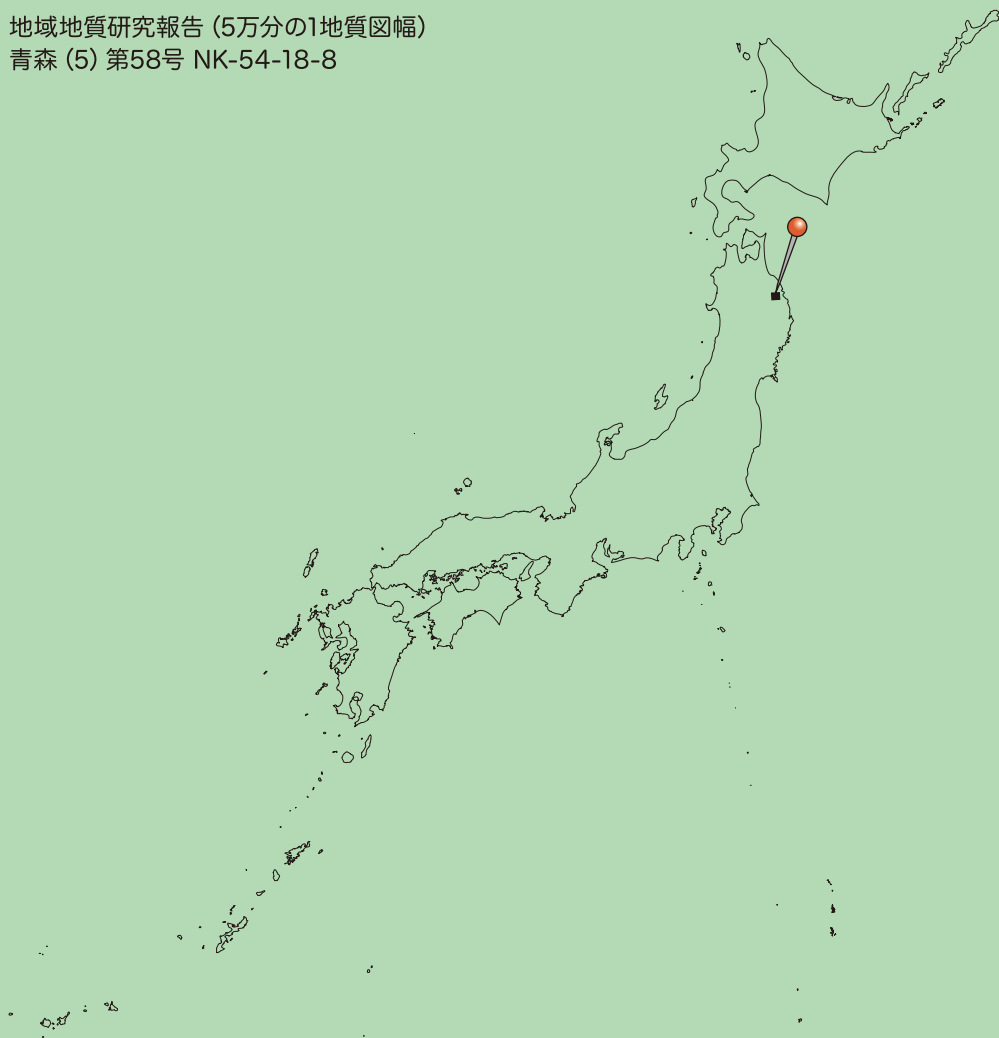


地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
青森 (5) 第58号 NK-54-18-8



陸中関地域の地質

Geology of the Rikuchu-Seki District

中江 訓	NAKAE Satoshi
鎌田 耕太郎	KAMADA Kotaro
久保 和也	KUBO Kazuya
工藤 崇	KUDO Takashi

令和3年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
青森(5)第58号
NK-54-18-8

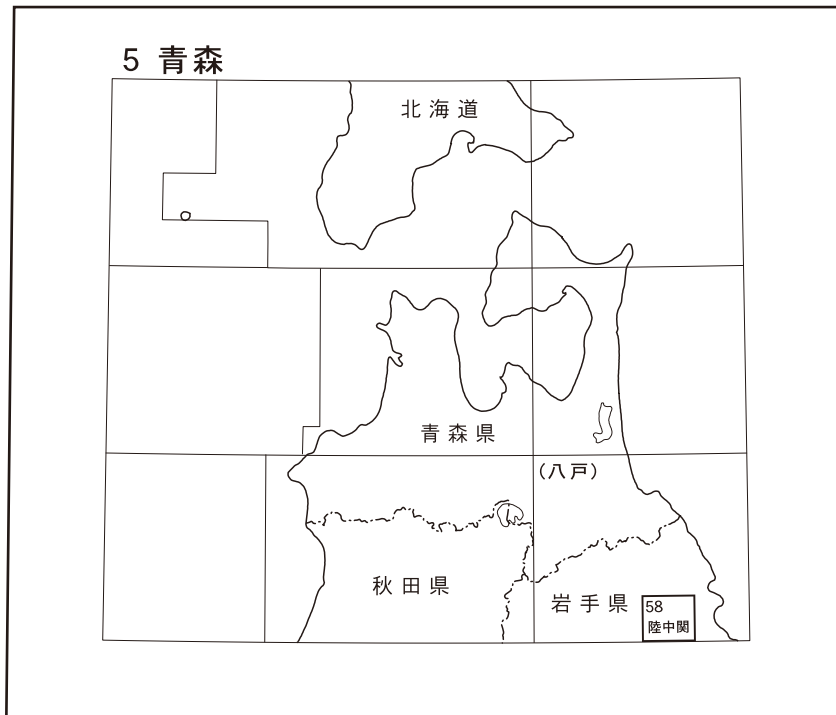
陸中関地域の地質

中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇

令和3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

5-48 一戸 Ichinohe NK-54-18-11 (2018)	5-49 陸中大野 Rikuchū-Ōno NK-54-18-7 (1987)	5-50 久慈 Kuji NK-54-18-3 (未刊行, unpublished)
5-57 葛巻 Kuzumaki NK-54-18-12 (未刊行, unpublished)	5-58 陸中関 Rikuchū-Seki NK-54-18-8 (2021)	5-59 陸中野田 Rikuchū-Noda NK-54-18-4 (1962)
6-8 藪川 Yabukawa NJ-54-13-9 (未刊行, unpublished)	6-9 門 Kado NJ-54-13-5 (未刊行, unpublished)	6-10 岩泉 Iwaizumi NJ-54-13-1 (未刊行, unpublished)

陸中関地域の地質

中江 訓¹・鎌田耕太郎²・久保和也³・工藤 崇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。

陸中関地域の地質図幅の作成は、昭和61(1986)年度から平成元(1989)年度に実施した鎌田及び久保による本調査と平成15(2003)年度から平成18(2006)年度に実施した鎌田の追加調査、ならびに平成29(2017)年度から令和元(2019)年度に実施した中江及び工藤による補備調査の結果に基づいている。現地における地形・地質調査と地質図の作成に当たっては、主に以下の通り分担した。地形：空中写真判読とこれに基づく現地調査を工藤が実施し地形を区分。ジュラ系地層群(北部北上帯付加複合体)：鎌田による陸中関地域全域の調査結果を基に、中江が補備調査を実施した後に地質図を作成。下部白亜系深成岩類(北上花崗岩類)ならびに中新統火山岩類(貫入岩類)：久保が地質調査を実施し地質図を作成。上部白亜系陸成-浅海成層(久慈層群)：鎌田が地質調査を実施し地質図を作成。第四系堆積物：工藤が補備調査を実施し地質図を作成。また報告書の作成については、地形は中江・工藤、ジュラ系地層群は中江・鎌田、下部白亜系深成岩類ならびに中新統火山岩類は久保、上部白亜系陸成-浅海成層は鎌田、第四系堆積物は工藤、資源地質は中江・鎌田・工藤が、それぞれを担当した。なお全体の取りまとめと編集は中江が担当した。

本調査研究の報告を作成するにあたり、東北大学大学院理学研究科の鈴木紀毅准教授には本地域内における地質についてご教授いただいた。また、本研究に用いた岩石薄片は、地質情報基盤センター地質標本館室の作製によるものである。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

² 弘前大学(元地質調査所)

³ 地質調査総合センター 地質情報研究部門客員研究員

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Rikuchu-Seki, Kuji City, Kuzumaki Town, Iwaizumi Town, Iwate Prefecture, Jurassic, Cretaceous, Neogene, Quaternary, Miocene, Pleistocene, Holocene, North Kitakami Belt, accretionary complex, Kitakami Granitic Rocks, Kuji Group, Mizunashi Formation, fluvial terrace deposit, piedmont and valley till gentle slope deposit, flood plain and lowland deposit, Iwawaki Fault, Seki-Ôdaira Fault, Takinosawa-Yomogigamori Fault, Okoshizawa Fault, Kuzumaki Fault.

令和2年9月16日受理 令和3年3月31日発行

目 次

第1章 地形	1
1.1 位置・交通	1
1.2 地形的特徴	1
1.2.1 山地の地形	1
1.2.2 段丘の地形	2
1.2.3 低地の地形	3
1.2.4 カルスト地形	3
1.3 河川	5
第2章 地質概説	6
2.1 地質総括	6
2.2 地質系統	6
2.2.1 ジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）	6
2.2.2 下部白亜系深成岩類（北上花崗岩類）	10
2.2.3 上部白亜系陸成－浅海成層（久慈層群）	10
2.2.4 中新統火山岩類（貫入岩）	10
2.2.5 第四系堆積物	10
2.3 地質構造	11
2.3.1 覆瓦構造・層序単元境界断層	11
2.3.2 褶曲構造	11
2.3.3 深成岩類の列状分布	11
2.3.4 高角傾斜断層	11
2.4 地質学的属性境界の表現	11
2.4.1 JIS A 0204：2019 の適用	11
2.4.2 地質学的属性境界	12
第3章 ジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）	14
3.1 概要及び研究史	14
3.2 層序単元の記載に当たって	20
3.3 層序区分	21
3.3.1 茅森コンプレックス	21
3.3.2 高屋敷コンプレックス	29
3.3.3 関コンプレックス	45
3.3.4 合戦場コンプレックス	52
3.3.5 大鳥コンプレックス	58
3.3.6 葛巻コンプレックス	65
3.4 地質時代と復元層序	68
3.5 地質構造	72
3.5.1 覆瓦構造	72

3.5.2	コンプレックス境界断層	73
第4章	下部白亜系深成岩類（北上花崗岩類）	76
4.1	岩体区分とその研究史	76
4.2	概要	76
4.3	平庭岩体	77
4.3.1	細粒～中粒角閃石斑れい岩	77
4.3.2	粗粒角閃石斑れい岩	79
4.3.3	輝石角閃石石英閃緑岩	82
4.3.4	角閃石石英閃緑岩	82
4.3.5	黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩～石英閃緑岩	86
4.3.6	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	86
4.3.7	平庭岩体の内部構造と貫入過程	87
4.4	天神森岩体	87
4.4.1	斑れい岩類（中粒角閃石斑れい岩及び細粒単斜輝石角閃石斑れい岩）	87
4.4.2	トータル岩～花崗閃緑岩類	88
4.4.3	天神森岩体の内部構造と貫入過程	90
4.5	小国岩体	90
4.5.1	中粒角閃石斑れい岩	90
4.5.2	角閃石黒雲母トータル岩	90
4.6	沼袋岩体	91
4.6.1	黒雲母角閃石トータル岩	91
4.7	川口岩体	91
4.7.1	かんらん石輝石斑れい岩	92
4.8	滝の沢岩体	92
4.8.1	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	92
4.9	深成岩類の岩相区分と列状分布	93
第5章	上部白亜系陸成－浅海成層（久慈層群）	94
5.1	概要・研究史	94
5.1.1	層序区分の変遷と問題点	94
5.1.2	堆積環境	97
5.1.3	地質時代	98
5.2	玉川層	98
5.3	国丹層	102
第6章	中新統火山岩類（貫入岩）	105
6.1	角閃石安山岩及び凝灰角礫岩	105
6.1.1	角閃石安山岩	105
6.1.2	角閃石安山岩凝灰角礫岩	105
6.2	地質学的位置づけ	106
第7章	第四系	108
7.1	概要及び研究史	108

7.2	水無層	108
7.3	河成段丘堆積物	110
7.4	山麓及び埋谷緩斜面堆積物	111
7.5	氾濫原及び谷底低地堆積物	111
第8章	地質構造	113
8.1	褶曲構造	113
8.1.1	背斜	113
8.1.2	向斜	113
8.2	高角傾斜断層	114
8.2.1	縦走断層	115
8.2.2	横断断層	118
8.3	重力異常	118
第9章	資源地質	120
9.1	鉄鉱床	120
9.1.1	砂鉄鉱床	120
9.2	非鉄金属鉱床	121
9.2.1	マンガン鉱床	121
9.2.2	金鉱床	123
9.3	非金属鉱床	123
9.3.1	珪石鉱床	123
9.4	碎石	123
9.5	鉱泉	124
9.6	湧水	125
9.7	自然景観	126
文献		127
Abstract		134

図・表目次

第 1.1 図	陸中関地域の行政区分と交通網	2
第 1.2 図	陸中関地域の埋谷接峰面図	3
第 1.3 図	安家石灰岩とカルスト地形の分布図	4
第 1.4 図	ドリーネの産状	5
第 2.1 図	陸中関地域の地質概略図	7
第 2.2 図	陸中関地域の地質総括図	8
第 3.1 図	北上山地北部における地体構造单元区分の変遷	15
第 3.2 図	陸中関地域及び周辺における層序区分の対応関係	16
第 3.3 図	陸中関地域及び周辺における層序单元が示す地質時代の変遷	17
第 3.4 図	陸中関地域周辺におけるジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）の層序区分と概略分布	18

第 3.5 図	茅森コンプレックスの模式地と模式層	23
第 3.6 図	茅森コンプレックスの柱状図	24
第 3.7 図	茅森コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相	26
第 3.8 図	茅森コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真 (I)	28
第 3.9 図	茅森コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真 (II)	29
第 3.10 図	高屋敷コンプレックスの模式地と模式層	31
第 3.11 図	高屋敷コンプレックスの柱状図	32
第 3.12 図	高屋敷コンプレックスの下部-中部境界付近のルートマップ	34
第 3.13 図	高屋敷コンプレックスの下部-中部境界付近の岩相	35
第 3.14 図	高屋敷コンプレックス下部 (沢山川玄武岩) を構成する苦鉄質岩の産状と岩相	38
第 3.15 図	高屋敷コンプレックス下部 (沢山川玄武岩) を構成する苦鉄質岩の薄片写真	39
第 3.16 図	高屋敷コンプレックス中部 (安家石灰岩) を構成する石灰岩の産状と薄片写真	41
第 3.17 図	高屋敷コンプレックス上部を構成するチャートと泥質岩の産状	43
第 3.18 図	高屋敷コンプレックス上部を構成する粘板岩質泥岩と砂岩の薄片写真	44
第 3.19 図	高屋敷コンプレックス上部を構成する泥質混在岩の産状と岩相	45
第 3.20 図	関コンプレックスの模式地と模式層	47
第 3.21 図	関コンプレックスの柱状図	48
第 3.22 図	関コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相	49
第 3.23 図	関コンプレックスを構成する主要岩類の研磨面・薄片写真	50
第 3.24 図	関コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真	51
第 3.25 図	合戦場コンプレックスの模式地と模式層	53
第 3.26 図	合戦場コンプレックスの柱状図	55
第 3.27 図	合戦場コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相	56
第 3.28 図	合戦場コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真	57
第 3.29 図	大鳥コンプレックスの模式層	60
第 3.30 図	大鳥コンプレックスの柱状図	61
第 3.31 図	大鳥コンプレックスを構成する主要岩類の産状と薄片写真 (I)	63
第 3.32 図	大鳥コンプレックスを構成する主要岩類の産状と薄片写真 (II)	64
第 3.33 図	葛巻コンプレックスの柱状図	66
第 3.34 図	葛巻コンプレックスを構成する主要岩類の産状と薄片写真	67
第 3.35 図	葛巻コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相	68
第 3.36 図	葛巻コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真	69
第 3.37 図	周辺地域を含めた陸中関地域におけるコンプレックスごとの復元層序と地質時代	71
第 4.1 図	北上山地北部の深成岩類 (北上花崗岩類) の分布図	77
第 4.2 図	陸中関地域における深成岩類及び貫入岩の分布	78
第 4.3 図	深成岩類のモード図	79
第 4.4 図	平庭岩体・突紫森岩体の岩相分布図	80
第 4.5 図	平庭岩体・突紫森岩体の各岩相の相互関係	81
第 4.6 図	深成岩類の顕微鏡写真 (I)	83
第 4.7 図	深成岩類の顕微鏡写真 (II)	84

第 4. 8 図	平庭岩体の細粒～中粒角閃石斑れい岩	85
第 4. 9 図	平庭岩体の粗粒角閃石斑れい岩	85
第 4. 10 図	角閃石石英閃緑岩中の輝石角閃石石英閃緑岩の捕獲岩	86
第 4. 11 図	石灰岩・泥岩層中の黒雲母角閃石トータル岩岩脈	89
第 5. 1 図	久慈層群玉川層及び国丹層における岩相層序区分または堆積相区分（堆積環境）とその対比	95
第 5. 2 図	玉川層及び国丹層の露頭写真	100
第 5. 3 図	玉川層上部層－国丹層の柱状図	101
第 6. 1 図	貫入岩の顕微鏡写真	106
第 7. 1 図	水無層の露頭写真	109
第 7. 2 図	河成段丘堆積物の露頭写真	111
第 7. 3 図	山麓及び埋谷緩斜面堆積物ならびに氾濫原及び谷底低地堆積物の露頭写真	112
第 8. 1 図	陸中関地域に見られる主要な地質構造の概要	114
第 8. 2 図	高角傾斜の縦走断層	116
第 8. 3 図	陸中関地域の重力図（ブーゲー異常）	119
第 9. 1 図	砂鉄鉱床の採鉱跡地を示す写真	121
第 9. 2 図	陸中関地域内の鉱泉・湧水の所在地	124
第 9. 3 図	鉱泉・湧水の所在と案内板	125
第 6. 1 表	角閃石安山岩岩脈及び凝灰角礫岩の K-Ar 年代	107
第 9. 1 表	陸中関地域内のマンガング山一覧	122
第 9. 2 表	陸中関地域内の鉱泉・湧水の所在一覧	125
付図 1	柱状図を作成したルート	133
Fig. 1	Geological map of the Rikuchu-Seki District	135
Fig. 2	Geologic summary in the Rikuchu-Seki District	136

第1章 地 形

(中江 訓・工藤 崇)

1.1 位置・交通

陸中関地域は岩手県北東部の内陸域に位置し、区画西限の南端・北端はそれぞれ北緯 40°0'10.0"/東経 141°29'47.2"と北緯 40°10'10.0"/東経 141°29'47.2"に、東限の南端・北端はそれぞれ北緯 40°0'10.1"/東経 141°44'47.1"と北緯 40°10'10.0"/東経 141°44'47.1"に相当し、南北約 18.5 km、東西約 21.3 km の範囲に及ぶ。行政的には、南西端・南縁・東縁の一部がそれぞれ岩手郡葛巻町・下閉伊郡岩泉町・九戸郡野田村に含まれ、それ以外は久慈市(旧久慈市・旧九戸郡山根村・山形村を含む)に属する(第 1.1 図)。

本報告における地名表記については、以下の通りとする。昭和 29 年以前及び平成 18 年以前からの旧久慈市域の字名については旧来通り「久慈市+旧字名(+旧小字名)」とし、旧山根村ならびに旧山形村についてはそれぞれ合併後の表記「久慈市+新字名」とする(旧村名+旧字名=新字名:字の字句を削除)。しかしながらこの表記では名称が長くなるので、必要に応じて「久慈市」を冠することもあるが、通常「山根町○○」及び「山形町○○」などの新字名で簡記し、さらに文脈から重複する場合には単に旧字名の「○○」に省略する。また合併前の山根村ならびに山形村の小字名はこれまでも公式の地名表記として用いられていなかった(地割制度に基づく第 1 地割、第 2 地割・・・が用いられている)が、国土地理院発行の 5 万分の 1 及び 2 万 5 千分の 1 地形図に記されている地名については、小字の字句を付さず「山根町□□」などと表記する。従って例えば「関」は、「久慈市山形町霜畑字関」ではなく「(久慈市)山形町関」となる。

本地域に隣接する 5 万分の 1 地形図ならびに地質図幅の区画名は、一戸(北西隣)・陸中大野(北隣)・久慈(北東隣)・陸中野田(東隣)・岩泉(南東隣)・門(南隣)・藪川(南西隣)・葛巻(西隣)である。

本地域内の幹線道路としては、北西部では久慈市街から西南西方向に向かい平庭峠を経て葛巻町に至る国道 281 号線が主要幹線として通過し、県道 7 号線が東部を南北方向に、また県道 29 号線が中央部を東西に向かう。これらの幹線道路は、久慈川・長内川などの規模の大きい河川やその支流沿いに敷設されている(第 1.1 図)。

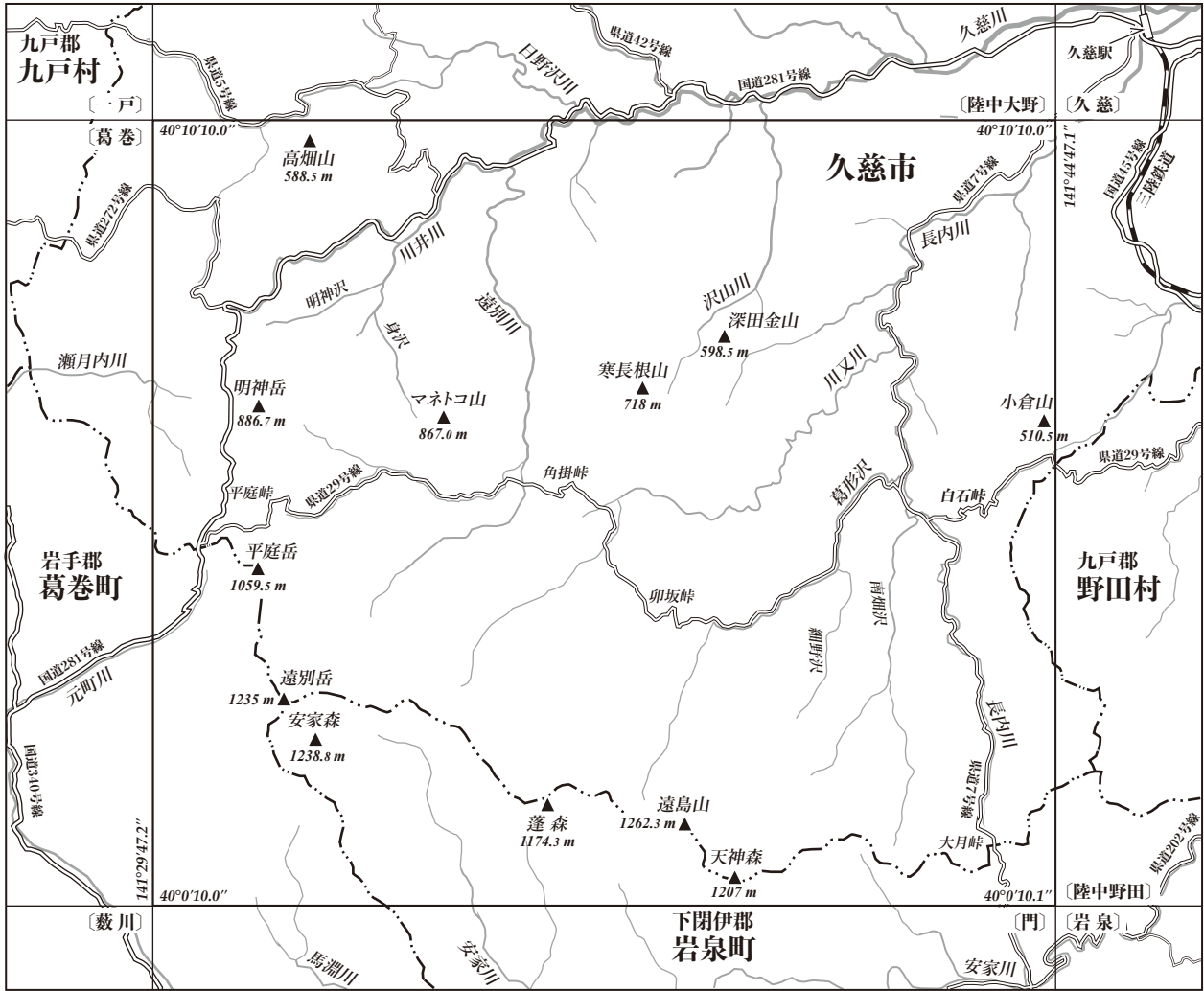
1.2 地形的特徴

陸中関地域における接峰面図(第 1.2 図)に基づくと、その地形的な概要が明瞭に示される。地形的特徴として、本地域の南部には北上山地北部を構成する標高 1,200 m を越える比較的高い峰々が連なっており、北側に向けて標高を減じ北部では標高 500~700 m 程度となる。この間で 500 m 程度の高度差が生じている。東部では、標高 400~500 m に起伏の乏しい帯状の平坦面が認められ南北方向に伸長する。これら山地に対して、本地域北東端に見られる標高 240~300 m 程度の段丘面と、長内川の下流域に僅かに見られる平野が分布する。

1.2.1 山地の地形

山地には、以下の特徴が見て取れる(第 1.2 図)。まず等高線の卓越方向に基づくと、山地の稜線は(i)西北西-東南東方向(N60°W)に伸長する傾向が顕著であり、さらにこの方向に対し斜交する(ii)北北西-南南東方向(N20°W)のやや短い稜線も比較的明瞭に現れている。本地域における基盤岩の大半を占めるジュラ系地層群の一般走向(N20°~30°W)は(i)よりむしろ(ii)の稜線方向に調和的であるので、(i)の顕著な地形的特徴は基盤岩の岩相や地質構造を反映したものではないと判断される。一方でこれらの稜線に対し、(iii)の谷地形は、北東-南西方向に形成されている。谷の方向と位置は、基盤岩のジュラ系地層群及び下部白亜系深成岩類を切断する横断断層に概ね一致している。

本地域内の最高峰は南部中寄りに位置する遠島山(1,262.3 m)であり、久慈市と葛巻町・岩泉町との境界となる稜線に沿って西から、平庭岳(1,059.5 m)、遠別岳(1,235 m)、安家森(1,238.8 m)、蓬森(1,174.3 m)、遠島山、天神森(1,207 m)などの標高 1,000 m を越える高峰が連なる。遠別岳-蓬森-遠島山-天神森の稜線は(i)を、また平庭岳-遠別岳-安家森の稜線は(ii)を形成している。これらは比較的起伏量の大きい山地を構成し、その背面高度は定高性を示すと共に標高 1,000~1,200 m の山頂緩斜面が形成されている。これらの山頂緩斜面の分布域は、下部白亜系深成岩類(平庭岩体・天神森岩体)の露出域あるいはその近傍に相当することから、その成因は深成岩類の風化浸食に起因すると判断さ



第 1.1 図 陸中関地域の行政区分と交通網

陸中関地域は大枠内。〔 〕内は隣接区画名を表す。経緯度の数値は、世界測地系による。

れる。しかしながら、稜線 (i) 及び (ii) の方向と位置は、深成岩類全体の分布状況とは無関係である。

山地斜面は、南西部の高峰周辺から北東に向け標高を減ずるが、本地域北西端から南東端にかけて標高 600~700 m 付近に、直線的で稜線 (i) に平行する明瞭な傾斜変換線がある。これに沿って斜面の平均斜度が急変する。この変換線より北東側では等高線間隔が広がった緩斜面が分布し、標高 500~700 m 程度の比較的なだらかな地形となる。

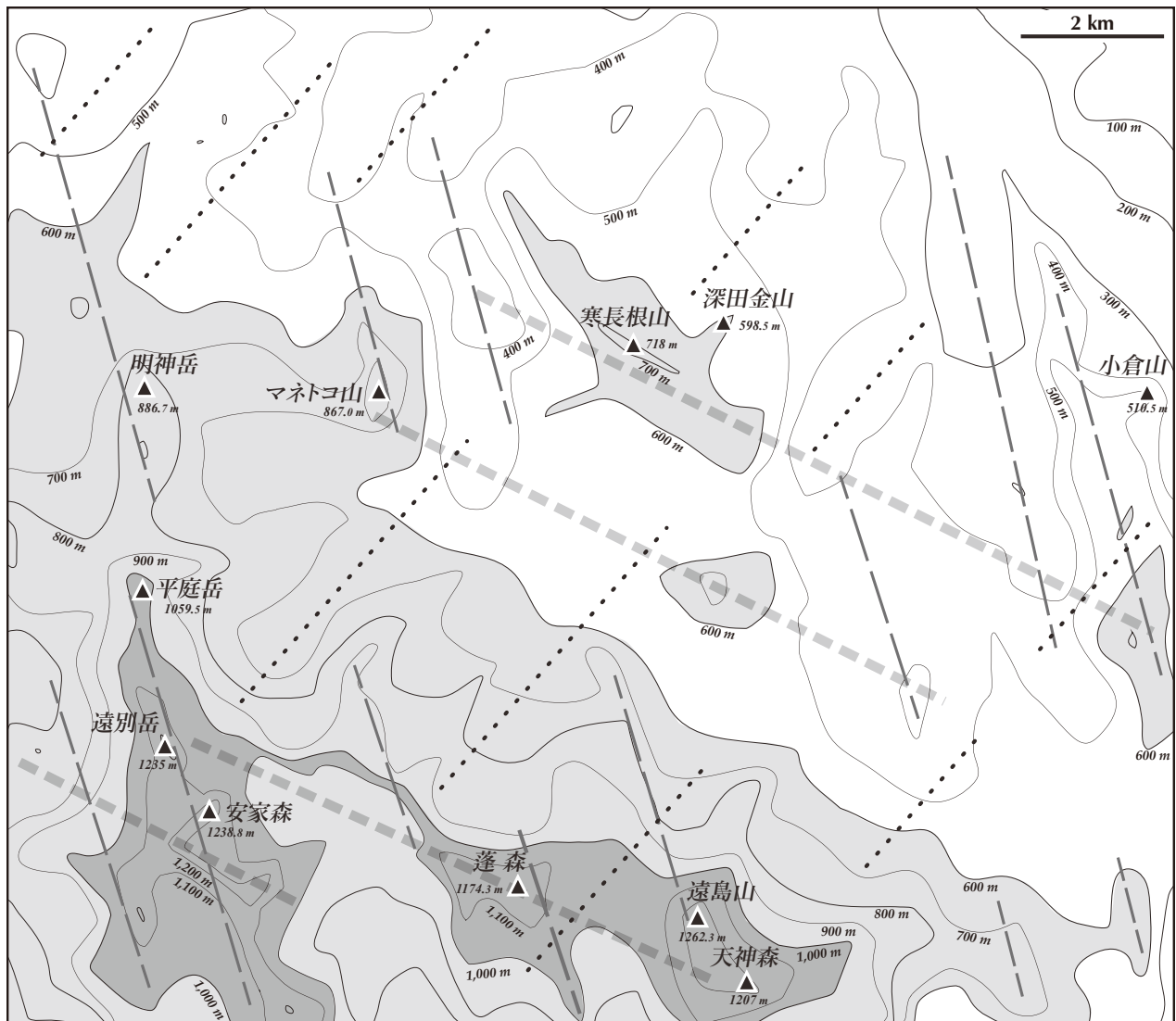
(ii) の稜線は、本地域全域に認められる。南西端部の稜線方向は深成岩類からなる平庭岩体南半部の伸長方向に一致し、頂部は 1,000 m 以上の標高を持つ。中央部北西寄りから東部にかけては、稜線 (ii) の頂部は標高 500~600 m 程度に減ずると共に、比較的起伏が小さく定高性を示す。これらのうち東部に認められる稜線に沿って、起伏が乏しく帯状の平坦面 (標高 400~500 m) が広がっている。この平坦面は石灰岩分布域に一致し、

所々にドリーネやウバーレなどのカルスト地形が形成されている。

(iii) の北東-南西方向に伸長する谷地形は、本地域内の主要河川 (久慈川・長内川など) よりむしろ、これに流入する川井川上流・沢山川・川又川・遠別川上流などの支流の位置と方向に一致する傾向が認められる。

1.2.2 段丘の地形

陸中関地域では、海成段丘と河成段丘が認められる。海成段丘は、本地域北東端において北上山地の東縁に沿って分布が認められ、緩慢な斜面をもつ地形を特徴としている。この海成段丘は地形面としては水無面 (佐々, 1932; 米倉, 1966) と呼ばれ、その分布は北西-南東方向に伸長し、北隣の陸中大野地域から東隣の陸中野田地域に連続する。水無面は、標高 240~300 m 付近にあり、ジュラ系地層群及び下部白亜系深成岩類を被覆した中部更新統 (水無層) の分布域に一致する。段丘面の幅は 1.6 km



第 1.2 図 陸中関地域の埋谷接峰面図

太破線は (i) 西北西－東南東方向の明瞭かつ顕著な稜線方向，細破線は (ii) 北北西－南南東方向の稜線方向，点線は (iii) 北東－南西方向の谷地形を示す。接峰面図は，等高線間隔 100 m，幅 1,000 m 以下の谷を埋積して作成。地形の特徴を際立たせるために，標高 600 m 以上と 1,000 m 以上を塗色。

以下で，北東へ向かって 2° 程度の緩やかな傾斜を示す。

河成段丘は，長内川流域，遠別川流域，川井川流域，川又川流域で認められるが，断片的で小規模な分布を示す。長内川下流域では，少なくとも 2 段以上の河成段丘地形が認められ，これらは種市段丘（田山，1931）あるいは種市面（米倉，1966）と呼ばれる。段丘面と現河川による氾濫原との比高は 10～40 m である。河成段丘は，長内川下流域では水無面よりも比高約 200 m 低位の段丘面を形成する。これらの段丘地形の詳細については，堆積物の岩相と共に第 7 章にて記載する。

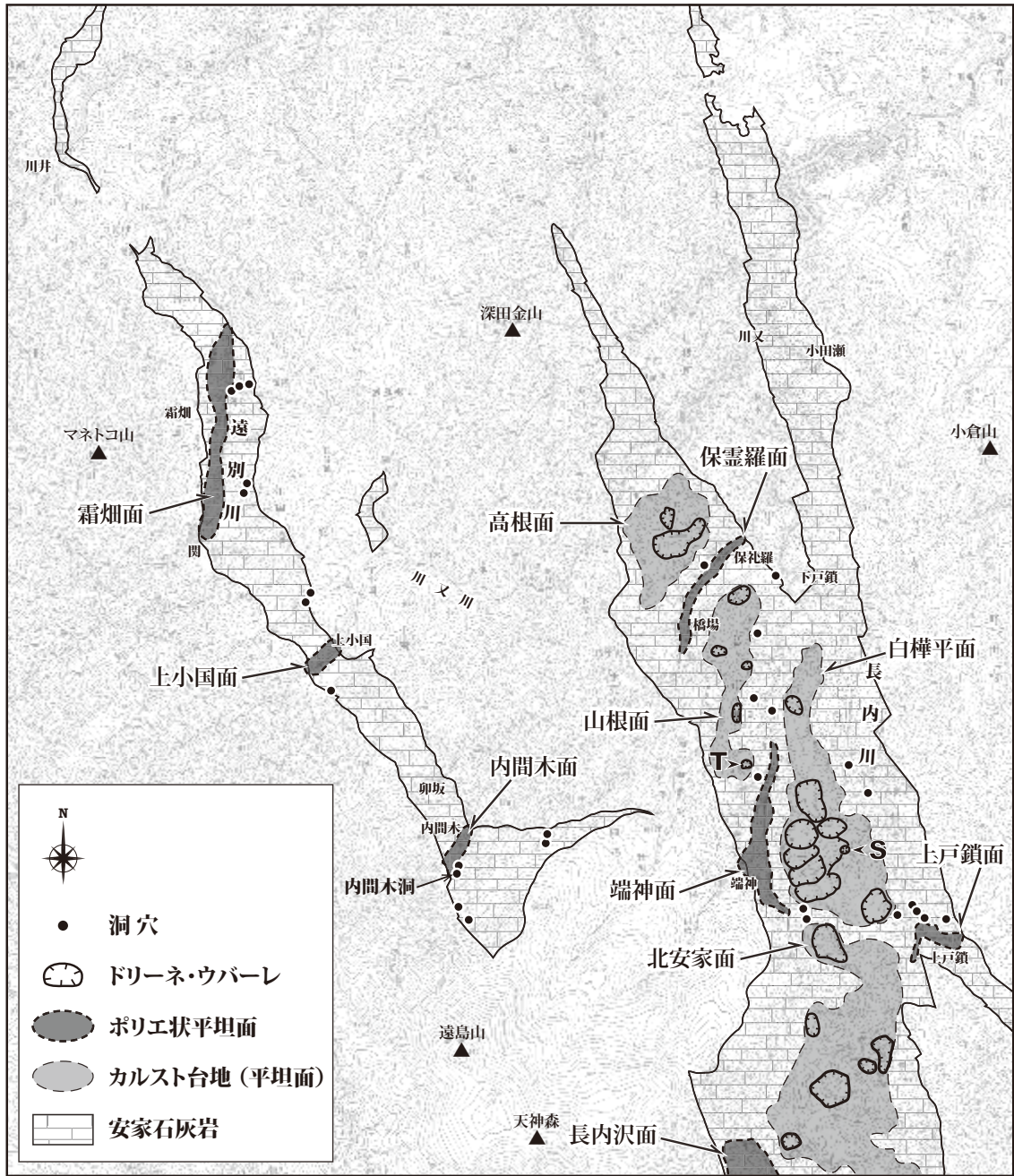
1.2.3 低地の地形

低地の地形は，現河床，氾濫原，扇状地，沖積錐，崖錐，その他成因不詳の埋谷緩斜面などからなる。低地地

形は，本地域の全域で主に河川沿いに認められるが，山間部に位置するため分布面積は極めて小さく不連続に点在する。本地域中央部周辺（久慈市山形町下小国－上小国，山形町霜畑－関）や北西部（久慈市山形町川井）などで見られる低地は，比較的広い面積を持つ。北東端の長内川下流域では，久慈市岩瀬張などの市街地において比較的まとまった氾濫原の分布が認められる。

1.2.4 カルスト地形

北上山地北部に見られるカルストはあつかカルストと呼ばれ，カルスト地形はジュラ系地層群の一部を構成する安家石灰岩の分布域（安家石灰岩地帯：東北経済開発センター，1978）内に限られている。陸中関地域では，東部の長内川流域と中央部西寄りの遠別川流域に認めら



第 1.3 図 安家石灰岩とカルスト地形の分布図

カルスト地形の分布は主に石田 (1986), 中塚 (1996), 柳沢・岡本 (1997) に基づき作成し, 平坦面の名称は柳沢・岡本 (1997) に従った. 安家石灰岩の分布は, 本調査結果に基づく. T: 得部ドリーネ, S: 白樺平ドリーネ群. 基図は, 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「陸中関」の一部.

れ, それぞれにおいて, 石灰岩の走向方向に沿った北北西-南南東方向に点在する (第 1.3 図). カルスト地形を特徴づける明瞭な要素は主に, 平坦な頂部をなすカルスト台地とドリーネ・ウバーレ (第 1.4 図) ならびにポリエなどの窪地・平坦面から構成される.

長内川流域において確認されるカルスト台地は, 川又川・葛形沢・南畑沢などの支流によって分離され, 北側

から高根面(頂部の平坦面高度:370~450 m)・山根面(400~530 m)・白樺平面(400~550 m)・北安家面北部(550~700 m)に識別される(石田, 1986; 柳沢・岡本, 1997). 平坦面高度は北側から南側に向けて上昇し, この傾向は南隣の門地域にかけて連続する. これらの台地は, 上流から流れ込んできた上記の外來河川によって 100~200 m 程度下刻・浸食され, 急峻な谷地形ないしポリエ状の低



第 1.4 図 ドリーネの産状
白樺平ドリーネ群を構成する代表的なドリーネ（場所は第 1.3 図中の S）。緩やかな椀状の窪地をなす。

地平坦面が形成されたと考えられる。ポリエ状平坦面として、保靈羅面・端神面・上戸鎖面・長内沢面が識別されている（柳沢・岡本, 1997）。これに対し遠別川流域では、ポリエ状の低地平坦面（霜畑面・上小国面・内間木面）は形成された（柳沢・岡本, 1997）ものの、石灰岩の分布幅が狭いため、明瞭なカルスト台地へと発展しなかったとみられる（350～550 m 付近に狭く不明瞭な平坦面が認められる）。

安家石灰岩地帯に普遍的に存在する洞穴も、陸中関地域には多数存在している。その中で最大なのは、久慈市山形町間木平の南方に位置する「内間木洞」であり、国内第 3 位（2010 年 12 月現在）の総延長（6,314 m）を持つ（藤井ほか, 2011）。

1.3 河川

陸中関地域を流れる河川は、河川管理上いずれも二級

河川である。その大部分が久慈市内に流域をもつ久慈川水系に属し、南西端（葛巻町内）には馬淵川水系と瀬月内川水系、また南縁部（岩泉町内）には安家川水系の上流部が見られる（第 1.1 図）。

久慈川水系の主流である久慈川は、久慈市西部に位置する明神岳に源を発し本地域北縁部を東北東に流れ太平洋に注ぐ。上流部は川井川と呼ばれ、遠別川や沢山川などの支流を合わせる。本地域東部を北流する長内川は、南東端の大月峠に源を発し支流の葛形沢や川又川を合わせ、久慈市街地で久慈川に合流する。陸中関地域内の久慈川水系は、大局的に北東方向へ向かう流路が卓越するのが特徴である。

馬淵川水系としては、馬淵川上流部やその支流の元町川などが、瀬月内川水系としては上流部が本地域西縁部を流れる。安家川水系は、南隣の岩泉地域北縁部を東流する安家川を主流とする。本地域内では、安家森南東斜面に安家川上流部が見られる。

第2章 地質概説

(中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇)

2.1 地質総括

東北日本の北東部を占める北上山地^{きたかみ}には、白亜紀以降の深成岩類あるいは火山岩類・陸成-浅海成堆積岩とこれらに貫入・被覆される古生界ならびに中生界が広く分布する。本報告で記述する陸中関地域は北上山地北部^{くず}のほぼ中央に位置し、岩手県久慈市とその周辺の岩手郡葛巻町^{まき}・下閉伊郡岩泉町^{いづみ}・九戸郡野田村^{のだ}が含まれる。この地域の大部分は主に、ジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）、下部白亜系深成岩類（北上花崗岩類）、上部白亜系陸成-浅海成層（久慈層群）が分布し（第2.1図）、僅かに第四系堆積物（河成段丘堆積物として下部更新統浅海成層^{みづなし}の水無層・山麓及び埋谷緩斜面堆積物・氾濫原及び谷底低地堆積物）がこれらを被覆すると共に、中新統火山岩類（貫入岩）も分布する。山地を形成するジュラ系地層群が本地域の大部分を占め、これに貫入する深成岩類の分布域は特に標高が高くなる特徴を示す。上部白亜系陸成-浅海成層は、低地から山地に漸移する北東端に分布し、北上山地の外縁を画する。

陸中関地域を含む北上山地北部はジュラ紀を通じて古アジア大陸東縁に位置し、そこでは古太平洋（バンサラッサ海）の海底下に広がる海洋プレート（イザナギプレート）の沈み込みに伴って海洋性岩石と陸源性岩石が混合した付加複合体が形成された。付加複合体の成長に伴い海溝（沈み込み帯）は海洋側へ前進するため、白亜紀初頭から本地域周辺は弧火成活動の場に転じ、地下深部でマグマが生成され深成岩類が付加複合体に貫入した（Takahashi, 1983；Tsuchiya and Kanisawa, 1994）。さらに白亜紀の後半になると、白亜系付加複合体の形成に伴い海溝はさらに海洋側に移動する。そのため、本地域周辺を占めるジュラ系付加複合体と下部白亜系深成岩類の前縁には、海溝に並走する前弧海盆（北上亜堆積盆）が形成され、ここに後背地としての付加複合体や深成岩類から供給された碎屑性堆積物が陸成-浅海成層として堆積した（Ando, 2003）。時代が下り新第三紀になると、より西方域に相当する東北日本弧脊梁地域において火山活動が活発化する（例えば、吉田ほか, 2005）が、本地域でもその影響が小規模な貫入岩体として認められる。第四紀になると、更新世に海成段丘・河成段丘が形成され、さらに完新世に至っては河川に伴う堆積層が氾濫原や低地を覆った。第2.2図には、陸中関地域における地質現象の総括を示した。

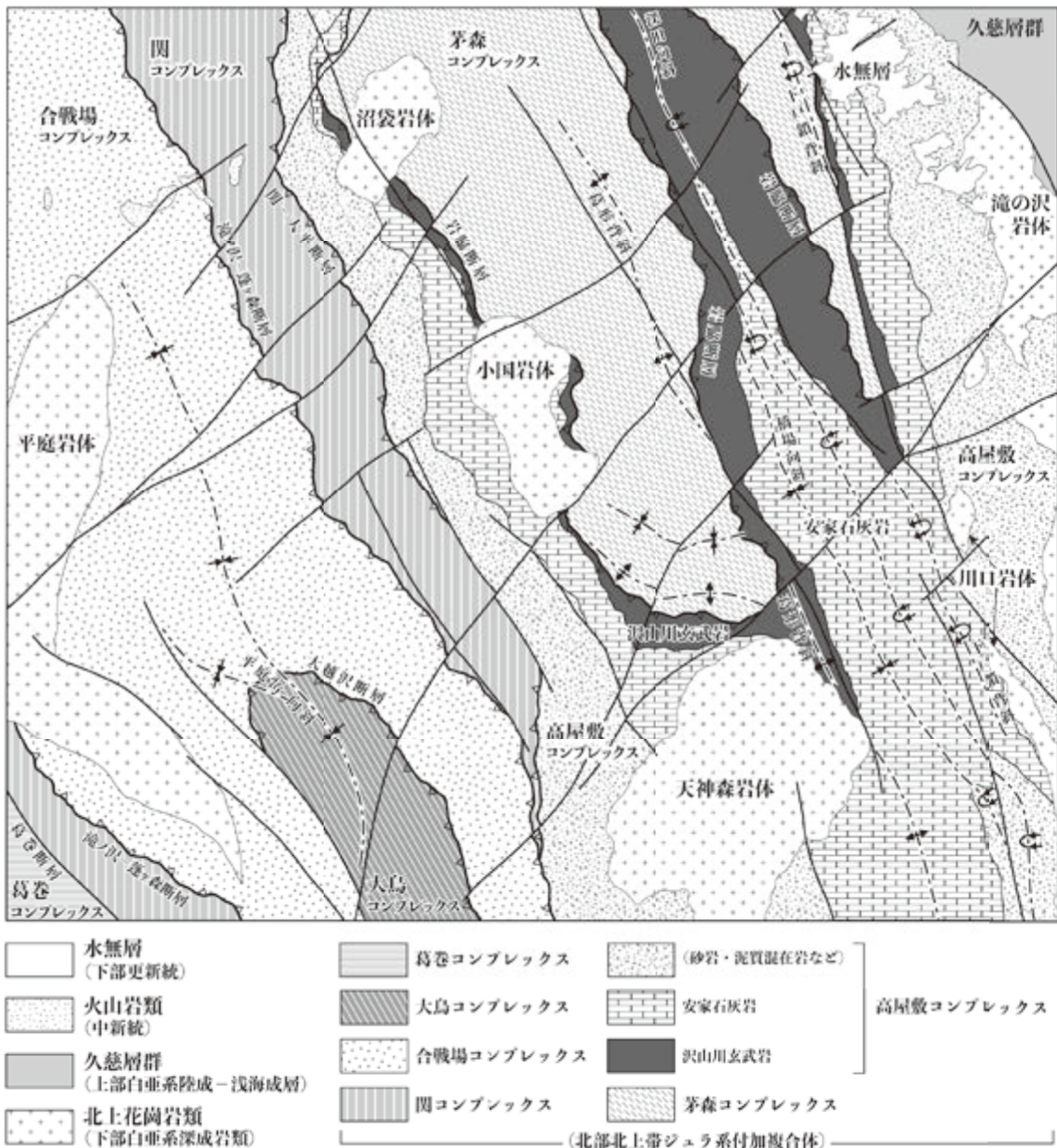
上述の地質系統はそれぞれ固有の巨視的な地質構造を有すると共に、先行する構造はより新期の構造の影響を受けている。ジュラ紀の沈み込み付加作用に伴って発生した覆瓦構造・層序単元境界断層によって、ジュラ系地層群が大陸縁辺に集積され付加複合体を形成した。さらに、イザナギプレートの移動方向変化に起因する斜め沈み込みによってジュラ紀（～白亜紀初頭）付加作用は終結（例えば、Taira, 1985；Maruyama and Seno, 1986）し、引き続き起こった褶曲運動によって現在見られる北北西-南南東走向が卓越する分布形態が獲得された。白亜紀前半に深成岩類（岩体）が形成され、東・中央・西の三列に分かれてジュラ系地層群に貫入した。各列の岩体群は、ジュラ系の構造と調和的な北北西-南南東方向に点在すると共に、それぞれ固有の岩相の特徴を示す。また、上部白亜系堆積盆の伸長方向は下位のジュラ系地層群・下部白亜系深成岩類の卓越方向にやや斜交するものの、大局的には同方向とみなせる。このような北北西-南南東性の構造は、一時的に横ずれ成分が卓越しながらも、ジュラ紀以降も存続したプレート沈み込みに起因したものである。白亜紀より後には、それまでに形成された地質系統を切断・変位させる高角傾斜の断層が活動した。断層には、ジュラ系～上部白亜系が示す構造に調和的な北北西-南南東の縦走断層と、これに直交する横断断層に大別できる。

なお、本章における記述に関しては「概説」の特性に鑑み、文献引用を最小限に留めた。

2.2 地質系統

2.2.1 ジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）

北上山地北部において、広範囲に分布する砂岩・泥岩などの陸源碎屑物を主体とし遠洋性深海堆積物であるチャートならびに海山・海洋島起源の苦鉄質岩・石灰岩を挟有する地層群は、ジュラ紀の沈み込みに伴って形成された北部北上帯の付加複合体である。陸中関地域では、岩相・分布・層序関係に基づき基本層序単元として下位より、茅森コンプレックス、高屋敷コンプレックス、関コンプレックス、合戦場^{かつせんば}コンプレックス、大鳥^{おとり}コンプレックス、ならびに葛巻^{くずまき}コンプレックスに区分される。なお、北部北上帯は安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯に細分されるが、前者には茅森コンプレックスと高屋敷コンプレックスが含まれ、関コンプレックスから葛巻コンプレックス



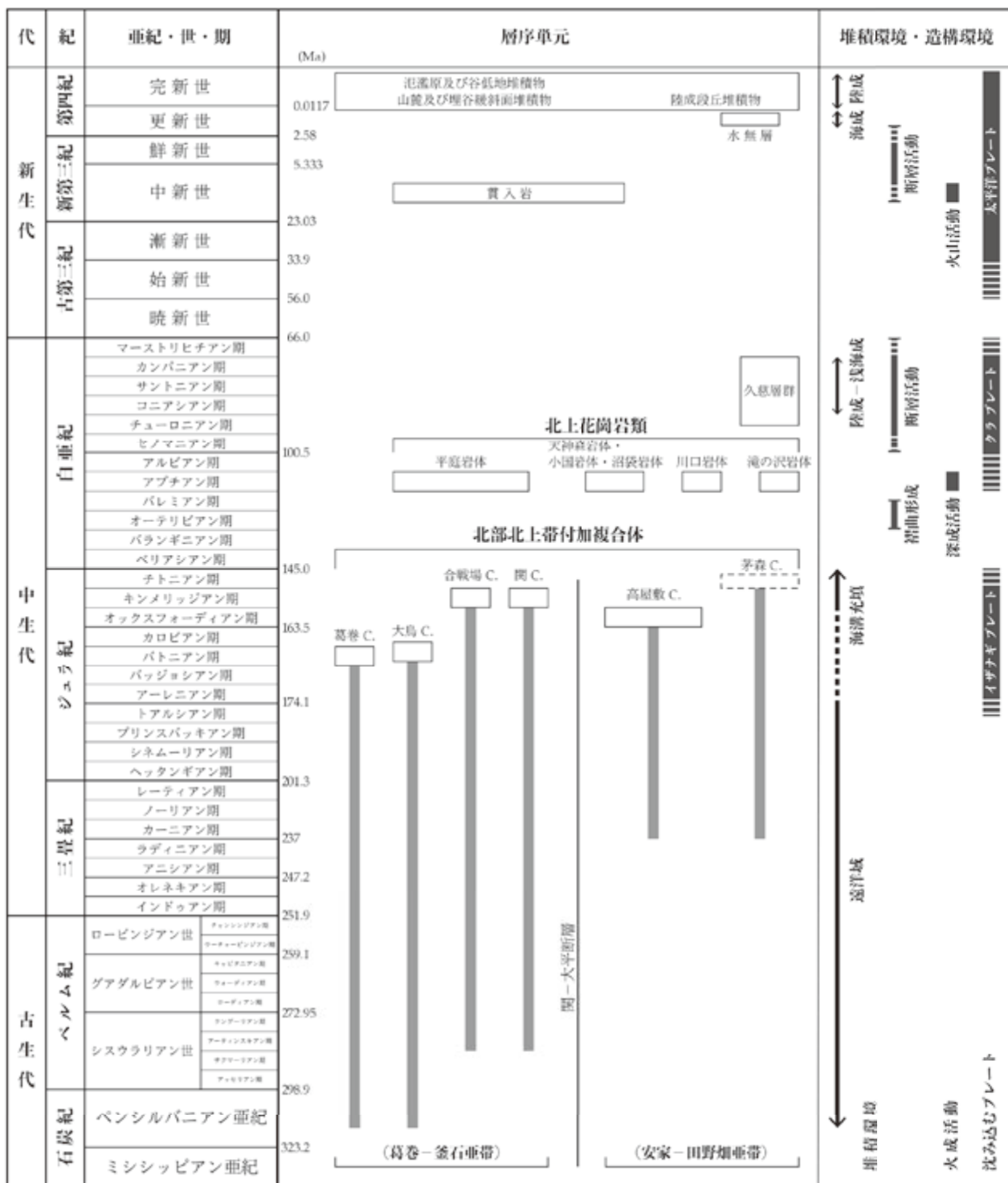
第 2.1 図 陸中関地域の地質概略図

小規模な深成岩体及び貫入岩，ならびに分布域の狭い第四系堆積層（河成段丘堆積物・斜面堆積物，沖積層）は表示していない。

レックスは後者に属する。

茅森コンプレックスは，陸中関地域における最下部の層序单元である。層厚は約 3,000 m に達し，地表に露出していない基底部まで含めると，それ以上に及ぶ。構成岩類としては，チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・シルト質泥岩・砂岩を主体とし少量の苦鉄質岩・石灰岩・砂岩泥岩互層・泥質混在岩を伴う。苦鉄質岩（玄武岩と火山碎屑岩）と石灰岩は，側方への連続性が乏しい小規模岩体を構成する。チャートは，珪質泥岩を付随しながら小規模岩体あるいは側方へ 5 km 以上連続するシート

状岩体として，粘板岩質泥岩に挟み込まれる。粘板岩質泥岩は茅森コンプレックスにおいて優勢な構成岩であり，より粗粒なシルト質泥岩を伴う。砂岩は，局所的に小規模岩体として粘板岩質泥岩に包み込まれたり砂岩泥岩互層に伴われるが，多くはチャートやシルト質泥岩を伴う大規模岩体として粘板岩質泥岩と互層する産状を示す。周辺地域を含む各岩相から産出した化石に基づく，チャートに挟み込まれたまたは付随する石灰岩は三疊系カーニアン階-レーティアン階最下部に対比される。チャート，泥岩ならびに砂岩からは，化石の産出報告が無い。



第 2.2 図 陸中関地域の地質総括図

各層序单元に添えられた長方形は、その形成時期を示す（破線は形成時期が推定の場合を表す）。また北部北上帯付加複合体については、碎屑岩以外の海洋性構成岩類（苦鉄質岩・石灰岩・チャートなど）の堆積・形成時期を灰色縦線で示した。沈み込むプレートは付加複合体・深成岩類や地質構造の形成に関与したプレートを表す。紀・世（または亜紀）の境界年代 (Ma) は、Cohen *et al.* (2013: updated in 2020) を採用した。C: コンプレックス。

高屋敷コンプレックスは、岩脇断層^{いわわき}によって茅森コンプレックスの上位に累重する層序单元である。層厚は約800 mから4,000 m以上に及ぶ。主要構成岩類は、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・砂岩であり、一部に泥質混在岩を含む。岩相組合せの特徴とその相違から、下部・中部・上部に細分される。下部(沢山川玄武岩^{さわやまがわ})では、下位-中位層準に苦鉄質岩(玄武岩・ドレライト・斑れい岩)が卓越し上位層準で苦鉄質凝灰岩・泥質凝灰岩が多く見られる。中部(安家石灰岩^{あつか})では、下位層準で石灰質泥岩・泥質石灰岩・石灰岩泥岩互層が卓越し、その上位には成層石灰岩及び塊状石灰岩・チャート岩塊を挟有する層状石灰岩・石灰岩チャート互層が累重する。上部では、チャートが基底をなし、その上位に苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩などの大小様々な規模の岩体と粘板岩質泥岩が累重すると共に、一部に泥質混在岩が伴われる。周辺地域を含む各岩相から産出した化石に基づく、苦鉄質岩に随伴する各種の石灰岩は中生界に対比される可能性があるほか、安家石灰岩は三疊系カーニアン階上部-ノーリアン階中部に、チャートはカーニアン階-ノーリアン階に対比される。また砂岩は、ジュラ系オックスフォードアン階に対比される。

関コンプレックスは、関-大平断層^{せき おおだいら}によって高屋敷コンプレックスの上位に累重する層序单元である。層厚は1,250 mから2,000 m程度である。構成岩類としては、主にチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩が卓越し少量の砂岩を含む。極僅かであるが、最下部に位置するチャートの基底に苦鉄質岩が随伴する。これらは下部のチャートと上部の珪質泥岩・粘板岩質泥岩からなる層序(典型的な海洋底層序に対比可能な“チャート-碎屑岩シーケンス”)を構成し、数層準繰り返し露出する。周辺地域を含む各岩相から産出した化石に基づく、チャートはペルム系-三疊系境界を含むペルム系と三疊系ノーリアン階下部-レーティアン階最下部に、珪質泥岩はジュラ系バトニアン階下部-中部とキンメリッジアン階下部に、さらに泥岩はキンメリッジアン階に対比される。

合戦場コンプレックスは、下位の関コンプレックスと滝ノ沢-蓬ヶ森断層^{たきのさわ よもぎがもり}で接する層序单元である。1,200~2,000 m程度の層厚を有しているが、最大層厚に関しては向斜軸部での見積もりが困難なため不明である。構成岩類として、砂岩が著しく卓越しチャート・珪質泥岩・シルト質泥岩を伴っている。僅かであるが、最下部に位置するチャートの基底に苦鉄質岩が随伴する。関コンプレックスと同様に、チャートを主体とする下部と珪質泥岩・シルト質泥岩(または砂岩泥岩互層)・厚層な砂岩が卓越する上部からなる層序(“チャート-碎屑岩シーケンス”)で構成され、この層序が複数層準に繰り返し認められる。しかしながら関コンプレックスと比較すると、合戦場コンプレックスでは顕著に砂岩が卓越する

という点で異なる。周辺地域を含めた合戦場コンプレックスから産出した化石に基づく、各岩相は以下の層準に対比される。チャートはペルム系-三疊系境界を示す珪質粘土岩を含め、ペルム系ローピンジャン統-三疊系インドゥアン階ならびにアニシアン階-ラディニアン階ないしカーニアン階に亘る層準に相当する。珪質泥岩はジュラ系バジジョシアン階上部-オックスフォードアン階下部に、また粘板岩質泥岩はアーレニアン階上部-キンメリッジアン期上部に対比される可能性がある。

大鳥コンプレックスは、合戦場コンプレックスと大越沢断層^{おおこし}で接しその上位を占める。葛巻コンプレックスを除くと、本地域で最上位の層序单元となる。層厚は1,700 m以上であるが、最大層厚に関しては向斜軸部での見積もりが困難なため不明である。主要岩類としては、灰色チャートを主体とし赤色チャートないし赤色珪質泥岩を伴い、珪質粘土岩(黒色粘土岩を含む)・珪質泥岩・粘板岩質泥岩を挟有する。僅かに苦鉄質岩が含まれる。下位のチャートから珪質泥岩を経て上位の粘板岩質泥岩へ移行する“チャート-碎屑岩シーケンス”の集積体としての特徴を持つが、関コンプレックスならびに合戦場コンプレックスと異なり、粘板岩質泥岩は少量で砂岩を欠く。周辺地域を含め大鳥コンプレックスから産出した化石に基づく、各岩相は以下の層準に対比される。灰色チャート~赤色チャート(赤色珪質泥岩を含む)は石炭系モスコビアン階からペルム系アーティンスキアン階まで至る層準に対比されると共に、ペルム系-三疊系境界を示す珪質粘土岩を挟むチャート(ペルム系チャンシンジアン階最上部-三疊系インドゥアン階)も知られている。マンガン団塊を挟有する粘板岩質泥岩は、ジュラ系バジジョシアン階-バトニアン階下部の層準に相当する。

葛巻コンプレックスは、関コンプレックスと高角傾斜の葛巻断層で接しその西側に分布する層序单元であり、他のコンプレックスとの初生的な層序関係は不明である。本地域内では1,000 m程度の層厚をもって露出するが、隣接地域においても上限が確定できないため全層厚の推定は困難である。構成岩類としては、千枚岩質泥岩と粘板岩質泥岩が主体をなし、チャート・珪質泥岩・砂岩などを伴う。隣接地域ではこれらのほか、著しく分断された砂岩泥岩互層や砂岩の岩塊を包有する泥質混在岩も含まれる。千枚岩質泥岩と粘板岩質泥岩のそれぞれが卓越する層準が繰り返し露出する特徴を有する。隣接地域における本コンプレックスから産出した化石に基づく、泥質混在岩中の石灰岩はペルム系の下部に相当し、またシルト質泥岩はジュラ系トアルシアン階-バトニアン階に対比される可能性がある。

各コンプレックスの地質時代、即ち付加時期は一般に泥岩・砂岩の堆積終了時期に近似される。また泥岩の時代は珪質泥岩の時代より新しいとされる。この考えに従

うと、各コンプレックスの地質時代は以下のように推定できる。茅森コンプレックス：ジュラ紀の後半（チトニアン期？）、高屋敷コンプレックス：オックスフォード期、関コンプレックス：キンメリッジアン期、合戦場コンプレックス：キンメリッジアン期、大鳥コンプレックス：バトニアン期後半、葛巻コンプレックス：バトニアン期。

2.2.2 下部白亜系深成岩類（北上花崗岩類）

北上山地には、いわゆる北上花崗岩類という名称で総称される深成岩類が広範に分布している。陸中関地域周辺には、比較的苦鉄質な深成岩類からなる小規模な岩体（径数 km から 10 数 km）が多数点在し、これらはジュラ系地層群の主要な構造方向（北北西－南南東方向）に調和的に配列する三列（西列・中央列・東列）の岩体群を構成している。西列に属する岩体群には平庭岩体が含まれ、主として石英閃緑岩及び花崗閃緑岩からなり斑れい岩を伴う。中央列を構成する岩体群は、天神森岩体・小国岩体・沼袋岩体で構成され、少量の斑れい岩を伴うトーナル岩～花崗閃緑岩からなる。東列には、花崗閃緑岩～斑れい岩からなる川口岩体などから構成される岩体群が分布する。これらとは別に東方の太平洋沿岸域には、珪長質深成岩類から構成される比較的大規模な火成岩体が少量の火砕岩類を伴って分布している。この一部は、滝の沢岩体として本地域東縁部に露出する。

平庭岩体は、岩相の違いにより6つの岩相（細粒～中粒角閃石斑れい岩、粗粒角閃石斑れい岩、輝石角閃石石英閃緑岩、角閃石石英閃緑岩、黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩～石英閃緑岩、黒雲母角閃石花崗閃緑岩）に区分され、この順に貫入している。岩相の組合せから見ると、岩体の南半部は主として石英閃緑岩及び斑れい岩から、また北半部は花崗閃緑岩から構成されるが、それぞれ中心に向かってより珪長質になる累帯構造を有している。黒雲母角閃石花崗閃緑岩からの黒雲母 K-Ar 年代値は 117 Ma である。天神森岩体は、全体的にトーナル岩から構成されるが、中央部の細粒優白質花崗閃緑岩へと移行する累帯構造を示す。また少量の斑れい岩類を伴うと共に、衛星岩体として斑れい岩とトーナル岩が露出する。小国岩体は、少量の斑れい岩を伴うトーナル岩を主体とする。沼袋岩体は、トーナル岩から構成され、黒雲母角閃石トーナル岩からの黒雲母 K-Ar 年代値は 120 Ma である。川口岩体は、角閃石閃緑岩・輝石斑れい岩・かんらん石輝石斑れい岩などから構成される（地質図では、かんらん石輝石斑れい岩に一括）。角閃石黒雲母花崗閃緑岩からの黒雲母 K-Ar 年代値は 122 Ma である。滝の沢岩体は、黒雲母花崗岩を伴う黒雲母角閃石花崗閃緑岩から構成されるが、北東縁部では比較的優黒質で面構造の顕著な角閃石黒雲母花崗閃緑岩が、また南東縁部には均質な角閃石黒雲母花崗閃緑岩が露出する。

2.2.3 上部白亜系陸成－浅海成層（久慈層群）

久慈層群は、三陸地方沿岸域に分布する宮古層群（下部白亜系）ならびに野田層群（古第三系）と共に、白亜紀－古第三紀（暁新世）の前弧海盆（北上亜堆積盆）に堆積した陸成－浅海成層によって構成される。久慈層群は一般に玉川層・国丹層・沢山層から構成されるが、陸中関地域では北東端の狭い範囲において、下位のジュラ系地層群と下部白亜系深成岩類を不整合に覆う玉川層ならびに国丹層が露出する。

玉川層は礫岩・砂岩を主体とし、下部層と上部層に区分される。砂岩の一部や炭層などから、琥珀や植物遺体のほか陸棲脊椎動物などの化石が産出する。下部層は砂岩・泥岩・凝灰岩を挟有する礫岩から構成され、上方細粒化堆積相を示す。上部層は主に礫岩・砂岩からなり、有機質泥岩・炭層などの薄層を伴いながら上方細粒化堆積相を示す。国丹層は主に厚く成層した砂岩から構成され、下部層と上部層に区分される。下部層では塊状または斜交層理が形成された砂岩が卓越し、石灰質ノジュールが含まれる。上部層は主に、基底部に泥岩を挟有する砂岩からなり、有機質シルト岩・炭層を挟有する。琥珀や軟体動物・節足動物のほかアンモナイトやイノセラムスの化石が産出している。

久慈層群全体の地質時代は従来より、産出化石に基づきコニアシアン期ないしサントニアン期からカンパニアン期（一部でマーストリッヒチアン期）に亘るとされてきたが、近年の花粉・孢子化石やジルコン U-Pb 年代測定に基づく、チューロニアン期－カンパニアン期と見なされる。

2.2.4 中新統火山岩類（貫入岩）

陸中関地域には、中新世（16～15 Ma 頃）に活動した火山岩が小規模な岩脈（幅数 m から数 10 m）として、ジュラ系地層群ならびに下部白亜系深成岩類に貫入する。この火山岩類は、同一の火成活動の産物と見なされる角閃石安山岩と凝灰角礫岩からなり、各々岩脈と火道角礫岩に相当すると考えられる。このことは、東北日本中軸部に起こった新第三紀火山活動域の東限が、従来考えられていた位置よりも東方まで達していたことを示す。

2.2.5 第四系堆積物

陸中関地域に分布する第四系は、下部更新統（水無層）、上部更新統（河成段丘堆積物）、上部更新統－完新統（山麓及び埋谷緩斜面堆積物）、完新統（氾濫原及び谷底低地堆積物）に区分される。

水無層は、本地域北東部を含む北上山地東縁に沿って分布する海成段丘堆積物であり、地形面としての水無面（標高 240～300 m）を形成する。主に軟質の砂岩～未固結の砂からなり、砂鉄層を頻りに伴う。河成段丘堆積物は河川に沿って分布し、主に礫及び砂からなる。山麓及

び埋谷緩斜面堆積物は主に礫及び砂から構成され、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、山間の扇状地堆積物、小規模な地すべり堆積物のほか、成因によらず緩斜面を構成する礫層主体の堆積物を一括したものである。氾濫原及び谷底低地堆積物は、河川沿いに明瞭な平坦面を形成し分布し、かつ段丘化を受けていない礫、砂及び泥からなる堆積物である。

2.3 地質構造

陸中関地域で明瞭に認められる主要な巨視的地質構造については既述の通り、ジュラ系地層群に見られる覆瓦構造・層序单元（コンプレックス）境界断層、ジュラ系地層群を変形させた褶曲構造、下部白亜系深成岩類の貫入と三列配列、北北西－南南東性の縦走断層、ならびに北東－南西性の横断断層に大別される。

2.3.1 覆瓦構造・層序单元境界断層

ジュラ系地層群を構成する海洋底層序（海洋プレート層序）もしくはそれに類似する特定の組合せをなす岩相の系統的な繰り返しは、付加作用に伴う初期の主要な変形構造の一つであり、衝上断層の形成による覆瓦構造に起因するとみなすことができる。この構造が明瞭に確認されるのは、関コンプレックス・合戦場コンプレックス・大鳥コンプレックスであり、茅森コンプレックスや高屋敷コンプレックス上部においても部分的にその繰り返しが見られる。層序单元境界断層は覆瓦構造に類似する構造であるが、その形態と形成時期が異なる。境界断層は、上下の層序单元の構造に対しておおよそ平行な姿勢を示すが局所的には下位の層序单元に対し緩やかに斜交する場合が多く、さらに上下の層序单元における岩相組合せや地質時代が異なっている。従ってこれらに基づく、境界断層は個々の層序单元を形成した覆瓦構造に引き続き発生した序列外（アウトオブシーケンス）衝上断層（out-of-sequence thrust）に位置付けられる。この断層として陸中関地域では、岩脇断層（茅森/高屋敷コンプレックス間）、関－大平断層（高屋敷/関コンプレックス間）、滝ノ沢－蓬ヶ森断層（関/合戦場コンプレックス間）、大越沢断層（合戦場/大鳥コンプレックス間）が挙げられる。

2.3.2 褶曲構造

ジュラ系地層群が付加複合体として形成されたのち、地層群全体の分布を規制する変形作用の結果としての巨視的な褶曲構造が認められる。この褶曲構造は、北北西－南南東走向で鉛直あるいは西に急傾斜した軸面と南に緩く沈下する軸を持つ、複数の向斜と背斜から構成されている。それらのうち顕著で主要なものは東から、下戸鎖^{くさり}・背斜^{ふかだ}・深田向斜^{はしぼ}・橋場向斜^{くずがた}・葛形背斜^{ひらにわだけ}・平庭岳向斜

である。背斜軸の周辺には最下位の茅森コンプレックスあるいは高屋敷コンプレックスが、向斜軸の周辺には上位の合戦場コンプレックス・大鳥コンプレックスが分布する（第2.1図）。北部北上帯全域における付加複合体の最終的な付加時期としては白亜紀オーテリビアン期であることから、これらの褶曲構造の形成は、オーテリビアン期以降でアプチアン期までは至らない時期と見なされる。

2.3.3 深成岩類の列状分布

深成岩類（岩体群）は、ジュラ系地層群の構造に調和的な北北西－南南東方向に配列する西列・中央列・東列に分かれて点在し、各列の岩体群はそれぞれ固有の岩相を示す。西列には、苦鉄質の岩相（斑れい岩）から珪長質の岩相（石英閃緑岩・花崗閃緑岩）へと順次貫入した累帯複合深成岩体が分布し、これらの岩相は単一の苦鉄質マグマからの分化生成物と見られる。中央列では、苦鉄質岩相（閃緑岩～斑れい岩）が珪長質岩相（トータル岩）に先行して貫入したため岩相は二極化し、岩体中央部でより珪長質の岩相に移化する累帯構造を有する場合もある。東列には、斑れい岩・花崗閃緑岩などからなる北北西－南南東方向に伸びる岩脈状の小岩体が分布する。

2.3.4 高角傾斜断層

陸中関地域に形成された高角傾斜の断層には主に、ジュラ系地層群が示す走向の卓越方向にほぼ平行な北北西－南南東方向の縦走断層と、これらに対し大きく斜交する北東－南西方向の横断断層が認められる。縦走断層は、その延長距離が10～15 km程度あり1～3 km程度の間隔で並走する。水平方向より鉛直方向の変位量が大きく、特に変位量が数100 mを超える断層では北東落ちが優勢となる傾向がある。横断断層では、3～20 kmあるいはそれ以上の延長距離をもち500 m～2 km程度の間隔で並走する。断層に沿って、縦走断層ならびに急傾斜する褶曲軸面の軸跡が比較的明瞭に右横ずれ変位を示すことから、鉛直方向より水平方向の変位量が優勢であったと推定できる。縦走断層の活動時期は後期白亜紀（カンパニアン期）以降まで及んだと見なされ、また横断断層については新第三紀の範囲内と推定される。

2.4 地質学的属性境界の表現

2.4.1 JIS A 0204：2019の適用

地質図における地層ならびに岩体の境界や断層などの地質学的属性境界の表現方法については、JIS A 0204：2019「地質図—記号、色、模様、用語及び凡例表示」で定める規格に準拠する。この規格による地質学的属性境界は、その「存在確実度」と「位置正確度」に基づいた

3つの区分体系のいずれかに従って表記することが求められている。5万分の1地質図幅においてはその内、区分体系3（存在確実度と位置正確度を特定する区分体系）を原則適用することが、地質調査総合センターの内規で定められている。この区分体系の内容は以下の通りである。

存在確実度

地質学的属性境界が存在するか否かの確かさを示す尺度であり、「存在確実」（実線・破線・点線で表記）または「存在不確実」（疑問符を付した実線・破線・点線で表記）で表す。「存在確実」の認定基準は、(a) 存在を露頭などにおいて確認できる場合、(b) 地形あるいは地質学的証拠などに基づいて論理的に存在すると判断できる場合、である。これに対し、境界が上記(a)または(b)であっても、(c) その種別（地層・岩体の境界であるか断層であるか）が特定できない場合、あるいは(d) 存在が確認できず論理的に存在するとの判断もできないが存在する可能性が高い場合、これを「存在不確実」として表現する。

位置正確度

地質学的属性境界が位置する場所の正確さを示す尺度であり、「位置正確」（実線で表記）、「位置ほぼ正確」（破線で表記）または「位置推定」（点線で表記）で表す。「位置正確」とは、(e) 露頭などにおいてその位置がほぼ連続的に確認できる場合、(f) 地形あるいは地質学的証拠などに基づいてその連続性がある範囲（信頼区間）内にその位置が限定できる場合である。「位置ほぼ正確」とは、(g) その位置が「位置正確」より広い信頼区間の範囲内に限定できる場合である。また「位置推定」は、(h) その位置を「位置ほぼ正確」の信頼区間の範囲に限定するのが困難な場合に用いる。信頼区間については地質調査総合センターの内規で、地質学的属性境界から片側それぞれ、250 m 以内（位置正確）、250–500 m（位置ほぼ正確）、500 m 以上（位置推定）の範囲とすることが定義されている（境界の両側を合わせた範囲はそれぞれ、500 m 以内、500–1,000 m、1,000 m 以上となる）。

2.4.2 地質学的属性境界

地層・岩体の境界

地層・岩体の境界については、区分体系3（「存在確実度特定」、「位置正確度特定」）に基づいてこれを表現する。存在確実度は、本地域全域におけるこれらの境界は、互いに異なる岩相が露出する2地点（露頭）以上の存在（上記a）によって確認できることから、全て「存在確実」であると判断した。段丘堆積物や沖積層などの境界については、空中写真を用いた地形判読（上記b）に基づいた結果、全て「存在確実」として扱った。位置正確度については、一箇所の露頭内で異なる岩相の境界が観察された場合と、異なる岩相が露出する複数の露頭

が500 m 以内の信頼区間に位置する場合（上記e）のほか、境界の存在が確実な複数の露頭の位置が互いに隔たっていても、それぞれの位置が走向・傾斜方向の延長上に存在するという地質学的根拠により論理的に判断できる場合（上記f）、これらを「位置正確」と表現する。一方、地形判読によって存在を認定した段丘堆積物・沖積層などの境界は、地形の形状に基づいてその位置を確実に信頼区間に限定できる（上記f）。以上の基準に従った結果、本地域の地層・岩体に対して「存在確実」で「位置正確」な境界として認定することが可能となった。

断層

断層に対しても、地層・岩体の境界と同様の定義で「存在確実度」と「位置正確度」を決定し地質図に図示する。露頭において断層を実際に確認できた例（上記a）は数少ない。しかし、地層・岩体の走向・傾斜方向への連続性が隔離されていたり途絶えたりしている、あるいは線状のリニアメントや特有の断層地形が直線上に連続する場合（上記b）などでは、その断層を「存在確実」・「位置正確」であると判断した。露頭あるいは地形的・地質学的根拠が乏しい場合でも、断層露頭あるいは存在確実な断層がそれぞれの延長上に位置する場合は、その区間に対しては「存在確実」・「位置ほぼ正確」を適用する。以上の基準に従った結果、本地域の断層に対しても一部で「存在確実」・「位置ほぼ正確」となる場合を除き、「存在確実」で「位置正確」であると認定することが可能である。

褶曲軸跡

褶曲構造においてその曲率が最大になるヒンジ線を連ねた面を褶曲軸面と呼ぶが、褶曲軸面と地形面との交線が軸跡である。褶曲軸面が鉛直あるいはそれに近い高角傾斜の場合、地質図上では軸跡を挟んだ両側で地層の傾斜方向は互いに逆向きになる。しかし褶曲軸面が水平面から低角で傾斜する場合、地層の傾斜方向が逆になるのは褶曲の冠線（褶曲の最高部）または底線（褶曲の最低部）を挟むその両側となり、冠線（または底線）は軸跡に一致しなくなる。そのため、軸跡の位置を正確に決定することは容易でない。本地域におけるジュラ系地層群の傾斜は、60°~70°以上の高角であることが多い。この場合、褶曲軸面も高角に傾斜しているとみなせるので、傾斜方向が互いに逆向きになる場所をもって軸跡を決定することができる。これに対し、低角傾斜の軸面を持つ転倒褶曲では上記の通り、冠線（または底線）は厳密には軸跡に一致しない。しかし本地域の転倒褶曲では、翼間隔は狭く半波長も300~500 mと短いため、冠線（または底線）と軸跡との位置の差は小さく、便宜的に冠線（または底線）を軸跡に近似し、地質図に表記する。

褶曲軸跡に対する「存在確実度」と「位置正確度」についても、地層・岩体の境界における定義と同様とする。

上述のように冠線（または底線）を軸跡に近似して扱うので、その「位置正確度」については予め多少の誤差を含むことになるが、褶曲軸跡の存在根拠となる露頭間の距離が500 m（片側250 m）以内に位置していることから、「位置正確」であると判断し、地質図上で表現する。

なおジュラ系地層群に対しても、層序单元内部で衝上断層による層序の繰り返しが認められるが、層序学的な上位方向は明確に認識可能であることから、「シンフォーム・アンチフォーム」の用語は用いず、「向斜・背斜」を使用する。

第3章 ジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）

（中江 訓・鎌田耕太郎）

3.1 概要及び研究史

東北日本の北東部に位置する北上山地^{きたかみ}には、白亜紀以降の深成岩類に貫入、あるいは火山岩・陸成-浅海成堆積岩に被覆される古生界ならびに中生界が広く分布する。この古生界-中生界の岩相・地質構造や化石相には地域的に顕著な相違があることが古くより認識されており、これに基づいて北上山地は地理的に北部と南部に区別されてきた。この区別は現在でも継承されているが、北上山地の北部・南部は地体構造区分としてそれぞれ、北部北上帯（広義）・南部北上帯（いわゆる早池峰構造帯の一部や早池峰複合岩類を含む）に相当する地域として扱われている（永広ほか, 2005）。また、下北半島北東端の尻屋崎周辺・奥羽山地北部・出羽山地北端部など北上山地北部以外にも、北部北上帯に属するいわゆる‘古生界-中生界’の分布が知られている。

この北部北上帯に属する北上山地北部の‘古生界-中生界’を対象とした層序と構造区分に関する研究は後に述べるように、地相概念を基礎とした地史的解釈から、プレート造山論に立脚した付加体地質学としての観点に基づく年代層序や構造の再解釈へ進展していった。その結果として、「地相堆積物とされていた北部北上帯‘古生界-中生界’は、古アジア大陸東縁に沿ったプレート沈み込みに伴う付加作用によって形成されたジュラ系地層群（付加複合体）である」との共通認識が得られるに至った（箕浦, 1983；永広ほか, 2005, 2008）。

褶曲を伴い西に急斜した覆瓦状衝上構造が特徴である北上山地北部のジュラ系地層群（付加複合体）については、研究史の観点から以下のように、岩相・時代・地質構造などの特徴に基づいて幾つかの岩型区あるいは構造帯への細分が提唱されてきた（第3.1図）。

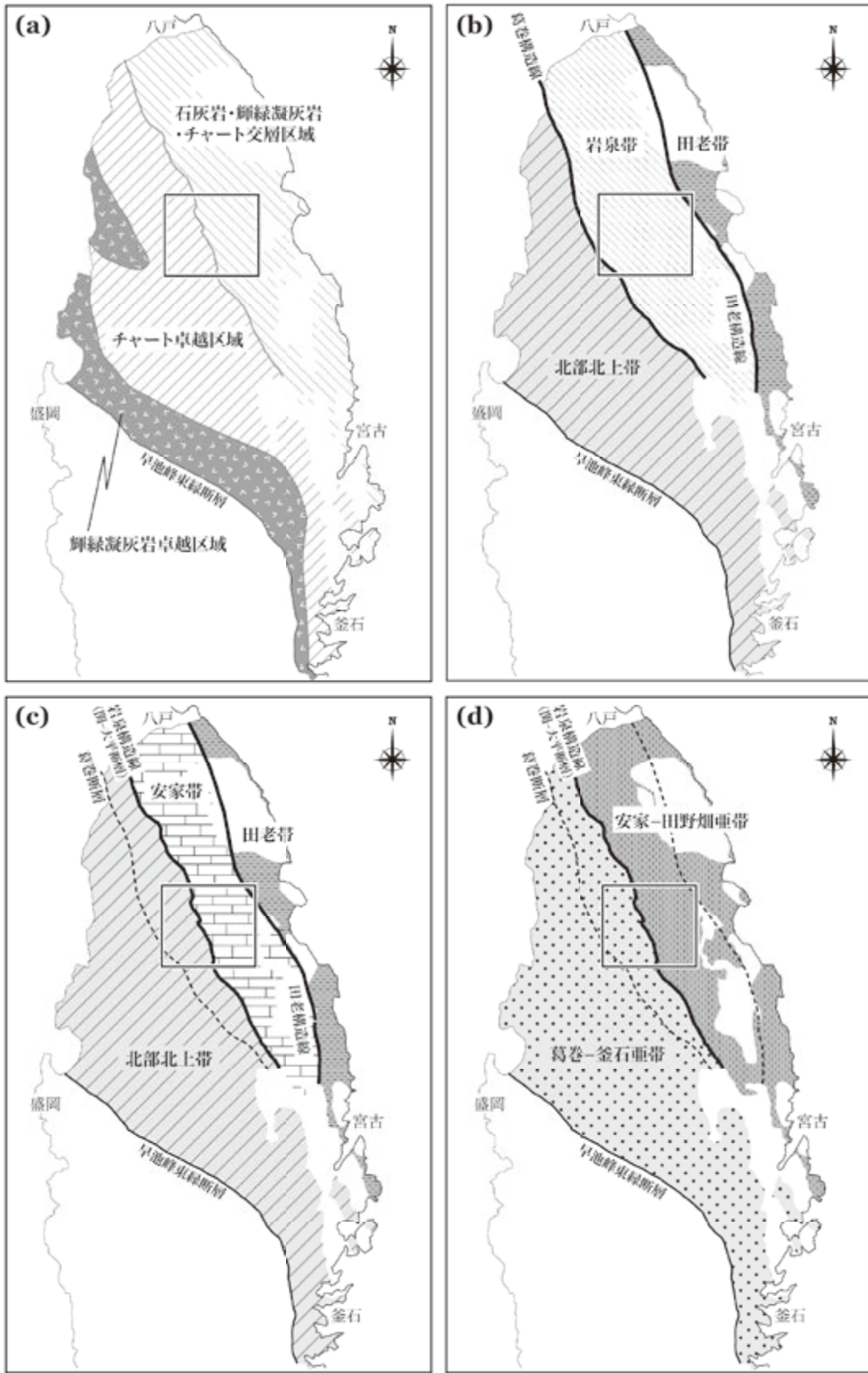
まず「10万分の1岩手県地質図」（小貫, 1956）において、北上山地北部に分布する古生界（いわゆる秩父古生層）は北部型古生層と呼ばれ、さらに岩相的特徴のみに基づいて「輝緑凝灰岩卓越区域」、「チャート卓越区域」、「石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域」に大別された（第3.1図a）。後に、チャート卓越区域と石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域を隔てる断層は、岩構造線とされた（小貫, 1969）。

1970年代に入ると、地史・構造発達史的解釈を取り入れた地体構造単元区分が提唱されるようになった。つまり、島津ほか（1970）は岩手県東部（三陸海岸）の田

老地域^{ろう}における調査を基に北上山地北部を、葛巻構造線^{くづまき}ならびに田老構造線を境にして西から、石炭系？-ペルム系の「北部北上帯」、三疊系-ジュラ系ないし下部白亜系の「岩泉帯」、ジュラ系-下部白亜系の「田老帯」に区分し、いわゆる地向斜の発生が時代と共に東方に移行し、上記の構造線はその地向斜堆積盆を規制するものと解釈した（第3.1図b）。さらに、それまで層準の異なる別々の層序単元に対して「岩泉層」が使用されたという混乱を解消するため、岩泉帯の広範囲に分布する‘古生界-中生界’を一括して「岩泉層」と呼んだ。なお「岩泉層」の地理的名称はすでに、齋藤（1927）によって岩泉地域に分布する‘第三紀層’に対して命名され「岩泉層群」として使用された実績がある。このことより、ジュラ系に対する「岩泉層」の使用は避けるべきである。同じ頃の杉本（1969, 1972, 1974）による一連の研究でもこの帯区分は踏襲されたが、葛巻構造線に沿う地溝帯（葛巻地溝帯）より北東側の地域（岩泉帯と田老帯）に対しては、特に北部北上帯の外側に位置するという意味を以て「北上外縁地向斜造山帯（北上外縁帯と略称）」という名称が用いられた（加納, 1958；杉本, 1979）。また杉本（1974）は後述する通り、2層群9層から構成される層序区分を設定した。これは標準層序区分として、最近の研究においてもしばしば引用されている。

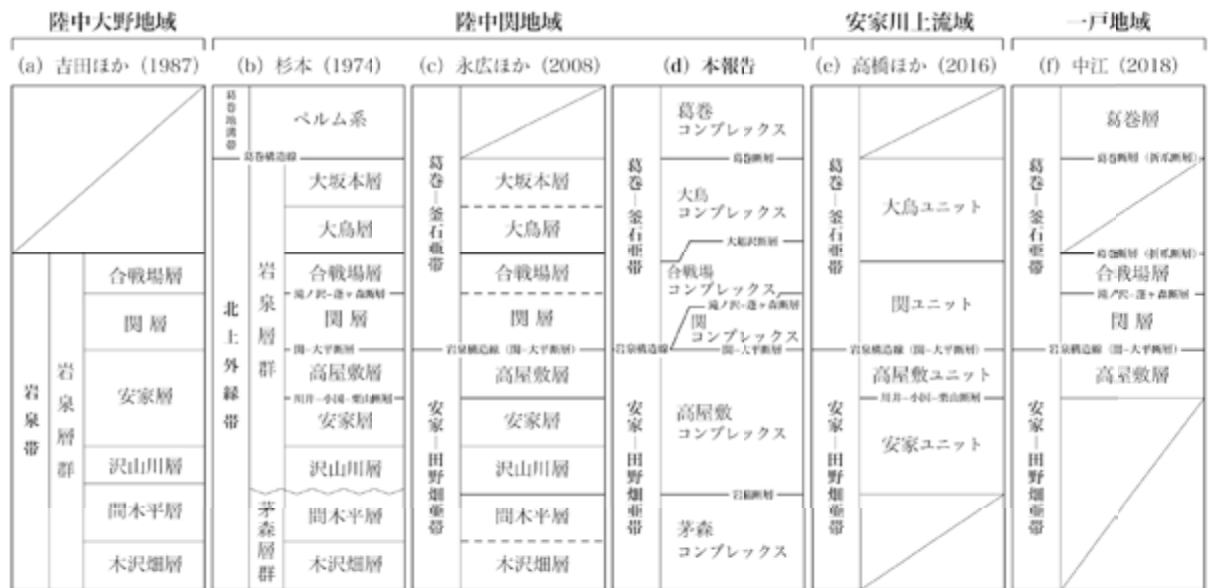
しかしその後、北上山地北部各地の石灰岩ならびにチャートから三疊紀コノドント化石の産出（例えば、村田・杉本, 1971；豊原ほか, 1980；吉田ほか, 1987）が相次いだことにより、この帯区分の時代的根拠が失われると共に、葛巻と田老の2つの構造線は単なる断層であると捉えられるようになった。これとは別に、コノドント化石の指示する地質時代（ペルム紀、あるいは三疊紀）に基づいた帯区分が、小貫（1981）により新たに提唱された。つまり、「北部北上帯」の東縁^{せき}を関^{おくだいら}-大平断層（杉本, 1974）にまで拡大し、この断層を岩泉構造線（小貫, 1969）に位置づけると共に、岩泉構造線の東側を「安家帯」としたものである（第3.1図c）。

