単ポラー。逢坂峠北西の林道沿い。

Ba : 玄武岩, Do : ドロマイト(基質), Ls : 石灰岩。ハンマー及びペンの長さは, それぞれ約 30 cm 及び約 15 cm.

*satoi*, *T. nakatsugawaensis*, *T. yayamadakensis*, *Pseudofusulina crassiseptata*, *P. ambigua*, *P. krafftii*, *P. prisca*, *P. parvula*, *P. vulgaris*, *P. vulgaris* var. *globose*, *P. cf. aganoensis*, *P. tschernyschewi*, *P. krotowi*, *P. tenuis* Chen, *P. nobilis*, *P. subtenuis*, *Schwagerina japonica*, *S. verneuli*, *S. gümbeli*, *S. motohashii*, *Pseudoschwagerina* sp., *Acervoschwagerina* sp. などの紡錘虫化石を見出し, その時代を前期ペルム紀と考えた。山際・坂(1967)も, 本地域の石灰岩から *P. krotowi*, *P. tanoensis*, *P. prisca*, *P. vulgaris*, *Triticites pseudosimplex*, *T. cf. simplex*, *Acervoschwagerina* sp. などの紡錘虫化石を見出し, その時代を前期ペルム紀と考えた。最近, 山際(2015)は逢坂峠東方の石灰岩から前期ペルム紀を示す紡錘虫化石と共に四放珊瑚化石(*Ivanovia* sp.)を見出している。

本報告でも逢坂峠西方, カナゴ谷周辺, 中河内川源流部の石灰岩から, *Chalaroschwagerina?* spp., *Levenella?*



第 4. 8 図 砕屑岩・混在岩の露頭及び薄片写真

(A) 剪断変形を被っている泥岩の薄片。単ポラー。逢坂峠北西方，ユウガ谷。(B) 淡緑色砂岩の薄片。単ポラー。朝熊岳登山道の磯部岳道(五知道)西方の谷。(C) 破断相を示す等量砂岩泥岩互層。島路川西側，高小屋谷の林道沿い。(D) 整然層を示す砂岩優勢砂岩泥岩互層。島路川西側，レイガ谷。(E) チャート岩塊を含む混在岩。高麗広東方，小滝沢尾根付近の林道沿い。(F) 砂岩岩塊を含む混在岩。燧石谷(島路川支流)の林道沿い。

Ch: チャート, Cpx: 単斜輝石, Hbd: 普通角閃石, Ser: セリサイト, s-Ms: 砂岩の小岩塊を含む泥岩, Ss: 砂岩。ハンマーの長さは約 30 cm。

sp., *Schubertella kingi*, *Schubertella haginoensis fusiformis*, *Staffella* sp., *Nankinella* spp., *Pseudofusulina tchernyschewi*, *Pseudofusulina?* spp., *Quasifusulina?* sp., *Triticites?* spp. などの前期ペルム紀を示すと考えられる紡錘虫化石が得られた(第4.9図, 付図1のF-O1-4).

都築・八尾(2006)は, 産地や標本写真を明示していないが, チャートから *Albaillella* sp. や *oertlispongids* の放射虫化石を見出し, その時代をペルム紀及び中期三畳紀と考えている. また, 泥岩から *Bagotum* sp., *Lupherium* sp., *Pantanellium* sp. 及び *Stichocapsa* sp. の放射虫化石を見出し, その時代を前期ジュラ紀と考えている.

**放射年代** 内野(2017)は, 都築・八尾(2006)が泥岩から報告した放射虫化石年代を検証するために, 島路川上流沿い(志摩路トンネル伊勢側出口付近: 34°24'53"N, 136°45'46"E, 付図1のZ-O1)の石質砂岩から分離した60粒の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を測定した. その結果, 361~357 Ma(2粒子), 289~242 Ma(56粒子), 215~203 Ma(2粒子)の3つの粒子群を識別し, 最若粒子群のピーク年代(加重平均値)として, 204.4 ± 4.0 Maを報告している. ちなみに, 最若ジルコンの年代は, 203.1 ± 4.3 Maを示し, また, 先カンブリア時代のジルコン粒子は全く確認されていない.

**海洋プレート層厚と付加年代** 本コンプレックスの石灰岩は前期ペルム紀, チャートはペルム紀~中期三畳紀, 泥岩は前期ジュラ紀, 砂岩は204 ± 4.0 Ma以降の堆積年代を示す(第4.2図). 陸源性碎屑岩から得られた放射虫化石年代(前期ジュラ紀; 都築・八尾, 2006)と, 砂岩の堆積年代を示す碎屑性ジルコンの最若粒子群のピーク年代(204 ± 4.0 Ma: 後期三畳紀後半~ジュラ紀初頭)以降とは矛盾しない. したがって, 付加年代に近似できる陸源性碎屑岩(海溝充填堆積物)(第2章5節参照)の堆積年代は前期ジュラ紀の可能性が高い.

**対比** 松岡ほか(1998)が整理した日本列島における秩父帯北帯及び南帯のユニット区分を参考にすると, 岩相及び碎屑岩の年代から逢坂峠コンプレックスは遊子川ユニット(松岡ほか, 1998)に相当する可能性がある. しかし, 逢坂峠コンプレックスには石灰岩岩体が多く分布するという相違点もある.

#### 4.4 河内コンプレックス(Kwb, Kwl, Kwc, Kwx)

**命名・定義** 都築・八尾(2006)の講演要旨で, 泥岩から産出した放射虫化石に基づき, 中期ジュラ紀付加体として命名. 本地域の五十鈴層群のうち, 一番北に分布し, 玄武岩・チャート岩体の卓越と片岩の産出で特徴付けられる付加体を河内コンプレックスとして正式に定義する. 日下部・宮村(1958)のA1地塊の付加体, 山際・坂(1967)のA地塊の河内層群に相当する(第4.1図).

**模式地** 引畑川(河内川支流).

**分布** 五十鈴層群中の北縁に南北幅約100~2,500 mで分布し, 東方に向かい幅を減ずる. 五知-朝熊ヶ岳断層の西側では逢坂峠コンプレックスと三波川帯の鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)との間に, 東側では白木コンプレックス(後述)と鷲嶺火成岩類との間に分布する(第4.1図D). 本地域における分布の北限は西から彦谷~丸山北方~船津町~安楽島町の間, 南限は西から五十鈴川支流の磯部谷川中流部~神路ダム湖北縁~中河内川上流部の間である.

**層厚** 1,200 m以上.

**岩相** 河内コンプレックスは, 主に玄武岩, 石灰岩, チャート, 砂岩, 砂岩泥岩互層及び混在岩とそれらが変成した準片~片岩からなる. 特に, 玄武岩・チャート岩体の卓越と片岩の産出で特徴付けられる. 島路川におけるルートマップを第4.10図に, 島路川及び引畑川における柱状図を第4.11図に示した.

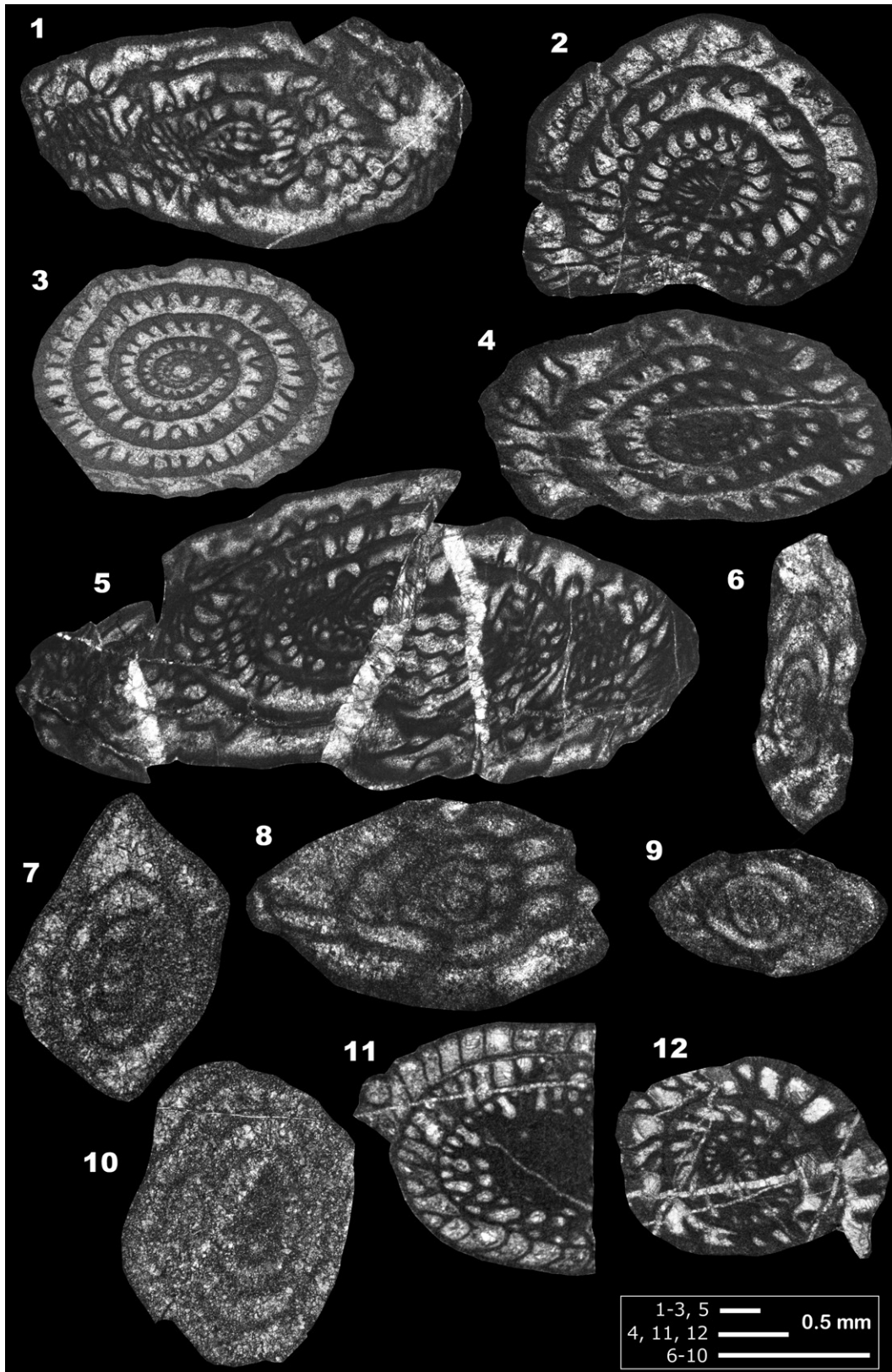
##### 玄武岩及びドレライト(Kwb)

玄武岩及びドレライトは, 岩塊及び小~大規模岩体として, 五知-朝熊ヶ岳断層西側地域に多産する. 特に島路川(伊勢道路沿い)流域では見掛けの層厚が約500 mに及ぶ. 本地域の玄武岩は, 溶岩と火山碎屑岩に分類される.

玄武岩溶岩は, 一般に塊状を呈し, まれに枕状構造(第4.12図A)を示す. また, 幅数10 cm以下の赤色ジャスパーを含むことがある(第4.12図B). 主に斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなり, 二次的鉱物としてリュウコキシニ, 緑泥石, 方解石, 緑れん石, パンペリー石, ぶどう石を含む. しばしば斑晶に富み発泡組織が認められる. 斑晶は, 最大長径が1.5 mm程度の斜長石及び単斜輝石である. 発泡痕は最大径5 mmでその周縁部及び中心部は緑泥石と方解石によってそれぞれ充填されている(第4.12図C). 石基は全体として, 針状ないし短柱状の斜長石の間を細粒の単斜輝石もしくは二次的鉱物及び隠微晶質な鉱物が充填するインターグラニューラー組織あるいはインターサータル組織を示す(第4.12図C). 単斜輝石は, まれに最大長径0.5 mmに及ぶ淡褐色~淡桃色を呈する“チタンオーゾライト”として産することがある.

玄武岩火山碎屑岩は, その粒度から凝灰岩に分類される. 凝灰岩は, 淡緑色~暗緑色あるいは赤紫色を呈する. 全体として隠微晶質な鉱物の集合体からなり, 粘土鉱物を多産し, まれに変質したガラスや, 単斜輝石, 斜長石, 石英の粒子を含む. 粗粒な凝灰岩の場合は, 玄武岩溶岩やより細粒な凝灰岩を母材とする岩片に富む. 凝灰岩は全体として赤色を呈することが多く, その場合, 微晶質な赤鉄鉱の多産で特徴付けられる. 二次的鉱物として, 緑泥石, 緑れん石, パンペリー石が認められる.

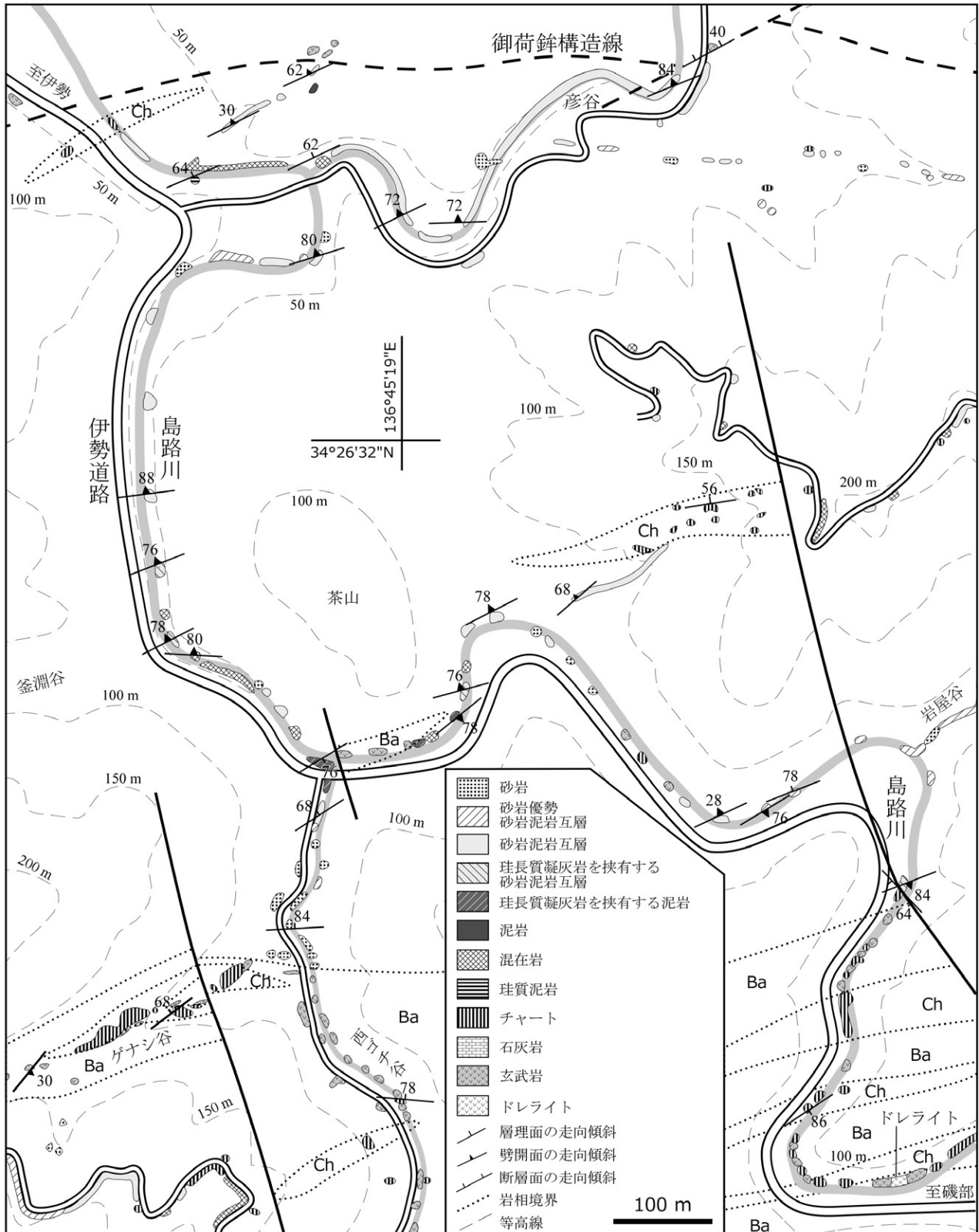
ドレライトは, 緑色を呈し, 玄武岩岩体中の粗粒な部分として露頭幅数mで塊状にごく少量産する. 斜長石,



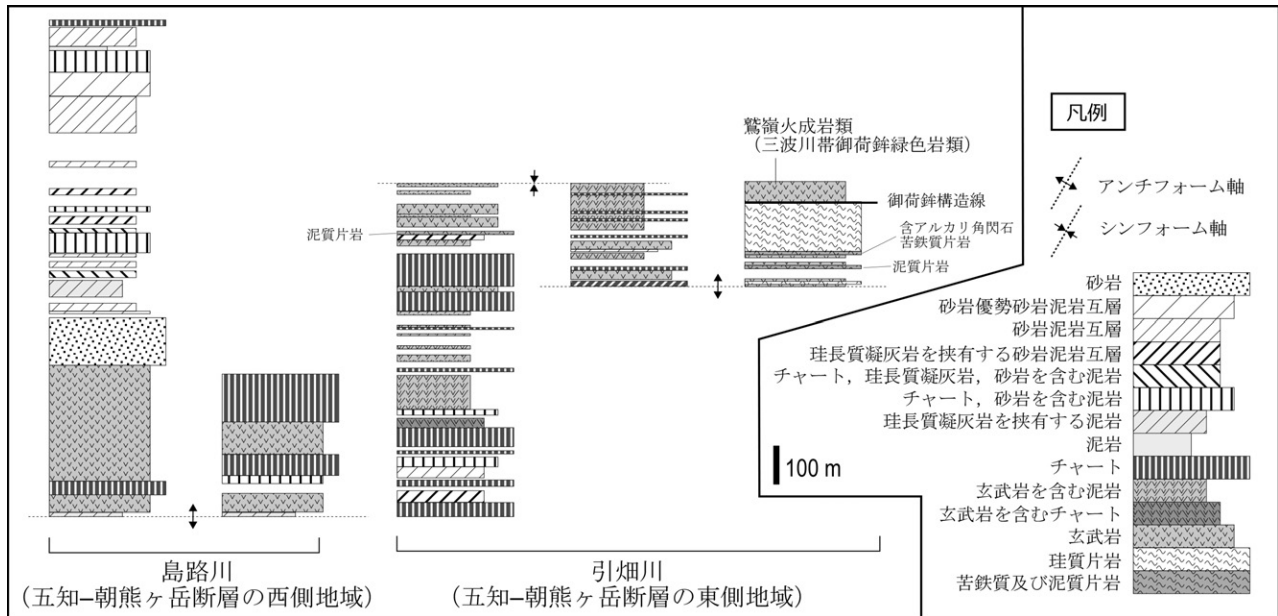
第4.9図 逢坂峠コンプレックスの石灰岩から得られた紡錘虫化石

1, 2 : *Chalaroschwagerina?* spp., 3 : *Pseudofusulina?* sp., 4, 5 : *Pseudofusulina tschermyschewi*, 6 : *Levenella?* sp., 7 : *Nankinella* sp., 8 : *Schubertella haginoensis fusiformis*, 9 : *Schubertella kingi*, 10 : *Staffella* sp., 11 : *Quasifululina?* sp., 12 : *Triticites?* sp. 同定は上野勝美教授による。

1, 3 : 逢坂峠西, 2, 4, 5 : カナゴ谷, 6-9 : 逢坂峠東, 10 : 下五知, 11, 12 : カナゴ谷東。



第 4. 10 図 島路川流域のルートマップ  
 Ba : 玄武岩岩塊, Ch : チャート岩体.



第 4. 11 図 島路川及び引畑川における河内コンプレックスの柱状図

単斜輝石，不透明鉱物からなり，緑泥石，緑れん石，チタン石が二次的に産している．斜長石の一部が単斜輝石に取り込まれるオフィティック組織を示す(第 4. 12 図 D)．斜長石は，ソーシユライト化して，細粒のアルバイトやセリサイトが産している．単斜輝石は，淡褐色を呈する“チタンオーグナイト”のことがある．

#### 石灰岩 (Kwl)

玄武岩，チャート，泥岩中に見掛けの層厚が 2 m 未満のレンズ状岩塊として僅かに含まれるほか(第 4. 13 図 A, B)，見掛けの層厚が 50 m 以下の岩体～岩塊として夜泣谷南西方の尾根付近及び島路川西側のレイガ谷の西側斜面の 2 地点に産する．

白色～灰色を呈し，極まれに淡赤紫色を呈する．無層理あるいは玄武岩の岩片～薄層を含み層状を呈する(第 4. 13 図 C)．しばしば，石灰岩や玄武岩の礫を含む石灰礫岩も産する(第 4. 13 図 D)．本礫岩は全般に石灰岩礫の割合が多く，礫の大きさ及び円磨度は，それぞれ細礫～大礫及び角礫～亜角礫であり，淘汰が悪い．

#### チャート (Kwc)

岩塊及び小～中規模岩体として全域にわたり産し，特に中津川中流部(河内コンプレックス北縁部)では見掛けの層厚が最大 500 m に及ぶ．一般に灰色を呈するが，しばしば暗灰色や赤色を呈する．数～10 数 cm の珪質層と数 mm 程度の粘土層が律動的に互層し，露頭規模でしばしば層内褶曲が認められる(第 4. 14 図 A)．チャートは，玄武岩に密接に伴うことも多く，島路川西方のトウガ谷や河内川支流の引畑川上流では，チャートと玄武岩とが露頭幅数 m 以下の規模で繰り返して産する．ま

た，チャートはまれに層厚 50 cm 以下の石灰岩を挟有することがある(第 4. 14 図 B)．

#### 泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層・混在岩 (Kwx)

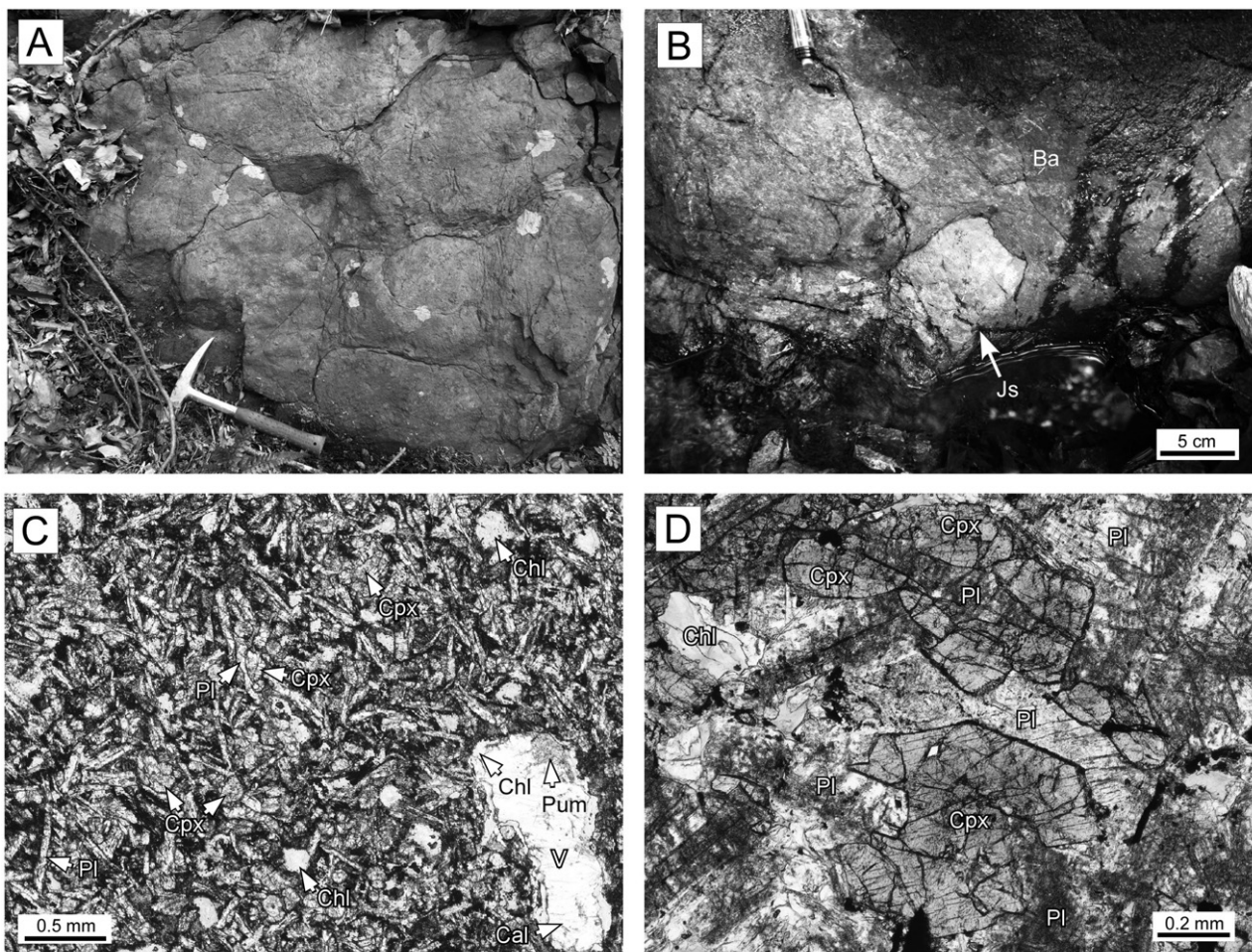
泥岩は暗灰色を呈する．一般に塊状を呈するが，まれに砂質の葉理を含み層状を呈する．鏡下では，全体に定向配列した粘土鉱物(第 4. 15 図 A)や，剪断面に沿って形成されたセリサイト及び緑泥石が認められるほか，葉理をなすやや粗い部分では石英，長石，黒雲母などの粒子が認められる．泥岩は，まれに層厚数 mm～数 cm の珪長質凝灰岩や，層厚数～数 10 cm の玄武岩を見掛け互層状に挟有する場合があります．後者は東側の河内川上流や引畑川などで認められる(第 4. 15 図 B)．

砂岩は，明灰色～灰色で塊状を呈し，足神谷，西ゴチ川下流，レイガ谷など島路川流域に広く産する．主に岩片に富む石質砂岩であるが(第 4. 15 図 C)，一部に石英・長石質な砂岩もある(第 4. 15 図 D)．細粒～極粗粒まで様々な粒度を示し，石英，斜長石，カリ長石の粒子のほか，チャート，珪質泥岩，泥岩などの岩片を含む．碎屑粒子の淘汰は悪い．

砂岩泥岩互層は，本コンプレックスの碎屑岩の中で産出頻度が高い．砂岩と泥岩とが等量の場合が多いが，しばしば砂岩優勢の場合もある．基本的に破断相を示す(第 4. 16 図 A)が，一部で整然相を示す(第 4. 16 図 B)．

混在岩は，泥岩を基質とし，主に短径数 cm～数 m のチャートや砂岩の岩塊を含む(第 4. 16 図 C, D)．また基質中には，しばしば層厚数 cm 以下の砂岩や珪長質凝灰岩の小岩塊を挟有することがある(第 4. 16 図 E)．基質の泥岩は，剪断変形により非対称構造や鱗片状劈開を





第4.12図 玄武岩・ドレライトの露頭及び薄片写真

(A) 枕状溶岩の露頭。中河内南方, 旧加茂鉱山付近。ハンマーの長さは約30 cm。(B) 赤色ジャスパーを含む玄武岩の露頭。島路川の東側, 猿谷。(C) 発泡痕を示す玄武岩溶岩の薄片。単ポラー。高麗広東方。(D) ドレライトの薄片。単ポラー。中津川上流。

Ba: 玄武岩, Cal: 方解石, Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Js: 赤色ジャスパー, Pl: 斜長石, Pum: パンペリー石, V: 発泡痕。

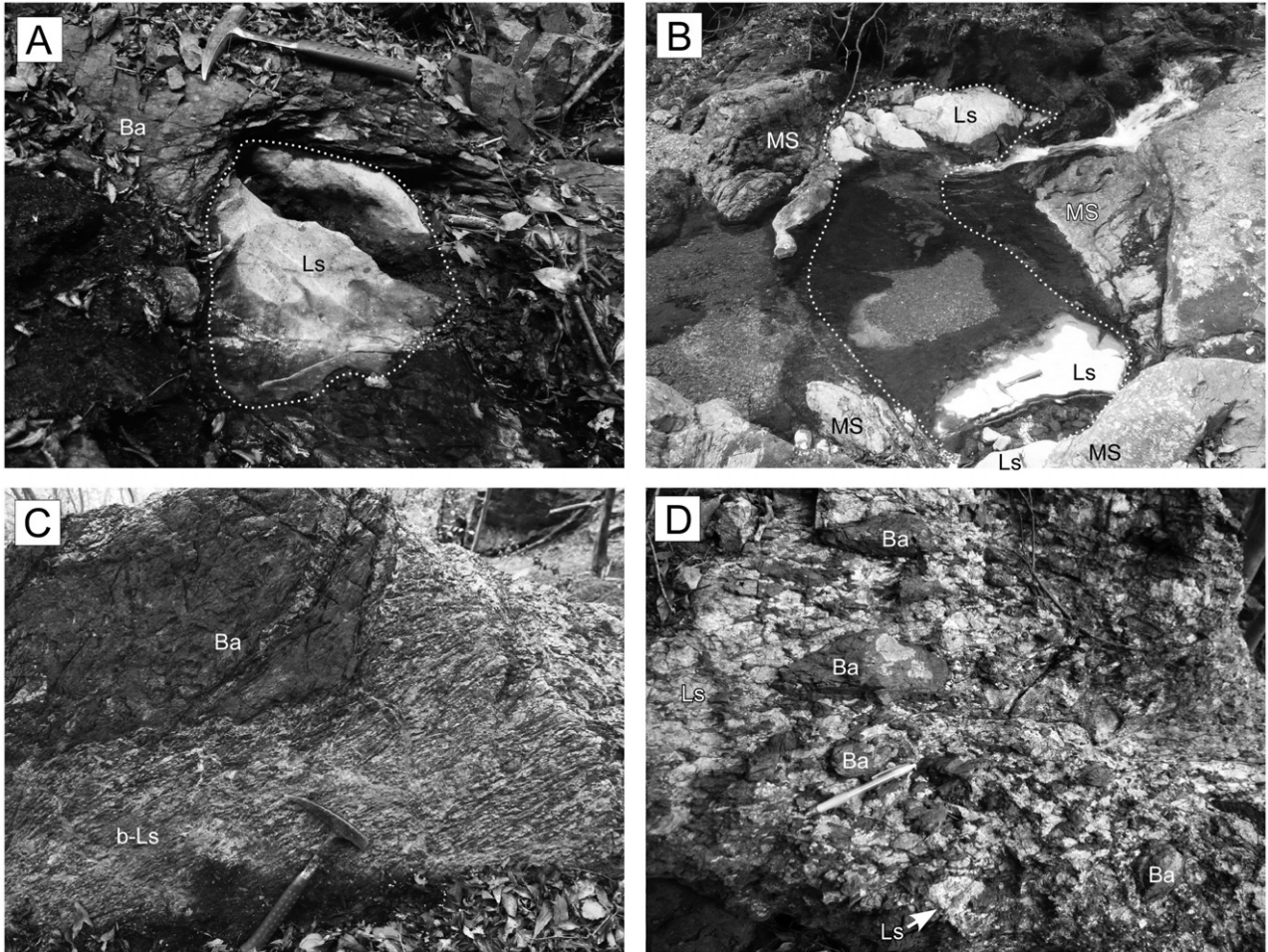
示すことが多い。混在岩は、標本規模や薄片規模でも混在相を示す(第4.16図E, F)。

なお、本凡例(Kwx)には、河内コンプレックス中の低温高压型変成を被った片岩(次項で記述)も含めた。

**変成・変形作用** 五知-朝熊ヶ岳断層東側で、特に北縁部の河内コンプレックスは、低温高压型変成作用や著しい変形を被っており、準片~片岩化しているものが多い。河内川の支流である中津川、引畑川、西谷川などにおいては、苦鉄質片岩、珪質片岩及び泥質片岩が認められる。いずれの岩石中においても片理や石英分結脈が発達している。また、非対称変形構造や圧力溶解劈開が形成され、剪断面に沿って白雲母やセリサイトが定向配列している。玄武岩やドレライトを原岩とする苦鉄質片岩(第4.17図A, B)中には、アルカリ角閃石やアルカリ輝石などの高压型変成を示唆する鉱物が認められること

がある(第4.17図C)。両変成鉱物とも、いずれも短径0.1 mm以下の細粒鉱物として産する。アルカリ角閃石は、緑泥石あるいはアクチノ閃石や初生的な単斜輝石中に産し、軸色はX' = 青~淡青色, Z' = 透明~淡紫色を呈する(第4.17図C)。アルカリ輝石は、初生的な単斜輝石の周縁部やその内部に産し、淡緑色を呈し、弱い多色性を示す(第4.17図C)。チャートを原岩とする珪質片岩(第4.17図D)や碎屑岩を原岩とする泥質片岩(第4.17図E)には、片理に沿って白雲母が確認できる(第4.17図F)。なお、見掛け片理が形成されていない砂岩でも、鏡下では剪断面に沿って白雲母やセリサイトが産していたり(第4.15図C参照)、粒子の境界が不明瞭になるなどの被変成の特徴が認められる(第4.15図D参照)。

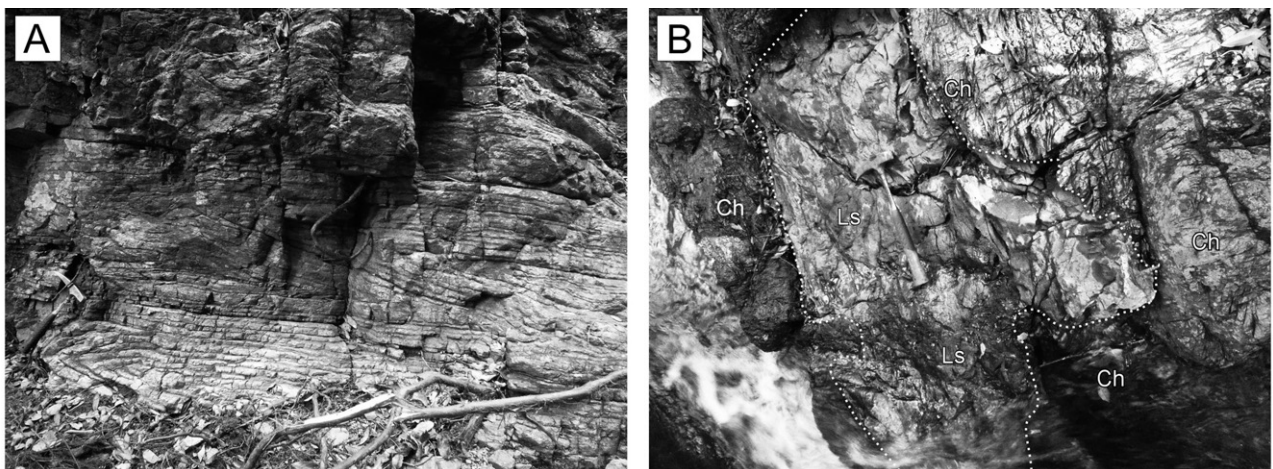
**地質構造** 層理面及び劈開面は北東-南西ないし東北東



第 4. 13 図 石灰岩の露頭写真

(A) 玄武岩中の石灰岩. 山伏峠北西方, 夜泣谷. (B) 泥岩中の石灰岩. 引畑川 (河内川支流). (C) 玄武岩薄層を挟有する破断変形した石灰岩. 夜泣谷の西隣の谷. (D) 石灰岩及び玄武岩礫を含む石灰礫岩. 場所は C とほぼ同じ.

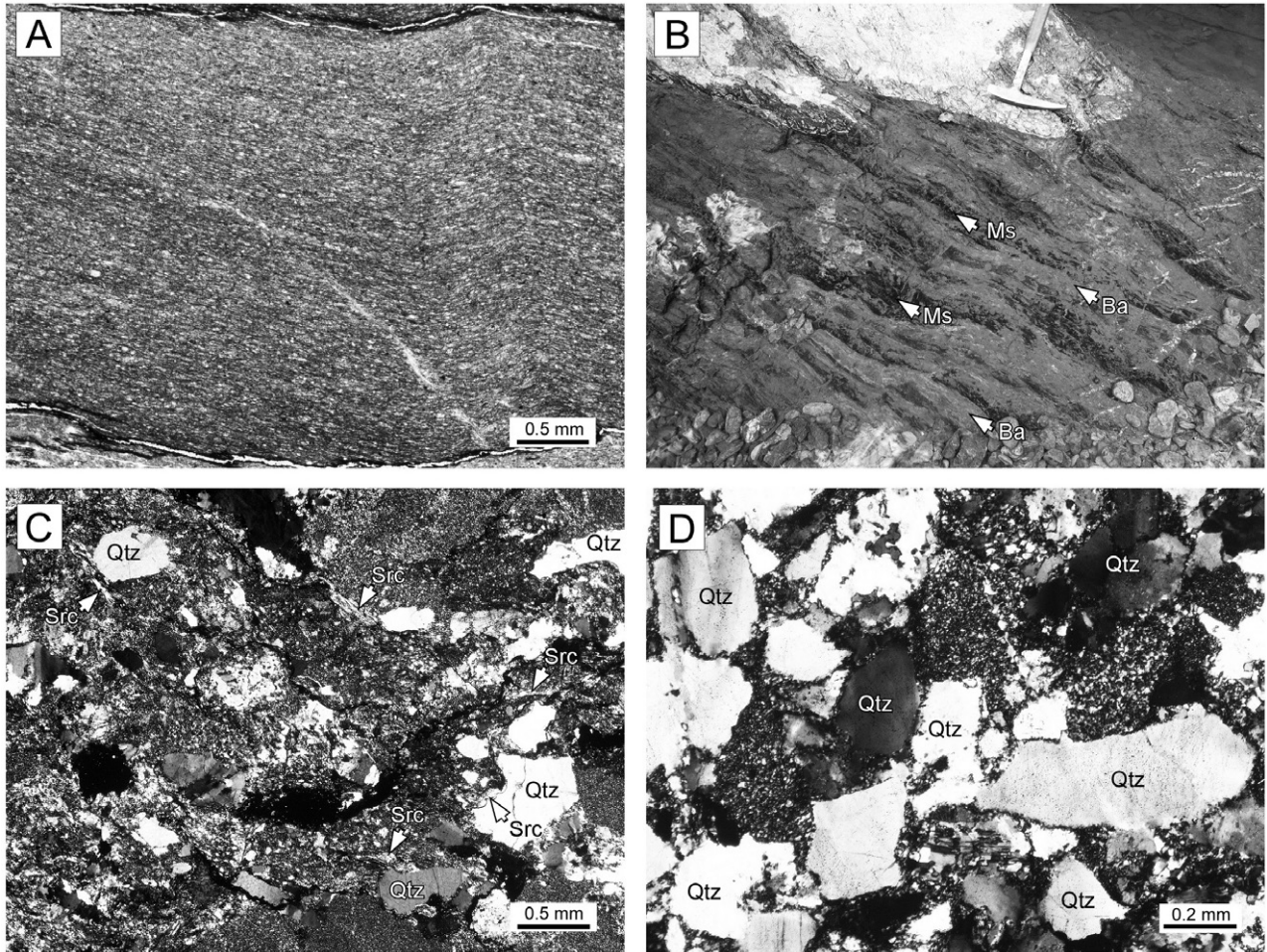
Ba: 玄武岩, b-Ls: 玄武岩薄層を挟有する石灰岩, Ls: 石灰岩, Ms: 泥岩. ハンマー及びペンの長さは, それぞれ約 30 cm 及び 15 cm.



第 4. 14 図 チャートの露頭写真

(A) 層内褶曲を示すチャート. 河内川支流, 引畑川. (B) 石灰岩を挟有するチャート. 山伏峠北西方, 夜泣谷.

Ch: チャート, Ls: 石灰岩. ハンマーの長さは約 30 cm.



第 4. 15 図 泥岩・砂岩の露頭及び薄片写真

(A) 定向配列した粘土鉱物に富む泥岩の薄片。単ポーラー。鳥羽市村山の林道沿い。(B) 玄武岩と見掛け互層する泥岩。引畑川。ハンマーの長さは約 30 cm。(C) 石質な粗粒砂岩の薄片。直交ポーラー。中河内の西谷川。(D) 石英に富む粗粒砂岩の薄片。直交ポーラー。中河内の山神川。

Ba: 玄武岩, Ms: 泥岩, Qtz: 石英, Src: セリサイト。

– 西南西の走向を示し、局部的には高角の地質構造を示すことがあるものの、大局的には低～中角で北傾斜を示す。本コンプレックス中には、100～300 m の半波長を持つシンフォーム・アンチフォームが数対存在する。

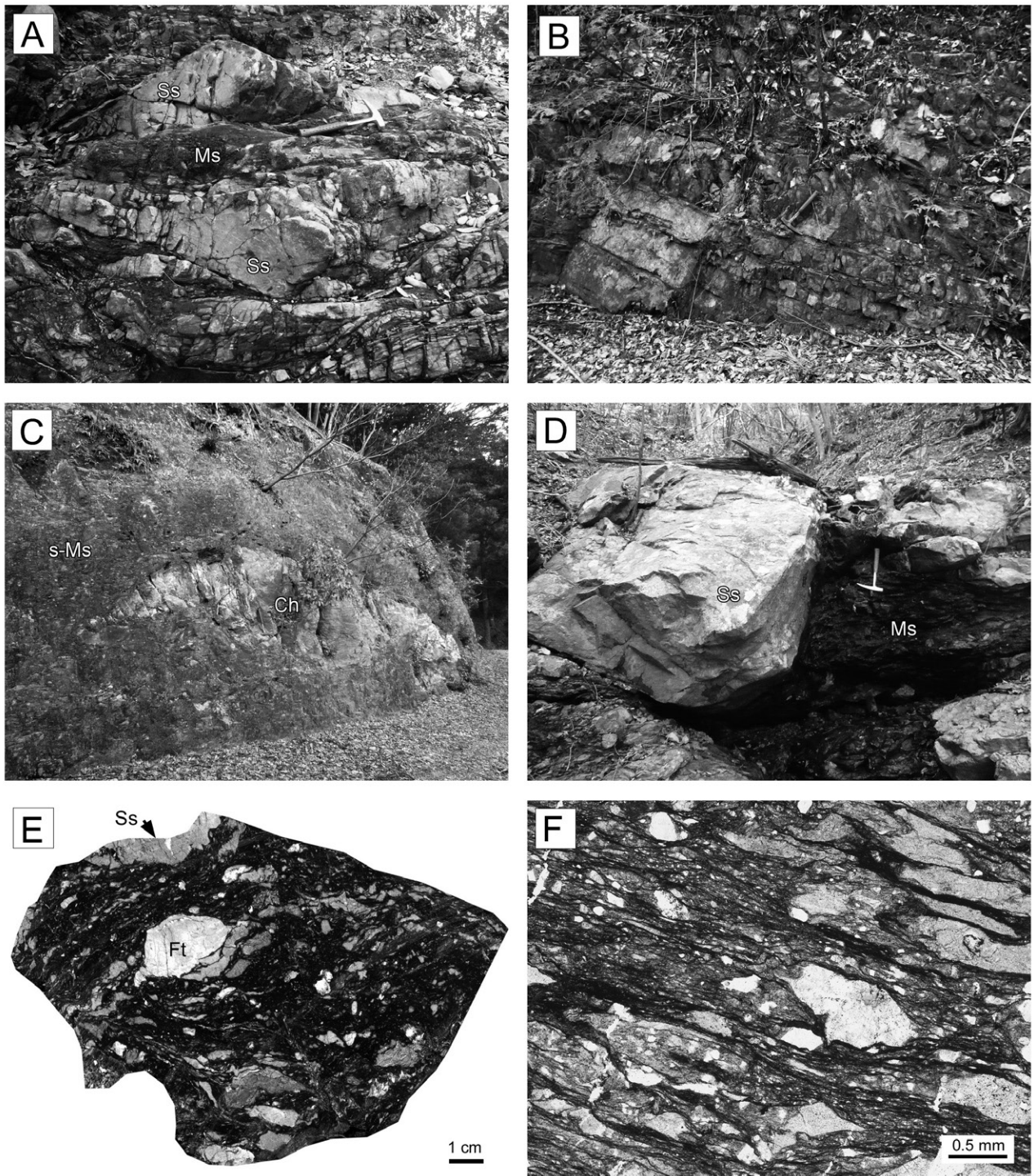
**層序関係** 南側に位置する逢坂峠コンプレックス及び白木コンプレックスとの直接の境界は確認できていない。前節で逢坂峠コンプレックスが河内コンプレックスの上位にクリップとして累重するである可能性を述べたことから、河内コンプレックスは逢坂峠コンプレックスの構造的下位に位置していると判断しておく。また、白木コンプレックスとの関係については、河内コンプレックス及び白木コンプレックスが大局的には北傾斜の同斜構造を示すことから、前者が後者の構造的上位に位置すると判断しておく。

北側の鶯嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)との関係は、引畑川上流(七尋滝の手前)で確認できる。ここでは、

北傾斜の断層(御荷鉾構造線)を介して河内コンプレックスの構造的上位に鶯嶺火成岩類が位置する(第 10. 2 図 G 参照)。この構造関係は、谷底と尾根に分布する鶯嶺火成岩類及び河内コンプレックスの露頭の位置関係からも支持される。

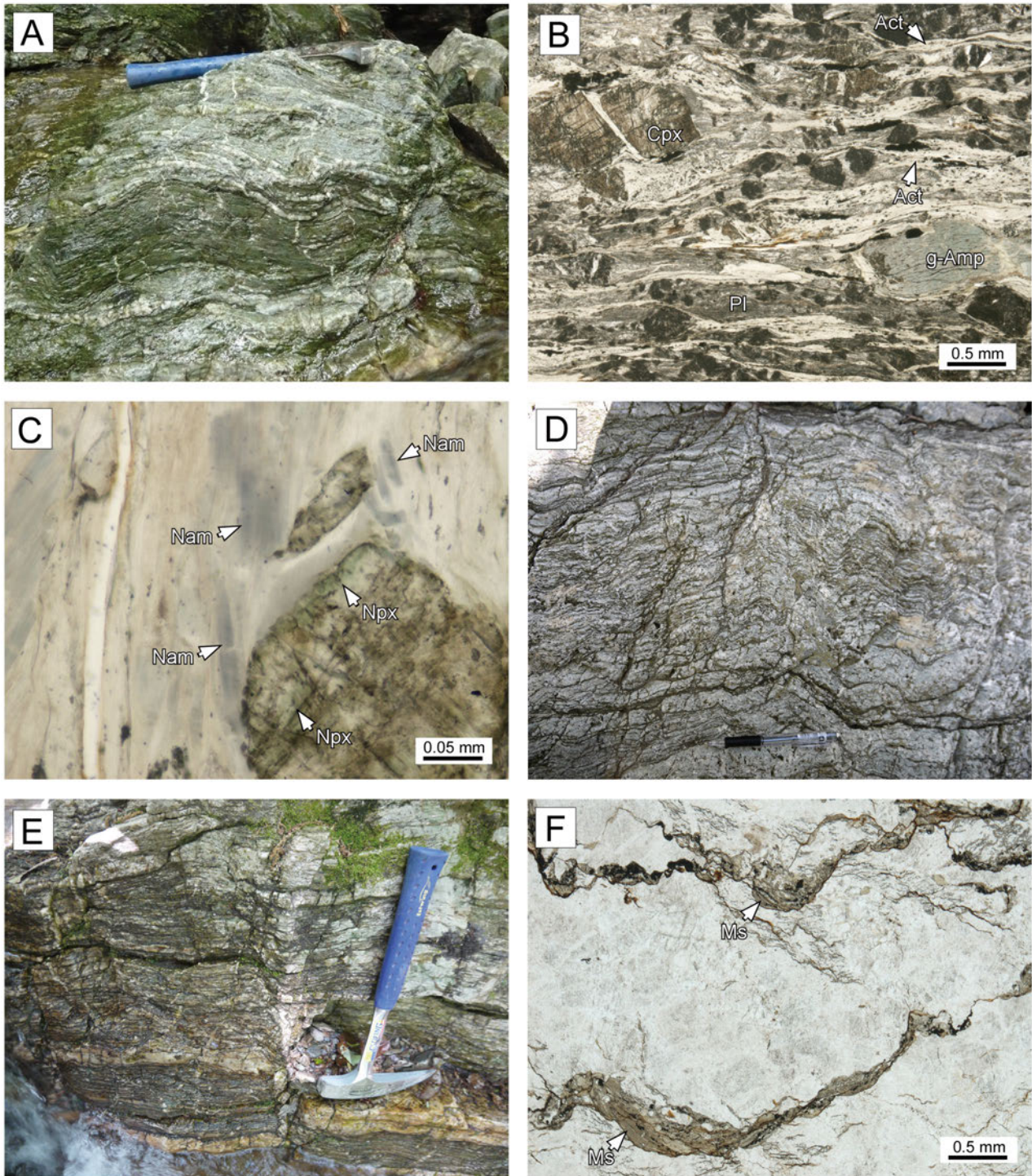
**産出化石** 日下部・宮村(1958)は、本地域及び西隣の伊勢地域の石灰岩から *Triticites satoi*, *T. cf. nakatsugawaensis*, *T. kawanoboriensis*, *T. yayamadakensis*, *T. matsumotoi*, *Pseudofusulina crassiseptata*, *P. krafftii*, *P. parvula*, *P. vulgaris*, *P. vulgaris* var. *globosa*, *P. tschernyschewi*, *P. krotowi* などの紡錘虫化石を見出し、時代を前期ペルム紀としている。山際・坂(1967)も本地域の石灰岩から *Triticites* sp. と *Pseudofusulina* sp. を見出している。

都築・八尾(2006)は、産地や標本写真を明示していないが、チャートから *Albaillella* sp., *Pseudostylosphaera* sp. 及び *Triassocampe* sp. の放散虫化石を見出しており、



第 4. 16 図 砂岩泥岩互層・混在岩の露頭及び薄片写真

(A) 破断相を示す砂岩優勢砂泥互層。島路川東側、彦谷の沢沿い。(B) 整然層を示す砂岩優勢砂岩泥岩互層。島路川西側、トウガ谷の林道沿い。(C) チャート岩塊を含む混在岩。島路川西側、ゲナシ谷の林道沿い。(D) 砂岩岩塊を含む混在岩。島路川西側、天狗谷の沢沿い。(E) 珪長質凝灰岩を含む混在岩の研磨片。天狗谷の沢沿い。(F) 混在岩の薄片。単ポラー。鳥羽市村山の林道沿い。  
 Ch: チャート, Ft: 珪長質凝灰岩, Ms: 泥岩, s-Ms: 砂岩の小岩塊を含む泥岩, Ss: 砂岩。  
 ハンマーの長さは約 30 cm.



第 4. 17 図 引畑川における河内コンプレックスの片岩の露頭及び薄片写真

(A) 苦鉄質片岩の露頭. (B) ドレライトを原岩とする苦鉄質片岩の薄片. 単ポーター. (C) 苦鉄質片岩中のアルカリ角閃石とアルカリ輝石. 単ポーター. B の薄片内. (D) 珪質片岩の露頭. (E) 泥質片岩の露頭. (F) 珪質片岩の薄片. 単ポーター.

Act: アクチノ閃石, Cpx: 単斜輝石, g-Amp: 緑色角閃石, Ms: 白雲母, Nam: アルカリ角閃石, Npx: アルカリ輝石, Pl: 斜長石. ハンマー及びペンの長さは, それぞれ約 30 cm 及び約 15 cm.

前者を含むチャートの時代をペルム紀，後二者を含むチャートの時代を中期三畳紀と判断している。また，泥岩から *Stichocapsa fusiformis*, *Parvicingula* sp., *Dictyomitrella* sp. の放射虫化石を見出し，その時代を中期ジュラ紀と判断している。

#### 放射年代

**[碎屑性ジルコン U-Pb 年代]** 内野(2017)は，都築・八尾(2006)が報告した泥岩の放射虫化石年代を検証するために，鳥羽市河内町中河内の山神川上流(鳥羽レストパーク南方：34°27′04″N, 136°49′16″E, 付図1のZ-K1)の弱変成した石質砂岩から分離した60粒の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を測定した。その結果，390～350 Ma 台(2粒子)，290～220 Ma 台(45粒子)，200～170 Ma 台(12粒子)の3つの粒子群を識別し，最若粒子群のピーク年代値(加重平均値)として，183.4 ± 2.9 Ma(前期ジュラ紀後半)を報告した。ちなみに，最若ジルコンの年代は，174.0 ± 10.2 Ma を示し，また，先カンブリア時代のジルコン粒子は確認されていない。

**[白雲母 K-Ar 年代]** 河内コンプレックスにおける付加から変成までの時間や砥谷コンプレックスとの変成年代の違いを明らかにするために，変成白雲母を含んでいる珪質片岩のK-Ar年代を測定した。試料採取地点は，上記ジルコン年代が測定された弱変成砂岩露頭の100 m 南東(山神川沿い)である(付図1のKA-K1)。測定の結果，99.4 ± 2.1 Ma の年代値が得られた(第4.1表)。

河内コンプレックスの片岩は，約200 Maを示す砥谷コンプレックスの準片岩～片岩よりも明らかに若い。また，本片岩のK-Ar年代は，榊原ほか(1988)によって四国西部の秩父帯北帯から報告された約100 Ma前後の白雲母K-Ar年代と同じである。

**海洋プレート層序と付加年代** 本コンプレックスの石灰岩は前期ペルム紀，チャートはペルム紀～中期三畳紀，泥岩は中期ジュラ紀，砂岩は174.0 ± 10.2 Ma(中期ジュラ紀初頭に相当)以降の堆積年代を示す(第4.2図)。この最若粒子群のピーク年代から推測された碎屑岩の堆積年代は，都築・八尾(2006)放射虫化石から得た泥岩の堆積年代と矛盾しない。したがって，付加年代に近似できる陸源性碎屑岩(海溝充填堆積物)の堆積年代は中期ジュラ紀と考えられる。

なお，珪質片岩中の白雲母のK-Ar年代は約100 Maであり，付加年代と比べ最低でも約65 m.y.程度若い年代を示す。付加と変成作用の間には有意な年代差があり，変成年代自体は三波川変成作用の年代に近い値を示している。

**対比** 岩相，構造的上下関係，及び碎屑岩年代に基づく，河内コンプレックスは住居附ユニット(松岡ほか，1998)に相当する可能性があるが，河内コンプレックスは赤色チャートが少ないという相違点もある。

#### 4.5 白木コンプレックス (Srb, Srl, Src, Srx)

**命名・定義** 山際・坂(1967)により白木層群と命名され，本報告により白木コンプレックスとして改称する。本コンプレックスは，五ヶ所-安楽島構造線以北に分布する本地域の五十鈴層群のうち，構造的最低位に位置し，赤紫色玄武岩や整然相を示す碎屑岩に富む付加体として定義される。

日下部・宮村(1958)のB地塊の付加体を含み，山際・坂(1967)の白木層群にほぼ相当する。また，坂ほか(1979)の白滝帯の付加体(村松，1982の白滝層群)に相当する(第4.1図)。

**模式地** 築地川(七尾川支流)上流～中流部。

**分布** 五ヶ所-安楽島構造線以北(秩父帯北帯)に分布する五十鈴層群中の南部(青峰コンプレックスの北側)に分布する(第4.1図D)。なお，坂(2009)は神路ダムの南側に黒瀬川帯の白滝層群が分布するとしたが，内野・鈴木(印刷中)は，少なくとも本地域では白滝層群と白木層群とが岩相・地質構造・碎屑岩年代的に類似するとして，両者は同一の地質体であるとしている。本報告でもこれを踏襲する。

本地域における分布の北限は西から磯部川中流部～神路ダム湖北縁～上五知～七石川上流部～岩倉町～安楽島町の間，南限は西から道丸川源流部(柿木谷)～神路ダム南方～下五知～ナメラ川～岩倉町～安楽島町の間である。南北幅は約80～2,000 mであり，東方に向かい幅を減ずる。

**層厚** 500 m 以上。

**岩相** 主に玄武岩，チャート，泥岩，砂岩，砂岩泥岩互

第4.1表 河内コンプレックスの珪質片岩中の白雲母 K-Ar 年代

試料番号	採取地点	緯度経度	カリウム含有量 (wt.%)	放射性起源 <sup>40</sup> Ar (10 <sup>-8</sup> cc STP/g)	非放射性起源 <sup>40</sup> Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
KA-K1	丸山西方	34° 27′ 14″ N 136° 49′ 18″ E	6.618 ± 0.132	2626.3 ± 25.3	2.0	99.4 ± 2.1

粒子大は2 μm以下。年代値計算に使用した壊変定数は，Steiger and Jäger(1977)の $\lambda_e = 0.581 \times 10^{10}/\text{year}$ ， $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{10}/\text{year}$ である。自然界における<sup>40</sup>Kの存在度は $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ の式を使用。年代測定は株式会社蒜山地質年代学研究所による。

層及び混在岩からなる。特に、赤紫色を呈する玄武岩や整然相を示す碎屑岩が多産することで特徴付けられる。築地川とその支流の高向川におけるルートマップを第4.18図に、築地川・五知峠北方・白木北方における柱状図を第4.19図に示した。

#### 玄武岩及びドレライト (Srb)

岩塊及び小～大規模岩体として産し、特に神路ダム湖周辺では見掛けの層厚が約500mに及ぶ。全般的に赤紫色を呈し、一部で淡緑色～緑色あるいは暗灰色を呈する。玄武岩は、溶岩と火山碎屑岩に分類される。

玄武岩溶岩は一般に塊状を呈する。主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、二次鉱物としてリュウコキシ、緑れん石、緑泥石、方解石を伴う。しばしば斜長石と単斜輝石の斑晶に富み、ともに最大長径が1.5mmに達する。単斜輝石の斑晶は緑泥石に置換されている。単斜輝石は、最大長径0.5mmに及ぶ淡桃色を呈する“チタンオーゾイト”として産することがある(第4.20図A)。石基は、全体に針状ないし短柱状の斜長石の間を細粒の単斜輝石もしくは二次的鉱物及び隠微晶質な鉱物が充填するインターグラニューラー組織あるいはインターサータル組織を示す。“チタンオーゾイト”を含む場合、細粒の褐色角閃石を伴うことがある(第4.20図A)。

玄武岩火山碎屑岩は、その粒度から多くが凝灰岩に分類される。凝灰岩は、全体として隠微晶質な鉱物の集合体からなり、細粒の斜長石、リュウコキシ、緑泥石、粘土鉱物などのほか、まれに変質した火山ガラスを含む。赤色を呈することが多く、その場合、微晶質な赤鉄鉱が多産する。凝灰岩中には、玄武岩溶岩岩片のほか、石英やソーシライト化した斜長石が含まれる。

ドレライトは、神路ダム西方で僅かに産し、その多くが赤紫色を呈する。斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、二次鉱物として緑泥石、チタン石、赤鉄鉱を伴う(第4.20図B)。一般に完晶質であるが、長径5mm程度の斜長石の斑晶を含むこともある。

#### 石灰岩 (Srl)

短径3m未満で玄武岩中にレンズ状に含まれており(第4.20図C、D)、白木コンプレックス中での産出頻度は極めて少ない。白色～灰色あるいは淡赤灰色を呈し、白木北西方のウズラ谷では、赤紫色を呈する玄武岩岩片を含む(第4.20図D)。

#### チャート (Src)

岩塊及び小～中規模岩体として全域にわたり産し、側方への連続性は良い。白木北西方や神路ダム周辺では見掛けの層厚が最大350mに及ぶ。灰色～暗灰色を呈し、数～10数cmの珪質層と数mm程度の粘土層が律動的に互層する。まれに層厚20cm以下の黒色粘土岩を挟有する場合がある(第4.20図E)。チャートは微晶質な石英の集合体からなり、セリサイトを伴う黒色シーム状の圧力溶解劈開が形成されている。露頭規模では、しばしば

ば翼の閉じた褶曲を示す(第4.20図F)。また、ごくまれにチャート角礫岩が産することがある(第4.18図)。チャート角礫岩は、主に径2cm以下の灰～暗灰色チャート礫からなり、まれに淡赤色チャート礫も認められる。礫支持で、基質は暗灰色泥岩からなる。部分的に層圧数cmの泥岩層を挟有している。

#### 泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層・混在岩 (Srx)

泥岩は、暗灰色～淡黄褐色を呈する。また、多くは無層理で塊状を呈するが、まれに砂質葉理を挟有し層状を呈する(第4.21図A)。全般的に粘土鉱物に富み、しばしば径0.2mm以下の黒雲母を多産する。泥岩中には、まれに層厚数mm～数cmの淡緑色～灰白色を呈する珪長質凝灰岩が挟在する(第4.21図B)。この珪長質凝灰岩は、全般的に隠微晶質な基質中に円磨度の低い石英や長石などの粒子を含むほか、粘土鉱物や黒雲母及び火山ガラスを多産する場合もある(第4.21図C)。泥岩も珪長質凝灰岩も変形の弱いものは、しばしば保存の良い放射虫化石を含む。

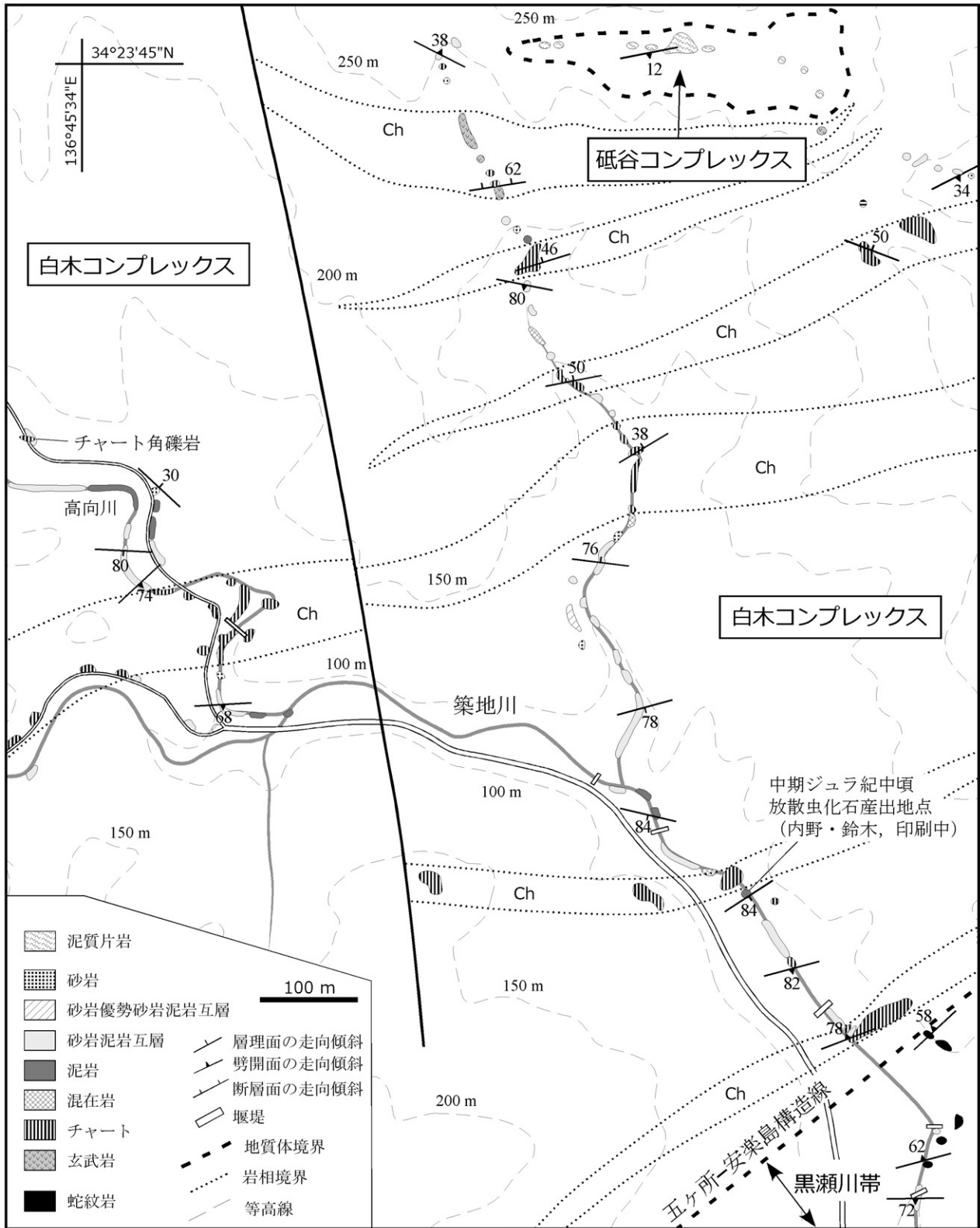
砂岩は、比較的多く産し、五知峠北方のナメラ谷川左岸流域では見掛けの層厚が最大200mに及ぶ。一般に明灰色～灰色を呈し、その多くは中粒の石質アレナイトである。碎屑粒子の円磨度は低く、淘汰は普通である(第4.21図D)。碎屑性鉱物粒子は、石英(単結晶)が多く、斜長石とカリ長石がそれに続く。岩片は、珪質泥岩・チャート・泥岩などの堆積岩が多くを占め、その他、玄武岩や片岩のほか、花崗岩質岩の岩片も僅かに認められる。また、方解石やセリサイトが碎屑粒子間を充填するように産する場合がある。まれに、細礫～中礫岩を伴うことがあり、礫は、チャート、珪質泥岩、泥岩を主とする角礫～亜角礫であり、淘汰は悪い。

砂岩泥岩互層は、砂岩と泥岩とが等量の場合が多いが、砂岩が優勢の場合もある。破断相～整然相を示し(第4.21図E、F)、整然相を示す割合は五ヶ所-安楽島構造線以北の五十鈴層群(秩父帯北帯)の中で最も高い。整然相を示す互層は五知-恵利原林道沿いでよく認められ、しばしば露頭規模で褶曲をなしている。

混在岩は、泥岩を基質とし、主に短径数cm～数mのチャートや砂岩の岩塊を含むほか(第4.22図A、B、C)、まれに短径数10cm以下の玄武岩の岩塊を含む(第4.22図D)。基質は、剪断変形により鱗片状劈開を示すことが多い。また、白色を呈する珪長質凝灰岩の薄層を挟有することがある。

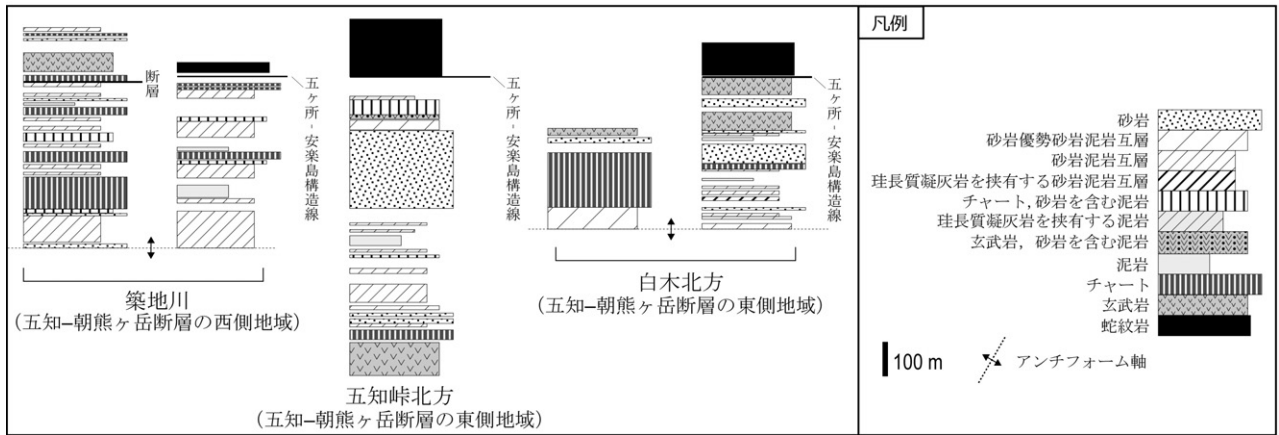
**地質構造** 層理面及び劈開面は、大局的に東北東-西南西走向で、150～300m程度の半波長を持つ褶曲の形成により、北または南に中～高角で傾斜する。また、北縁部では低角を示すことがある。

**層序関係** 逢坂峠コンプレックス及び河内コンプレックスとの境界露頭は確認できていないが、前節で既に述べたように、白木コンプレックスは逢坂峠及び河内コンプレ

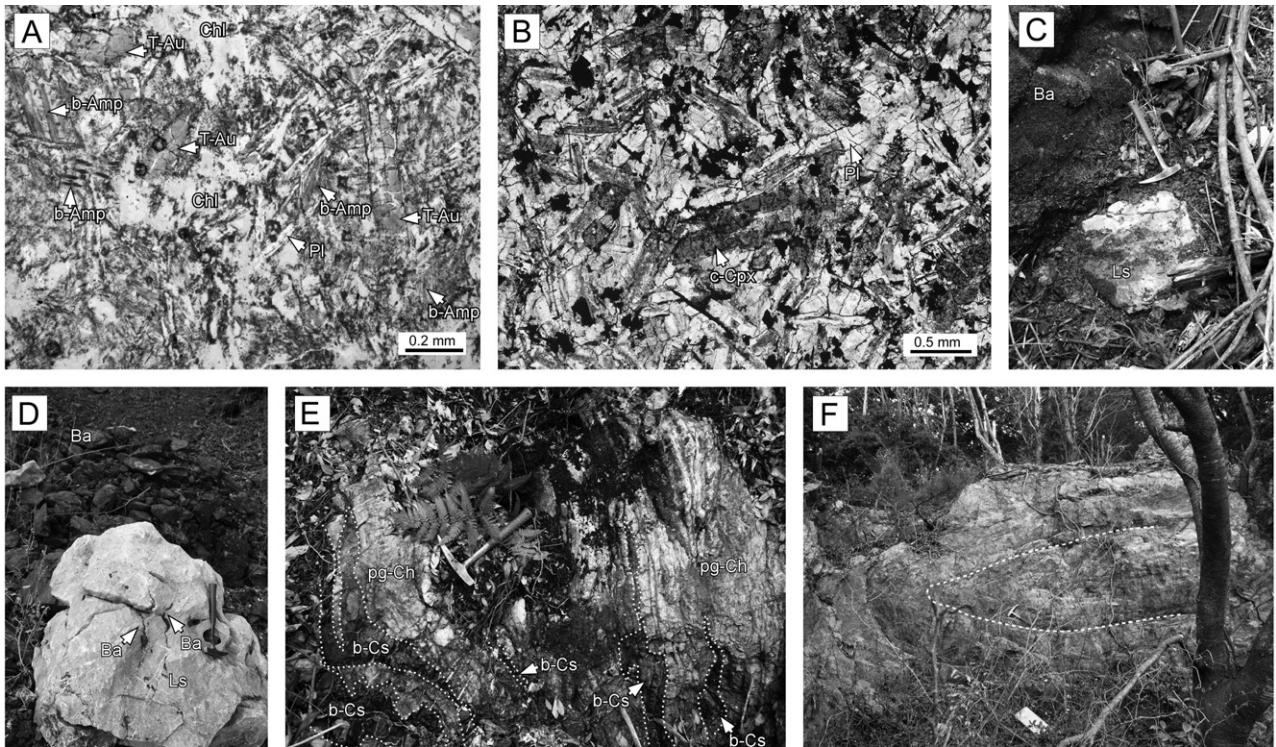


第4.18図 築地川流域のルートマップ  
Ch: チャート岩体.





