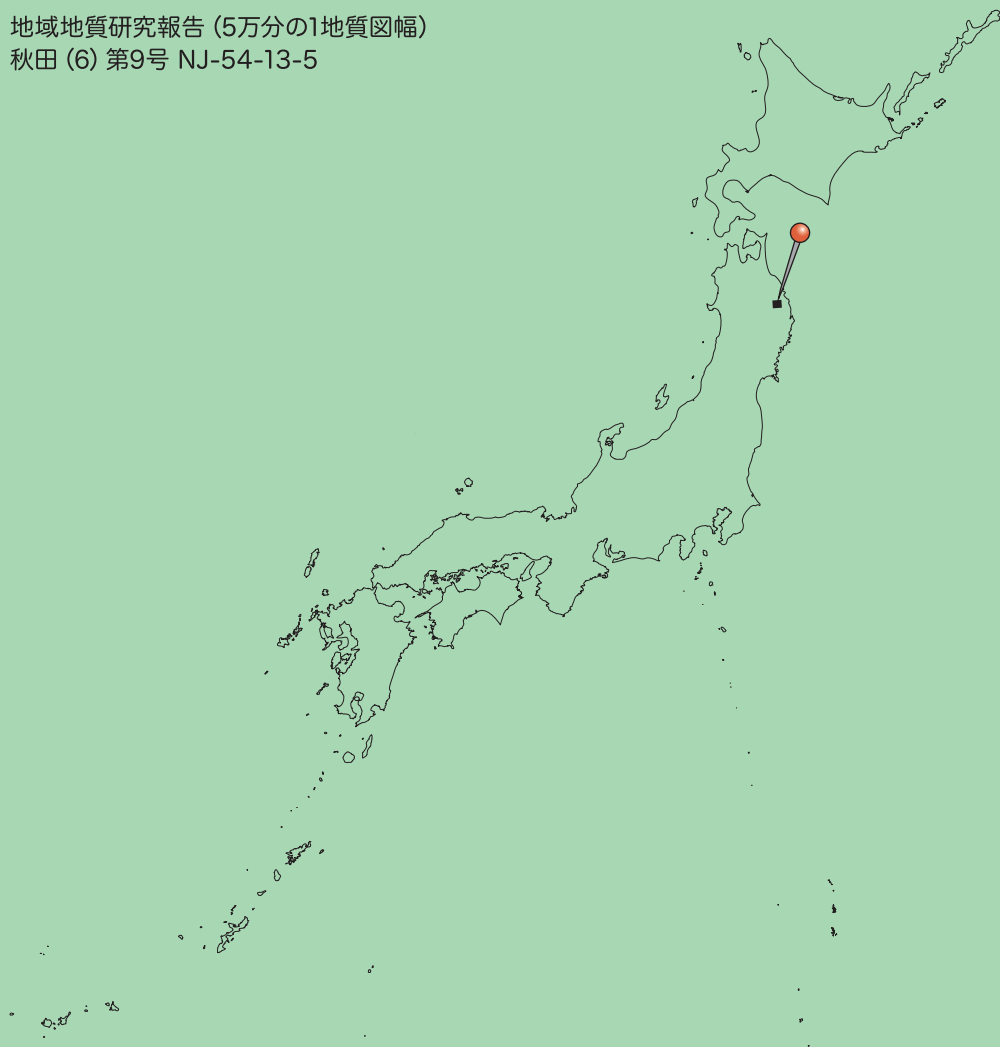


地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
秋田 (6) 第9号 NJ-54-13-5



門地域の地質

Geology of the Kado District

武藤 俊

MUTO Shun

野田 篤

NODA Atsushi

西岡 芳晴

NISHIOKA Yoshiharu

令和7年

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
秋田 (6) 第 9 号
NJ-54-13-5

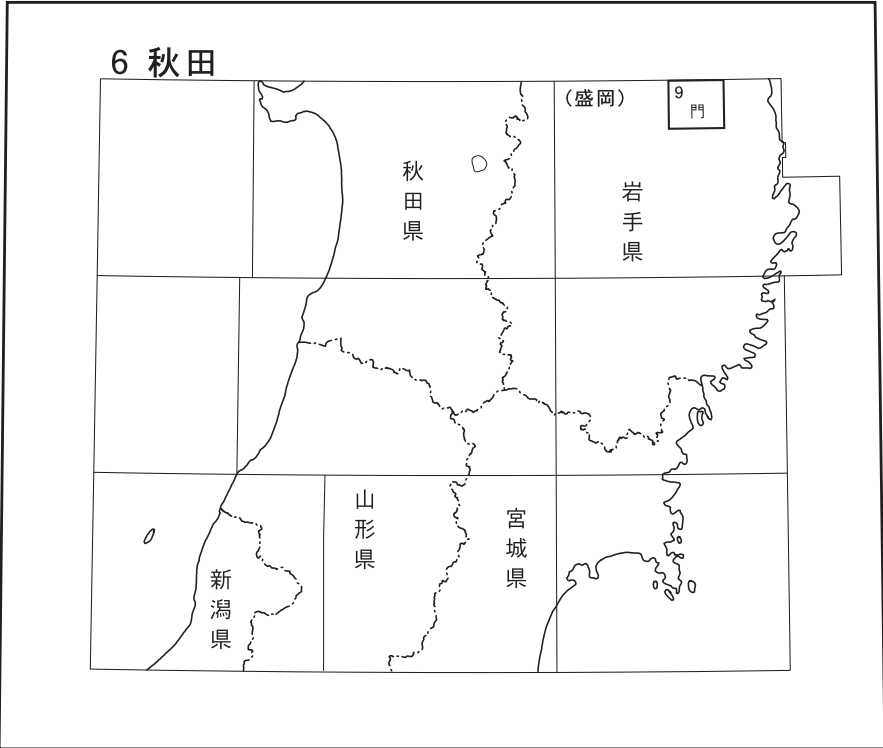
門 地 域 の 地 質

武藤 俊・野田 篤・西岡芳晴

令和 7 年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

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

5-57 葛巻 Kuzumaki NK-54-18-12 (未刊行, unpublished)	5-58 陸中関 Rikuchu-Seki NK-54-18-8 (2021)	5-59 陸中野田 Rikuchu-Noda NK-54-18-4 (1962)
6-8 藪川 Yabukawa NJ-54-13-9 (未刊行, unpublished)	6-9 門 Kado NJ-54-13-5 (2025)	6-10 岩泉 Iwaizumi NJ-54-13-1 (未刊行, unpublished)
6-16 外山 Sotoyama NJ-54-13-10 (2024)	6-17 大川 Okawa NJ-54-13-6 (未刊行, unpublished)	6-18 田老 Tarō NJ-54-7-14, 13-2 (1970)

門地域の地質

武藤 俊¹・野田 篤¹・西岡芳晴¹

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の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の調査研究を行ない、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで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の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。

門図幅地域の地質図幅の作成は2019年度から2022年度に武藤及び野田が実施した調査に基づいている。ジュラ紀付加体については武藤が調査を行い、地質図と原稿を作成した。前期白亜紀花崗岩類及び岩脈類、古第三紀火山岩類については武藤が調査と地質図の作成を行い、西岡と共同して原稿を執筆した。白亜系～古第三系堆積岩については野田が調査を行い、地質図、原稿を作成した。第四系については武藤が主に既存研究の収集と地形判読を基に地質図と原稿を作成した。地質構造については武藤が、資源地質については武藤と野田が執筆した。

岩手県沿岸広域振興局土木部岩泉土木センターの須田斗南氏には、国道455号早坂トンネルに関する資料の閲覧に際して便宜を図っていただいた。有限会社遠藤砂利の方々には、荒沢口に所有する採石場への立ち入りを許可していただいた。岩泉町役場の宮本堅太氏と葛巻町役場の大河原洋一氏には、それぞれ岩泉町と葛巻町の地名の読みについてご教示頂いた。三井金属資源開発株式会社の馬場 聡氏には、旧鉾山敷地内への調査に便宜を図っていただいた。また、同社岩手鉾業所の赤松信一氏には、現地で採掘現場跡地を案内頂くとともに、鉾山周辺の地図類を提供していただいた。以上の関係者の方々に深く謝意を申し上げる。

本研究で用いた薄片は地質情報基盤センター地質標本館室の作成によるものである。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : regional geology, 1:50,000, North Kitakami Belt, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Quaternary, accretionary complex, Kadoma Unit, Misugo Unit, Otori Unit, Seki Unit, Takayashiki Unit, Ekari Unit, oceanic plate stratigraphy, pluton, Kitakami Granitoids, dyke, fluvial sedimentary rocks, Yokomichi Formation, Kogawa Group, Komatsu Formation, Nameiri Formation, Okubo Formation, Ikatoge Formation, volcanic rocks, Nishoishi Rhyolite, Matsuhashi Rhyolite, Matsuhashi Andesitoids, periglacial slope deposits, fluvial terrace deposits, alluvial deposits, Hiraniwadake Syncline, Kuzugata Anticline, Ekari Anticline, Kabamori Fault, Kamatsuta–Natsuya–Michimata Fault, Omotogawa Fault, Kunizakai Fault, Koyase Fault.

令和6年3月18日受理 令和7年2月28日発行

目 次

第1章 地形	1
第2章 地質概説	5
2.1 概要	5
2.2 地質系統	5
2.2.1 ジュラ紀付加体	5
2.2.2 前期白亜紀北上花崗岩類・岩脈類	8
2.2.3 上部白亜系～古第三系堆積岩	8
2.2.4 古第三紀火山岩類	8
2.2.5 第四系	8
2.2.6 地質構造	9
2.3 用語の定義	9
第3章 ジュラ紀付加体	10
3.1 概要と研究史	10
3.1.1 概要	10
3.1.2 研究史	10
3.2 門馬ユニット	14
3.3 三巢子ユニット	20
3.4 大鳥ユニット	26
3.5 関ユニット	40
3.6 高屋敷ユニット	47
3.7 江刈ユニット	58
3.8 海洋プレート層序の復元	63
第4章 前期白亜紀火成岩（北上花崗岩類・岩脈類）	65
4.1 概要と研究史	65
4.1.1 概要	65
4.1.2 研究史	65
4.2 北上花崗岩類	68
4.2.1 天神森岩体	68
4.2.2 突柴森岩体・袖山高原の衛星岩体	68
4.2.3 湯沢鹿岩体	70
4.2.4 砂子岩体	71
4.2.5 堺ノ神岩体、田山ノ沢北方の衛星岩体	71
4.3 岩脈類	73
4.4 接触変成作用	79
第5章 上部白亜系～古第三系	80
5.1 概要と研究史	80
5.1.1 地質概要	80

5.1.2 研究史	80
5.2 横道層	83
5.3 小川層群	85
5.3.1 小松層	89
5.3.2 名目入層	93
5.3.3 大久保層	94
5.3.4 雷峠層	96
第6章 古第三紀火山岩類	97
6.1 概要と研究史	97
6.1.1 概要	97
6.1.2 研究史	98
6.2 地質各論	100
6.2.1 二升石流紋岩	100
6.2.2 松橋流紋岩	101
6.2.3 松橋安山岩類	102
第7章 第四系	104
7.1 概要及び研究史	104
7.2 頂部緩斜面堆積物	104
7.3 麓部緩斜面堆積物	106
7.4 埋谷緩斜面堆積物	107
7.5 河成段丘堆積物	107
7.6 氾濫原及び谷底低地堆積物	108
第8章 地質構造	109
8.1 ジュラ紀付加体ユニット境界断層	109
8.2 ジュラ紀付加体の褶曲構造・断層	109
8.2.1 褶曲構造	109
8.2.2 ジュラ紀付加体中の断層	109
8.3 北北西－南南東高角断層	110
8.4 小本川断層	112
8.5 北東－南西～東西系断層	113
第9章 資源地質	115
9.1 金属鉱床	115
9.1.1 銅	115
9.1.2 マンガン	115
9.1.3 砂鉄	115
9.2 非金属鉱床	115
9.2.1 耐火粘土	115
9.2.2 石炭	117

文献	118
Abstract	127

図・表目次

第 1. 1 図	北上山地の地形陰影図	1
第 1. 2 図	門図幅地域の行政区画、主な山岳、河川、地名及び国道	2
第 1. 3 図	門図幅地域の地形の特徴	3
第 1. 4 図	石灰岩地形	4
第 2. 1 図	門図幅地域の地質概略図	6
第 2. 2 図	門図幅地域の地質総括図	7
第 3. 1 図	北上山地ジュラ紀付加体の地体構造区分の変遷	11
第 3. 2 図	門図幅地域周辺の層序対比	13
第 3. 3 図	門馬ユニットの早坂トンネル盛岡側出口周辺におけるルートマップ	15
第 3. 4 図	門馬ユニットの見かけ柱状図	16
第 3. 5 図	門馬ユニットの岩相の露頭写真	17
第 3. 6 図	門馬ユニットの海洋性岩石の薄片写真	18
第 3. 7 図	門馬ユニットの半遠洋性岩石と碎屑岩の薄片写真	19
第 3. 8 図	三巣子ユニットの見内川上流におけるルートマップ	22
第 3. 9 図	三巣子ユニットの見かけ柱状図	23
第 3. 10 図	三巣子ユニットの岩相の露頭写真	25
第 3. 11 図	三巣子ユニットの構成岩類の薄片写真	26
第 3. 12 図	大鳥ユニットの構造的下部が分布する大越沢付近のルートマップ	28
第 3. 13 図	大鳥ユニットの構造的中部が分布する根岸付近のルートマップ	29
第 3. 14 図	大鳥ユニットの構造的上部が分布する岩倉山西方のルートマップ	30
第 3. 15 図	大鳥ユニットの構造的下部の見かけ柱状図	31
第 3. 16 図	大鳥ユニットの変形相のバリエーション	32
第 3. 17 図	大鳥ユニットの海洋性岩石の露頭写真	33
第 3. 18 図	大鳥ユニットの海洋性岩石の薄片写真	34
第 3. 19 図	大鳥ユニットの半遠洋性堆積岩と碎屑岩の露頭写真	37
第 3. 20 図	大鳥ユニットの半遠洋性堆積岩と碎屑岩の薄片写真	38
第 3. 21 図	関ユニットの折壁川上流におけるルートマップ	41
第 3. 22 図	関ユニットの見かけ柱状図	42
第 3. 23 図	関ユニットの岩相の露頭写真	43
第 3. 24 図	関ユニットの構成岩類の薄片写真	44
第 3. 25 図	高屋敷ユニットの立臼付近におけるルートマップ	48
第 3. 26 図	高屋敷ユニットの見かけ柱状図	49
第 3. 27 図	高屋敷ユニットの斑れい岩・玄武岩類・石灰岩の露頭写真	51
第 3. 28 図	高屋敷ユニットの斑れい岩・玄武岩類・石灰岩・チャートの薄片写真	52
第 3. 29 図	高屋敷ユニットのチャート・半遠洋性堆積岩・砂岩・泥岩の露頭写真	54

第 3.30 図	高屋敷ユニットの半遠洋性堆積岩と碎屑岩の薄片写真	55
第 3.31 図	高屋敷ユニットの礫岩の露頭写真	56
第 3.32 図	高屋敷ユニットから産出したコノドント化石の電子顕微鏡写真	57
第 3.33 図	江刈ユニットの岡内沢におけるルートマップ	59
第 3.34 図	江刈ユニットの岩相の露頭写真	61
第 3.35 図	江刈ユニットの構成岩類の薄片写真	62
第 3.36 図	門図幅地域に分布するジュラ紀付加体の復元海洋プレート層序	64
第 4.1 図	北上花崗岩類の分布と区分	66
第 4.2 図	門図幅地域における北上花崗岩類及び前期白亜紀岩脈類の分布	67
第 4.3 図	北上花崗岩類のモード組成	67
第 4.4 図	北上花崗岩類の露頭写真	69
第 4.5 図	湯沢鹿岩体に見られる珪長質岩と苦鉄質岩の関係	71
第 4.6 図	北上花崗岩類の薄片写真	72
第 4.7 図	前期白亜紀岩脈類の露頭写真	75
第 4.8 図	前期白亜紀岩脈類の貫入様式	76
第 4.9 図	前期白亜紀岩脈類の薄片写真	77
第 4.10 図	接触変成岩の露頭写真及び薄片写真	78
第 5.1 図	北部北上山地とその周辺の白亜系及び古第三系の分布図	81
第 5.2 図	門図幅地域における既存研究及び本報告における岩相層序区分	82
第 5.3 図	横道層～小川層群境界部の岩相層序区分	84
第 5.4 図	横道層の露頭写真	86
第 5.5 図	柱状図の作成ルート及び露頭写真の撮影地点	87
第 5.6 図	横道層から小川層群にかけての岩相柱状図	88
第 5.7 図	小松層の露頭写真、薄片写真及び電子顕微鏡写真	91
第 5.8 図	名目入層の露頭写真	92
第 5.9 図	大久保層及び雷峠層の露頭写真	95
第 6.1 図	北上山地における古第三紀火山岩類の分布図	97
第 6.2 図	古第三紀火山岩類の露頭写真	99
第 6.3 図	古第三紀火山岩類の薄片写真	100
第 6.4 図	二升石流紋岩のジルコン U-Pb 年代測定結果	101
第 7.1 図	第四系の露頭及び地形面の写真	105
第 8.1 図	江刈ユニットの層理面と劈開面の下半球ステレオ投影	110
第 8.2 図	断層破碎帯及び関連する変形構造の露頭写真	111
第 9.1 図	門図幅地域内の鉱山跡地	116
第 3.1 表	門図幅地域とその近傍から得られているジュラ紀付加体の半遠洋性堆積岩・ 海溝充填碎屑岩からの年代データ	21
第 3.2 表	石灰岩中のサンゴ・フズリナ化石リスト	39
第 5.1 表	横道層産花粉・胞子化石リスト	85
第 5.2 表	小松層産植物化石リスト	90

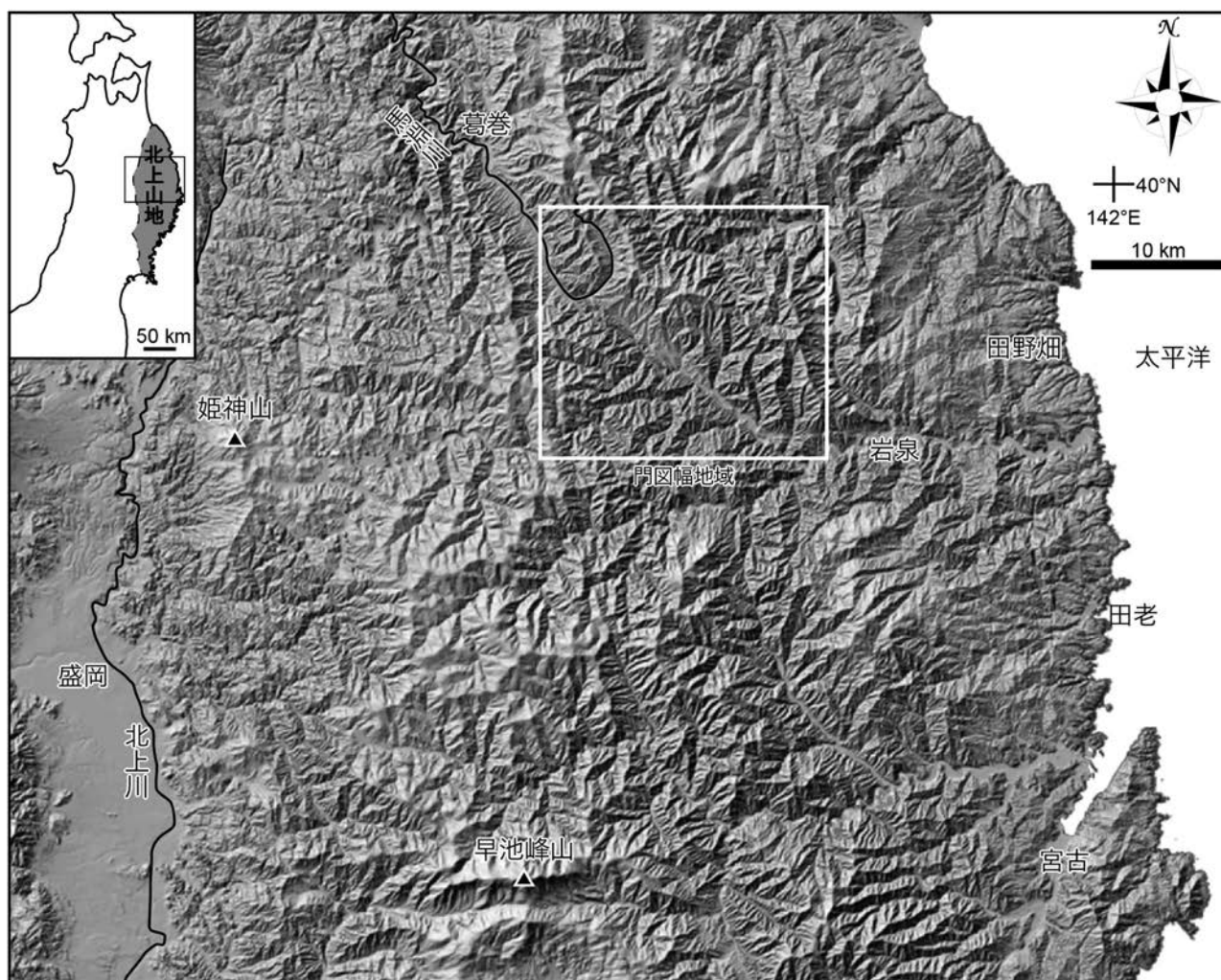
第 6.1 表	二升石流紋岩のジルコン U-Pb 年代測定結果	103
第 7.1 表	北上山地北部の緩斜面地形の分類	106
第 7.2 表	先行研究及び本報告における段丘区分の比較	108
付図 1	門図幅地域の地名図	125
付図 2	ジュラ紀付加体中のルートマップと見かけ柱状図ルート, 半遠洋性堆積岩及び海溝充填砕屑岩の年代試料の採取位置を示した位置図	126
Fig. 1	Outline of the geology of the Kado District	131
Fig. 2	Age of geological units in the Kado District	132

第1章 地 形

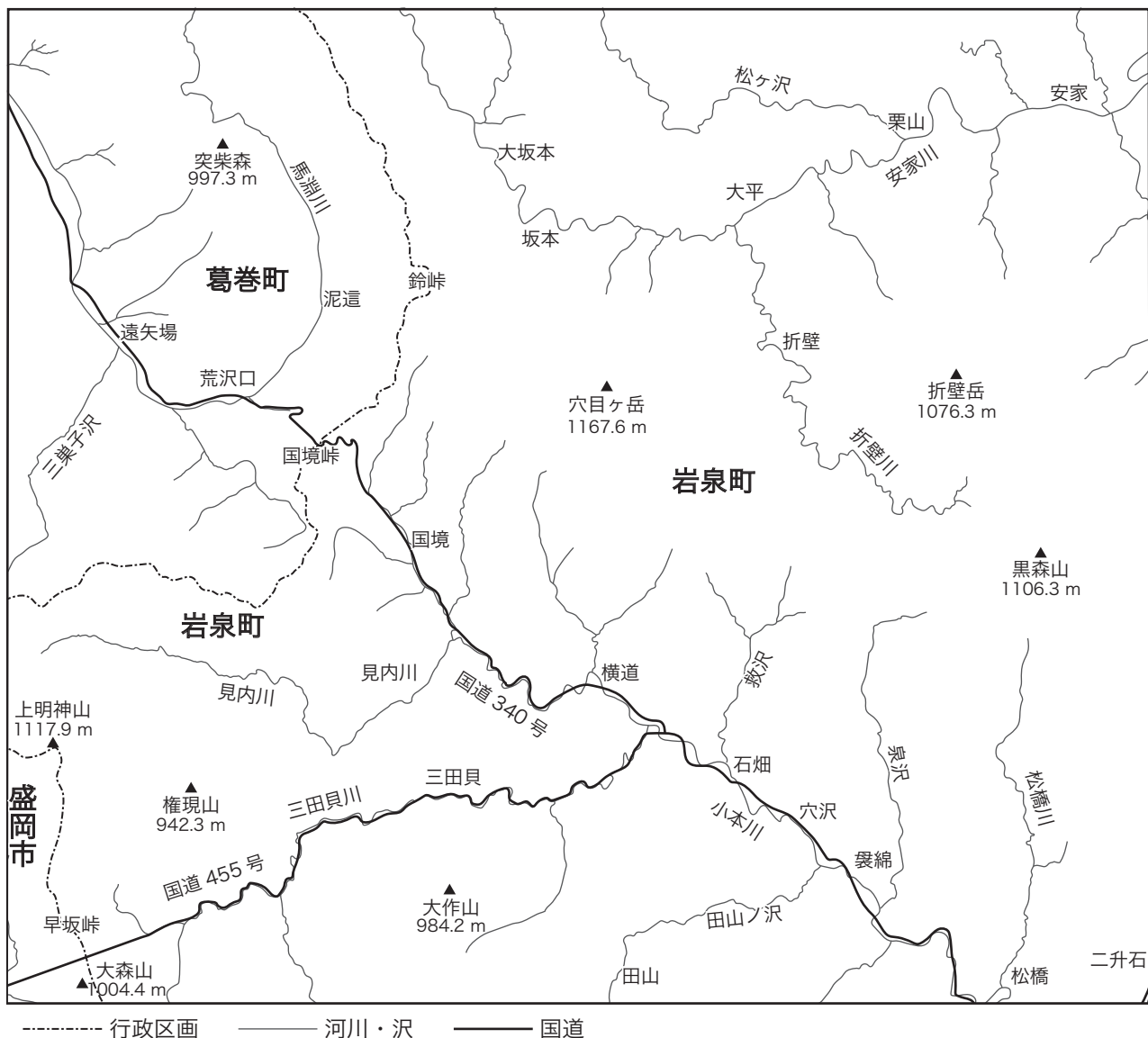
(武藤 俊)

5万分の1地質図幅「^{かど}門」(以降、門図幅)の地域は、北緯 $39^{\circ}50'10.1'' \sim 40^{\circ}0'10.1''$ 、東経 $141^{\circ}29'47.2'' \sim 141^{\circ}44'47.1''$ (日本測地系では北緯 $39^{\circ}50' \sim 40^{\circ}00'$ 、東経 $141^{\circ}30' \sim 141^{\circ}45'$) で囲まれる範囲であり、北上山地北部中央に位置する(第1.1図)。行政区としては大部分が岩手県下閉伊郡岩泉町北部に含まれ、北西部が同県岩手郡葛巻町南東部、南西端部が同県盛岡市北東部に含まれる(第1.2図)。北上山地は西側の内陸縁を北上川と馬淵川^{まべちがわ}に境され、東側は太平洋沿岸まで連なる山地である(第1.1図)。最高峰は標高 1,917 m の早池峰山だが、多くの山頂は

600–1,300 m の高さを持っており、中央部の早池峰連峰から南北へ低くなる傾向を持つ(Nakamura, 1963; 檜垣ほか, 2005)。北上山地の主な地形的特徴は、600–1,300 m の比較的揃った標高を持つ山頂とそれらを結ぶ平坦な稜線、その周辺の緩傾斜な斜面、これらを浸食するV字谷である(Nakamura, 1963)。このうち緩傾斜な稜線や谷は、最終氷期までに起きた周氷河性の凍結破碎による岩屑の生成や、凍結・融解の繰り返しによる匍行の影響を受けて形成されたものであり、主に内陸部に分布する(第7章を参照)。V字谷などの比較的急傾斜な地形は、太平洋寄



第1.1図 北上山地の地形陰影図
国土地理院の発行する地形陰影図 (<https://maps.gsi.go.jp/>) を用いて作成。



第 1.2 図 門図幅地域の行政区画，主な山岳，河川，地名及び国道

りの過半部や内陸の山地縁辺部を特徴づける（第 1.1 図）。ただし、太平洋に近い地域でも田野畑や田老に代表される深成岩体の分布域では、急傾斜な谷が少なくなっている。北上山地の標高分布をより詳しく見ると、標高 700–1,100 m と 300–600 m に標高の揃った山稜からなる小起伏面が分布し、更に下位の標高 300 m 以下に現在の谷底面に連なる小起伏面が分布する（Nakamura, 1963, 1964；檜垣ほか, 2005）。

門図幅地域は北上山地の北部、東西横断面ではおよそ中央に位置する。上記の小起伏面のうち、最も高い標高 700–1,100 m の面が主に分布している。地域南西部の早坂高原や北隣陸中関門図幅地域から続く袖山高原（葛巻町）周辺では、北上山地内陸部に特徴的な標高 1,000 m 程度の緩傾斜な山稜と谷からなる周氷河作用の影響を強く受

けた地形が見られる（第 1.3 図 A）。これ以外の地域では、緩斜面からなる山稜や谷は僅かにしか見られず、比較的急傾斜な谷及びこの谷地形に挟まれた標高 700–900 m の狭まった稜線が特徴である（第 1.3 図 B）。比較的急傾斜な谷が発達する山域でも、稜線の高さが非常に揃っている点に北上山地の地形的特徴が現れている。上記の特徴のため、門図幅地域内には目立った独立峰は無いが、主な山頂には早坂高原の上明神山、図幅地域中～東部の穴目ヶ岳・黒森山・折壁岳、北西部の突柴森がある（第 1.2 図）。門図幅地域における主要な河川は小本川・馬淵川・安家川である。このうち小本川と安家川は東方に流下し太平洋に至り、馬淵川は門図幅地域内で南東から北西へ 180° 流路の向きが変わり、北方の二戸市から青森県三戸町でさらに北東方向に転じて八戸市で太平洋に至る。な



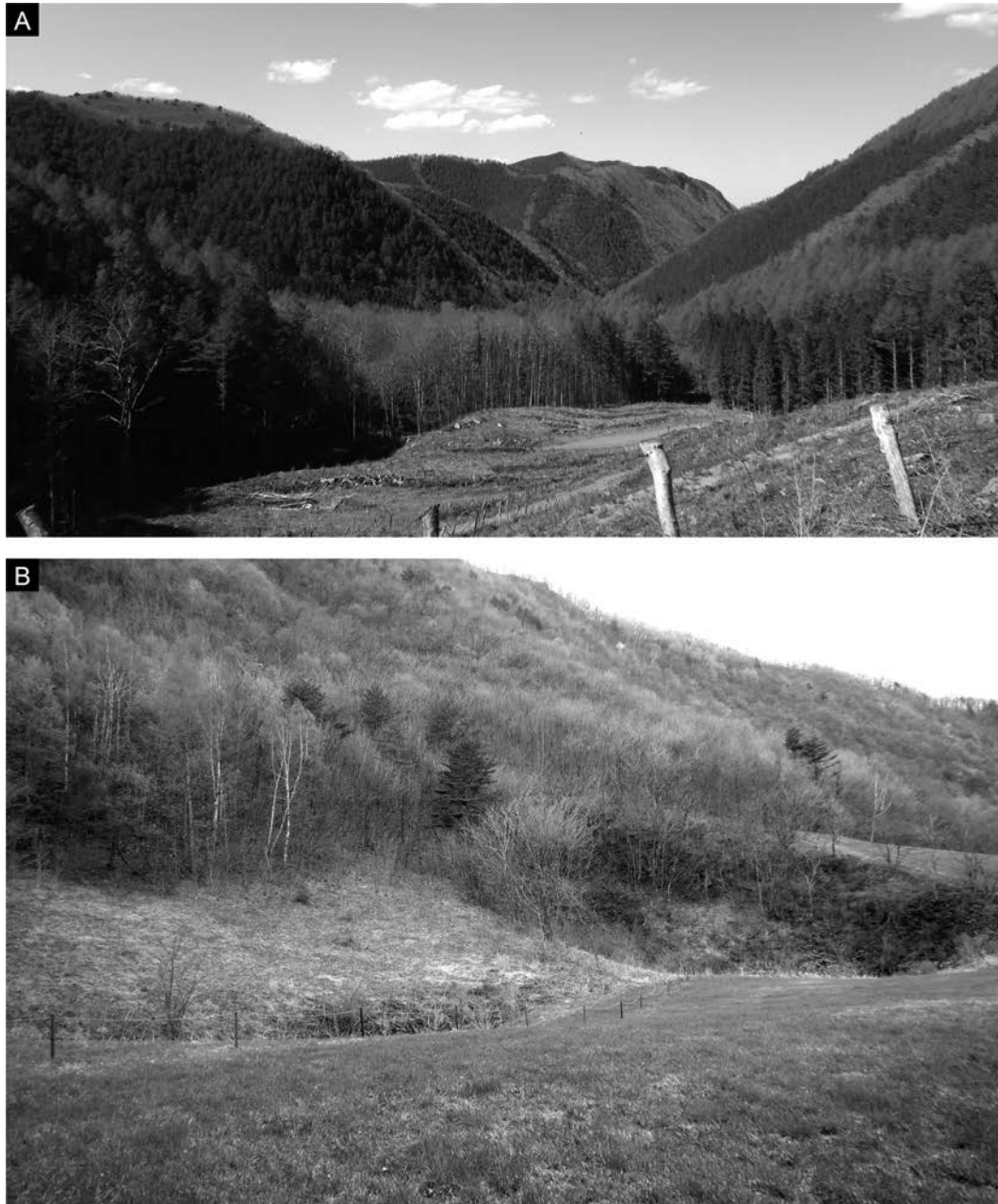
第 1.3 図 門図幅地域の地形の特徴

(A) 地域南西部早坂高原を南東より望む。早坂高原は上明神山から左手前に続く草地のある平滑な尾根。撮影者のいる尾根との間には三田貝川の谷がある。緩傾斜で広い尾根と谷が特徴的。(B) 葛巻町遠矢場南方の沼ノ平付近から図幅地域中央部を望む。標高の揃った稜線とV字谷が特徴的。穴目ヶ岳手前で左右に伸びる緩傾斜部は小本川の谷斜面のうち湯沢鹿深成岩体と白亜系・古第三系の分布に沿って形成された部分。

お、門図幅地域南西端の早坂高原より南西側を流れる小河川は合流して丹藤川^{たんだうがわ}となった後、概ね北西方向に向かって北上川に合流する。

門図幅地域には組織地形が認められ、大きく分けて断層に沿ったリニアメント、白亜系・古第三系上の緩傾斜地形、白亜紀深成岩体上の緩傾斜地形、石灰岩カルスト地形の4種類に分類できる。断層に沿ったリニアメントとして最も顕著なものは小本川断層のリニアメントであり、小本川の流路は図幅地域南東部で小本川断層に概ね沿っている。これと比較すると顕著ではないが、小本川断層の北西延長では葛巻町荒沢口付近にもリニアメント

が見られる。門図幅地域におけるその他の断層に沿ったリニアメントとしては、南西端部にて南方から伸びる釜津田^{かまた}-夏屋-道又断層に沿うのものがあある。小本川断層に沿った白亜系・古第三系堆積岩の分布域では、周囲のジュラ紀付加体の分布域と比較して緩傾斜な地形となっている。また、葛巻町泥這^{どろばい}周辺の馬淵川、岩泉町国境北東の山中などの深成岩体の分布域に、規模は大きいが周囲のジュラ紀付加体分布域と比較して緩傾斜な地形が認められる。国境周辺の小本川は、上記白亜系・古第三系と深成岩体上の緩傾斜な地形のため幅広い谷となっている。



第 1.4 図 石灰岩地形

(A) 追子沢兩岸の切り立った斜面と平坦な頂部を持つ石灰岩の山地。奥に見える平坦な山頂は南安家面。(B) 江川ドリネ。

門図幅地域北東部では、ジュラ紀付加体中の大規模石灰岩体(安家石灰岩^{あつか}; 第 3 章 6 節)の分布域においてカルスト地形が形成されている(小貫, 1969, 1981; 石田, 1986; 中塚, 1996)。図幅地域内では、標高 550–750 m の山頂部に北安家面・南安家面・高須賀面・西江川面などの平坦面が分布し(第 1.4 図 A)、そこから 200–300 m 程度低い位置にある谷間には元村面^{たかないざわ}・高内沢面^{あんねん}・安念^{あねん}・白木沢面などの平坦面が分布する(東北経済開発センター, 1978)。これらの平坦面上には、ウバーレやドリネ

ネが発達し(石田, 1986; 中塚, 1996)、代表的なものとして石峠^{いしとうげ}から県道 7 号を安家方面へ向かう左手に見られる径 150 m の江川ドリネがある(第 1.4 図 B; 柳沢・岡本, 1997; 東隣岩泉図幅地域内)。また、石灰岩地帯には数多くの洞窟と湧水地点が存在している(東北経済開発センター, 1978; 村井ほか, 1985)。前者の代表的なものは、総延長が数 km 以上に及ぶ安家洞^{しがわたり}と氷渡洞である(村井ほか, 1985)。

第2章 地質概説

(武藤 俊・野田 篤)

2.1 概要

東北日本の北上山地では、カンブリア紀～シルル紀に形成された基盤とシルル系～白亜系の浅海堆積岩からなる南部北上帯、石炭紀前期及び前期三畳紀の付加体からなる根田^{ねだ}茂帯、主にジュラ紀の形成年代を持つ付加体からなる北部北上帯が、南西から北東、すなわち陸側から海側に上記の順で配列する(永広ほか, 2005; 川村ほか, 2013)。これらに前期白亜紀花崗岩類が貫入し、更に上部白亜系～古第三系堆積岩の被覆と古第三紀火山岩類^{かど}の貫入・噴出が一部で見られる。5万分の1地質図幅「門」(以下、門図幅)の区画は北上山地の北部中央にあり(第1.1図)、北部北上帯に属するジュラ紀付加体と白亜紀以降に形成された花崗岩類・火山岩・堆積岩が分布する(第2.1図, 第2.2図)。門図幅地域で最も古い地質体は全域に分布するジュラ紀付加体である。前期白亜紀花崗岩類は門図幅地域の北西部・中央部・南部に点在し、ジュラ紀付加体の構造を切って貫入している。上部白亜系～古第三系堆積岩は中央部～南東部にかけて細長く分布し、ジュラ紀付加体と前期白亜紀花崗岩類を不整合に覆って堆積している。古第三紀火山岩類は主に南東端部に小規模に分布し、北縁を白亜系～古第三系堆積岩とともに小本川^{おもとがわ}断層で切られている。上記に加え、第四紀に形成された斜面堆積物・段丘堆積物が山域や河川沿いに分布する。

門図幅地域を含む地質図としては、下記のものが存在する。岩手県土木部(1954)は岩手県を網羅する10万分の1の地質図をまとめた。5万分の1縮尺では岩手県による表層地質図「門」が発行された(岩手県編, 1973)。小貫(1969)は門図幅地域中央部を含む地質図を示したが、層序単元の境界線のみであり岩相分布は示されていない。杉本(1974a, 1980)及び山口(1981)は、門図幅地域北東部から東部にかけての地質図を公表した。中でも、杉本(1974a)では詳細なルートマップや層序の記載がなされ、北上山地北東部の模式層序の確立に大きく貢献した。地質調査所では、門図幅地域を含む20万分の1地質図幅「盛岡」を発行した(吉田ほか, 1984)。村井(1985, 1986)は杉本(1974a, 1980)及び山口(1981)に未公表データを加えた岩泉町全域の地質図を描き、これらにより門図幅地域の北西部の葛巻町と南西端部の盛岡市以外が網羅されている。ただし、模式地や層序単元境界のルートマップ・柱状図は示されておらず、本文内では層序及び地史が混乱した状態にあることが記されている(村

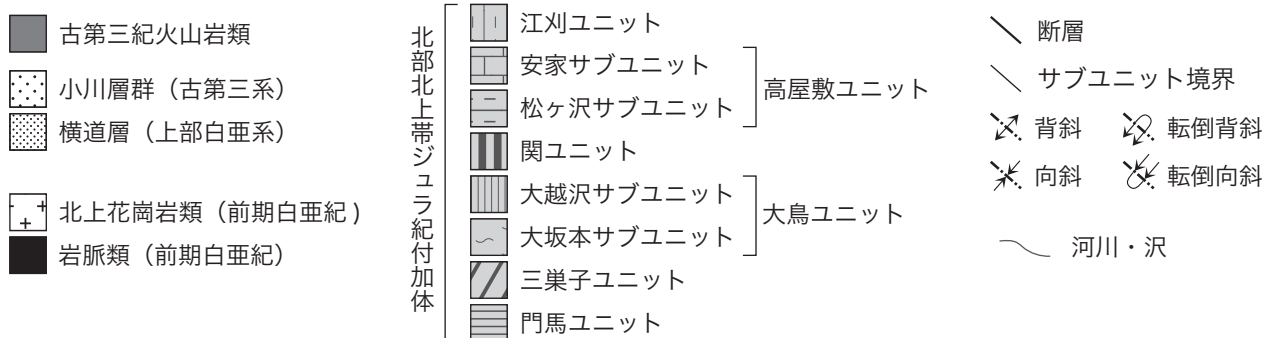
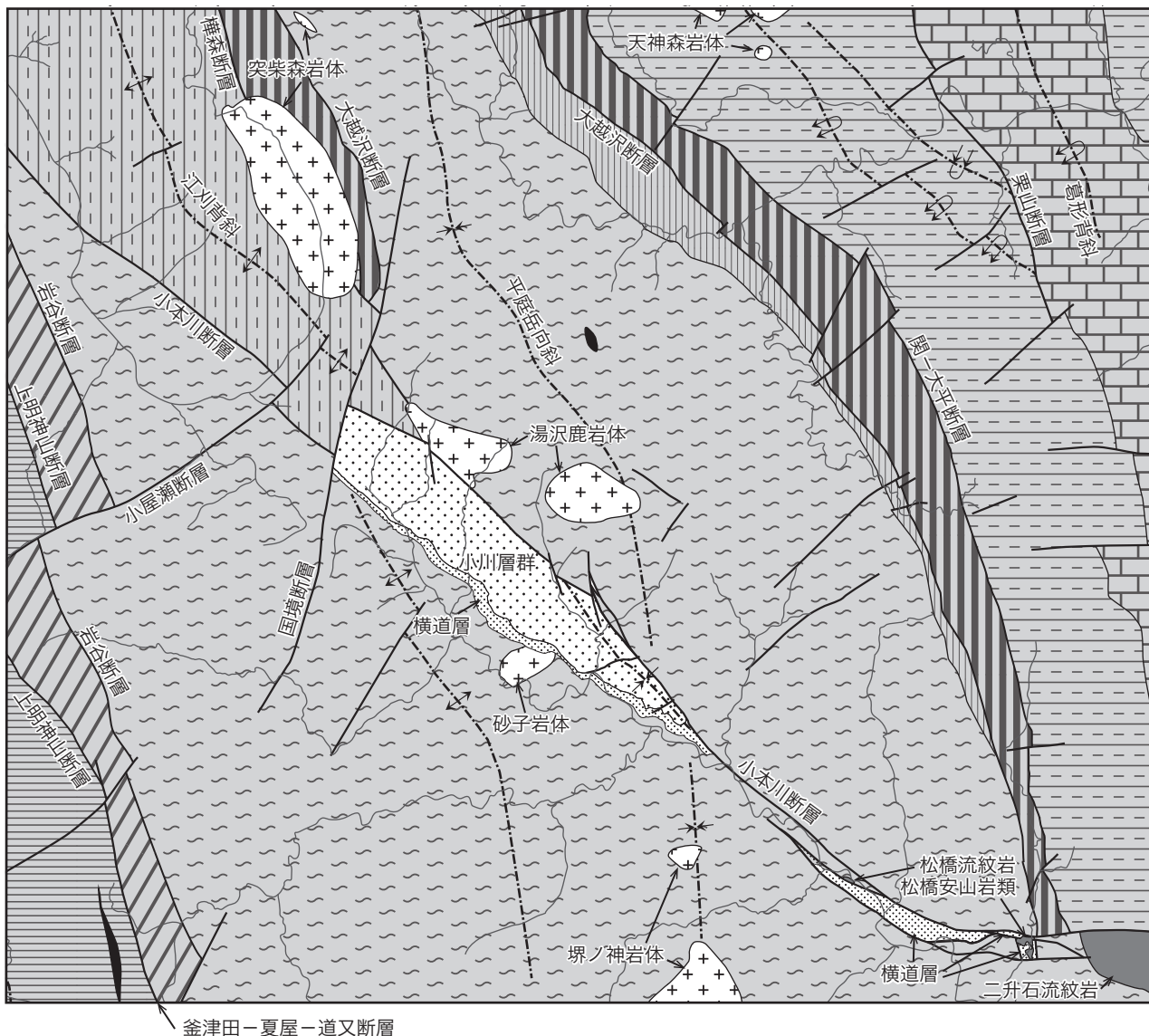
井, 1985, 1986)。各地質系統についてのより詳細な既存の地質図についてはそれぞれの章の研究史の項目で述べる。

なお、本章では引用を最低限にしており、記述の根拠に関しては続く各地質系統の章を参照されたい。

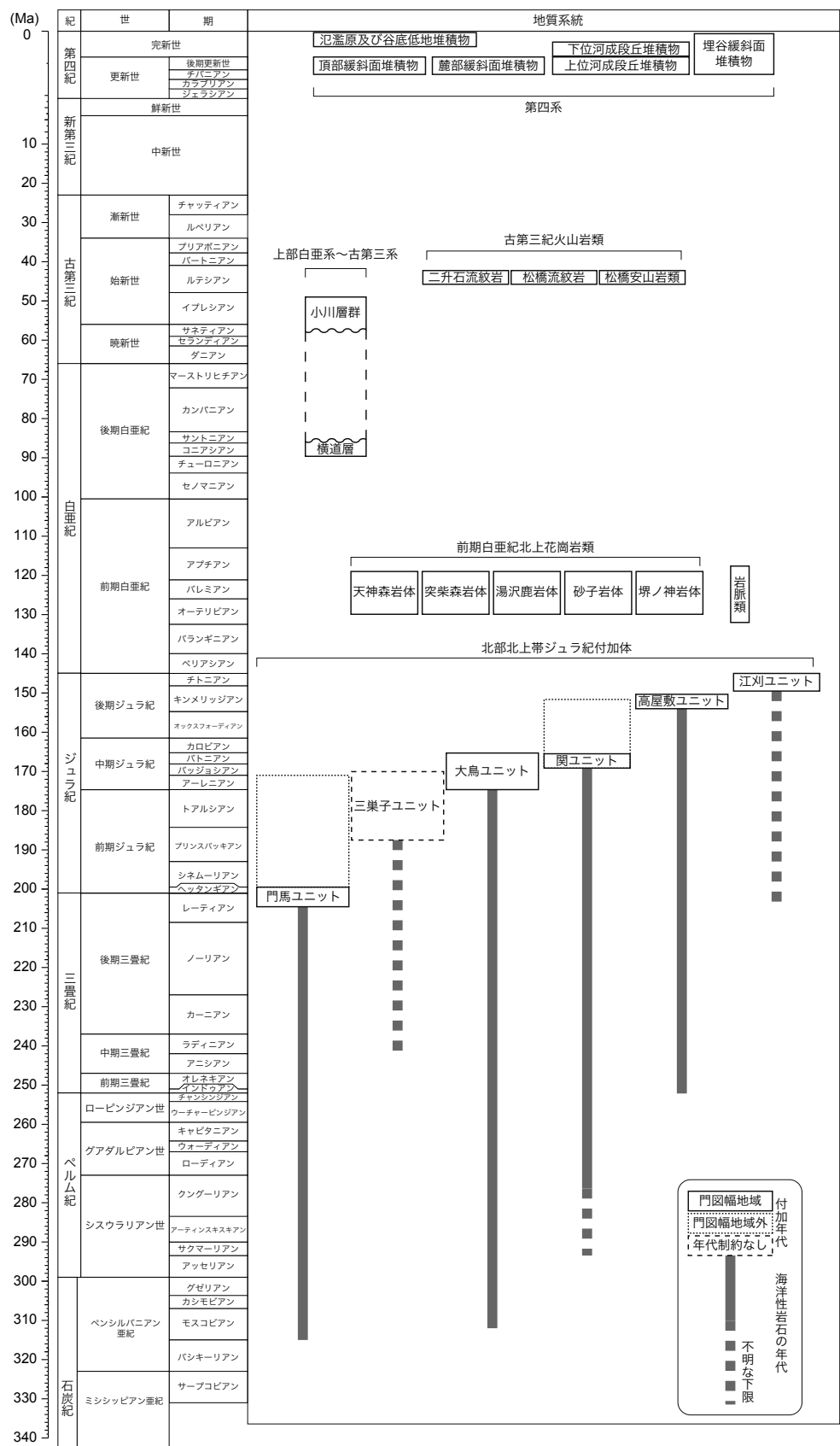
2.2 地質系統

2.2.1 ジュラ紀付加体

北部北上帯のジュラ紀付加体の地表分布は門図幅地域の大部分を占めている。構造的関係が明確なものとして、上位に位置し形成年代が古いものから門馬^{かどま}ユニット・三巢^み子^すユニット・大鳥^{おおとり}ユニット・関^{たか}ユニット・高屋敷^{やしき}ユニットが、概ね南西から北東に順に配列して分布する(第2.1図)。このほかに、門図幅地域北西部の江刈^{えかり}地域で断層に挟まれて分布する江刈ユニットが存在している。門馬ユニットは泥質混在岩を主体とし、玄武岩類・チャート・砂岩の岩体を含む混在相からなる。三巢子ユニットはほぼ泥質混在岩からなり、基質をなす泥岩に明緑色粘土岩を挟む点で特徴付けられる。大鳥ユニットは大部分が泥質混在岩中にチャートと砂岩の岩体を含む混在相からなるが、構造的な最下部は主にチャートと珪質泥岩^{おおこしざわ}の整然相からなる。構造的な最下部の整然相を大越沢サブユニット、それ以外の混在相を大坂本サブユニットと区分する。関ユニットはチャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩が累重する整然相からなる。門図幅地域内の本ユニットは大部分で砂岩層を欠いている。高屋敷ユニットは構造的な下部の安家サブユニットに属する石灰岩と、上部の松ヶ沢サブユニットに属する泥岩及び泥質混在岩の基質中に玄武岩類・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩・礫岩の岩体が含まれる破断相～混在相からなる。江刈ユニットは泥質混在岩と泥岩からなる基質と石灰岩・チャート・砂岩の岩体から主に構成される混在相及び破断相からなる。各ユニットの付加年代は、周辺地域の先行研究とも合わせて、門馬ユニットが三畳紀末レーティアン期～中期ジュラ紀アーレニアン期、大鳥ユニットが中期ジュラ紀アーレニアン期～バトニアン期、関ユニットが中期ジュラ紀バトニアン期～後期ジュラ紀キンメリジアン期、高屋敷ユニットが後期ジュラ紀キンメリジアン期、江刈ユニットが後期ジュラ紀キンメリジアン期直後である(第2.2図)。三巢子ユニットについては不明である。これら三畳紀末～ジュラ紀末に形成さ



第2.1図 門図幅地域の地質概略図
第四系の分布は省いている。



第 2.2 図 門図幅地域の地質総括図

地質年代は国際地質年代表 v2023/09 (Cohen *et al.*, 2013 ; updated) に基づく。地質年代単元名の「期」は省略している。

れた付加体ユニットが、構造的上位に向かって順により古くなるように累重している。

2.2.2 前期白亜紀北上花崗岩類・岩脈類

本報告では、北上山地の前期白亜紀に形成された主に花崗岩類からなる深成岩類を、久保(2010)などにならい北上花崗岩類と呼称する。門図幅地域における北上花崗岩類の地表分布は比較的少なく、長径4 km以下の突柴森岩体、湯沢鹿岩体、砂子岩体が北西～中央部に点在するほか、南北の隣接図幅地域に大部分が分布している天神森岩体と堺ノ神岩体の端が含まれる(第2.1図)。天神森岩体、突柴森岩体、湯沢鹿岩体、砂子岩体の大部分はトータル岩～石英閃緑岩からなり、突柴森岩体では斑れい岩を、湯沢鹿岩体では石英斑れい岩を含む。堺ノ神岩体のみ、閃緑岩～石英閃緑岩が卓越する。

岩脈類は門図幅地域全体にわたってジュラ紀付加体の岩石に貫入している。組成・斑晶鉱物・粒径は多岐にわたるが、代表的なものに単斜輝石安山岩、斑状黒雲母普通角閃石トータル岩、細粒斑状石英閃緑岩、普通角閃石デイサイト、斑状閃緑岩がある。このうち斑状黒雲母普通角閃石トータル岩と普通角閃石デイサイトはそれぞれ早坂峠東方と穴目ヶ岳北方において地質図に表現可能な岩体を形成するが(第2.1図)、それ以外の岩脈は幅50 mに満たない。単斜輝石安山岩は北上花崗岩類の熱変成を受けており花崗岩類より前に貫入している。他の岩脈類については、大部分は北上花崗岩類との前後関係が明らかでないが、花崗岩類より後に貫入した岩脈も確認されている。

北上花崗岩類は周囲のジュラ紀付加体に広く接触変成を与えている。全ての岩体の周囲に黒雲母帯が認められ、中でも天神森岩体に近い部分では紅柱石の生成が顕著である。また、図幅地域北東端では黒雲母帯に取り囲まれて堇青石帯が僅かに存在する。なお、門図幅地域では花崗岩類の地表分布近傍以外でも、広く接触変成作用で生じた黒雲母が認められる。

2.2.3 上部白亜系～古第三系堆積岩

門図幅地域には、上部白亜系横道層と古第三系小川層群が分布する。主な分布域は、国境峠から門の市街地にかけての、小本川に沿う北西～南東方向に細長い地域である(第2.1図)。また、袋綿から松橋にかけての地域にも、東西方向に細長く分布する。横道層は主に礫岩・砂岩・シルト岩からなり、凝灰岩、炭質泥岩及び石炭を挟む。小川層群は、下位から小松層・名目入層・大久保層・雷峠層で構成され、凝灰岩・礫岩・砂岩・シルト岩からなり、炭質泥岩及び石炭を含む。いずれも陸成層である。

横道層は、礫岩及び砂岩を主体とする下部と砂岩及びシルト岩を主体とし、凝灰岩、炭質泥岩及び石炭を挟む上部に区分される。層厚は最大で120 m程度である。横

道層は、後期白亜紀を示唆する植物化石が得られていること、また凝灰岩中のジルコンU-Pb年代が約86 Maを示すことから、後期白亜紀コニアシアン期～サントニアン期以降の堆積物である。海棲動物化石は見られず、岩相や堆積構造から網状河川及びその氾濫原で堆積したと推測される。門図幅地域東方の岩泉地域に分布する沢廻層や久慈地域の久慈層群国丹層に対比される。

小川層群は、横道層を非整合に覆う古第三系の陸成層で、名目入付近から小松沢を経て雷峠沢まで良く発達する。本層群は先述の通り4層に分けられる。上限を小本川断層によって切断されているため正確な層厚は不明だが、全体で少なくとも800 m以上ある。小松層から産出する植物化石や凝灰岩中のジルコンU-Pb年代に基づき、暁新世後期のサネティアン期から始新世前期のイプレシアン期以降の堆積物である。多産する植物化石や炭層に基づき、蛇行河川及びその氾濫原や湖沼域に堆積したと考えられる。本層群は、岩泉地域の清水川層、久慈地域の野田層群に対比される。

2.2.4 古第三紀火山岩類

古第三紀火山岩類は門図幅地域南東端の二升石周辺に小規模に分布する二升石流紋岩、松橋流紋岩及び松橋安山岩類からなる(第2.1図)。二升石流紋岩はジュラ紀付加体に、松橋流紋岩及び松橋安山岩類はジュラ紀付加体と上部白亜系横道層に貫入している。本報告では二升石流紋岩から44.2 MaのジルコンU-Pb年代を得ており、火成活動の時期は始新世ルテシアン期である。これら古第三紀火山岩類と類似した火山岩類が、門図幅地域南部の三田貝や袋綿でも地質図に表現できない規模で認められる。

2.2.5 第四系

門図幅地域には第四紀後期の更新世チバニアン期～完新世に形成された陸成堆積物が分布し、それらの多くは緩斜面や平坦面を成している。これらは山域の稜線付近を構成する頂部緩斜面堆積物、山麓部を構成する麓部緩斜面堆積物、小河川沿いや山域の谷底の緩斜面を構成する埋谷緩斜面堆積物、主要河川沿いの平坦面を構成する上位及び下位河成段丘堆積物と氾濫原及び谷底低地堆積物からなる。頂部緩斜面堆積物と麓部緩斜面堆積物は、チバニアン期の氷期及び後期更新世の最終氷期に、山域で主に周氷河作用により形成された岩屑がそれぞれ稜線付近と山麓部の斜面に堆積したものである。いずれも厚さ10 m以下の礫及び含礫泥を主体とする。山間部の小河川沿いや谷底の緩斜面を構成する堆積物を、成因によらず本報告では埋谷緩斜面堆積物とした。これには、麓部緩斜面堆積物と類似したチバニアン期～後期更新世の主に周氷河性の堆積物に加え、完新世に形成された流水性や崖錐性の堆積物が含まれる。堆積物は礫、砂及び泥か

らなる。上位河成段丘堆積物は、小本川沿いに僅かに分布するチバニアン期～後期更新世に形成された堆積性段丘であり、層厚数m以上の礫及び砂からなる。上位河成段丘は、頂部緩斜面と麓部緩斜面の形成と同時期に、これに寄与した周氷河性の碎屑物が河川域にもたらされて形成された。上記の地形面全てを地形的に切る完新世の浸食性段丘面と現河川沿いの低地面に、それぞれ下位河成段丘堆積物と氾濫原及び谷底低地堆積物が分布している。いずれも層厚数mの礫、砂及び泥からなる。

2.2.6 地質構造

門図幅地域の地質構造を規制する主要素には、大部分に露出するジュラ紀付加体の構造、ジュラ紀付加体と一部では前期白亜紀花崗岩類を切る北北西-南南東高角断層、北西-南東～東西走向で古第三系小川層群と古第三紀火山岩類を切る小本川断層、小本川断層を切る国境断層、小屋瀬断層を含む北東-南西～東西系断層がある。ジュラ紀付加体の各ユニットは、内部の地質構造とほぼ平行なユニット境界断層で、構造的上位が古い付加年代となる順で累重している。門図幅地域で認定されたユニット境界断層は、構造的上位から順に、門馬ユニットと三巢子ユニットが接する上明^{かみ}神山断層、三巢子ユニットと大鳥ユニットが接する岩谷断層、大鳥ユニットと関ユニットが接する大越沢断層、関ユニットと高屋敷ユニットが接する関大平^{おおだいら}断層である。ユニット境界断層は、初生的には付加体形成に関わった衝上断層であったと推定される。ユニット境界断層により構造的に累重したジュラ紀付加体が、全体として半波長2-5 kmの褶曲によって変形されている。これらは北隣陸中関図幅地域から続く平庭岳向斜、葛形背斜、そして本報告で新たに認定した江刈背斜である。北北西-南南東高角断層は樺森断層・栗山断層・釜津田-夏屋-道又断層の3断層だが、規模や活動時期は異なっている。樺森断層はジュラ紀付加体とその褶曲構造を切って垂直変位を与える総延長約10 kmの断層であり、前期白亜紀の北上花崗岩類に貫入されている。栗山断層は総延長6 kmであり、ジュラ紀付加体と北上花崗岩類を切る。釜津田-夏屋-道又断層は、南方に50 km連続するリニアメントをなしており、ジュラ紀付加体を切ることがわかっている。小本川断層は、上部白亜系～古第三系堆積盆の北縁と古第三紀火山岩類(二升石流紋岩)の北縁を切る断層であり、古第三紀以降に活動した、左横ずれ成分と北側が上昇する縦ずれ成分を持った断層である。上部白亜系～古第三系堆積盆の西限である国境断層より北西では、ジュラ紀付加体の大鳥ユニットと江刈ユニットの境界をなす。北東-南西～東西系断層のうち顕著なものは、国境断層と小屋瀬断層である。これらは上部白亜系～古第三系と小本川断層を切る、門図幅地域で確認できる最も新しい断層である。北

東-南西～東西系断層には、上記2断層と同様に小本川断層を切る小規模なものや、前期白亜紀花崗岩類を切るものが確認できているが、大部分については活動時期の制約が難しく、異なる活動時期の断層をまとめている可能性がある。

2.3 用語の定義

緯度・経度の表記は世界測地系に、岩石と鉱物の和名は日本工業規格JISA0204(日本規格協会, 2019a)及びJISA0205(日本規格協会, 2019b)に従う。地質図における岩相境界・断層・褶曲軸の位置精度はJISA0204に基づいて表記し、信頼区間は境界線から250 m未満を「正確」、250 m以上500 m未満を「ほぼ正確」、500 m以上1,000 m未満を「推定」とした。付加体の構造層序単位として、本報告では「ユニット」を用いる。ただし、既存研究で用いられた名称に関しては、原典の単位名を表記した。従来、付加体の構造層序単位には一般的に「ユニット」や「コンプレックス」が用いられてきた。このうち後者では、「複数の岩相が混ざり合って分布し、地質図上でそれ以上の細分が不可能なもの」と定義する国際層序ガイド(Salvador, 2013)との整合性が取れていない例や、accretionary complexの対訳としての「付加コンプレックス」の様なより上位階層で使用される例(例えば、四万十付加コンプレックス)との混同の恐れが問題となる。一方「ユニット」には個別の研究で非公式な岩相区分に用いられる側面もあるが、上記の問題を含む既存の名称・定義との齟齬を避けることができる。本報告では公式な層序単位である、「層」(formation)と同格のものとして用いる。

付加体の岩相の記述においては、変形の程度に応じて、地層の連続性や累重関係がほぼ保存されているものを「整然相」、地層が破断され連続性が途切れているものを「破断相」、地層の連続性が完全に失われブロック・イン・マトリックス構造をなすものを「混在相」と呼称する。空間規模の表現において、「岩体」は地質図に表現可能な50 m以上の規模のものを、「岩塊」は露頭規模のものを、「岩片」は標本規模以下(薄片も含む)のものをいう。付加体の付加年代は、一般に復元された海洋プレート層序における海溝充填碎屑物の堆積年代で近似される(例えば、Matsuda and Isozaki, 1991; 松岡ほか, 1998)。本報告でもこの考えに従い、海溝充填碎屑岩類の年代を付加年代として扱う。地層名に関しては、国際層序ガイド第3章4.a(Salvador, 2013)に則り、出版物として公表されたものだけを公式なものとして扱う。地質年代の区分及び年代値は、国際層序委員会による国際年代層序表v2023/09(Cohen *et al.*, 2013; updated)に従う。

第3章 ジュラ紀付加体

(武藤 俊)

3.1 概要と研究史

3.1.1 概要

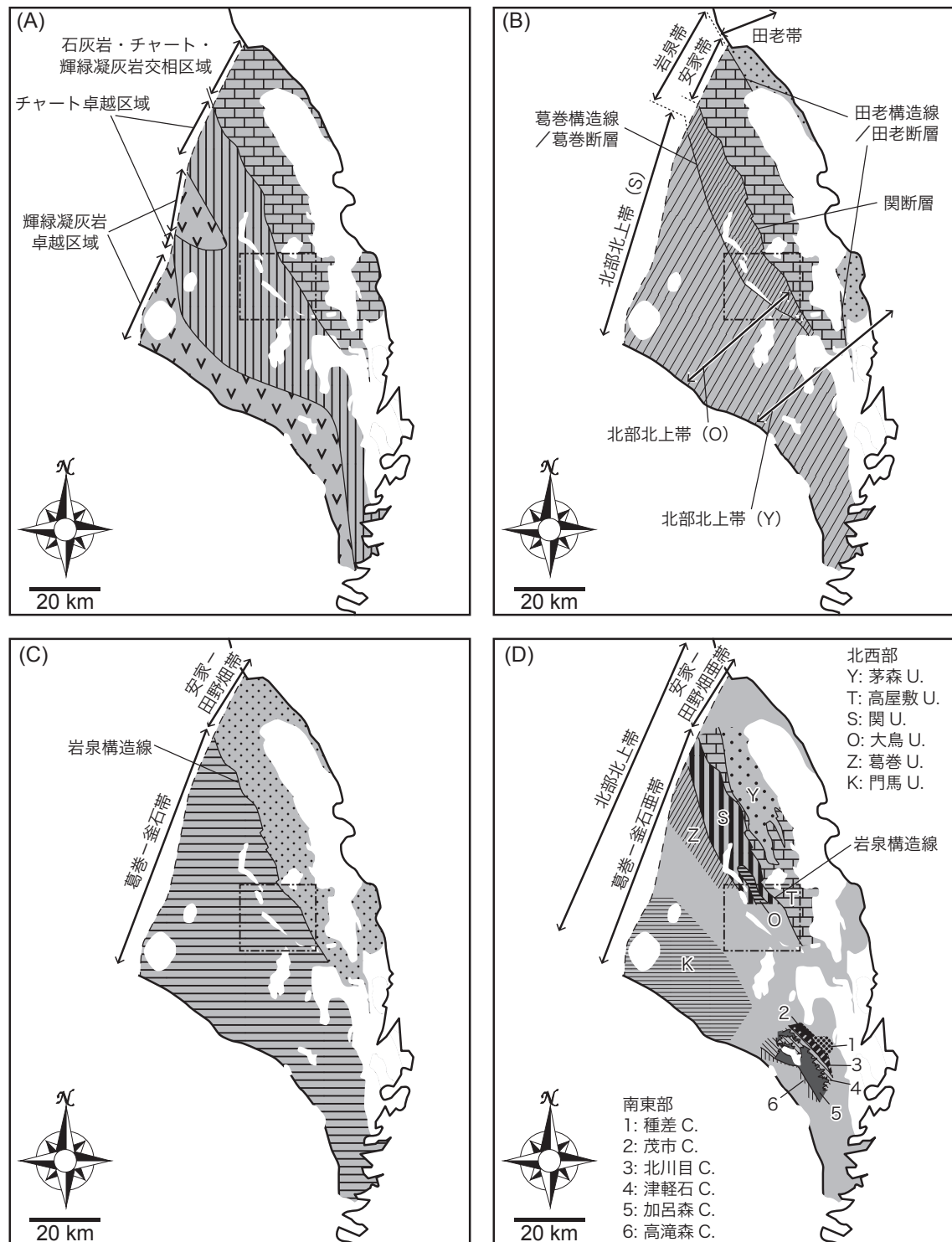
北部北上帯に属するジュラ紀付加体の各単元は、大局的には北西-南東方向に帯状配列しており、ジュラ紀付加体全体の北東-南西断面において門図幅地域はおよそ中央部に位置する。門図幅地域に分布するジュラ紀付加体は、構造的上位から下位の順に門馬^{かどま}ユニット、三巢子^{みすこ}ユニット、大鳥^{おとり}ユニット、関^{たかやしき}ユニット、高屋敷^{えかり}ユニット、江刈^{えかり}ユニットである(第2.1図)。このうち江刈ユニット以外は、概ね南西から北東にかけてこの順で配列している。江刈ユニットは小本川^{おもとがわ}断層と樺森^{かばもり}断層に挟まれて分布する。門馬ユニットは泥質混在岩を主体とし、苦鉄質岩・チャート・珪質泥岩・珪長質凝灰岩・砂岩の岩体を含む混在相からなる。三巢子ユニットはほぼ泥質混在岩からなり、僅かに玄武岩類・チャート・砂岩の岩体を含む混在相であり、基質をなす泥岩に明緑色の粘土岩を挟む点で特徴付けられる。大鳥ユニットは構造的最低部の大越沢^{おおこしざわ}サブユニットとそれ以外の大坂本サブユニットに区分され、前者はチャートと珪質泥岩の整然相、後者は泥質混在岩が主にチャート・砂岩の岩体を包有する混在相からなる。大坂本サブユニットの中でも構造的な下位から上位にかけて変形様式やチャート及び砂岩岩体の量が変化する。大鳥ユニットの一部では石炭紀後期から中期ジュラ紀までの連続的な海洋プレート層序が見られることも特徴である。関ユニットはチャート・灰色珪質泥岩及び粘板岩質泥岩・砂岩が主に累重する整然相である。碎屑岩部分は、門図幅地域北部では砂岩主体だが、南部に向けて珪質泥岩及び泥岩主体へと漸移する。関ユニットにはペルム紀～ジュラ紀の海洋プレート層序が比較的良く保存されている。高屋敷ユニットは構造的な下部の安家^{あつか}サブユニットと構造的な上部の松ヶ沢サブユニットに区分される。安家サブユニットは、門図幅地域では主に石灰岩からなり、最上部でチャートへ移化する。北隣陸中関地域などでは石灰岩の層序の下位に玄武岩類を伴う。松ヶ沢サブユニットは、主に泥岩からなる基質中に玄武岩類・石灰岩・チャート・珪質泥岩・珪長質凝灰岩・砂岩・礫岩の岩体が含まれる破断相～混在相である。松ヶ沢サブユニットは上記の様に地質図規模での岩体の側方連続性は良くないが、露頭規模では主に整然相～破断相を示す。江刈ユニットは泥岩及び泥質混在岩中に石灰岩・チャート・珪長質凝灰岩・珪質泥岩・砂岩の岩体が

含まれる混在相～破断相である。三巢子ユニット以外からは珪質泥岩及び碎屑岩の年代が得られており、周辺地域の先行研究とも合わせると、門馬ユニットが三疊紀末レーティアン期～中期ジュラ紀アーレニアン期、大鳥ユニットが中期ジュラ紀アーレニアン期～バトニアン期、関ユニットが中期ジュラ紀バトニアン期～後期ジュラ紀キンメリッジアン期、高屋敷ユニットが後期ジュラ紀キンメリッジアン期、江刈ユニットが後期ジュラ紀キンメリッジアン期直後の付加年代を持つ。

3.1.2 研究史

北上山地北部の地質は、古くは深海相によって特徴付けられるとして、北上山地南部のものと区別された(湊, 1950)。主な構成要素である泥質岩からは化石が得られていなかったが、点在する石灰岩中のフズリナやサンゴなどの化石を基に古生界に対比され、岩相により3区域に分けられた(第3.1図A; 小貫, 1956)。その後、北上山地北部のうち、北東縁部にはジュラ系上部及び白亜系下部が分布することが明らかになった(小貫ほか, 1960)。ただし、後者は現在ではジュラ紀付加体を被覆する火山岩類^{はらちやま}の原地山層などに区分される。小貫(1969)は東北大学の学位論文などをまとめた北上山地の総説を公表し、化石産出記録や岩相の特徴に基づき地角斜造山論を前提とした立場から層序区分を提唱した。その中で西から葛巻構造線、岩泉構造線、田老構造線と命名された3条の北北西-南南東走向を持つ構造線を提唱した。しかし、小貫(1969)において初めて公式使用された層序単元は、個々の模式地の精密なルートマップや柱状図が示されず、中には一般走向である北西-南東方向の延長に並ぶものもあり、層序区分や断層の定義に曖昧なものが多かった。

島津ほか(1970)は小貫(1969)の構造線のうち葛巻構造線と田老構造線に注目し、これらに規制された東側への地角斜堆積盆の移動を想定した構造発達史を描いた。その際、上記2つの構造線をもって東から北部北上帯(狭義)、岩泉帯、田老帯を定義した(第3.1図B)。島津ほか(1970)における「北部北上帯」の用法は、現在の定義である、北上山地北部のジュラ紀付加体分布域全体の地帯としての北部北上帯(後述)の一部のみを指すが、このような用法の場合は、混乱を避けるために以降も「狭義」と付記する。杉本幹博は、久慈から田老にかけての地域を対象とし、北上山地北部で初めて詳細な地質図を公表し、島



第 3.1 図 北上山地ジュラ紀付加体の地体構造区分の変遷

中央の四角は門関幅の範囲。(A) 岩相分布による区分。小貫 (1956)。(B) 地相斜堆積盆の区分。S: 島津 (1970) による定義。O: 小貫 (1981) による定義。Y: 山口 (1981) による定義。杉本 (1974a) などでは岩泉帯と田老帯を境する田老構造線はやや東に描かれる。(C) 付加体の概念導入時の帯区分。大上・永広 (1988)。(D) 付加体地質学に基づく区分。帯・亜帯区分は永広ほか (2005) が定義し、以降踏襲されている。ユニット区分は、北西部は高橋ほか (2016)、中江ほか (2021)、Muto *et al.*, (2023a), 内野・小松原 (2024), 南東部は Suzuki *et al.* (2007) による。U.: ユニット; C.: コンプレックス。北西部の関ユニットは高橋ほか (2016)、高屋敷ユニットは中江ほか (2021) の定義に従う。白亜紀以降の火成岩及び被覆層の分布域は白抜きで示す。中江ほか (2021) では層序单元名を「コンプレックス」としているが、本図では周辺の研究に合わせて「ユニット」と表記する。

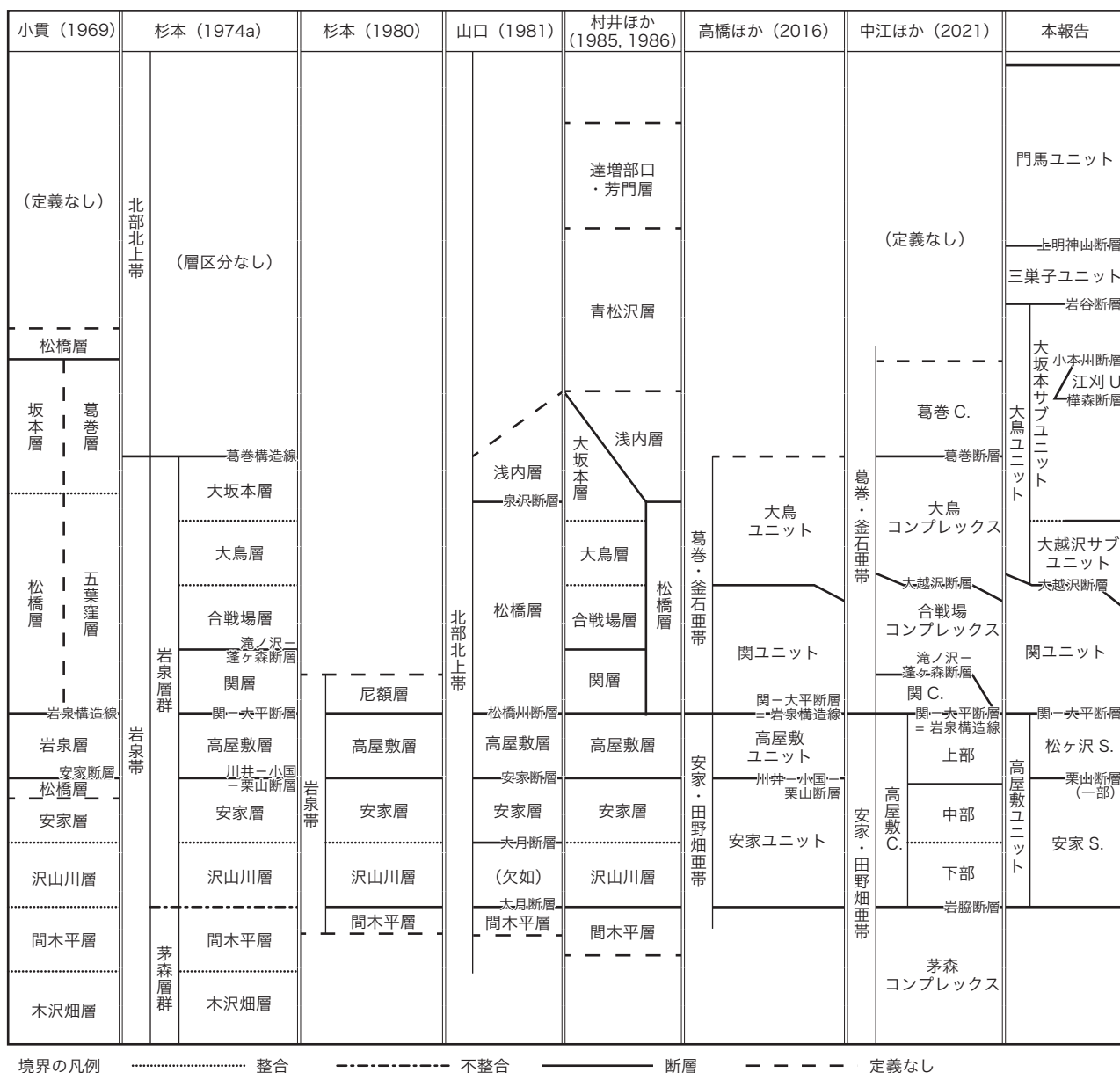
津ほか(1970)の帯区分を採用しつつ岩相層序を確立した(第3.2図; 杉本, 1969, 1974a). 杉本幹博による地質図と層序区分は、後述する様に解釈は変わっているが現在でも概ね踏襲されており、その後の北上山地北部の地質学的研究において極めて重要な土台となった。また、この時期にはコノドント化石が北部北上山地の多くの地点においてチャートや一部石灰岩から報告され、チャートの年代は北部北上帯(狭義)と岩泉帯西部ではペルム紀~三畳紀、岩泉帯東部と田老帯では三畳紀であることが示された(村田・杉本, 1971; 豊原ほか, 1980; 吉田, 1980). これにより北部北上山地の構造発達史は見直しが迫られていたが、この時点では島津ほか(1970)が提唱した地向斜堆積盆の主要構造線に関していくつかの再解釈がなされるにとどまっていた。小貫(1981)では葛巻構造線は主要構造線から除外されて葛巻断層と改められ、代わりに杉本(1974a)の関-大平断層おおだいらが主要構造線として認定され関断層に改名された(第3.1図B). この変更により北部北上帯(狭義)は関断層以西に拡大され、従来の葛巻構造線と田老構造線の間に設定されていた岩泉帯は破棄されて、代わりに関断層と田老構造線から改称された田老断層の間に安家帯が設定された(第3.1図B). 一方、山口ほか(1979)は、田老構造線の両側の地層は一連である可能性が高いとして、小貫(1981)とは異なり構造線としての意義を棄却する観点から田老断層への名称変更を提唱した。更に山口(1981)は、葛巻構造線にも地体構造区分上の意義はないとし、島津ほか(1970)の北部北上帯・岩泉帯・田老帯を全て合わせて「北部北上帯」にすべきとした(第3.1図B; 第3.2図). なお、この用法は概ね現在の北部北上帯の定義と一致しているが、当時は広くは受け入れられず、例えば門図幅地域を含む範囲の地質図を示した村井ほか(1985, 1986)では山口(1981)の地質図や層序単位を一部踏襲しつつ、北部北上帯を拡大する再定義は採用されなかった。

平ほか(1981)や箕浦(1983)は、西南日本の研究例と照らし合わせて北上山地北部の地層がジュラ紀に形成された付加体である可能性を初めて提示した。その後箕浦(1985)や大上・永広(1988)はプレートテクトニクスの概念に基づき北上山地北部の構造発達史を再考した。大上・永広(1988)では古生代海洋性岩石の有無と砂岩組成に基づき地帯区分を再編し、小貫(1981)の関断層(杉本, 1974aの関-大平断層)を岩泉構造線と呼び、西側に葛巻-釜石帯、東側に安家-田野畑帯を設定した(第3.1図C). 前者は小貫(1981)の北部北上帯(狭義)に、後者は安家帯と田老帯を合わせたものに相当する。北上山地北部における付加体の概念の導入と同時期に、一部の泥質岩や珪質岩から放散虫化石が発見され、付加体としての解釈を裏付けた(箕浦・対馬, 1984; 松岡, 1987, 1988; 松岡・大路, 1990). 磯崎・丸山(1991)や大藤・佐々木(2003)は、山口(1981)の定義と範囲としては一致する、

北部北上山地のジュラ紀付加体全体を指して北部北上帯を用いた。これらの研究では西南日本のジュラ紀付加体との共通性が提起され、特に大藤・佐々木(2003)では岩相や剪断帯によって区分された層序単位に基づいて、西南日本の南部秩父帯との対比を試みた。永広ほか(2005)は、北部北上山地のジュラ紀付加体からなる地帯を北部北上帯と再定義し、安家-田野畑及び葛巻-釜石帯を北部北上帯の亜帯に降格した(第3.1図D). この地帯区分は現在まで受け継がれているものである(第3.2図; 例えば, Kojima *et al.*, 2016).

北部北上帯の構成岩類がジュラ紀付加体として再解釈されたことで、付加年代や海洋プレート層序の観点から構造層序区分を再検討する動きが起きた(Suzuki *et al.*, 2007; 永広ほか, 2008). この中で、泥質岩中に胚胎される放散虫化石を多産するマンガンノジュールの発見や(吉原ほか, 2002; Suzuki and Ogane, 2004; Suzuki *et al.*, 2007; 鈴木ほか, 2007; 永広ほか, 2008)玄武岩類の岩石化学データ(土谷ほか, 1999a)が報告された。北部北上山地にジュラ紀付加体を認定した最初の地質図幅は5万分の1「早池峰山」であり、同時に最も陸側である南西縁では付加年代が後期三畳紀近くにまで遡る可能性が示された(川村ほか, 2013). また、杉本(1974a)により北部北上帯で最も詳細な層序区分が確立された地域である安家地域では、高橋ほか(2016)が付加体地質学的な観点から杉本(1974a)の層序区分の一部を修正し(第3.2図), 南部秩父帯のジュラ紀付加体と対比した。加えて高橋ほか(2016)は、葛巻-釜石亜帯と安家-田野畑亜帯の砂岩組成には大上・永広(1988)が提唱した様な明確な相違がないことを示し、その結果両者を区別する根拠は古生代海洋性岩石の有無のみとなった。安家地域の北側に位置する陸中関図幅地域及びその北西隣の一戸図幅地域でも5万分の1地質図幅の整備が行われ、これにより杉本(1974a)による層序単元のほぼ全てが付加体として再設定された(中江, 2018; 中江ほか, 2021). 陸中関図幅地域と一戸図幅地域における構造層序区分は安家地域の高橋ほか(2016)による区分と概ね調和的である(第3.2図). 更に、直近では北部北上帯南西縁を含む5万分の1地質図幅「外山」が刊行され(内野・小松原, 2024), 上記の研究と合わせて付加体としての北部北上帯の構造層序区分が広い範囲で進んできている(第3.1図D). 一方、上に述べた研究の検討地域から離れた北部北上帯南東部では、Suzuki *et al.* (2007)が低角に累重するナップ構造を報告している(第3.1図D).

