

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
青森(5)第48号
NK-54-18-11

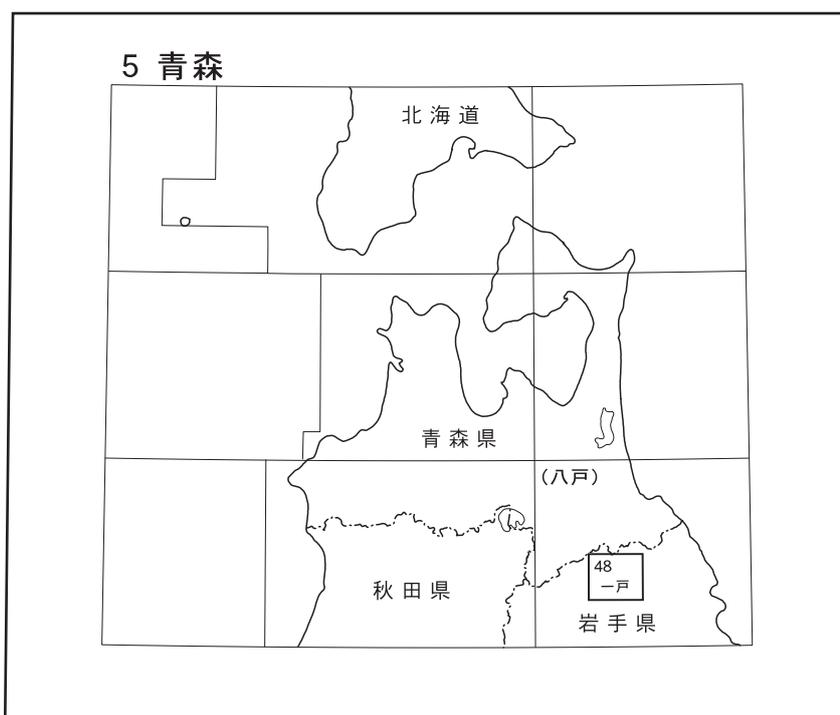
一戸地域の地質

辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪

平成30年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

5-39 田子 Takko NK-54-18-14 (未刊行, unpublished)	5-40 三戸 Sannohe NK-54-18-10 (未刊行, unpublished)	5-41 階上岳 Hashikami Dake NK-54-18-2・6 (未刊行, unpublished)
5-47 浄法寺 Joboji NK-54-18-15 (未刊行, unpublished)	5-48 一戸 Ichinohe NK-54-18-11 (2018)	5-49 陸中大野 Rikuchū-Ōno NK-54-18-7 (1987)
5-56 荒屋 Araya NK-54-18-16 (未刊行, unpublished)	5-57 葛巻 Kuzumaki NK-54-18-12 (未刊行, unpublished)	5-58 陸中関 Rikuchū-Seki NK-54-18-8 (未刊行, unpublished)

一戸地域の地質

辻野 匠*・工藤 崇*・中江 訓*・近藤玲介**・西岡芳晴*・植木岳雪***

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所が1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、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。一戸地域の現地調査は平成22～26年度に実施された。現地調査と研究報告の作成にあたっては、ジュラ系を中江が、白亜系を西岡が、下部～中部中新統を辻野・工藤が、上部中新統～鮮新統を工藤が、更新統～完新統を近藤・工藤・植木・辻野が、地形を近藤・工藤・辻野・植木が、地質構造を中江・辻野・工藤が、応用地質を中江・辻野・西岡が担当した。全体のとりまとめについては辻野が行った。なお、一部の露頭資料については、辻野及び鏑本武久氏（愛媛大学）が1994年度に京都大学理学部地質学鉱物学教室において鎮西清高教授・山路敦博士の指導のもとで実施した卒業研究を参照した（職名は当時）。また、一部の地点の層準認定のため、柳沢幸夫博士（地質情報研究部門）に珪藻分析を実施していただいた。石塚治博士（活断層・火山研究部門）には傾城峠火山岩部層の放射年代測定について教示いただいた。

本調査研究において多くの方々のご協力を得た。鎮西清高京都大学名誉教授には野外調査資料の提供と一部資料の原図としての使用許可をいただいた他、層序区分に関しても議論していただいた。二戸市歴史民俗資料館の菅原孝平館長、稲葉充子調査員、田中館愛橋記念館の小守一男氏、二戸市文化財課の柴田知二主査には調査にあたって現地の情報を提供していただいた。愛媛大学の鏑本武久氏には卒業研究資料を閲覧させていただき、議論していただいた。岩手県環境生活部の藤原聡史氏並びに一戸町総務部の佐藤代和氏にはそれぞれ一戸地域周辺の石材資源及び一戸町の温泉分析値について、情報を提供していただいた。

本研究で使用した薄片は地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸及び平林恵理の各氏の製作による。

(平成28年度稿)

所 属

* 地質調査総合センター地質情報研究部門

** 皇學館大学（平成22～23年度産業技術総合研究所特別研究員）

*** 千葉科学大学（地質調査総合センター地質情報研究部門客員研究員）

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Ichinohe, Ninohe, Karumai, Kunohe, Iwate, Aomori, Middle to Late Jurassic, Kuzumaki Formation, Kassenba Formation, Seki Formation, Takayashiki Formation, Early Cretaceous, Ichinohe Pluton, Tsukanaigawa Pluton, Early Miocene, Nisatai Formation, Ainoyama Formation, Middle Miocene, Yotuyaku Formation, Matsukura Siliciclastic Member, Koiwai Mudstone Member, Keiseitoge Volcanic Rock Member, Sukohata Siliciclastic Member, Kadonosawa Formation, Tate Sandstone Member, Sikonai Siltstone Member, Suenomatuyama Formation, Anausi Conglomerate Member, Itukamati Sandstone Member, Aikawa Volcanic Rock Member, Nakuidake Volcanic Rock Member, Mainosawa Sandstone Member, Zyūmonzi Formation, Hinosawa Conglomerate Member, Metoki Coquina Conglomerate Member, Shimotomai Volcaniclastic Rock Member, Yanagisawa Formation, Kawaguchi Hard Shale Member, Late Miocene, Shitazaki Formation, Kamimetoki Sandstone Member, Kamassawa Sandstone and Siltstone Member, Toya Formation, Esashika Formation, Towada-Ofudo Pyroclastic Flow Deposits, Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits, terrace deposits, landslide, Alluvium, Oritsume Fault, Seki-Ōdaira Fault, Takinosawa-Yomogigamori Fault, Tsujigasawa Fault, Kanchou Fault, Oyukiya Fault, Misawa Fault, Choukouji Fault, Ibonai Fault, Kotouge Fault, Kobayashi Fault, Funakoshiyama Fault, Chayaba Fault, Tonomi Fault, Nakasato Fault, Ezomori Fault, Ainoyama Fault, Kawaguchi Fault, mangan, diatomite, kentallenite, Kindaichi Hot Spring, Raiden Hot Spring, Miyata Hot Spring.

目 次

第1章 地 形	1
1.1 概説	1
1.2 山地及び丘陵	3
1.2.1 中央部	3
1.2.2 西部	3
1.2.3 東部	3
1.3 河川	3
1.4 段丘	3
1.5 低地	4
1.6 地すべり地形	4
第2章 地質概説	5
2.1 地質系統	5
2.2 地質構造	11
2.3 既存地質図	12
第3章 北部北上帯ジュラ系	13
3.1 研究史及び概要	13
3.2 層序区分	17
3.2.1 高屋敷層	17
3.2.2 関層	19
3.2.3 合戦場層	22
3.2.4 葛巻層	26
3.3 地質構造	31
3.3.1 覆瓦構造	31
3.3.2 境界断層	32
3.3.3 面構造及び褶曲	32
3.3.4 高角度傾斜断層	34
第4章 下部白亜系深成岩	36
4.1 研究史及び概要	36
4.2 一戸深成岩体	37
4.2.1 モンゾ閃緑岩相	37
4.2.2 石英モンゾニ岩相	38
4.3 塚内川深成岩体	40
第5章 新第三系	41
5.1 層序区分(概要)	41
5.2 研究史	42
5.2.1 先行層序区分との比較(要点)	46
5.3 仁左平層	46

5.4	相ノ山層	53
5.5	四ツ役層	57
5.5.1	松倉碎屑岩部層	60
5.5.2	小祝泥岩部層	61
5.5.3	傾城峠火山岩部層	62
5.5.4	双畑碎屑岩部層	66
5.6	門ノ沢層	68
5.6.1	館砂岩部層	70
5.6.2	尻子内シルト岩部層	70
5.7	末ノ松山層	72
5.7.1	穴牛礫岩部層	72
5.7.2	五日町砂岩部層	73
5.7.3	合川火山岩部層	75
5.7.4	名久井岳火山岩部層	82
5.7.5	米沢砂岩部層	83
5.8	十文字層	85
5.8.1	日ノ沢礫岩部層	87
5.8.2	主部砂岩層	88
5.8.3	目時石灰質礫岩部層	89
5.8.4	下斗米火山碎屑岩部層	90
5.9	柳沢層	91
5.9.1	珪藻岩層	92
5.9.2	川口硬質頁岩部層	92
5.10	舌崎層	92
5.10.1	上目時砂岩部層	94
5.10.2	主部シルト岩層	96
5.10.3	釜沢砂岩シルト岩部層	96
5.11	鳥谷層	97
第6章	第四系	102
6.1	概要及び研究史	102
6.2	江刺家層	104
6.3	七時雨火山扇状地堆積物	106
6.4	高位段丘堆積物	107
6.4.1	浅内段丘堆積物	107
6.4.2	向川原段丘堆積物	108
6.5	中位段丘堆積物	110
6.5.1	草木段丘堆積物	110
6.5.2	早渡段丘堆積物	110
6.6	十和田大不動火碎流堆積物	111
6.7	十和田八戸火碎流堆積物	112

6. 8	折爪岳扇状地堆積物	114
6. 9	低位段丘堆積物	115
6. 9. 1	米沢段丘堆積物	115
6. 9. 2	蓮台野段丘堆積物	115
6. 9. 3	堀野段丘堆積物	116
6. 9. 4	伊保内段丘堆積物	117
6. 10	斜面堆積物	117
6. 10. 1	地すべり堆積物	117
6. 10. 2	崖錐・沖積錐堆積物	117
6. 11	沖積低地の堆積物	117
6. 11. 1	氾濫原及び谷底低地堆積物	117
6. 11. 2	現河床堆積物	117
6. 12	中期～後期更新世の降下テフラ	117
第 7 章	新生界の地質構造	120
7. 1	新第三系の地質構造	120
7. 1. 1	北北西－南南東走向の断層	120
7. 1. 2	北東－南西走向の断層	125
7. 2	第四系の地質構造	127
7. 2. 1	折爪断層	127
第 8 章	応用地質	130
8. 1	地下資源	130
8. 1. 1	マンガン	130
8. 1. 2	それ以外の金属資源	130
8. 1. 3	珪藻土	130
8. 1. 4	採石	130
8. 2	温泉	131
8. 3	斜面災害	132
文献		133
Abstract		158

図・表目次

第 1. 1 図	一戸地域周辺の地形陰影図	1
第 1. 2 図	一戸地域の地形概念図	2
第 2. 1 図	一戸地域の地質総括図	6
第 2. 2 図	一戸地域の中新統層序概念図	8
第 2. 3 図	一戸地域の中新統～下部更新統の年代層序概念図	9
第 3. 1 図	北部北上山地における地体構造区分の変遷	14
第 3. 2 図	一戸地域及び周辺における層序区分	15
第 3. 3 図	一戸地域周辺における北部北上帯ジュラ系付加複合体の概略分布と層序区分	16

第 3. 4 図	高屋敷層の柱状図	17
第 3. 5 図	高屋敷層を構成する主要岩類の産状と岩相	18
第 3. 6 図	関層の柱状図	20
第 3. 7 図	関層を構成する主要岩類の産状と岩相	21
第 3. 8 図	合戦場層の柱状図	23
第 3. 9 図	合戦場層を構成する主要岩類の産状と岩相 (I)	24
第 3.10 図	合戦場層を構成する主要岩類の産状と岩相 (II)	25
第 3.11 図	葛巻層の柱状図	27
第 3.12 図	葛巻層を構成する主要岩類の産状と岩相 (I)	28
第 3.13 図	葛巻層を構成する主要岩類の産状と岩相 (II)	29
第 3.14 図	葛巻層を構成する主要岩類の産状と岩相 (III)	30
第 3.15 図	層理面ならびに劈開面の極 (等積下半球投影)	33
第 3.16 図	高角度傾斜断層の露頭	35
第 4. 1 図	北上山地の深成岩類	36
第 4. 2 図	葛巻層砂岩 (Jzs) に貫入する一戸深成岩体モンゾ閃緑岩相 (Gm)	37
第 4. 3 図	一戸深成岩体モンゾ閃緑岩の試料写真	38
第 4. 4 図	一戸深成岩体の顕微鏡写真	39
第 5. 1 図	一戸地域における新第三系の層序対比	42-43
第 5. 2 図	地質柱状図	48-50
第 5. 3 図	中新世火山岩の主成分元素全岩化学組成	51
第 5. 4 図	仁左平層及び四ツ役層～門ノ沢層の立体的層序発達概念図	52
第 5. 5 図	仁左平層の露頭写真地点	53
第 5. 6 図	仁左平層の碎屑岩相の産状を示すスケッチ	54
第 5. 7 図	仁左平層及び相ノ山相の偏光顕微鏡写真	55
第 5. 8 図	一戸町相ノ山付近におけるルートマップ	56
第 5. 9 図	相ノ山層の露頭写真	57
第 5.10 図	四ツ役層松倉碎屑岩部層及び小祝泥岩部層の露頭写真	61
第 5.11 図	四ツ役層傾城峠火山岩部層の露頭写真	63
第 5.12 図	珪化木の産状写真	64
第 5.13 図	傾城峠火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真	65
第 5.14 図	四ツ役層上部、門ノ沢層及び末ノ松山層の露頭写真	67
第 5.15 図	門ノ沢層から舌崎層までの層序発達概念図	68
第 5.16 図	模式ルートにおける門ノ沢層の柱状図	69
第 5.17 図	一戸町合川付近における馬淵川・安比川沿いのルートマップ	74
第 5.18 図	合川火山岩部層と五日町砂岩部層の境界部の産状露頭写真(左)と同地点における地質柱状図(左)	75
第 5.19 図	末ノ松山層及び十文字層基底の露頭写真	76
第 5.20 図	合川火山岩部層及び名久井岳火山岩部層の露頭写真	78
第 5.21 図	合川火山岩部層火山碎屑岩相の産状を示す柱状図	79
第 5.22 図	合川火山岩部層及び名久井岳火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真	81
第 5.23 図	末ノ松山層米沢砂岩部層の崩壊関連相の露頭スケッチ	84

第 5.24 図	十文字層の主部の露頭写真	86
第 5.25 図	下斗米火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真	90
第 5.26 図	柳沢層と舌崎層の露頭写真	93
第 5.27 図	模式ルートにおける舌崎層の柱状図	95
第 5.28 図	鳥谷層の代表的地点における地質柱状図	98
第 5.29 図	鳥谷層の火砕流堆積物確認地点	99
第 5.30 図	鳥谷層の露頭写真	100
第 6. 1 図	段丘堆積物の地質総括図	102
第 6. 2 図	段丘地形（面）と段丘堆積物・被覆層の模式断面	103
第 6. 3 図	段丘及び段丘堆積物における先行研究との層序対比図	103
第 6. 4 図	江刺家層の露頭写真	104
第 6. 5 図	江刺家層の代表的地点における地質柱状図	105
第 6. 6 図	七時雨火山扇状地堆積物の露頭写真	106
第 6. 7 図	七時雨火山噴出物の主成分元素全岩化学組成	107
第 6. 8 図	高位段丘堆積物の露頭柱状図	109
第 6. 9 図	中位段丘堆積物の露頭柱状図	111
第 6.10 図	十和田大不動・八戸火砕流堆積物の露頭写真	112
第 6.11 図	折爪岳扇状地堆積物の露頭写真	114
第 6.12 図	低位段丘堆積物の露頭柱状図	116
第 6.13 図	代表的地点における中期～後期更新世の降下テフラ柱状図	118
第 7. 1 図	一戸地域の地質構造	121
第 7. 2 図	折爪断層の露頭写真	122
第 7. 3 図	折爪断層の位置と全体像	128
第 3. 1 表	層理面ならびに劈開面の極大値	33
第 5. 1 表	一戸地域における中新世火山岩の全岩化学組成	58
第 5. 2 表	相ノ山層及び傾城峠火山岩部層を構成する岩石の岩石記載表	59
第 5. 3 表	中新世火山岩のジルコン FT・U-Pb 年代測定結果	59
第 5. 4 表	合川・名久井岳火山岩部層及び下斗米火山碎屑岩部層を構成する岩石の岩石記載表	80
第 5. 5 表	下斗米火山碎屑岩（合川火山岩部層起源）の K-Ar 年代測定結果	82
第 5. 6 表	鳥谷層火砕流堆積物の記載岩石学的特徴	101
第 6. 1 表	江刺家層のジルコン FT・U-Pb 年代測定結果	106
第 6. 2 表	七時雨火山噴出物の全岩化学組成	108
第 6. 3 表	高位段丘堆積物及び被覆層から採取した試料の OSL 年代	109
第 6. 4 表	十和田大不動・八戸火砕流堆積物に関する ^{14}C 年代一覧表	113
第 6. 5 表	加速器質量分析法による放射性炭素年代	116
第 8. 1 表	一戸地域の温泉成績表及びデータ諸元	132
付図 1	北部北上帯ジュラ系における柱状図作成のルート位置	143
付図 2	新生界における地点・柱状図作成ルート図	144-146

付図3 門ノ沢の模式ルート	147-148
付図4 五日町－馬仙峡の模式ルート	149
付図5 十文字川下流の模式ルート	150
付図6 船越山のルート	151
付図7 沢田沢－谷地沢の模式ルート	152
付図8 馬淵川の川口から舌崎の十文字層目時石灰質礫岩部層から舌崎層に至る模式ルート	153-156
付図9 釜沢砂岩シルト岩部層の模式ルート	157
 Fig.1 Summary of geology in the Ichinohe district	 161

第1章 地 形

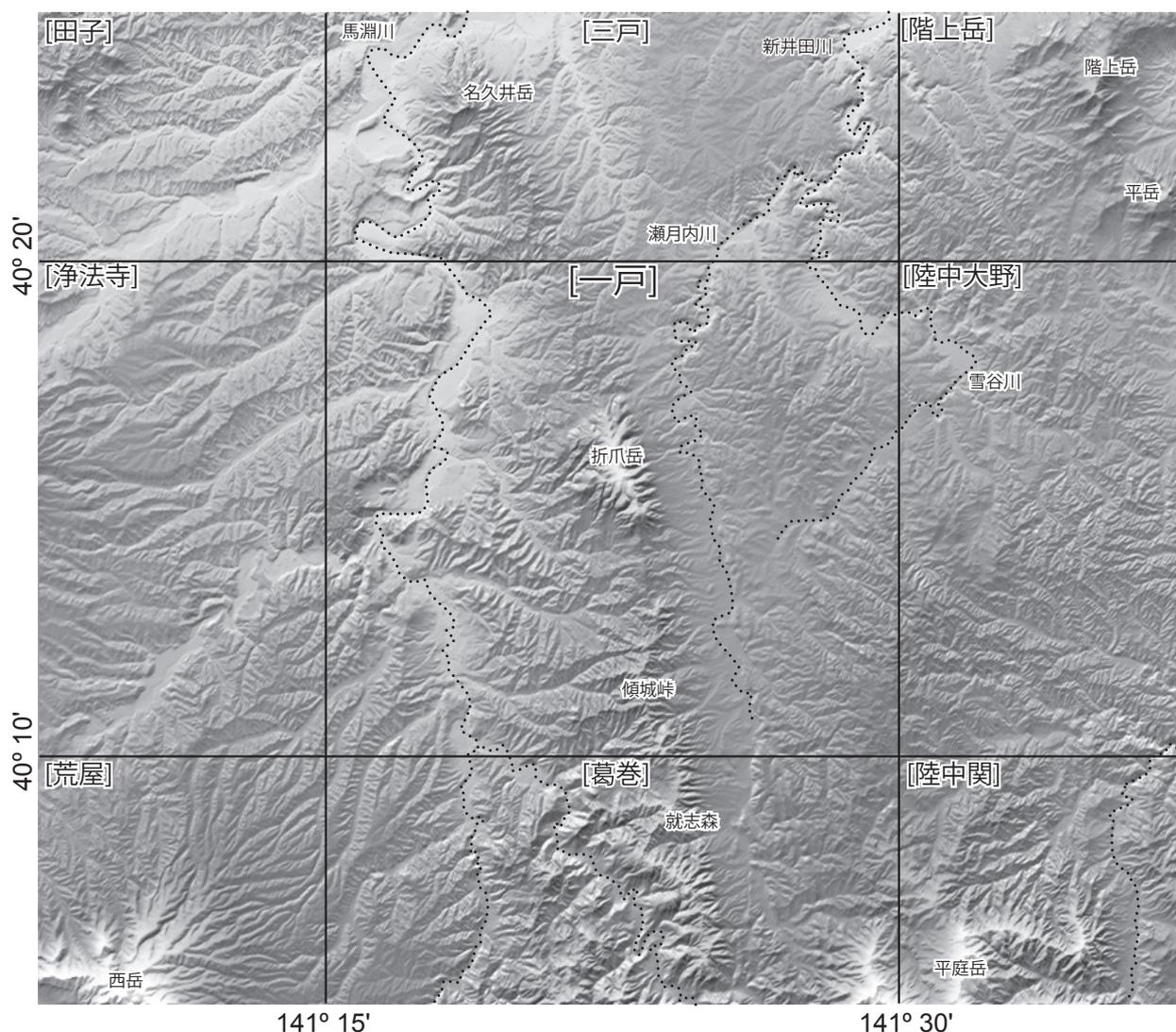
(辻野 匠・工藤 崇・近藤玲介・植木岳雪)

1.1 概 説

一戸地域は、世界測地系（日本測地系 2000）において、北緯 $41^{\circ} 10' 9'' 9 \sim 41^{\circ} 20' 9'' 9$ 、東経 $141^{\circ} 14' 47'' 2 \sim 141^{\circ} 29' 47'' 2$ （従来の日本測地系 Tokyo Datum において北緯 $40^{\circ} 10' \sim 40^{\circ} 20'$ 、東経 $141^{\circ} 15' \sim 141^{\circ} 30'$ ）の範囲に位置し（第 1.1 図）、北上山地の北縁に位置する。隣接する地域としては、北隣に三戸地域、北東隣に階上

岳地域、東隣に陸中大野地域、南東隣に陸中関地域、南隣に葛巻地域、南西隣に荒屋地域、西隣に浄法寺地域、及び、北西隣に田子地域がある。一戸地域に含まれる行政区画としては岩手県二戸市、二戸郡一戸町、九戸郡軽米町・九戸村、久慈市山形町及び青森県三戸郡南部町がある。

本地域周辺の地形は、後述する折爪山脈を境として東西に分けられる。本地域の中央部やや東を北北西－南南



第 1.1 図 一戸地域周辺の地形陰影図

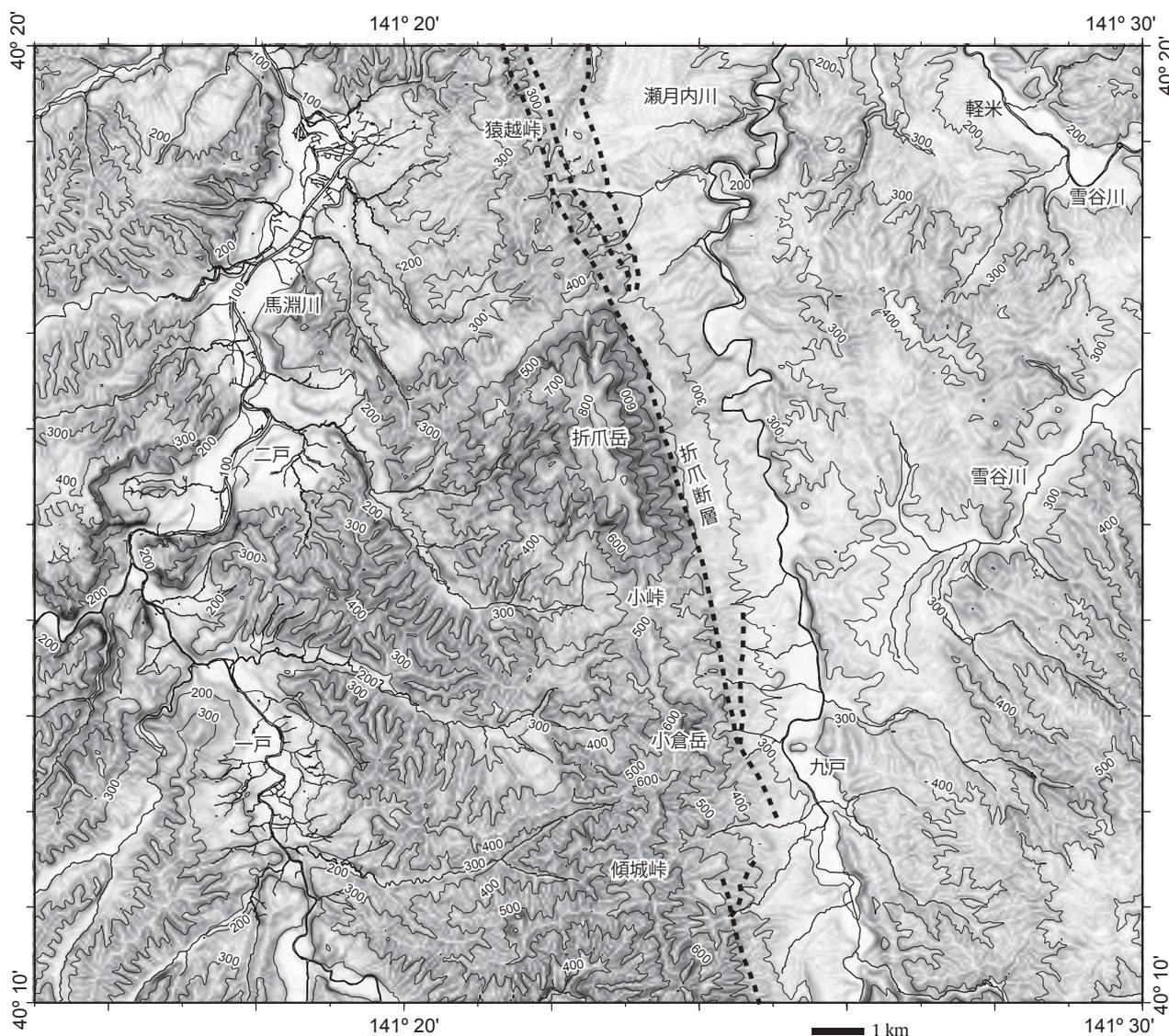
国土地理院 50 m メッシュ数値地図の標高データをもとに GMT (Wessel and Smith, 1995, ver.3, adimuth=330) で描画。緯度経度は日本測地系による。点線は主な河川を示す。

東に伸長する山脈を便宜的に折爪山脈と呼ぶ。なお本地域での最高地点は折爪岳の852mである。本報告では折爪山脈を中央部とし、その東側を東部、西側を西部として記述する。折爪山脈は行政上の区分境界にもなっており、西側は一戸町・二戸市、東側は軽米町・九戸村となっている。更に、この山脈は旧国名の陸奥国（西側）、陸中国（東側）の境界で、江戸時代には盛岡藩と八戸藩の藩境となっており、歴史的・文化的にも大きな境界をなす。地形的には、中央部の南半分は標高500m以上の山地となっているが、北半分は後述する東西の丘陵から連続する丘陵となっている。西部は背面の標高が300～400mの丘陵が広がり、比較的傾斜のある斜面が占める

(第1.2図)。東部は200～300mの起伏の乏しい準平原状の地形が広がり、緩傾斜地であるが、南東部では標高500mを越える高原状の山地となっている。

本地域には主要な河川として後述するように西から馬淵川（西部）、瀬月内川（中央部に近い東部）、雪谷川（東部の東側）が流れており、馬淵川と瀬月内川は、大局的には折爪山脈と平行に流れている（第1.1図）。これらの河川は全て北流し、八戸湾に注いでいる。

以下では、山地及び丘陵について、中央部、西部、東部にわけて記述し、続いて、河川、段丘、低地、地すべり地形についてはそれぞれ全体をまとめて記述する。



第1.2図 一戸地域の地形概念図

国土地理院50mメッシュ数値地図の標高データにもとづき、GMT (Wessel and Smith, 1995) で最大傾斜を計算、 $\text{tangent}=1$ (45度) を黒、 $\text{tangent}=0$ (0度) を白として描画。水崖線は国土地理院発行の基盤地図情報より止水域を除いて抽出。緯度経度は日本測地系による。角点線は折爪断層を示す。

1. 2 山地及び丘陵

1. 2. 1 中央部

前述のとおり、中央部は折爪山脈が占める。折爪山脈は、北から、名久井岳（三戸地域、標高 615 m）、猿越峠（国道工事の前は標高 301 m。さるごえ、さるこしの二種類の読み方がある）、折爪岳（標高 852 m）、小峠（標高 476 m）、小倉岳（標高 652 m）、傾城峠（峠とあるが山頂である。標高 736 m）、就志森（葛巻地域、標高 769 m）と本地域周辺では目立つ山稜となっている。この山脈によって河川が西側の馬淵川水系と、東側の雪谷川・瀬月内川水系に分かれており（第 1. 1 図）、東西の分水嶺となっている。折爪山脈のうち折爪岳山頂周辺が標高が高く、独立した地形的特徴をもつ。すなわち、折爪岳周辺以外は比較的起伏が乏しく比高も低い。折爪岳周辺は、西側（一戸・二戸）から見ると、頂面が平らでなだらかな山容を示すのに対して東側（軽米・九戸）から見ると、深いガリー状の谷が高密度で発達する、険しい山容を示す（第 1. 2 図）。後述するように折爪岳周辺はジュラ系で構成され、それ以外は新第三系で構成されている。更に折爪岳周辺の南方の山地は北方の山地に比べて標高が高い。このことは、南方の山地が削剥されにくい火山岩が主体の地層で、北は砂岩泥岩などの削剥されやすい碎屑岩が主体の地層からなることと調和的である。折爪山脈の北方延長は北隣の三戸地域において再び標高が高まっている。この標高が大きい地域も、火山岩主体の地層が占めている。この折爪山脈の東縁は比較的直線的な遷緩線（折爪断層の断層崖）によって東縁を限られ、その東には瀬月内川によって形成された段丘地形が広がる（第 1. 2 図）。

1. 2. 2 西部

本地域の西部は、大部分が丘陵地形をなしている。これらの丘陵は、300～400 m と背面高度には比較的定高性がある一方で、尾根の幅は比較的狭く、谷の傾斜も急となっており、開析が進んでいる（第 1. 2 図）。丘陵の分布はほぼ新第三系の分布と一致する。南部（一戸町）の馬淵川東岸及び折爪岳近傍では、背面高度が 400 m 程度と比較的標高が高いが、それ以外は標高 200～300 m のことが多い。このような背面高度が高い地域は、新第三系の火山岩の分布域とほぼ一致する。この地域には、周囲の地形よりも顕著に突出した峰があり、二ツ森（標高 621 m）と呼ばれる。これは新第三紀の貫入岩からなる。その他、一戸町の馬淵川沿いには茂谷（標高 383 m）という独立した峰がある。これは白亜紀の火成岩からなる。本地域の南東縁では七時雨山の火山山麓扇状地の末端が含まれている。

1. 2. 3 東部

東部も大部分が丘陵に占められるが、東部の丘陵は、起伏の乏しい標高 300 m 前後の背面高度で、準平原状の地形をなしている（第 1. 2 図）。これらの丘陵は雪谷川の南東側（上流）と北西側（下流）とで 2 分される。南東側区域は標高 500 m を越える山地が広がり、南方の北上山地へと連続する。支流の方向は雪谷川に直交する北北西－南南東方向が卓越している。北西側区域は上述した準平原状の地形が典型的に発達しており、支流の河川は谷幅が広く傾斜もゆるく、支流の流路は雪谷川や瀬月内川に直交する方向となっている。東部の丘陵域の最高点は、南東側区域の久慈市（旧山村地域）の山形基幹牧場内の三角点（568 m）にあり、ジュラ系が広く分布している。

1. 3 河川

本地域の 3 つの大きな河川、馬淵川、瀬月内川と雪谷川のうち、馬淵川は一級河川である。瀬月内川・雪谷川は二級河川で三戸地域で合流し、新井田川（二級河川）と名前が改まる。水系として東部の馬淵川、西部の瀬月内川・雪谷川に大別できる。

馬淵川の支流の伸長方向は、馬淵川の上流／下流、西岸／東岸で異なった特徴を示す。すなわち、上流（一戸町）では馬淵川東岸側の支流は東西方向に流れるのに対して西岸側の支流は北北東－南南西方向に流れる。下流（二戸市）では西岸が東西方向で、東岸（二戸市仁左平地域）は合流点付近では北北西－南南東方向に流れるが、河川の屈曲が組織地形的に認められる（第 1. 2 図）。屈曲は上流は北東－南西方向、下流は北西－南東方向に流路が転向するもので屈曲点は北北東－南南西方向に配列する。また、馬淵川の支流に合流する枝沢（二次支川）は支流に対して直交し、間隔は 500 m 未満と高密度で発達することが多い。瀬月内川は折爪山脈に沿って流路をほぼ南北に持つが、本地域の北部では蛇行が著しい（第 1. 2 図）。雪谷川の上流部は本地域の南東部に位置し北東にむかって流れるが、小軽米（東隣、陸中大野地域）において北西へ屈曲したのち、南東へ流路をかえ、再び本地域内を流れる。雪谷川の最上流部では本流は再び屈曲し北から南への流路となるが、二次支流は九戸村市街北東（長興寺）で瀬月内川の支流と隣合う。この分水嶺の標高は 305 m である。

1. 4 段丘

本地域の河川沿いには多数の段丘面が発達する。段丘は高位、中位、低位の 3 段に大きく区分できる。ただし、中位段丘と低位段丘の間には十和田大不動火砕流堆積物及び十和田八戸火砕流堆積物の堆積面があり、段丘状の

地形をなしている。以下に、地形的上位から説明する。

高位段丘は馬淵川水系では浅内面、雪谷川水系では向川原面が、丘陵の縁に点在している。中位段丘は馬淵川水系では草木面、瀬月内川水系では早渡面が発達している。中位段丘は河川と丘陵の間の斜面に、ある程度の面積をもった平坦面として存在するが上流・下流への連続性はよくない。なお、高位段丘は瀬月内川水系では地形面としては認定できず、中位段丘は雪谷川水系では認定できない。

次に、火砕流の堆積面としては、一戸面（十和田大不動火砕流の堆積面）、福岡面（十和田八戸火砕流の堆積面）があり、主に馬淵川水系に分布している。一戸面の分布は局所的だが、福岡面は連続的に分布する。低位段丘は河川沿いの広い面積を占めることが多く、よく連続する。馬淵川水系では、上位より米沢面、堀野面があり、瀬月内川・雪谷川水系では同様に、蓮台野面、伊保内面が分布する。

また、馬淵川においては、新第三紀火山岩が露出する地域（馬仙峡・金田一姉滝付近）及びジュラ系露岩域（一戸町女鹿口の南）では流路が狭窄しており、低位段丘は発達しない。雪谷川においても、同様の狭窄部は軽米町市街の上流側境界（上館車門）及び下流側境界（上館横井内）、瀬月内川の支流の郷坂川（外川目と君成田の間）にも認められる。一方で、瀬月内川本流では狭窄の著しいところでも蛇行が発達し、低位段丘が発達している。

1.5 低地

低地をなす地形として本地域では氾濫原と谷底低地があり、本報告では一括して記述する。なお、河川沿いの平坦面の大部分は低位段丘で段丘地形として記述した。氾濫原と谷底低地は、馬淵川、瀬月内川、雪谷川やそれらの支流の河川沿いに、以下の地点で僅かに分布するのみである。馬淵川水系では、下流から二戸市金田一、二戸市福岡下川原（日金橋）、石切所、古川、二戸市馬仙峡対岸、一戸町中里、諏訪野に、瀬月内川水系では軽米町新井田、九戸村菅波、柿ノ木、荒田、三沢、伊保内、館ノ下など、雪谷川水系では軽米町軽米、車門、円子（下円子～上円子）、下細屋、五枚橋、雪屋に、それぞれ分布する

1.6 地すべり地形

本地域には二戸市金田一及び折爪岳南方、一戸町茶屋場及び中里において、比較的規模の大きな地すべり地形が認定できる。これらは馬蹄形の頂部（分離崖）をもち、傾斜が一定せず起伏に富む斜面をなしている。このうち、折爪岳南方を除いたものは、幅が1 km弱、長さが1～2 km程度で、末端が馬淵川、小井田川、二ツ石川といった、馬淵川及び馬淵川からの一次支川に接している。この他、より小規模の地すべり地形は丘陵地域・山地地域に認められ、新第三系中あるいは新第三系とジュラ系との境界となる断層沿いに発達していることが多い。

第2章 地質概説

(辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪)

2.1 地質系統

一戸地域の地質総括図を第2.1図に示す。本地域の地質系統は、下位よりジュラ系、下部白亜系、新第三系（一部古第三系?）、第四系に区分できる。各地質系統の分布の特徴から本地域は東部、中央部、西部に大きく三分できる。東部と中央部の境界は瀬月内川付近で、それ以東が東部となる。東部には軽米町と九戸村が含まれる。中央部は折爪山脈及びその山麓であり、軽米町と二戸市、九戸村と一戸町の市町村境を含んでいる。中央部と西部の境界は明瞭ではないが、西部は二戸市・一戸町の馬淵川沿いの丘陵地が主体となる。

ジュラ系は主に本地域の東部と中央部に広く分布し、西部にも点在する。上部中新統の中部より下位の中新統は本地域の西部に広く分布し、軽米町の中心部にも局所的に発達する。上部中新統の上部～下部更新統は本地域の中央部に主に分布し、中部更新統～完新統は河川沿いに分布する。次に、それぞれの地質系統の概要を下位から順に記す。

ジュラ系

一戸地域に分布するジュラ系は北部北上帯に属する付加複合体であり、泥岩・砂岩などの陸源性砕屑岩と遠洋性堆積岩であるチャートを主体とし、苦鉄質岩（玄武岩・ドレライト・火山砕屑岩など）及び石灰岩などの海山起源の岩石を伴う。一戸地域におけるジュラ系の分布は主に東部・中央部・西部に三分され、東部と中央部～西部において互いに異なる特徴を示す岩相ならびに地質構造が認められる。

瀬月内川以東の東部では、砂岩・泥岩が卓越しチャートが比較的多く伴われており、これらが北西-南東走向ないし北北西-南南東走向で西または東に高角傾斜している。また北東端の軽米町付近には、苦鉄質岩・チャート・砂岩の岩体を挟有する砂岩泥岩互層や粘板岩質泥岩が分布する。中央部の折爪岳～小倉岳周辺では、顕著な面構造（劈開）が形成された泥質混在岩が主体をなし、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩体ならびに岩塊が伴われる。これらの走向は東部と同様に北北西-南南東であるが、傾斜は緩く南西に中角度で傾斜する。これらに対し西部では、広範囲に新第三系に被覆されているため、馬淵川河床やその支流沿いに小規模な分布をもって露出している。この区域では中央部と同様に、苦

鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩体・岩塊を包有する泥質混在岩が露出する。

本地域では上記のように、異なる岩相組合せを持つジュラ系が分布する。従って、その分布と岩相的特徴に基づき下位より、高屋敷層・関層・合戦場層・葛巻層に区分する。高屋敷層・関層・合戦場層は東部の瀬月内川以東に、また葛巻層は中央部～西部に露出する。各層の岩相的特徴と地質時代は、以下の通りである。

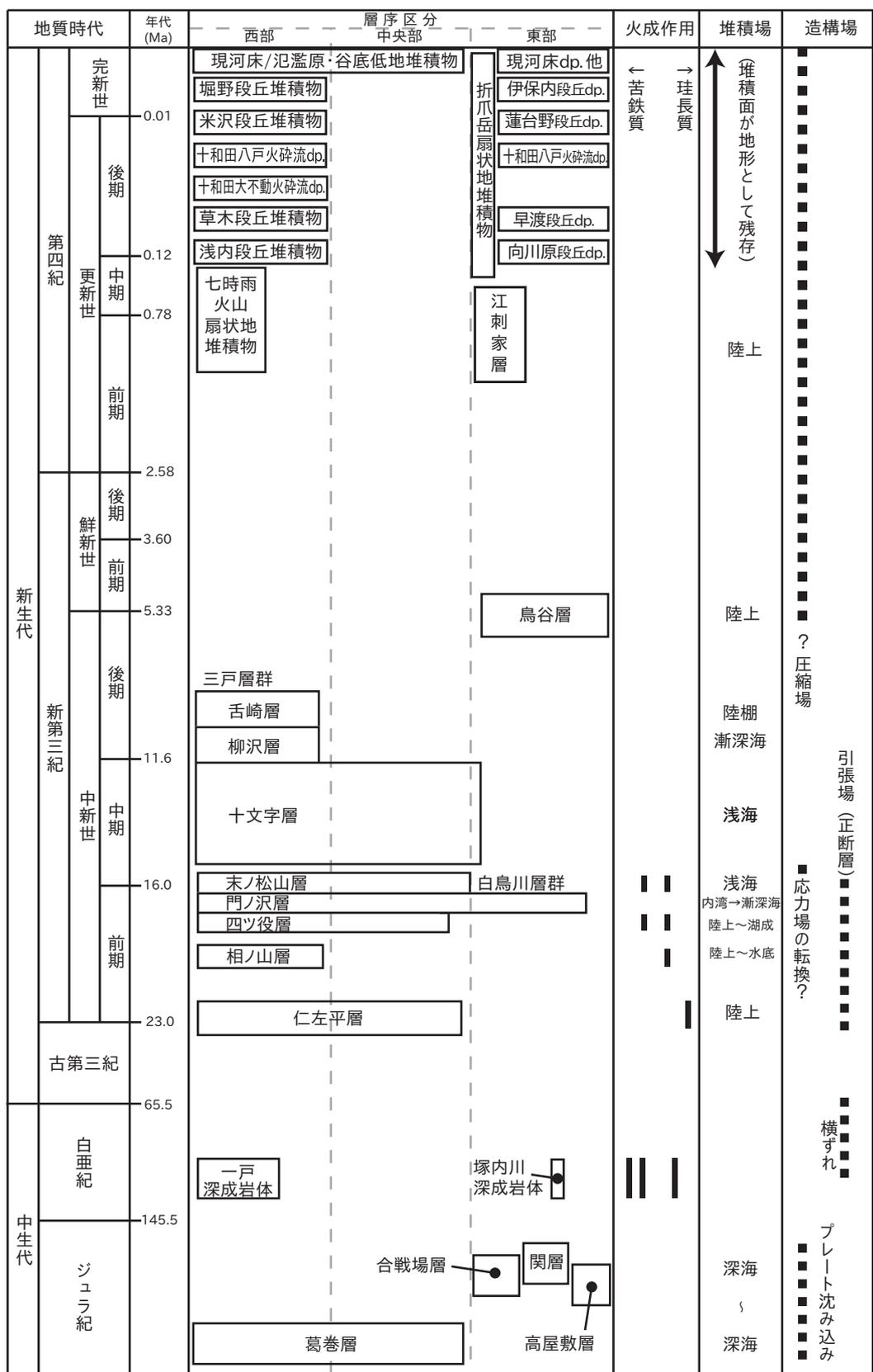
高屋敷層は、成層構造が破断・分断された砂岩泥岩互層と顕著な劈開が形成された粘板岩質泥岩を主体とし、チャート・珪質泥岩・泥岩・苦鉄質岩などを僅かに伴う。高屋敷層の下限は一戸地域外にあることから、本層の全層厚は不明であるが、本地域内に限ると約3,500 mである。一戸地域の南東方ではあるが、砂岩転石から発見されたアンモナイト化石（小貫, 1956; Suzuki *et al.*, 2007）に基づく、高屋敷層はジュラ紀後半のオックスフォーディアン期に堆積・形成されたと見せる。

関層と合戦場層の構成岩類の組合せは類似するが、その量比は著しく異なる。しかしながら両層とも、下部のチャートとそれに累重する上部の珪質泥岩・泥質岩（粘板岩質泥岩・葉理質泥岩）から構成される層序（海洋プレート層序に対比可能なチャート-砕屑岩シーケンス）が繰返す覆瓦構造をなす。

関層は、少なくとも3回繰返すチャート-砕屑岩シーケンスから構成され、粘板岩質泥岩・葉理質泥岩を主体とし、チャートと少量の珪質泥岩・砂岩を伴っている。層厚は、2,000 m～2,800 m程度である。隣接地域に露出する泥岩から産出した放射虫化石（中江・鎌田, 2003）に基づく、関層はキンメリッジアン期に堆積・形成されたと判断される。

合戦場層の構成岩類としては、チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・葉理質泥岩が含まれるものの、砂岩が著しく卓越する。これらの構成岩類は少なくとも2回繰返すチャート-砕屑岩シーケンスを形成する。層厚は少なくとも2,000 m以上である。珪質泥岩と泥岩から産出した放射虫化石（Nakae, 2016）に基づき、オックスフォーディアン期中頃～キンメリッジアン期末頃を本層の堆積・形成時期とみなす。

葛巻層の主要構成岩類としては、千枚岩質泥岩ならびに泥質混在岩が卓越し、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩などからなる岩体が伴われている。千枚岩質泥岩・泥質混在岩は繰返し露出する傾向を示し、こ



第 2.1 図 一戸地域の地質総括図
 地すべり堆積物、崖錐・沖積錐堆積物は省略した。ジュラ系については構造的上位は、葛巻層、合戦場層、関層になる。dp.: 堆積物。

これらの間に岩体が不規則に挟有される特徴を有する。層厚は、6,000 m 程度と見積られる。葛巻層においては周辺地域を含め、堆積時期を明確に決定できる化石が得られていない。しかしながら泥岩より、トアルシアン期～バトニアン期を示す可能性がある保存不良な放射虫化石 (Nakae, 2016) が産出しているため、この時期を本層の堆積・形成時期とみなす。

下部白亜系

下部白亜系深成岩は、一戸深成岩体及び塚内川深成岩体 (新称) からなる。これらの深成岩体はジュラ系に貫入するが、ともに小規模で、一戸深成岩体は本地域西部の一戸町茂谷から樋ノ口にかけて、東西 1.7 km × 南北 2.1 km の楕円形の分布を示し、塚内川深成岩体は本地域東部の軽米町上館仲軽米南西・山田北東 (塚内川) において同じく 150 m × 400 m の非常に限られた分布を示す。

一戸深成岩体は、モンゾ閃緑岩相及び石英モンゾニ岩相に分けられる。モンゾ閃緑岩相は黒雲母、単斜輝石、斜方輝石、角閃石、かんらん石を含む中粒モンゾ閃緑岩を主とし、斑れい岩、石英閃緑岩、石英モンゾ閃緑岩等を含む。石英モンゾニ岩相は中粒黒雲母角閃石石英モンゾニ岩からなる。両岩相の年代はほぼ一致しており、カリ長石及び黒雲母の K-Ar 年代として 116 ~ 100 Ma (河野・植田, 1965)、Sr 同位体年代では黒雲母 - 全岩年代 110 ~ 101 Ma と全岩アイソクロン年代で 105 ± 30 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値として 0.7041 が得られている (Kubo, 1977)。塚内川深成岩体は、中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなるが、風化が著しい。

新第三系

一戸地域に分布する新第三系は、下位から、仁左平層、相ノ山層、四ツ役層、門ノ沢層、末ノ松山層、十文字層、柳沢層、舌崎層、及び鳥谷層からなる (第 2.1 図)。このうち四ツ役層から舌崎層は部層に細分される (第 2.2 及び 2.3 図)。また、四ツ役層以下の中新統は前期中新世の貫入岩に貫かれている。この貫入岩は四ツ役層に含まれる。また、四ツ役層、門ノ沢層、末ノ松山層は白鳥川層群に、十文字層、柳沢層、舌崎層は三戸層群にまとめられる。下位から順に各層の概略を記す。

仁左平層は、本地域の新第三系の最下位を構成し、折爪岳周辺や二戸市仁左平付近においてジュラ系・白亜系を不整合に覆う。流紋岩質の火砕流堆積物 (大部分が溶結) を主体とする地層で、最下部には陸成の礫岩・砂岩・泥岩が見られる。火砕流堆積物の年代は 22 ~ 23 Ma (Tagami *et al.*, 1995; Hasebe *et al.*, 2013) と下部中新統の下限に近く、そのため下位の陸成層の堆積時期は漸新世まで遡る可能性がある。

相ノ山層は、デイサイト質の無斑晶状溶岩とそれを母材とする礫岩からなり、本地域西部の一戸町相ノ山南東

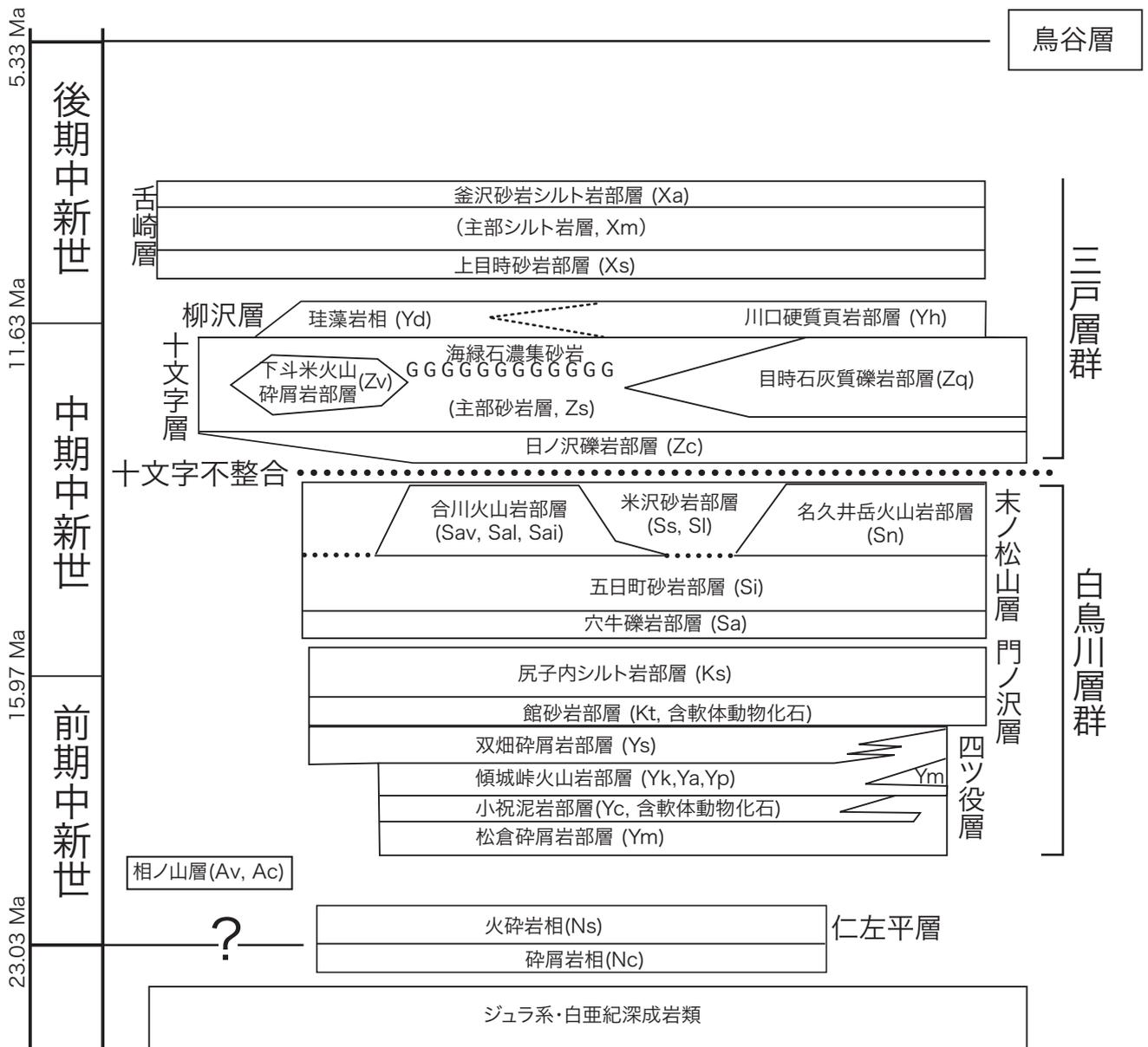
に局所的にのみ分布し、周囲を断層により限られている。仁左平層とは分布が離れており、層序関係は不明であるが、岩石学的特徴と約 20 Ma のフィッシュトラック年代 (前期中新世の中葉) に基づくと、本層は仁左平層とは異なる火山活動の産物と考えられる。

四ツ役層は下位から陸成の礫岩・砂岩・泥岩からなる松倉碎屑岩部層、海棲軟体動物化石を多産する泥岩・砂岩からなる小祝泥岩部層、火山碎屑岩を主体とした傾城峠火山岩部層、陸成の礫岩・砂岩・泥岩からなる双畑碎屑岩部層とに細分される。これらの部層は大局的には上下の関係にあるが、一部で複雑に指交する。本層は、一戸地域の中央部 (折爪山脈) と西部の南側から更に南の葛巻地域に広く分布する。本層の堆積年代は、軟体動物化石の生層序及び傾城峠火山岩部層の放射年代から、18 - 16.5 Ma (前期中新世の後半) と判断される。

門ノ沢層は、基底の館砂岩部層と主体を占める尻子内シルト岩部層からなる。館砂岩部層は四ツ役層を整合に覆う砂岩・礫岩であり、海棲軟体動物化石 (門ノ沢動物群) を多産する。尻子内シルト岩部層は青灰色～明灰色のシルト岩からなり、凝灰岩の薄層を挟有する。本層は、一戸地域の西部に広く分布しているほか、東部の軽米町市街地にも局所的に分布する。本層の堆積年代は微化石層序から 16.5 Ma ごろ (前期中新世～中期中新世) と判断される。

末ノ松山層は門ノ沢層を軽微な不整合で覆う。青灰色の凝灰質な砂岩を主体とする地層で、下位から穴牛礫岩部層、五日町砂岩部層、合川火山岩部層、名久井岳火山岩部層、及び米沢砂岩部層に細分される。穴牛礫岩部層は斜交層理が顕著な礫岩・砂岩からなる。これは上位にむかって細粒化し、細粒～中粒砂岩で凝灰質な五日町砂岩部層に漸移する。合川火山岩部層・名久井岳火山岩部層は分布が離れているが、どちらも末ノ松山層中部に発達する火山碎屑岩を主体とする地層及び貫入岩からなる。この上位の米沢砂岩部層は、下位の五日町砂岩部層よりも粗粒で、斜交層理が認められることがある。また、北側にむかってスランプ相を示すようになる。本層は西部に広く分布するほか、三戸地域にも分布が伸びている。本層の堆積年代は微化石層序及び挟在する火山岩の放射年代から 16.5 - 15 Ma (中期中新世の最前葉) と判断される。

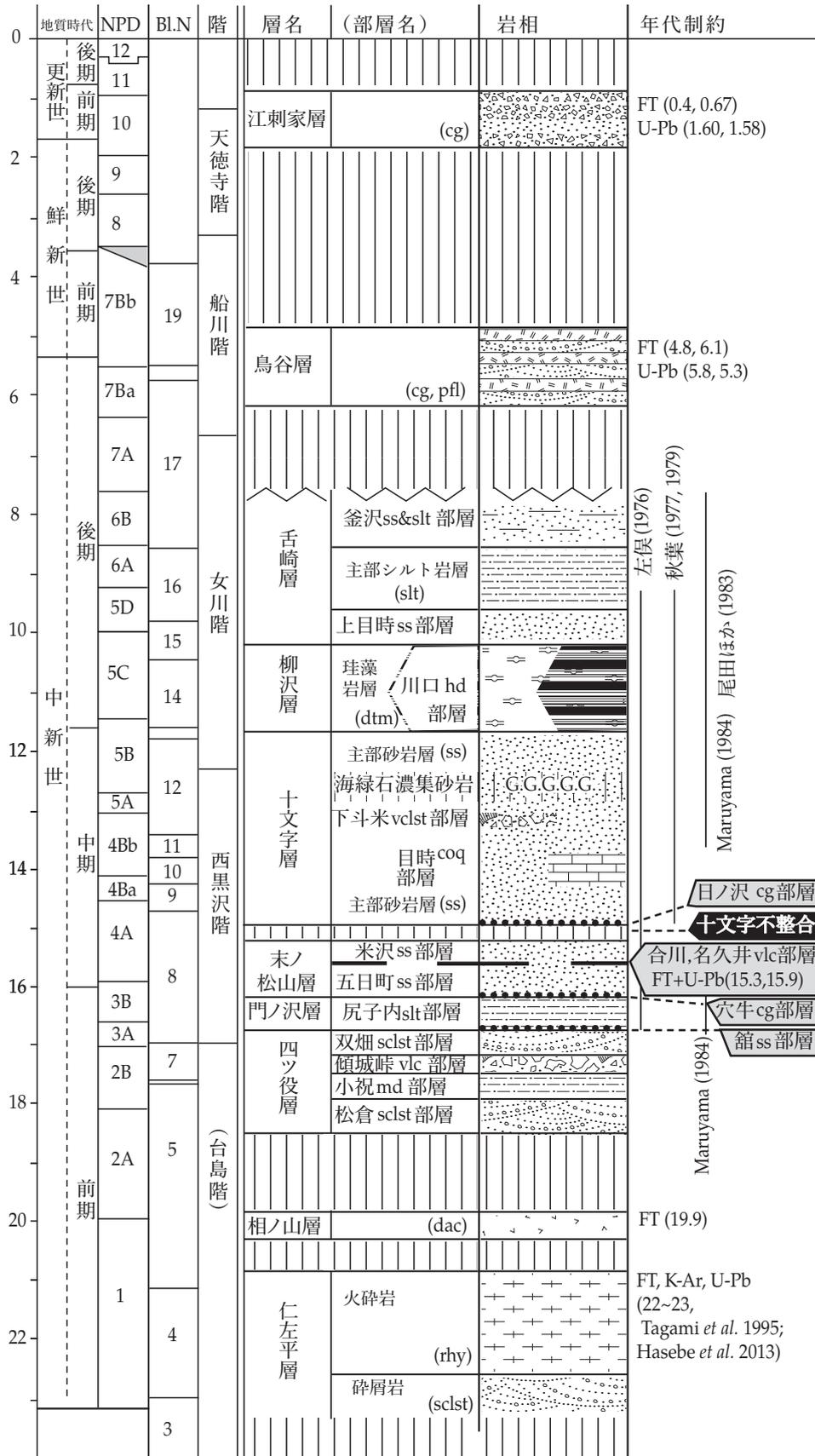
十文字層は、凝灰質砂岩主体の地層で、岩相変化に富み、砂岩以外の岩相は日ノ沢礫岩部層、目時石灰質礫岩部層、下斗米火山碎屑岩部層として区別される。日ノ沢礫岩部層は十文字層基底を占める礫岩・砂岩で斜層理が認められ、下位の末ノ松山層を大きく割り込むことがある。目時石灰質礫岩部層は、生物源碎屑物からなる細粒礫岩を主体とした地層で、平板状斜層理が顕著である。本部層は十文字層の中部に位置する。下斗米火山碎屑岩部層は合川火山岩部層の火山岩が再堆積した地層で、礫



第2.2図 一戸地域の中新統層序概念図
記号は地質図上での略号。ただし、GGG...は海緑石濃集層を指す。

→第2.3図 一戸地域の中新統～下部更新統の年代層序概念図

縦軸を年代としているので、地質学的に短時間で堆積した地層はこの図では薄く表現されるので注意。NPDは珪藻化石帯で、Yanagisawa and Akiba (1998) によるが、年代値はWatanabe and Yanagisawa (2005) の改訂を反映させている。Bl.NはBlow Number (Blow, 1969) と呼称される浮遊性有孔虫の化石帯番号で、年代値はNathan and Leckie (2003) を使用している。階(時階)は秋田標準時階といわれるもので、命名は池辺(1962)によるが、定義については西黒沢階以上は鹿野ほか(2011)による。台島階については模式地において層序が改訂され(鹿野ほか, 2011)、台島階は時階設定から外されている。実際の台島層は下位の野村川層とあわせて22-19.5 Ma ころの堆積物と考えられている。地層名については紙幅の都合上、以下の省略表記をしている: 松倉 sclst 部層は松倉碎屑岩部層; 小祝 md 部層は小祝泥岩部層; 傾城峠 vlc 部層は傾城峠火山岩部層; 双畑 sclst 部層は双畑碎屑岩部層; 尻子内 slt 部層は尻子内シルト岩部層; 五日町 ss 部層は五日町砂岩部層; 合川, 名久井岳 vlc 部層は合川火山岩部層及び名久井岳火山岩部層; 米沢 ss 部層は米沢砂岩部層; 目時 coq 部層は目時石灰質礫岩部層; 下斗米 vclst 部層は下斗米火山碎屑岩部層; 川口 hd 部層は川口硬質頁岩部層; 上目時 ss 部層は上目時砂岩部層; 釜沢 ss&slt 部層は釜沢砂岩シルト岩部層。層については以下のように () に卓越する岩相を記した: Nc は仁左平層の碎屑岩相で、Ns は火砕岩相である。cg は礫層; dac はここではデイサイト質の溶岩; dtm は珪藻岩; pfl は火砕流堆積物; rhy はここでは流紋岩質の火砕岩、sclst は珪質碎屑岩; ss は砂岩; slt はシルト岩。



サイズの粗粒な火山砕屑岩を主体とする。十文字層は西部の北西側に分布し、北接する三戸地域及び西接する浄法寺地域にも分布がある。本層の堆積年代は微化石層序から 15–12 Ma (中期中新世) と判断される。

柳沢層は、十文字層から漸移する泥質な細粒堆積岩で、未続成の珪藻質泥岩・珪藻岩の岩相と、それが続成作用により硬質頁岩になった岩相とに細分できる。未続成相は白色で軟質の珪藻岩だが、陸源泥質成分が多い層準や砂岩層と互層する層準もある。硬質頁岩は暗色～黒色で、所により砂岩層を挟有しており、砂岩が注入岩状の産状を示すこともある。なお、硬質頁岩化した地層は川口硬質頁岩部層と称される。続成による硬質頁岩化の程度は北部ほど著しく、本地域の北部から三戸地域にかけては硬質頁岩となっており、その南側だけが未続成相である。本層も西部の北西側に分布するほか、三戸地域にも分布する。本層の堆積年代は微化石層序から 12–10.5 Ma (後期中新世の最前葉) と判断される。

なお、これまでは、十文字層の粗粒堆積物と柳沢層の細粒堆積物を一括して留崎層とされてきたが、柳沢層の堆積環境は十文字層の浅海の堆積環境それと比べて大きく異なり、深海化・陸源砕屑物の寄与の激減が示唆されるので本報告では、十文字層と柳沢層に分割した。

舌崎層は、シルト岩を主体とする地層であるが、基底層は上目時砂岩部層として、また最上部に見られるシルト岩砂岩互層は釜沢シルト岩砂岩部層として、本層主部から区別される。上目時砂岩部層は砂岩・細粒礫岩からなる。砂岩は凝灰質だが、時に非常にアルコース質となり、斜層理が発達しており、柳沢層を削り込みつつ累重している。本層主部のシルト岩は破片化した陸上植物遺骸をよく含み、挟在する凝灰岩には斜層理が認められることがある。最上部の釜沢シルト岩砂岩部層はシルト岩と砂岩の互層からなる。本層は一戸地域西部の北縁付近に分布する他、北接する三戸地域に分布が伸びる。本層の堆積年代は微化石層序から 10.5–8.5 Ma (中期中新世) と判断される。

鳥谷層は、火砕流堆積物、礫層、砂層、及び泥層からなる陸成層である。本地域の東部 (折爪断層の東側) にのみ分布し、折爪断層の東辺では十文字層の目時石灰質礫岩部層を不整合に覆うほか、更に東の軽米町市街地ではジュラ系・門ノ沢層、十文字層の上を覆っている。本層の堆積年代は放射年代測定から 6–5 Ma (中新世末期～鮮新世最初期) と判断される。

堆積環境の変化は次のように要約できる (第 2. 1 図)。仁左平層堆積時は陸上環境で、流紋岩マグマによる火山活動があった。相ノ山層堆積時も陸上環境であり、デイサイトマグマによる火山活動があった。四ツ役層堆積時も陸上環境だが、河川の環境が卓越するようになり、松倉砕屑岩部層が堆積したが、小祝泥岩部層堆積時になると浅海的环境に変わった。その後の傾城峠火山岩部層堆

積時になると再び陸上環境に戻り、玄武岩質安山岩～安山岩マグマを主体とした火山活動が卓越するようになる。双畑砕屑岩部層堆積時になると、この火山活動が終息し再び河川環境に戻った。次に、門ノ沢層堆積時には再び海の進入があり、下位の館砂岩部層堆積時には内湾の環境だったが、尻子内シルト岩部層堆積時には水深が大きくなり外洋的環境に変遷した。末ノ松山層堆積時には浅海化し、合川火山岩部層・名久井岳火山岩部層堆積時には、玄武岩質安山岩～安山岩マグマを主体とした火山活動があった。不整合を挟んだ上位の十文字層堆積時も同じく浅海で、目時石灰質礫岩部層で認められるように場所により流れの強いところもあった。柳沢層堆積時には深海化し、陸源砕屑物も供給されないような広域に海が広がる環境になった。舌崎層堆積時には浅海化し、陸棚の環境になった。舌崎層堆積後、200 万年程度の堆積間隙を挟んで陸成の鳥谷層が堆積した。

(4) 第四系

一户地域の第四系は全て陸成層からなり、大きく 2 つの地層群、すなわち、地形面が堆積面として明瞭に残っていないものと、明瞭に残っているものに分けられる (第 2. 1 図)。前者は下部～中部更新統の江刺家層と七時雨火山扇状地堆積物からなり、後者は中部更新統の高位段丘堆積物 (浅内段丘堆積物及び向川原段丘堆積物)、上部更新統の中位段丘堆積物 (草木段丘堆積物及び早渡段丘堆積物)、十和田大不動火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物、上部更新統～完新統の折爪岳扇状地堆積物、低位段丘堆積物 (米沢段丘堆積物、蓮台野段丘堆積物、堀野段丘堆積物及び伊保内段丘堆積物)、地すべり堆積物、崖錐・沖積錐堆積物、完新統の氾濫原及び谷底低地堆積物、現河床堆積物からなる (第 2. 1 図)。

江刺家層は、礫層を主体とする地層で、折爪山脈の東麓に沿って分布する。本層は、上部中新統～下部鮮新統の鳥谷層を不整合に覆い、明瞭な扇状地地形を成す折爪岳扇状地堆積物に不整合に覆われる。FT・U-Pb 年代値より本層の堆積年代は 1.6–0.4 Ma (前期～中期更新世) と推定される。

七時雨火山麓扇状地堆積物は、七時雨火山の山麓に分布する火山麓扇状地堆積物であり、礫層からなる。本地域では南西部のみに局所的に分布し、中部中新統の十文字層を不整合に覆う。七時雨火山噴出物の放射年代及び高位段丘の地形面との関係から、本堆積物の堆積年代は 1–0.13 Ma (前期～後期更新世) の間と推定される。

高位段丘堆積物は、馬淵川水系の浅内段丘堆積物と雪谷川水系の向川原段丘堆積物からなる。どちらも礫層、砂層及びシルト層からなり、十和田 T-6 テフラ及び洞爺火山灰 (112 ka) に覆われる。テフラ層序との関係及び本堆積物の OSL 年代より、両段丘堆積物は MIS6 末期から MIS5e にかけて堆積したと考えられる。

中位段丘堆積物は、馬淵川水系の草木段丘堆積物と瀬

月内川水系の早渡段丘堆積物からなる。どちらも礫層及び砂層及からなり、洞爺火山灰には覆われない。早渡段丘堆積物は、十和田大不動火砕流堆積物に覆われる。テフラ層序との関係及び一戸面（十和田大不動火砕流堆積物の堆積面）との関係より、両段丘堆積物は112～36 kaの間に堆積したと考えられる。

十和田大不動火砕流堆積物は、十和田火山を給源とする流紋岩質の軽石流堆積物である。主に馬淵川水系の地形的低所を埋めて断続的に分布する。また、高位段丘堆積物や中位段丘堆積物上を薄く覆う。本堆積物は河川浸食により段丘化し、火砕流堆積面は一戸面と呼ばれる。本堆積物の堆積年代は、既存の¹⁴C年代より36 ka（暦年代）である。

十和田八戸火砕流堆積物は、十和田火山を給源とするデイサイト～流紋岩質の軽石流堆積物である。主に馬淵川水系の地形的低所を埋めて断続的に分布する。また、高位段丘堆積物や中位段丘堆積物上を薄く覆う。本堆積物は河川浸食により段丘化し、火砕流堆積面は福岡面と呼ばれる。本堆積物の堆積年代は、既存の¹⁴C年代より15.5 ka（暦年代）である。

折爪岳扇状地堆積物は、礫層及び砂層からなり、江刺家層を不整合に覆う。本堆積物は、折爪岳東方の限られた地域にのみ分布し、複数の扇状地からなる比較的新鮮な地形面を示す。本堆積物の堆積年代は、江刺家層の上位であることから少なくとも40万年前以降と考えられる。また、新鮮な扇状地を保持していることから、その堆積時期は完新世にまで及ぶ可能性がある。