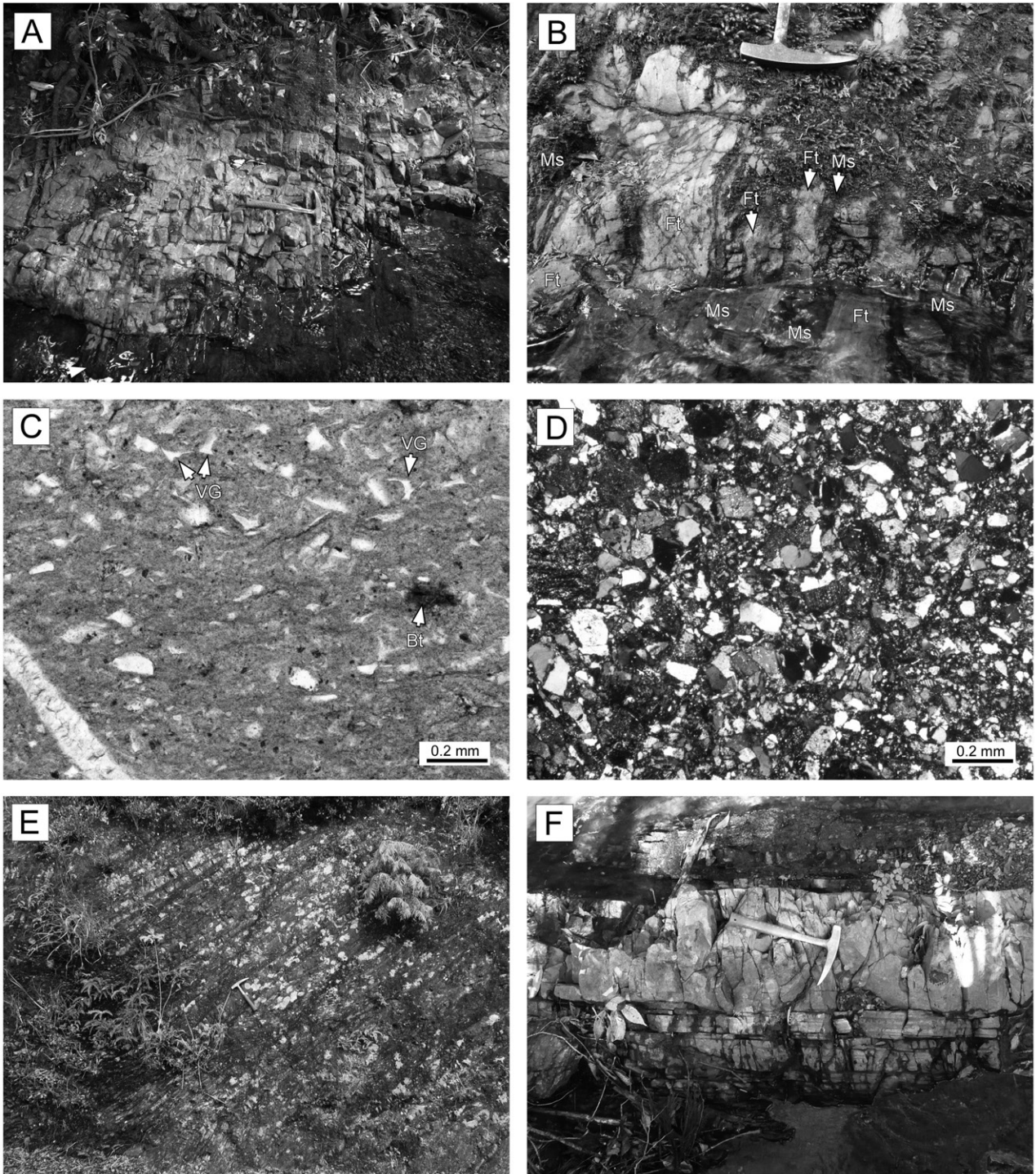
第 4. 19 図 築地川，五知峠北方及び白木北方における白木コンプレックスの柱状図



第 4. 20 図 苦鉄質岩・石灰岩・チャートの露頭及び薄片写真

(A) 玄武岩溶岩の薄片。単ポーラー。白木北。(B) ドレライトの薄片。単ポーラー。神路ダム周辺。  
 (C) 玄武岩中の石灰岩岩塊。築地西方の柿木谷。(D) 玄武岩中の石灰岩岩塊。白木町西方のウズラ谷。  
 (E) 黒色粘土岩を挟有する淡灰色チャート。築地川上流。(F) 横臥褶曲を示す層状チャート。岩倉から安楽島へ向かう道路沿い。

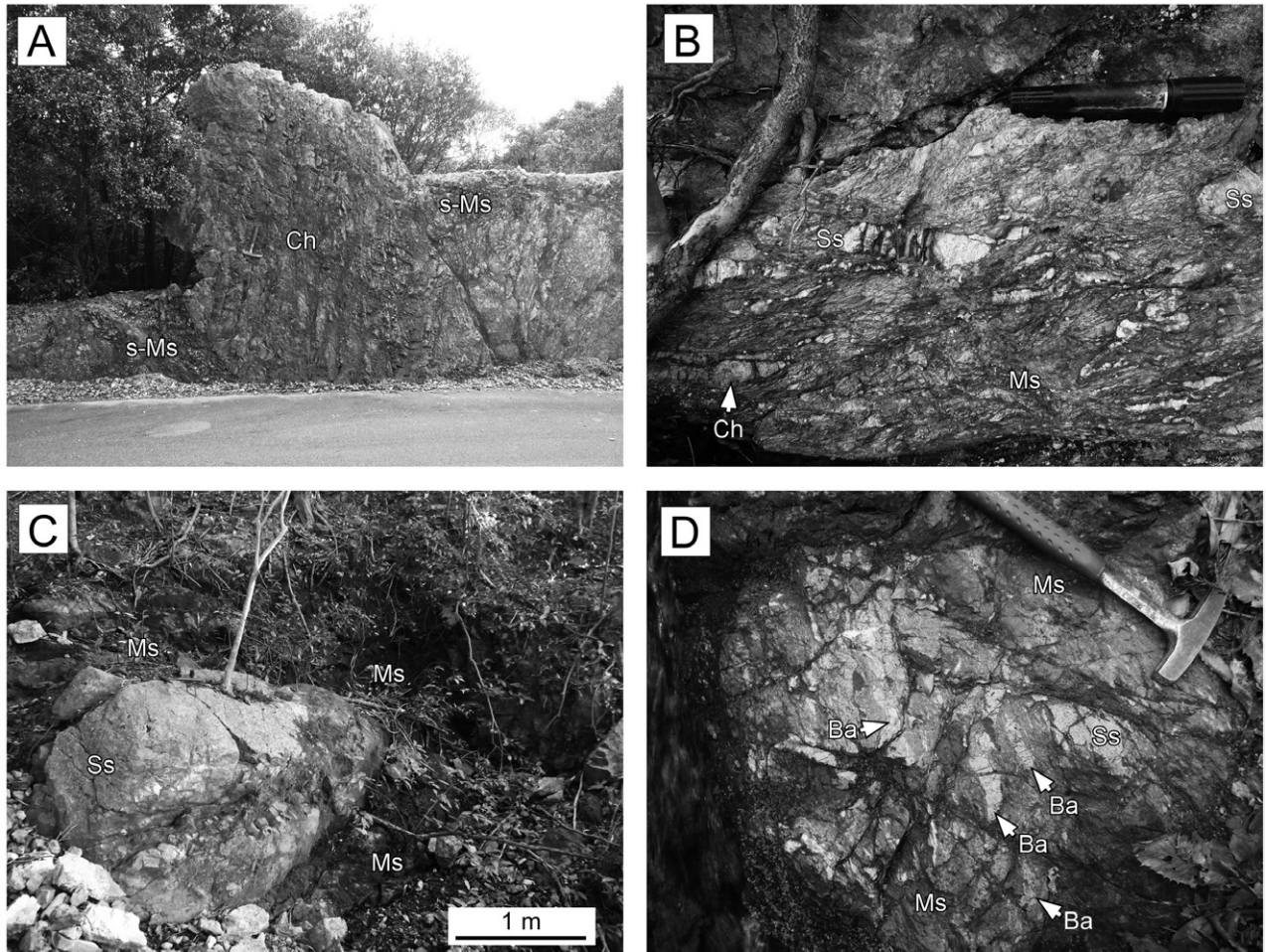
Ba：玄武岩，b-Amp：褐色角閃石，b-Cs：黒色粘土岩，c-Cpx：緑泥石化した単斜輝石，Chl：緑泥石，  
 Ls：石灰岩，pg-Ch：淡灰色チャート，Pl：斜長石，T-Au：“チタンオーゾナイト”。ハンマーの長さは  
 約 30 cm。点線は岩相境界を示す。



第 4. 21 図 碎屑岩の露頭及び薄片写真

(A) 層状を示す泥岩. 築地川支流の高向川. (B) 珩長質凝灰岩と互層する泥岩. 高麗広南方.  
 (C) 珩長質凝灰岩の薄片, 単ボーラー. 神路ダム西方の沢. (D) 細粒砂岩の薄片. 直交ボーラー.  
 天の岩戸周辺. (E) 整然相を示す等量砂岩泥岩互層. 五知-恵利原林道. (F) 整然相を示す砂岩優  
 勢砂岩泥岩互層. 神路ダム西方の沢.

Bt: 黒雲母, Ms: 泥岩, Ft: 珩長質凝灰岩, VG: 火山ガラス. ハンマーの長さは約 30 cm.



第 4. 22 図 混在岩の露頭写真

(A) チャート岩塊を含む混在岩. 五知-恵利原林道. (B) チャート及び砂岩岩塊を含む混在岩. 岩倉から安楽島へ向かう道路沿い. (C) 砂岩岩塊を含む混在岩. 磯部谷南東の沢. (D) 玄武岩及び砂岩岩塊を含む混在岩. 白木北方のウズラ谷. Ba: 玄武岩, Ch: チャート, Ms: 泥岩, s-Ms: 砂岩の小岩塊を含む泥岩, Ss: 砂岩. ハンマー及びペンの長さは, それぞれ約 30 cm 及び約 15 cm.

レックスの構造的低位に位置していると判断される. 一方, 南側の地質体との層序関係については, 五ヶ所-安楽島構造線を介して, 青峰コンプレックスあるいは畑茶屋超苦鉄質岩類と接している. 同構造線は白木町北方で確認され, ここでは低角北傾斜の同構造線を介し, 上盤側の白木コンプレックスの泥岩が下盤側の畑茶屋超苦鉄質岩類の蛇紋岩と接する(第 10. 2 図 E 参照). 五ヶ所-安楽島構造線は北傾斜の断層(群)であるので, 白木コンプレックスは青峰コンプレックスに対して構造的上位に位置する可能性が高いと考えられる(第 10. 4 図参照).  
**産出化石** 白木町西方のウズラ谷から, 前期ペルム紀後半~中期ペルム紀を示す紡錘虫化石(*Neoschwagerina* sp.)が見出されている(Yamagiwa, 1956; 山際, 1957). 日下部・宮村(1958)は, 西隣の伊勢地域も含んだ地域に産する石灰岩から *Schubertella* sp., *Pseudofusulina parvula*, *P. vulgaris*, *P. vulgaris* var. *globosa*, *P.*

*tschernyschewi*, *P. krotowi*, *P. tenuis*, *Schwagerina japonica*, *Acervoschwagerina* sp. などの紡錘虫化石を見出し, その時代を前期ペルム紀としている. また, 山際(1962)や坂ほか(1979)は, 志摩市磯部町築地西方の道丸川(柿木谷)の石灰岩から後期石炭紀中頃を示す珊瑚化石(*Clisiophyllum awa*)を見出している.

内野・鈴木(印刷中)は, 五知-朝熊ヶ岳断層以西において, 高麗広南東磯部谷川上流部, 築地川中流部, 神路ダム西方, 五知-恵利原林道沿い(神路ダム東方), 五知川中上流部及び中下流部の 6 地点(付図 1 の R-S 1-6)の泥岩及び凝灰質泥岩から, 中期ジュラ紀中頃の放散虫化石を見出している(第 4. 2 表). ちなみに, 坂(1984)は, 白木コンプレックスの西方延長に当たる伊勢地域(西隣の龍仙山北方の稲石トンネル付近の珪質泥岩から *Tricolocapsa* cf. *plicarum* などの放散虫化石を見出している.

第 4. 2 表 白木コンプレックスの泥岩及び凝灰質泥岩から見出された放散虫化石一覧

	試料	R-S1	R-S2	R-S3	R-S4	R-S5	R-S6		R-S1	R-S2	R-S3	R-S4	R-S5	R-S6
	<i>Archaeodicyomitra directipora</i> (Rüst)				aff.									
	<i>Archaeodicyomitra etrusca</i> Chari, Corse & Manucci in Chari <i>et al.</i> (1997)		aff.											
	<i>Archaeodicyomitra exigua</i> Blome			cf.										
	<i>Archaeodicyomitra prisca</i> Kozur & Mostler in Grill & Kozur (1986)	cf.		cf.										*
	<i>Archaeodicyomitra praegravina</i> Grill & Kozur			aff.									aff.	aff.
	<i>Archaeodicyomitra yangshatensis</i> Conley		cf.										cf.	cf.
	<i>Archaeodicyomitra</i> sp.						*							
	<i>Archaeohelgastrum</i> <i>montium</i> Baumgartner												aff.	
	<i>Archaeospongoprunum elegans</i> Wu													
	<i>Archaeospongoprunum praeciliolif</i> Pessagno, Blome & Hull													
	<i>Archaeospongoprunum</i> ? sp.			*										
	<i>Archaeopsa</i> ? <i>pauciderma</i> Tan													
	<i>Bellea</i> ? sp.	*												
	<i>Dumbea</i> ? sp.		*											
	<i>Donice</i> ? sp.													
	<i>Dicyomitrella</i> ? <i>hamaensis</i> Kito & Mizutani			*										
	<i>Emilia</i> sp.													cf.
	<i>Exostis baboghi</i> Kozur			*										
	<i>Exostis dharmensis</i> (Baumgartner)	cf.												
	<i>Exostis elongans</i> Kozur	*	*	*										cf.
	<i>Exostis</i> sp.	*	*	*			aff.							
	<i>Eucyrtidellum pustulatum</i> Baumgartner	* cf.												
	<i>Eucyrtidellum quinatum</i> Takemura	cf.												
	<i>Eucyrtidellum unumaense</i> (Yao)	*	*	*										
	<i>Eucyrtidellum</i> sp.		*	*										
	<i>Gongylobarax favosus</i> Dumitrica													
	<i>Gorgonidium moergense</i> Pessagno & Blome	cf.												
	<i>Gorgonidium</i> sp.			*										
	<i>Hsuan baldifense</i> Pessagno, Blome & Hull in Pessagno <i>et al.</i> (1993)		aff.											
	<i>Hsuan colosium</i> (Zhang)				aff.									
	<i>Hsuan crassum</i> (Chari, Marcucci & Prela)	*	cf.	cf.										
	<i>Hsuan fuchsii</i> Grill & Kozur	aff.	aff.											
	<i>Hsuan jakazawaense</i> Sushida & Tonishi			*										
	<i>Hsuan hisahyense</i> Izozaki & Matsuda			cf.	cf.									
	<i>Hsuan maxwelli</i> (Pessagno)	*	*											*
	<i>Hsuan medium</i> (Takemura)													
	<i>Hsuan recisertale</i> Zhang			*										
	<i>Hsuan sordidonghai</i> (Pessagno, Blome & Hull) in Pessagno <i>et al.</i> (1993) [young form]		*											
	<i>Hsuan</i> sp.	*		*	*	*								
	<i>Japonocapsa hisiformis</i> (Yao)													
	<i>Mimasolla latiscostata</i> (Aita)	aff.												
	<i>Mimasolla michelet</i> (Chari, Marcucci & Prela)	aff.	cf.		aff.									
	<i>Mimasolla nishimurae</i> Yeh & Pessagno	*	aff.											
	<i>Mrifastis proovus</i> Tonelli [apical part only]			aff.										
	<i>Napora triangularis</i> Takemura													
	<i>Napora</i> sp.													
	<i>Ogurus matsukoi</i> (Izozaki & Matsuda)			aff.										
	<i>Ogurus</i> sp.			*										
	<i>Pachyozoa varius</i> Pessagno & Blome	*												*
	<i>Pananelium foveatum</i> Mizutani & Kido													
	<i>Pananelium</i> sp.	*		*										
	<i>Parabarium giganteum</i> (Pessagno & Whalen)				cf.									

R-S1 : 高麗広南東, R-S2 : 築地川中流, R-S3 : 神路ダム西方, R-S4 : 五知川中流, R-S5 : 五知川上流, R-S6 : 五知川中下流. \* は種名種, cf. は参照種, aff. は類縁種を示す. 内野・鈴木 (印刷中) を引用. 試料地点は付図 1 を参照. Aal. : アーレニアン期, Baj. : ハッジョニアン期, Bat. : バトニアン期, Cal. : カロビアン期, Oxf. : オックスフォードニアン期, MJ : 中期ジュラ紀, e : 前半, l : 後半.

**海洋プレート層序と付加年代** 本コンプレックス構成岩類のうち、石灰岩は後期石炭紀中頃～中期ペルム紀、泥岩は中期ジュラ紀中頃の堆積年代を示す(第4.2図)。したがって、付加年代に近似できる陸源性砕屑岩(海溝充填堆積物)の堆積年代は中期ジュラ紀中頃である。

**対比** 内野・鈴木(印刷中)により、岩相及び砕屑岩の年代から上吉田ユニット(松岡ほか, 1998)に対比されている。また、紀伊半島では西部の清水層(栗本, 1986)の北部ユニットと類似する。

#### 4.6 青峰コンプレックス(Aob, Aol, Aoc, Aox)

**命名・定義** 坂ほか(1988)の青峰層群を青峰コンプレックスに改称。本地域に分布する五十鈴層群のうち、五ヶ所-安楽島構造線以南で、かつ築地コンプレックスより北側に産する、玄武岩及び石灰岩の岩体に乏しく、主にチャートと混在岩からなる付加体について、青峰コンプレックスと定義する。

日下部・宮村(1958)のC地塊(第4.1図A)にほぼ相当する。山際(1957)は、青峰コンプレックスに相当する地層群において、石炭紀中頃、前期ペルム紀及び中期ペルム紀の石灰岩を含む各地層を、それぞれ堀切層、青峰層、岩倉層に区分した(第4.23図)。その後、山際・坂(1967)は、堀切層を堀切層群に格上げし、青峰層の一部と岩倉層の一部を合わせて青峰層群とした。坂ほか(1988)は、付加体地質学的観点から、石灰岩の年代はその地質体の時代を代表するものではないとして、堀切層群を青峰層群に含めた。

第3章の砥谷コンプレックスの節でも述べたが、Yamagiwa and Saka(1972)は、山際・坂(1967)の砥谷層群から、玄武岩や緑色チャートの岩塊を特徴的に含む非変成の地質体(層厚30m未満)を分離し、鳥羽層群と命名した。鳥羽層群は、砂岩中の*Lepidolina kumaensis*や*Yabeina columbiana*などの紡錘虫化石を根拠に中期ペルム紀(原典では後期ペルム紀)とされたが、その後、坂ほか(1988)によって含紡錘虫化石砂岩はオリストリスと判断され、本層群は青峰層群に含められた(第4.23図)。しかし磯崎ほか(1992)は、鳥羽層群が*Lepidolina kumaensis*を産することや鳥羽層群相当層(坂ほか, 1988では青峰層群)が白亜系浅海層(松尾層)に不整合に覆わ

れている(第4.28図A参照)ことを根拠に、本層群が四国黒瀬川帯のペルム紀付加体と対比できる可能性を示した。杉山ほか(1993)も、緑色珪長質凝灰岩とされた岩塊から後期ペルム紀放射虫化石を得たことや、鳥羽層群の岩相が本地域のジュラ紀付加体の中では異質であることを根拠に、やはり本層群が後期ペルム紀付加体であると推測している。

しかし、鳥羽層群と岩相が類似する地質体は、安楽島南方の二地浦北側、久長海岸、白木駅南方、大村島などにも分布しており、更に大村島の泥岩基質からは後期ジュラ紀放射虫化石が得られている(緑色チャートからは後期ペルム紀の放射虫化石が産出)(Ohba and Adachi, 1995)。したがって、本報告では坂ほか(1988)同様、玄武岩や緑色チャートの岩塊を特徴的に含む鳥羽層群及びその相当層をジュラ紀付加体青峰コンプレックスの一部としておく。ただし、この鳥羽層群とされた砥谷海岸の付加体については、後期ペルム紀付加体の可能性が排除された訳ではないので、その時代確定は今後の研究に委ねたい。

**模式地** 野川～五知川沿い。

**分布** 北側に分布する白木コンプレックスと南側に分布する今浦層あるいは築地コンプレックスとの間(黒瀬川帯)に分布する。本地域における分布の北限は西から、泉川上流域～湯舟川～下五知～松尾～向浜の間、南限は西から、泉川～築地峠～築地～西広川源流部～青峰山～堀切橋北方～櫛ヶ峰南方の間である。南北幅は約300～2,000mであり、西方に向かい幅を減ずる。

なお、青峰コンプレックス分布域(黒瀬川帯)には浅海層の松尾層が数列にわたり帯状に分布しており、山際・坂(1967)は青峰コンプレックスと松尾層が繰り返す分布を“サンドイッチ構造”と呼んだ。この松尾層の分布により青峰コンプレックスは数列に分断して配列することになり、それらを便宜的に扱うために、山際(1957)は二地帯や青峰帯など地理的地体を設定した(第2.1図のa～c及び $\alpha \sim \theta$ を参照)。

**層厚** 900m以上。

**岩相** チャート、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層及び混在岩と僅かな玄武岩及び石灰岩からなる。混在岩は一部で、含石灰岩玄武岩や緑色チャートの岩塊を特徴的に含む。模式地周辺におけるルートマップと、西部及び東部から

山際(1957)	山際・坂(1967)	Yamagiwa and Saka(1972)	坂ほか(1988)	本報告
岩倉層	砥谷層群	砥谷層群 鳥羽層群	砥谷層群	砥谷コンプレックス
青峰層	青峰層群		青峰層群	青峰コンプレックス
	築地層群		築地層群	築地コンプレックス
堀切層	堀切層群		青峰層群	青峰コンプレックス

第4.23図 青峰コンプレックスにおける地層名の変遷

それぞれ露出状況の良いルート(野川とその支流の五知川、及び櫛ヶ峰南西方)における柱状図を第4.24図と第4.25図に示した。

#### 玄武岩 (Aob)

玄武岩は、見掛けの厚さが10数m以下の岩塊として僅かに分布するのみであるが、その中でもやや規模の大きいものについては誇張して地質図に表現した。神路西方の林道沿い(坂ほか、1999の第26図のルートマップ参照)、砥谷海岸(第3.10図参照)、大村島などで認められる。

淡緑～緑色または赤紫色を呈する玄武岩溶岩からなり、しばしば石灰岩岩塊をレンズ状に含む。鳥羽市大村島では枕状溶岩の大規模露頭が認められる(第4.26図A、第11.3図、付図1のA1)。玄武岩溶岩は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、二次鉱物としてチタン石、緑泥石、パンペリー石、方解石などを産する。Ohba and Adachi (1995)は、大村島の玄武岩において、二次鉱物として更にアクチノ閃石、緑れん石、ざくろ石、石英を報告している。

しばしば斑晶に富み、斑晶は長径最大2mmの斜長石や長径1mm以下の単斜輝石である。無斑晶玄武岩や斑晶質玄武岩の石基は、針状ないし短柱状の斜長石の間を細粒の単斜輝石もしくは二次的鉱物及び隠微晶質な鉱物が充填するインターグラニューラー組織あるいはインターサータル組織を示す。Ohba and Adachi (1995)は、大村島の玄武岩の化学分析を行い、主要元素組成からソレアイトの特徴を示すことを報告している。

#### 石灰岩 (Aol)

露頭幅数mの岩塊が、玄武岩あるいは泥岩中にレンズ状に僅かに含まれている(第4.26図B)。本報告では、玄武岩中の石灰岩については2地点で、泥岩中の石灰岩については8地点で確認できた。前者は砥谷海岸や大村島で認められ、長径及び短径はそれぞれ最大1.5m、50cmである。一方、後者は玄武岩中のものよりも規模が大きく、磯部町神路の甌岩付近で本コンプレックス最大(露頭幅15m)の岩塊が産する(第4.26図C)。

灰白色～灰色を呈し、塊状でミクライト質であるが、磯部町築地の道丸川(柿木谷)の2地点で認められた泥岩中の石灰岩岩塊は礫質であり、そのうち源流部のは玄武岩薄層を挟有している。石灰岩中には、しばしばスタイロライトが認められる。なお、石灰岩の産出は希少であるため、地質図では誇張して表現してある。

#### チャート (Aoc)

岩塊ないし小規模岩体として全域にわたり分布し、特に青峰山に向かう登山道(松尾道の旧道)では、見掛けの層厚が最大250mに及ぶ。海岸や尾根ではノッカー地形として突出していることが多い。全般的に淡灰～暗灰色を呈するが、一部に緑～淡緑色、赤色、黒色を呈する。数～10数cmの珪質層と数mm程度の粘土層が律動的

に互層する。緑色チャートは、二地浦北方の弁天崎(久長海岸東端)、大村島、砥谷海岸などで認められ、前述したように砥谷海岸で本チャート岩塊が多産する露頭幅約30mの地質体については、鳥羽層群として識別される考え方がある(例えば、Yamagiwa and Saka, 1972; 杉山ほか、1993)。なお、かつて浜田(1963)が、磯部町築地西方の柿木谷で見出し、シルル～デボン系に対比した緑色珪長質凝灰岩(後に吉倉・寺嶋、1984によって後期ペルム紀放散虫が検出)の転石は、本緑色チャートに見掛け類似する。

大村島の北端では層厚数～50cmの石灰岩層を挟有する露頭が認められ、石灰岩は層内褶曲を示すことがある(第4.26図D)。またこのチャートは下位の玄武岩から見掛け漸移する。

#### 泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層・混在岩 (Aox)

泥岩は、暗灰色を呈する。また主に塊状を呈するが、層厚数mm程度の砂質葉理を挟有し層状を呈することがある。石英、長石のほか、しばしば黒雲母の粒子に富む(第4.27図A)。一般に、剪断変形を被っている場合が多く、鏡下では粘土鉱物の定向配列のほか、非対称変形や圧力溶解劈開が認められる。また、しばしば石英脈が、斜長石、セリサイト、緑泥石を伴いながら産する。

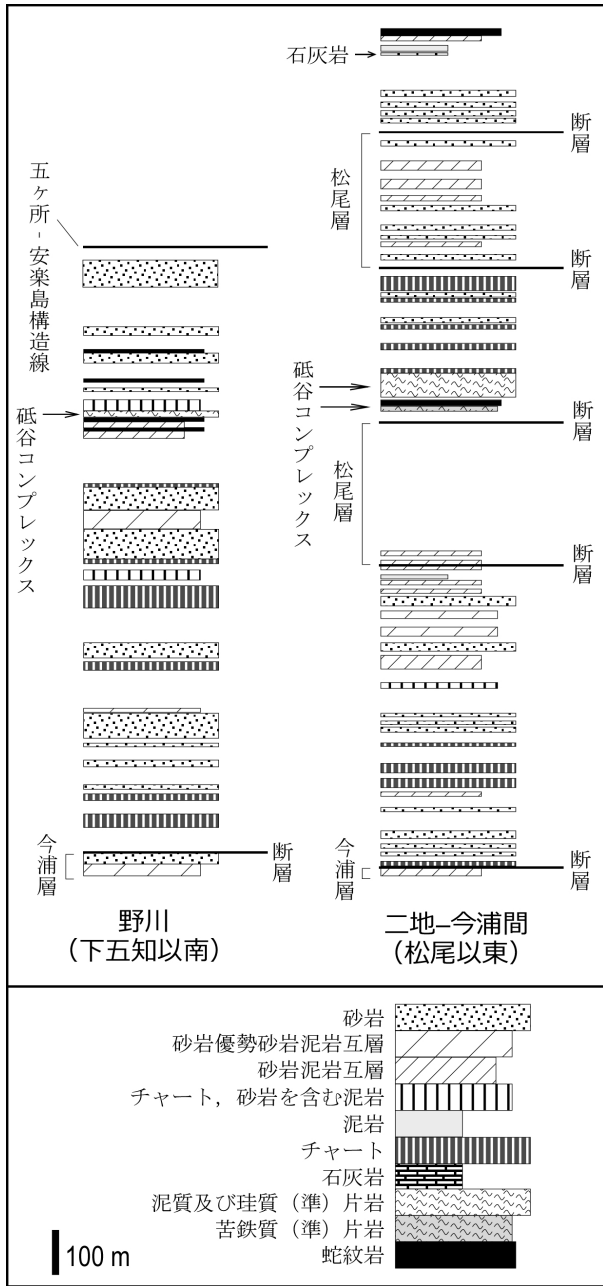
砂岩は、野川やその支流である清水川周辺及び根戸木川(“草木谷”)に広く産する。明灰色～灰色で主に塊状を呈する。石質～石英・長石質と様々であるが、全体としては石英・長石質なものが多い。また、粒度も細粒～粗粒と様々であり、淘汰はあまり良くない。石英、斜長石、カリ長石の粒子のほか、チャート、珪質泥岩、珪質火山岩、細粒深成岩、結晶片岩などの岩片を含む(第4.27図B)。まれに長径が最大1mmに達する黒雲母や緑泥石の粒子に富む場合がある。

砂岩泥岩互層は、砂岩と泥岩とが等量の場合が多いが、砂岩が優勢の場合もある。互層の多くは破断相を示し、整然相を示すものは少ない。しばしば非対称変形構造が認められる(第4.27図C)。

混在岩は、泥岩を基質とし、主に短径数cm～数mの玄武岩、石灰岩、チャート、砂岩の岩塊を含む(第4.27図D-H)。全般的に玄武岩と石灰岩の岩塊の割合は低い。二地浦北側、久長海岸、大村島、砥谷海岸など一部の地域ではそれらの割合が高い(第4.27図F-H)。層厚数cm程度の玄武岩岩塊は、しばしば流動的な形状を示すことがある(第4.27図E、G、H)。泥岩の基質は、剪断変形により鱗片状劈開を示すことが多く、また、まれに層厚数cmの珪長質凝灰岩の薄層を挟有する。

**地質構造** 層理面及び劈開面は、一般的に北東-南西ないし東北東-西南西走向を示す。一部で低角を示すところもあるが、大局的には中角で北に傾斜している。白木南方で250m程度の半波長を持つ一対のシンフォーム・アンチフォームが存在する。





第4.25図 野川及び二地～今浦における青峰コンプレックスの柱状図

**層序関係** 下五知の中河内川では、青峰コンプレックスと五ヶ所-安楽島構造線沿いに併入する層厚30m以下の蛇紋岩が約40°北傾斜の断層で接する。したがって、青峰コンプレックスは、北側に分布する白木コンプレックスの構造的な下位に位置している可能性が高い。青峰コンプレックスと南側の築地コンプレックスとの直接の境界断層は確認されていないが、露出の状況と、両コンプレックスが大局的には北傾斜の同斜構造をなしていることを考慮すると、青峰コンプレックスは築地コンプレックスの構造的な上位に位置している可能性がある。青峰コ

ンプレックスと今浦層との関係については、直接の境界断層は確認されていないため構造的な上下関係は不明であるが、露出の状況から高角な断層で境されていると考えられる。同コンプレックスと松尾層との関係については、鳥羽市久長海岸東方(34°27'27"N, 136°52'15"E)で同コンプレックスが松尾層に不整合に覆われる関係が報告されており(坂ほか, 1988; 第4.28図A), 初生的には前者が後者の下位に位置していたと考えられる。また、幾つかの地点で両者が高角北傾斜の断層で接している露頭も認められている(第4.28図B; 第3.10図参照)。

#### 産出化石

**[有孔虫]** 鳥羽市松尾町登<sup>のぼり</sup>南方(堀切橋南西方)の青峰山北東麓斜面に産する泥岩中の石灰岩(山際, 1957の堀切層)から、藤本(1942)により *Fusulinella* sp., *Bradyna* sp., *Endothyra* sp. などの有孔虫化石が見出されている(位置は第4.30図参照)。山際(1957)も同地点から、*Fusulinella* sp., *Schubertella* sp. を見出し、時代を石炭紀中頃としている。志摩市磯部町神路(甌橋<sup>こしき</sup>西方)の甌岩付近に産する石灰岩(山際・坂, 1967の堀切層群)から、日下部・宮村(1958)により *Millerella* sp., *Schubertella* sp., *Fusulina* cf. *higoensis*, *F.* cf. *girtyi* の紡錘虫化石が見出され、時代は後期石炭紀の中頃～後半とされている。また、同地点の石灰岩から、山際・坂(1967)により *Fusulinella* cf. *bocki* や *F.* cf. *girtyi* が見出されており、時代は石炭紀中頃とされている。

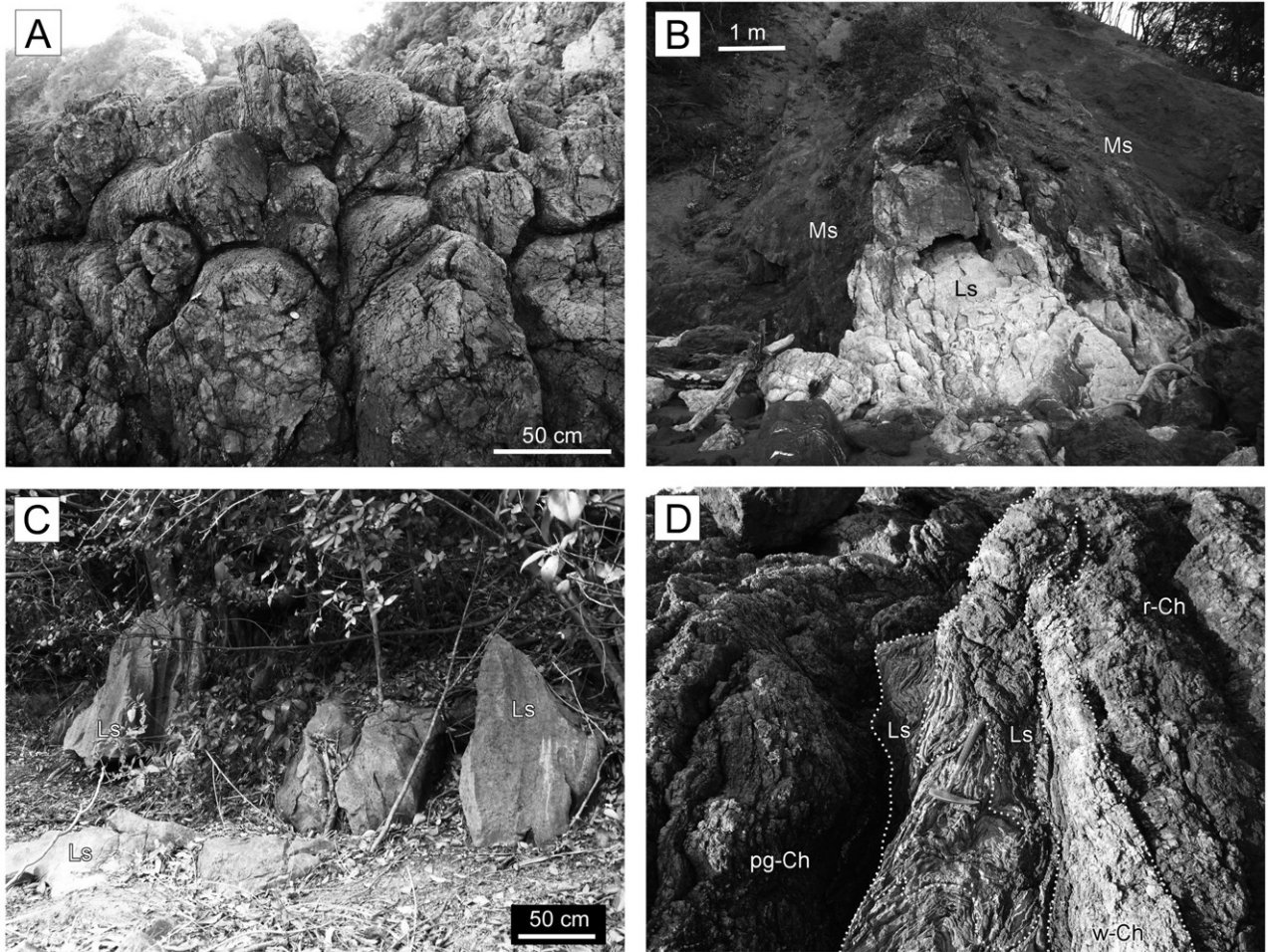
一方、この甌岩付近の含石炭紀紡錘虫化石石灰岩露頭から200m程度離れた場所に産する泥岩中の石灰岩から、山際・坂(1967)により *Neoschwagerina* sp. が見出され、時代は中期ペルム紀中頃とされている。なお松下(1953)でも、甌岩付近の石灰岩から *Neoschwagerina* cf. *craticulifera* が産することが紹介されている。

その他、志摩市磯部町五知南方(青峰山南西麓)の草木谷(根戸木川上流; 第4.24図)に産する泥岩中の石灰岩から、藤本(1942)によって *Neoschwagerina* cf. *craticulifera*, *Pachyphloia pediculus*, *P. multiseptata*, *Geinitzina* sp., *Glomospira* sp., *Erdothyra* sp. などの有孔虫化石が見出されている。また、同地点から Yamagiwa (1956) によって *Neoschwagerina fujimotoi*, *N. sakaguchii*, *Cancellina matsushitai*, *Schubertella* sp. などが、日下部・宮村(1958)によって *Neoschwagerina* cf. *craticulifera*, *Glomospira* sp., *Nodosaria radicola* が見出されている。ただし、本報告では石灰岩の転石しか確認できなかった。

Yamagiwa (1956) は、志摩市磯部町恵利原北方<sup>わあい</sup>の和合山(原典では蔭山<sup>やま</sup>)東方に産する泥岩中の石灰岩から、*N. fujimotoi*, *C. matsushitai*, *Pseudofusulina* sp., *Schubertella* sp. などを見出している(第4.24図)。山際(1957)は、これら草木谷及び和合山の石灰岩の時代を中期ペルム紀中頃としている。

鳥羽市二地浦南西方の水田脇に産する泥岩中の石灰岩





第4.26図 玄武岩、石灰岩及びチャートの露頭写真  
 (A) チューブ状を示す玄武岩の枕状溶岩。大村島北海岸。(B) 泥岩中の石灰岩岩塊。大村島北海岸。  
 (C) 溶食された石灰岩岩塊群。神路ダム周辺、甌岩付近。(D) 石灰岩層を挟有する層状チャート。  
 石灰岩は層内褶曲を示す。大村島東海岸。  
 Ls：石灰岩，Ms：泥岩，pg-Ch：淡灰色チャート，r-Ch：赤色チャート，w-Ch：白色チャート。ハンマの長さは約30 cm。

からは、Yamagiwa (1956) によって *Yabeina cf. katoi* や属種不明のシユワゲリナ科が見出されており、山際 (1957) はこの石灰岩の時代を中期ペルム紀後半としている。

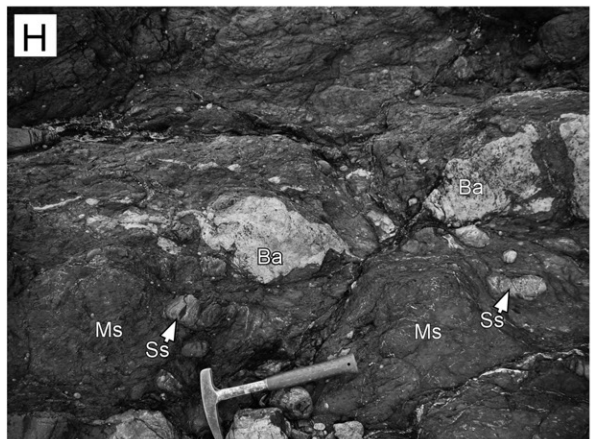
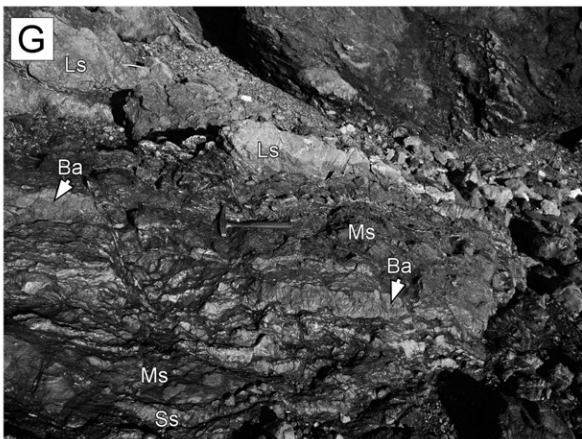
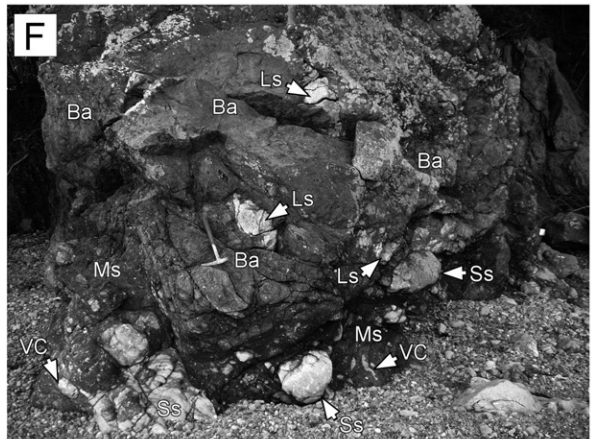
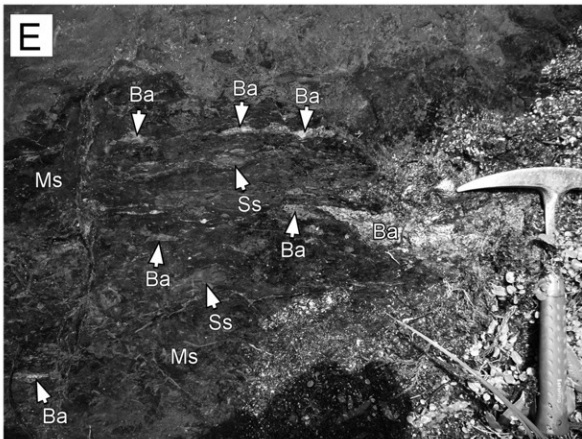
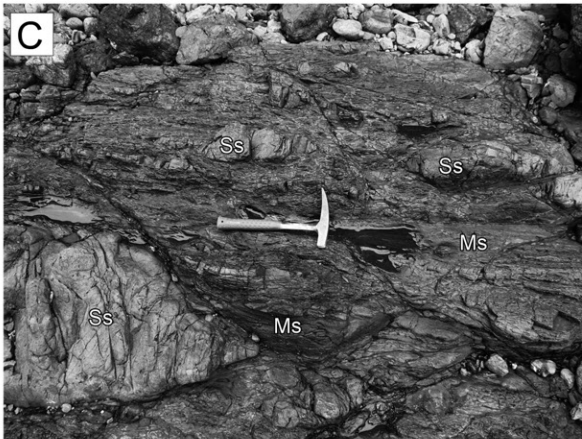
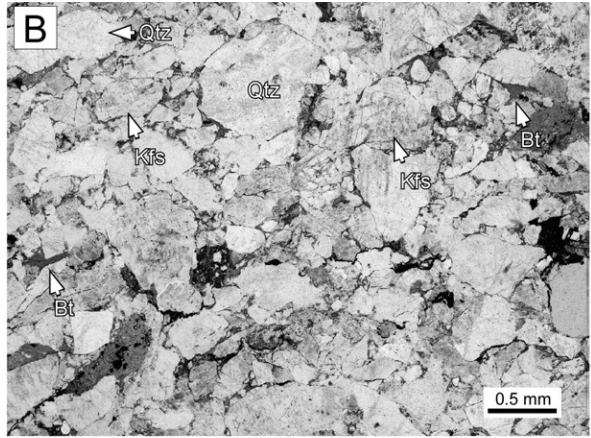
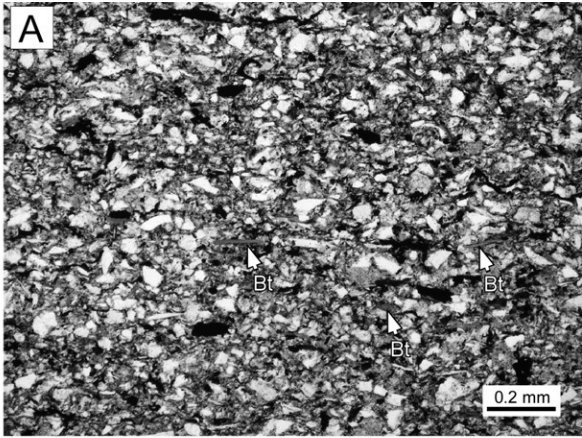
鳥羽市大村島西岸のコシボソに産する混在岩中の石灰岩からは Yamagiwa and Ishii (1958) によって *Yabeina packardi shimensis*, *Y. omurensis*, *Verbeekina?* sp. が見出されており、時代は中期ペルム紀と考えられている (山際・坂, 1967)。また、ほぼ同地点の石灰岩から Ohba and Adachi (1995) により *Neoschwagerina simplex*, *Schwagerina* sp., *Minojapanella elongate*, *Mesoschubertella* sp. が見出されている。一方、山際・坂 (1967) は、大村島南東海岸 (タナハマ) に産する混在岩中の礫質石灰岩から、標本写真の提示はないが、*Fusulinella* sp., *Triticites* sp., *Pseudofusulina* sp. を報告している。

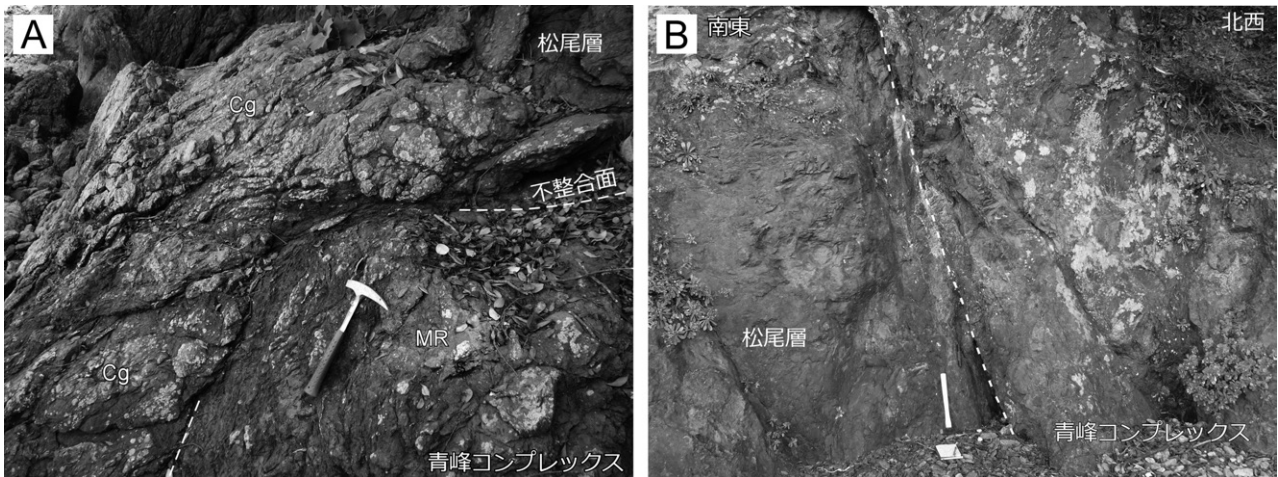
砥谷海岸に産する混在岩中の砂岩岩塊から、

Yamagiwa and Saka (1972) によって *Lepidolina kumaensis*, *L. multiseptata multiseptata*, *Yabeina columbiana*, *Y. aff. globosa* などの中期ペルム紀 (原典では後期ペルム紀) 紡錘虫化石が得られている。ただし、これらの紡錘虫化石は、再堆積の可能性が指摘されている (Yamagiwa and Saka, 1972)。

本報告では、これまで化石報告のなかった地点 (南伊勢町の泉川支流) の石灰岩から、後期石炭紀後半～前期ペルム紀を示す *Schubertella* sp. と *Triticites?* spp. を見出した (第4.29図, 付図1のF-A1)。

【放散虫】梅田 (1998) は、鳥羽市二地浦南西方で、前述した水田脇の石灰岩露頭付近に産する緑色チャートから *Albaillella levis* を、珪質泥岩から *Parahsuum simplum*, *Parahsuum ovale*, *Canoptum rugosum* を見出し、前者の時代を後期ペルム紀、後者の時代を前期ジュラ紀前半～





第 4. 28 図 青峰コンプレックスと松尾層(浅海層)との関係を示す露頭

(A) 坂ほか(1988)で報告された青峰コンプレックスと松尾層の不整合面。鳥羽市久長海岸。

Cg: 基底礫岩, MR: 混在岩。(B) 青峰コンプレックスと松尾層とを境する高角断層。鳥羽市砥浜海岸。

ハンマーの長さは約 30 cm。

中頃としている。また、鳥羽市の加茂駅東方の黒色チャートから *Eostylodictya* sp. を、赤色チャートから *Livarella densiporata*, *Canoptum* sp. A sensu Umeda (1998), *Triassocampe?* sp. を得て、赤色チャートの時代を後期三畳紀としている。更に、泥岩から *P. simplum*, *P. ovale*, *C. rugosum*, *Tricolocapsa?* sp. の、泥岩中の珪質凝灰岩から *C. rugosum*, *P. simplum*, *P. ovale*, *Stichocapsa* sp. などの放散虫化石を見出し、ともに両者の時代を前期ジュラ紀前半～中頃としている。そして、鳥羽市松尾町東方で石谷川に並走する松尾から今浦へ至る市道脇の泥岩から、*Hsuum maxwelli*, *H. matsukoi*, *H. hisuikyoense*, *Laxtorum?* *jurassicum*, *Dictyomitrella* sp., *Parvincingula* sp., *Canoptum* sp. B sensu Umeda (1998),

(← p. 56)

第 4. 27 図 碎屑岩・混在岩の露頭及び薄片写真

(A) 泥岩の薄片。単ポラー。道丸川(柿木谷)。(B) 石英・長石に富む極粗粒砂岩の薄片。単ポラー。五知峠南東、根戸木川上流(草木谷)。(C) 破断相を示す砂岩泥岩互層。砥谷海岸。(D) 砂岩の岩塊を含む混在岩。五知峠北東の石神川。(E) 玄武岩及び砂岩の岩塊を含む混在岩。下五知、中河内川。(F) 含石灰岩玄武岩及び砂岩の岩塊を含む混在岩。砥谷海岸。(G) 玄武岩、石灰岩、砂岩の岩塊を含む混在岩。大村島南東海岸。(H) 玄武岩、砂岩の岩塊を含む混在岩。玄武岩は一部流動的な形状を示す。久長海岸。

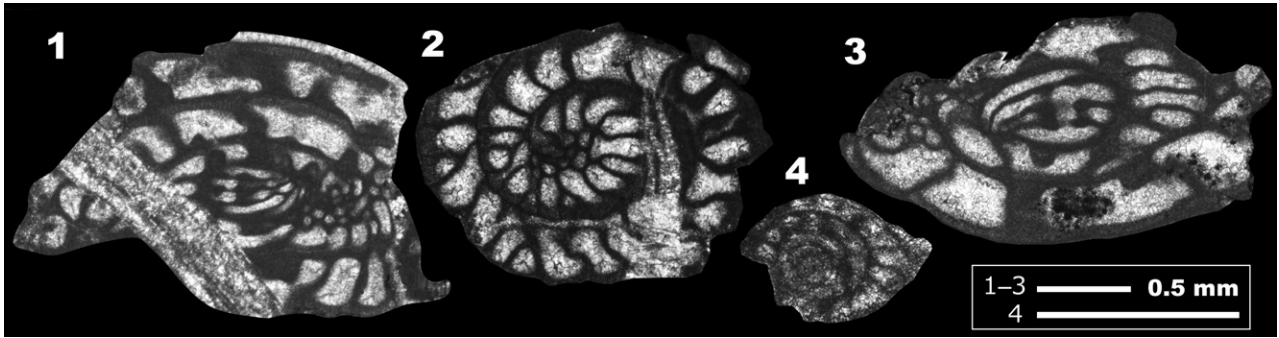
Ba: 玄武岩, Bt: 黒雲母, Kfs: カリ長石, Ls: 石灰岩, Ms: 泥岩, Qtz: 石英, Ss: 砂岩, VC: 火山碎屑岩。ハンマーの長さは約 30 cm。

*Eucyrtidiellum* sp., *Tricolocapsa* sp., *Archieapsa pachyderma*, *Protunuma turbo*, *Unuma* sp. を見出し、泥岩の時代を中期ジュラ紀前半としている。

砥谷海岸の混在岩中の緑色チャート岩塊からは *Albaillela triangularis*, *Follicucullus scholasticus*, *Ishigaum* sp. の放散虫化石が杉山ほか(1993)によって見出され、その時代は後期ペルム紀とされている。大村島北西海岸の淡緑色チャートからは *F. scholasticus* の放散虫化石が、珪質泥岩からは *Pseudoalbaillela* aff. *longicornis* や *F. scholasticus* の放散虫化石が Ohba and Adachi (1995) によって見出され、チャートの時代は後期ペルム紀、珪質泥岩の時代は中期ペルム紀後半～後期ペルム紀前半とされている。また、大村島南東海岸(タナハマ)において、珪質泥岩からは *Tricolocapsa conexa*, *T. tetragona*, *T. plicarum*, *T. fusiformis*, *Protunuma?* *ochiensis* などが、また泥岩からは *Stylocapsa?* *spiralis*, *Cinguloturris carpatica*, *Eucyrtidiellum ptyctum* が彼らによって見出され、前者の時代は中期ジュラ紀中頃、後者の時代は後期ジュラ紀前半とされている。

**海洋プレート層序と付加年代** 本コンプレックスの石灰岩は石炭紀中頃～中期ペルム紀、チャートは後期ペルム紀～後期三畳紀、珪質泥岩は後期ペルム紀前半及び中期ジュラ紀中頃～後期ジュラ紀前半、泥岩は前期ジュラ紀前半～中頃、中期ジュラ紀前半及び後期ジュラ紀前半の堆積年代を示す(第 4. 2 図)。したがって、付加年代に近似できる陸源性碎屑岩(海溝充填堆積物)の堆積年代は前期ジュラ～後期ジュラ紀前半と考えられる。

なお、砥谷海岸に分布する混在岩中の砂岩岩塊からは中期ペルム紀の紡錘虫化石が見出されている(Yamagiwa



第 4. 29 図 青峰コンプレックスの石灰岩から得られた紡錘虫化石  
南伊勢町の泉川支流. 1-3: *Triticites?* spp., 4: *Schubertella* sp. 同定は上野勝美教授による.

and Saka, 1972)が、周囲のチャート岩塊の年代(後期ペルム紀)よりも古い。海洋プレート層序では、碎屑岩はチャートより新しい年代を示すことが期待されるため、Yamagiwa and Saka (1972)でも指摘されているように、本報告では砂岩中の紡錘虫化石を再堆積によるものとみなす。

ちなみに、梅田(1998)によって泥岩2試料から得られた放散虫化石年代と Ohba and Adachi (1995)によって泥岩1試料から得られた放散虫化石年代については、それぞれの試料で有意な年代差がある(第4.2図)。前期ジュラ紀前半～中頃を示す試料は青峰コンプレックスの北部域に、中期ジュラ紀前半を示す試料は中部域に、そして後期ジュラ紀前半を示す試料は南部域に産する。3試料のデータではあるが、年代層序区分の観点から、青峰コンプレックスは北(構造的上位)から南(構造的下位)に向かって新しい付加体が順に分布している可能性がある。

#### 4. 7 築地コンプレックス (Tjb, Tjc, Tjx)

**命名・定義** 山際・坂(1967)の築地層群を築地コンプレックスと改称する(第4.23図)。五十鈴層群のうち最も南縁に分布し、チャートと砂岩が卓越する付加体を築地コンプレックスとして定義する。山際(1957)の青峰層の一部(築地帯)、日下部・宮村(1958)のC地塊の一部に相当する。

**模式地** 松尾ダム(堀切橋)から松尾町道仏みちぼとけに向かう県道47号線(鈴串川)すずくしがわ沿い。

**分布** 北側に分布する青峰コンプレックスあるいは今浦層と南側に分布する四万十帯的矢層群石鏡コンプレックスとの間(秩父帯南帯)に分布する。本地域における分布は西から、泉川上流域～築地～恵利原いじか～青峰山南方～堀切橋南方～今浦いぐらしま～麻倉島～大村島南岸にかけてであり、南北幅は約300～900mである。

**層厚** 300m以上。

**岩相** チャート, 砂岩, 砂岩泥岩互層と極少量の玄武岩及び混在岩からなる。側方に比較的連続性の良いチャート岩体と砂岩が卓越することで特徴付けられる。模式地である松尾ダム(堀切橋)南方及び麻倉島におけるルートマップと露出状況の良いルートにおける柱状図を、それぞれ第4.30図, 第4.31図及び第4.32図に示した。なお、青峰山への登山道(的矢道)における詳細なルートマップが、坂・手塚(1988)によって示されている。

#### 玄武岩 (Tjb)

玄武岩は、見掛けの層厚が10数m以下の岩塊として麻倉島や仏像構造線付近に僅かに産する。溶岩及び火山碎屑岩からなり、緑色あるいは赤紫色を呈する。溶岩は無斑晶質で長柱状あるいは短柱状の斜長石と不透明鉱物からなり、石基は斜長石の間を二次鉱物や隠微晶質な鉱物が埋めるインターサータル組織を示す(第4.33図A)。二次鉱物として、チタン石, 緑泥石, 方解石が産する。火山碎屑岩は、その粒度から凝灰岩に分類される。変質した火山ガラスのほか、やや粗粒な斜長石粒子が認められる。

玄武岩は短径2m以下の白色～灰色を呈する石灰岩岩塊を含むことがある。この石灰岩は志摩市磯部町荻掛くつかけから青峰山へ向かう登山道(磯部道)中腹東斜面や、鳥羽市本浦町今浦で認められた仏像構造線の近くで見られるとされる(山際, 1969; 山際ほか, 1976)。

#### チャート (Tjc)

チャートは、岩塊及び岩体として本コンプレックス分布全域に広く産し、鳥羽市今浦南西方では、見掛けの層厚が最大260mに及ぶ。尾根に突出し、ノッカー地形をなすことが多い。主に灰色～暗灰色を呈し、まれに赤色, 淡緑色, 黒色を呈する。この多様な色を呈するチャートの連続露頭が麻倉島で確認できる(第4.33図B)。数～10数cmの珪質層と数mm程度の粘土層が律動的に互層し、露頭規模でしばしば褶曲を示す(第4.33図B)。ごくまれに礫支持のチャート礫岩が認められ、礫岩は径数mm～2cmの亜円～亜角礫のチャート及び



珪質泥岩の礫から主に構成される。チャート礫は、灰色～暗灰色、赤色、淡緑色、黒色など様々な色を呈する。

**泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層・混在岩 (Tjx)**

泥岩は、灰色～暗灰色を呈する。また、主に無層理かつ塊状を呈するが、しばしば層厚数 mm 程度の砂質葉理を挟有し層状を呈することもある。剪断変形を被っている場合は、非対称変形や圧力溶解劈開が認められる。

砂岩は、明灰色～灰色を呈する。また、塊状を呈し、本コンプレックス分布全域に広く産する。主に石質～石英・長石質であり、基質が少ないアレナイトであることが多い。石英、斜長石、カリ長石、黒雲母の粒子のほか、

チャート、珪質泥岩、砂岩、砂質片岩、緑泥石岩、流紋岩などの岩片を含む(第4. 34 図 A)。また、二次的な方解石が碎屑粒子間を充填することがある。

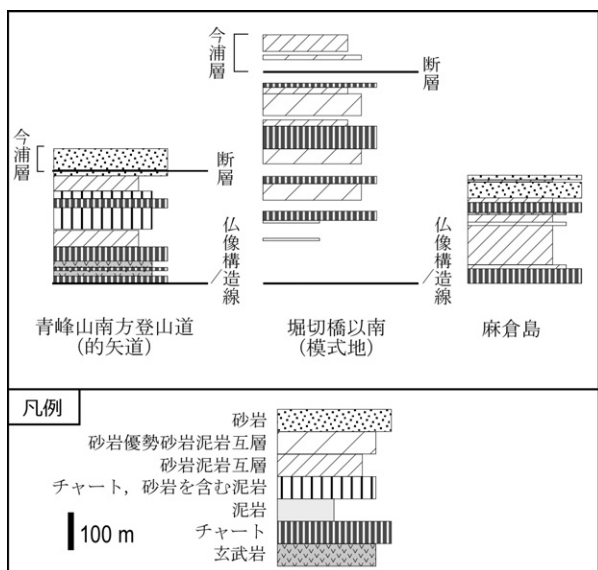
砂岩泥岩互層は、砂岩と泥岩とが等量あるいは砂岩が優勢な互層として産する(第4. 34 図 B)。まれに級化構造が認められる。破断相を示すことが多いが、五十鈴層群の中で最も整然相を示す割合は多い。

混在岩は、泥岩を基質とし、短径数 cm～数 m のチャートや砂岩の岩塊を主に含む。玄武岩、石灰岩の岩塊は仏像構造線沿いの混在岩を除き、極めて少ない。五十鈴層群の他のコンプレックスと比較し、混在岩の産出割合はかなり低い。

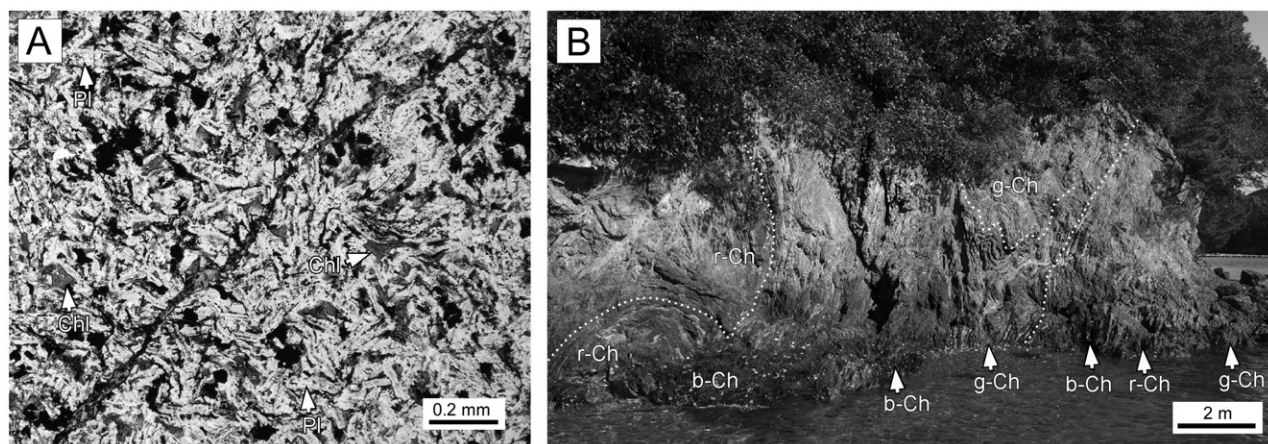
なお、坂・手塚(1988)は、青峰山へ向かう登山道(的矢道)において、見掛け下位から上位に向かって、三疊紀の層状チャート、中期ジュラ紀後半の珪質泥岩、後期ジュラ紀前半の泥岩、砂岩と漸移する露頭を見出し、本露頭が海洋プレート層序におけるチャートから碎屑岩に至る部分(“チャート-碎屑岩シーケンス”)に相当すると考えている。

**地質構造** 層理面及び劈開面は、東北東-西南西の走向を示し、磯部町神路南方で一对の背斜・向斜が認められるが、全体としては高角な北傾斜を示す。

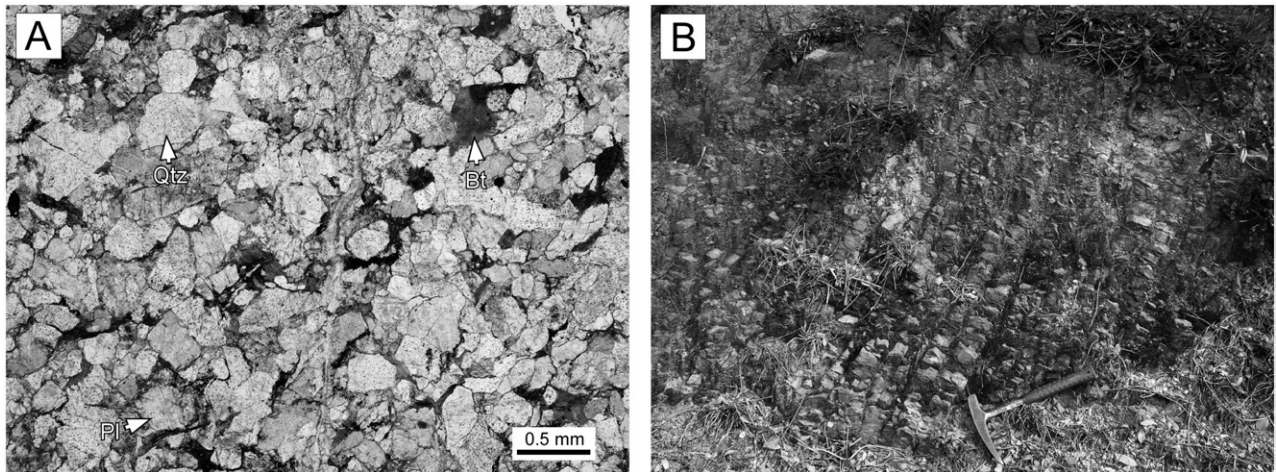
**層序関係** 北側に位置する青峰コンプレックスとは直接の境界断層は確認されていないが、青峰コンプレックスの節で述べたように、築地コンプレックスは青峰コンプレックスの構造的低位に位置していると考えられる。南側に分布する的矢層群石鏡コンプレックス(四万十帯)とは仏像構造線で接し、本地域の数箇所北傾斜の境界断層が確認されている。したがって、築地コンプレックスは石鏡コンプレックスの構造的上位に位置している。なお、仏像構造線については第10章で詳しく述べる。



第4. 32 図 青峰山南方登山道(的矢道)、堀切橋以南及び麻倉島における築地コンプレックスの柱状図



第4. 33 図 玄武岩の薄片写真とチャートの露頭写真  
 (A) 玄武岩溶岩の薄片。単ボラー。青峰山南東の旧林道。(B) 多様な色を呈する層状チャート。点線は層理面。麻倉島南岸。  
 b-Ch: 黒色チャート, Chl: 緑泥石, g-Ch: 緑色チャート, Pl: 斜長石, r-Ch: 赤色チャート。



第 4. 34 図 砂岩の薄片写真と砂岩泥岩互層の露頭写真  
 (A) 黒雲母, 石英, 長石に富む砂岩の薄片. 単ポーラー. 生浦湾奥の道路沿い. Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qtz: 石英. (B) 整然相を示す砂岩泥岩互層. 堀切橋南方の青峰山新登山道(松尾道)沿い. ハンマーの長さは約 30 cm.