さらに1980年代になると、散点的ながらチャート・珪質泥岩・泥岩からジュラ紀初頭～末期に至る様々な地質時代を示す放射虫化石の産出が相次いで報告される（例えば、竹谷・箕浦, 1984；松岡, 1987, 1988；松岡・大路, 1990）ようになり、北上山地北部のいわゆる‘古生界-中生界’はジュラ紀に形成された付加複合体であるとする見解が支配的になっていった（平ほか, 1981；



第 3.1 図 北上山地北部における地体構造单元区分の変遷

(a), (b), (c), (d) における区分は、それぞれ小貫 (1956)、島津ほか (1970)、小貫 (1981)、永広ほか (2005) に基づく。枠は、陸中関地域の位置を示す。



第 3.2 図 陸中関地域及び周辺における層序区分の対応関係

従来の模式層序とされた杉本（1974）と比較すると、陸中大野地域では高屋敷層が欠如し、一戸地域では高屋敷層より下位の層序単位と大鳥層・大坂本層は露出しない。層序関係については、細実線が整合、太実線が断層、波線が不整合を示す。太破線は、断層関係である上下の層序単位が元々不可分である可能性を表す。

箕浦, 1983). それと同時に、古生代を示す岩体の有無と分布範囲に系統的な地域差があることも明らかになってきた。そこで大上・永広（1988）は、岩泉構造線を境界断層とし、東側を「安家-田野畑帯」、西側を「葛巻-釜石帯」とする二分案を提唱した。この区分は、永広・鈴木（2003）ならびに永広ほか（2005）も踏襲している（第 3.1 図 d）。これら 2 つの帯では、上述の古生代岩体の有無（古生代岩体は葛巻-釜石帯のみに分布）のほか、砂岩組成にも明瞭な違いがあり（安家-田野畑帯では石英とカリ長石に富む砂岩を主体とするが、葛巻-釜石帯では火山岩片と斜長石に富む砂岩が卓越する）、それぞれの後背地も異なると考えられた（大上・永広, 1988）。その後、葛巻-釜石帯における古生代岩体の存在については、その東端部に位置する関層のチャートからベルム紀コノドント化石が産出することが確認されると共に、砂岩組成については、両帯において必ずしも明瞭な差異があるとは言えないことが指摘されている（山口ほか, 1979；山口, 1981；永広ほか, 2008；高橋ほか, 2016）。

このようにこれまで、北上山地北部に分布するいわゆる「古生界-中生界」（以下、ジュラ系地層群またはジュラ系付加複合体）の帯区分には幾つか異なった定義・範囲があるだけでなく、「北部北上帯」という名称に対しても、狭義と明確な定義がない広義の 2 つの意味が併用されてきたという経緯がある。最近この点が整理され、ジュラ系地層群の分布域を一括して「北部北上帯」とし、岩泉構造線を境界として二分されたものを帯に格付け、それぞれを「安家-田野畑帯」・「葛巻-釜石帯」

として再定義された（永広ほか, 2005；Suzuki *et al.*, 2007a）。

陸中関地域及びその周辺地域におけるジュラ系地層群に関する先行研究は、必ずしも多いとは言えない。旧 20 万分の 1 「一戸」図幅（中村, 1911）によると本地域周辺には、いわゆる秩父古生層が北北西-南南東走向・西傾斜で分布し、東側に下位層準、西側に上位層準の地層が露出するとされた。また岩相に基づき 9 帯に区分され、これらのうち陸中関地域には、「粘板岩・角岩及び硅岩帯」（粘板岩とチャートを主体とし砂岩・石灰岩を挟有する）、「石灰岩帯」（石灰岩が卓越しチャート・粘板岩ならびに苦鉄質凝灰岩を伴う）、「角岩・粘板岩及び硬砂岩帯」（チャート・粘板岩・砂岩を主体とし苦鉄質凝灰岩を伴う）、「石灰岩及び輝緑凝灰岩帯」（石灰岩と苦鉄質凝灰岩からなる）、「角岩・硅岩及び粘板岩帯」（チャートと粘板岩を主体に石灰岩・砂岩を伴う）、「硬砂岩帯」（砂岩を主体とし粘板岩・チャート・緑色岩を挟有する）、「角岩及び硅岩帯」（チャートが卓越し粘板岩・砂岩・石灰岩を挟有する）の 7 帯が認められる。

その後、杉本（1974）が報告されるまでのしばらくの間は目立った研究はなく、小貫（1956）が編纂した岩手県地質図と、東北大学における多くの卒業研究が実施されたに留まる。

10 万分の 1 の岩手県地質図（小貫, 1956）によって「輝緑凝灰岩卓越区域」、「チャート卓越区域」、「石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域」に三分された北部型古生層のうち陸中関地域では、東半部は「石灰岩・輝緑凝灰

	葛巻地域 <small>菅野ほか (1966), 大上・穂田 (1974a)</small>	陸中関地域 杉本 (1974)	陸中関地域 本報告						一戸地域 中江 (2018)		
	北部北上帯	岩泉帯	葛巻-釜石帯			安家-田野畑帯			葛巻-釜石帯		安家-田野畑帯
白亜系?		大坂本層									
ジュラ系		大鳥層									
		合戦場層		合戦場 C	関 C		高屋敷 C		合戦場層	関層	高屋敷層
		関層									
		高屋敷層									
		安家層									
三疊系		沢山川層									
		関木平層									
ペルム系		木沢畑層									
		葛巻層	葛巻断層	大越沢断層	滝ノ沢 蓮ヶ森断層	関 大平断層 (岩泉構造線)	岩 輪断層	葛巻断層	滝ノ沢 蓮ヶ森断層	関 大平断層	

第 3.3 図 陸中関地域及び周辺における層序単元が示す地質時代の変遷

岩・チャート交層区域」に、また西半部は「チャート卓越区域」によって占められる (第 3.1 図 a)。

杉本 (1974) は北上山地外縁地向斜帯 (= 岩泉帯 + 田老帯) の層序学的研究として、陸中関地域のほぼ全域を占める範囲の地質図と層序区分を提示した。これは、詳細な野外調査に基づく精度の高い岩相分布図でもあり、付加複合体としての岩相・構造特性を読み取ることが可能である。またこれに従った岩相層序区分も、今日まで多くの研究者によって踏襲され、議論の拠り所とされてきた。

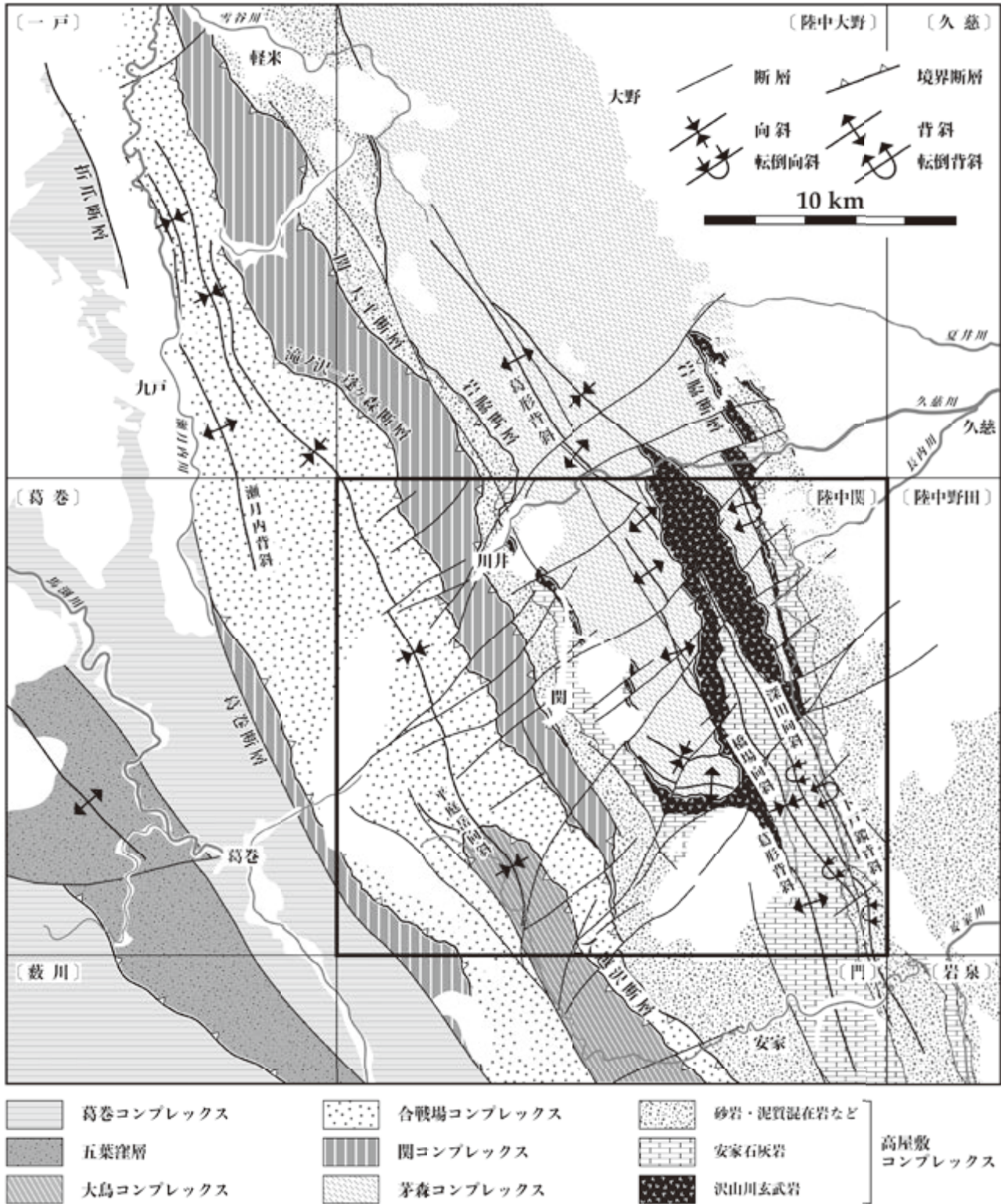
この杉本 (1974) の岩相層序区分によると、下位より、木沢畑層・関木平層・沢山川層・安家層・高屋敷層・関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層の 9 層が識別され、さらに、本地域南西端では葛巻構造線で境された葛巻地溝帯に分布する粘板岩主体の層序単元はペルム系として扱われた (第 3.2 図 b)。前二者の木沢畑層と関木平層は、島津ほか (1970) の岩泉層から分離・新設された茅森層群 (三疊系上半部) を構成し、沢山川層から上位の地層は、再定義された岩泉層群 (ジュラ系 - 白亜系下半部) に属すとされた (第 3.3 図)。層序関係については、関木平層と沢山川層は不整合、安家層から合戦場層までは断層であるほかは、整合とされた。高屋敷層と関層については、両層を境する関 - 大平断層によってそれらの岩相分布と走向が明瞭に斜交するが、一部で両層が漸移するとされている。小貫 (1956) の北部型古生層との比較では、本地域中央部 - 東部 (木沢畑層から高屋敷層までと安家層分布域の東側に露出する関層) は石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域に、また西部 (関層から大坂

本層まで) がチャート卓越区域に相当する。地質構造においては、北北西 - 南南東走向で西に急傾斜した軸面と南に緩く沈下する軸を持つ褶曲 (東から、下戸鎖背斜・深田向斜・橋場向斜・葛形背斜・平庭岳向斜) をなし、背斜軸の周辺には下位の木沢畑層や関木平層が、向斜軸の周辺には上位の合戦場層 ~ 大坂本層が分布することが明らかにされた (第 3.4 図を参照)。

一方、北隣の陸中・大野地域では陸中関地域の地層群の延長が露出することから、吉井・吉田 (1974)、Yoshii (1978) ならびに吉田ほか (1987) においても、一部を除いて杉本 (1974) の層序区分がほぼ踏襲されている (第 3.2 図 a)。しかしながら地質時代に関して吉田ほか (1987) は、三疊紀のコノドント化石が産出していることを重視して「岩泉層群は (ジュラ系とは断定できず) 三疊系である」という見解を示した。

陸中関地域を含む北部北上帯の地層群からの化石とそれに基づく堆積時期に関しては、これまでペルム紀 ~ 三疊紀を示すサンゴ・紡錘虫・コノドントなどの報告が知られている (例えば、小貫, 1969; 村田・杉本, 1971; 杉本, 1974; 豊原ほか, 1980; 吉田ほか, 1987)。しかしながら、これらは石灰岩やチャートから産出した化石のため、付加複合体として形成された時期を直接示すものではない。

2000 年代になって陸中関地域周辺においても、放射虫化石などの産出報告や付加体地質学的研究が実施されるようになった。中江・鎌田 (2003) は、付加複合体を構成する海洋底層序の概念を本地域に適用することで、杉本 (1974) の関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層が海洋



第3.4図 陸中関地域周辺におけるジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）の層序区分と概略分布
背斜軸周辺では茅森コンプレックスや高屋敷コンプレックスが、向斜軸周辺では合戦場コンプレックスや大島コンプレックスが分布する。本報告による調査結果と、杉本（1974）、大上・村田（1974a, b）、吉田ほか（1987）、鎌田ほか（1991）、高橋ほか（2016）、辻野ほか（2018）に基づき編纂。下部白亜系深成岩類・上部白亜系久慈層群ならびに第四系堆積物の分布を省略し空白とする。太枠は陸中関地域を示す。〔 〕内は5万分の1地形図の地域名。

底層序の一種である“チャート-碎屑岩シーケンス”から構成されることを指摘した。その上で、泥岩から産出した放射虫化石が示す時代（ジュラ紀キンメリッジアン期）が関層の付加時期であると結論した。また北西に隣接する一戸地域（辻野ほか, 2018）では、産出した放射虫化石（Nakae, 2016）に基づき関層と合戦場層の付加時期はそれぞれ、キンメリッジアン期、ならびにオックスフォードアン期の中頃からキンメリッジアン期の末頃に至る範囲のある時期と判断された（第3.2図f, 第3.3図；中江, 2018）。また大鳥層からは、泥岩中のマンガン団塊からバジジョシアン期-バトニアン期前半を示す放射虫化石の産出が報告された（鈴木ほか, 2007b）。一方、本地域南方の岩泉付近で発見された砂岩転石中のアンモナイト化石（小貫, 1956）が、Suzuki *et al.* (2007a) によりオックスフォードアン期を示す種に同定され、高屋敷層に由来すると見なされた。

さらに本地域内において、大鳥層のチャートに随伴する赤色珪質泥岩からペルム紀アッセリアン期-サクマリアン期を示す放射虫化石群集が亀高ほか(2005)によって記載された。これは、放射虫化石としては北部北上帯で初めて古生代を示す報告である。またコノドント化石では、さらに古い時代を示すチャートも報告され、苦灰岩を伴う灰色チャートは石炭紀モスコビアン期を、その上位の赤色チャートはグゼリアン期（石炭紀末期）-アッセリアン期（ペルム紀初頭）及びサクマリアン期-アーティンスキアン期を示す（山北ほか, 2008a, b）。これは現在のところ、北部北上帯付加複合体における最古の時代を示した事例である（永広ほか, 2008）。

この時期に上記の研究報告とは別に、化石年代によらず岩相組合せの特徴のみに基づいてそれまでに設定されてきた層序単元を再編する考えが、大藤・佐々木（2003）によって提案された。これは、北部北上帯のジュラ系地層群のみならず日本各地の同様な地質体においても、剪断帯が重要な地質単元境界に成り得るとする考えである。この結果、北部北上帯ジュラ系地層群はA層からG層の7単元に区分され、これらの境界の主要なもの（葛巻剪断帯・岩泉スレート帯・田老剪断帯など）は幅数kmの剪断帯を伴った白亜紀の左横ずれ剪断運動の影響を受けたと見なされた。

堆積岩類の他に苦鉄質岩も、ジュラ系地層群の主要構成岩類の一つとして重要である。その大部分は沢山川層として区分されてきたが、これ以外の層序単元にも小規模な岩塊として石灰岩やチャートに随伴したり泥岩中に混在する産状を示す。これまで、この苦鉄質岩は海洋域の玄武岩に類似した性格を持つとの指摘（Kawabe *et al.*, 1979）があったものの、詳細は不明であった。杉本・宇田（1972）及び杉本（1974）は、沢山川層の苦鉄質岩は‘安山岩質’の枕状溶岩とハイアロクラスタイトを主体とし、これらの苦鉄質岩と間木平層に貫入する斑れい

岩の存在を報告した。箕浦（1985）及びMinoura（1990）も、沢山川層苦鉄質岩を島弧火成活動によって形成された安山岩であるとした。その後土谷ほか（1999）は、全岩化学組成（主要成分・微量成分）と残存単斜輝石化学組成の分析結果に基づき、沢山川層苦鉄質岩としての枕状溶岩とハイアロクラスタイトは玄武岩質であり、これらと上記の斑れい岩は同源であると判断し、プレート内火成活動に由来する海洋島アルカリ玄武岩であることを確認した。さらに、三浦・石渡（2001）、永広ほか（2010）ならびに中江（印刷中）なども本地域とその周辺において、ジュラ系地層群に挟在する苦鉄質岩は海山・海洋島に由来すると結論付けた。久保（2010）は、陸中関域内に分布する深成岩類の産状・岩相を報告した中で上記の斑れい岩の岩相記載を行い、この斑れい岩が周囲の苦鉄質岩・石灰岩と共に白亜紀前半に起こった深成岩類の貫入による接触変成作用を被ったことを記した。

永広ほか（2008）は先行研究の成果を編纂・総括した上で、岩相と化石年代に基づく海洋底層序の復元から杉本（1974）の層序区分の見直しを行った（第3.2図c）。その結果は、(i) 杉本（1974）の層序単元のうち、下部の木沢畑層～高屋敷層と上部の関層～大坂本層はそれぞれ、大上・永広（1988）及び永広ほか（2005）の安家-田野畑（亜）帯（本地域東半部）ならびに葛巻-釜石（亜）帯（本地域西半部）に属し、(ii) 沢山川層とその上位の安家層は整合関係であり、(iii) 覆瓦構造をなすチャート-碎屑岩シーケンスからなる層序単元（木沢畑層、間木平層、関層～大坂本層）と泥質混在岩からなる層序単元（高屋敷層）に識別され、さらに(iv) 木沢畑層と間木平層、関層と合戦場層、ならびに大鳥層と大坂本層はそれぞれ一連のチャート-碎屑岩シーケンスを構成し、層序単元としては不可分である可能性を示すなど、多岐に亘っている。なお永広ほか（2008）は、下戸鎖背斜の東翼で地層の上下が逆転しているとされる本地域東北部（長内川流域）に分布する高屋敷層と関層の層序関係に矛盾があると指摘し再検討を要するとの立場を示した上で、杉本（1974）の地質図を踏襲した。さらに、永広ほか（2008）の見解を発展させた高橋ほか（2016）は安家川上流域（南隣の門地域北部）において、沢山川層と安家層を統合し安家ユニットに、高屋敷層を踏襲し高屋敷ユニットに、関層から上位の大坂本層までを関ユニットと大鳥ユニットに再編し、それぞれのユニット境界は断層関係であると見なした（第3.2図e）。

上述のようなジュラ系地層群の層序区分と境界断層に関する一部の見直し過程に対し鎌田（2017）は、次のような問題点を指摘している。つまり、高橋ほか（2016）が再編した関ユニットと大鳥ユニットの境界は杉本（1974）の層序単元境界に一致しておらず、また両ユニットはそれぞれの構成岩の分布が尖滅する地域で定義されたものである。そのため、両ユニットの区別や新たな境

界定義に関する積極的な根拠が乏しく、より好条件の地域で再検討する必要があると述べている。

なお、北西隣の一戸地域においては陸中関地域に露出する地層群が連続して分布するため、暫定的に杉本(1974)の層序区分がそのまま適用されている(中江, 2018, 第3.2図f)。

以上のように、付加体地質学や海洋底層序の観点に基づいた近年の研究や見解(中江・鎌田, 2003; 永広ほか, 2008; 高橋ほか, 2016; 鎌田, 2017)によると、杉本(1974)の標準層序区分には修正の余地があることが指摘できる。

3.2 層序単元の記載に当たって

北部北上帯のみならず本邦に分布する付加複合体は一般的に、遠洋性深海堆積物であるチャートと陸源性碎屑物である砂岩・泥岩を主体に、海山・海洋島及び中央海嶺起源と考えられる苦鉄質岩(玄武岩・ドレイイト・火山碎屑岩など)・石灰岩など、堆積環境・形成場の異なる様々な岩相の岩石から構成される。単一岩相の岩石からなる岩体あるいは岩相の異なる複数の岩石が複合した岩体は、比較的単調に繰返す場合から複雑に集積する場合まで様々な産状を示している。このような複合体は元来、苦鉄質岩・石灰岩あるいはチャートを基底にして、その上位に砂岩・泥岩などが累積した堆積体(海洋底層序あるいは海洋プレート層序: 下部の海洋地殻・海山由来の苦鉄質火山岩・遠洋性深海堆積岩と上部の陸源性碎屑岩から構成される岩相層序: Isozaki *et al.*, 1990; Matsuda and Isozaki, 1991)であった。その後の沈み込み作用に伴う付加過程で、地層面にほぼ平行する衝上断層が発生・成長することで海洋底層序の構成岩類が構造的に繰返して集積・厚層化し、付加複合体が形成されると考えられている(例えば, Moore *et al.*, 2005)。付加複合体内ではさらに破断変形が進行することにより、海洋底層序の構成岩類は破断・分断されて、各種岩石からなる岩体と混在岩を形成することになる。その結果として複雑な産状を示す(例えば, Behrmann *et al.*, 1988)。このような、衝上断層による岩相(構成岩類)の繰返しと混在岩の存在は、付加複合体に認められる普遍的な構造的な特徴である。このようなジュラ系付加複合体の特異性に鑑み、本章では記載に関して以下の解説を付記する。

付加複合体の地質時代について

上述の形成過程に基づく、中央海嶺における海洋地殻の生成とその後の深海底から付加直前の海溝周辺における堆積作用に至るまでの期間が、付加複合体構成岩類全体の形成期間と言える。しかし付加複合体に対して「地質時代」を用いる場合、層序区分単元として地質学的あるいは層序学的に意味のある時期、即ち付加時期を地質時代として扱う必要がある。これは、それぞれの層序単元を構成する付加複合体の付加形成が最終的にいつ完了

したかということに他ならない。しかしながら、「付加時期とはいつか」を厳密に議論し定義することは本報告の目的ではないので、ここでは現状で本邦の地質学界において一般的に受け入れられている「泥岩・砂岩の堆積時期に近似され、また泥岩の時代は珪質泥岩の時代より新しい」とされる解釈(例えば, Isozaki *et al.*, 1990; Matsuda and Isozaki, 1991; Nakae, 1992)に従って、これを付加複合体の地質時代として扱うことにする。

混在岩の岩相・岩体の用語について

本章で用いる用語(整然相・破断相・分断相・混在相、岩体・岩塊など)については、中江(2002)ならびに中江ほか(2013)に基づいて以下のように定義する。整然相は、地層の初生的な堆積関係や地層の上下・側方への連続性が保持されており、そのため岩相間は整合関係を基本とする。地層としての連続性が部分的に途切れる場合は破断相、全体的に破壊されている場合は分断相とする。分断相では破断の進行により、地層は走向方向に伸張した岩体を形成するが、岩体の連続性により地層としての成層構造がある程度追跡できる。部分的に初生的な整合関係が残されていることもあるが、岩相間は剪断面や断層で接する場合や、不明瞭な接触面で異なる岩相が密着している場合もある。混在相は、地層としての層序的連続性が欠如し、様々な規模の岩体とそれを包有する泥質岩(粘板岩質泥岩・泥質混在岩など)で構成される。岩体は互いに完全に分離しており、側方延長上には同様の岩体が分布することはあるが、地層としては連続しない。岩体は、層厚100 m以上の規模を有する。規模に応じて、大規模岩体(層厚500 m以上、走向方向の連続性が5 km以上)、中規模岩体(層厚300~500 m程度、走向方向への連続性が3~5 km程度)、小規模岩体(層厚100~300 m程度、走向方向への連続性が300 m~3 km程度)に便宜的に区分する。岩体内部は単一岩相の岩石で構成される場合と、岩相の異なる複数の岩石が複合する場合がある。泥質混在岩はさらに、泥岩からなる基質と様々な岩相あるいは単一の岩相からなる岩塊(走向方向の連続性が100 m未満)に細分される。

境界断層について

付加複合体内部の層序単元境界は一般に、衝上断層であると考えられている。本地域では露出状況により、そのような断層関係が示唆される露頭を僅かしか見出すことが出来なかった。実際に本地域を含む北上山地北部で観察される場合、断層を挟んだ上下の層序単元は互いに同程度の走向・傾斜を示すと共に、断層面の走向・傾斜もこれらにほぼ平行である(一部では、低角度で斜交する)。このことから、境界断層は層序単元の地層面に対して非常に低角であり、これを境にして各層序単元は平行ないし低角度で累重していると見なされる。しかしながら、露頭観察から断層面に沿う変位方向と変位量を求めることは困難であり、この境界断層が「衝上断層」で

あるか否かを実証するに至っていない。

一方、境界断層の現在での姿勢は地層面と同様、水平面に対して中角度（60°程度）またはそれ以上の高角度で傾斜していることが多い。このことは、境界断層が形成された後、白亜紀以降の褶曲構造の形成によって、地層面と共に断層面が回転したことによる。このように褶曲した断層に対して、仮に傾斜角に基づく記載的分類による断層名称を用いるなら、一条の境界断層であっても場所により「低角断層」と「高角断層」が混在するだけでなく、地質図での表現上、後に付加複合体を切断する高角傾斜の縦走断層や横断断層との差異が不明確になる。このような状況を踏まえ本報告では、付加複合体における上下の層序単元（コンプレックス）境界をなす断層に対して、現状の傾斜角や変位方向に基づく分類（高角断層・低角断層あるいは正断層・逆断層・衝上断層など）を適用せず、単に「境界断層」あるいは「コンプレックス境界断層」と呼ぶことにする。

3.3 層序区分

陸中関地域では既に、杉本（1974）による詳細な地質調査が実施され、下位より木沢畑層・間木平層・沢山川層・安家層・高屋敷層・関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層ならびに未区分のペルム系が識別された。これ以降の研究においてもこの層序区分を基準にして改訂が加えられ、例えば高橋ほか（2016）は、沢山川層と安家層を統合した安家ユニット、高屋敷層をほぼ踏襲した高屋敷ユニット、関層から大坂本層までを関ユニットならびに大鳥ユニットに再編した層序区分を提唱した。また本地域南西端には、西隣の葛巻地域に分布する葛巻層（第3.3図；岩井ほか，1964；大上・村田，1974a, b）に相当する層序単元が認められる。本調査研究の結果より、陸中関地域におけるジュラ系地層群の岩相分布ならびに地質構造は杉本（1974）の見解におおよそ調和的であるが、層序単元区分ならびにその境界については修正が必要との結論に至った。

以上の状況から本報告では、陸中関地域において広範囲に分布する砂岩・泥岩などの陸源碎屑物を主体とし遠洋性深海堆積物であるチャートならびに海山・海洋島起源の苦鉄質岩・石灰岩を挟有する地層群を、岩相・分布・層序関係に基づき基本層序単元として下位より、茅森コンプレックス、高屋敷コンプレックス、関コンプレックス、合戦場コンプレックス、大鳥コンプレックス、葛巻コンプレックスに区分する（第3.2図d, 第3.3図, 第3.4図）。ただし、葛巻コンプレックスと他のコンプレックスとの初生的な層序関係は不明である。これらのコンプレックスと杉本（1974）ならびに高橋ほか（2016）の層序区分との対比においては、次のような対応関係になる。（i）茅森コンプレックスは、岩相的特徴が互いに類似す

る木沢畑層とその上位の間木平層を統合した層序単元（従来の茅森層群）に一致する。

（ii）高屋敷コンプレックスは、沢山川層・安家層・高屋敷層を統合した層序単元に、あるいは安家ユニットと高屋敷ユニットを統合した層序単元に、それぞれ一致する。

（iii）関コンプレックスと合戦場コンプレックスは関層と合戦場層にそれぞれ相当するが、両コンプレックスの境界は関層・合戦場層の境界に対して部分的に斜交している。これは本調査研究によって、関層上部に位置するチャートの基底の一部に苦鉄質岩が随伴することが明らかとなり、この苦鉄質岩の存在に基づいて両コンプレックスの境界を定義すべきであると判断した。従って、苦鉄質岩を伴う関層上部のチャートを関層から分離し合戦場コンプレックスに含めるのが妥当であり、結果的にコンプレックス境界が関層・合戦場層境界に斜交することとなった。なお、高橋ほか（2016）が安家川上流域で再定義した関ユニットは、チャートと珪質泥岩・泥岩、さらにその上位に累重する砂岩から構成されるという特徴をもつ。この岩相的・層序的特徴は合戦場層のそれに明確に一致する（関層は砂岩を殆ど含まない）。従ってこの関ユニットは、本報告の合戦場コンプレックスに含まれると判断される。

（iv）大鳥コンプレックスは大鳥層と大坂本層を統合した層序単元にほぼ相当するが、大鳥層の主体をなすチャートの一部を下位の合戦場コンプレックスに含めた。その根拠は、大鳥層では赤色～赤紫色を呈するチャート及び珪質泥岩が灰色チャートに随伴する特徴（杉本，1974）をもつが、大鳥層下部の一部はこの特徴を欠き、それにかわって数層準に砂岩が挟在する。このことはむしろ、合戦場層の特徴（チャートとその上位の泥岩・砂岩から構成される）に酷似しているため、砂岩を挟有する層準を合戦場コンプレックスに含めた。安家川上流域（高橋ほか，2016）で再定義された大鳥ユニットには、合戦場層上部が含まれる可能性がある。この層準の合戦場層は赤色チャートと泥岩から構成されているため、高橋ほか（2016）による大鳥ユニットの定義と層序区分は適切な見解である。

以下の項に、各コンプレックスの詳細について下位層準から順に記述する。なお地質図凡例では、下より地質時代が古い上位層準のコンプレックスから順に記されている点に留意されたい。

3.3.1 茅森コンプレックス (Kb, Kt, Kl, Kc, Ki, Ky, Km, Ka, Ks, Kx)

(1) 定義及び名称

陸中関地域の中央部～北部中寄りと北東部に露出する、チャート・粘板岩質泥岩・砂岩を主体とし少量の苦鉄質岩や石灰岩を伴う層序単元を、茅森コンプレックスとし

て次の通り再定義する。杉本（1974）の木沢畑層とその上位の間木平層はそれらの岩相的特徴に顕著な差異が無いことから、両層によって構成される茅森層群に一括されるべきで、これが茅森コンプレックスに相当する（第3.2図）。従って層序单元名称に関しては、杉本（1974）を踏襲して「茅森」を地理的名称として使用し、階層名称をコンプレックスに改称する。これにより、木沢畑層と間木平層の名称と区分は破棄される。

なお、永広ほか（2008）は木沢畑層と間木平層が不可分の層序单元である可能性に言及し、この見解を踏襲した Kojima *et al.* (2016) は両層を一括し「Magidai Unit (間木平ユニット)」と呼称した。しかしながら本報告では上記の理由により、「茅森コンプレックス」を使用する。

(2) 模式層・分布

久慈市山形町茅森から木沢畑を経て日影に至る道路沿いを模式地として、この区間に露出する構成岩類を茅森コンプレックスの模式層に設定する（第3.5図a）。また本コンプレックスの上位層準（上半部）が比較的広範囲に分布する山形町間木平周辺の構成岩類を、副模式層とする（第3.5図b）。前者の一部と後者はそれぞれ、杉本（1974）によって指定された木沢畑層と間木平層の模式地に対応する。

陸中関地域における茅森コンプレックスは、北部の山形町川井・沼袋・案内・茅森・大矢内・木沢畑から中央部の山形町間木平・山根町木売内ならびに葛形に至る区域のほか、北東部の山根町馬内から川又の西方・遠川に至る区域に分布し、北隣の陸中大野地域に連続する。本コンプレックスの分布域は北北西-南南東方向の軸跡を持つ背斜（葛形背斜・下戸鎖背斜）の軸部に相当し、層理面ならびに劈開面も北北西-南南東走向を示して東または西に中角度~高角度で傾斜する。

(3) 層序関係

茅森コンプレックスは、本地域のジュラ系地層群における最下位の層序单元となるが、その下限は不明である。これに対し上限は、上位の高屋敷コンプレックスと断層で接すると見なされている（第3.2図c：永広ほか，2008）。本報告ではこの境界断層を、岩脇断層と命名し定義する（詳細は3.5.2項で後述）。

葛形背斜東翼にあたる模式地周辺の茅森（第3.5図a）においては、本コンプレックスの粘板岩質泥岩はその東側の高屋敷コンプレックスの苦鉄質岩（ドレライト）に近接して露出している。両者の境界は若干の露頭欠如のため未確認であるが、断層関係であると判断される。また葛形背斜西翼に位置する山形町女供の東方（第3.5図b）では、茅森コンプレックスと高屋敷コンプレックスが接する断層露頭が確認できる。上記二条の断層について杉本（1974）は、茅森層群（=茅森コンプレックス）と沢山川層（=高屋敷コンプレックス下部）を境する高角傾斜の衝上性縦走断層と捉え、「茅森-浅子沢断層」

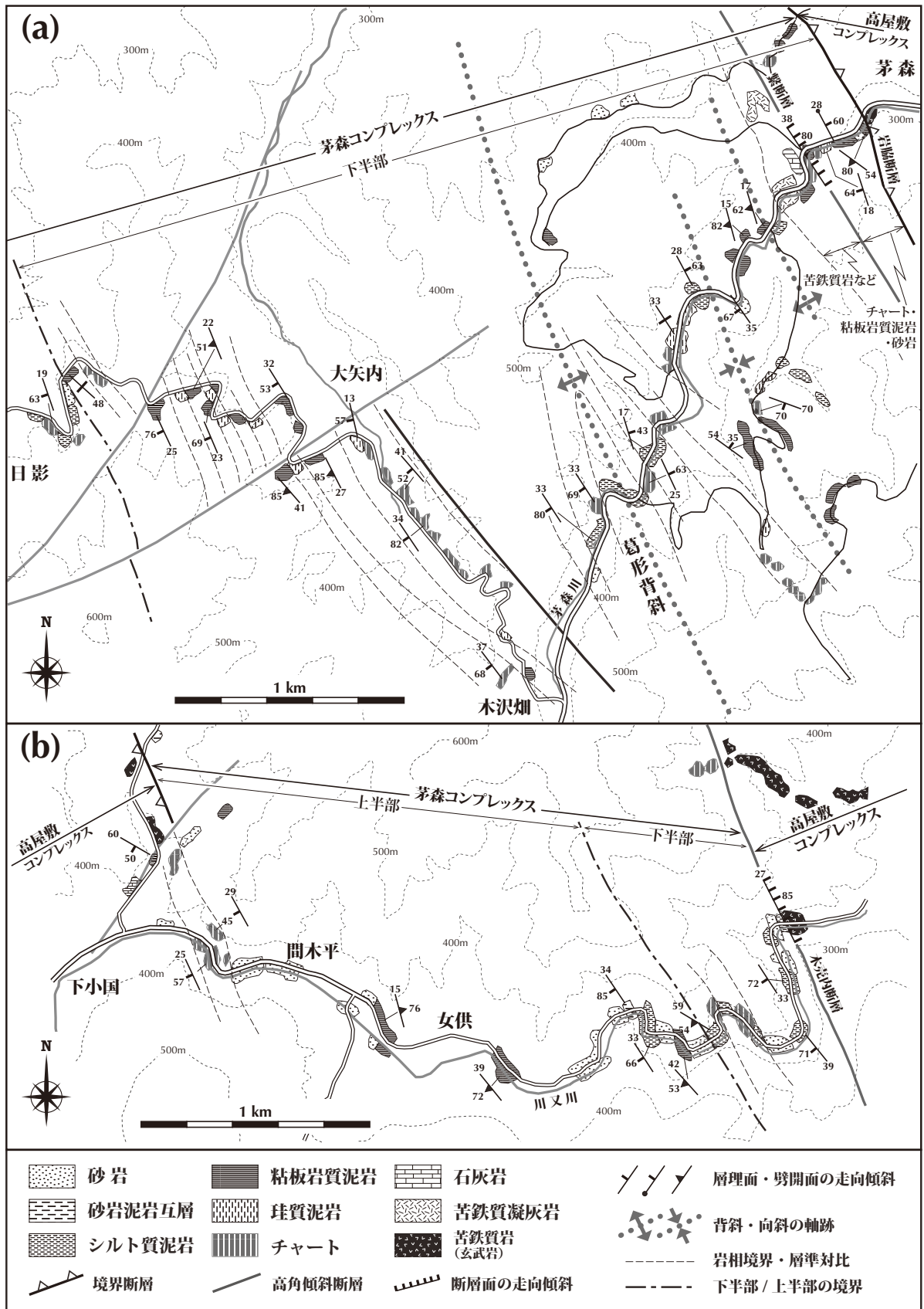
とした。この断層は、山形町茅森周辺（茅森-浅子沢断層の北半部）では茅森コンプレックスと高屋敷コンプレックスの初生的な境界断層（岩脇断層）に位置付けられるが、女供東方（茅森-浅子沢断層の南半部）では境界断層ではなく、高角傾斜の縦走断層（木売内断層：後述）と見なされる。茅森と女供における断層露頭は、断層面の走向方向の延長線上には位置しない。また、これらの断層の延長方向と岩相境界は互いに斜交しており、木売内断層の位置は場所ごとに茅森コンプレックスの異なる層準を通過する。従って、杉本（1974）が提唱した「茅森-浅子沢断層」は二条の別個の断層を一続きの断層であると誤認したと判断されるので、本報告によってこの名称を破棄する。木売内断層の斜交性については、第3.6図に示される。この断層は、茅森（K4）では葛形背斜軸より層厚で約300m上位（茅森コンプレックス下半部の下位層準）に位置するが、岡沢（K7）や間木平（K8）ではさらに800m程度上位を通過する。

上述の通り、茅森コンプレックスの上限は境界断層である岩脇断層によって絶たれ、上位の高屋敷コンプレックスと接する。岩脇断層は茅森コンプレックスの走向に対し緩く斜交するため、高屋敷コンプレックス基底部の苦鉄質岩と接する茅森コンプレックスの層準は場所により異なる。特に本地域北西部から中央部では、岩脇断層によるこのような斜交性が明瞭に認められ、久慈市間木平（K8）から北西方の小渡（K5）にかけて、岩脇断層による茅森コンプレックス上位層準の欠落が、より下位に達していることが示される（第3.6図）。

(4) 層序

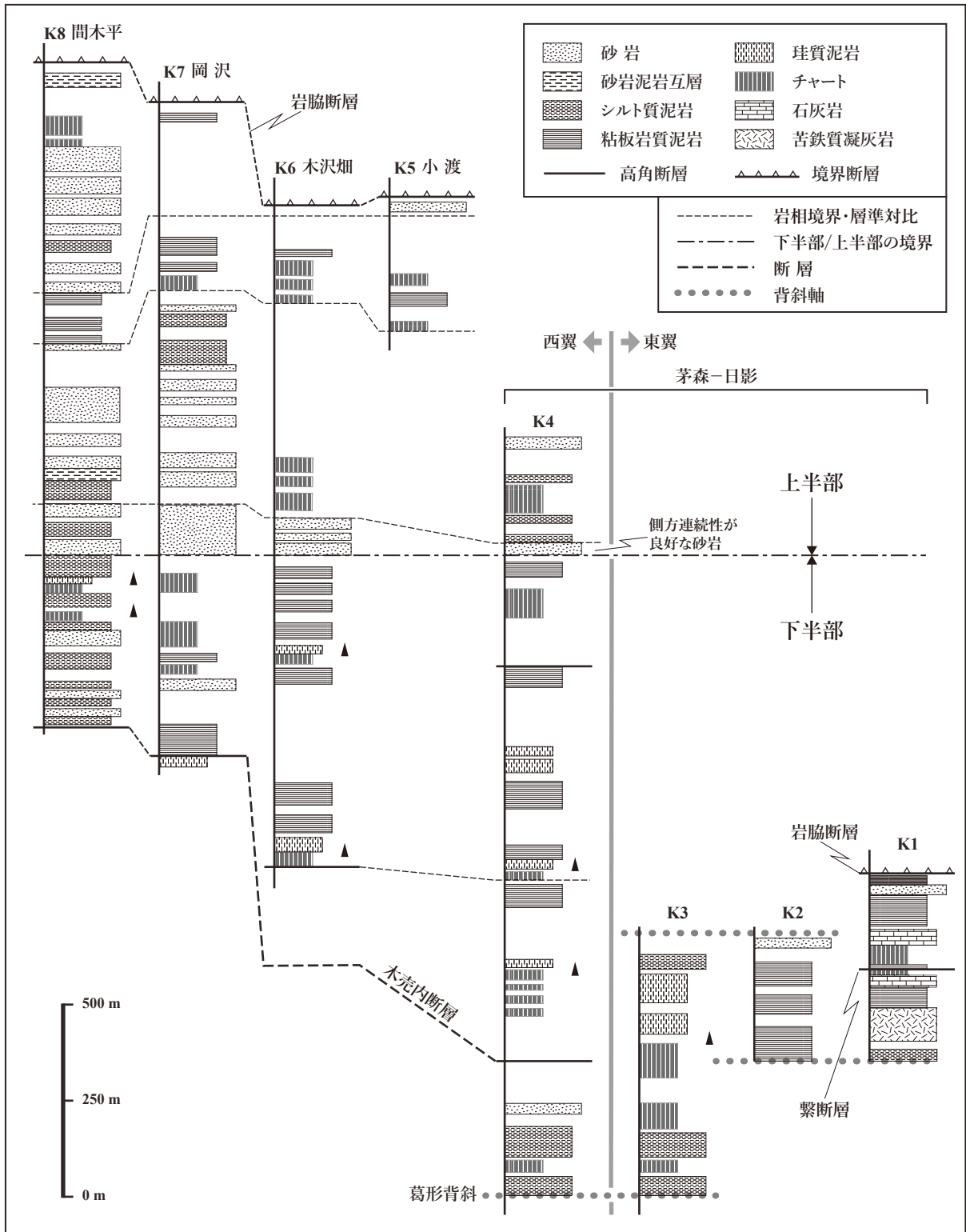
茅森コンプレックスの主要構成岩類は、チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・シルト質泥岩・砂岩であり、苦鉄質岩・石灰岩・砂岩泥岩互層・泥質混在岩などを僅かに伴う。これらは様々な規模の岩体を形成しており、そのため本コンプレックスは比較的破断化・分断化が進行した層序单元であると言える。本コンプレックスの下半部と上半部では、明確ではないが次のような相違が見られる。下半部ではチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩が卓越し部分的にシルト質泥岩・砂岩が挟有されるのに対し、上半部では粘板岩質泥岩とチャートを挟有する砂岩が主体をなすのが特徴である（第3.6図）。下半部と上半部の岩相境界は、久慈市沼袋から寒長根山（718m）を経て南東方の木売内へ至る区域に分布するチャート・シルト質泥岩を伴う側方連続性が良好な厚層砂岩の基底とした。茅森コンプレックスの層厚は約3,000mに達し、地表に露出していない基底部まで含めるとそれ以上に及ぶ。下半部と上半部の層厚はそれぞれ、およそ1,700mと1,300mである。

模式地である山形町茅森-日影の区間（第3.5図a）の大半は茅森コンプレックスの下半部に相当し、珪質泥岩を随伴するチャートと粘板岩質泥岩・シルト質泥岩な



第 3.5 図 茅森コンプレックスの模式地と模式層

(a) 模式地における茅森コンプレックスの模式層. (b) 参照地における茅森コンプレックス上部の副模式層.



第3.6図 茅森コンプレックスの柱状図

チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩が卓越する下半部と、チャート・粘板岩質泥岩・砂岩が主体をなす上半部に区分され、境界層準には側方連続性が良好な砂岩が位置する。上位方向は、葛形背斜軸部から翼部へ向かう方向に一致する。点線・破線は、柱状図間での対比を表す。三角印は岩相移行（チャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩またはシルト質泥岩）による上位方向を表す。柱状図作成ルートは付図1に示す。

いし砂岩泥岩互層が繰り返し露出する。葛形背斜の軸部周辺（第3.6図のK3とK4の最下部）が本地域での最下位層準に位置し、ここより両翼側（東北東方向K3～K1ならびに西南西方向K4）には、より上位層準のチャート・粘板岩質泥岩が少量の珪質泥岩・砂岩を伴いながら累重し、一部に細粒な苦鉄質凝灰岩と石灰岩が点在する。茅森（K1）では上半部は欠如し、下半部が岩脇断層を介して高屋敷コンプレックスに直に接する。日影付近（K4）では、K3～K1より上位層準のシルト質泥岩や砂岩が比較的多く分布し、その最上位は茅森コンプレックスの上半部に含まれる。

杉本（1974）は、山形町茅森から大矢内にかけてチャートの分布が比較的卓越する層準を木沢畑層とし、上位の間木平層とは区別している。しかしながらここでの両層は共に、チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・シルト質泥岩・砂岩を主要な構成岩類とする点で一致し、明瞭な岩相的相違はあるとは言い難い。また、杉本（1974）の木沢畑層と間木平層との境界は茅森コンプレックスの下半部・上半部の境界とは異なる層準にあり、数100～500 m程度上位層準に位置することから、これらは一致しない。

葛形背斜の西翼に位置する山形町女児の東方から間木平を経て下小国に至る川又川沿いの区間（第3.5図b）では、砂岩を主体として粘板岩質泥岩・シルト質泥岩ならびにチャートが北北西－南南東走向・高角西傾斜で繰り返し分布する。東側の高屋敷コンプレックスとは北北西－南南東走向で高角傾斜の木売内断層で接する。木売内断層から約500 m西に露出する砂岩（第3.6図K8）は山形町日影付近に露出する側方連続性が良好な砂岩（K4参照）の南東延長であることから、この区間は模式地（茅森－大矢内）よりも相対的に上位の層準（茅森コンプレックスの上半部を主体）に相当する。

これら上記の区域で確認される一部の岩相における層序関係（チャートからその上位に累重する珪質泥岩・粘板岩質泥岩あるいはシルト質泥岩に移化する岩相変化）は、海洋底層序の初生的関係を比較的良く保持していると判断される。このことから葛形背斜の軸部から翼部に向けて、地層の傾斜方向と海洋底層序の上位方向が一致していると言える。

本地域北東部では、久慈市荒津前^{あらつまえ}周辺で高角傾斜断層である馬内断層^{まない}の走向方向が下戸鎖背斜の軸跡に対し僅ながら斜交し背斜東翼を切断しているため、東翼の大部分が欠如している。さらに久慈市根井南方－山根町遠川付近では、同じく高角傾斜断層である遠川断層が下戸鎖背斜の軸跡^{ねい}を切断している。これらの区域では、背斜軸付近から西翼にかけて苦鉄質凝灰岩・石灰岩・チャートの小規模な岩体を伴う粘板岩質泥岩が卓越し、さらに上位に相当する川又－^{たものき}棧ノ木－遠川ではシルト質泥岩と砂岩が優勢となる傾向が見られる。この岩相的特徴に基づ

くと、北東部の茅森コンプレックスにおいても下半部と上半部に区分される可能性があるが、その明確な境界を設定するのは容易でない。

(5) 岩相

苦鉄質岩（玄武岩）（Kb）

茅森コンプレックスに含まれる苦鉄質岩として玄武岩が分布するが、層厚約200 mで側方延長500 m～1 km程度の小規模岩体として、久慈市山根町深田の西方や山根町葛形周辺で僅かに見られる程度である。陸中関地域では、玄武岩は顕著な変質・風化を被り灰緑色～黄褐色に変色している。

苦鉄質凝灰岩（Kt）

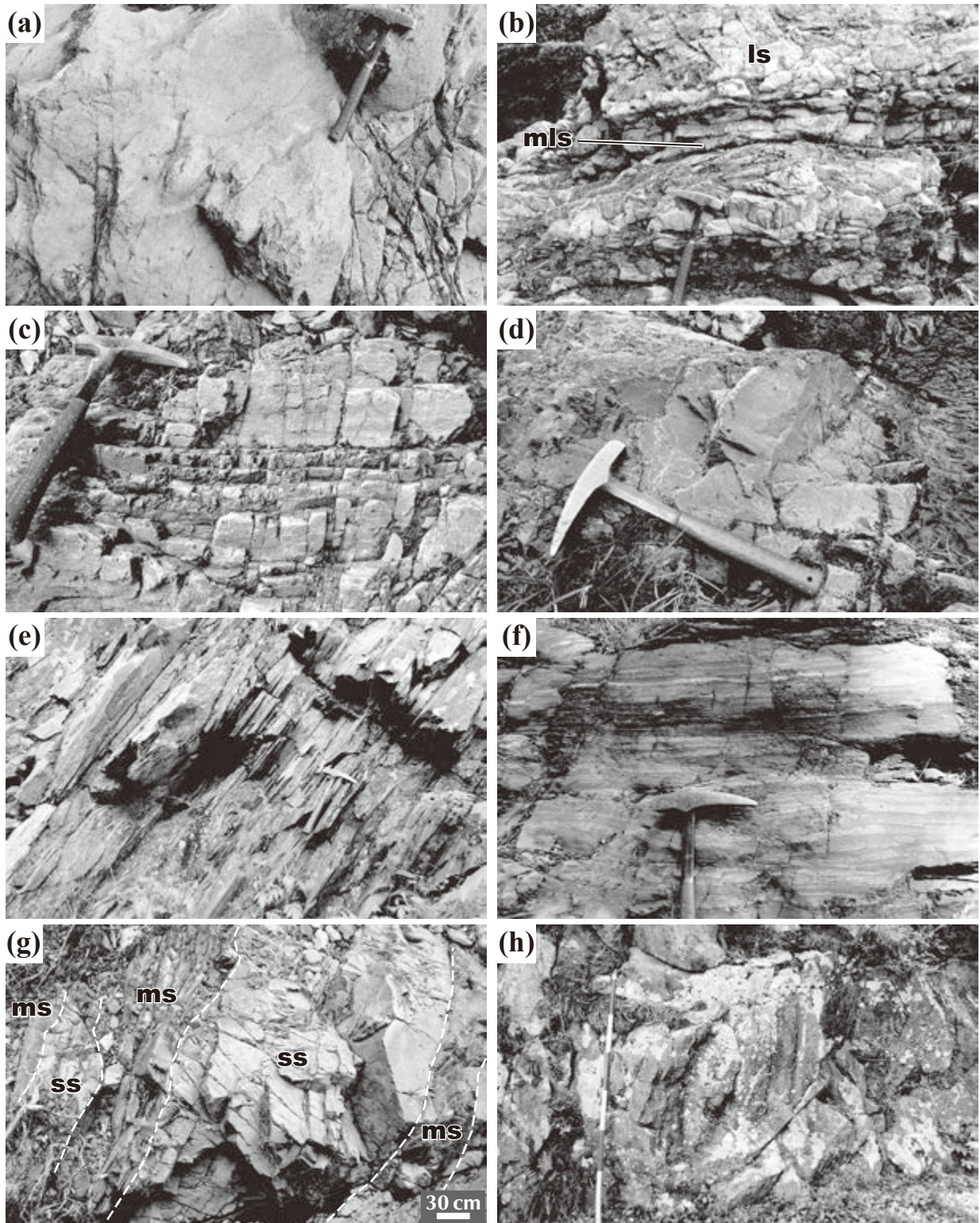
苦鉄質凝灰岩は、野外では塊状に見えるが不明瞭で軽微な劈開が形成されている（第3.7図a）。鏡下では、玄武岩質岩石に由来したシルト大～細粒砂大の火山岩片から構成されていることがわかる（第3.8図a）。層厚約100～200 mで側方延長500 m～1.5 km程度の規模を持つ小規模岩体を構成し、山形町茅森の南西、堀越峠の東、ならびに山根町馬内の北西や南西などに露出している。これらの分布は小規模なため、側方への連続性が乏しい。

石灰岩（Kl）

石灰岩は、50 m程度の層厚と500 m～1 km程度の側方連続性を持つ小規模岩体をなし、山形町茅森の西方と深田の西方などで僅かに見られるのみである。白色の石灰岩（層厚1 m程度）と暗灰色の泥質石灰岩（層厚約10 cm）がやや不規則に互層する層状石灰岩である（第3.7図b）。苦鉄質の凝灰岩～凝灰質泥岩やチャートからなる小規模岩体に沿って露出する。杉本（1974）によると、この石灰岩は下位の苦鉄質凝灰岩と、また上位のチャートと互層するとされている。これらの石灰岩は、ミクライト基質中に多くの化石の破片（生砕物）が含まれるバイオミクライトである（第3.8図b）。

チャート（Kc）

粘板岩質泥岩に挟まれる層厚100 m・側方延長1～2 km程度の小規模岩体のほか、層厚200～300 m程度と薄いながら側方へ5 km以上連続するシート状岩体として露出する。後者では柱状図（第3.6図）に三角印で示したように、チャートの上位に珪質泥岩・粘板岩質泥岩またはシルト質泥岩が累重する層序を構成する場合がある。珪質層と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートとして産出する（第3.7図c）が、泥質薄層に乏しく層状構造が不明瞭な場合もある。珪質層は、層厚1～3 cm程度で灰緑色～暗灰色を呈する。泥質薄層は暗灰色を呈し、粘土鉱物と極めて細粒な碎屑粒子から構成される。層厚は通常5 mm以下である。鏡下観察したチャートの一部では、珪質層が長径0.1～0.2 mmの楕円形を呈する多量の放射虫遺骸とその間を埋める微晶質石英から構成されることを確認した（第3.8図c）。また



第 3.7 図 茅森コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相

(a) 苦鉄質凝灰岩. (b) 白色石灰岩 (ls) と暗灰色泥質石灰岩 (mls) との互層をなす層状石灰岩. (c) 泥質薄層と律動的な細互層をなす層状チャート. (d) 塊状の珪質泥岩. (e) 粘板岩質泥岩. (f) シルト～細粒砂岩葉理を挟有するシルト質泥岩. (g) 泥岩 (ms) と厚層理砂岩 (ss) の互層. 破線より左側が泥岩, 右側が砂岩. (h) 塊状砂岩.

放散虫遺骸自体も、微晶質石英で充填されている（第3.8図d）。多くのチャートにおいて石英粒子の粗粒化が認められることから、再結晶化がある程度進行していると言える（第3.8図e, f）。

珪質泥岩 (Ki)

暗灰色～青灰色を呈する珪質な泥岩である。軽微な劈開が形成されていることが一般的であるが、より珪質な場合、無構造で塊状な産状を呈する（第3.7図d）こともある。層厚は50～200 m程度で、側方延長1～3 km程度の小規模岩体としてチャートに付随して分布する。層序的にはチャートの上位に位置する傾向があり、岩相的にもチャートから漸移する。鏡下では、微晶質石英のほか微細な粘土鉱物が多く見られる。粘土鉱物にはあまり明瞭ではないが定向配列が見られる。また放散虫遺骸を多く含む（第3.8図g, h）。

粘板岩質泥岩 (Ky)

黒色～暗灰色を呈するスレート劈開の形成が顕著な泥岩で、本地域の茅森コンプレックスにおいて優勢な構成岩である。野外では、密に形成されたスレート劈開面に沿って薄く剥離するのが特徴である（第3.7図e）。しかしながら、部分的に粗粒相も含まれ劈開の形成が微弱なこともあり、野外では下記のシルト質泥岩から明瞭に識別できる場合と漸移的に移化する場合が見られる。地質図上では、どちらか卓越する岩相を優先して区分し塗色した。淘汰良好の微細な石英粒子とさらに細粒な粘土鉱物を主体とする。石英粒子と粘土鉱物の長軸は互いに並行に配列する。またこれらの配列はスレート劈開に対してほぼ平行であることが、鏡下観察からわかる（第3.9図a, b）。稀に、放散虫遺骸を含むことがある。

シルト質泥岩 (Km)

粘板岩質泥岩より粗粒な碎屑粒子を含む黒色～暗灰色の泥岩である。粘板岩質泥岩と比較すると、劈開の形成が微弱なことが多い。上述のように、野外では粘板岩質泥岩から明瞭に識別できる場合と漸移的に移化する場合が見られる。

茅森コンプレックスの下半部ではチャートに、上半部では砂岩に伴って露出する傾向がある（第3.6図）。多くの露頭で、シルト岩ないし細粒砂岩からなる葉理を挟有する（第3.7図f）。鏡下観察では、石英・斜長石・雲母などの碎屑粒子と微細な粘土鉱物が見られ、粘板岩質泥岩と同様に、これらの鉱物粒子の並行配列が劈開面を形成することが確認できる（第3.9図c, d）。また、粘土鉱物に乏しくシルト大の碎屑粒子が密集した層が葉理を形成している（第3.9図cの両矢印で示した部分）。

砂岩泥岩互層 (Ka)

砂岩泥岩互層は茅森コンプレックスの上半部に露出し、砂岩に密接に伴って分布する（第3.6図）。厚層理砂岩とこれより層厚の薄い泥岩との互層であり（第3.7図g）、砂岩単層の層厚は多くの場合50～70 cm以上で1 m

を越える層厚をもつこともある。1つの単層においても不規則に膨縮し、層厚は変化に富んでいる。

砂岩 (Ks)

茅森コンプレックスの下半部では局所的に、層厚100～200 m・側方延長1 km程度の小規模岩体として粘板岩質泥岩に包有されるが、上半部ではチャートやシルト質泥岩を伴う大規模岩体（層厚500 m程度、側方延長5 km以上）として粘板岩質泥岩と交互に分布する傾向を示す（第3.6図）。野外では、塊状・無層理な産状を示すことが一般的で（第3.7図h）、暗灰色～灰色を呈し細粒～中粒の碎屑粒子で構成される。粗粒～極粗粒の碎屑粒子を含ことも多い。碎屑粒子として石英が圧倒的に多く、次いで斜長石・カリ長石・雲母類のほか岩片（チャート岩片・泥岩片など）や不透明鉱物が少量認められる。これらの粒子の円磨度は低く角張った外形をなしている。碎屑粒子の接触面は、圧力溶解による不規則な波状の境界となっている。また、シルト大以下の碎屑粒子（上記と同様の鉱物種）から構成される基質の量比は乏しい。これらの特徴から、石英質アレナイトないし長石質アレナイトであると判断される（第3.9図e, f）。

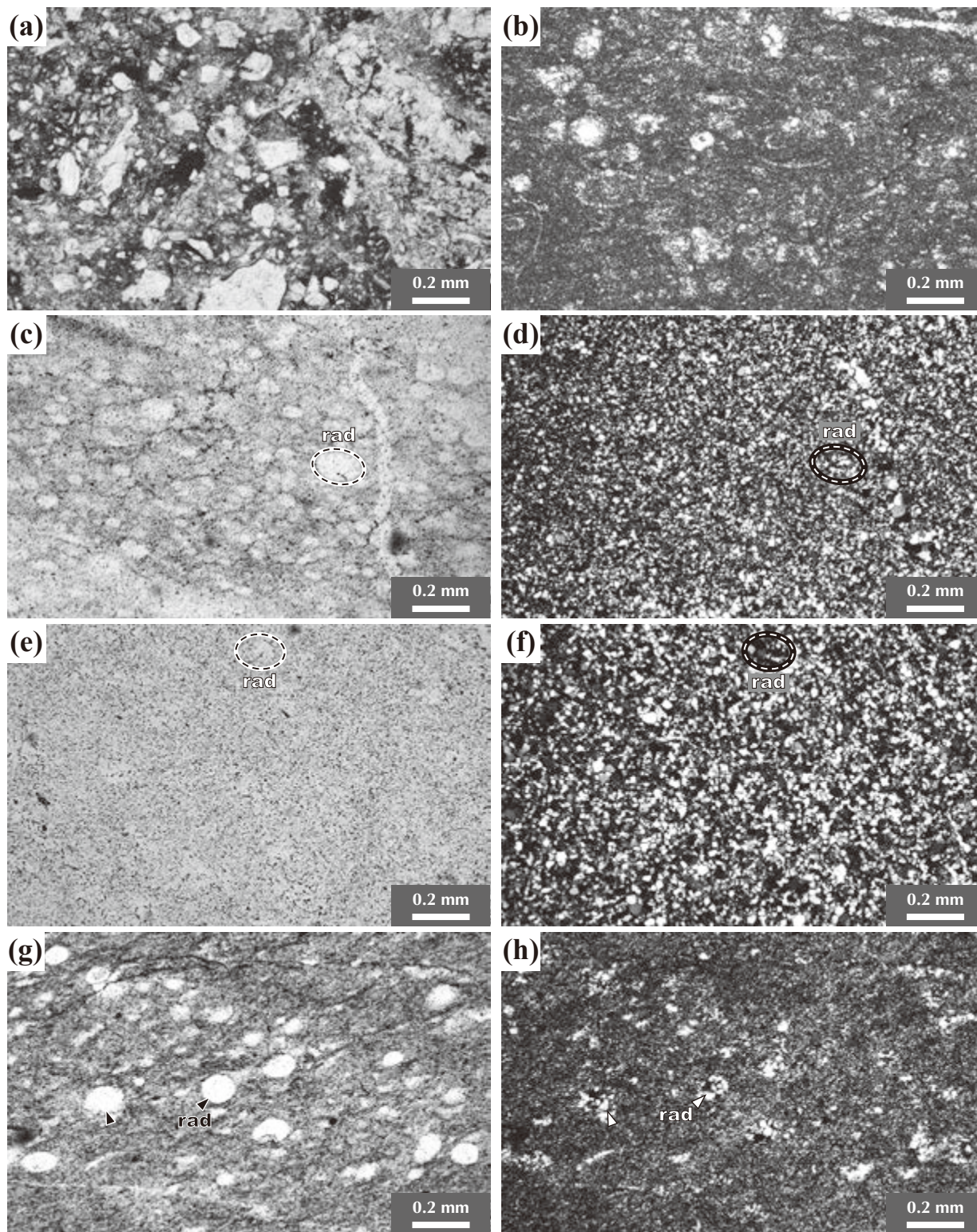
泥質混在岩 (Kx)

泥質混在岩の分布は、北東部の久慈市下川井や中央部南寄りの久慈市山根町葛形の周辺に認められる程度であり、層準的には茅森コンプレックスの上半部に位置する。多くの場合、層理が分断されレンズ状の形態になった砂岩岩塊（長径5～30 cm程度）が黒色泥岩中に包有された産状を呈する。稀に、苦鉄質岩・石灰岩・チャートの岩塊を包有する場合も見られる。

(6) 産出化石及び地質時代

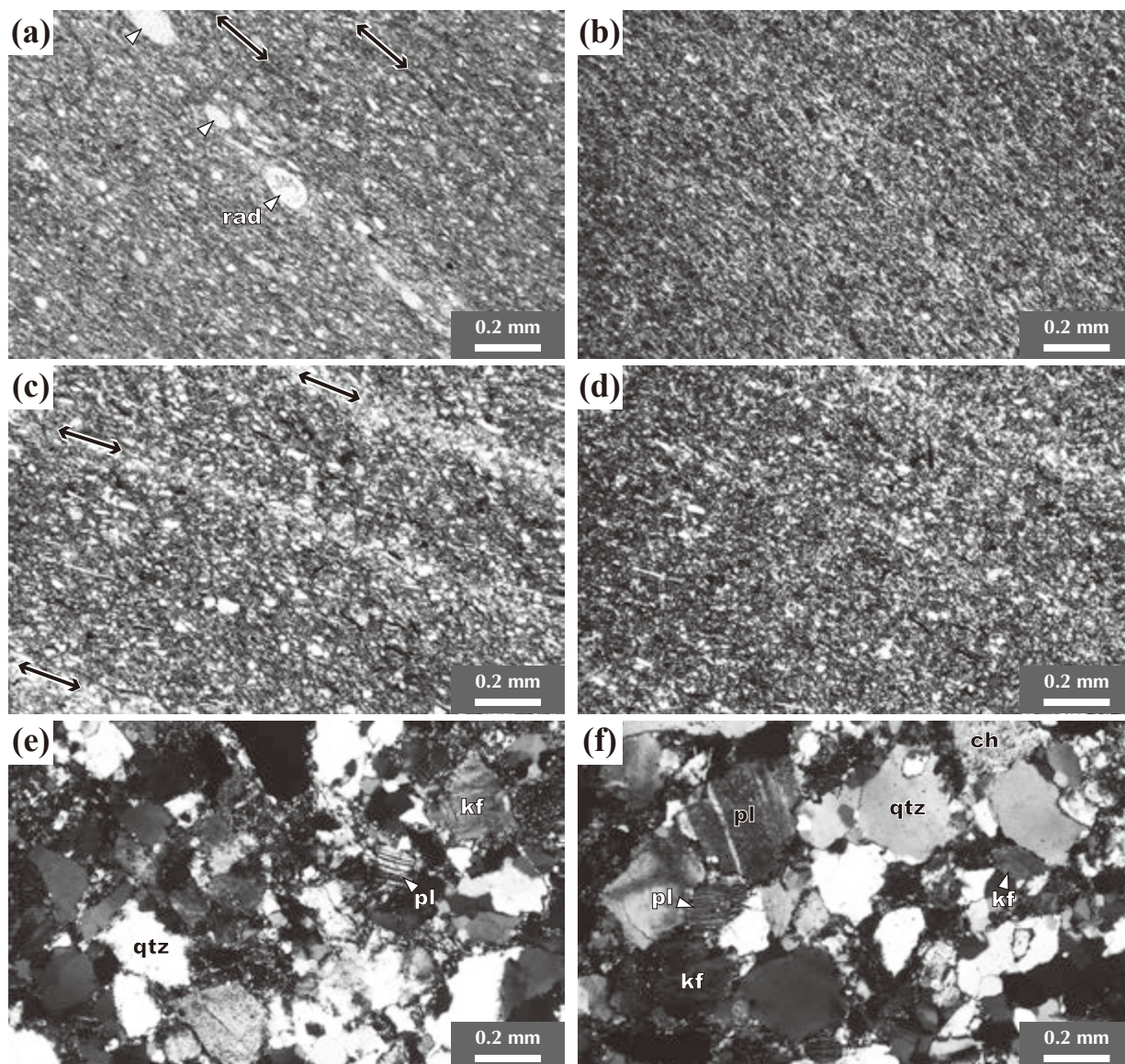
杉本（1974）によると、山形町茅森付近に分布するチャートに挟有された珪質な黒色石灰岩と山根町岩脇付近の珪質石灰岩から *Epigondolella abneptis*–*Epigondolella bidentata* 群集に属するコノドント化石が産出し、その時代は三疊紀ノーリアン期とされた。なおこれらの産出地点と化石種は、それ以前に発表された村田・杉本（1971）の記述に酷似している。これらの文献には群集の具体的な種構成が記述されていないので詳細は不明であるが、*Epigondolella bidentata* (Kozur and Mostler, 1971により属名は *Mockina* に変更:以下、変更された属種名を〔 〕内に付記する)の生息層準は三疊系ノーリアン階上部あるいはノーリアン階上部–レーティアン階最下部（例えば、Orchard, 2010; Yamashita *et al.*, 2018）、また *Epigondolella abneptis* の生息層準はノーリアン階下部–中部 (Krystyn *et al.*, 2009) とされている。

北隣の陸中大野地域では、チャート中に挟在する石灰岩からコノドント化石群集が産出しており、その特徴種 *Paragondolella polygnathiformis* [*Metapolygnathus polygnathiformis*] は三疊紀ラディニアン期ないしカーニアン期を示すとされた（吉田ほか, 1987）。しかしながら



第 3.8 図 茅森コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真 (I)

(a) 苦鉄質凝灰岩。玄武岩質岩石由来の非常に細粒な火山岩片から構成される。(b) 泥質石灰岩と互層する石灰岩。生碎物とミクライト基質からなるバイオミクライト。(c), (d) チャート。長径 0.1~0.2 mm の楕円形を呈する放散虫遺骸(破線楕円)とその間を埋める微晶質石英で構成される。放散虫遺骸は、周囲より粗粒な微晶質石英で充填される。(e), (f) チャート。c 及び d のチャートより石英粒子が粗粒化していることから結晶化がより進行したとみられる。そのため、放散虫遺骸(破線楕円)の存在が不明瞭になっている。(g), (h) 珪質泥岩。微晶質石英のほか、微細な粘土鉱物の定向配列が見られる。放散虫遺骸(三角印)も多く含む。rad: 放散虫遺骸。(a)-(c), (e), (g): 単ニコル, (d), (f), (h): 直交ニコル。



第 3.9 図 茅森コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真 (II)

(a), (b) 粘板岩質泥岩。微細な石英粒子と粘土鉱物から構成され、これらの並行配列がスレート劈開を形成する。両矢印は劈開方向を示す。(c), (d) シルト質泥岩。粘板岩質泥岩と比較すると構成鉱物の粒径が大きいことがわかる。両矢印で示される葉理は、粘土鉱物に乏しくシルト大の碎屑粒子が密集した層として見られる。(e), (f) 塊状砂岩。細粒～中粒の碎屑粒子で構成され、基質に乏しい。碎屑粒子としては石英が卓越し、斜長石・カリ長石などが多く含まれる。rad: 放散虫遺骸, qtz: 石英, pl: 斜長石, kf: カリ長石, ch: チャート。(a), (c): 単ニコル, (b), (d)-(f): 直交ニコル。

Meço (1999), Krystyn *et al.* (2009), Orchard (2010) などによれば、*Paragondolella polygnathiformis* の生息層準はカーニアン階あるいはカーニアン階上部に限定され、少なくともラディニアン階までは下らないと判断される。また産出報告は無いが、これらの石灰岩を挟有するチャートも同時代を示すと判断される。

なお、周辺地域を含め茅森コンプレックスの碎屑岩類からの化石の産出はこれまで知られていない。従って、本コンプレックスの地質時代に関しては、詳細な言及はできない。

3.3.2 高屋敷コンプレックス (Yb, Yg, Yt, Yd, Yl, Yn, Yc, Yi, Yy, Ya, Ys, Yx)

(1) 定義及び名称

陸中関地域の西部ならびに東端を除く区域に分布し、主に下部の苦鉄質岩、中部の石灰岩、ならびに様々な岩体を包有する上部の泥質岩から構成される層序単元を、高屋敷コンプレックスとして再定義する。これは、杉本 (1974) の沢山川層・安家層・高屋敷層を統合したもの、ならびに高橋ほか (2016) の安家ユニット・高屋敷ユニットを統合したものに相当する(第 3.2 図)。本コンプレッ

クスの地理的名称の由来となった「高屋敷」は、白井慶治氏の東北大学卒業論文（1952年）によって提唱されたが、杉本（1974）は定義の一部を修正してこれを公式に使用した。

杉本（1974）及び永広ほか（2008）によると、沢山川層上部の苦鉄質凝灰岩・凝灰質泥岩（ないし泥質凝灰岩）が漸移的に安家層下部の泥質石灰岩に移化し、両層は互いに調和的な褶曲構造と分布形態をなすことが示されている。この記述に基づき高橋ほか（2016）は、沢山川層と安家層を統合し安家ユニットを提唱し再定義を行っている。一方、安家層の上位に断層で接するとされる高屋敷層は、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの大小様々な規模の岩体を包有する泥質岩から構成される（杉本, 1974；高橋ほか, 2016）。しかしながら、苦鉄質岩・石灰岩・チャートは高屋敷層を構成する岩体としてだけでなく、沢山川層ならびに安家層の構成岩類でもあり、岩相組合せの観点から見れば三層は共通している。さらに本地域北西部の久慈市川井周辺では、沢山川層の苦鉄質岩と安家層の石灰岩は分断化しそれらの北方延長の一部が尖滅するため、沢山川層・安家層と高屋敷層の識別が困難となっている。このような産状は、これら三層の不可分な関係を示唆している。

本地域北東部の長内川流域においては、軸面が西傾斜した下戸鎖背斜（杉本, 1974）によって上位方向が逆転した安家層が分布するが、その見かけ下位（東側）に位置する長内川右岸域では、関層とさらに下位の高屋敷層が分布することが、杉本（1974）の地質図に示されている。本調査結果に基づく、右岸域において関層とされた層準は、苦鉄質凝灰岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩体を挟有する泥質岩から構成されることが明らかとなった。この岩相組合せは高屋敷コンプレックスの特徴に一致することから本報告では、右岸域の関層を高屋敷コンプレックスに含めた。

(2) 模式層・分布

模式地については従来、本コンプレックス下部に相当する沢山川層（苦鉄質岩主体）は山根町滝西方－深田に、中部に相当する安家層（石灰岩主体）は山根町滝－川又に、また上部に相当する高屋敷層（泥質岩主体）は岩泉町安家字高屋敷－立臼に、それぞれ指定されていた（杉本, 1974）。

高屋敷コンプレックスについて本報告では次の通り、下部－中部の層準と上部の層準に分けて模式層の設定を行う。下部－中部の模式地を山根町川又西方－横倉付近の川又川沿いに指定し、この区間の構成岩を複合模式層に設定する（第3.10図a）。一方、上部については杉本（1974）による高屋敷層の模式地を踏襲するが、これは陸中関地域外に位置する。そのため本報告では、山形町井川－猪瀬周辺に分布する構成岩を本コンプレックス上部の参照模式層に設定する（第3.10図b）。

高屋敷コンプレックスの分布は、陸中関地域の大半（中央部－東部を北北西－南南東方向に幅広く横断）を占めると共に、北北西－南南東方向の軸跡を持つ褶曲（葛形背斜・橋場向斜・深田向斜・下戸鎖背斜）に支配されている。そのため、層理面ならびに劈開面も同方向の走向を示し東または西に中角度～高角度で傾斜する。なお、北東部の長内川流域に分布する石灰岩は西傾斜・東上位を示すことから、下戸鎖背斜の軸面は西に傾斜し東翼部が逆転していると判断される。

(3) 層序関係

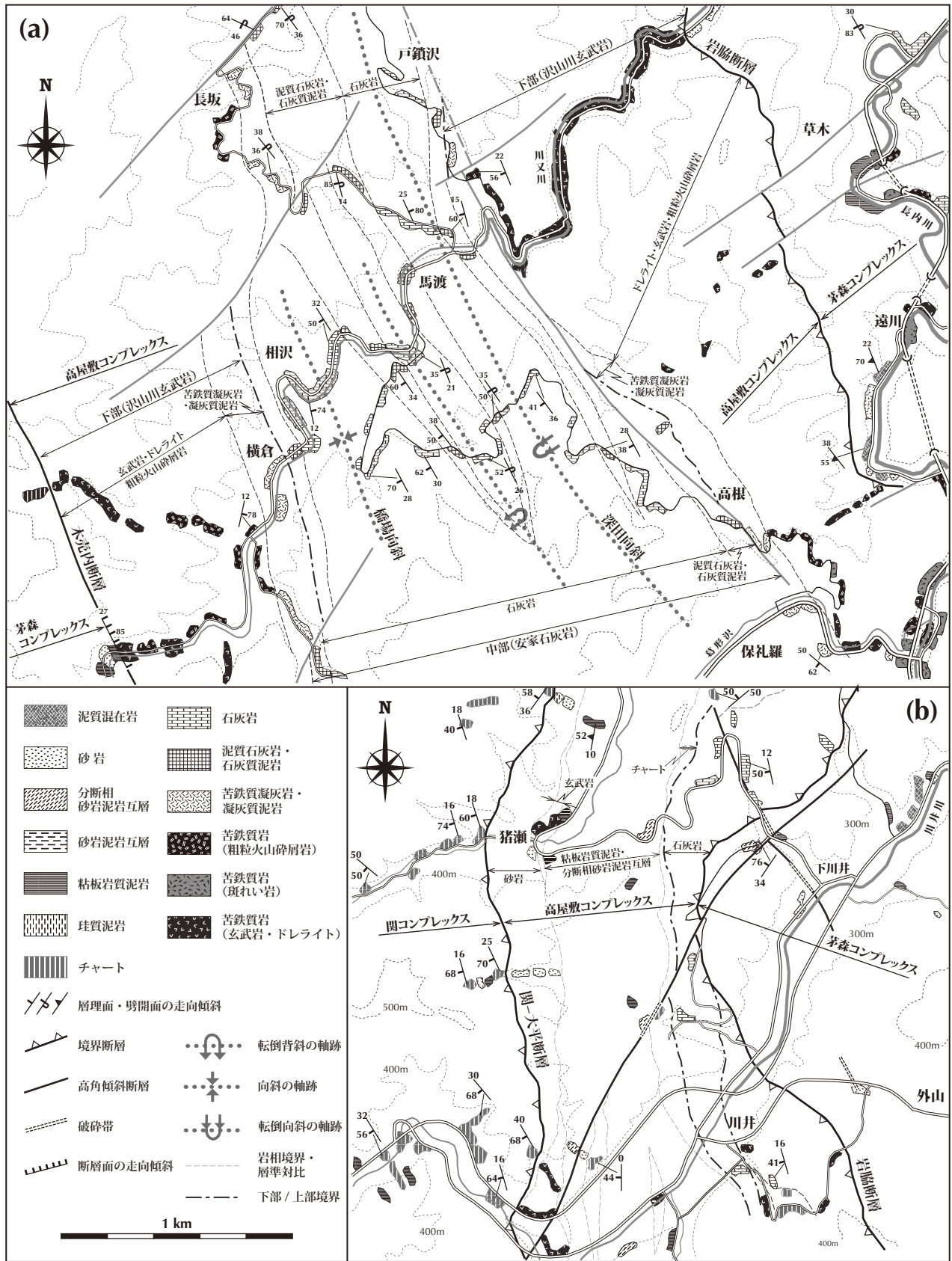
杉本・宇田（1972）及び杉本（1974）は、沢山川層（高屋敷コンプレックス下部に相当）が下位の間木平層（茅森コンプレックス上半部に相当）を不整合で被覆する（第3.2図b）としたが、永広ほか（2008）は断層関係にあると考えている（第3.2図c）。既述の通り高屋敷コンプレックスの下限は、下位の茅森コンプレックスに対し緩く斜交する岩脇断層を境界断層として、設定される。

上限は本地域西部－中央部西寄りにおいて、高屋敷層（高屋敷コンプレックス上部に相当）が上位の関層（関コンプレックスに相当）に対し断層（関－大平断層）で接すると見なされている（永広ほか, 2008；高橋ほか, 2016）。本報告でも同様に、本コンプレックスの上限は関－大平断層によって絶たれ、関コンプレックスに接すると判断した（第3.2図c, d）。関コンプレックス基底部のチャートと接する高屋敷コンプレックスの層準は、関－大平断層の斜交性に起因して場所により異なる。つまり本地域北西部から中央部では、山形町猪瀬（Y1）や間瀬（Y2）において最上位に位置づけられる砂岩が、より南方の山形町上小国（Y4）や内間木（Y5）にかけては中位層準に露出する（第3.11図）ことが明らかであり、このことから関－大平断層による高屋敷コンプレックスの欠落が示される。

一方、北東部に位置する山根町小田瀬の東方（長内川右岸域）では杉本（1974）によると、背斜東翼で逆転した安家層の見かけ下位（東側）に関層が位置し、さらにその下位の高屋敷層へ漸移する関係が地質図に表現されている。しかしながら上述した通り、岩相的特徴に基づき、長内川右岸域の関層を高屋敷コンプレックス上部に含めた。

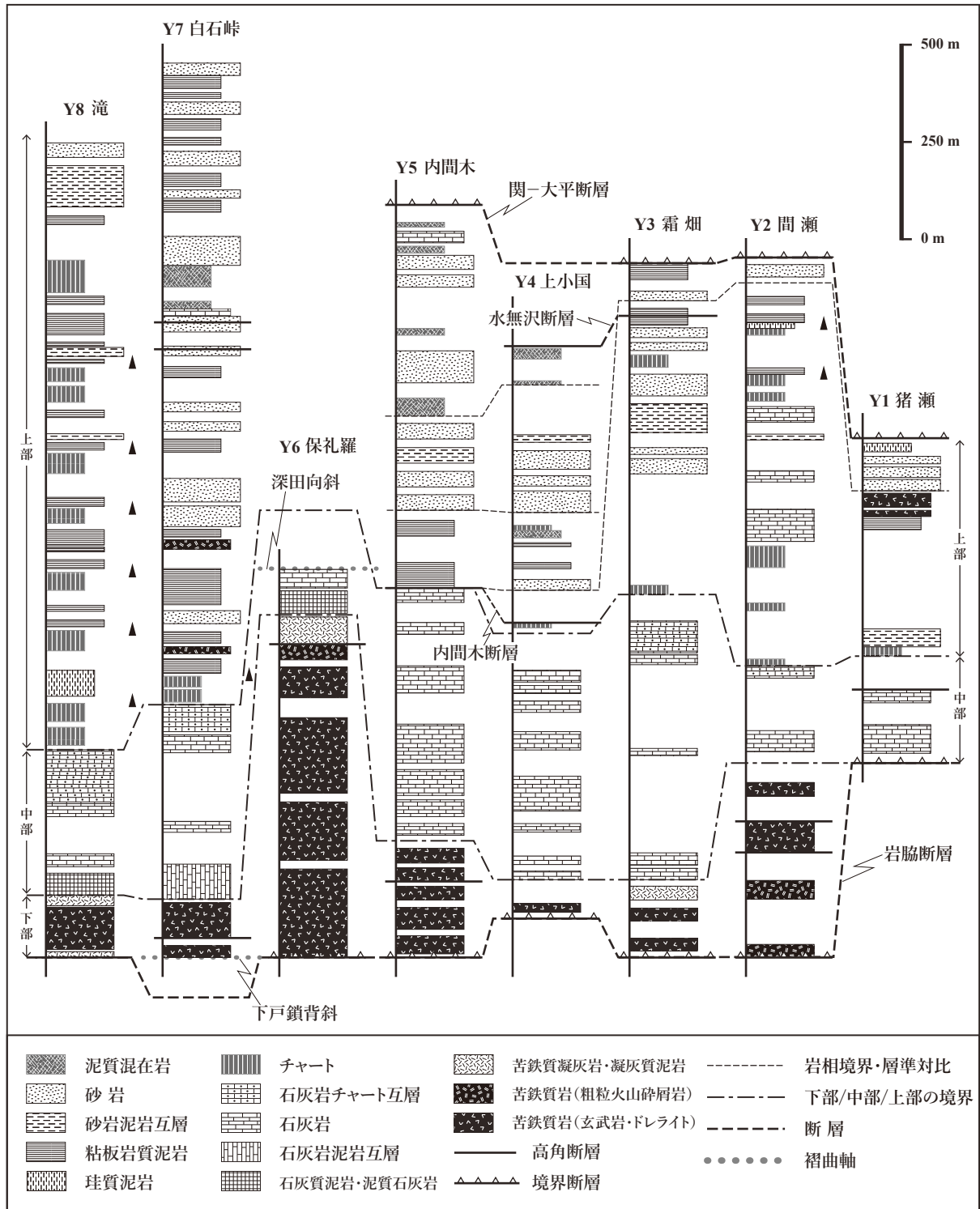
(4) 層序

高屋敷コンプレックスを構成する主要岩類は、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・砂岩であり、一部に泥質混在岩を含む。岩相組合せの特徴とその相違から高屋敷コンプレックスは、下部・中部・上部に細分できる（第3.11図）。下部においては、その下位－中位層準に苦鉄質岩（玄武岩・ドレイト・斑れい岩）ならびに粗粒な苦鉄質火山砕屑岩（火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩）が卓越するのに対し、上位層準ではより細粒な苦鉄質凝灰岩及び凝灰質泥岩が多く見られる傾向が



第 3.10 図 高屋敷コンプレックスの模式地と模式層

(a) 高屋敷コンプレックス下部-中部の模式層ルートマップ(川又川ルート). (b) 高屋敷コンプレックス上部の模式層ルートマップ.