低位段丘堆積物は、馬淵川水系の米沢段丘堆積物及び堀野段丘堆積物、瀬月内川・雪谷川水系の蓮台野段丘堆積物及び伊保内段丘堆積物からなる。いずれも礫層、砂層及びシルト層からなる。テフラ層序及び段丘面高度との関係より、各段丘堆積物の堆積年代は、米沢段丘堆積物が15.5～9.2 ka、蓮台野段丘堆積物が36～9.2 ka、堀野段丘堆積物及び伊保内段丘堆積物が9.2 ka以降と判断される。

地すべり堆積物は、地すべり運動に伴って移動・堆積した堆積物の総称であり、地質図では母岩の構造が乱されたものを地すべり堆積物として表現している。崖錐・沖積錐堆積物は、山地・丘陵から運搬された碎屑物が緩斜面に到達し、運搬力を失なって堆積した未固結の砂礫からなる堆積物であり、小規模な扇状地状の地形をなすことがある。氾濫原及び谷底低地堆積物は、礫、砂及び泥からなり、河川沿いに平坦面をなして分布する。現河床堆積物は、礫及び砂からなり、馬淵川、瀬月内川、雪谷川などの河床に分布する。

2.2 地質構造

最初に各地層ごとの地質構造の特徴を述べ、次に、本

地域全体の断層の特徴を述べる。

ジュラ系の走向・傾斜から、高角傾斜の東部と、比較的low角の中央部・西部とに大別できる。東部の東側には同斜構造の高屋敷層及び関層が分布し、西側には翼角の閉じた褶曲が顕著な合戦場層が分布している。中央部の葛巻層は同斜構造を示す。また、ジュラ系を規制する構造は、形成時期の違いから、4つのタイプに識別できる。1つ目は各層内部で見られる覆瓦構造で、付加作用にもなった岩相の繰り返し構造である（ジュラ紀中頃～末頃）。2つ目は各層の境界となる断層（ジュラ系の「層序単元境界断層」）で地層の走向とほぼ一致または若干の斜交を示す（ジュラ紀中頃～末頃）。3つ目はこれらの構造を変形させジュラ系全体の分布を規制する褶曲構造（ジュラ紀末頃～白亜紀前半）で、4つ目に、以上の構造を切断し変位を与える高角の断層（白亜紀前半～新第三紀）である。

このうち、層序単元境界断層は東から関-大平断層、滝ノ沢-蓬ヶ森断層及び折爪断層がある。関-大平断層は高屋敷層と関層との、滝ノ沢-蓬ヶ森断層は関層と合戦場層との、折爪断層は合戦場層と葛巻層との層序単元境界断層である。高角断層は一般走向にほぼ平行で、高角傾斜でジュラ系を切断するもので、左横ずれまたは断層西側が相対的に沈降した運動が考えられる。東から辻ヶ沢断層、勘丁断層、大雪屋断層、三沢断層、新井田東方の断層、長興寺断層、伊保内断層及び小峠断層があり、それぞれの断層の長さは2～13 km程度である。

次に、新生代の地質体の走向・傾斜及び断層について概説する。なお、褶曲については走向・傾斜のゆらぎが大きいので、明瞭に認定できるものはない。本地域の新生界の地層の傾斜はいくつかの断層近傍を除くと低角（15°以下）である。走向はまちまちで一般走向・一般傾斜と一概に言えるものはないが、白鳥川層群（四ツ役層、門ノ沢層及び末ノ松山層）では西側傾斜、三戸層群（十文字層、柳沢層及び舌崎層）では北西傾斜が卓越する傾向にある。

本地域の新生界に関係する断層は北北西-南南東走向の断層とそれにほぼ直交する北東-南西方向の断層がある。前者には主要なものとして、東から折爪断層、小林断層・小峠断層、船越山断層・茶屋場断層があり、更に西にも小規模ながら、トノミ断層、中里断層が並走する。後者には西から相ノ山断層、蝦夷森断層がある。このうち、小林断層と小峠断層、船越山断層と茶屋場断層、相ノ山断層と蝦夷森断層はそれぞれ連続するような配置・走向をしている。小峠断層は南に向かって折爪断層に収斂している。これらの断層のほとんどは中新統を変位させており、見かけの変位から判断して正断層である。折爪断層については、中新統が原則として折爪断層の西側にしか分布しないことから、地溝または半地溝の東縁をなす正断層であったと判断される。しかし、折爪

断層では下位層が上位層に衝上し、上部中新統～下部鮮新統の鳥谷層及び第四系を切っていることから、鮮新世以降に逆断層として活動したと考えられ、一部は活断層の可能性がある。

最後に、本地域の断層を概観する。本地域では北北西－南南東走向の断層が卓越しており、この断層はジュラ系分布域にも新生界分布域にも認められる。特に、ジュラ系の高角断層と新生界の断層は大局的には同じ走向をもち、見かけの変位方向も同じことから、高角断層の運動時期も新生界の断層のそれと同じと判断される。また、これらと直交する、北東－南西走向の断層である、相ノ山断層・蝦夷森断層の東方延長にはジュラ系を切る断層が推定されており、この断層の活動時期も新生代と判断できる。

2.3 既存地質図

既存の小～中縮尺の地質図を列举する。地質調査所及び地質調査総合センターが出版した5万分の1地質図としては、本地域に東接する5万分の1地質図幅「陸中^{ひくちゅう}大野^{おおの}」(吉田ほか, 1987)がある。20万分の1地質図としては、本地域は「八戸」地域(鎌田ほか, 1991)に含まれる。なお、「八戸」地域と本地域の地質図では第四紀降下テフラについての表現が異なっている。「八戸」地域において完新世「火山灰層」は、一戸地域に限れば大半は降下テフラ及びローム層である。本地質図では、

下位に分布するジュラ系や新第三系を地質図として表現するため降下テフラについては表現を割愛した。土地分類基本調査5万分の1表層地質図としては岩手県の「一戸」(地域開発コンサルタント, 1972a)及び青森県の「三戸・一戸」(根本・鎌田, 1997)がある。また、近隣の区画として岩手県管内では「三戸・階上岳」(目加田, 1979a), 「陸中大野」(地域開発コンサルタント, 1972b), 「陸中^{ひくちゅう}関^{せき}」(目加田, 1975b), 「葛巻^{くづまき}」(磯, 1972), 「浄法寺^{じょうぼうじ}」(目加田, 1979b), 及び「荒屋^{あらいや}」(目加田, 1975a), 青森県管内では「田子^{たっこ}・浄法寺」(鎌田・根本, 1998)及び「八戸東部・階上岳」(鎌田・根本, 1996)がある。

地方自治体等が発行している地質図としては、10万分の1の「岩手県地質図」(岩手県土木部, 1954)と20万分の1の「北上流域地質図・説明書」(小貫ほか, 1981)がある。どちらも大学等の未公表資料も含めて文献を網羅した編纂図である。これらの地質図では、本地域内の東部は、地質調査所の20万分の1「八戸」地質図と同様に広い面積が「新規火山碎屑物」として表現されている。本地質図では上述のとおり、降下テフラの分布は表現しないので、「新規火山碎屑物」が分布する領域の大部分をジュラ系・新第三系として表現した。また、一戸地域には青森県はほとんど含まれていないが、一戸地域に分布する地質系統が青森県へと連続するため、青森県発行の20万分の1の地質図(北村ほか, 1972)及びその説明書では一戸地域の地質系統の記述がある。

第3章 北部北上帯ジュラ系

(中江 訓)

3.1 研究史及び概要

東北日本の北東部に位置する北上山地^{きたかみ}の北東部一帯(北部北上山地)は、地体構造区分として(広義の)北部北上帯と呼ばれ、ここに分布するジュラ系は古アジア大陸東縁に沿ったプレート沈み込みに伴う付加作用によって形成された付加複合体であると、一般に考えられている。

北部北上山地においてはこれまで、岩相・時代・地質構造などの特徴に基づいて幾つかの岩型区あるいは構造帯への細分が提唱されてきた。

先ず初めに小貫(1956)は、北上山地全域の10万分の1地質図(岩手県地質図)において、いわゆる秩父古生層に相当する地層群を北部型古生層と呼び、この古生層を岩相的特徴のみに基づいて「輝緑凝灰岩卓越区域」・「チャート卓越区域」・「石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域」に大別した。

1970年代になると、地史・構造発達史的解釈を取り入れた構造区分が提唱されるようになった。葛巻構造線^{くずまき}ならびに田老構造線^{たろう}を境にして西から、石炭系?~ペルム系の「北部北上帯」、三疊系~ジュラ系ないし下部白亜系の「岩泉帯」、ジュラ系~下部白亜系の「田老帯」に区分され(第3.1図a)、いわゆる地向斜の発生が時代とともに東方に移行し、上記の構造線はその地向斜堆積盆を規制するものと解釈された(島津ほか, 1970; 杉本, 1974)。しかしその後、北部北上山地の各地から三疊紀コノドント化石の産出(例えば、豊原ほか, 1980)が相次いだことにより、この区分案の時代的根拠が失われるとともに、葛巻と田老の2つの構造線は単なる断層であると捉えられるようになった。これとは別に、コノドント化石の指示する地質時代(ペルム紀、あるいは三疊紀)に基づいた区分案も、小貫(1981)により提唱された。つまり、「北部北上帯」の東縁^{せき}を関-大平断層^{おおだいら}(杉本, 1974)にまで拡大し、この断層を岩泉構造線(小貫, 1969)に位置づけるとともに、岩泉構造線の東側を「安家帯」としたものである(第3.1図b)。

1980年代になると、散点的ながらジュラ紀の中頃~後半を示す放射虫化石の産出が報告される(例えば、竹谷・箕浦, 1984)ようになり、北部北上山地の地層群はジュラ紀に形成された付加複合体であるとする見解が支配的になっていった(平ほか, 1981; 箕浦, 1983)。それと同時に、古生代を示す岩体の有無と分布範囲に系統

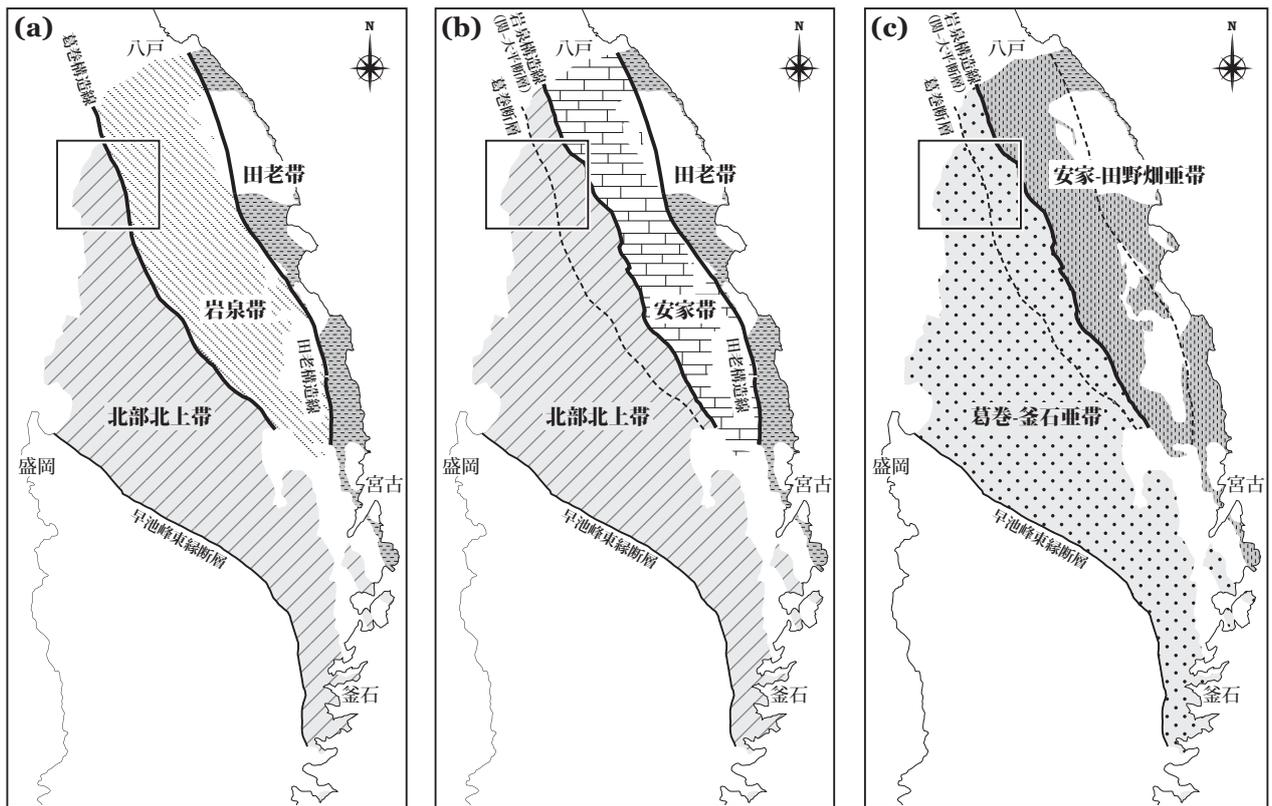
的な地域差があることも明らかになってきた。そこで大上・永広(1988)は、岩泉構造線を境界断層とみなし、西側を「葛巻-釜石帯」^{かまいし}、東側を「安家-田野畑帯」^{たのばた}とする二分案を提唱した(第3.1図c)。これら2つの帯では、上述の古生代岩体の有無(古生代岩体は葛巻-釜石帯のみに分布)のほか、砂岩組成にも明瞭な違いがあり(葛巻-釜石帯では火山岩片と斜長石に富む砂岩が卓越するが、安家-田野畑帯では石英とカリ長石に富む砂岩を主体とする)、それぞれの後背地も異なると考えられた。この砂岩組成の差異については後に、必ずしも明瞭な差異があるとは言えないことが指摘されている(永広ほか, 2008; 高橋ほか, 2016)。

このようにこれまで、北部北上山地に分布する地層群(ジュラ系付加複合体)の区分案には幾つか異なった定義・範囲があるだけでなく、「北部北上帯」という名称に対しても、狭義と明確な定義がない広義の2つ意味が併用されてきたという問題があった。最近この点が整理され、ジュラ系付加複合体の分布域を一括して「北部北上帯」とし、岩泉構造線を境界として二分されたものを亜帯に格付け、それぞれを「葛巻-釜石亜帯」・「安家-田野畑亜帯」として再定義された(永広ほか, 2005; Suzuki *et al.*, 2007)。

一戸地域を含む岩手県北東部におけるこのジュラ系付加複合体に関する先行研究は、あまり多くない。旧20万分の1「一戸」図幅(中村, 1911)によると本地域周辺には、いわゆる秩父古生層が北北西-南南東走向・西傾斜で分布し、東側に下位層準、西側に上位層準の地層が露出するとされた。また岩相に基づき9帯に区分され、これらのうち一戸地域には、「硬砂岩帯」(砂岩を主体とし粘板岩・チャート・緑色岩を挟有する)と「角岩及び硅岩帯」(チャート・粘板岩を主体とし砂岩・石灰岩を挟有する)が認められる。

10万分の1の岩手県地質図(小貫, 1956)によると、「輝緑凝灰岩卓越区域」・「チャート卓越区域」・「石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域」に三分された北部型古生層のうち、一戸地域には北東部の狭い範囲が「石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート交層区域」に、南西部が「輝緑凝灰岩卓越区域」に含まれるが、その大半は「チャート卓越区域」によって占められる。

本地域の周辺では、南東隣の陸中関地域^{りくちゅうせき}において、杉本(1974)による詳細な地質図に基づく層序区分が提唱されている。それによると下位より、木沢層^{きさわはた}・間木



第 3. 1 図 北部北上山地における地体構造区分の変遷

(a), (b), (c) における区分は、それぞれ島津ほか (1970), 小貫 (1981), 永広ほか (2005) に基づく。枠は、一戸地域の位置を示す。

平層・沢山川層・安家層・高屋敷層・関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層に区分される (第 3. 2 図)。前二者の木沢畑層と間木平層は三疊系上半部の茅森層群を構成し、沢山川層から上位の地層はジュラ系～白亜系下部の岩泉層群に含まれるとされた。また地質構造においては、北北西-南南東走向ではほぼ鉛直な軸面を持つ褶曲をなし、葛形背斜の軸部周辺には下位の木沢畑層と間木平層が、平庭岳向斜の軸部周辺には上位の合戦場層～大坂本層が分布する (第 3. 3 図)。また東隣の陸中大野地域では、陸中関地域の地層群の延長が露出することから、吉井・吉田 (1974), Yoshii (1978) ならびに吉田ほか (1987) においても、一部を除いて杉本 (1974) の層序区分がほぼ踏襲されている。しかしながら地質時代に関しては、三疊紀のコノドント化石が産出していることを理由に、岩泉層群はジュラ系でなく三疊系であるという見解が示された (吉田ほか, 1987)。なお、最近の付加体地質学や海洋プレート層序の観点から、杉本 (1974) の標準層序区分に再考の余地があることが指摘されている (中江・鎌田, 2003; 永広ほか, 2008; 高橋ほか, 2016)。

一方、南隣の葛巻地域では詳細な地質図は公表されておらず、岩井ほか (1964) による演旨の後は大上・村田 (1974a) の報告がある程度である。それらに基づくと葛

巻地域では、岩相に基づき下位の五葉窪層と上位の葛巻層に二分され (第 3. 2 図)、北西-南東走向・高角度西傾斜する軸面を持つ等斜褶曲をなしているとされた。また葛巻層の地質時代は、石灰岩から産出した紡錘虫化石によりペルム紀前半とされた (岩井ほか, 1964; 大上・村田, 1974b)。

層序単元の記載にあたって

一戸地域のみならず本邦に分布する付加複合体は一般的に、遠洋性堆積物であるチャートと陸源性砕屑物である砂岩・泥岩を主体に、海山・海洋島起源と考えられる苦鉄質岩 (玄武岩・ドレライト・火山砕屑岩など)・石灰岩など、堆積環境・形成場の異なる様々な岩相の岩石からなる。単一岩相の岩石からなる岩体、あるいは岩相の異なる複数の岩石が複合した岩体を構成し、これらが複雑に集積した産状を示している。このような複合体は元来、苦鉄質岩・石灰岩あるいはチャートを基底にして、その上位に砂岩・泥岩などが累積した堆積体 (海洋プレート層序あるいは海洋底層序: 下部の海洋地殻・海山由来の苦鉄質火山岩・遠洋性堆積岩と上部の陸源砕屑岩から構成される岩相層序) であった。その後の沈み込み作用に伴う付加過程で、地層面にはほぼ平行する衝上断層が発

	葛巻地域 岩井ほか (1964), 大上・村田 (1974a)	陸中関地域 杉本 (1974)	一戸地域 本報告	
	北部北上帯	岩泉帯	葛巻-釜石垂帯	安家-田野畑垂帯
白亜系?		大坂本層		
ジュラ系		大鳥層	合戦場層	関層
		合戦場層		
		関層		
		高屋敷層		
		安家層		
		沢山川層		
三疊系	葛巻構造線	間木平層	茅森層群	
		木沢畑層		
ペルム系	葛巻層		折爪断層	滝ノ沢 + 蓬ヶ森断層
	五葉窪層			

第 3. 2 図 一戸地域及び周辺における層序区分

層序的上下関係と地質時代の新旧は、従来の研究（葛巻地域ならびに陸中関地域）においては一致する（上位の地層ほどより新しい）とされるが、本報告（一戸地域）では必ずしも一致しない。

生・成長することで海洋プレート層序の構成岩類が構造的に繰り返して集積・厚層化し、付加複合体が形成されると考えられている。付加複合体内ではさらに破断変形が進行することにより、海洋プレート層序の構成岩類は破断・分断されて、各種岩石からなる岩体と混在岩を形成することになる。その結果として複雑な産状を示す。このような、衝上断層による岩相の繰り返しと混在岩の存在は、付加複合体の普遍的な構造的特徴であると言える。

一戸地域（特にその東部）は隆起準平原化した山地からなり、起伏の少ないなだらかな地形が続いている。さらに、山地頂部や斜面は完新世の火山灰層に被覆されていることが多い。このような地形・地質条件により、本地域のジュラ系付加複合体の露頭分布は非常に散在的で、連続的に露出する事があまりない。

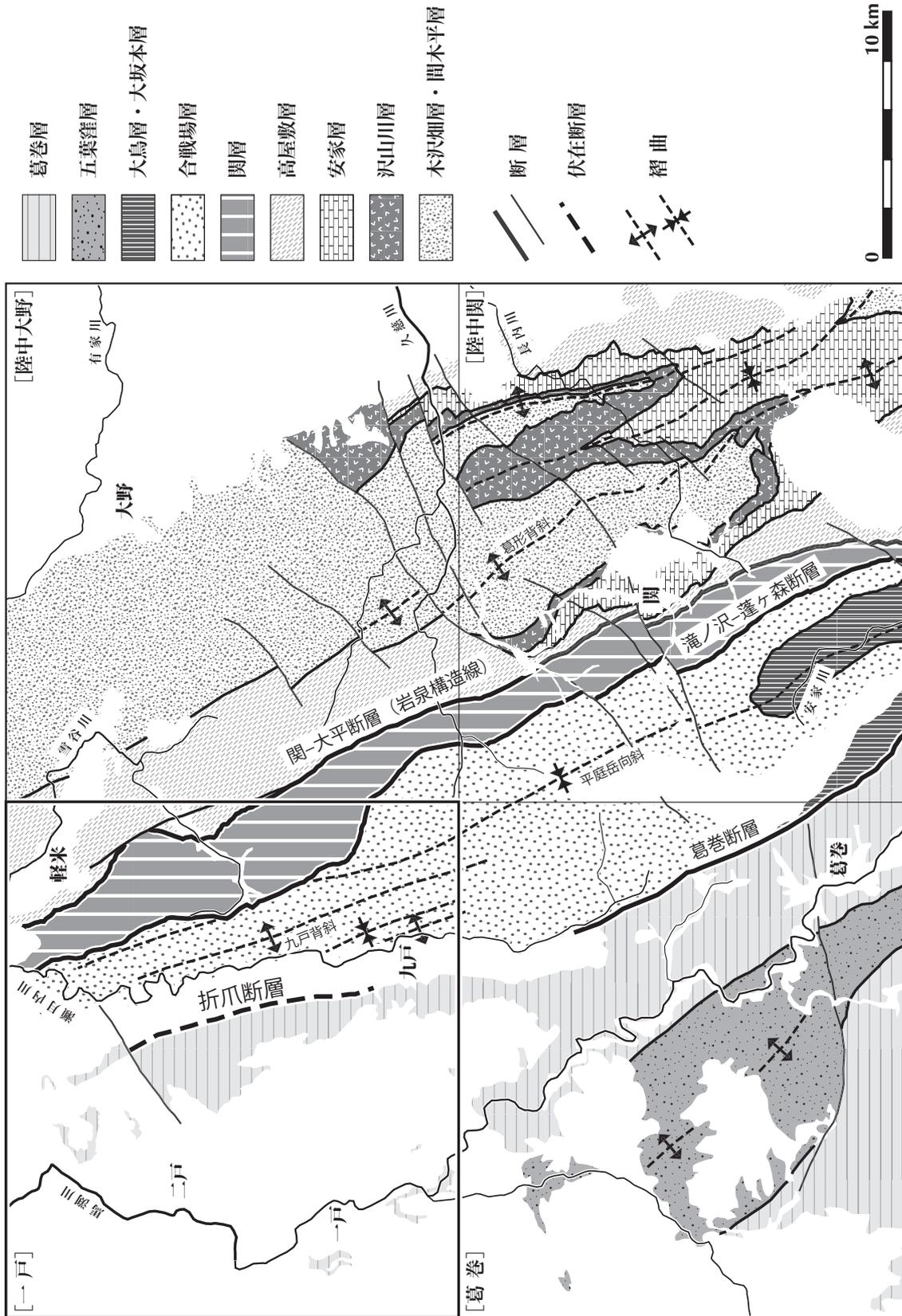
本章で用いる用語

本章で用いる用語（整然相・破断相・分断相・混在相、岩体・岩塊など）については、中江（2002）ならびに中江ほか（2013）に基づく。整然相は、地層の初生的な堆積関係や地層の上下・側方への連続性が保持されており、そのため岩相間は整合関係を基本とする。地層としての連続性が部分的に途切れる場合は破断相、全体的に破壊されている場合は分断相とする。分断相では破断の進行により、地層は走向方向に伸張した岩体を形成するが、岩体の連続性により地層としての成層構造がある程度追跡できる。部分的に初生的な整合関係が残されているこ

ともあるが、岩相間は剪断面や断層で接する場合や、不明瞭な接触面で異なる岩相が密着している場合もある。混在相は、地層としての層序的連続性が欠如し、様々な規模の岩体とそれを包有する泥質混在岩で構成される。岩体は互いに完全に分離しており、側方延長上には同様の岩体が分布することはあるが、地層としては連続しない。岩体は、層厚 100 m 以上の規模を有する。規模に応じて、大規模岩体（層厚 500 m 以上、走向方向の連続性が 5 km 以上）、中規模岩体（層厚 300 ~ 500 m 程度、走向方向への連続性が 3 ~ 5 km 程度）、小規模岩体（層厚 100 ~ 300 m 程度、走向方向への連続性が 300 m ~ 3 km 程度）に区分できる。岩体内部は単一岩相の岩石で構成される場合と、岩相の異なる複数の岩石が複合する場合がある。泥質混在岩はさらに、泥岩からなる基質と様々な岩相あるいは単一の岩相からなる岩塊（走向方向の連続性が 100 m 未満）に細分される。

境界断層について

付加複合体内部の層序単元境界は一般に、衝上断層であると考えられている。本地域では露出状況により、そのような断層露頭を見出すことは出来なかったが、上下の層序単元を構成する地層は一部を除いて、ほぼ同様の走向・傾斜を示している。このことから、各層序単元は平行ないし低角度で累重していると見なされるが、その境界が衝上断層であるか否かを実証するに至っていない。従って本報告ではこの推定される衝上断層を、単に「境界断層」と呼ぶことにする。



第 3.3 図 一戸地域周辺における北部北上帯ジュラ系付加複合体の概略分布と層序区分

本報告による調査結果と、杉本 (1974)、大上・村田 (1974a)、吉田ほか (1987)、鎌田ほか (1991)、永広ほか (2008) などに基づき編集、陸中大野地域での木沢畑層と間木平層の識別が困難なため、両層を一括した。また、大島層と大坂本層の分布は広範囲に及ばないので、両層を一括した。[] 内は 5 万分の 1 地質図幅の地域名。

3.2 層序区分

一戸地域に隣接する地域においては既に、ジュラ系付加複合体の層序区分が行われ幾つかの層序单元が認定されている。陸中関地域では下位より、木沢畑層・間木平層・沢山川層・安家層・高屋敷層・関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層（杉本，1974）に、また葛巻地域では下位より、五葉窪層・葛巻層（岩井ほか，1964；大上・村田，1974a）に区分されており、これらの多くは一戸地域まで連続して分布している。従って本地域では、独自の定義に基づく層序单元の設定や新称の提唱を行わず、隣接地域との対比に基づき、既存の層序区分と单元名称を踏襲することにした。その結果下位より、高屋敷層・関層・合戦場層・葛巻層を識別した（第3.2図，第3.3図）。これらの層序单元の境界断層はそれぞれ、関-大平断層（岩泉構造線）・滝ノ沢-逢ヶ森断層・折爪断層（葛巻断層）と呼ばれる。

3.2.1 高屋敷層 (Jtg, Jtc, Jti, Jtp, Jtd, Jts)

定義及び名称

高屋敷層の名称は、白井慶治氏の東北大学卒業論文（1952年）によって提唱されたものであるが、これを公式に使用したのは杉本（1974）である。これによると本層は、陸中関地域内で、砂岩・泥岩を主体とし苦鉄質岩・石灰岩・チャートなどを伴う岩相変化の顕著な層序单元として定義された。一戸地域においても、この定義と名称を踏襲する。

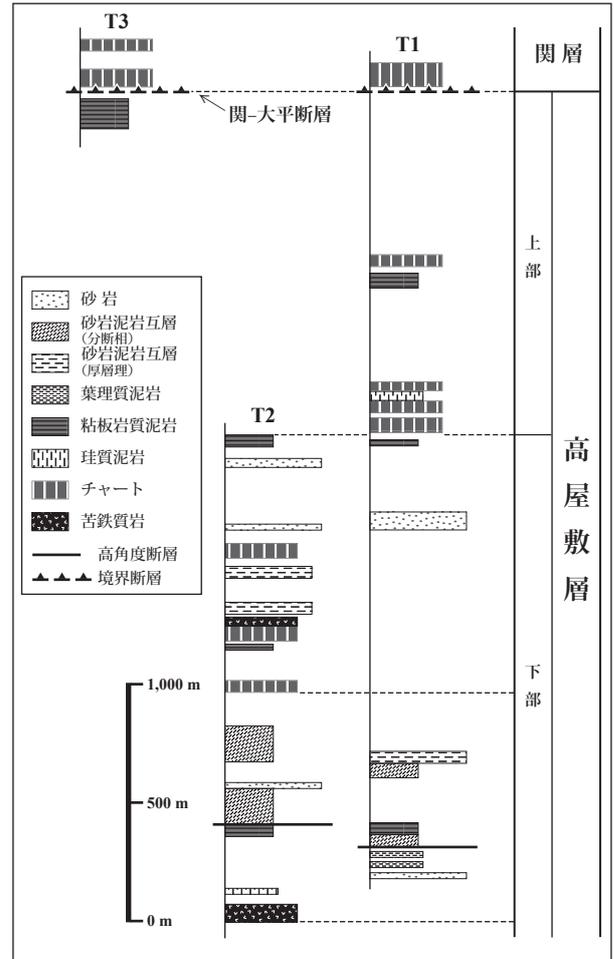
模式地・分布・層序関係

模式地は、下関伊郡岩泉町安家東方（高屋敷）の県道沿いである（杉本，1974）。一戸地域における高屋敷層は、北東部の九戸郡軽米町君成田・上館～蛇口周辺に分布し、北西-南東走向で南西に中角度～高角度で傾斜した同斜構造をなしている。

一戸地域においては高屋敷層が最下位の層序单元となるが、その基底部は一戸地域外に位置する。そのため下位の層序单元との関係は未確認である。上位の関層との境界は確認できていないが、後述の通り、両層の分布状況に基づく地層面とほぼ平行ないし若干斜交する断層であるとみなされる。軽米ならびに蛇口北方にかけては、新第三系が高屋敷層の大部分を不整合で被覆している。なお陸中関地域では、下位の安家層と断層で接するとされている（杉本，1974）。

層序

高屋敷層を構成する主要岩類は、チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩であり、成層構造が破断・分断された砂岩泥岩互層と顕著な劈開が形成された粘板岩質泥岩が卓越す



第3.4図 高屋敷層の柱状図

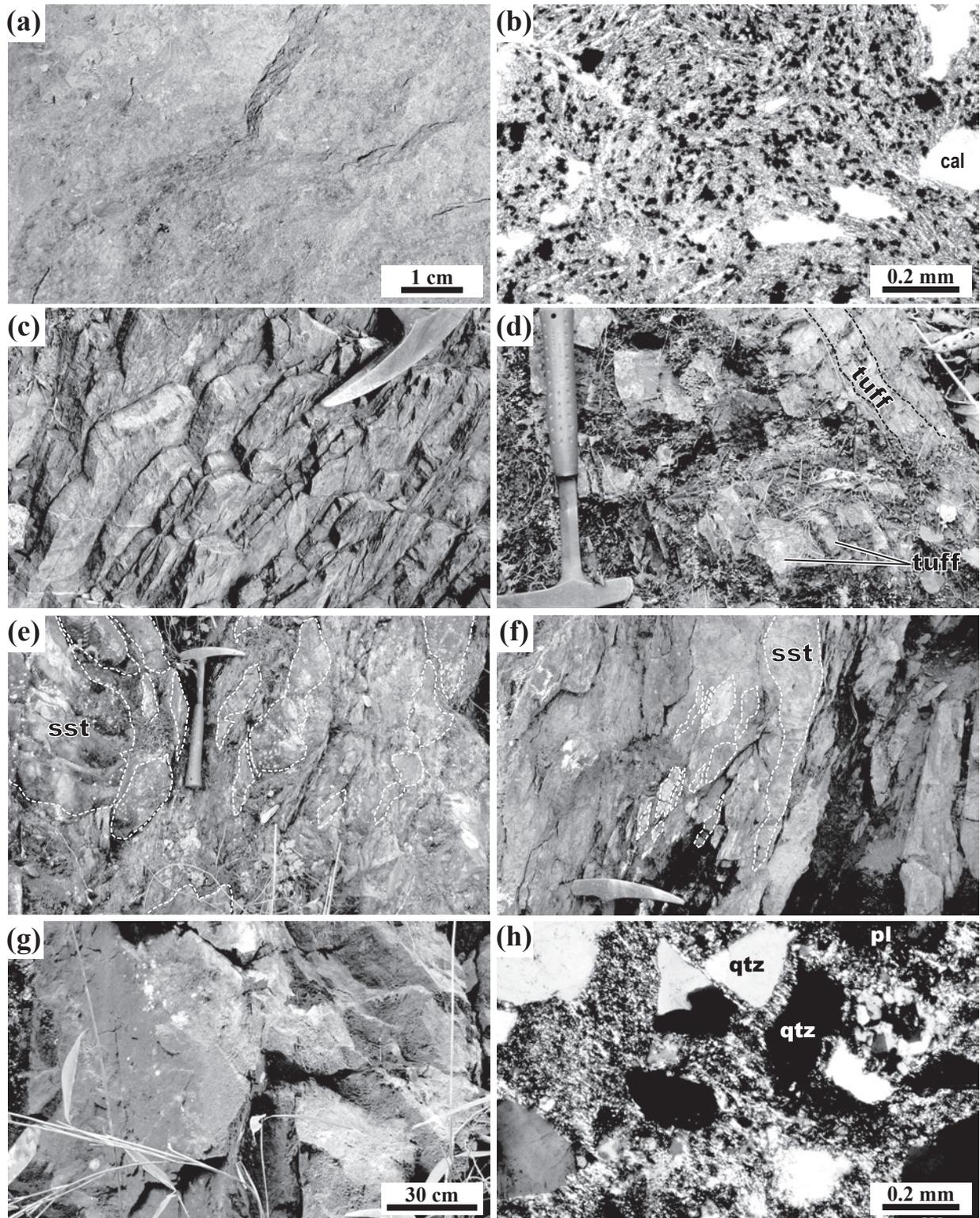
下部では、基底の苦鉄質岩・チャート岩体とその上位の砂岩ならびに砂岩泥岩互層（分断相を含む）が繰り返す。上部では、チャート岩体を挟有する粘板岩質泥岩が卓越する。柱状図を作成したルート（T1～T3）の位置は付図1に示す。

る。これらの他に、苦鉄質岩を僅かに伴う。下限が一戸地域外にあるため本層の層厚は不明であるが、本地域内に限ると約3,500mである。これらの岩相組合せに着目すると、高屋敷層はおおよそ下部と上部に細分される（第3.4図）。下部は、苦鉄質岩あるいはチャートを伴う苦鉄質岩からなる岩体を基底とし、その上位に砂岩ならびに砂岩泥岩互層（分断相を含む）が繰り返す累重する傾向を示す。これに対し上部では、チャート岩体を挟有する粘板岩質泥岩が卓越する特徴を持つ。

岩相

(1) 苦鉄質岩 (Jtg)

高屋敷層に含まれる苦鉄質岩には玄武岩ならびに同質の火山碎屑岩があり、両者とも分断相の砂岩泥岩互層に挟有されて分布する。本地域に見られる玄武岩は塊状であり、部分的に変質しているため露頭では帯緑色を呈す



第 3. 5 図 高屋敷層を構成する主要岩類の産状と岩相

(a) 変質した塊状玄武岩の産状 (軽米町向川原). (b) 変質した塊状玄武岩の薄片写真 (単ニコル). 自形針状の斜長石とその間を埋める単斜輝石・不透明鉱物が集合した組織を示す. また, 方解石が空隙を充填している. (c) 層状構造が顕著なチャート (軽米町辻ヶ沢). (d) 珪長質凝灰岩の薄層を挟有する珪質泥岩 (軽米町沢里). (e)-(f) 砂岩層がレンズ状に分断した砂岩泥岩互層 (軽米町向川原). (g) 塊状砂岩の産状 (軽米町向川原). (h) 塊状砂岩の薄片写真 (直交ニコル). 碎屑粒子として角張った細粒~中粒の石英が卓越し, 斜長石・カリ長石・白雲母などのほか, チャート岩片が認められる. 基質には, 微細な粘土鉱物が晶出している. sst: 砂岩, tuff: 珪長質凝灰岩, qtz: 石英, pl: 斜長石, cal: 方解石.

る(第3.5図a)。この玄武岩は下位にチャートを伴って、層厚50～100mで北西-南東方向に2km以上連続する小規模岩体を構成する。その北西延長(地域外の軽米町横井内北方の雪谷川沿い)では、赤褐色の玄武岩溶岩が露出している。玄武岩の鏡下観察では、自形針状の斜長石が網目状に散在しその間を細粒の単斜輝石と不透明鉱物が埋める間粒状組織が認められる(第3.5図b)。また方解石が鉱物間に晶出し、さらに脈を形成している。火山碎屑岩は著しい変質と風化のため、産状は不明瞭である。

(2) チャート (Jtc)

チャートは一般に、珪質層と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートとして産出する(第3.5図c)。珪質層は、層厚1～3cm程度で灰緑色～暗灰色を呈する。泥質薄層は極細粒で暗灰色を呈し、層厚は通常5mm以下である。本地域の高屋敷層では、層厚100～300mで側方へ2km程度連続する小規模岩体として露出するほか、上述の様に苦鉄質岩に伴われて分布する。

(3) 珪質泥岩 (Jti)

暗灰色～青灰色(一部で赤色)を呈する珪質な泥岩であるが、部分的に灰白色で細粒な珪長質凝灰岩(層厚数cm)を挟有する場合(第3.5図d)、あるいはそれに移行する場合がある。層厚は、50～100m程度である。

(4) 粘板岩質泥岩 (Jtp)

スレート劈開が形成された暗灰色の泥岩である。後述する砂岩泥岩互層の泥岩に比較すると構成粒子は細粒であるが、所によりシルト岩葉理を挟有することがある。粘板岩質泥岩は、本地域における高屋敷層の主体をなす主要構成岩であり、層厚は500～700m程度である。

(5) 分断相砂岩泥岩互層 (Jtd)

粘板岩質泥岩とともに、本地域における高屋敷層の主体をなす構成岩で、層厚は300m～1km程度に及ぶ。砂岩泥岩互層の初生的な成層構造が、延性変形による膨縮あるいは剪断作用によって様々な程度に破断された結果、砂岩単層がレンズ状の岩塊に分断されたものであり、本報告ではこれを分断相砂岩泥岩互層とする。

レンズ状化した砂岩岩塊は層厚5～50cm・長径20～100cm程度の規模を持ち、顕著な鱗片状劈開が形成された黒色泥岩に挟有されている(第3.5図e, f)。また泥岩には、層厚数mmのシルト岩～細粒砂岩の薄層(葉理)が認められる場合がある。なお地質図では、鱗片状劈開が発達した泥岩が層厚数10m以上露出するような箇所も、分断相砂岩泥岩互層として扱った。

(6) 砂岩 (Jts)

本地域では、層厚300m程度で側方へ3km以上連続する中規模岩体や、層厚100m以下の小規模岩体として露出する。一般に、灰色～明灰色を呈し基質が多く、細粒～中粒砂からなる石英長石質ワッケが卓越している。多くは層理面が不明瞭で、塊状・無構造を呈している(第

3.5図g)。鏡下では、円磨度の低い碎屑粒子が含まれることが観察される。特に石英では、角張った外形をなす粒子が多い傾向にある(第3.5図h)。碎屑粒子としては、細粒～中粒の石英が卓越し、次いで斜長石・白雲母などが見られるほか、チャート岩片や泥岩片も少量含まれることが確認される。カリ長石があまり含まれないのが特徴である。これらの碎屑粒子は細粒な基質中に散在している。基質には微細な粘土鉱物が晶出しており、また碎屑粒子の外縁には圧力溶解による再結晶粒子が集積している。このため多くの碎屑粒子の輪郭がやや不明瞭になっている。

産出化石及び地質時代

本地域の高屋敷層からは、化石の産出報告は無い。陸中関地域においては、次のような報告がある。石灰岩の小規模岩体から属種不明のウミユリ・サンゴ・貝の化石や海綿骨針の産出(杉本, 1974)が報告された。また不淘汰礫岩の石灰岩礫からは、*Neoschwagerina* sp. や *Verbeekina* sp. などのバルム紀の中頃を示す紡錘虫化石と、鳥巢型(ジュラ紀後半)のサンゴ・層孔虫などの化石(小貫, 1969, 1981)が、チャートからは三畳紀の後半を示すコノドント化石(豊原ほか, 1980; 村井ほか, 1985)が産出した。さらに南方の岩泉町付近では、高屋敷層から由来したと見なされる砂岩転石からアンモナイト化石(小貫, 1956)が発見され、Suzuki *et al.* (2007)によってジュラ紀後半のオックスフォーディアン期を示す *Perisphinctes* sp. に同定された。近年、岩泉町安家のチャートからは、三畳紀後半のカーニアン期～ノーリアン期を示すコノドント化石が報告された(高橋ほか, 2016)。

本層の地質時代は、アンモナイト化石(小貫, 1956)を含む砂岩の堆積時期とみなして、オックスフォーディアン期とする。

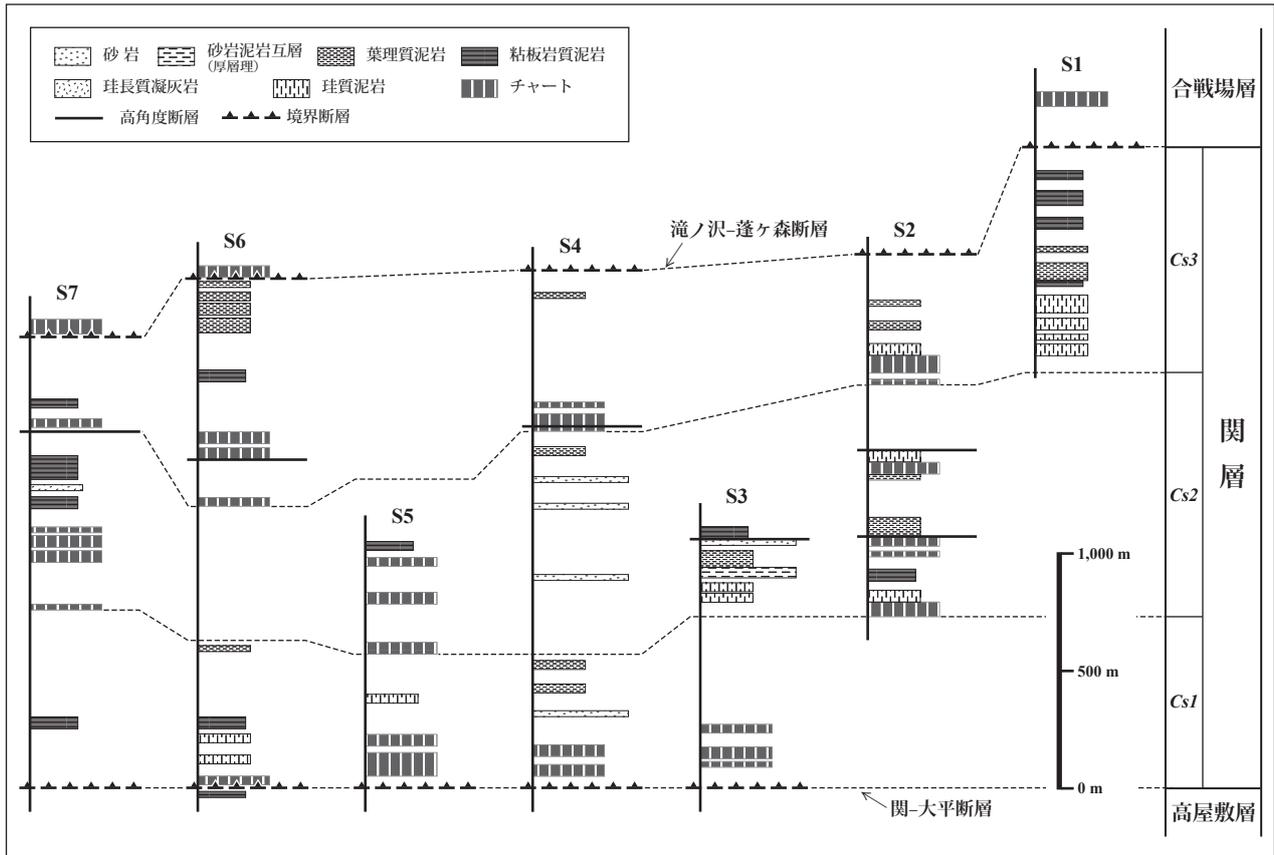
3.2.2 関層 (Jsc, Jsi, Jsp, Jsa, Jss)

定義及び名称

関層の名称は、松島三晃氏の東北大学卒業論文(1952年)によって提唱されたものであるが、これを公式に使用したのは杉本(1974)である。これによると関層は、陸中関地域内でチャートと珪質泥岩・泥岩を主体とし、これらが互いにほぼ並列して露出する特徴を持つ層序単元として定義された。一戸地域においても、この定義と名称を踏襲する。

模式地・分布・層序関係

模式地は、久慈市山形町霜畑くじやまがたしもはたの関集落周辺である(杉本, 1974)。一戸地域における関層は、東部の軽米町干草ひらき～軽米町円子まるこ～九戸村雪屋ゆきや周辺に、北北西-南南東走向で南西へ高角度傾斜した同斜構造をなして分布する。



第3.6図 関層の柱状図

各柱状 (S1 ~ S7) には、下部のチャートと上部の砕屑岩からなるチャート-砕屑岩シーケンス (Cs1 ~ Cs3) が認められる。柱状図を作成したルート (S1 ~ S7) の位置は付図1に示す。

下位の¹高屋敷層と上位の²合戦場層とは、地層面にほぼ平行な境界断層によって接するとみなされる。高屋敷層との境界断層は、³関-大平断層 (杉本, 1974), ⁴関断層 (小貫, 1981), あるいは⁵岩泉構造線 (小貫, 1969) と、また⁶合戦場層との境界断層は、⁷滝ノ沢-蓬ヶ森断層 (杉本, 1974) と呼ばれている。

層序

関層を構成する主要岩類としては、チャートと泥質岩が卓越しており珪質泥岩・砂岩を伴っている。本層の層厚は、2,000 m ~ 2,800 m 程度である。本地域における関層では、チャートを下部として、その上位に累重する珪質泥岩・泥質岩 (粘板岩質泥岩・葉理質泥岩) を上部とする層序が、少なくとも3層準認められる (第3.6図)。このような岩相的特徴に基づくと関層の構成層序は、典型的な海洋プレート層序に対比可能な“チャート-砕屑岩シーケンス”であると判断される。本報告では、一つのチャート-砕屑岩シーケンスから構成される層序を、下位よりそれぞれ、Cs1, Cs2, Cs3 とする。

Cs1 ~ Cs3 の下部に位置するチャート岩体は、層厚 100 ~ 300 m 程度 (最大 500 m) の規模を有し、それら

の上位には、珪質泥岩・千枚岩質泥岩あるいは葉理質泥岩が順次累重する。Cs1 では僅かに砂岩を挟有する。これに対し Cs2 では一部に、層厚 500 m 程度の砂岩が葉理質泥岩中に挟在し、また Cs3 では最上位に、層厚約 200 m の砂岩が分布する (地質図参照)。

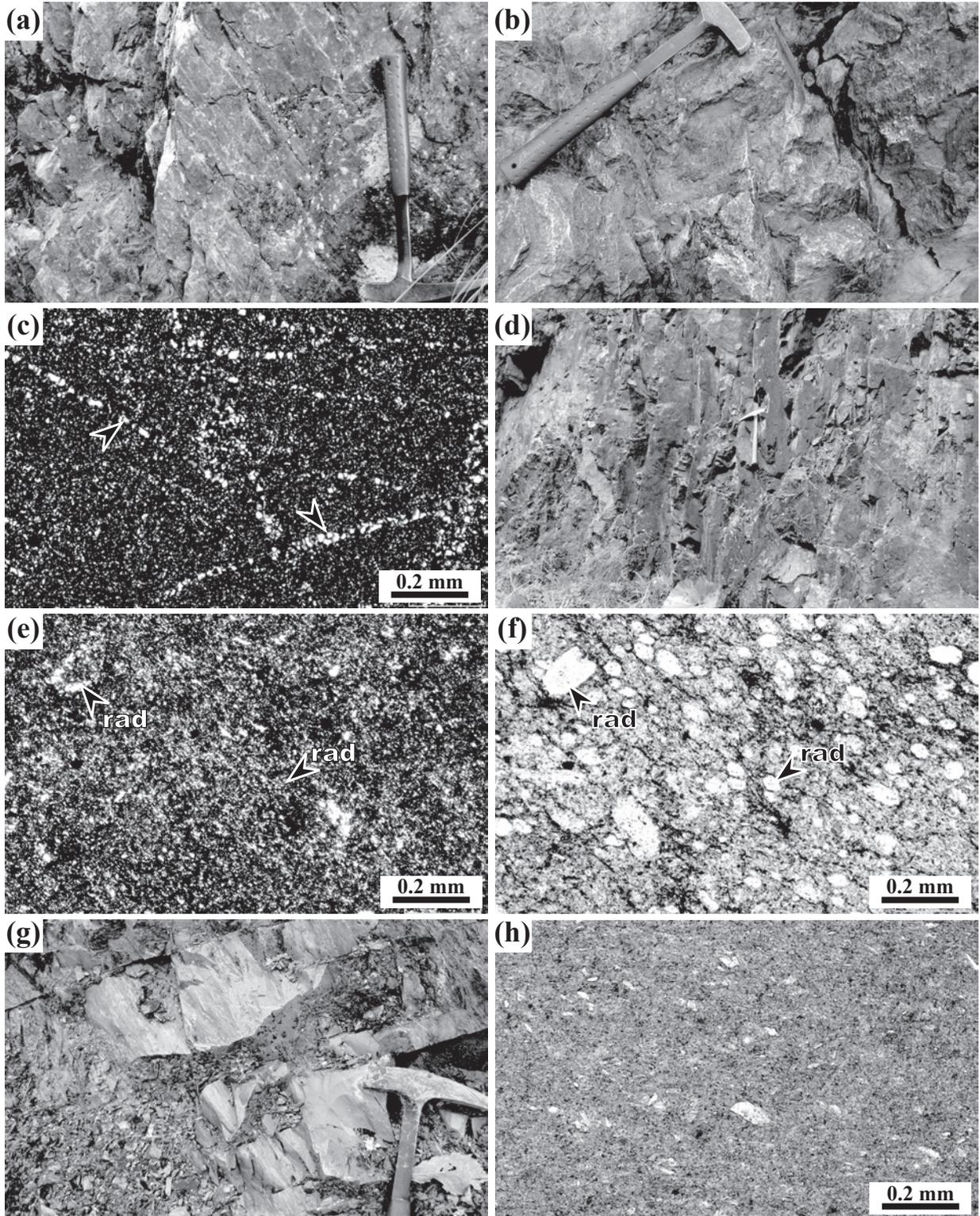
岩相

(1) チャート (Jsc)

本地域における関層のチャートは、層厚 100 ~ 500 m で側方へ 10 ~ 20 km 程度連続する大規模岩体として分布する。一般的に灰色~暗灰色を呈する。珪質層と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャート (第3.7図 a) である。珪質層は層厚 1 ~ 3 cm 程度で、泥質薄層の層厚は 3 mm 以下であることが多い。また、泥質薄層が欠如もしくは不明瞭なため、見かけ塊状になる場合もある (第3.7図 b)。鏡下観察により、初生的な構成粒子はほぼ完全に結晶した微晶質石英の集合となっていることがわかる。また定向性の無い石英脈も見られる (第3.7図 c)。

(2) 珪質泥岩 (Jsi)

明灰色~青灰色を呈する珪質な泥岩であり、軽微なス



第3.7図 関層を構成する主要岩類の産状と岩相

(a) 層状チャートの産状 (軽米町板橋). (b) 塊状チャートの産状 (軽米町山田). (c) チャートの薄片写真 (直交ニコル). チャートは微晶質石英の集合から構成されている. また定向性の無い石英脈 (矢印) も多く見られる. (d) 珪質泥岩の産状 (九戸村小雪屋の南東方). (e) - (f) 珪質泥岩の薄片写真 (e: 直交ニコル, f: 単ニコル). 珪質泥岩は碎屑粒子として極細粒な石英・斜長石や不透明鉱物から構成され, それらの間に粘土鉱物が晶出している. また長径0.05 ~ 0.1 mm程度の放射虫遺骸 (rad) が多数含まれている. (g) 珪長質な凝灰質泥岩の産状 (九戸村大雪屋). (h) 凝灰質泥岩の薄片写真 (単ニコル). 極微細な粘土鉱物と不透明粒子からなる基質中に, 石英などの角張った粒子が僅かに散在している.

レート劈開が形成されている（第3.7図d）。層厚は50～100m程度で、チャートの上に露出している。珪質泥岩の鏡下観察では、粘土鉱物からなる基質中に極細粒の碎屑粒子（石英・斜長石・不透明鉱物など）が含まれていることがわかる（第3.7図e）。また長径0.05～0.1mm程度の楕円形をなす放散虫遺骸が多数含まれている（第3.7図f）。

部分的に凝灰質になっている箇所や優白色で珪長質な細粒凝灰質泥岩（第3.7図g）を挟有する場合が多い。この凝灰質泥岩は、石英などの角張った粒子を僅かに含む極微細な粘土鉱物と不透明粒子からなることが、鏡下観察からわかる（第3.7図h）。地質図では、このような凝灰質泥岩を区別せず、一括して珪質泥岩とした。

(3) 粘板岩質泥岩 (Jsp)

本地域における関層の主要構成岩であり、後述の葉理質泥岩とともに卓越した分布範囲を持つ。暗灰色を呈するスレート劈開が発達した泥岩であり、珪質泥岩の上位に露出する。構成粒子は比較的細粒であり、スレート劈開に沿って割れ易い。また僅かにシルト岩葉理を挟有することがある。

(4) 葉理質泥岩 (Jsa)

上記の通り、関層の主要構成岩の1つであり、広範囲に分布する。粘板岩質泥岩よりやや粗粒な碎屑粒子を含む黒色の泥岩で、層厚は最大で1,500m程度に達する。シルト岩葉理が挟在することを特徴とする。葉理質泥岩は粘板岩質泥岩の上位に露出する傾向があるが、両者の境界を明確に認識するのは困難である。また、薄層理の砂岩泥岩互層が僅かに確認されたが、地質図では葉理質泥岩に含めた。

(5) 砂岩 (Jss)

灰色～灰白色を呈し、粗粒～中粒砂からなる石英質アレナイトないし長石質アレナイトである。層理面が不明瞭で、塊状・無構造を呈している。本地域の関層では、砂岩の分布は狭く露出は散点的であるが、層厚500m程度で側方に3km程度の分布範囲を持つ。

産出化石及び地質時代

本地域の関層では、珪質泥岩から *Williriedellum* 属、*Zhamoidellum* 属、*Striatojaponocapsa* 属、*Eucyrtidellum* 属、*Transhsuum* 属、*Archaeodictyomitra* 属、*Spongocapsula* 属、*Tethysetta* 属などに属するバトニアン期初頃～中頃、及びキンメリッジアン期初頃を示す放散虫化石が産出した（Nakae, 2016）。陸中関地域においては、チャートからペルム紀型コノドント化石（永広ほか, 2008）と三疊紀の中頃を示すコノドント化石（豊原ほか, 1980）が産出している。また珪長質凝灰岩を挟有する泥岩からは、キンメリッジアン期末頃を示す放散虫化石の産出報告（中江・鎌田, 2003）がある。最近、岩泉町安家のチャートから、ペルム紀と三疊紀アニシアン期～カーニアン期を

示すコノドント化石の産出が報告された（高橋ほか, 2016）。

本層の地質時代は泥岩の堆積時期に近似される。従って泥岩から産出した放散虫化石（中江・鎌田, 2003）に基づき、キンメリッジアン期末頃とする。

3.2.3 合戦場層 (Jkc, Jki, Jkp, Jka, Jks)

定義及び名称

合戦場層は、陸中関地域において砂岩が卓越しチャートを挟有する層序単位として、杉本（1974）により命名・定義された。一戸地域においても、この名称を踏襲する。

模式地・分布・層序関係

模式地は、久慈市山形町霜畑の合戦場集落周辺（杉本, 1974）である。一戸地域における合戦場層は、東部の瀬月内川右岸域（軽米町晴山・山内～九戸村江刺家・長興寺・伊保内～久慈市山形町荷軽部）において、北北西～南南東走向で分布する。中角度～高角度の西傾斜が卓越するが、一部で東傾斜を示すことから、北北西～南南東の軸を持つ褶曲構造をなしていると判断される。瀬月内川左岸域から折爪岳～傾城峠の東麓にかけても合戦場層が分布すると推定されるが、新第三系ならびに第四系（沖積層や段丘堆積物等）によって被覆されているため、その露出は認められない。

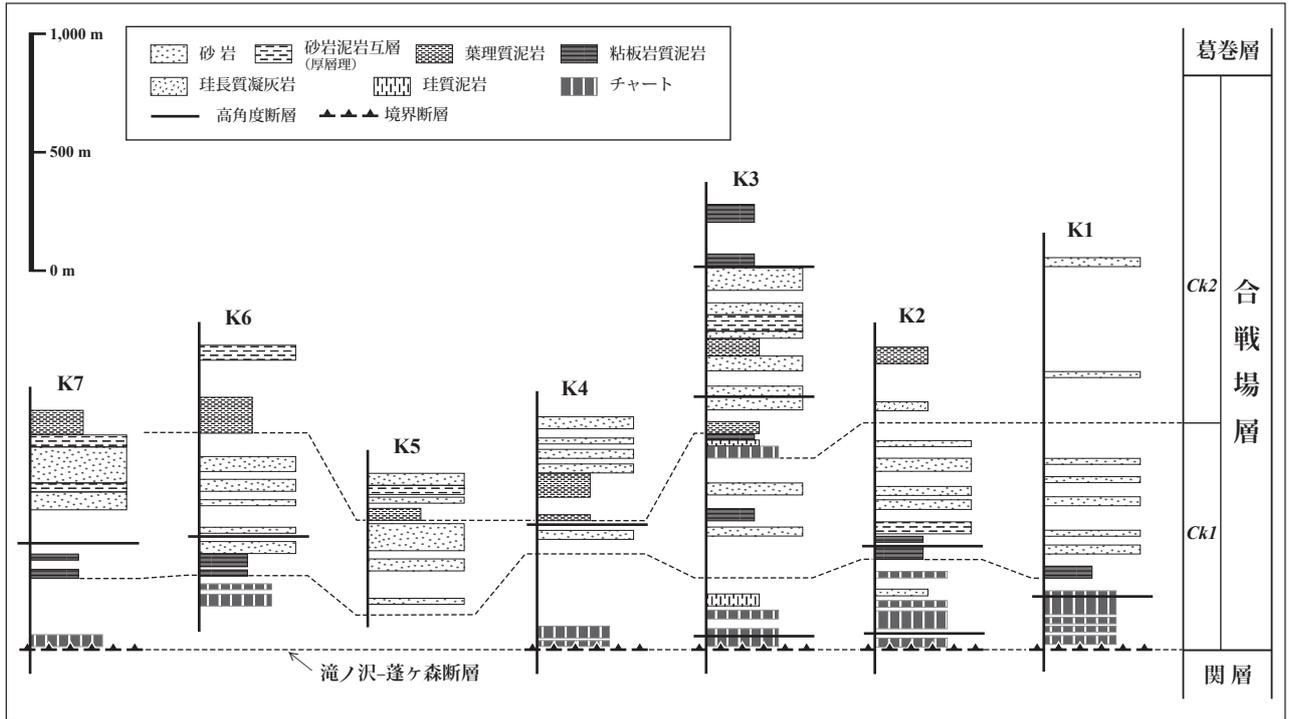
下位の関層とは、地層面にはほぼ平行な境界断層（滝ノ沢～蓬ヶ森断層）によって接するとみなされる（杉本, 1974）。一方、合戦場層とその上位と見なされる葛巻層との層序関係は、上記のように新第三系・第四系に被覆されているため不明であるが、折爪断層ないしこれに付随する断層によって画されていると判断される。

層序

合戦場層を構成する主要岩類としては、砂岩が著しく卓越しており、チャート・泥質岩を伴っている。層厚に関しては、褶曲や高角度断層による地層の重複や欠損があると予想されること、また瀬月内川右岸～折爪岳・傾城峠東斜面においては新第三系ならびに第四系の被覆による露頭欠如のため、正確に見積もることは困難である。第3.8図に示した柱状図はこれらの分布状況を考慮して作成されたが、これに基づく、本層は少なくとも2,000m以上の層厚を有していると判断される。

本地域における合戦場層では、チャートからなる下部と、珪質泥岩・粘板岩質泥岩または葉理質泥岩とそれらに累重する厚層な砂岩が卓越する上部から構成される層序が、少なくとも2層認められる（下位からCk1ならびにCk2）。関層と同様に、この岩相層序は“チャート～碎屑岩シーケンス”であると判断される。

Ck1の下部に位置するチャート岩体は、層厚200～300m程度の規模を有し、その上位に珪質泥岩（あるいは



第3.8図 合戦場層の柱状図

各柱状 (K1 ~ K7) には、下部のチャートと上部の碎屑岩からなるチャート-碎屑岩シーケンス (Ck1, Ck2) が認められる。柱状図を作成したルート (K1 ~ K7) の位置は付図1に示す。

は珪長質凝灰岩)・粘板岩質泥岩が累重する。さらに上位には層厚 500 m 以上の砂岩 (一部に砂岩泥岩互層を挟有する) が位置する。Ck2 では、下部のチャート岩体は僅かしか露出せず、その層厚も約 50 m ほどで側方への連続性に乏しい。上部は葉理質泥岩や砂岩泥岩互層を挟有する砂岩が卓越し、層厚は 1,000 m 以上に達する。

地質図においては大規模なチャート岩体が 2 層認められ、それぞれ合戦場層の基底部分と瀬月内川右岸に分布する。しかしながらこれらは、1 層のチャート岩体 (Ck1) が褶曲によって繰り返し露出した結果であると、判断した。

岩相

(1) チャート (Jkc)

チャートは一般に、珪質層と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートとして産出する (第3.9図 a)。珪質層は、層厚 2 ~ 5 cm 程度で一般的に灰色~暗灰色を呈する。珪質層と互層する泥質薄層は、層厚 3 mm 程度である。本地域の合戦場層では、層厚 300 ~ 500 m で側方へ 10 ~ 20 km 程度連続する大規模岩体として分布する。鏡下では、微晶質石英から構成されていることが観察され、シルト大以上の明瞭な碎屑粒子は全く認められない (第3.9図 b)。

(2) 珪質泥岩 (Jki)

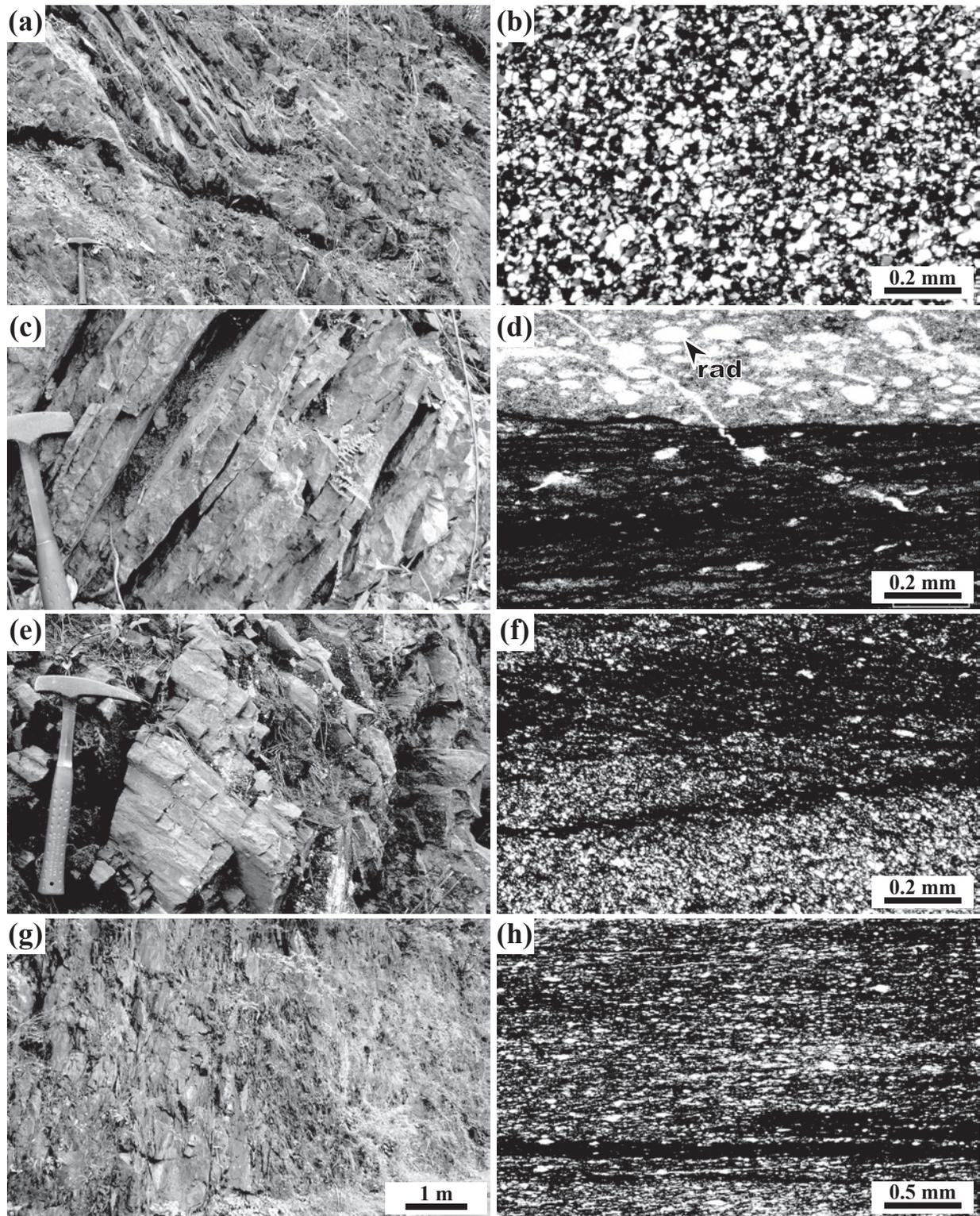
珪質泥岩の層厚は 50 ~ 200 m 程度である。灰白色~

青灰色あるいはやや緑色を帯びた暗灰色を呈し、層状をなすことが多い。層状の珪質泥岩は、層厚 3 ~ 5 cm 程度の珪質岩層とこれより層厚の薄い泥岩層からなる律動的な互層であるため、層状チャートに似た様相を呈する (第3.9図 c)。鏡下では、珪質岩層には長径 0.05 ~ 0.1 mm 程度の放散虫遺骸とわずかに石英・斜長石などの碎屑粒子が含まれていることが観察される。一方の泥岩層は、微晶質石英と微細な粘土鉱物から構成され、さらに黒色の筋として見られる圧力溶解劈開が多数形成されていることがわかる (第3.9図 d)。

また珪質泥岩として、明灰色でやや泥質なチャート薄層との互層も見られる (第3.9図 e)。これを鏡下で観察すると、全体的に微晶質石英が密集するが、その中に微小な粘土鉱物と不透明鉱物が卓越する層が挟在することがわかる (第3.9図 f)。この互層は、チャートの上位に露出し珪質泥岩に移化する層準を示すとみなされる。

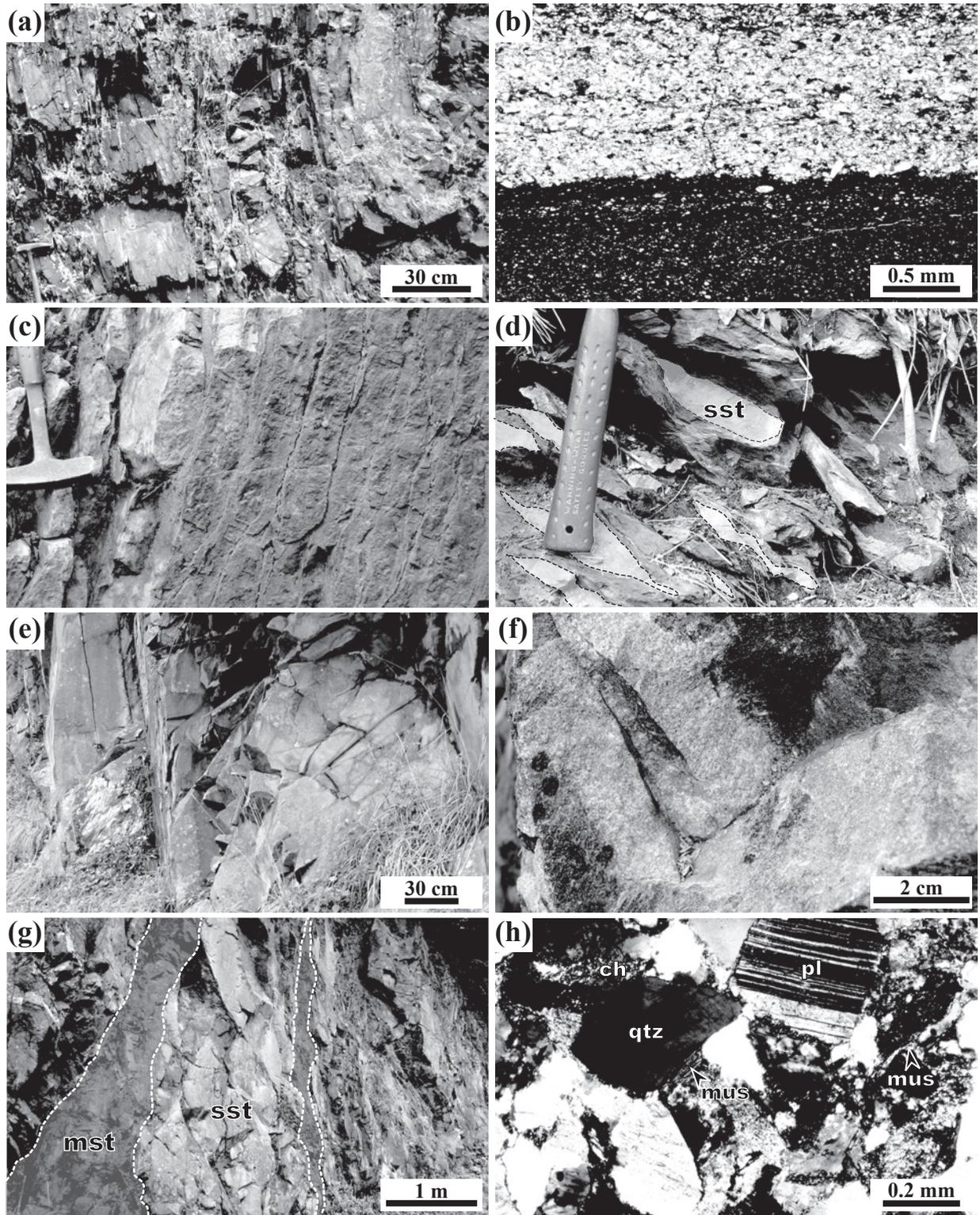
(3) 粘板岩質泥岩 (Jkp)

硬質で暗灰色を呈し、スレート劈開が発達した泥岩 (第3.9図 g) であるが、場所によりやや珪質になる。構成粒子は比較的細粒であり、スレート劈開に沿って割れ易い。鏡下では、細粒の石英・斜長石などの碎屑粒子が見られる。また、互いに平行に定向配列した圧力溶解劈開 (黒色の筋) も観察され (第3.9図 h)、これがスレート劈開を形成している。微細な粘土鉱物が晶出しており、



第3.9図 合戦場層を構成する主要岩類の産状と岩相 (I)

(a) 層状チャートの産状 (軽米町東台の北方)。 (b) 層状チャートの薄片写真。微晶質な石英の集合から構成されている (直交ニコル)。 (c) 層状珪質泥岩の産状 (軽米町早渡)。 (d) 層状珪質泥岩の薄片写真。写真上部は、多くの放射虫遺骸 (rad) と僅かな碎屑粒子からなる珪質岩層。下部は、微晶質石英と微細な粘土鉱物からなる泥岩層。劈開 (黒色の筋) が多数観察される (単ニコル)。 (e) 泥質なチャート薄層と互層する珪質泥岩の産状 (九戸村下沢内)。 (f) チャートと互層する珪質泥岩の薄片写真。微晶質石英の集合体中に、微小な粘土鉱物と不透明鉱物が卓越する層が挟在する (直交ニコル)。 (g) 粘板岩質泥岩の産状 (軽米町竹谷袋)。 (h) 粘板岩質泥岩の薄片写真。細粒の石英・斜長石などの碎屑粒子と定向配列した劈開 (黒色の筋) が観察される (単ニコル)。



第 3. 10 図 合戦場層を構成する主要岩類の産状と岩相 (Ⅱ)

(a) 葉理質泥岩の産状 (軽米町駒木). (b) 葉理質泥岩の薄片写真. やや粗粒な部分 (写真上部のシルト岩葉理) と, より細粒な部分 (写真下部の泥岩葉理) の互層からなる (単ニコル). (c) 砂岩優勢薄層理の砂岩泥岩互層の産状 (九戸村大向). (d) 成層構造が破断した砂岩泥岩互層の産状 (九戸村砦切沢). (e)-(f) 塊状砂岩の産状 (e: 軽米町駒木, f: 九戸村沢内). (g) 砂岩優勢な厚層理砂岩泥岩互層の産状 (軽米町竹谷袋). (h) 砂岩の薄片写真. 極めて円磨度が低い粗粒な石英・斜長石が多いアレナイト (直交ニコル). sst: 砂岩, mst: 泥岩, qtz: 石英, pl: 斜長石, mus: 白雲母, ch: チャート岩片.

