

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)  
秋田 (6) 第16号 NJ-54-13-10



# 外山地域の地質

Geology of the Sotoyama District

内野隆之

UCHINO Takayuki

小松原 琢

KOMATSUBARA Taku

令和6年



地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
秋田(06)第16号  
NJ-54-13-10

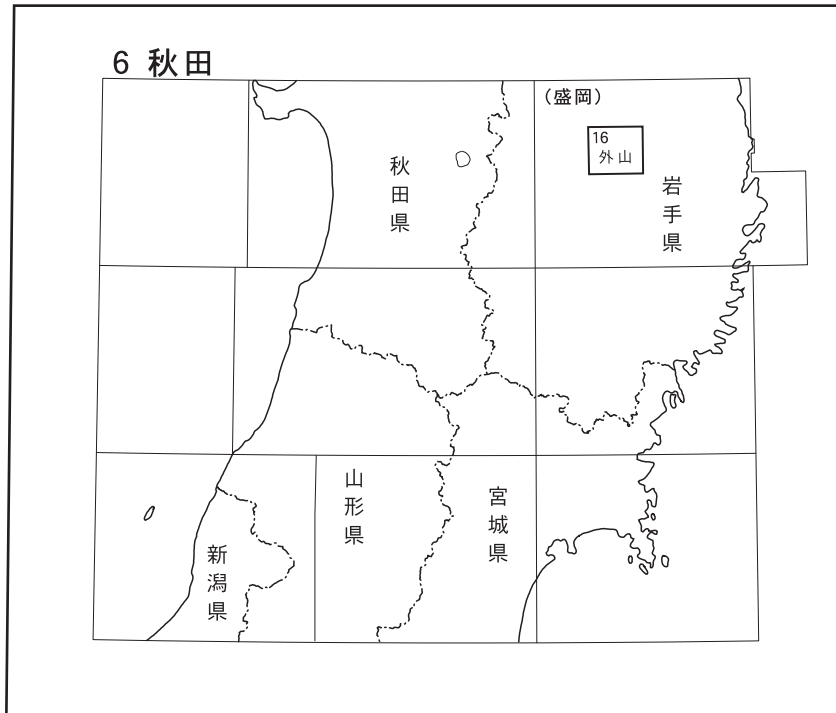
## 外山地域の地質

内野隆之・小松原 琢

令和6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

|  |   |   |
|--|---|---|
| 6-7<br>沼宮内<br>Numakunai<br>NJ-54-13-13<br>(未刊行, unpublished) | 6-8<br>藪川<br>Yabukawa<br>NJ-54-13-9<br>(未刊行, unpublished) | 6-9<br>門<br>Kado<br>NJ-54-13-5<br>(未刊行, unpublished)    |
| 6-15<br>盛岡<br>Morioka<br>NJ-54-13-14<br>(未刊行, unpublished)   | 6-16<br>外山<br>Sotoyama<br>NJ-54-13-10<br>(2024)           | 6-17<br>大川<br>Okawa<br>NJ-54-13-6<br>(未刊行, unpublished) |
| 6-23<br>日詰<br>Hizume<br>NJ-54-13-15<br>(未刊行, unpublished)    | 6-24<br>早池峰山<br>Hayachine San<br>NJ-54-13-11<br>(2013)    | 6-25<br>川井<br>Kawai<br>NJ-54-13-7<br>(未刊行, unpublished) |

# 外山地域の地質

内野隆之<sup>1</sup>・小松原 琢<sup>1</sup>

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

外山図幅地域の調査・研究は、平成28年度～令和3年度に実施された。執筆の分担については、地形、第四系、地質構造及び応用地質を内野・小松原が担当し、中生界ならびに全体の調整と取りまとめを内野が行った。

本図幅地域の研究・野外調査にあたっては、東北森林管理局、岩手県企業局、東北電力技術センター、築川ダム建設事務所、盛岡砕石工業株式会社、株式会社熊谷砂利店に林内・敷地内での地質調査の許可をいただき、また岩手県農林水産部には林域の地形図情報を提供いただいた。東北大学大学院の大月義徳博士及び株式会社明治コンサルタントの佐々木 優氏には、図幅範囲外(「藪川」及び「沼宮内」図幅地域)に分布する下部更新統上部(白椏層)の情報提供と現地調査に同行していただきご教示を賜った。有限会社アルプス調査所の本郷美佐緒博士には第四系の材化石同定・花粉分析を、株式会社古澤地質の古澤 明博士には第四系のテフラを分析・鑑定していただいた。北海道総合地質学研究センターの川村信人博士と東北大学の鈴木紀毅博士には中生界の地質について助言を賜った。

以上の関係機関及び各位に、記して感謝を表す。なお、本図幅に用いた岩石薄片は、地質情報基盤センター地質標本館室の佐藤卓見氏、福田和幸氏、平林恵理氏、小倉夏穂氏、大和田 朗氏の作成によるものである。

---

所 属

<sup>1</sup> 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, quadrangle series 1:50,000, Sotoyama, Iwate Prefecture, Kitakami Massif, Nedamo Belt, North Kitakami Belt, Paleozoic, Mesozoic, Ordovician, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Quaternary, Calabrian, Chibanian, late Pleistocene, Holocene, Sotoyama Plateau, dissected mountains, arc-type ophiolite, accretionary complex, Hayachine Complex, Nakadake Serpentinite, Kagura Igneous Rocks, Tateishi Schists, Tsunatori Unit, Yagura Rhyolite, Takinosawa Unit, Kadoma Unit, Shirakaba Formation, Hamizu Formation, Yabukawa Tephra, terrace deposit, gentle-slope piedmont deposit, fan-like gentle-slope deposit, summit gentle-slope deposit, landslide deposit, marsh deposit, valley-fill deposit, Kurasawa Fault, Hayachine Eastern Marginal Fault, manganese ore

令和5年8月25日受理 令和6年3月31日発行

## 目 次

|                        |    |
|------------------------|----|
| 第1章 地形                 | 1  |
| 1.1 北上山地北部の広域地形と地殻変動   | 1  |
| 1.2 外山高原と平底面・開析山地      | 2  |
| 1.3 地形区分と特徴的な地形        | 5  |
| 1.3.1 第四紀後期の地形面        | 5  |
| 1.3.2 その他の特徴的な地形       | 8  |
| 1.3.2.1 リニアメント         | 8  |
| 1.3.2.2 地すべり地形         | 8  |
| 1.3.2.3 谷中分水界と河川争奪地形   | 8  |
| 第2章 地質概説               | 9  |
| 2.1 既存の地質図             | 9  |
| 2.2 地質系統               | 10 |
| 2.2.1 オルドビス紀超苦鉄質岩及び深成岩 | 10 |
| 2.2.2 デボン紀及びペルム紀結晶片岩   | 11 |
| 2.2.3 石炭紀付加体           | 12 |
| 2.2.4 ペルム紀流紋岩          | 12 |
| 2.2.5 前期三畳紀付加体         | 12 |
| 2.2.6 前期～中期ジュラ紀付加体     | 12 |
| 2.2.7 前期白亜紀岩脈          | 12 |
| 2.2.8 前期白亜紀花崗岩類        | 13 |
| 2.2.9 第四紀堆積物           | 13 |
| 2.3 地質構造               | 13 |
| 2.4 根田茂帯の設定と早池峰構造帯の破棄  | 14 |
| 2.5 用語の定義と記述方針         | 14 |
| 第3章 オルドビス紀超苦鉄質岩及び深成岩   | 17 |
| 3.1 研究史及び概要            | 17 |
| 3.1.1 研究史              | 17 |
| 3.1.2 概要               | 17 |
| 3.2 早池峰複合岩類            | 17 |
| 3.2.1 中岳蛇紋岩            | 18 |
| 3.2.2 神楽火成岩類           | 23 |
| 第4章 デボン紀及びペルム紀結晶片岩     | 26 |
| 4.1 研究史及び概要            | 26 |
| 4.1.1 研究史              | 26 |
| 4.1.2 概要               | 26 |
| 4.2 建石片岩類              | 29 |
| 4.3 変成年代               | 30 |

|                     |    |
|---------------------|----|
| 4.4 対比              | 30 |
| 第5章 石炭紀付加体          | 32 |
| 5.1 研究史及び概要         | 32 |
| 5.1.1 研究史           | 32 |
| 5.1.2 概要            | 32 |
| 5.2 綱取ユニット          | 33 |
| 5.3 産出化石と年代         | 40 |
| 5.4 地質構造            | 40 |
| 第6章 ペルム紀流紋岩         | 42 |
| 6.1 研究史及び概要         | 42 |
| 6.2 矢倉流紋岩           | 42 |
| 第7章 前期三畳紀付加体        | 44 |
| 7.1 研究史及び概要         | 44 |
| 7.1.1 研究史           | 44 |
| 7.1.2 概要            | 44 |
| 7.2 滝ノ沢ユニット         | 44 |
| 7.3 年代              | 52 |
| 7.4 地質構造            | 52 |
| 第8章 前期～中期ジュラ紀付加体    | 53 |
| 8.1 研究史及び概要         | 53 |
| 8.1.1 研究史           | 53 |
| 8.1.2 概要            | 54 |
| 8.2 門馬ユニット          | 54 |
| 8.3 年代              | 65 |
| 8.3.1 化石年代          | 65 |
| 8.3.2 碎屑性ジルコンU-Pb年代 | 66 |
| 8.3.3 付加年代          | 66 |
| 8.4 対比              | 66 |
| 8.5 地質構造            | 66 |
| 第9章 前期白亜紀岩脈         | 68 |
| 9.1 研究史及び概要         | 68 |
| 9.1.1 研究史           | 68 |
| 9.1.2 概要            | 68 |
| 9.2 岩脈              | 69 |
| 9.3 放射年代            | 75 |
| 第10章 前期白亜紀花崗岩類      | 76 |
| 10.1 研究史及び概要        | 76 |
| 10.1.1 研究史          | 76 |
| 10.1.2 概要           | 76 |
| 10.2 北上花崗岩類         | 77 |

|             |                         |     |
|-------------|-------------------------|-----|
| 10.2.1      | 姫神岩体                    | 77  |
| 10.2.1.1    | 南部珪岩体                   | 79  |
| 10.2.1.2    | 北部珪岩体                   | 79  |
| 10.2.2      | 飛鳥岩体                    | 79  |
| 10.2.3      | 達曾部岩体                   | 80  |
| 10.3        | 年代                      | 80  |
| 10.4        | 接触変成作用                  | 80  |
| 第11章 第四紀堆積物 |                         | 83  |
| 11.1        | 研究史及び概要                 | 83  |
| 11.1.1      | 研究史                     | 83  |
| 11.1.2      | 概要                      | 84  |
| 11.2        | 白枕層                     | 85  |
| 11.3        | 葉水層                     | 87  |
| 11.4        | 中期更新世後期～完新世の風成堆積物       | 91  |
| 11.4.1      | 風成堆積物(テフラ及びテフリックレス)層序概観 | 91  |
| 11.4.1.1    | 外山テフラ群                  | 92  |
| 11.4.1.2    | 渋民テフラ群                  | 92  |
| 11.4.1.3    | 分テフラ群                   | 92  |
| 11.5        | 段丘堆積物                   | 94  |
| 11.5.1      | 上位(古期)段丘堆積物             | 94  |
| 11.5.2      | 下位(新期)段丘堆積物             | 94  |
| 11.6        | 斜面堆積物                   | 96  |
| 11.6.1      | 上位(古期)山麓緩斜面堆積物          | 97  |
| 11.6.2      | 下位(新期)山麓緩斜面堆積物          | 97  |
| 11.6.3      | 扇状地状緩斜面堆積物              | 97  |
| 11.6.4      | 山頂緩斜面堆積物                | 99  |
| 11.6.5      | 地すべり堆積物                 | 99  |
| 11.7        | 湿地堆積物                   | 100 |
| 11.8        | 谷底堆積物                   | 100 |
| 第12章 地質構造   |                         | 101 |
| 12.1        | 概要                      | 101 |
| 12.2        | 断層                      | 101 |
| 12.2.1      | 早池峰東縁断層                 | 101 |
| 12.2.2      | 鞍沢断層                    | 101 |
| 12.2.3      | ユニット内部の北西-南東系断層         | 102 |
| 12.2.4      | 北東-南西系胴切断層              | 103 |
| 12.3        | 基盤の構造的配列                | 103 |
| 12.3.1      | 初生的構造配置                 | 103 |
| 12.3.2      | 構造岩体・岩塊の定置機構            | 103 |
| 12.4        | 新生代後期の構造運動              | 105 |



|                       |     |
|-----------------------|-----|
| 第 13 章 応用地質           | 106 |
| 13.1 地質資源             | 106 |
| 13.1.1 金属資源           | 106 |
| 13.1.1.1 マンガン鉱山       | 106 |
| 13.1.1.2 金鉱山          | 107 |
| 13.1.2 非金属資源          | 108 |
| 13.2 ダムサイトの地質         | 108 |
| 13.3 災害地質             | 109 |
| 13.3.1 土砂災害           | 109 |
| 13.3.2 地すべり地形と地すべり移動体 | 109 |
| 13.3.3 土砂災害ポテンシャル     | 109 |
| 13.4 環境地質             | 110 |
| 文献                    | 111 |
| Abstract              | 126 |

## 図・表目次

|          |  |    |
|----------|--|----|
| 第 1.1 図  | 北上山地を含む東北地方の地形陰影図                            | 1  |
| 第 1.2 図  | 北上山地中央部における地形陰影図と外山図幅地域                      | 2  |
| 第 1.3 図  | 外山図幅地域及び周辺地域における傾斜量図と接峰面                     | 3  |
| 第 1.4 図  | 小起伏を呈する外山高原の景観                               | 4  |
| 第 1.5 図  | 外山高原から開析山地に流出する河川の河床縦断面                      | 4  |
| 第 1.6 図  | V字溪谷をなす滝ノ内沢(滝ノ内溪谷)                           | 5  |
| 第 1.7 図  | 外山図幅地域の地形概要図                                 | 7  |
| 第 2.1 図  | 北上山地の地帯構造区分図                                 | 9  |
| 第 2.2 図  | 外山図幅地域の地質概略図                                 | 10 |
| 第 2.3 図  | 外山図幅地域の地質総括図                                 | 11 |
| 第 2.4 図  | 外山図幅地域の付加体中に挟在するより古い岩体・岩塊と前期白亜紀貫入岩の関係を示した概念図 | 13 |
| 第 2.5 図  | 盛岡-早池峰山地域における南部北上帯/北部北上帯境界の地帯及び地質単元区分の変遷     | 15 |
| 第 3.1 図  | 中岳蛇紋岩の観察適地及びルートマップ(その1)                      | 18 |
| 第 3.2 図  | 中岳蛇紋岩の観察適地及びルートマップ(その2)                      | 19 |
| 第 3.3 図  | 早池峰複合岩類の観察適地のルートマップ                          | 20 |
| 第 3.4 図  | 中岳蛇紋岩の露頭及び薄片写真                               | 21 |
| 第 3.5 図  | 神楽火成岩類の研磨片及び薄片写真                             | 22 |
| 第 3.6 図  | 神楽火成岩類の産出地点                                  | 24 |
| 第 3.7 図  | N-MORBで規格化された石英閃緑岩の微量元素のスパイダー図               | 25 |
| 第 4.1 図  | 建石片岩類の産出地点と地質概略図                             | 26 |
| 第 4.2 図  | 建石片岩類周辺のルートマップと露頭スケッチ                        | 27 |
| 第 4.3 図  | 矢倉沢上流域に産する建石片岩類周辺のルートマップ                     | 27 |
| 第 4.4 図  | 建石片岩類の標本・薄片写真                                | 28 |
| 第 4.5 図  | EPMAにより測定された建石片岩類中のざくろ石の組成                   | 30 |
| 第 5.1 図  | 根田茂帯に分布する付加体の地質概略図                           | 33 |
| 第 5.2 図  | 模式地である綱取溪谷における綱取ユニットのルートマップ                  | 34 |
| 第 5.3 図  | 綱取ユニットの玄武岩類                                  | 35 |
| 第 5.4 図  | 綱取ユニットの石灰岩                                   | 35 |
| 第 5.5 図  | 綱取ユニットのチャート                                  | 36 |
| 第 5.6 図  | 綱取ユニットの珩長質凝灰岩                                | 36 |
| 第 5.7 図  | 綱取ユニットの珩長質凝灰岩泥岩互層                            | 37 |
| 第 5.8 図  | 綱取ユニットの陸源性砕屑岩                                | 38 |
| 第 5.9 図  | 綱取ユニットの砂岩のモード組成を示した三角図                       | 40 |
| 第 5.10 図 | 綱取ユニットから産出した放射虫化石と周辺のルートマップ                  | 41 |
| 第 5.11 図 | 綱取ユニットの岩石の層理面及び片理・劈開面のステレオプロット               | 41 |
| 第 6.1 図  | 矢倉流紋岩周辺のルートマップ                               | 42 |
| 第 6.2 図  | 矢倉流紋岩の写真                                     | 43 |

|           |                                       |    |
|-----------|---------------------------------------|----|
| 第 7.1 図   | 模式地である小貝沢地区における滝ノ沢ユニットのルートマップ         | 45 |
| 第 7.2 図   | 副模式地である滝ノ沢における滝ノ沢ユニットのルートマップ          | 46 |
| 第 7.3 図   | 建石林道及びヌスト沢におけるアルカリ角閃石を含む玄武岩類周辺のルートマップ | 46 |
| 第 7.4 図   | 滝ノ沢ユニットの玄武岩類及び層状チャート                  | 49 |
| 第 7.5 図   | 滝ノ沢ユニットの珪長質凝灰岩と陸源性碎屑岩                 | 50 |
| 第 7.6 図   | 内沢に沿う建石林道崖に産する“建石礫岩”周辺のスケッチ           | 51 |
| 第 7.7 図   | 滝ノ沢ユニットの岩石の層理面及び片理・劈開面のステレオプロット       | 52 |
| 第 8.1 図   | 北部北上帯における付加体の分布及び陸源性碎屑岩年代を示した図        | 53 |
| 第 8.2 図   | 門馬ユニット（上部）の副模式地のルートマップ                | 55 |
| 第 8.3 図   | 館沢林道における門馬ユニット（上部）のルートマップ             | 56 |
| 第 8.4 図   | 門馬ユニット（上部）の玄武岩類及びチャートが連続する露頭のルートマップ   | 57 |
| 第 8.5 図   | 駒ヶ沢集落東方における門馬ユニット（下部）の副模式地のルートマップ     | 57 |
| 第 8.6 図   | 門馬ユニットの玄武岩類及び石灰岩                      | 59 |
| 第 8.7 図   | 門馬ユニットのチャート                           | 60 |
| 第 8.8 図   | 門馬ユニットの珪長質凝灰岩泥岩互層                     | 62 |
| 第 8.9 図   | 門馬ユニットの葉理泥岩                           | 63 |
| 第 8.10 図  | 門馬ユニットの砂岩及び砂岩泥岩互層                     | 64 |
| 第 8.11 図  | 門馬ユニットの岩石の層理面及び片理・劈開面のステレオプロット        | 67 |
| 第 8.12 図  | 門馬ユニットに発達する微褶曲と下部に特徴的な低角構造            | 67 |
| 第 9.1 図   | 前期白亜紀岩脈の岩種・規模・姿勢                      | 69 |
| 第 9.2 図   | 前期白亜紀岩脈の露頭写真                          | 71 |
| 第 9.3 図   | 岩脈の露頭及び標本の近接写真                        | 72 |
| 第 9.4 図   | 岩脈の薄片写真                               | 72 |
| 第 9.5 図   | ダナイト捕獲岩を含む緑泥石角閃石岩の薄片写真                | 75 |
| 第 10.1 図  | 北上山地における前期白亜紀花崗岩類の分布図                 | 77 |
| 第 10.2 図  | 前期白亜紀花崗岩類とジュラ紀付加体境界付近のルートマップ          | 78 |
| 第 10.3 図  | 北上花崗岩類の露頭及び標本                         | 81 |
| 第 10.4 図  | 北上花崗岩類の薄片写真                           | 82 |
| 第 10.5 図  | ホルンフェルスの薄片写真                          | 82 |
| 第 11.1 図  | 北上山地の地形発達史                            | 84 |
| 第 11.2 図  | 大石川下流右岸における白柁層の観察適地の露頭スケッチ            | 85 |
| 第 11.3 図  | 白柁層のシルト層から得られた花粉化石のダイアグラム             | 86 |
| 第 11.4 図  | 白柁層の層相                                | 87 |
| 第 11.5 図  | 外山川沿いに分布する葉水層のルートマップ                  | 88 |
| 第 11.6 図  | 葉水層の層相                                | 88 |
| 第 11.7 図  | 葉水層の模式地露頭の柱状図                         | 89 |
| 第 11.8 図  | 藪川テフラ直上に堆積する火山灰火山礫互層とスフェルライト          | 91 |
| 第 11.9 図  | 葉水層の泥炭層から得られた花粉化石のダイアグラム              | 91 |
| 第 11.10 図 | 岩手山東麓地域の第四紀テフラの模式層序                   | 93 |
| 第 11.11 図 | 下位（新期）段丘堆積物の層相                        | 95 |

|           |   |     |
|-----------|---|-----|
| 第 11.12 図 | 大石川の下位（新期）段丘堆積物の露頭柱状図                               | 96  |
| 第 11.13 図 | 下位（新期）段丘堆積物より得られた花粉化石のダイアグラム                        | 96  |
| 第 11.14 図 | 各種斜面堆積物の層相  | 98  |
| 第 11.15 図 | 外山図幅地域の湿原及び湿地堆積物                                    | 99  |
| 第 11.16 図 | “蛇塚湿原”の堆積物の樹木花粉ダイアグラム                               | 100 |
| 第 12.1 図  | 外山図幅地域内の地質体分布と境界及び砂岩中ジルコンの最若クラスターU-Pb年代             | 101 |
| 第 12.2 図  | 根田茂帯付加体中に発達する北西-南東方向及び南西傾斜の断層露頭                     | 102 |
| 第 12.3 図  | 南部北上帯北縁，根田茂帯，北部北上帯南縁の地質単元の構造関係を示したブロックダイアグラム        | 103 |
| 第 12.4 図  | 淡民溶結凝灰岩・白朮層とその上面高度の分布図                              | 104 |
| 第 13.1 図  | 根田茂帯綱取ユニット中のマンガン鉱床                                  | 107 |
| 第 13.2 図  | 外山図幅地域内で見られるダム及びダム湖                                 | 108 |
| 第 13.3 図  | 推定される北上山地東部の土砂災害発生プロセス                              | 109 |
| 第 1.1 表   | 外山図幅地域の地形区分   | 6   |
| 第 3.1 表   | 建石林道に産する角閃石岩の普通角閃石K-Ar年代                            | 23  |
| 第 3.2 表   | 石英閃緑岩の全岩化学組成  | 25  |
| 第 7.1 表   | 綱取ユニットと滝ノ沢ユニットの比較                                   | 47  |
| 付図 1      | ルートマップ作成範囲と観察露頭地点                                   | 119 |
| 付図 2      | 年代測定，化石抽出，全岩化学分析，変成温度解析された試料の採取地点図                  | 120 |
| 付図 3      | 外山図幅地域内及び東西範囲外（一部）に貫入する岩脈と北上花崗岩類の位置図                | 122 |
| 付図 4      | 金属鉱山・鉱床地点図  | 124 |
| 付表 1      | 神楽火成岩類の産出地点リスト                                      | 124 |
| 付表 2      | 炭質物温度計を用いて推定した泥質岩の変成温度                              | 124 |
| 付表 3      | 前期白亜紀岩脈の露頭リスト                                       | 125 |
| Fig. 1    | Geological tectonic division of the Kitakami Massif | 127 |
| Fig. 2    | Geological index map in the Sotoyama District       | 128 |
| Fig. 3    | Summary of geology of the Sotoyama District         | 129 |

# 第1章 地 形

(小松原 琢・内野隆之)

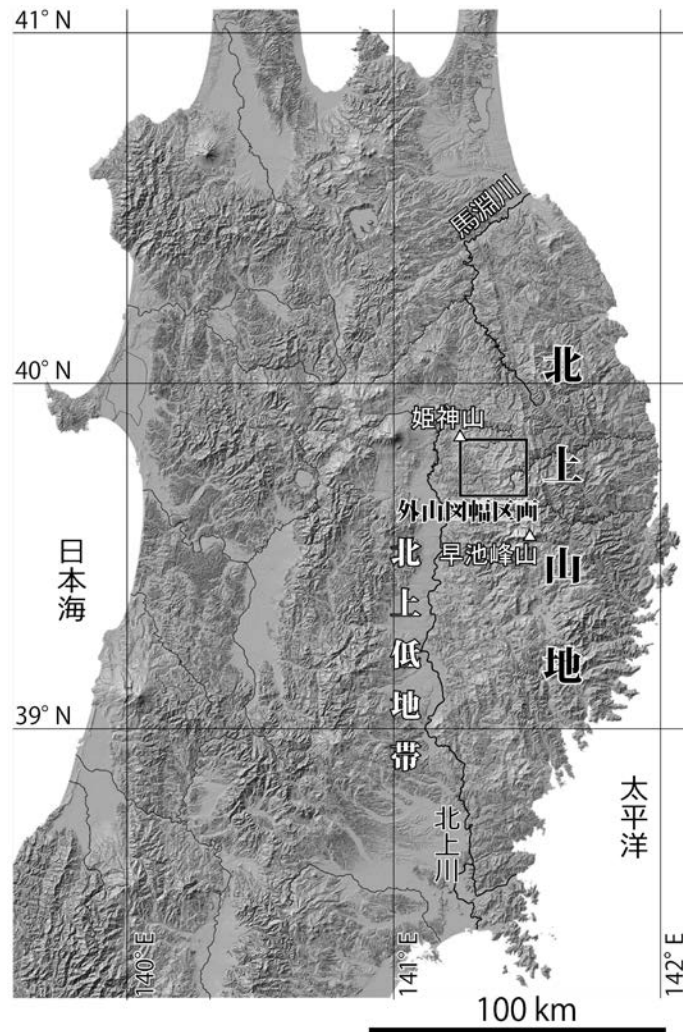
5万分の1地質図幅「外山」(以降,外山図幅)の地域は,北緯 $39^{\circ}40'10.2'' \sim 39^{\circ}50'10.1''$ , 東経 $141^{\circ}14'47.3'' \sim 141^{\circ}29'47.2''$ (日本測地系では北緯 $39^{\circ}40' \sim 39^{\circ}50'$ , 東経 $141^{\circ}15' \sim 141^{\circ}30'$ )で囲まれる範囲であり,北上山地中西部に位置する(第1.1図). 行政区として,岩手県の盛岡市東部,宮古市北西部ならびに岩泉町南西部を含む.

## 1.1 北上山地北部の広域地形と地殻変動

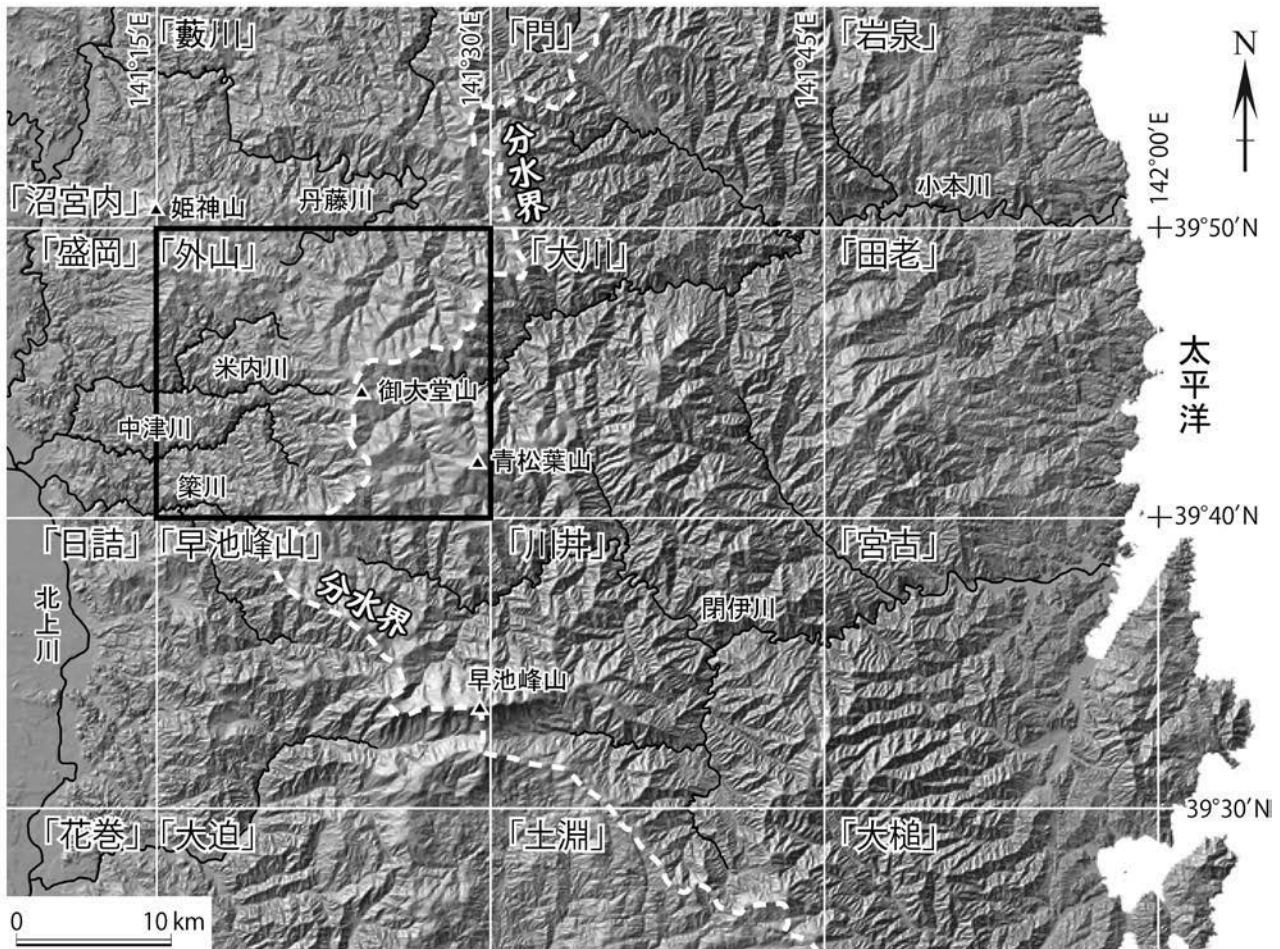
外山図幅地域が属する北上山地は,東側は太平洋,西

側は北上川及び馬淵川<sup>まべちがわ</sup>に沿う低地帯に挟まれた,南北約180 km,東西約70 kmの紡錘形の範囲に分布する山地である(第1.1図).

北上山地は,本図幅地域南方に位置する早池峰山<sup>はやちねさん</sup>(1,917 m)や本図幅北西端付近に位置する姫神山<sup>ひめかみさん</sup>(1,124 m)などの残丘状の突出した高峰を除くと,頂稜の高度がそろった高原状の概形をなす. 残丘状の高峰を除き,山地頂部は,早池峰山の周囲で最も高く,南北に向かって高度が低下し,浸食性の小起伏面(北上準平原:山根,1917;辻村,1922)が広く発達する(第1.2図;第1.3図).



第1.1図 北上山地を含む東北地方の地形陰影図  
国土地理院の「地理院地図」の陰影起伏図を用いて作図.



第 1.2 図 北上山地中央部における地形陰影図と外山図幅地域  
 地理院地図の陰影起伏図を用いて作図。経度緯度は日本測地系による。「」内の名称は5万分の1地質図幅の図郭名。  
 白破線は東側の太平洋に直接注ぐ河川流域と西側の北上川へ注ぐ河川流域との分水界を示す。黒実線は河川。

この山頂小起伏面は、海拔 900~1,300 m のものと 550 m 前後のもの2段に区分されている(香川, 1933; 檜垣ほか, 2005)。また、北上山地の小起伏面を開析する谷には、傾斜変換点を境として3段(このうち最低位のもの現谷底面に連続する)の緩勾配部とその間の急勾配部が存在する(Nakamura, 1963)。多くの場合、この緩勾配部は幅 100~500 m 程度の幅広い谷底の平坦面ないし緩斜面(合わせて「平底面」と呼ぶ; 後述)と一致するが、その下流端にチャートのような超硬岩が分布することはまれで、単なる組織地形ではなく、それぞれ基準面の安定期に形成されたものと考えられる(Nakamura, 1963)。

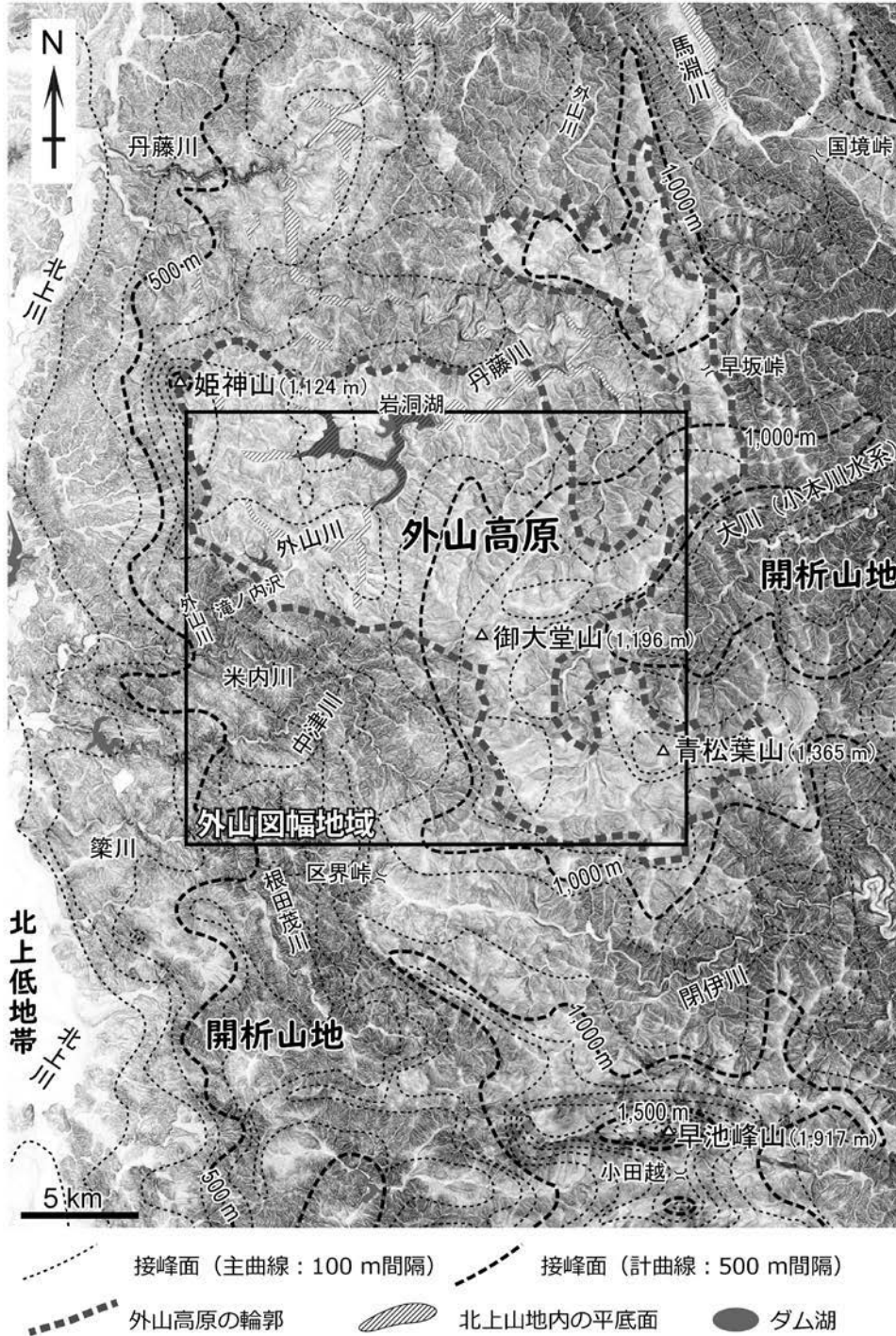
なお、Chinzei (1966) は馬淵川流域に分布する新第三系に粗粒堆積物が認められないことから、北上山地の準平原形成は新第三紀に完了したとしている。しかし、北上山地北端に位置する折爪断層が、三戸層群中部・舌崎層(辻野ほか, 2018によると上部中新統の中部)堆積時に活動を始めたこと(Chinzei, 1966)、一戸地域ではフィッショントラック年代(以降, FT年代)及びウラン-鉛年

代(以降, U-Pb年代)から 6~5 Ma (中新世末~鮮新世初期)に堆積したと考えられる陸成層の鳥谷層中に礫層が挟在する(辻野ほか, 2018)ことから、北上山地は遅くとも鮮新世初期には隆起を始めていた可能性が高い。田村(1997)は、北上準平原の形成が、後期白亜紀以降から新第三紀に至る長期間の緩慢な隆起と、同時に進行した浸食作用によって徐々に形成されていったとしている。

第四紀後期の地殻変動に関連して、北上山地中央付近から東に流下する閑伊川の段丘面と現河床の比高について検討したNakata (1976)や中田(1996)は、流域を通じて段丘面と現河床の比高がほぼ一定のまま海成段丘面に連続することから、北上山地は波長の大きな広域的隆起運動を受けたと考えている。

## 1.2 外山高原と平底面・開析山地

本図幅地域には、山頂小起伏面が最も典型的に発達する外山高原とそれを取り巻く開析山地(川村ほか, 2013)



第 1.3 図 外山図幅地域及び周辺地域における傾斜量図と接峰面  
 接峰面は幅 2 km 以下の谷を埋めて作成。傾斜量図は「シームレス傾斜量図」  
 (<https://gbank.gsj.jp/seamless/slope/>) を使用。DEM データは国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル (5 m  
 メッシュ) を基としている。

が広がる (第 1.3 図; 第 1.4 図)。

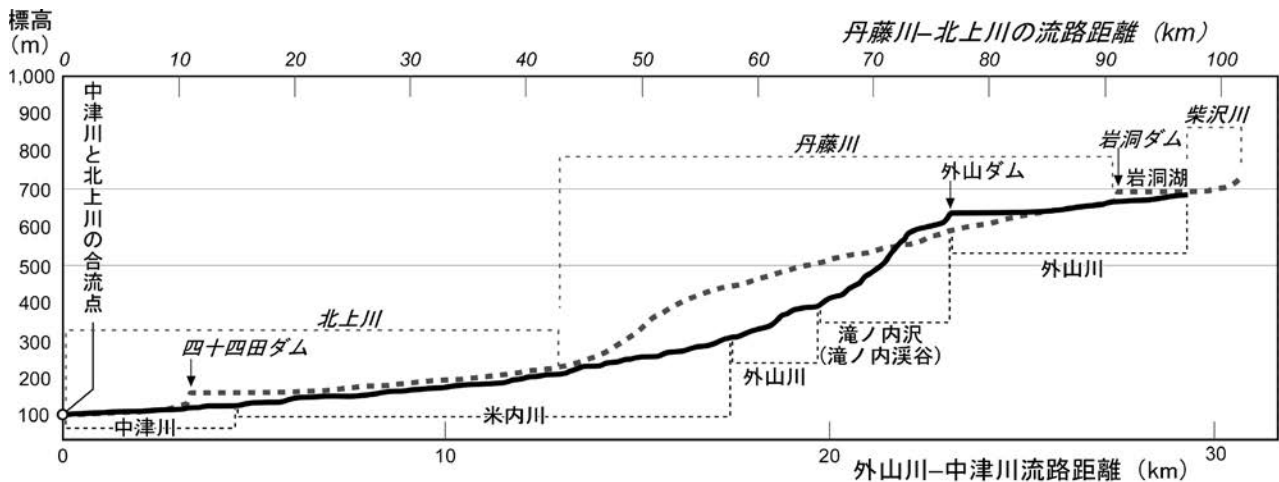
外山高原は、周囲の馬淵川水系、北上川水系 (丹藤川・<sup>たんだうがわ</sup>米内川・<sup>よないがわ</sup>中津川)、小本川水系 (大川) 及び閉伊川水系の河谷に囲まれている。この高原は、接峰面高度が 800~1,300 m であり、約 1 km<sup>2</sup> の区域における最高点と最低点

の比高から求めた起伏量は概ね 200 m 未満、平均傾斜は約 15° 未満 (岩手県編, 1970) で、谷密度の低い小起伏山地をなす。

外山高原は、香川 (1933) や檜垣ほか (2005) などに記載された山頂小起伏面のうち高位の面に相当し、その



第 1.4 図 小起伏を呈する外山高原の景観  
御大堂山 (1,196 m) の西斜面より西方を望む。



第 1.5 図 外山高原から開析山地に流出する河川の河床縦断面  
黒太実線は外山川-中津川流路，灰太点線及び斜体は丹藤川-北上川流路。

標高は本図幅地域南東部の<sup>あおまつばやま</sup>青松葉山 (1,365 m) で最も高く、北ないし北西に向かって徐々に低下する (第 1.3 図)。外山高原の周囲は北端の丹藤川河谷との境界以外は明瞭な遷急線または尾根線によって開析山地と区分される。

外山高原から北隣の<sup>やぶかわ</sup>藪川図幅の外山川上流部と丹藤川及び馬淵川沿いには、幅 100~500 m 程度の谷底低地、段丘面及び扇状地状緩斜面からなる、幅広い谷地形 (複合地形) が断続的に発達する。この特徴的な谷地形の底面を本図幅では「平底面」と呼ぶ。平底面における現河床の勾配はかなり緩い。平底面は、北上山地の隆起途上において、過去の浸食基準面に対応して形成された (Nakamura, 1963) 谷底低地に由来すると考えられる。

外山高原から開析山地に流出する河川は、第 1.5 図に示すように標高 600~700 m 付近の、外山高原の輪郭付近に遷急点をもち、その下流側で上に凸の特異な河床縦

断面形を示す (Nakamura, 1963)。特に、本図幅地域西端の中津川と、外山ダムから米内川へ向かって流下する滝ノ内沢 (ともに約 3 km 区間) では V 字谷をなす (第 1.6 図)。本図幅では、それぞれを“綱取溪谷”、“滝ノ内溪谷”と呼ぶ。このような河床縦断面形は、河川が平衡状態に到達していないことを示しており、特に外山高原は未だ開析途上にあることを示唆している。

外山高原を取り巻いて発達する開析山地は、外山高原と比較して谷密度が高く斜面勾配の急な中起伏山地である。開析山地の稜線高度は、外山高原より低く、河谷による開析のため、谷密度が相対的に高い。開析山地の起伏量は 200~700 m、平均傾斜は約 15~40° (岩手県編, 1970) であり、これらは外山高原と比較すると大きいものの、本州北部の他の山地と比較すると特段大きいわけではない。





第 1.6 図 V字渓谷をなす滝ノ内沢(滝ノ内渓谷)  
周囲の岩石は北部北上帯門馬ユニットの葉理泥岩。

### 1.3 地形区分と特徴的な地形

本図幅地域における地形区分の地形・地質の一般的特徴を第 1.1 表及び第 1.7 図に示す。

#### 1.3.1 第四紀後期の地形面

外山図幅地域に分布する第四紀後期に形成された(小～)微地形スケールの地形面として、主に周水河作用によって形成された緩斜面群、主に河成作用によって形成された段丘面群、そして平底面内の狭い範囲に限定された湿原面・谷底低地が挙げられる。

本図幅地域内の外山高原に位置する盛岡市薮川(標高 680 m)は、本州で最も寒冷な定住集落として知られる。気象庁のデータによると、平均気温は西暦 1991 年～2020 年では 6.4℃で、土壤凍結深と高い相関をもつ積算寒度(平均気温が氷点下になる日の平均気温とその日数の積算)は同期間で 686℃・日であり、ともに北海道の旭川と近い値を示す。ちなみに薮川地区は 1945 年 1 月 26 日に氷点下 35℃を記録したこともある(岩手放送百科事典発行本部編, 1998)。このような寒冷気候に加え、小起伏で開析途上の(河床高度が高く河川の浸食作用が波及しにくい)地形であることや移動ししやすい後期更新世の風成層が被覆していることなどの地形・地質条件を反映し

て、外山高原周辺を中心とする北上山地北部では多くの化石周水河現象が認められている(例えば、檜垣ほか, 2005)。

周水河作用によって形成された緩斜面は、位置と地形的特徴及び地形形成作用により、尾根沿いに形成された山頂緩斜面と、山腹斜面下部に形成された山麓緩斜面及び扇状地状緩斜面に大別される(第 1.1 表)。

外山高原を中心として本図幅地域の標高 700 m 以上の尾根には、広く緩い凸状の横断面をもつ平滑な幅数 10～数 100 m の山頂緩斜面(本図幅では、檜垣, 1987 の山頂緩斜面と平滑尾根型緩斜面を一括)が分布する。これらは、直下の基盤岩と同種の角礫と泥質の基質からなる。厚さ数 m 以下の堆積物によって構成され、更新世末期以降のテフラを含む風成層に覆われる(檜垣, 1987)。特に植生が荒廃した山頂緩斜面では、現在においても周水河性斜面物質の移動が生じている(澤口, 1987; 澤口・小疇, 1998)。

外山高原の山腹斜面下部には、上位(古期)と下位(新期)の 2 面に細分される山麓緩斜面が、谷沿いから谷の出口にかけて、扇状地状緩斜面(Matsumoto, 1971 の block stream [岩塊流]を含む)が発達する(第 1.7 図)。これらは側方の山腹斜面に滑らかに連続するとともに、斜面上方の基盤岩からなる山腹斜面とも、斜面下方の河成段丘面とも明確な傾斜変換線を介することなく滑らかに連続する(Higaki, 1988)。またこれらは、いずれも上に凹の縦断面形を示す傾斜 10～15°以下の平滑な斜面である。2 面の山麓緩斜面は、ともに角礫を主として泥質層をレンズ状に挟有する堆積物によって形成されている。また、扇状地状緩斜面は若干円磨された礫とそれを充填する泥質の基質から構成され、構成層の厚さは数 m～最大で 10 m 以上に達する(檜垣, 1987)。上位(古期)山麓緩斜面を構成する堆積物にはしばしば“くさり礫”が含まれる。また、2 面の山麓緩斜面堆積物と扇状地状緩斜面堆積物は、いずれも後期更新世ないし完新世のテフラを含む風成層に覆われる(檜垣, 1987)。

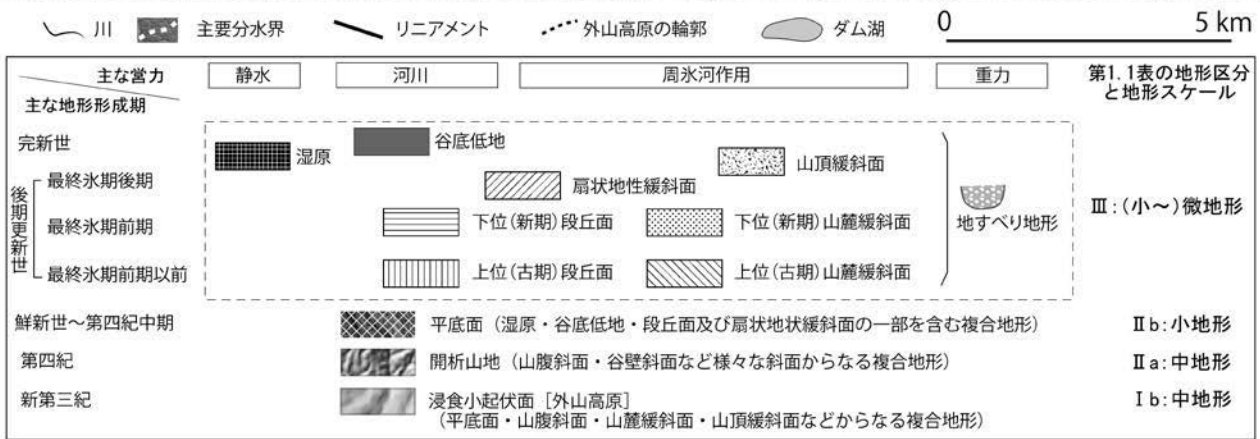
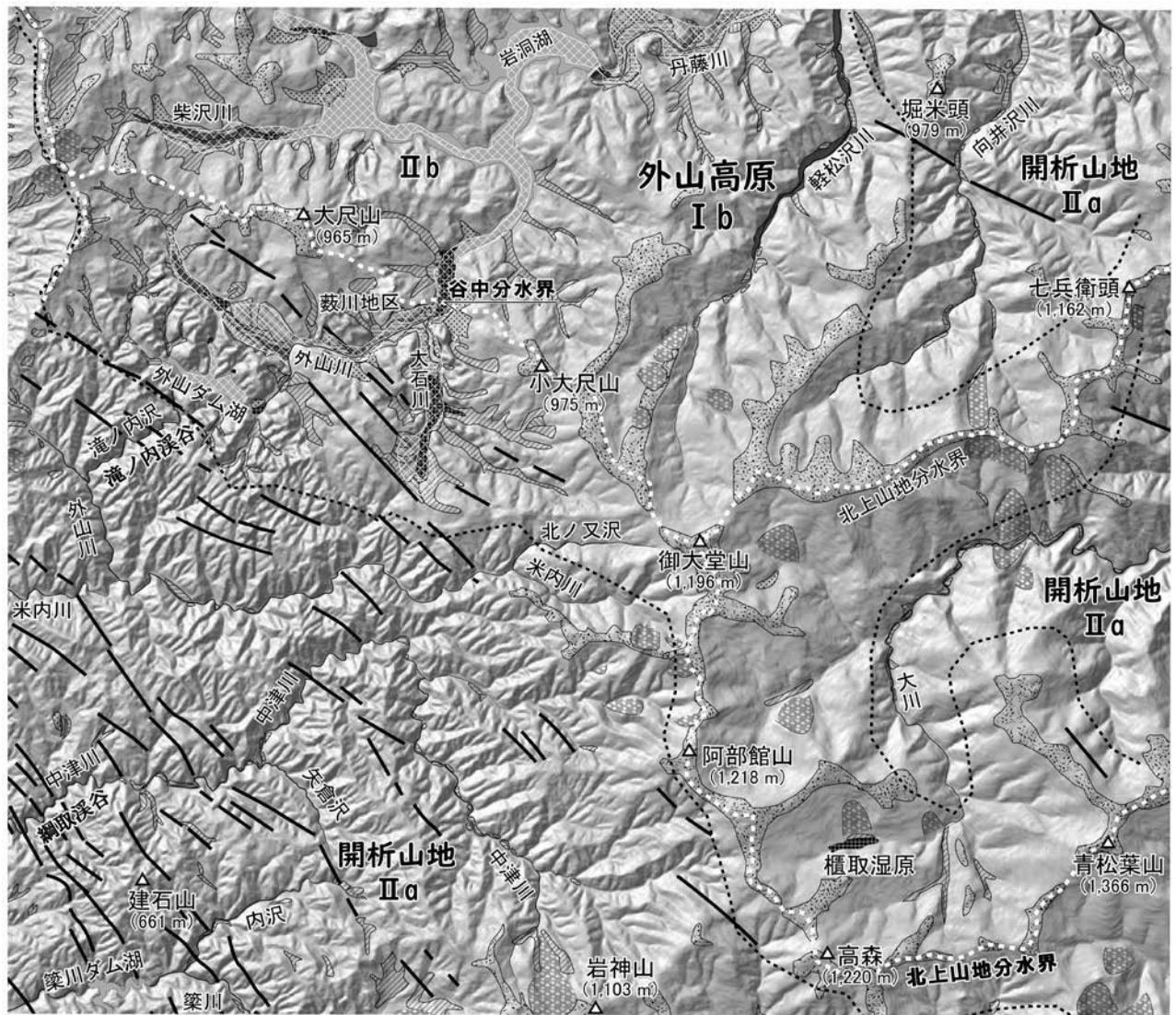
以上の斜面は、主として直下または背後の斜面を構成する先古第三紀基盤岩類と同質の円磨されていない淘汰不良な礫を主とする碎屑物で構成されることや、場所によって斜面傾斜方向に礫の長軸が並んだファブリックが認められること、そして更新世末期のテフラによって覆われることから、最終氷期ないしそれ以前の寒冷期に周水河作用に伴う物質移動によって形成された堆積性の地形面と判断される。一方、本図幅地域の河川沿いには、上位(古期)及び下位(新期)の 2 面の河成段丘面と湿原・谷底低地が分布する。

2 段の段丘面は、それぞれ上位(古期)及び下位(新期)山麓緩斜面と連続する河成段丘面であり、特に下位(新期)段丘面は、円磨された礫を主体として泥層や有機質層をレンズ状に挟有する、厚さ 5 m 以上の堆積物によ

第 1.1 表 外山図幅地域の地形区分

地形区分は 5 万分の 1 地質図幅「早池峰山」(川村ほか, 2013) の第 1.1 表にしたがった。

| 地形区分 | 解釈      |          | 地形種 (地形スケール別) |     |                                | 分布・標高                           | 主たる地形形成作用・営力               | 起伏量 (1 km <sup>2</sup> あたりの比高) | 傾斜               | 谷密度 | 水系                      | 構成層  |
|------|---------|----------|---------------|-----|--------------------------------|---------------------------------|----------------------------|--------------------------------|------------------|-----|-------------------------|--|
|      | 大区分     | 主たる形成期   | 中地形           | 小地形 | (小〜)微地形                        |                                 |                            |                                |                  |     |                         |  |
| II   | 浸食・堆積地形 | 完新世      |               |     | 谷底低地                           | 幅広い谷底面にまとまって分布, その他では狭小な地形面をなす  | 河川                         |                                | 概ね <0.6° (1/100) |     |                         | 礫・砂・泥                                      |
|      |         |          |               |     | 湿原                             | 幅広い谷底面中に分布 標高は 690~1,000 m      | 静水・植物 (泥炭)                 |                                | 水平               |     | 泥炭・有機質土・粘土              |  |
|      |         |          |               |     | 段丘 (上位・下位)                     | 幅広い谷底面中に広く分布, そのほか谷底に狭小な地形面をなす  | 河川                         |                                | 概ね <0.6° (1/100) |     | 砂礫層を主体として, 砂・泥・有機質泥層を挟有 |  |
| III  | 浸食・堆積地形 | 後期更新世    |               |     | 扇状地・緩斜面                        | 山腹斜面を開析する谷とそ の下方に分布             | 周氷河作用・河川                   |                                | <15°             |     |                         | 亜角礫主体の礫層・角礫状岩塊                             |
|      |         |          |               |     | 山麓緩斜面                          | 山腹斜面下部を覆って分布                    | 周氷河作用                      |                                | <10°             |     | 角礫層・角礫混じり泥層             |  |
|      |         |          |               |     | 山頂緩斜面                          | 外山高原に広く分布 標高 700m 以上の稜線と支尾根上に分布 | 周氷河作用                      |                                | <15°             |     | 角礫・泥                    |  |
| II b | 浸食・堆積地形 | 第四紀中期〜後期 |               |     | 地すべり性斜面                        | 外山高原の外縁部に多い                     | 重力                         |                                | 5~35°            |     |                         | 主として角礫 (山頂緩斜面堆積物起源?)                       |
|      |         |          |               |     | 谷壁斜面                           | 1次谷より高次の谷沿いに分布                  | 河食 (水流に伴う浸食作用)             |                                | >20°             |     | 先古第三系                   |  |
|      |         |          |               |     | 山腹斜面                           | 上記の小地形・微地形以外を占める                | 多様な作用・営力                   |                                | 10~40°           |     | 先古第三系                   |  |
| II a | 浸食地形    | 第四紀      | 開析山地          |     | 谷底低地・湿原・段丘及び扇状地・緩斜面を含む複合地形     | 本図幅内では主として外山高原内 標高 650~750 m    | 第四紀前期以前における河食と白枕層以降の堆積物の埋積 |                                | 概ね <0.6° (1/100) |     |                         | 湿地堆積物・谷底堆積物 上位及び下位段丘堆積物 扇状地・緩斜面堆積物 白枕層・葉水層 |
|      |         |          |               |     | 山腹斜面・谷壁斜面などを含む複合地形             | 標高 1,000 m 以下                   | 河食等による「準平原」の削剥             |                                | 15~40°           |     | 樹枝状 ~ 格子状               | 先古第三系                                      |
| I b  | 浸食地形    | 新第三紀     | 浸食小起伏面 (外山高原) |     | 幅広い谷底面・山腹斜面・山頂緩斜面・山麓緩斜面を含む複合地形 | 標高 650~1,300 m                  | 長期間継続した浸食と大波長隆起「準平原」の形成    |                                | <15°             | 小   | 羽毛状 ~ 樹枝状               | 先古第三系                                      |



第1.7図 外山図幅地域の地形概要図

ダム湖に表現した平底面は、ダム建設以前の地形から判断した。地形区分 (Ib~IIb) は第1.1表を参照。

て構成された堆積性の段丘面である。一方で、上位(古期)段丘面の構成堆積物については、未だに十分なデータが得られていない。

湿原は、外山高原の岩洞湖南湖畔(外山川の源流部)と岩泉町蓬原地区の大川の最上流部(ノロメキ沢上流)などの限られた範囲に分布する(第1.7図)。これらの湿原は、平底面中の河川勾配が極めて緩く、河川の下刻から免れており、かつ無機碎屑物の供給が少ない場所に立地している。また、そこでは現在に至るまで湿原植生が残存している。

谷底低地は平底面を中心として丹藤川上流部(柴沢川も含む)と丹藤川支流の軽松沢川、大の平地区の外山川支流沿いに僅かに分布するが、当地のような比較的起伏の小さな山地としては発達程度が弱い(第1.4図、第1.7図)。

### 1.3.2 その他の特徴的な地形

#### 1.3.2.1 リニアメント

外山図幅地域には第四紀後期の基準面を変位させる活断層地形は認められないが、南西部を中心に北西-南東走向の明瞭なりニアメントが多数発達する。これは、先白亜紀基盤岩の付加体の構造(チャートの分布など)を反映した、組織地形(差別浸食地形)と考えられる。

#### 1.3.2.2 地すべり地形

本図幅地域には、外山高原の周縁部を中心に、少数ながら地すべり地形が認められる。これらは馬蹄形の滑落

崖とその下方斜面の小起伏の移動体斜面のセットとして認識されるものである。外山高原とその周辺の比較的標高の高い地域に多く、開析山地の標高の低い地域にはほとんど分布しない。なかでも比較的開析が進んだ軽松沢川上流部や姫神山南東の斜面の地すべり地形では、一部で山頂緩斜面を切る頭部亀裂が認められることから、更新世末の後氷期~完新世にも滑動しているとみられる。

#### 1.3.2.3 谷中分水界と河川争奪地形

外山川と丹藤川の分水界(標高695m)は、岩洞湖南端に発達する幅300m余りの湿原の南縁に位置する。この流域境界は、平底面の中に位置しており、第四紀後期に、丹藤川と比較して流程が短く全体の勾配が急な外山川が下刻して河川争奪したためにできたものと考えられる。外山川は、外山高原の南西外縁部(外山ダム下)を流下するV字谷区間(滝ノ内溪谷：第1.6図)においては「滝ノ内沢」と名称を変え(第1.7図)、上に凸な縦断面形をもつ急勾配区間となっている(第1.5図)。この区間はジュラ紀付加体の泥岩が主に露出しており、チャートのような超硬岩の露出は極僅かである。このような河床縦断面を示すことは、外山川がこの区間を下刻するようになってからの時間が短く、未だ平衡状態に達していないことを示唆する。後述するように、外山川最上流部やその支流の大石川で、現在谷壁斜面の崩壊が活発に生じていることは(第11.13図b参照)、このような地形発達段階に関連する現象と考えられる。

## 第2章 地質概説

(内野隆之)

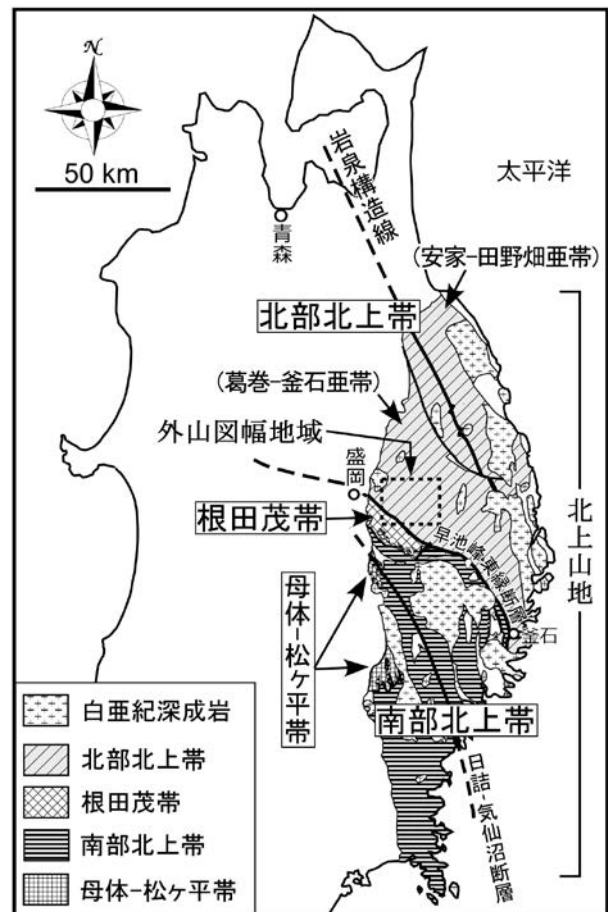
東北日本の火山フロント東側に位置する北上山地では、先白亜紀の主な基盤として、南部北上帯に属するカンブリア紀後期～シルル紀の島弧オフィオライトと花崗岩類、シルル紀～ジュラ紀の陸棚性堆積岩類、根田茂帯に属する石炭紀前期（ミシシッピアン亜紀）及び前期三畳紀の付加体、北部北上帯に属するジュラ紀の付加体が分布する。そして前期白亜紀の各種岩脈及び深成岩が基盤岩類を貫き、また白亜紀以降の堆積岩類が一部でそれらを覆う。南部北上帯の西縁部には低温高圧型変成岩が分布し、それは阿武隈山地東縁部に産するものとともに母体-松ヶ平帯と一括される（第2.1図）。

北上山地中西部に位置する5万分の1地質図幅「外山」（以降、外山図幅）では、南西から北東にかけて、根田茂帯と北部北上帯に属する付加体群が北西-南東方向の構造をもって分布している。また、根田茂帯中には前期オルドビス紀の超苦鉄質岩・深成岩、後期デボン紀及びペルム紀前期の結晶片岩が構造岩体・岩塊として産するほか、北部北上帯南縁部にもペルム紀前期の流紋岩が同様に産している。そして、これら中生界を貫いて前期白亜紀の各種岩脈と花崗岩類が僅かに産し、山間部では段丘堆積物や斜面堆積物をはじめとする第四紀堆積物が上記の先上部白亜系を覆っている。外山図幅地域は、オルドビス紀、石炭紀、ペルム紀、前期三畳紀、前期ジュラ紀、中期ジュラ紀、前期白亜紀と様々な時代や種類の岩石が産することから北上山地の基盤の地史を明らかにする上で重要であるとともに、中央～北東部に広がる小起伏地形及び表層を覆う堆積物は周氷河作用など第四紀の古環境変遷・地史を理解する上でも重要である。本図幅地域に分布する各地質系統についての地質概略図と地質総括図をそれぞれ第2.2図及び第2.3図に示す。

### 2.1 既存の地質図

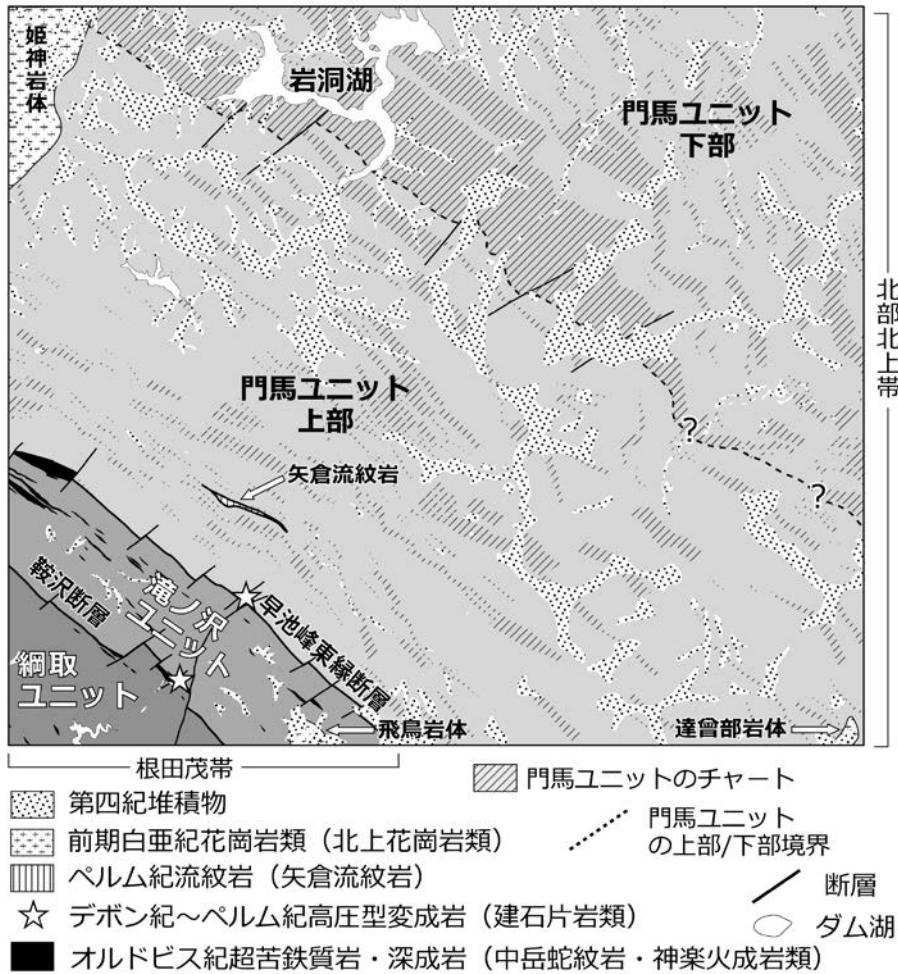
外山図幅地域を含む広域地質図としては20万分の1地質図幅「盛岡」（山根, 1915）が最初である。そして時を経て、岩手県土木部（1954）が北上山地の地質を包括的にまとめた10万分の1地質図を公表した。その後、1980年代に入り、長谷地質調査事務所編（1981）が「北上川流域及び北上山地の地質図」（北上川流域地質図（20万分の1））を、地質調査所が20万分の1地質図幅「盛岡」（吉田ほか, 1984）を刊行した。2006年には、20万分の1日本シームレス地質図（産総研地質調査総合センター編、

2005）を基に、5万分の1地質図幅やその他各種データを追加し編集した「東北地方全域の地質図（デジタル地質図）」が発行された（建設技術者のための東北地方の地質編集委員会, 2006）。外山図幅地域周辺の5万分の1地質図幅については、大迫図幅（広川・吉田, 1956）、土淵図幅（大和, 1956）、釜石図幅（吉田, 1961）、大槌・霞露岳図幅（吉田・片田, 1964）、田老図幅（島津ほか, 1970）、宮古図幅（吉田・片田, 1984）などがあるがいずれも古い。近年では早池峰山図幅（川村ほか, 2013）や陸中関図幅（中江ほか, 2021）が刊行されている。外山図幅範囲では、前



第2.1図 北上山地の地帯構造区分図

北上山地内の白塗色部は前期白亜紀後期以降の火山岩・堆積岩類を表す。川村ほか（2013）の第2.1図を一部改変。



第 2.2 図 外山図幅地域の地質概略図

胴切断層は間引いてある。門馬ユニットの下部の分布域は便宜的に岩洞湖周辺の厚いチャート岩体以北とした。なお、このチャート岩体を欠く東部の境界部は前期ジュラ紀と中期ジュラ紀の砂岩露頭の間とした。

述した岩手県土木部 (1954) の地質図をほぼ踏襲した 5 万分の 1 表層地質図「外山」(岩手県編, 1970) がある。本図幅範囲の根田茂帯については、Uchino (2021) が論文中で約 6 万 5 千分の 1 縮尺の地質図を提示している。

## 2.2 地質系統

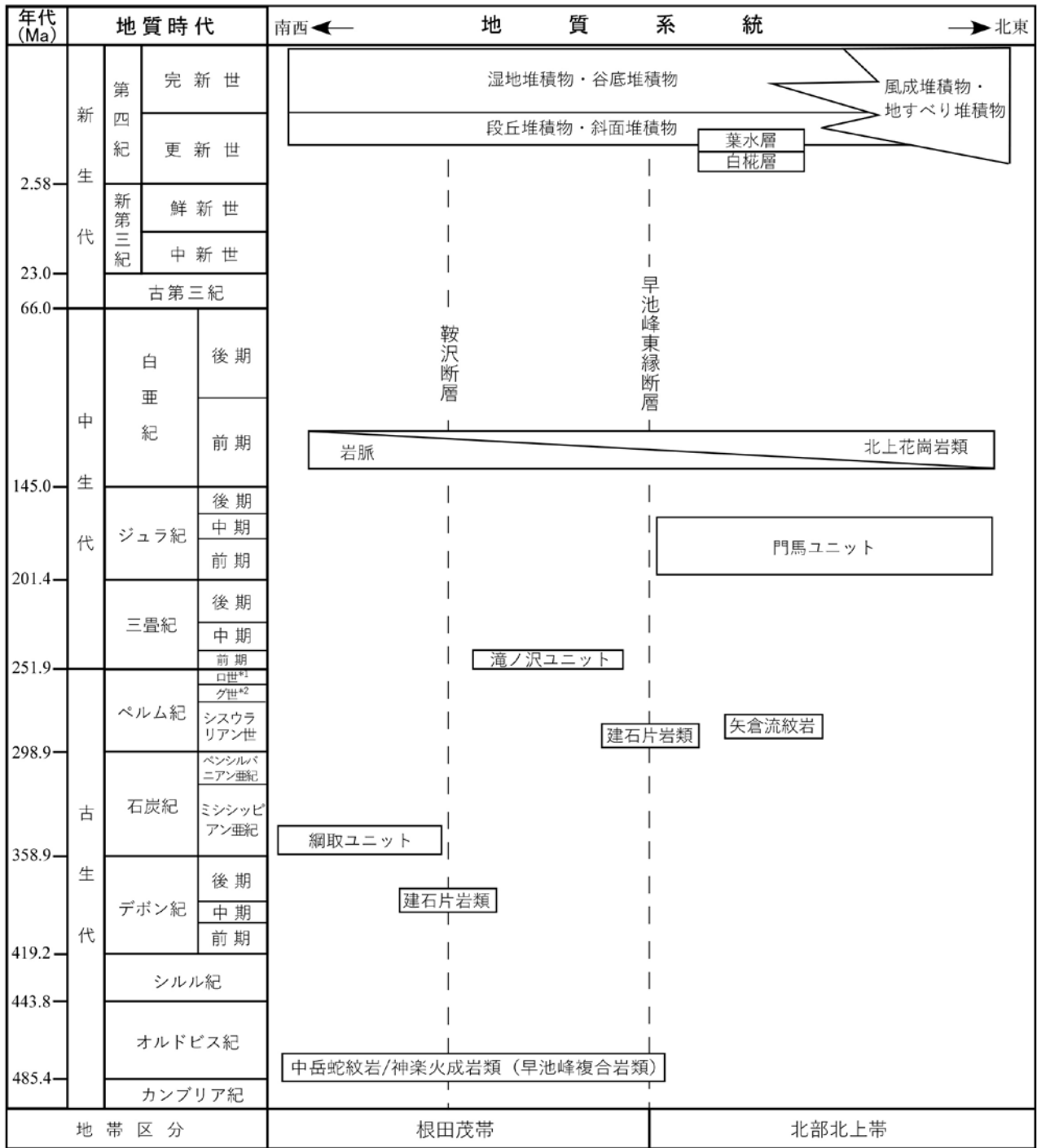
### 2.2.1 オルドビス紀超苦鉄質岩及び深成岩

根田茂帯の付加体分布域には、超苦鉄質岩と深成岩の岩体・岩塊がレンズ状に産する。これらは南部北上帯基盤のカンプリア紀後期~オルドビス紀島弧オフィオライトの一部(早池峰複合岩類)とされ、超苦鉄質岩と深成岩はそれぞれ早池峰複合岩類の中岳蛇紋岩、神楽火成岩類に相当する(川村ほか, 2013)。本図幅地域における中岳蛇紋岩は蛇紋岩を主体とし、僅かに輝石岩や角閃石岩を伴う。岩体の幅は最大 160 m に達する。蛇紋岩は、鱗片

状劈開が著しく、アンチゴライトを特徴的に含む。輝石岩はほぼ単斜輝石からなり、角閃石岩は単斜輝石を伴う褐色普通角閃石からなるが、一部で青色普通角閃石からなるものもある。

深成岩は角閃石斑れい岩と石英閃緑岩からなり、両者は通常、幅数 m で産するが、角閃石斑れい岩に関しては最大 200 m に達する。両者はしばしば密接に伴って産し、また、双方とも著しい圧砕変形を被っている。角閃石斑れい岩は、主に褐色普通角閃石、斜長石、不透明鉱物からなり、ときに単斜輝石を含む。石英閃緑岩は斜長石、石英、普通角閃石からなり、まれに単斜輝石を含むこともある。石英閃緑岩中のジルコンからは約 480 Ma の U-Pb 年代が得られている(内野, 2022)。

これらの岩体・岩塊は、白亜紀以降の構造運動によって付加体中に定置させられたと考えられる。



第 2.3 図 外山図幅地域の地質総括図

\* 1 : ロ世 (ローピンジアン世), \* 2 : グ世 (グアダルピアン世). 破線は主要断層を示す.

### 2.2.2 デボン紀及びペルム紀結晶片岩

石炭紀と前期三疊紀付加体の境界域ならびに前期三疊紀付加体と前期ジュラ紀付加体の境界域に、周囲の付加体よりも古い年代の結晶片岩が岩塊として断層に沿って産する。この結晶片岩は建石片岩類と呼ばれ、盛岡市の建石林道沿いと矢倉沢上流域の2箇所で認められる。建

石片岩類はざくろ石を含む泥質片岩と藍閃石を含む苦鉄質片岩からなり、マイロニティック～カタクラスティックな変形を被っている。フェンジャイトの放射年代は、建石林道のもの約 380 Ma (Kawamura *et al.*, 2007)、矢倉沢上流域のもの約 290 Ma (内野・坂野, 2022) を示す。岩相・鉱物組み合わせ・変成度・年代から、母体-松ヶ

平帯の低温高压型変成岩に対比でき、また西南日本の<sup>丸尾</sup>蓮華変成岩に相当する(Kawamura *et al.*, 2007; 内野・坂野, 2022)。建石片岩類もまた、白亜紀以降の構造運動によって付加体中に定置させられたと考えられる。

### 2.2.3 石炭紀付加体

石炭紀の付加体は、根田茂帯の南西部に位置し、<sup>つなとり</sup>綱取ユニットと呼ばれる。日本列島では、先石炭紀の高压型変成岩を除けば、現状では一番古い付加体である。綱取ユニットは、珪長質凝灰岩泥岩互層、珪長質凝灰岩、玄武岩類を主体とし、少量のチャート、泥岩、岩片質砂岩、礫岩、石灰岩を伴う。特に珪長質凝灰岩泥岩互層が卓越することが特徴的で、中生代の付加体に一般的に見られるような層状チャート、石英長石質砂岩、石灰岩が極めて少ない。全体的に変形が著しく、珪長質凝灰岩泥岩互層中の珪長質凝灰岩はブーディン化し破断相を呈する。玄武岩類も多く産し、MORB(中央海嶺玄武岩)に伴う熱水性赤色チャートからは後期デボン紀のコノドント化石が発見されている(濱野ほか, 2002)。また、変形の弱い泥岩からは後期デボン紀～石炭紀前期の放射虫化石が得られており、付加年代は石炭紀前期(ミシシッピアン亜紀)と考えられている(内野ほか, 2005)。

### 2.2.4 ヘルム紀流紋岩

北部北上帯の前期ジュラ紀付加体中に、幅約 150 m、長さ約 2 km の緑灰色を呈する流紋岩の岩体が産する。本岩は<sup>やぐら</sup>矢倉流紋岩と呼ばれ、斑晶として石英、斜長石、アルカリ長石を含み、より細粒の単斜輝石やざくろ石を少量伴う。長径最大 3 cm に及ぶ斑晶を大量に含むことを特徴とする。岩体の周縁部には著しい剪断変形が認められる。当初、北上山地の中古生界に貫入する前期白亜紀岩脈の一つと考えられていたが、ジルコンの U-Pb 年代測定によってヘルム紀前期(シスウラリアン世)であることが判明した(内野, 2023)。本岩は、現在東北日本には分布していないものの、過去にその存在が想定されているヘルム紀島弧火成岩体を起源とし、これもやはり白亜紀以降の構造運動によってジュラ紀付加体中に移動・定置させられたと考えられる。

### 2.2.5 前期三畳紀付加体

前期三畳紀付加体は、根田茂帯の北東部に位置し、滝ノ沢ユニットと呼ばれる。珪長質凝灰岩泥岩互層、珪長質凝灰岩、玄武岩類、砂岩泥岩互層を主とし、チャート、砂岩、泥岩、礫岩を伴う。全体に変形を被っており、互層の多くが破断相を示す。岩相は綱取ユニットと似るが、高压型変成岩礫や超苦鉄質岩礫を含む礫岩、層状チャート、石英長石質砂岩を産する点で異なる。玄武岩類は綱取ユニットと同様に多産するが、滝ノ沢ユニットでは一部に藍閃石が認められ、より高い圧力条件下にさらされ

たことが伺える。化石が未発見のため長く時代未詳であったが、近年、砂岩から約 250 Ma の碎屑性ジルコン U-Pb 年代が報告され、本ユニットの付加年代は前期三畳紀と考えられている(Uchino, 2021)。

### 2.2.6 前期～中期ジュラ紀付加体

前期～中期ジュラ紀付加体は、北部北上帯の南西部一帯に広く分布する。本図幅地域に分布する地質単元は<sup>かどま</sup>門馬ユニットと呼ばれ、構造的上位と下位に位置するものをそれぞれ“上部”、“下部”と区分した。両者とも岩相の差異はほとんどなく、葉理泥岩、チャート、砂岩、泥岩砂岩細互層を主体とし、珪長質凝灰岩泥岩互層、玄武岩類、石灰岩を僅かに伴う。葉理泥岩はシルトからなる灰色部と粘土鉱物・炭質物からなる暗灰色部が mm オーダーで細互層する特徴的な岩相である。本岩はまた数 cm ～数 10 cm の玄武岩類、チャート、砂岩などをシート状ないしレンズ状に挟有する。チャートは成層構造をなし、下部では分布幅が 2.7 km にも及ぶ大規模なものが存在する。またこの層状チャートは、しばしば mm オーダーで細互層する“チャートラミナイト”を随伴する。下部の玄武岩類については、一部でアルカリ角閃石が認められる。本ユニットは、全体に著しい変形を被っており、特に泥質岩においては片状構造や微褶曲が発達する。

年代については、黒色チャート及び泥岩からそれぞれ前期ジュラ紀前期、前期ジュラ紀後期～中期ジュラ紀の放射虫化石が報告され(松岡, 1988; 内野・鈴木, 2021)、また数地点の砂岩からは約 190 Ma から 170 Ma までの碎屑性ジルコン U-Pb 年代が得られている(内野, 2019; 内野, 2021a)。上部から下部に向かい傾斜が緩やかになるとともに、付加年代も前期ジュラ紀から中期ジュラ紀へと若くなる傾向を示す。

### 2.2.7 前期白亜紀岩脈

岩脈は北上山地全域に広く産し、外山図幅地域でも 70 枚以上の岩脈が付加体を貫いている。岩脈幅は多くが数 m 以下で、また、その姿勢は高角度で付加体の構造方向と直交する北東-南西方向のものが多く、岩種としては、優黒石英閃緑岩、斑状細粒優黒石英閃緑岩、角閃石安山岩、石英閃緑岩、斑状細粒石英閃緑岩、デイサイト、斑状細粒トータル岩、流紋岩、緑泥石角閃石岩の 9 タイプが識別された。これらの中でも前三者の優黒質岩が半分強の産出割合を占める。岩種による分布域の偏りや、岩種と岩脈の幅及び姿勢との関連性は特段認められない。年代は、流紋岩から約 120 Ma のジルコン U-Pb 年代(内野・羽地, 2021)が、緑泥石角閃石岩から約 126 Ma の普通角閃石 K-Ar 年代(Yamasaki and Uchino, 2023)が、そして本図幅の少し東範囲外(大川図幅内)の角閃石安山岩から約 130 Ma の普通角閃石 K-Ar 年代(内野・羽地, 2021)が得られている。岩脈の多くは、北上山地に大規



模に産する前期白亜紀花崗岩類に若干先行して形成されたとみられる。

### 2.2.8 前期白亜紀花崗岩類

本岩はいわゆる北上花崗岩類と呼ばれ、北上山地の中古生界を貫き、山地全域に複数の小～大規模岩体として産している。本図幅地域では、北西端部に長径 10 km に及ぶ姫神岩体の一部が、また南西端部と南東端部には径約 2 km の飛鳥岩体及び達曽部岩体の一部がそれぞれ僅かに分布する。姫神岩体は従来、南部岩体と北部岩体に岩相区分されていたが、本図幅においては南部亜岩体・北部亜岩体として再区分され、前者は石英モンゾニ岩～石英モンゾ閃緑岩から、後者は花崗岩～花崗閃緑岩からなる。南部亜岩体は全体的に北部亜岩体より優黒質で、一部に黒雲母角閃石斑れい岩を伴う。飛鳥岩体及び達曽部岩体はいずれもトータル岩からなる。これらの北上花崗岩類は、付加体を主とする周囲の基盤岩に最大約 1 km の幅で接触変成作用を与え、碎屑岩にはアルカリ長石、堇青石、黒雲母などを、苦鉄質岩には主にアクチノ閃石を、蛇紋岩にはトレモラ閃石や変成かんらん石を生じさせている。

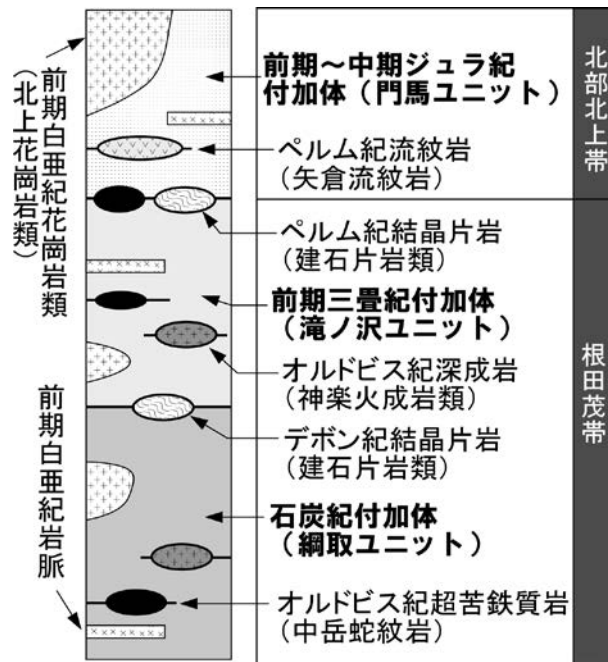
### 2.2.9 第四紀堆積物

カラブリアン期以降の堆積物が先古第三紀基盤岩類を不整合に覆って分布する。これらは、谷底面を埋積する白柁層(カラブリアン統上部)・葉水層(チバニアン統上部)、河成段丘面を構成する段丘堆積物群(上部更新統)、緩斜面を被覆する斜面堆積物群(中部～上部更新統)と地すべり堆積物(恐らくチバニアン期以降)、谷底低地に分布する湿地堆積物と谷底堆積物(完新統)及び風成堆積物(テフラとそれを含むテフリックレス：上部更新統～完新統)に大別される。段丘堆積物群は更に上位(古期)と下位(新期)の2段に区分される。また、斜面堆積物群は、山麓緩斜面堆積物、扇状地状緩斜面堆積物、山頂緩斜面堆積物及び地すべり堆積物に区別され、山麓緩斜面堆積物は更に上位(古期)と下位(新期)に細分される。分布としては山頂緩斜面堆積物が最も多い。

本図幅地域では、盛岡市薮川地区において、葉水層中に約 240 ka のジルコン FT 年代を示す「薮川テフラ」(内野ほか, 2022) が、またその上位に堆積する下位段丘堆積物中に後期更新世の 36～30 ka を示す「十和田-大不動テフラ」(町田・新井, 1992, 2003) が確認されている(工藤・内野, 2021)。

## 2.3 地質構造

本図幅地域に分布する先白亜紀基盤は、南西側から北東側にかけて、根田茂帯に属する石炭紀付加体の綱取ユニット、前期三疊紀付加体の滝ノ沢ユニット、北部北上



第 2.4 図 外山図幅地域の付加体中に挟在するより古い岩体・岩塊と前期白亜紀貫入岩の関係を示した概念図  
太線は断層を示す。

帯に属する前期～中期ジュラ紀付加体の門馬ユニット(上部・下部)が北西-南東方向に帯状に分布している(第 12.1 図参照)。各ユニット内の走向も概ね北西-南東で、傾斜については、局部的にシンフォーム・アンチフォームが発達するものの、大局的にはどれも高角南落ちである。ただし、門馬ユニットは上部から下部にかけて低角になる。初生的には構造的上位から下位に向かって、綱取ユニット、滝ノ沢ユニット、門馬ユニットという配置になっていると考えられる。そして、綱取及び滝ノ沢ユニットには、オルドビス紀の超苦鉄質岩・深成岩や古生代後期の高圧型変成岩が、門馬ユニットにはペルム紀の流紋岩が岩体・岩塊として断層に伴って混在するという、いわば西南日本の黒瀬川帯の様な特徴を有している(第 2.4 図)。

上記の各ユニットを境する北西-南東系の断層は、それぞれ鞍沢断層、早池峰東縁断層と呼ばれる。これらの境界断層は、地質分布から高角と推定されることや上述した古い超苦鉄質岩・深成岩や高圧型変成岩を岩体・岩塊として挟有していることから、初生的なものではなく白亜紀以降に活動したものと考えられる。また、これらの断層は更にその後に活動した北東-南西系の多数の胴切断層によって変位させられている。

地形的には、本地域南東部には北西-南東方向の直線状の短小な谷、鞍部列や傾斜の急変帯からなるリニアメントが多数認められるが、これらは中古生界の構造を反映した組織地形(差別浸食地形)である。

## 2.4 根田茂帯の設定と早池峰構造帯の破棄

本節では、2000年代に入って新設された根田茂帯ならびにそれに伴う早池峰構造帯の破棄について紹介する。早池峰構造帯のこれまでの扱いに関する変遷を第2.5図に示した。なお、同帯にまつわる研究史は、永広・鈴木(2003)、永広・大石(2003)、内野ほか(2008b)、川村ほか(2013)にも詳しい。

北上山地の地質は、古くより北部型と南部型の岩相対立が指摘され(湊, 1950)、その境界域(特に早池峰山南東方)に断層帯あるいは超苦鉄質岩と苦鉄質岩の貫入帯として「早池峰-五葉山構造帯」が設定された(吉田, 1961)。吉田・片田(1964)は、同帯について早池峰構造帯と改称し、吉田(1961)が示した分布域よりその範囲をかなり拡張し、いわゆる緑色岩で特徴付けられる「輝緑凝灰岩帯」と片状砕屑岩で特徴付けられる「千枚岩帯」からなるとした。プレートテクトニクス理論が日本に導入されはじめた1980年代以降、早池峰構造帯とその周辺の地質の分布・構成・構造・年代・テクトニクスなどが徐々に明らかにされ、南部北上帯、早池峰構造帯、北部北上帯の各帯を構成する岩体や岩相について、層序・年代・化学組成などを基にした地質単元や地帯の整理・再区分が進んだ(例えば、大沢, 1983; 永広ほか, 1988; 川村・北上古生層研究グループ, 1988; 川村ほか, 1996)。大沢(1983)は早池峰構造帯東部の研究から、釜石-川井地域の「千枚岩帯」を北部北上帯に含めて、早池峰構造帯の地質構成を整理した。永広ほか(1988)は、上記の「輝緑凝灰岩帯」に、早池峰山を中心に広く分布する超苦鉄質岩・苦鉄質岩・角閃岩(早池峰複合岩類: 永広ほか, 1988)の分布域も合わせて早池峰構造帯とした。一方、川村・北上古生層研究グループ(1988)は、「輝緑凝灰岩帯」に相当する苦鉄質岩類(永広ほか, 1988のこくろ黒層)の一部が南部北上帯オルドビス系?~シルル系(薬師川層)と整合関係であること(大沢, 1983; 永広ほか, 1988)から、それらを不可分な一連の地質体として南部北上帯に所属させ、砕屑岩類(現在の付加体)と超苦鉄質岩・角閃岩の分布域に限定して早池峰構造帯と呼んだ。地質の詳細が明らかになるにつれ、同帯は「構造帯」というよりもむしろ固有の地史(付加プロセス)を有する地帯として認識されるようになり、川村ほか(1996)は「構造帯」という用語を外し、「早池峰帯」と呼称した。

2000年代に入り、早池峰(構造)帯のチャートから漸く化石(後期デボン紀コノドント)が発見され(濱野ほか, 2002)、同帯の堆積岩類は古生代後半の付加体の可能性が示唆された。その後、永広・鈴木(2003)は抜本的に早池峰構造帯の層序単元と地帯の整理・再区分を行い、堆積岩類を主体とする地質体(川村ほか, 1999の根田茂コンプレックス)の分布する地帯に対し「根田茂帯」と新たに命名・定義し、早池峰構造帯から分離した。その結

果、主に超苦鉄質岩及び苦鉄質岩類からなる地帯が早池峰構造帯となった。程なくして、内野ほか(2005)によって根田茂コンプレックスの泥岩から放射虫化石が発見され、同コンプレックスが石炭紀前期(ミシシッピアン亜紀)の付加体であることが明らかにされた。

このように研究が進展する一方で、研究者間によって南部/北部北上帯境界域の地帯区分について見解の相違は残存したままであった。そのような中、主要研究者間によって改めて地帯区分の整理が行われ、石炭紀前期の付加体(根田茂コンプレックス)が分布する地帯を根田茂帯とし、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩(永広ほか, 1988の早池峰複合岩類)が分布する地帯を南部北上帯に含めるという形で決着した(永広ほか, 2005)。その結果、「早池峰(構造)帯」の名称は実質的に破棄されることとなった。

その後、内野ほか(2008b)は、根田茂コンプレックスが岩相の違いにより綱取ユニットと滝ノ沢ユニットに区別できることを示した。そして、特に時代未詳であった滝ノ沢ユニットについては、砕屑性ジルコン年代から前期三畳紀であることが判明し(Uchino, 2021)、根田茂帯には石炭紀前期と前期三畳紀の時代の異なる付加体が分布するという状況になった。なお、本図幅において、両ユニットを岩相層序区分における第一義的な層序単元に階層を格上げしたことにより、それらを包有していた「根田茂コンプレックス」は破棄された。

## 2.5 用語の定義と記述方針

緯度・経度の表記は、特に注釈がない限り、世界測地系を使用している。変成岩と火成岩の名称は、国際地質科学連合(IUGS)による分類(Fettes and Desmons, 2007; Le Maitre, 2002)にそれぞれしたがいが、和名及び地質記号の表記は日本工業規格JIS A0204(日本規格協会, 2019a)及びJIS A0205(日本規格協会, 2019b)にしたがった。地質図における岩体境界・断層・褶曲軸の位置精度の信頼区間については、「位置正確」を200 m未満、「位置ほぼ正確」を200 m以上500 m未満、位置推定を500 m以上1,000 m未満とした。

オルドビス紀の苦鉄質深成岩については斜長石が著しく変質しており灰長石成分によって閃緑岩と斑れい岩を厳密に区別することが困難なこと、また随伴する石英閃緑岩との岩相の違いをより明確にするため、「斑れい岩」を使用した。かつて一般的に使用された「ひん岩」や「斑岩」といった半深成岩については、JIS A 0204(解説)では非推奨とされているため、本図幅では「細粒閃緑岩」や「細粒トータル岩」などの名称を使用し、特に斑晶質の場合は「斑状」を付与した。また、玄武岩類の中で、斑晶以外の主要鉱物が1 mmを越えるものについては「ドレイイト」と呼んだ。

| 北 | 地質体                                   | 吉田・片田 (1964)                               | 永広ほか (1988)                             | 川村・北上古生層研究グループ(1988)              | 川村ほか (1996)   | 濱野ほか (2002)                   | 永広・鈴木 (2003)  | 永広ほか (2005)   | 内野ほか (2008b)   | 川村ほか (2013)  | 本図幅   |
|---|---------------------------------------|--|---|-----------------------------------|---|-------------------------------|---|---|--|--|---|
|   | 三畳紀末～<br>中期ジュラ紀付加体<br>---(早池峰東縁断面)--- | 北上山地<br>北部型古生層<br>千枚岩帯<br>輝緑凝灰岩帯<br>早池峰構造帯 | 北上山地の<br>北上山地の<br>中古生層<br>古生層<br>早池峰構造帯 | ユニットA<br>ユニットB<br>ユニットC<br>早池峰構造帯 | “中津川相”<br>(盛岡市)<br>“根田茂相”<br>(盛岡市)<br>早池峰帯<br>超苦鉄質岩<br>コンプレックス<br>早池峰<br>複合岩類 | 北上部<br>早池峰帯<br>設定名なしの<br>早池峰帯 | 葛巻-釜石帯<br>根田茂<br>コンプレックス<br>早池峰<br>複合岩類<br>早池峰<br>構造帯 | 葛巻-釜石<br>亜帯<br>根田茂<br>コンプレックス<br>北縁部<br>早池峰<br>複合岩類 | 中津川<br>コンプレックス<br>根田茂<br>コンプレックス<br>早池峰<br>複合岩類<br>早池峰<br>複合岩類 | 門馬<br>コンプレックス<br>(宮古市<br>西縁部)<br>根田茂<br>コンプレックス<br>早池峰<br>複合岩類<br>早池峰<br>複合岩類<br>早池峰<br>複合岩類 | 門馬<br>ユニット<br>YR<br>滝ノ沢<br>ユニット<br>網取<br>ユニット<br>中岳<br>蛇紋岩<br>黒森山<br>角閃岩<br>神楽<br>火成岩類<br>扇形单元的<br>言及なし |
|   | ---(早池峰東縁断面)---                       |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | 前期三畳紀付加体<br>---(飯沢断面)---              |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | 石炭紀付加体<br>---(断面)---                  |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | ---(IAP)---                           |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | オルドビス紀蛇紋岩類<br>---(断面)---              |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | オルドビス紀角閃岩<br>---(断面)---               |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | オルドビス紀<br>苦鉄質岩類<br>---(断面)---         |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | ---(一部整合)---                          |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
|   | シルレル紀堆積岩類                             |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |
| 南 |                                       |  |   |                                   |   |                               |   |   |  |  |   |

第2.5図 盛岡—早池峰山地域における南部北上帯/北部北上帯境界の地帯及び地質单元区分の変遷  
 楕円は付加体中の岩体・岩塊を表す。UAP:超苦鉄質岩・角閃岩・深成岩, HC:早池峰複合岩類, YR:矢倉流紋岩。

時代名(代, 紀, 世など)の細分については, ジュラ紀や白亜紀など前期(下部)や後期(上部)が公式に定義されている場合は時代名の直前に配置し(例えば, 前期ジュラ紀), そうでない場合(石炭紀やペルム紀など)は直後に配置した(例えば, 石炭紀前期).