北部北上帯のジュラ紀付加体では、北上花崗岩類の接触変成作用が原因とされる放散虫化石産出の乏しさのために付加年代の制約が限られた地点からしか得られていなかった。一方、2010年代以降、主に砂岩を対象としたジルコンU-Pb年代測定が広く行われ、北部北上帯の付加年代の研究に大きな進展をもたらした(例えば、内野,



第 3.2 図 門図幅地域周辺の層序対比

付加地質学導入前後で対比を簡便にするために概ね構造的な累重関係に従って下から上へ並べている。C: コンプレックス, U: ユニット, S: サブユニット。永広ほか (2005) 以降の右 3 列では全体が北部北上帯に含まれる。小貫 (1969) の葛巻層、五葉窪層については、他研究の層序区分との対比が不確実である。

2017, 2018, 2019, 2021a; Ueda *et al.*, 2018; Osaka *et al.*, 2023)。これらも加えた北部北上帯全体の付加年代は、全体として陸側である南西から海側である北東に向けて、後期三畳紀から前期白亜紀へ大局的に若化する傾向を示す (Uchino and Suzuki, 2020)。最近、付加年代に関して空白域であった門図幅地域中央部～南西部においても、マンガノジュールから放射虫化石が (Muto *et al.*, 印刷中 a), 珪長質凝灰岩及び砂岩からジルコン U-Pb 年代が報告された (Muto *et al.*, 印刷中 b)。その結果、北東への大局的な年代極性が支持されるとともに、km 規模の褶曲や断層運動によって従来の理解より広範囲でこの極性が擾乱

されていることが示された。上記の様に付加年代の情報が充実したことで、北部北上帯の「ジュラ紀付加体」と呼称されてきた地層が、後期三畳紀から前期白亜紀にかけての一連の付加作用の産物であることが明らかになってきた。ただし、本報告でも多くの先行研究と同様、大部分を占める付加年代を基に北部北上帯の地層を「ジュラ紀付加体」と呼称する。なお、北部北上帯南東部の釜石地域では後期ペルム紀の付加体の存在が指摘されているが (Nakae and Kurihara, 2011)、その分布の広がりについては明らかになっていない。

3.2 門馬ユニット (Kb, Kc, Ki, Kx, Ks)

[定義・名称]

定義は川村ほか(2013)及び内野・小松原(2024)を踏襲し、名称は永広ほか(1986)に由来する。内野・小松原(2024)の記載を基に、北部北上帯の南西縁に分布する、主に泥質混在岩と玄武岩類・チャート・砂岩の岩体からなる混在相を示し、砂質・シルト質・凝灰質な葉理及び岩片に富む泥質岩で特徴付けられる付加体と定義される。厚さ100 mを越す玄武岩類とチャートの岩体が特徴的であり、門図幅地域内では前者は最大で600 mに達する。本ユニットは、宮古市門馬にて定義された門馬層(永広ほか, 1986)を川村ほか(2013)が付加体の構造層序単位として採用したものであり、内野・小松原(2024)にて門図幅地域の南西に位置する外山図幅地域まで分布が拡張された。本報告にて早坂高原までその分布が確認され、構造的な下限が明緑色粘土岩を泥質岩中に含む三菓子ユニットとの境界に定義された。門馬層の名称は山崎(1985)が初出であるが、この講演要旨では模式地と境界が定義されておらず、地層名としては永広ほか(1986)が定義を成立させた。外山図幅地域内では過去に中津川コンプレックスという名称が用いられてきたが(例えば、内野ほか, 2008)、早池峰山図幅地域の門馬ユニットと側方に連なるものであり、外山図幅では後者の名称が採用された(内野・小松原, 2024)。

[模式地]

川村ほか(2013)は、宮古市門馬の^{へいがわ}閉伊川から北東の山稜を模式地とした。内野・小松原(2024)は、盛岡市矢倉^{やぐら}地区以北の中津川沿いと岩泉町釜津田地区駒ヶ沢^{かまつた}付近の大川沿いを副模式地とした。本報告でもこれらを踏襲する。門図幅地域内では、早坂トンネル盛岡側出口周辺に比較的良好な露出がある(第3.3図)。

[分布と層序関係]

盛岡市上米内^{かみよない}から宮古市門馬にかけての北部北上帯の南西縁から門図幅地域南西端部の早坂高原まで分布が確認されている。南西縁では早池峰東縁断層で根田茂帯の前期三畳紀付加体滝ノ沢ユニットと接し(内野・小松原, 2024)、北東縁は、門図幅地域内では上明^{かみよ}神山断層^{やま}ないし釜津田-夏屋-道又断層で三菓子ユニットと接する(第2.1図)。上明神山断層の断層露頭は確認されていないが、岩相分布から推定される大局的な断層の走向方向は両側の付加体の一般走向と一致するため、付加体の構造とはほぼ平行であると解釈した。釜津田-夏屋-道又断層については付加体の初生的な構造層序を切断するため、第8章にて述べる。門馬ユニットの一般走向からは、本ユニットの分布が北西及び南東へ延長していることが予想されるが、これらの地域では三菓子ユニットとの境界に

についての検討が不十分である。

[層厚]

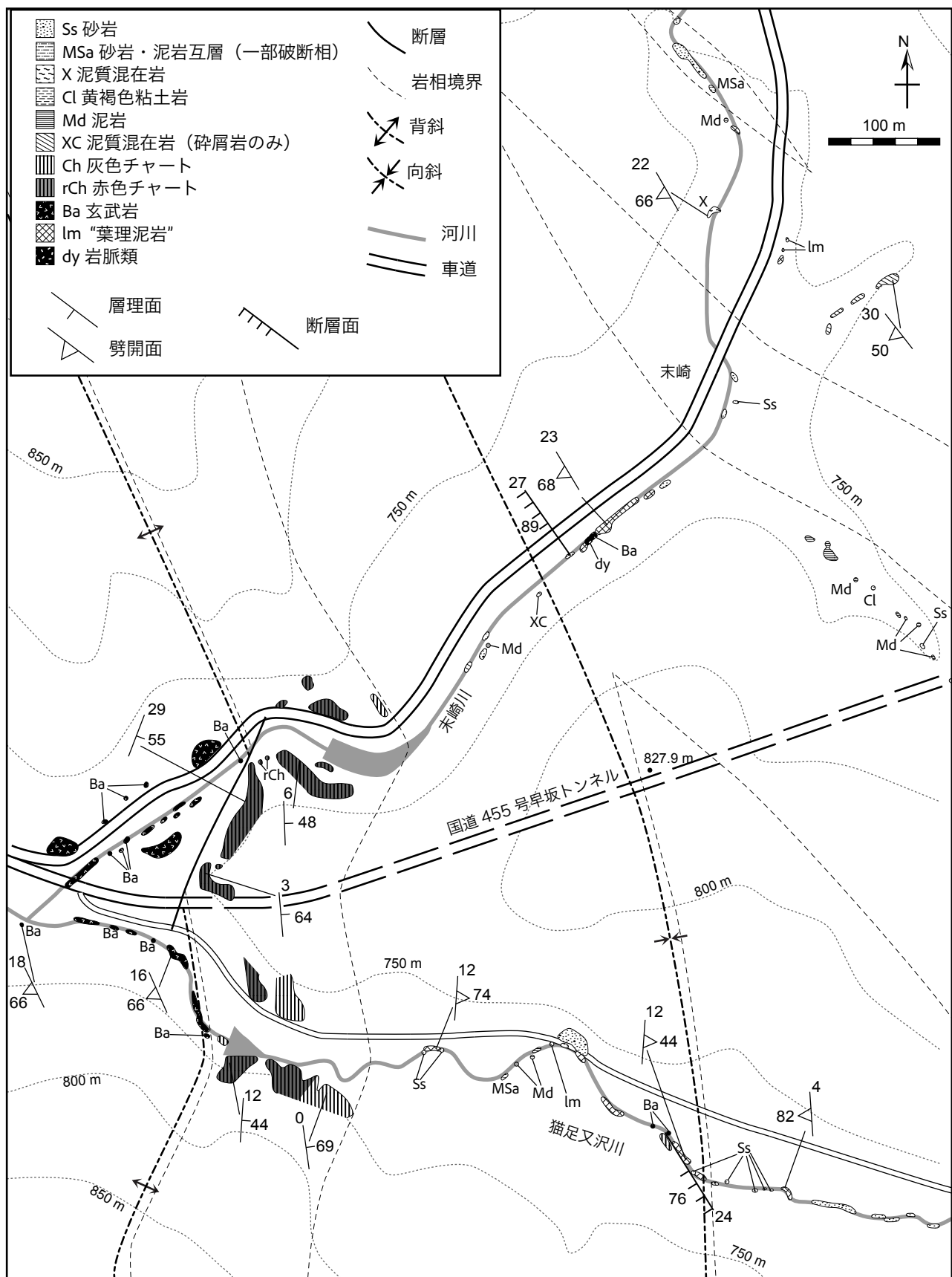
門図幅地域で確認できる見かけ上の層厚は上明神山から末崎川^{まつぎがわ}にかけて約2,800 mであるが(第3.4図)、内野・小松原(2024)によれば全体で20,000 m以上である。

[岩相]

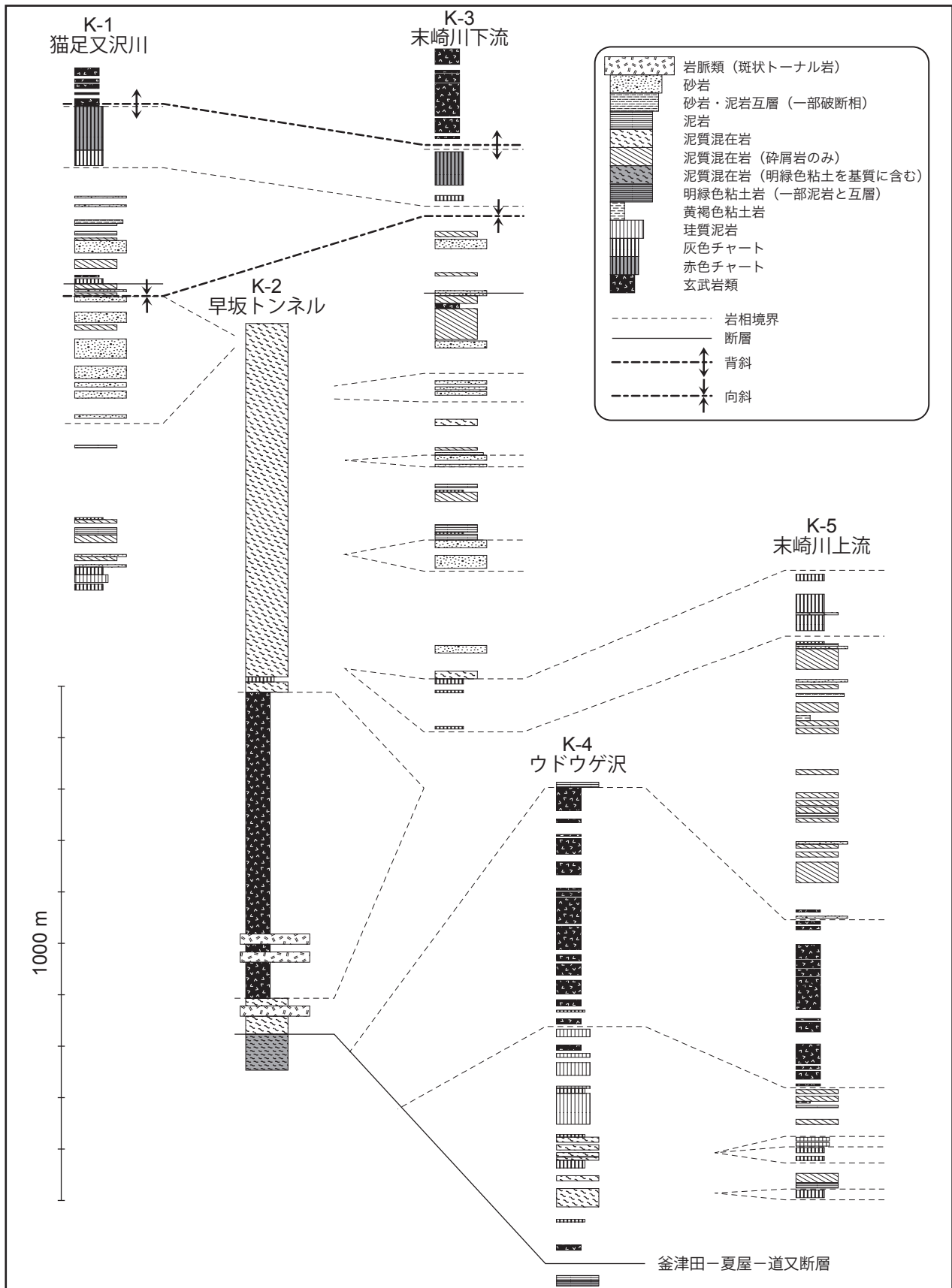
門馬ユニットが広く分布する外山図幅地域では、本ユニットは泥質岩中に玄武岩、チャート、砂岩及び少量の石灰岩、珪長質凝灰岩泥岩互層の岩体を含む(内野・小松原, 2024)。門図幅地域における門馬ユニットは、主に泥質混在岩とこれに包有される玄武岩類・チャート・珪質泥岩・凝灰質泥岩・砂岩の岩体からなり、石灰岩は見られない(第3.4図、第3.5図)。地質図上の岩体の形状及び露頭規模での岩塊の形状は、多くが側方連続性の悪いレンズ状である。ただし、露出が悪いため露頭規模で岩塊の形状を確認できることは多くない。

玄武岩類(Kb) 玄武岩類は門図幅地域内の門馬ユニットを特徴づける岩相であり、最大で厚さ600 mに達する岩体として分布する(第3.4図)。このうち最大の厚さは早坂トンネルの掘削工事の際に確認された部分だが(宮古地方振興局岩泉土木事務所, 2008)、同じ岩体が地表では厚さ約200 mに減じている。他の岩体の地表分布とも合わせて、玄武岩類の岩体は側方に厚さの変化が顕著なレンズ状をなすと判断される。玄武岩類は緑色～暗緑色を呈し層状(第3.5図A)または塊状(第3.5図B)の玄武岩溶岩と、明緑色～緑色を呈し層状または玄武岩溶岩層に挟まれる薄層をなす玄武岩凝灰岩からなる(第3.5図C)。溶岩は劈開を持たない硬質のものが多く(第3.5図A)、西隣藪川図幅地域内にある猫足又沢川の下流部などでは鱗片状の劈開を持ち火山砕屑岩の様な外見を持つ(第3.5図B)。この地点では、玄武岩類中に赤色チャートのノジュールが認められ、上位で赤紫色の凝灰質チャート及び玄武岩凝灰岩を挟んで赤色層状チャートが累重する(Muto *et al.*, 2024)。

玄武岩溶岩の微細組織は比較的多様である(第3.6図A-E)。早坂高原西方の猫足又沢川及び末崎川のは主にドレライト(第3.6図A)または無斑晶状(第3.6図B)である。斜長石、チタン普通輝石及びケルスート閃石とみられる褐色角閃石を主な鉱物として含み、二次鉱物としてアクチノ閃石・緑泥石・緑れん石が生じている。この地域には鱗片状劈開を有する玄武岩溶岩が分布するが、それらには初生的微細構造が認められるもの(第3.6図B)と、圧碎により大部分が失われているもの(第3.6図C)の両方がある。早坂高原東方のものは主として無斑晶状であり、インターサタル組織(第3.6図D)や杏仁状組織(第3.6図E)が見られる。斜長石と不透明鉱物が



第3.3図 門馬ユニットの早坂トンネル盛岡側出口周辺におけるルートマップ
図の大部分は西隣藪川図幅範囲内である。位置は付図2に示す。



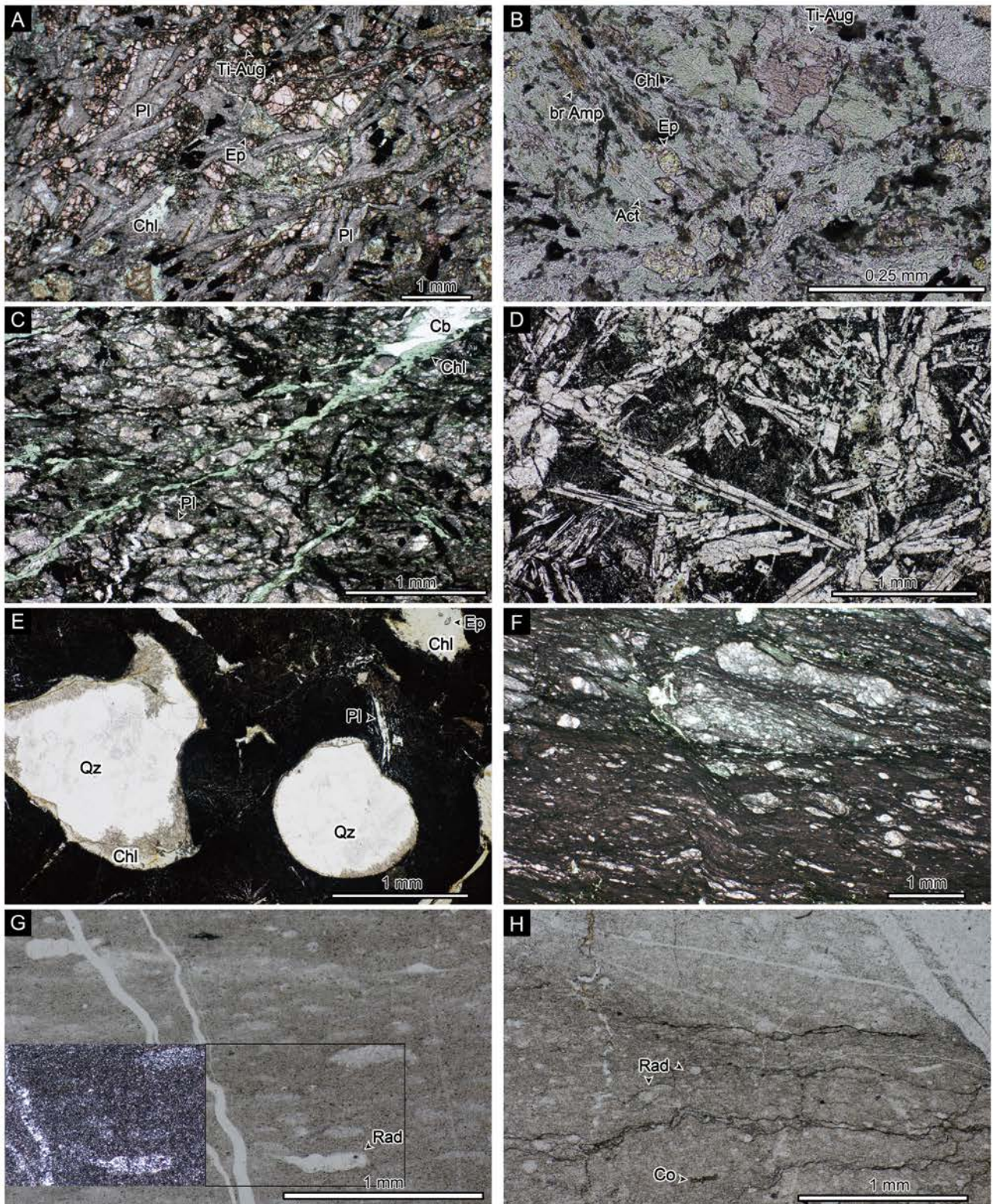
第 3.4 図 門馬ユニットの見かけ柱状図

早坂トンネルの柱状図は掘削工事に関する資料(宮古地方振興局岩泉土木事務所, 2008)から作成した。第 3.3 図における“葉理泥岩”は泥質混在岩(碎屑岩のみ)に含めて簡略化している。各ルートは付図 2 に示す。



第 3.5 図 門馬ユニットの岩相の露頭写真

(A) 枕状構造を示す玄武岩溶岩，三田貝川源流。(B) 弱い鱗片状劈開を持つ玄武岩溶岩，猫足又沢川。(C) 玄武岩凝灰岩，末崎川。(D) 赤色チャート，猫足又沢川。(E) 灰色チャート，猫足又沢川。(F) 凝灰質泥岩，ウドウゲ沢。(G) シルト質，凝灰質な変形した層を多く含む泥質岩，“葉理泥岩”，末崎川。(H) 砂岩泥岩互層，末崎集落。Ss：砂岩，Md：泥岩，alt：砂岩泥岩互層。



第 3.6 図 門馬ユニットの海洋性岩石の薄片写真

(A) ドレライト。(B) 弱い鱗片状劈開を有する玄武岩溶岩(第 3.5 図 B の岩石)。(C) 変形した玄武岩溶岩。(D) インターサータル組織を示す玄武岩溶岩。(E) 杏仁状組織を示す玄武岩溶岩。(F) 非対称変形構造を持つ玄武岩凝灰岩。(G) 赤色チャート。(H) G の黒枠内。(I) 灰色チャート。Act: アクチノ閃石, brAmp: 褐色角閃石(ケルスート閃石?), Cb: 炭酸塩鉱物, Co: コノドント, Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Rad: 放射虫殻, Ti-Aug: チタン普通輝石。H のマイクロスニコル, 他はオープンニコル。

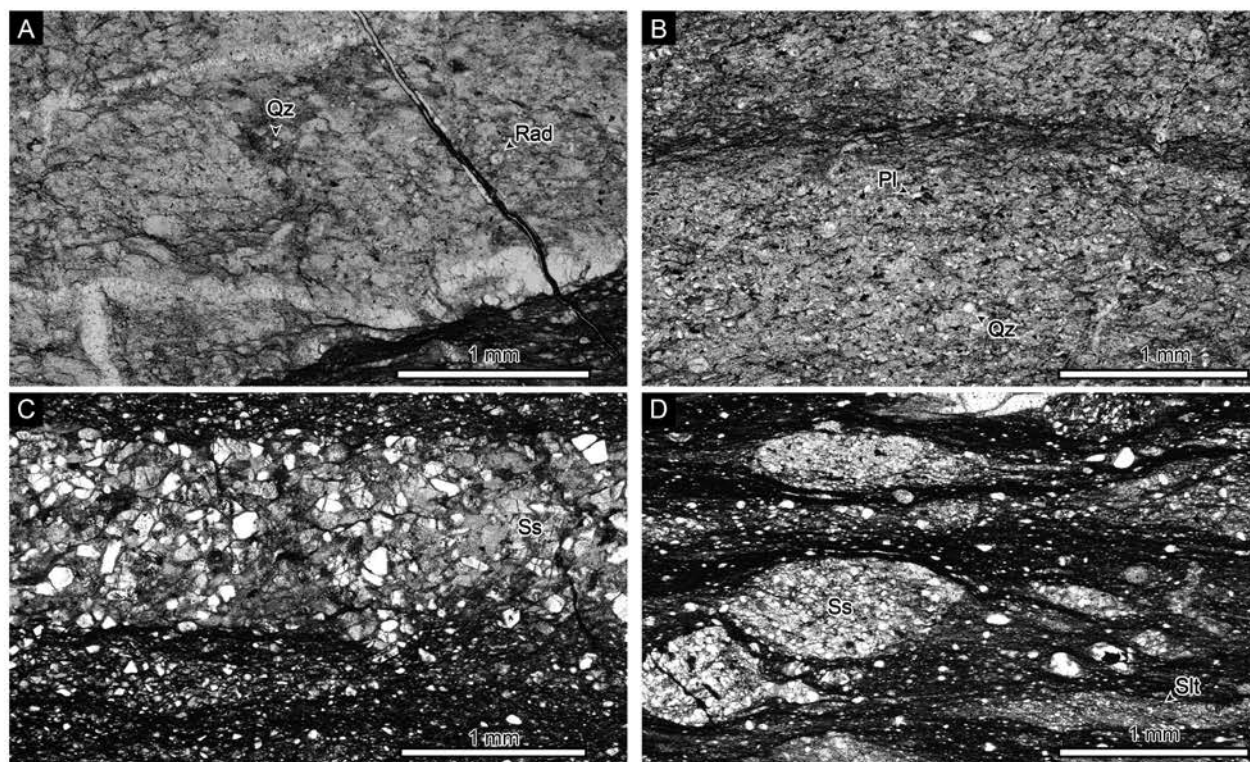
大部分を占め、二次鉱物として緑泥石・緑れん石が生じており、空隙は石英で充填されている。玄武岩凝灰岩は斜長石と極細粒な粘土鉱物及び不透明鉱物からなり、緑泥石などの二次鉱物を含む。全般に非対称組織を示す剪断変形を受けている(第3.6図F)。土谷ほか(1999a)及び内野(2021b)の地球化学的研究によれば、本ユニットの玄武岩類には中央海嶺起源と海洋島起源の両方が含まれるが、門図幅地域内の岩体は未検討である。

チャート(Kc) チャートも玄武岩類と同様に門図幅地域内の門馬ユニットを特徴づける岩相であり、厚さ100 mに達する岩体や泥質混在岩中の厚さ数10 m以下の岩塊・岩片として分布する(第3.4図)。一部では赤色(第3.5図D)、多くの場合は灰色(第3.5図E)を呈し、層状で単層厚は概ね数cmである。赤色チャートは主に層序的下位の岩相として認められる。チャート岩体は側方連続性が比較的良く、2 km以上側方に分布を追跡できるものも多い。門図幅地域から僅かに西方に位置する早坂高原西方では、側方連続性の良いチャート岩体の下部に赤色層状チャートが見られ、末崎川下流及び猫足又沢川下流において下位に玄武岩類を伴う(第3.3図)。赤色チャートの露頭としての産出は限定的だが、末崎川上流部などで赤色チャートの転石が見られる。赤色チャートは、門

図幅地域及びその周辺に分布する他のユニットでは大鳥ユニットを除き認められていないため、本ユニットを特徴づける岩相の一つである。

門馬ユニットのチャートは一般に再結晶作用を受けており、微晶質石英の集合体を主体として少量の粘土鉱物や不透明鉱物を含む(第3.6図G-I)。放散虫殻は再結晶のため外形のみ認めることができる(第3.6図H)。

珪質泥岩及び凝灰質泥岩(Ki) 珪質泥岩と凝灰質泥岩は、早坂高原東方のウドウゲ沢で厚さ50 mに達する岩体が複数まとまって幅200 m程で分布する。これ以外では、主に厚さ10 m以下の岩塊・岩片として泥質混在岩中に、またはその分布域中で孤立露頭として見られる(第3.4図)。早坂高原東方の岩体も含めて側方連続性は悪く、分布はレンズ状をなす。暗灰色～灰色を呈し、層状または塊状である(第3.5図F)。破断面は鋭い貝殻状でやや弱いガラス質の光沢を持ち、シルト大の粒子が見られる場合がある。珪質泥岩は主に微晶質石英と数 μm 程度の粘土鉱物からなり、外形のみ認識できる放散虫殻を含む(第3.7図A)。凝灰質泥岩は石英、斜長石、不透明鉱物などのシルト大～極細粒砂大で円磨度の低い鉱物粒子を含み、基質部分には微晶質石英と白雲母及び無色の粘土鉱物を含む(第3.7図B)。以上のように、鏡下では典型



第3.7図 門馬ユニットの半遠洋性岩石と碎屑岩の薄片写真

(A) 珪質泥岩。(B) 凝灰質泥岩。(C) 砂質葉理を含む変形の弱い泥岩。(D) シルトや砂のレンズを含む泥質混在岩。Pl: 斜長石, Qz: 石英, Rad: 放散虫殻, Slt: シルト岩, Ss: 砂岩。全てオープンニコル。

的な珪質泥岩と凝灰質泥岩は明確に識別できるが、岩石標本ではルーペを用いても特徴が類似する上に様々な中間的岩質があるため、野外においては両者の完全な区別はつけ難い。これを踏まえ、本報告の地質図では二者をまとめて扱う。なお、末崎集落の南東(第3.3図)や末崎川上流部(第3.4図)などには黄褐色粘土岩が産出し、これも風化・変質した珪長質凝灰岩の可能性もある。

泥質混在岩(Kx) 泥質混在岩は門図幅地域における門馬ユニットの全域に分布し、玄武岩類、チャート、砂岩などの岩体を包含する基質部分なす(第3.4図)。泥質混在岩の一部は、黒色泥岩基質中に白色～灰白色のシルト質ないし粘土質な薄層を特徴的に含み、これらの薄層はしばしば変形により層構造が失われている(第3.5図G)。稀に、泥岩中に葉理や砂岩層・珪長質凝灰岩層などが堆積構造とともに保存されている様子も見られる。変形により堆積構造が失われているものと堆積構造が残されているもの両者を合わせて、内野(2021a)などにより「葉理泥岩」と表現された岩相に相当するが、門図幅地域では葉理などの堆積構造が保存された岩相は稀であるため、泥質混在岩と呼称する。破断・混在化の程度が低い泥質岩では鏡下でも砂岩葉理が明瞭に認識できるが(第3.7図C)、混在化が進行した岩相では鏡下でも泥質岩中に珪質、凝灰質、砂質な岩片がレンズ状に混在している(第3.7図D)。

砂岩(Ks) 砂岩は厚さ300 m以下の岩体として分布するほか、泥質混在岩中の岩塊・岩片として広く存在する(第3.4図)。塊状または層状であり、一部では葉理などの堆積構造が保存された泥岩と互層をなす(第3.5図H)。主に灰色～暗灰色を呈し、粒度が細かいほど暗色を示す。風化が著しい場合は淡褐色を呈する。主に中粒～細粒で石英長石質である。

[年代]

猫足又沢川の玄武岩類中のチャート包有物から、石炭紀後期バシキリアン期またはモスコビアン期のコノドント化石が得られている(Muto *et al.*, 2024)。この上位のチャートからは、シスウラリアン世サقمリアン期の放散虫化石と、シスウラリアン世クンゲーリアン期またはグアダルピアン世ローディアン期を示すコノドント化石が、異なる層準から得られている(Muto *et al.*, 2024)。ウドウゲ沢の泥岩中に挟在する珪長質凝灰岩層から約203 Ma(三疊紀末)のジルコンU-Pb年代が報告されている(Muto, 印刷中; 第3.1表)。また、南西に位置する早池峰山図幅地域及び外山図幅地域から、下記の化石及びジルコンU-Pb年代が報告されている。岩泉町釜津田駒ヶ沢周辺のチャートからは中期及び後期三疊紀を示すコノドント化石が産出している(村井ほか, 1986)。宮古市門馬

の珪質泥岩からは中期または後期三疊紀の放散虫化石が(川村ほか, 2013)、盛岡市大志田のチャートからは前期ジュラ紀プリンスバッキアン期の放散虫化石が報告されている(松岡, 1988)。門馬の凝灰質泥岩からは約209 Maの(内野, 2017)、外山図幅地域の砂岩からは西部から東部にかけて194 Maから165 Maの(内野, 2019, 2021a; Osaka *et al.*, 2023)ジルコン最若クラスター年代が報告されている。砕屑岩の年代から推定される付加年代は三疊紀末～中期ジュラ紀である。門図幅地域内で得られている砕屑岩の年代は三疊紀末のみだが、すぐ南西の外山図幅地域北東部向井沢に産する砂岩から得られている中期ジュラ紀のジルコン年代(内野, 2019)や門馬ユニット全体の付加年代の極性(Osaka *et al.*, 2023)から推測すると、ジュラ紀に付加した地層も分布する可能性がある。

[地質構造]

門馬ユニットの層理面・劈開面は北北西-南南東～北西-南東の走向を持ち、40-80°南東に傾斜する。門図幅地域では露出が良くないが、読み取れる範囲の岩相分布は層理面・劈開面の姿勢と調和的である。釜津田-夏屋-道又断層に近い部分ほど走向が反時計回りに回転して北西-南東方向に寄り、傾斜が緩くなる傾向がある。

3.3 三菓子ユニット(Mb, Mc, Mx, Ms)

[定義・名称]

本図幅にて新称する。模式地である上明神山北方の見内川上流部を中心に、北北西及び南南東の延長に分布し、泥質岩中にしばしば明緑色粘土岩を含む混在相ユニットを三菓子ユニットと定義する。玄武岩・チャート・砂岩の岩体を僅かに含む。構造的上限は、泥質岩が明緑色粘土岩を欠き砂質・シルト質・凝灰質な葉理・岩片を多く含むことや、玄武岩類やチャートの岩体が多産することによって特徴づけられる門馬ユニットとの境界である。構造的下限は、泥質岩中に明緑色粘土岩を欠くかほとんど含まず、チャートや砂岩の岩体に富む大鳥ユニットとの境界である。一方、明緑色粘土岩は構造的に隣接する門馬ユニットと大鳥ユニットの一部でも泥質岩中に少量存在し、また三菓子ユニット内でも均質に多産する訳ではないため、見内川上流や三菓子沢などでは境界の設定が難しい。このような場合、玄武岩類・チャート・砂岩の岩体が規模及び分布に占める割合ともに小さい本ユニットの特徴を基にユニット境界を定めた。模式地を的確に指示する地理名がなく、葛巻町三菓子付近に分布が認められることから「三菓子」を地理名称とした。

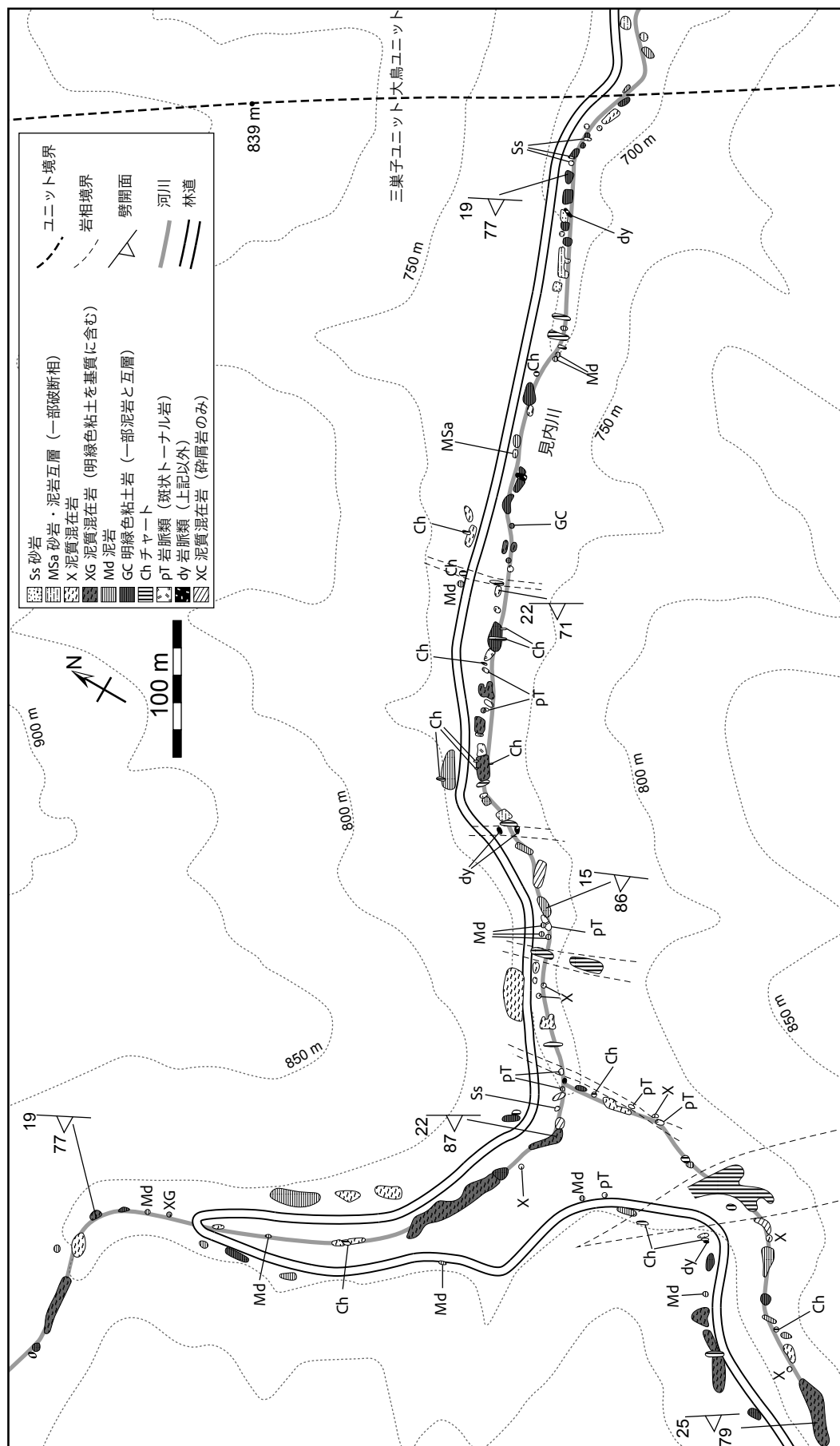
[模式地]

門図幅地域南西部の上明神山北方の見内川上流を模式地とする(第3.8図)。葛巻町三菓子付近の三菓子沢沿い

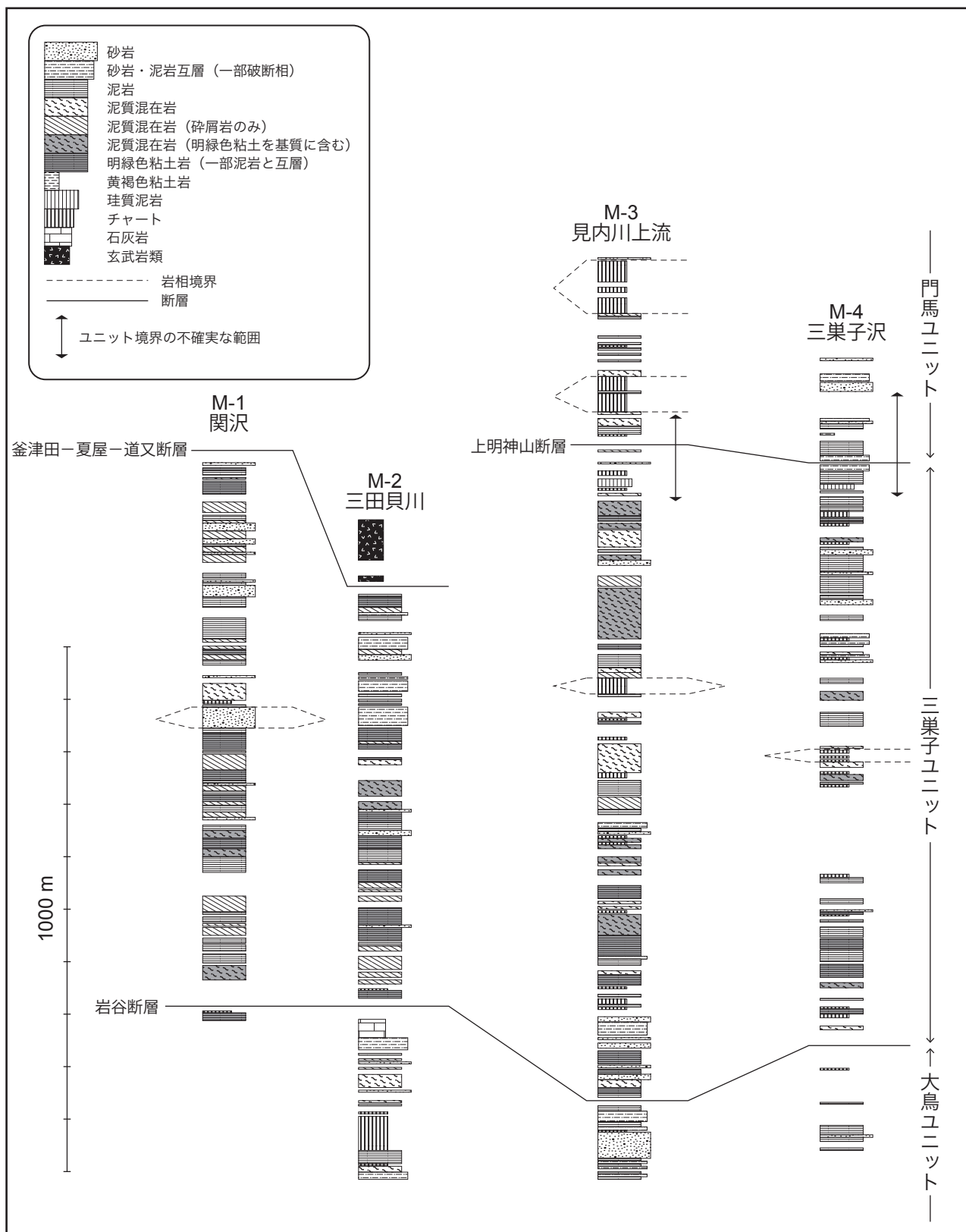
第 3.1 表 門図幅地域とその近傍から得られているジュラ紀付加体の半遠洋性堆積岩・海溝充填碎屑岩からの年代データ

ユニット	年代の根拠	試料名	地質年代	数値年代 (Ma)	文献
門馬ユニット	ジルコンU-Pb年代 (泥岩中凝灰岩層)	Udg-06	レーティアン期	203.1 ± 1.2	Muto (in press)
大鳥ユニット (図幅外)	放散虫 (珪質泥岩)	Osm-12	バトニアン期		Muto <i>et al.</i> (2023a)
大鳥ユニット	放散虫 (珪質泥岩)	Noz-02	アーレニアン期～ カロビアン期		Muto <i>et al.</i> (2023a)
大鳥ユニット (図幅外)	放散虫 (珪質泥岩中マンガンノジュール)		バッジョシアン期～ バトニアン期前期		鈴木ほか (2007)
大鳥ユニット (図幅外)	放散虫 (珪質泥岩中マンガンノジュール)		バッジョシアン期～ バトニアン期前期		永広ほか (2008)
大鳥ユニット	放散虫 (珪質泥岩中マンガンノジュール)	Otr-NE-01	バトニアン期		Muto <i>et al.</i> (2023a)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (泥岩中凝灰岩層)	Okz-14	バトニアン期	166.69 ± 0.95	Muto (印刷中)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (泥岩中凝灰岩層)	Szm-01	アーレニアン期	171.9 ± 1.6	Muto (印刷中)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (凝灰岩)	lwk-03	トアルシアン期	174.87 ± 0.78	Muto (印刷中)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (凝灰質泥岩)	Mna-01	アーレニアン期	174.46 ± 0.93	Muto (印刷中)
大鳥ユニット	放散虫 (泥岩中マンガンノジュール)	lwk-04	バッジョシアン期前期		Muto <i>et al.</i> (印刷中b)
大鳥ユニット	放散虫 (泥岩中マンガンノジュール)	Yns-03	アーレニアン期～ バッジョシアン期		Muto <i>et al.</i> (印刷中b)
大鳥ユニット	放散虫 (泥岩中マンガンノジュール)	Asw-01	バッジョシアン期		Muto <i>et al.</i> (印刷中b)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (砂岩)	Mtg-12		172 ± 27	Muto (印刷中)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (砂岩)	Mtg-09.5	バッジョシアン期～ バトニアン期	168.1 ± 1.0	Muto (印刷中)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (砂岩)	Mtg-01	ウーチャービンジアン期～ チャンシンジアン期 (ペルム紀)	254.1 ± 1.5	Muto (印刷中)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (砂岩)	Okz-33	アーレニアン期～ バッジョシアン期	171.8 ± 2.4	Muto <i>et al.</i> (2023a)
大鳥ユニット	ジルコンU-Pb年代 (砂岩)	Skm-08	ノーリアン期 (三疊紀)	223.6 ± 4.2	Muto <i>et al.</i> (2023a)
関ユニット	ジルコンU-Pb年代 (珪質泥岩中凝灰岩層)	Hrp-05	バッジョシアン期～ バトニアン期	167.4 ± 1.1	Muto (印刷中)
関ユニット	ジルコンU-Pb年代 (砂岩)	Odr-Kass-01	アーレニアン期～ バッジョシアン期	171.4 ± 2.2	Muto (印刷中)
高屋敷ユニット	ジルコンU-Pb年代 (凝灰岩)	Tcs-E-03	オックスフォーディアン期	156.39 ± 0.92	Muto (印刷中)
高屋敷ユニット	ジルコンU-Pb年代 (砂岩)	200824-07		154 ± 17	Muto (印刷中)
江刈ユニット	ジルコンU-Pb年代 (珪質泥岩中凝灰岩層)	Oka-03	キンメリッジアン期	153.27 ± 0.73	Muto (印刷中)

凝灰岩は本質結晶とみられる集団の加重平均年代，砂岩はYC1 σ最若集団の加重平均年代を示す(Muto, 印刷中にて詳述)．試料の採取位置は付図2に示した。「図幅外」としたものは，採取地点が門図幅地域の近傍だが範囲外にある．



第3.8図 三子ユニットの見内川上流におけるルートマップ
位置は付図2に示す。



第 3.9 図 三巢子ユニットの見かけ柱状図
各ルートの位置は付図 2 に示す。

と、岩泉町岩谷から国道 455 号早坂トンネルの岩泉側出口にかけての三田貝川沿いにも好観察地がある。

[分布と層序関係]

葛巻町三巢子から三田貝川上流部支流の関沢にかけて、門図幅地域南西部に帯状に分布する。門馬ユニットの北東側で構造的低位、大鳥ユニットの南西側で構造的上位に位置する。南西では上明神山断層または釜津田-夏屋-道又断層で門馬ユニットと接し、北東では岩谷断層で大鳥ユニットと接する。上明神山断層については門馬ユニットの項目で述べた。岩谷断層の断層露頭は未確認だが、岩相分布からは、本断層は両側の付加体の構造とほぼ平行あるいは低角で斜交すると判断される。

[層厚]

模式地の見内川上流部で約 1,300 m、三巢子沢で約 1,100 m である (第 3.9 図)。

[岩相]

三巢子ユニットは、主に明緑色粘土岩を含む泥質混在岩からなる。玄武岩類・チャート・砂岩の小規模な岩体が少数存在する (第 3.9 図)。

玄武岩類 (Mb) 玄武岩類の産出は非常に稀であり、地質図に表現できるものは門図幅地域南西端の関沢支流に限られる。ここでは、見かけの層厚が 50 m 程度の緑色の玄武岩類が露出している。周囲の泥質基質と同様に平板状の千枚岩様劈開が発達する (第 3.10 図 A)。このため、後述する泥質基質中の淡緑色粘土岩に類似するが、それと比べてやや色調が濃く、劈開の発達が弱くより硬質である。初生的な構造は乏しく、源岩の認定は困難である。このほか、泥質混在岩中の岩塊・岩片としても僅かに産出する。鏡下では、破碎された斜長石斑晶、緑泥石、不透明鉱物、炭酸塩鉱物、粘土鉱物などが観察されるが、初生構造は認められない (第 3.11 図 A)。

チャート (Mc) チャートは主に厚さ 100 m 以下の岩体として、三巢子ユニット全域に点在する (第 3.9 図)。このほか、幅数 cm～数 m の岩塊・岩片として泥質混在岩中に存在する (第 3.10 図 B-D)。灰色～明灰色、一部白色を呈し、層状または塊状である。一般に再結晶が強く、肉眼、鏡下いずれにおいても放散虫殻は僅かに見られるものの、不明瞭である (第 3.11 図 B)。

泥質混在岩 (Mx) 泥質混在岩は三巢子ユニットの大部分を構成し、玄武岩類・チャート・砂岩の岩体を包有する基質部分をなして全域に分布する (第 3.9 図)。黒色泥岩中にチャート、珪質泥岩、砂岩、ごく稀に玄武岩類や

珪質粘土岩の岩塊・岩片を含む岩相からなり、しばしば明緑色の粘土岩を挟有する (第 3.10 図 D, E)。泥質混在岩には全体に平板状の千枚岩様劈開が強く発達するが、特にチャートや砂岩などの硬質な岩石を含む場合は基質の泥質部でより劈開が顕著である。本岩相のうち、野外で岩塊・岩片が認められないものはルートマップ (第 3.8 図) 及び柱状図 (第 3.9 図) で泥岩と記載しているが、これも多くの場合、研磨片や鏡下では数 mm 以下の岩片を包有している様子が観察される。本ユニットの最大の特徴である泥質岩中の明緑色粘土岩は、最大数 m の幅で層状あるいはやや不規則な境界を持つ岩塊・岩片として産出し、泥質岩と同様千枚岩様の劈開が発達する。泥質岩との境界は、一部では劈開と明確に斜交して劈開に畳まれている (第 3.10 図 E)。明緑色粘土岩の産出頻度は、砂岩の岩塊・岩片に富む泥質混在岩中では低い。泥質混在岩とした岩相の一部では、泥岩と砂岩が数 mm～3 cm 程度の厚さで細かく互層するものがある。ただし、層の境界は千枚岩様の劈開面であり、初生的な層理と認定できるものは基本的に存在しない。泥質混在岩には鏡下でもチャート、粘土岩、珪長質凝灰岩、砂岩など多様な岩片が認められ、混在化の程度は強い (第 3.11 図 C)。泥岩に挟在する淡緑色粘土岩は主に緑泥石と炭酸塩鉱物からなるが、斑晶の仮像と見られる部分や石英粒子なども含む (第 3.11 図 D)。このことから淡緑色粘土岩は、一部では碎屑性粒子とともに再堆積した玄武岩質な凝灰岩あるいは火山碎屑岩が変質・変形を受けたものと考えられる。

砂岩 (Ms) 砂岩は、地質図に表現可能なものとしては三田貝川上流部支流の関沢沿いに 1 岩体のみ存在するほか (第 3.9 図)、泥質混在岩中の岩塊・岩片として存在する (第 3.10 図 F)。大部分は暗灰色～灰色を呈し、極細粒～細粒な粒子からなる石英長石質砂岩である。

[年代]

これまでに三巢子ユニットから報告されているのは、見内川上流部のチャートから得られたペルム紀コノドン化石のみである (村井ほか, 1986)。付加年代を推定するための碎屑岩の年代情報は得られていない。

[地質構造]

三巢子ユニットの層理面・劈開面は北北西-南南東の走向を持ち、大部分では垂直に近い角度で南西に傾斜する。大部分を占める泥質混在岩で認定できるのは劈開面であり、これは一部で岩塊と基質をなす泥質岩の境界に斜交している。北部の三巢子沢から見内川上流にかけては 70-80°で南西へ傾斜するが、釜津田-夏屋-道又断層に近い三田貝川上流ではほぼ垂直から 70°の北東傾斜を持つ。



第 3.10 図 三巣子ユニットの岩相の露頭写真

(A) 泥岩中の玄武岩類の岩塊。関沢支流。(B) 灰色チャート。三巣子沢。(C) 混在岩中のチャート岩塊。見内川上流。(D) 淡緑色粘土岩を含む泥質混在岩。見内川上流。(E) 劈開面に斜交した境界で泥岩中に挟在する淡緑色粘土岩。三田貝川源流。(F) 泥岩と砂岩からなる混在岩。三巣子沢。Bas: 玄武岩類, Ch: チャート, GC: 淡緑色粘土岩, Md: 泥岩, Ss: 砂岩, X: 泥質混在岩, hm: ハンマー。

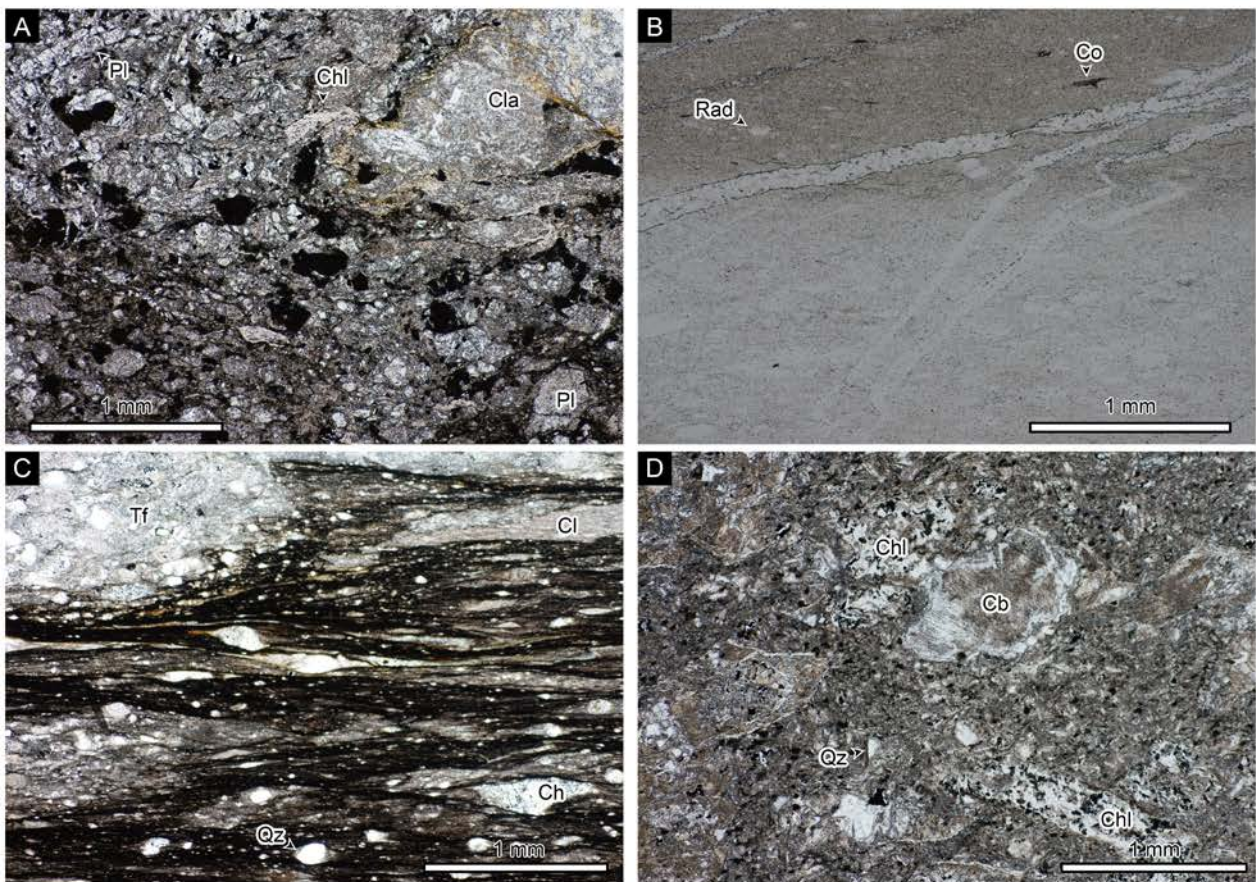
3.4 大鳥ユニット (Ob, Ol, Oc, Oi, Ox, Os, Og)

[定義・名称]

高橋ほか(2016)による定義に基づき、本報告にて再定義する。名称は杉本(1974a)の大鳥層に由来する。岩泉町大坂本付近に模式的に分布し、下部の整然相と上部の混在相からなるユニットを大鳥ユニットと定義する。整然相部分は大越沢サブユニットと定義され(Muto *et al.*, 2023a), 見かけの層厚にして5%以下を占め、主にチャートと珪質泥岩からなる。大部分を占める混在相部分は、大坂本サブユニットと定義され(Muto *et al.*, 2023a), 泥質混在岩基質と主にチャートと砂岩の岩体からなる。大鳥ユニットの構造的上限は、泥質岩中に明緑色粘土岩を特徴的に含む三巣子ユニットとの境界である。構造的下限は、本ユニット最下部のチャートあるいは泥質岩と、関ユニットのチャート-碎屑岩シーケンスとの間に定義される(Muto *et al.*, 2023a)。

高橋ほか(2016)は、杉本(1974a)が設定した大鳥層と大坂本層を合わせ、付加体の層序単位として大鳥ユニットを定義した。また、杉本(1974a)が下位に定めた合戦

場層の最上部のうち、岩泉町大鳥北方のものは泥岩と赤色チャートを主体とする岩相の特徴から大鳥ユニットに含められた(第3.2図)。一方、中江ほか(2021)は、陸中関図幅地域内遠別岳東方における杉本(1974a)の大鳥層の最下部を、砂岩と灰色チャートからなる特徴を基に分離して合戦場コンプレックス(本報告の関ユニット上部)に含めた(第3.2図)。Muto *et al.* (2023a)は上記を踏襲した上で、大鳥ユニットの上部に位置する杉本(1974a)の大坂本層は整然相の泥岩ではなく泥質混在岩を主体とする混在相であることを示し、下部のチャート・珪質泥岩の整然相からなる大越沢サブユニットと、泥質混在岩主体の混在相からなる大坂本サブユニットの二階建て構造で構成されるユニットとして大鳥ユニットを定義した。加えて、それまで関ユニットあるいはその相当層に含まれていた岩泉町大坂本西部の平庭岳向斜西翼に分布する砂岩岩体を、大坂本サブユニット中の大規模岩体として扱った。この砂岩岩体は、更に西に分布するチャート岩体とともにチャート-碎屑岩シーケンスをなすと解釈されていた(杉本, 1974a)。しかし、実際には砂岩とチャートの間に泥質混在岩が広く分布してお



第3.11図 三巣子ユニットの構成岩類の薄片写真

(A) 玄武岩類。(B) チャート。(C) 泥質混在岩。(D) 淡緑色粘土岩。Cb: 炭酸塩鉱物, Cl: 粘土質層, Cla: 粘土鉱物の集合体, Co: コノドント, Chl: 緑泥石, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Rad: 放射虫殻, Tf: 凝灰質層。全てオープンニコル。

り、また砂岩岩体自体は南方で大坂本サブユニットの泥質混在岩中に尖滅するため、大鳥ユニットの要素に組み込まれた (Muto *et al.*, 2023a)。本報告でも Muto *et al.* (2023a) の修正を採用する。本報告における大鳥ユニットは、Muto *et al.* (2023a) の地質図の範囲外南西側に位置する、小貫 (1969) の坂本層及び松橋層、山口 (1981) の浅内層、村井ほか (1985, 1986) の浅内層と青松沢層の一部を含む (第 3.2 図)。

高橋ほか (2016) や中江ほか (2021) は大鳥ユニットを識別する基準として、赤色を呈するチャートや珪質粘土岩の存在を重視している。これらの先行研究によれば上記赤色珪質岩は大越沢サブユニットで認められており、特に同サブユニットが平庭岳向斜の軸部に厚く分布する陸中関戸幅地域では重要な基準となりうる。本報告では、後述する様に大坂本サブユニット内でも少数だが広範囲に点在する地点で赤色チャートを確認しており、赤色珪質岩が大鳥ユニット全体に見られる岩相であること確認した。一方、赤色チャートに代表される赤色珪質岩がチャート層中に占める割合は、大越沢サブユニットにおいてさえも一部分のみであり、大坂本サブユニットでは僅かである。更に同一露頭内でも同じ層準が赤色～褐色～灰色の色調変化を示す (Muto *et al.*, 2023; 印刷中a)。すなわち、赤色珪質岩は間違いなく大鳥ユニットの特徴的な要素であるが、赤色珪質岩を欠くことが直ちに本ユニットへの帰属を否定する訳ではない。

本報告で示した大鳥ユニット中では当初の定義による大鳥層の分布域は僅かであり、坂本層 (小貫, 1969)、大坂本層 (杉本, 1974a)、浅内層 (山口, 1981)、青松沢層 (小貫, 1969) の定義を村井ほか (1986 が拡大) の分布域の方が大きい。しかし、これまで「大鳥」の名称が定着しているため、本報告でもこれを用いる。なお、国際層序ガイドではある層序単位とその細分単位に同じ地理名称を用いてはならないと定められているため (Salvador, 2013; 3.B.3.a.vi)、大越沢サブユニットは杉本 (1974a) の大鳥層とほぼ完全に一致するものではあるが地理名称には「大鳥」を用いない (Muto *et al.*, 2023a)。

[模式地]

大坂本付近の安家川沿いから大越沢を模式地とする (Muto *et al.*, 2023a)。杉本 (1974a) では大越沢サブユニットに相当する大鳥層の模式地は遠別川上流とされたが、この地域の地層は中江ほか (2021) に従い大鳥ユニットから除外して関ユニットの要素とする。高橋ほか (2016) では杉本 (1974a) の大鳥層と大坂本層の模式地を合わせたものとして「岩泉町大坂本地域の安家川流域」を模式地としたが、上記の通り杉本 (1974a) では大鳥層の模式地は安家川流域にはなっていない。中江ほか (2021) により模式地に選定された安家川源流域では、大坂本サブユニットの分布が僅かである。以上を踏まえ、本報告では

Muto *et al.* (2023a) に従って、2つのサブユニットの二階建て構造が最も良く観察できる大坂本～大越沢を模式地として再設定した (第 3.12 図)。地理名称である大鳥付近の安家川沿いにも良好な露出があり、これを副模式地とする。三田貝川や見内川沿いには、同ユニットの構造的中部 (第 3.13 図) 及び上部 (第 3.14 図) の良好な露出が見られる。なお、大坂本サブユニット内の下部、中部、上部 (以降、断りがない限り本サブユニットの構造的位位置を示す) の岩相の違いや区分については岩相の項目で述べる。

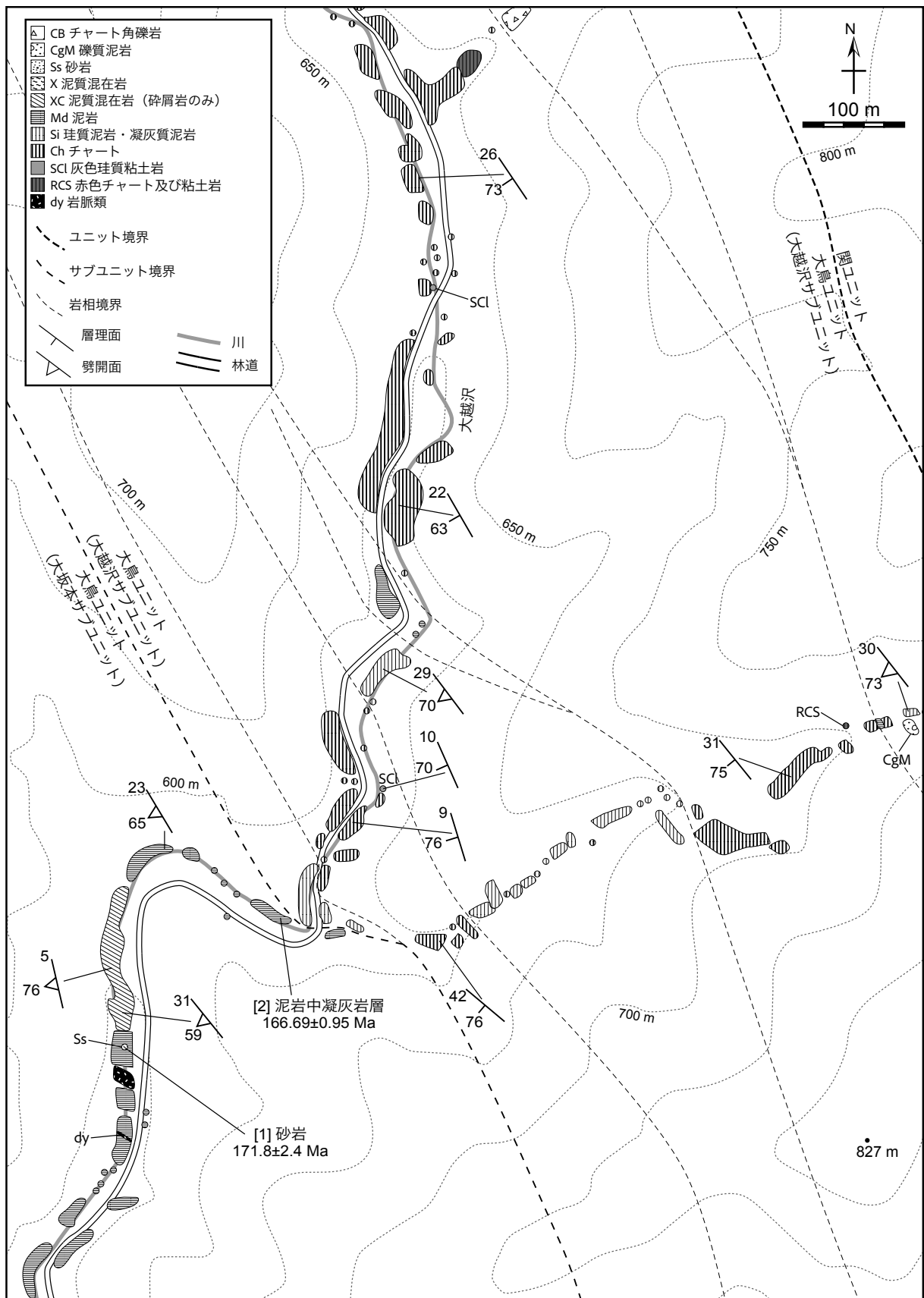
[分布と層序関係]

三菓子ユニットの構造的下位で北東側、関ユニットの構造的上位で大局的には南西側に分布し、門図幅地域において南西部から中央部にかけての半分程度の面積を占める。門図幅地域北西部では、平庭岳向斜と樺森断層及び小本川断層によって大局的な分布が乱されて大鳥ユニットの分布が途切れ、間に関ユニットと江刈ユニット及びごく僅かに高屋敷ユニットが分布する。大鳥ユニットは、大局的に見ると南西では岩谷断層で三菓子ユニットと接し、北東では大越沢断層で関ユニットと接する。岩谷断層については三菓子ユニットの項目で述べた。大越沢断層の断層露頭は未確認だが、岩相分布から本断層は両側の付加体の構造とほぼ平行から低角で斜交する関係にあると判断される。

大鳥ユニットのうち、大越沢サブユニットは大越沢上流部から小本川支流の泉沢上流部にかけての狭小な分布を持ち、大坂本サブユニットはこれ以外の大部分を占める。大越沢サブユニットの分布は南方に向けて狭まり、門図幅地域南東部の松橋川付近で尖滅する。両サブユニットの大部分は断層関係に、大越沢など一部では整合関係にある (Muto *et al.*, 2023a)。これは、付加体中の一般的な岩体の境界と同様であるため、地質図上ではサブユニット境界も岩体の境界として示した。

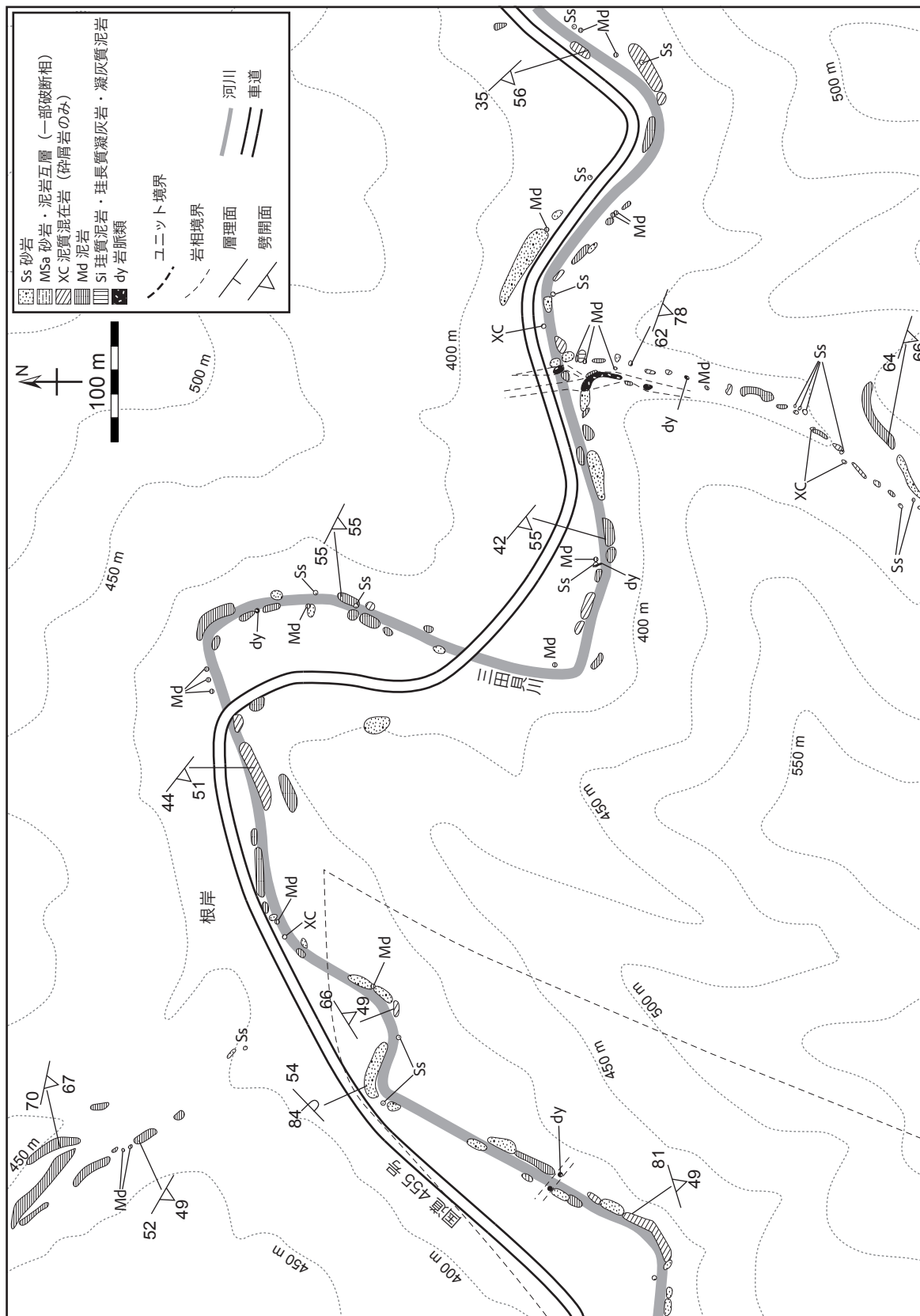
[層厚]

大鳥ユニットの見かけ層厚は、構造的下限から上限まで連続している小本川断層の南側において km オーダーの褶曲を補正した上で約 12,000 m と推定される。ただし、内部構造が複雑であるため他のユニットの見かけ層厚より大きな不確定性がある。小本川断層の南側では大越沢サブユニットが尖滅して存在しないため大鳥ユニット全体が大坂本サブユニットに属する。大越沢サブユニットは小本川断層の北側で構造的最低部の 10 % 以下を占めており、岩泉町折壁集落以北では最大で約 800 m、これ以南では概ね 400 m 以下の見かけ層厚を持つ。小本川断層の北側では、平庭岳向斜のため大坂本サブユニットは下部の見かけ約 2,000–5,000 m のみが分布する。

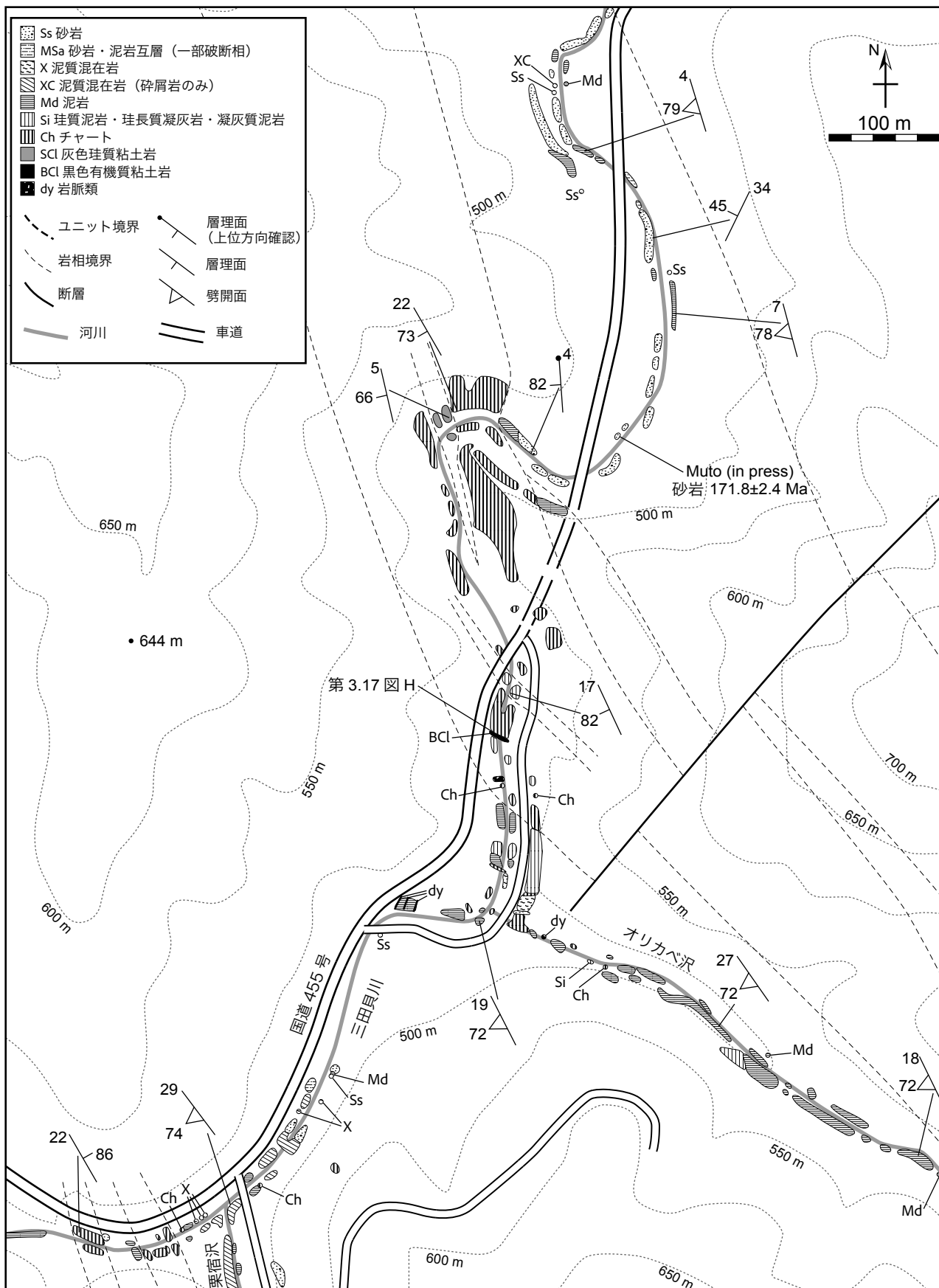


第 3. 12 図 大鳥ユニットの構造的下部が分布する大越沢付近のルートマップ

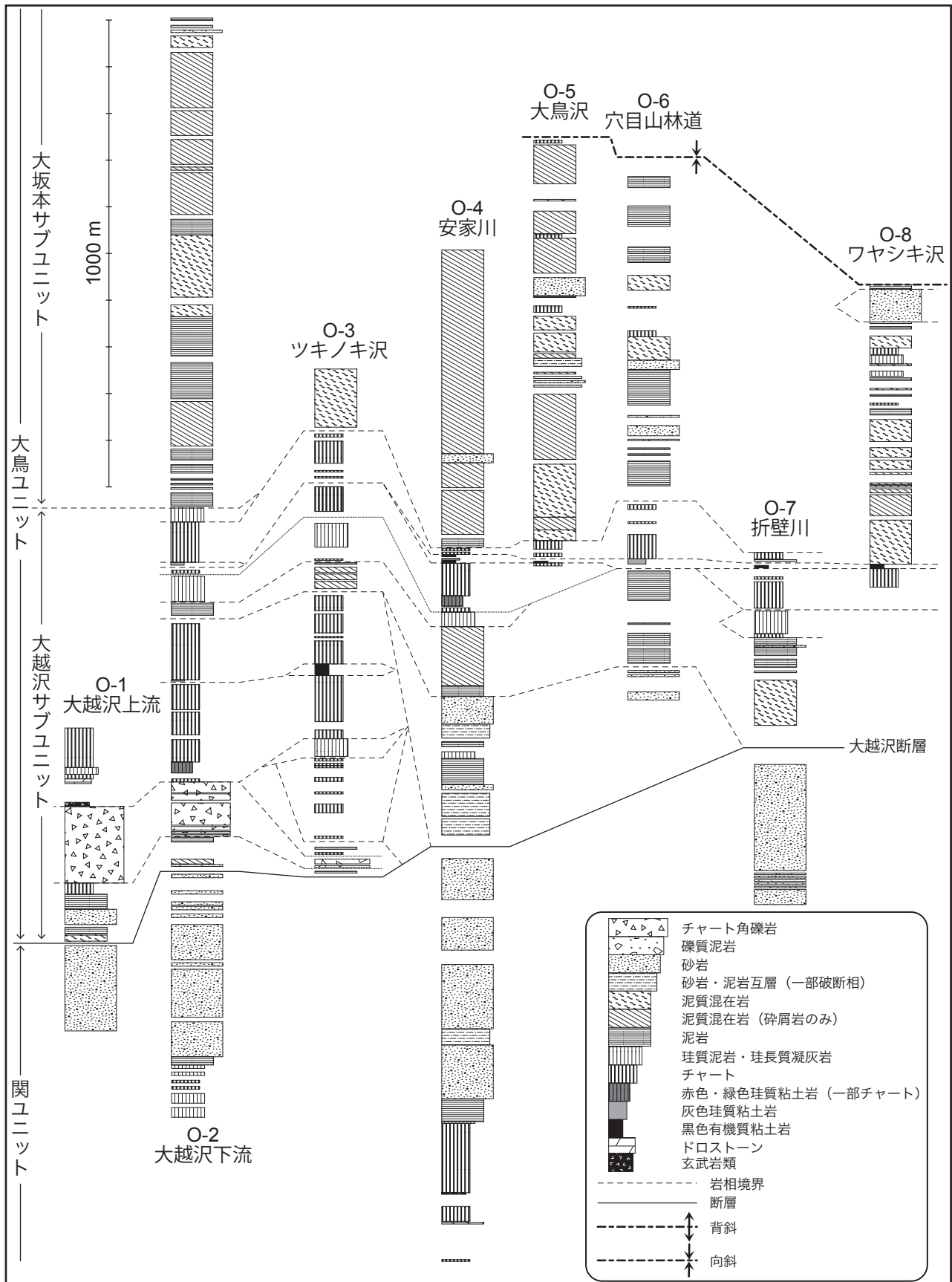
大越沢サブユニット及び大坂本サブユニットが分布する。Muto *et al.* (2023a) を一部改変。位置は付図 2 に示す。ジルコン U-Pb 年代測定試料は、[1] Muto *et al.* (2023a), [2] Muto (印刷中) で扱われた試料である。



第 3.13 図 大島ユニットの構造的中部が分布する根岸付近のルートマップ
大坂本サブユニットが分布する。位置は付図 2 に示す。

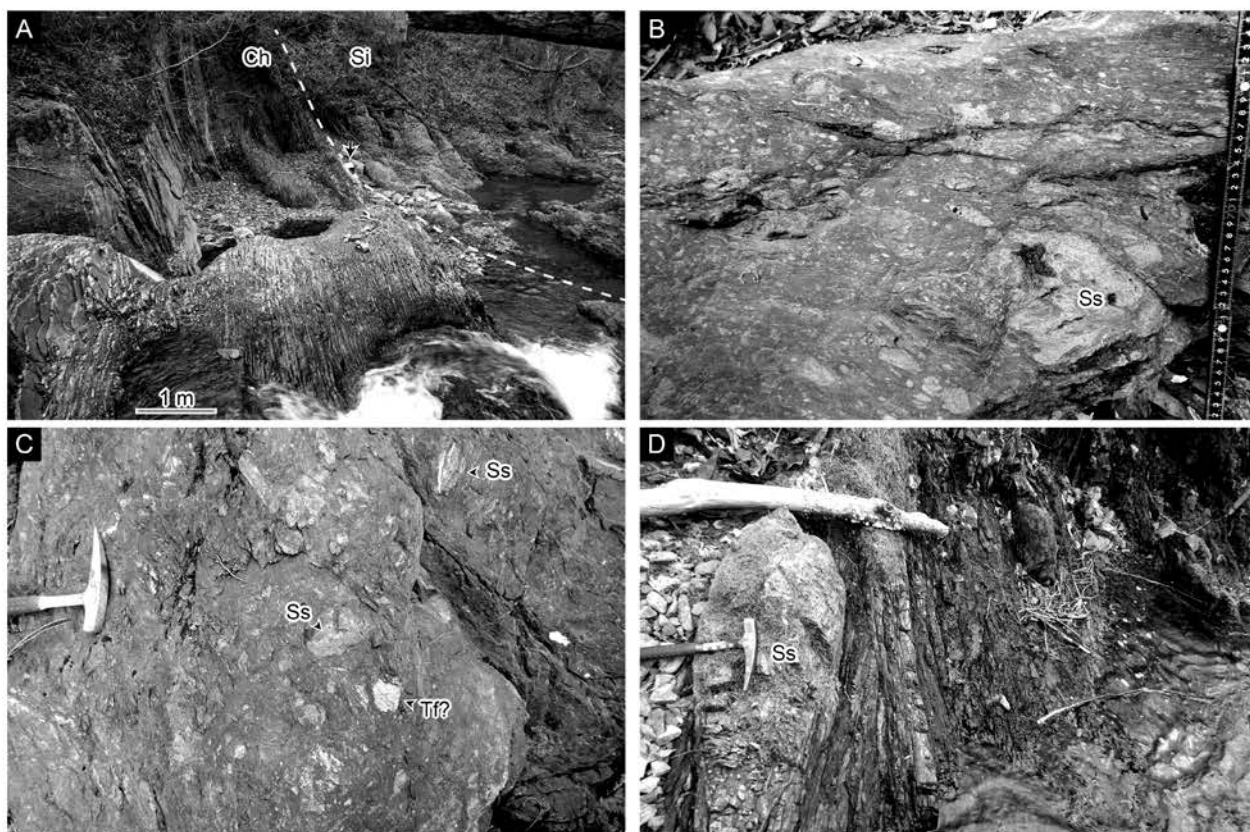


第3.14図 大鳥ユニットの構造的上部が分布する岩倉山西方のルートマップ。
大坂本サブユニットが分布する。位置は付図2に示す。



第 3. 15 図 大鳥ユニットの構造的下部の見かけ柱状図

Muto *et al.* (2023a) を一部改変。各ルート的位置は付図 2 に示す。



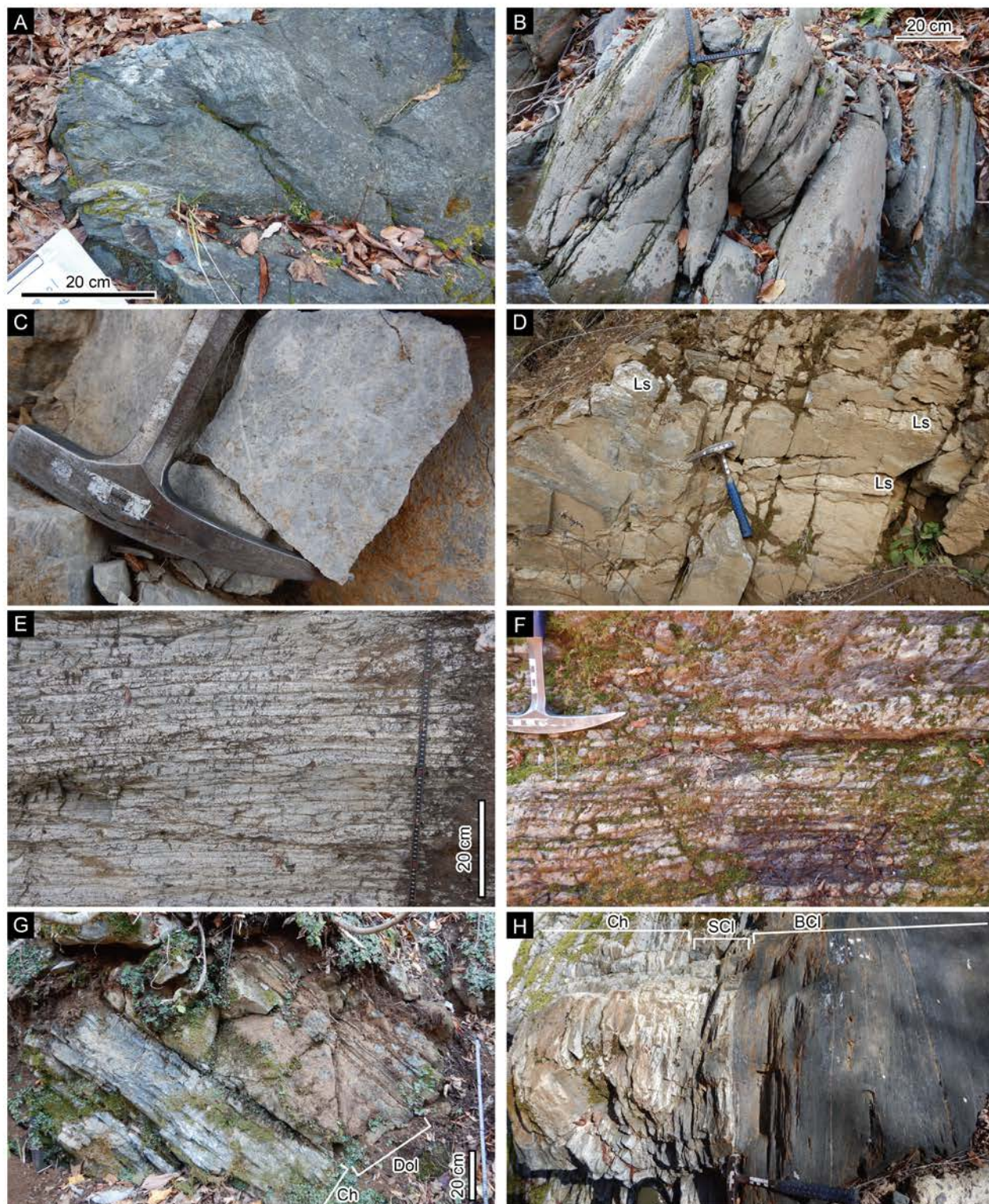
第 3.16 図 大鳥ユニットの変形相のバリエーション

(A) 大越沢サブユニットの整然相。中央奥矢印先のボードは 20 cm×30 cm。折壁川。(B) 大坂本サブユニット下部の弱い鱗片状劈開を持ち、不規則な境界を持つ岩片を含む混在相。模式地の大坂本。(C) 大坂本サブユニット中部の不規則な境界とアスペクト比の低い岩片が特徴的な混在相。石畑。(D) 大坂本サブユニット上部の平板状のスレート劈開を持ちアスペクト比の高い岩塊・岩片が特徴的な混在相。荷分屋敷。Ch：チャート，Si：珪質泥岩，Ss：砂岩，Tf：凝灰岩。

〔岩相〕

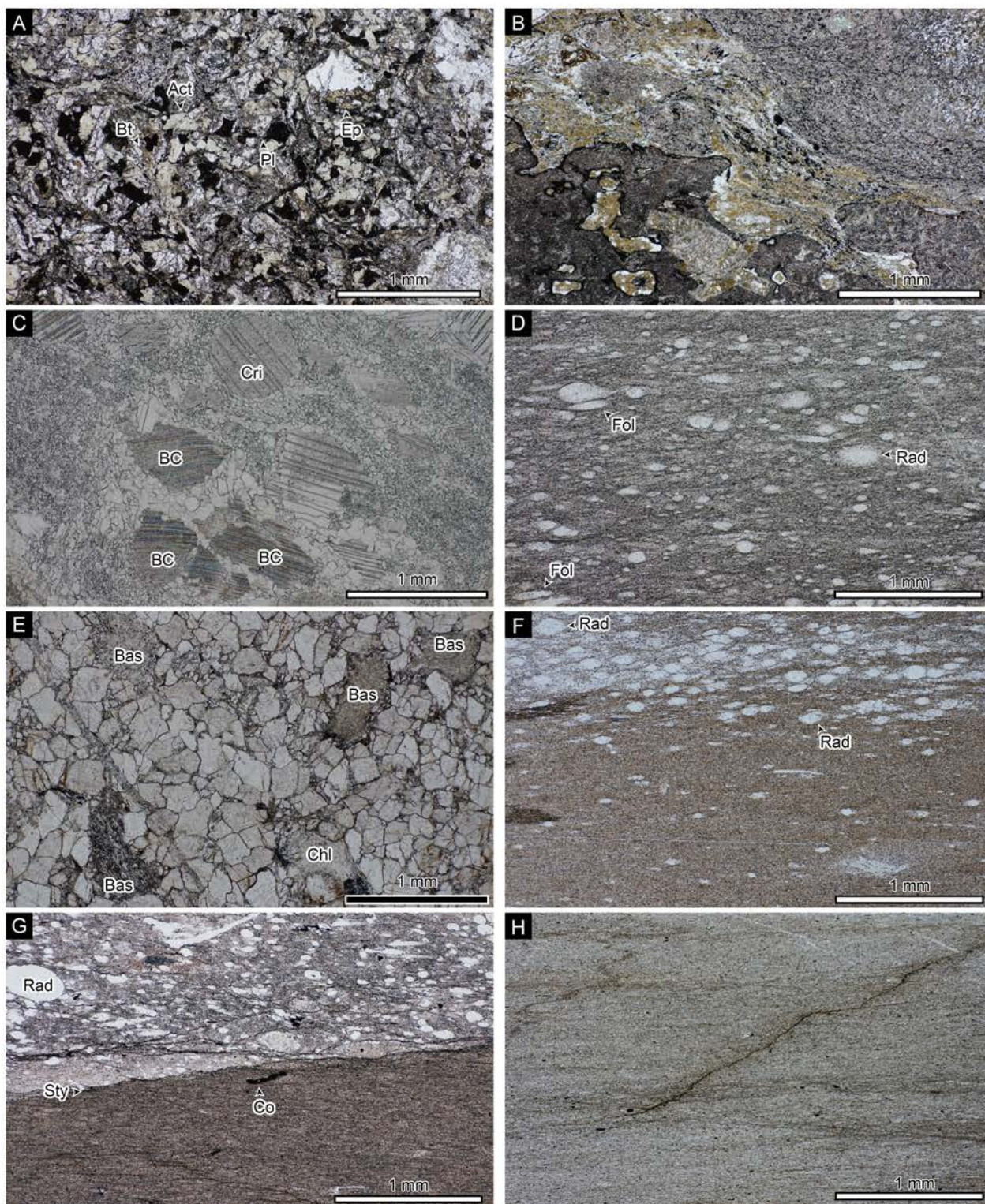
大鳥ユニットは主に整然相を示す構造的低位の大越沢サブユニットと、主に混在相を示す構造的上位の大坂本サブユニットからなる(第 3.15 図)。大越沢サブユニットはチャートと珪質泥岩からなるシーケンスが大部分を占め(第 3.16 図 A)、一部に泥質混在岩が構造的に挟み込まれている。また、少量だがチャート角礫岩を伴う。大坂本サブユニットは、泥質混在岩中に玄武岩類・石灰岩・チャート・珪長質凝灰岩・珪質泥岩・砂岩の岩体を包有する混在相である(第 3.16 図 B-D)。大坂本サブユニットは、数 km 以上の巨視的な規模では構造的下部、中部、上部で岩相に相違が見られる。大坂本サブユニットの下部及び上部ではチャート・砂岩の岩体が比較的多く、中部ではそれらがほとんど存在しない。更に、大坂本サブユニットの下部～中部と上部で変形の様式に違いがある。下部(第 3.16 図 B)と中部(第 3.16 図 C)では泥質岩が弱い鱗片状劈開を持ち、包有される岩塊・岩片はアスペクト比の低いレンズ状ないし不定形である。特に砂岩の岩塊・岩片では、未固結時の脱水変形を示す不規則に湾入した基質との境界が特徴的に見られる。これに

対して上部では、泥質岩が概ね層理に平行な平板状のスレート劈開を持ち、包有される岩塊・岩片はアスペクト比の高いレンズ状ないし層状であり、主に平滑な剪断面で基質と接する(第 3.16 図 D)。大坂本サブユニットの下部、中部、上部の岩相変化は 2 km 程度の範囲で漸移的に起きる。例えば、劈開や岩塊・岩片のアスペクト比及び境界面の形態は、小屋瀬ノ沢西方から大作山にかけての地域から南西に 2 km 程度の間で中部から上部にかけ漸移的に変化する。さらに、大坂本サブユニット内の同じ構造的位置でも、地域によって岩体の量に差がある。これは特に中部で顕著であり、例えば岩泉町南沢口から同田山にかけて見られるチャート・砂岩の岩体に乏しい典型的な中部の岩相は、一般走向方向に辿ると小屋瀬ノ沢から見内川下流部のチャート・砂岩の岩体を含む岩相に漸移する。上記の状況により、大坂本サブユニット内の岩相変化は地質図上で明確な境界線を引けるものではないため、層序単位としては識別しない。なお、大坂本サブユニットの中部が分布する穴目ヶ岳から田山ノ沢にかけては、低度の接触変成作用と変質作用が非常に広範に認められる。変質作用を受けた岩石は、明色を示す、劈



第 3.17 図 大鳥ユニットの海洋性岩石の露頭写真

(A) 劈開が乏しい玄武岩溶岩，穴沢。(B) 劈開が発達した玄武岩火山碎屑岩，大越沢。(C) 生碎物に富む石灰岩，小屋瀬ノ沢支流。(D) 石灰岩ノジュールを含むチャート，遠矢場東方。(E) 灰色チャート，大鳥。(F) 白色チャート層を含む赤色チャート，泉沢支流。(G) 緑灰色チャートドロストーン互層，大越沢。(H) ベルム系－三畳系境界の灰色チャート・灰色珪質粘土岩・黒色有機質粘土岩の累層，岩倉山西方。BCI：黒色有機質粘土岩，Ch：チャート，Dol：ドロストーン，Ls：石灰岩，SCI：灰色珪質粘土岩。



第 3.18 図 大鳥ユニットの海洋性岩石の薄片写真

(A) 劈開の弱い玄武岩溶岩. (B) 玄武岩火山砕屑岩. (C) 石灰岩. (D) ペルム系灰色チャート. (E) 上部石炭系ドロストーン. (F) 石炭系最上部緑色珪質粘土岩. (G) 石炭系最上部赤色珪質粘土岩. (H) 下部三畳系灰色珪質粘土岩. Act: アクチノ閃石, Bas: 玄武岩岩片, BC: 生砕物, Bt: 黒雲母 (接触変成鉱物), Cri: ウミユリ片, Co: コノドント, Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Fol: Follicucullidae (放散虫), Pl: 斜長石, Rad: 放散虫殻, Sty: スタイロライト. 全てオープンニコル.