劈開に平行な方向に配列している。

(4) 葉理質泥岩 (Jka)

本地域の合戦場層においては、葉理質泥岩の露出は少なく、層厚は50 m程度である。シルト岩葉理を挟有する黒色の泥岩(第3.10図a)である。鏡下観察では、石英・斜長石・雲母などの碎屑粒子が見られるが、それらがやや粗粒な部分(シルト岩葉理)とより細粒な部分(泥岩葉理)の互層からなることがわかる(第3.10図b)。さらに、微細な粘土鉱物は互いに平行な定向配列をなしており、これによって弱いスレート劈開が形成されている場合がある。

層厚3~5 cm程度の砂岩と互層する薄層理互層(第3.10図c)も認められる。このような砂岩泥岩互層ではしばしば、砂岩単層が膨縮し成層構造が破断されている場合がある(第3.10図d)。これらの互層は量的に多くないので、地質図では葉理質泥岩に含めた。

(5) 砂岩 (Jks)

本地域の合戦場層において最も卓越した構成岩であり、分布域の大部分を占めている。多くは、複数の砂岩単層が癒着した厚層の成層砂岩か、あるいは層理面が不明瞭な塊状・無構造を呈する砂岩が一般的である(第3.10図e)。灰色~灰白色で粗粒~中粒砂からなり(第3.10図f)、淘汰良好で基質が乏しい石英長石質アレナイトである。また、層厚20~50 cm程度の黒色泥岩と互層する砂岩優勢の厚層理互層も認められる(第3.10図g)。碎屑粒子としては、石英が最も卓越し次いで斜長石とカリ長石が多く、雲母類ならびに火山岩片・チャート岩片を伴うことが、鏡下観察から明らかである(第3.10図h)。これらの粒子の円磨度は極めて低く、角張った外形をしている。

産出化石及び地質時代

本地域の合戦場層では、珪質泥岩からバジジョシアン期末頃~オックスフォーディアン期初頃の範囲内を、また泥岩からはアーレニアン期~キンメリッジアン期末頃の範囲内を示す可能性がある放散虫化石が、それぞれ産出している(Nakae, 2016)。また陸中関地域においては、チャートからは三疊紀の中頃~後半を示すコノドント化石の産出報告がある(豊原ほか, 1980)。

地質時代は通常、泥岩・砂岩の堆積時期に近似される。本層では、珪質泥岩ならびに泥岩とも放散虫化石が示す時代は幅広いため、詳細には決め難い。しかしながらそれぞれの時代幅の上限を比較すると、珪質泥岩(オックスフォーディアン期初頃)より泥岩(キンメリッジアン期末頃)の方が有意に若い。従って本層の地質時代を、泥岩から産出した放散虫化石の示す時代に基づき、オックスフォーディアン期中頃~キンメリッジアン期末頃の範囲内であるとみなす。

3.2.4 葛巻層 (Jzg, Jzl, Jzc, Jzi, Jzp, Jzs, Jzw, Jzx)

定義及び名称 葛巻層の名称は、松島三晃氏の東北大学卒業論文(1952年)によって提唱された後、これを公式に使用したのは大上・村田(1974a)である。これらによると本層は、葛巻地域内で千枚岩質泥岩・チャートを主体とし、石灰岩・砂岩等の岩体を挟有する層序単元として定義された。一戸地域においても、この名称を踏襲する。

模式地・分布・層序関係

公式な模式地の設定はない。本報告においても、模式地の設定は行わない。

一戸地域における葛巻層については、中央部の折爪岳~小倉岳~傾城峠周辺にその主要な分布があり、北西部の二戸市仁左平周辺、南部の一戸町面岸、ならびに南西部の一戸町小鳥谷・姉帯周辺と一戸町小滝周辺において、河川沿いに僅かな分布が見られる。

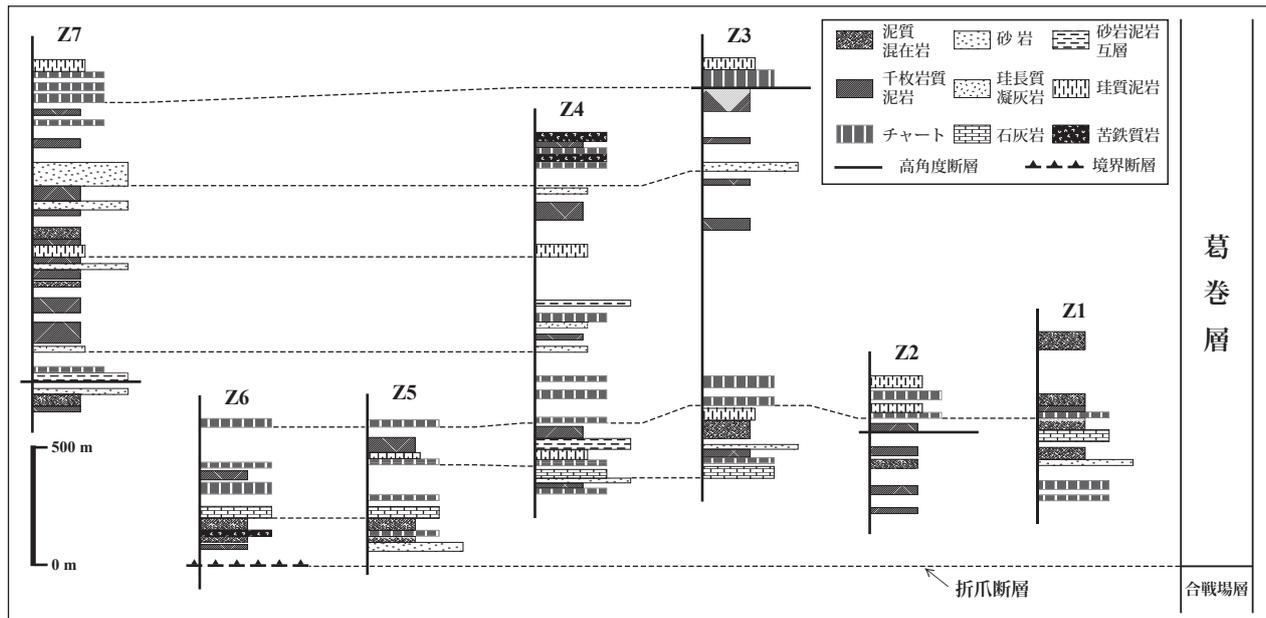
本地域中央部における葛巻層は西に低角度~中角度で傾斜するが、走向は折爪岳~小倉岳周辺で北北西~南南東を示すのに対し、その南方の傾城峠東斜面では南~北~北北東~南南西に変化する。またこれらより西側での葛巻層は、折爪岳周辺と同様の北北西~南南東走向で西傾斜を示すが、その傾斜角は仁左平周辺では中角度、小鳥谷・姉帯周辺では中角度~高角度になる傾向がある。

下位の合戦場層との境界は、新第三系・第四系に被覆されているため不明であるが、折爪断層によって画されていると判断される。また一戸町小滝では、白亜紀中頃の放射年代を持つ一戸深成岩体に貫入されている。

層序

葛巻層を構成する主要岩類としては、千枚岩質泥岩ならびに泥質混在岩が卓越し、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などを伴っている。分布の大半は新第三系~第四系に被覆されるため、葛巻層の露出は限定的である。そのため正確な層厚は不明であるが、主要分布域(折爪岳周辺)において作成された柱状図(第3.11図)に基づく、この区域だけに限っても少なくとも2,000 m程度はある。本地域における全層厚は、6,000 m程度と見積もられる。

葛巻層は、層厚500 m程度の千枚岩質泥岩ならびに泥質混在岩が繰り返して露出する傾向を示し、これらの間に苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩などからなる岩体が不規則に挟有されている。岩体の規模は層厚50~100 m程度が一般的であるが、チャートの岩体では300 mを越える場合がある。側方への連続性については、苦鉄質岩では500 m程度、石灰岩では1~2 km程度、チャートでは数100 m~5 km以上、砂岩では2~3 kmに達する。



第 3. 11 図 葛巻層の柱状図

千枚岩質泥岩と泥質混在岩を主体とし、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩などの岩体を挟有する。下位の合戦場層戸の境界断層（折爪断層）は第四系に被覆された伏在断層であるが、その位置は推定である。柱状図を作成したルート（Z1～Z7）の位置は付図 1 に示す。

岩相

(1) 苦鉄質岩 (Jzj)

本地域の葛巻層に含まれる苦鉄質岩は、層厚 30～50 m 程度の小規模岩体として泥質混在岩に包有された産状を示し、折爪岳周辺と傾城峠南西の面岸川沿い、ならびに小滝付近に分布する。緑灰色～暗灰色を呈し、風化が顕著な露頭では黄褐色に変色していることがある。その多くは、顕著な劈開が形成された片状の苦鉄質岩（第 3. 12 図 a）であるが、一部では塊状の玄武岩溶岩（第 3. 12 図 b）も認められる。一般に風化・変質が著しいため、野外観察では原岩の判別が困難である。

鏡下で観察すると、片状苦鉄質岩では構成鉱物が圧力溶解劈開（黒色の筋）に沿って伸長するとともに定向配列する傾向があり、これによって片状構造が形成されていると判断できる。また、緑泥石が見られる（第 3. 12 図 c）。塊状玄武岩では、斜長石が単斜輝石に取り込まれたオフィティック組織が見られる（第 3. 12 図 d）。

(2) 石灰岩 (Jzl)

石灰岩は、泥質混在岩に挟有される層厚約 50 m の小規模岩体として、折爪岳東斜面や一戸町小鳥谷に分布する。これらは、細粒で優白色～灰白色を呈する結晶質の石灰岩であり、層状をなしている場合が多い（第 3. 12 図 e）。鏡下観察によると、この石灰岩には生物遺骸が全く認められず、より粗粒な方解石（径 0.05～0.2 mm 程度）からなることがわかる（第 3. 12 図 f）。

(3) チャート (Jzc)

チャートは、層厚 100～300 m 程度で側方に 1～5

km 程度連続する小規模～中規模岩体として泥質混在岩に挟有された産状を示し、本地域の葛巻層全体に亘り分布する。

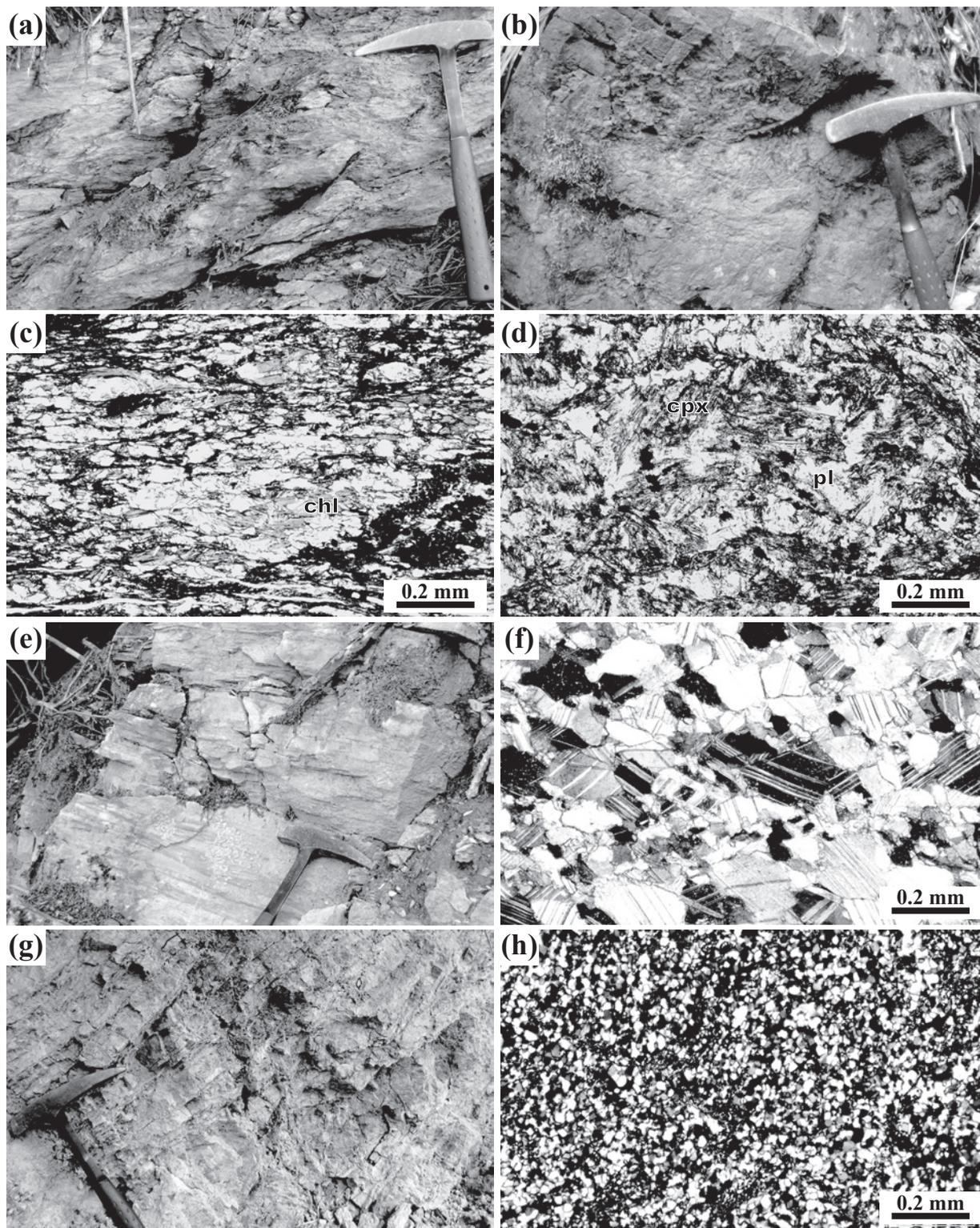
珪質層と泥質薄層との律動的な細互層からなる層状チャートとして産出する（第 3. 12 図 g）が、多くは再結晶化のため成層構造が不明瞭になっている。珪質層は、層厚 2～3 cm 程度で灰色～黒色を呈する。泥質薄層は暗灰色を呈し層厚が 3 mm 以下である。鏡下観察では、微晶質石英から構成されていることが観察され、シルト大以上の明瞭な碎屑粒子は全く認められない（第 3. 12 図 h）。

(4) 珪質泥岩 (Jzi)

珪質泥岩は明灰色～青灰色を呈し、チャートの上位に露出する傾向がある。部分的に塊状である場合もあるが、一般的に層厚 1～3 cm の層状であり、層厚 1 mm 程度の黒色泥岩の薄層と律動的な互層をなす（第 3. 13 図 a）。所により、やや粗粒な珪長質の凝灰質泥岩（第 3. 13 図 b）に移化することがある。鏡下観察において、石英などの微細な碎屑粒子から構成され、また長径 0.05 mm 程度の放散虫遺骸が多数含まれていることがわかる（第 3. 13 図 c, d）。

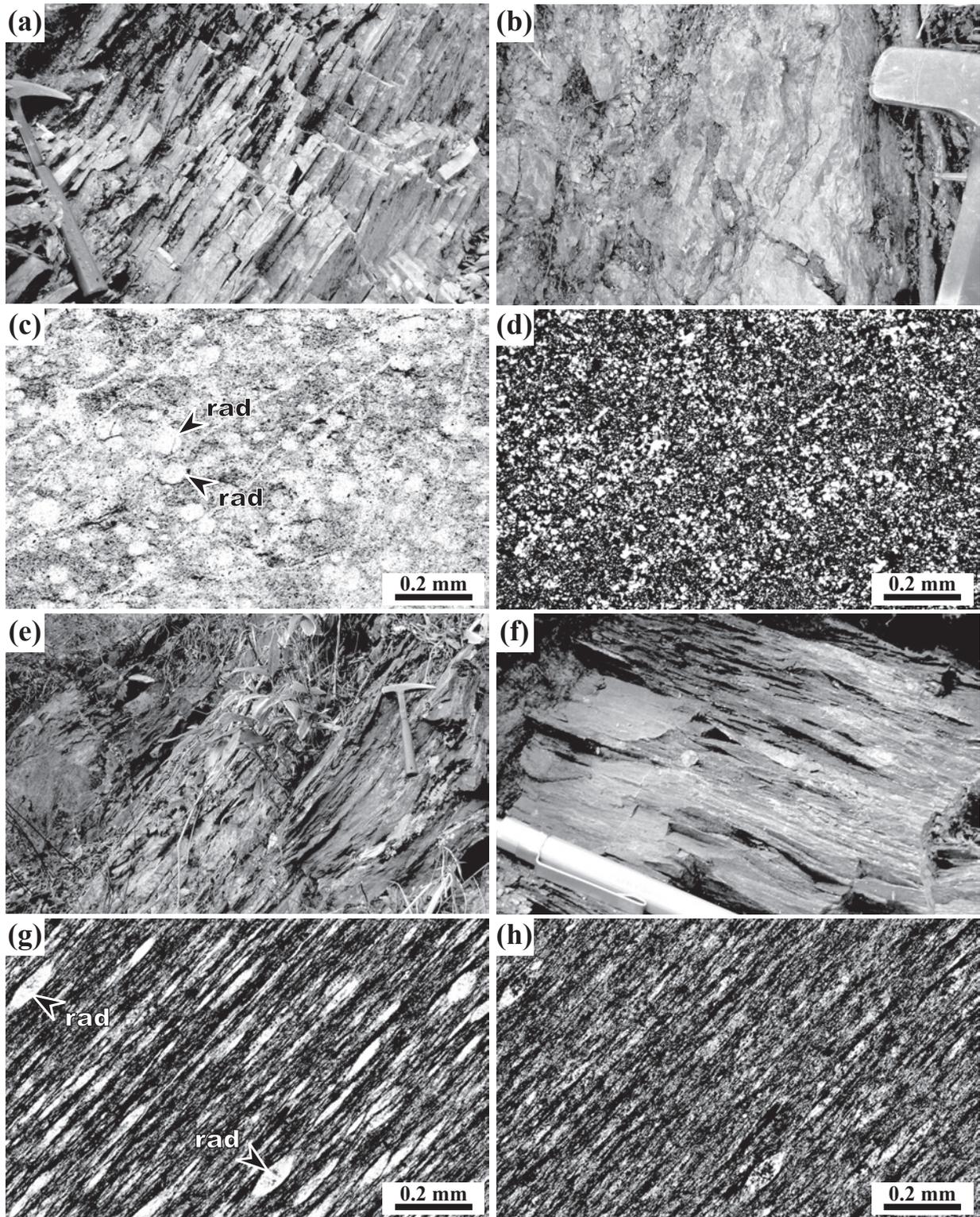
(5) 千枚岩質泥岩 (Jzp)

千枚岩質泥岩は泥質混在岩とともに、本地域における葛巻層の最も卓越する構成岩である。スレート劈開が発達した暗灰色～黒色の泥岩であるが、劈開面が密に形成されて千枚岩質になっている場合が多い（第 3. 13 図 e）。また、灰緑色の凝灰質泥岩葉理を挟有することがある（第



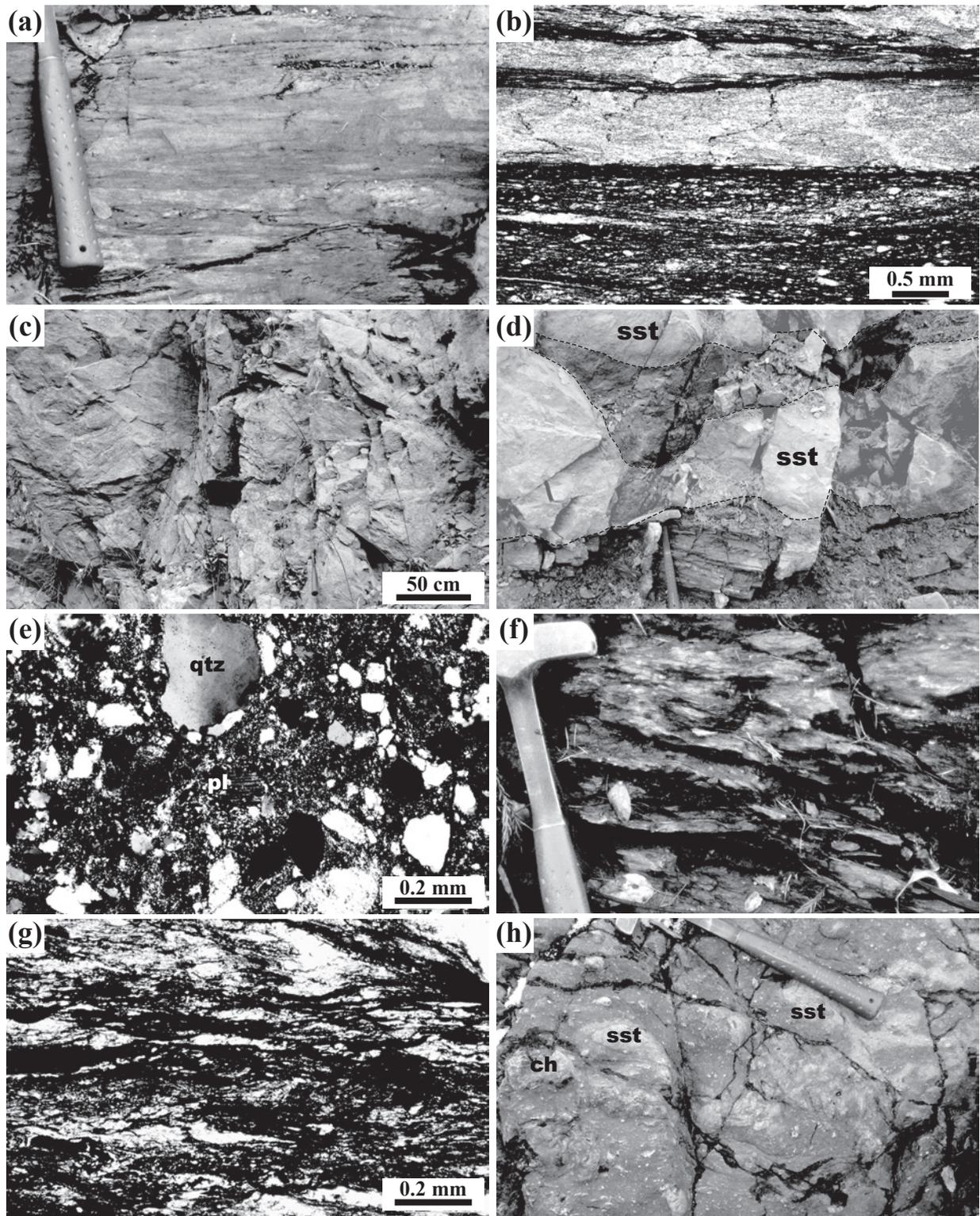
第3.12図 葛巻層を構成する主要岩類の産状と岩相 (I)

(a) 片状構造が形成された変質した苦鉄質岩の産状 (二戸市白鳥天ヶ塚). (b) 塊状玄武岩の産状 (一戸町小滝). (c) 片状苦鉄質岩の薄片写真 (単ニコル). (d) 塊状玄武岩の薄片写真. 斜長石が単斜輝石に取り込まれたオフィティック組織をなす (単ニコル). (e) 層状石灰岩の産状 (軽米町嶽). (f) 層状石灰岩の薄片写真. 径0.05~0.2 mm程度の方解石から構成される (直交ニコル). (g) 層状チャートの産状 (九戸村江刺家). (h) 層状チャートの薄片写真. シルト大以上の明瞭な碎屑粒子を含まず, 微晶質石英から構成される (直交ニコル). chl: 緑泥石, cpx: 単斜輝石, pl: 斜長石.



第3.13図 葛巻層を構成する主要岩類の産状と岩相 (II)

(a) 珪質泥岩の産状 (二戸市白鳥天ヶ塚). (b) 凝灰質泥岩の産状 (二戸市白鳥天ヶ塚). (c)-(d) 珪質泥岩の薄片写真 (cは単ニコル, dは直交ニコル). (e) 千枚岩質泥岩の産状 (二戸市白鳥). (f) 凝灰質泥岩の葉理を挟有する千枚岩質泥岩の産状 (軽米町嶽). (g) - (h) 千枚岩質泥岩の薄片写真 (gは単ニコル, hは直交ニコル). rad: 放射虫遺骸.



第3.14図 葛巻層を構成する主要岩類の産状と岩相 (Ⅲ)

(a) 細粒砂岩からなる葉理を挟有するシルト質泥岩の産状。砂岩葉理が厚くなると薄層理の砂岩泥岩互層となる (二戸市白鳥)。(b) シルト質泥岩の薄片写真。写真上部は極細粒砂岩からなる葉理 (単ニコル)。(c) 塊状砂岩の産状 (二戸市白鳥)。(d) 厚層理砂岩泥岩互層の産状 (二戸市白鳥)。(e) 塊状砂岩の薄片写真 (直交ニコル)。(f) 鱗片状劈開が形成された黒色泥岩の産状 (二戸市仁左平)。(g) 鱗片状泥岩の薄片写真 (単ニコル)。(h) 砂岩・チャートの小岩塊を含む泥質混在岩の産状 (一戸町女鹿口)。sst: 砂岩, ch: チャート, qtz: 石英, pl: 斜長石。

3. 13 図 f). 鏡下観察では、著しい定向性を持つ微細な粘土鉱物が密に配列した劈開を形成し、その間の微細な碎屑粒子が再結晶していること、さらに放散虫遺骸が劈開に沿って顕著に扁平化していることも確認できる (第 3. 13 図 g, h).

構成粒子は一般に細粒であるが、やや粗粒なシルト質泥岩の場合や、シルト岩葉理あるいは層理が膨縮または破断した細粒砂岩薄層を挟有する場合がある (第 3. 14 図 a, b).

(6) 砂岩 (Jzs)

本地域では、層厚 100 ~ 300 m 程度で側方へ 2 ~ 3 km 程度連続する小規模岩体として、千枚岩質泥岩に挟有されて露出する。

灰色~明灰色を呈し、粗粒~中粒砂からなる塊状・無構造の砂岩である (第 3. 14 図 c). また、層厚 10 ~ 20 cm 程度の泥岩層を挟有する層厚 50 cm を越える砂岩 (厚層理の砂岩泥岩互層) も頻繁に見られる (第 3. 14 図 d). この互層では、部分的に砂岩層が膨縮または破断されてレンズ状岩塊を構成することがある。構成粒子として、石英・長石に富み岩片を比較的多く含む (第 3. 14 図 e).

(7) 泥質混在岩 (Jzw, Jzx)

泥質混在岩は、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの小規模~大規模岩体を包有する、あるいはそれらと互層する産状を示し、千枚岩質泥岩とともに葛巻層の主体をなして広く分布する。層厚は 300 ~ 1,500 m 程度である。この泥質混在岩は含有する岩塊の違いにより、砂岩からなる様々な規模・形態の岩塊を包有する泥質混在岩 (Jzw) と苦鉄質岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩などの様々な規模・形態の岩塊を包有する泥質混在岩 (Jzx) の 2 種類に区分できる。両者とも基質となる泥岩には、鱗片状劈開が形成されていることが多い (第 3. 14 図 f, g). ただし両者の境界を明確に規定することは困難であり、露頭規模においても両者が共存することも多い。地質図ではどちらか優勢的に露出する範囲を、その泥質混在岩の分布域とした。

砂岩岩塊を包有する泥質混在岩には、層理が破断あるいは分断された砂岩の葉理や薄層が挟在している。このことから、初生的には砂岩泥岩互層であったことが示唆される。一方、多様な岩相の岩塊を包有した泥質混在岩 (第 3. 14 図 h) では、側方への岩塊の連続性は殆ど無く泥岩基質に支持された産状を示していることが多い。

産出化石

本地域の葛巻層においては、砂岩薄層を挟有するシルト質な泥岩から保存不良の放散虫化石が産出しており、ジュラ紀の中頃 (トアルシアン期~バトニアン期) を示唆する可能性がある (Nakae, 2016). 南に隣接する葛巻地域では、泥質混在岩に包有された小規模な石灰岩岩体から、*Schwagerina* 属、*Schubertella* 属、*Tricites* 属な

ど (岩井ほか, 1964) と、*Pseudoschwagerina* 属 (大上・村田, 1974b) の紡錘虫化石が産出している。これらは、ペルム紀の前半を示す。

地質時代は泥岩の堆積時期に近似される。従って、シルト質泥岩から産出した放散虫化石 (Nakae, 2016) に基づき、本層の地質時代をジュラ紀の中頃とする。

3. 3 地質構造

一戸地域における北部北上帯ジュラ系の主要構造としては、i) 各層内部で見られる上位方向への岩相の繰返し (覆瓦構造)、ii) 各層を境する断層 (境界断層)、iii) これらの初期構造を変形させジュラ系全体の分布を規制する褶曲構造、さらに iv) これらの構造を切断し変位を与える高角度傾斜の断層が挙げられる。本節では、これらの地質構造について記述する。

3. 3. 1 覆瓦構造

既に概説したように付加過程において、衝上断層の発生・成長に伴い海洋プレート層序の構成岩類が構造的に繰返し集積・厚層化することによって、付加複合体が形成されると考えられている。また一方で、付加複合体内部でさらに破断変形が進行することによりこの層序の構成岩類は破断・分断され、結果的に各種岩石からなる岩体と混在岩を形成することになる。従って、一戸地域の北部北上帯ジュラ系において確認される海洋プレート層序 (あるいは岩相分布) の繰返しは、付加過程に伴う初期の主要な変形構造の 1 つであり、衝上断層の発達による覆瓦構造に起因するとみなすことができる。

岩相分布の繰返しに基づいて想定される覆瓦構造が比較的明瞭に確認されるのは、関層と合戦場層である。関層と合戦場層の構成岩については、褶曲による重複や断層による欠如が推定されるが、基本的には基底部から上位に向けて、チャート、珪質泥岩、泥岩、砂岩泥岩互層ないし砂岩の順に累重する層序が繰返し露出していることがわかる (第 3. 6 図, 第 3. 8 図)。本邦では特に、この層序を「チャート-碎屑岩シーケンス」と呼んでいるが、一般的には「海洋プレート層序 (oceanic plate stratigraphy)」の典型例として扱われている。従って、関層・合戦場層で認められるチャート-碎屑岩シーケンスが繰返す覆瓦構造は、付加過程における衝上断層の活動に関連すると見なされる。一戸地域におけるチャート-碎屑岩シーケンスについては、関層では 3 回 (Cs1 ~ Cs3)、合戦場層では 2 回 (Ck1, Ck2) の繰返しが認識される。

これに対し高屋敷層や葛巻層では、岩相の分布様式に明瞭な規則性はなく混在化の程度が高い。従ってこれら両層については、全体的な破断変形が進行し初期の覆瓦構造が複雑化したと捉えることができる。

3. 3. 2 境界断層

一戸地域における北部北上帯ジュラ系各層の境界については、野外での露頭確認ができていないため、その位置は露頭の分布状況から確定した。また、合戦場層と葛巻層の境界付近には新第三系・第四系が広範囲に分布するため、両層の境界は未確認である。地質図での分布状況から認識される境界断層は、地層の走向や岩体の延長方向にほぼ一致するか若干斜交している。このことから境界断層は、一般走向・傾斜に対し平行あるいは低角に斜交している可能性が示される。本地域の南東に隣接する陸中関地域では、高屋敷層と関層、関層と合戦場層の境界断層はそれぞれ、関-大平断層ならびに滝ノ沢-蓬ヶ森断層と呼ばれている(杉本, 1974)。また合戦場層と葛巻層の境界は、新第三系・第四系に被覆され伏在する折爪断層、あるいはこれに付随する断層であると見なせる。

境界断層(折爪断層を除く)の姿勢が一般走向に対しておおよそ平行していることから、その活動開始時期については、「原岩の付加後から覆瓦構造形成にかかわる一連の衝上断層の形成時期」と密接に関連すると判断され、それは原岩の堆積時期より新しいジュラ紀末期以降である。その一方で、終了時期を限定する地質学的根拠は本地域からは見出せていない。南東に隣接する陸中関地域では、高屋敷層とその下位の層序单元(木沢畑層・沢山川層・安家層)、ならびに関層・合戦場層とその上位の層序单元(大鳥層・大坂本層)の境界が北西-南東方向の軸を持つ褶曲構造によって曲げられている(第3.3図)。従って、境界断層の活動終了時期は、これらの褶曲形成(白亜紀初頭:後述)の前に限定できる。

関-大平断層

南東隣の陸中関地域において杉本(1974)により、高屋敷層と関層の境界を画する衝上性断層として定義・命名された。一戸地域においてもこの断層の名称を用いる。

関-大平断層は岩泉構造線(小貫, 1969)に相当することから、大上・永広(1988)ならびに永広ほか(2005)は、この断層を境として西側に葛巻-釜石亜帯、東側を安家-田野畑亜帯としている。また大藤・佐々木(2003)は、高屋敷層-関層境界を剪断帯と捉えて「岩泉スレート帯」と呼ぶとともに、境界近傍の両層には高角度傾斜のスレート劈開面とこれにほぼ水平な線構造が形成されていることを指摘した。

なお、東隣の陸中大野地域では「出る町断層」が、陸中関地域における関-大平断層(杉本, 1974)の北方延長として図示されている(吉田ほか, 1987)。しかしこの断層は、高角度傾斜する縦走断層であり、関層とその下位の層序单元(陸中大野地域では、木沢畑層と間木平層)との境界断層と見なすことはできない。

滝ノ沢-蓬ヶ森断層

関層と合戦場層の境界を画する衝上性断層として、陸中関地域において定義・命名された(杉本, 1974)。一戸地域においてもこの断層の名称を用いる。

折爪断層

折爪断層は大局的に、合戦場層と葛巻層との境界断層に位置づけられる。しかしながら一戸地域では、断層露頭あるいは断層近傍と判断できるような露頭は発見されていない。この断層の位置は、葛巻構造線(島津ほか, 1970)あるいは葛巻断層(小貫, 1981)の北西延長にほぼ相当する。なお、地質図に表示される折爪断層は、ジュラ系形成時に関連する初生的な衝上断層(境界断層)ではなく、後世の活動を反映した断層であるとみなされる(中江, 2015)。

大藤・佐々木(2003)は、葛巻構造線に相当する幅4 km程度の剪断帯を「葛巻剪断帯」と命名している。この剪断帯では、泥質混在岩を原岩とするマイロナイトやカタクレサイトなどの断層岩が形成され、西傾斜の面構造とこれに平行で水平な線構造を有している。これらの構造により葛巻剪断帯は、左横すべり、ないしは上盤が南方に変位(断層西側が沈降)する運動センスを示していると結論づけられた(大藤・佐々木, 2003)。さらに折爪断層は、最大延長47 kmに達する活断層(確実度II)の一部とみなされ、断層西側が隆起する逆断層と推定されている(例えば、Chinzei, 1966; 活断層研究会, 1991編)。

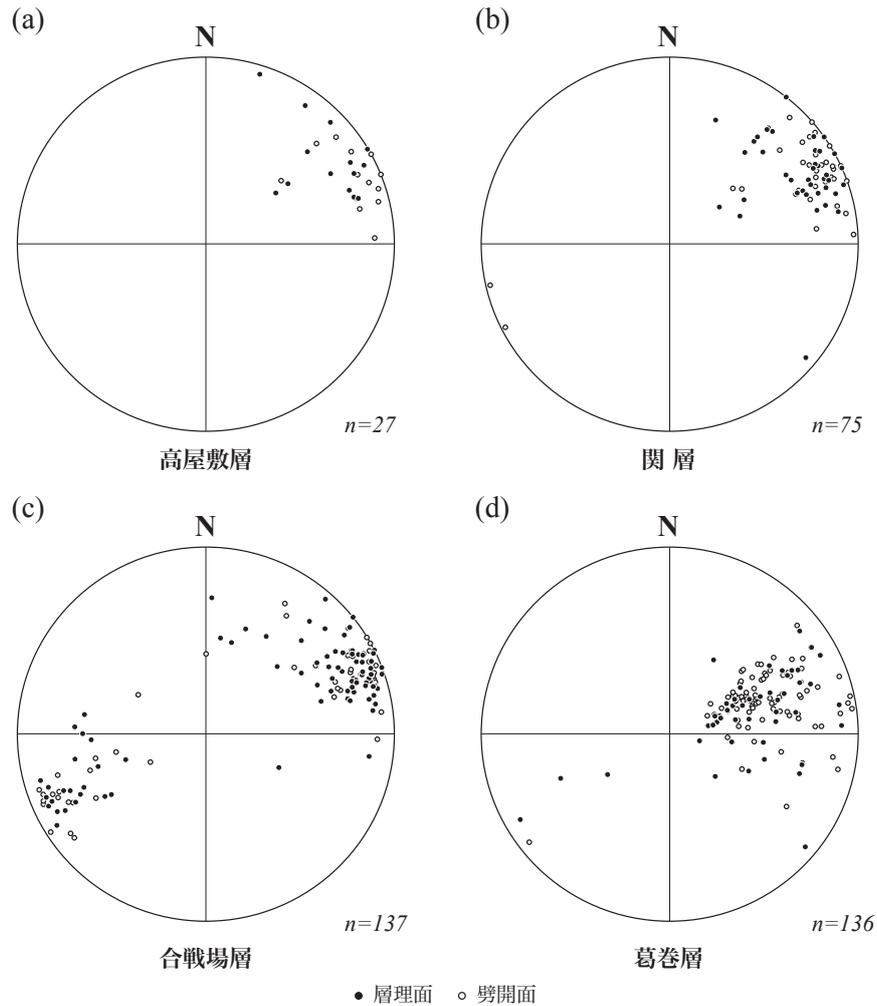
3. 3. 3 面構造及び褶曲

一戸地域ならびにその周辺地域の北部北上帯ジュラ系は大局的には、北西-南東ないし北北西-南南東方向の軸面走向を持つ褶曲構造に支配された分布形態を示している。そのため、ジュラ系の一般走向は同様の方向を示し、南西及び北東に低角度~高角度に傾斜している。

面構造(チャート・砂岩などの層理面と泥質岩の劈開面)の姿勢を比較すると、それらは等積投影図上である程度の広がりをもった範囲に示され、層理面と劈開面の範囲は殆ど重複している(第3.15図)。しかしながら両者の極大値においては若干の違いがあり、劈開面の方が2°~9°傾斜角が大きい(第3.1表)。つまりこの劈開面は、褶曲形成に伴う軸面劈開とみなされる。

高屋敷層ならびに関層の層理面と劈開面は、北北西-南南東の走向を示し、局所的に東傾斜を示すこともあるが、70°~90°に集中した高角度西傾斜の同斜構造に支配されている(第3.15図a, b)。これら両層は、陸中関地域で記載された「葛形背斜」(杉本, 1974)の南西翼に位置することと調和的である(第3.3図参照)。

合戦場層は、比較的明瞭な一对の向斜-背斜とこれら西側に見られるやや不明確な一对の向斜-背斜からな



第3.15図 層理面ならびに劈開面の極（等積下半球投影）

第3.1表 層理面ならびに劈開面の極大値

	葛巻層 (西傾斜)	合戦場層 (東傾斜)	関層 (西傾斜)	高屋敷層 (西傾斜)
層理面	N 18°W, 26°W	N 25°W, 72°E	N 24°W, 76°W	N 24°W, 76°W
劈開面	N 27°W, 37°W	N 21°W, 74°E	N 22°W, 81°W	N 19°W, 79°W

葛巻層における層理面・劈開面の傾斜は他層より40°～50°程度低角度である。また劈開面の傾斜角は全ての層において、層理面より2°～9°高角度である。

る褶曲構造（半波長は500 m～1 km程度）を形成している。前者の明瞭な褶曲のうち向斜については、陸中関地域で既に記載報告された「平庭岳向斜」（杉本，1974）の北西延長に相当する（第3.3図参照）。この向斜と対になる背斜については、本報告で新たに「九戸背斜」と称する。一方、後者の褶曲についてはそれぞれ、「山屋向斜」ならびに「瀬月内背斜」とする。

地層面については南西傾斜・北東傾斜ともに、同程度

の70°～80°以上の高角度であり、水平に近い姿勢をなす地層面は稀である（第3.15図c）。このことから合戦場層で見られる褶曲構造は、ほぼ鉛直の軸面をもち翼間隔が狭い閉じたシェブロン褶曲であると判断される。劈開面については、層理面より若干高角な姿勢を示している。

これらに対し最上位の葛巻層は層理面・劈開面の姿勢から、大局的には南西傾斜の同斜構造をなすと見なされ

る。その傾斜角は $20^{\circ} \sim 80^{\circ}$ と広範囲の値をとるが多くは $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$ に集中し、本層の傾斜角は他層と比較して有意に低角度である(第3.15図d)。

一戸地域に分布する北部北上帯ジュラ系に変形を与えた褶曲構造の形成時期については、以下のように見積もることが出来る。陸中関地域において、ジュラ系に貫入し褶曲構造を明瞭に切断した深成岩類の分布が知られており(杉本, 1974; 久保, 2010)、その一部の花崗閃緑岩から122~117 Maの黒雲母K-Ar年代値(Kawano and Ueda, 1965)が報告されている。さらに久保(2010)は、深成岩類に先行してジュラ系に貫入した閃緑岩~斑れい岩の岩脈を見出している。従って褶曲構造の形成は、白亜紀初頭と見なせる。

3.3.4 高角度傾斜断層

一戸地域では、(1)北部北上帯ジュラ系の一般走向(北北西-南南東)にほぼ平行でこれを切断する高角度傾斜の縦走断層と、(2)縦走断層とは走向方向が明瞭に異なる北東-南西性の高角度傾斜断層の二種がある。断層面に沿う変位については、地質図上で認識できる地層・岩体のずれから判断される。北北西-南南東性縦走断層の場合、その多くは左横ずれあるいは断層西側が相対的に沈降した可能性があるかと判断できる。一方、北東-南西性断層については、右ずれあるいは断層北側が沈降する変位が想定される。これらの高角度傾斜断層うち、露頭が確認された顕著な断層について、以下に記述する。

なお、これらの断層の存在はジュラ系分布域内で認識されるものであるが、それらの延長がジュラ系を被覆する新第三系をも切断し変位を与えているかを、露頭で確認ができたものは少ない。しかしながら、新第三系を明確に変位させた高角度傾斜断層(第7章参照)と同様の走向・変位センスを示すので、一部の断層は、新第三紀に再活動した可能性がある。なお、小峠断層は本地域中央部において、ジュラ系と新第三系の両方を切断・変位させている。

(1) 北北西-南南東性の縦走断層

辻ヶ沢断層

辻ヶ沢断層は、軽米町軽米から南東方の蛇口に至る長さ約5 kmの断層である。蛇口からは、東隣の陸中大野地域南西部に見られる出る町断層(吉田ほか, 1987)に連続する可能性がある。

軽米町辻ヶ沢において、高屋敷層の小規模なチャート岩体中に断層露頭が認められる。断層面の走向傾斜は $N22^{\circ} W \cdot 83^{\circ} W$ であり、顕著な面構造が形成された黒色の断層破碎帯(幅1.5 m以上)を伴う(第3.16図a)。断層西側に分布する関層では、基底部のチャート岩体が断層で切れ一部欠如している。

勘丁断層

勘丁断層は、軽米町東付近から南南東の宮沢に至る約10 kmの断層である。勘丁の南南東1.2 kmに露頭が認められ、断層面の走向傾斜は $N31^{\circ} W \cdot 85^{\circ} W$ である。

大雪屋断層

九戸村大雪屋から下雪屋までの3ヶ所に断層露頭が認められ、断層面の走向傾斜はそれぞれ、 $N26^{\circ} W \cdot 70^{\circ} E$ 、 $N38^{\circ} W \cdot 65^{\circ} E$ 、 $N45^{\circ} W \cdot 68^{\circ} W$ である。これらの露頭は互いに雁行配列する三条の断層が現れたものであるが、それぞれの南東端が一条の断層に収斂する。従ってこれらを一括して、大雪屋断層とする。上述のうちの1つの露頭では、チャートと珪質泥岩との境界をなす幅約20 cmの破碎帯が見られる(第3.16図b)。

一戸地域内で認められる大雪屋断層は、九戸村冷水から南東方へ約5 kmに亘り分布するが、その延長が陸中大野地域の滝ノ沢断層(吉田ほか, 1987)に連続する可能性もある。

三沢断層

軽米町東付近から南南西に向かい九戸村大平を経て三沢に至る約13 kmにわたる断層を、三沢断層とする。三沢の東方800 mでは、合戦場層基底部のチャート岩体中に幅1 m以上の破碎帯を伴う断層が見られ、その断層面の走向傾斜は $N46^{\circ} W \cdot 79^{\circ} E$ を示す(第3.16図c)。活断層研究会(1991編)によると、三沢断層の位置に、活断層の疑いがあるリニアメント(確実度Ⅲ)が記されている。

新井田東方の断層

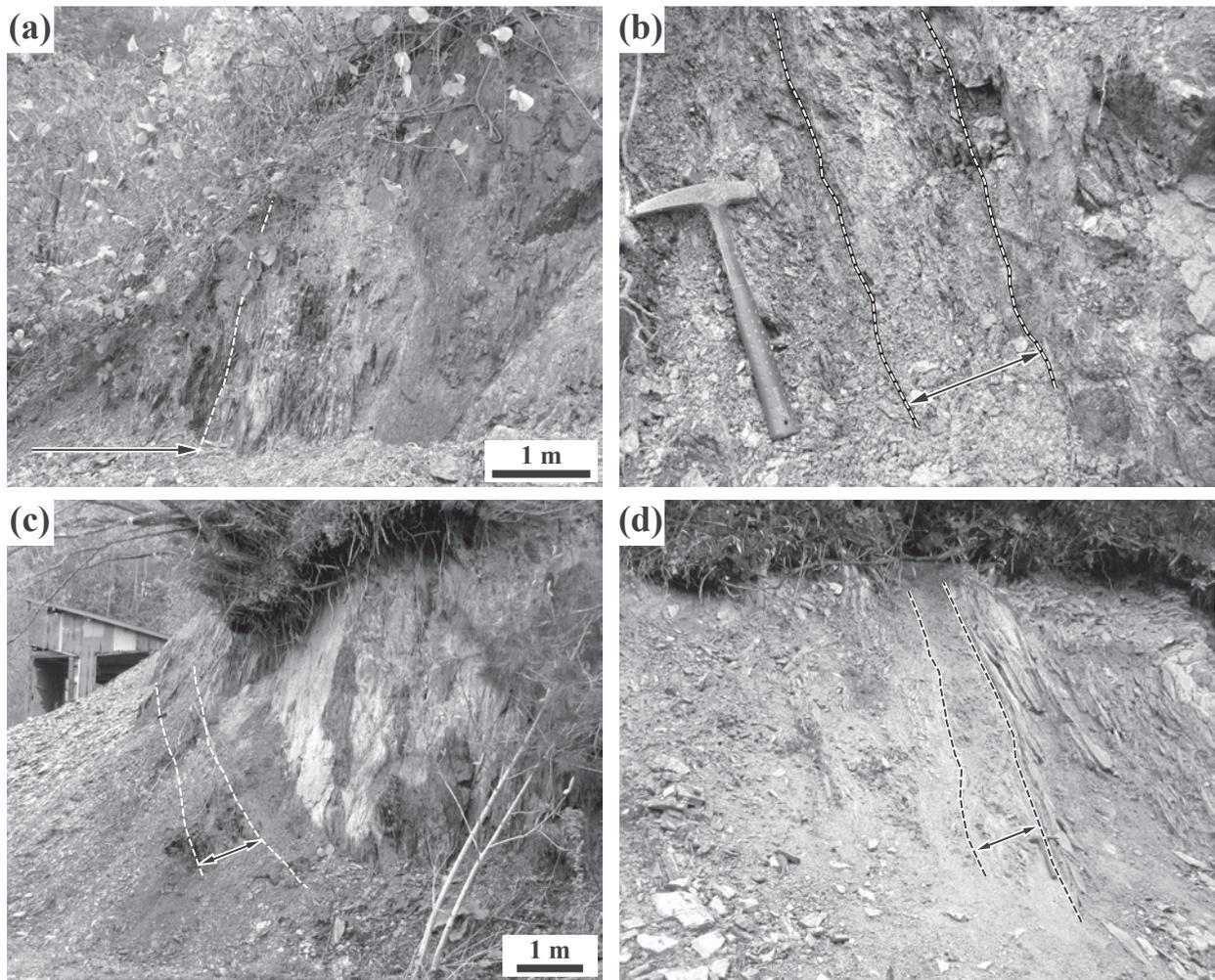
この断層は、軽米町惣地保から南南東方に約2 kmに亘って連続する。軽米町新井田の東800 mに、断層露頭(断層面の走向傾斜= $N22^{\circ} W \cdot 90^{\circ} W$)が認められる。

長興寺断層

長興寺断層は、九戸村長興寺大向から荒田を経て更に南南東へ連続する全長約7 kmの断層である。荒田に、 $N17^{\circ} W \cdot 85^{\circ} W$ の走向傾斜を有する断層露頭が認められる。

伊保内断層

伊保内断層は、九戸村伊保内付近を通過する北北西-南南東走向の断層であり、一戸地域内では、全長7 km以上に及ぶ。その南南東延長は南隣の葛巻地域に連続すると見られる。伊保内の北700 m付近に見られる露頭では、幅50 cm以上の破碎帯を伴う断層が認められ、その走向傾斜は $N36^{\circ} W \cdot 85^{\circ} W$ である(第3.16図d)。南東延長にあたる九戸村下沢内の東1.1 kmにも断層露頭(断層面の走向傾斜= $N42^{\circ} W \cdot 82^{\circ} W$)が認められる。



第 3. 16 図 高角度傾斜断層の露頭

(a) 辻ヶ沢断層（軽米町辻ヶ沢）. (b) 大雪屋断層（九戸村大雪屋）. (c) 三沢断層（九戸村三沢）. (d) 伊保内断層（九戸村伊保内）. 破線と矢印は、断層破碎帯を示す.

小峠断層

小峠断層は、二戸市小祝から小峠・小倉岳付近を通過して九戸村西村へ至る、北北西－南南東走向の断層であり、全長は7 km 程度である。小祝付近において、葛巻層を切る断層露頭（断層面の走向傾斜 = $N36^{\circ} W \cdot 85^{\circ} W$ ）が認められる。小峠断層は、ジュラ系だけでなくこれを被覆する新第三系も切断し変位を与えていることから、新第三紀以降にも活動したことが確実である。またこの断層の北西延長は、小林断層（第7章参照）に連続する可能性が高い。

(2) 北東－南西性の断層

北東－南西性の走向を持つ高角度傾斜の断層は、本地域北部の軽米町外川目～竹谷袋～干草周辺に見られる。この断層の存在は確実であるが、一部を除きその位置については地層・岩体の分布形態から推定した。その結果、関層ならびに合戦場層はこれらの断層に沿って右ずれ変位を示している。

なお、これらの高角度傾斜断層は、本地域西部から中央部にかけて北東－南西方向に連続して分布する相ノ山断層ならびに蝦夷森断層（第7章参照）の延長に相当する。

(西岡芳晴)

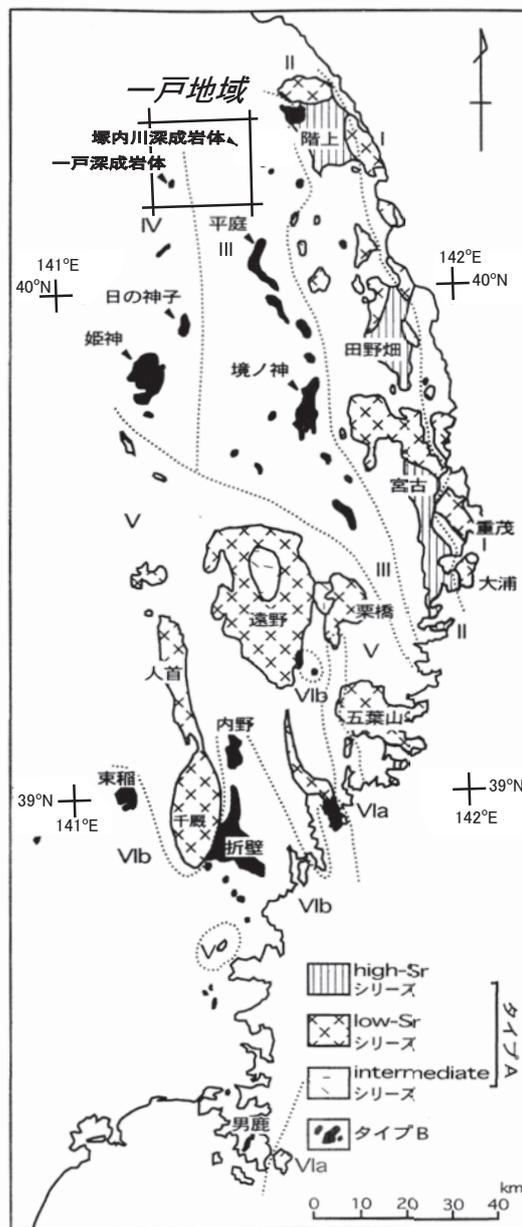
4.1 研究史及び概要

一戸地域には一般に北上山地深成岩類と呼ばれる下部白亜系深成岩として、一戸深成岩体及び塚内川深成岩体(新称)が分布する。これらの岩体は、一戸町鳥越付近において中村(1911)が報告した斑れい岩及び花崗岩質岩に相当する。これらはアルカリ(Na, Kなど)に富み、特に斑れい岩はケンタレン岩(Hill and Kynaston, 1900)と呼ばれ、緑黒色で美しいため石材に使用された(Kozu, 1914; 近藤, 1930a; 近藤, 1930b; 石井ほか, 1956など)。

北上山地には一戸深成岩体を含む白亜系火成岩が多く分布するが、それらを初めて包括的にまとめたのは渡辺(1950)である。渡辺(1950)は、北上山地の花崗岩類の分布を西から第1帯、第2帯西列、第2帯東列、第3帯西列、第3帯東列の3帯5列に区分した。一方、石井ほか(1956)は岩手県の火成岩類についての報告の中で、北上山地の白亜系花崗岩類を4列に分け、それぞれの列に属する代表的な岩体について記載している。その後、小規模な岩体についての地質学的、岩石学的な研究が蓄積され、それらを受けて片田ほか(1971)は小規模な岩体を含めた深成岩類分布域の包括的な分帯を試み、An, B, C, D, E, As, F, Gの8つに帯に区分した。片田(1974)では片田ほか(1971)にさらなる改良を加えて、I, II, III, IV, V, VIの6帯に再区分し、VI帯をVIa, VIbの亜帯に細分した。一戸深成岩体は、それらのうちのK₂Oに富む岩体がほぼ南北に並ぶIV帯に属し、姫神岩体、日の神子岩体とともに主要な岩体とされている(片田, 1974; 吉井・片田, 1974, 第4.1図)。なお塚内川深成岩体は、小規模な岩体が点在するとされるIII帯(吉井・片田, 1974)内に位置する。分帯はその後修正が加えられている(片田・金谷, 1980; 蟹沢・片田, 1988など)。

1990年代に入って、北上山地深成岩類の中には、沈み込んだ海洋地殻の部分溶融によって形成されたと考えられるアダカイト質の岩石が存在することが明らかになった(Tsuchiya and Kanisawa, 1994; Tsuchiya et al., 2005など)。これらは、中心相が典型的なアダカイト質岩からなり、周辺相がよりSrに乏しい花崗岩類からなる累帯深成岩体として産することが多い(Tsuchiya and Kanisawa, 1994; 西岡, 2007など)。

一戸深成岩体(吉井・片田, 1974)についてのまとまった岩石学的な研究としては、まず、近藤(1930a, 1930b)によるものがあり、一戸深成岩体を主に5つの



第4.1図 北上山地の深成岩類

Tsuchiya and Kanisawa (1994) を元に邦訳・表現・緯経線を修正した。タイプAは珪長質岩が優勢で、苦鉄質岩をほとんど含まない岩体で、タイプBは苦鉄質から珪長質の岩石から構成される(Tsuchiya and Kanisawa, 1994)。図中のローマ数字は片田(1974)の分帯を示す。一戸深成岩体及び塚内川深成岩体は、姫神・日の神子(岩体)とともにIV帯に属する。

岩相（輝岩、かんらん石輝石黒雲母モンゾニ岩、両輝石黒雲母モンゾニ岩、閃緑岩、花崗岩）に分けて地質図を示し、特に苦鉄質岩については詳しい記載を行っている。次に Onuki and Tiba (1964) 及び大貫・千葉 (1964) は、一戸深成岩体(原著では3つの小岩体として扱っている)について、産状、鉱物組み合わせ、岩石及び鉱物化学組成より、同一の比較的 K_2O に富むアルカリ玄武岩マグマから一連の火成活動により導かれたとしている。その後、土谷 (1987) は、一戸深成岩体について岩石記載、全岩主成分化学組成、鉱物化学組成などから検討を行い、一連の結晶作用により形成されたという Onuki and Tiba (1964) の考えを支持している。また、土谷 (1989) ではさらに全岩微量成分化学組成及び溶融実験の結果も含め、すべての岩相が閉鎖系における分別結晶作用で説明できるとしている。大きな特徴は黒雲母が早期に晶出している点であるが、水を加えることで黒雲母に比べて角閃石の安定領域が著しく拡大し、従って一戸深成岩体は比較的水の少ない条件下で固結したとしている。

土谷 (2007) は一戸深成岩体について詳細な調査結果を報告している。土谷 (2007) はまず、一戸深成岩体を7の岩型に区分し地質図を示した。すなわち、岩体西南部(ウェールライト、単斜輝石岩)、岩体北部(かんらん石モンゾニ岩、紫蘇輝石普通輝石モンゾニ岩)、岩体中央部(ホルンブレンドモンゾニ岩、普通輝石モンゾニ岩)、岩体東南部(石英モンゾニ岩)である。また、各岩型の関係とそれらが観察できる地点についての産状記載を行った。さらに、各岩型について岩石記載を行い、全岩 SiO_2 量と主成分元素及び微量成分元素との関係を示す組成変化図を示している。

一戸深成岩体の同位体岩石学的研究としては、河野・植田 (1965) がカリ長石及び黒雲母 K-Ar 年代値として 116–110 Ma を報告している。Kubo (1977) は、北上山地の牡鹿岩体及び網地島岩体とともに一戸深成岩体についても Sr 同位体の測定を行い、一戸深成岩体については黒雲母-全岩年代 110–101 Ma と全岩アイソクロン年代 105 ± 30 Ma、及び $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 初生値 0.7041 を得ている。

一戸深成岩体モンゾ閃緑岩相の防災に関する報告としては、地盤工学会東北支部 (1977) による東北自動車道建設時における地すべり対策に関するものがあり、モンゾ閃緑岩相(原記載では「ケンタレン岩」)は深層風化が激しく深さ7~20 m まで風化してまさ化しており、このため地すべり性崩壊対策を行ったことが記述されている。

一戸深成岩体は、前述の土谷 (2007) でも指摘されている通り多様な岩相からなる複合岩体であるが、土谷 (2007) の指摘した露頭のいくつかは現在は確認できず、また、馬淵川沿い及び龍頭川沿いを除いてきわめて露出が悪く各岩相を面的に追跡することが難しい。そのため本報告では、詳細な区分を行うことができず、南北2つ

の岩相に区分し、その主たる岩石名に基づき、北部をモンゾ閃緑岩相、南部を石英モンゾニ岩相と呼ぶ。なお、本報告では土谷 (2007) の記述との間に大きな不一致は認められなかった。

塚内川深成岩体は、本報告で新称する花崗閃緑岩の岩体で、軽米町に極局所的に分布する。一戸深成岩体とは分布と岩質が異なることから新称した。

本報告で用いる深成岩類の名称は IUGS による分類 (Le Maitre, ed., 2002) に従い、和名は JIS A0205 : 2012 (日本工業標準調査会, 2012) によった。また、細粒と中粒の境界は 1 mm 程度とした。ケンタレン岩はそれに含まれないため使用しなかった。

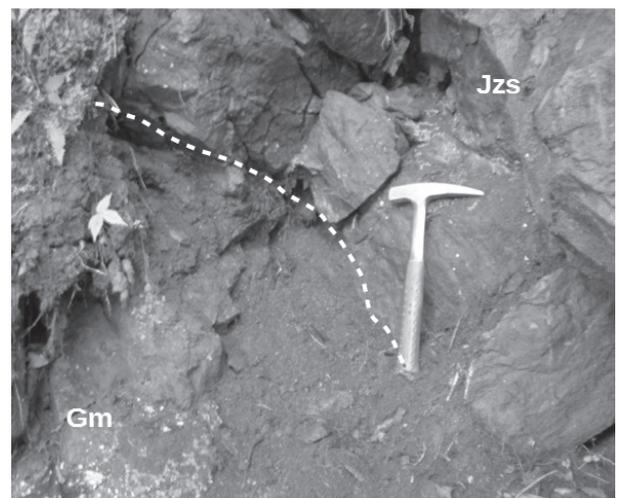
4.2 一戸深成岩体 (Gm 及び Gq)

4.2.1 モンゾ閃緑岩相

分布 一戸町鳥越野月内館南方から八木沢、樋ノ口をへて中里小滝北方まで、東西約 1.7 km、南北約 1.7 km の範囲に分布し、一戸深成岩体の北半部を占める。馬淵川沿い、龍頭川沿いに良く露出する。

貫入関係 葛巻層砂岩に貫入し、中新統・沖積層に不整合に覆われる。葛巻層との貫入関係は、小滝北方の龍頭川沿いで確認できる(第4.2図)。葛巻層側はホルンフェルス化しており、境界は湾曲している。

岩相及び産状 黒雲母、単斜輝石、斜方輝石、角閃石、かんらん石を含む中粒のモンゾ閃緑岩を主とし、斑れい岩、石英閃緑岩、石英モンゾ閃緑岩を含む。稀にやや細粒になる。有色鉱物の組み合わせと量比は多様で、黒雲母・単斜輝石はほぼ普遍的に含まれる。かんらん石を含む従来「ケンタレン岩」と呼ばれていた岩相は、北端部



第4.2図 葛巻層砂岩に貫入する一戸深成岩体モンゾ閃緑岩相

葛巻層砂岩はホルンフェルス化している。境界はシャープで湾曲する。茂谷西方 900 m の龍頭川右岸。

の馬淵川沿いに分布する。龍頭川沿いの分布域中央部、石英モンゾニ岩相に近い場所では、色指数がやや低い岩相（30程度）が見られる。土谷（2007）はおもに本岩相分布域内でウェールライト、単斜輝石岩等を報告しているが、本調査では確認できなかった。

岩石記載

中粒角閃石斜方輝石黒雲母モンゾ閃緑岩（第4.3図、第4.4図a, b）<GSJ R109118 / IC002>

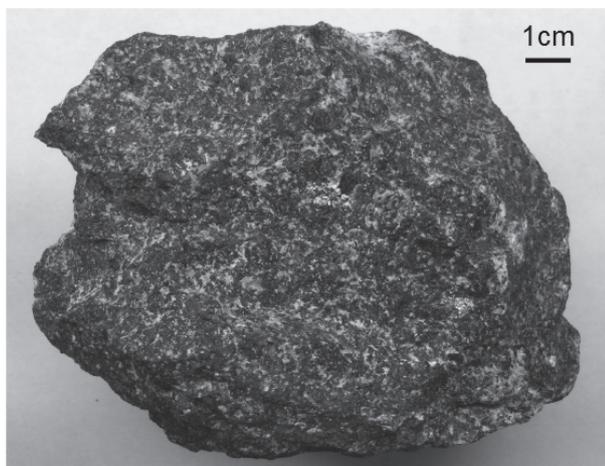
（一戸町樋ノ口南西800m 龍頭川右岸，40° 13'16.32"N，141° 16'42.73"E）

主成分鉱物：斜長石（約36.4%）、カリ長石（約18.5%）、石英（約0.3%）、斜方輝石（約16.3%）、黒雲母（約20.8%）、普通角閃石（約6.9%）

副成分鉱物：不透明鉱物、燐灰石、ジルコン

完晶質等粒状で平均粒径2.5mm程度、色指数は44程度であり、まれに15mm程度の有色鉱物クロットを含む。

斜長石は4.0mm以下で、集片双晶が顕著であり、大きい粒子は自形性が強く長柱状で累帯構造を示すことがある。カリ長石は0.5mm以下で、自形の斜長石の粒間を充てんする。パーサイト組織を示すことがあり、斜長石の接触部にミルメカイトが生じていることがある。石英は0.2mm以下で他形、ごく少量が粒間充てん状に認められる。斜方輝石は2.5mm以下で淡褐色であり、ごく弱い多色性を示す。黒雲母は3mm以下で他形であり、Y=Z軸色は褐色でわずかに緑色を帯びる。普通角閃石はZ軸色緑色で、斜方輝石の周りを取り囲むように少量認められる。また、何らかの鉱物の置換と思われる細粒集合体として存在することもある。ジルコンはごく少量で、隣接する黒雲母に多色性ハローが認められる。