付加体の構造層序单元名については, 一般にコンプレックス(例えば, 中江, 2000)やユニット(例えば, 山北, 1998)が使用されているが, 本図幅では, 根田茂帯で既に設定されている綱取ユニット・滝ノ沢ユニット(内野ほか, 2008b; Uchino, 2021)を踏襲し, 「ユニット」で統一することにした. 付加体中の変形した岩相表現については, 地層が様々な程度に破断され, 地層としての連続性が途切れている状態を「破断相」とし, 地層としての連続性が完全に欠如し, 様々な種類や大きさの岩体・岩塊と, それらを取り巻く泥質岩の“基質”からなる状態を「混在相」と呼ぶ. 付加体中の岩体規模の記述に関して

は, 見かけの層厚が 500 m 以上を大規模岩体, 250~500 m を中規模岩体, 50~250 m を小規模岩体とし, 50 m 未満については岩塊と表記する. またこの基準は, 付加体中の断層に沿って産するより古い岩石(中岳蛇紋岩, 神楽火成岩類, 建石片岩類, 矢倉流紋岩)にも適用する. なお, 石灰岩, 超苦鉄質岩, 深成岩, 結晶片岩など希少かつ重要な岩塊と厚めの岩脈については誇張して地質図に表現した. また, 断面図中の第四系の層厚も同様である.

付加体の形成年代(付加年代)は, 陸源性碎屑岩の堆積年代をそれに近似することが一般的であるため(例えば, 松岡ほか, 1998), 本図幅でもその考えにしたがう. また碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定法で推定された陸源性碎屑岩の堆積年代は, 最も若いジルコン粒子集団(最若クラスター)の加重平均値(誤差  $2\sigma$ )を基にした.

## 第3章 オルドビス紀超苦鉄質岩及び深成岩

(内野隆之)

### 3.1 研究史及び概要

#### 3.1.1 研究史

早池峰連峰(鶏頭山-中岳-早池峰山-早池峰剣ヶ峰)を中心に南部北上帯の北縁に沿って弧状に分布する超苦鉄質岩あるいは苦鉄質岩類は、かつての“早池峰構造帯”(前身は吉田, 1961の早池峯-五葉山構造帯)を特徴付ける岩石であった(吉田, 1961; 吉田・片田, 1964; 永広ほか, 1988; 川村・北上古生層研究グループ, 1988)。超苦鉄質岩及びそれに随伴する苦鉄質岩類は、遠野市宮守地域に広く分布するものと併せ、東京大学の小澤一仁らの一連の研究(例えば, Ozawa, 1984, 1988, 1990, 1994; Ozawa and Shimizu, 1995; Yoshikawa and Ozawa, 2007)によって島弧オフィオライトであることが示され、形成時期も放射年代からオルドビス紀とされた(小沢ほか, 1988; Shibata and Ozawa, 1992; Yoshikawa *et al.*, 2012)。なかでも南部北上帯の北~東外縁部に分布する超苦鉄質岩と苦鉄質岩類は、永広ほか(1988)によって南部北上帯シルル系の基盤をなす「早池峰複合岩類」として一括された。早池峰複合岩類の所属(ひいては前章で記述した早池峰構造帯の扱い)については研究者間で異なった考えがあったが(第2章4節参照)、2000年代に入り、永広ほか(2005)によって同岩類は南部北上帯の構成要素に組み込まれ、そして早池峰構造帯に含まれていた古生代堆積岩・玄武岩類(現在の知見では付加体)分布域が根田茂帯として別個に設定されたこともあり(永広・鈴木, 2003)、早池峰構造帯の地帯名は事実上破棄された。

早池峰複合岩類中の苦鉄質岩類は、島弧的な組成をもつことが指摘されていたが(Mori *et al.*, 1992), Uchino and Kawamura (2016)は化学組成などを基にスーブラサブダクション域で形成されたことを示し、より具体的には背弧起源と考えた。南部北上帯シルル系薬師川層下位に位置する斑れい岩(大沢, 1983)中の“トロニエム岩”からはオルドビス紀の、またトータル岩からはカンブリア紀後期のジルコンU-Pb年代が、それぞれ下條ほか(2010)と土谷・佐々木(2017)によって報告されている。

根田茂帯の付加体(旧早池峰構造帯の堆積岩・玄武岩類)分布域中に蛇紋岩の岩体・岩塊が散在することは古くから認識されており(例えば, 岩手県土木部, 1954), また、少量ではあるが斑れい岩や石英閃緑岩も同付加体中に岩塊として産することが知られていた(川村・北上古生層研究グループ, 1988)。それらの岩体・岩塊について

は、南隣の早池峰山図幅(川村ほか, 2013)中で詳しい記載がなされ、また、早池峰複合岩類の要素とされた。最近、内野(2022)によって、外山図幅地域内を流れる盛岡市の内沢(築川支流)沿いに産する石英閃緑岩のジルコンから約480 Ma(前期オルドビス紀)のU-Pb年代が示され、その蓋然性は高まった。ただし、これら構造岩塊についての地球化学的特性を含めた岩石学的な性状や、根田茂帯中への定置機構はまだ良く分かっていない。

#### 3.1.2 概要

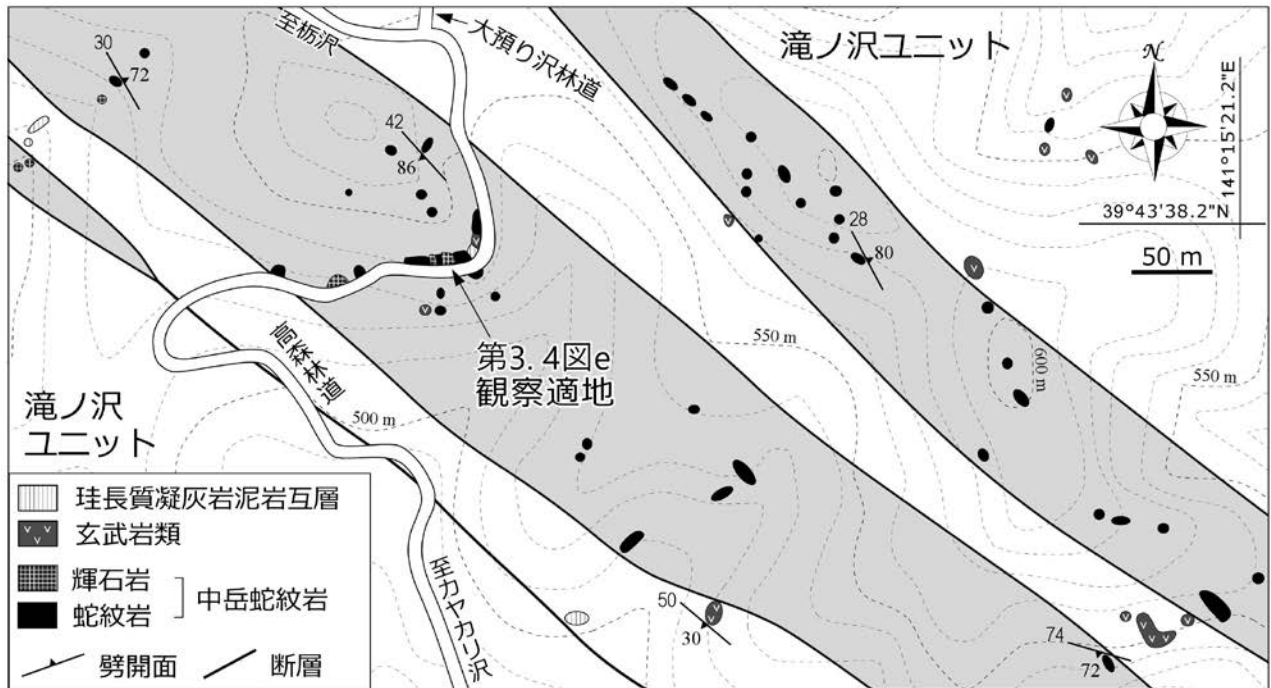
本図幅地域内では、南隣の早池峰山図幅地域と同様に、根田茂帯中の付加体分布域に、超苦鉄質岩、角閃石斑れい岩、石英閃緑岩といった島弧オフィオライトの一部が構造岩体・岩塊として産する。前者は中岳蛇紋岩(永広ほか, 1988)、後二者は神楽火成岩類と呼ばれ(川村ほか, 2013)、南部北上帯北縁でシルル紀浅海成堆積岩類の基盤をなす早池峰複合岩類(永広ほか, 1988)に相当する。

中岳蛇紋岩は、蛇紋岩を主体とし、僅かに輝石岩や角閃石岩を伴う。本図幅地域におけるその最大分布幅は160 mに達する。蛇紋岩は鱗片状劈開が著しく、ときにちりめんじわ褶曲も発達する。アンチゴライトを含むことが特徴的であり、原岩の組織はほとんど残っていない。輝石岩は単斜輝石と少量の褐色普通角閃石からなる。角閃石岩は単斜輝石を伴う褐色普通角閃石からなるが、一部で青色普通角閃石からなるものもある。輝石岩・角閃石岩とも、変形によってしばしば鉱物の劈開が褶曲している。

神楽火成岩類は幅数mで産し、岩体の最大分布幅は200 mに達する。構成要素である角閃石斑れい岩と石英閃緑岩はしばしば密接に伴って産し、双方とも著しい圧碎変形を被っている。角閃石斑れい岩は主に褐色普通角閃石、斜長石、不透明鉱物からなり、単斜輝石を含むこともある。石英閃緑岩は斜長石、石英、普通角閃石からなり、まれに単斜輝石を含む。これらの年代は少なくとも前期オルドビス紀以前である。

### 3.2 早池峰複合岩類(Hn, Hk)

当初、大上ほか(1986)により、南部北上帯北縁に分布する超苦鉄質岩~苦鉄質岩類と小黒層(大沢, 1983)を一括して「早池峰複合岩体」と命名された。その後、永広ほか(1988)によって、中岳蛇紋岩と神楽複合岩類(とも



第 3.1 図 中岳蛇紋岩の観察適地及びルートマップ(その 1)  
 灰色域は岩体の分布を示す。盛岡市の高森林道。

に永広ほか, 1988 で命名) 及び小黒層を包括する層群相当の岩相層序单元である「早池峰複合岩類」として再定義された。第 2 章や研究史で述べたように, かつては旧早池峰構造帯に所属していたが, 永広ほか(2005)によって南部北上帯の構成要素とされた。早池峰複合岩類は, 遠野市宮守地域周辺の超苦鉄質岩～苦鉄質岩(小沢ほか, 1988 の宮守超苦鉄質岩体)とともに, 早池峰-宮守オフィオライト(Ozawa and Shimizu, 1995; 小澤ほか, 2013)の一要素である。なお, 早池峰山図幅では中岳蛇紋岩・黒森山角閃岩・神楽火成岩類を一括して早池峰複合岩類と呼んだ(川村ほか, 2013)。外山図幅地域内では中岳蛇紋岩と神楽火成岩類のみが根田茂帯の付加体中に岩体・岩塊として産する。

### 3.2.1 中岳蛇紋岩 (Hn)

**[命名・定義]** 永広ほか(1988)によって, 南部北上帯に分布する地質体の最下部をなすオフィオライトのうち, 超苦鉄質岩に対して命名された。蛇紋岩化したかんらん岩を主体とし, 輝石岩や角閃石岩を伴う。

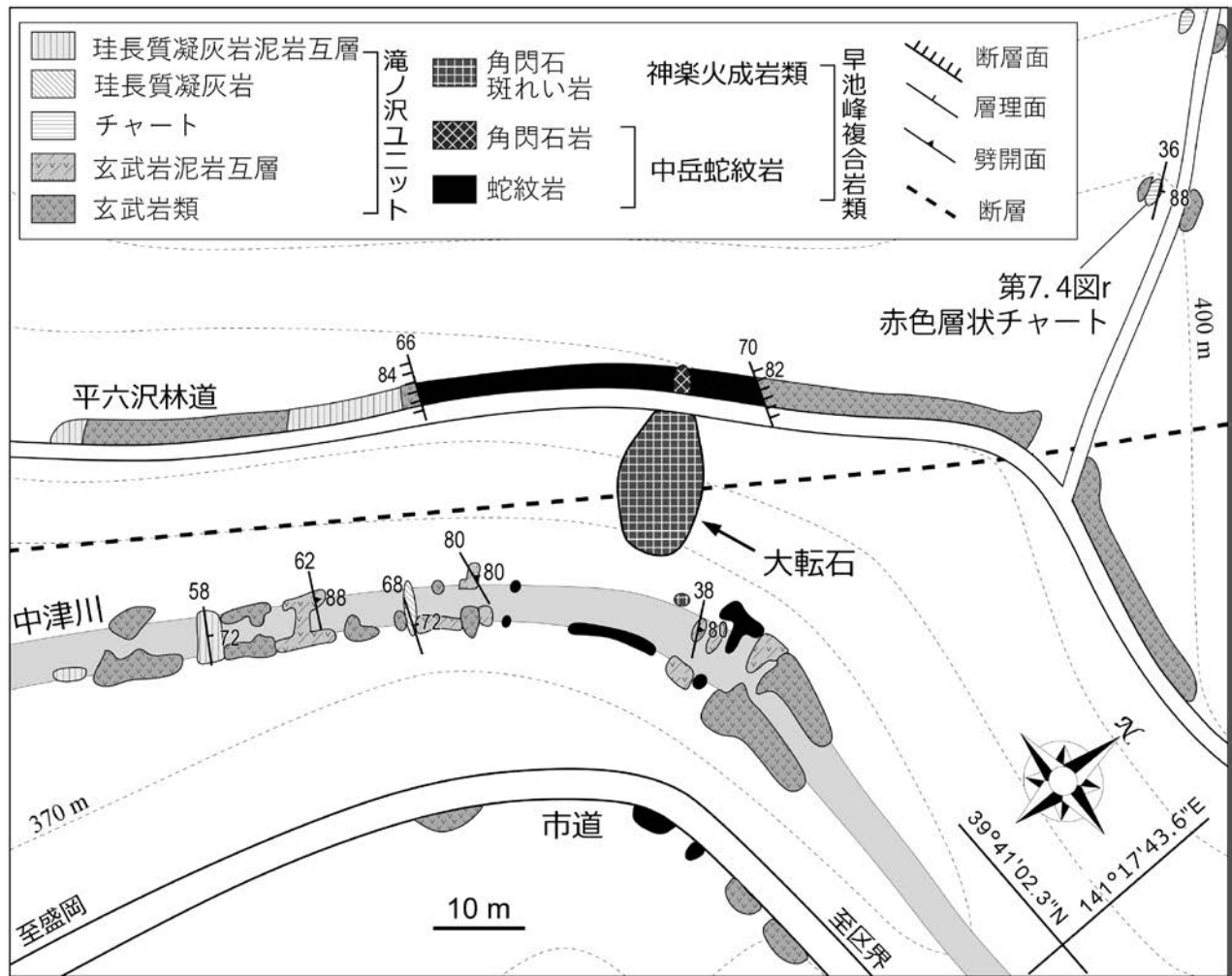
**[模式地・分布]** 模式地は早池峰連峰中岳付近。外山図幅地域では, カヤカリ沢(中津川支流)と栃沢(米内川支流)を結ぶ高森林道の尾根付近と中津川に沿う平六沢林道沿いの露頭が観察適地である(第 3.1 図; 第 3.2 図)。輝石岩や角閃石岩は内沢(築川支流)に沿う建石林道でも見られる(第 3.3 図)。本図幅地域内では通常, 幅数 m

～数 10 m でレンズ状に散在する。高森林道の尾根付近で最も厚く産し, その見かけの厚さは 160 m に達する(第 3.1 図)。

#### [岩相]

**蛇紋岩** ほとんどの蛇紋岩が鱗片状劈開を有し黒色を呈するが, まれに暗緑色のものもある(第 3.4 図 a)。飛鳥地区西方の建石林道沿いでは, 暗灰色と黄味掛かった淡緑色のレイヤーが細互層するような層状蛇紋岩も認められる(第 3.4 図 b)。蛇紋岩の中には, 劈開面に白色～白緑色の滑石を随伴することがあるほか(第 3.4 図 a), 露頭規模でちりめんじわ褶曲が発達するものもしばしば認められる(第 3.4 図 c)。蛇紋岩は, 主に蛇紋石と磁鉄鉱からなり, クロムスピネルやマグネサイトを含む。蛇紋石は, クリソタイルの他に, 網目状に配列する長柱状～短柱状結晶のアンチゴライトがしばしば認められる。また, まれにバスタイト化した直方輝石が観察され(第 3.4 図 f), 原岩の一部はハルツバージャイトであった可能性が示唆される。層状蛇紋岩は, 暗灰色部分では針状・毛状のクリソタイルに富み, 黄味掛かった淡緑色部では短柱状～長柱状のアンチゴライトに富む(第 3.4 図 g)。また, 全体にマグネサイトが発達している。

観察適地の峠から北方の大預り沢に向かって下る大預り沢林道(第 3.1 図)沿いでは層厚 70 cm で白色を呈するロジン岩が蛇紋岩中に挟在する(第 3.4 図 d)。ロジン岩は, 変質した単斜輝石と微細なチタン石, リューコキシ



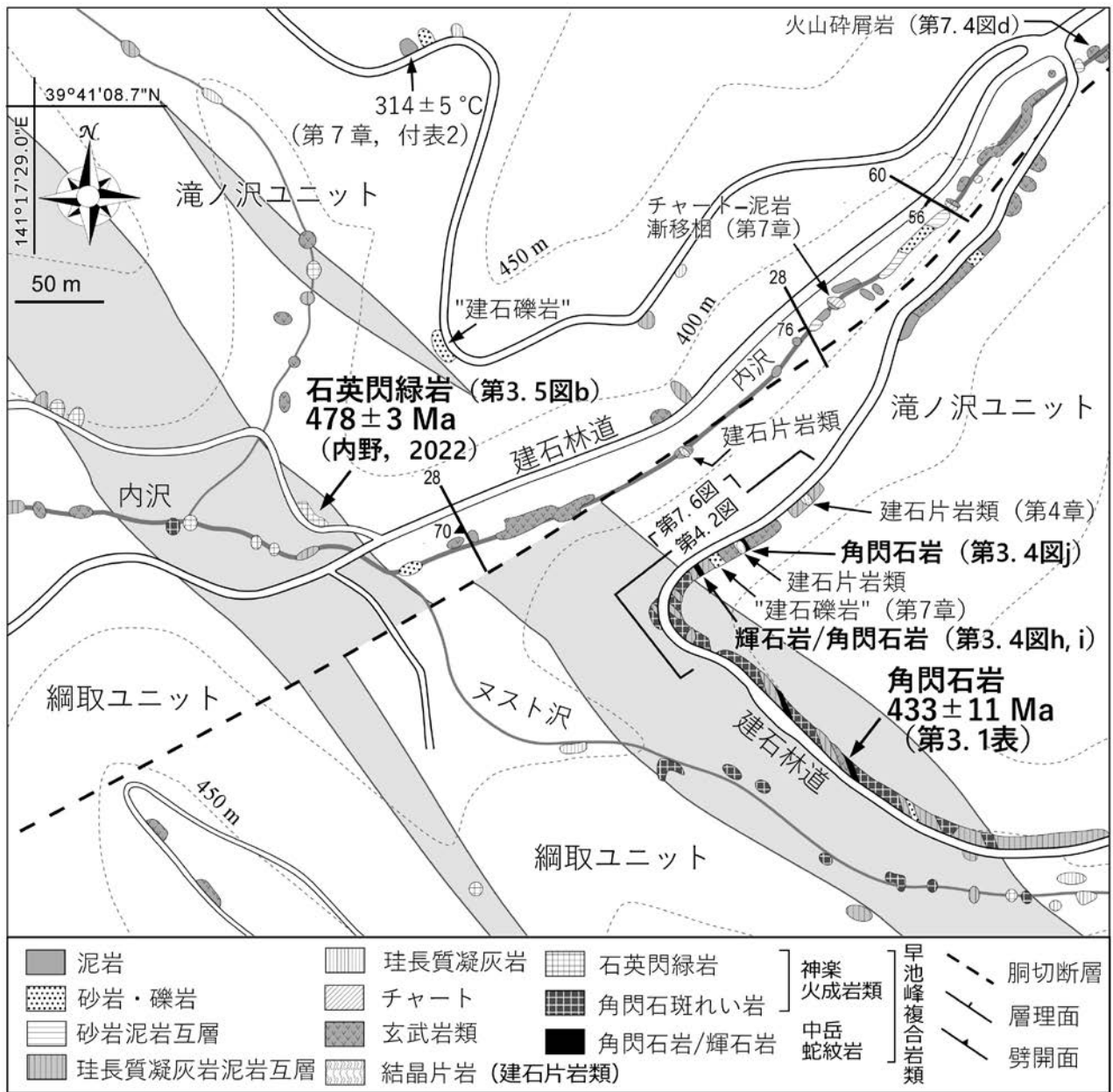
第3.2図 中岳蛇紋岩の観察適地及びルートマップ(その2)  
盛岡市小貝沢地区東方, 中津川沿いの平六沢林道。

ン、緑泥石、灰ばんざくろ石、ハイドログロシユラーからなり、本図幅地域で現状確認されているのはこの一露頭のみである。

**輝石岩** 輝石岩は鶯色ないし淡緑色を呈する。高森林道では蛇紋岩中に幅10mのレンズ状岩塊として産するが(第3.4図e)、建石林道では蛇紋岩を伴わず、前期三疊紀付加体(滝ノ沢ユニット)の堆積岩類あるいは早池峰複合岩類の深成岩と断層を介して産している(第3.3図)。輝石岩は、単斜輝石を主体とし、僅かに普通角閃石やチタン石を伴う(第3.4図h)。単斜輝石は、無色で最大径が5mmに達する。劈開が顕著に発達しており、それは変形によってしばしば褶曲している。普通角閃石は他形～半自形で淡褐色を呈し、単斜輝石同士の結晶間あるいは単斜輝石内に虫食い状に産する。チタン石は最大長径0.2mmの細粒結晶として散在する。その他、単斜輝石同士の結晶間に緑泥石やトレモラ閃石が二次的に発達

することもあり、また微細な褐鉄鉱も認められる。

**角閃石岩** 平六沢林道では蛇紋岩中に幅1mのレンズ状岩塊として産するが(第3.2図)、建石林道では蛇紋岩を伴わず、滝ノ沢ユニットの堆積岩類あるいは神楽火成岩類の深成岩と断層を介して産している(第3.3図)。長径1cm未満の粗粒な褐色普通角閃石を主体として、単斜輝石や斜長石を伴う。単斜輝石の量が比較的多い場合は輝石角閃石岩となる(第3.4図i)。斜長石は一般にソーシユライト化している。平六沢林道に産するものは、現在は緑泥石に置換されているが元はかんらん石と考えられる仮像を有する。どの試料にも径0.1~0.2mm程度の粒状の緑れん石が産するほか、少量ではあるが緑泥石も認められる。角閃石岩は全般に著しい変形を被っており、普通角閃石や単斜輝石中の劈開面が褶曲していたり(第3.4図i)、圧碎によってカタクラサイト化していることも多い。



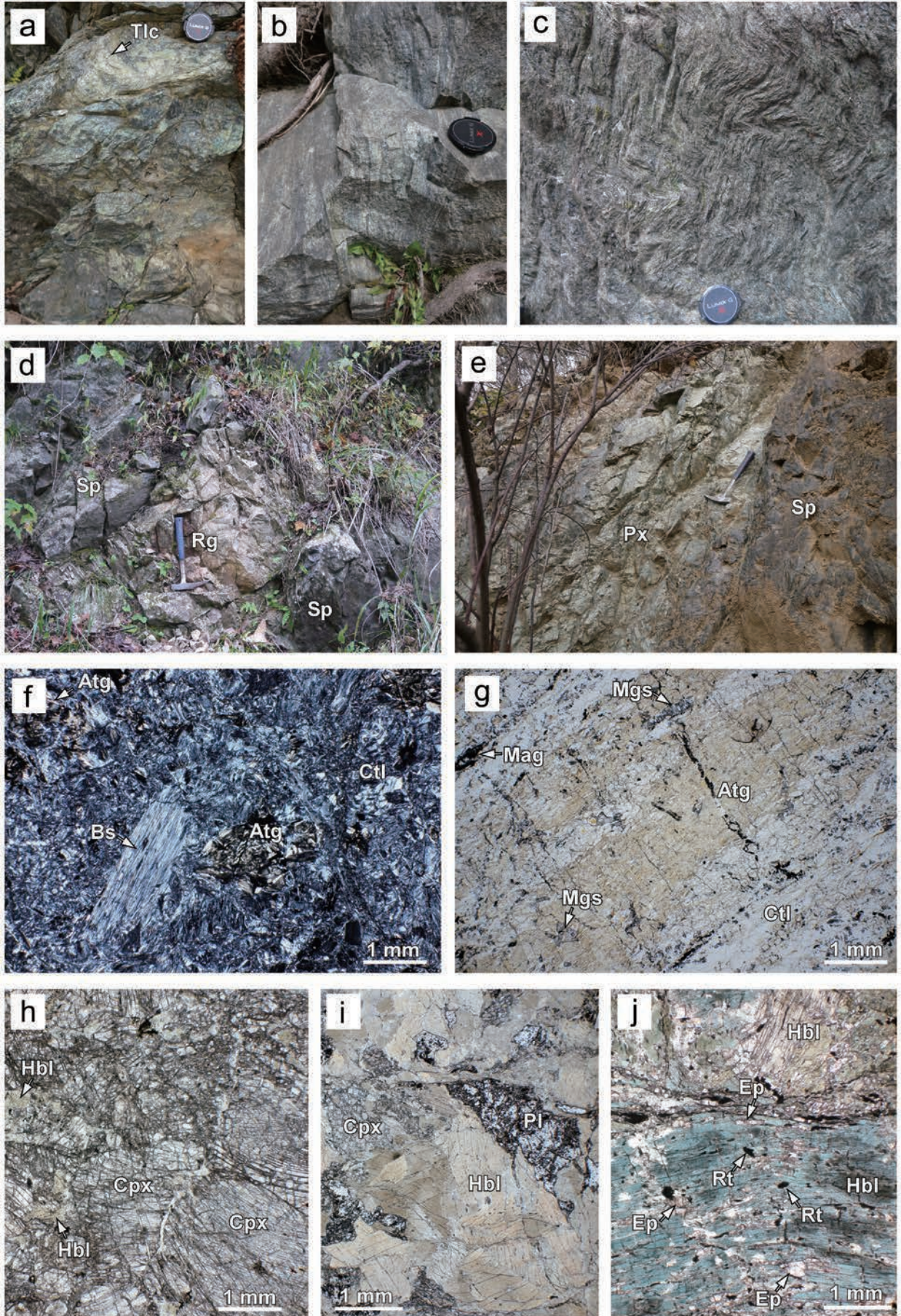
第 3.3 図 早池峰複合岩類の観察適地のルートマップ  
 灰色域は神楽火成岩類の岩体分布を示す。放射年代が得られた角閃石岩の露頭周辺は、現在はコンクリートで覆われている。内野 (2022) の Fig. 2 を一部修正。

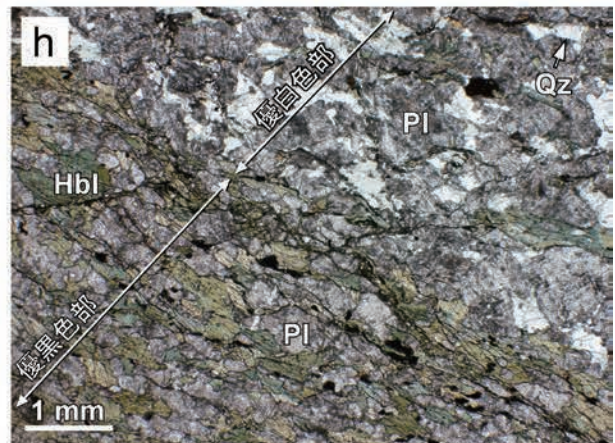
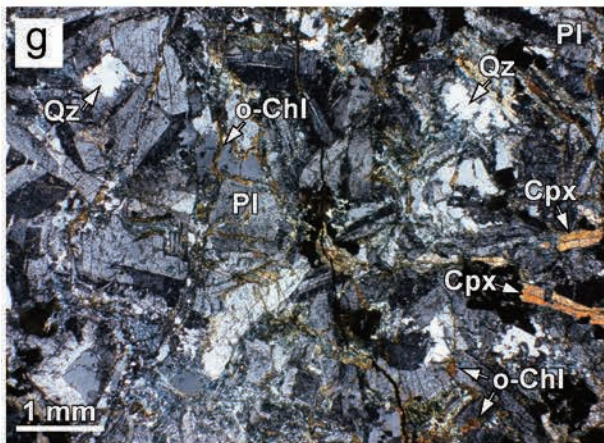
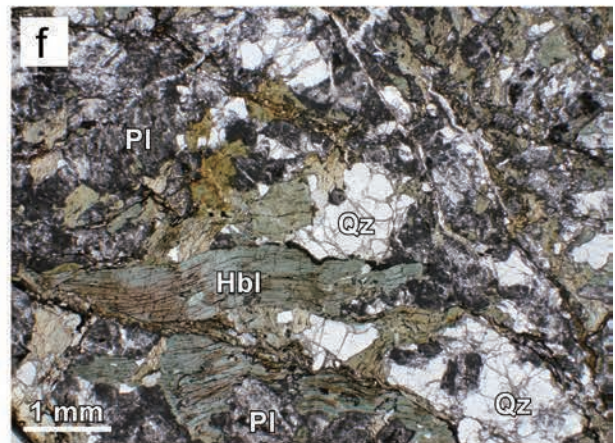
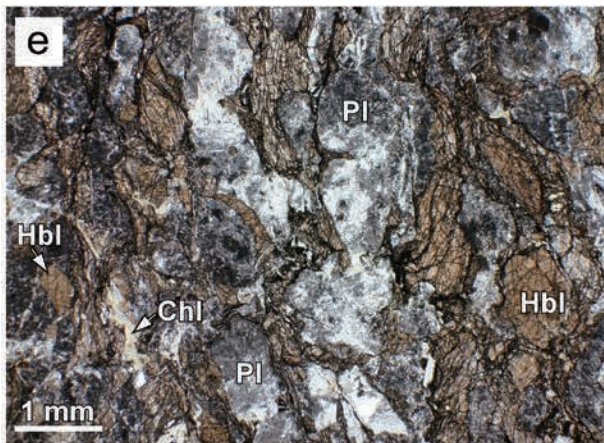
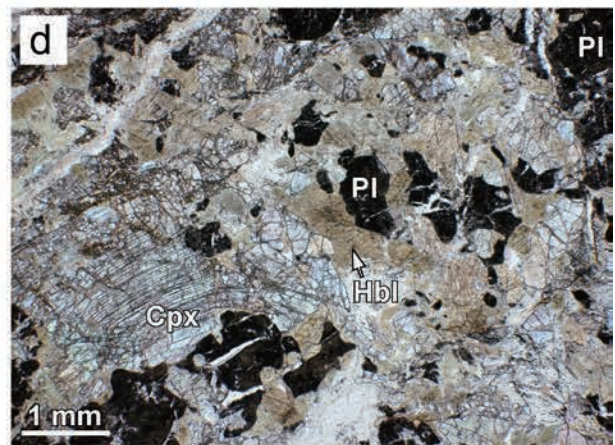
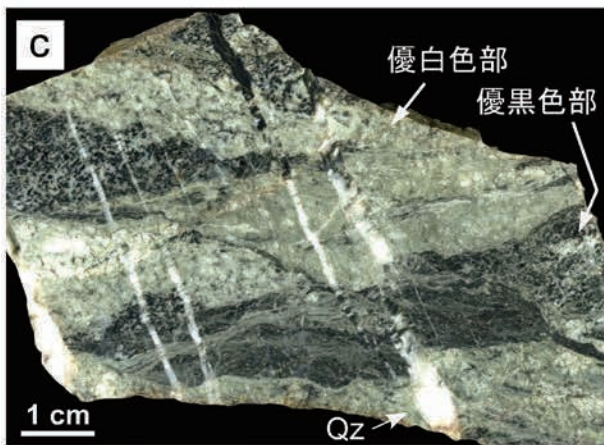
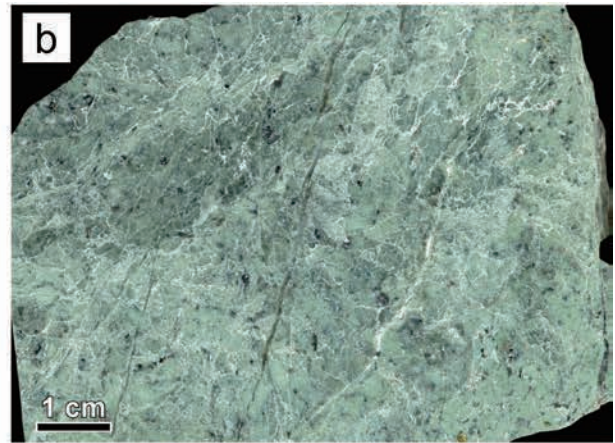
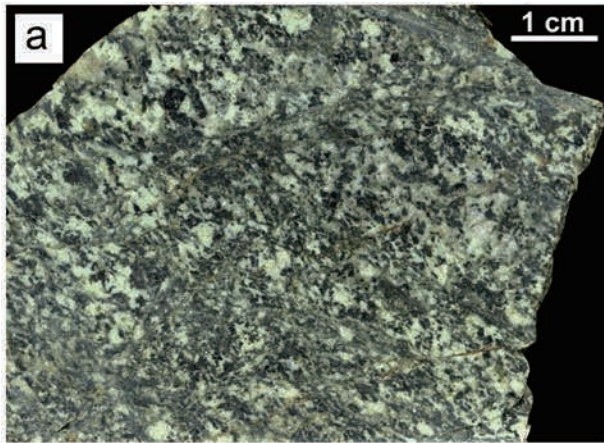
(p. 21 →)

第 3.4 図 中岳蛇紋岩の露頭及び薄片写真

(a) 暗緑色を呈する蛇紋岩。大預り沢林道。(b) 層状構造を示す蛇紋岩。建石林道。(c) ちりめんじわ褶曲が発達する蛇紋岩。滝ノ沢上流の枝沢。(d) 蛇紋岩中に挟在するロジン岩。大預り沢林道。(e) 蛇紋岩中に挟在する輝石岩。高森林道。(f) aの蛇紋岩の薄片。(g) bの蛇紋岩の薄片。(h) 建石林道沿いの輝石岩の薄片。(i) 建石林道沿いの輝石角閃石岩の薄片。(j) 建石林道沿いの角閃石岩の薄片。レンズキャップの直径は4 cm, ハンマーの長さは30 cm。薄片はfのみ直交ポーラー、他は単ポーラー。Atg: アンチゴライト, Bs: パスタイト, Cpx: 単斜輝石, Ctl: クリソタイル, Ep: 緑れん石, Hbl: 普通角閃石, Mag: 磁鉄鉱, Mgs: マグネサイト, Pl: 斜長石, Px: 輝石岩, Rg: ロジン岩, Rt: ルチル, Sp: 蛇紋岩, Tlc: 滑石。







第 3.1 表 建石林道に産する角閃石岩の普通角閃石 K-Ar 年代測定は Teledyne Isotope 社による。計算に用いた壊変定数は、 $\lambda_p = 4.962 \times 10^{-10}/\text{年}$ 、 $\lambda_c = 0.581 \times 10^{-10}/\text{年}$ 、 $^{40}\text{K}^{38}\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atm\%}$  (Steiger and Jäger, 1977) である。

| 岩石名  | 鉱物  | 放射性起源 <sup>40</sup> Ar<br>[sec/g × 10 <sup>-5</sup> ] | 大気 <sup>40</sup> Ar<br>混入率[%] | K[%] | K-Ar年代<br>[Ma] |
|------|-----|---|-------------------------------|------|----------------|
| 角閃石岩 | 普通  | 0.302   | 85.5                          | 0.16 | 430 ± 11       |
|      | 角閃石 | 0.307   | 85.3                          | 0.16 | 436 ± 11       |
| 平均:  |     |   |                               |      | 433 ± 11       |

建石林道では約 380 Ma のフェンジャイト <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年代を示す高圧型変成岩岩塊 (建石片岩類: 第 4 章参照) が産するが、それと密着接触するように近傍に角閃石岩が産する (第 3.3 図; 第 4.2 図)。この角閃石岩中の普通角閃石は、青色を呈する点 (第 3.4 図 j) で他の角閃石岩とは異なる。青色角閃石は最大長径 7 mm に達する。本角閃石岩には、長径 0.5 mm 以下の粒状の緑れん石や長径 0.2 mm 以下の長柱状のルチルを含むほか、細粒な褐鉄鉱やチタン石・リュウコキシムも認められる。緑れん石の周囲の普通角閃石は薄茶色に汚濁している。普通角閃石同士の結晶間は緑泥石で充填されていることがある。なお、輝石は含まれていない。

【年代】 遠野市宮守地域の宮守超苦鉄質岩体 (南部北上帯) のかんらん石角閃石岩からは 484 ± 15 Ma (小沢ほか, 1988)、普通角閃石単斜輝石岩からは 469 ± 17 Ma (Shibata and Ozawa, 1992) のともに普通角閃石 K-Ar 年代が報告されており、中岳蛇紋岩の形成年代はオルドビス紀とされている (川村ほか, 2013)。

本図幅地域では、建石林道沿いの角閃石岩から 433 ± 11 Ma の普通角閃石 K-Ar 年代が得られた (第 3.1 表; 第 3.3 図)。ただし、この年代は上記で報告された年代値に比べてかなり若く、また本試料地点の北西延長の角閃石岩は沈み込み変成を被った可能性のある青色普通角閃石を含むことから (第 3.4 図 j)、若返った値を示している可能性がある。

(← p. 22)

第 3.5 図 神楽火成岩類の研磨片及び薄片写真

(a) 角閃石斑れい岩。建石林道沿い (G19 地点)。 (b) 石英閃緑岩。内沢林道沿い (Q7 地点)。 (c) 優黒質部を層状に挟有する石英閃緑岩。築川沿い (Q4 地点)。 (d) 輝石角閃石斑れい岩の薄片。栃沢西隣の沢 (盛岡図幅範囲内: G1 地点の北西方)。 (e) 角閃石斑れい岩の薄片。鍋倉南方斜面 (G2 地点)。 (f) b の石英閃緑岩の薄片。内野 (2022) の Fig. 3b を引用。 (g) 石英閃緑岩の薄片。中津川沿い (Q1 地点)。 (h) c の石英閃緑岩の薄片。g のみ直交ポーラーで、その他は単ポーラー。Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, o-Chl: 酸化緑泥石, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

### 3.2.2 神楽火成岩類 (HK)

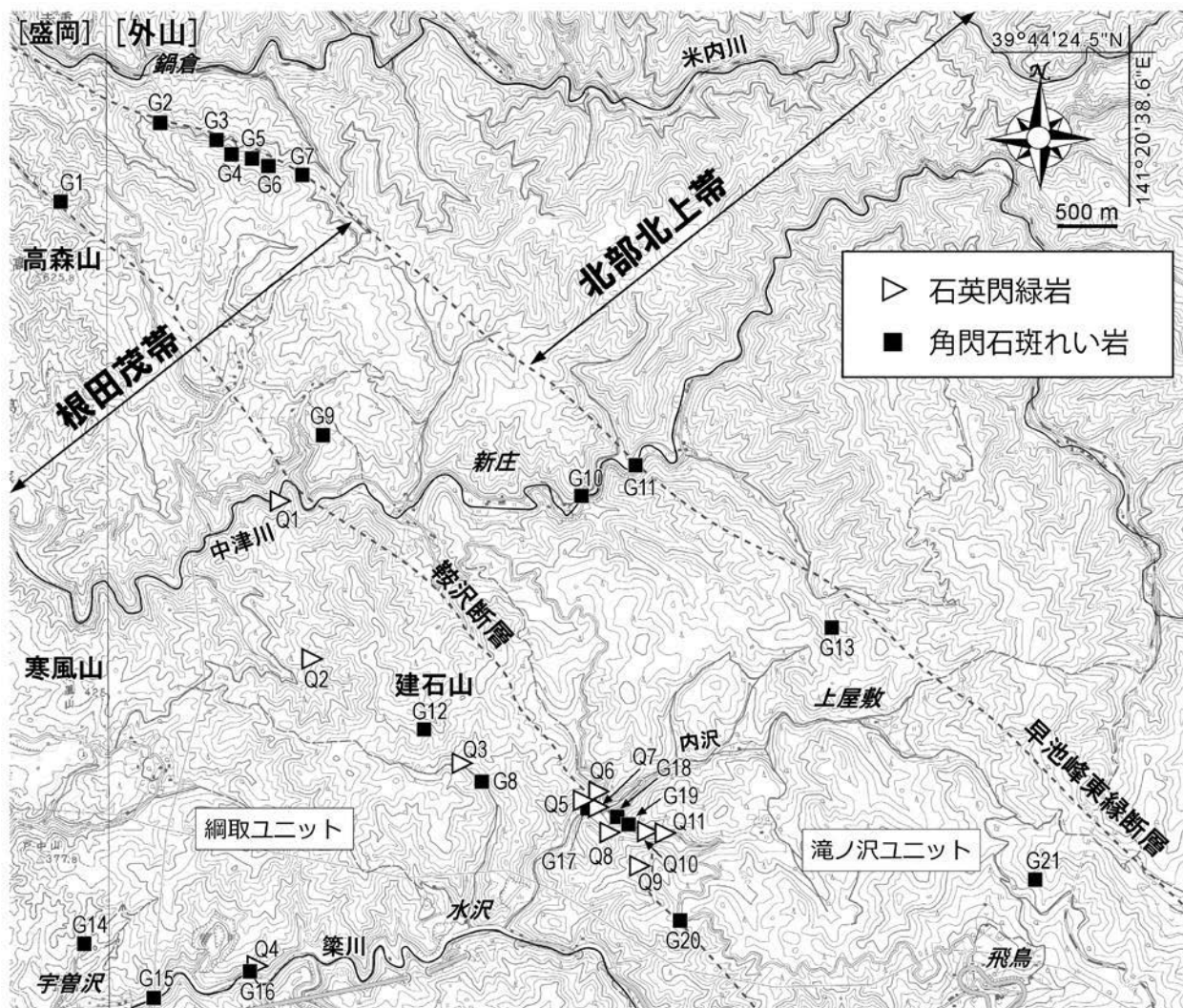
【命名・定義】 川村ほか (2013) によって、南部北上帯北東縁部の最下部をなす早池峰複合岩類のうち、超苦鉄質岩・片麻状角閃岩を除いた、苦鉄質火成岩とそれに付随する中間質～珪長質火成岩に対して命名された。本図幅地域では、角閃石斑れい岩と石英閃緑岩がその要素である。角閃石ドレライトに相当するやや細粒なものも一部に存在するが、全体的に量が少ないことや角閃石斑れい岩と粒度以外に差異はないので、ここでは角閃石斑れい岩に含めた。

【模式地・分布】 西隣の川井図幅地域を流れる薬師川に沿うタイマグラ林道を模式地とする。本図幅地域では内沢 (築川支流) に沿う建石林道が観察適地である (第 3.3 図)。外山図幅地域で確認された露頭地点を第 3.6 図及び付表 1 に示す。本図幅地域の角閃石斑れい岩と石英閃緑岩は、幅数 m ～ 数 10 m でレンズ状に散在し、両者はしばしば密接に伴って産する。根田茂帯と北部北上帯の境界部に当たる鍋倉地区南方の西北西-東南東根付付近では角閃石斑れい岩の分布幅が最大 300 m に達する。川村ほか (2013) では、これらの角閃石斑れい岩及び石英閃緑岩は、付加体中に発達する北西-南東系断層に沿って蛇紋岩に伴われながら産していると解釈されている。しかし、根田茂帯全体で実際に蛇紋岩を伴う露頭は多くなく、鍋倉地区南方の大規模岩体 (第 3.6 図の G2-G7) の一部や飛鳥地区北方の岩塊 (G21) に限られる。

【岩相】

角閃石斑れい岩 角閃石斑れい岩は、暗緑色～帯緑暗灰色を呈する (第 3.5 図 a)。主に斜長石、普通角閃石、単斜輝石及び不透明鉱物からなる (第 3.5 図 d)。単斜輝石を欠く場合 (第 3.5 図 e) やまれであるが逆に普通角閃石をほとんど含まない場合もある。角閃石斑れい岩はどれも圧碎変形を受けているが、変形の弱い部分では等粒状組織が確認できる。その他、変成・変質鉱物として、緑泥石、チタン石、セリサイト、緑れん石、ぶどう石、トレモラ閃石、方解石などが認められる。斜長石は、自形で長柱状～短柱状を示し、最大長径は 7 mm に達する。また斜長石は、ソーシュライト化によって微細な緑泥石、緑れん石 (一部はクリノゾイサイト) やセリサイトなどによって置換され、ときに著しく汚濁している。普通角閃石は、褐色～淡褐色で斜長石や単斜輝石の間に他形～半自形で産し、最大長径は 5 mm に達する。まれにそのほとんどが緑泥石に置換されていることもある。単斜輝石は、斜長石や普通角閃石の間に短柱状に産し、最大長径は 4 mm に達する。しばしば劈開に沿って緑泥石やセリサイトなどが虫食い状に産する。不透明鉱物の一部はチタン鉄鉱であり、周囲はしばしばチタン石に置換されている。変形が著しい試料では、残存している単斜輝石や普通角閃石の劈開は褶曲している。

なお、早池峰山図幅 (川村ほか, 2013) でも指摘されて

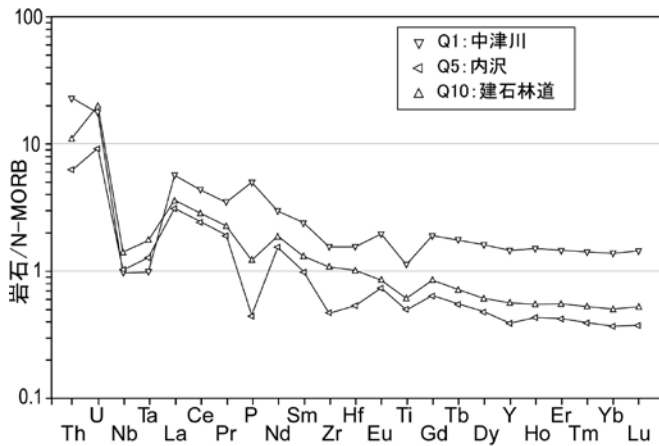


第 3.6 図 神楽火成岩類の産出地点  
 左上の括弧内は図幅区画名、露頭の緯度経度情報は付表 1 を参照のこと、基図は地理院地図を引用。

いるが、根田茂帯中の斑れい岩は、単斜輝石を多く含むことや普通角閃石が褐色を呈する点で、南部北上帯の早池峰複合岩類のプロパーとはやや異なる特徴を示す。

**石英閃緑岩** 石英閃緑岩は、淡緑灰色～灰緑色を呈する(第 3.5 図 b)。全体として圧碎変形を被っているが、変形の弱い部分では等粒状組織が認められる。主に斜長石、石英、普通角閃石、不透明鉱物からなるが(第 3.5 図 f)、単斜輝石を含むこともある(第 3.5 図 g)。斜長石は、長柱状～短柱状の自形を示し、最大長径は 3 mm に達する。ソーシユライト化が著しく、微細なセリサイト、緑泥石、緑れん石などによって置換されている。斜長石には微文像組織が認められることがある。石英は他形～半自形で最大径は 3 mm に及び、すべて波動消光を示す。石英の全体の産出割合は低いが、築川沿い(第 3.6 図の Q4)の

ものはやや多めである。普通角閃石は長柱状～短柱状の自形～半自形で、長径最大が 4 mm に達する。ほとんどが淡緑色を呈するが、まれに中心部で淡褐色の部分が残存する。変質が著しい場合はすべて緑泥石に置換されていることもある。普通角閃石はときに定向配列しながら濃集することがあり、その場合、普通角閃石に富む優黒色部と斜長石に富む優白色部とが標本規模で互層する(第 3.5 図 c, h)。単斜輝石は長柱状～短柱状で半自形～他形を示し、最大長径は 2 mm に達する。不透明鉱物の一部はチタン鉄鉱(最大径 1 mm)であり、その場合、周囲はしばしばチタン石に置換されている。副成分鉱物としてまれにジルコンを含み、普通角閃石中に産する場合は多色性ハローを示す。石英閃緑岩はどれも二次的な変質・変成を被っているため、全般に緑れん石や緑泥石が生じており、試料によってはそれに加えてパンペリー



第 3.7 図 N-MORB で規格化された石英閃緑岩の微量元素のスパイダー図  
N-MORB のデータは Sun and McDonough (1989) の値を使用。

石・ぶどう石が産する場合やアクチノ閃石が産する場合もある。その他、褐色～緑褐色を呈する細粒で針状の酸化緑泥石が全体に発達することもあり、特に中津川 (Q1) の試料ではそれが顕著である (第 3.5 図 g)。

中津川 (Q1)、内沢 (Q5)、建石林道 (Q10) の石英閃緑岩について全岩化学分析を予察的に行った結果、組成的には  $P_2O_5$  を除いてどれも概ね類似しており、 $SiO_2$  量は 55～57 wt.%,  $K_2O$  は 0.5～0.9 wt.% の範囲に収まる (第 3.2 表)。N-MORB で規格化された微量元素のスパイダー図を見ると、Lu から Th にかけて緩やかに左上がりを示しつつも Ti・Ta・Nb で明瞭な負の異常を示すという沈み込み帯起源特有の組成パターンを呈する (第 3.7 図)。

[年代] 内沢沿いに産する石英閃緑岩 (第 3.3 図; 第 3.5 図 b; 第 3.6 図の Q5) のジルコンから  $478.3 \pm 2.8$  Ma の U-Pb 年代 (加重平均年代) が得られた (内野, 2022)。早池峰山図幅地域の神楽火成岩類に関しては、長野峠北西方の角閃石斑れい岩から  $453 \pm 18$  Ma (小沢ほか, 1988)、同峠西方の角閃石斑れい岩から  $437 \pm 17$  Ma (Shibata and Ozawa, 1992) のともに普通角閃石 K-Ar 年代が報告されている。また、薬師川沿いタイマグラ林道の斑れい岩に伴う“トロニエム岩”からは  $466 \pm 6$  Ma のジルコン U-Pb 年代が得られている (下條ほか, 2010)。近年、土谷・佐々木 (2017) は神楽火成岩類のトータル岩から  $494 \pm 4$  Ma 及び  $487 \pm 4$  Ma の、石英閃緑岩から  $500 \pm 4$  Ma のジルコン U-Pb 年代を報告している。遠野市宮守地域の宮守超苦鉄質岩体の角閃石斑れい岩からは  $477 \pm 15$  Ma と  $445 \pm 14$  Ma の K-Ar 年代が報告されている (小沢ほか, 1988)。以上より、神楽火成岩類プロパーはカンブリア紀後期～オルドビス紀に形成されたといえる。ちなみに、奥州市の母体層群 (母体-松ヶ平帯) に伴う正法寺閃緑岩からは約 490 Ma のジルコン年代が報告されている (Isozaki *et al.*, 2015)。

第 3.2 表 石英閃緑岩の全岩化学組成

分析はカナダの Activation Laboratories 社による。主要元素及び微量元素はそれぞれ ICP-OES, ICP-MS で測定。FeO\*: 全鉄を 2 価として計算。L. O. I.: 灼熱減量。試料採取地点は第 3.6 図を参照。

| 地点番号                           | Q1    | Q5    | Q10   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|
| 場所                             | 中津川   | 内沢    | 建石林道  |
| (wt.%)                         |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 54.91 | 56.98 | 56.61 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.36  | 0.61  | 0.75  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.42 | 13.35 | 15.71 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.04 | 8.30  | 7.44  |
| MnO                            | 0.20  | 0.14  | 0.13  |
| MgO                            | 2.45  | 5.80  | 4.92  |
| CaO                            | 5.81  | 8.01  | 7.43  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.16  | 2.84  | 4.01  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.47  | 0.87  | 0.78  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.56  | 0.05  | 0.14  |
| Total                          | 96.39 | 96.95 | 97.92 |
| L.O.I                          | 2.98  | 2.35  | 2.41  |
| FeO*                           | 10.83 | 7.47  | 6.69  |
| (ppm)                          |       |       |       |
| Sc                             | 28    | 26    | 27    |
| V                              | 95    | 223   | 226   |
| Cr                             | <20   | 120   | 100   |
| Co                             | 19    | 24    | 20    |
| Ni                             | <20   | 20    | 30    |
| Cu                             | 90    | 30    | 90    |
| Rb                             | 8     | 13    | 14    |
| Zn                             | 100   | 180   | 50    |
| Sr                             | 207   | 170   | 217   |
| Y                              | 41    | 11    | 16    |
| Zr                             | 115   | 35    | 80    |
| Nb                             | 2.3   | 2.4   | 3.3   |
| Ba                             | 238   | 149   | 119   |
| Pb                             | <5    | <5    | <5    |
| Th                             | 2.8   | 0.8   | 1.3   |
| Ga                             | 18    | 15    | 16    |
| Hf                             | 3.2   | 1.1   | 2.1   |
| Ta                             | 0.1   | 0.2   | 0.2   |
| U                              | 0.8   | 0.4   | 0.9   |
| La                             | 14.3  | 7.9   | 9.1   |
| Ce                             | 32.9  | 18.4  | 21.5  |
| Pr                             | 4.6   | 2.5   | 3.0   |
| Nd                             | 21.8  | 11.4  | 13.7  |
| Sm                             | 6.3   | 2.6   | 3.5   |
| Eu                             | 2.0   | 0.8   | 0.9   |
| Gd                             | 7.1   | 2.4   | 3.2   |
| Tb                             | 1.2   | 0.4   | 0.5   |
| Dy                             | 7.3   | 2.2   | 2.8   |
| Ho                             | 1.5   | 0.4   | 0.6   |
| Er                             | 4.3   | 1.3   | 1.7   |
| Tm                             | 0.6   | 0.2   | 0.2   |
| Yb                             | 4.2   | 1.1   | 1.5   |
| Lu                             | 0.7   | 0.2   | 0.2   |

## 第4章 デボン紀及びペルム紀結晶片岩

(内野隆之)

### 4.1 研究史及び概要

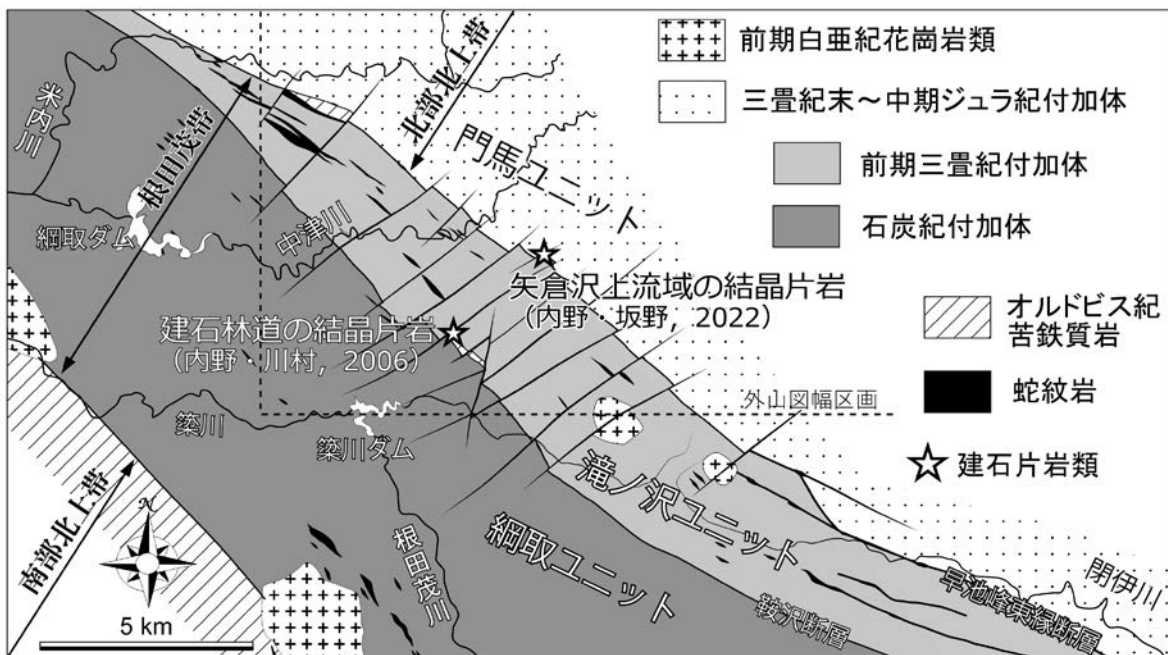
#### 4.1.1 研究史

北上山地では、西縁部(岩手県奥州市)に分布する母体層群で低温高压型の変成岩が認められる(前川, 1981). この変成岩は、阿武隈山地東縁に散在する結晶片岩類(松ヶ平変成岩, 山上変成岩, 割山変成岩など)とともに低温高压型変成帯, すなわち母体-松ヶ平帯として一括されてきた(例えば, 原・梅村, 1979; 前川, 1988). それら以外には結晶片岩は知られていなかったが, 内野・川村(2006)によって根田茂帯中から含ざくろ石泥質片岩と含藍閃石苦鉄質片岩が報告され, その変成度は青色片岩相(緑れん石-青色片岩亜相)に及んでいることが示された. Kawamura *et al.* (2007) はこれらの結晶片岩を建石片岩類(Tateishi Schists)と命名し, 更に泥質片岩と苦鉄質片岩中のフェンジャイトからともに約380 Maの<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Arプラトー年代を得て, 建石片岩類が根田茂帯の石炭紀付加体よりも一世代古い付加体を原岩とする高压型変成岩であると推定した. 彼らはまた, 建石片岩類を母体-松ヶ平帯の後期デボン紀以前に形成されたとされ

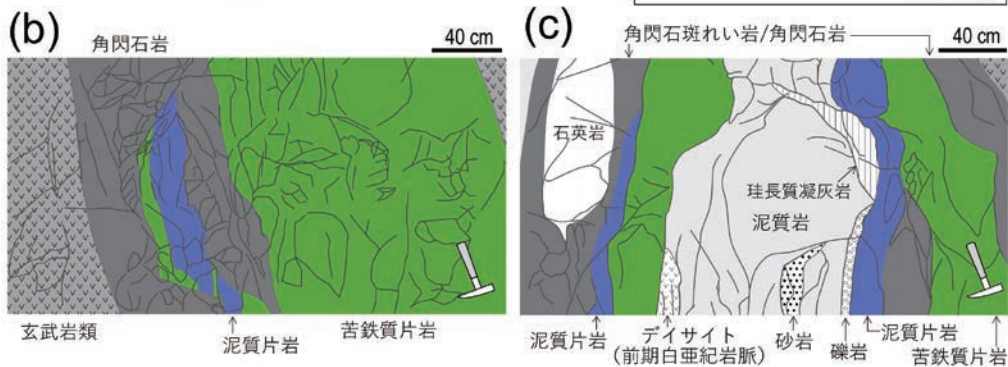
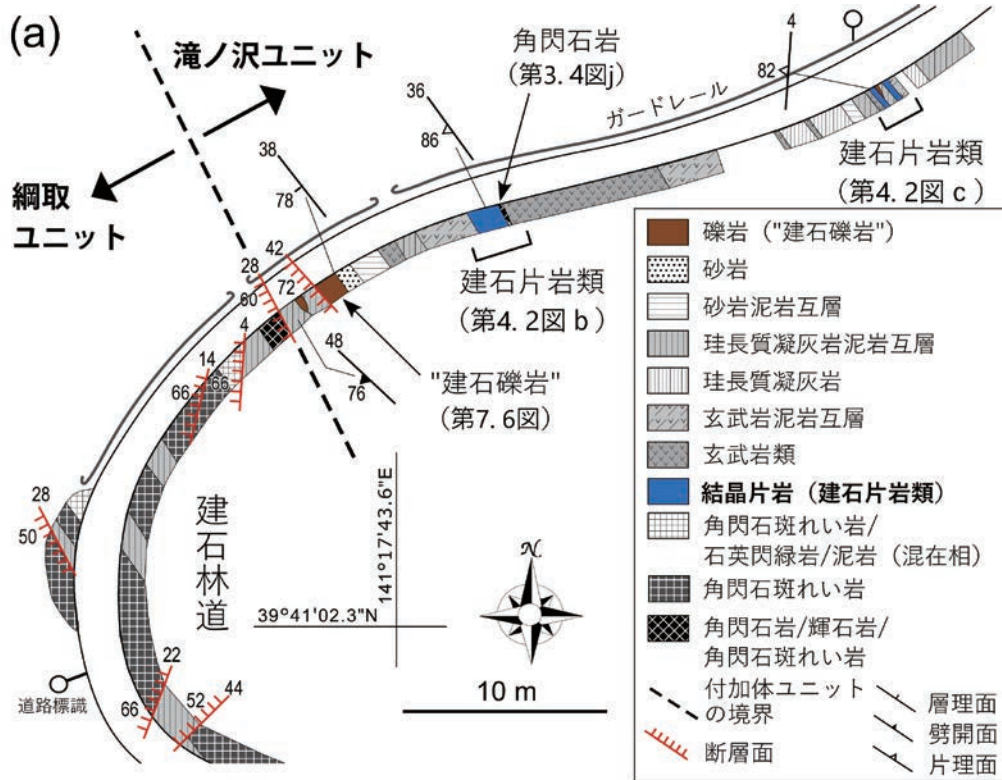
る松ヶ平変成岩(永広・大上, 1990)に対比できると考えた. 更に内野・坂野(2022)は, 根田茂帯と北部北上帯の境界部において, 高压型変成作用を被った結晶片岩を認め, またフェンジャイトから約290 MaのK-Ar年代を報告した. 内野ほか(2008b)や内野・坂野(2022)は, これらの建石片岩類について, 初生的には根田茂帯石炭紀付加体の構造的上位に位置していた380-290 Maの変成年代をもつ高压型変成岩(母体-松ヶ平帯の変成岩に相当)が, 白亜紀以降の構造運動によって各付加体層序単元の境界部へ定置させられた構造岩塊と考えている.

#### 4.1.2 概要

根田茂帯には石炭紀及び前期三畳紀の付加体が分布するが, それら付加体よりも古い年代の結晶片岩(建石片岩類)が幅数mのレンズ状の構造岩塊として産する. 建石片岩類は盛岡市の建石林道と矢倉沢上流域の2箇所で認められ, 前者の結晶片岩は根田茂帯の石炭紀付加体(綱取ユニット)と前期三畳紀付加体(滝ノ沢ユニット)との境界付近に, 後者のものは滝ノ沢ユニットと北部北上帯ジュラ紀付加体(門馬ユニット)の境界付近に産する.

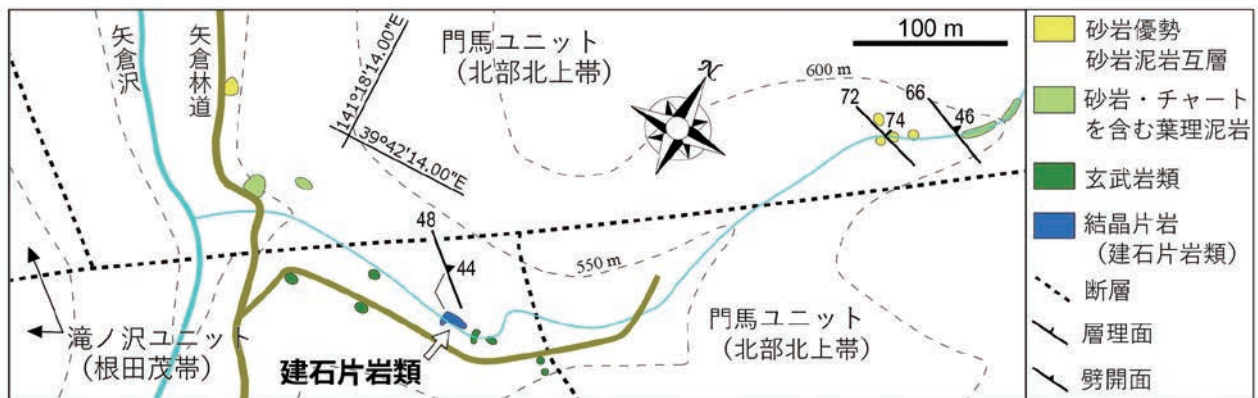


第4.1図 建石片岩類の産出地点と地質概略図  
内野ほか(2008b)の第3図を一部改変.

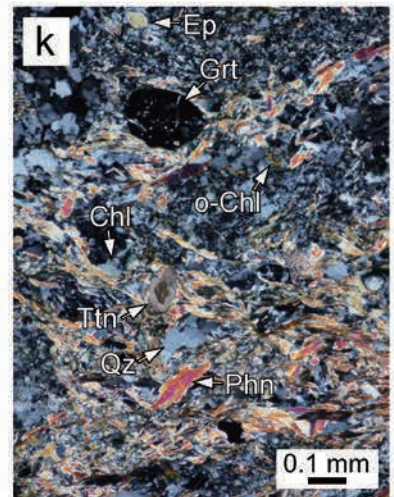
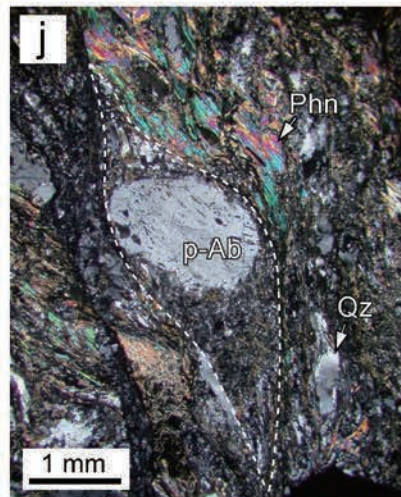
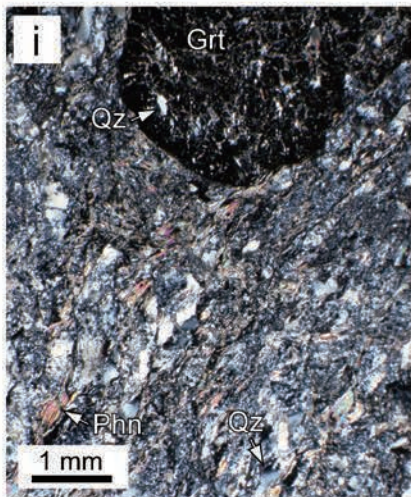
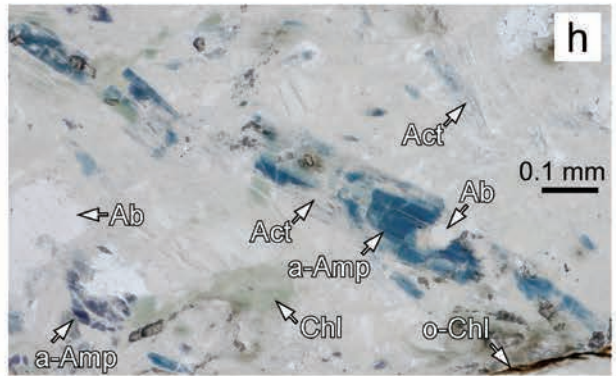
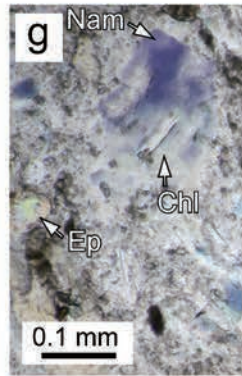
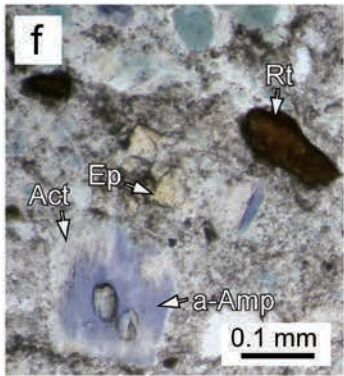
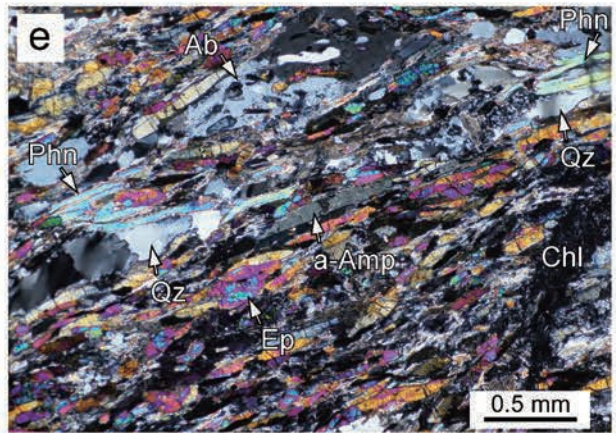
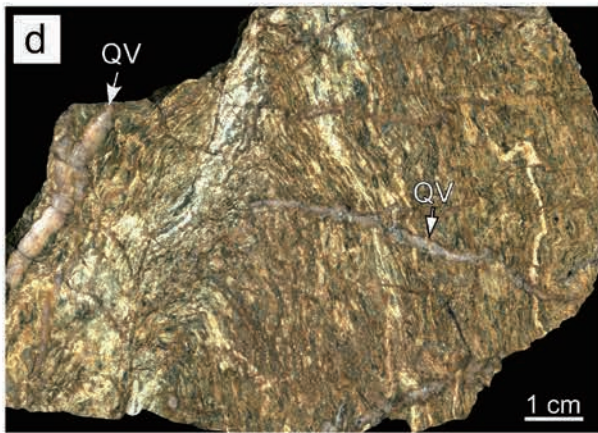
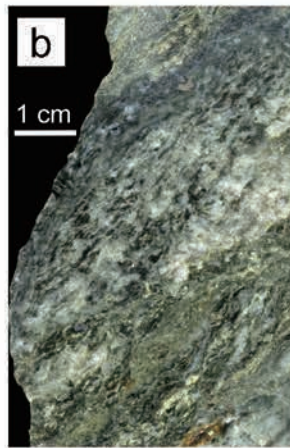


第 4.2 図 建石片岩類周辺のルートマップと露頭スケッチ

(a) 建石林道沿いのルートマップ. (b) 建石片岩類が産する西側露頭. (c) 建石片岩類が産する東側露頭. 内野・川村 (2006) の第 16 図, 第 17 図を一部修正. 建石片岩類と周囲の岩石はすべり面 (断層) を介して密着接触している.



第 4.3 図 矢倉沢上流域に産する建石片岩類周辺のルートマップ





建石片岩類はざくろ石を含む泥質片岩と藍閃石を含む苦鉄質片岩からなり、マイロニティック～カタクラスティックな変形を被っている。フェンジャイト(白雲母)の放射年代は、建石林道のものが約 380 Ma, 矢倉沢のものが約 290 Maである。岩相・鉱物組み合わせ・変成度・年代から、母体-松ヶ平帯の高压型変成岩に対比でき、西南日本内帯では蓮華変成岩に相当する。

## 4.2 建石片岩類 (Tt)

**[命名・定義]** Kawamura *et al.* (2007)により命名。根田茂帯に産する古生代の変成年代をもつ結晶片岩と定義される。内野・川村(2006)では後期デボン紀(380 Ma前後)の変成年代をもつものを指していたが、内野・坂野(2022)による約 290 Maを示す結晶片岩の発見によって、今回定義内容(変成年代幅)を一部変更した。

**[模式地]** 内沢(築川支流)に沿った建石林道脇。

**[分布・産状]** 結晶片岩は模式地の建石林道と矢倉沢(中津川支流)上流域の枝沢に産する。前者は根田茂帯の石炭紀付加体(綱取ユニット)と前期三畳紀付加体(滝ノ沢ユニット)との境界部に、後者は前期三畳紀付加体と北部北上帯ジュラ紀付加体(門馬ユニット)の境界部に相当する(第 4.1 図)。それぞれのルートマップを第 4.2 図 a, 第 4.3 図に示す。建石林道では互いに 20 m 程度離れた 2 箇所に産し、いずれの露頭も苦鉄質片岩と泥質片岩が密接に伴って産し(第 4.2 図 a), 角閃石岩や角閃石斑れい岩(第 3 章参照)を随伴している(第 4.2 図 b, c)。周囲には前期三畳紀付加体の玄武岩類や堆積岩類が産しており、それらと結晶片岩とは高角なすべり面を介して密着接触する(第 4.2 図 a)。矢倉沢上流域の泥質片岩は玄武岩類に挟まれて産するが、境界部の露頭は欠如している(第 4.3 図)。建石林道の結晶片岩に比べ、変質が進んでいる。なお、ともに露頭の規模が小さいため、地質図では誇張して表現してある。

**[層厚]** 建石林道では 1.5 m 以下、矢倉沢上流域では約 7 m である。

(← p. 28)

第 4.4 図 建石片岩類の標本・薄片写真

(a) 建石林道に産する密着接触する苦鉄質片岩と泥質片岩。(b) aの苦鉄質片岩部の研磨片。(c) aの泥質片岩部の研磨片。(d) 矢倉沢上流域に産する変質した泥質片岩。(e) bの苦鉄質片岩の薄片写真。(f-h) 苦鉄質片岩中のアルカリ角閃石。(i) cの泥質片岩の薄片写真。(j) 泥質片岩中の非対称変形。(k) dの泥質片岩の薄片写真。a-Amp: アルカリ角閃石, Ab: アルバイト, Act: アクチノ閃石, Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Grt: ざくろ石, o-Chl: 酸化緑泥石, p-Ab: アルバイト斑状変晶, Phn: フェンジャイト, Qv: 石英脈, Qz: 石英, Rt: ルチル, Ttn: チタン石。

## [岩相]

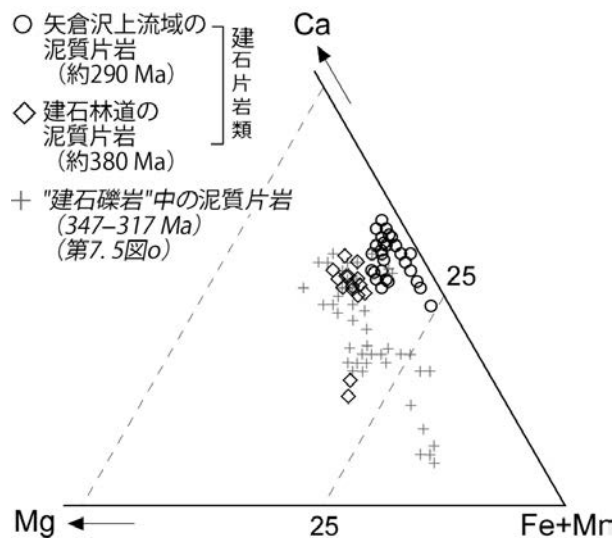
**苦鉄質片岩** 苦鉄質片岩(第 4.4 図 a)は淡緑色を呈し、全体に片理が顕著に発達する(第 4.4 図 b)。また、変形により多くの部分でマイロナイト～カタクラサイト化している。同岩は緑れん石、緑泥石、アルバイト、フェンジャイト、石英、アルカリ角閃石、トレモラ閃石～アクチノ閃石、不透明鉱物(一部は硫化鉱物)からなり、ルチル、電気石、アパタイト、方解石を伴う。完全に再結晶しているため、原岩組織は全く残っておらず、緑れん石、アルバイト、フェンジャイト、角閃石の変成鉱物が定向配列する(第 4.4 図 c)。アルバイトは最大径 5 mm の斑状変晶として産することがあり、その内部により細粒の緑れん石、フェンジャイト、石英、ルチル、トレモラ閃石～アクチノ閃石、アルカリ角閃石、アパタイトなどを包有する。緑れん石は長柱状～短柱状を呈する粗粒なものから、粒状を呈する細粒なものまでである。特に長柱状のものは最大長径が 1.2 mm に達し、伸張変形によりその多くがマイクロブーディング化している。フェンジャイトは最大長径が 1 mm に達し、露頭でもその存在がよく目立つ。フェンジャイトの Si 値(O=22, 全鉄を 2 価として計算)は 6.6～6.8 である。アルカリ角閃石は長柱状～短柱状の主に半自形結晶として 0.1 mm 程度の細粒結晶として産するが、極まれに最大長径 1 mm に達する粗粒なものも見られる(第 4.4 図 e, h)。その産出割合はモード比で 4% 程度である。アルカリ角閃石の軸色は Z' = 淡紫色～紫色, X' = 淡青色～青緑色であり(第 4.4 図 f-h)、鉱物組成からマグネシオリーベック閃石～(フェロ)藍閃石ないし(フェロ)ウインチ閃石である(内野・川村, 2006)。トレモラ閃石～アクチノ閃石は長径 0.3 mm 以下の針状結晶として産し、またしばしばアルカリ角閃石のリムやクラック中に発達することもある(第 4.4 図 f-h)。電気石は褐緑色～淡褐色を呈し、粒状で径 0.1～0.2 mm のものが多いが、まれに 0.6 mm に達する粗粒なものもある。ルチルは濃褐色を呈し、主に粒状で長径は 0.1～0.2 mm である(第 4.4 図 f)。酸化緑泥石は褐色を呈し、細粒の針状結晶としてシーム状や放射状に産したりするほか(第 4.4 図 h)、フェンジャイトとラメラ状に互層することがある。苦鉄質片岩中には、斜長石や炭酸塩鉱物を伴う石英の細脈が頻出する。

**泥質片岩** 建石林道の泥質片岩(第 4.4 図 a)は灰色を呈する。苦鉄質片岩同様、片理が顕著に発達し(第 4.4 図 c)、全体的にマイロナイト化ないしカタクラサイト化している。主に石英、アルバイト、フェンジャイト、緑泥石からなり、少量のざくろ石、ルチル、電気石、トレモラ閃石、ジルコン、不透明鉱物、酸化緑泥石、方解石を伴う(第 4.4 図 i)。Kawamura *et al.* (2007)では黒雲母が産するとしているが、これは酸化緑泥石の可能性が高い。石英は脈状・レンズ状に頻出し、しばしば方解石を

伴う。サブグレイン化によるモザイク状構造が顕著であり、波動消光する。アルバイトはしばしば最大長径5 mmに達する斑状変晶として産し、後のマイクロニチックな変形によってその両側にプレッシャーシャドーが発達することがある(第4.4図j)。斑状変晶の内部には細粒の石英、フェンジャイト、ルチル、トレモラ閃石、アパタイト、ジルコン、方解石が包有される。特に石英が多く包有される場合は、全体的にモザイク状を呈する。フェンジャイトは長径1 mm程度のもが多いが、なかには5 mmに達するものもある。その産出割合はモード比で40%に及び、露頭でもその存在がよく目立つ。ざくろ石はCaに富むアルマンディンで(第4.5図)、最大長径5 mmに達する。そのほとんどが後の変質によって分解し、周縁部及び内部に細粒の緑泥石、石英、白雲母、クリノゾイサイトなどが産している(第4.4図i)。トレモラ閃石は長径0.5 mm以下の針状結晶として産し、アルバイト中に産する場合が多い。ルチルや電気石は、どれも概ね長径0.1~0.2 mmで、ときに0.4 mmに達するものもある。泥質片岩中には、石英が、斜長石、フェンジャイト、方解石を伴いながら、細脈として産している(第4.4図c)。

矢倉沢の泥質片岩は緑色掛かった灰色を呈するが、風化変質が進んだ部分では黄味掛かる(第4.4図d)。露頭では、片理に沿ってフェンジャイトの産出が良く目立つほか、岩石中に幅数mm以下の石英細脈の発達認められる(第4.4図d)。泥質片岩は、全体的に弱いマイロナイト化~カタクラサイト化を被っている。鏡下ではアルバイト、フェンジャイト、緑れん石、ざくろ石、石英、緑泥石、チタン石、不透明鉱物、電気石、アパタイト、酸化緑泥石が観察される(第4.4図k)。フェンジャイトは、長径が最大1 mm、短径が最大0.3 mmに達する粗粒なものが多い。Si値は6.5~6.7である(O=22, 全鉄を2価として計算)。石英は波動消光を示し、粗粒なものについてはしばしば部分的にサブグレイン化している。ざくろ石は径0.5 mm以下で、しばしばクラックが発達し細粒化している。また、内部に微細な鉱物を包有している。組成的にはCaに富むアルマンディンで(第4.5図)、正の累帯構造を示す(内野・坂野, 2022)。緑れん石は径0.1~0.3 mmの細粒なものが多いが、まれに長径0.5 mm程度の粗粒な長柱状結晶が産し、それらはマイクロブーデン化している。チタン石の長径は0.1~0.3 mmである。緑泥石は、片理に沿って頻繁に産するほか、フェンジャイトの粒間に狭長に産する。酸化緑泥石は褐色を呈し、通常の緑泥石の縁辺部に産したり、長径0.1~0.2 mmの細粒な針状結晶として全体に散在する。電気石は褐色を呈し、径0.4 mm以下で粒状に産する。

[変成度] 建石林道の苦鉄質片岩の変成度は、藍閃石+緑れん石+石英の共存から、青色片岩相の緑れん石-青色片岩亜相に達していたとされている(内野・川村,



第4.5図 EPMAにより測定された建石片岩類中のざくろ石の組成  
前期三疊紀付加体の建石礫岩に含まれる泥質片岩礫中のざくろ石組成も併せて示した。

2006)。フェンジャイトの6.6~6.8という比較的高いSi値もこの変成度と調和的である。矢倉沢上流域の泥質片岩は、内野・坂野(2022)によると、Si値6.5~6.7のフェンジャイト、Caに富むアルマンディン、アルバイト、石英の共存と、黒雲母の不在という鉱物組み合わせから、三波川帯のざくろ石帯に相当するとされる。建石林道の泥質片岩もほぼ同様の変成度であると考えられ、つまり、建石片岩類は低温高压型の変成作用を被っていると判断される。

### 4.3 変成年代

建石林道の泥質片岩のフェンジャイト3粒子から $386.2 \pm 1.4$  Ma,  $379.4 \pm 1.8$  Ma,  $383.3 \pm 1.6$  Maの $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ プラト一年代が、苦鉄質片岩のフェンジャイト2粒子からは $366.8 \pm 1.7$  Ma及び $379.9 \pm 1.9$  Maの $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ プラト一年代が得られている(Kawamura *et al.*, 2007)。なお、これら5粒子の加重平均値は $379.8 \pm 0.7$  Maであり、過剰Arによる年代の老化はないと評価されている。一方、矢倉沢上流域の泥質片岩のフェンジャイトからは $292.9 \pm 6.0$  MaのK-Ar年代が報告されている(内野・坂野, 2022)。

### 4.4 対比

建石林道の泥質片岩及び苦鉄質片岩は約380 Maを示し、これは後期デボン紀に相当する。南西側に隣接する根田茂帯の綱取ユニットの付加年代は石炭紀前期のた

め、本結晶片岩は年代的に綱取ユニットの変成相ではない。ところで、阿武隈山地東縁に分布する母体-松ヶ平帯の松ヶ平変成岩は、南部北上帯の上部デボン系に不整合に覆われることが知られており(永広・大上, 1990), その変成年代は後期デボン紀以前である。したがって、建石林道の結晶片岩類は母体-松ヶ平帯の松ヶ平変成岩に対比できるとされている(Kawamura *et al.*, 2007)。一方、矢倉沢上流域の泥質片岩は約 290 Ma を示し、放射年代、鉱物組み合わせ、フェンジャイトやざくろ石組成などの類似性も含め、母体-松ヶ平帯に分布する山上変成岩に対比されている(内野・坂野, 2022)。

建石林道と矢倉沢上流の結晶片岩類は互いに放射年代差が存在する。しかし、山上変成岩の対比先である西南日本の蓮華変成岩(例えば、宮下ほか, 2020)は実際に 380~280 Ma と幅広い放射年代値を示していることから

(例えば、辻森・八木, 2014, 2015), 本図幅では、建石林道と矢倉沢上流の結晶片岩類について、原岩年代に違いがある可能性はあるが、一つの地質单元(建石片岩類)とした。すなわち、建石片岩類は蓮華変成岩に相当する。なお、建石林道と矢倉沢上流域の結晶片岩中のざくろ石はともにCaに富むアルマンディンであり、その組成は概ね類似している(第 4.5 図)。

ちなみに、根田茂帯の前期三疊紀付加体(滝ノ沢ユニット)中の礫岩(“建石礫岩”: 第 7 章参照)には含ざくろ石泥質片岩礫が特徴的に含まれており、その鉱物組み合わせ、ざくろ石組成(Uchino and Kawamura, 2010; 第 4.5 図)、フェンジャイトのSi値(6.5~6.8)、 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  スポット年代(347~317 Ma: 内野ほか, 2008b)らを考慮すると、その母岩は建石片岩類であると推測される。

## 第5章 石炭紀付加体

(内野隆之)

### 5.1 研究史及び概要

#### 5.1.1 研究史

南部北上帯と北部北上帯の間に狭長に分布する根田茂帯の地質体は、かつて「早池峰構造帯」と呼ばれた地帯の主要部であった(例えば、吉田・片田ほか, 1964)。根田茂帯の設定を含め地帯区分の扱いや変遷については第2章に記述してあるので、本項ではその詳細は割愛する。なお、本節では原典で「早池峰(構造)帯」とされていても根田茂帯と読み替えて記述する。

根田茂帯の地質構成・岩相が詳しく紹介されたのは、永広ほか(1988)や川村・北上古生層研究グループ(1988)であった。川村ほか(1996)では根田茂帯と北部北上帯との境界付近を中心に岩相比較がなされた。しかしながら、2000年代に入るまでは根田茂帯を主対象とした研究は少なく、年代やテクトニックセッティングは不明なままであった。そのような中、漸く濱野ほか(2002)によって玄武岩に伴う熱水性赤色チャートから後期デボン紀のコノドント化石が発見され、根田茂帯を構成する地質体が古生代後期の付加体である可能性が認識されはじめた。そして内野ほか(2005)によって泥岩から放射虫化石が発見され、根田茂帯の地質体は石炭紀前期の付加体であることが明らかになった。根田茂帯の付加体は、日本において化石で年代が決定された付加体の中では最古であり、これまで良く分かっていなかった先ペルム紀の沈み込みテクトニクスを解明する上で、石炭紀前期という年代が限定された意義は大きなものであった。本付加体は、最初に川村ほか(1996)で根田茂相と命名された後、学会講演要旨内ではあるが川村ほか(1999)によって根田茂コンプレックスと改称され、以降その单元名が使用されてきた(例えば、永広・鈴木, 2003; 永広ほか, 2005; 内野ほか, 2005; 川村ほか, 2013)。根田茂コンプレックスは岩相の違いにより更に「綱取ユニット」と「滝ノ沢ユニット」に区分されたが(内野ほか, 2008b)、後者についてはUchino (2021)により前期三疊紀付加体であることが明らかになり、石炭紀前期の付加体は綱取ユニットに限定されることとなった。