開が不明瞭になる、角閃石や沸石などの鉱物脈が発達するなどの特徴を有する。接触変成作用は、深成岩体の地表分布の縁辺以外にも広く見られるが、これについては次章にて述べる。

玄武岩類 (Ob) 玄武岩類は、葛巻町車門東方の大坂本サブユニット中に幅 50 m 程度の分布が認められるほか、大部分は見かけの幅が 10 m 以下で岩塊・岩片として大坂本サブユニットの泥質混在岩中に僅かに産出する。大坂本サブユニット中の玄武岩岩塊は、安家川支流の大鳥沢やヤエス沢、岩泉町穴沢、車門東方、小屋瀬ノ沢、栗宿沢など様々な構造的位置に確認された。また、僅かだが大越沢サブユニットの構造的最下部付近にも、北隣陸中関図幅地域の大越沢上流部において厚さ数 10 m の岩体や岩塊が見られる (第 3.15 図)。玄武岩類は明緑色、暗緑色または緑灰色を呈し、玄武岩溶岩 (第 3.17 図 A) 及び火山砕屑岩 (第 3.17 図 B) からなる。玄武岩溶岩には劈開が周囲の泥質岩と比べて弱い場合と同程度の場合があり、後者では変質作用が認められる。比較的変質度の低い玄武岩溶岩では斜長石が認められ、アクチノ閃石、緑泥石、緑れん石などの二次鉱物が確認できる (第 3.18 図 A)。試料によっては緑れん石の代わりにクリノゾイサイトが見られる。変質度の高い玄武岩溶岩では斑晶・石基ともに細粒な緑泥石、滑石、その他細粒層状珩酸塩鉱物、炭酸塩鉱物などに置換されている (Muto *et al.*, 2023a の Fig. 10E)。玄武岩火山砕屑岩では周囲の泥質岩と同程度の劈開が発達する。主に径 5 mm 以下の玄武岩質粒子からなる凝灰岩及び火山礫凝灰岩である。初生的微細構造が良く保存されているものには、急冷緑と杏仁状構造を持つ玄武岩岩片と凝灰質な基質からなるものがある (第 3.18 図 B)。一方で、全体がほぼ緑泥石や炭酸塩に置換されているものもある。

石灰岩 (Ol) 石灰岩は僅かにしか存在せず、主に厚さ数 10 cm～数 m の岩塊として大坂本サブユニット中部～上部に産出する。例外的に厚さ 20–40 m の石灰岩が小屋瀬ノ沢支流、見内川支流の洋仙沢、岩泉町岩谷 (第 3.9 図) に分布し、これらを地質図上に示した。岩塊としては、穴沢西方の小本川沿いなどに厚さ数 m 程度のものが確認された。塊状または層状をなし、一部では生砕物が認められる (第 3.17 図 C)。また、葛巻町遠矢場東方にはチャート中に扁平なノジュール状の石灰岩が含まれる特殊な産状が見られる (第 3.17 図 D)。このほか、田村ほか (1952) や村井ほか (1985) によって岩泉町石畑のフズリナ石灰岩礫を含む礫岩 (石畑礫岩) や、門図幅地域の南に隣接する岩泉町浅内のレンズ状フズリナ石灰岩が報告されている。これらはいずれも、構造的層準としては上記の穴沢で確認された石灰岩岩塊に近い。石畑礫岩は小本川の大滝から約 20 m 上流の右岸に 5 m 程の分布を持ち、砂質基

質中にチャート、砂岩と少量の石灰岩の円磨された中礫～大礫が含まれる。大鳥ユニットの石灰岩の大部分はミクライトであり、様々な程度に再結晶している。小屋瀬ノ沢支流の岩体にはワッケストーン及びバックストーンからなる岩相が見られ、ウミユリ片などの生砕物が含まれている (第 3.18 図 C)。

チャート (Oc) チャートは、大越沢サブユニットにおいては、厚さ 100–200 m 程度で側方に 10 km 以上連続する岩体として分布する (第 3.15 図)。大坂本サブユニットにおいては主に下部と上部に厚さ 200 m に達する岩体が分布するほか、泥質混在岩中の岩塊・岩片として産する。大鳥ユニットのチャートは単層が概ね数 cm の層状または塊状であり、後者は主に大坂本サブユニットに見られる。チャートの色調は主に灰色であるが (第 3.17 図 E)、大越沢サブユニット内では石炭系最上部から下部ペルム系に、赤色のチャートと赤色珩質粘土岩が特徴的に含まれる (第 3.17 図 F)。大坂本サブユニットのチャートはほぼ全て灰色または白色だが、今回、泉沢下流部東方の山中で、大越沢サブユニットのものと特徴が一致する赤色を呈し一部粘土質なチャートを確認した。また、大坂本サブユニットが分布する葛巻町荒沢口東方の荒沢沿いの露頭や岩泉町国境の作沢の転石において新たに赤色チャートを確認した。ただし、これらは大越沢サブユニットのものと比較すると珩質度高い。

大越沢サブユニットのチャートにおいては、初生的層序の保存が良いため、チャートに付随する様々な岩質の遠洋性堆積岩が見られる。ただし、分布の小ささ及び側方変化の表現の困難さを考慮し、地質図上ではチャートに含めている。これらは層序的下位から順に、石炭系上部のドロストーン及びドロストーンチャート互層 (第 3.17 図 G)、石炭系最上部の緑色珩質粘土岩、石炭系最上部～下部ペルム系の赤色・赤紫色・褐色を呈するチャート・粘土質チャート・珩質粘土岩 (第 3.17 図 F)、三疊系基底の黒色有機質粘土岩 (第 3.17 図 H)、下部三疊系の灰色珩質粘土岩である (Muto *et al.*, 2023a, b, c)。なお、下部三疊系灰色珩質粘土岩は一部で黒色有機質粘土岩と互層する。上記の岩相は全て、近接する範囲ではチャート岩体中の鍵層として用いることができる。ただし、石炭系最上部～下部ペルム系の緑色及び赤色系の珩質岩については顕著な側方変化があるため (Muto *et al.*, 印刷中 a)、広域的に鍵層として用いることができるのは下部三疊系の黒色及び灰色粘土岩のみである。下部三疊系の黒色粘土岩と灰色粘土岩は、大坂本サブユニットでもチャートに付随して稀に産出し、しばしば剪断変形を受けている。代表的なものは岩泉町岩倉山西方の三田貝川沿いに見られる (第 3.14 図, 第 3.17 図 H)。ここでは、これらの岩相を層序学的な鍵層とすることで、幅 120 m 程のチャートの岩体中に少なくとも 2 枚の連続層序から

なるチャート層の繰り返しがあることが分かる。チャート岩体中に黒色粘土岩や灰色粘土岩が数m以下の厚さで挟在する産状は他にも複数あり、岩倉山西方で認められる様なチャート岩体内における構造的繰り返しは大坂本サブユニットにおいて珍しくないと考えられる。

チャートは、程度の差はあるがすべて再結晶を受けており、放散虫殻が認められる場合も内部はモザイク状の石英で充填されている(第3.18図D)。石炭系上部のドロストーンは、自形のドロマイト結晶の集合からなり、その粒間に微晶質石英からなる基質や玄武岩質岩片を稀に含む(第3.18図E)。石炭系最上部の緑色珪質粘土岩は粘土鉱物、微細な緑色鉱物、微晶質石英の基質からなる(第3.18図F)。石炭系最上部～ペルム系下部の赤色チャートは様々な程度に再結晶した石英を主構成物とし、粘土鉱物と赤色の微細な鉱物を含み、付随する赤色珪質粘土岩では粘土鉱物と赤色鉱物の割合が増加する(第3.18図G)。下部三畳系黒色有機質粘土岩は粘土鉱物、不透明な有機物、微晶質石英の基質からなり黄鉄鉱をしばしば含む。微細な有機物が鉱物粒子の粒間などに存在するため鏡下でも不透明な部分が多い。下部三畳系灰色珪質粘土岩は粘土鉱物と微晶質石英の基質からなり、黄鉄鉱や放散虫殻に富む珪質層を含む(第3.18図H)。

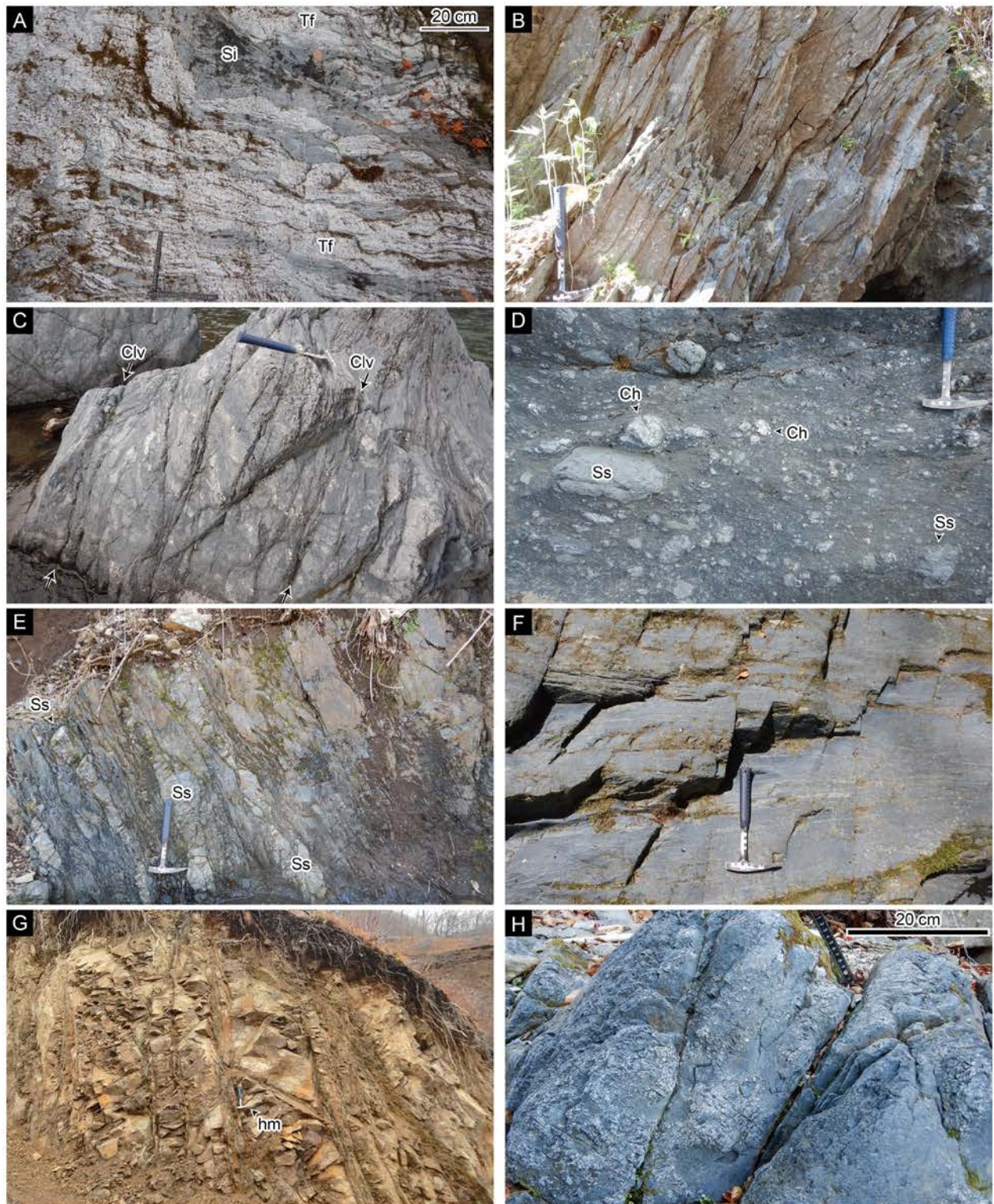
珪質泥岩及び珪長質凝灰岩(Oi) 珪質泥岩は、大越沢サブユニットにおいてはチャートの上に累重して、厚さ概ね200 m以下、側方に最大5 km程度連続する岩体として分布し、大坂本サブユニットでは最大で厚さ200 mの岩体として存在する(第3.15図)。珪長質凝灰岩は主に大坂本サブユニットに見られ、最大で厚さ200 mの岩体として存在するほか、様々な規模の岩塊・岩片として存在する。珪長質凝灰岩に碎屑性粒子が混合した凝灰質泥岩も見られるが、珪質泥岩と珪長質凝灰岩の混合成分の一部として同じ岩相に含めた。大坂本サブユニットでは、珪質泥岩は泥岩とともに混在岩の基質の一部を構成している場合も多いため(Muto *et al.*, 2023a)、岩体として地質図上に描けるものは少ない。凝灰質泥岩と珪長質凝灰岩についても同様の産状である。珪質泥岩は明灰色～暗灰色を呈し(第3.19図A)、スレート劈開を有するもの(第3.19図B)と、セメント作用により劈開が弱いものがある。凝灰質泥岩と珪長質凝灰岩もほぼ特徴を同じくしているが、灰白色(第3.19図A)や帯黄明灰色など特徴的な明色系の色調を示す場合がある。典型的な珪質泥岩は、微晶質石英の基質、粘土鉱物、放散虫殻と少量の石英などのシルト大粒子からなる(第3.20図A)。典型的な珪長質凝灰岩は、円磨度と球形度の低い石英、斜長石、不透明鉱物などの火山噴出物に由来するとみられる鉱物粒子と、細粒な白雲母、無色または明色の粘土鉱物及び微晶質石英からなる基質を様々な割合で含む(第3.20図B)。凝灰質泥岩は珪長質凝灰岩の構成要素に、粘土～シ

ルト大の碎屑性粒子が加わったものである。珪質泥岩・凝灰質泥岩・珪長質凝灰岩は、上記の様に細粒碎屑物、放散虫殻及び同起源とみられる微晶質石英基質、火山性細粒碎屑物の混合の産物である。これらは幅広い混合割合の中間成分を持つこと、大鳥ユニットが不均質かつ広範に変質・接触変成作用を被っていることから、鏡下では識別できても、野外では確実には判別し難い。そのため、本報告の地質図では三者を珪質泥岩及び珪長質凝灰岩としてまとめて扱う。

泥質混在岩(Ox) 泥質混在岩は大坂本サブユニットにおいて、チャート・砂岩などの岩体を包有する基質として大部分を構成し、大越沢サブユニットでも限定的に見られる(第3.15図)。本岩相は泥質な基質と、これに包有されるチャート、珪質泥岩、珪長質凝灰岩、砂岩及び少量の玄武岩類と石灰岩の岩塊・岩片からなる(第3.19図C-E)。基質部分は主に黒色泥岩、一部では珪質泥岩や凝灰質泥岩からなる。また、基質の泥質岩の一部は、砂質、シルト質、凝灰質または珪質な葉理や薄層を含み、露頭以下の規模では整然相～破断相をなしており(第3.19図F)、このような場合ルートマップ及び柱状図では泥岩と記載した(第3.12-3.15図)。既に述べた様に、泥質混在岩中の岩塊・岩片の形状は大坂本サブユニットの構造的位置によって変化し、下部(第3.16図B, 第3.19図C, D)から中部(第3.16図C)ではしばしば不規則な境界を持つアスペクト比の低いレンズ状～不定形、上部では主に剪断された平滑な境界面を持つアスペクト比の高いレンズ状～層状(第3.16図D, 第3.19図E)である。基質と岩塊・岩片の比率は空間的な変異が非常に大きく、肉眼で岩塊・岩片がほとんど認められない泥岩から、岩塊や岩片同士が接触し合うほど密に含まれている泥質混在岩(Muto *et al.*, 2023aのFig 9B)まで様々である。

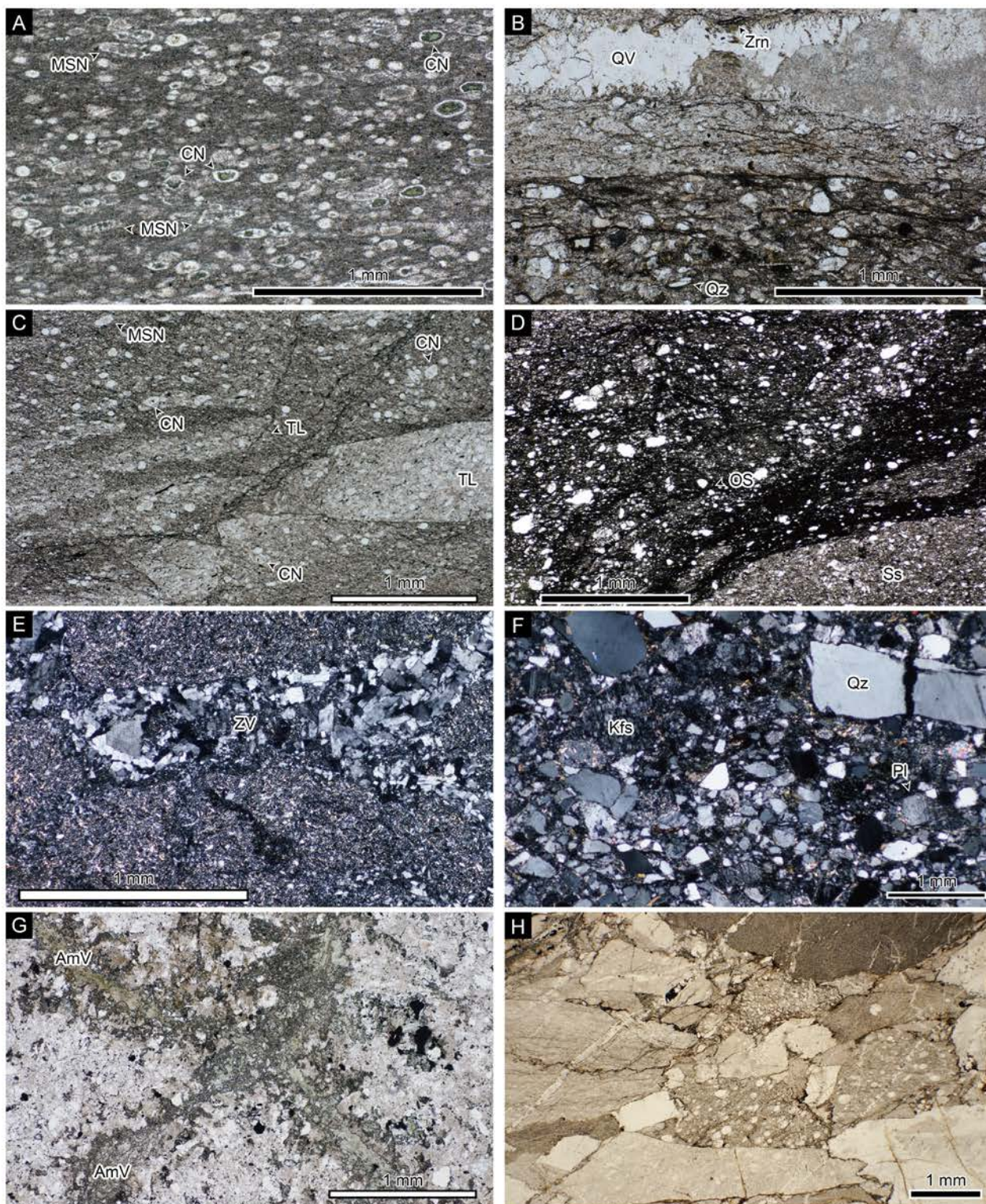
大鳥ユニットの泥質岩は、岩塊・岩片の量にかかわらず凝灰質及び砂質な粒子を含んでいることが多い(第3.20図C, D)。また、放散虫殻が観察できる場合もある(第3.20図C)。野外で岩塊・岩片が認められない泥質岩では、葉理などの微細な構造が一部保存されている場合がある(第3.20図C)。劈開が強い泥質岩では、不透明なシームが発達している。大坂本サブユニットでは広く接触変成作用や変質作用を受けているため、泥質岩に黒雲母などの二次鉱物を生じていることも珍しくない。変質作用を受けている泥質岩は、野外では明色を呈する。劈開が弱いなどの特徴があり、鏡下では石英や沸石の脈が確認できる(第3.20図E)。接触変成作用については第4章4節を参照されたい。

砂岩及び砂岩泥岩互層(Os) 砂岩はほとんど全てが大坂本サブユニットに分布し、大部分は厚さ300 m以下の岩体として存在する。最大で厚さ500 mに達し、小本川



第 3. 19 図 大鳥ユニットの半遠洋性堆積岩と碎屑岩の露頭写真

(A) 珪質泥岩凝灰岩互層の破断相。折壁西方。(B) 珪質泥岩。見内川上流。(C) 大坂本サブユニット下部の碎屑岩からなる混在岩。二升石。(D) 大坂本サブユニット下部の海洋性岩石を含む混在岩。松野西方。(E) 大坂本サブユニット上部の層状の砂岩岩塊を含む碎屑岩からなる混在岩。見内川。(F) 大坂本サブユニット上部のスレート劈開を持つ泥岩。見内川。(G) 大坂本サブユニット上部の層状砂岩。ホロツチ沢。(H) 大越沢サブユニットのチャート角礫岩。劈開とほぼ平行な面。大越沢。Ch: チャート, Clv: 劈開面, Si: 珪質泥岩, Ss: 砂岩, Tf: 凝灰岩, hm: ハンマー。



第 3.20 図 大鳥ユニットの半遠洋性岩石と碎屑岩の薄片写真

(A) 珪質泥岩. (B) 珪長質凝灰岩. (C) 凝灰質葉理を含む比較的変形の弱い泥岩. (D) 泥質混在岩. (E) 沸石脈が発達した変質泥岩. (F) 砂岩. (G) 角閃石脈が発達した変質砂岩. (H) チャート角礫岩. AmV: 角閃石脈, CN: closed Nassellaria (放散虫), Kfs: カリ長石, MSN: multi-segmented Nassellaria (放散虫), OS: 不透明シーム, Pl: 斜長石, QV: 石英脈, Qz: 石英, Slt: シルト岩, Ss: 砂岩, TL: 凝灰質葉理, Zm: ジルコン, ZV: 沸石脈. E, F以外オープンニコル, E, Fのみクロスニコル.

支流の作沢から見内川下流にかけては、褶曲により畳まれているが1 km以上の幅で分布している。層状または塊状であり、大坂本サブユニットの下部及び上部の岩体では層状砂岩が多い(第3.19図G)。層状砂岩はしばしば砂岩泥岩互層を密接に伴うため、地質図では両者をまとめて表記した。塊状砂岩は岩体としても見られるほか、泥質混在岩中の砂岩岩塊の大部分を占める。大越沢サブユニットにおいても、泥質混在岩中に幅50 m以下の岩塊・岩片として少量分布する。大鳥ユニットの砂岩は灰色～暗灰色を呈し、灰色のものは中粒～細粒、暗灰色のものは細粒～極細粒である。組成的には主に石英長石質アレナイトからなる(第3.20図F)。砂岩泥岩互層では、上記の砂岩と主に黒色を呈する泥岩が、一般に数cm～1 m程度の層厚で互層し、一部では葉理や級化などの堆積構造が認められる。これに対して、厚さ数cm以下の砂岩と泥岩が細互層をなす場合もあり、多くは大坂本サブユニット上部に見られる。砂岩も泥質岩と同様に、変質作用によって野外における見かけ上の岩質が変化していることが珍しくない。泥質岩と同様、明色を呈したり脈が発達したりしており、鏡下では石英、沸石及びトレモラ閃石とみられる角閃石からなる脈が確認されている(第3.20図G)。

チャート角礫岩(Og) チャート角礫岩は門図幅地域北部における大越沢サブユニットの下部に限定的に分布する(第3.12図、第3.15図)。チャート角礫岩の分布は南方に尖滅し大越沢より南東では見られないが、構造的に近い層準にはチャートの角礫を含む礫質泥岩が認められる(第3.12図、第3.15図)。なお、大坂本サブユニットでも稀に礫岩や礫質泥岩が見られる。チャート角礫岩が最も良く観察できる大越沢では、泥岩が挟在し、岩相境界が劈開と斜交する産状も確認されている(Muto *et al.*, 2023a)。チャート角礫岩は全体が弱い劈開を持ち(第3.19図H)、礫は劈開に沿って扁平なものが多い。礫は白色から暗灰色まで幅広い明度のチャートがほぼ全体を占め、ごく稀に泥質岩も見られる。細礫～中礫大の角礫からなり、淘汰度は悪い。基質支持であり、礫同士は密着していて一般に基質は存在しないが(第3.20図H)、鏡下でごく少量の砂質な基質が確認できる場合がある。

チャート礫における透明度、放散虫殻の含有量、粘土鉱物の含有量は様々である。泥質岩礫は、鏡下では粘土岩であることが確認されている。

[年代]

門図幅地域とその縁辺では、大越沢サブユニットのチャート及び共在する珪質岩・粘土岩から石炭紀後期のモスコビアン期～後期三畳紀カーニアン期の年代を指示するコノドント化石が得られている(豊原ほか, 1980; 村井ほか, 1985; Muto *et al.*, 2023a, b, c, 印刷中a)。また、珪質泥岩及びそれに胚胎されるマンガノジュールから中期ジュラ紀バジジョシアン期～パトニアン期を指示する放散虫化石が得られている(鈴木ほか, 2007; 永広ほか, 2008; Muto *et al.*, 2023a)。大坂本サブユニットに属する石畑の石灰岩礫岩(石畑礫岩)からシスウラリアン世またはグアダルピアン世を示すフズリナ化石が報告されている(田村ほか, 1952; 小貫, 1969; 村井ほか, 1985; 第3.2表)。石畑礫岩と構造的に近い層準が分布する、南隣大川図幅地域内の岩泉町浅内では、グアダルピアン世を指示するフズリナ化石が得られている(村井ほか, 1986)。大坂本サブユニットのチャートからはペルム紀～後期三畳紀ノーリアン期を指示するコノドント化石が報告されている(豊原ほか, 1980; 村井ほか, 1985, 1986)。ただし、ペルム紀とされたコノドント化石のうち、画像や記載によって同定を再確認できるものは多くない(Muto *et al.*, 印刷中a)。大坂本サブユニットにおいては、珪質泥岩と泥岩中のマンガノジュールから中期ジュラ紀アーレニアン期～バジジョシアン期を指示する放散虫化石が(Muto *et al.*, 印刷中b)、珪質泥岩からは中期ジュラ紀パトニアン期を指示する放散虫化石が(Muto *et al.*, 2023a) 得られている(第3.1表)。大坂本サブユニット下部のうち、大越沢サブユニットからほぼ整合的に連続するとみられる大越沢の泥岩中に挟在する凝灰岩層からは、約167 MaのジルコンU-Pb年代が得られている(Muto, 印刷中; 第3.1表)。大坂本サブユニット中部～上部では、海洋プレート層序における珪質泥岩かその直上に相当する層準の凝灰岩から約175–174 Maの、泥岩中に挟在する凝灰岩層から約172 MaのジルコンU-Pb年代が得られている(Muto, 印刷中; 第3.1表)。大鳥ユニッ

第3.2表 石灰岩中のサンゴ・フズリナ化石リスト

田村ほか (1951) ; 小貫 (1969)	杉本 (1974a)	村井ほか (1985)		
石畑礫岩	江刈	石畑礫岩	見返橋礫岩	見返橋礫状石灰岩
<i>Schwagerina</i> sp.	<i>Schwagerina</i> sp. または <i>Paraschwagerina</i> ? sp.	<i>Cribrogenerina</i> sp.	<i>Neoschwagerina</i> sp.	<i>Stylosmilla</i> sp.
<i>Parafusulina</i> sp.		<i>Chusenella</i> sp.	<i>Verbeekina</i> sp.	<i>Stylina</i> sp.
<i>Pseudofusulina</i> sp.		<i>Schubertella</i> ? sp.		
<i>Schwagerininae</i> gen. sp. indet.		<i>Misellina</i> sp.		

トの砂岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代は、大坂本サブユニット上部の1試料からのみほぼ堆積年代とみられる約168 Maの最若クラスター年代が得られている(Muto, 印刷中; 第3.1表)。これを除くと、泥質岩中の凝灰岩及び放散虫年代より古い最若クラスターしか検出されていない、あるいは誤差が±10 Ma以上と大きい(Muto, 印刷中)。

以上より、碎屑岩の年代から推定される付加年代は中期ジュラ紀アーレニアン期～バトニアン期であり、本ユニット内で構造的低位の北東側ほど若くなる傾向がある。

[地質構造]

大鳥ユニット内部の地質構造は、下記の通り大局的には平庭岳向斜に対する位置で分けた北東部、中央部、南西部で異なる特徴を持つ。層理面と劈開面の姿勢は、ユニット全体を通して岩相分布と概ね調和的である。層理面・劈開面は、平庭岳向斜より東側の北東部では北西-南東～北北西-南南東の走向を持ち、大部分が50-70°で南西へ傾斜する。救沢周辺など、南ほど走向が北北西-南南東に近く、傾斜が急になる傾向がある。小本川より南では、石畑と本銅ノ沢を結んだ線より東側で北北西-南南東走向と南西高角傾斜の平庭岳向斜東翼に対応する構造が見られるが、向斜軸の延長は明確に認識できない。穴目ヶ岳北方や救沢流域などで半波長100-500 mの閉じた褶曲が存在し、これに伴い一部では50-80°の北東傾斜である。平庭岳向斜からその西方の小屋瀬ノ沢と大作山を結んだ線までの中央部では、北西-南東走向南西傾斜の部分が広いものの、平庭岳向斜及び半波長2 km程度の開いた褶曲や、国境南西などの半波長100-500 mの褶曲に伴って北東-南西走向南東傾斜まで変化する。平庭岳向斜は他のユニットも合わせて変形させているため、第8章2節で詳しく扱う。小屋瀬ノ沢と大作山を結んだ線から南西の大鳥ユニット南西部では、層理面・劈開面の姿勢は概ね一定で北北西-南南東の走向を持ち、60-80°南西に傾斜する。年代の項で述べた大鳥ユニット内部の付加年代の極性からは、構造的低位側に付加体が成長する初生的構造が示唆される。大越沢サブユニット北部では、岩相分布からチャートと珪質泥岩の整然相が衝上断層で繰り返している様子が確認できる。

3.5 関ユニット (Sb, Sc, Sm, Ss)

[定義・名称]

高橋ほか(2016)の定義を踏襲する。名称は杉本(1974a)の関層に由来する。模式地である久慈市山形町関南方の遠別川沿いを中心に分布し、チャートとその上位に累重する泥岩もしくは泥岩及び砂岩からなる整然相の付加体を指す。構造的上位は、本ユニットのチャー

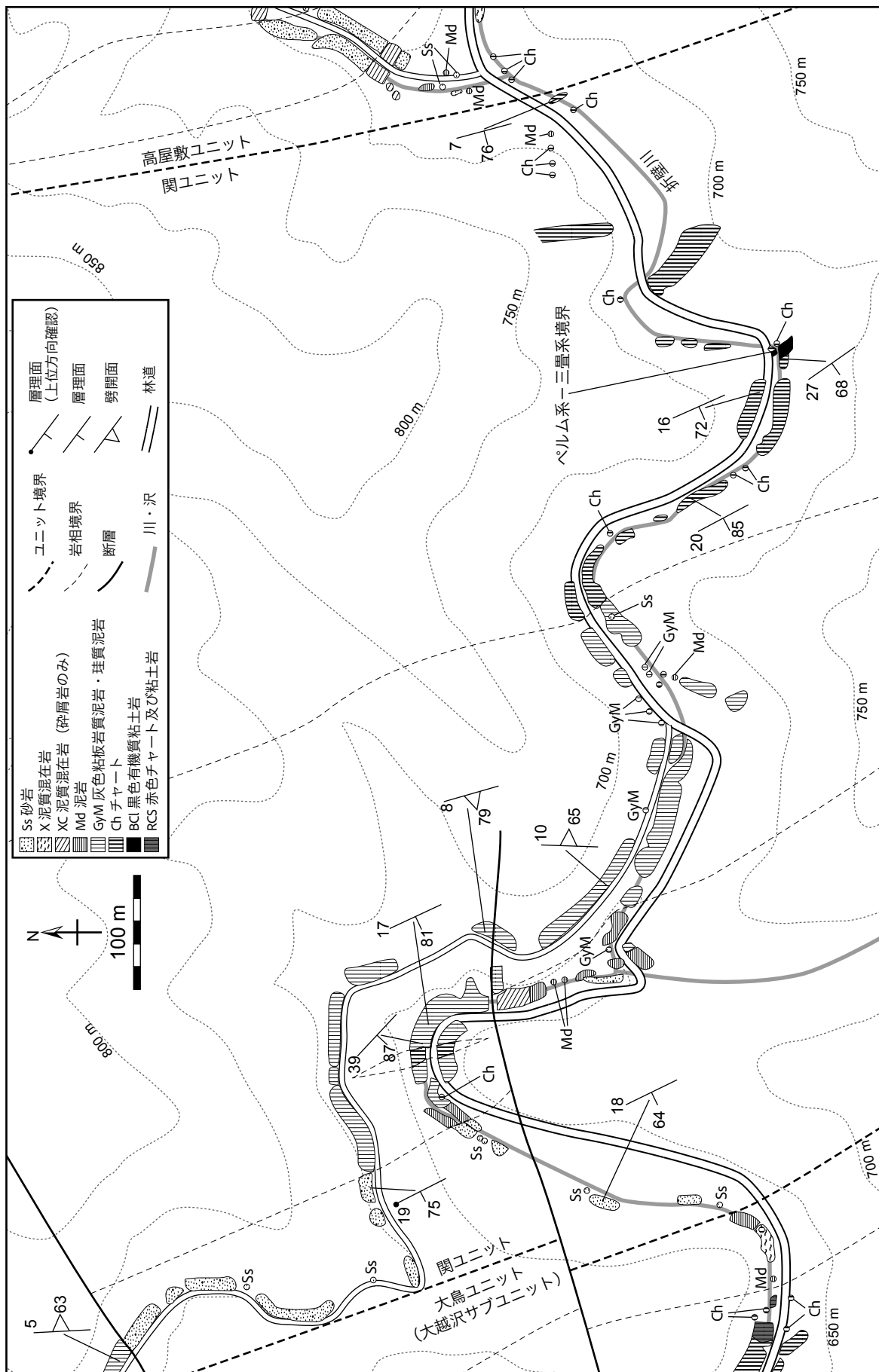
ト-碎屑岩シーケンスと大鳥ユニットの泥質混在岩またはチャートと珪質泥岩からなる連続層序との境界である。構造的下限は本ユニットのチャート-碎屑岩シーケンスと高屋敷ユニットの泥岩を主体とする混在相～破断相の境界に定義される。杉本(1974a)が設定した関層と合戦場層を合わせたものにほぼ相当し、高橋ほか(2016)はこれを付加体の構造層序ユニットとして再定義する際に関ユニットの名称を用いた(第3.2図)。一方、中江ほか(2021)は、杉本(1974a)の関層は碎屑岩部分が泥岩からなるのに対し、合戦場層と関層最上部は碎屑岩部分が砂岩からなり岩相が明確に異なる上に、前者は岩泉町北部の蓬森東方で尖滅し分布も区別できることから、両者をそれぞれ関コンプレックス、合戦場コンプレックスと区分した(第3.2図)。門図幅地域には中江ほか(2021)の合戦場コンプレックスに含まれるチャート-碎屑岩シーケンスの直接の南方延長が分布する。このチャート-碎屑岩シーケンスの碎屑岩部分は、岩泉町折壁から北側の陸中関図幅方面にかけては層状砂岩が卓越するものの、南方に向けて灰色泥岩主体に移化する。この泥岩は関コンプレックスの模式地に分布する泥岩と特徴が共通しているため、中江ほか(2021)における合戦場コンプレックスと関コンプレックスの相違は同一单元内の岩相の側方変化とみることができる。以上から、本報告では高橋ほか(2016)の関ユニットを踏襲し、中江ほか(2021)の合戦場コンプレックスはこの中に含める(第3.2図)。

[模式地]

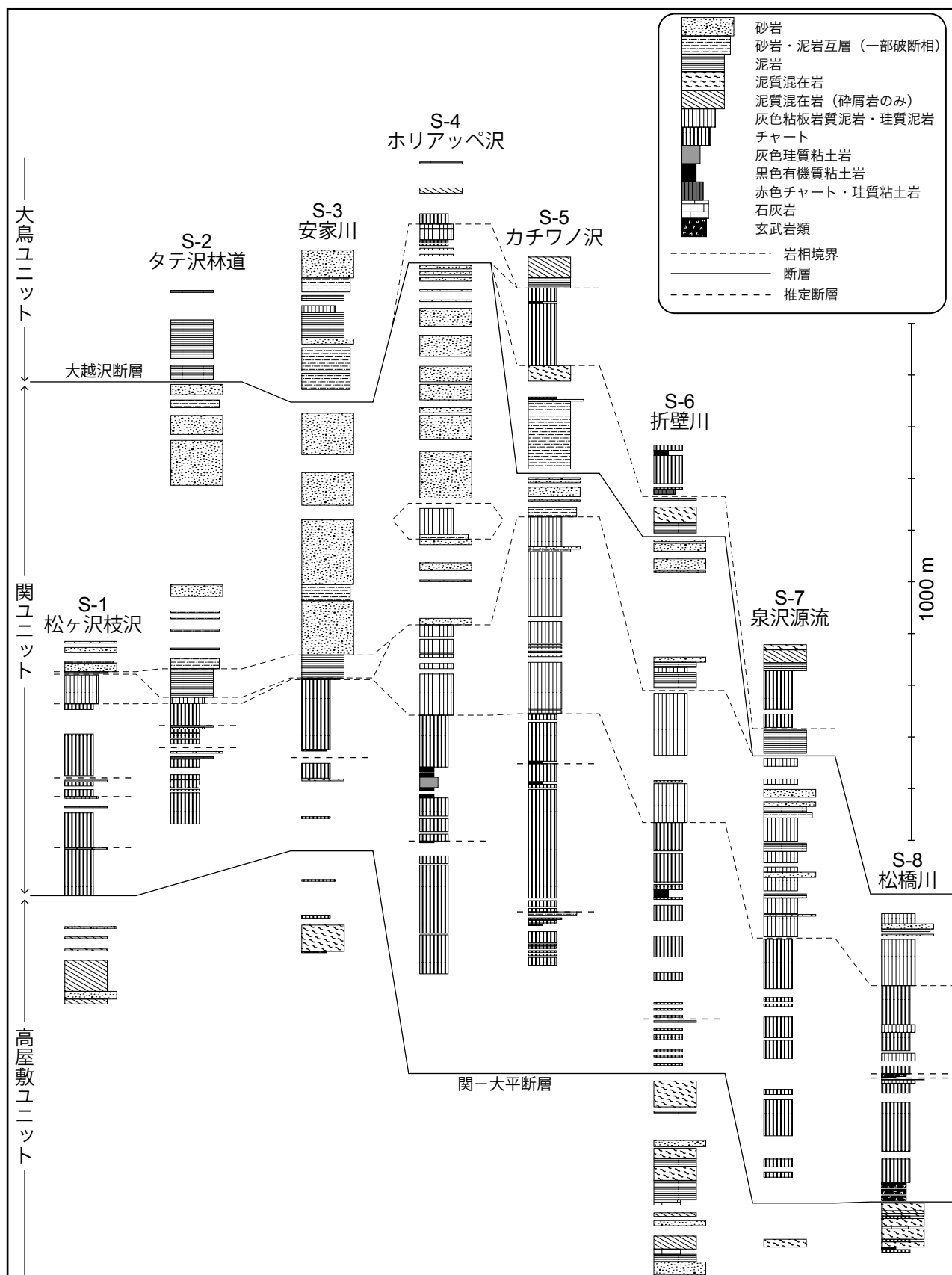
高橋ほか(2016)に従い、遠別川上流域を模式地とする。杉本(1974a)では関層の模式地を久慈市山形町「関南西方の遠別川流域」、合戦場層の模式地を山形町「関南西方、遠別川上流域」とした。これらは門図幅地域北隣の陸中関図幅地域に位置する。高橋ほか(2016)では上の両模式地を合わせたものを関ユニットの模式地とした。中江ほか(2021)では、関コンプレックスの模式地を「山形町関から西方の二又に至る二又川沿い」、合戦場コンプレックスの模式地を「山形町合戦場南方に位置する遠別川沿い」に設定しており、後者は杉本(1974a)の合戦場層の模式地と大鳥層の模式地の一部からなる。本報告では、高橋ほか(2016)と同様に、杉本(1974a)の関層と合戦場層を1つの構造層序单元に統合するため、両層の模式地がある遠別川上流域を関ユニットの模式地とする。門図幅地域では、岩泉町大平西方の安家川及び折壁川沿いで主にチャートと砂岩からなるチャート-碎屑岩シーケンスが、折壁川上流域(第3.21図)や松橋川沿いには主にチャートと泥質岩からなるチャート-碎屑岩シーケンスが良く露出する。

[分布と層序関係]

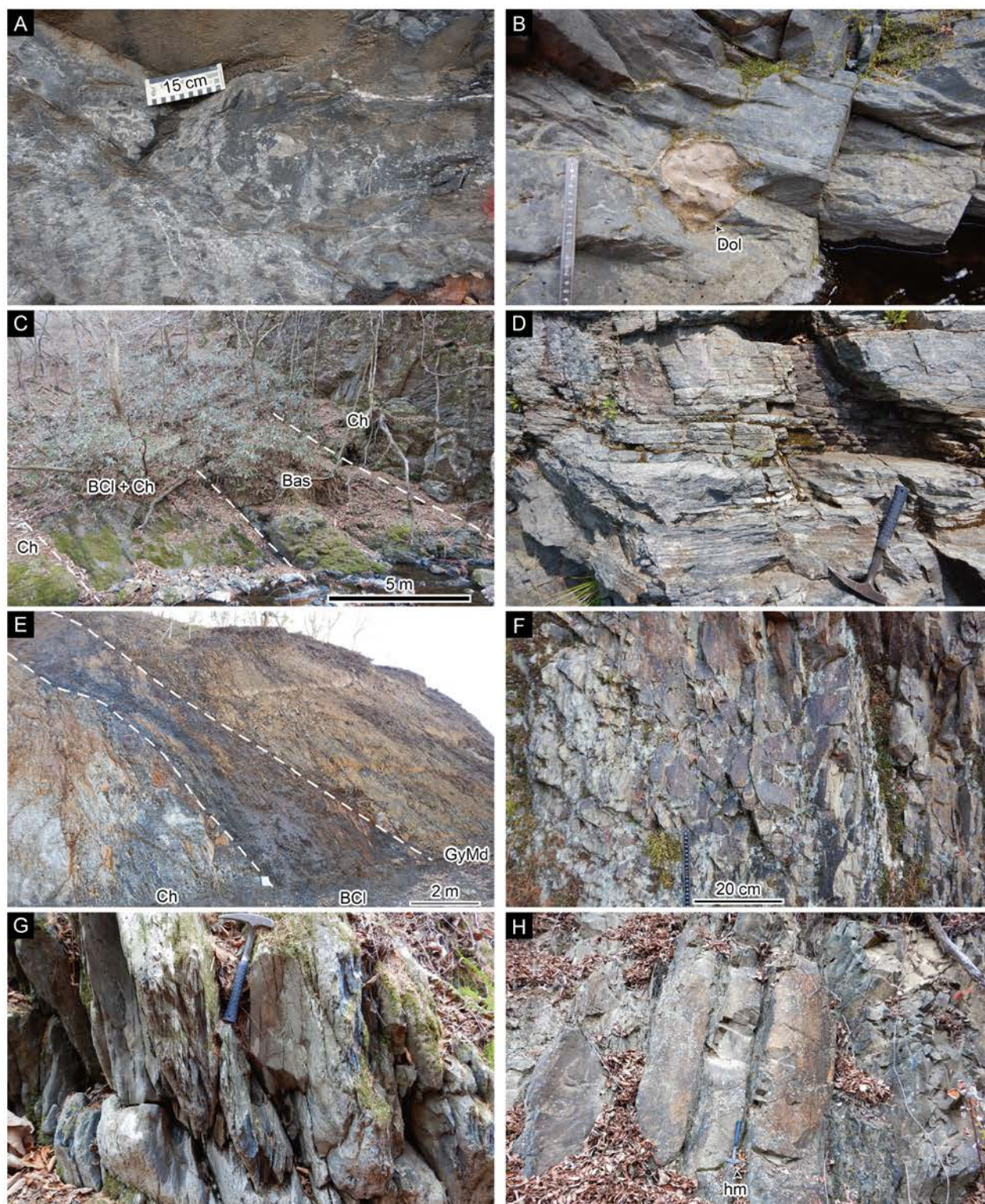
関ユニットは、構造的上位の大鳥ユニット中に位置す



第3.21 図 関ユニットの折壁川上流におけるルートマップ
位置は付図2に示す。

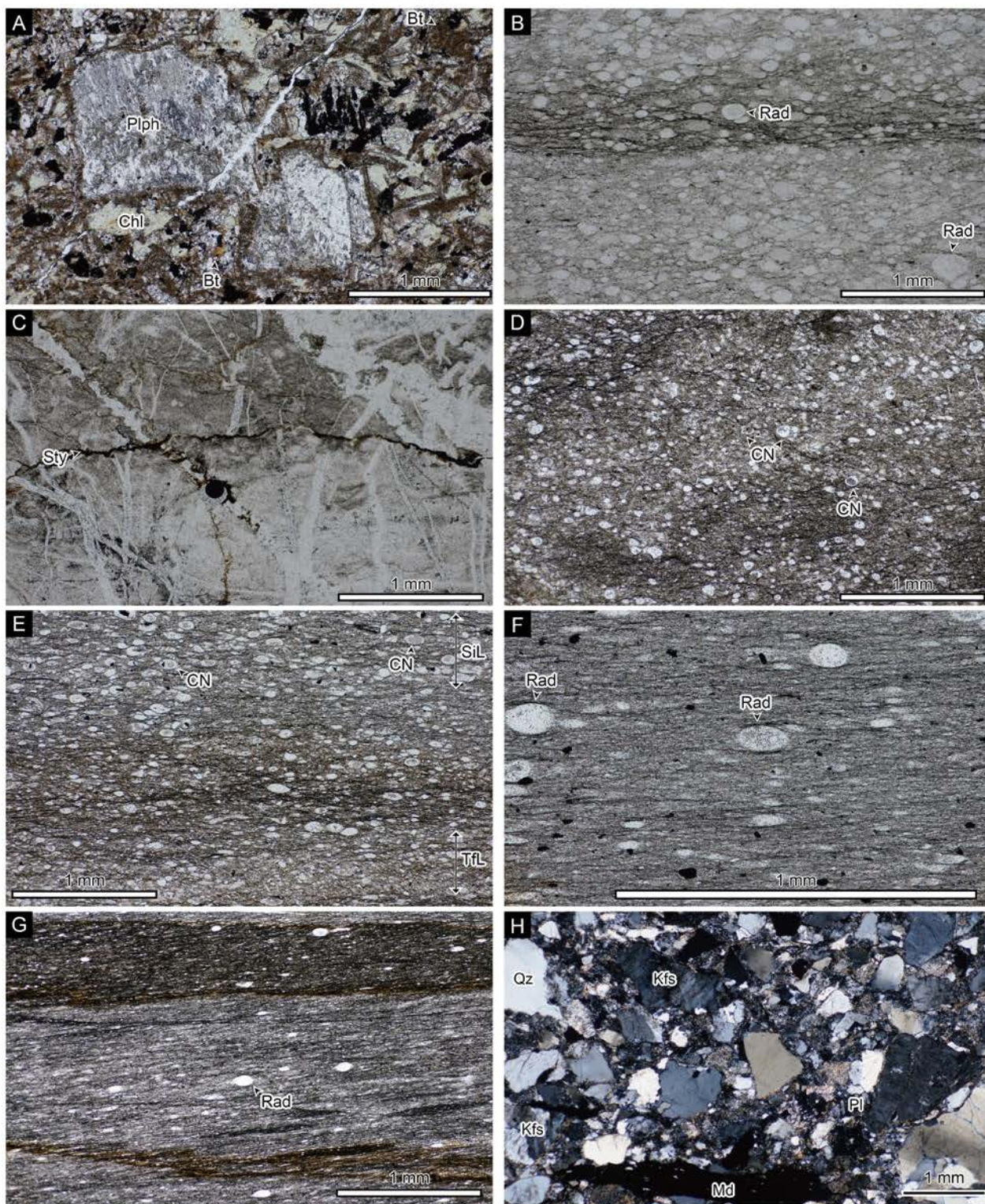


第 3.22 図 関ユニットの見かけ柱状図
 各ルート の位置は付図 2 に示す。



第 3.23 図 関ユニットの岩相の露頭写真

(A) 玄武岩類, 松橋川. (B) 玄武岩類中のドロストーンノジュール, 松橋川. (C) 黒色有機質粘土岩, 玄武岩, チャートの構造的な累重, 松橋川. (D) 灰色チャート, 大平. (E) チャート, 黒色有機質粘土岩, 灰色珪質泥岩及び粘板岩質泥岩の構造的累重, 松橋北方. (F) 下部三畳系灰色珪質粘土岩, ホリアッペ沢. (G) 灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩, カチワノ沢. (H) 層状砂岩, 折壁川上流. Bas: 玄武岩類, BCl: 黒色有機質粘土岩, Ch: チャート, Dol: ドロストーン, GyMd: 灰色珪質泥岩及び粘板岩質泥岩, hm: ハンマー.



第 3.24 図 関ユニットの構成岩類の薄片写真

(A) 玄武岩溶岩または凝灰岩。斜長石斑晶は炭酸塩鉱物と微晶質石英に置換されている。例外的に緑泥石が比較的豊富な試料。(B) チャート。(C) 再結晶したチャート。(D) 灰色珪質泥岩。(E) 凝灰質葉理と珪質葉理を持つ灰色珪質～凝灰質泥岩。(F) 放散虫殻の少ない灰色珪質泥岩。基質部分が微晶質石英に富む。(G) 灰色粘板岩質泥岩。(H) 砂岩。Bt: 黒雲母(接触変成鉱物), Chl: 緑泥石, CN: closed Nassellaria (放散虫), Kfs: カリ長石, Md: 泥岩偽礫, Pl: 斜長石, PlPh: 斜長石斑晶の仮像, Qz: 石英, Rad: 放散虫殻, SiL: 珪質葉理, Sty: スタイロライト, TFL: 凝灰質葉理。H以外オープンニコル, Hのみクロスニコル。

る平庭岳向斜の軸を挟んで東西に分布する。門図幅地域内では大部分は東翼に位置し、安家川支流の大越沢上流部から岩泉町松橋付近まで帯状に分布する。ここでは南西縁で大越沢断層を介して構造的上位の大鳥ユニットと、北東縁で関-大平断層を介して構造的下位の高屋敷ユニットと接する。平庭岳向斜西翼における関ユニットは、門図幅地域内では葛巻町畑^{はた}の北方から南東の山中に狭い帯状で分布する。ここでは北東縁で大越沢断層を介して大鳥ユニットと接する。南西縁の大部分は江刈ユニットと接する樺森断層か突柴森岩体の貫入境界である。ただし、泥^{どろ}這^{ばい}東方でのみ突柴森岩体と本ユニットのチャートの間に泥質混在岩が分布しており、本報告では暫定的にこの混在岩を高屋敷ユニットに含め、本ユニットとの境界を平庭岳向斜西翼における関-大平断層とした(詳しくは本章6節を参照)。関ユニットの構造的上限をなす大越沢断層については大鳥ユニットの項目で述べた。構造的下限をなす関-大平断層の断層露頭は未確認だが、岩相分布から推定される大局的な断層面の姿勢は、門図幅地域内では両側の付加体の構造と概ね平行である。なお、北隣の陸中関図幅地域では、関-大平断層は両側の付加体の構造と僅かだが明瞭に斜交する(中江ほか, 2021)。

[層厚]

門図幅地域内でも層厚に地域差があり、最も厚い岩泉町折壁付近では約 1,400 m であるが、最も薄くなっている松橋川では約 600 m である(第 3.22 図)。

[岩相]

関ユニットは下位からチャート、灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩、層状砂岩より構成される整然相のチャート-碎屑岩シーケンスからなる。一部では、灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩に代わり黒色泥岩が産する。地域によって、チャート以外の岩相を一部欠いている。岩泉町折壁以北では泥岩が 100 m の厚さに満たないところがある。一方、折壁より南では先述の通り最上位に位置する砂岩が尖滅し、折壁川上流以南では黒色泥岩も共にほぼ見られなくなる。更に南方の岩泉町松橋に向けて灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩も薄化し、ここでは関ユニットの大部分はチャートとなる。なお、門図幅地域外であるが、東西方向に走る小本川断層^{にしょういし}を挟んだ関ユニットの南側延長が分布する二升石北東では、関ユニットの泥質岩は更に薄化して尖滅し、チャートと構造的上位の大鳥ユニットの泥質混在岩が直接する。すなわち、二升石北東では関ユニット上部の碎屑岩類と大鳥ユニット最下部の大越沢サブユニットの両方が欠如している。同じ状況は二升石から 20 km ほど離れた、門図幅地域北西部の平庭岳向斜西翼でも起きており、ここでも関ユニットの厚いチャートが構造的上位の大鳥ユニットに属する泥質混

在岩と直接している。なお、次章にて詳しく述べるが、門図幅地域の関ユニットは深成岩体の地表分布との距離にかかわらず大部分で接触變成作用を受けている。

玄武岩類(Sb) 関ユニットの玄武岩類はチャートに伴って、層厚 50 m 以下の岩体で松橋川に限定的に分布するほか、岩泉町大平などに岩塊として見られる(第 3.22 図, 第 3.23 図A-C)。海洋プレート層序における重要性から、厚さ 20-40 m のものを地質図に図示した。松橋川の幾つかの地点では、チャート・黒色有機質粘土岩・玄武岩類・チャートが見かけ上この順で累重する関係が観察される(第 3.23 図C)。ただし、後述する通り黒色有機質粘土岩はデコルマ面として機能しているため、初生的な層序ではない。玄武岩類は灰色～暗い緑灰色を呈し(第 3.23 図A)、多くの場合弱い鱗片状劈開を持つ。弱い層状あるいは枕状をなすことがある。1 地点のみであるが、ノジュール状のドロストーンを包有する露頭が観察された(第 3.23 図B)。しばしば白色の斑晶仮像が認められ、これらの大部分は形状から斜長石であったと考えられるが、多くは炭酸塩鉱物やカルセドニーに置換されている(第 3.24 図A)。石基部には接触變成に由来すると考えられる大量の黒雲母が生じており、緑泥石はほとんど含まれない。変質及び接触變成作用のため初生的な微細構造は読み取りづらいが、もとは玄武岩溶岩または斑晶質な玄武岩凝灰岩であったと考えられる。

チャート(Sc) チャートは本ユニットを特徴づける重要な岩相であり、厚さ 400-500 m 程度で連続的に分布する(第 3.22 図)。ただし、チャート分布域内の泥岩や珪質泥岩、後述する黒色有機質粘土岩などの出現から、この層厚は層序学的なものではなく構造的に積み重なった上での見かけの層厚であると判断できる。また、半波長数 m 以下の褶曲がしばしば観察され、これらも見かけ層厚の増加に寄与している。ほぼ全て灰色～暗灰色を呈するが、折壁川上流では赤みがかかったものも僅かに存在する。大部分は泥質なフィルム・薄層を挟む層状(第 3.23 図D)、一部は層構造が不明瞭な塊状である。主に微晶質石英からなり、再結晶のため放散虫殻は概形のみ見える場合もあるが(第 3.24 図B)、ほとんど認識できない場合もある(第 3.24 図C)。

チャートの分布域内では、地質図に表現できない層厚 10 m 以下の黒色有機質粘土岩(第 3.23 図E)及び灰色珪質粘土岩(第 3.23 図F)が産する。前者はホリアッペ沢・カチワノ沢・折壁川・松橋川に、後者はホリアッペ沢に比較的まとまった露出が見られる(第 3.22 図)。これらの粘土岩は、大鳥ユニットでそれぞれベルム系-三畳系境界と下部三畳系であることが明らかになっているのと同じ岩質である。ただし、黒色有機質粘土岩は三畳系基底以外にも、下部三畳系中部から中部三畳系基底部に

かけても2層準にまとまった層厚で分布することが知られており(Muto, 2021), 岩相的特徴のみから年代をペルム紀–三畳紀境界に限定することはできない。関ユニットの黒色有機質粘土岩はスレート劈開または千枚岩様の劈開が顕著で、大鳥ユニットの一部で見られる様な珪質・黄鉄鉱質葉理は認められない。したがって、葉理などの初生的堆積構造は、構造変形により破壊されている可能性が高い。松橋川では玄武岩類や珪質泥岩または泥岩と密着して産することがあるが、初生的な海洋プレート層序から判断するとデコルマ面として機能していると言える。ただし、例外的に折壁川上流など(第3.21図)では上部ペルム系チャートから三畳系基底の黒色粘土岩に至る大局的な初生的層序が保存されていると考えられる。灰色珪質粘土岩は、ホリアッペ沢に単層厚数cm程度の層状をなすものが産する。上記粘土岩類の見かけの層序としては、黒色有機質粘土岩がチャート中に一部では灰色珪質粘土岩を伴って挟在する場合、チャート・黒色有機質粘土岩・玄武岩類・チャートと累重する場合(第3.23図C)、チャート・黒色粘土岩・珪質泥岩または泥岩と累重する場合(第3.23図E)に大部分が大別される(第3.22図)。

灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩(Sm) 灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩はチャートの層序的上位に位置し、門図幅地域内の関ユニットのほぼ全域に分布する(第3.22図)。北部では分布域が狭いが、チャートと並び本ユニットを特徴づける最大の要素である。模式地における本ユニットでも、この灰色粘板岩質泥岩とチャートの構造的繰り返しが特徴的である。門図幅地域内での厚さは安家川以北で10–50 m程度、安家川より南では最大約400 mに達する(第3.22図)。灰色～暗灰色を呈し、大部分は層状で、全体に平板状のスレート劈開を有する(第3.23図G)。分布域南部の折壁川や松橋川のものは、一部で砂岩のレンズを含んでいる。色調が黒色でないことと鱗片状ではなく平板状の劈開を持つことで、他のユニットの主要な泥質岩と区別される。なお、安家川周辺では灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩は薄く、代わりに黒色～黒灰色の粘板岩質泥岩が下位のチャートと上位の砂岩の間の主要な構成要素となっている。ただし、この岩相の分布は狭小であり、灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩を密接に伴うため、地質図では同じ岩相に含めた。灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩は、粘土鉱物と放散虫殻及び少量の石英などのシルト大碎屑性粒子からなる。放散虫殻を大量に含む(第3.24図D, E)、あるいは基質部に微晶質石英が多く珪質泥岩と呼べる(第3.24図F)ものと、放散虫殻をほとんど含まないもの(第3.24図G)がある。葉理として珪質層や凝灰質層を含む場合がある(第3.24図E)。珪質泥岩と粘板岩質泥岩には中間的な特徴のものもあり、両者を露頭で判別することは容易ではないため、

両者を包括した岩相として地質図に表現した。放散虫殻を多く含む一部の薄片では、殻構造の概形を認識できるものもある(第3.24図D–F)が、フッ化水素酸による処理では放散虫化石を分離することはできなかった。

層状砂岩(Ss) 砂岩は主に折壁川上流部以北で本ユニット上部100–500 mを占めて分布する(第3.22図)。分布域全域にわたって非常に良く成層しており、単層厚は概ね20 cm–2 mである。層間には一般に黒色泥岩層が挟まれている。砂岩層内での級化や、上位の黒色泥岩への上方細粒化がしばしば観察される。主に明灰色～灰色の中粒～細粒砂岩である。長径数mm～数cmの黒色泥岩岩片を偽礫として含む場合がある。主に淘汰度の良い石英長石質のアレナイトである(第3.24図H)。

[年代]

門図幅地域内では、シスウラリアン世～後期三畳紀ノーリアン期を指示するコノドント化石がチャートから得られている(豊原ほか, 1980; 村井ほか, 1985; 高橋ほか, 2016)。灰色珪質泥岩中に挟在する珪長質凝灰岩層からは、167 MaのジルコンU–Pb年代が得られている(Muto, 印刷中; 第3.1表)。砂岩の碎屑性ジルコンU–Pb年代測定からは171 Maを示す最若クラスターが得られているが、これは上記の凝灰岩より古いため堆積年代を示さないとされる(Muto, 印刷中)。北側の陸中関図幅地域及び一戸図幅地域で得られた放散虫化石の検討では、灰色粘板岩質泥岩及び珪質泥岩の年代は中期ジュラ紀バトニアン期～後期ジュラ紀キンメリッジアン期であることが示されている(中江・鎌田, 2003; Nakae, 2016)。碎屑岩の化石年代と凝灰岩のジルコン年代から推定される関ユニットの付加年代は、中期ジュラ紀バトニアン期～後期ジュラ紀キンメリッジアン期だが、門図幅地域内ではバトニアン期に形成された部分のみが分布する。

[地質構造]

関ユニットは平庭岳向斜の両翼で地質構造が異なっている。東翼では、層理面・劈開面は北北西–南南東から北西–南東の走向を持ち、60–80°で南西へ傾斜する。ユニット内の岩相境界もこの姿勢と調和的である。安家川周辺で北西–南東走向であり、最北部及び南東部に向けて緩やかに北北西–南南東に変化する。西翼では南北～北西–南東走向・東傾斜の構造が広く見られる。東翼の折壁東方の稜線付近や、西翼の松山沢など、チャートの分布域が広がっている部分では地層の姿勢が全体の傾向から大きく異なる露頭が認められた。半波長200 m以下の褶曲がチャートの見かけ層厚を厚化させているとも解釈できるが、限られた露出からはチャートにしばしば見られる半波長数10 m程度の小褶曲との判別が困難である。

3.6 高屋敷ユニット (Tr, Tb, Tl, Tc, Ti, Tm, Ts, Tg)

【定義・名称】

定義は中江ほか(2021)の高屋敷コンプレックスを踏襲する。命名は杉本(1974a)の高屋敷層に由来する。久慈市山根町を中心に分布する玄武岩類・石灰岩・チャートの連続層序を示す整然相をなす岩相と、岩泉町高屋敷～栗山を中心に分布する玄武岩類・石灰岩・チャート・珪質泥岩・凝灰岩・泥岩・砂岩・礫岩が地質図規模で混在相ないし破断相を示す岩相からなる付加体を指す。本報告では、前者の連続層序からなる整然相を安家サブユニット、後者の混在相ないし破断相からなる部分を松ヶ沢サブユニットと定義する。

杉本(1974a)は、主に玄武岩からなる沢山川層、石灰岩からなる安家層、碎屑岩からなる高屋敷層を定義した(第3.2図)。高橋ほか(2016)では上記の沢山川層及び安家層を合わせたものについて安家ユニットと定義し、杉本(1974a)の高屋敷層を高屋敷ユニットと再定義した(第3.2図)。中江ほか(2021)では安家ユニットの構成要素である玄武岩類と石灰岩が高屋敷ユニットにも含まれることなどから、これらを統合して高屋敷コンプレックスを定義した(第3.2図)。本報告では更に、これまで高橋ほか(2016)の安家ユニットに特有であった苦鉄質深成岩やチャート石灰岩互層が同研究の高屋敷ユニットから産することを明らかにし、これを無視できない岩相の共通点と考えた。上記を踏まえ、本報告では中江ほか(2021)による高橋ほか(2016)の高屋敷ユニットと安家ユニットを統合した層序単元の設定を支持する。杉本(1974a)は葛形背斜東翼において安家層と接して東側に分布する地層を間木平層とした。一方、中江ほか(2021)は陸中関図幅地域の長内川東岸にて、泥質岩中に玄武岩類・石灰岩・チャート・砂岩などの岩体を挟有する特徴からこれを高屋敷コンプレックスに含めた。長内川東岸の地層の南方延長は、門図幅地域では安家川及びその支流の江川川東岸に露出し、礫岩や礫質泥岩を含むことや泥岩優勢な泥岩砂岩互層の破断相を主体とすることから、高屋敷ユニットに含めるのが妥当である。上記の通り、本研究の高屋敷ユニットは中江ほか(2021)の高屋敷コンプレックスに一致する(第3.2図)。

中江ほか(2021)では高屋敷コンプレックスを杉本(1974a)の沢山川層に相当する下部、安家層に相当する中部、高屋敷層に相当する上部に区分し、下部には沢山川玄武岩、中部には安家石灰岩の岩相単元名称を使用した。ただし、厳密には杉本(1974a)の安家層最上部のチャートが、中江ほか(2021)では上部に組み込まれている。ここで、沢山川玄武岩と安家石灰岩は整合一連な整然相である一方、中江ほか(2021)の高屋敷コンプレックス上部は海洋性岩石である玄武岩・石灰岩・チャートが碎屑岩中に一部混在化して整合関係が保たれていない。

そこで本報告では、中江ほか(2021)の高屋敷コンプレックス下部と中部に相当する沢山川玄武岩と安家石灰岩を安家サブユニット、上部に相当する混在相～破断相部分を松ヶ沢サブユニットと呼称する(第3.2図)。2つのサブユニットはそれぞれ、高橋ほか(2016)の安家ユニットと高屋敷ユニットに相当する。

本報告では、上記の経緯のもと中江ほか(2021)が用いた高屋敷の地理名称を引き継ぐ。一方、国際層序ガイドではある層序単元とその細分単元に同じ地理名称を用いてはならないと定められているため(Salvador, 2013; 3.B.3.a.vi)、松ヶ沢サブユニットは杉本(1974a)の高屋敷層及び高橋ほか(2016)の高屋敷ユニットと一致するが、地理名称として「高屋敷」は用いない。

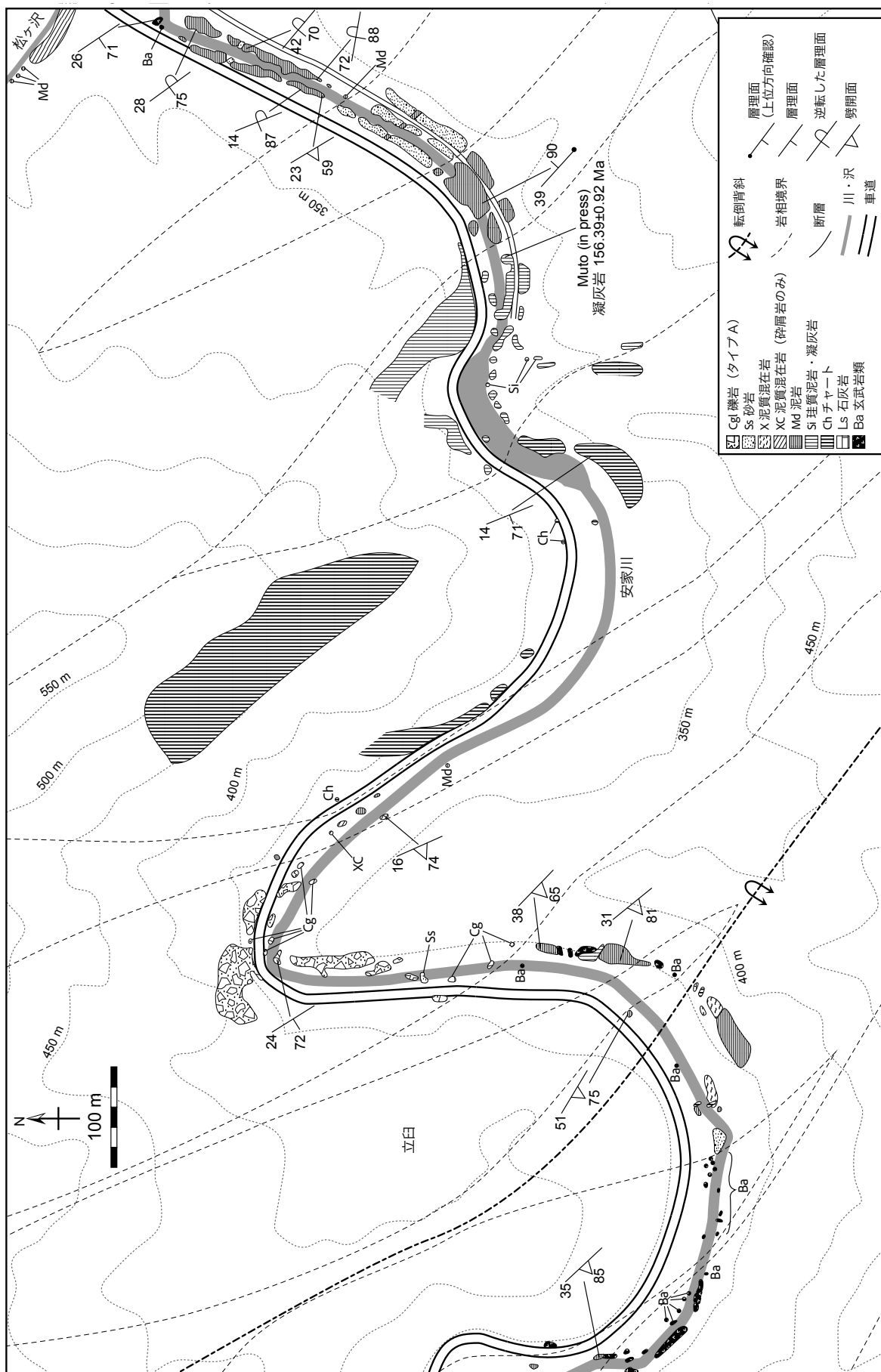
【模式地】

中江ほか(2021)を踏襲し、安家サブユニットの模式地を山根町川又西方～横倉付近の川又川沿い、松ヶ沢サブユニットの模式地を岩泉町高屋敷～立臼の安家川沿いに設け、両者を合わせて高屋敷ユニットの複合模式地とする。杉本(1974a)は、沢山川層(安家サブユニット下部)の模式地を久慈市山根町滝西方～深田に、安家層(安家サブユニット上部)の模式地を山根町滝～川又に、高屋敷層(松ヶ沢サブユニット)の模式地を岩泉町安家の高屋敷～立臼に定めた。中江ほか(2021)は安家サブユニット相当部の模式地を先述の通り再設定した上で複合模式地を設定しており、本報告はこれに従う。なお、杉本(1974a)では当初の高屋敷層模式地に含める意図があったか記述からは明白に読み取れないが、立臼東方には松ヶ沢との出合までの安家川沿いに松ヶ沢サブユニットの典型的な岩相の好露出があり、現在では高屋敷周辺よりも露出が良いため、本報告では模式地に含める(第3.25図)。安家サブユニットの石灰岩は安家川支流の長内沢や江川川にも好露出がある。門図幅地域内では安家サブユニット下部の玄武岩類は分布していない。松ヶ沢サブユニットは安家川支流の松ヶ沢沿いにも良好な露出がある。

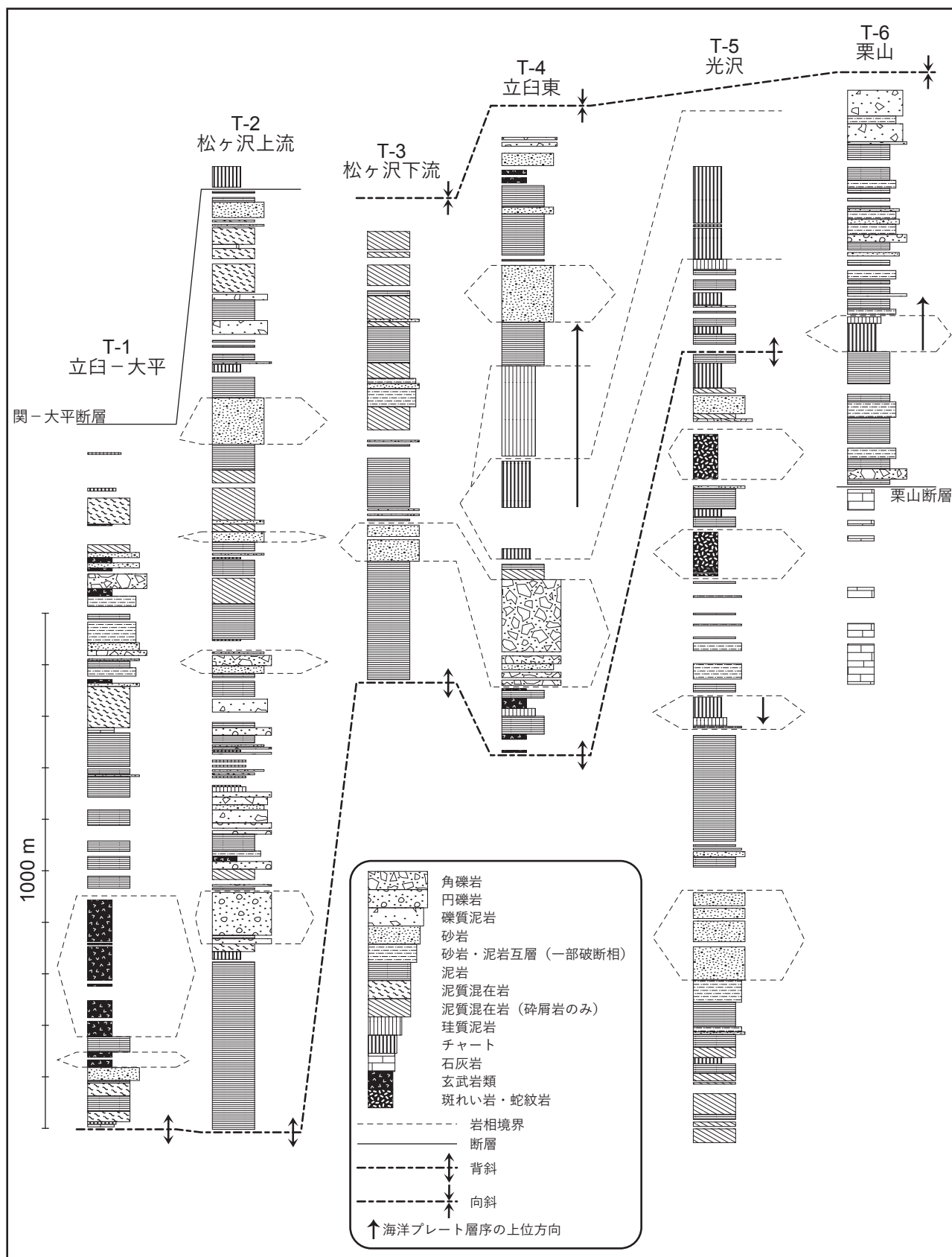
【分布と層序関係】

門図幅地域では関ユニットの構造的下位で北東側に連続して分布し、図幅範囲の北東部を占める。また、葛巻町泥這東方の平庭岳向斜西翼において、関ユニットに属するチャートの構造的下位に僅かに分布する泥質混在岩も高屋敷ユニットに含めた。この泥質混在岩は主に泥質基質と砂岩の岩塊・岩片からなり、関ユニットでは混在相がほとんど認められないことから、本報告では暫定的に高屋敷ユニットの一部とした。ただし、西縁を接する突柴森岩体による接触変成作用と露出の乏しさのため、詳細な岩相の観察は難しい。

高屋敷ユニットの付加体としての初生的な構造的下限



第 3.25 図 高屋敷ユニットの立白付近におけるルートマップ
位置は付図 2 に示す。



第 3. 26 図 高屋敷ユニットの見かけ柱状図
各ルートの位置は付図 2 に示す.