第4.3図 一戸深成岩体モンゾ閃緑岩の試料写真（GSJ R109123 / IC002）

中粒かんらん石黒雲母単斜輝石モンゾ閃緑岩（第4.4図c, d）<GSJ R109123 / IC007>

（一戸町野月内館南方500m 馬淵川右岸，40° 13'45.63"N，141° 16'55.09"E）

主成分鉱物：カリ長石（約38.8%）、斜長石（約20.8%）、単斜輝石（約29.3%）、黒雲母（約7.7%）、かんらん石（約1.0%）

副成分鉱物：不透明鉱物、燐灰石

完晶質等粒状で平均粒径2mm程度、色指数は38程度であり、肉眼的にポイキリティックなカリ長石が認められる。

斜長石は2.5mm以下で、自形性が強く、集片双晶が顕著である。大きい粒子は弱い累帯構造を示す。カリ長石は5mm以下で、ポイキリティックに自形斜長石を含む。弱いパーサイト組織を示す。単斜輝石は4mm以下で、自形性は一般に弱い。カリ長石内で自形を示すことがある。黒雲母は2.5mm以下でY=Z軸色は褐色、他形で、ポイキリティックに自形斜長石を含む。かんらん石はごく少量含まれ、2mm以下である。

4.2.2 石英モンゾニ岩相

分布 一戸町茂谷の山頂（三角点382.7m）を中心に東端は一戸町高禪寺から西端は小滝まで、東西約1.7km、南北約1.2kmの範囲に分布し、一戸深成岩体の南半部を占める。龍頭川沿いに良く露出する。

貫入関係 相互の地質体の年代と岩相から、本岩相は葛巻層に貫入していると判断されるが直接の貫入関係は確認できない。

岩相及び産状 中粒黒雲母角閃石石英モンゾニ岩からなる。露出が極めて悪いため詳細な岩相変化は不明であるが、分布北端部のモンゾ閃緑岩との境界部付近では、以下に記述した試料に比べて黒雲母の量が多い。

岩石記載

中粒黒雲母含有角閃石石英モンゾニ岩（第4.4図e, f）

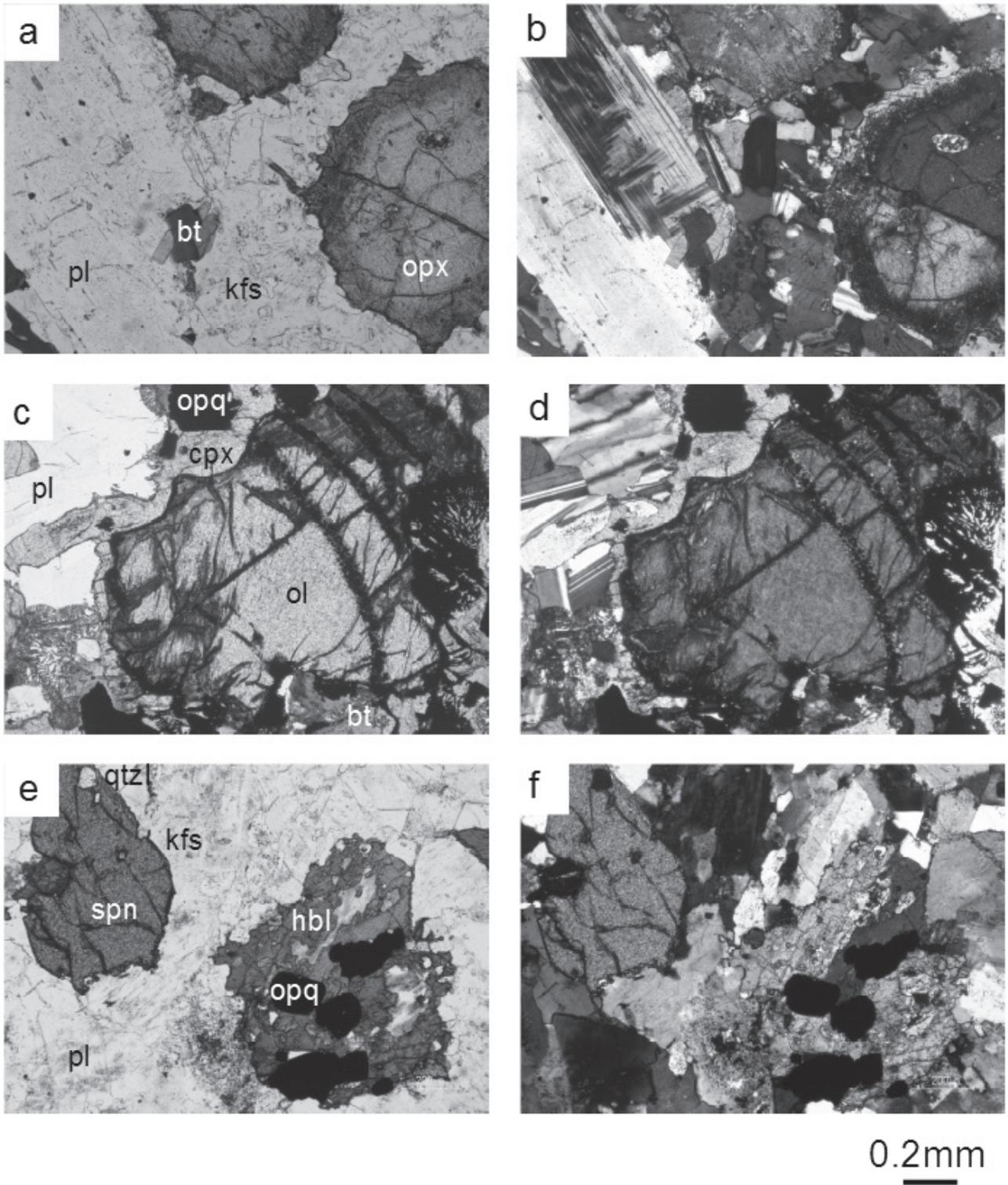
<GSJ R109117 / IC001>

（一戸町野月内館南方500m 馬淵川右岸，40° 13'45.63"N，141° 16'55.09"E）

主成分鉱物：カリ長石（約47.0%）、斜長石（約35.5%）、石英（約10.2%）、普通角閃石（約5.8%）、黒雲母（約0.4%）

副成分鉱物：チタン石、不透明鉱物、燐灰石、ジルコン
完晶質等粒状で平均粒径2mm程度、色指数は6程度である。

斜長石は3.5mm以下で、集片双晶が顕著であり、累帯構造は顕著ではない。カリ長石は7.5mm以下で、パーサイト組織が顕著である。石英は2.0



第 4. 4 図 一戸深成岩体の顕微鏡写真

a, b: モンゾ閃緑岩相 (GSJ R109118 / IC002, a: オープンニコル, b: クロスニコル), c, d: モンゾ閃緑岩相 (GSJ R109123 / IC002, c: オープンニコル, d: クロスニコル), e, f: 石英モンゾニ岩相 (GSJ R109117 / IC001, e: オープンニコル, f: クロスニコル). qtz: 石英, kfs: カリ長石, pl: 斜長石, bt: 黒雲母, hbl: 普通角閃石, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ol: カンラン石, opq: 不透明鉱物, spn: スフェーン

mm 以下で弱い波動消光を示す。普通角閃石は 2.0 mm 以下で Z 軸色は緑色ないし緑褐色であり、自形性はあまり強くない。黒雲母は 0.5 mm 以下で、ごく少量含まれ、Z 軸色は褐色である。

4. 3 塚内川深成岩体 (Gt) (新称)

名称と定義 新称。軽米町塚内川周辺に分布する花崗岩質岩体を塚内川深成岩体と定義する。一戸深成岩体と

は分布と岩質が異なる。

分布 軽米町山田北東約 1 km 付近の塚内川^{つかないがわ}沿いに、高屋敷層^{たかやしき}分布域内の最大 800 m の範囲に分布する。

貫入関係 相互の地質体の年代と岩相から、本岩相は高屋敷層に貫入しているものと思われるが、直接の貫入関係は確認できない。

岩相及び産状 中粒黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなる。分布域全域で風化が激しくまさ化しており、岩相の詳細は不明である。

第5章 新 第 三 系

(辻野 匠・工藤 崇)

5.1 層序区分 (概要)

一戸地域は1911年からの研究の蓄積があり、詳細は後に述べるが、まず、本報告で採用した層序区分の概要を述べる。本報告では、基本的に鎮西(1958a)、鎮西(1958b)、Chinzei(1966)及びMatsubara(1996b)に従ったが、若干の改訂も行なっている(第5.1図)。

本地域の新第三系は下位より、仁左平層、相ノ山層、四ツ役層、門ノ沢層、末ノ松山層、十文字層、柳沢層、舌崎層、鳥谷層からなる(第2.1図)。四ツ役層～末ノ松山層は白鳥川層群として、十文字層～舌崎層は三戸層群として、それぞれまとめられる(第2.1図、後述)。鳥谷層以外の地層は本地域の西部に広く分布する。鳥谷層は東部と一部中央部に分布する。

仁左平層は流紋岩質の軽石火山礫凝灰岩を主体とし、ほとんどが溶結しているが、一部、非溶結相もある。下部は亜炭を伴う礫岩・砂岩・泥岩からなり、陸成層である。仁左平層はジュラ系を不整合に覆う。相ノ山層はデイサイト質の溶岩を主体とし、一部で礫岩層を伴う。周囲を断層に限られた分布をしているが、放射年代としては仁左平層よりも上位に位置する。

四ツ役層は陸成の碎屑岩を主体とする地層で、下位から松倉碎屑岩部層、小祝泥岩部層、傾城峠火山岩部層、双畑碎屑岩部層に細分できる。このうち小祝泥岩部層は軟体動物化石を産する海成層で、傾城峠火山岩部層は火山碎屑岩主体の地層であるが、貫入岩を伴う。火山碎屑岩は珪化木を頻繁に挟有する。これらの部層は大局的には上下の関係にあるが、複雑に指交している。門ノ沢層は漸深海成のシルト岩主体の地層で、基底砂岩の館砂岩部層と主部の尻子内シルト岩部層に細分できる。基底砂岩からは軟体動物化石(門ノ沢動物群)が豊富に産出する。末ノ松山層は浅海成の砂岩主体の地層で、下位から基底礫岩の穴牛礫岩部層、五日町砂岩部層、谷川火山岩部層・名久井岳火山岩部層、米沢砂岩部層に細分できる。米沢砂岩部層は、整然相と崩壊関連相を示す地層からなる。

十文字層は浅海成の砂岩を主体とする地層で、基底礫岩の日ノ沢礫岩部層のほかに、目時石灰質礫岩部層、下斗米火山碎屑岩部層が含まれる。これらの部層は主部砂岩層が特定の礫種によって粗粒化した異相として位置づけられる。主部砂岩相には海緑石濃集層が挟在する。柳沢層は陸源碎屑物の届きにくい漸深海成の地層で、珪藻

岩と硬質頁岩からなる。硬質頁岩は珪藻が続成作用を受けて変質したもので、川口硬質頁岩部層と呼ばれる。舌崎層は沖側陸棚～上部漸深海のシルト岩を主体とする地層で、基底に上目時砂岩部層、最上部に釜沢砂岩シルト岩部層を含む。

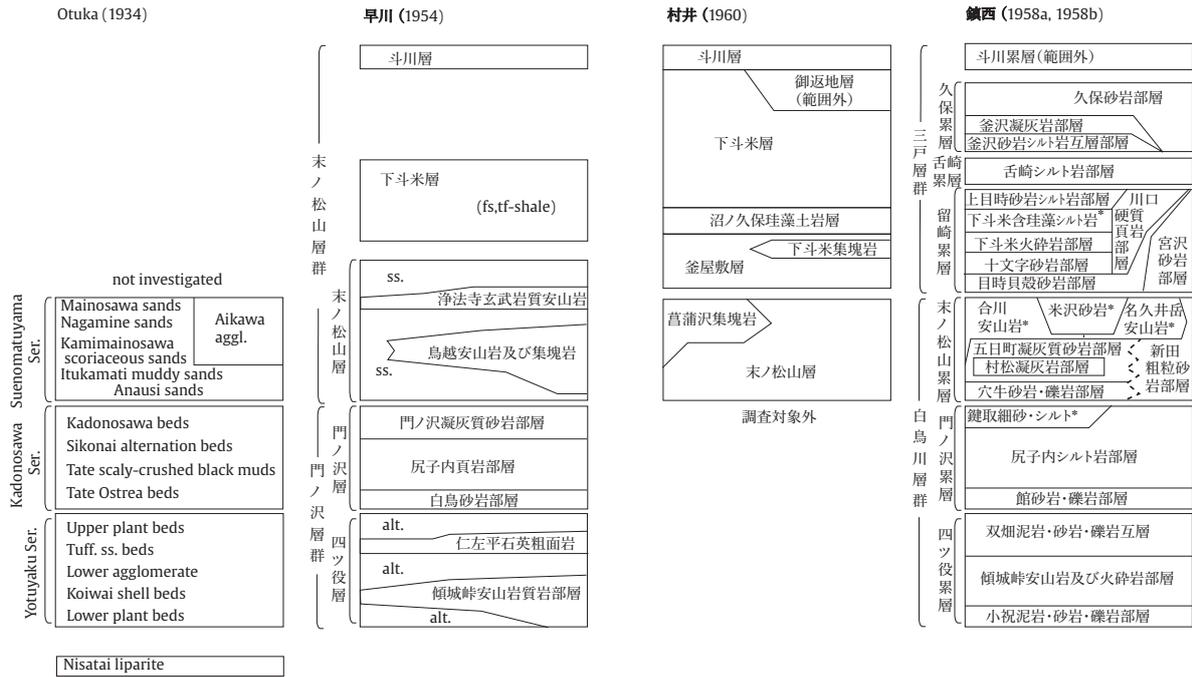
仁左平層と相ノ山層、相ノ山層と四ツ役層とは不整合関係と考えられる。門ノ沢層と末ノ松山層との関係は一部不整合関係で末ノ松山層と十文字層とは低角だが傾斜不整合、柳沢層と舌崎層との関係は海底侵食を伴う平行不整合である。それ以外は整合である。

層群については鎮西(1958a)、鎮西(1958b)及びChinzei(1966)の、白鳥川層群、三戸層群の区分を継承した。白鳥川層群は前期中新世の末期から中期中新世の初期の短い時間に岩相を著しく変化させながら堆積した地層群で、三戸層群は中期中新世から後期中新世にかけて比較的安定した堆積環境が広範囲に続く状態で堆積した地層群である。両者の間は十文字不整合という短期間の不整合イベントで境される。定義を次に述べる。

白鳥川層群は、鎮西(1958a)命名で、本報告でも、この定義に従い、四ツ役層、門ノ沢層及び末ノ松山層を白鳥川層群とする。模式地は特に指定されていないが、白鳥川は馬淵川の支流で、本地域中西部の二戸市五日町～二戸市・九戸村境の小峠を流れる河川であり、白鳥川層群のほとんどの地層が、白鳥川に露出する。なお、畑井・中村(1939)の白鳥川統はOtuka(1934)のKadonosawa Seriesの相当層で、鎮西(1958a)及び本報告の門ノ沢層を指す。

三戸層群は鎮西(1958b)命名で、本報告では鎮西(1958b)の定義を次のように一部修正して、白鳥川層群に対して構造不整合で累重する次の地層；十文字層、柳沢層、舌崎層(及び久保層)を三戸層群と定義する(第5.1図)。鎮西(1958b)は三戸層群の最下位層として留崎層を置いていたが、後述するように本報告では留崎層を十文字層と柳沢層とに分割した。また、久保層の上位に斗川(累)層(早川ほか、1954)が累重し、鎮西(1958b)はこれを三戸層群に含めた。本報告で斗川層に対比される地層は鳥谷層であるが、斗川層とは堆積環境が異なり、分布も隔たっているため関係が不明で、三戸層群には含めていない。模式地は明示されていないが、三戸町を中心に分布する。

なお、ここでの部層名に与えた岩相名は5万分の1地質図「戸賀及び船川」地域及び地域地質研究報告(鹿野



第 5. 1 図 一戸地域における新第三系の層序対比 (左)

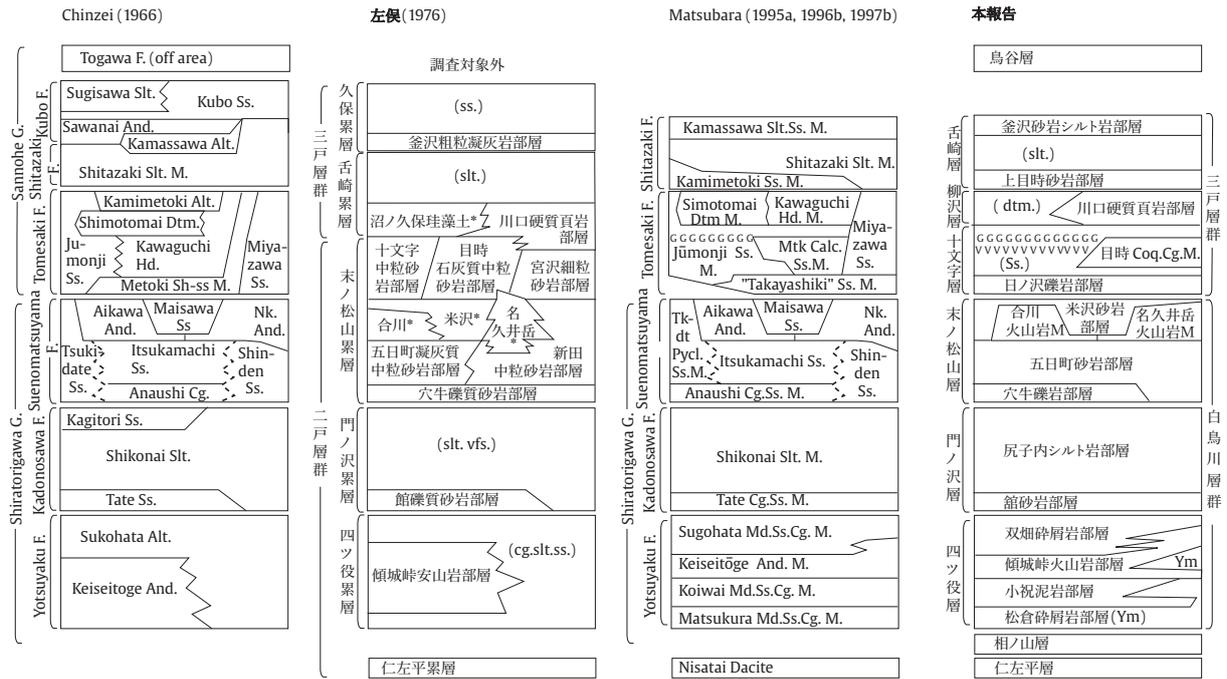
略語は次のとおり。 Aggl. 集塊岩; Alt. 互層; Calc. 石灰質; Cg. 礫岩; Clst. 碎屑岩; Cs. 粗粒砂岩; Dtm. 珪藻質 (岩); F. (累)層; Fs. 細粒砂岩; GGGG... 海緑石濃集層; Hd. 硬質頁岩; M. 部層; Md. 泥岩; Mtk 目時; Py. 火砕岩; Rhy. 流紋岩; Sh-ss. 貝殻砂岩; Slt. シルト岩; Ss. 砂岩; Tf-md-ss. 凝灰質泥岩砂岩; Tf-shale 凝灰質頁岩; Tf-ss. 凝灰質砂岩; Tf. 凝灰質 (岩) Tkd 月館; V-ss. 火山岩質砂岩; VVVV... 下斗米火山碎屑岩部層。 鎮西 (1958ab) と佐保 (1976) の柱状図では紙幅の都合上、以下の省略表記をしている: 鎮西 (1958ab) の下斗米含珪藻シルト岩 * は下斗米含珪藻シルト岩部層; 合川安山岩 * は合川安山岩及び火砕岩部層; 米沢砂岩 * は米沢砂岩部層; 名久井岳安山岩 * は名久井岳安山岩及び火砕岩部層; 鍵取細砂・シルト * は鍵取細砂・シルト岩部層。 佐保 (1976) の米沢 * は米沢中粒砂岩部層; 合川 * は、合川安山岩部層; 名久井岳 * は名久井岳安山岩部層; なお、村井 (1958b) では村井 (1960) の釜屋敷層を末ノ松山層、末ノ松山層を門ノ沢層と呼称しているので注意が必要である (柱状図は省略)。 Matsubara の一連の研究では仁左平層の流紋岩は Matsubara (1995a) では仁左平デイサイト部層として松倉泥岩砂岩礫岩部層の同時異相とされていたが松原 (1997b) では上記の形となった。ローマ字は日本語・ヘボン式の方式により表記に若干の異同がある。長音記号は \bar{o} , \bar{u} として表記した。

ほか (2011, p.37) が指摘したように、代表する岩相を象徴的に示す意図で用いている。たとえば、穴牛礫岩部層には砂岩層も挟有されているが、穴牛礫岩砂岩部層とせず、岩相上優勢な礫岩で部層の岩相を代表させている。これは部層名を簡潔にするためである。逆に「礫岩・砂岩・泥岩部層」の中には代表となる岩相が明確でない場合がある。この場合は「碎屑岩部層」とした。火山岩についても従来の「安山岩」(例:「傾城峠安山岩 (及び火砕岩) 部層」) が本研究により玄武岩質安山岩～デイサイトと岩質が多様であることが判明したものがある。この場合も「火山岩」と一括した。これらは国際層序ガイド (日本地質学会編訳, 2001) の第 5 章の第 F.3 項に「特徴的な岩相をしめし一般に受けいられているもっとも単純なものでなければならぬ」、「頁岩砂岩のような複合語は、岩相層序単元名の岩相的要素の表現に使用してはならない」とあるのに従っている。ただし、これまでの地層名を尊重して名称変更はできるだけ小さい範囲に留まるように図った。日本地質学会の地層命名の指針で

は部層の岩相名は必須とされるが、ガイドでは省略可で、地質調査総合センターの出版物では岩相名のない部層も使われるが、本地域の層序区分ではこれまで岩相名を付けて表記され続けてきたので、歴史的経緯を継承するためにそれに従った。また、二戸市下斗米、一戸町月館～女鹿では層準認定のために珪藻化石分析結果を柳沢幸夫氏に依頼し、その結果を利用した (辻野・柳沢, 2017)。

5. 2 研究史

一戸地域を含む岩手県北端から青森県南部には新第三系が広く分布し、軟体動物化石が多産することもあって古くから研究されてきた。最初期の公表資料としては中村 (1911) の 20 万分の 1 「一戸」図幅がある。そこでは「第三紀層」として一括されているが、下部中新統の分布としては適切に表現されている。中部中新統より上位の層準 (三戸層群) の分布域は「火山岩層」として区分されているが、これは十和田八戸火砕流堆積物や十和



第5.1図 一戸地域における新第三系の層序対比 (右)

田大不動火砕流堆積物などの十和田火山噴出物を表現したものと判断できる。実際には、もっと分布の広い火山岩が狭く示されていたりする一方で、前期中新世貫入岩も、「角閃安山岩」として正確に表現されている。20万分の1「一戸」図幅出版と同年の1911年には、清水三郎氏が東北帝国大学理学部卒業論文「岩手県福岡近傍の地質」を提出した。これに基づいてYabe (1921)が1920年、米国ハワイ準州ホノルルで開かれたFirst Pan-Pacific Scientific Conference (試訳：第一回汎太平洋科学会議)において、石狩や常磐、九州の炭田、「越後(新潟)油田」などと共に「陸奥福岡」(現二戸市東部)を「日本の第三系」として紹介している。なお、清水氏以外にも東北(帝国)大学では進級論文・卒論などで、本地域の調査が活発に進められていた。公表資料中の引用文献リストから伺い知ることができるだけでも田野久高氏(1965年、三戸町)、藤本秀男氏(1966年、三戸北西部)、片山敏男氏(1980年、青岩地域)、中下恵勇氏(1984年、三戸南部地域)、中川雅次郎氏(1974年、青森県南部の馬淵川周辺)など多数に及ぶ。しかし、これらは未公開資料のため本研究では引用文献として参照していない。本地域で最初の詳細な地質図を伴う公表論文はOtuka (1934)である。この報告で、地層名だけでなく、その内容や分布が詳細に記載された。この研究では馬淵川沿いの新第三系が主に調査され、下位から陸成層主体のYotuyaku Series(四ツ役統)、海成層で泥質なKadonosawa Series(門ノ沢統)、海成層で砂質なSuenomatuyama Series(末ノ松山統)が識別された(第5.1

図)。今日でいうところの部層単位の層序単元の認定も詳細になされており、Yotuyaku Seriesは、陸成で植物化石に富むとしながらも、中部に火山岩を挟有し、その下位に海成の貝化石層Koiwai shell bedsが含まれていることが記述されている。Kadonosawa SeriesもSuenomatuyama Seriesも基底砂岩があり、よく追跡できることが強調されている。Kadonosawa Seriesの基底砂岩は内湾の潮間帯に棲息する貝化石群集(Kadonosawa fauna)を豊富に産し、大型のカキ化石を含む。Suenomatuyama SeriesではKadonosawa Seriesとは異なり、イガイ科のVolsellaやホタテ類化石の産出が卓越している。

Yabe (1921)によると、これらの地層名は清水氏が命名したものと同一地名を冠するものも含まれているが、個々の地層名の指示対象については曖昧な点もある。たとえば、本報告では同じ地層としたものであっても、地表での分布が別々で、岩相も若干異なるために違う名称(同物異名)を与えられているものがある(例：仁左平層群と門ノ沢層群)。しかしながら、地質図や詳細な記載が公表されていないため、詳しい検討ができない(なお、Otuka (1934)との比較を畑井・中村(1939)が行っており、机上ではあるが統合を試みている)。このような問題を含んでいるとはいえ、Otuka (1934)は統一的な層序体系を提示したといえよう。

この時期からしばらく同名異物の地層の整理は続く。早川ほか(1954)は岩手県全域の新第三系の調査を行い、本地域についても新しい層序区分を提案した(第5.1

図). 大きな違いは次のとおりである: 層序単元のカテゴリーを Series (統) から層に変更した. 門ノ沢層主部の泥質岩が, Otuka (1934) では下位より Tate scaly-crushed black muds と Sikonai alternation beds に細分されていたものを, 単に尻子内頁岩部層に一括した. 同層上部の Kadonosawa beds (泥質砂岩と軽石火山礫凝灰岩を含む砂質泥岩との互層) はそのまま踏襲した. 末ノ松山層については, 5 種類に区分されていた砂岩層を一括した. また, 門ノ沢層基底の Tate ostrea beds (館カキ化石床) を白鳥砂岩部層, 末ノ松山層中の Aikawa agglomerate (合川集塊岩) を鳥越安山岩及び集塊岩として名称変更している. また, 調査範囲が拡大したこともあって, 今日でいう末ノ松山層より上位の層準の分布域も調査範囲に入っているが, そこでの砂岩 (本報告の十文字層など) は末ノ松山層として扱われている (実際に, 岩相だけで見ると両者は非常に類似し区別は困難である). しかし, 早川ほか (1954) は更に上位の細粒堆積岩~砂岩のサクセッション (本報告の柳沢層・舌崎層及び久保層) を記載しており, 下斗米層と命名した. 特筆すべきは, 南接する葛巻地域内も調査し報告していることである. 葛巻地域では, 今日でも新第三系の実態がよくわかっていないが, 四ツ役層の南方延長が地質図上で表現され, 独立して分布する火山岩類を発見し大欠切角閃石安山岩として報告している. これは今日的には下部中新統に対比される可能性が高い.

早川ほか (1954) から 4 年後, 鎮西清高は本地域と本地域に北接する三戸地域の詳細で高精度の地質図 (鎮西, 1958a 及び鎮西, 1958b) を公表し, 同時に層序と古生物の包括的な研究結果を報告した (第 5. 1 図). これらの結果は, 若干の改訂を踏まえ, Chinzei (1966) としてまとめられる (第 5. 1 図). これにより本地域の層序と構造はほぼ確立された. 鎮西の研究の要点は次のとおりである. まず, 下部中新統を白鳥川層群, 中部中新統以上を三戸層群にまとめ, 両層群間を不整合関係とした. この不整合はこれまでの末ノ松山層中に位置し, これまで一括されていた末ノ松山層の砂岩層が鎮西によって下位の末ノ松山層 (白鳥川層群属) と上位の留崎層 (三戸層群属) に分割された. 末ノ松山層の上部はスランプ堆積物が卓越し, 不整合を挟んで留崎層の基底礫岩が累重する. また, 末ノ松山層・留崎層の岩相を詳しく記載し, それぞれの地層を部層に細分した. 末ノ松山層と留崎層の分割はしばらくは他の研究者に受け入れられず, 同時期の村井 (後述) の一連の地域地質研究や, 続く佐保 (1976) の浮遊性有孔虫層序を基にした地域地質研究, 秋葉 (1977b) の珪藻化石層序においても末ノ松山層として一括されていた. 鎮西は, 早川ほか (1954) が下斗米層と一括した地層を上位の砂岩と下位の細粒堆積岩とに分割し, 上位の砂岩を久保層として独立させた (本地域の範囲外に分布するので本報告では取り扱わない). さらに,

下位の細粒堆積物の中部に挟在する砂岩 (上目時砂岩シルト岩部層) を鍵に上下に分割し, 下部を留崎層に編入した (下斗米含珪藻シルト岩部層・川口硬質頁岩部層). 上部は舌崎層として独立させた. これと同時期に, この留崎層に編入された珪藻土 (鎮西 (1958b) の下斗米含珪藻シルト岩部層) やその上下の層準については村井貞允の一連の研究 (村井, 1953, 1958b, 1960; 村井・佐々木, 1964) があり, 珪藻土層の産状や分布が詳しく調査された. この珪藻土層は村井 (1960) では沼ノ久保珪藻土岩層と命名される (第 5. 1 図). この時期になり, 末ノ松山層は上下に分割するべきであるという鎮西の見解が追認され, 村井 (1958b) では末ノ松山層と一括されていた砂岩層が, 同年の村井 (1958a) では末ノ松山層と釜屋敷層とに分離された (村井 (1960) として紙面公表される). また, 末ノ松山層の最上部にはスランプ堆積物が卓越し, その一部は門ノ沢層の泥質岩に岩相的に一致することも確認されたが, 末ノ松山層と上位の釜屋敷層 (留崎層の下部) との間に大きな不整合があるという主張はこの時点では学界に浸透していなかった. 北村ほか (1972) の青森県地質図では, 鎮西の層序区分が採用されつつも留崎層として扱わず, 部層をそれぞれ独立させた.

「末ノ松山層」(含留崎層) をめぐる混乱の背景には, Otuka (1934) が末ノ松山層上部に卓越するスランプ堆積物を根拠に, Zyūmonzi fault (十文字断層) を想定し, その構造運動で門ノ沢層が繰り返していると考えたことに端を発している. 早川ほか (1954) はこの考えに従ったが, 鎮西 (1958a) 及び鎮西 (1958b) では断層の存在は否定され, Otuka (1934) が門ノ沢層としたものは実際には末ノ松山層上部のスランプ堆積物であると判断した. 村井 (1958b) も佐保 (1976) もスランプ堆積物の存在は追認したが, 留崎層十文字砂岩部層 (本説明書の十文字層) を末ノ松山層から分離するには, あまりにも岩相的に末ノ松山層の砂岩と類似していた (前述のように後に村井 (1960) は分離). それを分離するためには, 一度は否定された十文字断層を再評価することが必要であった. 十文字断層そのものは否定されたが, 十文字で発見された末ノ松山層と留崎層の間の不整合 (ここでは十文字不整合と呼称する) に対して, 構造運動の画期としての意義を見出すことによって両者を分離することが可能となる. なお, 本報告の層序での十文字層は, 地層名としては鎮西の十文字砂岩部層を継承しているが, 粗粒堆積岩を一括するという考えは村井 (1960) の釜屋敷層の定義に近いことは明記しておかなければならない.

1970 年代になると生層序にもとづいた研究がはじまる. 佐保 (1976) は地質調査を行って地質図を公表し, 各々の層準での浮遊性有孔虫化石分析を行った. 層序区分は個々の部層単位でみると鎮西 (1958b) の層序区分を継承しているが, 一方で末ノ松山層は早川ほか (1954) の

定義と同じで留崎層下部の砂岩とともに一括されている(第5.1図)。上部の細粒堆積岩は鎮西(1958b)の舌崎層に含めて一括して「舌崎層」としている。そして、この舌崎層基底でもって下位の「二戸層群」と上位の「三戸層群」とに大別した。この区分は大局的には「二戸層群」堆積時は砂岩が卓越するような浅海的环境下、「三戸層群」堆積時になると深海化して泥岩が卓越するようになる、という相対的海水準の変化を考慮した層序区分であるといえる。これは有孔虫の分析結果とも対応する(佐俣, 1976)。すなわち、「二戸層群」では温暖で日本各地との共通性の高い群集組成なのが、「三戸層群」になると日本海側とのみ連絡をもった寒冷な群集に変化する。また、これまで漠然としていた堆積年代を浮遊性有孔虫の分析を通じて Blow の提唱する汎世界的な生層序体系に位置づけた。それによれば門ノ沢層は Blow(1969)の N.7, N.8 に対比され、末ノ松山層のうち中部~下部(鎮西(1958b)の末ノ松山層と留崎層下部)は N.9、末ノ松山層(留崎層)の目時石灰質中粒砂岩部層は N.10 で、舌崎層(留崎層上部を含む)は N.14 となり、末ノ松山層と舌崎層との間には堆積間隙が予想される。佐俣(1976)はこれをもって層群として大別する根拠とした。なお、この堆積間隙の層位は実際には末ノ松山層と舌崎層との間にはなく、若干下位の末ノ松山層上部(本報告でいう十文字層上部)になる。これは後に、秋葉(1979)と Maruyama(1984)において珪藻化石帯の欠落として追証された。岩相のギャップと堆積間隙とが一致していないのは注目に値する。なお、「舌崎層」については、珪藻岩とそれが続成変化した硬質頁岩の堆積環境は陸源碎屑物の供給がほとんどない漸深海であるが、その上位のシルト岩は陸棚の堆積岩と考えられており、しかも、その間には上目時砂岩が発達しているため、今日的には一連の地層と考えるよりは分離したほうが層序区分としては合理性が高い。

1970年代後半になると、集積しつつある生層序のデータを用いて、日本の「第三系」の生層序と広域対比を確立することに関心がもたれるようになった。IGCP(International Geological Correlation Programme)ではプロジェクト(No.114)の成果物として日高、秋田、新潟、常磐、房総、掛川、沖縄などと共に、日本を代表する13の新第三系地域の一つとして本地域の層序が位置づけられた。邦文報告書として土(1979)及びその続編の土(1981)、英文報告書として Tsuchi(1981)としてまとめられており、本地域の岩相層序と軟体動物化石については鎮西(1979)、珪藻化石層序については小泉(1979)に報告された。

これを気運として様々なタクサの微化石層序が各地で確立されるようになり、本地域でも、Maruyama(1984)の詳細は珪藻化石分析をはじめ、尾田ほか(1983)及び Oda *et al.*(1984)により浮遊性有孔虫、ナンノ化石及び

放散虫の生層序が報告され、各地の地層との対比が進んだ。

この時期は珪藻化石層序が劇的に進歩した時期である。三陸沖の DSDP site434, 435, 436 (Leg57, 58)により本邦を含む北西太平洋域珪藻化石層序が高分解能・高精度化した(Barron *et al.*, 1980; Barron, 1980; Harper, 1980; Koizumi *et al.*, 1980)。続いて、同じく三陸沖の DSDP site 584 (Leg87)において、秋葉文雄は化石帯を総括(Akiba, 1986)し、連番による化石帯表記(NPDコード番号表記)を提案し、年代を示唆する鍵種の記載を行い(Akiba and Yanagisawa, 1986)、古地磁気年代尺度との対比から数値年代を算定した(Niitsuma and Akiba, 1986)。これらの研究により珪藻化石層序は現在のものとほぼ同じ区分体系に完成した。珪藻化石層序の整備に対して本地域は重要な貢献をしている。まず、本地域はこれらの掘削サイトに近く対比の観点から重要な地域である。しかも、浅海成層主体ながら高緯度ということが幸いして珪藻化石が豊富に産し、埋没深度も概して大きくないことから保存も悪くないため、珪藻化石層序の高精度化という観点から有効な地域である。これを利用して、秋葉(1977a)や秋葉(1979)は積極的に珪藻化石分析を行い、Maruyama(1984)の分析も加わって珪藻層序上、重要な成果が得られた。その1つは、上述の十文字層上部における珪藻化石帯の欠如の発見である。他にも例えば、十文字不整合をはさんでその上下、すなわち末ノ松山層と留崎層下部(十文字層)との間に珪藻化石帯のギャップがなく(どちらも *Denticulopsis lauta* 帯 / NPD4A)、時間的には連続する地層と見做してよいことがわかった。これは末ノ松山層に十文字層を含める村井(1958b)や佐俣(1976)の層序区分にも一定の合理性があることを示していると同時に、この不整合が極めて短時間に起った構造運動の転換を意味していることも示しており重要である。

本報告では層序関係を明確に図示し、後世の便宜をはかるため、鎮西清高氏作成の手書きの柱状図を辻野が確認して浄書したものを付図として掲載した(付図3-9、ただし6は原図も辻野)。これは、土(1979)のために鎮西氏が作成したものであるが、小泉(1979)、尾田ほか(1983)や Maruyama(1984)もサンプル地点をこの柱状図に合せており、本地域の層序断面を代表する柱状図である。

新第三系の地域地質研究の総括は、北村信が研究代表者・編者となった新生代東北本州弧地質資料集としても進められた。これは、それまでの公表資料や東北大学や秋田大学などの卒論や修論も参照したもので、生層序・放射年代による年代層序を縦糸とし東北日本弧の島弧断面を横糸としたもので、断面図の測線の幅数 km を地質図として表現したものである。本地域についてはルート13(小笠原ほか, 1986)とルート15(大口ほか, 1986)

として結実する。ここでは Chinzei (1966) の層序区分が採用されている。本地域の地層と標準時階との対比は大まかには門ノ沢層、末ノ松山層及び留崎層の下部が西黒沢階 (16–14.5 Ma), それ以上の留崎層が女川階 (14.5–9 Ma), 舌崎層と久保層は船川階 (9–4 Ma) と比較されるが、この総合研究によって女川層や船川層と呼ばれている、ある岩相の特徴でひとまとまりにされる地層が地域によって堆積年代に違いがあるなど、ある岩相の時空分布が明らかになると共に新しい時階区分とその適用の必要性が明らかになった。

その後も研究は続き、松原尚志による地質学的背景を踏まえた軟体動物化石・微化石・古地磁気学的研究がある (Matsubara, 1995a, b, 1996b, a; 松原, 1997b など)。特に四ツ役層の理解は Matsubara (1995a) によって進んだ。四ツ役層の下部は海成・非海成層からなっていることが以前から (Otuka, 1934) 知られていたが、基底の陸成層の Matsukura mudstone, sandstone and conglomerate member (松倉泥岩砂岩礫岩部層) と海成層で明世型の軟体動物化石を産する Koiwai mudstone, sandstone and conglomerate member (小祝泥岩砂岩礫岩部層) とに再定義された。なお、四ツ役層の陸成層については Yagishita and Komori (2000) により古流向や堆積相などの堆積学的データが公表された。その他、貴重な脊椎動物化石 (松原ほか, 2004; 大石ほか, 1990, 2010) や植物化石 (山野井ほか, 2010) の発見があり、個々の地層の古環境復元につながる研究が公表されている。特に、松原尚志は本地域の地質図・層序及び軟体動物化石について緻密で詳細な調査を行い、博士論文 (東北大学) としてまとめている (Matsubara, 2000)。軟体動物化石群集などの古生物学的知見が深められる可能性があるが研究の詳細については今後の公表を待ち、公表されたもの以外は本報告では触れていない。二戸市が保管している動植物化石については松原尚志と矢部淳の両氏が鑑定・整理して、「二戸市文化財調査報告書第2集『白鳥川層群』」二戸市教育委員会 (2015) として出版されている。

5. 2. 1 先行層序区分との比較 (要点)

今回の改訂の主要なところは、鎮西 (1958b) の留崎層 (第 5. 1 図) の分割である。鎮西 (1958b) は、留崎層を「主に砂岩・シルト岩あるいは両者の互層からなるが、水平的にも垂直的にも岩相変化に富み…」として、目時貝殻砂岩部層、宮沢砂岩部層、川口硬質頁岩部層、十文字砂岩部層、下斗米火砕岩部層、下斗米含珪藻シルト岩部層、上目時砂岩シルト岩部層に細分した。しかし、今回の地質調査により、留崎層は大局的には下部の粗粒堆積岩と上部の細粒堆積岩とにわかれていることが明らかになったので、ここで、下部を十文字層 (部層から格上げ)、上位を柳沢層と新称することとした。十文字層は十文字砂岩部層を主体とし、目時貝殻砂岩部層、下斗

米火砕岩部層を十文字層に編入したものである (宮沢砂岩部層は本地域内に不存在)。目時貝殻砂岩部層については調査の結果、2種類の部層から構成されることが判明した。すなわち、基底にチャンネル型の堆積作用を示す、貝殻片の割合の少ない日ノ沢礫岩層 (新称) と、一方向流の卓越する海峡のような場での堆積作用を示す貝殻片の多い目時石灰質礫岩部層である。細粒堆積岩の柳沢層は鎮西 (1958b) の下斗米含珪藻シルト岩部層と川口硬質頁岩部層からなるが、両者は続成作用の有無による違いなので、岩相としては区分したが部層は省略した。なお、留崎層の最上位に上目時砂岩シルト岩部層が認定されていたが、Matsubara (1996b) 同様、当該部層は舌崎層に編入した。理由は次のとおりである。この地層は砂岩を主体としており、含まれるシルト岩は下位層の偽礫である。砂岩は露頭や地質図のスケールで下位層を削り込んでおり、Matsubara (1996b) が指摘するように、堆積サイクルの観点から上位の舌崎層に編入するほうが妥当だからである。舌崎層についても釜沢シルト岩砂岩互層部層の層位で改訂がある。鎮西 (1958b) では久保層の基底として認識されていたが、後に Chinzei (1966) では Kamassawa alternation として舌崎層上部に位置づけた。これは舌崎層の主部を占めるシルト岩相が上方粗粒化するサクセッションとして理解できるので、本報告もそれにならった。

5. 3 仁左平層 (Nc, Ns)

定義 本層は、これまで「仁左平^{にきたい}デイスait」として知られてきた層厚 100 m を越える火砕岩 (Ns) を主体とする地層で、火砕岩は下位に碎屑岩 (Nc) を伴っている。これも含めて、仁左平層と定義する。碎屑岩の地表での分布は局所的なため、部層としては設定しない。

地層名 Otuka (1934) の Nisatai Liparite に由来する。

先行層序区分 本層の火砕岩 (Ns) は、この Nisatai Liparite, 早川ほか (1954) の仁左平石英粗面岩、鎮西 (1958a) 及び Chinzei (1966) の仁左平石英安山岩及び Nisatai Dacite, 佐俣 (1976) の仁左平累層、Matsubara (1995a) の Nisatai Dacite に等しい (第 5. 1 図)。

本研究の化学組成分析結果 (第 5. 3 図) により、本層の岩質はデイスaitではなく流紋岩であることが判明した。更に、本層は火砕岩だけでなく、碎屑岩も伴っており (第 5. 2 図, 第 5. 3 図 A, B), これらを一括して仁左平層として定義したため岩相名は削除される。なお、本層の火砕岩はこれまで Chinzei (1966) や Matsubara (1995a) の名称を邦訳して仁左平デイスaitと表記されることもあった (例えば山田ほか, 1996) が岩質は流紋岩であるので、本層火砕岩の呼称としては不適当である。

模式地 先行研究 (Otuka, 1934; 早川ほか, 1954; 鎮西, 1958a; Chinzei, 1966; 佐俣, 1976; Matsubara,

1995a)には模式地の明示的な指定はない。本報告では二戸市の仁左平字垂柳から大萩野に至る仁左平川を模式地とする。ただし、火砕岩と碎屑岩との関係がよくわかるのは二戸市沼ノ平東方の折爪岳に至る沢である。

層序関係 ジュラ系を不整合に覆う。四ツ役層、門ノ沢層など上位の地層に不整合に覆われる。放射年代から上位と見られる相ノ山層とは分布域が異なるため、直接の関係は不明である。

火砕岩に比べて碎屑岩の分布はかなり限定的だが、沼ノ平の露頭や金田一のボーリングデータ(村井・佐藤, 1969)から、碎屑岩の上位に火砕岩が累重していると判断される(第5.4図)。

分布と構造 模式地周辺、二戸市仁左平東方の沢、大子、夏間木、大萩野、沢内付近に比較的広く分布するほか、白鳥川の支流の平、沼ノ平の東方の折爪岳北西斜面、天ヶ塚など馬淵川東岸に分布する。馬淵川西岸の二戸市沢内川の米沢～外山間、石切所上里、一戸町西法寺にも小規模に分布する。また、軽米町～二戸市間の猿越峠北方の沢(二戸市「青少年の家」東の沢)や九戸村長興寺西方の沢に局所的に露出する。

本層の火砕岩を構成する火砕流堆積物は塊状な産状を示すため地質構造は明らかではないが、仁左平地域や沼ノ平東方の一部の地点では溶結構造が面構造として認識できることがある。走向・傾斜に明確な傾向は見出せないが10度程度で緩く、西または北西に傾斜している。碎屑岩で層理が認められるところでは、主に南北走向で西側に10度前後で傾斜している。

層厚 仁左平東方地域で150 m以上。折爪岳西麓地域で200 m以上。

岩相 火砕岩(Ns)と碎屑岩(Nc)からなる。地表の分布では火砕岩が卓越する。二戸市沼ノ平では碎屑岩に対して火砕岩が部分的に削り込みを伴って累重しているのが観察される(第5.5図A, B, 第5.6図A)。火砕岩、碎屑岩ともに陸成層である。

碎屑岩相(Nc)：本碎屑岩は炭化植物化石を含む角礫岩・シルト岩・砂岩の互層から構成される。これまでの研究では本層は四ツ役層に含められていた(Matsubara, 1995a)。

本碎屑岩が確認されたのは、二戸市沼ノ平の2箇所の露頭と折爪岳東麓の軽米町山口の西の沢、九戸村江刺家字滝谷及び石神田の西の沢である。沼ノ平から折爪岳に登る登山道沿いの露頭(第5.2図, 第5.5図A, B及び第5.6図A)では、火砕岩と碎屑岩との関係が観察される。この露頭の下部には中灰色～青灰色の砂岩・シルト岩、泥質含礫砂岩及び礫岩の互層(碎屑岩)があり、流紋岩質溶結凝灰岩(火砕岩)が、下位の碎屑岩を一部削り込みながら累重している。碎屑岩は露頭内の岩相が一様ではなく、ブロック化により、異なる岩相が断層を介して接していると判断できる。火砕岩は層厚は

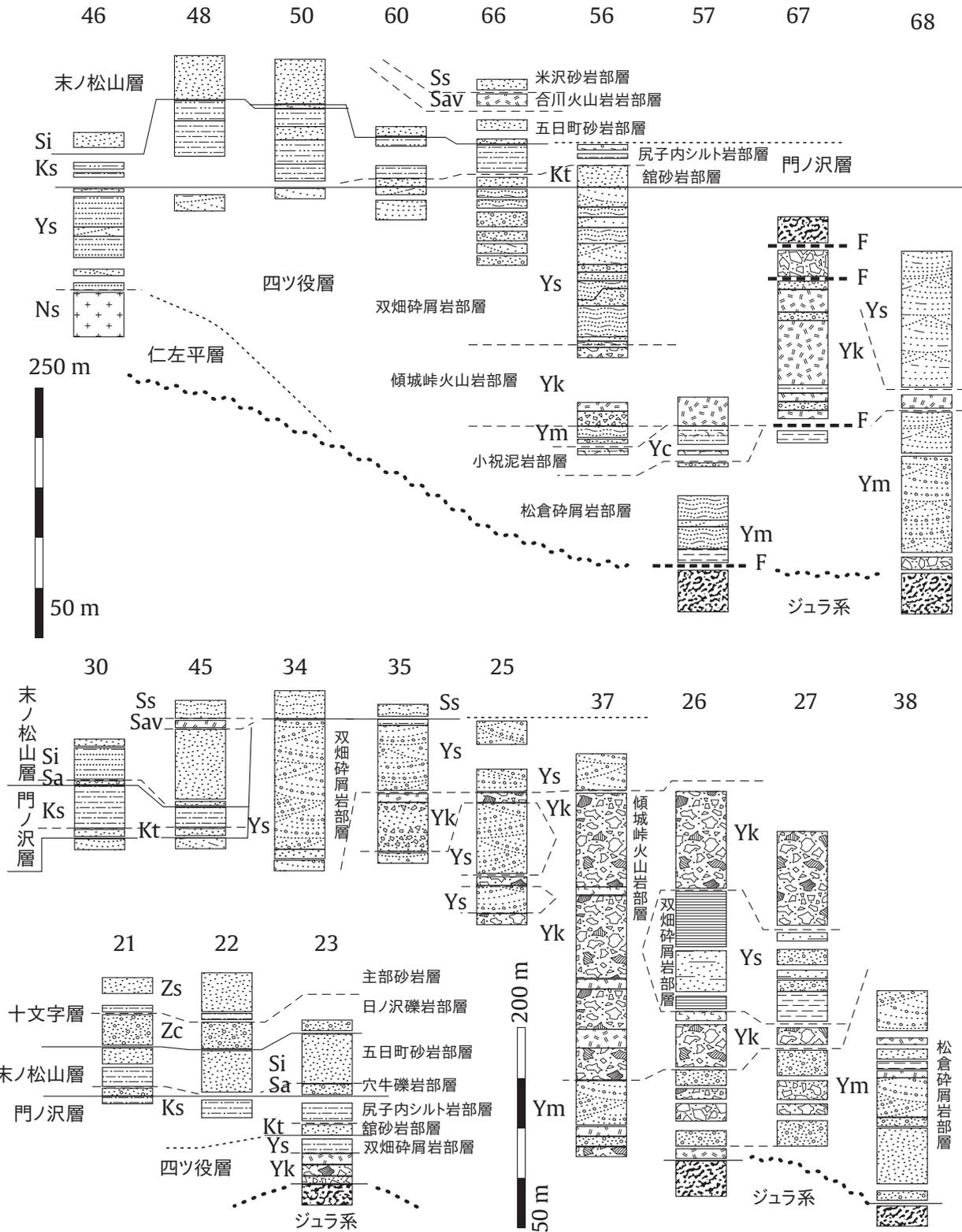
10 m以上あり節理が発達しているが、火砕岩の底面も節理も、碎屑岩に発達する断層による変位を受けていない。このことから、ブロック化は火砕流の堆積以前である。また、この露頭から東に30 m隔たったところにジュラ系がまとまって露出することから層厚としては数10 mを越えることはないと考えられる。

軽米町山口の西の沢、九戸村滝谷の西の沢では、赤色・黄赤色を呈する、泥質礫岩、砂質粘土岩が局所的に露出する(F-3, 付図2A)。この南側の石神田の八戸自動車道の折爪トンネル(久保, 1983)では東口から500 mにわたってジュラ系の上に赤色の粘土岩を含む砂岩・凝灰岩が累重しているのが確認された(第5.6B, 鎮西清高氏原図, 竹林, 1992)。トンネルの沢沿いには露出はないが、層位学的直上に礫岩・砂岩・泥岩の互層が分布し、植物の樹幹化石を伴う。これらは岩相、分布及びジュラ系との関係から、沼ノ平の露頭と同一のものと考えて、本碎屑岩に含める。

村井・佐藤(1969)及び村井・佐藤(1980)は二戸市金田一湯田の温泉ボーリング試料にもとづいて、地下に石英安山岩及び石英安山岩質凝灰岩(仁左平層火砕岩と解釈できる)と珪岩(ジュラ系)と間に、層厚11-23 mの赤褐色の「風化粘土層」を認定している。これは層位と岩相から考えて仁左平層碎屑岩と判断される。電気探査ではこの碎屑岩層は最大で50 mの厚さで金田一周辺に広く分布しているとされる(第5.4図)。

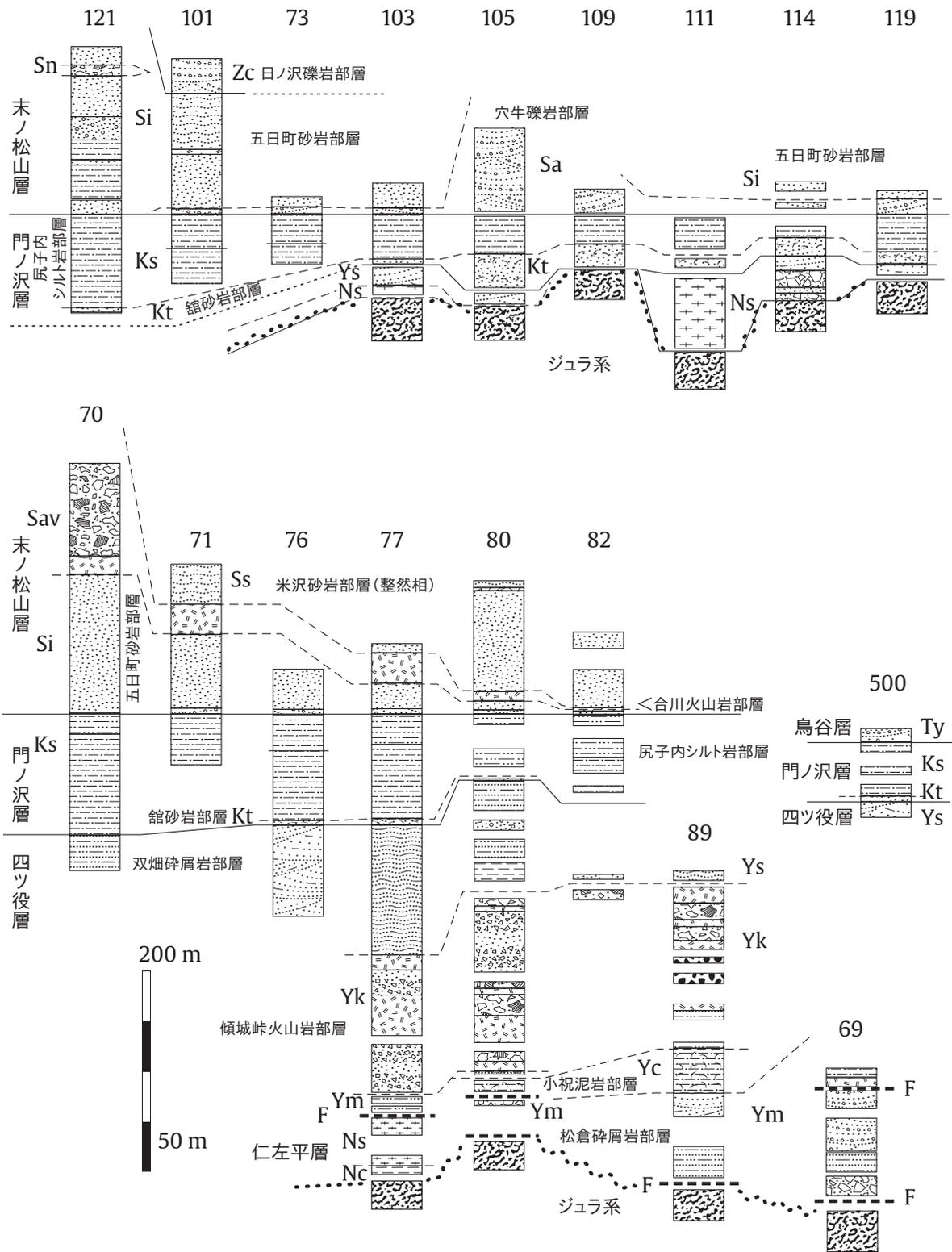
火砕岩相(Ns)：塊状の流紋岩質火砕流堆積物からなる。層厚は最大で200 m以上で上限は削剥されており不明である。この火砕流堆積物は仁左平層の主体をなし、Chinzei(1966)及びMatsubara(1995a)では「仁左平サイト」と呼称される。大部分は溶結岩相を示すが(第5.5図B, D)、一部で非溶結相も認められる(第5.5図C)。本火砕岩は結晶質であり、肉眼観察では長径3 mm以下の石英、斜長石、黒雲母が確認できる。溶結岩相は、溶結凝灰岩あるいは溶結火山礫凝灰岩からなり、場所により灰色、白色、黄灰色、小豆色と多様な色を呈する。所により長径10 cm以下の扁平化した軽石や溶結レンズを含むことがある。非溶結岩相は灰色～白色を呈する軽石火山礫凝灰岩あるいは軽石凝灰角礫岩からなる(第5.5図C)。長径8 cm以下の淡黄白色軽石を多く含み、長径5 cm以下の石質岩片が散在する。本火砕岩は複数の堆積ユニットが露頭で確認できないこと、場所によらず岩石学的特徴が一致することから、1回の噴火イベントによる火砕流堆積物であると判断される。なお、本火砕岩の給源位置については、同質の給源近傍相を確認することができないため不明である。本火砕岩は陸成の碎屑岩を覆うこと、塊状の火砕流堆積物であり、溶結岩相が見られることから陸成層と判断される。

岩石記載・全岩化学組成

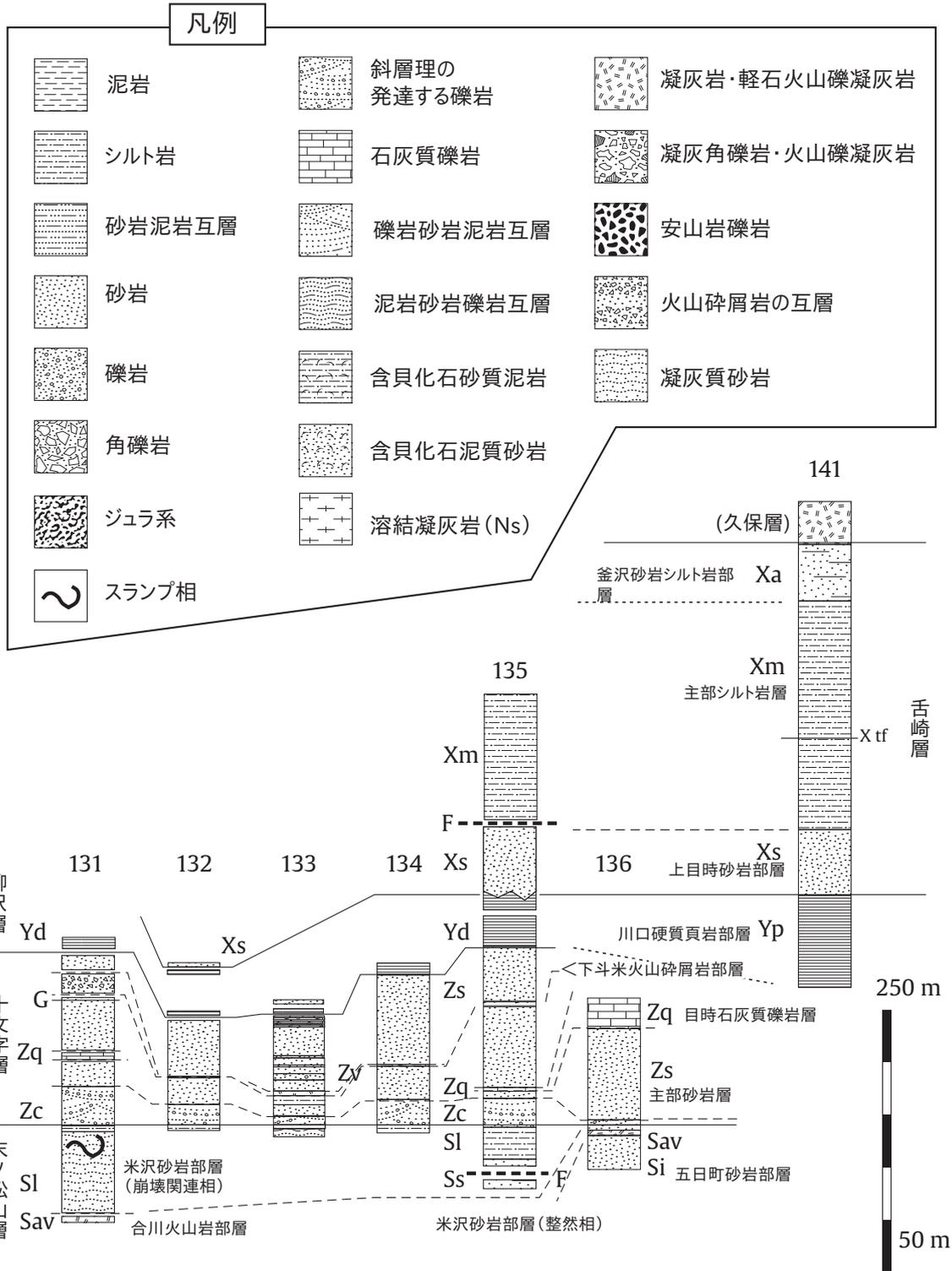


第5.2図 地質柱状図

各ルート的位置は付図2A, Bを参照。地層の略語は地質図と同じ。Gは海緑石濃集層, Fは断層。
X-tfは舌崎タフ (Chinzei, 1966 など)

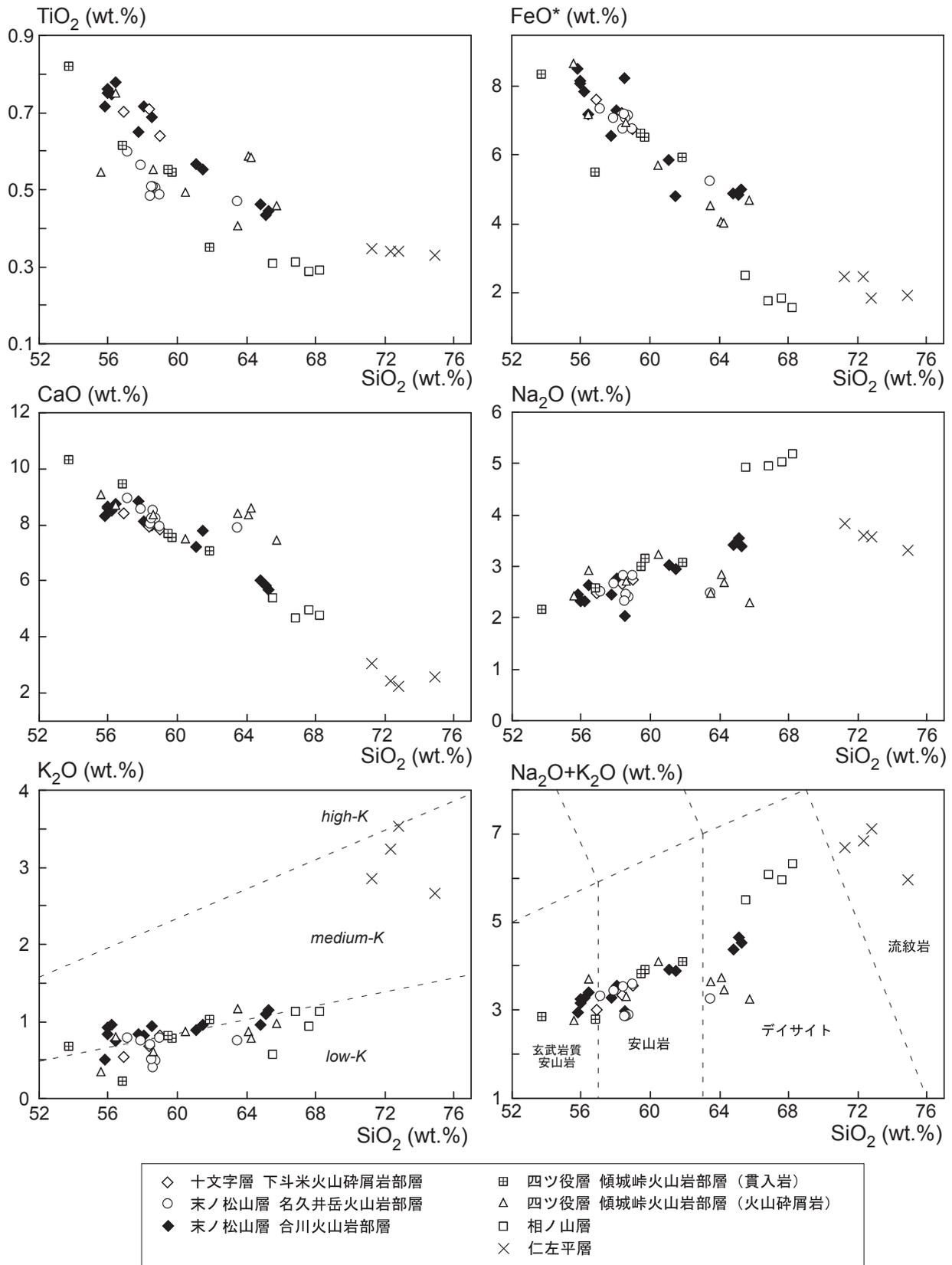


第 5. 2 図 地質柱状図
 各ルート的位置は付図 2A, B を参照。地層の略語は地質図と同じ。G は海緑石濃集層, F は断層。
 X-tf は舌崎タフ (Chinzei, 1966 など)



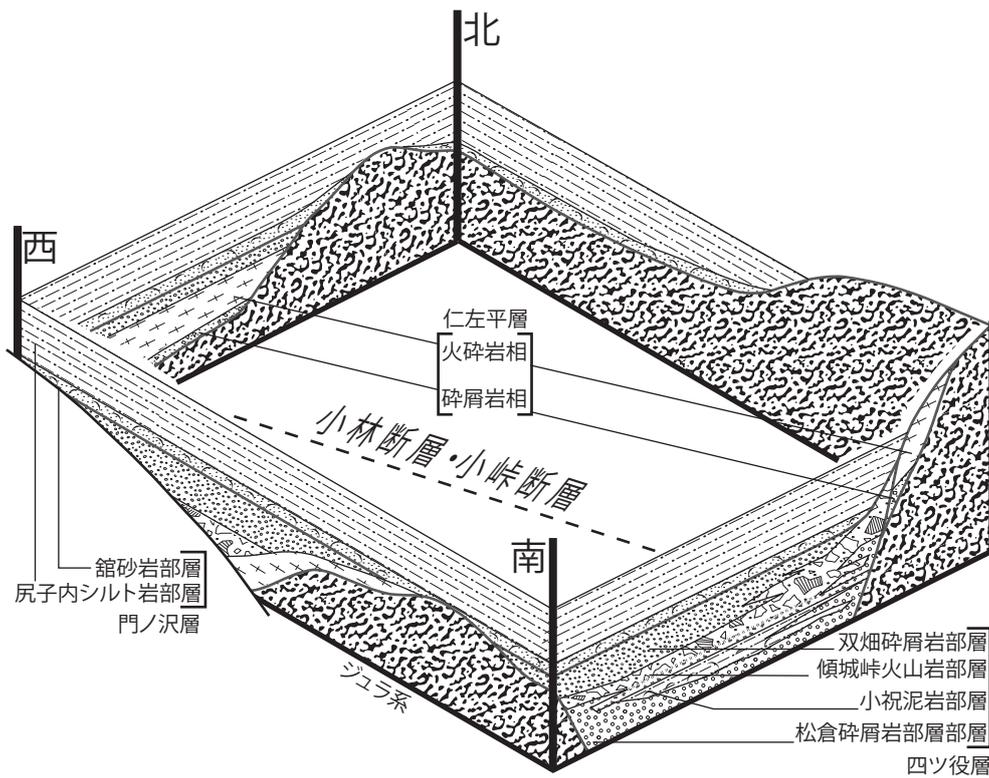
第5.2図 地質柱状図

各ルート的位置は付図2A, Bを参照。地層の略語は地質図と同じ。Gは海緑石濃集層, Fは断層。
X-tfは舌崎タフ (Chinzei, 1966 など)



第 5. 3 図 中新世火山岩の主成分元素全岩化学組成

分析値は本報告 (第 5. 1 表) による. $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図における境界線は Le Maitre (1989), $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ 図における境界線は Le Bas *et al.* (1986) による.