産出化石 沓掛から青峰山へ向かう登山道(磯部道)中腹斜面に産する石灰岩から, 山際(1969)によって *Yabeina* sp., *Reichelina* sp., *Kahlerina* sp., *Pachyphloia* sp. の中期ペルム紀(原典では後期ペルム紀)有孔虫化石が見出されている.

菅野ほか(1980)は, 築地コンプレックスの分布全域において網羅的に放散虫化石の検討を行った. 例えば, 麻倉島のチャートから *Acanthosphaera* sp., *Archaeospongoprunum* sp., *Tripocyelia* sp., *Staurodoras* sp. *Dictiomitra* sp., *Dictiomitrella* sp. などからなる群集, 松尾町堀切橋南東方のチャートから *Acanthocircus* sp., *Paronaella mulleri*, *Archaeodictyomitra* sp., *Tricolocapsa plicarum*, *T. cf. rüsti*, *Diacanthocapsa* sp., *Archaeospongoprunum* sp., *Staurolonche* sp., *Unuma typicus* などからなる群集を見出し, 前者の時代を三畳紀, 後者の時代を中期ジュラ紀とした. また, 彼らは鳥羽市浦村町今浦南西の道路脇のチャートから, *Diacanthocapsa?* sp., *Napora* sp., *Parvicingula hsui* Pessagno, *Hsuum maxwelli*, *Hsuum?* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *T. plicarum*, *T. cf. rüsti*, *Tripocyelia* aff. *trigonum* などを見出し, その時代を中~後期ジュラ紀とした. なお, 内野・石田(2017)は, 菅野ほか(1980)の *Diacanthocapsa?* sp. を *Striatojaponocapsa synconexa* に, *Hsuum?* sp. を *Hsuum brevicostatum* に, *P. hsui* を *Tethysetta elongates* に, *Tricolocapsa* sp. A を *Praezhamoidellum* aff. *yaoi* に再同定し, 時代をバトニアン期~オックスフォード期初頭(Matsuoka, 1995のJR4上部~JR5)に限定した.

坂・手塚(1988)も, 全域から網羅的に放散虫化石の検討を行い, 数地点のチャート(第 4. 30 図)から *Triassocampe deweveri*, *Archaeospongoprunum compactum*

などからなる群集, *Parahsuum simplum* に類似した *P.* sp. を含む群集, *Tricolocapsa?* *fusiformis*, *T. plicarum*, *Eucyrtidiellum unumaensis*, *Archicapsa* sp. A sensu Yao (1984) などからなる群集, *Dictyomitrella?* *kamoensis*, *Pantanellium foveatum*, *T. conexa*, *T. plicarum*, *E. unumaensis*, *E. sp. b* sensu Kido et al. (1982) からなる群集を見出し, チャートは三畳紀, 前期ジュラ紀?, 中期ジュラ紀前半の3つの時代を示すとしている. また, 数地点の珪質泥岩から *E. unumaensis*, *T. plicarum*, *Unuma* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *T. conexa*, *D.?* *kamoensis*, *E. unumaensis*, *E. sp. b* sensu Kido et al. (1982), *Guexella nudata*, *Stylocapsa oblongula*, *Protunuma?* *ochiensis* などを見出し, どの珪質泥岩も中期ジュラ紀中頃の時代を示すとしている. 更に, 生浦湾の海岸北端(猪頭崎)及び青峰山南方の登山道(的矢道)沿いの泥岩から *Archaeodictyomitra* sp., *Hsuum* sp., *T. plicarum*, *D.?* *kamoensis*, *T. conexa*, *Eucyrtidiellum ptyctum*, *Stichocapsa naradaniensis* からなる群集を見出し, 泥岩の時代を後期ジュラ紀前半としている. そして, 青峰山南方の別の泥岩(坂・手塚, 1988の地点T-14)から *Archaeodictyomitra* sp., *T. plicarum*, *E. unumaensis*, *D.?* *kamoensis*, *T. conexa*, *E. sp. b* sensu Kido et al. (1982)を見出し, 前述の泥岩よりやや古い中期ジュラ紀中頃とし, 泥岩は2つの時代を示すと考えている(坂・手塚, 1988).

Ohba and Adachi (1995)は, 麻倉島のチャート及び珪質泥岩(第 4. 31 図)から *Pseudostylosaera japonica*, *Triassocampe coronate*, *Triassocampe* sp. と *Tricolocapsa?* *fusiformis*, *T. plicarum*, *Protunuma* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Hsuum* sp. をそれぞれ見出し, 前者の時代を中期三畳紀, 後者の時代を中期ジュラ紀としている. また, 生浦湾北

第 4. 3 表 築地コンプレックスの泥岩から得られた放散虫化石一覧

<i>Archaeodictyomitra</i> aff. <i>apiarium</i> (Rüst)
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.
<i>Archaeospongoprunum imlayi</i> Pessagno
<i>Archaeospongoprunum</i> sp.
<i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrică
<i>Cinguloturris</i> sp.
<i>Crucella</i> cf. <i>theokaftensis</i> Baumgartner
<i>Crucella</i> sp.
<i>Emiluvia salensis</i> Pessagno
<i>Eoxitus</i> sp.
<i>Eucyrtidiellum</i> cf. <i>ptyctum</i> (Riedel and Sanfilippo)
<i>Gongylothorax favosus oviformis</i> Suzuki and Gawlick
<i>Helvetocapsa</i> ? sp.
<i>Homoeoparonaella</i> aff. <i>elegans</i> (Pessagno) sensu Baumgartner <i>et al.</i> (1995)
<i>Hsuum brevicostatum</i> (Ozvodová)
<i>Napora</i> sp.
<i>Orbiculiforma</i> ? <i>heliotropica</i> Baumgartner
<i>Paronaella</i> aff. <i>pygmaea</i> Baumgartner
<i>Podobursa</i> cf. <i>spinosa</i> (Ozvodová)
<i>Pobursa</i> sp.
<i>Pseudodictyomitra</i> ? sp. D sensu Matsuoka and Yao (1985)
<i>Spongotripus</i> sp.
<i>Spongurus</i> sp.
<i>Stichocapsa robusta</i> Matsuoka
<i>Stichomitra annibill</i> sensu Suzuki and Gawlick (2003)
<i>Striatojaponocapsa conexa</i> (Matsuoka) sensu Hatakeda <i>et al.</i> (2007)
<i>Striatojaponocapsa synconexa</i> O'Dogherty, Goričan and Dumitrică sensu Hatakeda <i>et al.</i> (2007)
<i>Tetracapsa</i> sp.
<i>Tricolocapsa tetragona</i> Matsuoka
<i>Triirabs rhododactylus</i> Baumgartner
<i>Triversus</i> cf. <i>hexagonatus</i> (Heitzer)
<i>Williriedellum</i> sp.
<i>Williriedellum carpathicum</i> Dumitrică
<i>Williriedellum</i> cf. <i>marucciae</i> Cortese
<i>Wrangellium</i> ? sp.
<i>Xitus</i> sp.
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrică
<i>Zhamoidellum</i> sp.

内野・石田(2017)を引用。試料採取地点(R-T3)は付図1参照。

側沿岸の珪質泥岩から、*Guexella nudata*, *Dictyomitrella?* *kamoensis*, *Protunuma?* *ochiensis*, *T. conexa*, *T. tetragona*, *T. plicarum*, *T.?* aff. *fusififormis*, *Eucyrtidiellum* sp., *Hsuum* sp.などの群集と*Stylocapsa?* *spiralis*, *Dictyomitrella?* *kamoensis*, *T. conexa* からなる群集を見出し、前者の時代を中期ジュラ紀中頃、後者の時代を後期ジュラ紀前半としている。

内野・石田(2017)は、<sup>たげこうちがわ</sup>岳河内川(鈴串川支流)の支流(松尾加圧ポンプ場西方)に産する泥岩(付図1のR-T3)から、*Cinguloturris carpatica*, *Striatojaponocapsa conexa*, *Striatojaponocapsa synconexa*などの放散虫化石を見出し(第4.3表)、泥岩の堆積年代を中期ジュラ紀中頃とし

ている。

海洋プレート層序と付加年代 本コンプレックスの石灰岩は中期ベルム紀、チャートは中期ベルム紀～中期ジュラ紀、珪質泥岩は中期ジュラ紀中頃～後期ジュラ紀前半、泥岩は中期ジュラ紀中頃と後期ジュラ紀前半の堆積年代を示す(第4.2図)。したがって、付加年代に近似できる陸源性砕屑岩(海溝充填堆積物)の堆積年代は中期ジュラ紀中頃～後期ジュラ紀前半と考えられる。

対比 岩相及び砕屑岩の年代から築地コンプレックスは斗賀野ユニット(松岡ほか, 1998)に対比できる。坂・手塚(1988)でも本コンプレックスを斗賀野層群(松岡, 1984)に対比させている。



## 第5章 今浦層及び松尾層（浅海層）

（内野隆之）

### 5.1 研究史

下部白亜系の<sup>りょうせき</sup>領石統の分布が初めて図示されたのは20万分の1「鳥羽」<sup>こち</sup>図幅（小川，1905）であった。また、同図幅で、鳥羽地域の五知～松尾～岩倉間で植物化石が産することが報告された。佐藤（1917）も、松尾、<sup>かいせき</sup>介石山（加茂北東）及び安楽島において、貝や植物の化石を報告した。大塚（1928c）や小澤（1930）は、これらの化石を産する地層は<sup>とりす</sup>鳥巢統（上部ジュラ系）と領石統（下部白亜系）に区分することができ、両者は断層で境されるとした。石灰岩からは六射珊瑚、有孔虫、ウニ（キダリス）、床板珊瑚や層孔虫などの化石が見出され、本石灰岩は鳥巢式石灰岩として認識された（水郡・大塚，1928；藤本，1942）。

飯塚（1929）は、7万5千分の1「鳥羽」図幅の中で、鳥巢統ならびに領石統を一括して松尾層と命名し、四国のジュラ系鳥巢層群に対比した。そして、この松尾層が<sup>こかしよ</sup>五ヶ所～安楽島構造線と<sup>いそべがわ</sup>仏像構造線の間、<sup>いそべがわ</sup>磯部川（原典では<sup>かみじがわ</sup>神路川）流域、及び<sup>わたらいちよう</sup>度会町・<sup>みなみいせちよう</sup>南伊勢町に分布することが図示された。しかし、その後も泥岩から領石型の植物や貝の化石が相次いで報告され（藤本・山際，1952；松下，1953；山際，1954）、領石統が鳥巢統よりも広範囲に分布していることが明らかになってきた。

山際（1957）は、<sup>しま</sup>志摩半島東部の中生界の層序区分を整理し、鳥巢統を今浦層として、また領石統を松尾層群として命名した。松尾層群は、更に下部と上部に二分され、それぞれ四国の領石層群及び<sup>ものべがわ</sup>物部川層群に対比できる可能性が示唆された。そして、今浦層は<sup>あおのみね</sup>築地コンプレックス（原典では築地帯のペルム系青峰層）の北側に沿って分布し、松尾層群は青峰コンプレックス（原典ではペルム系青峰層及び岩倉層）分布域に3帯（安楽島帯、<sup>しらねざき</sup>白根崎帯、松尾帯）に分かれてサンドイッチ状に分布することが示された。

鳥巢統に対比された今浦層はその後、今浦層群と改称され（山際・坂，1967）、本地域や伊勢地域（西隣）から産出した放射虫化石に基づき、3つの異なる時代（中期ジュラ紀中頃～後半、後期ジュラ紀前半、前期白亜紀前半）を示すことが報告された（坂・手塚，1988）。内野・石田（2017）もまた、泥岩から中期～後期ジュラ紀の放射虫化石年代を報告している。

一方、領石統に対比された松尾層群からは、杉山ほか（1993）によって中期ジュラ紀後半～後期ジュラ紀前半

の放射虫化石が見出された。これにより、ジュラ紀の放射虫化石を含む地層は松尾層群から分離され、白根崎層と命名された。白根崎層については、太田ほか（2012）によって、別の列（第2.1図の安楽島帯、加茂帯）の泥岩からも中期ジュラ紀後半～後期ジュラ紀前半の放射虫化石が見出され、同層相当層が他にも分布していることが追認された。

1996年に化石研究者らにより、鳥羽市<sup>ふたじうら</sup>二地浦の<sup>とほま</sup>砥浜海岸から竜脚類恐竜（ティタノサウルス上科（通称、鳥羽竜）；富田ほか，2001）の骨化石が発掘された（亀井，1997）。恐竜化石胚胎層準付近においては、放射虫化石やフィッシュン・トラック年代測定などによる詳細な時代決定が試みられ、前期白亜紀のバランギニアン期～パレミアン期であることが明らかにされた（田中ほか，2000；本田，2001；川端，2001；坂，2001）。

今浦層や松尾層の堆積場については、浅海域で付加体を被覆する前弧海盆堆積物と理解されるようになった（坂・手塚，1988；坂，2009）。

なお、上記以外にも、化石報告を含め本地域の浅海層に関する論文が幾つかあるが、それらについては後述する節の中で随時紹介している。今浦層及び松尾層の区分の変遷については第5.1図に示した（詳細は各節を参照）。

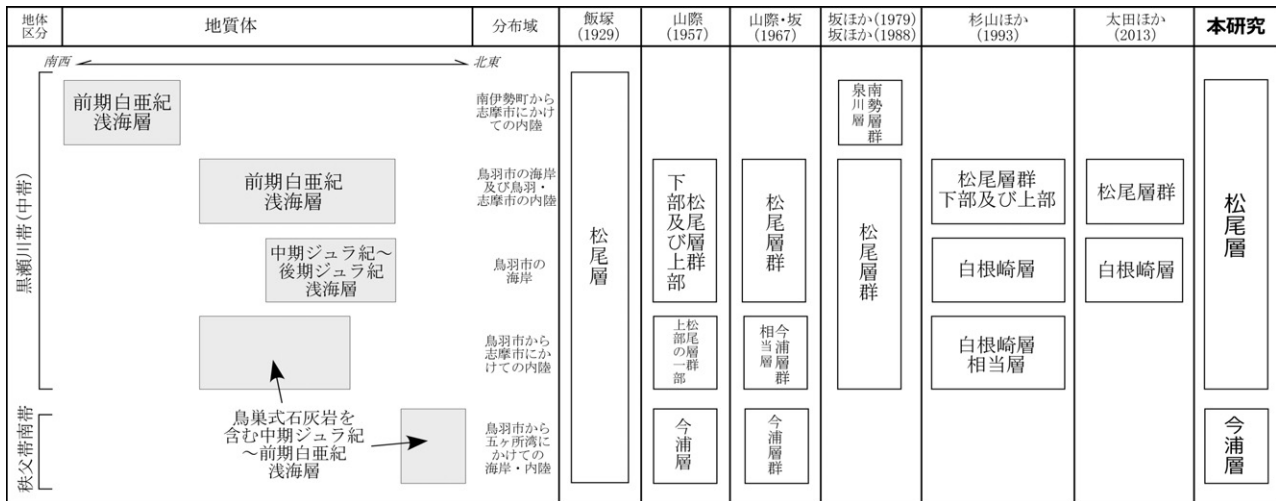
### 5.2 今浦層（Im, II）

**命名・定義** 山際（1957）により命名。築地コンプレックスの北側に沿って狭長に分布し、鳥巢式石灰岩を伴い、かつ主に整然相を示す碎屑岩からなる地層について今浦層と定義される。

山際・坂（1967）では今浦層群に格上げされたが、下位階層の層序单元（層）は定義されていない。これまで「層」が不在のまま今浦層群という層序单元名が使用されることが多かったが（例えば、坂ほか，1979；坂ほか，1999；坂，2009）、このような用法は地層命名規約上不適切であるため、本報告では当初設定された今浦層を採用する（第5.1図）。

**模式地** 松尾南方の堀切橋付近から<sup>あおのみねさん</sup>青峰山に至る新登山道（松尾道）。

**分布** 西から、南伊勢町泉川上流部～志摩市磯部町恵利原北方～青峰山南東～青峰橋～瀬戸谷～鳥羽市浦村町今浦にかけて、ジュラ紀付加体の青峰コンプレックス



第 5. 1 図 鳥羽地域における黒瀬川帯 (中帯) 及び南帯に分布する中期ジュラ紀～前期白亜紀浅海層の層序区分の変遷  
飯塚 (1929) の「松尾層」は、一部にジュラ紀付加体も含む。浅海層からジュラ紀の放射虫化石年代が認識  
されたのは杉山ほか (1993) 以降。

と築地コンプレックスの境界に沿って狭長に分布する。なお、伊勢地域 (西隣) の泉川沿いでは、築地コンプレックス分布域中に、南北幅が最大 100 m、東西幅が約 1 km でレンズ状に分布するとされている (坂, 1983)。

層厚 200 m 以上。

**岩相** 泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層を主体とし、まれに石灰岩を伴う。露出好地である磯部町恵利原北方の町道沿い及び今浦西方の広谷口周辺のルートマップをそれぞれ第 5. 2 図、第 5. 3 図に示した。また、柱状図を第 5. 4 図に示した。

#### 石灰岩 (II)

古くより鳥巢 (式) 石灰岩と呼ばれている (例えば、水郡・大塚, 1928)。暗灰色ないしやや褐色を帯びた暗灰色を呈し、短径数～10 数 m の岩塊として泥岩中に産する (第 5. 5 図 A, B)。伊勢地域 (西隣) 泉川では、侵食面を介して泥岩上に累重し、下位から上位にかけて礫質石灰岩～砂質石灰岩に漸移する産状が認められている (坂ほか, 1979)。

本地域では、磯部町恵利原周辺に位置する広ノ谷 (西広川源流部) (地点 A) とその西隣の沢 (地点 B)、青峰山南西斜面 (地点 C)、鈴串川～本浦町今浦間に位置する瀬戸谷 (地点 D) と広谷口から東北東に約 800 m 離れた沢 (今浦の西方) (地点 E) の計 5 地点で露頭が確認できた (第 5. 2 図、第 5. 3 図、付図 1 の◆)。主に塊状を呈するが、広ノ谷では大礫～巨礫からなる礫質石灰岩として産する (第 5. 5 図 A)。有機物を多く含み、そのためハンマーで割ると一瞬ほのかな油臭を放つ。生物遺骸を多く含む微晶質な炭酸塩鉱物からなるバイオミクライトを主体とし、0.6 mm 以下の円磨度の低い石英、斜長石、緑れん石、角閃石、白雲母、不透明鉱物のほか、チャー

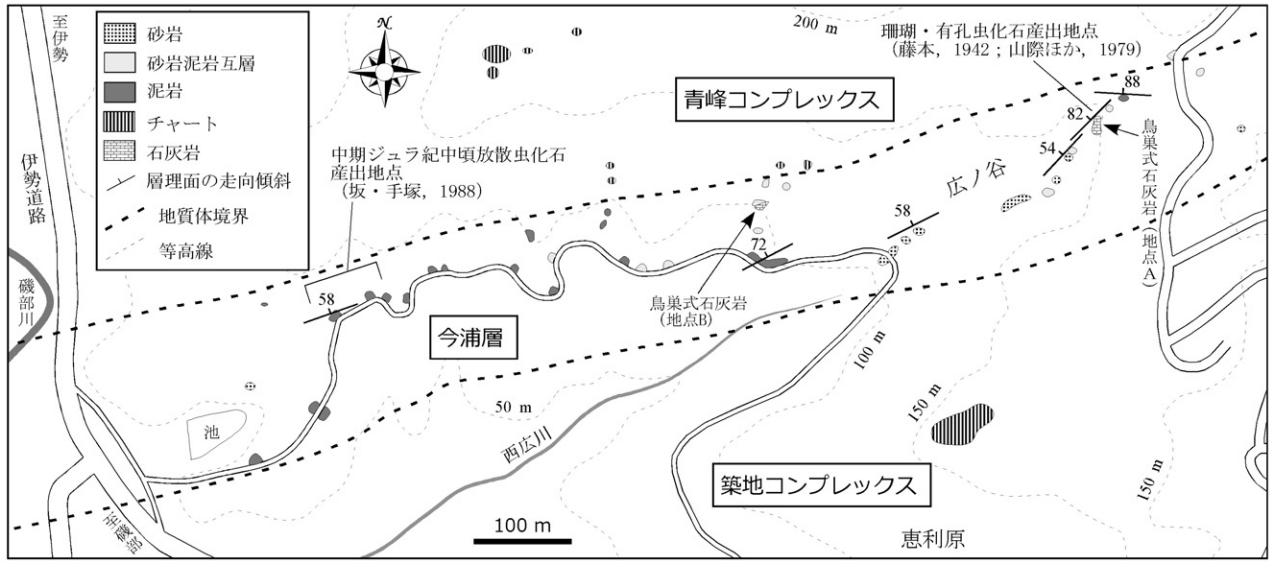
ト、珪質泥岩などの陸源性碎屑物を普遍的に含むことを特徴とする (第 5. 5 図 C)。また、炭酸塩鉱物を核とした、長径 1 mm 以下のウーイドも認められる (第 5. 5 図 C)。南伊勢町の泉川 (伊勢地域) に分布する今浦層を研究した坂ほか (1979) によると、石灰岩はバイオスパーライト、ウースパーライト、ペレスパーライトなど様々なタイプのものがあり、また、陸源性碎屑物を含む砂質石灰岩には斜交葉理が認められるとしている (坂ほか, 1979)。

以上のような特徴から、石灰岩は珊瑚礁周辺の比較的波のエネルギーが高い状況下で、珊瑚礁由来の石灰碎屑物と陸源性碎屑物とが珊瑚礁周辺で混合しながら堆積して形成されたと考えられている (坂ほか, 1979)。

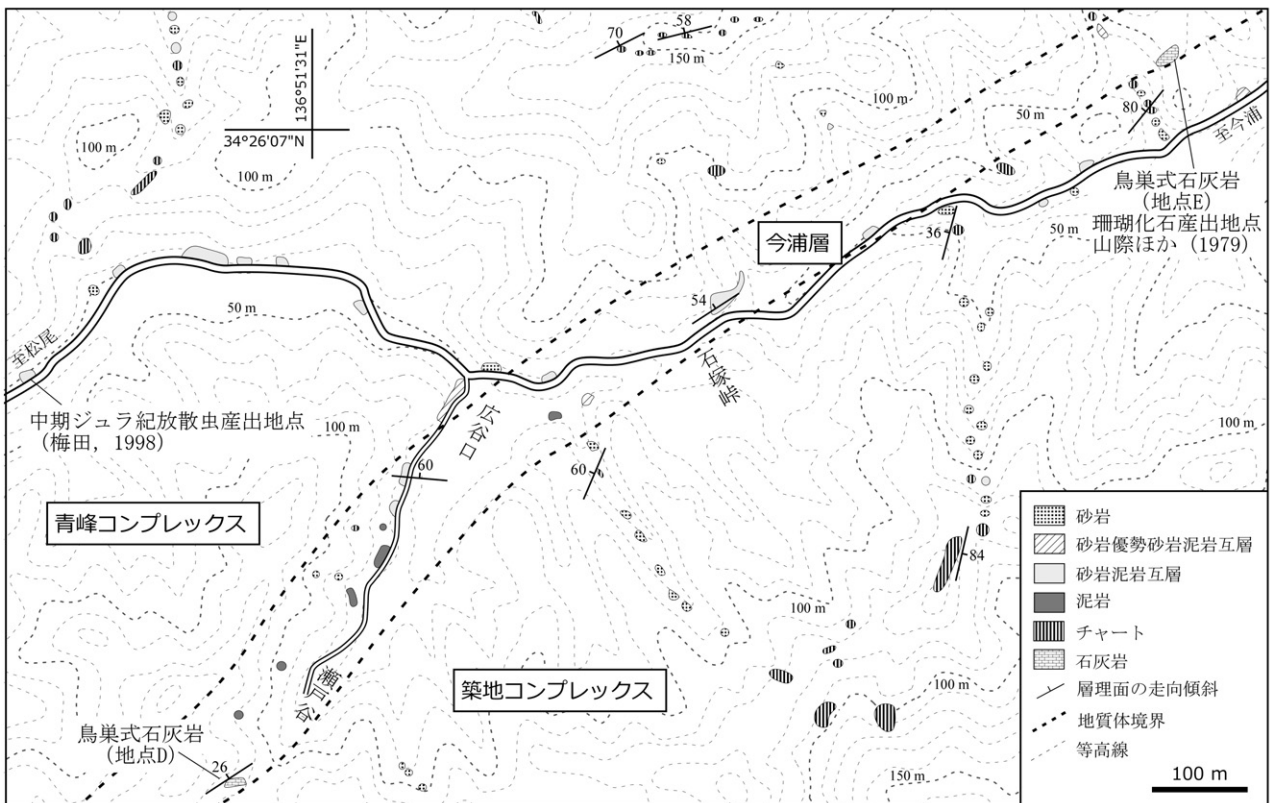
#### 泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層 (Im)

泥岩はシルト質であり、暗灰色～灰色を呈する。見掛けの層厚は最大 30 m に及ぶ (第 5. 4 図)。塊状無層理を呈する場合と砂質葉理の挟在で層状を呈する場合がある。葉理をなす砂質部では、石英、長石のほか黒雲母や植物片に富む場合がある。風化している泥岩は黄土色～淡褐色を呈し、幅数 mm～数 cm 角で細かく割れる特徴を示す。全体的に粘土鉱物を多く産し、変形は極めて弱い (第 5. 6 図 A)。なお、坂 (1983) は南伊勢町泉川 (伊勢地域) の泥岩に漣痕を認めている。また、同川の泥岩中にチャート砂岩 (一部、チャート) 岩塊を認めている。

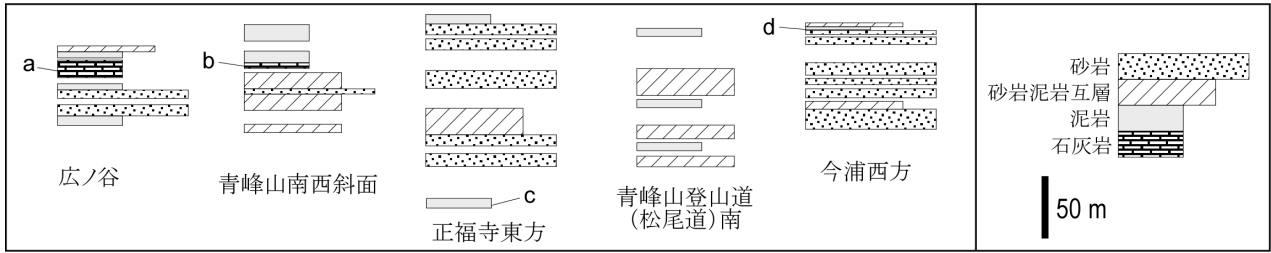
砂岩は、石質～石英・長石質で灰色を呈し、粒度は細粒～極粗粒と様々である。見掛けの層厚は最大 60 m に及ぶ (第 5. 4 図)。主に石英、斜長石、カリ長石の粒子のほか、チャート、珪質泥岩、泥岩、玄武岩、細粒深成岩、結晶片岩などの岩片を含む (第 5. 6 図 B)。また、黒雲母の粒子を多く含む場合もある。淘汰は全体的にあ



第 5. 2 図 志摩市磯部町恵利原北方の町道沿いのルートマップ

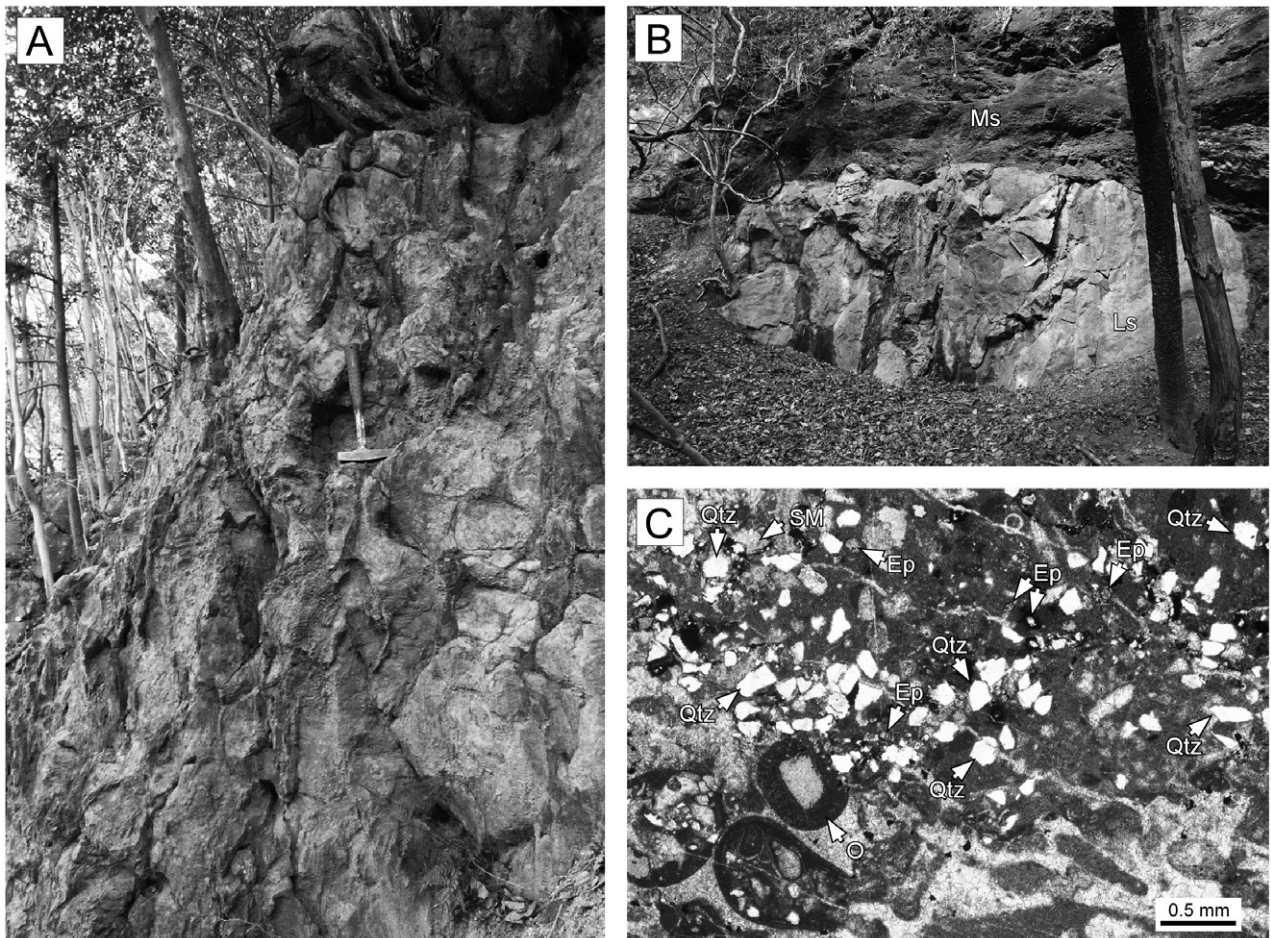


第 5. 3 図 鳥羽市今浦(本浦町)西方の広谷口周辺のルートマップ



第 5. 4 図 5 ルートにおける今浦層の柱状図

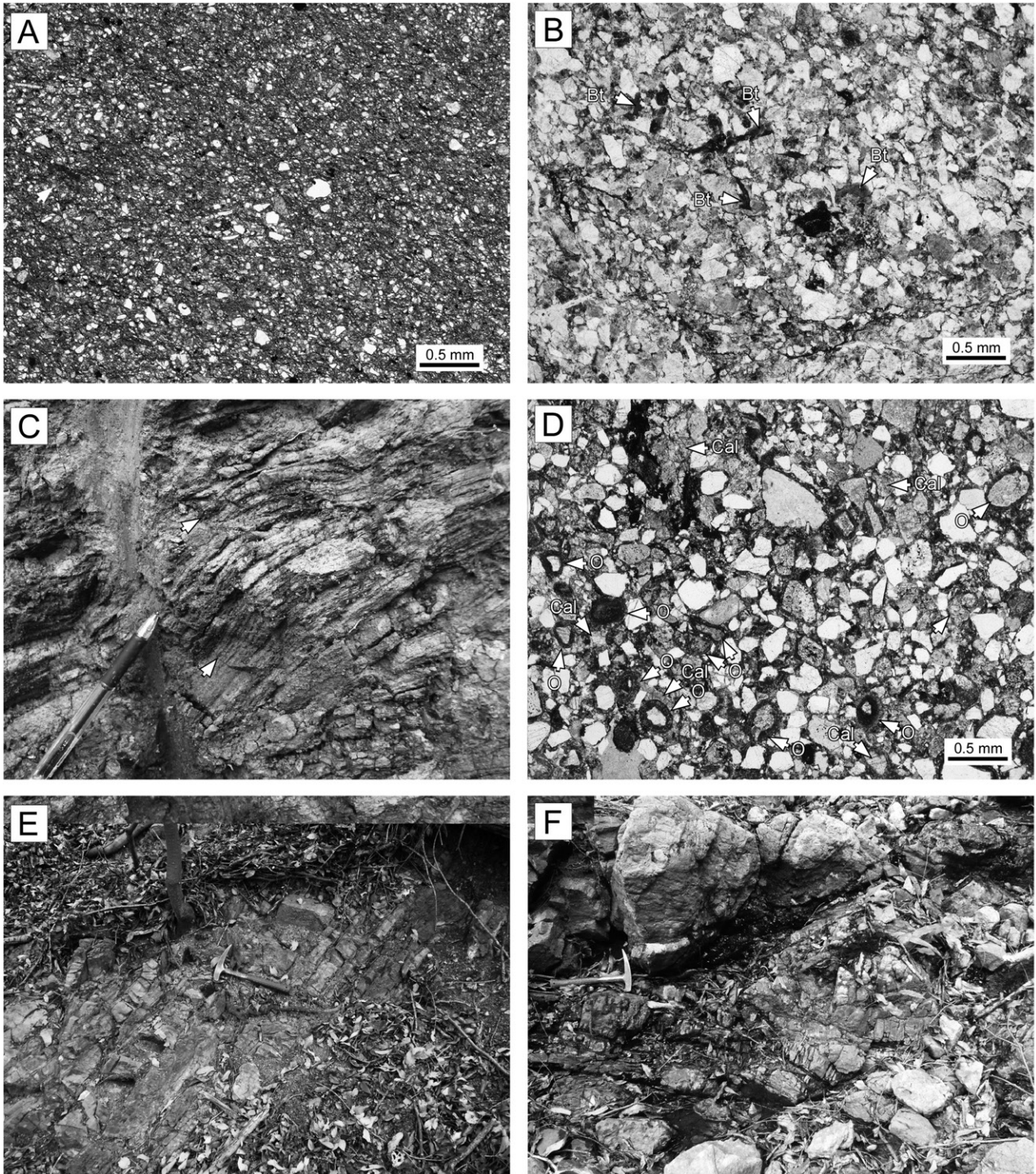
a: 紡錘虫化石産出層準 (藤本, 1942; 山際ほか, 1979), b: 紡錘虫化石産出層準 (水郡・大塚, 1928; 藤本, 1942; 山際ほか, 1979), c: 後期ジュラ紀後半の放散虫化石産出層準 (内野・石田, 2017), d: 中期ジュラ紀末~後期ジュラ紀前半の放散虫化石産出層準 (内野・石田, 2017).



第 5. 5 図 鳥巣式石灰岩の露頭及び薄片写真

(A) 石灰岩質礫岩。磯部町恵利原の広ノ谷 (西広川源流)。(B) 泥岩中に挟在する石灰岩岩塊。青峰山南西斜面。(C) ウーイドや陸源性碎屑粒子を含む石灰岩の薄片。単ポーラー。広ノ谷。

Ep: 緑れん石, Ls: 石灰岩, Ms: 泥岩, O: ウーイド, Qtz: 石英, SM: 珪質泥岩。ハンマーの長さは約 30 cm.



第 5. 6 図 碎屑岩の露頭及び薄片写真

(A) アンモナイト化石が産出した層準付近の泥岩の薄片。単ポラー。青峰山新登山道(松尾道)沿い。(B) 岩片に富む細粒砂岩の薄片。単ポラー。今浦西方。(C) 細粒砂岩中に濃集する炭質物薄層(矢印)。松尾町堀切橋北東方の林道沿い。(D) 鳥巣式石灰岩周辺に産する含ウーイド石灰質砂岩の薄片。単ポラー。恵利原西方の広ノ谷(西広川源流)。(E) 整然相を示す砂岩泥岩互層。青峰山南西斜面。(F) 断層付近の破断相を示す砂岩泥岩互層。広ノ谷。

Bt: 黒雲母, Cal: 方解石, O: ウーイド。ハンマー及びペンの長さは、それぞれ約 30 cm 及び約 15 cm。

まり良くない。しばしば炭質物が層状に濃集することがある(第5.6図C)。まれにチャート礫を含む礫質砂岩が認められる。チャート礫は、白色、灰色、赤色、淡緑色の様々な色を呈し、短径は5 mm～7 cmの垂円～円礫で、淘汰は極めて悪い。基質は粗粒砂岩で、基質支持である。

磯部町恵利原の広ノ谷に産する鳥巢式石灰岩周辺の砂岩は、暗灰色～暗褐色を呈し、方解石の粒子に富む。また、方解石、石英、長石、岩片を核として、ミクライトによって被膜した球形あるいは楕円形のウーイドが形成されることがある(第5.6図D)。

砂岩泥岩互層は、泥岩と砂岩が層厚数～10数cmで互層し、基本的に整然相を示すが(第5.6図E)、断層周辺では変形によって破断相を示すこともある(第5.6図F)。

**地質構造** 層理面は北東-南西ないし東北東-西南西走向を示し、また中～高角で北に傾斜する。

**層序関係** 北側に分布する青峰コンプレックスや南側に分布する築地コンプレックスとの境界は確認されていない。岩石の露出状況から判断して、周囲のコンプレックスとは概ね高角断層で接すると推測される。ただし、坂ほか(1999)は青峰山南東尾根付近の登山道(的矢道)沿いにて、築地コンプレックスを不整合に覆う今浦層の露頭を報告している。しかしこの露頭は、現在では植生に覆われているため、不整合の存在を確認することは困難である。ちなみに、伊勢地域(西隣)の泉川沿いでも、今浦層と築地コンプレックスとの不整合関係を示す可能性が高い露頭が報告されている(坂, 1983)。

なお、坂ほか(1988)は今浦層と青峰コンプレックスとを境する北東-南西走向の断層を「恵利原-櫛ヶ峰断層」と称しているが、断層露頭は確認されていない。本断層の活動時期は、今浦層が切られていることから、前期白亜紀アプチアン期以降である。

**産出化石** 石灰岩については、これまで5地点から化石が報告されている(山際ほか, 1979のLoc.1～5)。石灰岩の項で既述した地点A～Eと山際ほか(1979)の地点(Loc.)については、概ね対応している(A=Loc.5, C=Loc.4, D=Loc.2, E=Loc.1)。ちなみに、Loc.3(青峰山南東斜面)の石灰岩は、青峰山新登山道(松尾道)建設により露頭が消失しており、現在は転石しか認められない。

地点A(広ノ谷)からは、山際ほか(1979)によって六射珊瑚化石が見出されている。地点C(青峰山南西斜面)からは、水郡・大塚(1928)によって六射珊瑚、有孔虫、ウニ(キダリス)などの化石が、藤本(1942)によって六射珊瑚のほか床板珊瑚の化石が、山際ほか(1979)でも六射珊瑚や床板珊瑚の化石が見出されている。地点D

(瀬戸谷)からは、藤本(1942)や山際ほか(1979)によって六射珊瑚及び層孔虫の化石が見出されている。地点E(今浦西方)からは、山際ほか(1979)によって六射珊瑚及び床板珊瑚の化石が見出されている。Loc.3(青峰山南東斜面)からは、山際ほか(1979)によって六射珊瑚の化石が見出されている。

泥岩については、松尾道沿いの標高約165m地点で、二枚貝、ウニ、アンモナイトの化石が見出されている(山際ほか, 1979)。山際・坂(1967)や山際ほか(1979)は、産出化石を基に、今浦層は後期ジュラ紀の時代を示し、四国の鳥巢層群に対比できるとした。その後、松尾道沿いの泥岩から得られたアンモナイト化石2標本について、佐藤ほか(2005)によって*Orthosphinctes (Ardescia) cf. enayi*, *Hybonoticerias sp. cf. hybonotum*と同定され、その時代はキンメリッジアン期後半～チトニアン期前半とされた。一方、坂・手塚(1988)は、恵利原北方の町道沿いの泥岩(第5.2図)から*Tricolocapsa? fusiformis*や*T. plicarum*などの放散虫化石を抽出し、その時代を中期ジュラ紀とした。

内野・石田(2017)は、青峰山東斜面、今浦西方、青峰山南西斜面の3地点(付図1のR-II-3)の泥岩から放散虫化石を見出し(第5.1表)、それぞれの時代について、中期ジュラ紀中頃～後半(Matsuoka, 1995のJR5)、中期ジュラ紀後半～後期ジュラ紀前半(同JR6下部)、後期ジュラ紀後半(同JR8)と判断している。ちなみに、坂・手塚(1988)は、泉川(伊勢地域)の泥岩から中期ジュラ紀中頃～後半、後期ジュラ紀前半、前期白亜紀前半の三つの時代を示す放散虫化石を報告している。

**地質時代** 中期ジュラ紀中頃～前期白亜紀前半。

今浦層は、鳥巢層群に対比されて以来、長らく後期ジュラ紀の時代を示すと考えられてきた(例えば、山際ほか, 1979; 坂ほか, 1979)。しかし、坂・手塚(1988)は、本地域及び伊勢地域(南伊勢町泉川)の泥岩から放散虫化石を見出し、中期ジュラ紀中頃～後半(Matsuoka, 1995のJR5)、後期ジュラ紀前半(同JR6)、前期白亜紀前半(バラングニアン期～パレミアン期)という三つの異なる時代を示す泥岩が存在することを報告した。そしてその解釈について、実際の堆積年代は前期白亜紀であり、石灰岩の岩塊や泥岩中の中期ジュラ紀を示す化石はすべて二次堆積物の可能性が高いとした。内野・石田(2017)は、泥岩から放散虫化石を見出し、前期白亜紀の時代は認められなかったが、中期～後期ジュラ紀の三つの異なる時代(化石帯)を示す泥岩を識別した。抽出された化石がすべて二次堆積物であることを示す積極的な証拠は得られていないため、本報告では内野・石田(2017)同様に今浦層の堆積年代はある程度の幅(中期ジュラ紀中頃～前期白亜紀前半)があると考えておく。

第 5. 1 表 今浦層の泥岩から得られた放散虫化石一覧

	地点	R-11	R-12	R-13
<i>Actinomma</i> sp.		*		
<i>Archaeodictyomitra cellulata</i> O'Dogherty, Goričan and Dumitrică				*
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno		aff.		
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.		*	*	*
<i>Archicapsa</i> sp.		?		
<i>Bistarkum irazuense</i> (Aita)		cf.		
<i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrică		*		cf.
<i>Dictyomitrella? kamoensis</i> Mizutani and Kido				*
<i>Dictyomitrella</i> sp.		?		?
<i>Droltus</i> sp.		*		
<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> Wakita				*
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> (Riedel and Sanfilippo)			cf.	
<i>Gongylothorax favosus oviformis</i> Suzuki and Gawlick		cf.		
<i>Helvetocapsa? prealpina</i> O'Dogherty, Goričan and Dumitrică				cf.
<i>Hiscocapsa</i> sp.			?	
<i>Hsuum baloghi</i> Grill and Kozur				aff.
<i>Hsuum brevicostatum</i> (Ozvodová)				*
<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno				*
<i>Hsuum</i> sp.			*	*
<i>Kilinora</i> sp.			?	
<i>Kilinora spiralis</i> (Matsuoka)				*
<i>Loopus doliolum</i> Dumitrică		*		
<i>Loopus primitivus</i> (Matsuoka)		*		
<i>Loopus</i> sp.		?		?
<i>Napora</i> sp.		*		
<i>Obesacapsula magniglobosa</i> Aita				*
<i>Orbiculiforma</i> sp.		?		
<i>Pantanellium</i> sp.		*		
<i>Parahsuum carpathicum</i> Widz and De Wever				*, aff.
<i>Paronaella bronnimanni</i> Pessagno		cf.		
<i>Paronaella kotura</i> Baumgartner				*
<i>Paronaella mulleri</i> Pessagno		cf.		
<i>Paronaella pygmaea</i> Baumgartner				*
<i>Plicatoracapsa catenarum</i> (Matsuoka)				*
<i>Pobursa</i> sp.		*		
<i>Praewillriedellum cephalospinosum</i> Kozur				*
<i>Praewillriedellum spinosum</i> Kozur				*
<i>Protunuma? ochiensis</i> Matsuoka				*
<i>Pseudodictyomitra? sp.</i> D sensu Matsuoka and Yao (1985)		*		
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.			*	
<i>Pseudoecyrtis firmus</i> Hull				cf.
<i>Pseudoristola nova</i> Yang and Wang				*
<i>Pseudoristola tsunoensis</i> (Aita)		cf.		
<i>Pseudoristola tsunoensis</i> (Aita) sensu O'Dogherty <i>et al.</i> (2006)				*
<i>Sethocapsa aitai</i> Chiari, Marcucci and Prela				*
<i>Spongocapsula</i> sp.			*	
<i>Spongurus</i> sp.		*		*
<i>Stichocapsa magnipora</i> Chiari, Marcucci and Prela				aff.
<i>Striatojaponocapsa conexa</i> (Matsuoka) sensu Hatakeda <i>et al.</i> (2007)			*	
<i>Striatojaponocapsa synconexa</i> O'Dogherty, Goričan and Dumitrică sensu Hatakeda <i>et al.</i> (2007)			*	*
<i>Tethysetta</i> sp.			*	*, ?
<i>Tetracapsa</i> sp.		*		*, ?
<i>Tritrabs exotica</i> (Pessagno)			*	
<i>Tritrabs zealis</i> (Ozvodová)		*		
<i>Triversus hungaricus</i> (Kozur)			*	
<i>Triversus japonicus</i> Takemura		aff.		*
<i>Triversus schardti</i>			aff.	
<i>Triversus</i> sp.			*	*
<i>Willriedellum</i> sp.			*	
<i>Willriedellum dierschei</i> Suzuki and Gawlick			*	
<i>Wrangellium</i> sp.		?		
<i>Xitus</i> aff. <i>pulcher</i> Pessagno sensu Baumgartner <i>et al.</i> (1995)		*		
<i>Xitus</i> sp.		*, ?		
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrică		*		
<i>Zhamoidellum</i> sp.		*		
	時代	eTt.	mBat.–lCal.	lCal.–mOxf.

R-11：青峰山南西，R-12：青峰山東，R-13：今浦西方。＊は確実種，cf.は参照種，aff.は類縁種，？は未確実種を示す。mBat.：バトニアン期中頃，lCal.：カロビアン期後半，mOxf.：オックスフォーディアン期中頃，eTt.：チトニアン期前半。内野・石田(2017)を引用。試料地点は付図1を参照。

### 5.3 松尾層 (Mt)

**命名・定義** 飯塚(1929)により命名。五ヶ所-安楽島構造線と五十鈴層群築地コンプレックスとの間に分布し、アルコース質砂岩や礫岩を特徴的に含む碎屑岩からなる地層について松尾層と定義される。

松尾層(飯塚, 1929)あるいは松尾層群(山際, 1957)は、杉山ほか(1993)や太田ほか(2013)によって下位の白根崎層(上部ジュラ系)と上位の松尾層群(下部白亜系)に区分されている。しかし、砂岩と泥岩からなる白根崎層の分布は極めて限定的であるため、両者を区分するほどの明確な岩相上の相違は認められない。したがって、本報告では、松尾層群と白根崎層の区分を破棄し、第一義的な岩相層序単元である松尾層として一括しておく。一方で、山際・坂(1967)や坂ほか(1999)は、本報告における松尾層の一部に露出する鳥巢式石灰岩の存在を基に、松尾層中に今浦層相当層が分布している可能性を指摘している。この鳥巢式石灰岩を含む松尾層と砥谷海岸沿いで識別された白根崎層が対比できる可能性(杉山ほか, 1993; 太田ほか, 2013)は排除できないため、白根崎層の設定についての妥当性は今後の研究の進展に委ねることとする。

本地域西部及び西隣の伊勢地域には松尾層群に対比される南勢層群が分布する(坂ほか, 1979)。南勢層群は、産出化石の時代の違いによって下位の泉川層(前期白亜紀前半)と上位の五ヶ所浦層(前期白亜紀中頃~後半)に分けられており、本地域には泉川層の分布の東半部が露出している。松尾層群と南勢層群は、汽水~浅海域で堆積した整然相を示す碎屑岩を主体とするという同様の岩相的特徴を示すので、分布域の違いで両者を区別することは妥当ではない。したがって、本地域に分布する南勢層群泉川層も松尾層に一括する。

**層序区分の変遷** 松尾層を構成する中期ジュラ紀~前期白亜紀浅海層については、研究時期や研究者ごとに層序単元名や区分が異なってきた(第5.1図)。当初、松尾層は飯塚(1929)の7万5千分の1「鳥羽」図幅の中で、石灰岩、チャート、泥岩、砂岩、礫岩などに対して与えられた層序単元名である。地質時代はジュラ紀とされ、四国の鳥巢層群に対比された。その後、松尾層から古生代の紡錘虫化石が報告された(例えば、藤本, 1942; Yamagiwa, 1956)ため、下部白亜系(領石統)に限定して松尾層群と呼称された(山際, 1957)。また、飯塚(1929)の松尾層に含められていた鳥巢層群相当層に対しては今浦層と呼称され、更に、松尾層群は主に化石の内容から下部と上部に分けられた(山際, 1957)。その後、上部の一部に鳥巢式石灰岩を含む地層が認識され、今浦層群相当層として識別された(山際・坂, 1967)。坂ほか(1988)は、両者の層位的関係が不明であることから、今浦層群相当層を松尾層群に含めた。砥谷海岸の松尾層

群とされていた地層から、杉山ほか(1993)によって中期ジュラ紀後半~後期ジュラ紀前半の放散虫化石が見出され、このジュラ系は「白根崎層」として松尾層群から分離された。坂ほか(1999)は、山際・坂(1967)の“今浦層群相当層”中の別露頭から、やはり後期ジュラ紀~白亜紀初頭を示す可能性が高い層孔虫と六射珊瑚化石を見出し、ジュラ系白根崎層の識別も考慮し、松尾層群中に前期白亜紀より古い地層が存在する可能性を指摘した。白根崎層については、太田ほか(2012)によって、本層北側に位置する別の列(第2.1図の安楽島帯、加茂帯)の泥岩からも中期ジュラ紀後半~後期ジュラ紀前半の放散虫化石が見出され、白根崎層相当層が他にも分布していることが追認されている。

**模式地** 鳥羽市砥谷海岸。

**分布** 西から、南伊勢町泉川上流部、築地、五知峠~松尾、松尾~砥谷海岸、松尾~二地浦、向浜、大村島など、五ヶ所-安楽島構造線と築地コンプレックスの間(黒瀬川帯)に数列(4列以下)にわたり分布する。五知峠周辺では、南北幅が最大700mに及ぶ。青峰コンプレックス分布域中に挟まれるように分布することから、日下部・宮村(1958)や山際・坂(1967)は、この構造をサンドイッチ構造と呼んだ。

**層厚** 300m以上。

**岩相** 主に砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなり、礫岩を伴う。模式地である砥谷海岸のルートマップを第3.10図に示す(第3章砥谷コンプレックスの節を参照)。なお、恐竜化石が発見された砥谷海岸に分布する松尾層については、坂(2001)によって詳細なルートマップが示されている。

**砂岩**

灰色~明灰色を呈し、岩質及び粒度は、それぞれ石質~石英・長石質、細粒~極粗粒と様々である。石英、斜長石、カリ長石の粒子のほか、チャート、珪質泥岩、泥岩、玄武岩、細粒深成岩、デイサイト、砂質片岩などの岩片を含む。まれに、黒雲母の粒子が多産する場合がある(第5.7図A)。淘汰は、砂岩の粒度が粗くなるに連れて悪くなる。しばしば、白色を呈する石英・長石に富むアルコース質砂岩が特徴的に産し、砥谷海岸や向浜南方の海岸で認められる(第5.7図B)。また、砥谷海岸では粗粒な石英アレナイトも認められる(第5.7図C)。碎屑粒子としては、石英、斜長石、カリ長石の粒子のほか、チャート、珪質泥岩などの岩片を含む。極まれに、碎屑粒子間を緑泥石が充填する石英・長石質な緑色砂岩が産することがあり、築地川河床(蛇紋岩露頭周辺)で認められる。砂岩は、しばしば級化構造やトラフ型斜交層理などの堆積構造が認められる(第5.7図D)。また、坂ほか(1999)によると、対称リップル、ハンモック状斜交層理、フレーザー層理、流痕、チャンネル充填構造、カットアンドフィル構造のほか、コンボリュート葉理、



荷重痕・火炎構造などの堆積構造が認められるとされる。

#### 泥岩

シルト質で、暗灰色～灰色を呈する。風化している部分は黄土色～淡褐色または灰白色を呈し、今浦層の泥岩と同様に幅数 mm～数 cm 角で細かく割れる特徴を示す(第 5. 7 図 E)。しばしば数 mm 規模で砂質葉理が認められる。全体的に粘土鉱物が多産する。変形はほとんど受けていないが(第 5. 7 図 F)、断層付近では剪断変形により鱗片状劈開が形成されていることがある。鳥羽市の砥浜海岸や白根崎西海岸では、泥岩中にカキなどの貝化石が大量に含まれ(第 5. 7 図 G)、それが濃集し灰白色を呈する石灰質泥岩となっている場合がある(第 5. 7 図 H)。

#### 砂岩泥岩互層

砂岩と泥岩が数～数 10 cm 規模で互層し、砂岩と泥岩の割合は等量あるいは砂岩優勢であることが多い(第 5. 8 図 A, B)。互層中の泥岩は、前述した泥岩と同様に幅数 mm～数 cm 角で細かく割れる特徴を示す。まれに、互層中には層厚数～10 数 cm の白色を呈する珪長質凝灰岩が挟在している(第 5. 8 図 C)。基本的に整然相を示すが、断層付近では破断相や混在相を示すことがある(第 5. 8 図 D)。また、断層付近の本互層は、露頭規模でしばしば褶曲構造を示す。

#### 礫岩

主に中礫～大礫大の垂円～円礫を含む礫岩(第 5. 9 図 A, B)と、主に細礫～中礫大の垂角礫を含む礫岩(第 5. 9 図 C, D)とがある。ともに概ね礫支持で、砂岩を基質とし、淘汰は悪い。前者は築地峠南、築地北方の水田脇、五知峠、白木駅南方、松尾町の天徳寺南崖、安楽島南東端、大村島などに産する。礫種は、流紋岩、デイサイト、淡緑色珪長質凝灰岩、トータル岩、花崗岩、砂岩、チャート、珪質泥岩、玄武岩などが認められる。一方、後者は松尾層と青峰コンプレックスとの不整合が見出された久長海岸、砥谷海岸、白木南方の採石場などで産する。礫種は、チャート、珪質泥岩、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層、玄武岩、火山碎屑岩、流紋岩、花崗岩などが認められる(第 5. 9 図 D)ほか、砥谷海岸の礫岩には苦鉄質片岩の中礫が(第 5. 9 図 E)、五知峠南では緑泥石岩や石英岩の中礫が認められる。緑泥石岩は垂円礫で短径 3 cm、長径 6 cm の黒色を呈する。酸化した褐色を呈する緑泥石中に、最大長径が 0.6 mm に及ぶ淡緑褐色を呈する針状緑泥石が混在して産する(第 5. 9 図 F)。緑泥石中には最大径 0.6 mm のクロムスピネルが多産する(第 5. 9 図 F, G)。また、このクロムスピネルを含む緑泥石岩礫は、白木南方の砕石場に産する礫岩中にも認められる。これまで松尾層の礫岩からは蛇紋岩礫は発見されていないが、本緑泥石岩は変質した蛇紋岩の可能性が有る。礫岩中に頻繁に認められるチャート礫は、緑色、赤色、橙色、白色、灰色、暗灰色、黒色と多様な色を呈す。

玄武岩礫は淡緑色～緑色を呈することが特徴的である。

また、まれに細礫岩が砂岩に伴い産する。チャート、石灰岩、泥岩、砂岩の礫ほか、泥岩の偽礫が特徴的に認められる(第 5. 9 図 H)。基質は、石英、斜長石、カリ長石などの粒子ほか、石灰岩、珪質泥岩、チャート、玄武岩などの岩片からなる粗粒砂岩であり、基質支持で淘汰が悪い。

なお、本報告で確認された礫岩露頭地点については付図 1 に示した。

**地質構造** 層理面は北東～南西ないし東北東～西南西走向を示し、中～高角で北あるいは南傾斜を示す。分布列によって異なるが、背斜あるいは向斜、もしくはその両方を示すことがある。

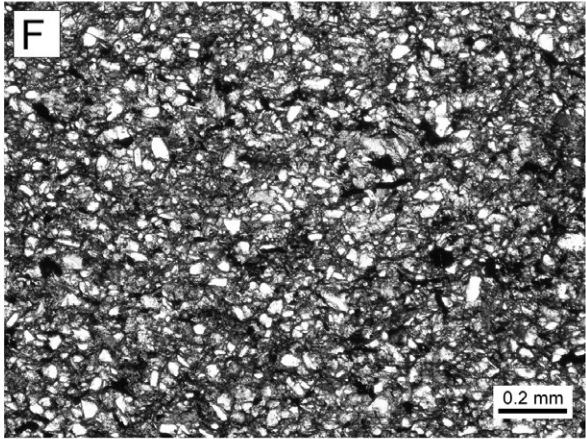
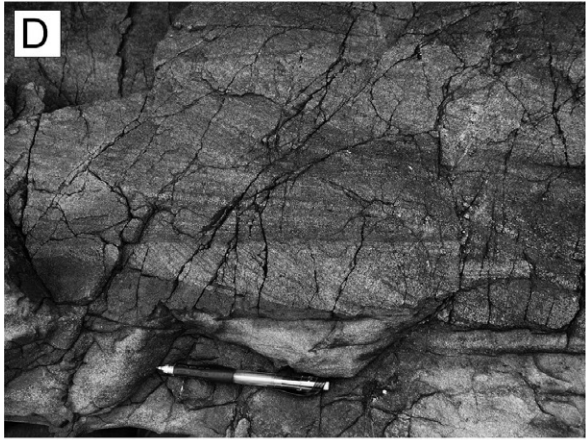
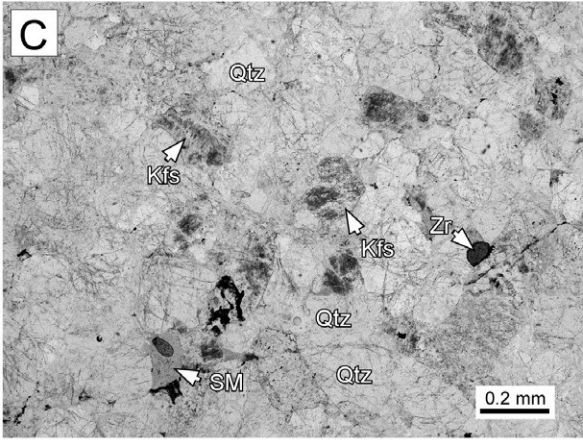
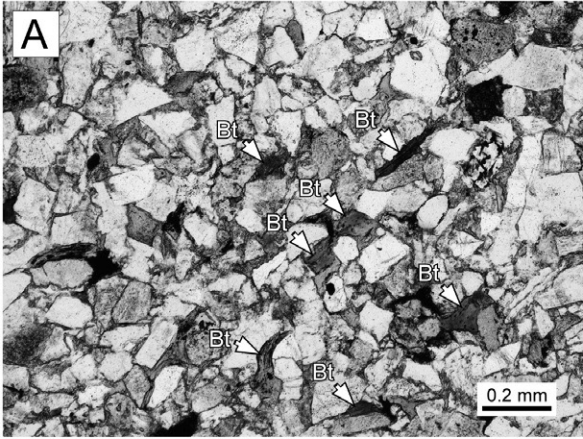
**層序関係** 隣接する畑茶屋超苦鉄質岩類、砥谷コンプレックス、青峰コンプレックス、築地コンプレックスとは基本的に北傾斜の中～高角断層で接すると推測される。ただし、坂ほか(1988)は、鳥羽市の久長海岸において、松尾層が青峰コンプレックス(原典では青峰層群)を不整合に覆う関係を報告している(第 4. 28 図参照)。

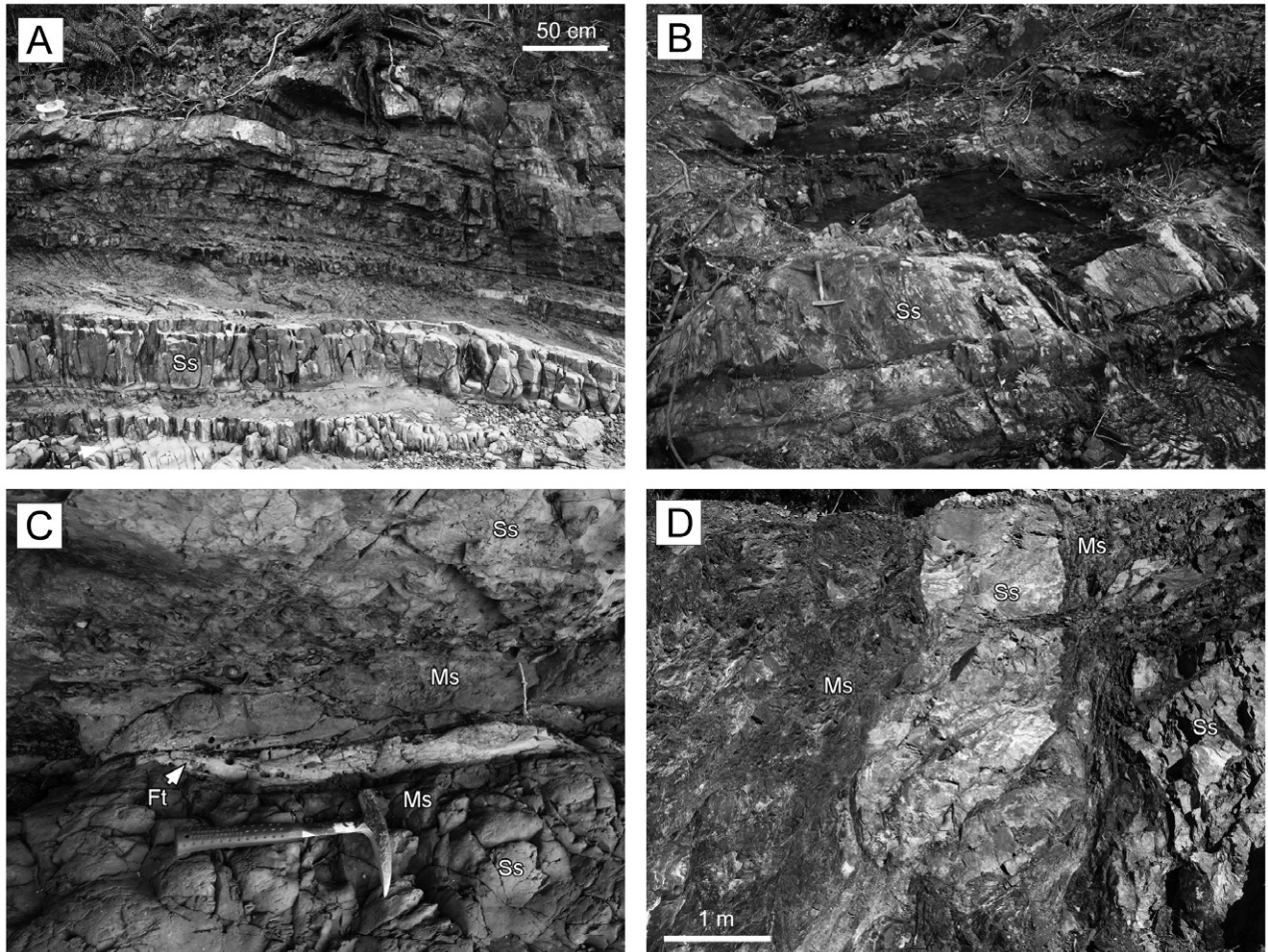
松尾町の旧採石場入口では南傾斜の高角断層を介して、また、白木駅南西の採石場線路側入口では南傾斜の低角断層を介して、松尾層が畑茶屋超苦鉄質岩類の構造的上位に位置する関係が認められる(第 10. 2 図 D, F 参照)。大村島では、北傾斜の高角断層を介して青峰コンプレックスの構造的下位に、また、北傾斜の中角断層を介して築地コンプレックスの構造的上位に位置する関係が認められる。その他、砥浜海岸、久長海岸、砥谷海岸、白木駅南方斜面などでも松尾層と青峰コンプレックスとを境する北傾斜の中～高角断層が認められる(第 4. 28 図 B 参照)。

**堆積環境** 松尾層は、ジュラ紀付加体を不整合に覆う前弧海盆堆積物であると考えられている(坂ほか, 1999)。また、村越(2001)によると、恐竜化石を産した砥浜海岸の松尾層は、岩相・堆積構造・産出化石などから、河口域からやや沖合の浅海域で堆積したと考えられている。

**産出化石** 本地域の松尾層からは、100 年も前からいわゆる領石型の植物化石や貝化石が見出されている(例えば、佐藤, 1917; 飯塚, 1929; 藤本・山際, 1952; 松下, 1953)。その後、山際(1954)や山際・坂(1967)によって *Isodomella shiroiensis*, *Bakevella shinanoensis*, *Protocyprina naumann* などの領石型貝化石が見出され、その時代が前期白亜紀であることが確認された。松川(1979)や小島ほか(1979)でも *Isodomella matsumotoi*, *I. shiroiensis*, *P. naumannii* などの貝化石を基に松尾層の時代が議論され、いずれも前期白亜紀前半を示すとされた。その他、Kase(1984)によって二枚貝(*microschiza japonica*)のほかに巻貝(*Pila? fukamiensis*)が見出されている。

杉山ほか(1993)は、砥谷海岸に産する泥岩から、前





第 5. 8 図 砂岩泥岩互層の露頭写真

(A) 整然相を示す等量砂岩泥岩互層. 砥浜海岸. (B) 整然相を示す砂岩優勢砂岩泥岩互層. 五知峠北方, 石神川. (C) 砂岩泥岩互層中に挟在する珪長質凝灰岩. 砥浜海岸. (D) 破断～混在相を示す砂岩泥岩互層. 白木南方の採石場.