は門図幅地域では露出しないが、北隣陸中関図幅地域で岩脇断層を介して茅森ユニットと接する(中江ほか, 2021)。高屋敷ユニットは北隣陸中関図幅地域にも連続して広く分布するほか、門図幅地域の東方及び南方にも連続していることが知られる(杉本, 1974a; 山口, 1981; 中江ほか, 2021)。

高屋敷ユニット内には転倒した葛形背斜が位置し、構造的低位の安家サブユニットは背斜軸を中心に、構造的上位の松ヶ沢サブユニットはその東西に分布する。両サブユニットの境界は、門図幅地域内では安家サブユニットの石灰岩、もしくはその層序学的上位のチャート石灰岩互層またはチャートの上限にあり、断層境界である。一方、陸中関図幅地域の一部では安家サブユニット最上部のチャートの上位に珪質泥岩や泥岩が整合的に累重する可能性がある(中江ほか, 2021)。

[層厚]

高屋敷ユニットでは、松ヶ沢、安家両サブユニットで閉じた転倒褶曲が発達して見かけ層厚を増加させている。安家サブユニットの層厚は最も厚い安家川沿いで1,100–1,500 mだが、門図幅地域で地表に分布していない沢山川玄武岩や安家石灰岩下部を合わせた層厚はさらに数100 m厚い。松ヶ沢サブユニットは、褶曲が認定されていない折壁川上流–高内沢間での層厚は見かけ約2,700 mである。ただし、安家川沿いなど露出の良い部分では同斜構造を示す部分でも局所的な層序方向の逆転がしばしば見られるため、露出が連続的でない上記区間では層序方向に関するデータが限られており、転倒褶曲を認識できていない可能性もある。

[岩相]

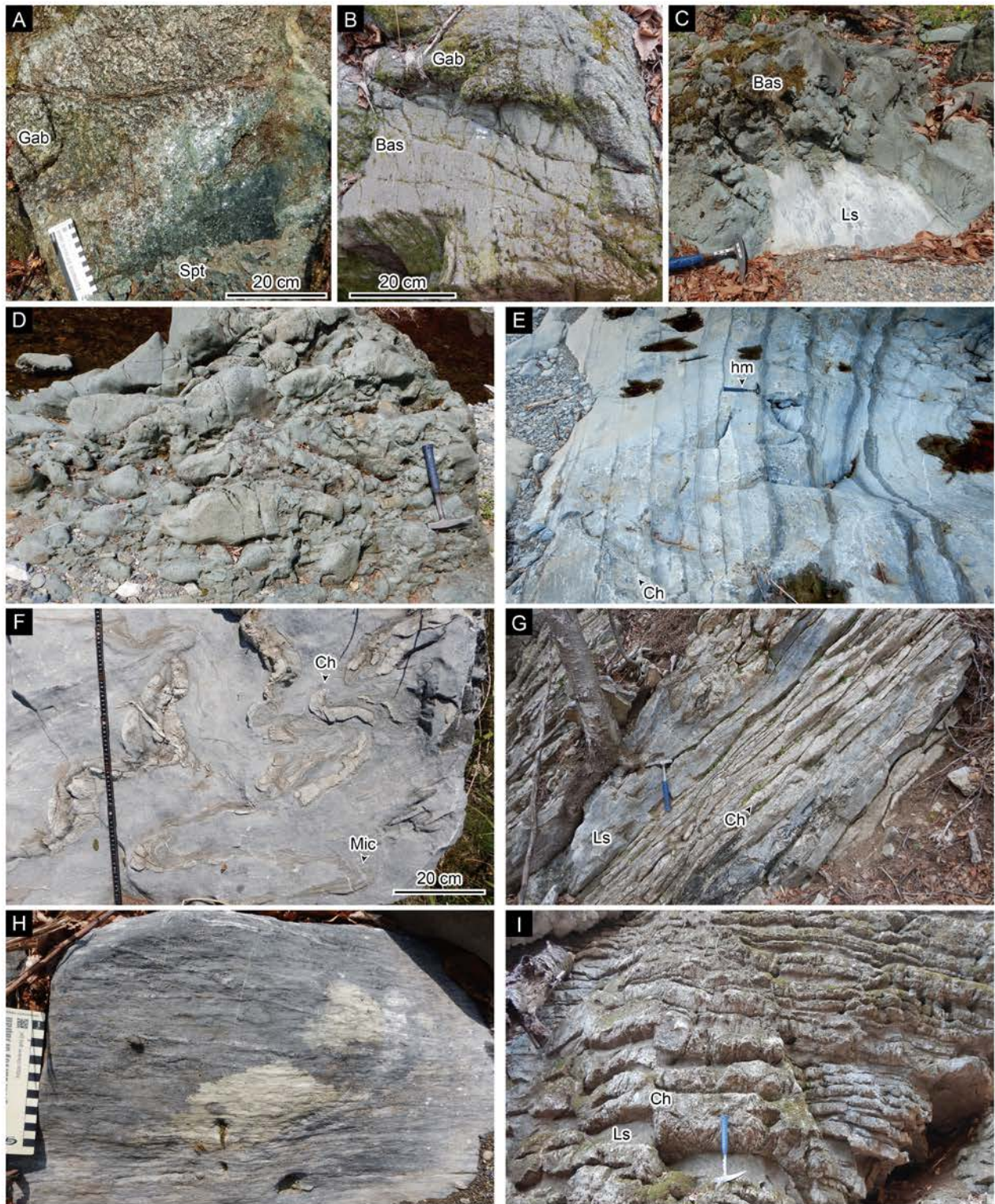
門図幅地域内では、高屋敷ユニットのうち安家サブユニットは石灰岩とこれに層序的に累重する少量のチャートからなる。松ヶ沢サブユニットは斑れい岩・玄武岩類・石灰岩・チャート・珪質泥岩・珪長質凝灰岩・凝灰質泥岩・泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩・礫岩からなる(第3.26図)。地質図規模では、大部分は泥岩の分布中にその他の岩相の岩体が包有される混在相を示すが、部分的にはチャート–碎屑岩シーケンスの一部が保存されているなど、破断相を示す(第3.26図)。松ヶ沢サブユニットは、露頭規模では葉理や互層などの初生的層序関係が保存された整然相–破断相を示す場合が多い。なお、詳しくは次章で述べるが、門図幅地域の高屋敷ユニットは前期白亜紀北上花崗岩類の地表分布との近さにかかわらず、大部分で接触変成作用を受けている。

斑れい岩 (Tr) 本岩は松ヶ沢サブユニット中にごく僅かに見られ、門図幅地域北東部光沢の泥質岩中に厚さ100 m以下で2岩体が分布するほか(第3.26図)、南東部

の松橋川東方で玄武岩類とともに厚さ約50 mの岩体をなす。斑れい岩には、蛇紋岩化した超苦鉄質岩(後述)と少量の玄武岩が伴われる。斑れい岩と蛇紋岩はやや漸移的に接することが、露頭1箇所を確認された(第3.27図A)。斑れい岩に伴う玄武岩は主にドレライトからなり、斑れい岩に貫入している様子が露頭1箇所を確認された(第3.27図B)。斑れい岩は自形のチタン普通輝石と半自形の斜長石からなり、骸晶状のイルメナイトを含む(第3.28図A)。なおチタン普通輝石は、周辺部が緑色の普通角閃石に置換されており、試料によってはほぼ全てが置換されている(第3.28図A)。また、緑れん石、緑泥石、炭酸塩鉱物などの二次鉱物が生じている。超苦鉄質岩はほぼ完全に蛇紋岩化しており(第3.28図B)、薄片1試料のみでかんらん石の残存が確認された(第3.28図C)。カンラン石の仮像は自形を示し、蛇紋石(第3.28図B)・滑石・トレモラ閃石・炭酸塩鉱物(第3.28図C)に置換されている。その粒間はトレモラ閃石(第3.28図B)・緑泥石・炭酸塩鉱物(第3.28図C)に置換された元は輝石と考えられる仮像からなる。また、自形のクロムスピネルを副鉱物として含む。光沢及び松橋川東方の斑れい岩の特徴は、陸中関図幅地域の沢山川玄武岩中に見られる斑れい岩と一致する(土谷ほか, 1999a; 久保, 2010)。土谷ほか(1999a)は鉱物化学組成からこの斑れい岩を海洋島火成活動起源としている。本報告で新たに確認した超苦鉄質岩は、斑れい岩と断層でない境界を持つことから、暫定的に斑れい岩と同じマグマから生じた集積岩だと解釈した。

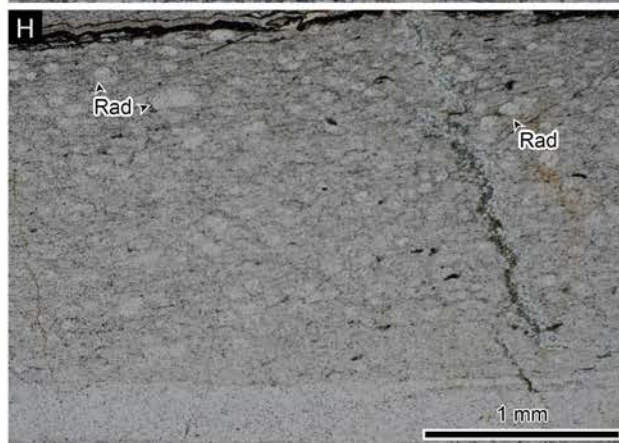
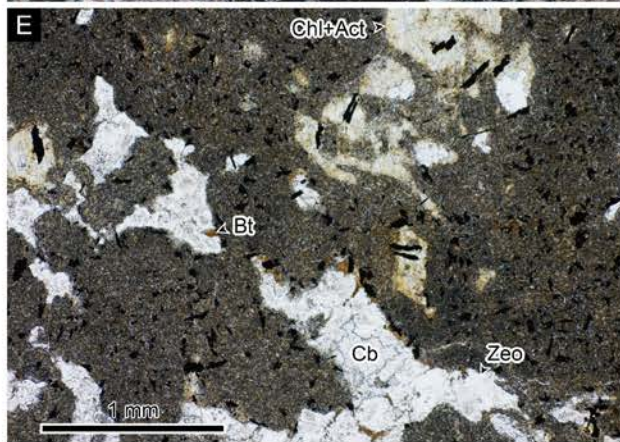
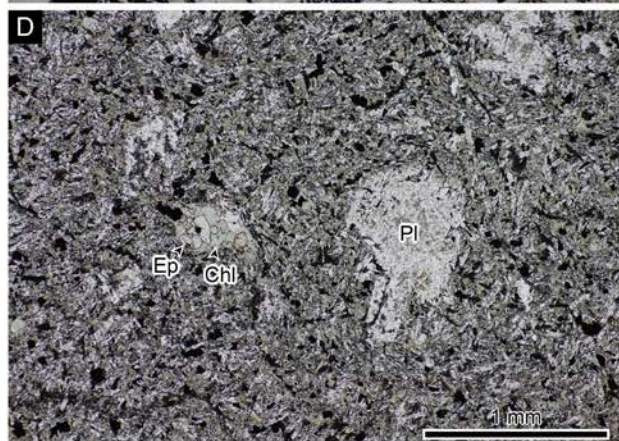
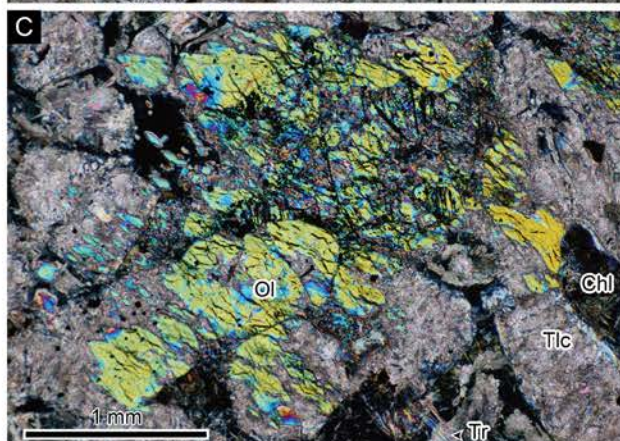
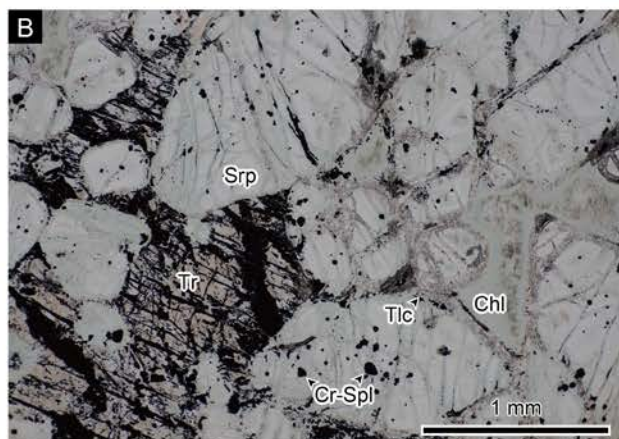
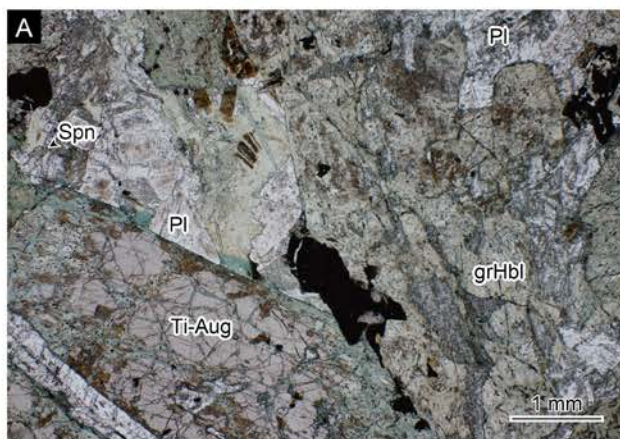
玄武岩類 (Tb) 玄武岩類は、門図幅地域では松ヶ沢サブユニット中の岩体として、高屋敷から立臼にかけてや松橋川東方の山中に分布する。このほか、同サブユニットの泥質混在岩中に岩塊・岩片として存在する。玄武岩類はともに緑色を呈する火山碎屑岩と溶岩からなり、前者がより多い。玄武岩火山碎屑岩は数cm–30 cm程度の玄武岩礫を含む凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなり、凝灰岩を伴う(第3.27図D)。また、稀に石灰岩が含まれる(第3.27図C)。玄武岩溶岩は主に塊状無構造だが、一部では弱い鱗片状劈開を持つ。火山碎屑岩の玄武岩礫及び玄武岩溶岩には斜長石斑晶が見られる場合があるが、苦鉄質鉱物は緑泥石・アクチノ閃石・緑れん石に置換されている(第3.28図D, E)。石基部分は細粒な斜長石・不透明鉱物及び二次鉱物であるアクチノ閃石・緑泥石からなる。一部では、自破碎による孔隙が認められ、沸石・炭酸塩鉱物により充填されている(第3.28図E)。しばしば脈などに接触変成により生じた黒雲母が認められる。

石灰岩 (Tl) 石灰岩は、安家サブユニットの大部分を占めており、松林から元村の安家川沿い付近から黒森山の東方にかけて分布する。松ヶ沢サブユニットにも主に厚



第 3.27 図 高屋敷ユニットの斑れい岩・玄武岩類・石灰岩の露頭写真

(A) 斑れい岩と蛇紋岩の境界。光沢。(B) 斑れい岩に貫入する玄武岩。光沢。(C) 石灰岩を含む玄武岩火山碎屑岩。燃壁沢出合。(D) 玄武岩火山碎屑岩。立臼西方。(E) 安家サブユニットの層状石灰岩。暗色の泥質層を挟有する。長内沢。(F) 安家サブユニットの珪質ミクライト層及びチャート層を含む石灰岩。流動状褶曲をなす。元村。(G) 安家サブユニットの石灰岩チャート互層。安念北方。(H) 松ヶ沢サブユニットの礫状石灰岩。高屋敷。(I) 松ヶ沢サブユニットのチャート石灰岩互層。二升石北方。Bas：玄武岩類，Ch：チャート，Gab：斑れい岩，Ls：石灰岩，Mic：珪質ミクライト，Spt：蛇紋岩，hm：ハンマー。



さ 50–100 m の岩体として含まれる。北隣陸中関幅地域の松ヶ沢上流域イタダキ沢林道沿いでは、厚さ 200 m に達する岩体が産する。

安家サブユニットの石灰岩は主に白色～灰色を呈する。単層厚が 10 cm～1 m 程度の層状をなし、層間には暗灰色の石灰泥薄層や、白色～暗灰色を呈し一部側方に不連続な珪質ミクライト層・チャート層を挟む(第 3.27 図 E)。また、門関幅地域では普遍的に厚さ 3–10 cm 程度で暗灰色、扁平なチャートノジュールを含んでいる(第 3.27 図 F)。チャート層及びチャートノジュールは安家サブユニットの石灰岩の層序的上位ほど多く産出する傾向にあり、後述の石灰岩チャート互層へ移化している。産出量は少ないが、露頭で黄白色～淡褐色を呈するドロストーン化した部分も存在する。しばしば半波長数 10 cm～数 m 程度の不規則な流動状の褶曲や閉じた褶曲が見られる(第 3.27 図 F)。分布域の西側に位置する長内沢や追子沢上流などでは、数 mm～数 cm に剥離するスレート劈開が発達する部分がある。元村周辺などの一部では石灰岩の上位に厚さ 10 m 程度の石灰岩チャート互層が累重し(第 3.27 図 G)、更に上位の層状チャートへ移化する。杉本(1974a)などはチャートノジュールを含む石灰岩も石灰岩チャート互層として岩相区分している。本報告では細分化を避け、含チャートノジュール石灰岩は石灰岩に、石灰岩チャート互層はチャートに含めた。安家サブユニットの石灰岩はほぼ全体で生砕物などの粗粒な粒子を全く含まず、鏡下では接触変成作用のため再結晶した方解石の集合体が観察される(第 3.28 図 F)。特に、元村東方など分布域の東部が強く再結晶化を受けて粗粒になっている。

松ヶ沢サブユニットの石灰岩は白色～灰色を呈し層状、礫状(第 3.27 図 H)ないし塊状であり、松ヶ沢上流部に産するものなどではスレート劈開が発達する。松ヶ沢から高屋敷にかけては、石灰岩体の近傍に石灰岩の岩塊が多産し、石灰角礫岩も見られる。一部の石灰岩では再結晶した方解石の他に火山岩岩片や石英粒子を含んでおり、安家サブユニットの石灰岩とは特徴が異なる(第 3.28 図 G)。

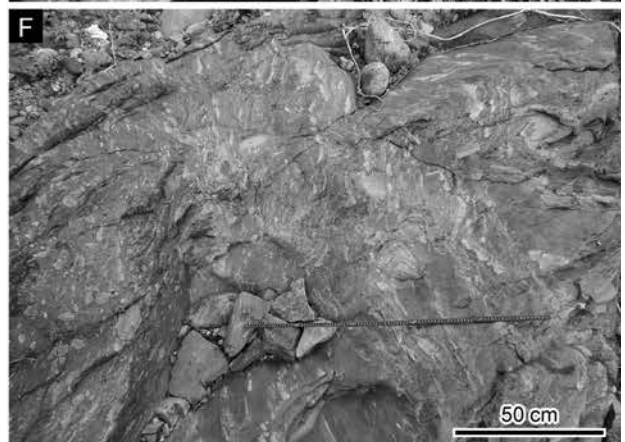
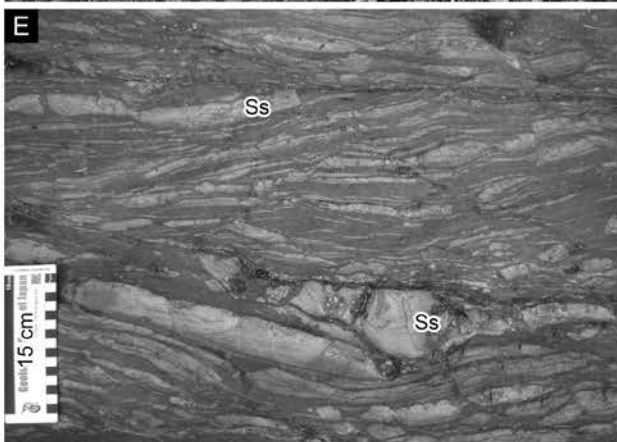
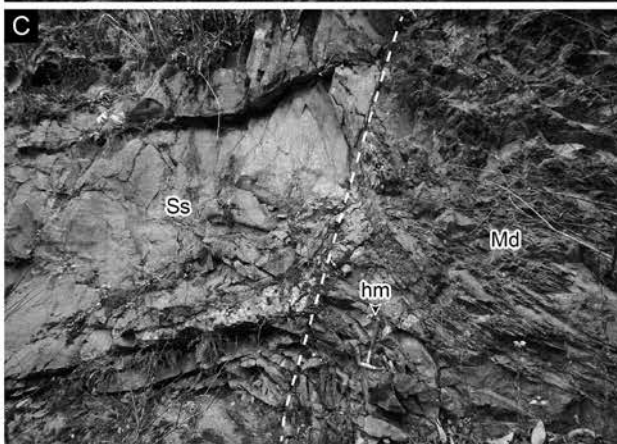
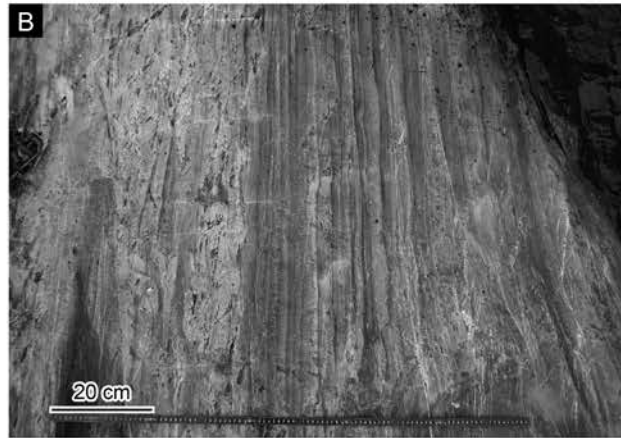
チャート(Tc) チャートは、安家サブユニットでは最上

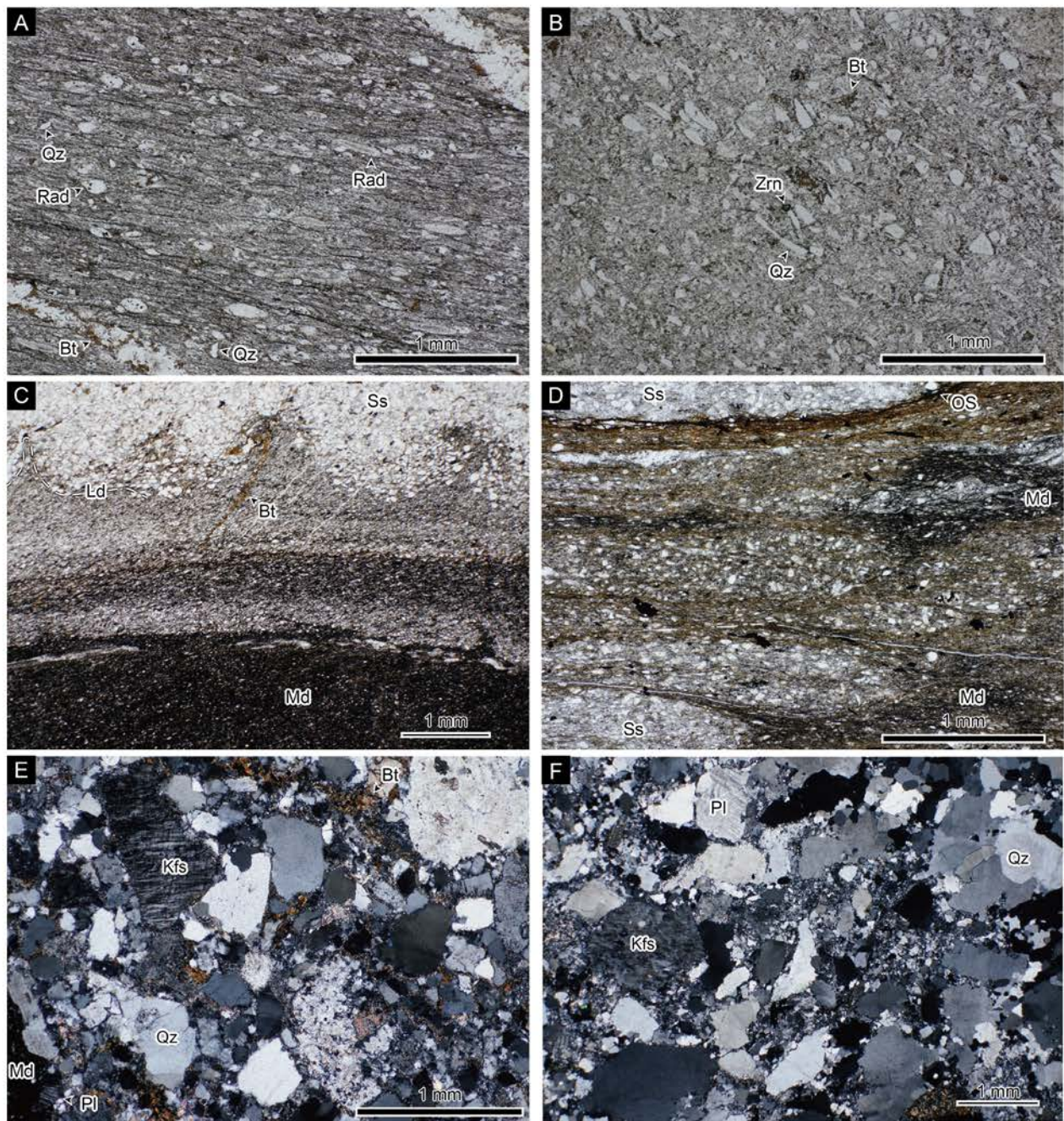
部に最大で厚さ 150 m 程度の岩体として、松ヶ沢サブユニットでは厚さ 50–200 m の岩体として分布する(第 3.26 図)。岩相は両サブユニットで共通しており、灰白色～暗灰色を呈し、大部分は単層厚数 cm 程度の層状(第 3.29 図 A)、一部は塊状である。接触変成作用のため多くの場合は微晶質なモザイク状石英からなる。放散虫殻が認められることもあるが、再結晶のため殻構造はほぼ識別できない(第 3.28 図 H)。なお、先述の通り安家サブユニットのチャートは下位の石灰岩との間に石灰岩チャート互層を伴い、松ヶ沢サブユニットでも岩泉町二升石北方で同様の岩相がチャートに随伴する(第 3.27 図 I)。

珪質泥岩及び珪長質凝灰岩(Ti) 珪質泥岩と珪長質凝灰岩は、松ヶ沢サブユニットからのみ確認されている。幅 100 m 以下の岩体としてチャートに付随して分布するほか、泥質岩に包有される岩塊として産する(第 3.26 図)。これらはともに灰色～暗灰色を呈し一部では褐色を帯び、セメントされているため緻密で、弱いガラス光沢を持つ岩石である(第 3.29 図 B)。上記の特徴はチャートにも一部共通し、磨かれていない露頭面などでは区別が付きにくい。過去にはチャートと記載されることも多かった(例えば、杉本, 1974a; 高橋ほか 2016)。珪質泥岩と珪長質凝灰岩は、チャートと比べると破断面にシルト大の粒子が見られる場合があることや、透明度が低くガラス光沢が弱いことで区別でき、鏡下観察ではより明確に判別できる。典型的な珪質泥岩は粘土鉱物や微晶質石英からなる基質と、放散虫殻と少量の石英などのシルト大粒子からなる(第 3.30 図 A)。珪長質凝灰岩は円磨度と球形度の低い石英粒子と、微晶質石英・細粒白雲母・無色の粘土鉱物より構成される基質からなる(第 3.30 図 B)。珪質泥岩と珪長質凝灰岩の中間成分や、碎屑性粒子のやや多い凝灰質泥岩も存在する。大鳥ユニットの場合と同じ様に珪質泥岩・凝灰質泥岩・珪長質凝灰岩を肉眼で確実に判別することは容易ではない。また、高屋敷ユニットの大部分が前期白亜紀北上花崗岩類の接触変成作用を被った結果、黒雲母の生成と基質の再結晶が進んでいる。そのため、岩相の識別が更に難しくなっており、珪質泥岩・凝灰質泥岩・珪長質凝灰岩はまとめて扱う。

←第 3.28 図 高屋敷ユニットの斑れい岩・玄武岩類・石灰岩・チャートの薄片写真

(A) 斑れい岩。(B) 超苦鉄質岩。ここではかんらん石が蛇紋石に、輝石と見られる鉱物がトレモラ閃石に主に置換されている。(C) 超苦鉄質岩。例外的にかんらん石が残存している。(D) 玄武岩溶岩。石基部分は細粒な斜長石、アクチノ閃石、不透明鉱物、緑泥石からなる。(E) 一部自破碎した玄武岩溶岩。(F) 安家サブユニットの石灰岩。(G) 松ヶ沢サブユニットの石灰岩。(H) チャート。Act: アクチノ閃石, BC: 生砕物, Bt: 黒雲母(接触変成鉱物), Cb: 炭酸塩鉱物, Chl: 緑泥石, Cr-Spl: クロムスピネル, Ep: 緑れん石, grHbl: 緑色普通角閃石, Lm: 葉理, Ol: かんらん石, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Rad: 放散虫殻, Spn: スフェーン, Ti-Aug: チタン普通輝石, Tlc: 滑石, Tr: トレモラ閃石, vol: 火山岩片, Zeo: 沸石, C以外オープンニコル, Cのみクロスニコル。





第 3.30 図 高屋敷ユニットの半遠洋性堆積岩と砕屑岩の薄片写真。

(A) 珪質泥岩。(B) 珪長質凝灰岩。(C) 砂層を挟む泥岩。(D) 砕屑岩からなる混在岩。(E) 中粒砂岩。(F) 極粗粒砂岩。Bt：黒雲母(接触変成鉱物)，Kfs：カリ長石，Ld：荷重痕，Md：泥岩，OS：不透明シーム，Pl：斜長石，Qz：石英，Rad：放散虫殻，Ss：砂岩，Zrn：ジルコン。E，F以外オープンニコル，E，Fのみクロスニコル。

←第 3.29 図 高屋敷ユニットのチャート・半遠洋性堆積岩・砂岩・泥岩の露頭写真。

(A) チャート。光沢。(B) 珪質泥岩と凝灰質泥岩からなる細互層。立臼東方。(C) 砂岩岩塊とこれを包有する泥岩からなる基質。劈開面は岩相境界と高角で斜交する。黒森山南東。(D) 砂質及び凝灰質薄層を含む泥岩。立臼東方。(E) 砂岩泥岩互層の破断相。栗山(安家)。(F) 不規則な流動変形を示す砂岩泥岩互層の破断相。元村東方。(G) 泥質基質中に砂岩を含む混在岩。松橋川支流。(H) 厚層理砂岩。黒森山南東。Md：泥岩，Ss：砂岩，Tf：珪長質凝灰岩，hm：ハンマー。



第 3.31 図 高屋敷ユニットの礫岩の露頭写真

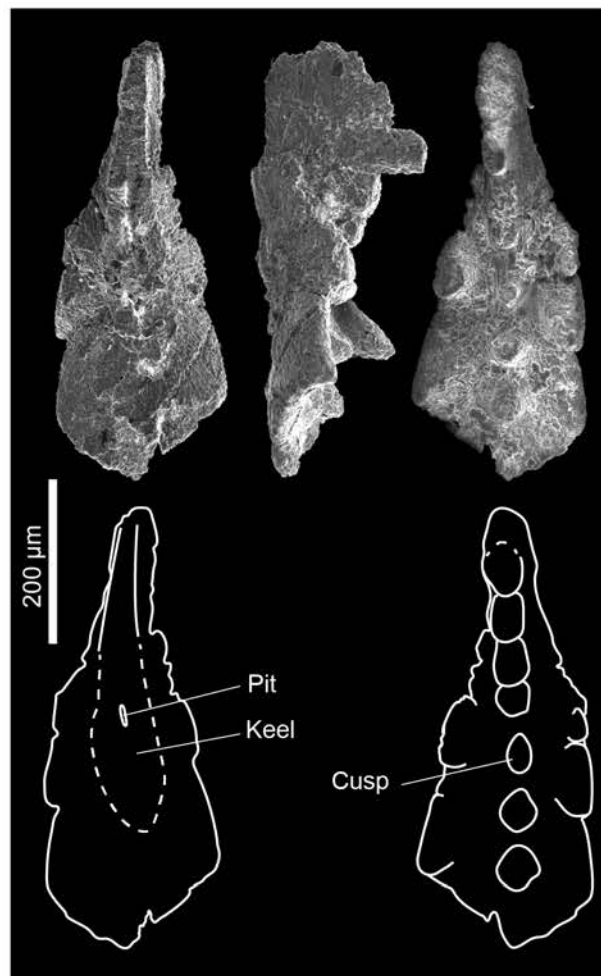
(A) タイプAの礫岩。立白東方。(B) タイプBの礫岩。大平。(C) タイプBの礫岩。燃壁沢。(D) 葉理のある泥岩と破断相をなすタイプBの礫岩。松ヶ沢出合付近。(E) タイプCの礫岩。栗山(安家)。(F) タイプCの礫岩。松ヶ沢。(G) タイプCの礫岩。元村東方。接触変成を受けている。(H) 葉理のある泥岩と破断相をなすタイプCの礫岩。松ヶ沢。Ch：チャート礫，Ls：石灰岩礫，Md：泥岩偽礫，Sc：砂岩偽礫，Ss：砂岩礫，hm：ハンマー。

泥岩 (Tm) 地質図で泥岩として一括した岩相には、黒色泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩互層、泥質混在岩、泥質基質と主にチャートの細礫からなる礫質泥岩を含む。これらは松ヶ沢サブユニットにおいて、他岩相の岩体を包有する基質として大部分を構成する(第3.26図)。包有する岩体との境界は、露頭規模では層理面及び劈開面と高角で交わる場合がある(第3.29図C)。本岩相は安家サブユニットには分布しない。

最も広く分布するものは黒色泥岩で、これはスレート劈開を持ち、砂岩・シルト岩・珪長質凝灰岩などの薄層を挟むことも多い(第3.29図D)。泥岩優勢砂岩泥岩互層は、砂岩の割合がやや大きいことを除くと、砂岩の層や葉理を含む泥岩と岩相が良く類似しており、地質図上では側方で黒色泥岩または泥質混在岩に移化することが多い。泥岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層は、露頭規模以下では整然相(第3.29図D)～破断相(第3.29図E)をなす。元村東方の安家川沿いでは、泥岩中に葉理などの堆積構造を残した砂岩層が破断して、流動的かつやや不規則に変形する特徴的な産状が見られる(第3.29図F)。泥岩は石英、長石、雲母、粘土鉱物などの碎屑粒子を主構成物とし、ジルコンや不透明な有機物を少量含む(第3.30図C)。野外だけでなく鏡下でも、荷重痕や級化などの堆積構造が確認できる(第3.30図C)。

泥質混在岩は松ヶ沢サブユニットの構造的上部に分布が比較的集中する(第3.26図)。鱗片状劈開を持つ泥質な基質中に、玄武岩類・石灰岩・チャート・砂岩の岩塊・岩片を様々な量比で含む(第3.29図G)。岩塊・岩片の構成岩石種としては砂岩が最も多く、次いでチャート、玄武岩類の順であり、石灰岩は稀である。泥質混在岩においては、鏡下では堆積構造の破断が進んだ様子が観察される(第3.30図D)。泥質部の構成物は混在化していない泥岩と同様である。一方、混在化していない泥岩ではあまり見られない不透明なシームが発達している(第3.30図D)。

砂岩 (Ts) 砂岩は厚さ50–500 mの岩体として松ヶ沢サブユニット内に広く分布する(第3.26図)。安家サブユニットには分布しない。層状(第3.29図H)または塊状であり、前者の割合が大きい。地質図上では分布の側方連続性が比較的悪く、破断、混在化を受けているが、露頭規模では堆積構造が良く保存されていることが多い。全体として石英長石質アレナイトが卓越する(第3.30図E)。大部分は灰色～暗灰色を呈し、中粒～細粒で粗粒なものほど明色である。一部では灰白色石英質な極粗粒～粗粒砂岩が見られ(第3.30図F)、やや扁平な黒色泥岩の角礫を特徴的に含む場合がある。この様な礫質砂岩は立白東方の安家川沿いなどでは礫岩と互層しており(高橋ほか, 2016の立白砂岩)、礫岩を密接に伴う場合は地質図では礫岩に含めて示した。



第3.32図 高屋敷ユニットから産出したコノドント化石の電子顕微鏡写真

Epigondolella sp. 栗山の安家川に露出するチャートから希フッ化水素酸処理により得られた。

礫岩 (Tg) 礫岩は本ユニットのうち松ヶ沢サブユニットにのみ見られる。厚さ100–200 mの岩体として分布するほか、岩塊としても広く存在する(第3.26図)。礫岩は、基質部分の劈開が礫の姿勢を支配していない点で混在岩とは明確に異なり、しばしば泥岩や砂岩に漸移する。地質図に表現できないものも含めると、礫岩は松ヶ沢サブユニットのほぼ全域で見られ、高屋敷ユニットの重要な特徴の一つである。礫岩には大きく分けて3種類があり、これは極粗粒砂基質で黒色泥岩の中礫大の角礫に富むもの(タイプA, 第3.31図A)、主に砂質基質でチャート・石灰岩の中礫大の角礫が特徴的に見られるもの(タイプB, 第3.31図B–D)、主に泥質基質で砂岩や泥岩の垂円礫状の偽礫を含むもの(タイプC, 第3.31図E–H)である。タイプAは立白東方の安家川沿い(高橋ほか, 2016の立白砂岩)に好観察地がある。極粗粒砂岩と互層しており、明らかに堆積性の礫岩である(第3.31図A)。ま

た、このタイプの礫岩と同種の礫を同種の粗粒～極粗粒砂中に含む礫質砂岩は、砂岩岩体中にしばしば見られる。タイプBの礫岩は大平付近の安家川沿いや燃壁沢沿い^{もえかべざわ}で見られるほか、安家サブユニットより東方の分布域における松ヶ沢サブユニットでも見られる。場所により礫種の構成は多様であるが、石灰岩は含まれていても副次的な量であり(第3.31図B)、チャートや砂岩が多い(第3.31図C)。一部では、泥岩とともに破断相を構成しており、元は互層関係にあったと推定される(第3.31図D)。タイプCの礫岩は栗山付近や松ヶ沢沿いに好観察地があるほか、安家サブユニット東方の分布域における松ヶ沢サブユニットにも見られる(第3.31図G)。このタイプも一部で泥岩と破断相を構成しており、互層関係にあったと推定される(第3.31図H)。なお、松ヶ沢サブユニットには礫質泥岩も良く見られるが、これは基質が泥質である点はタイプCと共通するものの、礫の円磨度や種類はタイプBに類似することが多い。

[年代]

門図幅地域内ではチャートから三畳紀を示すコノドント化石が報告されているほか(豊原ほか, 1980; 高橋ほか, 2016)、本報告でも新たに後期三畳紀ノーリアン期のコノドント化石を発見した(第3.32図)。門図幅地域内の石灰岩からは化石が得られていないが、北方陸中大野図幅地域からは後期三畳紀のコノドント化石が知られている(吉田ほか, 1987)。Muto(印刷中)は、泥岩の層序学的直下に位置する凝灰岩のジルコンから約153 Maの年代を、砂岩の碎屑性ジルコンから約154 MaのU-Pb最若クラスター年代を報告した(第3.1表)。ただし、後者では誤差が大きい(±17 Ma)。東隣岩泉図幅地域では石灰岩からジュラ紀を示すサンゴ化石が、礫岩中の石灰岩礫からペルム紀を示すフズリナ及びサンゴ化石が報告されている(小貫, 1969; 第3.2表の見返橋礫岩及び見返橋礫状石灰岩)。また、高屋敷ユニット分布域から後期ジュラ紀オックスフォード期アンモノイドを含む砂岩転石が知られているが(小貫, 1969)、この転石の起源については検討の余地が大きい(Muto, 印刷中)。碎屑岩の年代から推定される付加年代は、確認できた範囲では後期ジュラ紀オックスフォード期またはキンメリッジャン期だが、分布に対して僅かな地域でしか年代情報が得られておらず、より長い付加年代の幅を持つ可能性もある。

[地質構造]

門図幅地域内では、高屋敷ユニットの層理面・劈開面は北北西-南南東～北西-南東の走向を持ち、50-80°で南西へ傾斜する。南部に向けて北北西-南南東走向に緩やかに変化する。岩相分布は層理面・劈開面の姿勢と調和

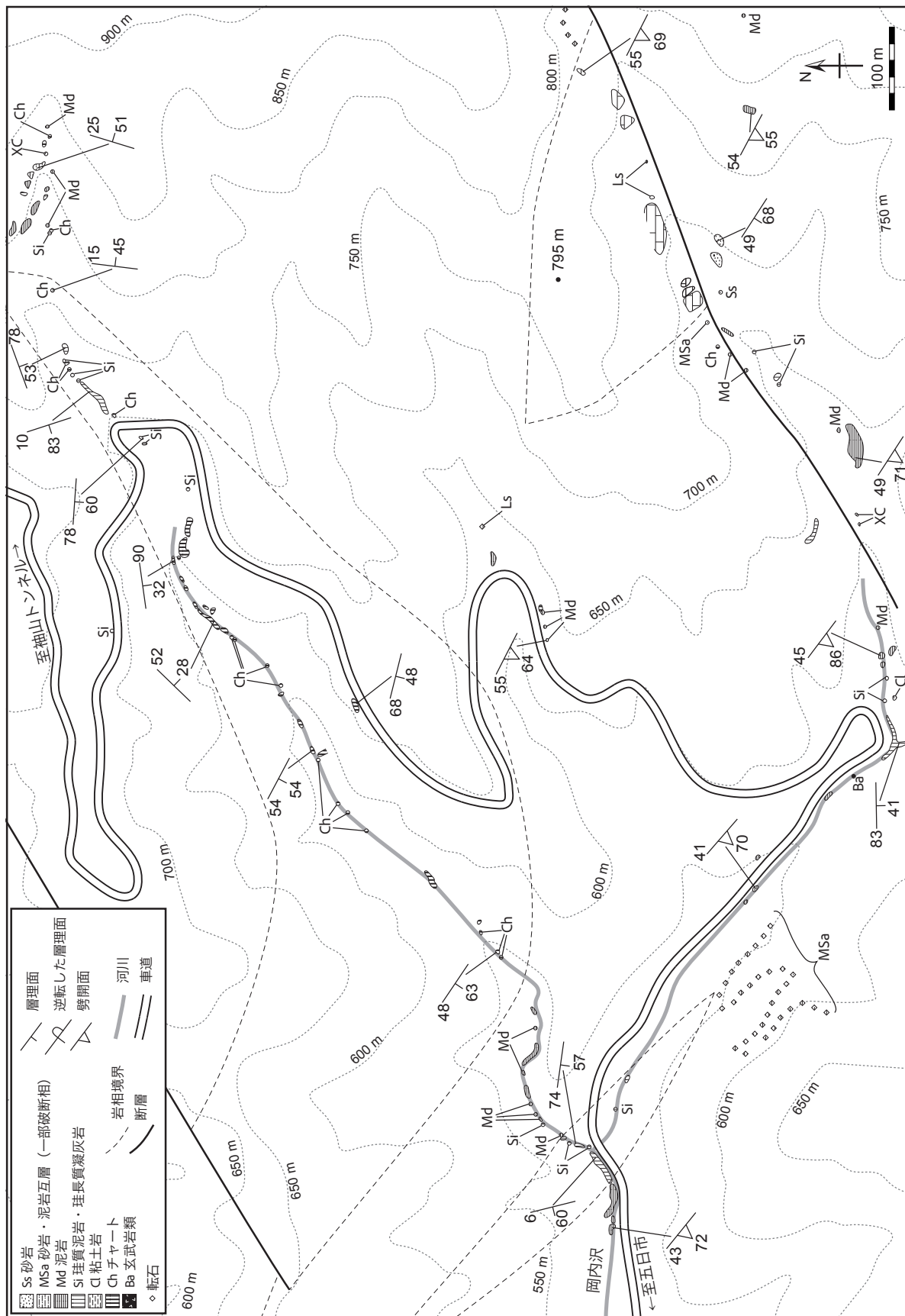
的である。安家川沿いでは複数の閉じた転倒褶曲が認定されている。このうち北隣陸中関地域まで10 km以上追跡できる葛形背斜については第8章2節で記述する。葛形背斜以外に松ヶ沢サブユニット内で半波長1 km程度の閉じた転倒背斜と転倒向斜が認められる。このほか、地質図に表現できない数m～数10 mの範囲での層序方向の逆転も観察され、小規模な閉じた褶曲が多数存在すると考えられる。

3.7 江刈ユニット (El, Ec, Ei, Em, Ex)

[定義・名称]

本報告にて新称する。地理名称の由来である葛巻町江刈の北東部に分布する、泥質岩が卓越し、主に石灰岩とチャートの岩体を含むユニットである。地質図規模で混在相～破断相、露頭規模で主に破断相を呈する。付加体としての初生的な構造的上限及び下限は、門図幅地域では定義できない。

本ユニットの地層は、小貫(1969)では松橋層及び坂本層の一部として示された(第3.2図)。松橋層は門図幅地域南東部松橋付近に模式地が設定され、そこでは本報告における関ユニットと大鳥ユニットの大坂本サブユニットの一部に相当する。関ユニットは整然相を示す点、大坂本サブユニットは露頭規模で主に混在相を示す点で江刈ユニットと岩相的に異なる。さらに、地質構造からも松橋付近の地質体が江刈ユニットの分布域に延長することは支持されない。坂本層は、本報告の大坂本サブユニットの大部分に相当し、両者は模式地の位置も近い。先述の通り、大坂本サブユニットは江刈ユニットと岩相的に異なっている。江刈ユニットは、北隣陸中関図幅地域で“葛巻コンプレックス”及び関コンプレックスの平庭岳向斜西翼の一部とされた地質体の直接の延長に相当する(第3.2図; 中江ほか, 2021)。このうち関コンプレックスは本報告の関ユニットに相当し、上記の通り江刈ユニットと岩相が異なる。“葛巻コンプレックス”は岩井ほか(1964)により葛巻町付近の地層に与えられた“葛巻層”を付加体として再定義した名称だが、両者とも現在に至るまで公式な模式地の設定がされていないため、引用符付きで示す。“葛巻層”は、葛巻町付近では主に混在相からなり、玄武岩類が普遍的に産する点で江刈ユニットと異なる(永広ほか, 2010)。また、葛巻町付近と類似した岩相が分布する一戸図幅地域で得られた“葛巻層”の付加年代は前期ジュラ紀後期～中期ジュラ紀前期であるのに対し(Nakae, 2016)、江刈ユニットの付加年代は後期ジュラ紀以降である(Muto, 印刷中)。以上の様に、門図幅地域の江刈ユニットは松橋層、坂本層、“葛巻コンプレックス”、関コンプレックスいずれにも対比できないため、今回新たに構造層序単元を定義した。



第 3.33 図 江刈ユニットの岡内沢におけるルートマップ

位置は付図 2 に示す。

[模式地]

葛巻町江刈の岡内沢^{おかないざわ}を模式地とする(第3.33図)。門図幅地域の江刈ユニットは総じて露出が悪く、岡内沢でも他ユニットの模式地と比較して露頭が乏しいが、本ユニットを構成する全ての岩相が一通り観察できる。泥岩や泥質混在岩については、より良い露出が突柴森^{まべちがわ}北方の馬淵川上流部に見られる。

[分布と層序関係]

本ユニットは、門図幅地域の北西部に位置する樺森断層と小本川断層に挟まれた三角形の範囲に分布している。他ユニットとの付加体としての初生的構造関係は観察されていない。一方、本ユニットの付加年代は、後述する通り高屋敷ユニットの確認されている付加年代よりやや若い(Muto, 印刷中)。したがって本ユニットは、構造層序的には高屋敷ユニットか、より構造的な下位のユニット(例えば茅森ユニット)に対比される可能性が高い。江刈ユニットは、地質図規模で混在相～破断相である点、石灰岩・チャートの岩体を含む点、露頭規模で主に整然相～破断相を示す点は、高屋敷ユニットと共通する。一方で、高屋敷ユニットに頻繁かつ特徴的に見られる礫岩、主要素として含まれる砂岩岩体、比較的稀だが岩体として産する玄武岩類は、江刈ユニットにはほとんど認められない。さらに、これまで高屋敷ユニットでは確認されていない古生代の石灰岩が、江刈ユニットからは報告されている(杉本, 1974a)。ただし、高屋敷ユニットでも礫岩中の石灰岩からは古生代化石の産出があるため(小貫, 1969)、江刈ユニットの古生代化石を含む石灰岩の産状を精査する必要がある。上記の様に高屋敷ユニットと比較して、岩相的特徴に不一致がある上に、確認されている限りではより若い付加年代を持つことから、本報告では江刈ユニットを別のユニットとして扱う。ただし、他のユニットで明らかな様にユニット内での岩相変化や付加年代の幅は存在するため、高屋敷ユニットのデータが蓄積した上での再検討が望まれる。先述の茅森ユニットは陸中関図幅地域に分布し、チャート・珪質泥岩・砂岩の側方連続性の良い岩体と少量の玄武岩類・石灰岩の岩体が泥質岩中に含まれ、地質図規模では混在相～破断相である(中江ほか, 2021)。茅森ユニットと江刈ユニットの岩相では砂岩・玄武岩類の岩体の有無などの違いがあり、完全な一致は見られない。海洋プレート層序の観点からは、茅森ユニットがチャートや石灰岩が上部三畳系を含むこと(杉本, 1974a; 吉田ほか, 1987)、江刈ユニットが上部ジュラ系の珪質泥岩を含むことしかわかっておらず、対応関係を検討するデータが不足している。

[層厚]

付加体としての初生的な構造的な上限・下限が確認され

ていないため、ユニット全体の層厚は不明だが、葛巻町江刈の近内沢下流部から大窪沢(大久保沢)上流部にかけて見かけ3,000 m以上の層厚が確認できる。

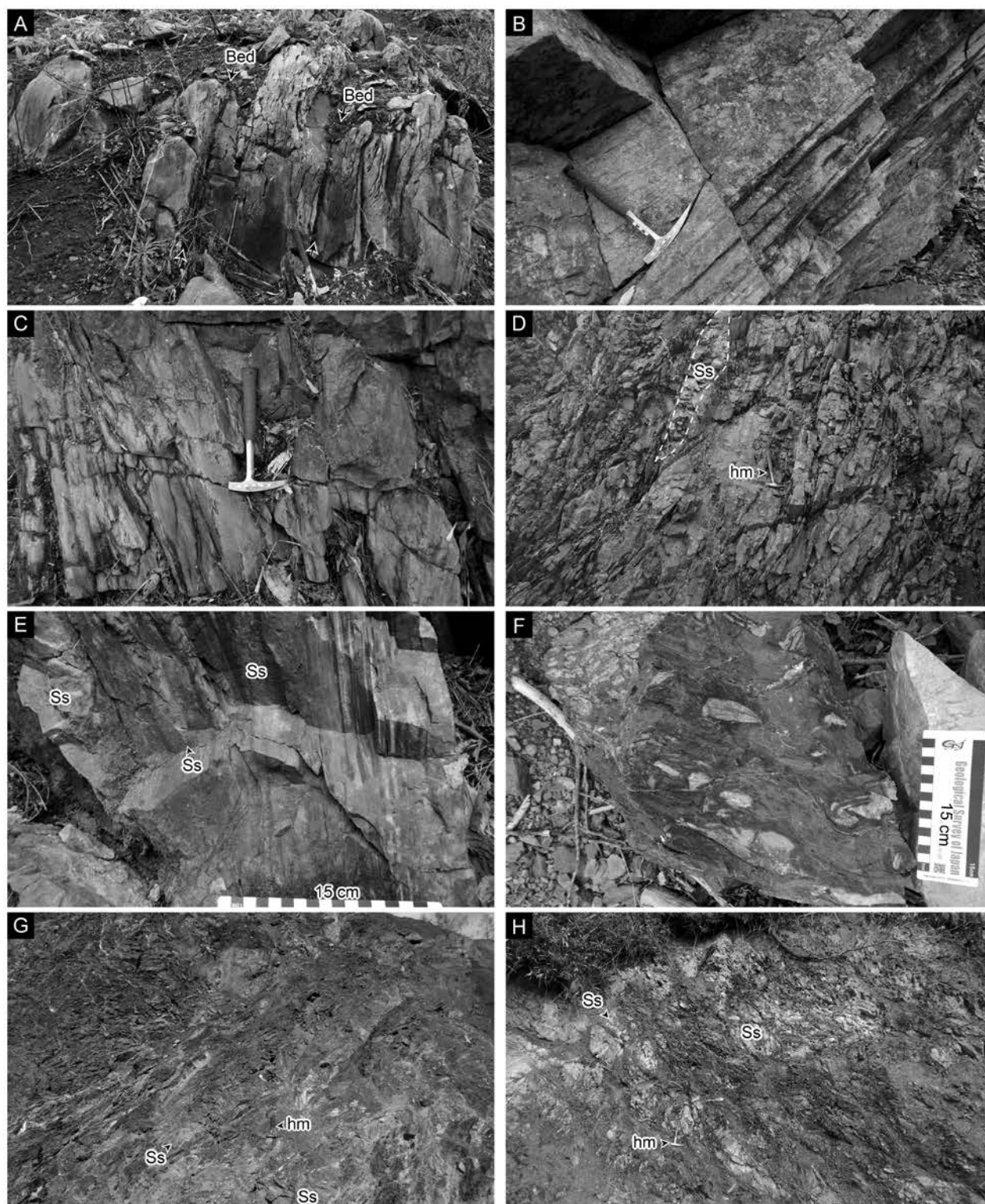
[岩相]

江刈ユニットは主に泥岩及び泥質混在岩を主体とし、石灰岩・チャート・珪質泥岩及び珪長質凝灰岩を含む(第3.34図)。地質図規模では、泥岩及び泥質混在岩からなる基質中に、その他の岩相の岩体が包有される混在相である。露頭規模では、泥質岩も含め層理や葉理などの堆積構造が識別できる破断相～整然相であることが多い。分布域の大部分では、北上花崗岩類の突柴森岩体による接触変成作用を受けている。

石灰岩(EI) 石灰岩は、厚さ100–300 m、長さ200–1,500 mのレンズ状の岩体をなして車門東方の山中に分布する。大部分では露出が悪いが、車門から東方に向けて馬淵川上流へ至る林道に沿って層状石灰岩が連続して露出する。なお、石灰岩の分布域に比較的近い近内沢右岸の尾根上では、地質図には示していないが石灰岩礫岩が分布している。石灰岩は灰色を呈し、単層厚は概ね10 cm～1 mである(第3.34図A)。肉眼で認識できる生砕物などの粒子を含まない。突柴森岩体の近傍に分布しており、全体が再結晶した方解石から構成され、方解石結晶は波動消光を示す(第3.35図A)。

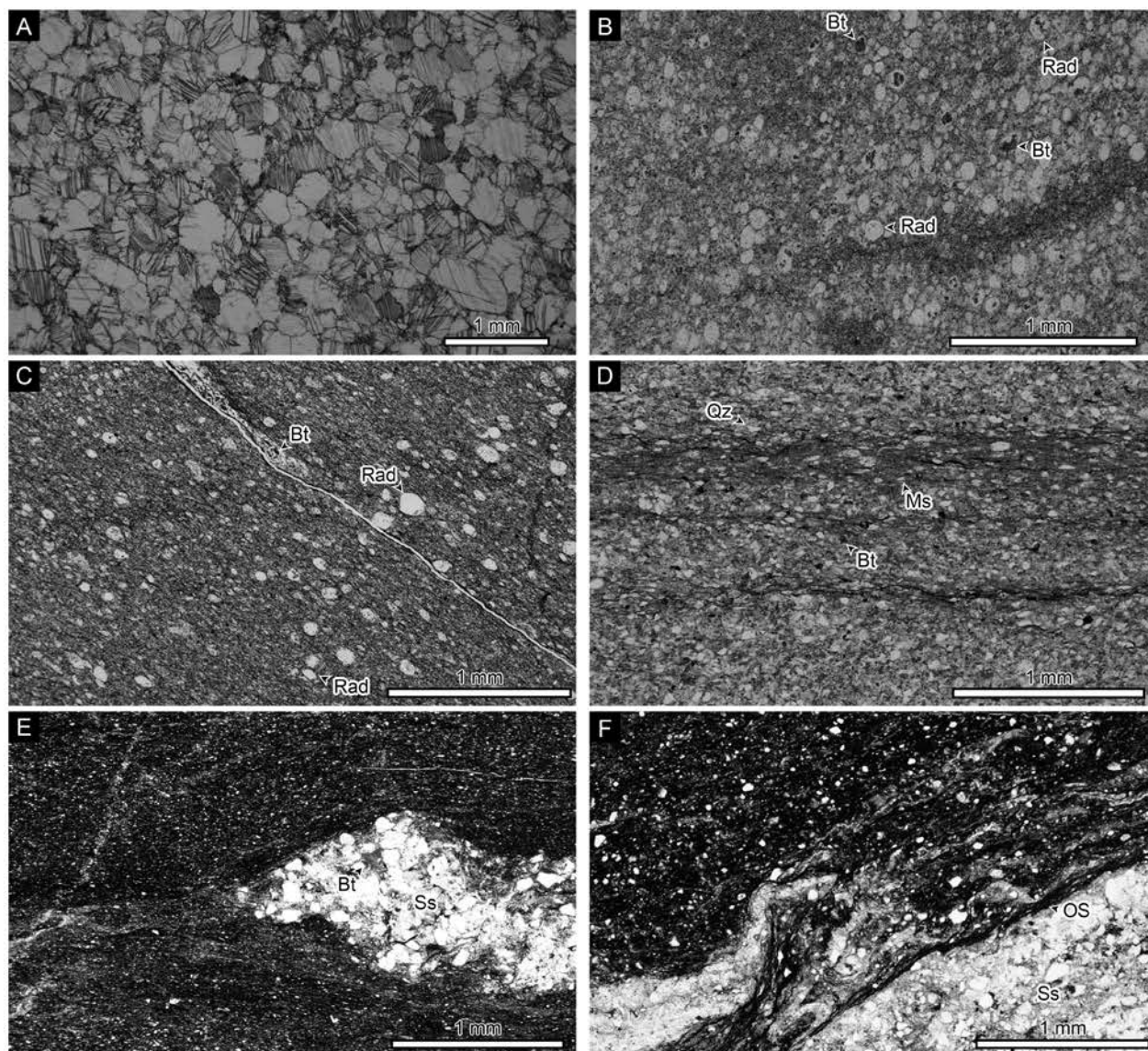
チャート(Ec) チャートは、厚さ100–300 mの岩体として模式地の岡内沢周辺などに分布する(第3.33図)。側方連続性は比較的良く、2 km以上追跡できるものがある。灰色、暗灰色または緑灰色を呈し、単層厚数cm程度の層状である(第3.34図B)。大部分は再結晶しており、やや肥大した微晶質石英と少量の粘土鉱物などからなる(第3.35図B)。放散虫殻の輪郭が認められる場合があるが、再結晶により殻構造は観察できない。

珪質泥岩及び珪長質凝灰岩(Ei) 珪質泥岩及び珪長質凝灰岩は、厚さ数10 mの岩体として分布する。珪質泥岩は灰色を呈し、層状で、スレート劈開を有する場合と劈開を持たずセメントされて硬質な場合がある。珪長質凝灰岩は灰色～明るい黄褐色を呈し、層状である(第3.34図C)。珪質泥岩と同様にスレート劈開を有する場合と持たない場合がある。珪質泥岩と珪長質凝灰岩は、高屋敷ユニットや大鳥ユニットの場合と同じく、特徴的な明色系の色調を呈する珪長質凝灰岩以外は肉眼での識別が難しいため、地質図ではまとめて示している。なお、模式地の岡内沢には僅かだが明るい黄褐色の粘土岩が産出し(第3.33図)、これも風化・変質した珪長質凝灰岩の可能性もある。珪質泥岩は放散虫殻・粘土鉱物・微晶質石英を主体として、石英などのシルト大砕屑性粒子を少量含



第 3.34 図 江刈ユニットの岩相の露頭写真

(A) 層状石灰岩，突柴森の南南東。(B) チャート，岡内沢。(C) 凝灰質泥岩，岡内沢。(D) 破断した砂岩層を含む泥岩，馬淵。(E) 砂岩葉理及び砂岩薄層 (Ss) を含む泥岩，岡内沢源流。(F) 破断化が進んだ砂岩層を含む泥岩，泥岩・砂岩中の葉理構造が一部保存されている，突柴森南方。(G) 泥質混在岩，荒沢口の遠藤砂利所有の採石場。(H) 泥質混在岩，突柴森南方。Bed：層理面，Ss：砂岩，hm：ハンマー。



第 3.35 図 江刈ユニットの構成岩類の薄片写真

(A) 石灰岩. (B) チャート. (C) 珪質泥岩. (D) 珪長質凝灰岩. (E) 破断した砂岩層を含む泥岩. (F) 碎屑岩からなる混在岩. Bt: 黒雲母 (接触変成鉱物), Ms: 白雲母, OS: 不透明シーム, Qz: 石英, Rad: 放射虫殻, Ss: 砂岩. 全てオープンニコル.

む (第 3.35 図 C). 珪長質凝灰岩は円磨度・球形度の低い石英粒子と微晶質石英, 粘土鉱物などより構成される基質からなる (第 3.35 図 D). この様に, 鏡下では典型的な珪質泥岩と珪長質凝灰岩は, 他のユニットの場合と同様に明確に区別できる. なお, 珪質泥岩層と珪長質凝灰岩層が互層, あるいは挟在関係にある場合も認められる.

泥岩 (Em) 本岩相は泥岩に加え, しばしばこれに移化する, 泥質基質中にはほぼ砂岩のみからなる岩塊・岩片を含む泥質混在岩を含む. これに対し, 石灰岩・チャート・珪質泥岩・珪長質凝灰岩の岩塊を含む泥質混在岩は次項

目で記述する. 泥岩は江刈ユニットの構造的下部及び上部に幅広く分布する. 泥岩は, 主に黒色, 一部では灰色を呈し, 特に黒色泥岩ではしばしば砂岩の薄層・葉理を挟んでおり (第 3.34 図 D-F), その砂岩層内でも葉理や級化などの堆積構造が保存されている (第 3.34 図 E, F). 泥岩中の砂岩薄層及び葉理は多くの場合破断している (第 3.34 図 D, F). スレート劈開や弱い鱗片状劈開を持つが, 好露出がある馬淵川上流部沿いも含め, 接触変成を受けて劈開が不明瞭になっていることも多い. 鏡下では, 泥岩は石英・長石・雲母を主体とし, 有機物や粘土鉱物などを伴う様子が観察される (第 3.35 図 E). 砂岩の

岩塊・岩片を含む泥質混在岩では、レンズ状の砂岩が黒色泥質基質に含まれる(第3.34図G, H)。鏡下では泥岩とよく似るが、泥質部や岩塊・岩片の境界に不透明シームが発達する(第3.35図F)。

泥質混在岩(Ex) 本岩相は、黒色を呈する泥質基質中にチャート・石灰岩・珪質泥岩・珪長質凝灰岩・砂岩の岩塊・岩片を含み、砂岩以外の岩塊も産出する岩相を指す。江刈ユニットの構造的中部に広く分布し、石灰岩、チャート、珪質泥岩及び珪長質凝灰岩の岩体を包有する基質をなして分布する。基質をなす泥質岩は、部分的には整然相～破断相を示し、葉理などの堆積構造が観察されることがある。岩塊・岩片は主にレンズ状であり、産出頻度としては砂岩が最も高い。また、産出頻度は極めて低いが緑色を呈する玄武岩類の岩塊も認められる。鏡下で見られる特徴は、基質の泥質岩のうち整然相～破断相をなすものは前項目における泥岩に、混在相をなすものは前項目における砂岩の岩塊・岩片のみを含む泥質混在岩と同じである。

[年代]

江刈ユニット分布域内の石灰岩から、*Schwagerina* sp. または *Parafusulina?* sp. とされたフズリナ化石が報告されており(杉本, 1974a), 石炭紀末ないしペルム紀の年代が示唆されるが、正確な産地や化石標本の記載は公表されていない。珪質泥岩に挟在する珪長質凝灰岩からは、約153 MaのジルコンU-Pb年代が報告されている(Muto, 印刷中; 第3.1表)。これは半遠洋性堆積物の年代であるため、付加年代はこれに続くジュラ紀末頃だと推定される。泥岩及び砂岩からの年代は報告されていない。

[地質構造]

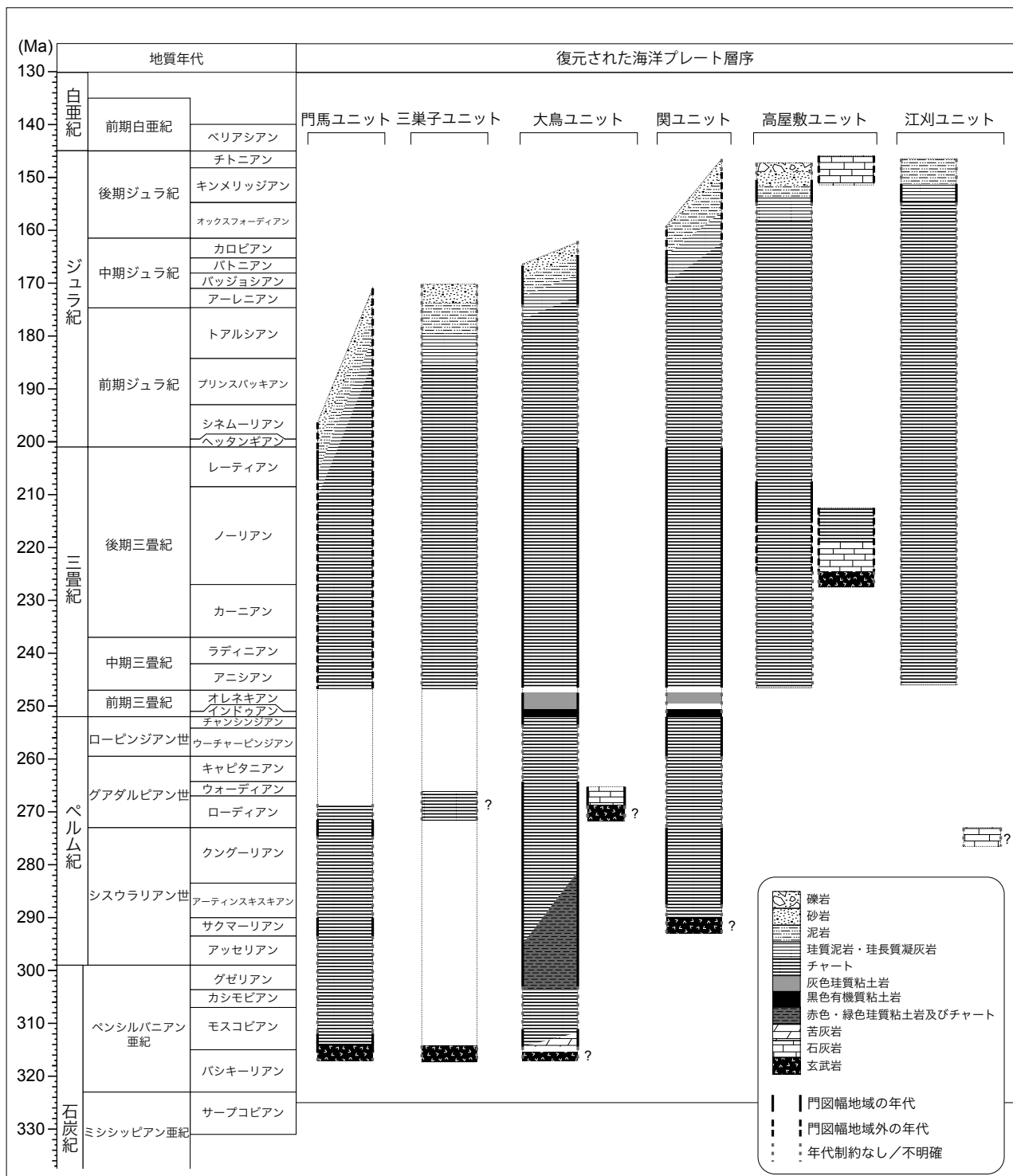
江刈ユニットの層理面・劈開面は、江刈背斜の東翼では北部で北東-南西走向、南部では北西-南東走向を持ち、全体を通して概ね40-70°で東に傾斜する。江刈背斜の西翼では北西-南東走向と40-70°の西傾斜を持つ。ユニット内の岩相分布は層理面・劈開面の姿勢と調和的である。本ユニットは、東縁の樺森断層と西縁の小本川断層によって大鳥ユニットの中に挟まれるように定置されている。両断層については、付加体ユニットの構造的累重関係全体を切るものであるため第8章で詳述する。

3.8 海洋プレート層序の復元

本節において、門図幅地域に分布するジュラ紀付加体で復元される海洋プレート層序を記述する(第3.36図)。年代データは門図幅地域外のものも含めており、出典については各ユニットの年代の項目で述べている。なお、南西隣の外山図幅(内野・小松原, 2024)、北隣の陸中関

図幅(中江ほか, 2021)並びに本報告ではほぼ統一された構造層序区分を用いているため、下記に述べるユニット区分は、3図幅を含む北上山地北東部に広く適用できる。門図幅地域東方に分布する槇木沢層(杉本, 1974aを箕浦・対馬, 1984が再定義)や赤鹿層(杉本, 1974a), 並びに北部北上帯南東部に位置する宮古市川井から山田町豊間根にかけてのジュラ紀付加体(Suzuki *et al.*, 2007)については、対比の検討が不十分である。

門馬ユニットでは、海洋プレート層序の最下部にあたるペンシルバニアン亜紀(石炭紀後期)の玄武岩類と、ペンシルバニアン亜系～ペルム系の層状チャートが累重する層序が認められる。この上位に上限が三疊系から一部では下部ジュラ系のチャート、三疊系最上部から下部または中部ジュラ系の半遠洋性堆積岩及び碎屑岩類が復元される。三巢子ユニットは年代情報が乏しいため、本ユニットの海洋プレート層序を構造的上位の門馬ユニットと構造的下位の大鳥ユニットの中間的な年代に暫定的に位置付けてある。大鳥ユニットは、海洋プレート層序が最も良く復元されているユニットである。最下部にはペンシルバニアン亜系のドロストーンとチャートがあり、年代は不明だが玄武岩類を伴う。その上位では遠洋性深海堆積岩が下部ジュラ系まで続く。石炭系最上部からペルム系シスウラリアン統では赤色及び緑色珪質粘土岩を伴う。また、下部三疊系では黒色有機質粘土岩と灰色珪質粘土岩が見られる。半遠洋性堆積岩と海溝充填碎屑岩はそれぞれ概ね下部ジュラ系トアルシアン階～中部ジュラ系バトニアン階と中部ジュラ系アーレニアン階～バトニアン階である。また、チャートと同時異相関係にあるペルム系グアダルピアン統の石灰岩が存在し、下位に想定される海洋島玄武岩も本ユニットに含まれる可能性がある。関ユニットでは、僅かに産する玄武岩類を基底として、ペルム系～中部ジュラ系のチャート、中部～上部ジュラ系の半遠洋性堆積岩と海溝充填碎屑岩という層序が復元できる。ただし、陸中関図幅地域では玄武岩類が海洋島起源であるため(中江, 2021)、中央海嶺玄武岩と直上の遠洋性堆積岩は存在していない可能性がある。下部三疊系は大鳥ユニットと同じく黒色有機質粘土岩及び灰色珪質粘土岩からなると推定される。高屋敷ユニットでは、松ヶ沢サブユニットにおける三疊系から恐らく上部ジュラ系下部のチャート、上部ジュラ系中～上部の半遠洋性堆積岩及び海溝充填碎屑岩からなる層序と、安家サブユニットにおける上部三疊系の玄武岩類・石灰岩・チャートが累重する層序が復元できる。年代的に重複する部分では両者は同時異相関係にある。なお、古生界の岩石は知られていない。江刈ユニットでは、下限は不明、上限が上部ジュラ系と推定されるチャート、上部ジュラ系の半遠洋性堆積岩、この直上にあると推定できる海溝充填碎屑岩からなる層序が復元される。これに加え、石炭紀末ないしペルム紀と推測される石灰岩が存在する。



第 3. 36 図 門図幅地域に分布するジュラ紀付加体の復元海洋プレート層序

年代データの引用元については本文を参照。「年代制約なし」となっている部分の層序は、存在が確認されている岩相について、他の岩相との関係から年代を推測して示したもの。「?」を付記した部分は、特に大きな真の年代との相異がありうる。地質年代単元名の「期」は省略している。

第4章 前期白亜紀火成岩（北上花崗岩類・岩脈類）

（武藤 俊・西岡芳晴）

4.1 概要と研究史

4.1.1 概要

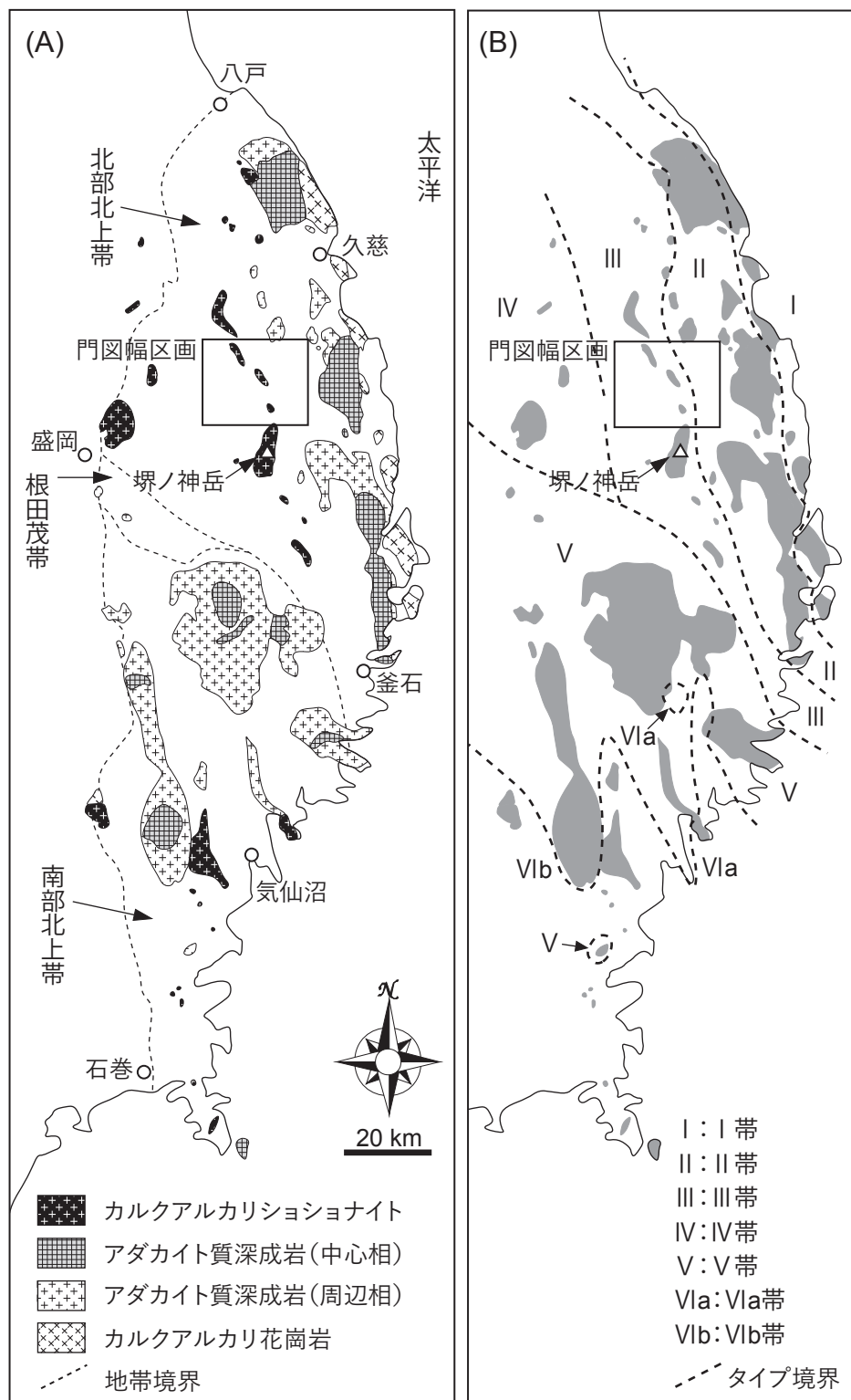
北上山地では、南部北上帯、根田茂帯及び北部北上帯に属する前期白亜紀以前に形成された地質体を、前期白亜紀の130–110 Maに形成された深成岩類が全域にわたって貫入しており、北上山地全体の面積の4分の1を占める（第4.1図）。これらの深成岩は大部分が花崗岩類からなるため、本報告では久保(2010)などにならい、北上花崗岩類と呼ぶ。また、この北上花崗岩類の直前及び同時期の岩脈類が北上山地全体で認められる。門図幅地域では北上山地の他地域に比べ北上花崗岩類の分布面積の割合が小さく、7%程度である。門図幅地域内にもみ分布を持つ岩体としては、北西部に突柴森岩体（葛巻町泥這、畑周辺）、中央部に湯沢鹿岩体（岩泉町雷峠、湯沢鹿付近）及び砂子岩体（岩泉町砂子）が分布する（第4.2図）。このほか、北隣である陸中関図幅地域に本体が分布する平庭岩体の衛星岩体が門図幅地域北西端の袖山高原に、同じく陸中関図幅地域に分布する天神森岩体の南端部が門図幅地域北端の天神森南斜面に、南隣である大川図幅地域に広く分布する堺ノ神岩体の一部が門図幅地域南端の田山ノ沢周辺に分布する（第4.2図）。天神森岩体と砂子岩体はトータル岩からなる（第4.3図）。突柴森岩体はトータル岩と花崗閃緑岩を主体とするが、斑れい岩・石英閃緑岩を伴っている（第4.3図）。湯沢鹿岩体は石英閃緑岩～花崗閃緑岩を主体とするが、石英斑れい岩を伴う（第4.3図）。堺ノ神岩体は、門図幅範囲内では主に閃緑岩からなり、一部で石英閃緑岩を含む（第4.3図）。北上花崗岩類は周辺のジュラ紀付加体に広く接触変成を与えている。岩脈類は門図幅地域のほぼ全域にわたって産出し、概ね幅10 m以下で、非常に多様な岩石種からなる。頻出する岩脈は単斜輝石安山岩、斑状黒雲母普通角閃石トータル岩、細粒斑状石英閃緑岩、普通角閃石デイサイトであり、比較的規模の大きいものとして、門図幅地域南西端の早坂高原付近に分布する斑状黒雲母普通角閃石トータル岩と穴目ヶ岳北方の普通角閃石デイサイトがある（第4.2図）。単斜輝石安山岩は北上花崗岩類の接触変成を受けているものが多い。一方で、花崗岩類に貫入する産状の岩脈も存在する。