第5.4図 仁左平層及び四ツ役層～門ノ沢層の立体的層序発達概念図
 実際には、断層によって凹地ができ、地域によって層厚は変化するが、簡単のため、断層による変位及び層厚変化は無視してある。相ノ山層は分布が離れており、本図から省略した。

火砕岩を構成する火砕流堆積物は、斑晶鉱物として斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物を共通して含み、一部で単斜輝石、斜方輝石をごく微量含む。溶結部分はいずれも斑状組織を示し、ユータキシティック組織を示す石基を持つ。

本火砕岩の溶結した火砕流堆積物の全岩化学組成は以下の通りである。全岩 SiO_2 量は 71.3 ~ 74.9 wt.% であり (第5.1表), $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ 図では流紋岩の領域に、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図では中カリウム系列の領域にプロットされる (第5.3図)。本火砕岩は、本地域に分布する中新世火山岩の中でも、最も高い SiO_2 量、最も高い K_2O 量で特徴づけられる (第5.3図)。

石英普通角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (試料番号 11102820, 第5.7図A)

産地：二戸市沼ノ平北東の地点Ns-a (付図2A)。

産状：溶結凝灰岩。

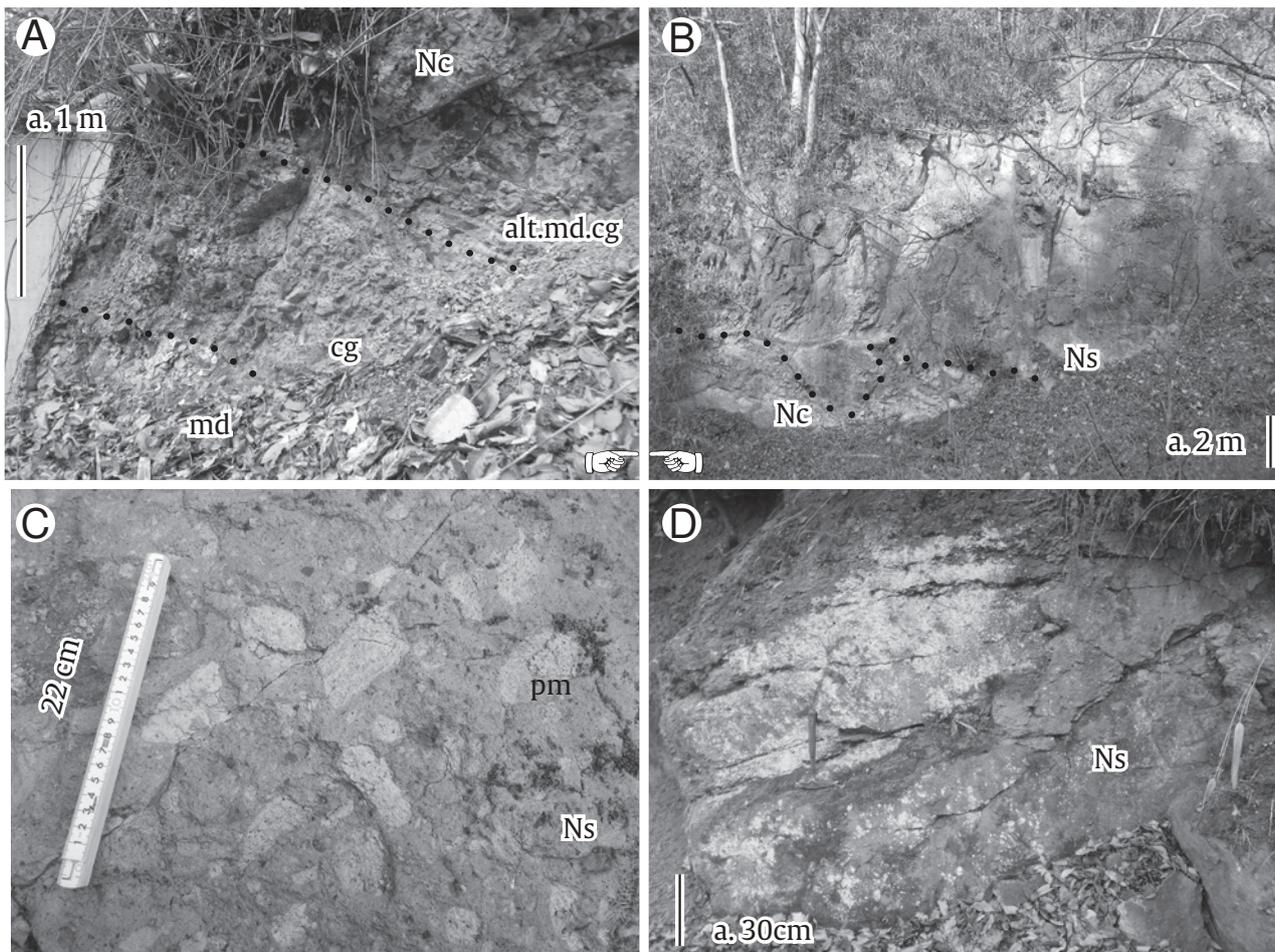
全岩 SiO_2 量：74.88 wt.% (第5.1表)

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径 1.5 mm 以下で、半自形～他形を呈し、しばしば

メルト包有物を含む。融食を受けて丸みを帯びた形態あるいはアメーバ状の不規則な形態を示すものが多い。黒雲母斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径 0.7 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形～半自形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。石基中には長径 0.1 mm 以下の自形のジルコンがごく少量認められる。

化石 碎屑岩から鑑定不能な炭化植物を産する。

時代及び対比 溶結した流紋岩質火砕流堆積物から、以下のような放射年代が報告されている。木村(1984)は、 21.8 ± 1.1 Ma の黒雲母 K-Ar を報告した。その後、Tagami *et al.* (1995) は、 21.0 ± 0.3 Ma の黒雲母 K-Ar 年代 (3つの年代値の加重平均値)、 22.8 ± 1.0 Ma のジルコン FT 年代 (2つの年代値の加重平均値) を報告した。また近年、Hasebe *et al.* (2013) は、 22.3 ± 0.6 Ma のジルコン FT 年代と 22.2 ± 0.2 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告した。これらの数値年代に基づく仁左平層の上部 (火砕岩) は、下部中新統の最下部に対比され、火砕流の堆積年代は 22 Ma 前後と判断される。一方、仁左平層の下部 (碎屑岩) からは、年代が得られていないが火



第 5. 5 図 仁左平層の露頭写真

地点位置は付図 2A. A: 仁左平層の碎屑岩相 (Nc). B: 同じ露頭の遠景で上部には火砕岩相 (Ns) が累重する. この Ns は強溶結である. 場所は二戸市館・沼ノ平の西方, 折爪岳への林道ぞいの地点 Nc-1. A, B のハンドマークはお互い隣りあうことを示す. 全体のスケッチは第 5. 6 図 A にある. C: 非溶結の火砕岩相. 一戸町西法寺の地点 Ns-1. D: 強溶結の火砕岩相. 一戸町西法寺の地点 Ns-2. 略語: a: 約 (approximately), alt.md.cg: 泥岩礫岩互層, cg: 礫岩, pm: 軽石 (例として 1 つの軽石を示す)

碎岩の下位であるので, 下部中新統の最下部あるいは漸新統の可能性がある.

なお, これまで「仁左平サイト」の層位は研究者間で一致していなかった (第 5. 1 図). Otuka (1934) 及び佐保 (1976) は四ツ役層よりも下位 (本報告と同じ) にしているが, 早川ほか (1954) は四ツ役層の上位 (傾城峠紫蘇輝石安山岩部層よりも上位) に対比している. 鎮西 (1958a) 及び Chinzei (1966) は末ノ松山層の堆積時期の後期またはそれ以降の貫入した貫入岩とした. Matsubara (1995a) は四ツ役層の下部に編入したが, 松原 (1997b) では総合柱状図において四ツ役層の下位の位置する独立した地層としている.

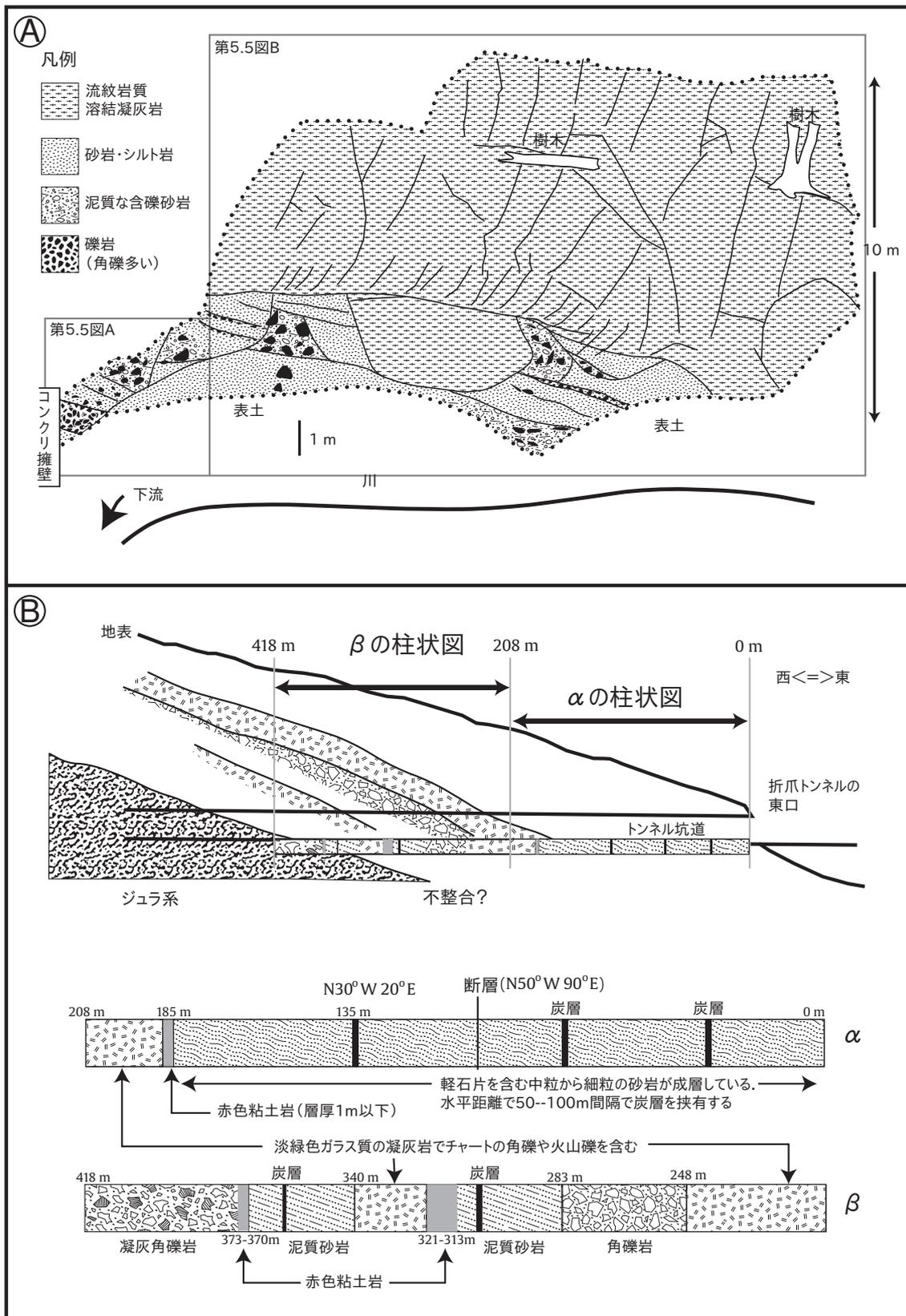
本報告では以下の理由で Otuka (1934), 佐保 (1976) 及び松原 (1997b) と同じく, 仁左平層を四ツ役層の下位に位置づける.

後述する四ツ役層傾城峠火山岩部層の K-Ar 年代が

15.9 Ma (木村, 1985, 1986), または 16.9 ± 0.3 Ma, 17.4 ± 0.3 Ma (石塚・宇都, 1995) であり, その下位の小祝泥岩部層は明世動物群に対比される軟体動物化石を産することから, およそ 18 Ma ころの堆積物と推定される. これらの年代に基づくと, 仁左平層は四ツ役層の下部または下位に対比されるべきである. また, 仁左平層は, 四ツ役層下部の小祝泥岩部層・松倉碎屑岩部層とは分布が異なり, 本層は四ツ役層とは異なる堆積域で形成されたと判断される. 従って, 仁左平層は四ツ役層の下位の層位の地層である.

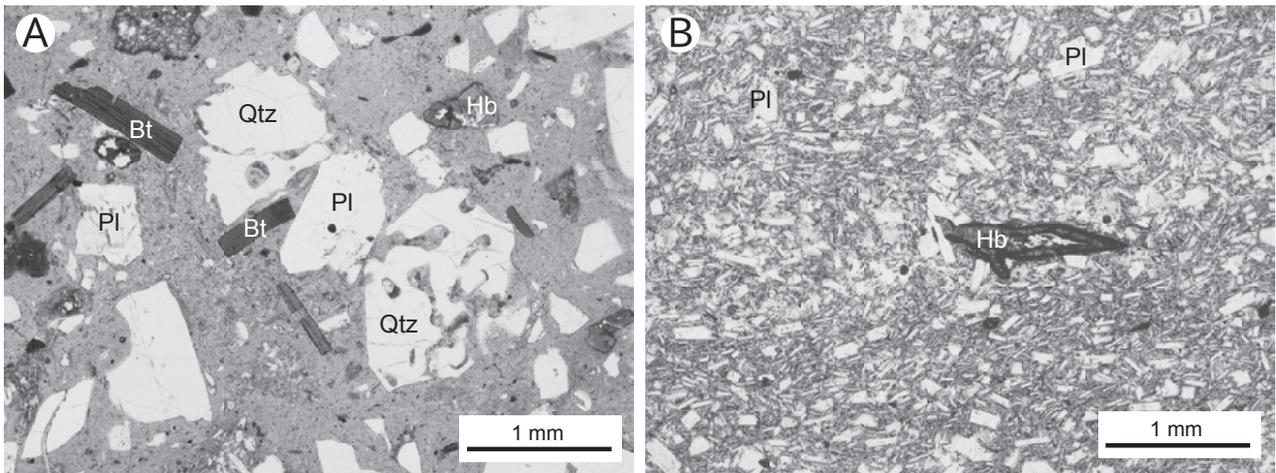
古環境 碎屑岩から産する炭化植物, 及び溶結を示す火砕流堆積物の産状から, 仁左平層は陸成の環境で定置・堆積したと判断される.

5. 4 相ノ山層 (Av, Ac)



第5.6図 仁左平層の碎屑岩相の産状を示すスケッチ

A: 仁左平層の碎屑岩相と火砕岩相の関係を示す露頭スケッチ。第5.5図と同じ露頭(地点はNc-1。位置は付図2A)。
 B: 仁左平層の碎屑岩層とジュラ系の関係を示すスケッチ(鎮西清高氏原図)。八戸自動車道折爪トンネル東口(地点はNc-2。位置は付図2A)。 β の水平柱状図は坑道壁面を観察して記載したもので、 α の水平柱状図は坑道掘削のため事前ボーリング試料を簡単に記載したものである。



第 5. 7 図 仁左平層及び相ノ山相の偏光顕微鏡写真

A: 仁左平層火砕岩相 (Ns) の溶結凝灰岩 (試料番号 11102820). B: 相ノ山層デイサイト溶岩 (Av) (試料番号 14051904). 単ポーラー. 詳しい岩石記載は本文を参照. Bt: 黒雲母, Hb: 普通角閃石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英.

定義 一戸町相ノ山^{あいのやま}付近に局所的に分布し、無斑晶状のデイサイト溶岩及びそれを母材とした礫岩からなる地層を、相ノ山層と命名する。

地層名 新称.

先行層序区分 本層の存在はこれまで認識されておらず、先行研究・従来の地質図上では「古生層」、門ノ沢層、末ノ松山層などに含まれていた (大塚, 1933; Otuka, 1934; 早川ほか, 1954; Chinzei, 1966; 大口ほか, 1986 など).

模式地 一戸町相ノ山^{ぬまのさわ}～沼ノ沢^{ぬまのさわ}付近 (第 5. 8 図).

層序関係 他の地層とはいずれも断層で接するため、直接の層序関係は不明である。放射年代値に基づくところ、仁左平層の上位、四ツ役層の下位の層準にあたりと判断される。

分布と構造 本地域南西部の一戸町相ノ山^{なか}～中里^{なか}～沼ノ沢^{なか}付近において、断層に囲まれたブロック状の分布形態を示す。大部分が塊状の溶岩相のため、詳細な地質構造は不明である。分布域の北西部がほぼ塊状岩相で占められるのに対し、南東部では塊状岩相に加えて自破碎岩相も見られることから、北西部が溶岩の中心部に近いと推定される。

層厚 地質構造が不明瞭で、かつ下限が確認できないので不明である。少なくとも、垂直方向の比高は 230 m 以上ある。

岩相 本層は、溶岩 (Av) と礫岩 (Ac) で構成される。大部分が溶岩からなり、礫岩はごく一部のみで認められる。両者の関係は露出状況から見て、溶岩が礫岩を挟有するか、もしくは礫岩が溶岩を覆うかのどちらかである。

溶岩相 (Av): 無斑晶状デイサイト溶岩からなり、塊状溶岩あるいは自破碎溶岩 (火山角礫岩) として産する

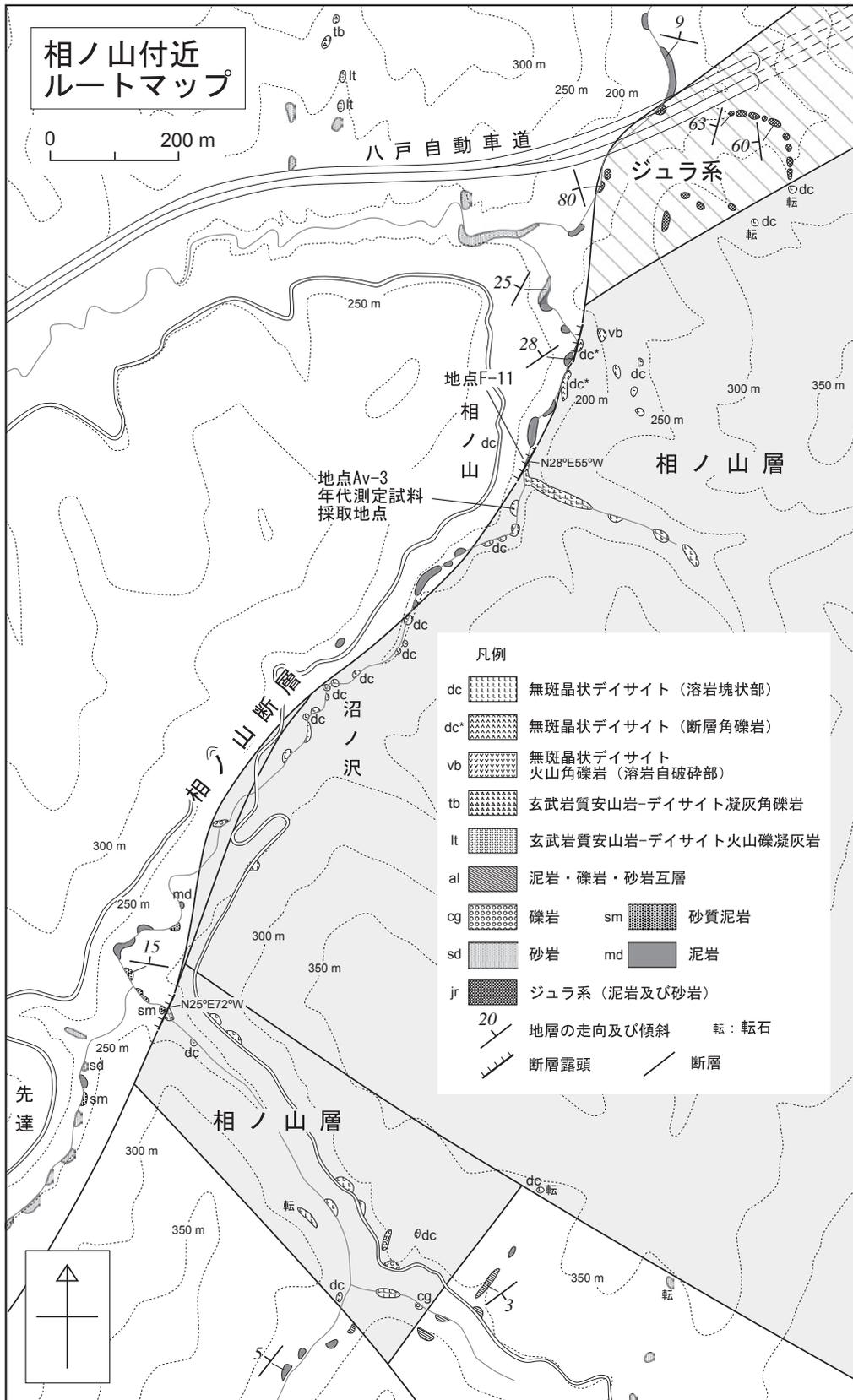
(第 5. 9 図)。分布域の北西がほぼ塊状溶岩からなるのに対し (第 5. 8 図)、南東部では塊状溶岩・自破碎溶岩の両者とも認められる。また、北東部の一戸町小滝付近では自破碎溶岩が主体となる。自破碎溶岩には、放射状の冷却節理を有する岩塊が含まれることがある。溶岩を構成するデイサイトは、新鮮な部分は灰色あるいは赤褐色を示すが、風化変質部は淡緑灰色あるいは白色を示す。無斑晶状のため、特に塊状溶岩の風化変質部は凝灰岩状の見かけを示す。相ノ山断層沿いの本岩は、しばしば断層運動によって角礫化し (第 5. 8 図)、基質に断層粘土を伴う場合がある。

礫岩相 (Ac): 礫支持で淘汰の悪い塊状の巨礫岩からなる。礫径は 1 m を越えることがある。角礫～円礫に亘る様々な円磨度の礫が混在する。礫種は単一で、溶岩と同質の無斑晶状デイサイトからなる。このことから、本岩は溶岩を母材とした再堆積物であると判断される。分布は極めて局所的で、一戸町沼ノ沢付近に 1ヶ所、中里から沼ノ沢へと至る林道沿いに 2ヶ所の露頭が認められるのみである (第 5. 8 図)。それぞれの場所で確認できる層厚は、3 m 以上である。

岩石記載・全岩化学組成

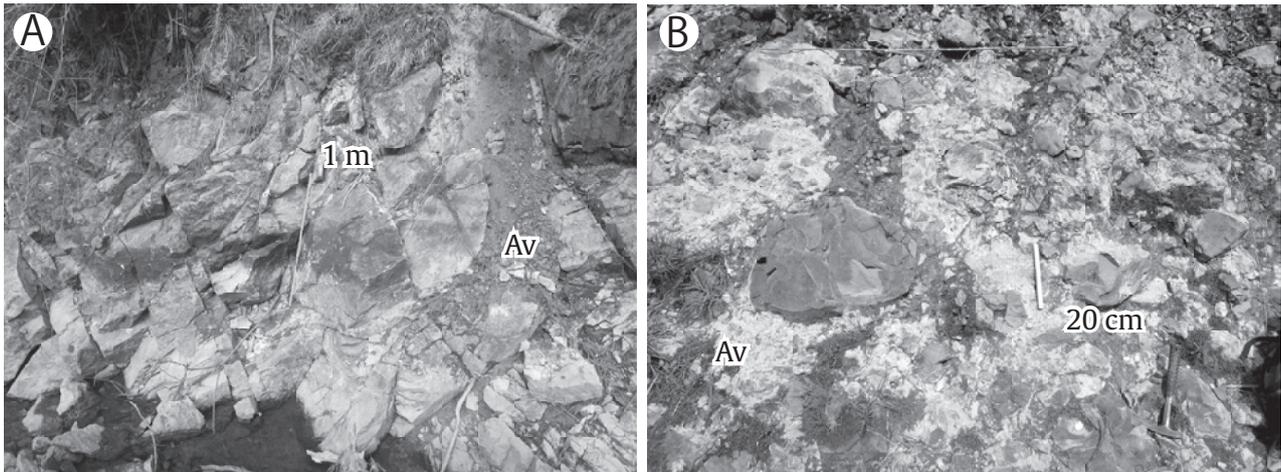
溶岩を構成する火山岩の岩石記載表を第 5. 2 表に示す。いずれも無斑晶状で、斜長石の微斑晶を共通して含み、普通角閃石微斑晶あるいはその仮像をしばしば含む (第 5. 2 表)。石基はハイアロオフィット組織を示すものが多く、一部でインターサタル組織を示す。石基中の斜長石は骸晶状のものが多く、変質鉱物として粘土鉱物が認められる。

全岩 SiO₂ 量は 65.5 ~ 68.2 wt.% であり (第 5. 1 表),



第5.8図 一戸町相ノ山付近におけるルートマップ

分布域が小さく、凡例と照合しにくいものについては記号を付した。相ノ山層とジュラ系以外の白抜きの部分は白鳥川層群以上の地層からなる。



第 5. 9 図 相ノ山層の露頭写真

A：溶岩相 (Av) のデイサイト溶岩塊状部。一戸町沼ノ沢の地点 Av-1 (付図 2A)。B：溶岩相 (Av) のデイサイト溶岩自破碎部。一戸町小滝の地点 Av-2 (付図 2A)。

SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 5. 3 図)。本溶岩のデイサイトは、一戸地域に分布する他の中新統火山岩に比較すると同等のシリカ量でも FeO が低く、Na₂O が高い特徴を示し、化学組成的に明瞭に区別される (第 5. 3 図)

無斑晶状デイサイト (試料番号 14051904, 第 5. 7 図 B)

産地：一戸町小滝、^{りゅうずがわ}龍頭川沿いの地点 Av-2 (第 5. 8 図 B, 付図 2A)。

産状：火山角礫岩 (自破碎溶岩)。

全岩 SiO₂ 量：67.64 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴：無斑晶状組織を示す。斑晶鉱物として、微斑晶サイズであるが斜長石、普通角閃石を含む。斜長石斑晶は、長径 0.6 mm 以下で、自形～半自形を呈する (第 5. 7 図 B)。普通角閃石斑晶は、長径 1 mm 以下で自形～他形を呈し (第 5. 7 図 B)、オパサイト化したものも認められる。石基はハイアロオフィティック組織を示し、長柱状の斜長石、針状の苦鉄質鉱物仮像 (鉱物種は不明)、隙間を埋める隠微晶質物質で構成される (第 5. 7 図 B)。石基中の斜長石は骸晶の形状を示すものが多い。

化石 産出しない。

古環境 本層の溶岩 (塊状溶岩・自破碎溶岩) は、一部で赤褐色を呈することがある。これは高温酸化によるものと考えられ、陸上環境が示唆される。一方、一戸町小滝付近では自破碎溶岩が顕著に産し、放射状の冷却節理を持つ岩塊が含まれる。このように、急冷された岩塊を有することに加えて、陸上溶岩では自破碎部の産出は溶岩流の一部 (下面と上面) に限られ大規模には産しないことから、本溶岩の自破碎溶岩の多くは、水中堆積で

あると考えられる。堆積環境としては、溶岩の噴出源付近が陸上で、堆積域の一部に水底環境が存在していたと考えられる。

時代及び対比 今回、一戸町相ノ山の地点 Av-3 (第 5. 8 図, 付図 2A) から採取した塊状溶岩を対象に、同一のジルコン粒子を用いた年代測定を行なった結果、19.9 ± 1.5 Ma の FT 年代、134.5 ± 3.7 Ma の U-Pb 年代が得られた (第 5. 3 表)。U-Pb 年代は、粒子毎の年代を見ると、古いものから 1660 - 1950 Ma, 217 - 251 Ma, 167 - 195 Ma, 133 - 136 Ma の 4 つの年代クラスターが識別された。第 5. 3 表の U-Pb 年代報告値は、最若粒子集団 (n=2) の加重平均年代である。本試料のジルコン結晶は、全てが摩耗 (融食) しており、いずれも古い U-Pb 年代を示すことから、基盤岩起源の外来結晶であると判断される。一方、FT 年代は、U-Pb 年代に多様性があるにも関わらず、全測定粒子 30 個の粒子データが良くまとまっていることから、噴出時にリセットされた年代であると判断される。したがって、19.9 ± 1.5 Ma の FT 年代が噴出年代を示すと判断される。この年代は、男鹿半島の野村川層 (デイサイト・玄武岩の溶岩及び火砕岩：小林ほか, 2004；鹿野ほか, 2011) に対比し得る。

5. 5 四ツ役層 (Ym, Yc, Yk, Ya, Yp, Ys)

定義 下部中新統の上部を構成する陸成層主体の地層を四ツ役層と定義する。四ツ役層は松倉碎屑岩部層、小祝泥岩部層、傾城峠火山岩部層、双畑碎屑岩部層に細分される。

松倉碎屑岩部層は礫岩・砂岩・泥岩の互層を主体する地層で、個々の単層の水平方向の連続性はよくない。小祝泥岩部層は海棲の軟体動物を産する泥岩・泥質砂岩で、

第5.1表 一戸地域における中新世火山岩の全岩化学組成

試料番号	採取地点	地質・岩相 区分(1)	産状 (2)	全岩化学組成 (wt.%)												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	LOI**	SiO ₂ **
仁左平層																
11100312	二戸市 奥山	Ns	WT	71.32	0.35	15.20	2.73	0.06	0.86	3.06	3.84	2.86	0.07	100.33	2.6	71.27
11102820	二戸市 沼ノ平北東	Ns	WT	75.04	0.33	13.71	2.15	0.02	0.56	2.58	3.31	2.67	0.06	100.43	1.2	74.88
14032502	二戸市 夏間木	Ns	WT	73.07	0.34	15.12	2.04	0.02	0.49	2.26	3.60	3.54	0.06	100.55	1.5	72.82
14060705	二戸市 沼ノ平	Ns	WT	72.43	0.34	14.90	2.74	0.03	0.62	2.42	3.62	3.24	0.06	100.41	1.6	72.34
相ノ山層																
13091004	一戸町 沼ノ沢	Av	L	67.40	0.29	18.62	2.05	0.01	0.44	4.95	5.01	0.94	0.14	99.85	1.3	67.64
13091011	一戸町 沼ノ沢	Av	L	68.25	0.29	18.35	1.74	0.01	0.30	4.79	5.19	1.14	0.13	100.19	1.0	68.24
14051904	一戸町 小滝	Av	SAL	65.18	0.31	18.87	2.78	0.03	1.65	5.37	4.91	0.58	0.09	99.75	2.6	65.53
14052010	一戸町 相ノ山	Av	L	66.24	0.31	19.75	1.93	0.01	0.36	4.65	4.92	1.11	0.08	99.36	2.9	66.80
四ツ役層 傾城峠火山岩部層 (※双畑砕屑岩部層に含まれる傾城峠火山岩部層起源の火山岩礫も含める)																
11102905A	二戸市 白鳥川	Yk	TB	63.11	0.40	17.19	5.01	0.28	1.74	8.37	2.47	1.15	0.15	99.86	1.8	63.51
11102905B	二戸市 白鳥川	Yk	TB	65.52	0.46	16.55	5.18	0.05	1.54	7.45	2.28	0.97	0.14	100.13	1.4	65.78
11102906	二戸市 白鳥川	Yk	TB	60.07	0.49	17.84	6.30	0.13	3.49	7.45	3.22	0.86	0.16	100.01	1.0	60.44
11102913	一戸町 二ツ森	Yk	TB	55.93	0.75	19.95	7.91	0.16	2.76	8.63	2.89	0.80	0.15	99.91	1.0	56.43
14032402A	一戸町 野磯鶏	Yk	CG	64.02	0.59	17.27	4.49	0.05	1.63	8.35	2.85	0.87	0.13	100.25	1.2	64.15
14032402B	一戸町 野磯鶏	Yk	CG	63.81	0.58	16.98	4.45	0.06	1.63	8.53	2.68	0.78	0.22	99.70	1.4	64.28
14032406	一戸町 野磯鶏	Yk	CG	55.22	0.54	18.11	9.60	0.17	4.85	9.01	2.42	0.34	0.12	100.38	1.5	55.55
14032405	一戸町 野磯鶏	Ys	CG	58.24	0.55	16.99	7.69	0.16	4.84	8.33	2.69	0.61	0.12	100.21	0.5	58.57
11102821	二戸市 沼ノ平北東	Ya	転石	59.51	0.54	18.46	7.23	0.16	2.84	7.53	3.15	0.77	0.20	100.39	0.7	59.71
11102822	二戸市 沼ノ平北東	Ya	I	59.12	0.55	18.58	7.33	0.14	2.79	7.67	3.00	0.82	0.20	100.20	1.7	59.44
13092614	九戸村 傾城峠東方	Ya	I	53.52	0.82	16.39	9.26	0.16	7.10	10.31	2.16	0.68	0.13	100.51	1.4	53.74
1506XIII-Sim12	九戸村 西山	Ya	I	61.37	0.35	18.08	6.55	0.12	2.14	7.02	3.06	1.02	0.21	99.91	1.7	61.83
14060702	一戸町 面岸	Yp	I	56.79	0.61	19.35	6.14	0.13	5.14	9.48	2.58	0.22	0.13	100.57	2.9	56.82
末ノ松山層 合川火山岩部層																
10102803	二戸市 女神岩	Sal	SAL	55.69	0.72	18.72	9.47	0.20	4.54	8.31	2.44	0.50	0.17	100.76	2.3	55.80
10102806	一戸町 鳥越観音	Sal	L	64.89	0.44	17.19	5.51	0.15	1.43	5.64	3.37	1.13	0.16	99.91	0.6	65.31
10102904	二戸市 馬淵川	Sal	L	56.31	0.78	19.48	7.96	0.15	3.59	8.73	2.63	0.75	0.15	100.54	1.6	56.46
11100103	二戸市 沢内川	Sav	Pm-VB	60.68	0.56	18.39	6.47	0.11	2.60	7.16	3.01	0.89	0.10	99.97	1.4	61.10
11100109	二戸市 沢内川	Sl	TB	57.85	0.71	17.91	8.11	0.16	3.97	8.09	2.75	0.81	0.13	100.49	0.0	58.03
11100206A	二戸市 石切所	Sav	LP	57.50	0.65	19.61	7.27	0.15	2.87	8.79	2.44	0.84	0.13	100.25	2.1	57.77
11100206B-2	二戸市 石切所	Sav	LP	61.12	0.55	19.32	5.31	0.12	1.75	7.74	2.94	0.95	0.14	99.91	2.5	61.50
11100208A	二戸市 朝日観音	Sav	TB	55.60	0.75	18.34	8.93	0.18	4.51	8.53	2.32	0.91	0.13	100.20	1.0	55.99
11100208B	二戸市 朝日観音	Sav	TB	55.69	0.76	18.26	9.03	0.18	4.56	8.63	2.31	0.83	0.13	100.37	1.1	55.99
11100208C	二戸市 朝日観音	Sav	TB	56.00	0.74	18.52	8.70	0.17	4.51	8.47	2.31	0.96	0.13	100.51	1.7	56.21
11100712	一戸町 月館	Sav	TB	58.24	0.69	17.38	9.14	0.15	3.87	7.94	2.02	0.94	0.09	100.45	1.0	58.52
11102604A	二戸市 大崩崖	Sav	TB	64.83	0.43	17.25	5.38	0.15	1.44	5.79	3.54	1.09	0.16	100.04	0.4	65.15
14032309*	一戸町 鳥越トンネル	Sai	I	64.62	0.46	17.42	5.43	0.15	1.60	6.02	3.40	0.96	0.16	100.22	0.9	64.83
末ノ松山層 名久井岳火山岩部層																
11101104	二戸市 姉滝	Sn	TB	57.59	0.56	17.94	7.89	0.15	4.01	8.59	2.68	0.77	0.16	100.33	0.7	57.86
11101105	二戸市 姉滝	Sn	TB	58.19	0.51	17.55	7.87	0.16	4.47	8.49	2.46	0.42	0.11	100.21	1.4	58.53
11101110	二戸市 菖蒲沢	Sn	TB	58.13	0.48	18.85	7.53	0.15	3.40	8.07	2.85	0.71	0.16	100.33	1.4	58.38
11101117	二戸市 野々上	Sn	TB	58.42	0.49	18.35	7.49	0.15	3.34	7.93	2.81	0.79	0.17	99.94	1.2	58.90
11102705A	二戸市 段越沢支流	Sn	TB	58.16	0.51	17.74	8.02	0.16	4.54	8.24	2.35	0.52	0.11	100.33	1.8	58.43
11102705B	二戸市 段越沢支流	Sn	TB	56.62	0.60	19.27	8.14	0.10	2.99	8.92	2.53	0.80	0.12	100.09	1.4	57.04
11102714	二戸市 下山井	Sn	TB	63.14	0.47	16.53	5.85	0.10	2.81	7.90	2.49	0.77	0.12	100.17	0.9	63.41
11101014	二戸市 小林北東	Sn	TB	58.16	0.50	17.48	7.91	0.15	4.55	8.19	2.40	0.51	0.11	99.97	1.6	58.64
十文字層 下斗米火山砕屑岩部層																
11102715	二戸市 下斗米	Zv	TB	56.80	0.70	18.58	8.46	0.15	4.39	8.40	2.46	0.54	0.14	100.63	1.6	56.93
11102804	二戸市 下斗米	Zv	TB	58.66	0.64	18.23	7.47	0.16	3.57	7.80	2.72	0.81	0.11	100.16	0.8	59.01
11102806	二戸市 下斗米	Zv	TB	58.21	0.71	18.12	8.04	0.15	3.96	7.91	2.66	0.68	0.09	100.52	1.4	58.37

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PHILIPS社製PW1404を使用した。分析には1:10希釈のガラスビードを用いた。(1)地質図及び本文を参照。(2)I:貫入岩, L:塊状溶岩, SAL:水中自破砕溶岩, VB:火山角礫岩, TB:凝灰角礫岩, LP:火山礫凝灰岩, CG:礫岩, Pm-:軽石質。*全鉄をFe₂O₃として示す。**灼熱減量, ***100%に再計算したデータに基づく。

松倉砕屑岩部層から漸移・指交する。傾城峠火山岩部層は、小祝泥岩部層・松倉砕屑岩部層と指交し、これらを整合に覆う火山砕屑岩を主体とする。これと同時期の貫入岩も傾城峠火山岩部層に含める。双畑砕屑岩部層は礫岩・砂岩・泥岩の互層を主体とする地層で、傾城峠火山砕屑岩部層と指交し、かつこれを整合に覆う。

地層名 Otuka (1934) の Yotuyaku Series に由来する。

先行層序区分 早川ほか (1954) 及び鎮西 (1958b) の四ツ役 (累) 層 (Yotuyaku Formation), Chinzei (1966) の Yotsuyaku Formation, 佐俣 (1976) の四ツ役累層, Matsubara (1995a) の Yotsuyaku Formation に同じ (第5.1

図)。

模式地 二戸市四ツ役付近の白鳥川川岸に模式的に分布する (鎮西, 1958a)。本報告では更に具体的に、館から小峠までを指定する。

層序関係 下位のジュラ系及び白亜系を不整合に覆う (第2.2図)。二戸市仁左平では仁左平層を不整合に覆う (第5.4図)。相ノ山層とは分布域が離れているため層序関係は確認できない。門ノ沢層は一部で本層を削り込むが、大部分は整合に累重する。

本層の各部層は、大局的には下位から松倉砕屑岩部層、小祝泥岩部層、傾城峠火山岩部層、双畑砕屑岩部層の順

第 5. 2 表 相ノ山層及び傾城峠火山岩部層を構成する岩石の岩石記載表

試料番号	採取地域	地質・岩相 区分(1)	産状(2)	斑晶鉱物(3)						岩石名 (4)	組織 (5)	全岩SiO ₂ (wt.%) (6)	
				Pl	Opx	Cpx	Hb	Opq	Ol				
相ノ山層													
11100812	一戸町	相ノ山	Av	L	+			(+)			D	A	
13091004	一戸町	沼ノ沢	Av	L	+			(+)			D	A	67.64
13091011	一戸町	沼ノ沢	Av	L	+						D	A	68.24
14051901	一戸町	小滝	Av	SAL	+						D	A	
14051903	一戸町	小滝	Av	SAL	+			(+)			D	A	
14051904	一戸町	小滝	Av	SAL	+			+			D	A	65.53
14052010	一戸町	相ノ山	Av	L	+			(+)			D	A	66.80
四ツ役層 傾城峠火山岩部層(※双畑碎屑岩部層に含まれる傾城峠火山岩部層起源の火山岩礫も含める)													
11102905A	二戸市	白鳥川	Yk	TB	◎			○	+		D	P	63.51
11102905B	二戸市	白鳥川	Yk	TB	◎		+	○	○		D	P	65.78
11102906	二戸市	白鳥川	Yk	TB	◎	+	+	+	+		A	P	60.44
11102913	一戸町	二ツ森	Yk	TB	◎	+	+		+		BA	P	56.43
11103103	一戸町	女鹿	Yk	TB	◎		+	○	+		BA	P	
11110204	一戸町	面岸川	Yk	TB	◎	+	+	+	+		A	P	
14032401	一戸町	野磯鶏	Yk	CG	◎	○	○	(+)	+		A	P	
14032402A	一戸町	野磯鶏	Yk	CG	◎	+	○	(+)	+		D	P	64.15
14032402B	一戸町	野磯鶏	Yk	CG	◎	+	○	(+)	+		D	P	64.28
14032406	一戸町	野磯鶏	Yk	CG	◎	○	○		+		BA	P	55.55
14060703	一戸町	面岸	Yk	TB	◎	○	○		+		BA	P	
11110209	一戸町	下女鹿沢	Ys	TB	◎		+	○	+		BA	P	
14032405	一戸町	野磯鶏	Ys	CG	◎	○	○	(+)	+		A	P	58.57
11102821	二戸市	沼ノ平北東	Ya	転石	+			(+)	+		A	A	59.71
11102822	二戸市	沼ノ平北東	Ya	I	+			(+)	+		A	A	59.44
13092614	九戸村	傾城峠東方	Ya	I	+		+			(+)	BA	A	53.74
14060701	一戸町	面岸	Ya	I							BA	A	
14060708	二戸市	沼ノ平	Ya	I	+	tr		(+)	+		A	A	
1506XIII-Sim12	一戸町	一本木	Ya	I	+	tr		(+)	+		A	A	61.83
11102910	一戸町	二ツ森	Yp	I	◎	+	+	(+)	+		BA	P	
11102911	一戸町	二ツ森	Yp	I	◎	+	+	(+)	+		BA	P	
11103101	一戸町	女鹿	Yp	I	○		+	(+)	+		BA	P	
14032308	二戸市	上里	Yp	I	◎	?	?	+	+		A	P	
14060702	一戸町	一本木	Yp	I	◎	tr	+	○			BA	P	56.82
XIII-Sim18(1110)	九戸村	西山	Yp	I	◎			+	+		D	P	

(1) 地質図及び本文を参照。(2) I: 貫入岩, L: 塊状溶岩, SAL: 水中自破砕溶岩, VB: 火山角礫岩, TB: 凝灰角礫岩, LP: 火山礫凝灰岩, CG: 礫岩, Pm-: 軽石質。(3) Pl: 斜長石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Ol: かんらん石, Opq: 不透明鉱物, (): 仮像。斑晶量: 多い◎ > ○ > + 少ない, tr: ごく微量, ? : 変質のため不明。(4) BA: 玄武岩質安山岩, A: 安山岩, D: デイサイト。(5) P: 斑状, A: 無斑晶質。(6) 100%に再計算したデータに基づく。

第 5. 3 表 中新世火山岩のジルコン FT・U-Pb 年代測定結果

試料名	地質区分	産状*	採取地点	(1)		(2), (3)		Zeta値	(4)	(5)	(6), (7), (8)		(9)						
				測定方法	結晶数	自発核分裂飛跡 ρ_{sp} (cm ⁻²)	N_s				U総計数 ρ_{tot} (cm ⁻²)	N_t	Uスタンダード計数 ρ_{ustd} ($\times 10^{10}$ cm ⁻²)	Nusd	相関係数 r	χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	U (ppm)	FT年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$	U-Pb年代値 (Ma) Age $\pm 2\sigma$
13091004	相ノ山層	Lv	地点Av-3 (付図2)	Int.S	30	4.24 $\times 10^6$	869	3.27 $\times 10^{11}$	66,960,968	6.298	197,756	48.8 ± 3.2	0.889	0	490	19.9 ± 1.5	134.5 ± 3.7	30	2
11102604B	合川火山岩部層	PTB	地点Sav-1 (付図2)	Int.S	13	2.49 $\times 10^6$	598	4.79 $\times 10^{11}$	115,045,367	10.64	334,144	55.4 ± 3.2	0.975	7	430	15.3 ± 1.4	15.9 ± 0.6	11	2
10051506	鳥谷層 (軽米Pfl)	Pfl	地点Ty-9 (付図2)	Int.S	28	1.13 $\times 10^6$	518	3.69 $\times 10^{11}$	170,956,080	9.859	483,716	47.9 ± 2.6	0.815	0	360	5.8 ± 0.5	5.3 ± 0.4	19	7
11101003	鳥谷層 (古屋敷Pfl)	Pfl	地点Ty-5 (付図2)	Ext.S	30	3.82 $\times 10^5$	169	3.29 $\times 10^{11}$	145,537,999	8.292	406,843	55.4 ± 3.2	0.936	53	370	4.8 ± 0.4	6.1 ± 0.2	17	17

(1) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: Int.S, 外部面: Ext.S)

(2) ²³⁸U濃度, U-Pb年代測定用標準試料: 91500

(3) レーザービーム径: 20 μ m

(4) r: ρ_{sp} と ρ_{tot} の相関係数

(5) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率(Galbraith, 1981)

(6) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \xi \cdot (\rho_{sp}/\rho_{tot}) \cdot \rho_{ustd}]$ (Int.Sは $\rho_{sp} \times 1/2$)

(7) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\sum N_s + 1/\sum N_t + 1/\sum N_{ustd} + (\sigma_\xi/\xi)^2]$

(8) ²³⁸Uの全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

(9) 最若粒子集団から求めた²³⁸U-²⁰⁶Pb年代の加重平均

測定機関: 株式会社 京都フィッション・トラック

* Lv: 溶岩, PTB: 軽石火山礫凝灰岩, Pfl: 火砕流堆積物

に累重するが、松倉砕屑岩部層と小祝泥岩部層・傾城峠火山岩部層下部とは指交し、傾城峠火山岩部層の上部では双畑砕屑岩部層と指交し、それぞれの部層が直接、ジュラ系を覆うこともある。傾城峠火山岩部層の貫入岩は、ジュラ系、仁左平層及び傾城峠火山岩部層の火山砕屑岩にも貫入する。

分布と構造 本地域内では一戸町域に広く分布するほか、折爪山脈東側（瀬月内川側）にかけても分布する。二戸市では白鳥川沿いのほか、仁左平に分布するジュラ系近傍にも局所的に露出が見られる。本地域に南接する葛巻地域にも露出があり、一戸・葛巻両地域にまたがって分布している。

本層は折爪断層、小林断層及び小峠断層やそれらに伴う断層沿いでは傾動しているところもあるが、大部分では低角傾斜（ $<20^\circ$ ）で、東西走向から北東－南西方向の走向を示す。

層厚 白鳥川沿いでは400 m程度であるが、小鳥谷から傾城峠や就志森（葛巻地域）にかけては600 m以上と推定される。これに対し、二戸市仁左平付近では薄く、100 m以下である。

化石 小祝泥岩部層から海棲軟体動物化石を、松倉砕屑岩部層・双畑砕屑岩部層から植物の葉化石を、傾城峠火山岩部層から樹幹化石を豊富に産する。

古環境 松倉砕屑岩部層及び双畑砕屑岩部層は堆積相から主に河川や湖沼の環境が示唆される（Yagishita and Komori, 2000）。小祝泥岩部層は浅海棲の軟体動物化石をほぼ自生的に産することから浅海の環境が示唆される（Matsubara, 1995a）。傾城峠火山岩部層は火山砕屑岩層が、松倉砕屑岩部層及び双畑砕屑岩部層と指交しており、陸上の環境が示唆される。

時代及び対比 傾城峠火山岩部層（Yk）の放射年代及び小祝泥岩部層から産する軟体動物化石の対比から下部中新統（たとえば秋田県阿仁合地域の打当層、鹿野ほか, 2011）に対比される。

5. 5. 1 松倉砕屑岩部層（Ym）

定義 四ツ役層最下部を占める礫岩、砂岩及び泥岩を主体とした陸成層を松倉砕屑岩部層と定義する。

地層名 Matsubara (1995a) の Matsukura Mudstone, Sandstone and Conglomerate Member による。地層名中の岩相名の単純化（日本地質学会編訳, 2001）に従い岩相名を「砕屑岩」とした。

先行層序区分 本層は Otuka (1934) の Yotuyaku Series の Lower plant beds に相当し、鎮西 (1958a) の小祝泥岩砂岩礫岩部層のうち、海棲軟体動物を産する泥岩及び泥質砂岩を除いたものである（第5. 1図）。Matsubara (1995a) はこの海成層を、Koikai Mudstone, Sandstone and Conglomerate Member として再定義し、これを除いた地層を Matsukura Mudstone, Sandstone and

Conglomerate Member として新設した。本報告では Matsubara (1995a) に従う。

模式地 Matsubara (1995a) により二戸市松倉付近が指定されている。

分布と構造 白鳥川上流の二戸市松倉をはじめ、白鳥繫、小祝、馬飼沢、石倉など小峠周辺の二戸側の低山に広く分布し、小峠以南の折爪山脈にも分布する。小峠の東側にあたる石神田川上流域、その他、小倉岳周辺、傾城峠東麓の九戸村西山周辺にも広く分布する。一戸町小鳥谷にも局所的に分布する。また、本地域に南接する葛巻地域内では平糠川沿いの一戸町野尻、平糠、高間木及び大志田や落合川沿いの深川などに局所的に分布が認められる。

層厚 小倉岳付近で約200 mと推定される。折爪山脈周辺では数条の断層で新第三系及びジュラ系がブロック化しており、本部層の層厚を正確に見積ることは難しい。

岩相 主に礫岩・砂岩・泥岩の互層からなり、その量比・組合せは場所により異なる。岩相は次の3つに大別される。すなわち、(1) 基盤近傍の礫支持角礫岩、(2) 礫種・粒径ともに多様な基質支持角礫～円礫岩、(3) 成層した砂岩・礫岩・泥岩互層である。

(1) 折爪山脈や面岸川沿い（一本木）のジュラ系の極近傍では角礫岩が分布する（第5. 10図A）。礫種は粘板岩主体で、礫径は中礫大に揃っていることが多い。

(2) ジュラ系の分布からやや隔たった場所になる姉帯門前や面岸川の北斜面では、チャートや石灰岩、花崗岩など礫種が多様で、巨礫や大礫など礫径も多様なことが多く、基質支持で円磨度も亜角礫～円礫と、雑多な礫岩からなる。これは土石流堆積物の産状を示す。

(3) 模式地付近や折爪山脈の麓では、砂岩と礫岩の互層が卓越するため、露頭では成層構造が認められ、時にチャンネル状の削り込みも認められる（第5. 10図Bの点線が侵食面）。

化石 本部層の泥岩や砂岩から、植物の葉化石を産する。葉化石が一戸町小井田川の沼山の上流から報告されている（矢部・小守, 2010）。この論文では双畑砕屑岩部層からの産出と報告されているが、その一部は本報告の松倉砕屑岩部層からの産出になる。Murai (1968) は葛巻地域の二戸町平糠に分布する本部層から台島型植物群の代表的種の一つである、*Liquidambar japonica* の産出を報告している。細田 (1998) は平糠から *Metasequoia*, *Rhododendron*, *Actinodaphne*, *Cinnamomun*, *Juglans*, *Cyclobalanopsis*, *Carya* 及び *Alnus*, *Carpinus* などに同定される、主に暖温帯に分布する植物化石を報告している。砂岩・礫岩・凝灰岩からは珪化した樹幹化石も産する。一戸町沼山の西方の林道の露頭からクルミ科 *Carya* 属の堅果の産出がある（山岸, 1993）。この論文では産出層準が傾城峠火山岩部層とされているが、産出地点を本報告の地質図上で確認すると

本部層となる。その他、二枚貝の印象化石を僅かに産する。大石ほか（2001b）は、一戸町沼山東方の沢の松倉礫岩部層からサイ科大腿骨化石の産出を報告し、これを瑞浪層群平牧層の平牧動物群に比較した。

古環境 堆積相や植物化石の産状から陸成層である。植物化石から暖温帯の古気候が復元される（矢部・小守, 2010）。

時代及び対比 時代決定はなされていないが、本部層の礫岩には安山岩の礫も産し、凝灰岩の挟みもあることから、傾城峠火山岩部層を形成した火山活動が既に始まっていて、本部層と傾城峠火山岩部層とは同時異相の関係にある。一方で、小祝泥岩部層とも指交関係にあることから、それぞれの年代（後述）に基づく堆積年代は18–16 Ma ころと推定できる。

本部層の動物化石が対比される平牧動物群が産出した平牧層に挟在する凝灰岩のFT年代は $19.3 \pm 1.5 \sim 15.5$

± 2.0 Ma の値を示し（笹尾ほか, 2007）、本部層と同時期としても矛盾しない。

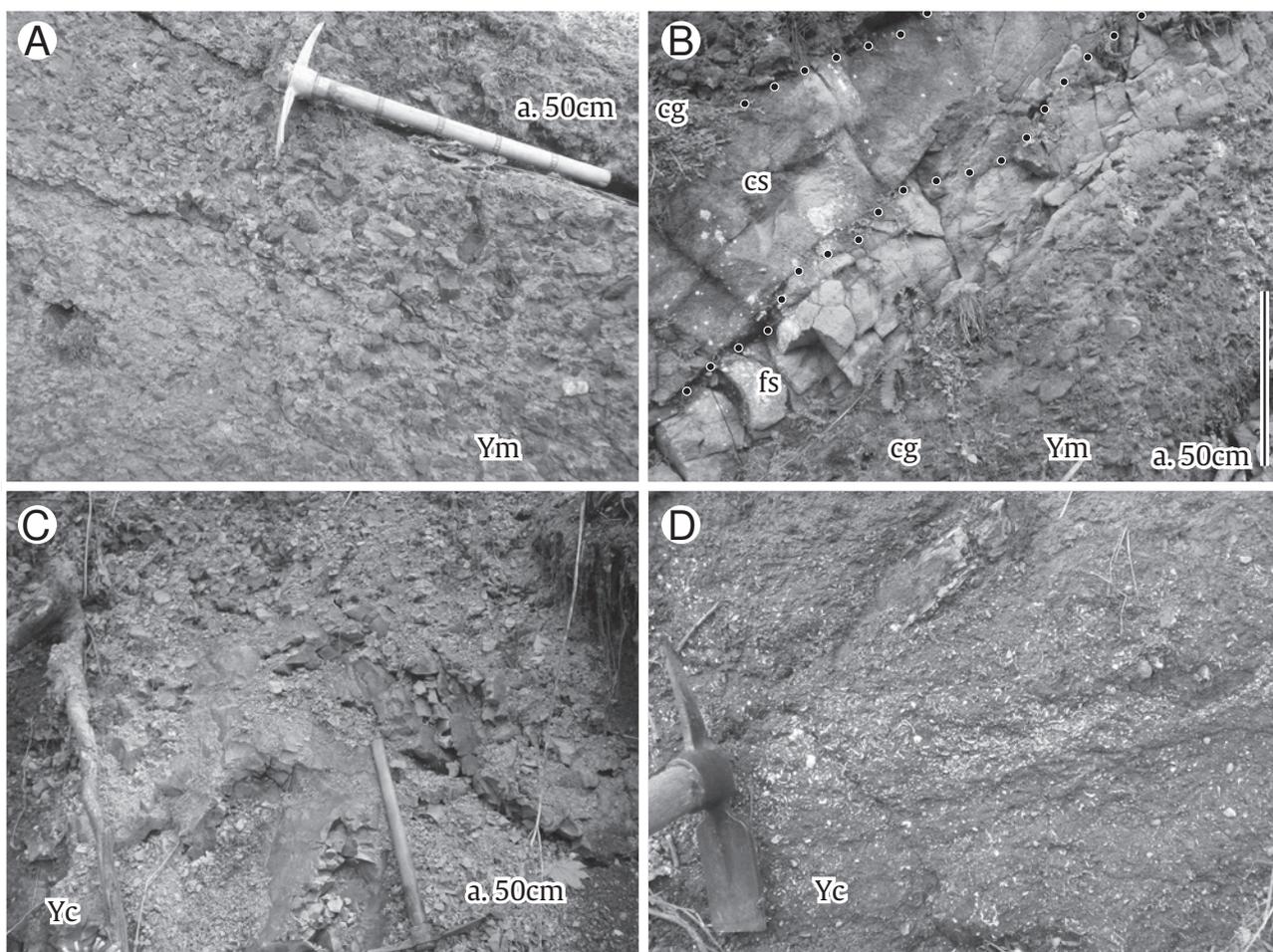
5. 5. 2 小祝泥岩部層 (Yc)

定義 四ツ役層における海成の泥岩及び砂岩を主体とする地層を小祝泥岩部層と定義する。

地層名 Otuka (1934) の Koiwai Shell Beds による。

先行層序区分 鎮西 (1958a) の小祝泥岩砂岩礫岩部層のうち、上部の海棲軟体動物を産する泥岩及び泥質砂岩層が本部層となる（第5.1図）。本部層は Matsubara (1995a) の Koiwai Mudstone, Sandstone and Conglomerate Member に等しい。岩相名の簡潔化のために小祝泥岩部層とした。

模式地 Matsubara (1995a) には本部層の模式地の言及はないので、本報告では、二戸市白鳥繫から松倉にかけての白鳥川河岸を模式地として指定する。これは、鎮



第5.10図 四ツ役層松倉碎屑岩部層及び小祝泥岩部層の露頭写真
 地点位置は付図2A。A: 四ツ役層松倉碎屑岩部層のジュラ系堆積岩を礫種とする角礫岩。九戸村遠志内の地点 Ym-1。B: 同部層の砂岩・礫岩の互層。九戸村小倉の西の沢の地点 Ym-2。C: 小祝泥岩部層。一戸町根反川上流の地点 Yc-1。D: 同部層。軟体動物化石が密集している。一戸町小井田川の茶屋場から小倉峠にいたる沢、地点 Yc-2。略語: alt.md.cg. 泥岩礫岩互層, cs. 粗粒砂岩, cg. 礫岩, fs. 細粒砂岩, md. 泥岩。

西 (1958a) の小祝泥岩砂岩礫岩部層 (本報告の松倉碎屑岩部層と小祝泥岩部層を合せたもの) の模式地から, Matsubara (1995a) の Matsukura Mudstone, Sandstone and Conglomerate Member (本報告の松倉碎屑岩部層) の模式地を除いたものである。ただし, 当該地は現在, 露出はあまりよくないため, 副模式地として白鳥繫から小祝集落へ接続する支流を指定する。

分布と構造 折爪山脈の周辺に散在して分布する。二戸市松倉, 白鳥繫, 小祝, 馬飼沢, 石倉など小峠周辺にも分布するほか, 一戸町の傾城峠北側にも極局的に分布する。また, 九戸村の小倉峠西側, 傾城峠西麓にも分布する。折爪山脈周辺では断層で本部層を含めた四ツ役層が寸断されてブロック化しているが, 個々の地層は低角 (<25°) 傾斜が大部分である。

層厚 模式地付近で 100 m 程度である。本部層が主に露出する折爪山脈周辺では, 本部層の上部のみが露出していることが多い上に, 断層によりブロック化しており, 正確な層厚を見積ることはむづかしい。

岩相 泥岩及び砂岩が主体で, 礫岩を伴う。砂岩の多くは泥質砂岩で砂質泥岩に漸移し, 泥岩中に層理とは無関係にパッチ状の砂岩が含まれることもある。逆に, 砂岩中にパッチ状の泥岩が含まれることもある。泥岩や泥質砂岩の色調は青灰色で, 門ノ沢層下部の館砂岩部層や尻子内シルト岩部層に色調・粒度ともに似る。泥岩は尻子内シルト岩部層同様, スレーキング状の節理が発達し (第 5. 10 図 C), 全体に軟質で, 露出は悪く, 川底にわずかに露出することが多い。この砂岩・泥岩からは軟体動物化石が豊富に産する (第 5. 10 図 D)。泥岩・砂岩は礫岩と指交するが, 明らかに海成層と判断できない礫岩については松倉碎屑岩部層に含めた。

化石 本部層から海棲の軟体動物化石を産することは古くから知られていた (Otuka, 1934) が, Matsubara (1995a) は本部層からの軟体動物化石を網羅的に報告し, 明世動物群 (糸魚川, 1987; Itoigawa, 1988) に対比した。更に, 松原・小守 (2008) は月吉型の *Vicarya yokoyamai* の産出を報告している。

古環境 軟体動物化石から海洋環境が示唆される。更に, 月吉型の *Vicarya yokoyamai* の産出から, この時代が門ノ沢動物群の棲息時ほどでないにしても相当に温暖な時期であったことが示唆される (松原・小守, 2008)。これまで, 本種は福島県相馬地域の塩手層が産出北限であったが, この産出により温暖な環境が二戸市まで北進していたことが明らかになった。

時代及び対比 Ogasawara *et al.* (2008) によれば, 明世動物群は 20 – 16.4 Ma の生存期間を有し, この期間は, 下位の仁左平層の流紋岩質凝灰岩 (約 22 – 21 Ma) と上位の傾城峠火山岩部層 (約 17 – 16 Ma) から推定される年代値 (21 – 17 Ma) と調和的である (Hoshi and Matsubara, 1998)。

5. 5. 3 傾城峠火山岩部層 (Ya, Yp, Yk)

定義 四ツ役層の中部を占める火山岩を主体とする地層を傾城峠火山岩部層と定義する。同時期の貫入岩も本部層に含める。

地層名 早川ほか (1954) の傾城峠安山岩質岩部層 ('Keiseitôge hyperthene andesite') による。本部層は安山岩以外にも, 玄武岩質安山岩及びデイサイトを含んでいる。これらを列挙すると岩相名が複雑化するので, 「火山岩」として単純化した岩相名とした。

先行層序区分 本部層は Otuka (1934) の Lower agglomerate に相当し, 鎮西 (1958a) の傾城峠安山岩及び火砕岩部層のほか, Chinzei (1966), 佐俣 (1976), Matsubara (1995a) の相当層に等しい (第 5. 1 図)。

模式地 一戸町傾城峠付近 (早川ほか, 1954)。

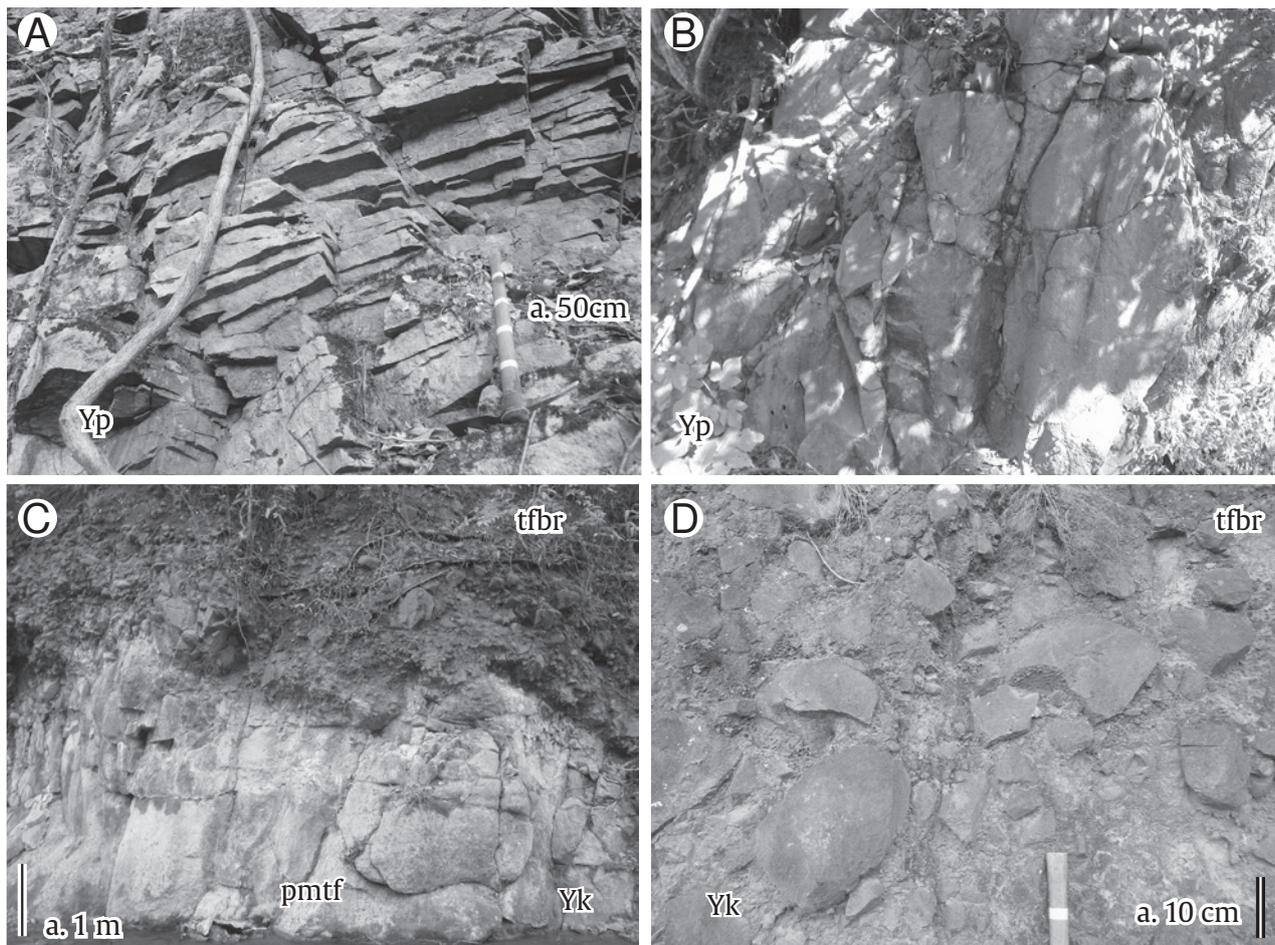
分布及び構造 白鳥川上流の坂本から白鳥繫の周辺 (川岸と東側斜面), 小井田川上流の茶屋場から沼山, 及び根反川の根反から傾城峠, 面岸, 就志森 (葛巻地域内) など本地域の南部に広く分布する。

岩相

火山碎屑岩相 (Yk) : 凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩, 粗粒～細粒の凝灰岩, 火山岩礫岩, 火山岩の細礫を含む砂岩, 凝灰質砂岩からなる (第 5. 11 図)。凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩は, 緻密な玄武岩質安山岩～デイサイトの礫から構成されるものの他, 軽石が卓越するものがあり, 中には, 軽石の直径が 50 cm に達するものがある。礫岩・砂岩は, 火山岩を多く含んでいることから火山噴出物の再堆積物と判断される。そのような礫岩・砂岩は広く分布し, 立木状または倒木状の珪化木をしばしば産する (第 5. 12 図)。再堆積の礫岩・砂岩は単層単位で見ると松倉碎屑岩部層・双畑碎屑岩部層と非常に類似した堆積相を示すが, 火山岩起源の礫・砂の割合, 上下方向の岩相変化及び岩相の分布状況によって, これら三者は区別される。再堆積性の火山岩礫岩の単層が少数含まれていても先新第三系の礫岩が卓越する碎屑岩層であって, 層厚数 10 m 以上の厚い凝灰岩・凝灰角礫岩に覆われているものは松倉碎屑岩部層である。同様の碎屑岩層でも, 層厚数 10 m 以上の厚い凝灰角礫岩層に覆われる場合は双畑碎屑岩部層に含まれる。一方で, 火山岩からなる層厚数 m の角礫岩層が累重する中に, ジュラ系粘板岩だけからなる数層の垂角礫岩層が挟まれる場合もある。このような, 地質図上で表現困難な異質礫岩は本部層に含めた。

一次的な火山噴出物は塊状の凝灰角礫岩から構成され, 傾城峠～就志森 (葛巻地域内) に分布する。ただし, 就志森でも尾根付近は双畑碎屑岩部層が分布している。上位の双畑碎屑岩部層の礫岩では明らかに火山岩の割合が少なく, 円磨度が高くて, 泥岩が挟在することにより本部層とは区別される。

貫入岩相 (Ya, Yp) : 無斑晶状玄武岩質安山岩～安山



第5.11図 四ツ役層傾城峠火山岩部層の露頭写真

地点位置は付図2A. A：傾城峠火山岩部層の斑状の貫入岩相（Yp）. 板状節理が発達する. 九戸村西山の西の沢, 地点 Yp-3. B：同部層の斑状の貫入岩相（Yp）. 一戸町ニツ森, 地点 Yp-1. C及びD：同部層の火山碎屑岩相（Yk）. Cの位置は二戸市白鳥川の四ツ役の地点 Yk-1. Dの位置は傾城峠南南東1.5 kmの山頂の一戸町側斜面の地点 Yk-2. 略語：pmtf. 軽石火山礫凝灰岩, tfbr. 凝灰角礫岩.