濱野ほか(2002)、野崎ほか(2004)、Kuwahara *et al.* (2022)は、築川の支流である内沢下流部に産する熱水性赤色チャート中の鉄マンガン鉱床(川目鉱床)の研究を行うとともに、母岩の玄武岩がMORB(中央海嶺玄武岩)

型であることを示した。濱野ほか(2002)はまた、周辺地域の玄武岩にはMORB型だけでなく海山型もあることを示し、内野・川村(2009)も同様の成果を得た。Kuwahara *et al.* (2022)は更に川目鉱床について、Ceなどの微量元素やOs同位体組成を分析し、また他時代の鉄マンガン鉱床と比較した結果、本鉱床は後期デボン紀の海洋無酸素状態から有酸素状態に回復する過程で特に鉄の多い鉱床になったと考察した。

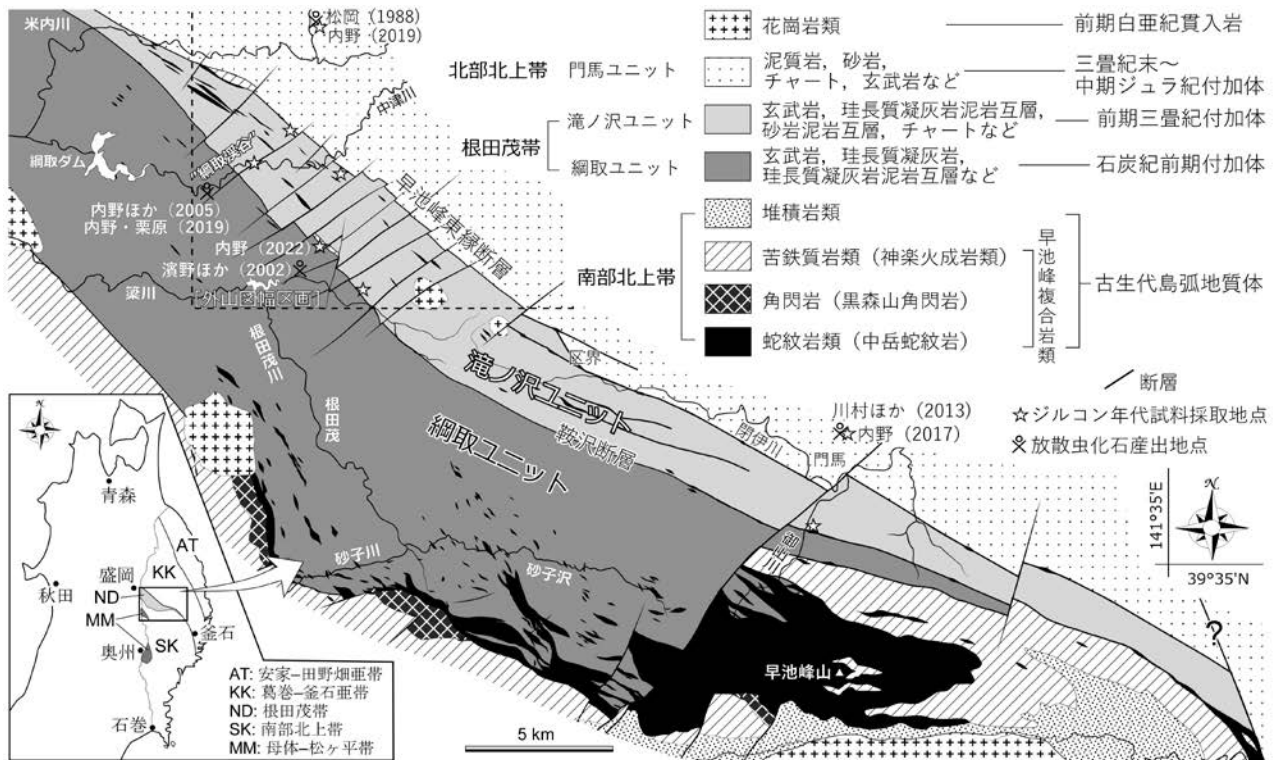
2013年には外山図幅地域の南隣に当たる早池峰山図幅(川村ほか, 2013)が刊行され、根田茂コンプレックスについて詳しく記載された。内野・栗原(2019)は、内野ほか(2005)が発見した放射虫化石を含む泥岩露頭近傍に産する礫岩の基質から中期デボン紀末～石炭紀前期の放射虫化石を見出し、綱取ユニットの付加年代の妥当性を支持した。

なお、根田茂コンプレックスのうち、前期三疊紀の年代が判明した滝ノ内ユニットについては第7章で紹介する。

#### 5.1.2 概要

根田茂帯に分布する付加体の地質单元は、これまで綱取ユニットと滝ノ沢ユニットを包有した根田茂コンプレックスと呼ばれていた。しかし、付加年代について前者が石炭紀前期で後者が前期三疊紀であることから、本図幅では、両ユニットの地質单元の階層を岩相層序区分における第一義的な单元にそれぞれ格上げし、それに伴い、異なった時代の地質单元を包括する形となっていた「根田茂コンプレックス」を破棄した。

綱取ユニットは、根田茂帯の南西部(構造的上位)に位置し、珪長質凝灰岩泥岩互層、珪長質凝灰岩、玄武岩類が卓越し、少量のチャート、泥岩、岩片質砂岩、礫岩、石灰岩を伴う。珪長質凝灰岩が卓越し、中生代の付加体に一般的に見られる層状チャートや石英長石質砂岩、石灰岩が極めて少ないことを特徴とする。全体的に変形が著しく、特に珪長質凝灰岩泥岩互層中の珪長質凝灰岩はブーディン状に分断し、破断相を示す。MORBに伴う熱水性赤色チャートからは後期デボン紀のコノドント化石が、陸源性碎屑岩からは石炭紀前期の放射虫化石が得られている。綱取ユニットは、付加体起源の高圧型結晶片岩を除けば、現在日本で一番古い付加体である。



第 5.1 図 根田茂帯に分布する付加体の地質略図

Uchino (2021) の FIGURE 2 を一部改変。滝ノ沢ユニットにおけるジルコン年代測定試料の採取地点は Uchino (2021) による。

## 5.2 網取ユニット (Tnb, Tnl, Tnc, Tnf, Tna, Tng)

**[命名・定義]** 内野ほか(2008b)により命名。根田茂帯に分布する主に石炭紀前期の付加年代を示す付加体。

内野ほか(2008b)では、網取ユニットは滝ノ沢ユニットとともに根田茂コンプレックス(川村ほか, 1999)の下位階層の地質単位として設定されたが、両ユニットは岩相のみならず付加年代が大きく異なることから、今回、両者をより高次の第一義的な層序単元に格上げする。それに伴い、両ユニットを包括していた上位階層の根田茂コンプレックスを破棄する(第 2.5 図)。

**[模式地]** 盛岡市銭崖地区からに綱取ダムに至る中津川の渓谷域(“綱取渓谷”: 第 1 章 2 節参照)。

**[分布]** 網取ユニットは根田茂帯の南西部に幅約 10 km, 長さ 40 km の範囲で広く分布する(第 5.1 図)。しかし本図幅地域では、網取ユニットの北東部が区画の南西域(築川沿いの宇曾沢地区~水沢地区, 高畑地区~建石山付近, 中津川沿いの元信地区~銭崖地区など)の限られた範囲に分布する。模式地のルートマップを第 5.2 図に示す。

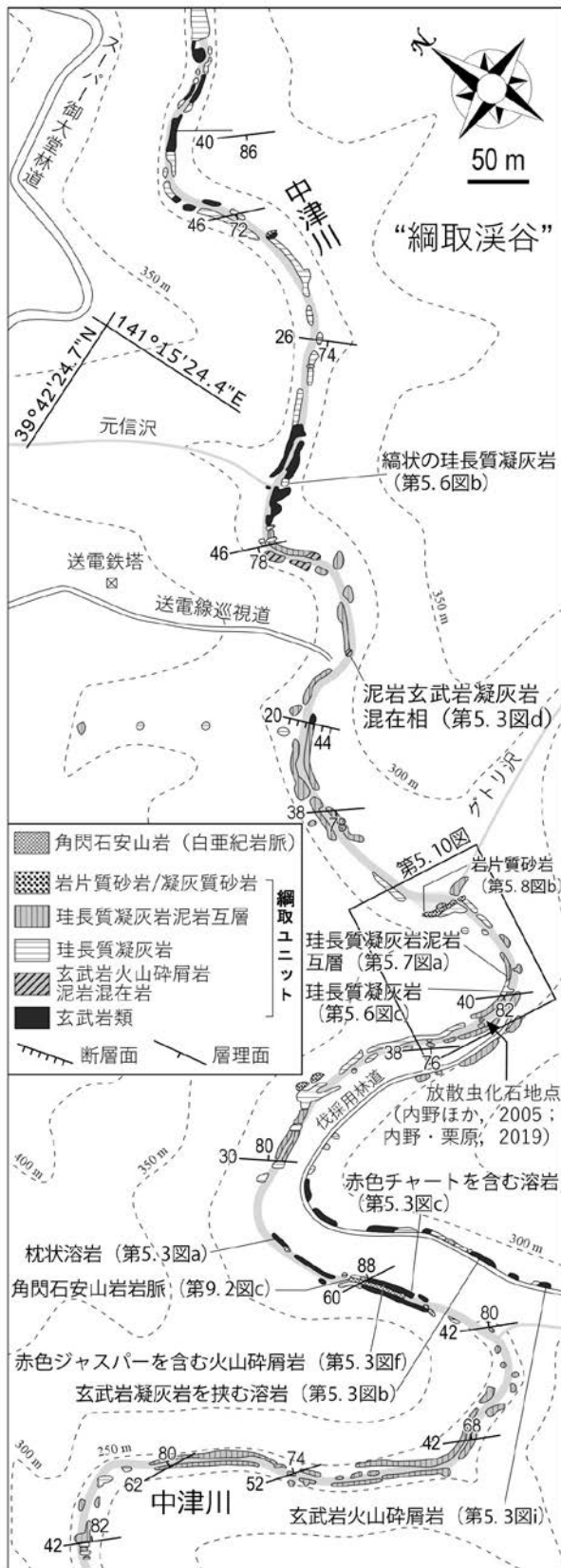
**[層序関係]** 本ユニットは、南西側では南隣の早池峰山図幅内で早池峰複合岩類と、北東側では前期三疊紀付加体の滝ノ沢ユニット(第 7 章参照)と高角断層で接する(第 5.1 図)。しかし、初生的には前者の構造的低位、そ

して後者の構造的上位に位置していたと考えられる(第 12.2 図参照)。

**[層厚]** 8,000 m 以上。

**[岩相]** 主に珩長質凝灰岩泥岩互層、珩長質凝灰岩及び玄武岩類が卓越し、少量のチャート、泥岩、砂岩、礫岩を伴う。ジュラ紀の付加体と比べ、層状チャート、石英長石質砂岩、厚層理泥岩、石灰岩が極めて少ないことを特徴とする。変形が著しく、特に珩長質凝灰岩泥岩互層などでは珩長質凝灰岩層がブーディング化し破断相を呈している。

**玄武岩類 (Tnb)** 玄武岩類は溶岩及び火山碎屑岩からなる。玄武岩溶岩は、淡緑色~暗緑色で、まれに赤紫色を呈する。中津川河床では枕状構造が認められる(第 5.3 図 a)。玄武岩溶岩はしばしば赤色玄武岩凝灰岩、熱水性の赤色チャート(ときに赤色ジャスパー)(第 5.3 図 b, c)及びチャート様の淡緑色珩質岩を挟在する。露頭ではしばしば幅数 mm の石英脈が確認され、その他、築川支流である内沢下流部右岸の旧採石場(川目採石場)では薄紫色を呈する斧石の細脈が極まれに認められる。玄武岩溶岩は、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなるが、単斜輝石を欠く場合もある。鏡下では、一般に長径 1 mm 未満の針状あるいは長柱状斜長石が発達し(第 5.3 図 g, h)、それらの間を変質したガラスや微晶質な鉱物が埋める



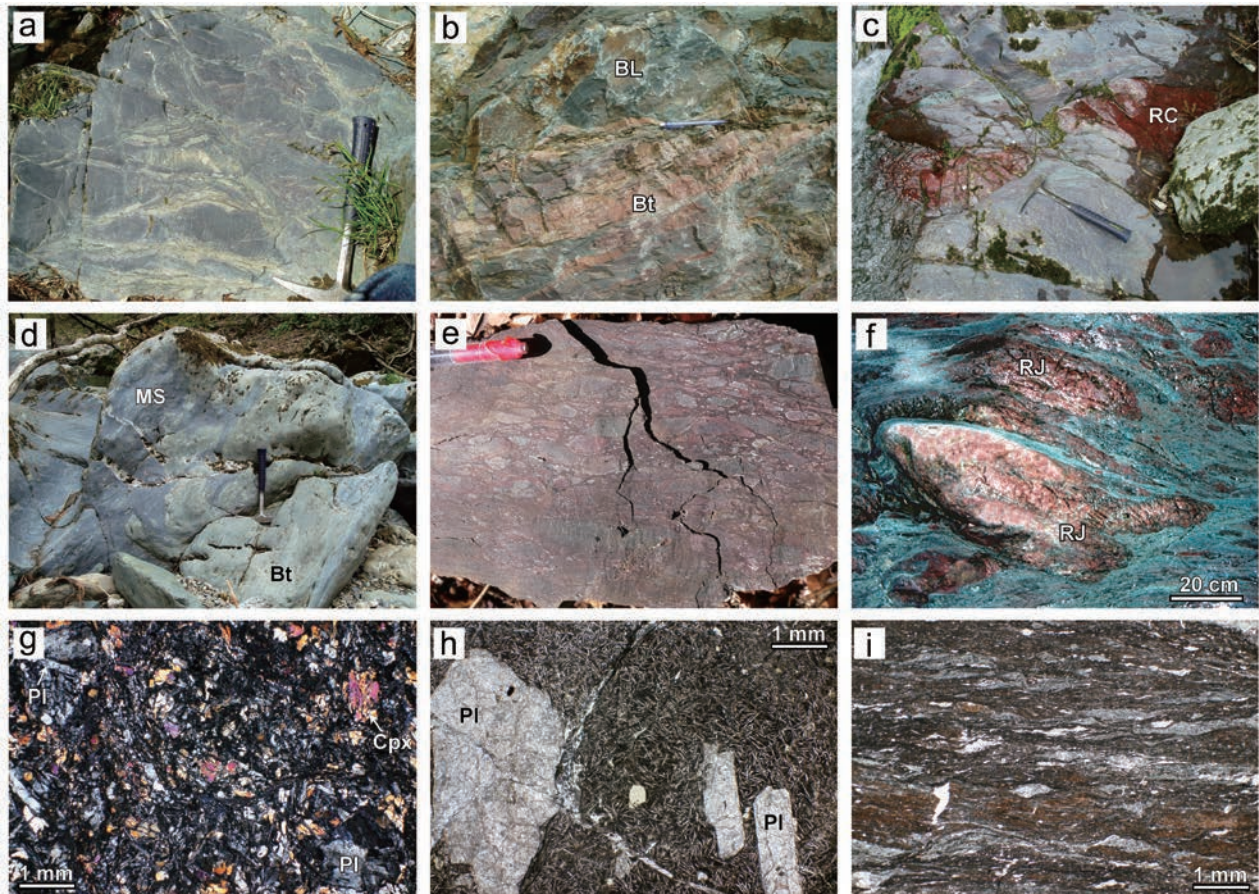
第5.2図 模式地である綱取溪谷における綱取ユニットのルートマップ

インターサタル組織を示す。しばしば斜長石の斑晶を含み(第5.3図h), その最大長径は6 mmに達する。二次鉱物として緑れん石, 緑泥石, パンペリー石, おどろ石, アクチノ閃石, セリサイトなどが産する。また, 石英, 方解石, 緑泥石が幅1 mm未満の細脈として産し, それらはときに緑れん石, パンペリー石, おどろ石を随伴する。赤色を呈する玄武岩溶岩は微細な赤鉄鉱に富む。

玄武岩火山砕屑岩は, 玄武岩凝灰岩と玄武岩火山角礫岩に分けられ, 淡緑色～暗緑色あるいは赤紫色を呈する。これらの火山砕屑岩は玄武岩溶岩に伴うことが多いが, 泥岩中に混在し両者が未固結時変形を被ったような産状を示すこともある(第5.3図d)。玄武岩凝灰岩は, 隠微晶質な鉱物を主体とし, ときに斜長石粒子を伴う。全体に, 微細な粘土鉱物が定向に発達している(第5.3図i)。また, 細粒な緑泥石, 緑れん石, アクチノ閃石などの二次鉱物も認められる。赤紫色を呈する凝灰岩は, 微細な赤鉄鉱と褐鉄鉱に富み, 内沢下流の水沢鉱床(第12章参照)付近のものは放散虫化石の仮像が認められる。玄武岩火山角礫岩は, 中礫サイズの溶岩のほか長径数cm～数10 cmの暗赤色～赤色ジャスパーを礫として含み(第5.3図e, f), それらの礫はしばしば伸長変形している。角礫岩の基質には, 中粒～粗粒砂サイズの斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物, 粘土鉱物などが充填する。

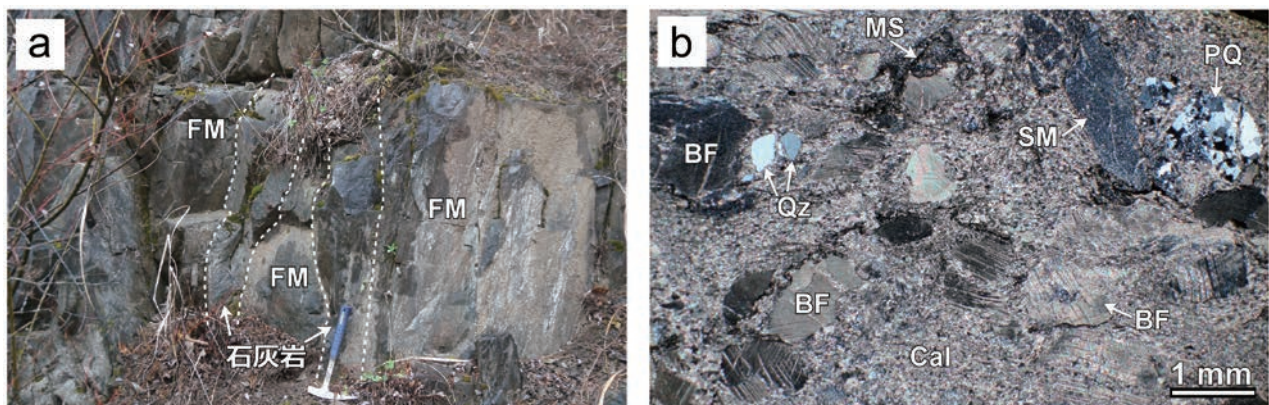
玄武岩類は, 変成鉱物組み合わせから, おどろ石-パンペリー石相, パンペリー石-アクチノ閃石相, 緑色片岩相の広域変成作用を被っている(Moriya, 1972; 大貫ほか, 1988; 内野・川村, 2010b)。また, 化学組成については外山図幅範囲外も含め, 濱野ほか(2002)や内野・川村(2009)などによって全岩化学分析が行われており, 中央海嶺玄武岩(MORB), 海洋島アルカリ岩, 海洋島ソレアイトの特徴が示されている。本図幅内では旧川目採石場でMORBを, 中津川溪谷右岸沿いの林道(スーパー御大堂林道)でMORBと海洋島ソレアイトを示す苦鉄質岩が認められている(付図2)。ちなみに南隣の早池峰山図幅内に広く分布する綱取ユニットの玄武岩類は, その多くがMORB型を示す。

石灰岩(Tnl) 石灰岩は旧川目採石場の1露頭(東経141°17'11.39", 北緯39°40'43.27")でのみ確認されており, 珩長質凝灰岩泥岩互層中に幅約40 cmのレンズ状岩塊として産する(第5.4図a)。暗灰色を呈し, ドロマイトの薄層を挟有している。鏡下観察によると, 細粒の方解石基質の中に元はウミユリとみられる生物化石片が含まれている。その他に, 石英粒子, 斜長石粒子, 泥岩礫など陸源性の砕屑物が僅かに含まれる(第5.4図b)。また部分的に, 炭質物からなる黒色シームの発達も認められる。なお, 石灰岩は極めて小規模ではあるが, その希少性から地質図には誇張して表現した。



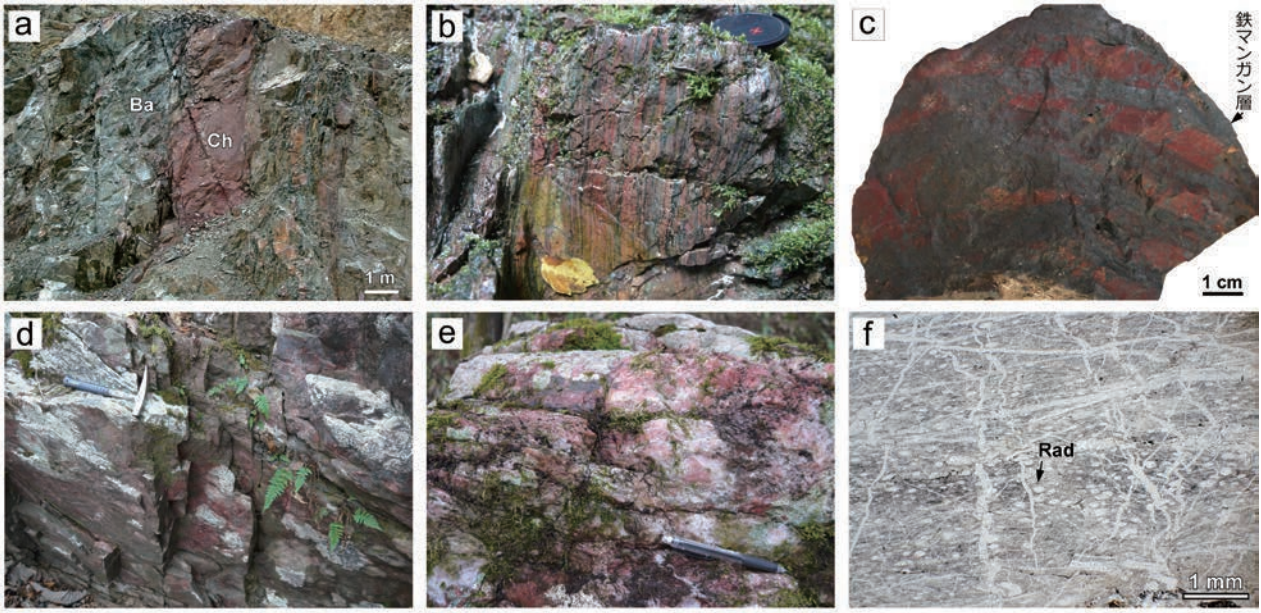
第 5.3 図 網取ユニットの玄武岩類

(a) 扁平した枕状溶岩。中津川。(b) 赤色玄武岩凝灰岩を挟む溶岩。中津川左岸沿いの伐採用林道。(c) 赤色塊状チャートを含む赤色溶岩。中津川。(d) 泥岩中に混在している玄武岩凝灰岩。中津川の送電線巡視路登り口。(e) 赤色玄武岩火山角礫岩。中村北方の杉ノ沢(築川支流)。(f) 赤色ジャスパーを含む玄武岩火山砕屑岩。中津川。(g) やや粗粒な玄武岩の薄片写真。根田茂川。直交ポーラー。(h) 斑晶質な玄武岩の薄片写真。築川。単ポーラー。(i) 玄武岩火山砕屑岩の薄片写真。中津川左岸沿いの伐採用林道脇。単ポーラー。BL: 玄武岩溶岩, Bt: 玄武岩凝灰岩, Cpx: 単斜輝石, MS: 泥岩, Pl: 斜長石, RC: 赤色チャート, RJ: 赤色ジャスパー。



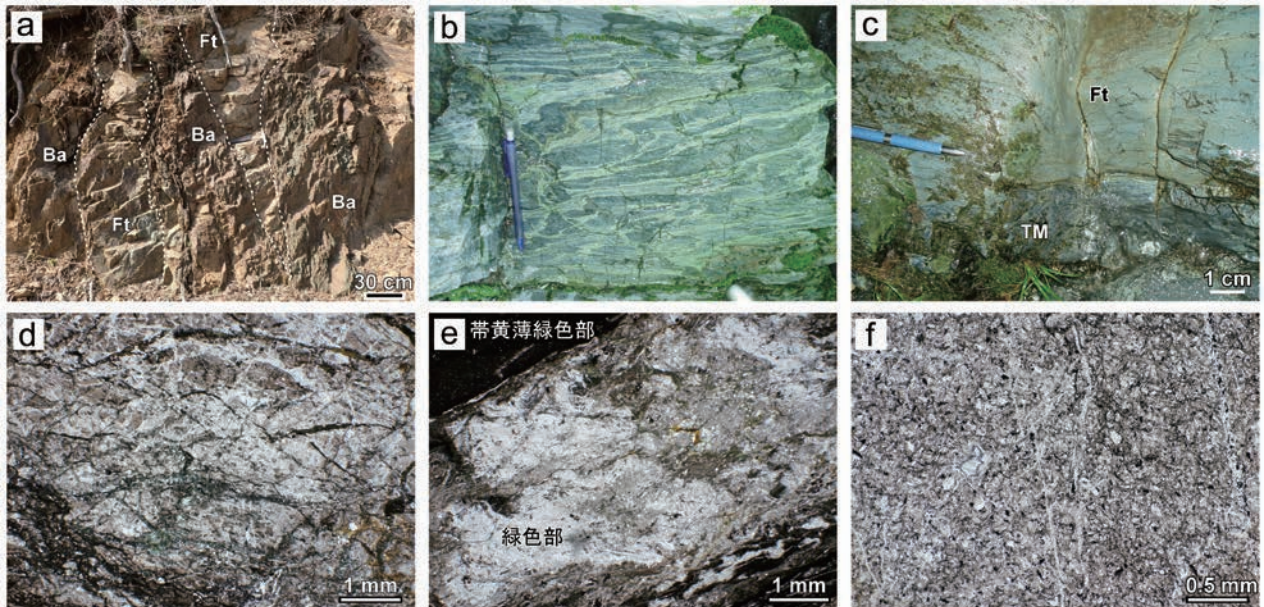
第 5.4 図 網取ユニットの石灰岩

(a) 露頭写真。旧川目採石場。(b) 薄片写真。BF: 生物化石片, Cal: 方解石, FM: 珪長質凝灰岩泥岩互層, MS: 泥岩片, PQ: モザイク状石英, Qz: 石英, SM: 珪質泥岩片。



第 5.5 図 網取ユニットのチャート

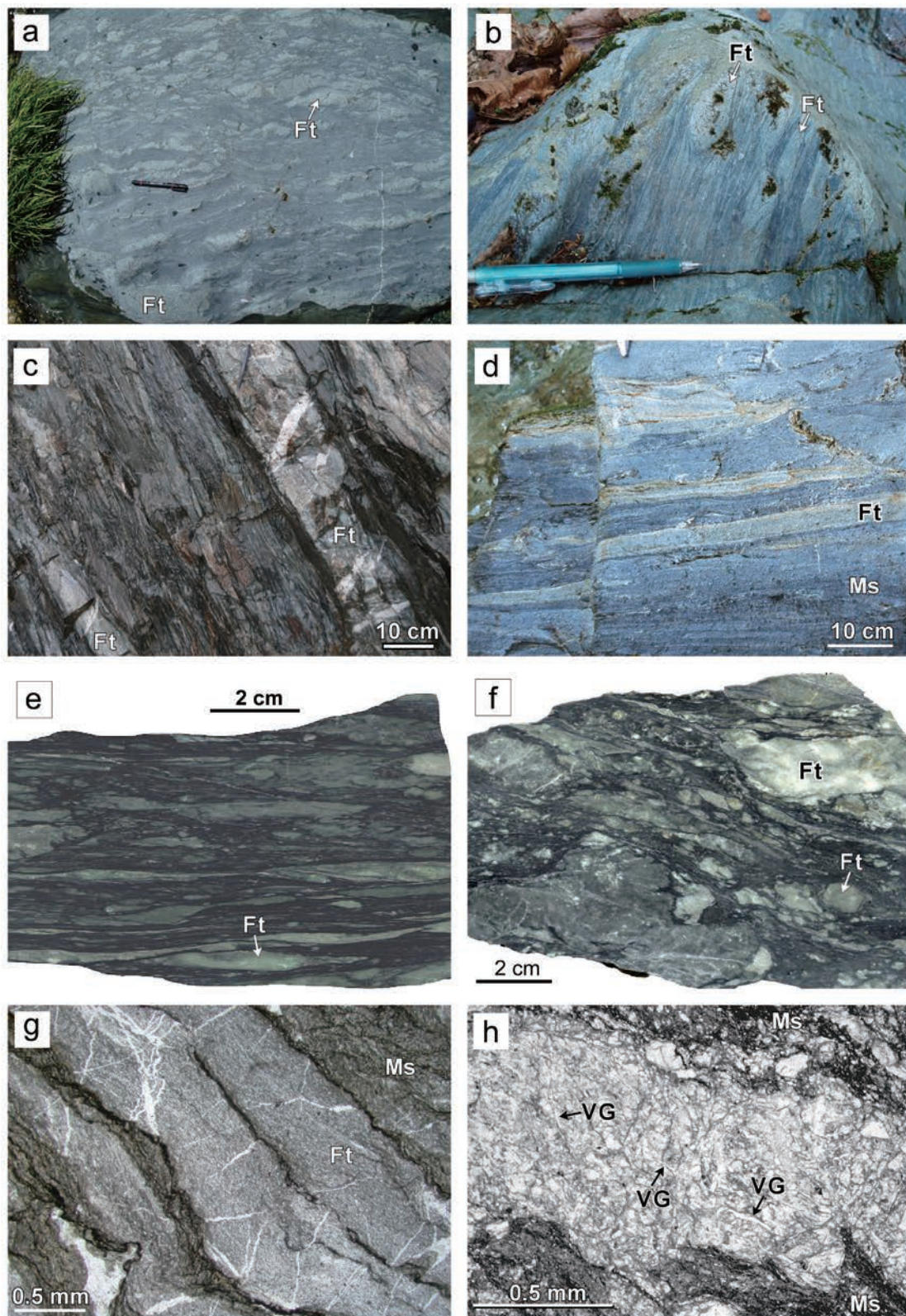
(a) MORB中の塊状チャート. 旧川目採石場. 内野ほか(2008b)の第15図を引用. (b) 鉄マンガン層と細互層する赤色チャート. 内沢下流の水沢鉱床付近. レンズキャップの直径は4 cm. (c) 鉄マンガン層と互層する赤色チャートの標本. 旧大倉鉱床跡地. (d) 鉄マンガン層を挟有する赤色層状チャート. 銭掛南方尾根. (e) 放射虫化石を含む赤色層状チャート. カヤカリ沢下流部. (f) eの薄片写真. 単ポラー. Ba:玄武岩溶岩, Ch:赤色塊状チャート, Rad:放射虫化石仮像.



第 5.6 図 網取ユニットの珪長質凝灰岩

(a) 玄武岩に伴う珪長質凝灰岩. 建石山南西の林道沿い. (b) 縞状の珪長質凝灰岩. 中津川. (c) 凝灰質泥岩と接する灰色の塊状珪長質凝灰岩. 中津川. (d) aの薄片写真. (e) bの薄片写真. (f) cの薄片写真. 薄片はいずれも単ポラー. Ba:玄武岩, Ft:珪長質凝灰岩, TM:凝灰質泥岩.





第 5.7 図 網取ユニットの珪長質凝灰岩泥岩互層

(a) 転石写真, 中津川. (b-d) 露頭写真, cはやや厚い珪長質凝灰岩を挟有する. dは成層構造を示す. cは築川沿いの採石場, bとdは中津川. (e, f) 研磨片写真, ともに築川. (g-h) 細互層の薄片写真, hの珪長質凝灰岩層(白色部)には火山ガラス片の仮像が認められる. ともに単ポラー. Ft:珪長質凝灰岩層, Ms:泥岩,VG:火山ガラス片の仮像. a及びhは内野ほか(2008b)のそれぞれ第9図A, Bを引用.

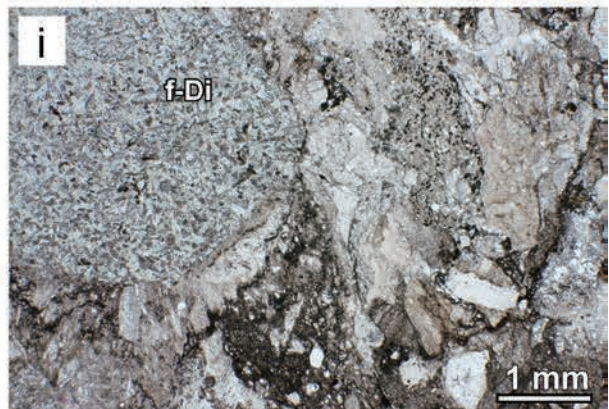
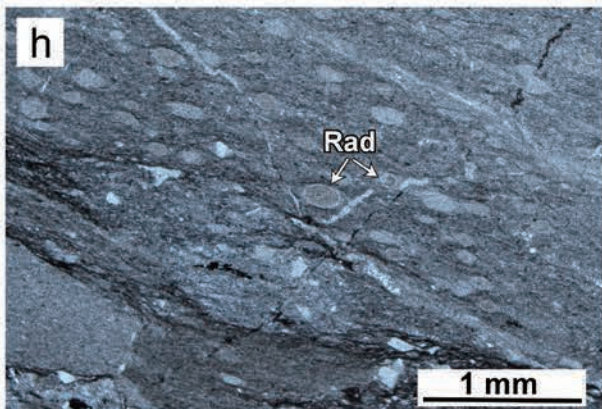
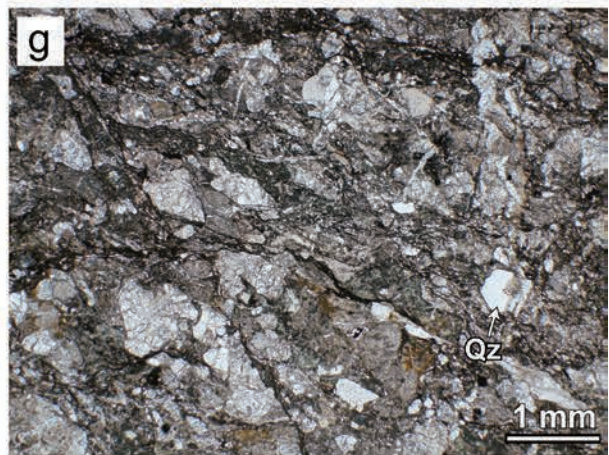
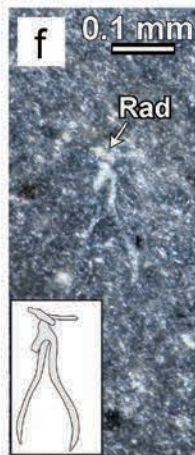
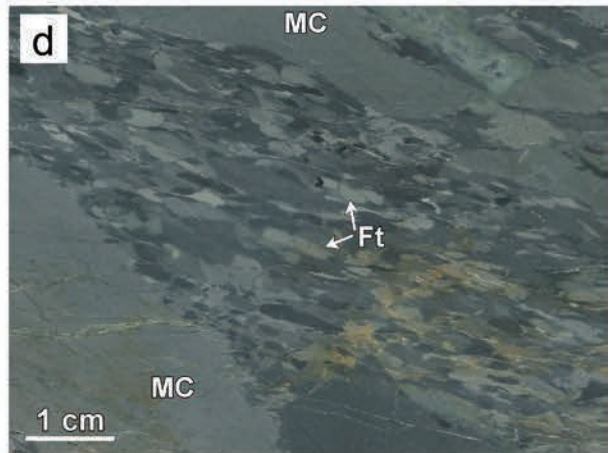
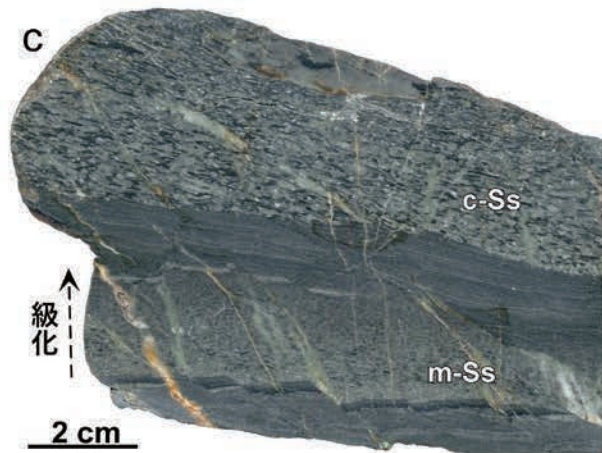
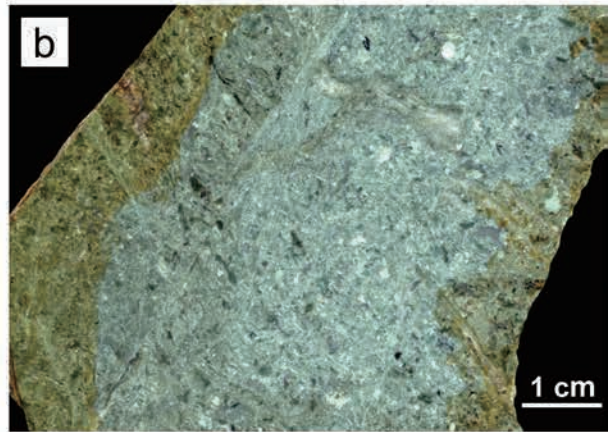
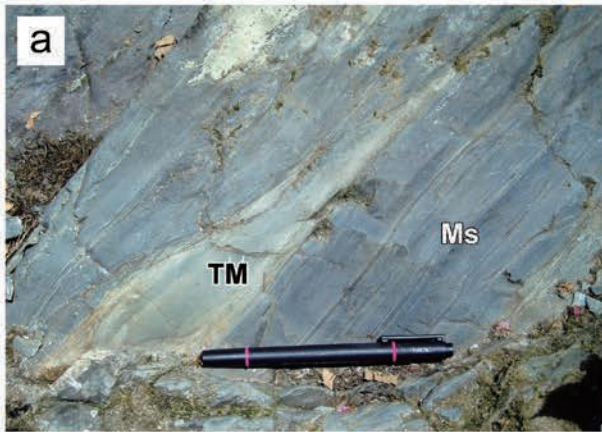


チャート (Tnc) チャートは、玄武岩に伴う小規模岩体あるいは岩塊として少量産する。塊状のものが多く、層状のものは少ない。塊状チャートは、熱水性で明赤色～暗赤色を呈し、玄武岩中に幅数cm～数mでレンズ状あるいはシート状に産する(第5.5図a)。しばしば厚さ数mm～数cmの暗褐色を呈する鉄マンガン層が発達することがあり、特に内沢下流部の河床(水沢鉱床)や旧川目採石場(川目鉱床)などでは鉄マンガン層が顕著に認められる(濱野ほか, 2002; 野崎ほか, 2004; Kuwahara *et al.*, 2022)(第5.3図b, c; 第12章参照)。鏡下では、径0.05mm以下の陰微晶質石英と赤鉄鉱からなり、鉄マンガン層を伴う場合はバラ輝石やアンドラダイトも産する(野崎ほか, 2004)。なお、旧川目採石場のMORBに挟在する鉄マンガンチャート(第5.5図a)からは後期デボン紀のコノドント化石が発見されている(濱野ほか, 2002)。

層状チャートは薄赤色ないし赤色～赤紫色あるいは灰色を呈し、建石山北方の山頂(標高635m)尾根沿いから元信沢上流にかけて、幅100mで狭長に分布する。層厚1～10cmのチャート単層が成層構造をなし(第5.5図d)、本チャートも鉄マンガン層を挟有し鉱床を形成している(第12章参照)。中津川支流のカヤカリ沢に産するチャートは薄赤色を呈し(第5.5図e)、灰色のチャートを密接に伴う。本チャートは粘土岩薄層を挟まず単層同士が一部で癒合している。鏡下では、陰微晶質石英と少量の赤鉄鉱からなり、定向配列するセリサイトと石英細脈が発達していることが観察できる。また、放散虫化石の仮像も認められる(第5.5図f)。

珪長質凝灰岩 (Tnf) 珪長質凝灰岩は一般に露頭幅が数10cm～数mだが、露頭の分布から推定される最大分布幅は400mに及ぶ。しばしば厚さ数cm以下で泥岩と互層するが、この珪長質凝灰岩泥岩互層については次項で記述するため、本項では数10cm以上の厚いものを対象とし記載する。珪長質凝灰岩は主に淡緑色～緑灰色を呈し、玄武岩に伴う場合(第5.6図a)と泥岩あるいは珪長質凝

灰岩泥岩互層に伴う場合がある。細粒で再結晶度が高い場合、露頭では淡緑色チャートと見分けがつきにくく、特に玄武岩に密接に伴うものはほとんどが細粒で再結晶している。しかし、鏡下では、火山ガラス片の仮像や石英粒子が認められることから、珪長質凝灰岩と判別できる(第5.6図d-f)。綱取溪谷の中津川では玄武岩に伴って、緑色を呈する部分と帯黄薄緑色を呈する部分が互層した縞状の珪長質凝灰岩が産し(第5.2図; 第5.6図b)、この岩相は本ユニットの他の場所でもしばしば認められる。緑色部は微細な石英、粘土鉱物、緑泥石、方解石からなり、一方、帯黄薄緑色部はリューコキシンや微細なチタン石及び緑れん石を伴った隠微晶質な鉱物からなる(第5.6図e)。この縞状の珪長質凝灰岩は綱取ユニットを特徴付ける岩石の一つである。珪長質凝灰岩は一般に淡緑色であるが、中津川綱取溪谷の一部では灰色を呈するものが産する(第5.2図; 第5.6図c; 第5.10図a)。ちなみに、この露頭は、内野ほか(2005)、内野ほか(2008b)、内野・栗原(2019)のルートマップで灰色チャートとされたものである。

珪長質凝灰岩泥岩互層 (Tna) 珪長質凝灰岩泥岩互層は、綱取ユニットの主要構成岩であり、本ユニットを最も特徴付ける岩相である。初生的には、淡緑色の珪長質凝灰岩と灰色～暗灰色の泥岩とがともに層厚数mm～10数cmのオーダーで互層するものであるが、全般に強い変形を被っており、膨縮構造、ブーゲン構造、非対称変形構造などが発達し(第5.7図)、破断していない細互層の露頭は本図幅地域ではほとんど認められない。珪長質凝灰岩層は、径0.01mm以下の石英、斜長石、緑泥石、緑れん石、チタン石、不透明鉱物などの隠微晶質な鉱物の集合体からなる。また、径0.1mm程度の石英、斜長石、方解石が不均質に含まれたり、径0.1mm以下のガラス片の仮像が認められることもある(第5.7図h)。しばしば幅数mm程度の方解石脈や石英脈が形成され、脈中には緑泥石、パンベリー石、セリサイトなどを伴う場合がある。

互層中の泥岩は、暗灰色～灰色を呈し、一般に剪断変形を被っている。鏡下では、しばしば定向配列している粘土鉱物が認められる。泥岩や珪長質凝灰岩中には、黒色シーム状の圧力溶解劈開が発達していることが多い(第5.7図g)。珪長質凝灰岩泥岩互層には極めてまれに変形が弱いものが見られ、その場合、葉理などの初生的な堆積構造が認められることがある(第5.7図d, g)。

なお、地質図では、後述する極まれにしか産しない塊状泥岩や砂岩もTnaに含めている。

泥岩 厚層理の泥岩は極めて少ないが、そのなかでも、綱取溪谷の中津川とグトリ沢が合流する付近(第5.2図)では、単層厚が2～3cmで成層した暗灰色泥岩の露頭が

(← p. 38)

第5.8図 綱取ユニットの陸源性砕屑岩

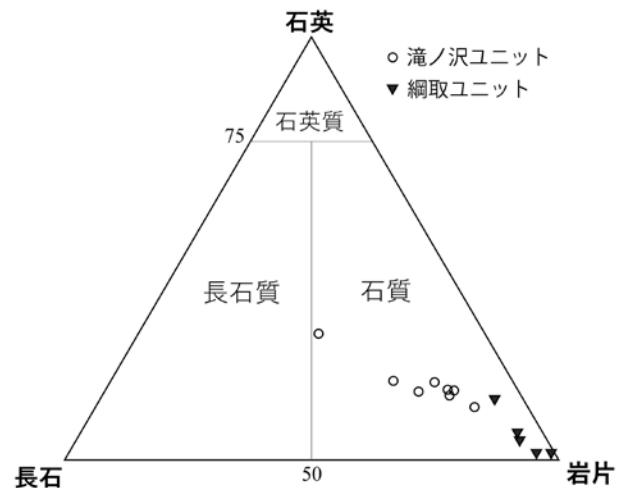
(a) 非変形の成層した泥岩。凝灰質泥岩層を挟有する。(b) 岩片質の緑色砂岩の研磨片。(c) 級化構造を示す砂岩泥岩互層。砂岩は淡灰色～灰色を呈す。(d) 泥岩偽礫を含む扁平した礫岩。(e) aの薄片写真。(f) aの泥岩中に含まれる放散虫化石の仮像及びイラスト。(g) bの薄片写真。(h) dの薄片写真。(i) 礫岩の薄片写真。産地はiのみ築川でそれ以外はすべて中津川溪谷。薄片はf, hのみ直交ポーラー、それ以外は単ポーラー。c-Ss: 極粗粒砂岩, f-Di: 細粒閃緑岩, Ft: 珪長質凝灰岩, MC: 泥岩偽礫, Ms: 泥岩, m-Ss: 中粒砂岩, Qz: 石英, Rad: 放散虫化石仮像, TM: 凝灰質泥岩。

見られる(第5.8図a)。その周辺では、凝灰質のものしばしば産し、本凝灰質泥岩は粘土鉱物の発達によって帯黄淡緑色を呈し、上記露頭でも泥岩中に薄く挟んでいる(第5.8図a)。本露頭の泥岩は綱取ユニット中では例外的に変形が弱く(第5.8図e)、この泥岩には放散虫化石が含まれている(第5.8図f)。

**砂岩** 砂岩は泥岩とともに綱取ユニットの中でその産出は非常に少ない。厚さは数cm～数mで、淡緑色～緑色あるいは灰緑色～灰色を呈し、粒度は細粒砂から極粗粒砂まで様々である。特に、綱取溪谷の中津川とグトリ沢との出合付近では(第5.2図)、粗粒な緑色砂岩(第5.8図b)が層厚約4mで珪長質凝灰岩中に挟入するほか(第5.10図a)、上記地点より1km及び1.5km下流部などでは淡緑色～緑灰色の中粒～粗粒な砂岩が、泥岩層あるいは珪長質凝灰岩泥岩互層中に挟入する。泥岩と互層する場合は、級化構造が認められることもある(第5.8図c)。砂岩の多くは石質ワッケに分類され、特に中津川とグトリ沢との合流部の緑色砂岩は岩片量が75%以上に及ぶ極めて岩片質なものである(第5.8図g；第5.9図)。岩片としては、極細粒砂岩、泥岩、珪質泥岩、凝灰岩、チャート、石英マイロナイト、玄武岩、デイサイトなどが認められる。基質には定向配列した長径0.1mm程度のセリサイトが目立つほか、試料によっては方解石が多産する。緑味が強い砂岩では、緑れん石、緑泥石、バンベリー石、ぶどう石など二次的な変質鉱物が岩片中あるいは砂岩全体に発達する。砂岩の多くは剪断変形を受けており、黒色シーム状の圧力溶解劈開が発達することが多い。産出は少ないものの、緑色の岩片質砂岩もまた本ユニットを特徴付ける岩相の一つである。

**礫岩(Tng)** 礫岩は層厚1～2m程度で築川や中津川などで極めて僅かに産する。礫岩は級化して砂岩に漸移したり、泥岩中に層厚数10cm以下の薄層として挟入したりする。細礫～中礫サイズの亜角礫～角礫を含み、礫支持で淘汰は悪い。礫種としては、珪長質凝灰岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩などほぼ凝灰質岩からなる場合が多い。中津川の放散虫化石を含む泥岩層直上の礫岩(第5.8図d；第5.10図a)は泥岩偽礫を含むほか、礫種の約3分の2が珪長質凝灰岩ないし凝灰質な碎屑岩である(内野・栗原, 2019)。本礫岩は全体に変形を被っており、礫はすべて扁平している。本礫岩の泥岩偽礫中には放散虫化石が認められる(第5.8図h)。

築川で見られる礫岩には、凝灰質岩に加えチャート、閃緑岩、細粒閃緑岩、花崗岩質岩、珪長質火山岩、玄武岩、緑れん石石英岩、普通角閃石緑泥石岩、緑泥石岩など様々な岩片を含む(第5.8図i)。ちなみに、早池峰山図幅地域の根田茂地区築場集落東方のヨロベツ林道沿いに産する礫岩には、石灰質海綿や小型有孔虫化石を含む石



第5.9図 綱取ユニットの砂岩のモード組成を示した三角図比較として前期三疊紀付加体の滝ノ沢ユニットのものも併せて示した。

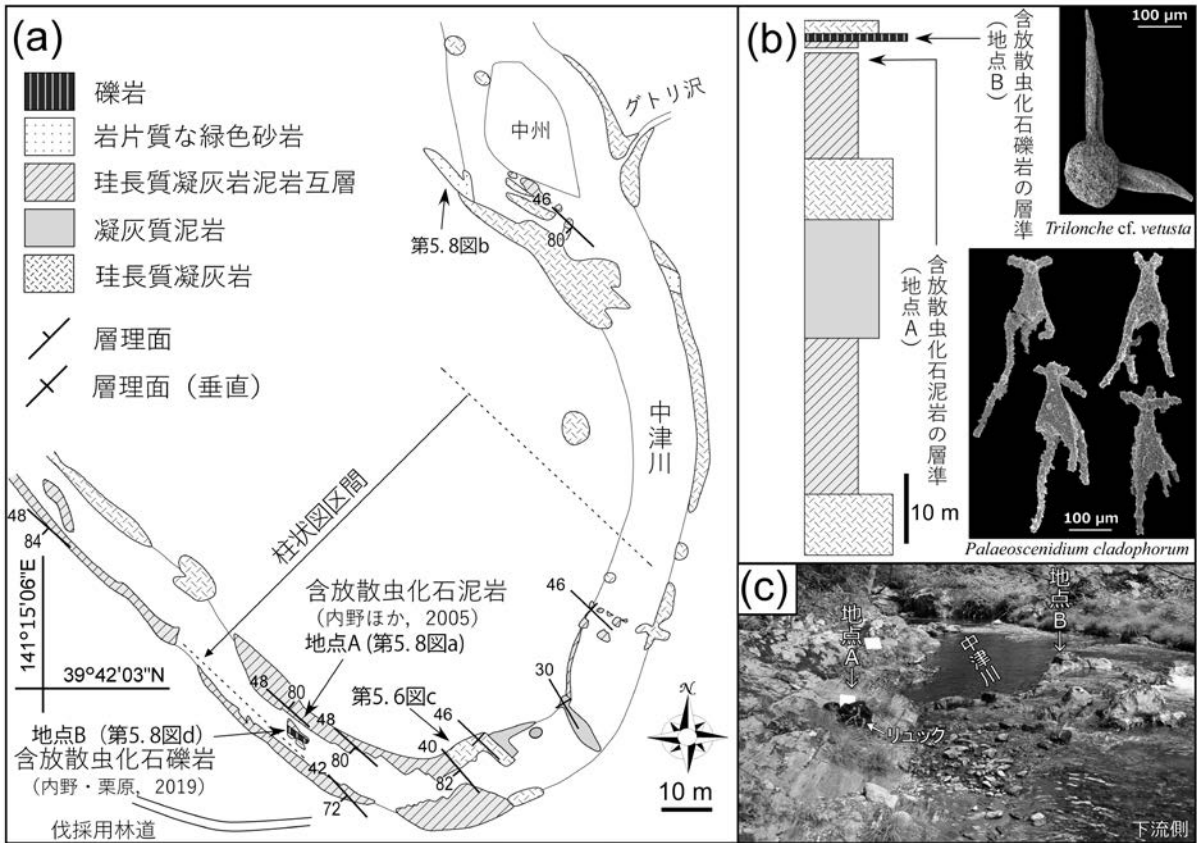
灰岩礫が認められている(川村ほか, 2013)。なお、礫岩の露頭は小規模であるが、その希少性から地質図には誇張して表現した。

### 5.3 産出化石と年代

濱野ほか(2002)は、内沢下流部の旧川目採石場に露出する玄武岩に伴う熱水性の赤色鉄マンガンチャート(北緯39°40'39.25", 東経141°17'07.41", 付図2)から、後期デボン紀のコノドント化石(*Palmatolepis glabra prima*)を報告した。また、内野ほか(2005)は、模式ルートである“綱取溪谷”の中津川右岸に露出する泥岩(北緯39°42'02.43", 東経141°15'09.44"; 第5.10図の地点A)から、前期デボン紀～石炭紀前期の生存期間を示す放散虫化石(*Palaeoscenidium cladophorum*)を見出した(第5.8図f；第5.10図b)。そして彼らは、綱取ユニット(原典では根田茂コンプレックス)の付加年代の解釈について、陸源性碎屑岩がチャートよりも新しいという海洋プレート層序の考え方に則り、泥岩の堆積年代を石炭紀前期(ミシシピアン亜紀)と限定した。内野・栗原(2019)はこの泥岩の層位学的直上に位置する礫岩(第5.8図d；第5.10図aの地点B)の基質から中期デボン紀末期～石炭紀前期の生存期間を示す放散虫化石(*Trilonche cf. vetusta*)を見出し(第5.8図h；第5.10図b)、綱取ユニットの石炭紀前期という付加年代の妥当性を支持した。

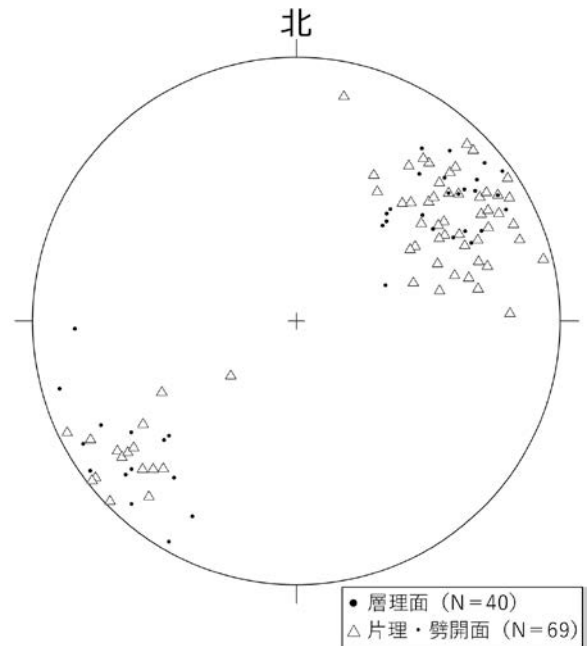
### 5.4 地質構造

綱取ユニットの地層の層理面と片理・劈開面は概ね同じトレンドを示し(第5.11図)、それらの走向は同ユニッ



第 5.10 図 網取ユニットから産出した放散虫化石と周辺のルートマップ  
 (a) 産出地点周辺のルートマップ. 内野ほか (2005) を一部改変. (b) 柱状図及び放散虫化石の電子顕微鏡写真.  
 化石写真は内野ほか (2005) 及び内野・栗原 (2019) より一部引用. (c) 産出地点の露頭写真.

ト分布域の北西部から中央では北西-南東方向で、南東部では北北西-南南東方向である。全体に半波長 200~500 m 程度のシンフォーム・アンチフォームが発達しているが、傾斜は大局的に南西落ちである。



第 5.11 図 網取ユニットの岩石の層理面及び片理・劈開面のステレオプロット  
 下半球投影.

## 第6章 ペルム紀流紋岩

(内野隆之)

### 6.1 研究史及び概要

北部北上帯の前期ジュラ紀付加体(門馬ユニット上部)中に幅150 m、長さ約2 kmの流紋岩が分布する。本岩は、当所、北上山地の中古生界を貫く白亜紀火成岩岩脈の一つとして図示され(川村ほか, 1996の第35図), 内野・羽地(2021)でも前期白亜紀の巨斑晶質流紋岩岩脈として記載された。しかし, 内野(2023)によって約280 MaのジルコンU-Pb年代が得られ, 本岩はペルム紀前期(シスウラリアン世)の火山岩であることが明らかになり, 本図幅で矢倉流紋岩として新たに定義する。

矢倉流紋岩は, 主に石英, 斜長石, アルカリ長石からなり, 少量の単斜輝石やざくろ石を含む。淡緑色を呈し, 長径最大3 cmに及ぶ珪長質な斑晶を含むことを特徴とする。本岩は, 白亜紀以降の構造運動によってジュラ紀付加体中に移動・定置させられた, 現在の東北日本には

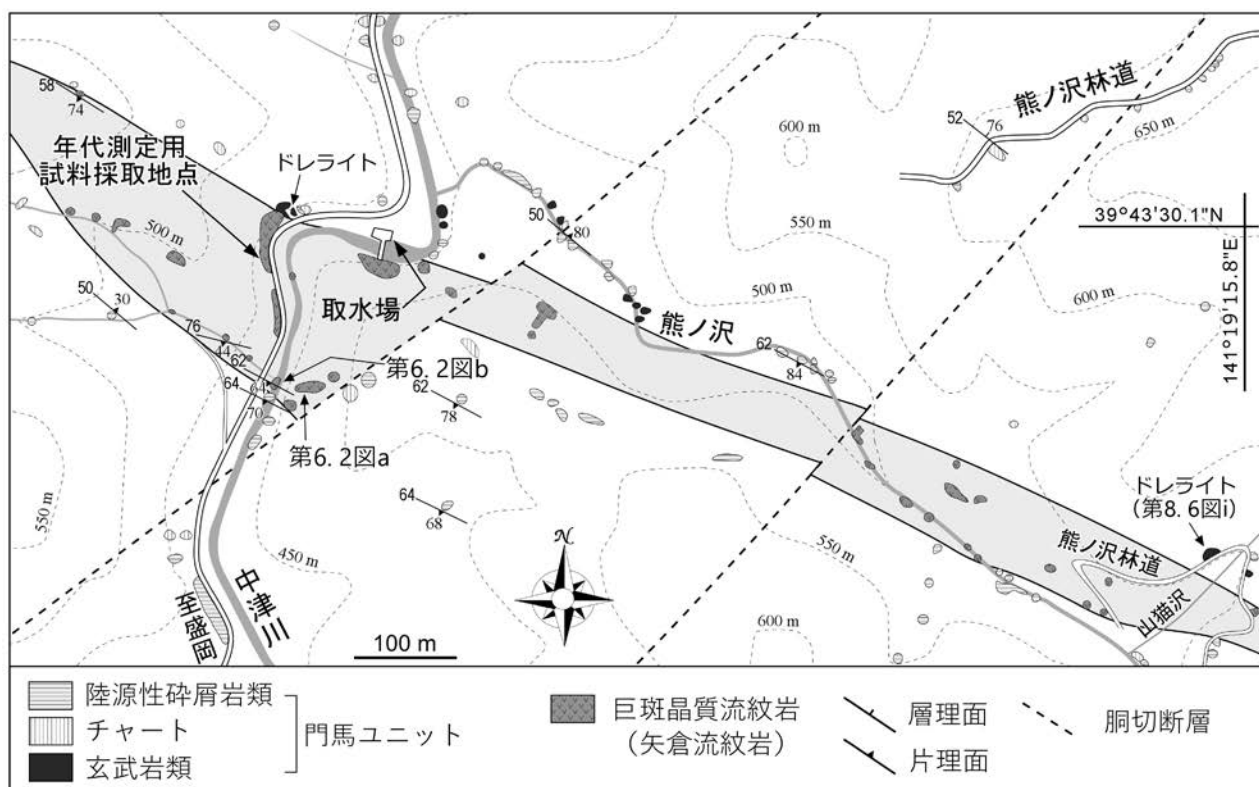
分布していないペルム紀島弧火成岩体の断片だと考えられている(内野, 2023)。

### 6.2 矢倉流紋岩(Yg)

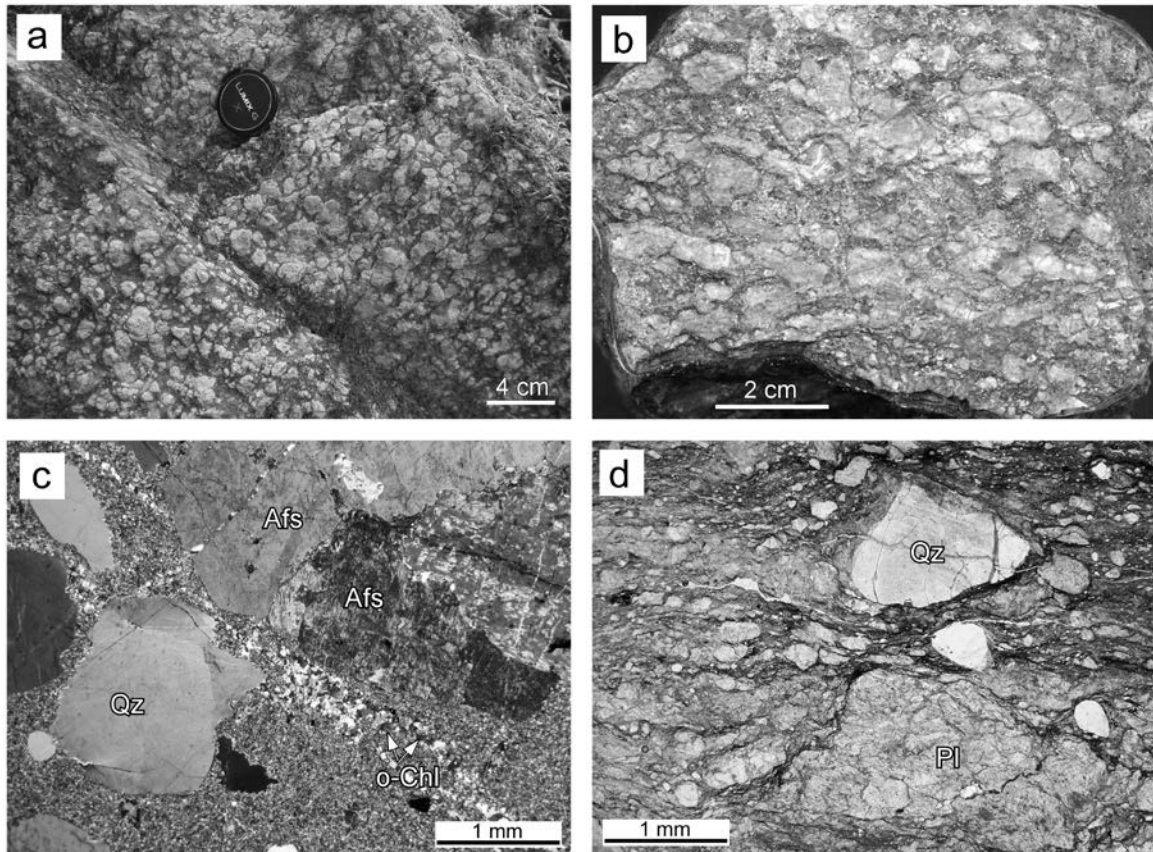
[命名・定義] 新称。北上山地北半部に分布するペルム紀の年代を示す珪長質火山岩。

[模式地] 中津川上流の取水場周辺。

[分布・産状] 矢倉流紋岩は盛岡市矢倉地区北方に位置する中津川の取水場付近から中津川支流である熊ノ沢にかけて西北西-東南東方向に分布し, 総延長は2 kmに及ぶ。北部北上帯前期ジュラ紀付加体(門馬ユニット上部)中に細長いレンズ状に産する。市道沿いでは矢倉流紋岩の北縁と変質した玄武岩類(恐らく門馬ユニット)が高角なすべり面を介して密着接触する(第6.1図)。なお, 本流紋岩は北東-南西方向の胴切断層によって数10 m程



第6.1図 矢倉流紋岩周辺のルートマップ  
内野(2023)の第1図を一部改変。



第 6.2 図 矢倉流紋岩の写真

(a) 露頭写真, 中津川左岸崖. (b) 剪断変形を受けた流紋岩の標本研磨写真, 中津川河床. (c) 薄片写真, 直交ポーラー. (d) b)の薄片写真, 単ポーラー. Afs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, o-Chl: 酸化緑泥石, Qz: 石英.

度変位している.

【層厚】 最大約 150 m.

【岩相】 矢倉流紋岩は, 全体に淡緑色を呈し, 長径 3 cm に及ぶ斑晶を含む特徴的な流紋岩である (第 6.2 図 a). 斑晶は淡緑色～灰色を, 石基は淡緑色から緑灰色を呈し, 特に乾いた露頭では, 斑晶部分はより浮き出て白色化して見える (第 6.2 図 a). 中津川河床では, 流紋岩の南限に当たる部分が, 著しい剪断変形を被っていることが確認できる (第 6.2 図 b).

鏡下観察によると, 斜長石, 石英, アルカリ長石, 不透明鉱物からなり, 副成分鉱物として, ざくろ石, 単斜輝石, ジルコン, チタン石が, 二次鉱物として緑れん石, 白雲母, セリサイト, 緑泥石, 酸化緑泥石, リューコキシン, 炭酸塩鉱物が認められる (第 6.2 図 c, d). 斑晶は斜長石, アルカリ長石, 石英であり, 特に長径 1 cm を超える斑晶については, 斜長石同士あるいはアルカリ長石同士の集斑晶として産する (第 6.2 図 c). 斜長石の多くはソーサイト化しており, 微細なセリサイト, 緑泥石, 緑れん石, 炭酸塩鉱物などが産している. アルカリ長石はパーサイト構造が顕著に見られる. 石英は丸みを帯びていることが多く, またしばしば融食形を示す. 単

斜輝石の長径は 0.5 mm 以下であり, その産出割合は低い. ざくろ石及びジルコンは径 0.1 mm 以下, 緑れん石は長径 0.2 mm 以下で, いずれも産出は僅かである. 酸化緑泥石は長径 0.1 mm 以下の褐色を呈する細粒針状結晶として産する. 変質のため, 石基全体にセリサイトや微細なリューコキシンが発達し, 特に後者は斑晶の周りを取り囲むように産することがある. また, 剪断変形を被った流紋岩は, 斑晶鉱物がしばしば分断され, 非対称変形構造や黒色シーム層が認められる (第 6.2 図 d).

【年代】 ジルコンからは  $276.3 \pm 2.2$  Ma (誤差  $2\sigma$ ) の U-Pb 年代 (加重平均値) が得られている (内野, 2023). この年代はペルム紀前期 (シスウラリアン世) に相当する.

【対比】 南部北上帯ペルム系に挟在する“薄衣型礫岩” (加納, 1971) に含まれる花崗岩礫の年代 (柴田, 1973; Takeuchi and Suzuki, 2000; Li and Takeuchi, 2022) や南部北上帯碎屑岩中の碎屑性ジルコン年代のピーク解析 (Pastor-Galán *et al.*, 2021) などから, ペルム紀前期～中期のアジア東縁域には島弧火成岩体が存在していたと想定されている. 矢倉流紋岩はその一部に相当する可能性がある.

## 第7章 前期三畳紀付加体

(内野隆之)

### 7.1 研究史及び概要

#### 7.1.1 研究史

本地質体は、もともとは旧早池峰構造帯の「輝緑凝灰岩帯」(吉田・片田, 1964) (現在の知見ではその大部分が根田茂帯に相当: 第2章参照) の北東縁部に相当するものであった。第5章でも記述したように、内野ほか(2008b)は根田茂帯北西部(盛岡図幅東縁部と外山図幅西縁部の範囲)の地質図を示すとともに、同帯に分布する根田茂コンプレックスを岩相の違いから綱取ユニットと滝ノ沢ユニットに区分した。綱取ユニットは放散虫化石から石炭紀前期(ミシシッピアン亜紀)と時代が判明していたが(内野ほか, 2005)、滝ノ沢ユニットについては化石の未発見により時代未詳であった。綱取ユニットと同時代の可能性を残しつつも、滝ノ沢ユニットが南西側に分布する石炭紀前期付加体(綱取ユニット)と北東側に分布するジュラ紀付加体の間に位置していることから、西南日本の超丹波帯に当たるペルム紀付加体の可能性が想定された(内野ほか, 2008b)。その後、釜石地域(北部北上帯南西縁部)に分布する桐内コンプレックスの泥岩からペルム紀後期(ローピンジアン世)の放散虫化石が発見され(Nakae and Kurihara, 2011)、南部北上帯と北部北上帯との間にペルム紀後期付加体の存在が示されたことは、上記の支持にもつなげた。ところが近年、Uchino (2021)によって滝ノ沢ユニットの砂岩から前期三畳紀の碎屑性ジルコンU-Pb年代が報告され、本ユニットが前期三畳紀の付加体であることが明らかにされた。

内野・川村(2009)は根田茂帯中の玄武岩溶岩の地球化学的研究を行い、滝ノ沢ユニットの試料は、分析数は少ないものの海山型ソレアイトを示すことを報告した。内野ほか(2008a)は滝ノ沢ユニット(原典では根田茂コンプレックス)から含ざくろ石泥質片岩礫を含む礫岩を見出し、更にこの片岩礫のフェンジャイトから347~317 Maの<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Arスポット年代を得た。Uchino and Kawamura (2010)は含ざくろ石泥質片岩や超苦鉄質岩といった特徴的な礫を含む礫岩を“建石礫岩”と呼び、堆積学的及び岩石学的検討から、片岩礫が母体-松ヶ平帯の低温高压型変成岩(山上変成岩)に由来すること、更にその高压型変成岩が蛇紋岩とともに地下深部から比較的海溝寄りの前弧域に上昇・露出したことを示した。

南隣の早池峰山図幅(川村ほか, 2013)では、根田茂帯の付加体は根田茂コンプレックスとして一括して記載さ

れたが、Uchino (2021)の地質概略図では、早池峰山図幅地域内の根田茂帯の北東縁部と北部北上帯の南縁部を、碎屑性ジルコン年代、岩相類似性、蛇紋岩の有無を根拠に滝ノ沢ユニットに含めている。

#### 7.1.2 概要

従来、“根田茂コンプレックス”に含まれていた根田茂帯北東部の滝ノ沢ユニットは前期三畳紀付加体と判明したため、本図幅において、石炭紀前期の綱取ユニット同様、地質単元の階層を岩相層序区分での第一義的な単元に格上げされた。

滝ノ沢ユニットは、石炭紀前期付加体の綱取ユニットの構造的下に位置し、珪長質凝灰岩泥岩互層、珪長質凝灰岩、玄武岩類、砂岩泥岩互層が卓越し、砂岩、層状チャート、礫岩を伴う。綱取ユニットと岩相が似るが、それと比べ、石英長石質の砂岩が頻繁に産すること、層状チャートがやや多いこと、全体的に変形がやや弱いことなどの違いがある。礫岩は、火山岩、深成岩、堆積岩だけでなく、超苦鉄質岩や石炭紀の低温高压型変成岩といった特徴的な礫を含む。

滝ノ沢ユニット中には、綱取ユニット同様、南部北上帯の早池峰複合岩類起源と考えられるオルドビス紀の蛇紋岩・角閃石斑れい岩・石英閃緑岩の岩体・岩塊が挟んでいる。

### 7.2 滝ノ沢ユニット (Tkb, Tkc, Tkf, Tka, Tks, Tkg)

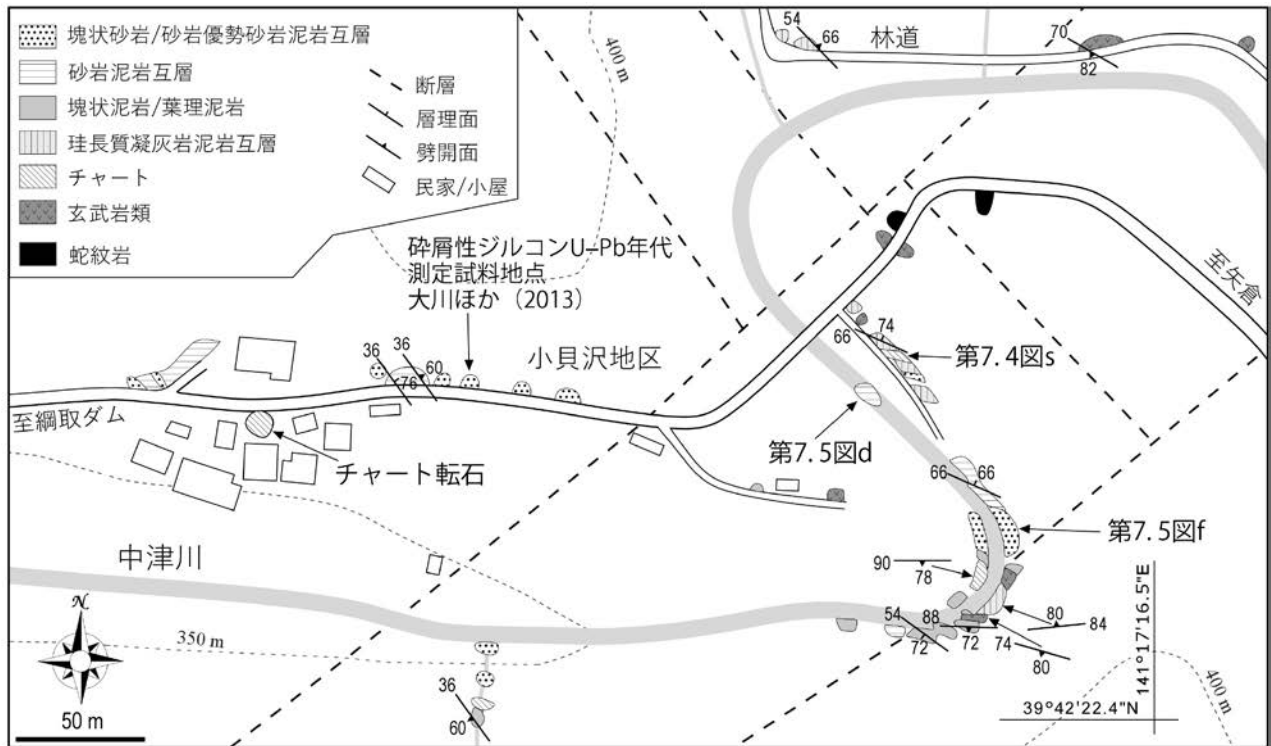
[命名・定義] 内野ほか(2008b)により命名。根田茂帯に分布する主に前期三畳紀の年代を示す付加体。

内野ほか(2008b)は、石炭紀前期の綱取ユニットとともに根田茂コンプレックスの下位階層の層序単位として設定したが、第5章でも述べたように、両ユニットは岩相のみならず付加年代が大きく異なることから、今回、両者の層序単元をより高次の階層に格上げする。これに伴い、両ユニットを包有していた上位階層の「根田茂コンプレックス」は破棄された(第2.5図)。

滝ノ沢ユニットは、根田茂帯の層序単位の中で構造的下に位置し、珪長質凝灰岩泥岩互層、珪長質凝灰岩、玄武岩類、砂岩泥岩互層が卓越し、石英長石質の砂岩や少量の層状チャート、やや厚い泥岩、礫岩を伴うことを特徴とする。

[模式地] 本図幅にて、盛岡市小貝沢地区の中津川を模





第7.1図 模式地である小貝沢地区における滝ノ沢ユニットのルートマップ  
大川ほか (2013) の試料採取地点は内野・大藤 (2014) による。

式地として、また中津川支流の滝ノ沢中流部を副模式地として設定する。

[分布] 滝ノ沢ユニットは、外山図幅範囲外も含め根田茂帯の北東部に最大幅約 3 km、長さ約 50 km の範囲で広く分布する(第 5.1 図参照)。本図幅地域では北西から南東にかけ、小預り沢(米内川支流)、元信地区、銭崖地区、小貝沢地区、内沢、築川上流、飛鳥地区などに分布する。南隣の早池峰山図幅範囲内に分布する北部北上帯門馬コンプレックス(本図幅では門馬ユニット)の南縁部(蛇紋岩産出地点以南)も碎屑性ジルコン年代から判断して滝ノ沢ユニットに属する(Uchino, 2021)。

正副模式地及びアルカリ角閃石を含む玄武岩類露頭(後述)周辺のルートマップをそれぞれ第 7.1 図、第 7.2 図、第 7.3 図に示す。

[層序関係] 本ユニットは、南西側の綱取ユニット及び北東側の北部北上帯門馬ユニットと、ともに高角断層で接しているとみられ(第 5.1 図)、初生的には前者の構造的下位、後者の構造的上位に位置していると考えられている(第 12.2 図参照)。

[層厚] 層厚は 5,000 m 以下。

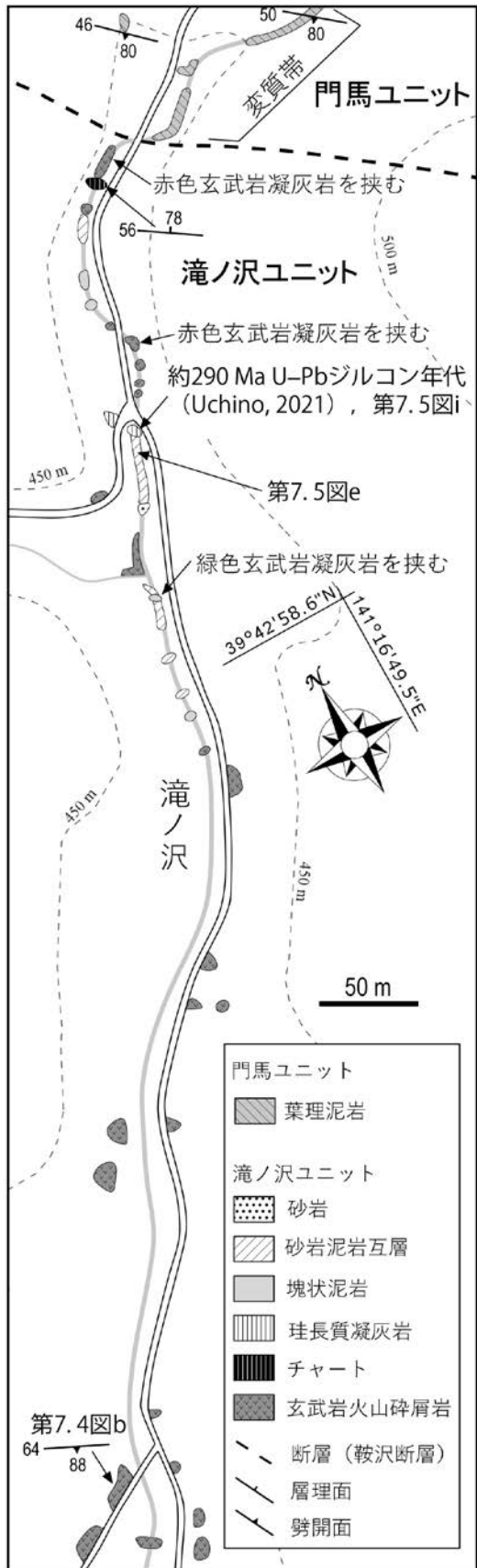
[岩相] 珪長質凝灰岩泥岩互層、珪長質凝灰岩、玄武岩類、砂岩泥岩互層が卓越し、砂岩や少量の層状チャート、泥岩、礫岩を伴うことが特徴的である。綱取ユニットの岩相と類似するが、同ユニットに比べ、石英長石に富む

陸源性碎屑岩と層状チャートが多い点や弱変形岩の割合がやや多い点で異なる。両者の比較を第 7.1 表に示した。

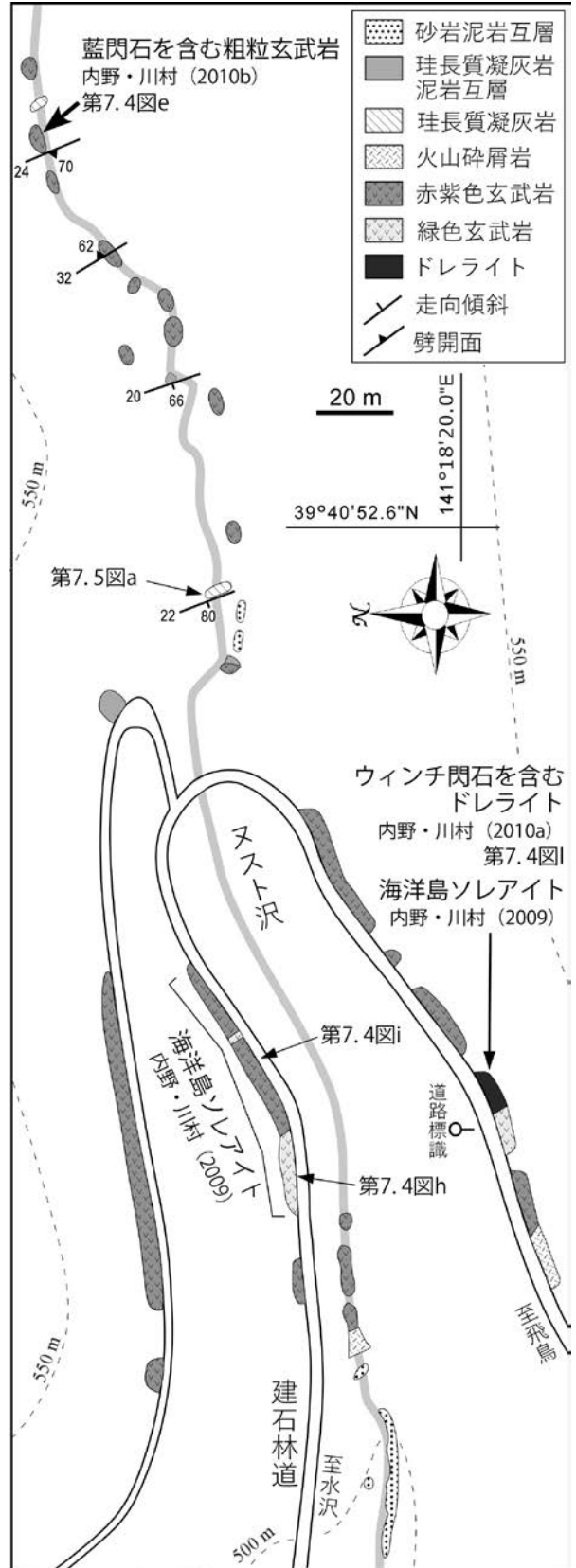
玄武岩類(Tkb) 玄武岩溶岩及び玄武岩火山碎屑岩と少量のドレライトからなる。

玄武岩溶岩は、淡緑色～暗緑色あるいは赤紫色を呈し、内沢河床では枕状構造を示す(第 7.4 図 a)。滝ノ沢沿いの林道では、幅数 mm～3 cm の緑れん石脈が縞状に発達する玄武岩溶岩も認められる(第 7.4 図 b)。また、内沢支流のヌスト沢上流では、弱い片理を示すやや粗粒な玄武岩が産する(第 7.3 図; 第 7.4 図 e)。鏡下観察によると、本玄武岩は、主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物からなり、二次的にアルバイト、緑れん石、アクチノ閃石、緑泥石、パンベリー石、ぶどう石、チタン石、リュウコキシン、アパタイト、石英、方解石、セリサイトが様々な組み合わせで産するほか、ヌスト沢の玄武岩ではアルカリ角閃石である藍閃石が認められる。

このアルカリ角閃石を含む玄武岩の斜長石は最大長径 2.5 mm に達し、ほとんどがソーシユライト化している。単斜輝石は長径 1.5 mm 未満で、多数のクラックが発達し、そのクラックを細粒のアクチノ閃石や緑泥石が充填している。アルカリ角閃石は、0.2 mm 以下の細粒結晶として、アクチノ閃石の周縁部やクラックに沿って発達し、まれに単柱状結晶あるいは針状結晶として産する



第7.2図 副模式地である滝ノ沢における滝ノ沢ユニットのルートマップ



第7.3図 建石林道及びヌスト沢におけるアルカリ角閃石を含む玄武岩類周辺のルートマップ

第 7.1 表 綱取ユニットと滝ノ沢ユニットの比較

|                 | 綱取ユニット               | 滝ノ沢ユニット            |
|-----------------|----------------------|--------------------|
| 根田茂帯中の位置        | 南西部                  | 北東部                |
| 付加年代            | 石炭紀前期                | 前期三畳紀              |
| 海洋地殻年代          | 後期デボン紀               | ペルム紀以前             |
| 変成岩・超苦鉄質岩礫を含む礫岩 | かなりまれ                | まれ                 |
| 砂岩              | かなり岩片質               | 岩片質～長石質            |
| 砂岩泥岩互層          | まれ                   | 多い                 |
| 珩長質凝灰岩泥岩互層      | 多い                   | 普通                 |
| 珩長質凝灰岩          | 普通                   | やや普通               |
| 層状チャート          | かなりまれ                | まれ                 |
| 鉄マンガン鉱床         | 有                    | 無                  |
| 石灰岩             | かなりまれ                | 無                  |
| 玄武岩類            | 普通                   | 多い                 |
| 玄武岩タイプ          | MORB型+海山型            | 海山型<br>(ただし、測定数僅か) |
| 変成相             | パンペリー石-アクチノ閃石相、緑色変岩相 | 同左。ただし、一部で藍閃石が産出   |
| 変形              | 強                    | やや強                |

(第 7.4 図 f, g). EPMA 分析によると、本アルカリ角閃石は Na 角閃石の藍閃石/フェロ藍閃石～リーベック閃石/マグネシオリーベック閃石であり、部分的に Na-Ca 角閃石のウィンチ閃石～フェロウィンチ閃石も産する(内野・川村, 2010b).