4.1.2 研究史

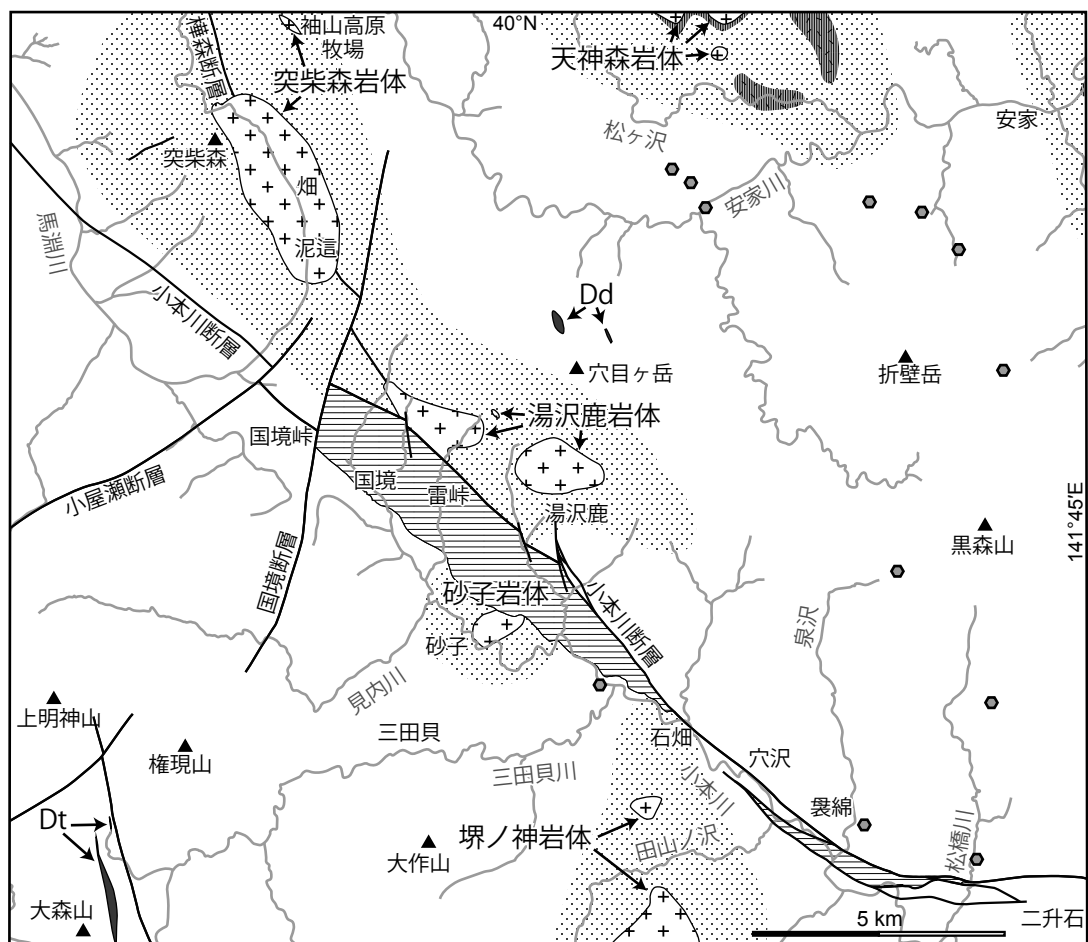
北上花崗岩類の岩体数は、大小合わせ命名されたもの

だけで北部北上山地に50以上、そして南部北上山地に30以上ある（片田, 1974a）。北上花崗岩類は岩相の種類に富んでおり（第4.1図A）、渡辺(1950)や石井ほか(1956)による網羅的な総括をはじめ、幾つかの岩相分帯が提示されてきた。片田ほか(1971)は野外及び顕微鏡観察と化学組成に基づき、北東から南西に8列の分帯を定義した。片田(1974b)がこれを修正して定義したⅠ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ・Ⅵa・Ⅵbの7帯は、その後も近年に至るまで概ね踏襲されている（第4.1図B；片田・金谷, 1980；蟹澤・片田, 1988；Tsuchiya and Kanisawa, 1994）。北上花崗岩類は磁鉄鉱系列であり（金谷・石原, 1973；Ishihara, 1977）、Ⅰタイプ花崗岩に識別されている（蟹澤・片田, 1988）。Tsuchiya and Kanisawa (1994)は北上花崗岩類を、苦鉄質岩をほとんど含まず累帯構造を示すtype Aと、苦鉄質岩の割合が高いtype Bに大別し、前者の形成には高温な島弧マントルウェッジが関与していたことを示した。この区分では、type Aは片田(1974b)のⅠ・Ⅱ・Ⅴ・Ⅵa帯に、type BはⅢ・Ⅳ・Ⅵb帯に相当する。その後の検討により、type Aの珪長質な累帯深成岩体は海洋地殻の部分溶融により形成されたアダカイト質岩であることが明らかにされている（Tsuchiya *et al.*, 2007；土谷ほか, 2008；土谷ほか, 2015）。このタイプの岩体では中心部に典型的なアダカイト質な岩石が、周辺部には非アダカイト質でやや苦鉄質な岩石が分布している。また、周辺部は先に上昇したマグマと下部地殻の混合に由来するのに対し、中心部は同じ経路を使い混合を回避したアダカイト質マグマに由来すると解釈された（土谷ほか, 2015）。これらマグマ活動の時期を示すものとして、125–110 MaのK–Ar年代（河野・植田, 1965；内海ほか, 1990；Shibata *et al.*, 1994）や130–110 MaのジルコンU–Pb年代（土谷ほか, 2015；Osozawa *et al.*, 2019；Suzuki *et al.*, 2024）が得られている。

門図幅地域に分布する花崗岩類は片田(1974b)のⅡ帯及びⅢ帯に属し、ほとんどはTsuchiya and Kanisawa (1994)のtype Bである。一方、全て小岩体であり、典型的な累帯構造をなすアダカイト質岩ではないため研究例は多くない。北部の天神森岩体と突柴森岩体については北隣の陸中関図幅作成の一環として久保(2010)が、南部の堺ノ神岩体についてはKato and Hama (1976)や鈴木ほか(2023)が野外観察・鉱物組成・化学組成のデータを提示している。いずれの岩体も土谷信高らの一連の研究では累帯深成岩体として示されてはいないが、より細かい



第 4.1 図 北上花崗岩類の分布と区分
 内野・小松原 (2024) を改変。(A) 土谷ほか (2015) による岩相区分。(B) 片田・金谷 (1980) による花崗岩類の分帯。

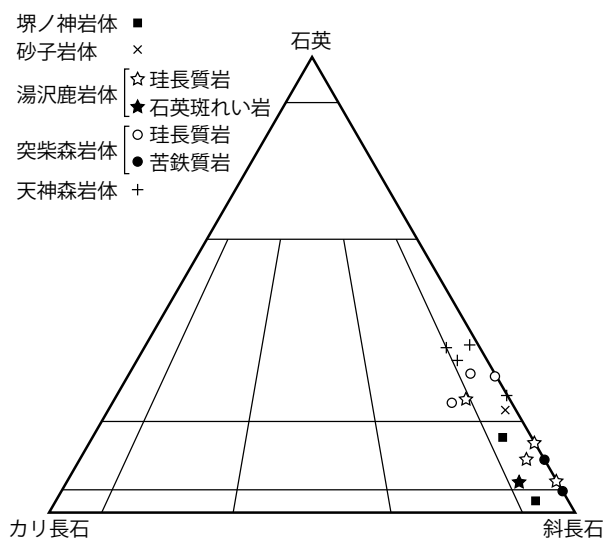


田北上花崗岩類 前期白亜紀岩脈類 (Dt: 斑状黒雲母普通角閃石トーナール岩, Dd: 普通角閃石デイサイト)
 接触変成帯 黒雲母帯 紅柱石を含む黒雲母帯及び堇青石帯 ● 左記以外での黒雲母生成確認地点
 主要断層 川・沢 上部白亜系・古第三系の被覆

第 4.2 図 門図幅地域における北上花崗岩類及び前期白亜紀岩脈類の分布
 第四系による被覆は描いていない。

スケールで検討した上記の研究によれば、岩体中心部が相対的に珪長質で、周辺部が相対的に苦鉄質である構造が共通する。既存研究のより詳細な内容については、各岩体の項目に記述した。

北上山地の岩脈類は、かつては主に「玢岩」と呼称され、岩型が多様である上に同一岩体でも肉眼での特徴が変化することが知られていた(渡邊, 1950; 石井ほか, 1956)。その年代については北上花崗岩類の前後両方のものがあるとされたが、第 6 章で述べる古第三紀の火山岩類もまとめて扱われていた。5 万分の 1 地質図幅の整備に代表される北上山地の精密な地質調査により、岩脈類の多くは北上花崗岩類の熱的影響を受けているが、一部は北上花崗岩類を切っていることが確認された(吉田, 1961, 島津ほか, 1970, 吉田・片田, 1984, 西岡・吉川, 2004)。土谷ほか(1999c)や Tsuchiya *et al.* (2005) は、北上山地の主に南部を対象として岩脈類の岩石化学的研究を初めて行い、その特徴を基に高 Ti 安山岩, 高 Sr 安山岩,



第 4.3 図 北上花崗岩類のモード組成

普通角閃石斑れい岩、ざくろ石流紋岩、高Sr高Nb安山岩、シヨシヨナイト、カルクアルカリ玄武岩の7種類に分類した。また、それらのうち、高Sr安山岩がアダカイト質マグマとマントルかんらん岩の反応で形成されたことや、高Ti安山岩が海嶺沈み込みを示唆することを主張した。加えて、それまで用いられてきた斑晶組み合わせなどによる岩型区分は、岩石化学的性質と明確な相関を示さないことを述べた。土谷ほか(2015)は北上山地南部の岩脈類から128 MaのジルコンU-Pb年代を得て、北上花崗岩類の火成活動直前から初期に形成されたことを示した。一方で、北上花崗岩類を切る岩脈は花崗岩類と同様の化学組成を持つ一連の火成活動の産物であるとした。最近、Yamasaki and Uchino (2023)は門図幅地域南西隣の外山図幅地域において、ダナイト岩片を捕獲した細粒斑れい岩の転石から125 Maの普通角閃石K-Ar年代を報告した。その上で、岩石化学的特徴を基に、その成因をアダカイト質マグマ火成活動に先行した非アダカイト質マグマとダナイト質な下部地殻の反応に求めた。内野・羽地(2021)は主に外山図幅地域の岩脈について、120 MaのジルコンU-Pb年代と131 Maの普通角閃石K-Ar年代を報告するとともに古応力解析を行い、貫入が起きた前期白亜紀に西北西-東南東方向の引張応力場があったことを示した。

4.2 北上花崗岩類 (Gt, Gkr, Gkt, Gy, Gn, Gsd, Gsq)

門図幅地域に分布する北上花崗岩類は、いずれの岩体も石井ほか(1956)により命名され、分布域についても概ね当時のものが踏襲されてきた。なお、年代については、門図幅地域内の北上花崗岩類からはデータが得られていないが、周辺地域の研究例を基に前期白亜紀とした。

4.2.1 天神森岩体 (Gt)

天神森岩体は北隣陸中関図幅地域にまたがった分布を持ち、本図幅地域にはその南端部が僅かに含まれる(第4.2図)。門図幅地域とその周縁部での露出は限られているが、松ヶ沢上流から天神森へ上るイタダキ沢林道沿いに露頭や積み上がった数m径の転石が認められる。また、松ヶ沢支流のキラ沢に径300 mほどの衛星岩体が露出している。従来の地質図では、松ヶ沢集落の北方にある標高約1,000 mの緩やかな山頂部にも分布するとされてきたが、本報告の調査ではこの部分に接触変成を受けたジュラ紀付加体の露出を確認した。また、キラ沢の下流部からキラ沢と松ヶ沢との出合を経て下流へ約1 kmまでの範囲と、松ヶ沢集落北北西に位置する山頂部(1017.3 m)から南東にかけてでは、肉眼で認識可能な紅柱石の斑状変晶を含む泥質岩が認められる。上記2地域は、天神森岩体の分布域からはやや離れるが地下に関連した深成岩体が存在する可能性が高い。天神森岩体は片田

(1974b)ではⅡ帯とⅢ帯にまたがるとされたが、片田・金谷(1980)以降はⅡ帯の岩体とされている。久保(2010)によれば、天神森岩体は主として黒雲母普通角閃石トータル岩からなり、中心部では花崗閃緑岩に移化する。また、岩体西部では少量の斑れい岩を伴うとされた。さらに、同心円構造に調和的な鉱物の定向配列から、トータル岩～花崗閃緑岩質なマグマがドーム状構造を形成したことが推定されている。

門図幅地域の天神森岩体は、主に中粒普通角閃石黒雲母トータル岩からなり、中粒黒雲母普通角閃石トータル岩も伴う(第4.3図、第4.4図A)。一部では苦鉄質深成岩やジュラ紀付加体起源の堆積岩を捕獲している。平均粒径は1-2 mm程度で、色指数は概ね15-30程度である。本岩体付近では色指数40程度の細粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩の岩脈がしばしばみられる。

岩石記載

中粒普通角閃石黒雲母トータル岩(第4.6図A)

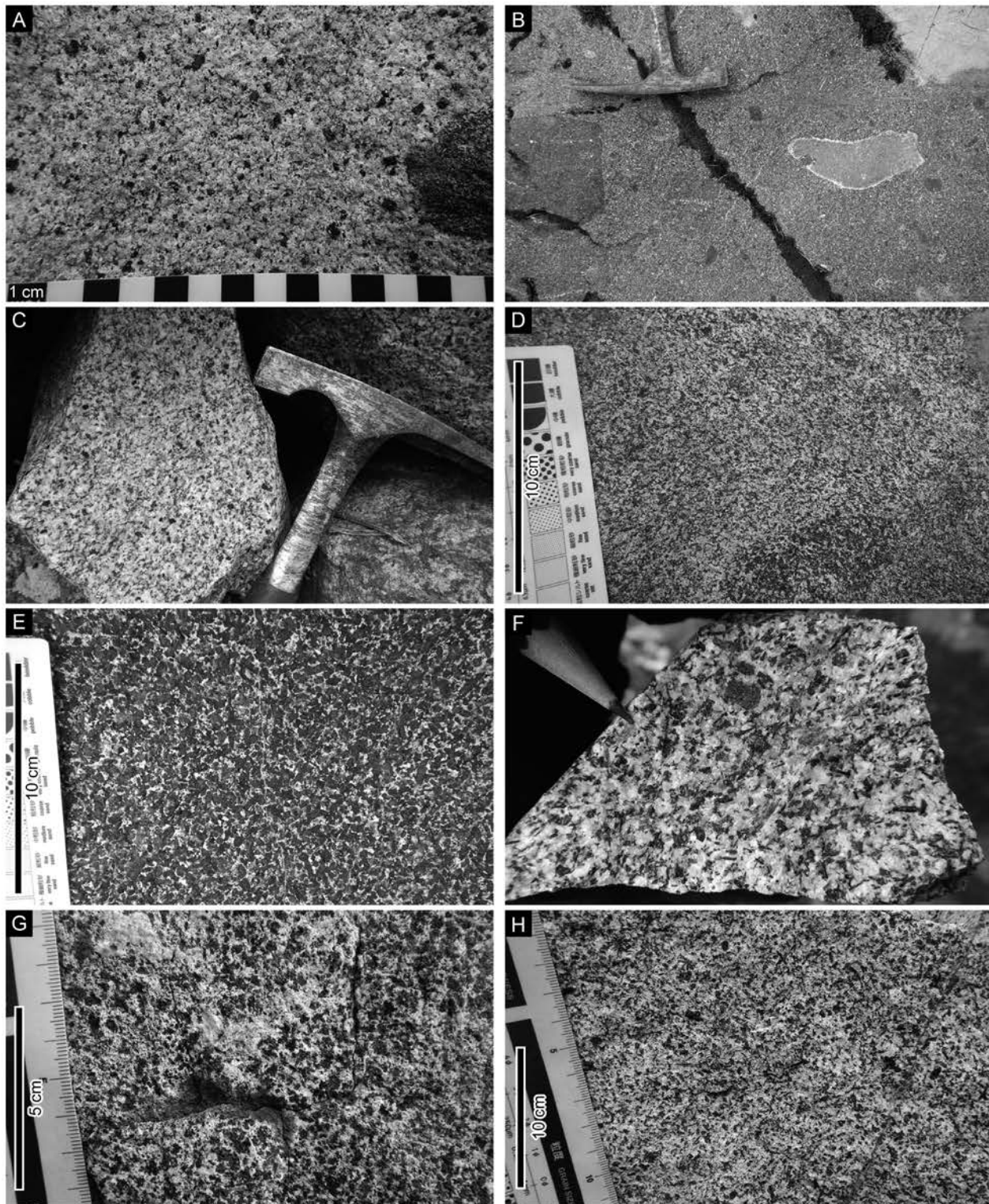
主成分鉱物：斜長石・石英・黒雲母・普通角閃石・カリ長石

副成分鉱物：不透明鉱物・アパタイト・ジルコン

完晶質等粒状である。石英は粒径2 mm以下である。斜長石は粒径2 mm以下で集片双晶が顕著であり、一部で累帯構造が顕著である。カリ長石は少量含まれ、弱いマイクロクリン構造を示す。ポイキリティックに斜長石を包有することがあるほか、斜長石との接触部でミルメカイトを生じさせることがある。黒雲母は粒径2 mm以下でZ軸色は褐色であり、自形性は良くない。普通角閃石は粒径3 mm以下でZ軸色は淡緑褐色～緑色である。自形性の良いものがあり、短～長柱状である。しばしばポイキリティックに斜長石を包有する。

4.2.2 突柴森岩体・袖山高原の衛星岩体 (Gkr, Gkt)

突柴森岩体は馬淵川上流部の葛巻町泥這から畑を中心分布し、北北西-南南東方向に長軸が向いた長径4 km短径1.5 kmほどの分布を持つ(第4.2図)。その分布域に比して露頭は少なく、泥這付近の馬淵川西岸や突柴森北側の馬淵川沿いに主な露出が限られる。突柴森岩体は、吉井・片田(1974)によって大半が花崗岩類からなり、北端部に斑れい岩が存在するとされた。片田(1974b)の分帯ではⅢ帯に属する。久保(2010)はより詳細な記載を行い、突柴森岩体の北端部に普通角閃石石英閃緑岩や普通角閃石斑れい岩からなる苦鉄質深成岩が僅かに分布し、これを除くほぼ全域が黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩からなるとされた。また、久保(2010)は石英閃緑岩と斑れい岩の併入後に花崗閃緑岩が貫入したことを示唆した。本報告では、突柴森岩体を普通角閃石優黒斑れい岩及び普通角閃石石英閃緑岩(Gkr)(第4.4図B; 本項と第4.3図では苦鉄質岩)と、中粒黒雲母普通角閃石トータル岩～



第 4.4 図 北上花崗岩類の露頭写真

(A) 天神森岩体，普通角閃石黒雲母トータル岩，キラ沢。(B) 突柴森岩体，普通角閃石優黒斑れい岩，馬淵川上流。(C) 突柴森岩体，黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩，畑北方。(D) 湯沢鹿岩体，普通角閃石石英閃緑岩，湯沢鹿北方。(E) 湯沢鹿岩体，普通角閃石石英斑れい岩，湯沢鹿北方。(F) 砂子岩体，黒雲母普通角閃石トータル岩，大穴西方。(G) 堺ノ神岩体，普通角閃石閃緑岩，田山東方。(H) 堺ノ神岩体，黒雲母普通角閃石石英閃緑岩，田山東方。

花崗閃緑岩 (Gkt) (第 4.4 図 C; 本項と第 4.3 図では珪長質岩) に区分した (第 4.3 図)。一方苦鉄質岩が、久保 (2010) により確認された突柴森岩体の北端部だけでなく、南端部にも狭小に分布することを明らかにした。苦鉄質岩の平均粒径は 1–3 mm で変化に富んでおり、色指数は 60–80 である。斜長石の変質が著しく光学的に灰長石成分を測定することができなかったが、久保 (2010) の記載に従って、岩石名を斑れい岩及び石英閃緑岩とした。珪長質岩は突柴森岩体本体の大部分を占める。比較的均質で、平均粒径は 2 mm 程度、色指数は 20 程度である。突柴森岩体本体の北西縁では苦鉄質岩や堆積岩の捕獲岩を多く含む (第 4.4 図 B)。普通角閃石は自形性がやや良く、長柱状である。露出の良い馬淵川沿いでは苦鉄質岩分布域内に珪長質岩も産し、両者が不規則に湾曲した境界で接する露頭がある。

袖山高原の衛星岩体は、久保 (2010) によれば、北隣の陸中関図幅地域に分布する平庭岩体の衛星岩体である。また、同論文で平庭岩体は突柴森岩体と共通のマグマからの生成物とされているため、袖山高原の衛星岩体も便宜的に突柴森岩体とまとめて扱う。袖山高原には、突柴森岩体の苦鉄質深成岩に類似する普通角閃石斑れい岩と、輝石普通角閃石石英閃緑岩からなる小岩体が 2 つ存在するとされた (久保, 2010)。袖山高原は現在牧場として利用されているため露頭が乏しく、岩体の分布を正確に把握することは困難であるが、袖山高原牧場南東部から馬淵川へ流れ込む松山沢の源頭部には粗粒普通角閃石斑れい岩の巨礫が積み上がっており、苦鉄質深成岩体の存在が示唆される。一方、久保 (2010) で衛星岩体が分布するとされた 2 箇所のうち、牧場の北東を走る尾根上では接触変成を受けたジュラ紀付加体の転石が見られ、もう 1 箇所である松山沢支流の源頭部にも深成岩が転石中に卓越する様子は見られない。以上の様に、2 つの岩体を想定する根拠は得られず、本報告では松山沢源頭部の転石の供給源として想定した一つの岩体のみ地質図に示した。袖山高原の衛星岩体は主に、突柴森岩体本体の苦鉄質岩と同様の普通角閃石優黒斑れい岩からなる。

岩石記載

中粒単斜輝石普通角閃石優黒斑れい岩 (第 4.6 図 B)

主成分鉱物：普通角閃石・斜長石・単斜輝石・石英

副成分鉱物：不透明鉱物

完晶質等粒状である。斜長石は粒径 1 mm 以下で自形性は悪く、変質により一部または全体がソーシユライト化したり、白雲母やクリノゾイサイトに置換されたりしている。石英は粒径 1 mm 以下で粒間に産する。普通角閃石は粒径 4 mm 以下の短柱状の半自形で、Z 軸色は淡緑褐色であり、コア部でやや褐色が濃くなる累帯構造を示すことがある。普通角閃石の一部はアクチノ閃石に置換されている。単斜輝石は半自形で少量含まれ、普通角閃石に取り囲まれて産する。

中粒単斜輝石含有黒雲母含有普通角閃石トータル岩 (第 4.6 図 C)

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・カリ長石・単斜輝石・ジルコン
完晶質等粒状である。斜長石は 3 mm 以下で、変質のためソーシユライト化しており、一部では 0.1 mm 以上の白雲母、緑れん石、クリノゾイサイトなどが生じている。石英は粒径 2 mm 以下である。普通角閃石は粒径 2 mm 以下で自形性の良いものがあり、長柱状である。Z 軸色は淡緑色である。黒雲母は粒径 0.8 mm 以下で少量含まれ、緑泥石化しているが外形からそれと判断できる。単斜輝石は粒径 0.3 mm 以下でごく僅かに含まれる。

4.2.3 湯沢鹿岩体 (Gy)

湯沢鹿岩体は雷峠から湯沢鹿の北方にかけての穴目ヶ岳南西山麓に分布する (第 4.2 図)。片田 (1974b) の分帯ではⅢ帯に属する。従来の研究では一つの連続した露出を持つとされていたが (例えば、吉田ほか, 1984)、本報告では雷峠北東にて、接触変成を受けたジュラ紀付加体の地表分布が湯沢鹿岩体の地表分布を分断することが明らかになった。本報告では西側を西部岩体、東側を東部岩体と呼称するが、両者の岩相には大きな相違はないため湯沢鹿岩体としてまとめて記述する。これら以外に、雷峠沢上流部には径 100 m 程度の小規模な衛星岩体が、大石沢には北北西–南南東に延びる岩脈状の衛星岩体が存在する。湯沢鹿岩体のうち西部岩体は雷峠沢沿いに、東部岩体は穴目ヶ岳南方の林道沿いに主な露出が見られる。雷峠沢の西部岩体の北縁では、本岩体を構成する石英閃緑岩がジュラ紀付加体の泥質岩などに岩脈状に貫入する様子が観察される。

吉井・片田 (1974) は、転石のみによる判断ではあるが、この岩体が斑れい岩類からなることを報告した。しかし本調査では、主に中～細粒普通角閃石石英閃緑岩～花崗閃緑岩 (本項と第 4.3 図では珪長質岩) からなり (第 4.4 図 D)、普通角閃石石英斑れい岩を伴う (第 4.4 図 E) ことが明らかになった (第 4.3 図)。珪長質岩と石英斑れい岩の分布域に明瞭な境界が引けないため、地質図ではまとめて表現した。珪長質岩は岩体全体に産し、平均粒径が 0.5–3 mm 程度で、色指数は 15–30 程度である。少量黒雲母を含むこともある。石英斑れい岩は東部岩体でより多く見られ、西部岩体ではほとんど見られない。平均粒径は 2–3 mm で、色指数は 40–70 である。斜長石の変質が著しく光学的に灰長石成分を測定することができなかったが、暫定的に岩石名を石英斑れい岩とした。珪長質岩と石英斑れい岩が露頭で共存する部分では、珪長質岩が脆性的に貫入している場合 (第 4.5 図 A) と、流動的な境界で接する場合 (第 4.5 図 B) がある。また、珪長質岩が石英斑れい岩の捕獲岩を含むこともある。

岩石記載

中粒普通角閃石石英閃緑岩 (第 4.6 図D)

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・石英・カリ長石

副成分鉱物：黒雲母・アパタイト・ジルコン・不透明鉱物
完晶質等粒状である。斜長石は粒径 2 mm 以下で自形性が良い。変質のためソーシュライト化しており、一部では白雲母やクリノゾイサイトが生じている。普通角閃石は長柱状で自形性が良く、長径 7 mm に達する。Z 軸色は淡緑褐色～淡緑色である。一部で変質により緑れん石やクリノゾイサイトが生じている。石英は粒径 1 mm 以下で粒間に見られる。カリ長石は粒径 2 mm 以下で間隙充填状に少量見られ、偏在する。黒雲母は緑泥石化している。

中粒普通角閃石石英斑れい岩 (第 4.6 図E)

主成分鉱物：普通角閃石・斜長石・カリ長石・石英

副成分鉱物：不透明鉱物・ジルコン・アパタイト
完晶質等粒状である。斜長石は粒径 2 mm 以下で累帯構造が顕著なものが見られ、一部ソーシュライト化している。カリ長石は粒径 2 mm 以下で、弱いパーサイト組織を示す。石英は粒径 2 mm 以下である。普通角閃石は粒径 7 mm 以下で、Z 軸色は淡緑褐色～淡緑色である。

4.2.4 砂子岩体 (Gn)

砂子岩体は岩泉町砂子から東方にかけて径 1 km ほどの分布を持ち (第 4.2 図)、片田 (1974b) の分帯ではⅢ帯に属する。小本川沿いの河床や斜面に断続的に露出がある。吉井・片田 (1974) では黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩とされた。岩相はほぼ均質だが、本報告では中粒黒雲母普通角閃石トータル岩が確認されたため (第 4.3 図; 第 4.4 図 F)、本岩体の岩相を中粒黒雲母普通角閃石トータル岩～花崗閃緑岩とする。苦鉄質深成岩の捕獲岩を含むことがある。平均粒径は 2 mm 程度で色指数は 20 程度である。

岩石記載

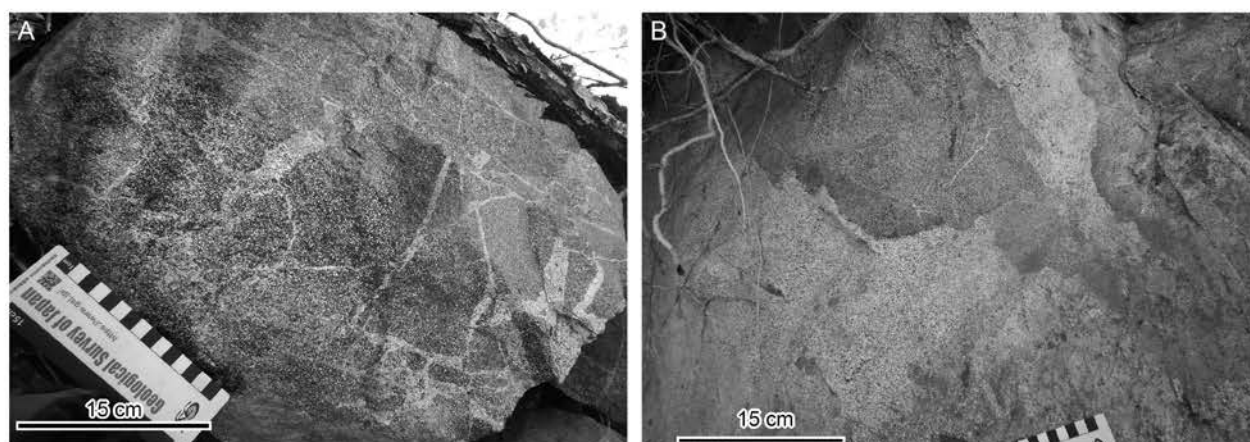
中粒黒雲母普通角閃石トータル岩 (第 4.6 図F)

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・チタン石・ジルコン・アパタイト
完晶質等粒状である。斜長石は粒径 2 mm 以下であり、累帯構造が顕著なものが見られる。集片双晶は見られるが顕著ではない。一部コアがソーシュライト化している。石英は粒径 1 mm 以下である。カリ長石は粒径 1 mm 以下で、間隙充填状に見られる。ポイキリテックに自形の斜長石や普通角閃石を含むことがある。斜長石との接触部でミルメカイトを生じさせることがある。普通角閃石は粒径 4 mm 以下で、一般に自形性が強く長柱状である。Z 軸色は淡緑褐色～淡緑色である。黒雲母は粒径 1 mm 以下で、緑泥石化しているが外形からそれと判断できる。

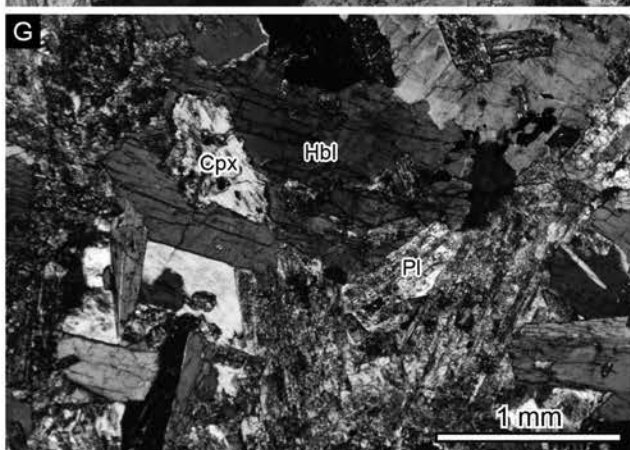
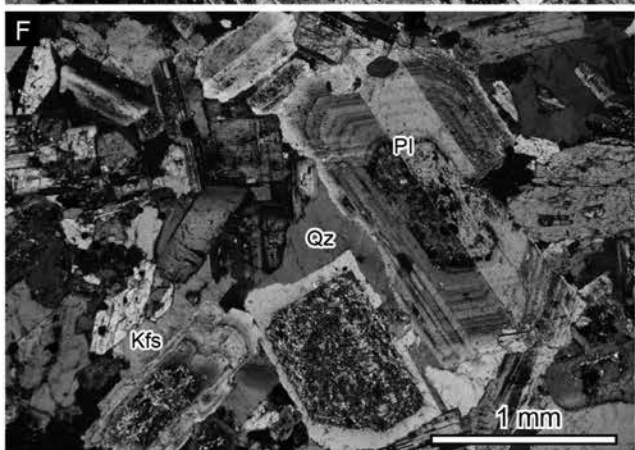
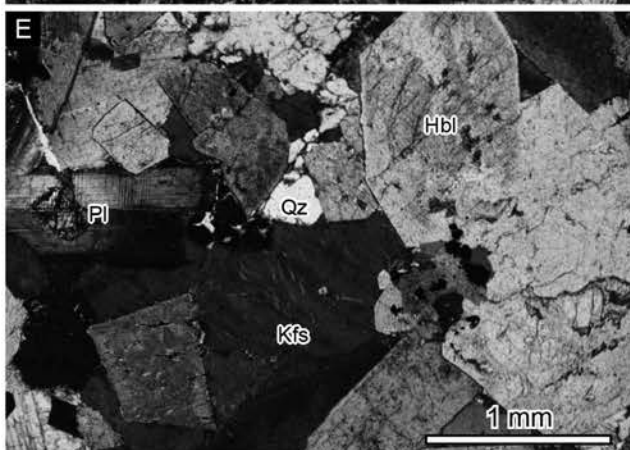
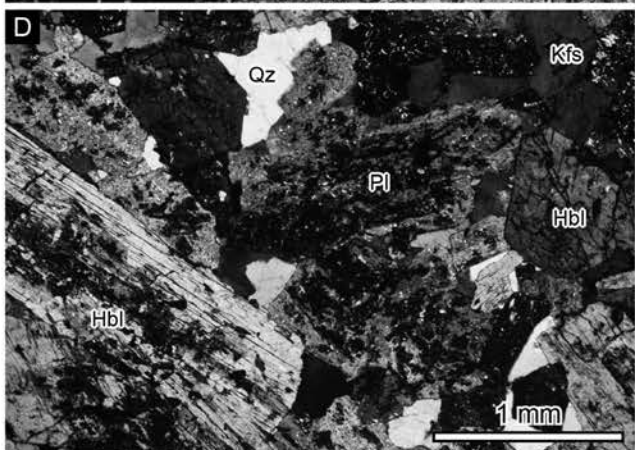
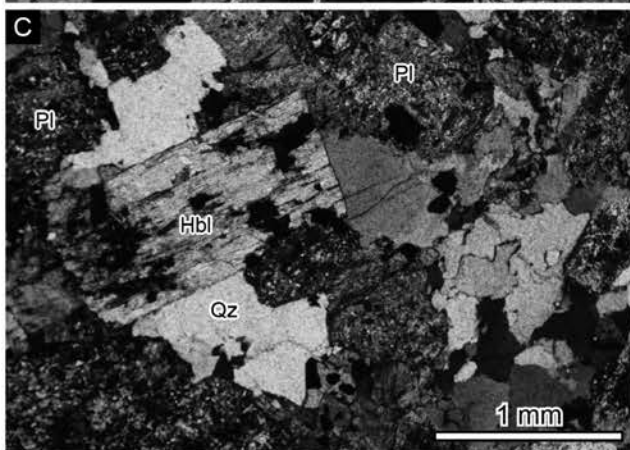
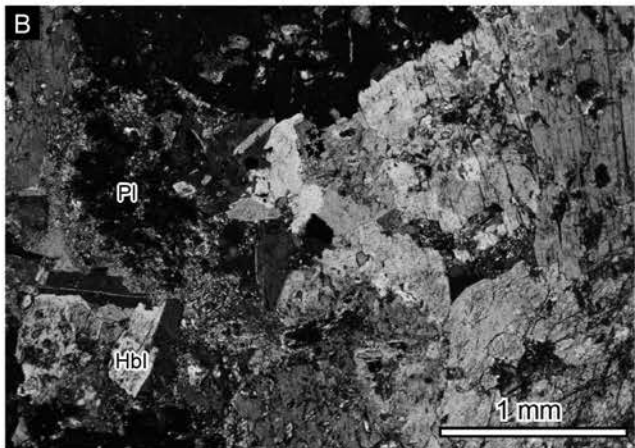
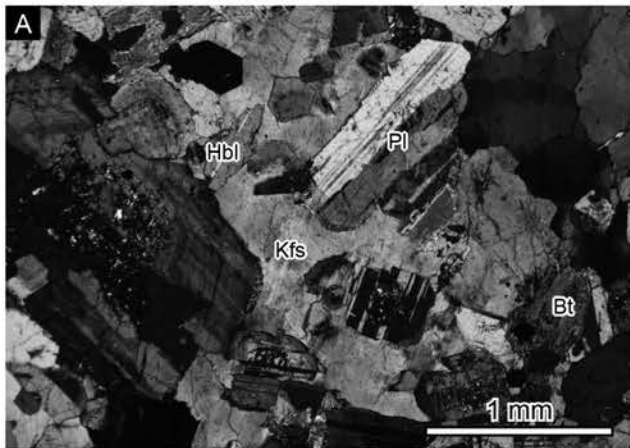
4.2.5 堺ノ神岩体 (Gsd)、田山ノ沢北方の衛星岩体 (Gsq)

堺ノ神岩体は南隣の大川図幅地域に大部分が含まれ、堺ノ神岳を中心に北北東-南南西に長く伸びた長径約 13 km、短径約 4 km の分布を持つ。本報告で扱う中では大規模な深成岩体である (第 4.1 図)。ただし、門図幅地域内での分布域は小さく、田山東方にて岩体の北端部が約 1.5 km 四方の範囲で分布しているのみである (第 4.2 図)。片田 (1974b) の分帯ではⅢ帯に属する。吉井・片田 (1974) では苦鉄質深成岩と花崗岩類の複合岩とされた。Kato and Hama (1976) では中心部に黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩、周辺部にかんらん石輝石普通角閃石斑れい岩から黒雲母普通角閃石石英閃緑岩に至るまでの変化に富む苦鉄質岩が分布することを示した。最近、鈴木ほか (2023) は堺ノ神岩体の岩相分布を再検討し、Kato and Hama (1976) と比べて珪長質な岩相として認識してい



第 4.5 図 湯沢鹿岩体に見られる珪長質岩と苦鉄質岩の関係

(A) 苦鉄質岩が脆性的に割れて珪長質岩が貫入するケース。(B) 両者が流動的な境界で接するケース。



る。門図幅地域における本岩体の岩相は、Kato and Hama (1976) では黒雲母普通角閃石石英閃緑岩 (原典の分類では斑れい岩～閃緑岩)、鈴木ほか (2023) では黒雲母普通角閃石石英モンゾ閃緑岩～花崗閃緑岩とされている。

本図幅地域での堺ノ神岩体の連続露頭は少なく、田山東方の山中において限定的な露出があるのみである。このほか、岩体北方の田山ノ沢沿いでは幅 100 m 以下の衛星岩体が見られる。堺ノ神岩体本体と田山ノ沢沿いの小規模衛星岩体は中粒普通角閃石閃緑岩 (第 4.4 図 G) 及び中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩 (第 4.4 図 H) からなり (第 4.3 図)、普通角閃石閃緑岩がより多くみられる。地質図規模では両者の境界を明確にすることができなかったため、岩相としては一括している。平均粒径は全体を通して 2 mm 程度であり、色指数は普通角閃石閃緑岩が 40-50、黒雲母普通角閃石石英閃緑岩が 30 程度である。堺ノ神岩体本体のうち縁部では石英閃緑岩が斑状を呈することがある。

また、従来の研究 (石井ほか, 1956; 土谷ほか, 2008) でも認識されている様に、幅約 600 m の衛星岩体が田山ノ沢を挟んで北側の尾根の鞍部付近に断片的に露出する。田山ノ沢北方の衛星岩体は、堺ノ神岩体に典型的な等粒状組織の岩石をほぼ含まず、1-3 mm 程度の普通角閃石斑晶を含む斑状石英閃緑岩からなる。この斑状普通角閃石石英閃緑岩は、堺ノ神岩体の本体の北縁部において小規模に見られる斑状石英閃緑岩と良く類似するため、同じマグマ起源の衛星岩体と解釈して本項目に含めている。

岩石記載

中粒単斜輝石含有普通角閃石閃緑岩 (第 4.6 図 G)

主成分鉱物：普通角閃石・斜長石・カリ長石・石英

副成分鉱物：不透明鉱物・ジルコン・アパタイト・単斜輝石完晶質等粒状である。斜長石は粒径 2 mm 以下で、自形性が良く、集片双晶が顕著であるが、累帯構造は顕著ではない。カリ長石は粒径 2 mm 以下の他形で弱いパーサイト組織を示す。石英は粒径 1 mm 以下の他形である。普通角閃石は粒径 2 mm 以下の自形～半自形であり、Z 軸色は淡緑褐色～淡褐色である。ポイキリティックに小さい自形の斜長石を含むことがある。単斜輝石は普通角閃石に包有されている。

中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩 (第 4.6 図 H)

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・石英・カリ長石・黒雲

母

副成分鉱物：チタン石・不透明鉱物・アパタイト・単斜輝石完晶質等粒状である。斜長石は 2 mm 以下の自形～半自形であり、累帯構造が顕著なものが見られる。一部変質している。石英は粒径 1 mm 以下の他形である。カリ長石は粒径 1 mm 以下で間隙を充填する様に産し、弱いパーサイト組織を示すことがある。普通角閃石は粒径 3 mm 以下で自形性の良いものが見られ、長柱状である。Z 軸色は淡緑褐色～淡緑色である。黒雲母は粒径 1 mm 以下の自形で緑泥石化しているが、外形からそれと判断できる。

4.3 岩脈類 (Dt, Dd)

門図幅地域内では全域にわたって多様な岩脈類が産出する。これらは大部分が厚さ 1 m 以下であり、厚くても数 m である。組成は白色で流紋岩質なものから黒色で玄武岩質なものまであり、組織は無斑晶状・斑状・完晶質と多岐にわたる (第 4.7 図)。また、同一岩体の中でも、特に組織に関しては多様性が見られる。地質図上に表現されるものとしては、早坂峠付近の斑状黒雲母普通角閃石トータル岩 (Dt) と鈴峠付近の普通角閃石デイサイト (Dd) がある。貫入姿勢が明確な岩脈の多くは高角でジュラ紀付加体の岩石に貫入しているが (第 4.7 図 A, F, 第 4.8 図 A), 一部では低角な姿勢の岩脈も見られる (第 4.8 図 B)。ジュラ紀付加体の脆弱面に沿って一部で姿勢を変化させているものや (第 4.8 図 A)、壁面が平面的ではなくやや不規則に折れ曲がったもの (第 4.8 図 C, D) もある。一部の岩脈では、固結後に剪断変形を受けている (第 4.8 図 E)。北上花崗岩類との関係としては、花崗岩類の熱変成を受けているもの (第 4.9 図 A) と花崗岩類に急冷縁をもって接するもの (第 4.8 図 F) の両方がある。完晶質な岩脈には、北上花崗岩類の岩相と類似するものも多く含まれる (第 4.7 図 H)。本報告の岩相分類は肉眼及び鏡下観察に基づくが、系統的な分類には岩石化学的分析が必要であることが示唆されている (土谷ほか, 1999c)。また、岩脈類の中には著しく変質して、斑晶が粘土鉱物や炭酸塩鉱物に完全に置換されているものもあり、このような場合は野外での識別が困難である。上記を鑑みて、本報告では岩脈類の系統的な細分は行わず、多産するもの及び特徴的なものを記載するに留める。以下の記載では、門図幅地域内での産出範囲が広いものから順に述べる。

← 第 4.6 図 北上花崗岩類の薄片写真

(A) 天神森岩体, 中粒普通角閃石黒雲母トータル岩。(B) 突柴森岩体, 中粒単斜輝石普通角閃石斑れい岩。(C) 突柴森岩体, 中粒単斜輝石含有黒雲母含有普通角閃石トータル岩。(D) 湯沢鹿岩体, 中粒普通角閃石石英閃緑岩。(E) 湯沢鹿岩体, 中粒普通角閃石石英斑れい岩。(F) 砂子岩体, 中粒黒雲母普通角閃石トータル岩。(G) 堺ノ神岩体, 中粒単斜輝石含有普通角閃石閃緑岩。(H) 堺ノ神岩体, 中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩。Bt: 黒雲母, Cpx: 単斜輝石, Kfs: カリ長石, Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石, Qz: 石英。全てクロスニコル。

単斜輝石安山岩 径1-2 mm程度の単斜輝石斑晶を含み、露頭で灰色を呈する(第4.7図A)。単斜輝石斑晶は自形性が良く短柱状のものもあるが、粒状のものもある(第4.9図B)。鏡下観察を行った試料では、多くの場合単斜輝石斑晶がトレモラ閃石またはアクチノ閃石の集合体に置換されており、接触変成を受けている(第4.9図A)。したがって、本岩は大部分または全てが北上花崗岩類の活動前に貫入している。石基は粒径0.1-0.3 mm程度で、普通角閃石・斜長石・不透明鉱物からなる(第4.9図A, B)。本岩からなる岩脈は、門図幅地域の幅広い範囲で産出するが、堺ノ神岩体と湯沢鹿岩体の近傍及び両者の間に多く産出する傾向にある。地質図に表現可能な規模のものは確認されていない。明瞭で平面的な境界でジュラ紀付加体の岩石に貫入していることが多いが(第4.7図A)、後者がホルンフェルス化している部分では波状にうねった境界を持つ場合がある(第4.7図B)。

斑状黒雲母普通角閃石トータル岩(Dt) 最大で3 mm程度の斜長石と普通角閃石斑晶を持つ(第4.7図C)。色指数は15程度であり、野外では特徴的に白色かつ斑状を呈することで、他の岩脈類とは容易に識別できる。鏡下では完晶質、斑状の組織が観察され、主成分鉱物は斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母である(第4.9図C)。斜長石は粒径2 mm以下であり、ほとんどがソーシユライト化している。石英は粒径1 mm以下で融食形を示す。普通角閃石は粒径2 mm以下、黒雲母は粒径1 mm以下で、いずれもほとんど緑泥石化している。副成分鉱物是不透明鉱物である。本岩の産出は早坂峠周辺から見内川源流に限られるが、最大で厚さ約150 mになる岩脈を形成する。ジュラ紀付加体の岩石に対して、一部角礫状に破碎した壁面で接して貫入している(第4.7図D)。この壁面の特徴のため露頭規模では岩脈の正確な姿勢がわかりづらいが、岩相分布から北北西-南南東で垂直に近いと推定される。早坂トンネルの工事の際に、厚さ100 mに及び部分的にネットワーク状に分岐した「ヒン岩」が岩泉側坑口寄りに数多く貫入していることが確認されており(宮古地方振興局岩泉土木事務所, 2008)、本岩の位置・規模・貫入様式と一致する。

細粒斑状石英閃緑岩 数mm程度の斜長石・普通角閃石の斑晶と灰色の石基を特徴とする(第4.7図E)。鏡下で

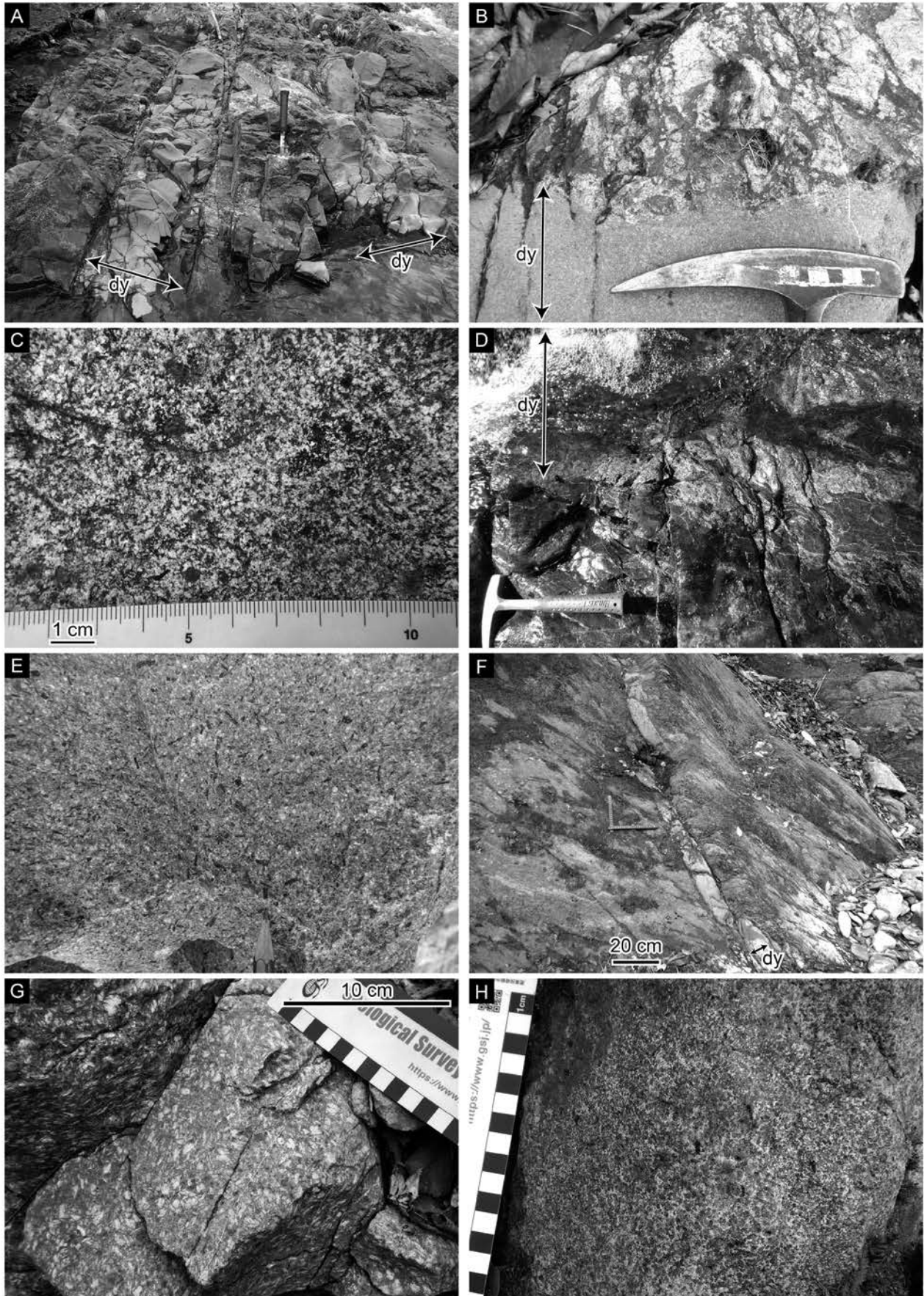
は完晶質斑状の組織が観察され、斑晶は斜長石・普通角閃石・単斜輝石からなる(第4.9図D)。斜長石は粒径2 mm以下で自形性が良いが、ソーシユライト化していることがあり、この場合肉眼では岩石全体が青灰色～緑灰色を呈する。普通角閃石は粒径1 mm以下で自形性が良く長柱状～針状である。Z軸色は単褐色である。単斜輝石は粒径2 mm以下で短柱状だが、変質のため丸みを帯びていることが多い。石基は斜長石・普通角閃石・石英・不透明鉱物からなり、粒径は0.1-0.5 mm程度である。本岩の岩脈は主に三田貝^{みたかい}から名目入^{なめいり}にかけて発達し、平面的な境界でジュラ紀付加体の岩石に貫入する。最大で幅数mに達するが、地質図に表現可能な規模のものは確認されていない。肉眼観察での特徴は、田山ノ沢北方の尾根上に分布する堺ノ神岩体の衛星岩体に類似する。

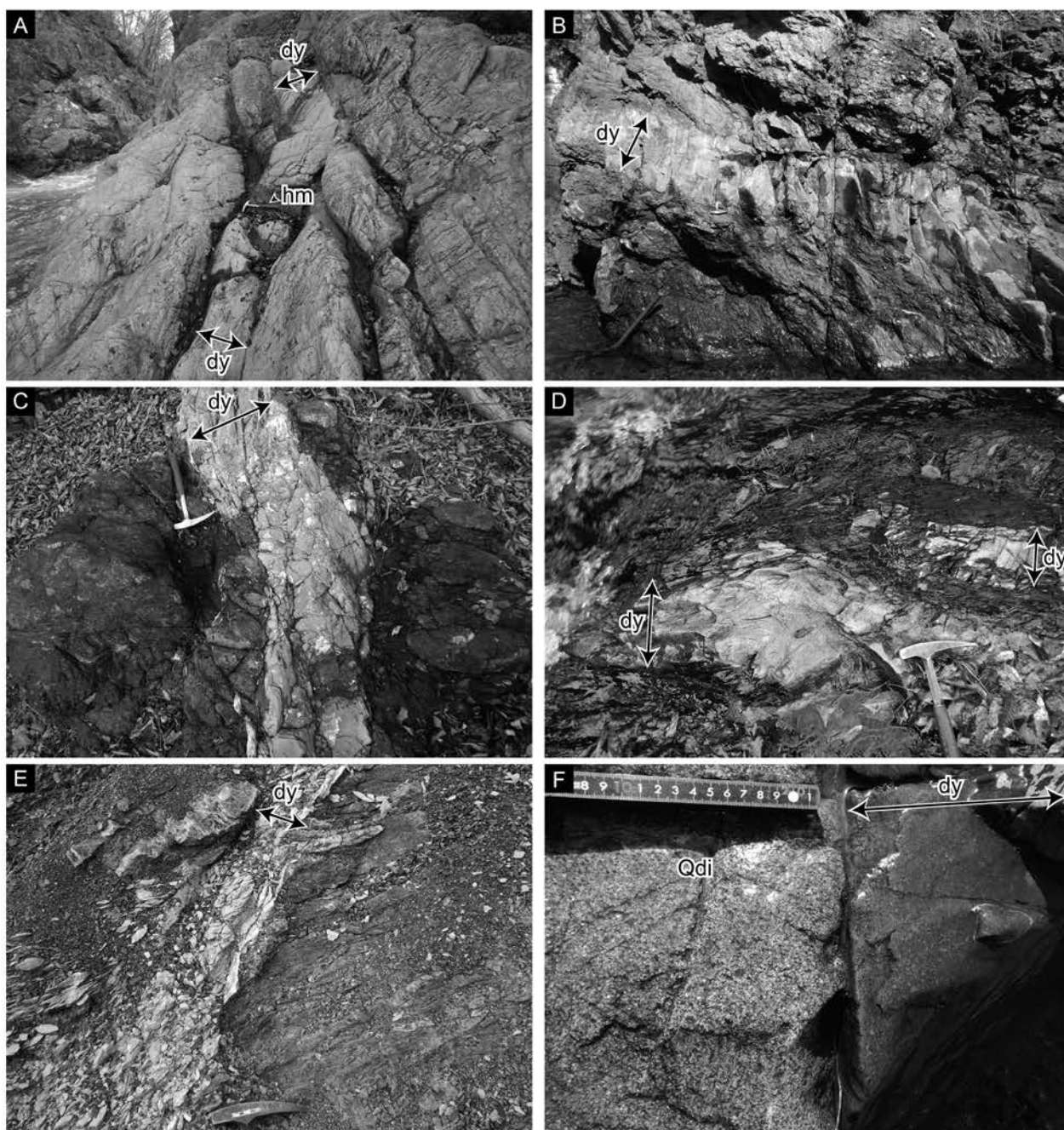
普通角閃石デイスait(Dd) 主に無斑晶状であり、1-3 mm大の普通角閃石及び斜長石斑晶を含むものも見られる(第4.7図F)。主成分鉱物として粒径1 mm以下の斜長石・普通角閃石を含む(第4.9図E)。斜長石は大部分がソーシユライト化している。普通角閃石はZ軸色が淡緑褐色で自形性が良く、短柱状である。副成分鉱物として不透明鉱物を含む。主に安家川上流及びその西側の山域に産出し、平面的な壁面で接してジュラ紀付加体の岩石に貫入している。穴目ヶ岳付近に分布する大規模な岩脈では厚さが150 mに達する。

斑状閃緑岩 最大10 mmに及ぶ巨大な銭形の斜長石斑晶を特徴とする、灰緑色を呈する石基部分を有する岩石である(第4.7図G)。土谷ほか(1999c)では高Ti安山岩、西岡・吉川(2004)では斜長石閃緑斑岩と呼称されたものである。完晶質斑状であり、斑晶は斜長石・単斜輝石・石英からなる(第4.9図F)。斜長石は自形性が良く銭形で、累帯構造は顕著ではなく、大部分がソーシユライト化している。単斜輝石は最大2 mm、概ね粒径1 mm以下で、ほとんどが緑泥石化している。ごく稀に粒径2 mm以下の石英が見られる。石基は、斜長石・黒雲母・不透明鉱物からなり、アパタイト・ジルコンも認められる。本岩の産出頻度は高くないが、渡邊(1950)以降、銭形の斜長石巨晶に由来して「ゼニポー」と俗称されてきた北上山地に特徴的な岩脈であるためここに記載する。門図幅^{もえかべざわ}地域では穴沢、泉沢上流部付近、燃壁沢など東半部で確認されたが、これは従来本岩の北限とされていた宮古図幅

第4.7図 前期白亜紀岩脈類の露頭写真→

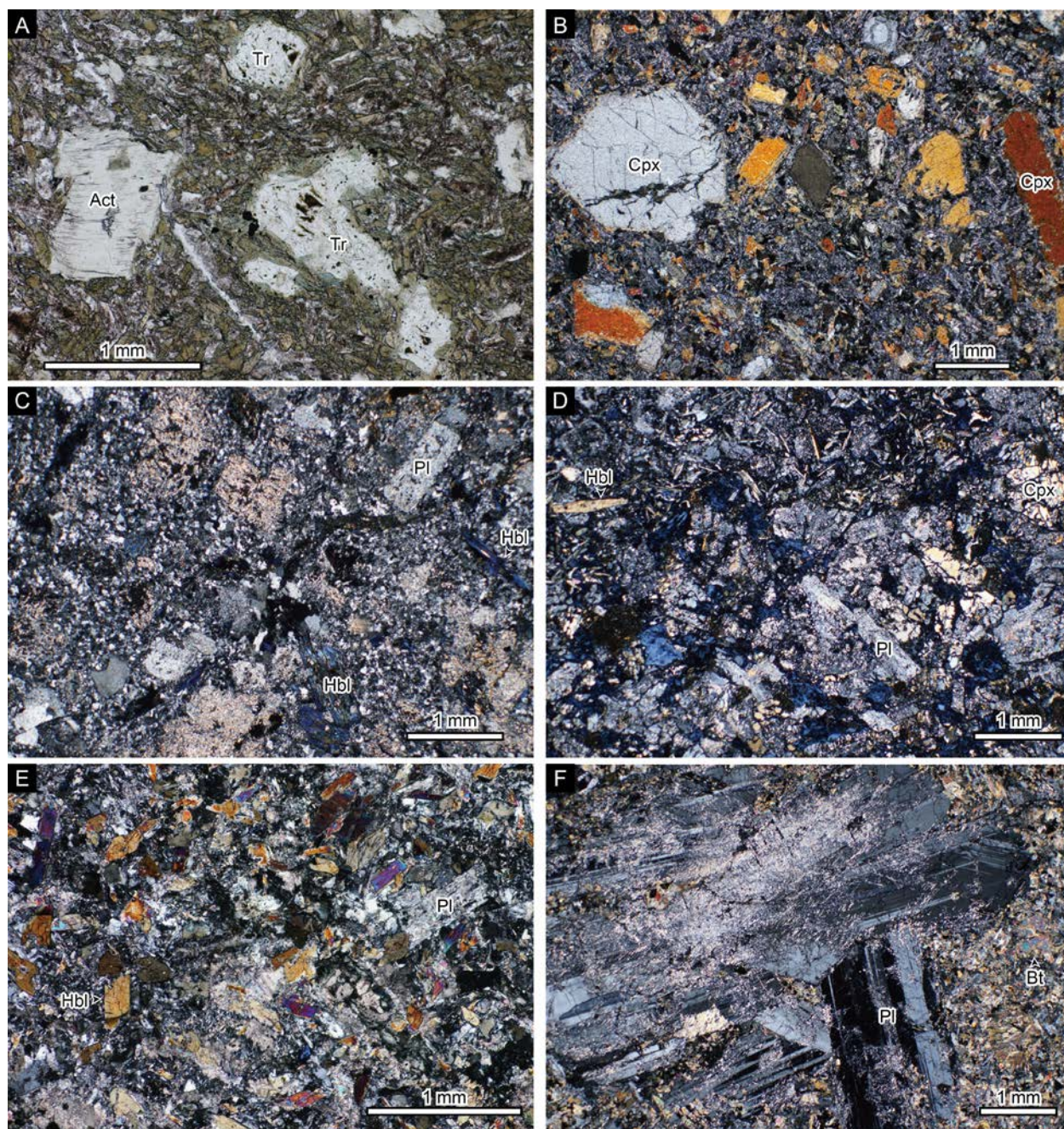
(A) 大鳥ユニットの泥質岩に貫入する単斜輝石安山岩、救沢。(B) ホルンフェルス化した大鳥ユニットの泥質混在岩に貫入する単斜輝石安山岩、大石沢。(C) 斑状黒雲母普通角閃石トータル岩、関沢支流。(D) 門馬ユニットの玄武岩に貫入する斑状黒雲母普通角閃石トータル岩、三田貝川源流。(E) 細粒斑状石英閃緑岩、名目入。(F) 大鳥ユニットの泥質岩に貫入する普通角閃石デイスait、大坂本。(G) 銭形の巨大斜長石斑晶を含む斑状閃緑岩、泉沢。(H) 中粒普通角閃石斑れい岩、救沢。近くに分布する湯沢鹿岩体の角閃石石英斑れい岩に類似する。dy: 岩脈。





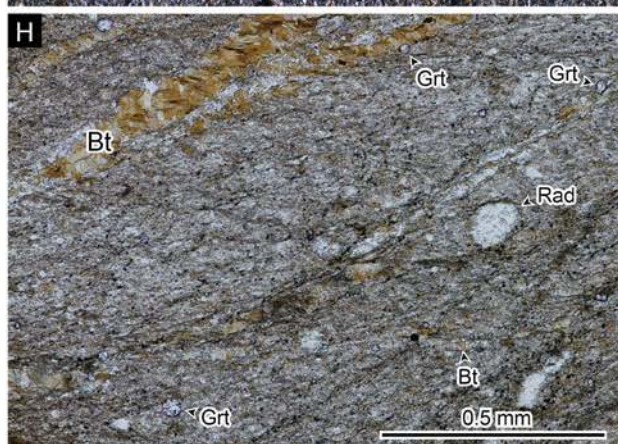
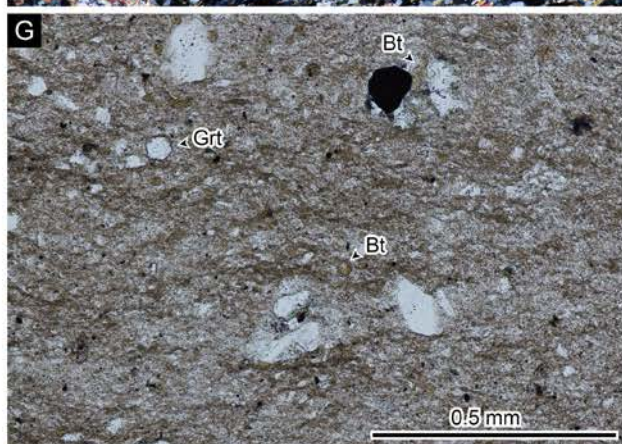
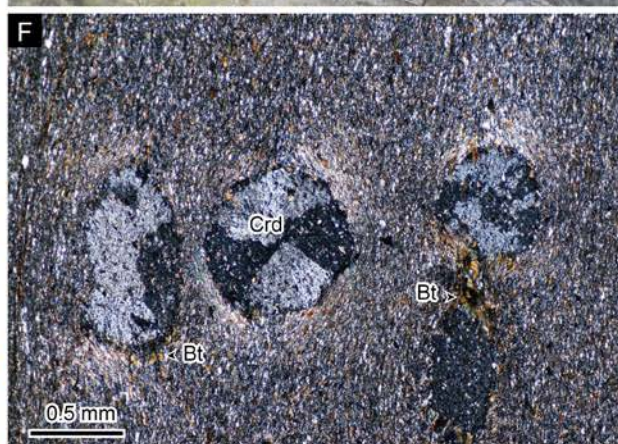
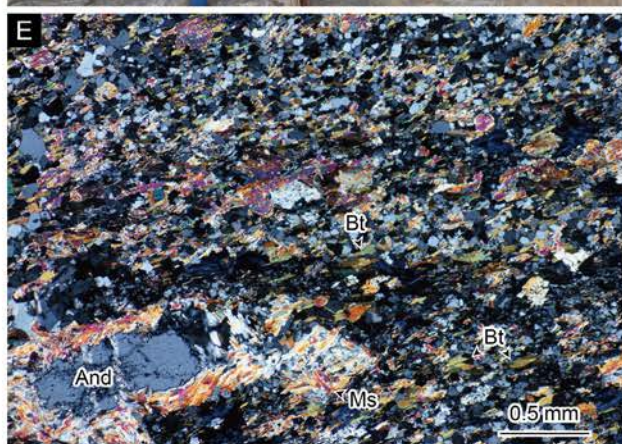
第 4.8 図 前期白亜紀岩脈類の貫入様式

(A) 層状砂岩に貫入する流紋岩質岩脈，穴沢。一部層理面に沿って向きを変えている。(B) 低角に貫入するデイサイト質岩脈，本銅ノ沢。(C) やや不規則な壁面を持つデイサイト質岩脈，門大滝。(D) 平面的でない壁面を持つ流紋岩質岩脈，泉沢。(E) 剪断変形を受けた流紋岩質岩脈，荒沢口遠藤砂利採石場内。(F) 堺ノ神深成岩体の衛星岩体に急冷縁をもって貫入する安山岩質岩脈，田山ノ沢。dy：岩脈，Qdi：石英閃緑岩，hm：ハンマー。



第 4.9 図 前期白亜紀岩脈類の薄片写真

(A) 接触変成を受けた単斜輝石安山岩. (B) 単斜輝石安山岩. (C) 斑状黒雲母普通角閃石トータル岩. 普通角閃石は緑泥石化している. (D) 細粒斑状単斜輝石普通角閃石石英閃緑岩. (E) 無斑晶状普通角閃石デイサイト. (F) 斑状閃緑岩. Act: アクチノ閃石 (単斜輝石斑晶を置換), Bt: 黒雲母, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石, Tr: トレモラ閃石 (単斜輝石斑晶を置換). Aのみオープンニコル. A以外クロスニコル.



地域(吉田・片田, 1984)から 30 km 以上北である。吉田(1961)は本岩が深成岩による接触変成を受けたホルンフェルスを捕獲しているため、北上花崗岩類の活動後に貫入しているとした。一方、これと隣接する綾里図幅地域では、本岩が 125–120 Ma の年代を持つ(Osozawa *et al.*, 2019)北上花崗岩類の五葉山岩体に貫入されている(西岡・吉川, 2004)。

4.4 接触変成作用

北上花崗岩類はいずれの岩体も周囲のジュラ紀付加体の岩石に接触変成を与えており、紅柱石や黒雲母などの変成鉱物の生成(第 4.10 図 A), 変成を受けた岩石における異なる岩質の癒合(第 4.10 図 B, C), 石英の再結晶(第 4.10 図 D)などが野外で認識される。変成鉱物の生成という点において顕著な接触変成作用が見られるのは、天神森岩体及び門図幅地域を僅かに北東に外れた位置にある川口岩体である。天神森岩体では、トハギ沢及びキラ沢で碎屑岩中に長さ 10 mm 以上に達する紅柱石の斑状変晶が生成している(第 4.10 図 A)。鏡下では、紅柱石に加えて白雲母や黒雲母が観察される(第 4.10 図 E)。紅柱石の斑状変晶は、天神森岩体の項で述べた様に岩体の地表露出部から離れた場所にも生じている。川口岩体の近傍では、門図幅地域から東へ外れた安家川沿いで碎屑岩中に堇青石及び紅柱石の斑状変晶が認められる(第 4.10 図 F)。ただし、これらの斑状変晶が見られる場所は、黒雲

母のみが見られる範囲内で孤立しており、川口岩体の分布と調和していない。突柴森、湯沢鹿両岩体の縁辺部にも一部で紅柱石斑状変晶が認められるが、岩体から 200 m 以内の近傍でもその長さが 3 mm 程度と微小であり、発達が悪い。

黒雲母が生成している接触変成岩は、全ての深成岩体の周囲 3 km 程度に広く認められる。一部では鏡下で黒雲母に加えてざくろ石が認められる(第 4.10 図 G)。また、図幅東部に位置する高屋敷ユニット(第 3.30 図 A–C, E)、関ユニットの大部分(第 3.24 図 A)及び大鳥ユニット東部(第 4.10 図 H)では、最も近い深成岩体の地表分布から 3 km 以上離れた地点でも黒雲母の生成が認められる。例として、松橋川下流部東側の粘板岩質泥岩では、最も近い深成岩体から 4 km 以上離れているにもかかわらず、黒雲母及びざくろ石の生成が見られる。一方で、黒雲母が確認された地点は必ずしも深成岩体の分布と調和的ではない。さらに、黒雲母は鏡下でないと確認することが困難な場合が多く、劈開の発達など補助的な基準を合わせても、野外において黒雲母が生成している接触変成岩を確実に識別するのは困難であった。そこで本報告では、黒雲母の生成が鏡下で認められた地点を全て包絡する様ではなく、深成岩体の地表分布と調和する様に、連続的に接触変成岩が確認された範囲を黒雲母接触変成帯として描いた。したがって、示した接触変成帯外にも、実際には黒雲母を含む接触変成岩の産出地点が点在することには留意されたい(第 4.2 図)。

← 第 4.10 図 接触変成岩の露頭写真及び薄片写真

(A) 紅柱石斑状変晶を含む泥岩、キラ沢。(B) 黒雲母帯の泥岩、トハギ沢。(C) 黒雲母帯の砂岩泥岩互層、大穴。(D) 黒雲母帯の再結晶したチャート、雷峠沢。石英脈が発達する。(E) 紅柱石斑状変晶を含む泥質砂岩ホルンフェルス、キラ沢。クロスニ科尔。(F) 堇青石帯の泥岩、元村東方(岩泉図幅地域内)。クロスニ科尔。(G) 黒雲母及びざくろ石が生成した泥質岩、石畑西方。オープンニ科尔。(H) 黒雲母及びざくろ石が生成した泥質岩、泉沢下流。オープンニ科尔。And: 紅柱石, Bt: 黒雲母, Crd: 堇青石, Grt: ざくろ石, Ms: 白雲母, Rad: 再結晶した放散虫殻。

第5章 上部白亜系～古第三系

(野田 篤)

5.1 概要と研究史

5.1.1 地質概要

門図幅地域に分布する上部白亜系～古第三系は、上部白亜系横道層と古第三系小川層群に区分されており、国境峠から小本川に沿って松橋まで、北西-南東方向に約16 km長、北東-南西方向に最大2 km幅で断続的に細長く分布している(第5.1図)。分布域は国境峠～名目入と曇綿～松橋の2箇所に分かれており、その中間に位置する穴沢付近にもごく小規模な分布が見られる。

横道層は、ジュラ紀付加体と前期白亜紀火成岩を不整合に覆うか、またはそれらと断層で接する。主に礫岩・砂岩・シルト岩からなり、珪長質凝灰岩・炭質泥岩・石炭を含む。横道層からは後期白亜紀(セノマニアン期～カンパニアン期)を示す植物化石が報告されており、陸成層とされる(棚井ほか, 1978)。岩相に基づいて、主に礫岩及び砂岩からなる下部と砂岩及びシルト岩からなる上部に区分される。

小川層群は、名目入付近から小松沢を経て雷峠沢までよく発達する。小川層群は横道層を非整合に覆い、主に砂岩・礫岩・シルト岩などの不規則な互層からなり、凝灰岩や炭質泥岩、石炭をしばしば挟む。海棲動物化石は全く含まれないが、植物化石を多産することや多くの炭層を挟むことから古第三紀の河川成～湖沼成の堆積物と考えられる(棚井ほか, 1978; 小貫, 1981; 村井ほか, 1984)。本層群は下位から小松層・名目入層・大久保層・雷峠層に細分されており、本層群の最大層厚は800 m以上に達する。小松層は、横道層を非整合に覆い、凝灰岩、凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩からなり、炭質泥岩及び石炭を挟む。名目入層は、鴨沢礫岩部層と中沢挟炭部層に細分され、前者は礫岩及び砂岩、後者は砂岩及びシルト岩を主体とし、礫岩、石炭及び凝灰岩を挟む。大久保層は、鬼久保砂岩礫岩互層部層と大久保シルト岩部層に細分され、前者は礫岩及び砂岩、後者はシルト岩及び砂岩を主体とし、礫岩、炭質泥岩及び石炭を伴う。雷峠層は、淘汰の悪い角礫～亜角礫岩を主体とし、砂岩を伴う。

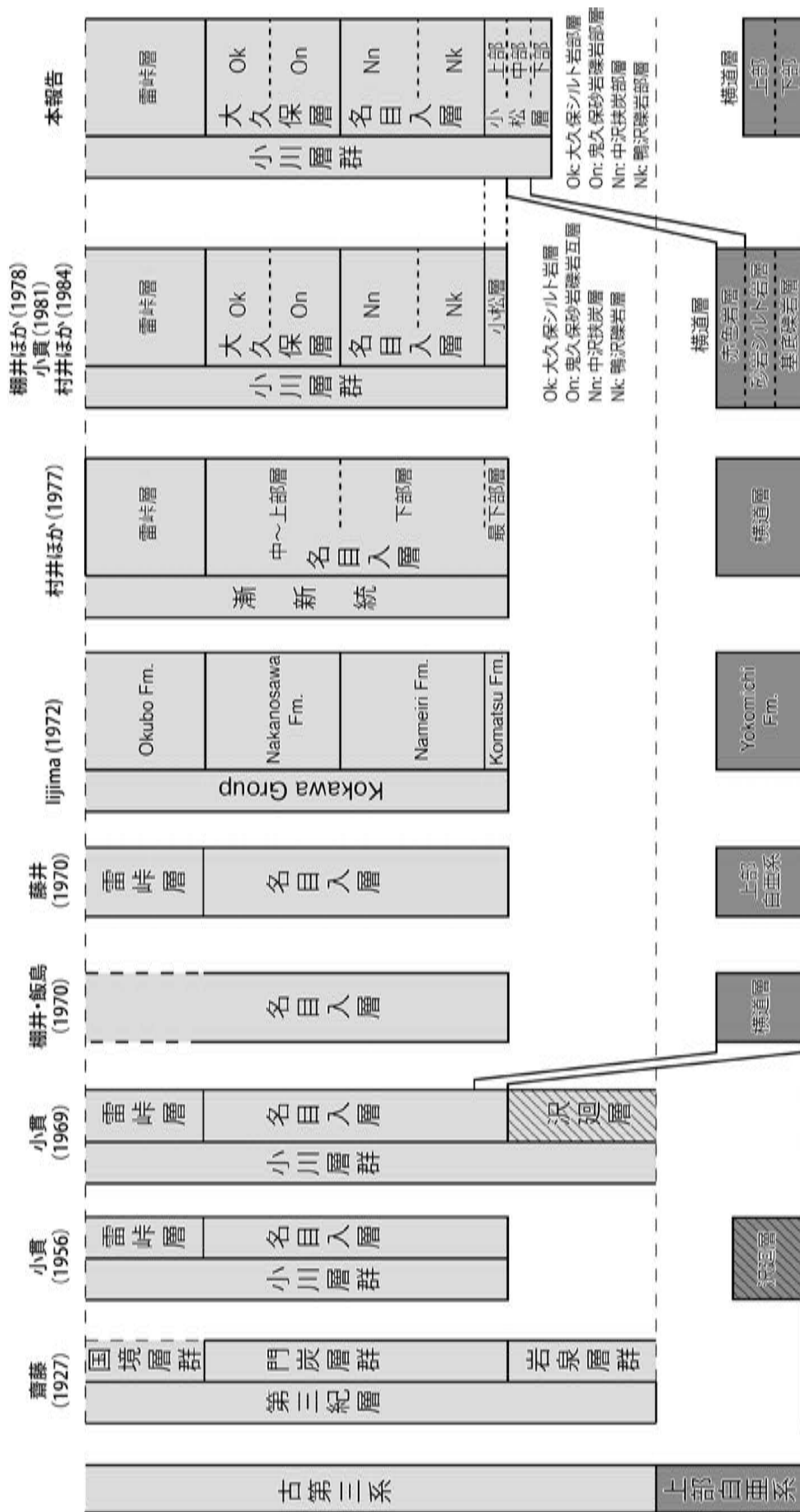
門図幅地域の横道層と小川層群は、約30 km北東に位置する久慈地域の上部白亜系久慈層群と古第三系野田層群(島津・寺岡, 1962; 吉田ほか, 1987)、また岩泉町市街地周辺に分布する上部白亜系沢廻層と古第三系清水川層に対比される(第5.1図)。

主な分布域である国境峠～名目入では、小本川に沿っ

て北西-南東方向に横道層と小川層群が分布し、北西にプランジした軸をもつ向斜構造を示す。向斜構造の南西翼部は北西-南東走向の北東傾斜、北東翼部は北北西-南南東走向の南西傾斜となっているが、北東翼部の大部分が小本川断層によって切断されている。最上位の雷峠層を除く横道層から小川層群大久保層までの地層の層厚は向斜軸部で厚化が認められないため、本向斜は少なくとも小川層群大久保層が堆積した始新世イプレシアン期以降に形成された。本向斜の形成終了は、向斜軸を切る小本川断層の活動より前であり、遅くとも始新世ルテシアン期である。曇綿～松橋では、岩相から主に上部白亜系横道層に相当する地層が分布していると考えられ、小本川断層に沿って、北西-南東から東西方向の分布を示す。曇綿では、大局的には北西-南東方向の走向と北傾斜を示す単斜構造、一ツ苗代～松橋間では北西-南東方向の軸を持つ向斜構造を示している。

5.1.2 研究史

20 万分の1「盛岡」図幅(山根, 1915)によって、門図幅地域に“第三系”が分布していることが示されて以来、門図幅地域周辺の上部白亜系～古第三系の層序学的・古生物学的研究がいくつか報告されている。例えば、齋藤(1927)は、この“第三系”を下位より岩泉層群・門炭層群・国境層群に層序区分し、各層の記載を行った(第5.2図)。その際、地質時代を示す古生物学的根拠は示さなかったが、これらの地層を構成している岩相と層序が、北上山地北東縁の久慈地域に分布する第三系のものと類似していることから第三系であるとみなした。一方、佐伯(1928)は、久慈地域から白亜紀を示す海棲動物化石が発見されたことから、門図幅地域で第三系とされた地層も白亜系である可能性に言及した。その後、10 万分の1「岩手県地質図」(岩手県土木部, 1954; 小貫, 1956)は、長谷弘太郎の1952年の卒業論文を引用して、岩泉町内から門図幅地域にかけて上部白亜系～古第三系が分布していることを示し、下位より上部白亜系の沢廻層と古第三系漸新統の小川層群に区分した。更に、小川層群は下位の名目入層と上位の雷峠層に細分され、植物化石から漸新統とされた。沢廻層を上部白亜系とした根拠は、1951年東京大学の井上康夫ほか2名による沢廻層上部からのアンモナイト *Montoniceras (Texanites) sp.* の発見である(小貫, 1956)。小貫(1969)は、沢廻層から採取されたアンモナイトは再堆積した二次化石と考え、同層を古第三系小



第 5.2 図 門図幅地域における既存研究及び本報告における岩相層序区分
斜線で示した沢廻層は、岩泉地域（門図幅地域の区域外）に分布する。

第三系小川層群(上部始新統～下部漸新統)に区分し、小川層群については下位から小松層・名目入層・大久保層・雷峠層に細分した(第5.2図)。棚井ほか(1978)の小川層群は、小貫(1969)の小川層群から沢廻層(横道層相当層)を除いた部分に相当する。

これと並行して、1960年代後半から1970年代にかけて、門図幅地域の門周辺に分布する小川層群について耐火粘土に関する調査・研究(佐藤, 1967; 藤井, 1970, 1978)と共に、植物化石の研究(Tanai and Huzioka, 1967; 村井, 1977)、層位学的研究(棚井・飯島, 1970)、ラテライト化作用とその風化産物の再堆積による粘土鉱床生成に関する研究(Iijima, 1972)が行われてきた。門図幅地域では、旧来より“硬質粘土”と呼ばれる良質な耐火粘土(カオリン粘土)を産することで知られており(例えば、平山, 1947; 村岡, 1949)、1938年から1996年まで採掘の対象となってきた。この耐火粘土の下位には、“赤色岩”や“赤色頁岩”、“赤盤”と呼ばれる赤色化した岩石(主に凝灰岩や凝灰質砂岩・泥岩)が分布しており、これを上部白亜系(横道層)とする考え方(Iijima, 1972; 棚井ほか, 1978)と古第三系(小川層群名目入層)とする考え方(藤井, 1970, 1983, 1984; 胡・張, 1988)の2つの異なる考え方が提案されていた。

Iijima (1972)と棚井ほか(1978)は、横道層中部のシルト岩から産出する後期白亜紀植物化石から、“赤色岩”は後期白亜紀に堆積した溶結凝灰岩であり、堆積後から上位の小松層が堆積するまでの間に強い風化作用(ラテライト化作用)を受けてカオリンを生成したと考えた(第5.3図)。さらに、加藤ほか(1986)が、横道層の赤色頁岩に挟在するアレナイト質砂岩からカンパニアン期を示すフィッシュン・トラック年代(71.2 ± 4.4 Ma)を報告した。これ以降、“赤色岩”は横道層の最上部層に区別されることが多くなった(村井ほか, 1984; 照井・大上, 1989; 大上, 1992; 永広, 2017)。

一方、藤井(1970, 1983, 1984)は、硬質粘土(棚井ほか, 1978の小松層に相当)と硬質頁岩(棚井ほか, 1978の横道層赤色岩部層に相当)は同質で整合的な関係にあると考えた(第5.3図)。また、藤井(1983)は、“赤色岩”の下位のガラス質凝灰岩についても、不安定な α -クリストパライトが存在することを理由に、古第三系である可能性を示唆した。さらに、胡・張(1988)は、赤色岩層から第三紀植物群を含む泥岩・シルト岩は連続した堆積物であるとし、藤井(1970)の層序区分を支持した。

最近、Noda *et al.* (2023)は、このカオリン主体の“赤色岩”と、その下位にあるカオリンを含まないガラス質凝灰岩のいずれからも古第三紀のU-Pb年代(56.1 ± 0.3 Maと 58.1 ± 0.3 Ma)を報告し、“赤色岩”とその下位のガラス質凝灰岩は古第三紀の堆積物であることと、凝灰岩中の火山砕屑物のカオリナイト化作用が古第三紀(暁新世末期～始新世初期)に起きたことを明らかにした(第5.3図)。

5.2 横道層(Yl, Yu)

[地層名]

棚井ほか(1978)により定義。棚井ほか(1978)は、横道層を下位から上位にかけて、基底礫岩層、砂岩・シルト岩層、赤色岩(溶結凝灰岩)層の3部層に分類した。その後、Noda *et al.* (2023)は最上位の赤色岩層が古第三系であることを示し、礫岩及び砂岩を主体とする下部と砂岩及びシルト岩を主体とする上部に再区分した。

[模式地]

岩泉町横道、小本川と中沢との合流点付近(棚井ほか, 1978)。

[層厚]

80–120 m.