岩貫入岩（Ya）と、斑状安山岩貫入岩（Yp）からなる。貫入形態は岩脈あるいは岩株である。周囲の岩石よりも硬質なため、しばしば突出した地形を形成する。貫入岩の岩相は塊状（第5.11図A及びB）で、柱状または板状の節理がみられる場合がある。風化した部分は玉ねぎ状構造を示すことがある。

岩石記載・全岩化学組成

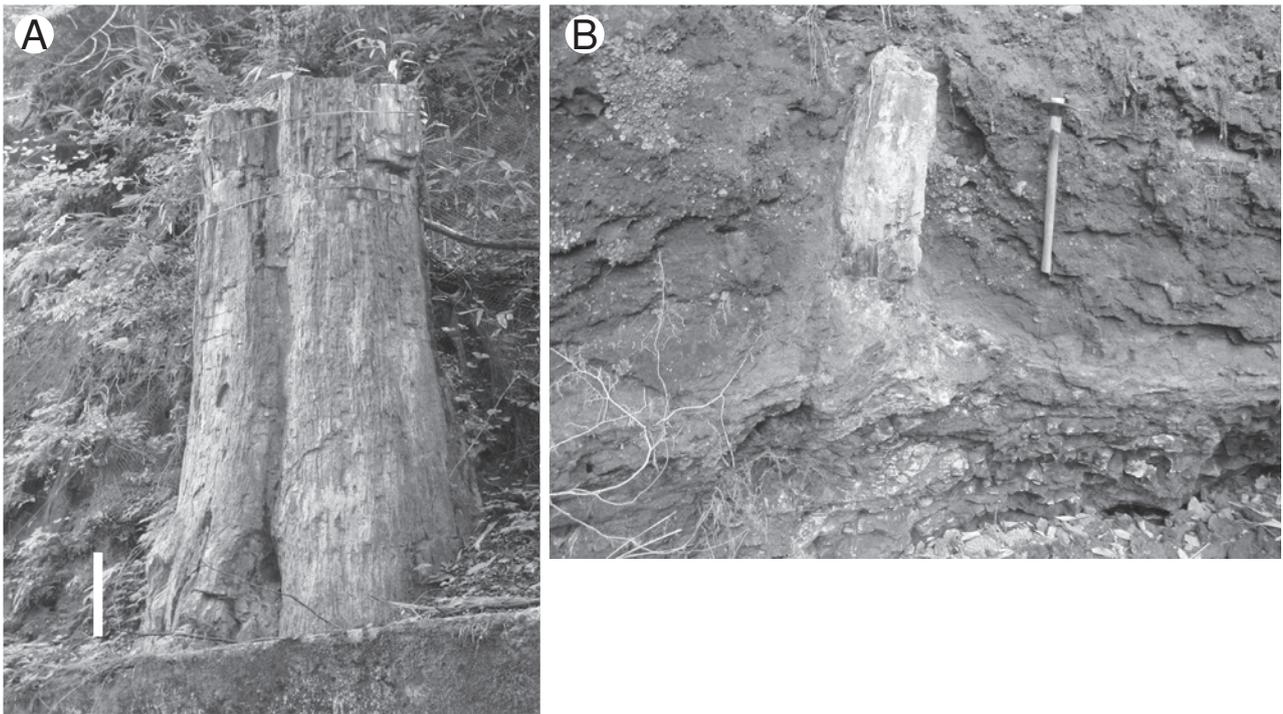
傾城峠火山岩部層を構成する火山岩の岩石記載表を第5.2表に示す。なお、ここでは双畑碎屑岩部層に含まれる傾城峠火山岩部層起源の火山岩の礫も含めて記載している。

本部層を構成する火山岩には、斑状組織を示すものと無斑晶状組織を示すものがある。後者は貫入岩相（Ya）のみで認められる。斑晶鉱物としては、斜長石、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物等を含むが、組

み合わせには多様性が認められる（第5.2表）。一部の試料ではかんらん石（仮像）が認められる。石基はインターサタルもしくはハイアロオフィティック組織を示すものが多い。多くの試料で、粘土鉱物、方解石等の変質鉱物が生じている。

本部層を構成する火山岩は53.7～65.8 wt.%の全岩SiO₂量で、SiO₂-Na₂O+K₂O図では玄武岩質安山岩、安山岩及びデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O図では低～中カリウム系列の領域にそれぞれプロットされる（第5.3図）。火山碎屑岩・貫入岩の産状の違いによる顕著な全岩化学組成の差は認められない。なお、本部層の全岩化学組成・同位体比組成は、マグマ組成の広域変化に関する観点から、周藤・八島（1982）、阿部ほか（1991）、吉田ほか（1995）、周藤ほか（2008）により報告されている。

単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩（試料番号11102913,



第 5. 12 図 珪化木の産状写真

A:「根反の大珪化木」として知られる国の特別天然記念物（個人蔵）。立木状だが、基部はコンクリートで保護されており根本の産状は観察できない。樹高 6.4 m, 直径 2 m. B: その上流で露出している珪化木。火山碎屑物に富む粗粒砂岩中に立木状に産する。

第 5. 13 図 A)

産地：一戸町^{ふたつもり}二ツ森の地点 Yk-a (付図 2A)。

産状：凝灰角礫岩中の岩塊。

岩相：火山碎屑岩 (Yk)。

全岩 SiO₂ 量：56.40 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらはしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1.6 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で自形～半自形を呈する。石基はインターサータル組織を示し、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物及びガラスで構成される。

普通角閃石デイサイト (試料番号 11102905A, 第 5. 13 図 B)

産地：二戸市白鳥、白鳥川沿いの地点 Yk-b (付図 2A)。

産状：凝灰角礫岩中の岩塊。

岩相：火山碎屑岩 (Yk)。

全岩 SiO₂ 量：63.51 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、普通角閃石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 4 mm 以下で、自

形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径 6 mm 以下で、自形～他形を呈する。大部分がオパサイト化したリムを持つ。不透明鉱物斑晶は長径 0.7 mm 以下で自形～半自形を呈する。石基はフェルシティック組織を示し、微細なシリカ鉱物、長石、不透明鉱物及び隠微晶質物質で構成される。石基の一部には、粘土鉱物、方解石等の変質鉱物が生じている。

斜方輝石含有単斜輝石普通角閃石玄武岩質安山岩 (試料番号 14060702, 第 5. 13 図 C)

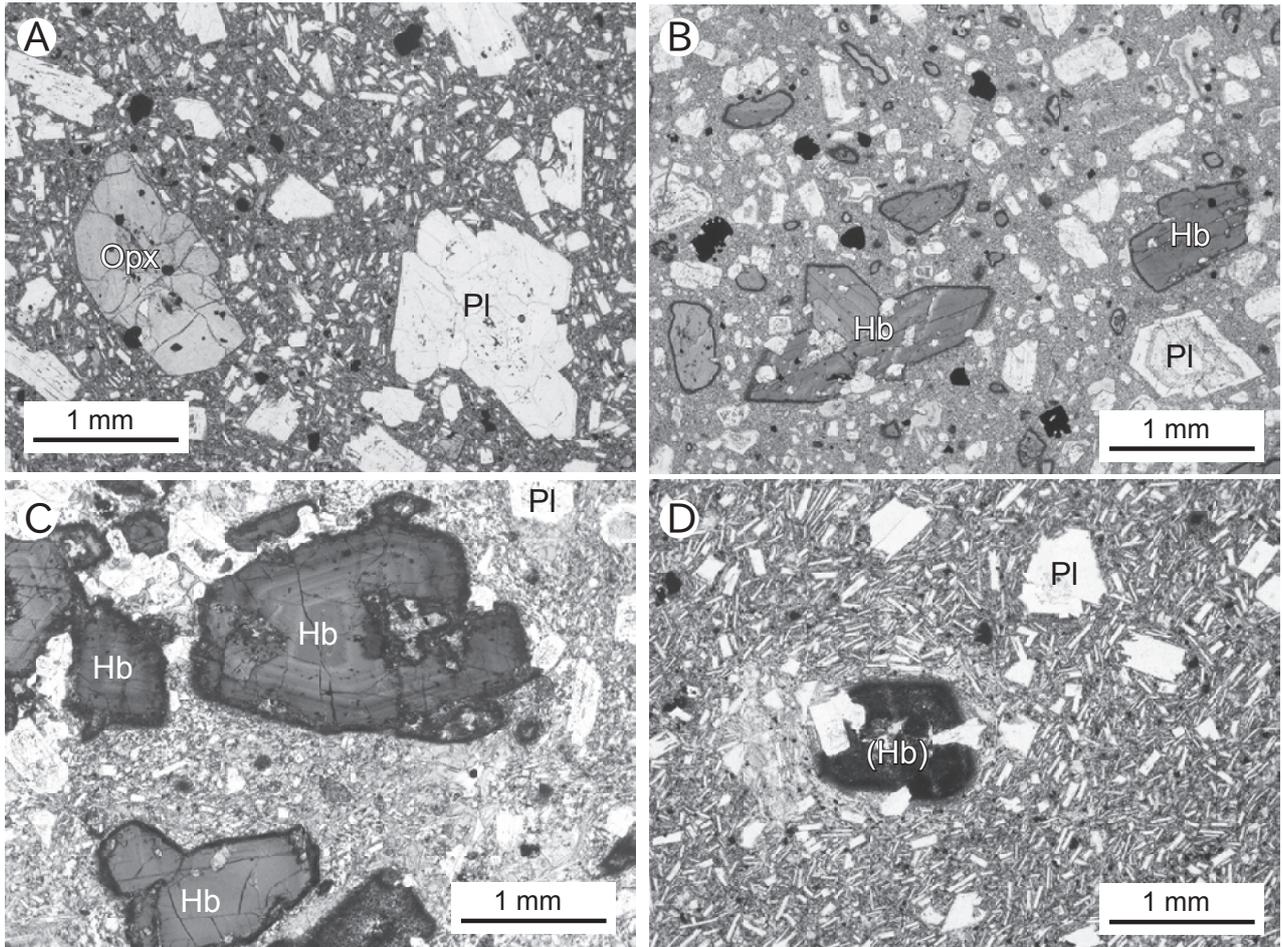
産地：一戸町^{いっぼんぎ}一本木の地点 Yp-1 (付図 2A)。

産状：貫入岩。

地質区分：貫入岩相 (Yp)。

全岩 SiO₂ 量：56.82 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物を含む。斜長石と普通角閃石はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～他形を呈する。多くはオパサイト化しており、斑晶全体がオパサイト化しているものや、コアやリムの部分だけがオパサイト化しているものなど様々である。単斜輝石斑晶は長径 0.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 0.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長



第5.13図 傾城峠火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真

A: 火山碎屑岩相 (Yk) の玄武岩質安山岩 (試料番号 11102913). B: 火山碎屑岩相 (Yk) のデイサイト (試料番号 11102905A). C: 貫入岩相 (Yp) の玄武岩質安山岩 (試料番号 14060702). D: 貫入岩相 (Ya) の無斑晶状安山岩 (試料番号 11102821). Hb: 普通角閃石, (Hb): 普通角閃石仮像, Opx: 斜方輝石, Pl: 斜長石. すべて単ポーラー. 詳しい岩石記載は本文を参照.

径 0.2 mm 以下で, 自形~半自形を呈する. 量は極めて少ない. 石基はインターサタル組織~部分的にハイアロピリティック組織を示し, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石及び淡褐色ガラスで構成される.

無斑晶状安山岩 (試料番号 11102821, 第 5.13 図 D)

産地: 二戸市沼ノ平北東の地点 Ya-1 (付図 2A).

産状: 貫入岩起源の転石. 地質区分: 貫入岩相 (Ya).

全岩 SiO₂ 量: 59.71 wt.% (第 5.1 表)

鏡下の特徴: 無斑晶状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 普通角閃石 (仮像), 不透明鉱物を少量含む. 斜長石斑晶は長径 1.1 mm 以下で, 自形~半自形を呈する. 骸晶の形態を示すものが多い. 普通角閃石斑晶は, 全てオパサイト化あるいは粘土鉱物化した仮像として認められ (形状から普通角閃石と推定される), 長径 1 mm 以下で, 自形~半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径 0.2 mm 以下で自形~半自形を呈する. 石基はインターサタル組織を

示し, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物及び褐色ガラスで構成される. 石基斜長石も骸晶の形態を示すものが多い. 石基ガラスは一部が粘土鉱物化している.

時代及び対比 本部層の火山碎屑岩中の角礫 (地点は Yk に相当, 斑晶を除いた石基を測定) より 17.4 ± 0.3 Ma, 16.9 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代が報告されている (石塚・宇都, 1995). また, 四ツ役層より 15.9 Ma の K-Ar 年代が報告されているが (木村, 1986), 試料採取地点が不明なため, 相当する部層は不明である. なお, 陸中関地域には同様の岩相をした貫入岩・凝灰角礫岩が局所的に認められており, K-Ar 年代として岩脈から 15.2 ± 0.9 Ma (久保, 2010), 凝灰角礫岩から 16.1 ± 2.0 Ma (久保, 1987) の年代が得られている.

化石 本部層から, マツ科, クルミ科, ブナ科カシ属, ニレ科, クスノキ科, スギ科, ブナ科, カエデ科などの樹幹化石の産出が報告されている (Watari, 1941a,

1941b, 1952, 1956). 杉山ほか(1999)は一戸町根反川に産する珪化木化石の古植物構成を報告し、互理の研究結果と総合してスギ科が優勢と推定し、その後、多くを *Taxodioxyton sequoianum* に対比した(杉山, 2015). 珪化木は立木状の産状を呈するものが有名(第5. 12 図 A)だが、倒木状の産状のほうが多い。母岩は粗粒～中粒の黒灰色の石質凝灰質砂岩・凝灰岩で、古土壌や泥岩は認められない。したがって、これらの珪化木は立木状であっても現地性化石ではなく、移動し埋没・珪化したと判断される。

5. 5. 4 双畑碎屑岩部層 (Ys)

定義 傾城峠火山岩部層を整合に覆う、砂岩、礫岩及び泥岩が不規則な互層をなす地層を双畑碎屑岩部層と定義する。

地層名 鎮西(1958a)の双畑泥岩砂岩礫岩互層(部層)による。ただし、現在の地名表記では「すごはた」となっている。

先行層序区分 Otuka(1934)の Upper Plant Beds, Matsubara(1995a)の Sugohara Mudstone, Sandstone and Conglomerate Member とほぼ同じ(第5. 1 図)。なお、Chinzei(1966)の層序表では四ツ役層の碎屑岩は全て Sukohata Alternation として一括されているように見えるが、これは Chinzei(1966)では傾城峠火山岩部層より上位の地層のみを研究対象としているためである。

模式地 一戸町の双畑から来田間の楯山谷(小井田川)の川岸一帯(鎮西, 1958a)。

層厚 模式地付近では160 m 程度。小井田川で100 m 程度であるが、二戸市仁左平付近では薄くなり、数10 m 程度である。

分布と構造 模式地付近、一戸町の小井田川沿い、楯山、根反、野磯鶏及び女鹿のほか、二戸市の沼ノ体、坂本、四ツ役及び高田に広く分布するほか、二戸市仁左平のジュラ系及び仁左平層分布域の辺縁(篠倉や大萩野)に局所的に分布する。

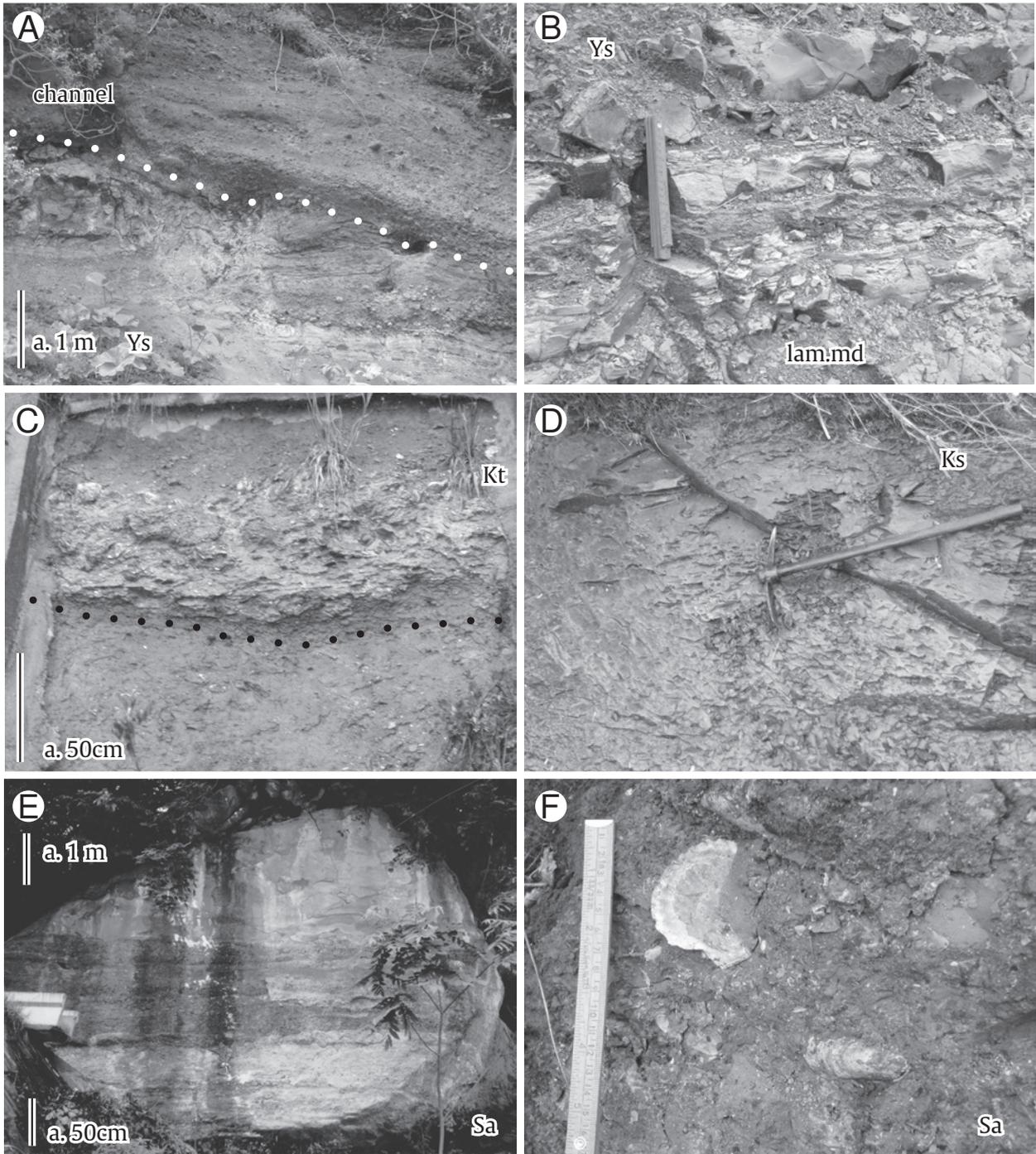
岩相 礫岩・砂岩・泥岩の互層からなり、上下方向にも側方方向にも岩相変化が激しい。下位の松倉碎屑岩部層と岩相的に類似するが、松倉碎屑岩部層で述べた岩相のうち(3)の成層した砂岩・礫岩・泥岩互層と酷似する岩相が卓越する。礫岩層は、しばしばインプリケーションを示し、所により比高数10 cm から数 m の流路状形態を示す(第5. 14 図 A)。個々の礫岩は細礫から巨礫まで様々な粒径を示し、礫種はジュラ系起源の粘板岩、砂岩、チャートが多いが、安山岩も含まれる。この安山岩の中には、斜長石と普通角閃石斑晶が認められるものがあり、傾城峠火山岩部層由来と判断される。礫の円磨度も円礫～角礫と様々だが、円礫や垂円礫が卓越する。砂岩は礫岩や泥岩に伴って産し、層理が明瞭に認められるが、砂岩の単層の側方連続性は悪い。泥岩は青色～青

緑色を呈し、概して分級が悪く、細粒砂が散在することがある。上位の門ノ沢層泥岩(尻子内シルト岩部層)とは分布も近接し、岩相も類似して紛らわしいが、門ノ沢層泥岩は青灰色、水色、明灰色、暗灰色を呈し分級がよいので標本単位でも区別可能なことが多い。

傾城峠の南西方では傾城峠火山岩部層が広く分布する中で、本部層の葉理泥岩が局所的に分布する。この付近では粗粒な碎屑岩に乏しく、周囲の地層の分布や岩相から、この葉理泥岩は傾城峠火山岩部層からなるくぼ地にオンラップしており、堰き止めなどの火山活動に伴って形成された湖沼堆積物と考えられる(第5. 14 図 B)。

二戸市の仁左平付近にはジュラ系が近傍に分布し、本部層は角礫岩が卓越する。岩相は松倉碎屑岩部層の岩相(1)に類似し、粘板岩主体で、中礫サイズの礫径のそろった礫支持の角礫岩となる。

化石 本部層から植物化石が産出することは古くから知られており(Otuka, 1934)、礫岩層中に挟在する泥岩薄層から、葉化石が豊富に産することがある。これまで、Murai(1968)によるフウ科 *Liquidambar* の産出報告のほかは、鎮西(1958a)などによって台島型植物群の散点的な産出が報告されていたが、全体像がわかったのは90年代になってからである。小守(1993)はフウ科 *Liquidambar* のほかクルミ科 *Juglans* やヤマモモ科(?) *Comptoniophyllum* を報告し、細田(1994)が17タクサを報告している。更に小守(2007)は本部層からの植物化石の図版とリストを提示し、これらの全緑率(植村, 1993)から年間平均気温が15℃であったと算出している。その後、矢部・小守(2010)は52タクサ(シダ類4タクサ、裸子植物1タクサ、被子植物47タクサ)の産出を報告した。概要は以下のとおりである。種類数が多いのはムクロジ科・バラ科で、クスノキ科、マメ科、クロウメモドキ科、ニレ科がつづく。強調されるのは *Actinodaphne nipponica*, *Machilus ugoana*, *Castanopsis?* sp. の産出で、これらの現生近似種は暖温帯の照葉樹林の優占種である。随伴種と推定されるバラ科やクロウメモドキ科の要素はやや温暖な気候を好むものが含まれることから、当時の堆積域には照葉樹林が広がっていたと考えられるが、産地ごとに種構成が異なっており、局地的な植生を反映している可能性がある、とした。これらの要素は常磐地域の白土層群(中山層)の中山植物群と共通性が高いことも指摘されており、全緑率から推定した年平均気温は12.4℃である(矢部・小守, 2010)。なお、Murai(1976)によって金田一温泉郷付近から植物化石を産したと報告された門ノ沢層は、小林断層により隆起した下位の双畑碎屑岩部層に対比されるため、ここで述べる。代表的な種構成は次のとおりである。*Pinus cf. miocenica*, *Picea* sp. (cone), *Juglans cf. miochinensis*, *Quercus mandraliscae*, *Q. cf. protoacuta*, *Lindera* sp., *Machilus cf. ugoana*。これらは台島型植物群に対比される。



第5.14図 四ツ役層上部，門ノ沢層及び末ノ松山層の露頭写真

地点位置は付図2A。A：四ツ役層双畑碎屑岩部層（Ys）。露頭上部にチャネルが認められる。一戸町檜山の小井田川支流の地点 Ys-1。B：同部層。傾城峠西方の尾根にある葉理シルト岩（Lam.md）。地点 Ys-2 傾城峠周辺の尾根付近には碎屑岩が発達し、傾城峠火山岩部層は分布しない。C：門ノ沢層館砂岩部層（Kt）。軟体動物化石が密集している。位置は一戸町東方の北館付近（地点 Kt-1）の農免道路（農林漁業用揮発油税財源身替農道整備事業による農業用道路）で、工事中に露出したものである。法面保護のためコンクリート擁壁が打設されているが一戸教育委員会によって教育目的で、この部分を含め3箇所だけ未打設で残されている。ただし、化石採取は禁止である（松原ほか，2004）。D：門ノ沢層尻子内シルト岩部層。位置は一戸町小友川の川原目と釜屋敷の境の橋の50 m 上流の地点 Ks-1。E：末ノ松山層の穴牛礫岩部層（模式地）。地点 KDN-11 の下流に隣接する橋の北詰。F：同部層の軟体動物化石の産状。一戸町女鹿川の中崎の地点 Sa-1。

古環境 台島型植物群で指標されるように暖温帯の古気候が復元される(矢部・小守, 2010).

時代及び対比 本部層は、植物化石群の種構成の共通性から常磐地方の中山層(白土層群, Yabe, 2008)に対比される。中山層の年代については、珪藻化石(小泉, 1986), 石灰質ナンノ化石・放射虫化石・浮遊性有孔虫化石(竹谷ほか, 1990), FT年代(15.9 ± 0.7 Ma; 久保ほか, 2002)により、本部層の堆積時期として前期中新世の最末期が示唆される(第2.3図, 須藤ほか, 2005)。なお、中山層は根本ほか(1996)により、下位の吉野谷層と南白土層とに再編されている。

5.6 門ノ沢層(Kt, Ks)

定義 四ツ役層に累重する海成層で泥質岩を主体とした地層を門ノ沢層と定義する。門ノ沢層は基底の館砂岩部層と主部の尻子内シルト岩部層からなる。館砂岩部層は、門ノ沢動物群で特徴づけられる内湾成の砂岩で、尻子内シルト岩部層は内湾から公海的な環境に移行した時期の泥岩、シルト岩、細粒砂岩からなる。本層は、本地域中新統で本格的な海の進入を示す地層である。

地層名 Otuka (1934) の Kadonosawa Series に基づく先行層序区分 畑井・中村(1939)が門ノ沢層として層序单元名称を変更した後は、その後早川ほか(1954), 村井(1958b), 鎮西(1958a), 村井(1960), Chinzei(1966), 佐俣(1976)及び Matsubara(1995a)が門ノ沢(累)層(Kadonosawa Formation)として継承している(第5.1図)。

模式地 鎮西(1958a)は「爾薩平村(現二戸市)白鳥川門ノ沢を中心とする白鳥川下流一帯に模式的に分布している」とした。本報告では館(館橋)から穴牛(穴牛小橋)までの白鳥川沿いを模式地(模式ルート)とす

る。

層序関係 模式地では、下位の四ツ役層双畑碎屑岩部層を整合に覆い、上位の末ノ松山層穴牛礫岩部層が本層を浅く削り込んで覆っている(第5.15, 5.16図, 付図3)。一戸町内の馬淵川周辺では穴牛礫岩部層による削り込みが大きく、ところにより門ノ沢層が欠落する。北部の二戸市仁左平~湯田では、ところにより穴牛礫岩部層を欠き、五日町砂岩部層が本層尻子内シルト岩部層に整合に累重している。

館砂岩部層と尻子内シルト岩部層とは漸移するが北部の仁左平付近ではジュラ系の高まりがあり、尻子内シルト岩層が直接、ジュラ系、仁左平層及び四ツ役層にオンラップする(第5.4図)。

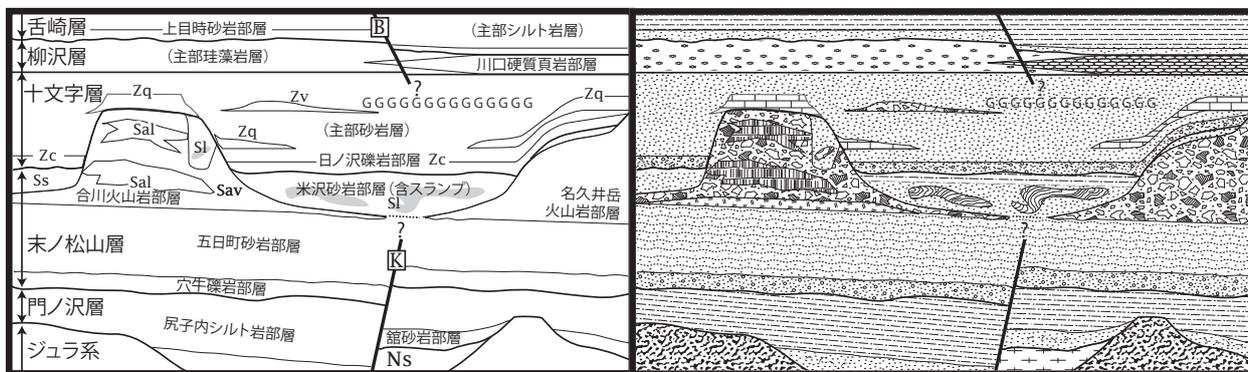
分布と構造 本地域内では、折爪断層西方の二戸市域・一戸町域に広く分布する。また、軽米町(大字)軽米、上館及び小軽米に分布する軽米層(吉田ほか, 1987)は、岩相及び堆積年代が一致することから、ここでは門ノ沢層に一括する。

地層は全体的に緩く傾斜し、25°以下のところが多い。走向は二戸市仁左平地域では北東-南東方向が卓越するが、白鳥川ぞいでは北北西-南南東方向(小林断層の走向)が卓越する。一戸町の小井田川や中里では走向は特定の方向をもたず、傾斜は10°以下と更に低角である。

層厚 模式地で最大層厚を示し、80mである(第5.16図, 付図3)。

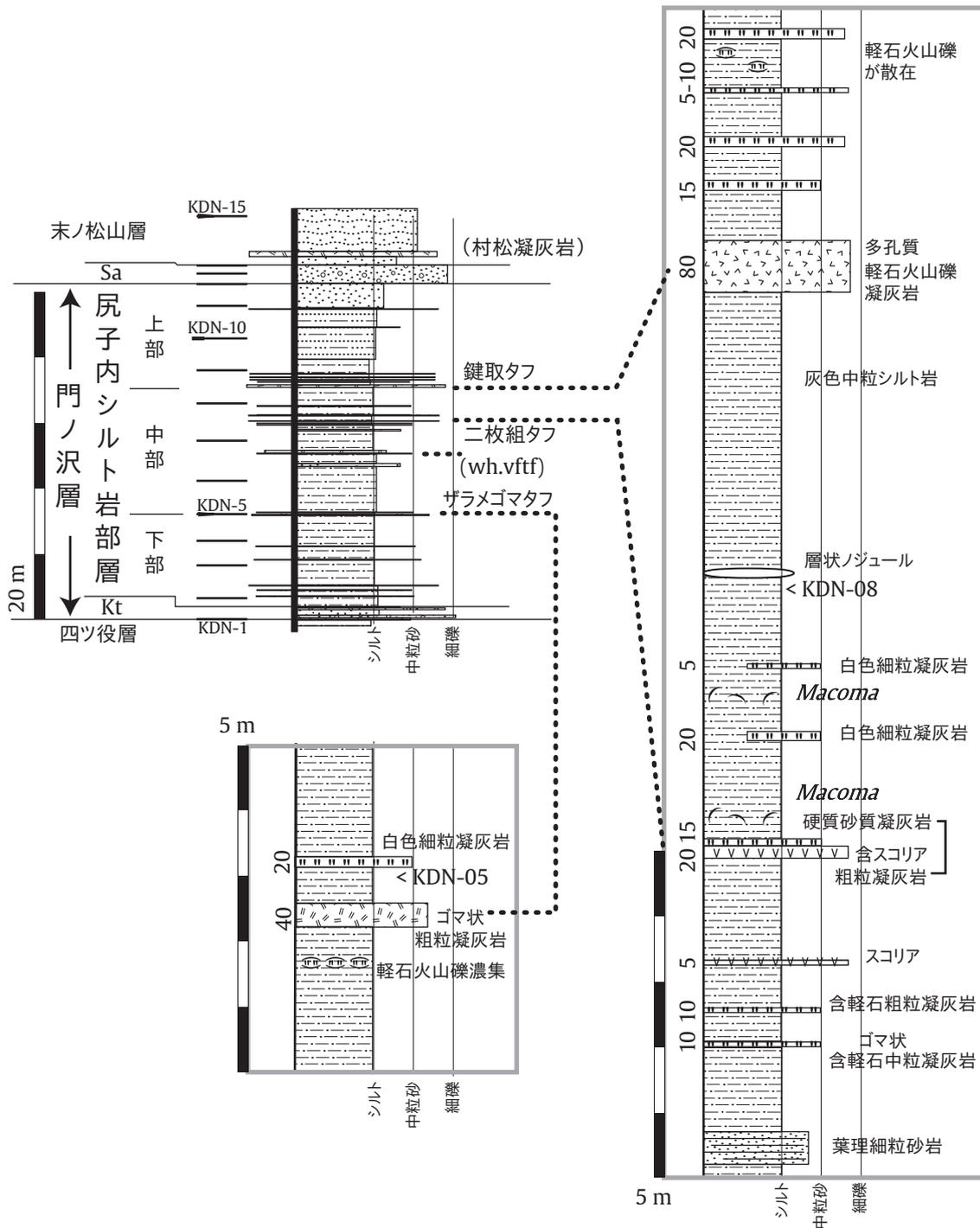
化石 本層の両部層から軟体動物が多産する。Murai(1976)は金田一温泉郷付近の馬淵川沿いに露出する本層から植物化石の産出を報告しているが、この周辺には局所的に四ツ役層双畑碎屑岩部層も露出しており、母岩記載の‘greenish fine sandstone’の色調から、この母岩は四ツ役層の可能性がある。

時代及び対比 門ノ沢層は秋田油田地域(池辺,



第5.15図 門ノ沢層から舌崎層までの層序発達概念図

馬淵川沿いに南北に断面をとり、各地層の層序を概念的に示した。Kは小林断層。Bは川口-盆野断層。両者は図上では上下関係にあるように描かれているが、投影上の幻像である。Ns: 仁左平層火砕岩, Sav: 合川火山岩部層火山砕屑岩相。Sal: 同部層溶岩相。Ss: 米沢砂岩部層整然相。Sl: 同部層崩壊関連相。Zc: 日ノ沢礫岩部層。Zq: 目時石灰質礫岩部層。Zv: 下斗米火山砕屑岩部層。GGGG...: 海緑石濃集砂岩。



第5.16図 模式ルートにおける門ノ沢層の柱状図

位置は付図2AのKDNルート。KDN-は鎮西(1979)のサンプリング層準。主柱状図の左に珪質碎屑岩と区別するために凝灰岩層だけを記した。ザラメゴマタフ、二枚組タフ、鍵取タフについては本文、(村松凝灰岩)については鎮西(1958a)参照。詳細柱状図の左の数字は層厚(cm)である。Ktは館砂岩部層、Saは穴牛礫岩部層である。(wh.vtf)は極細粒砂サイズの白色凝灰岩で層厚は90cmであって、鍵取タフと層厚がほぼ等しく紛らわしいが、粒径と層位が異なる。付図3(鎮西清高原図)をもとに作成。MacomaはMacomaの多産層準。

1962; 藤岡, 1968)の標準層序における西黒沢階に対比され、その時代は前期中新世の末期である。館砂岩部層から門ノ沢動物群が産出することから熱帯海中気候事件

(16.5-15 Ma; 鎮西, 1986)に対比される。尻子内シルト岩部層は珪藻化石帯のNPD3A-4A(17.0-14.6 Ma)に対比される。入月・松原(1994)は介形虫の分析から

門ノ沢層中部を 16 Ma に対比している。

古環境 潮間帯～内湾（館砂岩部層）及び外洋的環境（尻子内シルト部層）が示唆される。

5. 6. 1 館砂岩部層 (Kt)

定義 門ノ沢層基底を構成する砂岩・泥岩で、内湾棲の軟体動物化石（門ノ沢動物群）を産する地層を館砂岩部層と定義する。

地層名 Otuka (1934) の Tate Ostrea Beds に基づく。

先行層序区分 Otuka (1934) の Tate Ostrea Beds と同じ。同じ地層を早川ほか (1954) は白鳥砂岩部層と呼んだ。後に鎮西 (1958a) は層序単元の地理名称として館を採用し、館砂岩礫岩部層とした。以後、Tate sandstone Member (Chinzei, 1966)、館礫岩砂岩部層 (佐俣, 1976)、Tate Conglomerate and Sandstone Member (Matsubara, 1995a) と呼称されているが、これらは本部層に対比される (第 5. 1 図)。本部層は砂岩の他に礫岩も少量挟有するが、本報告では岩相名の単純化のため「礫岩」を削除した。

なお、「たて」は「館」, 「館」2 通りの漢字表記がある。5 万分の 1 地形図によれば昭和 28 年から 55 年まで「館」として表記されていたが、現在の地名表記は地形図上も二戸市の出版物も「館」となっている。また、Otuka (1934) を引用した畑井・中村 (1939) は「館 Ostrea 層」としている。このため本報告では「館」を採用した。

模式地 馬淵川支流の白鳥川流域の館付近 (鎮西, 1958a)。

分布と構造 二戸市金田一湯田, 仁左平, 白鳥川の館及び一戸町植山, 川原目, 女鹿に分布する。また、軽米町の外川目や上館にも局所的に分布する。

層厚 模式地の館付近では 5 m だが、北方の二戸市仁左平付近で厚くなり 30 m, その西側では 50 m に達する。一戸町では東部では 5 m 程度だが、西に向って厚くなり、30 m の層厚となる。軽米町では露出不良だが、同程度 (数～30 m) と判断できる。

岩相 基底には中礫を含む細礫砂岩が堆積しているところが多く、基底面には凹凸があるが、下位の四ツ役層を著しく削ってはいない。主体は青灰色砂岩で、細礫砂岩、泥質砂岩及び亜炭層を挟有する。砂岩は中粒砂岩が卓越するが、軟体動物化石（門ノ沢動物群）が密集することが多い (第 5. 13 図 C)。本部層の比較的上部に、カキの *Crassostrea gravitesta* の密集層が認められることが多い (付図 3)。

化石 本部層から保存のよい軟体動物化石が産出しており、Kadonosawa fauna (門ノ沢動物群, Otuka, 1939; 鎮西, 1963) と呼称され、*Anadara*, *Vicarya*, *Vicaryella*, *Tateiwaia*, *Cerithidea* などの潮間帯を示す内湾棲の軟体動物群集からなる。松原ほか (2004) は一戸町北館の本部層から産出したシジミガイ科 *Geloina* を報告した。本

属は中新世以降の日本では最北の産出となる。松原・小守 (2007) はオカミミガイ科 *Ellobium* を東北地方からの初産出を報告した。これらの化石群と現生種との比較により、マングローブ湿地の環境が推定される。山野井ほか (2010) は、二戸市館及び一戸町北館から NP-2 帯 (Yamanoi, 1992) の花粉化石及びマングローブのメヒルギ属の産出を報告している。従来より、本部層の堆積環境は熱帯的な内湾環境であったと推定されてきたが、特にマングローブを示唆する化石は、中新世の熱帯気候事変 (Tsuchi *et al.*, 1981) の影響範囲の北限を示唆するものである。

二戸市湯田及び尻子内では「下部門ノ沢統」から、デスモスチルス類化石の産出が報告 (松本, 1916; Shikama, 1966a, b) されている。その産出地点や層位については曖昧で、かつ標本も亡失した状態にあった。2011 年に 1 試料は再発見された (甲能ほか, 2012) が、産出層準は不明のままである (詳細は尻子内シルト岩部層で詳述する)。新たに大石・川上 (1984) が金田一の本部層からデスモスチルス化石を産出した。亀丸ほか (1995) は本部層の有孔虫化石分析を行っているが、尻子内シルト岩部層と合せての分析であるので、尻子内シルト岩部層の項目で述べる。

古環境 軟体動物化石及び花粉化石から熱帯的な内湾環境が示唆される。

時代及び対比 青木 (1960) は軟体動物群群集に基づいて、本部層を白鳥川階下部として秋田標準層序の西黒沢階に対比した。後述の軟体動物化石の分析によれば西黒沢階の中でも 16.5 – 15.0 Ma の極めて短かい時代に対比される (Tsuchi *et al.*, 1981)。

5. 6. 2 尻子内シルト岩部層 (Ks)

定義 門ノ沢層の主部でシルト岩が卓越する地層を尻子内シルト岩部層と定義する。なお、本地域で漸深海成泥岩がまとまって産するのはこの層準のみである。

地層名 Otuka (1934) の Sikonai alternation beds に由来する (第 5. 1 図)。ただし、現地名は「しりこない」と読む。

先行層序区分 本部層は Otuka (1934) の Sikonai alternation beds の他に、Tate scaly crushed black muds 及び細粒砂質泥岩からなる Kadonosawa beds も含む。また、早川ほか (1954) の尻子内頁岩部層と門ノ沢凝灰質砂岩部層を合せたものに相当する。鎮西 (1958a) 及び Chinzei (1966) の尻子内シルト岩部層あるいは Shikonai Siltstone に加えて鍵取細粒砂岩シルト岩部層あるいは Kagitori Sandstone を合せたものに相当する。つまり、これらの先行層序区分では本部層のうち上部の比較的粗粒な岩相を部層及び部層相当として細分していた。本報告では上部の比較的粗粒が岩相も含めて尻子内シルト岩部層とする。これは Matsubara (1995a) の定義と同じであ

る。

模式地 鎮西 (1958a) は二戸市の尻子内南方及び鍵取付近の白鳥川川岸一帯を模式地に指定したが、これは館橋下流から穴牛小橋 (穴牛) までが該当する。

分布 門ノ沢層の分布域と同じ。

層厚 模式地で約 75 m。数 10 m から最大で 100 m。

岩相 青灰色無層理のシルト岩が卓越する (第 5. 14 図 D, 第 5. 16 図)。風化すると白化しスレーキングを呈する。全体的に凝灰質で、数 mm 大の軽石の破片を含むことが多く、層厚数 cm ~ 10 数 cm 程度の凝灰岩層、細粒な軽石火山礫凝灰岩層・火山礫凝灰岩層をしばしば挟む (第 5. 16 図付図 3)。下位の双畑碎屑岩部層中の泥岩とは粒度は類似するが呈色や分級に違いがあり区別可能なことが多い。礫岩などの他の堆積相の有無からも判別可能である。

本部層は色調、凝灰岩層の挟在頻度及び粒度から下部、中部、上部に分けることができる。それぞれの境界は漸移的だが、白鳥川 (模式地) では便宜的に、後述する凝灰岩を境界とする。下部は暗灰色粘土岩~シルト岩を主体とする、暗い色調で細粒な岩相が卓越する。中部になると色調は青灰色~水色に漸移し、粒度もやや粗粒化しシルト岩が卓越するようになる。中部は凝灰岩層が頻繁に挟有する。特に、特徴的な凝灰岩が 2 層準あり、下位から「ザラメ (ゴマ) タフ」 (第 5. 16 図, 付図 3 の KDN-05 の直上)、「二枚組みタフ」 (第 5. 16 図, 付図 3 の KDN-07 と 08 の間) と通称されることがある。「ザラメ (ゴマ) タフ」はいわゆるゴマシオの岩相を示すもので、有色鉱物・岩片を含む、優白色な粗粒砂サイズの凝灰岩で、層厚は 40 cm である。この凝灰岩層を中部の基底とする。「二枚組みタフ」は下位の細粒なスコリア質火山礫凝灰岩層 (層厚 20 cm) と硬質な砂質凝灰岩層 (層厚 15 cm) との組みからなる。中部と上部の境界には層厚 80 cm の軽石火山礫凝灰岩層が挟在する (第 5. 16 図)。本報告では、これを鍵取タフを呼称する。名称は鎮西 (1958a) の鍵取細粒砂岩・シルト岩部層の基底に位置することによる。

上部はやや砂質になり、シルト岩と細粒砂岩が斑状に混在する。全体として塊状で凝灰岩の挟有は稀で、層理に乏しい。上部は、上述のように、かつては Kadonosawa beds (Otuka, 1934)、門ノ沢凝灰質砂岩部層 (早川ほか, 1954)、鍵取細粒砂岩・シルト岩部層 (鎮西, 1958a)、Kagitori Sandstone (Chinzei, 1966) として別部層とされていた。

化石 尻子内シルト岩部層は館砂岩部層ほどではないが豊富な軟体動物化石を産し、本部層下部から沖合泥底を示唆する軟体動物群 (尻子内動物群, 鎮西, 1963)、上部から冷温帯を示唆する「塩原-耶麻型動物群」 (鎮西, 1979) の産出が報告されている。また上部からは軟体動物の *Rexithaerus* の新種 *R.shiratoriensis* が報告されてお

り、同属の化石記録から、本属は北東太平洋からの北西太平洋に分布を広げたことが示唆されている (Matsubara, 1994)。

脊椎動物化石についての報告も古くからあり、古くは 1916 年に湯田及び尻子内 (尻子内の誤字と思われる) からのデスマスチルス類の産出報告 (松本, 1916) がある。産地から本部層または下位の館砂岩部層からの産出と判断される。この標本は所在が不明であったが 2011 年に東京大学で再発見され、もともとの発見は 1890 年代である (甲能ほか, 2012)。明治・大正期から本地域でのデスマスチルス類の産出は知られていた (甲能ほか, 2012) が、学術的に明確な報告は 1930 年代になってからである (Nagao, 1937)。その産出層準は尻子内シルト岩部層と推定されている (大石ほか, 2010)。また、大石ほか (1999) は二戸市金田一字石淵から産出した、とされるケントリオドン科の歯鯨化石を報告している。この母岩の石灰質ノジュールから NPD3B (16.4-16.0 Ma) の珪藻化石が産している (柳沢幸夫氏鑑定)。また、門ノ沢層からの再堆積と考えられる哺乳類化石が末ノ松山層穴牛礫岩部層から産している (大石ほか, 2010。末ノ松山層穴牛礫岩部層の項目で述べる)。

時代及び対比 珪藻化石分析 (Maruyama, 1984, Akiba, 1986) によれば前期中新世の最末期から中期中新世の前半を指し、17.0-14.6 Ma になる。

佐俣 (1976) は本部層から浮遊性有孔虫を検出することはできなかったが、本部層に累重する末ノ松山層 (五日町砂岩部層) を Blow (1969) の N.8 帯に対比し、本部層も N.8 帯に対比される可能性が高いことを示唆した。続いて小泉 (1979) の先駆的研究がある。ただし、*Denticula lauta* など、その後の系統分類学的研究により種概念が改訂されたものがあるので注意が必要である (以下、属名を略すと混乱するので、略さない)。

続いて、Maruyama (1984) は模式地の白鳥川で珪藻化石の検討を行い、中部・上部 (第 5. 16 図, より正確には付図 3 の KDN-6 より上の層準が該当する。付図 3) から *Denticulopsis lauta* 及び *Denticulopsis kanayae* (今日の分類体系では *Crusidenticula kanayae*) の初産出を報告している (下部は珪藻不産出)。また、Akiba (1986) は産出リストは提示していないが、本層の珪藻化石帯の対比結果を次のように報告している。最下部を *Denticulopsis kanayae* 帯、下部を *Denticulopsis lauta* 帯、上部を *Denticulopsis praelauta* 帯に対比したこれらの珪藻化石分析による年代は概ね一致し、いずれも前期中新世の最末期から中期中新世の前半を指し、17.0-14.6 Ma になる。注目すべきは、*Crusidenticula kanayae* が 17.0 Ma に初産出となり、多産層準の上限は 16.7 Ma と化石帯の期間が狭いことである。Maruyama (1984) と Akiba (1986) とでは *Crusidenticula kanayae* の産出層準が異なっているが、化石種の出現層位にもとづく上部

の *Crusidenticula kanayae* は再堆積の可能性がある。上部の *Crusidenticula kanayae* の産出を無視し、今日の珪藻化石層層に適合させると最下部は NPD3A (*Crusidenticula kanayae* 帯, 17.0–16.7 Ma), 下部は 3B (*Denticulopsis praelauta* 帯, 16.7–16.0 Ma), 上部は 4A (*Denticulopsis lauta* 帯, 16.0–14.6 Ma) となる (第 2. 3 図)。

古環境 入月・松原 (1994) は介形虫の分析結果から、門ノ沢層の堆積環境変遷を次のように推定した。下部から中部の地層の堆積時には暖流影響下の沿岸域から内湾をへて漸深海帯以深の環境となったが、中部から上部の地層の堆積時には下部浅海帯から沿岸域の環境に変化した。底生有孔虫については亀丸ほか (1995) は次のような指摘を行っている。館砂岩部層では下部から *Ammonia tochiensis* が頻出するなど浅海棲温暖種が卓越し、上部からは浅海棲の群集が認められる。尻子内シルト岩部層では下部の下位層準では上部漸深海帯の群集に加えて浅海棲を示す種も含まれ、上位層準では浅海棲群集を産し、中部では浅海棲と上部漸深海帯の群集が混在している。中部より上の層準では貧酸素を示唆する *Bolivina* spp. が多産することから、暖流の影響は低減し、かつ水塊の循環が悪化し底層水が停滞するような閉鎖的内湾の環境に移行したと示唆される。上部では浅海棲の割合が増加しているが、一方で全有孔虫に占める浮遊性有孔虫の割合が増加することから、外洋的性格は強まったと指摘した。

5. 7 末ノ松山層 (Sa, Si, Sav, Sal, Sai, Sn, Ss, Sl)

定義 門ノ沢層 (泥岩主体) に累重する砂岩を主体とし、不整合で上限を限られる地層を末ノ松山層と定義する。本層は、下位より穴牛礫岩部層、五日町砂岩部層、合川火山岩部層、名久井岳火山岩部層及び米沢砂岩部層にわかれる (第 2. 2 図)。

穴牛礫岩部層は基底礫岩・砂岩である。五日町砂岩部層に凝灰質な砂岩で、穴牛礫岩部層を整合に覆う。五日町砂岩部層を覆って溶岩・凝灰角礫岩が卓越する地層が 2 カ所局所的に分布する。南側のものを合川火山岩部層、北側のものを名久井岳火山岩部層と呼ぶ。合川火山岩部層は貫入岩を伴う。こらら火山岩類の上位には再び砂岩が発達し、米沢砂岩部層と呼ぶ。米沢砂岩部層は整然相と崩壊関連相に分けられる。

地層名 Otuka (1934) の Suenomatyama Series に基づく。

先行層序区分 早川ほか (1954) は末ノ松山層として層序单元名称を改訂した。以降、門ノ沢層や上位の留崎層 (本報告では十文字層) との混乱 (第 5. 1 図, 5. 1 研究史を参照) もあったが、鎮西 (1958a), Chinzei (1966), 佐保 (1976), Matsubara (1995a) などにおいて一貫して地層名は継承されている。

模式地 鎮西 (1958a) は、二戸市・一戸町境界の浪

うちとうげ
打峠 付近及びその北側斜面一帯に模式的に分布するとしている。ここでは模式地として二戸市穴牛、馬仙峡の
おおほうがけ
大崩崖、合川、二戸市米沢から十文字までの十文字川川岸を指定する。

層厚 合川火山岩部層の分布の縁辺部では本層の総層厚は 200 m 程度である。合川火山岩部層の模式地合川では合川火山岩部層が厚く 300 m 以上あるが、合川火山岩部層の上限は剝削されて現存しないため、合川での末ノ松山層の層厚は 400 m 以上となり、これが本層の最大層厚を示す。

分布と構造 一戸町では浪打峠の山地、楯山南方の山地、西法寺から中里・女鹿にかけて、二戸市では馬淵川東岸域に広く分布し、西岸の十文字や米沢にも分布する。

地層は 20° 以下の低角で傾斜している。二戸市・一戸町の境では浪打峠を通る西北西-東南東方向の軸をもち、翼の開いた向斜が発達している (浪打峠向斜; 鎮西, 1958b)。二戸市の馬淵川沿いでは東西方向の軸をもち、翼の開いた向斜が発達している (米沢構造盆地; 鎮西, 1958b)。これらの向斜は翼角が大きく向斜軸線の位置は不明瞭なため地質図では表現していない。

層序関係 下位の門ノ沢層を部分不整合 (一部剝削) ながら、多くは整合に覆い、上位の十文字層に不整合に覆われる (第 5. 15 図)。一戸町の地切や猿ヶ沢において門ノ沢層は欠如し、本層が四ツ役層を直接覆う。本層の各部層の関係はそれぞれ整合であるが、穴牛礫岩部層が欠落して、門ノ沢層を五日町砂岩部層が直接覆うところもある。合川火山岩部層については層序関係が複雑なので部層の項目で特別に述べる。

化石 本層の砂岩・礫岩からは軟体動物等を豊富に産する。

時代及び対比 前期中新世の後期から中期中新世の前期。

古環境 化石と堆積相から浅海の環境が示唆される。

5. 7. 1 穴牛礫岩部層 (Sa)

定義 末ノ松山層の最下部を占める、斜交層理が発達している礫岩卓越層を、穴牛礫岩部層と定義する。本部層は末ノ松山層の基底礫岩に位置づけられる。

地層名 Otuka (1934) の Anasi Sands に由来する。

先行層序区分 鎮西 (1958a), Chinzei (1966), 佐保 (1976) 及び Matsubara (1995a) などで、ほぼ一貫して地層名は継承されている (第 5. 1 図)。

模式地 二戸市白鳥川川岸の穴牛小橋 (付図 2A の KDN11, 第 5. 14 図 E)。

分布と構造 二戸市の馬淵川東岸域、及び一戸町の浪打峠の丘陵や楯山南方の丘陵、西法寺付近に分布するが、一戸町の地切や猿ヶ沢では門ノ沢層と本部層・五日町砂岩部層が欠落し、米沢砂岩部層が四ツ役層を直接覆っている。北部の金田一湯田では本部層は欠如し、門ノ沢層

は直接、五日町砂岩部層に覆われる。

本部層の傾斜は小さい (<20°) が大局的には、北～北東傾斜を示す。ただし、模式地や一戸町^{たいらふね}平船・楢山に対して、より北方の二戸市仁左平では、本部層は傾斜から予想されるよりも高所に分布している。これは小林断層によって東側の仁左平地域が隆起しているためである。

岩相 粗粒砂岩、礫質砂岩、細粒～中粒礫岩からなり(第5. 14 図 E)、砂岩は青灰色から灰色を呈し、またシルト岩の薄層を挟むことがある(付図3)。礫種はジュラ系の粘板岩や安山岩からなるが、保存のよい軟体動物化石も礫として含まれる。含まれる化石はホタテ科が卓越する(第5. 14 図 F)。一般に斜交層理が顕著で、粉碎された貝殻片からなるところでは上位の米沢砂岩部層や十文字層の礫岩と混同しやすい(Otuka, 1934)。合川周辺では、門ノ沢層尻子内シルト岩部層由来の偽礫を含むことがある。

化石 本部層からは軟体動物化石が豊富に産する(Otuka, 1934, 鎮西, 1958a, Chinzei, 1966, 松原, 1994 など)。大石ほか(2010)は一戸町女鹿川の中崎に分布する本部層の礫から *Desmostylus* の臼歯の産出を報告している。ただし、母岩は門ノ沢層のノジュールの再堆積と判定されている。同じ中崎のほぼ同じ層準から、大石ほか(1999)はケントリオドン科の歯齧化石の産出を報告している。

時代及び対比 上下の地層の堆積年代より、前期中新世の末期から中期中新世の前期と判断される。

古環境 松原(1994)は本部層の軟体動物化石を検討した結果、門ノ沢動物群は含まれず、ほとんどが古期塩原耶麻動物群を構成する種であることを指摘した。上位の五日町凝灰質砂岩部層からは温暖な軟体動物群集及び浮遊性有孔虫群集(佐俣, 1976)が報告されていることから、本部層堆積時には一時的に寒流が強まり、上位の五日町凝灰質砂岩部層堆積時には再び暖流が強まったと推定されている(松原, 1994)。

5. 7. 2 五日町砂岩部層 (Si)

定義 末ノ松山層の下部を占める、細粒砂岩が卓越する砂岩層を五日町砂岩部層と定義する。

地層名 Otuka (1934) の Itukamati muddy sands に由来する。

先行層序区分 鎮西(1958a)、Chinzei(1966)、佐俣(1976)及び Matsubara(1995a)、五日町凝灰質砂岩部層、Itsukamachi Sandstone、五日町凝灰質泥質砂岩部層として、岩相名に若干の異同があるものの、ほぼ一貫して地層の地理的名称は継承されている(第5. 1 図)。しかし、本報告では層序単元名称の単純化(日本地質学会編訳, 2001)のため「砂岩部層」とした。なお、鎮西(1958a)は本部層の下部に挟有される凝灰岩を村松凝灰岩部層と

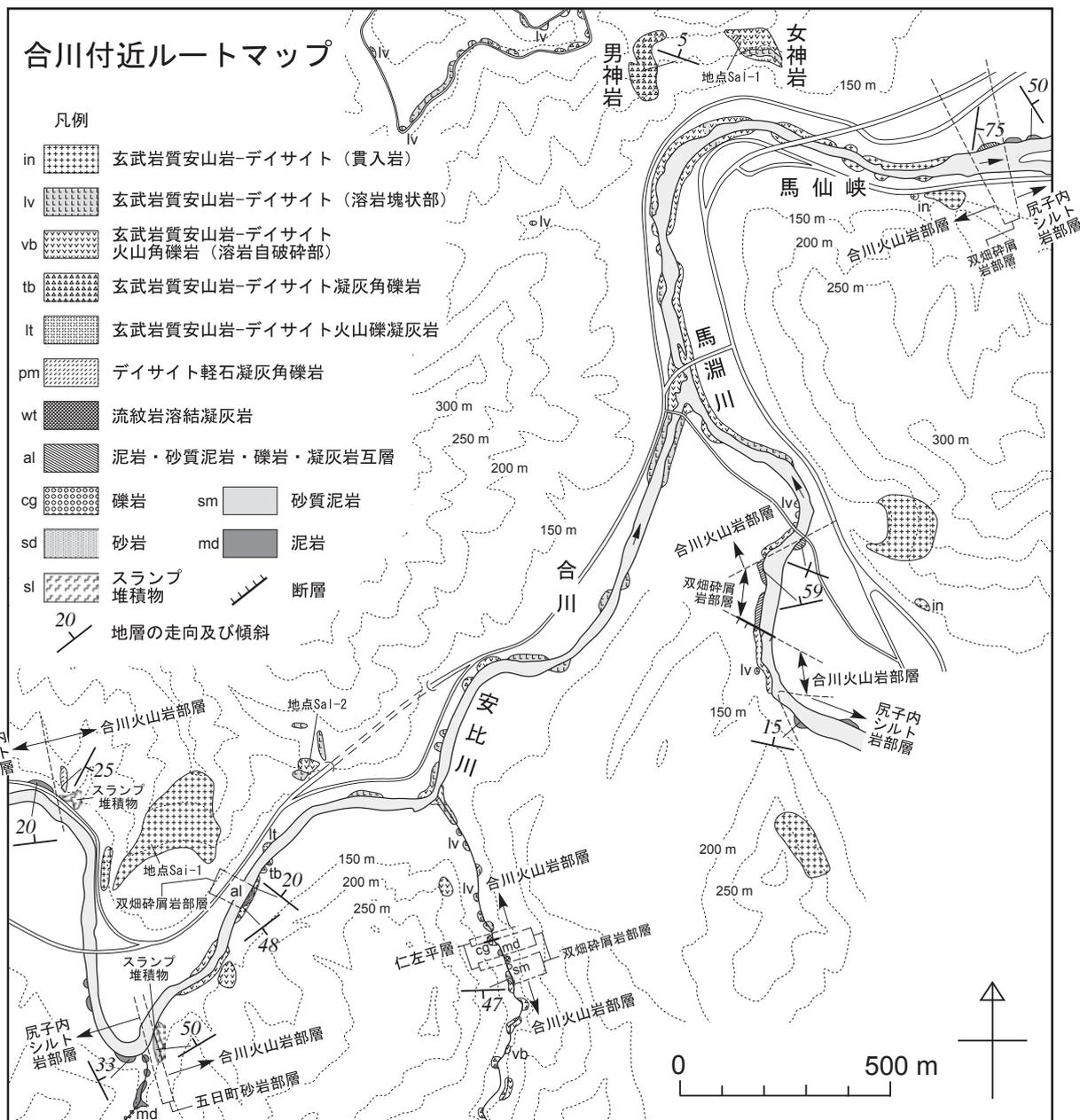
設定した(第5. 1 図, 第5. 16 図)が、本報告では五日町砂岩部層に含めている(第5. 1 図, 付図4)。更に、鎮西(1958a)は五日町凝灰質砂岩部層の北辺相として新田粗粒砂岩部層を、Chinzei(1966)は南辺相として Tsukidate Sandstone を設定したが、本報告ではそれらは本部層に含める。

模式地 鎮西(1958a)は二戸市五日町の岩谷橋^{いわやぼし}付近の白鳥川川岸を模式地に指定している。しかしながら、ここでは上位層の合川火山岩部層との関係が分からない。一方、二戸市馬仙峡の大崩崖では本部層に合川火山岩部層が累重していることが観察できる(第5. 17, 5. 18 図, 付図4)が、下位の穴牛礫岩部層との境界より10 m 程度上位の層準から上が露出しているため、穴牛礫岩部層との関係は見ることはできない。ただし、その上流400 m の地点(水力発電所付近)では、穴牛礫岩部層及び本部層が門ノ沢層に対して不整合で累重し、門ノ沢層は一部削割されている(鎮西, 1958a)。このように、大崩崖付近としては下位層・上位層との境界を観察できるため、馬仙峡の大崩崖付近を副模式地に指定する。

分布と構造 模式地を中心として、馬淵川東岸の二戸市に広く分布する。より南方の一戸町では女鹿・中里など馬淵川西岸にも分布する。一戸町の馬淵川西岸や、二戸市北部の金田一湯田より北にも分布するが、岩相は模式地より粗粒になる(Chinzei [1966] の Tsukidate Sandstone, 鎮西 [1958a] 及び Chinzei [1966] の新田粗粒砂岩部層, 第5. 1 図)。本部層は穴牛礫岩部層同様、傾斜が緩く (<20°)。大局的には北東～北傾斜を示す。

岩相 模式地周辺(白鳥川流域や馬淵川馬仙峡)の岩相に対してそれ以外ではやや粗粒になる。模式地では塊状の凝灰質細粒砂岩が卓越するが、場所により、極細粒、または中粒砂岩となる。層理は不明瞭なことが多い(付図4)。新鮮な破断面は青灰色で風化すると黄白色となる。砂岩からはシルトパイプの生痕化石(*Rosselia*)が多産する(第5. 19 図 A)が、模式地周辺以外では顕著ではない。模式地周辺では本部層の下部に層厚20 m 程度(10 m 以下の部分も多い)の著しく凝灰質な砂岩が挟在し(第5. 16 図, 付図3)、鎮西(1958a)はこれを村松凝灰岩部層と呼称した(第5. 1 図)。村松凝灰岩部層は斜交層理が形成されているのが特徴で、ほとんど貝殻片からなる単層が斜交層理に含まれることがある。

模式地より北方の二戸市の仁左平周辺では塊状凝灰質砂岩が発達するが、粒度は極細粒砂から粗粒砂まで多様で、しかも層厚は薄い。北方へ向って粗粒化するが、同時に細粒砂岩、シルト岩など、粒度が異なる単層も含まれ、それらは数10 cm の層厚で互層する(第5. 19 図 B)。模式より南方でも粗粒化の傾向があり、本部層は数 mm 程度の軽石片を多く含み、粗粒な砂岩を主体とする岩相に移化する。南方の単層は層厚1 m 以上のものが多く、層厚にして数 m が露出するような露頭では成層構造が



第5. 17 図 一戸町合川付近における馬淵川・安比川沿いのルートマップ
分布域が小さく、凡例と照合しにくいものについては記号を付した。

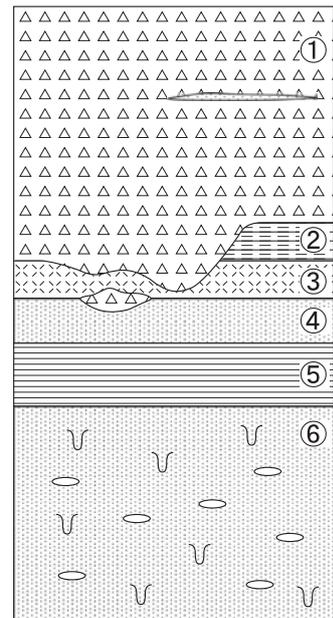
認定できないことも多い。

化石 軟体動物は普通に産し、Otuka (1934) や鎮西 (1958a) のほか、増田・大石 (1990) などの報告がある。増田・大石 (1990) では産出層準は末ノ松山層新田砂岩部層とされているが、これは本報告の五日町砂岩部層に統合されている。増田・大石 (1990) によると産出した軟体動物化石は広義の門ノ沢動物群に比較される群集で、*Saccella-Cyclocardia* 群集を含む。この群集は暖温帯～冷温帯 (一部亜寒帯) における浅海帯上部の海岸に近い環境を示唆する。

また、デスモスチルス類の骨格化石も産出しており

(大石ほか, 1990), 増田・大石 (1990) は随伴して産出した軟体動物化石の報告である。このデスモスチルス類 (大石ほか, 1990) についてはその後の研究で、*Paleoparadoxia* とされている (長谷川ほか, 1999)。

時代と対比 以下で述べるように前期中新世の最末期～中期中新世の最初期である。小泉 (1979) は馬仙峡に露出する本部層 (付図4) の珪藻化石帯を *Denticula lauta* 帯としている。秋葉 (1977a) も産地は不明だが同様の結果を得ている。小泉 (1979) の *Denticula lauta* 帯は今日の NPD3B (16.4–16.0 Ma) または 4A (16.0–14.6 Ma) に対比されるが、その後の研究 (Maruyama,



合川火山岩部層
↑
↓
五日町砂岩部層

10 m

- | | | | |
|--|---------------------------|--|-------|
| | デイサイト凝灰角礫岩 | | |
| | デイサイト軽石凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩互層 | | |
| | 泥岩・砂岩・礫岩互層 | | |
| | 砂岩・軽石火山礫凝灰岩互層 | | 生物擾乱 |
| | 砂岩 | | ノジュール |

第5. 18 図 合川火山岩部層と五日町砂岩部層の境界部の産状露頭写真（左）と同地点における地質柱状図（左）。二戸市前田対岸の地点 Sav-1（通称「大崩崖」、付図 2A）。

1984；Akiba, 1986）により，下位の門ノ沢層上部が NPD4A に対比されているため，本部層も 4A となる。また，佐俣（1976）及び尾田ほか（1983）は浮遊性有孔虫化石の分析から，本部層を米谷（1978）の PF1（Blow の N.8 帯とほぼ同時期）及び Blow（1969）の N.8 帯（16.4–15.1 Ma，年代は Nathan and Leckie, 2003）に対比している（第 2. 3 図）。

古環境 介形虫の分析を行った Irizuki and Matsubara（1995）によれば，本部層下部では冷温型の沿岸種が，上部では温暖型の沿岸種が多い。また，本部層上部の温暖種は門ノ沢層の温暖種とは種構成が異なっている。底生有孔虫（亀丸ほか，1997）でも貝化石同様（増田・大石，1990），本部層からは上部–中部浅海帯の群集が認められる。一方で，門ノ沢層でよく産出した種（亀丸ほか，1995）は産出せず，逆に，末ノ松山層でよく産出した種は門ノ沢層からは稀で，両層では群集組成が異なる。この結果は介形虫の結果と調和的である。つまり，本部層堆積期には門ノ沢層上部に見られた浅海化が更に進行し，再び温暖な環境下に置かれたが，温暖期としては門ノ沢層堆積期と本部層堆積期とは連続していないことが

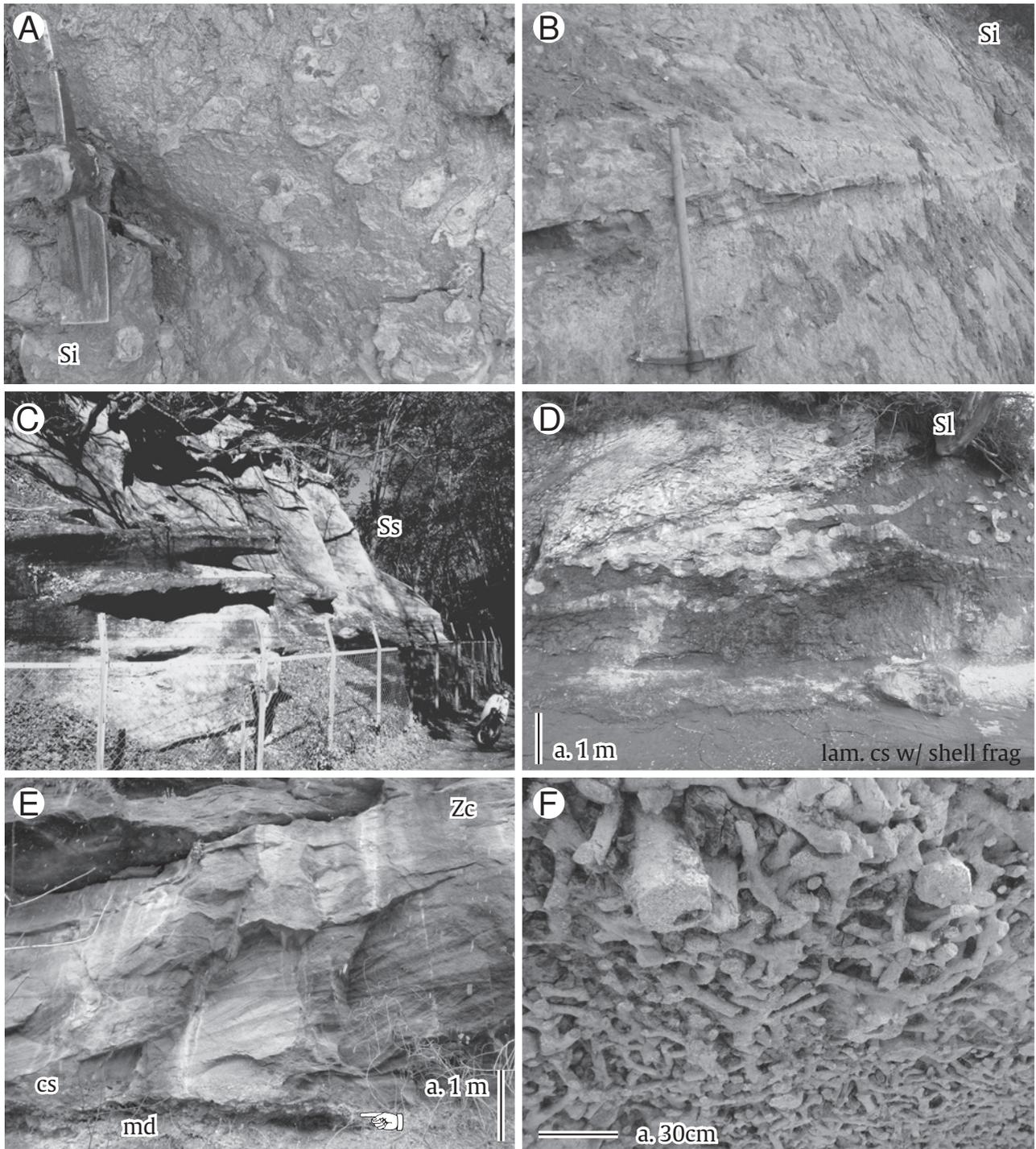
示唆された。

5. 7. 3 合川火山岩部層 (Sav, Sal, Sai)

定義 末ノ松山層に挟在する玄武岩質安山岩～デイサイト質の火山岩を主体とし，本地域の南部，二戸市・一戸町の境界付近に広く分布する地層を合川火山岩部層と定義する。本部層には同質の貫入岩も含める。

地層名 大塚（1933）及び Otuka（1934）の「合川安山岩」Aikawa andesite に由来する。鎮西（1958a）により「合川安山岩及び火砕岩部層」とされたものと同じであるが，本部層の岩質は玄武岩質安山岩～デイサイトの広い範囲に及ぶことから，部層名に岩質名を含めることを避け，「合川火山岩部層」と改称する。

先行層序区分 本部層は，早川ほか（1954）による鳥越安山岩及び集塊岩の一部，Chinzei（1966）による Aikawa andesite，佐俣（1976），大口ほか（1986）及び Matsubara（1995a）による合川安山岩部層に相当する。奥村ほか（1998）や對島ほか（2002）のような土木～応用地質の分野で鳥越安山岩（類）と呼称されるものにほぼ相当する。



第5. 19図 末ノ松山層及び十文字層基底の露頭
 写真地点位置の註記のないものは付図2A.