Ft: 珪長質凝灰岩, Ms: 泥岩, Ss: 砂岩. ハンマーの長さは約 30 cm.

(← p. 72)

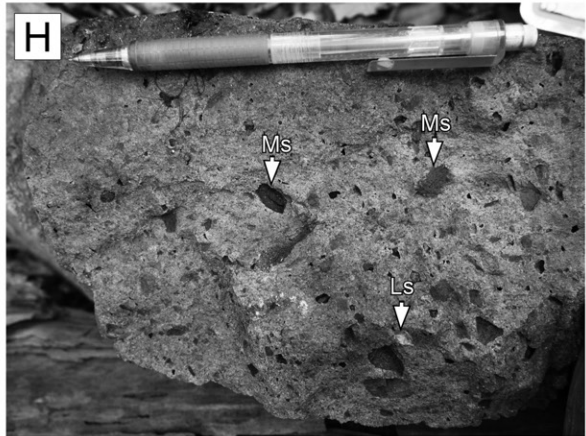
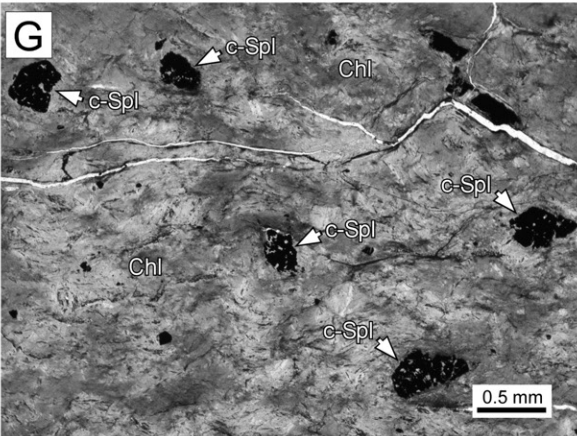
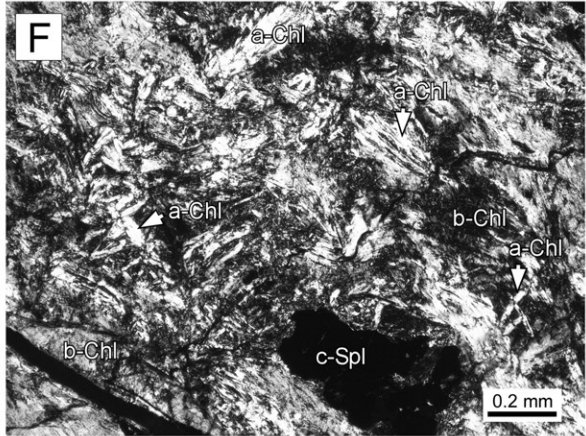
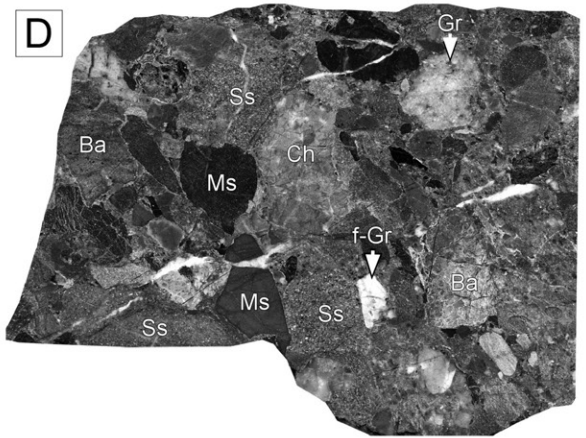
第 5. 7 図 砂岩・泥岩の露頭及び薄片写真

(A) 黒雲母粒子に富む粗粒な石英・長石質な砂岩の薄片. 単ポローラ. 松尾東方. (B) 白色を呈するアルコース質砂岩の露頭. 鳥羽市向浜の東方の海岸. (C) 石英アレナイトの薄片. 単ポローラ. 砥谷海岸. (D) アルコース質砂岩に認められるトラフ型斜交層理. 砥谷海岸. (E) 幅数 mm～数 cm 角で細かく割れる風化様式を示す泥岩. 砥浜海岸. (F) 非変形泥岩の薄片. 単ポローラ. 下五知, 地蔵口川沿い. (G) 泥岩中に挟在するカキ化石濃集層. 砥浜海岸. (H) 濃集した貝化石からなる石灰質泥岩. 白根崎の西海岸.

a-Ss: アルコース質砂岩, Bt: 黒雲母, c-Ms: 石灰質泥岩, Kfs: カリ長石, Ms: 泥岩, Qtz: 石英, SM: 珪質泥岩, Zr: ジルコン. ハンマー及びペンの長さは, それぞれ約 30 cm 及び約 15 cm.

期白亜紀(バラングニアン期後半～バレミアン期)の放散虫化石(例えば, *Eucyrtis tenuis*, *Sethocapsa trachyostraca*)を見出すとともに, その下位層準から中期ジュラ紀中頃～後期ジュラ紀前半の放散虫化石(例えば, *Stylocapsa catenarum*, *S. ? spilaris*, *Tricolocapsa plicarum*, *T. tetragona*)を見出し, 松尾層中に中部～上部ジュラ系(白根崎層)の存在を認めた. 太田ほか(2012)は, 杉山ほか(1993)の砥谷海岸での結果を追認したほか, 砥谷海岸の北側に位置する別の列の泥岩からも中期ジュラ紀後半～後期ジュラ紀前半の放散虫化石を見出し, 複数地点で中部～上部ジュラ系が存在していることを報告した.

一方, 鳥羽市二地浦の砥浜海岸からは, 鳥羽竜と称される竜脚類恐竜(ティタノサウルス上科; 富田ほか, 2001)の骨化石が発掘され(亀井, 1997), 胚胎層準付近の詳細な時代決定が試みられた(田中ほか, 2000; 本田, 2001; 川端, 2001). 田中ほか(2000)は, *Aguilierella*



(*Yoshimopsis*) *nagatoensis*, *Eomiodon matsumotoi*, *Hayamina carinata*, *Tetoria yoshimoensis* などの貝化石を見出し、同様の化石を含む九州の山部層及び川口層と松尾層とを比較して、時代をバランギニアン期～前期バレミアン期?としている。本田(2001)もこれまで報告されていた貝化石 (*Isodomella shiroiensis*, *Tetoria* (*Paracorbicula*) *sanchuensis* など)の産出を追認した。川端(2001)は、*Hemicryptocapsa capita*, *Novixitus? tuberculatus*, *Pseudodictyomitra nuda*, *Siphocampium? davidi* などの放射虫化石を見出し、時代を前期白亜紀バランギニアン期～バレミアン期としている。木村・山際(2001)は、シダヤソテツなどの植物化石を報告した。また、恐竜産出地点から西に15 m 離れた海岸露頭からイグアノドンの足跡化石も見出されている(坂ほか, 1999: 第11. 2 図 B 参照)。

なお、山際・坂(1967)や坂ほか(1999)は、松尾層の一部から鳥巢式石灰岩の存在を認め、その中から層孔虫や珊瑚化石を見出している。この地層については、山際・坂(1967)は今浦層群相当層とし、杉山ほか(1993)では白根崎層に相当すると考えているが、坂ほか(1988)は今浦層群相当層を松尾層群に含めており(第5. 1 図)、分布域や周囲の地層との層序関係など、露出が極めて限られているため、その実態は未解明な部分が多い。

**放射年代** 坂(2001)は、恐竜化石の胚胎する層準付近の珪長質凝灰岩に含まれるジルコンから  $138 \pm 7$  Ma のフィッション・トラック年代を報告している。

**堆積年代** 松尾層の堆積時代は前期白亜紀バランギニアン期～バレミアン期で、一部に中期ジュラ紀中頃～後期ジュラ紀前半を示す。堆積期間が比較的長期間にわたるが、この時代は今浦層の堆積年代と類似する。

(← p. 74)

第5. 9 図 礫岩の露頭、研磨片及び薄片の写真

(A) 円礫からなる大礫岩の露頭。松尾町の正徳寺南東。(B) 円礫からなる大礫岩の露頭。大村島。(C) 砂岩に挟在する亜角礫からなる中礫岩の露頭。久長海岸の基底礫岩付近。(D) Cの礫岩の研磨標本。(E) 苦鉄質片岩礫を含む礫岩の露頭。砥谷海岸。(F) クロムスピネルを含む緑泥石岩の薄片。直交ポーラー。五知峠。(G) クロムスピネルを含む緑泥石岩の薄片。単ポーラー。場所はFと同じ。(H) 石灰岩礫及び泥岩偽礫を含む細礫岩の露頭。  
a-Chl: 淡緑褐色針状緑泥石, Ba: 玄武岩, b-Chl: 褐色緑泥石, Cg: 礫岩, Ch: チャート, Chl: 緑泥石, c-Spl: クロムスピネル, f-Gr: 細粒花崗岩質岩, Gr: 花崗岩, GS: 苦鉄質片岩, Ls: 石灰岩, Ms: 泥岩, Ss: 砂岩。ハンマー及びペンの長さは、それぞれ約 30 cm 及び約 15 cm。

## 第6章 的矢層群

(中江 訓)

### 6.1 研究史

紀伊半島東部において、仏像構造線の南縁から伊勢湾(遠州灘)～熊野灘の沿岸にかけて広く分布する地層群についての調査研究は、小川(1905)による20万分の1「鳥羽」図幅に始まる(第6.1図)。それによるとこの地層群は「時代未詳の中生層」とみなされ、その後の7万5千分の1「鳥羽」図幅(飯塚, 1929)ではジュラ系に位置づけられ「<sup>まよぶ</sup>的矢層」と命名された。これらの調査によりの矢層は、砂岩・泥岩などの碎屑岩を主体としてチャートや凝灰岩を挟有する地層群から構成され、大局的に北東-南西走向・北西傾斜の同斜構造を示すことが明らかにされた。

上記の先駆的調査の後には目立った研究が実施されなかったが、1950～1960年代になると、鳥羽地域内における山際延夫氏による一連の研究結果が報告された。山際(1957)は、秩父帯地層群を主対象とした研究報告の中で、的矢層を的矢層群に格上げしこれを四国の四万十超層群に対比した。さらに山際・坂(1967)は鳥羽地域中央部において、的矢層群を下部層ならびに上部層に区分しそれぞれの岩相的差異について記述するとともに、各層とも挟在する凝灰岩やチャートが鍵層として層序区分上有用であることを指摘した(下部層は、砂岩及び砂岩泥岩互層を主体とし泥岩ならびに赤紫色苦鉄質凝灰岩と白色珪長質凝灰岩を挟有する。これに対し上部層は、砂岩・泥岩及び砂岩泥岩互層が卓越し、チャート・赤紫色苦鉄質凝灰岩を挟有する)。しかしながら地質時代に関しては、時代決定に有効な化石が未発見であったため、「時代未詳中生界」の扱いのままであった。

1980年代になると紀伊半島東部の各地から放散虫化石の産出報告がなされ、漸く地質時代が判明するとともに、幾つかの層序区分が示されることとなった(Nakaseko and Nishimura, 1981; Mizutani *et al.*, 1982; 水垣, 1987; 小長谷, 1988; 田邊・狩野, 1994; 太田ほか, 2013)。

本地域南西隣の<sup>にえうら</sup>贅浦地域(度会郡南伊勢町)では、チャートはアルビアン期～セノマニアン期に、珪質泥岩はコニアシアン期～サントニアン期に対比され(Mizutani *et al.*, 1982)、また礫岩の基質からカンパニアン期後半の放散虫化石が産出した(水垣, 1987)。

小長谷(1988)は鳥羽地域を含む志摩半島において、四万十帯(北帯)の地層群を下位から、C層、B層、A2

層、A1層に区分した(ただしC層は、鳥羽地域には分布しない)。また、各層において識別された放散虫化石群集に基づき、それぞれの時代をカンパニアン期～マーストリヒチアン期(C層)、コニアシアン期～サントニアン期(B層・A2層)、アルビアン期後半～セノマニアン期(A1層)とし、これら北西傾斜の同斜構造をなす地層群の地質時代が下位(南側)に向け順次若くなる極性を示した。さらに西方の地域(度会郡南伊勢町<sup>たいき</sup>大紀町)においても、4つの層序単元に区分された的矢層群の地質時代が志摩半島と同様に、下位に向けてアルビアン期からカンパニアン期へ若くなる極性を持つことが示された(太田ほか, 2013)。

最近、チャートからシルト質泥岩に至る層序断面の地質時代が検討され、小長谷(1988)とは異なる結果が報告された(Nakae, 2015)。それによると、付加時期を指示するとされる碎屑岩(シルト質泥岩)は、A2層ではカンパニアン期の後半、A1層ではコニアシアン期であり、両層ともより新しい時代を示す可能性がある。本研究による的矢層群の予察的検討(Nakae and Kurihara, 2017)に基づく各層の地質時代は、B層はカンパニアン期中頃～後半、A2層はサントニアン期中頃～カンパニアン期中頃、A1層はコニアシアン期の初頃を示すと結論される。

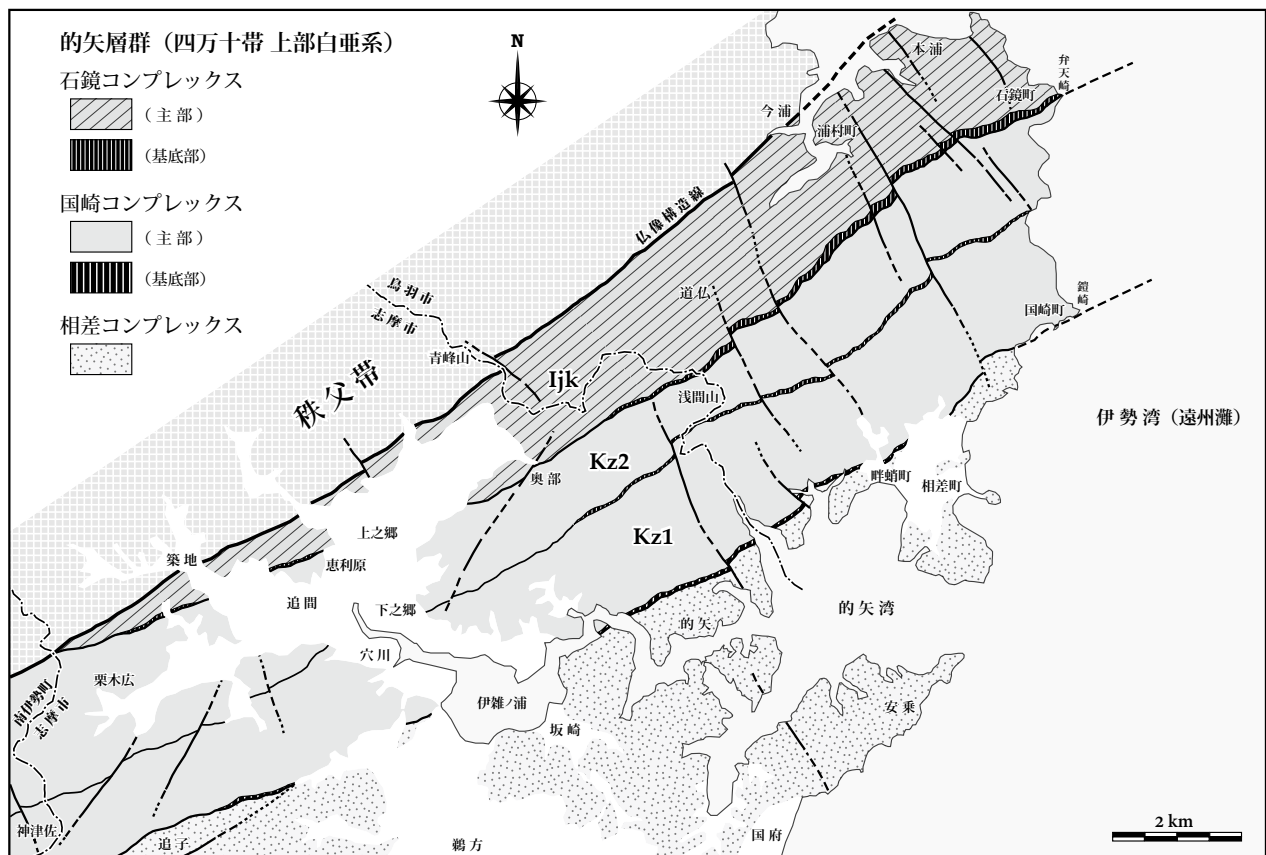
なお、古い地質時代を示す小長谷(1988)の報告には化石の産出地点や詳細な産出種が示されていないので、本報告ではNakae and Kurihara(2017)が示した地質時代を採用する。

### 6.2 層序区分

本報告では、紀伊半島東部(特に志摩半島)において仏像構造線の南縁から伊勢湾(遠州灘)～熊野灘の沿岸にかけて広く分布する砂岩・泥岩などの陸源碎屑物を主体としチャートならびに凝灰質ないし珪質な泥岩を挟有する地層群を、岩相・分布・層序関係に基づき基本層序単元として下位より、<sup>おうさつ</sup>相差コンプレックス、<sup>くざき</sup>国崎コンプレックス、<sup>いじか</sup>石鏡コンプレックスに区分する(第6.1図)。なお小長谷(1988)の区分と比較すると、後述の通り若干の違いが認められるが、これらのコンプレックスはおおよそB層、A2層、A1層に相当する。さらに、これらを包括する上位階層の層序単元に対しては層群を適用し、山際・坂(1967)を踏襲して「的矢層群」を用いる。

小川 (1905)	飯塚 (1929)		山際・坂 (1967)	小長谷 (1988)	本報告	
時代未詳 中生層	ジュラ系	的矢層	的矢層群	上部層	A1層	石鏡コンプレックス
				下部層	A2層	国崎コンプレックス
				-----	B層	相差コンプレックス
				-----	C層	-----

第 6. 1 図 鳥羽地域周辺における的矢層群の層序区分の比較



第 6. 2 図 鳥羽地域における的矢層群の地質概略と層序区分

なお、地理的名称の「的矢」は飯塚 (1929) によって提唱されたが、その模式地の指定はされていない。よって本報告において公式に、的矢層群の模式地を志摩市磯部町の矢に指定する。

鳥羽地域を含む志摩半島における的矢層群は、概ね北東-南西の一般走向と北西へ 30°~70° 程度傾斜する同斜構造をなして分布する。的矢層群の南方 (下位方向)

への分布は伊勢湾 (遠州灘) ~ 熊野灘の海底下に至るため、その下限は不明である。一方、北方 (上位方向) への分布は仏像構造線に相当する高角傾斜断層で断たれ、その上限は秩父帯築地コンプレックスと接する (第 6. 2 図)。また鳥羽地域内では、伊雑ノ浦沿岸や山田川・池田川・後沖川流域、ならびに鳥羽市相差町周辺において、更新統 (先志摩層・段丘堆積物) ないし沖積層がのり

群を不整合で広範囲に被覆する。

なお、地質図の凡例では下段から上段に向け地質時代の古い層序単元からより新しい層序単元の順に配列されている。しかしながら、地質記載にあたっては通常、下位層準から上位層準に向かって系統的に記述されるものである。従って本章でも、的矢層群について下位の層序単元から順に記述する。

## 6. 2. 1 相差コンプレックス (Mom, Moa, Mos)

### 定義及び名称

鳥羽地域に分布する矢層群のうち最下位に位置し、シルト質泥岩ならびに砂岩泥岩互層を挟有する砂岩が卓越する層序単元を、相差コンプレックスとして定義・命名する。

### 模式地・分布・層序関係

模式地を、鳥羽市相差町に設定する。鳥羽地域における相差コンプレックスは、本地域の南限に相当する阿児町鶴方・国府周辺から志摩市阿児町安乗・鳥羽市相差町に至る沿岸域と、鳥羽市国崎町の鑑崎付近から鳥羽市畔蛸町-鳥羽市千賀町-的矢湾大橋付近を経て志摩市磯部町長磯-志摩市浜島町追子に至る区間を北限(上限)とする区域に分布する。鳥羽地域においては、相差コンプレックスが最下位の層序単元となるが、その下限は本地域に南接する波切地域に位置すると見られる。相差コンプレックスの上限は、国崎コンプレックス基底に位置する多色珪質泥岩との境界層準であり、両コンプレックスの境界は断層であると判断される。

### 層序

相差コンプレックスの主要構成岩類としては、砂岩ならびに砂岩優勢互層が最も卓越し、シルト質泥岩ならびに泥岩優勢互層が伴われる。シルト質泥岩は、30～100 m 程度(最大 200 m)の層厚と 1.5～7 km 程度の側方連続性を有し、砂岩・砂岩優勢互層中に少なくとも 5 層準に挟在する。泥岩優勢互層は、層厚 30～50 m 程度で側方に 2～3 km 連続し、少なくとも 3～4 層準に見られる。下限が鳥羽地域外にあるため本コンプレックスの全層厚は不明であるが、本地域内では 3,000 m 以上と見積もられる(第 6. 3 図)。

### 岩相

#### (1) シルト質泥岩 (Mom)

相差コンプレックスの泥岩としては、所々で細粒泥岩(後述)も認められるものの、やや粗粒なシルト質泥岩が最も卓越している。

本報告では、シルトなどの粗粒な碎屑粒子からなる葉理や薄層をあまり含まず、黒色～暗灰色を呈する細粒で淘汰の良い碎屑岩を、細粒泥岩と呼ぶことにする(第 6. 4 図 a)。この細粒泥岩では、軽微なスレート劈開が形成されるが、塊状であることも多い。

シルト質泥岩は一般に、黒色～暗灰色を呈しシルト岩

～細粒砂岩の葉理や薄層を挟有する、やや粗粒な泥岩である(第 6. 4 図 b)。軽微なスレート劈開が、葉理または薄層で示される層理面に対し平行に形成されている。薄片観察において、シルト大の碎屑粒子(石英・斜長石・不透明鉱物など)を含む粗粒層と、碎屑粒子をあまり含まず劈開(黒色の筋)が形成された細粒層(暗部)が確認でき(第 6. 4 図 c)、これらによって葉理が構成されていることがわかる。

細粒泥岩とシルト質泥岩のそれぞれを構成する碎屑粒子の粒径が異なるので、両者の区別は容易である。しかしながら、両者の岩相境界は漸移的であること、ならびに細粒泥岩の露出がさほど広範囲に及ばないことから、地質図や柱状図においては両者を一括して「シルト質泥岩」と表記する。

#### (2) 泥岩優勢互層 (Moa)

砂岩と泥岩の量比が多様である砂岩泥岩互層のうち、泥岩が卓越し 10～30 cm(最大で約 50 cm)程度の層厚をもつ砂岩が挟有される場合、本報告ではこれを泥岩優勢互層とする(第 6. 4 図 d)。泥岩優勢互層の泥岩は一般に、上記のシルト質泥岩と同様の岩相的特徴をもつ。従って、シルト質泥岩中に挟在する砂岩薄層が、より多く厚層になった岩相であると判断できる。

#### (3) 砂岩及び砂岩優勢互層 (Mos)

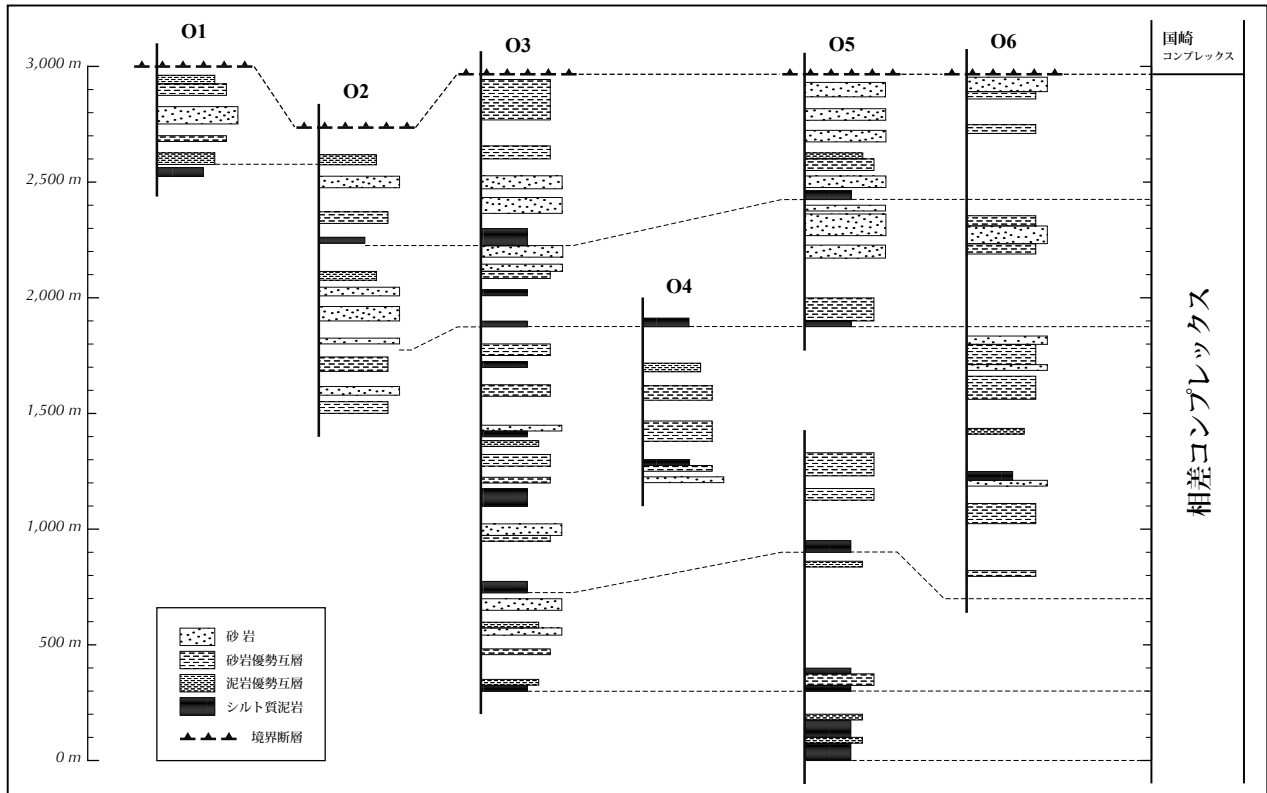
砂岩単層の層厚が 50～70 cm 以上でこれと互層する泥岩が薄く劣勢な場合、泥岩優勢互層と区別するため、本報告ではこのような互層を砂岩優勢互層とする。互層の砂岩単層は多くの場合 1 m を越える層厚をもつことも多く、一つの単層においても不規則に膨縮し層厚は変化に富んでいる(第 6. 4 図 e)。しかも厚層理の塊状砂岩に移行することが多い。

砂岩は、暗灰色～灰色を呈し、主に細粒～中粒の碎屑粒子で構成されるが、粗粒～極粗粒の碎屑粒子を含ことも多い。一般に塊状・無層理な産状を示すことが多い(第 6. 4 図 f)。中粒砂岩では、碎屑粒子として石英が最も多く、次いで斜長石・カリ長石・雲母類のほか岩片や不透明鉱物が認められる。これらの粒子の円磨度は低く角張った外形をなしている。また、シルト大以下の碎屑粒子(上記と同様の鉱物種)から構成される基質の量比は比較的乏しい(第 6. 4 図 g)。これらの特徴からこのような砂岩は、石英アレナイトないし石英長石アレナイトであると判断される。これに対し細粒砂岩は、基質に富んだワッケ質であり、中粒砂岩と同様の鉱物種と形状の碎屑粒子が含まれる(第 6. 4 図 h)。

### 地質時代

相差コンプレックスの地質時代は、コニアシアン期～サントニアン期とされている(小長谷, 1988)。しかしながら、シルト質泥岩から産出した放射虫化石(*Orbiculiforma sacramentoensis*, *Archaeospongoprunum hueyi*, *Amphipyndax tylotus* などの共存)の予察的検討





第 6.3 図 相差コンプレックスのルート柱状図

下限は鳥羽地域外に位置するため、下位層準の層序単元は不明。細破線は、側方連続性を有するシルト質泥岩を示す。柱状 O1～O6 の位置は付図 2 に示す。

(Nakae and Kurihara, 2017) に基づくと、相差コンプレックスの地質時代はカンパニアン期の中頃～後半であり、その頃に付加形成されたと判断される。

### 6.2.2 国崎コンプレックス(Mkc, Mkv, Mkm, Mka, Mks) 定義及び名称

鳥羽地域に分布する矢層群のうち、相差コンプレックスの上位に位置し、チャートを僅かに伴う多色珪質泥岩を基底に、シルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟有する砂岩を主体とする層序単元を、国崎コンプレックスとして定義・命名する。

#### 模式地・分布・層序関係

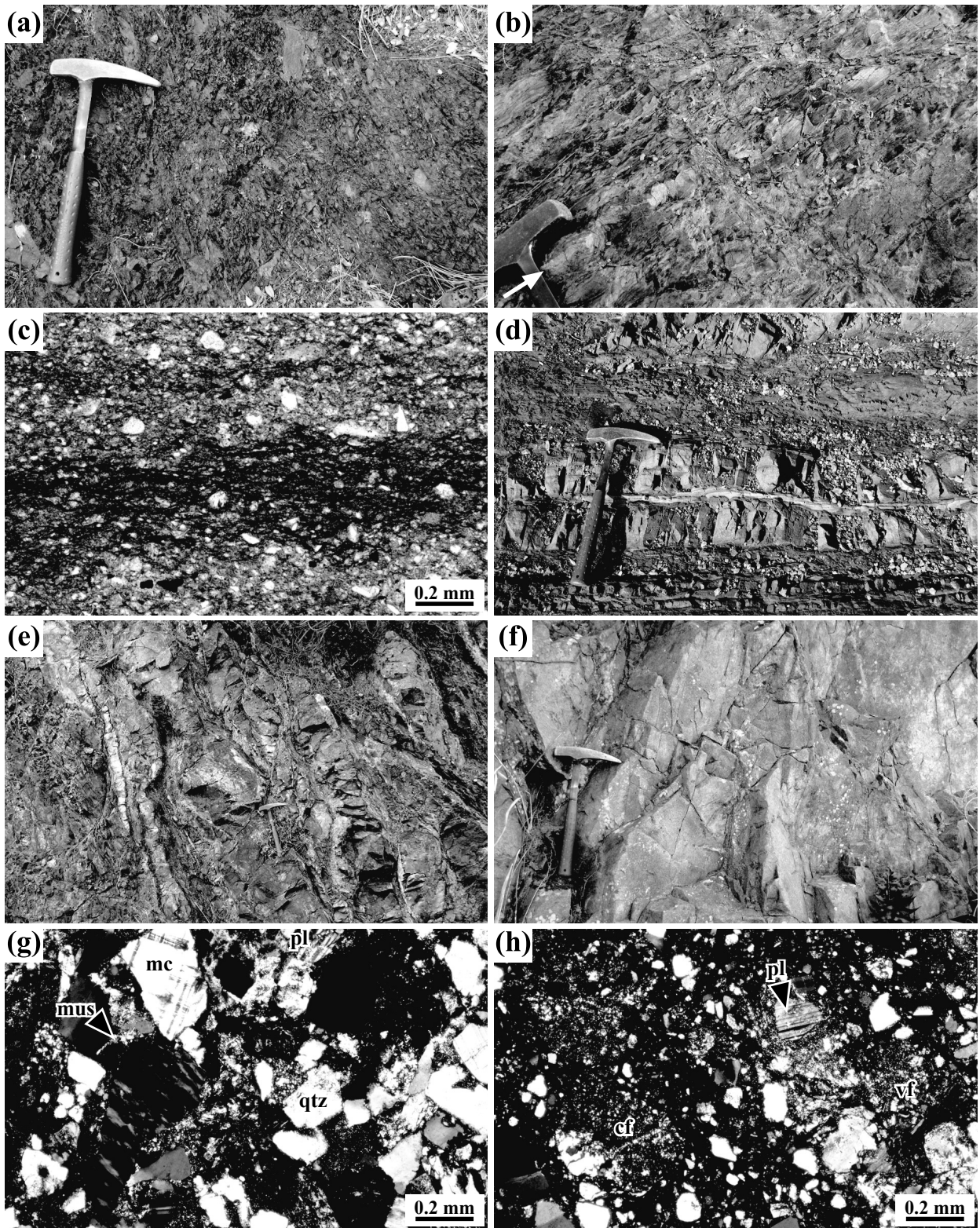
模式地を、鳥羽市国崎町から石鏡町に至る県道 750 号線沿いに設定する。鳥羽地域における国崎コンプレックスは、国崎町の鏡崎－畔蛸町－的矢湾大橋－磯部町長磯－浜島町追子を南限(下限)とし、石鏡町の弁天崎付近－鳥羽市松尾町道仏の南方－浅間山の北方－磯部町恵利原－磯部町栗木広を北限(上限)とする区域に分布する。本コンプレックスの下限は、その基底に位置する多色珪質泥岩と下位の相差コンプレックスとの境界層準であり、上限は上位の石鏡コンプレックス基底に位置するチャート－多色珪質泥岩との境界層準である。下位・上位のコ

ンプレックスとの境界は、断層であると判断される。

#### 層序

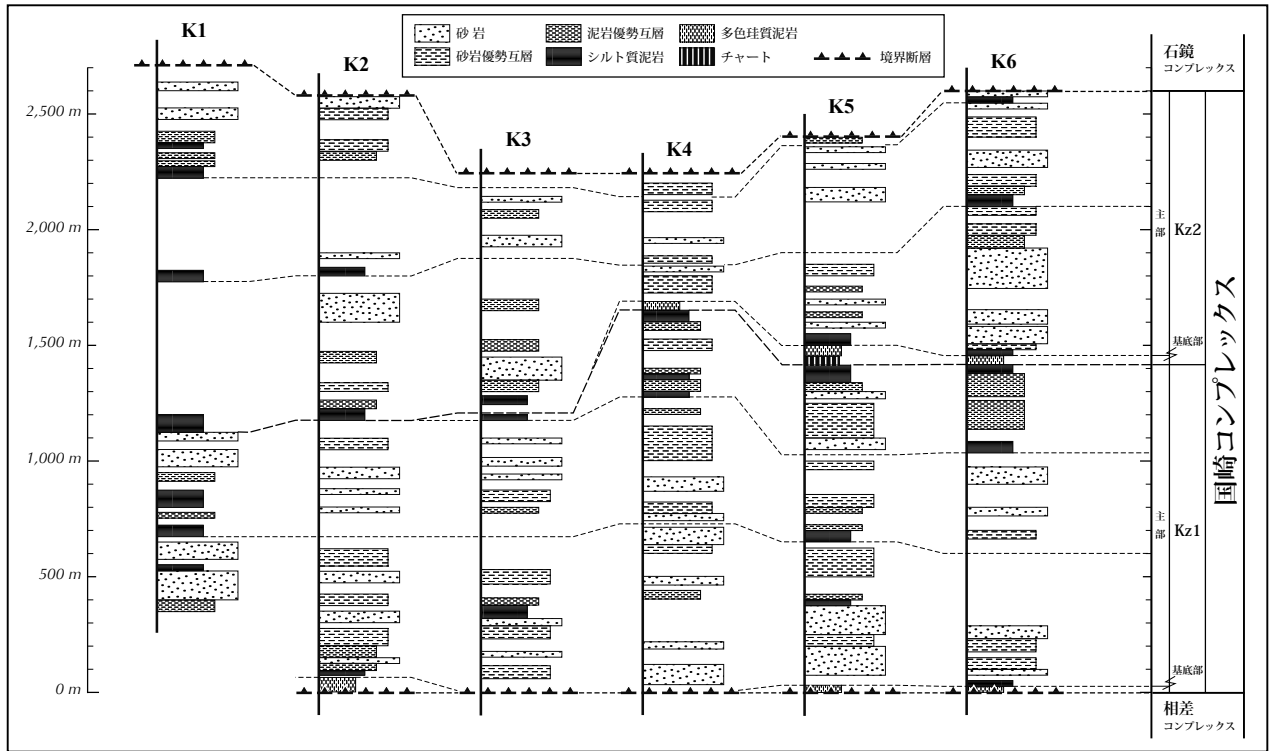
国崎コンプレックスを構成する主要岩類としては、砂岩ならびに砂岩優勢互層が卓越しており、チャート・多色珪質泥岩・シルト質泥岩・泥岩優勢互層が伴われる。層厚は、2,200～2,700 m 程度である。本コンプレックスの基底をなす多色珪質泥岩とこれに累重する主部の砂岩・砂岩優勢互層(シルト質泥岩・泥岩優勢互層を挟有)から構成される層序が、2 単元認められる。このうち上部の層序単元では、多色珪質泥岩の下位にチャートが僅かに随伴する。このような岩相的特徴に基づくと、この層序は海洋プレート層序(あるいは海洋底層序)の一種とみなされる。本報告では、これらの層序単元を Kz1(下部)ならびに Kz2(上部)とする(第 6.2 図、第 6.5 図)。

Kz1: 基底部の多色珪質泥岩は最大 50 m 程度の層厚を有し、畔蛸町－磯部町の矢の北方では約 5 km、また西方の浜島町追子付近では約 1 km 側方(走向方向)へ連続して分布する。国崎町－相差町では、多色珪質泥岩は未確認である。主部では砂岩と砂岩優勢互層が卓越するが、若干の泥岩優勢互層(層厚 20～30 m 程度)が挟有されるとともに、側方連続性の良いシルト質泥岩(層厚



第6.4図 相差コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相

(a) 細粒泥岩。スレート劈開が形成されている。(b) 細粒砂岩薄層(矢印)を挟有するシルト質泥岩。(c) シルト質泥岩の薄片写真(単ポーラー)。シルト大の碎屑粒子からなる粗粒層と黒色シーム(筋)が形成された細粒層(写真中央の暗部)から形成される葉理が観察される。(d) 薄層理砂岩(層厚 20 cm 以下)を挟有する泥岩優勢互層。(e) 厚層理砂岩(層厚 70 cm 以上)と泥岩薄層から構成される砂岩優勢互層。この露頭では、砂岩単層は不規則に膨縮している。(f) 塊状砂岩。層理が不明瞭で塊状である。(g) 中粒アレナイト質砂岩の薄片写真(直交ポーラー)。(h) 細粒ワッケ質砂岩の薄片写真(直交ポーラー)。cf: チャート岩片, vf: 火山岩片, mc: 微斜長石, pl: 斜長石, mus: 白雲母, qtz: 石英。



第 6. 5 図 国崎コンプレックスのルート柱状図

下限ならびには上限はそれぞれ、相差コンプレックスと石鏡コンプレックスに境界断層で接すると判断される。Kz1 と Kz2 は、基底部(多色珩質泥岩)と主部(砂岩・砂岩優勢互層)から構成される単元を示し、その境界は太破線で示される。細破線は側方連続性を有するシルト質泥岩を表す。柱状 K1 ~ K6 の位置は付図 2 に示す。

30 ~ 50 m 程度) が少なくとも 3 層準に挟在する。多色珩質泥岩の直上に位置するシルト質泥岩は、多色珩質泥岩と同程度の側方連続性と分布域を示すが、泥岩優勢互層は欠如する箇所が多く、その場合、砂岩がシルト質泥岩の上位に直接累重する。

**Kz2:** 基底部の多色珩質泥岩は約 40 m の最大層厚を有し、浅間山の東方では下位にチャートを僅かに伴う(第 6. 5 図の K5)。多色珩質泥岩は、上位に累重するシルト質泥岩とともに鳥羽展望台-浅間山南麓にわたり約 9 km 連続して分布するが、より西方の磯部町穴川-磯部町松山周辺には露出しない(第 6. 5 図の K1 ~ K3)。砂岩及び砂岩優勢互層からなる主部には、上記のシルト質泥岩とあわせて 3 層準に側方 1 ~ 3 km 程度連続して分布するシルト質泥岩(層厚 50 ~ 100 m 程度)が挟有されるほか、泥岩優勢互層(層厚 30 ~ 50 m 程度)も認められる。しかしながら多くの場所で、これらシルト質泥岩と泥岩優勢互層の露出が欠如する。

#### 岩相

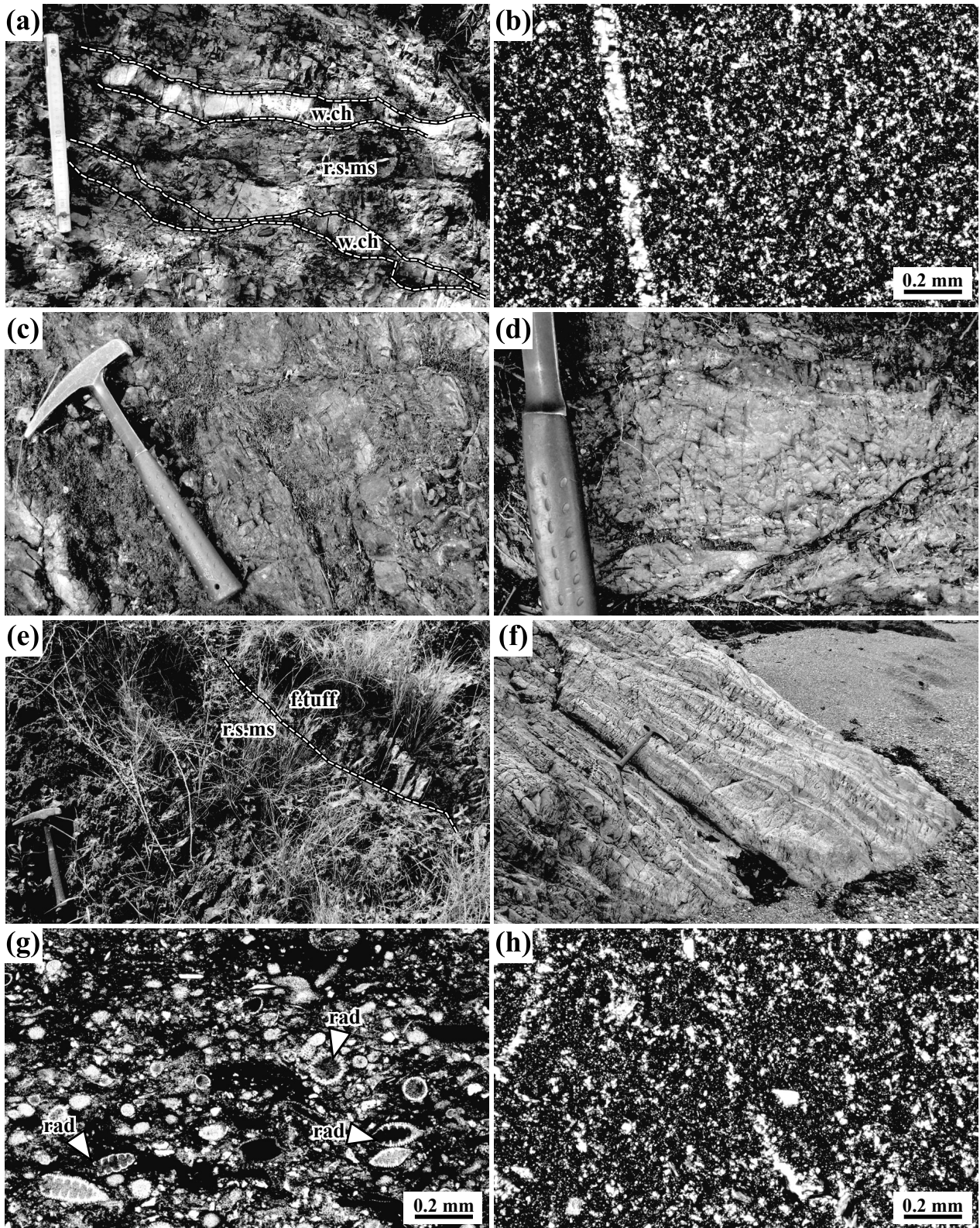
##### (1) チャート (Mkc)

国崎コンプレックスにおけるチャートは浅間山東方と鳥羽展望台の南方に極僅かしか確認できず、この分布は国崎コンプレックスの Kz2 基底部に相当する。浅間山

東方の県道 128 号線(パールロード)沿い(第 6. 5 図の K5)では、赤色層状チャート(単層の層厚は 2 ~ 3 cm)が幅約 30 m をもって露出している。一方、鳥羽展望台南方(第 6. 5 図の K6)で見られるチャートは、層厚 5 ~ 10 cm 程度の白色珩質層として多色珩質泥岩(赤褐色珩質泥岩)中に挟在する(第 6. 6 図 a)。薄片の鏡下観察により、微晶質石英から構成されていることが明らかであり、シルト大以上の明瞭な碎屑粒子は全く認められない(第 6. 6 図 b)。また、石英脈も見られる。

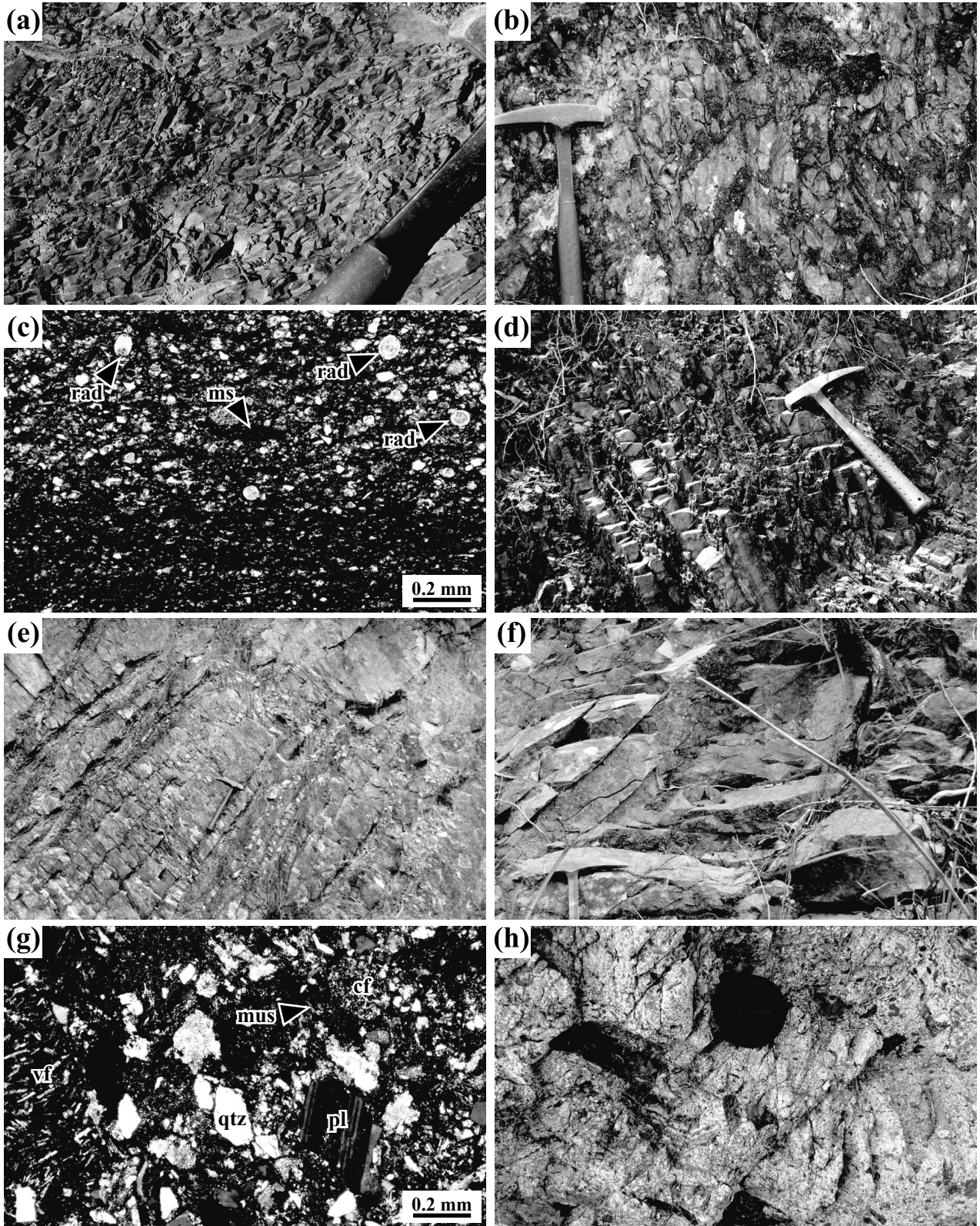
##### (2) 多色珩質泥岩 (Mkv)

細粒珩質(一部でシルト質)な泥岩であり、一般的には赤褐色を呈することが多いが緑灰色~青灰色を帯びる場合もある(第 6. 6 図 c, d)。多色珩質泥岩は、シルト岩葉理などを挟まず明瞭な堆積構造を示さないが、軽微な劈開に沿って剥離することが多い。また、珩長質凝灰岩が伴われることもあるが、その露出規模は小さく分布域も狭いことから、地質図上では多色珩質泥岩に一括する。多色珩質泥岩中に挟在する珩長質凝灰岩の層厚は、一般に 20 ~ 50 cm 程度である(第 6. 6 図 e)が、数 m に及ぶ場合もある。珩長質凝灰岩は、硬質で緑色を帯びた灰白色を呈しやや泥質な薄層(層厚数 mm)と律動的な互層をなしている(第 6. 6 図 f)。



第 6. 6 図 国崎コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相 (I)

(a) 赤褐色珪質泥岩 (r.s.ms) 中に挟在する白色チャート (w.ch) の薄層. (b) 白色チャートの薄片写真 (直交ポーラー). (c) 赤褐色珪質泥岩. (d) 緑灰色珪質泥岩. (e) 赤褐色珪質泥岩 (r.s.ms) と珪長質凝灰岩 (f.tuff). (f) 珪長質凝灰岩. (g) 赤褐色で珪質なシルト質泥岩の薄片写真 (単ポーラー). (h) 珪長質凝灰岩の薄片写真 (直交ポーラー). rad: 放射虫遺骸.



第6.7図 国崎コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相(Ⅱ)

(a) 塊状な細粒泥岩. (b) シルト質泥岩. (c) シルト質泥岩の薄片写真(単ポーラー). (d) 薄層理砂岩(層厚5 cm以下)を挟有する泥岩優勢互層. (e) 厚層理砂岩(層厚10 cm~1 m以上)を挟有する砂岩優勢互層. (f) 塊状砂岩. (g) 中粒砂岩の薄片写真(直交ポーラー). (h) 細礫岩. 扁平な形状をなす泥岩片を含む. rad: 放射虫遺骸, ms: 泥岩岩片, cf: チャート岩片, vf: 火山岩片, pl: 斜長石, mus: 白雲母, qtz: 石英.

赤褐色珪質泥岩は、粒径がシルト大以下の石英や不透明鉱物などからなる場合と、それより粗粒な細粒砂大の碎屑粒子や不透明な岩片を含む場合がある。しかしどちらも、多量に保存良好な放射虫遺骸を含んでいるため、珪質となる(第6.6図g)。珪長質凝灰岩は、微細な粒子からなる微晶質な基質中に石英や斜長石の角張った粒子(径0.05～0.1mm程度)を含んでいる(第6.6図h)ことが、薄片の鏡下観察によりわかる。

### (3) シルト質泥岩 (Mkm)

泥岩としては細粒泥岩とシルト質泥岩が主体をなすが、シルト質泥岩が圧倒的に卓越しているので、相違コンプレックスと同様に地質図や柱状図では両者を一括して「シルト質泥岩」と表記する。

細粒泥岩は、黒色～暗灰色を呈する細粒で淘汰の良い碎屑岩であり、粒径がシルト大の粗粒な碎屑粒子からなる葉理や薄層を含まないのが特徴である(第6.7図a)。また軽微なスレート劈開が形成される場合もあるが、塊状であることも多い。これに対しシルト質泥岩は、暗灰色を呈し細粒泥岩より粗粒な碎屑粒子から構成され、所によりシルト岩～細粒砂岩の葉理を挟有する(第6.7図b)。また、軽微なスレート劈開が層理面に平行に形成されている場合もある。

シルト質泥岩の薄片観察では、シルト大の碎屑粒子(石英・斜長石・不透明鉱物など)や泥質岩片からなる層と、極細粒シルト大以下の碎屑粒子ならびに粘土鉱物からなる層が確認でき(第6.7図c)、これらが葉理を形成している。またシルト大の碎屑粒子が卓越する層には、放射虫遺骸が含まれていることが確認される。

### (4) 泥岩優勢互層 (Mka)

相違コンプレックスの砂岩泥岩互層と同様に、泥岩が卓越し10～30cm(最大で約50cm)程度の層厚をもつ砂岩が挟有される互層を、泥岩優勢互層とする(第6.7図d)。泥岩優勢互層の泥岩は通常、上記のシルト質泥岩と同様の岩相的特徴をもつ。一般的に、泥岩と挟有される砂岩は律動的な互層をなすが、所によりその層厚が増減して膨縮構造を示す場合や、分断されてレンズ状の岩塊を形成する場合がある。

### (5) 砂岩及び砂岩優勢互層 (Mks)

砂岩優勢互層は、層厚50～70cm以上の砂岩とこれより層厚が薄く量的に劣勢な泥岩との互層である。この互層を構成する砂岩は、単層同士が癒着して1mを越える層厚をもつこと(第6.4図e)も多く、また砂岩単層の層厚も不規則に膨縮することもある。このような砂岩優勢互層は、塊状砂岩に移化することが多い。

砂岩は、暗灰色～灰色を呈し主に中粒～粗粒の碎屑粒子で構成されるが、局地的に極粗粒の碎屑粒子から構成される場合も多い。また、一般に塊状・無層理な産状を示すことが多い(第6.7図f)。特に碎屑粒子が粗い場合は、礫岩として露出する(分布が地質図に表現できない

ほど小規模なので、地質図ならびに柱状図では砂岩に一括する)。

中粒～粗粒砂岩では、碎屑粒子として石英が最も多く、次いで斜長石・カリ長石・雲母類のほか岩片や不透明鉱物が認められ、それらの円磨度は低く角張った外形をなしている。岩片としては、チャートと火山岩が多く見られ、泥質岩片も認められる。また、基質はシルト大以下の碎屑粒子(上記と同様の鉱物種)から構成される。砂粒子と基質の量比は比較的多様であるが、基質が乏しいアレナイトが一般的である(第6.7図g)。

礫岩は、国崎町鏡崎周辺に露出が確認される。粗粒砂～極粗粒砂の基質に細礫大～中礫大の角礫～亜円礫が含まれ、基質に富んだ基質支持の構造を示している(第6.7図h)。礫種としては、砂岩・泥岩・チャート・珪長質凝灰岩などが見られ、これらのうち砂岩と泥岩が比較的多い。泥岩礫は他の礫に比べ礫径が大きく(最大20cm程度)、また短軸より長軸が著しく長い扁平な形状をなしている。

### 地質時代

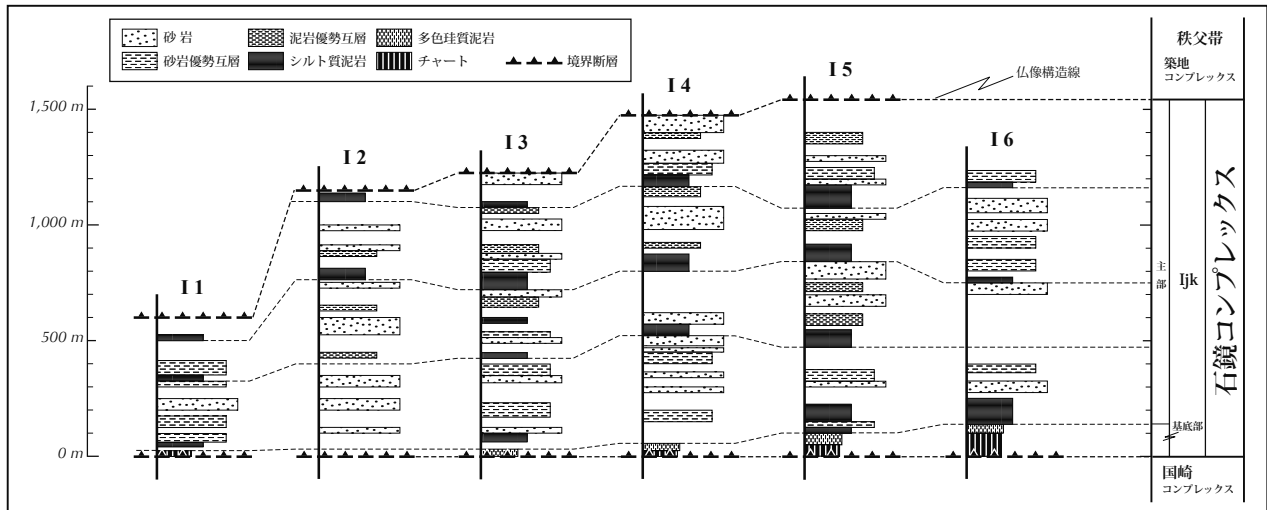
国崎コンプレックスの地質時代は、コニアシアン期～サントニアン期とされた(小長谷, 1988)。しかし予察的検討ながら、薄層理砂岩と互層する泥岩、ならびにシルト質泥岩から産出した放射虫化石(*Pseudoaulophacus floresensis*, *Patellula verteroensis*, *Rhopalosyringium magnifica*, *Theocampe urna*, *Cryptamphorella sphaerica*などの共存)に基づくと、地質時代はサントニアン期中頃～カンパニアン期中頃である(Nakae and Kurihara, 2017)。従って国崎コンプレックスは、この頃に付加形成されたと判断される。

### 6.2.3 石鏡コンプレックス(Mic, Miv, Mim, Mia, Mis) 定義及び名称

鳥羽地域に分布する的地層群のうち、国崎コンプレックスの上位に位置し、チャートを伴う多色珪質泥岩を基底に、シルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟有する砂岩を主体とする層序単元を、石鏡コンプレックスとして定義・命名する。

#### 模式地・分布・層序関係

模式地を、鳥羽市石鏡町から本浦に至る県道750号線沿いに設定する。鳥羽地域における石鏡コンプレックスは、石鏡町の弁天崎付近から道仏の南方～浅間山の北方～磯部町上之郷を経て磯部町栗木広の北方に至る区域～南限(下限)として、その北方の鳥羽市今浦～青峰山の南方～磯部町築地の南方に分布する。石鏡コンプレックスの下限は、その基底に位置するチャート～多色珪質泥岩と下位の国崎コンプレックスとの境界層準であり、その境界は断層であると判断される。また上限は、仏像構造線に断たれ秩父帯の築地コンプレックスと接する。この構造線は石鏡コンプレックスの一般走向に対しやや斜



第 6. 8 図 石鏡コンプレックスのルート柱状図

下限は国崎コンプレックスと境界断層で接する。これに対し上限は、秩父帯ジュラ系(築地コンプレックス)と仏像構造線で接するが、この構造線は石鏡コンプレックスと斜交するので、西方に向かうに連れ上半部が漸移的に欠如する。Ijk は、基底部(チャート・多色珪質泥岩)と主部(砂岩・砂岩優勢互層)から構成される単元を示す。細破線は、側方連続性を有するシルト質泥岩を示す。柱状 I1～I6 の位置は付図 2 に示す。

交するため、西方に向かうに連れ石鏡コンプレックスの上半部が漸移的に欠如する(第 6. 8 図)。

#### 層序

石鏡コンプレックスは、砂岩を主体し、チャート・多色珪質泥岩・シルト質泥岩・砂岩泥岩互層から構成される。下位の国崎コンプレックスと比較すると岩相的差異は顕著でないが、石鏡コンプレックスではシルト質泥岩がやや卓越しその層厚も大きく、側方への連続性がより高い傾向にある。層厚は最大で約 1,500 m であるが、分布域の西半分では減少し磯部町築地周辺では約 600 m となる。

国崎コンプレックスと同様に、基底部のチャート・多色珪質泥岩と、砂岩を主体としシルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟有する主部から構成される層序が認められる。この層序を、Ijk とする(第 6. 1 図、第 6. 8 図)。

Ijk: 基底部を構成するチャート(最大層厚 100 m 程度)ならびに多色珪質泥岩(最大層厚 600 m 程度)は、その上位に累重するシルト質泥岩とともに、石鏡コンプレックス分布域のほぼ全域に相当する石鏡町の弁天崎から磯部町築地の南方に至る約 18 km にわたって露出するが、磯部町山田-磯部町恵利原周辺では更新統ならびに沖積層の被覆による露頭欠如がある。主部をなす砂岩及び砂岩優勢互層には、側方に 3～7 km 以上連続して分布するシルト質泥岩(層厚 50～120 m 程度)と泥岩優勢互層(層厚 50～100 m 程度)が、少なくとも 4 層準に挟在する。

#### 岩相

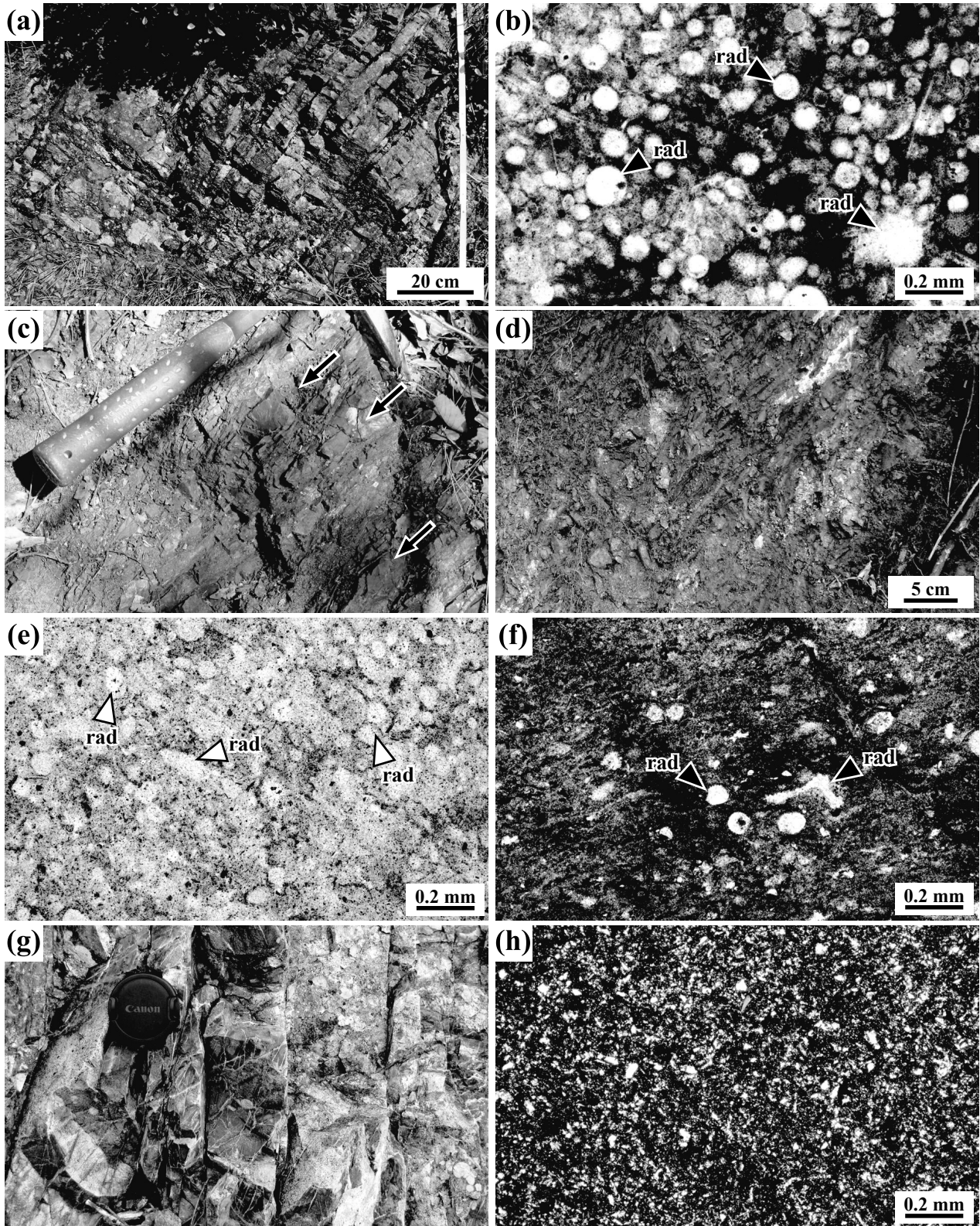
##### (1) チャート (Mic)

チャートは、20～50 m 程度(最大で約 150 m)の層厚を有し、珪質層と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートとして産出する(第 6. 9 図 a)。石鏡コンプレックス基底に沿って露出するが、その連続性は所々で途切れるため、側方への分布幅は、石鏡町で 5 km、浅間山北方ならびに磯部町恵利原で 1 km 程度である。珪質層は、層厚 2～5 cm 程度で灰色～暗灰色ならびに赤褐色～赤紫色を呈する。珪質層と互層する泥質薄層は、層厚 3 mm 程度で色調は珪質部と同系である。鏡下では、碎屑粒子が全く確認できず、保存良好な多量の放射虫遺骸から構成されていることがわかる(第 6. 9 図 b)。

##### (2) 多色珪質泥岩 (Miv)

多色珪質泥岩の層厚は 30～70 m 程度である。一般的には赤褐色を呈することが多く、灰白色～青灰色あるいはやや緑色を帯びた暗灰色を呈することもある。

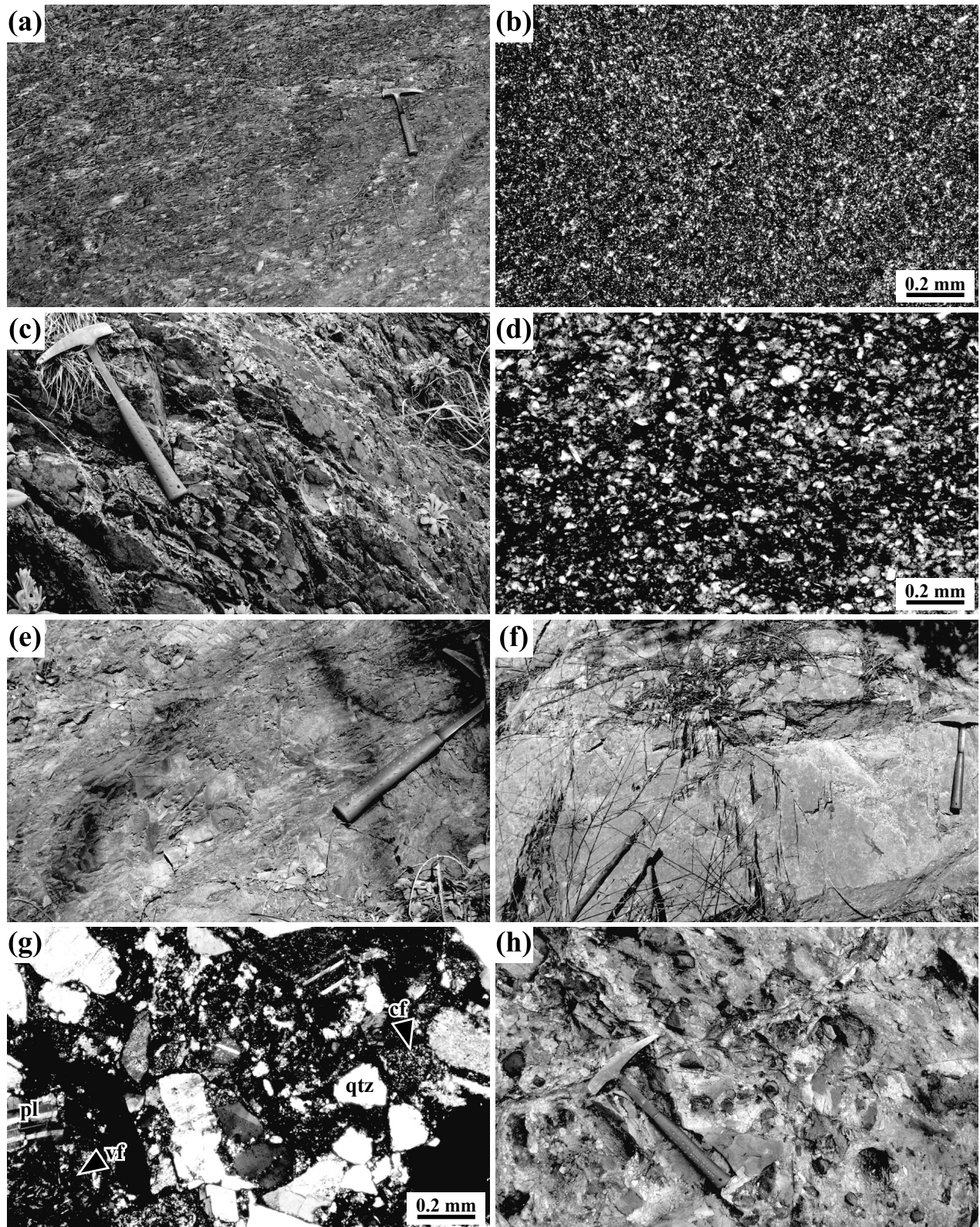
多色珪質泥岩は、シルト岩葉理などを挟まず明瞭な堆積構造を示さないが、層状で軽微な劈開に沿って剥離することが多い。赤褐色珪質泥岩は所により、層厚 2～3 cm の同系色のチャートを挟有する場合がある(第 6. 9 図 c)。さらに一部の赤褐色珪質泥岩では、より泥質な部分を含み赤褐色泥岩に移化する(第 6. 9 図 d)。鏡下で両者を比較すると、珪質泥岩では含有される放射虫化石の量が多く(第 6. 9 図 e)、これに対し泥岩では極細粒な碎屑粒子の量が多い(第 6. 9 図 f)傾向が認められ



第 6. 9 図 石鏡コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相 (I)

(a) 赤褐色層状チャート. (b) 赤褐色層状チャートの薄片写真(単ポーラー). (c) 赤褐色珪質泥岩. 同系色のチャート(矢印)を挟有する. (d) 赤褐色泥岩. (e) 赤褐色珪質泥岩の薄片写真(単ポーラー). (f) 赤褐色泥岩の薄片写真(単ポーラー). (g) 珪長質凝灰岩. (h) 珪長質凝灰岩の薄片写真(直交ポーラー). rad: 放射虫遺骸.