[層序関係]

本層はジュラ紀付加体及び前期白亜紀火成岩と不整合または断層関係にある。本層の基底部には礫岩が顕著に発達しており、小本川とその支流の河床で不整合露頭が確認される。

[分布]

本層の大部分は、国境峠付近から門まで、小本川に沿って北西–南東方向に細長く分布する。地層は、15–30°で北東方向に緩く傾斜する単斜構造を示す。

岩泉町斐綿から松橋にかけての地域にも、礫岩・砂岩・シルト岩からなる地層が西北西–東南東から東西方向に分布している。これらの地層は、北限と南限を断層によって境されており、斐綿側の分布域では北東もしくは北西方向に傾斜する同斜構造、松橋側の分布域では北西–南東方向の軸を持つ複向斜構造を示す。Noda *et al.* (2023)は岩相・礫種・粘土鉱物の種類から横道層相当と判断しており、本報告もそれに従うが、堆積年代を裏付ける直接的な証拠はなく、古第三系の小川層群に相当する可能性も残されている。

また、岩泉町穴沢の南東、田山ノ沢と小本川との合流点にも、横道層に相当すると考えられる礫岩・含礫砂岩・泥岩の小規模な分布が見られる。周囲を断層で境されていると推測され、その地層の走向は北西–南東方向で東傾斜である。

[岩相]

礫岩及び砂岩を主体とする下部と砂岩及びシルト岩を主体とし、凝灰岩、炭質泥岩及び石炭を挟む上部とに区分される。従来、横道層上部とされてきた“赤色岩”(Iijima, 1972; 棚井・飯島, 1970; 棚井ほか, 1978)は、ジルコンU-Pb年代から古第三系であることが明らかと

本報告	図	名目入層	小川層群	サネニトアノ期～ヤノシロノ期	晩新世～始新世	礫岩	凝灰質砂岩・泥岩 (炭質泥岩・石炭)	凝灰岩 (赤色・灰色) 凝灰質砂岩・泥岩	ガラス質凝灰岩 凝灰質砂岩・泥岩 炭質泥岩	砂岩 礫質砂岩 シルト岩	緑灰色砂岩 シルト岩
Noda et al. (2023)	図	名目入層	小川層群	サネニトアノ期～ヤノシロノ期	晩新世～始新世	礫岩	凝灰質砂岩・泥岩 (炭質泥岩・石炭)	凝灰岩 (赤色・灰色) 凝灰質砂岩・泥岩	ガラス質凝灰岩 凝灰質砂岩・泥岩 炭質泥岩	砂岩 礫質砂岩 シルト岩	緑灰色砂岩 シルト岩
藤井 (1983, 1984)	図	名目入層	小川層群	サネニトアノ期～ヤノシロノ期	晩新世～始新世	礫岩	凝灰質砂岩・泥岩 (炭質泥岩・石炭)	凝灰岩 (赤色・灰色) 凝灰質砂岩・泥岩	ガラス質凝灰岩 凝灰質砂岩・泥岩 炭質泥岩	砂岩 礫質砂岩 シルト岩	緑灰色砂岩 シルト岩
藤井 (1970)	図	名目入層	小川層群	サネニトアノ期～ヤノシロノ期	晩新世～始新世	礫岩	凝灰質砂岩・泥岩 (炭質泥岩・石炭)	凝灰岩 (赤色・灰色) 凝灰質砂岩・泥岩	ガラス質凝灰岩 凝灰質砂岩・泥岩 炭質泥岩	砂岩 礫質砂岩 シルト岩	緑灰色砂岩 シルト岩
棚井ほか (1978)	図	名目入層	小川層群	サネニトアノ期～ヤノシロノ期	晩新世～始新世	礫岩	凝灰質砂岩・泥岩 (炭質泥岩・石炭)	凝灰岩 (赤色・灰色) 凝灰質砂岩・泥岩	ガラス質凝灰岩 凝灰質砂岩・泥岩 炭質泥岩	砂岩 礫質砂岩 シルト岩	緑灰色砂岩 シルト岩
Iijima (1972)	図	名目入層	小川層群	サネニトアノ期～ヤノシロノ期	晩新世～始新世	礫岩	凝灰質砂岩・泥岩 (炭質泥岩・石炭)	凝灰岩 (赤色・灰色) 凝灰質砂岩・泥岩	ガラス質凝灰岩 凝灰質砂岩・泥岩 炭質泥岩	砂岩 礫質砂岩 シルト岩	緑灰色砂岩 シルト岩
棚井・飯島 (1970)	図	名目入層	小川層群	サネニトアノ期～ヤノシロノ期	晩新世～始新世	礫岩	凝灰質砂岩・泥岩 (炭質泥岩・石炭)	凝灰岩 (赤色・灰色) 凝灰質砂岩・泥岩	ガラス質凝灰岩 凝灰質砂岩・泥岩 炭質泥岩	砂岩 礫質砂岩 シルト岩	緑灰色砂岩 シルト岩

第 5.3 図
横道層～小川層群境界部の岩相層序区分
波線は不整合を示す。Ss: 砂岩, Ms: 泥岩。

なったため、横道層から小松層へ再編された (Noda et al., 2023)。

下部の基底には礫岩があり、ジュラ紀付加体の砂岩・泥岩を不整合で覆う (第 5.4 図 A, B, 第 5.5 図, 第 5.6 図)。礫岩は、良く円磨された中～大礫から構成される礫支持礫岩もしくは基質支持礫岩であり、薄い砂岩を挟む。礫種は、主にジュラ紀付加体由来のチャート・砂岩・泥岩などからなり、少量の花崗岩類や安山岩質岩を含んでいる。チャート礫はよく円磨されていることが多い。礫径は中礫サイズが最も多いが、10–25 cm に及ぶ大礫も見られる。単層あたりの層厚は 10 m 以下であり、全体では 40 m 程度の層厚である。基質は粗粒砂からなる。砂岩は、岩片質アレナイトまたはワッケであり、鏡下ではチャート (再結晶したものを含む)、泥岩、ホルンフェルスの岩片が多く見られ、石英粒子を含む。

上部は、砂岩及びシルト岩を主体とし、珪長質凝灰岩、炭質泥岩及び石炭を伴う。砂岩は、灰色から灰緑色を呈し、塊状または層状をなす (第 5.4 図 C)。砂岩の構成粒子は、凝灰質な中粒砂～粗粒砂であり、しばしば細礫～中礫サイズの円礫や石炭化した木片を含む。また、砂岩は珪長質凝灰岩や炭質泥岩と互層し、厚さ 3 cm 以下の石炭の薄層やレンズを挟む (第 5.4 図 D)。小本川が中沢と合流する地点の上流側では、層厚 1 m 以上の赤色化した極厚層理砂岩の下部に見られるトラフ型斜交層理に沿って、円礫が点在する様子が観察できる (第 5.4 図 E)。横道層上部の層厚は、約 60 m である。小本川と中沢の合流地点の下流側では、厚さ 1 m 以下のガラス質凝灰岩が複数枚挟在する。シルト岩は暗灰～黒灰色の塊状シルト岩で、単層での層厚は 1 m 以下が多い。横道層上部に含まれる石炭のビトリナイト反射率は 0.38–0.53 % (褐炭～亜瀝青炭) を示し、熟成度は低い (Noda et al., 2023)。

斐綿から松橋にかけての分布域では、本層は主に礫岩・砂岩・シルト岩からなり、炭質泥岩や石炭の薄層を挟む。礫岩は主に分布域の南部に見られ、厚層理～極厚層理で、層厚 3 m 以上に及ぶことがある。礫岩は、細礫～中礫サイズの亜円礫から円礫を主体とする礫支持礫岩と、細礫～中礫が層理面に平行に配列する砂質礫岩とがある。礫種はジュラ紀付加体由来するチャート・砂岩・泥岩の円礫が多い。流紋岩やデイサイトなどの珪長質火山岩礫の存在は確認できていない。砂岩は細粒砂岩から粗粒砂岩まで様々な粒度があり、層厚が大きいほど粗粒で、しばしば細礫サイズの礫を含む。炭質物濃集層 (炭質泥岩) や石炭の薄層を挟むことがある。

穴沢の露頭では、中礫サイズの円礫を主体とする礫岩・砂岩・シルト岩からなり、炭質泥岩の薄層をとともなう。礫岩の礫種はジュラ紀付加体由来のチャートや砂岩が多い。まれに 10 cm 径の大礫や 15 cm 径の粘土質シルト岩の大礫が含まれる。砂岩は、細礫～中礫サイズの礫が点在する中粒～粗粒砂からなる含礫砂岩であり、基質

はシルト質で、淘汰は悪い(第 5.4 図F).

[化石]

本層から海棲動物化石は産出しない. 本層上部のシルト岩に密集して多産するヒシ類化石 *Hemitrapa angulata* (*Quereuxia angulata*) は、環太平洋北部地域の上部白亜系～暁新統の陸成層に広く見られ、特に上部白亜系に多産するとされる(棚井ほか, 1978). また、シルト岩や炭質泥岩から産出する花粉・孢子化石は、シダ類孢子に富み、被子植物花粉に乏しいといった組成的特徴から後期白亜紀を示すと考えられている(第 5.1 表).

[堆積環境]

本層は、海棲動物化石を産出しないこと、上部のシルト岩から産出するヒシ類化石が湖沼堆積物であることを示すこと、さらに石炭を挟在することなどから、湖沼～河川成堆積物と考えられている(棚井ほか, 1978). 下部は、円礫を主体とする淘汰の悪い礫岩や平行層理を示す含礫砂岩(第 5.4 図A, F)を含むことから、河川チャネルとその縁辺域で堆積したと考えられる. また、上部は、砂岩泥岩互層(第 5.4 図C), 石炭の存在(第 5.4 図D), トラフ型斜交層理を示す厚層理砂岩(第 5.4 図E)などから、網状または蛇行河川のチャネル及びその氾濫原や後背湿地といった堆積環境が推測される.

[堆積年代]

棚井ほか(1978)は、本層から産出する植物化石から、

第 5.1 表 横道層産花粉・孢子化石リスト

Pteridospermae	<i>Deltoideospora cascadiensis</i>
	<i>Cyathidites australis</i>
	<i>Cardioangulina diaphana</i>
	<i>Gleichenidites senonicus</i>
	<i>Matonisporites?</i> sp.
	<i>Cingulatisporites distaverrucosus</i>
	<i>Trilites</i> sp.
	<i>Appendicisporites</i> sp.
Coniferae	<i>Araucarzacites limbatus</i>
	<i>Rugibivsticulites</i> sp.
	<i>Clasopolis</i> sp.
	Taxodiaceae gen. et sp. indetermin.
Angiospermae	<i>Tricolpopollenites minutiretiformis</i>
	<i>Tricolpopollenites</i> spp.
	<i>Aquilapollenites evanidus</i>

本層の堆積年代を後期白亜紀セノニアン期(コニアシアン期～マーストリヒチアン期)であると考えた. 最近, Noda *et al.* (2023) は、小本川沿いの露頭から、横道層上部に挟在する 2 層の珪長質凝灰岩試料から 86.4 ± 0.3 Ma と 86.4 ± 0.6 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告し、横道層は後期白亜紀コニアシアン期～サントニアン期以降の堆積物であると考えた. 後期白亜紀コニアシアン期～サントニアン期という本層の堆積年代は、アンモナイトとイノセラムス化石に基づく沢廻層の堆積年代(サントニアン期)と整合的である.

一方、加藤ほか(1986)は、“赤色岩”の上位にあるアルコース砂岩から碎屑性ジルコンを抽出し、 71.2 ± 4.4 Ma (マーストリヒチアン期)のフィッシュン・トラック年代を報告している. このことについて、Noda *et al.* (2023) は、加藤ほか(1986)が測定した層準(原典では横道層上部)は小川層群小松層に相当し、また彼らが測定したジルコンは再堆積した古い粒子である可能性を指摘した.

[対比]

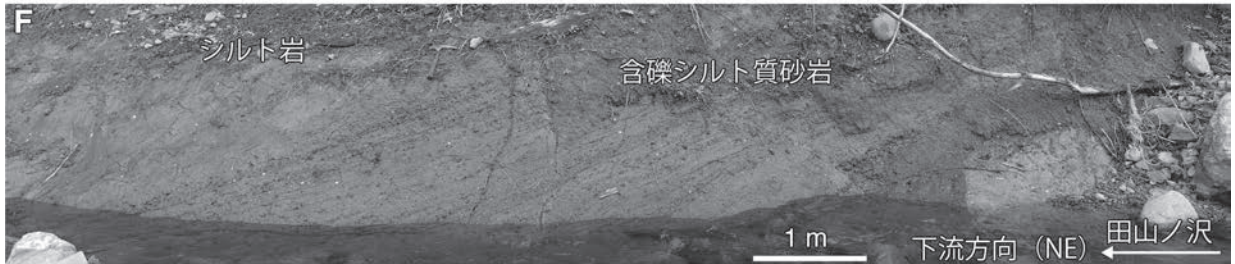
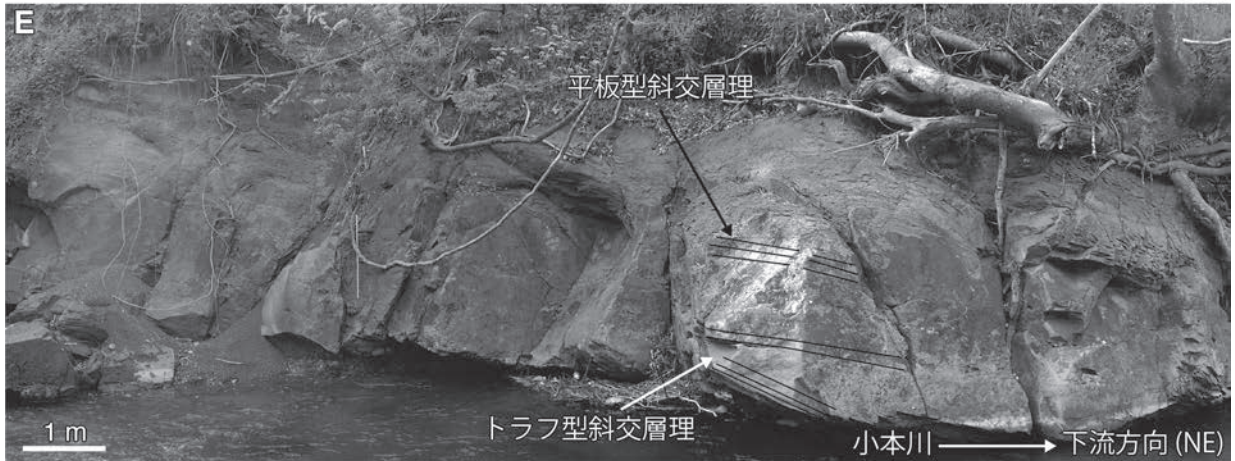
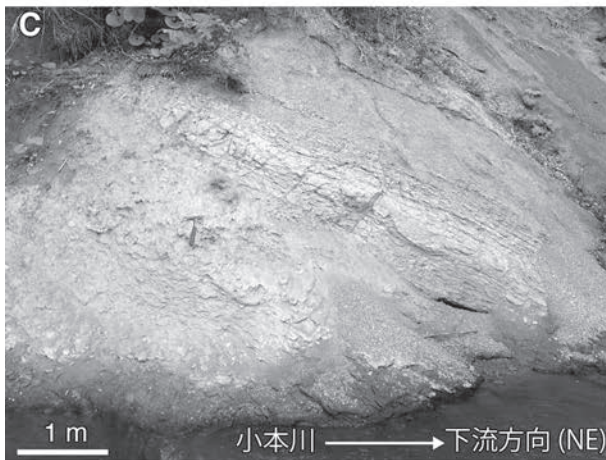
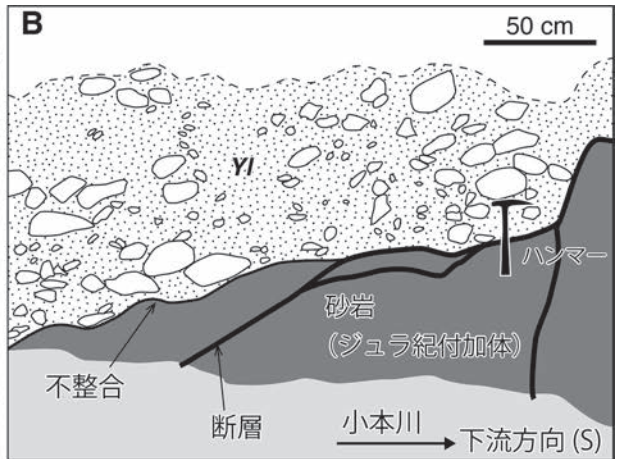
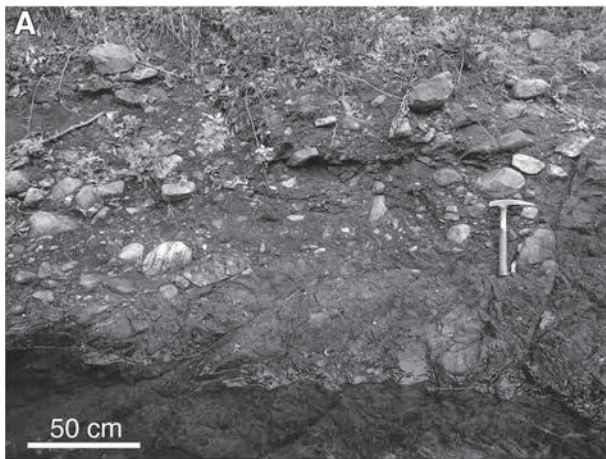
門図幅地域東方の岩泉町市街地付近には上部白亜系の沢廻層が分布する(齋藤, 1927; 小貫, 1956, 1969, 1981; 杉本, 1978; 加瀬ほか, 1984)(第 5.1 図). 沢廻層は海成層の下部層と陸成層の上部層とに分けられていたが、村井ほか(1984)によって上部層は古第三系の清水川層として切り分けられた. 沢廻層は、アンモナイト・イノセラムス・ウニなどの海棲動物化石を産する海成層(加瀬ほか, 1984; 川上ほか, 1984; 川上・柳澤, 1986; 川上ほか, 1986; 松本ほか, 1982)であり、その堆積年代はサントニアン期とされる(加瀬ほか, 1984). これは、横道層の堆積年代(コニアシアン期～サントニアン期以降)とほぼ一致するため、沢廻層は横道層と同時異相の関係にあると考えられる.

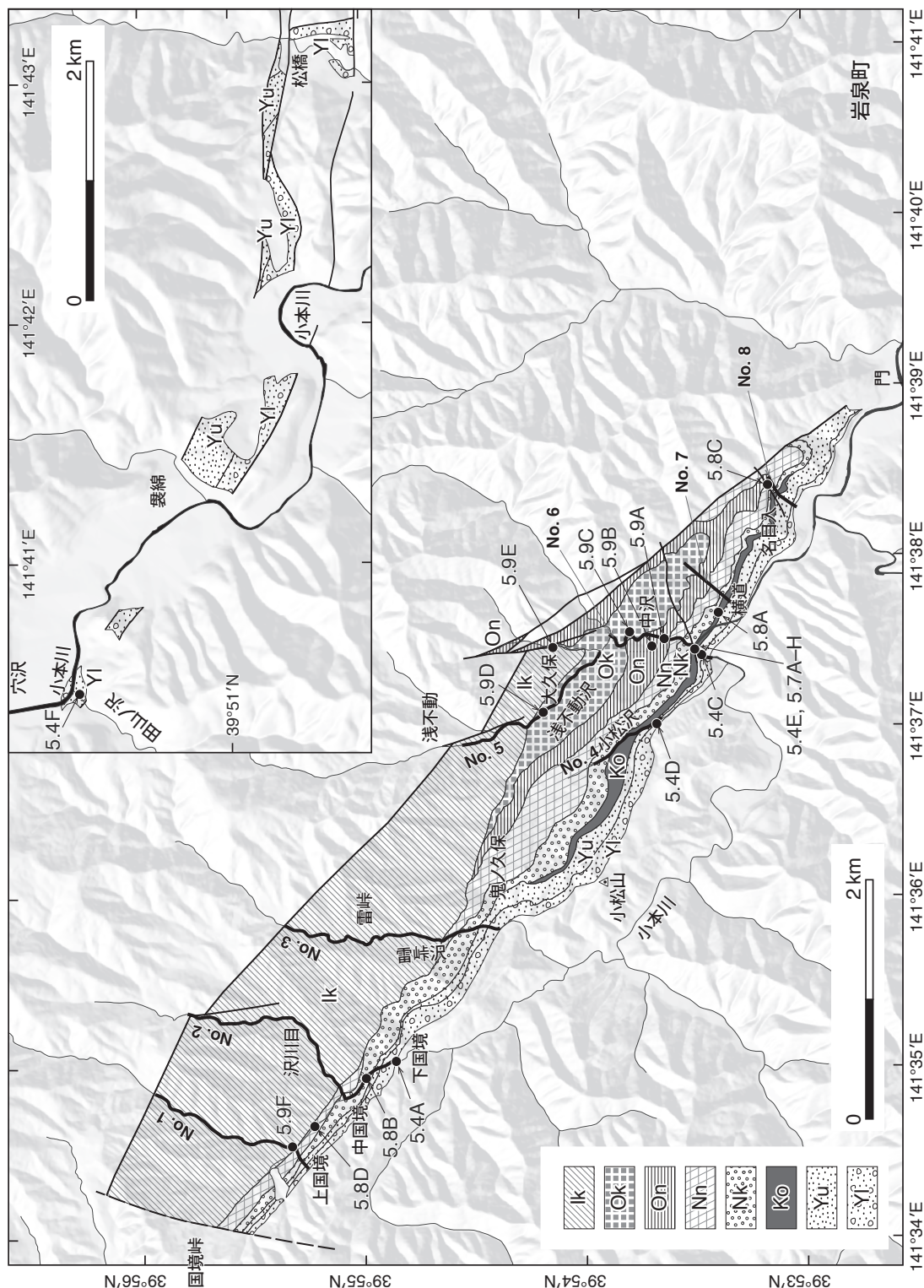
アンモナイトの産出層準から、沢廻層下部層は種市層と久慈層群国丹層^{くにたん}に対比されており(川上ほか, 1986)、横道層もこれらの地層と対比される. 久慈地域の久慈層群国丹層の凝灰岩からは 84.2 ± 0.8 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されており、サントニアン期とされる(Arimoto *et al.*, 2018).

横道層は、堆積年代や堆積環境から基礎試錐「三陸沖」の A1 層(上部サントニアン階)に対比される(石油公団, 2000). A1 層は、凝灰岩・砂岩・シルト質泥岩を主体とし、石炭の薄層を挟在する. 網状河川～氾濫原相の堆積物と解釈されている.

5.3 小川層群

古第三系小川層群は横道層を非整合に覆い、下位より小松層、名目入層、大久保層、雷峠層に区分される. 小本川に沿って、国境峠から門まで北西-南東方向に長さ



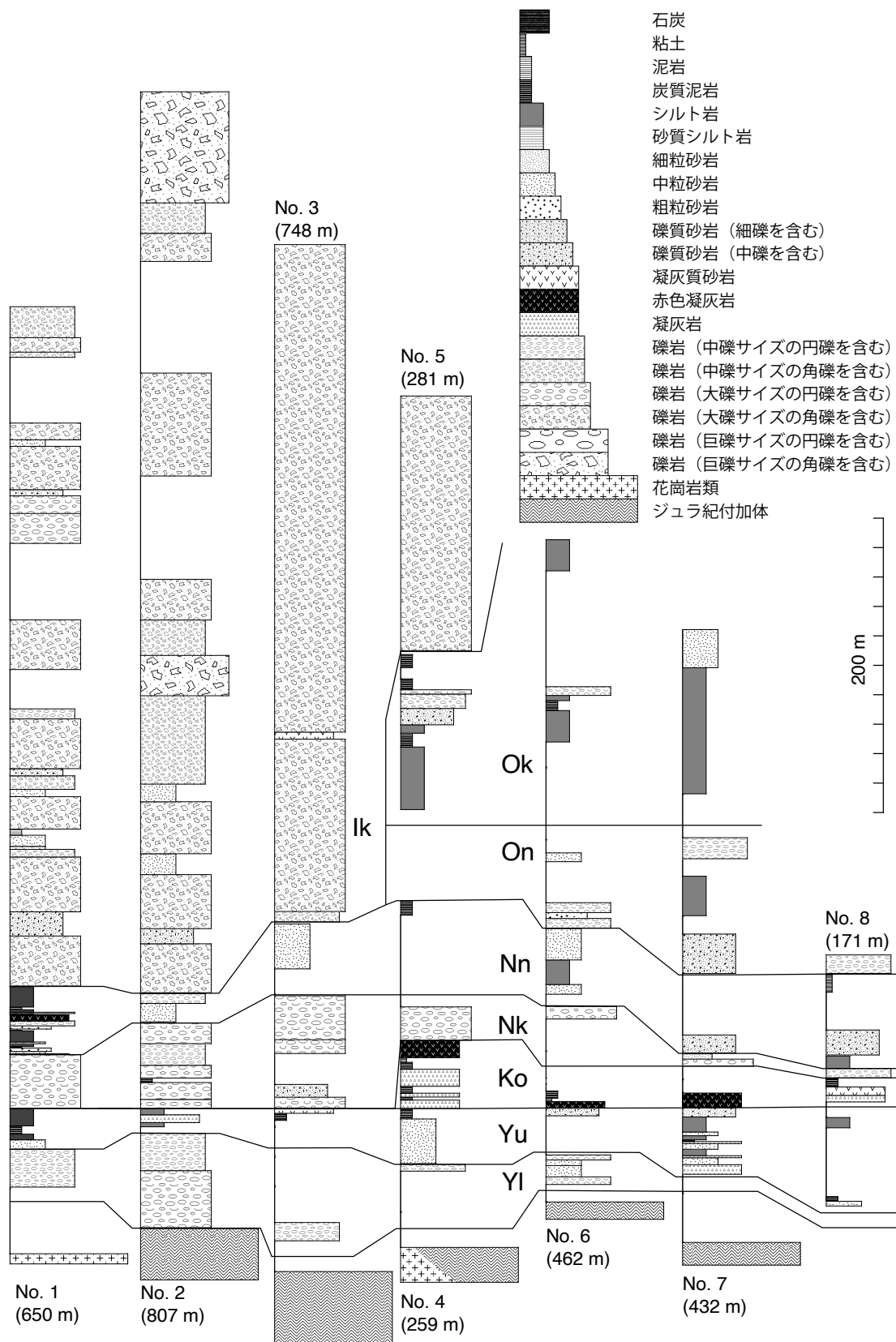


第 5.5 図 柱状図の作成ルート及び露頭写真の撮影地点

柱状図 (No. 1 ~ No. 8) は第 5.6 図、露頭写真は第 5.4 図、第 5.7 図 ~ 第 5.9 図に示す。Yl: 横道層下部, Yu: 横道層上部, Ko: 小松層, Nk: 名目入層鴨沢礫岩部層, Nn: 名目入層中沢挟炭部層, On: 大久保層鬼久保砂岩礫岩部層, Ok: 大久保層大久保シルト岩部層, Ik: 雷峰層。

←第 5.4 図 横道層の露頭写真

(A) ジュラ紀付加体を不整合に覆う横道層下部の基底礫岩。礫は中礫～大礫サイズで淘汰が悪く、よく円磨された砂岩・チャート礫を主体とする。礫のインプリケーションは南東方向の古流向を示す。基質は粗粒砂岩。岩泉町下国境。(B) 写真(A)のスケッチ。(C) 横道層上部の厚層理凝灰質砂岩シルト岩互層。小本川と中沢の合流地点の上流側。(D) 炭質物濃集層と互層する砂岩。横道層上部。平行葉理を示す。炭質物濃集層の一部は石炭のレンズになっている。小松沢。(E) トラフ型斜交層理を示す厚層理含礫砂岩。横道層上部。2-3 cm 以下の円磨された礫が層理面に沿って点在し、基質は赤色化している。小本川と中沢の合流地点の上流側。(F) 平行層理を示す礫質砂岩。礫は亜円から円礫のチャート・泥岩・砂岩を主体とし、最大径は 10 cm 以下。横道層上部。田山ノ沢と小本川との合流点。ハンマーの長さは約 33 cm。写真撮影地点は第 5.5 図に示す。



第 5.6 図 横道層から小川層群にかけての岩相柱状図
小川層群の基底を基準として表示。地層名を表す記号は第 5.5 図に同じ。

9 km, 幅 1.5 km の範囲に細長く分布する。層厚は 800 m 以上である。小川層群は横道層とともに、北西にプランジした向斜軸を持つ向斜構造を示す。北東翼側は小本川断層によって切断され、消失している。小川層群は、小松層から大久保層までは網状～蛇行河川及びその氾濫原の堆積物、雷峠層は扇状地堆積物と考えられる。小川層群は、岩泉町市街地周辺の清水川層及び久慈地域の野田層群に対比される。

5.3.1 小松層 (Ko)

[地層名]

棚井ほか (1978) により命名。小松層の名称は、小川層群の最下部をなす地層名として Iijima (1972) によって初めて用いられ、棚井ほか (1978) が定義した。Noda *et al.* (2023) は、凝灰岩中のジルコン U-Pb 年代測定の結果から、これまで横道層に区分されていた“赤色岩”とその下位のガラス質凝灰岩を本層へ組込み、カオリンに乏しいガラス質凝灰岩を主体とする下部と、カオリンに富む凝灰岩を主体とし、シルト岩・石炭を含む中上部に区分した。ここでは、ガラス質凝灰岩が卓越する層準を小松層の下部、カオリンに富む凝灰岩を主体とする層準を中部、凝灰質泥岩・炭質泥岩・石炭からなる層準を上部として再区分する (第 5.3 図)。

[模式地]

棚井ほか (1978) は、粘土鉱山として開発が行われていた岩泉町小松山を模式地としたが、鉱山が閉鎖された現在では、小松山で本層を観察することは困難になっている。本報告では、本層の観察が可能な小松沢を新たに模式地に設定する。

[層厚]

名目入～横道付近で、最大 50 m。

[分布]

名目入から小松山北麓を中心に、数 10 m から 150 m 程度の幅で細長く分布する。小松山より西方にはほとんど分布しないが、^{かみくにざかい}上国境の西方に“硬質頁岩”に類似した高耐火度の灰白色粘土が分布するとの報告がある (棚井ほか, 1978; 仙台通商産業局非金属鉱物資源調査委員会, 1984)。

[層位関係]

上部白亜系横道層を非整合に覆う。露頭では顕著な浸食不整合面を確認できず、小松層下限の境界面を厳密に識別することは困難である。小松層は、名目入層鴨沢礫岩部層に非整合に覆われる。

[岩相]

小松層は、粘土鉱物組成の特徴からカオリンに乏しい下部とカオリンに富む中上部に大きく二分される (Noda *et al.*, 2023)。下部は、ガラス質凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩からなり、炭質泥岩・石炭を挟む。ガラス質凝灰岩は明灰色～灰色を呈し、層厚 10 cm～数 10 cm 程度で、細粒緻密な岩相を示す。鏡下では、バブルウォール型の火山ガラスの破片を主体とし、碎屑性の石英や長石はほとんど含まれない。XRD 分析による鉱物組成では、ガラス・オパール・クリストパライトなどのシリカ鉱物と沸石類が大部分を占め、カオリンは含まない (Noda *et al.*, 2023)。しばしば、炭質物の濃集する炭質泥岩や石炭の薄層と互層する (Noda *et al.*, 2023 の Figure 10b-d)。

中上部については、中部は赤色または灰色を示す凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩が卓越し、上部は凝灰質泥岩・炭質泥岩・石炭が主体となる。中部は一部が赤色化しており (第 5.7 図 A)、棚井ほか (1978) が“赤色岩”と呼んだ横道累層赤色岩 (溶結凝灰岩) 層に相当する。中沢と小本川の合流地点のすぐ上流では、赤色を呈する岩相 (中部) に灰色～黒色を呈する凝灰質泥岩・炭質泥岩・石炭 (上部) が整合的に重なる様子が観察できる (第 5.7 図 A)。この地点で見られる赤色岩は、不淘汰な凝灰質泥岩であり (第 5.7 図 A, B, C)、灰色を呈し、溶結状の組織を示す凝灰岩や結晶質凝灰岩を挟む (第 5.7 図 B)。凝灰岩は、鏡下では塑性的に伸長した火山ガラスの仮像が認められ (第 5.7 図 D)、堆積直後に高温で溶結した可能性もあるが、層厚が非常に薄い (<10 cm) のものもあり、変質 (カオリン化) した火山ガラスが堆積後の圧密を受けて変形した可能性も否定できない。凝灰岩は、二次的に生成した極細粒な磁鉄鉱やチタン鉄鉱などの不透明鉱物を含む (Noda *et al.*, 2023 の Figure 8)。また、仙台通商産業局非金属鉱物資源調査委員会 (1984) も“赤色岩”は溶結凝灰岩以外にも凝灰質砂岩・凝灰岩・泥岩などの多様な岩相を含むことを指摘している。

一方、小松沢や名目入では赤色化した凝灰岩が見られ、赤色を呈する部分はハンマーで叩くと赤色部と青灰色部とがまだら状に混在している (Noda *et al.*, 2023 の Figure 10e-f)。また、0.1–0.5 mm 長のカオリナイト集合体を含む結晶質凝灰岩が挟まることがある (第 5.7 図 B, E, F)。これは、藤井 (1970) が当初、雲母質砂岩と記載し、後に藤井 (1984) が中粒結晶凝灰岩としたものに相当する。XRD による鉱物組成分析では、赤色化した凝灰岩は、赤色の部分と青灰色の部分のいずれもカオリンが大部分を占め、両者の間に粘土鉱物組成上の本質的な違いはない (Noda *et al.*, 2023)。その他の凝灰岩・凝灰質泥岩もカオリンが圧倒的であり、わずかにスメクタイトを含むものもあるが、イライト等の他の粘土鉱物や沸石類はほとんど含まれない (Noda *et al.*, 2023)。

上部は、小本川と中沢の合流地点の上流側で観察でき、灰色～黒色を呈する数 cm～10 数 cm 厚の凝灰質泥岩・炭

質泥岩・石炭からなる(第 5.7 図 G, H)。凝灰質泥岩や炭質泥岩には mm スケールの葉理が発達する(第 5.7 図 H)。粘土鉱物組成は、中部の赤色岩と大差なく、カオリンが卓越する特徴を示す。

赤色岩の直上には、いわゆる“硬質粘土”があるとされてきた(藤井, 1970, 1983, 1984; 棚井ほか, 1978)。この“硬質粘土”は、日本を代表する耐火粘土鉱山(「岩手鉱山」)の主要な稼行対象であった。しかし、粘土を採掘していた鉱山も坑道も既に閉じており、既存研究で記載された柱状図の層序を現場で確認することは困難となっている。この硬質粘土は“粘土”と称されているが、過去の薄片写真等(竹内ほか, 1962; 藤井, 1970; 仙台通商産業局非金属鉱物資源調査委員会, 1984; 藤貫ほか, 1985)から判断すると、粘土サイズの粒子からなる粘土岩とは異なり、その岩相は不淘汰なシルト質岩・砂質岩・凝灰質岩である。構成粒子と基質のほとんどがカオリンによって置換され、鉱物組成としては、カオリン粘土が主体となっている。竹内ほか(1962)は、硬質粘土について、「斑晶状を呈する部分も長石あるいは石英の仮像で現在は全て粘土鉱物化している」と述べている。ここでは、赤色岩の上位にある凝灰質砂岩・凝灰質泥岩・炭質泥岩のうち、結晶度の良いカオリナイトを多く含み、石英や含鉄鉱物等の不純物をほとんど含まないものが“硬質粘土”に相当すると考える。

[化石]

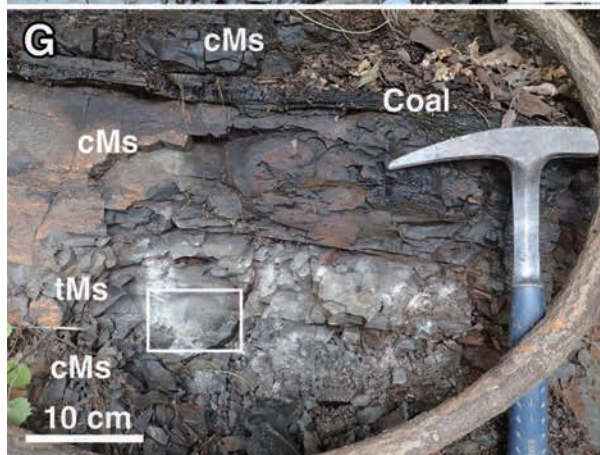
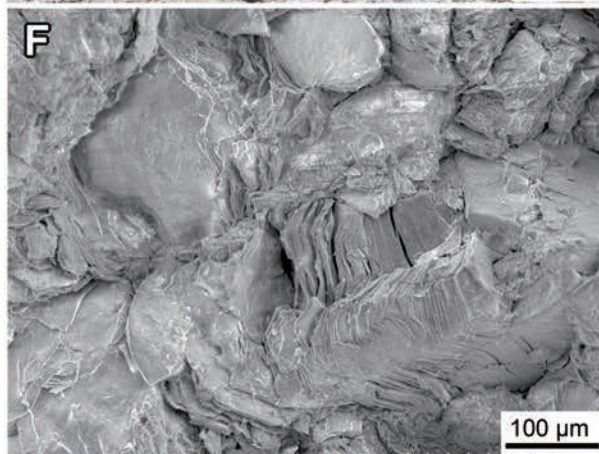
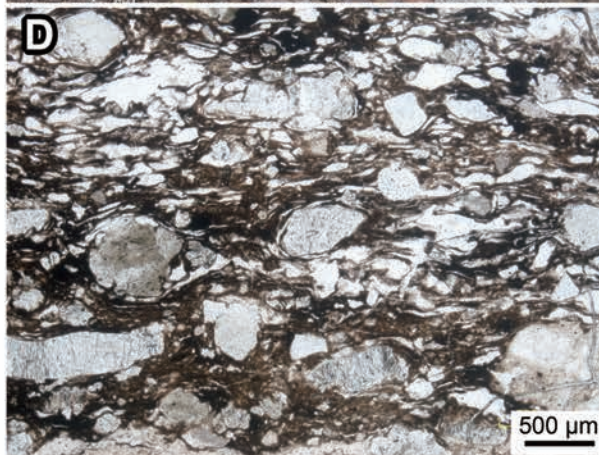
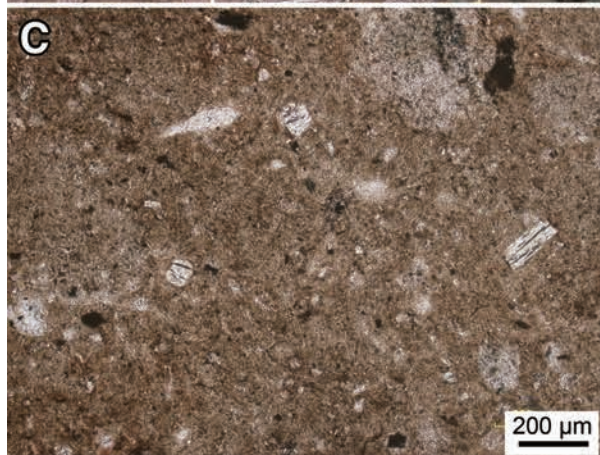
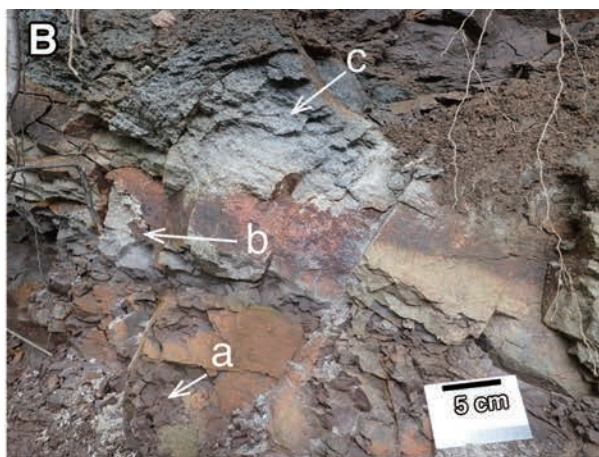
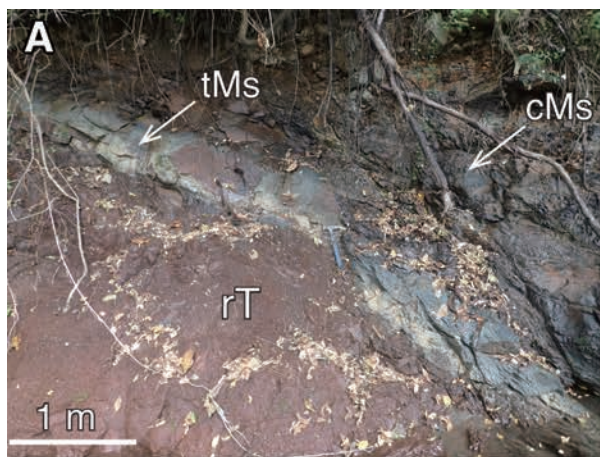
小松層上部の炭質泥岩から、古第三紀を示す多数の植物化石が報告されている(Iijima, 1972; 村井, 1977; 棚井ほか, 1978)。これらの植物化石は、名目入フローラと呼ばれ、針葉樹が全体の 23 %, 他はつる性の 1 種を除いて、全て広葉樹に属するとされる(村井, 1977)(第 5.2 表)。代表的なものとして、針葉樹の *Sequoia langsdorfii*, *Metasequoia occidentalis*, *Taxodium distichum*, *Glyptostrobus europaeus*, 広葉樹の *Cercidiphyllum arcticum*, *Acer arcticum*

第 5.2 表 小松層産植物化石リスト

Pinaceae	<i>Pinus</i> sp.
Taxodiaceae	<i>Glyptostrobus europaeus</i> <i>Taxodium distichum</i> <i>Sequoia langsdorfii</i> <i>Sequoia</i> sp. <i>Metasequoia occidentalis</i>
Cupressaceae	<i>Thuja</i> sp.
Salicaceae	<i>Populus</i> sp.
Myricaceae	<i>Myrica</i> ? sp.
Juglandaceae	<i>Platycarya</i> cf. <i>hokkaidoana</i> <i>Carya</i> ? sp.
Fagaceae	<i>Fagus</i> ? sp. <i>Quercus</i> sp.
Ulmaceae	<i>Zelkova</i> sp.
Cercidiphyllaceae	<i>Cercidiphyllum arcticum</i> <i>C. eojaponicum</i> <i>Cercidiphyllum</i> sp. (n. sp. ?)
Platanaceae	<i>Platanus</i> sp. (cf. <i>P. dissecta</i>) <i>Platanus</i> ? sp.
Rhamnaceae	<i>Zizyphus harutoriensis</i>
Vitaceae	<i>Vitis</i> sp.
Aceraceae	<i>Acer arcticum</i>
Elaeocarpaceae	<i>Elaeocarpus</i> sp.
Tiliaceae	<i>Tilia</i> sp.
Guttiferae	<i>Calophyllum nameirii</i> n. sp.
Cornaceae	<i>Cornus</i> sp. (cf. <i>C. officinalis</i>)
Styracaceae	<i>Styrax</i> sp. <i>Styrax</i> ? sp.
Caprifoliaceae	<i>Viburnum</i> sp. α <i>Viburnum</i> sp. β

第 5.7 図 小松層の露頭写真、薄片写真及び電子顕微鏡写真→

小本川と中沢の合流地点の上流側の露頭。(A) 小松層中部に見られる赤色岩 (rT) に整合に重なる上部の灰色～褐色凝灰質泥岩 (tMs) 及び暗灰色～黒褐色炭質泥岩 (cMs)。北北東-南南西方向の小規模な正断層によって 20 cm 程度の東落ちの変位を示す。(B) 下位から赤色泥岩 (a)、“溶結”凝灰岩 (b)、結晶質凝灰岩 (c)。小松層中部。(C) 赤色泥岩 (a) の薄片写真。粘土鉱物としてカオリンを多く含み、一部はスメクタイトを少量含む。オープンニコル。(D) “溶結”凝灰岩 (b) の薄片写真。延性変形したガラス状の粒子とやや丸みを帯びた結晶片が見られる。粘土鉱物組成は、ほとんどカオリンのみからなる。オープンニコル。(E) 結晶質凝灰岩 (c) の薄片写真。多様な円摩度を示す結晶片と雲母状に積層した粘土鉱物(カオリン鉱物の集合体)が見られる。粘土鉱物組成はカオリンが圧倒的な割合を示す。オープンニコル。(F) 結晶質凝灰岩 (c) の電子顕微鏡写真。(G) 小松層上部の露頭写真。炭質泥岩 (cMs) と凝灰質泥岩 (tMs) との互層。石炭 (Coal) の薄層を挟む。(H) (G) の四角で囲った部分から採取した試料の拡大写真。下部が暗灰色の炭質泥岩、上部が明灰色の凝灰質泥岩。mm スケールの葉理が発達している。写真撮影地点と試料採取地点は第 5.5 図に示す。



などが報告されており、これらは久慈層群港層から産出する植物化石群と共通する(村井, 1977)。

[堆積年代]

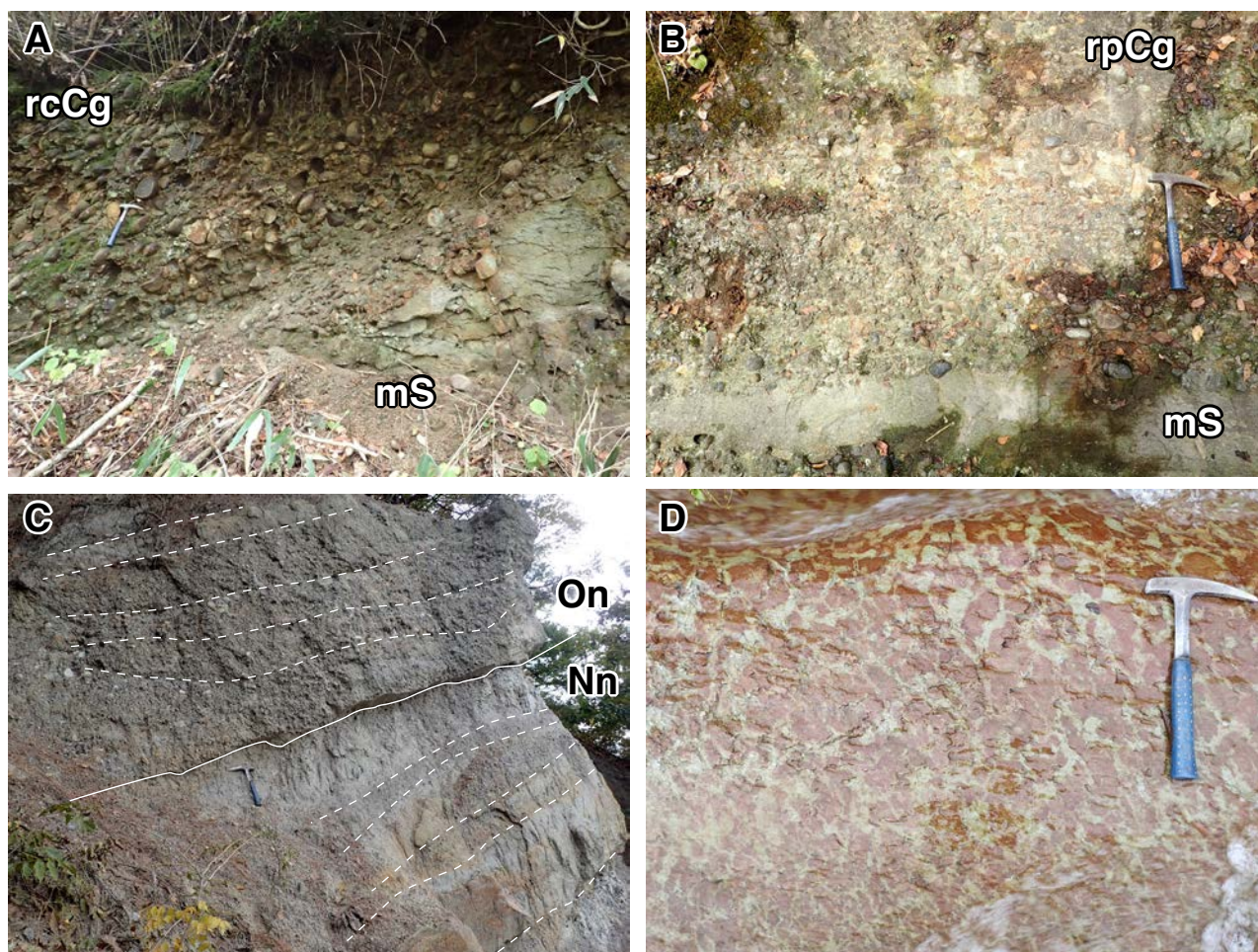
小松層から産出する植物化石からは、堆積年代は後期始新世～最初期漸新世(棚井ほか, 1978)または前期漸新世(村井, 1977)とされていた。一方、凝灰岩中の碎屑性ジルコン粒子のU-Pb年代は、小松層下部のガラス質凝灰岩が 58.1 ± 0.3 Ma、小松層中部の赤色～青灰色凝灰岩が 56.1 ± 0.3 Maであった(Noda *et al.*, 2023)。このことから、小松層の堆積年代は、暁新世後期のサネティアン期と考えられる。

[堆積環境]

Iijima (1972) や棚井ほか(1978)によって横道層に区分

された“赤色岩”について、Iijima (1972) は後期白亜紀の火成活動によってもたらされた流紋岩質熔結凝灰岩が、ラテライト化作用を受けた際に生成した酸化鉄や水酸化鉄鉱物によって赤色化したものであるとした。また、小松層の“硬質粘土”は、上部白亜系の赤色岩を起源とするカオリンが古第三紀始新世に二次的に運搬され、堆積したものと考えた。つまり、後期白亜紀に溶結凝灰岩が堆積した後、古第三紀に小松層が堆積するまでの間に著しいラテライト化作用をとともう風化作用を受けたとした。

一方、青灰色または赤色を呈する凝灰岩は、X線回折による粘土粒子の配向性(小田ほか, 1982)や偏光顕微鏡観察によるカオリナイトの配列組織(藤井, 1970)、粘土鉱物組成(藤井, 1983)などから、組織・鉱物組成・化学組成の全てについて“硬質粘土”と類似する点が多いとされる。藤井(1970)は、“硬質粘土”はガラス質凝灰岩の風



第 5.8 図 名目入層の露頭写真

(A) 鴨沢礫岩部層の中粒砂岩(mS)と中礫～大礫サイズの円礫からなる礫岩(rcCg)。礫のインプリケーションは北西から南東方向の古流向を示す(Noda *et al.*, 2023)。横道。(B) 10 cm 厚のレンズ状砂岩(mS)が挟在する中礫サイズの礫岩(rpCg)。鴨沢礫岩部層。下国境。(C) 名目入層の粘土質シルト岩と細礫岩との互層(Nn)とその上位の大久保層鬼久保砂岩礫岩互層部層(On)。横道。実線は中沢挟炭部層(Nn)と鬼久保砂岩礫岩部層(On)との境界、破線は地層の境界を示す。(D) まだら状に赤色化した凝灰質シルト岩。上国境。ハンマーの長さは約 33 cm。写真撮影地点は第 5.5 図に示す。

化分解物（化学組成ではカオリンに近く、非晶質～低結晶のカオリン鉱物）が流れの少ない沼地に堆積した後、続成作用によってカオリナイト化したものと推定した。小松層下部～中部の堆積年代は、ジルコンU-Pb年代から暁新世～始新世の温暖化極大期に相当するため、温暖な気候のもと風化作用によって地表に露出する凝灰岩のカオリナイト化や赤色化をともなう風化作用が進行した可能性がある。それらの風化生成物の一部が削剥・運搬されて凝灰質砂岩や凝灰質泥岩として河川の後背湿地や湖沼に堆積したものが“硬質粘土”となったと考えられる。

[対比]

岩手県北部の久慈地域には、古第三系の野田層群が分布し、下位の港層と上位の久喜層に区別されている（佐々, 1932a, 1932b；島津・寺岡, 1962；吉田ほか, 1987）。港層は、産出する植物化石の対比から、暁新統とする見解と漸新統とする見解とがあった（例えば、永広, 2017）。その後、Horiuchi and Uemura (2017) は、港層から暁新世～始新世前期を示唆する花粉化石と 63.4 ± 0.9 Ma の珪長質凝灰岩層のフィッション・トラック年代を報告し、港層を暁新統～下部始新統とした。この年代は、小松層の凝灰岩層の年代よりやや古い。港層の凝灰岩が卓越する層準（島津・寺岡, 1962）またはカオリンに富む粘土層（村岡・種村, 1951）は小松層に対比できる可能性がある。

岩泉町市街地付近に分布する清水川層は、赤褐色を呈する礫岩主体の陸成層であり、カオリンを基質に含む粘土質細礫岩～砂質泥岩を多数挟む（村井ほか, 1984；大上, 1992）。清水川層からは化石の産出は報告されていないが、岩相の類似性から小川層群と対比され、古第三系と考えられている。

また、小松層は、基礎試錐「三陸沖」のB2層（凝灰岩・砂岩及び泥岩の互層）からなり、石炭を挟在する上部暁新統～中部始新統にも対比される（石油公団, 2000）。B2層は、蛇行河川及びその氾濫原を主体とする堆積環境が推定されている。

5.3.2 名目入層 (Nk, Nn)

[地層名]

棚井ほか(1978)により定義。名目入層の名称は、岩手県土木部(1954)と小貫(1956)が齋藤(1927)の門炭層群と国境層群を小川層群に一括し、前者を名目入層、後者を雷峠層に改称したことに始まる(第5.2図)。その後、棚井ほか(1978)が、小貫(1956)の名目入層から最下部の小松層と上部の大久保層を独立させて、再定義した。

名目入層は、礫岩及び砂岩からなる鴨沢礫岩部層と、砂岩及びシルト岩からなり礫岩、石炭及び凝灰岩を挟む中沢挟炭部層なかざわとに細分されている（棚井ほか, 1978）。岩相層序単元の命名規則に照らし合わせると、中沢挟炭部

層の英語名称は、Nakazawa Coal-bearing Memberであり、地理用語と単元用語との間に形容詞を入れてはならないという地層命名の規則（日本地質学会（訳編）, 2001）に適していないが、既に広く使用されている名称（村井ほか, 1984；永広, 2017）として、本報告では「中沢挟炭部層」を継続して使用する。

[模式地]

岩手県下閉伊郡岩泉町名目入または中沢（棚井ほか, 1978）。

[層厚]

70–120 m程度で、側方に変化する。

[分布]

国境峠から名目入にかけて連続的に分布し、基本的には北西–南東走向で北東傾斜の同斜構造を示す。また、分布域の南東端は向斜構造を示す。露頭が乏しいため、はっきりとは確認できないが、国境～雷峠の間では、上位の雷峠層によって削剥されている可能性がある。

[層位関係]

小松層を非整合に覆う。上位の大久保層とは整合関係にある。

[岩相]

鴨沢礫岩部層は、礫岩及び砂岩からなり、まれに石炭や炭質泥炭の薄層を挟む（第5.8図A, B）。礫岩は中礫～大礫を中心とする礫支持の礫岩であり、礫の球形度は高く、よく円摩された礫が多い。一部では最大35 cm径に及ぶ巨礫を含むこともあるが、2–5 cm径を平均とする。礫のインプリケーションは、はっきりしないことが多い。礫種は流紋岩・デイサイト・凝灰岩が70–80%を占め、花崗岩類やジュラ紀付加体起源のチャート・砂岩・泥岩を含む。基質は中粒～粗粒砂岩である。礫岩は、上方粗粒化と上方細粒化のいずれの場合も見られるが、雷峠沢では層厚14 mに及ぶ礫岩が上方に粗粒化する様子が観察できる。鴨沢礫岩部層全体の層厚は30–50 m程度である。砂岩は礫岩中に数10 cm以下の層厚で連続的またはレンズ状に挟在する。また、平行層理やトラフ型斜交層理を示すことがある。

中沢挟炭部層は、砂岩及びシルト岩を主体とし、礫岩、石炭及び凝灰岩を挟む。砂岩は灰白色～灰色を呈する凝灰質中粒砂岩～粗粒砂岩である。しばしば細礫～中礫サイズの円礫が点在する含礫砂岩、または30 cm厚以下のレンズ状礫岩を挟む（第5.8図C）。これらの砂岩は、石炭のパッチをともなうことがある。シルト岩は、灰色～灰褐色を呈し、粘土質基質の薄層理～厚層理シルト岩であり、炭質物の濃集層と細互層することがある。中国

境から上国境の小本川沿いの露頭では、まだら状に赤色化した凝灰質シルト岩が露出する(第5.8図D)。凝灰岩は、灰色～黄褐色を示す細粒ガラス質凝灰岩である。

名目入層の粘土質シルト岩は“軟質粘土”と呼ばれ、小松層の硬質粘土とならび「岩手鉱山」の主要な採掘対象となっていた(例えば、竹内ほか, 1962)。粘土鉱物組成では、泥岩はカオリンに富むが、凝灰岩はスメクタイトに富み、カオリンを含まない(Noda *et al.*, 2023)。名目入層に含まれる石炭のビトリナイト反射率は、0.4–0.5 % (亜瀝青炭) であり、横道層の石炭と同程度の熟成度を示す(Noda *et al.*, 2023)。

[化石]

鴨沢礫岩部層からは、化石の報告はない。中沢挟炭部層からは、*Metasequoia occidentalis*, *Glyptostrobus europaeus*, *Quercus* sp., *Cercidiphyllum eojaponicum* などの植物化石の報告がある(棚井ほか, 1978)。

[堆積年代]

中国境付近で採取したガラス質凝灰岩(中沢挟炭部層の下部)から、 52.6 ± 0.2 MaのジルコンU–Pb年代が報告されている(Noda *et al.*, 2023)。始新世前期のイプレシアン期以降の堆積物と考えられる。

[堆積環境]

鴨沢礫岩部層は、円摩された礫支持の礫岩を主体とし、レンズ状砂岩が挟在することから、網状河川のチャネルを中心として形成された堆積物と推測される。礫岩の古流向は、北西から南東方向を示しており、現在見られる地層の分布の伸びの方向及び大局的な小本川の流下方向と一致する(Noda *et al.*, 2023)。中沢挟炭部層は、砂岩やシルト岩を主体としつつ、礫岩や石炭を含むことから、蛇行河川及びその氾濫原や湖沼に堆積したと考えられる。

[対比]

名目入層は堆積年代や岩相から、久慈地域における野田層群の港層または久喜層下部(島津・寺岡, 1962)及び基礎試錐「三陸沖」のB2層(石油公団, 2000)に対比できる。

5.3.3 大久保層 (On, Ok)

[地層名]

棚井ほか(1978)により命名。棚井ほか(1978)は、小貫(1956)の名目入層上部を大久保層として切り分けた。Iijima (1972)のNakanosawa Formation及び村井(1977)の名目入層中～上部層に相当する。本層は、棚井ほか(1978)によって、礫岩及び砂岩からなる鬼久保砂岩礫岩互層部層と、主にシルト岩及び砂岩からなり、礫岩、炭質泥岩及び石炭を挟む大久保シルト岩部層とに細分され

ている(第5.2図)。

鬼久保砂岩礫岩互層部層にある「砂岩礫岩互層」という複合的な岩相的要素名は、地層命名規約から適切とは言えないが、慣習的に用いられている(村井ほか, 1984; 永広, 2017)ことを考慮し、本報告でも継続して使用する。

[模式地]

岩手県下閉伊郡岩泉町中沢から大久保付近または鬼久保(現在の地図表記では鬼ノ久保)付近(棚井ほか, 1978)。

[層厚]

鬼久保砂岩礫岩互層部層は、層厚 80–100 m。大久保シルト岩部層は層厚 100–200 m。棚井ほか(1978)は、中沢で行われた試錐の結果から、320 m以上の層厚があるとした。

[分布]

横道から大久保にかけて、向斜の軸部に沿って分布する。本層は、雷峠以西には分布しない。

[層位関係]

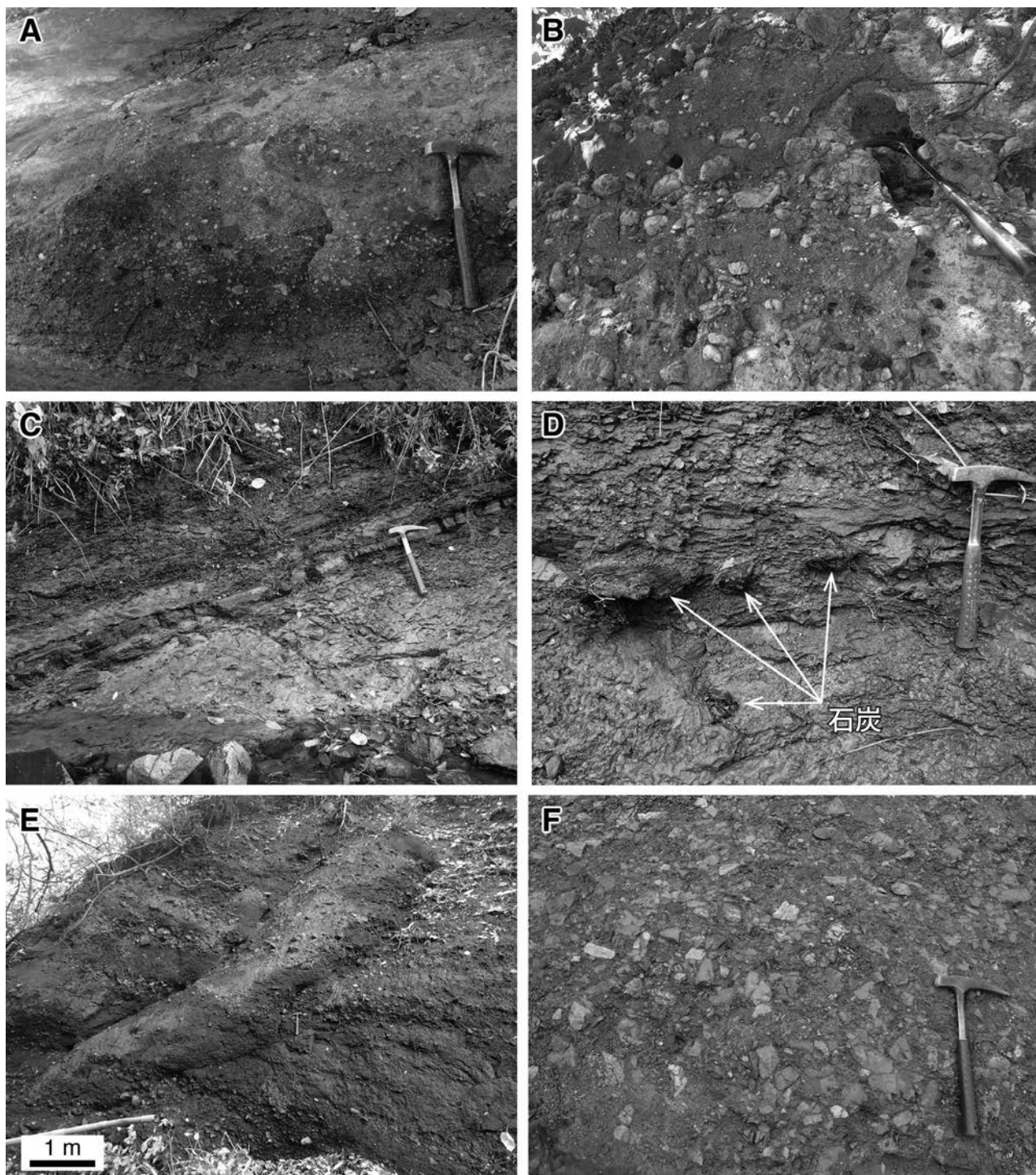
下位の名目入層を整合に覆う(第5.8図C)。上位の雷峠層に不整合に覆われる。

[岩相]

鬼久保砂岩礫岩互層部層は、主に礫岩と砂岩の互層からなる(第5.9図A, B)。礫岩は厚層理から極厚層理で、時に層厚 3 m以上になることがある。礫は 3–10 cmの中礫～大礫サイズで、亜円礫が多い。礫種としてはジュラ紀付加体由来と考えられるチャートが多く、同じ由来の砂岩や泥岩を含む。基質は粗粒砂からなる。砂岩は中粒～粗粒で、しばしば平行層理を示す。炭質物の薄層を挟むことがある。

大久保シルト岩部層は、主としてシルト岩及び砂岩からなるが、細礫サイズの礫を含む礫岩、炭質泥岩及び石炭を挟む(第5.9図C, D)。シルト岩は灰色～暗灰色または緑灰色を呈する塊状シルトからなり、10–50 cm厚の細粒～中粒砂岩及び暗灰色～黒灰色を呈する炭層または炭質泥岩の薄層を挟む。本層のシルト岩の粘土鉱物組成は、名目入層よりもカオリンが少なく、イライトやスメクタイトを含む(Noda *et al.*, 2023)。シルト岩に挟在する石炭のビトリナイト反射率は、0.37–0.47 %の褐炭～亜瀝青炭に区分され、下位の層準の石炭のものと同程度である(Noda *et al.*, 2023)。

大久保層の中部～上部には、礫岩が見られ、細礫～中礫サイズのチャート、砂岩、及び泥岩の亜円～円礫からなる礫支持礫岩の場合と、シルト岩中に中礫サイズの亜円～円礫が不淘汰に点在する基質支持の場合とがある。



第 5.9 図 大久保層及び雷峠層の露頭写真

(A) 中礫サイズの亜円～亜角礫を主体とする不淘汰礫岩，鬼久保砂岩礫岩互層部層，中沢。(B) 中礫～大礫サイズの亜円～円礫を主体とする不淘汰礫岩，鬼久保砂岩礫岩互層部層，中沢。(C) シルト岩と炭質泥岩との互層，大久保シルト岩部層，中沢。(D) シルト岩に挟まる石炭化した木片，大きいものは長さ 30 cm を超える，シルト岩には中礫～大礫サイズの亜円～円礫が点在する，大久保シルト岩部層，大久保。(E) 中礫～大礫サイズの角礫岩と粗粒砂岩の互層，雷峠層，浅不動。(F) 中礫サイズの角礫からなる礫支持礫岩，礫種としては，横道層または小川層群の砂岩やシルト岩が 8 割以上を占め，ジュラ紀付加体起源の砂岩・泥岩を含む，雷峠層，上国境，ハンマーの長さは約 33 cm，写真撮影地点は第 5.5 図に示す。

前者は1 cm厚以下のレンズ状石炭層を、後者は、長さ30 cmに及ぶ石炭化した木片をとまうことがある(第5.9図D)。大久保のあたりでは、中礫サイズの角礫～亜角礫を含む中層理～厚層理の礫岩層が多くなる。全体としては、シルト岩主体から礫岩主体への上方粗粒化を示し、さらに上位の雷峠層の礫岩へ移行する。

[化石]

棚井ほか(1978)は、大久保シルト岩部層の花粉分析の結果として、*Taxodiaceae*, *Betulaceae*, *Fagaceae*が多く、*Carya*, *Zelkova-Ulmus*, *Tilia*を含むと報告している。

[堆積年代]

大久保層の堆積年代を示す直接の証拠はない。下位の名目入層との層序関係や岩相の類似性及び棚井ほか(1978)が示した花粉化石から、大久保層と名目入層との間に著しい堆積間隙は考え難い。本報告では大久保層の堆積年代を始新世前期のイプレシアン期以降としておく。

[対比]

大久保層は、久慈地域の野田層群港層または久喜層(島津・寺岡, 1962)及び基礎試錐「三陸沖」のB2層(石油公団, 2000)に対比できる可能性がある。

5.3.4 雷峠層(IK)

[地層名]

岩手県土木部(1954)により命名。

[模式地]

岩手県下閉伊郡岩泉町雷峠付近(小貫, 1956; 棚井ほか, 1978)。

[層厚]

小本川断層によって切られているため上限は不明であるが、少なくとも550 m以上。

[分布]

大久保から国境峠まで広く分布する。分布幅が最も広いのは国境のあたりで、北東-南西方向に約1.4 km幅となる。分布域の北西側と北東側は断層によって切断されている。

[層位関係]

本層は下位の大久保層と整合または不整合の関係にある。

[岩相]

中礫～大礫サイズの角礫～亜角礫からなる淘汰の悪い角礫岩を主体とし、粗粒砂岩を伴う(第5.9図E, F)。全

体的に暗褐色～赤褐色を呈することが多い。礫岩の層厚は、数mから数10 m以上に及ぶこともあり、しばしばレンズ状の砂岩を挟む。また砂岩中にレンズ状の礫岩として含まれることもある。礫径は中礫～巨礫まで様々であり、最大では50 cm径に及ぶ。礫種は場所によってその割合にばらつきがある。基本的には横道層や小川層群下部の砂岩・泥岩・凝灰岩を多く含み、全体の70-90%ほどを占める。また、ジュラ紀付加体由来の砂岩・泥岩・チャート(<20%)、花崗岩類や安山岩などの火成岩類の礫(<10%)も見られるが、ところによってはチャートや火成岩類の礫が大部分を占めることがある。砂岩は粗粒～極粗粒砂を主体とし、しばしば細礫～中礫が点状に含れる砂岩となる。砂岩は、淘汰が悪く、基質の多い岩片質ワッケであり、砂岩・泥岩の岩片が多く含まれる。本層のシルト岩の粘土鉱物組成は、大久保層に近い(Noda *et al.*, 2023)。

雷峠層の下限については、大久保周辺では、大久保シルト岩部層のシルト岩に挟在する礫層が次第にその頻度や層厚を厚くしながら、整合的に雷峠層へ移行するように見える。しかし、それ以西では、大久保層や名目入層を欠くところがあることから、雷峠層は下位の地層を浸食し、不整合となっていると考えられる。

[化石]

本層から大型の植物・動物化石の報告はない。棚井ほか(1978)は、本層の花粉群組成は、大久保シルト岩部層のものに近いとしている。

[堆積年代]

本層の花粉群組成は、大久保層のそれに近いことから、両層の間に著しい時間間隙はないと考えられている(棚井ほか, 1978)。本報告では雷峠層の堆積年代を始新世前期のイプレシアン期以降としておく。

[堆積環境]

下位の大久保層から層相が大きく変化しており、角礫を主体とし、細粒相が乏しくなることから、山麓における崖錐性または扇状地性の堆積物と考えられる。

[対比]

岩泉町市街地北部には、粗粒砂岩や極めて淘汰の悪い亜角～角礫岩が卓越する岩相からなる清水川層が分布する。亜角～角礫岩を主体とする点は本層と共通するため、両層とも小本川断層の活動に関連して堆積した堆積物と考えれば対比できる可能性はある。ただし、清水川層の礫種はジュラ紀付加体起源と考えられるチャート・ホルンフェルス・砂岩を主体するとされ(村井ほか, 1984)、横道層や小川層群下部由来の砂岩・泥岩・凝灰岩を多く含む本層の特徴とはやや異なる。

第6章 古第三紀火山岩類

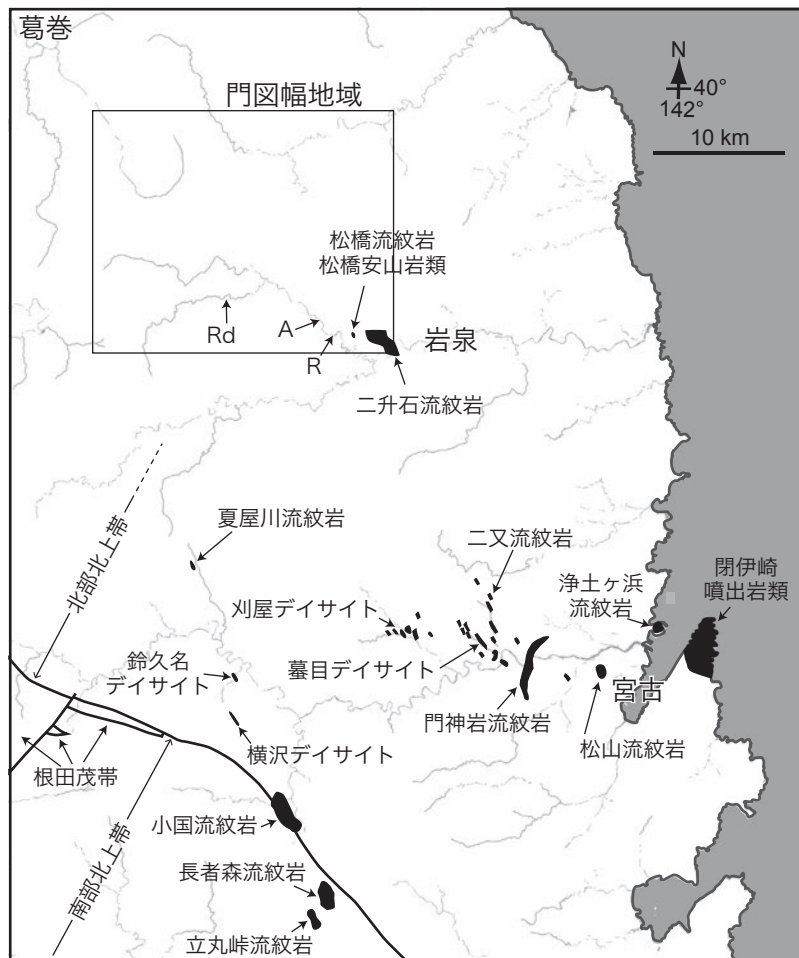
(武藤 俊・西岡芳晴)

6.1 概要と研究史

6.1.1 概要

北上山地には、大規模に分布する北上花崗岩類を含む前期白亜紀火成岩類のほかに、主に珧長質な火山岩類からなる古第三紀の火成岩が小規模に分布する(第6.1図)。このうち、門図幅地域に分布するのは共に南東端部に見られる二升石流紋岩、松橋流紋岩及び松橋安山岩類である。二升石流紋岩は一部で堇青石の斑晶を含むこと、松橋安山岩類は一部でかんらん石の斑晶を含むことが特

徴的である。古第三紀火山岩類はジュラ紀付加体及びそれを被覆する上部白亜系横道層に貫入している。これらのうち二升石流紋岩の年代については、本報告で44 MaのジルコンU-Pb年代を得ており始新世ルテシアン期である。松橋流紋岩や松橋安山岩類は上部白亜系が未固結な時に貫入しており、厳密な制約は後期白亜紀コニアシアン期以降だが、二升石流紋岩との関連性を重視して始新世ルテシアン期とした。上記火山岩のほか、本銅口付近(第6.1図のR)や根岸付近(第6.1図のRd)には松橋流紋岩に類似した流紋岩、巖綿付近(第6.1図のA)には



第6.1図 北上山地における古第三紀火山岩類の分布図

20万分の1日本シームレス地質図v2(産総研地質調査総合センター, 2023)に基づき作成。岩体の名称は土谷ほか(1999b)による。R:本銅口付近の流紋岩; A:熊野神社裏の無斑晶状安山岩; Rd:根岸付近の流紋岩岩脈。

松橋安山岩に類似した安山岩が露出しており、関連する火成活動の分布は現在知られているより広範囲に及ぶ可能性がある。ただし、約 55 Ma に堆積した北西から南東方向の古流行を持つ小川層群の鴨沢礫岩部層に流紋岩礫が多く含まれることから、門図幅地域の西方で二升石流紋岩より古い、暁新世以前の流紋岩質火成活動があったことが明らかであり、二升石流紋岩以外の流紋岩類の活動時期を 40 Ma 頃に断定することはできない。

6.1.2 研究史

北上花崗岩類や前期白亜紀岩脈類とは特徴の異なる火成岩の分布は、狭小ながら宮古市の重茂半島先端の中間質噴出岩類や(花井, 1950 の重茂噴出岩類), 宮古市小国南方の流紋岩岩体(渡邊, 1950; 大和, 1956; 土谷ほか, 1999b の立丸峠流紋岩)として認識されていた。石井ほか(1956)では後者の流紋岩を宮古市の茂市及び刈屋(刈屋デイサイト・養目デイサイト・門神岩流紋岩・二又流紋岩), 岩泉町二升石(二升石流紋岩)にも認め、「石英閃緑玢岩」として北上花崗岩類後の火成活動に位置付けた(岩体名は土谷ほか, 1999b による; 第 6.1 図)。5 万分の 1「田老」図幅にて島津ほか(1970)は、宮古市の浄土ヶ浜及び周辺に分布する流紋岩(浄土ヶ浜流紋岩)や石英安山岩を後期白亜紀ないし「第三紀」の火成活動の産物と推定した。また重茂半島の噴出岩類について閉伊崎噴出岩類と再命名して、既に知られていた前期白亜紀の噴出岩類である原地山層とは明確に切り離した。閉伊崎噴出岩類については、谷内・蟹沢(1973)により白亜紀深成岩以降に形成されたことが予報された。杉本(1974b)は浄土ヶ浜流紋岩の岩相・地質構造を精査したが、年代については宮古層群が堆積した白亜紀中期以降とするにとどめた。これらの前期白亜紀花崗岩類や白亜紀中頃の堆積岩類より新しい火山岩類の年代情報は、柴田ほか(1977), 石原ほか(1988), 内海ほか(1990)による全岩 K-Ar 年代の測定により大きく進展した。閉伊崎噴出岩類から 62.5 Ma (内海ほか, 1990), 浄土ヶ浜流紋岩から 43.5 Ma, 近隣の門神岩流紋岩から 38.4 Ma (石原ほか, 1988)の年代が得られ、暁新世及び始新世の火成活動の存在が裏付けられた。これと前後して、門図幅地域南東端二升石周辺の火成岩も「新規貫入岩」として北上山地北部で

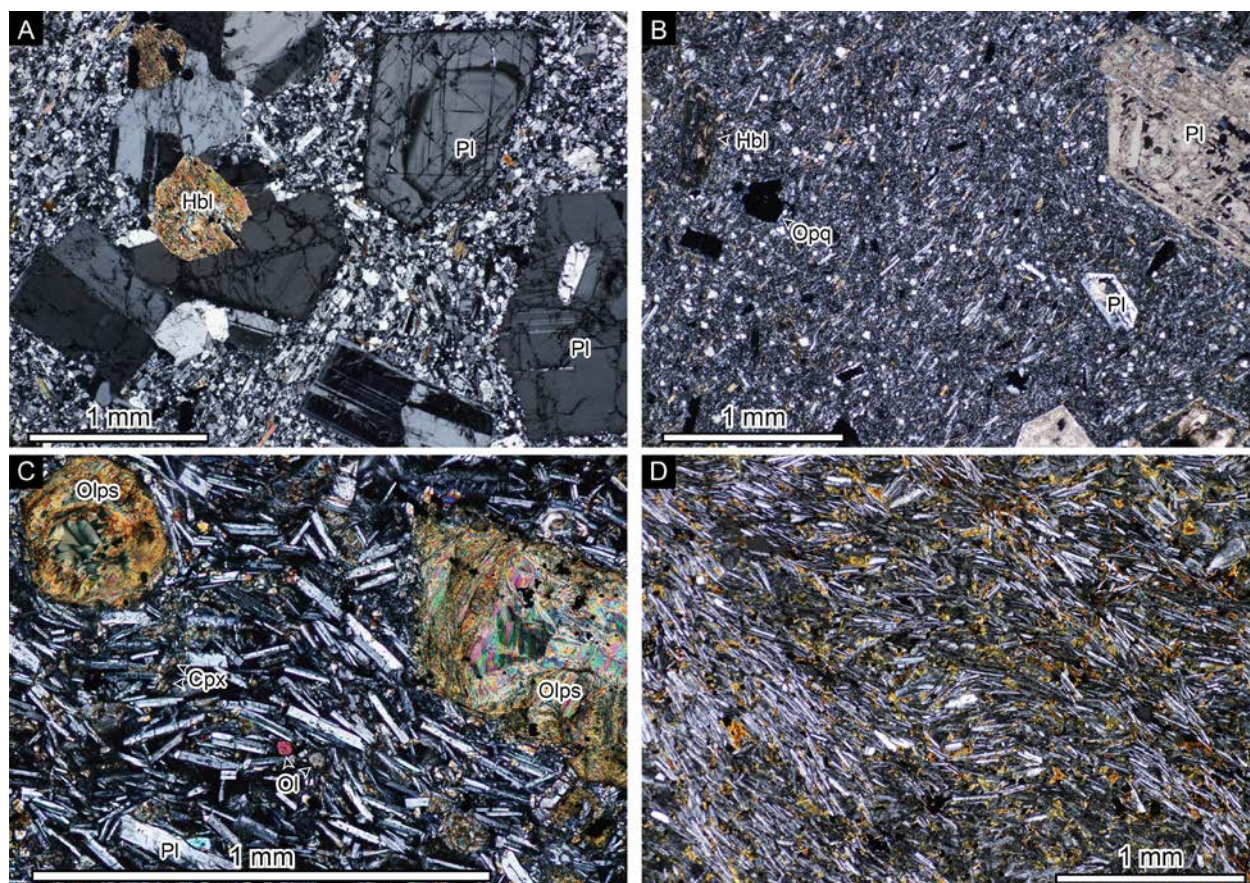
は若い地質体とされた(杉本, 1980)。これに対し山口(1981)では、二升石の「玢岩」から 121 Ma の黒雲母 K-Ar 年代と 29 Ma の全岩 K-Ar 年代を得た上で、前者に重きを置き白亜紀の形成年代を主張したが、現在ではこの年代値には問題があるとされている(土谷ほか, 1999a)。蟹沢ほか(1989)は、二升石、浄土ヶ浜、門神岩、立丸峠流紋岩に記録される北上山地の古第三紀珪長質火山活動は東北日本弧を特徴付けるものであるとして、その重要性を提起した。後述する土谷ほか(1999b), Tsuchiya *et al.* (2005) による岩石学的研究は、これらの珪長質火山岩類が一連の火成活動の産物であることを示し、それまで記載されていなかった多くの岩体も含めて浄土ヶ浜流紋岩類と呼称した(第 6.1 図)。ただし、立丸峠流紋岩からは 20 Ma から 15 Ma 程度の K-Ar 年代が得られており(通商産業省資源エネルギー庁, 1991, 1992), この年代値の検証はされていない。上に述べた約 60 Ma の閉伊崎噴出岩類と約 40 Ma の浄土ヶ浜流紋岩類に加えて, Tsuchiya *et al.* (2005) 及び土谷ほか(2008)は門図幅地域南東部の松橋に僅かに分布する流紋岩及び安山岩類を古第三紀火山岩として認識し、周囲の堆積岩との貫入関係から浄土ヶ浜流紋岩類と同時期に形成されたと判断した。ただし、本報告では松橋付近で貫入を受けている堆積岩の最も若い年代は古第三紀ではなく後期白亜紀としており、貫入関係からの厳密な年代制約は後期白亜紀以降である。

古第三紀火成岩のうち約 40 Ma の浄土ヶ浜流紋岩類及び同時期の火山岩については、岩石学的な研究から成因が検討されている。吉田・片田(1984)は、宮古図幅地域の珪長質火山岩を浄土ヶ浜酸性火山岩と門神岩酸性火山岩に分け、前者が K_2O に乏しい流紋岩であること、後者は浄土ヶ浜酸性火山岩と類似するが普通角閃石を普遍的に含み岩質はデイサイト質とされ、火道角礫と推定される岩相を含むことを示した。土谷ほか(1999b)は浄土ヶ浜流紋岩類の鉱物化学組成がアダカイト質マグマからの形成を示すことを見出し、沈み込んだ海洋地殻が直接部分熔融して固結したものであると考えた。新たに松橋で発見された安山岩を検討に加えた Tsuchiya *et al.* (2005) は、この安山岩が高 Mg 安山岩であることを示し、海嶺沈み込みに伴うマントルかんらん岩の部分熔融を記録する可能性を指摘した。

第 6.2 図 古第三紀火山岩類の露頭写真→

(A) 二升石流紋岩, 二升石の小本川右岸。(B) 二升石流紋岩中の暗色バンド(矢印), 二升石。(C) 二升石流紋岩の節理, 二升石の小本川右岸。hm: ハンマー。(D) 松橋流紋岩, 松橋川河床。(E) 松橋流紋岩に類似する流紋岩岩脈, 根岸の三田貝川沿い。(F) 粗粒砂岩(cSs)と炭質泥岩(CMd)の境界の層理面に貫入する流紋岩岩脈(Rh), 松橋。(G) 松橋安山岩類の無斑晶状安山岩, 松橋北方の松橋川河床。矢印は炭酸塩脈の濃集部。(H) 無斑晶状安山岩, 斐綿の熊野神社裏の二本川右岸。





第 6.3 図 古第三紀火山岩類の薄片写真

(A) 二升石流紋岩. (B) 松橋流紋岩. (C) 松橋安山岩類のかんらん石安山岩. (D) 斐綿の無斑晶状安山岩. Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石 (仮像含む), Pl: 斜長石 (仮像含む), Ol: かんらん石, Olps: かんらん石仮像, Opq: 不透明鉱物. 全てクロスニコル.