玄武岩溶岩は斑状のものと無斑晶状のものがあ、前者では長径最大 6 mm に及ぶ斜長石の斑晶が認められる(第 7.4 図 h, i). 石基または無斑晶状の玄武岩溶岩では、斜長石は長針状あるいは長柱状に発達し、それらの間を変質したガラスや隠微晶質な鉱物が埋めるインターサータル組織を示す(第 7.4 図 h, i). また、無斑晶状の玄武岩溶岩では、淡褐色～淡桃色を呈する細粒長柱状のチタン普通輝石が発達することがある(第 7.4 図 j). 玄武岩溶岩全体として、径 1 mm 以下の発泡痕が認められることがあり、発泡痕は石英、方解石、緑泥石、緑れん石などによって充填されている。

玄武岩火山砕屑岩は、シルト～砂サイズの不定形なガラス片の仮像や隠微晶質な鉱物を主とする玄武岩凝灰岩(第 7.4 図 c)と、主に細礫～中礫サイズの溶岩角礫を含む玄武岩凝灰角礫岩または玄武岩火山角礫岩(第 7.4 図 d, k)からなり、ともに淡緑色～暗緑色あるいは赤紫色を呈する。内沢に産する火山砕屑岩中の溶岩角礫はしばしば層理面に平行な伸長変形により引き伸ばされている(第 7.4 図 d; 第 3.3 図参照)。角礫岩の基質には、中粒～粗粒砂サイズの斜長石、単斜輝石、不透明鉱物などが認められ、二次鉱物として細粒の緑れん石、緑泥石、リューコキシンのほかセリサイト等の粘土鉱物が発達する。玄武岩凝灰岩は泥岩と混在し、両者が互層状を呈することもあ。

ドレライトは、緑色～濃緑色を呈し、ヌスト沢に沿う建石林道沿い(第 7.3 図)や内沢上流域などに産する。特に建石林道沿いのものは、濃緑色を呈する非変形の斑状ドレライトで、斑晶の斜長石は長径 2 cm に達する(第 7.4 図 l)。このドレライトについては内野・川村(2010a)によって詳しく記載されており、鏡下では、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物と僅かな細粒褐色角閃石(ケルスト閃石～パーガス閃石)が観察され、また全体的にオフィティック組織が認められる(第 7.4 図 m)。斜長石は斑晶・石基ともにソーシュライト化しており、単斜輝石はデオプサイド～普通輝石で淡桃味を帯びており(第 7.4 図 m)、最大径は 4 mm に達する。二次鉱物としてヘデン輝石、アルカリ角閃石、アクチノ閃石、アルバイト、石英、緑泥石、緑れん石、パンペリー石、チタン石が生じている。ヘデン輝石は淡緑色で単斜輝石のリムや一部に生じており(第 7.4 図 n)、そのアクマイト成分は 0.15 以下である(内野・川村, 2010a)。アルカリ角閃石は Na-Ca 角閃石のウィンチ閃石/フェロウィンチ閃石(一部、リヒター閃石/フェロリヒター閃石)で、単斜輝石のリム及び緑泥石・パンペリー石のプール中に長径 0.6 mm 以下の針状・長柱状結晶として生じる(第 7.4 図 o)。Na-Ca 角閃石のリムには更にアクチノ閃石が生じている。

これら玄武岩類は、綱取ユニットと同様にぶどう石-パンペリー石相、パンペリー石-アクチノ閃石相、緑色片岩相の広域変成作用を被っている(Moriya, 1972; 大貫ほか, 1988; 内野・川村, 2010b)が、藍閃石などの細粒なアルカリ角閃石が生じているものがあることから(内野・川村, 2010a, b)、その変成度は一部で、緑色片岩相ないしパンペリー石-アクチノ閃石相と青色片岩相の漸移相程度の高圧変成を被っていると判断される。玄武岩類の地球化学的特性については、建石林道沿い(第 7.3 図; 付図 2)と早池峰山図幅範囲内の関ヶ沢林道(御山川流域)沿いの試料から全岩化学組成が得られており、いずれも海洋島ソレライトの特徴を示す(内野・川村, 2009)。

チャート(Tkc) 模式地の小貝沢地区の中津川左岸(第 7.1 図)や建石林道沿い、内沢、大預り沢、平六沢林道入り口付近の小沢(第 3.2 図参照)など幾つかの地点で層状チャートが産する。粘土岩薄層をほとんど挟まないため成層構造はやや不明瞭で、また層状チャート全体の厚さも露頭規模で数 m 以下、地質分布としても 50 m 以下と北部北上帯門馬ユニットの層状チャートに比べかなり薄い。灰色～灰白色を呈するが、まれに淡緑色や赤紫色を呈するものもある。単層の厚さは 2 cm 以下のものが多いが(第 7.4 図 p)、内沢のチャートは単層厚数 mm で成層する。後者のものは、チャートと粘土岩が数 mm で細互層する“チャートラミナイト”(吉田, 1981; 第 8 章参照)に類似する(第 7.4 図 q)。内沢の別の箇所(第 3.3 図参照)では、上位に向かって灰色チャートからチャートラ

ミナイトを経て泥質岩に漸移する露頭も認められる。平六沢林道入り口付近の小沢では玄武岩溶岩に伴って層厚約2mの赤色層状チャートが産する(第3.2図;第7.4図r)。鏡下では、隠微晶質な石英の集合体からなり、ときに層理面に沿ってセリサイトや白雲母、緑泥石が発達しているのが観察される(第7.4図s)。また石英細脈が面構造を切って発達する。チャートは産出が小規模かつまれなため、地質図には誇張して表現した。

**珪長質凝灰岩 (Tkf)** 珪長質凝灰岩は、淡緑色を呈し、数10cm～数mの厚さで産する。通常は塊状を示すが、ヌスト沢などでは弱い成層構造を示すものがある(第7.3図;第7.5図a)。一般的に細粒で、特に再結晶度が高い場合はチャート様に見える。鏡下では、隠微晶質な鉱物の集合体からなり(第7.5図h)、試料によっては微細な石英、斜長石、緑泥石、緑れん石、チタン石、不透明鉱物の粒子が認められる。石英などのやや粗粒な粒子を含む凝灰質砂岩もあり、ときに火山ガラス片の仮像も認められる(第7.5図i)。凝灰質岩は、全体に方解石が産している場合が多い。また、しばしば、石英細脈が、セリサイトや緑れん石などを伴って発達している。

**珪長質凝灰岩泥岩互層 (Tka)** 珪長質凝灰岩泥岩互層は、綱取ユニットのものと同様に、初生的には珪長質凝灰岩と泥岩がともに層厚数mm～数10cm規模で互層すると考えられるが、剪断変形のため、珪長質凝灰岩層の多くは破断している(第7.5図b, c)。本互層の分布は、綱取ユニットよりも滝ノ沢ユニットの方が少ない。互層中の珪長質凝灰岩は細粒で淡緑色～明灰色ないし白色を呈し、再結晶度が高い場合はやはり淡緑色チャート様を示す。一露頭内で再結晶度の異なるものが共存することもある(第7.5図b)。

**泥岩** 珪長質凝灰岩泥岩互層や砂岩泥岩互層の要素以外では、暗灰色を呈する幅数m程度の塊状泥岩としてまれに産出する。この塊状泥岩は、しばしば砂質な葉理を挟有している。鏡下では、シルト岩からなり、全体に剪断変形による黒色シームが発達することが観察される(第7.5図j)。建石林道沿いの泥岩(第3.3図;第7.5図j)について、炭質物ラマン温度計(Kouketsu *et al.*, 2014)を利用して変成温度解析した結果、 $314 \pm 5$ ℃の値が得られた(附表2)。なお、塊状泥岩は小規模かつ少量のため、地質図ではTkaに含めた。

**砂岩泥岩互層及び砂岩 (Tks)** 本図幅では砂岩泥岩互層と砂岩を一括して表現した。砂岩泥岩互層及び砂岩の各露頭の幅は数mだが、両者の露頭の分布から推定される最大分布幅は50mに達する。両者は滝ノ沢ユニットを特徴付ける岩石でもあり、模式地である小貝沢地区の中津

川及び市道沿い(第7.1図)、滝ノ沢(第7.2図)などで好露頭が観察できる。砂岩泥岩互層は、数cmの灰白色砂岩と10数cmの暗灰色泥岩が互層し、ときに級化構造が認められる(第7.5図d)。互層中の砂岩層は細粒～中粒で多くが石質ワッケに分類され、泥岩層はしばしば砂質の葉理を挟む(第7.5図e)。

砂岩は塊状で灰色を呈し(第7.5図f)、粒度は細粒～粗粒まで様々で、互層中のものと同様に多くが石質ワッケに分類される。綱取ユニットの砂岩に比べて石英や長石に富み(第5.9図;第7.5図k, l)、北部北上帯ジュラ紀付加体中の砂岩に類似する。特に粗粒な砂岩では、しばしば長径4mm以下の扁平した泥岩偽礫を含む。岩片は、一般に極細粒砂岩、泥岩、珪質泥岩、珪長質凝灰岩、チャート、石英質マイロナイト、玄武岩、デイサイト、緑れん石岩などが認められる。特に、米内川支流の<sup>とちぎわ</sup>析沢源流(標高490m地点)に産する極粗粒砂岩は緑泥石岩岩片を含む。この岩片は、長径3mmで扁平しており、またバスタイトやクロムスピネルを含むことから(第7.5図m)、元は超苦鉄質岩と考えられ、後述する“建石礫岩”中の緑泥石岩礫と似る。砂岩の基質には定向配列した長径0.1mm程度のセリサイトがしばしば散在する。また、ときに多量の方解石が基質に発達する。

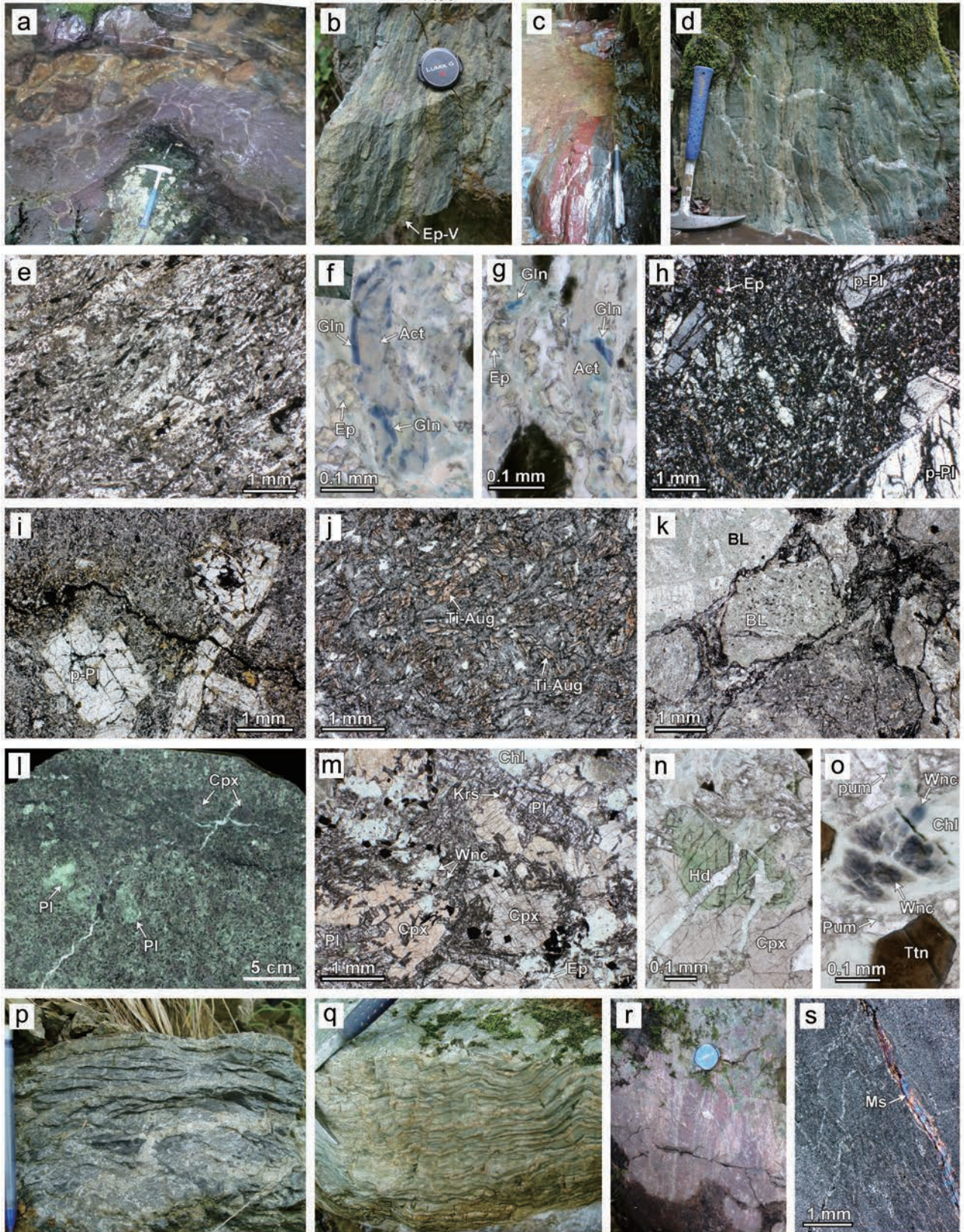
砂岩泥岩互層も砂岩も、一般に変形を受けており(第7.5図e)、鏡下ではしばしば黒色シーム状の圧力溶解劈開が認められる(第7.5図k)。

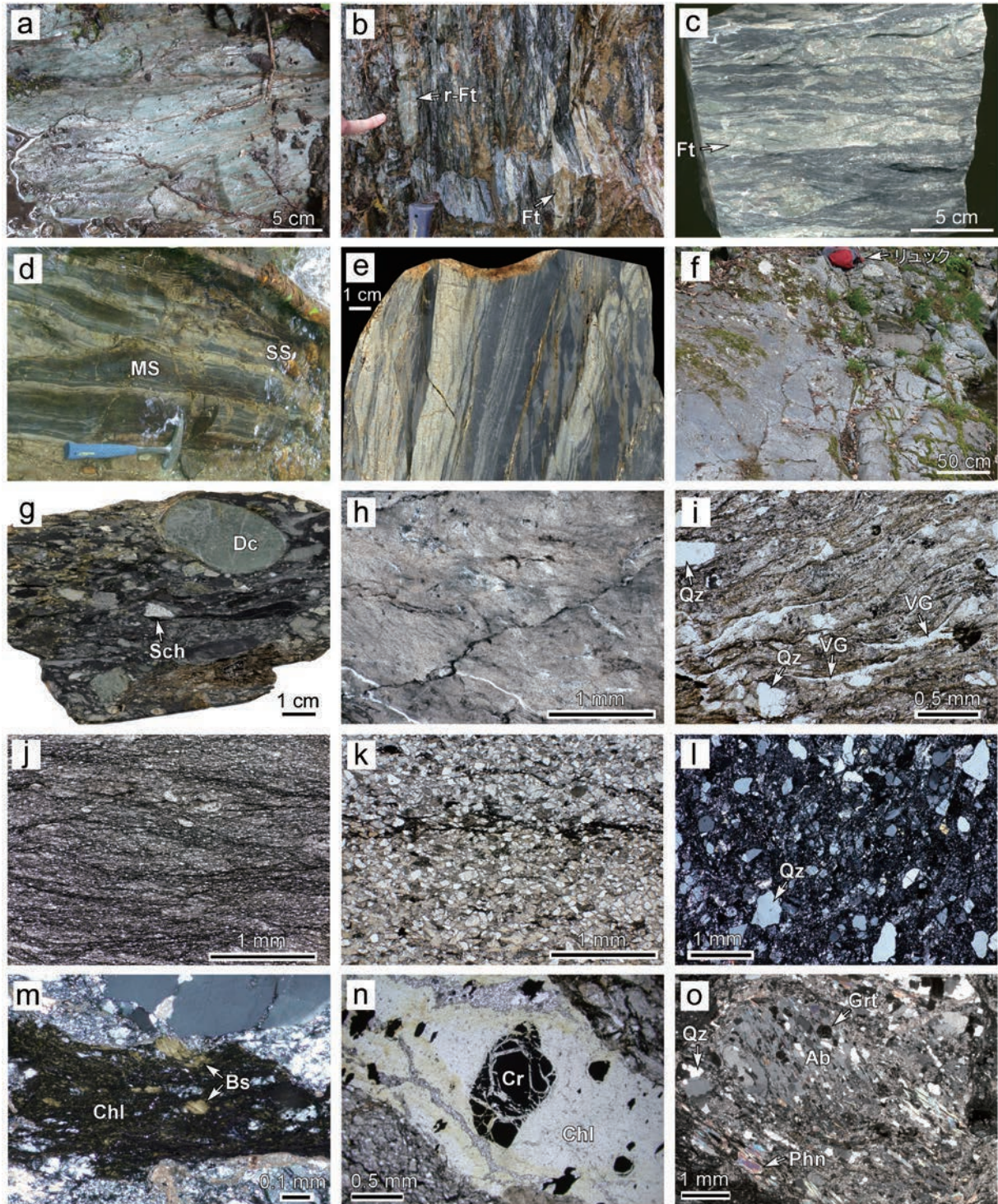
**礫岩 (Tkg)** 建石林道には、超苦鉄質岩や低温高压型変成岩をはじめ、火山岩・深成岩・堆積岩など様々な礫を

(p. 49 →)

第7.4図 滝ノ沢ユニットの玄武岩類及び層状チャート

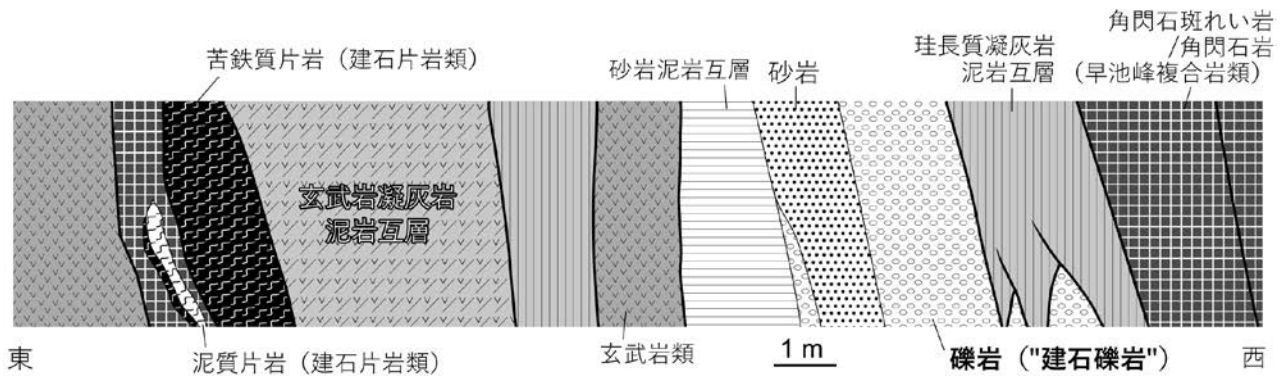
(a) 赤色枕状溶岩。内沢。(b) 緑れん石脈が発達する緑色玄武岩。滝ノ沢林道。(c) 赤色玄武岩凝灰岩。中津川。(d) 玄武岩火山角礫岩。内沢。(e) アルカリ角閃石を含むやや粗粒な玄武岩の薄片写真。ヌスト沢。(f, g) eで見られる藍閃石。(h) 緑色玄武岩の薄片写真。建石林道。(i) 赤色玄武岩の薄片写真。建石林道。(j) チタン普通輝石を含む無斑晶状玄武岩の薄片写真。銭掛。(k) 赤色玄武岩凝灰角礫岩の薄片写真。内沢。(l) 建石林道沿いの斑状ドレイイトの研磨片。(m) lの薄片写真。(n) lに含まれるヘデン輝石。(o) lに含まれるアルカリ角閃石。(p) 建石林道の灰色層状チャート。(q) 内沢の灰白色層状チャート。(r) 玄武岩に伴う赤色層状チャート。平六沢林道入り口付近の沢。(s) 灰色層状チャートの薄片写真。小貝沢地区の中津川沿い。h, sの薄片のみ直交ポラーラ、その他は単ポラーラ。Act: アクチノ閃石, BL: 玄武岩溶岩片, Cpx: 単斜輝石, Ep-V: 緑れん石脈, Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Gln: 藍閃石, Hd: ヘデン輝石, Krs: ケルースト閃石, Ms: 白雲母, Pl: 斜長石, p-Pl: 斜長石斑晶, Pum: パンペリー石, Ti-Aug: チタン普通輝石, Ttn: チタン石, Wnc: ウィンチ閃石。





第7.5図 滝ノ沢ユニットの珪長質凝灰岩と陸源性碎屑岩

(a) 成層構造を示すやや厚い珪長質凝灰岩。ヌスト沢。(b, c) 剪断変形を被った珪長質凝灰岩泥岩互層の露頭及び標本。bは建石林道, cは内沢。(d, e) 砂岩泥岩互層の露頭及び研磨標本。dは小貝沢地区の中津川河床。eは滝ノ沢。(f) 塊状砂岩。小貝沢地区の中津川。(g) 礫岩(“建石礫岩”)の研磨標本。建石林道。(h) 珪長質凝灰岩の薄片写真。建石林道。(i) 凝灰質砂岩の薄片写真。滝ノ沢。(j) 泥岩の薄片写真。建石林道。(k, l) 砂岩の薄片写真。kは内沢支流の高屋敷沢, lは中村地区北方の杉ノ沢。(m) 砂岩中の超苦鉄質岩岩片の薄片写真。栃沢源流。(n) 建石礫岩中の超苦鉄質岩片の薄片写真。(o) 建石礫岩中の結晶片岩片の薄片写真。b, d, i, lはUchino (2021)のFig. 6b, 6d, 7c, 7bをそれぞれ引用, g, n, oはUchino and Kawamura (2010)のFig. 3a, 5a, 4aをそれぞれ引用。l, m, oは直交ポラーラ, その他は単ポラーラ。Ab: アルバイト, Bs: バスタイト, Chl: 緑泥石, Cr: クロムスピネル, Dc: デイサイト, Ft: 珪長質凝灰岩, Grt: ざくろ石, MS: 泥岩, r-Ft: 再結晶した珪長質凝灰岩, Phn: フェンジャイト, Qz: 石英, Sch: 結晶片岩, SS: 砂岩, VG: 火山ガラス片仮像。



第 7.6 図 内沢に沿う建石林道崖に産する“建石礫岩”周辺のスケッチ  
内野ほか (2008b) の第 16 図 B を一部改変。太実線は断層。

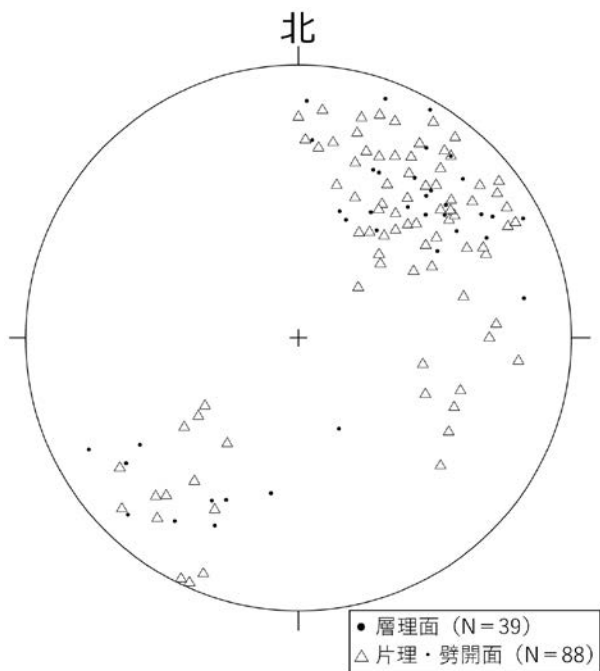
含む特徴的な礫岩が、内沢を挟んで南北 2 箇所 (同一層準) に産する (第 3.3 図; 第 4.2 図参照)。この礫岩層は Uchino and Kawamura (2010) によって“建石礫岩”と呼ばれ、詳しい堆積学的・岩石学的研究がなされている。2 箇所の露頭のうち南側に分布するものは、砂岩と密接に伴いながら厚さ 30 cm と 1.5 m で 2 層準産する (第 7.6 図)。見かけ下位の層準の薄い礫岩層は砂岩に漸移している。見かけ上位の礫岩は珪長質凝灰岩泥岩互層と断層で接し、この珪長質凝灰岩泥岩互層中にも幅 30 cm 及び 70 cm の 2 つの礫岩がレンズ状に挟在している。

建石礫岩は礫支持の中礫岩で、全体に暗灰色を呈している (第 7.5 図 g)。若干の変形を被っているが変成作用は受けていない。淘汰は良くなく、基質は暗灰色の砂質シルト岩からなる。礫のサイズは径約 5~15 mm の中礫が多いが、最大 15 cm に及ぶ大礫を含むこともある。円磨度は亜角礫~亜円礫が多いが、ときに円礫~超円礫も認められる。礫種は含クロムスピネル緑泥石岩 (モード比: 6%), 含ざくろ石泥質片岩 (8%), 石英準片岩 (3%), 苦鉄質片岩 (2%), 変玄武岩 (4%), 緑れん石石英アルバイト岩 (7%), 珪長質火山岩 (9%), 安山岩 (3%), ドレライト (1%), 玄武岩 (7%), 花崗岩質岩 (2%), 石英質マイロナイト (1%), 珪長質半深成岩 (2%), 珪長質凝灰岩 (10%), 石灰岩 (1%), 砂岩 (5%), 泥岩 (23%) と多種にわたる (Uchino and Kawamura, 2010)。以下に本礫岩に特徴的な含クロムスピネル緑泥石岩と含ざくろ石泥質片岩について記載する。

含クロムスピネル緑泥石岩は最大長径が約 4 cm に達するものがあり、クロムスピネルは自形~半自形で最大径が約 2 mm で、赤褐色あるいは不透明である (第 7.5 図 n)。この緑泥石岩は、元は直方輝石と考えられるバスタイトを含んでいることから、超苦鉄質岩が変質したものと考えられる。Uchino and Kawamura (2010) によると、クロムスピネルの低 Ti と低 Fe<sup>3+</sup> 及び高い Cr/(Cr + Al) 比

から、南部北上帯基盤の島弧オフィオライトである早池峰-宮守オフィオライト (Ozawa and Shimizu, 1995; 小澤ほか, 2013) を起源とすると考えられている。

含ざくろ石泥質片岩は、角礫~亜角礫で最大長径が 3 cm に及ぶ (第 7.5 図 g)。石英、アルバイト、フェンジャイト、石墨を主体とし、ざくろ石、ルチル、不透明鉱物、緑泥石、緑れん石、チタン石、炭酸塩鉱物を伴う (第 7.5 図 o)。石英の多くはサブグレイン化しモザイク状となっており、すべて波動消光を示す。フェンジャイトは長径が最大 2 mm に達する。アルバイトはジルコン、ルチル、フェンジャイトを包有する場合がある。ざくろ石は、径 0.5 mm 以下のものが多いが、ときに最大径 3 mm に及ぶ斑状変晶として産することがある (Uchino and Kawamura, 2010 の Fig. 4b)。粗粒なざくろ石には、細粒のジルコンやルチル、定向配列した不透明鉱物が包有されているほか、内部に発達したクラックに沿ってセリサイト・炭酸塩鉱物・石英を伴った緑泥石が生じている。この含ざくろ石泥質片岩は、石英+アルバイト+フェンジャイト+緑れん石+緑泥石+ざくろ石という鉱物組み合わせや、フェンジャイトの Si 値 (6.46~6.82 : O = 22) から、三波川変成帯のざくろ石帯と同程度の低温高压型変成を受けたものと考えられている (内野ほか, 2008a)。また、フェンジャイトからは石炭紀の <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年代が得られており (内野ほか, 2008a)、Uchino and Kawamura (2010) はざくろ石が Ca に富むアルマンディンであることも併せて、この含ざくろ石泥質片岩の起源を母体-松ヶ平帯の山上変成岩に求めている。ざくろ石の組成は、山上変成岩から報告されたもの (宮下ほか, 2020) に類似するほか、建石片岩類 (第 4 章参照) のものとも類似する (第 4.5 図参照)。Uchino and Kawamura (2010) は、これら超苦鉄質岩礫と低温高压型変成岩礫の円磨度が低いことから、それらの母岩はともに海溝に比較的近い位置に露出していたと考えている。



第 7.7 図 滝ノ沢ユニットの岩石の層理面及び片理・劈開面のステレオプロット  
下半球投影。

### 7.3 年代

これまで化石の産出報告はない。Uchino (2021) は 3 露頭の砂岩 (うち 1 露頭は早池峰山図幅範囲内) と 2 露頭の珪長質凝灰岩のジルコンから U-Pb 年代を報告した (第 5.1 図参照)。砂岩については 257~248 Ma (ペルム紀末~前期三畳紀) の (第 12.1 図参照), 珪長質凝灰岩については 288~281 Ma (ペルム紀前期) のとともに最若クラス

ター年代が得られている。砂岩と珪長質凝灰岩とは 40 m.y. 程度の年代乖離があるが, Uchino (2021) は珪長質凝灰岩には堆積同時性のジルコンが含まれていなかったと判断し, 砂岩のジルコン年代値を堆積年代の解釈に用いて, 滝ノ沢ユニットの形成年代を前期三畳紀とした。ただし, 年代測定した 3 試料中 2 試料はペルム紀末の最若クラスター年代を示すため, 形成年代の下限はペルム紀末まで古くなる可能性はある。なお, 学会講演要旨ではあるが, 大川ほか (2013) は滝ノ沢ユニットの砂岩 (試料採取地点は内野・大藤, 2014 に図示; 第 7.1 図) から,  $241.2 \pm 6.5$  Ma の最若ジルコンを報告している。

ちなみに, 近年, 西南日本に分布するペルム紀後期の付加体中の碎屑性ジルコンからも前期三畳紀の最若クラスター U-Pb 年代が報告されており (例えば, Hara *et al.*, 2018; Ohkawa *et al.*, 2021), これまでペルム紀後期の付加体とされていたものの一部は, 年代の上限が前期三畳紀まで若くなる可能性が出てきている。

そのほか, 前節でも述べたように, 建石礫岩に含まれる含ざくろ泥質片岩礫中のフェンジャイトから 347~317 Ma (加重平均値:  $332 \pm 7.6$  Ma) の  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  スポット年代が得られている (内野ほか, 2008a)。

### 7.4 地質構造

滝ノ沢ユニットの地層の層理面と片理・劈開面は概ね同じトレンドを示し, 本図幅地域内では主に北西-南東方向である (第 7.7 図)。隣接する綱取ユニットや門馬ユニットとも調和的である (第 5.1 図; 第 8.11 図参照)。ただし, 建石山北西方や飛鳥地区西方などの滝ノ沢ユニット南縁部の一部では, 北北西-南南東ないし北北東-南南西の走向を示すものもある。傾斜については, 同ユニットの北東半部で半波長 50~600 m 程度のシンフォーム・アンチフォームが発達するが, 大局的には南西落ちである。



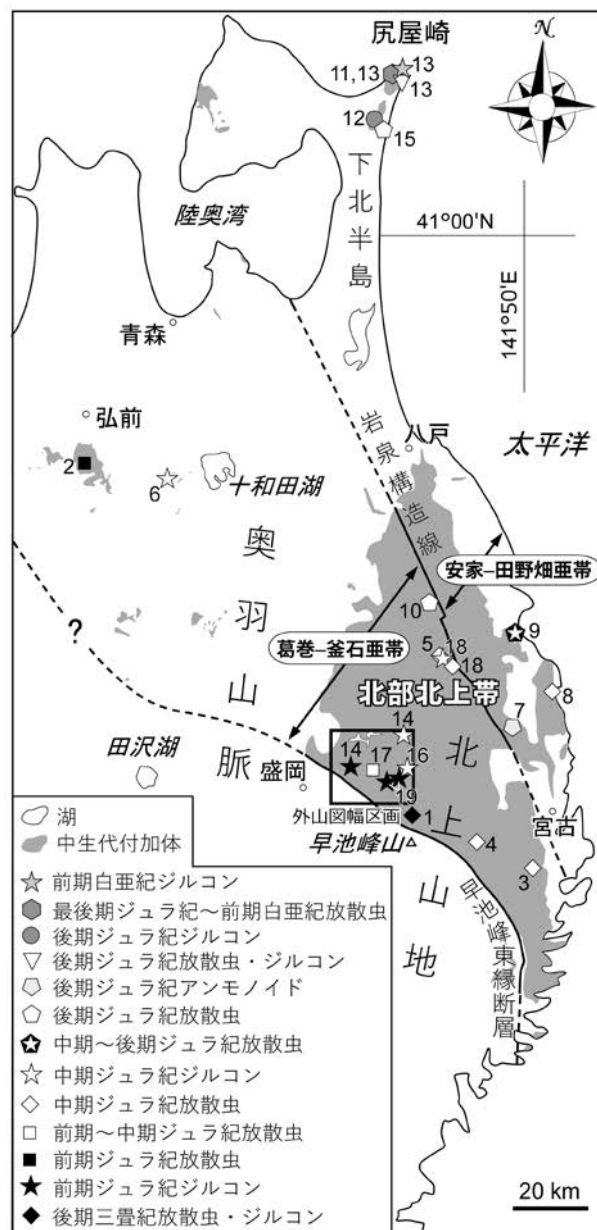
(内野隆之)

8.1 研究史及び概要

8.1.1 研究史

小貫(1956)は北部北上山地に分布する地質体(北部型古生層)に対して、卓越する岩相の違いによって、「輝緑凝灰岩卓越区域」(現在の根田茂帯と南部北上帯北縁部を含む)、「チャート卓越区域」、「石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域」に区分した。その後、同山地の地質体は、岩相、地質構造、石灰岩中の化石年代の違い(例えば、小貫, 1969)を基に、南西から北東にかけて、石炭系?～ペルム系よりなる北部北上帯(狭義)、三疊系～ジュラ系よりなる岩泉帯、ジュラ系～白亜系よりなる田老帯として、小貫(1956)の3区域の範囲が変更され、新たな地帯区分がなされた(島津ほか, 1970; 杉本, 1974)。当時、各帯の地質体は地向斜性堆積物と捉えられ(吉田, 1975)、そしてその堆積場が時代とともに東方へ移動したと考えられた(杉本, 1974)。1980年代に入り、これら3帯中のチャートから三疊紀のコノドント化石が相次いで発見され(例えば、豊原ほか, 1980; 村井ほか, 1983; 吉田ほか, 1987)、地帯区分の基にもなっていた時代的根拠が失われた。また同時に、北部北上山地の地質体はジュラ紀付加体として認識され、玄武岩・石灰岩・チャートは付加体中の異地性岩体と捉えられるようになってきた(平ほか, 1981; 箕浦, 1983)。小貫(1981)は岩泉帯について、岩相やコノドント化石の年代から、北西-南東方向の<sup>せき</sup>関断層(岩泉構造線に相当)を境に、西側の北部北上帯(狭義)と東側の<sup>あつか</sup>安家帯とに区分した。大上・永広(1988)は、北上山地のジュラ紀付加体を整理・総括し、古生代の化石を産する石灰岩やチャートの有無と砂岩の碎屑物組成の差異を根拠に、葛巻-釜石帯と安家-田野畑帯とに区分し、その境界を岩泉構造線とした(第8.1図)。更に彼らは、両帯の付加体の構成岩類の原岩層序を示し、前者は北部北上帯(狭義)及び旧岩泉帯西半分からなり、後者は旧岩泉帯の東半分(安家帯)及び田老帯からなるとした。その後、北部北上山地のジュラ紀付加体からなる地帯は北部北上帯として一括され、葛巻-釜石帯及び安家-田野畑帯は、それぞれ葛巻-釜石亜帯、安家-田野畑亜帯として格下げされることとなった(永広ほか, 2005)。

北部北上帯の“ジュラ紀付加体”は、北部北上山地以外で<sup>あうらう</sup>奥羽山脈以西や下北半島でも僅かに分布しており、北上山地も含め20地点以上の陸源性碎屑岩から化石やジ



第8.1図 北部北上帯における付加体の分布及び陸源性碎屑岩年代を示した図

Uchino and Suzuki (2020) のFig. 1 を一部修正。年代地点(1-15)の文献は当該論文のキャプションを参照されたい。16:内野(2021a), 17:内野・鈴木(2021), 18: Muto et al. (2023), 19: Osaka et al. (2023)。

ルコンの年代が得られている(第8.1図)。その結果、東北地方における“ジュラ紀付加体”は南西(盛岡東部)から北東(下北半島尻屋崎)にかけて三疊紀末から前期白亜紀までの大局的な若化トレンドを示す(例えば、永広ほか, 2008; Uchino and Suzuki, 2020)。ちなみに、これまでのところ葛巻-釜石亜帯でしか古生代の海洋性岩石は認められていない。また、かつて両亜帯で砂岩中の碎屑物組成が異なることが指摘されていたが(大上・永広, 1988), それは高橋ほか(2016)によって否定されている。

外山図幅地域を含む北部北上帯南西縁部についての研究はさほど多くない。岩手県土木部(1954)の地質図は北上山地の地質を初めて包括的にまとめられたものである。それは5万分の1表層地質図「外山」(岩手県編, 1970)でもほぼ踏襲されており、それ以降、詳細な地質図は示されていない。松岡(1988)は米内川流域の館沢林道沿いに産する黒色チャートから前期ジュラ紀前期の放散虫化石を発見し、本地域の地質体が実際にジュラ系を含むことを初めて示した。川村ほか(1996)は北部北上帯南西縁部の岩相を整理し、それを“中津川相”と呼び、南西隣の旧早池峰構造帯の岩相(“根田茂相”)とは異なるとした。大藤・佐々木(2003)は北部北上帯南縁部に剪断帯(区界-釜石剪断帯)を認定した。南隣の早池峰山図幅(川村ほか, 2013)では、北部北上帯の付加体は「門馬コンプレックス」として定義・記載され、珪長質凝灰岩から中期~後期三疊紀の可能性のある放散虫化石が得られていたものの、中期ジュラ紀として扱われた。その後、内野(2017)はこの放散虫化石を含む珪長質凝灰岩近傍の凝灰質泥岩からジルコンU-Pb年代を測定し、三疊紀末の最若クラスター年代を得て、門馬コンプレックスの一部が三疊紀末の付加体である可能性を示した。内野(2019, 2021a)は外山図幅地域内の数地点の砂岩を対象に碎屑性ジルコン年代を測定し、北上山地の北部北上帯(南西縁部)において前期ジュラ紀の付加体が存在することを初めて示したほか、一方で本図幅地域の北東部の付加体は中期ジュラ紀であることを明らかにした。Osaka *et al.* (2023)も、内野(2019)が示した前期ジュラ紀砂岩地点のやや北東側(前期ジュラ紀砂岩と中期ジュラ紀砂岩の中間地点)の砂岩からやはり前期ジュラ紀の碎屑性ジルコン年代を報告し、前期ジュラ紀付加体の分布範囲がより北東側に拡張することを明らかにした。

Mori *et al.* (1992)は第29回万国地質学会(IGC)の巡検で北上山地におけるジュラ紀付加体の観察地点(STOP1)として、岩洞ダム下の崖に大規模に露出する、玄武岩類・チャート及びそれらを岩塊として含む泥質岩を紹介した。土谷ほか(1999a)は北部北上帯の玄武岩類の全岩化学組成を網羅的に分析し、そのほとんどが海洋島玄武岩の特徴を示すことを報告した。ただし、岩洞ダム下(Mori *et al.*, 1992のSTOP1)やその西方(岩洞湖畔国道脇)の玄武岩については、北部北上帯ではまれな

MORBの特徴を示すとした。内野(2021b)もまた外山図幅地域の門馬ユニット(原典では中津川コンプレックス)において、数地点の玄武岩の全岩化学組成を分析し(付図2)、海洋島玄武岩だけでなくMORBの特徴を示すものが幾つかあることを報告した。

### 8.1.2 概要

北部北上帯の南西縁部(外山図幅地域及びその周辺)には門馬ユニットと呼ばれる三疊紀末~中期ジュラ紀の付加体が広く分布する。本ユニットは、南側に分布する根田茂帯の前期三疊紀付加体(滝ノ沢ユニット)とは高角断層を介して接すると考えられる。葉理泥岩、チャート、砂岩、砂岩泥岩互層を主体とし、珪長質凝灰岩泥岩互層、玄武岩類、石灰岩を僅かに伴う。本ユニットに卓越する葉理泥岩はシルトからなる灰色部と粘土鉱物・炭質物からなる暗灰色部がmmオーダーで細互層する特徴的な岩相を示す。また、しばしば数cm~数10cmの玄武岩、チャート、砂岩などをシート状ないしレンズ状に挟有する。本図幅地域の岩石は全般に著しい変形作用被っており、特に細粒碎屑岩においては片状構造や微褶曲が顕著に認められる。

門馬ユニットは大まかに南西部の上部と北東部の下部に分けられる。この上部と下部はそれぞれ構造的上位と下位に当たる。岩相は下部において、厚いチャートが挟在する以外に特段の差異はないが、地質構造は全体として概ね北西-南東走向で、上部から下部に向かって高角から低角に移化する。陸源性碎屑岩の堆積年代については、最上部(南隣の早池峰山図幅地域内)では凝灰質泥岩から三疊紀末の、上部では砂岩から前期ジュラ紀の、下部では中期ジュラ紀の碎屑性ジルコンU-Pb年代が得られており、上部から下部に向かって若くなる傾向を示す。

## 8.2 門馬ユニット (Kb, Kl, Kc, Kf, Ks, Km)

[命名・定義] 南隣の早池峰山図幅(川村ほか, 2013)において、北部北上帯南西縁の付加体に対し、門馬コンプレックスと命名・定義された。これは門馬層(山崎, 1985; 永広ほか, 1986)から改称されたものである。また従来、外山図幅地域に分布する北部北上帯ジュラ紀付加体については、中津川コンプレックス(内野ほか, 2008b; 川村ほか, 1996の中津川相)と呼ばれ、近年の論文でも使用されてきたが(例えば、内野, 2019, 2023; 内野・鈴木, 2021; Osaka *et al.*, 2023), 両者は岩相対比できるため、本図幅では「門馬ユニット」として一括する。本ユニットは、北部北上帯南西部では構造的最上位に位置するもので、三疊紀末~中期ジュラ紀の付加体からなる。

なお、三疊紀末と考えられる地層は南隣の早池峰山図幅地域、すなわちより構造的上位に位置しており、本図

幅地域に分布するユニットは前期～中期ジュラ紀のものである。また、第7章でも述べたように、早池峰山図幅地域に分布する門馬ユニットの南側3分の1は前期三疊紀付加体の滝ノ沢ユニットに相当する(Uchino, 2021)。

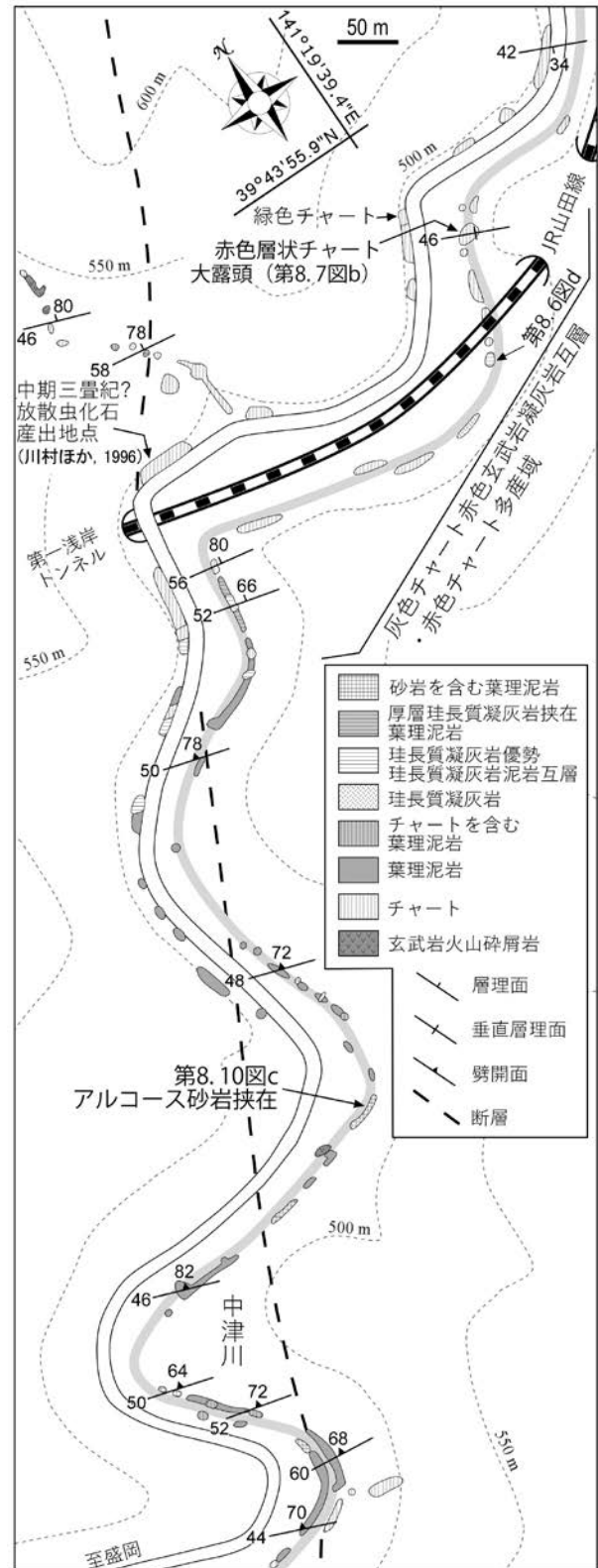
〔模式地〕 早池峰山図幅では「宮古市門馬の閉伊川から北東方の山稜」と設定されている。外山図幅地域では、盛岡市矢倉地区以北の中津川沿い及び岩泉町釜津田地区駒ヶ沢集落付近の大川沿いがそれぞれ上部・下部の観察適地であり、それらを副模式地とする。また、米内川及び県道204号(大志田停車場線)、館沢林道(県道204号と国道455号を結ぶ市道)、滝ノ内沢、オンドコ沢(大川支流)などでも良好な露頭が観察できる。副模式地及び館沢林道のルートマップをそれぞれ第8.2図～第8.5図に示す。

〔分布と層序関係〕 北部北上帯の南西縁部一帯に広く分布し、南西限は早池峰東縁断層を介して前期三疊紀付加体の滝ノ沢ユニットと接する。一方、北限については本図幅地域外の北ないし北東方に位置すると考えられるが、現状では未確定である。門馬ユニットは分布が広範囲にわたるため、本図幅では便宜的に、岩洞湖周辺に産する厚いチャート岩体の南縁を境に、構造的上位の部分と構造的下位の部分に分けて、それぞれ層序的な意味をもたない「上部」及び「下部」と呼ぶことにする。上記の厚いチャートの側方延長が途切れる図幅東部では両者の境界部が不明瞭となるため、前期ジュラ紀砂岩露頭と中期ジュラ紀砂岩露頭の間はその境界部を置いた(第2.2図; 第12.1図参照)。

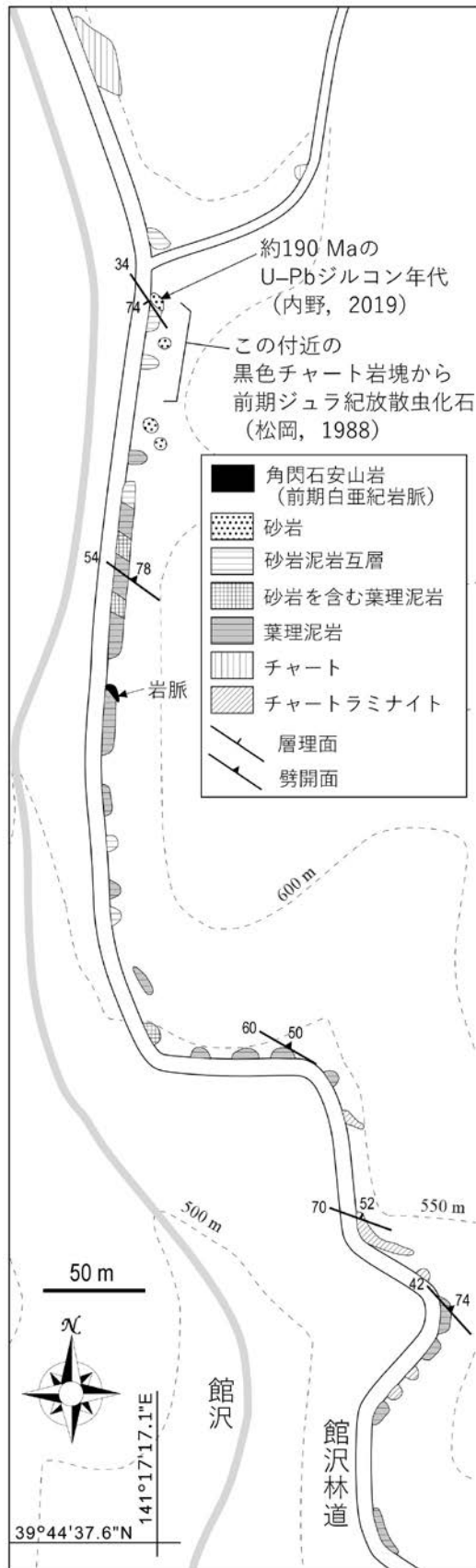
上部は北部北上帯の南西縁部に幅約10kmの範囲で分布し、本図幅地域の約6割を占める。分布域は、南西縁は盛岡市鍋倉地区から岩神山まで、北東縁はおおよそ柴沢川流域(岩洞湖南岸)から青松葉山北方までの間である。下部は、上部の北東縁から北東側(駒ヶ沢・岩ノ渡付近の大川、軽松沢川、向井沢川)に、幅約10km以上の範囲で分布し、本図幅地域の約3割を占める。

〔層厚〕 上部、下部ともに10,000m以上。

〔岩相〕 門馬ユニットは上部及び下部ともに大きな差異はなく、玄武岩類、チャート、石灰岩、珩長質凝灰岩泥岩互層、葉理泥岩、砂岩泥岩互層、砂岩からなる。全体として葉理泥岩が卓越し、珩長質凝灰岩泥岩互層や砂岩泥岩互層は細互層を示す。地質図規模では、玄武岩類、チャート、砂岩などの岩体が、基質に相当する葉理泥岩の分布域中にシート状～レンズ状に含まれる混在相を示す。露頭規模では、それらは葉理泥岩中にシート状に薄く挟在している場合が多い。門馬ユニットは著しい変形を被っており、特に泥質岩(葉理泥岩、珩長質凝灰岩泥岩互層、砂岩泥岩互層)においては片状構造や微褶曲が発達したり、互層中の砂岩や珩長質凝灰岩が分断して破断相を示したりする。



第8.2図 門馬ユニット(上部)の副模式地のルートマップ

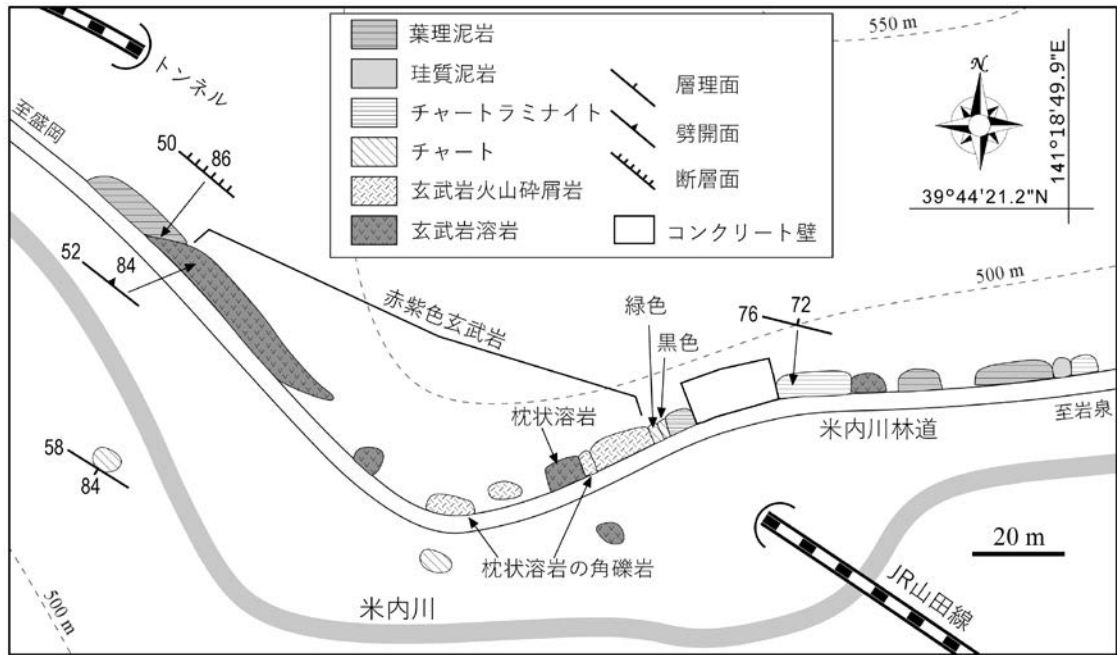


第 8.3 図 館沢林道における門馬ユニット(上部)のルートマップ

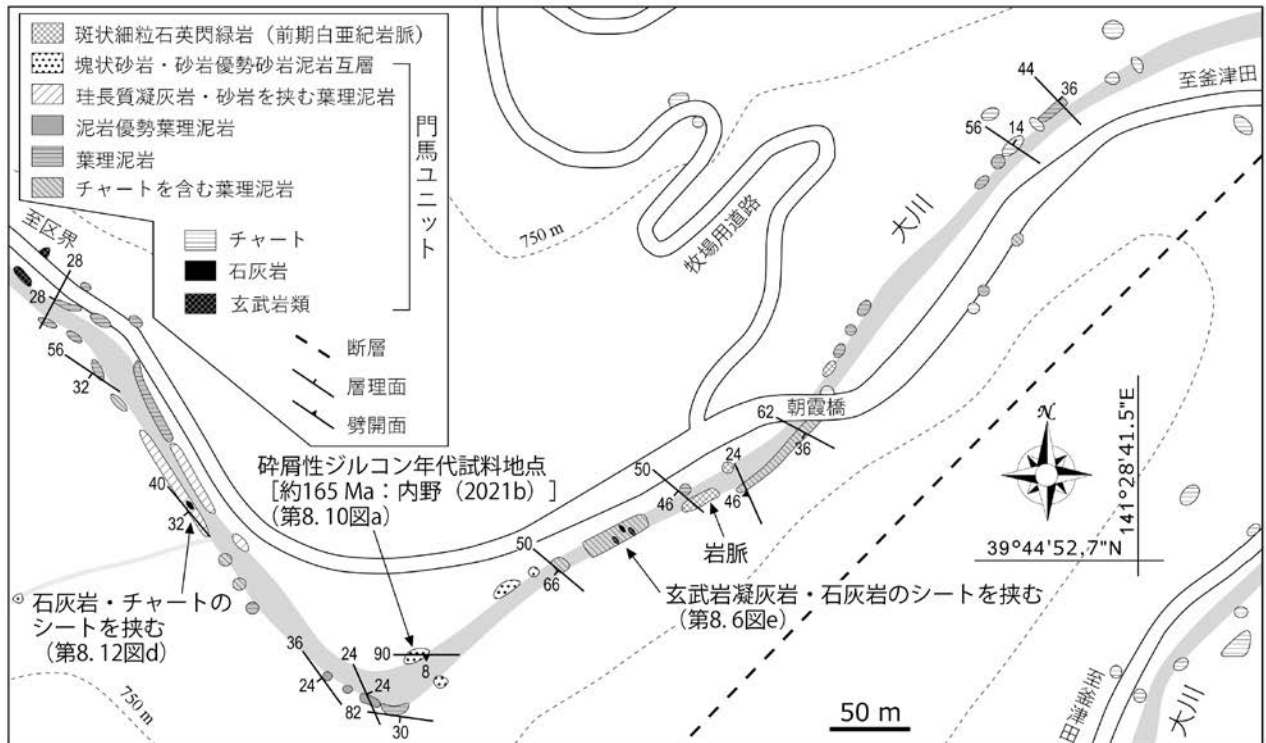
玄武岩類(Kb) 見かけの幅が 500 m 以下の岩塊及び小～中規模岩体として少量産する。玄武岩溶岩及び火山砕屑岩を主体とするが、僅かにドレライトを伴う。上部ではオリカベ沢(米内川支流)下流部や外山ダム湖北湖畔などで、下部では軽松沢川中流部や猫足又沢(末崎川支流)流域などで比較的厚いものが見られる。なお、甲子又沢(中津川支流)下流沿いの市道崖(北緯 39°43'32.10", 東経 141°20'22.32")では、赤紫色溶岩から漸移する緑色玄武岩火山砕屑岩(<25 cm)の上位に灰緑色のチャートラミナイトが見かけ整合的に累重する露頭が認められる(第 8.6 図 a)。

玄武岩溶岩は、暗緑色～緑色及び暗赤紫色を呈する。まれに枕状溶岩が認められる(第 8.6 図 b, c)。鏡下では、針状の斜長石の間を隠微晶質な鉱物が充填するインターサータル組織を示している(第 8.6 図 g)。ときに斜長石(<4 mm)や単斜輝石(<1.5 mm)の斑晶を含むことがあるほか、まれに六角形のかんらん石仮像(<1 mm)とみられる斑晶も認められる(第 8.6 図 h)。石基は斜長石、単斜輝石、リュウコキシシ、その他隠微晶質な鉱物からなり、二次鉱物として緑泥石、パンペリー石、緑れん石、アクチノ閃石が様々な組み合わせで生じている。石基中の単斜輝石は淡褐色を呈するチタン普通輝石のこともある。暗赤紫色溶岩の石基には微細な赤鉄鉱が多産する。まれに発泡痕が認められ、そのほとんどが緑泥石に置換されている。また、しばしば、石英、緑泥石、緑れん石、白雲母、方解石からなる細脈が発達する。変成鉱物については、緑泥石、緑れん石が発達し、試料によってはパンペリー石やアクチノ閃石が産する。ただし、下部の庄ヶ久保沢(軽松沢川支流)河床(北緯 39°48'01.62", 東経 141°24'00.11")の玄武岩では、淡褐色を呈するチタン普通輝石や褐色を呈するケルスート閃石のリムに幅 0.01 mm 以下の淡紫色～淡青色を呈する微細なアルカリ角閃石が認められる(第 8.6 図 j, k)。したがって、本玄武岩は、パンペリー石-アクチノ閃石相の中でも高圧部に相当する変成を被っていると考えられる。北部北上帯の付加体におけるアルカリ角閃石の発見は、守屋(1970)や Shiba *et al.*(1984)によって葛巻地域の玄武岩からマグネシオリーバック閃石が報告されて以来、2 例目である。玄武岩は一般に剪断変形を被っており、微細なリュウコキシシからなる黒色シームが発達していることが多い。

玄武岩火山砕屑岩は、火山礫凝灰岩または凝灰岩であり、緑色～緑灰色あるいは暗赤紫色～赤紫色を呈する。火山礫凝灰岩は滝ノ沢上流や向井ノ又沢(末崎川支流)などで見られ、長径 2 cm 以下の溶岩を礫として含む(第 8.6 図 f)。鏡下では斜長石斑晶を含む溶岩岩片が確認できる(第 8.6 図 l)。基質部分は隠微晶質な鉱物からなる細粒岩片とその粒子間を微細な赤鉄鉱が埋めるほか、しばしば緑泥石がプール状に産している。凝灰岩のうち、特に暗赤紫色～赤紫色を呈するものは、しばしば灰色



第 8.4 図 門馬ユニット (上部) の玄武岩類及びチャートが連続する露頭のルートマップ



第 8.5 図 駒ヶ沢集落東方における門馬ユニット (下部) の副模式地のルートマップ

チャート中に幅数 10 cm で挟在したり、チャート単層と互層したりする(第 8.2 図, 第 8.6 図 d)。また、下部では葉理泥岩中に幅数 mm~1 m の淡緑色凝灰岩がシート状に挟在する例が多く見られる(第 8.5 図, 第 8.6 図 e)。暗赤紫色~赤紫色凝灰岩は鏡下では、隠微晶質な鉱物からなる長径 0.1 mm 以下の碎屑物が定向配列し、その粒子間を微細な赤鉄鉱が埋める。また、全体に微細な粘土鉱物が定向に産するほか、赤鉄鉱はしばしば線状に濃集し黒色シームを形成している。緑色~緑灰色凝灰岩は長柱状~針状の斜長石、緑泥石、チタン石など微細な鉱物が概ね定向に配列しており(第 8.6 図 m)、ときにやや粗い粒状の単斜輝石を含む。試料によってはセリサイト、アクチノ閃石、パンペリー石、黄鉄鉱が認められることがある。これら玄武岩火山碎屑岩には、しばしば石英と方解石からなる細脈が、緑泥石(あるいは酸化緑泥石)を伴いながら発達している。

ドレライトは滝ノ沢(中津川支流)上流部、熊ノ沢(中津川支流)の枝沢である山猫沢に沿う熊ノ沢林道や矢倉流紋岩岩体北側の市道沿いなどで幅数 m の岩塊として産する(第 6.1 図参照)。大川上流(パクチガ沢との出会い付近)のものは、幅 20 cm 程度で石灰岩とチャートの間にレンズ状に挟在している。下部では、軽松沢川中流部(標高 785 m 付近)で玄武岩溶岩に伴って、また岩洞ダム下の崖(Mori *et al.*, 1992 の STOP1b)で葉理泥岩中に幅 4 m のレンズ状岩塊として産する。前者は岩手県土木部(1954)の地質図で斑れい岩として図示されているものに当たる。軽松沢川のドレライトは、自身の厚さは 5 m 程度であるが、周囲の玄武岩と合わせた層厚は約 30 m に及ぶ。ドレライトは緑色~灰緑色を呈し、主に斜長石と単斜輝石からなり、チタン石を含む。単斜輝石を欠く場合や、斜長石や単斜輝石を斑晶として含む場合もある。単斜輝石はまれに淡褐色を呈するチタン普通輝石のこともあり(第 8.6 図 i)、その場合、微細なケルスート閃石も伴う。斜長石はどれもほとんどがソーシユライト化し、セリサイト、緑泥石、アルバイト、アクチノ閃石、パンペリー石などの細粒な二次鉱物によって置換されている。全体に生じている変成鉱物としては、緑泥石と緑れん石が発達し、試料によってはパンペリー石やアクチノ閃石が産する。プール状の緑泥石や、緑泥石・セリサイトからなる細脈もしばしば認められる。岩洞ダム下のレンズ状岩塊は完晶質で、ほぼソーシユライト化した斜長石とチタン鉄鉱(一部はチタン石)からなる(内野, 2021b の第 2 図 f 参照)。

内野(2021b)は、門馬ユニット上部の中津川支流のモタラ沢に沿う林道脇の暗赤紫色玄武岩溶岩(第 8.6 図 g)と甲子又沢支流の緑色玄武岩溶岩について全岩化学分析を実施し、両者ともに MORB の特徴を示すことを明らかにしている。また下部では、岩泉町駒ヶ沢集落の大川と盛岡市の軽松沢川中流の緑色玄武岩溶岩は MORB を、

庄ヶ久保沢と岩洞ダム下のものは海洋島アルカリ玄武岩の特徴を示すとしている(付図 2)。

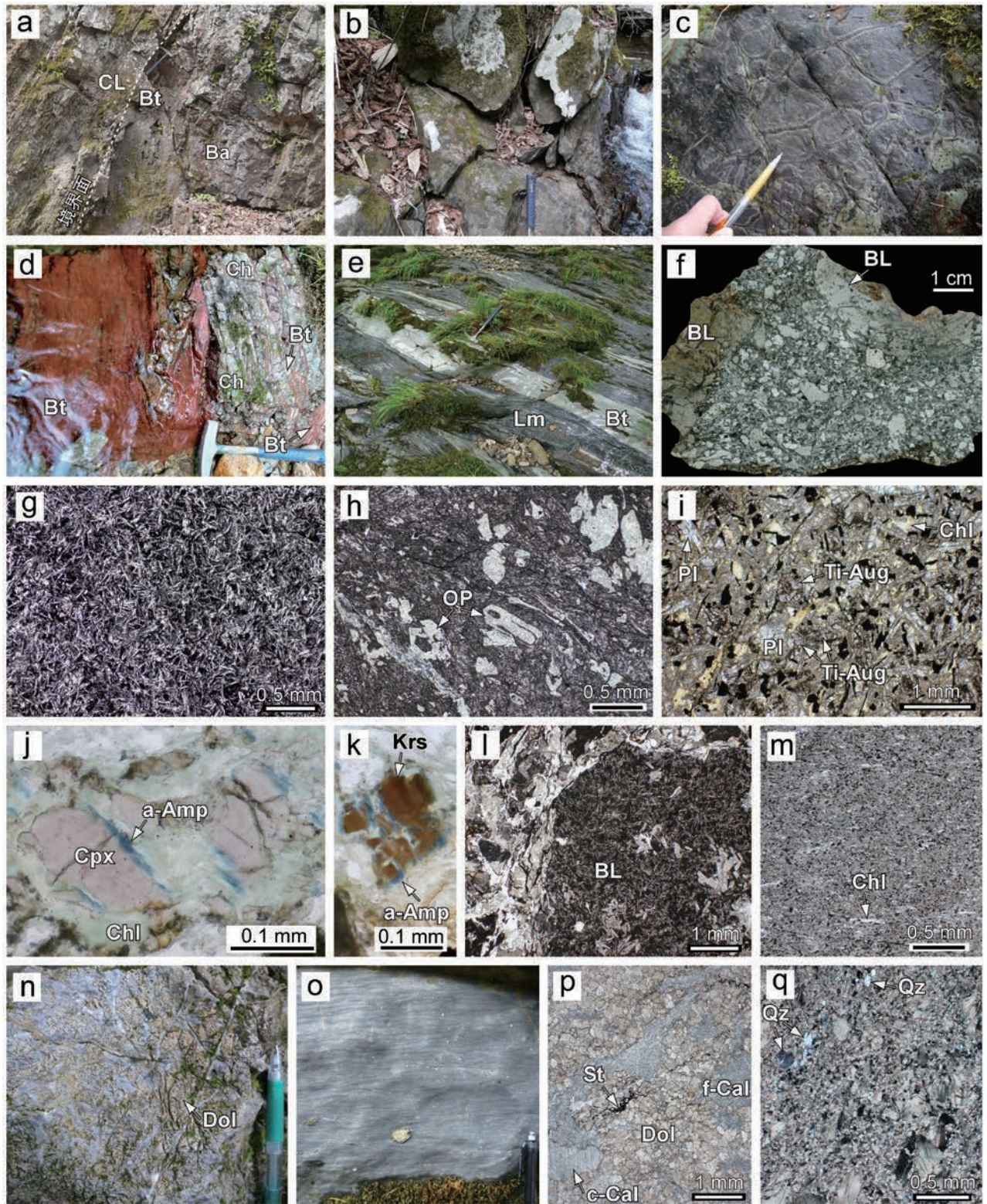
**石灰岩(KI)** 石灰岩は岩塊として、米内川上流及び支流の北ノ沢、中津川支流の甲子又沢上流部(ヒコベ沢)、大川、向井沢川下流部、オンドコ沢林道などに産する。多くが幅数 m の孤立露頭で産するため周囲の岩石(多くは葉理泥岩)との直接の関係は不明だが、北ノ又沢に沿った市道(米内-櫃取線)崖や大川上流ではチャート中に薄くレンズ状に挟在する。向井沢川下流部(取水ダムより 200 m 下流)では幅 20 m 程度でチャートに伴って産するほか、大川やオンドコ沢林道では泥質岩(葉理泥岩あるいは砂岩泥岩細互層)中に厚さ数 10 cm 以下の薄いシートとして産する。

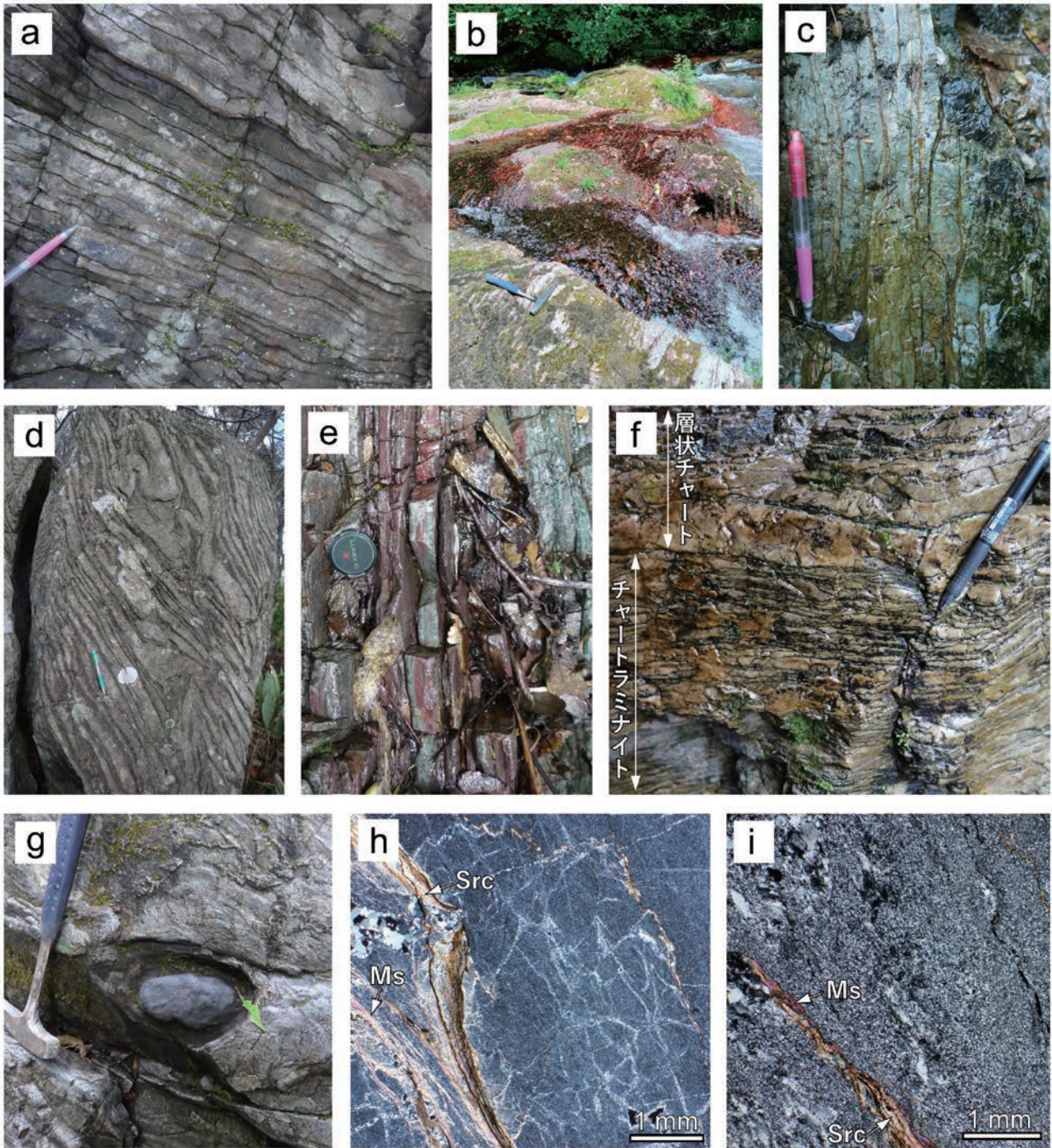
石灰岩は灰白色~灰色を呈し、層状または塊状で、一部で礫質のこともある。甲子又沢の層状石灰岩は厚さ 6 cm 以下の玄武岩火山碎屑岩岩片を含み、一方、大川上流のものは単層厚 15 cm 程度で単層厚 40~60 cm のチャートと互層する。また、どの石灰岩にもドロマイトが多かれ少なかれ発達しており、特に下部の向井沢川下流部に産するものはドロマイト優勢のため全体としては薄黄土色を呈している(第 8.6 図 n)。石灰岩内部には、数 mm オーダーで灰色部と暗灰色部が細互層した縞状構造が認められることがある(第 8.6 図 o)。鏡下観察によると、石灰岩は 0.01~0.1 mm の細粒方解石からなり、生物遺骸と

(p. 59 →)

#### 第 8.6 図 門馬ユニットの玄武岩類及び石灰岩

(a) チャートラミナイトと整合的に接する玄武岩類。甲子又沢下流沿いの市道脇。(b) 枕状溶岩露頭。外山ダム湖の北の沢。(c) 枕状溶岩中の急冷組織。中津川支流安庭沢。(d) チャートと互層する赤色玄武岩凝灰岩。中津川。(e) 葉理泥岩中に挟在する玄武岩凝灰岩。大川。(f) 玄武岩凝灰角礫岩の研磨片。滝ノ沢上流。(g) 無斑晶質赤色玄武岩溶岩の薄片写真。中津川支流モタラ沢。(h) 斑状玄武岩の薄片写真。大川。(i) ドレライトの薄片写真。熊ノ沢林道。(j, k) 玄武岩中に発達する細粒のアルカリ角閃石。軽松沢川支流庄ヶ久保沢。(l) c の薄片写真。(m) e の薄片写真。(n) ドロマイトの発達する塊状石灰岩。向井沢川。(o) 葉理泥岩中にレンズ状に挟在する縞状石灰岩。駒ヶ沢地区の大川。(p) 玄武岩片を含む層状石灰岩の薄片。甲子又沢。(q) o の薄片写真。薄片は q 以外すべて単ポーラー。g と h は内野(2021b)のそれぞれ第 2 図 a, 第 2 図 c を引用。a-Amp: アルカリ角閃石, Ba: 玄武岩, BL: 玄武岩溶岩, Bt: 玄武岩火山碎屑岩, c-Cal: 粗粒方解石, Chl: 緑泥石, Ch: チャート, CL: チャートラミナイト, Cpx: 単斜輝石, Dol: ドロマイト, f-Cal: 細粒方解石, Krs: ケルスート閃石, Lm: 葉理泥岩, Ls: 石灰岩, OP: かんらん石斑晶の仮像, Pl: 斜長石, Qz: 石英, St: スタイロライト, Ti-Aug: チタン普通輝石。





第 8.7 図 門馬ユニットのチャート

(a) 灰色層状チャート. 甲子沢上流の枝沢. (b) 赤色層状チャート. 中津川. (c) 緑色層状チャート. 滝ノ沢上流. (d) 褶曲している層状チャート. 大倉山. (e) 赤色チャートと淡緑色チャートの互層. 向井ノ又沢. (f) チャートラミナイト. 中津川. (g) チャート中のマンガン被覆ノジュール. 滝ノ内溪谷. (h) cの緑色チャートの薄片写真. (i) 灰色チャートの薄片写真. 大川. 薄片はいずれも直交ポーラー. Ms: 白雲母, Src: セリサイト.

みられる粗粒方解石や径 0.1 mm 程度のやや褐色掛かったドロマイトが認められる (第 8.6 図 p). 縞状石灰岩は、径 0.1 mm 以下の方解石とともに径 1 mm 以下のより粗い方解石粒子が散在するほか、径 0.2 mm 以下の石英粒子も

散点的に認められる (第 8.6 図 q). 暗灰色部では黒色シームが濃集している. また、石灰岩全般に、波状を呈するスタイロライトが観察される (第 8.6 図 p). なお、石灰岩の露頭は小規模であるが、その希少性のため地質



図には誇張して表現してある。

**チャート (Kc)** 本ユニットのチャートは一般に成層した層状チャートであり、厚さは数 10 cm から 200 m に及ぶ。地質図上の分布幅としては数 100 m から最大 2.7 km に及ぶが、これらは褶曲や初生的低角断層による構造的な繰り返しなどによって厚化しているものとみられる。特に、下部の岩洞湖周辺やその東方の軽松沢川に産する岩体は本図幅地域で最大規模の分布を示す。上部では、図幅地域西端の朴沢や中央部の北ノ又沢(ともに米内川支流)、甲子又沢(中津川支流)で比較的規模の大きい岩体が分布する。

チャートは主に灰色を呈するが、赤色やまれに淡緑色の場合もある(第 8.7 図 a-c)。赤色チャートは下部(図幅地域北東端)の向井ノ又沢や猫足又沢(ともに末崎川支流)で厚いもの(<750 m)が見られる。一般に、単層厚 1~10 cm で、数 mm の粘土岩薄層と律動的に互層し成層するが、粘土岩層を欠くこともある。成層したチャートはしばしば露頭規模で褶曲が認められる(第 8.7 図 d)。チャートは玄武岩溶岩を密接に伴って分布することがあり、特に下部の軽松沢川でそれが顕著である。また、向井ノ又沢中流部では、赤色部と淡緑色部が互層するチャートが見られ、一単層内においても中心部から外側に向かって赤色から淡緑色に漸移する様子が認められる(第 8.7 図 e)。赤色チャートにはまれにマンガン層を挟有する場合があります。熊ノ沢支流の山猫沢(第 6.1 図参照)の上流(旧熊ノ沢鉱山: 第 13.1 章参照)や岩洞湖畔でも認められる。外山ダムから流下する滝ノ内沢(滝ノ内溪谷)の左岸(標高 455 m 付近)では、灰色チャート中に長径 13 cm、短径 6 cm のマンガンジュールが認められる(第 8.7 図 g)。ジュールは、表面のみが厚さ 1 cm 以下の黒色マンガンによって薄く皮膜され、その内部は明灰色の塊状チャートである。チャートはその他に、層厚数 mm~10 数 cm の赤紫色を呈する玄武岩凝灰岩と互層したり(第 8.6 図 d)、極まれに層厚 10 数 cm 以下の石灰岩と互層したりする。また、チャートと粘土岩が数 mm 規模で互層する“チャートラミナイト”(吉田, 1981)がしばしば産し、本岩は門馬ユニット(特に上部)を特徴付ける岩相の一つとなっている。チャートラミナイトは、露頭幅が数 10 cm から数 m まで様々で、層状チャートとともに産する場合が多い(第 8.7 図 f)。

鏡下観察によると、チャートは微晶質石英からなり、しばしば微細なセリサイト(一部で白雲母)が発達する(第 8.7 図 h, i)。弱い変成を受けている場合は、石英が 0.01 mm 程度に粗粒化している(第 8.7 図 i)。粘土岩薄層ではセリサイトや酸化緑泥石などの粘土鉱物が、微細な炭質物からなる黒色シームや不透明鉱物を伴いながら発達する。

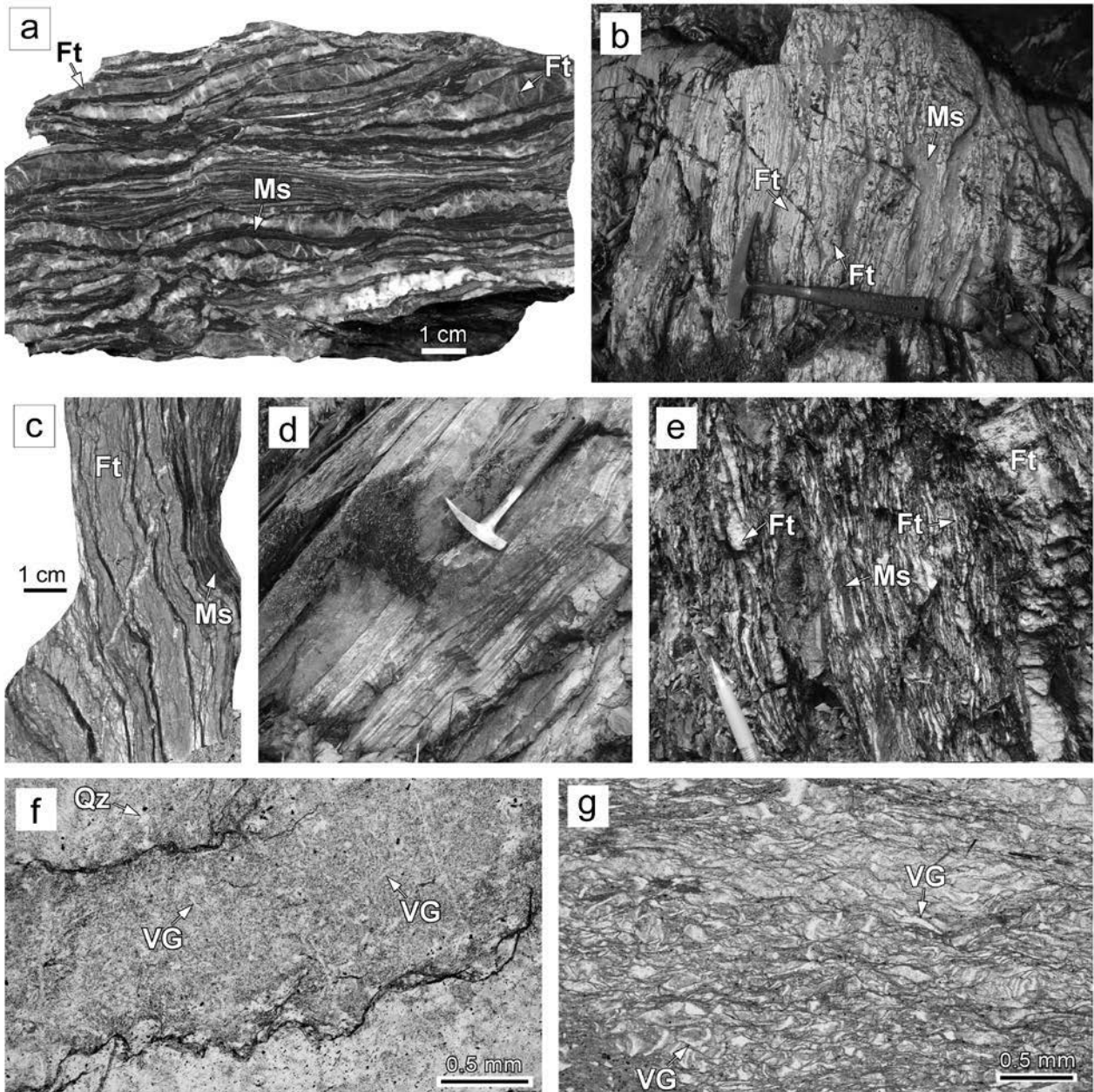
**珪長質凝灰岩泥岩互層 (Kf)** 珪長質凝灰岩と泥岩がともに層厚数 mm オーダーで互層する(第 8.8 図 a)。本互層は全体として珪長質凝灰岩優勢であり、珪長質凝灰岩はときに層厚数 cm 以上になることもある(第 8.8 図 b, c)。地質図に表現できる規模の分布はあまり多くなく、中津川上流の支流(モトラ沢、焼山沢、甲子又沢、ズザ沢)や米内川支流の岩高沢などに限られる。珪長質凝灰岩は主に明灰色だが、まれに淡緑色を呈する。薄片観察によると、珪長質凝灰岩は隠微晶質な鉱物の集合体からなり、ときに粘土鉱物が定向配列しながら散在する。再結晶している場合、野外ではチャートと見分けが付きにくい。鏡下では斜長石粒子や長柱状~針状のやや粗い石英粒子を含むことや火山ガラス仮像が認められることから火山灰起源と判断できる(第 8.8 図 f)。互層中の泥岩は灰色~暗灰色で、セリサイトなどの粘土鉱物が発達し、また微細な炭質物が黒色シーム群を形成している。

珪長質凝灰岩層の中でも厚いものは、粒度差による葉理が認められることがある(第 8.8 図 d)。特に粗粒な部分では火山ガラス仮像が顕著に認められる(第 8.8 図 g)。珪長質凝灰岩泥岩互層は、門馬ユニット内に発達する著しい剪断変形のため、ほとんどが片状あるいは千枚岩状になったり、珪長質凝灰岩層が分断して破断相を示すが(第 8.8 図 b, e)、変形の弱い部分ではまれに成層構造が認められることから(第 8.8 図 c)、初生的には堆積性の細互層であったと考えられる。本層はまた、しばしばちりめんじわ褶曲などの微褶曲も発達する。なお、この珪長質凝灰岩泥岩互層は本ユニットの上部に多く産する。

ちなみに、根田茂帯の綱取ユニット及び滝ノ内ユニットにも珪長質凝灰岩泥岩互層が特徴的に産するが、根田茂帯のものは互層中の珪長質凝灰岩が淡緑色を呈するのに対し、門馬ユニットのものはほとんどが明灰色であるため、この二つの岩相はユニット間で区別が可能である。

**葉理泥岩 (Km)** 葉理泥岩は、本ユニットの主要構成岩であり、灰白色~灰色部と暗灰色部が mm オーダーで細互層する(第 8.9 図 a-c)。一般的に、灰白色部~灰色部と暗灰色部の割合は、等量か暗灰色部優勢(第 8.9 図 b, c)である。灰白色~灰色部は粘土~シルトからなり、ときに砂サイズの石英粒子を含むほか、微細な粘土鉱物が定向に散在する(第 8.9 図 g)。泥岩薄層が凝灰質な場合、全体的により黄土色~白色を帯びる(第 8.9 図 a, h)。一方、暗灰色部は、定向配列したセリサイトや緑泥石などの粘土鉱物と微細な黒色炭質物シームからなる(第 8.9 図 g)。細粒な酸化緑泥石や鉄水酸化物が多くなると、やや深緑色掛かる(第 8.9 図 a)。

葉理泥岩には、しばしばモザイク状の石英からなる細脈が葉理に平行あるいは斜交し(第 8.9 図 b, e)、鏡下では灰色部内のみ発達する石英細脈もしばしば見受けられる(第 8.9 図 g)。ときに標本規模で黄鉄鉱の濃集が認



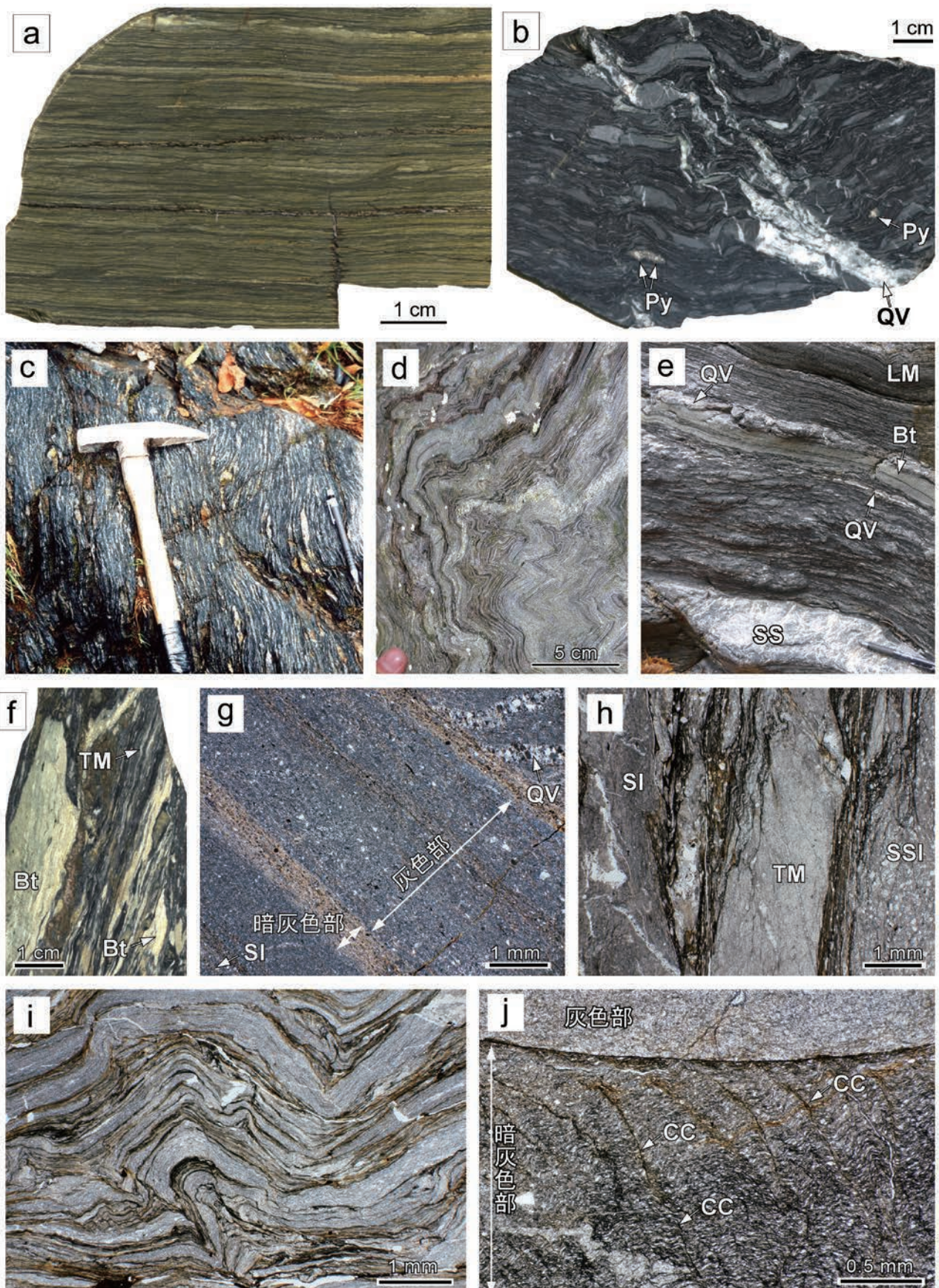
第 8.8 図 門馬ユニットの珪長質凝灰岩泥岩互層

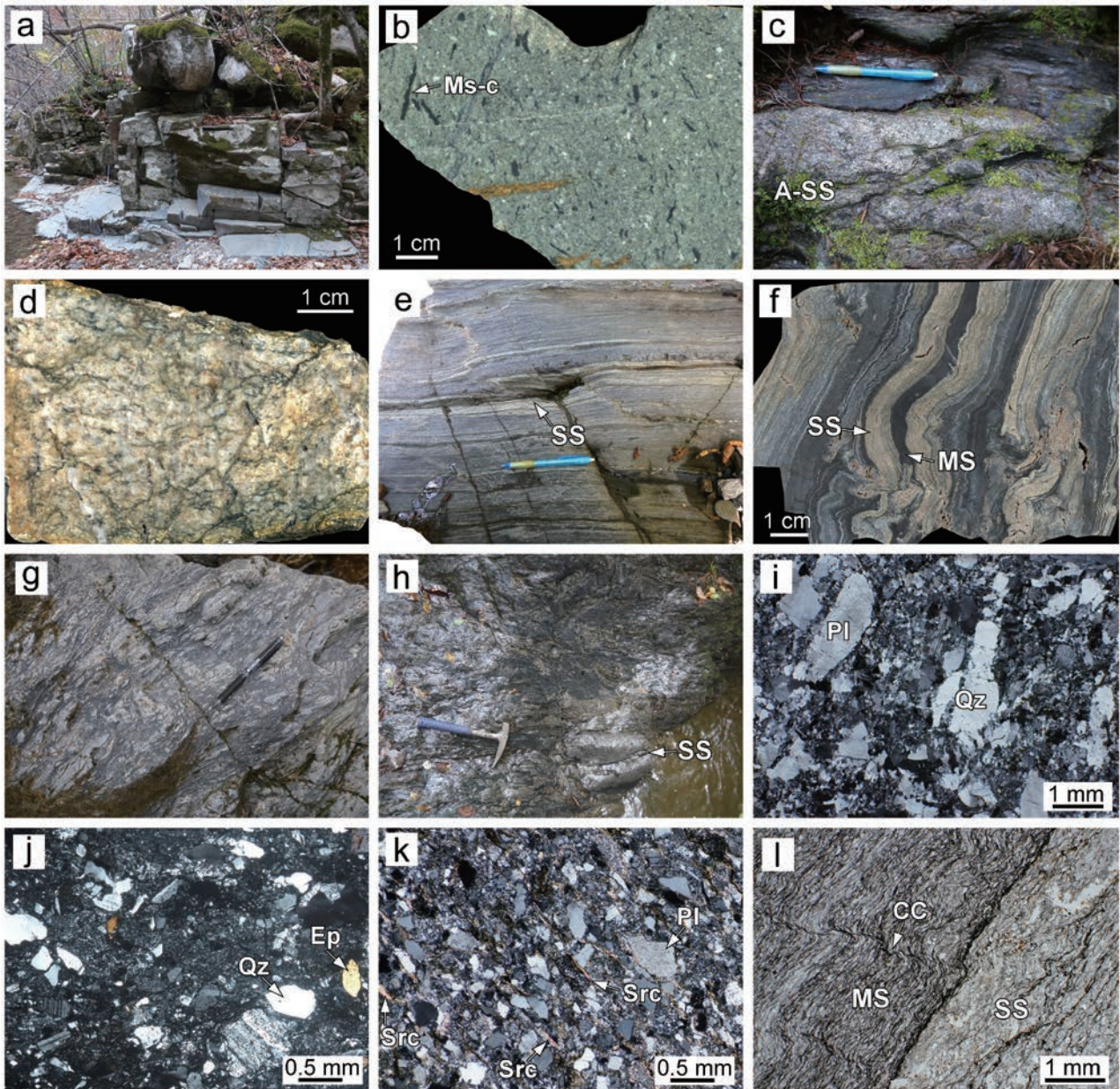
(a) 珪長質凝灰岩泥岩互層の研磨片。中津川。(b) 破断した珪長質凝灰岩優勢珪長質凝灰岩泥岩互層。中津川。(c) 弱変形の珪長質凝灰岩優勢珪長質凝灰岩泥岩互層の研磨片。米内川支流源衛門沢。(d) 葉理をなす厚い淡緑色珪長質凝灰岩。中津川取水場西方の沢。(e) 強い剪断変形を被った珪長質凝灰岩泥岩互層。米内川支流ヤマキ沢。(f) cの珪長質凝灰岩部の薄片写真。(g) dの薄片写真。火山ガラス片仮像に富む。薄片はともに単ポーラー。Ft: 珪長質凝灰岩, Ms: 泥岩, Qz: 石英, VG: 火山ガラス片の仮像。

(p. 63 →)

第 8.9 図 門馬ユニットの葉理泥岩

(a, b) 葉理泥岩の研磨片。aは中津川支流の本田沢, bは中津川。(c) 剪断変形を被った葉理泥岩の露頭。中津川。(d) ちりめんじわ褶曲を示す葉理泥岩の露頭。滝ノ沢上流。(e) 玄武岩凝灰岩と砂岩岩塊を挟有する葉理泥岩の露頭。岩ノ渡地区の大川。(f) 玄武岩凝灰岩を挟有する葉理泥岩の研磨片。オンドコ沢。(g) 葉理泥岩の薄片写真。外山川下流。(h) 凝灰質泥岩層を挟有する葉理泥岩。大川支流の上ノ内沢上流。(i) 褶曲する葉理泥岩の薄片写真。中津川。(j) 葉理泥岩の暗灰色部に発達するちりめんじわ劈開。中津川源流。fの薄片のみ直交ポーラー, その他は単ポーラー。Bt: 玄武岩凝灰岩, CC: ちりめんじわ劈開, Ft: 珪長質凝灰岩, LM: 葉理泥岩, Py: 黄鉄鉱, QV: 石英脈, Sl: シルト岩, SS: 砂岩, SSl: 砂質シルト岩, TM: 凝灰質泥岩。





第 8.10 図 門馬ユニットの砂岩及び砂岩泥岩互層

(a) 塊状砂岩。大川。(b) 淡緑色砂岩の研磨片。米内川支流のクラアテ沢。(c) 葉理泥岩中に挟在するアルコース砂岩。中津川。(d) アルコース砂岩の研磨片。中津川。(e) 砂岩泥岩細互層。中津川。(f) 砂岩泥岩互層の研磨片。大川。(g, h) 破断変形した砂岩泥岩互層。大川。(i) アルコース砂岩の薄片写真。(j) bの淡緑色砂岩の薄片写真。内野(2019)の第2図bを引用。(k) セリサイトが定向に発達する砂岩の薄片写真。向井沢川。(l) ちりめんじわ褶曲をなす砂岩泥岩細互層の薄片写真。大川。薄片はlのみ単ポーラー、それ以外は直交ポーラー。A-SS：アルコース砂岩、CC：ちりめんじわ劈開、Ep：緑ん石、MS：泥岩、Ms-c：泥岩偽礫、Pl：斜長石、Qz：石英、Src：セリサイト、SS：砂岩。

められる(第8.9図b)。

葉理泥岩は、本ユニットに発達する著しい剪断変形によって、そのほとんどが片状(千枚岩状)になったり、灰白色～灰色部が破断したりする。しかし、まれに産する変形の弱いものでは、前述したようにmmオーダーで互層する様子が認められるため(第8.9図a, g)、この縞状の構造は初生的な堆積構造を示していると考えられる。

変形した葉理泥岩は、薄片では石英粒子の縁にプレッシャーシャドウができる非対称変形も見られる。褶曲はしばしば露頭規模でも発達し(第8.12図a, b参照)、箱型褶曲、流れ褶曲、キンク褶曲、ちりめんじわ褶曲など様々なタイプが認められる(第8.9図d, i)。また、ちりめんじわ劈開がインコンピートな暗灰色部に発達する(第8.9図j)。葉理泥岩は、ときにシート状～レンズ

状の砂岩やチャート，玄武岩類を含み（第8.6図e参照），変形が著しい場合は，露頭あるいは標本規模で混在相を呈する（第8.9図e, f）。

岩神沢（中津川支流）上流部とオンドコ沢（大川支流）源流部の葉理泥岩について，炭質物ラマン温度計を用いて変成温度解析した結果（付図2），それぞれ $352 \pm 7$ ℃， $303 \pm 11$ ℃の値が得られた（付表2）。ただし前者については，約2 km南西に位置する岩神山周辺の地質体が前期白亜紀花崗岩類による接触変成を受けているため，その熱的影響を被って高い温度を示している可能性がある。

なお，野外では露頭状況や変形・変質（風化）によって，チャートラミナイト，珪長質凝灰岩泥岩互層，砂岩泥岩細互層（後述）の判別が困難なことがあり，その場合，地質図ではすべて葉理泥岩として塗色した。

**砂岩及び砂岩泥岩互層(Ks)** 砂岩も砂岩泥岩互層も主に幅数m～数10 mの岩塊ないし小規模岩体として産するため，地質図では両者を一括して表現した。本ユニットの上部では図幅地域西端の朴沢（米内川支流），中央南部の焼山沢・イギツネ沢（ともに中津川支流），ヒエガラ沢（大川支流）で，下部では北東端の向井沢地区で，層厚350～800 mの厚い分布を示す。砂岩は一般に灰色～灰白色を呈し，塊状で劈開や節理が発達する（第8.10図a）。粒度は細粒～粗粒まで様々で，多くが長石質～石質のワッケに分類される。構成物はどのタイプの砂岩でも類似しており，石英，斜長石，アルカリ長石の粒子と泥岩，チャート，珪長質火山岩，珪長質凝灰岩，極細粒砂岩，凝灰質泥岩，玄武岩，花崗岩質岩，半深成岩などの岩片からなるほか，少量ではあるが，緑れん石，チタン石，白雲母，電気石，ジルコンなどの粒子も認められる。また，しばしば長径6 mm以下の扁平した泥岩偽礫を特徴的に含む。斜長石はソーシュライト化していることが多い。淘汰は粒度が粗くなるほど悪くなる。粒子間にはしばしばセリサイトや緑泥石が産し，それらはときに融食された石英の周縁にも発達する。試料によっては二次的に生じた方解石が多産する。

上部ではまれに灰緑色を呈する石質ワッケ（第8.10図b）や長石質アレナイト（“アルコース砂岩”：第8.10図c, d）も認められる。灰緑色の石質ワッケはクラアテ沢（米内川支流）に単層厚約1 mで露出する。岩片を主体とし，斜長石，石英及び少量のアルカリ長石からなるほか，やや粗粒な緑れん石も認められる（第8.10図j）。石英はほとんどが波動消光を示し，斜長石はソーシュライト化している。また，他の砂岩と同様に大量の泥岩偽礫を含んでいる（第8.10図b）。一方，アルコース砂岩は，中津川や米内川などにおいて葉理泥岩に伴って産する（第8.2図；第8.10図c）。数10 cm～数mの層厚をもつ灰白色の粗粒～極粗粒砂岩で，野外や標本ではマイロナイト化した花崗岩にも見える（第8.10図d）。鏡下では，再結晶に

よって碎屑粒子間の境界が不明瞭になっている様子が観察される（第8.10図i）。岩片は，珪長質火山岩の石基と考えられる隠微晶質な鉱物の集合体が多いが，再結晶により粗粒化し微細な石英の集合体になっているものもある。

砂岩は，全体として微細な炭質物や緑泥石からなる黒色シームがちりめんじわ状に発達し，それにセリサイトや白雲母がしばしば随伴する。また石英・斜長石からなる細脈が頻繁に発達し，脈中の石英はサブグレイン化している。下部の駒ヶ沢集落の大川に産する塊状砂岩（第8.10図a）は層面劈開が顕著で，鏡下でも圧力溶解劈開に沿ってセリサイト（一部は白雲母）が定向に発達している（第8.10図k）。また，強い変形を被った砂岩では，石英や長石の両翼にプレッシャーシャドウが形成され，非対称変形構造も認められる。

砂岩は，しばしば泥岩と数mm～数cmオーダーで互層する（第8.10図e, f）。特に厚さ数mmで互層するものを砂岩泥岩細互層と呼ぶ。砂岩と泥岩の量比は，砂岩優勢から泥岩優勢のものまで様々である。変形の弱い砂岩泥岩互層では，ときに級化構造が認められることがある。しかし本互層の多くは，剪断変形のため，分断した砂岩がレンズ化し破断相ないし混在相を示す（第8.10図g, h）。また葉理泥岩同様に，しばしば微褶曲も発達し，特にインコンピートな泥岩層ではちりめんじわ褶曲やちりめんじわ劈開が認められる（第8.10図l）。

## 8.3 年代

### 8.3.1 化石年代

米内川支流の館沢に沿う館沢林道脇の黒色チャート（第5.1図；第8.3図；付図2）から，松岡（1988）によって *Parahsuum simplum*, *Canoptum* sp., *Pantanellium* sp. の放散虫化石が得られており，チャートの堆積年代は前期ジュラ紀前期とされた。小貫（1969）及び村井ほか（1983）によると北ノ又沢（米内川上流支流）沿いの石灰岩からペルム紀型の紡錘虫化石（*Misellina?* sp., *Schwagerinae* gen. et sp. indet.）が，またチャートからコノドント化石が報告されている。川村ほか（1996）は，JR浅岸第一トンネル中津川側出口付近の市道沿いのチャート（第8.2図）から中期三畳紀を示す放散虫化石（*Triassocampe* cf. *deweveri*）を得ている。ただし，小貫（1969）や村井ほか（1983），川村ほか（1996）では化石写真は提示されていない。内野・鈴木（2021）は，米内川上流（付図2）の泥岩から *Williriedelloidea* 上科，*Amphipyndacioidea* 上科，*Eucyrtidiellidae* 科などの放散虫化石を見出し，種の同定までは至らなかったものの，放散虫の産出年代として前期ジュラ紀後期～中期ジュラ紀の可能性を指摘している。

なお，南隣の早池峰山図幅地域内に分布する門馬ユニットの最上部に相当する珪長質凝灰岩からは中期～後期三畳紀を示唆する *Triassocampe?* spp. が報告されてい

る(第 5.1 図; 川村ほか, 2013 の第 8.5 図参照).