第 3.11 図 高屋敷コンプレックスの柱状図

苦鉄質岩類（玄武岩・ドレライト，火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩，凝灰岩）から構成される下部（沢山川玄武岩），石灰質泥岩または泥質石灰岩・石灰岩・石灰岩チャート互層などから構成される中部（安家石灰岩），チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・砂岩・泥質混在岩が主体をなす上部に区分される。点線・破線は柱状図間での対比を示す。三角印は岩相移行（チャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩）による上位方向を表す。柱状図作成ルートは付図 1 に示す。

あり、さらに中部の石灰質泥岩に漸移する。中部は、石灰質泥岩ないし泥質石灰岩（これらを部分的に挟有する石灰岩泥岩互層を伴う）が下位層準に卓越し、その上位に成層石灰岩ならびに塊状石灰岩が累重し、より上位ではチャート岩塊を挟有する成層石灰岩を経て石灰岩チャート互層に移化する。上部は、石灰岩チャート互層の上位に累重するチャートを基底として、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩などの大小様々な規模の岩体と粘板岩質泥岩から構成され、一部に泥質混在岩が伴われる。本報告では、従来から一般的呼称として用いられてきた「安家石灰岩」（小貫, 1956, 1969）を、石灰岩を主体とする中部に対して岩相単元名称として使用する。また苦鉄質岩を主体とする下部についても、その岩相的特徴に基づき岩相単元名称として「沢山川玄武岩」と呼ぶことにする。

高屋敷コンプレックスの層厚は約 800 m から 2,000 m と変化に富む（第 3.11 図）。下部白亜系深成岩類（滝の沢岩体）の貫入による地層の欠如、ならびに上部白亜系（久慈層群）による被覆のため、本地域北東部では 4,000 m 以上に及ぶと推定される。下部・中部・上部の層厚はそれぞれ、0～880 m, 270～750 m, 570～1,600 m 以上である。

(i) 下部（沢山川玄武岩）

層厚は 100～400 m 程度であるが、一部で欠如したり 800 m 以上に達するなど、変化に富む。下部のうち、下位－中位層準と上位層準ではそれぞれに卓越する苦鉄質岩に顕著な違いが見られる傾向がある。下位－中位層準では、枕状構造が明瞭な玄武岩と塊状のドレライトが主体をなし火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩などの粗粒な苦鉄質火山碎屑岩が伴われていることが多いが、細粒な火山碎屑岩である苦鉄質凝灰岩や部分的に石灰岩塊を挟有する玄武岩溶岩を含むことがある。また所により、斑れい岩も見られる。これに対し上位層準では、苦鉄質凝灰岩（場所により泥岩と細互層する）ならびに凝灰質泥岩が主体をなす（第 3.11 図 Y2～Y8）。

川又川沿いの模式ルート（第 3.10 図 a）では、高屋敷コンプレックス下部－中部の構成岩類が分布する。川又川の北東部では長内川との合流点付近から、下位の茅森コンプレックスを構成する砂岩が北北西－南南東走向・40°～70°西傾斜で分布し、露頭欠如を挟んでその見かけ上位（南西方）に、高屋敷コンプレックス下部の大半を構成する玄武岩・ドレライトならびに粗粒な苦鉄質火山碎屑岩が、層厚約 1,000 m に亘って露出する。これらの上位には泥岩を伴う細粒な苦鉄質火山碎屑岩（凝灰岩）が累重する。これらの苦鉄質岩は、川又川から北北西の山根町戸鎖^{とくざりざわ}沢付近や南南東の高根から保礼羅^{ほれら}の東（北西－南東走向・南西傾斜を示す）にかけて分布する。一方、川又川の南西部では後述の複向斜によって、横倉の西方に高屋敷コンプレックス下部が再び露出する。こ

での下部の基底は第 3.5 図 b で示した通り、北北西－南南東走向の高角傾斜断層（木売内断層）を介して茅森コンプレックスと接する。この区間（横倉西方）には西から東に向け、玄武岩（溶岩）・ドレライト・苦鉄質粗粒火山碎屑岩とその上位に累重する細粒火山碎屑岩（凝灰岩）などの苦鉄質岩と泥岩が、東傾斜で露出する。

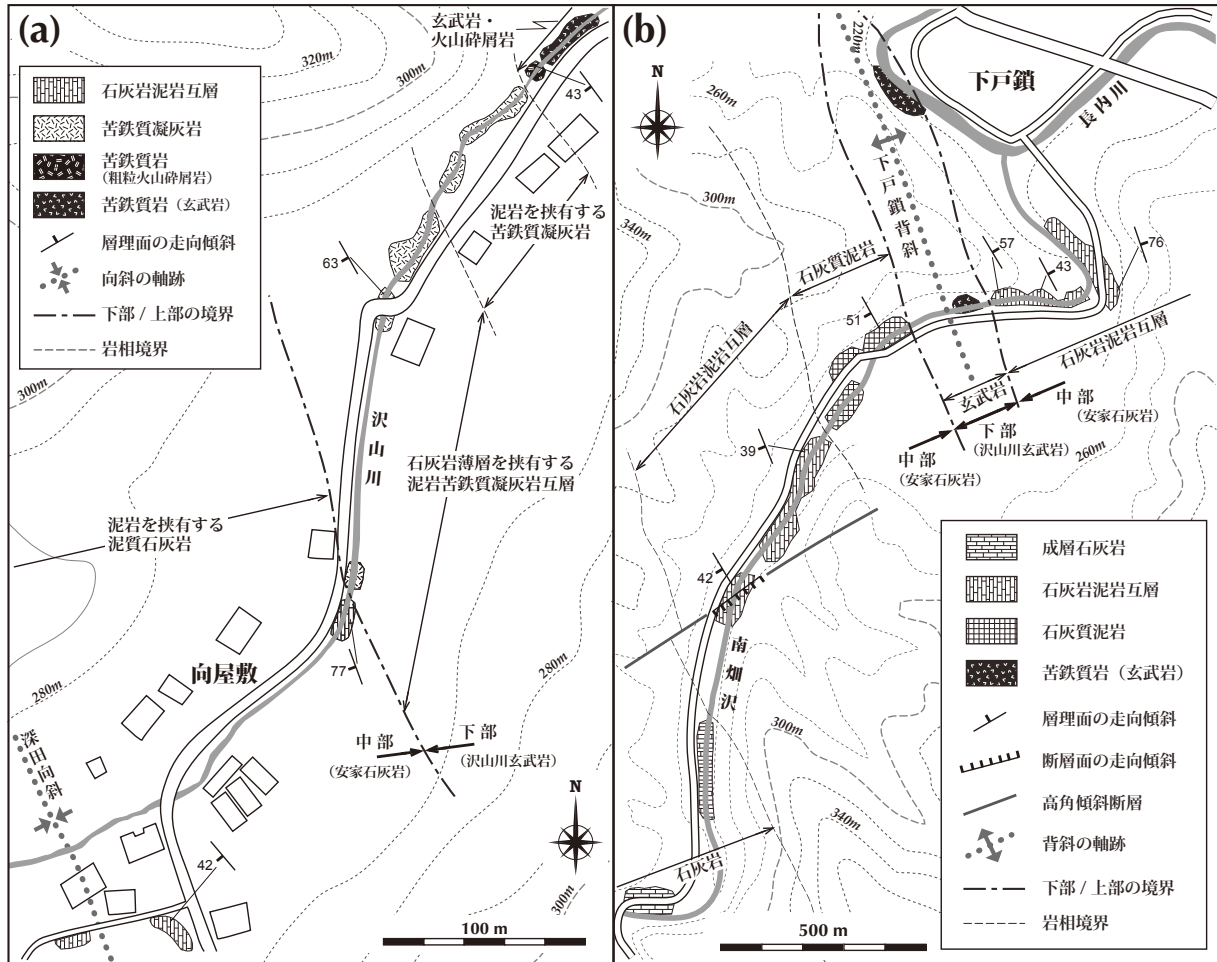
山形町向屋敷^{むこやしき}周辺の沢山川河床では、高屋敷コンプレックスの下部－中部境界付近の層準が露出する（第 3.12 図 a）。下位（北東側）より、枕状構造が明瞭な玄武岩（第 3.13 図 a）及び苦鉄質火山碎屑岩（火山礫凝灰岩：第 3.13 図 b）、泥岩を挟有する苦鉄質凝灰岩（成層構造がやや不明瞭な泥岩苦鉄質凝灰岩互層：第 3.13 図 c）が西傾斜で累重し、より上位（南西側）では泥岩苦鉄質凝灰岩互層に石灰岩薄層が僅かながら挟有される（第 3.13 図 d）。この上位では、泥岩を挟有するやや泥質な石灰岩（一部で石灰岩を挟有する石灰質泥岩：第 3.13 図 e）が露出する。この層準に露出する石灰岩と泥岩の岩相や産状は露頭ごとに多少異なっているが、全体として石灰岩泥岩互層として位置付けられる。従ってこの泥質な石灰岩が出現する層準を、中部の基底部に指定する。

山根町下戸鎖^{しもとせ}周辺でも、高屋敷コンプレックスの下部－中部境界付近の層準が長内川支流（南畑沢）の河床に露出する（第 3.12 図 b）。ここでは下戸鎖背斜の軸部に位置する下部の玄武岩（第 3.13 図 f）が僅かに見られ、その両側に中部を構成する石灰岩が分布する。背斜の西翼では玄武岩の上位に石灰質泥岩（第 3.13 図 g）が分布し、さらに上位に石灰岩泥岩互層が卓越的に露出する。この互層には部分的に石灰質泥岩が挟有される。間の露頭が欠如するが、より南西方には石灰岩が分布する。これに対し東翼では、石灰質泥岩の露出が確認されず、玄武岩の上位に石灰岩泥岩互層が分布する。

(ii) 中部（安家石灰岩）

下部の最上位に位置する苦鉄質凝灰岩ないし泥岩苦鉄質凝灰岩互層に累重する石灰質泥岩ないし泥質石灰岩（または石灰岩泥岩互層）が、中部の基底に相当する（第 3.13 図 h）。本地域中央部（山形町内間木－小国－間瀬）では、一部で苦鉄質凝灰岩と互層する石灰岩がみられるものの、この苦鉄質凝灰岩が欠如し玄武岩の上位に直接石灰岩が累重する場合もある（第 3.11 図 Y2, Y4, Y5）。

山形町馬渡^{まわたり}の東方 300 m 付近から相沢を経て横倉の南西方にかけての川又川ルートは高屋敷コンプレックス中部に相当し、石灰質泥岩ないし泥質石灰岩と厚層で成層あるいは塊状の石灰岩が分布する（第 3.10 図 a）。これらの石灰岩には西傾斜・西上位と東傾斜・東上位（一部に逆転層が存在する）が交互に見られることから、川又川の流向に直交する軸を持つ褶曲（複向斜：深田向斜・橋場向斜）が馬渡－相沢の間に存在すると判断できる。泥質石灰岩・石灰質泥岩は、本コンプレックス下部（苦



第 3.12 図 高屋敷コンプレックスの下部-中部境界付近のルートマップ

(a)向屋敷付近の沢山川沿いでは、下部を構成する玄武岩・苦鉄質粗粒火山砕屑岩・苦鉄質凝灰岩（黒色泥岩を挟有）の上位に、中部の泥質石灰岩や石灰岩泥岩互層が露出する。(b)下戸鎖付近の南畑沢沿いでは、背斜軸部に下部の玄武岩が位置し、その両翼に中部を構成する石灰質泥岩及び石灰岩泥岩互層が累重する。

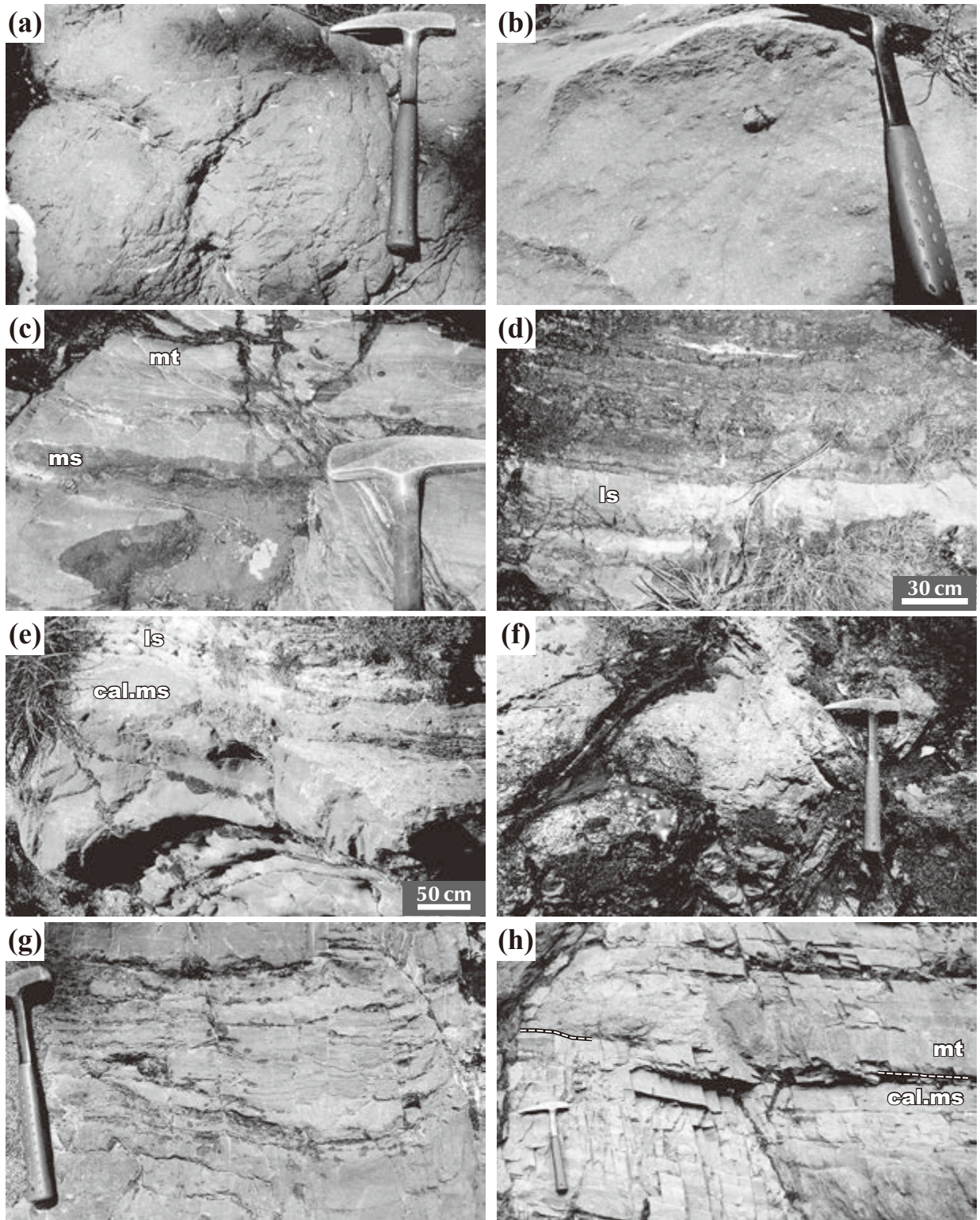
鉄質凝灰岩・泥岩）の直上に累重すると共に背斜の軸部付近に分布する一方、向斜の軸部には成層～塊状石灰岩が露出する。これらの構造的関係から、泥質石灰岩・石灰質泥岩は本コンプレックス中部の基底ないし下位層準に卓越、その上位に成層～塊状石灰岩が累重すると判断される。この層序は、第 3.12 図で示した下部-中部境界付近で見られる層序関係と調和的である。

中部における上位層準は、本地域南西部の長内川流域に比較的広く分布している。中部の主体をなす石灰岩は、その上位で珪質な薄層（チャート層）を挟有するようになり、次第にチャート層との互層をなす。このチャート層は所により、著しく褶曲・膨縮し球状・楕円状～レンズ状の岩塊を形成する（第 3.11 図 Y7, Y8）。

(iii) 上部

陸中関地域北西部に位置する山形町川井-猪瀬周辺（第 3.10 図 b）は、主に高屋敷コンプレックス中部-上部の分布域に相当する。下川井近傍には北東-南西走向・

北西傾斜する茅森コンプレックスの砂岩や泥質混在岩などが点在し、ここから西方に向かう道路沿いに、石灰岩・チャート・粘板岩質泥岩・破断相砂岩泥岩互層・苦鉄質岩（玄武岩）・砂岩が、西傾斜で順次露出する。このうち石灰岩が高屋敷コンプレックス中部に相当し、それより上位の粘板岩質泥岩やチャート・玄武岩の岩体などが上部の構成岩類である（第 3.11 図 Y1）。ここでは、下部の苦鉄質岩は欠如する。上部に含まれる苦鉄質岩・チャート・砂岩などは、層厚が走向方向に減じて尖滅するなど側方への連続性が乏しいことから、これらは粘板岩質泥岩（一部では、泥質混在岩を伴う）や破断相砂岩泥岩互層に包有された岩体であると見なされる。このことより上部は、比較的混在化が進行した層序単位であると見なされる。さらに猪瀬の西方（上位方向）には、関コンプレックスを構成するチャートが分布する。高屋敷コンプレックスと関コンプレックスは関-大平断層によって接するとされる（杉本, 1974）が、この区間にお



第 3.13 図 高屋敷コンプレックスの下部-中部境界付近の岩相

(a) 枕状玄武岩溶岩。表面に石灰質の充填物からなる杏仁状構造や石灰質脈が見られる。(b) 苦鉄質凝灰岩を基質とし玄武岩角礫を含む火山礫凝灰岩。(c) 泥岩を挟有する苦鉄質凝灰岩(泥岩苦鉄質凝灰岩互層)。(d) 石灰岩薄層を挟有する泥岩苦鉄質凝灰岩互層。薄層は層厚 1~5 cm 程度であるが、所により 30 cm ほどの層(写真下寄り灰白色部)をなす。(e) 石灰岩を挟有する石灰質泥岩。(f) 枕状玄武岩溶岩。(g) 石灰質泥岩。(h) 苦鉄質凝灰岩と石灰質泥岩の境界。この露頭では地層の上下が逆転している(白破線は境界を示す)。(g)と(h)の石灰質泥岩には色調の違い(灰色と明灰色)が見られる。cal.ms: 石灰質泥岩, ls: 石灰岩, ms: 泥岩, mt: 苦鉄質凝灰岩。

いては露頭欠如のため、断層露頭は見いだせていない。

本地域東部の長内川右岸域に分布する高屋敷コンプレックスは上部に相当し、粘板岩質泥岩・砂岩が優勢でチャート・珪質泥岩・分断相砂岩泥岩互層を比較的多く伴い、苦鉄質岩・石灰岩が僅かに認められる。

葛形背斜の西翼（本地域中央北西寄り）では、一部の岩相間における累重関係（チャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩）が確認される（例えば、第3.11図Y2）。このことから、西傾斜・西上位であると判断できる。また下戸鎖背斜の東翼（本地域東部）では北北西-南南東走向・西傾斜が卓越するが、岩相間の累重関係は西側（見かけ下位）のチャートから東側に向けて珪質泥岩・粘板岩質泥岩に移化する東上位の層序が確認できる（例えば、第3.11図Y8）。従ってこの区域では、下戸鎖背斜の東翼部が逆転していると判断できる。

(5) 岩相

高屋敷コンプレックスでは、層序的上下関係と卓越する岩相組合せにより下部・中部・上部に区分し、さらに下部と中部に関しては岩相単元としてそれぞれを沢山川玄武岩と安家石灰岩と呼ぶ。以下に、それらの構成岩類の岩相を記述する。

(i) 下部

苦鉄質岩から構成される下部の下位-中位層準では玄武岩・ドレライトが主体をなし粗粒な苦鉄質火山砕屑岩が伴われているのに対し、上位層準では細粒な苦鉄質火山砕屑岩（凝灰岩）または凝灰質泥岩（所により泥質凝灰岩となる）が主体をなす（第3.11図）。また、所により斑れい岩が玄武岩ないしドレライトに伴って露出する。

斑れい岩の露出規模は小さく地質図に表現することは困難であるが、本地域東部の長内川沿いに比較的規模の大きい斑れい岩が幅50~100m程度で北北西-南南東方向に細長く分布することが確認された。玄武岩・ドレライトと斑れい岩の接触関係を野外で確認できることは少ないが、後者が前者に貫入したと見なされる（杉本, 1974）。杉本・宇田（1972）及び杉本（1974）は、この玄武岩・ドレライトを「安山岩質な岩石」として扱うと共に、これに貫入する斑れい岩を現地性の岩石とした。このような考えに対し土谷ほか（1999）は、「安山岩質な岩石」は玄武岩に分類され、貫入岩とされた斑れい岩も玄武岩と同源であることを岩石化学的特徴に基づいて示し、これらをプレート内火成活動に由来した海山（海洋島アルカリ玄武岩）起源であると判断した。さらに中江（印刷中）も全岩微量元素組成から、玄武岩・ドレライトが海洋島に起源を持つことを追認した。本報告では土谷ほか（1999）の見解に従い、斑れい岩を付加複合体構成岩として扱う。

苦鉄質岩（沢山川玄武岩）とその上位の石灰岩（安家石灰岩）は側方に顕著に連続し、互いに調和的な構造を

示す。また既述した通り、両者は漸移的に岩相が移化し整合関係を示唆している。またその活動時期については、安家石灰岩から産出したコノドント化石（豊原ほか, 1980）に基づき、後期三畳紀ないしそれ以前の時代と推定されている（大上・永広, 1988）。

本報告では苦鉄質岩を、次のように分類する。ドレライトを伴う玄武岩溶岩と斑れい岩ならびに火山砕屑岩に分類し、火山砕屑岩はさらに粗粒または細粒な火山砕屑岩に細分する。溶岩では、肉眼観察で鉱物粒子が確認できない程度に細粒な岩石を玄武岩とし、鉱物粒子が肉眼で確認できる程度（長径約0.3~1mm）に大きい岩石をドレライトとした。また斑れい岩は、これらより粗粒（長径1~4mm程度）な単斜輝石・斜長石などからなる完晶質な岩相を呈する。火山砕屑岩については、砂大以下（径2mm以下）の細粒火山砕屑物を主体とするものを凝灰岩、また角礫化した玄武岩起源の岩片・岩塊を含むものを粗粒火山砕屑岩とする。

苦鉄質岩（玄武岩及びドレライト）及び粗粒苦鉄質火山砕屑岩（Yb）

玄武岩は明瞭な枕状構造を保持した溶岩として産する（第3.13図a, f; 第3.14図a）ことが多く、暗灰色を呈する細粒・無斑晶質な岩石である。ピローロブ断面の大きさは、径10数cm程度の小さなものから径70cm以上のもので多様である。その表面はしばしば緑色を帯びたり赤褐色に変色することが多く、径1~3mm程度の発泡痕が方解石で充填された杏仁状構造が普遍的に見られる（第3.13図a）。山根町葛形北東の葛形沢河床で観察された溶岩では、ピローロブ断面の規模が径20~50cm程度のものが多い。また、下位層準のピローロブは互いに密集し（第3.14図a）、上位ほどピローロブの間隙が広がる傾向がある。

鏡下では、斜長石や単斜輝石の斑晶がわずかに見られ、その間を長径0.1~0.2mm程度の針状をなす斜長石や赤鉄鉱を主とする不透明鉱物から構成される石基が埋められていることが観察される。変質鉱物としては、緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・白雲母などが報告されている（土谷ほか, 1999）。また方解石で充填された発泡痕も認められる（第3.15図a, b）。ドレライトは露頭では、暗緑色を帯びた暗灰色を呈する塊状・硬質の岩石として露出し、構成鉱物は中粒から比較的粗粒な粒径（長径1~4mm）を示す（第3.14図b）。ドレライトと玄武岩との接触関係を示す露頭は確認出来ていない。鏡下観察では、主に単斜輝石とその間を埋める斜長石から構成される完晶質な岩石であることが確認できる（第3.15図c, d）。不透明鉱物や極稀にかんらん石が認められるほか、緑泥石や方解石などの二次鉱物も多くも見られる。単斜輝石は比較的残存しており、短柱状で自形~半自形をなす。斜長石は単柱状~柱状の自形~半自形をなしている。

玄武岩・ドレライトは、高屋敷コンプレックスの下部

だけでなく上部においても、小規模岩体として粘板岩質泥岩に包有されて産出する。

粗粒火山碎屑岩としては、玄武岩起源の角礫や粗粒砂を主体とするもの（ピロープレッチャやハイアロクラスタイトを含む）や玄武岩石灰岩礫岩などが見られる（第3.14図d-f）。比較的塊状であることが多いが、著しく剪断され面構造が形成されている場合もある。一般に、暗緑色（一部で赤褐色）を呈する。これらのほか、風化・変質などにより岩質が軟弱化し露頭において岩石種の判別が困難となる場合があり、明確に玄武岩あるいはドレライトと判断できないものもこの火山碎屑岩に含めた。このような岩石種の判別ができない火山碎屑岩は、普遍的に分布している。さらに粗粒火山碎屑岩は、火山岩塊・礫と基質としての凝灰岩との量比によって、火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩などに分類されるが、これらは露頭において漸移的あるいは混在して見られることが多く、そのため地質図ではこれらの岩相を区別せず一括して表現した。鏡下観察では、微晶質な鉱物の集合体で構成されていることが確認でき、構成鉱物としては変質した斜長石や不透明鉱物が卓越し、長径1 mm以下の玄武岩片も含まれる。

山根町葛形北東の葛形沢河床では、枕状溶岩を被覆する凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩などの火山碎屑岩が見出された。凝灰角礫岩は溶岩が破碎され礫状化した玄武岩角礫から構成される（第3.14図d）。礫の淘汰は悪く、礫径は中礫大が卓越するが細礫大程度のところもある。角礫の間隙は、細粒砂～細礫大の火山碎屑物粒子で充填される（第3.15図f）。玄武岩石灰岩礫岩は大小様々な大きさの玄武岩と石灰岩の角礫で構成され、基質を殆んど含まない礫支持の産状を示す（第3.14図e）。火山礫凝灰岩は、この露頭における最上位の粗粒火山碎屑岩である。凝灰角礫岩とは明瞭な岩相境界をもってその上位に位置し、さらに上方へは葉理が形成された玄武岩起源の凝灰質砂岩に移化する（第3.14図f）。

苦鉄質岩（斑れい岩）(Yg)

主に長内川流域の久慈市山根町遠川－下戸鎖－保礼羅周辺に、苦鉄質岩（玄武岩・ドレライト）中に貫入する小岩体（多くは幅数100 m以下）として点在する、緑黒色を呈し細粒～中粒均質な斑れい岩である（第3.14図c）。本岩は、杉本（1974）や土谷ほか（1999）によって記載されたものである。杉本（1974）は、斑れい岩は玄武岩だけでなく周囲の間木平層（本報告の茅森コンプレックス）の堆積岩類にも貫入すると述べているが、本調査結果からはその事実を確認できなかった。岩体の伸長方向は北北西－南南東を示し、苦鉄質岩に見られる面構造にはほぼ平行する。また久保（2010）は、陸中関地域内に分布する下部白亜系深成岩類の産状・岩相を報告した中で長内川流域に露出する斑れい岩の岩相記載を行い、この斑れい岩が周囲の苦鉄質岩・石灰岩と共に深成

岩類の貫入による接触変成作用を被ったことを記した。以下に、久保（2010）で記載・報告された内容に従って記述する（詳細な岩石記載については、久保（2010）を参照のこと）。

鏡下観察より、自形性の強い粗粒の単斜輝石、細長い半自形の斜長石、粒状他形ないしは骸晶状の不透明鉱物からなる完晶質岩であることがわかる（中粒単斜輝石斑れい岩：第3.15図e）。不透明鉱物は主として、径0.5～1 mmの角張った粒状もしくは板状のチタン鉄鉱と、極く僅かに見られる不定形の磁硫鉄鉱からなる。後生鉱物による交代作用が顕著で、単斜輝石は淡緑色角閃石に、斜長石はゾイサイトとアルバイトに、不透明鉱物はスフェーンによって、その一部もしくは大部分が交代されている。これらの特徴は、本岩が弱い熱変成を被った事を示している。

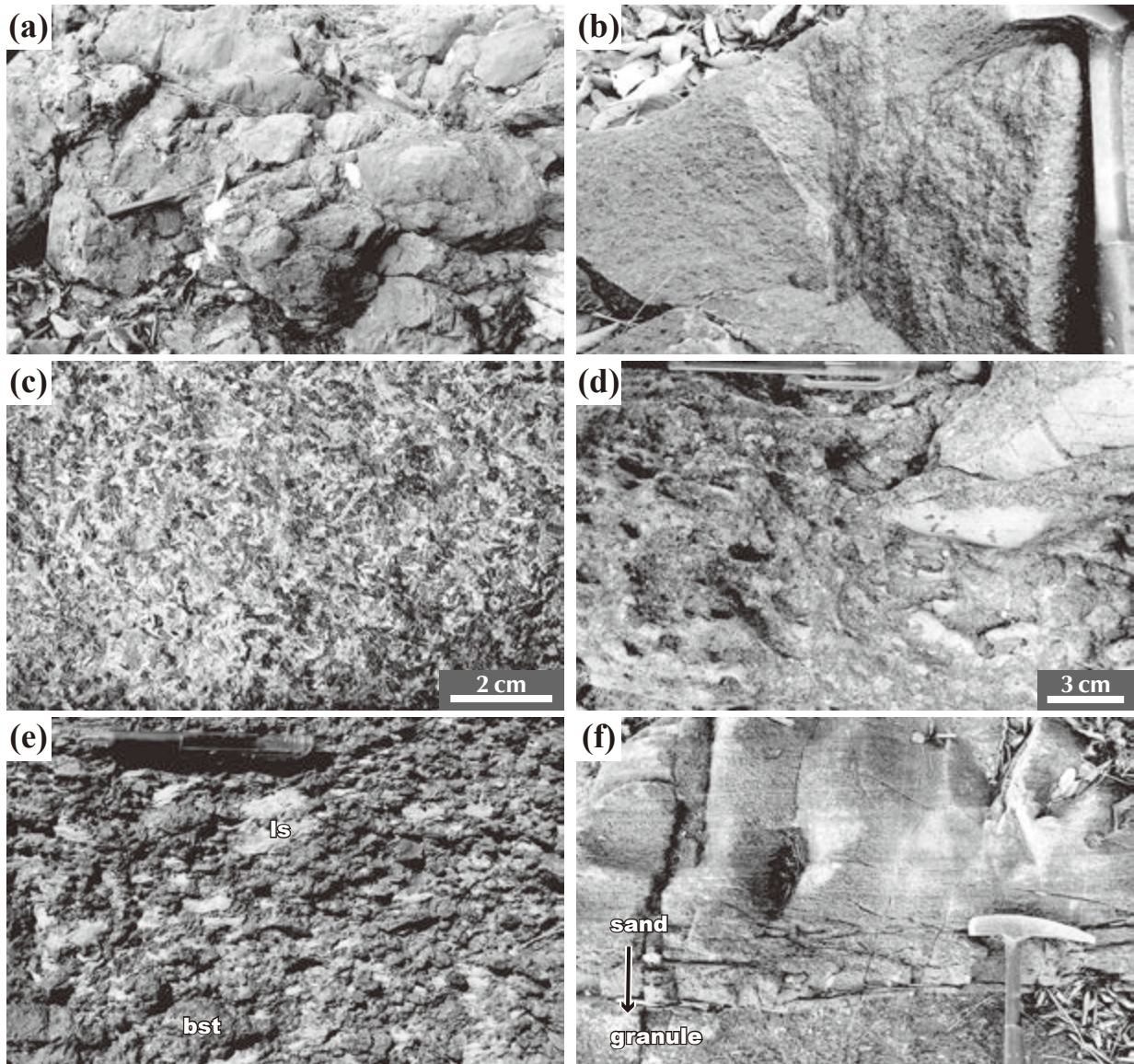
単斜輝石は長径1～4 mmの自形～半自形で均質である。周縁部は細粒半自形の淡緑色角閃石に交代されていることが多い。径が1 mm前後の自形斜長石を包有することがある。単斜輝石とその周縁をとりまく淡緑色角閃石との境界が明瞭な曲線の場合がある。淡緑色角閃石には少量の緑泥石と黒雲母が伴われる。斜長石は長径0.5～2 mmの自形～半自形で、細長いものが多い。単斜輝石との境界の多くは直線的だが、なだらかな曲線の場合もある。内部はほぼ均質で、累帯構造は認められない。アルバイト化が顕著で高An組成の部分は残存しない。また、しばしば細粒のゾイサイトに交代されている。不透明鉱物のほとんどは径0.5～1 mmの角張った粒状もしくは板状～骸晶状のチタン鉄鉱である。角張った粒状結晶はスフェーンに交代されていることが多い。その他に、より細粒で不定形の磁硫鉄鉱が認められる。

変成鉱物による顕著な置換と、主としてチタン鉄鉱と磁硫鉄鉱からなる不透明鉱物の存在などにより、本岩は近傍の深成岩類（川口岩体や天神森岩体）中の斑れい岩とは区別される（久保, 2010）。

苦鉄質凝灰岩 (Yt)

火山碎屑岩のうち、砂大以下（径2 mm以下）の細粒火山碎屑物を主体とするものを凝灰岩とする。露頭では、塊状で灰緑色～暗灰色を呈する。鏡下では、隠微晶質な鉱物からなる基質と極細粒（径0.03～0.1 mm程度）の鉱物粒子から構成されていることが観察される（第3.15図g, h）。鉱物粒子は、斜長石・輝石・粘土鉱物のほか不透明鉱物が認められる。粘土鉱物の配列には軽微な定向性が見られるが、他の鉱物粒子の輪郭に沿うように波状を示す。

この凝灰岩は、所により泥質になり、また暗灰色の泥岩を挟有し互層を成すことも多い（第3.13図c）。この互層では、泥岩ならびに凝灰岩の層厚は数～10 cm程度であり、両者間の岩相変化は漸移的であることが多い。苦鉄質岩からなる高屋敷コンプレックス下部の上位層準



第 3.14 図 高屋敷コンプレックス下部 (沢山川玄武岩) を構成する苦鉄質岩の産状と岩相

(a) 枕状構造を呈する玄武岩溶岩. (b) 塊状のドレライト. (c) 斑れい岩. (d) 溶岩が破碎され礫状化した玄武岩角礫からなる凝灰角礫岩. 礫径は細礫大～中礫大が卓越. 角礫の間隙は細粒砂～細礫大の火山碎屑物で充填される. (e) 玄武岩石灰岩礫岩. 大小様々な玄武岩 (bst) と石灰岩 (ls) の偏平した角礫が礫支持で集積. (f) 細礫大の火山礫凝灰岩 (granule) とその上位に累重する凝灰質砂岩 (矢印より上: sand). 凝灰質砂岩には葉理が形成されている.

ではさらに、このような泥岩苦鉄質凝灰岩互層が層厚 1～5 cm ほどの石灰岩薄層 (最大で 30 cm 程度) を挟有する傾向にある (第 3.13 図 d).

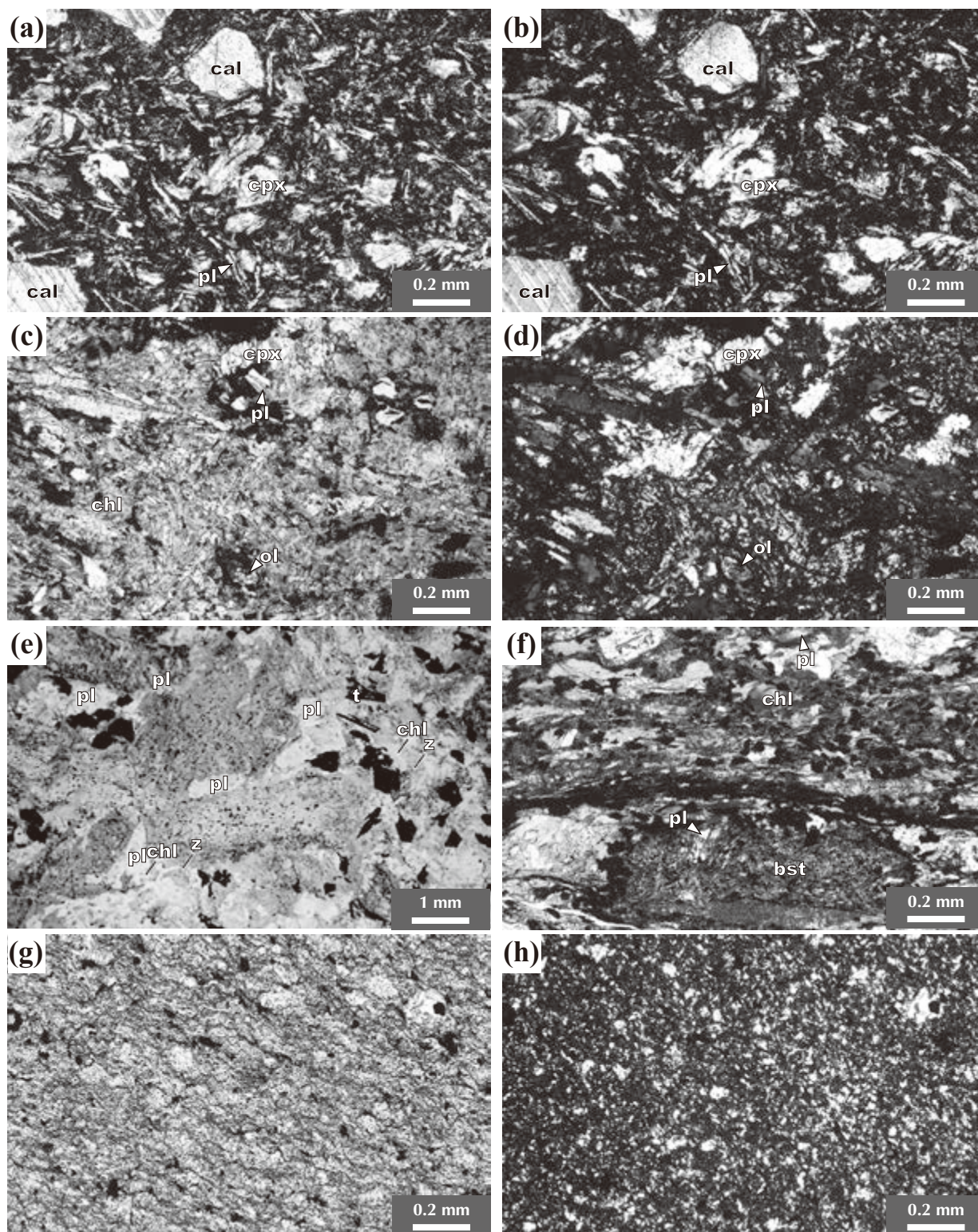
(ii) 中部

高屋敷コンプレックス下部の苦鉄質凝灰岩は、中部の石灰質泥岩に漸移する (第 3.12 図, 第 3.13 図 h). 中部は、石灰質泥岩ないし泥質石灰岩を基底とし、その上位に塊状石灰岩ならびに成層石灰岩が累重し、より上位ではチャート岩塊を挟有する成層石灰岩を経て石灰岩チャート互層に移化する (第 3.11 図).

石灰質泥岩及び泥質石灰岩 (Yd)

ほぼ一様で均質な石灰質泥岩または泥質石灰岩のほか、泥岩層を挟有する泥質な石灰岩や石灰岩層を挟有する石灰質泥岩など、露頭ごとに岩相・産状が異なる多様な岩石が含まれる. 全体的には、各種の石灰岩と泥岩が多様な量比で互層する石灰岩泥岩互層として位置付けられる. 地質図では、これらの岩相を一括して「石灰質泥岩及び泥質石灰岩 (石灰岩泥岩互層を含む)」と表記する.

石灰質泥岩は比較的細粒な石灰質岩であり、葉理や岩相の違いによる成層構造が見られる場合がある. 岩相の違いによる色調の変化については、より泥質な場合は暗灰色を呈し、より石灰質な場合は明灰色となり、これに



第 3.15 図 高屋敷コンプレックス下部（沢山川玄武岩）を構成する苦鉄質岩の薄片写真

(a), (b) 玄武岩. (c), (d) ドレライト. (e) 斑れい岩. 久保 (2010) の第Ⅲ図版 1 を転載. (f) 粗粒苦鉄質火山碎屑岩（凝灰角礫岩）の基質部分. (g), (h) 苦鉄質凝灰岩. bst: 玄武岩（岩片）, cal: 方解石, chl: 緑泥石, cpx: 単斜輝石, olv: かんらん石, pl: 斜長石. ti: チタン鉄鉱, z: ゼイサイト. (a), (c), (e), (f), (g): 単ニコル, (b), (d), (h): 直交ニコル.

より成層構造が形成される（第3.13図g, h）。泥質石灰岩も細粒石灰質な岩石である。露頭表面は灰色～暗灰色を帯びるが、破断面は明灰色を呈する。葉理などの堆積構造はあまり見られず塊状を呈するが、露頭規模で見えた場合、層厚数cm～20cm程度の成層構造が認められることが多い（第3.16図a）。鏡下では石灰質泥岩及び泥質石灰岩とも、方解石からなる粘土大（径0.01～0.04m程度）の極細粒子が密集し、その間をより微細な粘土鉱物や不透明鉱物が埋めていることが示される。石灰質泥岩では、方解石粒子が優勢な部分と乏しい部分による成層構造が見られる（第3.16図c）。また、粘土鉱物などより方解石粒子の方が量的に多いと、泥質石灰岩となる（第3.16図d）。露頭規模で見られる石灰岩泥岩互層は通常、層厚数10cmの優白色石灰岩と層厚10cm程度の暗灰色石灰質泥岩の律動的な互層として産出する（第3.16図b）。

石灰岩 (Yl)

成層構造を呈する石灰岩と塊状の石灰岩に大別される。成層石灰岩は一般に、基底に暗灰色石灰質泥岩（層厚数cm）を伴い、これに優白色石灰岩が累重した成層構造をなしている（第3.16図e）。石灰岩単層は30～50cm程度（1mを超える場合もある）の層厚を持ち、基底の石灰質泥岩から漸移する。塊状石灰岩はやや暗い灰色を呈する。葉理などの堆積構造は明確には見られないが、しばしば平板状の劈開が形成されていることが露頭で確認できる（第3.16図f）。石灰岩の多くは、細粒・均質で粗粒な生砕物を殆ど含まないミクライト質な石灰岩である。鏡下観察によると多くの石灰岩は、粗粒な構成物と石灰泥を含まず互いに密着しあった方解石の集合体で構成される（第3.16図g）。後述のコノドント化石の産出を除くと、この石灰岩は再結晶化が進行しているため化石に乏しい（杉本, 1974; 永広ほか, 2008）。陸中関地域南東部、特に下部白亜系の深成岩類分布域周辺では、石灰岩ならびに後述の石灰岩チャート互層は再結晶化により塊状で硬質な岩質になっている。なお石灰岩は、高屋敷コンプレックスの中部だけでなく上部においても、チャートに随伴する小規模岩体として粘板岩質泥岩に包有されて産出する。

石灰岩チャート互層 (Yn)

石灰岩においては、より上位の層準で灰色チャートが挟在するようになる（第3.16図h）。チャート薄層（層厚数cm）は不規則に石灰岩と互層し、褶曲や膨縮することで薄層が分断され、球状～楕円球状の小岩塊を形成する。さらに上位で石灰岩はチャートとの律動的な互層をなし、チャートが優勢となって高屋敷コンプレックス上部に移化する。

(iii) 上部

上部は、主に苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩などの大小様々な規模の岩体を挟有する粘板岩質泥

岩と泥質混在岩から構成される。中部の上限を規定する石灰岩チャート互層からチャートに移化する層準を、上部の下限とした。

なお、上部に含まれる岩体はチャート・珪質泥岩・砂岩などの他に、下部ならびに中部の主要構成岩類である苦鉄質岩・石灰岩からも構成されている。これらの苦鉄質岩・石灰岩の岩相は基本的に下部・中部のそれらと同じであることから、本報告では記述の重複を避けると共に、地質図の凡例においても同一記号を使用した。

チャート (Yc)

一般に、泥質薄層と律動的な細互層をなす層状チャートとして産出する（第3.17図a）。チャート単層の層厚は通常1～3cm程度が一般的であり、灰緑色～暗灰色を呈する。挟在する泥質薄層は極細粒で黒色～暗灰色を呈し、層厚は通常5mm以下であるが極めて薄くあるいは殆ど欠如した場合、層状構造が不明瞭になることもある。このような場合においても、泥質薄層が剥離面となって層状構造が確認できる（第3.17図b）。

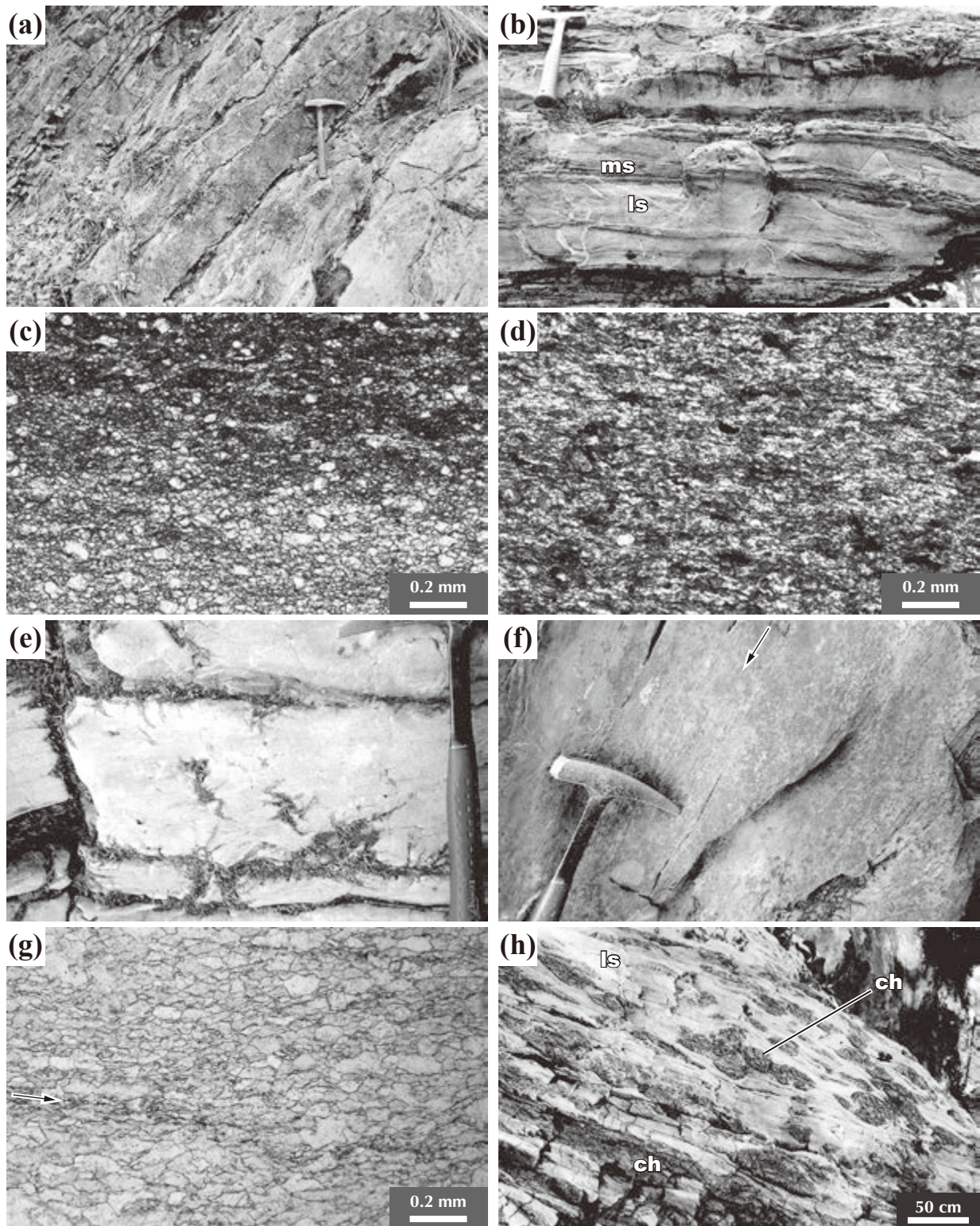
高屋敷コンプレックス上部では、その基底に位置し下位の石灰岩チャート互層に累重するチャートと、粘板岩質泥岩に挟有されて露出するチャートとして分布する。前者は、層厚100m以下で側方へ15km程度の岩体を構成する。また後者は、下位と上位にそれぞれ苦鉄質岩と珪質泥岩を伴う中規模の岩体（層厚50m程度で側方延長10～15km程度）を構成する場合と、独立した小規模岩体として粘板岩質泥岩に包有される場合がある（第3.17図c, d）。

珪質泥岩 (Yi)

暗灰色～青灰色を呈する珪質な泥岩で、明瞭な成層構造は示さず塊状であることが一般的である（第3.17図e）。局所的により珪質もしくは泥質な場合があるが、そのような部分では層状を呈する。層厚50m以下で1km程度の側方延長を持つ小規模岩体として、チャートの上位に密接に伴って露出する。

粘板岩質泥岩 (Yy)

スレート劈開が形成された暗灰色の泥岩である（第3.17図f）。本地域の南側に隣接する安家川上流域（門地域）を調査検討した高橋ほか（2016）では、高屋敷コンプレックスの泥岩を三種に分類しているが、そのうち「礫を含まない泥岩」が、本報告の粘板岩質泥岩に相当する。粘板岩質泥岩は、本地域における高屋敷コンプレックス上部の主要構成岩の一つであると共に、量的に優勢な岩相である。層厚は100～300m程度で場所により500m以上の場合もある。チャートや砂岩などの岩体と交互に繰り返し露出する傾向が認められ、一部で泥質混在岩を伴う。後述する砂岩泥岩互層の泥岩と比較すると構成粒子は細粒であるが、所により葉理を挟有することがあり、局所的にシルト岩として露出する場合もある（第3.17図g）。



第 3.16 図 高屋敷コンプレックス中部（安家石灰岩）を構成する石灰岩の産状と薄片写真

(a) 泥質石灰岩。層厚数 cm~20 cm 程度の成層構造が認められる。(b) 石灰岩泥岩互層。層厚数 10 cm の優白色石灰岩 (ls) と層厚 10 cm 程度の暗灰色石灰質泥岩 (ms) の律動的な互層として産出する。(c) 石灰質泥岩の薄片写真。極細粒の方解石粒子とその間を埋める粘土鉱物や不透明鉱物から構成される。上方に向け方解石粒子が減少する。(d) 泥質石灰岩の薄片写真。石灰質泥岩より粘土鉱物が少なく石灰質である。(e) 成層石灰岩。(f) 塊状石灰岩。劈開(矢印)が形成されている。(g) 石灰岩の薄片写真。微細な方解石の集合から構成されている。黒色の筋(矢印)は劈開を示す。(h) 石灰岩チャート互層。優白色石灰岩 (ls) 中に灰色チャート (ch) が挟在し互層を呈する。不規則に褶曲または膨縮したチャート層は部分的に分断され岩塊をなす。(c), (d), (g) : 単ニコール。

一般的に構成粒子は極細粒である。平行に定向配列したスレート劈開を形成する圧力溶解劈開が見られ、これに沿って割れ易い特徴を持つ。鏡下では、細粒の石英・斜長石などの碎屑粒子と劈開に平行な方向に配列する微細な粘土鉱物が見られる。試料によっては放散虫遺骸が含まれることがある(第3.18図a)。その場合、劈開に平行な方向に伸長し扁平化した放散虫遺骸の両端には、圧力溶解によるプレッシャーシャドーが形成されていることが多い。泥岩に挟在する葉理は、粘土鉱物を基質として細粒の碎屑粒子を含む部分に、やや粗粒な碎屑粒子が密集した部分として見られる(第3.18図b)。

砂岩泥岩互層 (Ya)

砂岩泥岩互層には、砂岩と泥岩からなる成層構造が比較的良好に保持された整然相と、初生的な成層構造が延性変形による膨縮あるいは剪断作用によって様々な程度に破断された破断相ないし分断相が見られる。本地域の高屋敷コンプレックスにおいては、整然相の砂岩泥岩互層は少なく、殆どの場合、破断相あるいは分断相に分類される。砂岩泥岩互層から構成される岩体は、層厚50~200 m程度で側方に1~5 km程度伸長する規模を持ち、地質図上では砂岩に挟有される産状を呈する。

砂岩泥岩互層は一般的に、層厚5~50 cm程度の砂岩層が不規則に膨縮・レンズ状化し、砂岩岩塊を形成する。岩塊化した場合、砂岩は長径20~100 cm程度の規模を持ち、鱗片状劈開が形成された黒色泥岩に挟有されている(第3.19図a)。また泥岩には、層厚数mmのシルト岩~細粒砂岩の薄層(葉理)が認められる場合がある。

砂岩 (Ys)

層厚100~500 m程度で側方へ5~10 km以上連続する大規模岩体として分布することが多いが、層厚100 m以下の小規模岩体も露出する。上述の通り、粘板岩質泥岩と交互に繰り返し分布する。露頭での肉眼観察では、灰色~明灰色を呈し基質が比較的多く、細粒~中粒砂からなる石英質ワッケ~長石質ワッケが卓越していることがわかる。砂岩の多くは層理面が不明瞭で、塊状・無構造を呈している(第3.17図h)。

細粒砂岩では多少円磨された碎屑粒子が認められる(第3.18図c, d)が、中粒砂岩では殆どの碎屑粒子の円磨度が低いことが、鏡下観察によって示される。特に石英では、角張った外形をなす粒子が多い傾向にある(第3.18図e, f)。また、淘汰度も低い。碎屑粒子としては、中粒の石英が圧倒的に優勢であり斜長石・白雲母などが見られるほか、チャート岩片や泥岩片も少量含まれることが確認される。カリ長石が殆ど含まれないのが特徴である。これらの碎屑粒子は細粒な基質中に散在している。基質には微細な粘土鉱物が晶出しており、また碎屑粒子の外縁には圧力溶解による再結晶粒子が集積している。このため多くの碎屑粒子の輪郭がやや不明瞭になっている。比較的粗粒な粒子の長軸方向に向かってプレッ

シャーシャドーが形成されている。

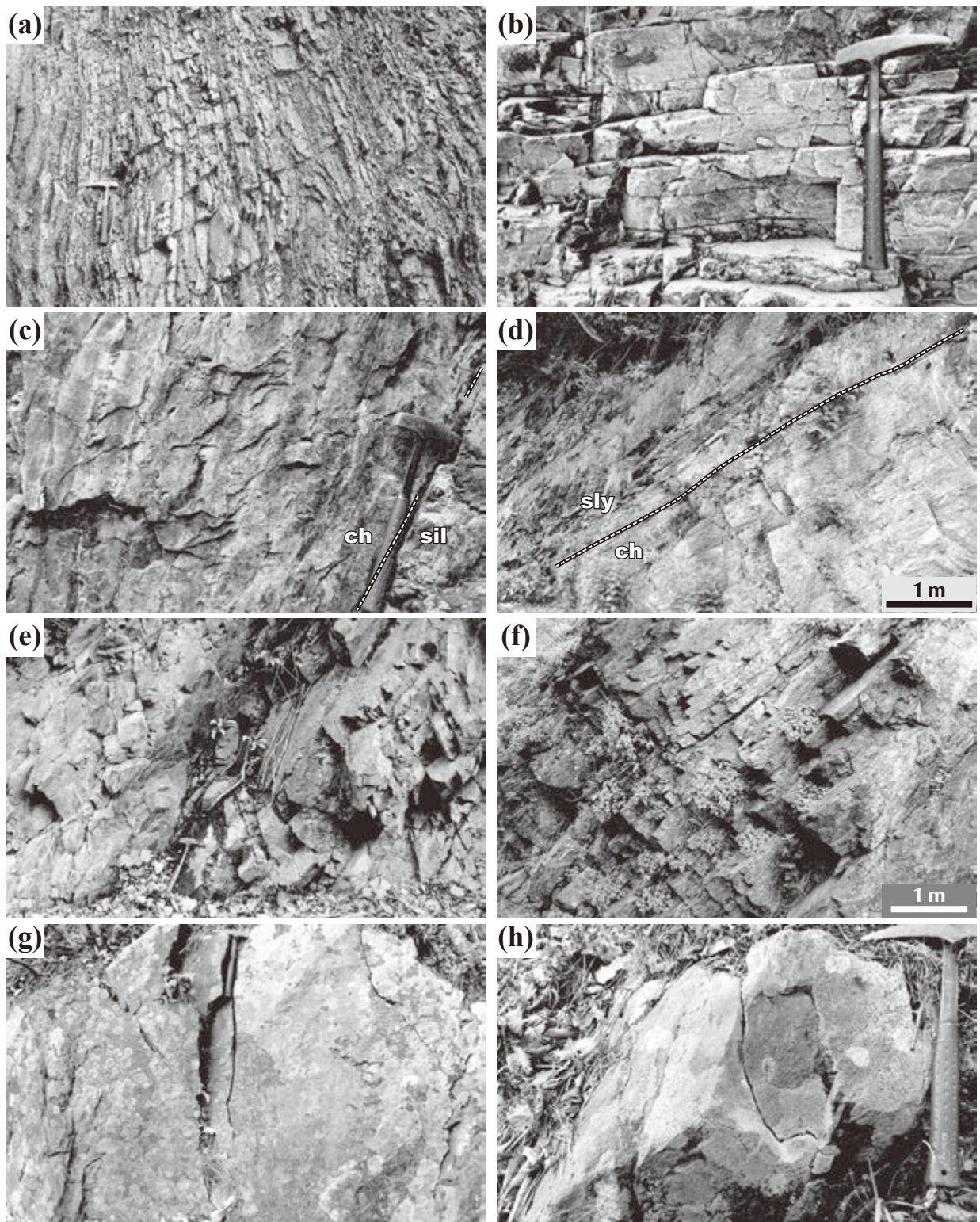
高橋ほか(2016)は安家川上流域における高屋敷コンプレックス相当の砂岩について、モード組成の検討に基づく後背地の考察を行った。それによると、カリ長石を極僅かしか含まず、石英と斜長石がそれぞれ約60~80%と約10~18%含まれる石英質ワッケ及び長石質~石質アレナイトが大半を占めるとし、これらとは組成が異なりカリ長石を比較的多く含む砂岩も見出している。このようなモード組成より、高屋敷コンプレックス砂岩の後背地として「深く削剥された火成弧」を想定した。

泥質混在岩 (Yx)

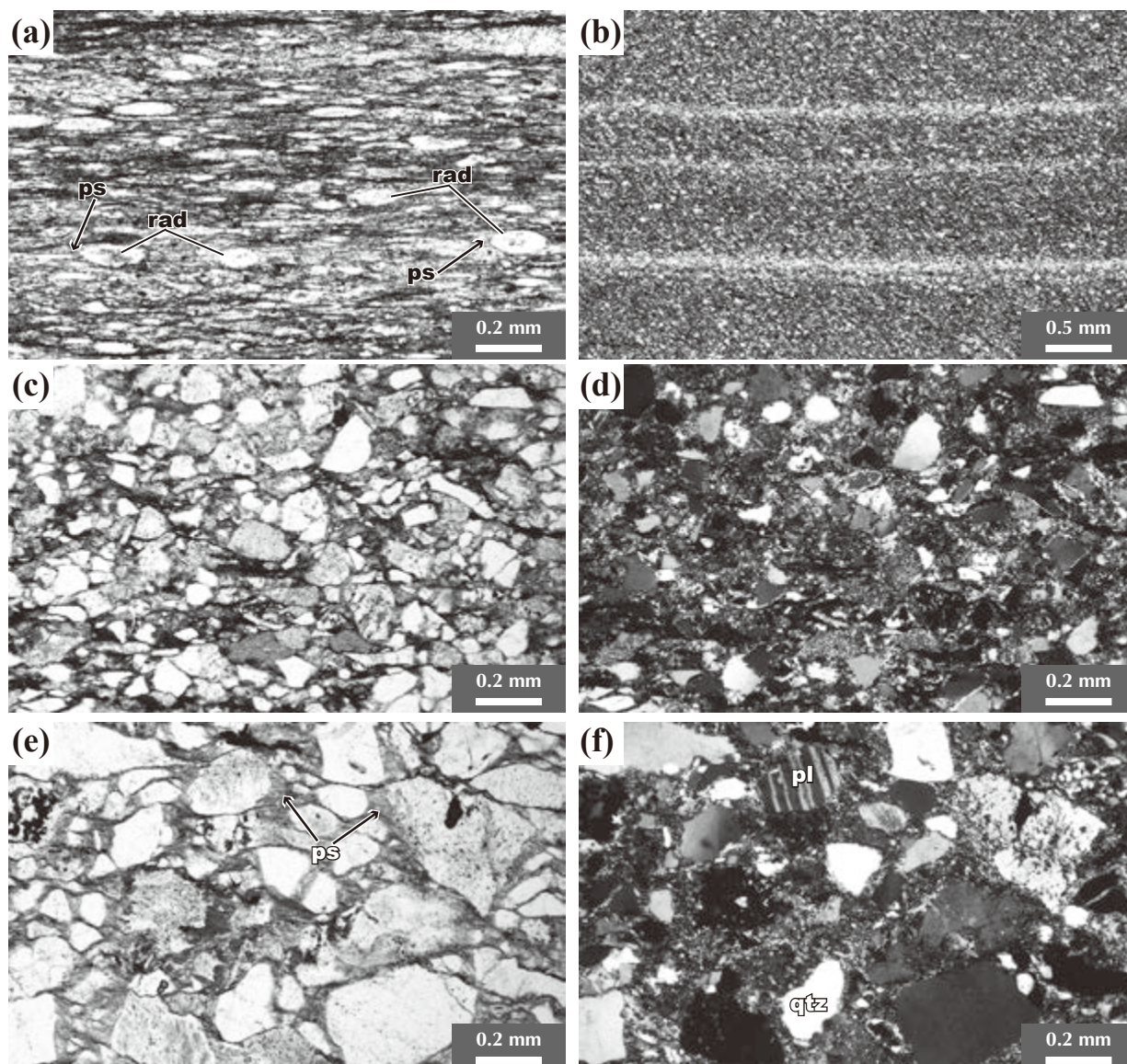
層厚100~500 m程度で側方へ5 km以上連続する大規模岩体として分布することが多いが、層厚50 m以下の小規模岩体も見られる。これらの他、露頭規模で泥質混在岩が露出しているも、上下層準や側方への連続性が無く地質図上に纏った分布が示せない程度の小規模な場合もある。このような場合、地質図では粘板岩質泥岩に含めて表現した。泥質混在岩は、主に石灰岩・チャート・泥岩・砂岩などの多様な岩相からなる角礫~亜角礫状の岩塊とこれを包有する黒色~暗灰色の泥質岩から構成される。岩塊としては砂岩が量的に最も卓越し、チャートや泥岩が次いで多い。岩塊の大きさは露頭で確認される範囲では、長径数cm~数m程度(最大で10数m)である。この泥質混在岩は、本地域南方の安家川上流域(門地域)における「含礫泥岩」(高橋ほか, 2016)に相当する。また既述の通り、砂岩泥岩互層の成層構造が著しく分断されて岩塊状になった砂岩が泥岩中に包有された産状(分断相)も多く見られる(第3.19図a)。この分断相が整然相の砂岩泥岩互層に伴われ上下方向に連続する場合、地質図では「砂岩泥岩互層」として扱うが、チャートや石灰岩など砂岩以外の岩塊を含む泥質混在岩と繰り返し露出するなど地質図上で区分し難い場合、「泥質混在岩」に一括する。

泥質混在岩には、上述の分断相砂岩泥岩互層のほか、泥岩中に孤立した葉理構造が明瞭なシルト~細粒砂岩の角礫状岩塊(第3.19図b)、褶曲で著しく変形した砂岩(第3.19図c)も見られる。泥質混在岩の基質を構成する泥岩として、粗粒砂~細礫大の碎屑粒子を含む不淘汰な泥岩中に扁平な泥岩の剥ぎ取り岩片と紡錘形の砂岩礫が不規則に含まれる岩相も見られる(第3.19図d)。一部では、扁平した石灰岩礫ないし石灰岩層を挟有する泥岩も確認された(第3.19図e, f)。岩塊と基質の泥岩の境界では、剪断変形を伴わない産状と剪断面が認められる産状がある。前者は、葉理質シルト~細粒砂岩の角礫状岩塊や剥ぎ取り岩片を含む泥岩などに相当する(第3.19図b, d)。後者には、分断相砂岩泥岩互層やチャート・石灰岩の岩塊を挟有する泥質混在岩が含まれる(第3.19図a, c, e, f)。

(6) 産出化石及び地質時代



第 3.17 図 高屋敷コンプレックス上部を構成するチャートと泥質岩の産状
 (a), (b) 層状チャート. (c) チャートと珪質泥岩の境界. (d) 粘板岩質泥岩に挟有された小規模なチャート岩体. (e) 珪質泥岩.
 (f) 粘板岩質泥岩. (g) シルト質泥岩. (h) 砂岩. ch: チャート, sil: 珪質泥岩, sly: 粘板岩質泥岩.

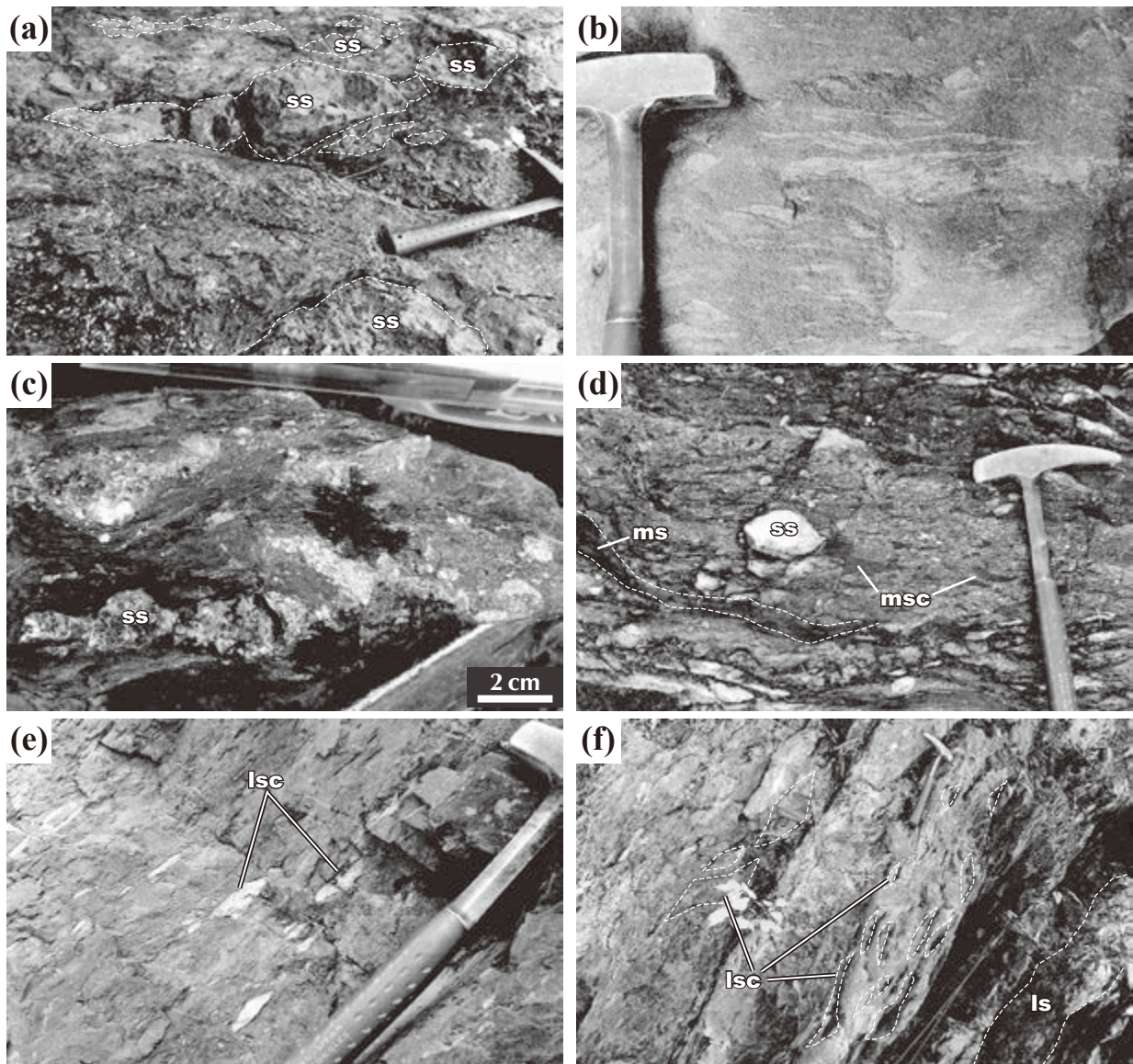


第 3.18 図 高屋敷コンプレックス上部を構成する粘板岩質泥岩と砂岩の薄片写真

(a)粘板岩質泥岩。極細粒の碎屑粒子のほか、平行に定向配列した圧力溶解劈開（黒色の筋）が見られ、これがスレート劈開を形成している。この試料では、劈開方向に伸長した放散虫遺骸が多く含まれており、その両端にはプレッシャーシャドーが形成されている。(b)葉理質泥岩。微細な粘土鉱物を基質とした部分（暗色）とやや粗粒な碎屑粒子が密集した部分（明色）からなる葉理が見られる。(c),(d)細粒砂岩。(e),(f)中粒砂岩。qtz:石英, pl:斜長石, ps:プレッシャーシャドー, rad:放散虫。(a)-(c),(e):単ニコル,(e):直交ニコル。

山根町木売内において、下部を構成する苦鉄質岩（沢山川玄武岩）に挟有された石灰岩岩塊から中生代を示唆する石灰藻化石や、石灰岩の小規模岩体から属種不明のウミユリ・サンゴ・貝の化石や海綿骨針の産出が報告された（杉本, 1974）。中部の主体をなす石灰岩（安家石灰岩）については周辺地域を含めて古くから、半沢(1954)や島津ほか（1970）などによるサンゴ・ストロマトポラ・ウミユリなどの化石の産出が知られていた。陸中関地域内では山形町川井周辺とその南方から、*Epigondolella primitia* [*Metapolygnathus primitus*] の産出のほか、

Epigondolella abneptis ならびに *Neogondolella navicularsteinbergensis* かどうか疑われるコノドント化石の産出が報告された（豊原ほか, 1980）。さらに群集構成に関する詳細な記述は無いが、川井南方ならびに関北方の石灰岩からも *Epigondolella abneptis* を特徴種とするコノドント化石群集の報告がある（吉田ほか, 1987）。*Epigondolella primitia* の生息層準はカーニアン階上部に相当し、また *Epigondolella abneptis* の生息層準はノーリアン階下部-中部（Krystyn *et al.*, 2009）とされる。また近年、岩泉町安家（南隣の門地域）のチャートからは *Epigon-*



第3.19図 高屋敷コンプレックス上部を構成する泥質混在岩の産状と岩相

(a)分断相の砂岩泥岩互層。膨縮・レンズ化した砂岩岩塊には地層としての連続性が途絶えている。(b)葉理構造が明瞭なシルト～細粒砂岩の角礫状岩塊。(c)劈開が形成された黒色泥岩とそれに混在する変形した砂岩層。(d)泥質混在岩の基質を構成する不淘汰な泥岩。粗粒砂～細礫大の碎屑粒子を含む不淘汰な泥岩であり、扁平な泥岩の剥ぎ取り岩片と砂岩礫を含む。(e), (f)含石灰岩礫泥岩。石灰質泥岩中にレンズ状の石灰岩礫が散在している。一部には、石灰質泥岩と互層する石灰岩層 (ls) も見られる。ss: 砂岩, msc: 泥岩片, ls: 石灰岩, lsc: 石灰岩礫。

dolella sp. の産出が報告され、形態的特徴からその生息層準は三疊系カーニアン階～ノーリアン階に限定できるとされた (高橋ほか, 2016)。

岩泉町付近 (門地域) では、高屋敷層 (本報告の高屋敷コンプレックス上部) から由来したと見なされる砂岩転石からアンモナイト化石 (小貫, 1956) が発見されており、Suzuki *et al.* (2007a) によってジュラ紀オックスフォーディアン期を示す *Perisphinctes* sp. に同定された。

高屋敷コンプレックスの地質時代は、アンモナイト化石 (小貫, 1956) を含む砂岩の堆積時期と見なしてオッ

クスフォーディアン期とする。

3.3.3 関コンプレックス (Sb, Sc, Si, Sy, Ss)

(1) 定義及び名称

本地域北西部から中央部南寄りに分布し、主にチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩が卓越し少量の砂岩を随伴する層序单元に対して、従来の関層 (杉本, 1974) の分布範囲に内包され主要構成岩類の岩相組合せが酷似することから、その地理的名称については杉本 (1974) を踏襲した上で階層名をコンプレックスに改称し、関コンプ

レックスとして再定義する。なお本コンプレックスの地理的名称である「関」は、松島三晃氏の東北大学卒業論文（1952年）によって提唱されたものであるが、杉本（1974）がこれを初めて公式に使用した。

関コンプレックスは後述の合戦場コンプレックスと比較すると、岩相組合せにおいては類似しているが、本コンプレックスは砂岩に乏しくチャートならびに粘板岩質泥岩に富むという特徴を示している。本地域北西部では関層と一致するが、中央部南寄りでは関層上部の一部を除外した層準に相当する。既述の通り本報告では、本地域北東部の長内川流域（山根町滝－小田瀬の東方－白石峠）に分布する関層を、粘板岩質泥岩を主体とし苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩体を挟有する岩相的特徴に基づき、高屋敷コンプレックスに含めた。安家川上流域（南隣の門地域北部）において高橋ほか（2016）によって関ユニットに再定義された層序単元は、杉本（1974）の関層と合戦場層下部を統合したものである（第3.2図）。しかしながらこの関ユニットに見られるチャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩が累重するという層序的特徴と砂岩が卓越する岩相的特徴は合戦場層の特徴に一致しており、鎌田（2017）が指摘した「構成岩の分布が尖滅する地域で関ユニットが定義された」という問題点も考慮すると、高橋ほか（2016）の関ユニットは本報告の合戦場コンプレックスに含められるべきであると判断した。

(2) 模式地・分布

模式地については久慈市山形町関から西方の二又に至る二又川沿いに指定し、この区間に分布する構成岩を模式層とする（第3.20図）。これは、杉本（1974）による関層の模式地を含む。

関コンプレックスは陸中関地域の西半部において、北西部の高畑山（588.5 m）からマネトコ山（867.0 m）を経てその南南東に向けて約2~3 kmの幅を持って分布する。さらにその南東の蓬森（1,174.3 m）北東方においては、上位の合戦場コンプレックスによって関コンプレックスが断たれ、その分布は尖滅する。北北西－南南東方向の軸跡を持つ葛形背斜の西翼（平庭岳向斜の北東翼）に相当するため、層理面ならびに劈開面も同方向の走向を示し西南に50°~70°傾斜する同斜構造をなしている。一方、南西端では樺森の南西斜面にも、1~2 kmの幅を持って分布する。この区域は平庭岳向斜の南西翼に相当するため、北西－南東走向・北東傾斜を示している。

(3) 層序関係

本地域北西部－中央部南寄りに分布する関コンプレックスは、下位の高屋敷コンプレックスと断層（関－大平断層）で接する（第3.2図c, d；永広ほか, 2008；高橋ほか, 2016）。この断層によって両コンプレックスの岩相分布と走向は僅かであるが明瞭に斜交している。一方、

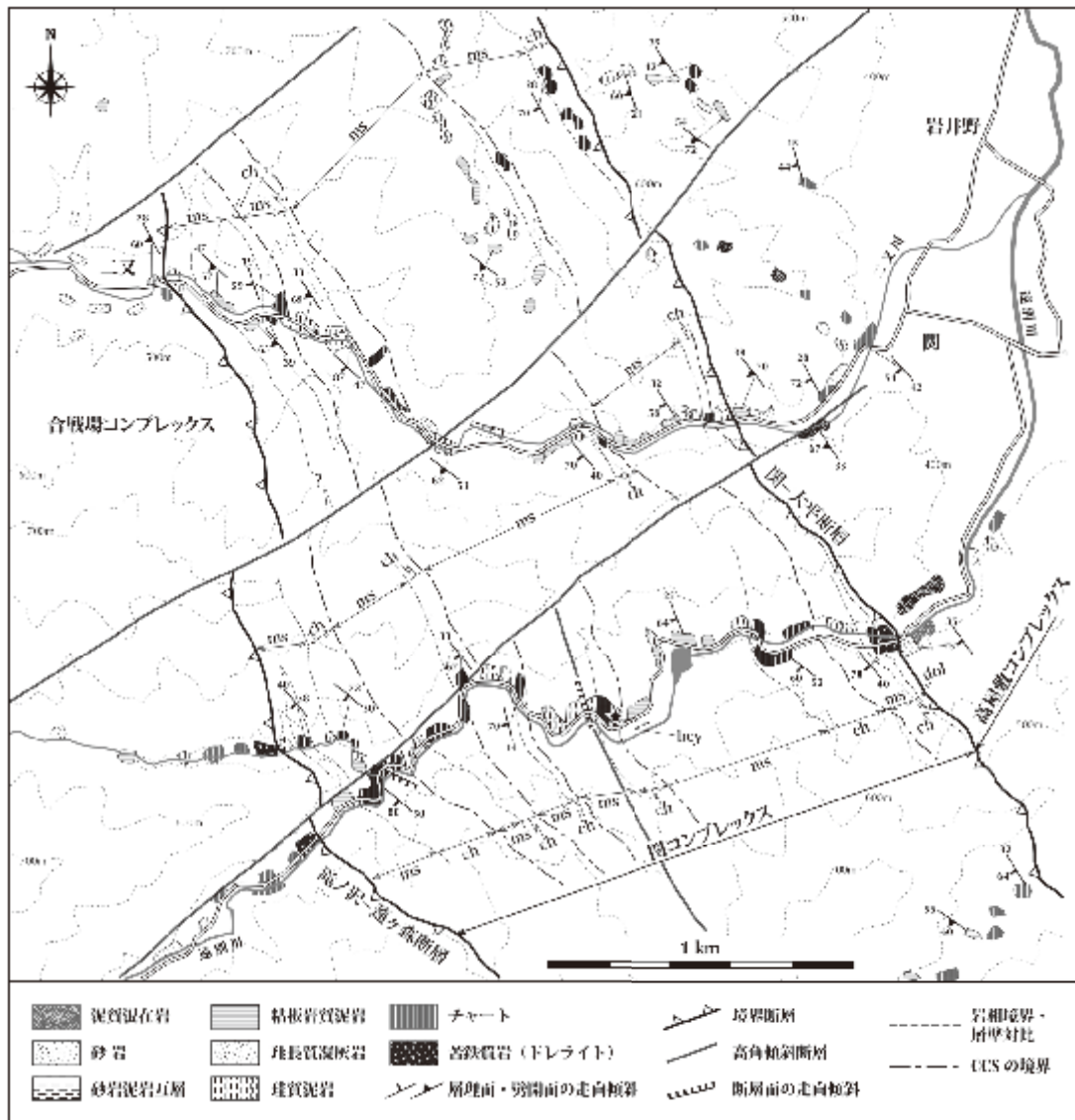
上位の合戦場コンプレックスとは滝ノ沢－蓬ヶ森断層で接するとされている（杉本, 1974）。この断層は関コンプレックスの走向方向に対し斜交しているため、合戦場コンプレックス基底と接する関コンプレックスを構成するチャート－碎屑岩シーケンスのユニット（後述）は場所により異なっている。つまり、山形町猪瀬（第3.21図S1）や川井西方（S2）ではユニット7であるのに対し、より南方の関（S5）～細沢（S8）にかけてはユニット9または10である。このことから、滝ノ沢－蓬ヶ森断層によって関コンプレックスの一部に欠落が見られる。

(4) 層序

関コンプレックスを構成する主要岩類としては、チャートと粘板岩質泥岩が卓越しており少量の苦鉄質岩（ドレライト）・珪質泥岩・砂岩を伴っている。本コンプレックスの層厚は、1,250~2,000 m程度である。本地域における関コンプレックスでは、チャートを下部として、その上位に累重する珪質泥岩・粘板岩質泥岩を上部とする層序が、少なくとも10層準認められる（第3.20図, 第3.21図）。このような岩相的特徴に基づく関コンプレックスの構成層序は、典型的な海洋底層序に対比可能な“チャート－碎屑岩シーケンス”（松岡, 1984；大塚, 1985）であると判断される。このシーケンス内部における岩相変化に基づく関コンプレックスは傾斜方向に上位の層準が累重することことが明らかである。

模式地周辺の遠別川沿い（第3.20図）では、東側の高屋敷コンプレックスとの境界断層（関－大平断層）を介して下位層準のチャート－碎屑岩シーケンス（ユニット3）が露出する（第3.21図S6）。基底には僅かながらその上位にチャートを伴う苦鉄質岩（層厚100 m程度のドレライト）が位置し、ここより西側（上位）には珪質泥岩が累重する。さらに西側には、より上位層準のチャート－碎屑岩シーケンスとしてチャート・珪質泥岩、あるいはチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩が繰り返し分布する。関－大平断層より約2 km西方では、珪質泥岩の上位側に数10~100 mの露頭欠如を挟んで合戦場コンプレックス基底部の玄武岩が露出する。この遠別川沿いに見られる関コンプレックスは、北北西－南南東走向で西に60°~70°で傾斜する。なおここでは、関コンプレックスと高屋敷コンプレックスならびに合戦場コンプレックスとの境界である関－大平断層と滝ノ沢－蓬ヶ森断層の露頭は確認できていない。

関コンプレックスでは、主要なチャート－碎屑岩シーケンスだけでも少なくとも10層準確認できるが、1つのルートでは最大7層準しか認められない。これは下限と上限の境界断層がシーケンス構成岩類の側方連続性に対し斜交する（関－大平断層の直上ならびに滝ノ沢－蓬ヶ森断層の直下では、それぞれ異なるシーケンスと接する）ことと、場所により1つのシーケンスが側方で2つ以上のシーケンスに分岐するためである。つ



第 3.20 図 関コンプレックスの模式地と模式層

下位よりチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩からなる層序（チャート-碎屑岩シーケンス：CCS）が複数繰り返し露出する特徴を示す。遠別川沿いに露出するチャートに付した★印は、永広ほか（2008）で報告された黒色粘土岩の露出地点を表す。dol：ドレライト，bcy：黒色粘土岩，ch：チャート，ms：珪質泥岩または粘板岩質泥岩，あるいはその両者。

まり，遠別川流域など（第 3.21 図 S3～S6）において関コンプレックス基底に位置するシーケンス（ユニット 3）はその北側（S1～S2）に分布するシーケンス（ユニット 2）から分岐したとみなされる。

(5) 岩相

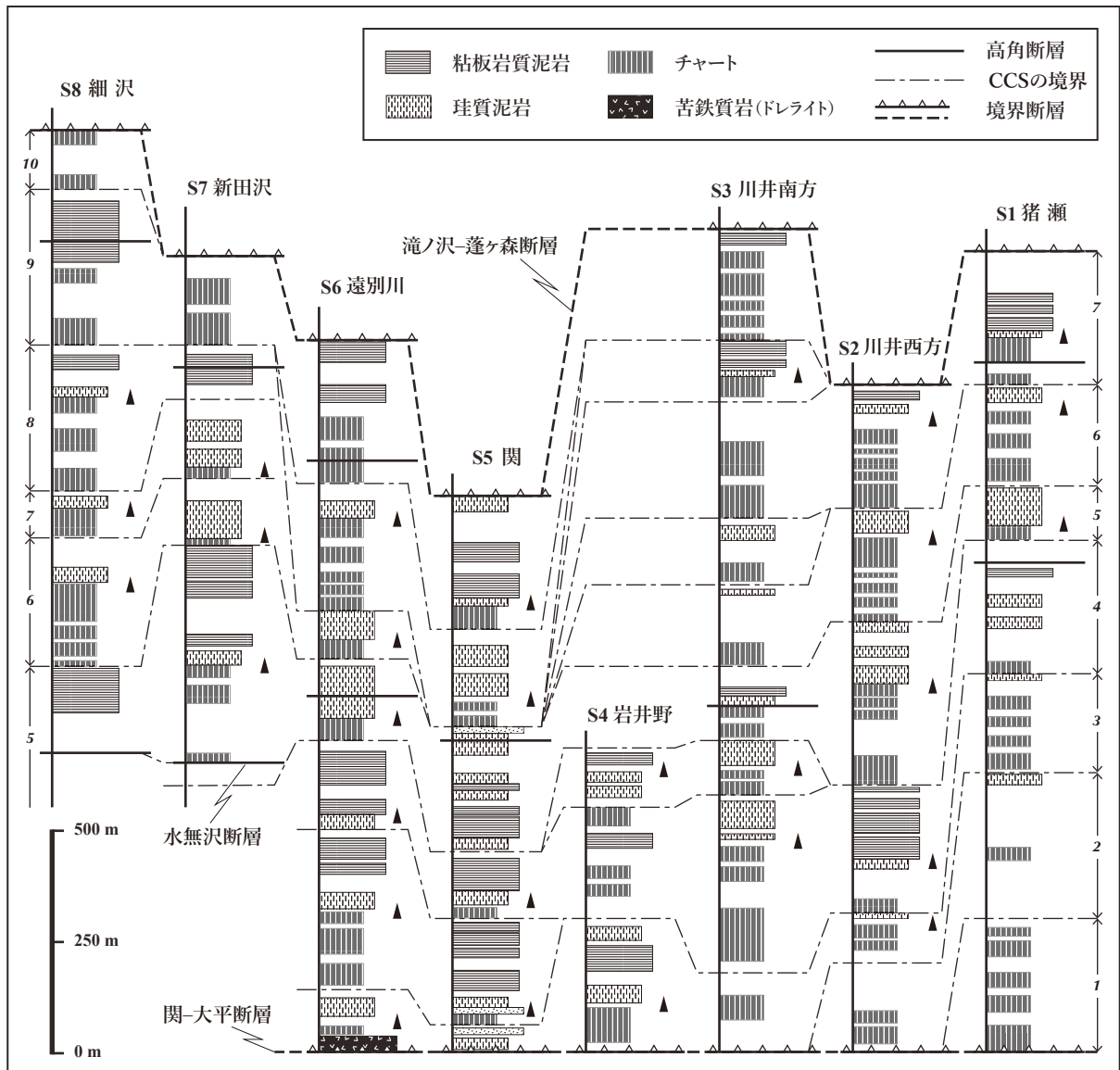
苦鉄質岩（ドレライト）(Sb)

関コンプレックスの基底に僅かに見られる苦鉄質岩は，ドレライトである。露頭では暗緑色を帯びた灰色を呈した岩石として見られる。変質が著しいため白色の斜長石を除き，肉眼で鉱物種を判定するのは困難であるが，研磨面では確認できる場合がある（第 3.23 図 a）。また複数方向の剪断面が形成され，これに沿って緑泥石が晶

出している。鏡下観察では，主に単斜輝石，斜長石，不透明鉱物などが確認でき，これらから構成される完晶質な岩石であることがわかる（第 3.23 図 b）。単斜輝石（長径 1 mm 程度）は比較的残存しており，短柱状で自形～半自形をなす。斜長石（長軸 1～2 mm 程度）は柱状の自形～半自形をなしている。また，緑泥石や方解石が二次的に晶出している。

チャート (Sc)

関コンプレックスのチャートは，チャート-碎屑岩シーケンス下部の構成岩であり，層厚 50～200 m で側方へ 10～20 km 程度連続する大規模なシート状岩体として分布する。チャートの上位には珪質泥岩が累重し岩



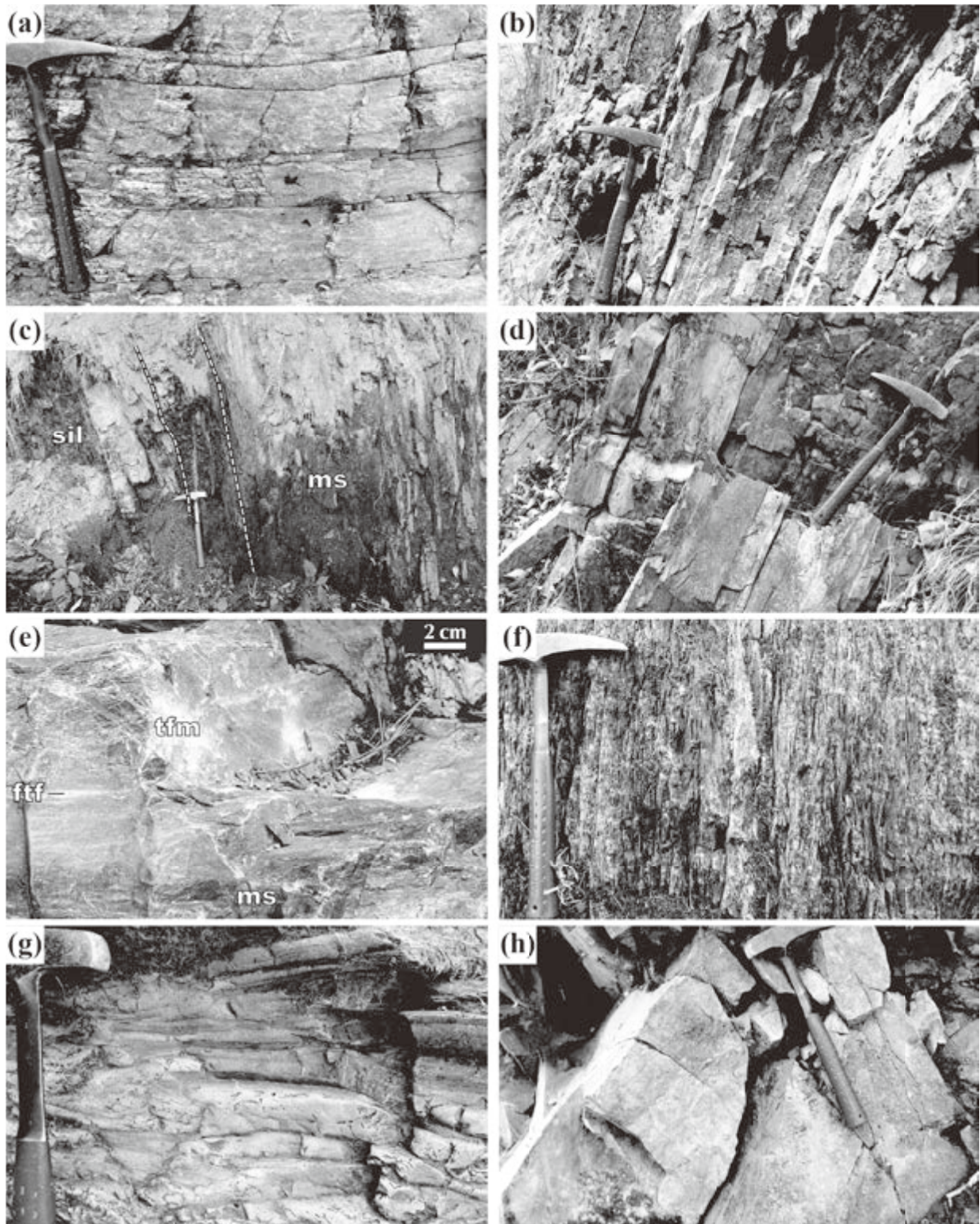
第 3.21 図 関コンプレックスの柱状図

関コンプレックスは、チャート-碎屑岩シーケンス (CCS: 下位からチャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩へ移行する層序) の集積体で構成される。少なくとも主要なシーケンスは10層準(ユニット)以上あるが、1つのルートでは7層準(ユニット)程度しか認められない。これは下限と上限の境界断層がシーケンスの側方連続性に斜交しているためであり、関-大平断層の直上ならびに滝ノ沢-蓬ヶ森断層の直下では、それぞれ異なるシーケンスと接する。数字(ユニット番号)を付した両矢印は単一のチャート-碎屑岩シーケンスを表す。破線は柱状図間での岩相対比を示す。三角印は岩相移行(チャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩)による上位方向を表す。柱状図作成ルートの位置は付図1に示す。

相的に漸移する箇所が見られる。一般的に灰色～暗灰色を呈する。珪質層(チャート層)と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートである。珪質層は層厚1～3 cm程度で、泥質薄層の層厚は極めて薄く1 mm以下であることが多い(第3.22図a)。また、泥質薄層が欠如もしくは不明瞭なため、見かけ塊状になる場合もある。珪質層は、長径0.1～0.2 mmの楕円形を呈する多量の放散虫遺骸から構成され(第3.23図c)、それ以外の初生的な構成粒子はほぼ完全に結晶した微晶質石英の集合と