6.2 地質各論

門図幅地域に分布する古第三紀火山岩類は土谷ほか (1999b, 2008) により記載・分類されており, 本報告もこれに従う.

6.2.1 二升石流紋岩 (Vn)

土谷ほか (1999b) により命名された. 門図幅地域南東端付近に幅約 1 km, 長さ約 2 km の範囲で分布している. 分布の北縁は小本川断層により断たれている. 門図幅地域から僅かに東に外れるが, 二升石の小本川河床に 900 m にわたり好露出が見られるほか, 二升石西のウシロガ沢及び林道金山線に露頭がある. このうちウシロガ沢では流紋岩岩脈が, ジュラ紀付加体の泥質岩に貫入している様子が観察される. 土谷ほか (1999b, 2008) によれば二升石流紋岩は, 斑晶として斜長石・普通角閃石・堇青石仮像・不透明鉱物・石英をこの順の量比で含み, 石基は石英・長柱状斜長石・長柱状黒雲母・堇青石仮像・不透明鉱物・アパタイトからなりピロタキシティック組織を示す. 本報告で検討した試料もこの記載に特徴が良く一

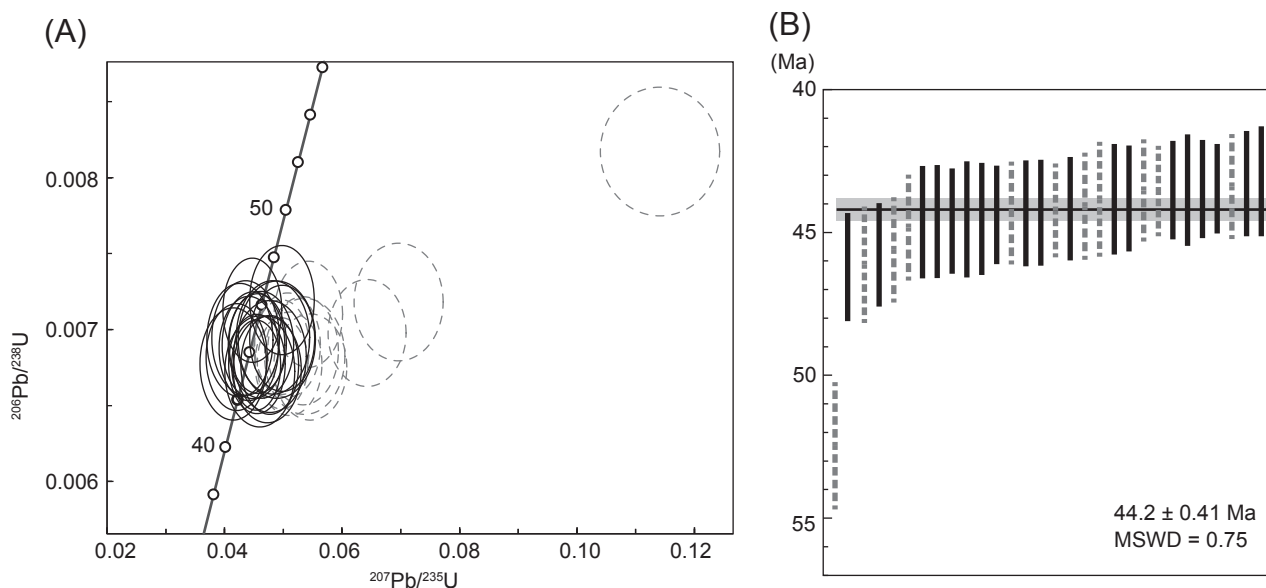
致し, 斜長石と普通角閃石を斑晶として含む, 斑晶と石基が明瞭な普通角閃石流紋岩である (第 6.2 図 A, B). 岩質は概ね均質で, 斑晶の量やサイズに大きな変化はない. 小本川右岸の露頭などで板状や柱状の節理が発達する (第 6.2 図 C). 一部波打った暗灰色のバンドが見られる部分があり (第 6.2 図 B), これは石基の僅かな粒度の差を反映しているとされる (土谷ほか, 2008).

岩石記載

普通角閃石流紋岩 (第 6.3 図 A)

斑晶は斜長石・普通角閃石・石英からなる. 普通角閃石はほとんどが緑泥石化, 細粒化している. 長径 1.5 mm 以下で自形性が良いものも多く, 長柱状である. 斜長石は粒径 2.0 mm 以下で自形性が良いが, 累帯構造は顕著ではない. 試料によっては, ビナイト化した粒径 0.5 mm 以下の堇青石斑晶も認められる. 石基は結晶質で, 斜長石・石英・黒雲母・不透明鉱物・アパタイトからなり, 長柱状の斜長石・黒雲母がピロタキシティック組織をなす.

二升石流紋岩については山口 (1981) が 121.4 Ma の黒



第 6.4 図 二升石流紋岩のジルコン U-Pb 年代測定結果

(A) コンコーディア図. (B) コンコーダント粒子のみに基づく加重平均年代の計算結果. 水平な直線は加重平均年代値, その上下の薄い灰色は 95 % 信頼区間を示す. 黒色実線で示した測定値はコンコーダントな値 ($0.9 < ^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 年代値/ $^{235}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 年代値 < 1.1), 灰色破線で示した測定値は上記基準を満たさないディスコーダントな値である.

雲母 K-Ar 年代と 29.1 Ma の全岩 K-Ar 年代を報告しているが, その著しい不一致からいずれも正しい年代ではないとされていた (土谷ほか, 1999b). 本報告ではウシロガ沢で採取した試料からジルコン U-Pb 年代を測定した結果, $44.2 \pm 0.41 \text{ Ma}$ (始新世ルテシアン期) の年代値が得られた (第 6.4 図, 第 6.1 表). これは岩質が良く類似し, 土谷ほか (2008) により一連のアダカイト質火成活動で形成されたと想定された宮古市浄土ヶ浜に分布する浄土ヶ浜流紋岩の K-Ar 年代 $43.5 \pm 1.1 \text{ Ma}$ (内海ほか, 1990) と誤差範囲で一致する.

6.2.2 松橋流紋岩 (Vm)

土谷ほか (1999b) が松橋デイサイトと命名し, 土谷ほか (2008) により改称された. 松橋流紋岩は門図幅地域南東端付近の松橋に約 300 m の範囲で分布している. 岩質は二升石流紋岩に類似するが, 分布が独立することと岩質にも違いがあることから土谷ほか (1999b, 2008) により区別された. 現在は松橋付近の松橋川河床などに僅かに露出するのみである. 松橋流紋岩は明灰色の石基に普通角閃石斑晶及び斜長石斑晶を含む流紋岩からなり, 二升石流紋岩と比較して普通角閃石斑晶が多い (第 6.2 図 D). なお, 松橋流紋岩に類似した流紋岩は, 松橋から約 4 km 西方, 本銅口東方の小本川とホケン沢の出合付近や, 松橋から約 13 km 西方の三田貝川沿いの根岸付近にも見られる (第 6.1 図, 第 6.2 図 E). 本銅口東方では幅約 20 m の孤立露頭, 根岸付近では幅 3 m の岩脈であり, いずれも地質図には表現されない.

現在松橋流紋岩と周囲の岩石との関係が観察できる露頭は存在しないが, 岩相が類似した流紋岩が横道層の粗粒砂岩と炭質泥岩の境界の層理面に沿って貫入する様子が確認された (第 6.2 図 F). 土谷ほか (2008) によれば, 松橋流紋岩は周囲のジュラ紀付加体の泥岩に対しては明瞭な急冷縁を伴って接し, 古第三系小川層群の堆積岩 (本報告で上部白亜系横道層に修正) との境界では流紋岩が破碎され角礫状になっている. 後者の接触関係は, 堆積岩が未固結で水に飽和した状態での貫入を示すとして, 松橋流紋岩の貫入時期は古第三紀と推定された. 本報告での層序区分の修正を踏まえ, 土谷ほか (2008) と同様に堆積して間もない含水未固結堆積物への貫入を想定すると, 松橋流紋岩の貫入時期は後期白亜紀となる. しかし, 横道層は古第三紀に至るまで埋没深度が非常に浅いため (Noda *et al.*, 2023), 後期白亜紀以降古第三紀まで含水率の高い未固結状態を保っていた可能性がある. ここでは土谷ほか (2008) が提示した二升石流紋岩との類似性を重視して, 暫定的に松橋流紋岩の年代を始新世ルテシアン期としておく.

岩石記載

普通角閃石流紋岩 (第 6.3 図 B)

完晶質斑状である. 斑晶は長径 1 mm 程度の普通角閃石及び 1-2 mm 大の斜長石からなるが, いずれも変質が激しい. 普通角閃石は自形性が良い長柱状で, ほとんど炭酸塩鉱物に置換されている. 石基は斜長石・普通角閃石・ざくろ石からなる. 斜長石及び普通角閃石は針状である.

6.2.3 松橋安山岩類 (Va)

松橋には上記の流紋岩のほかに、土谷ほか(2008)により高Mg安山岩類と呼称された無斑晶状安山岩やかんらん石安山岩が小規模に分布している。名称に用いられた地名は上記の松橋流紋岩と同じだが、岩相の差異が明確であり混同の恐れがないため、本報告でも踏襲し、本岩を松橋安山岩類と呼称する。現在の露出は極めて限定的で、松橋付近の松橋川河床などに僅かに露頭がある。土谷ほか(2008)によれば幅100 mほどの貫入岩体である。土谷ほか(2008)では、斑晶として自形～半自形のかんらん石と柱状斜長石を、石基として粒状単斜輝石、直方輝石、不透明鉱物と少量のかんらん石、ガラスを含むかんらん石安山岩と、柱状の斜長石と変質した輝石からなる無斑晶状安山岩を記載した。本報告では松橋付近で暗灰色ないし灰色の無斑晶状安山岩及びかんらん石安山岩を確認したが、土谷ほか(2008)が報告した新鮮なかんらん石斑晶を含む試料は得られなかった。無斑晶状安山岩は均質・塊状で炭酸塩鉱物の脈が見られる(第6.2図G)。かんらん石安山岩は、褐色層状珪酸塩鉱物の集合体に置換された1-2 mm程度のかんらん石斑晶仮像を含む(第6.3図C)。一部の試料では更に変質が進み、斑晶と石基の一部が炭酸塩に置換されているため明灰色を呈する。

本調査では、松橋安山岩類と同様の無斑晶状安山岩が婁綿の熊野神社がある小本川右岸で発見されたため(第6.1図, 第6.2図H), 下記に記載する。

現在は確認できる露頭がないが、土谷ほか(2008)によれば周囲のジュラ紀付加体の泥岩に対しては明瞭な急冷縁を伴って接し、古第三系の堆積岩(本報告で上部白亜系に修正)との境界では、安山岩が破碎され角礫状になったり、安山岩の割れ目や角礫の粒間に砂岩が充填したりしている。上記の貫入様式は松橋流紋岩とほぼ同じであり、土谷ほか(2008)では貫入時期は古第三紀とされた。松橋流紋岩の項目で述べた通り、貫入されている松橋付近の堆積岩の帰属は、本報告で上部白亜系横道層に改めた。したがって、本報告での厳密な年代制約は後期白亜紀以降であるが、松橋流紋岩と同様の理由で暫定的に始新世ルテシアン期とする。

岩石記載

無斑晶状安山岩(第6.3図D)

主に長径0.1-0.2 mm程度の針状～長柱状で定向性を示す斜長石からなり、ピロタキシティック組織を示す。斜長石は稀に0.4 mm大のものも見られる。その他不透明鉱物を含む。

第 6.1 表 二升石流紋岩のジルコン U-Pb 年代測定結果

粒子No.	同位体比								U-Pb 年代 (Ma)				U (ppm)	Th (ppm)
	^{207}Pb		^{207}Pb		^{206}Pb		^{208}Pb		^{206}Pb		^{207}Pb			
	^{206}Pb	誤差 2 σ	^{235}U	誤差 2 σ	^{238}U	誤差 2 σ	^{232}Th	誤差 2 σ	^{238}U	誤差 2 σ	^{235}U	誤差 2 σ		
1	0.0479	0.0040	0.0457	0.0040	0.0069	0.0003	0.0023	0.0002	44.4 $\pm$ 1.7		45.3 $\pm$ 4.1		97	42
2	0.0507	0.0052	0.0477	0.0050	0.0068	0.0003	0.0024	0.0003	43.8 $\pm$ 1.9		47.3 $\pm$ 5.1		61	20
3	0.0509	0.0050	0.0473	0.0047	0.0067	0.0003	0.0022	0.0003	43.3 $\pm$ 1.8		46.9 $\pm$ 4.8		70	27
4	0.1013	0.0069	0.1141	0.0083	0.0082	0.0003	0.0047	0.0005	52.5 $\pm$ 2.2		109.7 $\pm$ 8.4		64	22
5	0.0533	0.0047	0.0507	0.0046	0.0069	0.0003	0.0028	0.0003	44.3 $\pm$ 1.8		50.2 $\pm$ 4.7		81	33
6	0.0531	0.0037	0.0497	0.0037	0.0068	0.0002	0.0023	0.0002	43.5 $\pm$ 1.6		49.2 $\pm$ 3.7		134	67
7	0.0511	0.0055	0.0489	0.0054	0.0069	0.0003	0.0028	0.0004	44.5 $\pm$ 2.0		48.5 $\pm$ 5.5		55	17
8	0.0486	0.0034	0.0454	0.0034	0.0068	0.0002	0.0023	0.0002	43.5 $\pm$ 1.6		45.0 $\pm$ 3.4		140	73
9	0.0504	0.0052	0.0483	0.0051	0.0069	0.0003	0.0028	0.0004	44.6 $\pm$ 2.0		47.9 $\pm$ 5.2		61	19
10	0.0485	0.0046	0.0462	0.0046	0.0069	0.0003	0.0022	0.0003	44.3 $\pm$ 1.9		45.8 $\pm$ 4.6		74	31
11	0.0554	0.0047	0.0543	0.0048	0.0071	0.0003	0.0023	0.0003	45.6 $\pm$ 1.8		53.7 $\pm$ 4.8		82	33
12	0.0586	0.0053	0.0546	0.0051	0.0068	0.0003	0.0024	0.0003	43.4 $\pm$ 1.8		54.0 $\pm$ 5.2		71	26
13	0.0455	0.0040	0.0447	0.0041	0.0071	0.0003	0.0024	0.0002	45.8 $\pm$ 1.8		44.4 $\pm$ 4.2		89	37
14	0.0668	0.0054	0.0643	0.0054	0.0070	0.0003	0.0030	0.0003	44.8 $\pm$ 1.9		63.2 $\pm$ 5.5		76	34
15	0.0523	0.0039	0.0497	0.0039	0.0069	0.0003	0.0026	0.0002	44.2 $\pm$ 1.6		49.2 $\pm$ 3.9		118	53
16	0.0564	0.0051	0.0533	0.0049	0.0069	0.0003	0.0024	0.0003	44.1 $\pm$ 1.9		52.8 $\pm$ 5.0		75	29
17	0.0487	0.0041	0.0455	0.0040	0.0068	0.0003	0.0023	0.0002	43.5 $\pm$ 1.7		45.2 $\pm$ 4.0		100	42
18	0.0447	0.0045	0.0421	0.0043	0.0068	0.0003	0.0023	0.0003	43.8 $\pm$ 1.9		41.8 $\pm$ 4.3		76	29
19	0.0502	0.0044	0.0498	0.0045	0.0072	0.0003	0.0023	0.0003	46.2 $\pm$ 1.9		49.3 $\pm$ 4.5		85	38
20	0.0496	0.0052	0.0460	0.0049	0.0067	0.0003	0.0025	0.0003	43.2 $\pm$ 1.9		45.6 $\pm$ 4.9		64	22
21	0.0472	0.0045	0.0449	0.0044	0.0069	0.0003	0.0024	0.0003	44.3 $\pm$ 1.9		44.6 $\pm$ 4.4		79	29
22	0.0703	0.0061	0.0696	0.0062	0.0072	0.0003	0.0037	0.0004	46.1 $\pm$ 2.0		68.4 $\pm$ 6.3		63	21
23	0.0570	0.0058	0.0537	0.0056	0.0068	0.0003	0.0024	0.0003	43.8 $\pm$ 2.0		53.1 $\pm$ 5.6		57	23
24	0.0446	0.0048	0.0426	0.0046	0.0069	0.0003	0.0023	0.0003	44.5 $\pm$ 2.0		42.4 $\pm$ 4.7		65	25
25	0.0444	0.0049	0.0415	0.0046	0.0068	0.0003	0.0025	0.0003	43.5 $\pm$ 1.9		41.2 $\pm$ 4.7		63	25
26	0.0520	0.0046	0.0498	0.0045	0.0069	0.0003	0.0024	0.0003	44.6 $\pm$ 1.8		49.3 $\pm$ 4.6		83	32
27	0.0465	0.0043	0.0441	0.0041	0.0069	0.0003	0.0025	0.0003	44.2 $\pm$ 1.8		43.8 $\pm$ 4.2		87	35
28	0.0511	0.0042	0.0477	0.0040	0.0068	0.0003	0.0024	0.0003	43.5 $\pm$ 1.7		47.3 $\pm$ 4.1		102	43
29	0.0455	0.0049	0.0436	0.0047	0.0069	0.0003	0.0023	0.0003	44.6 $\pm$ 2.0		43.3 $\pm$ 4.8		64	25
30	0.0547	0.0047	0.0511	0.0045	0.0068	0.0003	0.0023	0.0003	43.5 $\pm$ 1.8		50.6 $\pm$ 4.6		86	37
標準試料														
GJ1 4-1	0.0602	0.0010	0.8386	0.0184	0.1010	0.0018	0.0345	0.0015	620.3 $\pm$ 11.7		618.4 $\pm$ 18.6		363	18
GJ1 4-2	0.0601	0.0010	0.8180	0.0177	0.0986	0.0018	0.0335	0.0014	606.4 $\pm$ 11.3		606.9 $\pm$ 17.8		402	21
GJ1 4-3	0.0601	0.0010	0.8109	0.0178	0.0979	0.0018	0.0324	0.0014	602.1 $\pm$ 11.4		603.0 $\pm$ 17.9		370	19
GJ1 4-4	0.0594	0.0010	0.8106	0.0179	0.0989	0.0018	0.0315	0.0014	607.8 $\pm$ 11.5		602.8 $\pm$ 18.0		364	19
GJ1 4-5	0.0596	0.0010	0.7983	0.0172	0.0971	0.0017	0.0320	0.0013	597.3 $\pm$ 11.1		595.9 $\pm$ 17.3		423	22
PSV 4-1	0.0529	0.0009	0.3942	0.0081	0.0540	0.0009	0.0171	0.0006	339.3 $\pm$ 5.8		337.4 $\pm$ 8.2		855	81
PSV 4-2	0.0530	0.0009	0.3923	0.0080	0.0536	0.0009	0.0170	0.0006	336.7 $\pm$ 5.7		336.0 $\pm$ 8.0		967	90
PSV 4-3	0.0529	0.0009	0.3921	0.0081	0.0538	0.0009	0.0168	0.0006	337.5 $\pm$ 5.7		335.9 $\pm$ 8.2		861	83
PSV 4-4	0.0531	0.0009	0.3916	0.0080	0.0534	0.0009	0.0173	0.0006	335.5 $\pm$ 5.7		335.5 $\pm$ 8.1		907	84
PSV 4-5	0.0527	0.0009	0.3872	0.0079	0.0533	0.0009	0.0171	0.0006	334.5 $\pm$ 5.7		332.4 $\pm$ 8.0		923	85
OD3 4-1	0.0464	0.0019	0.0329	0.0014	0.0051	0.0001	0.0017	0.0001	33.0 $\pm$ 0.6		32.8 $\pm$ 1.4		623	585
OD3 4-2	0.0464	0.0019	0.0328	0.0014	0.0051	0.0001	0.0017	0.0001	33.0 $\pm$ 0.6		32.8 $\pm$ 1.4		638	626

レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析法を用いて、京都フィッシュン・トラック社により測定。レーザーアブレーションシステムはLight Conversion社製Carbide（フェムト秒レーザー）、誘導結合プラズマ質量分析計はNu Instruments社製New Plasma II（二重収束型）であり、レーザー照射形状は20 μm 角、フルエンスは3.8 J $\cdot\text{cm}^{-1}$ 、周波数1,000 Hzで測定した。測定手法はIizuka and Hirata (2004) 及びHirata *et al.* (2005) に準拠する。標準試料はGJ1 (Jackson *et al.*, 2004)、Plešoviceジルコン (PSV; Sláma *et al.*, 2008)、OD3 (Iwano *et al.*, 2013) を用いた。灰色をかけた行はディスコードした測定データ。

第7章 第四系

(武藤 俊)

7.1 概要及び研究史

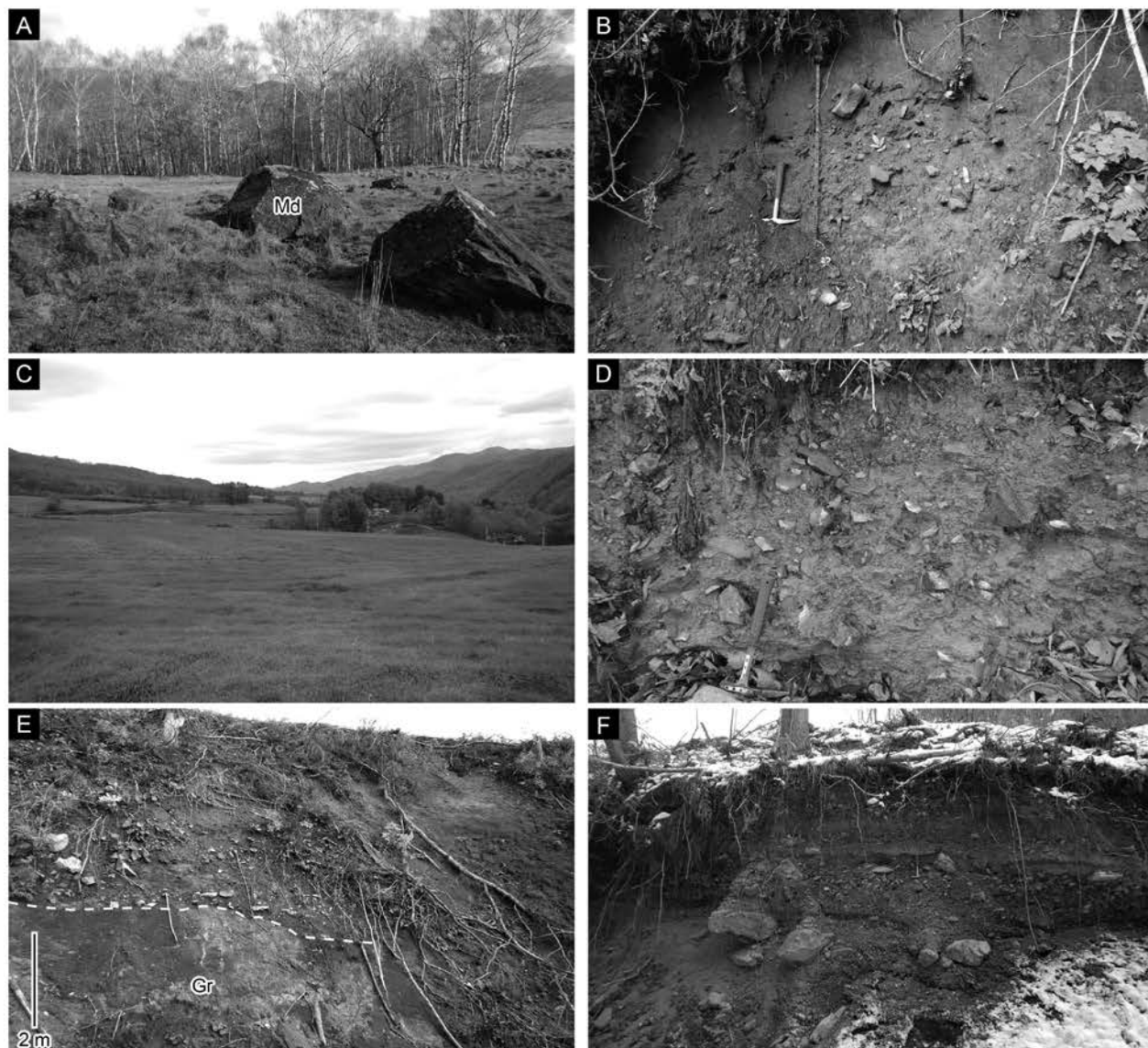
門図幅地域には、第四系としてチバニアン期～後期更新世の頂部緩斜面堆積物、麓部緩斜面堆積物及び上位河成段丘堆積物、チバニアン期～完新世の埋谷緩斜面堆積物、後期更新世～完新世の下位河成段丘堆積物、完新世の氾濫原及び谷底低地堆積物が分布する。頂部緩斜面堆積物は平坦な山頂や尾根及びその周辺に分布する堆積物であり、主に地域西南部の早坂高原周辺に分布する。麓部緩斜面堆積物は山脚部の緩斜面に分布し、主に馬淵川おもとがわや小本川流域周辺に見られる。上位河成段丘堆積物は小本川あつかがわに沿って、下位河成段丘堆積物は小本川及び安家川に沿って狭小に分布する。埋谷緩斜面堆積物は、河川の上流域やその支流など谷地形の中に分布する。氾濫原及び谷底低地堆積物は、現行主要河川である小本川・馬淵川・安家川に沿った平坦な面に狭小に分布する。このほか、小規模であるため地質図には示していないものとして、山地の小谷の出口に見られる沖積錐堆積物や、早坂高原周辺に多くが見られる地滑り堆積物がある。なお、本章の記述において、テフラの名称は付記がない限り町田・新井(2003)に記載されたものを用い、cal BPを付して示す放射性炭素年代の暦年較正值はIntCal20 (Reimer *et al.*, 2020)に基づく。ただし、厳密な較正には炭素同位体分別の補正が必要だが(中村, 2001)、これが確認できない場合にはIntCal20の較正曲線を参照した上でおおその値として示した。

門図幅地域が位置する北上山地北部の山間部は、段丘堆積物の発達が乏しい一方で、最終氷期の周氷河気候下で形成された地形が北海道から連続する形で分布することが指摘され、注目を集めた(鈴木, 1962)。松本(1967)及びMatsumoto(1971)は門図幅地域西方に広がる外山高原西縁の姫神岳ひめかみだけ周辺で岩塊地形の存在を指摘し、この地形が周氷河性の堆積物からなることを指摘した。さらに、化石周氷河現象は外山高原全体で認識され、広範囲で緩斜面堆積物を形成した可能性が指摘された(阪野, 1971)。また、緩斜面堆積物の形成は更新世の間に複数回起きたことが、田村・三浦(1971)による門図幅地域北東の洋野町たねいち種市周辺の検討から示された。その後、奥羽山脈から東方に広く分布するテフラの層序学的検討が進展し(例えば、大上・土井, 1978, 大上ほか, 1980)、編年に有効なテフラ層が北上山地北部でも広く見出されたことで(菊池ほか, 1981; Higaki, 1980, 1988)、各地で認識さ

れた周氷河性緩斜面堆積物の形成時期が推定可能になった。外山高原では周氷河現象により形成された地形や堆積物の記載が特に進み、恐らくチバニアン期後期から完新世前期にかけてインボリューションとソリフラクションによる緩斜面上の物質移動が起きていたことが明らかになった(井上ほか, 1981; 澤口, 1984, 1992)。檜垣大介の一連の研究では、上記の周氷河性緩斜面形成期が北上山地北部に広く見られることが報告され、最終間氷期以前(約13万年前以前)の寒冷期に1回、最終氷期の約5万年前と4万～1万数千年前に2回、合わせて少なくとも3回あったことが明らかになった(Higaki, 1980, 1992; 檜垣, 1987)。これらの研究では、北上山地北部の緩斜面は山頂緩斜面・平滑尾根型斜面・山麓緩斜面・扇状地状緩斜面に分類され、主に凍結破碎による岩屑の生成とソリフラクションによる物質移動により形成されることが示された。なお、現在においても、伐採・放牧による樹木の欠如や風蝕などの特殊な条件が重なる早坂高原北部では周氷河性の緩斜面形成が起きている(澤口, 1987; 澤口・小嶋, 1998)。上記周氷河性緩斜面に関する研究と同時期に、北上山地北部の河成段丘地形についても、閉伊川へいがわ、小本川、馬淵川を主な対象として分類と編年が行われた(Higaki, 1980, 1992; 村井ほか, 1984; 檜垣, 1987; 西城ほか, 1993)。その結果、山域の緩斜面が周氷河作用による碎屑物の生成・運搬で形成された時期に対応して、その碎屑物が河川域に供給されて堆積性段丘が形成されたことが明らかになった(Higaki, 1992)。最近では、外山図幅地域で外山高原上に堆積した更新世～完新世の河成堆積物・斜面堆積物・湿地堆積物が詳細に記載され、北上山地の深部における堆積環境の変遷が検討された(小松原・内野, 2024)。さらに、同地域ではチバニアン期の藪川テフラ(内野ほか, 2022)や後期更新世の十和田-大不動おおふどうテフラ(工藤・内野, 2021)が発見されており、堆積物編年の根拠を与えている。

7.2 頂部緩斜面堆積物(s)

頂部緩斜面堆積物は、檜垣(1987)による山頂緩斜面と平滑尾根型斜面を構成する堆積物を合わせたものである。主に門図幅地域西南部の早坂高原周辺に分布し、その他にも標高1,000 m程度の山頂付近に分布する(第7.1図A)。檜垣(1987)では、山頂緩斜面は海拔700–1,300 mの幅広い尾根上に分布する傾斜十数°以下の斜面、平滑



第 7.1 図 第四系の露頭及び地形面の写真

(A) 頂部緩斜面と周氷河性岩塊 (Md: 泥質ホルンフェルス), 鈴峠北方. (B) 頂部緩斜面堆積物の含角礫泥層, 袖山高原牧場南方. (C) 麓部緩斜面, 西里. (D) 麓部緩斜面堆積物の角礫質粘土, 西里. (E) 麓部緩斜面堆積物の角礫及び含角礫泥層, 泥這北方. 破線は基盤の突柴森岩体の花崗岩類 (Gr) との境界. (F) 埋谷緩斜面堆積物, 泉沢上流.

尾根型斜面は尾根部に広がる横断形が凸の極めて滑らかな斜面とされた。本報告ではこれらを頂部緩斜面として一括し、これに対応する堆積物を頂部緩斜面堆積物として示す(第 7.1 表)。檜垣(1987)によれば、本堆積物は角礫、角礫混じり粘土及び角礫混じり火山灰からなり、後期更新世末期～完新世に堆積したテフラ及びテフリックレスからなる分テフラ群(小松原・内野, 2024 により中川ほか, 1963 の分火山灰層を改称)に覆われる。角礫質層の層厚は数 m～10 m, 分テフラ群の層厚は 0.5–1.5 m 程度であり、一部にトアが認められる(檜垣, 1987)。なお、本報告では角礫を支持する基質にはシルトも含まれるこ

とを確認したため、本堆積物を角礫、含角礫泥及び火山灰と記載した。礫は主に細礫～大礫であるが(第 7.1 図 B)、一部では巨礫も含む。下部の礫は風化礫からなり、上部の礫は未風化である(檜垣, 1987)。本堆積物を覆う分テフラ群のうち、下位層準にある秋田駒小岩井テフラ(中川ほか, 1963 の小岩井軽石)や秋田駒柳沢テフラ(中川ほか, 1963 の柳沢軽石)は一部でインボリューションを受けている(檜垣, 1987)。これらテフラの年代はそれぞれ約 13.5–12.0 ka BP(和知ほか, 1997; おおよそ 16–14 cal ka BP の暦年代に相当)及び約 11.9–11.6 ka BP(和知ほか, 1997; おおよそ 13.5 ka cal BP 前後の暦年代に相当)で

第 7.1 表 北上山地北部の緩斜面地形の分類

檜垣 (1987)	名称	山頂緩斜面	平滑尾根型斜面	山麓緩斜面	扇状地状緩斜面
	地形的特徴	海拔700–1,300 mの幅広い尾根上。傾斜十数°以下。	尾根部に広がる横断形が凸の極めて滑らかな斜面。	山脚部。傾斜概ね10°以下。平滑。緩くコンケイブ。背後斜面は緩やかに連続し、明瞭な谷や崩壊地形なし。	小谷の出口、小谷の合流地点の谷の広まり。傾斜十数°以下。著しく平滑。
	堆積物	角礫、角礫混じり粘土。	角礫。	角礫、角礫混じり火山灰、角礫混じり粘土。	亜角礫。
	英名	Gentle slopes on the summits	Smooth crest slopes	Piedmont gentle slopes	Fan-like gentle slopes
西城ほか (1987)	—	—	—	山麓緩斜面	
西城 (1998)	—	—	—	麓部緩斜面	
本報告		頂部緩斜面 Summit area gentle slopes		麓部緩斜面 Piedmont area gentle slopes	

ある。また、本堆積物下部の風化礫含有層は、後述の麓部緩斜面堆積物の層序断面との対応などから最終間氷期前の寒冷期に形成された可能性がある(檜垣, 1987)。以上のテフラとの関係及び層相から、本堆積物はチバニアン期及び後期更新世に、凍結破碎により生じた岩屑がソリフラクションにより運搬されて堆積することで形成された周氷河堆積物とされている(檜垣, 1987; Higaki, 1988, 1992)。

7. 3 麓部緩斜面堆積物 (p)

檜垣(1987)による山麓緩斜面と扇状地状緩斜面を構成する堆積物を合わせたものである(第7.1表)。以下に、檜垣(1987)による山麓緩斜面と扇状地状緩斜面の地形的特徴とそれらを構成する堆積物の記載を示す。山麓緩斜面は山脚部に発達する傾斜概ね10°以下、平滑で緩くコンケイブな表面形状で、背後は明瞭な谷や崩壊地形のない山地斜面に緩やかに連続する斜面である。堆積物は角礫・角礫混じり火山灰・角礫混じり粘土からなる。扇状地状緩斜面は、小谷の出口や、小谷の合流地点における谷の広がった場所に位置し、傾斜10数度以下で著しく平滑な斜面である。堆積物は亜角礫が主体である。本報告では、檜垣(1987)による山麓緩斜面と扇状地状緩斜面については、地形の特徴が類似しており図幅全域にわたって統一的に区分を行なうことが困難であったため、両者を構成する斜面堆積物をまとめて麓部緩斜面堆積物として示す。なお、西城(1998)もこれらの地形を一括して「麓部緩斜面」としており、本報告の呼称はこれを踏襲している。

麓部緩斜面に相当する地形面は檜垣(1987)により小本川流域で図示されたほか、その範囲外にも地形的特徴

が一致する緩斜面が認められる。顕著な例として、馬淵川に沿って荒沢口から下流の左岸や泥這から突柴森東の両岸に分布する緩斜面が挙げられる(第7.1図C)。これらは、葛巻町誌編纂委員会(1987)で江刈面及び砂子面と命名された段丘面に対応し、西城(1987)が泥這付近の1地点において段丘化した山麓緩斜面とした地形面である。これらの緩斜面は概ね山側から谷側に向かって5–15°で傾斜し、やや凹凸のある地形面をなす。その末端には比高10 m程度の急崖が存在することから、段丘化した麓部緩斜面と判断される。これらの麓部緩斜面を構成する堆積物は、主に不淘汰で無構造の角礫及び含角礫泥層からなる(第7.1図D)。段丘化を受けているものの、平坦面の発達が顕著ではなく、他の麓部緩斜面と同様の地形的特徴を示すことから、本報告ではこれらを麓部緩斜面堆積物として示した。馬淵川沿いの麓部緩斜面堆積物は多くの小谷により解析を受けている。

麓部緩斜面堆積物は、檜垣(1987)、Higaki(1992)、西城ほか(1993)の記載及び本報告の調査により、角礫～亜角礫及び角礫～亜角礫を含む火山灰・泥を主体として少量の砂を伴い、礫は主に細礫～大礫サイズで、全体の層厚は数m～10 mであることが明らかになっている。また、一部では巨礫も含まれる(第7.1図E)。檜垣(1987)によると、下記の通り主なテフラとの関係が示されている。本堆積物の下部には頂部緩斜面堆積物と同様に風化礫含有層があり、これは、約106 kaあるいは109 ± ca. 3 ka(東宮・宮城, 2020)とされる洞爺火山灰(町田ほか, 1987)よりも下位にある(土井, 2000)四十四田第1浮石(大上・土井, 1978)や石花第2スコリア(大上ほか, 1980)などのテフラに覆われる。その上位ではやや風化した角礫を含む層が、土井(1991)により¹⁴C年代スケールで50–30 ka BPの年代が推定されている西岩手雪浦・生出テフラに覆

われる。最上部では未風化角礫からなる層が、15.7 cal ka BP (Horiuchi *et al.*, 2007; 工藤, 2023) の十和田八戸テフラ (中川ほか, 1972 の八戸浮石流凝灰岩; 大池ほか, 1959 の八戸浮石層), 約 13.5–12.0 ka BP (おおよそ 16–14 cal ka BP の暦年代に相当) の秋田駒小岩井テフラ (前節を参照) や約 11.9–11.6 ka BP (おおよそ 13.5 ka cal BP 前後の暦年代に相当) の秋田駒柳沢テフラ (前節を参照) 及び分テフラ群中～上部に覆われる。秋田駒柳沢テフラ以前のテフラ層には、層厚の変化などソリフラクションの痕跡が広く認められ、これらのテフラの降下時期頃まで周氷河性の堆積物移動が起きたことを示唆する。以上の関係を基に、下部の風化礫含有層は最終間氷期以前の寒冷期 (チバニアン期) に、その上位のやや風化した角礫を含む層は最終氷期の 5 万年前頃 (後期更新世) に、未風化角礫を含む層は 4 万年から 1 万 3 千年前頃 (後期更新世) の間に堆積したとされる (檜垣, 1987)。層相の特徴と合わせると、本堆積物は上記 3 度の寒冷期にソリフラクションと斜面掃流により形成されたと考えられる (檜垣, 1987; Higaki, 1992; 西城ほか, 1993)。

7. 4 埋谷緩斜面堆積物 (v)

小本川、馬淵川及び安家川下流部以外の小規模河川沿いやその支谷において、上方斜面への面的広がりが乏しい緩斜面に分布する堆積物を、本報告では成因によらず埋谷緩斜面堆積物として示す。一部の地域では麓部緩斜面堆積物との地形的な区別が難しいこともあるが、このような場合には、麓部緩斜面堆積物がなす地形面よりも低位の地形面をなし、現行の河川・沢・小谷に沿った形で狭小に分布する緩斜面堆積物を埋谷緩斜面堆積物と区分した。本堆積物は礫・砂・泥からなるが、特記すべき特徴としては、細礫～大礫サイズの円礫～亜円礫及び砂から構成され、淘汰が良く層理を持つ流水性の堆積物 (第 7.1 図 F) が含まれることが挙げられる。このような堆積物は麓部緩斜面堆積物では認められない。本堆積物はその他に、麓部緩斜面堆積物と同様な周氷河性と考えられる淘汰の悪い角礫層や、崖錐性の堆積物なども含む。本堆積物の層厚は概ね数 m 以下である。安家川、折壁川、見内川及び三田貝川などの河川沿いでは本堆積物がなす緩斜面の一部が段丘化している。西城ほか (1993) は、三田貝川沿いの角礫・含角礫火山灰・含角礫泥からなる本堆積物について、約 106 ka あるいは $109 \pm ca. 3$ ka とされる洞爺火山灰 (前節参照) を挟むことを示し、下部の角礫質層は最終間氷期以前の寒冷期に形成されたと推定した。一方、一部の埋谷緩斜面堆積物は現在の河川・沢が下刻する谷地形を埋める流水性・崖錐性の堆積物であり、完新世に形成されたと推定される。以上より、本堆積物の形成時期はチバニアン期～完新世とした。

7. 5 河成段丘堆積物 (t1, t2)

門図幅地域では主に小本川沿いと安家川沿いに河成段丘が分布するが、いずれも分布域は狭い。本報告では段丘堆積物を、チバニアン期～後期更新世に形成された堆積段丘である上位河成段丘を構成する堆積物 (t1) と、後期更新世末期～完新世に形成された浸食段丘である下位河成段丘を構成する堆積物 (t2) に区分した。

小本川ではこれまでに、宮城・桧垣 (1983)、村井ほか (1984) 及び Higaki (1988, 1992) により段丘面区分が示されている (第 7.2 表)。宮城・桧垣 (1983) 及び Higaki (1988) は上位から二升石面 (宮城・桧垣, 1983 では高位河岸段丘面)・小川面・岩泉 I 面の 3 面の堆積性段丘と、岩泉 II 面・岩泉 III 面の 2 面の浸食性段丘を区分した。Higaki (1992) は、この区分を閉伊川の段丘面区分と統合して、二升石面以外を上記の順で F-2 面、F-3 面、S-1 面、S-2 面と呼称し、二升石面については閉伊川で認識された F-1 面に相当する可能性を示した。村井ほか (1984) は現河床面とした I 面と II 面から V 面の 4 面の段丘面を識別した。これらと宮城・桧垣 (1983) の段丘面の対比は大上 (1992) により示された。ただし、Higaki (1988) の Fig. 12 及び Higaki (1992) で岩泉 I 面と岩泉 III 面が逆に示されているため、これらと大上 (1992) を比較する際には注意が必要である。本節では、Higaki (1988) の段丘面名称は宮城・桧垣 (1983) と一致する Fig. 12 以外で示されているものを用いる。本報告における区分では基本的に、上位河成段丘は Higaki (1988) の岩泉 I 面 / Higaki (1992) の F-3 面 / 村井ほか (1984) の III 面に、下位河成段丘は Higaki (1988) の岩泉 II 面 / Higaki (1992) の S-1 面 / 村井ほか (1984) の II 面に対応する (第 7.2 表)。先行研究で区分されたその他の段丘面は、本報告では下記のように扱う。村井ほか (1984) の V 面及び Higaki (1988) の小川面 / Higaki (1992) の F-2 面は、門図幅地域における分布がごく狭小であり地質図に表現できないため、本報告では区分しない。なお、宮城・桧垣 (1984) はこの段丘面を岩泉町小川付近にわずかに認め、図中で地名を「Kogawa」と表記したが、Higaki (1988) で段丘面の名称は「Ogawa Terrace」となっている。Higaki (1988) の二升石面 / 村井ほか (1984) の IV 面は分布がごく僅かなため上位河成段丘に含めたが、実際には地形的に明確に異なる段丘として認められる。なお、村井ほか (1984) の IV 面は本報告で麓部緩斜面とした Higaki (1992) の山麓緩斜面・扇状地状緩斜面も含んでいる。Higaki (1988) の岩泉 III 面 / Higaki (1992) の S-2 面 / 村井ほか (1984) の I 面は、村井ほか (1984) の扱いと同じように現河川の氾濫原及び谷底低地とした (本章 6 節)。また、Higaki (1988) では門図幅地域内における小本川の支流沿いにも僅かに岩泉 I 面及び岩泉 II 面を認めているが、本報告では埋谷緩斜面に含めている。

第 7.2 表 先行研究及び本報告における段丘区分の比較

宮城・桧垣 (1983) 小本川	Higaki (1988) 小本川		Higaki (1992) 小本川	村井ほか (1984) 小本川		本報告 小本川・安家川	
岩泉Ⅲ面	岩泉Ⅲ面 (Fig. 12では岩泉Ⅰ面)	比高の記載なし	S-2面	I面	現河床	氾濫原及び谷底低地	
岩泉Ⅱ面	岩泉Ⅱ面	<15 m 十和田中振テフラ	S-1面	Ⅱ面	数m-20 m	下位河成段丘	数m-20 m
岩泉Ⅰ面	岩泉Ⅰ面 (Fig. 12では岩泉Ⅲ面)	比高の記載なし 十和田八戸テフラ	F-3面	Ⅲ面	10-30 m	上位河成段丘	15-30 m
小川面	小川面	20-30 m 岩手雪浦・生出テフラ	F-2面				
高位河岸段丘面	二升石面	45-60 m	F-1面?	Ⅳ面	40-60 m	上位河成段丘	35-60 m
				Ⅴ面	130-180 m		

段丘面の名称、現河川からの比高、面を被覆するテフラを示す。Higaki (1992) ではHigaki (1988) の引用において、岩泉Ⅰ面と岩泉Ⅲ面について本文と逆の Fig. 12 で示された名称を用いている。村井ほか (1984) のⅣ面は段丘面も含むが、大部分は麓部緩斜面に区分される。

小本川流域以外では、葛巻町誌編集委員会 (1987) が門図幅地域内の馬淵川沿いにおいて堆積性段丘の江刈面及び砂子面と、狭小な浸食性段丘を2面示した。しかし、江刈面及び砂子面は前項で述べた様に麓部緩斜面に含め、浸食性段丘は分布がごく狭小であるため、本報告では区分しない。

上位河成段丘堆積物 (t1) 穴沢及び^{ほろわた}褒綿付近の小本川沿いに現河床面から 15-30 m の比高で限定的に認められる段丘面 (Higaki, 1988 の岩泉Ⅰ面に相当；以下、本項では岩泉Ⅰ面) と、二升石南東にごく僅かに認められる現河床面からの比高が 35-60 m の段丘面 (Higaki, 1988 の二升石面に相当；以下、本項では二升石面) を構成する堆積物を指す。両者は明確に異なる段丘面として認識できるが、二升石面の分布が門図幅地域内で非常に小さいため、便宜上一括して示す。岩泉Ⅰ面は穴沢付近で山地側の麓部緩斜面に漸移する。岩泉Ⅰ面を構成する堆積物の露頭は本報告で認めておらず、Higaki (1988, 1992) によれば少なくとも層厚数mの礫や砂からなるが、詳細は記されていない。二升石面をなす堆積物についても層相を詳述した研究はないが、西城ほか (1993) は二升石東方において、本報告の麓部緩斜面堆積物に相当する角礫主体の層に覆われる堆積物層を二升石段丘に対比しており、これは厚さが少なくとも 1.5 m の円礫からなる。年代に関しては、岩泉Ⅰ面は約 15.7 ka BP の十和田八戸テフラ (本章 3 節参照) に覆われることから最終氷期末期 (後期更新世)、二升石面は、小本川流域での直接的な証拠はないが、閉伊川に分布する段丘との対比から最終間氷期前の氷期 (チバニアン期) と推定されている (Higaki, 1988, 1992)。

下位河成段丘堆積物 (t2) 横道から下流の小本川に沿って現河床面から数m-20 m の比高をなして断続的に認められる段丘面と、栗山から下流の安家川に沿って現河床面から 10-20 m の比高をなして認められる段丘面を構成する堆積物を指す。小本川流域では、下位河成段丘は麓部緩斜面・上位河成段丘を地形的に切^{ちぎ}って分布し、6.2 ka cal BP (Inoue *et al.*, 2011) の十和田中振テフラ (大池ほか, 1966 の中振浮石；菊池ほか, 1981 の安家火山灰) を含む崖錐に覆われる (Higaki, 1988, 1992)。このことから、最終氷期後の完新世前期に形成されたと考えられている (Higaki, 1992)。堆積物の層厚は数mであり、主に細礫～大礫サイズの円礫、砂及び泥からなる。宮城・桧垣 (1983) によれば現河床と比較して礫径の平均値・ばらつきが小さい。安家川の段丘面はテフラとの関係が未検討だが、栗山南方において麓部緩斜面を地形的に切^{ちぎ}ることと現河床との比高を根拠に下位河成段丘に対比した。安家川流域では下位河成段丘堆積物の露頭は未確認である。下位河成段丘は、普段は離水した段丘面であるものの、2016 年台風 10 号の豪雨被害の際には岩泉市街地などの一部で冠水した。

7. 6 氾濫原及び谷底低地堆積物 (a)

氾濫原及び谷底低地堆積物は、馬淵川、^{よこみち}横道から下流の小本川、栗山から下流の安家川の現行河川流路に沿って、麓部緩斜面堆積物と上位及び下位河成段丘堆積物を地形的に切る平坦面を成して分布する。特に、馬淵川に沿っては連続的に幅広く分布する。一般に、河川の流路はこの平坦面より更に数m低い。堆積物は主に未固結の礫・砂・泥からなり、礫は主に細礫～大礫サイズの円礫である。堆積物の断面は直接観察できないが、層厚は概ね数m程度と推定される。

第8章 地質構造

(武藤 俊)

本章では、門図幅地域に分布している第四系を除く地質系統に広く関わる地質構造について述べる。ジュラ紀付加体内部の地質構造については、第3章で説明している。上部白亜系～古第三系のみに関わる地質構造については第5章で説明している。第四系を変形させる活構造は、門図幅地域では見出されていない。

8.1 ジュラ紀付加体ユニット境界断層

門図幅地域内のユニット境界断層は、構造的上位から上明^{かみみょうじんやま} 神断層、岩谷断層、大越沢断層、関-大平断層である。各ユニットの層序関係の項目で述べた様に、これらは全て両側の付加体の地質構造とほぼ並行か、低角で斜交する関係にある。断層露頭はどのユニット境界についても観察できていない。したがって境界断層の位置は、ユニット間の岩相の相違を基に判断した。また各ユニットの岩相分布から判断すると、ユニット境界断層はいずれも大局的には北西-南東～北北西-南南東の走向を持ち中角～高角で南西に傾斜するが、後述する褶曲と断層により一部で異なる姿勢を持つ。最も顕著な例として、平庭岳向斜によって大越沢断層と関-大平断層は地下で大きく湾曲し、向斜の両翼に出現している。ユニット境界断層では、構造的上位側により古い付加年代を持つユニットが、構造的低位側により若い付加年代を持つユニットが位置する。したがって付加体地質学的概念に基づけば、ユニット境界断層は初生的には衝上性の低角断層であったと言える。

8.2 ジュラ紀付加体の褶曲構造・断層

8.2.1 褶曲構造

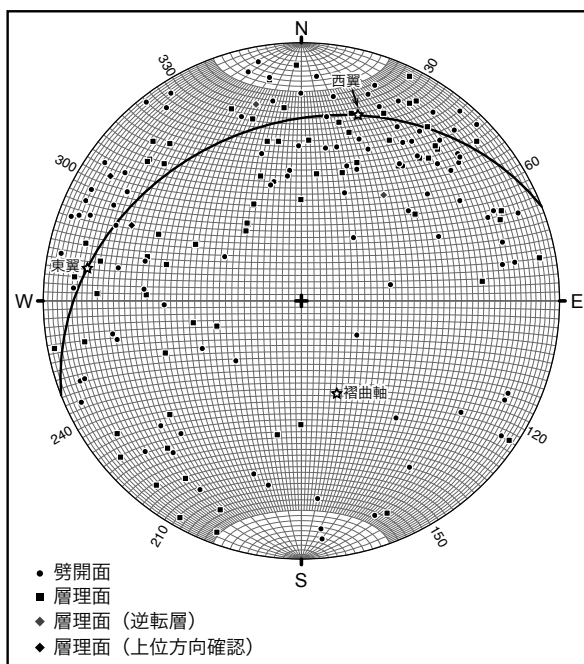
ジュラ紀付加体の褶曲構造は大きく分けて、半波長2-5 km程度で褶曲軸が10 km以上にわたり追跡できるものと、半波長が100-1,000 mで褶曲軸が数km以下しか追跡できないものがある。後者は各ユニットの節で説明しているので、本項では複数のユニットをまとめて変形させる前者について述べる。北隣陸中関図幅地域から門図幅地域北東部にかけて古くから半波長数kmの閉じた背斜・向斜が複数連なることが知られていた(小貫, 1969; 杉本, 1974a)。これらのうち、門図幅地域に存在が確認できるのは、高屋敷ユニットを褶曲させている葛形背斜と、主に関ユニットと大鳥ユニットを合わせて褶曲させ

ている平庭岳向斜である。これらは北隣陸中関図幅地域で既に詳細が明らかにされている。葛形背斜は東西の翼ともに南西傾斜で東翼では逆転層となっており、北北西-南南東走向で西に傾斜した軸面を持つ等斜状の転倒背斜である。門図幅地域内では顕著ではないが、周辺地域も含めると広域的には褶曲軸が南南東にプランジしている(杉本, 1980; 中江ほか, 2021)。平庭岳向斜は東翼が西傾斜、西翼が一般に東傾斜となっており、北北西-南南東走向のほぼ垂直な軸面を持つ。非円筒褶曲であり、翼間角は陸中関図幅地域では閉じているが、門図幅地域の鈴峠以南では開いている。褶曲軸は南部でより大きい南南東のプランジ角を持つ。上記に加え、本報告では新たに江刈^{えかり}背斜を認定した。江刈背斜は、東翼で東傾斜、西翼で西傾斜となっており、北北西-南南東走向で垂直に近い軸面を持つ褶曲である(第8.1図)。平庭岳向斜と同じく非円筒褶曲であり、大部分では閉じた褶曲だが北部では翼間角が開いている。北部ではプランジも急になる。平庭岳向斜と江刈背斜の小本川断層以南の延長については不明である。規模及び位置からは、平庭岳向斜は名目^{なめいり}入南東から田山ノ沢下流部に推定される開いた向斜に、江刈背斜は大穴から田山に推定される開いた背斜に対応する可能性がある。

以上の褶曲に加え、主に大鳥ユニットの分布域の中央部である小屋瀬ノ沢^{だいきくやま} 東方、水上沢、大穴周辺、大作山から南沢にかけて、半波長2 km程度の開いた褶曲が存在している。この緩い褶曲は層理面、劈開面の姿勢や、一部では岩相境界の姿勢が緩やかに変化することから認識できる。これらの褶曲は、江刈背斜の北部や平庭岳向斜の南部と形態的に類似する。

8.2.2 ジュラ紀付加体中の断層

門図幅地域は大部分でジュラ紀付加体のみが分布するため、断層単体としてはジュラ紀付加体の地層のみを切っているものが多い。このうち、延長が数km以上に及ぶ北北西-南南東方向の高角断層と北東-南西～東西方向の高角断層については、同じ特徴を有する断層に白亜紀以降の地質体を切るものを含むため、それぞれ本章3節と5節で記述する。これらを除くジュラ紀付加体中の断層はいずれも小規模であり、延長は1 km以下であるか、断層露頭は確認されても地質図に表現できない。断層露頭が確認されていない地質図上の断層は、岩相分布や地質構造が断絶していることから認定した。断層露頭では、



第 8.1 図 江刈ユニットの層理面と劈開面の下半球ステレオ投影 Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2013 ; Cardozo and Allmendinger, 2013) を用いて作成。

厚さ 20–100 cm 程度の破碎帯が認められた(第 8.2 図 A, B)。

8.3 北北西–南南東高角断層

ジュラ紀付加体のユニット境界断層と半波長 2–5 km 程度の褶曲両方を切り、延長が数 km 以上に及ぶ北北西–南南東方向の高角断層が存在する。これらは樺森断層、栗山断層、釜津田–夏屋–道又断層である。断層の走向が近いものとしてまとめて記述するが、後述する様に総延長、活動時期は異なっており、変位センスも異なる可能性がある。

樺森断層 本報告にて新称する。江刈ユニットの北東縁を切り、高屋敷ユニット、関ユニット、あるいは大鳥ユニットとの境をなす断層である。地理名称は、北方延長が通る陸中関図幅地域の樺森に由来する。断層露頭は未発見である。国境断層(本報告にて命名；本章 5 節参照)より東方での延長については判断材料が乏しいが、後述する様に小本川断層が国境峠の北西では荒沢から北西に連なるとの解釈を基に、水上沢付近に想定した。門図幅地域での延長は約 10 km であり、さらに北方に伸びると推定される。両側の岩相分布から判断される断層の位置に基づくと、地形との関係から断層の大局的な姿勢は高角であると推測される。樺森断層では、南西側の後期ジュラ紀の付加年代を持つ江刈ユニットと北東側の中期ジュ

ラ紀の付加年代を持つ関ユニット及び大鳥ユニットが接する。より若い付加年代のユニットが構造的低位に形成される付加プロセスを想定すると、本断層は南西側が上昇する変位センスを持つ。樺森断層の位置上に分布する突柴森岩体には、本断層による地表分布のずれはなく、関連する剪断面などの変形も認められていない。したがって、樺森断層は前期白亜紀の北上花崗岩類定置以前にジュラ紀付加体を変位させたと推定した。同様に、南東方延長を推定した部分でも、湯沢鹿岩体の定置以前に活動したと解釈した。

栗山断層 杉本(1974a)による川井–小国–栗山断層の一部に相当し、岩泉町栗山北方の山中から光沢にかけて高屋敷ユニットの安家サブユニットと松ヶ沢サブユニットの境界に位置する。当初杉本(1974a)は、本断層の北方延長も含めて、陸中関図幅地域から門図幅地域北東部において、本報告の安家サブユニットと松ヶ沢サブユニットの境界全体に川井–小国–栗山断層を認定した。この南方延長は、門図幅地域東縁部から岩泉図幅地域南西部にて小貫(1969)及び山口(1981)が安家断層と呼んだ。一方、陸中関図幅においては安家サブユニットと松ヶ沢サブユニットの境界全体を通る様な断層はないとして、川井–小国–栗山断層は破棄された(中江ほか, 2021)。ただし、中江ほか(2021)は、杉本(1974a)の川井–小国–栗山断層の一部に相当する断層が、栗山北方から久慈市端神の南西にかけて、安家サブユニットと松ヶ沢サブユニットの境界をなし、さらに前期白亜紀の天神森岩体を切るとした。本報告では、栗山から光沢にかけて安家–松ヶ沢サブユニット境界と地質構造が斜交していることを明らかにし、栗山東方の県道沿いでは断層露頭も確認された。したがって、杉本(1974a)の川井–小国–栗山断層のうち中江ほか(2021)で断層として残された部分を含む端神南西–栗山–追子沢のセグメントは断層と認定でき、本報告で栗山断層と再定義する。追子沢以南では上記の斜交性は弱くなるためここまでは栗山断層とし、山口(1981)の安家断層は他付加体中の岩相境界(サブユニット境界)として扱う。栗山東方の断層露頭は壁面保護の金網のため観察しにくい、約 1 m の破碎帯を持ち、両側の岩石にスレート劈開が発達している。最大変位量及び変位センスの推定は困難である。本断層は陸中関図幅地域において天神森岩体を切るとされ(中江ほか, 2021)、これに基づけば活動時期は前期白亜紀以降である。すなわち、栗山断層は安家サブユニットと松ヶ沢サブユニットの初生的な境界を切って再配列させている断層である。

釜津田–夏屋–道又断層 川村・北上古生層研究グループ(1988)が道又–小国–釜津田断層と仮称し、内野ほか(2017)が改称したものである。門図幅地域南東端の早坂



第 8.2 図 断層破碎帯及び関連する変形構造の露頭写真

(A) ジュラ紀付加体を切る小断層, 松野. (B) ジュラ紀付加体中を切る小断層, 松橋川下流部右岸枝沢. (C) 釜津田-夏屋-道又断層付近の千枚岩様の劈開とキンク褶曲を伴う小断層, 関沢. (D) 釜津田-夏屋-道又断層付近の千枚岩様の劈開を持ち粘土化した泥質岩, ウドウゲ沢. (E) 小本川断層付近の著しい鱗片状劈開, 近内沢. hm: ハンマー.

高原東縁から宮古市小国道又までに認められるリニアメントに沿って描かれた。このリニアメントは早坂高原の北方では不明瞭となるためこれより北へは延長しないと判断した。リニアメント全体の総延長は 50 km 近くにも及ぶ。門図幅地域内の釜津田-夏屋-道又断層は、門馬ユニットが上明神山断層を介して三菓子ユニットに構造的に累重する関係を切断している。本断層の姿勢は、本報告の調査及び早坂トンネルの掘削工事記録(宮古地方振興局岩泉土木事務所, 2008) からほぼ垂直であることが分かっている。本断層付近では、三菓子ユニットの構成岩が顕著に千枚岩化しており、ちりめんじわ褶曲や多くの小断層を伴っている(第 8.2 図 C, D)。一方、門馬ユニット側では顕著な変形は認められない。川村・北上古生層研究グループ(1988)や内野・羽地(2021)は本断層に右横ずれセンスの変位を推定しているが、詳細については不明である。本断層は早坂峠付近で門馬ユニットの地質構造と明瞭に斜交していることから、ジュラ紀付加体が形成された後の前期白亜紀以降に活動したと判断できる。

8.4 小本川断層

小貫(1969)にて名称の使用が確認できるが、命名者は不明である(山口, 1981)。葛巻町辰鼻から国境峠まで北西-南東方向に伸び、国境断層(本報告にて命名; 本章 5 節参照)で切られ、その南東側では、国境峠の北方から北西-南東方向に延び、岩泉町葛巻で東西方向へ走向を転じて同二升石北方へ延びる断層である。辰鼻-国境峠間ではジュラ紀付加体の大鳥ユニットと江刈ユニットを境し、国境峠北方-葛巻間では古第三系小川層群の北東縁を、松橋付近では上部白亜系横道層の北縁を、二升石の北では古第三紀二升石流紋岩の北縁を規制する。門図幅地域の東方では岩泉市街東方まで更に約 8 km 東西に連続し、確実な総延長は約 30 km である。後述するように、北西において中江(2018)などの葛巻断層に連なって総延長約 80 km の断層をなす可能性がある。本断層は、国境断層、小屋瀬断層や、上部白亜系・古第三系を変位させる小断層で切られている。

本断層のうち、国境断層から南東のセグメントは、小貫(1969)、山口(1981)、村井ほか(1984)が定義した小本川断層と一致する。これは、棚井ほか(1978)では小川-雷峠断層と呼称された。これに対し、本報告の小本川断層のうち国境断層を挟んで北西におけるセグメントは、小貫(1969)及び村井ほか(1984)の国境峠断層の一部、そしてこれと同義である島津ほか(1970)の葛巻構造線の一部に相当する。小貫(1969)は、上部白亜系横道層と古第三系小川層群の堆積盆の南縁を規制する断層を国境峠断層、北縁を規制するものを小本川断層とした。しかし、この堆積盆の南縁は基底の不整合であり(第 5 章参照)、

断層を想定する必要はなくなっている。一方、横道層・小川層群が分布しない北西側の地域にて、小貫(1969)は荒沢と国境峠を結ぶ線に国境峠断層が延長するとした。これは本報告にて大鳥ユニットと江刈ユニットが接する断層であることが確認されたが、リニアメントの発達合いの類似性や変位センスが一致することを基に、小本川断層に連なると判断した。なお、横道層・小川層群の北縁を切る小本川断層の延長が、葛巻構造線(例えば杉本, 1972)あるいは葛巻断層(例えば小貫, 1981)の名称を付与されて本報告における樺森断層の位置に推定されることもあった。しかし、樺森断層は前期白亜紀の突柴森岩体に切られており、古第三紀以降の地質体を切る小本川断層の直接の延長とはみなせない。

本報告の調査で断層露頭は未確認だが、地形的に明瞭なりニアメントが認められる。国境断層を境に、南東側では国境峠北方-葛巻-二升石北方を結ぶ崖線あるいは凹地形として、北西側では葛巻町山岸-荒沢口及び荒沢-国境峠を結ぶ凹地形として認識される。門図幅地域における北西端部である辰鼻-山岸間は第四系の下に伏在している。国境断層より南東のセグメントでは、高角で南へ傾斜し、幅数 10 m の破碎帯を伴う断層露頭が確認されている(棚井ほか, 1978; 山口, 1981)。断層露頭で報告されている断層面の姿勢は、葛巻-二升石間においてリニアメントが標高の高い場所で北偏することとも整合的である。葛巻から松橋にかけては小本川断層に並走する断層が横道層と小川層群を切っており、断層に挟まれた範囲では細かくブロック回転が起きている。国境断層より北西の山岸-荒沢口間では、本報告の調査でリニアメント付近のジュラ紀付加体泥質岩中に著しい鱗片状劈開の発達を確認した(第 8.2 図 E)。この区間では断層露頭は未確認だが、地形との関係から断層面は高角だと推測される。

国境断層の南東側では、小本川断層の北側でジュラ紀付加体を被覆する小川層群及び二升石流紋岩が見られないことと、ジュラ紀付加体関ユニットと高屋敷ユニットの変位から、左横ずれ成分と北側が上昇する正断層成分を持った断層だと判断される(山口, 1981)。国境断層の北西側では、北東側の後期ジュラ紀以降の付加年代を持つ江刈ユニットと南西側の中期ジュラ紀の付加年代を持つ大鳥ユニットが小本川断層を介して接する。より若い付加年代のユニットが構造的低位に形成される一般的付加プロセスを考慮すると、ここでも北東側が上昇する変位のセンスを持つ。国境断層の北西側では、小本川断層の横ずれ成分は不明である。なお、樺森断層も鉛直の変位センスを持つが、構造的位置がより近いユニット同士(関ユニットと江刈ユニット)を接触させている部分が大きいので、小本川断層と比べて変位が小さい可能性が高い。

棚井ほか(1978)は、小本川断層付近では、前期白亜紀

以前のジュラ紀付加体の岩石及び花崗岩類の方が上部白亜系～古第三系と比較して強い変形を受けていることを述べた。そしてこれを基に、小本川断層が前期白亜紀以前の地質体を切って活動した後に、古第三紀以降に再活動したと主張した。これに従えば、活動開始時期は前期白亜紀から後期白亜紀コニアシアン期の間である。二升石北方では二升石流紋岩を切っており、始新世ルテシアン期以降まで活動が続いたことを示す。ただし現時点では、国境断層から北西では小本川断層が古第三紀以降に活動した直接的な証拠はない。

小本川断層の北西延長は馬淵川沿いの低地を通り、折あり爪岳から葛巻市街に至るリニアメントに極めて低角で合流する。このリニアメントは、中江(2018)及び中江ほか(2021)における葛巻断層の北部と、葛巻断層の北方延長に位置する活断層である折爪断層(Chinzei, 1966)を含む。小本川断層・葛巻断層・折爪断層が連続するならば、全体として青森-岩手県境の名久井岳付近から岩泉市街東方まで続く延長約 80 km の北部北上帯における最大規模の断層となる。これは本章 3 節で記述した釜津田-夏屋-道又断層と規模及び全体的な走向が類似したものとなる。ただし、折爪断層は鮮新世以降に西側が上昇する逆断層として活動しており(辻野・工藤, 2018)、小本川断層の変位とは逆センスである。したがって、折爪断層・葛巻断層・小本川断層が一連であるならば、全体が正断層として活動した後、折爪断層のみが鮮新世以降に逆断層として再活動したことになる。ところで、「葛巻断層」あるいは「葛巻構造線」の名称は北部北上帯の構造発達史研究の初期から用いられてきた(第 3 章 1 節を参照)ものの様々に用法が変遷しており、再定義のためには門図幅地域外、特に葛巻図幅地域東部の精査が必要である。これを踏まえ、小本川断層と葛巻構造線/葛巻断層の関係について、本報告では結論を留保する。下記では、門図幅地域と周辺に重点を置き現在に至るまでの葛巻構造線/葛巻断層にまつわる経緯を簡単に整理しておく。

「葛巻構造線」は島津ほか(1970)によって「葛巻地溝帯」の西縁を区切る構造線として定義された。これは地形のリニアメントから判断された部分も大きい。地角斜堆積盆を規制する概念的な区分としての性格が強く、以降「葛巻断層」と名称変更した研究も含み、断層の位置や性状を明確に示した例は少ない。杉本(1972)は島津ほか(1970)の定義を踏襲した上で、「葛巻地溝帯」の位置を名久井岳-折爪岳-葛巻市街-門-浅内の崖線とした。この際、門-浅内間を含む国境峠から南東において、島津ほか(1970)では実際には不整合である上部白亜系・古第三系の南西縁(第 5 章参照)に引かれていたものを、上部白亜系・古第三系の北東縁、すなわち小本川断層の位置に変更した(杉本, 1972, 1974a)。また、杉本(1972, 1974a)は、上部白亜系・古第三系が分布しない国境峠の北西では、泥這から樺森付近にかけて東側の岩層群

(本報告の関ユニットと大鳥ユニット)と西側の“葛巻層”の境を葛巻構造線とした。小貫(1981)は杉本(1972, 1974a)が再定義した葛巻構造線を葛巻断層と改称した。ただし、小貫(1981)では葛巻断層を小本川断層の北西に連なるものとして両名称を併用したが、両者の区別は明確に定義されていない。さらに、杉本(1972, 1974a)及び小貫(1981)においては、葛巻構造線/葛巻断層が国境峠の北西側で前期白亜紀花崗岩類に切られている一方で、南東側では前期白亜紀～古第三紀の地質体を切っていることについて、詳細な説明がされていない。大上・永広(1988)などでは、小貫(1969)や山口(1981)の小本川断層も含めた、杉本(1972)が再定義した葛巻構造線と同義のものとして葛巻断層を用いた。中江(2018)は、葛巻図幅地域東部と陸中関図幅地域南西部で、西側に“葛巻コンプレックス”が、東側に本報告の関ユニット及び大鳥ユニットに相当する地層が分布する断層を葛巻断層とした。その後中江ほか(2021)はこれを踏襲した上で、葛巻図幅地域と陸中関図幅地域の境界部の平庭岳南西において、杉本(1972)の葛巻構造線よりやや南西の位置に、関コンプレックス(本報告の関ユニット)の粘板岩質泥岩・珪質泥岩と“葛巻コンプレックス”の千枚岩質混在岩の境界として葛巻断層を定めた。しかし本報告では、中江ほか(2021)が“葛巻コンプレックス”と関コンプレックスとした地層をとともに江刈ユニットに改めており、葛巻断層を想定する根拠も得られなかった。上記の様に、葛巻構造線/葛巻断層は、北西部の葛巻図幅地域周辺と南東部の門図幅地域周辺で定義や性状の一貫性が十分に確認されていない。その上、地理名称の由来でもある葛巻周辺、特に門図幅地域に近い部分で断層の位置や性状に議論の余地が大きい。このため、葛巻構造線/葛巻断層を再定義し、小本川断層との関係を論じる材料が不足している。

8.5 北東-南西～東西系断層

北東-南西～東西の走向を持つ断層をまとめて本項目で扱う。ただし、活動時期の観点からは複数列の断層が含まれる可能性がある。北東-南西～東西系断層は、主にジュラ紀付加体の岩相分布及び同付加体中の褶曲軸を切る。断層露頭は確認できていないが、傾斜は高角であると推定される。岩相の側方連続性が比較的良好な関ユニットと高屋敷ユニットの安家サブユニットで認識しやすい。特に、安家サブユニットの石灰岩は門図幅地域で最も顕著な岩体だが、岩体境界の変位や断層に沿って石灰岩中に形成された狭い谷が明瞭に確認できる。同じく側方連続性の良好な関ユニットの岩相も、北東-南西～東西系の断層によって最大で 500 m の見かけの変位を受けている様子が確認できる。また、一般には側方連続性の良くない他のユニットでも、大鳥-三巣子ユニット境界

である岩谷断層や門馬ユニットの厚い玄武岩類の岩体の変位から北東-南西～東西系の断層が見て取れる。一方、側方連続性の良い岩体が少ない大鳥ユニットでは断層の認定自体が困難であり、北東-南西～東西系の断層も多くは認定されていない。一般に、北東-南西～東西系断層の見かけの変位量は500 m以下である。また、北東-南西～東西系断層は見かけの変位量に対して延長が短い。例えば、黒森山東方で安家石灰岩を切る断層は変位量が最大の部分で800 mあるが、3 km西に分布する関ユニットのチャートは変位していない。

北東-南西～東西系断層は上記の通りジュラ紀付加体を切っている。また、折壁東方で関-太平断層と大越沢断層を、上明神山南東で釜津田-夏屋-道又断層を切っており、ジュラ紀付加体ユニット境界断層や北北西-南南東高角断層よりも後に活動している。門図幅地域では前期白亜紀の北上花崗岩類の分布が広くないため北東-南西～東西系断層との関係はほとんど分からないが、北隣陸中関図幅地域の松ヶ沢源流部ではジュラ紀付加体の岩相と天神森岩体の分布域から両者を切る東北東-西南西の断層が認定できる(Muto *et al.*, 印刷中aのFig. 2)。したがって、北東-南西～東西系断層の少なくとも一部は、前期白亜紀以降に活動している。さらに、下に述べる国境断層、小屋瀬断層及び上部白亜系横道層と古第三系小川層群を切る断層は、ルテシアン期の二升石流紋岩を切る小本川断層を切っている。このことから、北東-南西～東西系断層の少なくとも一部は古第三紀ルテシアン期以降まで活動している。

国境断層 上部白亜系横道層と古第三系小川層群の西限を断つ北東-南西系断層の存在は古くから認識されていたが(例えば、小貫, 1956), 命名はされていなかった。本

報告では、これを国境断層と命名する。棚井ほか(1978)では国境峠断層と呼ばれたが、この名称は小貫(1969)によって北西-南東系の異なる断層に用いられており、村井ほか(1984)などでも引用されているため、本報告では用いない。断層露頭は未発見であるが、岩相分布からは高角な断層面を持つと推定される。従来は北東-南西の走向が想定されていたが、ジュラ紀付加体及び横道層・小川層群の岩相分布からは、北北東-南南西に近い走向であると推定される。本断層の西側で横道層と小川層群が分布せず、これらの基盤をなすジュラ紀付加体が見られることから、西側が上昇する変位センスを持つ。本断層は小本川断層を切っており、門図幅地域内で認識できる断層の中で最も若い、古第三紀ルテシアン期以降のものである。同時期に活動した可能性がある断層として、国境断層と走向が比較的近く垂直変位を持つ小規模断層が2条、名目入から中沢にかけて横道層と小川層群を切っている。

小屋瀬断層 本報告にて新たに定義する。荒沢口から小屋瀬集落の南東、三巢子沢源流を通り西隣藪川図幅地域へ抜ける北東-南西系の断層である。三巢子沢と見内川の間で三巢子ユニットを見かけ1,500 mほど変位させているが、北東へ5 km離れた荒沢口では、小本川断層の位置から判断される変位は見かけ約300 mに減衰している。断層露頭は未発見であるが、岩相分布からは高角な断層面を持つと推定される。本断層の活動時期は、小本川断層を切ることから古第三紀ルテシアン期以降である。本断層が比較的明瞭なりニアメントを有することも、門図幅地域の中で新しい断層活動であることと整合的である。

第9章 資源地質

(武藤 俊・野田 篤)

9.1 金属鉱床

9.1.1 銅

本銅鉱山 門図幅地域と南隣大川図幅地域にまたがる本銅ノ沢上流域の山中に、本銅鉱山と呼ばれる銅鉱山が存在した。本銅山はジュラ紀付加体大鳥ユニットと前期白亜紀^{さかいのかみ}堺ノ神岩体の貫入境界付近に位置し、主な鉱床は堺ノ神岩体分布域に生じている(竹内ほか, 1953)。鉱床付近における岩相は、堺ノ神岩体が石英閃緑岩であり、ジュラ紀付加体は泥質岩を源岩とする黒雲母あるいは黒雲母堇青石ホルンフェルスである(竹内ほか, 1953)。以下、高橋・南部(2003)を基に記述する。本銅鉱山には北から南へ舟木・南窪・本銅・扇ノ沢の4つの鉱床があり、門図幅地域内に入るのは舟木鉱床である。地質図には鉱体の位置を示している。鉱体より東側に位置する沢筋から坑道が掘られ、採掘が行われていた(第9.1図A)。坑口よりさらに下流には、選鉱所などの鉱山施設があった(第9.1図B)。舟木鉱床は本銅鉱山の鉱床の中で唯一、ホルンフェルス中にも鉱床が分布することが知られる。走向がN20-40°E、傾斜が北西に60-70°の鉱脈が10条程度存在する。主な鉱脈は5条あり、幅は数10cm~1m程度である。中~深熱水性割れ目充填鉱床に分類され、初生鉱石鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱などからなり、しばしば緑れん石やざくろ石を含む。また、二次酸化帯に属し、鉱石は主成分として珪孔雀石・褐鉄鉱、副成分として赤鉄鉱・黒銅鉱・輝銅鉱・銅藍・孔雀石・藍銅鉱を含む瀝青銅鉱である。銅品位は0.5-2%程度で、金・銀も含んでいる。

本銅山が発見された経緯は不明だが、1573年には南部藩の下で既に稼働していたと言われる(関口, 1980年)。1904年の直後に一時閉山したが、1912年に東亜鉱業会社により再稼働され(関口, 1980)、1938-1945年に金銅精鉱の記録がある(岩手県鉱山誌編集委員会, 1950)。その後、1948年に台風の被害などもあり閉山した(関口, 1980)。

田山鉱山 門図幅地域南部の田山周辺には金・銀・銅を採鉱した田山鉱山と呼ばれる鉱山があった(関口, 1980)。堺ノ神岩体に関連する、本銅鉱山の鉱床の延長あるいはそれと同質の鉱床とみられるが、記録がほとんどないため詳細は不明であり、稼働の歴史についても本銅鉱山と同じ頃に始まったと推測されているにとどまる(関口, 1980)。

9.1.2 マンガン

遠矢場鉱山^{とおよば} 門図幅地域北西部に位置する葛巻町^{えかり}江刈遠矢場の南の山中に存在したマンガン鉱山である。以下、岩手県鉱山誌編集委員会(1950)及び南部ほか(1969)に従って記述する。鉱床はジュラ紀付加体大鳥ユニットに属するチャートと泥質岩の境界部に胚胎される。本銅山周辺の地域では、大鳥ユニットのチャートは一般に灰白色層状だが、鉱床付近では黒色塊状を呈する。南北2ヶ所に鉱床があり、北山鉱床及び南山鉱床と呼ばれた。鉱脈は北山鉱床で幅2-3m、南山鉱床で幅20-60cmである。前者では幅数cm~10数cmの高品位二酸化マンガン鉱が見られるが、大部分は二酸化マンガン鉱と石英の混合した低品位鉱からなる。1940年に北山鉱床で稼業が開始され、終戦時に一旦休業したが、1950年に再稼業した。東邦鉱産株式会社、東方電化株式会社などの経営移管を経て、1964年に南山鉱床の開発が行われた。厳密な時期は不明だが、その後閉山した。北山鉱床では露天掘り及び切坑から、南山鉱床では坑道から採鉱された。1945年の終戦までには延べ約300tを、1952年からの2年間にも計300tを出鉱したと言われる。

安家鉱山^{あつか} 門図幅地域北東部の岩泉町安家栗山付近に存在したマンガン鉱山であるが、位置などの詳細は不明である(関口, 1980)。

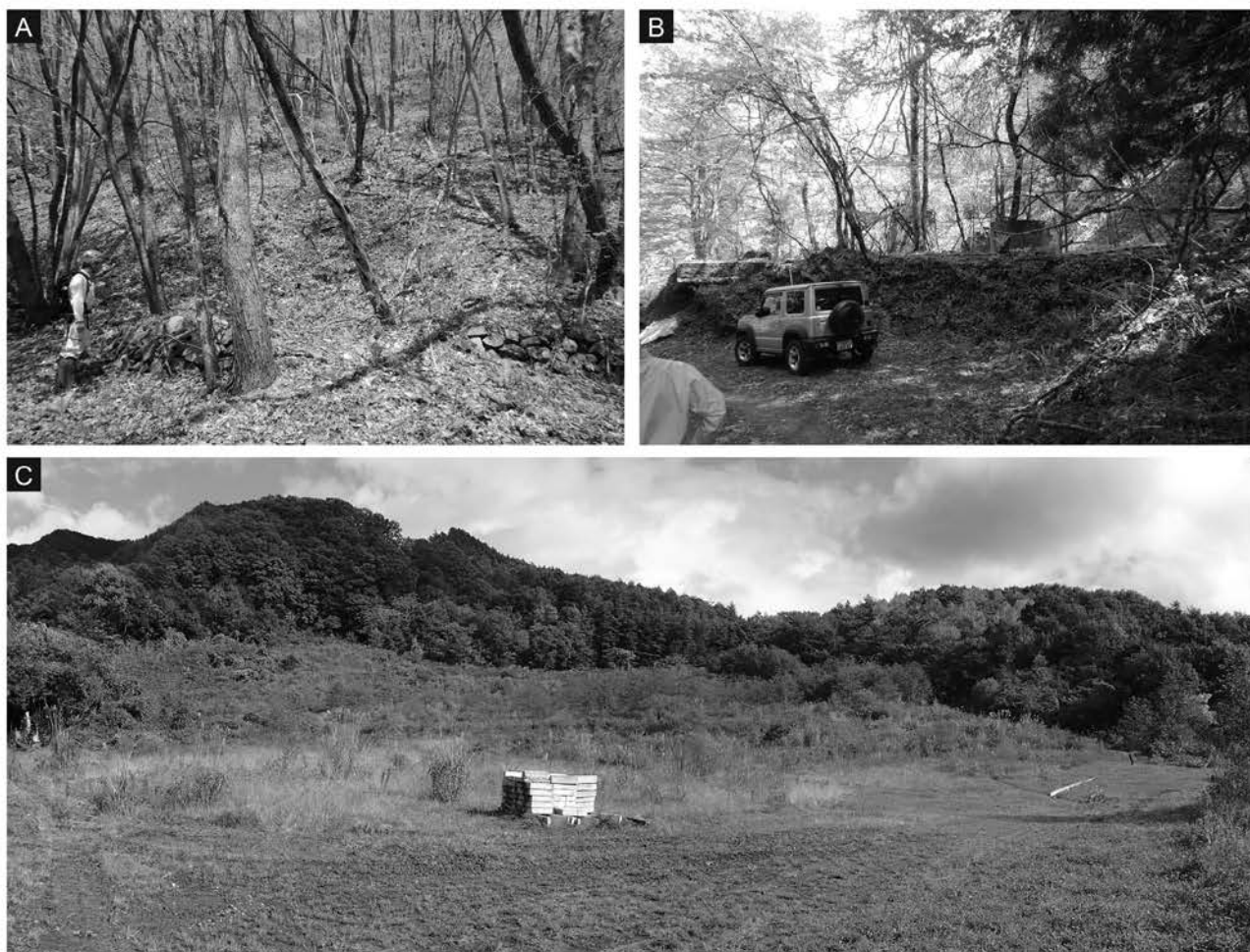
9.1.3 砂鉄

門図幅地域を含む岩泉町と周辺地域では古くから砂鉄の採集が行われており、鉄山としての記録は江戸時代まで遡ることができる(関口, 1980)。門図幅地域内では安家周辺、穴沢周辺などに鉄山の記録がある(関口, 1980)。ただし、製鉄炉を「鉄山」と呼称している場合も多く、立地から採掘対象は川砂であると推測されるが、対象鉱物や位置などは不明である。

9.2 非金属鉱床

9.2.1 耐火粘土

門図幅地域には、“岩手鉱山”や“岩手粘土鉱山”の名称で知られている日本を代表する耐火粘土鉱山がある。特に古第三系^{こがわ}小川層群の硬質粘土は、良質なカオリンを産し、 Al_2O_3 に富み、耐火度が高いことから、古くから盛んに開発されてきた。



第 9.1 図 門図幅地域内の鉱山跡地

(A) 本銅鉱山舟木鉱床の立入坑跡, (B) 本銅鉱山の選鉱場跡, (C) 岩手鉱業所の露天掘跡 (名目入)

小川層群下部～中部(小松層と名目入層)にかけて, “フリントクレー”と呼ばれる耐火度の高い“硬質粘土”(耐火度はSK34-36)とやや低い“軟質粘土”(SK30-33)が耐火物原料として採掘されていた(平山, 1947; 村岡, 1949, 1954; 野口, 1950; 佐藤ほか, 1952; 山内・上田, 1953; 村岡, 1954; 佐藤, 1967; 竹内ほか, 1962; 藤井, 1970, 1978; 清水, 1972; 日本粘土鉱業株式会社, 1979; 藤貫ほか, 1985). 稼行対象となっていたのは, 主に小松層の硬質粘土と名目入層中沢挟炭部層の1番層～2番層と呼ばれる石炭に付随する軟質粘土で, 加えて大久保層大久保シルト岩部層の“ソフトクレー”と称される粘土(SK28-31)も含まれる(仙台湾通商産業局非金属鉱物資源調査委員会, 1984).