第 6. 10 図 石鏡コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相 (II)

(a) 細粒泥岩. (b) 細粒泥岩の薄片写真 (直交ポーラー). (c) シルト質泥岩. (d) シルト質泥岩の薄片写真 (直交ニコル). (e) 泥岩優勢の砂岩泥岩互層. (f) 塊状砂岩. (g) 中粒砂岩の薄片写真 (直交ポーラー). (h) 礫岩. cf: チャート岩片, vf: 火山岩片, pl: 斜長石, qtz: 石英.

る。赤褐色泥岩の分布は地質図上で表現できるほどの規模はなく、また赤褐色珪質泥岩とは層序的・岩相的にも密接であることから、地質図ならびに柱状図において両者を一括し多色珪質泥岩として表記する。

これらの他に珪長質凝灰岩の露出が確認されたが、その規模は小さく分布域も狭いことから、地質図上では多色珪質泥岩に含める。珪長質凝灰岩は、塊状・硬質で緑色を帯びた灰白色を呈しており(第6.9図g)、微細な粒子からなる基質中に石英や斜長石の角張った粒子が含まれている(第6.6図h)。

### (3) シルト質泥岩 (Mim)

石鏡コンプレックスの泥岩には、他のコンプレックスと同様に細粒泥岩とシルト質泥岩が認められるが、シルト質泥岩が量的に著しく卓越している。従って、地質図や柱状図では両者を一括して「シルト質泥岩」と表記する。

細粒泥岩は、一般に黒色～暗灰色を呈することが多く、葉理や薄層を殆ど挟んでいない。また、軽微なスレート劈開が形成される場合もある(第6.10図a)。薄片の鏡下観察により、均質・細粒で淘汰の良い碎屑岩であることがわかる(第6.10図b)。シルト質泥岩は暗灰色を呈し、シルト岩～細粒砂岩の葉理を挟有することが多い。また、層理面に平行な軽微なスレート劈開が形成されている場合もある(第6.10図c)。薄片観察において、シルト大の碎屑粒子(石英・斜長石・不透明鉱物など)や粘土鉱物が確認でき(第6.10図d)、細粒泥岩とは明確に粒径が異なっている。

### (4) 泥岩優勢互層 (Mia)

相差コンプレックス・国崎コンプレックスと同様に本コンプレックスの砂岩泥岩互層についても、泥岩が卓越し10～30cm(最大で約50cm)程度の層厚をもつ砂岩が挟有される互層を、泥岩優勢互層とする(第6.10図e)。泥岩と砂岩は律動的な互層をなすが、砂岩単層の層厚は膨縮構造により変化に富む場合も多い。泥岩は一般的に細粒泥岩～シルト質泥岩からなるが、後者が卓越する傾向がある。この泥岩は、上記のシルト質泥岩と同様の岩相的特徴をもつ。

### (5) 砂岩及び砂岩優勢互層 (Mis)

層厚50～70cm以上の砂岩とこれより層厚が薄く量的に劣勢な泥岩との互層を、相差コンプレックス・国崎コンプレックスと同様に砂岩優勢互層とする。この互層を構成する砂岩は、単層同士が癒着して1mを越える層厚をもつことも多く、このような場合では塊状砂岩に移化する。

砂岩は、主に暗灰色～灰色を呈し中粒～粗粒(局所的に極粗粒)の碎屑粒子で構成され、塊状・無層理な産状を示すことが多い(第6.10図f)。特に碎屑粒子が粗い場合は、礫岩として露出する(分布が地質図に表現できないほど小規模なので、地質図ならびに柱状図では砂岩

に一括する)。

中粒～粗粒砂岩では、碎屑粒子として石英が最も多く、斜長石・カリ長石・雲母類・岩片や不透明鉱物などが認められる。これらの円磨度は高くなくやや角張った外形をなしている。岩片としては、チャートと火山岩が多く見られ、泥岩片も認められる。基質としては、シルト大以下の碎屑粒子(上記と同様の鉱物種)が多い。砂粒子と基質の量比は比較的多様であるが、基質が乏しいアレナイトが一般的である(第6.10図g)。

礫岩は、本浦周辺の海岸沿いに露頭が確認された。シルト～粗粒砂の基質に細礫大の角礫～亜角礫が含まれ、基質に富んだ基質支持の構造を示している(第6.10図h)。礫種としては、泥岩ないしシルト岩が最も卓越し、その他に砂岩礫を含むが、チャート・珪長質凝灰岩などは見られない。

### 地質時代

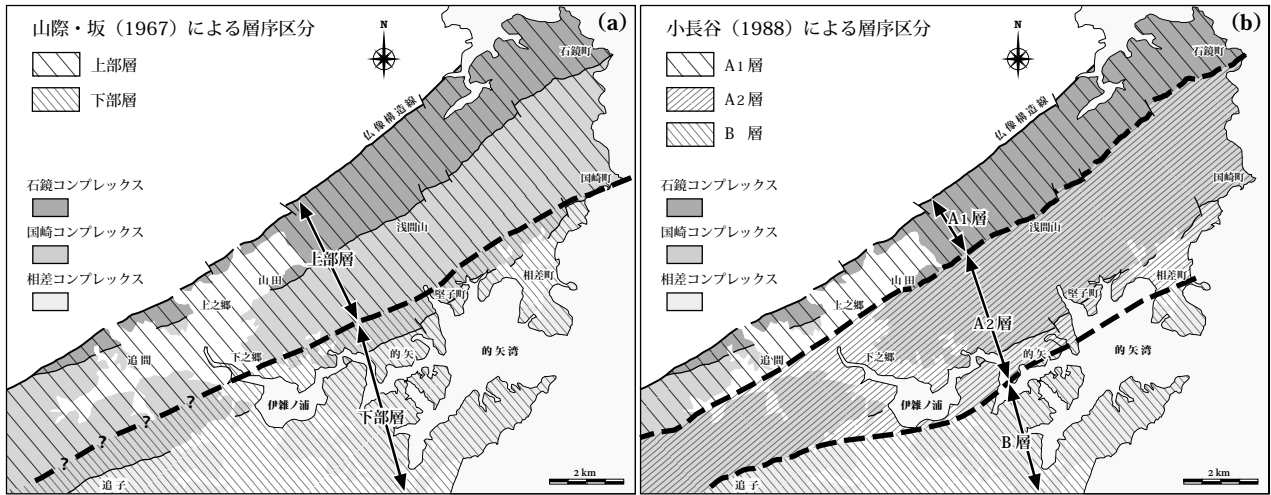
石鏡コンプレックスの地質時代はアルビアン期後半～セノマニアン期とされていた(小長谷, 1988)が、最近になってコニアシアン期である可能性が示された(Nakae, 2015)。本研究による予察的結果(Nakae and Kurihara, 2017)においても、泥岩から産出した放射虫化石(*Conocaryomma californiense*, *Pseudoaulophacus pargueraensis*, *Pseudodictyomitra tiara*, *Stichomitra manifesta* などの共存)により、コニアシアン期の初頃であることが確認された。従って石鏡コンプレックスは、この頃に付加形成されたと判断できる。

## 6.3 比較

的矢層群の各コンプレックスは、従来の区分による層序単元と以下のように比較される(第6.1図、第6.11図)。

山際・坂(1967)によると、的矢層群は鳥羽市国崎町～<sup>かたこ</sup>堅子町～志摩市磯部町下之郷<sup>しものこう</sup>を境界として下部層と上部層に区分されている(第6.11図a)。この区分では、下部層は相差コンプレックスに、また上部層は国崎コンプレックスと石鏡コンプレックスを統合した層準におおよそ一致するが、両層の境界は、国崎コンプレックス基底部(Kz1基底部)の多色珪質泥岩より300～900m上位の層準に相当する。しかしながら、この境界の下部・上位ともに同様の砂岩が分布し、岩相的な差異は認められない(第6.5図参照)。

一方、小長谷(1988)の区分と比較すると、相差コンプレックスはB層、国崎コンプレックスはA2層、さらに石鏡コンプレックスはA1層に、おおよそ相当するとみられるが、詳細にはそれぞれの境界層準が局所的に異なっている(第6.11図b)。相差コンプレックス/国崎コンプレックス境界とB層/A2層境界については、鳥羽地域南西部(志摩市浜島町追子周辺)では国崎コンプレ



第 6. 11 図 鳥羽地域における的矢層群の層序区分の比較

レックス基底 (Kz1 基底) の多色珪質泥岩の下限に相当する点で一致するが、より東方の磯部町の矢や鳥羽市相模町周辺における B 層/A2 層境界は相模コンプレックス分布域内に設定されている。一方 A2 層/A1 層境界は、本地域南西部 (磯部町迫間 - 磯部町上之郷周辺) では国崎コンプレックス分布域内を通過するため、国崎コンプレックス/石鏡コンプレックス境界とは異なると判断される。これに対し東側 (鳥羽市石鏡町 - 浅間山の北方 - 磯部町山田周辺) では、石鏡コンプレックス基底に位置する多色珪質泥岩の下限に設定されている。このことから、A2 層/A1 層境界は国崎コンプレックス/石鏡コンプレックス境界に一致していると判断できる。

## 6. 4 地質構造

鳥羽地域における的矢層群の主要構造としては、i) コンプレックス内部で見られる上位方向への岩相の繰返し (覆瓦構造)、ii) コンプレックスを境する断層 (初生的コンプレックス境界断層)、iii) これらの初期構造を切断し変位を与える高角度傾斜の断層 (胴切断層) が挙げられる。本節では、これらの地質構造について記述する。

### 6. 4. 1 覆瓦構造

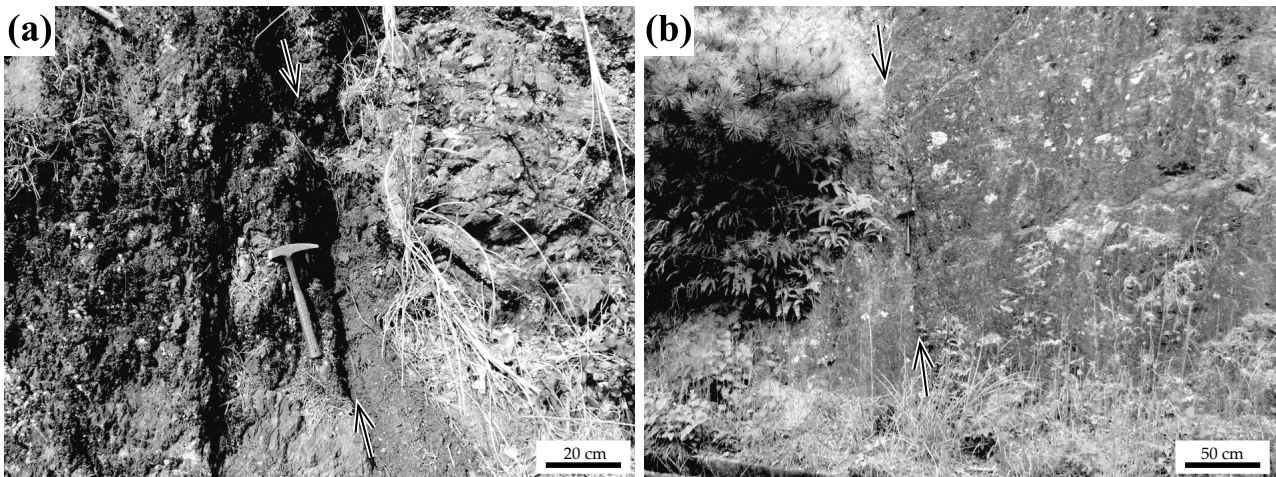
付加過程においては、衝上断層の発生・成長に伴い海洋プレート層序 (海洋底層序) の構成岩類が構造的に繰返し集積・厚層化することによって、付加複合体が形成されると考えられている。また一方で、付加複合体内部でさらに破断変形が進行することによりこの層序の構成岩類は破断・分断され、結果的に各種岩石からなる岩体と混在岩を形成することになる。従って、鳥羽地域の四十帯 (北帯) 的的矢層群において確認される海洋プレ-

ト層序 (あるいは岩相分布) の繰返しは、付加過程に伴う初期の主要な変形構造の一つであり、衝上断層の発達による覆瓦構造に起因するとみなすことができる。

この覆瓦構造が明瞭かつ明確に認識できるのは、国崎コンプレックスである。既述の通り、国崎コンプレックス内では海洋プレート層序に対比可能な単位として、基底のチャート - 多色珪質泥岩 (それぞれ遠洋性堆積物と半遠洋性堆積物に相当) とこれに累重する主部の砂岩など (陸源性の海溝充填堆積物に相当) から構成される Kz1 と Kz2 が認められ、これらは同様の岩相と累重関係、ならびに同程度の層厚 (1,000 ~ 1,500 m) を有している (第 6. 5 図)。このことから、海溝下において互いに側方に連続していた同一堆積層であった Kz1 と Kz2 は、付加過程を通じてチャート - 多色珪質泥岩の基底に発達した衝上断層によって Kz1 の上位に Kz2 が累重して覆瓦構造を形成したと判断される。従ってこの構造は、付加複合体深部で形成されるデュプレックス (duplex) として捉えることができる。

一方、国崎コンプレックス内部では Kz1 と Kz2 の主部はともに、側方に連続性が良いシルト質泥岩を 2 ~ 3 層準に挟み、このシルト質泥岩とその上位に累重する砂岩・砂岩優勢互層から構成される上方粗粒化・厚層化の層序 (1 単元の層厚は約 500 m) が共通して見られる。これに類似する層序は、相模コンプレックスや石鏡コンプレックスにも認められる。しかしながら 1 単元の層厚は、相模コンプレックスでは国崎コンプレックスより厚く 500 ~ 1,000 m (第 6. 3 図) であるのに対し、石鏡コンプレックスでは薄く 300 ~ 500 m 程度 (第 6. 8 図) である。

このような、シルト質泥岩から砂岩に至る層序が繰返し分布する成因に対しては、幾つかの解釈が可能である。つまり、i) 陸源性堆積物による海溝充填として、周期的な上方粗粒化・厚層化の堆積作用による層序の重



第 6. 12 図 高角度傾斜断層

(a) 北北西 - 南南東走向の断層。 (b) 東北東 - 西南西走向の断層。 矢印は断層面を示す。

複、あるいは ii) 付加過程における Kz1 と Kz2 の覆瓦構造 (デュープレックス) に先行する覆瓦構造によって、本来一つの単位であった上方粗粒化・厚層化層序が構造的に重複した、などが挙げられる。後者の場合、デュープレックスに先行することから、この覆瓦構造は、海溝下の付加複合体先端部における扇状ファン (imbricate fan) に相当するとみなされる。

扇状ファンあるいはデュープレックスとみなされる覆瓦構造の形成時期については、堆積物付加がこれらの覆瓦構造に起因することから、産出化石が示す付加時期とほぼ同時であるとみなされる。従って、コニアシアン期からカンパニアン期に至る時期と推定される。

#### 6. 4. 2 初生的コンプレックス境界断層

鳥羽地域では野外における境界断層の露頭は確認されていないが、的矢層群のコンプレックス境界は断層関係であると判断している。付加複合体内部において上下に累重する層序単位 (コンプレックス) は一般に、その内部の地層面にほぼ平行 (あるいはやや斜交) する断層面で接することが知られており、本報告ではさらに以下の事由を判断の根拠とした。

相差コンプレックスと国崎コンプレックスの境界に関しては、下位の相差コンプレックスにおいて (第 6. 3 図の柱状を参照)、柱状 O2 最上部の一部が欠如し隣接の柱状 O1、O3 より層厚が約 300 m 薄くなっている。また国崎コンプレックスと石鏡コンプレックスの境界についても、下位の国崎コンプレックスにおいて柱状 K3 ~ K5 の層厚は他に比べ 500 m 程度薄くなっており (第 6. 5 図の柱状を参照)、これらの最上部が欠如している。このような下位コンプレックス最上部の部分的欠如は、上位コンプレックスが下位コンプレックスに対し局所的

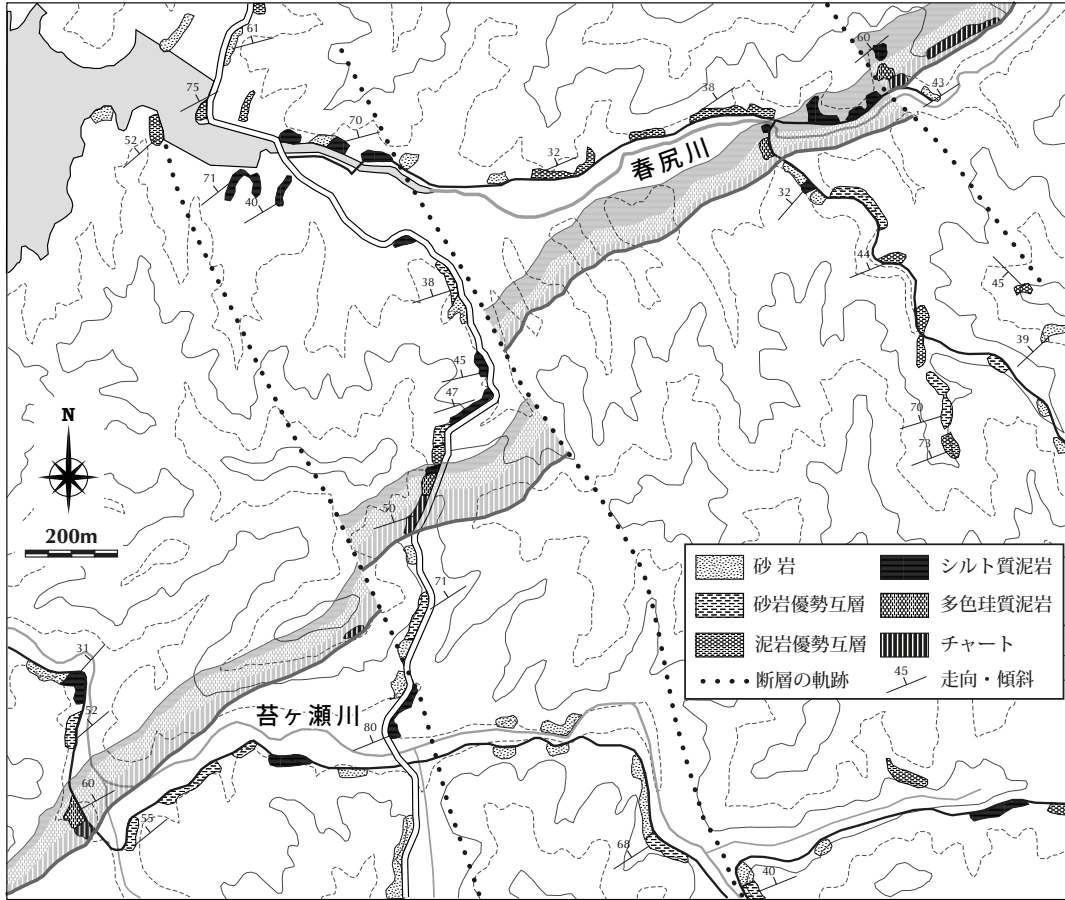
に斜交していることに起因しており、その要因としてコンプレックス境界が断層である可能性を示唆する。さらに、境界断層の上位に位置するコンプレックスの基底部 (相差コンプレックスの基底部は鳥羽地域外のため、除く) には、地域的な構成岩の顕著な欠如は見られない (第 6. 5 図及び第 6. 8 図)。

これらの事実は、境界断層はコンプレックス基底部に沿って発生し、下位のコンプレックスを斜断するように進行・発達したと結論できる。このような断層の分布形態と、断層の下位・上位のコンプレックスにおける岩相組合せ・地質時代の顕著な相違に基づくと、コンプレックス境界断層は、付加複合体内部の初期構造を大規模に切断し変位させる序列外衝上断層 (out-of-sequence thrust : OST) に相当するとみなされる。従ってコンプレックス境界断層の形成時期は、的矢層群の付加時期の直後 (カンパニアン期) ないしそれ以降と判断される。

#### 6. 4. 3 高角度傾斜断層 (洞切断層)

鳥羽地域における的矢層群分布域では、高角度傾斜ないしほぼ鉛直の剪断面をもつ断層が多数存在し、その走向は的矢層群の走向に対して大きく斜交している。この高角度傾斜断層は、的矢層群の北限を画する仏像構造線を切断し、さらに黒瀬川帯ならびに秩父帯などの地層群をも切断している。以下に、的矢層群中に見られる断層の産状について記述する (それ以外の地域における断層に関しては、各章ならびに第 10 章を参照のこと)。

高角度傾斜断層の走向には、顕著なものとして北北西 - 南南東と北東 - 南西の二方向があるが、前者の断層の方が卓越的である。露頭では一般に、高角度傾斜する明瞭な断層面と、その間に 20 ~ 50 cm 程度の幅を有する破碎帯が見られる (第 6. 12 図)。



第 6. 13 図 高角度傾斜断層による的矢層群の変位  
 野外で地層を北東へ追跡すると、その延長線上より左側(北方)に露出することが確認できる。  
 このことより、見掛け左ずれの水平変位を持つ断層の存在が確実視される。

野外において実際に断層露頭が確認されたのは 5 地点程度であるが、それら以外の多くの断層の存在については、地層の分布状況から確実視される。第 6. 13 図にその例を掲げる。ここでは、ある露頭で確認される地層(例えば、チャート-赤褐色珪質泥岩-シルト質泥岩からなる層序断面)を走向方向へ追跡すると、地層の側方連続性から期待される延長線上より左側(北東を向いた場合は北側、南西を向いた場合は南側)に寄った地点に、次の露頭が出現する。このような変位は他の層序断面におい

ても同様に見られることから、この地域には見掛け左ずれの水平変位を持つ断層が存在していることが強く示唆される。

断層に沿う見掛けの水平変位に関しては、北北西-南南東走向の断層では上述の通り左ずれであり、北東-南西走向の断層においても左ずれが卓越している。このことは、二方向あるこれらの断層は共役関係には無いことを示している。

## 第7章 鷲嶺火成岩類 (御荷鉾緑色岩類)

(内野隆之)

### 7.1 研究史

7万5千分の1「鳥羽」図幅を執筆した飯塚(1929)は、苦鉄質岩(原典では角閃岩)及び泥質片岩(原典では石葉千枚岩)の卓越する地質体を、それぞれ鷲嶺層、宮川層と命名し、両者を合わせて御荷鉾層と一括した。ただし、かんらん岩や斑れい岩については未所属として扱った。

Nakamura(1971)は、本地域のかんらん岩・斑れい岩を Toba ultrabasic complex (鳥羽超塩基性複合岩体)と命名し、それらについて岩石学的研究を実施するとともに、大台町～伊勢市を流れる宮川以東における地質図を示した。その研究において、本地域東部(鳥羽市街～安楽島～菅島)の同岩体を、普通角閃石に乏しいユニットIとそれに富むユニットIIとに区分した。そして、ユニットIは深所で形成された玄武岩質マグマの集積岩で、ユニットIIはその集積岩形成後の液が浅所かつ高水分圧環境下で貫入・固化した岩石であると考えた。また、御荷鉾緑色岩類が、朝熊ヶ岳～安楽島～菅島に分布する大規模岩体としてのみならず、北側に分布する泥質片岩主体の宮川層を隔てて、その北側にも小規模岩体として産することを示した。

環太平洋・地中海地域に分布するオフィオライトを研究した Hamelin *et al.* (1984)は、本地域のレルズライトと斑れい岩の鉛同位体比を分析し、これらが MORB の特徴を示すことを報告した。小澤ほか(1997)は、本地域における御荷鉾緑色岩類の地球化学的検討を行い、微量元素組成から MORB の特徴を示すことを報告した。一方で、御荷鉾緑色岩類の起源については、結晶晶出順序や高 MgO の組成を基に、本岩類が MORB よりも深い高圧条件下で形成された可能性を示唆した。また、本地域の角閃石岩及び斑れい岩から 153～148 Ma の普通角閃石 K-Ar 年代を報告した。水上(2001)は、菅島に産する普通角閃石に乏しい超苦鉄質岩体(Nakamura, 1971 のユニットI)について岩石学的な検討を行い、斜長石ウェールライトやかんらん石斑れい岩などの異なる岩石が互いに層状をなして産し、かつ斜方輝石がそれらのほとんどの岩石に含まれていることを明らかにした。そして、斜方輝石を始めとする構成鉱物の反応関係から、0.9 GPa 以下(約 30 km 以浅)で結晶作用が進行したと結論付けた。

### 7.2 鷲嶺火成岩類

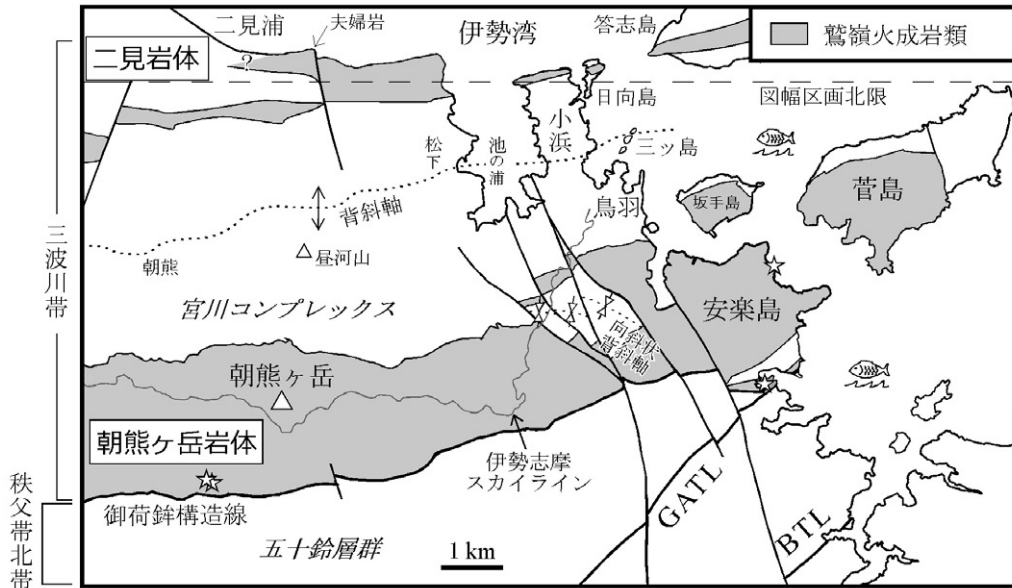
**命名・定義** 飯塚(1929)の鷲嶺層を再定義。御荷鉾構造線以北に産する超苦鉄質岩、苦鉄質岩、斜長岩等が複合して産する地質体について鷲嶺火成岩類と定義する。飯塚(1929)の鷲嶺層の大部分と Nakamura(1971)の鳥羽超塩基性複合岩体を合わせたものに相当する(第7.1図)。また、宮川コンプレックス(三波川結晶片岩)中の断層に沿って小規模に産する蛇紋岩岩塊も鷲嶺火成岩類に含める。

鷲嶺火成岩類は、秩父帯北帯の付加体と三波川帯の結晶片岩類の間に関東山地から四国西部まで断続的に分布している御荷鉾緑色岩類(鈴木, 1967)に相当する。

**模式地** 朝熊ヶ岳周辺の伊勢志摩スカイライン沿い。  
**分布** 南側の朝熊ヶ岳岩体、北側の二見岩体として分布する(第7.2図)。朝熊ヶ岳岩体は、西から、彦谷～鳥羽レストパーク～船津北～安楽島～菅島南岸を南限とし、一字田町南方～朝熊ヶ岳北麓～飯盛山～桶ノ山～坂手島～菅島の大山北斜面を北限として分布する。二見岩体は、五十鈴ヶ丘駅東～二見町光の街～二見ヶ浦トンネル(三津)～長瀬山の間に狭長に分布し、北隣(答志地域)の二見ヶ浦、小浜町の半島北端、日向島(通称、イルカ島)北部、答志島の一部にも連続する。朝熊ヶ岳岩体及び二見岩体の南北幅は、それぞれ最大約 3 km、約 700 m に及ぶ。

	飯塚(1929)	Nakamura(1971)	本報告
結晶片岩の一部		phyllite and quartz schist	宮川コンプレックス
玄武岩	鷲嶺層(御荷鉾層の一部)	volcanic rocks	鷲嶺火成岩類
ドレライト			
斑れい岩	斑れい岩及びかんらん岩	Toba Ultrabasic Complex	
超苦鉄質岩			

第7.1図 本地域の御荷鉾緑色岩類に関する地質体名の変遷  
飯塚(1929)が角閃岩とした岩石の多くは、本報告での含普通角閃石苦鉄質岩に相当する。また、飯塚(1929)は鷲嶺層と宮川層(三波川結晶片岩に相当)を合わせて御荷鉾層とした。



第7.2図 鶯嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)の岩体区分概略図  
星印は逆転した枕状溶岩の露頭地点を示す。BTL：仏像構造線，GATL：五ヶ所-安楽島構造線。

層厚 2,000 m 以上。

**岩相** 主に超苦鉄質岩(かんらん岩，蛇紋岩及び少量の角閃石岩)，斑れい岩，ドレライト及び玄武岩からなり，僅かに斜長岩を伴う。苦鉄質岩は全般的に低温高压型変成作用を被っており，その一部は変形によって片理が形成された苦鉄質片岩となっている。その他，蛇紋岩に伴う変質岩(ロジン岩等)や高温型変成作用を被った角閃岩も極僅かに産する。低温高压型変成作用については項を改めて述べる。

模式地である朝熊ヶ岳周辺の伊勢志摩スカイライン(西部)のルートマップを第7.3図に，朝熊ヶ岳の北及び南斜面，安楽島東海岸における柱状図を第7.4図に示した。

#### かんらん岩・蛇紋岩・変質岩・角閃石岩 (Su)

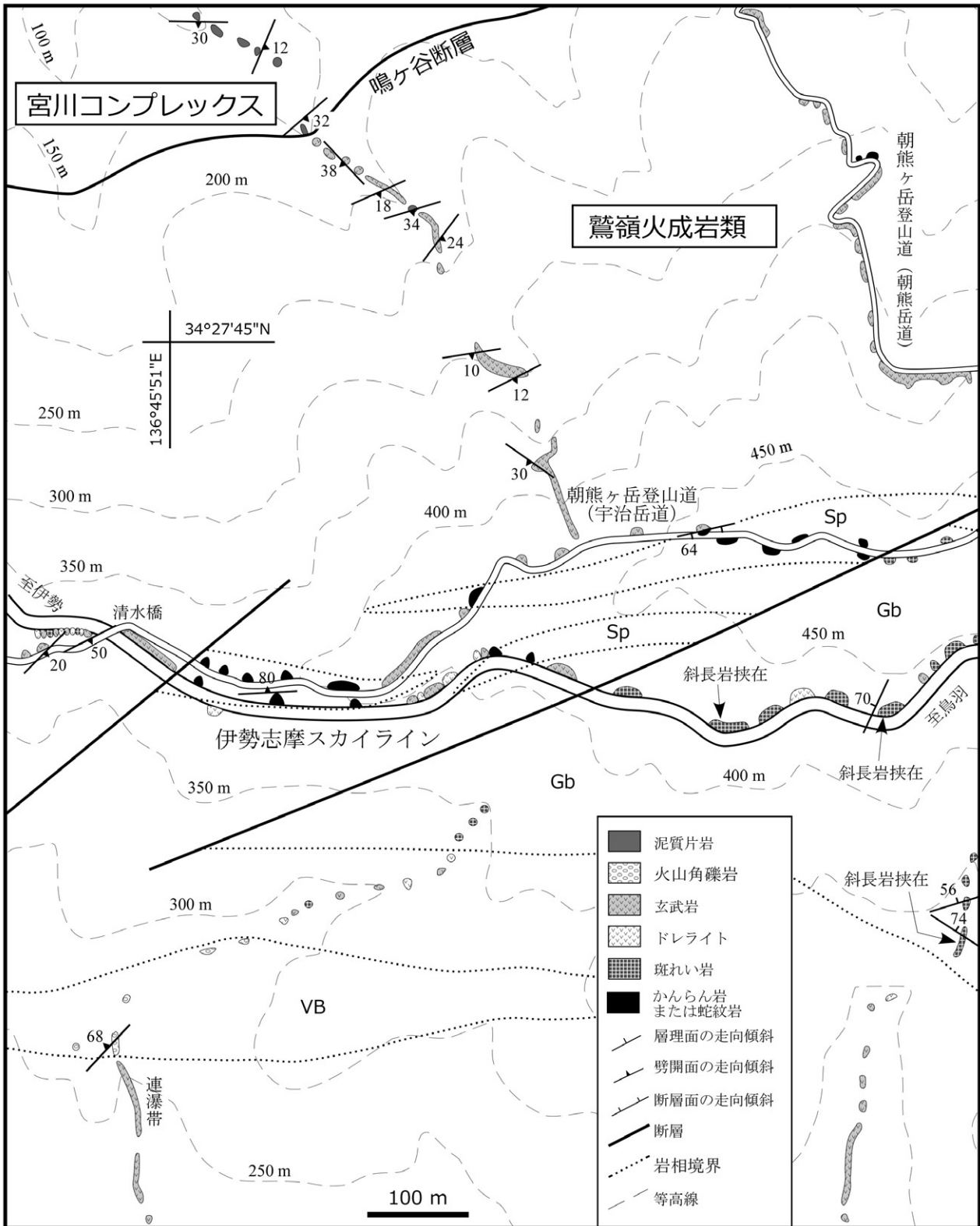
かんらん岩は，朝熊ヶ岳岩体では，西から一宇田峠以西の宇治岳道(朝熊ヶ岳登山道)，朝熊ヶ岳展望台(山上広苑)，光り石川上流(紙漉川支流)，樋ノ山，中之郷駅，坂手島南半部，菅島東部に産する。特に菅島では南北幅が最大1.3 kmにわたり大規模に産する。二見岩体では，池の浦北方の海岸(本地域北縁部)，伊勢市鹿海町北方(本地域西縁部)の山頂，答志地域(北隣)の日向島(通称，イルカ島)山頂及び答志島の一部に産する。暗緑色～黒色で樹脂状光沢を呈し，岩塊～大規模岩体として産する。しばしば露頭規模で節理が形成され，網状構造を示すことがある(第7.5図A)。強い変形を被っている場合は，鱗片状劈開が形成され，片状化している。原岩の組織を残しているものも多いが，ほとんどのかんらん岩は程度の差はあれ蛇紋岩化している。残存鉱物や仮像から推測した初生鉱物の含有比率に基づくと，かんらん

岩及び蛇紋岩化したかんらん岩の原岩は，少なくともダナイトやウェールライトであったと考えられる。

ダナイトは，最大径が4 mm 以下の楕円形のかんらん石と最大径が0.4 mm 以下の自形のクロムスピネルからなり，まれに斜長石仮像を僅かに含むことがある。かんらん石は，結晶内部に形成された割れ目に沿って蛇紋石化し，径0.3 mm 以下のより細粒なかんらん石に分断され全体として網状構造を示す(第7.5図B)。かんらん石の割れ目に沿って生じた蛇紋石中には，細粒かんらん石を取り囲むように微細な磁鉄鉱が数珠状に産している。まれにかんらん石の粒間を充填するように，変質鉱物で置換されたとみなされる斜長石仮像がコロナ状に産することがある(第7.5図C)。この仮像は，微細なアルバイトやゾイサイトなどの集合体からなり，周囲を緑泥石によって取り囲まれ，更にはその周りには微細な数珠状磁鉄鉱を含んだ蛇紋石が形成されている。

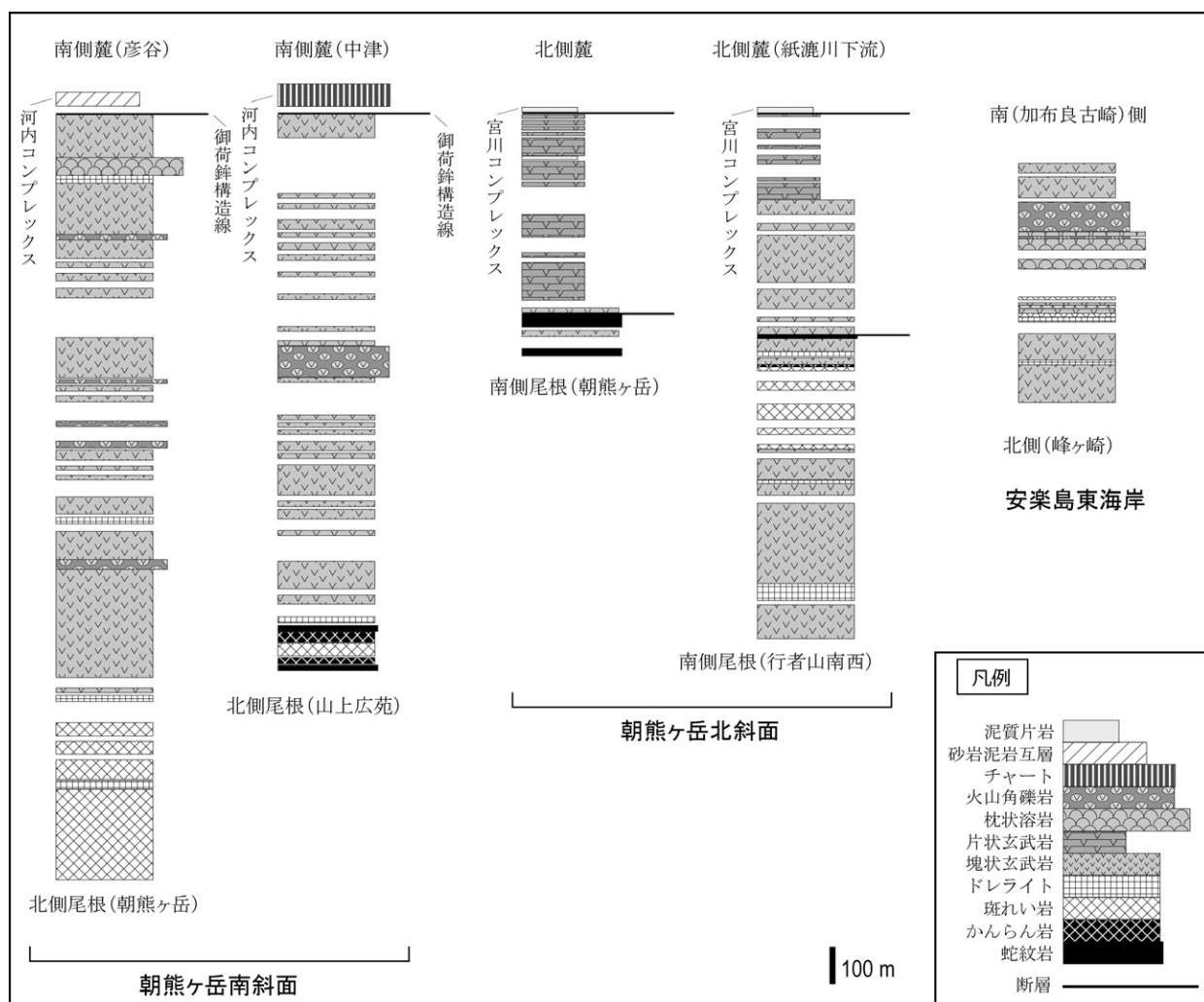
ウェールライトは，最大長径が4 mm 以下のかんらん石と単斜輝石，そして最大径が0.6 mm 以下の自形のクロムスピネルからなり(第7.5図D)，斜長石仮像や褐色普通角閃石を僅かに含むことがある。かんらん石及び斜長石仮像の特徴はダナイトのものと同様である。単斜輝石は，より細粒な円形～楕円形のかんらん石をポイキリティックに含んでいる。褐色普通角閃石は，単斜輝石の周辺に，あるいは細粒化したかんらん石の粒間に細粒鉱物として産する。なお，菅島の超苦鉄質岩を研究した水上(2001)は，ダナイトと含斜長石ウェールライトに斜方輝石が含まれることを報告している。

蛇紋岩は，ほとんど蛇紋石とクロムスピネルからなり，原岩の組織を残していない。暗緑色～黒色を呈し，



第7.3図 模式地の一部におけるルートマップ  
 Gb: 斑れい岩, Sp: 超苦鉄質岩, VB: 火山角礫岩.





第7.4図 主要ルートにおける柱状図

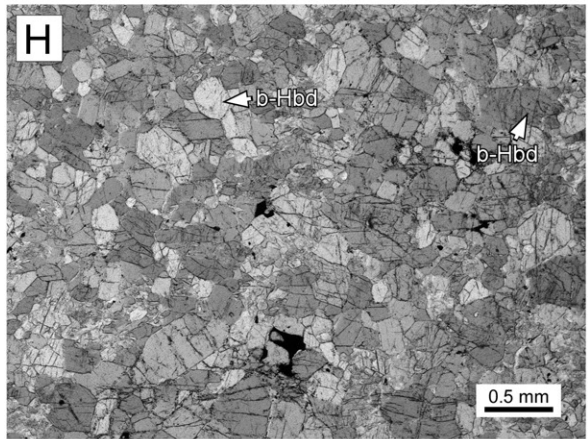
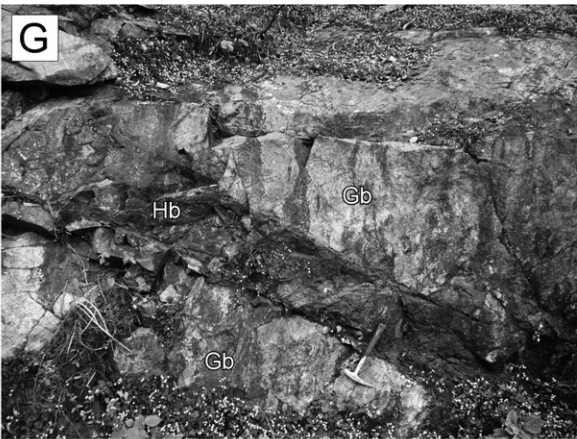
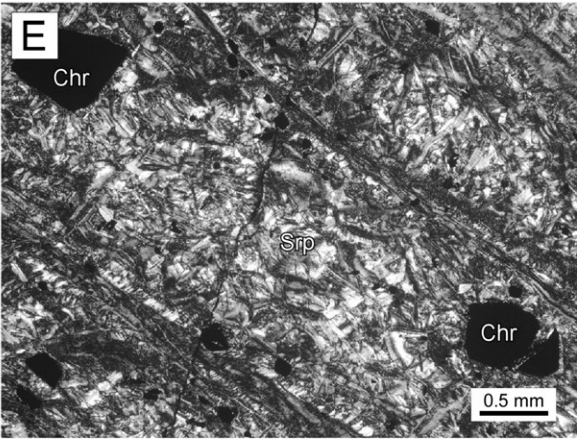
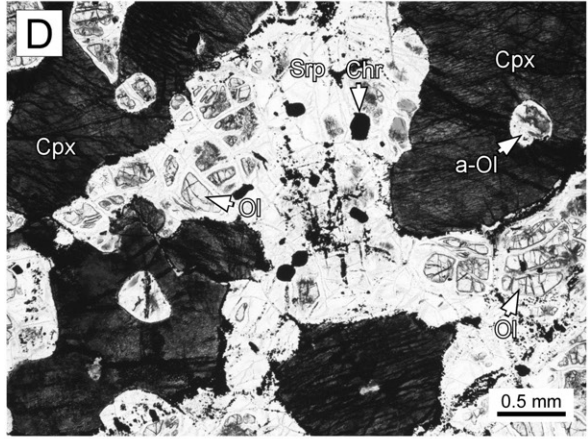
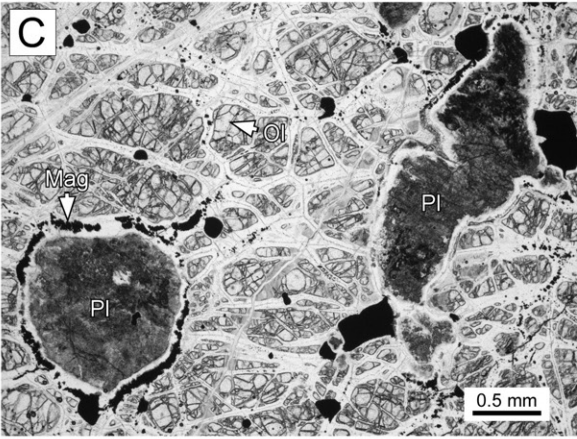
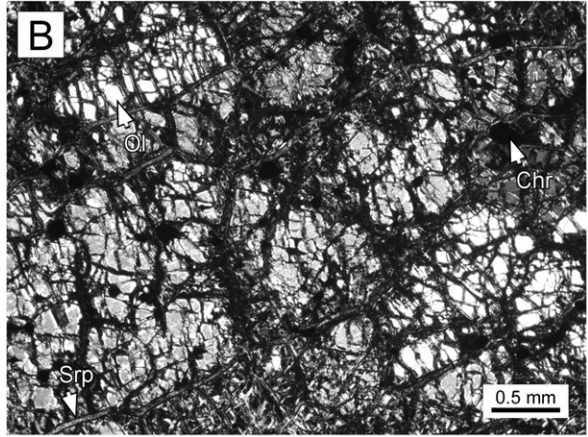
野外ではかんらん岩との区別が困難なことも多い。かんらん岩と密接に伴って産するほか、断層に沿って単独露頭としても産する。しばしば白色を呈する滑石やドロマイトの細脈を伴う。宮川コンプレックス(三波川結晶片岩)中にも2地点(松下北方や二見ヶ浦トンネル東方)で断層に沿うものと考えられる蛇紋岩(第7.5図E)の露頭が認められる。

これらのかんらん岩や蛇紋岩は、しばしば白色～灰色を呈する変質岩の岩塊をシート状あるいはレンズ状に挟有している(第7.5図F)。その変質岩は、滑石に富むかんらん岩、変成ディオプサイドに富む斑れい岩、あるいはグロシュラー・ハイドログロシュラーに富むロジン岩などである。

角閃石岩は、朝熊ヶ岳岩体では、伊勢志摩スカイライン、安楽島橋の袂(旧赤崎鉱山跡)、安楽島の北海岸、菅島西海岸(鱷崎やハノコ岩東)に産し、二見岩体では、池の浦北方の海岸(本地域北縁部)、伊勢市鹿海町北方

(本地域西縁部)の山頂に産する。すなわち、本岩は朝熊ヶ岳岩体では鳥羽市街以東でしか認められないが、二見岩体では量は少ないものの全域で認められる。Nakamura(1971)の地質図では、本岩が多く産するユニットをユニットIIとして、それがあまり産しないユニット(ユニットI)と区別されている。角閃石岩は、菅島の鱷崎では見掛けの層厚が150mに及び、幅1m未満の玄武岩に貫かれていることがある。一方で、斑れい岩あるいはドレライト中に幅1m以下で岩脈状に産するほか(第7.5図G)、玄武岩中に幅数～数10cmでレンズ状に産することもある。黒色を呈し、特に粗粒な場合、角閃石結晶の反射によって著しい光沢を呈する。細粒～粗粒で、ほとんど褐色普通角閃石からなり(第7.5図H)、僅かに単斜輝石や斜長石を含む。

超苦鉄質岩中には、二次的な変成鉱物としてアクチノ閃石、ディオプサイド、アルバイト、緑泥石、緑れん石、チタン石が様々な組み合わせで生じている。



### 斑れい岩・斜長岩 (Sg)

斑れい岩は、朝熊ヶ岳岩体の中央部及び安楽島の北側に約 500 m 以下の規模で産し、朝熊ヶ岳山頂付近の伊勢志摩スカイライン道路沿いで良く観察できる。

暗緑色～淡緑色を呈し、一般に斜長石のモード比が高くなるにつれて優白色になる。そしてしばしば、そのモード組成に起因した淡緑色部と暗緑色部が数～数 10 cm 規模で互層した層状構造をなす(第 7. 6 図 A)。まれに、露頭規模で玄武岩あるいはドレライト中に、不均質に産することもある(第 7. 6 図 B)ほか、かんらん岩中にレンズ状あるいはシート状に産する場合もある。

等粒状完晶質で、主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなる狭義の斑れい岩に分類されるが、かんらん石を含むかんらん石斑れい岩(第 7. 6 図 C)や褐色普通角閃石を含む輝石角閃石斑れい岩(第 7. 6 図 D)に分類されるものもある。これらの斑れい岩(広義)中の斜長石は、ほとんどがソーシユライト化している。かんらん石斑れい岩中のかんらん石は、結晶内部に形成された割れ目に沿って蛇紋石あるいは緑泥石に置換されている。輝石角閃石斑れい岩中の褐色普通角閃石については、単斜輝石を取り囲む他形の結晶、すなわち火成鉱物として産することが多いが、単斜輝石の一部を置換したような変成鉱物としての産状を示すこともある。斑れい岩は、まれに短径 1 cm 以上の非常に粗粒な結晶からなるペグマタイト様を呈することがあり(第 7. 6 図 E)、朝熊峠南西では斑れい岩中に短径 2 cm、長径 8 cm にも及ぶ“異剥石”(デオプサイドの 1 種)の巨晶が認められる(第 7. 6 図 F)。

斜長岩は、斑れい岩やドレライト中に層厚 60 cm 以下で貫入している(第 7. 7 図)。白色を呈し、母岩を捕獲

岩状に取りこんでいたり、母岩の割れ目に沿って支脈が注入する産状が認められる。基本的には短径 1 mm 未満の細粒な斜長石の集合体からなるが、部分的に短径 1～3 mm の粗粒な斜長石を含む。その他、変成鉱物としてチタン石、アクチノ閃石、緑泥石、緑れん石、褐れん石などを含んでいる。

### ドレライト・玄武岩・苦鉄質片岩・角閃岩 (Sm)

ドレライトは、露頭幅が概ね 10 m 以下で玄武岩に密接に伴うことが多い。斜長石、単斜輝石、不透明鉱物(チタン鉄鉱や赤鉄鉱など)からなり、単斜輝石中により細粒の斜長石が取りこまれるオフィティック組織を示すことが多い(第 7. 8 図 A)が、斜長石・単斜輝石とも同程度の粒度をなす完晶質な組織を示すものもある。また、斑れい岩同様に褐色普通角閃石をしばしば含む。褐色普通角閃石は、短柱状の結晶や他形の結晶として産するほか、単斜輝石の周縁部や緑泥石プール中に産する場合もある。褐色普通角閃石の周縁部には、二次的な淡緑色のアクチノ閃石が毛羽状に生じていることが多い。斜長石は、そのほとんどがソーシユライト化されている。

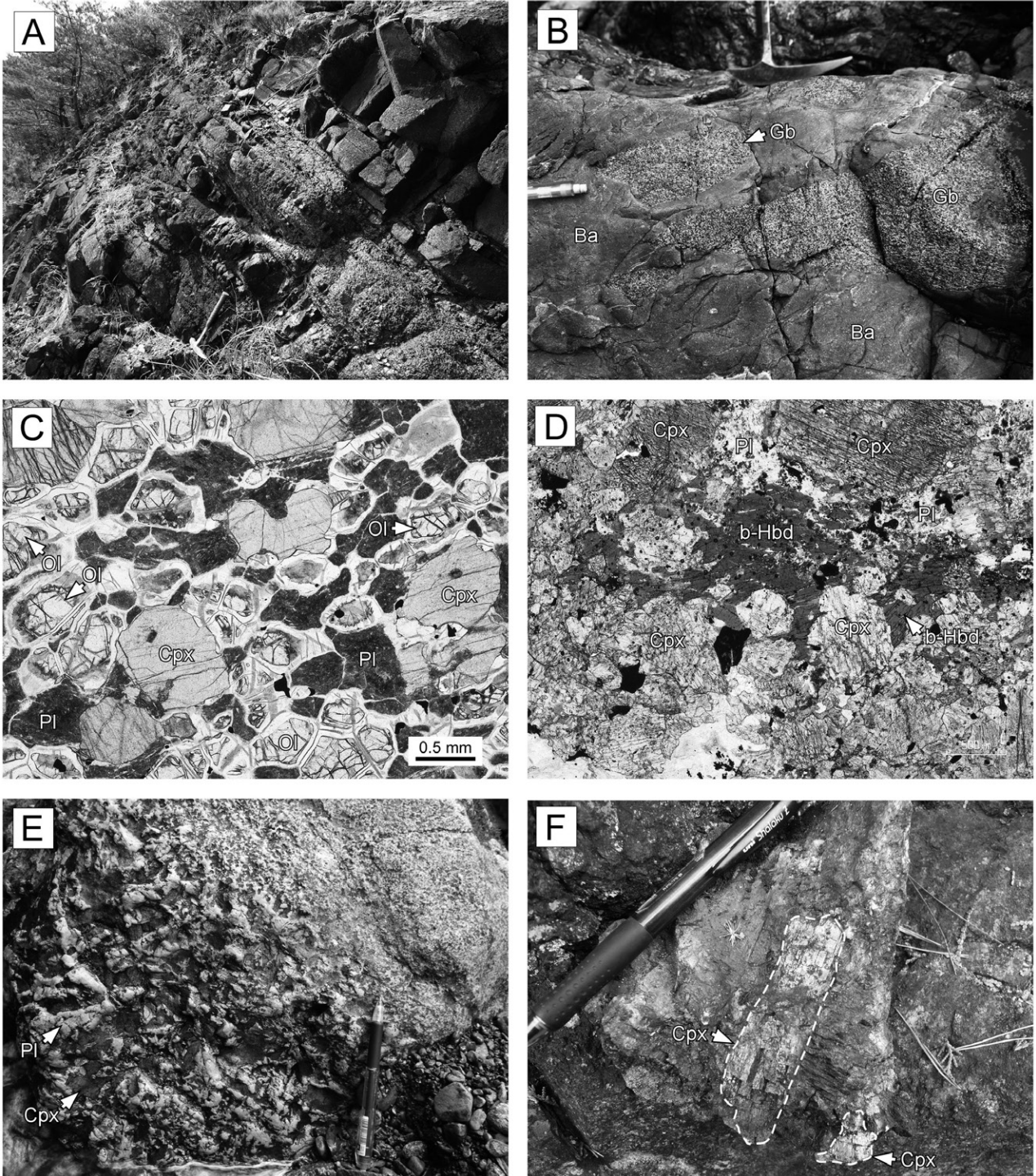
玄武岩は、溶岩及び火山砕屑岩に分類され、淡緑色～濃緑色を呈する。

玄武岩溶岩は、しばしば逆転した枕状構造を示す(第 7. 8 図 B, C, 付図 1 の S1-4)。朝熊ヶ岳北斜面(第 8. 1 図 A 参照)では、緑色を呈する玄武岩中に黄緑色を呈する層厚数 1～5 cm の緑れん石に富む層が律動的に挟在しており、露頭全体として互層状あるいは縞状を呈することがある(第 7. 8 図 D)。また、朝熊ヶ岳南麓の彦ヶ滝では、塊状玄武岩中に短径が最大 20 cm の黄緑色を呈する緑れん石が濃集するノジュールが認められる(第 7. 8 図 E)。溶岩は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、斑れい岩やドレライトと同様に褐色普通角閃石を伴う場合がある(第 7. 8 図 F)。石基は全般的に、針状の斜長石の間を細粒の単斜輝石や隠微晶質な鉱物が充填し、初生的にインターグラニューラー組織やインターサータル組織を示していたと判断される。また、単斜輝石はやや粗粒な針状結晶として産する場合もある(第 7. 8 図 G)。検鏡した玄武岩溶岩の約 3 割は長径が 6 mm 以下の斑晶を含み、斑晶は基本的に斜長石と単斜輝石、あるいはどちらか一方(第 7. 8 図 G)であるが、まれに斜長石とかんらん石、あるいはかんらん石のみ(第 7. 8 図 F)のこともある。かんらん石斑晶に富むものは、Nakamura (1971) で既に指摘されているように、一部はピクライト質であると考えられる。また、検鏡した溶岩の約 3 割は発泡組織を示している。発泡痕は径 2 mm 以下でほぼ円形であり、二次的に生じた緑れん石、緑泥石あるいは方解石によって充填されている。まれに、層厚 20 cm 以下の黒色薄層が溶岩中に挟在しており、この層はスティルプノメレン、アルバイト、緑泥石、チタン石、不透明鉱物からなるほか、それらに加えパンペリー石、

(← p. 96)

### 第 7. 5 図 超苦鉄質岩類の露頭及び薄片写真

(A) 網状の節理が発達したかんらん岩の露頭。宇治岳道(朝熊ヶ岳登山道)。ペンの長さは 15 cm。  
(B) ダナイトの薄片。直交ポーラー。伊勢志摩スカイライン道路沿い。(C) 斜長石を含むかんらん岩の薄片。単ポーラー。伊勢志摩スカイライン道路沿い。(D) ウェールライトの薄片。単ポーラー。伊勢志摩スカイライン道路沿い。(E) 宮川コンプレックス中の蛇紋岩岩塊の薄片。直交ポーラー。伊勢市二見ヶ浦トンネル東方。(F) かんらん岩中に挟在する白色の変質岩の露頭。菅島の採石場。(G) 斑れい岩中に岩脈状に産する角閃石岩の露頭。安楽島の造船所構内。ハンマーの長さは約 30 cm。(H) 褐色普通角閃石からなる角閃石岩の薄片。単ポーラー。安楽島橋の袂(旧赤崎鉱山跡)。  
A: 白色変質岩, a-Ol: 変質したかんらん石, b-Hbd: 褐色普通角閃石, Chr: クロムスピネル, Cpx: 単斜輝石, Gb: 斑れい岩, Hb: 角閃石岩, Mag: 磁鉄鉱, Ol: かんらん石, Pd: かんらん岩, Pl: 斜長石, Srp: 蛇紋石。



第 7. 6 図 斑れい岩の露頭及び薄片写真

(A) 層状構造を示す斑れい岩の露頭。伊勢志摩スカイライン道路脇。(B) 玄武岩中に不均質に産する斑れい岩の露頭。安楽島北東端、峰ヶ崎南。(C) かんらん石斑れい岩の薄片。単ポラー。伊勢志摩スカイライン道路脇。(D) 褐色普通角閃石を含む輝石角閃石斑れい岩の薄片。単ポラー。伊勢志摩スカイライン道路脇。(E) ペグマタイト様を呈する斑れい岩の露頭。朝熊峠南西の沢。(F) デイオブサイド(“異剥石”)巨晶を含む斑れい岩の露頭。伊勢志摩スカイライン道路脇(朝熊峠南西)。

An: 斜長岩, Ba: 玄武岩, b-Hbd: 褐色普通角閃石, Cpx: 単斜輝石, Gb: 斑れい岩, Ol: かんらん石, Pl: 斜長石。ハンマー及びペンの長さは、それぞれ約 30 cm と約 15 cm。



第7.7図 ドレライトに貫入する斜長岩  
場所は安楽島北東端の峰ヶ崎西方。An：斜長岩，  
Do：ドレライト。ハンマーの長さは約30 cm。

白雲母、方解石を伴うこともある。

玄武岩火山砕屑岩は、全般的に淡緑色を呈する。凝灰岩～火山角礫岩まで様々な粒度のものが認められ、産出頻度は高い。砂質～礫質葉理の形成によって層状構造を呈したり、変形によって片状構造を呈することもある。なお、鷲嶺火成岩類に特徴的な中～巨礫を含む粗粒な火山角礫岩については後述する。

苦鉄質片岩は、玄武岩が変形・変成を受け片理が形成されたものであり、緑色～淡緑色を呈する。朝熊ヶ岳岩体では東部(相生山<sup>あいおいやま</sup>西方や安楽島東海岸)に、二見岩体では全域に産する。宮川コンプレックス中の苦鉄質片岩と見分けがつきにくい。超苦鉄質岩、塊状玄武岩溶岩、火山角礫岩といった鷲嶺火成岩類を特徴付ける岩石を密接に伴うことで鷲嶺火成岩類と判断できる。鏡下では、変成鉱物の定向配列など片理の発達と、しばしば単斜輝石などの残晶が認められる(第7.9図A)。

角閃岩は、ドレライトあるいは玄武岩が高温型変成と変形を被り、片麻状組織を呈するものである。安楽島の北西部で極僅かに産する。褐色普通角閃石と斜長石からなり(第7.9図B)、緑～淡緑色を呈する。鏡下では緩い褶曲構造が認められることがある。

#### 玄武岩火山角礫岩 (Sb)

五十鈴層群<sup>いすず</sup>的の矢層群<sup>まよや</sup>など周囲の付加体には全く見られない鷲嶺苦鉄質岩類に特徴的な岩相であり、また、地質図に表記できるほどの分布規模であるため、独立した凡例を与えた。

玄武岩火山角礫岩は、朝熊ヶ岳岩体及び二見岩体の両方に産し、特に朝熊ヶ岳南西斜面の彦ヶ滝北西では南北幅が約300 mにも及ぶ。中礫～巨礫大の暗緑色～暗灰色を呈する溶岩の亜角～角礫が、淡緑色を呈する細粒火山砕屑岩基質中に含まれている(第7.8図H)。淘汰は悪

く、基質支持から礫支持まで様々である。基質には、しばしば変質した火山ガラスが大量に認められる。

**低温高压型変成作用** 鷲嶺火成岩類は低温高压型変成作用を被っている。特に、苦鉄質岩においては、アルバイト、緑泥石、緑れん石、チタン石が普遍的に産するほか、一部にアクチノ閃石、ディオプサイド、パンペリー石、スティルプノメレン、アルカリ角閃石が産する(第7.10図A, B)。アルカリ角閃石は、短径0.04 mm以下の針状あるいは粒状結晶として、単斜輝石、褐色普通角閃石、アクチノ閃石あるいは緑泥石の周縁部あるいは内部に産する。軸色はX' = 淡青～青色、Z' = 紫色～透明を呈し、伸長は正と負の両方を示す。アルカリ角閃石は角閃石岩中の褐色角閃石の周縁にも産することがある。