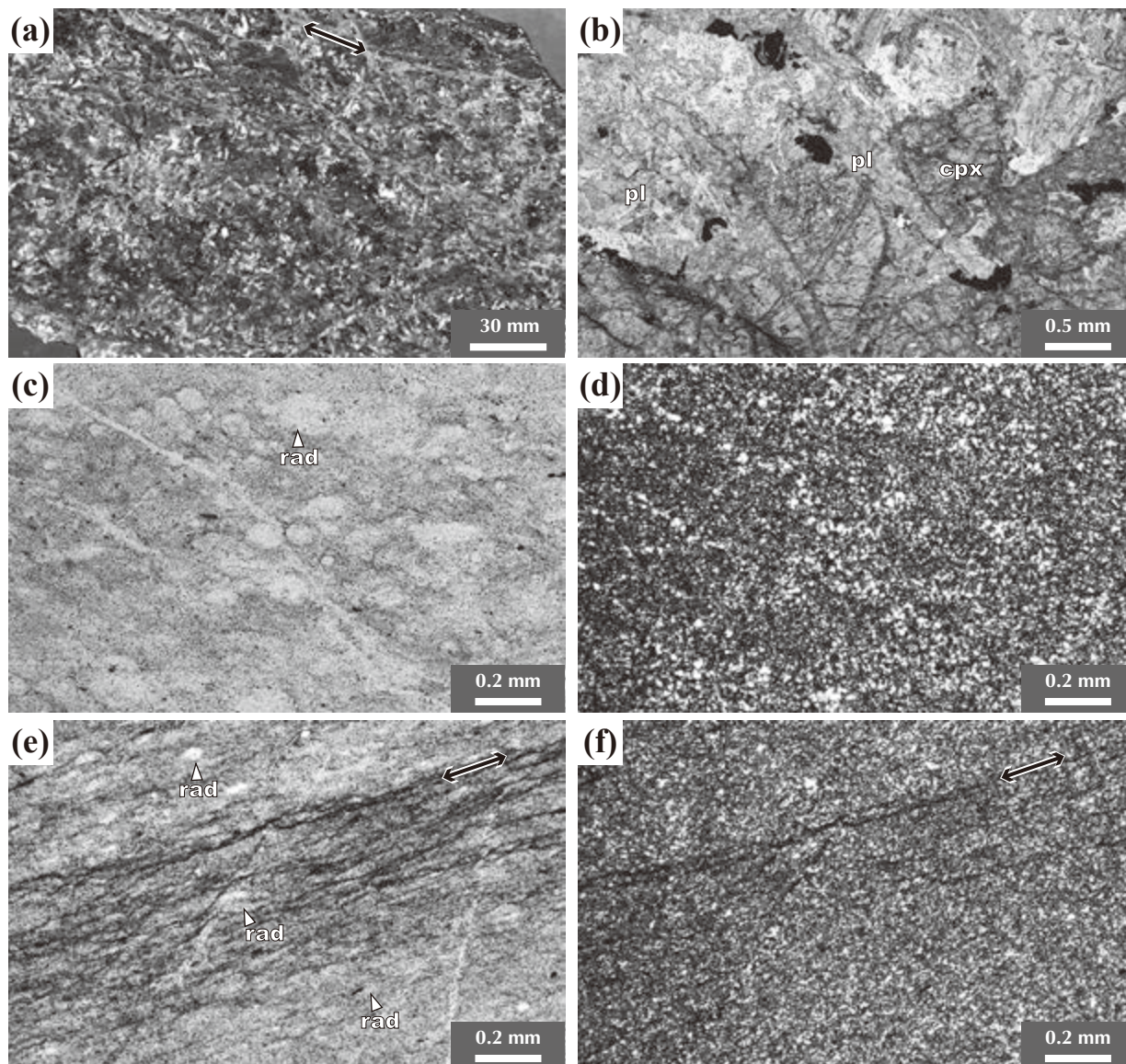
なっていることがわかる(第3.23図d)。また定向性の無い石英脈も見られる。

なお永広ほか(2008)には、チャート中にペルム系-三疊系境界付近を示す可能性のある黒色粘土岩の露出が報告され、さらにこのような粘土岩が数ヶ所で見られることが記されている。第3.20図にはこの黒色粘土岩の露出地点を表示した。しかしながら、これらの粘土岩の露出は極めて小規模なため、本報告の地質図には表現していない。



第 3.22 図 関コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相

(a)層状チャート。(b)層状構造が顕著な珪質泥岩。(c)珪質泥岩と粘板岩質泥岩の境界。珪質泥岩 (sil) から粘板岩質泥岩 (ms) に漸移する関係が見られるが、破線の間では両者が剪断を被っている。(d)粘板岩質泥岩。シルト質葉理を挟有する。(e)珪長質凝灰質泥岩 (灰白色: tfm) と泥岩 (暗灰色: ms) が不明瞭な互層をなしている。珪長質凝灰質泥岩には薄い珪長質凝灰岩 (ftf) が挟まれている。(f)剪断面が顕著な泥岩。(g)砂岩優勢の薄層理砂岩泥岩互層。(h)塊状砂岩。



第 3.23 図 関コンプレックスを構成する主要岩類の研磨面・薄片写真

(a), (b) ドレライト。緑泥石が晶出した剪断面（両矢印）が研磨面で確認できる (a)。鏡下では、主に斜長石・単斜輝石・不透明鉱物から構成されていることが確認できる (b)。 (c), (d) チャート。長径 0.1~0.2 mm の楕円形を呈する放散虫遺骸（三角印）が多数含まれる (c)。チャートは微晶質石英で構成され、放散虫遺骸は周囲より粗粒な微晶質石英で充填されている (d)。 (e), (f) 珪質泥岩。微晶質石英のほか微細な粘土鉱物が見られる。黒色の筋として見られる劈開（両矢印）が形成される。rad：放散虫遺骸、pl：斜長石、cpx：単斜輝石。(b), (c), (e)：単ニコル、(d), (f)：直交ニコル。

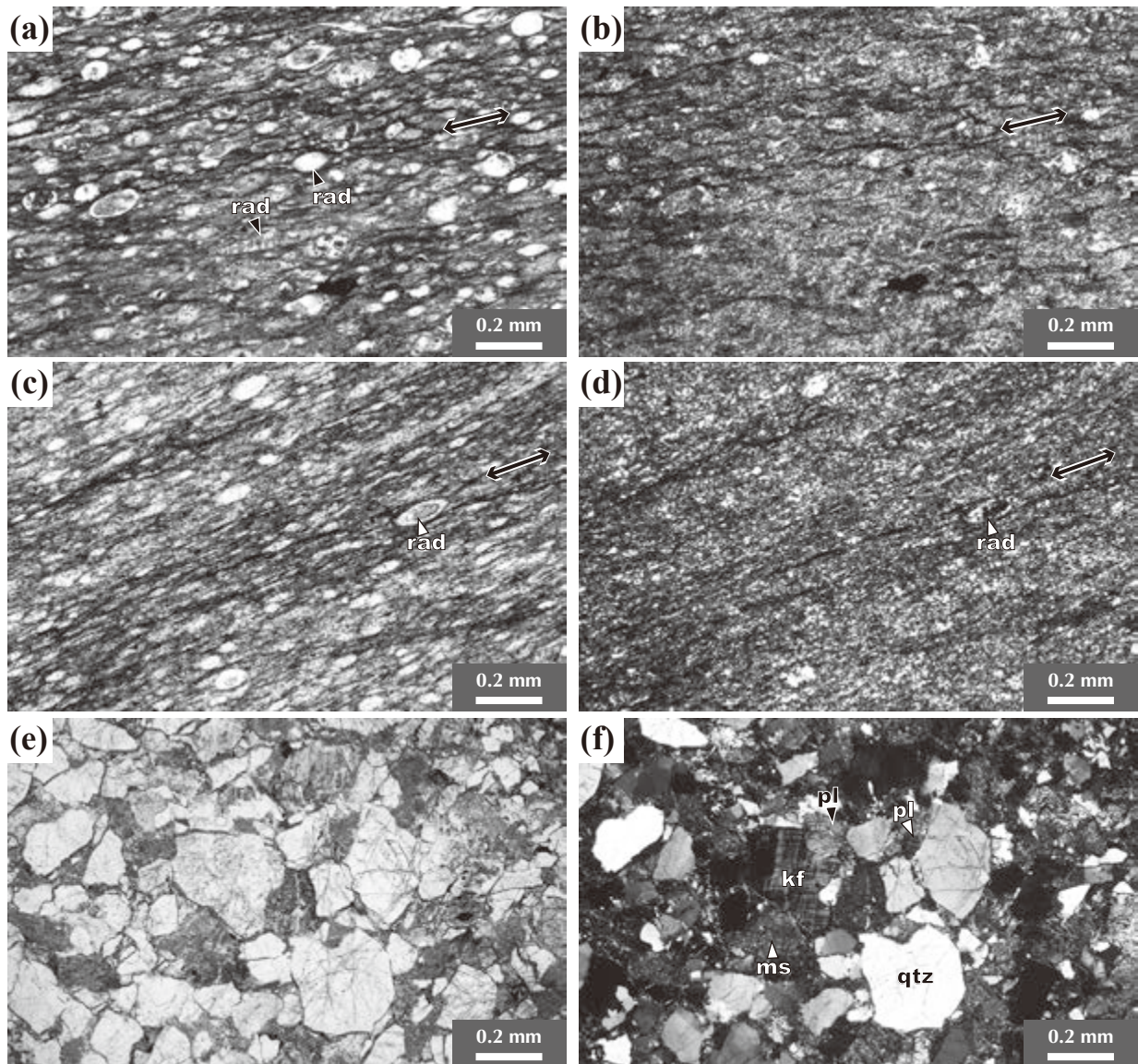
珪質泥岩 (Si)

明灰色～青灰色を呈する珪質な泥岩であり、一般的に軽微なスレート劈開が形成されている。また板状～層状の珪質泥岩も認められた (第 3.22 図 b)。層厚は 50~100 m 程度で、チャートの上位に付随して側方に 10~20 km 程度連続して分布する。鏡下観察では、微細な粘土鉱物からなる基質中に極細粒の碎屑粒子（微晶質石英・不透明鉱物など）が含まれていることがわかる (第 3.23 図 e, f)。また長径 0.1 mm 程度の楕円形をなす放散虫遺骸が多数含まれているが、劈開（圧力溶解劈開）に沿っ

て引き伸ばされ扁平化している。

粘板岩質泥岩 (Sy)

関コンプレックスにおける主要構成岩であると共に、珪質泥岩の上位に累重してチャート-碎屑岩シーケンス上部の構成岩をなしている。珪質泥岩との境界は岩相的に漸移するが、少なからず断層ないし剪断面が形成されている (第 3.22 図 c)。層厚は 200~500 m 程度で側方に 20 km 以上連続して分布する。暗灰色を呈する泥岩である。普遍的にスレート劈開が形成されており、これに沿って薄く剥離するのが特徴である。構成粒子は比較的



第 3.24 図 関コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真

(a)–(d) 粘板岩質泥岩。微晶質石英のほか微細な粘土鉱物の配列が見られる。珪質泥岩と同様に、放散虫遺骸（三角印）は劈開（両矢印）に沿って引き伸ばされ扁平化しているが、その程度は (a) と (b) では軽微で、(c) と (d) では顕著である。(e), (f) 砂岩。円磨度の低い角張った碎屑粒子からなる石英質アレナイト。rad: 放散虫遺骸, qtz: 石英, pl: 斜長石, kf: カリ長石, ms: 泥岩片。(a), (c), (e): 単ニコル, (b), (d), (f): 直交ニコル。

細粒であるが、シルト岩葉理を挟有することがある（第 3.22 図 d）。また、灰白色を呈し珪長質で凝灰質な泥岩も見られ、暗黒色の泥岩と不明瞭ながら互層する（第 3.22 図 e）。この泥岩からは、ジュラ紀キンメリッジアン期を示す放散虫化石の産出が報告された（中江・鎌田, 2003）。上位の合戦場コンプレックスとの境界近傍では、剪断面が形成された泥岩が露出する（第 3.22 図 f）。

鏡下では、淘汰良好の微細な石英粒子とさらに細かな粘土鉱物が互いに並行に配列し、スレート劈開を形成していることが確認できる。劈開については、その間隔と

発達程度は露頭や岩石試料によって異なるが、ほぼ全てに見られる。粘土鉱物の定向配列が比較的軽微な場合には劈開の発達程度も弱くなる。第 3.24 図 a, b では多くの放散虫遺骸が含まれることがわかるが、劈開の間隔は広く放散虫遺骸に沿って波状に揺らいでいる。これに対し第 3.24 図 c, d のように、粘土鉱物の定向配列が顕著な場合、劈開の間隔が密になりその発達程度も強い。さらに放散虫遺骸も、劈開に沿って引き伸ばされ扁平化している。

砂岩 (Ss)

陸中関地域における関コンプレックスの砂岩は、層厚数 10 m で側方延長 1 km 程度の規模を持つ岩体として、平庭岳向斜の北東翼（蓬森の北東）では上位の合戦場コンプレックスとの境界付近に、また南西翼では粘板岩質泥岩中に僅かに確認されたのみである。砂岩優勢な薄層理砂岩泥岩互層（第 3.22 図 g）も僅かながら分布するが、露出域が狭いため地質図には表現できなかった。野外での砂岩は塊状・無構造な産状を示す（第 3.22 図 h）。色調は灰色～暗灰色であるが、風化が著しい場合には灰白色に変色する。角張った輪郭を持つ細粒砂大～中粒砂大の碎屑粒子が卓越し円磨度と淘汰度はともに低いことが、鏡下観察で確認される（第 3.24 図 e, f）。基質はかなり乏しい。碎屑粒子としては、石英が圧倒的に優勢で、次いでカリ長石が比較的多く含まれる。斜長石はやや少なく粒径も小さい。岩片としては、泥岩が優勢で、そのほかにはチャートや火山岩片が僅かに確認された。これらの特徴から砂岩は、石英質アレナイトないし長石質アレナイトであると見なされる。なお、本地域に南接する安家川上流域（門地域内）において高橋ほか（2016）は、モード組成分析に基づいて関ユニットの砂岩を基質に乏しい長石質アレナイトに分類した。しかしながら既述したように、高橋ほか（2016）の関ユニットは本報告の関コンプレックスに属さず、合戦場コンプレックスの南方延長に相当する。

(6) 産出化石及び地質時代

高橋ほか（2016）は安家川流域（南隣の門地域）において、関ユニットに属するチャートからペルム紀及び三疊紀アニシアン期～カーニアン期を示すコノドント化石の産出を報告したが、本報告ではこのユニットを合戦場コンプレックスに含めたので、関コンプレックスの産出化石としては扱わない。久慈市山形町関の西方に露出するチャートからは、コノドント化石（*Epigondolella abneptis* 及び *Epigondolella bidentata* [*Mockina bidentata*]) が産出している（吉田ほか, 1987）。*Epigondolella abneptis* と *Epigondolella bidentata* の生息層準はそれぞれ、三疊系ノーリアン階下部～中部、ならびにノーリアン階上部あるいはノーリアン階上部～レーティアン階最下部（例えば、*Krystyn et al.*, 2009；*Orchard*, 2010；*Yamashita et al.*, 2018）に対比される。同じく関付近に露出するチャートでは、ペルム系から特徴的に産する *Neogondolella* 属のコノドント化石の産出が報告され、このチャート近傍に分布する黒色炭質粘土岩はペルム系～三疊系境界である可能性が指摘された（永広ほか, 2008）。珪質凝灰岩を挟有する泥岩からは、*Transhsuum maxwelli* gr., *Sethocapsa hexagona*, *Zhamoidellum ovum* などから構成される放散虫化石群集が産出し、これはジュラ紀キンメリッジアン期を示す（中江・鎌田, 2003）。

北西隣の一戸地域では 2 地点の珪質泥岩から、*Striatojaponocapsa plicarum* と *Striatojaponocapsa synconexa* や

Eucyrtidiellum pustulatum などに類似した種が共存する群集と、*Eucyrtidiellum ptyctum*, *Eucyrtidiellum nodosum*, *Transhsuum brevicostatum* gr., *Transhsuum maxwelli* gr. などが共存する群集の産出が報告され、それぞれジュラ系バトニアン階下部～中部とキンメリッジアン階下部に対比される（Nakae, 2016）。

関コンプレックスの地質時代は泥岩の堆積時期に近似されることから、泥岩から産出した放散虫化石（中江・鎌田, 2003）が指示するキンメリッジアン期とする。

3.3.4 合戦場コンプレックス (Bb, Bc, Bi, Bm, Bs)

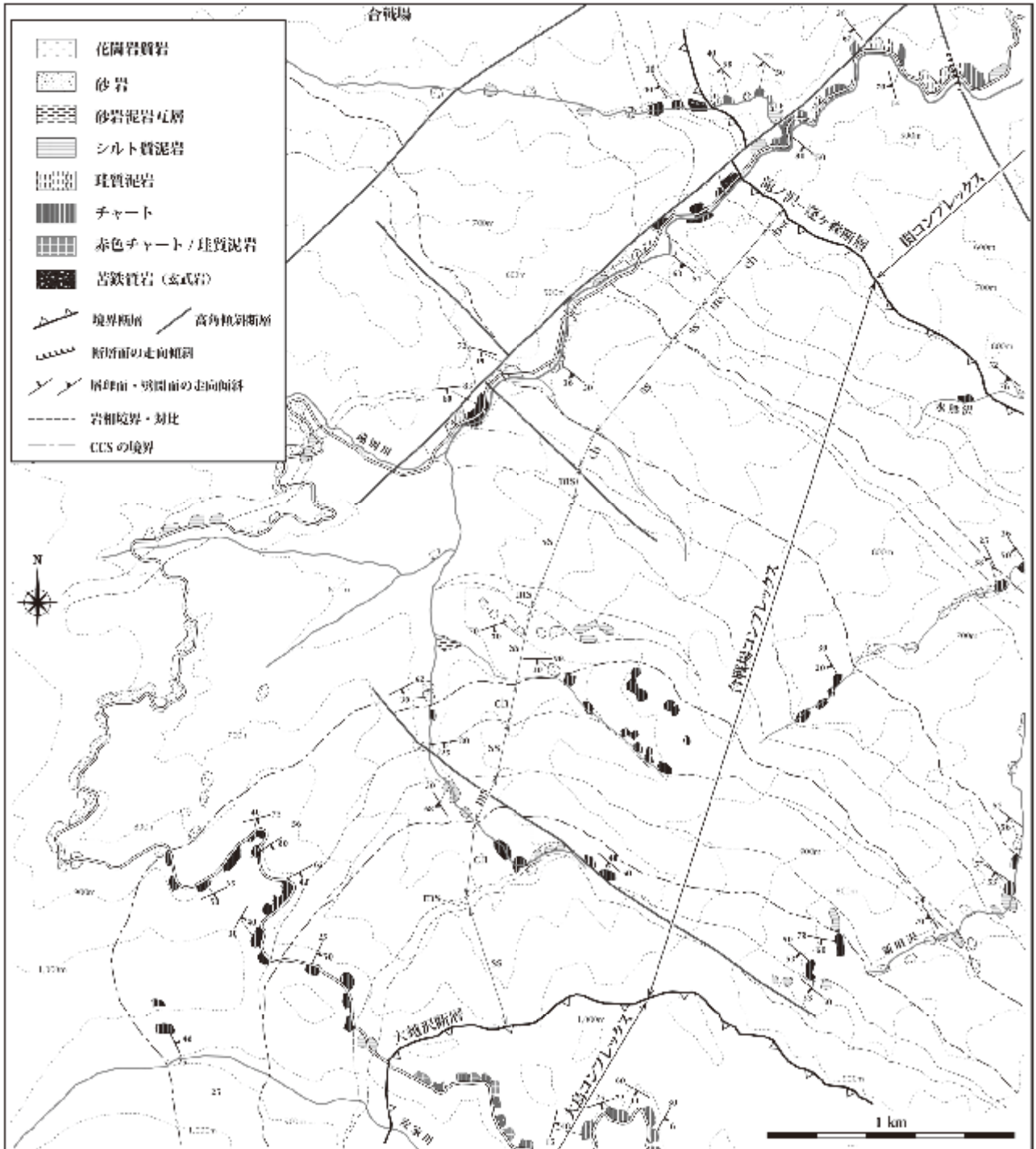
(1) 定義及び名称

陸中関地域の西部に分布し、砂岩を主体にチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩を伴う層序单元に対して、合戦場コンプレックスとして再定義する。これは、分布範囲が従来の合戦場層にほぼ相当しかつ主要構成岩類の岩相組合せが合戦場層と同様であることから、杉本（1974）を踏襲して地理的名称として「合戦場」を使用し階層名をコンプレックスに改称したものである。上記の岩相的特徴から、関層上部の一部と大鳥層下部の一部を合戦場コンプレックスに含めるのが妥当であると判断した（第 3.2 図）。本調査研究によって示されるその根拠は、以下のとおりである。関層上部に位置するチャートの基底部では一部に苦鉄質岩が随伴することが判明したことにより、これに基づいて合戦場コンプレックスの下限を定義すべきであると判断し、苦鉄質岩を随伴する関層上部のチャートを合戦場コンプレックスに含めた。これに対し合戦場層の上位に累重する大鳥層では、下部の一部においてチャートと粘板岩質泥岩・砂岩が互層をなしている。これは合戦場層の岩相的特徴に酷似しており、この層準を大鳥層から分離し合戦場コンプレックスに統合することが妥当である。なお、安家川上流域（門地域北部）において高橋ほか（2016）によって再定義された関ユニットは、合戦場層の岩相的特徴（砂岩が卓越）と層序的特徴（チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩が順次累重する層序）に明確に一致する。従って本報告では、前項で記述したように高橋ほか（2016）の関ユニットを合戦場コンプレックスに含める。

(2) 模式地・分布

模式地については杉本（1974）を踏襲して、山形町合戦場の南方に位置する遠別川沿いに指定し、この区間に分布する構成岩を模式層とする（第 3.25 図）。この模式地は、杉本（1974）による合戦場層・大鳥層の模式地を含む。

合戦場コンプレックスは陸中関地域西部において、北西端の山形町荷軽部から明神岳^{にかるべ}（886.7m）及び平庭岳^{みょうじんだけ}（1,059.5 m）を経てその南東の安家森（1,238.8 m）から蓬森（1,174.3 m）にかけて、約 5～6 km の幅を持って分布する。分布のほぼ中央に北北西～南南東方向の軸跡を



第 3. 25 図 合戦場コンプレックスの模式地と模式層

下位よりチャート・珪質泥岩・シルト質泥岩・砂岩からなる層序（チャート-碎屑岩シーケンス：CCS）が複数繰り返して露出する特徴を示す。bst：玄武岩，ch：チャート，ms：シルト質泥岩（一部で珪質泥岩を伴う）あるいはその両者，ss：砂岩。

持つ平庭岳向斜が形成されているため、層理面ならびに劈開面は、軸部付近で東北東-西南西から東西方向の走向を示し南側に $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 程度で傾斜する一方、翼部では北北西-南南東方向の走向を示しおよそ $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ で西南及び北東に傾斜する。

(3) 層序関係

本地域西部に分布する合戦場コンプレックスは、下位の関コンプレックスと滝ノ沢-蓬ヶ森断層で接すると見なされる（杉本, 1974）。この断層は、関コンプレックスの走向方向に対して低角度で斜交しているため、既述の

通り合戦場コンプレックス基底直下では場所により、関コンプレックスの異なる層準（ユニット）のチャート-碎屑岩シーケンスと接する。合戦場コンプレックスから大越沢断層（後述）で境されその上位に累重する大鳥コンプレックスは、平庭岳向斜の軸部に分布する。一方、平庭岳向斜南西翼では北西-南東方向の高角傾斜断層（後述の安家森断層）を境に大鳥コンプレックスと接する。本地域西端の明神岳-平庭高原-袖山では平庭岩体を構成する下部白亜系の石英閃緑岩・花崗閃緑岩に、さらに北西部（久慈市山形町川井-明神）では中新統火山岩類の角閃石安山岩に、それぞれ貫入されている。

(4) 層序

合戦場コンプレックスを構成する主要岩類としては、顕著に卓越する砂岩が分布域の大半を占め、次いで珪質泥岩を随伴するチャートやシルト質泥岩などが含まれる。層厚に関しては、平庭岳向斜の北東翼で1,200~2,000 m程度の層厚を有していると判断されるが、最大層厚に関しては向斜軸部での見積もりが困難なため不明である（第3.26図）。

本地域における合戦場コンプレックスでは、下部のチャートとその上位に累重する珪質泥岩・シルト質泥岩または砂岩泥岩互層を経て非常に厚層な砂岩が卓越する上部から構成される層序（チャート-碎屑岩シーケンス）の繰り返しが、複数層準に認められる（第3.25図、第3.26図）。しかしながら関コンプレックスと比較すると、合戦場コンプレックスでは顕著に砂岩が卓越するという相違点がある。なお、チャート-碎屑岩シーケンスで確認できる岩相変化に基づくと、合戦場コンプレックスは傾斜方向に上位の層準が累重することが明らかである。

模式地周辺の遠別川沿いでは、東側（下方）に分布する関コンプレックス上部の珪質泥岩ないし泥岩から50~70 m西側に合戦場コンプレックス基底部の玄武岩が僅ながら露出し、その上位にチャート・珪質泥岩・シルト質泥岩・砂岩が北西-南東走向で約50°~70°の南西傾斜をもって順次累重し、1つのチャート-碎屑岩シーケンス（ユニット2：この場合、玄武岩を基底に随伴することから海洋底層序と呼ぶ方が相応しい）を構成している（第3.26図B4、B5）。これより西側の遠別川沿いでは殆どが砂岩の露出であるのに対し、南方に向かう支流沿いや遠別岳東斜面ではチャート・珪質泥岩・シルト質泥岩・砂岩（チャート-碎屑岩シーケンス）の繰り返しが認められる。また走向は東西ないし北東-南西に変化している。

安家川上流左岸側（北側）の尾根沿いの林道では、本コンプレックスの最上部として層厚300 m程度のチャートとその上位のシルト質泥岩が分布し、露頭欠如を挟んで上位の大鳥コンプレックスの赤色チャートが見られる。なお模式地から安家川上流域周辺では、合戦場

コンプレックスと関コンプレックスならびに大鳥コンプレックスとの境界断層の露頭は確認できていない。

合戦場コンプレックスでは、主要なものだけでも少なくとも7層準にチャート-碎屑岩シーケンスが確認できるが、1つのルートで全ての層準のシーケンスが露出するわけではない。例えば、本地域北西部の山形町滝ノ沢（第3.26図B1）や明神沢（B2）では、最下位のチャート-碎屑岩シーケンス（ユニット1）のうち下部のチャートが欠如し上部の砂岩ないし砂岩泥岩互層が下位の関コンプレックスと接する。南西部の遠別川流域やその南方の新田沢・細沢（B4~B7）においては、最下位のチャート-碎屑岩シーケンス（ユニット1）そのものが欠如し、一層準上位のシーケンス（ユニット2）が合戦場コンプレックスの基底部に位置する。これは、1つのシーケンスが側方で2つのシーケンスに分岐するためである。さらに、個々のシーケンスの層厚は北西側（B1~B3）ほど増加する傾向が見られ、これに反するように下部のチャートは層厚が減少あるいは尖滅する。チャートについては南東側（B4~B7）で層厚が厚く、粘板岩質泥岩や砂岩を欠いたシーケンス（ユニット2~3）が繰り返す特徴を示す。

(5) 岩相

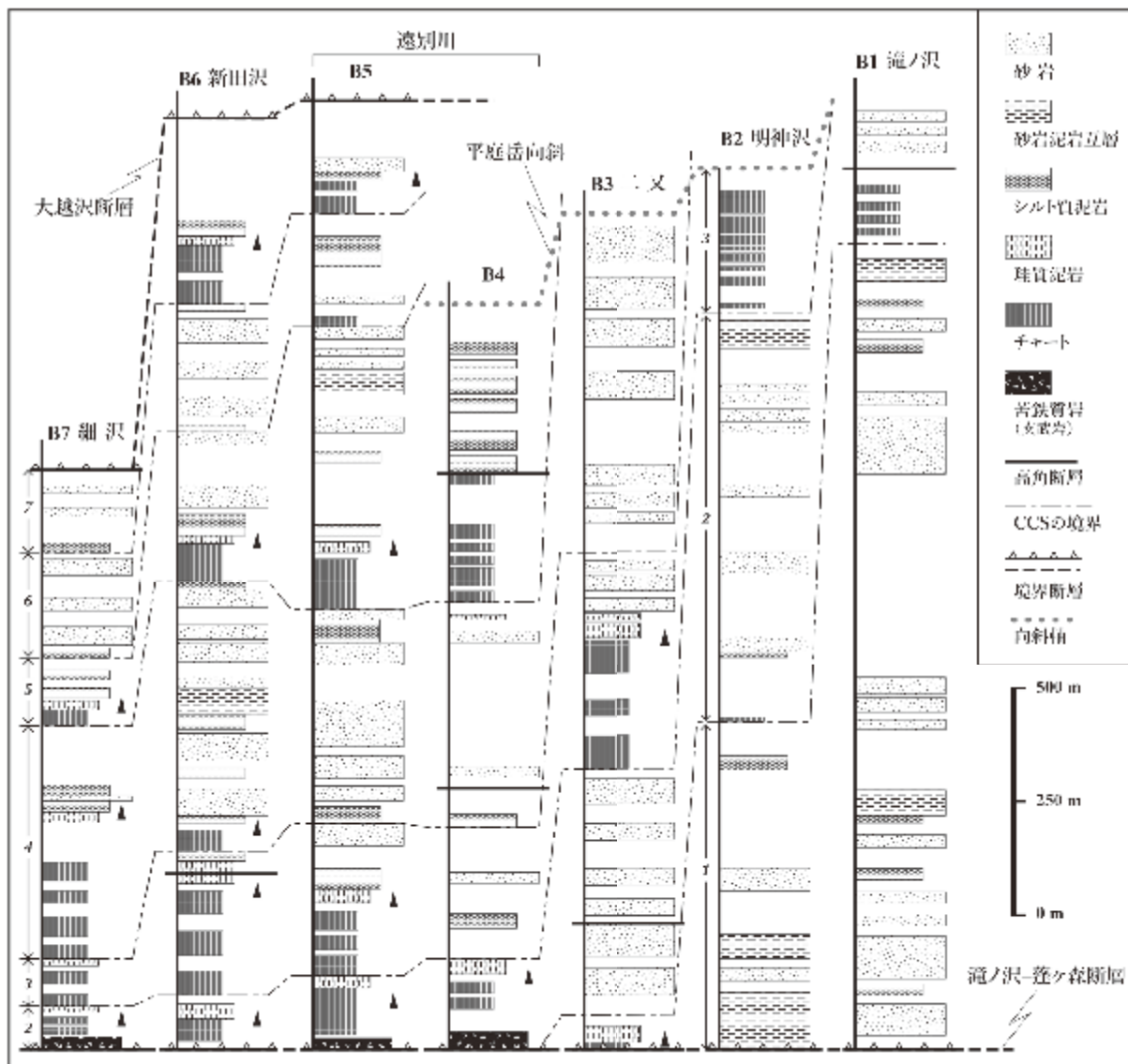
苦鉄質岩（玄武岩及び火山碎屑岩）（Bb）

苦鉄質岩は、合戦場コンプレックスの基底部に位置する遠別川沿いと細沢沿いに僅かに分布するのみで、どちらも玄武岩を主体とする。玄武岩は露頭では、部分的に赤褐色を帯びた暗灰色を呈し、長径3 mm以下の発泡痕も見られる。また若干の苦鉄質火山碎屑岩が伴われる（第3.27図a）。この火山碎屑岩は変質が著しいが、細粒砂~粗粒砂大の火山碎屑物（凝灰岩）が主体をなしていることが確認でき、より粗粒となって細礫大の碎屑物ないし岩片を含む部分的も見られる。しかし、肉眼で構成物を確認するのは困難である。また場所により、石灰岩礫が点在する（第3.27図b）。玄武岩の鏡下観察では、単斜輝石の斑晶が稀に確認できるが、全体的には無斑晶質であり、主に微細な斜長石と不透明鉱物から構成されることがわかる（第3.28図a、b）。杏仁状構造をなす発泡痕は方解石で充填されている。

遠別川沿い（久慈市山形町関の南西方2.5 km）に露出する玄武岩について、全岩微量元素組成に基づき海洋島に起源を持つことが明らかにされた（中江、印刷中）。

チャート（Bc）

合戦場コンプレックスのチャートは関コンプレックスと同様に、チャート-碎屑岩シーケンス下部を構成し、その上位には珪質泥岩が累重して岩相的に漸移する。通常、珪質層と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートとして産出する（第3.27図c）。珪質層は層厚2~5 cm程度で灰色~暗灰色を呈し、泥質薄層は層厚3~5 mm程度で黒色~暗灰色を示す。本地域では、層厚



第 3.26 図 合戦場コンプレックスの柱状図

合戦場コンプレックスは、チャート-碎屑岩シーケンス (CCS: 下位からチャート→珪質泥岩→シルト質泥岩→砂岩へ移行する層序) の集積体で構成される。主要なシーケンスは7層準 (ユニット) 程度あるが、一つのルートでは2~6層準 (ユニット) しか認められない。これは下限と上限の境界断層がシーケンスの側方連続性に斜交しているためであり、滝ノ沢-蓬ヶ森断層の直上ならびに大越沢断層の直下では、それぞれ異なるシーケンスと接する。数字 (ユニット番号) を付した両矢印は、単一のチャート-碎屑岩シーケンスを表す。三角印は岩相移行 (チャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩) に基づく上位方向を表す。柱状図作成ルートの位置は付図1に示す。

150~250 m で側方へ10~15 km 程度連続する大規模岩体として分布する。

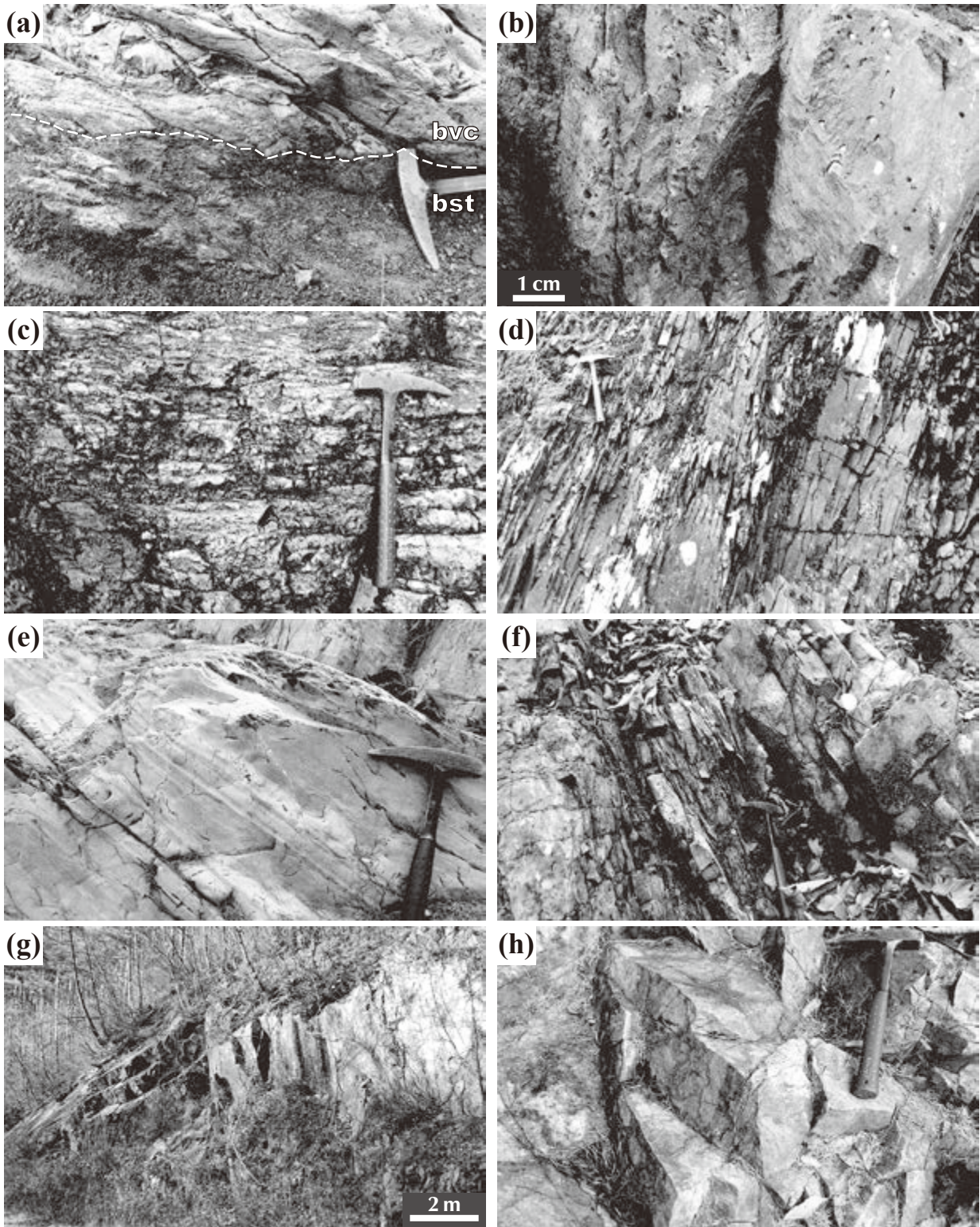
チャートは、多量の放散虫遺骸 (長径0.1~0.2 mm) から構成され、それ以外の初生的な構成粒子はほぼ完全に結晶化した微晶質石英の集合となっており、シルト大以上の明瞭な碎屑粒子は全く認められない (第3.28図 c, d)。また定向性の無い石英脈も見られる。

永広ほか (2008) によって記述された関層のチャートと同様に、合戦場コンプレックスのチャートにもペルム系-三畳系境界付近に珪質粘土岩と黒色粘土岩が挟有さ

れる可能性が予想される。しかしながら、これらの粘土岩を確認できなかったため、本報告の地質図には表現していない。

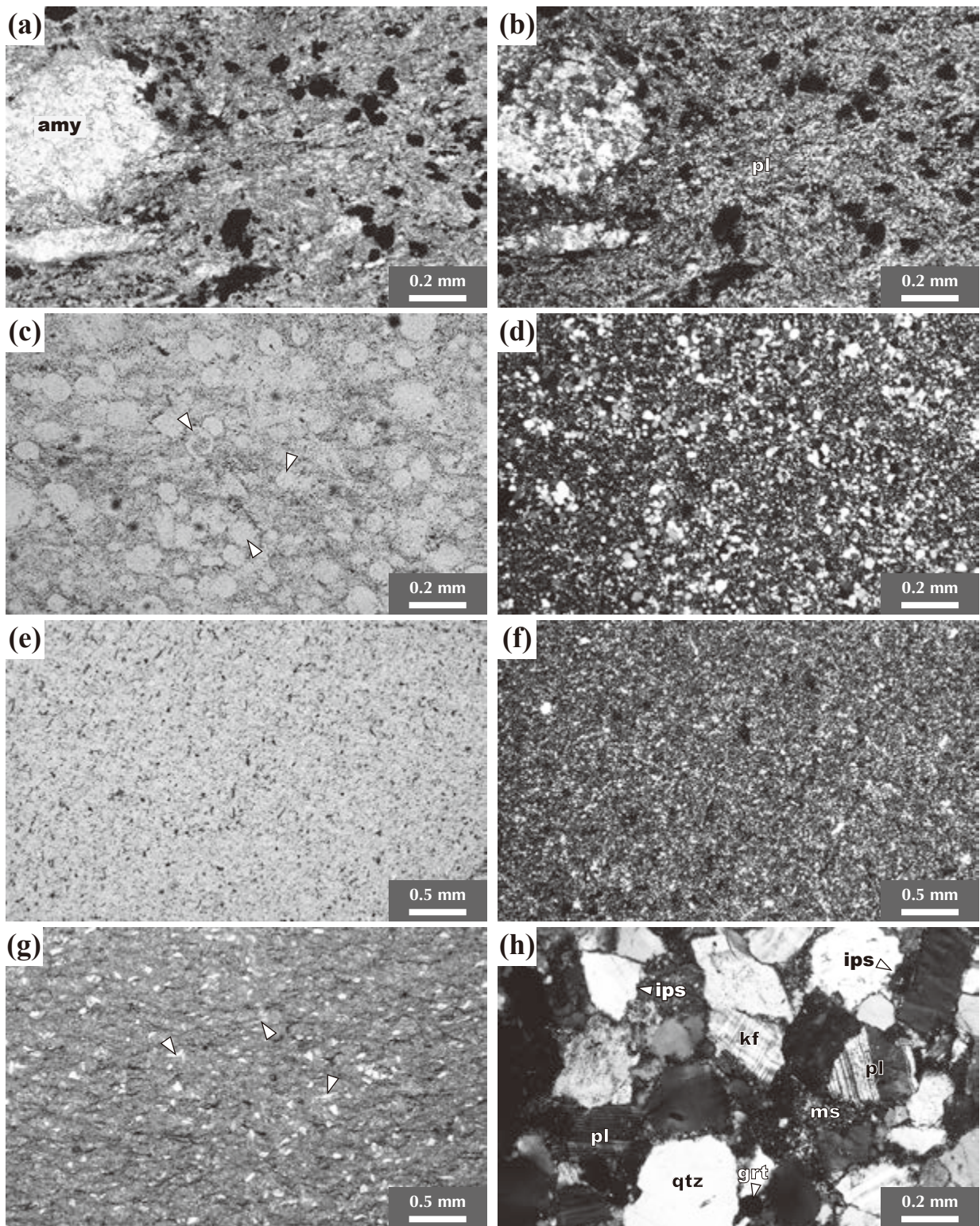
珪質泥岩 (Bi)

珪質泥岩は、チャートの上位に付随して5~10 km 程度側方に連続する。層厚は50~100 m 未満で、灰白色~青灰色あるいはやや緑色を帯びた暗灰色を呈する。一般的に軽微あるいは顕著なスレート劈開が形成される (第3.27図 d) ことが多いが、無構造で塊状の場合も見られる。微細な粘土鉱物からなる基質と極細粒の碎屑粒子 (微



第 3.27 図 合戦場コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相

(a) 苦鉄質岩 (bst:玄武岩) と苦鉄質火山碎屑岩 (bvc). (b) 苦鉄質火山碎屑岩. 所により石灰岩礫を含むことがある. (c) 層状チャート. (d) 劈開が顕著な珪質泥岩. (e) 珪長質凝灰岩薄層を挟有する層状珪質泥岩. (f) 砂岩層を挟有するシルト質泥岩. (g), (h) 塊状砂岩.



第 3.28 図 合戦場コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真

(a), (b) 玄武岩. 微細な斜長石と不透明鉱物からなり, 方解石が発泡痕を充填した杏仁状構造 (amy) が見られる. (c), (d) チャート. 円形～楕円形の放射虫遺骸 (三角印) と微晶質石英で構成される. (e), (f) 珪質泥岩. 微晶質石英が卓越し僅かに粘土鉱物が含まれる. 鉱物配列には方向性はなく無構造である. (g) 珪長質凝灰岩. 微晶質石英と粘土鉱物からなる基質中に, 角張った微細な石英と不定形の火山ガラス (三角印) が散在する. (h) 砂岩. 基質に乏しく, 円磨度の低い角張った中粒の碎屑粒子で構成された長石質アレナイト. 碎屑粒子としては石英のほか, 斜長石・カリ長石などが多く含まれる. qtz: 石英, pl: 斜長石, kf: カリ長石, grt: ざくろ石, ms: 泥岩片, ips: 粒間圧力溶解. (a), (c), (e), (g): 単ニコル, (b), (d), (f), (h): 直交ニコル.

晶質石英・不透明鉱物など）から構成され（第3.28図e, f）、長径0.1～0.2mm程度の放散虫遺骸を含むこともある。また層状をなすこともあり、層厚3～5cm程度の薄い珪長質凝灰岩層が不規則な間隔で珪質岩層と互層する場合もある（第3.27図e）。珪長質凝灰岩には、微細で角張った石英粒子や形状が不定形な火山ガラスも少量含まれている（第3.28図g）。

シルト質泥岩 (Bm)

本地域の合戦場コンプレックスにおいては、シルト質泥岩は下位の珪質泥岩から漸移して累重する場合と、卓越する砂岩中に挟在する場合がある。層厚は、50～100m程度（最大300m程度）である。スレート劈開が形成された暗灰色の泥岩であるが、粘板岩質泥岩よりは粗粒である。シルト岩～細粒砂岩からなる葉理を挟有するものや層厚3～5cm程度の砂岩と互層する薄層理互層（第3.27図f）も認められるが、地質図ではシルト質泥岩に含めた。シルト質泥岩は、石英・斜長石・雲母などの碎屑粒子と微細な粘土鉱物からなる。粘土鉱物は互いに平行な定向配列をなしており、これによってスレート劈開が形成されている。

砂岩 (Bs)

合戦場コンプレックスにおいて最も卓越した構成岩であり、分布域の大部分を占めている。層厚は200～800m以上あり、珪質泥岩・シルト質泥岩と共に、チャート～碎屑岩シーケンスの上部を構成する。多くは、複数の砂岩単層が癒着した厚層の成層砂岩か、あるいは層理面が不明瞭な塊状・無構造を呈する砂岩が一般的である（第3.27図g, h）が、稀に層厚数m～10m程度の砂岩泥岩互層が塊状砂岩中に見られる。砂岩泥岩互層の多くは、層厚20～50cm程度の砂岩層と層厚10～20cm程度の泥岩層からなる場合が一般的であり、場所により成層構造が破断している。

灰色～灰白色を呈し中粒砂～粗粒砂からなり、碎屑粒子の分級度と淘汰は良好である。基質が極めて乏しいため、碎屑粒子は互いに直に接している。このような場合、一部の粒子間には粒間圧力溶解（intergranular pressure solution）によって不規則な凹凸縫合面が形成されている（第3.28図h）。また円磨度は低く角張った輪郭を示す。碎屑粒子として、石英と斜長石が同程度かあるいは石英が比較的卓越し、次いでカリ長石が多く、雲母類ならびに火山岩片・チャート岩片を伴う。これらの特徴から、長石質～石英質アレナイトであると言える。なお、高橋ほか（2016）によって砂岩モード組成が報告された安家川上流域（本地域に南接する門地域内）の関ユニットは既述の通り、合戦場コンプレックスの南方延長に相当する。この砂岩は、基質に乏しい長石質アレナイトに分類されている（高橋ほか, 2016）。

(6) 産出化石及び地質時代

本地域における合戦場コンプレックスではこれまで、

チャートから三畳系アニシアン階～ラディニアン階ないしカーニアン階に亘る層準に対比されるコノドント化石の産出が報告された（豊原ほか, 1980）。それらは、*Neogondolella bulgarica* [*Paragondolella bulgarica*]、*Neogondolella polygnathiformis* [*Metapolygnathus polygnathiformis*]、*Xaniognathus tortilis*、*Neohindeodella aequiramosa*、*Neohindeodella suevica* などである。これらのほか *Neospathodus homeri* [*Triassospathodus homeri*] を産出した珪質泥岩も報告された（豊原ほか, 1980）が、この珪質泥岩はその時代（三畳紀オレネキアン期）を考慮するとペルム系～三畳系境界付近の珪質粘土岩であると判断される。

また南隣の門地域では、ペルム系に生息層準が限定されるコノドント化石の産出（豊原ほか, 1980）やペルム紀・三畳紀コノドント化石の産出（高橋ほか, 2016）が報告されている。高橋ほか（2016）によると、チャートから *Neogondolella* sp. と *Cratognathus kochi* 及び *Metapolygnathus polygnathiformis* が産出し、*Neogondolella* sp. とした種はその形態的特徴によりペルム系から三畳系最下部に生息が限定され、また *Cratognathus kochi* と *Metapolygnathus polygnathiformis* の生息層準はそれぞれ、アニシアン階～カーニアン階とカーニアン階上部に相当する。北西隣の戸地域では、珪質泥岩からジュラ系バジジョシアン階上部～オックスフォーディアン階下部に、また粘板岩質泥岩からアーレニアン階上部～キンメリッジアン階上部に、それぞれ対比される可能性がある放散虫化石群集が報告された（Nakae, 2016）。

付加複合体の地質時代は一般に、泥岩・砂岩の堆積時期に近似され、また泥岩の時代は珪質泥岩の時代より新しいとされる（例えば、Matsuda and Isozaki, 1991; Nakae, 1992）。この考えに従うと、合戦場コンプレックスの地質時代は、泥岩の時代（アーレニアン期後半～キンメリッジアン期後半）のうち珪質泥岩が示す時代（バジジョシアン期後半～オックスフォーディアン期前半）より新しい時期、すなわちオックスフォーディアン期中頃～キンメリッジアン期末であると見なすことができる。

3.3.5 大鳥コンプレックス (Ob, Ot, Or, Oc, Ok, Oi, Oy)

(1) 定義及び名称

陸中関地域南西部に位置する安家森（標高1,238.8m）と蓬森（標高1,174.3m）の間に露出する灰色チャートを主体とし赤色チャート（ないし赤色珪質泥岩）・珪質粘土岩・黒色粘土岩を伴い、珪質泥岩・粘板岩質泥岩を挟有する層序単元を、大鳥コンプレックスと定義する。後述するように、主体をなす灰色チャートに随伴する赤色（所により赤紫色）を呈するチャートないし珪質泥岩の存在は、本コンプレックスが他のコンプレックスから識別される顕著な岩相的特徴である。この定義は、安家

川上流域（門地域北部）において高橋ほか（2016）によって改定された大鳥ユニットと共通である。杉本（1974）が提唱した従来の大鳥層と大坂本層は両者とも、非常に優勢なチャートとこれに随伴する珪質泥岩が主要構成岩をなすという岩相的特徴が互いに類似しているため、大鳥層下部に相当するチャートと砂岩などの一部（合戦場コンプレックスに含まれる）を除外した両層を統合した層序単元が、大鳥コンプレックスに相当する。なお、高橋ほか（2016）による大鳥ユニットは、合戦場コンプレックスの上位層準がこのユニットに含まれるという点で、若干異なる。

杉本（1974）による大鳥層と大坂本層の定義に基づき、大鳥コンプレックスを上下に二分することも可能である。しかしながら本報告では、下位の赤色チャートから灰色チャート・珪質泥岩を経て上位の粘板岩質泥岩に移化するチャート-碎屑岩シーケンスが繰り返し累重するという岩相的・層序的特徴から、大鳥コンプレックスは本質的に単一の層序単元を構成すると判断した。

チャート-碎屑岩シーケンスの岩相的特徴を顕著に表しているのが大鳥層であることから、階層名をコンプレックスに改称した上で地理的名称は杉本（1974）を踏襲して「大鳥」を使用した。地理的名称の「大鳥」は、白井慶治氏の東北大学卒業論文（1952年）によって提唱され、杉本（1974）がこれを初めて公式に使用した。なお、杉本（1974）による大鳥層下部の数層準にはチャートと共に砂岩が挟在するが、これらは赤色チャートと珪質泥岩を挟有することで定義される大鳥コンプレックスの構成要素ではなく、下位の合戦場コンプレックスに見られる岩相的特徴に合致する。これらのことから、大鳥層下部のチャート・砂岩を大鳥コンプレックスから除外し、合戦場コンプレックスに含めた。

(2) 模式地・分布

杉本（1974）による大鳥層の模式地は山形町関の南西方に位置する遠別川上流域に設定されたが、この地域は本調査研究により合戦場コンプレックス分布域に含まれることになる。また、大鳥コンプレックスの地理的名称の由来になった岩泉町安家の「大鳥」は南隣の門地域北端部に位置し、ここでは大鳥コンプレックス構成岩が露出する。従って、本報告書では模式地を門地域内の大鳥周辺に変更し、模式層を陸中関地域内の安家川源流域に設定する（第3.29図a）。

本地域内における大鳥コンプレックスは、南西部に位置する安家森（1,238.8 m）の東斜面から蓬森（1,174.3 m）の西斜面にかけて、東西約2 km・南北約6 kmの狭い範囲に分布する。この地域に流れる安家川源流とその支流の大越沢沿いに構成岩が良好に露出する。下位の合戦場コンプレックスと同様に、北北西-南南東方向の軸跡を持つ平庭岳向斜を形成しているため、層理面ならびに劈開面の走向は北北西-南南東～北東-南西～北西-南東

へと回転し、向斜軸に向かって比較的緩やか（30°～50°）に傾斜する。分布は平庭岳向斜の軸部に相当し、上位の層序単元が露出していないため、大鳥コンプレックスの上限を規定できない。また平庭岳向斜の南西翼部の大鳥コンプレックスは、安家川断層によってその分布が断たれる（第3.29図a）。南方延長は、模式地を含む南隣の門地域に連続する。

(3) 層序関係

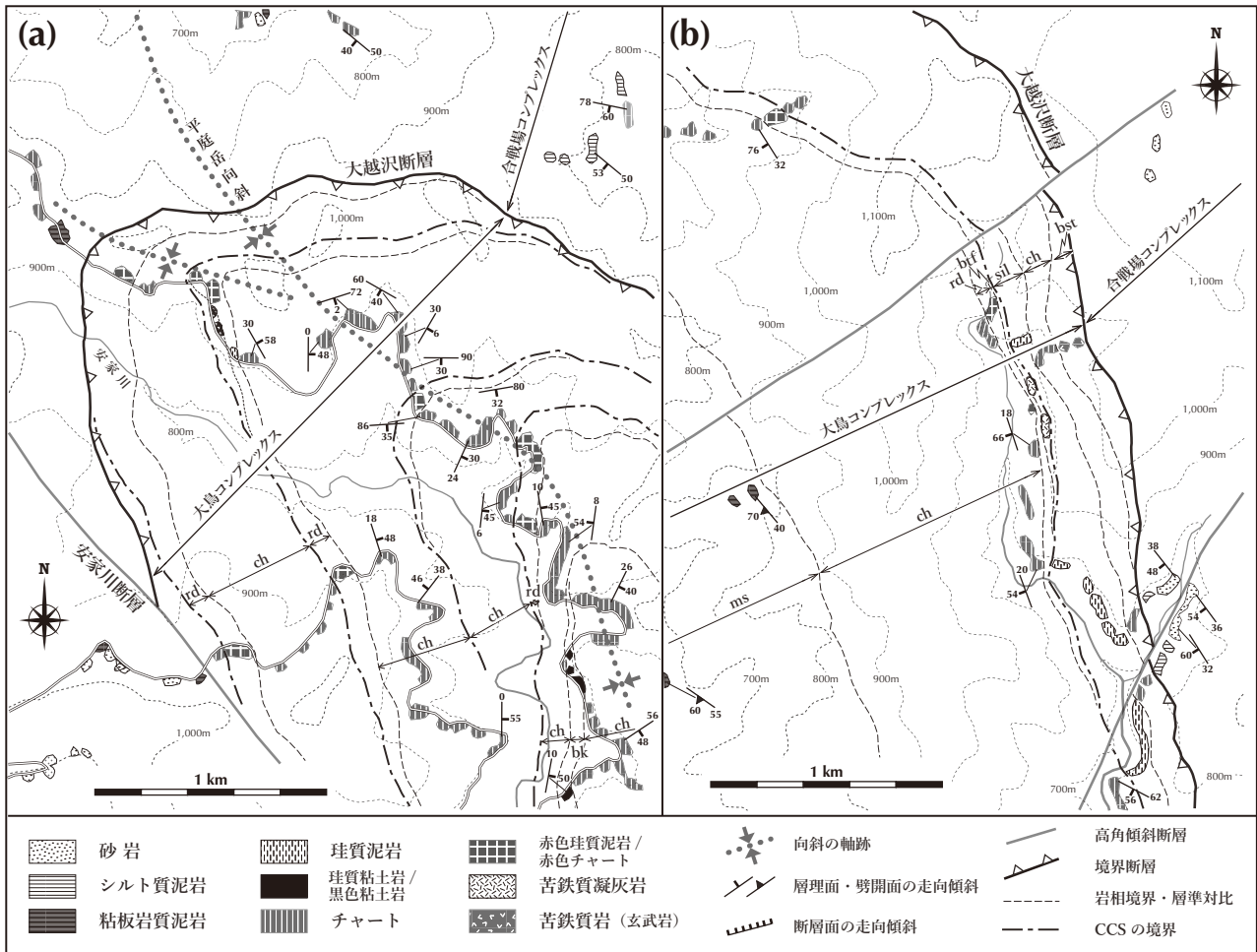
高橋ほか（2016）は門地域内の安家川上流域において、大鳥コンプレックスと下位の合戦場コンプレックスにほぼ相当する大鳥ユニットと関ユニットとが断層で接するとした。陸中関地域南西部に相当する蓬森西斜面-大越沢では、大鳥コンプレックス基底の苦鉄質岩及びチャートが合戦場コンプレックス最上部のシルト質泥岩に近接して露出し、その側方延長に同様の関係が見られる。断層露頭は確認されていないが、この露出状況に基づき両コンプレックス間における境界断層の存在を確実にしその位置を特定した（第3.29図b）。本報告ではこの断層を大越沢断層とする。大越沢断層は、大鳥コンプレックスの走向方向に対して低角度で斜交している。

(4) 層序

大鳥コンプレックスを構成する主要岩類としては、珪質粘土岩・黒色粘土岩を挟有するチャートが大勢を占め珪質泥岩や粘板岩質泥岩を伴い、僅かに苦鉄質岩が含まれる。砂岩などの粗粒碎屑岩類は無い。層厚は1,700 m以上と見積もられる。最大層厚に関しては、大鳥コンプレックスの分布が平庭岳向斜の軸部に相当して上限を規定できないことを考慮すると、より大きい可能性がある（第3.30図）。

大鳥コンプレックスは、下位のチャートから珪質泥岩を経て上位の粘板岩質泥岩へ移化するチャート-碎屑岩シーケンスの集積体で構成されるが、関コンプレックスとは粘板岩質泥岩が少量であることから、また合戦場コンプレックスとは砂岩を欠くことから、それぞれ異なる。さらにチャートには、灰色～灰白色のほか赤色～赤紫色を呈するチャート（ないし珪質泥岩）が伴われるのが特徴である。大鳥コンプレックスの上位層準は露出せず上限も不明であるが、主要なシーケンスは6層準に認められる。下限の境界断層（大越沢断層）がシーケンスの側方連続性に斜交しているため、大越沢断層の直上では異なるシーケンスと接する（第3.30図）。なお、チャート-碎屑岩シーケンスで確認できる岩相変化に基づくと、大鳥コンプレックスは傾斜方向に上位層準が累重することことが明らかとなる。

安家川源流周辺では、北西側（下位）に分布する合戦場コンプレックスの泥岩から約200 m南東側に、大越沢断層を介して大鳥コンプレックス基底部の赤色チャートが露出し、その上位に灰色チャートが分布する。このような赤色チャートと灰色チャートが4回繰り返し露出す



第3.29図 大鳥コンプレックスの模式層

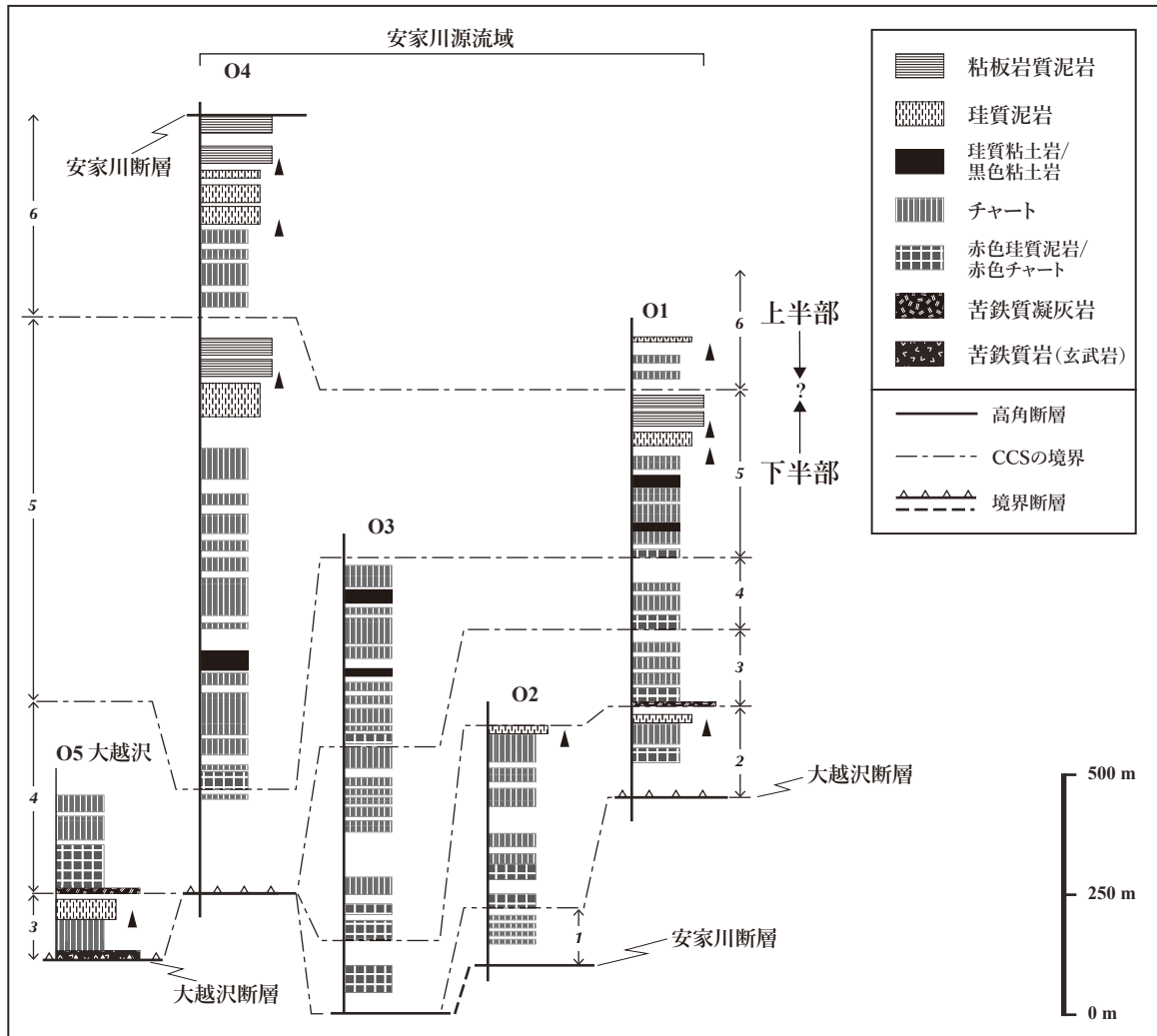
(a)安家川源流域における大鳥コンプレックスの模式層(下半部)。赤色チャートと灰色チャートが4回繰り返し露出する。
 (b)参照地の大越沢における大鳥コンプレックスの副模式層(下半部)。基底部の苦鉄質岩が合戦場コンプレックスとの境界断層に沿って露出する。CCS：チャート-碎屑岩シーケンス, bst：苦鉄質岩(玄武岩), bft：苦鉄質凝灰岩, rd：赤色チャートないし赤色珪質泥岩, ch：灰色チャート, bk：珪質粘土岩及び黒色粘土岩, sil：珪質泥岩, ms：粘板岩質泥岩(一部で珪質泥岩を伴う場合とあるいはその両者の場合がある), ss：砂岩。

る(第3.29図a)。つまり、ユニット2~5のシーケンスが分布する(第3.30図O1)。ユニット5とユニット6のシーケンス上部ではさらに、灰色チャートの上位に珪質泥岩と粘板岩質泥岩が見られる(第3.30図O1, O4)。蓬森西斜面-大越沢(第3.29図b)では、大越沢断層の直上(西側)に大鳥コンプレックス基底部の苦鉄質岩が露出し、その上位に灰色チャート・珪質泥岩が累重する(第3.30図O5：ユニット3のシーケンス)。さらに上位には僅かに苦鉄質凝灰岩が見られ、赤色チャート・灰色チャートが順次露出し、ユニット4のシーケンスを構成する。これら両域において、大越沢断層直上に異なるユニットのシーケンスが見られるのは上述の通り、大鳥コンプレックスの走向方向に対する大越沢断層の斜交性による。最上位に位置するユニット6のシーケンスでは、下部の赤色チャートは欠如し、これ

に代わり粘板岩質泥岩が珪質泥岩の上位に累重するようになる(第3.30図O1, O4)。

ユニット4のチャート-碎屑岩シーケンスが分布する大越沢周辺では、山北ほか(2008a, b)によって、下位より、苦鉄岩を挟有する灰色チャート・赤紫色チャート・灰色チャート・黒色粘土岩-珪質粘土岩・灰色チャートが累重する層序断面が報告された。産出微化石に基づく、この層序は石炭系モスコビアン階から三畳系最上部に至ることが明らかにされ、さらにこの上位には青灰色珪質泥岩が累重することも示された(山北ほか, 2008b)。一方、安家川源流域ではTakahashi *et al.* (2009)によって、ベルム系-三畳系境界に特徴的な黒色粘土岩を挟有したチャートが露出することが報告された。これは、ユニット5のチャート-碎屑岩シーケンス中に含まれる。

チャート-碎屑岩シーケンス内部における構成岩類



第 3.30 図 大鳥コンプレックスの柱状図

大鳥コンプレックスは、チャート-碎屑岩シーケンス（CCS：下位からチャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩へ移化する層序）の集積体で構成される。より上位の層準は露出しないが、主要なシーケンスは5層準（ユニット）に認められる。岩相的相違に基づく、下部に赤色チャートを伴うシーケンスと上部に粘板岩質泥岩が累重するシーケンスに識別され、大鳥コンプレックスはそれぞれのシーケンスから構成される下半部・上半部に二分できる可能性がある。下限の境界断層（大越沢断層）がシーケンスの側方連続性に斜交するため、場所により断層直上には異なるシーケンスが位置する。数字（ユニット番号）を付した両矢印は、単一のチャート-碎屑岩シーケンスを表す。三角印は岩相移化（チャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩）に基づく上位方向を表す。柱状図作成ルートは付図1に示す。

の相違に着目すると、(i) 下部に赤色チャートを伴うシーケンスと (ii) 上部に粘板岩質泥岩が累重するシーケンスに識別することが可能になる。この違いは大鳥コンプレックス内部で層序的規則性を持って認められ、(i) と (ii) のシーケンスはそれぞれ大鳥コンプレックスの下部層準と上部層準に卓越する。従ってこれを基準に、大鳥コンプレックスを下半部と上半部に細分することは可能である。下半部と上半部の境界がどの層準に位置するかを明確に設定するのは困難であるが、現状ではユニット5と6の間が想定される（第3.30図）。

杉本（1974）が提示した柱状図によると、大鳥層は赤

色チャートを伴う灰色チャートからなり、またその上位の大坂本層は粘板岩を主体としチャートを伴う層序単位として定義されたことがわかる。これらは大鳥コンプレックスの下半部と上半部の岩相的特徴に概ね合致することから、大鳥層・大坂本層はそれぞれ下半部・上半部に対比される可能性がある。しかしながら、下半部・上半部の区分は個々のチャート-碎屑岩シーケンスにおける岩相的差異に基づいており、その境界はユニット5と6の間に想定される。ところが灰色チャートが繰り返すという点で、少なくとも本地域内では下半部・上半部は本質的に単一の層序単位（大鳥コンプレックス）を形成

すると判断される。これに対し杉本(1974)による大鳥層・大坂本層の境界は、ユニット5のチャート-碎屑岩シーケンスでの灰色チャートとその上位の粘板岩質泥岩の間に相当する。つまり、それぞれの境界は互いに異なった層準にある。このような事象を考慮すると、大鳥コンプレックスの下半部・上半部を別個の層序単位として区分し大鳥層・大坂本層に対比することは、適切でないと考えられる。

(5) 岩相

苦鉄質岩(玄武岩)(Ob)

大鳥コンプレックスに含まれる苦鉄質岩は玄武岩であり、蓬森の西斜面においてコンプレックス基底部に僅かに露出するのみである(第3.29図b)。露頭では、部分的に赤褐色を帯びた暗灰色~灰緑色を呈した岩石である。

苦鉄質凝灰岩(Ot)

上記の玄武岩と同様に、蓬森の西斜面などに僅かに露出する苦鉄質で細粒な火山碎屑岩であるため、本報告では凝灰岩として扱う(第3.29図b)。チャートに伴って僅かに露出する。

赤色チャート(Or)

大鳥コンプレックスの下半部のみ分布すると共に、チャート-碎屑岩シーケンスの下部を構成する。露頭では、赤色を呈し局所的に灰緑色ないし赤紫色を帯びる部分を有する珪質岩として露出する(第3.31図a)。後述の灰白色チャートと比較すると、赤色チャートの方がやや軟質で泥質であるという違いが見られる。鏡下では、長径0.1mm程度(最大で0.2mmを超える)の楕円形や棒状を呈する多量の放散虫遺骸が含まれることが確認でき、それ以外の初生的な構成粒子はほぼ完全に結晶した微晶質石英の集合となって基質を構成している(第3.31図c)。放散虫遺骸の内部は、再結晶化した細粒な石英(基質の微晶質石英よりは粗粒)で充填されている(第3.31図d)。赤色を呈する原因は露頭ならびに鏡下観察に基づく、基質中に含まれる細粒な赤鉄鉱粒子によると考えられる(亀高ほか, 2005)。

泥質な赤色チャートには、同系の色調を呈する珪質泥岩として認識できるものもある。その場合、珪質な部分とやや泥質な部分が葉理や層厚2~3cm程度でやや不明瞭な互層を形成する。放散虫遺骸が葉理と概ね平行に配列している。

チャート(Oc)

このチャートは赤色チャートとは異なり、灰色~灰白色を呈する。陸中関地域全域で普遍的に見られる通常のチャートと同質の珪質岩である。関・合戦場の両コンプレックスと同様に、大鳥コンプレックスにおいてもチャートはチャート-碎屑岩シーケンス下部を構成する。また、大鳥コンプレックス下半部のチャート-碎屑岩シーケンス(ユニット1~5)では、このチャートの下位層準に赤色チャートが挟在する。約100~300m

(最大で400m)の層厚を持ち、側方へ15~20km以上(本地域内に限定すると5km程度)連続する大規模なシート状岩体として分布し、上位には珪質泥岩が累重して岩相的に漸移する箇所が見られる。

一般的に暗灰色~灰白色を呈し、場所により白色のチャートも見られる。珪質層(チャート)と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートである(第3.31図b)が、泥質層が極めて薄く塊状に見えることもある。珪質層は層厚2~5cm程度で、泥質薄層の層厚は1~3mm以下である。珪質層は、基質中に含まれる放散虫遺骸から構成されていることがわかる(第3.31図e, f)。放散虫遺骸は長径0.1~0.2mmあるいはそれ以上の大きさを持つ楕円形あるいは棒状の形態をなす。基質は微晶質石英の集合体を主体とし、不透明鉱物や、弱い定向配列を示す粘土鉱物からなる。

珪質粘土岩及び黒色粘土岩(Ok)

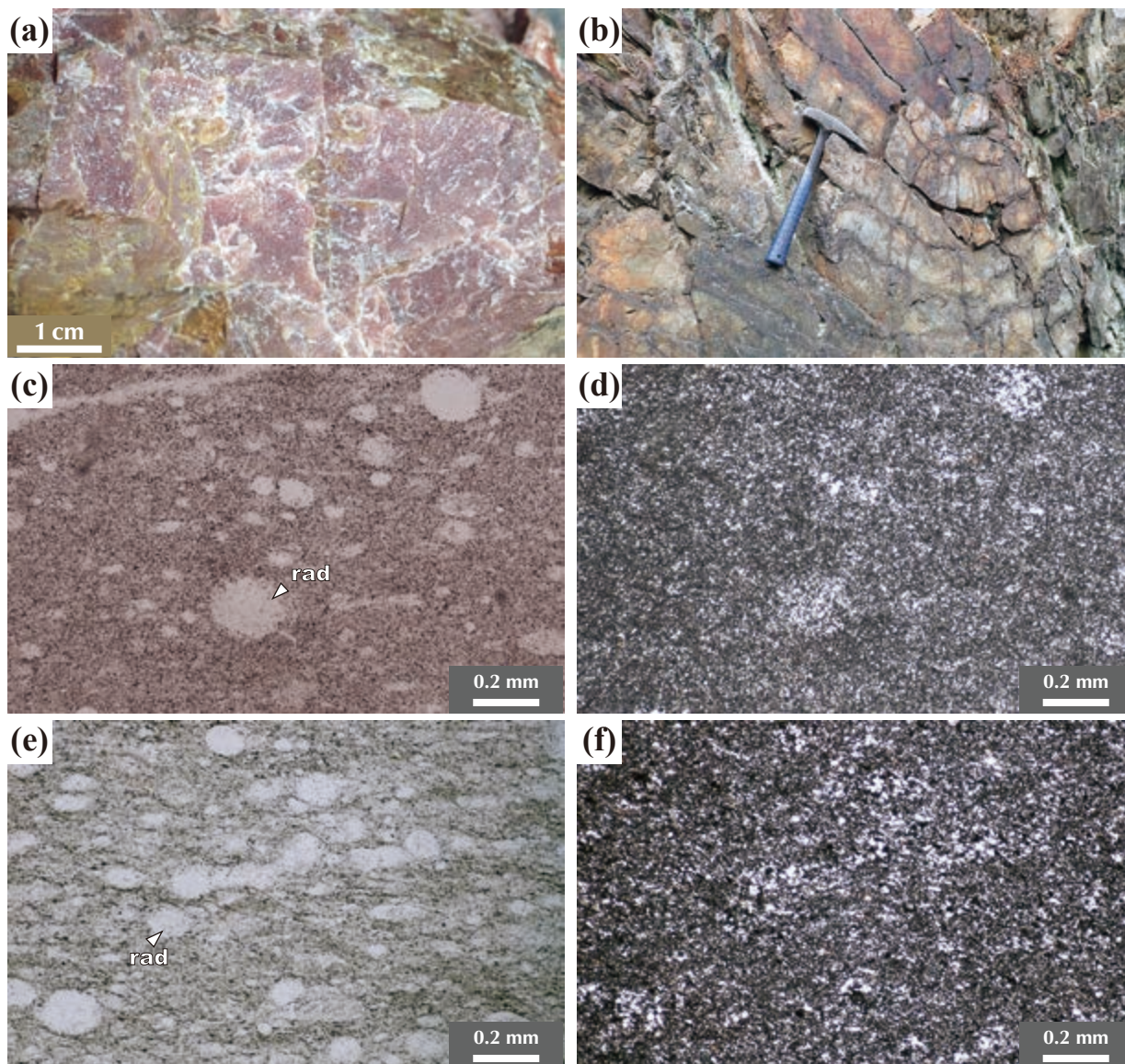
珪質粘土岩は一般に暗灰色~青灰色を呈し微晶質石英と粘土鉱物から構成され、シルト大以上の陸源性碎屑粒子を含まない。放散虫遺骸を含んだり細粒な黄鉄鉱が散在することが多い(Takahashi *et al.*, 2009)。この珪質粘土岩には、層厚数mの黒色粘土岩が挟み込まれる。黒色粘土岩は、他の泥質岩と比較してより濃い黒色を呈する極細粒な岩石である。隠微晶質石英や再結晶した微細な粘土鉱物から構成され、石英や岩片などの碎屑粒子を殆ど含まない(Takahashi *et al.*, 2009; 高橋ほか, 2016)。本地域の大鳥コンプレックスでは、山北ほか(2008b)ならびにTakahashi *et al.* (2009)によってその存在と産状が報告された。

灰色珪質粘土岩と黒色粘土岩はその分布幅が著しく狭いため、地質図ではそれぞれを区別せず一括して表現した。

珪質泥岩(Oi)

珪質泥岩は、灰白色チャートの上位に付随して側方に連続して分布する。層厚は50~100m程度である。場所により灰白色を呈する塊状の岩石(第3.32図a)が見られるが、一般的には軽微なスレート劈開が形成された青灰色あるいはやや緑色を帯びた暗灰色を呈する(第3.32図b)ことが多い。塊状の岩石の一部は、定向配列を示さない微細な粘土鉱物と石英粒子からなり碎屑粒子を殆ど含んでいないことから、粒度的には珪質粘土岩に分類できるものもある(第3.32図c, d)。これに対し通常の珪質泥岩(第3.32図e, f)は、微細な石英と粘土鉱物から構成され、極細粒の碎屑粒子(石英・斜長石・不透明鉱物など)を少量含む。粘土鉱物には定向配列が見られ劈開を形成する。また、長径0.1~0.2mmの放散虫遺骸を含む。一部の珪質泥岩には、保存良好な放散虫化石群集を多産するマンガン団塊が含まれる(鈴木ほか, 2007b)。

粘板岩質泥岩(Oy)

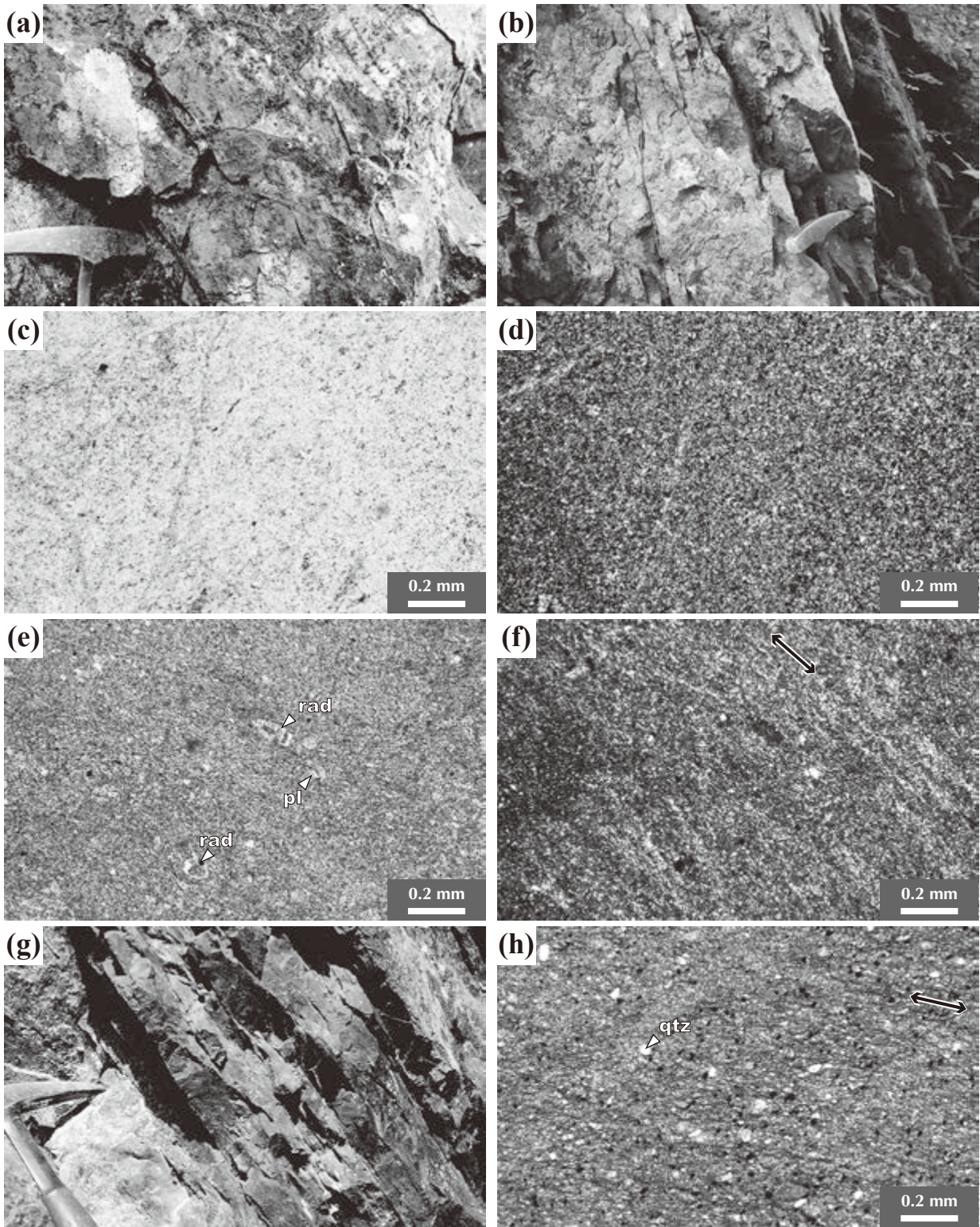


第 3.31 図 大鳥コンプレックスを構成する主要岩類の産状と薄片写真 (I)
 (a)赤色チャート. (b)灰白色チャート. (c), (d)赤色チャートの薄片写真. (e), (f)灰白色チャートの薄片写真. rad : 放散虫遺骸. (c), (e) : 単ニコル, (d), (f) : 直交ニコル.

大鳥コンプレックス上半部における主要構成岩であると共に、珪質泥岩の上位に累重してチャート-碎屑岩シーケンス上部を構成する。層厚は 100 m 程度でチャート・珪質泥岩と共に側方に連続して分布する。暗灰色～黒色を呈する比較的細粒な泥岩である。軽微ながらスレート劈開が形成されており、これに沿って剥離するのが特徴である (第 3.32 図 g) が、塊状な泥岩も見られる。鏡下では、微細な粘土鉱物と微晶質石英からなる基質中に細粒な石英などの碎屑粒子と不透明鉱物が散在することが確認できる。全般的に碎屑粒子の淘汰は良好である。一部では、粘土鉱物の定向配列によるスレート劈開が形成されている (第 3.32 図 h)。

(6) 産出化石及び地質時代

陸中関地域南西部に位置する蓬森の西では、赤色チャートに随伴する赤色珪質泥岩からペルム系シスウラリアン統 (アッセリアン階-サクマーリアン階) に対比される *Pseudoalbaillella u-forma* I 帯~*Pseudoalbaillella lomentaria* 帯下部を構成する放散虫化石が産出した (亀高ほか, 2005)。また安家川支流の大越沢周辺では山北ほか (2008a, b) により、苦灰岩を伴う灰色チャートから石炭系上部のモスコビアン階に対比されるコノドント化石群集が、その上位の赤色チャートからは石炭系最上部 (グゼリアン階) -ペルム系最下部 (アッセリアン階) に対比されるコノドント化石群集が、さらに上位の灰色



第 3.32 図 大鳥コンプレックスを構成する主要岩類の産状と薄片写真 (II)

(a)塊状の珪質泥岩. (b)珪質泥岩. (c), (d)珪質粘土岩の薄片写真. (e), (f)珪質泥岩の薄片写真. (g)粘板岩質泥岩. (h)粘板岩質泥岩の薄片写真. 両矢印は粘土鉱物の定向配列を示す. rad: 放射虫遺骸, qtz: 石英, pl: 斜長石. (c), (e), (h): 単ニコル, (d), (f): 直交ニコル.

チャートではアーティンスキアン階までに対比されるコノドント化石の産出が報告されている。さらに安家川流域で発見されたペルム系-三畳系境界を挟むチャート・黒色粘土岩・珪質粘土岩から構成される層序断面においては、コノドント化石ならびに放散虫化石の産出が報告されている(高橋ほか, 2007; Takahashi *et al.*, 2009)。この境界付近では、チャートからペルム系最上部を示すコノドント化石 *Neogondolella* sp. が、その上位の黒色粘土岩と互層する珪質粘土岩からペルム系チャンシジアン階最上部を示す放散虫化石 *Albaillella* sp. cf. *A. triangularis* が、さらに上位の黒色粘土岩からは三畳系グリーンズバキアン階 (=インドゥアン階下部) を示す *Hindeodus parvus* などのコノドント化石が産出した (Takahashi *et al.*, 2009)。

豊原ほか(1980)の報告によると、陸中関地域内の大鳥コンプレックスではチャートから *Neogondolella* sp. (コノドント化石) の産出があるが、その時代を限定することはできない。また、安家川流域(南隣の門地域)の赤色チャートからはペルム紀型のコノドント化石が産出している(豊原ほか, 1980)。

鈴木ほか(2007b)は、安家川上流の珪質泥岩に挟有されるマンガン団塊より *Striatojaponocapsa plicarum* 帯 (Matsuoka, 1995; Matsuoka and Ito, 2019) を構成する多種多様な放散虫からなる化石群集を報告し、その地質時代をジュラ紀バジジョシアン期-バトニアン期前半とした。粘板岩質泥岩からの化石の産出がないため、本報告では大鳥コンプレックスの地質時代をバトニアン期後半ないしそれ以降とみなす。

3.3.6 葛巻コンプレックス (Zc, Zi, Zp, Zs)

(1) 定義及び名称

本地域の南西端に分布し千枚岩質泥岩と粘板岩質泥岩を主体としチャートや砂岩などを伴う層序単元は、西隣の葛巻地域で提唱された葛巻層(大上・村田, 1974a, b)の東側延長に相当し、かつ主要構成岩類の岩相組合せが葛巻層とほぼ同様の特徴を有している。従って本報告では、地理的名称として「葛巻」を踏襲し階層名をコンプレックスに改称して、葛巻コンプレックスと定義する。地理的名称としての「葛巻」は、松島三晃氏の東北大学卒業論文(1952年)によって提唱された後、これを公式に使用したのは大上・村田(1974a)である。

(2) 模式地・分布

大上・村田(1974a)では、公式模式地の設定がなされていない。陸中関地域においては、葛巻コンプレックスの分布域(本地域南西端の樺森南西斜面)では適切な層序断面が得られなかったため、新たな模式地の設定は行わない。

葛巻コンプレックスの分布域は狭く、陸中関地域南西部に位置する樺森(1,207.2 m)の南西斜面において、北

西-南東走向をもって南西方向に高角度(60°~85°程度)で傾斜する。そのため本地域内では後述のように、南西傾斜・南西上位と判断される。南西方への分布は、西隣から南隣にかけての葛巻地域・藪川地域・門地域に広がる。

(3) 層序関係

陸中関地域では、南西傾斜する葛巻コンプレックスの下限は北東側の関コンプレックスと高角度傾斜の縦走断層(葛巻断層)で接するため、初生的な層序関係は不明である。葛巻断層と葛巻コンプレックスは互いにその走向が斜交するため、葛巻コンプレックスの下部において欠如する層準が異なる(第3.33図)。上限については上方延長が隣接地域に分布するため、不明である。

(4) 層序

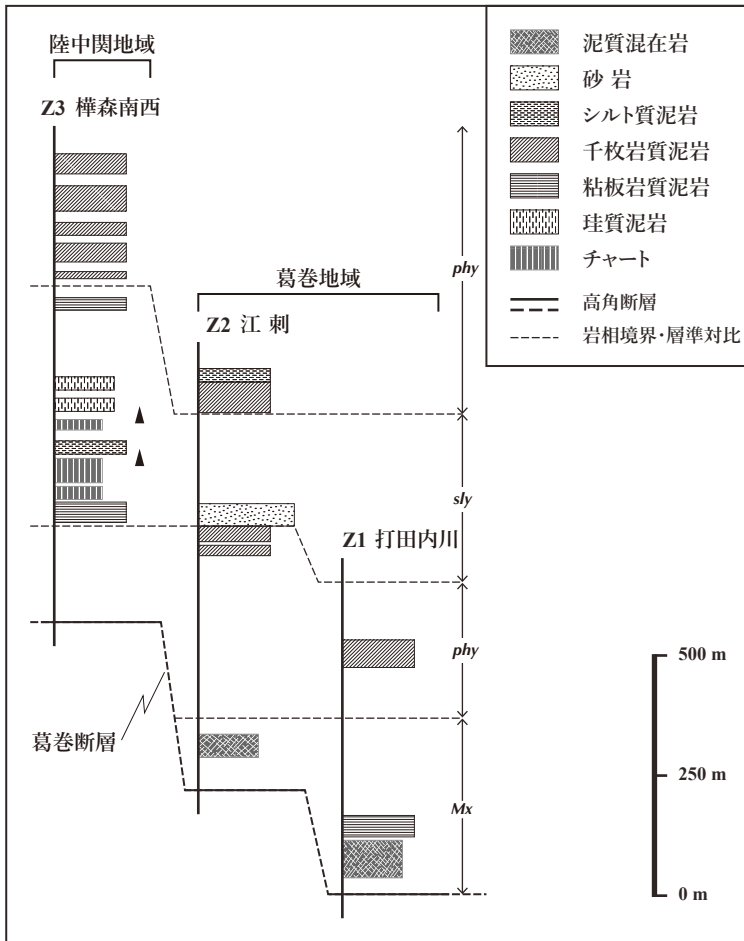
葛巻コンプレックスを構成する主要岩類としては、千枚岩質泥岩ならびに粘板岩質泥岩が主体をなし、チャート・珪質泥岩・砂岩などが伴われている(第3.33図Z3)。陸中関地域の南西に位置する葛巻町江刈周辺(葛巻地域: 第3.33図Z1及びZ2)では、著しく分断された砂岩泥岩互層や砂岩の岩塊を包有する泥質混在岩が含まれる。隣接地域も含めた葛巻コンプレックスは、千枚岩質泥岩が卓越する層準と粘板岩質泥岩が卓越する層準が、それぞれ300~500 m程度の層厚をもって繰り返し露出する傾向を示す(第3.33図)。これらにはチャート・珪質泥岩・砂岩などからなる岩体が挟有され、その規模は50~100 m程度の層厚と1~2 km程度の側方連続性で示される。このことから、葛巻コンプレックスは比較的分断化が進行した層序単元であると判断される。一部の岩相間で確認される累重関係(チャートからその上位に累重する珪質泥岩あるいは粘板岩質泥岩に移化する岩相変化)に基づく、葛巻コンプレックスは少なくとも陸中関地域内では南西傾斜・南西上位であることが示される。

葛巻コンプレックスは陸中関地域内で1,000 m程度の層厚をもって露出するが、隣接地域においても上限が確定できないため、全層厚の推定は困難である。北西隣の一戸地域では露出区域に限ると2,000 m程度の層厚を有していると判断されている(中江, 2018)。

(5) 岩相

陸中関地域内では葛巻コンプレックスの分布は狭く、そのため露出するのは構成岩類の一部である。隣接地域では後述する岩相のほか、苦鉄質岩・石灰岩・泥質混在岩などが分布する(岩井ほか, 1964; 大上・村田, 1974a, b; 永広ほか, 2010; 中江, 2018)。苦鉄質岩は海洋島起源であり(永広ほか, 2010)、これに付随する石灰岩にはサンゴやアンモノイドの化石が含まれる。これらの化石は、石炭紀後半からペルム紀を示す(岩井ほか, 1964; 永広ほか, 2010)。

以下に、陸中関地域内の葛巻コンプレックスを構成する岩相を記述する。



第 3.33 図 葛巻コンプレックスの柱状図
 千枚岩質泥岩が卓越する層準 (phy) とチャート・珪質泥岩を挟む粘板岩質泥岩が卓越する層準 (sly) が繰り返す特徴を示す。最下部に位置する泥質混在岩を主体とする層準 (Mx) は、陸中関地域には分布しない。三角印は岩相移行 (チャート→珪質泥岩→粘板岩質泥岩) に基づく上位方向を表す。柱状図作成ルートの位置は付図 1 に示す。

チャート (Zc)

チャートは層厚 50~100 m 程度で側方に 2 km 程度連続する小規模岩体として、僅かに粘板岩質泥岩中に挟在する。

珪質層 (チャート) と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートとして産出する (第 3.34 図 a) が、再結晶化のため成層構造が不明瞭になっていることが多い。珪質層は、層厚 2~3 cm 程度で灰色~暗灰色を呈する。泥質薄層は暗灰色を呈し層厚が 3 mm 以下である。鏡下では、通常のチャートに比べより粗粒化した石英粒子の集合体から構成されていることが観察されると共に、シルト大以上の明瞭な碎屑粒子は全く認められない。また僅かながら、放散虫遺骸の痕跡が認められる (第 3.34 図 c, d)。これらのことから、チャートの結晶化が他のコンプレックスに含まれるチャートより進行したことがわかる。

珪質泥岩 (Zi)

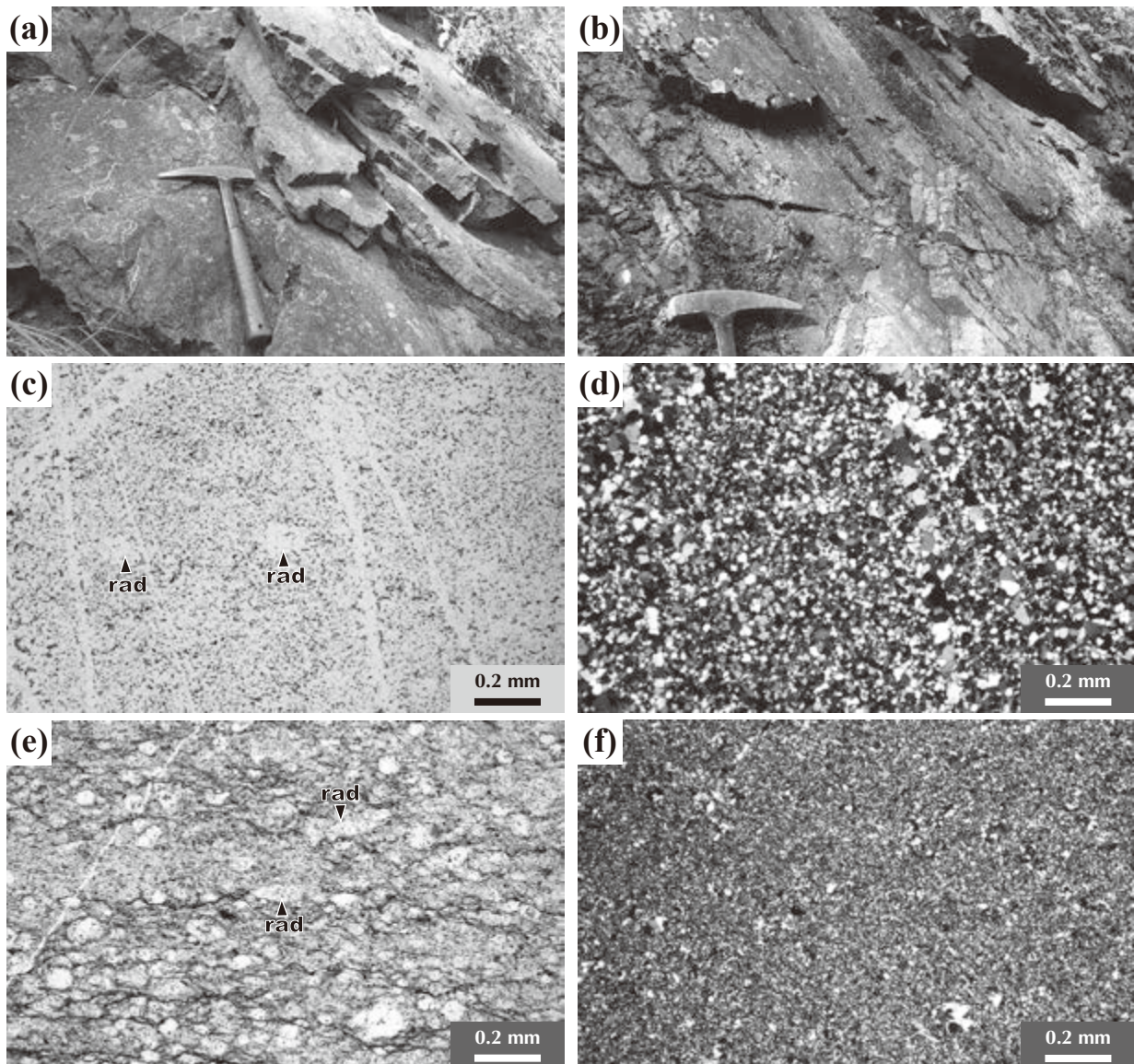
珪質泥岩は明灰色~青灰色を呈し、チャートの上位に累重して分布する。層厚は 50 m 程度である。露頭では層厚 2~3 cm の層状構造を呈し、層状チャートに類似する産状を示す (第 3.34 図 b)。鏡下では、微晶質石英と粘土鉱物から構成され、これを基質として細粒の碎屑粒

子 (石英・斜長石・不透明鉱物など) を少量含むことが確認される。粘土鉱物には明瞭な定向配列は見られないが、やや不規則で波状の圧力溶解劈開が形成されている (第 3.34 図 e, f)。また、長径 0.05~0.2 mm の放散虫遺骸が多数含まれている。

千枚岩質泥岩及び粘板岩質泥岩 (Zp)

千枚岩質泥岩と粘板岩質泥岩 (第 3.35 図 a-c) は葛巻コンプレックスの主要構成岩であり、これらが卓越する層準が 200 m 程度の層厚をもって繰り返し分布する傾向がある (第 3.33 図)。陸中関地域内では側方に 3 km 連続する。両者とも暗灰色~黒色を呈する泥岩であり、微細な石英粒子と粘土鉱物から構成される。野外において劈開に沿って薄く剥離するのが特徴であるが、これは顕著に定向配列する微細な粘土鉱物によることが、鏡下観察で確認できる。特に千枚岩質泥岩の劈開面には光沢が見られる (第 3.35 図 c)。岩相区分としては漸移的であるが、粘板岩質泥岩 (第 3.36 図 a, b) より劈開が細かく密に形成され顕著な面構造が認められる場合を、千枚岩質泥岩 (第 3.36 図 c, d) とした。両者とも劈開に沿って放散虫遺骸が扁平化し、その末端にプレッシャーシャドウが形成されている。

場所により、シルト質の葉理を挟有することがある。



第 3.34 図 葛巻コンプレックスを構成する主要岩類の産状と薄片写真

(a)チャート. 珪質層と泥質薄層とが律動的な細互層をなす層状チャート. (b)珪質泥岩. 層状構造を呈し層状チャートに類似する産状を示す. (c), (d)チャートの薄片写真. 通常のチャートと比較すると, より粗粒化した石英粒子の集合体から構成されている. (e), (f)珪質泥岩の薄片写真. 微晶質石英微細と粘土鉱物からなる基質に碎屑粒子(石英・斜長石・不透明鉱物など)が少量含まれる. やや不規則で波状の劈開が形成されている. rad: 放射虫遺骸. (c), (e): 単ニコル, (d), (f): 直交ニコル.