### 8.3.2 碎屑性ジルコンU-Pb年代

内野(2019)は館沢林道の前期ジュラ紀放射虫化石を含む黒色チャート(松岡, 1988)近傍に産する石質砂岩と、クラアテ沢に産する淡緑色砂岩(第 8.10 図b)から、それぞれ  $193.3 \pm 6.6$  Ma,  $191.9 \pm 3.0$  Ma(ともに誤差  $2\sigma$ )の最若クラスター年代を得て、本図幅地域における門馬ユニット南縁部(上部)の砂岩の堆積年代を前期ジュラ紀と解釈した。内野(2019)はまた、下部に産する駒ヶ沢集落の大川と向井沢川下流の砂岩について年代測定し、それぞれ  $253.8 \pm 3.8$  Maと  $170.8 \pm 2.0$  Ma(ともに誤差は  $2\sigma$ )の最若クラスター年代を得た。特に前者のペルム紀末という年代については、若い年代を示すジルコンを抽出できなかった可能性が考えられ、その後、内野(2021b)によって前者近傍の砂岩(第 8.5 図; 第 8.10 図a)から  $164.8 \pm 6.5$  Ma(誤差は  $2\sigma$ )の最若クラスター年代が改めて報告された。Osaka *et al.* (2023)は、前述した前期ジュラ紀と中期ジュラ紀の砂岩露頭の間<sup>とどまつざわ</sup>に当たる榎松沢(ヒエガラ沢支流)沿いの町道崖と三ノ又沢(大川支流)河床の砂岩の年代測定を行い、それぞれ  $183.3 \pm 1.0$  Ma,  $176.7 \pm 1.6$  Ma(ともに誤差  $2\sigma$ )の最若クラスター年代を得た。これらの年代測定地点は付図2に示してある。

なお、早池峰山図幅地域内に分布する門馬ユニットの最上部に相当する凝灰質泥岩(*Triassocampe?* spp.を含む珪長質凝灰岩の傍)からは  $209.4 \pm 3.7$  Ma(誤差は  $2\sigma$ )が得られている(内野, 2017)。

### 8.3.3 付加年代

砂岩の碎屑性ジルコン年代や泥岩の化石年代から、本図幅地域における門馬ユニットの上部は前期ジュラ紀、下部は中期ジュラ紀に形成された付加体と考えられる。また、早池峰山図幅地域内のデータも含めると、同ユニットは、三疊紀末から中期ジュラ紀前期にかけて形成された付加体である可能性が高い。

## 8.4 対 比

門馬ユニットの上部と下部は、年代や全体的な地層の傾斜度以外にほとんど違いがない。小貫ほか(1969)は本図幅地域の南及び南東側を流れる閉伊川沿いに分布する北部北上帯<sup>たつそべぐち</sup>南西縁部の付加体について、下位(南西側)から達曾部口層(模式地: 宮古市達曾部口地区付近)、芳門層(模式地: 宮古市芳門地区付近)、青松沢層(模式地: 岩泉町青松沢流域)に区分している。側方への連続性から、達曾部口層は門馬ユニット上部に、芳門層・青松沢

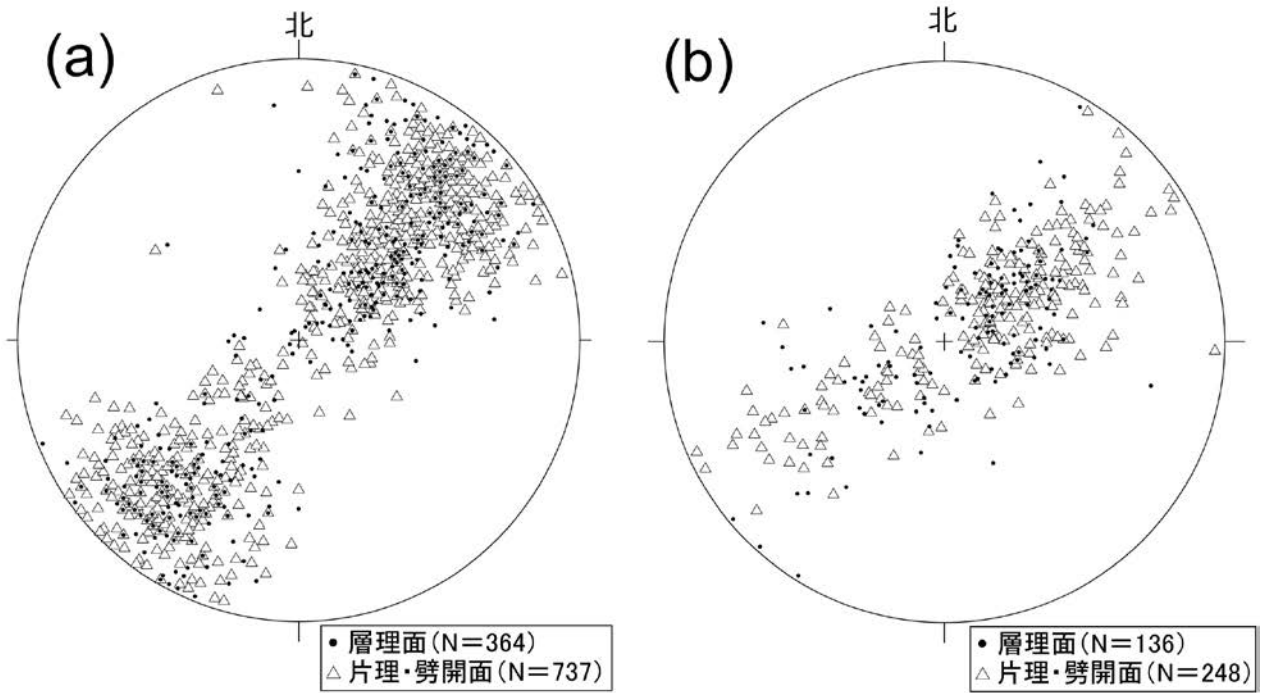
層は門馬ユニット下部に相当するとみられる。小貫ほか(1969)の記載を参考にすると、達曾部口・芳門層・青松沢層は岩相的にはさほど違いはなく、これは広範囲に分布する門馬ユニットが明確に岩相層序区分できないことを支持するものである。なお、早池峰山図幅では、門馬ユニットは東隣<sup>まりない</sup>の川井図幅地域に分布する高滝森コンプレックスの桐内サブコンプレックス(Suzuki *et al.*, 2007)に対比できる可能性が示されている。また、奥羽山脈中軸部に位置する十和田湖図幅(工藤ほか, 2019)地域内に僅かに分布するジュラ紀付加体の柴森コンプレックスは、砂岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代が  $174.6 \pm 0.7$  Ma(中期ジュラ紀: 第 8.1 図の6)を示し(内野, 2018)、かつ外山図幅地域の葉理泥岩と酷似する“泥質千枚岩”が卓越することから、門馬ユニット下部に対比できると考えられる。

## 8.5 地 質 構 造

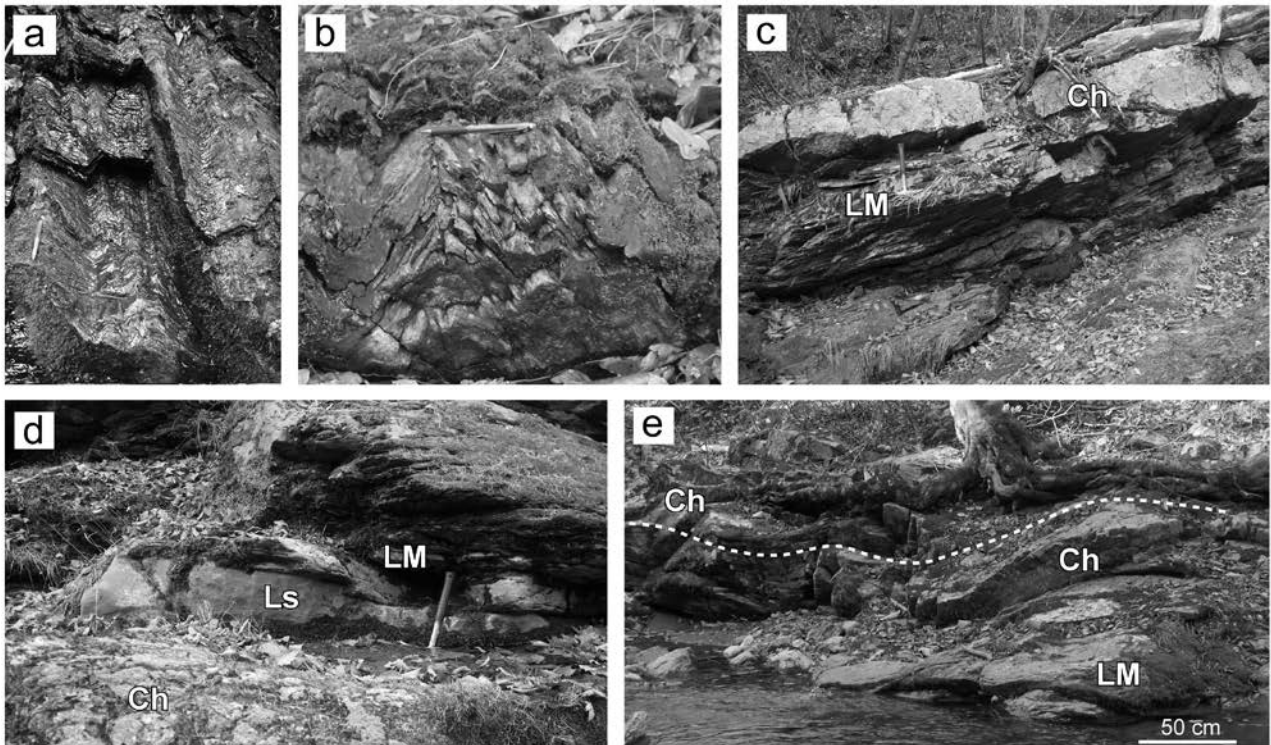
門馬ユニットの層理面及び片理・劈開面の走向は、全域にわたって北西-南東ないし西北西-東南東の方向を示す(第 8.11 図)。ただし、桐ヶ沢(ヒエガラ沢支流)、<sup>やぶ</sup>藪川沢(ヒエガラ沢支流)、ヒエガラ沢下流部、ヒエガラ沢と大川<sup>かわざわ</sup>の出会い付近、駒ヶ沢集落西方の大川沿い、堀米頭(標高 979 m)周辺、下ノ又沢・上ノ又沢(ともに大川支流)などにおいては、しばしば走向が北北西-南南東~北北東-南南西方向に振れる。これらは、断層活動に伴う局所的なブロック回転による可能性がある。

本ユニット中には半波長 70~250 mのシンフォーム・アンチフォームが発達する。また、露頭規模でしばしば微褶曲が認められ、それは特に葉理泥岩で顕著である(第 8.12 図a, b)。傾斜については、褶曲のため南西もしくは北東と振れるが、大局的には南西落ちである(第 8.11 図)。上部では多くが  $70^\circ$ 以上の高角を示すが(第 8.11 図a)、米内川上流域や甲子又沢流域など下部に近い一部の地域、そして下部の多くの地域では低角構造を示す(第 8.11 図; 第 8.12 図c-e)。

本ユニットでは、碎屑性ジルコンの最若クラスター年代が  $209.4 \pm 3.7$  Ma,  $193.3 \pm 6.6$  Ma,  $191.9 \pm 3.0$  Ma,  $183.3 \pm 1.0$  Ma,  $176.7 \pm 1.6$  Ma,  $164.8 \pm 6.5$  Ma,  $170.8 \pm 2.0$  Maと、 $164.8 \pm 6.5$  Maの誤差範囲を考慮すれば、上部(南西側)から下部(北東側)にかけて若くなる(第 8.1 図; 第 12.1 図; Osaka *et al.*, 2023 の Fig. 2 参照)、すなわち北東側により新しい地層群がスラストを介して連続的に付加している可能性を示す。冒頭で述べた北部北上帯の付加体全体に認められる大局的な若化極性は、一層序单元内でも同様の傾向を示すといえる。



第 8.11 図 門馬ユニットの岩石の層理面及び片理・劈開面のステレオプロット  
(a) 上部. (b) 下部. N: 測定数, 下半球投影.



第 8.12 図 門馬ユニットに発達する微褶曲と下部に特徴的な低角構造  
(a, b) 葉理泥岩に発達する微褶曲. (c) 葉理泥岩中に挟まれるチャートのシート状岩塊. (d) 葉理泥岩中に挟まれる石灰岩のシート状岩塊. (e) 全体に緩く褶曲するチャートシートを挟む葉理泥岩. 点線は層理面.  
aはオンドコ沢, それ以外はすべて大川沿い. Ch: チャート, LM: 葉理泥岩, Ls: 石灰岩.

## 第9章 前期白亜紀岩脈

(内野隆之)

### 9.1 研究史及び概要

#### 9.1.1 研究史

北上山地には幅数10 m以下の岩脈が頻繁に産し、それは各地域の5万分の1地質図幅でも記載されている(例えば、気仙沼図幅：神戸・島津, 1961；石巻図幅：滝沢ほか, 1984；宮古図幅：吉田・片田, 1984；志津川図幅：竹内・兼子, 1996)。その岩種は苦鉄質から珪長質まで、また粗粒から細粒までバリエーションに富み、多くは角閃石ひん岩・珪長質ひん岩・長石斑岩などと呼称されている。また、径3 cm程度の大きな鏡型の斜長石斑晶を含む珪長質な半深成岩～火山岩は、“鏡型ポーフィリー”(通称、ゼニポーまたはゼニボ)と呼ばれ、北上山地の特徴的な岩脈の一つとなっている(例えば、吉田, 1961；吉田・片田, 1984)。これらの岩脈は、南部北上帯の中古生界、根田茂帯・北部北上帯の中古生代付加体のほか、両帯を覆う下部白亜系をも貫き、更に岩脈自身が前期白亜紀北上花崗岩類(第10章参照)に切られていたり、また同花崗岩類による接触変成作用を被ったりしているため、北上花崗岩類に若干先行して形成されたと考えられている(池田, 1984；滝沢ほか, 1984；西岡・吉川, 2004；土谷ほか, 2015)。

これまで北上山地における岩脈を扱った主な研究としては土谷ほか(1999b)ぐらいであり、彼らは北部北上帯南東部及び南部北上帯東縁部に産する岩脈群について岩石化学的検討を行い、高Sr安山岩、ホルンブレンド斑れい岩、ざくろ石流紋岩など7タイプに区分した。また、それら岩脈の成因論についても議論された(土谷ほか, 1999b；Tsuchiya *et al.*, 2005；土谷, 2008)。また、内野・羽地(2021)は外山図幅地域で認められた岩脈の記載を行い、優黒石英閃緑岩、角閃石安山岩、流紋岩、斑状細粒トータル岩など9タイプの岩種を識別した。ただし、その1つである巨斑晶質流紋岩は、その後、バウム紀前期の火山岩であることが判明した(第5章参照；内野, 2023)。内野・羽地(2021)はまた、岩脈の姿勢から貫入時の応力解析を実施し、前期白亜紀の北上山地は大島造山運動(Kobayashi, 1941；小貫, 1981)による東西圧縮応力場にあったとされる中で、130～120 Maの一時期には北西-南東方向の引張応力場が存在していた可能性を示した。その見解は、その後の山路ほか(2022)による久慈地域のジュラ紀付加体中に発達する石英脈の応力解析からも、概ね支持されている。

岩脈の放射年代については、土谷ほか(2015)が南部北上帯南端部の石巻地域に産する黒雲母角閃石石英モンゾ閃緑岩及び黒雲母角閃石トータル岩からともに約128 MaのジルコンU-Pb年代を報告している。Ueda *et al.* (2018)は、北部北上帯北端部(下北半島尻屋崎)に産する閃緑岩より122 MaのジルコンU-Pb年代を報告している。内野・羽地(2021)は、外山図幅地域の流紋岩から約120 MaのジルコンU-Pb年代を、東隣の大川図幅地域の角閃石安山岩から約130 Ma、細粒石英閃緑岩から約120 Maの普通角閃石K-Ar年代を報告した。

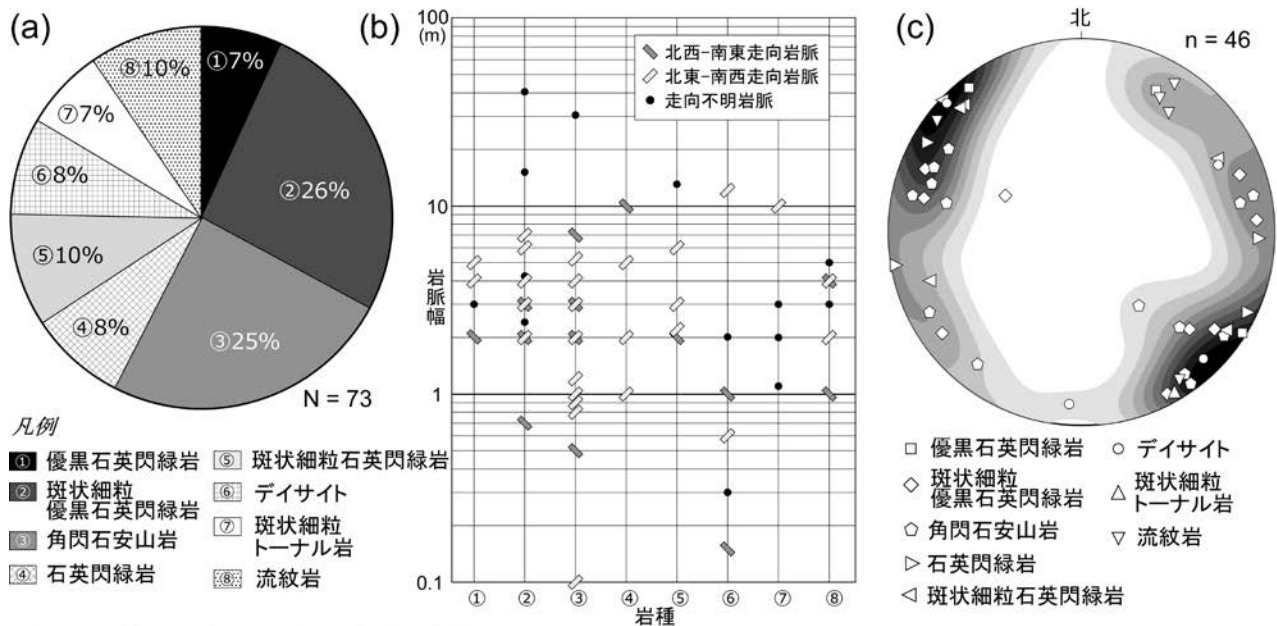
なお、北上山地の岩脈の中には、北上花崗岩類を貫くものも存在する(例えば、吉田, 1961；滝沢ほか, 1990；竹内・御子柴, 2002)。土谷ほか(2015)によると、それらは北上花崗岩類と同様の岩石化学的特徴を有することから、花崗岩類に先行する岩脈とは区別して、北上花崗岩類の一員として扱うべきであるとしている。

最近、Yamasaki and Uchino (2023)は、ダナイトを捕獲岩として含む緑泥石角閃石岩(原典では細粒斑れい岩)の転石(後述)について、捕獲岩及びホスト中の単斜輝石の化学分析と温度・圧力解析ならびにホスト中の普通角閃石のK-Ar年代測定を行った。その結果、このダナイトは下部地殻のキウムレートを起源とし、また約125 Maに形成されたホストの組成はバハアイト(高Mg安山岩の一種)質であることを明らかにした。そして、このバハアイトは、北上山地に広く分布する前期白亜紀のアダカイトに先行して生じた非アダカイト質の珪長質メルトが、下部地殻のダナイトを取り込み、同化することで形成され得ることを示した。

#### 9.1.2 概要

北上山地では、小規模ながら、基盤岩を貫く各種火成岩脈がいたる所で認められる。本岩脈の多くは、当山地に大規模に産する前期白亜紀の北上花崗岩類に若干先行して貫入したものである。外山図幅地域では70枚以上の岩脈が付加体を貫いている。幅は数10 cm～数mのものも多く、貫入面は北北東-南南西方向のものが優勢で、そのほとんどが高角度である。岩種としては、優黒石英閃緑岩、斑状細粒優黒石英閃緑岩、角閃石安山岩、石英閃緑岩、斑状細粒石英閃緑岩、デイサイト、斑状細粒トータル岩、流紋岩、緑泥石角閃石岩の9タイプが識別されており、なかでも前三者の優黒質岩が半分強の産出割合を占める。岩種による分布域の偏りや、岩種と岩脈の幅





第 9.1 図 前期白亜紀岩脈の岩種・規模・姿勢

(a) 岩種を示した円グラフ。転石である緑泥石角閃石岩は含めていない。(b) 各岩種における岩脈幅と貫入方向を示した方対数グラフ。(c) 岩脈の姿勢を示したステレオグラフ。下半球投影。濃淡は極密度を示す。N：岩脈数，n：姿勢が判別できる岩脈数。内野・羽地 (2021) を一部修正。

及び姿勢との関連性は特段認められない。年代については、角閃石安山岩から約 130 Ma の普通角閃石 K-Ar 年代が、流紋岩から約 120 Ma のジルコン U-Pb 年代が得られているほか (内野・羽地, 2021), 転石の緑泥石角閃石岩から約 125 Ma の普通角閃石 K-Ar 年代が報告されている (Yamasaki and Uchino, 2023)。

## 9.2 岩脈 (Dk)

外山図幅地域及び本図幅の若干東西範囲外において、73 箇所 で岩脈露頭が確認されている。岩脈の露頭地点を付図 2 に、リストを付表 3 に、そして岩種・幅・走向傾斜を示したグラフを第 9.1 図にそれぞれ示す。なお、これらの岩脈については、既に内野・羽地 (2021) で詳細な記載がなされているため、本図幅では基本的にそれらを引用する形で記述する。

岩脈は優黒質から優白質、また粗粒から細粒なものまで多様であり、鏡下判定により、優黒石英閃緑岩、斑状細粒優黒石英閃緑岩、角閃石安山岩、石英閃緑岩、斑状細粒石英閃緑岩、デイサイト、斑状細粒トーナル岩、流紋岩、緑泥石角閃石岩の 9 つの岩種が識別された。なお、緑泥石角閃石岩については、転石が 1 つ認められるのみである。露頭岩脈の種類に関しては、前三者の優黒質岩が半分強の産出割合を占め、特に斑状細粒優黒石英閃緑岩と角閃石安山岩がそれぞれ 26%、25% と多い (第 9.1

図 a)。残りの半分弱については、珪長質な各種岩石が 7~10% で概ね均等に存在する。

岩脈幅 (露頭が連続していると判断されるものも含め) は 10 cm から 60 m まで様々であるが、基本的にはどの岩種も数 m 以下のものが多い (第 9.1 図 b; 付表 3)。また、岩種による分布域の偏りや岩種と岩脈幅との関連性は特に認められない。貫入面については岩種に関係なくばらつくが、傾斜はほとんどが高角度で、走向は北東-南西を示すものが多い (第 9.1 図 c)。被貫入母岩種の割合については、葉理泥岩が半分を、チャートが 4 分の 1 を、そして玄武岩類、珪長質凝灰岩、砂岩泥岩互層などが残りを占める (付表 3)。

岩脈のほとんどは小規模のため地質図に表現できないが、盛岡市水沢地区の築川、綱取溪谷の中津川 (第 5.2 図参照)、根田茂帯/北部北上帯境界付近の中津川、岩泉町駒ヶ沢集落東方の大川 (第 8.5 図参照)、滝ノ内溪谷の滝ノ内沢、米内川、オンドコ沢 (大川支流)、岩泉町の下ノ又林道 (七兵衛頭南方) に産する細粒優黒石英閃緑岩・角閃石安山岩・石英閃緑岩・流紋岩については誇張して図示した。すべての岩脈の産出地点は付図 3 に示してある。以下に各岩種について記載する。

### [岩相]

**優黒石英閃緑岩** 優黒石英閃緑岩は暗灰色で普通角閃石を多量に含むことを特徴とする。色指数は 60~65 程度で

ある。観察適地である盛岡市矢倉地区北方の中津川河床(付図3の地点49)では、北部北上帯門馬ユニットのチャート中に幅5mで高角に貫入し、また径60cmのチャート岩塊を捕獲している(第9.2図a)。本露頭の優黒石英閃緑岩は、長径1cm、幅4mm程度の粗粒な長柱状普通角閃石を含むことを特徴とし(第9.3図a)、母岩に向かって細粒化した急冷相が確認できる。また、大川支流のヒエガラ沢(地点15)でも周縁急冷相が認められる。

鏡下観察によると、完晶質で、主に普通角閃石、斜長石、石英、不透明鉱物からなり、単斜輝石を含む場合もある(第9.4図a)。副成分鉱物として、緑れん石、アパタイト、チタン石が、また二次鉱物として緑れん石、緑泥石、白雲母、セリサイト、トレモラ閃石などが認められる。普通角閃石は、自形～半自形で通常長径5mm程度の短柱状結晶として産するが、上述したように長柱状で長径が最大1.2cmに達することもある。鏡下では、基本的に淡褐色を呈すが、周縁部では淡緑色を示す(第9.4図a)。普通角閃石はしばしば長径0.7mm以下の変質した自形の有色鉱物を包有している。斜長石は半自形～他形で、石英よりも屈折率が低く、ソーシユライト化していることも多い。石英は長径0.4mm以下の他形結晶として産し、すべての試料で認められる。単斜輝石は無色かつ自形で、最大径は5mmに達する。初生的な緑れん石は、普通角閃石・斜長石・石英よりも後に晶出した1mm以下の他形結晶として産し、ときには集合結晶となりその長径は3mmに及ぶ(第9.4図b)。また、しばしば毛状あるいは放射状構造を示し、波動消光する。一方、二次的な緑れん石は0.1～0.3mm程度の細粒自形結晶として普通角閃石や斜長石中に頻繁に認められる(第9.4図b)。白雲母は普通角閃石の劈開や裂罅に沿って、また細粒のものはセリサイトとして斜長石中に産する。普通角閃石の周縁部にはトレモラ閃石が毛状あるいは針状に産する場合がある。

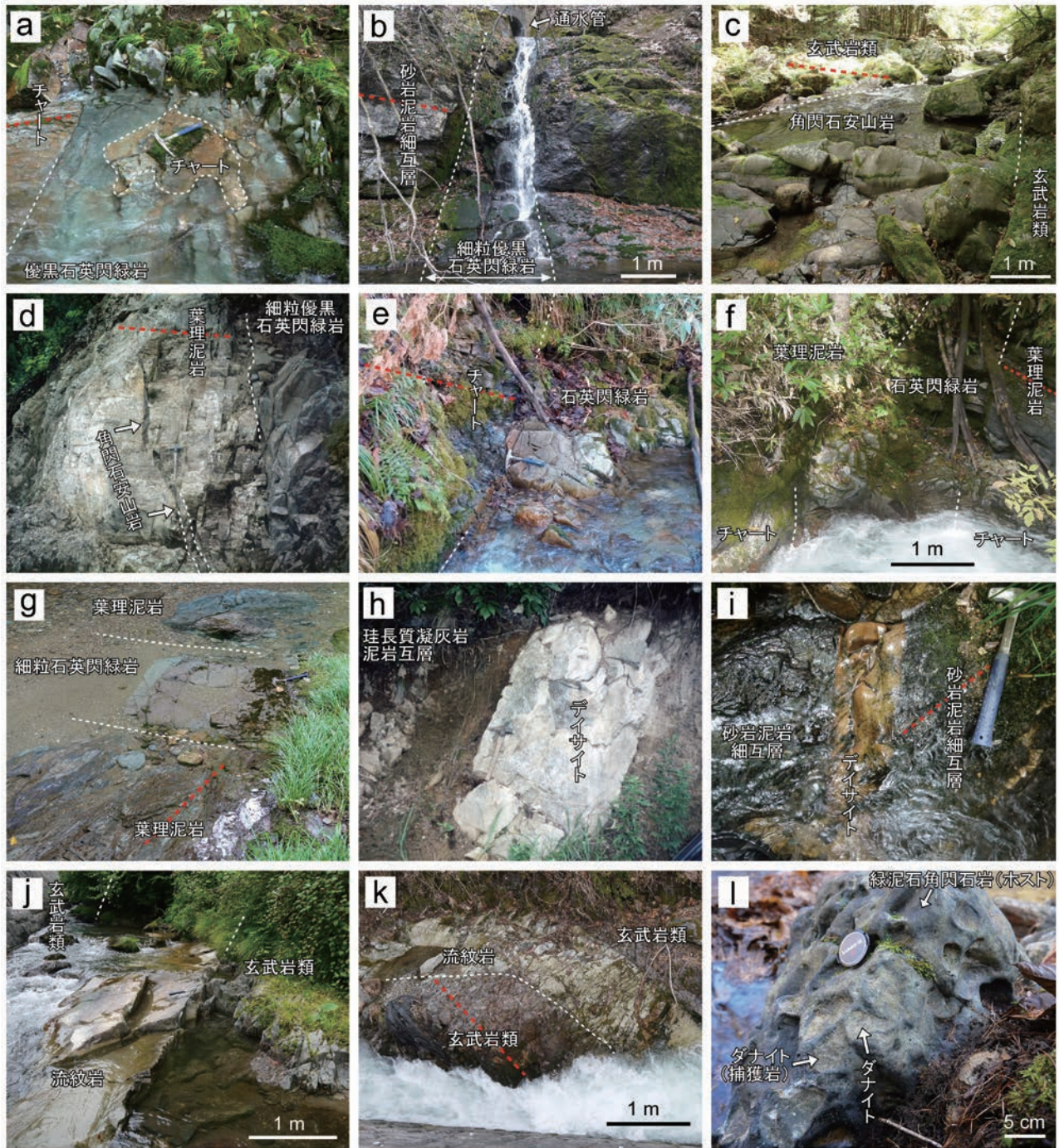
**斑状細粒優黒石英閃緑岩** 斑状細粒優黒石英閃緑岩は、暗灰色を呈し、盛岡市矢倉の中津川中流河床(付図3の地点53)を観察適地とするが、米内川(地点24b)やオリカベ沢(米内川支流)(地点33)などでも良好な露頭が確認できる。米内川の露頭では幅3mで門馬ユニットの砂岩泥岩細互層を高角で貫き、上方の通水管から沢水が岩脈を伝って流れ込んでいる(第9.2図b)。本露頭でも周縁急冷相が確認できる。オリカベ沢の露頭では長径1cmに及ぶ長柱状の普通角閃石の斑晶を含んでいる(第9.3図b)。まれに、岩脈中に共役節理が認められることがある(第9.3図c)。

鏡下観察によると、完晶質でしばしば斑状組織を示す(第9.4図c)。普通角閃石、斜長石、石英、不透明鉱物からなり、単斜輝石を含むこともある。副成分鉱物とし

て、緑れん石、アパタイト、黄鉄鉱、チタン石が、二次鉱物として緑泥石、緑れん石、炭酸塩鉱物、白雲母、セリサイト、トレモラ閃石などが認められる。斑晶は普通角閃石と斜長石であり、ともに長径は5mm以下が多いが、前述したように普通角閃石が1cmに及ぶものもある。普通角閃石は短柱状～長柱状の自形結晶として産する。褐色～淡褐色を呈し、周縁部では概ね淡緑色になっている。単純双晶を示すものも多い。また、しばしば長径0.6mm以下の緑泥石に置換された有色鉱物を包有している。斜長石は半自形～他形で、石英よりも屈折率が低い。まれに微文象構造を示すものもある。試料によって程度の差はあるが、斜長石はソーシユライト化しており、微細なセリサイトが産している。石英は長径0.5mm以下の他形結晶としてすべての試料で認められ、まれに集斑晶状に産する。緑れん石は、優黒石英閃緑岩と同様に、他形の毛状結晶の集合体として産するほか、長径0.3mm以下の細粒自形結晶として二次的にも産する。緑泥石は、上述したように自形状の有色鉱物を置換するほか、普通角閃石同士の間を充填したり、石英や炭酸塩鉱物を伴ってプール状に産したりする。普通角閃石の周縁部からは針状あるいは毛状のトレモラ閃石が生じていることがある。変質の著しい試料では全体に方解石や白雲母が発達している。

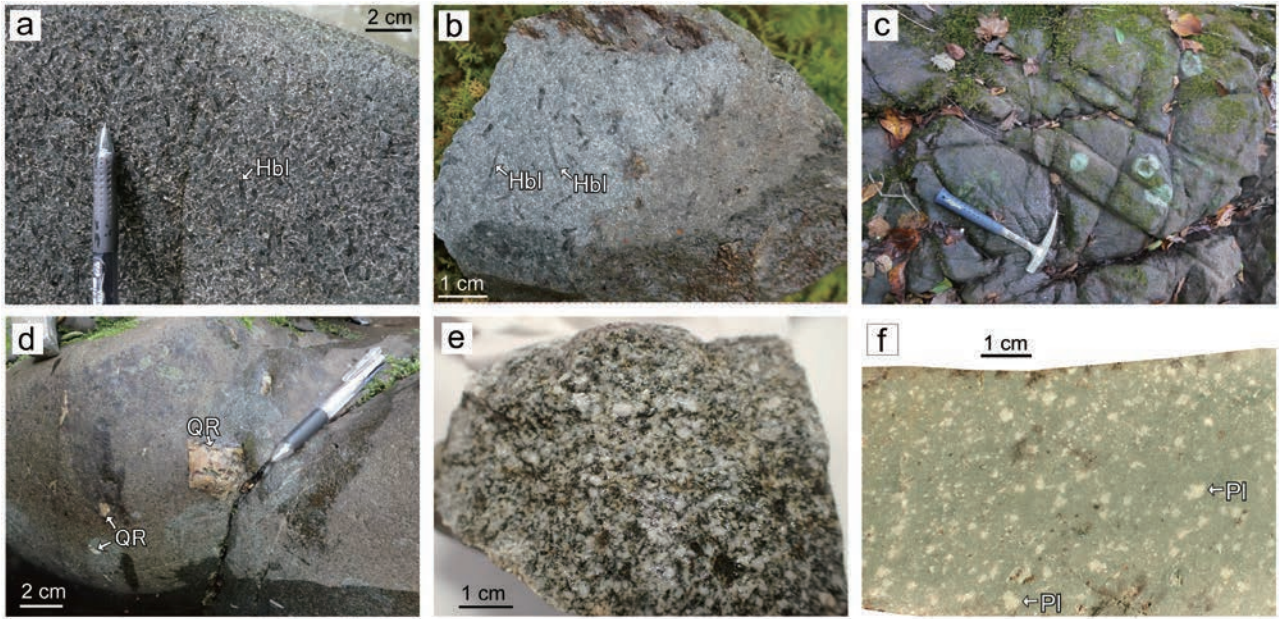
**角閃石安山岩** 角閃石安山岩は暗灰色～灰色を呈し、中津川中流河床(付図3の地点63)を観察適地とするが、旧大志田駅東方の館沢林道沿い(地点29, 30, 32)でも良好な露頭が幾つか確認できる。観察適地では、幅7m、長さ60mの規模で根田茂帯綱取ユニットの玄武岩類を貫きそれに沿って中津川が流れている(第9.2図c; 第5.2図参照)。角閃石安山岩は、しばしば長径数mm～数cmの石英岩を捕獲しており、その捕獲岩は特に観察適地の露頭では長径5cmに及ぶ(第9.3図d)。岩泉町の下ノ又林道に産する角閃石安山岩(地点3)は、幅1mで門馬ユニットのチャート中に中角度で貫入しており、本地域の角閃石安山岩の中では最も変質が弱い。盛岡市の矢倉林道沿い(地点55)では、幅2mの斑状細粒優黒石英閃緑岩とともに幅10cmで門馬ユニットの葉理泥岩を貫き、岩脈の先端は上方に尖滅している(第9.2図d)。

鏡下観察によると、斑状組織を示し、普通角閃石、斜長石、石英、不透明鉱物からなり(第9.4図d, e)、まれに単斜輝石や変質した有色鉱物を含むことがある(第9.4図e)。副成分鉱物としてチタン石と黄鉄鉱が、二次鉱物として緑れん石、クリノゾイサイト、白雲母、緑泥石、セリサイト、炭酸塩鉱物、トレモラ閃石などが認められる。斑晶は一般に普通角閃石と斜長石であり、試料によっては単斜輝石、変質した有色鉱物、石英が晶出することもある(第9.4図e)。斑晶の長径は一般に1～1.5mm程度で最大3mmに達する。普通角閃石は短柱状～長



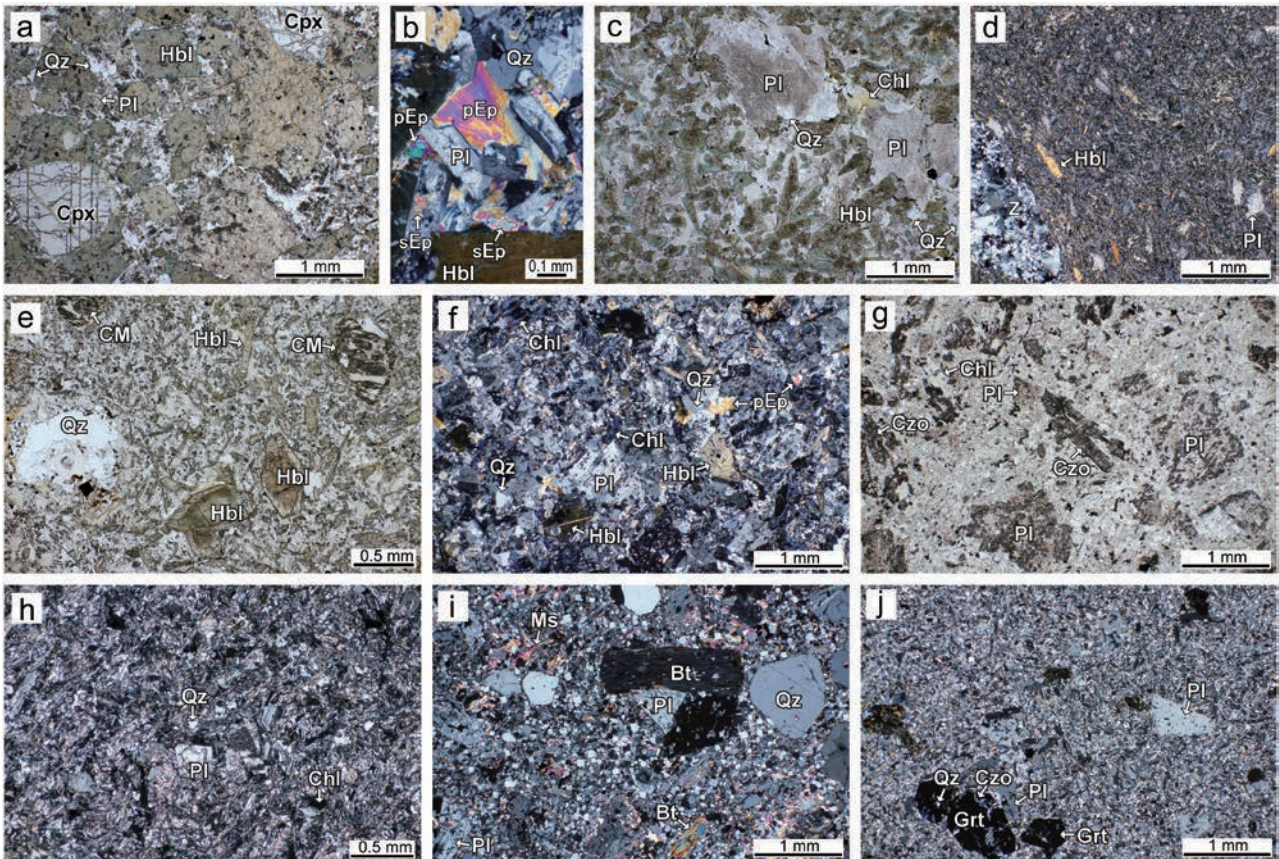
第 9.2 図 前期白亜紀岩脈の露頭写真

(a) チャート中の優黒石英閃緑岩。チャートの捕獲岩を含む。中津川：地点 49。(b) 砂岩泥岩細互層中の細粒優黒石英閃緑岩。米内川：地点 24b。(c) 付加体玄武岩類中の角閃石安山岩。中津川：地点 63。(d) 葉理泥岩中の角閃石安山岩及び細粒優黒石英閃緑岩。矢倉林道：地点 55, 56。(e) チャート/玄武岩境界に産する石英閃緑岩。大川支流青金沢：地点 19。(f) チャートを包有する葉理泥岩中の石英閃緑岩。オンドコ沢：地点 6。(g) 葉理泥岩中の細粒石英閃緑岩。大川：地点 11。(h) 珪長質凝灰岩泥岩互層中のダイサイト。内沢支流の上屋敷の林道：地点 67。(i) 砂岩泥岩細互層中のダイサイト。ヒエガラ沢：地点 17。(j, k) 付加体玄武岩類中の流紋岩。築川：地点 65a, c。(l) ダナイトの捕獲岩を含む緑泥石角閃石岩(ホスト)の転石。金堀沢川：地点 0。白点線は貫入面、赤点線は母岩の層理面または片理・劈開面を示す。f, h, j, l 以外は内野・羽地 (2021) の Fig. 4 を引用。l は Yamasaki and Uchino (2023) の Fig. 2a を引用。



第 9.3 図 岩脈の露頭及び標本の近接写真

(a) 優黒石英閃緑岩. 中津川. (b) 細粒優黒石英閃緑岩. オリカベ沢. (c) 細粒優黒石英閃緑岩中の共役節理. 滝ノ内沢. (d) 石英岩の捕獲岩を含む角閃石安山岩. 中津川. (e) 石英閃緑岩の標本. オンドロコ沢. (f) 流紋岩の研磨片. 築川. c 以外は内野・羽地 (2021) の Fig. 5 を引用, 一部改変. Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石, QR: 石英岩.



柱状あるいは六角形状で、淡褐色を呈し、しばしば累帯構造や単純双晶を示す。石基中のは針状結晶が多い。単斜輝石は短柱状で、その周縁部を普通角閃石が取り囲む場合がある。有色鉱物はほぼ緑泥石に置換されており、劈開に沿って微細なクリノゾイサイトや石英が生じている。斜長石はソーシユライト化しており、試料によってはそのほとんどが白雲母やセリサイトなどによって置換されている。緑泥石は前述したように有色鉱物を置換するほか、石基中では針状のトレモラ閃石を伴ったプール状として認められる。緑れん石は径0.1 mm以下で石基中や普通角閃石斑晶中に産する。多くの試料において、全体に炭酸塩鉱物が発達している。なお、角閃石安山岩に含まれる石英岩の捕獲岩は、サブグレイン化した細粒な石英の集合体からなる(第9.4図d)。

**石英閃緑岩** 石英閃緑岩は灰白色を呈し、しばしば緑味を帯びる。岩泉町オンドコ沢中流部河床(付図3の地点8b)を観察適地とし、岩泉町櫃取付近の青金沢(大川上流部支流)(地点19)でも良好な露頭が確認できる。地点19の露頭では門馬ユニットのチャートと玄武岩との境界中に幅5 mで高角に貫入している(第9.2図e)。地点6のオンドコ沢では、チャートを含む葉理泥岩中に幅2 mでやはり高角に貫入する(第9.2図f)。本岩は野外でも等粒状の組織が確認できる(第9.3図e)。スケエジ沢(オンドコ沢上流部支流)に産するもの(地点9)では周縁急冷相が確認できる。

鏡下観察によると、完晶質で、斜長石、普通角閃石、石英、不透明鉱物からなる(第9.4図f)。副成分鉱物として、ジルコン、緑れん石、チタン石が、二次鉱物として緑泥石、緑れん石、クリノゾイサイト、白雲母、セリサイト、炭酸塩鉱物、リューコキシシが認められる。斜長石は半自形～他形で、微文像組織を示すことがある。また、多かれ少なかれソーシユライト化しており0.1 mm

以下の微細なセリサイトが産している。普通角閃石は褐色を呈し、しばしば単純双晶を示す。石英は長径0.4 mmの他形結晶として産する。緑泥石は、プール状に産したり、普通角閃石をすべてあるいは部分的に置換したりする。緑れん石は1 mm以下の他形結晶として産するほか(第9.4図f)、緑泥石プール中や斜長石中に自形結晶として二次的にも産する。クリノゾイサイトは主に斜長石中に長径0.3 mm以下で、また緑泥石プール中にも長径0.7 mm以下で、ともに自形結晶として頻出する。試料によっては全体に炭酸塩鉱物が発達しているものがある。

**斑状細粒石英閃緑岩** 斑状細粒石英閃緑岩は緑味を帯びた灰白色を呈し、観察適地である岩泉町釜津田地区岩ノ渡西方の大川河床(付図3の地点11)では門馬ユニットの葉理泥岩中に幅2.2 mで高角に貫入している(第9.2図g)。また、母岩に沿って約5 cmの幅でより細粒化しており、急冷相が認められる。

鏡下観察によると、斑状組織を示し、石基はやや粗粒で完晶質である。斜長石、普通角閃石、石英、不透明鉱物からなり、副成分鉱物としてチタン石が含まれる。また二次鉱物として、緑れん石、クリノゾイサイト、緑泥石、リューコキシシ、白雲母、セリサイト、炭酸塩鉱物などが認められる(第9.4図g)。斑晶は斜長石と普通角閃石である。斜長石はソーシユライト化しており、セリサイトや白雲母のほか、緑れん石や長径0.3 mmに及ぶクリノゾイサイトが斜長石中に産する。普通角閃石は最大長径が3 mmに達する長柱状～六角形状で一般に緑泥石に置換されているが、緑れん石やリューコキシシを伴う場合やほとんどがクリノゾイサイトで充填されている場合もある。緑泥石はしばしばプール状に産し、炭酸塩鉱物、石英、緑れん石を伴う。変質が著しい場合、試料全体に大量の白雲母や炭酸塩鉱物が発達する。

**デイサイト** デイサイトは灰白色～帯緑灰白色を呈し、岩泉町の大川上流河床を観察適地とする(付図3の地点18)。内沢(薬川支流)上流の上屋敷(盛岡市)の林道脇では、根田茂帯滝ノ沢ユニットの珪長質凝灰岩泥岩互層中に幅1 mで高角に貫入している(第9.2図h)。大川支流のヒエガラ沢(地点17)では、強い変質のため淡褐色を呈し、15 cmの幅で門馬ユニットの砂岩泥岩細互層中に貫入している(第9.2図i)。

鏡下観察によると、斑状組織を示し、主に斜長石、石英、有色鉱物、不透明鉱物からなる。副成分鉱物として、ざくろ石とチタン石が、二次鉱物として緑れん石、クリノゾイサイト、緑泥石、白雲母、セリサイト、炭酸塩鉱物が認められる(第9.4図h)。斑晶は斜長石と有色鉱物からなる。斜長石はしばしば集斑晶状に産し、また試料によっては顕著な累帯構造を示す。多くがソーシユライト化しており、セリサイトが多産するほか、斜長石中に

(← p. 72)

第9.4図 岩脈の薄片写真

(a) 優黒石英閃緑岩。米内川。(b) 優黒石英閃緑岩の初生的緑れん石と二次的緑れん石。aの試料。(c) 細粒優黒石英閃緑岩。中津川。(d) 角閃石安山岩。中津川。(e) 角閃石安山岩。下ノ又沢林道。(f) 石英閃緑岩。オンドコ沢支流。(g) 斑状細粒石英閃緑岩。大川。(h) デイサイト。旧浅岸駅南方の沢。(i) 斑状細粒トータル岩。内沢上流のヨガエ沢。(j) 流紋岩。矢倉南方の沢。a, c, e, gは単ポーラー、その他は直交ポーラー。Bt: 黒雲母, Chl: 緑泥石, CM: 変質した有色鉱物, Cpx: 単斜輝石, Czo: クリノゾイサイト, Grt: ざくろ石, Hbl: 普通角閃石, Ms: 白雲母, pEp: 初生的緑れん石, Pl: 斜長石, Qz: 石英, sEp: 二次的緑れん石, Z: 石英岩捕獲岩片。h以外は内野・羽地(2021)のFig. 6とFig. 10を引用・一部改変。

長径 0.4 mm 以下のやや粗いクリノゾイサイトが産することがある。有色鉱物は、斑晶では短柱状～長柱状に、石基中では針状に産し、ともに二次鉱物に置換されている。この二次鉱物は、緑泥石を主体とし、微細な緑れん石、石英、不透明鉱物、鉄水酸化鉱物を伴っている。ざくろ石は一部の試料で認められ、その最大径は 1 mm に及ぶ。クリノゾイサイトはまれに集斑晶状に産することもある。変質の著しい試料では全体に大量の炭酸塩鉱物が発達している。なお、内沢に沿う<sup>たていし</sup>建石林道の滝ノ沢ユニット中にも、周縁急冷相を示す幅 20 cm 程度のデイサイトが認められる(地点 67; 第 4.2 図参照)。

**斑状細粒トータル岩** 斑状細粒トータル岩は白色～灰白色を呈し、まれに淡褐色味を帯びる。盛岡市上屋敷のヨガエ沢下流部(内沢上流)河床を観察適地とする(付図 3 の地点 58)。

鏡下観察によると、斑状組織を示し、石基はやや粗粒で完晶質である。斜長石、石英、黒雲母、不透明鉱物からなる。副成分鉱物としてジルコンが、二次鉱物として、白雲母、セリサイト、緑泥石、緑れん石、クリノゾイサイト、リューコキシシが認められる(第 9.4 図 i)。斑晶は石英、斜長石及び黒雲母で、試料によっては斜長石のみの場合もあり、いずれも最大長径は 2 mm 強である。石英は、試料によっては、斑晶・石基中とも丸みを帯びる(第 9.4 図 i)。斜長石は累帯構造を示すものや微文象組織を示すものが認められる。ソーシユライト化が著しい場合は斜長石中に細粒の白雲母やセリサイトが頻出する。黒雲母は粗粒で短柱状のものと細粒で針状～長柱状のものが共存する場合と、後者のみが産する場合がある。部分的に褐色の黒雲母が残存することもあるが、緑泥石と少量の不透明鉱物に置換されており、ときに石英や白雲母がそれに加わる。緑泥石はプール状に産し、しばしばその中に長径 0.1 mm 以下の細粒な緑れん石が認められる。試料によっては、長径 0.3 mm 以下のクリノゾイサイトが斜長石中に多産する。どの試料も全体に白雲母が発達しており、その最大長径は 1 mm に及ぶ。

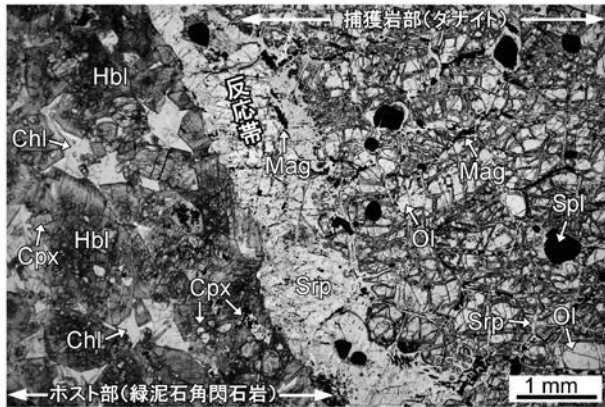
**流紋岩** 流紋岩は白色～灰白色または帯緑白色を呈す。観察適地である盛岡市水沢地区の築川上流河床(付図 3 の地点 65b)では綱取ユニットの玄武岩類中に幅 4 m で高角に貫入しているほか(第 9.2 図 j)、その数 m 上流では更に 2 枚の同質岩脈がともに 1 m の幅で貫いている(第 9.2 図 k)。築川の流紋岩は、特に緑味を帯びており、また 1 cm 未満の斜長石斑晶がよく認められる(第 9.3 図 f)。

鏡下観察によると、斑状組織を示し、斜長石、石英、アルカリ長石、黒雲母、不透明鉱物からなる(第 9.4 図 j)。副成分鉱物として、ざくろ石、ジルコン、アパタイト、チタン石が、二次鉱物として緑れん石、クリノゾイサイト、緑泥石、白雲母、セリサイト、炭酸塩鉱物、

リューコキシシが認められる。斑晶は、主に斜長石とざくろ石であるが、試料によっては、アルカリ長石、石英、黒雲母もある。ざくろ石の斑晶は最大径が 1.6 mm に及ぶ(第 9.4 図 j)。斜長石斑晶はしばしば集斑晶として産する。斜長石は、ソーシユライト化しており、セリサイトのほか、長径 0.3 mm 以下のやや粗い白雲母やクリノゾイサイトを含む。アルカリ長石斑晶は、斜長石や石英を伴って球顆状に産することがある。黒雲母は、斑晶としては短柱状～長柱状結晶としてまれに産し、一方、石基中ではフレック状結晶として多産する。黒雲母のほぼすべてが緑泥石に置換されており、しばしば白雲母をラメラ状に含む。緑れん石は石基中に他形結晶として認められることがある。チタン石は石基中に散在するほか、しばしばチタン鉄鉱の周囲に密集して産する。変質した試料では、全体に白雲母や炭酸塩鉱物が頻出する。

**緑泥石角閃石岩** 緑泥石角閃石岩は<sup>かなほりざわがわ</sup>図幅地域北東部の向井沢川支流である金堀沢川中流部河床に転石として産する(付図 3 の地点 0; 第 9.2 図 l)。転石ではあるが、Yamasaki and Uchino (2023)により 125 Ma の普通角閃石岩 K-Ar 年代が報告されていること、基盤である付加体の構成要素にこのような岩石は存在しないことから、本岩は前期白亜紀の岩脈とみられる。本転石は現河床堆積物に埋まっているため全体の大きさは不明だが、露出部分は幅・高さとも 60 cm である。ダナイトの捕獲岩を多量に含み、捕獲岩部はしばしば選択的に侵食され、凹状を呈している(第 9.2 図 l)。ホストをなす緑泥石角閃石岩は帯緑黒色を呈し、主に普通角閃石からなり、緑泥石と単斜輝石を伴う。捕獲岩のダナイトは、最大長径 8 cm に及ぶ不規則な楕円形を示し、黄灰色～灰色で概ね中粒である。

緑泥石角閃石岩は、粒度・モード組成ともに場所による変化が大きく、捕獲岩との境界部付近の普通角閃石は径 0.5～1.5 mm の粗粒な自形結晶として産する(第 9.5 図)。コア～マントルで褐色～緑褐色、リムで緑色～緑褐色を呈する累帯構造を示し、コアにはしばしば汚濁した単斜輝石が含まれる。捕獲岩との境界部から離れた部分の普通角閃石は、径 0.1～1.2 mm の自形～半自形あるいは融食形の単斜輝石をポイキリティックに包有する。いずれの場合も、普通角閃石の粒間は無色の緑泥石によって埋められている(第 9.5 図)。緑泥石中には、最大長径 1 mm で長柱状のアパタイトが少量産するほか、普通角閃石のリムから二次的に生じた針状・長柱状のトレモラ閃石が発達する。その他、斑状組織を示す細粒の部分もあるが、変質のため斑晶の普通角閃石はほとんどがトレモラ閃石に置換され、また石基部は、主に細粒のクリノゾイサイトからなり、緑れん石、緑泥石、チタン石、方解石を伴う。普通角閃石が細粒から粗粒へ移化するにつれ、より新鮮な単斜輝石が含まれるようになる。



第 9.5 図 ダナイト捕獲岩を含む緑泥石角閃石岩の薄片写真  
 Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石,  
 Mag: 磁鉄鉱, Ol: かんらん石, Spl: クロムスピネル,  
 Srp: 蛇紋石, 単ポーラー。

捕獲岩のダナイトは主としてかんらん石から構成され、少量のクロムスピネルを含むほか(第 9.5 図)、まれに単斜輝石を含む。かんらん石は半自形・粒状(1~5 mm)で、メッシュ状に割れ目が発達し、粒間は磁鉄鉱と蛇紋石によって充填されている(第 9.5 図)。また細粒の炭酸塩鉱物が全体に散在する。クロムスピネルは、1 cm 未満の半自形~自形あるいは短柱状結晶で、サイズの大きなものはホストとの境界部付近に産する傾向にある。単斜輝石は、かんらん石やクロムスピネルの粒間に産す

る。捕獲岩とホストの境界部には蛇紋石、滑石、磁鉄鉱、トレモラ閃石からなる幅数mmの反応帯が認められる(第 9.5 図)。なお本岩については、Yamasaki and Uchino (2023) によって、年代・化学組成などを基に成因が考察されている。

### 9.3 放射年代

内野・羽地(2021)は、米内川上流河床(地点 20)のチャートに幅 3 m で貫入している流紋岩から、 $120.0 \pm 0.9$  Ma のジルコン U-Pb 年代値を得ている。大川図幅地域(外山図幅地域の東隣)ではあるが、岩泉町釜津田地区岩ノ渡北方の下ノ又沢に沿う下ノ又林道崖(地点 3)のチャートに幅 1 m で貫入している角閃石安山岩からは  $130.8 \pm 2.9$  Ma の、宮古市夏屋の川内-夏屋-釜津田林道沿いに産する幅約 20 m の細粒石英閃緑岩からは  $122.0 \pm 6.1$  Ma の、また岩泉町の鼠入林道沿いに幅 3 m で産する角閃石安山岩からは  $119.0 \pm 2.6$  Ma の普通角閃石 K-Ar 年代が得られている(内野・羽地, 2021)。ただし、鼠入林道の角閃石安山岩は近傍に産する北上花崗岩類(宮古岩体)の接触変成作用を被っているため、この K-Ar 年代は花崗岩類の貫入年代を示している可能性がある。Yamasaki and Uchino (2023) は、金堀沢川河床に転石として産するダナイトの捕獲岩を含む緑泥石角閃石岩のホストをなす褐色普通角閃石から  $124.6 \pm 2.8$  Ma の K-Ar 年代を得ている。以上より、外山図幅及びその周辺の岩脈は 130~120 Ma 頃に形成されたと考えられる。

## 第 10 章 前期白亜紀花崗岩類

(内野隆之)

### 10.1 研究史及び概要

#### 10.1.1 研究史

北上花崗岩類の岩体数は大小合わせて 30 以上に及ぶ(第 10.1 図 a)。この花崗岩類の存在は古くから認識されていたが、渡邊(1950)はそれまでの情報を総括し、花崗岩類を西から東にかけて 3 帯 5 列に区分して、そのテクトニクスを考察した。石井ほか(1956)では、第 1 列(千厩・人首岩体)、第 2 列(気仙川・遠野岩体)、第 3 列(五葉山・栗橋岩体)、第 4 列(宮古・田野畑・種市岩体)に分けられ、それぞれの岩相が記載されるとともに、岩質は非常に変化に富むことが示された。また、貫入時期については、大島造山運動(Kobayashi, 1941; 小貫, 1981)の直後(前期白亜紀)と想定された。片田ほか(1971)は、北上山地全域に産する花崗岩類を網羅的に収集し、分布と化学組成も含めた岩石学的特徴に基づいて、北東から南西にかけて An・B・C・D・E・As・F・G の 8 帯に分けた。その後、片田(1974)は上記区分に若干の変更を加え、I・II・III・IV・V・VIa・VIb の 7 帯に再区分した。特に、III・IV・VIb 帯については、斑れい岩質マグマを起源とすることが推定された。なお、この区分は片田・金谷(1980)をはじめとし、蟹沢・片田(1988)、Tsuchiya and Kanisawa(1994)など、現在まで概ね踏襲されている(第 10.1 図 b)。吉井・片田(1974)は各花崗岩体における K<sub>2</sub>O の偏在性を指摘した。特に、北上山地西縁部に当たる IV 帯に属する一戸・切掛・日神子・姫神岩体ではアルカリ斑れい岩(いわゆる“ケンタレン岩”)が特徴的に産することを示した。その他、北上花崗岩類については、磁鉄鉱系列に属すること(金谷・石原, 1973; Ishihara, 1977)、I タイプ花崗岩に属すること(蟹沢・片田, 1988)、アダカイト質でスラブメルティングに起因すること(例えば、Tsuchiya and Kanisawa, 1994, 第 10.1 図 a)などこれまでも多くの成果が公表されてきた。年代については、北上花崗岩類の黒雲母、普通角閃石、アルカリ長石から幾つもの K-Ar 年代が報告されており、どれも概ね 125~110 Ma の値を示している(河野・植田, 1965; 内海ほか, 1990; Shibata *et al.*, 1994)。土谷ほか(2015)は北上山地全域のアダカイト質花崗岩を中心に、128~113 Ma のジルコン U-Pb 年代を得て、西列の方が東列に比べ若いという傾向を見出した。

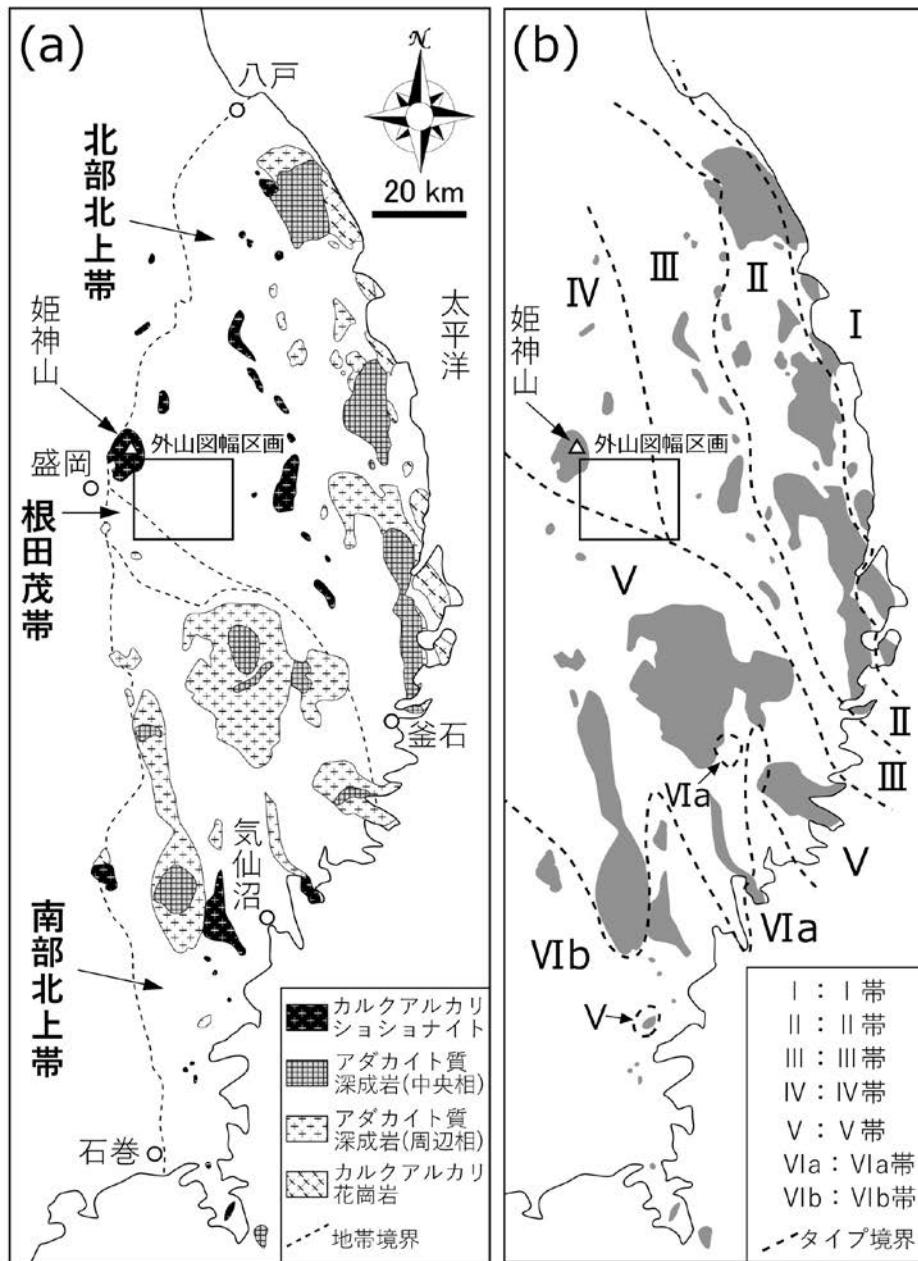
本図幅地域の北西端にその一部が分布する姫神岩体については、これまで幾つかの研究例がある。増田ほか

(1965)は、同岩体(原典では姫神深成岩)を南北で姫神型と大平型の 2 タイプに区分し、それぞれの型においても更に細分した。特に、大平型にはアルカリ斑れい岩(特にかんらん石を含む“ケンタレン岩”)や超苦鉄質岩(含角閃石黒雲母輝石岩、含角閃石輝石黒雲母岩など)が僅かではあるが特徴的に産することを示した。片田ほか(1991a)は増田ほか(1965)の地質図・岩相区分を踏襲しつつ、更に詳細な地質図を提示した。また、改めて南部岩体と北部岩体とに分けた上で更にそれぞれを細分した(後述)。そして南部岩体は珪長質岩と苦鉄質岩の複合岩体からなるとし、特にモンゾ斑れい岩~モンゾニ岩という特徴的な岩石について詳細に記載した。片田ほか(1991b)は各種岩石の全岩化学組成(主成分・微量成分)から姫神岩体を形成したマグマの結晶分化作用を論じた。土谷・瀬川(1996)も全岩化学分析を基に、南部岩体と北部岩体のマグマ形成モデルについて、前者は一連の結晶分化作用によって説明でき、後者は南部岩体そのものあるいは同様の K<sub>2</sub>O に富む苦鉄質マグマが、それとは別の K<sub>2</sub>O にやや乏しい珪長質マグマと混合することで説明できるとした。また、その端成分となった珪長質のシヨシナイトマグマは、堆積物を 20~30% 含んだスラブメルティングによって形成されたと考察した。

#### 10.1.2 概要

北上山地には、前期白亜紀の花崗岩類(いわゆる北上花崗岩類)が、南部北上帯、母体-松ヶ平帯、根田茂帯そして北部北上帯に分布する中古生界基盤を貫いて広範囲(山地の約 5 分の 1)に散在している。外山図幅地域には、地域北西端部に長径 10 km の姫神岩体の一部が、南端・南東端部に径約 2 km の飛鳥岩体及び達曾部岩体の一部がそれぞれ僅かに分布する。北上花崗岩類の中でも K<sub>2</sub>O に富む姫神岩体は北部と南部で岩相が異なり、本図幅地域でも北半部は花崗岩~花崗閃緑岩が、南半部は石英モンゾニ岩~石英モンゾ閃緑岩が産する。前者は優白質で桃色のアルカリ長石と長柱状の普通角閃石を特徴的に含み、後者はより優黒質で石英が少ない。また南部では斑れい岩も僅かに認められる。飛鳥岩体及び達曾部岩体は、いずれもアルカリ長石をほとんど含まないトータル岩からなる。これらの北上花崗岩類は、付加体を主とする周囲の地質体に最大約 1 km の幅で接触変成作用を与えている。そのため、花崗岩類近傍の碎屑岩類には定向配列した黒雲母のほか、堇青石、ざくろ石、アルカリ長石が、





第 10.1 図 北上山地における前期白亜紀花崗岩類の分布図  
 (a) 土谷ほか (2015) による岩相区分. (b) 片田・金谷 (1980) による花崗岩類の分帯.

玄武岩類にはアクチノ閃石が、蛇紋岩にはトレモラ閃石や変成かんらん石が産する。

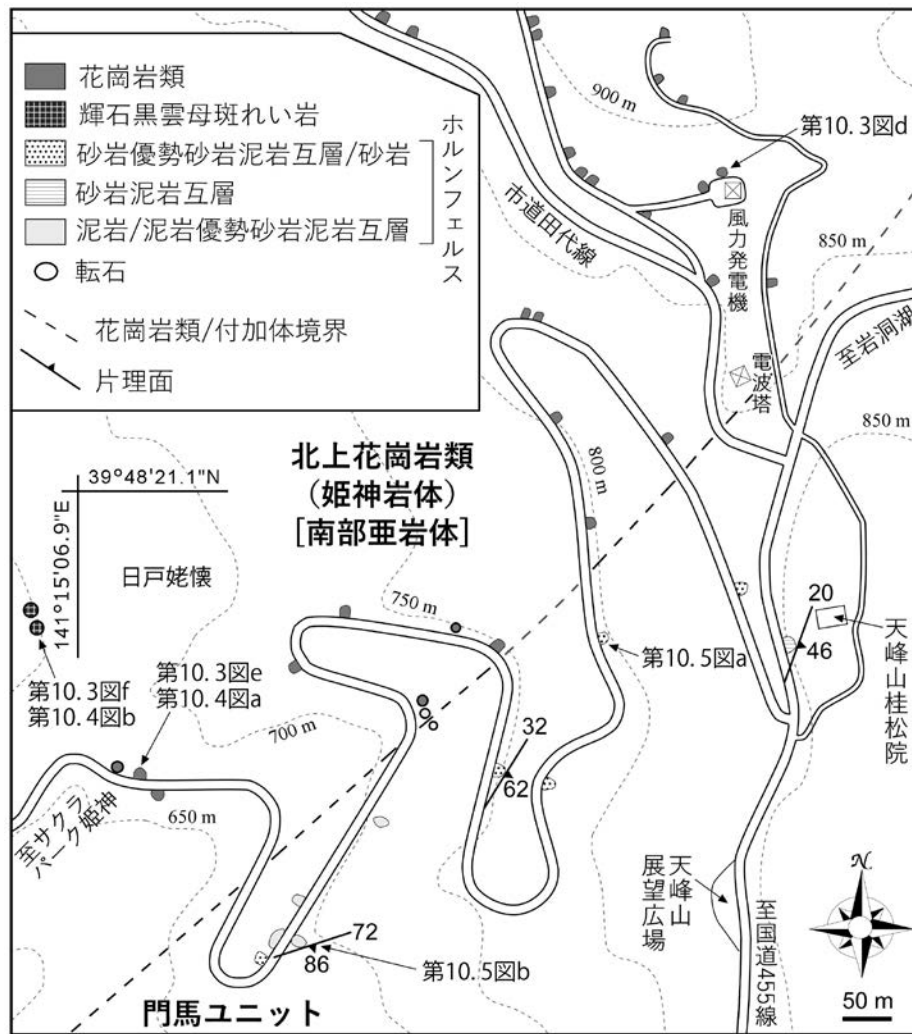
## 10.2 北上花崗岩類 (Hms, Hmn, As, Ts)

外山図幅地域における北上花崗岩類の占める割合は 1.5% 程度であり、北西端部(盛岡市山谷川目牧野・物見山周辺)の姫神岩体、南端部(盛岡市飛鳥周辺)の飛鳥岩体、南東端部(宮古市達曽部沢上流域)の達曽部岩体がある(付図 3)。これらの花崗岩体は周囲の基盤岩類

(付加体及び蛇紋岩)に接触変成作用を与えている(後述)。どの岩体もなだらかな地形を形成し、多くは牧場として利用されている。次項では各岩体の詳細を記す。なお、岩石種の識別はモード組成解析による。

### 10.2.1 姫神岩体

姫神岩体は北上山地の中西部に南北 10 km、東西 7 km の範囲で比較的広く分布し、岩体中央部には姫神山(標高 1,124 m)がそびえている(第 10.1 図 a)。本岩体は、片田・金谷 (1980) が北上山地の深成岩類に対して行った区



第 10.2 図 前期白亜紀花崗岩類とジュラ紀付加体境界付近のルートマップ

分のIV帯に属する(第 10.1 図b)。片田ほか(1991a)は、増田ほか(1965)の区分を概ね踏襲しつつ、南部岩体と北部岩体に区分し、前者を更に城内型・日戸型に、後者を高木・小桜・姫神型に細分した。従来の研究によると、北部岩体は花崗岩、花崗閃緑岩、石英モンゾ閃緑岩からなり、南部岩体に比べ優白色で石英に富む。最も広範囲に産する小桜型では、桃色を呈するアルカリ長石と普通角閃石の柱状結晶が良く発達する。高木・小桜・姫神型の順で石英が多くなりかつ色指数が減少し、全体として同心円状累帯構造(zoned pluton)をなす。一方、南部岩体は北部岩体に比べ、全体的に石英が少ない石英モンゾニ岩～石英モンゾ閃緑岩からなり、有色鉱物に富み、北部岩体ではほとんど見られない単斜輝石を普遍的に含む。優黒質な割にアルカリ長石が多い。一部で、かんらん石黒雲母両輝石モンゾ斑れい岩(“ケンタレン岩”)に代表されるアルカリ斑れい岩や角閃石輝石岩・角閃石黒雲母岩などの超苦鉄質岩を伴うことも特徴的である。地

質構造としては、姫神岩体全般に、北西-南東走向、北東傾斜の卓越する流理構造が認められる。そして、分布・産状から判断して、北部岩体よりも南部岩体が先に貫入したと考えられている。

本図幅地域には姫神岩体の南東端部(姫神山南東山麓)が、天峰山-山谷川目牧野-市道田代線にかけて僅かに分布している。眺望場でもある天峰山からサクラパーク姫神や岩洞第一発電所を經由して盛岡市街へ下る市道は姫神岩体(“南部岩体”)とジュラ紀付加体との境界を横断しており(第 10.2 図)、道路沿いには両者の境界付近の露頭が観察できる。本図幅範囲内では連続露頭は少なく、花崗岩類の転石からなる岩塊流堆積物(第 11 章 6 節参照)が分布する。近年建設された風力発電施設用の道路沿いでは風化され残った球状岩塊がしばしば露出する(第 10.3 図a)。この風化による球状化は、姫神山城内登山口の採石場脇(西隣、盛岡図幅範囲内)で、その形成過程が良く観察できる(第 10.3 図b)。

なお、図幅範囲内では姫神岩体の分布が僅かなため、地質図では増田ほか(1965)や片田ほか(1991a)の詳細なタイプ区分を用いず、“南部岩体”と“北部岩体”とに分けるに留めた。また、これらの岩体は姫神岩体の下位階層に当たるため、本図幅ではそれぞれ「南部亜岩体」、「北部亜岩体」と呼ぶ。

#### 10.2.1.1 南部亜岩体 (Hms)

石英モンゾニ岩～石英モンゾ閃緑岩からなり、僅かに斑れい岩を伴う。花崗岩類の中には、鉱物の定向配列による弱い面構造を示すものがある(第10.3図c)。花崗岩類の主要構成鉱物は、斜長石>アルカリ長石>普通角閃石≒石英>黒雲母>不透明鉱物≒単斜輝石であり、その他にチタン石、ジルコン、アパタイト、方解石を少量含む(第10.4図a)。南部亜岩体は北部亜岩体に比べて優黒質で(第10.3図e)、普遍的に単斜輝石を含むことが特徴的である。鏡下観察によると、斜長石は最大長径5mmの自形～半自形で、累帯構造やカールスバッド双晶・アルバイト双晶を示す。一部でソーシュライト化による微細なセリサイト、緑れん石、緑泥石が生じている。アルカリ長石は最大長径6mmの半自形～他形で、パーサイト構造や斜長石との境界でミルメカイトがしばしば認められる。普通角閃石は最大長径6mmの半自形で、淡緑色を呈する。まれに双晶が認められ、また、内部に径0.4mm以下の斜長石、黒雲母、不透明鉱物、石英などを包有するポイキリティック組織をしばしば示す。石英は最大長径2.5mmの他形で、波動消光を示す。黒雲母は最大長径2mmの半自形～他形で、一部で緑泥石に置換されている。不透明鉱物は最大長径1.2mmで粒状～不規則な結晶として生じる。単斜輝石は最大長径3mmで、どれも普通角閃石中に自形結晶として生じている(第10.4図a)。副成分鉱物であるチタン石は最大長径1.5mmに及ぶ粗粒なものも存在し、くさび状あるいは粒状に産する。なお、本岩は普通角閃石に富む優黒質な同質岩を捕獲岩として含むことがあり、その長径は30cmに及ぶ(第10.3図d)。

斑れい岩は本図幅地域では日戸姥懷<sup>ひのとうばふところ</sup>(天峰山西方)付近で転石のみが確認され(第10.2図)、暗灰色で等粒状を示す(第10.3図f)。主要構成鉱物は、斜長石>単斜輝石≒黒雲母>直方輝石>不透明鉱物であり(第10.4図b)、僅かにアパタイトやジルコンを含む。鏡下観察によると、斜長石は最大長径5mmの自形～半自形で、カールスバッド双晶・アルバイト双晶を示す。斜長石の一部は、ソーシュライト化しており、細粒のセリサイト、クリノゾイサイト、緑泥石が産している。単斜輝石は半自形で最大長径が6mmに達し、内部には細粒の黒雲母、斜長石、不透明鉱物などが虫食い状に産する。黒雲母は他形で褐色を呈し、最大長径は3mmに及ぶ。一部には細粒で緑色を呈するものも存在する。直方輝石は半自形

で、最大長径は3mmに達する。しばしば、内部あるいは周縁部に二次鉱物として細粒のトレモラ閃岩や緑泥石が産している。

#### 10.2.1.2 北部亜岩体 (Hmn)

花崗岩～花崗閃緑岩からなる(第10.3図g)。主要構成鉱物は斜長石>石英>アルカリ長石>普通角閃石>黒雲母>不透明鉱物であり(第10.4図c)、副成分鉱物としてチタン石、緑れん石、ジルコン、アパタイトを少量含むほか、極まれに単斜輝石を含むことがある。鏡下観察によると、斜長石は最大長径6mmの自形～半自形で、累帯構造やカールスバッド双晶・アルバイト双晶が目立つ。斜長石の一部はソーシュライト化によって、微細なアルバイト、セリサイト、緑れん石、緑泥石が生じている。石英は最大長径3mmの他形でサブグレイン化している部分がある。アルカリ長石は最大長径7mmの半自形～他形で、パーサイト構造や斜長石との境界でミルメカイトがしばしば認められる。普通角閃石は最大長径7mmの半自形で淡緑色を呈し、まれに双晶が認められる。内部に径0.4mm以下の斜長石、黒雲母、不透明鉱物、石英、チタン石などを包有するポイキリティック組織をしばしば示す。黒雲母は最大長径1mmの半自形～他形で、一部あるいは全体が緑泥石に置換されていることが多い。単斜輝石は最大長径0.6mmの自形で普通角閃石中に生じている。チタン石は最大長径が1mmに達するやや粗粒なものもあり、くさび状あるいは粒状に産する。その他、まれに不透明鉱物、普通角閃石、黒雲母、チタン石の細粒結晶が集まり集斑晶状に産することがある。

#### 10.2.2 飛鳥岩体 (As)

本岩体はトータル岩からなり(第10.3図h)、本図幅地域中央南端部の飛鳥地区(根田茂帯滝ノ沢ユニット中)に幅最大1km程度の小岩体として分布し、南隣の早池峰<sup>はやうね</sup>山図幅範囲内に連続する。転石は目立つものの露頭自体が少なく、また露頭は風化によりマサ化が進んでいる。主要構成鉱物は、斜長石>石英>黒雲母>普通角閃石>不透明鉱物であり(第10.4図d)、その他、副成分鉱物として、チタン石、緑れん石、ジルコンなどが認められる。鏡下観察によると、斜長石は最大長径4mmの自形～半自形で、累帯構造や双晶が目立つ。全体的に変質によるソーシュライト化が著しく、微細なアルバイト、セリサイト、クリノゾイサイト、緑れん石、緑泥石が生じているほか、白雲母やぶどう石も確認できる。石英は最大長径2mmの他形で、一部でサブグレイン化している。また、二次的に生じたと考えられる径0.5mm以下の円形の細粒石英が全体に散在していることが特徴的である(第10.4図d)。黒雲母は最大長径1mmの半自形～他形で、しばしば一部あるいは全体が緑泥石に置換されている。普通角閃石は最大長径4mmの半自形～他形で淡緑色を

呈する。内部に細粒な斜長石、黒雲母、不透明鉱物などを包有するポイキリティック組織を示すことが多い。不透明鉱物は姫神岩体に比べ細粒で量も少ない。

### 10.2.3 達曾部岩体 (Ts)

本岩体はトーナル岩からなり(第10.3図i)、本図幅地域南東端部、達曾部沢(閉伊川支流)上流域から達曾部牧場にかけて幅最大1.2 km程度の小岩体として分布している。南隣の早池峰山図幅でも分布が記されているが、実際はそれよりも北方に長細く、外山図幅範囲まで延長している。本トーナル岩は、北部北上帯の門馬ユニット中に貫入し、付加体との境界に近い部分ではマサ化が進んでいる。主要構成鉱物は、斜長石>石英≒普通角閃石>黒雲母>不透明鉱物である(第10.4図e)。本図幅内の岩体の中では変質の程度が最も大きい。鏡下観察によると、斜長石は最大長径5 mmの自形~半自形で、累帯構造や双晶が目立つ。ソーシユライト化によって微細なアルバイト、セリサイト、緑れん石、緑泥石、白雲母が生じている。石英は最大長径2.5 mm以下の他形で、波動消光を示す。粗粒な石英はときに、長径2 mm以下の斜長石、普通角閃石、黒雲母をポイキリティックに包有することがある。普通角閃石は最大長径4 mmの半自形で淡褐色~淡緑褐色を呈する。こちらも内部に細粒な斜長石、黒雲母、不透明鉱物などを包有するポイキリティック組織をしばしば示す。黒雲母は最大長径1.5 mmの半自形~他形で、一部あるいは全体が緑泥石に置換されることが多い。本岩体には二次的変質によって形成された最大長径0.6 mmに達するトレモラ閃石が頻繁に産しているほか、褐鉄鉱も目立つ。

## 10.3 年代

姫神岩体からは、幾つかの放射年代が得られている。河野・植田(1965)はアルカリ斑れい岩及び石英モンゾニ岩の黒雲母からそれぞれ約115 Ma及び約110 MaのK-Ar年代を報告している。しかし、土谷ほか(2015)は黒雲母角閃石花崗岩のジルコンから $124 \pm 1$  Maの、またOsozawa *et al.* (2019)もモンゾ閃緑岩と閃緑岩のジルコ

ンからともに約121 MaのU-Pb年代を報告している。土谷ほか(2015)は姫神岩体だけでなく、北部北上山地の北上花崗岩類のジルコン年代を網羅的に測定しており、この岩体も125~120 Maを示す。ジルコンが示す火成岩形成年代の信頼性を考慮すると、本図幅地域の北上花崗岩類の年代もバレミアン期に形成されたといえる。

## 10.4 接触変成作用

本図幅地域の北上花崗岩類は、周囲の中古生界に最大1.5 kmの幅で接触変成を与えている。北西部の姫神岩体、南部の飛鳥岩体・達曾部岩体のほか、東隣の盛岡図幅地域内に産する白石岩体(姫神岩体の南方衛星岩体:付図3)や南隣の早池峰山図幅地域北縁部の小岩体の熱的影響も外山図幅地域内に及んでいる。盛岡市の日戸姥懐の道路沿いでは境界付近のホルンフェルス露頭が良く観察できる(第10.2図)。この花崗岩類に近接する門馬ユニットの葉理泥岩や砂岩では、堇青石、アルカリ長石、黒雲母、ざくろ石、白雲母が発達する。堇青石は径1.5 mmに達し、ピナイト化している(第10.5図a)。ざくろ石は径1.5 mmに達するものがある(第10.5図a)。黒雲母は長径0.5 mm以下の長柱状~短柱状結晶がしばしば定向配列する(第10.5図b)。その他、0.05 mm程度の微細な粒状~不定形の不透明鉱物が大量に散在したり、まれに0.1 mm以下の淡緑色を呈するスピネルが集合して産したりする(第10.5図b)。姫神岩体から離れるにしたがい、接触変成の影響は弱くなり、泥岩中には細粒の黒雲母のみが散在するようになる。黒雲母を含む泥岩はほのかな赤味を帯びるため、野外においても接触変成の有無の判断が可能である。ホルンフェルス化したチャートでは、再結晶した粗粒石英が細粒なものと入り混じりモザイク状になっているほか、より粗粒な石英からなる細脈が縦横無尽に発達している。