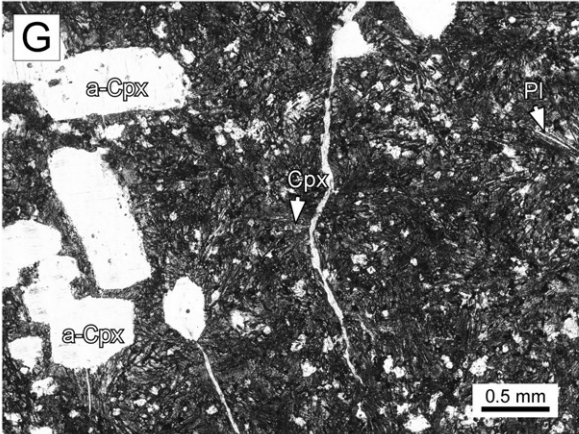
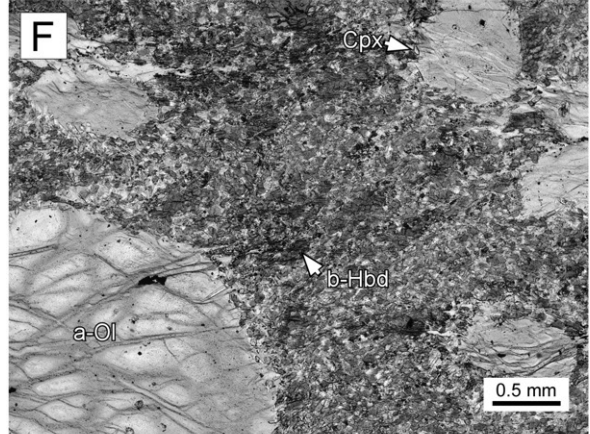
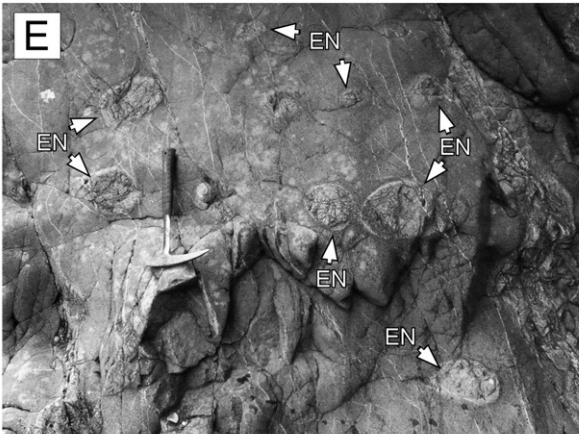
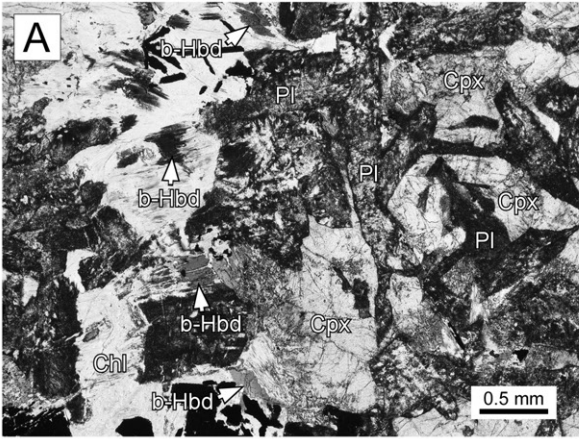
変成鉱物組み合わせから、変成度は、パンペリー石～アクチノ閃石相の高压部に相当すると考えられる。この変成作用は、粒度による岩石種、分布域、変形度に関係なく、全域の苦鉄質岩に及んでいる。

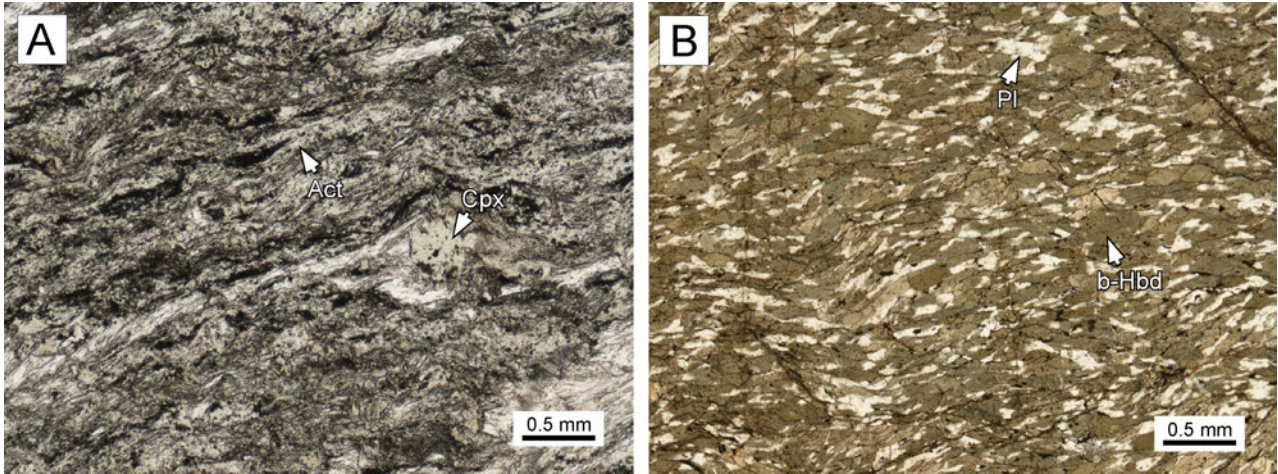
**地質構造** 鷲嶺火成岩類は変形作用によって片理あるいは劈開が形成され、片状構造を呈することが多い。その片理・劈開面は、玄武岩の枕状構造や斑れい岩の層状構造に概ね調和的である。それらの面構造は、朝熊ヶ岳岩体の西部では東西ないし西北西～東南東走向を、東部では東北東～西南西あるいは西北西～東南東走向を示し、また、二見岩体では概ね東西走向を示す。傾斜は、低角～高角で北及び南落ちと様々であるが、朝熊ヶ岳の北斜面ではどこも概ね南傾斜で一致し、宮川コンプレックスの傾斜と調和的である。

朝熊ヶ岳岩体の南半部の4箇所(西部の彦ヶ滝、東部の安楽島東海岸でそれぞれ2箇所ずつ)で枕状溶岩が認められ(第7.2図、付図1のS1及びS2)、どれも逆転層を示している(第7.8図B, C)。したがって、朝熊ヶ岳岩体は全体として逆転しているとみなせる。

朝熊ヶ岳岩体東部域の志摩赤崎駅周辺(鳥羽市街南西)及び安楽島南部では、鷲嶺火成岩類と宮川コンプレックスとが混在して分布する。その中で、宮川コンプレックスの分布範囲が広い志摩赤崎駅周辺では、同コンプレックス中に向斜状構造(第10章で向斜状背斜と解釈)が認められる(第8章及び第10章参照)。この宮川コンプレックスの南北両側に分布する鷲嶺火成岩類の片理・劈開面は、北側で南傾斜を、南側で北傾斜を示し、同コンプレックス中の“向斜状構造”に参加しているとみなせる。ちなみに、安楽島南部に狭く分布する宮川コンプレックスは“向斜状構造”をなすものの、南北両側の鷲嶺火成岩類はこの褶曲構造に参加していない。

**層序関係** 朝熊ヶ岳岩体とその北側に分布する宮川コンプレックスとの境界断層は、鳴ヶ谷断層<sup>なるがだに</sup>と呼ばれ、鳴ヶ谷川(朝熊ヶ岳北斜面)と紙漉川(池の浦駅南方)の2箇所で断層露頭が確認できる。鳴ヶ谷川では、西北西～東南東方向で低角南傾斜の断層面を介し、鷲嶺火成岩類と

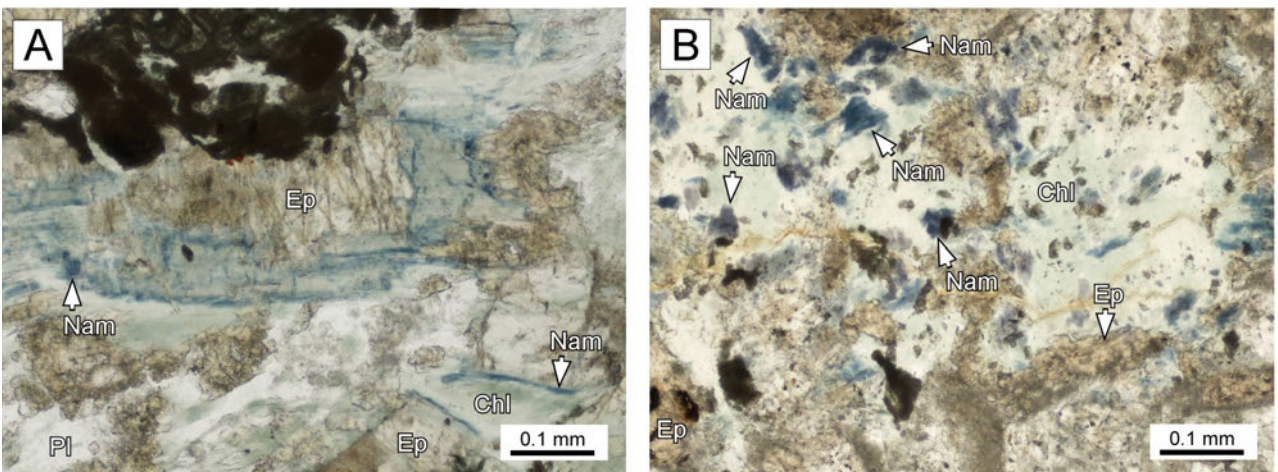




第 7. 9 図 変成岩の薄片写真

(A) 苦鉄質片岩の薄片。単ポーラー。鳥羽市相生山北西(桶ノ山南西)の沢。(B) 片麻状組織を示す角閃岩。単ポーラー。安楽島北西。

Act: アクチノ閃石, b-Hbd: 褐色普通角閃石, Cpx: 単斜輝石, PI: 斜長石。



第 7. 10 図 苦鉄質岩中に産出するアルカリ角閃石の薄片写真

(A) 斑れい岩中のアルカリ角閃石。単ポーラー。伊勢志摩スカイライン道路脇。(B) 玄武岩中のアルカリ角閃石。単ポーラー。鳥羽市村山南方(鳥羽東中学校裏)の林道脇。

Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Nam: アルカリ角閃石, PI: 斜長石。

(← p. 100)

第 7. 8 図 玄武岩の露頭及び薄片写真

(A) オフィテック組織を示すドレライトの薄片。単ポーラー。彦谷奥の沢。(B) 逆転層を示す枕状溶岩。彦谷の林道脇。(C) 逆転層を示す枕状溶岩。安楽島北東端(峰ヶ崎)の海水浴場南方海岸。点線は枕状溶岩の外形。(D) 縞状を呈する玄武岩。堀通川。(E) 緑れん石が濃集したノジュールを含む塊状玄武岩。彦ヶ滝。(F) かんらん石斑晶を含む玄武岩の薄片。単ポーラー。石基には多量の褐色普通角閃石が生じている。伊勢志摩スカイライン道路脇。(G) 単斜輝石斑晶を含む斑状玄武岩の薄片。単ポーラー。石基にはやや粗粒な針状の単斜輝石が生じている。安楽島漁港周辺。(H) 火山角礫岩。引畑川上流。

a-Cpx: 変質した単斜輝石, a-Ol: 変質したかんらん石, b-Hbd: 褐色普通角閃石, Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Ep: 緑れん石, EL: 緑れん石が濃集した層, EN: 緑れん石が濃集したノジュール, PI: 斜長石。ハンマーの長さは約 30 cm。

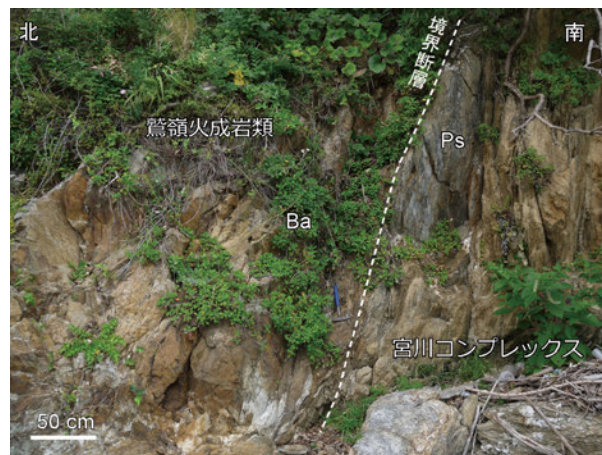
宮川コンプレックスが接し、紙漉川では、西北西－東南東方向で高角南傾斜の断層を介し両者が接する。また、伊勢地域(西隣)では、一字田町神宮神田南方の沢(朝熊ヶ岳北西麓)で、両者が西北西－東南東方向で高角南傾斜の断層面を介し接する。鳴ヶ谷断層については第10章で詳しく述べる。

二見岩体と宮川コンプレックスとの境界露頭は、小浜町の半島北西端(答志地域)で認められる。この露頭では、南側の宮川コンプレックスが北側の鷺嶺火成岩類と西北西－東南東方向で高角北傾斜(N63°W, 74°N)の断層面を介して接する(第7.11図)。以上から、鷺嶺火成岩類は宮川コンプレックスの構造的上位に位置しているとみなせる。朝熊ヶ岳岩体及び二見岩体は、宮川コンプレックスに形成されている大規模背斜構造(第7.2図; 第8章参照)のそれぞれ北翼及び南翼に当たるため、初生的にはこの背斜構造に参加していた可能性がある。

一方、志摩赤崎駅周辺では、前項で既述したように、鷺嶺火成岩類が宮川コンプレックスの“向斜状構造”に参加しているとみなせるため、前者が後者の構造的下位に位置している。

鷺嶺火成岩類の南側に分布するジュラ紀付加体河内<sup>こうち</sup>コンプレックスとの構造関係については、第4章4節で記述したように、鷺嶺火成岩類が高角断層を介して河内コンプレックスの構造的上位に位置している。

**放射年代** 小澤ほか(1997)は、角閃石岩及び斑れい岩(計9試料)中の普通角閃石のK-Ar年代を測定し、後期ジュラ紀に相当する153～148 Ma(誤差は最大で8 Ma)の年代を得ている。



第7.11図 鷺嶺火成岩類(二見岩体)と宮川コンプレックスとの境界断層露頭  
小浜町の半島の北西端。Ba:玄武岩, Ps:泥質片岩。



## 第8章 宮川コンプレックス (三波川結晶片岩)

(内野隆之)

### 8.1 研究史

7万5千分の1「鳥羽」図幅(飯塚, 1929)では, 主に泥質片岩(原典では石墨千枚岩)から構成される宮川層として図示・記載された。しかしそれ以来, 鳥羽地域の泥質片岩主体の地質体について, 詳細な研究例はほとんどない。上野(2001)は, 本地域西隣の伊勢地域で変成岩岩石学的検討を行い, ローソン石を含む泥質片岩の変成度が四国中央部三波川帯の緑泥石帯低温部に相当し, またこの変成は340°C未満, 0.8 GPa未満及び低CO<sub>2</sub>分圧の条件下で進行したことを明らかにした。Tomiyoshi and Takasu(2010)は, 同じく伊勢地域で泥質片岩中のフェンジャイトのK-Ar年代を測定し, 99~93 Ma及び84 Maの年代を得た。

### 8.2 宮川コンプレックス (Mm, Ms, Mpl, Mps)

**命名・定義** 飯塚(1929)の宮川層を改称。本地域の御荷鉾構造線以北に産する泥質片岩主体の地質体について, 宮川コンプレックスと定義する。いわゆる三波川結晶片岩に相当し, 20万分の1地質図幅「伊勢」(西岡, 2010)では三波川結晶片岩類とされている。

なお, 宮川については, 飯塚(1929)では「みやかわ」と読んだが, 本報告では「みやがわ」という正式な河川名に読み替えて地層名を定義した。

**模式地** 朝熊ヶ岳北麓の鳴ヶ谷川(朝熊川支流)。

**分布** 本地域の北半部に分布する。西から, 伊勢市一字田町南方~朝熊ヶ岳北麓~志摩赤崎駅周辺, 鳥羽市街, 相島(真珠島), 坂手島北海岸, 菅島の北西及び南東海岸を南限とし, それより北側に広く分布する。また, 志摩赤崎駅及び安楽島の漁港周辺においても, 鷲嶺火成岩類分布域にそれぞれ南北最大約1.4 km及び約350 m幅で分布している。宮川コンプレックスの南北幅は最大約4 kmに及ぶ。

**層厚** 2,000 m以上。

**岩相** 宮川コンプレックスは, 泥質片岩を主体とし, 苦鉄質片岩, 石灰質片岩, 珪質片岩, 砂質片岩を伴う。模式地及び露出好地のルートマップを第8.1図に, 朝熊ヶ岳北麓, 伊勢市二見町松南下西方, 鳥羽市小浜町西海岸における柱状図を第8.2図に示した。

**苦鉄質片岩 (Mm)**

本岩の産出頻度は低く, 見掛けの層厚が数~10数m

のレンズ状岩塊として, あるいは泥質片岩と見掛け互層して産する(第8.3図A)。

淡緑色~緑色あるいは赤紫色を呈し, 原岩は玄武岩溶岩あるいは玄武岩火砕岩である。断層付近では, 変質によって黄土色を呈する場合がある。主に斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物からなり, 変成鉱物としてアルバイト, 緑れん石, 緑泥岩, 白雲母, セリサイト, チタン石, リューコキシンを産する(第8.3図B)ほか, 試料によっては更にアクチノ閃石, スティルプノメレン, パンペリー石, 方解石, 石英を産する場合もある。また, 菅島北東海岸の1箇所, アルカリ角閃石がアルバイト, 緑れん石, アクチノ閃石, スティルプノメレン, 方解石, 石英とともに認められた(第8.3図C)。斜長石は, 針状あるいは短柱状結晶として産し, ソーシュライト化していることが多い。単斜輝石は, 原岩が比較的粗粒な試料に認められ, 長径が最大1 mmに及ぶことある。緑れん石は, ほぼすべての試料に産するが, 単斜輝石が残存する粗粒な試料では, 最大径が0.5 mmに及ぶ。その他の鉱物は全般的に細粒結晶として産する。菅島の苦鉄質片岩中のアルカリ角閃石は, 短径及び長径がそれぞれ最大0.02 mm, 0.8 mmの長柱状結晶として産し, 軸色はX' = 青色, Z' = 淡青紫色を呈し(第8.3図C), 伸長は負を示す。

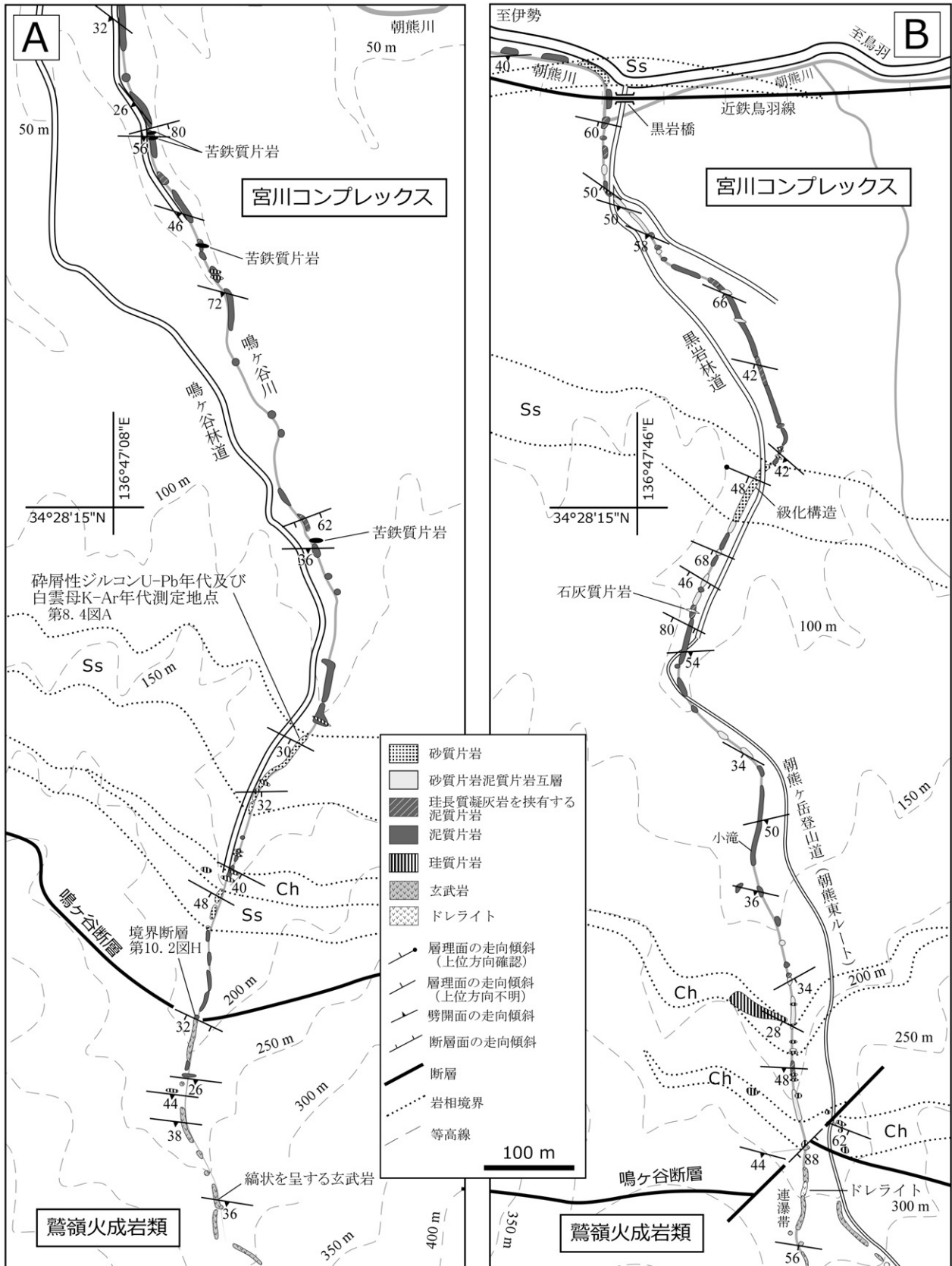
剪断変形が強い場合には, 圧力溶解劈開が形成されたり, また, 比較的粗粒な斜長石, 単斜輝石, 緑れん石をポーフィロクラストとして非対称プレッシャーシャドウが形成される。

**石灰質片岩**

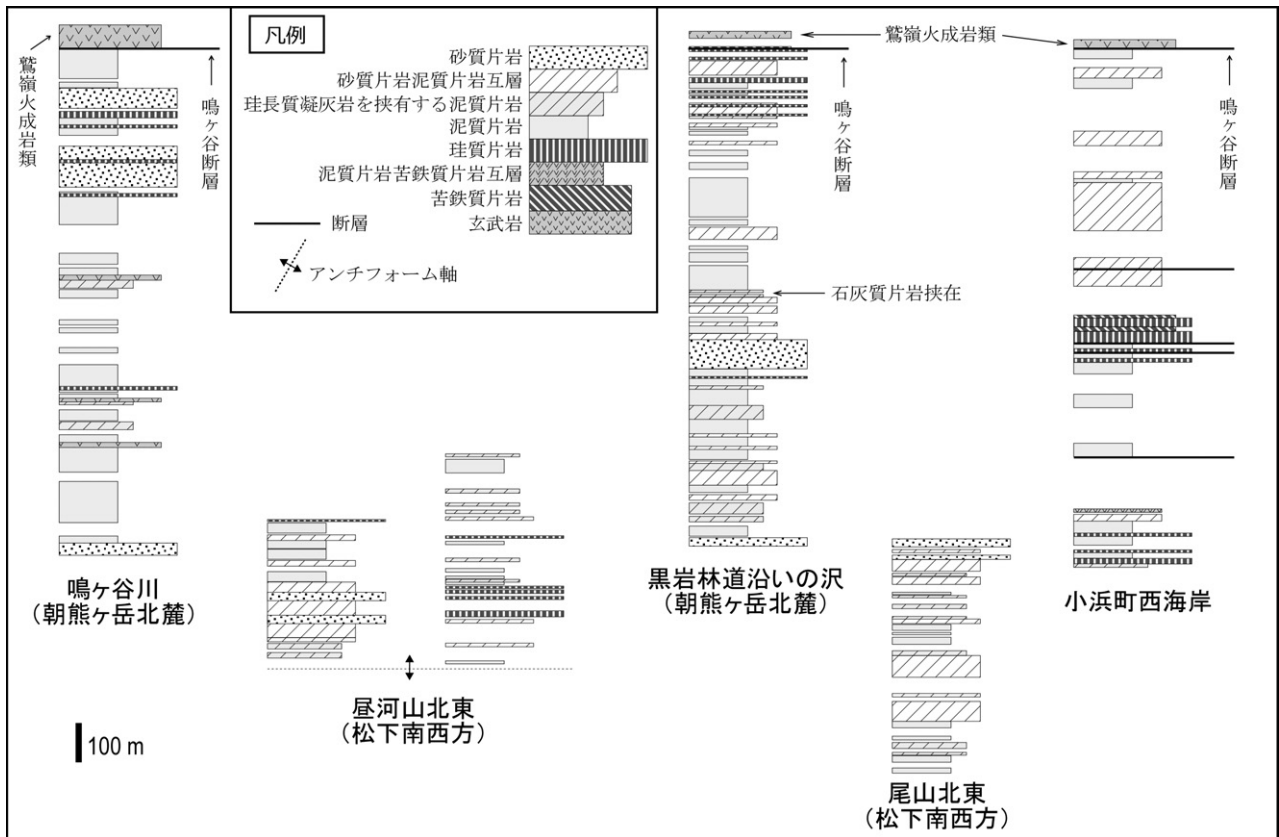
石灰岩を原岩とし, 安楽島の東海岸, 黒岩林道沿いの沢(第8.1図B), 松下(松下駅北西の踏切付近の小崖)の3箇所認められる。いずれも層厚が2 m以内の白色~灰白色を呈する岩塊で, 安楽島や黒岩林道では泥質片岩中に(第8.3図D), 松下では苦鉄質片岩中に産する。黒岩林道の試料は, 再結晶した0.1 mm以下の方解石の集合体からなり, 弱い片理とスタイロライトが形成されている。一方, 安楽島の試料は, 再結晶した粗粒な方解石からなり, 0.1~2 mmの石英や斜長石の粒子を含んでいる(第8.3図E)。なお, 石灰質片岩については, 小規模な産出のため地質図には表現していない。

**珪質片岩 (Ms)**

チャートを原岩とし, 見掛けの層厚が数~100 mの岩塊~小規模岩体として普遍的に分布する。周囲の泥質片



第 8. 1 図 朝熊ヶ岳北麓における宮川コンプレックスのルートマップ  
 (A) 鳴ヶ谷川沿い(模式ルート)におけるルートマップ. (B) 黒岩林道沿いにおけるルートマップ.  
 Ch: 珪質片岩, Ss: 砂質片岩.



第 8. 2 図 代表的なルートにおける宮川コンプレックスの柱状図

岩よりも侵食に対する抵抗力が強いため、沢沿いや海岸ではしばしばシートあるいはレンズ状に突出して産する(第 8. 3 図 F, 裏表紙参照)。灰白色～灰色を呈し、赤紫色や淡緑色を呈することもある(第 8. 3 図 G)。一般に、層厚数 cm の珪質層と数 mm の泥質層が律動的に互層し層状を呈する。まれに珪質層の厚さが数 mm 規模で細互層することもある(第 8. 3 図 G)。珪質層は径 0.1 mm 程度の微晶質石英からなり、ごく少量の細粒な白雲母やチタン石を産することがある。泥質層は、白雲母、セリサイト、緑泥石、チタン石、石英、スティルプノメンレン、赤鉄鉱、褐鉄鉱などともに径 0.1 mm 以下の細粒鉱物からなる。まれに、桃色を呈する紅れん石が認められる(第 8. 3 図 H)。また、珪質片岩中には、数 cm 以上の石英脈が頻繁に産する。

#### 砂質片岩 (Mps)

細粒～粗粒の砂岩を原岩とし、珪質片岩と同程度の傾度で宮川コンプレックス中に産する。灰色を呈し、片理が形成されている。鳴ヶ谷川、黒岩林道沿いの沢、坂手島、菅島などでは、露頭規模で整然相を示し(第 8. 4 図 A)、また、級化構造を示すことがある。しばしば、泥質片岩と層厚数 cm 以下の規模で互層する(第 8. 4 図 B)。

鏡下では、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、チタン石、ジルコン、不透明鉱物などの粒子のほか、花崗岩質

岩、流紋岩質岩、玄武岩などの岩片が認められる(第 8. 4 図 C)。石英は波動消光し、斜長石はしばしばソーシユライト化している。圧力溶解劈開や、種々の碎屑粒子をポーフィロクラストとした非対称プレッシャーシャドウが認められる。また、碎屑粒子は全体的に縦横比が高く、劈開・片理に沿って定向配列することが多い。変成鉱物として白雲母と緑泥石が定向配列して産するほか、方解石が散点的に産する場合がある。また、石英、方解石、緑れん石が細脈として産する。

#### 泥質片岩 (Mpl)

泥岩を原岩とし、宮川コンプレックス中に広く産する。暗灰色を呈し、著しい片理の形成で特徴付けられる(第 8. 4 図 D)。しばしば、層厚数 mm～数 cm の珪長質凝灰岩層を挟有し、それらが数 mm 規模で細互層する場合もある(第 8. 4 図 E)。また、露頭規模で、苦鉄質片岩、珪質片岩、石灰質片岩、砂質片岩の岩塊を含む場合もあり(第 8. 4 図 F)、その場合、岩塊に見られる片理は一般に弱い。泥質片岩には、石英・斜長石からなる白色を呈する幅数 mm～数 10 cm の分結脈が、片理に平行にあるいは斜交して多産する(第 8. 4 図 D)。

露頭では、折りたたみ褶曲、ちりめんじわ褶曲、キンク褶曲、非対称変形、石英脈の雁行配列などの変形構造が確認できる。鏡下では、幅数 mm 以下の珪質層と泥

質層が互層していることが認められる(第8.4図G)。珪質層は、石英を主とした微細な鉱物の集合体からなり、しばしば散点的に生じた方解石を伴う。一方、泥質層は、定向配列したフェンジャイトや石墨からなり、緑泥石、アルバイト、スティルプノメレン、石英、リュウコキシンを伴う。また、泥質層には微褶曲の軸面に劈開が形成されることがある(第8.4図G)。泥質片岩に挟在する珪長質凝灰岩は、淡緑色を呈し、弱い片理が認められる。石英、緑泥石、リュウコキシンなどからなる微細な鉱物の集合体からなり(第8.4図H)、まれに方解石を伴う。

地質図では、苦鉄質片岩、珪質片岩、石灰質片岩、砂質片岩の岩塊は泥質片岩(Mpl)に含めた。

**地質構造** 層理面あるいは片理面は、西北西-東南東ないし東北東-西南西走向を示し、また主に中角の北あるいは南傾斜を示す。場所によっては20~30°の低角傾斜を示す地層もしばしば認められる(第8.4図A)。大小幾つかの褶曲が存在し、大局的には宮川コンプレックスの中央部(朝熊町~昼河山北方~松下南方~小浜町~三ツ島)に東西性の主背斜軸(第7.2図参照)を持つ複背斜構造をなす。主背斜軸の両翼に形成された寄生褶曲の半波長は、200~350mである。主背斜軸は、本地域に発達する胴切断層群によって北あるいは南側にずらされている。

一方、志摩赤崎駅周辺(鳥羽市街南西)では、宮川コンプレックスは鶯嶺火成岩類に挟まれるように分布しており、そこでは向斜状構造(第10章で向斜状背斜と解釈)を示している。

**層序関係** 第7章でも述べたように、宮川コンプレックスは大局的には鶯嶺火成岩類の構造的下に位置する。一方、志摩赤崎駅周辺では、同コンプレックスの一部が逆転した鶯嶺火成岩類の構造的上位に“向斜状構造”を形成しながら位置していると考えられる。

**変成作用** 苦鉄質片岩での変成鉱物組み合わせは、アルバイト+緑れん石+緑泥岩+フェンジャイト+チタン石±アクチノ閃石±スティルプノメレン±パンペリー石±方解石±石英±アルカリ角閃石である。泥質片岩では、フェンジャイト+アルバイト+チタン石+石墨±緑泥石±スティルプノメレン±方解石である。これらの組み合わせは、パンペリー石-アクチノ閃石相の高圧部を示す。また、本地域西隣の宮川コンプレックスを扱った坂野(1992)や上野(2001)が既に指摘しているように、四国中央部三波川帯の緑泥石帯(低温部)に相当する。ちなみに、上野(2001)が伊勢地域(西隣)の伊勢市円座町西方に産する泥質片岩及び苦鉄質片岩から見出したローソン石は、本地域の宮川コンプレックスからは見出せていない。

#### 放射年代

[K-Ar年代] Tomiyoshi and Takasu(2010)は、伊勢地域

の数地点(伊勢市円座町西方の雨淵川、<sup>そうち</sup>佐八町、前山町)の泥質片岩からフェンジャイト K-Ar 年代を得ている。それによると、鶯嶺火成岩類中に産する雨淵川の泥質片岩は  $99.1 \pm 2.5$ ,  $97.1 \pm 2.4$ ,  $93.2 \pm 2.3$  Ma(後期白亜紀初頭)を、また同岩類の北側に産する佐八町及び前山町の泥質片岩は、それぞれ  $84.2 \pm 2.1$  と  $83.6 \pm 2.1$  Ma(後期白亜紀中頃)を示す。

伊勢市の朝熊ヶ岳北麓の鳴ヶ谷川( $34^{\circ}28'06''N$ ,  $136^{\circ}49'16''E$ , 付図1のKA-M1)及び鳥羽市坂手島の北海岸( $34^{\circ}29'24''N$ ,  $136^{\circ}51'37''E$ , 付図1のKA-M2)に産する砂質片岩について、フェンジャイトの K-Ar 年代を測定した。K-Ar 年代は、鳴ヶ谷川試料で  $84.7 \pm 1.8$  Ma、坂手島試料で  $79.0 \pm 1.7$  Ma を示している(第8.1表)。これらの年代値は、Tomiyoshi and Takasu(2010)によって得られた佐八町及び前山町の泥質片岩中の年代値と調和的である。

[碎屑性ジルコン U-Pb 年代] K-Ar 年代測定が行われた上記の鳴ヶ谷川試料及び坂手島試料について、内野(2017)によって碎屑性ジルコンの U-Pb 年代が報告された。その結果、鳴ヶ谷川試料は概ね 1,700~1,600 Ma 台、270~230 Ma 台、220~160 Ma 台の3つの粒子群が識別されている。そして、最若粒子群のピーク年代値(加重平均値)は  $177.1 \pm 1.6$  Ma(前期ジュラ紀末)を、また最若ジルコンの年代は  $157.9 \pm 8.8$  Ma(後期ジュラ紀前半)を示している。

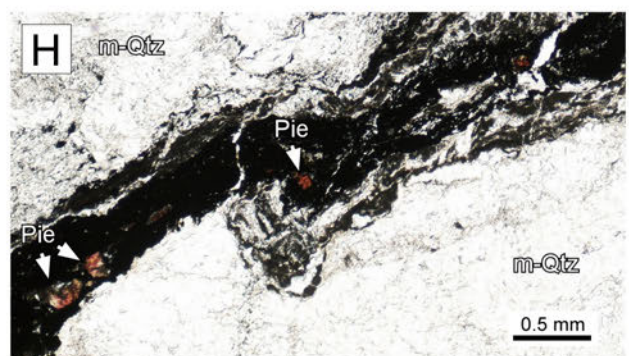
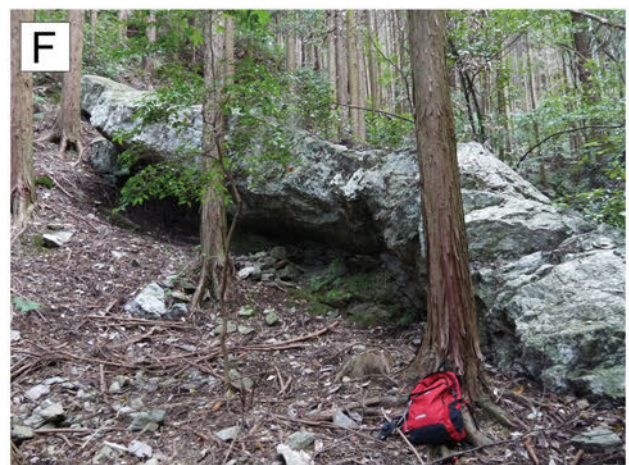
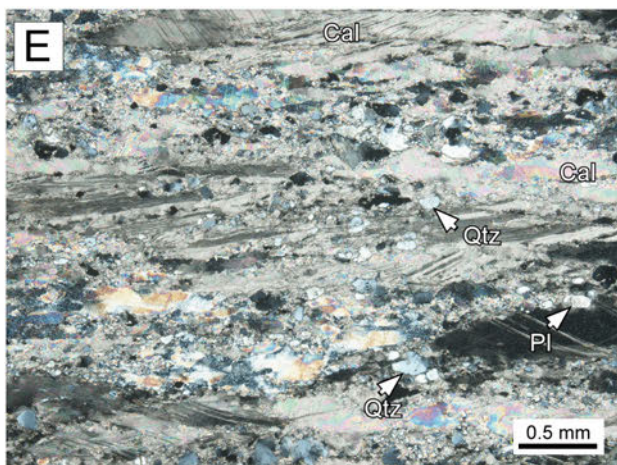
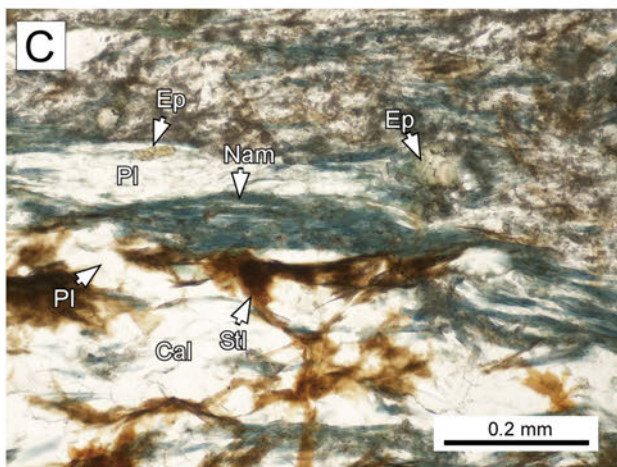
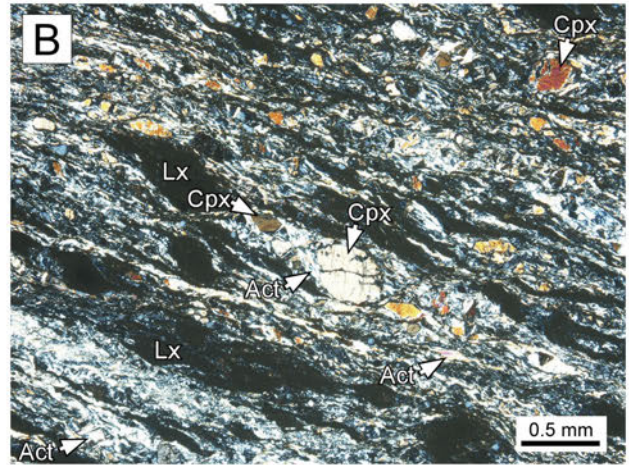
一方、坂手島試料は概ね 1,900~1,000 Ma 台と 270~90 Ma 台の2つの粒子群が識別されている。そして、最若粒子群のピーク年代値(加重平均値)は  $95.5 \pm 2.5$  Ma

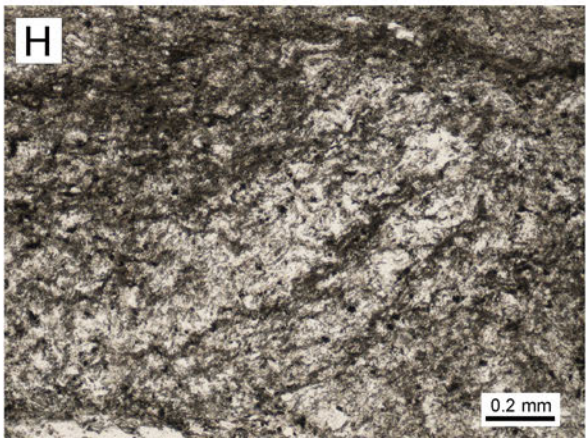
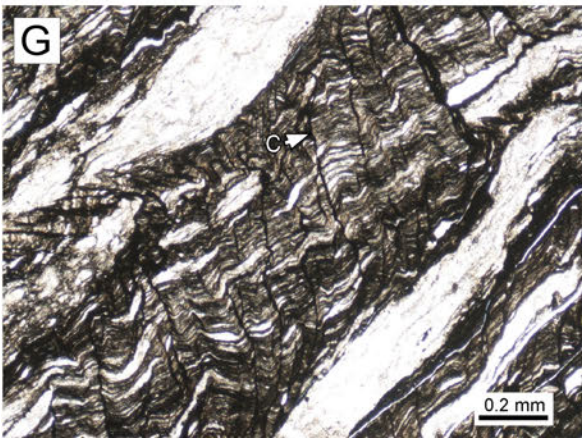
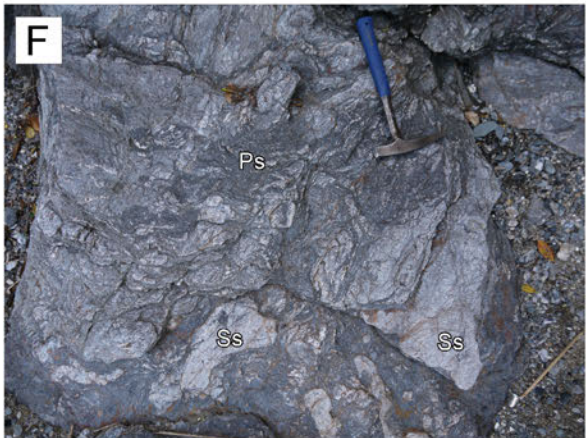
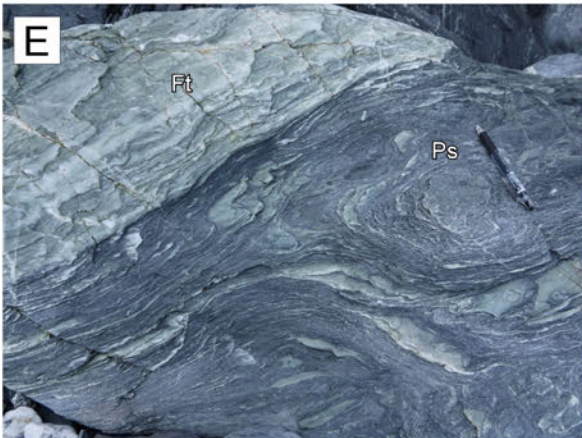
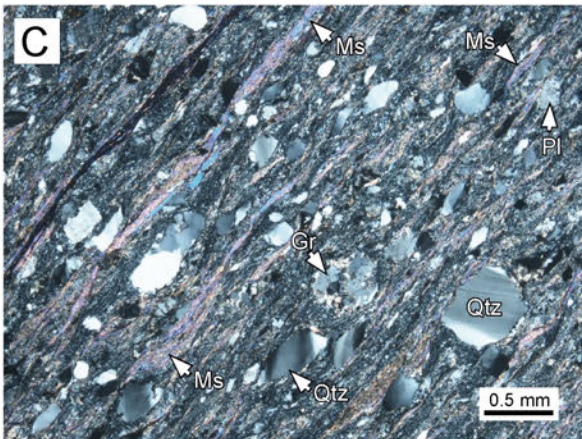
(p.107 →)

第8.3図 苦鉄質、石灰質、珪質片岩の露頭、研磨片及び薄片写真

(A) 泥質片岩中に挟在する淡緑色及び赤紫色を呈する苦鉄質片岩の露頭。菅島北東端。ハンマーの長さは約30cm。(B) 苦鉄質片岩の薄片。単ポラー。志摩赤崎駅西。(C) アルカリ角閃石を含む苦鉄質片岩の薄片。場所はAと同じ。(D) 泥質片岩中に挟在する石灰質片岩の露頭。安楽島南東海岸。ペンの長さは15cm。(E) 石灰質片岩の薄片。単ポラー。場所はDと同じ。(F) シート状に露出する珪質片岩の露頭。朝熊町南方の沢(朝熊ヶ岳北麓)。リュックの幅は約30cm。(G) 赤紫色を呈する珪質片岩の研磨片。小浜町の西海岸。(H) 紅れん石を含む珪質片岩の薄片。単ポラー。場所はGと同じ。

Act: アクチノ閃石, Cal: 方解石, Cpx: 単斜輝石, Cs: 石灰質片岩, Ep: 緑れん石, g-Gs: 緑色苦鉄質片岩, Lx: リュウコキシン, m-Qtz: 微晶質石英, Nam: アルカリ角閃石, Pie: 紅れん石, Pl: 斜長石, Ps: 泥質片岩, Qtz: 石英, r-Gs: 赤紫色苦鉄質片岩, Stl: スティルプノメレン。





(後期白亜紀初頭)を、また最若ジルコンの年代は  $90.4 \pm 6.8$  Ma (後期白亜紀前半)を示している。

**付加年代** 本地域の三波川帯からは化石年代は得られていない。坂手島試料については、碎屑性ジルコンの U-Pb 年代 (最若粒子群のピーク年代) は  $95.5 \pm 2.5$  Ma を示す。つまり、付加年代に近似できる陸源性碎屑岩の堆積年代は後期白亜紀前半以降とみなされる。そして、同試料のフェンジャイト K-Ar 年代 ( $79.0 \pm 1.7$  Ma; 後期白亜紀カンパニアン期) から想定された沈み込み帯での低温高压型変成の時期を考慮すると、付加年代はカンパニアン以前、すなわち後期白亜紀前半と考えることができる。一方、鳴ヶ谷川試料においては、フェンジャイトの K-Ar 年代は  $84.7 \pm 1.8$  Ma (後期白亜紀サントニアン

期)と坂手島試料のものよりやや古い程度であるが、碎屑性ジルコンの U-Pb 年代 (最若粒子群のピーク年代) は  $177.1 \pm 1.6$  Ma であり、坂手島試料の年代 ( $95.5 \pm 2.5$  Ma) とはかなり有意な年代差がある。

両試料を含む地質体の岩相が酷似していることや両者のフェンジャイト K-Ar 年代が僅差であることから判断すると、鳴ヶ谷川試料は何らかの理由で白亜紀の火成活動に起因したジルコンを含まず、本試料の堆積年代はジュラ紀というよりも坂手島試料と同じく後期白亜紀前半と考える方が妥当である。

なお、付加した海洋プレートの形成年代は、鷲嶺火成岩類中の普通角閃石の K-Ar 年代が示すジュラ紀末 (第 7 章参照) ということになる。

第 8. 1 表 宮川コンプレックスの砂質片岩中のフェンジャイト K-Ar 年代

試料番号	採取地点	緯度経度	カリウム含有量 (wt.%)	放射性起源 <sup>40</sup> Ar (10 <sup>-8</sup> cc STP/g)	非放射性起源 <sup>40</sup> Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
KA-M1	鳴ヶ谷川	34° 28' 06" N 136° 47' 16" E	6.021±0.120	2025.6±19.7	2.2	84.7±1.8
KA-M2	坂手島	34° 29' 25" N 136° 51' 41" E	6.548±0.131	2050.9±20.0	2.5	79.0±1.7

粒子径は 2 μm 以下。年代値計算に使用した壊変定数は、Steiger and Jäger (1977) の  $\lambda_s = 0.581 \times 10^{10}/\text{year}$ ,  $\lambda_p = 4.962 \times 10^{10}/\text{year}$  である。自然界における <sup>40</sup>K の存在度は  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$  の式を使用。年代測定は株式会社藤山地質年代学研究所による。

(← p. 108)

第 8. 4 図 泥質片岩・砂質片岩の露頭及び薄片写真

(A) 整然相を示す砂質片岩の露頭。朝熊岳北麓の鳴ヶ谷川。(B) 整然相を示す砂岩泥岩互層の露頭。黒岩林道沿いの沢。(C) 砂質片岩の薄片。直交ポラー。朝熊ヶ岳北麓、鳴ヶ谷川。(D) 石英脈を伴う泥質片岩の露頭。池の浦。(E) 泥質片岩と互層する珪長質凝灰岩の露頭。菅島。(F) 砂質片岩を岩塊として含む泥質片岩の露頭。坂手島。(G) 泥質片岩の薄片。単ポラー。劈開が微褶曲の軸面に形成されている。菅島。(H) 珪長質凝灰岩の薄片写真。単ポラー。伊勢市二見町光の街。

C: 劈開, Cal: 方解石, Chl: 緑泥石, Ft: 珪長質凝灰岩, Gr: 花崗岩質岩, Ms: 白雲母, Pl: 斜長石, Ps: 泥質片岩, Qtz: 石英, Ss: 砂質片岩, SV: 分結脈。ハンマー及びペンの長さは、それぞれ約 30 cm 及び 15 cm。

## 第9章 第四系

(中島 礼)

### 9.1 研究史

鳥羽地域の第四系を含む地質については、小川(1905)による20万分の1「鳥羽」図幅における報告が最初の研究例であり、その後飯塚(1929)による7万5千分の1「鳥羽」図幅によって記述されている。これらの地質図では、先志摩台地が新第三系として図示されている。第四系としての堆積物の記述としては大塚(1928a, b)が最初であり、この研究では先志摩台地の第四系の地形発達史や年代が議論された。大塚(1928a)は先志摩台地の第四系のほぼ全体を先志摩層と定義した。一方、飯塚(1929)はほぼ同じ地層を鵜方層として定義した。山田(1956)は先志摩台地の第四系を鵜方層とし、その層序や堆積物について報告した。その後 Yamada (1963)は鵜方層を Sakishima Group として層序の特徴をまとめた。志摩マリンランド(1985)は、第四系を鵜方層としてまとめ、地形と地質についてまとめた。最近では、谷岡ほか(2004)が先志摩台地の第四系地質図を作成し、火山灰と古地磁気に基づき年代を検討した。

本地域の地形学的研究としては辻村(1925)が最初であり、先志摩台地を初めて隆起海蝕台と記載した。大塚(1928a, b)は、隆起と沈降が起こることで隆起海蝕台が形成されると地形発達史を議論した。その後、吉川(1949)は先志摩台地の陸域と海域の地形と地質を総合的に検討し、この地域の地形を“志摩隆起海蝕台”と呼んだ。

先志摩台地の海成段丘面区分については、Tsuchi(1961)が2面に区分し、名古屋グループ(1969)と成瀬(1974)は3面、米倉(1980)が4面の区分を行った。その後、太田(2001)は武藤正明による横浜国立大学卒業論文(1989年)の結果に基づき、高位より mT9, mT7, mT5e, mT5c, mT1 とし、それぞれを海洋酸素同位体ステージ(MIS)と関連づけた。河成段丘面を含めた本地域全体の段丘面区分は、米倉(1980)、建設省国土地理院(1974)や国土地理院(2006a, b)、岡田・東郷編(2000)でも図示されている。

先志摩層の泥層からは化石が多産することが知られ、多くの研究例がある。貝化石については、飯塚(1929)、松下(1932)、大炊御門(1933)、Yamada(1963)、Itoigawa and Ogawa(1973)が、植物遺体化石は三木(1941)と Miki(1957)が報告している。微化石としては、有孔虫化石は横山・中川(1941)、花粉化石は鳥倉(1962)、

花粉化石と珪藻化石は Shimakura(1969)が報告している。貝化石や花粉化石の結果はともに暖温帯の気候を示し、群集組成から先志摩層と中部更新統渥美層群が対比されている。

本地域第四系の堆積年代については、先志摩層に挟まれる磯部火山灰が大阪層群の下部更新統 Ma3 にみられるアズキ火山灰に対比されている(町田ほか, 1980)。一方、谷岡ほか(2004)は先志摩層の古地磁気为正帯磁を示す結果を提示して、磯部火山灰が Matuyama chron に属するアズキ火山灰と対比されず先志摩層が Brunhes chron に属することを示した。そのほかには直接的に堆積年代を示すデータは本地域の第四系からは得られていない。

### 9.2 先志摩層 (Sk)

**命名** 大塚(1928a)によって命名された地層を再定義。大塚(1928a)は先志摩台地の第四系を広く先志摩層とし、また飯塚(1929)は鵜方層とした。しかし、彼らの命名した地層は本報告での高位～最低位段丘堆積物を含むものであるため、本報告では段丘堆積物を除く海成粘土層と砂礫層の互層である地層を先志摩層とした。Yamada(1963)は本地域の低位段丘堆積物を除く第四系を Sakishima Group とし、下位より Osatsu gravel, Kiba silt, Isobe formation, Ugata sand, Ago gravel, Fuseda gravel に細分した。谷岡ほか(2004)では低位段丘堆積物を除く第四系を先志摩層とし、下位より磯部部層、木場部層、迫間部層、鵜方部層と4部層に区分した。本報告で定義する先志摩層は、Yamada(1963)の Osatsu gravel, Kiba silt, Isobe formation を合わせた地層、谷岡ほか(2004)の鵜方部層を除く3部層が相当する。

**模式地** 志摩市磯部町迫間における県道61号線沿いの崖。

**分布** 志摩市磯部町迫間、同町恵利原、同町坂崎、鳥羽市相差町に分布する。鳥羽市相差町での分布はわずかであり模式地からも離れているが、後述する相差火山灰層の堆積年代と層相の特徴から同じ地層として扱った。

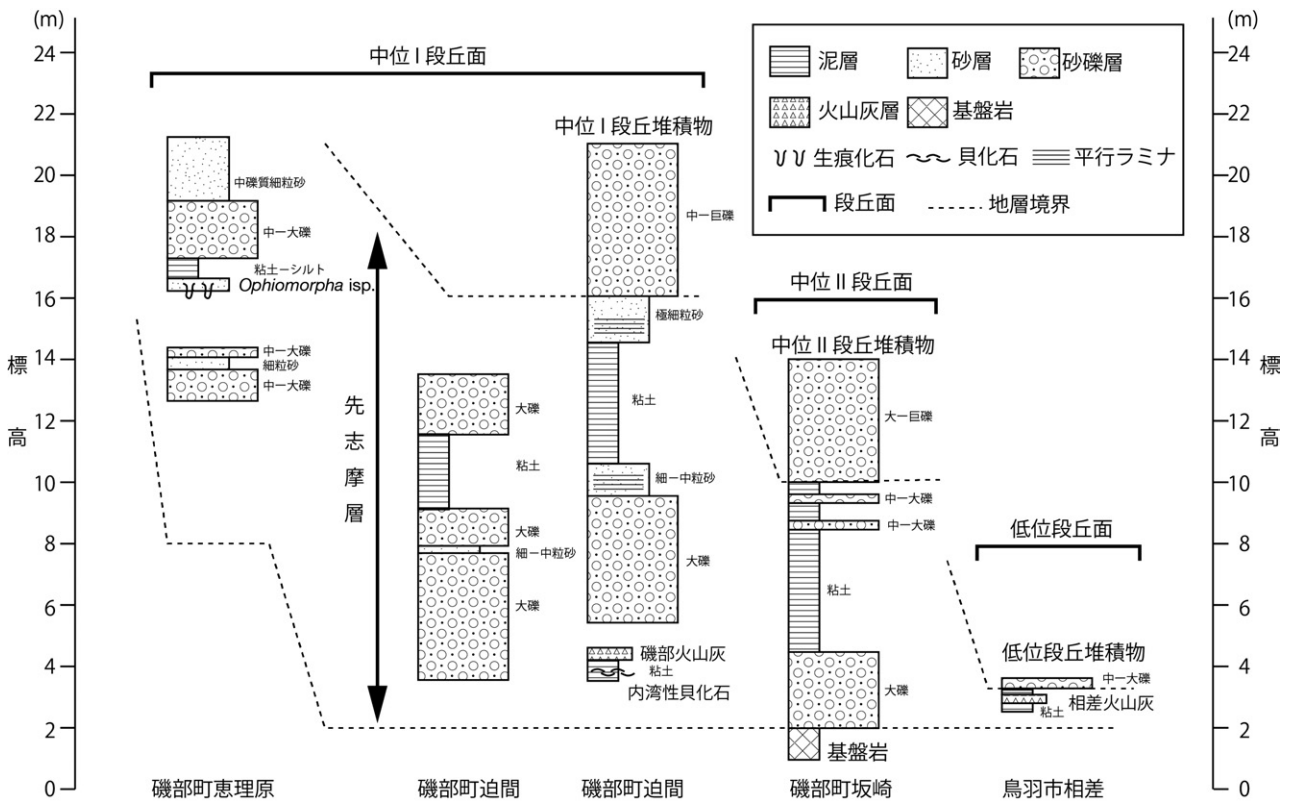
**層厚** 模式地周辺で約10 m。

**層序関係** 本地域第四系の基盤となる四万十帯の付加体を削り込んだ谷地形を充填する。磯部町迫間では中位I段丘堆積物に、同町坂崎では中位II段丘堆積物に、鳥羽市相差町では低位段丘堆積物に覆われる。

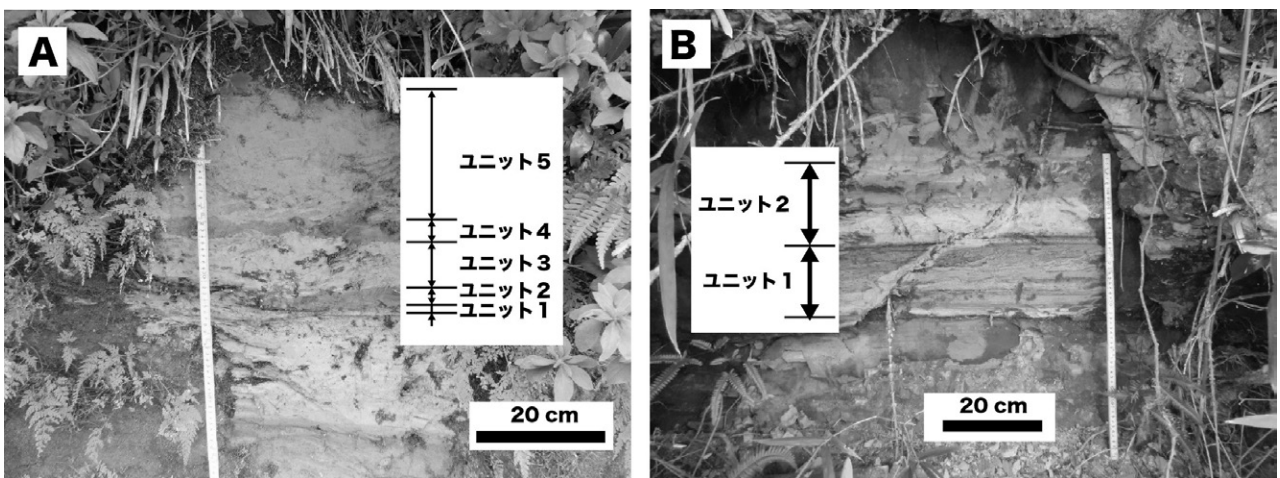


層相 模式地周辺では、約1～4 mの海成粘土層、約4 mの大礫大の主に砂岩の亜角礫を含む砂礫層の互層から主として構成され、細～中礫層を挟在する約1 mの細～中粒砂層を挟む(第9.1図)。最下部の海成粘土層の上には約50 cmの層厚の磯部火山灰が重なる(第9.2図A)。磯部町恵利原では、中～大礫大の亜円～亜角礫の砂礫層と中礫混じりの細粒砂層の互層からなる。細粒砂

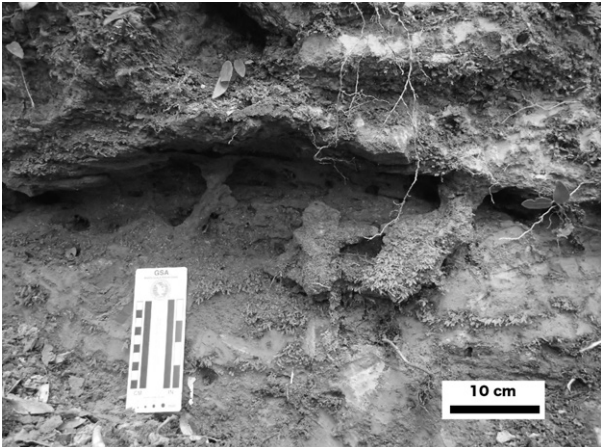
層には直径約3 cmの筒状生痕化石である *Ophiomorpha* isp. がみられる(第9.3図)。鳥羽市相差町では、約80 cmの海成粘土層がみられ、約35 cmの相差火山灰が挟在する(第9.2図B)。最下部の層準については、磯部町坂崎の海岸で四万十帯に亜角礫からなる砂礫層が重なる露頭がみられる。模式地周辺の本層の分布は、石田(1990)で詳細に報告されている。



第9.1図 先志摩層の柱状図



第9.2図 先志摩層に挟在する火山灰層  
(A) 磯部火山灰(志摩市磯部町迫間), (B) 相差火山灰(鳥羽市相差町)。



第9.3図 先志摩層にみられる生痕化石 *Ophiomorpha* isp.  
場所は志摩市磯部町迫間。

**火山灰** 磯部町迫間の模式地周辺には、磯部火山灰が挟在する。層厚は40～50 cmで、側方に層厚、粒度や色に変化する。模式地では、下位より層厚2 cmの灰白色で極細粒砂大、層厚6 cmの灰色で粘土大、層厚10 cmの灰白色でシルト大、層厚4 cmの灰色でシルト大、層厚20 cmの赤灰色でシルト大のユニット1～5に区分される。鳥羽市相違町では、相違火山灰が挟在する。層厚は約35 cmで、下位より層厚2 cmの白色でシルト大、層厚15 cmの灰白色でシルト大、層厚6 cmの白色で粘土大、層厚10 cmの白色で粘土大のユニット1～4に区

分される。谷岡ほか(2004)では迫間部層とした海成粘土にも火山灰が報告されている。

磯部火山灰はその岩石学的特徴から、大阪層群のMa3海成粘土層(MIS 21)に挟在する猪牟田アズキ火山灰(Ss-Az)に対比されている(町田ほか, 1980; 町田・新井, 2003)。本報告では、磯部火山灰と模式地における猪牟田アズキ火山灰と、相違火山灰に類似する大阪層群Ma2海成粘土層(MIS 25)に挟在する山田I火山灰(吉川, 1976)について、火山ガラスの形態、火山ガラスと斜方輝石の屈折率と火山ガラスの化学組成を比較した(第9.1表, 第9.2表)。その結果、それぞれの火山灰の屈折率と化学組成値は近似しており、対比できる可能性が高いことが判明した。

**年代** 磯部火山灰と相違火山灰との対比の可能性が高い猪牟田アズキ火山灰と山田I火山灰の堆積年代はそれぞれ、MIS 21とMIS 25である(吉川・三田村, 1999)。また、猪牟田アズキ火山灰の堆積年代は、 $870 \pm 20$  kaというフィッション・トラック年代が得られている(西村・笹嶋, 1970)。したがって、これらの火山灰を挟在する海成粘土層は約90万年前前後の前期更新世末期の堆積年代と考えられる。一方、谷岡ほか(2004)は磯部火山灰を挟む先志摩層の4層準において堆積残留磁化測定を行い、すべての層準で正帯磁を示す結果を提示した。猪牟田アズキ火山灰や山田I火山灰を含む層準は逆帯磁のMatuyama chronに属するため(市原, 1993)、谷岡ほか(2004)は磯部火山灰と猪牟田アズキ火山灰との対比は否定している。本報告では、2層準の火山灰の対比の可

第9.1表 先志摩層に挟在する磯部火山灰と相違火山灰、及びそれぞれに対比される火山灰に含まれる火山ガラスと斜方輝石の屈折率

火山灰名	採取地点	火山ガラスの形態	屈折率	
			火山ガラス(n)	斜方輝石( $\gamma$ )
磯部火山灰	志摩市磯部町迫間	偏平型・中間型	1.512-1.526 (1.515)	1.701-1.715
アズキ火山灰	和泉市いぶき野(大阪層群Ma3)	中間型	1.511-1.516	1.700-1.713
相違火山灰	鳥羽市相違町	偏平型	1.502-1.507	1.710-1.720
山田I火山灰	和泉市いぶき野(大阪層群Ma2)	偏平型	1.505-1.507	1.708-1.717

屈折率測定は株式会社古澤地質における温度変化型屈折率測定装置 MAIOT による。

第9.2表 先志摩層に挟在する磯部火山灰と相違火山灰、及びそれぞれに対比される火山灰に含まれる火山ガラスの化学分析組成

火山灰	採取地点		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	測定点数
磯部火山灰	志摩市磯部町迫間	平均値(wt%)	71.66	0.51	14.58	2.26	0.10	0.47	1.68	3.99	4.74	15
		標準偏差	0.36	0.06	0.19	0.09	0.06	0.04	0.14	0.08	0.12	
アズキ火山灰	和泉市いぶき野(大阪層群Ma3)	平均値(wt%)	71.34	0.51	14.64	2.39	0.12	0.46	1.75	4.00	4.79	15
		標準偏差	0.66	0.09	0.19	0.23	0.08	0.13	0.27	0.07	0.17	
相違火山灰	鳥羽市相違町	平均値(wt%)	77.90	0.37	11.93	1.70	0.07	0.30	1.80	3.62	2.32	15
		標準偏差	0.34	0.07	0.11	0.17	0.06	0.03	0.07	0.09	0.15	
山田I火山灰	和泉市いぶき野(大阪層群Ma2)	平均値(wt%)	77.96	0.35	11.89	1.67	0.07	0.31	1.78	3.71	2.27	15
		標準偏差	0.24	0.05	0.10	0.09	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	

化学分析は株式会社古澤地質におけるエネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX)による。FeO\*: トータルのFe量をFeOとして計算した値。

能性を重視して、現状として先志摩層の堆積年代を前期更新世として扱う。

**化石** 本層の海成粘土層からは多くの報告がある。貝化石については、飯塚(1929)が磯部町穴川において7種、磯部町木場から松下(1932)が17種、大炊御門(1933)は新種5種を含む45種を報告した。Yamada(1963)は45種を報告し、中部更新統渥美層群の群集との類似性を示唆した。Itoigawa and Ogawa(1973)は磯部町迫間から、*Mabellarca hiratai*, *Dinocardium braunsi*, *Turritella kurosio* などの絶滅種を含む158種を報告し、豊橋地域の上部更新統小坂井層(豊川層：中島ほか, 2008)や中部更新統渥美層群との類似性を示し、時代も渥美層群と同時期と考えた。有孔虫については、横山・中川(1941)は志摩市木場から2新属2新種を含む80種を報告した。植物遺体化石については、三木(1941)が磯部町の本層から *Tsuga*, *Sapium*, *Stewartia*, *Ruppia* など16種を報告した。花粉化石については島倉(1962)が、*Pinus*, *Fagus* が優勢で、*Sapium*, *Styrax* によって特徴付けられる27属の群集を示し、中部更新統渥美層群に類似するとした。松原・木村(1970)も花粉化石を検討し、*Picea*, *Pinus*, *Fagus*, *Carpinus* が優勢と示した。Shimakura(1969)は36属の花粉化石と48種の珪藻化石を報告した。

**環境** 大炊御門(1933)とItoigawa and Ogawa(1973)は貝化石から、堆積環境が暖流の影響にあったことを示した。また、横山・中川(1941)も有孔虫化石の群集から黒潮の影響を示唆した。Itoigawa and Ogawa(1973)は先志摩層の海成粘土層の堆積環境を、内湾やエスチュアリーで、30 m以浅の水深であるとした。本層は基盤を下刻した谷地形を埋積した堆積物であり、海成粘土層と砂礫層の繰り返しからなるため、複数の海進海退サイク

ルによる内湾と河川が繰り返された環境と考えられる(谷岡ほか, 2004)。

### 9.3 高位段丘堆積物(th)

本堆積物は先志摩台地と古市台地に分布する高位段丘面を構成する堆積物で、前者は海成と河成、後者は河成段丘堆積物である。地形面として高位段丘面が先志摩台地の伊雑ノ浦やの矢湾、伊勢湾に面した地域に認められるが、堆積物が残っていないため、本報告では図示及び記載はしていない。なお、以下で使用する土色(色相)はマンセル系統分類方式に基づく。

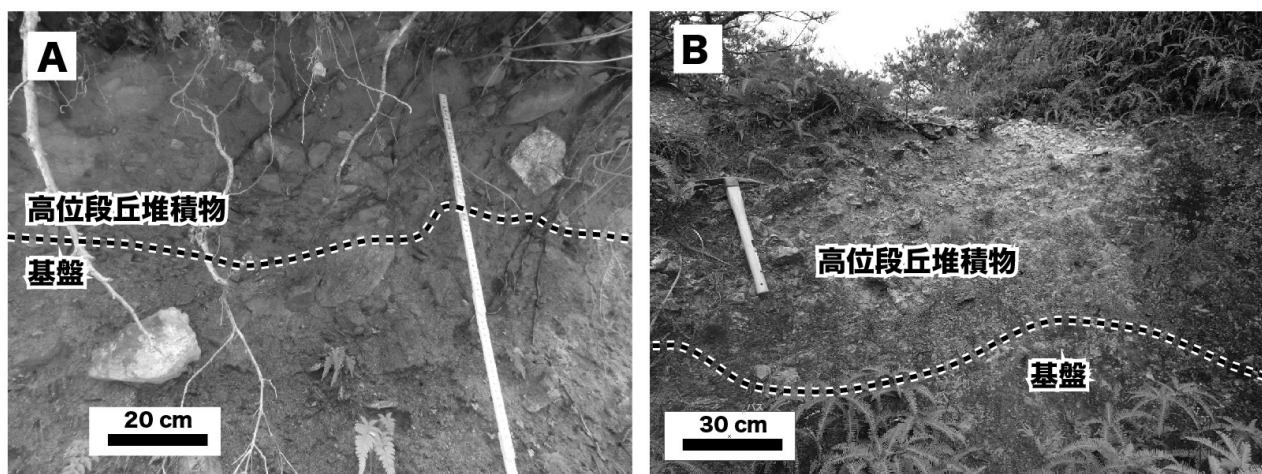
**分布** 先志摩台地では、志摩市磯部町山原周辺の標高約30 m、磯部町山田周辺の標高50~60 m、磯部町築地の標高約30~50 mに分布する。古市台地の標高約40~60 mに分布する。どの地域でも下刻されることで尾根沿いに薄く堆積物が残っている。

**層厚** 先志摩台地、古市台地ともに2~3 m。

**層序関係** 先志摩台地では黒瀬川帯や四万十帯の碎屑岩類に、古市台地では三波川帯の結晶片岩に重なる。

**層相** 先志摩台地では、中~大礫大の角礫が礫支持でみられる(第9.4図A)。基質は橙色(5YR)を呈する。古市台地では、中粒~粗粒砂を基質として、大~巨礫大の垂角~角礫が基質支持でみられる(第9.4図B)。基質は赤橙(10YR)~橙色(5YR)を呈する。

**年代** 先志摩台地の本堆積物は海成か河成か明瞭ではないが、太田(2001)の段丘面区分によれば高位段丘はMIS 7の海成段丘堆積物とされている。近藤ほか(2016)はPost-IRSL年代測定から、MIS 7よりも古い年代と指摘している。古市台地の本堆積物は、伊勢地域に分布する上位面の堆積物として知られる古市礫層(木村ほか、



第9.4図 高位段丘堆積物の砂礫層

(A) 志摩市磯部町山田での層相, (B) 伊勢市朝熊町での層相。

1965)に対比される(名古屋グループ, 1969). その他に, 本地域から年代を直接的に示す証拠は見つかっていない.