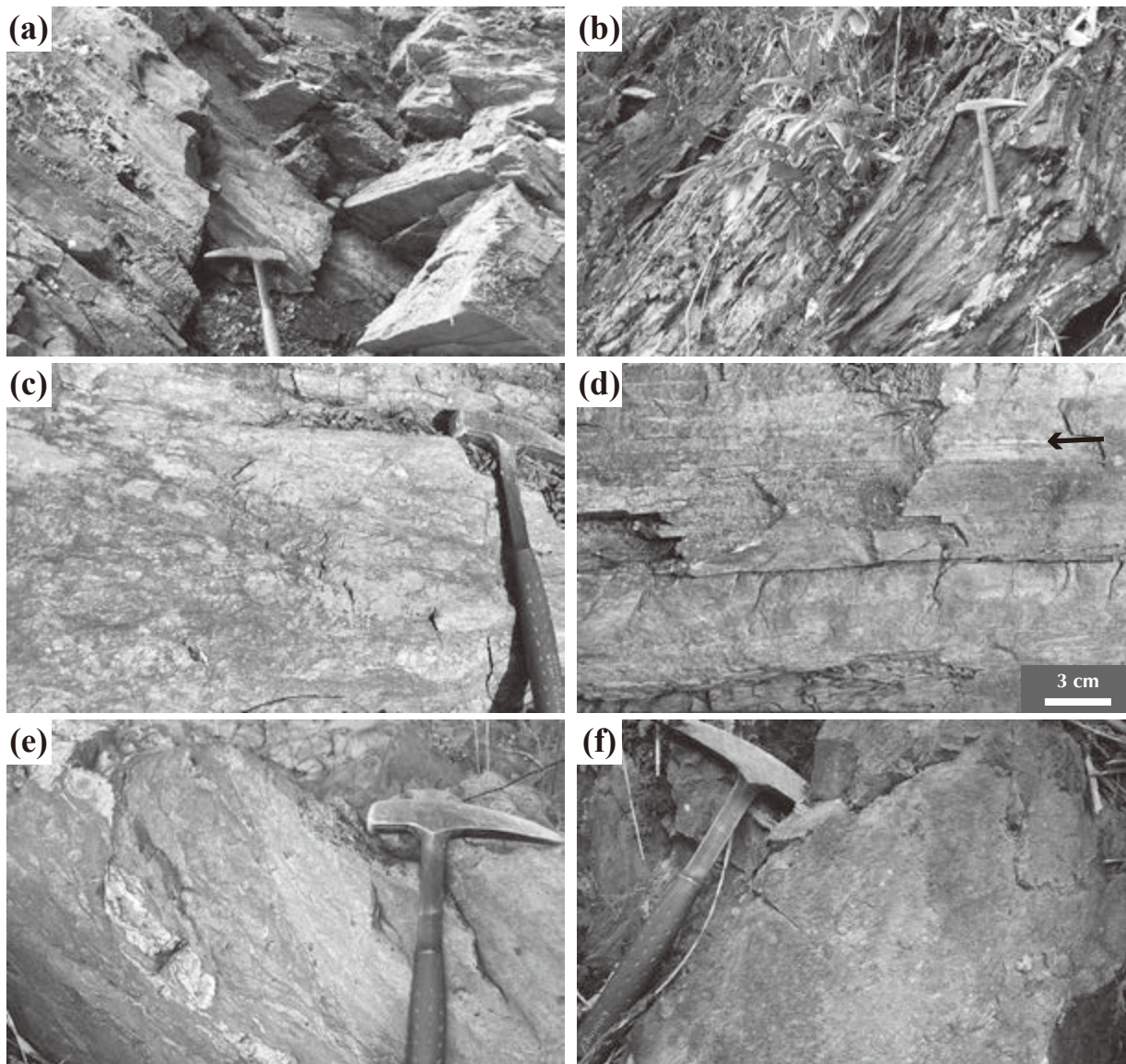
これは, 碎屑粒子の粒度差が葉理として表れる(第 3.35 図 d, 第 3.36 図 e). またやや粗粒なシルト質泥岩では, 部分的に葉理が膨縮または脆性的に破壊された細粒砂岩薄層を挟有する場合がある(第 3.35 図 e, 第 3.36 図 f). 砂岩 (Zs)

陸中関地域では, 層厚 50 m 以下で側方へ 2 km 程度連続する小規模岩体として, 粘板岩質泥岩中に挟在して露出する. 灰色～明灰色を呈し, 粗粒～中粒砂からなる塊状・無構造の砂岩である(第 3.35 図 f). 構成粒子として, 石英・長石に富み岩片を比較的多く含む.

(6) 産出化石及び地質時代

陸中関地域の葛巻コンプレックスからは, 各岩相の堆積時期を示す化石の産出報告は無い.

西隣の葛巻地域では, 石灰岩礫岩や泥質混在岩に包われた小規模な石灰岩岩塊ならびにチャートに付随する石灰岩から, ペルム紀前半を示す紡錘虫化石 (*Schwagerina* sp., *Schubertella* sp., *Tricites* sp., *Pseudoschwagerina* sp. など) が報告され(岩井ほか, 1964; 大上・村田, 1974b), さらに苦鉄質岩に密接して露出する石灰岩近傍で採取された石灰岩転石から石炭紀後半を示す 5 属 5 種のアンモノイド化石



第 3.35 図 葛巻コンプレックスを構成する主要岩類の産状と岩相

(a)粘板岩質泥岩。(b),(c)千枚岩質泥岩。粘板岩質泥岩と比較すると劈開が細かく密に形成されている (b)。細粒の粘土鉱物による光沢が劈開面に見られる (c)。(d)シルト質泥岩。シルト大～細粒砂大の粒子からなる葉理 (矢印)が見られる。(e)成層構造が分断された細粒砂岩の薄層を挟有するシルト質泥岩。(f)塊状砂岩。

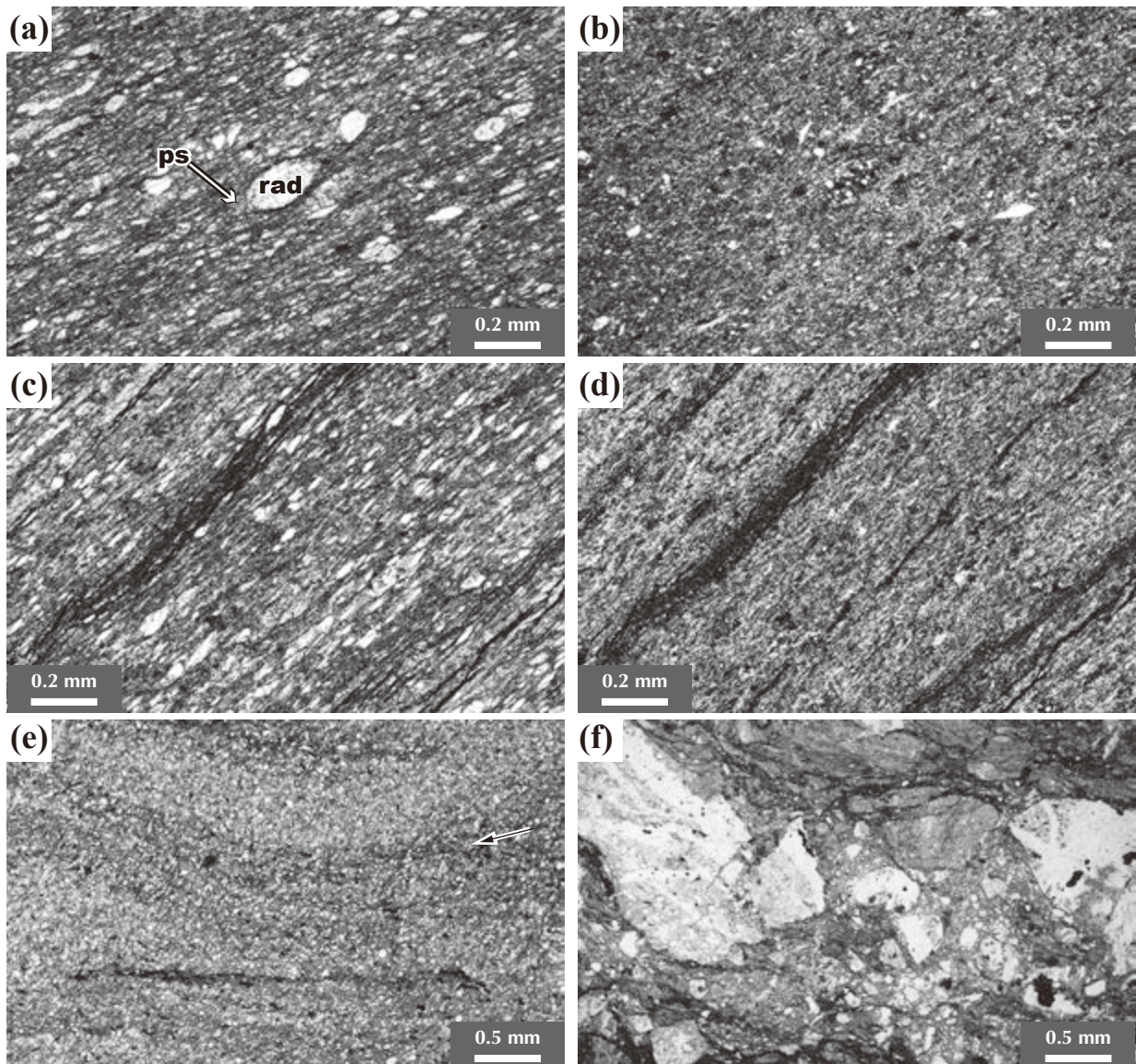
(*Glaphyrites?* sp., *Pseudoparalegoceras* sp., *Faqingoceras* sp., *Neoglaphyrites* sp., *Pseudopronorites* sp.) が報告された (永広ほか, 2010)。

北東隣の一戸地域に分布する葛巻コンプレックスでは、砂岩薄層を挟有するシルト質な泥岩から保存不良の放散虫化石が産出しており、ジュラ紀の中頃 (トアルシアン期 - バトニアン期) を示唆する可能性が指摘されている (Nakae, 2016)。

シルト質泥岩から産出した放散虫化石 (Nakae, 2016) に基づき、葛巻コンプレックスの地質時代をジュラ紀のトアルシアン期 - バトニアン期の範囲内とする。

3.4 地質時代と復元層序

前節では、各コンプレックスを構成する岩相とそれぞれから産出した化石が示す時代について記述した。全層準に亘り化石が産出しているわけでは無いが、石灰岩やチャートなどの海洋性岩石類ほど古い時代を示し、泥岩・砂岩などの陸源性碎屑岩類は相対的に新しい時代を示す傾向が認められる。このような岩相層序と化石に基づくその時代との相関関係 (復元層序) は、時代・地域を問わず本邦の付加複合体から見出されている (例えば、秋吉帯ペルム系: Sano and Kanmera, 1988, 丹波帯 - 美濃帯ジュラ系: Wakita, 1988; Nakae, 1992, 秩父帯ジュラ系:



第 3.36 図 葛巻コンプレックスを構成する主要岩類の薄片写真

(a), (b) 粘板岩質泥岩の薄片写真. 微晶質石英微細と粘土鉱物からなる基質に碎屑粒子 (石英・斜長石・不透明鉱物など) が少量含まれる. 劈開に沿って引き伸ばされた放射虫遺骸 (rad) や碎屑粒子にはプレッシャーシャドー (ps) が形成されている. (c), (d) 千枚岩質泥岩の薄片写真. 粘板岩質泥岩に比較して劈開がより密に形成され, 粘土鉱物配列の方向性が顕著である. (e) シルト質泥岩の薄片写真. 矢印は葉理を示す. (f) 砂岩葉理が脆性的に破壊された細粒砂岩薄層を挟有するシルト質泥岩. (a), (c), (e), (f) : 単ニコル, (b), (d) : 直交ニコル.

松岡ほか, 1998, 四万十帯白亜系: Taira *et al.*, 1988). 北部北上帯の広範囲においてもこの関係は, すでに Suzuki *et al.* (2007a) によって図示された (その後, 陸中関地域において区分された層序単元の復元層序については, 永広ほか(2008)によって部分改定ならびに詳細化された).

付加複合体の地質時代, 即ち付加時期は構成岩類の堆積終了時期と見なされ, 一般に泥岩・砂岩の堆積時期に近似されることが多い. また, 泥岩は珪質泥岩の時代より新しいとされる (例えば, Isozaki *et al.*, 1990; Matsuda and Isozaki, 1991; Nakae, 1992). この考えに従い本節で

は, 既述の内容に基づきコンプレックスごとの地質時代と復元層序について, 以下に取りまとめる (第 3.37 図).
茅森コンプレックス

石灰岩とこれを挟有するチャートは三疊紀カーニアン期-レーティアン期初頭であることが, コノドント化石の産出 (杉本, 1974; 吉田ほか, 1987) から示される. レーティアン期以降と予想されるチャートや碎屑岩類の堆積時期に関する先行研究 (Suzuki *et al.*, 2007a; 永広ほか, 2008) の見解によると, チャートはジュラ紀オックスフォードイアン期頃まで及び, 珪質泥岩・粘板岩質泥岩

はジュラ紀末期，さらに砂岩は白亜紀初頭に至ると見なされていた。しかし，これらについては根拠となる化石資料が無いので，本報告ではあくまでも予想される時代として扱う。

茅森コンプレックスは比較的破断化・分断化が進行した層序单元である。苦鉄質岩（玄武岩・凝灰岩）の形成時期に関する資料は無いが，その産状には，石灰岩を伴いあるいはチャートの近傍に露出する傾向がある。そのため層序的には，これらと同様の層準にあったと見なすのが妥当である。チャートはその上位に珪質泥岩を伴い，さらに粘板岩質泥岩・シルト質泥岩ないし砂岩泥岩互層・砂岩が累重する層序（チャート-碎屑岩シーケンス）が不完全ながらも，茅森コンプレックス内で繰り返し分布する（第3.5図，第3.6図）。

従って茅森コンプレックスでは初生的に，苦鉄質岩と石灰岩を伴うチャートが基底をなしその上位にチャート-碎屑岩シーケンスの構成岩類が累重していたと判断される。このように時代的根拠が乏しいが，茅森コンプレックスにおいて三疊紀後半からジュラ紀末期（チトニアン期？）までの初生的な層序が復元できる。

高屋敷コンプレックス

石灰岩から産出した化石（豊原ほか，1980）に基づく，その時代は三疊紀カーニアン期後半-ノリアン期中頃とされる。また隣接地域では，チャートからのコノドント化石と砂岩転石に含まれていたアンモナイト化石の産出により，それぞれカーニアン期-ノリアン期とジュラ紀オックスフォードイアン期とされた（Suzuki *et al.*, 2007a；高橋ほか，2016）。従って，高屋敷コンプレックスの地質時代をオックスフォードイアン期とする。

高屋敷コンプレックスでは，下部の苦鉄質岩から中部の石灰岩に整合的に漸移する関係が見られる（第3.11図，第3.12図）。従って，苦鉄質岩は層序的に石灰岩の下位に位置するので，その形成は石灰岩と同時期（カーニアン階）かそれよりも先行していたと判断できる。中部の石灰岩と上部基底のチャートにおいても既述のように，漸移的岩相変化が認められる。さらに上位では，各岩相からなる岩体が粘板岩質泥岩に挟まれた産状をなすが，これらは一部で確認されるチャート-碎屑岩シーケンスが破断・分断したものと見られる（第3.11図）。

これらの状況を考慮すると高屋敷コンプレックスは，苦鉄質岩と石灰岩を基底としその上位にチャート-碎屑岩シーケンスの構成岩類が累重する，三疊紀後半からジュラ紀オックスフォードイアン期までの初生的な層序から構成されていたと判断される。

関コンプレックス

関コンプレックスは砂岩を殆ど欠いたチャート-碎屑岩シーケンスから構成されており，その初生的な層序関係が比較的良好に保持されている（第3.20図，第3.21図）。また，コンプレックス基底部ではチャート直下に

苦鉄質岩が僅かに露出し，ベルム系-三疊系境界付近には珪質粘土岩と黒色粘土岩が挟み込まれることが報告されている（永広ほか，2008）。

これらのうちチャートは，コノドント化石の産出（吉田ほか，1987；永広ほか，2008）に基づきベルム紀と三疊紀ノリアン期-レーティアン期初頭を示すと共に，ベルム紀-三疊紀境界を示す黒色粘土岩（永広ほか，2008）を伴う。また放散虫化石の産出（中江・鎌田，2003）から粘板岩質泥岩はジュラ紀キンメリッジアン期を示す。さらに隣接地域では，珪質泥岩がジュラ紀バトニアン期前半-中頃とキンメリッジアン期前半を示すことが知られる（Nakae, 2016）。苦鉄質岩の形成時期は不明であるが，チャートの下位に位置することからベルム紀のある範囲が想定される。

これらより関コンプレックスは，ベルム紀からジュラ紀キンメリッジアン期までの初生的な層序（チャート-碎屑岩シーケンス）から構成され，地質時代はキンメリッジアン期ないしこれ以降とされる。

合戦場コンプレックス

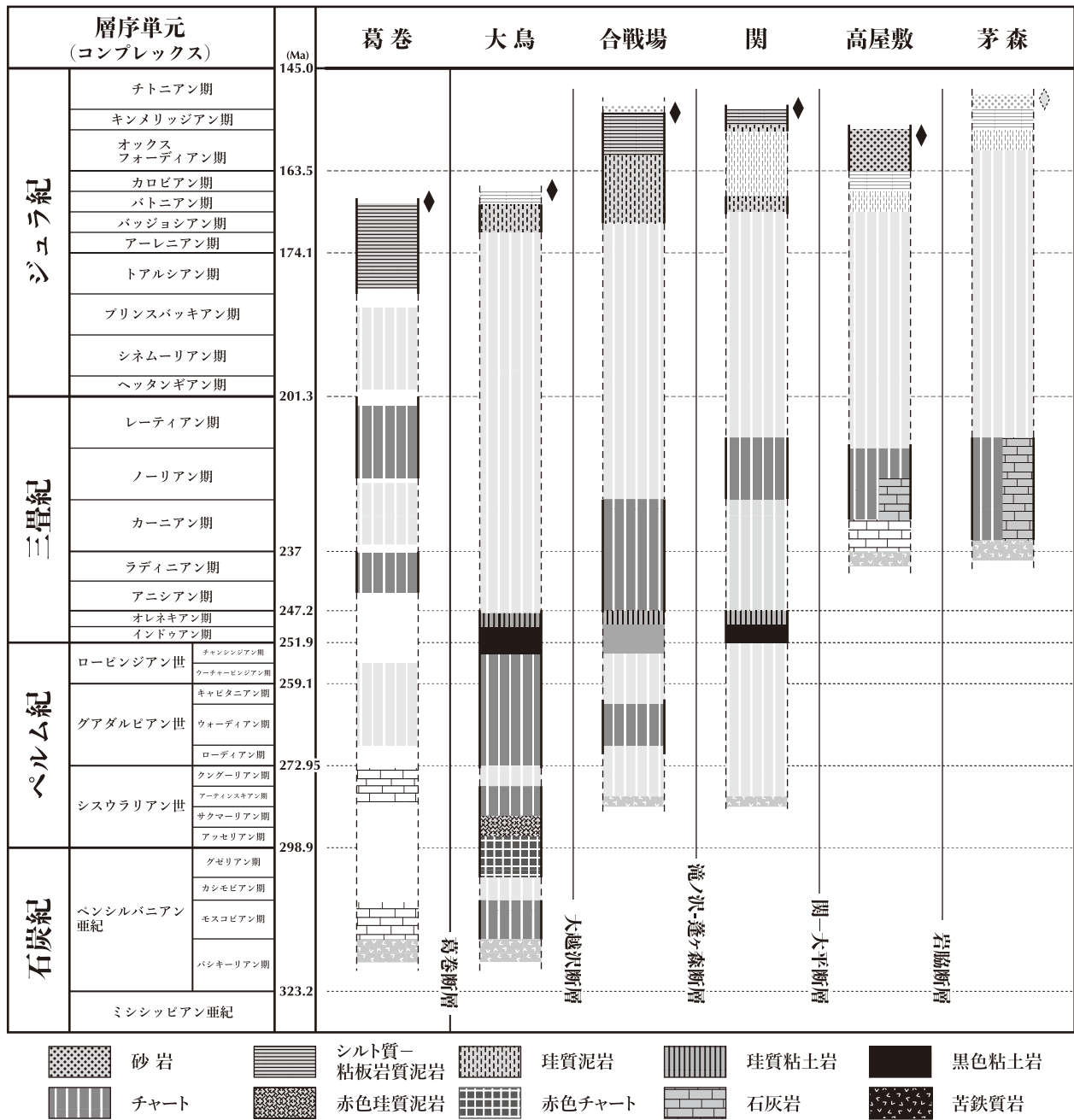
合戦場コンプレックスでは関コンプレックスと同様，基底のチャート直下に苦鉄質岩が僅かに露出すると共に，初生的な層序関係が比較的良好に保持されたチャート-碎屑岩シーケンスから構成されている（第3.25図，第3.26図）。また関コンプレックスと同様に，ベルム紀-三疊紀境界に相当する珪質粘土岩・黒色粘土岩を伴うことが予想される。

コノドント化石ならびに放散虫化石の産出報告（豊原ほか，1980；高橋ほか，2016）に基づく，陸中関地域内のチャートはベルム紀と三疊紀アニシアン期-カーニアン期を示す。ベルム紀-三疊紀境界付近の珪質粘土岩からは三疊紀オレネキアン期を示すコノドント化石が産出した（豊原ほか，1980）。碎屑岩類については，ジュラ紀バジジョシアン期後半-オックスフォードイアン期前半を示す珪質泥岩とジュラ紀アーレニアン期後半-キンメリッジアン期後半を示す粘板岩質泥岩が隣接地域から報告された（Nakae, 2016）が，砂岩については報告がない。また苦鉄質岩の形成時期は不明であるが，チャートの下位に位置することからベルム紀のある範囲が想定される。

以上より合戦場コンプレックスは，ベルム紀からジュラ紀キンメリッジアン期までの初生的な層序（チャート-碎屑岩シーケンス）から構成され，その地質時代はキンメリッジアン期あるいはそれ以降とされる。

大鳥コンプレックス

大鳥コンプレックスも下位のチャートから珪質泥岩を経て上位の粘板岩質泥岩へ移行するチャート-碎屑岩シーケンスで構成される。しかし関・合戦場の両コンプレックスとは異なり，粘板岩質泥岩は少量で砂岩を欠く。またチャートには，灰色～灰白色のほか赤色～赤紫



第 3. 37 図 周辺地域を含めた陸中関地域におけるコンプレックスごとの復元層序と地質時代

本研究の成果を基に、岩井ほか (1964), 大上・村田 (1974b), 豊原ほか (1980), 中江・鎌田 (2003), 亀高ほか (2005), Suzuki *et al.* (2007a), 永広ほか (2008, 2010), 山北ほか (2008a, b), Takahashi *et al.* (2009), Nakae (2016) などを参考に作成。各岩相において、濃い色で表現した箇所は化石などによってそれぞれの岩相の堆積時期が確認された範囲を表す。破線を添えて薄い色で表現した箇所は、推定あるいは予想される堆積・形成時期の範囲を表す。黒色菱形記号は最終堆積時期から判断されるコンプレックスの地質時代を示す (灰色菱形記号は予想される地質時代)。関・大鳥・葛巻の各コンプレックスでは砂岩が殆どあるいは全く含まれないので、図には表現していない。紀・世 (または亜紀) の境界年代 (Ma) は、Cohen *et al.* (2013 : updated in 2020) を採用した。

色を呈するチャート・珪質泥岩が伴われるのが特徴である (第 3. 29 図, 第 3. 30 図)。さらに一部で、苦鉄質岩が僅かに露出する。

コノドント化石の産出により、石炭紀後半のモスコビ

アン期を示す灰色チャートから上位の石炭紀最末期 - ペルム紀初頭 (グゼリアン期 - アッセリアン階) を示す赤色チャート, さらにアーティンスキアン期までの灰色チャートの存在が確認された (山北ほか, 2008a, b)。赤

色チャートに随伴する赤色珪質泥岩は放射虫化石の産出(亀高ほか, 2005)により, ペルム紀シスウラリアン世(アッセリアン期-サクマリアン期)を示すことが知られる。また, ペルム紀最末期(チャンシンジアン期後半)を示す黒色粘土岩とその直上の三疊紀初頭(インデュアン期前半)に対比される珪質粘土岩が, ペルム紀-三疊紀境界の堆積物としてコノドント化石及び放射虫化石の産出によって確かめられた(高橋ほか, 2007; Takahashi *et al.*, 2009)。

碎屑岩類については, ジュラ紀バツジョシアン期-バトニアン期前半を示すマンガン団塊を挟有する珪質泥岩が鈴木ほか(2007b)により報告された。これまでに化石の産出は無いが, 粘板岩質泥岩の堆積時期は少なくとも珪質泥岩より若くなると判断される。従って本報告では, 大鳥コンプレックスの地質時代を, マンガン団塊を含む珪質泥岩の堆積時期より若い, バトニアン期後半ないしそれ以降と見なす。

大鳥コンプレックスで復元される初生的層序は, 石炭紀後半の苦鉄質岩を基底としその上位に石炭紀モスコビアン期からジュラ紀バトニアン期後半までのチャート-碎屑岩シーケンスから構成されると判断される。

葛巻コンプレックス

千枚岩質泥岩と粘板岩質泥岩が卓越し, チャート・珪質泥岩・砂岩などからなる岩体が挟有される。周辺地域を含めて葛巻コンプレックスは, 比較的断層化が進行した層序単位である。しかしながら僅かであるが, チャートからその上位の珪質泥岩あるいは粘板岩質泥岩に移化する岩相変化が見られるので, 一部ではチャート-碎屑岩シーケンスが局地的に保持されていると見なされる(第3.33図)。

陸中関地域の葛巻コンプレックスからは化石の産出報告は無い。隣接地域では, 葛巻地域に分布する泥質混在岩に包有された石灰岩からペルム紀前半の紡錘虫化石が産出した(岩井ほか, 1964; 大上・村田, 1974b)ほか, 一戸地域のシルト質泥岩からジュラ紀中頃(トアルシアン期-バトニアン期)を示唆する放射虫化石が産出した(Nakae, 2016)。

これらに基づく葛巻コンプレックスは初生的に, その上位に石灰岩を伴う苦鉄質岩を基底とし, さらに三疊紀以降のチャート-碎屑岩シーケンスが累重する層序から構成され, 地質時代としてはジュラ紀バトニアン期ないしそれ以降である判断される。なお, 石炭紀からペルム紀の大部分については, そのような岩相が含まれているかどうかの詳細は不明である。

3.5 地質構造

陸中関地域に分布するジュラ系地層群(付加複合体)の地質構造については, 層序単位の境界断層(コンプレッ

クス境界断層)と共にジュラ系を变形させた褶曲構造を, 第一の特徴とする。また, これらに先行した付加複合体形成時の覆瓦構造も, ジュラ系層序単位の内部構造として重要である。これらの地質構造の形成は, 沈み込み-付加作用とその後の褶曲に代表される変形作用によってジュラ系地層群の巨視的な分布形態が成立した時期までと推定される。ジュラ系地層群の堆積-付加時期に関しては本地域を含む北部北上帯全域で見ると, 放射虫化石(松岡, 1987)や碎屑性ジルコンU-Pb年代(Ueda *et al.*, 2018)に基づき, 付加の最終時期はジュラ紀最末期(チトニアン期後半)~白亜紀初頭(バラングニアン期~オーテリビアン期)に近似される。そしてこれらの地質構造は, 下部白亜系深成岩類(北上花崗岩類)の貫入と上部白亜系陸成-浅海成層(久慈層群)による被覆, さらに後生の高角傾斜断層に切断され変位を受けているので, 白亜紀初頭(オーテリビアン期より新しくアプチアン期より古い)にはその形成が完了していたことが明白である。本節では, ジュラ系層序単位の内部構造ならびに層序単位(コンプレックス)境界の断層について記述する。褶曲構造ならびに高角傾斜断層については, 第8章で扱う。

3.5.1 覆瓦構造

既に概説したように付加過程において, 衝上断層の発生・成長に伴い海洋底層序(または海洋プレート層序)の構成岩類が構造的に繰り返し集積・厚層化することによって, 付加複合体が形成されると考えられている(例えば, Matsuda and Isozaki, 1991; Moore *et al.*, 2005)。また一方で, 付加複合体内部でさらに変形が進行することによりこの層序の構成岩類は破断・断層され, 結果的に各種岩石からなる岩体と混在岩を形成することになる(例えば, Behrmann *et al.*, 1988)。従って, 陸中関地域のジュラ系において確認される海洋底層序(あるいは特定の組合せをなす岩相の系統的な分布)の繰り返しは, 付加過程に伴う初期の主要な変形構造の一つであり, 衝上断層の発生・進行による覆瓦構造の形成に起因するとみなすことができる。

岩相分布の繰り返しに基づいて想定される覆瓦構造が比較的明瞭に確認されるのは, 関コンプレックス・合戦場コンプレックス・大鳥コンプレックスであり, 茅森コンプレックスや高屋敷コンプレックス上部においても部分的にその繰り返しが見られる。葛巻コンプレックスではその分布域が狭いため, 海洋底層序とその繰り返しは不明確である。前三者のコンプレックスについては基本的に, 苦鉄質岩(コンプレックス基底のみに露出)・チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩ないしシルト質泥岩・砂岩(これが欠如することもある)がこの順に上位に向けて累重する層序が繰り返し露出していることがわかる(第3.21図, 第3.26図, 第3.30図)。本邦では特にチャー

トから上位の層序を“チャート-碎屑岩シーケンス” (松岡, 1984; 大塚, 1985) と呼んでいるが, 一般的には海洋底層序 (海洋プレート層序) の典型例として扱われている。従って, 関層・合戦場・大鳥の各コンプレックスで認められるチャート-碎屑岩シーケンスが繰り返す覆瓦構造は, 付加過程における衝上断層の活動に関連すると見なされる。

関・合戦場・大鳥の各コンプレックスにおいてチャート-碎屑岩シーケンスを比較すると, それぞれ共通する構造と異なる特徴を有している (第 3.21 図, 第 3.26 図, 第 3.30 図)。例えば, 海洋性岩石類が優勢 (シーケンスのうち下部の苦鉄質岩・チャートが卓越) な関コンプレックスならびに大鳥コンプレックスと, 粗粒陸源碎屑岩類が優勢 (シーケンス下部が乏しく上部の碎屑岩が卓越) な合戦場コンプレックスとの間では, 岩相的差異が明確である。しかしながらチャートの層厚は走向方向に沿って増減するものの, コンプレックスやシーケンスの違いとは無関係に 200~300 m 程度で一定する傾向がある。従って各コンプレックスの岩相的差異は, 粗粒碎屑岩類の量比に依存していると言える。つまり, 関コンプレックスと大鳥コンプレックスでは砂岩が欠如し珪質泥岩・粘板岩質泥岩が 100~200 m 程度の層厚を有するに対し, 合戦場コンプレックスでは珪質泥岩は薄く粘板岩質泥岩を欠き, 卓越する砂岩の層厚が 200~500 m 以上に達している。

茅森コンプレックスでは, チャートが量的にやや少ない傾向がありその層厚も薄い (50~200 m 以下)。さらに, 下半部は珪質泥岩・粘板岩質泥岩が優勢なシーケンスが不完全であるが認められるのに対し, 上半部は砂岩が卓越する比較的完全なシーケンスの繰り返しが認識できる (第 3.6 図)。高屋敷コンプレックスでは, 他のコンプレックスとは異なり, 明確なチャート-碎屑岩シーケンスの認定はごく一部を除き困難である (第 3.11 図の柱状 Y8 では, 比較的明瞭にシーケンスの繰り返しが確認できる)。

このように, 茅森コンプレックスと高屋敷コンプレックスでは, 部分的あるいは局所的にチャート-碎屑岩シーケンスの繰り返しが認められながらも, チャート-碎屑岩シーケンスとしての構成岩に部分的な欠損が生じたり, 繰り返しに明瞭な規則性が乏しいなど, 全体としては完全な覆瓦構造は保持されていない。つまり, 剪断変形の進行に伴って初期の覆瓦構造が後生的に乱されたと捉えることができる。

3.5.2 コンプレックス境界断層

陸中関地域では杉本 (1974) が既に, 幾つかの層序単元境界の断層を記述している。それによると, 地層群の卓越走向にほぼ平行な北北西-南南東性の縦走断層を同方向の軸を持つ褶曲形成に関連づけた上で, その一部が

層序単元 (コンプレックス) 境界をなす高角西傾斜の断層であると見なした。この見解に基づく, 層序単元 (コンプレックス) 境界の形成は, 白亜紀初頭とみなされる褶曲形成時と同時であることを意味する。また大藤・佐々木 (2003) は, 白亜紀の左横ずれ剪断作用を強く被り断層岩類になった幅数 km の剪断帯を北部北上帯ジュラ系地層群中に複数見出し, それらの幾つかは層序単元 (コンプレックス) 境界断層に相当するとした。つまり, 大藤・佐々木 (2003) の岩泉スレート帯ならびに葛巻剪断帯の位置がそれぞれ岩泉構造線 (小貫, 1969)・葛巻構造線 (島津ほか, 1970) にほぼ相当する。しかしながら第 2 章「地質概説」で述べたように, 付加複合体の形成過程で発生した衝上断層により層序単元 (コンプレックス) の境界断層が形成されたと, 一般的に解釈されている。陸中関地域でもこのような解釈を適用することは妥当であり, その時期は褶曲形成以前であると判断される。

陸中関地域におけるコンプレックス境界断層は, その直上の層序単元に対して一部を除き比較的平行であり, 断層面の傾斜度は, 露頭状況から想定できる範囲で中程度 (50°~70°) であることが多い。層序単元内の地層群の傾斜角も 50°~80° 程度が卓越するので, この断層は地層面に対しておおよそ平行に発生したと考えられる。ただし, それが衝上断層であるか否かを露頭で実証するに至っていない。従って本報告では既述の通り, この想定される衝上断層を「境界断層」と呼ぶ。

さらに, 一般的に本邦の付加複合体に認められる層序単元の境界断層は, 巨視的あるいは広域的 (例えば縮尺 20 万分の 1 程度) には下位の層序単元に対しても同様に平行な姿勢を示している (例えば, 脇田ほか, 1992)。しかし, 本報告に掲載した個別の柱状図において明確に示されるように, 各コンプレックスの上限が境界断層で斜断され部分的に構成岩が欠如している (第 3.6 図, 3.11 図, 3.21 図, 3.26 図)。つまり局地的あるいは中視的 (例えば, 縮尺 5 万分の 1 以下) には, 境界断層が下位のコンプレックスに対し斜交する例は, 陸中関地域に限らず本邦の付加複合体に多く認められる (例えば, 中江ほか, 2013, 2015)。本報告の地質平面図においても, 境界断層がその下位の層序単元に対し斜交していることが確認できるが, このことは境界断層の傾斜角が下位の層序単元構成岩の傾斜より若干高角な姿勢を持つことで説明できる。地質断面図に示されるように境界断層の上下で, 構成岩類の傾斜角が異なっている箇所が見られる。

さらに境界断層を挟んだ上下の層序単元を比較すると, それぞれの岩相組合せや地質時代が異なっていることは既述の通りである。従ってこれらに基づく, 境界断層は個々の層序単元を形成した覆瓦構造に引き続き発生した序列外 (アウトオブシーケンス) 衝上断層 (out-of-sequence thrust) に位置付けられる。陸中関地域には境界断層として, 岩脇断層 (茅森/高屋敷コンプレッ

クス境界), 関-大平断層(高屋敷/関コンプレックス境界), 滝ノ沢-蓬ヶ森断層(関/合戦場コンプレックス境界), 及び大越沢断層(合戦場/大鳥コンプレックス境界)が認められる。なお葛巻断層(大鳥/葛巻コンプレックス境界)は, 本来の序列外衝上断層ではなく後の時代に活動した構造であるので, 本項の記述から除く(詳細は第8章)。

陸中関地域では幾つか境界断層を示す露頭が確認されたが, 多くの箇所では露出状況により, 境界断層を確認できる露頭を見出すことは困難であった。しかしながら, 本報告では境界断層を次のように定義した。個々の層序単元を定義する岩相的特徴がその上下で著しく変化する層準, 特に海洋底層序(チャート-砕屑岩シーケンス)基底部に位置づけられる苦鉄質岩ないしチャートの下底面を「存在確実」な境界断層として認定し, その側方延長を追跡することによって境界断層の位置を確定した。なお, 境界断層の「存在確実度」と「位置正確度」については, 第2章で解説した基準に準拠して「存在確実・位置正確」とした。

(1) 岩脇断層

本報告において, 茅森コンプレックスとその上位の高屋敷コンプレックスを画する境界断層を岩脇断層と命名し定義する。本断層は, 陸中関地域北部東寄りの山形町沢山-夕日峠から山根町横ノ木-遠川の西方と北部-中央部の山形町茅森-繫-深田-横倉の西方では北北西-南南東方向に走り, その南方の山根町葛形-卯坂峠にかけては東西方向に向かい, さらに北西部では北西-南東方向に回転し川井町類瀬-小渡-下川井に至る。また, 横ノ木-遠川から根井-馬内にかけても, 並走する同方向の縦走断層(馬内断層ならびに遠川断層:後述)に切断されながらも, 北北西-南南東方向に断続的に認められる(第8.1図参照)。

この断層は, 高屋敷コンプレックス下部の苦鉄質岩に並走すると共に顕著に褶曲し, 下位の茅森コンプレックスに対しほぼ全域で緩やかに斜交した分布をなす。杉本(1974)が茅森層群(=茅森コンプレックス)と沢山川層(=高屋敷コンプレックス下部)の境界断層として定義・命名した茅森-浅子沢断層は, 岩脇断層の一部であり, 茅森周辺や深田周辺では両断層はおおよそ一致する。これに対し女供の東方でも同様に杉本(1974)は, 茅森層群と沢山川層が茅森-浅子沢断層で接するとした。しかしこの境界は, 高角傾斜の縦走断層(木売内断層:後述)である。従って本報告では, 茅森コンプレックスと高屋敷コンプレックスの境界としては茅森-浅子沢断層を採用しない。

山根町岩脇の東方では, 東側に茅森コンプレックスの砂岩が北北西-南南東走向・40°~50°西南西傾斜で分布し, その西側(上位)に高屋敷コンプレックス下部の苦鉄質岩がやや高角度(60°~70°程度)の西南西傾斜

で露出する。山形町茅森周辺では既に記述した通り, 東傾斜する茅森コンプレックスの粘板岩質泥岩の東側(上位)に高屋敷コンプレックスの苦鉄質岩が出している(第3.5図a)。これらの地点では, 断層露頭は確認されていない。山形町向屋敷南西の沢山川沿いでは, 茅森コンプレックスの泥岩の上方(東側)に玄武岩溶岩が露出している。両者が共に著しく剪断されていることから, 断層の存在が確実と判断した。

第3.6図及び第3.11図で示したように, 高屋敷コンプレックス下部の苦鉄質岩と接する茅森コンプレックスの層準が場所によって異なることから, 特に本地域北西部から中央部では, 岩脇断層は直上の高屋敷コンプレックスにほぼ平行な姿勢を保ちながら, 茅森コンプレックスの上限を斜めに切断したことが示される。

(2) 関-大平断層

杉本(1974)は, 本地域内における高屋敷層(=高屋敷コンプレックス上部)とその上位の関層(=関コンプレックス)の境界を衝上性縦走断層と解釈し, これを関-大平断層として定義した。この断層は, 関コンプレックス基底部のチャートに並走すると共に緩やかに褶曲し, 下位の高屋敷コンプレックスに対し若干斜交した分布をなす。

本地域では, 北西部の山形町猪瀬から川井-関を経て南西部の内間木西方を通過し, その南方の天神森南西斜面において滝ノ沢-蓬ヶ森断層(後述)に切断されるか, あるいはこれに収斂する。上小国の南西方では, 北西-南東方向の縦走断層(水無沢断層:第8章参照)によって断たれている。杉本(1974)は, この区域において高屋敷層上部層が関-大平断層によって欠如すると記述しているが, この欠如は水無沢断層によって生じたものである。北隣の陸中大野地域では, 高屋敷コンプレックス相当の層序単元の識別が不充分(吉田ほか, 1987)であり関コンプレックスとの境界が認定できないため, 北方への延長は不明となる。

野外では, 関-大平断層の露頭は確認されていない。関コンプレックスの模式地周辺では遠別川沿いなどで, 高屋敷コンプレックス上部の砂岩・粘板岩質泥岩が北北西-南南東走向・45°~65°程度の西南西傾斜で分布し, その直上(西側)に, 60°~75°程度で西南西傾斜する上位の関コンプレックス基底部を構成するチャートならびに苦鉄質岩が位置する(第3.20図)。本地域では北西部から南西部のほぼ全域に亘り, 関コンプレックス基底部の露頭(チャート)とその下位の高屋敷コンプレックス上部の露頭(砂岩・泥質混在岩など)はいずれの地点においても近接しており, 明瞭な岩相境界として容易に認識できるため存在確実と判断される。

第3.11図にも示されるように, 関コンプレックス基底部と接する高屋敷コンプレックスの層準が場所により若干異なることがある。本地域北西部の山形町川井では

砂岩の上位に関-大平断層が位置するが、これより南北（北側の猪瀬、南側のマネトコ山東麓）では、関-大平断層に接する層準は上記砂岩より上位に相当する石灰岩や粘板岩質泥岩となる。

本報告における関-大平断層の定義は杉本（1974）と同様に、高屋敷と関のコンプレックス境界に位置する断層である。しかしながら、大上・永広（1988）が関-大平断層を岩泉構造線（小貫，1969）に位置づけ、構成岩類と時代が異なる地質体（安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯）の区分境界としての重要性に言及したことにより、両者の地質学的意味は明確に異なった。一方、大藤・佐々木（2003）は、岩泉構造線に相当する剪断帯を高角度傾斜の面構造を持つ岩泉スレート帯と呼び、北部北上帯における白亜紀左ずれ剪断運動により形成されたことを示唆した。このように広域的な剪断運動に伴う剪断帯という観点で捉えると、岩泉構造線は付加作用に伴って形成された初生的な層序単元境界ではないと判断されるので、関-大平断層と同一視できなくなる。しかしながらコンプレックス境界である関-大平断層は、既述のようにその分布と姿勢から、付加複合体の形成過程に伴う断層に位置付けられる。つまり本報告では、亜帯区分の境界断層として扱う場合には、関-大平断層ではなく、大上・永広（1988）の見解を踏襲して岩泉構造線を用いることにする。

(3) 滝ノ沢-蓬ヶ森断層

杉本（1974）により、本地域内における関層とその上位の合戦場層の境界をなす衝上性縦走断層として、滝ノ沢-蓬ヶ森断層が定義された。この断層の主要部分も関-大平断層と同様に、合戦場コンプレックス基底部のチャートに並走すると共に緩やかに褶曲する。また、下位の関コンプレックスに対し明瞭に斜交し、本地域南西部の天神森南西斜面において関-大平断層（前述）を切断あるいはこれに収斂している。

本地域では、北西部の久慈市落安・室沢・滝ノ沢から茅平の東方・関の南西を経て南西部の蓬森の東側を南下する。蓬森の北東方では、北西-南東方向の縦走断層（新田沢断層：第8章参照）によって一部が断たれている。さらに南西部では、滝ノ沢-蓬ヶ森断層は葛巻町の樺森付近を北西-南東方向に通過する。北側延長は、陸中大野地域の滝ノ沢断層（吉田ほか，1987）に連続する。し

かしながら滝ノ沢断層は、高角傾斜の断層として扱われている。

合戦場コンプレックスの模式地より北側の二又川ならびに西側の細沢流域において、境界断層を示す剪断された泥質岩やチャートが確認された。この周辺では、東側に関コンプレックスのチャートや粘板岩質泥岩が北西-南東走向・55°~75°程度の南西傾斜で分布するのに対し、滝ノ沢-蓬ヶ森断層より上位（西側）では、合戦場コンプレックスのチャート・珪質泥岩・砂岩が北北西-南南東走向・60°~80°程度の南西傾斜で分布している（第3.20図）。境界断層の上下における傾斜角の差異は、あまり顕著でない。

関コンプレックスに対する滝ノ沢-蓬ヶ森断層の位置については既述した通り、断層に接する関コンプレックスを構成するチャート-碎屑岩シーケンスの層準が局地的に異なっており（第3.21図）、本断層が関コンプレックスに対してある程度斜交していることは明らかである。しかしながら、上述の傾斜角（顕著な差異が無い）と共にこの斜交性はあまり顕著でなく、広域的には関・合戦場の両コンプレックスと滝ノ沢-蓬ヶ森断層は並行している。

(4) 大越沢断層

本報告において、合戦場コンプレックスとその上位の大鳥コンプレックスが接する境界断層を大越沢断層と命名し定義する。本地域南西部の蓬森の西斜面を北北西-南南東方向に通過し、安家川源流域において南東に開いた弧を描くように東西走向から南北走向に回転し、さらにその延長は北北西-南南東方向で高角傾斜の縦走断層（安家川断層：第8章参照）で断たれる。断層露頭は確認されていないが、合戦場コンプレックスの砂岩と大鳥コンプレックスの赤色チャートにおける岩相の顕著な相違によって、断層の存在は明確に認識できる。

大越沢断層に接する合戦場コンプレックスは、少なくとも陸中関地域内では同一層準のチャート-碎屑岩シーケンスであり（第3.26図）、局地的あるいは広域的な境界断層の斜交性は明確には見られ無い。従って大越沢断層は滝ノ沢-蓬ヶ森断層と同様に、合戦場コンプレックス・大鳥コンプレックスに対して並行していると考えられる。

第4章 下部白亜系深成岩類（北上花崗岩類）

（久保和也）

4.1 岩体区分とその研究史

陸中関地域における深成岩類を対象とした調査研究の成果は、すでに久保（2010）によって詳細に記述・公表されている。本報告では、その内容を踏襲しそれに加筆・修正したものを掲載する。

北上山地の下部白亜系深成岩類（いわゆる北上花崗岩類）については、それまでの知見を基に渡辺（1950）によって全体の概略が報告され、さらに石井ほか（1956）によってその分布や岩相変化のとりまとめが行われた。その後、個々の深成岩体についての野外調査研究が進み、また化学組成や放射年代・同位体比・岩石帯磁率等についての研究が精力的に行われた（例えば、Kawano and Ueda, 1965；金谷・石原, 1973；Kuroda *et al.*, 1974；Ishihara, 1977；柴田・石原, 1977；Kubo, 1977a；Sasaki and Ishihara, 1979；片田・金谷, 1980）。また、北上花崗岩類全体の細かな区分が試みられた（例えば、片田ほか, 1971；地質調査所, 1974）。片田ほか（1971）は、北上花崗岩類をその分布と岩石学的特徴に基づいてAn, B, C, D, E, As, F, Gの8帯に区分したが、その後、片田（1974）はこれを修正しI～VI帯に再区分した。この分帯はその後若干の修正はあるものの、今日まで概ね踏襲されている（例えば、Kubo, 1977b；蟹沢・片田, 1988；Tsuchiya and Kanisawa, 1994）。ちなみに陸中関地域の北上花崗岩類は、西縁境界付近に位置する岩体及び中央部の岩体のうち苦鉄質岩相が蟹沢・片田（1988）のⅢ帯に、それ以外の岩体・岩相がⅡ帯に位置づけられている。

陸中関地域及びその隣接地域の深成岩類については、杉本（1974）の精密な地質図により、各岩体の正確な分布範囲が示された。その後、20万分の1地質図幅「八戸」（鎌田ほか, 1991）の作成の際の地質調査によって、各岩体の岩相変化や分布がより正確に描かれた。

陸中関地域内の深成岩類の岩石学的研究としては、三木（1985）による平庭岩体ひらにわの研究があり、比較的詳細な岩石記載と岩相分布図が示されている。また、本地域東縁部にその極一部が分布する川口岩体については、田野畑岩体たのはたについての研究（石井ほか, 1955；加藤, 1977；林, 1986）のなかで簡単ではあるが記述されている。

4.2 概要

北上山地北部には、北上花崗岩類の名称で総称されて

いる前期白亜紀の深成岩類が広範に分布している（第4.1図；例えば、吉井・片田, 1974；鎌田ほか, 1991）。そのうち太平洋岸沿いには、階上岩体はしかみ・田野畑岩体たのはたなどの大規模で比較的珪長質の深成岩体が少量の火砕岩類を伴って分布している。これらの大規模火成岩体に東縁を画されるようにして、その西方内陸側にはジュラ系地層群が広く分布している。このジュラ系分布域には、径数kmから10数kmの斑れい岩質～花崗岩質の深成岩体が多数点在している。それらの深成岩体のうち、陸中関地域及びその隣接地域に分布する岩体は、その母岩であるジュラ系の主要な構造方向である北北西～南南東方向に調和的に配列する西・中央・東の三列の岩体群に区分される（第4.1図, 第4.2図）。

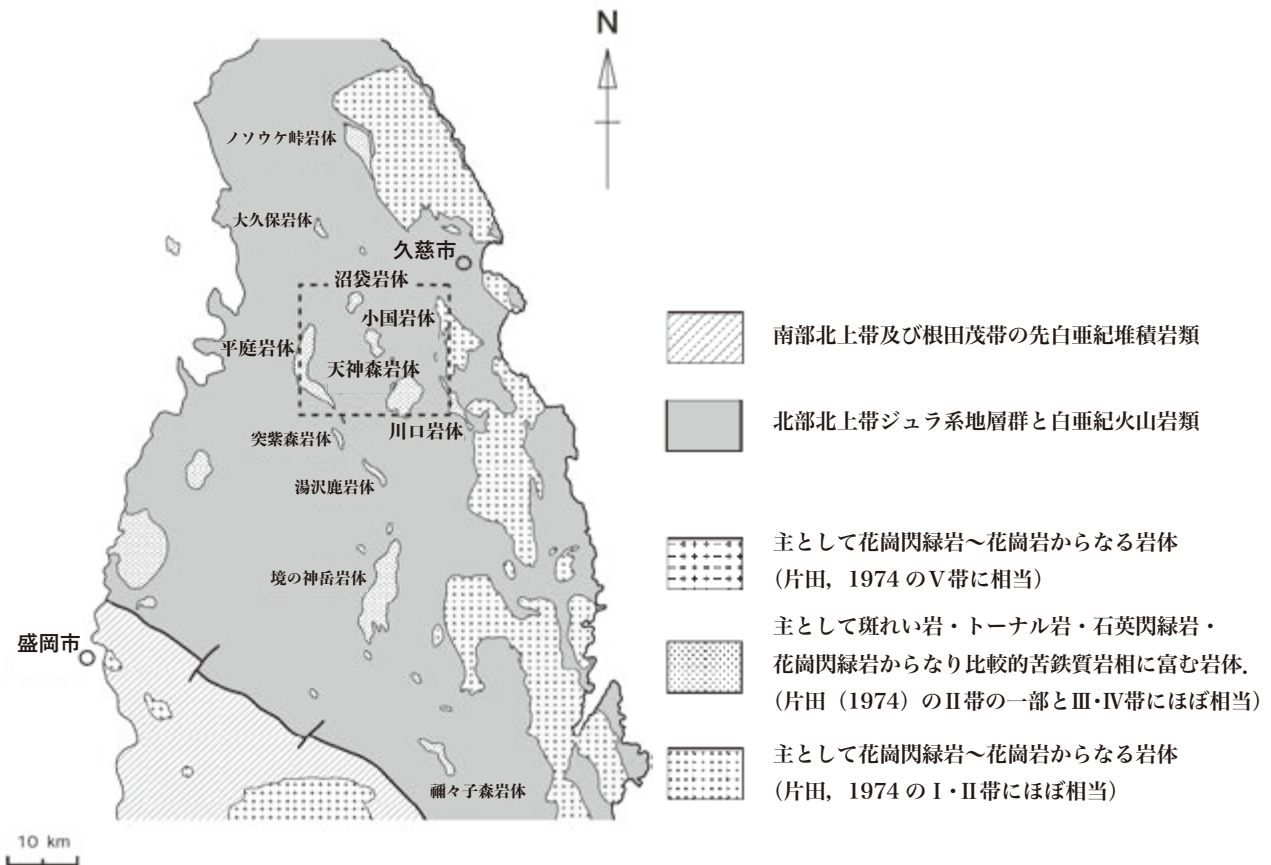
西列に属する岩体は、平庭岩体・突紫森岩体つくしもり・湯沢鹿岩体ゆざわしか・境の神岳岩体さかい かみだけ（Kato and Hama, 1976）・欄々子森岩体ねねこもりなどである。これらは主として、石英閃緑岩及び花崗閃緑岩からなり斑れい岩を伴う。

中央列を構成する岩体は、大久保岩体・沼袋岩体ぬまぶくろ・小国岩体おぐに・天神森岩体てんじんもりなどである。主としてトータル岩～花崗閃緑岩からなり、少量の斑れい岩を伴うことが多い。

東列はノソウケ峠岩体かわぐち・川口岩体及び無名の小岩体などからなる。各岩体は花崗閃緑岩～斑れい岩で苦鉄質の岩相に富む。ジュラ系地層群分布域の東縁に位置し、太平洋岸沿いの大規模火成岩体によってその一部を切られている。

これらの岩体のうち陸中関地域内には、平庭岩体・天神森岩体・小国岩体・沼袋岩体・川口岩体・滝の沢岩体の6岩体が分布している。それぞれの分布を第4.2図に、モード組成を第4.3図に示す。

なお、各岩体の周囲数100m以内の範囲に分布するジュラ系地層群には接触変成作用によるホルンフェルス化が認められる場合がある。泥質岩には堇青石及び黒雲母が、苦鉄質火山砕屑岩には淡緑色角閃石・黒雲母・ゾイサイトなどが晶出している。しかしながら本地域では、接触変成作用の原因となった深成岩体は比較的小規模で本地域内の広範囲に分散しており、また泥質岩・苦鉄質火山砕屑岩以外のジュラ系地層群（砂岩やチャートなど）では変成鉱物の識別が困難であることが多い。そのため、接触変成作用の範囲（接触変成帯）を確定し地質図上に明示することを避けた。



第 4.1 図 北上山地北部の深成岩類（北上花崗岩類）の分布図
破線の四角枠は、陸中関地域の範囲を示す。久保（2010）の第 1 図を一部改変。

4.3 平庭岩体 (Gf1, Gc1, Qp1, Qh1, Qd1, Gd1)

平庭岩体は、葛巻町の約 8 km 東方で北から南に明神^{みょうじん}岳・平庭岳・遠別岳・安家森の順にピークを連ねてほぼ南北に伸びる山稜に沿って、その西側の山腹斜面に細長く分布する深成複合岩体である（第 4.2 図）。岩体は南北に長く、その中央付近で西方に突き出した「く」の字型の分布を示す。衛星岩体として、本岩体周辺のジュラ系地層群中に長径数 100 m 規模の小岩体数個と幅数 m の岩脈が多数分布している。

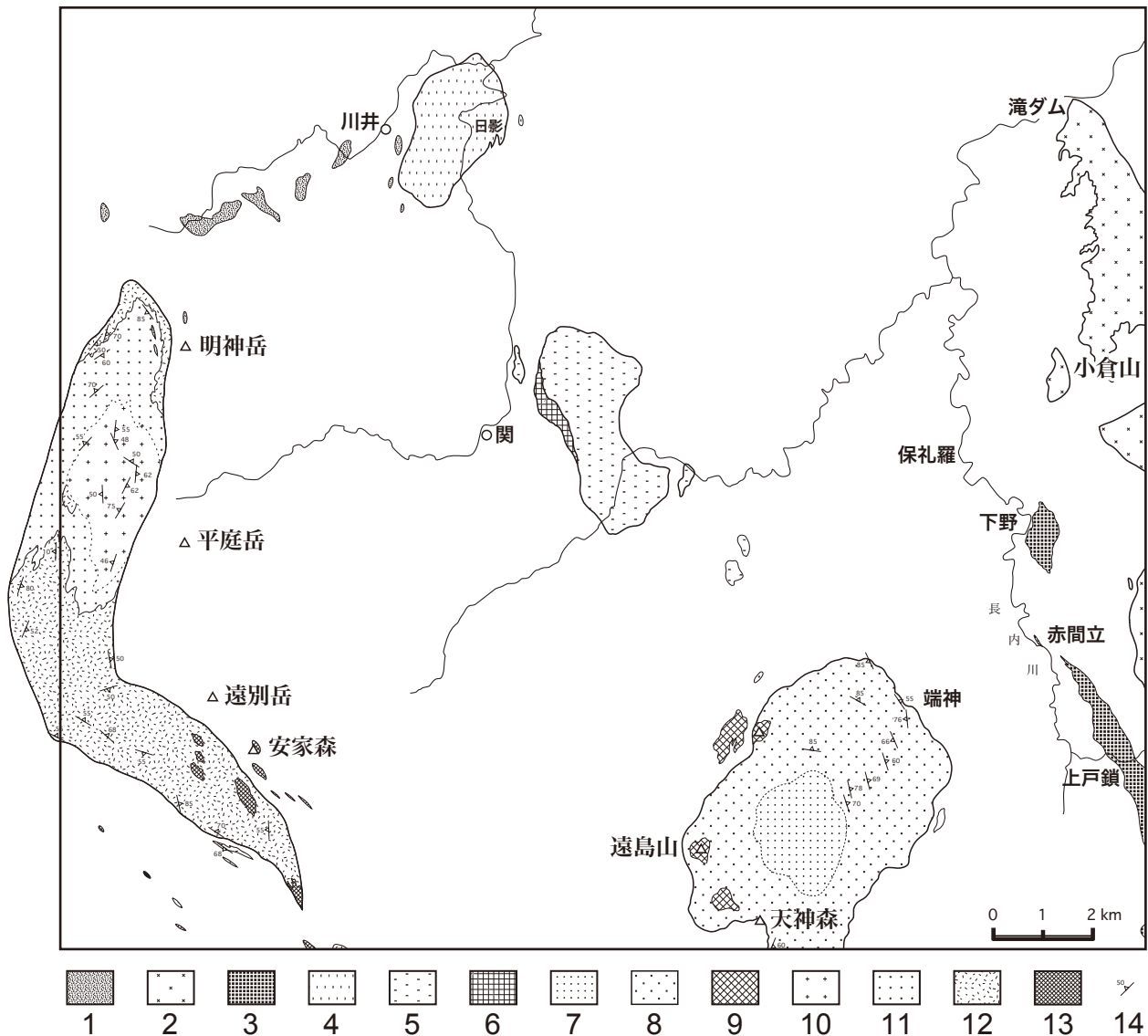
また、平庭岩体本体の南端から約 2 km 南の地点から南東方向に 4 km に亘って、長円状の分布を示す小岩体（突紫森岩体）が認められる（第 4.4 図）。この岩体は本地域に南接する門地域内に分布するが、平庭岩体と岩相・記載岩石学的特徴が共通しており、成因的にも密接な関係が推定されるので、本報告では、その構成岩相について略述する。

平庭岩体は岩相変化に富み、主要な構成岩は細粒～中粒角閃石斑れい岩、粗粒角閃石斑れい岩、輝石角閃石石英閃緑岩、角閃石石英閃緑岩、黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩～石英閃緑岩、黒雲母角閃石花崗閃緑岩であり、こ

の順で形成された（第 4.5 図）。これらの各岩相のうち、苦鉄質岩類の顕微鏡写真を第 4.6 図及び第 4.7 図に示す。平庭岩体の黒雲母 K-Ar 年代値として、117 Ma (Kawano and Ueda, 1965) が報告されている。これは岩体北半部に分布する黒雲母角閃石花崗閃緑岩中の黒雲母の年代値である。平庭岩体と突紫森岩体について、主要岩相のモードを第 4.3 図 a に、岩相分布図を第 4.4 図に示す。また各岩相の相互関係を第 4.5 図に示す。

4.3.1 細粒～中粒角閃石斑れい岩 (Gf1) 分布及び産状

本岩は主に平庭岩体南半部において、輝石角閃石石英閃緑岩及び角閃石石英閃緑岩中の大小の捕獲岩として随所で見出される。安家森西方の山体頂部及び西翼緩斜面では、それらのうち大規模なものが平坦な地表面から岩塊として突出している（第 4.8 図 a）。地質図では、大規模な岩塊のみを表示した。岩体南端部には本岩が集中的に分布する。また、安家森の山頂から南東方向に約 2 km の範囲において、岩体周辺のジュラ系地層群中に小岩脈として本岩が多数分布する。第 4.8 図 b に、平庭岩体の南端から約 1 km 南方でチャート中に貫入する本岩



第 4.2 図 陸中間地域における深成岩類及び貫入岩の分布

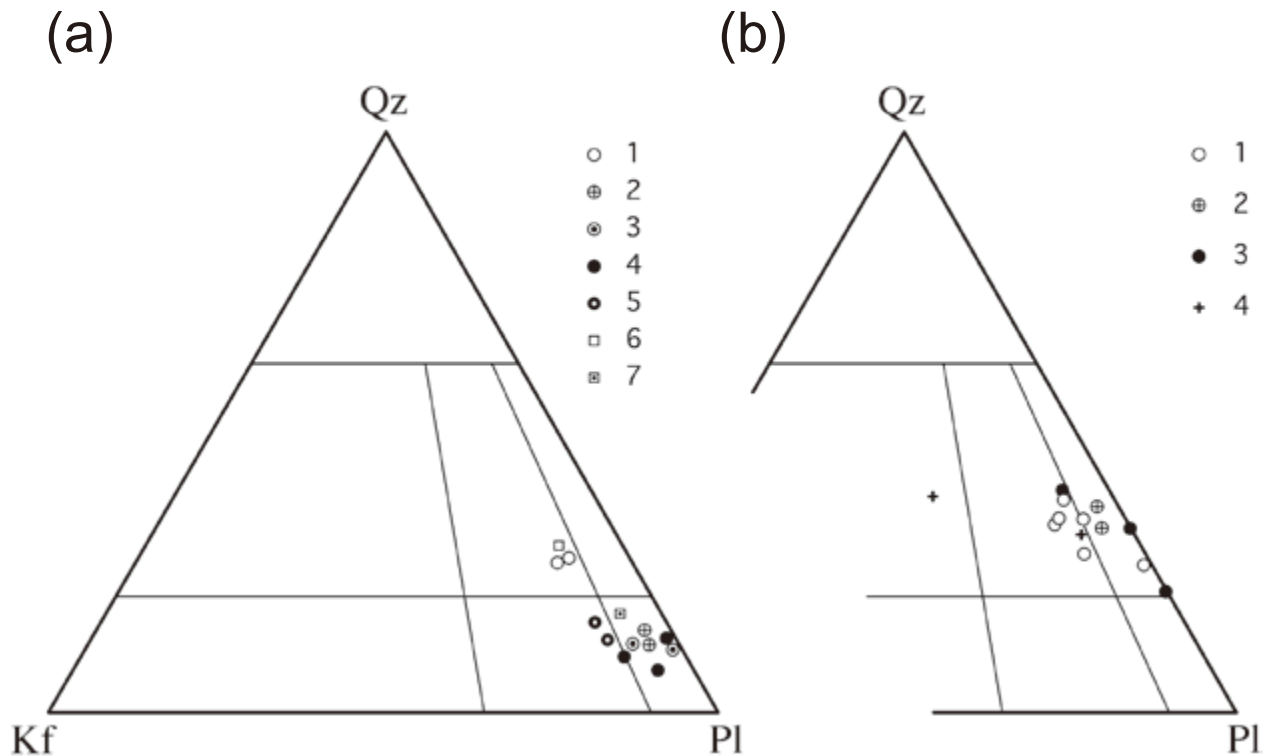
(1)角閃石安山岩岩脈及び凝灰角礫岩, (2)滝の沢岩体(黒雲母角閃石花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩など), (3)川口岩体(角閃石斑れい岩・かんらん石輝石斑れい岩など), (4)沼袋岩体(黒雲母角閃石トータル岩・角閃石閃緑岩など), (5), (6)小国岩体(5:角閃石黒雲母石英閃緑岩, 6:角閃石斑れい岩), (7)-(9)天神森岩体(7:角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩, 8:黒雲母角閃石石英閃緑岩, 9:角閃石斑れい岩・単斜輝石角閃石斑れい岩など), (10)-(13)平庭岩体(10:黒雲母角閃石花崗閃緑岩, 11:黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩～石英閃緑岩, 12:かんらん石含有角閃石石英閃緑岩・角閃石石英閃緑岩～花崗閃緑岩など, 13:かんらん石含有斜方輝石単斜輝石斑れい岩・角閃石斑れい岩など), (14)深成岩中の鉱物の定向配列. 数字は面構造の傾斜角度. 1は中新統, 2-13は下部白亜系深成岩類. 久保(2010)の第2図を一部改変.

の産状を示した. 本岩脈の貫入境界は, 層状チャートの層理面など母岩の構造に調和的な場合が多いが, この露頭のように, 母岩の構造を切る非調和な貫入境界が部分的に認められる.

岩相

長径が 5 mm 未満の普通角閃石と斜長石を主成分とする苦鉄質岩で, 鉱物の弱い定向配列が認められることが多い. それらの構成鉱物種やその量比にはかなり変化が

あるが, ここでは優黒質の細粒～中粒岩は全て本岩相として一括した. なお, 本岩のうちジュラ系地層群中で岩脈を構成するものは, 細粒斑状でやや閃緑岩質の場合が多い. 細粒～中粒角閃石斑れい岩の岩石帯磁率は, 粗粒角閃石斑れい岩の場合と同様に高い部分と低い部分とがあり, 各々 20×10^3 SIU 前後と $0.5 \sim 5 \times 10^3$ SIU の値を示す. 一方, 小岩脈として産することが多い細粒角閃石閃緑岩質の場合は, 0.5×10^3 SIU 以下である.



第 4.3 図 深成岩類のモード図

(a) 平庭岩体 (1~5)・突紫森岩体 (6, 7). 1: 黒雲母角閃石花崗閃緑岩, 2: 黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩~石英閃緑岩, 3: 角閃石石英閃緑岩, 4: 輝石角閃石石英閃緑岩, 5: かんらん石含有輝石角閃石石英閃緑岩, 6: 黒雲母角閃石花崗閃緑岩, 7: 角閃石石英閃緑岩. (b) その他の岩体. 1: 天神森岩体, 2: 小国岩体, 3: 沼袋岩体, 4: 滝の沢岩体. Qz: 石英, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石. 久保 (2010) の第 4 図を転載.

岩石記載

細粒~中粒角閃石斑れい岩

主成分鉱物: 普通角閃石・単斜輝石・斜長石・不透明鉱物.

副成分及び二次鉱物: 石英・カリ長石・黒雲母・アパタイト・淡緑~無色角閃石・緑泥石・緑れん石.

細粒岩の場合, 普通角閃石は長径 0.5 mm 以下の半自形の短柱状である. 緑褐色 (Z 軸色, 以下同様) で, 周縁部で淡緑色に移化する. 比較的大型の粒子は淡緑~無色角閃石に交代されていることが多い. 斜長石は, 長径 0.5 mm 以下の半自形で高 An 組成のコアと正累帯するリムからなる. コアは, ソーシュライト化していることが多い. 石英とカリ長石は他形で量は少なく極く微量であり, 特にカリ長石は全く含まれない場合もある. 2 mm 前後の半自形単斜輝石が少量認められることがある. 中粒岩の場合, 普通角閃石は長径 2~3 mm, 稀に 5 mm に及び, 半自形で縦横比 4:1~5:1 の細長いものが多い. 褐緑色で, 周縁部で淡緑色に移化する. レリック状の単斜輝石や多数の細粒斜長石を包有することがある. 斜長石は半自形で, 長径 0.2 mm 以下から 4 mm に及ぶものまで共存する. 縦横比が 3:1~4:1 の細長いものも多く, 反復累帯構造が

顕著である. 不透明鉱物は磁鉄鉱で, 細粒の丸味を帯びた粒子として極く少量含まれるが, 中粒岩の場合, 普通角閃石中及びその粒間に径 1 mm に及ぶ丸味を帯びた粒子として, 多数認められることがある. 赤鉄鉱のラメラを有することがある.

4.3.2 粗粒角閃石斑れい岩 (Gc1)

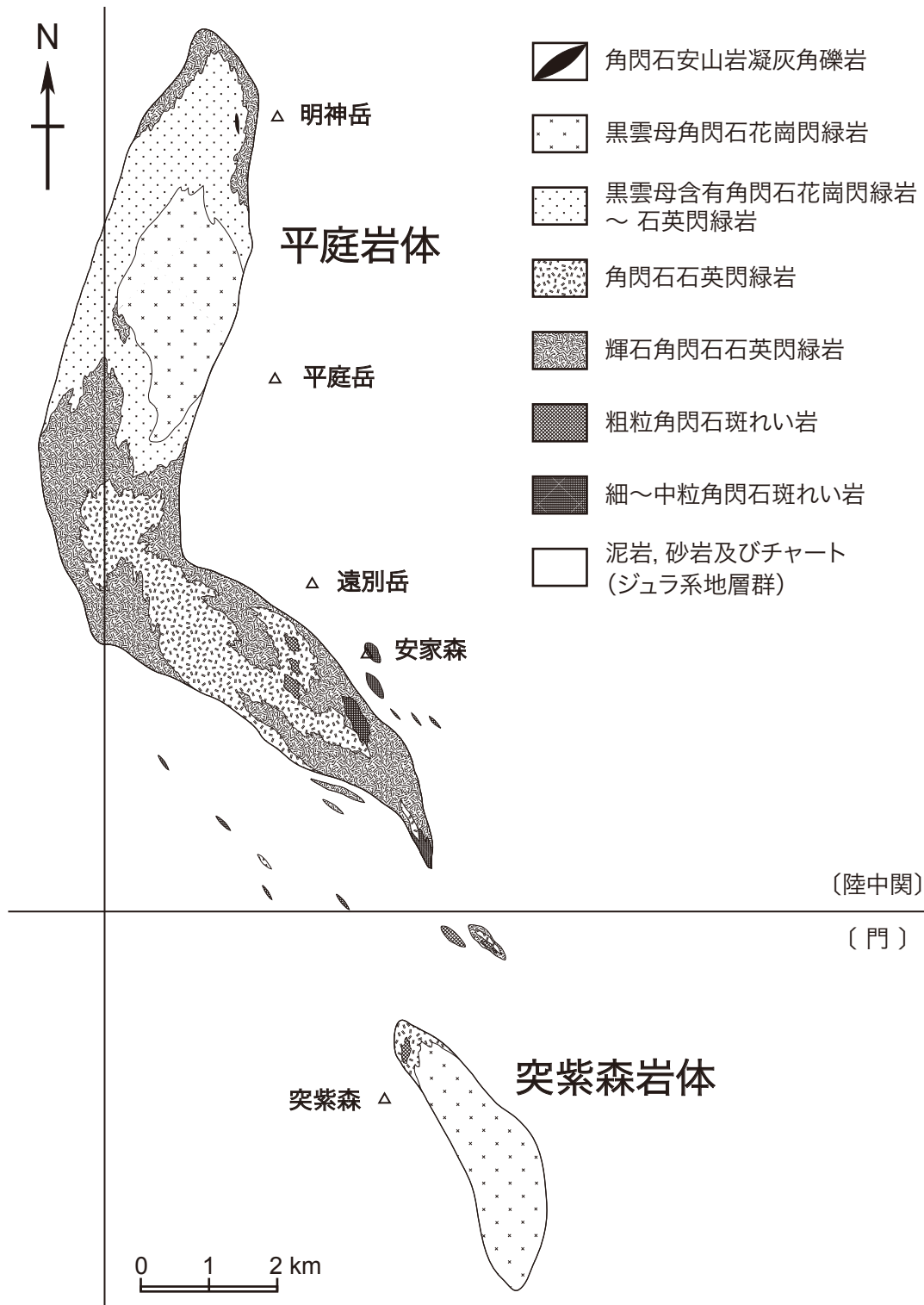
分布

本岩は, 平庭岩体南半部の中央付近と南端南東方の 2 つの小岩体中に分布する.

岩相及び産状

本岩は, 粗粒自形~半自形の普通角閃石の粒間を細粒の斜長石・普通角閃石などが埋める, 優黒質の均質岩である. 粗粒角閃石は, 相互に相接する程度に密集している (第 4.6 図 1) 場合から粗粒角閃石粒間を細粒斜長石が埋めるものまで変化に富み, それらが混在していることが多い. 稀にはあるが, 斜長石を殆ど含まず粗粒角閃石のみからなる角閃石岩というべき部分も認められる.

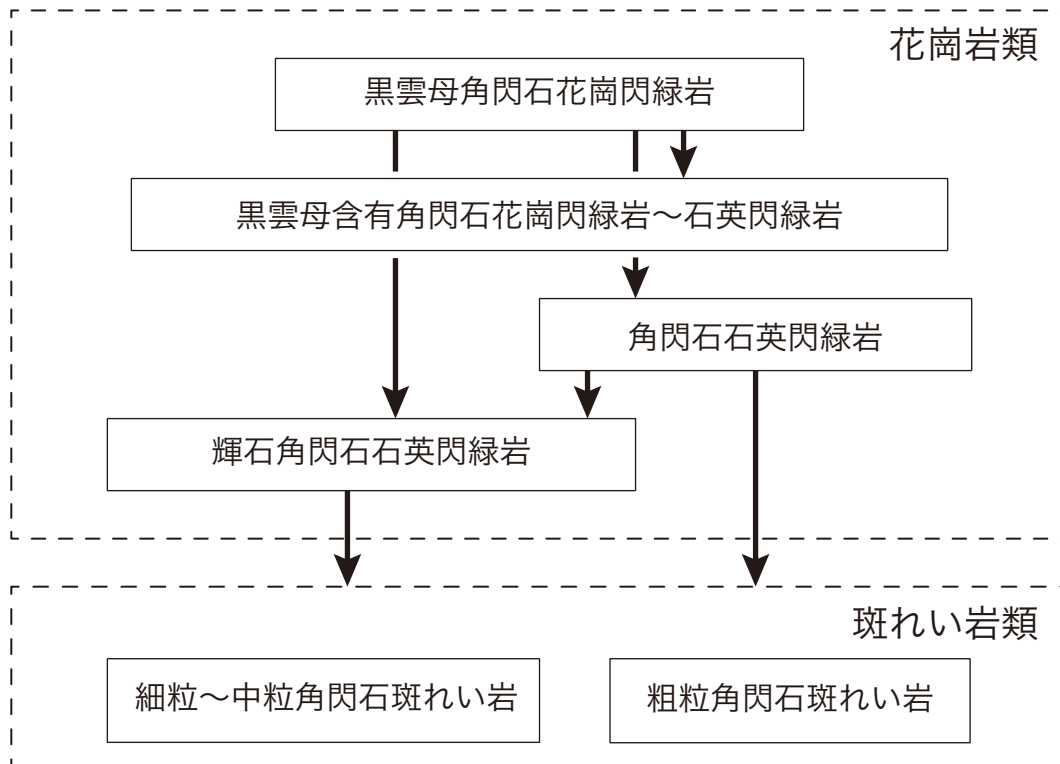
粗粒角閃石斑れい岩は径 1 m 以下の小規模な捕獲岩状の岩塊として, 平庭岩体内の随所に分布する. また,



第4.4図 平庭岩体・突紫森岩体の岩相分布図
 [] 内は図幅地域名. 久保 (2010) の第3図に一部加筆・改変し転載.