A: 末ノ松山層五日町砂岩部層 (Si). シルトパイプが著しく発達する. 二戸市石切所西方の地点 Si-1 (地点位置は付図2B). B: 図幅北部の五日町砂岩部層 (Si). 成層構造が発達している. 二戸市金田一の小野の地点 Si-2. C: 米沢砂岩部層の整然相 (Ss). 「浪打峠の交叉層」として有名. 二戸市・一戸町境界の浪打峠地点 Ss-1. D: 米沢砂岩部層 (Si) の崩壊関連相. 二戸市十文字川の最下流, 地点 JMJ-1 と 2 の間で新幹線橋梁の真下. lam.cs w/ shell frag は含貝殻片葉理粗粒砂岩. E: 十文字層日ノ沢礫岩部層 (Zc). 下位の泥岩 (md) は米沢砂岩部層の崩壊関連相. 二戸市十文字川の下流の十文字, 地点 Zc-1. F: 基底に発達する生痕化石. E の手のマークで示される場所は礫岩層が崩壊しており, その下から見上げたもの.

模式地 二戸市合川付近の馬淵川沿い（馬仙峡、鎮西1958a）。模式地付近のルートマップを第5. 17図に示す。

層序関係 本部層は、二戸市石切所^{いしきりどころ}付近で下位の五日町砂岩部層を整合に覆うが（第5. 18図）、一戸町^{いたた}似鳥～鳥越付近では五日町砂岩部層が欠如し、門ノ沢層尻子内シルト岩部層あるいは四ツ役層双畑碎屑岩部層を不整合に覆うことがある。また、本部層の上限は米沢砂岩部層に整合（一部不整合）、または十文字層に不整合に覆われる。本部層の貫入岩相（Sai）は、仁左平層と本部層の溶岩相及び火山碎屑岩相に貫入する。

分布 本部層は二戸市・一戸町の境界に広く分布する。具体的には二戸市石切所～一戸町似鳥にかけて分布し、模式地の合川付近を中心とした地形的高まりを構成する。合川付近において最も層厚が厚く、また、溶岩相・貫入岩相が卓越的に分布することから、かつての火山活動の中心は合川付近に存在したと判断される。この火山体は、二戸市上里^{うわぎ}付近を通る北北西-南南東方向の少なくとも3本の断層（トノミ断層）によって分断され、上下方向に変位している。

層厚 最大層厚は、模式地付近で約300mである。模式地から離れるに従い、層厚は減少・尖滅する。

岩相 本部層は、火山碎屑岩（Sav）、溶岩（Sal）、貫入岩（Sai）の3つの岩相から構成される。火山碎屑岩と溶岩は指交関係にあり、合川付近に近づくほど溶岩相の割合が増加し、遠方へ行くほど火山碎屑岩相の割合が増加する。

火山碎屑岩相（Sav）：玄武岩質安山岩～デイサイト質の火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩からなり、礫岩、凝灰質砂岩、砂岩、泥岩、スランプ堆積物を伴う。火山碎屑岩を構成する火山岩礫は、緻密な火山岩で構成される場合が多いが、スコリアあるいは軽石からなる場合もある。軽石質の火山碎屑岩は、本部層の最下部で見られることが多い（例えば第5. 18図）。火山碎屑岩の粒径は、二戸市石切所よりも南西側では大礫大以上が卓越するのに対し、北東側では中礫大以下が卓越し、合川付近から離れるに従い徐々に細粒化する。火山碎屑岩の層厚も北東に向かって薄化していく。最終的には砂岩中に尖滅する。

二戸市石切所より北東側での主要な岩相は、火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩の互層である（第5. 20図C）。火山礫凝灰岩は、礫支持で淘汰が良く、弱い成層構造が見られるものが多い。火山礫は、発泡の悪いスコリアや軽石を主体としており、一部では放射状の冷却節理を持つものが見られる。凝灰質砂岩は、粗粒～中粒砂大が卓越するが淘汰が悪く塊状で、しばしば火山礫が混じり、生痕化石や貝化石、貝化石の印象化石を含むことが多い。

二戸市大村の朝日観音（地点Sav-3、付図2A）では、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、礫岩、砂岩からなる互層が見られる。この露頭の上半部で卓越する凝灰角礫岩は、

単層の厚さが3～4mで、いずれも基質支持・正級化構造を示し、上方に火山礫凝灰岩層に移化する（第5. 21図）。凝灰角礫岩は、発泡度や色の異なる複数種類の玄武岩質安山岩～安山岩の礫から構成され、放射状の冷却節理を持つ岩塊を含むことがある。礫の大きさは大礫大から巨礫大で、ところにより長径1mを越えることもある。礫の円磨度は角礫～亜角礫主体であるが、一部で亜円礫も含む。ところにより凝灰角礫岩層は下位の地層を削り込む。以上の特徴から、これらの堆積物は重力流によるものと判断される。

この露頭の中部では軽石質の火山碎屑岩が卓越するが（第5. 21図）、中部の比較的上位の層準は砂質泥岩泥岩もしくは砂岩からなる基質に、直径30cm以下の白色軽石の角礫が散在する特異な岩相を示す。下部では砂岩卓越層が8mほど続くが、その下位は第5. 20図Cと同様な火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩の互層となる（第5. 21図）。

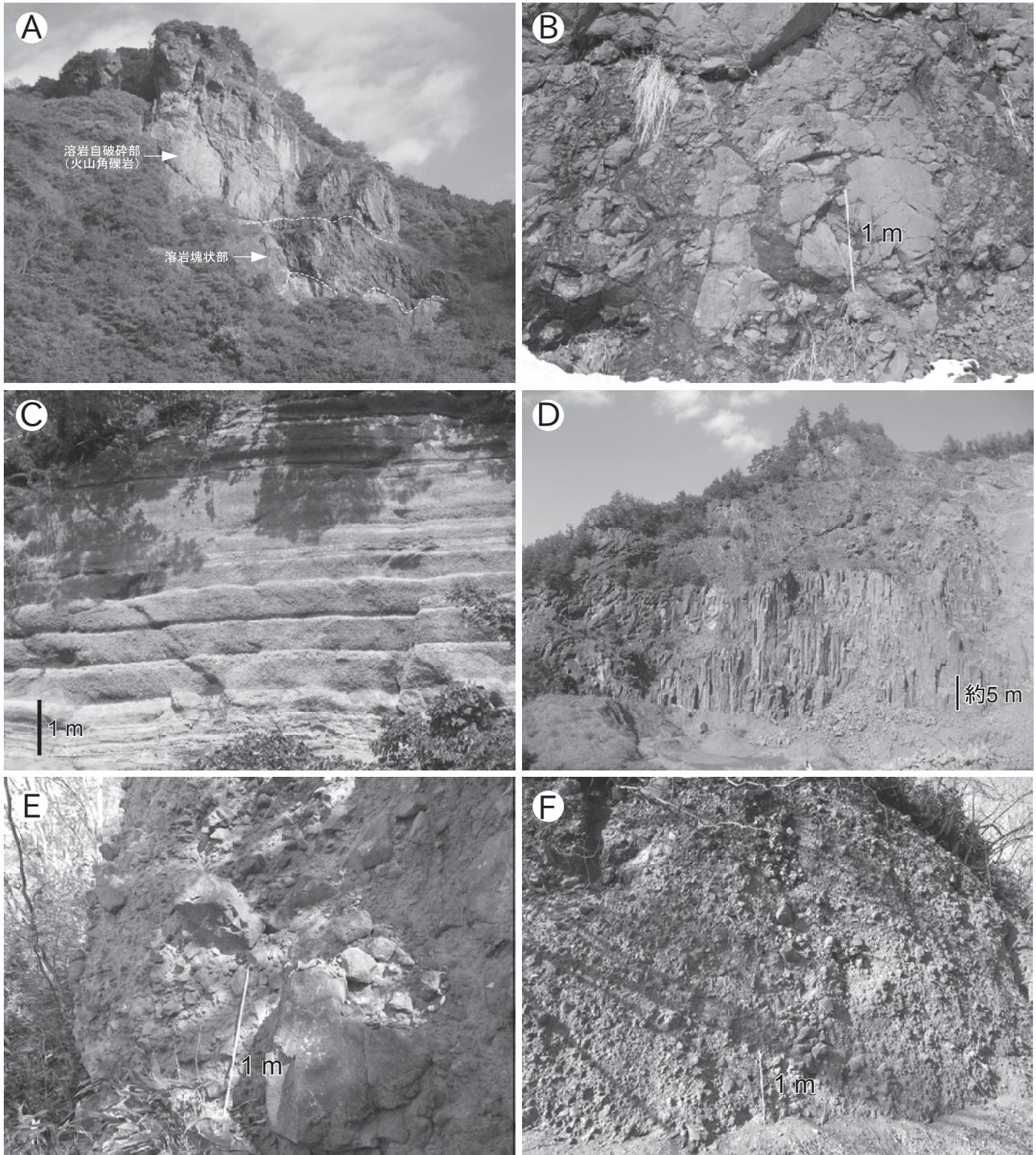
二戸市石切所より南西側においては、上述した凝灰角礫岩と同様の堆積物が卓越するが、凝灰角礫岩単層の厚さはより厚化するとともに、塊状無層理のものが多くなり、砂岩や泥岩等の非火山性堆積物の挟在は稀となる。本部層の凝灰角礫岩の模式的な岩相は、二戸市大崩崖^{おおほうがけ}で観察される（第5. 18図）。ここでの凝灰角礫岩は、層厚40m以上で、下位層を大きく削り込んでいる様子が観察される。この凝灰角礫岩は、塊状無層理であり、レンズ状の砂岩を一部で挟むものの、流下堆積単位を詳細に判別することは困難である。

一戸町似鳥付近では、本部層の基底部にしばしばスランプ堆積物が認められる（第5. 17図）。スランプ堆積物は層厚10m程度で、本部層の凝灰角礫岩、五日町砂岩部層起源の砂岩、尻子内シルト岩部層起源の泥岩などから構成される。

溶岩相（Sal）：玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩からなり、塊状溶岩あるいは水冷破碎溶岩（火山角礫岩）として産する（第5. 20図A、B）。模式地付近（第5. 17図）において主に認められるのは、この岩相である。水冷破碎溶岩は、全体にジグソー割れ目が形成され、様々な程度に解離しつつある多様な岩相が認められる（第5. 20図B）。これらの水冷破碎した岩相は、しばしば塊状溶岩へと側方に岩相変化する（第5. 17図）。塊状溶岩の部分には、しばしば柱状節理が発達している。

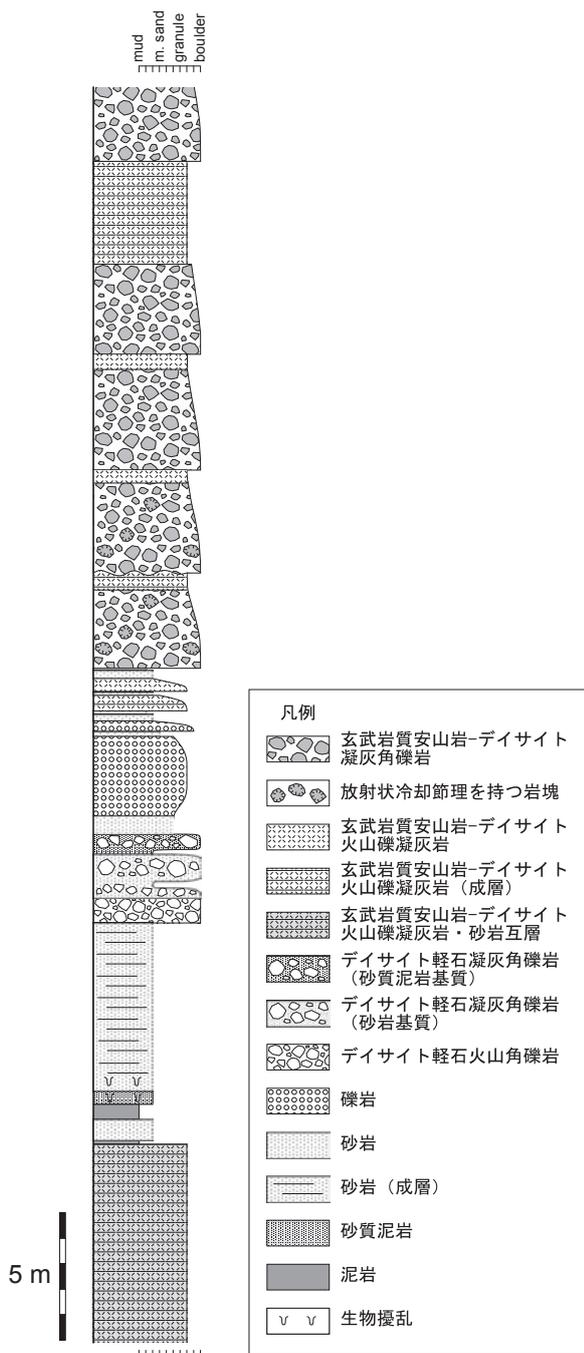
貫入岩相（Sai）：玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩からなる。いずれの貫入岩も岩株状の形態を示し、周囲の岩石よりも硬いため、突出した地形を形成することがある。露頭では塊状の岩体として産し（第5. 20図D）、顕著な柱状節理や板状節理が発達していることが多い。本岩相は、概して溶岩相や火山碎屑岩相の岩石よりも、変質が進んでいる傾向がある。

岩石記載・全岩化学組成



第 5. 20 図 合川火山岩部層及び名久井岳火山岩部層の露頭写真

A: 合川火山岩部層溶岩相 (Sal) の水冷破碎溶岩 (火山角礫岩) と溶岩塊状部。二戸市女神岩の地点 Sal-1 (付図 2A)。B: 合川火山岩部層溶岩相 (Sal) の水冷破碎溶岩 (火山角礫岩)。水冷破碎によるジグソー割れ目が観察される。一戸町似鳥の地点 Sal-2 (付図 2A)。C: 合川火山岩部層火山砕屑岩相 (Sav) の玄武岩質安山岩～デイサイト火山礫凝灰岩、凝灰岩及び凝灰質砂岩からなる互層。二戸市石切所の地点 Sav-2 (付図 2A)。D: 貫入岩相 (Sai) の安山岩貫入岩。一戸町似鳥の地点 Sai-1 (付図 2A)。E: 名久井岳火山岩部層 (Sn) の安山岩凝灰角礫岩。二戸市小林北東の地点 Sn-1 (三戸地域, 付図 2B)。F: 名久井岳火山岩部層 (Sn) の安山岩火山角礫岩。水冷破碎溶岩の産状を示す。二戸市山屋の地点 Sn-4 (三戸地域, 付図 2B)。



第 5. 21 図 合川火山岩部層火山碎屑岩相の産状を示す柱状図
二戸市大村，朝日観音の地点 Sav-3 (付図 2A)。

合川火山岩部層を構成する火山岩の岩石記載表を第 5. 4 表に示す。本部層を構成する火山岩は，一部の無斑晶状の軽石凝灰角礫岩を除いて斑状組織を示す。斑晶鉱物としては，斜長石，斜方輝石，単斜輝石，不透明鉱物を含むものが多いが，一部の試料では普通角閃石やかんらん石（仮像）が少量認められる。石基はインターサータル，ハイアロオフィティック，ハイアロピリティック組織を示すものが多い。多くの試料で，粘土鉱物，方解

石等の変質鉱物が生じている。なお，二戸市似島の碎石場で見られる貫入岩 (Sai) 中の変質鉱物については，片田・伊勢 (1990) による報告がある。それによると貫入岩中には数 cm 以上の幅の脈状の霏石・菱鉄鉱を含む炭酸塩鉱物と脈状のオパール・カルセドニーがあり，比較的浅所ながら海水の循環のあった環境が示唆される。

本部層を構成する火山岩は，その全岩 SiO_2 量は 55.8 ~ 65.3 wt.% であり， $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図では玄武岩質安山岩，安山岩及びデイサイトの領域に， $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる (第 5. 3 図)。デイサイト組成の火山岩は，単斜輝石斑晶を含まないか，あるいは少量しか含まない傾向がある (第 5. 4 表)。溶岩・火山碎屑岩・貫入岩の産状の違いによる顕著な岩質の差は認められない。なお，本部層の全岩化学組成・同位体比組成については，阿部ほか (1991) 及び周藤ほか (2008) による報告がある。

かんらん石含有単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩 (試料番号 10102803, 第 5. 22 図 A)

産地：二戸市女神岩の地点 Sal-1 (付図 2A)。

産状：火山角礫岩 (水冷自破砕溶岩)。

地質区分：溶岩相 (Sal)。

全岩 SiO_2 量：55.80 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石，斜方輝石，単斜輝石，不透明鉱物を含む。斜長石，斜方輝石及び単斜輝石はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 1 mm 以下で，自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で，自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 0.5 mm 以下で，自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で自形～半自形を呈する。また，厚さ 0.3 mm 以下の厚い斜方輝石反応縁で取り囲まれる斑晶仮像 (長径 1.5 mm 以下) が認められる (第 5. 22 図 A)。仮像内部の物質は粘土鉱物に置換されており，一部は抜け落ちている。この仮像は，岩質が玄武岩質安山岩であること，反応縁が斜方輝石で構成されることから，かんらん石斑晶の仮像と推定される。石基はハイアロオフィティック組織を示し，微細な斜長石，輝石，不透明鉱物，ガラス及び隠微晶質物質で構成される。

単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩 (試料番号 11100208A, 第 5. 22 図 B)

産地：二戸市大村，朝日観音の地点 Sav-3 (付図 2A)。

産状：凝灰角礫岩に含まれる放射状冷却節理の発達した岩塊。

地質区分：火山碎屑岩相 (Sav)。

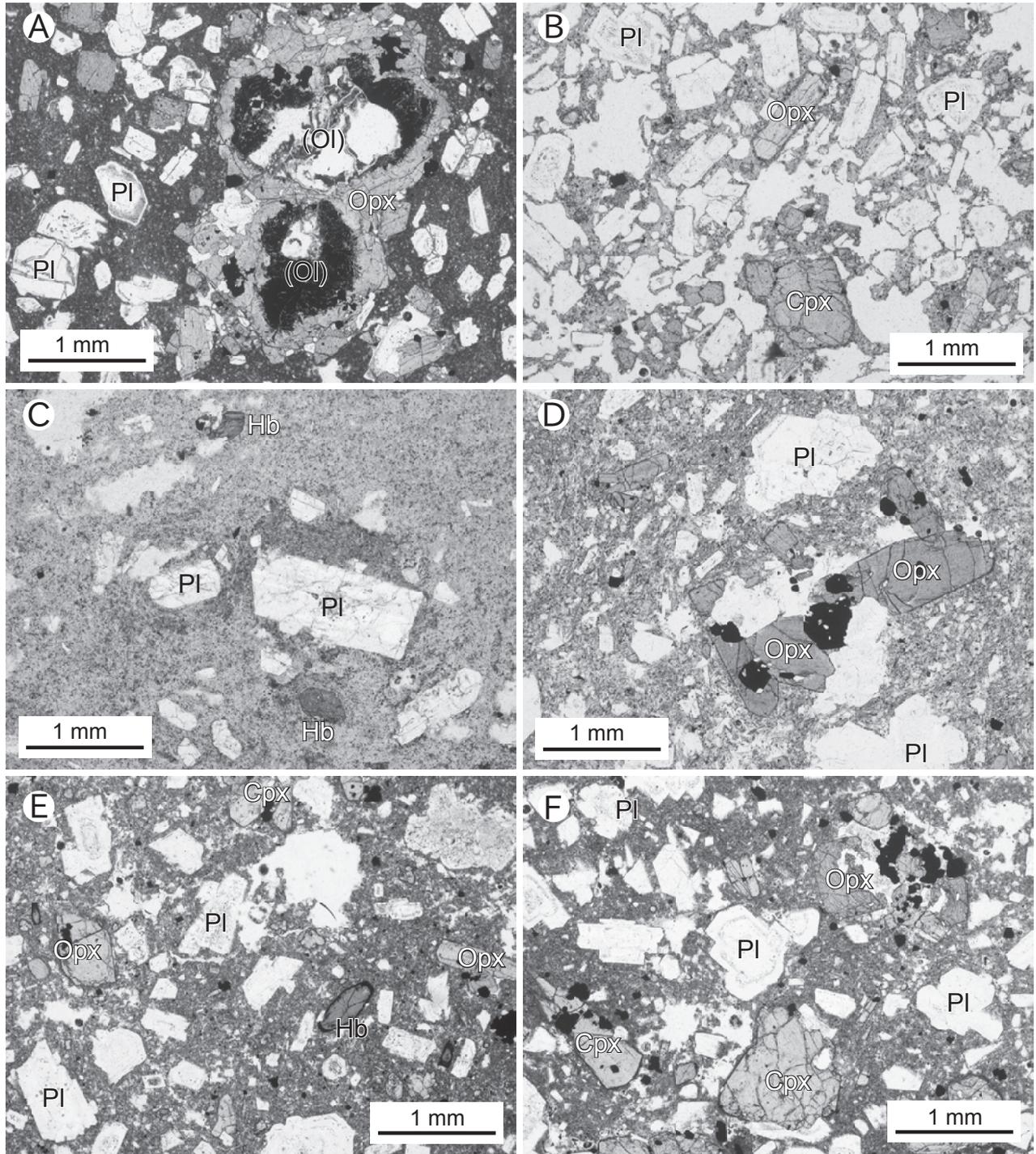
全岩 SiO_2 量：55.99 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石，斜方輝石，単斜輝石，不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 1.7 mm

第 5. 4 表 合川・名久井岳火山岩部層及び下斗米火山碎屑岩部層を構成する岩石の岩石記載表

試料番号	採取地域	地質・岩相 区分(1)	産状(2)	斑晶鉱物(3)						岩石名 (4)	組織 (5)	全岩SiO ₂ (wt.%) (6)
				Pl	Opx	Cpx	Hb	Opq	Ol			
末ノ松山層 合川火山岩部層												
10102803	二戸市 女神岩	Sal	SAL	◎	○	+		+	(+)	BA	P	55.80
10102806	一戸町 鳥越観音	Sal	L	◎	○			+		D	P	65.31
10102904	二戸市 馬淵川	Sal	L	◎	○	+		+		BA	P	56.46
10103103	二戸市 安比川	Sav	Pm-TB	○	tr	?		+		D	P	
11092901	一戸町 鳥越	Sal	L	◎	?	?	+	+		A	P	
11092911	二戸市 日金橋	Sav	LP	◎	+	+		+		A	P	
11092915B	二戸市 日金橋	Sav	LP	◎	+	+		+		A	P	
11092915S	二戸市 日金橋	Sav	LP	◎	+	+		+		A	P	
11100103	二戸市 沢内川	Sav	Pm-VB	○	+	+	+	+		A	P	61.10
11100109	二戸市 沢内川	Sl	TB	◎	○	○		+		A	P	58.03
11100206A	二戸市 石切所	Sav	LP	◎	+	+		+		A	P	57.77
11100206B-1	二戸市 石切所	Sav	LP	○	+	+	+	+		A	P	
11100206B-2	二戸市 石切所	Sav	LP	◎	+		+	+		A	P	61.50
11100208A	二戸市 朝日観音	Sav	TB	◎	○	+		+		BA	P	55.99
11100208B	二戸市 朝日観音	Sav	TB	◎	○	+		+		BA	P	55.99
11100208C	二戸市 朝日観音	Sav	TB	◎	○	+		+		BA	P	56.21
11100208D	二戸市 朝日観音	Sav	Pm-TB	○	+	?		+		D	P	
11100710	二戸市 浪打峠	Sav	Pm-TB	○	+	+		+		D	P	
11100712	一戸町 月館	Sav	TB	◎	○	○		+		A	P	58.52
11102604A	二戸市 大崩崖	Sav	TB	◎	+			+		D	P	65.15
11102604B	二戸市 大崩崖	Sav	Pm-TB	+	+	+		+		D	A	
14032309*	一戸町 鳥越トンネル	Sai	I	◎	○			+		D	P	64.83
14051804	二戸市 沢内川支流	Sal	SAL	○	+			+		D	P	
末ノ松山層 名久井岳火山岩部層												
11101104	二戸市 姉滝	Sn	TB	◎	○	+	tr	+		A	P	57.86
11101105	二戸市 姉滝	Sn	TB	◎	○	○	+	+		A	P	58.53
11101110	二戸市 菖蒲沢	Sn	TB	◎	○	+		+		A	P	58.38
11101117	二戸市 野々上	Sn	TB	◎	+	+		+		A	P	58.90
11102705A	二戸市 段越沢支流	Sn	TB	◎	○	○	+	+		A	P	58.43
11102705B	二戸市 段越沢支流	Sn	TB	◎	○	+		+		A	P	57.04
11102714	二戸市 下山井	Sn	TB	◎	○	+	(+)	+		D	P	63.41
11110104	二戸市 小林北東	Sn	TB	◎	○	+	+	+		A	P	58.64
十文字層 下斗米火山碎屑岩部層												
11102715	二戸市 下斗米	Zv	TB	◎	○	+		+		BA	P	56.93
11102804	二戸市 下斗米	Zv	TB	◎	○	+		+		A	P	59.01
11102806	二戸市 下斗米	Zv	TB	◎	○	+		+		A	P	58.37

(1) 地質図及び本文を参照。(2) I:貫入岩, L:塊状溶岩, SAL:水中自破砕溶岩, VB:火山角礫岩, TB:凝灰角礫岩, LP:火山礫凝灰岩, Pm-:軽石質。(3) Pl:斜長石, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Ol:かんらん石, Opq:不透明鉱物, ():仮像。斑晶量:多い◎>○>+少ない, tr:ごく微量, ?:変質のため不明。(4) BA:玄武岩質安山岩, A:安山岩, D:デイサイト。(5) P:斑状, A:無斑晶質。(6) 100%に再計算したデータに基づく。



第 5. 22 図 合川火山岩部層及び名久井岳火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真
 A：合川火山岩部層溶岩相 (Sal) の玄武岩質安山岩 (試料番号 10102803)。 B：合川火山岩部層火山碎屑岩相 (Sav) の玄武岩質安山岩 (試料番号 11100208A)。 C：合川火山岩部層火山碎屑岩相 (Sav) の安山岩 (試料番号 11100206B-2)。 D：合川火山岩部層火山碎屑岩相 (Sav) のデイサイト (試料番号 11102604A)。 E：名久井岳火山岩部層 (Sn) の安山岩 (試料番号 11101105)。 F：名久井岳火山岩部層 (Sn) の安山岩 (試料番号 11101117)。 Cpx：単斜輝石, Hb：普通角閃石, (Ol)：かんらん石仮像, Opx：斜方輝石, Pl：斜長石, すべて単ポーラー。 詳しい岩石記載は本文を参照。

以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～半自形を呈し、しばしば薄い単斜輝石の反応縁に取り囲まれる。単斜輝石斑晶は長径 1.8 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.2 mm 以下で自形～他形を呈する。石基はやや発泡したハイアロピリティック組織を示し、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物及び淡褐色ガラスで構成される。

普通角閃石斜方輝石安山岩（試料番号 11100206B-2, 第 5. 22 図 C）

産地：二戸市石切所の地点 Sav-2（付図 2A）。

産状：火山礫凝灰岩中の安山岩岩塊。

地質区分：火山碎屑岩相（Sav）。

全岩 SiO₂ 量：61.50 wt.%（第 5. 1 表）

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、普通角閃石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 0.8 mm 以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径 0.4 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で自形～半自形を呈する。石基はハイアロオフィティック組織を示し、隠微晶質物質で構成される。

斜方輝石デイサイト（試料番号 11102604A, 第 5. 22 図 D）

産地：二戸市馬仙峡、大崩崖の地点 Sav-1（付図 2A）。

産状：凝灰角礫岩中の安山岩岩塊。

地質区分：火山碎屑岩相（Sav）。

全岩 SiO₂ 量：65.15 wt.%（第 5. 1 表）

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.4 mm 以下で自形～半自形を呈する。石基はインターサータル組織を示し、斜長石、斜方輝石、不透明鉱物及びガラスで構成される。

化石 産出なし。

時代及び対比 二戸市大崩崖の地点 Sav-1（付図 2A）に露出する本部層基底の軽石凝灰角礫岩（第 5. 18 図）の、ジルコン同一粒子から、 15.3 ± 1.4 Ma の FT 年代、 15.9 ± 0.6 Ma の U-Pb 年代が得られた（第 5. 3 表）。両者の年代値は誤差の範囲で良く一致している。

二戸市下斗米の地点 Zv-1（付図 2A）から採取した凝灰角礫岩中の安山岩岩塊について、分離斜長石の K-Ar 年代測定を行なった。本試料は、十文字層下斗米火山碎屑岩部層のスランプ堆積物から採取し、岩石学的特徴より合川火山岩部層起源と判断されるものである。したがって、この試料から得られる年代は、合川火山岩部層の堆積年代である。年代測定の結果、 14.2 ± 1.2 Ma の K-Ar 年代が得られた（第 5. 5 表）。この年代は、上記の FT 年代及び U-Pb 年代と誤差の範囲で良く一致する。

なお、下位の五日町砂岩部層と上位の米沢砂岩部層がともに珪藻化石帯の NPD4A 帯（15.9 - 14.5 Ma）に属することから、本部層も NPD4A 帯に対比される（第 2. 3 図）。これは上で述べた放射年代と調和的である。また、木村（1986）は二戸地域の末ノ松山層の K-Ar 年代として 15.1 Ma を報告した。ただし、試料採取地点が不明なため、該当する部層は不明である。

古環境 水冷破碎を示す溶岩が発達することから水中環境であり、上下の層序の堆積環境から浅海が示唆される。これは片田・伊勢（1990）の自生鉱物の特徴、すなわち黒鉍型の鉍物・石膏を伴わず炭酸塩が卓越することからも支持される。

5. 7. 4 名久井岳火山岩部層（Sn）

定義 末ノ松山層に挟在する玄武岩質安山岩～デイサイト質の火山岩を主体とし、本地域の北辺から三戸地域なくいだけ名久井岳にかけて分布する地層を名久井岳火山岩部層と定義する。

地層名 鎮西（1958a）による「名久井岳安山岩及び火砕岩部層」に由来する。本報告では、上記の火砕岩・貫入岩とその相当層の岩質が玄武岩質安山岩～安山岩の範囲に及ぶことから、部層名に岩質名を含めることを避け、「名久井岳火山岩部層」とする。

先行層序区分 本部層は、大塚（1933）、Otuka（1934）

第 5. 5 表 下斗米火山碎屑岩（合川火山岩部層起源）の K-Ar 年代測定結果

試料名	地質区分	産状	採取地点	測定物 (メッシュサイズ)	カリウム含有量 (wt.%)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁹ cc STP/g)	K-Ar年代 (Ma)	非放射性 起源 ⁴⁰ Ar (%)
11102804	下斗米火山 碎屑岩部層	凝灰角礫岩	地点 Zv-1 (付図 2)	斜長石 (#100-200)	0.103 ± 0.005	5.72 ± 0.39	14.2 ± 1.2	79.7

年代測定方法は長尾ほか（1984）、長尾・板谷（1988）、Itaya *et al.*（1991）に従った。K の定量は分光光度計を用いて蛍光分光法により行なった。Ar の定量には³⁹Ar をトレーサーとした同位体希釈法を用いた。年代値の計算には Steiger and Jäger（1977）による壊変定数を用いた。

測定機関：株式会社 森山地質年代学研究所

による合川安山岩の一部, 早川ほか (1954) による鳥越安山岩及び集塊岩の一部, 村井 (1960), Murai (1976) による菖蒲沢集塊岩, Chinzei (1966) による Nakuidake andesite, 佐保 (1976), 小笠原ほか (1986) による名久井岳安山岩部層に相当する (第 5. 1 図).

模式地 青森県三戸町の名久井岳山頂付近(三戸地域: 鎮西 (1958a)).

分布と構造 二戸市・三戸町の境界に広く分布する. 具体的には本地域北西部の二戸市金田一付近から, 北接する三戸地域にかけて分布する. 分布の中心は名久井岳周辺である. 本地域内では, 西方に $5\sim 10^\circ$ で緩く傾斜し, 単斜構造を示す.

層厚 本地域内での最大層厚は約 80 m である.

岩相 本部層は, 玄武岩質安山岩～安山岩質の凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主体とする火山碎屑岩からなり, 僅かに凝灰質砂岩を伴う. 火山碎屑岩は, 緻密な玄武岩質安山岩～安山岩礫からなるものが主体だが, 一部の火山礫凝灰岩では軽石質のものが認められる. 火山碎屑岩の主体をなすのは凝灰角礫岩で, これらの多くは基質支持で淘汰が悪く, 塊状無層理である (第 5. 20 図 E). 凝灰角礫岩は, 玄武岩質安山岩～安山岩の角礫～亜角礫から構成され, しばしば単一岩種で, 時に放射状の冷却節理を持つ岩塊を含むことがある. また, 下位層を凹状に削ってチャンネル構造を示すことがある. これらの多くは水冷破碎溶岩の再堆積物に由来すると考えられる. 三戸地域では, 火山碎屑岩に加えて, 水冷破碎溶岩 (第 5. 20 図 F) や塊状溶岩が認められる.

岩石記載・全岩化学組成

名久井岳火山岩部層を構成する火山岩の岩石記載表を第 5. 4 表に示す. 本部層を構成する火山岩は斑状組織を示す. 斑晶鉱物として, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石, 不透明鉱物を含む. 普通角閃石斑晶を含まないものもある. 石基はハイアロオフィティックあるいはインターサータル組織を示すものが多い. 多くの試料で, 粘土鉱物, 方解石等の変質鉱物が生じている.

本部層を構成する火山岩の全岩 SiO_2 量は $57.0\sim 63.4$ wt.% であり, $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ 図では安山岩及びデイサイトの領域に, $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる (第 5. 3 図). 本部層と合川火山岩部層はほぼ同層準にあると考えられるが, 前者の方が普通角閃石斑晶を含む率が高いこと (第 5. 4 表), TiO_2 のハーカー図でそれぞれ異なる組成変化トレンドを示すことから (第 5. 3 図), 岩石学的に区別可能である. なお, 本部層の全岩化学組成・同位体比組成については, マグマ組成の広域変化に関する観点で, 阿部ほか (1991), 吉田ほか (1995), 周藤ほか (2008) により報告されている.

普通角閃石単斜輝石斜方輝石安山岩 (試料番号 11101105, 第 5. 22 図 E)

産地: 二戸市野々上^{のうさ}北方の地点 Sn-2 (付図 2B).

産状: 凝灰角礫岩中の安山岩岩塊.

全岩 SiO_2 量: 58.53 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石, 不透明鉱物を含む. 斜長石+斜方輝石+単斜輝石+不透明鉱物, あるいは斜長石+普通角閃石からなる集斑晶が認められる. 斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で, 自形～半自形を呈する. 斜方輝石斑晶は長径 3 mm 以下で, 自形～半自形を呈し, 単斜輝石の反応縁を伴うことがある. 単斜輝石斑晶は長径 5 mm 以下で, 自形～半自形を呈する. 普通角閃石斑晶は長径 1.7 mm 以下で, 自形～他形を呈し, オパサイト化したリムを持つ. 不透明鉱物斑晶は長径 0.7 mm 以下で自形～半自形を呈する. 石基はインターサータル組織を示し, 斜長石, 斜方輝石, 不透明鉱物及び淡褐色ガラスで構成される.

単斜輝石斜方輝石安山岩 (試料番号 11101117, 第 5. 22 図 F)

産地: 二戸市野々上の地点 Sn-3 (付図 2A).

産状: 凝灰角礫岩に含まれる安山岩岩塊.

全岩 SiO_2 量: 58.90 wt.% (第 5. 1 表)

鏡下の特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. これらの斑晶は集斑晶を構成することがある. 斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で, 自形～半自形を呈する. 斜方輝石斑晶は長径 3 mm 以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径 2.5 mm 以下で, 自形～半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形～他形を呈する. 石基はインターサータル組織を示し, 斜長石, 斜方輝石, 不透明鉱物及びガラスで構成される.

化石 産出なし.

時代及び対比 本部層の火山碎屑岩の角礫より 14.7 ± 0.7 Ma, 14.3 ± 0.2 Ma の K-Ar 年代が報告されている (石塚・宇都, 1995). また, 木村 (1986) は, 二戸地域の末ノ松山層の K-Ar 年代として, 15.1 Ma を報告しているが, 試料採取地点が不明であり, 該当する部層は不明である.

古環境 水冷破碎溶岩が発達していることから, 水中環境である. また, 合川火山岩部層同様に上下を浅海成層に挟まれるため, 浅海が示唆される.

5. 7. 5 米沢砂岩部層 (Ss, Sl)

定義 末ノ松山層の合川火山岩部層を整合に覆う, 粗粒な砂岩が卓越する地層を米沢砂岩部層と定義する. 砂岩には斜交葉理が顕著に形成されていることがある. 同じく末ノ松山層上部を構成するスランプ堆積物も本部層

に含める。

地層名 Mainosawa Sands (Otuka, 1934) による。

先行層序区分 本部層は Otuka (1934) の Mainosawa Sands と Nagamine tuff sands を合せたもので、鎮西 (1958a) の米沢火山岩質砂岩部層と等しい (第 5. 1 図)。早川ほか (1954) の末ノ松山層の上部に相当し、Chinzei (1966) 以降、佐保 (1976)、松原 (1997b) も岩相名に異同があるが同じ定義を用いている。なお、現在の地名としては「まいざわ」(二戸市市史編纂室, 2007) が公式な呼称であり、鎮西 (1958a) のように 'Maisawa sandstone member of volcanic fragments' と「まいさわ」と読まれることも多いが、地層名としては Otuka (1934) の Mainosawa に先取権がある (第 5. 1 図)。

模式地 二戸市米沢付近の馬淵川川岸 (鎮西, 1958a)。

分布と構造 模式地付近から二戸市・一戸町境の浪打峠の丘陵にかけて分布する。

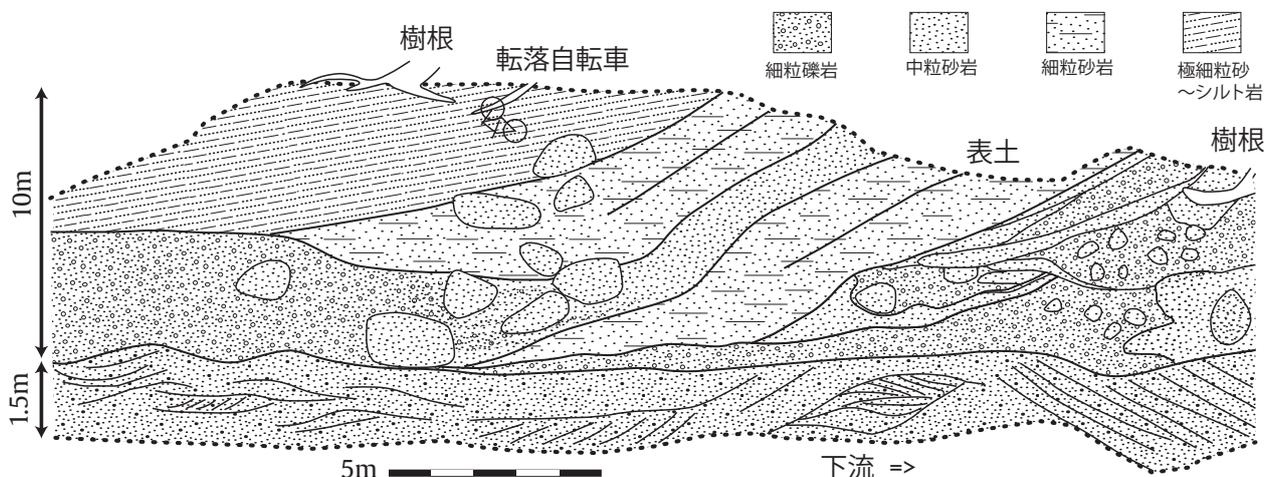
層厚 模式地では 80 m 程度、二戸市の高森山では 60 m 程度である。

岩相 砂岩を主体とした正常堆積物からなる岩相 (整然相, Ss) と下位層のスランプ堆積物・スランプスカー充填物からなる岩相 (崩壊関連相, SI) とに区分される (第 5. 15 図)。岩相認定上、鍵層となる合川火山岩部層は一戸町では数 10 cm 程度の火山礫凝灰岩に薄化していることもあり、認定には注意を要す。

整然相 (Ss) : 中粒砂岩～粗粒砂岩からなる。著しく凝灰質または火山岩の細礫～中礫を含むが、一方で、細粒砂岩やシルト岩の薄層を多くの場所で挟有する。斜交葉理が卓越するところもあり、葉理の構成粒子は火山岩起源が多いが時に貝殻片からなるところもある。岩相的には、上位の十文字層の砂岩に似ている。特に浪打峠に

分布する本部層は、「浪打峠の交叉層」として国の天然記念物 (1941 (昭和 16) 年指定) となっている (第 5. 19 図 C)。斜交葉理の産状は一見すると穴牛礫岩部層や十文字層日ノ沢礫岩部層と類似している。たとえば、浪打峠の交叉層は Otuka (1934) によって穴牛礫岩部層 (本報告での名称) に対比されていたが、その後、早川ほか (1954) 及び鎮西 (1958a) によって合川火山岩部層よりも上位の本部層に位置づけられた。浪打峠における堆積相はハンモッキー状の斜交葉理を伴うが複数のフォアセットをもつリップルが卓越するのに対して、穴牛礫岩部層や日ノ沢礫岩部層ではトラフ状斜交葉理が卓越するという違いがある。一方で、合川火山岩部層の火山碎屑岩相 (Sav) を構成する火山礫凝灰岩と本部層は漸移するので、明確な区別が困難な場合がある。

崩壊関連相 (SI) : 本岩相は鎮西 (1958a)、村井 (1960) で乱堆積 (帯) として記載されているもので、スランプ堆積物とスランプスカー充填堆積物からなる。第 5. 19 図 D 及び第 5. 23 図に示すように砂岩を基質とし、泥質岩が複雑にうねったスランプ褶曲をなしていたり、ブロック化した地層が砂岩基質に包有されている、といった二次的に移動することで定置した産状を示す。露頭規模で見ると、一見整然と堆積したように見える砂岩であっても、ディッシュ構造が形成されていることから (付図 5)、急速な堆積が示唆される。また、本岩相の最上位には層厚数 m のシルト岩が発達している (付図 5, 6) が、このシルト岩は門ノ沢層尻子内シルト岩部層と岩相上区別がつかない。これまで Otuka (1934)、早川ほか (1954) は Zyūmonzi Fault によって門ノ沢層が繰り返し地表に現われていると考えていたが、第 5. 23 図で示すとおり、スランプ相と解釈される。また、十文字川では、本部層の最上位にネットワーク状の生痕 *Thalassinoides*



第 5. 23 図 末ノ松山層米沢砂岩部層の崩壊関連相の露頭スケッチ。
第 5. 19 図と同じ露頭。位置は付図 2A の JMJ-1 と 2 の間で新幹線橋梁の真下。

が発達し（第 5. 19 図 F, 付図 5）, それを三戸層群十文字層日ノ沢礫岩部層が不整合に覆う。生痕化石の母岩（基質）には再堆積した海緑石が含まれ, 上位の日ノ沢礫岩部層の基質にも海緑石が混じる。

化石 本部層は軟体動物を比較的多産する。鎮西（1958a）が整然層からホタテ科の軟体動物化石, *Chlamys cf. kitamurai*, *Ch. cosibensis*, *Patinopecten kimurai*などを報告している。松原（1997b）は産出化石リストを提示した上で, 本部層から産する化石群集を *Mizuhopecten kimurai* – *Masudapecten* 群集と認定している。この群集は海進期及び海底火山縁辺部から産しており, 陸源碎屑物の供給が多い, つまり堆積速度の大きい環境が示唆される, としている。

時代及び対比 佐俣（1976）は十文字川河口に露出する崩壊関連相及び三戸地域の猿辺川での新田中粒砂岩部層（本部層の相当層）から Blow（1969）の N.9 帯の浮遊性有孔虫を報告している（第 2. 3 図）。新田中粒砂岩部層は本報告の五日町砂岩部層と米沢砂岩部層をあわせたもので, 上下の層序から判断するに産出層位は米沢砂岩部層に相当すると思われる。珪藻については次の項目で述べる。

秋葉（1977a）が末ノ松山層上部～最上部の珪藻化石年代を報告しているが, 秋葉（1979）が提示した柱状図から判断すると, 秋葉（1977a）が準拠した層序区分は佐俣（1976）に基づいており, これらの産出層準は本報告の区分では十文字層に対応する。ただし, 秋葉（1977a）が末ノ松山層上部（本報告の十文字層）も下位の五日町砂岩部層とともに NPD4 帯であるので, 本部層も NPD4 帯（16.0–13.0 Ma）に対比される（第 2. 3 図）。

崩壊関連相は再堆積した下位層を多く含むため, 微化石においても再堆積性の遺骸が混入していることがあり, 注意が必要である（亀丸ほか, 1997）。化石の項目で述べたように, 佐俣（1976）は, この崩壊関連相から Blow（1969）の N.9 帯（15.1–14.8 Ma）を示す浮遊性有孔虫化石の産出を報告している。

古環境 複数の堆積方向をもつ斜交葉理及び産出する軟体動物化石から浅海の環境と判断される。

5. 8 十文字層 (Zc, Zs, Zq, Zv)

定義 白鳥川層群（鎮西, 1958a）末ノ松山層を不整合に覆う, 粗粒堆積岩（砂岩～）が卓越する地層を十文字層と定義する。本層は三戸層群（鎮西, 1958b）の最下位に位置する。本層は砂岩が卓越するが, 基底には礫岩（日ノ沢礫岩部層）があり, 中部には石灰質礫岩（目時石灰質礫岩部層）や再堆積性の火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩（下斗米火山碎屑岩部層）を含み, その上位には砂岩中に海緑石濃集層を挟有する。

地層名 鎮西（1958b）の留崎層十文字砂岩部層に由

来する（第 5. 1 図）。地層名は十文字集落（字）ではなく十文字川による。

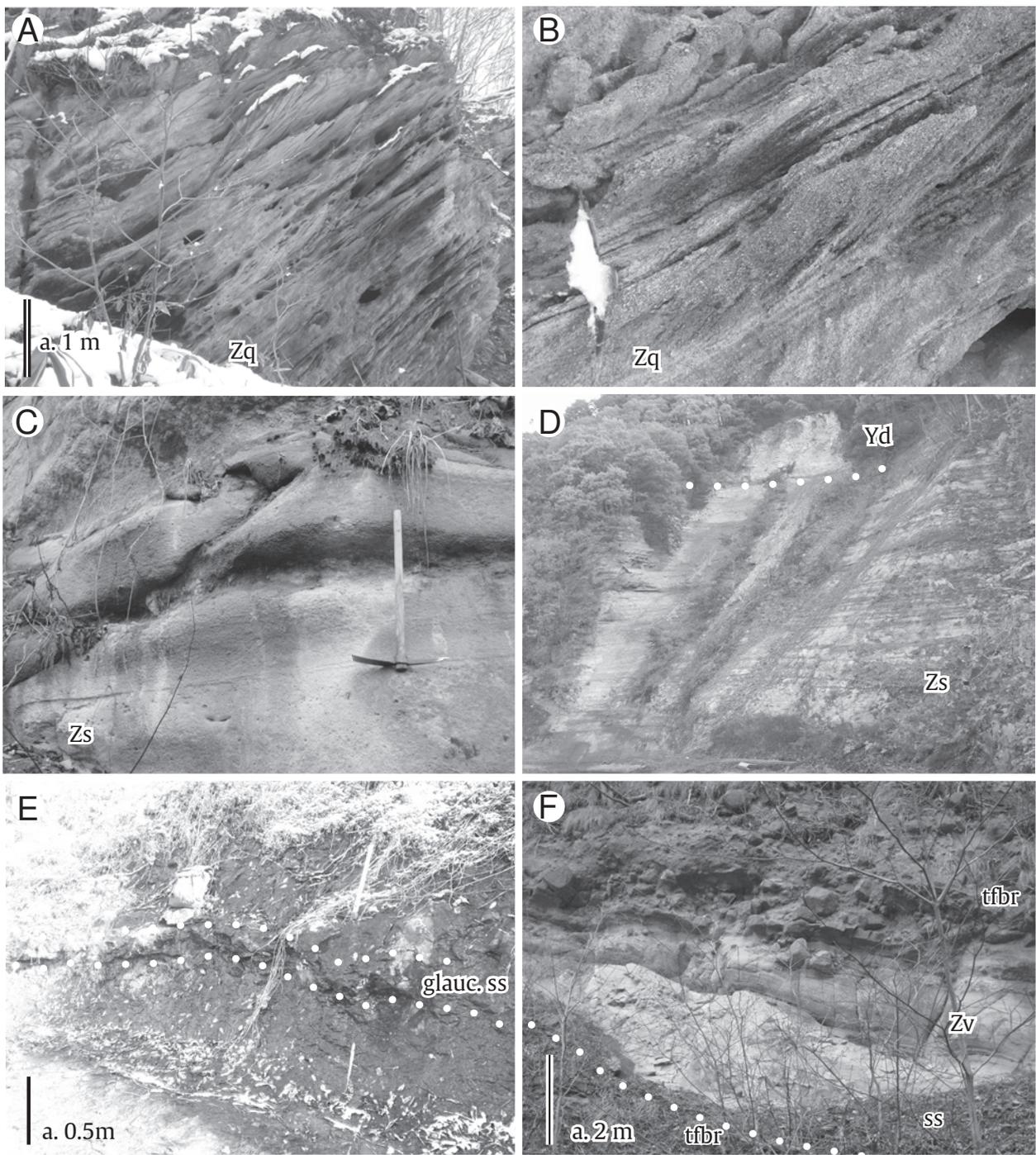
先行層序区分 本層は鎮西（1958b）の留崎層の下部にほぼ相当する（第 5. 1 図）。すなわち, 留崎層から下斗米含珪藻シルト岩部層, 川口硬質頁岩部層及び上目時砂岩シルト岩部層を除いたもので, 十文字砂岩部層を中心に, 目時貝殻砂岩部層及び下斗米火山碎屑岩部層を合せた地層が本報告の十文字層に相当する。本報告において留崎層を再編し, 十文字層を設定した根拠は, 留崎層は岩相変化が激しいものの大局的には, 下部の砂岩・礫岩（本層）と上部の泥岩（柳沢層）, 更に最上部の砂岩（舌崎層基底砂岩）からなっているためである。下部の砂岩・礫岩のうち主体を占めるのが鎮西（1958b）の十文字砂岩部層であり, この地層で本層を代表させることで, 本地域の層序概念をより理解しやすいものにすることができる。

再定義にあたって本報告では, 鎮西（1958b）の十文字砂岩部層を部層から層に昇格させた。例えば, 鎮西の「目時貝殻砂岩部層」や「下斗米火砕岩部層」は十文字砂岩部層が部分的に粗粒化した異相として位置づけられる。したがって, それらは部層として十文字層に含められる。なお, 留崎層最上部の砂岩（上目時砂岩シルト岩部層）は十文字層との間に細粒堆積物（柳沢層）を介しているため, 十文字層の異相ではなく, むしろ舌崎層の基底砂岩である。

村井（1960）及びそれに先立つ村井（1958a）の区分では釜屋敷層（Kamayashiki Formation）にほぼ相当する（第 5. 1 図）。釜屋敷層と十文字砂岩部層の命名時期はほぼ同時であるが, 論文発表としての鎮西（1958b）に先取権を認め, かつ, 地層定義の概念として本層は十文字砂岩部層の外延に含められるため, 十文字を採用した。

模式地 鎮西（1958b）は十文字砂岩部層の模式地として二戸市下斗米から釜屋敷の間の十文字川川岸に設定していた。今回の再定義にあたり, 日ノ沢礫岩部層と下斗米火山碎屑岩部層が十文字層に加わったため, 十文字層の模式地として, 模式地を二戸市十文字川の馬淵川との合流点から 1.5 km 上流（直線で 1.0 km）の十文字から釜屋敷を含め上斗米にかけての十文字川川岸に拡大する。なお, 字（集落）としての十文字に分布している地層は主に末ノ松山層米沢砂岩部層である。

層序関係 十文字（模式地）下流の十文字川川岸では, 末ノ松山層米沢砂岩部層の崩壊関連相の上位に本層の日ノ沢礫岩部層（Zh）が累重している（第 5. 15 図, 第 5. 19 図 E, 付図 5）。全体的に NNW – SSE 走向で西傾斜の下位層（門ノ沢層・末ノ松山層）に対して本層とその上位層は NNE – SSW 走向であり（傾斜方向は同じ）, このことからこの時期に構造運動の転換があったと推定される。また, 本層基底には多くの砂管（第 5. 19 図 F）が形成されていることから, 下位の末ノ松山層米沢砂岩部



第 5. 24 図 十文字層の主要部の露頭写真

地点位置に註記のないものは付図 2A.

A: 目時石灰質礫岩部層 (Zq). 白いものは積雪 (B 及び E も). 青森県南部町・岩手県軽米町の県境の長沢の上流の地点 Zq-1 (地点位置は付図 2B). B: A の拡大. 平板状のラミナセットが発達する. C. 十文字層の主要砂岩層 (Zs). 二戸市沢内沢の外山の地点 Zs-1. D: 十文字層の上位に柳沢層 (Yd) が累重する. 二戸市金田一川口の地点 Zs-2. E: 十文字層の主要砂岩相層の海緑石濃集層 (glauc.ss). 二戸市十文字川の下斗米の地点 Gl. F: 下斗米火山碎屑岩部層 (Zv). 二戸市十文字川の下斗米の地点 Zv-1.

層との間に堆積間隙が推定される(鎮西, 1958a)。また、本地域南部の一戸町相ノ山や月館では下位の米沢砂岩部層の分布が欠落しており、日ノ沢礫岩部層が直接、五日町砂岩部層を不整合に覆う(第5.2図の地点21, 22など)。以上から本層と下位層とは部分不整合の関係にあると判断される。上位の柳沢層によって整合に被覆されている。

次に、十文字層内での各部層の層序関係を記す。日ノ沢礫岩部層は十文字層の基底に発達する礫岩で、主砂岩層に漸移する。主砂岩層中に、貝殻片からなるコキナ礫岩(目時石灰質礫岩部層, 第5.24図A, B)が挟在するが、これは名久井岳火山岩部層や合川火山岩部層から構成される火山体の周辺や、折爪断層東側でのジュラ系が分布する地形的高まりによく分布する(第5.15図)。分布に偏りがあるため厳密に層位対比はできないが、側方方向に目時石灰質礫岩部が主砂岩層に移化していると判断される(第5.2図の地点131-136, 付図6, 8)。日ノ沢礫岩部層と目時石灰質礫岩部層の層位は別で、二戸市船越山においては(第5.2図の地点136, 付図6)、日ノ沢礫岩部層の上位に主砂岩層が層厚80m程認められ、その上位(船越山山頂付近)に目時石灰質礫岩部層が累重している。この主砂岩層の上位に、下斗米火山砕屑層岩部層を構成する再堆積性の火山砕屑岩が発達する。この礫岩とほぼ同層準に海緑石濃集砂岩が挟在する。海緑石濃集砂岩の上位にも主部層の砂岩が累重し、柳沢層の珪藻岩・珪質泥岩に漸移する。

分布と構造 一戸地域では馬淵川の西岸側、すなわち、二戸市金田一から十文字、下斗米、相ノ山、一戸町月館、小友にかけて広く分布している。小笠原ほか(1986)によれば西接する浄法寺地域には、少なくとも安比までは分布している。また、本報告では月館付近の地層を十文字層に対比しているので、大口ほか(1986)による末ノ松山層月館砂岩部層の上部は本層に対比される。これらの分布から、西側は二戸市出ル町(浄法寺地域)にも分布があると推定される。金田一の北方(三戸地域)では青森県三戸町宮沢まで連続的に分布している(鎮西, 1958b)。また、折爪断層の東側では、青森県南部町の長沢上流から軽米町朝草沢まで連続的に分布する。それらとは離れて、軽米町郷坂川付近にも極局的に分布する。

本層の傾斜は折爪断層近傍以外は概して低角でほとんど水平に近い。走向は一定しないが、大局的には南北走向から北北東-南南西走向が卓越し、西または北西傾斜である。なお、折爪断層近傍では急傾斜であって、ところにより逆転層も認められる。

層厚 本地域では100m~150mである。鎮西(1958b)によれば、留崎層のうち、本報告の十文字層に相当するものが三戸地域の猿辺川川岸では層厚160m、諏訪ノ平駅北方の相内で層厚200mである。

化石 日ノ沢礫岩部層、主部砂岩層、目時石灰質礫岩

部層から軟体動物化石が産する。

古環境 各部層全体として浅海の環境が示唆される。主部砂岩層上部には堆積速度の遅い層準がある。

時代及び対比 中期中新世(第2.3図)。珪藻化石帯のNPD4Aから5Bまで(最大で16.0-11.6Maの堆積年代)。

5.8.1 日ノ沢礫岩部層(Zc)

定義 一戸地域に分布する十文字層の基底礫岩を日ノ沢礫岩部層と定義する。鎮西(1958b)は目時貝殻砂岩部層を留崎層(本報告の十文字層と柳沢層をあわせたもの)の基底礫岩と考えた。本報告では、目時貝殻砂岩部層を十文字層の基底礫岩の日ノ沢礫岩部層と、十文字層の中位に位置する、海流が卓越する岩相の目時石灰質礫岩部層とに区別した。

地層名 新称。二戸市下斗米地域の日ノ沢に模式的に分布することによる。

先行層序区分 松原(1996)の“高屋敷砂岩部層”は、上下の層序関係に基づく日ノ沢礫岩部層に相当する(第5.1図)。高屋敷は三戸地域の青森県南部町の集落名である。本報告ではジュラ系に高屋敷層(杉本, 1974)が使用されているが、これは模式地が下閉伊郡岩泉町安家(小字)高屋敷(折爪岳山頂から南東41km)にあり、地理的にも層序的にも無関係である。

本報告の本部層または目時石灰質礫岩部層に岩相・層位の似たものとして北村ほか(1972)の高屋敷粗粒砂岩部層(三戸地域)がある。これは石灰質で斜交葉理が形成されるとしており、総合柱状図では末ノ松山層の上位層に位置づけているが説明書では末ノ松山層に含めている。鎮西(1958b)では高屋敷周辺には宮沢砂岩部層(宮沢は高屋敷に流れる沢)を設定し、細礫と貝殻の細片を含み、ところにより斜交葉理が著しいが、小向(高屋敷の0.7km西)より南では細粒砂岩・砂質シルト岩に移化するとしている。松原(1996)は宮沢砂岩シルト岩部層として部層を認定している。このように高屋敷付近の砂岩・礫岩の層位には混乱がある。一方で松原(1996)では“高屋敷砂岩部層”の岩相や宮沢砂岩シルト岩部層との関係は触れられておらず、本地域外で日ノ沢から14km北に離れており、本部層との関係が不詳のため新称した。なお、Matsubara(2000)では、“高屋敷砂岩部層”の層位にTamakake Conglomerate Memberを設定し、名久井岳火山岩部層に指交するとしている。本地域の範囲内では本部層の模式地にはTamakake Conglomerate Memberが分布する。

模式地 二戸市下斗米地域^{あご}十文字の日ノ沢。

分布 一戸地域西部では末ノ松山層名久井岳火山岩部層や合川火山岩部層の高まり(当時の火山体)の直上や周辺では欠落するか、数m程度と非常に薄い(第5.2図の地点136, 付図6)。

層厚 模式地で15 m. 最大30 m (沢田沢, 第5. 2図及び付図2Aの地点135).

岩相 トラフ状の斜交層理が形成された細礫岩及び粗粒砂岩を主体とする地層で, 中礫も含まれる(第5. 19図E). 軟体動物の離弁殻や破片をよく産する. 安山岩片や基盤のジュラ系などの碎屑物(主に礫)により, 全体に暗色を呈する. チャンネル状に下位層を数m, 削り込む層厚数mの礫岩層がしばしば分布する. 上位の目時石灰質礫岩部層とは層位の違い(第5. 15図, 付図6)の他に岩相的相違からも区別できる. すなわち, 日ノ沢礫岩部層は破碎された貝殻片が部分的に卓越しても主体は陸源碎屑物であること, 斜交層理がトラフ状で, 下位層をチャンネル状に削り込んでいるが, 目時石灰質礫岩部層は生物源主体で, 一方向傾斜の平板状のラミナセットの累重が卓越する.

模式地では末ノ松山層米沢砂岩部層の上部にネットワーク状の生痕 *Thalassinoides* が発達し(第5. 19図F, 柱状図は付図5), それを本部層が不整合に覆っている. 米沢砂岩部層の上限付近, 及び本部層の礫岩の基質中には再堆積した海緑石が含まれる.

化石 松原(1996)は, “高屋敷砂岩部層”から軟体動物化石の *Mizuhopecten kimurai* – *Masudapecten* 群集が産出することを報告し, 門ノ沢動物群の遺存的要素から浅海における暖流の影響を指摘する一方で, 古期塩原耶麻型動物群の典型的要素は欠いている点を指摘している.

古環境 基底部に発達する生痕化石は浅海の, 比較的堆積速度が遅い環境を示唆する(鎮西, 1958b). また, 斜交層理を伴う礫岩は流れの強い環境を示唆する.

時代及び対比 年代決定に有効な化石・放射年代の報告はないが, 上位層・下位層の珪藻化石年代は *Denticulopsis lauta* 帯(NPD4A, 15.9–14.5 Ma)を示す(秋葉, 1977a)ので, 本部層もNPD4Aに対比される(第2. 3図).

5. 8. 2 主部砂岩層 (Zs)

定義 主部砂岩層は, 十文字層のうち砂岩を主体とした地層である. 砂岩よりも粗粒な地層は部層として設定し, 主部砂岩層から除いた.

岩相 凝灰質な砂岩を主体とし, 粒度は中粒から粗粒のものが多いが, 全体に分級不良である. 単層の層厚も様々で, 10 cm から5 m と多様で成層する(第5. 24図C)が, 一部では斜交層理も発達する(付図7). 火山礫を含んだり, シルト岩を挟在することが多い(付図7). 岩相としては末ノ松山層の米沢砂岩部層や, 図幅北部(二戸市金田一)に発達する五日町砂岩部層と非常に類似する. 十文字川の下斗米において, 下斗米火山碎屑岩部層に帰属する火山礫凝灰岩の上に累重する砂岩中に海緑石砂岩が厚さ20 cm で発達する(第5. 24図E). このルー

トの上流には下斗米火山碎屑岩部層が発達するが, 海緑石砂岩は走向・傾斜から判断してオンラップする. 同様に海緑石が濃集する砂岩は薄い十文字川の南北の枝沢で追跡される. 海緑石が散在する産状のものもあり, 再移動している可能性がある. 釜屋敷の枝沢では沢の入口から195 m のところに火山岩からなる礫岩層2 m (礫支持, 大礫大)あり, その下位は凝灰質の細粒~中粒, 時に粗粒な砂岩層が累重している. 礫岩の下面から5 m のところには大礫大の火山岩の亜円礫を含む層準がありそこに粗粒砂サイズの見緑石が散在する. 火山岩からなる礫岩層とその下位の火山岩礫を含む層準は下斗米火山碎屑岩部層の縁辺相にあたる.

化石 軟体動物を普遍的に産する(鎮西, 1958b). Murai (1976)は十文字川上流の二戸市門松に分布する下斗米層(村井, 1960; 本報告の十文字層上部~久保層を指す)から植物化石 *Fagus palaeocrenata*, *F. protojaponica*, *Cinnamomum* cf. *miocenium*, *Lindera* sp., *Buxus protojaponica* の産出を報告している. 岩相記載と産地から判断するに, 母岩は十文字層の主砂岩層に帰属する可能性が高い.

古環境 佐俣(1976)の浮遊性有孔虫分析から熱帯~亜熱帯の海洋環境が示唆される. また, 植物化石(Murai, 1976)として常緑樹が産出しており, 暖温帯の環境が示唆される.

時代と対比 以下で述べるようにBlow(1969)のN.9–10, 珪藻化石帯のNPD4A–5B帯に対比される. ただし, 主部砂岩層の上部には堆積速度低下層準がある.

佐俣(1976)は浮遊性有孔虫化石を検討し, 十文字川(柱状図は第5. 2図地点131, 位置は付図2A)において日ノ沢礫岩部層と主部砂岩層の境界層準の13 m 上位の層位からBlow(1969)のN.9の化石を検出し, 柳沢層基底の下3 m の本岩相最上部からN.10の化石を検出した. Nathan and Leckie (2003)によるとN.9の基底は15.1 Ma, N10の上限は14.0 Maの年代となる. 尾田ほか(1983)の放散虫化石分析では沢田沢(第5. 2図地点135)に露出する本岩相の最上部に *Cyrocapsella tetrapera* の急減層準(12.5 Ma, Motoyama et al., 2004)があり, 主部砂岩層中に, 層位は記述されていないが, *Eucyrtidium inflatum* の急減層準(11.6 Ma, Kamikuri et al., 2007)があると報告している. このような微化石の産出パターンから主部砂岩層中に七谷階/寺泊階及び西黒沢階/女川階境界があると判断される.