#### 9. 4 中位 I 段丘堆積物 (tm<sub>1</sub>)

**分布** 先志摩台地の沿岸部から内陸部の標高20~40 m, 鳥羽低地の加茂川上流から下流にかけての標高10~30 m, 古市台地の朝熊川沿いの標高25~30 m, 菅島の標高20 mに分布する. Yamada (1963) は Ugata sand, Ago gravel, Fuseda gravel に細分した. 谷岡ほか(2004)の鵜方部層に相当する.

**層厚** 最大で約20 m.

**層序関係** 先志摩台地の志摩市磯部町迫間では先志摩層に不整合で重なる. それ以外の地域では基盤である的矢層群の砂岩泥岩互層に重なる. 河成段丘としては1~5 mの砂礫層からなる. 海成段丘としては, 砂礫層や砂層が段丘面をなし, 志摩市磯部町迫間, 磯部町穴川, 阿児町鵜方, 阿児町国府では, 砂礫層の下位に層厚20 m以内の海成砂層や泥層が連続する場合がある.

**層相** 河成段丘が分布する伊勢市朝熊町や鳥羽市岩倉, 志摩市磯部町山田では, 基盤に1~2 mの砂礫層が重なる. 中~巨礫大の垂角礫~垂円礫からなり, 基質は橙色(2.5YR)を呈する(第9.5図). 磯部町山田では, 層厚20 m以上のシルト基質で中~巨礫大の垂角礫層がみられ, 扇状地性と考えられる. 海成段丘としては砂礫層が段丘面を形成することが多いが, 志摩市磯部町穴川では層厚5 mの礫質細粒砂層が段丘面を形成する場合もある. 志摩市阿児町鵜方では, 段丘面をなす砂礫層の下位に10 m程度の海成層が連続する(第9.6図). 下位より平行ラミナのある細粒砂層(層厚3 m), 炭層を頻繁に挟

む粘土~シルト層(層厚2 m), 薄いシルト層を挟在する極細粒~細粒砂層(層厚2 m), 中~大礫大の垂角礫からなる砂礫層(層厚4.5 m)からなる. 砂礫層の基質は橙色(5YR)を呈し, 砂岩礫は脆い.

**年代** 海成段丘面が最も広域に分布する時期ということで MIS 5e とされている(太田, 2001). 近藤ほか(2016)は Post-IRSL 年代測定から, MIS 5e よりも古い年代と指摘している. その他に, 年代値を直接示す証拠は見つかっていない.

**化石** 直径3 cm程度の筒状生痕化石である *Ophiomorpha* isp. が砂層から見つかっている(第9.7図A). また, 植物根を軸とした高師小僧も見つかる(第9.7図B).

**環境** 先志摩台地や沿岸域では海成段丘, 鳥羽低地や古市台地では河成段丘である.

#### 9. 5 中位 II 段丘堆積物 (tm<sub>2</sub>)

**分布** 鳥羽低地の加茂川や河内川流域, 鳥羽市堅神町の紙漉川や堀通川下流域, 鳥羽市安楽島町の沿岸, 先志摩台地の沿岸部, 内陸の河川流域などに分布する. 標高は沿岸部で10~25 m程度である.

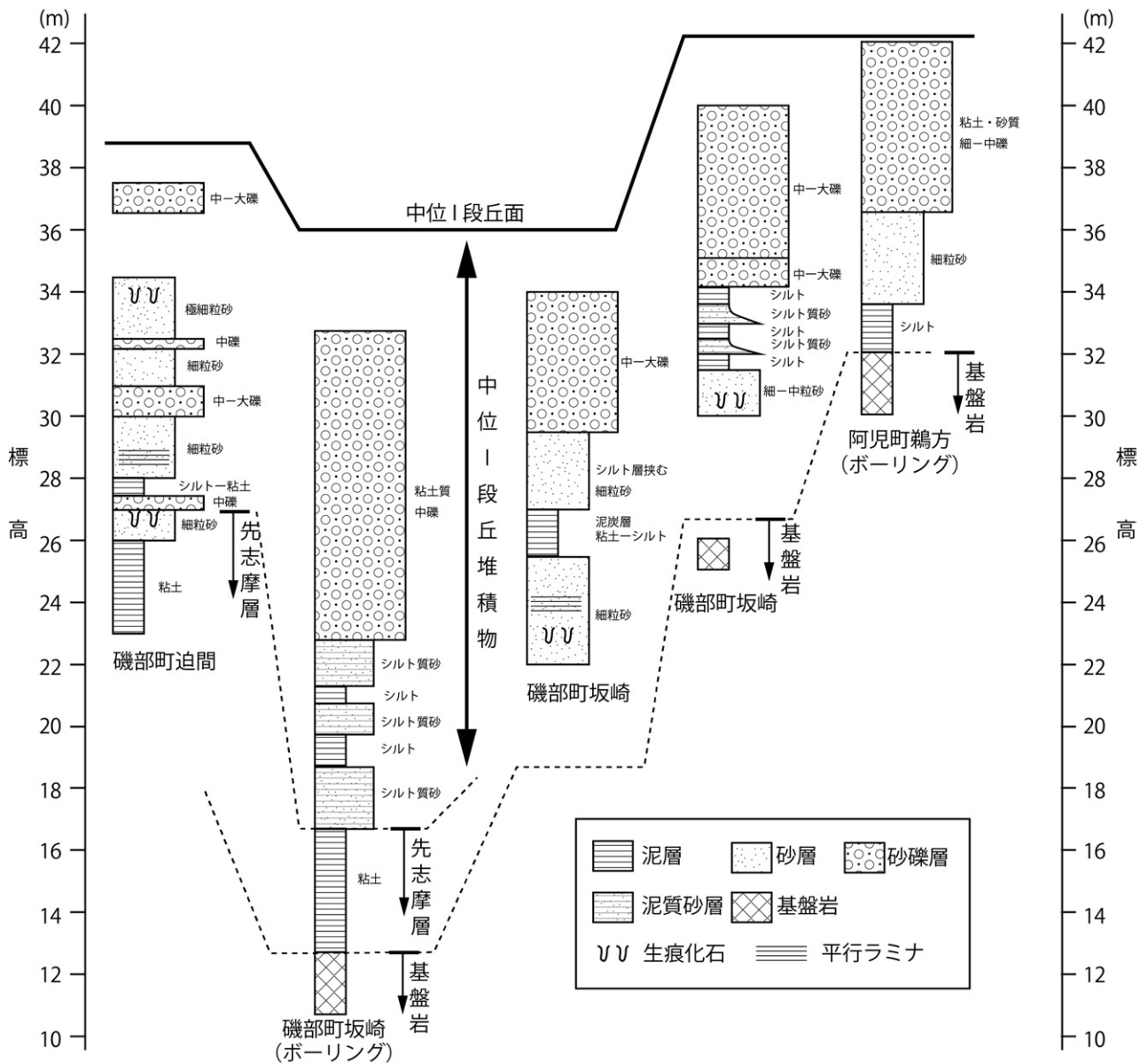
**層厚** 沿岸域では2~5 m. 内陸の河川流域では露頭がほとんどないため層厚は不明.

**層序関係** 基盤である的矢層群の砂岩泥岩互層に重なるが, 志摩市磯部町坂崎では先志摩層に重なる(第9.8図).

**層相** 沿岸域では, 1~3 mの層厚の大~巨礫の垂円~垂角礫からなる砂礫層からなる. 砂礫層の下位には層厚1~2 mの細粒砂層がみられる場合もある. 内陸では志摩市磯部町栗木広において, 垂円~垂角礫の中礫からなる砂礫層がみられる. 基質は黄橙色(7.5YR)を呈する.



第9.5図 河成の中位 I 段丘堆積物の砂礫層  
(A) 鳥羽市岩倉での層相, (B) 伊勢市朝熊町での層相.



第9.6図 中位I段丘堆積物構成層の柱状図

**年代** 太田(2001)によれば、中位II段丘面の形成はMIS 5cとされている。内陸の中位II面に相当する河成段丘堆積物の形成は、海成段丘よりも新しいMIS 3-2の可能性はある。しかし、年代を直接示す証拠は見つかっていない。

**環境** 沿岸域では海成段丘、内陸の河川流域では河成段丘である。

### 9.6 低位段丘堆積物 (tl)

**分布** 鳥羽市相差町及び<sup>あだこ</sup>畔蛸町、志摩市<sup>いはま</sup>磯部町飯浜、穴川、迫間、恵利原に分布する。標高は10m以下の沿岸域に分布する。

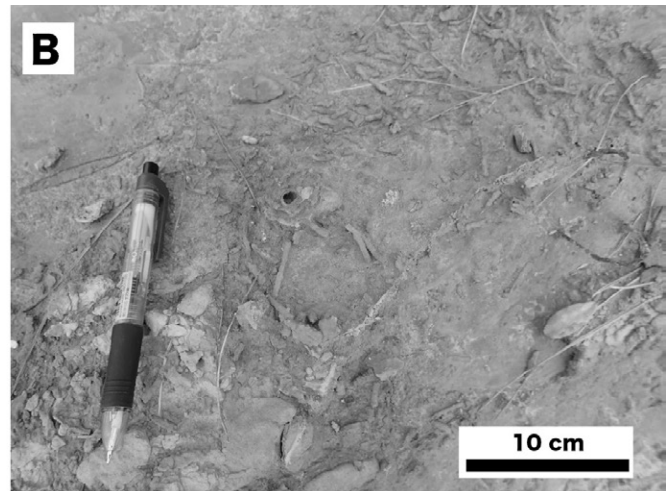
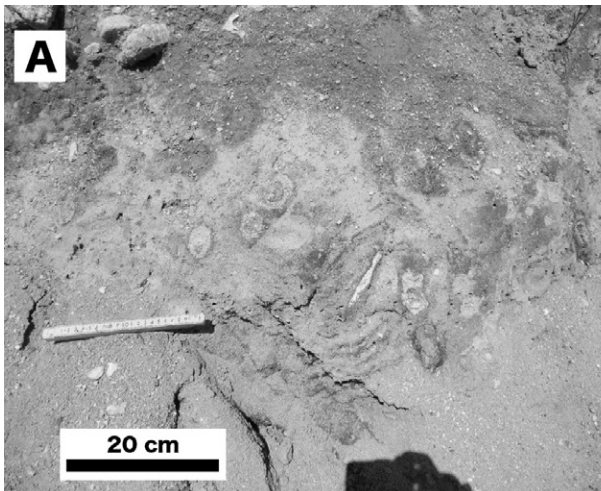
**層厚** 鳥羽市相差町や畔蛸町では1~5m。

**層序関係** 鳥羽市相差の一部では先志摩層に、畔蛸町では的矢層群の砂岩泥岩互層に重なるが(第9.9図)、そのほかの地域では下限は確認できない。

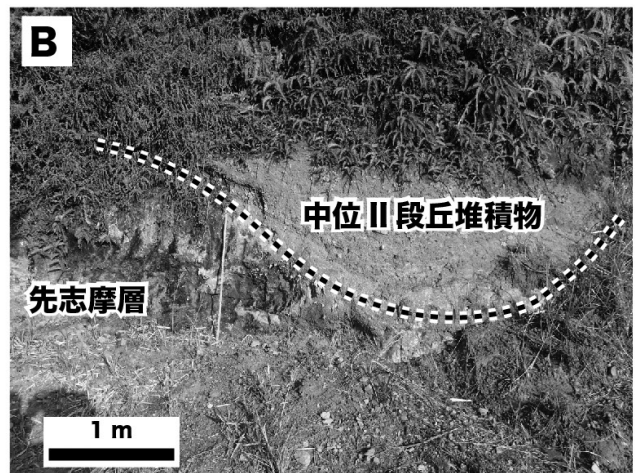
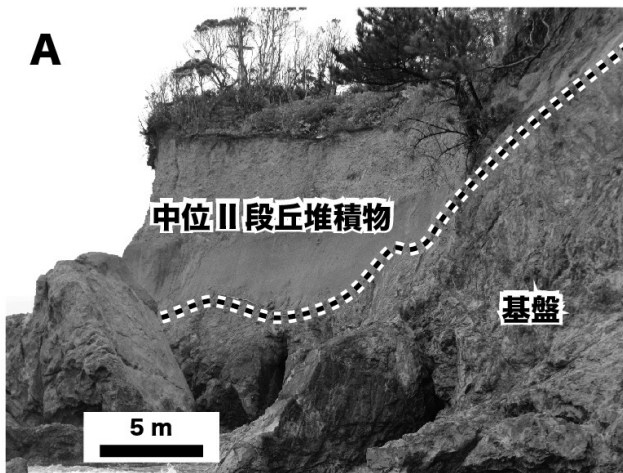
**層相** 下部は層厚1m以下の細粒砂や砂質シルト層、上部は層厚1~4mの巨礫混じりで中~大礫大の亜円~亜角礫からなる砂礫層からなる。礫は四万十帯の砂岩やチャートからなる。砂礫層の基質は黄橙色(7.5YR)である。

**年代** 年代を直接示す証拠は見つかっていない。標高が低い海成段丘であり、完新世の沖積段丘堆積物の可能性がある。

**環境** 的矢湾と湾奥の伊雑ノ浦沿岸域だけでみられる海



第9.7図 中位I段丘堆積物にみられる化石  
 (A) 生痕化石 *Ophiomorpha* isp. (志摩市阿児町鶴方), (B) 高師小僧 (志摩市阿児町鶴方: 図幅外).



第9.8図 中位II段丘堆積物の砂礫層  
 (A) 志摩市阿児町安乗での層相, (B) 志摩市磯部町坂崎での層相.

成段丘である。

### 9.7 沖積層 (表層堆積物)

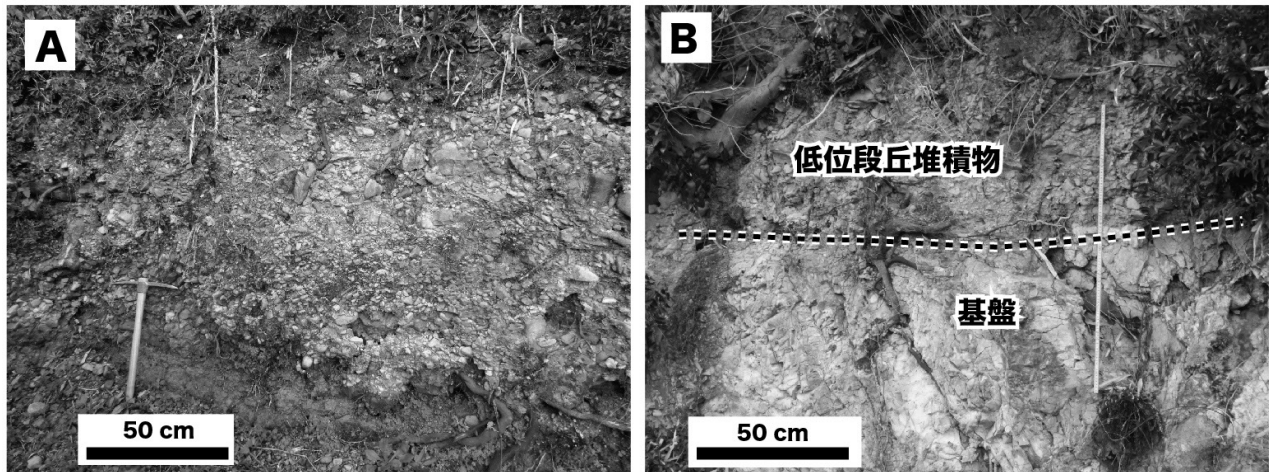
本報告では、山地・丘陵及び台地等を開析する谷の谷底や低地、あるいは沿岸部の低地を埋積する段丘堆積物以外の未固結の堆積物で、最終氷期以降の堆積物を沖積層と定義する。本地域の沖積層は広く分布するが、露頭として観察できることがほとんどなく、地形面として認識される。そのため、構成する堆積物や層厚については明確ではない。

#### 9.7.1 内陸部の沖積層

後背湿地・谷底平野堆積物 (bm)・自然堤防堆積物 (nl)・崖錘堆積物 (t)

本地域の内陸部においては、鳥羽低地や先志摩台地に流れる河川流域に後背湿地・谷底平野堆積物が分布する。鳥羽低地の加茂川下流から河口部は海岸平野からなり、後背湿地が広がっている。この後背湿地は広く干拓地になっている。加茂川上流から中流域にかけては谷底平野が分布する。鳥羽市船津町では、層厚約 15 m の砂層と砂礫層の互層が分布する (国土地理院, 2006b)。鳥羽市菅島の海岸沿い、鳥羽市鳥羽の加茂川流域、河内町の河内川流域では崖錘堆積物がみられる。

志摩市磯部町を流れる河川流域では広く後背湿地が分布する。迫間では、層厚約 10 m のシルト層と砂礫層からなる (国土地理院, 2006a)。磯部町迫間<sup>しものごう</sup>の神路川と山田川の下流域では自然堤防堆積物が分布する。



第 9.9 図 低位段丘堆積物の砂礫層  
(A) 鳥羽市相差町での層相, (B) 鳥羽市畔蛸町での層相。

### 9. 7. 2 沿岸部の沖積層

後背湿地・谷底平野堆積物 (bm)・浜堤堆積物 (br)・現世海浜堆積物 (b)

本地域の沿岸部においては、先志摩台地と宮川低地に後背湿地・谷底平野堆積物が広く分布する。宮川低地では五十鈴川や五十鈴川派川流域に海岸平野が発達し、後背湿地や浜堤堆積物が分布する。浜堤堆積物は東西に約 3 km、幅約 100 m もあり、本地域外の低地において 4～5 列の浜堤列が認められる (国土地理院, 2006b)。伊勢市二見町字三津では N 値が 0 のシルトや同町字宇江では砂層が約 20 m の層厚で分布する (国土地理院, 2006b)。五十鈴川流域においては、川瀬 (2012) が 10～20 m に達する沖積層の埋没谷基底深度分布を図示した。

先志摩台地を下刻する沿岸部の低地においては、志摩市の矢では層厚 20 m のシルト層、志摩市穴川及び坂崎では層厚 10～20 m の砂層と砂礫層の互層、志摩市鶴方では層厚約 10 m の砂礫層が分布する (国土地理院, 2006a)。鳥羽市相差町や志摩市阿児町国府では、現世海浜堆積物がそれぞれ約 1 km と約 3 km にわたって分布する。その背後には同じ規模の浜堤堆積物がバリアーとして分布し、さらにその背後には後背湿地が広がる。現世海浜堆積物、浜堤堆積物、後背湿地堆積物の連続した分布は、遠州灘や伊勢湾に面した地域でもみられる。

### 9. 7. 3 人工地層

人工改変地 (al)・盛土・干拓地 (ar)

本地域では商業や漁業施設などの造成のため、人為的に大規模に改変されたり干拓された地域が多い。伊勢市朝熊町や志摩市磯部町坂崎では特に大規模に人工改変されて商業施設が建設されている。鳥羽市鳥羽や菅島、坂手島の沿岸部では干拓されて港湾施設が建設されている。

### 9. 7. 4 イベント堆積物

鳥羽市相差町の後背湿地堆積物からは、津波が起源と考えられているイベント堆積物が報告されている (例えば、三田村ほか, 2001; 岡橋ほか, 2001; 廣瀬ほか, 2002; 岡橋ほか, 2002; Okahashi *et al.*, 2005)。ボーリング調査により、深度約 1～4 m から最大で 12 層の津波堆積物と考えられる砂層が発見されている (Okahashi *et al.*, 2005)。この砂層には海底起源の有孔虫や貝類の殻が含まれている。最も上位の砂層の堆積年代が約 1,000 年前であるため、多くの砂層は歴史時代の津波によって形成された堆積物である可能性がある。相差町では、宝永地震津波 (1707 年) と安政地震津波 (1854 年) のときにそれぞれ、約 4.0 m と 3.6 m の浸水高が推定されている (行谷・都司, 2005)。

本地域外 (南隣の波切地域) であるが志摩市阿児町国府と志島の後背湿地堆積物から津波が起源とされる堆積物が見つまっている (小松原・岡村, 2007; 小松原ほか, 2007; 藤野ほか, 2008, 2011)。ボーリング調査により、深度 1～5 m から有孔虫や貝類の殻が含まれた砂層が 9 層認められた (藤野ほか, 2008, 2011)。これらの砂層の上位 3 層は、白鳳地震津波 (684 年)、嘉保地震津波 (1096 年)、明応地震津波 (1498 年) による可能性が示唆されている (藤野ほか, 2011)。

イベント堆積物として明確ではないが、平川 (2013) は鳥羽市国崎の鏡崎、石鏡、安乗、菅島の標高 8～15 m の段丘や斜面の表層堆積物中から、海浜礫や須恵器などを見つけ、津波による異質な堆積物の混入であると指摘している。

なお、これらの堆積物は地質図には表現していない。

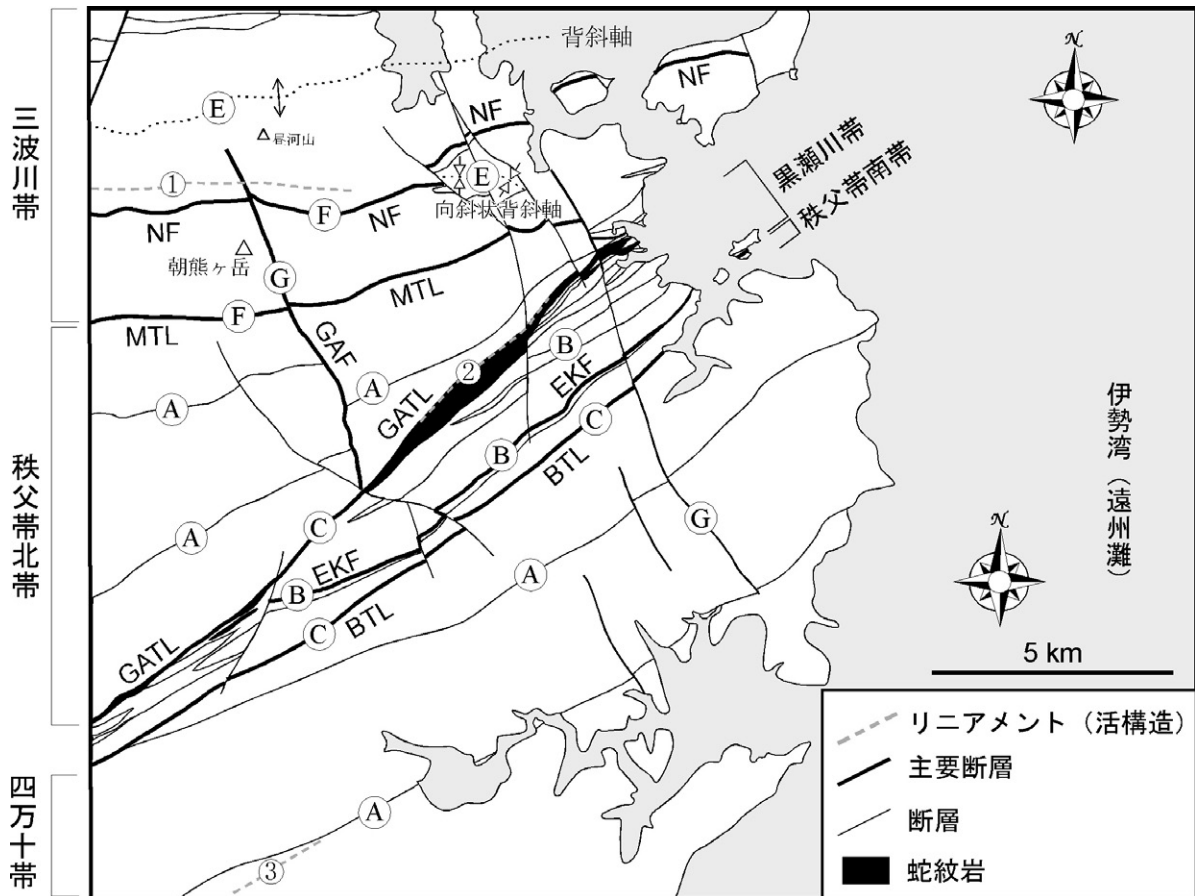
## 第10章 地質構造

(内野隆之・中江 訓・中島 礼)

### 10.1 概説

先第四系(いわゆる基盤岩)の各地質系統の配列を規制している初生的コンプレックス境界断層面及び地層の層理面、劈開面、片理面は、いずれも概ね東北東-西南西ないし北東-南西走向を示している。また、前~後期ジュラ紀付加体(五十鈴層群)と後期白亜紀低温高压型変成岩類(御荷鉾緑色岩類及び三波川結晶片岩)中には東西ないし北東-南西走向の軸を持つ褶曲が発達する。これらが鳥羽地域の大局的な地質構造を形成している(第10.1図)。その造構運動に関わる断層及び褶曲について、その性状及び活動時期を基にA~Gに区分した(第10.1表)。

Aは、覆瓦構造など付加体の基本配列を形作った、すなわちコンプレックスを境する断層(「初生的コンプレックス境界断層」)群である。東北東-西南西走向を示し、初生的には低角な断層であったと考えられる。ジュラ紀付加体の五十鈴層群では、河内コンプレックスと白木コンプレックスとの境界、後期白亜紀付加体の的矢層群では、国崎コンプレックスと石鏡コンプレックス及び相差コンプレックスとの境界断層がそれに相当する。また、覆瓦構造をなす河内・白木両コンプレックスの構造的上位に低角に累重した逢坂峠コンプレックスの北及び南限断層も含まれる。これらの断層は付加体形成後間もない時期に活動したと考えられるので、その活動時期は前期ジュラ紀~後期白亜紀である。



第10.1図 鳥羽地域における主要な地質構造の概略図

BTL: 仏像構造線, EKF: 恵利原-櫛ヶ峰断層, GATL: 五ヶ所-安楽島構造線, GAF: 五知-朝熊ヶ岳断層, NF: 鳴ヶ谷断層, ①朝熊ヶ岳断層, ②白木断層, ③南磯部断層. A-Fは本文及び第10.1表を参照.



第 10. 1 表 鳥羽地域における主要な断層及び褶曲の一覧  
C：コンプレックス。

記号	時期	地質構造	型	実例
A	前期ジュラ紀～後期白亜紀	覆瓦構造など付加体の基本配列を形作った断層	東北東-西南西走向の低角な(初生的なものを含む)断層	河内C./白木C.の境界断層, 逢坂峠C./河内C.の境界断層, 国崎C./相差C.の境界断層
B	前期白亜紀以降	前期白亜紀浅海層を切る断層	東北東-西南西ないし北東-南西走向の高角な断層	青峰C.と松尾層の境界断層, 恵利原-櫛ヶ峰断層(黒瀬川帯/秩父帯南帯境界)
C		付加体の覆瓦構造を切る断層	北東-南西走向(北傾斜)の高角な断層	仏像構造線(秩父帯南帯/四万十帯境界), 五ヶ所-安楽島構造線(白木C./青峰C.境界)
D		低温高压型変成岩類に変形を与えた横臥褶曲	南方に凸の形状を示す横臥褶曲	鷲嶺火成岩類及び宮川C.中に形成された横臥褶曲
E	後期白亜紀以降	横臥褶曲に変形を与えた褶曲	東西走向の褶曲軸を持つ背斜	宮川C.中に形成された背斜及び向斜状背斜
F		横臥褶曲及びその後の褶曲を切る断層	東西ないし東北東-西南西走向の高角な断層	御荷鉾構造線(秩父帯北帯/三波川帯境界), 鳴ヶ谷断層(鷲嶺火成岩類/宮川C.境界)
G		基盤岩すべてを切る胴切断層	北北西-南南東あるいは北北東-南南西走向の高角な断層	五知-朝熊ヶ岳断層

Bは、五十鈴層群に累重する中期ジュラ紀～前期白亜紀の前弧海盆堆積物(浅海層)を切る、すなわち付加体と浅海層を境する断層である。東北東-西南西ないし北東-南西走向の高角断層で、黒瀬川帯において青峰コンプレックスと松尾層とがくり返し分布する“サンドイッチ構造”を形成しているほか、青峰コンプレックス(黒瀬川帯)と今浦層(秩父帯南帯)の境界(恵利原-櫛ヶ峰断層)をなしている。活動時期は前期白亜紀以降である。

Cは、付加体の覆瓦構造を切る後期白亜紀以降の断層である。北東-南西走向で北傾斜であり、秩父帯南帯と四万十帯を境する仏像構造線や五十鈴層群中を北東-南西に延びる五ヶ所-安楽島構造線がそれに相当する。

Dは、三波川帯の低温高压型変成岩類中に大規模に発達する南方に凸の形状を示す横臥褶曲である。本横臥褶曲は、鷲嶺火成岩類及び宮川コンプレックスの分布・性状から想定されたものである。

Eは、その横臥褶曲に変形を与えた褶曲である。本地域では宮川コンプレックス中に東西走向の軸を持つ大規模背斜として認められる。

Fは、横臥褶曲及びその後の褶曲を切る東西ないし東北東-南西走向の高角な断層である。秩父帯北帯と三波川帯を境する御荷鉾構造線や、三波川帯の鷲嶺火成岩類と宮川コンプレックスを境する鳴ヶ谷断層がそれに相当する。特に鳴ヶ谷断層は、横臥褶曲の下翼の一部(逆転した鷲嶺火成岩類)を上昇させた逆断層である。D～Fの活動時期はいずれも三波川帯形成後、すなわち後期白亜紀以降である。

Gは、本地域の基盤岩すべてを切る北北西-南南東あるいは北北東-南南西走向の高角な胴切断層である。特に五知-朝熊ヶ岳断層は秩父帯北帯の逢坂峠コンプレックスの東方延長を規制している。活動時期は後期白亜紀以降で、活構造(後述)を除き本地域の中では一番新しいと考えられる。

その他、朝熊ヶ岳北方、鳥羽市白木周辺における五ヶ所-安楽島構造線沿い、志摩市浜島町迫子の池田川上

流(梶坊川)付近で、活構造が指摘されているリニアメントが認められる。

## 10. 2 各説

本節では、地質調査によって確認あるいは推定された大規模な断層及び褶曲のうち、白亜紀以降に活動した構造発達史を検討する上で重要と考えられるものについて記述する。なお、それ以外については、一部、各地質系統の章の中で記述している。

### 10. 2. 1 仏像構造線

南伊勢町五ヶ所湾を起点とし、築地、青峰山南方を経由し鳥羽市浦村町今浦まで約22kmに及ぶ北東-南西ないし東北東-西南西方向の断層であり、五十鈴層群築地コンプレックスと的矢層群石鏡コンプレックスとを境している(第10.1図、第10.1表のC)。小林(1951)や山際(1957)でも既に岩相の異なる地質体境界として“仏像線”が使用され、山際・坂(1967)では秩父帯南帯と四万十帯の境界断層と明記された。地形図上でも、北東-南西ないし東北東-西南西方向の明瞭なりニアメントが確認できる。

本地域における仏像構造線の露頭については、鳥羽市本浦町今浦の住宅裏の崖、国道167号鶴方磯部バイパスの恵利原側道路脇で、それぞれ山際ほか(1976)、坂・山口(1985)が中角北傾斜の断層を報告している。現在、前者は植生によって、後者はコンクリート被覆によって露頭の確認はできないが、前者については反対(南)側の崖で秩父帯南帯の築地コンプレックスの玄武岩と四万十帯の石鏡コンプレックスの泥岩とを境する本構造線の概ねの位置を確認できる(第10.2図A、付図1のB1)。この断層面の走向傾斜は、周囲の岩石の露出状況から判断して、北東-南西方向で中角北傾斜が推測でき、山際ほか(1976)が反対側の崖で報告したN50°E、60°Nと概ね調和的である。また、本地点から南西に

300 m 進んだ林道脇でも築地コンプレックスの珪質泥岩と石鏡コンプレックスの泥岩とが N55° E, 80° N の高角北傾斜の断層で破碎帯を伴い接する露頭が確認できる。

その他、鳥羽市松尾町道仏<sup>みちぼとけ</sup>の北方<sup>まごもがわ</sup>(真菰川上流)では、石鏡コンプレックスとその上位の築地コンプレックスの境界が見られる(第 10. 2 図 B, 付図 1 の B2)。境界は幅 40 ~ 50 cm 程度の破碎帯を伴っており、その上盤側(北側)に強く剪断された築地コンプレックスのチャートが産している。破碎帯と上盤側との境界面は、N71° E, 60° N を示す。志摩市磯部町沓掛<sup>くつかけ</sup>北東の青峰山南麓(青峰山登山道の的矢道沿い)においても同様に、石鏡コンプレックスと築地コンプレックスの境界が確認できる(第 10. 2 図 C, 付図 1 の B3)。黒色粘土化した幅 15 ~ 30 cm の破碎帯を挟んで、下盤(南側)に石鏡コンプレックスの砂岩優勢砂岩泥岩互層が、上盤側に築地コンプレックスのチャートが産する。破碎帯と上盤との境界は、ほぼ鉛直で N87° E の走向を示す明瞭な剪断面となっている。

本構造線の活動時期は石鏡コンプレックス形成後(後期白亜紀コニアシアン期前半以降)である。

### 10. 2. 2 五ヶ所 - 安楽島構造線

日下部・宮村(1958)により命名され、南伊勢町五ヶ所湾から、志摩市磯部町五知、鳥羽市松尾を通り鳥羽市安楽島まで約 22 km に及ぶ北東 - 南西ないし東北東 - 西南西方向の断層であり、小~大規模な蛇紋岩の併入を伴う(第 10. 1 図, 第 10. 1 表の C)。大塚(1928c)では、五ヶ所安楽島地溝線、山際(1957)では安楽島・五ヶ所構造線と呼ばれている。加藤・杉(1927)は、五ヶ所 - 安楽島構造線を境に北側の付加体(原典では古生層)が南側の浅海層にクリッペとして累重していると考えたが、山際(1957)は同構造線が高角北傾斜であるとしてクリッペの存在を否定した。その後、蛇紋岩と周囲の地質体(ジュラ紀付加体及び白亜紀浅海層)との境界断層露頭が報告され、いずれも高角北傾斜であるとされている(例えば、山際・坂, 1967)。本報告では、蛇紋岩の南側境界(松尾の旧採石場入口)で N39° E, 78° S の高角北傾斜の断層を確認したが(第 10. 2 図 D; 坂ほか, 1999 の第 19 図参照, 付図 1 の GA1)、一方で蛇紋岩北側境界(白木の第二伊勢道路白木トンネル入口北方斜面)と南側境界(白木の採石場線路側入口)でそれぞれ N73° E, 32° N 及び N61° E, 20° S の低角傾斜を示す断層も確認した(第 10. 2 図 E 及び F, 付図 1 の GA2 及び GA3)。本構造線は全体としては高角北傾斜を示すが、低角傾斜の断層はより後生の断層の可能性もある。ちなみに、蛇紋岩中の鱗片状劈開や小断層は一般的に北傾斜を示す。本構造線の活動時期は、松尾層が切られていることから、前期白亜紀アプチアン期以降である。

### 10. 2. 3 三波川帯の横臥褶曲

朝熊ヶ岳南麓及び安楽島に分布する鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)の玄武岩溶岩は逆転した枕状構造を示すことから、本岩類は全体として逆転していると考えられる。本岩類が分布する朝熊ヶ岳岩体や二見岩体の玄武岩の片理・劈開面は、宮川コンプレックスのものと概ね調和的である。宮川コンプレックスは中央部で背斜構造を示し(後述)、鷲嶺火成岩類もその構造に参加しているとみなすと、鷲嶺火成岩類と宮川コンプレックスが共に横臥褶曲をなしていたと考えられる(第 10. 3 図 A, 第 10. 1 表の D)。そして、逆断層の鳴ヶ谷断層(後述)によって、横臥褶曲の主軸部(南側)周辺が上昇し、逆転した鷲嶺火成岩類が露出して朝熊ヶ岳岩体を構成するに至ったと考えられる(第 10. 3 図 B)。このようにして、地質図中の C-D の断面図では、北から横臥褶曲上翼の鷲嶺火成岩類(二見岩体)、背斜を示す宮川コンプレックス、横臥褶曲下翼の逆転した鷲嶺火成岩類が分布することとなる(第 10. 3 図 B)。

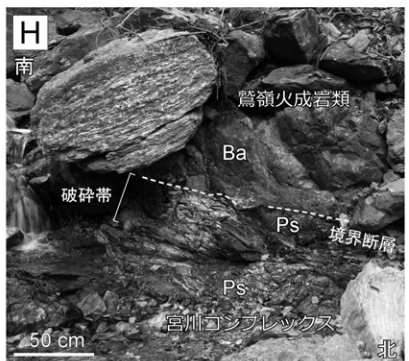
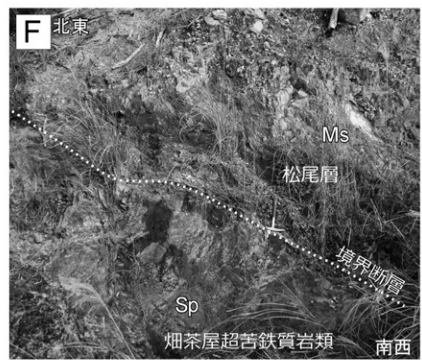
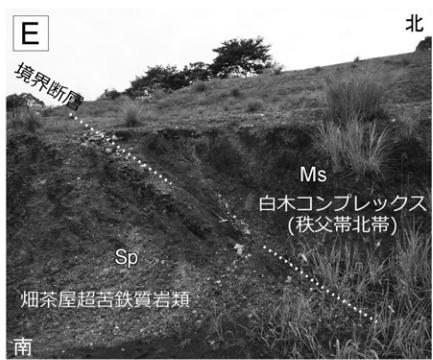
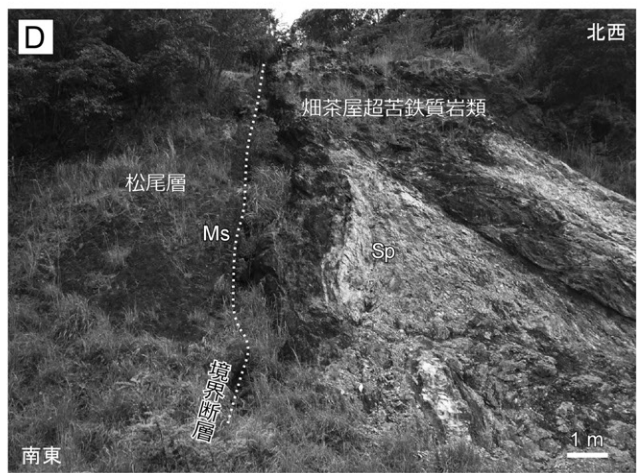
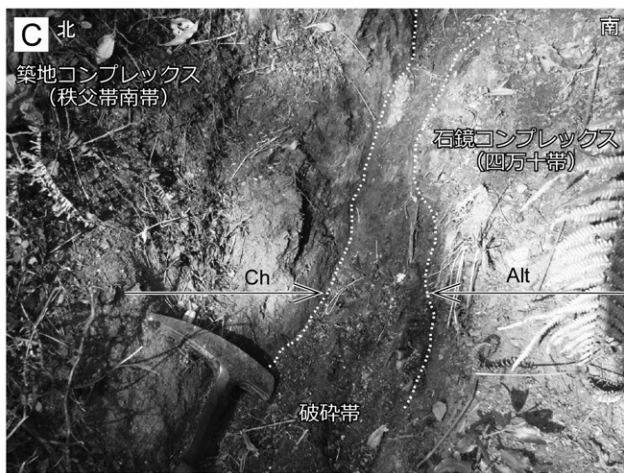
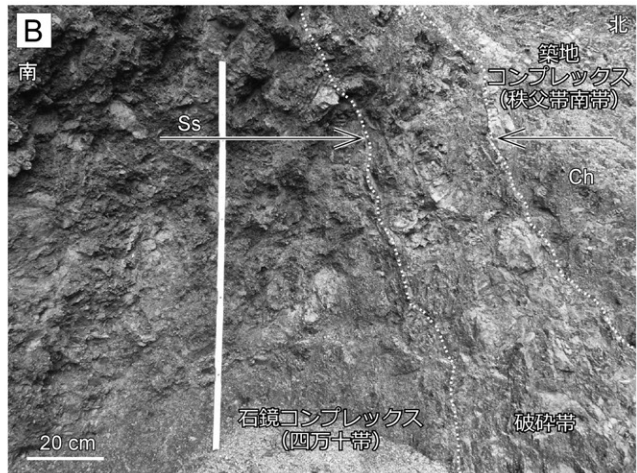
本地域東部の鳥羽市街南方(志摩赤崎駅周辺)や安楽島では、宮川コンプレックスが鷲嶺火成岩類に挟まれるように分布し、ここの宮川コンプレックスは向斜状構造を示す。鳥羽市街南方では、宮川コンプレックスの南北に分布する鷲嶺火成岩類の片理・劈開面は、宮川コンプレックスのそれと調和的であり、ここの鷲嶺火成岩類も宮川コンプレックスの向斜状構造に参加しているとみられる。したがって、この向斜状構造は、鳴ヶ谷断層によって上昇した横臥褶曲の軸部(南側)周辺の岩体の向斜状

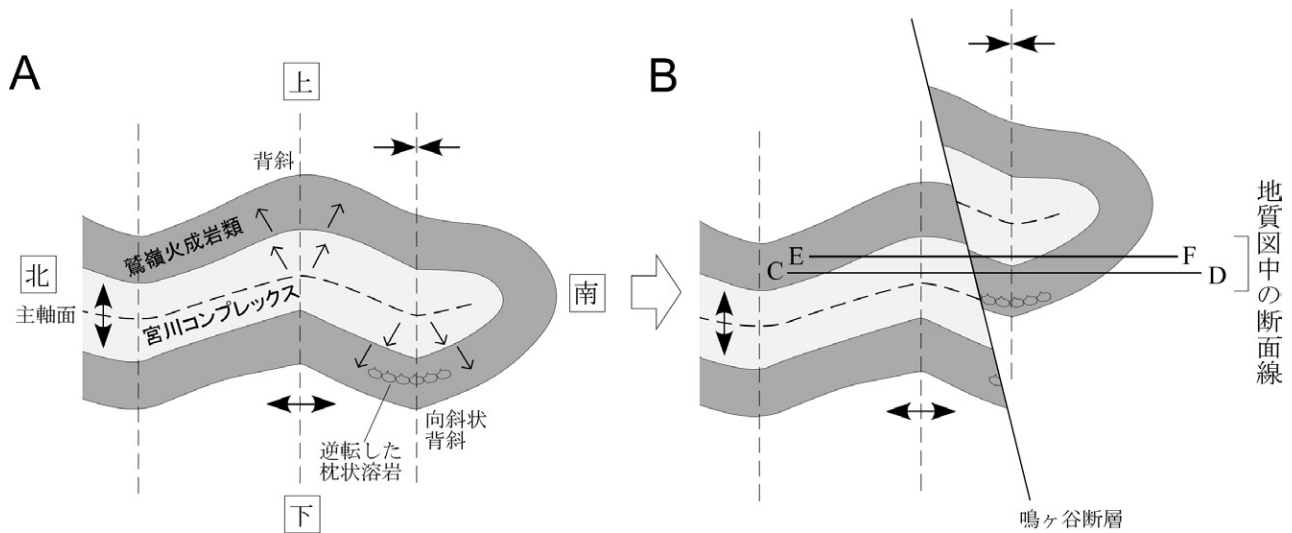
(p. 121 →)

第 10. 2 図 仏像構造線、五ヶ所 - 安楽島構造線、鳴ヶ谷断層、御荷鉾構造線の露頭写真

(A) 仏像構造線の露頭。鳥羽市今浦の住宅地裏の崖。山際ほか(1976)の露頭の反対側に当たる。(B) 仏像構造線の露頭。松尾町道仏の北方、真菰川上流。(C) 仏像構造線の露頭。磯部町沓掛北東の青峰山南麓、青峰山登山道(的矢道)沿い。(D) 五ヶ所 - 安楽島構造線(大規模に産する蛇紋岩の南側)の露頭。松尾の旧採石場入口。坂ほか(1999)の第 19 図と同じ。(E) 五ヶ所 - 安楽島構造線(蛇紋岩の北側)の露頭。白木の第二伊勢道路白木トンネル入口北方斜面、太陽光発電パネル横。(F) 五ヶ所 - 安楽島構造線(蛇紋岩の南側)の露頭。白木の採石場入口(線路側)。(G) 御荷鉾構造線の露頭。引畑川上流。(H) 鳴ヶ谷断層の露頭。鳴ヶ谷川上流。(I) 鳴ヶ谷断層の露頭。紙漣川上流。(J) 鳴ヶ谷断層の露頭。一字田町(伊勢地域)、神宮神田南方の沢。

Alt: 砂岩優勢砂岩泥岩互層, Ba: 玄武岩, Ch: チャート, Ms: 泥岩, Ps: 泥質片岩, Pss: 泥質準片岩, Sp: 蛇紋岩, Ss: 砂岩。折尺(本図 B)及びハンマーの長さは、それぞれ 1 m と約 30 cm。





第 10. 3 図 三波川帯の横臥褶曲の概念図 (断面図)

(A) 鷲嶺火成岩類及び宮川コンプレックスに形成された横臥褶曲。矢印は地層の上位方向。(B) 鳴ヶ谷断層 (逆断層) によって変位した横臥褶曲の軸部。現在の露出状況に合わせ、地質図の断面線を記入した。

背斜 (逆転層が上方に凹状の褶曲をなすもの) に相当すると考えられる (第 10. 3 図 B)。このようにして、地質図中の E-F の断面図では、北から横臥褶曲上翼の鷲嶺火成岩類 (二見岩体)、背斜を示す宮川コンプレックス、横臥褶曲下翼の逆転した鷲嶺火成岩類、同逆転した宮川コンプレックス、同逆転した鷲嶺火成岩類が分布することとなる (第 10. 3 図 B)。

本横臥褶曲の形成時期は宮川コンプレックスの形成後、すなわち後期白亜紀チューロニアン期以降である。

#### 10. 2. 4 宮川コンプレックス中の背斜構造

三波川帯宮川コンプレックスの中央部 (朝熊町～昼河山北方～松山南方～小浜町～三ツ島) に東西方向の褶曲軸が存在する (第 10. 1 図, 第 10. 3 図 A, 第 10. 1 表の E)。この背斜構造は、Nakamura (1971) の地質図でもその存在が示されている。半波長は 2.5 km 以上で、その両翼では半波長 200～350 m の小規模な寄生褶曲が形成されている所もあり、全体として複背斜構造をなすと考えられる。主背斜軸は後述する南北性の胴切断層群 (第 10. 1 図では省略) に沿って北あるいは南側に変位している。なお、砂質片岩中に認められる級化構造から、宮川コンプレックスの地層の上下は逆転していないと判断される。

#### 10. 2. 5 御荷鉾構造線

内田 (1966) により本名称が使用され、Kimura (1961) の御荷鉾線に相当する。西から、彦谷～鳥羽レストパーク～船津～安楽島南を通る東西ないし東北東～西南西方向の断層であり、秩父帯北帯の河内コンプレックスと三

波川帯の鷲嶺火成岩類 (御荷鉾緑色岩類) とを境している (第 10. 1 図, 第 10. 1 表の F)。本構造線は、胴切断層群によって南北に変位させられているが、一部で分離丘を形成するような明瞭なりニアメントが認められる。大塚 (1928c) は、地形や岩石の分布から本構造線が高角北傾斜であることを示し、鷲嶺火成岩類が秩父帯北帯の付加体の構造的上位に位置しているとした。

境界は、引畑川上流 (七尋滝の手前) で確認でき、N89°E, 72°N の走向傾斜を示す断層を境に、北側の鷲嶺火成岩類と南側の河内コンプレックスとが接する (第 10. 3 図 G, 付図 1 の MTL)。主断面面の下盤側は幅 15 cm の破碎帯となっており、上盤側に形成された非対称変形から判断すると、前者が後者の構造的上位に配置される逆断層センスが認められる。また、谷底と尾根に分布する鷲嶺火成岩類及び河内コンプレックスの露頭の位置関係や地形からも北傾斜の御荷鉾構造線が推定できる。

本断層は初生的な地質境界断層ではなく、三波川帯の宮川コンプレックスが横臥褶曲を被った後 (後期白亜紀チューロニアン期以降) に形成された逆断層であると判断した。

#### 10. 2. 6 鳴ヶ谷断層 (新称)

三波川帯の鷲嶺火成岩類 (御荷鉾緑色岩類) と宮川コンプレックス (三波川結晶片岩) とを境するほぼ東西方向の断層であり、本地域西側では大塚 (1928c) が朝熊ヶ岳北麓で見られる朝熊岳断層 (後述) としたリニアメントのやや南側を通る (第 10. 1 図, 第 10. 1 表の F)。本地域東側 (紙漉川～中之郷駅南西) の鷲嶺火成岩類と宮川コンプレックスが複雑に分布する地域では、伊勢志摩

スカイライン～<sup>おけのやま</sup>桶ノ山北～鳥羽市役所付近を通る。鳴ヶ谷断層の露頭は、鳴ヶ谷川(朝熊ヶ岳北斜面)と紙漉川(池の浦駅南方)の2箇所を確認できる。鳴ヶ谷川では、西北西-東南東方向で低角南傾斜(N65°W, 32°S)の断層で鶯嶺火成岩類と宮川コンプレックスが接し、断層下盤側の泥質片岩は70～80 cm幅で破碎されている(第10.2図H, 付図1のN1)。一方、紙漉川では、西北西-東南東方向で高角南傾斜(N75°W, 76°S)の断層で両者が接し、断層下盤側で約40 cmの断層ガウジが発達している(第10.3図I, 付図1のN2)。また、伊勢地域(西隣)ではあるが、一字田町神宮神田南方の沢(朝熊ヶ岳北西麓)でも、両者が西北西-東南東方向で高角南傾斜(N75°W, 76°S)の断層で接する露頭が認められている(第10.3図J)。本断層も、初生的な地質境界断層ではなく、三波川帯の宮川コンプレックスが横臥褶曲を被った後(後期白亜紀チューロニアン期以降)に形成された逆断層であると判断した。

#### 10.2.7 胴切断層

本断層は北北東-南南西ないし北北西-南南東方向の高角断層であり、秩父帯北帯・黒瀬川帯・秩父帯南帯・四万十帯・三波川帯のすべての地質体に変位を与えている(第10.1図, 第10.1表のG)。活動時期は、本地域においては少なくとも四万十帯の的矢層群相差コンプレックス形成後、すなわち後期白亜紀カンパニアン期後半以降である。大小合わせて35以上の断層が確認・推定されている。五十鈴層群、鶯嶺火成岩類及び宮川コンプレックスを切る五知-朝熊ヶ岳断層(新称)については第4章で、的矢層群を切る胴切断層については第6章で記述している。

### 10.3 活構造

本地域において活構造の可能性が指摘されているのは、白木断層、朝熊山<sup>ふるい</sup>地と古市台地を境する朝熊ヶ岳断層(活断層研究会, 1980)、南磯部断層(武藤, 1989)である(活断層研究会, 1991)。しかしいずれの断層も、リニアメントは認められるものの、変位地形は不明瞭であるため活断層としての確実度は低い(岡田・東郷編, 2000)。

朝熊ヶ岳断層(第10.1図の①)は朝熊ヶ岳の北麓にみられるほぼ東西方向で約6.5 kmの長さのリニアメントで、数100 mの比高を持つ急斜面がみられる。この構造に沿って左屈曲を示す水系が指摘されている(活断層研究会, 1980)が明瞭ではなく、明瞭な尾根や谷のずれや高位段丘の変位もみられない。

白木断層(第10.1図の②)は大塚(1928c)によって初めて図示された構造で、鳥羽市白木町付近において3.7 kmの長さの明瞭な鞍部がみられ、五ヶ所-安楽島構造

線に沿っていることがわかる。しかし、明瞭な変位地形はみられない。

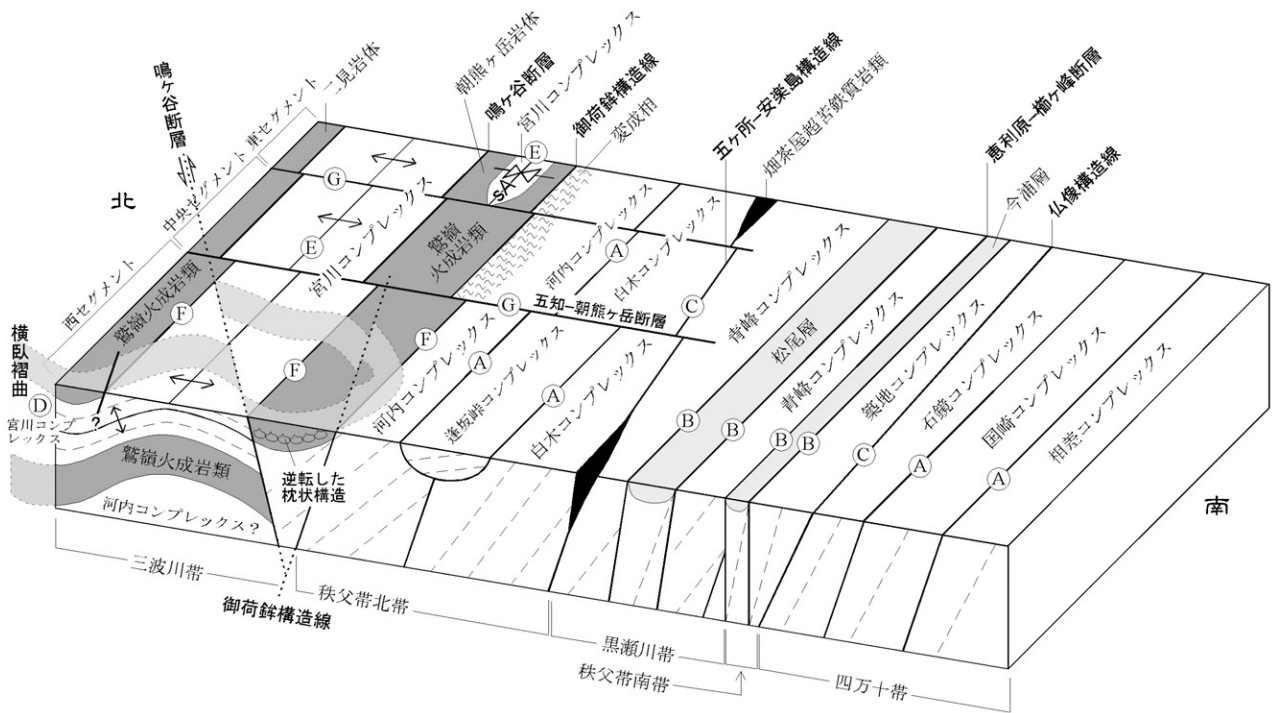
南磯部断層(第10.1図の③)は志摩市浜島町迫子の池田川上流(梶坊川)周辺において、北東-南西方向にみられる約2 kmのリニアメントである。武藤(1989)によれば、このリニアメントと走向が類似した断層面を確認しており、池田川に流れ込む谷の右横ずれの屈曲がみられる。しかし、リニアメントの距離が短く、不明瞭な変位地形と指摘されている(岡田・東郷編, 2000)。

### 10.4 本地域全体の地質構造

本報告で得られたデータを基に、本地域の地質構造を単純化した図を第10.4図に示す。三波川帯以外の地質体は、大局的に北傾斜の構造を示し、各地質体の境界も概ね北傾斜の断層である。五ヶ所-安楽島構造線以北のジュラ紀付加体(五十鈴層群)については、胴切断層である五知-朝熊ヶ岳断層の西側(西セグメント)に分布する低角な傾斜を示す逢坂峠コンプレックスが、河内コンプレックス及び白木コンプレックスの構造的上位にクリッペとして累重する可能性がある(第4章3節参照)。一方、同断層東側(中央及び東セグメント)では河内コンプレックスの構造的下に白木コンプレックスが分布している可能性がある。五知-朝熊ヶ岳断層の東側に逢坂峠コンプレックスが分布しないのは、同断層を介して東側(中央及び東セグメント)が西側(西セグメント)より相対的に上昇しているため、クリッペとして薄く累重する逢坂峠コンプレックスが削剝されたものと考えられる。そして、東側(中央及び東セグメント)の上昇の結果、河内コンプレックスでは深部相(変成相)である部分が露出するに至った。

白木コンプレックスと青峰コンプレックスの境界(本地域では秩父帯北帯と黒瀬川帯の境界)をなす五ヶ所-安楽島構造線は、付加体の一般走向に斜交して走っており、黒瀬川古生界の蛇紋岩を併入させている。今浦層や松尾層の浅海層は、初生的にはジュラ紀付加体の上を不整合で覆うが、現在ではほとんどがその後形成された高角断層によって境されている。

三波川帯においては、鶯嶺火成岩類(御荷銚緑色岩類)と宮川コンプレックスがともに南方に凸の形状を示す横臥褶曲をなし、また中央部で背斜構造が認められる。そしてその背斜軸の北側に、横臥褶曲上翼の鶯嶺火成岩類(二見岩体)が露出している。背斜軸の南側では、横臥褶曲の主軸(先端)部が南傾斜の鳴ヶ谷断層に沿って上昇し、横臥褶曲下翼の逆転相を示す鶯嶺火成岩類(朝熊ヶ岳岩体)が鳴ヶ谷断層と御荷銚構造線の間に露出している。本地域東部(東セグメント)では、鶯嶺火成岩類の上位に宮川コンプレックスが向斜状背斜として露出している。その西側(中央セグメント)では鶯嶺



第 10. 4 図 本地域全体の地質構造を単純化した図  
 sA：向斜状背斜. 破線は断面図における層理・劈開面の走向傾斜. A-F は第 10. 1 図及び  
 第 10. 1 表のものに対応している.

火成岩類上に宮川コンプレックスは認められないので、  
 東セグメントよりも中央セグメントが相対的に上昇して  
 いると考えられる.