平庭岩体南半部中央付近では、角閃石石英閃緑岩にとり囲まれた岩塊として多数分布する。それらのうち大きなものは、角閃石石英閃緑岩及び輝石角閃石石英閃緑岩からなるなだらかな西傾斜の山腹斜面に、径数10m前後、

高さ数mの岩塊として突出している(第4.9図a)。第4.9図bは、袖山ピークの北西500mの緩傾斜面に突出する岩塊を構成する粗粒角閃石斑れい岩のうち、細粒の斜長石に富む比較的均質な部分である。



第 4.5 図 平庭岩体・突紫森岩体の各岩相の相互関係
矢印は貫入関係を示す。

本岩は、角閃石石英閃緑岩及び輝石角閃石石英閃緑岩によって貫入もしくは包有されているが、鏡下で再結晶作用の痕跡は認められない。その境界付近では、粗粒角閃石斑れい岩を構成する普通角閃石や斜長石の粗粒結晶の自形状の外形に沿って、石英閃緑岩中の普通角閃石や斜長石が調和的に配列する流理構造が認められる（第 4.6 図 2）。それらの産状や熱によると判断できる再結晶組織の欠如は、粗粒角閃石斑れい岩の少なくともある部分は角閃石石英閃緑岩や輝石角閃石石英閃緑岩に取り込まれた際、晶出時の高温状態からそれ程冷却していなかったことを示している。また、本岩は細粒～中粒角閃石斑れい岩を貫き、それらに熱変成作用を及ぼしていることがあるが、熱変成による再結晶組織の形成は普遍的ではない。これらの産状は、細粒～中粒角閃石斑れい岩が粗粒角閃石斑れい岩に先行して堆積岩中に貫入し、比較的迅速に固結したことの反映と考えられる。粗粒角閃石斑れい岩のなかには、長径 1 cm を越える粗粒ではほぼ自形の普通角閃石と斜長石からなる、“斑れい岩質ペグマタイト”に相当する部分も認められる。

岩石帯磁率は一般に $15\sim 30 \times 10^3$ SIU であるが、 $0.5\sim 5 \times 10^3$ SIU の低い値を示す部分も認められる。また、ペグマタイト質の部分は $40\sim 50 \times 10^3$ SIU と高い値を示す。

平庭岩体南端から南東へ 1 km の尾根頂部（標高 1,222 m）

の南西方及び南東方の斜面（南接の門地域内）に、2 つの小岩体が分布する。これらは平庭岩体の衛星岩体で、そのうち西側の岩体は主として粗粒角閃石斑れい岩からなる。また、東側の岩体は主として黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩と輝石角閃石石英閃緑岩からなり、少量の粗粒角閃石斑れい岩を伴う。本岩はまた、南隣の門地域内の突紫森岩体中にも分布する。突紫森岩体では、粗粒角閃石斑れい岩は岩体北端部に分布する角閃石石英閃緑岩中の捕獲岩状小岩塊として産し、岩石帯磁率は $3\sim 10 \times 10^3$ SIU である。上記の 2 つの小岩体及び突紫森岩体中の粗粒角閃石斑れい岩は、単斜輝石に加えてかんらん石と斜方輝石を含有し、平庭岩体本体中のものよりもより苦鉄質である。

岩石記載

粗粒角閃石斑れい岩

主成分鉱物：普通角閃石・単斜輝石・斜長石・カリ長石・石英。

副成分及び二次鉱物：かんらん石・斜方輝石・黒雲母・不透明鉱物・アパタイト・スフェーン・緑泥石・緑れん石。鏡下では、粗粒自形～半自形の普通角閃石粒間に細粒半自形の普通角閃石・単斜輝石が分布し、それらの粒間を細粒半自形～他形の斜長石と少量の石英・カリ長石が埋めるといふ、やや斑状の組織を示す。粗粒普通角閃石は

自形～半自形、径3～10 mmで、結晶の中央部は緑褐色でほぼ均質である。周縁部ではより褐色な色調（褐綠色）に移化し、さらに最外縁部で淡綠色となる。淡綠色部の幅は狭く、内側の褐綠色部との境界はシャープである。最外縁部を除いて、結晶の内部には1 mm以下の単斜輝石と斜長石が多数包有されている。単斜輝石は半自形～他形粒状もしくはレリック状で、粒径は1 mm以下から5 mm前後まで様々である。単斜輝石中に他の結晶は包有されていない。斜長石は自形～半自形で、自形結晶の多くは長径0.5 mm以下である。普通角閃石中には、かんらん石と斜方輝石及び極く少量の不透明鉱物が包有されることがある。かんらん石は1～4 mmの他形粒状もしくはレリック状で、しばしばイデイングス石化している。斜方輝石は半自形～他形粒状で、そのほとんどは2 mm以下である。顕著な多色性を示す。粗粒普通角閃石粒間には1 mm以下の普通角閃石・単斜輝石・斜長石・石英・カリ長石が認められる。この場合、普通角閃石は自形～半自形、褐綠色で周縁部は淡綠色である。レリック状の単斜輝石を包有することがある。単斜輝石は半自形で、単独粒子としての産出はかんらん石含有岩相に限られるようである。斜長石は自形～半自形で、An組成の高いコアとAn組成が低く正累帯するリムとからなる。ソーシュライト化していることが多い。石英とカリ長石は他形で、かんらん石含有岩相中にも少なからず認められる。不透明鉱物は、細粒の丸味を帯びた粒子として極少量が普通角閃石中に認められる。磁鉄鉱は、部分的に赤鉄鉱に交代されている。突紫森岩体中のものは、不透明鉱物として磁鉄鉱と黄鉄鉱が認められ、磁鉄鉱中にはチタン鉄鉱のラメラが稀に見出される。

4.3.3 輝石角閃石石英閃緑岩 (Qp1)

分布

平庭岩体の北端縁辺部及び岩体南半部に分布する。岩体南半部では、それらの分布域の中央部に本岩相を貫いて角閃石石英閃緑岩が分布している。岩体南西方では堆積岩中の岩脈としても認められる。

岩相及び産状

本岩は、斜長石を多数内包するポイキリティックな普通角閃石で特徴づけられる中粒～やや細粒の均質岩である（第4.6図3）。岩体周辺部及び岩脈を構成するものはより細粒で優黒質である。細粒角閃石斑れい岩に貫入し、その境界部に熱変成による再結晶組織を生じさせている。またそれらを取り込んで、不均質な様相を呈することが多い。普通角閃石中にはしばしば単斜輝石が包有されており、かんらん石や斜方輝石が稀に認められる。輝石角閃石石英閃緑岩は随所で角閃石石英閃緑岩中に捕獲岩として取り込まれ（第4.10図）、鮮明な境界で貫かれている。なお、本岩中の輝石の含有量はモード比で2%以下であるが、角閃石石英閃緑岩岩相と表記上区別す

るために、岩相名として輝石角閃石石英閃緑岩を用いた。岩石帯磁率は一般に $23\sim 50 \times 10^3$ SIUであるが、部分的に 15×10^3 SIU前後の値を示す地域も認められる。

岩石記載

輝石角閃石石英閃緑岩

主成分鉱物：普通角閃石・斜長石・カリ長石・石英・不透明鉱物。

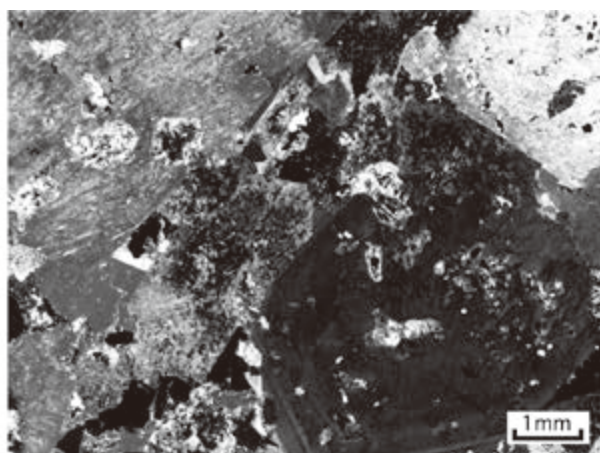
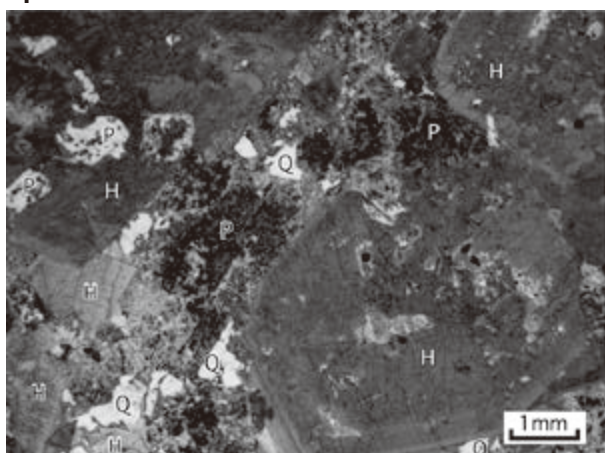
副成分及び二次鉱物：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・黒雲母・アパタイト・スフェーン・緑れん石・褐れん石・緑泥石。

斜長石は長径1～3 mm、自形～半自形で、高An組成のコアと正累帯するやや幅広いリムからなる。カリ長石と石英は他形で、1～3 mmに亘り連続して他結晶粒間を占めることが多い。普通角閃石は半自形で、縦横比2:1～3:1の短柱状である。緑褐色で周縁部は褐綠色に移化する。細粒で自形性の強い斜長石を多数包有してポイキリティック組織を示すことが多い。黒雲母は他形で産出は極稀である。単斜輝石は普通角閃石中にレリック状に包有されることが多いが、径1～2 mmの半自形単独粒子としても認められる。不透明鉱物は径0.2 mm以下の丸味を帯びた粒状の磁鉄鉱で、普通角閃石中に存在する。内部に赤鉄鉱のラメラが認められ、稀にチタン鉄鉱を伴う。スフェーンは斜長石粒間で他形をなし、しばしば集中的な分布を示す。本岩相中のかんらん石と斜方輝石は、平庭岩体南端の南方の尾根付近（南隣の門地域北端部）の衛星状小岩体に認められ、主岩体からは見つからない。かんらん石と斜方輝石を含む石英閃緑岩は比較的優黒質で、輝石やかんらん石を内包する最大径が1 cmに及ぶ集斑状の普通角閃石が径3 mm以下の普通角閃石中に少量散在する特徴的な外観を呈する。かんらん石は長径1～5 mmで半自形ないしはレリック状をなし、その周囲は長径1 mm前後の多数の半自形普通角閃石で縁取られている（第4.7図1）。風化面上では、かんらん石が普通角閃石で縁取られた黄褐色の斑点状をなすことから、肉眼でも容易に識別できる。かんらん石は普通角閃石中に単独で存在することが多いが、細粒の単斜輝石や斜方輝石を相伴うこともある。なお、かんらん石と他結晶粒間で他形をなす石英との間には常に普通角閃石もしくは輝石が介在し、両者が直接接することは無い。このことは、かんらん石が石英晶出段階のマグマ中では石英とは安定に共存し得なかったことを示しており、石英閃緑岩組成のマグマが現位置に移動する過程で捕獲された早期晶出岩相由来の外來結晶であることを示唆している。本岩のモード組成はモンゾ石英閃緑岩の領域に入り（第4.3図a）、岩石帯磁率は 25×10^3 SIU前後である。

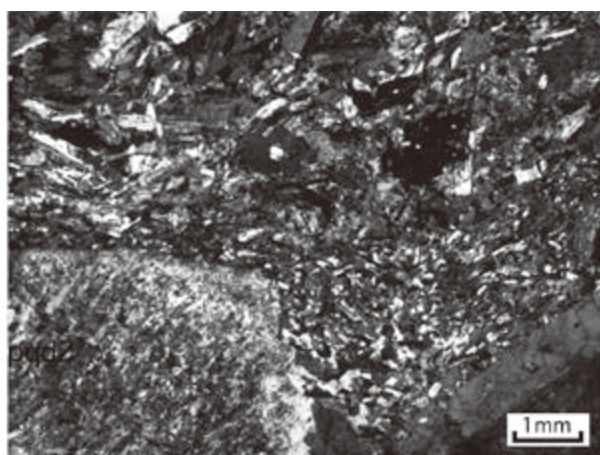
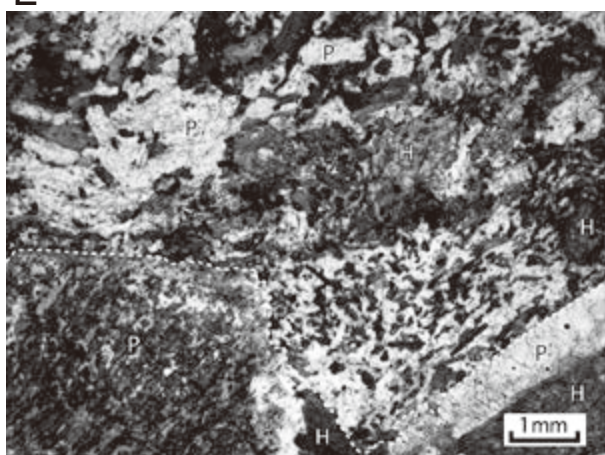
4.3.4 角閃石石英閃緑岩 (Qh1)

分布

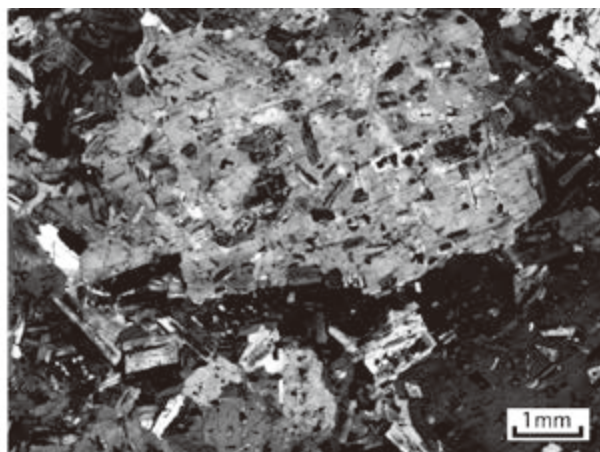
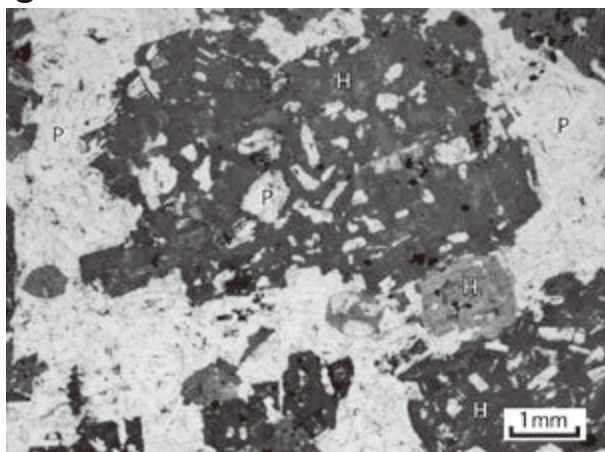
1



2

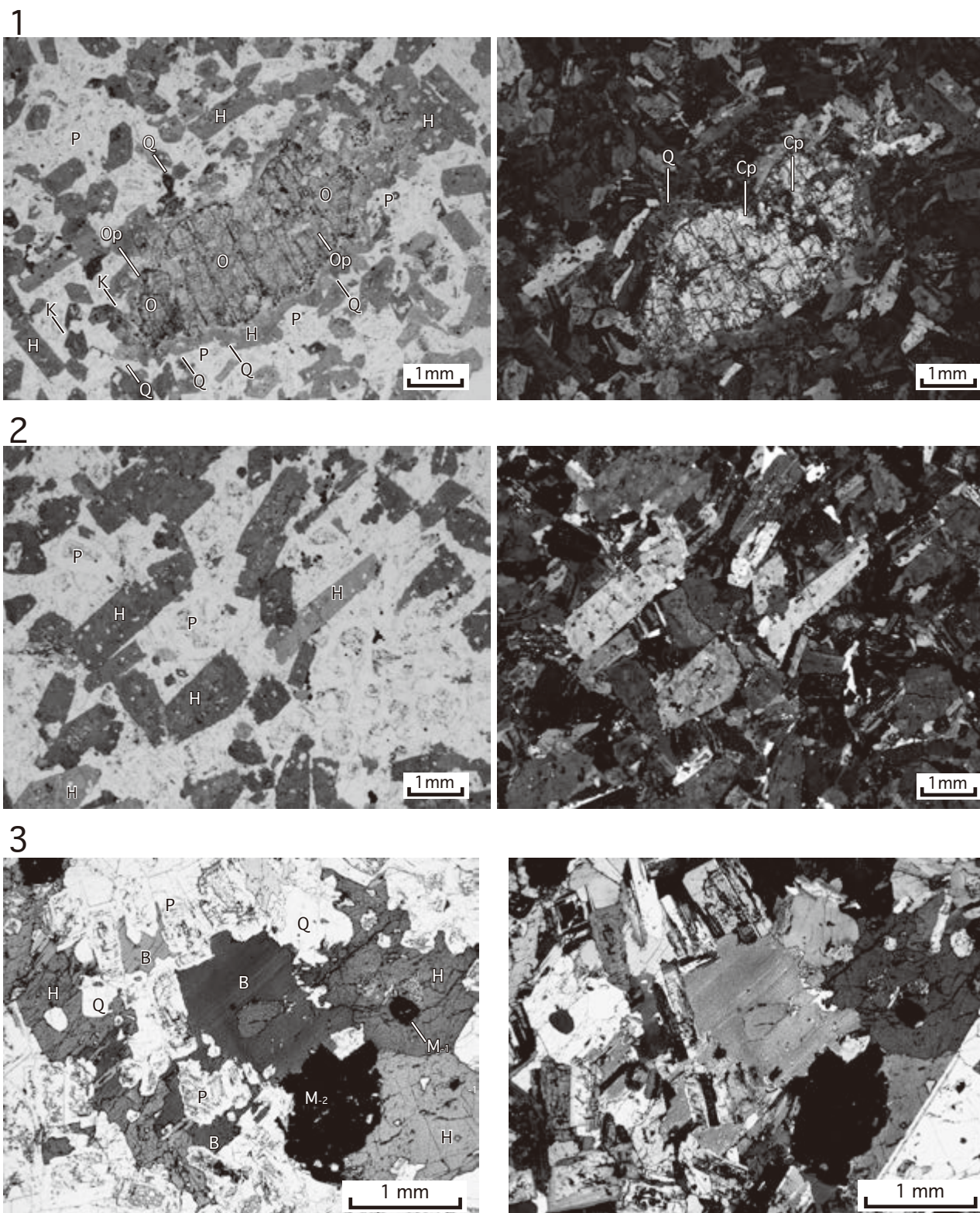


3



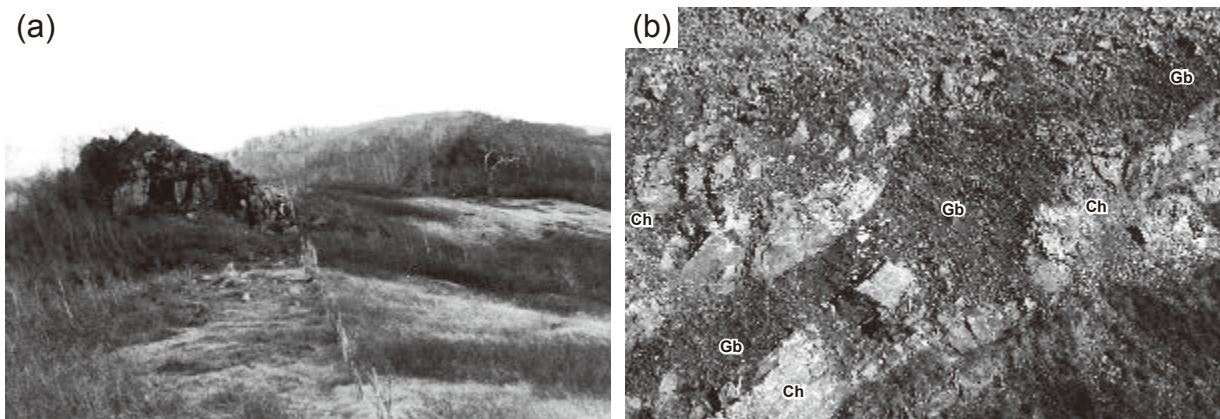
第4.6図 深成岩類の顕微鏡写真 (I)

(1)粗粒角閃石斑れい岩 (平庭岩体). 普通角閃石は自形性が良く周縁部で明瞭な累帯構造を示す. 本試料の場合, 斜長石はソーシュライト化が顕著で粒間に少量存在するカリ長石との識別が困難である (葛巻町袖山北西 500 m). (2)粗粒角閃石斑れい岩と角閃石石英閃緑岩の境界部 (平庭岩体). 境界は白破線で示す. 角閃石石英閃緑岩中の斜長石と普通角閃石は, 自形結晶面からなる粗粒角閃石斑れい岩の外縁に沿って並んでいる. 外縁の窪みの部分には細粒結晶が集積している (葛巻町袖山北西 500 m). (3)輝石角閃石石英閃緑岩 (平庭岩体). 普通角閃石は比較的粗粒で, 多数の自形斜長石を包有するポイキリティック組織を示す (葛巻町鱒沢). 左: 単ニコル, 右: 直交ニコル. P: 斜長石, Q: 石英, H: 普通角閃石. 久保 (2010) の第1図版を転載.



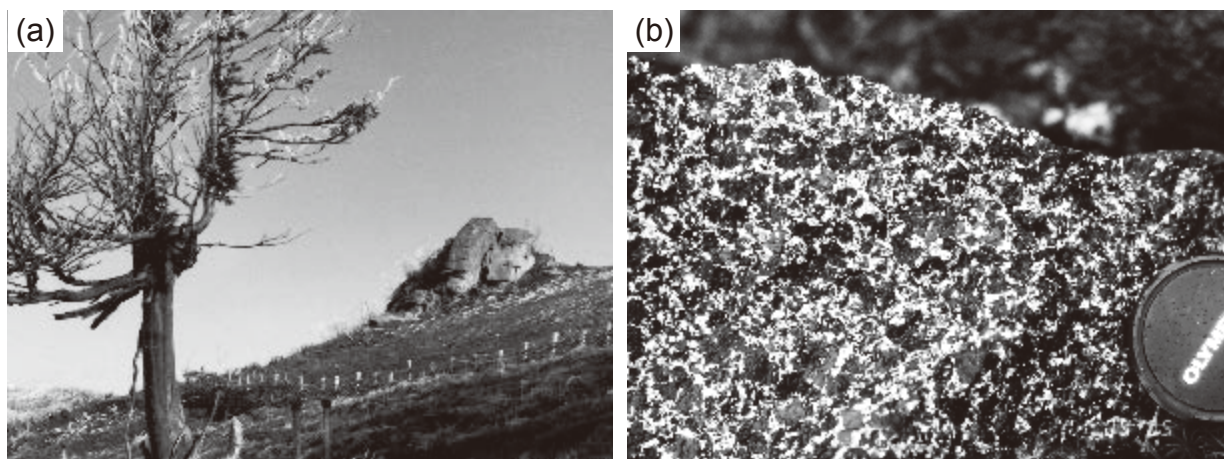
第 4.7 図 深成岩類の顕微鏡写真 (II)

(1) かんらん石含有輝石角閃石石英閃緑岩 (平庭岩体). かんらん石は多数の半自形普通角閃石によって取り囲まれ, 石英と直接接することはない (葛巻町袖山高原牧場). (2) 角閃石石英閃緑岩 (平庭岩体). 斜長石と普通角閃石は自形性が良く, 明瞭な定向配列を示すことが多い. 普通角閃石は内部に細粒の斜長石が多数認められる (葛巻町樺森北方 800 m). (3) 黒雲母角閃石トータル岩 (天神森岩体). 磁鉄鉱は鏡下で粒子内部にアパタイトなどの微細な透明鉱物が認められることが多い (M-1). しばしば集斑状をなし (M-2), その径は 1 mm に及ぶ (久慈市天神森北方 700 m). 左: 単ニコル, 右: 直交ニコル. P: 斜長石, Q: 石英, K: カリ長石, H: 普通角閃石, B: 黒雲母, Cp: 単斜輝石, Op: 斜方輝石, O: かんらん石, M: 磁鉄鉱. 久保 (2010) の第 II 図版を転載.



第 4.8 図 平庭岩体の細粒～中粒角閃石斑れい岩

(a)平庭岩体南半部（安家森西方の山体頂部及び西翼緩斜面）のなだらかな尾根では，平坦な地表面から突出する細粒～中粒角閃石斑れい岩からなる大規模な岩塊が見られる（岩塊の北方 500 m の小ピークから南方を望む．岩塊の位置は袖山ピーク南東 750 m の尾根部）．(b) 層状チャート (Ch) を貫く細粒角閃石斑れい岩岩脈 (Gb)．岩脈とチャートの間には，チャートの層理面に非調和的な貫入境界が部分的に見られる（安家森南南東 4 km の陸中関地域南端部）．



第 4.9 図 平庭岩体の粗粒角閃石斑れい岩

(a)平庭岩体南半部（安家森西方）のなだらかな西傾斜の山腹緩斜面に，岩塊として突出する粗粒角閃石斑れい岩岩塊．緩斜面は輝石角閃石石英閃緑岩と角閃石石英閃緑岩からなる（袖山ピーク南西 1 km から北東方向を望む）．(b)粗粒角閃石斑れい岩のうち，細粒の斜長石に富む比較的均質な部分（袖山ピークの北西 500 m）．

平庭岩体南半部の岩体中央部に分布する．

岩相及び産状

細長く自形性の強い普通角閃石を特徴的に含む，やや細粒の岩石である（第 4.7 図 2）．輝石角閃石石英閃緑岩の場合と同様に，普通角閃石は内部に細粒の斜長石を多数包有していることが多い．輝石角閃石石英閃緑岩及び細粒角閃石斑れい岩に貫入し，それらに再結晶組織を生じさせている．またそれらを取り込んで不均質な様相を呈することが多い（第 4.8 図）．岩石帯磁率は $20 \sim 40 \times 10^{-3}$ SIU である．

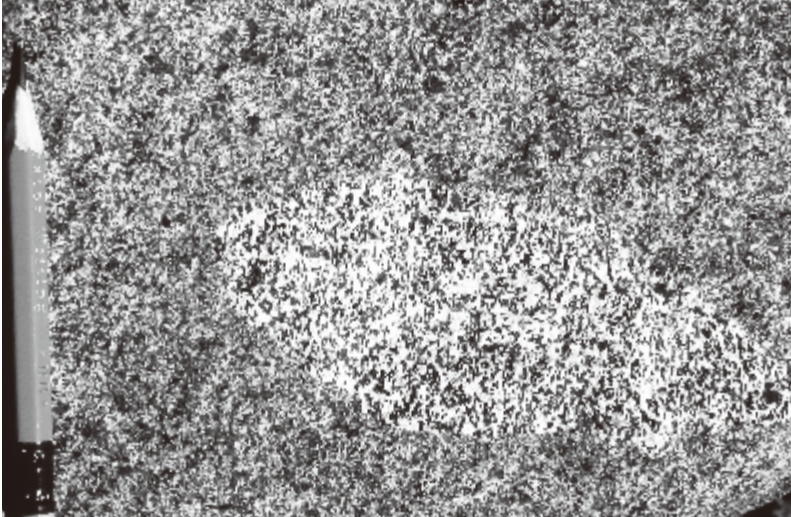
岩石記載

角閃石石英閃緑岩

主成分鉱物：普通角閃石・斜長石・カリ長石・石英・不透明鉱物．

副成分及び二次鉱物：黒雲母・単斜輝石・アバタイト・スフェーン・緑泥石・緑れん石．

斜長石は長径 1～2 mm，自形～半自形で，反復累帯する高 An 組成のコアを有するものが多い．カリ長石と石英は他形で，量は少ない．石英は波動消光が顕著である．黒雲母は他形で産出は稀である．普通角閃石は褐緑色で，褐色の勝るコアとやや緑色が勝るリムが識別される．突紫森岩体北端部に分布する本岩相中の普通角閃石には，緑褐色のコア部に明瞭な反復累帯構造が発達している．



第 4.10 図 角閃石石英閃緑岩中の輝石角閃石
石英閃緑岩の捕獲岩

角閃石石英閃緑岩は細粒の岩相
で、斜長石の粒度と透明度の差
などの影響により、肉眼では輝
石角閃石石英閃緑岩より優黒質
に見えることが多い。本露頭の
角閃石石英閃緑岩中には、この
他に径 3~5 cm の輝石岩→角閃
石岩の捕獲岩片が複数認められ
る（袖山ピークの南東 2.3 km の
尾根頂部）。

また、この累帯構造と調和的に微細なダストからなるリング状の構造が認められる。自形~半自形で長径 1~4 mm、縦横比 4~5:1 の細長いものが多い。粗粒結晶はしばしば内部に細粒の斜長石を複数包有する。単斜輝石は、普通角閃石中のレリックもしくは周りを普通角閃石に取り囲まれた粒状結晶として稀に見出される。不透明鉱物は径 0.2 mm 以下の半自形~他形粒状をなす磁鉄鉱で、普通角閃石の内部若しくはその外縁に接して産する。内部に赤鉄鉱のラメラが見出される。本岩は、南接の門地域内に位置する突紫森岩体の北端部にも少量分布する。その岩石帯磁率は、 10×10^3 SIU もしくはそれ以下である。

4.3.5 黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩~石英閃緑岩 (Qd1) 分布

平庭岩体北半部に広く分布する。

岩相及び産状

自形性の強い、細長い普通角閃石が定向配列するやや細粒の優白質岩で、少量の黒雲母を含む。角閃石石英閃緑岩に貫入し、細粒角閃石斑れい岩の捕獲岩を有する。平庭岩体南半部に分布する角閃石石英閃緑岩と外観は非常によく似ているが、本岩はより優白質で黒雲母の含有が明瞭である点が異なり、角閃石石英閃緑岩のより分化したものに相当する。岩石帯磁率は一般に $40 \sim 43 \times 10^3$ SIU であるが、やや細粒の部分等で $15 \sim 25 \times 10^3$ SIU とやや低い値も認められる。

岩石記載

黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩~石英閃緑岩

主成分鉱物：黒雲母・普通角閃石・斜長石・カリ長石・石英・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・アパタイト・スフェーン・緑泥石・緑れん石。

斜長石は長径 0.5~2 mm、半自形で、反復累帯する高 An

組成のコアを有するものが多い。カリ長石と石英は他結晶粒間を埋めて 2 mm 前後に亘って連続する。石英は波動消光が顕著である。黒雲母は褐色 (Z 軸色、以下同様)、半自形~他形で量は少ない。普通角閃石は褐緑色で周辺部はやや緑色が勝る。半自形で長径 1~3 mm の細長いものが多い。粗粒結晶はしばしば内部に細粒の斜長石を多数包有する。稀にレリック状の単斜輝石を包有する。不透明鉱物は主に径 0.6 mm 以下の半自形の磁鉄鉱である。粒子内部に赤鉄鉱のラメラを含むことがあり、また稀に少量のチタン鉄鉱と共存する。普通角閃石の内部若しくは外縁に接して産することが多い。

4.3.6 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (Gd1) 分布

平庭岩体北半部の岩体中央付近に分布する。また、突紫森岩体のほぼ全域に分布する。

岩相及び産状

中粒ないしやや細粒の優白質岩で、普通角閃石の弱い定向配列が認められる。黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩~石英閃緑岩とは漸移し、輝石角閃石石英閃緑岩を捕獲岩として包有している。岩石帯磁率は一般に $20 \sim 33 \times 10^3$ SIU で、 15×10^3 SIU 前後のやや低い値も部分的に認められる。突紫森岩体では、その北端部に僅かに分布する角閃石石英閃緑岩を貫いており、その岩石帯磁率は 22×10^3 SIU 前後である。

岩石記載

黒雲母角閃石花崗閃緑岩

主成分鉱物：黒雲母・普通角閃石・斜長石・カリ長石・石英・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・アパタイト・スフェーン・緑泥石・緑れん石。

斜長石は長径 1~3 mm、自形~半自形で、反復累帯する

高 An 組成のコアを有するものが多い。カリ長石は他形で、量は少ない。石英は、他結晶粒間を埋めて 2 mm 前後に亘って連続する。波動消光が顕著である。黒雲母は褐色、半自形～他形で径 3 mm 以下である。普通角閃石は褐緑色、半自形で長径 0.5～2 mm の細長いものが多い。長径が 5 mm を超えるものも少量認められる。極く稀にレリック状の単斜輝石を包有する。不透明鉱物は径 0.4 mm 以下の半自形の磁鉄鉱で、他結晶粒間にほぼ均質に分布する。磁鉄鉱中には微細な赤鉄鉱のラメラが認められる。本岩のうち突紫森岩体中央付近に分布するものは、平庭岩体と比べて、より粗粒で優白質である。この地域のもは散点する径 2～3 mm の黒雲母と、粒状をなす径 2～4 mm の石英が特徴的である。

4.3.7 平庭岩体の内部構造と貫入過程

平庭岩体は南北に細長い「く」の字形の分布を示す岩体で、その北半部は主として花崗閃緑岩から、南半部は石英閃緑岩及び斑れい岩から構成される（第 4.4 図）。北半部・南半部共、その中央部がより珪長質になるという累帯構造を有する。岩体の外縁が直線的であること、鉱物の定向配列などによる流理構造が急傾斜であることなどから、本岩体は側面が急立した板状もしくは細長いしずく状と考えられる。

各深成岩同士の貫入関係の詳細は久保（2010）に記されている。本岩体は晶出順に、細粒～中粒角閃石斑れい岩・粗粒角閃石斑れい岩、輝石角閃石石英閃緑岩、角閃石石英閃緑岩、黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩～石英閃緑岩、黒雲母角閃石花崗閃緑岩の 6 つの岩相から構成される（第 4.5 図）。黒雲母含有角閃石花崗閃緑岩～石英閃緑岩と黒雲母角閃石花崗閃緑岩は漸移しており、その他の岩相は貫入関係である。

平庭岩体の各岩相は、共通の苦鉄質マグマからの分化生成物と考えられ、その形成過程は以下のとおりである。すなわち、地殻深部に存在する苦鉄質組成のマグマ溜まり中で結晶分化作用が進行し、分化したマグマ（クリスタルマッシュ）が逐次上昇し地殻浅所に進入・固結して、岩体内側（及び下部）ほどより珪長質で若い岩相からなる累帯深成複合岩体を構成するに至った（久保, 2010）。

石英閃緑岩中の捕獲岩状の粗粒角閃石斑れい岩は、地殻深部から上昇・貫入した斑れい岩マグマ（クリスタルマッシュ）の一部が後続の石英閃緑岩マグマに捕獲されたものである。斑れい岩捕獲岩とそれを貫く石英閃緑岩の境界部の組織（第 4.6 図 2）から、石英閃緑岩の貫入時に斑れい岩の一部は未固結状態であったと判断される。このような斑れい岩及び輝石岩や角閃石岩等の結晶集積質捕獲岩の存在は、それらが結晶分化の場であった地殻深部のマグマだまり中における早期晶出相に由来することを示唆する。類似の産状は、平庭岩体と構成岩相や形成過程に共通点の多い北上山地南部の牡鹿斑れい

岩体（Kubo, 1977b）にも認められ、深部における結晶集積岩である単斜輝石岩は、より分化の進んだ斑状単斜輝石斑れい岩岩相中の捕獲岩として産する。

突紫森岩体は平庭岩体と共通の火成活動の産物と考えられるが、貫入時期は平庭岩体本体よりも後であったと推定される（久保, 2010）。一方、平庭岩体本体周辺の粗粒斑れい岩の小岩体や細粒斑れい岩～閃緑岩の岩脈の進入時期は、平庭岩体本体と同時期若しくは若干先行していたと考えられる。

4.4 天神森岩体（Gb2, Gt2, Gd2）

本岩体は、本地域中央南端部付近に位置する遠島山から天神森の山頂にかけての山稜部とその北東方向の山裾に位置する久慈市山根町端神にかけての 6×4 km の範囲に楕円状の分布を示す深成岩体である（第 4.2 図）。主としてトーナル岩からなり、岩体中央部でより細粒優白質の花崗閃緑岩へと移行する累帯構造を示す。岩体西縁部に少量の斑れい岩類を伴う。衛星状岩体として、本岩体の北西側には斑れい岩の小岩体とトーナル岩の小岩脈が、東側にはトーナル岩の小岩脈が認められる。

4.4.1 斑れい岩類（中粒角閃石斑れい岩及び細粒単斜輝石角閃石斑れい岩）（Gb2）

天神森岩体の北西端の山頂部と遠島山山頂部及びその南東のピークで、トーナル岩中の小岩体として分布する。またジュラ系地層群中に、小岩体として天神森岩体北西端西方の山頂から西側斜面にかけて分布する。トーナル岩中に分布する斑れい岩類は中粒角閃石斑れい岩で、岩体ごとの岩石学的特徴は類似している。一方衛星状の斑れい岩体は、主として細粒単斜輝石角閃石斑れい岩からなり、トーナル岩中の斑れい岩類よりやや苦鉄質であるが、トーナル岩中の斑れい岩類と類似の中粒岩相も部分的に認められる。

(1) 中粒角閃石斑れい岩 分布

遠島山山頂及びその北東及び南東の山頂部において、各山頂を中心とする径約 500 m の範囲に分布する。

岩相及び産状

本岩は半自～他形粒状の普通角閃石に富む灰黒色の中粒岩である。遠島山山頂の北東 2.5 km の山頂（標高 822 m）の斑れい岩は、遠島山山頂のものよりやや粗粒で、部分的に細粒緻密な黒色部を含んでいる。岩石帯磁率は $60\sim 90 \times 10^{-3}$ SIU である。斑れい岩体と周囲のトーナル岩との接触部は観察できていないが、斑れい岩周辺のトーナル岩中に斑れい岩の捕獲岩状小岩塊が複数見出されることから、斑れい岩の貫入はトーナル岩に先行していたと判断できる。しかしながら一般に、斑れい岩体には顕著な再結晶組織は認められない（捕獲岩状小岩塊を

除く) ので、斑れい岩とトーナル岩の貫入の時間間隙は、斑れい岩が充分冷却しきらない程度に短期間であったと思われる。

岩石記載

中粒角閃石斑れい岩

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：黒雲母・石英・スフェーン・緑泥石・緑れん石。

斜長石は長径 0.4~2 mm の半自形結晶で、極く弱い反復累帯構造が認められる。普通角閃石中にポイキリティックに包有される斜長石は、長径 0.5 mm 以下の丸味を帯びた自形~半自形粒状結晶である。普通角閃石は長径 1~4 mm の半自形~他形粒状結晶である。褐緑色で均質であるが、周縁部で僅かに緑色味を帯びる。ポイキリティックに微細な斜長石を多数含むことが多いが、遠島山山頂の斑れい岩では普通角閃石が径 2 mm 以下と細粒でやや細長く、斜長石の包有は顕著でない。黒雲母は普通角閃石に伴って極く僅か認められる。ほとんどの場合緑泥石に交代されている。石英は、他結晶粒間に極く僅か認められることがある。不透明鉱物は主として径 0.2~0.8 mm の他形粒状の磁鉄鉱で、集斑状をなすこともある。ラメラもしくはドメイン状のチタン鉄鉱を伴うことが多い。チタン鉄鉱は単独粒子としても見出される。磁鉄鉱・チタン鉄鉱共に、内部に赤鉄鉱のラメラを有することがある。この他に稀に黄鉄鉱が認められる。

(2) 細粒単斜輝石角閃石斑れい岩 分布

天神森岩体の北西縁近くのジュラ系地層群中に、小岩体として分布する。天神森岩体の本体を構成するトーナル岩~花崗閃緑岩とは、少なくとも現地表面部では不連続である。

岩相及び産状

本岩は、半自形の斜長石粒間を他形の普通角閃石が占める黒色~灰黒色の細粒岩である。粗粒部分と細粒部分が不均質に入り混じった部分も認められる。80~96 × 10³ SIU の高い岩石帯磁率を示す。本岩はジュラ系地層群に貫入していると推定されるが、貫入境界は未確認である。トーナル岩中の斑れい岩と同様に、鏡下で再結晶組織は認められない。岩相の類似性や近接する位置関係などから判断して、その貫入時期はトーナル岩中の斑れい岩とほぼ同時期と考えるのが妥当である。

岩石記載

細粒単斜輝石角閃石斑れい岩

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：スフェーン・緑泥石・緑れん石。

斜長石は半自形で、長径 1~3 mm である。極弱い正の累

帯構造を示し、稀に中央部に An 成分に富むレリック状の核部を有する。普通角閃石は他形ないしはオフィティック組織を示し、レリック状の単斜輝石を包有することが多い。粒径は一般に 1 mm 以下で、稀に 5 mm に及ぶ。結晶は、緑褐色でほぼ均質である。単斜輝石は斜長石粒間で他形をなし、その周縁部で部分的に普通角閃石に移化することが多い。粒径は、普通角閃石のそれを越えることはない。また、普通角閃石中のレリック状結晶としても認められる。不透明鉱物は磁鉄鉱で、径 0.2~0.5 mm の丸味を帯びた半自形粒状である。ラメラもしくはドメイン状のチタン鉄鉱を伴うことがある。磁鉄鉱とチタン鉄鉱は、内部に赤鉄鉱のラメラを有することがある。苦鉄質鉱物と隣接していることが多い。この他に稀に、黄鉄鉱が認められる。

4.4.2 トーナル岩~花崗閃緑岩類

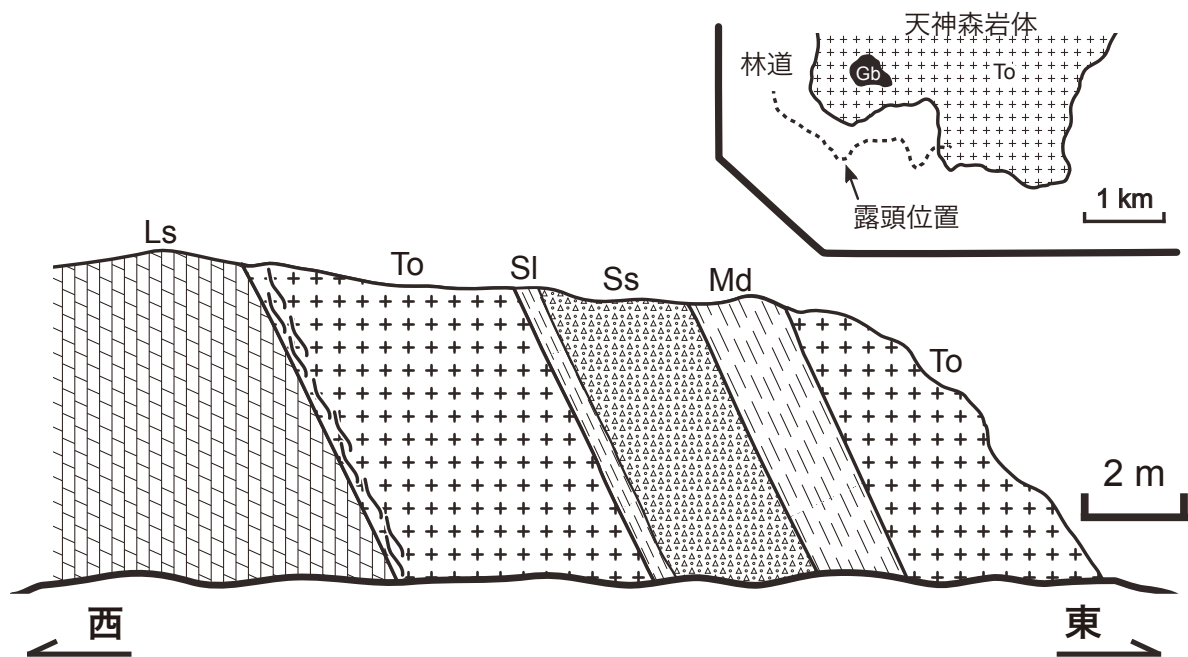
天神森岩体のうち、斑れい岩分布域以外の全域が本岩類で構成される。トーナル岩はポイキリティックな普通角閃石を特徴的に含み、岩体西縁近くに分布する斑れい岩の周辺で最も苦鉄質となり、岩体の中央部(遠島山東方約 2 km)に向かって苦鉄質鉱物が減少しカリ長石がやや増加する傾向を示す。長径 5~25 cm のレンズ状の暗色包有物を少数ながら普遍的に含んでいる。岩体中央部の径 1 km 程の範囲にはやや細粒(普通角閃石が 3 mm 以下)でより優白質の花崗閃緑岩が分布する。トーナル岩と花崗閃緑岩は漸移する。岩体全般に普通角閃石の定向配列による弱い面構造が認められるが、遠島山及び天神森の中腹から山頂までは露出状況が非常に悪いため、岩体西西部の内部構造はよく判らない。本岩類のモード組成を、第 4.3 図 b に示す。

(1) 黒雲母角閃石トーナル岩 (Gt2) 分布

天神森岩体の中心部を除く全域に亘り広範に分布する。また岩体近傍のジュラ系地層群(石灰岩及び泥質岩)中に、幅数 m~数 10 m の岩脈として分布する(第 4.11 図)。

岩相及び産状

普通角閃石に富みカリ長石に乏しい、中粒~やや細粒の均質岩である。色指数は 25 以上から 13 前後までと変化の幅が大きく、色指数の高い部分は微細な斜長石を多数内包するやや粗粒の普通角閃石に富んでいる。色指数の低下につれて、普通角閃石と黒雲母の量比は逆転し黒雲母をより多く含むようになる。そのような比較的優白質の部分では、ポイキリティックな普通角閃石は減少し、より細粒で柱状の普通角閃石が一般的となる。岩石帯磁率は 20~30 × 10³ SIU である。遠島山及びその南北の山頂部では、トーナル岩中の捕獲岩体として斑れい岩が存在する。斑れい岩周辺のトーナル岩は他よりもやや優黒質で、また色指数や粒度に関してより不均質な傾向が認



第 4.11 図 石灰岩・泥岩層中の黒雲母角閃石トータル岩岩脈

天神森岩体南西端から南西方向 400 m に位置する林道沿いの露頭（地質図南縁境界部に表示の岩脈）。ジュラ系地層群の層理面は N33°W, 65°E。トータル岩岩脈の貫入境界は、母岩の堆積岩の層理面とほぼ平行している。石灰岩との境界面から 30 cm の範囲内のトータル岩中には、境界面と平行な細かい剪断面（波線部分）が発達する。Ls：石灰岩、Md：泥岩、Sl：粘板岩、Ss：砂岩、To：トータル岩、Gb：斑れい岩。

められる。

岩石記載

黒雲母角閃石トータル岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・スフェーン・アパタイト・褐れん石・緑泥石・緑れん石。

斜長石は長径 0.8~1.6 mm の自形~半自形結晶で、他種鉱物との接触部は自形のことが多い。明瞭な反復累帯構造を示し、結晶中央付近の An 成分に富む部分にはセリサイトとアルサイトによって選択的に交代された帯状部が認められる。自形~半自形で角が丸味を帯びた長径 0.8 mm 以下の斜長石が、普通角閃石中にポイキリティックに包有されていることが多い。石英は、他形で波動消光が顕著である。カリ長石は、他結晶粒間に極く僅か存在する。普通角閃石は褐緑色で、周縁部で僅かに緑色味が増す。長径 1~4 mm の半自形~他形である。ポイキリティックに細粒の斜長石と磁鉄鉱を含み、稀に単斜輝石も見出される。黒雲母は褐色で径 1~2 mm の半自形~他形をなす。他結晶粒間を埋めて連続し、オフィティック様のやや粗粒の単結晶を構成することもある。不透明鉱物は主に磁鉄鉱で、一般に径 0.4 mm 以下の半自形粒状である。磁鉄鉱粒子の縁辺部には微細なアパタイトが伴われることが

多い。透過顕微鏡下では、不透明な磁鉄鉱粒子の内部にしばしば多数の透明な粒子が認められる（第 4.7 図 3）が、それらの多くはアパタイトである。本岩の場合、アパタイトは磁鉄鉱粒子の縁辺部のみならず、磁鉄鉱内部にも多数包有されている。磁鉄鉱粒子はしばしば集斑状をなし、その径は 1 mm に及ぶ。この集斑状粒子中には、微細なアパタイトや角閃石粒子が多数認められる。不透明鉱物としては、磁鉄鉱の他に極く少量のチタン鉄鉱が認められる。チタン鉄鉱は、ラメラもしくはドメイン状をなして磁鉄鉱と共存するが、単独粒子のこともある。磁鉄鉱とチタン鉄鉱は赤鉄鉱のラメラを有することがある。

(2) 角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gd2)

分布

遠島山東側山腹斜面の径約 2 km の範囲に分布する。天神森岩体の中央部を構成し、周囲に分布する黒雲母角閃石トータル岩とは漸移している。

岩相及び産状

斑状の黒雲母（最大径 2 mm）と石英（最大径 4 mm）が少量点する細粒優白質の均質岩で、色指数は 10 から 8 前後である。有色鉱物は主として黒雲母であるが、普通角閃石も僅かに認められ、その量は最大 2% 前後である。岩石帯磁率はトータル岩より低く、 $10\sim 15 \times 10^3$ SIU である。

岩石記載

角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：スフェーン・アパタイト・褐れん石・緑泥石・緑れん石。

斜長石は長径0.8~2 mm, 最大3 mmの半自形結晶で、一般に自形性が強い。明瞭な反復累帯構造を示す。石英は丸味を帯びた粒状をなし、他種結晶とは他形で接する。顕著な波動消光を示し、一般に径0.5 mm以下であるが、径が1~2 mm, 最大4 mmに及ぶやや粗粒の粒状結晶が少数散在する。カリ長石は他結晶粒間に極僅か存在し、稀にミルメカイトを伴う。有色鉱物に乏しい珪長質の部分では、斜長石粒間を埋めて連続し、4 mm前後の単結晶粒子を構成している場合が多い。普通角閃石は褐緑色で、周縁部で僅かに緑色味が増す。長径0.5~2 mmの半自形~他形で、周辺部はレリック状の細粒粒子に分かれていることが多い。黒雲母は褐色、半自形~他形で一般に径0.5 mm以下であるが、径1.5 mm前後の粒子が少量散在する。不透明鉱物は主に磁鉄鉱で、チタン鉄鉱を伴う。一般に径0.2 mm以下の半自形粒状である。透過顕微鏡下で、不透明鉱物粒子の内部及び周縁部に微細なアパタイトが多数認められる。

4.4.3 天神森岩体の内部構造と貫入過程

天神森岩体は、水平断面が円~楕円状の主としてトータル岩からなる岩体で、鉱物の定向配列によるドーム状の面構造を有し、この面構造に調和的にほぼ同心円状の岩相変化を示す。すなわち、岩体周縁部、特に東縁部はやや細粒で面構造がより顕著であり、その内側の大部分は弱い面構造を有する中粒のトータル岩からなる。岩体分布域のほぼ中央部（径約2 kmの範囲）にはやや細粒優白質で花崗閃緑岩組成の岩相が分布し、本岩体の核部を構成している。この中央部西縁から岩体西端部にかけての部分は中心岩相より東の部分に比べて苦鉄質鉱物に富み、より粗粒でポイキリティックな普通角閃石が目立つという特徴を示す。天神森岩体本体の西縁近くの岩体内部と岩体西縁近傍のジュラ系地層群中には、斑れい岩の小岩体が分布する。それらはトータル岩に先行してジュラ系地層群に貫入した斑れい岩体で、斑れい岩体下半部の一部はそれに引き続いて貫入したトータル岩中に難溶性のルーフペンダントとして残存し、その結果、現地表面では斑れい岩とトータル岩からなる複合岩体を構成するに至ったと考えられる（久保, 2010）。

4.5 小国岩体 (Gb3, Gt3)

本岩体は、本地域中央部の久慈市山形町関の東方2 kmに位置する（第4.2図）。北北西-南南東方向に細長い

4×1.5 kmの岩体を主岩体とし、その北西に1つ、南東に3つの衛星岩体を伴う。本岩体は主としてトータル岩からなり、主岩体の西縁に少量の斑れい岩を伴う。

4.5.1 中粒角閃石斑れい岩 (Gb3)

分布及び産状

小国岩体西縁部に少量分布する。また角閃石黒雲母トータル岩中で径数cm前後の捕獲岩としても見出される。本岩本体と角閃石黒雲母トータル岩との境界は観察されないが、境界部付近の中粒角閃石斑れい岩中には、平行する珪長質の薄い岩脈（厚さ1 cm以下）群が局所的に発達している。これらの産状から、本岩は角閃石黒雲母トータル岩に先行して貫入したと結論される。

岩相

本岩は、他形粒状の普通角閃石に富む灰黒色の中粒岩である。岩石帯磁率は 60×10^{-3} SIU前後である。

岩石記載

中粒角閃石斑れい。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：無色角閃石・単斜輝石・斜方輝石・黒雲母・石英・緑泥石・緑れん石。

斜長石は、長径0.8~1.6 mmの半自形結晶でやや細長く、弱い反復累帯構造が認められる。普通角閃石は、長径1~4 mmの他形粒状結晶で褐緑~緑褐色である。ポイキリティックに他結晶を多数包有している。不透明鉱物は磁鉄鉱で、やや幅広のラメラやドメイン状のチタン鉄鉱と共存している。径0.4 mm以下の他形もしくは丸味を帯びた粒状で、少量の微細な透明鉱物を伴って径1 mmに及ぶ集斑状をなすこともある。普通角閃石に包有されていることが多い。単斜輝石と斜方輝石は、普通角閃石中にレリック状に少量認められる。輝石周縁の角閃石は無色が多い。黒雲母は褐色、他形で極少量認められる。緑泥石に交代されていることが多い。石英は他結晶粒間に極僅か認められる。

4.5.2 角閃石黒雲母トータル岩 (Gt3)

分布

小国岩体の西縁を除くほぼ全域に分布している。

岩相及び産状

本岩は、あまり自形性の良くない苦鉄質鉱物に富むやや細粒の均質岩である。肉眼的特徴として、石英が極く淡い橙色を帯びている。普通角閃石の定向配列による弱い面構造が認められる。色指数は比較的優白質な部分で17前後で、岩体の北半部では20を越す部分も認められる。岩石帯磁率は $25 \sim 50 \times 10^{-3}$ SIUである。

岩石記載

角閃石黒雲母トータル岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：アパタイト・スフェーン・褐れん石・緑れん石・緑泥石。

斜長石は半自形で、比較的自形性が強い。一般に長径1 mm前後で、最大2 mmに及ぶ。結晶中央部にAn成分に富むコア部が認められ、全体に亘って明瞭な反復累帯構造が発達している。石英は径1~3 mmの他形粒状で、強い波動消光とサブグレイン化が認められる。カリ長石は他結晶粒間に少量認められる。普通角閃石は緑褐色で、結晶周縁部でやや緑色味が増すという累帯構造を示す。長径0.8~3.5 mmの半自形で、細長いものが多い。粗粒結晶は、ポイキリティックに細粒の斜長石を含むことが多い。黒雲母は褐色で、径1 mm以下の他形もしくは径1~2 mmの半自形をなす。半自形結晶は、ポイキリティックに細粒の斜長石を包有することが多い。不透明鉱物は径0.3 mm以下の半自形~他形粒状の磁鉄鉱で、極く稀に部分的にチタン鉄鉱を伴う。微細なアパタイトを内包していることが多い。しばしば径1 mm前後の集斑状をなし、その最大径は2 mmに及ぶ。

4.6 沼袋岩体 (Gt4)

本岩体は、本地域北縁付近の久慈市山形町川井東方に位置する3×1.5 kmの若干南北に長い岩体である(第4.2図)。本岩体は主として、トータル岩からなり少量の閃緑岩を伴う。またトータル岩は外観の異なる複数の岩相からなり、その一部には貫入関係が認められる。岩体北半部は、普通角閃石に富み色指数が30近いトータル岩からなる。岩体中央東縁部の久慈市山形町日影南方では、やや細粒優黒質で黒雲母に富むトータル岩が分布し、岩体北半部を占めるトータル岩と細粒優黒質の閃緑岩を捕獲岩として包有している。また岩体南部は、色指数が15前後でモード比も花崗閃緑岩との境界付近に位置するやや優白質のトータル岩からなる。やや優白質のトータル岩とその他の岩相との野外での関係は不明である。沼袋岩体のK-Ar年代値として報告された120 Ma (Kawano and Ueda, 1965) は、黒雲母角閃石トータル岩の黒雲母の年代値である。

4.6.1 黒雲母角閃石トータル岩 (Gt4)

分布

沼袋岩体の主として北半部に広く分布する。

岩相

本岩は、普通角閃石に富む中粒の均質岩で、普通角閃石と黒雲母が他形の粒状結晶であるため等粒状の斑れい岩に似た外観を呈する。岩石帯磁率は $20\sim 30 \times 10^3$ SIU前後で、部分的に 50×10^3 SIUとやや高い箇所がある。本岩のモード組成を第4.3図bに示す。

岩石記載

黒雲母角閃石トータル岩

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：無色角閃石・単斜輝石・アパタイト・スフェーン・緑泥石・緑れん石。

斜長石は長径0.5~1.6 mmの半自形結晶で、比較的自形性が強い。An成分に富み反復累帯するコアとAn成分に乏しく正累帯するリムとからなる累帯構造を示す。石英は、他結晶粒間で他形をなしプール状の溜まりを作ることが多いが、その規模は最大でも2 mm程度である。強い波動消光を示す。普通角閃石は緑褐色で、周縁部で緑色味を増す。長径0.8~2 mmの短柱状結晶で、周縁部は他結晶粒間を埋めて他形をなす。細粒の丸味を帯びた斜長石と磁鉄鉱を包有することが多く、稀にレリック状の単斜輝石が認められる。局部的に無色の部分が認められ、特に単斜輝石の周りでは顕著である。黒雲母は褐色で、他形である。しばしばポイキリティックに他結晶を多数包有し、その長径は4 mmに及ぶ。波動消光を示すことが多い。不透明鉱物は主に磁鉄鉱で、径0.1~0.4 mmのやや丸味を帯びた半自形である。しばしば、アパタイトなどの微細な透明鉱物を包有している。内部に微細な赤鉄鉱のラメラを有することがあり、また稀に薄い板状のチタン鉄鉱を挟む。その他に黄鉄鉱の微細粒子が少量認められる。

4.7 川口岩体 (Gb5)

久慈市山根町^{あかまだち}赤間立から^{かみとくさり}上戸鎮にかけて分布する岩体(第4.2図)で、その南方延長は当地域の南東方向に位置する田野畑岩体(林, 1986)まで連続する。この岩体は、石井ほか(1955)の田野畑岩体川口型、加藤(1977)の岩泉岩体川口型、林(1986)の川口岩体と名付けられた岩体(本報告では便宜上、川口岩体と呼称する)の北縁部に相当する。川口岩体については、岩石構成や分布範囲などの詳細は明らかでない。なお、川口岩体の角閃石黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母K-Ar年代として122 Maが報告されている(Kawano and Ueda, 1965)。

本地域内の川口岩体本体からは、角閃石閃緑岩・輝石斑れい岩・かんらん石輝石斑れい岩などが見出され、北から南にほぼこの順に分布するが、これらの量比や相互関係は不明である。なお、従来の報告で本岩体の特徴とされたプロトクラスティック組織は、本地域のものからは認められなかった。また、川口岩体の北端部から北に約2 km離れた久慈市山根町下野に、長径約1 kmの小岩体が分布する。本小岩体は主として中粒の角閃石斑れい岩からなり、細粒斑状の輝石斑れい岩を伴う。岩石帯磁率は 30×10^3 SIU前後である。また、部分的に黒雲母角閃石花崗閃緑岩が認められるが、その分布範囲や斑れい岩との関係は不明である。本小岩体は岩質の相似性か

ら川口岩体の一部（衛星岩体）として取り扱う。

4.7.1 かんらん石輝石斑れい岩 (Gb5)

分布

本岩は、本地域東縁部の久慈市山根町上戸鎖南東ならびに下野の周辺に分布する。

岩相

やや細粒緑黒色の均質岩で、磁鉄鉱に富んでおり、 110×10^3 SIU 前後の高い岩石帯磁率を示す。川口岩体本体の北端付近の一部を構成するが、岩体中に占める割合や他の岩相との関係は不明である。

岩石記載

かんらん石輝石斑れい岩

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：スピネル・淡緑色角閃石・イデイングス石・緑泥石。

鏡下では、自形性の強い斜長石の粒間に普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石が分布するオフィティック組織を示す。また、細粒の斜長石・かんらん石・輝石・磁鉄鉱を多数包有するポイキリティック組織の普通角閃石が散在する。粗粒の磁鉄鉱を大量に含むのも特徴の一つである。斜長石は均質で、主として長径1~2.5 mmの半自形結晶からなる。斜長石同士は縫合線様の境界で接するが、普通角閃石に対しては自形をなすことが多い。斜長石は内部に他の鉱物を包有せず、斜長石粒子の表面に食い込んでいる普通角閃石の微粒子が極く僅かに認められるのみである。単斜輝石と斜方輝石は、斜長石粒間で他形をなす。最大粒径は2 mm程度である。単斜輝石は、周縁部を普通角閃石に縁取られていることが多い。斜方輝石は、多色性をほとんど示さない。普通角閃石は淡褐色で、他形を示す。斜長石粒間を埋めるほかに、径4~6 mmのポイキリティックな粒状結晶としても存在する。内部にレリク状の斜長石・輝石・かんらん石・不透明鉱物を多量に包有する。かんらん石は丸味を帯びた粒状結晶で、部分的にイデイングス石に交代されている。輝石もしくは普通角閃石中に包有されていることが多い。輝石や普通角閃石に取り囲まれていない場合、近接する斜長石との間には淡緑色角閃石が介在し、かんらん石と斜長石が直接接することはない。このかんらん石と斜長石との間の淡緑色角閃石の薄層中には、スピネルシンプレクタイトが部分的に発達している。不透明鉱物は、モード比で7%に及ぶ。主として磁鉄鉱からなり、少量のチタン鉄鉱と極く僅かの黄鉄鉱を伴う。磁鉄鉱は径0.2~0.5mm、最大1mmで、他鉱物の粒間で他形をなす。また、丸味を帯びた粒状結晶として苦鉄質鉱物中に包有されている。外縁部に、細粒の緑色スピネルを伴うことがある。磁鉄鉱の内部には微細なスピネルのラメラが多数みとめられ、それらは高

角で交差する二方向に配列していることが多い。チタン鉄鉱は、磁鉄鉱中のラメラもしくはドメイン状をなし、磁鉄鉱との境界に沿って微細なスピネルが配列している。

4.8 滝の沢岩体 (Gd6)

本地域東縁から東隣の陸中野田地域にかけて、比較的大規模な花崗岩質岩体が分布する。この岩体は石井ほか(1955)により田野畑岩体の茂市型、島津・寺岡(1962)により同岩体の滝沢型、吉井・片田(1974)により滝の沢岩体の名称で報告されているが、本報告では加藤(1977)及び林(1986)の見解に従って、田野畑岩体とは別の独立の岩体として扱い、滝の沢岩体と呼称する。

主に黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなる岩体で、黒雲母花崗岩を伴っている。滝の沢岩体全体の規模に比べて本地域内での分布は極僅かである(第4.2図)。北東縁部には比較的優黒質で面構造の顕著な角閃石黒雲母花崗閃緑岩が、南東縁部にはほぼ均質の角閃石黒雲母花崗閃緑岩が、それぞれ分布する。それらは陸中野田地域内において連続して分布しており、久慈市山根町小倉山東方では、本地域内とはやや岩相の異なる普通角閃石の粗粒結晶が目立つ角閃石黒雲母花崗閃緑岩や、より優白質の角閃石含有黒雲母花崗岩などが分布している。滝の沢岩体中の、それらの岩相の野外での相互関係や分布範囲などの詳細は不明である。

4.8.1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (Gd6)

分布

本地域北東縁部の久慈市小久慈町の滝ダム周辺から、南南東方向の小倉山北側山腹にかけて分布する。

岩相

本岩は、明瞭な定向配列を示す普通角閃石に富む中粒岩である。鏡下では、変形組織や再結晶組織の発達が顕著で、固結後の変形を被ったことを示している。岩石帯磁率は 0.5×10^3 SIU 前後の低い値を示し、主たる不透明鉱物は黄鉄鉱である。一方、久慈市山根町中戸鎖東方の本地域東縁部にも本岩と類似の花崗閃緑岩が分布するが、こちらは鉱物の定向配列があまり顕著でなく、変形の程度も低い。この花崗閃緑岩や小倉山東方の花崗閃緑岩及び花崗岩など、滝の沢岩体のその他の岩相の岩石帯磁率は $15 \sim 30 \times 10^3$ SIU で、主たる不透明鉱物は磁鉄鉱である。顕著な面構造が発達する角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、変形による再結晶に加えて、黄鉄鉱の局所的な鉱化作用を被ったものと考えられる。本岩のモード組成を第4.3図bに示す。

岩石記載

黒雲母角閃石花崗閃緑岩

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒

雲母・不透明鉱物。

副成分及び二次鉱物：単斜輝石・アバタイト・ジルコン。鏡下では、粗粒結晶の撓みや破断、周縁部の細粒化、脈状に発達する細粒粒状化部などの変形組織が認められる。斜長石は、長径0.8~4 mmの自形性の強い結晶で、広い不均質な中央部と狭い正累帯する周縁部からなる。中央部は高An組成で、弱い反復累帯構造やアンチパーサイト組織が認められる。普通角閃石・黒雲母・単斜輝石の丸味を帯びた細片を多数包有することがある。しばしば、不均質な消光や部分的な細粒粒状化が認められる。石英は他形で、多くの場合細粒粒状の集合体を構成している。顕著な波動消光を示す。カリ長石は径1 mm前後の他形粒状結晶で、周縁を微細な石英・長石集合体で取り囲まれることが多い。しばしばミルメカイトが認められる。普通角閃石は緑褐色で、褐緑色の狭い周縁部を伴う。径0.5~2 mmで、しばしば集斑状をなし、その径は6 mmに及ぶ。比較的粗粒の普通角閃石中には、レリック状の単斜輝石が包有されている。黒雲母は濃褐色で、径1.5 mm以下の半自形もしくは雲母フィッシュ状で、曲げや撓みが発達する。部分的に、細粒短冊状黒雲母によって交代されている。また細粒短冊状黒雲母は、細粒普通角閃石と共に脈状の集合体を構成している。不透明鉱物は主に径0.3 mm以下の半自形の黄鉄鉱で、その他に少量の丸味を帯びた粒状~他形のチタン鉄鉱と極く少量の黄銅鉱が認められる。黄鉄鉱は、他結晶粒間で他形の集斑状をなすことがある。粒子内部に微細な透明鉱物を多数含んで不均質な印象のものが多い。

4.9 深成岩類の岩相区分と列状分布

北上山地北部には北上花崗岩類に属する下部白亜系深成岩類が分布し、それらは北北西-南南東方向に平行配列する岩体群を構成している(第4.1図)。陸中関地域内にはそのうちの三列の岩体群が認められ、それぞれは西列の平庭岩体、中央列の天神森岩体・小国岩体・沼袋岩体、東列の川口岩体で構成される(久保, 2010)。西列の岩体は各々累帯複合深成岩体を構成し、斑れい岩から石英閃緑岩・花崗閃緑岩までの岩相変化に富む。これらは苦鉄質マグマからの分化物で、苦鉄質岩相から珪長質岩相へと順次貫入し岩体の中央部により若い岩相が分布する。斑れい岩はシリカ含有量の割にカリ長石に富み、石英閃緑岩から花崗閃緑岩へと至る分化はモンゾニ岩寄りのトレンドを示し、トータル岩質岩相に乏しい。岩体の多くは一方向に伸長する細長い分布を示す。中央列の岩体は主としてトータル岩からなり、これに先行して貫入した少量の閃緑岩~斑れい岩を伴う。岩体を構成する岩相は苦鉄質岩相と珪長質岩相に二極化しており、両者の混成岩相や密接な随伴関係が認められないことから、相互の貫入時期は西列の岩体の場合ほど近接してはいな

いと推定される。岩体の分布は円形に近いものが多く、比較的分布規模の大きい岩体では岩体中央部でより珪長質となる累帯構造を有する。東列の岩体は、斑れい岩・花崗閃緑岩などからなり、その多くは北北西-南南東方向に伸びる岩脈状の小岩体である。苦鉄質岩相に富み高い岩石帯滋率を特徴とする。

北上山地北部における深成岩類の列状分布としては陸中関地域内の三列に加え、北上山地北部の西縁近くに位置する一戸岩体や姫神岩体などから構成される西縁列と、北上山地北部の東縁に位置する階上岩体や田野畑岩体などから構成される東縁列が存在する。北上山地北部全域に及ぶこのような岩体群の北北西-南南東方向の平行配列と東西方向における岩石学的特徴の系統的变化は、地殻深部のマグマ生成の場における地質環境の反映と考えられる(久保, 2010)。

片田(1974)は、いわゆる北上花崗岩類をその分布と岩石学的特徴に基づいてI~VI帯に区分した。陸中関地域については、平庭岩体はIII帯、川口岩体と滝の沢岩体はII帯に分類され、天神森・小国・沼袋の各岩体の苦鉄質岩相がIII帯に、珪長質岩相がII帯に分類されている。しかしながら各岩体の苦鉄質岩相と珪長質岩相との間には密接な成因関係があるので、岩帯区分は岩相単位ではなく岩体ごとの特徴を基にするべきである(久保, 2010)。この場合、平庭岩体・天神森岩体・小国岩体・沼袋岩体と共に川口岩体はIII帯に、そして滝の沢岩体のみがII帯に帰属する。

Kubo(1977b)は、北上花崗岩類の岩体ごとの情報量が限定的であることを考慮して細分化を控え、北上花崗岩類を概ね南北方向に延びる三列の花崗岩体群に区分し、太平洋側から西方に向けてType I~IIIに分けた。陸中関地域内に関しては、滝の沢岩体はType Iに、それ以外の岩体はType IIに属する(久保, 2010)。

陸中関地域の平庭岩体は、岩体の特徴や岩相構成、分化及び形成過程などの点で、同じくType IIに分類される北上山地南部の牡鹿斑れい岩体(Kubo, 1977b)と共通する点が多い。しかしながら両岩体は、位置的にも遠く離れ、母岩の属性(前者は付加体堆積物、後者は浅海成堆積物)も大きく異なっている。岩体の平行配列と母岩の属性から、北上花崗岩類の分布は花崗岩の貫入・固結の場ではなく、より深部のマグマ形成場に規制され、沈み込み帯の位置やマグマ上昇の構造的要因に支配されていることが指摘されている(久保, 2010)。なお近年、アダカイト質マグマの観点から北上花崗岩類の成因が検討されており(例えば、土谷, 2008)、それによればアダカイト質累帯深成岩体は上述の分類によるType Iの岩体の一部に見出されているが、この地球化学的特徴は今後岩体区分上の新たな指標の一つとなる可能性がある。

第5章 上部白亜系陸成-浅海成層（久慈層群）

（鎌田耕太郎）

5.1 概要・研究史

北上山地北東部に分布する上部白亜系-古第三系は久慈層群と野田層群からなり、この時代の層序学的・古生物学的資料を提供する東北日本における代表的な地質系統として、古くから注目されてきた。最近の研究では、久慈層群は南樺太から鹿島沖まで続く蝦夷堆積盆を構成する一つの堆積盆（北上亜堆積盆）を埋積した堆積物とみなされている（Ando, 2003）。蝦夷堆積盆は古ユーラシアプレート東縁の古東北日本弧-海溝系の前弧堆積盆に位置付けられ、白亜系-古第三系暁新統によって埋積されている。堆積盆の西部域に相当する陸上露出域では河川成相から浅海成相の堆積物が見られ、その東方延長にあたる沖合の海成泥岩層は東北日本太平洋側沖合における坑井層序として確認される（例えば、安藤, 2005）。

陸中関地域の北東端に露出する上部白亜系久慈層群は分布域全体から見ると、その中央部を占めている（島津・寺岡, 1962；鎌田ほか, 1991）。本層群はジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）の高屋敷コンプレックスならびに下部白亜系深成岩類の滝の沢岩体を傾斜不整合で覆い、古第三系野田層群に平行不整合で覆われる（陸中関地域には野田層群は露出しない）。一般に北西-南東走向を示し北東へ緩く（15°~20°）傾斜する。久慈層群は砂岩・泥質岩・礫岩からなり、凝灰岩・有機質シルト岩・炭層を挟み、全層厚は約 600 m である。後述するように、玉川層・国丹層・沢山層（陸中関地域には露出しない）が下位から累重し、前二者は幾つかの部層に細分される（第 5.1 図 i）。

5.1.1 層序区分の変遷と問題点

陸中関地域における久慈層群の層序区分については、堆積相解析の視点から検討が進められた結果、模式地等の岩相層序区分が広域に対比できるものでないことが、最近明らかになってきた（鎌田, 2019）。従って本項では、従来から踏襲されてきた層の設定や部層区分について、堆積学的な研究成果の視点から再検討し、区分境界についての問題点を整理して示す。

1911 年における旧 20 万分の 1「一戸図幅」の調査報告により、古期岩層（現在の北部北上帯付加複合体）を覆うより若い堆積物として第三紀層の分布が確認され、これが久慈地方に広く分布することが認識されていた（中村, 1911）。1928 年の久慈-尻内間の鉄道工事の際に

その堆積物の一部から発見されたエビ類化石は、佐伯（1928）により *Palinuridae* 科のものと同定されたことから、久慈地方に白亜系が分布することが判明した。引き続き、佐伯・佐々（1930）は上述の化石を含む堆積物を上部白亜系に対比される久慈層群と命名し、下位から川代層、国丹層、門ノ澤層に区分して層序の概要と産出化石について報告した（第 5.1 図 a）。その後、佐々（1932）は、陸中関地域を含む久慈地方（岩手県久慈市北東部-野田村）に分布する白亜系-古第三系の層序と分布について詳細な地質図を添付した論文を公表した。そこでは久慈上部白亜紀層群と野田古第三紀層群に区分され、前者は下位から玉川層群、国丹層群、門ノ澤層群（第 5.1 図 b）に、後者は港層群と久喜層群に細分された。これらはそれぞれ、現在の層の名称として用いられている。玉川層群は下位から、基底礫岩層、緑色砂岩礫岩互層、緑色砂岩層、砂岩泥岩互層、礫岩砂岩泥岩互層に細分された。緑色砂岩層には斜交層理が見られ、カキ（*Ostrea*）化石が含まれるとした記述は、その後の研究結果との比較を容易にしている。玉川層群の堆積物中にカキ礁を挟有することや、砂岩には斜交層理が見られレンズ状などの堆積形態を示すことから、堆積環境については浅海性~瀬海性と見なした（佐々, 1932）。また国丹層群は、下部の蘆毛澤砂岩層と上部の国丹砂質泥岩層から構成される。

1950 年代までは、久慈地方に分布する上部白亜系については上記の研究以外に主たる調査や報告がなく、松本（1953）による本邦白亜系地史の総括や半沢（1954）による東北地方白亜系の記述においても、佐々（1932）の層序区分が踏襲されている。つまり、松本（1953）は久慈層群が岩相層序や層厚において阿武隈山地東南部に分布する双葉層群に大局的に類似し、白亜紀浦河世（コニアシアン期-サントニアン期）の海進堆積物であると指摘し、また半沢（1954）は佐々（1932）の研究結果を引用して久慈地方に分布する上部白亜系の岩相層序区分とその記載ならびに化石に基づく堆積年代について紹介している。なおこれらの著書ではいずれも、層序单元名称として久慈層群と玉川層、国丹層、門ノ沢層が用いられている。

小貫（1956）は北上山地の地質を総括した地質図説明書において、佐々（1932）の見解や沢田義男氏による昭和 20（1945）年東北大学卒業論文の成果を踏まえ、久慈地方に分布する上部白亜系の岩相層序などについて述

(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	(g)	(h)	(i)
佐伯・佐々 (1930)	佐々 (1932)	小貫 (1956)	島津・寺岡 (1962)	吉田ほか (1987)	山内・箕浦 (1986)	照井 (1986)	照井・長浜 (1995)	本報告
国丹層	国丹層群	国丹層	国丹層	国丹層	沖合泥底	国丹層	国丹層	国丹層
国丹頁岩	国丹砂質粘岩層		上部	上部層		上部外浜	上部外浜	上部層
足毛潭砂岩	産毛部砂岩層	蘆沢砂岩部層	中部	中部層		下部外浜	内側陸棚	
	礫岩砂岩互層	礫岩砂岩	下部	下部層		下部外浜	下部外浜	下部層
	礫岩砂岩互層	砂岩泥岩互層	上半部	上部層	磯貫線状河川	河川流路とチャネルバー	純行河川流路と泥灘原	
	砂岩泥岩互層	砂岩泥岩互層	久慈層群	久慈層群	河川の流入する潟	河川流路と	ラグーン	久慈層群
	緑色砂岩層	緑色砂岩	玉川層	玉川層	上部沖浜	海岸砂丘	上部外浜	玉川層
	緑色砂岩互層	緑色砂岩互層	下半部	下部層	磯貫線状河川	河川流路	ラグーン	中部層
	基礎礫岩層	基礎礫岩			潟の湖間帯	前浜	砂丘	下部層
					中～上部扇状地	扇状地	扇状地	
					上部扇状地	扇状地	扇状地	

第 5.1 図 久慈層群玉川層及び国丹層における岩相層序区分または堆積相区分 (堆積環境) とその対比

べた。上部白亜系の名称に関しては、層群として扱われていた層序単元を層に格下げしそれぞれ玉川層、国丹層、門ノ沢層とした上で、これらを一括して久慈層群とした(第5.1図c)。玉川層は下位から、基底礫岩、緑色砂岩、礫岩互層、緑色砂岩、砂岩泥岩互層、礫岩砂岩からなり、緑色砂岩及び礫岩砂岩の層準にカキ礁が挟有されることから、玉川層を浅海成層とした。国丹層は灰色泥岩を主体とするが、その基底部に発達する砂岩層は蘆沢砂岩部層として区分された。門ノ沢層は下位から、砂質泥岩泥岩互層、門ノ沢植物化石層を伴う頁岩泥岩互層、緑色凝灰質砂岩及び菱倉植物化石層を伴う石英粗面岩凝灰岩、ならびに礫岩砂岩互層に区分された。

島津・寺岡(1962)による陸中野田地域の調査研究では、佐々(1932)の層序区分を踏襲するものの、門ノ沢層の地理的名称は近隣地(北上山地北西縁の白鳥川付近)において新第三系の門ノ沢統あるいは門ノ沢累層として既に使用されている(例えば、大塚, 1933; 鎮西, 1958)ことを理由に門ノ沢層が破棄され、沢山層に変更された。その結果、下位から玉川層、国丹層、沢山層に区分され、地質図にそれぞれの分布が示された。沢山層への名称変更以前に、寺岡(1959)は野田峠層への変更を提唱したが、その後に沢山層へ改めた(島津・寺岡, 1962)。なお久慈層群を一つの堆積輪廻と捉え、玉川層を海進期の瀕海性堆積物と見なした。地質図には示されていないが玉川層の岩相層序については、流紋岩質凝灰岩を伴う基底礫岩からその上位に重なる泥岩や炭質物の薄層を挟み石灰質ノジュールを含む砂岩や斜交層理砂岩までを下半部に、礫岩や砂岩、泥岩または頁岩からなる上半部に分けて記載されている(第5.1図d)。岩相記載に基づく、下半部と上半部の境界は佐々(1932)の緑色砂岩層ならびに小貫(1956)の緑色砂岩の上限に、ほぼ対比されると考えられる。国丹層は砂岩からなる比較的単調な浅海成層とみなされたが、上位に向かって砂岩から砂質頁岩に細粒化する傾向をもとに、下部・中部・上部に区分された。沢山層は泥岩や砂岩、礫岩及び凝灰岩から構成され、上半部では上方細粒化を示す層厚10m前後の小輪廻を形成するとみなされている。

小貫(1981)は北上川流域地質図の説明書において、小貫(1956)の見解を踏襲すると共に島津・寺岡(1962)による陸中野田地域の調査結果を踏まえ、久慈地方に分布する上部白亜系を久慈層群とした。さらに玉川層、国丹層及び沢山層の区分を踏襲し、これらが一つの堆積輪廻を構成すると述べている。

吉田ほか(1987)は陸中大野地域の調査に基づき、久慈層群を玉川層(下部層、上部層)、国丹層(下部、中部、上部)、沢山層に区分した(第5.1図e)。玉川層を海進初期の堆積物とみなし、礫岩卓越の下部層と砂岩卓越の上部層に区分した。下部層は上方細粒化傾向を示し、その上限は流紋岩質凝灰岩を覆う泥質岩であるとした。上

部層は砂岩に泥質岩や礫岩が挟有され、上部層基底の砂岩には石灰質ノジュールが含まれ、層厚1m前後のカキ化石層が見られるとした。国丹層は、砂岩を主とし砂質シルト岩や礫岩を挟有し、玉川層に比較すると岩相変化が単調であるとした。二層準に挟在する比較的厚い砂質シルト岩を鍵層として、それぞれを中部層と上部層の基底に位置付けた。

その後、山内・箕浦(1986)やMinoura and Yamauchi(1989)は久慈層群を堆積相解析の視点から考察し、個々の堆積相が複数の層準に繰り返し出現すると見なした。その結果、玉川層から沢山層まで一括して久慈層として再定義した(第5.1図f)。また久慈層の分布域内で、個々の堆積相を丹念に追跡して作成された地質柱状図と地質図を示した。それらには、各堆積相が模式地の玉川海岸(岩手県九戸郡野田村玉川)から内陸部に向かって楔状に薄くなって尖滅する様子が表現されており、後述のように、堆積相解析に基づくシーケンス層序学的な解釈の重要性が示された。彼らが久慈層に一括した理由は、従来の玉川層や国丹層とされてきた堆積物を構成する種々の堆積相が、両層に出現するためとしている。しかしながら模式地で観察される岩相層序が示すように、玉川層と国丹層の両層に共通した堆積相が出現することはない。また、河川流路と氾濫原相を覆う中部外浜相の層準を境に明瞭な岩相変化が認められ、その岩相境界は広域に追跡できるので、従来のように層境界を設定することに問題は無いと判断できる。

照井(1986)ならびに照井・長浜(1986)は、久慈層群を玉川層(下部・中部・上部)、国丹層(下部・中部・上部)、沢山層に区分した(第5.1図g)。その後、照井・長浜(1995)は久慈層群を玉川層(下部層・中部層・上部層)、国丹層(下部層・中部層・上部層)、沢山層に区分した(第5.1図h)。これらの報告では堆積相の変化に着目し堆積相組合せに基づいて、主に陸域環境の堆積相からなる玉川層、外浜～陸棚相からなる国丹層、陸域河川相からなる沢山層として位置づけられた。

照井・大上(1989)は、久慈地方の上部白亜系について概括している。そこでは島津・寺岡(1962)の層序区分に従った岩相層序と産出化石による時代対比がなされたが、照井(1986)や山内・箕浦(1986)の堆積相に関する成果は引用されていない。

久慈層群に関する研究は、かつては岩相層序区分と共に軟体動物や植物化石による時代対比が試みられてきた。また、カキ化石や炭層を挟有することに着目して堆積環境の解釈が付随的になされた。しかし、久慈層群を構成する堆積物が側方への連続性に乏しい特徴を示すことは、佐々(1932)の報告以来、どの研究者からも指摘されてきた。島津・寺岡(1962)は、模式地(玉川付近の海岸)で観察される玉川層の岩相層序は全域に適用できるものでないと述べ、玉川層下半部における岩相の側

方変化の特徴に基づき、北西から南東に向かって開いた静穏な内湾的古地理を想定した。また、吉田ほか（1987）は玉川層の層厚を80~190 mと見積もり、その値にかなり幅をもたせている。

5.1.2 堆積環境

最初期に久慈層群について総括的な研究を行った佐々（1932）の報告以来、岩相層序区分と時代対比が試みられ、堆積環境の解釈は付随的になされた。久慈層群を構成する個々の岩相が側方へ連続しないことはすでに指摘されていたが、解像度の高い環境解釈の議論は、堆積相解析手法が導入される1980年代まで進展しなかった。

佐々（1932）は玉川層群（現在の玉川層）を一つの堆積輪廻をなすと捉え、カキ礁の存在のほかに堆積物に斜交成層やレンズ状、ポケット状の特徴が見られることから浅海性~瀬海性堆積物と見なした。なお、本層群分布域の北東部にあたる久慈市宇津目付近（北東隣の久慈地域内）では砂岩層が薄くなり泥岩の挟みが多くなることから、分布域西縁に比べるとより沖合の堆積物が分布するとした。基底礫岩は不整合面の上に厚く発達するが欠く場所もあり、そのような特徴は給源の河口の位置によるものと見なした。国丹層群（本報告の国丹層）は海成動物化石を含み、厚く均質な堆積物からなるなどの特徴から海成堆積物とした。門の澤層群（現在の沢山層）の岩相は国丹層群から漸移し側方への岩相変化に富み、炭質物や植物化石を含むことから瀬海性~半陸性の堆積物と見なした。上部に挟まれる凝灰岩は珪長質の火山活動によるとした。東隣の陸中野田地域（島津・寺岡、1962）及び北隣の陸中大野地域（吉田ほか、1987）に分布する久慈層群については堆積輪廻（堆積サイクル）の視点から堆積環境が推定され、海進期から海進最盛期、海退期に至る一連の堆積物と捉えられた。陸中野田地域に分布する玉川層は瀬海成層で国丹層は浅海成層とされた（島津・寺岡、1962）。特に玉川層の下半部の岩相が走向方向に変化することに着目し、北西部ではより静穏で内湾的性格の強い環境であったと述べている。陸中大野地域に分布する玉川層は、下部から上部に向かって扇状地を構成する河川相から網状ないし蛇行河川堆積物に変化し、上部は河口ないし潟湖の汽水相に移行する堆積物と見なされた。国丹層は前浜~外浜環境からなる海浜環境の堆積物と判断し、その中部層と上部層の一部には汽水環境堆積物を伴うと述べている（吉田ほか、1987）。なお、松本ほか（1985）は国丹層から産出する複数の種構成からなる *Texanitinae* 科のアンモナイト化石に着目し、その生息環境が同層に認められる海岸線に近い浅海陸棚相の堆積と関連すると指摘した。

1980年代以降、久慈地方の上部白亜系-古第三系については、堆積システムの考察を目的とする堆積相解析の視点からの研究が始まった。そこでは堆積相を区分単

位とする各個柱状図が作成され、岩相組合せから導かれる堆積環境が議論されると共に、海水準変動との関わりから検討がなされるようになった。照井（1986）は久慈層群を層序区分すると同時に、本層群を構成する16の岩相を識別した。玉川層については8つの岩相からなることを地質柱状図に示した。下位から、扇状地（alluvial fan）、前浜（foreshore）、海岸砂丘（sand dune）、ラグーン（lagoon）、河川の流路残留堆積物（fluvial）、沖浜上部（shoreface）、海岸砂丘、ラグーン、河川の流路残留堆積物と氾濫原が繰り返す、その最上部にチャンネルバーを伴う（fluvial）と認めた。照井（1986）による久慈層群の堆積環境の考察と変遷史については、小島（1986）にも引用され、本邦の上部白亜系の代表的な解析例として中部蝦夷層群三笠層と共に詳しく述べられている。

山内・箕浦（1986）と Minoura and Yamauchi（1989）は久慈層群を久慈層に格下げしこれを堆積相で区分した。さらに、久慈層と古第三系野田層を構成する堆積相として海成相、潟相、河口付近相、河川-扇状地相の4つの基本堆積相を設定し12の亜堆積相を識別した。玉川層に対比される層準については、下位から上部扇状地、中部-上部扇状地、潟の潮間帯（lagoonal beach）、沖浜（foreshore）、潟の潮間帯、礫質網状河川、沖浜、河川が流入する潟（lagoonal estuary）、礫質網状河川の順に重なることを地質柱状図に示した。

照井・長浜（1995）は久慈層群を玉川層（下部層・中部層・上部層）、国丹層（下部層・中部層・上部層）、沢山層に区分した。堆積相に着目した岩相区分と共に海水準変動との相関性を反映したシーケンス境界を設定し、古地理変遷について述べた。照井（1986）に比べると、堆積相の識別がより詳細になり、堆積環境についての解釈を一部修正したことに伴って部層区分境界が照井（1986）の見解とやや異なる。照井・長浜（1995）では、9つの堆積相を認定し、玉川層は下位から扇状地、ラグーン、前浜、上部外浜、前浜、砂丘、前浜、砂丘、ラグーン、蛇行河川、上部外浜、ラグーン、氾濫原を伴う蛇行河川の重なりからなるとした。また、模式地の玉川海岸で得られた堆積相の区分とその解釈が照井・長浜（1995）の fig. 4 に示され、さらに fig. 11 の総括図にも示されている。これら2つの図に示された堆積環境の解釈は微妙に異なっているが、その理由は不明である。なお、玉川層は3つの堆積シーケンスからなるとし、下部層と中部層の境界を海進面で、中部と上部の境界を海退による侵食面としている。

これまで、山内・箕浦（1986）、Minoura and Yamauchi（1989）、照井（1986）や照井・長浜（1995）などによって陸上河川堆積物と見なされていた玉川層上部の堆積物から、渦鞭毛藻類化石が検出された（梅津・栗田、2007）ことに基づくと、その堆積相の一部は従来と異なる海成~汽水環境と解釈できることが指摘された。

5.1.3 地質時代

北上山地北部では、宮古地方において古くから白亜系が分布することが知られていた（八重樫, 1900）が、久慈地方やその近隣域に中生界が存在するののかについては、第三系とする見解とその一部は白亜系を含むとする見解があった（佐伯, 1928）。佐伯（1928）は夏井村國丹（現在の久慈市夏井町）付近にて産出した *Palinuridae* 科エビ化石を契機に現地調査を行い、‘秩父古生層’と花崗岩を不整合に覆う地層群のうち、下部には領石統に対比される植物化石を含みその上にはアンモナイトなどの軟体動物や植物化石などを含む堆積物が重なることを認め、久慈地方と陸中八木（現在の九戸郡洋野町八木）付近に白亜系が存在することを指摘する端緒となった。その後、佐伯・佐々（1930）は上述の化石を含む堆積物を上部白亜系とし、北海道・樺太の生層序資料に基づき國丹層に含まれるアンモナイト類、イノセラムス化石から久慈層群の年代をセノニアン世の後半に対比した。さらに詳細な調査を行った佐々（1932）は、國丹層群から産するイノセラムス・アンモナイト化石をもとに樺太及び国内の上部白亜系の生層序と比較した。*Inoceramus japonicus*（イノセラムス）の対比に課題が残るものの浦河統上部菊石層群に比較できるので、セノニアン世（白亜紀を三分した際の最後の世であり、コニアシアン期-マーストリヒチアン期に相当）の海進堆積物と見なした。門の澤層群は北海道の函淵砂岩層と共通する植物化石に富み、上部セノニアン統の上部の堆積物とした。

小貫（1956）は、國丹層及び門ノ沢層から産出した動物化石ならびに植物化石に基づき、久慈層群の地質時代をセノニアン世と見なした。島津・寺岡（1962）は、久慈層群の上限・下限の地質年代については明確ではないが、大部分は浦河世（コニアシアン期-サントニアン期）であるとした。吉田ほか（1987）は國丹層産のイノセラムス化石やアンモナイト化石に基づき、コニアシアン期からカンパニアン期に対比した松本ほか（1982）の見解を踏襲し、玉川層や沢山層から産出した植物化石や花粉・孢子化石による時代対比と矛盾しないと述べている。Ando（1997）は、久慈層群の地質年代をサントニアン期初頭-カンパニアン期初頭とした。Futakami *et al.*（1987）は、國丹層から産出したイノセラムス化石やアンモナイト化石に基づき、國丹層をサントニアン階-カンパニアン階下部に対比した。Takahashi *et al.*（2001）は、玉川層から大型孢子化石の産出を報告し、これに基づき玉川層をコニアシアン階上部-サントニアン階下部に対比した。安藤（2005）は、久慈層群の堆積時期をサントニアン期-カンパニアン期（一部マーストリヒチアン期）と見なしている。最近では、微生物学的資料を用いた堆積年代の再検討が試みられ、梅津・栗田（2007）は花粉・孢子化石により玉川層上部から沢山層の堆積物をサントニアン階-前期カンパニアン階に対比できると報告し

た。Uno *et al.*（2018）は陸中関地域に分布する玉川層上部に挟まれる凝灰岩レンズに含まれるジルコンについて U-Pb 放射年代法による測定を行い、 90.51 ± 0.54 Ma（後期チューロニアン期）の年代値を報告した。Arimoto *et al.*（2018）は周辺地域を含め、凝灰岩に含まれるジルコンを用いた U-Pb 放射年代法により得られた年代値を基準として、陸源高等植物由来の安定炭素同位体比層序と比較した上で、久慈層群の年代決定を試みた。同層群の玉川層からはチューロニアン期初頭~サントニアン期前半（92.6~91.3 Ma）、國丹層からはサントニアン期中頃~カンパニアン期中頃（84.2 Ma）、沢山層からはサントニアン期末期~カンパニアン期中頃（81.8~79.1 Ma）の年代値が得られ、後期チューロニアン期から前期カンパニアン期に広域対比可能な複数の炭素同位体イベントを認めた。

5.2 玉川層 (Tl, Tu)

地層名・定義

本層の名称は、佐々（1932）の玉川層群に由来する。久慈層群の下部を構成する。局所的にカキ化石層を挟有するエスチュアリーやラグーン堆積相を伴う地層として設定する。

模式地

佐々（1932）は岩手県九戸郡野田村玉川の海岸沿いを模式地に定め、その後の小貫（1956, 1981）や照井（1986）も同様に玉川付近を模式地としている。島津・寺岡（1962）や吉田ほか（1987）では、模式地は明示されていない。本報告では、ほぼ連続した岩相層序を観察できる玉川海岸を模式地とする。

先行層序区分

佐伯・佐々（1930）は、久慈地方に分布する上部白亜系の最下部の層序単元を川代層と呼んだ。その後、佐々（1932）はこれを玉川層群に改称し、下位から基底礫岩層、緑色砂岩礫岩互層、緑色砂岩層、砂岩泥岩互層、礫岩砂岩泥岩互層に細分した。緑色砂岩層には斜交成層が見られカキ（*Ostrea*）化石を含むとする記述は、その後の研究に示される層序区分との対比の基準となっている。吉田ほか（1987）は、久慈川左岸の久慈市枝成沢えだなりさわの西方（陸中大野地域）で観察されるカキ化石を含む砂岩層の基底を玉川層上部の基底とした。カキ化石を含む砂岩層は、佐々（1932）の報告でも広く分布すると認めており、玉川から北西方向に位置する夏井川流域の久慈市夏井町川代や枝成沢などに続くもので、玉川層群の下から三番目の層準のカキ化石層を伴う緑色砂岩層と区分した。小貫（1981）は玉川層の最上部を緑色砂岩とし、カキ礁を挟むと述べている。東隣の陸中野田地域では、玉川層の最上部を礫岩相としており（島津・寺岡, 1962）、その最上部をカキ礁に伴われる緑色砂岩とする産状は、模式地

の玉川海岸でも認められない。この記載に対応する産状が認められた場所は不明である。

玉川海岸から内陸部へ向かって並べられた地質柱状図(照井, 1986; 山内・箕浦, 1986; 照井・長浜, 1995)によると、模式地の本層中部に見られる砂岩卓越相は海岸部から北西方向に向かって楔状に薄くなり、野田村平清水付近または長坂付近で収斂して突滅する。また、吉田ほか(1987)が枝成沢付近で確認したカキ化石を伴う砂岩層は、玉川海岸で見られるカキ化石を伴う砂岩層より上位に位置する異なった層準の砂岩であることがわかる。つまり、佐々(1932)が久慈地方全域に追跡できるとした緑色砂岩層は、玉川層の分布域内では同時間面や同一層準として追跡できるものではない。また、陸中大野地域で設定された上部層の基底をなす砂岩層(吉田ほか, 1987)も、模式地まで連続する対比基準とならないことになる。さらに玉川層を構成する個々の堆積相とその連続性に着目すると、久慈層群の堆積域では地域ごとに発達する堆積相とその層厚が異なっていることがわかる。最も顕著なのは、模式地の玉川海岸から北西に向かって長坂付近まで連続性に富む基底から下部を構成する堆積シーケンスである。露出の乏しい地域を挟み、さらに北西方に位置する陸中関地域を含む長内川沿いから陸中大野地域では、より上位の堆積シーケンスに相当する堆積相が顕著となる。しかし陸中大野地域でも長内川と久慈川に挟まれた部分では、礫岩や砂岩、泥岩、さらに炭質泥岩などからなる多様で岩相変化に富む厚い堆積相が発達する。このような玉川層堆積時に内陸部へ向かって楔状に堆積シーケンスが順次重なるような堆積物の発達状況を踏まえると、明瞭な鍵層の設定なしに全域に共通する部層区分は困難と思われる。従って本報告では、本調査地域から堆積相の追跡が比較的可能な陸中大野地域での部層区分に準じて、下部層と上部層に区分する。