硬質粘土は, 小松層に1-5 mの厚さで発達する粘土質岩で, 炭質物の含有量によって, 黒褐色～褐色～暗灰色～青灰色と変化する(日本粘土鉱業株式会社, 1979). 硬質粘土は, 大部分が結晶度の高いカオリナイトからなり, ほとんど不純物を含まず, 極めて堅硬・緻密かつ可塑性はない(藤井, 1983). Al_2O_3 含有率は30%を超え, 38%

に及ぶ(藤井, 1970). また, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が異常に低く, 他の碎屑性粘土に見られる様な $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ 比との相関を示さない. 以上から, 凝灰岩の風化分解物(化学組成ではカオリナイトにきわめて近いものと考えられる)が流れの少ない沼地に堆積し, 続成作用によってカオリナイト化したものと推定されている(藤井, 1970, 1978). また, 硬質粘土からは, 低品位ではあるがオイルシェールの産出が報告されている(藤貫ほか, 1985).

軟質粘土は, 中沢挟炭部層に挟在する石炭層に伴う青灰色～黄褐色の粘土層で, 比較的軟質で若干の可塑性があり, カオリナイトと石英を主成分とし, 有機物も多い(竹内ほか, 1962; 日本粘土鉱業株式会社, 1979; 藤井, 1983). Al_2O_3 含有量は29-33%程度を示す(佐藤, 1967; 伊藤ほか, 1983). 稼行層は1番層と2番層と呼ばれる2枚であり, 特に1番層に見られる石炭層の上盤粘土は良質(SK33以上)で岩手A粘土として採掘されてきた(村岡, 1949; 竹内ほか, 1962; 藤井, 1970). 1番層の層厚は, 下盤粘土1 m, 石炭0.6 m, 上盤粘土0.8 mで, 平均2.5 mである. 2番層は, 1番層の10 mほど上位にあり,

炭質頁岩 (SK33-34) と粘土 (SK31-33) との互層で、層厚 1-3 m で変化する (日本粘土鉱業株式会社, 1979)。

ソフトクレーは、大久保シルト岩部層の下部に発達する粘土層であり、いわゆる 4 番層、5 番層と呼ばれていた層準に相当する (棚井ほか, 1978; 日本粘土鉱業株式会社, 1979)。カオリナイトを主とするがイライト及びイライト/モンモリロナイト混合層鉱物を含む (棚井ほか, 1978; 日本粘土鉱業株式会社, 1979; 仙台通商産業局非金属鉱物資源調査委員会, 1984)。

通称“赤盤”あるいは“赤盤粘土”と呼ばれる赤褐色～暗赤褐色を呈する小松層の赤色岩類は、カオリンを主とし、耐火度は SK30-34 と高く、また Al_2O_3 の含有率が高いために資源として注目されてきた。しかし、鉄の含有量が高いことから、脱鉄のための技術開発等が模索されたが、利用には至っていない (藤井, 1983; 伊藤ほか, 1983; 仙台通商産業局非金属鉱物資源調査委員会, 1984; 小野寺ほか, 1986)。

岩手鉱山 岩手鉱山は明治以来、小川層群名目入層などの石炭を対象とした小規模な鉱山であったが、1938 年に優秀な耐火粘土の存在が確認されると、石炭に加えて耐

火粘土の採掘が開始された。その後、1948 年に社名を岩手窯業鉱山株式会社と変更し、更に 1955 年には日本粘土鉱業株式会社となった (村岡, 1949; 岩手県, 1961)。1961 年には硬質粘土 379,000 t、軟質粘土 404,000 t、硬質シャモット 179,000 t、軟質シャモット 141,000 t の生産量を記録している (竹内ほか, 1962)、しかし、時代につれての需要減少を受け、1996 年に鉱脈の採掘を終了、2009 年に施設などを整理し閉山となった (第 9.1 図 C)。地質図では主な採掘対象があった位置を示した。

9.2.2 石炭

鉱山の開発は耐火粘土よりも古く、1910 年頃から開発が開始されたとされる (山根, 1915)。1921 年に東北炭礦株式会社が設立、その後岩手炭礦鉄道株式会社が継承し、石炭を採掘した。名称は小川炭鉱としても知られる (高橋・南部, 2003)。主な鉱床は小川層群名目入層の下部にあり、鉱床は 1 番層や 2 番層と呼ばれていた。生産量は、1947 年時点で月産 15,000 t (平山, 1947)、1961 年時点では月産 500-800 t (岩手県, 1961) であった。上記の粘土鉱山以前に閉山している。

文 献

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C. and Fisher, D. (2013) *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. 289p. Cambridge University Press, Cambridge.
- Arimoto, J., Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Orihashi, Y., Jo, S., Yamamoto, K. and Umetsu, K. (2018) Constraining the depositional age of an Upper Cretaceous non-marine and shallow marine siliciclastic succession, Kuji Group, northeastern Japan, based on carbon isotope stratigraphy and U–Pb radiometric dating. *Cretaceous Research*, **92**, 264–278.
- Cardozo, N. and Allmendinger, R. W. (2013) Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, **51**, 193–205. doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021
- Chinzei, K. (1966) Younger Tertiary geology of the Mabechi River Valley, Northeast Japan. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Section II*, **16**, 161–208.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199–204.
- 土井宣夫 (1991) 岩手火山, 雪浦降下軽石と生出黒色火山灰の噴出源について. 中川久夫教授退官記念地質学論文集, 13–22.
- 永広昌之 (2017) 上部白亜系・古第三系. 日本地質学会編, 東北地方. 朝倉書店, 東京, 日本地方地質誌, **2**, 第 5.3 章, 275–282.
- 永広昌之・大石雅之・大上和良・山崎 円・越谷 信・兼子尚知 (1986) 早池峰山自然環境保全地域及び周辺地域の地質 (固結岩類). 早池峰山自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, 57–78.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎 (2005) II. 1.1 東北地方, 中・古生界, 概説及び構造帯区分. 日本の地質増補版編集委員会編, 日本の地質増補版, 共立出版, 49–50.
- 永広昌之・山北 聡・高橋 聡・鈴木紀毅 (2008) 安家–久慈地域の北部北上帯ジュラ紀付加体. 地質学雑誌, **114** 補遺, 121–139.
- 永広昌之・小守一男・土谷信高・川村寿郎・吉田裕生・大石雅之 (2010) 北部北上帯中の海山石灰岩からの石炭紀アンモナイト・サンゴ化石. 地質学雑誌, **116**, 219–228.
- 藤井紀之 (1970) 岩手鉾山産硬質粘土の成因について. 地質学雑誌, **76**, 623–636.
- 藤井紀之 (1978) 日本のカオリン質粘土資源. 粘土科学, **18**, 90–105.
- 藤井紀之 (1983) 岩手鉾山の耐火粘土鉾床: 特に硬質粘土及び頁岩について. 未開発陶磁器原料資源調査報告書 (昭和 57 年度). 地質調査所, 21–37.
- 藤井紀之 (1984) 岩手鉾山の耐火粘土鉾床: 特に硬質粘土及び頁岩について (概報). 未開発陶磁器原料資源調査報告書 (昭和 58 年度). 地質調査所, 1–8.
- 藤貫 正・藤井紀之・永田松三・坂田 将 (1985) 岩手鉾山産の低品位オイルシェール. 地質調査所月報, **36**, 155–165.
- 福田友之 (1986) 考古学から見た「中振浮石」の降下年代. 弘前大学考古学研究, **3**, 4–15.
- 花井哲郎 (1950) 岩手県重茂地方の地質とその地史的意義 (演旨). 地質学雑誌, **55**, 289.
- 早川由紀夫 (1983) 十和田火山中振テフラ層の分布, 粒度, 組成, 年代. 火山, **28**, 263–273.
- Higaki, D. (1980) Tephrochronological study of slope deposits in the northeastern Kitakami Mountains. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **30**, 147–156.
- 檜垣大助 (1987) 北上山地中部の斜面物質移動と斜面形成. 第四紀研究, **26**, 27–45.
- Higaki, D. (1988) Chronological study of gentle slope and river terraces in the eastern Kitakami Mountains, northeastern Japan. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **38**, 10–31.
- Higaki, D. (1992) History of morphogenetic environments of the Kitakami Mountains, northeastern Japan, in the Late Quaternary. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **42**, 129–162.
- 檜垣大助・澤口晋一・鎮西清高 (2005) 第 2 章 北上山地と阿武隈山地, 2–1 北上山地の地形. 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編, 日本の地形 3 東北. 東京大学出版会, 東京, 47–58.
- Hirata, T., Iizuka, T. and Orihashi, Y. (2005) Reduction of mercury background on ICP-mass spectrometry for in situ U–Pb age determinations of zircon samples. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **20**, 696–701. doi: 10.1039/b504153h.
- 平山 健 (1947) 岩手県下閉伊郡小川耐火粘土の鉾床. 窯業原料協議会 (編) 窯業原料, 第 1 集. 学術出版社, 東京, 70–85.
- 胡 安国・張 潤吉 (1988) 日本国岩手粘土鉾床の成因. 地質調査所 (編) 耐火物資源に関する研究. 国際産業技術協力 (ITIT) プロジェクト報告, no.8314, 通商産業省工業技術院国際研究協力課. つくば, 117–137.
- Horiuchi, J. and Uemura, K. (2017) Paleocene occurrence of Pseudotorellia Florin (Ginkgoales) from Northeast Japan and the Meso–Cenozoic history of Pseudotorellia and Torellia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **246**, 146–160.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: A pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123–1132.
- Iijima, A. (1972) Latest Cretaceous–Early Tertiary lateritic profile in northern Kitakami massif, Northeast Honshu, Japan. *Journal of the Faculty of Science, the University of Tokyo, Section II*, **18**, 325–370.
- Iizuka, T. and Hirata, T. (2004) Simultaneous determinations of U–Pb

- age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochemical Journal*, **38**, 229–241. doi: 10.2343/geochemj.38.229.
- 井上克弘・金子和己・吉田 稔 (1981) 北上川上流域における後期更新世の周氷河現象と火山灰層序. 第四紀研究, **20**, 61–73.
- 石田隆治 (1986) 安家石灰岩地帯北部のカルスト凹地について—特にカルスト台地上のドリーネとウバーレの分布と形態—. 弘大地理, **22**, 1–5.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293–305.
- 石原舜三・柴田 賢・内海 茂 (1988) 白亜紀—古第三紀花崗岩類に伴う鉱床の鉱化年代—1987 年における総括. 地質調査所月報, **39**, 81–94.
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫 (1956) 岩手縣の火成岩. 岩手縣地質説明書Ⅱ. 岩手県, 1–50.
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991) 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑誌, **100**, 697–761.
- 伊藤信一・鷺見新一・鳥居一雄・岡田豊明・岡原義旦 (1983) 高勾配磁気分離法による岩手粘土の脱鉄について. 粘土科学, **23**, 139–148.
- 岩井淳一・村田正文・長谷紘和・大村一夫 (1964) 北部北上山地葛巻付近の古生層について. 地質学雑誌, **70**, 382–383.
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J. I., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394. doi: 10.1111/iar.12038.
- 岩手県 (1961) 岩手の鉱業. 岩手県, 65p.
- 岩手県編 (1973) 土地分類基本調査「門」(5 万分の 1). 岩手県, 39p.
- 岩手県土木部 (1954) 岩手県地質図 (10 万分の 1), 岩手県.
- 岩手県鉱山誌編集委員会 (1950) 岩手県鉱山誌. 岩手県, 167p.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. and Belousova, E. A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**, 47–69. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩体岩にみられる帯磁率の広域的变化. 岩石鉱物鉱床学会誌, **68**, 211–224.
- 蟹澤聡史・片田正人 (1988) 北上山地の前期白亜紀火成活動の特徴. 地球科学, **42**, 220–236.
- 蟹澤聡史・吉田武義・石川賢一・永広昌之・青木謙一郎 (1989) 北上山地, 古第三紀珪長質火山岩類の地球化学的研究. 東北大学理学部核理研報告, **22**, 76–85.
- 片田正人 (1974a) I. 序論. 地質調査所編, 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—, 地質調査所報告, no. 251, 1–7.
- 片田正人 (1974b) VI. 南部北上山地の花崗岩類, 及び全北上山地花崗岩類の分帯区分. 地質調査所編, 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—, 地質調査所報告, no. 251, 121–123.
- 片田正人・金谷 弘 (1980) 北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について. 岩石鉱物鉱床学会誌, **53**, 173–185.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹澤聡史・小野千恵子・吉井守正 (1971) 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. 岩鉱, **65**, 230–245.
- 加瀬友喜・小島郁生・花井哲郎・川上雄司・柳沢忠昭・照井一明 (1984) 北部北上山地岩泉地溝帯、沢廻層の時代. 岩手県立博物館研究報告, no.2, 164–177.
- 加藤 誠・藤原嘉樹・箕浦名知男・奥水達司・斉藤真人 (1986) 北部北上山地の上部白亜系横道層ジルコンのフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, **92**, 821–822.
- Kato, Y. and Hama, S. (1976) Petrochemistry of the Sakainokami plutonic body, Kitakami Mountains, northeastern Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **71**, 363–373.
- 川上雄司・柳沢忠昭 (1986) 岩泉地溝帯、上部白亜系沢廻層初産出のウニ化石. 岩手県立博物館研究報告, no.4, 1–7.
- 川上雄司・二上政夫・小島郁生 (1984) 岩手県立博物館所蔵のアンモナイト標本その 2. 岩手県立博物館研究報告, no.2, 178–187.
- 川上雄司・二上政夫・小島郁生 (1986) 岩手県立博物館所蔵のアンモナイト標本その 3. 岩手県立博物館研究報告, no.4, 9–14.
- 川村信人・北上古生層研究グループ (1988) 早池峰構造帯の地質学的諸問題. 地球科学, **42**, 371–378.
- 川村寿郎・内野隆之・川村信人・吉田孝紀・中川 充・永田秀尚 (2013) 早池峰山地域の地質. 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, 101p.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩の K–Ar dating (Ⅱ) —北上山地の花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, **53**, 143–154.
- 菊池強一・松垣大助・吉永秀一郎 (1981) 北上山地東部に分布する縄文前期火山灰について. 東北地理, **33**, 57–58.
- Kojima, S., Hayasaka, Y., Hiroi, Y., Matsuoka, A., Sano, H., Sugamori, Y., Suzuki, N., Takemura, S., Tsujimori, T. and Uchino, T. (2016) 2b Pre-Cretaceous accretionary complexes. In: Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W., eds, *The Geology of Japan*, Geological Society of London, 61–100.
- 小松原 琢・内野隆之 (2024) 第 11 章 第四紀堆積物. 外山地域の地質. 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, 83–100.
- 久保和也 (2010) 北部北上山地, 「陸中関」地域の貫入岩類. 地質調査研究報告, **61**, 171–193.
- 工藤 崇・内野隆之 (2021) 岩手県盛岡市薮川, 大石川沿いで確認された十和田大不動テフラ. 地質調査研究報告, **72**, 129–138.
- 葛巻町誌編纂委員会 (1987) 葛巻町誌第一巻. 葛巻町, 647p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, **10**, 475–499.
- 松本繁樹 (1967) 北上山地・姫神岳付近の Blockströme. 静岡大学

- 教育学部研究報告(自然科学篇), **18**, 65–83.
- Matsumoto, S. (1971) Block streams in the Kitakami Mountains – with special reference to the Himekami area–. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **21**, 221–235.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均(1982) 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, **31**, 1–26.
- 松岡 篤(1987) 青森県尻屋層群の放散虫年代. 化石, **42**, 7–13.
- 松岡 篤(1988) 北部北上帯(狭義)よりジュラ紀古世放散虫化石の発見. 地球科学, **42**, 104–106.
- 松岡 篤・大路樹生(1990) 北部北上山地老帯横木沢層からのジュラ紀中世放散虫化石の産出. 地質学雑誌, **96**, 230–241.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎(1998) 付加体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, **104**, 634–653.
- 湊 正雄(1950) 北上山地の地質. 地研専報, no.5, 1–28.
- 箕浦幸治(1983) 北上北帯の地質. 月刊地球, **5**, 480–487.
- 箕浦幸治(1985) 北上・阿武隈はどこからきたか—東北日本の地質構造のなりたち. 科学, **55**, 14–23.
- 箕浦幸治・対馬 博(1984) 北部北上山地東縁部小本地域の地質. 弘前大学理学部地球科学教室, **31**, 93–107.
- 宮古地方振興局岩泉土木事務所(2008) 国道455号早坂道路改築事業早坂道路工事誌. 宮古地方振興局岩泉土木事務所, 46p.
- 村井貞允(1977) 岩手県岩泉町小川岩手粘土鉱山産化石植物群. 藤岡一男教授退官記念論文集. 藤岡一男教授退官記念会, 315–324.
- 村井貞允・大上和良・大石雅之(編)(1984) 小本川流域の地質: 上部白亜系～古第三系について. 岩泉町教育委員会, 39p.
- 村井貞允・大上和良・大石雅之(編)(1985) 岩泉町における先上部白亜系の地質その1. 岩泉町教育委員会, 46p.
- 村井貞允・大上和良・大石雅之(編)(1986) 岩泉町における先上部白亜系の地質その2. 岩泉町教育委員会, 13p.
- 村岡 誠(1949) 岩手粘土調査報告. 地質調査所速報, no.91, 地質調査所.
- 村岡 誠(1954) 岩手窯業鉱山の硬質粘土について. 耐火物工業, **20**, 375–377.
- 村岡 誠・種村光郎(1951) 岩手県久慈粘土調査概報. 地質調査所月報, **2**, 232–236.
- 村田正文・杉本幹博(1971) 北部北上山地よりトリアス紀後期コノドントの産出(予報). 地質学雑誌, **77**, 393–394.
- Muto, S. (2021) Recurrent deposition of organic-rich sediments in Early Triassic pelagic Panthalassa and its relationship with global oceanic anoxia: New data from Kyoto, Southwest Japan. *Global and Planetary Change*, **197**, 103402, doi: 10.1016/j.gloplacha.2020.103402.
- Muto, S. (印刷中) Accretionary age of the Jurassic accretionary complex of the North Kitakami Belt: new data from zircon geochronology in the Kado District. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*.
- Muto, S., Ito, T. and Murayama, M. (2023a) Geology and accretionary age of the Otori Unit, North Kitakami Belt. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **74**, 1–40.
- Muto, S., Takahashi, S. and Murayama, M. (2023b) Conodont biostratigraphy of a Carboniferous–Permian boundary section in siliceous successions of pelagic Panthalassa revealed by X-ray computed microtomography. *Frontiers in Earth Science*, **11**, 1–19, <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1162023>.
- Muto, S., Takahashi, S. and Yamakita, S. (2023c) Elevated sedimentation of clastic matter in pelagic Panthalassa during the early Olenekian. *Island Arc*, **32**, e12485.
- Muto, S., Takahashi, S. and Murayama, M. (印刷中 a) Carboniferous and Permian conodont fossils from bedded chert in Otori, Kado District, North Kitakami Belt. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*.
- Muto, S., Ozeki, M. and Ito, T. (2024) Late Carboniferous age confirmed for the oceanic plate of Panthalassa preserved in the southwestern zone of the Jurassic accretionary complex in the Northeast Japan. *Ofioliti*, **49**, 107–123.
- Muto, S., Ozeki, M. and Ito, T. (印刷中 b) Middle Jurassic radiolarians from manganese nodules from the western part of the Kado District, northern Kitakami Mountains. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*.
- Nakae, S. (2016) Jurassic radiolarians from the Ichinohe–Kunohe area (Iwate Prefecture) in the North Kitakami Belt, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **67**, 81–100. doi: 10.9795/bullgsj.67.81.
- 中江 訓(2018) 一戸地域の地質, 第3章 北部北上帯ジュラ系. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 13–35.
- 中江 訓(2021) 岩手県久慈地域における北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在する苦鉄質岩の化学組成と起源. 地質調査研究報告, **72**, 173–190.
- 中江 訓・鎌田耕太郎(2003) 北部北上帯「陸中関」地域から産出した後期ジュラ紀放散虫化石. 地質学雑誌, **109**, 722–725.
- Nakae, S. and Kurihara, T. (2011) Direct age determination for an Upper Permian accretionary complex (Kirinai Formation), Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Palaeoworld*, **20**, 146–157.
- 中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇(2021) 陸中関地域の地質. 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, 137p.
- 中川久夫・石田琢二・佐藤二郎・松山 力・七崎 修(1963) 北上川上流域の第四系および地形. 地質学雑誌, **69**, 163–171.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一(1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, 7–18.
- Nakamura, Y. (1963) Base levels of erosion in the central part of the Kitakami mountainland. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **12**, 85–109.
- Nakamura, Y. (1964) Relief distribution in the northern part of the Kitakami Mountains. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **13**, 117–133.
- 南部松夫・谷田勝俊・熊谷 進(1969) 北上山地のマンガン鉱床

- I. 岩手県経済部鉱産課, 155p.
- 中塚良久 (1996) 北上山地北東部のカルスト地形について. 弘大地理, **32**, 55–60.
- 日本地質学会 (訳編) (編) (2001) 国際層序ガイド: 層序区分・用語法・手順へのガイド. 共立出版株式会社, 238p.
- 日本規格協会 (2019a) JIS A 0204: 地質図－記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示. 126p.
- 日本規格協会 (2019b) 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. 192p.
- 日本粘土鉱業株式会社 (1979) 岩手鉱業所概況. 日本粘土鉱業株式会社, 21p.
- 西岡芳晴・吉川敏之 (2004) 綾里地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所. 49p.
- Noda, A., Morimoto, K., Takahashi, K. U., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T. (2023) Late Cretaceous–Paleogene terrestrial sequence in the northern Kitakami Mountains, Northeast Japan: Depositional ages, clay mineral contents, and vitrinite reflectance. *Island Arc*, **32**, e12500, doi: 10.1111/iar.12500.
- 野口長次 (1950) 岩手粘土に關する基礎的研究 (第 1 報). 窯業協會誌, **58**, 153–157.
- 小田幸人・鈴木舜一・佐藤 宏 (1982) 古第三系夾炭層泥質岩のファブリック. 地質学雑誌, **88**, 43–54.
- 大上和良・土井宣夫 (1978) 北部北上低地帯の鮮新・更新両統の層序について. 岩手大学工学部研究報告, **31**, 63–79.
- 大上和良・永広昌之 (1988) 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に關する研究の総括と現状. 地球科学, **42**, 187–201.
- 大上和良・畑村政行・土井宣夫 (1980) 北部北上低地帯の鮮新・更新両統の層序について (その 2). 岩手大学工学部研究報告, **33**, 53–73.
- 大上和良 (1992) 岩泉町の地質: 岩泉町 2 億年の歴史. 岩泉町教育委員会, 303p.
- 小野寺嘉郎・岩崎孝志・伊藤信一・鷲見新一・堀田正己・鳥居一雄・岡原義旦 (1986) 鉍酸処理による赤盤粘土の脱鉄について. 日本鉱業会誌, **102**, 27–34.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 II, 1–189, 岩手県.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 69, 1–239.
- 小貫義男 (1981) 第 1 篇 北上山地. 20 万分の 1 北上川流域地質図説明書, 1–223, 長谷地質調査事務所.
- 小貫義男・長谷弘太郎・鈴木 充 (1960) 北部北上山地, 岩手県小本・田野畑地方の所謂層位未詳古期岩層について. 地質学雑誌, **66**, 594–604.
- Osaka, M., Aoki, S., Uchino, T. and Fukuyama, M. (2023) Constraint on the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic units within the Nakatsugawa Complex of the North Kitakami Belt by detrital zircon U–Pb dating. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **74**, 155–166.
- Osozawa, S., Usuki, T., Usuki, M., Wakabayashi, J. and Jahn, B.-M. (2019) Trace elemental and Sr–Nd–Hf isotopic compositions, and U–Pb ages for the Kitakami adakitic plutons: Insights into interactions with the early Cretaceous TRT triple junction offshore Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **184**, 103968. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.103968>.
- 大藤 茂・佐々木みぎわ (2003) 北部北上帯堆積岩複合体の地質体区分と広域対比. 地学雑誌, **112**, 406–410.
- 大和栄次郎 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「土淵」及び同説明書. 地質調査所, 16p.
- Reimer, P., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**, doi.org/10.1017/RDC.2020.41.
- 西城 潔 (1987) 馬淵川上流部の段丘地形. 東北地理, **39**, 170–176.
- 西城 潔 (1998) 北上山地における最終間氷期以降の地形形成. 地形, **19**, 209–219.
- 西城 潔・吉永秀一郎・小岩直人・澤口晋一 (1993) 北上山地北部における最終間氷期以降の斜面物質移動時期. 第四紀研究, **32**, 219–225.
- 佐伯四郎 (1928) 岩手県久慈地方における中生代化石の発見. 地質学雑誌, **35**, 560–562.
- 阪野 優 (1971) 北上山地・外山高原の周氷河地形. 東北地理, **23**, 18–22.
- Salvador, A., ed. (2013) *International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure Second Edition*. The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Boulder, 240p. doi: 10.1130/9780813774022.
- 産総研地質調査総合センター (2023) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, オリジナル版. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2023 年 11 月 1 日)
- 佐々木克治・岩崎哲治 (1992) 東北太平洋側. 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会 (編) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 205–214.
- 齋藤文雄 (1927) 北上高原北部岩泉地溝帯の第三紀層. 地学雑誌, **39**, 694–704.
- 佐々保雄 (1932a) 岩手県久慈地方の地質に就いて (其一). 地質学雑誌, **39**, 401–430.
- 佐々保雄 (1932b) 岩手県久慈地方の地質に就いて (其二). 地質学雑誌, **39**, 481–501.
- 佐藤昌暉 (1967) 岩手県における珪石・粘土資源とその利用. 日本鉱業会誌, **83**, 341–345.
- 佐藤源郎・岩生周一・村岡 誠 (1952) 岩手硬質粘土調査報告. 地質調査所月報, **4**, 52–55.
- 澤口晋一 (1984) 北上山地北部における晩氷期以降の化石周氷

- 河現象. 東北地理, **36**, 240–246.
- 澤口晋一 (1987) 北上山地山稜部の裸地における凍結・融解による斜面物質移動. 地理学評論, **60**, 795–813.
- 澤口晋一 (1992) 北上川上流域における最終氷期後半の化石周氷河現象—ソリフラクションロープ, 階状土の形成期と古環境—. 季刊地理学, **44**, 18–28.
- 澤口晋一・小嶋 尚 (1998) 北上山地山稜部における斜面物質移動と凍上に関する野外実験. 地形, **19**, 221–242.
- 関口喜多路 (1980) 岩泉地方史 上巻. 岩泉町教育委員会, 871p.
- 石油公団 (2000) 基礎試錐「三陸沖」調査報告書. 平成 10 年度国内石油・天然ガス基礎調査, 石油公団, 48p.
- 仙台通商産業局非金属鉱物資源調査委員会 (1984) 岩手県岩泉町赤盤粘土の利用に関する基礎研究. 東北の非金属鉱物資源調査報告, 仙台通商産業局, 59p.
- 柴田 賢・柳 哮・浜本礼子 (1977) 北上山地中生代花崗岩, 火山岩の年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, **72**, 119–120.
- Shibata, K., Kaneoka, I. and Uchiumi, S. (1994) Ar/Ar analysis of K-feldspars from Cretaceous granitic rocks in Japan: Significance of perthitization in Ar loss. *Chemical Geology*, **115**, 297–306.
- 島津光夫・寺岡易司 (1962) 「陸中野田」及び同説明書. 5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, 63p.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚 (1970) 田老地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 54p.
- 清水 洋 (1972) 風化及び結成過程におけるカオリン鉱物の変化. 粘土科学, **12**, 63–73.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N. and Whitehouse, M. J. (2008) Plešovice zircon - A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**, 1–35. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.
- 早田 勉・八木浩司 (1991) 東北地方の第四紀テフラ研究. 第四紀研究, **30**, 369–378.
- 杉本幹博 (1969) 北上外縁帯, 岩手県小本・田野畑地域の中生層. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 70, 1–22.
- 杉本幹博 (1978) 北部北上山地, 岩泉地域の後造山期堆積物. 金沢大学教育学部紀要 自然科学編, no. 26, 11–22.
- 杉本幹博 (1972) 北上山地, 葛巻構造線及び田老構造線について. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 73, 97–109.
- 杉本幹博 (1974a) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 74, 1–48.
- 杉本幹博 (1974b) 北部北上山地, 宮古市浄土ヶ浜地域の地質構造. 金沢大学教育学部紀要, no. 23, 89–103.
- 杉本幹博 (1980) 北部北上山地安家—岩泉地域の地質構造 (概要). 日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討 (総研 A 研究成果報告書), 37–44.
- Suzuki, N. and Ogane, K. (2004) Paleooceanographic affinities of radiolarian faunas in late Aalenian time (Middle Jurassic) recorded in the Jurassic accretionary complex of Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, 343–357, [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00113-5](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00113-5).
- 鈴木秀夫 (1962) 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区分. 地理学評論, **35**, 67–76.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T. (2007) Geology of the Kuzumaki–Kamaishi Subbelt of the North Kitakami Belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai–Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bulletin of Tohoku University Museum*, no. 6, 103–174.
- 鈴木紀毅・山北 聡・高橋 聡・永広昌之 (2007) 北部北上帯 (葛巻—釜石亜帯) の大鳥層中の炭酸マンガノジュールから産出した中期ジュラ紀放射虫化石. 地質学雑誌, **113**, 274–277.
- 鈴木哲士・浅井信夫・中島和夫・小北康弘・横山立憲・坂田周平・大野 剛・湯口貴史 (2023) アダカイト質マグマの大陸地殻浅部への貫入・定置機構: 北上山地, 堺ノ神深成岩体を例として. 一般社団法人日本鉱物科学会 2023 年年会・総会講演要旨, R6P–03.
- Suzuki, S., Yuguchi, T., Ishiguro, K., Endo, K., Kato, A., Yokoyama, K., Ogita, Y., Yokoyama, T., Sakata, S., Ohno, T. and Sasao, E. (2024) Petrography and geochronology of the Kuki granite, Kitakami Mountains, northeastern Japan: Shallow crustal intrusion and emplacement processes of granitic magma. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **119**, doi: 10.2465/jmps.230807.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男 (1981) 日本列島形成の基本的プロセス—プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動—. 科学, **51**, 508–515.
- 高橋維一郎・南部松夫 (2003) 新岩手県鉱山誌. 東北大学出版会, 307p.
- 高橋 聡・永広昌之・鈴木紀毅・山北 聡 (2016) 北部北上帯の亜帯区分と渡島帯・南部秩父帯との対比: 安家西方地域のジュラ紀付加体の検討. 地質学雑誌, **122**, 1–22.
- 竹内常彦・南部松夫・岡田広吉・鈴木 勝 (1953) 岩手県小本川流域の銅鉱床について—含キューバ鉱石の研究Ⅳ. 東北大学選鑛製錬研究所彙報, **9**, 207–212.
- 竹内常彦・島 敏史・岡田 久・熊谷 進 (1962) 岩手県岩泉町岩手鉱山の耐火粘土. 東北の工業用鉱物資源, 第 2 輯. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会, 9–19.
- 田村 實・佐藤 正・遠山信彦 (1952) 北部北上山地の古生層中より紡錘虫化石の発見. 地質学雑誌, **58**, 154.
- 田村俊和・三浦 修 (1971) 北上山地北縁地域の斜面堆積物. 第四紀研究, **10**, 21–30.
- 棚井敏雅・飯島 東・吾妻高志 (1978) 北上北部岩手粘土鉱山付近の上部白亜—古第三系. 地質学雑誌, **84**, 459–473.
- Tanai, T. and Huzioka, K. (1967) Climatic implication of Tertiary Floras in Japan. In Hatai, K. ed., *Tertiary Correlations and Climatic Changes in the Pacific*. Eleventh Pacific Science Congress, Tokyo, Japan, 89–94.
- 棚井敏雅・飯島 東 (1970) 北上山地北部における白亜系・古第三系の境界について. 地質学雑誌, **76**, 73.

- 照井一明・大上和良 (1989) 3.3 上部白亜系～古第三系. 日本地質「東北地方」編集委員会 (編) 日本地質 2 東北地方. 共立出版, 東京, 76–78.
- 東北経済開発センター (1978) 安家石灰岩地帯における自然環境の特質とその保全, 自然環境保全特別調査. 岩手県, 129p.
- 豊原富士夫・上杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松暉 (1980) 北部北上山地－渡島帯の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討 (総研 A 研究成果報告書), 27–36.
- Tsuchiya, N. and Kanisawa, S. (1994) Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth: Solid Earth*, **99**, 22205–22220.
- 土谷信高・和田元子・木村純一 (1999a) 北部北上帯に産する緑色岩類の岩石化学的特徴. 地質学論集, no. 52, 165–179.
- 土谷信高・古川聡子・木村純一 (1999b) 北上山地古第三紀浄土ヶ浜流紋岩類の岩石学的研究—パースナルミナスなアダカイト質マグマの成因—. 地質学論集, no. 53, 57–83.
- 土谷信高・高橋和恵・木村純一 (1999c) 北上山地の前期白亜紀深成活動に先行する岩脈類の岩石化学的性質. 地質学論集, no. 53, 111–134.
- Tsuchiya, N., Suzuki, S., Kimura, J. and Kagami, H. (2005) Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami Mountains, Japan. *Lithos*, **79**, 179–206.
- Tsuchiya, N., Kimura, J. I. and Kagami, H. (2007) . Petrogenesis of Early Cretaceous adakitic granites from the Kitakami mountains, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 134–159.
- 土谷信高・西岡芳晴・小岩修平・大槻奈緒子 (2008) 北上山地に分布する古第三紀アダカイト質流紋岩～高Mg安山岩と前期白亜紀アダカイト質累帯深成岩体. 地質学雑誌, **114** 補遺, 159–179.
- 土谷信高・武田朋代・足立達朗・中野伸彦・小山内康人・足立佳子 (2015) 北上山地の前期白亜紀アダカイト質火成活動とテクトニクス. 岩石鉱物科学, **44**, 69–90.
- 辻野 匠・工藤 崇 (2018) 一戸地域の地質, 第 7 章 新生界の地質構造. 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. 120–129.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1991) 平成 2 年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書. 陸中北部地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 175p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1992) 平成 3 年度希少金属天然物資源の賦存状況調査報告書. 陸中北部地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 175p.
- 内野隆之 (2017) 北部北上帯門馬コンプレックスの凝灰質泥岩から得られた後期三畳紀のジルコン U–Pb 年代. 地質学雑誌, **123**, 977–982.
- 内野隆之 (2018) 十和田湖西方に分布するジュラ紀付加体の碎屑性ジルコン U–Pb 年代. 地質調査研究報告, **69**, 37–46.
- 内野隆之 (2019) 岩手県盛岡地域, 北部北上帯南西縁部に分布するジュラ紀付加体中砂岩の碎屑性ジルコン U–Pb 年代. 地質調査研究報告, **70**, 357–372.
- 内野隆之 (2021a) 岩手県岩泉町釜津田の北部北上帯付加体砂岩から得られた中期ジュラ紀ジルコン年代: 大川試料を含む付加体の年代検証. 地質調査研究報告, **72**, 99–107.
- 内野隆之 (2021b) 北部北上帯南西縁部, ジュラ紀付加体中玄武岩の地球化学的特徴と起源. 地質調査研究報告, **72**, 109–118.
- 内野隆之・羽地俊樹 (2021) 北上山地中西部の中古生代付加体を貫く白亜紀岩脈群の岩相・年代と貫入応力解析から得られた引張場. 地質学雑誌, **127**, 651–666.
- 内野隆之・小松原 琢 (2024) 外山地域の地質. 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, 131p.
- Uchino, T. and Suzuki, N. (2020) Late Jurassic radiolarians near U–Pb-dated sandstone of the North Kitakami Belt in the northeastern Shimokita Peninsula, Tohoku, Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **71**, 313–330.
- 内野隆之・川村信人・川村寿郎 (2008) 北上山地前期石炭紀付加体「根田茂帯」の構成岩相と根田茂帯・南部北上帯境界. 地質学雑誌, **114** 補遺, 141–157.
- 内野隆之・川村寿郎・川村信人 (2017) 4.3 根田茂帯. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 2 東北地方, 朝倉書店, 東京, 240–243.
- 内野隆之・工藤 崇・古澤 明・岩野英樹・檀原 徹・小松原 琢 (2022) 北上山地中西部, 盛岡市薮川地域の外山高原で見出されたチバニアン期後半のテフラ. 地質調査報告書, **73**, 67–85.
- Ueda, H., Kimura, S., Saito, T., Takano, Y., Iizuka, N. and Orihashi, Y. (2018) Material recycling in a sediment-starved trench recorded in the Early Cretaceous Shiriya accretionary complex, Northeast Japan. *Island Arc*, **27**, e12272, doi.org/10.1111/iar.12272.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢 (1990) K–Ar 年代測定結果—3—地質調査所未公表資料—. 地質調査所月報, **41**, 567–575.
- 和知 剛・土井宣夫・越谷 信 (1997) 秋田駒ヶ岳のテフラ層序と噴火活動. 火山, **42**, 17–34.
- 渡邊萬次郎 (1950) 北上山地の火成活動. 地団研専報, no. 4, 1–23.
- 矢内桂三・蟹沢聡史 (1973) 北上外縁帯銚ヶ崎地域の原地山層. 日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨, **73**.
- 山口 靖・津嶋春秋・北村 信 (1979) 北上山地 "田老帯" 及び "岩泉帯" 南部の地質構造発達史. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 80, 99–117.
- 山口 靖 (1981) 北部北上山地東部の地質構造: とくに地質構造帯区分に関する諸問題について. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 83, 1–19.
- 山根新次 (1915) 盛岡. 20 万分の 1 地質図幅及び説明書, 地質調査所.
- Yamasaki, T. and Uchino, T. (2023) Assimilation of lower-crustal dunite xenoliths into adakite-related felsic magma: New insights into the production of bajaitic high-Mg andesites. *Journal of Asian Earth Sciences*, **249**, 105613, doi.org/10.1016/j.jseas.2023.105613.

山内俊吉・上田鈴夫(1953) 岩手硬質粘土の基礎的性質の研究. 窯業協會誌, **61**, 104–107.

山崎 円(1985) “早池峰構造帯”の地質構造—盛岡市東部を例として—. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, 517.

柳沢忠昭・岡本 透(1997) 北部北上山地のカルストと湧水—安家カルストを中心として—. 岩手県立博物館研究報告, no. **15**, 11–36.

吉田鎮男(1980) 北部北上帯と南部北上帯の地質学的関係. 日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討(総研 A 研究成果報告書), 9–27.

吉田 尚(1961) 5 万分の 1 地質図幅「釜石」及び同説明書. 地質調査所, 26p.

吉田 尚・片田正人(1984) 宮古地域の地質. 地域地質研究報告

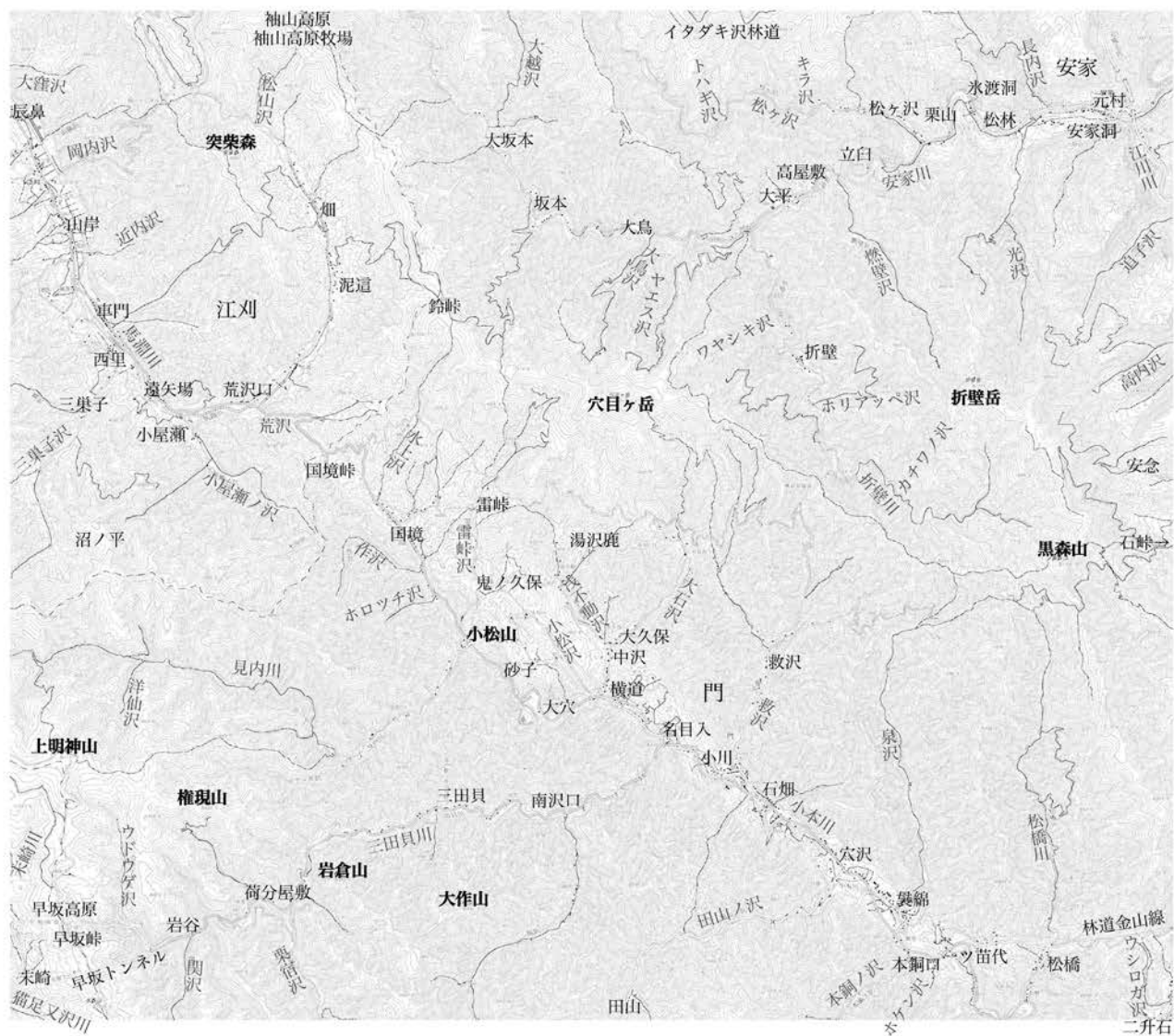
(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 45p.

吉田 尚・大沢 穠・片田正人・中井順二(1984) 20 万分の 1 地質図幅「盛岡」. 地質調査所.

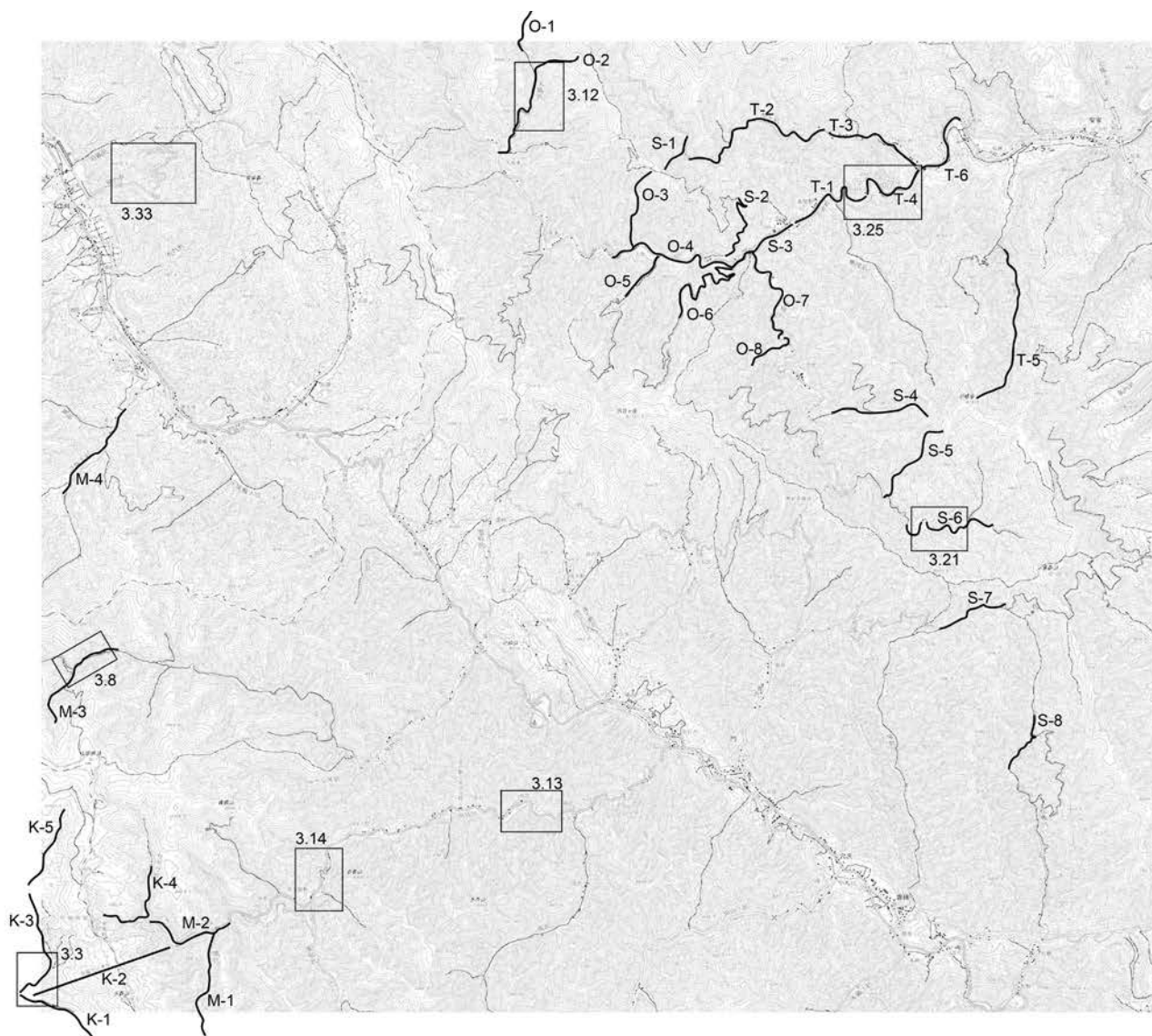
吉田 尚・吉井守正・片田正人・田中啓策・坂本 亨・佐藤博之(1987) 陸中大野地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 70p.

吉原 賢・鈴木紀毅・永広昌之(2002) 北部北上山地, 葛巻—釜石帯のマンガンノジュールから中期ジュラ紀放散虫化石の発見とその意義. 地質学雑誌, **107**, 536–539.

吉井守正・片田正人(1974) II. 北部北上山地の花崗岩類. 地質調査所編, 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列一, 地質調査所報告, no. 251, 8–22.



付図1 門図幅地域の地名図



付図2 ジュラ紀付加体中のルートマップと見かけ柱状図ルート、半遠洋性堆積岩及び海溝充填碎屑岩の年代試料の採取位置を示した位置

Geology of the Kado District

MUTO Shun¹, NODA Atsushi¹, NISHIOKA Yoshiharu¹

ABSTRACT

Outline

The area of the 1:50,000 map of the Kado District is situated in the northern part of the Kitakami Mountains, between 39°50'10.1"N to 40°0'10.1"N and 141°29'47.2"E to 141°44'47.1"E. The geology of the district comprises Jurassic accretionary complexes of the North Kitakami Belt, the Kitakami Granitoids and dike rocks of Early Cretaceous age, the fluvial and terrestrial sedimentary rocks of the Upper Cretaceous Yokomichi Formation and the Paleogene Kogawa Group, Paleogene volcanic rocks, and Quaternary deposits, in chronological order (Figs. 1 and 2). The Jurassic accretionary complex forms the basement of the entire Kado District. The Kitakami Granitoids are distributed sporadically from the northwest to southern part of the district. Mappable bodies of Early Cretaceous dike rocks are found limitedly in the southwest and central areas. The Yokomichi Formation and Kogawa Group lie along a narrow basin that extends from the centre of the district to its southeast corner. Paleogene volcanic rocks occur limitedly in the southeast part of the district. Quaternary deposits are found on gentle mountain slopes and along rivers or valleys.

Jurassic accretionary complex

The Jurassic accretionary complex belonging to the North Kitakami Belt is divided into six tectonostratigraphic units: The Kadoma, Misugo, Otori, Seki, Takayashiki and Ekari units in structurally descending order.

The Kadoma Unit is distributed in the southwest corner of the Kado District (Fig. 1). It is a mixed facies composed of basaltic rocks, chert, siliceous mudstone, tuffaceous mudstone and sandstone within a matrix of muddy mixed rocks. Muddy rocks with cm- to mm-sized tuffaceous, silty and sandy fragments or layers are characteristic components of this unit. This unit is also characterized by bodies of basaltic rocks and chert including red chert that both exceed 100 m in thickness. The apparent thickness of the Kadoma Unit in the Kado District is about 2,800 m, but the unit extends southwest for 20,000 m in apparent thickness to the southwestern margin of the North Kitakami Belt. In this unit, basaltic rocks are Pennsylvanian, chert is Pennsylvanian to Lower Jurassic, and clastic rocks are Rhaetian (Upper Triassic) to probably Aalenian (Middle Jurassic) (Fig. 2).

The Misugo Unit is newly defined herein. The type locality is along the Minai River north of Mt. Kamimyojin. This unit is a mixed facies composed of a muddy mixed matrix with intercalations of light green claystone and rare and small bodies of basaltic rocks, chert and sandstone. The apparent thickness of this unit is about 1,300 m. Age data is very poor for this unit; only a questionable report of Permian conodonts from chert is available.

The Otori Unit has a distribution that covers around 60 % of the Kado District (Fig. 1). This unit is divided into two subunits: the Okoshizawa Subunit in the structurally basal part and the Osakamoto Subunit in the structurally upper part. The two subunits are largely in fault contact with each other. The Okoshizawa Subunit is composed of coherent sequences of chert and siliceous mudstone and has an apparent thickness of less than 800 m in the Kado District. The Osakamoto Subunit is a mixed facies composed of a muddy matrix containing bodies of chert, siliceous mudstone, felsic tuff and sandstone, along with rare bodies of basaltic rocks and limestone. The apparent thickness of this subunit is around 12,000 m. In this unit, chert and associated siliceous rocks are Moscovian (Pennsylvanian) to probably Lower Jurassic, siliceous mudstone is Toarcian (Lower Jurassic) to Bathonian (Middle Jurassic), and clastic rocks are Aalenian to Bathonian (Middle Jurassic) (Fig. 2). The age of siliceous mudstone and clastic rocks becomes progressively younger to the northeast.

The Seki Unit is distributed in a narrow band in the eastern part of the Kado District (Fig. 1). It is also present in the northwest part due to a large-scale fold (the Hiraniwadake Syncline). This unit is a coherent chert–clastic sequence composed mainly of chert, siliceous mudstone, mudstone and sandstone in ascending order, although the latter three lithologies are partly or entirely missing in some parts. Basaltic rocks occur in very small portions in the southern part. In this unit, chert is Cisuralian to probably Lower Jurassic, siliceous

¹ Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

mudstone is Bathonian to probably Oxfordian, and clastic rocks are Oxfordian (Upper Jurassic) (Fig. 2).

The Takayashiki Unit is mostly distributed in the eastern part of the Kado District, but a very small area of mixed rocks in the northwest part is also assigned to this unit (Fig. 1). This unit is divided into two subunits: the structurally lower Akka Subunit and the structurally upper Matsugasawa Subunit. The two subunits are in contact with each other by faults. The Akka Subunit is a coherent sequence of basaltic rocks, limestone and chert in ascending order, although the basaltic rocks are not distributed in the Kado District. The Matsugasawa Subunit is a mixed to broken facies composed of a muddy matrix and bodies of basaltic rocks, limestone, chert, siliceous mudstone, felsic tuff and sandstone. Characteristic lithofacies of this unit include conglomerate and mudstone with coherent to broken beds of sandstone. In this unit, limestone is Upper Triassic and Upper Jurassic, chert includes the Norian (Upper Triassic) and clastic rocks include the Kimmeridgian (Upper Jurassic) (Fig. 2).

The Ekari Unit is newly defined herein. It is distributed in the northwest part of the Kado District, bounded by the NW–SE-trending Omotogawa Fault and the NNW–SSE-trending Kabamori Fault (Fig. 1). This unit is a mixed to broken facies composed of a muddy matrix containing bodies of limestone, chert, siliceous mudstone and felsic tuff. Characteristic lithofacies of this unit include mudstone with coherent to broken beds of sandstone. In this unit, limestone is partly Permian and siliceous mudstone includes the Kimmeridgian (Upper Jurassic) (Fig. 2).

Early Cretaceous plutonic rocks (Kitakami Granitoids) and dike rocks

The Kitakami Granitoids in the Kado District consist of five plutonic bodies: the Tenjinmori, Tsukushimori, Yuzawashika, Sunako and Sakainokami bodies (Figs. 1 and 2). The Tenjinmori Body can be found in the northern part, where the southern tip of this body is exposed. It is composed mostly of hornblende-biotite tonalite. The Tsukushimori Body is distributed in the northwest part of the district. It is composed largely of biotite-hornblende tonalite to granodiorite, and is accompanied by a minor portion of mafic rocks comprising hornblende gabbro and hornblende quartz diorite. The Yuzawashika and Sunako bodies are distributed near the centre of the Kado District. The former is composed of hornblende quartz diorite to granodiorite with hornblende quartz gabbro, while the latter is composed mainly of biotite-hornblende tonalite to granodiorite. The Sakainokami Body is seen in the southern part of the district, where the northern tip of this body is exposed. It is mostly composed of hornblende diorite and biotite-hornblende quartz diorite, both sometimes containing clinopyroxene.

The Kitakami Granitoids caused widespread contact metamorphism in Jurassic accretionary complexes in the Kado District. Contact metamorphic rocks containing andalusite and/or cordierite in addition to biotite are found limitedly close to the Tenjinmori Body and the Kawaguchi Body in the northeast neighbouring district. Contact metamorphic rocks containing biotite and sometimes garnet occur in a zone within around 3 km of all plutonic bodies. Furthermore, biotite-bearing contact metamorphic rocks are found outside this zone, with no clear relation to the distance from the surface distribution of granitoid bodies.

Early Cretaceous dike rocks are distributed throughout the Kado District, but are mostly less than 1 m thick. The lithology of the dikes is extremely various both in composition and texture. Notable varieties include clinopyroxene andesite, porphyritic biotite-hornblende tonalite, porphyritic quartz diorite, hornblende dacite and porphyritic diorite with 1 cm-sized plagioclase. Only porphyritic biotite-hornblende tonalite and hornblende dacite occur as mappable bodies.

Upper Cretaceous to Paleogene sedimentary rocks (Yokomichi Formation and Kogawa Group)

The Yokomichi Formation (Upper Cretaceous) and the Kogawa Group (Paleogene) are distributed in the central part of the Kado District along the Omoto River. The Yokomichi Formation is mainly composed of conglomerate, sandstone and siltstone with felsic tuff, carbonaceous mudstone and coal. The Kogawa Group is a Paleogene terrestrial sequence that disconformably overlies the Yokomichi Formation, which is mainly composed of tuff, tuffaceous sandstone, mudstone, conglomerate, sandstone and siltstone with carbonaceous mudstone and coal.

The Yokomichi Formation is divided into the lower part including conglomerate and sandstone and the upper part composed of sandstone and siltstone with tuff, carbonaceous mudstone and coal. The maximum thickness is about 120 m. The base of this formation is an angular unconformity eroding into Jurassic accretionary complexes. The strata are considered to be fluvial and floodplain deposits of the Coniacian to Santonian stage, which is evidenced by plant fossils suggesting the Late Cretaceous and ca. 86 Ma of zircon U–Pb ages obtained from tuff beds in the upper part. The Yokomichi Formation can be compared with the Sawamawari Formation in the Iwaizumi district and the Kunitan Formation of the Kuji Group in the Kuji area.

The Kogawa Group is the Paleogene terrestrial sequence that disconformably overlies the Yokomichi Formation. This group is divided into four formations, the Komatsu, Nameiri, Okubo and Ikatoge formations in stratigraphic order. The sedimentary thickness is more than 800 m. Based on plant fossils and zircon U–Pb ages obtained from tuff beds in the Komatsu and Nameiri formations, the depositional age of this group is considered to be Thanetian of the late Paleocene to Ypresian of the early Eocene or later. Abundant plant fossils and coal seams suggest that the depositional environment was fluvial to lacustrine. This group is comparable with the Shimizugawa Formation in the Iwaizumi area and the Noda Group in the Kuji area.

Paleogene volcanic rocks

Paleogene volcanic rocks have a very small distribution mainly in the southeast part of the Kado District. They consist of the Nishoishi Rhyolite, Matsuhashi Rhyolite, and the Matsuhashi Andesitoids (Figs. 1 and 2). The Nishoishi Rhyolite is distributed around Nishoishi and intrudes into Jurassic accretionary complexes. It contains phenocrysts of plagioclase, hornblende and sometimes altered cordierite. A U–Pb age of ca. 44 Ma from zircons indicates a Lutetian (Eocene) age. The Matsuhashi Rhyolite is distributed in Matsuhashi and intrudes into Jurassic accretionary complexes and the Upper Cretaceous Yokomichi Formation. It contains phenocrysts of plagioclase and hornblende. The Matsuhashi Andesitoids are distributed in Matsuhashi and Horowata. In the former, the andesitoids mostly intrude into the Yokomichi Formation, while in the latter, the andesitoids intrude into Jurassic accretionary complexes. The Matsuhashi Andesitoids are composed of olivine phenocryst-bearing andesite and aphyric andesite, which are both characterized by high Mg content. Although the age of the Matsuhashi Rhyolite and Matsuhashi Andesitoids are not directly measured, their close relationship with the Nishoishi Rhyolite and related volcanic rocks in the Kitakami Mountains suggests a similar age.

Quaternary

The Quaternary deposits in the Kado District are composed of the following six types: the summit area gentle slope deposits, piedmont area gentle slope deposits, the upper fluvial terrace deposits, the valley-fill gentle slope deposits, the lower fluvial terrace deposits and the floodplain and valley floor deposits. The summit area gentle slope deposits form gentle slopes of mountaintops area. They are mostly distributed around the Hayasaka Highland and are composed of angular gravel, mud with angular gravel and volcanic ash with angular gravel. The piedmont area gentle slope deposits are distributed on gently sloping foothills. They are composed of angular to sub-angular gravel, mud with angular to sub-angular gravel and volcanic ash with angular to sub-angular gravel. Both the summit area and piedmont area gentle slope deposits are considered to be derived from periglacial activity during the last glacial (Late Pleistocene) and older glacial periods (Chibanian). The upper fluvial terrace deposits are distributed fragmentarily along the Omoto River on terraces that stand 15–30 m higher than the present riverbed. The deposits consist of gravel and sand at least a few meters thick, and are thought to have been formed during the last glacial (Late Pleistocene). Sediments of a higher terrace standing 35–60 m higher than the present riverbed in Nishoishi, which is thought to have formed during glacial periods in the Chibanian, are also included in the upper fluvial terrace deposits. The valley-fill gentle slope deposits are distributed in tributaries of main rivers (the Omoto, Akka and Mabechi rivers) and small valleys. The deposits include those of poorly developed periglacial slopes and Holocene fluvial and talus deposits, which are topographically difficult to differentiate. Thus, the age of the deposits ranges from the Chibanian to the Holocene. The lower fluvial terrace deposits are distributed along the Omoto and Akka rivers forming terraces that stand a few to 20 m higher than the present riverbed. The deposits consist of gravel, sand and mud around a few meters thick, and are thought to have been formed during the post-glacial period (Holocene). The floodplain and valley floor deposits are distributed along the Omoto, Mabechi and Akka rivers. Those along the Mabechi River are the most well-developed. The deposits are mostly composed of unconsolidated gravel, sand and mud, and are probably around a few meters thick.

Geological structures

The main features of the geological structures in the Kado District are the following: tectonic stacking of Jurassic accretionary units by unit-boundary faults, km-scale folding of Jurassic accretionary units, NNW–SSE high-angle faults, the Omotogawa Fault and NE–SW to EW faults including the Kunizakai and Koyase faults of Paleogene or younger age.

The unit boundary faults of the Jurassic accretionary complex are the Kamimyojinyama Fault between the Kadoma and Misugo units, the Iwaya Fault between the Misugo and Otori units, the Okoshizawa Fault between the Otori and Seki units, and the Seki–Odaira Fault between the Seki and Takayashiki units. Unit boundary faults that bound the Ekari Unit is not identified, because the Ekari Unit has been displaced to its present position by the Kabamori and Omotogawa faults. The unit boundary faults all have fault planes near parallel to the structure of the Jurassic accretionary complexes and are thought to be originally thrust faults.

The km-scale folds in the Jurassic accretionary complex are the Kuzugata Anticline, Hiraniwadake Syncline and the Ekari Anticline. All have NW–SE-trending fold axes and fold the tectonically stacked structure of the Jurassic accretionary units. The Kuzugata Anticline is an overturned and isoclinal fold while the other two are not overturned and are tight to gentle. The Hiraniwadake Syncline and the Ekari Anticline become indistinct in the southern part of the Kado District.

The NNW–SSE high-angle faults are the Kabamori, Kuriyama, and Kamatsuta–Natsuya–Michimata faults. The three faults have similar attitudes of fault planes, but their length and age are different. The Kabamori fault extends ca. 10 km, cutting the Jurassic accretionary complexes of the Ekari, Otori, Seki and Takayashiki units, and is intruded by the Early Cretaceous Tuskushimori Body. This fault has vertical displacements that brought the Ekari Unit from its original structurally lower position to its present position. The Kuriyama Fault is the smallest of the three faults, being only 6 km long. It cuts the Jurassic accretionary complexes of the Takayashiki Unit, as well as the Early Cretaceous Tenjinmori Body. The Kamatsuta–Natsuya–Michimata Fault is the largest of the three faults and extends southward for ca. 50 km. It cuts the Jurassic accretionary complexes of the Kadoma and Misugo units.

The Omotogawa Fault bounds the Yokomichi Formation, Kogawa Group and Nishoishi Rhyolite at their northern margin. In its

northwest part, the Omotogawa Fault bounds the Otori and Ekari units of the Jurassic accretionary complex. The fault plane dips at a high angle to the south. The fault is a normal fault also with a sinistral lateral displacement. The activity of the fault continued to later than the formation of the Nishoishi Rhyolite at ca. 44 Ma, and ceased at least before the Quaternary.

The NE–SW to EW faults are found throughout the Kado District. These include the Kunizakai and Koyase faults that are younger than the Omotogawa Fault. Faults that cut Early Cretaceous granitoids are also included in this group. Most faults of this group only cut Jurassic accretionary complexes, and may have an older age. The Kunizakai and Koyase faults represent the youngest tectonic activity in the Kado District. They cut the Omotogawa Fault, and is therefore Paleogene or younger. Both the Kunizakai and Koyase faults do not displace Quaternary deposits and are not active faults.

Resource geology

The main geological resources in the Kado District are copper, manganese, iron, coal and clay. However, none of these are mined at present. Copper was mined in the Hondo and Tayama mines that targeted ores formed along the margin of the Sakainokami Body. Manganese was mined in the Toyaba Mine that targeted ores within chert in the Jurassic accretionary complex of the Otori Unit near Toyaba, Kuzumaki Town. Manganese was also mined in the Akka Mine near Kuriyama, Iwaizumi Town, but its details are not known. Iron was obtained in the form of iron sand along rivers. Some of the notable iron sand mines were in Akka and Anazawa, both in Iwaizumi Town. Both clay and coal were mined from the Kogawa Group. The coal mine was known as the Kogawa Coal Mine and was active from around 1910 to around 1960. The clay mine was known as the Iwate Mine or Iwate Clay Mine, famous for its fireclay. In particular, the “hard clay” of the Komatsu Group in the Kogawa Group had been actively exploited because it produced high-quality kaolin rich in Al_2O_3 , which had high fire resistance. However, as demand declined, the mining ended in 1996, and operations completely closed in 2009.

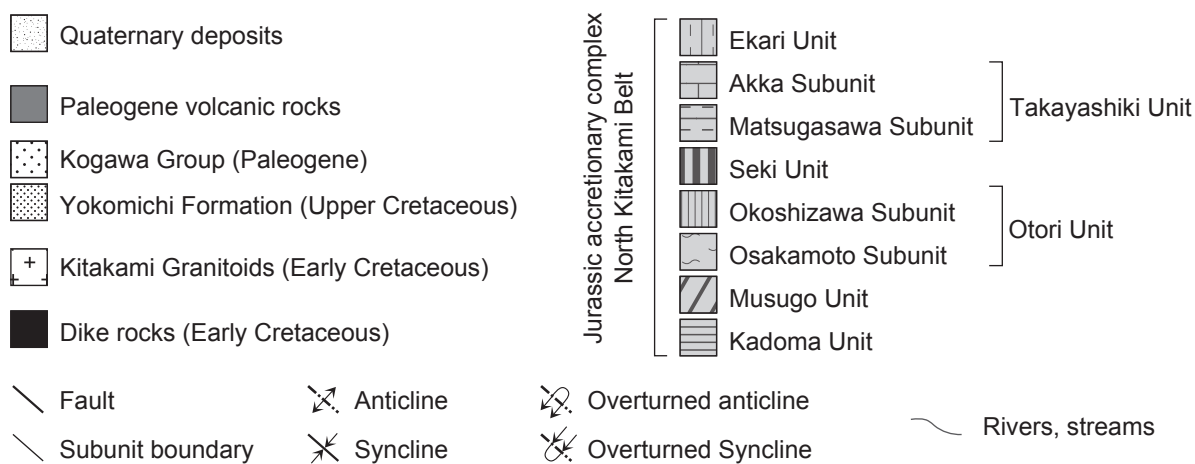
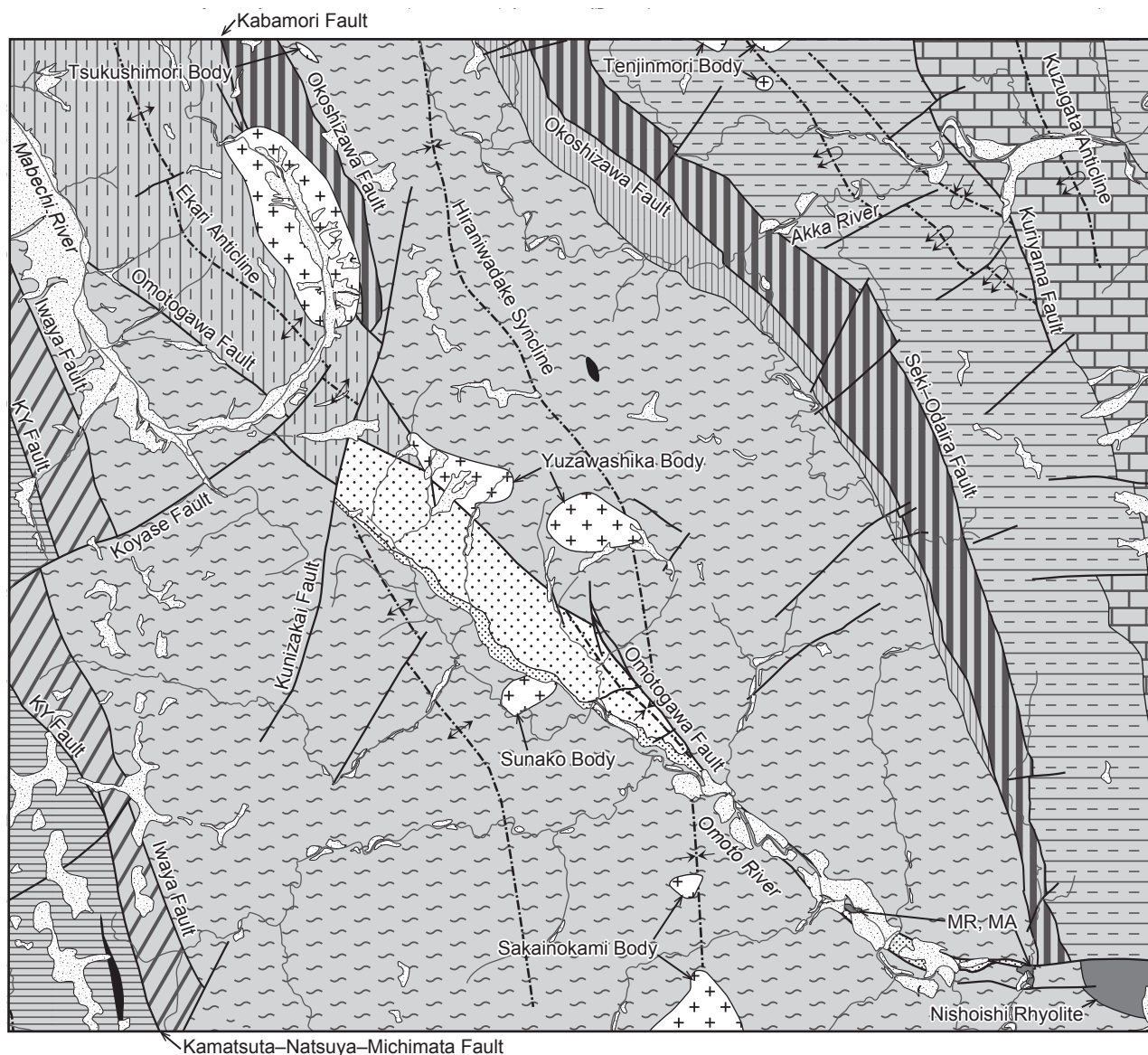


Fig. 1 Outline of the geology of the Kado District

KY Fault: Kamimyojinyama Fault, MR: Matsuhashi Rhyolite, MA: Matsuhashi Andesite.

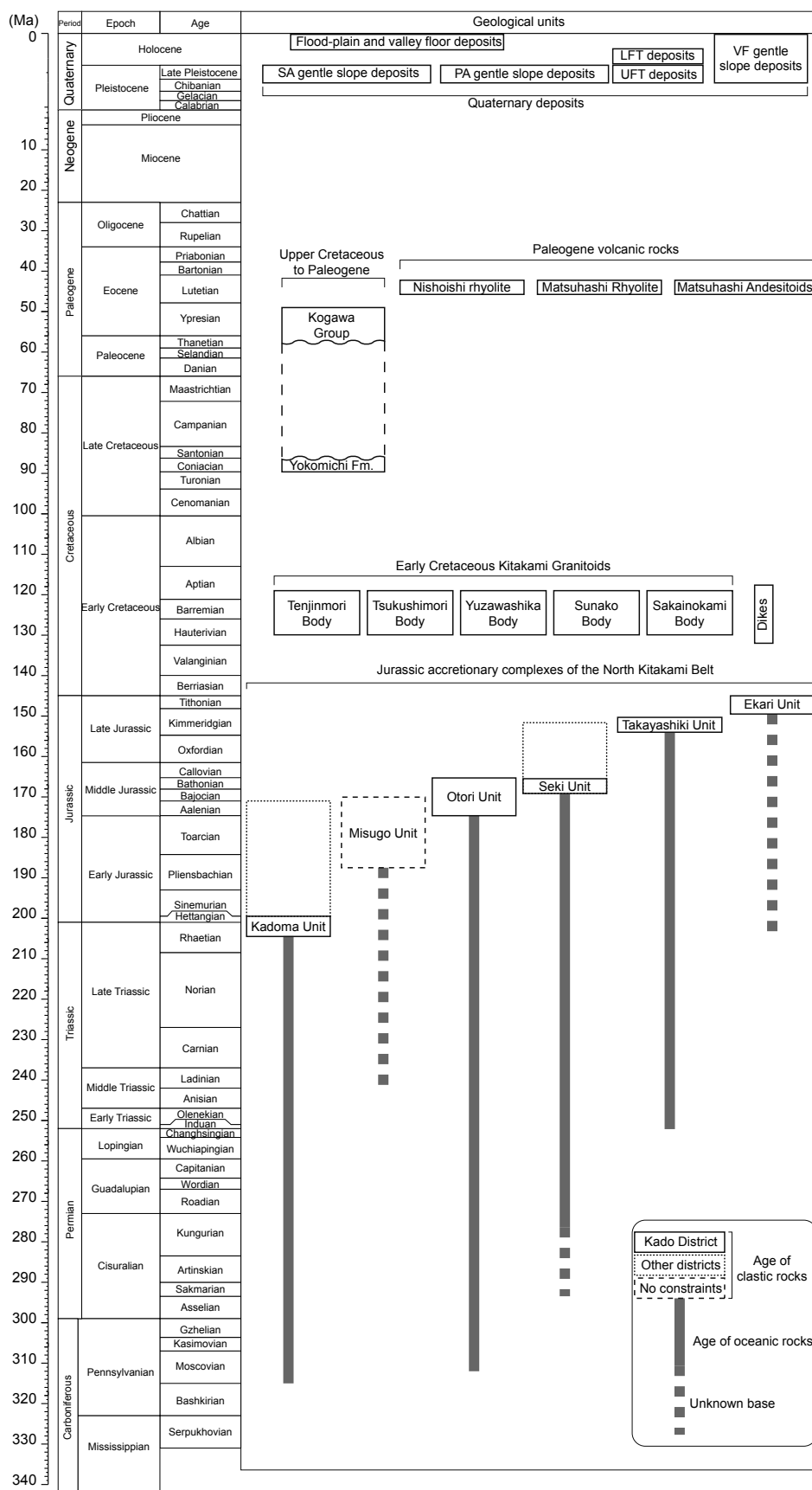


Fig. 2 Age of geological units in the Kado District

SA slope deposits: Summit area gentle slope deposits, PF slope deposits: Piedmont area gentle slope deposits, UT deposits: Upper terrace deposits, VF slope deposits: valley-fill gentle slope deposits, LT deposits: Lower terrace deposits, Fm: Formation.

執筆分担

第 1 章	地形	武藤 俊
第 2 章	地質概説	武藤 俊・野田 篤
第 3 章	ジュラ紀付加体	武藤 俊
第 4 章	前期白亜紀火成岩（北上花崗岩類・岩脈類）	武藤 俊・西岡芳晴
第 5 章	上部白亜系～古第三系	野田 篤
第 6 章	古第三紀火山岩類	武藤 俊・西岡芳晴
第 7 章	第四系	武藤 俊
第 8 章	地質構造	武藤 俊
第 9 章	資源地質	武藤 俊・野田 篤

文献引用例

全体の引用例：

武藤 俊・野田 篤・西岡芳晴（2025）門地域の地質，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，132p.

章単位での引用例：

武藤 俊（2025）第 1 章 地形，門地域の地質，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，1-4.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Muto, S., Noda, A., and Nishioka, Y. (2025) *Geology of the Kado District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 132p. (in Japanese with English abstract) .

In the case of part citation:

Muto, S. (2025) Chapter 1, Topography. *Geology of the Kado District*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1-4 (in Japanese) .

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）

門地域の地質

令和 7 年 2 月 28 日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央事業所 7 群

Geology of the Kado District. Quadrangle Series,
1:50,000

Published on February 28, 2025

Geological Survey of Japan, AIST

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

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：折壁岳南方の放牧地から望む安家川上流域の山稜

北上山地は標高の揃ったなだらかな頂部の山稜とそれを下刻するV字谷で特徴付けられ、門図幅地域の地形にもその特徴がよく表れている。狭いV字谷底部の平地は面積が限られるため、頂部に広がる緩やかな土地を焼畑や放牧に利活用するようになったと言われ、現在でも夏季には北東北の名産の一つである短角牛などの放牧が行われている。写真左奥の穴目ヶ岳（標高 1,167.6 m）と中央右の折壁岳（標高 1,076.3 m）は、門図幅地域内の主な山頂である。

The topography of the Kado District well represents that of the Kitakami Mountains, which is characterized by gentle summits with similar heights incised by V-shaped valleys. It is said that the limited availability of flat areas at the bottom of the narrow V-shaped valleys led to the use of gentle summit areas for farming and pasturage, and this is still inherited today in the form of pasture of cattle including the Tankakugyu (short-horned cattle) famous in the northern Tohoku Region. Mt. Anamegatake (alt. 1,167.6 m) and Mt. Orikabe (alt. 1,076.3 m), respectively in the left and center right of the photo are some of the main peaks in the district.