## 第11章 応用地質

(内野隆之・中島 礼)

### 11.1 資源地質

#### 11.1.1 金属資源

鳥羽地域で現在稼行中の金属鉱山はない。かつて、秩父帯北帯及び三波川帯にマンガン鉱山が、また三波川帯に銅鉱山が存在していた。その中でも、鳥羽市の加茂鉱山(鳥羽鉱山, 河内鉱山, 三平福徳鉱山)は、大規模なマンガン鉱山であった。本鉱山のマンガン鉱床は、河内コンプレックス(秩父帯北帯)の玄武岩に伴う層状チャート中に胚胎したものであり、鳥羽市岩倉町西方に位置する中河内南方(第二伊勢道路白木トンネル直上尾根付近)の山中一体に6箇所(社神鉱床1号坑及び6号坑, 五郎谷西・東鉱床, 檜谷鉱床, 古屋谷鉱床, 水呑鉱床)で採掘され(第11.1図A), 菱マンガン鉱を主体とする炭酸マンガン鉱(“炭マン”), マンガン成分が少なく鉄成分に富むマンガン鉄鉱(“鉄マン”), ブラウン鉱, 鯉節鉱, バラ輝石などを産した(吉村, 1952, 瀧本編, 1973)。中でも, 社神鉱床(北海道鉱体)が最大であり, 富鉱部

の層厚は10 mにも及んだ(瀧本編, 1973)。本鉱山は, 明治15~16年(1882~1883年)頃に発見された後, 大正末期に本格的に開発され, 月に200~250 tの産出量があった。マンガンの品位は35~40%であり, 16円/t(昭和初期当時)の価格で売鉱されたという(飯塚, 1929)。昭和15年(1940年)の時点では8,000 tの産出量があった(吉村, 1952)。また, 本鉱山は, マンガン鉱石(バラ輝石)に伴い白色の燐鉱石を産し, その品位は $P_2O_5$ が20%にも及び“鳥羽燐鉱”として有名であった(吉村, 1952)。その他, 白木コンプレックス(秩父帯北帯)中(松尾周辺), 築地コンプレックス(秩父帯南帯)中(志摩市磯部町恵利原の鸚鵡岩西方や鳥羽市本浦町今浦周辺)のチャート中においても小規模なマンガン鉱山が存在していた(吉村, 1952, 瀧本編, 1973)。

三波川帯のマンガン鉱山は, 二見恵方鉱山と呼ばれ, 宮川コンプレックス中の変成した層状チャート(珪質片岩)に胚胎したものである。伊勢市二見町松下南方の山中(第二伊勢道路朝熊トンネル直上尾根付近)に坑口が



第11.1図 マンガン鉱山の坑口跡

(A) 秩父帯北帯河内コンプレックスのチャート中の加茂鉱山(社神1号坑)。トロッコ用のレールが坑口から突き出ている。河内川沿い。Ch:層状チャート, MR:混在岩。(B) 三波川帯宮川コンプレックスの珪質片岩中の二見恵方鉱山。

あり、現在でも層厚 2 m 以下のマンガン鉱体を確認することができる(第 11. 1 図 B)。縞状の“炭マン”が産し、品位は 25～30%であった(瀧本編, 1973)。

南平(1982)や鳥羽市史編さん室(1991)によると、鳥羽市の安楽島町安久志(「志州鉱山」)、安楽島橋の西側袂(「赤崎鉱山」)、堅神町南方では、小規模な銅鉱山が存在した。この銅鉱山は、三波川帯の鷲嶺火成岩類中に胚胎する熱水性銅鉱床である。志州鉱山は、主に黄銅鉱を産した。明治 40 年(1907 年)に採掘を開始し、明治 42 年(1909 年)には約 300 t の産出量があった。赤崎鉱山も主に黄銅鉱を産した。古くは寛永 10 年～延宝 8 年(1633～1680 年)に採掘された記録があるが、その後、明治 14 年(1881 年)に再興され、明治 41 年(1908 年)には約 500 t もの産出量を記録している。それ以降は衰退していったが、採掘は昭和初期まで細々と続いたようである。本報告でも、安久志北海岸付近の苦鉄質岩中に形成された厚さ数 cm の鉱化帯から黄銅鉱や孔雀石などを確認している。

### 11. 1. 2 非金属資源

伊勢市の二見トンネル東及び鳥羽市の堅神(ともに宮川コンプレックス分布域)、鳥羽市の菅島(鷲嶺火成岩類分布域)、鳥羽市の白木の南西(白木コンプレックス分布域)及び白木の南(松尾層分布域)などで幾つか砕石がなされている。特に菅島では、鶴田石材株式会社によって島南西部(約 1.3 km<sup>2</sup>)において大規模に砕石が行われている(裏表紙参照)。砕石対象はかんらん岩であり、年間約 250 万 t の産出量を示す。本砕石は、鉄道用バラスト材、港湾整備、養浜、海上空港建設、コンクリート用骨材などに利用されている。菅島での砕石の歴史は古く、大正 5 年(1916 年)に築堤・道路工専用の砕石が開始され、鶴田石材は昭和 6 年(1931 年)から砕石業を開始している(鳥羽市史編さん室, 1991)。

本地域では、昭和初期に石灰岩が砕石されており、特に街道に近い場所の石灰岩露頭は、小規模な産出でも軒並み砕石の対象とされた(飯塚, 1929)。そのため、過去に報告された石灰岩露頭が現在では確認できないことも多い。志摩市磯部町恵利原の「天の岩戸」東方では、現在でも採掘の名残が認められる。

## 11. 2 温泉

本地域の温泉はすべて動力式で、地下から汲み上げている。特に海岸地区は、観光宿泊施設が多く立地しており、自家源泉を持っているところも少なくない。源泉は、鳥羽市の小浜、安楽島、船津、本浦、志摩市の渡鹿野島などに存在する(第 11. 1 表)。概ね、ナトリウム塩化物泉やアルカリ性単純泉が多い。ちなみに、他地域(例えば、三重県津市の榊原温泉)から温泉を運んでいる宿泊施設もしばしばある。なお、源泉位置については、特定できない所や数箇所にわたっている所もあるほか、1,000 m 以深から汲み上げている所も多いため、地質図にはその位置を示さなかった。

## 11. 3 地すべり

本地域には大小様々な規模での地すべり地形が認められる。地質図には、清水ほか(2005)が公表した地すべり地形のデータのうち、崩落崖のみを転記した。特に、鷲嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)の分布域では、地すべりが頻発していることが分かる。当該域ではしばしば、斜面に短径数 m 規模の苦鉄質岩転石が大量に認められ、また、斜面の傾斜も緩やかである。行者山南方(鳥羽レストパーク東方道路上)では、峠付近で南から北(高所から低所)へ地すべりが起こっており、それに伴い石垣やアスファルトも北側に変位している状況が観察できる(第 11. 2 図)。したがって、地すべりの幾つかは、現在でもゆっくりと進行していると考えられる。

## 11. 4 地震津波被害

本地域を含む紀伊半島沿岸では、南海トラフを震源とするマグニチュード 8 クラスの巨大地震がほぼ 100～150 年周期で繰り返し発生しており、昔から多くの被害を被ってきた(総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編, 1999; 宇佐見, 2003)。本地域を含む三重県沿岸部では、嘉保地震津波(1096 年)、明応地震津波(1498 年)、慶長地震津波(1605 年)、宝永地震津波(1707 年)、安政東海地震津波(1854 年)、昭和東南海地震津波(1944

第 11. 1 表 鳥羽地域における源泉一覧表

源泉地名	市町村	温度	湧出量(l/分)	泉質	表層分布地質体	引用元
小浜	鳥羽市小浜町	43.5°C	不明	アルカリ性単純泉	宮川コンプレックス	* 1
安楽島	鳥羽市安楽島町	27.7°C	44	アルカリ性単純泉	鷲嶺火成岩類	* 2
船津	鳥羽市船津町	19.2°C	10.7	ナトリウム・マグネシウム塩化物泉	河内コンプレックス	* 3
本浦	鳥羽市浦村町	28.7°C	不明	アルカリ性単純泉	石鏡コンプレックス	* 4, * 5
渡鹿野	志摩市磯部町	42°C	130	ナトリウム・マグネシウム・カルシウム-塩化物泉	相差コンプレックス	* 5

\* 1 : <http://www.yulala.com/spa2.html#main>, \* 2 : <http://www.amanoshima.com/spa.html>, \* 3 : [http://1onsen.com/isetobaonsen\\_enmeinyou.html](http://1onsen.com/isetobaonsen_enmeinyou.html), \* 4 : <http://www.ginrin.co.jp/roten.html>, \* 5 : 金原(2005)。





第 11. 2 図 鷺嶺火成岩類(御荷鉾緑色岩類)の地すべり  
地すべりによって、石垣や亀裂を伴ったアスファルトが北方へ変位している。また、土砂が石垣を押し上げ下からはみ出している。場所は、行者山南方(鳥羽レストパーク入口東方)。

年)などによる被害が知られる(石橋, 1999; 宇佐美, 2003)。本地域における宝永地震と安政東海地震の被害状況については、村山(2005)によって当時の文献記録がまとめられている。また、羽鳥(1978)、都司ほか(1991)、行谷・都司(2005)によって宝永地震と安政東海地震の津波の浸水高が推定されている。

宝永地震津波については、志摩市阿児町国府で8～10 m(羽鳥, 1978)あるいは3.5 m(行谷・都司, 2005)、鳥羽市安楽島では4.5 m(行谷・都司, 2005)、鳥羽市相違では4 m(行谷・都司, 2005)の浸水高が見積もられている。安政東海地震については、鳥羽市国崎で21.1 m(都司ほか, 1991)、鳥羽市堅神では2.6～5.8 m、鳥羽市鳥羽では3.7～4.8 m、鳥羽市浦村では4.7 m、鳥羽市相違では3.6 m、志摩市磯部町穴川では3.3 m、志摩市阿児町国府では3.9 mの浸水高が報告された(行谷・都司, 2005)。昭和東南海地震については、鳥羽市鳥羽で2 m、志摩市磯部町の矢で3 mの波高が報告されている(飯田, 1985)。

## 11. 5 観光資源

### 11. 5. 1 恐竜化石発掘地点

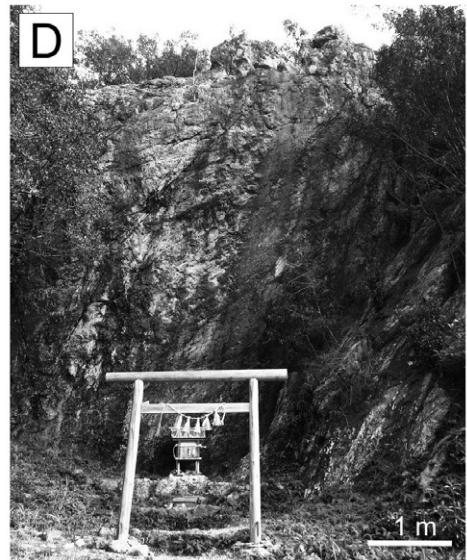
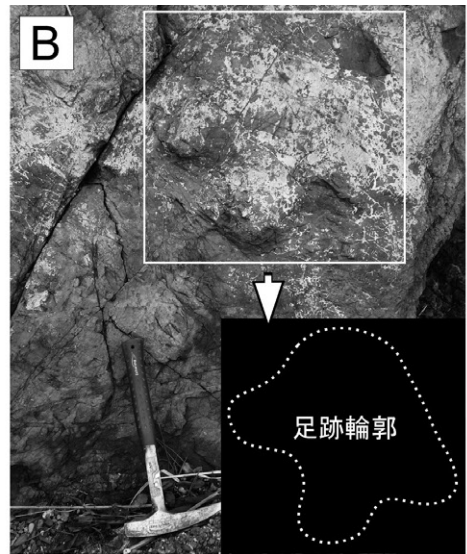
1996年に、鳥羽市二地浦の砥浜海岸に分布する松尾層(黒瀬川帯)から、化石研究者らによって竜脚類恐竜(ティタノサウルス上科; 富田ほか, 2001)の骨化石が発掘された(亀井, 1997; 三重県大型化石発掘調査団, 1997)。本恐竜は鳥羽竜と呼称され、鳥羽市の観光資源となっている。パールロード(県道128号線)から海岸に降りる階段が整備され、干潮時を見計らう必要はある

が、露頭までは容易にアクセスできる。階段降口には骨化石のレプリカ(第11. 3図A)や説明看板が設置され(裏表紙参照)、発掘経緯、化石部位、時代など本化石にまつわる詳細を知ることができる。発掘された鳥羽竜の骨化石は、尾椎、上腕骨、大腿骨、橈骨、脛骨、腓骨、座骨(?)である。骨化石から復元された鳥羽竜の大きさは、全長16～18 m程度、体重は31～32 t程度と推定されている(富田ほか, 2001)。堆積環境の解析から、鳥羽竜は海岸近くで生息しており、死亡後、その遺骸が河川やストーム時の沖への流れによって浅海域に運搬・埋没されたと考えられている(村越, 2001)。

また、鳥羽竜産出地点から西方15 mの地点から、幅44 cm、長さ50 cmのイグアノドンの足跡化石が2つ認められている(第11. 3図B; 坂ほか, 1999の第13図参照)。これらの化石地点周辺の地層からは貝化石も得られ、一般向けの化石発掘体験会などが催されることがある。

### 11. 5. 2 天の岩戸(恵利原の水穴)

磯部町恵利原の神路川上流にある逢坂峠コンプレックス(秩父帯北帯)の石灰岩中に生じた鍾乳洞であり(第11. 3図C)、恵利原の水穴あるいは瀧祭窟とも呼ばれる。横穴式で、奥行きは80 mに及ぶ(中部地方土木地質図編纂委員会, 1992)。湧水は環境省の名水百選にも指定されている。天の岩戸の名称は、「古事記」の中に登場する天照大御神が、須佐之男命の悪事を戒める為に洞穴に隠れたという伝説にちなんでいる。天の岩戸を含む石灰岩岩体には、他にも3つの鍾乳洞が確認されている。そのうち、風穴と呼ばれている鍾乳洞は、天の岩



第 11. 3 図 鳥羽地域の地質観光資源

(A) 鳥羽竜の大腿骨とイグアノドンの足跡化石のレプリカ。鳥羽市砥浜海岸降口(パールロード沿い)。(B) 松尾層に見られるイグアノドンの足跡化石。砥浜海岸。ハンマーの長さは約 30 cm。(C) 逢坂峠コンプレックスの石灰岩に形成された天の岩戸(恵利原の水穴)。磯部町恵利原。(D) 築地コンプレックスのチャートからなる鸚鵡岩。磯部町恵利原。(E) 青峰コンプレックスの枕状溶岩。大村島北海岸。

戸から北東に直線距離で約 200 m 離れた地点に存在し、小道をたどって容易にたどり着ける。本鍾乳洞も横穴式で、奥行きは約 90 m に及ぶ(中部地方土木地質図編纂委員会, 1992)。天の岩戸周辺の石灰岩体は、逢坂峠コンプレックスに特徴的な低角構造を示している。ちなみに、逢坂峠コンプレックスの石灰岩体には、他(特に逢坂峠北側)にも幾つか横穴式または縦穴式の小規模な鍾乳洞が存在している(第 4. 3 図参照)。

### 11. 5. 3 鸚鵡岩

磯部町恵利原にある高さ 30 m 以上の灰色チャートからなる岩壁で(第 11. 3 図 D)、音声がかたまることから鸚鵡岩と呼ばれる。「語り場」と「聞き場」が設置しており、「語り場」で発した声や音が、鏡肌をなす壁に反響して、約 50 m 先の「聞き場」ではあたかも鸚鵡岩が発声したかのように聞こえる。本チャートは、築地コンプレックス(秩父帯南帯)中の岩体で、周辺露頭から三畳

紀の放散虫化石が見出されている(坂・手塚, 1988)。鸚鵡岩の頂上には展望台が設置され、磯部町の隆起海食台上の田園を望むことができる。

### 11. 5. 4 大村島の枕状溶岩

鳥羽市大村島の北海岸には、青峰コンプレックス(黒瀬川帯)の枕状溶岩(玄武岩)が認められる(第 11. 3 図 E, 付図 1 の A1, 第 4 章 6 節, 裏表紙参照)。露頭幅は約 15 m であり、短径数 10 cm の大小の枕あるいは俵を束ねたような産状を観察できる。枕状溶岩の下底には、下に凸を示す溶岩の垂れ下がりが確認でき、地層が逆転していないことが確認できる。また、チューブ状の枕も観察でき、溶岩が海底で噴出して枕状に伸びながら急冷した様子が伺える。本露頭は鳥羽市の天然記念物に指定されている。なお、大村島は無人島のため、本露頭にアクセスするには備船などが必要である。

## 文 献

- 坂野靖行(1992) 紀伊半島東部, 御荷鉾緑色岩類に伴う蛇紋岩礫岩中の青色片岩. 岩鉱, vol. 87, p. 207-220.
- Baumgartner, P. O., O' Doherty, L., Gorican, S., Dumitrica-Jud, R., Dumitrica, P., Pillecuit, A., Urquhart, E., Matsuoka, A., Danelian, T., Bartolini, A., Carter, E. S., De Wever, P., Kito, N., Marcucci, M. and Steiger, T. (1995) Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. In Baumgartner, P. O. *et al.*, eds, *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*. Mémoires de Géologie (Lausanne), no. 23, p. 37-685.
- 中部地方土木地質図編纂委員会(1992) 中部地方土木地質図解説書. 西印刷, 515 p.
- Fettes, D. and Desmons, J. (2007) *Metamorphic Rocks, A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 244 p.
- 藤本治義(1942) 三重県鳥羽地方の地質について. 地質学雑誌, vol. 49, p. 585.
- 藤本治義・山際延夫(1952) 志摩白根崎に発見された領石統. 地質学雑誌, vol. 58, p. 686.
- 藤野滋弘・木村治夫・宍倉正展・小松原純子・行谷佑一(2011) 東南海地域における過去約4000年間の古津波記録. 日本地質学会第118年学術大会, T-17-O-12.
- 藤野滋弘・小松原純子・宍倉正展・木村治夫・行谷佑一(2008) 志摩半島におけるハンドコアラーを用いた古津波堆積物調査報告. 活断層・古地震研究報告, vol. 8, p. 255-265.
- 浜田隆士(1963) 三重県五ヶ所 - 安楽島構造線について. 地質学雑誌, vol. 69, p. 208-209.
- Hamelin, B., Dupré, B. and Allégre, C. J. (1984) The lead isotope systematics of ophiolite complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 67, p. 351-366.
- Hatakeda, K., Suzuki, N. and Matsuoka, A. (2007) Quantitative morphological analyses and evolutionary history of the Middle Jurassic polycystine radiolarian genus *Striatojaponocapsa* Kozur. *Marine Micropaleontology*, vol. 63, p. 39-56.
- 羽鳥徳太郎(1978) 三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査. 地震研究所彙報, vol. 53, p. 1191-1225.
- 平川一臣(2013) 津波堆積物が示す南海トラフの津波履歴, 津波挙動(海食急崖, 斜面からの証拠). <http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/35/pdf/sub2.pdf>(2016年5月20日参照).
- 廣瀬孝太郎・後藤敏一・吉川周作・三田村宗樹・岡橋久世(2002) 鳥羽市相差沿岸低湿地堆積物中の珪藻遺骸に記録された完新世の環境変遷イベント堆積物に関連して一. 環境地質学シンポジウム論文集, no. 11, p. 327-332.
- 本田 裕(2001) 松尾層群の貝類化石. 三重県大型化石発掘調査団編, 鳥羽の恐竜化石, 三重県鳥羽市産恐竜化石調査研究報告書, 三重県立博物館, p. 55-58.
- 市川浩一郎・石井健一・田中啓策(1953) 和歌山県湯浅地方よりゴトランド紀石灰岩の発見. 地球科学, vol. 11, p. 15.
- 市原 実(1993) 大阪層群. 創元社, 341 p.
- 飯田汲事(1985) 東海地方地震・津波災害誌. 飯田汲事教授論文選集発行会, p. 756-757.
- 飯塚保五郎(1929) 7万5千分の1「鳥羽」図幅および同説明書. 商工省地質調査所, 28 p.
- 石橋克彦(1999) 文献史料からみた東海・南海巨大地震—14世紀前半までのまとめ—. 地学雑誌, vol. 108, p. 399-423.
- 石田志朗(1990) 志摩半島の第四系. 志摩半島周辺の地質と応用地質学的諸問. 日本応用地質学会関西支部秋の見学会資料集(平成2年度), p. 1-10.
- 磯崎行雄・板谷徹丸(1991) 四国中西部秩父累帯北帯の先ジュラ系クリッペー黒瀬川内帯起源説の提唱一. 地質学雑誌, vol. 97, p. 431-450.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, vol. 181, p. 179-205.
- 磯崎行雄・橋口孝泰・板谷徹丸(1992) 黒瀬川クリッペの検証. 地質学雑誌, vol. 98, p. 917-941.
- Itoigawa, J. and Ogawa, H. (1973) Pleistocene Molluscan Fauna of the Sakishima Formation, Shinma Peninsula, Central Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd Ser. Special Volume 6* (Hatai Memorial Volume), p. 69-80.
- 亀井節夫(1997) 鳥羽市安楽島海岸で発掘された恐竜化石. 三重県大型化石発掘調査団編, 三重県鳥羽市産恐竜化石発掘調査中間報告書, 三重県大型化石発掘調査団, p. 20-26.
- Kase, T. (1984) Early Cretaceous marine and brackish-water Gastropoda from Japan. National Science Museum, Tokyo, 199 p.
- Kato, K. and Saka, Y. (2003) Kurosegawa terrane as a transform fault zone in southwest Japan. *Gondwana Res.*, vol. 6, p. 669-686.
- 加藤武夫・杉 健一(1927) 日本西南部外帯の押し被せ構造(予報). 地質学雑誌, vol. 34, p. 249-252.
- 活断層研究会(1980) 「日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 363 p.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 437 p.
- 川端清司(2001) 恐竜化石胚胎層準における松尾層群の放散虫化石. 三重県大型化石発掘調査団編, 鳥羽の恐竜化石, 三重県鳥羽市産恐竜化石調査研究報告書, 三重県立博物館, p. 59-62.
- 川瀬久美子(2012) 伊勢平野南部, 宮川下流域における沖積層の層序と埋没地形. 愛媛大学教育学部紀要, vol. 59, p. 179-186.
- 建設省国土地理院(1974) 沿岸海域基礎調査報告書(鳥羽地区). 国土地理院, 39 p.
- 木戸 聡・川口一郎・足立 守・水谷伸治郎(1982) 美濃地域の *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*-*Pantanellium foveatum* 群集について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 195-210.

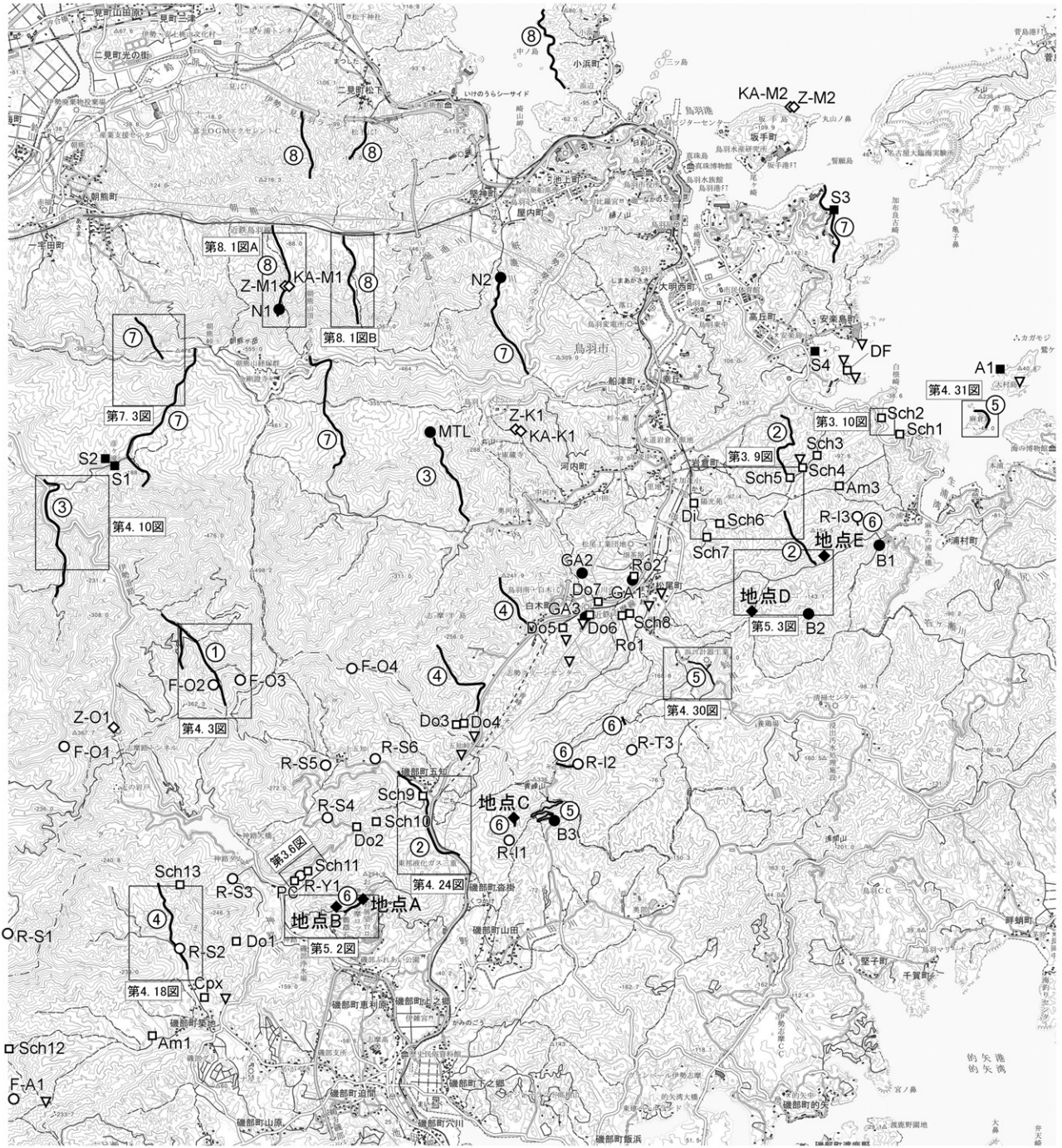
- 木村一朗・孫福 正・大西一夫(1965) 伊勢市内の新生代層について. 地学研究, vol. 16, p. 239-246.
- 木村達明・山際延夫(2001) 松尾層群の植物化石. 三重県大型化石発掘調査団編, 鳥羽の恐竜化石, 三重県鳥羽市産恐竜化石調査研究報告書, 三重県立博物館, p. 63-64.
- Kimura, T. (1957) The geologic structure and the sedimentary facies of the Chichibu group in the eastern Kii Peninsula; a contribution to the geotectonic study of Southwest Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, vol. 7, p. 243-272.
- Kimura, T. (1961) The lateral faulting and geologic structure of the Eastern part of Southwest Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 32, p. 317-330.
- 近畿地方土木地質図編纂委員会(2003) 近畿地方土木地質図解説書. 内外地図, 450 p.
- 小林貞一(1951) 日本地方地質誌, 総論. 朝倉書店, p. 160.
- 国土地理院(2006a) 1:25,000 土地条件図「志摩」. 国土地理院.
- 国土地理院(2006b) 1:25,000 土地条件図「鳥羽」. 国土地理院.
- 国土庁土地局(1975) 土地分類図(三重県). 内外地図.
- 小松原純子・岡村行信(2007) 三重県志島低地における津波堆積物調査(予察). 活断層・古地震研究報告, vol. 7, p. 209-217.
- 小松原純子・岡村行信・澤井祐紀・宍倉正展・吉見雅行・筈本英貴(2007) 紀伊半島沿岸の津波堆積物調査. 活断層・古地震研究報告, vol. 7, p. 219-230.
- 近藤玲介・塚本すみ子・坂本竜彦(2016) 志摩半島英虞湾周辺における中期更新世に形成された海成段丘の Post-IRSL 年代測定を試み. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 46, p. 41.
- 栗本史雄(1986) 和歌山県清水 - 美里地域の秩父累帯北帯. 地質学雑誌, vol. 92, p. 737-748.
- 日下部吉彦・宮村 学(1958) 伊勢市南方の古生層について. 地質学雑誌, vol. 64, p. 269-280.
- Le Maitre (2002) *Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms*. 2nd Edition. Cambridge University Press. 236 p.
- 町田 洋・新井房夫(2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336 p.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫(1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年. 第四期研究, vol. 19, p. 233-261.
- 横山次郎・中川 保(1941) 志摩木場洪積統の有孔虫類. 地質学雑誌, vol. 48, p. 239-243.
- 松原多恵子・木村一朗(1970) 伊勢湾西岸第四系の花化石(予報). 名古屋地学, no. 26, p. 61-69.
- 松川正樹(1979) 山中“地溝帯”の白亜系白井層に関する問題点. 地質学雑誌, vol. 85, p. 1-9.
- 松岡 篤(1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質学雑誌, vol. 90, p. 455-477.
- Matsuoka, A. (1995) Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *The Island Arc*, vol. 4, p. 140-153.
- Matsuoka, A. and Yao, A. (1985) Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, vol. 28, p. 125-145.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎(1998) 付加地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, vol. 104, p. 634-653.
- 松下 進(1932) 志摩磯部村木場の洪積層に就て. 地球, vol. 18, p. 36-38.
- 松下 進(1953) 日本地方地質誌, 近畿地方. 朝倉書店, 293 p.
- 三重県(1964) 三重県地質産図. 集画堂印刷.
- 三重県(1992) 土地分類基本調査「答志」・「鳥羽」・「波切」. 三重県地域振興部地域振興課, 中央地図, 34 p.
- 三重県大型化石発掘調査団(1997) 志摩半島の下部白亜系松尾層群から恐竜化石. 地質学雑誌, vol. 103, p. IX - X .
- 三木 茂(1941) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, vol. 2, p. 105-144.
- Miki, S. (1957) Pinaceae of Japan, with special reference to its remains. *Journal of the Institute of Polytechnics, Osaka City University, Series D*, vol. 8, p. 221-272.
- 三田村宗樹・岡橋久世・廣瀬孝太郎・吉川周作・内山美恵子・中村俊夫・原口 強(2001) 鳥羽市相差の湿地堆積物中に見いだされるイベント堆積物と<sup>14</sup>C年代. 第11回環境地質学シンポジウム論文集, p. 321-326.
- 水垣桂子(1987) 紀伊半島東部礫浦の礫岩(四万十累層群)中の中生代放射虫化石. 名古屋大学総合研究資料館報告, no. 3, p. 19-69.
- 水郡 茂・大塚彌之助(1928) 三重県志摩地方に於ける所謂鳥巢石灰岩の発見及び蛇紋岩の露頭其他に就いて(雑報). 地質学雑誌, vol. 35, p. 239.
- 水上知行(2001) ミカブ帯菅島超苦鉄質岩体の斜方輝石の産状と組成層状構造. 岩石鉱物科学, vol. 31, p. 87-96.
- Mizutani, S., Nishiyama, H. and Ito, T. (1982) Radiolarian biostratigraphic study of the Shimanto Group in the Noto-Nansei area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, central Japan. *Jour. Earth Science, Nagoya Univ.*, vol. 30, p. 31-107.
- 村越直美(2001) 松尾層群の堆積環境. 三重県大型化石発掘調査団編, 鳥羽の恐竜化石, 三重県鳥羽市産恐竜化石調査研究報告書, 三重県立博物館, p. 49-53.
- 村松春彦(1982) 志摩半島西部, 龍仙山付近の秩父系. 桐朋学報, vol. 32, p. 143-161.
- 村山 眸(2005) 志摩国(現鳥羽市・志摩郡)の津波記録について. 歴史地震, no. 20, p. 13-21.
- 武藤正明(1989) 志摩半島の活断層に関する資料. 活断層研究, vol. 7, p. 82-86 (活断層研究会).
- 名古屋グループ(1969) 伊勢湾周辺の第四系, 「日本の第四系」. 地団研専報, no. 15, p. 319-329.
- 中江 訓(2000) 付加複合体の区分法と付加地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no. 55, p. 1-15.
- Nakae, S. (2015) Cretaceous radiolarians from chert-clastic rock sequence of the Matoya Group (Northern Shimanto belt), Kii Peninsula, Southwest Japan. *Proceedings of 14th INTERRAD (Newsletter of the International Association of Radiolarists)*, p. 126-127.
- Nakae, S. and Kurihara, T. (2017) Preliminary report on the radiolarian age of the Upper Cretaceous Matoya Group (Shimanto belt) in the Toba District, Mie Prefecture, Southwest

- Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, vol. 68, p. 57–86.
- Nakamura, Y. (1971) Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, Central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 18, p. 1–51.
- Nakaseko, K. and Nishimura, A. (1981) Upper Jurassic and Cretaceous radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Science Report, College of General Education, Osaka Univ.*, vol. 30, p. 133–203.
- 中島 礼・堀 常東・宮崎一博・西岡芳晴 (2008) 豊橋及び田原地域の地質. 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, 113 p.
- 行谷佑一・都司嘉宜 (2005) 宝永 (1707) 安政東海 (1854) 地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布. 歴史地震, vol. 20, p. 33–56.
- 成瀬 洋 (1974) 西南日本太平洋岸地域の海岸段丘に関する 2, 3 の考察. 大阪経済大学論集, no. 99, p. 89–126.
- 南平秀生 (1982) 鳥羽市内地学のガイド—理科資料・野外見学と採集のてびき—. 40 p.
- 日本規格協会 (2012a) JIS A 0204: 地質図 - 記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示. 126 p.
- 日本規格協会 (2012b) JIS A 0205: ベクトル数値地質図 - 品質要求事項及び主題属性コード. 190 p.
- 西村 進・笹嶋貞夫 (1970) Fission track 法による大阪層群の火山灰層の年代決定. 地球科学, vol. 24, p. 222–224.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「伊勢」. 産総研地質調査総合センター.
- 小長谷 誠 (1988) 中部地方 II, 第 2 章 9 節 4 万 10 累帯. (1) 志摩半島地域. 共立出版, p. 73–75.
- 小島郁生・坂 幸恭・松川正樹・加瀬友喜・田中啓策 (1979) 志摩半島白亜系の時代論. 国立科博専報, no. 12, p. 73–82.
- 小川琢治 (1905) 20 万分の 1 鳥羽図幅及び同地質説明書. 農商務省地質調査所, 57 p.
- Ohba, H. and Adachi, M. (1995) Permian, Triassic and Jurassic radiolarians from Omura and Ogura Island in the eastern part of the Shima Peninsula, Southwest Japan. *Jour. Earth Planet. Sci. Nagoya Univ.*, vol. 42, p. 55–67.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395 p.
- 岡橋久世・吉川周作・三田村宗樹・兵藤政幸・内山 高・内山美恵子・原口 強 (2001) 鳥羽市相違の湿地堆積物中に見いだされた東海地震津波の痕跡とその古地磁気年代. 第四紀研究, vol. 40, p. 193–202.
- 岡橋久世・秋元和實・三田村宗樹・廣瀬孝太郎・安原盛明・吉川周作 (2002) 三重県鳥羽市相違の湿地堆積物に見出されるイベント堆積物. 月刊地球, vol. 24, p. 698–703.
- Okahashi, H., Yasuhara, M., Mitamura, M., Hirose, K. and Yoshikawa, S. (2005) Event deposits associated with tsunamis and their sedimentary structure in Holocene marsh deposits on the east coast of the Shima Peninsula, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City University*, vol. 48, p. 143–158.
- 大炊御門経輝 (1933) 志摩木場の洪積世介化石について. 地球, vol. 19, p. 305–308.
- 太田 亨・今井智文・石田直人・坂 幸恭 (2012) 三重県志摩半島東部の黒瀬川帯中生界から見出されたジュラ紀・白亜紀放射虫化石. 地質学雑誌, vol. 118, p. 588–593.
- 太田 亨・大竹奈保・森田信幸・上村哲哉・高橋奈美・香味早央理・坂 幸恭 (2013) 紀伊半島東部四万十帯北帯的矢コンプレックスの放射虫化石層序. 早稲田大学教育・総合科学学術院学術研究 (自然科学編), vol. 61, p. 9–29.
- 太田陽子 (2001) 能登・若狭・志摩半島. 小池一之・町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 105 p.
- 大塚彌之助 (1928a) 志摩磯部村附近の自然地理的地誌の一部の研究 (上). 地理学評論, vol. 4, p. 175–189.
- 大塚彌之助 (1928b) 志摩磯部村附近の自然地理的地誌の一部の研究 (下). 地理学評論, vol. 4, p. 284–297.
- 大塚彌之助 (1928c) 伊勢志摩地方の地質及び地形から推定される主要なる断層. 地理学評論, vol. 4, p. 646–670.
- 小澤大成・村田 守・西村 宏・板谷徹丸 (1997) 造山帯中の緑色岩からみた海洋地域の火成活動—みかぶ帯の火成岩の岩石学的特徴と火成年代—. 火山, vol. 42, p. 231–237.
- 小澤儀明 (1930) 七万五千分の一地質図幅鳥羽を読みとめる地域の構造を解釈す. 小川博士還暦記念地学論叢, p. 457–470.
- 坂 幸恭 (1983) 志摩半島西部, 秩父帯のジュラ紀層について (予報). 早稲田大学教育学部学術研究 [生物学・地学編], vol. 32, p. 29–39.
- 坂 幸恭 (1984) 志摩半島西部, 秩父累帯中の龍仙山帯について. 早稲田大学教育学部学術研究 [生物学・地学編], vol. 33, p. 1–12.
- 坂 幸恭 (2001) 志摩半島秩父帯, 松尾層群の地質年代. 三重県大型化石発掘調査団編, 鳥羽の恐竜化石, 三重県鳥羽市産恐竜化石調査研究報告書, 三重県立博物館, p. 65–67.
- 坂 幸恭 (2009) 中・古生界, 紀伊半島東部地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 5: 近畿地方, 朝倉書店, p. 134–140.
- 坂 幸恭・加藤 潔 (2000) 志摩半島五ヶ所—安楽島構造線における黒瀬川岩石の産状. 早稲田大学教育学部学術研究 [生物学・地球科学編], vol. 48, p. 1–15.
- 坂 幸恭・手塚茂雄 (1988) 志摩半島の秩父帯南帯. 地学雑誌, vol. 97, p. 10–24.
- 坂 幸恭・山口宗司 (1985) 志摩半島中央部, 磯部町における仏像構造線の露頭. 地質学雑誌, vol. 91, p. 235–238.
- 坂 幸恭・塚本員久・大矢芳彦・海野龍一 (1979) 志摩半島西部, 秩父帯の上部中生界. 地質学雑誌, vol. 85, p. 81–96.
- 坂 幸恭・手塚茂雄・岡田洋一・市川昌則・高木秀雄 (1988) 蛇紋岩メランジュ帯としての志摩半島, 五ヶ所—安楽島構造線. 地質学雑誌, vol. 94, p. 19–34.
- 坂 幸恭・加藤 潔・津村善博・大場穂高 (1999) 志摩半島の秩父帯と黒瀬川帯. 日本地質学会第 106 年学術大会見学旅行案内書, p. 163–186.
- 榊原正幸・大山ゆかり・梅木美妙・榊原 光・正野英憲・後藤真一 (1988) 四国西部における北部秩父帯の地体構造区分と広域変成作用. 地質学雑誌, vol. 104, p. 604–622.

- 佐藤傳藏(1917) 志摩国領石層中の化石産地. 地学雑誌, vol. 29, p. 812.
- 佐藤 正・水野吉昭・蜂矢喜一郎・安井 謙(2005) 三重県志摩半島から採集されたジュラ紀アンモナイト. 瑞浪市化石博紀要, vol. 32, p. 235-243.
- 島倉巳三郎(1962) 本邦新生代の花粉層序学的研究VI 先志摩及び渥美半島の洪積世堆積物. 奈良学芸大学紀要(自然科学), vol. 10, p. 113-119.
- Shimakura, M. (1969) Plant microfossils from marine Pleistocene sediments of Kii Peninsula, Japan. *Bulletin of Nara University of Education*, vol. 17, p. 75-88.
- 志摩マリンランド(1985) 志摩地方の地形と地質. 志摩マリンランドクォーターリー 特別号2号, p. 1-14.
- 清水文健・宮城豊彦・松垣大助・八木浩司・大八木規夫・井口隆(2005) 地すべり地形分布図 第20集「名古屋・伊勢」. 防災科学技術研究所研究資料, no. 259, 28葉.
- Sone, H., Shimamoto, T. and Moore, D. E. (2012) Frictional properties of saponite-rich gouge from a serpentinite-bearing fault zone along the Gokasho-Arashima Tectonic Line, central Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 38, p. 172-182.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1999) 日本の地震活動(追補版). 395p.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planetary Science Letters*, vol. 36, p. 359-362.
- 菅野耕三・中世古幸次郎・脇本礼子(1980) 志摩半島東部に分布する築地層群から産する放射虫化石について. 大阪教育大学紀要, 第三部門, vol. 28, p. 111-121.
- 杉山和弘・小澤智生・畔柳勇生・古谷 裕(1993) 三重県志摩半島東部のジュラ系白根崎層(新称)および白亜系松尾層群の層序と放射虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 9, p. 191-203.
- 鈴木堯士(1967) 四国におけるみかぶ緑色岩類一とくに、凝灰集塊岩質岩石の分布と産状について一. 地質学雑誌, vol. 73, p. 207-216.
- Suzuki, H. and Gawlick, H.-J. (2003) Biostratigraphie und Taxonomie der Radiolarien aus den Kieselsedimenten der Blaa Alm und nördlich des Loser (Nordliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich*, vol. 46, p. 137-228.
- 瀧本 清編(1973) 日本地方鉱床誌, 近畿地方. 朝倉書店, p. 212-215.
- 田邊裕高・狩野謙一(1994) 紀伊半島東部, 海山地域の四万十帯上部白亜系. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 21, p. 1-10.
- 田中 均・高橋 努・一瀬めぐみ・宮本隆実・小松俊文(2000) 三重県鳥羽地域の下部白亜系松尾層群の貝化石. 熊本大学教育学部紀要, 自然科学, vol. 49, p. 57-72.
- 谷岡伸也・三田村宗樹・中井聡子(2004) 志摩半島磯部地域に分布する更新統先志摩層の層序. 環境地質学シンポジウム論文集, vol. 14, p. 289-294.
- 鳥羽市史編さん室(1991) 鳥羽市史, 下巻, 1347p.
- 富田幸光・桂嘉志浩・東 洋一・亀井節夫(2001) 鳥羽市恐竜化石の記載と分類. 三重県大型化石発掘調査団編, 鳥羽の恐竜化石, 三重県鳥羽市産恐竜化石調査研究報告書, 三重県立博物館, p. 13-31.
- Tomiyoshi, S. and Takasu, A. (2010) - ages of lawsonite-bearing pelitic schists from the Sambagawa metamorphic belt in the Ise district, eastern Kii Peninsula, southwest Japan, *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 64, p. 193-200.
- Tsuchi, R. (1961) On the Quaternary sediments and molluscs in the Tokai regions, with notes on the geologic history of the Pacific coast of southwest Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 32, p. 457-478.
- 都司嘉宣・日野貴之・矢沼 隆・岩崎伸一・北原糸子(1991) 安政東海地震津波(1854 XII 23)の浸水高の精密調査, 歴史地震, no. 7, p. 43-56.
- 辻村太郎(1925) 先志摩の海岸. 地球, vol. 3, p. 85-100.
- 都築 宏・八尾 昭(2006) 志摩半島東部地域の秩父北帯のジュラ紀付加コンプレックス. 日本地質学会第113年学術大会講演要旨, p. 45.
- 上野貴司(2001) 紀伊半島東部, 伊勢地方三波川帯から産する含ローソン石泥質片岩, 岩石鉱物科学, vol. 30, p. 255-264.
- 内田信夫(1966) 御荷鉾構造線. 成蹊大学政治経済論叢, vol. 16, p. 510-535.
- 内野隆之(2017) 5万分の1地質図幅「鳥羽」地域における秩父累帯北帯の砂岩及び三波川帯の砂質片岩から得られた碎屑性ジルコン U-Pb 年代. 地質調査研究報告, vol. 68, p. 41-56.
- 内野隆之・石田直人(2017) 5万分の1地質図幅「鳥羽」地域における秩父累帯南帯の泥岩から見出された中期及び後期ジュラ紀放射虫化石. 地質調査研究報告, vol. 68, p. 25-39.
- 内野隆之・鈴木紀毅(2016) 三重県志摩半島の黒瀬川帯から見出された後期ペルム紀整然層と広域対比. 地質学雑誌, vol. 122, p. 207-222.
- 内野隆之・鈴木紀毅(印刷中) 三重県志摩半島, 秩父累帯北帯白木層群から得られた中期ジュラ紀放射虫化石と地質対比. 地質学雑誌.
- 梅田真樹(1998) 紀伊半島東部, 鳥羽地域の秩父帯青峰層群からの中・古生代放射虫化石. 地球科学, vol. 52, p. 106-114.
- 梅田真樹・山際延夫(1997) 三重県鳥羽地域の黒瀬川帯から産出したデボン紀放射虫化石. 地質学雑誌, vol. 103, p. 1081-1084.
- 宇佐美龍夫(2003) 最新版日本被害地震総覧 [416] —2001. 東京大学出版会, 605p.
- 山田 純(1956) 三重県先志摩地方の鵜方層の堆積状態について. 地質学雑誌, vol. 62, p. 400.
- Yamada, J. (1963) Remarks on the significance of the Pleistocene mollusca from the Shima Peninsula, Mie Prefecture, Japan. *Bulletin of the Liberal Arts Department, Mie University*, no. 17, p. 96-103.
- 山際延夫(1954) 志摩半島白亜系より産する貝化石の研究. 大

- 阪学芸大学紀要, vol. 3, 43–55.
- Yamagiwa, N. (1956) Neoschwagerininae from the Shima Peninsula, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 23, p. 235–242.
- 山際延夫 (1957) 志摩半島東部中生界の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 63, p. 263–272.
- 山際延夫 (1962) 志摩半島上部石炭系産の *Clisiophyllum awa* (MINATO) について. 地質学雑誌, vol. 68, p. 349–350.
- 山際延夫 (1969) 志摩半島東部に分布する築地層群. 大阪教育大学紀要, 第三部門, vol. 18, p. 71–81.
- 山際延夫 (2015) 三重県志摩半島産出のペルム紀前期四放珊瑚化石 *Ivanovia* 属の1種について. 大阪教育大学紀要, 第三部門, vol. 63, p. 23–29.
- Yamagiwa, N. and Ishii, K. (1958) Yabeina from Omura Island, Shima, Mie Prefecture. *Jubilee publication in Commemorative volume for Prof. Fujimoto, H.*, p. 58–65
- 山際延夫・鳴橋憲一・辻井安喜・藤田孝子・和田朋子 (1979) 志摩半島東部に分布する上部ジュラ系今浦層群産出の珊瑚化石について (第1報). 地学雑誌, vol. 88, p. 29–39.
- 山際延夫・坂 幸恭 (1967) 志摩半島東部の中・古生界. 日本地質学会第74年年会地質見学案内書, 24 p.
- Yamagiwa, N. and Saka, Y. (1972) On the Lepidolina zone discovered from the Shima Peninsula, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 85, p. 260–274.
- 山際延夫・坂 幸恭・岩橋豊彦・杉田福松 (1976) 志摩半島の仏像構造線についての新知見. 地質学雑誌, vol. 82, p. 409–412.
- 山北 聡 (1998a) 四国西部北部秩父帯のナップ構造の再検討. 地質学雑誌, vol. 104, p. 578–589.
- 山北 聡 (1998b) 北部秩父帯とはどの範囲か—北部秩父帯と黒瀬川帯をめぐる地体区分上の問題—. 地質学雑誌, vol. 104, p. 623–633.
- 山下 昇・石井健一・市川浩一郎・中川衷三 (1952) 四国のゴトランド紀層にかんれんする二三の事実. 地質学雑誌, vol. 60, p. 132.
- Yao, A. (1984) Subdivision of the Mesozoic Complex in Kii-Yura Area, Southwest Japan and its bearing on the Mesozoic Basin development in the Southern Chichibu Terrane. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 27, p. 41–103.
- 八尾 昭 (1997) ジュラ紀古-中世放射虫化石群集の変遷. 大阪微化石研究会会誌, 特別号, no. 10, p. 155–182.
- 八尾 昭 (2009) 近畿地方の地質構造発達史, 古生代~ジュラ紀の地質構造発達史. 日本地質学会編, 日本地方地質誌5: 近畿地方, 朝倉書店, p. 12–28.
- 米倉伸之 (1980) 紀伊半島の海岸段丘と地殻変動. 近畿圏地震活動度調査委員会, p. 320–325.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 497–515.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌, vol. 105, p. 332–340.
- 吉川虎雄 (1949) 志摩隆起海食台. 地理学評論, vol. 22, p. 218–227.
- 吉倉紳一・寺嶋禎一 (1984) 志摩半島中央部の五ヶ所—安楽島構造線から見出された角閃岩の地質学的意義. 岩鉱, vol. 79, p. 311–317.
- Yoshimoto, A., Osanai, Y., Nakano, N., Adachi, T., Yonemura, K. and Ishizuka, H. (2013) U-Pb detrital zircon dating of pelitic schists and quartzite from the Kurosegawa Tectonic Zone, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 108, p. 178–183.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床, 第7章近畿地方. マンガン研究会, p. 323–326.





付図1 黒瀬川帯, 秩父帯北帯, 秩父帯南帯, 三波川帯における重要露頭地点, 柱状図作製ルート, ルートマップ作製範囲を示した位置図。

□は黒瀬川帯を特徴付ける岩石露頭 (Am: 角閃岩, Cpx: 単斜輝石岩, DF: デボン紀珪長質凝灰岩, Di: 閃緑岩, Do: ドレイイト, PC: ベルム紀碎屑岩, R: ロジン岩, Sch: 結晶片岩), ▽は松尾層の礫岩露頭, ○は化石地点 (F: 紡錘虫, R: 放射虫, A: 青峰コンプレックス, I: 今浦層, O: 逢坂峠コンプレックス, S: 白木コンプレックス, T: 築地コンプレックス, Y: 湯舟層), ◇は放射性年代測定地点 (KA: 白雲母 K-Ar 年代, Z: 碎屑性ジルコン U-Pb 年代, K: 河内コンプレックス, M: 宮川コンプレックス, O: 逢坂峠コンプレックス), ◆は今浦層の鳥巢式石灰岩露頭, ■は枕状溶岩露頭 (A: 青峰コンプレックス, S: 鷲嶺苦鉄質岩類), ●は断層地点 (N: 鳴ヶ谷断層, B: 仏像構造線, GA: 五ヶ所 - 安楽島構造線所, MTL: 御荷鈴構造線), 太線は柱状図を作製したルート (①: 第 4. 4 図, ②: 第 4. 25 図, ③: 第 4. 11 図, ④: 第 4. 19 図, ⑤: 第 4. 32 図, ⑥: 第 5. 4 図, ⑦: 第 7. 4 図, ⑧: 第 8. 2 図), 四角枠はルートマップの範囲を示す。



## Geology of the Toba District

By

Takayuki UCHINO\*, Satoshi NAKAE\* and Rei NAKASHIMA\*

(Written in 2016)

(ABSTRACT)

### Outline

The Toba District is located on the Shima Peninsula, which is the eastern part of the Kii Peninsula, in Mie Prefecture. This district occupies an area between latitude 34° 20' 12.0" and 34° 30' 11.9" N and longitude 136° 44' 49.5" and 136° 59' 49.4" E (latitude 34° 20'–34° 30' N, longitude 136° 45'–137° 00" E; Tokyo Datum).

The topography of the district consists mainly of the Asama and Aonomine mountains in the central area, the Futami Hills in the northern area, the Toba Hills in the eastern area, and the Sakishima Upland in the southern area. The Asama Mountains are separated from the Futami Hills by the Furuichi Upland. The Asama Mountains and the Toba Hills are bounded by the Toba Lowland. The Furuichi Upland and the Toba Lowland are characterized by the surfaces of two fluvial terraces. The Sakishima Upland is composed of five marine terraces. The Miyagawa Lowland, which faces Ise Bay, and lowlands along Matoya Bay consist of sandy beach ridges and back marsh.

The geology of this district is summarized in Figures 1 and 2. The district extends across five belts: the Sambagawa, Northern Chichibu, Kurosegawa, Southern Chichibu, and Shimanto belts from northwest to southeast (Fig. 1). These belts comprise the following geologic bodies: the Kurosegawa Paleozoic for Kurosegawa and Northern Chichibu belts, Jurassic accretionary complexes (Isuzu Group) for the Northern Chichibu, Kurosegawa and Southern Chichibu belts, Middle Jurassic–Early Cretaceous shallow marine deposits (Imaura and Matsuo groups) for the Kurosegawa and Southern Chichibu belts, Cretaceous accretionary complexes (Matoya Group) for the Shimanto Belt, and Cretaceous high-*P/T* metamorphic rocks (Shurei Igneous Rocks and Miyagawa Complex) for the Sambagawa Belt. Quaternary deposits cover all the Paleozoic to Mesozoic.

Boundary faults between the belts are as follows: the Butsuzo Tectonic Line between the Southern Chichibu and Shimanto belts, the Erihara–Kushigamine Fault between the Kurosegawa and Southern Chichibu belts, the Gokasho–Arashima Tectonic Line (GATL) between the Kurosegawa and Northern Chichibu belts, and the Mikabu Tectonic Line between the Northern Chichibu and Sambagawa belts.

### Kurosegawa Paleozoic

The Kurosegawa Paleozoic (erathem) is composed of the Hatakechaya Ultramafic Rocks, the Kunaga and Yufune formations, and the Toya Complex. Although these are mainly distributed in the Kurosegawa Belt, parts of the Hatakechaya Ultramafic Rocks and Toya Complex appear within the Northern Chichibu Belt (on the northern side of the GATL).

The Hatakechaya Ultramafic Rocks are composed of ultramafic, plutonic, and metamorphic rocks. The ultramafic rock is mainly serpentinite occurring as sheets or blocks (<500 m thick) along the GATL and its branch faults. The serpentinite is rarely accompanied by a clinopyroxenite block (<5 m thick). The plutonic rock is mainly dolerite and contains small amounts of diorite. The metamorphic rock is composed of amphibolite and glaucophane schist that contains 500–450-Ma detrital zircon. The plutonic and metamorphic rocks also mainly occur as blocks (<15 m thick) within the serpentinite.

The Kunaga Formation, recognized only along the Kunaga Coast (Toba City), is composed of pale green felsic tuff yielding Early–Middle Devonian radiolarian fossils. The Yufune Formation, recognized only in the Yufune River (Isobe Town, Shima City), is composed of coherent clastic rocks yielding late Permian radiolarian fossils. The Toya Complex, which is frequently accompanied by the serpentinite of the Hatakechaya Ultramafic Rocks, is composed of pelitic, psammitic, and mafic schists showing muscovite with K–Ar ages of ca. 200 Ma. Its accretion age may be late Permian.

---

\* Research Institute of Geology and Geoinformation

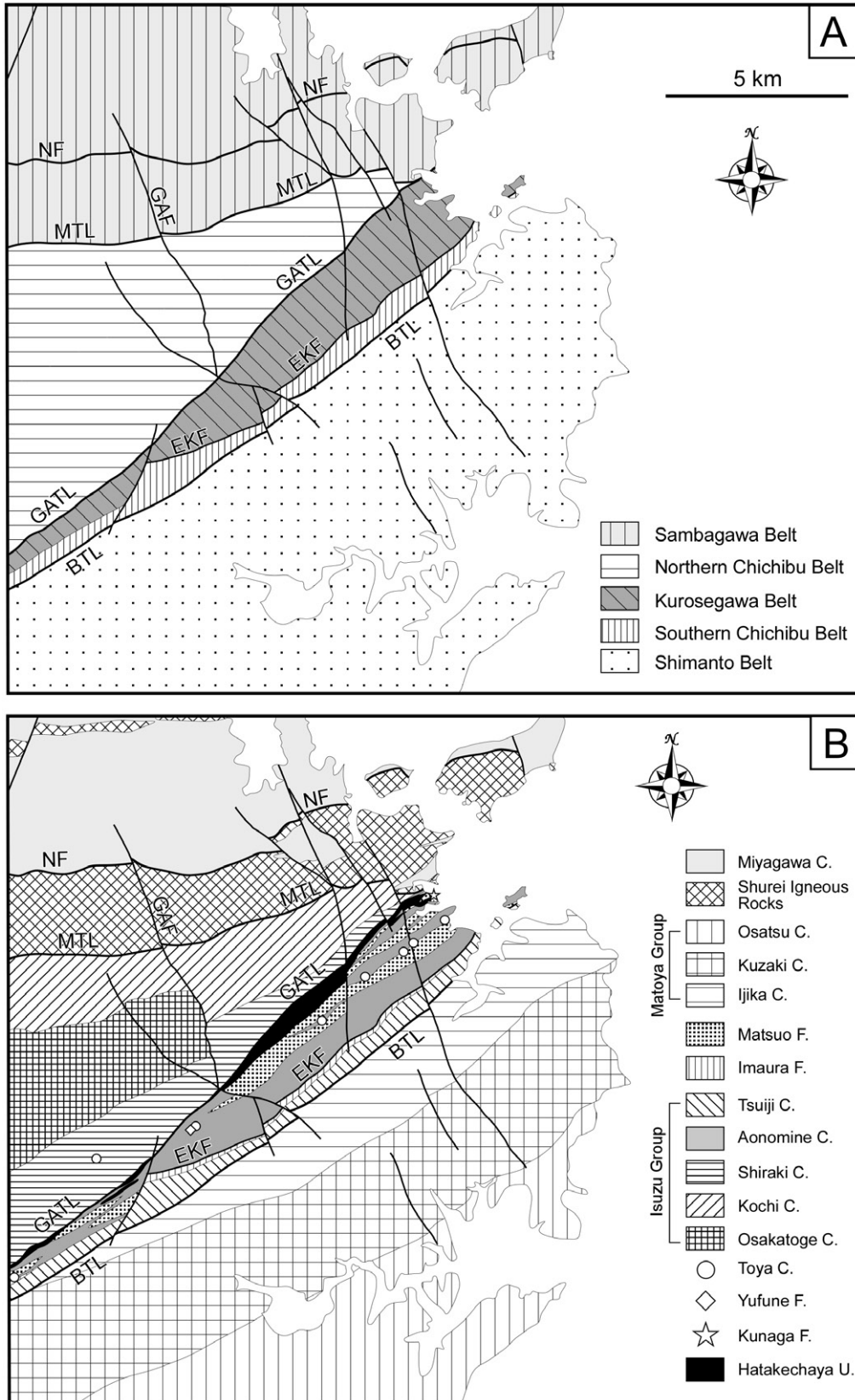


Fig. 1 Geologic index map of the Toba District.  
 (A) Map showing the geologic division (belts). (B) Map showing distribution of geologic bodies excluding Quaternary.  
 C.: Complex, F.: Formation, U.: Ultramafic Rocks, BTL: Butsuzo Tectonic Line, EKF: Erihara–Kushigamine Fault, GAF: Gochi–Asamagatake Fault, GATL: Gokasho–Arashima Tectonic Line, MTL: Mikabu Tectonic Line, NF: Narugadani Fault.

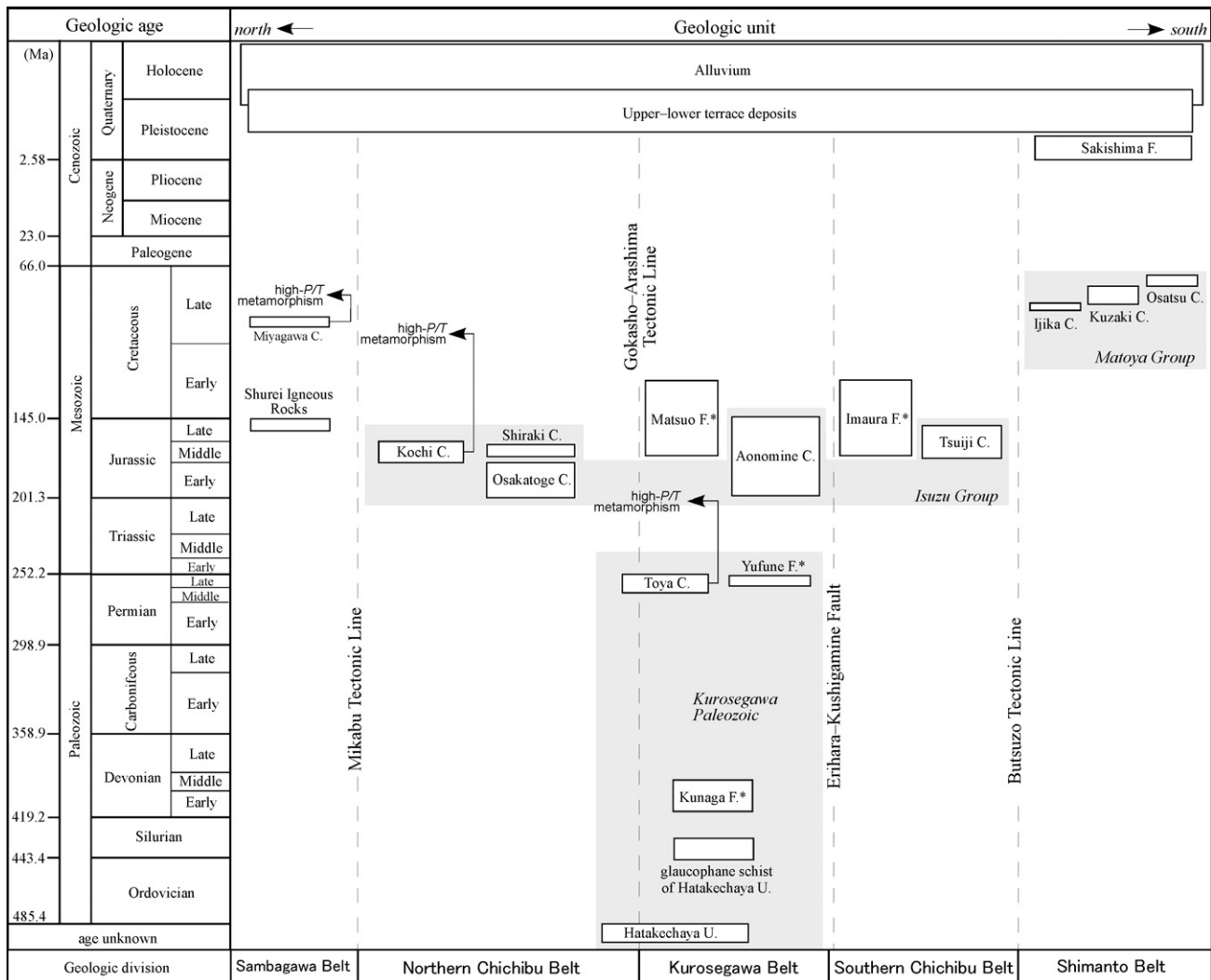


Fig. 2 Geologic summary of the Toba District.

\*: pre-Late Cretaceous shallow marine deposits, C.: Complex, F.: Formation, U.: Ultramafic Rocks. Ages of the glaucophane schist and the Toya Complex indicate assumed accretion ages. The terrace deposits become gradually younger from the lower one to the upper one.

### Isuzu Group (Jurassic accretionary complexes)

The Isuzu Group, which consists of Jurassic accretionary complexes, is subdivided into five stratigraphic units: the Osakatoge, Kochi, Shiraki, Aonomine, and Tsuiji complexes. The Osakatoge, Kochi, and Shiraki complexes are distributed on the Northern Chichibu Belt (on the northern side of the GATL). The Osakatoge Complex, which is absent on the eastern side of the transversal Gochi-Asamagatake Fault, may have been emplaced as a klippe onto the Kochi and Shiraki complexes. These complexes are commonly composed of basalt, limestone, chert, clastic rocks, and mixed rock. However, the Kochi, Osakatoge, and Shiraki complexes characteristically show the presence of schist, an abundance of limestone, and an abundance of coherent clastic rocks and dark red basalt, respectively.

The Aonomine and Tsuiji complexes are distributed on the Kurosegawa and Southern Chichibu belts (southern side of the GATL), respectively. They are commonly composed of chert, clastic rocks, and mixed rock with minor amounts of basalt and limestone. The mixed rock of the Aonomine Complex characteristically contains limestone-bearing basalt and green chert. The chert and sandstone of the Tsuiji Complex characteristically occur as laterally continuous sheets.

The accretion ages of these complexes based on radiolarian fossil age from mudstone or the U-Pb age of detrital zircon are as follows: the Osakatoge Complex is Early Jurassic, the Kochi and Shiraki complexes are Middle Jurassic, the Aonomine Complex is Early-Late Jurassic, and the Tsuiji Complex is Middle-Late Jurassic.

### **Imaura and Matsuo formations (Jurassic–Cretaceous shallow marine deposits)**

The shallow marine deposits are subdivided into the Middle Jurassic–Early Cretaceous Imaura and Matsuo formations. The Imaura Formation, which belongs to the Southern Chichibu Belt, is narrowly distributed between the Aonomine and Tsuiji complexes. The formation is composed of coherent clastic rocks with minor amounts of limestone called Torinosu-type limestone. The limestone occurring as a lenticular block is dark gray in color. It contains terrigenous clastic grains, organic materials, and coral fossils and smells faintly of bitumen fumes when a plane is crushed. The clastic rocks are composed of mudstone, sandstone, and alternating beds of mudstone and sandstone. The mudstone contains fossils such as plants, ammonites, and radiolarians and tends to crack finely.

Within the Kurosegawa Belt, the Matsuo Formation is distributed into zones, which are sandwiched by the Aonomine Complex. This formation shows coherent facies and is composed of sandstone, mudstone, alternating beds of mudstone and sandstone, and minor amounts of conglomerate. The sandstone is frequently arkosic and shows many types of sedimentary structures, such as trough cross-bedding and grading. The mudstone tends to crack finely, as in the Imaura Formation. The mudstone contains not only mollusk and radiolarian fossils but also dinosaur fossils. The conglomerate contains sub-rounded–rounded pebble to cobble. Its clasts are felsic volcanic rock, granitic rock, basalt, chert, clastic rock, and ultramafic rock (chrome spinel-bearing chlorite rock).

### **Matoya Group (Cretaceous accretionary complexes)**

A thick sedimentary sequence dominated by terrigenous clastic rocks, such as mudstone and sandstone together with minor pelagic chert, is exposed between the Butsuzo Tectonic Line to the north and the coastline of Ise Bay and Kumanonada Sea to the south. This sequence, called the Matoya Group, belongs to the Shimanto Belt and is divided into three stratigraphic units in the Toba District: the Osatsu, Kuzaki, and Ijika complexes in ascending order. These complexes strike NE–SW, dipping moderately to the northwest, and are regarded to be in a thrust fault contact with each other.

The Osatsu Complex is chiefly composed of silty mudstone and sandstone, accompanied by their alternating beds and is at least 3,000 m thick. This complex is distinguishable from the other two complexes by its predominant sandstone. Both the Kuzaki Complex (2,200–2,700 m thick) and the Ijika Complex (<1,500 m thick) are characterized by a tectonic pile with successions built up from basal varicolored siliceous mudstone with or without chert and overlying silty mudstone and sandstone.

Microfossils (radiolarians) from silty mudstone have been used to assign a middle–late Campanian age to the Osatsu, a middle Santonian–middle Campanian age to the Kuzaki, and an early Coniacian age to the Ijika.

### **Shurei Igneous Rocks (Mikabu Greenstones)**

The Shurei Igneous Rocks, which belong to the Sambagawa Belt, correspond to the Mikabu Greenstones. They are distributed narrowly as the Futami Mass in the northernmost area and widely as the Asamagatake Mass in the central area. They are composed of ultramafic and mafic rocks. The ultramafic rocks are mainly peridotite (partly serpentinized) with minor amounts of hornblende and amphibolite. The mafic rocks are composed of gabbro, dolerite, and basalt with minor amounts of anorthosite and mafic schist. The gabbro, dolerite and basalt characteristically contain igneous brown hornblende and metamorphic sodic amphibole. The Shurei Igneous Rocks wholly tectonically overlie the Mikagawa Complex (Sambagawa Crystalline Schist), while the latter only tectonically overlie the former in the east. The pillow lava in the southern margin of the Asamagatake Mass reverses. The age of the Shurei Igneous Rocks is considered to be Late Jurassic based on hornblende K–Ar ages from hornblende and gabbro.

### **Miyagawa Complex (Sambagawa Crystalline Schist)**

The Miyagawa Complex, which corresponds to the Sambagawa Crystalline Schist, is mainly composed of pelitic schist with minor amounts of mafic, calcareous, siliceous, and psammitic schists. A metamorphic mineral assemblage within the mafic schist is albite + epidote + chlorite + phengite + titanite ± actinolite ± stilpnomelane ± pumpellyite ± calcite ± quartz ± sodic amphibole, whereas that within the pelitic schist is phengite + albite + titanite + graphite ± chlorite ± stilpnomelane ± calcite. These mineral assemblages indicate a metamorphic facies in a high-pressure section of the pumpellyite–actinolite facies. Late Cretaceous phengite K–Ar ages and detrital zircon U–Pb ages (peak age of the youngest cluster) have been obtained from the psammitic schist.

A large-scale anticline has been recognized in the central part of the Miyagawa Complex.

## Quaternary deposits

Quaternary deposits are mainly divided into the lower Pleistocene Sakishima Formation, middle to upper Pleistocene terrace deposits, and the alluvium (upper Pleistocene to Holocene deposits).

The Sakishima Formation (10 m thick) is composed of alternating beds of marine clay and conglomerate. These deposits are incised valley fills covering the basement rock. Abundant fossils of mollusks, foraminifers, pollens, and plants are present in the marine clay. Two volcanic ash layers, which are correlated with widespread tephra deposited at ca. 900 ka, are also intercalated with the marine clay.

The terrace deposits are divided into the upper, middle I, middle II, and lower deposits. River terrace deposits are distributed in the Toba Lowland and small river lowlands in mountains and hills. Marine terrace deposits are found in the Sakishima Upland and the coastal area along Enshunada Sea. These deposits consist mainly of cobble-to-boulder-sized conglomerate beds. In the Sakishima Upland, the middle I terrace deposits have shallow marine sandy and muddy sediments (20 m thick) below the conglomerate beds of the terrace surface.

The alluvium is mainly distributed in the Toba and Miyagawa lowlands and small river lowlands in the Sakishima Upland. The beach ridge and back marsh deposits are disseminated around the coastal area, whereas natural levee and back marsh deposits are developed around the mouth of the Kamo, Kamiji, and Yamadagawa rivers.

## Geologic structures

Primary unit-boundary faults, bedding planes, and cleavage and schistosity surfaces within each geologic body in the geologic units excluding the Quaternary show ENE–WSW to NE–SW trends. Folds within the Jurassic accretionary complexes and the Late Cretaceous high-*P/T* metamorphic rocks show EW to NE–SW trends. They form a comprehensive geologic structure in the Toba District.

The geologic structures are subdivided into segments named A to G based on their types and activity ages. A comprises the Middle Jurassic to Late Cretaceous ENE–WSW trending faults, which form primary structures of accretionary complexes, such as an imbricated stack; these faults are the boundaries between the complexes. B comprises the ENE–WSW-to-NE–SW-trending post-Late Jurassic high-angle faults, which cut the Middle Jurassic to Early Cretaceous shallow marine deposits in a forearc basin; these faults are the boundaries between the accretionary complexes and shallow marine deposits. C comprises the post-Early Cretaceous NE–SW trending faults, which cut the imbricated stacks of the accretionary complexes; these faults include the Butsuzo Tectonic Line and the GATL. D is a post-Early Cretaceous recumbent fold showing a convex southward trend within the Sambagawa Belt. E comprises subsequent post-Early Cretaceous anticlines, which deform the recumbent fold with a NE–SW trending axis within the Miyagawa Complex. F comprises the post-Early Cretaceous EW to ENE–WSW trending high-angle faults, which cut the recumbent and subsequent folds; these faults include the Mikabu Tectonic Line and the Narugadani Fault. G comprises the post-Early Cretaceous NNE–SSW to NNW–SSE trending transverse faults that displaced all belts; these faults include the Gochi–Asamagatake Fault. This type of fault is the newest of the faults, excluding active structures in this area.

Three E–W or NE–SW trending lineaments at the northern foot of Mt. Asamagatake (Ise City), in Siraki Town (Toba City), and Isobe Town (Shima City) have been identified as suspected active structures.

## Applied Geology

Bedded manganese ore deposits occur sporadically in chert (or metamorphosed chert) in the Isuzu Group (Jurassic accretionary complexes) and the Miyagawa Complex (Sambagawa Crystalline Schist). Copper ore deposits are slightly embedded in the Shurei Igneous Rocks (Mikabu Greenstones). The mining of these ore deposits ended a long time ago.

Some pre-Paleogene rocks in this district are now quarried for business. In particular, peridotite in Sugashima Island has been largely quarried for building, laying the foundation for railway lines, and to produce concrete.

Many landslides, some of which are ongoing, occur in the Asamagatake Mass of the Shurei Igneous Rocks.

This district has been affected by at least six tsunamis, whose heights range from several to 20 m, according to historic records.

There are four geologic sightseeing sites: dinosaur fossil locations (Tohama Coast, Toba City), a mythical calcareous cave called Amano-Iwato (Erihara, Isobe Town), a chert monolith called Oumu-Iwa (“parrot rock”) that transmits sound across a large distance (Erihara, Isobe Town), and large-scale pillow lava (civic natural treasure; Omura Island, Toba City).





執筆分担

第1章 地形	中島 礼
第2章 地質概説	内野隆之・中江 訓・中島 礼
第3章 黒瀬川古生界	内野隆之
第4章 五十鈴層群	内野隆之
第5章 今浦層及び松尾層	内野隆之
第6章 的矢層群	中江 訓
第7章 鷲嶺火成岩類（御荷鉾緑色岩類）	内野隆之
第8章 宮川コンプレックス（三波川結晶片岩）	内野隆之
第9章 第四系	中島 礼
第10章 地質構造	内野隆之・中江 訓・中島 礼
第11章 応用地質	内野隆之・中島 礼

文献引用例

内野隆之・中江 訓・中島 礼（2017） 鳥羽地域の地質. 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, 141 p.

章単位での引用例

中島 礼（2017） 鳥羽地域の地質, 第1章 地形. 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. 1-5.

Bibliographic reference

Uchino, T., Nakae, S. and Nakashima, R. (2017) Geology of the Toba District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 141 p. (in Japanese with English abstract, 5 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Nakashima, R. (2017) Geology of the Toba District. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-5 (in Japanese).

---

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

鳥羽地域の地質

平成29年8月31日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

---

Geology of the Toba District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on August 31, 2017

**Geological Survey of Japan, AIST**

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

---

印刷所