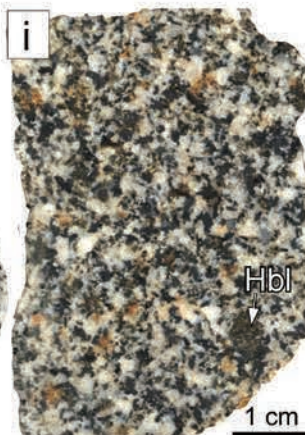
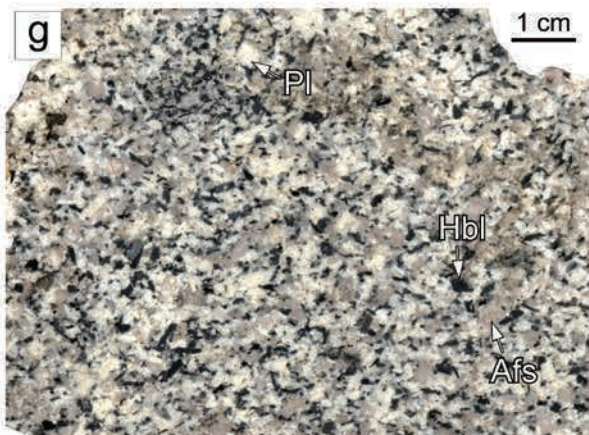
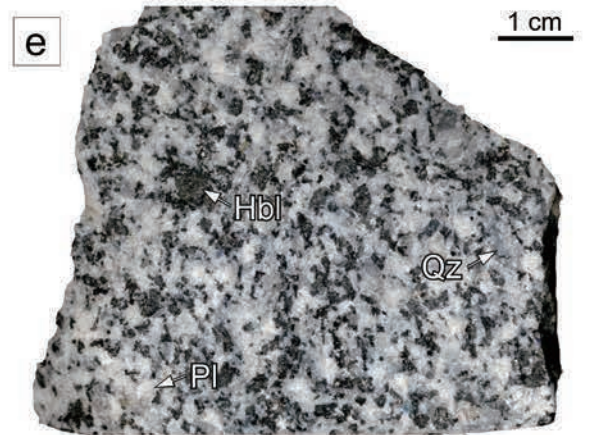
飛鳥岩体周辺の滝ノ沢ユニットの玄武岩類には、薄緑色を呈する粗粒なアクチノ閃石が細粒黒雲母とともに発達し(第10.5図c)、また早池峰複合岩類の蛇紋岩(中岳蛇紋岩)には粗粒なトレモラ閃石と変成かんらん石が認められる(第10.5図d)。

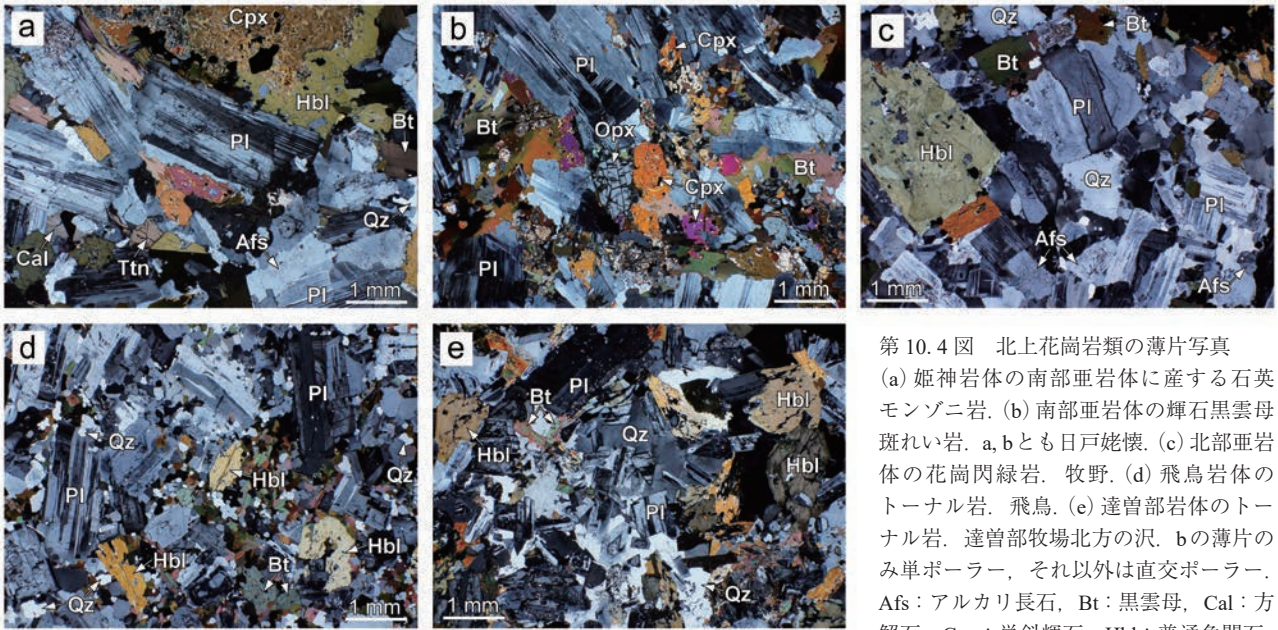
(p. 81 →)

第10.3図 北上花崗岩類の露頭及び標本

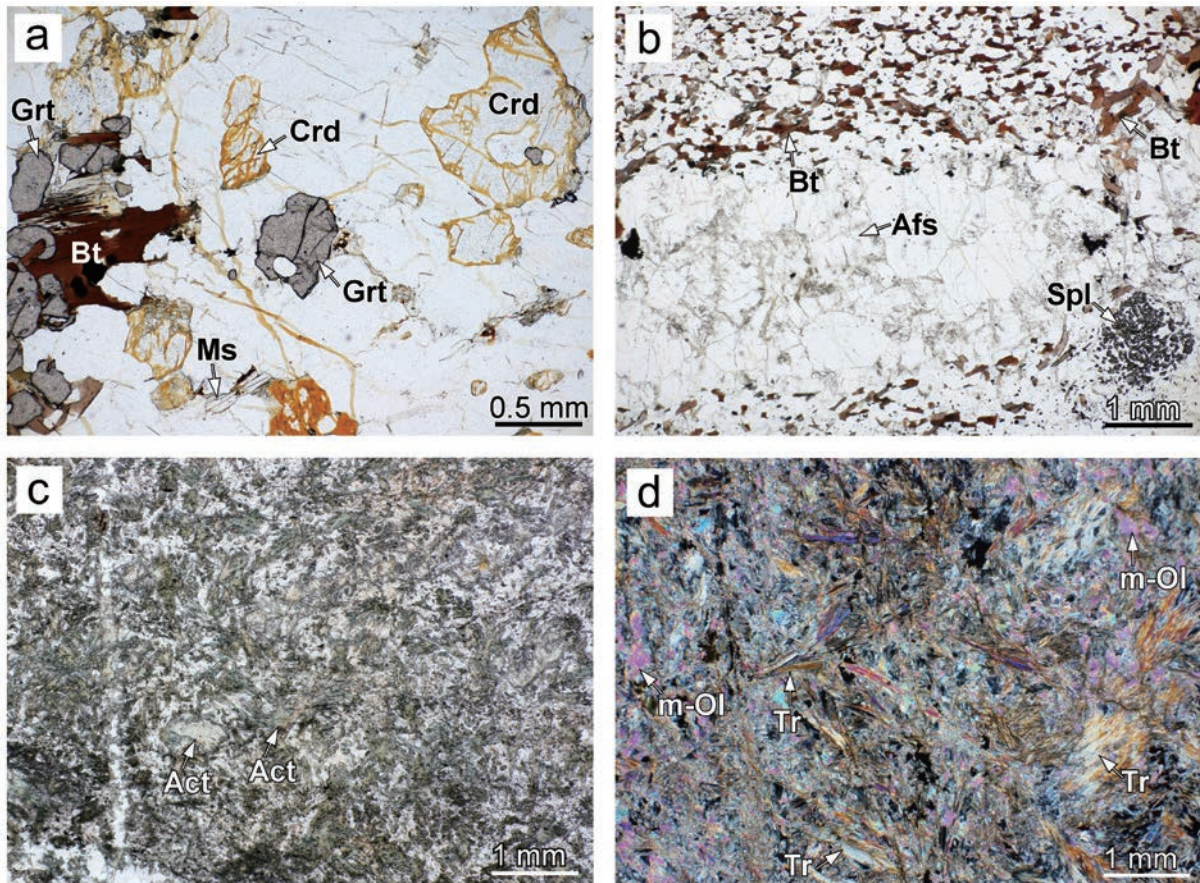
(a) 姫神岩体南部亜岩体の花崗岩類の岩塊。風力発電施設用道路沿い。(b) 風化して球状化したつある南部亜岩体の花崗岩類。姫神山城内登山口横の採石場脇。(c) 鉱物が定向配列している南部亜岩体の花崗岩類。(d) 南部亜岩体の花崗岩類に含まれる優黒質岩。(e) 南部亜岩体の石英モンゾニ岩の研磨片。(f) 南部亜岩体の輝石黒雲母斑れい岩。転石。(g) 北部亜岩体の花崗閃緑岩の研磨片。(h) 飛鳥岩体のトーナル岩の研磨片。(i) 達曾部岩体のトーナル岩の研磨片。

Afs: アルカリ長石, Hbl: 普通角閃石, MP: 優黒質岩の捕獲岩, Pl: 斜長石, Qz: 石英。





第 10.4 図 北上花崗岩類の薄片写真  
 (a) 姫神岩体の南部亜岩体に産する石英モンゾニ岩。(b) 南部亜岩体の輝石黒雲母斑れい岩。a, bとも日戸姥懐。(c) 北部亜岩体の花崗閃緑岩。牧野。(d) 飛鳥岩体のトータル岩。飛鳥。(e) 達曽部岩体のトータル岩。達曽部牧場北方の沢。bの薄片のみ単ポーラー、それ以外は直交ポーラー。Afs: アルカリ長石, Bt: 黒雲母, Cal: 方解石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石, Qz: 石英, Ttn: チタン石。



第 10.5 図 ホルンフェルスの薄片写真  
 (a) 門馬ユニットの変成した砂岩。(b) 門馬ユニットの変成した泥岩優勢砂岩泥岩互層。a, bとも日戸姥懐の道路沿い。(c) 滝ノ沢ユニットの変成した玄武岩。飛鳥北西。(d) 早池峰複合岩類の変成した蛇紋岩。飛鳥南方の岩神林道崖。すべての薄片が単ポーラー。Act: アクチノ閃石, Afs: アルカリ長石, Bt: 黒雲母, Crd: 堇青石, Grt: ざくろ石, Ms: 白雲母, m-Ol: 変成かんらん石, Spl: スピネル, Tr: トレモラ閃石。

## 第 11 章 第四紀堆積物

(小松原 琢・内野隆之)

### 11.1 研究史及び概要

#### 11.1.1 研究史

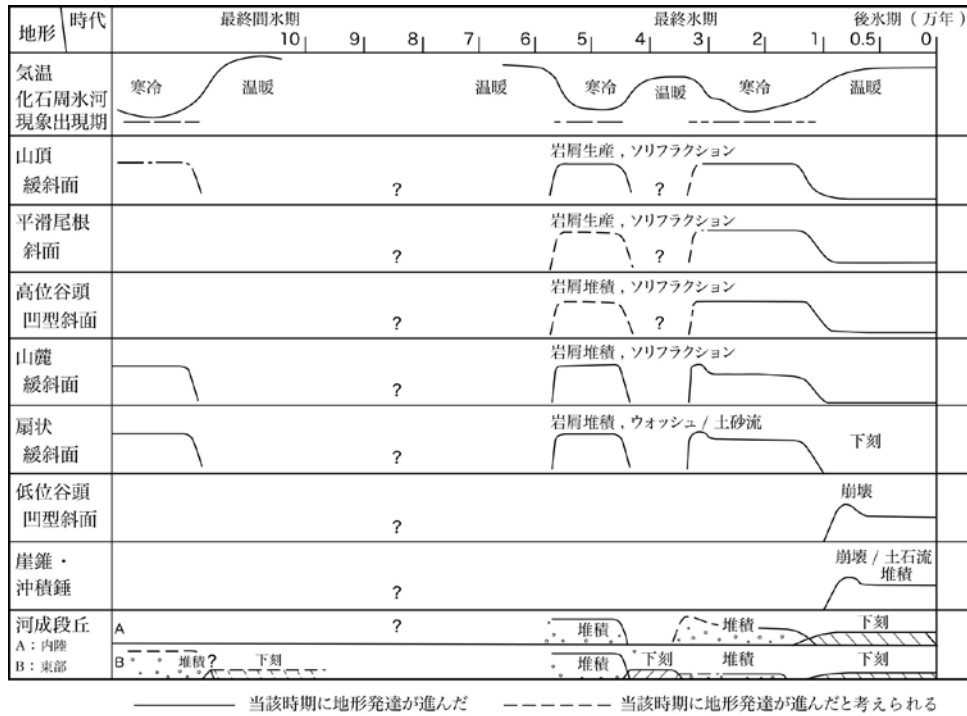
外山図幅地域周辺の第四系に関する研究は、橋 行一による下部更新統の層序学・年代学的研究と、古植生学及び地形学研究者らによる第四紀後期の古気候学的・気候地形学的研究という2つの視点から進められてきた。橋の一連の研究(例えば、橋, 1969, 1970, 1975, 1977; Tanaka and Tachibana, 1979)は、北上川上流の沼宮内付近から北上低地帯北部一帯、北隣の藪川図幅内を流れる丹藤川中流の岩手町北山形地域の小盆地や古館川流域の大神地区に、デイサイト質の白色～灰色溶結凝灰岩層(渋民溶結凝灰岩[旧, 玉山溶結凝灰岩]: 橋, 1971)が段丘堆積物状の河川成砂礫層に挟在することを認め、それが岩手火山の北側を給源とする第四紀の火砕流堆積物であることを記載したものである。この溶結凝灰岩は、須藤(1982)や町田ほか(1987)など多くの研究によって年代測定がなされ、奥羽山脈から北上山地北部に広く分布する、カラブリアン期末の重要な鍵層と認識されている(土井ほか, 1994)。近年、佐々木・大月(2021)は、渋民溶結凝灰岩を挟有する河川成砂礫層が橋(1977)に示された分布範囲よりも東の丹藤川流域から馬淵川上流域にかけて更に広く分布することを明らかにするとともに、地形発達史上の意義について論じている。

奥羽山脈の東側に位置する北上山地北部は、顕著な周氷河地形が発達することに加え、テフラによる編年が可能という地理的条件から、古気候学的・気候地形学的研究が活発に行われてきた(田村, 1997; 吉永・三浦, 1998)。北上山地北部には後期更新世～完新世のテフラが適度な厚さで分布し(Tamura, 1989; 田村, 1998)、かつ昭和期の森林伐採や放牧地造成に伴って山地表層を被覆する地層が良く露出していたこともあり(岩田, 1998)、世界的に見ても類例の少ない詳細な斜面地形・斜面堆積物の編年がなされてきた(田村, 1996)。特に外山高原は北上山地北部でも多くの周氷河地形に関する研究が行われてきた地域である。この地域では、松本(1967)及びMatsumoto(1971)による周氷河性岩塊地形、阪野(1971)による周氷河性緩斜面の記載、磯(1973, 1974, 1976)のテフラを用いた斜面地形発達史、井上ほか(1981)の化石周氷河現象の記載、山谷・仙谷(1976)の土壌形成環境に関する研究、Miura *et al.* (1992)や三浦(1998)による古植生に基づく斜面地形形成環境の復元など多様な観点から

最終氷期における地形形成作用や化石周氷河地形に関する研究が蓄積されてきた。なかでも、檜垣大助による一連の研究(Higaki, 1980, 1988, 1992; 檜垣, 1987)は、最終氷期中の2時期に周氷河作用に伴って緩斜面が形成されたこと、それと対応して堆積段丘が形成されたこと、更に晩氷期から完新世にかけて標高の低い場所から高い場所へと順次周氷河性緩斜面を下刻する谷と崖錐が形成されていったことを詳細なテフラ編年に基づいて示した(第11.1図)。この地形発達過程の研究は、ヨーロッパアルプスとは異なる日本の山岳地域の地形発達過程の特徴として広く認められている。一方、山地に点在する湿地堆積物を用いた古気候学・古植生学的な研究においても、当地域は特色ある調査対象の1つとされ、山中(1978)は花粉分析により晩氷期以降における植物相の変遷を明らかにしている。外山川支流の大石川上流部に位置し、現在は農地化されている“蛇塚湿原”は、北上山地の高地の中では有機質細粒物質が連続的に堆積している数少ない場所の1つとされており(三浦, 1998)、この研究は北上山地のみならず広範囲の古環境復元に有効なデータとなっている。

ところで、当地域周辺の山稜部は、その気候環境から最終氷期の寒冷期のみならず晩氷期～完新世においても周氷河作用が働きやすい環境にあったことが澤口(1984)や大丸(2018)によって明らかにされている。このような、いわば周氷河限界という環境を反映して、森林伐採によって裸地化した稜線周辺の緩斜面では、現在でも周氷河作用が働いており(小疇・澤口, 1988; 大丸, 2018)、当地域近傍における斜面物質の動態観測(澤口, 1987; 澤口・小疇, 1998)は、氷期における地形形成作用を解明する上で重要なデータとなっている。

これらの陸成堆積物に関する研究とは別に、テフラ層序に関する研究は、西隣の北上低地帯から岩手山麓に至る地域を対象として、中川ほか(1963)以来数多くなされてきた(磯, 1976; 大上ほか, 1980; Inoue, 1980; Inoue and Yoshida, 1980; 土井ほか, 1983, 1986; 土井, 1984, 1991, 1999, 2000; 土井・新井, 1987; 古澤, 2003; 伊藤ほか, 2018)。これら隣接地域を中心に組み立てられたテフラ層序は、本地域の地形・地質編年の重要な基礎となっている。上記の中でも大上・土井(1978)及び土井(2000)は、広範囲にわたる綿密な調査を積み重ねたものであり、これらによって岩手山東麓地域のテフラ層序が確立された。更に古澤(2003)は後期更新世前期の洞爺テフ



第 11.1 図 北上山地の地形発達史  
 檜垣ほか (2005) の図 2.1.4 を引用.

ラ (Toya) 以降のテフラについて野外調査と構成物質の屈折率などの岩石学的検討結果を組み合わせ、確実なテフラの識別基準を示すと同時に、広域テフラとの層位関係を明らかにし、テフラの対比・同定と編年にあたって重要な知見を示している。

外山図幅地域では、内野ほか (2022) が、盛岡市藪川地区を流れる外山川上流の谷底低地を埋める第四紀堆積物から 80 cm 厚の降下火砕堆積物を発見し、「藪川テフラ」と命名した。そして、軽石中のジルコンから約 240 ka の FT 年代を報告した。また、工藤・内野 (2021) は、外山川源流に注ぐ大石川下流の谷底低地を埋積する第四紀堆積物中に後期更新世の「十和田-大不動テフラ」を認めている。

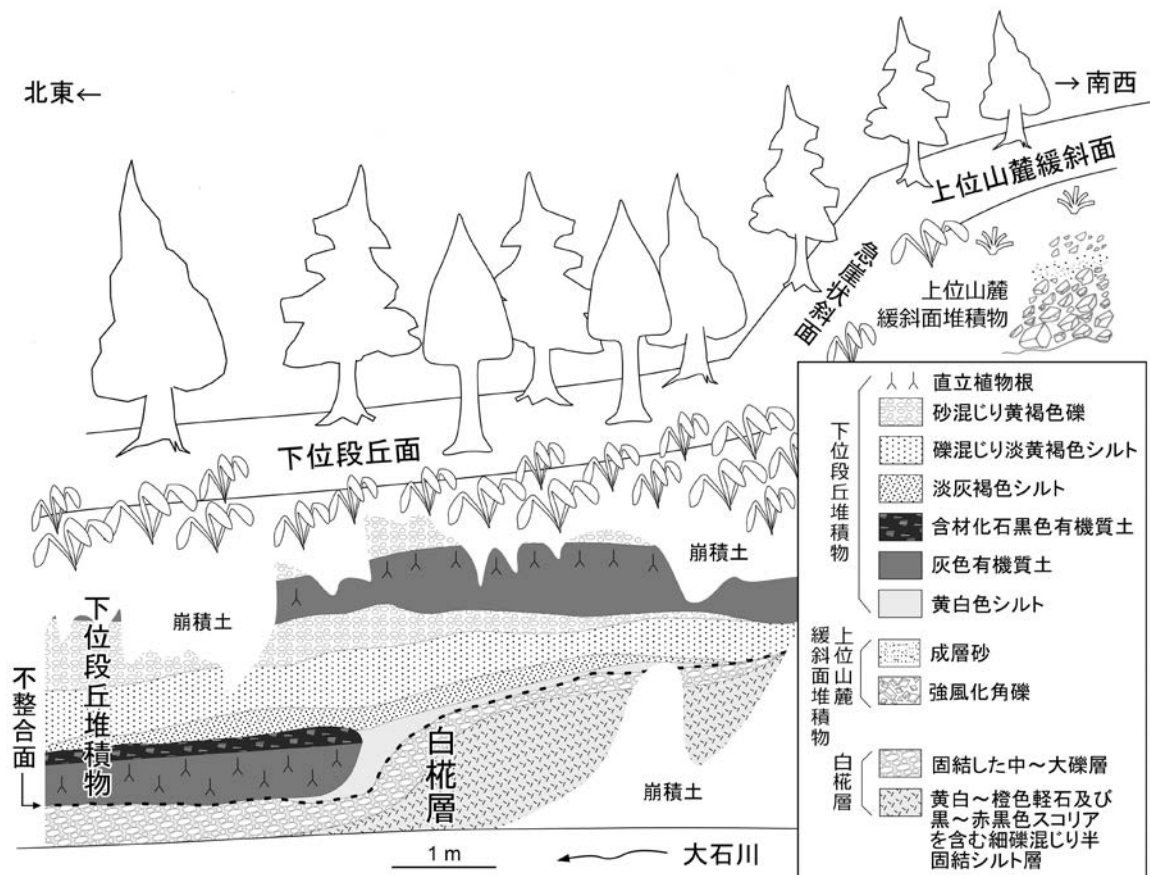
### 11.1.2 概要

外山図幅地域の第四紀堆積物は、下部更新統上部 (カラブリアン階) の白椏層、中部更新統 (チバニアン階) 上部の葉水層 (新称)、上部更新統の段丘堆積物群・斜面堆積物群、完新統の湿地堆積物と谷底堆積物、時代未詳 (恐らく中部更新統~完新統) の地すべり堆積物及び上部更新統~完新統のテフラを含む風成堆積物 (テフリックレス) に区分される。

白椏層は、北隣の藪川図幅内の丹藤川及び古館川沿いの河谷や、北上低地に分布する洪民溶結凝灰岩層を挟む砂礫層に対比される河川成堆積物であり、外山図幅地域

では外山川最上流部支流の大石川に露出する。葉水層は、有機質シルトと火山砕屑物を主とする地層であり、白椏層とともに外山川最上流部の河谷を埋積するように分布する。段丘堆積物群は、2 段に分けられる河岸段丘面を構成する堆積物であり、河川の影響とともに周水河環境下における斜面物質移動の影響も受けて形成された。古いものから上位 (古期) と下位 (新期) の 2 つに区分される。斜面堆積物群は、分布と層相・形成機構から、山頂緩斜面堆積物、山麓緩斜面堆積物、扇状地状緩斜面堆積物及び地すべり堆積物に大別される。山頂緩斜面堆積物は、標高 700 m 以上の稜線の表層を覆う角礫を主とする周水河性の堆積物である。山麓緩斜面堆積物は、山腹斜面基部に発達する緩斜面を構成する角礫質の堆積物であり、形成時期によって上位 (古期) と下位 (新期) の 2 つに区別される。それぞれ上位段丘堆積物と下位段丘堆積物に滑らかに連続する緩斜面を構成する。扇状地状緩斜面堆積物は、山腹斜面を浅く開析する盆状の谷沿いしその出口に埋谷緩斜面~小扇状地状の地形を構成する堆積物である。地すべり堆積物は、山腹斜面に分布する地層が塊状に斜面下方に移動した地質体で、本図幅地域に分布するものは山頂緩斜面堆積物など周水河性の未固結堆積物が再移動・堆積したものである可能性がある。湿地堆積物は、外山川、大石川、柴沢川及び大川の最上流部の幅広い河谷に分布する有機質堆積物である。谷底堆積物は、現河床周辺に分布する礫主体の堆積物で





第 11.2 図 大石川下流右岸における白柁層の観察適地の露頭スケッチ  
第 11.4 図 a に露頭写真を提示.

ある。その他、岩手火山や秋田駒ヶ岳火山、十和田火山などを給源とする第四紀後期の風成堆積物（テフラとそれを含むテフリックレス）も陸成堆積物中に挟在あるいは地表面を被覆する形で分布する。

以上の第四紀堆積物は、白柁層と葉水層を除いて、地形面を構成しており、地形判読によりその分布の概要を把握することができる。本図幅地域の地形分類図は第 1 章の第 1.7 図に示している。

## 11.2 白柁層 (S)

**[命名・定義]** 橋 (1975) が記載した「白柁段丘」(橋, 1977 では白樺段丘と表記) の「河岸段丘砂礫層」を佐々木・大月 (2021) が白柁層と改称。白柁層は、洪民溶結凝灰岩 (橋, 1971) (旧称玉山溶結凝灰岩: 橋, 1969) を挟有する河川成堆積物とされている (佐々木・大月, 2021)。ただし、洪民溶結凝灰岩は上位の砂礫層に剝離され失われていることがあり (橋, 1977)、必ずしも側方には連続しない。

**[模式地]** 正式には設定されていないが、北に隣接する藪川図幅西部の岩手町大字川口北山形に良好な露頭が認

められる (橋, 1975, 1977)。外山図幅地域では盛岡市藪川地区蛇塚を流れる大石川下流が観察適地である。

**[層序関係]** 下位のジュラ紀付加体を不整合に覆う。葉水層との層序関係は直接観察できていないが、両者の年代から、本層は葉水層の下位に位置すると考えられる。観察適地では、下位段丘堆積物に不整合に覆われる (第 11.2 図; 第 11.4 図 a)

**[分布]** 外山図幅地域内では大石川河床 (標高約 690 m) 以外では確認されていない。なお、北隣の藪川図幅地域内に流れる丹藤川・古館川の上流部 (標高 400~500 m) にも同様の地層 (白柁段丘の砂礫層・子九十層) が露出する (橋, 1977) ほか、盛岡市玉山砂子沢の砂子沢川河床 (北緯 39°51'27.0", 東経 141°16'19.2": 標高 650 m) でも認められる。

**[層厚]** 5~10 m.

**[層相]** 鈍器の軽打によって先端が少しめり込む程度に弱く固結した、黄白色のテフラ質シルト層、砂層及び砂礫層の互層からなる (第 11.4 図)。シルト層は不明瞭に成層した淘汰不良の砂混じりのものを主体とし (第 11.4 図 b)、部分的にレンズ状に厚さ数 cm 以下の灰色弱有機質シルト層を挟む。また、径 40 mm 以下の亜円礫を含む

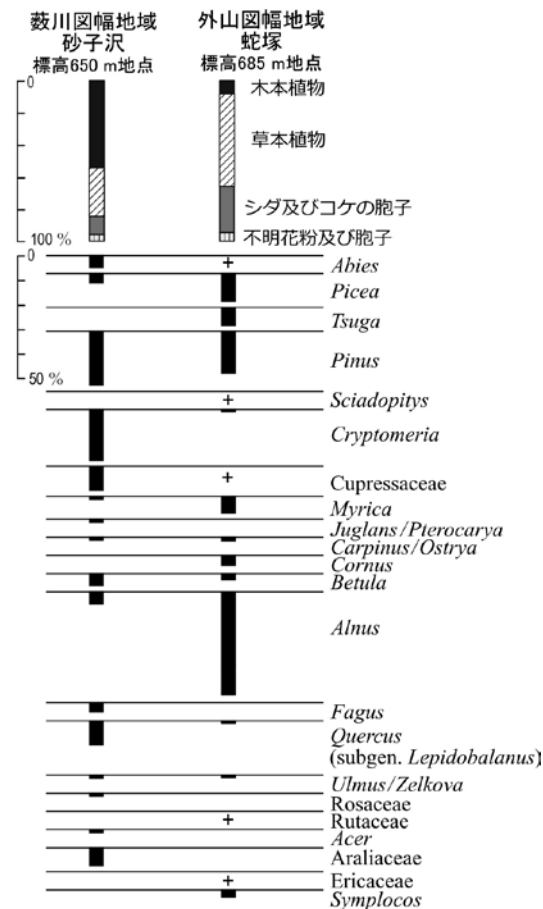
ほか、径2~10 mmの変質した黄白~橙色軽石と赤黒~赤褐色スコリア(第11.4図c)及びところによって直立した植物根跡が認められる。この軽石・スコリアを含むシルト層は大石川河床に広く産している。砂層はトラフ状の斜交層理を有し、シルト及び径4 cm以下の重円礫及び軽石・スコリアを含み、淘汰は良くない。砂礫層は径2~60 mmの重円~重角礫を主体とし、シルト混じり砂からなる不淘汰な基質を伴う(第11.4図d)。下位段丘堆積物の有機質土の不整合面直下に産する礫層は、礫支持でかなり固結しており、最大長径が35 cmに達する礫も見られる(第11.4図a)。礫の種類はチャートが最も多く、風化した付加体起源の泥岩や砂岩もある。場所によってイプシロン型斜交層理が認められる(第11.4図d)。なお、本図幅内では洪民溶結凝灰岩の挟在は確認されていない。

【花粉及び大型植物化石】 蛇塚と藪川図幅地域の盛岡市玉山砂子沢におけるシルト層より得られた花粉組成を第11.3図に示す。2地域の花粉群集は、ともに現在日本列島に自生しない分類群の花粉を含まず、*Picea*(トウヒ属)や*Pinus*(マツ属)、*Betula*(カバノキ属)、*Alnus*(ハンノキ属)、*Quercus*(subgen. *Lepidobalanus*)(コナラ属コナラ亜属)などを含む。しかし、蛇塚の試料は、砂子沢の試料と異なり*Tsuga*(ツガ属)を多く含む一方、*Fagus*(ブナ属)を含まず、かつ*Cryptomeria*(スギ属)も少量しか含まないこと及び草本植物花粉が高い割合を占めることといった相違がある。

橋(1977)は沼宮内図幅地域の盛岡市下田四斗沢において、本層に対比される洪民溶結凝灰岩上位の砂礫層より*Picea glehnii*(アカエゾマツ)の球果を見出している。

【堆積環境】 白柁層は多種の礫を含む砂礫層を伴い、上述したように、その一部にイプシロン型斜交層理が認められること及び本層中のシルト層に直立植物根が認められることから、蛇行河川の堆積物と考えられる。その分布状況から、丹藤川や外山川最上流部(大石川)などの平底面(第1章2節参照)をなす幅広い河谷を埋積しつつ流下した河川の堆積物と判断される。

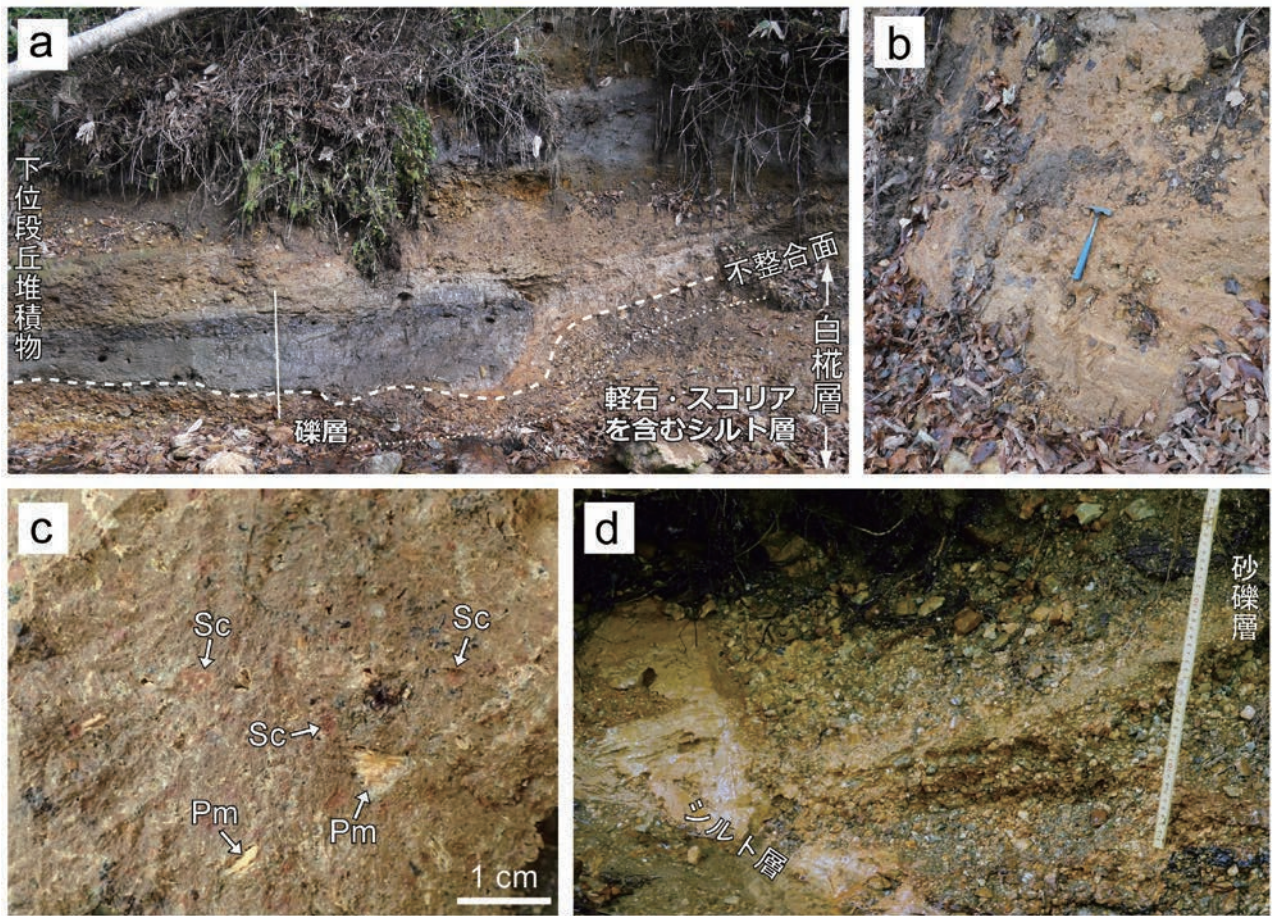
【対比・編年】 本層は、橋(1975)の“白柁段丘”の河岸段丘砂礫層及び橋(1977)の子九十層と一連の地層であると考えられる。本層はまた岩手町北山形周辺において洪民溶結凝灰岩(橋, 1971)を挟有する(橋, 1975, 1977; 佐々木・大月, 2021)。洪民溶結凝灰岩は逆帯磁し(橋, 1977)、かつ $1.2 \pm 0.8$  Ma~ $0.9 \pm 0.5$  Ma(須藤, 1982)、 $1.06 \pm 0.09$  Ma(Tamanyu and Lanphere, 1983)、 $1.5 \pm 0.3$  Ma~ $0.7 \pm 0.3$  Ma(須藤, 1987)のK-Ar年代及び $0.716 \pm 0.06$  Ma(町田ほか, 1987)のFT年代を示す(土井, 2000)。土井(2000)は、古地磁極性とこれらの放射年代値に加え、下位の小和瀬凝灰岩上部も逆帯磁していることを総合し、洪民溶結凝灰岩の年代が1.0 Ma~0.7 Maである可能性を示している。



第11.3図 白柁層のシルト層から得られた花粉化石のダイアグラム

木本植物の花粉のみ示した。+は0.5%未満を示す。同定及び表作成は本郷美佐緒博士による。蛇塚の試料採取地点は北緯39°47'06.0", 東経141°20'13.5", 砂子沢の試料採取地点は北緯39°51'27.0", 東経141°16'19.2".

また、本層には*Metasequoia*(メタセコイア属)など現在の日本列島に自生しない植物群の花粉は含まれていない。一方、 $1.9 \pm 0.3$  Ma~ $1.2 \pm 0.2$  MaのFT年代(大石ほか, 1996; 大石・吉田, 1998)を示す北上下地帯の下部更新統岩崎新田層(大石ほか, 1996)からは*Metasequoia*の可能性の高い*Taxodiaceae*(スギ科)の花粉化石が20~30%検出されている(杉山, 1998)。東北地方北部では第四紀花粉層序が十分確立されていないという問題があるものの、上記のことは、*Metasequoia*を含まない白柁層が岩崎新田層よりも新しく、前期更新世後期以降のものである可能性を示唆しており、土井(2000)が示した洪民溶結凝灰岩の年代とも矛盾しない。よって、白柁層の堆積年代はカラブリアン期後期とみなされる。



第 11.4 図 白枕層の層相

(a) 白枕層と下位段丘堆積物との不整合露頭。長尺の長さは 1 m。(b) 礫・砂混じりのシルトからなる地層。ハンマーの長さは 30 cm。(c) 軽石及びスコリアを含むシルト層の近接写真。Pm：黄白～橙色を呈する軽石，Sc：赤褐色を呈するスコリア。(d) イプシロン型斜交層理。写真内の折尺の長さは 45 cm。場所はすべて大石川下流。

### 11.3 <sup>はみず</sup>葉水層 (H)

【命名】 新称。

【模式地】 模式地は盛岡市薮川地区外山の葉水集落を流れる外山川左岸崖（北緯 39°47'04.53"，東経 141°20'03.66"），副模式地は模式地から約 300 m 下流の左岸崖（北緯 39°47'00.87"，東経 141°19'53.60"）。

【層序関係】 上部更新統の下位段丘堆積物（礫層）に不整合に覆われる。この段丘礫層は一部葉水層の上部を削って堆積している。下位の白枕層との関係は不明である。

【分布】 薮川地区葉水集落を流れる外山川沿いの東西約 600 m の区間。模式地では露頭が水平距離で約 60 m 連続し、西側の下流に向かうにつれ散点的になる。最も下流側の露頭は薮川郵便局裏から約 100 m 東に産し、その一部が副模式地である。ルートマップを第 11.5 図に示す。

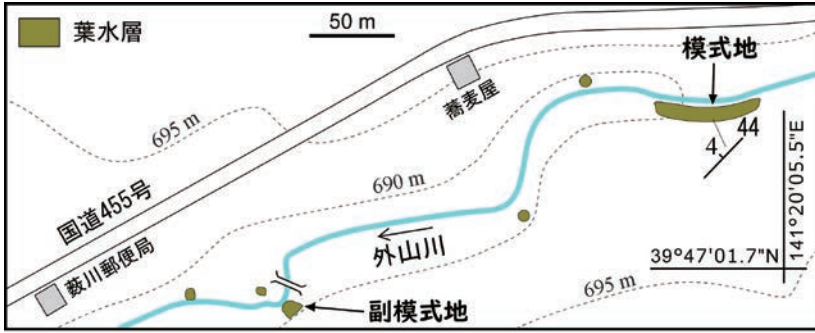
【層厚】 5 m 以上。

【層相】 下位より、砂層及びシルト層、礫層、泥炭層、

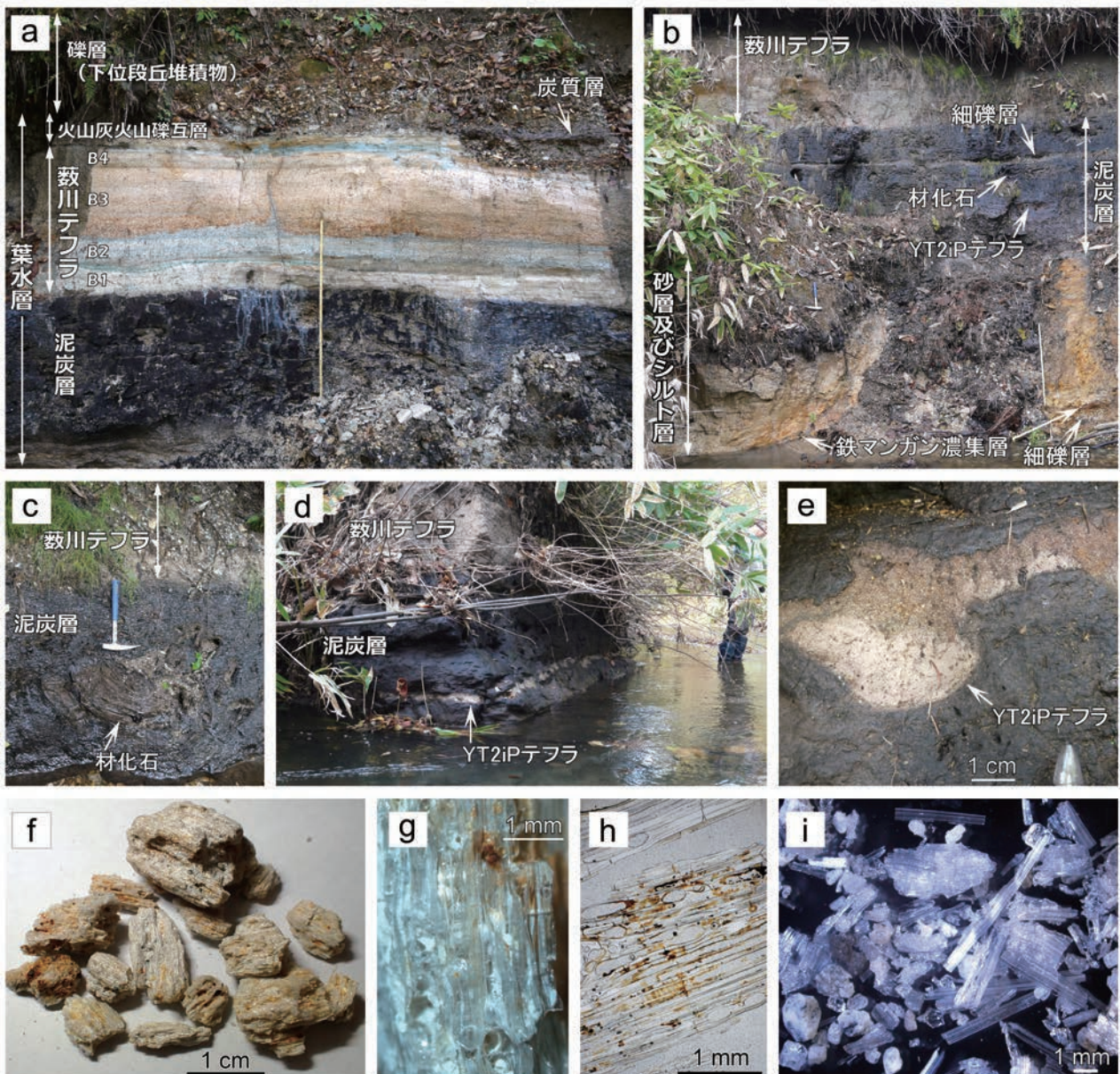
テフラ層、火山灰火山礫互層からなる。模式地・副模式地露頭の写真をそれぞれ第 11.6 図 a 及び b に、また、両者の柱状図を第 11.7 図に示す。

砂層及びシルト層 両層を合わせた層厚は、現河床堆積物のため正確な値は不明であるが、少なくとも 1.9 m 以上である。基本的にベージュ色を呈し、部分的に褐色や灰色掛かる層準もある。副模式地では、砂層とシルト層が 10～数 10 cm オーダーで互層し、前者はシルト混じりであったり、後者は砂混じりであったりすることもある。また、上位に位置する泥炭層直下の灰ベージュ色を呈する中粒砂層には一部で長さ数 cm の材化石が含まれる。河床近くの砂層は厚さ 4 cm の細礫（一部中礫）層を挟有し、その直上の砂層は厚さ 6 cm 程度で鉄・マンガン成分が濃集し固化している（第 11.6 図 b；第 11.7 図）。

泥炭層 層厚は 1.5～2 m で、模式地露頭の少し東では 65 cm と薄くなり、側方変化が認められる（第 11.7 図）。黒色～暗灰色を呈し、特にその上部層準では材化石（最大長径 30 cm）が大量に含まれ（第 11.6 図 c），その一部は

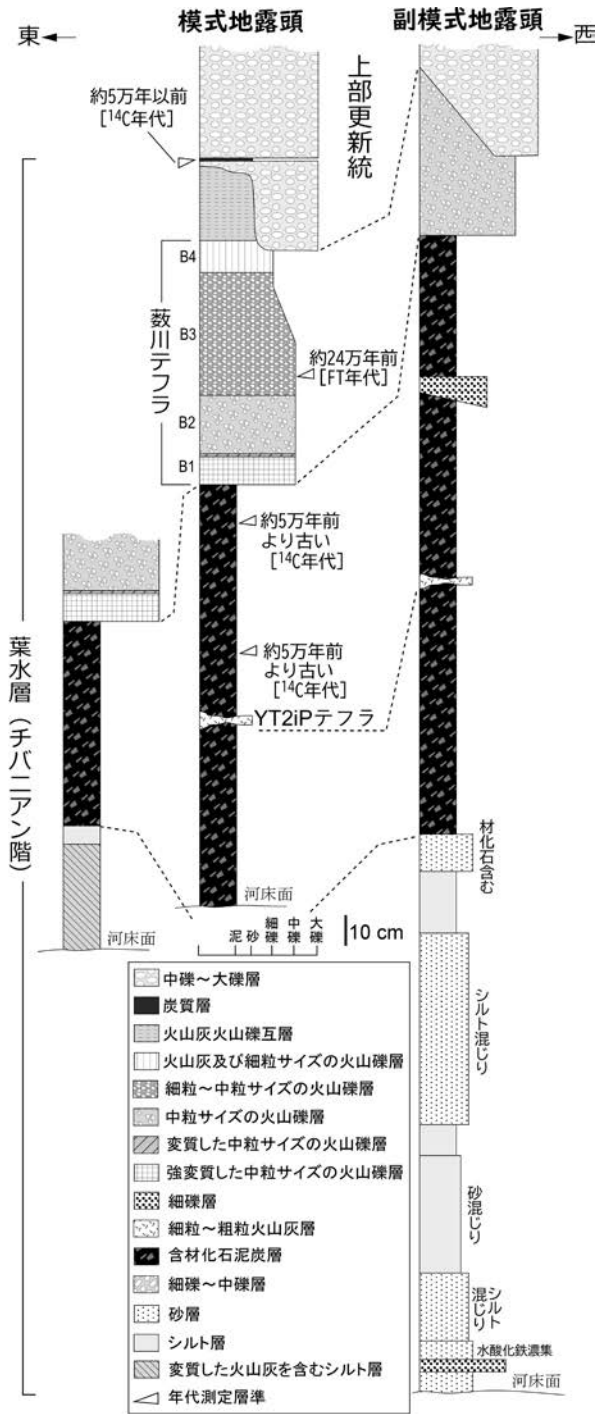


第 11.5 図 外山川沿いに分布する葉水層のルートマップ



第 11.6 図 葉水層の層相

(a) 模式地の葉水層。藪川テフラを含む。(b) 副模式地の葉水層。(c) 泥炭層中の材化石。(d) 泥炭層中のYT2iPテフラ。(e) YT2iPテフラの近接写真。場所はすべて外山川沿い。(f) 藪川テフラ主部であるB3層中の軽石。(g) 軽石の近接写真。(h) 軽石の薄片写真。単ポーラー。(i) 藪川テフラの火山ガラスの顕微鏡写真。場所はすべて外山川沿い。長尺及びハンマーの長さはそれぞれ1 mと30 cm。b以外は内野ほか(2022)の図を引用。



第 11.7 図 葉水層の模式地露頭の柱状図  
河床面の高さは時期によって異なる。

*Picea* sp. (トウヒ属) と *Abies* sp. (モミ属) の可能性が高い。模式地露頭では、本層の上面から約 70 cm 下位の層準に、また副模式地露頭では上面から約 1.1 m 下位の層準に薄いテフラ層が認められる (第 11.6 図 b, d)。本テフラは内野ほか (2022) によって YT2iP テフラと呼ばれ、特に模式地露頭周辺では水平距離で 20 m 程追跡できる。

YT2iP テフラは、厚さが 2~6 cm で、脱水作用の影響とみられる側方膨縮を呈する流動変形の構造が特徴的である (第 11.6 図 e)。本テフラは、細粒火山灰からなる薄ベージュ色の下部と、粗粒火山灰からなる灰色掛かったベージュ色の上部からなり、上方粗粒化 (逆級化) している (第 11.6 図 e)。内野ほか (2022) によると、残渣中の鉱物量比は、下部・上部ともに、石英 ≧ 直方輝石 ≧ チタン鉄鉱 ≧ 長石 ≧ 普通角閃石 ≧ 黒雲母 ≧ 単斜輝石である。石英にはしばしば六方両錐形の高温型石英が認められる。本テフラは、石英を主体とすること、直方輝石が多いこと、普通角閃石が極めて少ないことが特徴的で、後述する「Aoi River テフラ」中の残渣の内容とは異なる。また、火山ガラスの屈折率は 1.498~1.503 であり (内野ほか, 2022), こちらも Aoi River テフラのものとは異なっている。

副模式地露頭では泥炭層中 (上面から 40 cm 下位) に層厚 10 cm 以下の淘汰の悪い細礫層が挟在しており (第 11.6 図 b), 残渣中の重鉱物は直方輝石に次いで単斜輝石が多く、普通角閃石はほとんど認められない。テフラ層 (Aoi River テフラ) 内野ほか (2022) によって命名・記載された。模式地露頭のテフラ層は下位より B1~B4 に単層区分されている (第 11.6 図 a; 第 11.7 図)。本項では、内野ほか (2022) を引用しながら記載する。

B1 は層厚 10 cm の中礫サイズの火山礫からなり、薄ベージュ色を呈する。火山礫の大部分は著しく粘土化した軽石からなり、石質岩片を少量伴う。軽石は粘土化のため、外形が不明瞭となっているものが多いが、確認できるサイズとしては長径 5 mm 程度のもが多く、最大で 2 cm に達する。最上部には厚さ 1~2 cm で緑灰色を呈する風化変質した軽石の濃集層が認められる。この軽石もすべて粘土化しており外形は不明瞭であるが、一部で径 5 mm~1 cm のものが確認できる。B1 中にまばらに含まれる石質岩片は、長径 2~3 mm で多くが暗緑色~暗灰色の火山岩である。

B2 は層厚 19 cm で中礫サイズの火山礫からなり、ベージュ色を呈する。この火山礫も B1 同様、風化変質した軽石を主体とする。軽石は長径 1 cm 程度であり、多くが粘土化しているが、まれに粘土化が軽度で発泡組織が残されているものも認められる。石質岩片は長径数 mm で、最大 1 cm に及ぶ。緑灰色を呈する火山岩が多いが、赤紫色を呈するものも少量認められる。石質岩片の含有率は 1 割弱に及び、Aoi River テフラ中で最も高い。

B3 は Aoi River テフラの主部をなし、層厚は 40 cm である。大部分が薄橙色で、一部で灰色掛かったベージュ色を呈する。全体的に級化しており、粒度によって下部と上部に分けられる。下部は主に中礫サイズの比較的淘汰の良い火山礫からなり、礫支持である。火山礫はほとんどが軽石で、石質岩片が少量認められる。軽石は、薄ベージュ色で短柱状の形態を示し、最大長径は 3 cm に及ぶ (第 11.6 図 f)。この軽石は、著しく発泡した繊維状の火

山ガラスを主体とするが、この繊維状ガラスの間にしばしば楕円形のバブル状ガラスを挟有する(第 11.6 図 g, h, i)。これらの火山ガラスの内部には、火山ガラスが変質したと思われる白色粘土が充填することが多い(第 11.6 図 g)。軽石は無斑晶状ではあるが、長径 0.5 mm 以下の石英(高温型を含む)、長石、有色鉱物(普通角閃石、直方輝石、単斜輝石、黒雲母)、不透明鉱物(鉄鉱の集合体、チタン鉄鉱)及びジルコンなどが僅かに認められる。石質岩片は少量であり、長径は数 mm~1 cm 程度である。B3 上部は主に細礫サイズの火山礫からなり淘汰は良い。火山礫は下部同様にほとんど軽石で、石質岩片が少量認められる。軽石は下部に比べ粘土化が進んでいる。石質岩片は、最大長径 1 cm 未満で、全体的に下部より小さい。岩種としては、玄武岩質安山岩、安山岩、デイサイト、流紋岩、凝灰質砂岩、含海緑石凝灰質泥岩、トータル岩、チャートであり、量比としては安山岩とデイサイトが多くを占め、これらの詳細な記載や薄片写真は内野ほか(2022)を参照されたい。火山ガラスの各主成分の平均含有率(wt.%)は、 $\text{SiO}_2$ : 78.3,  $\text{TiO}_2$ : 0.07,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 12.7,  $\text{FeO}^*$ (全鉄を 2 価で計算): 1.02,  $\text{MnO}$ : 0.12,  $\text{MgO}$ : 0.06,  $\text{CaO}$ : 0.67,  $\text{Na}_2\text{O}$ : 4.34,  $\text{K}_2\text{O}$ : 2.79 である(内野ほか, 2022)。また、内野ほか(2022)では鉱物の屈折率も測られており、火山ガラス及び普通角閃石は、それぞれ 1.495~1.498, 1.673~1.685 であり、後者は 1.677~1.680 付近にピークをもつ。少量含まれる直方輝石は 1.706~1.711 及び 1.724~1.731 で双峰型の分布を示す。

B4 は層厚 10 cm で粗粒砂~細礫サイズの火山灰~火山礫からなり、正級化している。薄い緑灰色を呈するが、橙色掛かったベージュ色の部分もある。火山礫の多くは軽石であるが、ほぼ粘土化している。石質岩片は長径が 5 mm 以下で、B3 のものより小さいが、含有率は B3 より高い。これらの石質岩片や軽石は変質・粘土化によって淡緑色になっており、それが B4 の色として反映されている。火山ガラスの各主成分の平均含有率(wt.%)は、 $\text{SiO}_2$ : 78.4,  $\text{TiO}_2$ : 0.11,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 12.7,  $\text{FeO}^*$ : 0.90,  $\text{MnO}$ : 0.09,  $\text{MgO}$ : 0.07,  $\text{CaO}$ : 0.66,  $\text{Na}_2\text{O}$ : 4.30,  $\text{K}_2\text{O}$ : 2.77 である(内野ほか, 2022)。火山ガラス及び普通角閃石の屈折率は、それぞれ 1.495~1.497, 1.674~1.691 で、特に後者の普通角閃石は 1.679~1.682 と 1.690~1.691 付近に 2 つのピークをもつ。また、直方輝石の屈折率は 1.702~1.740 で幅広い分布を示す(内野ほか, 2022)。

火山ガラスの組成は B3・B4 とともに、 $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  の平均含有率がそれぞれ 78%, 2.8% と高く、一方で  $\text{CaO}$  が 0.7% 弱、 $\text{MgO}$  が 0.07% 程度、 $\text{TiO}_2$  が 0.1% 程度と低い特徴を示す。 $\text{FeO}^*$ - $\text{SiO}_2$  のハーカー図では  $\text{SiO}_2$  の含有率が高くなるにつれ  $\text{FeO}^*$  の含有率が低下する負の相関を示している。火山ガラスの屈折率にはついては、両者ともほぼ同様の値を示す。内野ほか(2022)によると、B1~B4 から得られた残渣中の鉱物の量比はどれも大差はなく、

石英・長石を主とし、その次に普通角閃石、直方輝石が、そして僅かにチタン鉄鉱、単斜輝石、黒雲母、緑れん石などが含まれる。また、すべてにおいて六方両錐型の高温型石英が認められる。

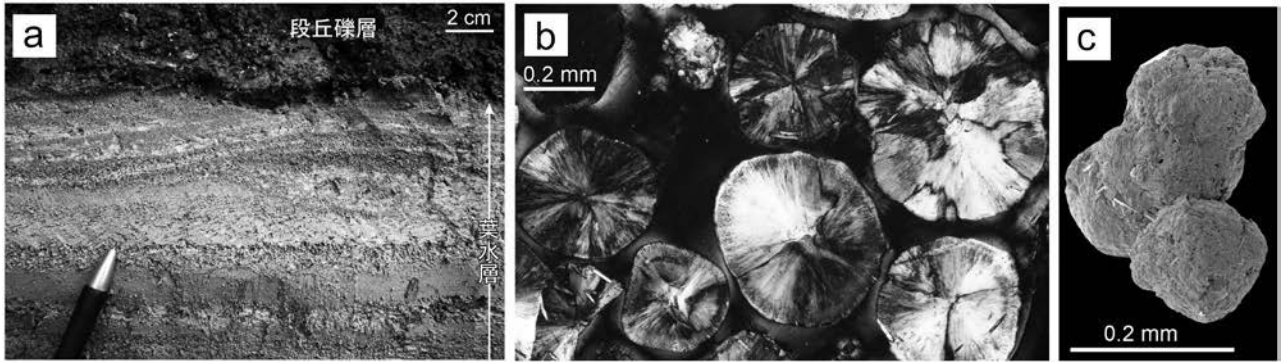
**火山灰火山礫互層** 層厚は 25 cm で淡緑色~灰緑色を呈する(第 11.6 図 a)。細粒~粗粒火山灰と変質した火山礫とが厚さ約 2 cm 以下で互層したもので構成される。特に、最下部では細粒火山灰層が、また上部では軽石からなる火山礫層が挟在している。場所によっては斜交葉理が確認できる(第 11.8 図 a)。軽石は無斑晶状で長径最大 1 cm に及び、その多くが変質によって粘土化し、ベージュ色あるいは灰緑色を呈する。変質は著しいものの、一部で繊維状の発泡組織が残存している。石質岩片は流紋岩、デイサイト、安山岩のほか、粗粒な安山岩や珪長質火山岩も認められ、それらは緑れん石や緑泥石などの変質鉱物の発達によって緑色を呈するものが多い。残渣中の鉱物の量比も藪川テフラ中ものと同様変わらない。軽石に由来する繊維状もしくは平板状の火山ガラスもしばしば認められ、特に上部で量が多い。石英はまれに六方両錐形の高温型のものが認められる。残渣中の石質岩片の含有割合は長石と同程度である。

特筆すべき点として、下部でも上部でも径 1 mm 以下の白色で球顆状を呈するスフェルライト粒子が多産することが挙げられる。鏡下では中心から外側にかけて繊維状結晶が放射状に発達した構造が認められ、粒子のリムは隠微晶質な鉱物の晶出によって汚濁している(第 11.8 図 b)。また、スフェルライト粒子はしばしば複数個の粒子同士が融合していることがある(第 11.8 図 c)。

内野ほか(2022)は、本層において、斜交葉理が発達することや、スフェルライトの大量濃集が堆積時の水流による分級作用に起因する可能性があること、石質岩片のデイサイトには一部にスフェルリティック組織を示すものがあることから、本層は藪川テフラを主な母材としたリワーク堆積物である可能性が高いとみている。

**[花粉化石]** YT2iP テフラの直上の泥炭層から得られた花粉化石を第 11.9 図に示す。温帯針葉樹の *Cryptomeria* (スギ属) が優勢で、*Picea* (トウヒ属) がこれに次ぐ。冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* (ブナ属) 及び温帯落葉広葉樹の *Betula* (カバノキ属) や *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) (コナラ属コナラ亜属) なども僅かに産し、加えて、暖温帯常緑広葉樹の *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis*) (コナラ属アカガシ亜属) や *Castanopsis/Pasania* (シイ属/マテバシイ属) などが極まれに産する。また、1 粒のみであるが寒冷環境を示す *Alchemilla* (ハゴロモグサ属) に類似した花粉も確認された。

**[堆積環境]** 泥炭層に含まれる *Myrica gale* var. *tomentosa* 型の低灌木や草本植物の *Cyperaceae* (カヤツリグサ科) の産出率が高く、*Sphagnum* (ミズゴケ属) が産しないことから、フェンのような低層湿原であったと考えられ



第 11.8 図 藪川テフラ直上に堆積する火山灰火山礫互層とスフェルライト  
 (a) 地層中に発達する斜交葉理. 模式地露頭. (b) 本層中に特徴的なスフェルライト粒子の薄片写真(直交ポーラー). (c) 4 粒子が融合したスフェルライトの電子顕微鏡写真. a, b は内野ほか(2022)の第 11 図及び第 8 図を引用.

る. 泥炭層の厚さが 2 m 以上に及ぶことや, 材化石が大量に含まれていることも低層湿原環境と合致する.

[年代] 藪川テフラ主部(B3)の軽石からジルコン(63 粒子)を抽出し, FT 年代を測定した結果, すべての粒子の値が $\chi^2$  検定に合格し,  $0.24 \pm 0.04$  Ma (誤差  $1\sigma$ ) の年代(pooled age)が得られている(内野ほか, 2022). また, 下位の泥炭層及び材化石の  $^{14}\text{C}$  年代を測定した結果, ともに少なくとも 5 万年前より古いことが判明している(内野ほか, 2022) (第 11.7 図). したがって, 葉水層の年代はチバニアン期後期を示すと考えられる.

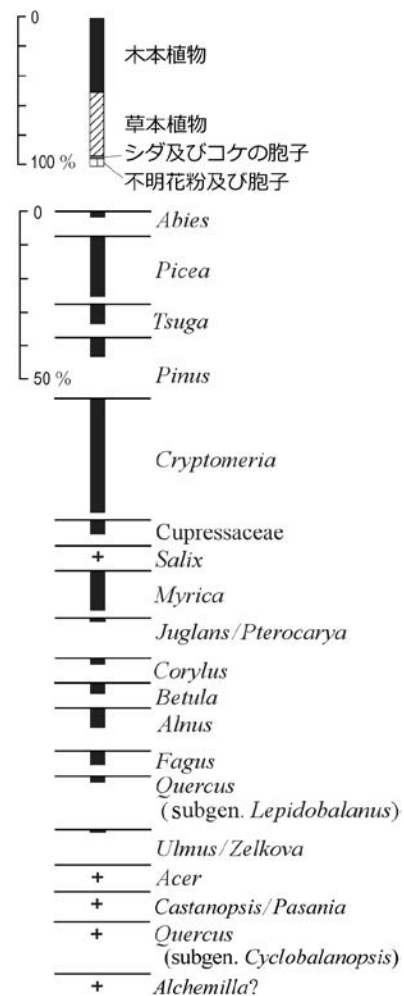
[対比] 岩手山麓に分布するテフラのうち, 海洋酸素同位体ステージ(MIS) 5d (約 10.9 万年前)の洞爺テフラ(Toya) (町田ほか, 1987; 年代値は東宮・宮城, 2020 による)よりも下位層準において, 藪川テフラと産状及び記載岩石学的特徴が最も類似するテフラは, 松内テフラ群(松内火山灰)下部の大台白色火山灰(OdWA) (大上ほか, 1980; 第 11.9 図)である. 土井(2000)が記載した大台白色火山灰の岩相, 軽石の特徴, 残渣鉱物種, 火山ガラスの屈折率, 石質岩片種は藪川テフラと概ね一致する(内野ほか, 2022).

#### 11.4 中期更新世後期～完新世の風成堆積物

##### 11.4.1 風成堆積物(テフラ及びテフリックレス) 層序概観

本図幅地域の中部更新統上部～完新統には, テフラを含む風成堆積物が含まれ, 編年上重要な鍵層となっている. しかし, いずれのテフラも薄いため地質図上には表記していない.

本図幅地域の西側に位置する岩手山麓には, 多数の第四紀後期(中期更新世後期以降)のテフラがあり, 詳細な層序が編まれている. 北上山地や北上川流域の第四紀後期テフラは, 岩手山麓におけるテフラ層序を基本として対比・編年されてきたことから, まず年代層序の基準となっている岩手山麓のテフラ層序について概観す



第 11.9 図 葉水層の泥炭層から得られた花粉化石のダイアグラム  
 木本植物の花粉のみ示した. +は 0.5% 未満を示す. 同定及び表作成は本郷美佐緒博士による.

る。なお、大上・土井(1978)、土井(2000)、古澤(2003)をはじめとする先行研究においては、「分火山灰」「洪民火山灰」というように、休止期を含む複数回の噴火堆積物を総称した単位に「○○火山灰」という名称が用いられてきた。しかし、この命名法では「○○火山灰」が複数のテフラを総称した名称なのか、テフラ単層を示す名称なのか分かりにくく、混乱を生じる恐れがある。そこで本図幅説明書では、それらの名称を「テフラ群」として読み替え、改名して記載する。

岩手山東麓の第四紀後期テフラは、中川ほか(1963)、磯(1976)、大上ほか(1980)、土井(2000)、古澤(2003)などによって詳細に層序が検討され、下位から、寺林テフラ群、玉山テフラ群、岩手川口テフラ群、江刈内テフラ群、沼宮内テフラ群、山崎テフラ群、松内テフラ群、外山テフラ群、洪民テフラ群及び分テフラ群のテフラ群に大別されている(土井, 2000: 第11.10図)。外山図幅地域では、上部更新統～完新統のテフラとして外山テフラ群以上が確認されている。昭和期には、外山ダム湖、岩洞湖、御大堂山山腹道路沿いにテフラの好露頭が認識されていたが(例えば、磯, 1976; 大上・土井, 1978, Higaki, 1980)、現在ではかつて柱状図が記載された露頭を含む多くが植被や崩積土に覆われており観察条件は極めて悪くなっている。

以下の項では、上部更新統の外山テフラ群、洪民テフラ群、完新統の分テフラ群とその中の指標テフラと広域テフラについて、土井(2000)などの公表資料に基づいて記載する。

#### 11.4.1.1 外山テフラ群

**[命名]** 磯(1976)による。大上・土井(1978)で再定義。  
**[模式地]** 外山ダム西方2.5 kmの尾根付近(大上・土井, 1978)。  
**[層序関係]** 下位の松内テフラ群を不整合に覆う(土井, 2000)。  
**[層厚]** 模式地で約6~8 m(大上・土井, 1978; 土井, 2000)。  
**[層相及び指標・広域テフラ]** 褐色~黒褐色スコリア層、軽石層、火山灰層及び風化した褐色テフリックレスからなる(土井, 2000)。本テフラ群上部には四十四田第1軽石(S1P: 大上・土井, 1978の四十四田第1浮石)、大更第1スコリア(Ob1S: 土井, 2000)、石花第2スコリア(Is2S: 大上ほか, 1980)、石花第1スコリア(Is1S: 大上ほか, 1980)及び水沢スコリア(MS: 土井, 2000)の指標テフラが挟在する(磯, 1976; 大上・土井, 1978; 土井, 2000)。岩手山東麓において、広域テフラの洞爺テフラ(Toya: 町田ほか, 1987, MIS 5dあるいは約10.9 ka; 年代値は東宮・宮城, 2020による)と阿蘇-4テフラ(Aso-4: 約90~85 kaのMIS 5a~5bに相当する温暖期; 年代値は町田・新井, 2003による)が、それぞれIs2SとIs1Sの間

と外山テフラ群最上部に見出されている(大上ほか, 1980; 土井, 1991; 古澤, 2003)。

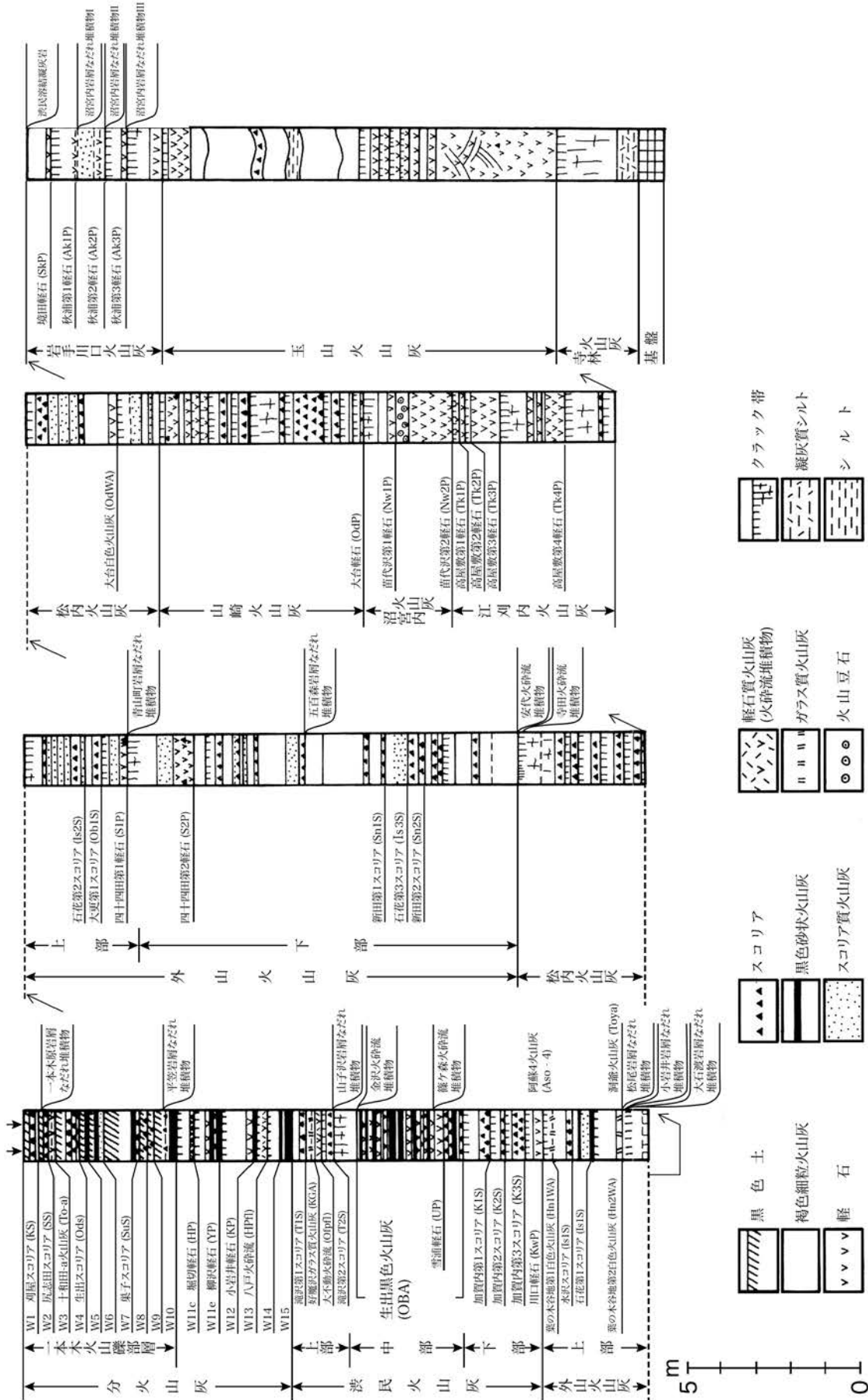
#### 11.4.1.2 洪民テフラ群

**[命名]** 中川ほか(1963)による。磯(1976)にて再定義。  
**[模式地]** 西隣、盛岡図幅地域の盛岡市JR洪民駅付近(中川ほか, 1963)。  
**[層厚]** 模式地で3~4 m(大上・土井, 1978; 土井, 2000)。  
**[層序関係]** 下位の外山テフラ群を整合ないし一部不整合に覆う(土井, 2000)。  
**[層相及び指標・広域テフラ]** 数枚のスコリア層及び軽石層・火山灰層を含む黄褐色のテフリックレスを主体とする(大上・土井, 1978; 土井, 2000)。このテフラ群の上部のテフリックレスには2層準で側方連続性の良いクラック帯が発達する(遠藤, 1977; 大上・土井, 1978)。洪民テフラ群の中には特徴的な外見のスコリア層・軽石層が認められているが、特に加賀内第1スコリア(K1S: 磯, 1976)、生出黒色テフラ(OBA: 中川ほか, 1963)及び滝沢第2スコリア(T2S: 磯, 1976)、十和田-大不動テフラ(To-Of: 第11.10図の大不動火砕流[Ofpfl: 東北地方第四紀研究グループ, 1969])及び滝沢第1スコリア(T1S: 磯, 1976)は野外で比較的容易に識別できる指標テフラである。十和田-大不動テフラの年代については、32 ka BP前後(小岩ほか, 2007)あるいは32.1~30.1 ka (Matsu'ura *et al.*, 2018)とされている。更に辻野ほか(2018)は、小岩ほか(2007)の値を補正して約36 cal ka BPの暦年補正年代を示している。また、Matsu'ura *et al.* (2014)は、このテフラが下北半島沖深海底コアの底棲有孔虫殻の酸素同位体比層序(Domitsu *et al.*, 2011)のMIS 3晩期の層準から産出することを報告している。また、洪民テフラ群の基底部からは十和田-川口テフラ(Kw: 第11.10図の川口軽石[KwP: 磯, 1976])が見出されている。なお、渡辺(1986)、早田(1989)及び檜垣(1987)はT2SとT1Sの間に挟在するガラス質テフラを始良Tnテフラ(AT)に対比しているが、土井(2000)や古澤(2003)はこれを否定し、To-Of及びこの火砕流に伴うco-ignimbrite ashの好摩ガラス質テフラ(KGA)に対比している。また、古澤(2003)はT1Sのマトリックス中にAT由来のガラスが含まれることを報告し、両者が同時期に堆積したことを示した。

#### 11.4.1.3 分テフラ群

**[命名]** 中川ほか(1963)による。磯(1976)にて再定義。  
**[模式地]** 盛岡図幅地域の滝沢市分レ付近(中川ほか, 1963)。  
**[層厚]** 模式地で1.0~1.5 m(土井, 2000)。  
**[層序関係]** 洪民テフラ群を不整合に覆う(中川ほか, 1963)。  
**[層相及び指標・広域テフラ]** スコリア層・軽石層・火





第 11.10 図 岩手山東麓地域の第四紀テフラの模式層序  
土井 (2000) の図 24 を引用 (一部、横幅間隔を詰めてある)。本図の「○○火山灰」は、本図幅説明書では「○○テフラ群」と記載。

山灰層と、それを挟有する黒色ないし褐色の埋没土壌状のテフリックレスからなる。最下部に十和田八戸テフラ (To-Hc: 第 11.10 図の八戸火砕流 [HPfl: 中川ほか, 1972]), 秋田駒小岩井テフラ [Ak-K] (中川ほか, 1963: 第 11.10 図の小岩井軽石 [KP]), 秋田駒柳沢テフラ [Ak-Y] (中川ほか, 1963: 第 11.10 図の柳沢軽石 [YP]) を含む (例えば, 土井, 2000)。その年代として, To-Hc は MIS 2 末期にあたる約 15.5 cal ka BP (Horiuchi *et al.*, 2007) あるいは 15.9~14.9 cal ka BP (Matsu'ura *et al.*, 2018), Ak-K は約 13.5~12.0 ka BP (和知ほか, 1997) [暦年較正するとおおよそ 16~14 cal ka BP], Ak-Y は 11.9~11.6 ka BP (和知ほか, 1997) [暦年較正するとおおよそ 13.5 cal ka BP] の値が得られている。なお, 放射性炭素年代値のおおよその較正暦年代は, Reimer *et al.* (2020) の IntCal20 データセットを参照した。

分テフラ群は岩手山東麓において 15 層のテフラ層位 (W1~W15) に区分されている (第 11.9 図) が, そのうち W8b の最上部とされた層準より約 6.2 cal ka BP (Inoue *et al.*, 2011) とされる十和田中振テフラ (To-Cu: 大池ほか, 1966) に由来すると考えられる火山ガラスと直方輝石が検出されている (古澤, 2003)。To-Cu は, 岩手山東麓では肉眼で純層として認められていないものの, 北上山地東部の岩泉町安家周辺において最大で層厚 1 m に達し (菊池ほか, 1981), 本図幅地域の東方ではテフリックレス中にも純層で見出されている (檜垣, 1987; Higaki, 1992)。

## 11.5 段丘堆積物 (t1, t2)

本節では, 河川沿いの段丘面を構成する堆積物を段丘堆積物として記載する。外山図幅地域の河成段丘堆積物は, 地形的特徴 (現河床との比高及び背後斜面との関係) に基づいて, 上位 (古期)・下位 (新期) の 2 つに区分される。これらの段丘堆積物は, いずれも後述する山麓緩斜面堆積物と指交関係にあり, 河成の堆積物であるが, 同時に山地斜面における周氷河環境下での表層物質移動と深く関連した地形形成作用によって運搬・堆積したものと考えられる。段丘堆積物 (及び山麓緩斜面堆積物) は, 昭和期の開発に伴って一時的に多くの人工露頭が出現し, そこで詳しく観察・記載されたが, 現在では人工露頭の大部分が植生や表土に覆われており, 露頭で堆積物全体を観察できる地点は極めて限られている。

### 11.5.1 上位 (古期) 段丘堆積物 (t1)

【名称】 南隣の早池峰山図幅 (川村ほか, 2013) にならう。

【分布】 丹藤川上流部や向井沢川下流部に断片的に分布する。

【層厚】 外山図幅地域では露頭を確認できていないが, Higaki (1988) は南東隣の川井図幅地域内の閉伊川中流部において, 外山図幅地域の上位段丘と同じく現河床との

比高が 40~50 m の「永田面」が, 厚さ 8~9 m の閉伊川系の礫層によって構成されていることを記載している。早池峰山図幅地域を東西に流れる岳川沿いでは, 同様に現河床との比高 40~50 m の上位段丘面は平均 15 m 以上, 最大 35 m の厚さの堆積物によって構成されている (川村ほか, 2013)。外山図幅地域の上位段丘面も, 恐らく同様に河成堆積物によって形成された堆積段丘と考えられる。

【層相】 閉伊川中流部で認められる礫層のほか, 岳川上流部に位置する早池峰ダムサイトでは, 円礫・角礫混じり泥を主とする。後者の礫は, 長径数 mm~数 10 cm でその多くが風化している (川村ほか, 2013)。

【構成する地形面】 現河床との比高 30~50 m の開析された段丘面を構成する。本図幅地域では分布が限られており段丘面など他の地形面との関係は明らかでないが, 東隣の大川図幅地域や南隣の早池峰山図幅地域では背後の上位山麓緩斜面に連続する (Higaki, 1988; 川村ほか, 2013)。

【年代】 本堆積物からは年代を示す試資料は得られていないが, 少なくとも下位段丘堆積物よりは古いことから, 後期更新世初頭ないしそれ以前の堆積物である可能性が高い。

### 11.5.2 下位 (新期) 段丘堆積物 (t2)

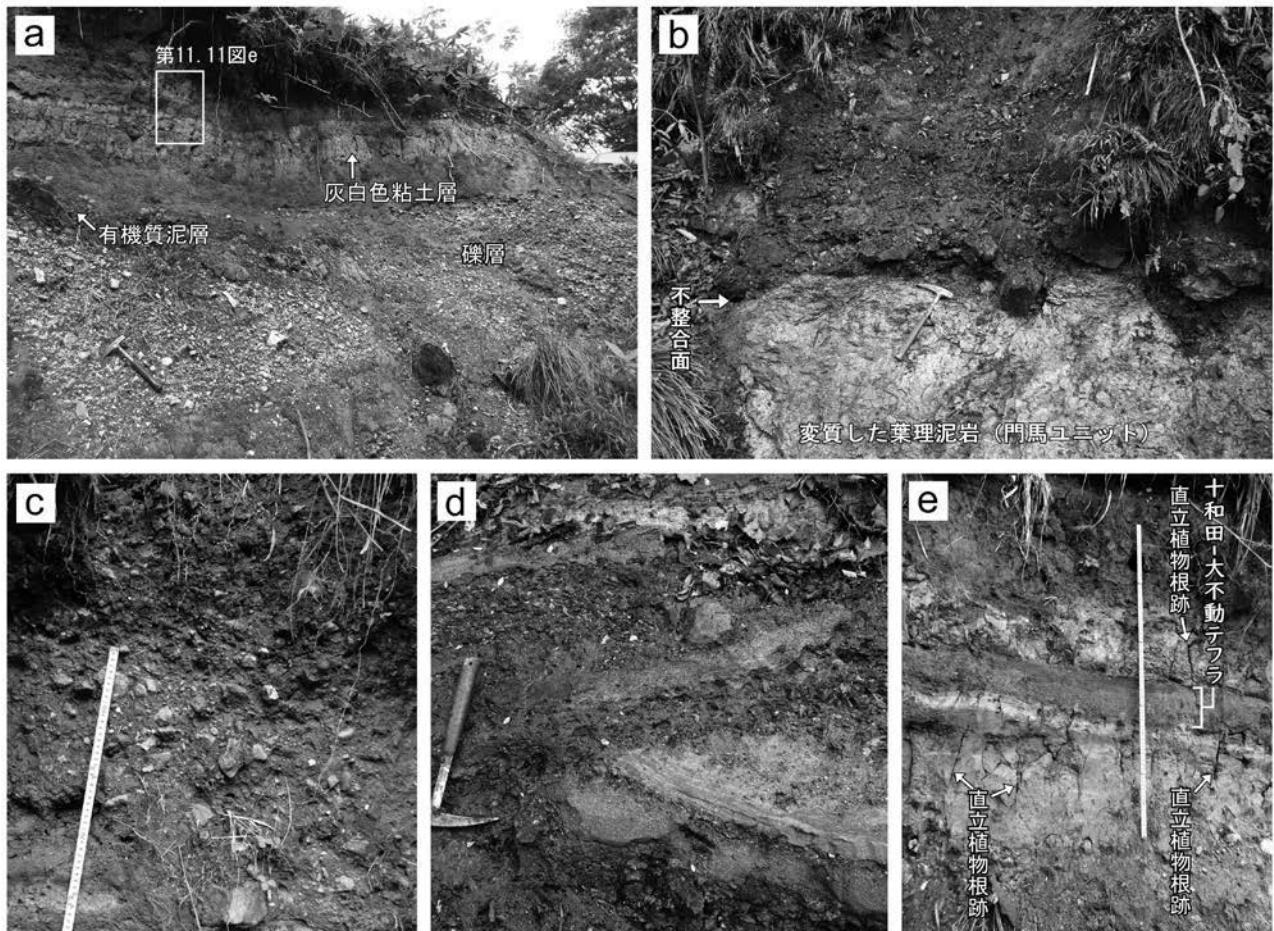
【名称】 早池峰山図幅 (川村ほか, 2013) にならう。

【分布】 丹藤川, 外山川及びその支流, 大川, 中津川, 柴沢川, 向井沢川など, 本図幅地域の多くの河川の中流~最上流部に発達する。

【層厚】 5~10 m。

【層相】 外山川最上流部に注ぐ大石川では厚さ 5~10 m の弱風化砂礫層を主体とし, 礫層・砂層・泥層及び有機質土層を挟有する。上部では上方細粒化し, 最上部は灰白色粘土層からなる (第 11.11 図 a; 第 11.12 図)。大石川下流では門馬ユニット (ジュラ紀付加体) 及び白椏層を, 外山川上流では葉水層を不整合に覆っている (第 11.11 図 b; 第 11.4 図 a; 第 11.6 図 a)。

砂礫層は, 外山川上流で見られるやや円磨された多種の礫を主体とし, 礫間を砂混じりシルトないしシルト混じり砂が充填する (第 11.11 図 c)。砂礫層は, ところにより最大径数 10 cm のマッドクラストを含むほか, 砂層・シルト層及び有機質泥層や後述する下位 (新期) 山麓緩斜面堆積物と似た角礫層をレンズ状に挟有する。砂礫層は成層しており, まれに斜交葉理が確認できる (第 11.11 図 d)。礫層は, 細礫と中礫とが不均質に混ざり合う淘汰の悪いものが多く, 角礫~亜角礫を主体として礫支持である。礫の長径は 3 cm 前後のものが多く, ときに 10 cm 程度の大礫も認められる。礫種はジュラ紀付加体起源のチャートがほとんどだが, 泥岩や砂岩も僅かに認められる。また, チャート礫は灰色, 暗灰色, 白色が多く, そのほか黒色, 赤紫色, 淡緑色もあり色調に富む。



第 11.11 図 下位(新期)段丘堆積物の層相

(a) 下位段丘を構成する砂礫層。有機質泥層を挟み、最上部では灰白色粘土層からなる。ハンマーの長さは 30 cm。(b) ジュラ紀付加体(門馬ユニット)を不整合で覆う砂礫層。(c) 砂礫層の近接写真。レンズ状に角礫層や細粒物質に富む地層を挟有する。写真内の長尺の長さは 45 cm。(d) 斜交葉理を示す砂礫層。(e) 最上部の粘土層中に挟在する十和田-大不動テフラ(To-Of)と直立植物根跡。長尺の長さは 1 m。場所はすべて大石川下流左岸崖。

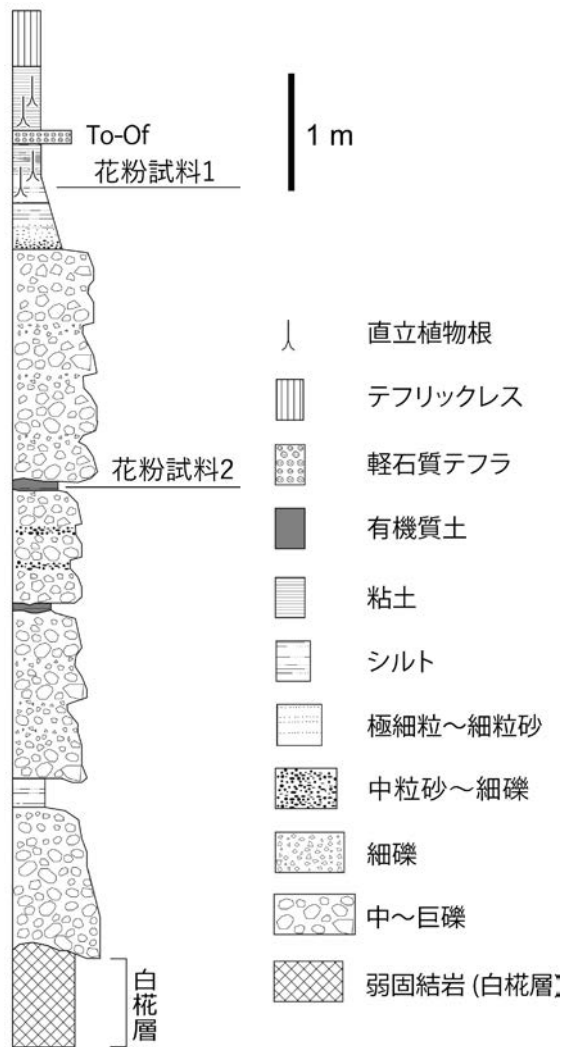
礫層は一部で菟川テフラとその上位の火山灰火山礫互層を削り込んで堆積しており、この凹面を埋積した礫の直上には厚さ 2 cm 程度の炭質層が挟在する(第 11.6 図 a, 第 11.7 図)。

本層上部は上方細粒化する砂~粘土層からなり、最上部の灰白色粘土層には直立した植物根跡が認められる(第 11.11 図 e)。最上部の粘土層には、厚さ 10 cm 程度のテフラ層が挟在する(第 11.11 図 e)。このテフラ層は MIS 3 晩期(後期更新世の 36~30 ka)に十和田火山から噴出した十和田-大不動テフラ(To-Of)に対比される(工藤・内野, 2021)。

なお、外山川あるいは大石川による下刻が最近の地質時代に至るまで進んでいなかった外山川最上流域では、本堆積物を覆って泥炭質堆積物が堆積し(山中, 1978; Miura *et al.*, 1992; 三浦, 1998), その一部は完新世まで湿原を形成していた。

[花粉化石] 第 11.12 図に示す本層中の 2 層準(砂礫層

中に挟在する有機質シルト層及びその上位の最上部粘土層)より第 11.13 図に示す花粉化石群集が得られた。2 層準とも *Pinus* (マツ属)が優勢で、*Picea* (トウヒ属)や *Tsuga* (ツガ属)が比較的多く含まれるとともに、*Juglans*/*Pterocarya* (クルミ属/サワグルミ属)や *Fagus* (ブナ属), *Quercus* (Subgen. *Lepidobalanus*) (コナラ属コナラ亜属)が含まれる。砂礫層中の有機質シルト層と比較して最上部粘土層では、*Fagus*や *Quercus* (Subgen. *Lepidobalanus*) など主として温帯に分布する分類群の割合が低下する。[対比・編年] 本層は、最上部に MIS 3 晩期の To-Of を挟有すること(工藤・内野, 2021), 礫主体の厚い堆積物によって構成されることから、Higaki (1988) による閉伊川の川内面、<sup>おもとがわ</sup>小本川の川内面(Higaki, 1992 の F2 段丘面構成層)及び川村ほか(2013)の下位段丘堆積物に対比される。北上山地北部周辺において同じ年代の堆積段丘としては、葛巻地域の馬淵川の II 面(西城, 1987)が挙げられる。これらは最終氷期前期(MIS 3~4)に、周氷河作用



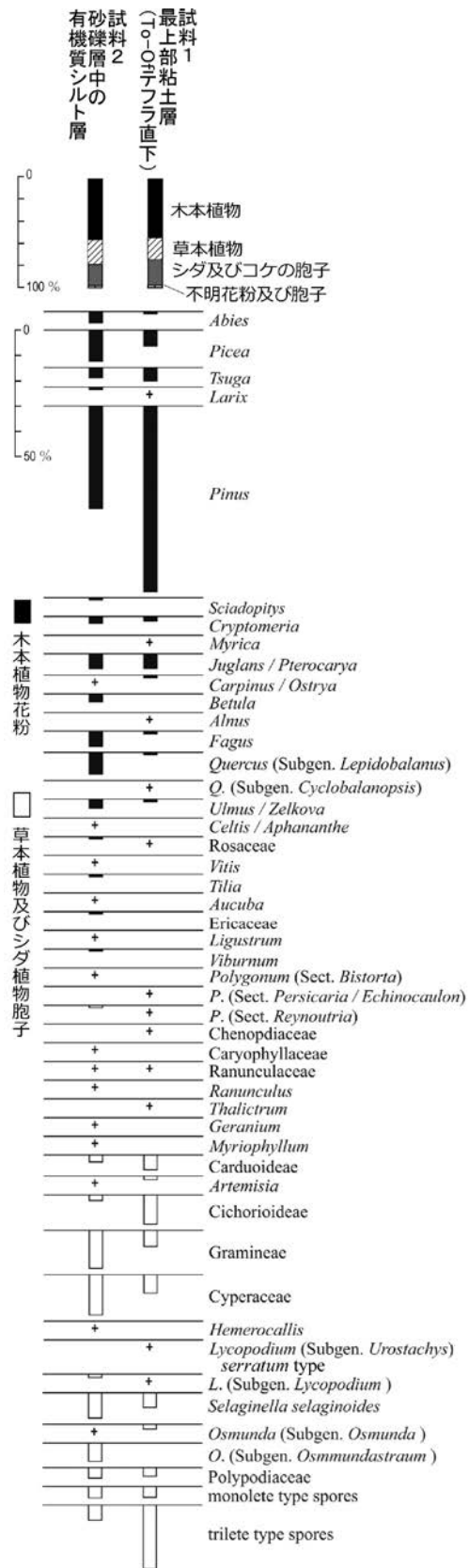
第 11.12 図 大石川の下位(新期)段丘堆積物の露頭柱状図  
位置は第 11.2 図の露頭の約 30m 北西の大石川左岸。