分布と構造

陸中関地域北東隅の久慈市岩瀬張^{いわせはり}付近の丘陵は久慈層群により構成されるが、その中央部は長内川の氾濫原堆積物に覆われ低地となる。そのため玉川層は、大沢田付近と日吉町付近に分断されごく狭い範囲に分布する。また、厚層理の礫岩層や風化が進行した砂岩が露出する露頭が多いため細かな構造は把握しがたいが、走向は北北西-南南東が卓越し、傾斜は大沢田南西部では 20° ~ 25° 、堀内付近では 16° の東傾斜が得られた。

本層は下位のジュラ系地層群(北部北上帯付加複合体)や黒雲母角閃石花崗閃緑岩(滝の沢岩体)とは一部断層で接するものの、本層基底に顕著に発達する厚い礫岩層がそれらを不整合に覆っている。

岩相

(1) 下部層 (T1)

厚層理の礫岩を主体とし、砂岩や泥岩及び凝灰岩を挟有する。全体に上方細粒化傾向が認められる。

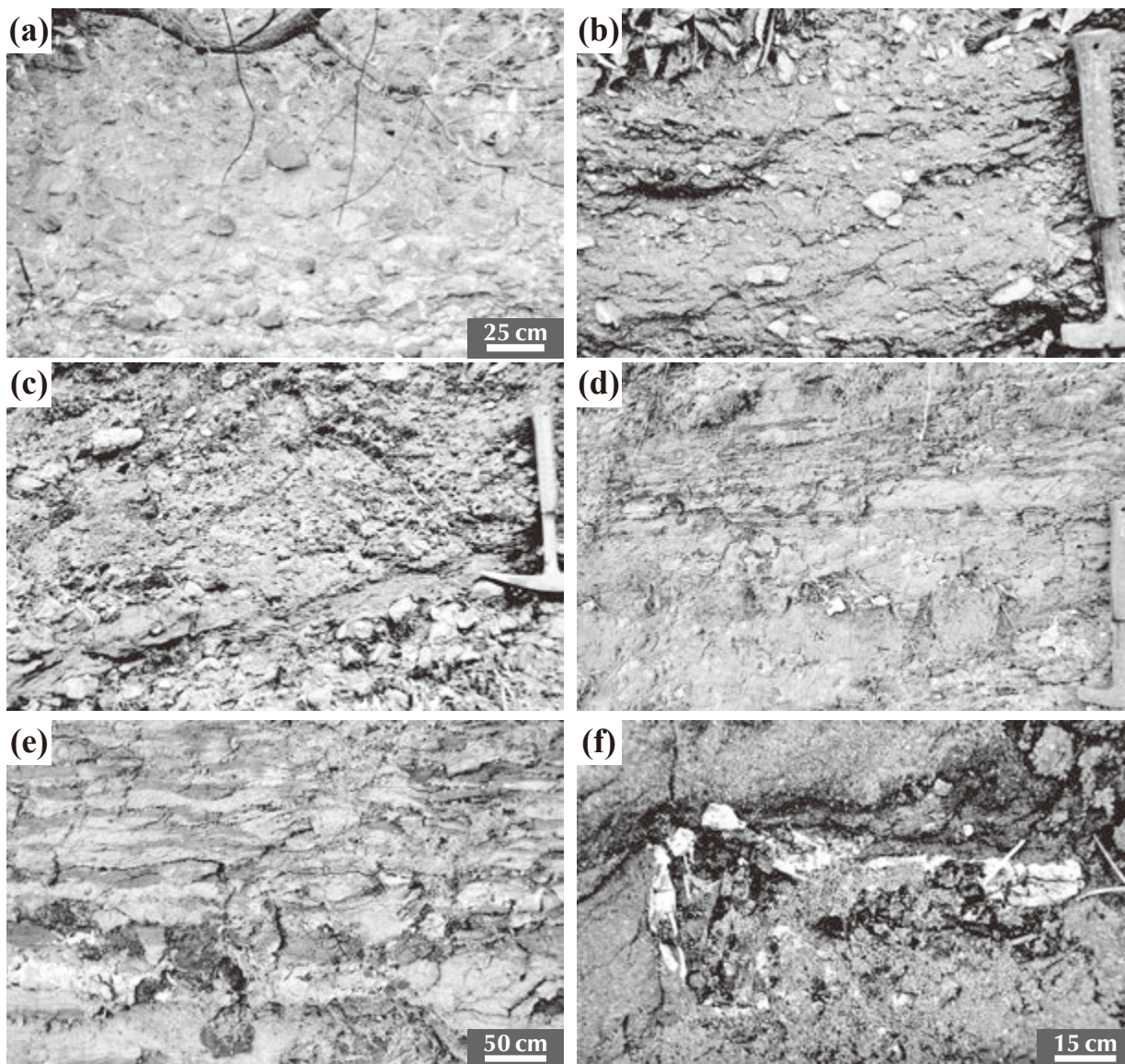
久慈市鉄山付近では、不淘汰で巨礫大以下の様々な大きさの角礫~亜角礫を主体とする砂基質の礫岩を特徴とする礫岩相の露頭が点在する。その一部には、暗紫~暗赤色の砂岩を伴う中礫大の礫岩が見られる。模式地(玉川海岸)では、このような暗紫~暗赤色の碎屑岩相は、玉川層基底部に厚く発達する礫岩中に挟在する凝灰岩や泥岩、砂岩として見られる。

基底付近の礫岩(第5.2図a)は礫支持だが、巨礫や大礫の隙間に中礫以下の碎屑物を基質状に含み淘汰は良くない。最大礫径は30 cmに達する。球形度の低い円盤状ないし楕円状の礫も見られる。礫種は斑状細粒閃緑岩や玄武岩・流紋岩などの火山岩が多く、火山礫凝灰岩や粗粒凝灰岩などの火砕岩・砂岩・ホルンフェルスも見られる。チャートや閃緑岩は少ない。玉川層の礫岩の礫種構成について検討した照井(1986)でも、他に比較して本地域では、花崗岩類やチャートが少ない傾向が示されている。

久慈市大沢田南西方に位置する沢の上流では、ジュラ系地層群(高屋敷コンプレックス)の上位(東側)に本層下部層を構成する不淘汰の砂質礫岩が断続的に露出する。比較的大きな露頭では、灰緑色で不淘汰の厚い砂質礫岩(第5.2図b)が露出する。遠望すると比較的礫を多く含む部分と少ない部分がやや成層構造をなすことが認められる。より成層構造が明瞭な部分では礫岩卓越部にシルト岩~炭質泥岩(第5.2図c)が挟まれ、塊状の含礫泥岩がレンズ状に挟有される様子が観察される。殆どの礫はチャートからなり、シルト岩には破片状の植物遺体が含まれる。

砂質礫岩は上位に向かって砂岩の挟みが厚くなり、この沢の中流付近に位置する溜池の脇では弱成層した凝灰岩を挟む。この砂岩は、チャート・ホルンフェルスなどの岩片や石英に富み斜長石や火山岩片を伴うことから、石質アレナイト~石質ワッケであると判断される。なお、佐々(1932)が区分した模式地(玉川海岸)に露出する緑色砂岩層は、照井(1986)や山内・箕浦(1986)によると、内陸に向かって層厚が薄くなり野田玉川地域の長坂付近で分布が途絶え、本地域には露出しない(鎌田, 2019)。この緑色砂岩層の砂岩組成は玉川層の他の層準と同様に、ホルンフェルスに富むものの珪長質火山岩の岩片を多く含むことが特徴である(照井, 1986)。この砂岩に挟まれる凝灰岩は、層厚が2 m以上あり灰緑色で塊状を呈し、長径1 cm前後のチャート礫を疎らに含む層が二層準に見られる。鏡下では、粒径0.1~0.5 mm程度の石英や長石に富み黒雲母も含まれ、極少量のジルコンやガラスも伴われることが確認できる。以上の特徴からこの凝灰岩は、流紋岩質と見なされる。

久慈市日吉町南方の北に流下する沢沿いでは、下部層に対比される厚層理で大礫大以下の礫~砂からなる不淘汰砂質礫岩の露頭が点在する。その一部には平行葉理の



第 5.2 図 玉川層及び国丹層の露頭写真

(a)玉川層下部層の礫岩（鉄山付近）。（b）玉川層下部層の不淘汰砂質礫岩（大沢田南西方，琥珀発掘場上流の沢）。（c）玉川層下部層の不淘汰砂質礫岩に挟まれるシルト岩～炭質泥岩（大沢田南西方，琥珀発掘場上流の沢）。（d）玉川層上部層の砂岩有機質泥岩互層。平板状斜交層理が見られる（堀内南方）。（e）玉川層上部層のレンズ状層理をなす砂岩有機質泥岩互層（堀内南方）。（f）国丹層下部層の琥珀（大沢田）。

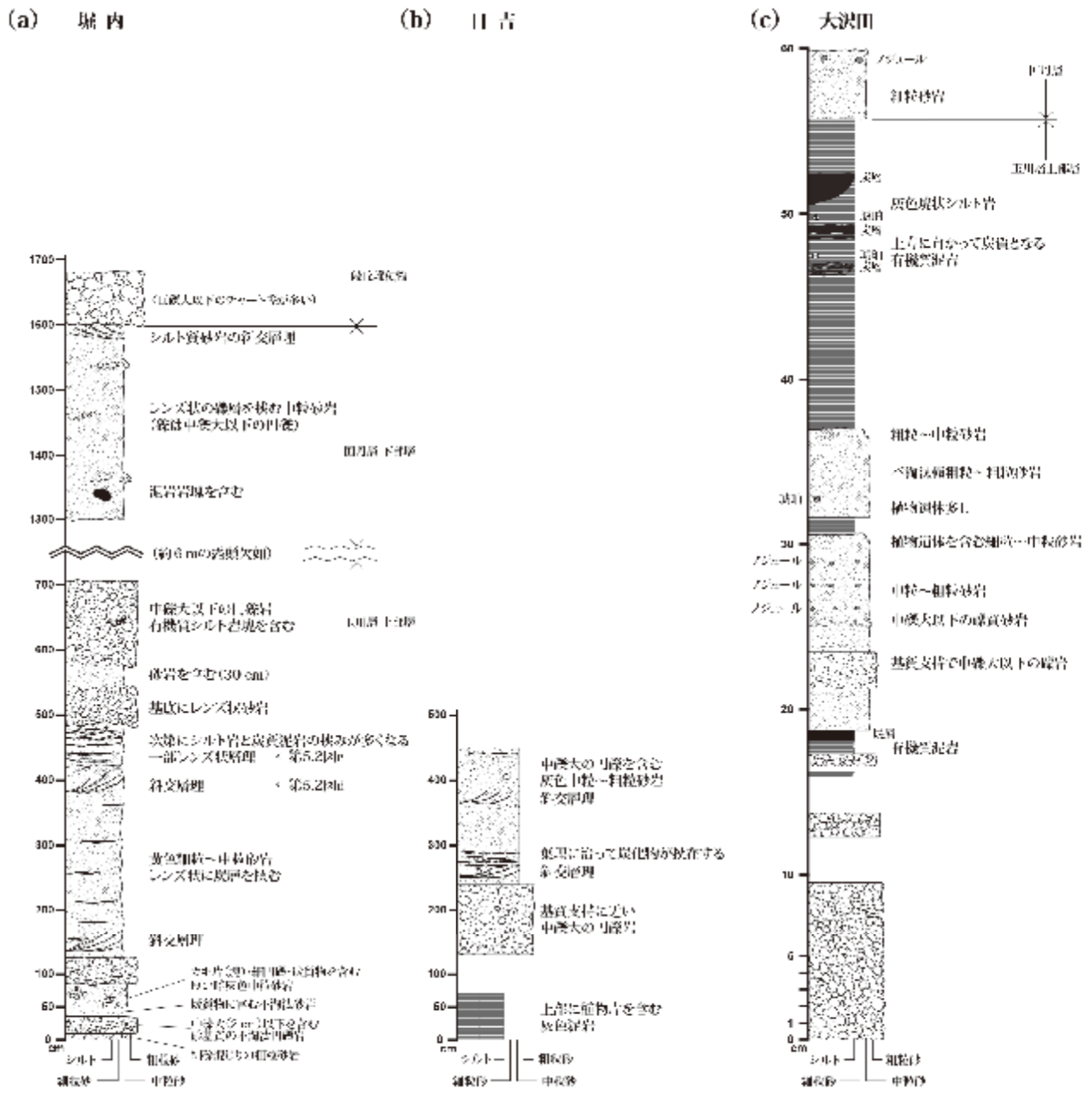
発達した砂岩や砂質泥岩をレンズ状に挟む。

(2) 上部層 (Tu)

下部には礫岩が発達するが上位に向かって砂岩が卓越するようになり，礫岩や有機質泥岩を挟むなど場所による岩相組合せや側方への岩相変化が著しい傾向が認められる。全体に上方細粒化傾向を示す。

久慈市堀内の南側では河成段丘の段丘崖に，本層上部層の次のような岩相変化に富む層序が観察される（第 5.3 図 a）。露頭基部には中礫大以下の砂基質円礫岩があり，細礫混じり粗粒砂岩や炭質物を含む不淘汰中粒砂岩，殻の厚いカキ化石や細円礫，炭質物を含む暗灰色中粒砂

岩を挟む。その上位には，細粒～中粒砂岩（層厚 3.6 m）が重なる。この砂岩は炭質物片の密集したレンズ状層理を頻繁に挟み，最上部では砂岩と有機質シルト岩の互層を呈する（第 5.2 図 d）。この互層の一部には，レンズ状層理が見られる（第 5.2 図 e）。砂岩は中礫大以下の厚層理円礫岩に覆われる。この礫岩は有機質シルト岩塊を含み，中粒砂岩の薄層を挟む。その上位は露出不良となるが，段丘堆積物（礫層）の下位に国丹層下部層に対比される層厚 3 m 程度の中粒砂岩が見られ，シルト岩塊や中礫大のレンズ状礫層を挟む。久慈市日吉町南方の北に流下する沢の入り口に近い墓地の脇の露頭では，下部



第 5.3 図 玉川層上部層－国丹層の柱状図
 (a)堀内の南側（長内川右岸），(b)日吉町南方の沢沿い，(c)大沢田南西方の沢沿い。

に炭化植物片を含む灰色シルト岩があり，その上に基質支持の中礫円礫岩，部分的に斜交層理の発達した中粒～粗粒砂岩が重なる（第 5.3 図 b）。

大沢田南西方に位置する沢の下部では，玉川層の上部と見なされる連続した岩相層序が観察される（第 5.3 図 c）。全体に上方細粒化堆積相を呈し，下位層準は厚層理の礫岩からなり砂岩や泥岩の薄層を稀に挟む（層厚約 17 m）。その上位には有機質泥岩と炭層を挟んで厚層の中粒～極粗粒砂岩が重なる（層厚約 19 m）。この砂岩の下部には中礫大以下の礫径の基質支持礫岩を挟み，中部には石灰質ジュールが含まれる。また砂岩の一部に

は，琥珀を含む層準や植物遺体を含む層準がある。さらに上位は厚い泥質岩相を呈し，厚い灰色泥岩に有機質泥岩や炭層の薄層を挟む（層厚約 20 m）。炭質部には細礫大の琥珀が含まれる。これらの泥岩は，国丹層下部に対比される細粒砂岩に覆われる。

佐々（1932）によりカキ化石を含む緑色砂岩層に重なる砂岩泥岩互層（宇津目植物化石層）として層序区分された堆積物は，主に久慈市鳥谷付近の岩相層序に基づいて設定されたものである。これに対し模式地（玉川海岸）では，この層準に対比される岩相はシルト岩を伴う礫岩砂岩互層からなる。そのため，この砂岩泥岩互層（佐々，

1932)は模式地には分布せず、本地域でも同様に露出しない、このことは、その後の研究報告(照井, 1986; 山内・箕浦, 1986; Minoura and Yamauchi, 1989; 照井・長浜, 1995)に示された玉川層の柱状対比図からも読みとれる。

化石・地質時代及び対比

大沢田付近に分布する本層上部層では有機質泥岩から、板鰐類(サメ)の遊離歯や椎体、カメ類、ワニ類、恐竜類の化石が多数産出しており(平山ほか, 2010, 2017; 宮田ほか, 2019)、後期白亜紀の陸棲動物化石産地として注目されている。また、本層からは古くよりシダ植物や被子植物などの葉化石の産出が報告されており(佐々, 1932; Tanai, 1979)、花粉・孢子化石の産出も報告されている(Miki, 1972, 1977)。梅津・栗田(2007)は模式地の玉川海岸において花粉化石と共に渦鞭毛藻類の化石を検出している。大沢田付近の陸棲動物化石産出地の堆積物について、ルグランほか(2019)はパリノモルフを検討した。コケ植物やシダ植物の孢子、被子植物の花粉のほかに藻類や菌類などを検出し、これらの分類群の組成からチューロニアン期の温暖な気候下での古植生を復元した。本層から産出する琥珀には植物化石や昆虫化石が含まれていることがある(例えば、宮田ほか, 2019)。

大沢田南西部に位置する陸棲動物等の化石を含む堆積物の上位には凝灰岩レンズが挟まれる。この凝灰岩に含まれるジルコンについてUno *et al.* (2018)はU-Pb法による年代測定を行い、 90.51 ± 0.54 Maの年代値を報告した。Arimoto *et al.* (2018)も、Uno *et al.* (2018)と同じ場所のほぼ同一層準の凝灰岩に加え、玉川海岸などに露出する玉川層基底部の礫岩中の凝灰岩と玉川層上部層の下半部に相当する砂岩中の凝灰岩についてジルコンU-Pb年代の測定を行い、前者から 85.9 ± 0.7 Ma、後者の礫岩中から 92.6 ± 0.6 Maと 89.2 ± 0.6 Ma、砂岩中から 91.3 ± 1.3 Maの年代値を報告している。これらの値は、チューロニアン期初頭～サントニアン期前半に相当する。

堆積環境

佐々(1932)は本層砂岩にカキ礁を挟むことや、斜交層理が見られレンズ状の堆積形態を示すことから、その堆積環境を浅海性～瀬海性と見なした。山内・箕浦(1986)及びMinoura and Yamauchi(1989)では、久慈市岩瀬張付近(長内川右岸)に分布する本層下部層分布域の堆積物は河川流路とその氾濫原の堆積物及び中部扇状地堆積物と解釈された。また、大沢田付近の本層下部層分布域の堆積物は中部扇状地や河川流路とその氾濫原の堆積物に、上部層分布域の堆積物は中部沖浜堆積物とされた。照井(1986)や照井・長浜(1995)に示された地質柱状図では陸中関地域に関連する資料として、大沢田付近の玉川層の岩相変化と堆積相区分が示されている。照井・長浜(1995)の資料からは、本地域に分布する玉川層下

部層相当の堆積物は蛇行河川堆積相に、上部層相当の堆積物はシーケンス境界を挟んで重なる蛇行河川と氾濫原の堆積相として読み取れる。三塚・安藤(2016)は久慈層群について詳細な堆積相区分を行い7つの堆積組層を識別した。Ando(1997)では4つの堆積シーケンスから構成されるとした久慈層群をここでは5つの堆積シーケンスに修正し、玉川層はその下部のDS1～DS3の3つのシーケンスと見なし、礫質河川～砂質河川から砂底卓越の内湾-エスチュアリーへ移行する堆積システムからなると結論づけた。既述のように、ルグランほか(2019)は大沢田付近において本層上部層の堆積物についてパリノモルフの視点から古植生を検討した。分類群の組成が異なる環境での生育を示唆するのは、河川環境における堆積時の混在によると解釈している。

以上より、陸中関地域に分布する本層下部層に見られるシルト岩や含礫泥岩をレンズ状に挟む不淘汰砂質礫岩の産状は、礫質網状河川の流路埋積物と考えられる。また本層上部層に相当する堀内付近に露出するカキ化石を含む砂岩層は、平板状斜交層理を伴い、レンズ状層理を示す有機質泥質層理を頻りに挟むことなどから、エスチュアリー域の潮汐砂堆を伴った干潟堆積物と考えられる。

5.3 国丹層(NI, Nu)

地層名・定義

本層の地理的名称である「国丹(国丹)」は、佐伯・佐々(1930)により久慈層群の下から二番目の層の名称として使用された。その後、より詳細な調査を行った佐々(1932)は国丹層群に区分の階層を格上げしたが、半沢(1954)は再び久慈層群の下から二番目の層に位置づけ、その後はこの区分が踏襲されている。

模式地

佐々(1932)は、陸中関地域の北東隣の久慈地域に位置する久慈市国丹沢付近から鳥谷トンネル付近を模式地と定めた。小貫(1956, 1981)や照井(1986)も、国丹沢付近から鳥谷トンネル付近を模式地としている。島津・寺岡(1962)や吉田ほか(1987)では、模式地を明示していない。本報告では、佐々(1932)以来の模式地を踏襲する。

先行層序区分

佐伯・佐々(1930)により国丹層が設定されて以来、岩相層序学的な位置付けは今日まで踏襲されている。しかし佐々(1932)では国丹層群として扱われ、下位から蘆毛砂岩層と国丹砂質泥岩層に細分された。半沢(1954)や小貫(1956)は階層を層に格下げし国丹層としたが、本層基底に緑色砂岩が発達するとみなし、その層準を蘆沢砂岩部層とした。島津・寺岡(1962)は陸中野田地域内における玉川海岸や久慈市宇部-滝ノ沢での

資料, 吉田ほか (1987) は陸中大野地域の枝成沢付近での資料に基づき, 下部層・中部層・上部層に細分した。その後の照井 (1986) ならびに照井・長浜 (1995) の研究においては, 下部・中部・上部あるいは下部層・中部層・上部層に三区分別された。なお島津・寺岡 (1962) や照井 (1986), 照井・長浜 (1995) では, 本層の二層準に挟まれるシルト質極細粒砂岩を部層の上限に設定されたものであるが, 吉田ほか (1987) ではその細粒質岩相を部層の基底とみなしている点で異なる。

陸中関地域では, 分布面積が小さく部層区分を検討できるような露出にも恵まれないため, 玉川層と同様に陸中大野地域との堆積相の連続性を考慮して, 下部層と上部層に二分した。

分布と構造

陸中関地域では, 北東隅の大沢田川を挟む南側と北側の丘陵を構成して分布する。岩瀬張南部の長内川右岸にも極狭い範囲であるが分布する。厚層理で風化の進んだ砂岩相が卓越するため, 大沢田川の南側の分布を除くと正確な構造を示す露頭に乏しい。下位の玉川層には整合に重なる。

岩相

本層は一般に, 厚く成層した砂岩層からなり石灰質ノジュールを含む。風化により黄褐色で塊状の砂岩層を成すことが多い。

(1) 下部層 (NI)

中粒砂岩を主体とし, 石灰質ノジュールを含む。砂岩には平行葉理や平板型斜交葉理が見られることがある。

久慈市大沢田西方の道沿いに露出する下部層は, やや下方に湾曲した平板状斜交層理の発達した中粒砂岩からなり, 中礫大の石灰質ノジュールを含む。斜交層理は, 灰緑色と白色のラミナセットの繰り返しからなる。葉理に沿って炭質物片が挟まれ, 細礫～大礫大の琥珀を散点的に含む (第 5.2 図 f)。大沢田西方の沢の入り口付近では, 塊状で厚層理の灰緑色細粒砂岩 (層厚 4 m+) が露出する。この砂岩の下部には石灰質ノジュールが含まれ, 上部には平行葉理が発達する。また大沢田西方の沢の支流沿いには中粒砂岩が広く露出し, その一部には平板状斜交層理が発達し, 葉理に沿って炭質物片を含む。

(2) 上部層 (Nu)

主に細粒～中粒砂岩からなり, 基底に泥岩を挟む。

大沢田の北側丘陵 (陸中関地域北東縁辺 - 陸中大野地域南東端) には, 国丹層の上部層が分布する。陸中関地域側は丘陵基部に位置するために土壌の被覆により露出不良である。陸中大野地域との境界付近では, 区画境界から北に遡った沢床に塊状青灰色泥岩が露出する。この泥岩層は, 照井 (1986) の中部層の上限, 吉田ほか (1987) による上部層の基底の岩相に対比されると見なされる。本報告では, この大沢田川北側の丘陵部は層位学的には国丹層上部層の分布域であると判断した。

上部層を構成する岩相は, 陸中関地域と陸中大野地域の境界から 100 ~ 200 m 北側に位置する沢で観察できる。そこでは主に青灰色塊状の中粒砂岩が露出し, 上位に向かって細粒砂岩に移化する。この砂岩は風化して褐色を呈しブロック状に割れ易い。大礫大のノジュールを含むが, 場所によっては長径 60 ~ 80 cm 大のノジュールも見られる。この砂岩層の上位は 5 m ほど露頭が欠如し, 沢山層と判断される暗青灰色で塊状のシルト岩とこれに累重する有機質の成層したシルト岩が見られる。有機質シルト岩には薄い炭層が挟まれる。ここでは沢山層との直接の層序関係は確認できないが, 整合と判断される。

化石・地質時代及び対比

久慈地方において上部白亜系の存在が知られる契機となったエビ類化石は, *Linupalus japonicus* などに同定され, その産出層準は蘆毛澤砂岩層とされる (佐々, 1932)。佐々 (1932) は, 国丹層群から産する化石には上部セノニアン統や上部チューロニアン階に対比されるものも見られるが, アンモナイト化石やイノセラムス化石に基づき浦河統上部菊石層に対比し, 下部セノニアン統の海進期堆積物と見なした。小貫 (1956) は, 産する軟体動物化石, 節足動物化石, 植物化石に基づき国丹層をセノニアン統に対比した。その後, 国丹層の時代については, 川上ほか (1983) の報告したアンモナイト類の中に *Texanites* sp. aff. *T. (T.) texanus*, *Texanites (Plesiotexanites) pacificus*, *Texanites (Plesiotexanites) kawasakii* が含まれていることに加えて, 従来より *Inoceramus japonicus* の産出が知られているので, サントニアン階中部の上半部に対比が可能とみられている (松本ほか, 1985)。陸中関地域に隣接する本層からは, 二枚貝やアンモナイト類のほかに甲殻類, 魚類, 海生爬虫類などの海生動物化石を産する (例えば, 川上ほか, 1985)。Arimoto *et al.* (2018) は玉川海岸に露出する本層下部の上限に挟まれる凝灰岩に含まれるジルコンについて U-Pb 法による放射年代測定を実施し, 84.2 ± 0.8 Ma (サントニアン期中頃) という年代値を得た。さらに Arimoto *et al.* (2018) は北隣の陸中大野地域においても, 国丹層の上位に位置する沢山層から $81.8 \pm 0.8 \sim 79.1 \pm 1.2$ Ma (カンパニアン期中頃) を示すジルコン U-Pb 年代値を報告している。これらのことから国丹層の地質時代は, サントニアン期中頃からカンパニアン期中頃に至ると判断される。

堆積環境

佐々 (1932) は, 国丹層が海棲動物化石を含む均質な堆積相からなることから, これを海成層とした。山内・箕浦 (1986) は, 本層全体を沖合泥底堆積物と見なした。照井 (1986) では本層基底部に前浜堆積相を挟むものの国丹層全体は上部 - 下部外浜相と見なしたが, 照井・長浜 (1995) では上部外浜 - 内側陸棚としている。なお, Yagishita (1994) は玉川海岸に露出する国丹層の主部を

下部外浜－陸棚漸移の堆積相と認め、その下位の上部外浜相中にリップチャンネル堆積物を保存する海進期の堆積物を検出した。

陸中関地域では既述のような堆積相の特徴から、下部層は主に上部外浜環境の堆積物、上部層は陸棚環境の堆積物と見なされる。

第6章 中新統火山岩類（貫入岩）

（久保和也）

陸中関地域における中新統火山岩類を対象とした調査研究の成果は深成岩類と同様、すでに久保（2010）によって記述・公表されている。本報告では、その内容を踏襲し適宜修正・加筆のうえ掲載した。

陸中関地域の主に西半部のジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）分布域には、幅数 m から数 10 m の岩脈が見出される。このうち平庭岩体周辺には、その岩石学的類似性から平庭岩体の形成と密接に関連してほぼ同時期に貫入したと判断される苦鉄質の半深成岩～深成岩岩脈が分布している。一方、平庭岩体の北端部から沼袋岩体にかけての地域では、花崗閃緑岩中及びジュラ系地層群中に、角閃石安山岩と凝灰角礫岩の貫入体が少量ながら見出される。後述するようにそれらは 16～15 Ma の角閃石 K-Ar 鉱物年代を示すことから、中新世中頃に貫入した火山岩類である。なお、本地域周辺でこの時期の火成活動を示すものは本岩以外に見あらず、また本岩が今後周辺各地で見つかる可能性もあるので、現段階では固有の層序単元名称を付けない。

6.1 角閃石安山岩及び凝灰角礫岩（An）

6.1.1 角閃石安山岩

分布

本地域北西部において、久慈市山形町川井からその西方の荷軽部にかけての川井川沿いに、ジュラ系地層群を貫く岩脈として点在する。また平庭岩体の北端近くで、花崗閃緑岩を貫いてほぼ南北に伸びている（久保, 1987）。

岩相

本岩は、風化した表層部は淡褐色、新鮮な内部は灰白色を呈する細粒緻密な斑状岩で、径数 mm の斜長石と普通角閃石が斑晶として認められる（第 6.1 図 a）。岩石帯磁率は 27×10^3 SIU 前後である。

岩石記載

角閃石安山岩。

斑晶：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物。

石基：斜長石・磁鉄鉱・淡緑褐色粘土鉱物・アパタイト・不透明鉱物。

斑晶の斜長石は、長径 0.2～2 mm の自形～半自形で明瞭

な反復累帯構造を示す。しばしば集斑状をなす。普通角閃石斑晶は、長径 0.4～3 mm の角がやや丸味を帯びた自形～半自形結晶で、周囲をオパサイト縁で取り巻かれている。稀に 6 mm に及ぶ長柱状結晶が認められる。褐緑色で、弱い反復累帯構造を示す。融食による湾入が認められることがある。単斜輝石及び斜方輝石は半自形、径 0.5～2 mm で、普通角閃石や不透明鉱物と共に集斑状をなすことが多い。単斜輝石には累帯構造が認められる。斜方輝石は弱い多色性を示す。輝石の含有量は少なく、全く含まれない場合もある。斑晶の不透明鉱物は磁鉄鉱で、半自形または丸味を帯びた他形粒状で、径 0.1～0.4 mm である。単独で、もしくは普通角閃石斑晶の縁部に部分的に包有されて存在する。石基は填間状で、微細な斜長石と不透明鉱物の磁鉄鉱の粒間を少量のガラス起源と思われる淡緑褐色粘土鉱物が埋めている。稀に方解石で充填された微小な孔隙が認められる。石基の斜長石は、高屈折率で長柱状～短冊状の自形粒子と半自形ないしは不定形で低屈折率の粒子とに識別され、両斜長石及び淡緑褐色粘土鉱物の三者の量比は、岩脈ごとに多様である。

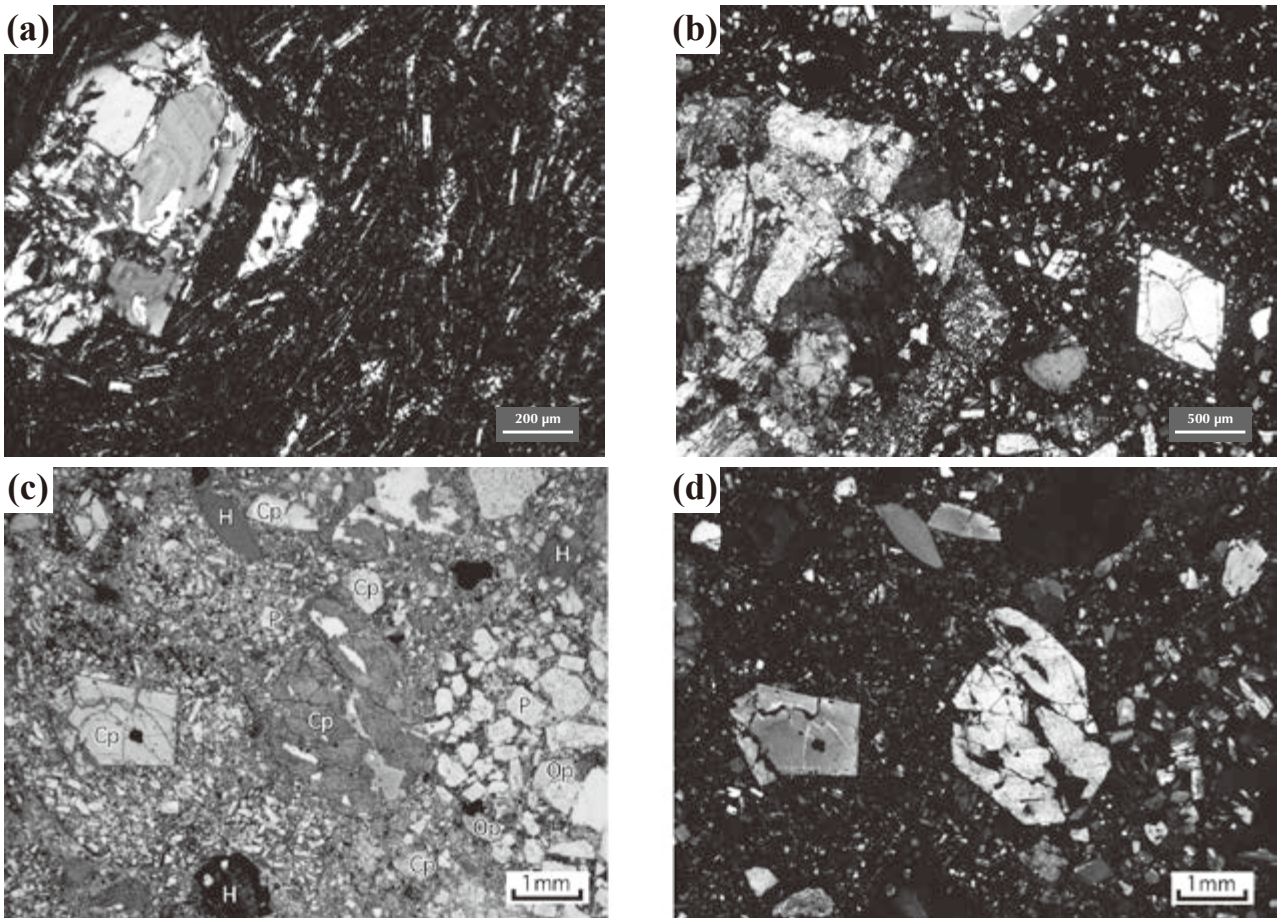
6.1.2 角閃石安山岩凝灰角礫岩

分布

久慈市山形町川井の南西 6 km に位置する明神岳の西方 600 m の山腹を南北に走る道路の東側切り割に、幅数 m に亘って露出している。

岩相

本岩は、径数 mm から最大 10 数 cm に及ぶ安山岩及び花崗閃緑岩、極く稀にチャートの角礫～亜角礫と、径 2～20 mm の普通角閃石及び輝石の粗粒結晶、及びそれらの間を埋める褐灰色の細粒基質部からなる不均質な岩石である（第 6.1 図 c, d；久保, 1987）。周囲の花崗閃緑岩との接触境界は確認できないが、新鮮な花崗閃緑岩の細片を多数包有すること（第 6.1 図 b）や、基質部の構成鉱物が安山岩質包有岩片の構成鉱物と同質であること、基質部中の普通角閃石などの粗粒結晶の外形が自形または融食形もしくは明瞭な破断面であること、表土由来の物質を含まないことなどから、本岩は花崗閃緑岩を貫く角閃石安山岩質の火道角礫岩的貫入岩であると考えられる。なお本露頭は、600 m 北方で花崗閃緑岩中に貫入している南北に伸びる角閃石安山岩岩脈の南方延長線上に位置している。



第 6.1 図 貫入岩の顕微鏡写真

(a)角閃石安山岩岩脈。斜長石の平行配列による流理構造が顕著である。(b)–(d)角閃石安山岩凝灰角礫岩（久慈市山形町明神西方 600 m）。(b)は角閃石安山岩凝灰角礫岩の花崗閃緑岩岩片含有部。左下の粗粒結晶集合体は母岩由来の花崗閃緑岩岩片。(c),(d)では細粒基質中に普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱の結晶片と安山岩の亜角礫（画面右端中央部）が認められる。a, b, d: 直交ニコル, c: 単ニコル。P: 斜長石, H: 普通角閃石, Cp: 単斜輝石, Op: 斜方輝石。(c)と(d)は、久保（2010）の第Ⅲ図版の写真 3 から転載。

岩石記載

角閃石安山岩凝灰角礫岩

含有角礫：石英閃緑岩・安山岩。

石英閃緑岩角礫は、普通角閃石のポイキリティック組織や岩石学的特徴から見て、平庭岩体の角閃石石英閃緑岩のより粗粒で普通輝石に富む苦鉄質な部分に相当する。斜長石のソーシュライト化が認められる。安山岩角礫は、斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱・粘土鉱物などから成り、ピロタキシティック組織を示すもの、シリイット組織のもの、填間状組織のものなどがある。斑晶鉱物の特徴や組織は、前述の川井川沿いの角閃石安山岩とよく似ている。

含有結晶片：普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱。微細な基質部中に、粗粒の単独粒子として普通角閃石・単斜輝石及び斜方輝石が分布する。普通角閃石が最も多く、斜方輝石は比較的稀である。普通角閃石は褐緑色、長径 0.5~20 mm でやや丸味を帯びた自形~半自形であ

る。オパサイト縁を持たないことで、安山岩岩片中の普通角閃石とは明瞭に区別できる。輝石は径 3~10 mm の自形~半自形で、斜方輝石はより細粒である。単斜輝石は累帯構造を有し狭いリムが認められる。

基質：粗粒の岩片及び結晶の間を埋めて、それらとは肉眼で明瞭に区別できる程度に細粒の基質部も、鏡下では径数 mm 程度の岩片及び結晶を多数含んでおり、角礫岩片としての境界を有しない間隙充填的な部分は量的には僅かである。この部分は、径 0.3 mm 以下の斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱・黒雲母（極く稀）の自形結晶もしくはその破片と、それらの粒間を占める淡黄~淡緑褐色の粘土鉱物からなる。粒子の粒径分布や配列に規則性は認められない。

6.2 地質学的位置づけ

川井南西部の国道 281 号線（旧道）の屈曲部に分布す

第 6.1 表 角閃石安山岩岩脈及び凝灰角礫岩の K-Ar 年代

試料番号	岩石	測定鉱物	K (%)	放射性起源 ^{40}Ar (10^{-5} ml/g)	大気 ^{40}Ar 混入率 (%)	年代 (Ma)
GSJ M 18519	角閃石安山岩凝灰角礫岩	普通角閃石	0.23	0.15	19.9	16.7 ± 2.0
			0.23	0.13	12.5	14.5 ± 3.0
			平均			16.1 ± 2.0
GSJ R 82559	角閃石安山岩岩脈	普通角閃石	0.12	0.06	18.4	14.5 ± 1.3
			0.12	0.07	20.4	15.8 ± 1.3
			平均			15.2 ± 0.9

GSJ M18519 のデータは久保 (1987), GSJ R82559 のデータは久保 (2010) による。測定は両試料とも Teledyne Isotope 社による。久保 (2010) の第 1 表を転載。

る角閃石安山岩岩脈は、その北縁部が一部角礫岩～破碎岩様で、その他の大部分は比較的新鮮な均質岩からなる。この均質岩中の普通角閃石については、K-Ar 年代値として 15.2 ± 0.9 Ma (久保, 2010) が報告された (第 6.1 表)。また、明神岳の西側山腹で平庭岩体の花崗閃緑岩中に露出する角閃石安山岩凝灰角礫岩については、基質部中の普通角閃石の K-Ar 年代値として 16.1 ± 2.0 Ma (久保, 1987) が得られている。前述の通り、角閃石安山岩凝灰角礫岩中の安山岩岩片は、角閃石安山岩岩脈と記載岩石学的特徴がよく似ており、分布も非常に近接している。これらのことから、両者は同一の火成活動の産物で、各々岩脈と火道角礫岩に相当すると考えられる。

これらの岩脈や火道角礫岩の存在は、当地域に中新世中頃の火山活動があったことを示している。本地域周辺で本岩に対比可能な地層としては、約 20 km 西方の葛巻町西方や北西方の一戸町に分布する中新統四ツ役層の傾城峠火山岩部層 (北村, 1981; 辻野・工藤, 2018) がある。このことは、東北日本中軸部に発達する新第三紀火山岩類の活動域の東限が、従来考えられていた位置 (傾城峠火山岩部層の分布域に相当) よりも、かなり東方の地域まで達していたことを示している (久保, 1987)。本地域の火山岩の分布や産状からみて、本地域内での活動の規模は比較的小さく、地表噴出物はもしあったとしても少量であったと推測される。

第7章 第四系

(工藤 崇)

7.1 概要及び研究史

陸中関地域の第四系は、下部更新統の水無層、上部更新統の河成段丘堆積物、上部更新統-完新統の山麓及び埋谷緩斜面堆積物、完新統の氾濫原及び谷底低地堆積物からなる。水無層は、本地域北東部に相当する北上山地東縁に沿って分布する海成段丘堆積物であり、水無面を構成する。本層は主に軟質の砂岩～未固結の砂層からなり、砂鉄層を頻繁に伴う。河成段丘堆積物は、本地域の河川に沿って分布し、主に礫及び砂からなる。山麓及び埋谷緩斜面堆積物は、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、山間の扇状地堆積物、小規模な地すべり堆積物のほか、成因によらず緩斜面を構成する礫層主体の堆積物を一括したものであり、主に礫及び砂からなる。氾濫原及び谷底低地堆積物は、河川沿いに明瞭な平坦面を成して分布し、かつ段丘化を受けていない礫、砂及び泥からなる堆積物である。

本地域の第四系については、これまで以下のような研究報告がある。田山(1931)は、本地域北東端部を一部に含む北上山地東縁部の海成段丘について、段丘面区分と段丘地形の記載を行った。佐々(1932)は、本地域北東端部を含む久慈市付近の白亜系から第四系までについて、比較的詳細な地質記載を行ない、地史について考察を行った。小田・野口(1942)、渡邊(1944)及び鈴木ほか(1953)は、水無層に胚胎する砂鉄鉱床の産状や分布状況を報告した。米倉(1966)は、本地域を一部に含む三陸海岸北部(陸中海岸)の沿岸地域について、段丘面区分や段丘構成層の記載を行ない、地形発達史と海水準変動について考察を行った。目加田(1973)は、土地分類基本調査による5万分の1表層地質図「陸中関」の中で、概略のみであるが第四系の記載を行った。隣接する5万分の1地質図幅としては、「陸中野田」(島津・寺岡, 1962)、「陸中大野」(吉田ほか, 1987)が刊行されており、本地域に分布が連続する第四系について記載がなされている。吉田ほか(1987)以降は、本地域の第四系についての研究報告例はほとんど存在しない。

7.2 水無層 (Mz)

地層名

命名は佐々(1932)による。「水無」の読みについては、佐々(1932)では漢字名のみ記載だが、吉田ほか(1987)

は「みなし」としている。一方、地名としての「水無」の読みは、国土地理院によると「みずなし」である。また、本層が構成する地形面(水無面; 佐々, 1932)としての読みは、「みずなし」とされている(米倉, 1966; 小池ほか編, 2005)。佐々(1932)が「水無」を「みずなし」もしくは「みなし」のどちらで呼んでいたのか、現在では確かめることはできないが、本報告では「水無」の読みを、それを最初に示した米倉(1966)に従い、「みずなし」とする。

定義

佐々(1932)は、陸中関地域とそれに隣接する陸中大野地域・陸中野田地域にかけて、北上山地東縁に沿って分布する最高位段丘面を「水無面」と命名し、この段丘面を構成する砂主体の地層を「水無層」と定義した。本層は、島津・寺岡(1962)では「高位段丘堆積物」として記載されている。水無面は、田山(1931)による「下閉伊段丘」に相当する。

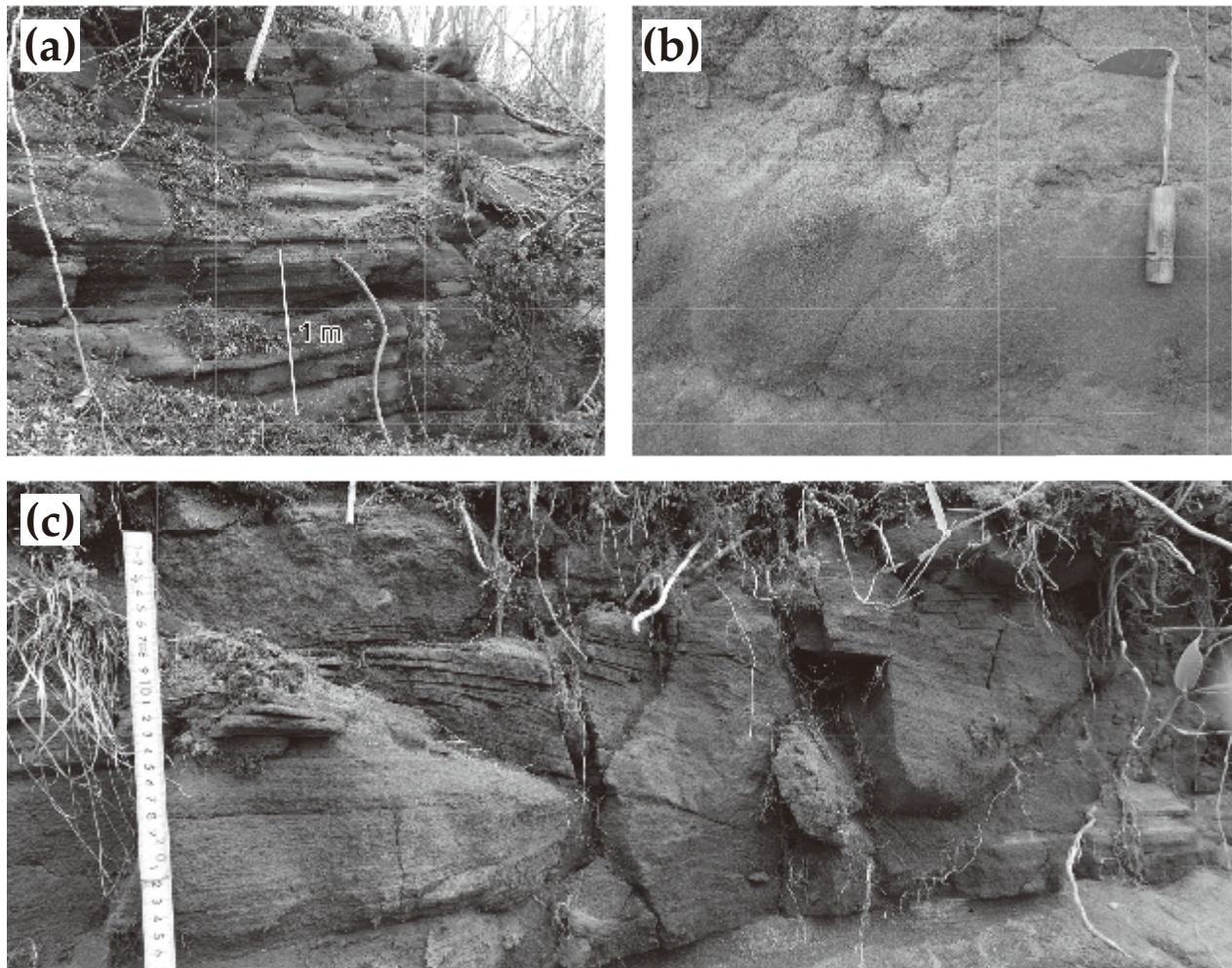
模式地

佐々(1932)は模式地を明示していない。地層名の由来地は、陸中関地域北東部、岩手県久慈市^{おおかわめ}大川目町水無である。ただし、現在この付近は地層の露出が極めて悪く、本層の岩相を確認することが困難である。そこで、本層の典型的な岩相(第7.1図)を観察できる場所として、岩手県久慈市大川目町荒津前^{あらつまえ}付近を挙げておく。水無面の模式地は、米倉(1966)により、水無付近とされている。

分布及び地形

水無層は、本地域北東部、水無付近から久慈市小久慈町古山北西にかけて、北上山地の東縁に沿う形で北西-南東方向に分布する。本層は水無面(佐々, 1932; 米倉, 1966)の段丘構成層である。段丘面は、標高240~300m付近にあり、北東へ向かって2°程度で緩やかに傾斜する。段丘面の幅は1.6km以下である。段丘面は平坦な地形を示すが、若干の開析を受けるとともに、砂鉄鉱床の採掘による人工改変も被っており、現状では緩やかな凹凸のある地形を示す。

本層はいずれの場所でも極めて露出が悪く、露頭情報のみで分布を把握することが非常に困難である。そこで、本層の分布を地質図に描くにあたっては、地形情報を参考にするとともに、以下の資料を用いた。本層は、砂鉄層を豊富に含むことから、1950年代以前は砂鉄鉱床として盛んに採掘された(例えば、Neil, 1925; 溪, 1928;



第 7.1 図 水無層の露頭写真

(a) 平行層理を示す砂岩。鉄鉱に富む部分（砂鉄層）と鉄鉱に乏しい部分が厚さ数 cm 以下の間隔で互層する。久慈市大川目町荒津前の露頭（北緯 40°9'36.12″，東経 141°41'17.33″）。(b) 生物擾乱を受けた塊状～弱成層砂岩。生痕化石を含む。久慈市大川目町荒津前の露頭（北緯 40°9'35.24″，東経 141°41'15.05″）。ねじり鎌の柄の長さは 26 cm。(c) ハンモック状斜交層理を示す極細粒～細粒砂岩。久慈市大川目町荒津前の露頭（北緯 40°9'33.52″，東経 141°41'25.63″）。

佐々, 1932; 小田・野口, 1942; 渡邊, 1944; 鈴木ほか, 1953)。1948 年に撮影された空中写真によると、水無周辺の各所において露天掘が行われており、表層に分布する本層を剥ぎ取るような形で採掘が進んでいる様子が見て取れる。現在ではこれらの採掘跡地は全て森林化し、地層の露出はほとんど確認できないが、これらの採掘跡地には、現在でも本層が存在すると推定して、分布を描いた。また、採掘が行われていた時期には、砂鉄鉱床に関するいくつかの報告がなされている（例えば、小田・野口, 1942; 渡邊, 1944; 鈴木ほか, 1953）。特に小田・野口 (1942) には、水無付近における 50 m グリッドの砂鉄鉱床分布平面図と複数地点の鉱床断面図が掲載されている。砂鉄鉱床の分布域は、本層の分布域と見なすことができることから、それらの分布域には本層の分布を描いた。

構造

本層の傾斜は 2° 程度でほぼ水平層をなす。ただし、一部では 5～10° 程度傾斜することがある。

層厚

荒津前付近における分布状況から、最大でも 20～10 m 程度と推定される。

層序関係

本層は、ジュラ系地層群（高屋敷コンプレックス）及び下部白亜系深成岩類（滝の沢岩体）を不整合に覆い、風成土壌層に覆われる。荒津前の露頭（北緯 40°9'33.73″，東経 141°41'16.44″）では、風化したジュラ系の泥岩を本層の極細粒～細粒砂岩がアバット不整合で覆う関係が認められる。また、大川目町馬内北西の露頭（北緯 40°9'9.11″，東経 141°41'32.12″）では、ジュラ系泥岩を本層の砂礫層が不整合に覆う。渡邊 (1944) は地質断面図において、

本層がジュラ系の地形的凸部をアバット不整合で覆う様子を示している。本層を覆う風成土壌層は、ローム質で褐色を呈する。本研究における調査では、層厚数 m ～ 数 10 cm 程度の断片的な風成土壌層の露出を確認した。これまで風成土壌層中からテフラは確認されていない。風成土壌層の層厚は、1 ～ 10 m 内外（小田・野口, 1942）、10 m 以上（渡邊, 1944）、12 m（米倉, 1966）という報告がある。

岩相

主に軟質の砂岩～未固結の砂層からなる（第 7.1 図）。一部の砂岩～砂層では、亜円礫の細礫～中礫を混える場合や、稀に亜円礫からなる層厚数 cm 程度の細～中礫層を挟むことがある。また、本層の基底には、中礫大のジュラ系地層群由来角礫を含む砂礫層が見られることがある。

砂岩～砂層は、極細粒砂～細粒砂からなるものが多く、暗褐灰色～褐灰色～淡褐灰色～黄褐色を呈する。鉄鉱を多く含むほど色が暗色となる。砂岩～砂層は、平行層理・葉理を示す岩相（第 7.1 図 a）が優勢であり、その他に、平板状斜交層理、トラフ型斜交層理、ハンモック状斜交層理を示す岩相（第 7.1 図 c）が認められる。一部では、生物擾乱を受けた塊状～弱成層砂岩（第 7.1 図 b）が見られる。平行層理・葉理を示す砂岩～砂層は、しばしば鉄鉱に富む部分（砂鉄層）と鉄鉱に乏しい部分が厚さ数 cm 以下の間隔で互層を構成する。

本層は砂鉄層を豊富に挟有する（例えば、佐々, 1932；小田・野口, 1942；渡邊, 1944；鈴木ほか, 1953；南部, 1961；米倉, 1966；吉田ほか 1987）。渡邊（1944）によると、水無南東にかつて存在した元山採掘場では、南北少なくとも 300 m、東西 200 m 以上に亘るほぼ水平な砂鉄層が整然と堆積し、その厚さは 3 m に及ぶと記載されている。現在、本地域内において品位良好な砂鉄層は露頭では確認できない。

化石

本層の生物擾乱を受けた塊状～弱成層砂岩は、生痕化石を多く含む（第 7.1 図 b）。渡邊（1944）は、荒津前南東にかつて存在した村田山採掘場の本層から軟体動物化石が産出したと記載している。Hatai and Imaizumi（1965）は、「久慈北西方高地の砂鉄層」より、海棲貝化石の産出を報告している。吉田ほか（1987）は、この砂鉄層が水無層に相当すると推定している。

堆積環境

本層は、生痕化石や海棲貝化石の産出から海成層と判断される。本層の主体は、砂鉄層を頻繁に伴う平行層理・葉理の砂岩～砂層からなる。これらは前浜環境を特徴付ける堆積相である（例えば、斎藤, 1989；増田ほか, 1995）。また、本層の一部では、波浪の影響を示すハンモック状斜交層理が認められるが、これは主に外浜環境で形成される堆積相である（例えば、斎藤, 1989；八木下,

2001）。以上から、本層は主に前浜～外浜環境で堆積したと考えられる。

年代

小池・町田編（2001）は、水無面を海洋酸素同位体ステージ 19 の海成段丘と推定した。この見解は、その後の小池ほか編（2005）でも踏襲されている。ただし、これは三陸海岸北部（陸中海岸）沿いの海成段丘面群を、酸素同位体比変動曲線の高海面期に順次当てはめて推定したものであり、具体的なデータに乏しい。しかし、これ以外に年代資料が存在しないことから、本報告では、本層の年代を海洋酸素同位体ステージ 19 とし、その年代は前期更新世最末期の 78 万年前付近である（年代は Lisiecki and Raymo, 2005 を参照）。本層の年代は 77 万年以降の中期更新世初頭にまで及んでいた可能性もあるが、本報告では前期更新世としておく。

7.3 河成段丘堆積物 (tr)

本地域北東端部の長内川下流域では、少なくとも 2 段以上の河成段丘地形が認められる。その他、やや不明瞭かつ断片的ではあるものの、^{とおべつがわ}遠別川流域の久慈市山形町沼袋^{ぬまぶくろ}付近ならびに^{しもはた}霜畑付近、川井川流域の山形町川井付近、川又川流域の山形町上小国～下小国付近において、局所的に河成段丘地形が認められる。いずれも分布は極めて小規模である。これらの河成段丘の構成層を「河成段丘堆積物」として一括して示す。本堆積物は、複数段の段丘地形を構成するが、本地域全体で統一的に段丘面を細分することが困難であった。そのため、段丘面毎に堆積物の細分は行っていない。

既存研究報告において本堆積物は、佐々（1932）では「上位沖積層」、目加田（1973）では水無層とともに「砂礫」として一括され示されている。また、島津・寺岡（1962）では「中位段丘堆積物」として記載されている。長内川下流域の河成段丘地形については、田山（1926）では「種市段丘」、佐々（1932）では「高位沖積面」、米倉（1966）では「種市面」として示されている。また、小池・町田編（2001）でも河成段丘として示されている。

段丘面と現河川による氾濫原との比高は以下の通りである。長内川下流域では、少なくとも 2 段の段丘面が確認でき、高位面の比高が 30 ～ 40 m、低位面の比高が約 20 m である。その他、遠別川流域では比高 10 ～ 20 m、川井川流域の川井付近では比高約 10 m、川又川流域では比高 10 ～ 15 m である。

本堆積物の層厚は、いずれの場所でも 5 m 以下であり、数 10 cm 程度のこともある。本堆積物は、礫層を主体とし、砂層を伴う（第 7.2 図 a）。礫は巨礫大～中礫大の亜円礫～亜角礫を主体とする。礫層と砂層が互層する場合は、礫層の厚さは数 m 程度、砂層の厚さは数 10 cm 以下のことが多い。礫層は礫支持のものが優勢だが、



第 7.2 図 河成段丘堆積物の露頭写真

(a)河成段丘堆積物の大礫層と砂層からなる互層。礫は亜角礫からなり、平板状の形態で、インプリケーションを示す。久慈市山形町下小国の露頭（北緯 40°5'18.47", 東経 141°37'23.81"）。(b)久慈層群の砂岩を不整合に覆う河成段丘堆積物の中礫～巨礫層。久慈市小久慈町堀内の露頭（北緯 40°9'15.16", 東経 141°44'13.07"）。

一部で基質支持のものが認められる。しばしば礫のインプリケーションが認められる（第 7.2 図 a）。本堆積物は数 10 cm 以上の土壤層に覆われる。土壤層中にテフラは見つかっていない。本堆積物は、各所においてジュラ系地層群や下部白亜系深成岩類、上部白亜系陸成～浅海成層を不整合に覆う（第 7.2 図 b）。

本堆積物に関する年代データは存在しない。小池・町田編（2001）は、種市面を海洋酸素同位体ステージ 5e の海成段丘と推定した。本堆積物が構成する長内川沿いの段丘面は、種市面に対比されている（田山, 1931; 米倉, 1966）ものの、これらは海成段丘ではないため、この見解をそのまま踏襲することはできない。本報告では、本堆積物が水無面よりも低位の段丘地形をなすこと、現河川による氾濫原よりも高位の段丘地形をなすことから、本堆積物の年代を後期更新世とする。

7.4 山麓及び埋谷緩斜面堆積物 (v)

本報告では、山麓及び谷底付近において緩斜面を構成する堆積物を「山麓及び埋谷緩斜面堆積物」として示す。本堆積物は、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、山間の扇状地堆積物、小規模な地すべり堆積物のほか、成因によらず緩斜面を構成する礫層主体の堆積物を含む。なお、河川沿いに明瞭な平坦面をなして分布する堆積物については、「河成段丘堆積物」や「氾濫原及び谷底低地堆積物」として示した。本堆積物は、分布面積は小規模であるが、陸中関地域の全域に点在する。本堆積物の多くは、地形から離水していないと判断されるが、一部では浸食を受け段丘化しているものも認められる。例えば、久慈市山形町岩井野付近では、本堆積物が扇状地状の緩やかな斜

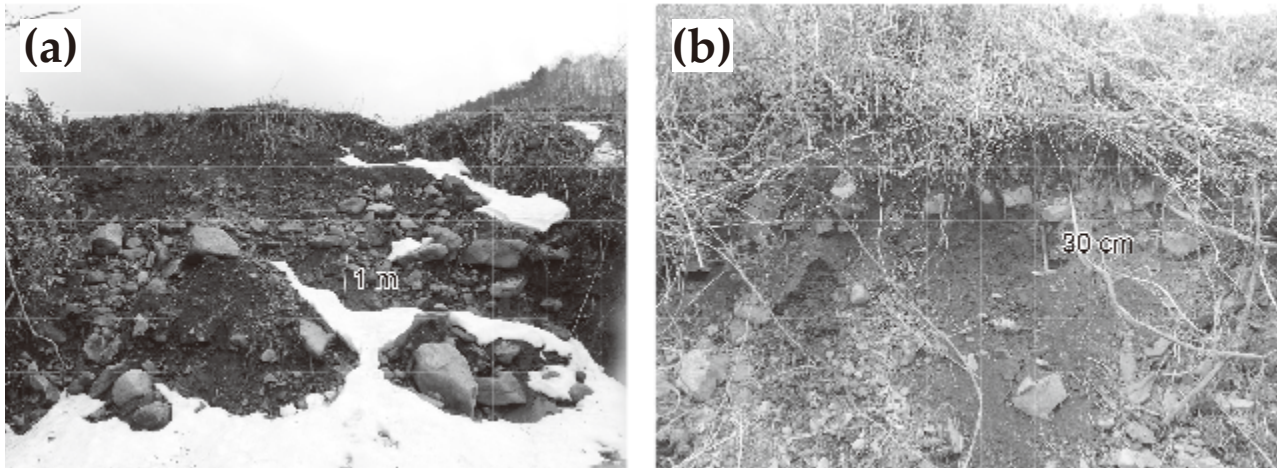
面を構成するが、その末端部は高さ 3 m 程度の段丘崖となっている。

本堆積物は、いずれも層厚数 m 程度であり、ジュラ系地層群、下部白亜系深成岩類、上部白亜系陸成～浅海成層を不整合に覆う。本堆積物は、主に固結度の低い礫層で構成され（第 7.3 図 a）、一部で砂層を伴う。礫は巨礫大～大礫大の角礫～亜円礫からなる。礫のインプリケーションはほとんど認められない。礫層は、礫支持のものと基質支持のものが認められる。礫支持の礫層は、塊状で角礫を主体とするものが多く、岩相から主に崖錐堆積物からなると判断される。基質支持の礫層は、塊状で亜角礫～亜円礫と基質の砂泥からなり、淘汰が悪く、岩相から主に土石流堆積物からなると判断される。

本堆積物に関する年代資料は存在しない。地形から河成段丘堆積物よりも若い堆積物と推定されるため、本報告では本堆積物の年代を後期更新世～完新世とする。

7.5 氾濫原及び谷底低地堆積物 (a)

河川沿いに明瞭な平坦面を成して分布し、かつ段丘化していない堆積物を「氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物」として示す。本堆積物の分布面積は小規模であるが、陸中関地域の全域に亘って河川沿いに分布が認められる。特に、長内川下流域では比較的纏った分布を示す。本堆積物の層厚は、数 m 以下のことが多いが、長内川下流域ではそれ以上に達する可能性がある。本堆積物は、固結度の低い礫層（第 7.3 図 b）、砂層、及び泥層からなる。礫は巨礫大～大礫大の角礫～亜円礫からなる。本堆積物は、現河川に伴う堆積物であり段丘化を受けていないことから、完新統と判断される。



第 7.3 図 山麓及び埋谷緩斜面堆積物ならびに氾濫原及び谷底低地堆積物の露頭写真

(a) 山麓及び埋谷緩斜面堆積物の巨礫層。亜角礫からなり、塊状、基質支持で淘汰が悪い。葛巻町高家領の露頭（北緯 40°3'17.05"，東経 141°30'14.33"）。
 (b) 氾濫原及び谷底低地堆積物の巨礫層。亜角～亜円礫からなり、塊状、礫支持で淘汰が悪い。久慈市小久慈町日吉町の露頭（北緯 40°9'38.95"，東経 141°44'39.74"）。

第8章 地質構造

(中江 訓)

陸中関地域に分布する地質系統（第四系を除く）に見られる主要な地質構造として、個々の地質系統に固有な構造と複数の地質系統の分布を規制した構造とがある。これらの形成時期の違いに基づく、(a) ジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）に見られる覆瓦構造・層序単元境界断層、(b) ジュラ系地層群を変形させた褶曲構造、(c) 下部白亜系深成岩類の貫入と列状分布、(d) 北北西-南南東性の縦走断層、ならびに(e) 北東-南西性の横断断層に大別される（第8.1図）。(a) は沈み込み付加作用に関連したジュラ系地層群の基本配列を支配した構造であり、ジュラ紀の中頃~末期に形成されたと判断される（詳細は第3章）。また(c) は深成岩類の分布方向を規制した構造であり、前期白亜紀に貫入したものである（詳細は第4章）。従って本章では以下に、(b)、(d)、(e) の地質構造について記述する。また、本地域の重力異常と地質系統の分布の関連についても触れる。

8.1 褶曲構造

ジュラ系地層群が付加複合体として形成されたのち、地層群全体の分布を規制する変形作用の結果としての巨視的な褶曲構造(上記b)が認められる。この褶曲構造は、北北西-南南東走向で鉛直あるいは南西に傾斜した軸面と南に緩く沈下する軸を持つ、複数の向斜と背斜から構成されている。それらのうち顕著で主要なものは東から、しもとくさり下戸鎖背斜・ふかだ深田向斜・はしほ橋場向斜・くずがた葛形背斜・ひらにわだけ平庭岳向斜である。背斜軸の周辺には最下位の茅森コンプレックスあるいは高屋敷コンプレックスが、深田向斜・橋場向斜の軸周辺には高屋敷コンプレックスが、また平庭岳向斜の軸周辺にはより上位の合戦場コンプレックス・大鳥コンプレックスが分布する（第3.3図、第8.1図）。

褶曲構造の形成時期については、次のように推定される。陸中関地域において、ジュラ系地層群の付加時期はジュラ紀キンメリジアン期までであるが、付加時期が確定していない茅森コンプレックスでは、さらに若くなる可能性がある。また陸中関地域以外では、下北半島に分布する尻屋崎層群がジュラ系地層群として最も若い付加時期（ジュラ紀チトニアン期後半から白亜紀バラングニアン期-オーテリビアン期：松岡, 1987；Ueda *et al.*, 2018）を示す。一方、褶曲構造は平庭岳岩体や天神森岩体などの深成岩類の貫入によって明瞭に断たれている。この深成岩類から得られた黒雲母 K-Ar 年代値は 122~

117 Ma（白亜紀アプチアン期：Kawano and Ueda, 1965）を示す。K-Ar 年代値は冷却年代とみなされるが、これらの層序的・時代的關係から褶曲構造の形成時期は、白亜紀オーテリビアン期より新しくアプチアン期までは至らないと推定される。

8.1.1 背斜

(1) 下戸鎖背斜

本地域東部の久慈市山根町下戸鎖しもとくさりから南南東に伸びる軸を持つ背斜で、杉本（1974）によって命名・定義された。久慈市荒津前の西から根井にかけて同方向に伸びる背斜も、下戸鎖背斜の北方延長に位置付けられる。根井から下戸鎖の間は、遠川断層によって背斜構造が断たれ軸が欠損している。この背斜構造により、高屋敷コンプレックス（沢山川玄武岩）の分布がV字状の形態をなしている。

下戸鎖背斜の軸付近に分布するジュラ系地層群は両翼とも西傾斜を示す。西翼では $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 西傾斜・西方上位であるのに対し、東翼ではより急傾斜（ $70^{\circ}\sim 85^{\circ}$ 程度）の西傾斜で東方上位を示す。つまり、軸面が高角西傾斜すると共に東翼の地層群が逆転した転倒背斜をなしている。久慈市荒津前-根井-下戸鎖より東側の地域は下戸鎖背斜の東翼部に当たるため、ここに分布する高屋敷コンプレックスの構成岩類は西傾斜・東上位を示している。

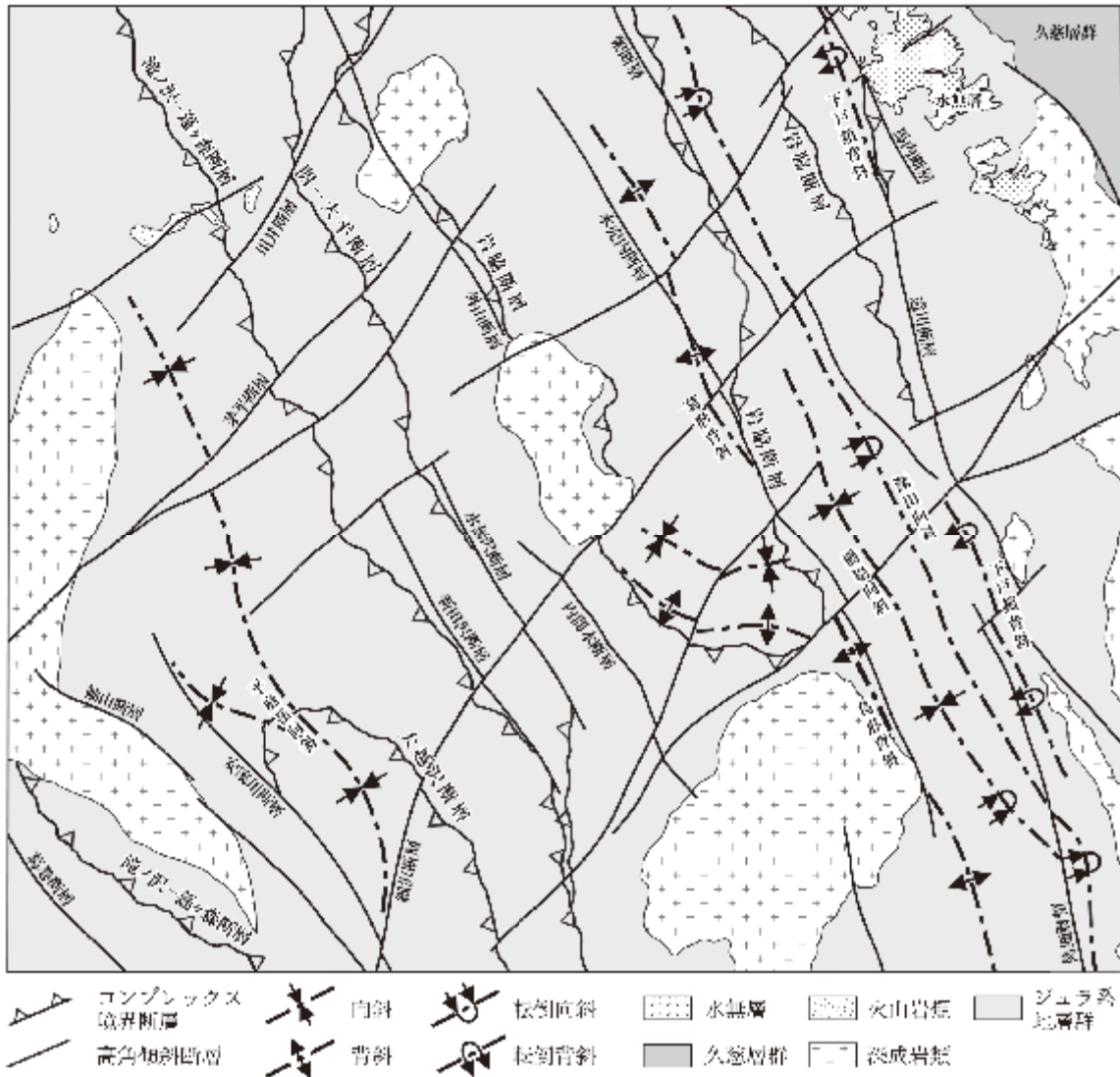
(2) 葛形背斜

本地域中央部東寄りの久慈市山根町葛形の南東方からはしがみ端神にかけて南南東に伸びる軸を持つ背斜に対して、杉本（1974）が命名・定義した。端神よりさらに南方と、山根町木売内からさらに北北西方へと、背斜軸の延長が追跡される。葛形の南東から木売内の間と端神のやや南方では、木売内断層によって背斜構造が断たれ軸が欠損している。背斜軸の東西ではジュラ系地層群の傾斜角が異なり、西翼より東翼の方が若干急傾斜になっている。このことから軸面が高角に西傾斜すると見なされる。

8.1.2 向斜

(1) 深田向斜及び橋場向斜

本地域東部において、高屋敷コンプレックス（沢山川玄武岩・安家石灰岩）分布域に認められる複向斜として、杉本（1974）が深田-橋場向斜として命名・定義したものであるが、本報告では2つの独立した構造として分離し、それぞれを深田向斜・橋場向斜とする。ただし両者



第 8.1 図 陸中関地域に見られる主要な地質構造の概要

の近傍にも、小規模だが同方向の背斜が存在する。

深田向斜は、久慈市山形町繋付近から南南東方向の山根町深田・保礼羅を経て上戸鎖付近に達する軸をもつ。向斜の西翼では高角西傾斜・東上位を示す露頭が見られる(第 3.10 図 a) ことから、深田向斜は転倒向斜であると判断される。橋場向斜は深田向斜の約 1 km 南西側を並走し、山根町横倉から橋場・得部を経て大月峠に至る南南東方向の軸をもつ。両者とも向斜軸の西翼より東翼のジュラ系の方が若干緩傾斜になっていることから、軸面が高角に西傾斜すると見なされる。

(2) 平庭岳向斜

本地域西部においてジュラ系を大規模に変形させる向斜構造に対し、杉本(1974)が命名・定義した。岩泉町域内の安家川上流域から北西に伸び平庭岳山頂に向かう方向と、遠別川上流域から北北西へ向かい久慈市山形町

合戦場・明神へ至る方向の 2 つの向斜軸が見られる。これらは互いに独立した構造ではないため、平庭岳向斜として一括する。向斜軸の北西側に向けて合戦場コンプレックス及び大鳥コンプレックスの地層群の分布が閉じていること、さらに向斜翼部より向斜軸近傍における地層の傾斜角がより低角になっていることから、向斜軸が南東に向けて沈降していることが明確にわかる。両翼での地層の傾斜角に顕著な違いが見られないことから、向斜軸面はほぼ鉛直であると見なされる。

8.2 高角傾斜断層

断層の認定にあたっては、実存する断層露頭を確認することが最も正確である。一方、同一の岩相を持つ一連の地層・岩体の連続性がある地点を挟んで水平方向の隔

離が認められる場合、断層の存在が確実であると言える。また、地形的に明瞭で直線的なリニアメントが存在し、それに沿って岩相が顕著に異なる場合においても、断層の存在が確実視される。野外調査において断層露頭が見出せなくても、このような地形的・地質学的根拠が明確に示される場合、存在確実な断層として扱った。

陸中関地域に形成された高角傾斜の断層には主に、ジュラ系地層群が示す走向の卓越方向にほぼ平行な北西-南東（ないし北北西-南南東）方向の縦走断層（上記dに相当）と、これらに対し大きく斜交する北東-南西方向の横断断層（上記eに相当）が認められる。傾斜角はどちらの断層でも、 $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 程度である。

縦走断層は、その延長距離が10~15 km程度であり、おおそ1~3 kmの間隔で並走する。断層に沿う水平方向の変位センスは左右両方が見られるが、明瞭な横ずれが認められない場合もある。また鉛直方向の変位については、変位量が数10~100 m程度の小さな断層では南西落ちが多く、変位量が数100 mを超える断層では北東落ちが優勢となる傾向がある。横断断層では、3~20 kmあるいはそれ以上の延長距離をもち、500 m~2 km程度の間隔で並走する。断層に沿って、縦走断層ならびに急傾斜する褶曲軸面の軸跡が比較的明瞭に右横ずれ変位センスを示すことから、鉛直方向より水平方向の変位量が優勢であったと推定できる。

高角傾斜断層の活動時期については、以下のように判断できる。縦走断層は、ジュラ系地層群と共に褶曲構造や深成岩類（岩体）に変位を与え、さらに一部の断層では上部白亜系久慈層群中にも露頭が見られることから、その活動時期は後期白亜紀（カンパニアン期）以降まで及んだと見なされる。横断断層については、縦走断層に変位を与えると共に中期中新世に貫入した火山岩類を切断し、さらに下部更新統の水無層に覆われていることから、その活動時期は新第三紀の範囲内と推定される。

8.2.1 縦走断層

杉本（1974）は、縦走断層を褶曲形成に関連づけた上で、その一部が層序単元境界をなす高角西傾斜の衝上断層であると見なした。しかしながら第3章で記述したように、層序単元（コンプレックス）間の初生的な境界断層は、下位の層序単元の走向に斜交することはあるが、上位の層序単元の走向に対しては比較的平行であり、境界断層の傾斜角は中程度（ $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ）であることが多い。さらに本調査の結果に基づくと、杉本（1974）が示した層序単元境界の一部（馬内-椋ノ木-遠川断層、あるいは茅森-浅子沢断層）は、並走する二条の縦走断層を一条の衝上断層として扱ったものと想定される。つまり後述する様に、馬内-椋ノ木-遠川断層は馬内断層と遠川断層に、茅森-浅子沢断層は繫断層と木壳内断層に分離される。以下に、主要な縦走断層について記述する。

(1) 馬内断層

馬内断層は、馬内-椋ノ木-遠川断層（杉本, 1974）の北半部を本報告において再定義・改称するもので、本地域北東部の久慈市馬内から北西及び南東に伸びる約5 kmの断層である。左横ずれまたは南西落ちの変位センスが推定される。断層の北側延長は、久慈川北岸の根森（北隣の陸中大野地域南東部）付近において、根森断層に断たれる（吉田ほか, 1987）。南側延長は久慈市山根町根井周辺で途絶えるが、小田瀬-下戸鎖東方に見られる同方向の断層に連続する可能性もある。荒津前より北方（断層北部）では、西側の茅森コンプレックスと東側の高屋敷コンプレックス下部（沢山川玄武岩）との明瞭で直線的な岩相境界をなしている。これに対して馬内より南方（断層南部）では、高屋敷コンプレックス中部（安家石灰岩）を通過する。荒津前北西では、上述の岩相境界付近に剪断された泥質混在岩が見られる。

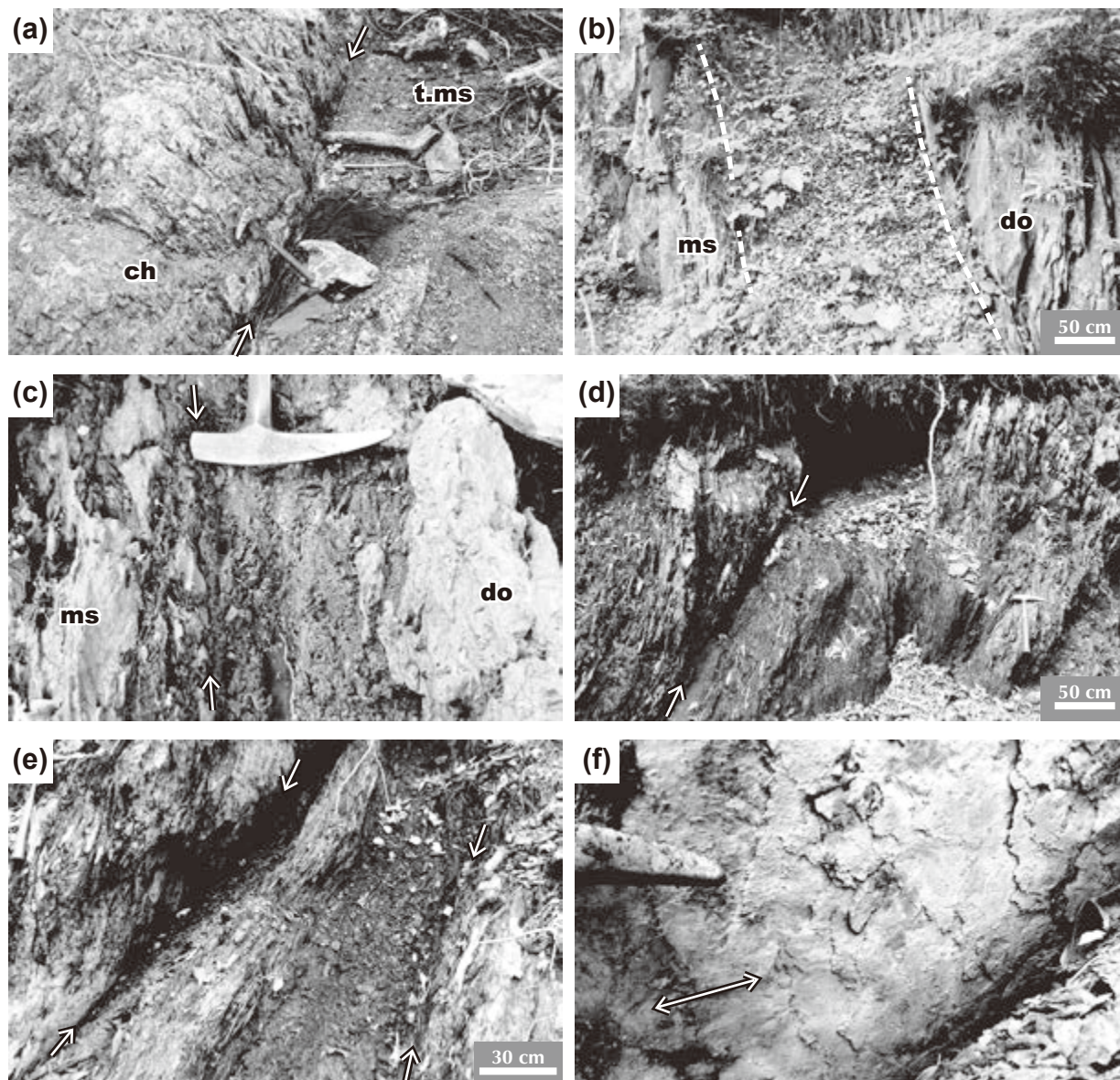
(2) 遠川断層

遠川断層は、馬内-椋ノ木-遠川断層（杉本, 1974）の南半部とその南方に延長する断層を合わせて、本報告により再定義・改称するものである。水平方向より鉛直方向の変位量（500 m以上）が優勢で、北東落ちの変位センスが推定される。本地域北東部の久慈市山根町根井の西方から山根町川又・椋ノ木・遠川・下戸鎖を経て中戸鎖付近に至る約9 kmの北北西-南南東方向に伸びる断層である。南端は、中戸鎖北方において北東-南西方向の高角傾斜断層によって一旦断たれるが、さらに南東方向に延長する可能性がある。川又の北北西から椋ノ木を通り遠川付近にかけては、西側の茅森コンプレックスと東側の高屋敷コンプレックス下部（沢山川玄武岩）との直線的で明瞭な岩相境界をなしているが、そこから南側では沢山川玄武岩ならびに高屋敷コンプレックス中部（安家石灰岩）内を通過し、さらに下野付近から赤間立までは安家石灰岩と高屋敷コンプレックス上部（混在岩）の岩相境界をなしている。久慈市滝の西方200 mにおいて断層露頭が、杉本（1974）によって報告されている。

(3) 馬越断層

馬越断層を、本地域南東部の久慈市山根町馬越から南南東の上戸鎖ならびに大月峠へ向けて伸びる高角傾斜の縦走断層として、本報告で命名・定義する。北方への延長は不明である。南南東の大月峠よりさらに南方へも連続すると見られ、総延長は8 km以上に及ぶ。馬越から南方の上戸鎖付近では安家石灰岩中を通過するため、変位は不明である。上戸鎖より南方では安家石灰岩とその上位のチャート・粘板岩質泥岩（高屋敷コンプレックス上部）との直線的で明瞭な岩相境界をなしており、この区間の変位センスについては、南西落ちが想定される。断層の南端は、高屋敷コンプレックス上部のチャートと粘板岩質泥岩の岩相境界をなす。

(4) 繫断層



第 8.2 図 高角傾斜の縦走断層

(a) 茅森コンプレックス内に見られる繫断層。断層右側は破碎された苦鉄質細粒凝灰質泥岩 (t.ms)，左側はチャート (ch)。(b)，(c) 木壳内北方の川又川沿いに露出する木壳内断層。(b) は林道沿いの露頭 (破線の内側は断層破碎帯)，(c) は川又川河床の露頭。どちらも、断層左側は茅森コンプレックスの粘板岩質泥岩 (ms)，右側は高屋敷コンプレックスの破碎されたドレライト (do)。(d)–(f) 新田沢断層。(d) は細沢沿いの露頭，(e) は幅 1.5 m 程度の破碎帯を伴う新田沢沿いの露頭で、断層面にほぼ水平な条線 (両矢印) が見られる (f)。矢印は断層面を示す。

繫断層は、本報告において新称する断層である。本地域中央部北寄りにおいて、久慈市山形町茅森–繫–深田の西側に約 7 km に亘って北西–南東方向に連続し、その南側延長は北東–南西方向の高角傾斜断層で断たれる。鉛直方向の変位量はあまり大きくないが、北東落ちの変位センスが推定される。繫断層の主要部は、高屋敷コンプレックス基底近傍の沢山川玄武岩内を通過する。茅森付近では、茅森コンプレックス中に N38°W, 80°E の断層面を伴う幅 3 m 程度の破碎帯が露出し、石灰岩に

付随する苦鉄質の細粒凝灰質泥岩と粘板岩質泥岩に伴うチャートが接している (第 8.2 図 a)。また繫付近では、高屋敷コンプレックス下部 (沢山川玄武岩) の苦鉄質岩が著しく破碎された露頭も確認された。

(5) 木壳内断層

本地域中央部東寄りの久慈市山形町^{おんなども}女 供の東方において、茅森コンプレックスと高屋敷コンプレックスを画する断層に対し杉本 (1974) は、茅森–浅子沢断層と命名・定義した。しかしながら第 3 章で記述した通り本報

告では、この断層を北西-南東方向の高角傾斜の縦走断層として再定義し、木売内断層の新称を与える。水平方向より鉛直方向の変位量(500 m以上)が優勢で、北東落ちの変位センスが推定される。この断層は、久慈市山根町木売内から北西の久慈市山形町大矢内付近と南東の山根町端神にかけて約15 kmに亘って追跡される。大矢内北方で木売内断層は一旦途絶えるが、大矢内北方から川井川にかけて北西-南東方向の断層が木売内断層に対し平行に位置する。本断層の大部分は茅森コンプレックス中を通過し、南部では高屋敷コンプレックス下部(沢山川玄武岩)内部を通過する。この間(木売内周辺)では、茅森コンプレックスと高屋敷コンプレックスを隔てている。ここでは杉本(1974)が報告したように、山形町女供東方の川又川河床とこれに並走する林道沿いに、N27°~38°W, 80°~85°Eの断層面を持つ破碎帯が見られる。断層の西側には茅森コンプレックスの泥岩が、東側には沢山川玄武岩のドレライトが露出している(第8.2図b, c)。

(6) 外山断層

本報告において外山断層を、本地域北西部の久慈市山形町下川井北西方から外山ならびに小渡を経て類瀬に至る北西-南東方向を示す約8 kmの区間の高角傾斜断層として定義し、新称を与える。変位量はあまり大きくない。類瀬より南方への延長は確認できない。北隣の陸中大野地域では外山断層の延長上に北西-南東方向の出る町断層(吉田ほか, 1987)が分布するが、断層の位置と走向方向がほぼ一致するので、両断層は連続する可能性もある。出る町断層はさらに北西隣の戸地域における辻ヶ沢断層に連続する可能性が指摘されている(中江, 2018)。これら三つの断層が連続する一条の断層であるとする、その総延長は30 kmにも及ぶ。外山から下川井にかけての数ヶ所で、茅森コンプレックスの砂岩と高屋敷コンプレックス中部の安家石灰岩が破碎された露頭が確認された。

(7) 内間木断層

本地域中央部南寄りの久慈市山根町内間木付近で北西-南東走向を示す延長約6 kmの高角傾斜断層を、内間木断層として定義し新称する。変位量を見積もる直接的な指標は無いが、地質断面図から鉛直方向に、南西落ちセンスと少なくとも200 m程度の変位量が読み取れる。北端は久慈市山形町上小国の南西付近に、南端は遠島山の北方に達する。内間木断層の南半部は、高屋敷コンプレックス中部(安家石灰岩)の主体を構成する石灰岩とその上位(高屋敷コンプレックス上部)の粘板岩質泥岩や砂岩との明瞭な岩相境界をなす。そのため、安家石灰岩の最上部を占める石灰岩チャート互層と共に高屋敷コンプレックス上部の下底付近に位置するチャートが欠如している。このような特徴は、杉本(1974)によって安家層(=高屋敷コンプレックス中部)と高屋敷層(=高

屋敷コンプレックス上部)の境界断層として定義・命名された川井-小国-栗山断層の特徴に類似している。これに反し川井-小国-栗山断層が分布するとされる北半部(山形町関-間瀬)では、石灰岩チャート互層は欠如することなくほぼ連続して露出する。つまり、川井-小国-栗山断層の一部は高角傾斜の縦走断層である内間木断層として存在するが、それ以外の部分は実在しないと判断できる。従って本報告では、川井-小国-栗山断層を破棄する。

(8) 水無沢断層

水無沢断層は、本地域中央部の久慈市山形町関付近から遠別川・水無沢・新田沢・細沢を横断して南東方向に伸びる高角傾斜の縦走断層として、定義・命名する。延長は約6 kmである。鉛直方向に南西落ちの変位センスが推定される。水無沢断層は、関付近で高屋敷コンプレックス上部を通過するが、上小国西方の新田沢・細沢流域では関コンプレックス基底の関-大平断層を斜断し、高屋敷コンプレックス上部との直線的で明瞭な岩相境界をなす。上小国南西方では、破碎された高屋敷コンプレックス上部の泥質混在岩が見られた。

(9) 新田沢断層

新田沢断層は、久慈市山形町関の南西から遠別川・水無沢・新田沢・細沢を横断して南東方向に伸びる高角傾斜の縦走断層として、定義・命名される。延長が約7 kmの断層で、上記の水無沢断層の西側を並走する。鉛直方向に南西落ちの変位センスが推定される。新田沢断層の大部分は関コンプレックス内を通過するが、南東端では合戦場コンプレックス基底の滝ノ沢-蓬ヶ森断層を僅かに斜断する。遠別川沿いでは、関コンプレックスの珪質泥岩を破碎したN17°W, 70°Wの断層が露出している。細沢沿いの林道では、N37°W, 72°WやN39°W, 81°Wなど珪質泥岩の層理面に斜交した複数の断層が露出している(第8.2図d)。さらに新田沢では、粘板岩質泥岩の劈開面に斜交する断層面(N20°W, 70°W)を伴う破碎帯(幅1.5 m程度)が見られ(第8.2図e)、破碎帯内の泥岩には上盤(断層西側)が下向きに変位する小褶曲が確認された。また、この断層面上には水平の条線(第8.1図f)が見られることから、水平方向の横ずれセンスを持った別個の変位が生じた可能性もある。

(10) 安家川断層

本地域南西部では遠別岳北方から南東方向に伸び安家川上流部の西側に沿って、合戦場コンプレックスと大鳥コンプレックスとの明瞭な岩相境界が認識され、その位置は連続的に追跡できる。従って本報告では、この岩相境界を存在確実な高角傾斜断層として定義し、安家川断層と命名する。変位センスとして左横ずれも想定されるが、鉛直方向の北東落ち変位センスが推定される。断層西側には合戦場コンプレックスの主体をなす砂岩が、東側には大鳥コンプレックスのチャート・珪質泥岩が分布

する。南方延長は岩泉町坂本（南隣の門地域内）まで追跡でき、総延長は12 km以上に達する。

(11) 袖山断層

本地域南西部において葛巻町高家領から安家森と袖山の間を通過し、さらに岩泉町坂本（南隣の門地域内）付近で安家川断層に収斂する北西－南東方向の高角傾斜断層を、袖山断層と命名する。安家森と袖山の間では、断層がそのまま連続するかあるいは途切れるかは、不明である。鉛直方向の北東落ち変位量（500 m以上）が見積もられる。北西端ではこの断層は、埋谷傾斜面堆積物に被覆されるため伏在すると思われる。総延長は13 km以上に達する。この断層は、合戦場コンプレックスの砂岩・チャートと平庭岩体南半部の石英閃緑岩を隔て明瞭な岩相境界をなしている。高家領の南東では、砂岩・チャート露頭の極近傍に破碎された石英閃緑岩の露出が見られた。

(12) 葛巻断層

陸中関地域南西端から西隣の葛巻地域東部にかけて、葛巻断層は関コンプレックスと葛巻コンプレックスの境界をなす断層として位置付けられる。断層露頭は確認できていないが、本地域ならびに葛巻地域東端において、関コンプレックスの粘板岩質泥岩・珪質泥岩の露頭と葛巻コンプレックスの千枚岩質混在岩の露頭が100～200 m以内の範囲に分布することから、存在確実な断層としてその位置を特定した。変位の見積もりは困難である。なお、葛巻断層の北方延長は、葛巻地域と一戸地域（北西隣）において瀬月内川の左岸（西側）に沿って北北西に向かい折爪断層に連続する（大上・永広, 1988）。これらの地域では、合戦場コンプレックスと葛巻コンプレックスとの境界断層に位置づけられる（第3.4図参照）。

元々は、北部北上帯（狭義）と岩泉帯を隔てる葛巻構造線として、時代と共に東方に移行する地向斜堆積盆を規制する構造として意義づけられていた（島津ほか, 1970；杉本, 1974）が、北部北上帯の亜帯区分においては構造線の意味は無く、単なる断層であるとの解釈（大上・永広, 1988；永広ほか, 2005）が弘まった。大藤・佐々木（2003）は葛巻構造線にほぼ相当する位置に、白亜紀の左ずれ剪断運動に関連した最大幅4 kmの剪断帯（葛巻剪断帯）の存在を指摘した。

8.2.2 横断断層

横断断層は、陸中関地域のジュラ系地層群や深成岩類の分布を明瞭に切断・変位させていることから、容易にその存在を認識できる。また北西－南東方向の縦走断層ならびに急傾斜する褶曲軸面の軌跡が、横断断層によって系統的に右横ずれの変位を受けている。以下に、断層露頭が確認された主な横断断層について記述する。

(1) 川井断層

川井断層は、吉田ほか（1987）によって北隣の陸中大

野地域において定義・命名された右横ずれ変位を持つ高角傾斜の横断断層である。本地域では、その南西延長が分布する。久慈市山形町川井から南西のこのかみに至る林道沿いで、関コンプレックスの粘板岩質泥岩中にN20°E, 80°Wの断層が認められる。また川井の北東約1 kmでは、高屋敷コンプレックス上部のチャートと破断した砂岩泥岩互層が破碎帯を境に接している。

(2) 茅平断層

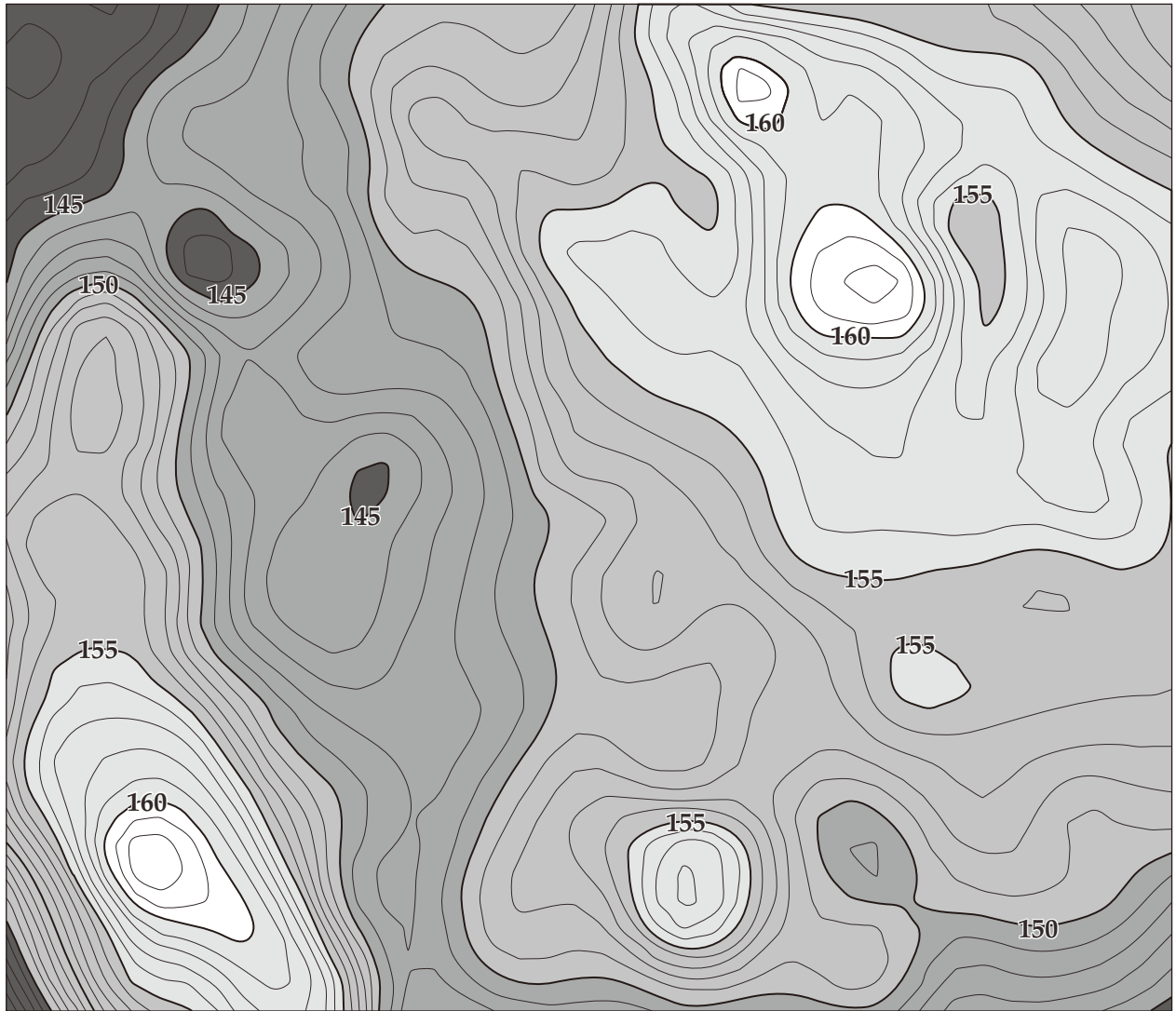
茅平断層は、久慈市小渡付近から南西の平庭岳北側を通り葛巻町江刈川付近に至る高角傾斜の横断断層として、定義・命名される。延長は10 km以上と見積もられる。断層の北東延長は小渡付近で不明瞭になり、南西端は江刈川付近において埋谷傾斜面堆積物に覆われる。久慈市山形町茅平の北東方で、著しく破碎された砂岩泥岩互層が確認された。

(3) 細沢断層

久慈市上小国から南西方に至る細沢に沿って分布する高角傾斜の横断断層を、細沢断層と定義・命名する。断層の南西端は岩泉町の安家川上流域で安家川断層を切断する一方、北東延長は間木平・深田・岩脇を経て滝付近に至る。総延長は20 km以上に及ぶ。上小国付近では、角閃石黒雲母トータル岩から構成される小国岩体の南東縁が直線的に切断され、茅森コンプレックスの粘板岩質泥岩ならびに泥質混在岩と接する。また深田周辺においては、高屋敷コンプレックスの苦鉄質岩ならびに石灰岩が右横ずれ変位を表す分布をなしている。このことから細沢断層がこの位置を通過する。

8.3 重力異常

陸中関地域内において、低重力異常域と高重力異常域に関して以下のような特徴を挙げることができる（第8.3図）。(i) ジュラ系地層群うち、上位の層序单元（関コンプレックス・合戦場コンプレックス・大鳥コンプレックス）は低重力異常域（142～155 mgal程度）に一致するのに対し、下位の茅森コンプレックス・高屋敷コンプレックスは、高重力異常域（147～163 mgal程度）におおよそ一致する。特に苦鉄質岩からなる高屋敷コンプレックス下部（沢山川玄武岩）の分布域では、かなり高い重力異常（160 mgal前後）が認められる。(ii) 深成岩類を主体とする岩体の分布域は高異常域に相当するが、平庭岩体と天神森岩体において特に明瞭な高異常（150～162 mgal程度）の集中が認められる。この高異常域は、両岩体中で小規模ながら斑れい岩が露出する場所に一致している。(iii) これらの重力異常域は、北北西－南南東方向に伸長した特徴を持つ。(iv) 南西部において平庭岩体に対応する高異常域は、その東西で北西－南東方向の密に並ぶ直線的なコンターによって低異常域と画される。



第 8.3 図 陸中関地域の重力図（ブーゲー異常）

北上地域重力図（駒澤ほか，1996）の一部から作成．等重力線の間隔は 1 mgal.