の影響下で行われた斜面物質移動に伴って形成されたと考えられている (Higaki, 1988, 1992)。なお、葉水層の模式地露頭において、同層を覆っている礫層に挟在する厚さ 2 cm の炭質層(第 11.6 図 a, 第 11.7 図) から約 50,000 ~ 51,000 y BP の  $^{14}\text{C}$  年代が得られている (内野ほか, 2022)。しかし、この値は  $^{14}\text{C}$  年代の測定限界に近い値であるため、本堆積物の堆積開始年代を約 5 万年以前として扱っておく。

[地形面] 現河床との比高 10~20 m の開析の進んでいない段丘面を構成する。段丘面は緩やかな起伏を持ち、早池峰山図幅地域や大川図幅地域と同様に背後斜面の下位山麓緩斜面に連続する (Higaki, 1988)。

### 11.6 斜面堆積物 (p1, p2, f, s, l)

本図幅では、堆積性斜面を構成する堆積物について、



第 11.13 図 下位(新期)段丘堆積物より得られた花粉化石のダイアグラム  
+は 0.5% 未満を示す。同定及び表作成は本郷美佐緒氏による。

その分布と形成様式に基づいて、山麓緩斜面堆積物、扇状地状緩斜面堆積物、山頂緩斜面堆積物及び地すべり堆積物に区分して記載する。

**山麓緩斜面堆積物**は、山腹斜面基部で基盤岩を覆う堆積性緩斜面を構成する物質を総称したものである。北海道を除く日本列島の大部分においては、この定義の山麓緩斜面堆積物は主として表層崩壊物質からなる崖錐堆積物である。しかし、本図幅地域の山麓緩斜面堆積物の多くは、これと異なって主に周氷河作用に伴う斜面物質移動によって山腹斜面基部にもたらされた物質からなるものであり、上方の背後斜面や下方の段丘面などと滑らかに連続する斜面を構成するという地形的特徴をもつ。本図幅地域では崖錐性の斜面堆積物は極小規模なものに限られている。**扇状地状緩斜面堆積物**は、山腹斜面を浅く開析する盆状の谷沿いないしその出口に埋谷緩斜面～小扇状地状の地形を構成する堆積物である。山麓緩斜面堆積物と比較して流水の作用の影響をやや強く受けた、亜角礫を主体とすることが特徴である。**山頂緩斜面堆積物**は、下位の基盤岩に由来する角礫とその間を充填する粘土からなり、分テフラ群に覆われた堆積物である。これは周氷河作用によって形成されたものと考えられる。**地すべり堆積物**は、地すべりに伴って斜面下方に移動した地質体であるが、本図幅地域の地すべり堆積物は分布が限られており、その多くについて移動・堆積の年代は明らかでない。

昭和期にはこれらの斜面堆積物が露出した人工露頭が多く存在したが、現在では露頭が少なくなっているため、以下では先行研究を参考にして記載する。

#### 11.6.1 上位(古期)山麓緩斜面堆積物(p1)

**[名称]** 檜垣(1987)は「山麓緩斜面」を構成する堆積物を、①分テフラ群直下の未風化角礫を含む地層、②洪民テフラ群の生出黒色テフラ(OBA)下位のやや風化した角礫を含む地層、③外山テフラ群上部の石花第2スコリア(Is2S)あるいは四十四第1軽石(S1P)より下位の風化角礫を含む地層に三分したが、本図幅では、③に相当する堆積物を上位(古期)山麓緩斜面堆積物として記載する。

**[分布]** 外山川・丹藤川及び大川上流部の山腹斜面基部に断片的に分布する。

**[層相]** 背後斜面に分布する地層と同質の角礫層、角礫混じり泥層からなる。礫の中には“くさり礫”が含まれる。檜垣(1987)やHigaki(1988, 1992)によると、基盤を覆う風化角礫層、火山灰層、角礫層及びこれらの混合層からなる互層が、極めて複雑な層位関係で堆積した露頭が確認されている。また、基質の粘土化が進み、固結した状態のものも認められる(檜垣, 1987)。基質は黄褐色(マンセル色表示で7.5YR5/8程度)を呈する。

**[地形面との関係]** 檜垣(1987)やHigaki(1988, 1992)によると、後述する下位(新期)山麓緩斜面堆積物に覆われ

る場所も少なくないが、背後斜面との間に明瞭な傾斜変換線を介さずに連続する上に凹な縦断形の緩斜面を構成する。南隣の早池峰山図幅地域及び東隣の大川図幅地域においては、上位段丘面と滑らかに連続する斜面を構成する(Higaki, 1988)。

**[年代]** 檜垣(1987)やHigaki(1988, 1992)によると、Is2SないしS1Pに覆われることから、最終間氷期前期ないしそれ以前に堆積したと考えられる。檜垣(1987)は、この中には異なる時代のものが含まれている可能性があると記している。

#### 11.6.2 下位(新期)山麓緩斜面堆積物(p2)

**[名称]** 檜垣(1987)の「山麓緩斜面」を構成する堆積物のうち、前記②のOBA下位のやや風化した角礫を含む地層及び①分テフラ群に直接覆われる未風化角礫を含む地層を併せたものを下位(新期)山麓緩斜面堆積物として記載する。

**[分布]** 外山高原を中心として外山川・丹藤川及び大川上流部の山腹斜面基部に断片的に分布する。

**[層相]** 背後斜面に分布する地層と同質の角礫層、角礫混じり泥層からなる(第11.14図)。角礫混じり泥層は淘汰が悪く、粘土を主とするがシルト・砂を含む。全体に斜面に平行に成層し(第11.14図a)、角礫混じり泥層は斜面に平行して傾斜したレンズ状に挟在する。角礫層の基質はしばしばテフラ質である(第11.14図b)。

**[地形面との関係]** 山腹斜面の基部に、背後斜面との間に明瞭な傾斜変換線をもたずに連続する上に凹な縦断形の緩斜面を構成する。下位段丘堆積物が分布する場所では、これに滑らかに連続する斜面を構成する。

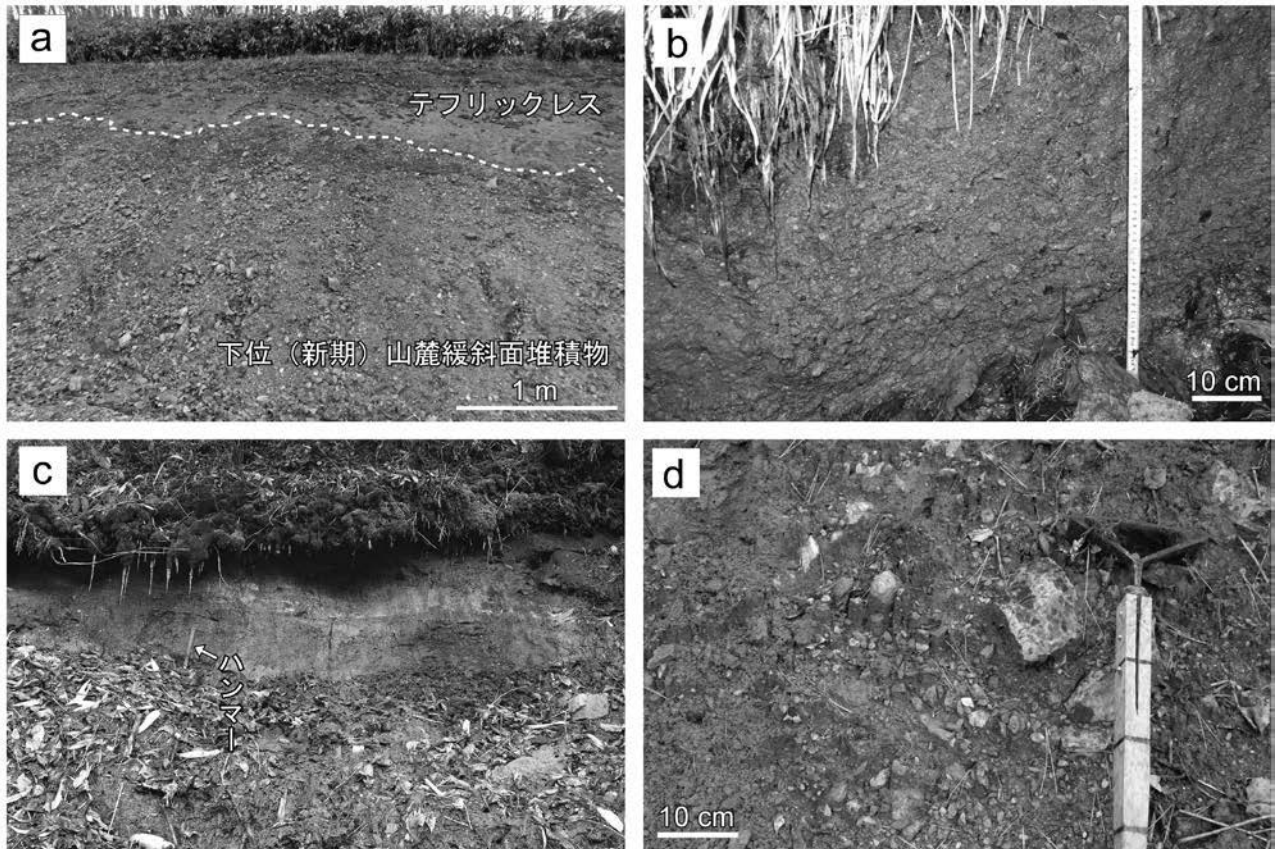
**[年代]** OBAあるいは分テフラ群に覆われることから、最終氷期前期(MIS 3~4)に堆積したものに加え、最終氷期後期(MIS 2)ないし後氷期(MIS 1)に堆積したものも含まれると考えられる。大石川上流部(工藤・内野, 2021)など、段丘面との関連が明確な場所では、多くがTo-Of降下時前後に離水したと考えられる下位(新期)段丘面と滑らかに連続することから、なかでも最終氷期前期に堆積したものが少なくないと考えられる。

#### 11.6.3 扇状地状緩斜面堆積物(f)

**[名称]** 檜垣(1987)の「扇状地状緩斜面」の構成層を扇状地状緩斜面堆積物として記載する。この中には松本(1967)及びMatsumoto(1971)の岩塊流堆積物が含まれる。

**[分布]** 山腹斜面を浅く盆状に開析する谷及びその出口(本流系河川沿いの段丘面や谷底面と接する場所)に分布する。

**[層相]** 付加体を基盤とする地域では、山麓緩斜面堆積物と比較するとより円磨された亜角礫主体の礫層からなる。良好な状態の露頭は少ないが、ヒエガラ沢上流の右



第 11.14 図 各種斜面堆積物の層相

(a) 下位(新期)山麓緩斜面堆積物。角礫を主体とし、斜面に平行状に成層する構造が認められる。上位は分テフラ(群)に覆われる。場所は蛇塚。(b) 細礫を主体とする下位山麓緩斜面堆積物。斜面に平行状に成層し、基質にはテフラ質の物質が含まれる。場所は岩神山西斜面。(c) 扇状地状緩斜面堆積物。粘土層を挟む基質支持の中礫層。櫃取湿原に向かう自然観察舗装道終点先の崖。ノロメキ沢。(d) 山頂斜面堆積物。露頭は右手前方向に傾斜した斜面で、礫の長軸は斜面と平行して右手前を下とする方向に揃っている。場所は図幅北東部、堀米頭(標高 979 m)の南の林道。

岸斜面では河床から 6 m のところに粘土層を挟有する基質支持の中礫層が認められるほか、ノロメキ沢上流の櫃取湿原へ向かう自然観察道終点先の崖でも同様の地層が観察できる(第 11.14 図 c)。檜垣(1987)によると、扇状地状緩斜面の礫層の層厚は一般に 4~5 m 以上であり、厚いところでは 10 m 以上に達する。本図幅地域北西部の北上花崗岩類(姫神岩体)分布域では、「岩塊流斜面」(松本, 1967; Matsumoto, 1971)を構成する粗大な角礫状岩塊からなる。

早池峰山図幅地域の区界高原や北西に隣接する沼宮内図幅地域の姫神山北方では、本層は最終氷期前期の年代を示す埋没土壌や同時期の OBA を境として礫の風化程度及び基質の固結程度の異なる 2 層に区分され(檜垣, 1987)、上位の礫層が Ak-K や Ak-Y を含む分テフラ群に覆われる露頭が見出されている(檜垣, 1987)。

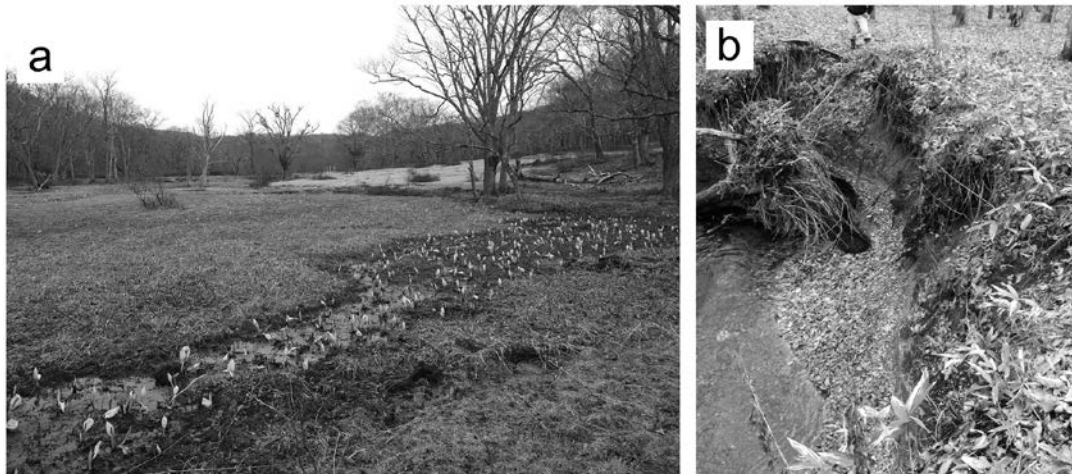
本層には不明瞭な成層構造は認められるものの、一般に分級はなされていない(檜垣, 1987)。花崗岩類分布域を除き、本層中の礫は、現河床の礫や同時代の山麓緩斜

面堆積物の礫と比較して小径のものからなる(檜垣, 1987)。

【地形面との関係】 傾斜 10 数度以下の開析の進んでいない緩斜面を構成する。本層が構成する緩斜面の多くは現河川によって下刻されて段丘化し、河川沿いに分布する下位(新期)段丘面へと滑らかに連続する。

【化石】 高橋ほか(2000)は、東隣の盛岡図幅地域東部の盛岡市玉山区域内(標高 330 m)に分布する本斜面堆積物相当の粘土層から、最終氷期後期の  $^{14}\text{C}$  年代(暦年未補正值で約 20,000 yBP)と、*Larix*(カラマツ属)・*Abies*(モミ属)・*Picea*(トウヒ属)などからなる大型植物化石群・花粉及び植物珪酸体化石群を報告している。

【年代】 本層の下部は最終氷期前期の年代を示す埋没土壌や OBA に覆われること、下位(新期)段丘面と滑らかに連続することから、最終氷期前期(MIS 3~4)に堆積したと考えられる。また、本層の上部は Ak-K や Ak-Y を含む分テフラ群に覆われることから、最終氷期後期(MIS 2)に堆積したと考えられる。



第 11.15 図 外山図幅地域の湿原及び湿地堆積物  
 (a) 榎取湿原の景観。岩泉町蓬原ノロメキ沢上流。(b) 大石川下流側の溪岸に露出する“蛇塚湿原”  
 の湿地堆積物。豪雨に伴って小規模な崩壊が頻発している。

#### 11.6.4 山頂緩斜面堆積物 (s)

〔名称〕 檜垣 (1987) の「山頂緩斜面」と「平滑尾根型斜面」の構成層を山頂緩斜面堆積物として記載する。

〔分布〕 標高 700 m 以上の、幅広く平滑で未開析の尾根上に分布する。

〔層相〕 下位に分布する先古第三系と同質の角礫と、それを充填する泥からなる (第 11.14 図 d)。礫は未風化で、礫径は不揃いで径数 mm のものから数 10 cm のものまで混在するが、上部では径数 cm 以下の中礫が主体となる。層厚は概ね数 m 以下である (檜垣, 1987)。礫の長軸は斜面の傾斜方向に揃う傾向がある。本層は Ak-K 及び Ak-Y を含む分テフラ群に覆われる (檜垣, 1987)。特に幅広い尾根及び幅広い鞍部状の緩斜面においては、数 10 cm 以上の厚さの埋没土壤に覆われる (池田ほか, 2011)。

〔地形面との関係〕 傾斜 10 度数未満の、平滑で未開析の幅広い尾根を構成する。この平滑な尾根は明確な傾斜変換線を介することなく山腹斜面に連続することが多い。先第四系のくぼみを埋めて山頂緩斜面堆積物が堆積し、両者が一連の平滑な尾根を構成している場所も認められる (檜垣, 1987)。礫の長軸が斜面の傾斜方向に向くことから、これは周氷河環境下におけるクリープによって移動、堆積したものと考えられる。

〔年代〕 YP 及び KP を含む分テフラ群に覆われることから、後期更新世に形成されたと考えられる。また、礫がクリープによって移動したと考えられることから、最終氷期後期 (MIS 2) の寒冷気候下で生じた周氷河作用に伴って形成された可能性がある。

#### 11.6.5 地すべり堆積物 (l)

〔定義〕 地すべりに伴って母岩から分離して移動した地質体を地すべり堆積物と定義する。これは地すべり移動

体と同義である。

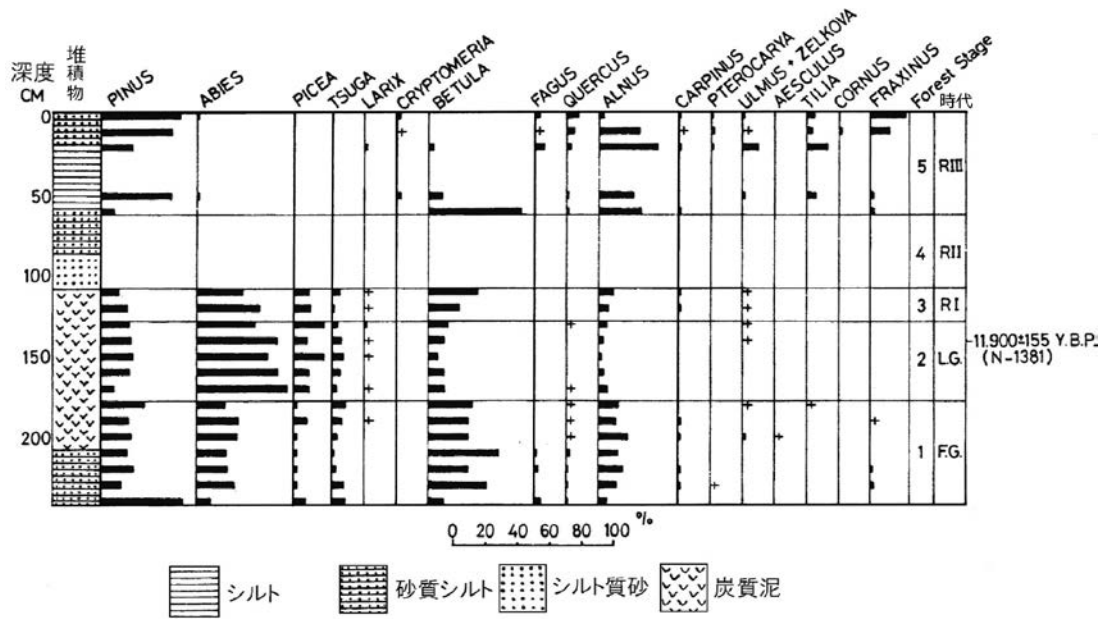
〔認定及び表現方法〕 地すべり堆積物の分布を地表地質資料のみから認定することは困難であり、通常は地形判読を含めて認定される。本図幅では、斜面に分布する地質体が移動したことを示す地形的特徴 (地すべり移動体末端部の膨隆や移動体内部の亀裂など) が明確に識別できるものを「地すべり堆積物」として認定し、その分布を地質図に記した。一方、地質体が移動していることを示す証拠を欠くもの (例えば、頭部亀裂だけが地形的に認められるもの) については、地質図上で滑落崖は記載したが、地すべり堆積物の分布域は示していない。

〔分布〕 軽松沢川上流、大川上流、岩泉町釜津田地区駒ヶ沢集落北方の牧草地、<sup>かるまつざわがわ</sup> 岩神山北方 (中津川源流)、<sup>いわがみやま</sup> 宮古市の達曾部沢上流など、河川上流部の山腹斜面に点在する。特に外山高原外縁に多い。一方、標高 600 m 以下の開析山地には認められない。

〔層相〕 巨礫を含む不淘汰な礫混じり泥などからなる。ボーリングなどのデータがないため母岩に関する資料は得られていないが、分布範囲から斜面堆積物を移動物質としている可能性がある。

〔地形との関係〕 背後に馬蹄形の滑落崖を伴う、不規則な起伏をもつ緩斜面を構成する。

〔年代〕 本図幅地域の地すべり堆積物に関しては、移動・堆積の年代は明らかでないが、恐らくチバニアン期以降のものと考えられる。また、外山高原の中では起伏が大きな御大堂山北側の<sup>こかるまぢざわ</sup> 小軽町沢 (軽松沢川支流) の谷に面する斜面や、外山高原外縁 (図幅西北部姫神山南麓の山谷川目牧野南東方斜面、東部の向井沢川源流、駒ヶ沢上流域など) では、山頂緩斜面堆積物からなる平滑な尾根状緩斜面を滑落崖が切って発達する地すべり地形が認められることから、一部は最終氷期後期以降に滑動し



第 11.16 図 “蛇塚湿原”の堆積物の樹木花粉ダイアグラム

山中 (1978) から引用 (一部、日本語に変換)。F. G. : 最終氷期最寒冷期, L. G. : 晩氷期, RI : 完新世寒冷時代 (グリーンランディアン期に相当), RII : 完新世温暖時代 (ノースグリッピアン期に相当), RIII : 完新世減暖時代 (メガラヤン期に相当)。

たと考えられる。

### 11.7 湿地堆積物 (m)

**[分布]** 外山川沿いの<sup>おお たい</sup>大の平地区北西, 岩洞湖西及び南湖畔, 外山ダム湖畔, ノロメキ沢 (大川支流) 上流部に断片的に分布する。特に, ノロメキ沢上流部の標高 1,000 m 付近に位置する櫃取湿原 (第 1.5 図, 第 11.15 図 a) は, 北上山地最大の面積 (35 ha) をもち, 湿原の少ない北上山地において代表的なものとして (岩泉自然調査団, 2008), 「21 世紀に残したい日本の自然 100 選」にも選ばれている。ちなみに, 外山川支流の大石川にも“蛇塚湿原”があるが, 昭和期に入り農地化され, 現在では大石川下流部の溪岸で断面の一部を確認できるのみである (地質図には表記)。大石川では最近の地質時代における下刻に伴って溪岸崩壊が発生しており, 21 世紀に入ってから豪雨に伴う小規模な崩壊が認められる (第 11.15 図 b)。

**[層相]** 黒色の泥炭及び有機質土からなり, 斜面近傍ではレンズ状の角礫層を挟有する (第 11.15 図 b)。

**[花粉化石]** 本図幅地域の湿地堆積物を対象として,

Ishizuka *et al.* (1957), 中村・石塚 (1958), 山中 (1978) は花粉分析を行っている。特に山中 (1978) は, 大石川源流部の“蛇塚湿原”においてハンドボーラーにより連続的に土試料を採取し, 第 11.16 図に示す花粉群集を得ている。それによると, 泥炭層 (最上部更新統: 暦年未補正年代で  $11,900 \pm 155$  yr BP) では *Pinus* (マツ属), *Abies* (モミ属), *Betula* (カバノキ属) が高率を占める一方, 泥炭層を覆うシルト質層からは下位の泥炭層中には認められなかった *Cryptomeria* (スギ属) や, 泥炭層中では少量含まれるに過ぎなかった *Fagus* (ブナ属)・*Quercus* (コナラ属) が産出する (山中, 1978)。

### 11.8 谷底堆積物 (v)

**[分布]** 現河床に分布する。丹藤川上流, 柴沢川, 岩洞湖畔, 軽松内川, 外山川の支流 (大の平) に沿う河谷では一部で幅 100 m 程度の氾濫原を有する。その他では河道近傍に細長く分布するだけであり, 地質図では省略している。

**[層相]** 礫, 砂及び泥からなる。



## 第12章 地質構造

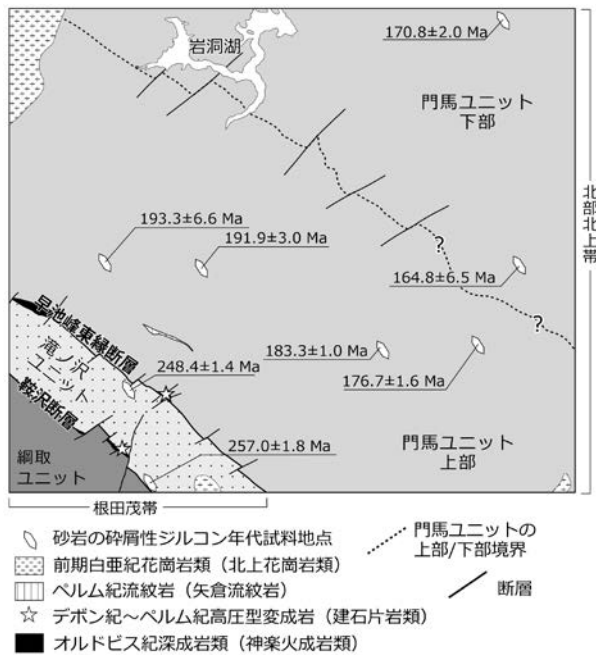
(内野隆之・小松原 琢)

### 12.1 概要

外山図幅地域に分布する先白亜紀基盤は、構造的上位(南西側)から根田茂帯に属する石炭紀前期付加体の綱取ユニット、前期三畳紀付加体の滝ノ沢ユニット、北部北上帯に属する前期～中期ジュラ紀付加体の門馬ユニットが北西-南東の構造方向をもって帯状に分布している。これらの各ユニットを境する北西-南東系の断層は、それぞれ鞍沢断層及び早池峰東縁断層と呼ばれる(第12.1図)。これらの断層は、高角であることや両側の付加体より古い蛇紋岩・火成岩・高压型変成岩の構造岩体・岩塊を随伴していることから、付加体形成時の初生的なスラストではなく、白亜紀以降に再活動したものと考えられる。そして、更にその後活動した北東-南西系の胴切断層によって変位させられている(第12.1図)。

また、外山高原をはじめとした北上山地中央北部は、鮮新世～第四紀に起こった地殻変動によって隆起したと考えられる。

本章では図幅地域内の主要な断層や構造運動について



第12.1図 外山図幅地域内の地質体分布と境界及び砂岩中ジルコンの最若クラスターU-Pb年代  
胴切断層は間引いてある。

述べ、各ユニット内の個別の地質構造についてはそれぞれの章を参照されたい。

### 12.2 断層

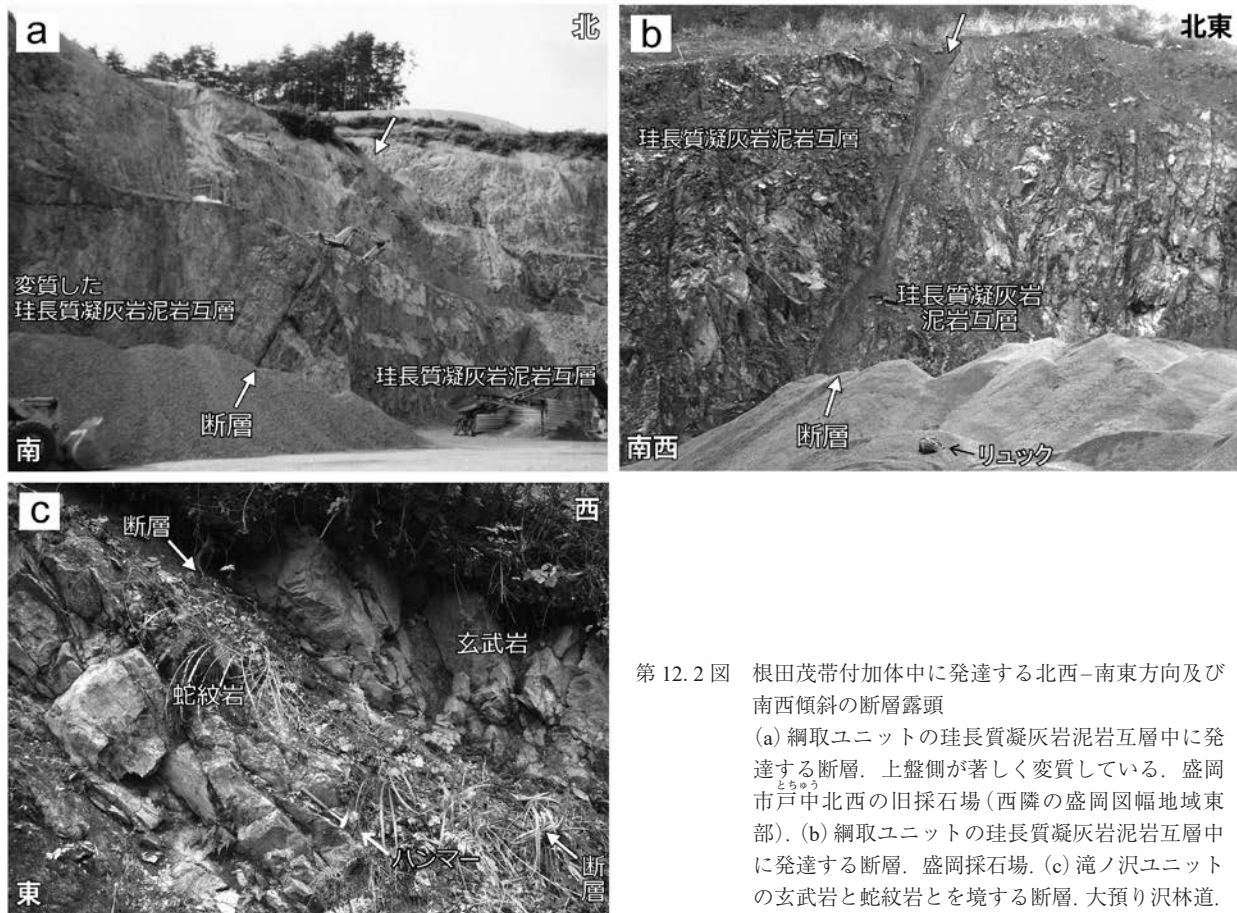
#### 12.2.1 早池峰東縁断層

旧“早池峰構造帯”と北部北上帯を境していた断層である。永広ほか(1988)によって命名され、永広ほか(1986)の区界-川井断層はその一部である。早池峰構造帯の名称は現在使われなくなったが(第2章参照)、本図幅では早池峰東縁断層を根田茂帯と北部北上帯の境界断層としてこれまでどおり使用する。根田茂帯の分布は早池峰山の北東部で途切れ、それより東側では南部北上帯の鳥弧オフィオライト(早池峰複合岩類)と北部北上帯の付加体が直接接するようになるが、この境界断層も早池峰東縁断層であり、同断層は釜石から盛岡まで弧状に連続する(第2.1図)。なお、南隣の早池峰山図幅地域では根田茂帯と北部北上帯の境界断層は鞍沢断層(後述)と呼ばれているが、宮古市門馬地区御山川下流域の付加体が前期三畳紀付加体であることが判明したことによって(Uchino, 2021)、当該地区の鞍沢断層は綱取ユニットと滝ノ沢ユニットとの境界断層となる(第5.1図)。

この早池峰東縁断層は、周囲の地質分布から高角な断層と考えられている(永広ほか, 1988)。外山図幅地域内の本断層は北西-南東方向であるがやはり高角で、飛鳥地区北東、矢倉地区、鍋倉地区南西の大預り沢付近を通る。断層に沿って所々で蛇紋岩の岩塊が産し、本図幅範囲内では特に西部でオルドビス紀深成岩(神楽火成岩類)の岩体が産している(第3章参照)。また、矢倉沢(中津川支流)上流の枝沢では本断層付近に約290 Ma(ペルム紀前期)を示す高压型変成岩岩塊(建石片岩類)が産している(第4章参照)。本図幅地域において断層露頭は見出せていないが、岩相の変化、蛇紋岩・深成岩の岩体・岩塊の産出、地形などで断層の位置は概ね推定できる。また、滝ノ沢(中津川支流)上流部では、断層北側に分布する門馬ユニットの泥質岩が幅約130 mにわたって変質を被り黄土色化している(第7.2図)。

#### 12.2.2 鞍沢断層(再定義)

前述したように早池峰山図幅(川村ほか, 2013)で、根田茂帯と北部北上帯を境する西北西-東南東ないし北西-南東方向の断層として定義されたが、実際は根田茂



第 12.2 図 根田茂帯付加体中に発達する北西-南東方向及び南西傾斜の断層露頭  
 (a) 網取ユニットの珪長質凝灰岩泥岩互層中に発達する断層。上盤側が著しく変質している。盛岡市戸中北西の旧採石場(西隣の盛岡図幅地域東部)。 (b) 網取ユニットの珪長質凝灰岩泥岩互層中に発達する断層。盛岡採石場。 (c) 滝ノ沢ユニットの玄武岩と蛇紋岩とを境する断層。大預り沢林道。

帯の網取ユニットと滝ノ沢ユニットを境することが判明したので、両ユニットの境界断層として再定義する。

外山図幅地域の鞍沢断層は、北西-南東方向の断層で、内沢(築川支流)沿いの建石林道から銭掛地区南西を通る。周囲の地質分布から高角断層と考えられる。断層に沿って蛇紋岩や深成岩の小岩体・岩塊が産する。また、建石林道では約 380 Ma(後期デボン紀)を示す高压型変成岩型(建石片岩類)も産する(第 4.2 図 a)。本断層は、場所により複数本の断層群からなる可能性があるが、建石林道の N28°W, 60°W の断層はその一つとみられる(第 4.2 図 a)。その断層沿いに産する深成岩の岩塊はカタクラサイト化が激しい。本図幅地域では、岩相の変化、蛇紋岩・深成岩の産出、碎屑性ジルコン年代、地形などを基に断層の位置を推定した。

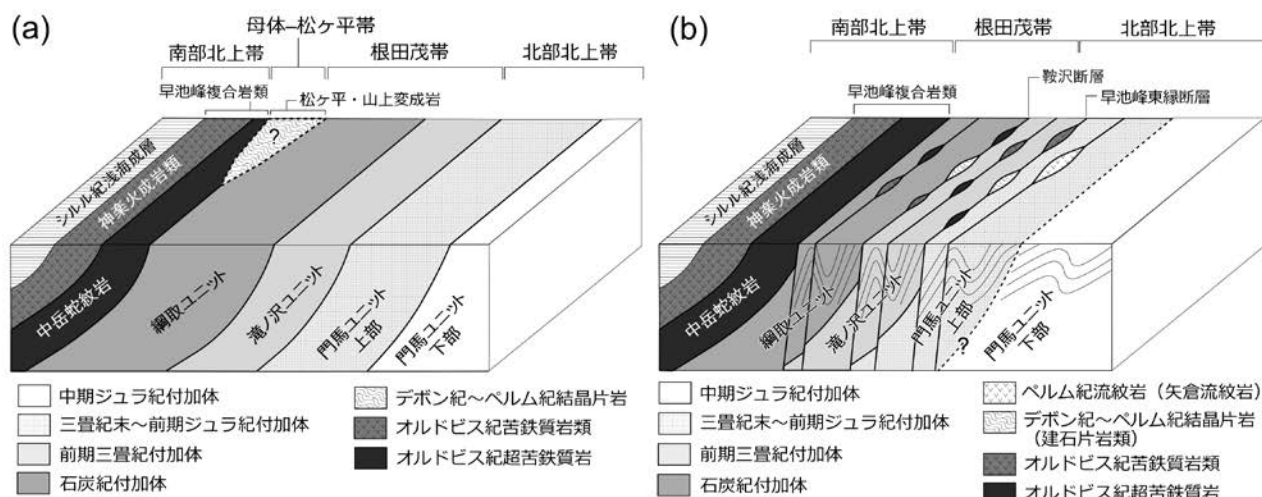
なお、早池峰山図幅地域内の鞍沢断層は、西に向かって走向を西北西-東南東から北北西-南南東に急変させ、根田茂帯と北部北上帯とを境しているが(川村ほか, 2013)、外山図幅での再定義にて、実際は東から、桐ノ木沢(閉伊川支流)、区界地区、飛鳥地区南を通る西北西-東南東~北西-南東走向の断層となる。

### 12.2.3 ユニット内部の北西-南東系断層

根田茂帯の網取ユニット及び滝ノ沢ユニットの内部に

は構造方向に概ね平行な北西-南東系の断層が発達している。付加体中には幾つか断層露頭も確認され、どれも南西に高角に傾斜する(第 12.2 図 a, b)。断層に沿って蛇紋岩や深成岩の小岩体・岩塊が産し、蛇紋岩と付加体の断層境界面も北西-南東走向で南西に高角ないし中角に傾斜する露頭が確認できる(第 12.2 図 c)。なお、蛇紋岩中の片理・劈開面も多くが北西-南東走向で南西に中角~高角で傾斜している。

北部北上帯の北西-南東系断層については、根田茂帯のように断層の存在の根拠となる蛇紋岩や深成岩の岩塊が産しないため、その認定は限定的となっている。門馬ユニット中にはペルム紀前期の流紋岩(矢倉流紋岩:第 5 章参照)が幅 150 m、長さ 2 km で細長いレンズ状岩体として産し、内野(2023)は本流紋岩が後生の構造運動で他の地帯から移動・定置したと考えている。それに基づけば矢倉流紋岩の長軸延長線上に北西-南東系断層の存在が推定されるが、本流紋岩の東西両側にある胴切断層(後述)のため、その実際の延長は不明である。その他、特に図幅東部(例えば、大川上流域)については、岩相分布及び地層の走向が北北西-南南東~南北に急変する箇所がしばしばあり、その間には局所的なブロック回転をもたらした北西-南東系断層が存在すると推測される。



第 12.3 図 南部北上帯北縁、根田茂帯、北部北上帯南縁の地質単元の構造関係を示したブロックダイアグラム  
 (a) 前期白亜紀に起きた構造運動（大島造山運動）より前の初生的な地帯配列と構造関係。母体-松ヶ平帯の変成岩類は、北上山地に発達する前期白亜紀左横ずれ断層を復元した場合、現在の南部北上帯と根田茂帯の間付近に配置される。(b) 大島造山運動後の構造配置。オルドビス紀の超苦鉄質岩・深成岩、デボン紀～ペルム紀の結晶片岩、ペルム紀の流紋岩は、後生の断層活動によって根田茂帯・北部北上帯の付加体中に定置させられた。

#### 12.2.4 北東-南西系胴切断層

根田茂帯及び北部北上帯の付加体中には北東-南西方向のいわゆる胴切断層が非常に多く発達する。これらの断層は付加体の構造方向における岩相及び走向の相違、そして褶曲軸の変位から推定される。実際に川や沢の両岸で岩相が連続しないことが多い(第 3.2 図; 第 3.3 図; 第 4.3 図; 第 5.1 図; 第 7.1 図; 第 8.2 図; 第 8.5 図)。各ユニットの境界断層も地質分布から、本胴切断層によって最大数 100 m ほど変位しているとみられる。片田ほか(1991a)も、東隣の盛岡図幅地域内ではあるが、前期白亜紀花崗岩類の姫神岩体とその南に分布する白石岩体(付図 3)の間に左横ずれセンスの北東-南西系断層を想定している。また、南隣の早池峰山図幅でも同系の断層が多数存在し、それらは下部白亜系山屋層を切っていることから、本胴切断層は前期白亜紀以降に活動したと判断される。

なお地質図において、胴切断層は、岩石の露出が良い開析山地(特に南西部)ではかなり密に示されているが、北東部の小起伏地形をなす外山高原では露出が少ないため、その認識精度は低くなっている。

### 12.3 基盤の構造的配列

#### 12.3.1 初生的構造配置

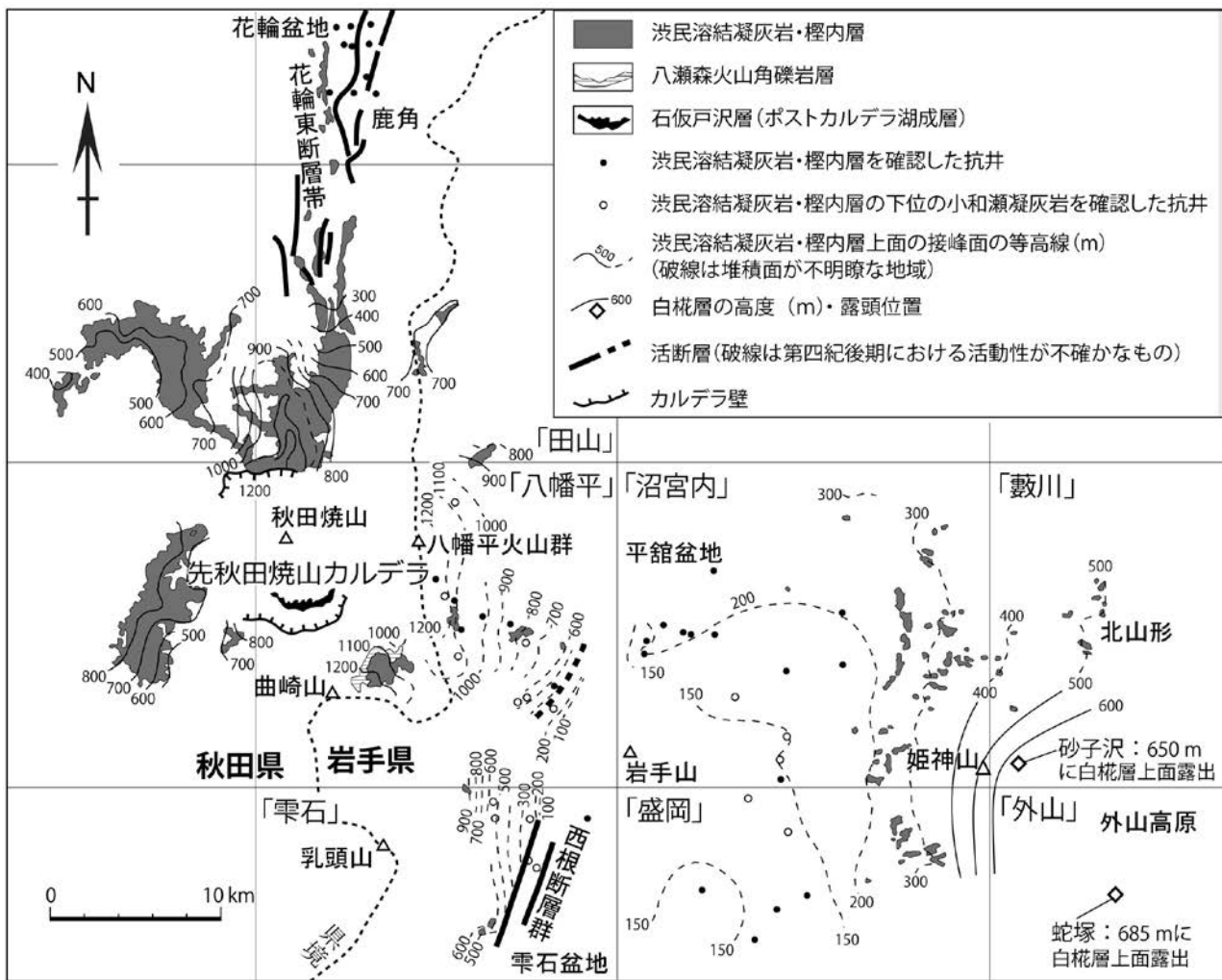
根田茂帯の綱取ユニット、滝ノ沢ユニット及び北部北上帯の門馬ユニット中の層理面及び片理・劈開面は、ともに概ね北西-南東方向を示し、局所的に半波長 600 m 以下の褶曲が発達するものの、どのユニットも大局的に

は南西に傾斜している(第 5.11 図; 第 7.7 図; 第 8.11 図)。西南日本内帯で見られる、より古い付加体が構造的上位に向け積み重なるパイルナップ構造(例えば、磯崎・丸山, 1991)を参考にすれば、北上山地においても同様に初生的には南西陸側の構造的上位により古い付加体が位置していた可能性がある(第 12.3 図 a)。ただし、現在のユニット境界断層は、前期白亜紀に起きた日詰-気仙沼断層のような左横ずれ運動(例えば、永広, 1977; 第 2.1 図)をはじめとした大規模地殻変動(大島造山運動: Kobayashi, 1941; 小貫, 1981)に伴って形成された可能性が高い(第 12.3 図 b)。

#### 12.3.2 構造岩体・岩塊の定置機構

根田茂帯の付加体(綱取ユニット・滝ノ沢ユニット)中には、オルドビス紀の中岳蛇紋岩・神楽火成岩類及びデボン紀～ペルム紀の建石片岩類が小岩体ないし岩塊として産するほか、北部北上帯の付加体(門馬ユニット)中にもペルム紀の矢倉流紋岩が岩体として産している。いずれも基盤の付加体よりも年代が古い。

内野ほか(2008b)は、鞍沢断層沿いに産するデボン紀の建石片岩類について、もともと構造的上位に位置していた母体-松ヶ平帯の高圧型変成岩が、白亜紀以降に活動したスラストに沿って、地下深部から中岳蛇紋岩とともに上昇し、現在の綱取ユニットと滝ノ沢ユニットの境界部に定置したと考えた。早池峰山図幅(川村ほか, 2013)では、根田茂帯の付加体中に岩体・岩塊として産する蛇紋岩や深成岩は南部北上帯基盤のオルドビス紀島弧オフィオライト(中岳蛇紋岩や神楽火成岩類: 早池峰



第 12.4 図 洪民溶結凝灰岩・白椀層とその上面高度の分布図

土井 (2000) の図 7 に本図幅調査でのデータを追記した。花輪東断層帯の分布位置については、地震調査研究推進本部 (2014) を引用した。

複合岩類)に相当するとした。その後、内野 (2022) は鞍沢断層沿いに産する神楽火成岩類の石英閃緑岩から前期オールドビス紀のジルコン年代を報告し、川村ほか (2013) の考えを証明するとともに、白亜紀以降 (恐らく前期白亜紀) の大規模左横ずれ断層によって移動・定置した可能性を示した。更に、内野・坂野 (2022) は早池峰東縁断層沿いからも、年代はペルム紀であるが泥質片岩 (外山図幅では建石片岩類に帰属) を見出し、前述した鞍沢断層沿いのデボン紀泥質片岩・苦鉄質片岩と同様に、後生の構造運動によって母体-松ヶ平帯の高圧型変成岩から移動・定置したと考えた。これらの岩体・岩塊は根田茂帯中に限られるとみられていたが、内野 (2023) は北部北上帯のジュラ紀付加体 (門馬ユニット) 中からも、ペルム紀前期の流紋岩 (矢倉流紋岩) 岩体を見出した。本岩は岩体周縁部が剪断変形を被っており、矢倉流紋岩も白亜紀以降の構造運動によって門馬ユニット中に移動・定置し

た可能性が考えられている (内野, 2023)。

前述したように前期白亜紀は、北上山地において東西圧縮による大規模な左横ずれ運動が起こった時期であり、また 130~120 Ma の一時期には逆に東西引張場に転換し、右横ずれ運動が起きた可能性も指摘されている (内野・羽地, 2021)。このように、本図幅地域内の中岳蛇紋岩、神楽火成岩類、建石片岩類、矢倉流紋岩は白亜紀以降の構造運動によって、各付加体中に定置した可能性が高い (第 12.3 図 b)。

なお、母体-松ヶ平帯の高圧型変成岩類は、北上山地に発達する前期白亜紀の北北西-南南東系左横ずれ断層を復元すれば、現在の南部北上帯北縁部の鳥弧オフィオライトと根田茂帯の付加体のほぼ同列付近に位置するとみられ (川村・北上古生層研究グループ, 1988)、根田茂帯の構造的上位に母体-松ヶ平帯が位置していた可能性は高い (第 12.2 図 a)。

## 12.4 新生代後期の構造運動

外山図幅地域には第四紀後期の地形面・地層を明確に変位させる活構造は認められない。本図幅地域とその北隣の藪川図幅地域において、外山高原などの北上準平原を開析する平底面(第1章参照)内には、カラブリアン階上部の河川成層と考えられる白椏層が散在する。洪民凝灰岩及び白椏層上面の高度は、岩手山付近から北上川付近で最も低く、ボーリング孔から知られる最低地点の標高は海拔136 m(橘, 1971の図から読み取り)ないし100~200 m(土井ほか, 1994, 1998)である。一方、盛岡市藪川地区大石川における白椏層上面(第11.2図)の標高は685 mであり(第12.4図)、両者の比高は500~600 mになる。

もしこれらの白椏層がほぼ同じ標高で堆積したと仮定した場合、この比高は本層堆積以降に北部北上山地が北上低地帯に対して相対隆起した量と考えることができ、洪民溶結凝灰岩・白椏層の堆積年代を約1 Maとすると、北上低地帯に対する北上山地の隆起速度は0.5~0.6 m/千年になる。この値は従来考えられていた、氷河性海面変動を平均化した海水位に対する北上山地の隆起速度・隆起量(第四紀地殻変動研究グループ, 1968; 町田・鎮西,

2001)や、近年の熱年代学による1千万年スケールの平均削剥速度(0.1 m/千年以下: 梶田ほか, 2020)と比較して大きな値である。しかし、①上記の値には北上低地帯の沈降成分が含まれていること、②北上山地北部の海岸付近には最高で海拔約300 mに達する海成第四系水無層が分布すること(中江ほか, 2021)、③北上山地北端部におけるMIS 5eの海成段丘の旧汀線高度が30~40 mであること(小池・町田, 2001)、④本地域周辺には現河床との比高が数10 mに達する低位河成段丘面(本図幅地域や南隣の早池峰山図幅地域の下位段丘面)が発達することを考慮すると、これは特段異常な値という訳ではない。ただし、この隆起速度・隆起量については、前述した前提条件の設定も含め更なる検討が必要であり、今後の研究の進展に委ねたい。

ところで、本図幅地域の東南に隣接する閉伊川の河成段丘の高度分布を調査したNakata(1976)によると、河口から50 km程度上流まで3段の段丘面と現河床の比高に顕著な違いは認められない。このことから、Nakata(1976)や中田(1996)は、北上山地は第四紀後期において100 kmオーダーの広がりをもって広域的に隆起したと結論付けている。

## 第13章 応用地質

(内野隆之・小松原 琢)

### 13.1 地質資源

#### 13.1.1 金属資源

外山図幅地域において稼行中の金属資源の鉱山はない。南部(1980)によると、北部北上山地にはチャートに伴うマンガン鉱床が認められ、特に根田茂帯(旧早池峰構造帯)には小規模ではあるがその分布域が集中することを指摘している。マンガン鉱床は、外山図幅地域内では、根田茂帯の石炭紀付加体綱取ユニットで7箇所、北部北上帯のジュラ紀付加体門馬ユニットで1箇所存在する。また、戦前に稼行された金鉱山が、北上花崗岩類(姫神岩体)南東側に1箇所存在した。これらの鉱山・鉱床地点は付図4に示した。

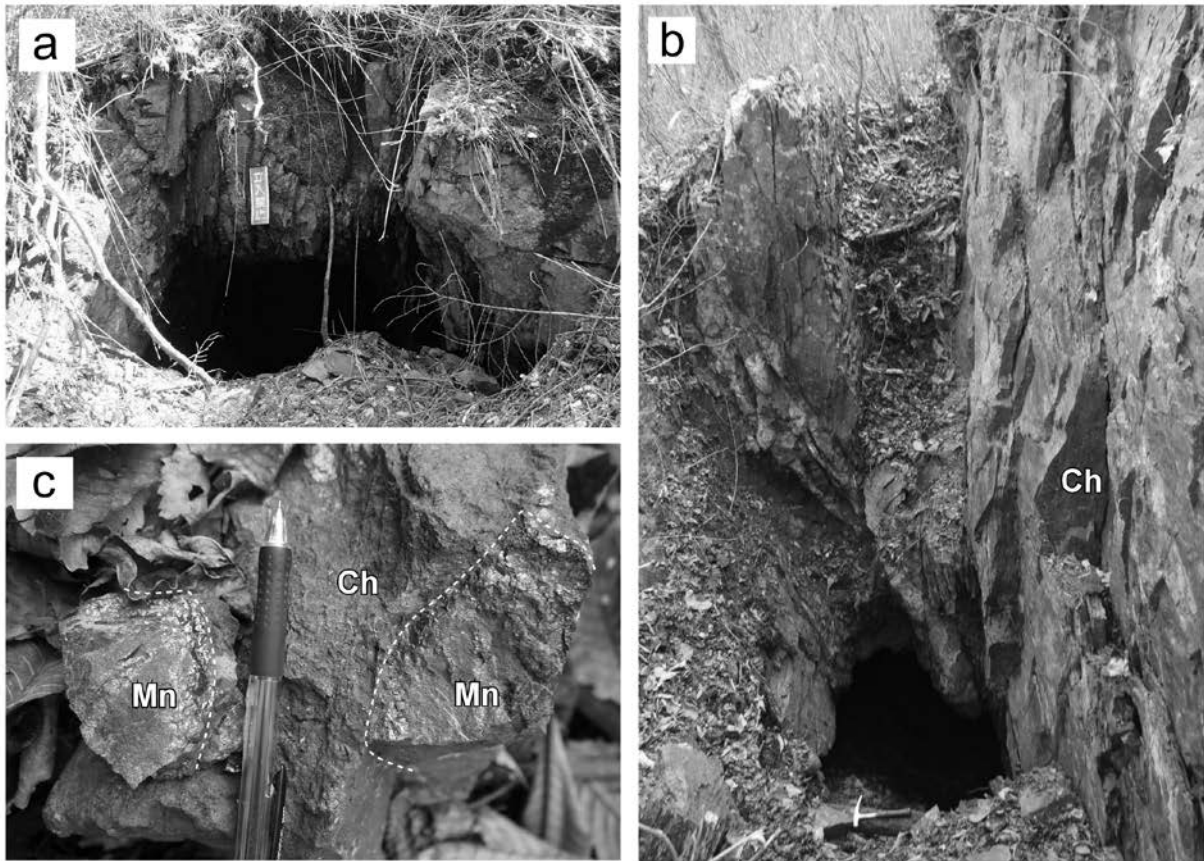
##### 13.1.1.1 マンガン鉱山

**熊ノ沢鉱山** 本図幅地域の付加体中では比較的規模が大きかったマンガン鉱山で、北部北上帯の門馬ユニット中に位置する。南部ほか(1973)及び高橋・南部(2003)によると、本鉱山は熊ノ沢(中津川支流)中流部の枝沢である山猫沢(第6.1図参照)上流左岸斜面に位置し、鉱床は玄武岩と赤色チャート(層厚50m以下)の間に幅0.5~1.5mで層状に胚胎する。表層部は主に二酸化マンガン鉱(クリプトメレーン鉱:南部・谷田,1964)が、下部は菱マンガン鉱などの炭酸マンガン鉱(中心部にはハウスマン鉱・ヤコブス鉱を含むチョコレート鉱)が産する。炭酸マンガン鉱及びチョコレート鉱の精鉱品位(Mn)は、それぞれ約35%,40~45%であった。また、露頭の初生マンガン鉱が地表水で溶解・沈殿した溢流型の鉱床も認められ、その二酸化マンガンの精鉱品位(MnO<sub>2</sub>)は70~79%であった。本鉱山の発見自体は明治初期であったが、鉄鉱床と誤認されたことによって長らく放置され、その後、昭和初期にマンガン鉱床と判明して試掘権が設定された。しかし、その後も採掘は十分行われず、1953年(昭和28年)になって漸く本格的に稼行しはじめ、1966年頃まで続いた。最盛期の1955年には、二酸化マンガン鉱で291t、金属マンガン鉱で125tの産出があった。現在では、マンガン鉱のズリや選鉱場跡地は認められるものの、北東斜面に複数あるとされる坑口はすべて埋められかつ植林されたため確認できない。

**元信・高畑・大倉沢・水沢・中村鉱床** 外山図幅地域内の根田茂帯では、元信鉱床、高畑鉱床、大倉沢鉱床、水

沢鉱床、中村鉱床の小規模な鉄マンガン鉱床が存在する。いずれも石炭紀前期付加体綱取ユニットの玄武岩中に挟在する熱水性チャート中に幅数m以下でレンズ状~層状に胚胎するものである。以下に、賦存状況を報告した通商産業省(1960,1961)に基づいて記載する。中村鉱床は、宮古街道に沿う中村地区北方の杉ノ沢(築川支流)上流にある。鉱床は赤色チャート(層厚約25m)中に2~3mの厚さで胚胎し、Mn含有量は2.6~3.8%である。現在でも杉ノ沢右岸斜面で坑口が確認できる。水沢鉱床は内沢(築川支流)に沿う建石林道脇に産し、現在でも坑口跡が確認できる。本鉱床は赤色チャート(層厚6m)中に薄層として僅かに認められるのみである。内沢河床ではその延長部である層厚数10cmの薄層が観察できる(第5.5図b参照)。大倉沢鉱床は築川沿いの水沢地区北西方(天狗岩周辺)に位置する旧大倉沢集落北の南斜面の赤色チャート中に産する。鉱床の厚さは1~1.5mで、Mn含有量は3.5~4.6%である。坑口は確認できないが、現在でも大量のズリが認められ、なかには赤色チャートと鉄マンガンが互層するものがある(第5.5図c参照)。高畑鉱床は高畑地区の東方、生内山(605m)西方稜線近くに産する。鉱床の厚さは2~3mで、品位は低い。現在でも坑口が確認できる(第13.1図a)。元信鉱床は元信地区の南方(標高492mの山頂地点より約400m南)の中津川右岸崖に位置する。赤色チャートの上盤側に最大幅6.5mで胚胎する。鉱床は上下でチャートと漸移し、南方延長部も鉱況を劣化させチャートに移化する。Mn含有量は2.4~6.6%程度で、ほとんどが赤鉄鉱からなる。

**銭崖南の鉱床** 滝ノ沢集落南西(建石山の北北西)の尾根の送電線鉄塔傍に露出する綱取ユニットの赤色層状チャート(第5.5図d)中に胚胎する。文献記録はないが、現在でも堅坑跡が残存しており(第13.1図b)、また坑口下の谷では大量のズリが認められることから(第13.1図c)、かつて採掘されていたことが伺える。しかし、母岩の規模やマンガン鉱床の層厚からして鉱量は限定的であったと推測される。母岩の赤色チャートは見かけの厚さが約70~80mで北西-南東方向に約160mほど連続し尾根を形成しており、南東の頂でもマンガン鉱床を含むチャートが露出している。本チャート岩体の延長は、中津川を隔てた北西側にも長さ100m程度の小岩体として連続し、赤色チャート露頭は元信沢上流部で確認できる(第5.5図e参照)。なお、元信鉱床はこの更に北西延長



第 13.1 図 根田茂帯綱取ユニット中のマンガン鉱床  
 (a) 高畑鉱床の坑口。高畑地区東の沢。(b) 銭型南鉱床の坑口。銭掛地区南方の中津川支流。(c) 銭型南鉱床のズリ。  
 Ch: 赤色チャート層, Mn: 黒光沢を帯びたマンガン層。

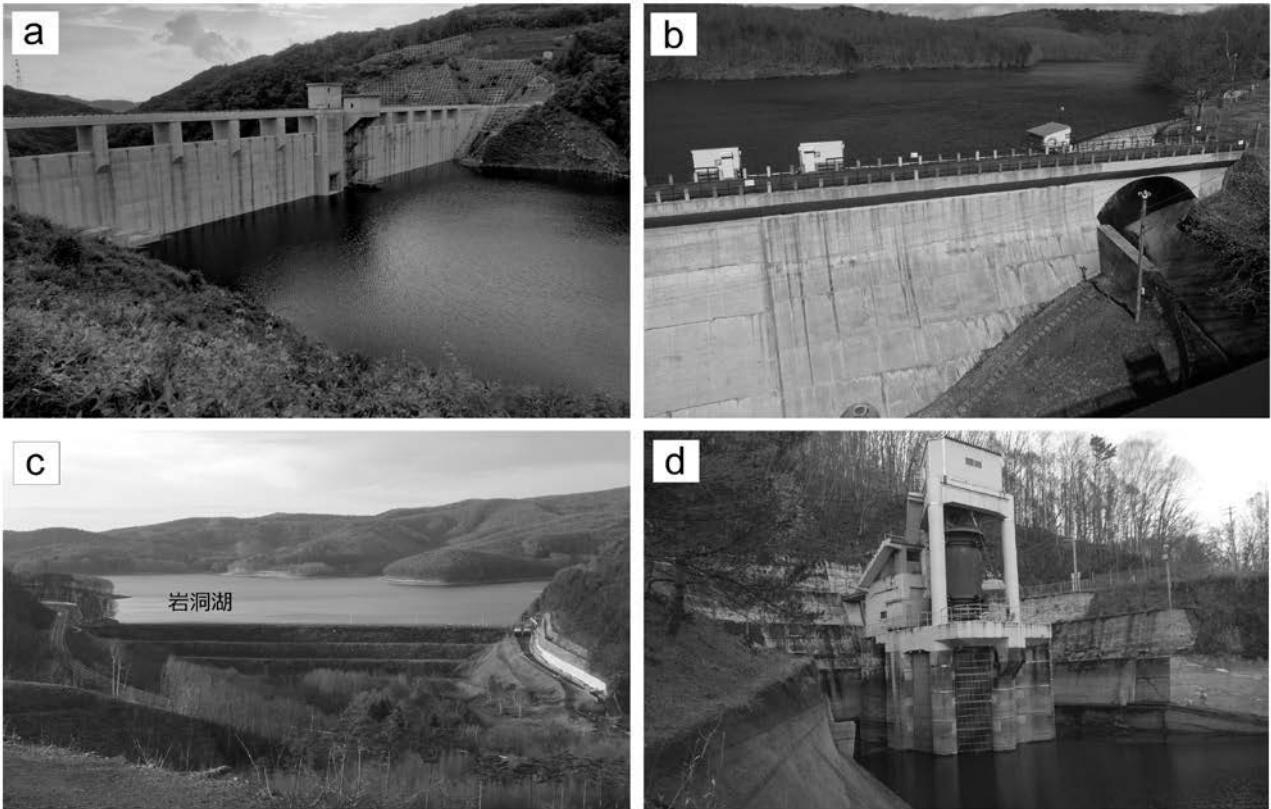
岩体の南東端(中津川北斜面)に相当する。

**川目鉱床** 築川支流である内沢下流右岸(水沢鉱床の 500 m 南西側)の旧採石場(川目採石場)に鉄マンガン鉱床が存在する。本鉱床は、綱取ユニットの玄武岩類中の赤色チャート(第 5.5 図a)に幅 3 m 以下で層状に胚胎している。濱野ほか(2002)は、鉄マンガン鉱床を伴う玄武岩が N-MORB~P-MORB であること、鉱床中より発見したコノドント化石(第 5 章参照)から本玄武岩が後期デボン紀の海洋底火山活動によって形成されたことを明らかにした。野崎ほか(2004)も、玄武岩・チャート・マンガン鉄鉱の化学組成から、本鉱床が中央海嶺近傍で形成された熱水性堆積物であることを示した。鉱床中の含有量としては鉄が多く、全岩化学組成における MnO は 3~10 wt. % 程度である(野崎ほか, 2004)。Kuwahara *et al.* (2022) は、Ce などの微量元素や Os 同位体組成を分析し、また白亜紀や古第三紀の他地域・他時代の鉄マンガン鉱床と比較した。その結果、Os 同位体比はさほど変わらないが、川目鉱床は鉄がかなり多い点で異なる。これは川目鉱床が後期デボン紀の海洋無酸素状態から有酸素状態に

回復する過程で形成されたためと推測されている。

### 13.1.1.2 金鉱山

**乙女石鉱山** 本図幅地域の金鉱山としては、旧県牛肉生産公社玉山牧場内を流れる沢の源頭部(天峰山桂松院の北東: 第 10.2 図)に乙女石鉱山がかつて存在した(岩手県土木部, 1954)。岩手県鉱業会編(1950)によると、鉱山名の由来は、堀場の所有者が場所の秘密を守るために一人娘とその恋人をあやめ、その後、峰の岩の下に埋めたことから、人々がその峰を乙女石と呼ぶようになったという言い伝えによる。沿革については、古くは源義平が砂金を採集して軍用金とし、それは南部藩の時代まで続いた。そして、200~300 年前からは坑道掘りに移行したという。日本金山誌編纂委員会編(1992)によると、1912~1926 年(大正年間)には、山元に小規模の搗鉱機を備え混汞し、青化精錬していたという。鉱床は熱水性の含金銀石英脈で、金脈中には黄鉄鉱・硫砒鉄鉱等を主とし、金は自然金として含有されている。本鑛の脈幅は 50 cm、延長 300 m で、その品位は金が 20~25 g/t、銀が 13~20 g/t と良好であった(地質調査所編, 1955)。



第 13.2 図 外山図幅地域内で見られるダム及びダム湖  
(a) 築川ダム. (b) 外山ダム. (c) 岩洞ダム. (d) 岩洞ダムの取水場.

1937 年 (昭和 12 年) には金 600 g, 銀 670 g を, 1938 年から 1943 年にかけて金 32 kg, 銀 20 kg を売鉱した実績があったが (岩手県鉱業会編, 1950), 1943 年 (昭和 18 年) 頃には掘りつくしたようである。母岩は, 北上花崗岩類 (姫神岩体) によってホルンフェルス化した泥質岩である。なお, 現在は植生のため, 坑口は確認できない。

### 13.1.2 非金属資源

本図幅地域で現在稼行している採石場は, 築川の右岸沿いに立地する 2 箇所のみである。ともに根田茂帯綱取ユニットの珪長質凝灰岩泥岩互層を採石している。前節で述べた内沢下流部の川目採石場では, 2000 年代前半までは玄武岩類を大規模に採石していたが, 近年は新区界トンネル工事の際に排出された残土の仮置き場として使用されてきた。そのため, デボン紀コノドント化石や川目鉱床を含む赤色チャートの露頭は埋没している。

## 13.2 ダムサイトの地質

本図幅地域には根田茂帯中に築川ダムが, 北部北上帯中に外山ダムと岩洞ダムがある。築川ダムは築川中上流部に主に治水用に建設された湛水面積 0.97 km<sup>2</sup>, 総貯水

容量 19,100,000 m<sup>3</sup> の重力式コンクリートダムで (第 13.2 図 a), 2021 年に完成したばかりである。基盤の岩石は玄武岩類の岩塊を一部に含む珪長質凝灰岩泥岩互層 (綱取ユニット) である。外山ダムは, 1943 年に外山川中流部に主として発電用に建設された湛水面積 0.49 km<sup>2</sup>, 総貯水容量 3,751,000 m<sup>3</sup> の重力式コンクリートダムである (第 13.2 図 b)。このダムを境に下流側では V 字谷を形成するほど地形が急峻となり (第 1.4 図), その渓谷 (滝ノ沢渓谷) 間では, 外山川から一旦, 滝ノ内沢と川名が変わる。基盤の岩石は玄武岩類やチャートの岩体・岩塊を挟有する葉理泥岩 (門馬ユニット) である。岩洞ダムは 1960 年に外山高原の湿地帯 (丹藤川の上流域) に建設された主に灌漑・発電用のダムで, 小石川, 渋沢川, 大橋川など複数の小河川が注ぎ込む。湛水面積 6.24 km<sup>2</sup>, 総貯水容量 65,600,000 m<sup>3</sup> のロックフィルダムである (第 13.2 図 c)。広大な貯水湖は岩洞湖として知られ, 冬には全面凍結しワカサギ釣り客でにぎわう。渋沢川が流れ込む岩洞湖西湖畔に設置してある取水口 (第 13.2 図 d) から 6 km 西方の岩洞第一発電所と 12 km 西方の第二発電所へ水管を通じて導水している。基盤の岩石はチャート岩塊を挟有する葉理泥岩と厚い層状チャート (門馬ユニット) である。なお, この導水管は旧乙女石鉱山鉱区北部



の地下を通っており、掘削の際に本鍾先端の鉋脈を抜いたといわれている（日本金山誌編纂委員会編，1992）。

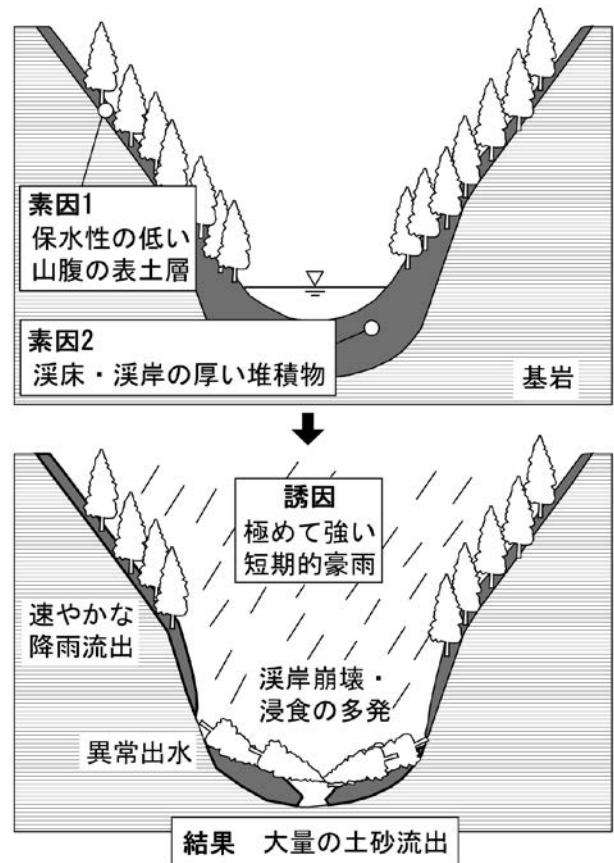
### 13.3 災害地質

#### 13.3.1 土砂災害

北上山地は、先古第三紀の付加体や花崗岩類など比較的硬い岩石で構成され、起伏が比較的小さいことや、豪雨や豪雪がさほど多くない気候と相まって、大規模な土砂災害の記録は少ない（今村，2020）。ただし、隣接地域では近現代に本図幅地域と類似した地形地質条件の場で土砂災害が発生した記録が残されている。

1947年9月の台風第9号（カスリン台風）と翌1948年9月の台風21号（アイオン台風）は、ともに北上川流域に甚大な土砂災害・洪水災害を発生させた。特に後者は、本図幅地域南隣の早池峰山周辺の斜面で表層崩壊を多発させ、その総面積は126.5haに達した（村井，1952）。これらの台風時に発生した表層崩壊の多くは森林限界付近から発生し、崩壊に関与した岩屑の厚さは1～2m程度であった（田村，1997；川村ほか，2013）。また、崩壊発生地点はほとんどの場合、蛇紋岩分布地域である（村井，1952；小貫，1981）。また、これらの台風によって表層崩壊を発生させた斜面には山頂緩斜面堆積物が広く分布しており、これが崩壊の素因となつたと考えられている（田村，1997）。

2016年8月の台風10号は、おもとがわ小本川流域を中心とする北上山地東部地域に土砂災害を発生させた。この台風に伴って、東隣の大川図幅地域の岩泉町大川地区で、花崗岩類をその風化層（マサ土）が覆って分布する急斜面が、長さ60m、幅20m、深さ1mにわたって表層崩壊を引き起こした（井良沢ほか，2017）。井良沢ほか（2017）は、古い空中写真の判読から、この崩壊は以前に生じた崩壊跡地に残存していた残土が流出したものと判断している。一方、花崗岩類以外の先古第三系が分布する斜面では山腹斜面の崩壊は少なく、その規模も小さい。また、溪床に堆積していた土砂が大量に再移動して、比較的細粒な砂礫からなる土石流ないし土砂流が多発した例もある（例えば、井良沢ほか，2017；岡本・阿部，2019）。このような土砂移動を生じさせた素因として、①周水河作用によって生産された斜面堆積物（山頂緩斜面堆積物・山麓緩斜面堆積物・扇状地状堆積物）が後氷期の土砂移動によって再移動し、溪岸に厚く堆積していたこと（井良沢ほか，2017）、②山腹斜面を覆う表土層は薄く（岡本ほか，2017）、低透水性の先古第三系基盤岩が斜面直下に露出するため、雨水が斜面から溪流に速やかに流出する傾向があり、強雨時には溪流で水位が急上昇しやすいこと（岡本・阿部，2019）が挙げられる（第13.3図）。



第13.3図 推定される北上山地東部の土砂災害発生プロセス  
岡本・阿部（2019）を引用、一部改変。

#### 13.3.2 地すべり地形と地すべり移動体

本図幅地域には、数は多くないが、外山高原周辺の標高の高い地域には地すべり地形・堆積物が存在し、特に外山高原とその周辺の相対的に起伏の大きな斜面では最終氷期後期以降に滑動したと考えられるものがある。一方で、開析山地の標高の低い地域には地すべり地形は認められない。このことから、当地の地すべりは先古第三紀の基盤岩ではなく山頂緩斜面堆積物など周水河性の未固結堆積物を移動体としている可能性がある。地すべりの規模や運動様式は、移動体やすべり面の物性と深く関係しており、当地の地すべりに伴う土砂移動現象の把握にあたっては、地下地質調査を含めた検討が望まれる。

#### 13.3.3 土砂災害ポテンシャル

先述のとおり、20世紀後半以降の周辺地域の土砂災害では、周水河作用によって形成された未固結層が強雨に伴って土石流・土砂流として再移動して土砂災害を引き起こした例が知られている。本図幅地域では、標高の高い地域には山頂緩斜面堆積物、その下方斜面には最大で10m以上の厚さの山麓緩斜面堆積物・扇状地状緩斜面

堆積物，という未固結堆積物が広範囲で斜面を覆って分布する。また，所によって河川流路沿いに 10 m 以上の厚さの段丘堆積物（下位（新期）段丘堆積物）が河床近くまで分布している。

当地のような比較的起伏の小さな山地では，これら第四紀後期の堆積物が土石流などの形で移動することは比較的まれと考えられてきたが，強雨時に不安定化し土石流・土砂流となって流下する可能性は否定できない。特に，本図幅地域北西部の北上花崗岩類姫神岩体分布域には粗大な岩塊を含む粗粒な扇状地状緩斜面堆積物（岩塊流堆積物）が比較的急な谷に厚く堆積しており（Matsumoto, 1971），これが土石流災害の素因となる危険性はある。

また，外山川の最上流部（外山ダム湖より上流側）は第四紀後期に丹藤川水系より争奪されたと考えられ，そこでは外山ダム湖湛水以前においては地質学的な時間スケールでみて急激な下刻（河床勾配の低下）が生じていたと考えられる。近年の外山川最上流部における溪岸崩壊の多発は，この下刻作用と関連している可能性がある。

#### 13.4 環境地質

北上山地は積雪が少ないため，特に冬季の稜線には風を遮るものがなく，一度植生が破壊されると，植生が回復しにくい環境にある。このような環境下で何らかの原因によって植被が失われ岩礫が露出したまま植生が回復

しないことを「風衝荒廃」と呼ぶ。本図幅の外山高原など北上山地の稜線周辺は，森林伐採や放牧など人為的な植生破壊も加わり，広範囲でこの風衝荒廃が生じている（村井, 2012）。

本図幅地域においては外山高原の山稜の広い範囲に未固結の角礫を主体とする山頂緩斜面堆積物が分布する。植生が保たれた状態では，山頂緩斜面堆積物はテフラやテフリックレスといった風成の細粒堆積物に覆われて安定しているが，植生が失われ斜面が裸地化すると，細粒堆積物は風食（小疇・澤口, 1988）や凍上（大丸, 2018）によって浸食され，角礫層が地表に露出し，植生は復活しにくくなる（小疇・澤口, 1988）。特に風上側の西斜面（風衝斜面）を中心として積雪の少ない斜面では，晩冬～初春にかけての強風と地面の凍結・融解に伴って地表に露出した礫は，斜面下方にクリープ的に移動する（澤口, 1987；澤口・小疇, 1998）。この物質移動は更に植生の復活を妨げ，礫の露出した荒廃地は拡大する悪循環を生み出す（小疇・澤口, 1988；大丸, 2018）。

このような風衝荒廃をもたらす要因として，大丸（2018）は，①凍上しやすい細粒テフリックレスからなる表層土壌が分布すること，②特に戦後大規模に行われた森林開発や放牧などに伴って土壌層を保護する植生が破壊されたこと，③冬季における寒冷・強風にさらされたことを挙げている。長期にわたって溪流保護や緑化工などの対策事業が行われてきたが，21世紀初頭の段階でもなお荒廃地が残存している（村井, 2012）。

## 文 献

- Chinzei, K. (1966) Younger Tertiary geology of the Mabechi River Valley, Northeast Japan. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Section II*, **16**, 161–208.
- 地質調査所編 (1955) 日本鉱産誌 I-a. 工業技術院地質調査所, 253p.
- 大丸裕武 (2018) 表層物質の分布にもとづく山地荒廃の予測可能性について—ハゲ山荒廃と風衝荒廃の事例から—. *水利科学*, **62**, 70–83.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, **7**, 182–187.
- 土井宣夫 (1984) 岩手火山, 篠ヶ森火砕流と雪浦降下軽石について. *地質学雑誌*, **90**, 117–120.
- 土井宣夫 (1991) 岩手火山, 雪浦降下軽石と生出黒色火山灰の噴出源について. 中川久夫教授退官記念地質学論文集, 13–22.
- 土井宣夫 (1999) 岩手山の縄文時代以降の噴火史. *月刊地球*, **21**, 257–263.
- 土井宣夫 (2000) 岩手山の地質—火山灰が語る噴火史—. 滝沢村文化財調査報告書第 32 集, 岩手県滝沢村教育委員会, 234p.
- 土井宣夫・新井房雄 (1987) 岩手山麓に分布する十和田八戸テフラ. *日本地質学会東北支部会報*, no. 17, 11–13.
- 土井宣夫・川上雄司・大石雅之 (1983) 岩手山麓, 柳沢軽石・五百森泥流の  $^{14}\text{C}$  年代—岩手火山噴出物とそれに関連する堆積物の  $^{14}\text{C}$  年代 (その 1) —. *岩手県立博物館研究報告*, **1**, 29–34.
- 土井宣夫・大石雅之・川上雄司 (1986) 岩手火山, 分火山灰の  $^{14}\text{C}$  年代と完新世の火山活動—岩手火山噴出物とそれに関連する堆積物の  $^{14}\text{C}$  年代—. *岩手県立博物館研究報告*, **4**, 29–38.
- 土井宣夫・越谷 信・本間健一郎 (1998) 岩手県雫石盆地北—西縁部の地質と活断層群の垂直変位量. *活断層研究*, no. 17, 31–42.
- Domitsu, H., Uchida, J., Ogane, K., Dobuchi, N., Sato, T., Ikehara, M., Nishi, H., Hasegawa, S. and Oda, M. (2011) Stratigraphic relationship between the last occurrence of *Neoglobobulimina* and marine isotope stages in the northwest Pacific, D/V Chikyu Expedition 902, Hole C9001C. *Newsletters on Stratigraphy*, **44**, 113–122.
- 永広昌之 (1977) 日誌—気仙沼断層—とくにその性格と構造発達史的意義について—. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 77, 1–37.
- 永広昌之・大上和良 (1990) 阿武隈山地東縁部の松ヶ平変成岩と上部デボン系合ノ沢層の層位関係. *地質学雑誌*, **96**, 537–547.
- 永広昌之・大石雅之 (2003) 早池峰山周辺地域の地質研究史および地質概説. *岩手県博研究報告*, no. 21, 1–14.
- 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*, **47**, 13–21.
- 永広昌之・大石雅之・大上和良・山崎 円・越谷 信・兼子尚知 (1986) 早池峰山自然環境保全地域及び周辺地域の地質 (固結岩類). 早池峰山自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, 57–78.
- 永広昌之・大上和良・蟹澤聰史 (1988) “早池峰構造帯”研究の現状と課題. *地球科学*, **42**, 317–335.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎 (2005) II. 1.1 東北地方, 中・古生界, 概説および構造帯区分. 日本地質増補版編集委員会編, 日本地質増補版, 共立出版, 49–50.
- 永広昌之・山北 聡・高橋 聡・鈴木紀毅 (2008) 安家—久慈地域の北部北上帯ジュラ紀付加体. *地質学雑誌*, **114** 補遺, 121–139.
- 遠藤良二 (1977) 北上川上流部の化石周氷河現象. *日本地理学会予稿集*, no. 12, 22–23.
- Fettes, D. and Desmons, J. (2007) *Metamorphic Rocks, A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 244p.
- 古澤 明 (2003) 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別. *地質学雑誌*, **109**, 1–19.
- 濱野幸治・岩田圭示・川村信人・北上古生層研究グループ (2002) 早池峰帯緑色岩中の赤色チャートから得られた後期デボン紀コノドント年代. *地質学雑誌*, **108**, 114–122.
- 原 郁夫・梅村隼夫 (1979) 松ヶ平・母体変成岩類の時代論. 加納 博教授記念号刊行委員会編, 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 559–578.
- Hara, H., Hirano, M., Kurihara, T., Takahashi, T. and Ueda, H. (2018) Permian arc evolution associated with Panthalassa subduction along the eastern margin of the South China block, based on sandstone provenance and U–Pb detrital zircon ages of the Kurosegawa belt, Southwest Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **151**, 112–130.
- 長谷地質調査事務所編 (1981) 北上川流域地質図・説明書. 長谷地質調査事務所, 307p.
- Higaki, D. (1980) Tephrochronological study of slope deposits in the northeastern Kitakami Mountains. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **30**, 147–156.
- 檜垣大助 (1987) 北上山地中部の斜面物質移動と斜面形成. 第四紀研究, **26**, 27–45.
- Higaki, D. (1988) Chronological study of gentle slope and river terraces in the eastern Kitakami Mountains, northeastern Japan. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **38**, 10–31.
- Higaki, D. (1992) History of morphogenetic environments of the Kitakami Mountains, northeastern Japan, in the Late Quaternary. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **42**, 129–162.
- 檜垣大助・澤口晋一・鎮西清高 (2005) 第 2 章 北上山地と阿武隈山地, 2-1 北上山地の地形. 小池一之・田村俊和・鎮西清

- 高・宮城豊彦編, 日本の地形3 東北. 東京大学出版会, 47–58.
- 広川 治・吉田 尚 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「大迫」および同説明書. 地質調査所, 31p.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: A pilot study. *Radiocarbon*, **49**, 1123–1132.
- 池田重人・志知幸治・岡本 透・大丸裕武 (2011) 北上山地中央部の亜高山帯域における完新世中期以降の植生変遷. 植生史研究, **20**, 71–82.
- 池田幸夫 (1984) 南部北上山地における白亜紀前期の造構作用の研究. 広島大学地学研究報告, **24**, 99–157.
- 今村隆正 (2020) 岩手県の土砂災害の歴史. 水利科学, **64**, 84–104.
- Inoue, K. (1980) Stratigraphy, distribution, mineralogy, and geochemistry of late quaternary tephra erupted from the Akita-Komagatake Volcano, northeastern Japan. *Soil Science and Plant Nutrition*, **26**, 43–61.
- Inoue, K. and Yoshida, M. (1980) Stratigraphy, distribution, mineralogy, and geochemistry of late quaternary tephra erupted from the Iwate and Akita–Yakeyama Volcanoes, northeastern Japan. *Soil Science and Plant Nutrition*, **26**, 149–166.
- Inoue, Y., Hiragata, S., Sase, T., Hosono, M., Morita, S. and Matsuzaki, H. (2011) Using  $^{14}\text{C}$  dating of stable humin fractions to assess upbuilding pedogenesis of a buried Holocene humic soil horizon, Towada volcano, Japan. *Geoderma*, **167–168**, 85–90.
- 井上克弘・金子和己・吉田 稔 (1981) 北上川上流域における後期更新世の周氷河現象と火山灰層序. 第四紀研究, **20**, 61–73.
- 井良沢道也・檜垣大助・小岩直人・高橋未央・岡本 隆・安野雅満・多田信之・中嶋達也・新井瑞穂・落合達也・笠原亮一・齋藤彰朗・佐藤 聡・広瀬伸二・講武 学・佐藤達也・大坪俊介・真壁さくら (2017) 2016 年 8 月 30 日台風 10 号による岩手県岩泉町及び宮古市における土砂災害. 砂防学会誌, **69**, 71–79.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293–305.
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫 (1956) 岩手県の火成岩. 岩手県地質説明書Ⅱ. 岩手県, 1–50.
- Ishizuka, K. Fujiwara, J. and Watanabe, M. (1957) Palynological studies of moors in the deciduous-forest zone in Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Ecological Review*, **14**, 217–228.
- 磯 望 (1973) 西北部北上山地における地形発達. 日本地理学会予稿集, no. 4, 36–37.
- 磯 望 (1974) 北上山地西北部における斜面物質移動. 日本地理学会予稿集, no. 6, 110–111.
- 磯 望 (1976) 岩手山東麓の火山灰層. 日本地理学会予稿集, no. 11, 130–131.
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991) 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑誌, **100**, 697–761.
- Isozaki, Y., Ehiro, M., Nakahata, H., Aoki, K., Sakata, S. and Hirata, T. (2015) Cambrian plutonism in Northeast Japan and its significance for the earliest arc-trench system of proto-Japan: New U–Pb zircon ages of the oldest granitoids in the Kitakami and Ou Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, **108**, 136–149.
- 伊藤順一・濱崎聡志・川辺禎久 (2018) 岩手火山における最近 1 万年間の爆発的噴火履歴の再検討: 水蒸気噴火とマグマ噴火の時空間的関連. 地質学雑誌, **124**, 271–296.
- 岩泉自然調査団 (2008) 岩泉の自然. 岩泉町教育委員会, 89p.
- 岩田修二 (1998) 北上山地での周氷河プロセス研究の特徴. 地質学雑誌, **19**, 265–271.
- 岩手放送百科事典発行本部編 (1998) 新版岩手百科事典. 岩手放送株式会社, 931p.
- 岩手県土木部 (1954) 岩手県地質図 (10 万分の 1), 岩手県.
- 岩手県編 (1970) 土地分類基本調査「外山」(5 万分の 1). 岩手県, 28p.
- 岩手県鉱業会編 (1950) 第三節 岩手郡の鉱山. 岩手県鉱山誌, 127–153.
- 地震調査研究推進本部 (2014) 全国地震動予測地図 2014 年版. [https://www.jishin.go.jp/regional\\_seismicity/rs\\_katsudanso/f101\\_hanawa-higashi/](https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/f101_hanawa-higashi/) (閲覧日: 2023 年 8 月 1 日)
- 香川幹一 (1933) 日本の地形. 古今書院, 230p.
- 梶田侑弥・末岡 茂・福田将真・長谷部徳子・田村明弘・森下知晃・Barry, K.・田上高広 (2020) 熱年代学を用いた北上・阿武隈山地における熱史と削剥史の推定. 日本地球惑星科学連合大会予稿集, SCG59-P01.
- 神戸信和・島津光夫 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「気仙沼釜石」及び同説明書. 地質調査所, 73p.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩体岩にみられる帯磁率の広域的变化. 岩石鉱物鉱床学会誌, **68**, 211–224.
- 蟹澤聡史・片田正人 (1988) 北上山地の前期白亜紀火成活動の特徴. 地球科学, **42**, 220–236.
- 加納 博 (1971) 北上山地の薄布式礫岩(総括) – 含花崗岩質礫岩の研究(その 22) –. 地質学雑誌, **77**, 415–440.
- 片田正人 (1974) 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. 地質調査所編, 北上山地の白亜紀花崗岩類 – 岩石記載と帯状配列 –, 地質調査所報告, no. 251, 121–123.
- 片田正人・金谷 弘 (1980) 北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について. 岩石鉱物鉱床学会誌, **53**, 173–185.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹澤聡史・小野千恵子・吉井守正 (1971) 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分. 岩鉱, **65**, 230–245.
- 片田正人・高橋一男・藤原郁夫 (1991a) 北上山地北西部の姫神深成岩の岩石記載. 岩鉱, **86**, 91–99.
- 片田正人・金谷 弘・大貫 仁 (1991b) 北上山地北西部の姫神深成岩のマグマ分化作用. 岩鉱, **86**, 100–111.
- Kawamura, M., Uchino, T., Gouzu, C. and Hyodo, H. (2007)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the high-P/T schists obtained from the Nedamo Terrane, Northeast Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **113**, 492–499.
- 川村信人・北上古生層研究グループ (1988) 早池峰構造帯の地質

- 学的諸問題. 地球科学, **42**, 371–378.
- 川村信人・内野隆之・北上古生層研究グループ (1999) “早池峰帯”の岩相構成と内部構造. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 179.
- 川村寿郎・井龍康文・川村信人・町山栄章・吉田孝紀 (1996) 南部北上古生界標準層序と“早池峰構造帯”. 日本地質学会第103年学術大会見学旅行案内書, 59–97.
- 川村寿郎・内野隆之・川村信人・吉田孝紀・中川 充・永田秀尚 (2013) 早池峰山地の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 101p.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩のK-Ar dating (II) – 北上山地の花崗岩類 –. 岩石鉱物鉱床学会誌, **53**, 143–154.
- 建設技術者のための東北地方の地質編集委員会 (2006) 建設技術者のための東北地方の地質, 東北地方デジタル地質図, 東北建設協会.
- 菊池強一・松垣大助・吉永秀一郎 (1981) 北上山地東部に分布する縄文前期火山灰について. 東北地理, **33**, 57–58.
- 小疇 尚・澤口晋一 (1988) 人為が招いた氷期の景観 – 北上山地の荒廃裸地 –. 科学, **58**, 548–556.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing of the origin of the Japanese Islands. *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo, Section 2*, **5**, 219–578.
- 小池一之・町田 洋 (2001) 日本列島の地殻変動特性. 小池一之・町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 97–105.
- 小岩直人・柴 正敏・葛西優貴 (2007) 青森県屏風山砂丘地帯, 館岡層中の十和田大不動テフラのAMS <sup>14</sup>C年代. 第四紀研究, **46**, 437–441.
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D. and Wallis, S. (2014) A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, **23**, 33–50.
- 工藤 崇・内野隆之 (2021) 岩手県盛岡市薮川, 大石川沿いで確認された十和田大不動テフラ. 地質調査研究報告, **72**, 129–138.
- 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志 (2019) 十和田湖地域の地質. 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, 192p
- Kuwahara, Y., Fujinaga, K., Nozaki, T., Ohta, J., Yano, M., Yasukawa, K., Nakamura, K. and Kato, Y. (2022) Iron deposition during recovery from Late Devonian oceanic anoxia: Implications of the geochemistry of the Kawame ferromanganese deposit, Nedamo Belt, Northeast Japan. *Global and Planetary Change*, **216**, 103920. doi:10.1016/j.gloplacha.2022.103920
- Le Maitre (2002) *Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms. 2nd Edition*. Cambridge University Press, 236p.
- Li, Y. and Takeuchi, M. (2022) U–Pb dating of detrital zircon from Permian successions of the South Kitakami Belt, Northeast Japan: Clues to the paleogeography of the belt. *Island Arc*, **31**, e12435. doi:10.1111/iar.12435
- 町田 洋・新井房雄 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・鎮西清高 (2001) 日本の地形発達史. 米倉伸之・貝塚 爽平・野上道男・鎮西清高編, 日本の地形1総説, 東京大学出版会, 297–322.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, **26**, 129–145.
- 町田瑞男・大上知良・土井宣夫・畑村政行 (1987) 岩手山麓に分布する洪民溶結凝灰岩の火山灰層序とフィッシュン・トラック年代. 埼玉県立自然史博物館研究報告, **5**, 49–58.
- 前川寛和 (1981) 北上山地南西部母体層群の地質. 地質学雑誌, **87**, 543–554.
- 前川寛和 (1988) 東北日本の低温高压型変成岩類 – 母体-松ヶ平帯 –. 地球科学, **42**, 212–219.
- 増田紘一・大貫 仁・千葉とき子 (1965) 北上山地, 姫神花崗岩質岩体について. 岩石鉱物鉱床学会誌, **54**, 62–75.
- 松本繁樹 (1967) 北上山地・姫神岳付近のBlockströme. 静岡大学教育学部研究報告 (自然科学篇), **18**, 65–83.
- Matsumoto, S. (1971) Block streams in the Kitakami Mountains – with special reference to the Himekami area –. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **21**, 221–235.
- 松岡 篤 (1988) 北部北上帯 (狭義) よりジュラ紀古世放射虫化石の発見. 地球科学, **42**, 104–106.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, **104**, 634–653.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N. and Komatsubara, J. (2014) Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, **23**, 63–79.
- Matsu'ura, T., Komatsubara, J. and Ahagon, N. (2018) Using late and middle Pleistocene tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy to refine age models of holes ODP 1150A and ODP 1151C, NW Pacific Ocean: A cross-check between tephrostratigraphy and biostratigraphy. *Quaternary Geochronology*, **47**, 29–53.
- 湊 正雄 (1950) 北上山地の地質. 地団研専報, no. 5, 1–28.
- 箕浦幸治 (1983) 北上北帯の地質. 月刊地球, **5**, 480–487.
- 三浦 修 (1998) 北上山地における最終氷期最盛期～晩氷期の直性と環境の復元. 地形, **19**, 193–208.
- Miura, T., Yamanaka, M., Yonebayashi, C., Higaki, D. and Sugawara, K. (1992) Palunological and paleoecological significance of fossil spore of *Selaginella selaginoides* in the latest Pleistocene from the Tohoku district, Japan. *Ecological Review*, **22**, 145–157.
- 宮下 敦・八木公史・板谷徹丸 (2020) 母体-松ヶ平帯山上変成岩類のフェンジャイトK-Ar年代: 蓮華変成岩類の東北日本弧への延長の可能性. 地質学雑誌, **126**, 85–93.
- Mori, K., Okami, K. and Ehiro, M. (1992) Paleozoic and Mesozoic sequences in the Kitakami Mountains (29th IGC Field Trip A05). In Adachi M. and Suzuki K., eds., *29th IGC Field Trip Guide Book, 1, Paleozoic and Mesozoic Terranes: Basement of*

- the Japanese Island Arcs*, 81–114. Nagoya University, Japan.
- 守屋資郎 (1970) 北部北上山地よりアルカリ角閃石の発見. 岩石鉱物鉱床学会誌, **64**, 104–105.
- Moriya, S. (1972) Low-grade metamorphic rocks of the northern Kitakami Mountainland. *The Science Reports of the Tohoku University, Series 3*, **11**, 239–282.
- 村井 宏 (2012) 治山事業百年 – 北上山地荒廃地の復旧治山事業の成果 –. 水利科学, **323**, 1–10.
- 村井貞允 (1952) 岩手県に於ける水害と地形地質との関係に就いて. 岩手大学工学部研究報告, **4**, 78–90.
- 村井貞允・大上和良・工藤春男 (1983) 岩手県における珪石資源調査報告書. 岩手県商工労働部鉱工業課, 13p.
- Muto, S., Ito, T. and Murayama, M. (2023) Geology and accretionary age of the Otori Unit, North Kitakami Belt. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **74**, 1–40.
- 中江 訓 (2000) 付加複合体の区別法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no. 55, 1–15.
- Nakae, S. and Kurihara, T. (2011) Direct age determination for an Upper Permian accretionary complex (Kirinai Formation), Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Palaeoworld*, **20**, 146–157.
- 中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇 (2021) 陸中関地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 137p.
- 中川久夫・石田琢二・佐藤二郎・松山 力・七崎 修 (1963) 北上川上流域の第四系および地形. 地質学雑誌, **69**, 163–171.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, 7–18.
- 中村 純・石塚和雄 (1958) 岩手県外山湿原の花分析. 第 5 回日本生態学会大会講演要旨, 13.
- Nakamura, Y. (1963) Base levels of erosion in the central part of the Kitakami mountainland. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **12**, 85–109.
- Nakata, T. (1976) Quaternary tectonic movements in central Tohoku district, northeastern Japan. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **26**, 213–239.
- 中田 高 (1996) 島弧断面の地形からみた日本列島の地殻変動. 藤原健蔵編「地形学のフロンティア」, 大明堂, 147–174.
- 南部松夫 (1980) 北上山地の層状マンガン鉱床ならびに層状含マンガン鉄鉱床の成因とその問題点について. 鉱山地質, **30**, 323–343.
- 南部松夫・谷田勝俊 (1964) 本邦産 cryptomelane-hollandite 系鉱物について. 日本鉱業会誌, **80**, 753–755.
- 南部松夫・谷田勝俊・及川昭四郎・熊谷 進・名須川定男 (1973) 北上山地のマンガン鉱床 II. 岩手県, 日本規格協会 (2019a) JIS A 0204: 地質図 – 記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示, 126p.
- 日本規格協会 (2019b) JIS A 0205: ベクトル数値地質図 – 品質要求事項及び主題属性コード, 192p.
- 日本金山誌編纂委員会編 (1992) 日本金山誌 第 3 編東北. 資源・素材学会, 222p.
- 西岡芳晴・吉川敏之 (2004) 綾里地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 49p.
- 野崎達生・中村謙太郎・藤永公一郎・森口恵美・加藤泰浩 (2004) 東北日本, 早池峰帯の海洋地殻断片とそれに伴う層状含マンガン鉄鉱床の地球科学. 資源地質, **54**, 77–89.
- Ohkawa, M., Takeuchi, M., Yuaxiao, L., Saitoh, S. and Yamamoto, K. (2021) Paleogeography and tectonic evolution of a late Paleozoic to earliest Mesozoic magmatic arc in East Asia based on U–Pb ages of detrital zircons from the Early Triassic Shingai Unit, Kurosegawa Belt, Southwest Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **212**, 104724. doi: 10.1016/j.jseas.2021.104724
- 大池昭二・中川久夫・七崎 修・松山 力・米倉伸之 (1966) 馬淵川中・下流沿岸の段丘と火山灰. 第四紀研究, **5**, 29–35.
- 大石雅之・吉田裕生 (1998) 北上低地帯中流域の鮮新・更新統のフィッシュン・トラック年代. 北上低地帯の鮮新・更新統の地質と年代, 岩手県立博物館調査研究報告書第 14 冊, 55–59.
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男・柳沢幸夫・杉山了三 (1996) 北上低地帯西縁に分布する鮮新・更新統の地質と年代: いわゆる“本畑層”の再検討. 地質学雑誌, **102**, 330–345.
- 大上和良・土井宣夫 (1978) 北部北上低地帯の鮮新・更新統の層序について. 岩手大学工学部研究報告, **31**, 63–79.
- 大上和良・永広昌之 (1988) 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に関する研究の総括と現状. 地球科学, **42**, 187–201.
- 大上和良・畑村政行・土井宣夫 (1980) 北部北上低地帯の鮮新・更新統の層序について (その 2). 岩手大学工学部研究報告, **33**, 53–73.
- 大上和良・永広昌之・大石雅之 (1986) 南部北上山地北縁部の中・下部古生界と“早池峰構造帯”の形成. 北村 信教授記念地質論文集, 313–330.
- 岡本 隆・阿部俊夫 (2019) 平成 28 年台風 10 号豪雨によって北上山地東部で発生した土砂災害. 水利科学, **63**, 109–122.
- 岡本 隆・阿部俊夫・大丸裕武・岡田康彦 (2017) 平成 28 年台風第 10 号豪雨により岩手県内で発生した土砂災害の要因に関する検討. 東北森林科学会誌, **22**, 43–48.
- 大川泰幸・折橋裕二・小原北士・高地吉一・藤本辰彦・川越雄太・森田祥子・横川実和・大藤 茂 (2013) 碎屑性ジルコンの年代分布から見た, 東北日本の三疊系の起源及び近縁性. 日本地球惑星連合 2013 年大会予稿集, SGL41-P10.
- 大貫 仁・柴 正敏・香川浩昭・堀 弘 (1988) 北部北上山地の低温広域変成岩類 I. 区界 – 盛岡地域. 岩鉱, **83**, 495–506.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 II, 1–189, 岩手県.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 69, 1–239.
- 小貫義男 (1981) 第 1 篇 北上山地. 20 万分の 1 北上川流域地質図説明書, 1–223, 長谷地質調査事務所.
- Osaka, M., Aoki, S., Uchino, T. and Fukuyama, M. (2023) Constraint on the spatial distribution of the Early and Middle Jurassic units within the Nakatsugawa Complex of the North Kitakami Belt by detrital zircon U–Pb dating. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **74**, 155–166.

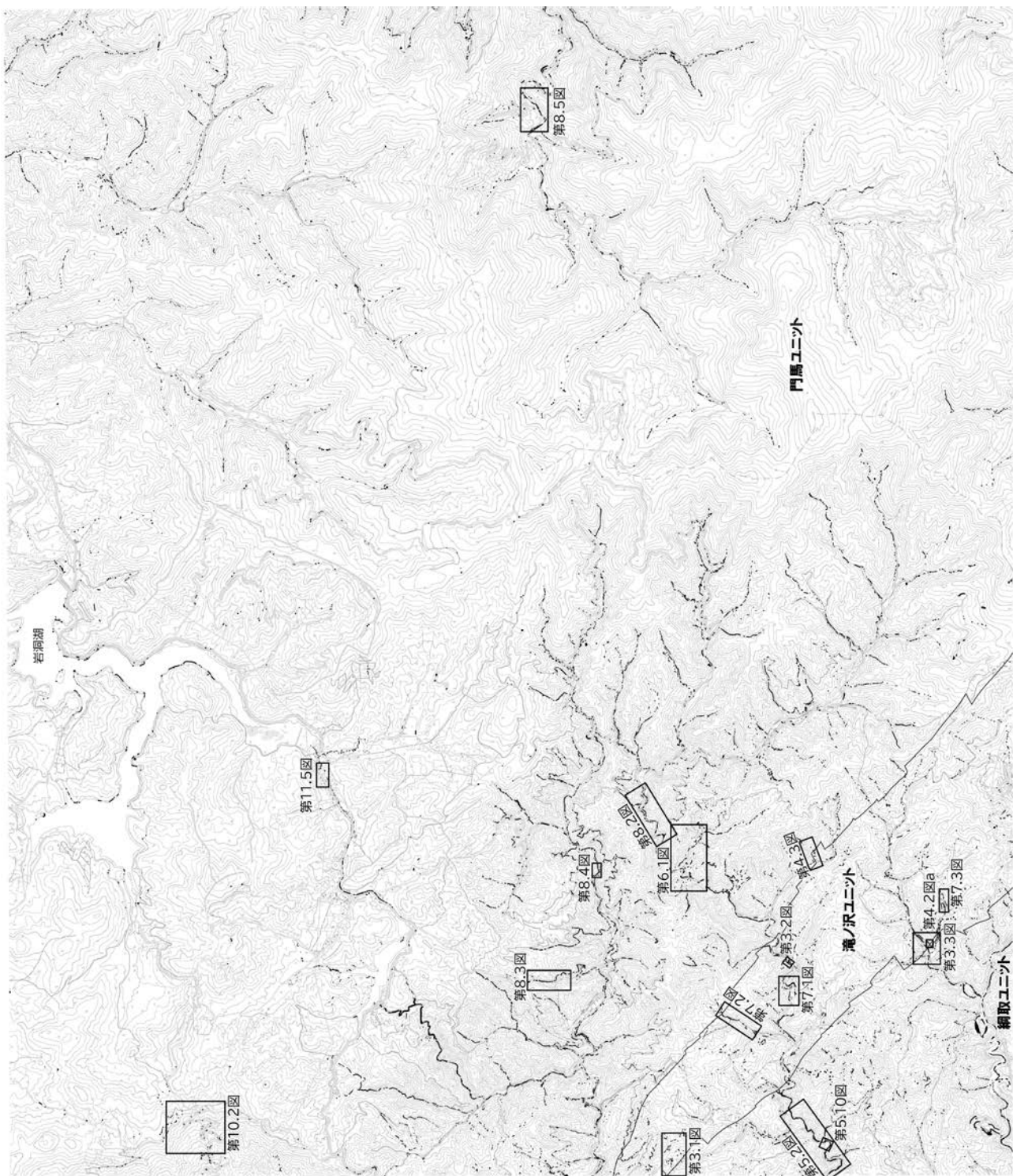
- 大沢正博 (1983) “早池峰構造帯”の地質学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学研究邦文報告, no. 85, 1-30.
- Osozawa, S., Usuki, T., Usuki, M., Wakabayashi, J. and Jahn, B.-M. (2019) Trace elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and U-Pb ages for the Kitakami adakitic plutons: Insights into interactions with the early Cretaceous TRT triple junction offshore Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **184**, 103968. doi:10.1016/j.jseas.2019.103968
- 大藤 茂・佐々木みぎわ (2003) 北部北上帯堆積岩複合体の地質体区分と広域対比. 地学雑誌, **112**, 406-410.
- 大和栄次郎 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「土淵」および同説明書. 19p.
- Ozawa, K. (1984) Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **90**, 697-716.
- Ozawa, K. (1988) Ultramafic tectonite of the Miyamori ophiolitic in the Kitakami Mountains, Northeast Japan: hydrous upper mantle in an island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 159-175.
- Ozawa, K. (1990) Origin of Miyamori ophiolitic complex, northeast Japan:  $TiO_2/K_2O$  of amphibole and  $TiO_2/Na_2O$  of clinopyroxene as discriminants for the tectonic setting of ophiolites. In Malpas J., Moores E. M., Panayiotou A. and Xenophontos C., eds., *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues. Proceeding of the Symposium "Troodos 1987"*, 485-495, Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Natural Resources Nicosia, Cyprus.
- Ozawa, K. (1994) Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: Evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori ophiolite complex, northeastern Japan. *Journal of Petrology*, **35**, 647-678.
- Ozawa, K. and Shimizu, N. (1995) Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 22315-22335.
- 小沢一仁・柴田 賢・内海 茂 (1988) 北上山地宮守超苦鉄質岩体の斑れい岩類に含まれる角閃石の K-Ar 年代. 岩鉱, **83**, 150-159.
- 小澤一仁・前川寛和・石渡 明 (2013) オルドビス紀-デボン紀島弧系の復元と発達過程: 岩手県早池峰宮守オフィオライトと母体高圧変成岩類. 地質学雑誌, **119** 補遺, 134-153.
- Pastor-Galán, D., Spencer, C. J., Furukawa, T. and Tsujimori, T. (2021) Evidence for crustal removal, tectonic erosion and flare-ups from the Japanese evolving forearc sediment provenance. *Earth and Planetary Science Letters*, **564**, 116893. doi:10.1016/j.epsl.2021.116893
- Reimer, P., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**. doi:10.1017/RDC.2020.41
- 西城 潔 (1987) 馬淵川上流部の段丘地形. 東北地理, **39**, 170-176.
- 阪野 優 (1971) 北上山地・外山高原の周水河地形. 東北地理, **23**, 18-22.
- 産総研地質調査総合センター編 (2005) 20 万分の 1 日本シームレス地質図.
- 佐々木 優・大月義徳 (2021) 北上山地北部のテフラ層序, および山麓緩斜面と下部~中部更新統白柘層との関係. 季刊地理学, **73**, 207-208.
- 澤口晋一 (1984) 北上山地北部における晩氷期以降の化石周水河現象. 東北地理, **36**, 240-246.
- 澤口晋一 (1987) 北上山地山稜部の裸地における凍結・融解による斜面物質移動. 地理学評論, **60**, 795-813.
- 澤口晋一・小疇 尚 (1998) 北上山地山稜部における斜面物質移動と凍上に関する野外実験. 地形, **19**, 221-242
- Shiba, M., Onuki, H. and Kosaka, N. (1984) Notes on petrography and rock-forming mineralogy (15): Relics of magnesioriebeckite and stilpnomelane in matabasites from the Kuzumaki area, northern Kitakami Mountains. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **79**, 81-87.
- 柴田 賢 (1973) 氷上花崗岩および薄布花崗岩礫の K-Ar 年代. 地質学雑誌, **79**, 705-707.
- Shibata, K. and Ozawa, K. (1992) Ordovician arc ophiolite, the Hayachine and Miyamori complexes, Kitakami Mountains, Northeast Japan: isotopic ages and geochemistry. *Geochemical Journal*, **26**, 85-97.
- Shibata, K., Kaneoka, I. and Uchiumi, S. (1994)  $^{40}Ar/^{39}Ar$  analysis of K-feldspars from Cretaceous granitic rocks in Japan: Significance of perthitization in Ar loss. *Chemical Geology*, **115**, 297-306.
- 島津光夫・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.
- 下條将徳・大藤 茂・柳井修一・平田岳史・丸山茂徳 (2010) 南部北上帯古期岩類の LA-ICP-MS U-Pb ジルコン年代. 地学雑誌, **119**, 257-269.
- 早田 勉 (1989) テフクロクロノロジーによる前期旧石器時代遺物包含層の検討-仙台平野北部の遺跡を中心に-. 第四紀研究, **28**, 269-282.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letter*, **36**, 359-362.
- 須藤 茂 (1982) 玉川溶結凝灰岩及びその周辺の類似岩の K-Ar 年代. 日本地熱学会誌, **4**, 159-170.
- 須藤 茂 (1987) 仙岩地熱地域の珪長質大規模火砕堆積物-玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩-. 地質調査所報告, no. 266, 77-142.

- 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研究邦文報告, no. 74, 97-109.
- 杉山了三(1998)北上低地帯, 夏油川周辺の鮮新・更新統の花粉化石. 岩手県立博物館編, 北上低地帯の鮮新・更新統の地質と年代. 岩手県立博物館調査研究報告書第14冊, 37-42.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication, no. 42, 313-345.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T. (2007) Geology of the Kuzumaki-Kamaishi Subbelt of the North Kitakami Belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai-Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bulletin of Tohoku University Museum*, no. 6, 103-174.
- 橋 行一(1969)岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩(その1). 岩手大学教育学部研究年報, **29**, 45-52.
- 橋 行一(1970)岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩(その2) - 特に噴出時期に関して-. 岩手大学教育学部研究年報, **30**, 101-109.
- 橋 行一(1971)岩手火山東方地域の試錐孔の溶結凝灰岩とその噴出起原. 岩手大学教育学部研究年報, **31**, 37-50.
- 橋 行一(1975)北上山地北部, 岩手町沼宮内東部の北山形附近に分布する溶結凝灰岩層と日神子深成岩体について. 岩手大学教育学部研究年報, **35**, 181-193.
- 橋 行一(1977)岩手県北部の洪民溶結凝灰岩(アク石)の<sup>14</sup>C年代と地球磁場の逆転について. 岩手大学教育学部研究年報, **37**, 101-109.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男(1981)日本列島形成の基本的プロセス-プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動-. 科学, **51**, 508-515.
- 高橋維一郎・南部松夫(2003)新岩手県鉱山誌. 東北大学出版会, 316p.
- 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.
- 高橋利彦・佐瀬 隆・細野 衛・奥野 充・中村俊夫(2000)北部北上山地から見いだされた最終氷期の材化石. 植生史研究, **8**, 39-43.
- 竹内 誠・兼子尚知(1996)志津川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 竹内 誠・御子柴(氏家)真澄(2002)千厩地域の地質. 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, 76p.
- Takeuchi, M. and Suzuki, K. (2000) Permian CHIME ages of leucocratic tonalite clasts from Middle Permian Usuginu-type conglomerate in the South Kitakami Terrane, northeastern Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **106**, 812-815.
- 滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人(1984)石巻地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 105p.
- 滝沢文教・鎌田耕太郎・酒井 彰・久保和也(1990)登米地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p.
- Tamanyu, S. and Lanphere, M. A. (1983) Volcanic and geothermal history at Hachimantai geothermal field in Japan -On the basis of K-Ar age-. *Journal of Geological Society of Japan*, **89**, 501-510.
- Tamura, T. (1989) Hillslope tephrochronology in Japan: A chronological review. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, **39**, 138-150.
- 田村俊和(1996)斜面の分類と編年をめぐる研究の展開. 藤原健三編, 地形学のフロンティア, 大明堂, 71-93.
- 田村俊和(1997)なだらかな山地の形成とそこでの暮らし-北上山地と阿武隈山地-. 日本の自然, 地域編2東北, 72-86.
- 田村俊和(1998)多元地形(Polygenetic Landforms)としての北上山地. 地形, **19**, 261-264.
- Tanaka, H. and Tachibana, K. (1979) A geomagnetic reversal in the latest Brunhes epoch discovered at Shibutami, Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, **6**, 38-40.
- 東北地方第四紀研究グループ(1969)東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 15, 37-83.
- 東宮昭彦・宮城磯治(2020)洞爺噴火の年代値. 火山, **65**, 13-18.
- 豊原富士夫・上杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉(1980)北部北上山地-渡島帯の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討(総研A研究成果報告書), 27-36.
- 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: Solid Earth*, **99**, 22205-22220.
- 土谷信高・佐々木 惇(2017)南部北上山地, 神楽複合岩類に伴われる珪長質岩類のジルコンU-Pb年代について. 岩手の地学, no. 47, 46-52.
- 土谷信高・瀬川紀子(1996)北上山地姫神深成岩類におけるK<sub>2</sub>O含有量の多様性とその成因. 岩手大学教育学部研究年報, **56**, 83-112.
- 土谷信高・和田元子・木村純一(1999a)北部北上帯に産する緑色岩類の岩石化学的特徴. 地質学論集, no. 52, 165-179.
- 土谷信高・高橋和恵・木村純一(1999b)北上山地の前期白亜紀深成活動に先行する岩脈類の岩石化学的性質. 地質学論集, no. 53, 111-134.
- Tsuchiya, N., Suzuki, S., Kimura, J. and Kagami, H. (2005) Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami Mountains, Japan. *Lithos*, **79**, 179-206.
- 土谷信高・武田朋代・足立達朗・中野伸彦・小山内康人・足立佳子(2015)北上山地の前期白亜紀アダカイト質火成活動とテクトニクス. 岩石鉱物科学, **44**, 69-90.
- 辻森 樹・八木公史(2014)西南日本に産する高圧変成岩類のK-

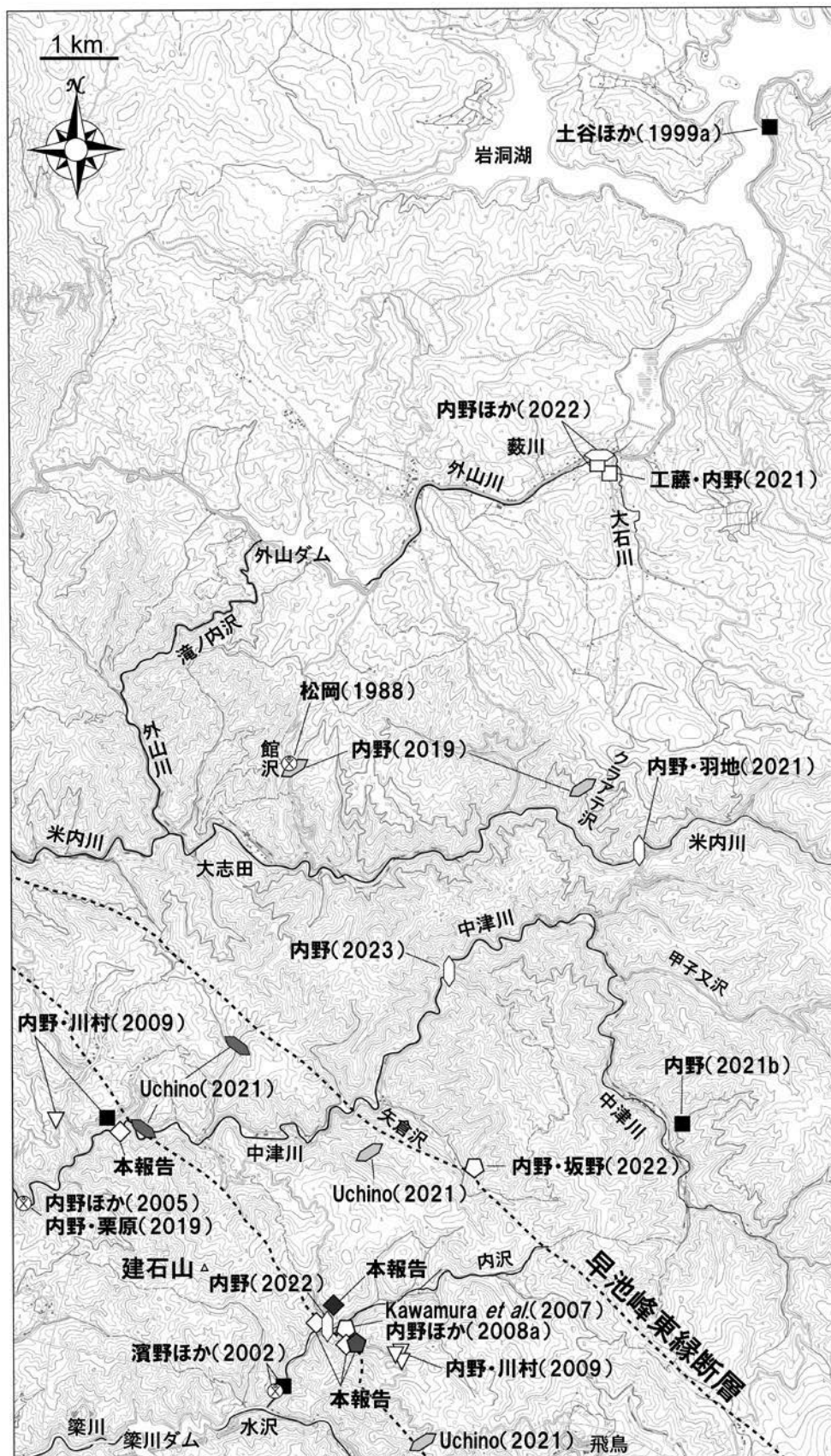


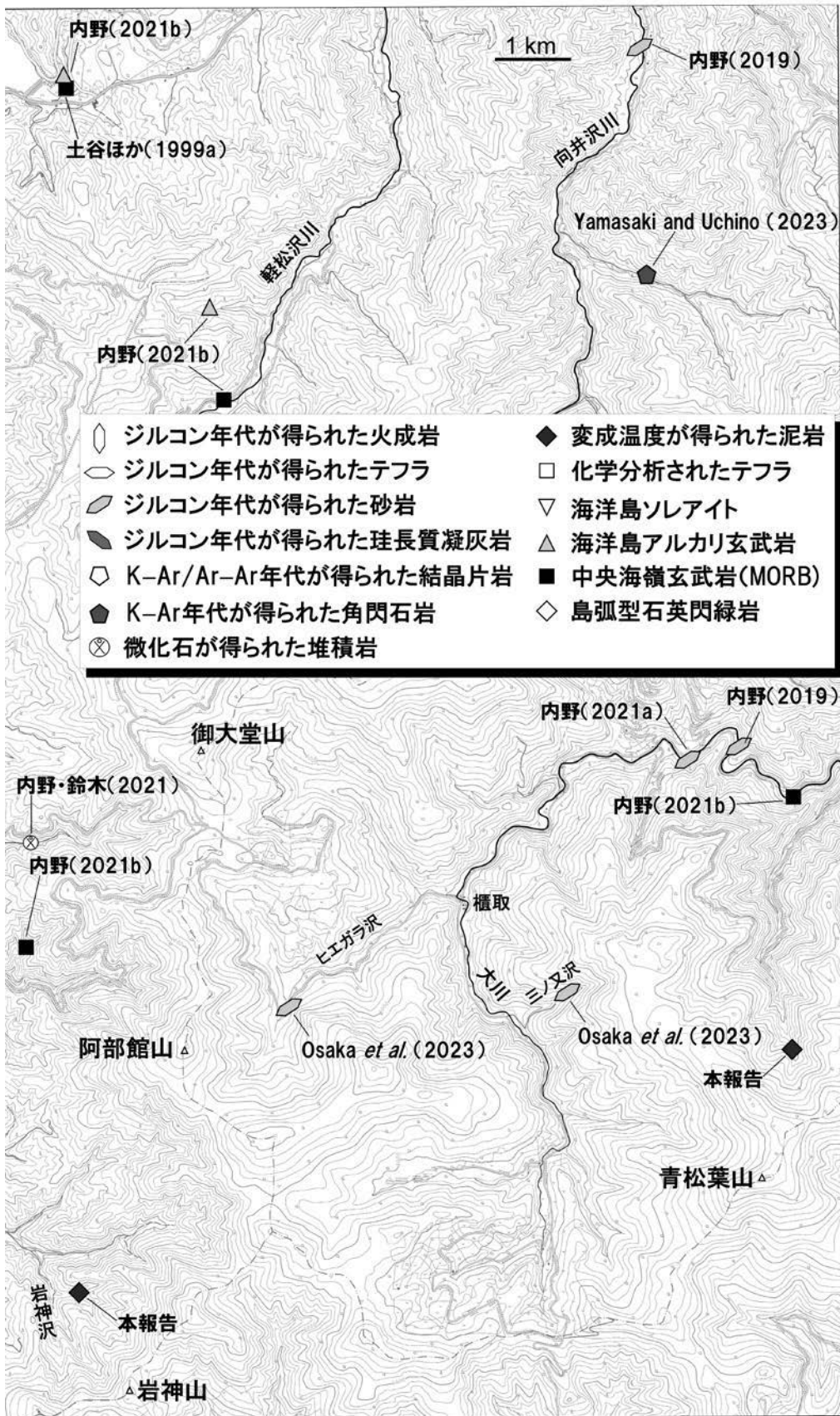
- Ar年代値データベース. 地質技術, no. 4, 29–53.
- 辻森 樹・八木公史 (2015) 東北日本に産する高圧変成岩類のK–Ar年代値データベース:辻森・八木 (2014) の補記. 地質技術, no. 5, 73–76.
- 辻村太郎 (1922) 地形学. 古今書院, 610p.
- 辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪 (2018) 一戸地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 161p.
- 通商産業省 (1960) D盛岡市東部地区. 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編, 未利用鉄資源 第 8 輯, 95–100.
- 通商産業省 (1961) E盛岡地区. 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編, 未利用鉄資源 第 9 輯, 88–97.
- 内野隆之 (2017) 北部北上帯門馬コンプレックスの凝灰質泥岩から得られた後期三畳紀のジルコンU–Pb年代. 地質学雑誌, **123**, 977–982.
- 内野隆之 (2018) 十和田湖西方に分布するジュラ紀付加体の碎屑性ジルコンU–Pb年代. 地質調査研究報告, **69**, 37–46.
- 内野隆之 (2019) 岩手県盛岡地域, 北部北上帯南西縁部に分布するジュラ紀付加体中砂岩の碎屑性ジルコンU–Pb年代. 地質調査研究報告, **70**, 357–372.
- Uchino, T. (2021) Recognition of an Early Triassic accretionary complex in the Nedamo Belt of the Kitakami Massif, Northeast Japan: New evidence for correlation with Southwest Japan. *Island Arc*, **30**, e12397. doi.org/10.1111/iar.12397
- 内野隆之 (2021a) 岩手県岩泉町釜津田の北部北上帯付加体砂岩から得られた中期ジュラ紀ジルコン年代: 大川試料を含む付加体の年代検証. 地質調査研究報告, **72**, 99–107.
- 内野隆之 (2021b) 北部北上帯南西縁部, ジュラ紀付加体中玄武岩の地球化学的特徴と起源. 地質調査研究報告, **72**, 109–118.
- 内野隆之 (2022) 根田茂帯付加体中に挟在する石英閃緑岩岩塊の前期オルドビス紀ジルコン年代. 地質学雑誌, **128**, 191–197.
- 内野隆之 (2023) 北部北上帯ジュラ紀付加体中に産する前期ペルム紀流紋岩とその帰属. 地質調査研究報告, **74**, 77–85.
- 内野隆之・坂野靖行 (2022) 根田茂帯・北部北上帯境界で見出された古生代後期の含ざくろ石低温高圧型結晶片岩とその帰属. 地質学雑誌, **128**, 1–6.
- 内野隆之・羽地俊樹 (2021) 北上山地中西部の中古生代付加体を貫く白亜紀岩脈群の岩相・年代と貫入応力解析から得られた引張場. 地質学雑誌, **127**, 651–666.
- Uchino, T. and Kawamura, M. (2010) Tectonics of an Early Carboniferous forearc inferred from a high-*P/T* schist-bearing conglomerate in the Nedamo Terrane, Northeast Japan. *Island Arc*, **19**, 177–191.
- Uchino, T. and Kawamura, M. (2016) Ordovician backarc-basin metadolerite and metabasalt of the South Kitakami Terrane, Northeast Japan. *Island Arc*, **25**, 274–286.
- 内野隆之・川村信人 (2006) 根田茂帯 (旧“早池峰帯”) から発見された藍閃石を含む苦鉄質片岩とその意義. 地質学雑誌, **112**, 478–481.
- 内野隆之・川村信人 (2009) 根田茂帯緑色岩の化学組成. 地質学雑誌, **115**, 242–247.
- 内野隆之・川村信人 (2010a) 根田茂帯のドレライトから見出されたNa–Ca角閃石の意義. 地質調査研究報告, **61**, 209–216.
- 内野隆之・川村信人 (2010b) 根田茂帯の変玄武岩から見出された藍閃石とその意義. 地質調査研究報告, **61**, 443–450.
- 内野隆之・栗原敏之 (2019) 根田茂帯根田茂コンプレックスの礫岩から見出された中期デボン紀～前期石炭紀放射虫化石. 地質調査研究報告, **70**, 109–115.
- 内野隆之・大藤 茂 (2014) 根田茂帯/北部北上帯境界地帯から得られたペルム紀～三畳紀ジルコンの意義. 日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨, 228.
- Uchino, T. and Suzuki, N. (2020) Late Jurassic radiolarians near U–Pb-dated sandstone of the North Kitakami Belt in the northeastern Shimokita Peninsula, Tohoku, Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **71**, 313–330.
- 内野隆之・鈴木紀毅 (2021) 岩手県盛岡東部, 北部北上帯南西縁部の付加体泥岩中の中生代放射虫化石. 地質調査研究報告, **72**, 119–127.
- 内野隆之・栗原敏之・川村信人 (2005) 早池峰帯から発見された前期石炭紀放射虫化石 – 付加体碎屑岩からの日本最古の化石年代 –. 地質学雑誌, **111**, 249–252.
- 内野隆之・川村信人・郷津知太郎・兵藤博信 (2008a) 根田茂帯礫岩から得られた含ザクロ石泥質片岩礫の白雲母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代. 地質学雑誌, **114**, 314–317.
- 内野隆之・川村信人・川村寿郎 (2008b) 北上山地前期石炭紀付加体「根田茂帯」の構成岩相と根田茂帯・南部北上帯境界. 地質学雑誌, **114** 補遺, 141–157.
- 内野隆之・工藤 崇・古澤 明・岩野英樹・檀原 徹・小松原 琢 (2022) 北上山地中西部, 盛岡市藪川地域の外山高原で見出されたチバニアン期後半のテフラ. 地質調査研究報告, **73**, 67–85.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢 (1990) K–Ar年代測定結果 – 3 – 地質調査所未公表資料 –. 地質調査所月報, **41**, 567–575.
- Ueda, H., Kimura, S., Saito, T., Takano, Y., Iizuka, N. and Orihashi, Y. (2018) Material recycling in a sediment-starved trench recorded in the Early Cretaceous Shiriya accretionary complex, Northeast Japan. *Island Arc*, **27**, e12272. doi:10.1111/iar.12272
- 和知 剛・土井宣夫・越谷 信 (1997) 秋田駒ヶ岳のテフラ層序と噴火活動. 火山, **42**, 17–34.
- 渡邊萬次郎 (1950) 北上山地の火成活動. 地団研専報, no. 4, 1–23.
- 渡辺満久 (1986) 北上河谷北部における段丘面の交差. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 16, 94–95.
- 山路 敦・本間健一郎・越谷 信 (2022) 大島造山末期 (前期白亜紀中頃) の北上地域は伸張応力場だったのか? 地質学雑誌, **128**, 167–172.
- 山北 聡 (1998) 四国西部北部秩父帯のナップ構造の再検討. 地質学雑誌, **104**, 578–589.
- 山中三男 (1978) 東北地方の第四紀堆積物の花粉分析 Ⅲ. 北上山地, 蛇塚湿原. 吉岡邦二博士追悼論文集出版委員会編, 吉岡邦二博士追悼植物生態論集, 東北植物生態談話会, 489–498.

- 山根新次 (1915) 20 万分の 1「盛岡地質図幅」および「盛岡図幅地質説明書」. 地質調査所, 115p.
- 山根新次 (1917) 北上山地の地貌と残丘 (雑報). 地学雑誌, **29**, 64-65.
- Yamasaki, T. and Uchino, T. (2023) Assimilation of lower-crustal dunite xenoliths into adakite-related felsic magma: New insights into the production of bajaitic high-Mg andesites. *Journal of Asian Earth Sciences*, **249**, 105613. doi:10.1016/j.jseas.2023.105613
- 山谷孝一・仙石鉄也 (1976) 北上山地準平原土壌に関する研究 (Ⅸ) 北上山地北部における地形開析と土壌携帯の変化. 日本林学会誌, **58**, 338-346.
- 山崎 円 (1985) “早池峰構造帯”の地質構造 - 盛岡市東部を例として -. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, 517.
- 吉田鎮男 (1981) チャートラミナイト: 岩石学的記載と本邦地向斜における産状. 地質学雑誌, **87**, 131-141.
- 吉田 尚 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「釜石」及び同説明書. 地質調査所, 26p.
- 吉田 尚 (1975) 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研専報, **19**, 103-114.
- 吉田 尚・片田正人 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「大槌・霞露岳」および同説明書. 地質調査所, 30p.
- 吉田 尚・片田正人 (1984) 宮古地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 45p.
- 吉田 尚・大沢 穠・片田正人・中井順二 (1984) 20 万分の 1 地質図幅「盛岡」. 地質調査所.
- 吉田 尚・吉井守正・片田正人・田中啓策・坂本 亨・佐藤博之 (1987) 陸中大野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 70p.
- 吉井守正・片田正人 (1974) II. 北部北上山地の花崗岩類. 地質調査所編, 北上山地の白亜紀花崗岩類 - 岩石記載と帯状配列 -, 地質調査所報告, no. 251, 8-25.
- Yoshikawa, M. and Ozawa, K. (2007) Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systematics of the Hayachine-Miyamori ophiolitic complex: Melt generation process in the mantle wedge beneath an Ordovician island arc. *Gondwana Research*, **11**, 234-246.
- Yoshikawa, M., Suzuki, K., Shibata, T. and Ozawa, K. (2012) Geochemical and Os isotopic characteristics of a fresh harzburgite in the Hayachine-Miyamori ophiolite: Evidence for melting under influx of carbonate-rich silicate melt in an infant arc environment. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **107**, 250-255.
- 吉永秀一郎・三浦 修 (1998) 特集「北上山地における地形形成と周氷河地形の形成プロセス」によせて. 地形, **19**, 191-192.

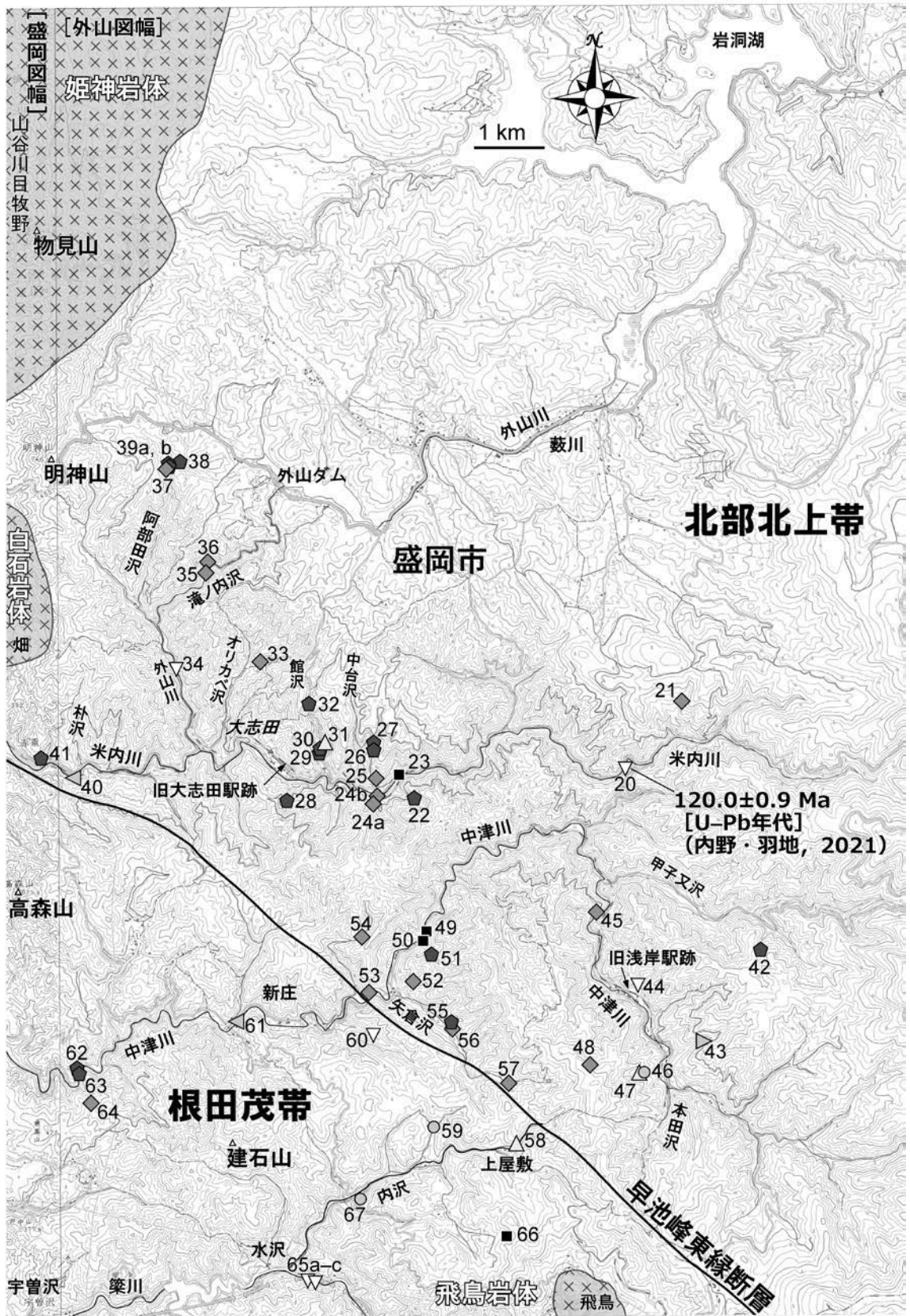


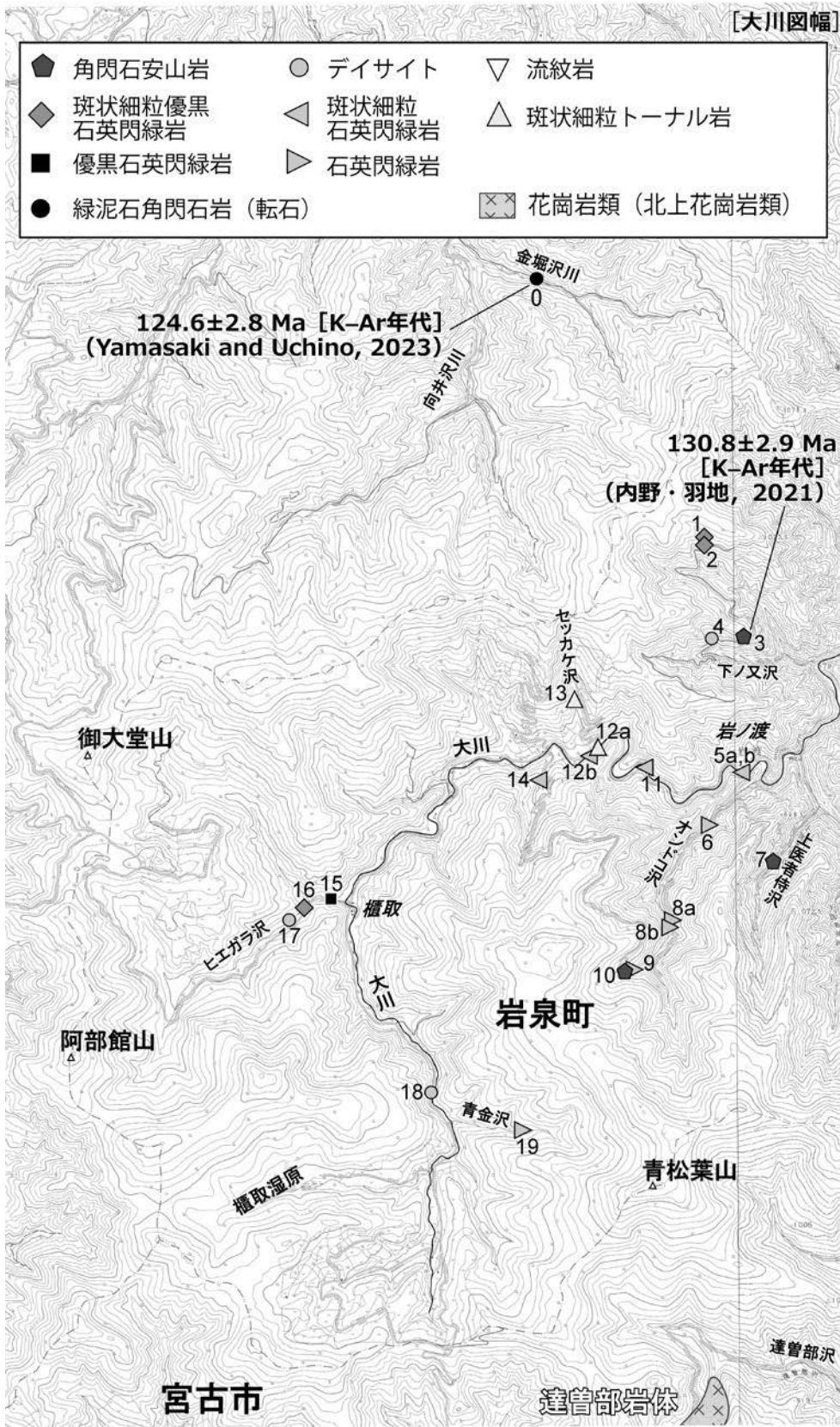
付図1 ルートマップ作成範囲  
と観露露頭地点  
黒点は確認露頭を示す。





付図2 年代測定, 化石抽出, 全岩化学分析, 変成温度解析された試料の採取地点図  
基図は国土地理院の数値地図 50000「岩手」を使用。





付図3 外山図幅地域内及び東西範囲外(一部)に貫入する岩脈と北上花崗岩類の位置図  
 花崗岩類の貫入岩体も示した。番号は岩脈地点を示す。付表3に各地点の岩脈の詳細が  
 示してある。基図は国土地理院の数値地図50000「岩手」を使用。



付図4 金属鉱山・鉱床地点図。  
基図は国土地理院の数値地図50000「岩手」を使用。

付表1 神楽火成岩類の産出地点リスト  
Gは角閃石斑れい岩，Qは石英閃緑岩を示す。

|     | 北緯             | 東経              |
|-----|----------------|-----------------|
| G1  | 39° 43' 38.75" | 141° 14' 45.68" |
| G2  | 39° 44' 06.85" | 141° 15' 04.12" |
| G3  | 39° 44' 01.65" | 141° 15' 22.49" |
| G4  | 39° 43' 57.75" | 141° 15' 30.26" |
| G5  | 39° 43' 56.52" | 141° 15' 36.10" |
| G6  | 39° 43' 55.26" | 141° 15' 42.44" |
| G7  | 39° 43' 53.16" | 141° 15' 53.80" |
| G8  | 39° 41' 11.19" | 141° 16' 54.86" |
| G9  | 39° 42' 43.30" | 141° 16' 01.03" |
| G10 | 39° 42' 27.05" | 141° 17' 30.09" |
| G11 | 39° 42' 34.86" | 141° 17' 48.48" |
| G12 | 39° 41' 24.93" | 141° 16' 35.76" |
| G13 | 39° 41' 52.05" | 141° 18' 55.56" |
| G14 | 39° 40' 28.22" | 141° 14' 37.63" |
| G15 | 39° 40' 14.04" | 141° 15' 01.45" |
| G16 | 39° 40' 21.15" | 141° 15' 35.36" |
| G17 | 39° 41' 04.04" | 141° 17' 32.14" |
| G18 | 39° 41' 02.38" | 141° 17' 42.25" |
| G19 | 39° 41' 00.56" | 141° 17' 44.70" |
| G20 | 39° 40' 34.79" | 141° 18' 02.75" |
| G21 | 39° 40' 44.54" | 141° 20' 05.54" |
| Q1  | 39° 42' 25.72" | 141° 15' 44.01" |
| Q2  | 39° 41' 44.12" | 141° 15' 55.59" |
| Q3  | 39° 41' 16.21" | 141° 16' 47.09" |
| Q4  | 39° 40' 21.15" | 141° 15' 35.36" |
| Q5  | 39° 41' 05.85" | 141° 17' 28.67" |
| Q6  | 39° 41' 08.18" | 141° 17' 34.30" |
| Q7  | 39° 41' 04.34" | 141° 17' 34.20" |
| Q8  | 39° 40' 57.80" | 141° 17' 37.74" |
| Q9  | 39° 40' 48.80" | 141° 17' 48.04" |
| Q10 | 39° 40' 57.73" | 141° 17' 50.08" |
| Q11 | 39° 40' 57.32" | 141° 17' 56.50" |

付表2 炭質物温度計を用いて推定した泥質岩の変成温度  
データ処理にはPeak Fit 4.12を使用し，最高変成温度はKouketsu *et al.* (2014)による方法を用いて計算した。

| 試料番号       | 層序単元     | Gバンド<br>( $\text{cm}^{-1}$ ) | 誤差<br>(1 $\sigma$ ) | Gバンド<br>FWHM | 誤差<br>(1 $\sigma$ ) | D1バンド<br>( $\text{cm}^{-1}$ ) | 誤差<br>(1 $\sigma$ ) | D1バンド<br>FWHM | 誤差<br>(1 $\sigma$ ) | R1比 | 誤差<br>(1 $\sigma$ ) | 測定数 | 変成温度<br>( $^{\circ}\text{C}$ ) | 誤差<br>(1 $\sigma$ ) |
|------------|----------|------------------------------|---------------------|--------------|---------------------|-------------------------------|---------------------|---------------|---------------------|-----|---------------------|-----|--------------------------------|---------------------|
| 20190327L2 | 滝ノ沢ユニット  | 1582.3                       | 9.9                 | 73.6         | 25.6                | 1340.9                        | 1.3                 | 76.3          | 2.3                 | 2.1 | 1.0                 | 32  | 314                            | 5                   |
| 20201007L1 | 門馬ユニット上部 | 1582.3                       | 7.4                 | 66.2         | 17.1                | 1344.1                        | 1.8                 | 58.7          | 3.1                 | 1.5 | 0.5                 | 32  | 352                            | 7                   |
| 20171006LA | 門馬ユニット下部 | 1577.4                       | 10.2                | 87.2         | 26.1                | 1342.2                        | 1.6                 | 81.3          | 5.2                 | 2.4 | 0.9                 | 31  | 303                            | 11                  |



付表3 前期白亜紀岩脈の露頭リスト

| 地点番号 | 試料番号          | 岩種          | 幅 (cm) | 走向傾斜      | 産出場所            | 市/町名 | 地帯    | 北緯           | 東経            | 母岩                  |
|------|---------------|-------------|--------|-----------|-----------------|------|-------|--------------|---------------|---------------------|
| 0    | 20211107L1-1a | 含ダナイト角閃石岩   | 60     | -         | 金堀沢川            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°48'13.35" | 141°28'01.27" | (転石)                |
| 1    | 20211107L4-2  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 700    | N42E, 64W | 下ノ又林道           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°46'23.55" | 141°29'31.85" | 葉理泥岩                |
| 2    | 20211107L4-1  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 70     | N4W, 80W  | 下ノ又林道           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°46'21.45" | 141°29'30.65" | 葉理泥岩                |
| 3    | 20211107L3-1  | 角閃石安山岩      | 100    | N52E, 40W | 下ノ又林道           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°45'42.48" | 141°29'52.48" | チャート                |
| 4    | 20211107L2    | デイサイト       | 200    | -         | 下ノ又林道           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°45'41.80" | 141°29'35.10" | チャート                |
| 5a   | 20200724L1-1  | 斑状細粒石英閃緑岩   | 300    | N46E, 78E | 大川              | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'45.50" | 141°29'52.06" | 葉理泥岩                |
| 5b   | 20200724L1-2  | 斑状細粒石英閃緑岩   | 300    | N44E, 88E | 大川              | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'45.31" | 141°29'51.61" | 葉理泥岩                |
| 6    | 20211005L3    | 石英閃緑岩       | 200    | N30E, 82E | オンドコ沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°44'23.59" | 141°29'31.81" | 葉理泥岩                |
| 7    | 20210430L6    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 400    | N12E, 72E | 上医者待沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°44'07.59" | 141°30'08.03" | 葉理泥岩                |
| 8a   | 20211006L1    | 石英閃緑岩       | -      | -         | オンドコ沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°43'43.33" | 141°29'11.04" | -                   |
| 8b   | 20211006L1.5  | 石英閃緑岩       | -      | -         | オンドコ沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°43'40.03" | 141°29'10.52" | 珪長質凝灰岩              |
| 9    | 20181018L3    | 石英閃緑岩       | 1000   | N10W, 88E | スケエジ沢(オンドコ沢支流)  | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°43'21.97" | 141°28'50.08" | 葉理泥岩                |
| 10   | 20181018L4    | 角閃石安山岩      | 50     | N10W, 72W | スケエジ沢(オンドコ沢支流)  | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°43'21.65" | 141°28'48.00" | チャート                |
| 11   | 20161027L7-1  | 斑状細粒石英閃緑岩   | 220    | N48E, 78E | 大川              | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°44'47.95" | 141°28'59.50" | 葉理泥岩                |
| 12a  | 20200724L3    | 斑状細粒トナール岩   | 1000   | N60E, 86W | 大川              | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'55.20" | 141°28'32.17" | 葉理泥岩                |
| 12b  | 20200724L4    | 斑状細粒石英閃緑岩   | 1300   | -         | 大川              | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'52.83" | 141°28'29.24" | 葉理泥岩                |
| 13   | 2020L1028L1   | 斑状細粒トナール岩   | 300    | -         | セツカケ沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°45'15.97" | 141°28'19.65" | -                   |
| 14   | 20171108L1    | 斑状細粒石英閃緑岩   | 600    | N34E, 80W | 南ノ沢             | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°44'42.88" | 141°28'01.36" | 葉理泥岩                |
| 15   | 20161029L1-2  | 優黒石英閃緑岩     | 200    | N62W, 72W | ヒエガラ沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°43'52.91" | 141°26'06.14" | 砂岩                  |
| 16   | 20170822L2    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 300    | N62E, 84W | ヒエガラ沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°43'49.40" | 141°26'51.30" | 砂岩泥岩互層              |
| 17   | 20170822L3    | デイサイト       | 15     | N86W, 78E | ヒエガラ沢           | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°43'44.13" | 141°25'42.82" | 砂岩泥岩互層              |
| 18   | 20161030L2    | デイサイト       | 1200   | N46E, 80W | 大川              | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°42'31.23" | 141°27'00.23" | 葉理泥岩/珪長質凝灰岩境界       |
| 19   | 20171109L1    | 石英閃緑岩       | 500    | N26E, 84W | 青金沢             | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°42'15.12" | 141°27'48.07" | 玄武岩/チャート境界          |
| 20   | 20161128L2    | 流紋岩         | 300    | -         | 米内川             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'21.00" | 141°20'23.43" | チャート                |
| 21   | 20201020L1    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 240    | -         | 矢立沢             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'51.64" | 141°20'56.75" | チャート                |
| 22   | 20161202L0.2  | 角閃石安山岩      | 400    | N18E, 70E | 太地沢             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'07.55" | 141°18'17.53" | 葉理泥岩                |
| 23   | 20161123L4    | 優黒石英閃緑岩     | 400    | N32E, 88W | 米内川             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'18.73" | 141°18'09.21" | チャート                |
| 24a  | 20161202L0.1  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | -      | -         | 米内川から中津川へ至る林道   | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'05.43" | 141°17'53.72" | -                   |
| 24b  | 20161123L3    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 300    | N36W, 78E | 米内川             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'09.16" | 141°17'55.84" | 砂岩泥岩互層              |
| 25   | 20161205L1    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 300    | N26E, 36E | 中台沢林道           | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'16.74" | 141°17'55.35" | 葉理泥岩                |
| 26   | 20161205L2.3  | 角閃石安山岩      | 300    | N12E, 60E | 中台沢林道           | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'29.30" | 141°17'54.05" | 珪長質凝灰岩              |
| 27   | 20161130L4    | 角閃石安山岩      | 520    | N24E, 72E | 中台沢林道           | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'32.03" | 141°17'54.06" | 葉理泥岩                |
| 28   | 20190519L4    | 角閃石安山岩      | -      | -         | アゲノ沢            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'06.65" | 141°17'02.81" | 葉理泥岩                |
| 29   | 20161130L1    | 角閃石安山岩      | 200    | N44E, 60W | 館沢林道            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'28.76" | 141°17'22.12" | 葉理泥岩                |
| 30   | 20161130L1.5  | 角閃石安山岩      | 200    | N52W, 76E | 館沢林道            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'30.81" | 141°17'22.68" | 葉理泥岩                |
| 31   | 20161130L3    | 斑状細粒トナール岩   | 200    | -         | 館沢林道            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'32.03" | 141°17'24.92" | 葉理泥岩                |
| 32   | 20161130L3.5  | 角閃石安山岩      | 300    | N28W, 78E | 館沢林道            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'51.47" | 141°17'16.18" | 葉理泥岩                |
| 33   | 20181017L2    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 200    | -         | 地竹沢             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°45'10.49" | 141°16'47.18" | 葉理泥岩                |
| 34   | 20161204L1    | 流紋岩         | 400    | N38E, 84E | 外山川             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°45'07.90" | 141°15'57.18" | チャート                |
| 35   | 20171002L3    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 1500   | -         | 滝ノ内沢            | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°45'51.23" | 141°16'15.25" | 泥岩/チャート境界           |
| 36   | 20171002L4.5  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 4000   | -         | 滝ノ内沢            | 岩泉町  | 北部北上帯 | 39°45'55.84" | 141°16'16.06" | チャート                |
| 37   | 20171122L4    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 200    | N36E, 74W | 阿部田沢            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°46'38.41" | 141°15'52.78" | 葉理泥岩                |
| 38   | 20180928L2.5  | 角閃石安山岩      | -      | -         | 阿部田沢            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°46'41.28" | 141°15'59.76" | -                   |
| 39a  | 20180928L2    | 角閃石安山岩      | 80     | N54E, 80W | 阿部田沢            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°46'38.94" | 141°15'53.95" | 葉理泥岩                |
| 39b  | 20180928L1.5  | 角閃石安山岩      | 90     | N54E, 86W | 阿部田沢            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°46'40.10" | 141°15'53.16" | 葉理泥岩                |
| 40   | 20161129L1    | 斑状細粒石英閃緑岩   | 200    | N18W, 70E | 米内川             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'17.71" | 141°14'57.39" | 葉理泥岩                |
| 41   | 20170330L0    | 角閃石安山岩      | 3000   | -         | 朴ノ木沢            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°44'26.34" | 141°14'37.09" | -                   |
| 42   | 20181101L0    | 角閃石安山岩      | 200    | -         | 甲子又沢支流          | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'57.81" | 141°21'42.66" | チャート                |
| 43   | 20171129L3    | 石英閃緑岩       | 100    | N2E, 80W  | ツツリ沢            | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'16.88" | 141°21'10.48" | 葉理泥岩                |
| 44   | 20171130L0    | 流紋岩         | 200    | N56E, 80W | 旧浅岸駅周辺の沢        | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'42.55" | 141°20'30.03" | チャート                |
| 45   | 20170726L2    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | -      | -         | 熊ノ沢林道南方(バクテ沢入口) | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°43'15.10" | 141°20'05.53" | -                   |
| 46   | 2020L1117L1   | デイサイト       | 60     | N44E, 86E | 本田沢の北東の沢        | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'01.30" | 141°20'32.78" | チャート                |
| 47   | 2020L1117L2   | 斑状細粒トナール岩   | 110    | -         | 本田沢の北東の沢        | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'00.59" | 141°20'31.52" | -                   |
| 48   | 20210420L2    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 420    | -         | 本田沢の北東の沢        | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'05.55" | 141°20'00.91" | -                   |
| 49   | 20190717L9    | 優黒石英閃緑岩     | 500    | N52E, 84E | 中津川             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°43'06.78" | 141°18'24.72" | チャート                |
| 50   | 20200725L3    | 優黒石英閃緑岩     | 300    | -         | 矢倉周辺の中津川支流      | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°43'02.08" | 141°18'23.40" | チャート                |
| 51   | 20210324L1    | 角閃石安山岩      | 120    | N36E, 80W | 矢倉周辺の中津川支流      | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'56.02" | 141°18'28.35" | 葉理泥岩                |
| 52   | 20200324L3    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | -      | -         | 矢倉周辺の沢          | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'43.95" | 141°18'16.89" | 葉理泥岩                |
| 53   | 20190717L1.5  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 600    | N22E, 76E | 中津川             | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'39.61" | 141°17'50.90" | 葉理泥岩                |
| 54   | 20181101L2.5  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | -      | -         | 平六沢林道           | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°43'04.48" | 141°17'46.25" | -                   |
| 55   | 19970815L6.1  | 角閃石安山岩      | 10     | N32E, 70E | 矢倉沢林道           | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'22.48" | 141°18'38.83" | 葉理泥岩                |
| 56   | 19970815L6.2  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 200    | -         | 矢倉沢林道           | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°42'22.48" | 141°18'38.83" | 葉理泥岩                |
| 57   | 20180423L2.5  | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | -      | -         | 矢倉周辺の沢          | 盛岡市  | 北部北上帯 | 39°41'57.57" | 141°19'12.73" | -                   |
| 58   | 20181116L3    | 斑状細粒トナール岩   | -      | -         | ヨガエ沢(内沢支流)      | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°41'28.82" | 141°19'17.54" | -                   |
| 59   | 19970815L4    | デイサイト       | 100    | N25W, 68W | 高屋敷の林道          | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°41'36.73" | 141°18'28.54" | 珪長質凝灰岩泥岩互層          |
| 60   | 20181114L5    | 流紋岩         | 500    | -         | 矢倉周辺の南の林道       | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°42'20.46" | 141°17'52.95" | -                   |
| 61   | 20190725L5.5  | 斑状細粒石英閃緑岩   | 200    | N28W, 70W | 中津川             | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°42'26.12" | 141°16'33.05" | 砂岩泥岩互層/珪長質凝灰岩泥岩互層境界 |
| 62   | 20190905L3.5  | 角閃石安山岩      | 200    | N12E, 78E | 中津川             | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°42'03.96" | 141°14'57.14" | 玄武岩                 |
| 63   | 20190905L5    | 角閃石安山岩      | 700    | N12W, 80W | 中津川             | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°42'00.81" | 141°14'58.11" | 玄武岩                 |
| 64   | 2020L112L1    | 斑状細粒優黒石英閃緑岩 | 200    | N20W, 76W | グトリ沢の西方の沢       | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°41'49.04" | 141°15'05.75" | 珪長質凝灰岩              |
| 65a  | 20190718L2.1  | 流紋岩         | 100    | N60W, 70W | 水沢周辺の築川         | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°40'26.85" | 141°17'18.36" | 玄武岩                 |
| 65b  | 20190718L2.2  | 流紋岩         | 100    | N54W, 66W | 水沢周辺の築川         | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°40'26.87" | 141°17'17.85" | 玄武岩                 |
| 65c  | 20190718L2.3  | 流紋岩         | 400    | N58W, 80W | 水沢周辺の築川         | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°40'27.32" | 141°17'14.04" | 玄武岩                 |
| 66   | 20210423L2    | 優黒石英閃緑岩     | -      | -         | ヌスト沢(内沢支流)      | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°40'47.16" | 141°19'11.06" | -                   |
| 67   | 20050614L206  | デイサイト       | 30     | -         | 建石林道            | 盛岡市  | 根田茂帯  | 39°41'04.82" | 141°17'46.04" | 苦鉄質片岩/泥岩境界          |

## Geology of the Sotoyama District

UCHINO Takayuki<sup>1</sup> and KOMATSUBARA Taku<sup>1</sup>

### ABSTRACT

#### Outline

Pre-Cretaceous basement units are distributed in the Kitakami Massif, which is located on the eastern side of the volcanic front in northeastern Japan. These units are composed of Cambrian to Silurian arc-type ophiolite/granitoids and Silurian to Jurassic shelf deposits in the South Kitakami Belt, early Carboniferous and Early Triassic accretionary complexes in the Nedamo Belt and late Permian and latest Triassic to Late Jurassic accretionary complexes in the North Kitakami Belt. The units are intruded by Early Cretaceous dikes and plutonic batholiths. High-*P/T* metamorphic rocks in the western Kitakami Massif form part of the Motai–Matsugadaira Belt (Fig. 1), and their equivalents are distributed in the eastern margin of the Abukuma Massif.

NW–SE-trending accretionary complexes in the Nedamo and North Kitakami belts in the Sotoyama District, which is located in the western-central Kitakami Massif, are distributed mainly from southwest to northeast and include tectonic blocks composed of Early Ordovician ultramafic and plutonic rocks, Late Devonian and early Permian high-*P/T* schists and early Permian rhyolite. Early Cretaceous dikes and granitoids intrude the Paleozoic and Mesozoic accretionary complexes. The accretionary complexes and granitoids are overlain by Quaternary deposits, such as terrace and slope deposits, particularly on the Sotoyama Plateau.

Examination of rocks of various ages and types in the Sotoyama District is essential for reconstructing the geotectonic histories of both the Kitakami Massif and the eastern Asian continental margin. In addition, investigation of the gently undulating topography of the Sotoyama Plateau and the overlying Quaternary deposits containing various tephras can help to infer the periglacial processes and paleoecological transitions recorded in the Tohoku area, northeastern Japan. A geological index map and geological summary of the Sotoyama District are presented in Figs 2 and 3, respectively.

#### Ordovician ultramafic and plutonic rocks

Ultramafic rocks (i.e., the Nakadake Serpentinite) and plutonic rocks (i.e., the Kagura Igneous Rocks) occur as tectonic blocks in accretionary complexes of the Nedamo Belt. These two sets of rocks constitute the Hayachine Complex. The ultramafic rocks consist of serpentinite with minor pyroxenite and hornblendite. Their apparent thicknesses are mainly <50 m but reach 160 m locally. The serpentinite shows intensively developed scaly cleavage and typically contains antigorite. The plutonic rocks comprise hornblende gabbro and quartz diorite, which co-occur locally. The rocks are typically several meters thick, but the gabbro is also exposed as a 200-m-thick block between the Nedamo and North Kitakami belts. The plutonic rocks have undergone intensive cataclastic deformation. The gabbro consists of brown hornblende, plagioclase, opaque minerals and/or minor clinopyroxene. The quartz diorite is composed of quartz, plagioclase and hornblende, with rare clinopyroxene, and has yielded a zircon U–Pb age of ca. 480 Ma.

These two tectonic blocks were probably emplaced into accretionary complexes in the Nedamo Belt from Ordovician arc-type ophiolitic basement (Hayachine Complex) in the South Kitakami Belt by post-Jurassic tectonic movement along a structure such as a strike-slip fault.

---

<sup>1</sup> Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

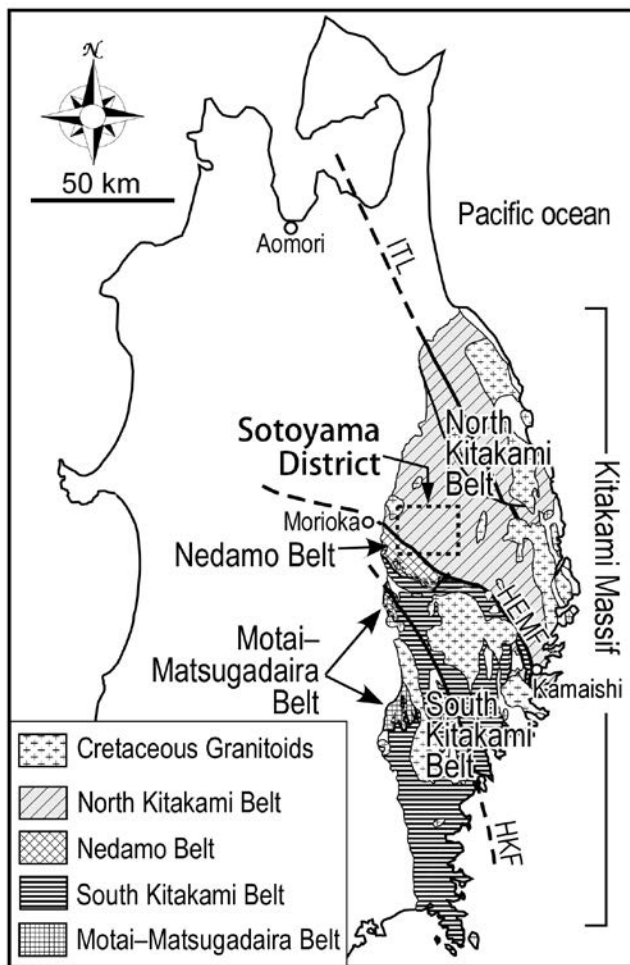


Fig. 1 Geological tectonic division of the Kitakami Massif  
 It was partly revised from Kawamura *et al.* (2013). White areas in the massif indicate distribution of post-Jurassic volcanic and sedimentary rocks. HEMF: Hayachine Eastern Marginal Fault, HKF: Hizume-Kesenuma Fault, ITL: Iwazumi Tectonic Line.

### Devonian and Permian schists

Late Devonian and early Permian schists (i.e., the Tateishi Schists) occur between the early Carboniferous and Early Triassic accretionary complexes and between the Early Triassic and Early Jurassic accretionary complexes, respectively. The Tateishi Schists consist of garnet-bearing pelitic schist and glaucophane-bearing mafic schist. These schists have undergone mylonitic and cataclastic deformations. Phengites from the schists have yielded ages of ca. 380 Ma ( $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ ) and ca. 290 Ma (K–Ar). These schists are equivalent to the high- $P/T$  metamorphic rocks of the Motai–Matsugadaira Belt and correspond to the Renge Metamorphic Rocks in Southwest Japan, as inferred from their lithology, mineral assemblage, metamorphic grade and radiometric age. The Tateishi Schists are likewise considered to have been emplaced as tectonic blocks between the accretionary units of different ages.

### Carboniferous accretionary complex

An early Carboniferous accretionary complex (the Tsunatori Unit) is distributed in the southwestern Nedamo Belt. This complex consists of alternating beds of felsic tuff and mudstone with felsic tuff and basaltic rocks, and minor chert, mudstone, lithic sandstone, conglomerate and rare limestone. The Tsunatori Unit contains scarce bedded chert, quartzo-feldspathic sandstone and limestone, which are characteristic features of the Jurassic accretionary complexes. This unit has undergone intense deformation, with felsic tuff layers in the alternating beds commonly showing boudinage structures.

Late Devonian conodonts and early Carboniferous radiolarians have been extracted from hydrothermal chert and terrigenous mudstone, respectively, yielding an early Carboniferous accretion age for the Tsunatori Unit. This unit is the oldest accretionary complex in Japan, except for Paleozoic high- $P/T$  schists of the Kurosegawa Belt and part of the Renge Belt in Southwest Japan.

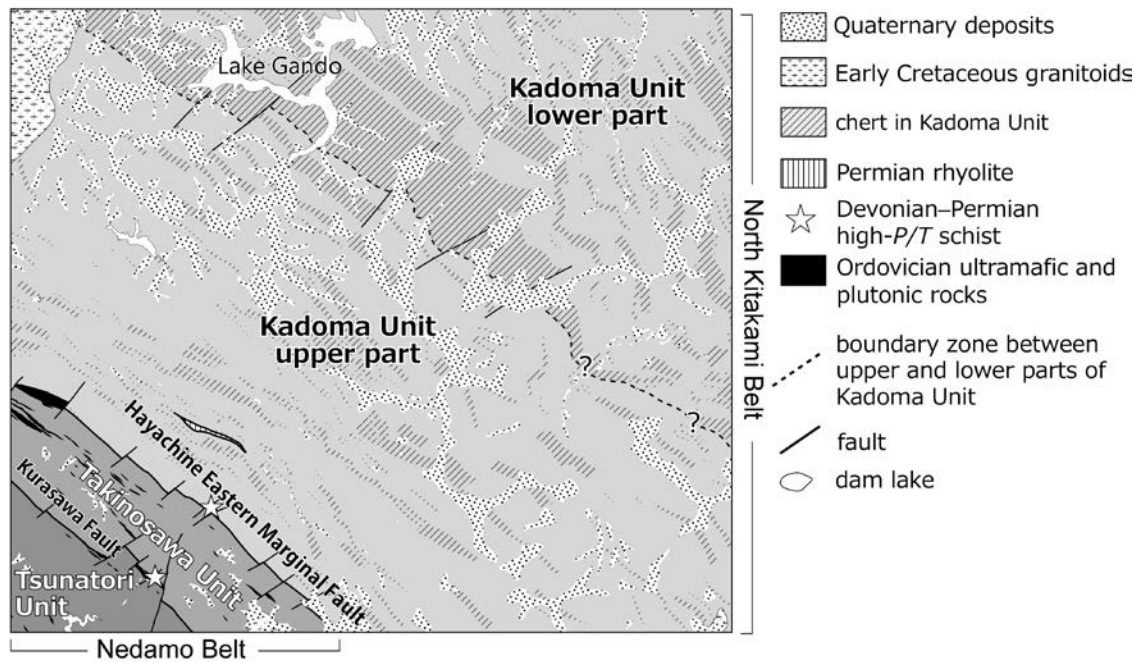


Fig. 2 Geological index map in the Sotoyama District

### Permian rhyolite

Greenish-gray rhyolite (i.e., the Yagura Rhyolite) occurs in the southwestern part of the Early Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt. The rhyolite is exposed over an area measuring approximately 150 m wide and 2 km long. It consists of quartz, plagioclase and alkali feldspar, with minor clinopyroxene and garnet, and typically contains large phenocrysts of up to 3 cm in diameter. The rhyolite has undergone shear deformation near its margins. Zircon U–Pb dating of the Yagura Rhyolite has yielded an early Permian eruption age. The rhyolite is presumed to have been emplaced into the Kadoma Unit of the Jurassic accretionary complex as a tectonic block from a Permian igneous mass by post-Jurassic tectonic movement.

### Early Triassic accretionary complex

An Early Triassic accretionary complex (i.e., the Takinosawa Unit) is distributed in the northeastern Nedamo Belt. This complex consists of alternating beds of felsic tuff and mudstone, felsic tuff, basaltic rocks and alternating beds of sandstone and mudstone, with minor chert, sandstone, mudstone and rare conglomerate. Although the lithology of the Takinosawa Unit is similar to that of the early Carboniferous Tsunatori Unit, occurrences of bedded chert, quartzo-feldspathic sandstone and conglomerate containing clasts of high-*P/T* schist and ultramafic rock are characteristically found in the Takinosawa Unit. Moreover, the basaltic rocks locally contain fine glaucophane formed under high-pressure conditions. Although the accretion age of the Takinosawa Unit was previously unknown because of the lack of identifiable fossils, recent U–Pb dating of detrital zircons from sandstone has yielded an Early Triassic formation age for the unit. Early Triassic accretionary complexes such as the Takinosawa Unit are rare in Japan.

### Early to Middle Jurassic accretionary complex

An Early to Middle Jurassic accretionary complex (i.e., the Kadoma Unit) occurs in the southwestern part of the North Kitakami Belt. The Kadoma Unit in the Sotoyama District is divided into tectonically upper and lower subunits. The Kadoma Unit is composed of laminated mudstone, bedded chert, sandstone and alternating beds of sandstone and mudstone, with minor basaltic rocks, limestone and alternating beds of felsic tuff and mudstone. The laminated mudstone, which is a characteristic facies of the unit, consists of millimeter-scale alternations of gray to pale-gray siltstone or tuffaceous siltstone and dark-gray to black claystone. The beds of sandstone and mudstone also commonly show millimeter-scale alternations. These laminated rocks also contain basaltic rocks, chert and sandstone, which occur as sheets or lenses measuring several decacentimeters in thickness. The basaltic rocks locally contain fine-grained alkali amphibole. The Kadoma Unit has

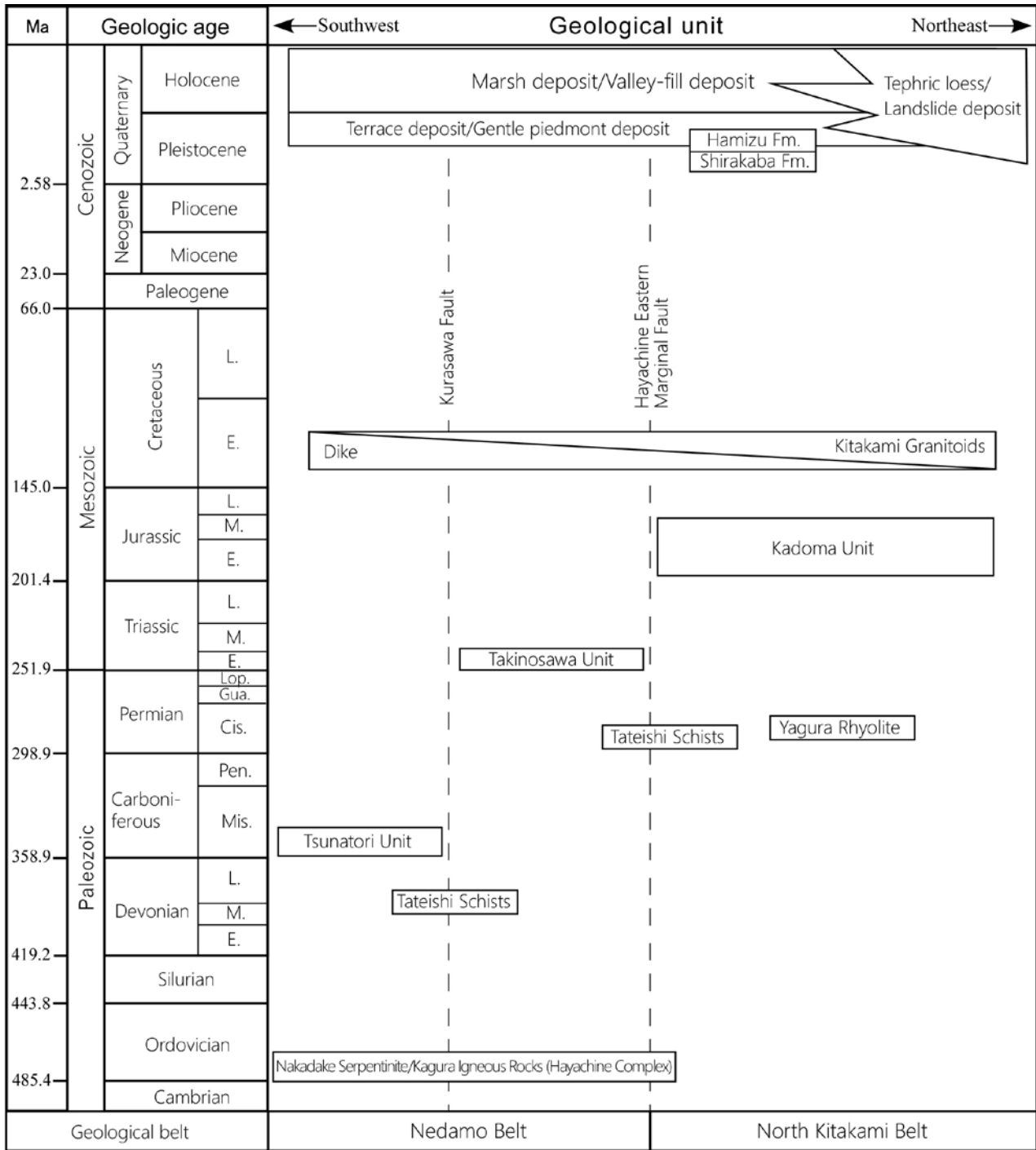


Fig. 3 Summary of geology of the Sotoyama District

L: Late, M: Middle, E: Early, Mis: Mississippian, Pen.: Pennsylvanian, Cis.: Cisuralian, Gua.: Guadalupian, Lop.: Lopingian. Fm.: Formation. Dashed line indicates a main fault.

undergone intense deformation; in particular, the pelitic rocks display foliation and microfolds. Dip angles of bedding planes and foliations in the Kadoma Unit become shallower toward the northeast.

In the upper subunit, black chert and mudstone have yielded early Early Jurassic and late Early to Middle Jurassic radiolarians, respectively. In addition, detrital zircon U–Pb dating has yielded youngest cluster ages of ca. 190–175 Ma for sandstones in the upper subunit. In contrast, the lower subunit yields zircon U–Pb ages of ca. 170 Ma for sandstones. Therefore, the Kadoma Unit of the North Kitakami Belt within the Sotoyama District formed during the Early to Middle Jurassic. Furthermore, the accretion age of the unit most likely youngs from the upper to lower subunits.

### **Early Cretaceous dikes**

More than 70 dikes intrude the Tsunatori, Takinosawa and Kadoma units. These dikes measure less than several meters in width, dip mostly at high angles and trend approximately NNE–SSW. The dikes are classified into nine rock types: melaquartz diorite, porphyritic fine-grained melaquartz diorite, hornblende andesite, quartz diorite, porphyritic fine-grained quartz diorite, dacite, porphyritic fine-grained tonalite, rhyolite and chlorite hornblendite. The former three rock types account for half of the dikes. Only chlorite hornblendite occurs as boulders. Dikes of most rock types (except for chlorite hornblendite) are largely evenly dispersed throughout the district. Clear relationships between dike lithology, width and attitude are not recognized. The rhyolite and chlorite hornblendite have yielded a zircon U–Pb age of ca. 120 Ma and a hornblende K–Ar age of ca. 125 Ma, respectively. In addition, the hornblende andesite occurring in the eastern Okawa District has yielded a hornblende K–Ar age of ca. 130 Ma.

### **Early Cretaceous granitoids**

Early Cretaceous granitoids (i.e., the Kitakami Granitoids) are distributed as masses of various sizes in the Kitakami Massif. In the Sotoyama District, part of the Himekami Body occurs in the northwestern margin of the district, and parts of the Asuka and Tassobe bodies are exposed in the southern margin. The Himekami Body is subdivided into southern and northern sub-bodies. The former comprises quartz monzonite and quartz monzodiorite with minor gabbro, and the latter consists of granite and granodiorite. The former also shows more melanocratic and complicated facies. The Asuka and Tassobe bodies are composed of tonalite. The three granitic bodies have generated contact aureoles of up to 1.5 km wide in the surrounding geologic units, including the Early Cretaceous dikes.

### **Quaternary deposits**

Quaternary deposits consist of the latest Calabrian Shirakaba Formation, the late Chibanian Hamizu Formation, late Pleistocene river-terrace and slope deposits, Holocene marsh and valley-fill deposits and late Pleistocene to Holocene eolian (tephric loess) deposits. The Shirakaba and Hamizu formations comprise fluvial sediments deposited in flat valleys on the Sotoyama Plateau. The Hamizu Formation contains the Yabukawa Tephra, which has been dated at ca. 240 ka (zircon fission-track age). The terrace deposits are divided into older higher terrace and younger lower terrace deposits. The upper part of the lower terrace deposits contains the Towada-Ofudo Tephra (36–30 ka). The slope deposits are subdivided into five types: older and younger gentle-slope piedmont deposits, fan-like gentle-slope deposits, summit gentle-slope deposits and landslide deposits. The fan-like gentle-slope and summit gentle-slope deposits contain late Pleistocene to Holocene tephric loess of the Wakare Tephra group. These gently sloping deposits were formed by periglacial processes during the last glacial period and have formed smooth, gently sloping, subdued topography. Landslide deposits are distributed on the Sotoyama Plateau and its surrounding high-elevation area. Holocene marsh deposits composed of peat and clay and valley-fill deposits are distributed on flat valley floors on the plateau.

### **Geological structure**

The early Carboniferous Tsunatori, Early Triassic Takinosawa and Early to Middle Jurassic Kadoma units, which constitute parts of the pre-Cretaceous basement units of the Kitakami Massif, are zonally distributed with approximately NW–SE-trending structures from southwest to northeast in the Sotoyama District. Each of these units dips to the southwest and displays folds with half-wavelengths of <600 m. The Tsunatori and Takinosawa units and the upper subunit of the Kadoma Unit dip mainly at high angles, whereas the lower subunit dips at consistently low angles. From southwest to northeast, these units lie in successively tectonically lower positions and show younging accretion ages.

Boundary faults between the three units are oriented NW–SE. The Kurasawa Fault separates the Tsunatori and Takinosawa units, and the Hayachine Eastern Marginal Fault separates the Takinosawa and Kadoma units. These faults are considered to be high-angle faults. The tectonic blocks of the Ordovician ultramafic and plutonic rocks and middle to late Paleozoic high-*P/T* schists occur along these faults. Therefore, it is possible that the faults formed during the Early Cretaceous tectonic event of the Oshima Orogeny. The boundary faults are cut by later NE–SW-trending faults.

### **Applied geology**

Small manganese ore deposits occur together with red chert in accretionary complexes of the northern Kitakami Massif, particularly in the Nedamo Belt. The early Carboniferous Tsunatori Unit (Nedamo Belt) in the Sotoyama District hosts seven manganese ore deposits: i.e., the Motomobu, Takahata, Okurazawa, Mizusawa, Nakamura, south Zenigake and Kawame deposits. The upper subunit of the Jurassic Kadoma Unit in the North Kitakami Belt hosts one manganese deposit, namely,

the Kumanosawa Mine. The Kadoma Unit also hosts a small gold-ore deposit (i.e., the Otomeishi Mine) in hornfels formed by the Himekami Body of the Early Cretaceous granitoids. There are two working quarries and one disused quarry along the Yanagawa River in the Sotoyama District.

The Sotoyama Plateau is overlain by the summit gentle-slope piedmont and fan-like gentle-slope deposits formed by periglaciation. These various deposits are prone to landslides caused by torrential rain as a result of their unconsolidated nature. In addition, landslide deposits have formed on the plateau since the last glacial period. Therefore, the potential for future landslides and other types of slope instability needs to be recognized as a potential geological hazard.





執筆分担

|                        |            |
|------------------------|------------|
| 第 1 章 地形               | 小松原 琢・内野隆之 |
| 第 2 章 地質概説             | 内野隆之・小松原 琢 |
| 第 3 章 オルドビス紀超苦鉄質岩及び深成岩 | 内野隆之       |
| 第 4 章 デボン紀及びペルム紀結晶片岩   | 内野隆之       |
| 第 5 章 石炭紀付加体           | 内野隆之       |
| 第 6 章 ペルム紀流紋岩          | 内野隆之       |
| 第 7 章 前期三畳紀付加体         | 内野隆之       |
| 第 8 章 前期白亜紀岩脈          | 内野隆之       |
| 第 9 章 前期～中期ジュラ紀付加体     | 内野隆之       |
| 第 10 章 前期白亜紀花崗岩類       | 内野隆之       |
| 第 11 章 第四紀堆積物          | 小松原 琢・内野隆之 |
| 第 12 章 地質構造            | 内野隆之・小松原 琢 |
| 第 13 章 応用地質            | 内野隆之・小松原 琢 |

文献引用例

全体の引用例

内野隆之・小松原 琢 (2024) 外山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 131p.

章単位での引用例

内野隆之 (2024) 第 5 章 石炭紀付加体. 外山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 32–41.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Uchino, T. and Komatsubara, T. (2024) *Geology of the Sotoyama District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 131p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Uchino, T. (2024) Chapter 5, Carboniferous accretionary complex. *Geology of the Sotoyama District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 32–41 (in Japanese).

---

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

外山地域の地質

令和 6 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 中央事業所 7 群

---

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

Published on March 31, 2024

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：岩手山と姫神山を望む秋の岩洞湖

岩手県北上山地中西部の外山高原には、湛水面積が約 6 km<sup>2</sup> に及ぶ岩洞湖がひろがる。冬には全面凍結し、ワカサギ釣り客で毎年賑わう。湖周辺の高原は周氷河作用によるなだらかな小起伏地形を呈し、基盤は北部北上帯に属する中期ジュラ紀の付加体からなる。写真中央左奥には活火山の岩手山(標高 2,038 m)が、中央右手前には前期白亜紀花崗岩類からなる姫神山(標高 1,124 m)が望める。民話によると岩手山と姫神山は夫と妻の関係にある。

Back Cover Photo: Autumn Lake Gando against Mts. Iwate and Himekami

Lake Gando with a surface area of ca. 6 km<sup>2</sup> is distributed to the Sotoyama Plateau in the mid-western Kitakami Massif, Iwate Prefecture. The completely frozen lake in winter welcomes many Hypomesus olidus anglers every year. The plateau around the lake displays a gentle undulation, and its basement unit is composed of the Middle Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt. The two mountains in the middle of the photo are Mt. Iwate (alt. 2,038 m) of an active volcano and Mt. Himekami (alt. 1,124 m) of the Early Cretaceous granitoids from left to right. According to a folktale, Mt. Iwate is the husband of the Mt. Himekami.