これらの特徴は，それぞれの異常域に分布する岩石種の違いで説明できる．つまり，深成岩類（花崗岩の一般的な密度は $2.5\sim 2.8\text{ g/cm}^3$ ）はチャートや碎屑岩より密度が若干大きく，玄武岩やドレライトなどの苦鉄質岩

（ $2.8\sim 3.1\text{ g/cm}^3$ ）は花崗岩よりも密度が大きい．そのため重力的にはチャート・碎屑岩 < 深成岩類 < 斑れい岩 ≒ 苦鉄質岩になる．

第9章 資源地質

(中江 訓・工藤 崇・鎌田耕太郎)

陸中関地域の資源については、(i) 遠洋性深海堆積物(チャート)に挟在して形成された鉱床、(ii) 深成岩類・岩脈の貫入による接触變成作用を被ったジュラ系地層群中に生成された鉱床、(iii) 白亜紀後半から古第三紀にかけて陸上で繁茂した植物が埋没・熟成して形成された石炭・琥珀、ならびに、(iv) 深成岩類が風化・剝離され金や鉄などが二次的に沈積した鉱床、などに大別できる。また採石や鉱泉も、社会に有用な地下資源である。以下に、形成時期の新旧によらず鉱床や資源の種別に分けて列記する。

9.1 鉄 鉱 床

9.1.1 砂鉄鉱床

陸中関地域周辺では、北隣の陸中大野地域内の久慈市大野から夏井川上流・長久保・水無を経て詔子の南西に至る標高200~300mの広大な海成段丘を構成する下部更新統の水無層中に、上記ivの砂鉄層が層厚約2~20mの鉱床として豊富に賦存している。そのため近代になって洋式製鉄の原料として採掘され、1960年代以前は砂鉄鉱床として盛んに開発された(例えば、Neil, 1925; 溪, 1928; 佐々, 1932; 小田・野口, 1942; 渡邊, 1944; 鈴木ほか, 1953; 田村, 1987; 高橋・南部, 2003)。久慈市近辺における砂鉄の採掘は江戸時代以前の古くから行われており(田村, 1987)、その歴史は一説には弘元-建武年間(1331-1336年頃)まで遡ると推定されている(溪, 1928)。砂鉄鉱床はかつて「ドバ」と呼ばれていた(溪, 1928; 田村, 1987)。砂鉄の採掘は、明治年間までは小規模で不安定な事業であったが、大正年間以降には大規模な採掘と近代的な工場での製錬事業が開始された(例えば、鈴木ほか, 1953; 田村, 1987)。本地域では、久慈市大川目町荒津前~水無周辺に分布する水無層の砂鉄鉱床を対象として、大規模な採掘が行われた。これらの採掘地区は「元山地区」と呼ばれ、その砂鉄鉱床は「元山鉱床」と呼ばれた(鈴木ほか, 1953)。これらの砂鉄は、かつては「久慈砂鉄」として有名であり、日本有数の砂鉄鉱床として知られていた(例えば、佐々, 1932; 鈴木ほか, 1953; 田村, 1987)。本地域では元山地区のほか、久慈市小久慈町田高良南西にある「砂場平」(別名: 滝上平)でも砂鉄の採掘跡が認められる。以下では、主に元山鉱床と砂場平の鉱床について記載を行う。

元山鉱床

元山鉱床での採掘・製錬事業の沿革は、小田・野口(1942)、鈴木ほか(1953)、田村(1987)に基づく以下のようにまとめられる。比較的規模の大きな採掘・製錬事業は、1920年に株式会社常盤商会によって開始された。しかし、好結果を得るに至らず1928年に事業を中止した。その後1937年に、蓬萊殖産株式会社に鉱業権が継承され、大規模な採掘と砂鉄製錬法の技術開発が行われた。1940年、川崎重工業株式会社が蓬萊殖産株式会社を買収し、本格的な採掘・製錬事業が開始された。本地域の元山鉱床、北隣の陸中大野地域にある黒森鉱床及び大野鉱床は「川崎久慈鉱山」として、運搬のための軌道や索道なども敷設され、主に露天掘りによる大規模な採掘が行われた。久慈市内には大規模な製錬所が建設され、1941年には本格的な操業が開始された。元山地区における1940~1945年の生産実績(採掘運搬量)は、274,965tであった。1945年には終戦により事業が中止されたが、1950年に川崎製鉄株式会社として事業が再開された。その後も継続的に操業が行われたが、1962年には川崎製鉄株式会社へ鉱業権が譲渡され、事業規模が大幅に縮小された。その後、砂鉄資源の枯渇、製錬工場の老朽化、採算の悪化などにより、1967年に製錬所が操業停止となり、事業は廃止された。

砂鉄鉱床は層状の形態を成し、西方ほど厚く品位良好とされる(例えば、佐々, 1932; 小田・野口, 1942; 鈴木ほか, 1953)。鉱床の厚さは平均2~4mで、所により10数mに達する(鈴木ほか, 1953)。渡邊(1944)によると、元山採掘場では、南北少なくとも300m、東西200m以上に亘るほぼ水平な砂鉄層が整然と堆積し、その厚さは3mに及ぶと記載されている。小田・野口(1942)では、元山地区における50mグリッドの砂鉄鉱床分布平面図と複数地点の鉱床断面図が掲載されており、砂鉄鉱床の胚胎状況が比較的詳細に明らかにされている。

鉱石は、主として褐鉄鉱、磁鉄鉱、チタン鉄鉱及び石英砂からなり、これに斜方輝石、角閃石、長石及び雲母類が混有され、褐鉄鉱により膠結された黄褐色~赤褐色を呈するやや固結したものが多いが、一部で暗灰青色~黒色の砂状をなすものもある(鈴木ほか, 1953)。鉄品位は60%を最高とし、20~40%のものが多い(小田・野口, 1942)。

採掘方法は坑道掘と露天掘の併用により、1937年以降は露天掘が主流となった(田村, 1987)。1948年に撮



第9.1図 砂鉄鉱床の採鉱跡地を示す写真

(a)元山採鉱場跡の標柱（北緯 40°9'3.59″，東経 141°42'26.18″）。(b)砂場平の採鉱場跡の標柱（北緯 40°8'28.46″，東経 141°42'52.67″）。

影された空中写真によると、元山地区の各所において露天掘が行われており、表層に分布する水無層を剥ぎ取るような形で採鉱が進んだ様子が見て取れる。これらの採鉱跡地は1968年撮影の空中写真でも確認できる。現在ではこれらは全て森林と化しており、往時の様子は見る影もない。採鉱跡地を示す標柱が存在するのみである(第9.1図a)。なお、本報告の地質図では、上記標柱の位置、渡邊(1944)で示された採鉱場の位置、空中写真で確認できた露天掘の位置に、休廃止鉱山の記号を付した。

砂場平の鉱床

砂場平付近には採掘跡地を示す標柱があり(第9.1図b)、至る所で掘り返したような凹凸のある地形を示す。また、この付近のクロボク層の上位には、褐灰色～黄褐色を呈する固結した細粒砂岩のブロック状角礫からなる地層が認められ、これらは採鉱時の盛土と推定される。砂場平の鉱床については、1917年に採鉱されたという記録(田村, 1987)や、東光鉱業株式会社所属の鉱区であったという記録(南部, 1961)が確認できるが、採鉱時期等の詳細については不明である。

9.2 非鉄金属鉱床

9.2.1 マンガン鉱床

北上山地北部に点在するマンガン鉱床は多くの場合、北部北上帯付加複合体であるジュラ系地層群を構成するチャートに胚胎する層状鉱床であり(加藤, 1956; 吉井・吉田, 1974; Yoshii, 1978; 高橋・南部, 2003)、上記iに相当する。北上山地における広域的なマンガン鉱床の調査はこれまで多く実施されてきたが、その大半は1960年代である(例えば、通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編, 1961; 通商産業省鉱業審議会鉱山部会編,

1963)。陸中関地域内にも多くのマンガン鉱床の存在が知られ、その大半は関コンプレックスに見られるが、茅森コンプレックス・高屋敷コンプレックス・合戦場コンプレックスにも少ないながら認められる。マンガン鉱床は古くから稼行の対象となっていたが、そのほとんどは小規模な開発に止まり、現在では全て廃鉱になっている。マンガン鉱床は産する主要初生鉱石の種類によって、ブラウン鉱鉱床・炭酸マンガン鉱床(菱マンガン鉱を主としハウスマン鉱やテフロかんらん石・ばら輝石などを伴う)・珪酸マンガン鉱床(テフロかんらん石・ばら輝石を主とする)に三区別される(吉井・吉田, 1974; 吉田ほか, 1987)。これまで記録のあるマンガン鉱床の一覧を第9.1表に掲載し、そのうち主要な鉱山を以下に紹介する。

関鉱山

本地域中央部北西寄りの久慈市山形町関から北西約500mに位置する。周辺には、高屋敷コンプレックスを構成する粘板岩質泥岩・砂岩と共に珪質泥岩を伴うチャートが分布する。南部(1959)ならびに高橋・南部(2003)によると、塊状チャート中の裂隙を充填する小規模な鉱床であり、鉱石としては二酸化マンガンのみで品位も低くMnO₂が20%程度である。本鉱の発見は明治期であるが未開発のまま放置され、昭和15(1940)年から採鉱が開始された。しかしながら昭和20(1945)年に一旦休山した後、昭和39(1964)年頃再開したが成果なく、再度休山した(南部ほか, 1969)。

川井鉱山

本地域北西部の久慈市山形町猪瀬北西方(日野沢)に位置する鉱山であり、関コンプレックスのチャートに胚胎する。鉱床は下盤・上盤とも塊状チャートに付随し、平均層厚は約2m(肥大部で10m)である。鉱床に近

第 9.1 表 陸中関地域内のマンガン鉱山一覧

鉱山名	所在地	鉱床名	産状	鉱石	沿革	層準
坪穴	久慈市大川目字坪内	北鉱床, 南鉱床	チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱, 珪酸マンガン鉱	大正年間と昭和15年頃に採掘されたが、戦後の採掘実績はない。	
馬内	久慈市大川目字馬内		チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱	昭和初期から採掘されており、	
繫	久慈市山形町繫		チャート上盤側の鉱床	二酸化マンガン鉱	昭和14年に試掘権を得たのち、同35年頃まで稼業。	
新玉	久慈市山形町繫	倉木沢本坑, 奴入坑など	不明	不明	不詳	茅森C
沼袋	久慈市山形町沼袋	北鉱床, 南鉱床	チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱	昭和4年に採掘を開始し終戦まで稼行。その後昭和25年から採掘を再開したが同28年に休山。	
清水川	久慈市山形町 川井字清水川	1号鉱床, 2号鉱床	チャート中に胚胎する層状鉱床	珪酸マンガン鉱, 二酸化マンガン鉱	昭和7年または8年頃に露頭が発見された。同31年に採掘・採掘を開始し、同42年まで稼行。	
真門	久慈市大川目字真門		チャート中に胚胎する層状鉱床	珪酸マンガン鉱	昭和32年に採掘を開始したが、すぐに中止。	
三日町	久慈市大川目字真門	北鉱床, 宗前鉱床	チャート中に胚胎する層状鉱床	珪酸マンガン鉱	昭和30年に試掘開始。同33年まで稼行したが、その後休山。	
関	久慈市山形町関		チャート中の裂隙を充填した鉱床	二酸化マンガン鉱	明治期に発見された後、昭和15年に採掘に着手したが、目立った採掘の実績なく休山。	高屋敷C
光沢	久慈市山形町小国		チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱	明治期末に発見・稼行されたいが詳細は不明。昭和25年～35年頃に採掘されたが、その後休山。	
川井	久慈市山形町日野沢		チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱	昭和8年に露頭が発見され、昭和10年に開発された。昭和37年に休山。 その後再開したが、昭和58年に廃山。	
第2川井	久慈市山形町 川井字上猪瀬		チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱	昭和32年に採掘されたが、成果なく休山。	
第2旭	久慈市山形町 川井字上猪瀬		チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱, 珪酸マンガン鉱	昭和37年に露頭が発見され、同38年に稼行開始。	
滝ノ沢	久慈市山形町滝ノ沢	上ノ沢鉱床, 上ノ沢新鉱床, 下ノ沢鉱床, 本家裏鉱床	チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱, 炭酸マンガン鉱, チョコレート鉱など	鉱床発見の経緯は未詳。昭和20年に一旦中断し同37年頃に休山。	関C
身沢	久慈市山形町川井		チャート中に整合に胚胎する鉱床	二酸化マンガン鉱, 珪酸マンガン鉱	昭和12年頃に露頭が発見され、同20年まで稼行。同26年～36年頃に断続的に採掘された。	
小国	久慈市山形町小国	小国鉱床, 大峯鉱床	チャートに整合に伴伴する鉱床	二酸化マンガン鉱	昭和12年に試掘権が設定され終戦時に休止。昭和24年に再開されたが、同36年に休山。	
豊口	久慈市山形町小国		チャート中に胚胎する層状鉱床	二酸化マンガン鉱, 炭酸マンガン鉱, 珪酸マンガン鉱	昭和15年に開発に着手され、同35年頃まで稼行された。	
茅平	久慈市山形町茅平		チャート中に整合に胚胎する鉱床	珪酸マンガン鉱	鉱床の発見時期は未詳であるが、昭和9年に二又鉱山として採掘を開始。その後断続的に採掘されたが、昭和35年頃まで休止。	合戦場C

南部ほか（1969）、高橋・南部（2003）及び山形村誌編さん委員会編（2015）を基に作成。C：コンプレックス

接するチャートは紫色～淡赤色を呈する（高橋・南部、2003）。露頭は稜線部の西側に三ヶ所あり、露天掘りされた。主要鉱石は二酸化マンガンで、品位は MnO_2 が 68～70 % である。そのほか、菱マンガン鉱・珪酸マンガン鉱を伴っていた。本鉱床は昭和 8（1923）年に露頭が発見されたが、昭和 37 年（1962 年）に一旦休止し、昭和 58（1983）年頃に廃山となった（南部ほか、1969）。昭和 15～20（1940～1945）年間の生産量は、7,935 t であった。川井鉱山には川井鉱床・中部露頭・カッチャ沢鉱床の三つがあるが、ほぼ同一層準に位置する。

滝ノ沢鉱山

本地域北西部の久慈市山形町滝ノ沢北方に位置する鉱

山である。川井鉱山より上位の層準に当たり、合戦場コンプレックスとの境界に近い関コンプレックスのチャートに胚胎する層状鉱床である。南部ほか（1969）及び高橋・南部（2003）によると、上ノ沢鉱床・上ノ沢新鉱床・下ノ沢鉱床・下ノ沢裏（本家裏）鉱床からなり、品位は、上ノ沢鉱床では MnO_2 が 70～75 %、下ノ沢裏鉱床では MnO_2 が 35～45 % であった。二酸化マンガン鉱と炭酸マンガン鉱が主に採掘されたほか、鉱床の下部や二酸化マンガン鉱の中心部に残存した菱マンガン鉱やチョコレート鉱、また鉱床中の断層や裂隙を埋めた高品位の二酸化マンガン鉱も稼行の対象とされた。鉱床発見の経緯については、詳細は不明である。昭和 13（1938）年に

鉦区が設定され昭和36(1961)年頃まで採掘されていたが、昭和37(1962)年に休山し、昭和54(1979)年に廃山となった。この間、二酸化マンガン鉦が4,160 t、金属マンガン精鉦が1,160 t生産された(南部ほか、1969)。

小国鉦山

本地域中央部南西寄りの久慈市山形町上小国南西方において、新田沢と細沢の中間に位置する鉦山である。周辺には関コンプレックスを構成するチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩が繰り返し露出しており、南部(1959)ならびに高橋・南部(2003)によると、層準が異なる二つの層状鉦床(小国鉦床・大峰鉦床)がある。小国鉦床は、N20°~30°Wの走向で60°~70°西傾斜を示し、層厚は数cm~30cmの間で膨縮する。下盤は層状チャートであり、上盤は塊状チャートである。大峰鉦床では、N30°~45°Wの走向と約70°の西傾斜を示し、層厚は肥大部で3~5mのレンズ状をなす。二酸化マンガン鉦の品位はMnO₂が40~50%である。本鉦床は、昭和12(1937)年に試掘権が設定され、新田鉦山(後の大峰鉦床)として精錬鉦を年間約300tを出鉦した後、昭和20(1945)年に休山した。その後、開発・休山が繰り返され、昭和36(1961)年に休山、昭和48(1973)年に鉦区が廃棄された(南部ほか、1969)。

豊口鉦山

上記小国鉦山より南東に位置する鉦山である。周辺の地質は小国鉦山と同様に関コンプレックスのチャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩から構成され、これらはおおよそN50°Wの走向で80°前後の西傾斜を示す。鉦床は1番坑から3番坑があり、それぞれ黒色層状チャート中に胚胎している。二酸化マンガン鉦・炭酸マンガン鉦・珪酸マンガン鉦などからなり、品位は低くMnO₂が20~45%程度である(南部、1959)。本鉦床は、明治初期の調査により鉦床として有望であることから、昭和15(1935)年に開発され昭和25(1950)年まで稼行され、この間に精錬鉦約3,000tが出鉦された。昭和33(1958)年から昭和35(1960)年まで操業が続き精錬鉦約100tが出鉦されたが、その後休山した(南部ほか、1969)。

9.2.2 金鉦床

金鉦床としては荷軽部・明神(久慈市山形町荷軽部)、高根・館平(久慈市山根町深田)などの鉦山で採鉦された記録がある(加藤、1956)。鉦量・品位とも然程優れていなかったため、時代の動向によって稼行したりあるいは休山したが、昭和59(1984)年時点では全く掘られていない。砂金は、砂鉄層の下部の礫岩中に多く見られ、馬渡川・夏井川の上流及び水無・木売内などで採掘された。

高根金山

久慈市山根町高根付近に所在した記録がある。西和田

(1907)によると、本金山についての登記はないが、元々南部藩の鶏坂金山として稼行し天明年間(1781-1789年)に廃山したとの口伝がある。明治32(1899)年頃から採掘が再開され、同39(1906)年には約9tを採鉦した。周辺には高屋敷コンプレックス中部の安家石灰岩を構成する成層石灰岩・泥質石灰岩・石灰質泥岩が分布し、これに岩脈(原文では玢岩)が貫入している(上記iiの鉦床に相当)。母岩の石灰岩と岩脈の間には硫化鉄を伴う石英・カリ長石・雲母などが晶出しており、金はこれらに伴伴する(西和田、1907)。

9.3 非金属鉦床

9.3.1 珪石鉦床

珪石鉦床は成因に基づく、ペグマタイト鉦床・石英脈鉦床・珪岩鉦床に大別できる。北上山地北部には前二者の鉦床もいくつか知られているが、多くは珪岩(チャート・石英質砂岩・珪質片岩など、SiO₂含有量の多い岩石を資源として扱う際の名称)が珪石鉦床としての採掘対象となっている(佐藤、1967)。珪石鉦床とその採掘などに関する資源調査報告としては、岩手県商工労働部鉦工業課(1983)や高橋・南部(2003)などがある。陸中関地域内で大規模に採掘が行われているのは、久慈市小久慈町で稼行されている小久慈鉦山である。そのほかに、久慈市山形町明神や葛巻町安家川上流域に分布するチャートについては、岩手県商工労働部鉦工業課(1983)が珪石資源としての推定埋蔵量を算出し化学分析値も示した。これらの周辺には、ジュラ系地層群が分布する。

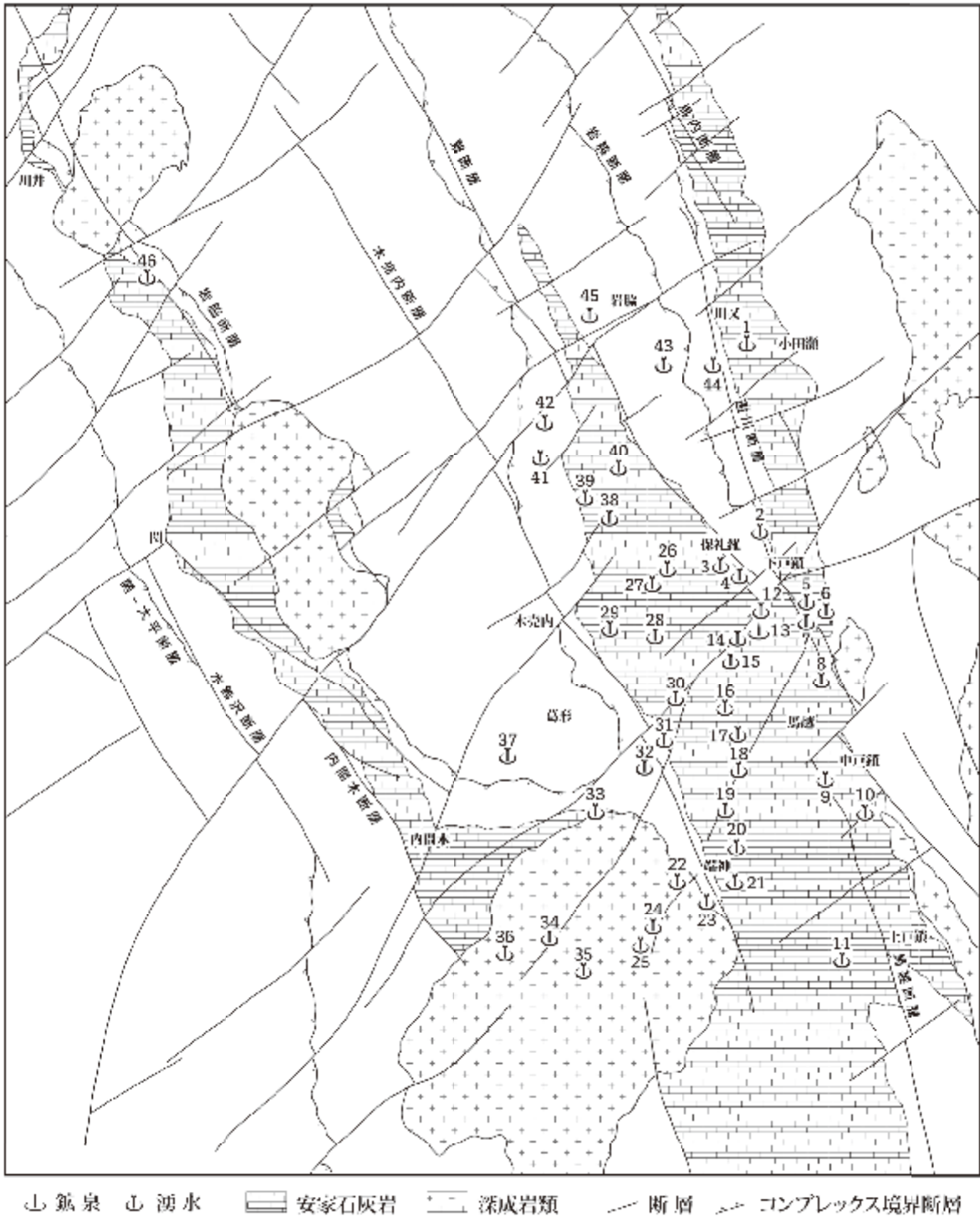
小久慈鉦山

小久慈鉦山の稼行状況については、高橋・南部(2003)ならびに東立鉦業株式会社(<https://kuji-kohun.co.jp/toritu/index.html>:最終閲覧日/2020年8月25日)に基づいて記述する。

昭和38(1963)年に採掘が開始され、現在での珪石鉦床の稼行範囲は東西200~300m、南北700mに達する。採掘方法は、ベンチカット方式による露天採掘でチャートを大規模に掘削し、鉄鋼・セメント原料として、月間8,000~9,000t生産・出荷されている。周囲のジュラ系地層群(高屋敷コンプレックス)は、北北西-南南東走向で60°~70°で西に傾斜している。広域接触変成を被り、珪石の石英結晶が20~70μmに揃った特徴を持っている。鉦質は中央部でSiO₂が96%以上、Al₂O₃が1%以下、上盤・下盤側ともSiO₂が93%以上、Al₂O₃が2%以下である。

9.4 砕石

陸中関地域においては久慈市小久慈町と山形町小渡に、比較的大きな砕石場が見られる。どちらも、ジュラ



第9.2図 陸中関地域内の鉱泉・湧水の所在地
 鉱泉ならびに湧水記号に付された数字は第9.2表の番号に一致。地質図にも同一番号を付記した。

系地層群（北部北上帯付加複合体）の分布域に位置する。小久慈町では長内川左岸（北側）で、主に高屋敷コンプレックスの砂岩泥岩互層を対象に採掘し、右岸（南側）では同一層準の砂岩泥岩互層を対象に採掘した跡地が残されている。小渡では遠別川を挟んだ対岸において、高

屋敷コンプレックスの砂岩を採掘している。

9.5 鉱泉

新山根鉱泉

第9.2表 陸中関地域内の鉱泉・湧水の所在一覧

地点	名称	所在地	地点	名称	所在地	地点	名称	所在地
1	小田瀬清水	久慈市山根町小田瀬	17	うるべの泉	久慈市山根町端神	33	宮沢の泉	久慈市山根町細野
2	千助の泉	久慈市山根町下戸鎖	18	姉妹の泉	久慈市山根町端神	34	利休の泉	久慈市山根町細野
3	子宝の泉	久慈市山根町保礼羅	19	産湯の泉	久慈市山根町端神	35	端神川源流	久慈市山根町端神
4	下戸鎖清水	久慈市山根町下戸鎖	20	清水川の泉	久慈市山根町端神	36	細野川源流	久慈市山根町細野
5	下戸鎖鉱泉	久慈市山根町下戸鎖	21	鶯鳴の泉	久慈市山根町端神	37	葛形の泉	久慈市山根町木売内
6	瀬踏の泉	久慈市山根町下戸鎖	22	御坂の泉	久慈市山根町端神	38	極楽の泉	久慈市山根町深田
7	下戸鎖水源地	久慈市山根町下戸鎖	23	端神水源地	久慈市山根町端神	39	明神の泉	久慈市山根町深田
8	馬越の泉	久慈市山根町下戸鎖	24	水明の泉	久慈市山根町端神	40	岩戸の泉	久慈市山根町深田
9	中戸鎖清水	久慈市山根町中戸鎖	25	玉露の泉	久慈市山根町端神	41	相沢の泉	久慈市山根町深田
10	竜神の泉	久慈市山根町上戸鎖	26	桂の泉	久慈市山根町木売内	42	大志の泉	久慈市山根町深田
11	長内川源流	久慈市山根町上戸鎖	27	夫婦の泉	久慈市山根町木売内	43	川又鉱泉	久慈市山根町深田
12	聡明の泉	久慈市山根町下戸鎖	28	宴の泉	久慈市山根町木売内	44	希望の泉	久慈市山根町深田
13	山根鉱泉	久慈市山根町下戸鎖	29	地藏坂清水	久慈市山根町木売内	45	岩脇の泉	久慈市山根町深田
14	化粧の泉	久慈市山根町下戸鎖	30	桃の木平鉱泉	久慈市山根町細野	46	名水清水川	久慈市山形町霜畑
15	長寿の泉	久慈市山根町下戸鎖	31	勝二郎の泉	久慈市山根町細野			
16	若返りの泉	久慈市山根町端神	32	耳だれの泉	久慈市山根町細野			

環境省「湧水保全ポータルサイト (<https://www.env.go.jp/water/yusui/result/sub4-2/PRE03-4-2.html>)」に掲載された「湧水保全に係る情報調査」(平成30年度実施)に基づき作成。



第9.3図 鉱泉・湧水の所在と案内板
(a)山根鉱泉の取水施設。(b)下戸鎖鉱泉と瀬踏の泉への入り口。

陸中関地域においては久慈市山根町下戸鎖の一ヶ所のみ、鉱泉の存在が知られている。泉温 15℃, pH = 10.8 の強アルカリ性、源泉の湧出量は毎分 256 l のアルカリ性単純硫酸冷鉱泉である。金原 (1992) では、泉温 10℃, pH = 10.2, 湧出量毎分 3 l とされている。源泉湧出量の減少により併設の温泉旅館は、令和元 (2019) 年 9 月以降休業に至っている。

9.6 湧水

陸中関地域周辺においては、大小様々な湧水が無数ある。そのうち本地域内で所在が明確になっている湧水地

を、第9.2図と第9.2表に記す(新山根鉱泉も含む)。地元の久慈市山根地区(旧山根村)では、「山根名水四十八泉」として整備されている(第9.3図)。

陸中関地域の東部には、ジュラ系地層群のうち高屋敷コンプレックス中部の安家石灰岩が広く露出し、明瞭なカルスト地形(安家カルスト)を構成する(第1章参照)。本地域における主要な湧水は、その多くが安家石灰岩分布域に見られ、特にポリエ状の低地平坦面に比較的集中する特徴をもつ。これ以外では、ジュラ系地層群中の苦鉄質岩類(沢山川玄武岩)や深成岩類(天神森岩体)分布域にも見られる。これまで、安家カルストに分布する湧水の化学組成については、岸ほか(1981, 1984)や田

勢ほか（1991）などによって報告されている。さらに柳沢・岡本（1997）は石灰岩の溶食量評価の観点から、流入地点・湧水地点の確認を含む流水測定や水質調査（溶存成分分析）を実施した。その結果、石灰岩分布域のみを流域とした湧水と、非石灰岩分布域からの流入や地下水面に達していると考えられる湧水とは、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 、電気伝導度の値が異なることが明らかとなった。

9.7 自然景観

ジュラ系地層群のうち高屋敷コンプレックス中部の安家石灰岩が、陸中関地域の東部に広く露出し明瞭なカルスト地形を構成している。その中に多くの石灰洞穴が形

成されている。周辺地域を含め安家石灰岩露出域には龍泉洞・安家洞・内間木洞など石灰洞穴があり、有名な鍾乳洞として観光資源となっている。

内間木洞

環境庁の自然景観資源調査（環境庁，1989）において、陸中関地域では唯一の鍾乳洞として久慈市山形町内間木から報告されている（第1.3図参照）。総延長6,314 mを誇り国内で三番目に長い鍾乳洞で、昭和41（1966）年に岩手県指定天然記念物に指定された（入洞には久慈市教育委員会発行の許可証が必要）。昭和37（1962）年に学術調査が実施されて以降、地形・地質、生物などに関する多くの研究がある（例えば、藤井ほか，2011）。

文 献

- Ando H. (1997) Apparent stacking patterns of depositional sequences in the Upper Cretaceous shallow-marine to fluvial successions, Northeast Japan. *Memories of Geological Society of Japan*, no. 48, 43–59.
- Ando, H. (2003) Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous to Paleocene forearc basin sediments in Northeast Japan: cyclic sedimentation and basin evolution. *Journal of Asian Earth Science*, **21**, 919–933.
- 安藤寿男 (2005) 東北日本の白亜系 – 古第三系蝦夷前弧堆積盆地の地質学的位置付けと層序対比. 石油技術協会誌, **70**, 24–36.
- 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.
- Behrmann, J. H., Brown, K., Moore, J. C., Mascle, A., Taylor, E., Alvarez, F., Andreieff, P., Barnes, R., Beck, C., Blanc, G., Clark, M., Dolan, J., Fisher, A., Gieskes, J., Hounslow, M., McLellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P., Wilkense, R. and Williams, C. (1988) Evolution of structures and fabrics in the Barbados Accretionary Prism. Insights from leg 110 of the Ocean Drilling Program. *Journal of Structural Geology*, **10**, 577–597.
- 鎮西清高 (1958) 岩手県福岡町付近の新第三系について — 北上山地北縁の新生界 I —. 地学雑誌, **67**, 1–30.
- 地質調査所 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類. 地質調査所報告, no. 251, 139p.
- Cohen K. M., Harper, D. A., Gibbard, P. L. and Fan, J. -X. (2013) International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199–204 (updated in 2020, <https://stratigraphy.org/icschart/ChronostratChart2020-01.pdf>). 2020年8月20日閲覧確認.
- 永広昌之・鈴木紀毅 (2003) 早池峰構造帯とは何か — 早池峰構造帯の再定義と根田茂帯の提唱 —. 構造地質, no. 47, 13–21.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎 (2005) II 東北地方. 第1章 中古生界, 1.1 概説および構造帯区分. 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, 東京, 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**, 121–139.
- 永広昌之・子守一男・土谷信高・川村寿郎・吉田裕生・大石雅之 (2010) 北部北上帯付加体中の海山石灰岩からの石炭紀アンモノイド・サンゴ化石. 地質学雑誌, **116**, 219–228.
- 藤井千春・木崎裕久・柳沢忠昭 (2011) 岩手県久慈市内間木洞の環境と生物. 岩手県立博物館研究報告, no. 28, 1–11.
- Futakami, M., Kawakami, T. and Obata, I. (1987) Santonian texanite ammonites from the Kuji Group, Japan. *Bulletine of Iwate Prefecture Museum*, **5**, 103–112.
- Hatai, K. and Imaizumi, R. (1965) Discovery of marine shells from the Kunohe terrace deposits, Kuji City, Iwate Prefecture. *Transactions and Proceedings of Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 57, 28–33.
- 林 歳彦 (1986) 北部北上山地, 田野畑累帯深成岩体の地質および記載岩石学的特徴. 岩石鉱物鉱床学会誌, **81**, 359–369.
- 半沢正四郎 (1954) 日本地方地質誌 東北地方. 朝倉書店, 344p.
- 平山 廉・小林快次・藺田哲平・佐々木和久 (2010) 岩手県久慈市の上部白亜系久慈層群玉川層より発見された陸生脊椎動物群. 化石研究会誌, **42**, 74–82.
- 平山 廉・吉田将崇・伊藤 愛・滝沢利夫・佐々木和久 (2017) 上部白亜系久慈層群玉川層より産出した化石カメ. 日本古生物学会 2017 年年会予稿集, 17.
- 石田隆浩 (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パーレの分布と形態 —. 弘大地理, **22**, 1–5.
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫 (1955) 岩手県北部北上山地田野畑花崗岩体の多様性. 岩石礦物礦床學會誌, **39**, 177–189.
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫 (1956) 岩手県地質説明書 II. 岩手県の火成岩, 岩手県, 50p.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and Ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293–305.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179–205.
- 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 (演旨). 地質学雑誌, **70**, 382–383.
- 岩手県商工労働部鉱工業課 (1983) 昭和 55 年度岩手県における珪石資源調査報告書. 岩手県, 43p.
- 鎌田耕太郎 (2017) 北部北上帯の層序区分と境界断層に関する付加体地質学としてのの見直しの経緯. 青森地学, no. 62, 10–13.
- 鎌田耕太郎 (2019) 上部白亜系久慈層群玉川層の層序区分と堆積環境についての異なる解釈. 青森地学, no. 64, 19–23.
- 鎌田耕太郎・秦 光男・久保和也・坂本 亨 (1991) 1 : 200,000 地質図 八戸. 地質調査所.
- 亀高正男・中江 訓・鎌田耕太郎 (2005) 北部北上帯, 陸中関地域の珪質泥岩から産出した前期ペルム紀放射散虫化石. 地質調査研究報告, **56**, 237–243.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石に見られる帯磁率の広域的变化. 岩石鉱物鉱床学会誌, **68**, 211–224.
- 環境庁 (1989) 第 3 回自然環境保全基礎調査・自然景観資源調査報告書 (岩手県). 413p.
- 蟹沢聡史・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.
- 加納 博 (1958) 本州外側地向斜における白堊紀キースラーガー
鉍床区の展望 — 北上外縁帯と四万十帯 —. 鉍山地質, **8**,
319–327.
- 片田正人 (1974) 北上山地の白堊紀花崗岩類 VI. 南部北上山
地の花崗岩類, および全北上山地花崗岩類の分帯区分. 地
質調査所報告, no. 251, 121–133.
- 片田正人・金谷 弘 (1980) 北上山地白堊紀深成岩類の K, Rb,
Sr, Th, U について. 岩石鉍物鉍床学会誌, **75**, 173–185.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聡史・小野智恵子・吉井
守正 (1971) 北上山地, 白堊紀花崗岩質岩類の帯状区分,
岩石鉍物鉍床学会誌, **65**, 230–245.
- 加藤謙次郎 (1956) 岩手県の鉍産資源. 岩手県.
- Kato, Y. and Hama, S. (1976) Petrochemistry of the Sakainokami
plutonic body, Kitakami Mountains, northeastern Japan. *Journal
of Japan Association of Mineralogy, Petrology and Economic
Geology*, **71**, 363–373.
- 加藤祐三 (1977) 北上山地, 岩泉・太田名部花崗岩体の岩石学.
岩石鉍物鉍床学会誌, **72**, 443–452.
- Kawabe, I., Sugisaki, R. and Tanaka, T. (1979) Petrochemistry and
tectonic setting of Paleozoic–Early Mesozoic geosynclinal
volcanics in the Japanese Islands. *Journal of Geological Society
of Japan*, **85**, 189–193.
- 川上雄司・二上政夫・小島郁生 (1983) 岩手県立博物館所蔵の
アンモナイト標本 その 1. 岩手県立博物館研究報告, **1**,
15–26.
- 川上雄司・照井一明・長谷川善和・大石雅之 (1985) 北上山地
北東縁部, 上部白堊系久慈層群産モササウルス類歯化石.
岩手県立博物館研究報告, **3**, 133–142.
- Kawano, Y. and Ueda, Y. (1965) K–Ar dating on the igneous rocks
in Japan (II) —Granitic rocks in Kitakami massif—. *Science
Report, Tohoku University, Series. III*, **9**, 199–215.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉍泉分布図及び一覽. 工業技術院
地質調査所, 394p.
- 岸 和男・石井武政・永井 茂 (1981) 岩手県安家石灰岩地域
の水文地質 — 岩泉・安家地区 —. 地質調査所月報, **32**,
365–395.
- 岸 和男・石井武政・永井 茂 (1984) 岩手県安家石灰岩地域
の水文地質 — 安家以北地区 —. 地質調査所月報, **35**,
99–117.
- 北村 信 (1981) 第 2 篇 新第三系. 北上川流域地質図 (二十万
分之一) 説明書. 長谷地質調査事務所, 225–277.
- 溪 友一 (1928) 南部鐵鑛業秘録 (其一～三). 地学雑誌, **40**,
133–142, 215–223, 269–278.
- 小池一之・町田 洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京
大学出版会, 122 p.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編 (2005) 日本の地
形 3 東北. 東京大学出版会, 353p.
- Kojima, S., Hayasaka, Y., Hiroi, Y., Matsuoka, A., Sano, H.,
Sugamori, Y., Suzuki, N., Takemura, S., Tsujimori, T. and
Uchino, T. (2016) Pre-Cretaceous accretionary complexes. *In
Moreno, T., Wallis, T., Kojima, T. and Gibbons, W. eds., The
Geology of Japan*, The Geological Society Publishing House,
59–100.
- 駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・村田泰章・石原丈
実・西村清和・中塚 正・鍋谷祐夫・乗富一雄・三品正明
(1996) 重力図 7. 北上地域重力図 (ブーゲー異常). 地質
調査所.
- Kozur, H. and Mostle, H. (1971) Probleme der Conodonten-
forschung in der Trias. *Geologisch-Paläontologische
Mitteilungen Innsbruck*, **1**, 1–19.
- Krystyn, L., Mandl, G. W. and Schauer, M. (2009) Growth and
termination of the upper Triassic platform margin of the
Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). *Austrian
Journal of Earth Sciences*, **102**, 23–33.
- Kubo, K. (1977a) A Rb-Sr isotopic study on the Ojika and Ichinohe
gabbroic complexes in the Kitakami mountains, northeast Japan.
*Journal of Japan Association of Mineralogy, Petrology and
Economic Geology*, **72**, 412–418.
- Kubo, K. (1977b) Petrological study on the Ojika gabbroic
complex, Kitakami mountains, Northeast Japan. *Journal of
Geological Society of Japan*, **83**, 763–782.
- 久保和也 (1987) 岩手県九戸郡山形村の凝灰角礫岩の K–Ar 年
代. 岩鉍, **81**, 359–369.
- 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.
- Kuroda, Y., Suzuoki, T., Matsuo, S. and Kanisawa, S. (1974) D/H
fractionation of coexisting biotite and hornblende in some
granitic rock masses. *Journal of Japan Association of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **69**, 95–102.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene–Pleistocene
stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records.
Paleoceanography, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Maruyama, S. and Seno, T. (1986) Orogeny and relative plate
motions: example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, **127**,
305–329.
- 増田富士雄・岡崎浩子・横川美和・村越直美・酒井哲弥 (1995)
更新統の海浜堆積物に対する MINI-SEQUENCE
STRATIGRAPHY. 地質学論集, no. 45, 101–109.
- 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.
- 松本達郎 (1953) 第 12 章 白堊紀. 地史学下巻, 朝倉書店,
408–477.
- 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) 本邦白堊系における海成・非海成層
の対比. 化石, no. 31, 1–26.
- 松本達郎・小島郁生・平野弘道 (1985) 日本の白堊系の大型化
石による分帯と西欧模式地との対比. 地質学論集, no. 26,
29–42.
- 松岡 篤 (1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質
学雑誌, **90**, 455–477.
- 松岡 篤 (1987) 青森県尻屋崎層群の放散虫年代. 化石, **42**,
7–13.

- 松岡 篤 (1988) 北上山地地老帯腰廻層からのジュラ紀中世放射虫. 日本古生物学会 1988 年年会講演予稿集, 90.
- Matsuoka, A. (1995) Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and the western Pacific. *Island Arc*, **4**, 140–153.
- Matsuoka, A. and Ito, T. (2019) Updated radiolarian zonation for Jurassic in Japan and the western Pacific. *Science Reports of Niigata University (Geology)*, no. 34, 49–57.
- 松岡 篤・大路樹生 (1990) 北部北上山地地老帯榎木沢層からのジュラ紀中世放射虫化石の産出. 地質学雑誌, **96**, 239–241.
- 松岡 篤・山北 聡・榎原正幸・久田健一郎 (1998) 付加地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.
- Meço, S. (1999) Conodont biostratigraphy of Triassic pelagic strata, Albania. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105**, 251–266.
- Miki, A. (1972) Palynological study of the Kuji Group in north-eastern Honshu, Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University, Series 4, Geology and Mineralogy*, **15**, 513–604.
- Miki, A. (1977) Late Cretaceous pollen and spore floras of northern Japan: Composition and interpretation. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and Mineralogy*, **17**, 399–436.
- 三木 順 (1985) 2つの異なる累帯構造を持つ北上山地平庭岩体について. *MAGMA*, no. 73, 105–110.
- 箕浦幸治 (1983) 北部北上帯の地質. 月刊地球, **5**, 480–487.
- 箕浦幸治 (1985) 北上・阿武隈はどこからきたのか. 科学, **55**, 14–23.
- Minoura, K. (1990) The pre-Cretaceous geology and tectonics of northern Kitakami region. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I. Hada, S. and Tao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, 267–279.
- Minoura, K. and Yamauchi, H. (1989) Upper Cretaceous–Paleogene Kuji basin of Northeast Japan: tectonic controls on strike-slip basin. In Taira, A. and Masuda, F. eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*, Terra Scientific Publishing Company (TERAPUB), Tokyo, 633–658.
- 三塚俊輔・安藤寿男 (2016) 上部白亜系久慈層群のシーケンス層序と堆積史. 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, 106.
- 三浦 亮・石渡 明 (2001) 北部北上帯, 島守層に産する海洋島ソレアイト起源緑色岩の岩石学. 岩石鉱物科学, **30**, 1–16.
- 宮田真也・平山 廉・中島保寿・前川 優・大倉正敏・佐々木 猛智 (2019) 岩手県久慈市の上部白亜系久慈層群玉川層より産出した板鰐類化石群の予察的検討. 化石研究会誌, **51**, 68–75.
- Moore, G. F., Mikada, H., Moore, J. C., Becker, K. and Taira, A. (2005) Legs 190/196 synthesis: Deformation and fluid flow processes in the Nankai trough accretionary prism. In Mikada, H., Moore, G. F., Taira, A., Becker, K., Moore, J.C. and Klaus, A. eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **190/196**. doi:10.2973/odp.proc.sr.190196.201.2005. <http://www-odp.tamu.edu/publications/190196SR/synth/synth.htm>
- 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.
- Nakae, S. (1992) A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: an example of continuous accretion. *Journal of Geological Society of Japan*, **98**, 401–413.
- 中江 訓 (2002) 西津地域の地質, III. ジュラ系丹波テレーン. 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, 10–39.
- Nakae, S. (2016) Jurassic radiolarians from the Ichinohe–Kunohe area (Iwate Prefecture) in the North Kitakami Belt, Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **67**, 81–100.
- 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, 13–35.
- 中江 訓 (印刷中) 岩手県久慈地方の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**.
- 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射虫化石. 地質学雑誌, **109**, 722–725.
- 中江 訓・小松原 琢・高橋裕平・吉川敏之 (2013) 今庄及び竹波地域の地質. 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, 110p.
- 中江 訓・小松原 琢・吉川敏之 (2015) 冠山地域の地質. (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 107p.
- 中村新太郎 (1911) 20 万分の 1 一戸図幅及び同説明書. 農商務省地質調査所, 84p.
- 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.
- 南部松夫 (1959) 北上山地の二, 三のマンガン鉱床調査報告. 岩手県商工水産労働部鉱産課, 37p.
- 南部松夫 (1961) 第 2 節 岩手県 A 久慈地区. 未利用鉄資源, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, no. 8, 373–375.
- 南部松夫・谷田勝俊・熊谷 進 (1969) 北上山地のマンガン鉱床 I — 北部北上山地鉱山誌 —. 岩手県経済部鉱産課, 155p.
- 目加田義正 (1973) II 表層地質. 岩手県企画部北上山系開発室編, 北上山系開発地域土地分類基本調査「陸中関」, 20–24.
- Neil, J. W. (1925) Iron-sands in the Kuji Region. *Journal of Mining Institute of Japan*, **41**, 137–152.
- 西和田久学 (1907) 金銀鉱床調査報文 第壹回. 農商務省鑛山局, 127p.
- 小島郁生 (1986) 白亜紀の自然史. 東京大学出版会, 232p.
- 小田二三男・野口 高 (1942) 久慈砂鐵床の磁力探鑛に就て. 九州鑛山學會誌, **13**, 45–51.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 (II). 岩手県, 189p.
- 小貫義男 (1981) 第 1 篇 北上山地. 北上川流域地質図 (二十万分の一) 説明書. 長谷地質調査事務所, 5–223.

- 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関する研究の総括と現状. *地球科学*, **42**, 187-201.
- 大上和良・村田正文 (1974a) 北部北上帯西縁部平糠川流域の地質. *岩手大学工学部研究報告*, **27**, 21-25.
- 大上和良・村田正文 (1974b) 北部北上帯西縁部から紡錘虫化石の産出. *地質学雑誌*, **80**, 559-560.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. *岩手県地質説明書 (II)*. 岩手県, 189p.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. *東北大学地質古生物学研究邦文報告*, **69**, 1-239.
- 小貫義男 (1981) 第1篇 北上山地. 北上川流域地質図 (20万分の1) 説明書. 長谷地質調査事務所, 5-223.
- Orchard, M. J. (2010) Triassic conodonts and their role in stage boundary definition. In Lucas, S. G. ed., *The Triassic Timescale*. Geological Society, London, Special Publications, no. 334, 139-161.
- 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.
- 大塚 勉 (1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. *地学雑誌*, **91**, 583-598.
- 大塚彌之助 (1933) 岩手県二戸郡一戸町・福岡町附近の層位. 付 東北日本新第三系の地質構造上の或る特徴. *地質学雑誌*, **40**, 213-219.
- ルグラン ジュリアン・西田治文・平山 廉 (2019) 上部白亜系久慈層群玉川層大沢田川産地 (岩手県) のバリノフロラからみた古植生と古環境. *化石研究会会誌*, **51**, 59-67.
- 佐伯四郎 (1928) 岩手県久慈地方に於ける中生代化石の発見. *地質学雑誌*, **35**, 560-562.
- 佐伯四郎・佐々保雄 (1930) 岩手県の久慈層群に就いて. *地質学雑誌*, **37**, 313-315.
- 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.
- 齋藤文紀 (1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. *地学雑誌*, **98**, 164-179.
- 佐々保雄 (1932) 岩手縣久慈地方の地質に就いて (其一~三). *地質学雑誌*, **39**, 401-430, 471-501, 552-580.
- Sano, H. and Kanmera, K. (1988) Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akiyoshi, Southwest Japan. *Geology*, **16**, 600-603.
- 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.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1979) Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68**, 17-115.
- 柴田 賢・石原舜三 (1977) 日本の斑縞岩類および花崗岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値. *MAGMA*, no. 49-50, 60-62.
- 島津光夫・寺岡易司 (1962) 陸中野田地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 53p.
- 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.
- 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教室研究邦文報告*, no. 70, 1-22.
- 杉本幹博 (1972) 北部北上山地, 葛巻構造線および田老構造線について. *岩井淳一教授記念論文集*, 98-109.
- 杉本幹博 (1974) 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教室研究邦文報告*, no. 74, 1-48.
- 杉本幹博 (1979) 北上外縁帯の緑色岩類 — 層位学的位置と産状 —. *地質学雑誌*, **85**, 287-292.
- 杉本幹博・宇田進一 (1972) 北部北上山地, 沢山川層基底の不整合について. *金沢大学教育学部紀要自然科学編*, no. 21, 83-91.
- 鈴木安夫・伊場野 貢・飯塚 浩 (1953) 久慈西方地区の砂鉄鉱床. *東北のチタン砂鉄資源*, 東北地方含チタン砂鉄調査委員会, 81-88.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T. (2007a) 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 (2007b) 北部北上帯 (葛巻-釜石帯) の大鳥層中の炭酸マンガノジュールより産出した中期ジュラ紀放射散虫化石. *地質学雑誌*, **113**, 247-277.
- 米倉伸之 (1966) 陸中北部沿岸地域の地形発達史. *地理学評論*, **39**, 311-323.
- Taira, A. (1985) Pre-Neogene accretion tectonics in Japan: A synthesis. *Recent Progress of Natural Sciences in Japan*, **10**, 51-64.
- 平 朝彦・斉藤靖二・橋本光夫 (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こみと横ずれ運動. *科学*, **51**, 508-515.
- Taira, A., Katto, J., Tashiro, M., Okamura, M. and Kodama, K. (1988) The Shimanto belt in Shikoku, Japan: Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology*, **12**, 5-46.
- 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.
- Takahashi, M. (1983) Space-time distribution of late Mesozoic to early Cenozoic magmatism in East Asia and its tectonic implications. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Scientific Publishing Company (TERAPUB), Tokyo, 69-88.
- Takahashi, M., Crane, P. R. and Ando, H. (2001) Fossil megaspores of the Marsileales and Selaginellales from the upper Coniacian to lower Santonian (Upper Cretaceous) of the Tamagawa Formation (Kuji Group) in northeastern Japan. *International Journal of Planetary Sciences*, **162**, 431-439.
- 高橋 聡・山北 聡・海保邦夫・鈴木紀毅・永広昌之 (2007) 北部北上帯, 大鳥層に見出されたペルム紀/三疊紀境界層. *日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集*, J249-002.
- 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.
- Takahashi, S., Yamakita, S., Suzuki, N., Kaiho, K. and Ehiro, M. (2009) High organic carbon content and a decrease in radiolarians at the end of Permian in a newly discovered continuous pelagic section: a coincidence? *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*, **271**, 1–12.
- 田村栄一郎 (1987) みちのくの砂鉄・いまいずこ. 久慈郷土史刊行会, 414p.
- Tanai, T. (1979) Late Cretaceous Floras from the Kuji District, northeastern Honshu, Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University, Series 4, Geology and Mineralogy*, **19**, 75–136.
- 田勢則雄・伊藤田直史・谷山 稔 (1991) 龍泉洞地域の水質について. 日本洞穴学研究所報告, **9**, 17–22.
- 竹谷陽二郎・箕浦幸治 (1984) 北上山地東縁部先宮古統より発見された放散虫化石. 日本地質学会第 91 年学術大会要旨, 205.
- 田山利三郎 (1931) 北上山地東斜面の海岸段丘に就て 1 北部地方 (海蝕臺地). 地理学評論, **7**, 337–362.
- 寺岡易司 (1959) 岩手県陸中野田地域の上部白堊～古第三系. 有孔虫 (有孔虫研究連絡会), no. 10 (日本白堊・古第三系の境界問題 (1)).
- 照井一明 (1986) 野田村地質報告書 岩手県久慈地方の上部白堊系および古第三系の堆積学的研究. 野田村教育委員会, 152p.
- 照井一明・長浜春夫 (1986) 北上山地北部, 久慈地方の上部白堊系・古第三系の碎屑物の供給源と堆積. 北村信教授記念地質学論文集, 545–570.
- 照井一明・長浜春夫 (1995) 上部白堊系久慈層群の堆積相とシーケンス. 地質学論集, no. 45, 238–249.
- 照井一明・大上和良 (1989) 3.3 上部白堊系～古第三系, 1. 久慈層群. 日本の地質 2 東北地方, 共立出版, 76–77.
- 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, 129p.
- 豊原富士夫・上杉一夫・木村俊雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉 (1980) 北部北上山地—渡鳥帯の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造体区分の再検討. 総合研究 A 研究成果報告書, 27–36.
- 土谷信高 (2008) アダカイト研究の現状と問題点—アダカイト質岩の多様性の成因とその地質学的意義—. 地球科学, **62**, 161–182.
- 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*, **99**, 22205–22220.
- 土谷信高・和田元子・木村純一 (1999) 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.
- 辻野 匠・工藤 崇 (2018) 第 5 章 新第三系. 一戸地域の地質, 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, 41–101.
- 辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪 (2018) 一戸地域の地質. 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, 161p.
- 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編 (1961) 1960 未利用鉄資源 第 8 輯. 日本鉄鋼連盟, 550p.
- 通商産業省鉱業審議会鉱山部会編 (1963) 1962 国内鉄鋼原料調査 第 1 報. 日本鉄鋼連盟, 479p.
- 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**, doi.10.1111/iar.12272.
- 梅津慶太・栗田裕司 (2007) 岩手県北東部, 上部白堊系久慈層群の花粉化石層序と年代. 石油技術協会誌, **72**, 215–223.
- Uno, H., Mitsuzuka, S., Horie, K., Tsutsumi, Y. and Hirayama, R. (2018) U–Pb dating of turtle fossils from the Upper Cretaceous Tamagawa Formation in Kuji, Iwate, Japan. *Abstracts of 6th Turtle Evolution Symposium*, 87.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **39**, 675–757.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨 (1992) 1:200,000 地質図岐阜. 通商産業省工業技術院地質調査所.
- 渡邊萬次郎 (1944) 砂鉄礦床に関する二三の観察. 岩石礦物礦床學會誌, **31**, 78–93.
- 渡辺萬次郎 (1950) 北上山地の火成活動. 地団研專報, no. 4, 23p.
- 八重樫七兵衛 (1900) 陸中國下閉伊郡沿岸の化石産地. 地質学雑誌, **7**, 187.
- Yagishita, K. (1994) Planar cross-bedding associated with rip currents of Upper Cretaceous formations, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, **93**, 155–163.
- 八木下晃司 (2001) 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 222p.
- 山形村誌編さん委員会編 (2015) 山形村誌, 第 3 卷 (通史編), 730p.
- 山口 靖 (1981) 北部北上山地東部の地質構造—特に地質構造帯区分に関する諸問題について—. 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 83, 1–19.
- 山口 靖・津嶋春秋・北村 信 (1979) 北上山地“田老帯”および“岩泉帯”南部の地質構造発達史. 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 80, 99–117.
- 山北 聡・永広昌之・高橋 聡・鈴木紀毅 (2008a) 北部北上帯大鳥層のチャートから産出した後期石炭紀・前期ペルム紀コノドント化石. 日本古生物学会 2008 年会講演予稿集, B07.
- 山北 聡・永広昌之・高橋 聡・鈴木紀毅 (2008b) 北部北上帯大鳥層の石炭系～ジュラ系連続層序. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 36.
- Yamashita, D., Kato, H., Onoue, T. and Suzuki, N. (2018) Integrated Upper Triassic conodont and radiolarian biostratigraphies of the Panthalassa Ocean. *Paleontological Research*, **22**, 167–197.
- 山内 仁・箕浦幸治 (1986) 久慈地方の久慈層および野田層: 上部白堊系・古第三系堆積盆にみる堆積過程. 弘前大学理

- 科報告, **33**, 96-120.
- 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.
- 米倉伸之 (1966) 陸中北部沿岸地域の地形発達史. 地理学評論, **39**, 311-323.
- 吉井守正・片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類 II . 北部北上山地の花崗岩類. 地質調査所報告, no. 251, 88-22.
- 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.
- 吉田武義・中島淳一・長谷川 昭・佐藤比呂志・長橋良 隆・木村純一・田中明子・Prima, O. D. A.・大口健志 (2005) 後期新生代, 東北本州弧における火成活動史と地殻・マントル構造. 第四紀研究, **44**, 195-216.
- Yoshii, M. (1978) Geology and manganese deposits of the Kunohe area, the North Kitakami mountains. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **29**, 289-346.
- 吉井守正・吉田 尚 (1974) 北上山地北縁, マンガン鉱床地域の地質. 地質調査所月報, **25**, 147-156.



付図1 柱状図を作成したルート

K1~K8: 茅森コンプレックス, Y1~Y8: 高屋敷コンプレックス, S1~S8: 関コンプレックス, B1~B7: 合戦場コンプレックス, O1~O5: 大鳥コンプレックス, Z1: 葛巻コンプレックス, 白抜き三角を付した実線はコンプレックスの境界断層を, 破線は深成岩類(岩体)の外郭を, それぞれ表す, Z1とZ2は, 西隣の葛巻地域に位置する,

Geology of the Rikuchu-Seki District

NAKAE Satoshi ¹, KAMADA Kotaro ², KUBO Kazuya ³ and KUDO Takashi ¹

ABSTRACT

Outline

The 1:50,000 map of the Rikuchu-Seki District area covers the north-central part of the Kitakami Mountains, Iwate Prefecture. The coordinates of the map boundaries are 40°10'10.0"N/141°29'47.2"E, 40°00'10.0"N/141°29'47.2"E, 40°00'10.1"N/141°44'47.1"E and 40°10'10.0"N/141°44'47.1"E. The area hosts extensive exposures of Jurassic accretionary complexes, Lower Cretaceous plutonic rocks, Upper Cretaceous shallow-marine to terrestrial sedimentary sequences and minor units comprising Miocene intrusive rocks and Quaternary deposits. The geological map and summary of the district are outlined in Figures 1 and 2.

During the Jurassic Period, the North Kitakami Belt, including the Rikuchu-Seki District, lay along the eastern margin of the Paleo-Asian Continent where an oceanic plate (Izanagi Plate) was subducting. The Jurassic system formed as accretionary complexes attributed to subduction-related processes and comprises mixtures of oceanic (basalt and limestone of seamount origin and pelagic chert) and terrigenous clastic (mudstone and sandstone) rocks. In the Early Cretaceous, the North Kitakami Belt was affected by arc magmatism, followed by the intrusion of plutonic rocks into the Jurassic accretionary complexes. In the Late Cretaceous, shallow-marine to terrestrial sedimentary sequences were deposited within a forearc basin on the accretionary complexes and the plutonic rocks. During the subsequent Miocene Epoch, a broad volcanic arc formed and was active to the west of the Rikuchu-Seki District; however, only small intrusive rocks (andesite and tuff breccia) formed in this district. The Quaternary deposits are divided into Lower Pleistocene marine terrace deposits (Mizunashi Formation), Upper Pleistocene fluvial terrace deposits and Upper Pleistocene to Holocene alluvial deposits.

Jurassic system (accretionary complexes in the North Kitakami Belt)

In the northern part of the Kitakami Mountains, trench-fill deposits of terrigenous origin (sandstone and mudstone), which are widely exposed together with deep-sea sediments (pelagic chert), and subordinate mafic (basalt, dolerite, volcanoclastics) and carbonate rocks derived from seamounts/oceanic islands, formed as an accretionary complex during the Jurassic subduction. The accretionary complex in the Rikuchu-Seki District is divided stratigraphically into the Kayamori, Takayashiki, Seki, Kassenba, Ōtori and Kuzumaki complexes in ascending order.

The **Kayamori Complex** is more than 3,000 m thick and is the lowest unit in this district. It is composed predominately of chert, siliceous mudstone, slaty mudstone, silty mudstone and sandstone, together with minor mafic rocks and limestone. The mafic rock (basalt and tuff) and limestone are exposed as laterally discrete and small-scale blocks, and the chert is often accompanied by siliceous mudstone and forms as laterally continuous sheet-like blocks. The sandstone crops out locally as small-scale blocks isolated in the slaty mudstone, but in most cases is exposed as large-scale blocks intercalated with chert and silty mudstone, and the slaty mudstone is extensively exposed in the complex. Except for some conodont fossils indicative of the Carnian–lowermost Rhaetian age from chert, no fossil evidence has been detected, but the age of this complex is thought to be the latest Jurassic Period.

The **Takayashiki Complex** ranges in thickness from 800 m to more than 4,000 m and is in fault (Iwawaki Fault) contact with the underlying Kayamori Complex. The Takayashiki Complex consists mainly of mafic rock, limestone, chert, siliceous mudstone, slaty mudstone, sandstone and a small amount of pelitic mixed rock, and is subdivided into lower, middle and upper parts based on the dominant lithologic assemblage of each part. The lower part (Sawayamagawa Basalt) is dominated by basalt and dolerite in lower and middle horizons and mafic tuff in an upper horizon. The middle part (Akka Limestone) consists mostly of a sequence ranging from calcareous mudstone/muddy limestone, stratified and massive limestone, and interbedded limestone and chert in ascending order. In

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

² Hirosaki University (former researcher of Geological Survey of Japan)

³ Visiting researcher of Geological Survey of Japan

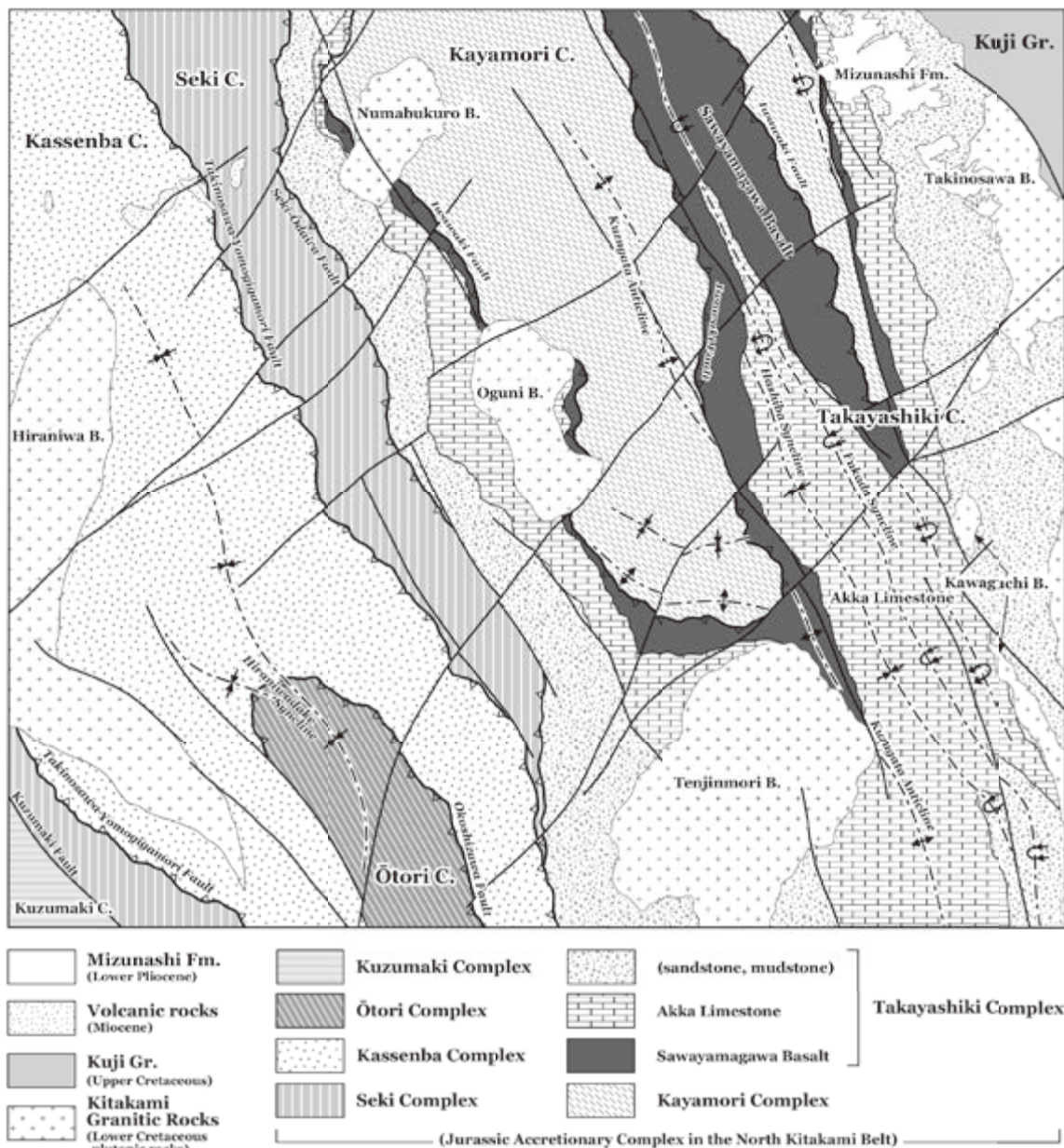


Fig. 1 Geological map of the Rikuchu-Seki District

Miocene intrusive rocks of andesite/tuff breccia and Quaternary deposits, excluding the Mizunashi Formation, are omitted in this map due to their narrow distribution. Gr.: Group, C.: Complex, Fm.: Formation, B.: Body.

the upper part, chert is situated at the base and is followed by slaty mudstone including various-sized blocks comprising mafic rocks, limestone, chert, siliceous mudstone and sandstone. The age of this complex is the Oxfordian.

The **Seki Complex** ranges in thickness from 1,250 m to 2,000 m and is in fault (Seki-Ōdaira Fault) contact with the underlying Takayashiki Complex. The Seki Complex is characterized by thrust-bounded piles of a 'chert-clastics sequence', which is a typical succession of the ocean floor stratigraphy, and is composed of chert, siliceous mudstone and slaty mudstone in ascending order, with small amount of mafic rock at its bottom, and sandstone and pelitic mixed rock at its top. The age of this complex is the Kimmeridgian.

The **Kassenba Complex** is estimated to be more than 2,000 m thick and contacts the underlying Seki Complex through a fault (Takinosawa-Yomogigamori Fault). This complex resembles the Seki Complex in lithologic composition, which is characterized by thrust-bounded piles of a 'chert-clastics sequence', but distinctively differs from the latter complex in having a large amount of sandstone. The age of this complex is the Kimmeridgian.

The **Ōtori Complex** overlies the Kassenba Complex through a fault (Okoshizawa Fault). It is considered to be 1,700 m or more in

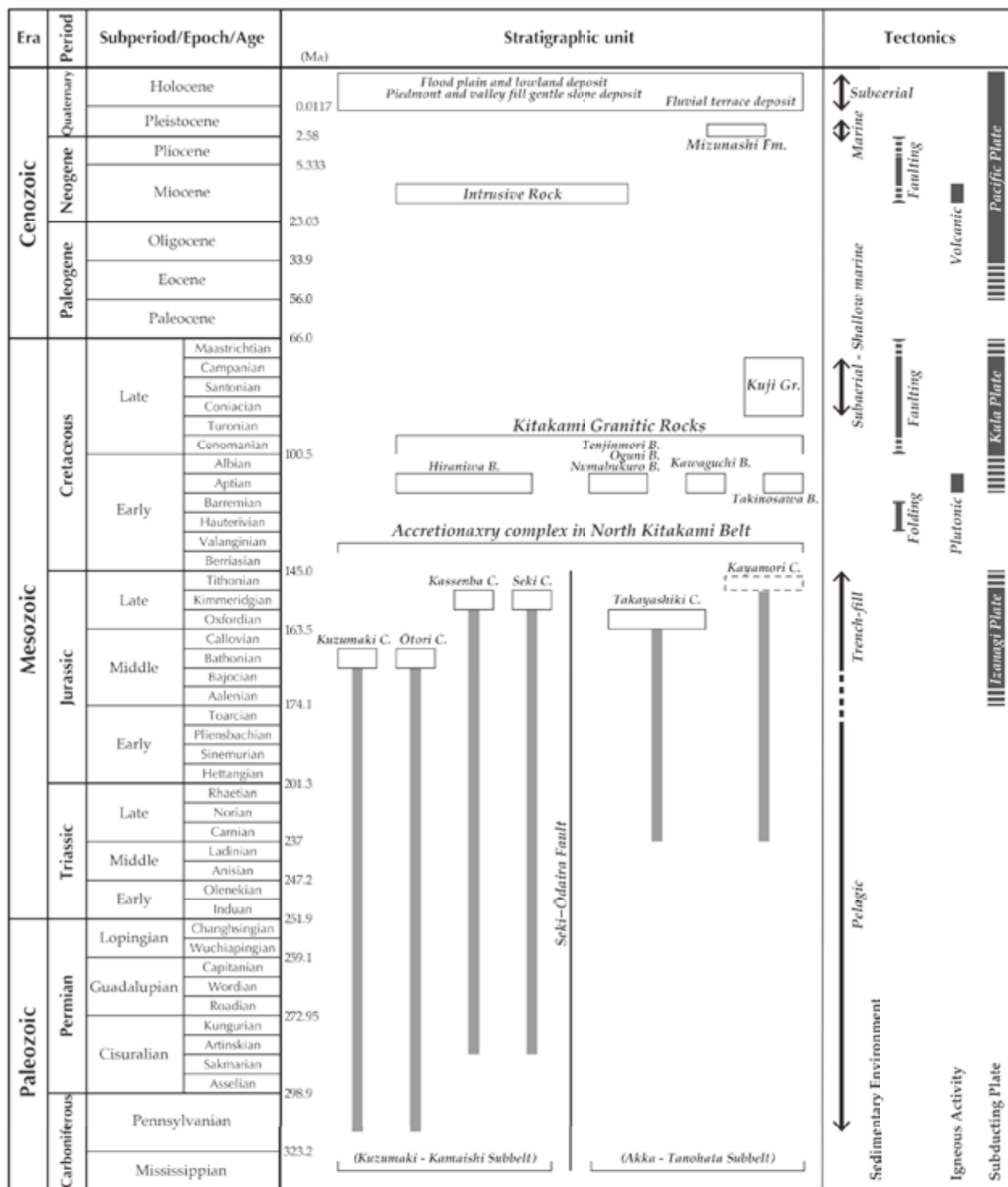


Fig. 2 Geologic summary in the Rikuchu-Seki District

Rectangles attached to each stratigraphic unit indicate ages for their deposition/intrusion. For the Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt, dark and narrow lines show the generation of mafic rock and deposition of limestone and chert. Boundary ages (Ma) of periods and epochs (or subperiods) proposed by Cohen *et al.* (2013; updated in 2020) are adopted in this figure. Gr. : Group, C. : Complex, Fm. : Formation, B : Body.

thickness. The Ōtori Complex consists of thrust-bounded piles of a 'chert–clastics sequence', which is a sequence of predominant grey chert and overlying siliceous and slaty mudstone with rare inclusion of basal mafic rock. Reddish chert/siliceous mudstone accompanying the grey chert is the characteristic lithology of this complex. The age of this complex is the Late Bathonian.

The **Kuzumaki Complex** is up to 1,000 m thick in the Rikuchu-Seki District and is situated west of the Seki and Kassenba complexes. The Kuzumaki Fault divides the Kuzumaki Complex from these two complexes. Slaty and phyllitic mudstones are extensively exposed and minor amounts of chert, siliceous mudstone and sandstone are also contained in this complex. The age of the Kuzumaki Complex is the Bathonian.

Lower Cretaceous plutonic rocks (Kitakami Granitic Rocks)

Plutonic rocks in the Rikuchu-Seki District belong to the so-called Kitakami Granitic Rocks and crop out as intrusion bodies into the Jurassic accretionary complexes. Relatively small-scale bodies, that range in diameter from several kilometers to approximately 20 km, are present along the NNW–SSE trending western, central and eastern lines. The **Hiraniwa Body** included in the western line consists mainly of quartz diorite and granodiorite with minor gabbro. The **Tenjinmori**, **Oguni** and **Numabukuro bodies** in the central line are composed predominantly of tonalite and granodiorite, accompanied with small amounts of gabbro. In the eastern line, the **Kawaguchi Body** is distributed and is composed of gabbro. Further, parts of the **Takinosawa Body** consisting of granodiorite are exposed along the eastern margin of this district. Age of 122–117 Ma (biotite K–Ar age) have been reported for the Hiraniwa, Numabukuro and Takinosawa bodies.

Upper Cretaceous sedimentary sequence (Kuji Group)

The **Kuji Group** is a shallow-marine to terrestrial sequence exposed along the Sanriku coastal area, the eastern margin of the northern part of the Kitakami Mountains, and deposited within a Late Cretaceous forearc basin. This group generally consists of the lower Tamagawa, middle Kunitan and upper Sawayama formations, the former two of which are distributed in the Rikuchu-Seki District. The **Tamagawa Formation**, the Turonian–Santonian, demonstrates an upward-coarsening facies composed primarily of conglomerate and sandy conglomerate that are intercalated with thin layers of sandstone, siltstone and carbonaceous mudstone. The **Kunitan Formation**, the Santonian–Campanian, is subdivided into lower and upper members; with the lower being dominated mostly by sandstone and the upper by siltstone.

Miocene intrusive rock

Approximately 16–15 Ma, intermediate igneous activity occurred and resulted in intrusion of andesite and tuff breccia into both of the Jurassic accretionary complexes in the North Kitakami Belt and the Lower Cretaceous plutonic rocks (Kitakami Granitic Rocks) as small-size dike rocks.

Quaternary deposits

Quaternary deposits are divided into the Mizunashi Formation (Lower Pleistocene), fluvial terrace deposits (Upper Pleistocene), piedmont and valley till gentle slope deposits (Upper Pleistocene–Holocene) and flood plain and lowland deposits (Holocene). The **Mizunashi Formation** consists mainly of unconsolidated sandstone, which is often interbedded with iron sand. Exposures are sporadically recognized along the eastern margin of the northern part of the Kitakami Mountains, forming a marine terrace, with an elevation of 240–300 m. The **fluvial terrace deposits** are composed mainly of gravel and sand, and are narrowly and spottily distributed along rivers. Regardless of their genesis, all gravel-dominant deposits forming taluses, alluvial cones and fans are assembled in the **piedmont and valley till gentle slope deposits**. The **flood plain and lowland deposits** are composed of gravel, sand and mud, and are narrowly distributed along rivers forming distinct flat plains.

Geologic structure

Geologic structures characterized by NNW–SSE to NW–SE trends are remarkable in the Rikuchu-Seki District; they comprise primary unit-boundary faults, bedding and cleavage planes, and folds of accretionary complexes with a zonal distribution of plutonic rocks. These structures were formed during the Jurassic to the Early Cretaceous. Post-Early Cretaceous high-angle faults comprise two types, longitudinal and transverse, which cut the Jurassic accretionary complexes and Lower Cretaceous plutonic rocks. The strike of the longitudinal faults is parallel to that of the NNW–SSE-trending regional structure in this district, whereas the NE–SW-trending transverse faults crosscut the longitudinal faults as well as the regional structure.

執筆分担

第1章	地形	中江 訓・工藤 崇
第2章	地質概説	中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇
第3章	ジュラ系地層群（北部北上帯付加複合体）	中江 訓・鎌田耕太郎
第4章	下部白亜系深成岩類（北上花崗岩類）	久保和也
第5章	上部白亜系陸成－浅海成層（久慈層群）	鎌田耕太郎
第6章	中新統火山岩類（貫入岩）	久保和也
第7章	第四系	工藤 崇
第8章	地質構造	中江 訓
第9章	資源地質	中江 訓・工藤 崇・鎌田耕太郎

文献引用例

全体の引用例

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, 137 p.

章単位での引用例

中江 訓・工藤 崇（2021）第1章 地形. 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, 1-5.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Nakae, S., Kamada, K., Kubo, K. and Kudo, T. (2021) *Geology of the Rikuchu-Seki District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 137p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Nakae, S. and Kudo, T. (2021) Chapter I. Topography. *Geology of the Rikuchu-Seki District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1-5 (in Japanese).

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

陸中関地域の地質

令和3年3月31日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

Geology of the Rikuchu-Seki District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on March 31, 2021

Geological Survey of Japan, AIST

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

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：

〔左上〕赤色チャートの薄片写真(大鳥コンプレックス)。構成粒子は微晶質石英の集合となって基質を構成し、その中に長径 0.1~0.2 mm 程度の楕円形や棒状を呈する多量の放射虫遺骸が含まれることが確認できる。赤色を呈する原因は、基質中に含まれる細粒な赤鉄鉱粒子による。

〔右上〕白樺平ドリネ。安家石灰岩(高屋敷コンプレックス)の分布域には明瞭なカルスト地形が見られる。これは、平坦な頂部をなすカルスト台地とドリネやウバーレの窪地ならびにポリエと呼ばれる低地平坦面から構成される。

〔左下〕小久慈鉱山の露天掘り場(久慈市小久慈町)。この鉱山では、チャートを主体とする珪石が多く採掘されている。陸中関地域から北東方に広がる海成段丘(広野面(MIS17)及び三崎面(MIS15)に相当)は、この採掘場背後の遠方に見られる平坦面を形成している。

〔右下〕玄武岩からなる枕状溶岩の露頭。川又川流域には沢山川玄武岩(高屋敷コンプレックス)が分布し、枕状溶岩の好露頭が多数観察できる。

写真については、中江 訓(左上, 右上)と工藤 崇(左下)により撮影されたほか、武藤俊(右下)からも提供を受けた。

Back Cover Photo:

〔Upper left〕Thin section of reddish chert (Ôtori Complex). Many radiolarian remains (approximately 0.1-0.2 mm in length) are moderately preserved in the matrix consisting of aggregation of microcrystalline quartz. The reddish color is due to fine-grained hematites in the matrix.

〔Upper right〕Shirakabadaira Doline. The area of the Akka Limestone (Takayashiki Complex) has a distinct karst topography which consists of flat-topped karst tablelands, sinkholes of doline and uvala, and lower plain of polje.

〔Lower left〕An open-pit quarry of the Kokuji Mine (Kokuji-cho, Kuji City), where a huge amount of silica stone dominated by chert is mined. The marine terraces corresponding to the Hirono Surface (MIS17) and/or the Misaki Surface (MIS15), which are distributed to the northeast of the Rikuchuseki District, topographically form the flat surfaces far behind the quarry.

〔Lower right〕An outcrop of basalt pillow lava. Basalt is a representative component of the Sawayamagawa Basalt (Takayashiki Complex) and pillow lavas are commonly found in the Kawamata River basin.

The photos were taken respectively by NAKAE Satoshi (upper left and right) and KUDO Takashi (lower left), and the photo on the lower right was provided by MUTO Shun.