秋葉(1979)及びMaruyama(1984)はともに沢田沢(第5. 2図地点135, 詳細な柱状図は付図7)において, 十文字層主砂岩層の中部に珪藻化石帯の欠落を認めている. 秋葉(1979)は *Denticulopsis nicobarica* 帯と *D. praedimorpha* 帯のほとんどの期間が無堆積だったと指摘している. これは今日の珪藻年代層序でいうとNPD5A, 5Bの期間(13.0–11.4 Ma)に相当し, この期間, 堆積

速度が異常に低かったことを意味する。Maruyama (1984) では *Denticulopsis hustedtii* 帯 (NPD4Bb) と *Denticulopsis nicobarica* 帯 (NPD5A) の欠落を指摘している。欠落期間は Watanabe and Yanagisawa (2005) によれば 13.8–12.7 Ma となる。更に、*D. praedimorpha* 帯 (NPD5B: 期間は約 1.3 my) も 10 m 程度しかないので、この期間も堆積速度は著しく低い (0.8 cm/ky) といえる。このように、NPD4Bb, 5A, 5B の期間 (13.8–11.4 Ma) の期間はハイエタスまたは著しく堆積速度が低かったことが珪藻化石分析から示唆される (第 2. 3 図)。

この中期中新世の後期のハイエタス状態の層準は背弧域における中期中新世の後葉の海緑石で特徴づけられる低堆積速度層準とよく対応している。その層準は秋田県男鹿地域においては西黒沢層の最上部で珪藻化石帯 NPD5B 中 (鹿野ほか, 2011) にあり、新潟県の加茂地域においては七谷層の最上部で NPD4Bb, 5A, 5B にかけてである (工藤ほか, 2011)。この層準は、秋田標準層序の西黒沢階と女川階の境界も位置し (鹿野ほか, 2011)、新潟標準層序では七谷階と寺泊階の境界になる (工藤ほか, 2011)。また、これらの境界には海緑石砂岩が胚胎する。本地域でも、沢田沢では確認できていないが、十文字川などでは海緑石濃集砂岩層が確認されており (第 5. 24 図 E)、この境界に対比されると判断される。

このように、十文字層は堆積速度低下層準を境として上下に区分可能であるが岩相的には上下で違いがなく、岩相層序単位としては十文字層として一括した (第 2. 2 図)。なお、秋葉 (1977a) が末ノ松山層上部、最上部として珪藻化石年代を報告している地層は秋葉 (1979) で提示されている柱状図から判断すると、佐俣 (1976) の層序区分 (十文字層・留崎層を設定しない) に基づいている。したがって、これらの産出層準は本報告の十文字層に相当するので注意が必要である。

5. 8. 3 目時石灰質礫岩部層 (Zq)

定義 十文字層に含まれる礫岩・礫質砂岩のうち、著しく石灰質、コキナ状の地層を目時石灰質礫岩部層と定義する。平板状斜交層理が卓越するところが多い。

地層名 鎮西 (1958b) の目時貝殻砂岩部層による (第 5. 1 図)。

先行層序区分 鎮西 (1958b) の目時貝殻砂岩部層、Chinzei (1966) の Metoki shell-limestone、佐俣 (1976) の目時石灰質中粒砂岩部層、松原 (1997b) の目時石灰質砂岩部層のうち、十文字層の基底礫岩である日ノ沢礫岩部層を除いたものに等しい (第 5. 1 図)。

模式地 鎮西 (1958b) は青森県三戸町目時駅西端 (三戸地域) としているが、現在では露出が乏しく露頭は散在するものの、上位層・下位層との関係は不明である。ここでは目時駅の北方、滝付近の馬淵川河岸を副模式地として追加指定する。

分布及び構造 模式地付近から本地域内では馬淵川西岸域 (目時、川口、金田一の船越山、沢田沢) でほぼ連続的に分布する。日ノ沢や十文字川では主部層の砂岩の中に薄く挟在している。沢田沢の外山 (石切所字奥山) では、合川火山岩部層が構成する平坦面を薄く覆うように分布する。その南側 (一戸町) には分布がない。また、折爪断層近傍にもまとまった分布があり、観音林の沢、山口の沢、朝草沢にかけて広く分布する。この地域には折爪断層が 3 条に分岐して並走しており、もっとも東側の断層と中央の断層との間では、地層はほぼ北北西に緩く傾斜するが、中央の断層より西側では地層の傾斜が急変し急傾斜となり、一部では逆転するところもある。また、これらとは分布が途切れるが、軽米町の郷坂川の外川目にも分布する。模式地の北方については、三戸地域の三戸町城山までは連続的に分布し、小向ではほぼ尖滅しつつも、その北東の諏訪ノ平北方には分布している (鎮西, 1958b)。

層厚 副模式地の滝では、150 m に達する。本地域内では地形的高まりに分布する本部層は、その上限が剝削されていることも多く、たとえば二戸市金田一船越山では層厚 20 m 以上、合川では 10 m 以上となる。地形的高まり以外での本部層の層厚は概して薄く 10 m 程度である。折爪断層付近の本部層は層厚 100 m 以上と推定される。

岩相 斜交葉理よく認められる砂岩・礫岩 (第 5. 24 図 A, B) で、フジツボの背甲、ホタテ、腕足類などの殻片、石灰藻及びコケムシなどの石灰質の生物源碎屑物が非常に多く含まれる。ところにより、ほとんど生物源碎屑物からなり、コキナ状の岩相が卓越する。斜交葉理は日ノ沢礫岩部層で卓越するトラフ状ではなく、平板状の葉理が、一方向にのみ累重するフォアセットが卓越する (第 5. 24 図 B)、葉理から推定される古流向はおおむね北西方向である。

化石 岩相はコキナ状で非常に生物源碎屑物が卓越するが、ほとんどが粉碎されており、鑑定可能な化石を見出すことは難しい。そのような中で、松原 (1997b) は、本部層から、*Gloripalliumx-Kotormpecten* 群集及び *Nanaochlamys-Nipponopecte-Kotorapekten* 群集を認定し、内生二枚貝をほとんど伴っていないことを指摘した。また、松原 (1996) は、門ノ沢動物群の遺存的要素から浅海における暖流の影響を指摘する一方で、古期塩原耶麻型動物群の典型的要素は欠いている点を指摘している。

古環境 平板状の斜交葉理の累重が卓越することから、一方向流の流れ (海流など) が卓越する環境が推定される。佐俣 (1976) は熱帯～亜熱帯の浮遊性有孔虫を報告している。

年代と対比 以下のように Blow (1969) の N.10 帯、あるいは 12–14 Ma ころの堆積物と判断される。

佐俣 (1976) は青森県三戸町の城山の熊原川 (三戸地

域)において本部層の浮遊性有孔虫化石を分析し、暫定的ながら Blow (1969) の N.10 帯 (斎藤, 1999 では 12.7–14.8 Ma, Nathan and Leckie, 2003 では 14.0–14.8 Ma) としている。尾田ほか (1983) は同じ地点で石灰質ナノ化石の検討を行い、*Cyclicargolithus floridanus* の産出上限を本部層中に認定している。この化石種の消滅年代は地域によって異なるが、もっとも近隣の岩手県南部の一ノ関地域では、12.2 Ma となる (柳沢・林, 2003)。二戸市舌崎 (付図 8) では柱状図の最下部から *Denticulopsis hustedtii* を検出している。これは現在の分類では *D. simonsenii* の可能性が高く、その場合は初普通産出の年代は 13.0 Ma (Watanabe and Yanagisawa, 2005) となる (*D. hustedtii* の場合は初産出が 11.0 Ma となり、浮遊性有孔虫及びナノ化石年代と矛盾する上、上位の柳沢層の珪藻化石年代と逆転する)。以上を総合すると目時石灰質礫岩部層は 13 Ma ころの堆積物である蓋然性が高い。

この年代の近隣地域の地層には、一ノ関地域の下黒沢層十二神将砂岩部層 (柳沢・林, 2003)、宮城県松島地域の三ッ矢層 (石井ほか, 1982) がある。これらはどちらも斜交葉理の卓越した砂岩であり岩相的に類似する。三ッ矢層の下位には粗粒で斜交層理の発達する根古層が発達し、本地域の日ノ沢礫岩部層と目時石灰質礫岩部層との関係に類似する。珪藻化石分析によれば、下黒沢層十二神将砂岩部層の年代は 12.7–13.4 Ma, (柳沢・林, 2003)、三ッ矢層の年代は 15–13 Ma (柳沢・秋葉, 1999) と本部層と近い年代を示す。

5. 8. 4 下斗米火山碎屑岩部層 (Zv)

定義 十文字層中に挟在する火山碎屑岩で、末ノ松山層の合川火山岩部層の再堆積物を下斗米火山碎屑岩部層と定義する。

地層名 鎮西 (1958b) の「下斗米火砕岩部層」由来する。本部層は、火山岩を主体とするスランプ堆積物であるが、「火砕岩」は現在の定義では二次的な火山碎屑物を含まないことから、本報告では岩相名を変更し、「下斗米火山碎屑岩部層」と改称した。

先行層序区分 本部層は、鎮西 (1958b) の下斗米火砕岩部層、Chinzei (1966) の Shimotomai pyroclastics、村井 (1960) の下斗米集塊岩、Murai (1976) の Shimotomai agglomerate に相当する。もともとの下斗米層 (早川ほか, 1954) は本報告の十文字層、柳沢層、舌崎層及び久保層全て含んだ地層を指しており、本部層とは全く異なる (第 5. 1 図)。

模式地 鎮西 (1958b) は二戸市下斗米西方 1 km の路傍に設定した。現在では露出が失われたため、模式地を下斗米西方 (上流) 1 km の十文字川川岸に変更する。

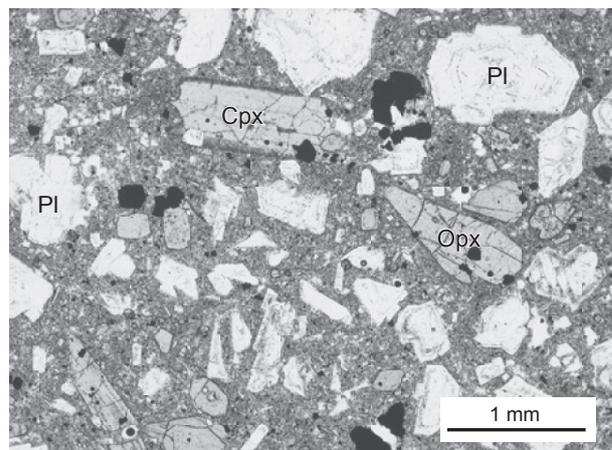
分布と構造 本地域西端の二戸市下斗米及び釜野付近に局所的に分布する。

層厚 模式地で最大で 40–50 m 程度であり、模式地周辺以外は 1 m 以下のところが多い。十文字砂岩の主要砂岩層中に尖滅する。

岩相 本部層は火山岩のスランプ堆積物などを主体とする再堆積物であり、玄武岩質安山岩～安山岩質の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、火山角礫岩、塊状溶岩及び火山岩の含礫砂岩から構成される (第 5. 24 図 F)。凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩は、緻密な玄武岩質安山岩～安山岩礫からなるものが主体だが、一部の火山礫凝灰岩では軽石質のものが認められる。凝灰角礫岩は、いずれも玄武岩質安山岩～安山岩の角礫～亜角礫から構成され、基質支持で淘汰が悪く、塊状無層理で、放射状の冷却節理を持つ岩塊を含むことがある。塊状溶岩は、十文字川沿いの 1 カ所の露頭のみで見られ、側方に水冷破碎した火山角礫岩へと移化する。砂岩の粒度は様々であるが、極細粒砂～細粒砂大の粒子が卓越する。上記構成岩相の境界は極めて不規則で、側方変化が激しい。ブロック状に様々な岩相が入り組んでいる場合もあり、砂岩中に粒度の異なる別の砂岩ブロックが含まれる場合、砂岩中にブロック状の凝灰角礫岩を含む場合や、その逆の場合等が見られる。

模式地周辺以外では、火山岩が礫として砂岩中に散在して含まれる岩相を示す。礫はほぼ同じ層準で並んでおり、礫径は 20–60 cm に及ぶ。

本部層を構成する火山岩の岩石学的特徴は、後述するように、末ノ松山層合川火山岩部層に一致する。上記の岩相の特徴と合わせて考えると、本部層は合川火山岩部層を主な母材としたスランプ堆積物及び合川火山岩部層の礫が再移動した再堆積物であると判断される。



第 5. 25 図 下斗米火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真
安山岩 (試料番号 11102804)。Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石, Pl: 斜長石。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

岩石記載・全岩化学組成

下斗米火山岩部層を構成する火山岩の岩石記載表を第5.4表に示す。本部層を構成する火山岩は斑状組織を示し、斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。石基はインターサータルあるいはハイアロオフィティック組織を示す。

本部層を構成する火山岩の全岩 SiO₂ 量は 56.9 ~ 59.0 wt.% であり、SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩及び安山岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低~中カリウム系列の領域にプロットされる(第5.3図)。本部層の記載岩石学的特徴及び全岩化学組成の特徴は、末ノ松山層の合川火山岩部層と一致する。

単斜輝石斜方輝石安山岩(試料番号 11102804, 第5.25図)

産地: 二戸市下斗米の地点 Zv-1 (付図 2A)。

産状: 凝灰角礫岩に含まれる安山岩岩塊。

全岩 SiO₂ 量: 59.01 wt.% (第5.1表)

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形~半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 2.2 mm 以下で、自形~半自形を呈し、単斜輝石の反応縁を伴うことがある。単斜輝石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形~半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形~他形を呈する。石基はハイアロオフィティック組織を示し、斜長石、斜方輝石、不透明鉱物及び隠微晶質物質で構成される。

化石 未報告。

古環境 本部層はスランプ堆積物から構成されており、不安定な斜面の下位の環境が推定される。

時代及び対比 包含関係から十文字層の堆積年代の NPD4A-5B 中に堆積したと判断される。なお、5.7.3 節(末ノ松山層合川火山岩部層)で述べたように、本部層の凝灰角礫岩から採取した試料の K-Ar 年代測定を行ない、14.2 ± 1.2 Ma の年代が得られた(第5.5表)。本部層は合川火山岩部層を主な母材としたスランプ堆積物であることから、この年代は合川火山岩部層の堆積年代と見なすことができる。

5.9 柳沢層 (Yd, Yp)

定義 十文字層の上位に累重する、珪藻遺骸を起源とする泥岩を柳沢層と定義し、新称する。本層は未続成で珪藻遺骸が保存された珪藻岩相と続成作用により珪藻遺骸の opal-A が opal-CT に変化した硬質頁岩相とに分かれる。後者は川口硬質頁岩部層として知られる。

先行層序区分 鎮西(1958b)の留崎層のほぼ上半分

が該当し、留崎層の下斗米含珪藻シルト岩部層・川口硬質頁岩部層を合せた地層が柳沢層である(第5.1図)。また、村井(1960)の沼ノ久保珪藻土岩層は鎮西(1958b)の下斗米珪藻シルト岩部層と等価である。ただし、早川ほか(1954)の下斗米層は本層と舌崎層をあわせたもので、本層とは定義が異なる。

地層名 新称。本層は、ところにより続成作用によって硬質頁岩となっているが初生的には珪藻土・珪藻岩であるから本報告ではこれらを一つの地層とする。地層名として、沼ノ久保珪藻土岩層または下斗米珪藻シルト岩部層を継承すると本層が珪藻土(岩)のみを指すと誤解される可能性があるため新称とした。更に、下斗米の地名は鎮西(1958b)の留崎層を構成する下斗米火砕岩部層の部層名にも使用されており、本報告でも採用している(下斗米火山碎屑岩部層)。地理的にも層準的にも近い地層に対して同じ地名をあてることは今日の地層命名の基準からすると不適格であるため新称する。また、川口硬質頁岩は背弧域の女川硬質頁岩に比較される前弧域の硬質頁岩として広域対比にも用いられてきた名称であり(例えば Minoura *et al.*, 1996, 永広・越谷, 2012)、混乱を避けるため部層名を残した。

模式地 二戸市金田一地区の沢田沢上流の柳沢とする。ただし硬質頁岩相は、二戸市川口に模式的に分布する。両者の関係は川口から二戸市金田一の野々上^{のうえ}にいたる沢でよく観察できる。

層序関係 下位の十文字層を整合に覆う(第5.24図 D)。上位の舌崎層との関係は、舌崎の馬淵川川岸では整合に見えるが、盆野周辺では本層に対して舌崎層上目時砂岩部層が不整合で覆い、本層の偽礫が上目時砂岩部層中に大量に含まれる。したがって、両者の関係は部分不整合と考えられる。

本層は珪藻遺骸の続成作用による変質により、珪藻岩(Yd)と硬質頁岩(Yh)とに分けられる。上述のように硬質頁岩層は川口硬質頁岩部層と呼ばれる。珪藻遺骸は鉱物学的には opal-A からなっており、主に昇温に伴う続成作用により緻密な opal-CT に変質する。したがって、珪藻土が続成作用を受けると opal-CT に変化し硬質頁岩・陶器岩となる。珪藻岩相と硬質頁岩相は側方変化の関係にある。埋没深度及び地温の大きい下位層ほど硬質頁岩に続成するのが一般的だが、川口(地点 Zs-1, 付図 2A)では珪藻岩が上方にむかって硬質頁岩に移化していることが確認されている。また、付図 8 には硬質頁岩よりも下位に珪藻質シルト岩が挟在していることが示される。

分布と構造 模式地から南は下斗米、北は二戸市川口まで珪藻岩相が分布する。二戸市盆野^{ぼんの}の沢にも露出がある。鎮西(1958b)及び Chinzei(1966)、村井(1958b)及び村井(1960)の地質図によれば、本層の分布は下斗米までである。さらに西の門松に至ると本層は消滅する

ため、舌崎層の上目時砂岩部層が直接、十文字層を覆う。村井 (1958b) 及び村井 (1960) では、門松付近に南北性の断層を想定している。盆野の北の沢で、本層の硬質頁岩相が1露頭だけ露出するが、基本的に模式地より北側では硬質頁岩相が発達する。本地域では、海上川の谷地の下流やさらにその下流の川口から馬淵川の舌崎にかけて分布し、北接する三戸地域の小向や城山まで分布している。

舌崎や海上川に分布する本部層は南北走向で西に15°程度ゆるく傾斜する単斜構造をなす。柳沢より南では十文字層と同様の、10°未満の低角で走向はゆらいでいる。

層厚 模式地の柳沢では珪藻岩相の上限は不明で、30 m以上と推定される。下斗米の北側では層厚は30 mある。硬質頁岩相は川口では60 mに及ぶが、鎮西 (1958b) によれば北方で薄くなり小向で24 mになる。

化石 珪藻岩からは珪藻化石を豊富に産する (村井, 1958b; Maruyama, 1984)。両者の間では種構成に異同があるが、*Coscinodiscus* 属が卓越している。

Murai (1976) は二戸市金田一地区の川口や盆野及び下斗米字下斗米に分布する珪藻岩から、次のような植物化石の産出を報告している：*Cunninghamia protokonishii*, *Fagus paleocrenata*, *F. protojaponica*, *Quercus protoacuta*, *Pasania (Lithocarpus) miohypophaea*, *P. cf. amygdalifolia*, *Machilus protothubnergi*。常緑広葉樹が卓越する (*Cunninghamia* はヒノキ科の常緑針葉樹)。また、川口硬質頁岩部層からは魚鱗化石の産出報告がある (鎮西, 1958b)。

古環境 常緑広葉樹が卓越する植物化石群集 (Murai, 1976) から暖温帯の環境が推定される。

時代及び対比 珪藻岩相から産出する珪藻化石に基づき、本層はNPD5C (*Coscinodiscus yabei* 帯, 11.4–10.0 Ma) に対比される (Maruyama, 1984)。川口硬質頁岩部層の比較的下部 (付図8の層準STZ7–8間) からは放散虫の *Eucyrtidium inflatum* の急減層準 (11.6 Ma) が認定されており、最上部 (付図8の層準STZ13–14間) では *Cyrtocapsella japonica* の急減層準 (10.0 Ma) が認定されている (尾田ほか, 1983)。珪藻化石と放散虫化石の示唆する年代は概ね一致しており、後期中新世の初期となる (第2.3図)。なお、本層中部の *Cannartus petterssoni* (今日の *Diartus*) の初産出層準 (12 Ma) は、産出自体が散点的との断り書き (尾田ほか, 1983) があるため本報告では年代推定には使用しなかった。

5.9.1 珪藻岩層 (Yd)

定義 柳沢層珪藻岩相は珪藻遺骸からなる軟質のシルト岩を主体とする岩相である。

先行層序区分 本岩相は、これまで沼ノ久保珪藻土岩層 (村井, 1960)、あるいは下斗米珪藻シルト岩部層 (鎮西, 1958b) として、独立した地層名を与えられていた。

鎮西 (1958b) は下斗米珪藻シルト岩部層を留崎層を構成する部層と位置づけていた。

分布 二戸市金田一字川口からその南側の長久保、沼久保、柳沢、神山の上流、下斗米字下斗米にかけて連続的に分布する。これとは連続しないが、盆野周辺の小沢の谷底にも小規模の分布がある。下斗米南方の丘陵の頂部にも分布が認めれる。なお、鎮西 (1958b) が下斗米含珪藻シルト岩部層の模式地に設定した下斗米字下斗米東方山腹の珪藻土採掘場は今では露頭が消滅し、転石が散在している。この採掘場は二戸科学教育研究会 (1978) でも珪藻土産地として紹介されている。まとまった分布としてはここが南西限となる。

岩相 ほとんど塊状で、露頭面では新鮮なところでも白色～白灰色を呈することが多い (第5.26図A)。珪藻遺骸の割合の大きいところでは乾燥すると白色で、触るとぼろぼろと脆く碎ける。場所により、特に分布の南側では泥質な陸源碎屑物の混入が多いところもある。ここでは、やや灰色になり岩石も脆くはない。陸源碎屑物が多いところでは上位の舌崎層のシルト岩と類似する。

5.9.2 川口硬質頁岩部層 (Yh)

定義 柳沢層を構成する硬質頁岩を川口硬質頁岩部層と定義する。

地層名 鎮西 (1958b) の川口硬質頁岩部層に由来する。

先行層序区分 鎮西 (1958b) 及び佐保 (1976) の川口硬質頁岩部層, Chinzei (1966) 及び Matsubara (1996b) の Kawaguchi Hard Shale (Member) と同じ。

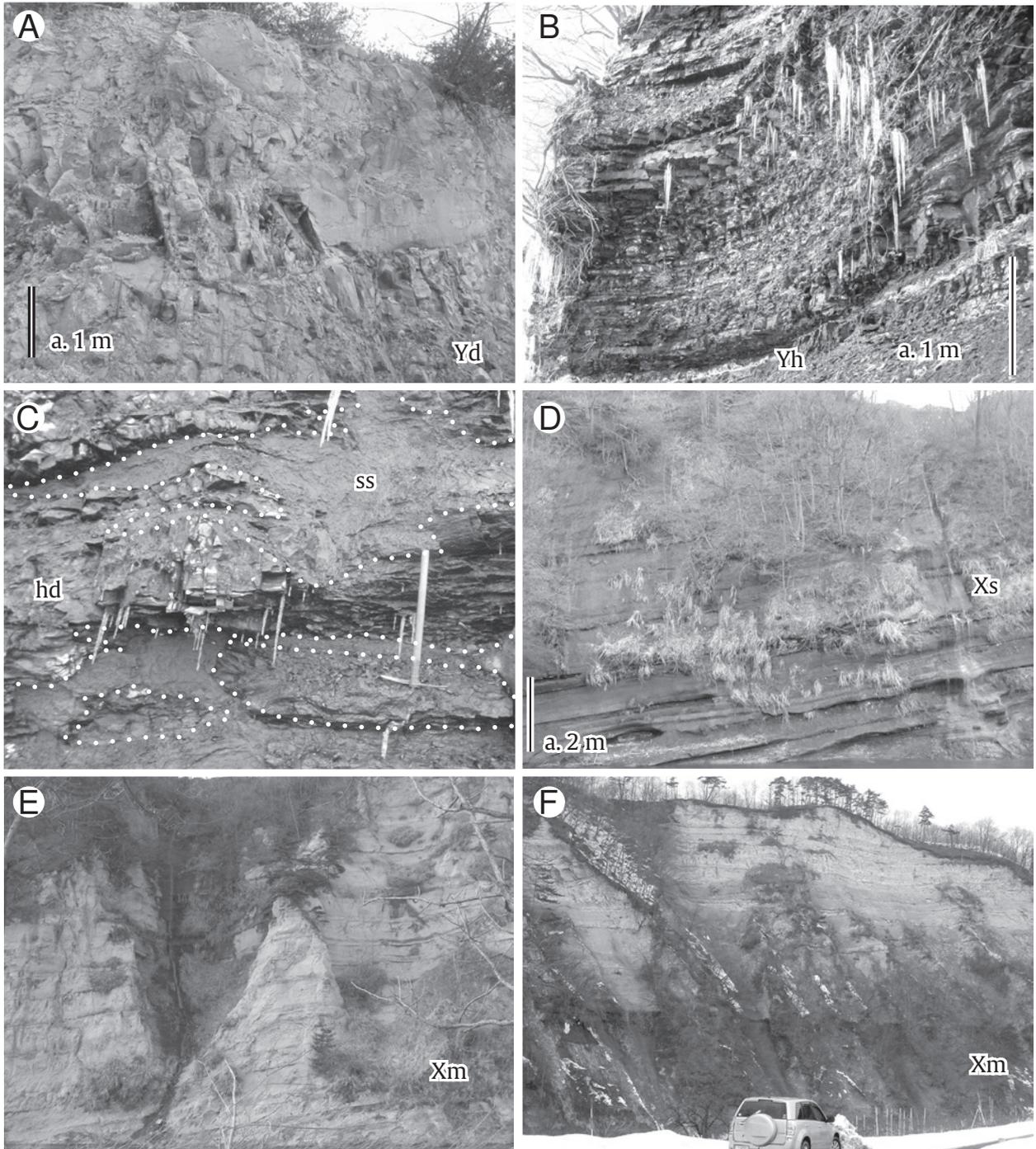
模式地 鎮西 (1958b) は二戸市金田一字川口から舌崎間の馬淵川川岸を指定 (三戸地域)。

分布と構造 鎮西 (1958b) によれば三戸地域によく分布する。本地域では、二戸市舌崎から金田一字川口の馬淵川沿い及び金田一字谷地の海上川 (金田一川とも) 沿いに分布する。これらから隔たって、盆野に極局的に分布し、ここが分布の南限である。北北東–南南東走向で北西にゆるく傾斜する。

岩相 黒色～暗灰色の硬質頁岩 (第5.26図B) で、模式的に露出する川口や舌崎の青岩橋では砂岩層と指交している。砂岩層は分級のよい中粒砂岩で、層厚が50 cmから2 m程度のものが数枚挟まれており、ところにより砂岩層から分岐して砂岩脈として硬質頁岩に貫入している (第5.26図C)。

5.10 舌崎層 (Xs, Xm, Xa)

定義 柳沢層に累重する泥質岩を主体とする地層を舌崎層と定義する。基底には砂岩があり、ところにより柳沢層の偽礫を大量に含む。この砂岩を上目時砂岩部層と呼ぶ。主部は植物片を大量に含むシルト岩で、ところにより砂質になる。上部は再び砂岩を挟有し、砂岩シルト



第 5. 26 図 柳沢層と舌崎層の露頭写真

地点位置は註記のないものは付図 2B.

A: 柳沢層の珪藻岩相 (Yd). ただし, この露頭では珪藻遺骸は保存されているが, 若干の続成を蒙っている. 二戸市下斗米の北側斜面の地点 Yd-1 (地点位置は付図 2A). B: 柳沢層の硬質頁岩相にあたる川口硬質頁岩部層 (Yh). 青森県三戸町目時 (三戸地域) の青岩橋の上流の地点 Yh-1. C: 同層の硬質頁岩 (hd) の砂岩脈 (ss). 砂岩は挟在する砂岩層から伸びている. 青岩橋の上流の地点 Yh-2. D: 舌崎層最下部の上目時砂岩部層 (Xs). 三戸町目時 (二戸市舌崎の対岸) の地点 Xs-1. E: 舌崎層の主部のシルト岩層 (Xm). 舌崎の蛇行部. この露頭では乾燥して明色を呈するが, 枝沢では露頭表面が湿気ており, 中灰色となっていることが多い. 青森県三戸町目時 (二戸市舌崎の対岸) の地点 Xm-1. F: 舌崎層の主部のシルト岩層 (遠景). 青森県三戸町目時 (二戸市舌崎の対岸) の地点 Xm-2.

岩の互層となる。この地層を釜沢砂岩シルト岩部層と呼ぶ。

地層名 鎮西 (1958b) の舌崎累層に由来する。

先行層序区分 鎮西 (1958b) の舌崎累層は舌崎シルト岩部層のみから構成され、これは本研究の舌崎層主部シルト岩が対比される。下位の上目時砂岩部層は、鎮西 (1958b) では上目時砂岩シルト岩部層として留崎層の上部を占める部層として位置づけられており、上位の釜沢砂岩シルト岩部層は釜沢互層部層として久保層の基底を構成する部層と位置づけられていた。Chinzei (1966) は、釜沢砂岩シルト岩部層を Kamassawa alternation として Shitazaki Formation の最上位部層として再編した (第 5. 1 図)。

Maruyama (1984) は本地域の珪藻化石層序を検討する上で片山敏男氏の東北大学理学部の修士論文「青森・岩手県境、馬淵川流域の新第三系の層位学的研究」を踏まえて堆積サイクルの観点から、本部層は留崎層ではなく、上位の舌崎層に含められるべきとした。松原 (1996) は地質図を作成する作業を行った上で、この考えを採用した。

Matsubara (1996b) は留崎層の川口硬質頁岩部層・下斗米珪藻 (本報告の柳沢層) とその上位の上目時砂岩シルト岩部層との間に不整合を認め、堆積サイクルの観点から部層の再編を行った。留崎層最上位の部層であった上目時砂岩シルト岩部層を舌崎層に含め、舌崎層を下位から Kamimetoki Sandstone member (上目時砂岩部層)、Shitazaki Siltstone Member (舌崎シルト岩部層)、及び Kamasawa Siltstone and Sandstone Member (釜沢シルト岩部層) からなる、とした (第 5. 1 図)。これにより、舌崎層は海進による基底砂岩、上方細粒化、浅海化による砂岩泥岩互層として理解可能になる。本報告でもこの考えを採用し、以下で述べる名称上の修正を施した上で、この区分を踏襲する。層序カイド (日本地質学会編訳, 2001) によると、(累) 層 (Formation) 名と部層 (Member) 名は同名にしないこと及び不要に部層を設定すべきではないことから、舌崎シルト岩部層とされた主部のシルト岩については部層を廃止する。また、釜沢砂岩シルト岩互層部層のローマ字表記については Kamassawa が当初の表記 (鎮西, 1958b) であることから、これを採用する。地名としては「かまざわ」乃至「かばざわ」と読まれる (二戸市市史編纂室, 2007)。

早川ほか (1954) 及び村井 (1960) では、柳沢層、本層、及び久保層が下斗米層として一括されている。佐俣 (1976) の舌崎累層主部と久保累層釜沢粗粒凝灰岩部層の一部が本層に該当する。

模式地 三戸地域の二戸市舌崎、馬淵川の蛇行部攻撃側斜面の大崖 (鎮西, 1958b, 付図 2B の STZ ルート)。

層序関係 下位の柳沢層を一部不整合に覆う (第 5. 15 図)。二戸市盆野では柳沢層珪藻岩層を削り込んでいる

が (第 5. 2 図の地点 133)、二戸市舌崎の馬淵川川岸では硬質頁岩相を整合に覆う (第 5. 2 図の地点 141)。本層の上位は 20 m の厚い凝灰岩 (久保層基底の釜沢凝灰岩部層) に整合に覆われる (鎮西, 1958b, 第 5. 27 図)。舌崎層内部は、基底の砂岩 (上目時砂岩部層, Xs)、主部のシルト岩 (Xm)、最上部は砂泥互層 (釜沢砂岩シルト岩部層, Xa) に区別でき、それぞれは整合である (第 5. 27 図)。

分布と構造 二戸市下斗米の北の沢から海上川にかけての丘陵地に広く分布し、更に北の三戸地域に続く (鎮西, 1958b)。柳沢層の硬質頁岩層と同様、舌崎付近では南北走向で 15° 程度の西傾斜であるが、海上川や下斗米の北では北東-南北走向の 15° 未満の傾斜となる。

層厚 全体として 200 m 程度。

化石 基底の上目時砂岩部層からは軟体動物化石が産する (Matsubara, 1996b)。

古環境 全体を通して浅海的环境である。

年代及び対比 主部シルト岩層から産出する珪藻・浮遊性有孔虫化石より、後期中新世の中葉に対比される。

5. 10. 1 上目時砂岩部層 (Xs)

定義 舌崎層の基底を占める、やや粗粒な砂岩を上目時砂岩部層と定義する。下位の柳沢層の細粒堆積岩 (珪藻岩・硬質頁岩) を一部で削り込み、上位の主部シルト岩に整合に移化する。

地層名 鎮西 (1958b) の上目時砂岩シルト岩部層による。

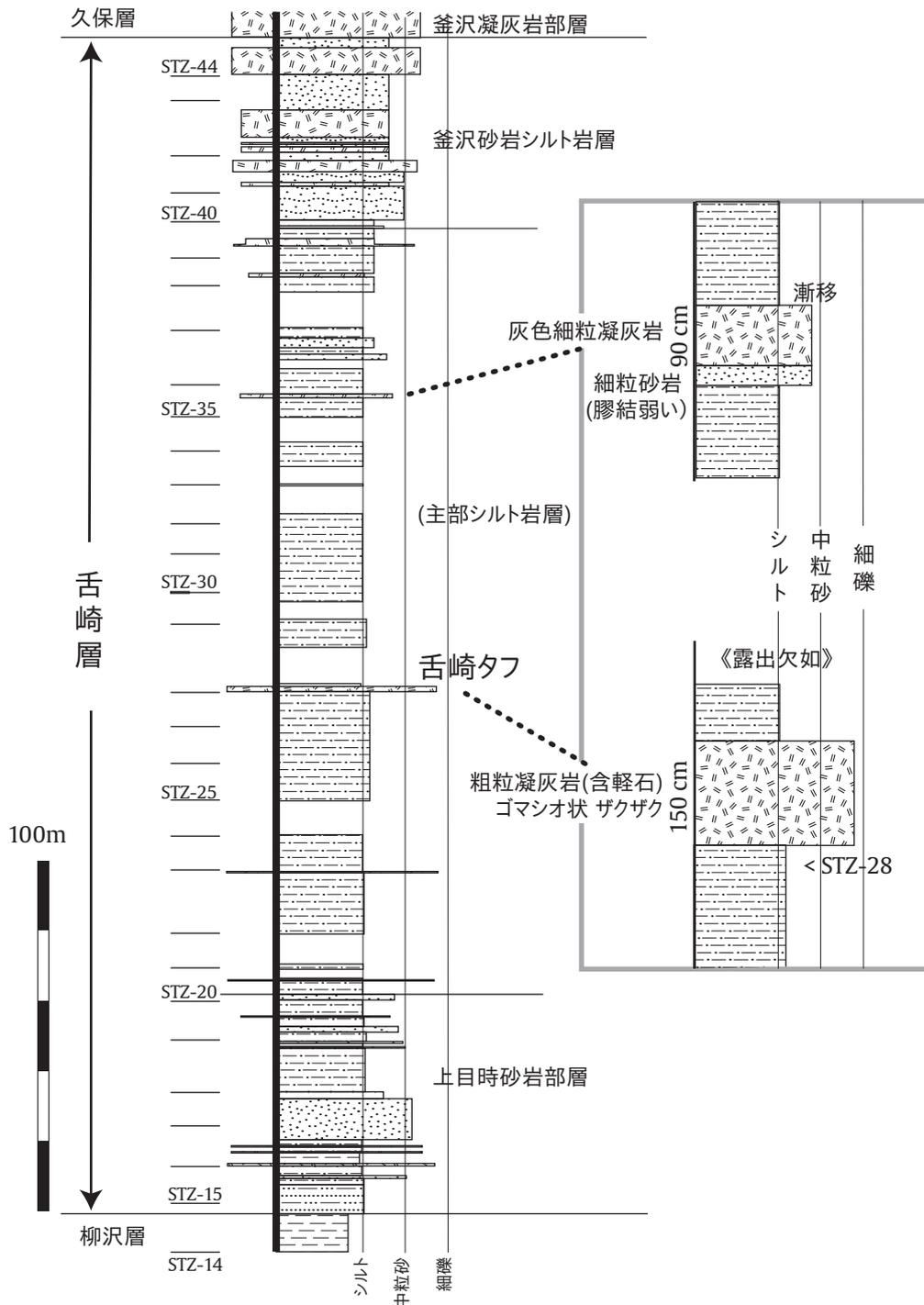
先行層序区分 鎮西 (1958b) 及び Chinzei (1966) では上目時砂岩シルト岩部層は留崎層の最上位に位置づけられていたが、本報告では Maruyama (1984) 及び松原 (1996) 同様、舌崎層の基底砂岩として位置づける (第 5. 1 図)。

模式地 青森県三戸市上目時南西の馬淵川河岸 (三戸地域, Xs-1, 付図 2B)。

分布と構造 二戸市十文字川の下斗米北岸から盆野を経て柳沢、海上川の二戸市谷地~下海上、二戸市野々上、二戸市舌崎~三戸市上目時 (模式地、三戸地域) に分布する。鎮西 (1958b) によると、更に北方に三戸町城山まで分布し、模式地より北では、三戸町を流れる猿辺川に至るまで、ほぼ南北走向西傾斜の単斜構造を示す。一戸地域を含め模式地より南では走向が西南西-東北東で北西傾斜 (<15°) に回転している。

層厚 二戸市舌崎付近の馬淵川河岸では 45 m である。二戸市下斗米の北方では薄く 10 m 程度である。

岩相 成層した比較的粗粒な砂岩である (第 5. 26 図 D, 第 5. 27 図, 付図 8)。模式地や海上川では凝灰質で中粒砂岩が主体だが、基底には含細礫粗粒砂岩も挟在している。礫はジュラ系の泥岩の垂角礫である。更に南、盆野付近ではアルコース質の粗粒~中粒砂岩からなっ



第5. 27図 模式ルートにおける舌崎層の柱状図
 位置は付図2BのSTZルート(地点141).
 主柱状図の左に珪質碎屑岩と区別するために凝灰岩層だけを記した. STZ-は鎮西(1979), 尾田ほか(1983)及びOda et al.(1984)のサンプリング層準. 舌崎タフについては本文参照. 付図8(鎮西清高原図)をもとに作成.

おり, 成層構造が著しく, 細礫が層理の底部に集中していたり, 砂粒子中に浮いた状態で混在していることも多い. 下位の柳沢層の細粒堆積岩を偽礫として含む. 更に南の下斗米付近は凝灰質中粒砂岩からなる. なお, 本地域の北方では凝灰質粗粒砂岩・礫質砂岩・砂質シルト岩・シルト岩の互層からなり, 基底部に貝殻片を多量を含む

細礫岩を挟有する(鎮西, 1958b).

化石 Matsubara(1996b)は模式地付近の本部層の軟体動物を検討した結果, 塩原型動物群の *Chlamys-Patinopecten* 群集の産出を検出している. Matsubara(1996b)及び松原(1997a)は本部層から *Macoma* に代表される自生的な海棲軟体動物化石と他生的な "pectinid

群集”を報告した。後者から *Mizuhopecten paraplebejus* 及び *Miyagipecten matsumoriensis* などの塩原耶麻動物群の要素が得られ、構成要素の検討から Ogasawara (1994) の新期塩原耶麻型に比較されるとした。

古環境 岩相から浅海的环境と判断される。また、軟体動物化石群集から暖温帯から中間温帯的な海中気候が推定される Matsubara (1996b)。

時代及び対比 Maruyama (1984) は本部層の中部 (付図 8 の STZ-17) に珪藻の *Denticulopsis dimorpha* の初産出層準 (10.0Ma; Yanagisawa and Akiba, 1998) を認定している。この種の最終産出層準は舌崎層主部のシルト岩層中部にあって、ここまでが NPD5D (10.0–9.2 Ma) となる。また、本部層の下部は NPD5C (11.5–10.0 Ma, 後期中新世の前葉) に対比される (第 2. 3 図)。

5. 10. 2 主部シルト岩層 (Xm)

定義 舌崎層の主部を構成するシルト岩層

層厚 (舌崎層の) 模式地で 130 m。

岩相 塊状のシルト岩を主体とする地層 (第 5. 26 図 E) で、5 mm 程度の植物片がよく混じる。軽石の破片 (粗粒砂～細礫大) も多く、時に砂質シルト岩になる。オリブ灰色を呈するが、乾燥すると黄白色になる。風化した露頭では、赤サビ状の鉄酸化物が岩石の表面を覆う。ところどころ凝灰質で、5 mm 程度の炭化した植物片がよく混じる。50 cm – 数 m の層厚で成層しているが、塊状のところもある。また、露出条件の悪いために塊状に見えるところもある。本層は次に述べるように特徴的なテフラ (固結) を 2 枚挟有している。これらのテフラは本地域では模式地と海上川で確認されており、更に三戸地域においても広く追跡されている (鎮西, 1958b)。下位のテフラは、主部シルト岩層の中部 (第 5. 27 図, 付図 8 の STZ-28 の直上) にあり、細礫大～粗粒砂の軽石と黒い岩片によりゴマシオ状を呈する。固結したテフラであり、「舌崎タフ」と呼称される (Chinzei, 1966; 尾田ほか, 1983)。これは層厚 1.5 m で、海上川ではハンモッキー斜交葉理が認められた。上位のテフラは上部 (第 5. 27 図, 付図 8 の層準 STZ-35 と 36 の間) にある、層厚 1 m の灰色の細粒～中粒砂サイズの凝灰岩である。

化石 鎮西 (1958b) は、軟体動物の産出は乏しいとしながらも *Solemya* sp., *Yoldia* sp. などの産出を報告している。植物化石については Murai (1976) が本層から *Abies protofirma*, *Fagus palaeocrenata*, *Magnolia* sp. *Actinodaphne* cf. *nipponica*, *Cornus* sp. *Rhododendron* sp. の産出を報告している。これらの植物は暖温帯 (一部、冷温帯) の植生を示す。

古環境 岩相から陸棚下部が推定される (鎮西, 1958b)。

時代及び対比 以下で述べる微化石層序から、本層シルト岩は後期中新世の中葉に対比される。

模式地において、本岩相の中部 (付図 8 の層準 STZ-27, 尾田ほか (1983)) に *Denticulopsis dimorpha* の最終産出層準があり (Maruyama, 1984), 中部・下部は NPD5D (10.0–9.3 Ma, 年代は鹿野ほか [2011], 以下同じ) に対比される。また、舌崎層最上部付近の釜沢シルト岩砂岩部中 (付図 9 の層準 STZ-41 と 42 の間) に *Thalassionemaschraderi* の初普通産出層位 (8.4 Ma) がある。これらにより、本岩相の中部・上部は NPD6A (9.3–8.7 Ma, 後期中新世の中葉) に対比される (第 2. 3 図)。

Maruyama (1984) は益野北方の沢で珪藻化石の検討を行い、中部・下部を *Denticulopsis dimorpha* 帯 (NPD5D), 上部を *Denticulopsis katayamae* 帯 (NPD6A) としている。Maruyama (1984) は更に同層の上位層準に対しても検討を行い、NPA6A 及び 6B (8.7–7.7 Ma) の珪藻化石群集を検出している。一方で、秋葉 (1979) は同じ沢の本層から *Denticula dimorpha* 帯 (NPD5D) の珪藻化石群集を報告している。この報告は Maruyama (1984) が *Denticulopsis katayamae* を認定する以前のもので、ここでいう *Denticula dimorpha* 帯は NPD5D と 6A を含んでいる (Yanagisawa and Akiba, 1998)。したがって両者に矛盾はない。

なお、有孔虫 (佐保, 1976) については、海上川の荒谷～月折付近の本層シルト岩 (「舌崎タフ」付近と推定される層準) から *Globorotalia cultrata menardii* の類似種及び地中海の最上部中新統から産出する *G. (s.s) dalii* の類似種を検出している。*G. cultrata menardii* は、Blow (1969) の N.14 より上位の層準で産出する。

5. 10. 3 釜沢砂岩シルト岩部層 (Xa)

定義 舌崎層の最上位を占める地層で、舌崎層主部のシルト岩に累重する砂岩卓越型の砂岩シルト岩互層を釜沢砂岩シルト岩部層と定義する。シルト岩から本部層へは急激に移化する。

地層名 鎮西 (1958b) の釜沢砂岩シルト岩互層部層 (Kamassawa alternation of sandstone and siltstone member) による。ただし、現地名は「かまざわ」である。

先行層序区分 鎮西 (1958b) はもともと本部層を久保層の最下位層として位置づけていた。Chinzei (1966) は舌崎層舌崎シルト岩部層 (本報告のシルト岩相) から本部層は漸移しているとして、これを舌崎層に含めた (第 5. 1 図)。Matsubara (1996b) も、これに従い、本報告も同じである。

模式地 二戸市舌崎南西の釜沢 (三戸地域。舌崎の東北東にも釜沢が存在するが、これとは異なる)。

分布と構造 本地域の北西縁の二戸市金田一下海上及び北向の北側の沢にわずかに分布する。鎮西 (1958b) によれば、分布は北接する三戸地域と西接する浄法寺地域に延長し、分布の中心は模式地付近にある。青森県三戸町の小向から模式地まで、ほぼ南北走向で分布し、模

式地で走向が、南北走向から北北東－南南西走向に回転し、西側へは少なくとも浄法寺地域の落合までは延長している。

層厚 馬淵川河岸では 50 m 程度である（付図 9、鎮西清高氏作図の柱状図によれば 55 m）。鎮西（1958b）によれば北（三戸地域）に向って層厚を減じる。

岩相 細粒砂岩と細粒凝灰岩及びシルト岩との互層からなる。単層は 1 m を越える厚いものが多く、2–3 m の厚い砂岩や凝灰岩が目立つ。全体的に凝灰質で、細粒砂大の粒子から構成される地層である。凝灰質な成分の多少により互層となっている。下部は砂岩が卓越し、上部は凝灰岩が卓越する。本部層を久保層基底の 10 数 m の凝灰岩（釜沢凝灰岩部層、第 5. 27 図、付図 9）が覆う（三戸地域）。釜沢凝灰岩部層は軽石質の火山礫凝灰岩・凝灰岩を主体とし、軽石火山礫の粒径は細礫～砂サイズが卓越する。軽石質の（火山礫）凝灰岩葉理と石質の凝灰岩葉理が互層し、ところにより斜交葉理を呈する（鎮西、1958b）。釜沢凝灰岩部層は Sawanai andesite の縁辺相とされる（Chinzei, 1966）。

化石 細粒砂岩層から軟体動物化石を豊富に産し、Chinzei（1959）によって Kubo faunule と呼称された（上述のように当初は本部層は久保層に帰属していたため、地域名称が Kubo となる）。主なものは *Turritella nipponica*, *Fusitriton oregonensis*, *Antiplanes sadoensis*, *Lucinoma acutilineatum*, *Venericardia ochiaiensis*, *Pandora pulchella* で、その他、有孔虫や介形虫、ウニ、海綿の骨針が産する。

古環境 岩相と産出化石から浅海、特に陸棚の環境が示唆される。

時代及び対比 前項で触れたように、本部層の中部（付図 8 の層準 STZ-41 と 42 の間）に *Thalassionema schraderi* の初普通産出層準（8.4 Ma）が位置する。この層準は *Thalassionema schraderi* 帯（NPD6B）の最下部に位置することから、本部層の大部分は NPD 6B に属すると考えられる。なお、この時代は太平洋で比較的広域に追跡されるハイエタスの時期（Keller and Barron, 1983 の NH5）でもあり、舌崎層主部のシルト岩相から本部層への上方粗粒化のプロセスもこれに対比できる可能性がある。

5. 11 鳥谷層（Ty）

定義 本報告では、青森県南部町鳥谷～岩手県軽米町新井田付近において、中部中新統の十文字層あるいはジュラ系を不整合に覆い、下部～中部更新統の江刺家層に不整合に覆われ、主に陸成層からなる地層及びその相当層を鳥谷層と定義する。

地層名 鳥谷層の名称は、確認できる限りでは小笠原ほか（1986）が初出である。

先行層序区分 小笠原ほか（1986）では、地質図と凡例において本層の名称が使われているのみで、文章中には記述が存在せず、その定義は不明である。その後、根本・鎌田（1997）による土地分類基本調査「三戸・一戸」においても、本層の名称はそのまま踏襲された。しかし、その定義については、依然として明確には定められていない。本報告においては、従来通り「鳥谷層」の名称を踏襲したが、上述のように改めて鳥谷層を定義した。

模式地 青森県南部町鳥谷の地点 Ty-1 から、地点 Ty-2, 4, 5, 6 を経て、岩手県軽米町古屋敷の地点 Ty-7 へと至る沢沿いのルート（付図 2A, 2B）。

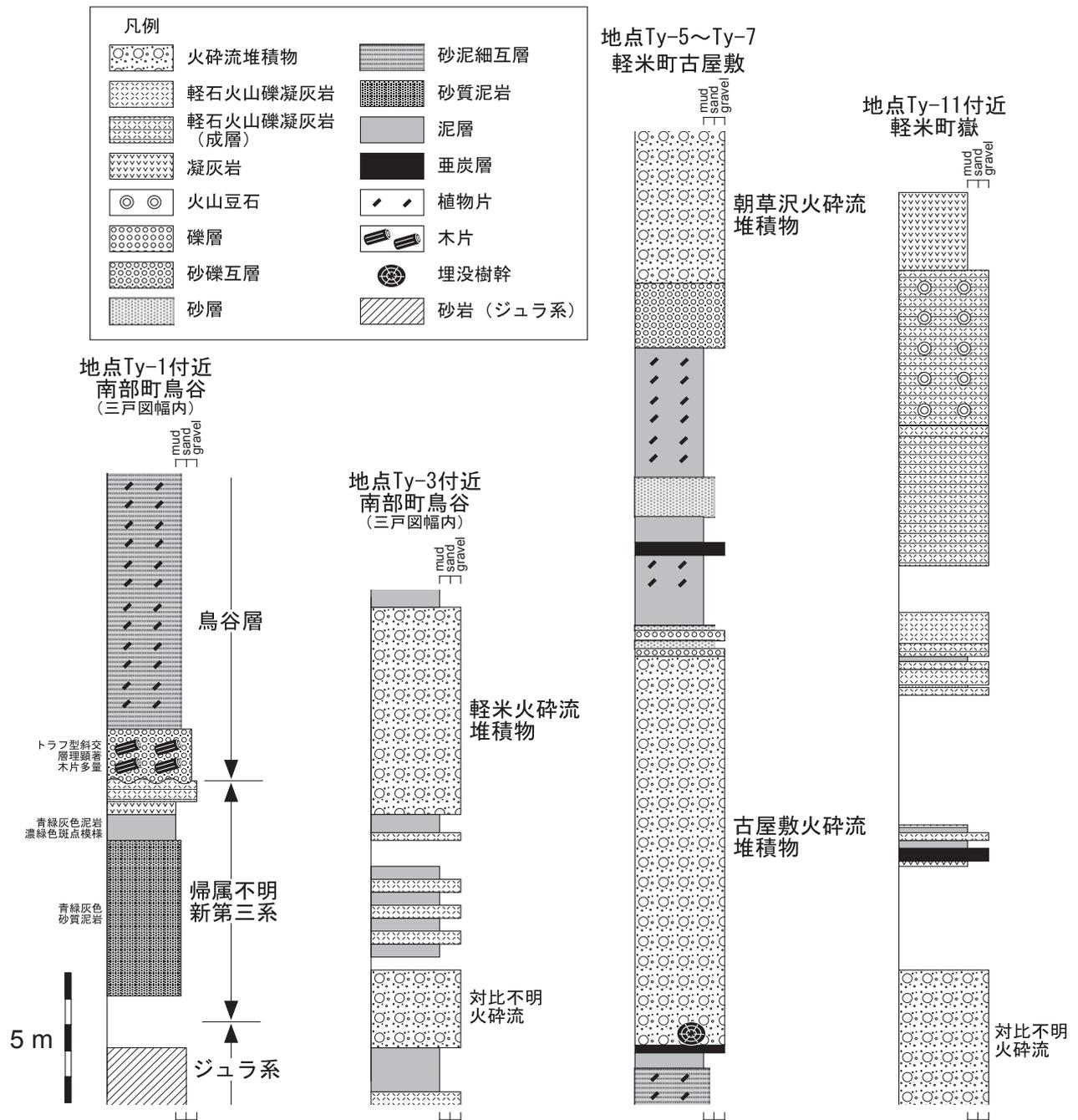
層序関係 中部中新統の十文字層以下の地層を不整合に覆い、下部～中部更新統の江刺家層に不整合に覆われる。南部町鳥谷の地点 Ty-1（三戸地域）では、本層の基底砂礫層が、帰属不明（おそらく中新統）の青緑灰色砂質泥岩・泥岩を不整合に覆う（第 5. 28 図）。

分布と構造 折爪断層の東方に分布が限定される。軽米町晴山～嶽にかけての地域、九戸村滝谷～西山にかけての地域や軽米町軽米付近のほか、軽米町宮沢付近にも局所的に分布する。軽米町平よりも北方の地域及び軽米付近ではほぼ水平層であり、軽米町嶽よりも南方の地域では西～南西に 20° 前後で傾斜する。

層厚 軽米町古屋敷付近で最大約 100 m、軽米付近では最大約 50 m、九戸村小倉付近では最大約 170 m である。

岩相 本層は、軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、泥岩、砂岩（砂層）、礫岩（礫層）及び亜炭層で構成される。このうち、本層の半分以上を占めるのが軽石火山礫凝灰岩である。その多くは火砕流堆積物で、その他には降下火砕堆積物や二次堆積した火山碎屑物が見られる。本層中には多数の火砕流堆積物が認められるが、それらはいずれも同様な岩相を示すため、露頭観察のみで 1 枚 1 枚を識別することは容易ではない。しかしながら、記載岩石学的特徴の違いから、軽米町新井田よりも北方の地域においては少なくとも 3 枚の火砕流堆積物が識別可能である。それぞれを、古屋敷火砕流堆積物、朝草沢火砕流堆積物、軽米火砕流堆積物と命名する。これらの火砕流堆積物の確認地点を第 5. 29 図に、記載岩石学的特徴を第 5. 6 表に示す。これらの層序関係については、朝草沢火砕流堆積物が古屋敷火砕流堆積物の上位に位置することは判明しているが（第 5. 28 図）、前 2 者と軽米火砕流堆積物の関係は今のところ不明である。

古屋敷火砕流堆積物（新称）：デイサイトあるいは流紋岩質の火砕流堆積物である。模式地を軽米町古屋敷の地点 Ty-6（第 5. 29 図、第 5. 30 図 A、付図 2A）とする。模式地での層厚は約 15 m である（第 5. 28 図）。模式地付近以外での分布は、現状では不明である（第 5. 29 図）。本堆積物は、塊状無層理の非溶結火山灰流堆積物であり（第 5. 30 図 A）、長径 4 cm 以下の白色軽石及び石質岩片をまばらに含む。基質は灰色～褐濁灰色を呈する粗粒

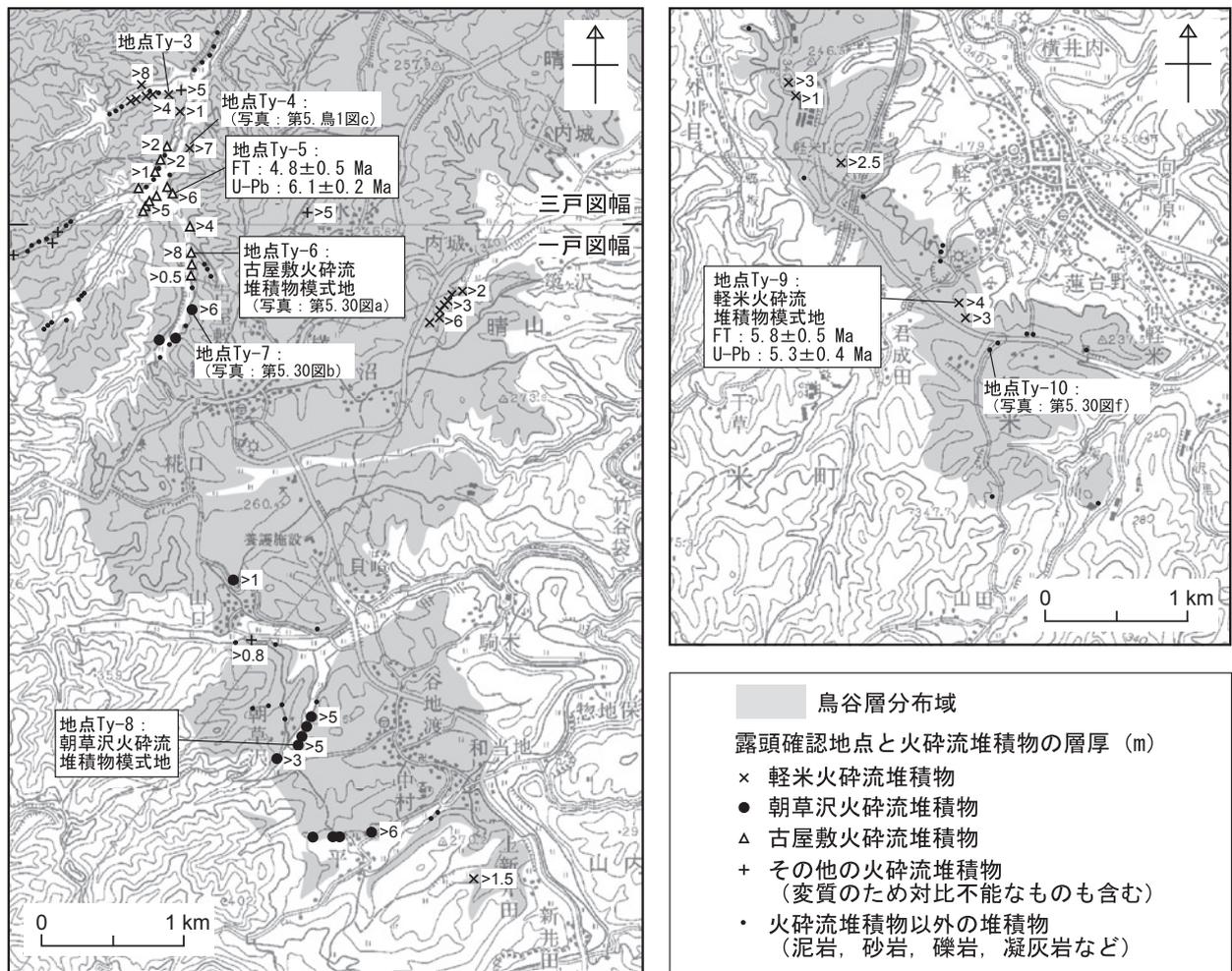


第5. 28 図 鳥谷層の代表的地点における地質柱状図

火山灰で構成される。模式地では、本堆積物の基底に直径 1.5 m の埋没樹幹を含む (第 5. 30 図 A)。埋没樹幹の表面は炭化している。本堆積物は、斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱物を含む (第 5. 6 表)。石英は、両錐形を示すものが多く、透明なガラス包有物を含むことがある。火山ガラスは淡褐色を呈し、スポンジ状、繊維状、Y 字状、平板状など様々な形態を示す。

朝草沢火砕流堆積物 (新称) : デイサイトあるいは流紋岩質の火砕流堆積物である。模式地を軽米町朝草沢の

地点 Ty-8 (第 5. 29 図, 付図 2A) とする。模式地での層厚は 5 m 以上である。模式地付近の他に、軽米町古屋敷 (第 5. 28 図), 山口, 平において分布を確認できる (第 5. 29 図)。本堆積物は、塊状無層理の非溶結火山灰流堆積物であり (第 5. 30 図 B), 長径 3 cm 以下の白色軽石をまばらに含む。基質は灰色を呈する粗粒火山灰で構成される。模式地ではガス抜けパイプが認められる。本堆積物は、斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、鉄鉱物を含み、極微量の単斜輝石を伴う (第 5. 6 表)。古屋敷火砕流堆積物や軽米火砕流堆積物に比較して結晶量が



第 5. 29 図 鳥谷層の火砕流堆積物確認地点

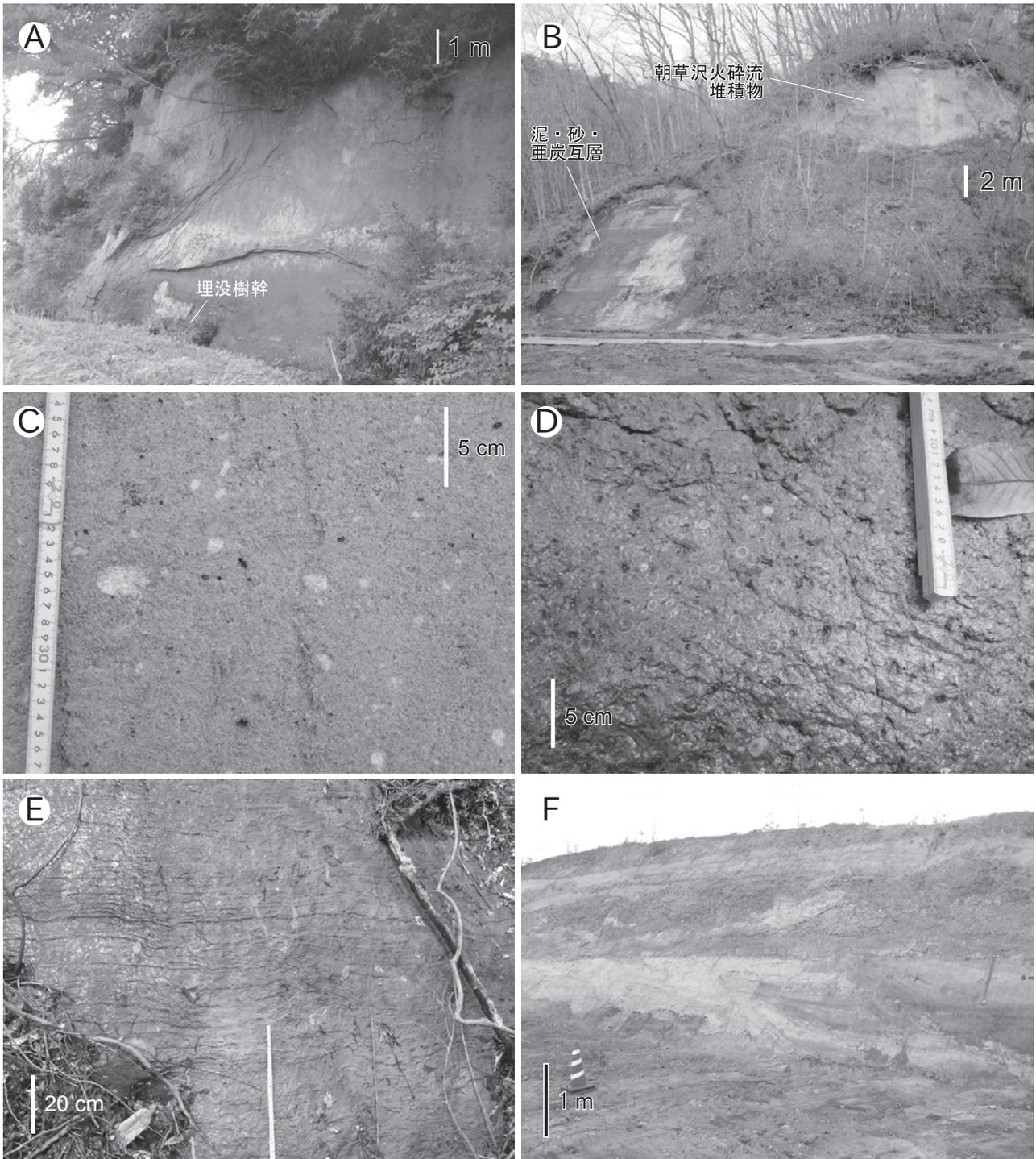
少ない。石英は透明あるいは褐色のガラス包有物を含むことがある。火山ガラスは淡褐色を呈し、Y 字状、平板状、繊維状の形態を示す。

軽米火砕流堆積物（新称）：デイサイトあるいは流紋岩質の火砕流堆積物である。模式地を軽米町軽米の地点 Ty-9（第 5. 29 図、付図 2A）とする。模式地での層厚は 4 m 以上である。模式地付近の他に、南部町鳥谷（第 5. 28 図）、軽米町築ヶ沢、新井田など、比較的広域で分布を確認できる（第 5. 29 図）。本堆積物は、塊状無層理の非溶結火山灰流堆積物であり、長径 4 cm 以下の白色軽石及び長径 2 cm 以下の黒色スコリアをまばらに含む（第 5. 30 図 C）。石質岩片は含まれるものの、量は非常に少ない。基質は灰色～淡褐灰色を呈する粗粒火山灰で構成される。炭化木片を多く含む。軽米町築ヶ沢では、本堆積物の直下に厚さ 80 cm の細粒火山灰・粗粒火山灰互層が認められる。これは火砕流に先行する降下火砕堆積物であると考えられる。本堆積物は、斑晶鉱物として、斜長石、石英、斜方輝石、鉄鉱物を含む。石英は、両錐形を示すものが多く、しばしば褐色のガラス包有物

を含む。火山ガラスは淡褐色を呈し、スポンジ状、繊維状の形態を示す。

本層中には、上記 3 枚以外にも多数の火砕流堆積物が認められる（第 5. 28 図、第 5. 29 図）。これらの火砕流堆積物は、いずれも分布・露出が局所的であり、風化変質が進んでいて記載岩石学的特徴を詳細に把握できない場合もあるため、個別に識別して対比するまでには至っていない。特に、軽米町嶽よりも南方では、複数露頭で対比可能な火砕流堆積物はまだ見出せていない。

軽米町嶽よりも南方では火砕流堆積物に加えて、二次堆積の火山碎屑物が多く見られる。これらの火山碎屑物は、分級を受けた軽石火山礫及び火山灰からなり、火山豆石を含むことがある（第 5. 28 図、第 5. 30 図 D）。上記の特徴に加え、成層構造が認められること、火砕流堆積物や亜炭層などの明らかな陸成堆積物を挟まないことから、これらの火山碎屑物は水成堆積物であると考えられる。このような火山碎屑物は、軽米町嶽の地点 Ty-11 における柱状図の上部層準（第 5. 28 図）や、九戸村小倉付近等で見られる。



第5.30図 鳥谷層の露頭写真

A：古屋敷火砕流堆積物。基底部に径1.5 mの埋没樹幹を含む。軽米町古屋敷の地点Ty-5（第5.29図）。B：朝草沢火砕流堆積物と泥・砂・亜炭互層の関係。軽米町古屋敷の地点Ty-6（第5.29図）。C：軽米火砕流堆積物。南部町鳥谷の地点Ty-3（第5.29図）。D：火山豆石を含む火山礫凝灰岩。九戸村小倉の地点Ty-12（付図2A）。E：砂泥細互層。南部町鳥谷の地点Ty-2。F：トラフ型斜交層理が発達する砂層。軽米町軽米の地点Ty-10（付図2A）。

第 5. 6 表 鳥谷層火砕流堆積物の記載岩石学的特徴

火砕流堆積物名	斑晶鉱物組み合わせ					斑晶量	両錐形 Qtz	Qtz中のガラス 包有物(色)	火山ガラ スの色	火山ガラス形態 (主要なもの)	火山ガラス屈折 率(最頻値)	斜方輝石屈折率 γ (最頻値)
	Pl	Qtz	Opx	Cpx	Opq							
軽米火砕流堆積物	○	○	○	—	○	多い	○	多い (褐色)	透明	繊維状, スポンジ状	未測定	未測定
朝草沢火砕流堆積物	○	○	○	tr	○	少ない	—	少ない (褐色・透明)	淡褐色	Y字状, 平板状, 繊維状	未測定	未測定
古屋敷火砕流堆積物	○	○	○	○	○	多い	○	少ない (透明)	淡褐色	スポンジ状, 繊維状, Y字状, 平板状,	1.4982-1.5014 (1.4995)	1.717-1.720 1.723-1.724 (1.719)

Pl:斜長石, Qtz:石英, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Opq:不透明鉱物, ○:存在, tr:ごく微量存在, —:なし.
火山ガラスの形態区分は町田・新井(2003)による.
屈折率測定は(株)京都フィッシュン・トラックに依頼した.

本層における非火山性の堆積物としては、泥岩、砂岩（砂層）、礫岩（礫層）及び亜炭層が認められる。このうち、塊状泥岩と砂泥細互層が卓越する。泥岩は、腐植質で植物片に富むものが多く、しばしば亜炭層を伴って産する（第 5. 28 図）。泥岩は、層準により灰色～暗灰色～褐灰色～褐色～赤褐色と様々な色を呈する。泥岩は、塊状のものが多く、砂混じりのものは弱い成層構造を示すことがある。砂岩（砂層）は、泥と細かく互層して砂泥細互層を成す場合が多い（第 5. 30 図 E）。砂泥細互層は、凹凸のあるうねった成層構造を示し、脱水構造がみられることがある。泥岩と同様に、植物片を多量に含む。一部ではトラフ型斜層理を示す砂層（第 5. 30 図 F）及び砂礫互層が見られる。いずれも植物片を多く含む。特に、本層基底部で見られる砂礫互層には、長さ 30 cm 以下の木片が多量に含まれる（第 5. 30 図）。

時代及び対比 本層に関する既存の年代資料は存在しない。今回、軽米町古屋敷の地点 Ty-5（第 5. 29 図、付図 2B）における古屋敷火砕流堆積物、軽米町軽米の地点 Ty-9（第 5. 29 図、付図 2A）における軽米火砕流堆積物から得られた試料を対象に、ジルコン同一粒子による FT・U-Pb 年代測定を行なった。なお、いずれの試料も、軽石礫の粒径が 3 cm 以下と小さく、脆くて軽石のみを選別できなかつたため、基質部分を含む試料である。

古屋敷火砕流堆積物からは 4.8 ± 0.4 Ma の FT 年代、 6.1 ± 0.2 Ma の U-Pb 年代が得られた（第 5. 3 表）。U-Pb 年代は、最若粒子集団（ $n=17$ ）の加重平均年代である。FT 年代は、全測定粒子（ $n=30$ ）から得られた年代であるが、U-Pb 年代の最若粒子集団（ $n=17$ ）に絞って算出しても、ほぼ同じ結果となった。両者の年代値を比較すると、U-Pb 年代の方が 100 万年ほど古く、誤差の範囲を越えた違いが認められる。ただし、U-Pb 年代の方がより古いことから、FT 年代が噴出年代を、U-Pb 年代がジルコンの生成年代を示すと解釈可能である。

軽米火砕流堆積物からは 5.8 ± 0.5 Ma の FT 年代、 5.3 ± 0.4 Ma の U-Pb 年代が得られた（第 5. 3 表）。FT 年

代は全測定粒子（ $n=28$ ）から得られた年代、U-Pb 年代は最若粒子集団（ $n=7$ ）から得られた年代である。FT 年代については、U-Pb 年代の最若粒子集団（ $n=7$ ）に絞って算出すると 6.8 ± 0.7 Ma となる。しかし、FT 年代については、全粒子年代が比較的良好なまとまりを示すことから、全粒子が噴出時にほぼリセットされたものと判断し、 5.8 ± 0.5 Ma を採用する。FT 年代と U-Pb 年代は、誤差の範囲で一致している。

今回得られた放射年代値より、本層の堆積年代は後期中新世末期～前期鮮新世初期の 6～5 Ma 付近と判断される。本層と同時代の地層としては、馬淵川よりも西側～北西側に広域に分布する斗川層（早川ほか、1954；鎮西、1958b；Chinzei、1966）がある。斗川層は、浅海成の砂岩及び泥岩を主体とする地層であり、挟在する火山砕屑物から 5.9～2.6 Ma の FT 年代が報告されている（大石ほか、1995、2001a）。放射年代値より、鳥谷層は斗川層の最下部と同時異相の関係にあると考えられる。

古環境 炭化木片やガス抜けパイプを含む塊状無層理の火砕流堆積物の存在は、陸上環境での堆積を示す。また、腐植質の泥岩及び砂泥細互層が卓越し、しばしば亜炭層を挟有することから、堆積環境としては沼沢地や氾濫原が想定される。地点 Ty-2 付近で見られる塊状泥岩（第 5. 29 図）は、砂や礫混じりでやや淘汰が悪く、赤褐色を呈することから、古土壌層の可能性が高い。本層中に局所的に見られるトラフ型斜層理の発達した砂層や砂礫互層は、河川のチャネルあるいはポイントバーの堆積物と推定される。他方、軽米町嶽以南では、水成堆積の火山砕屑物が卓越する層準が存在する（第 5. 29 図）。このことから、一部には水域が存在していたと考えられる。軽米町嶽での岩相変化によれば、下位層準で火砕流堆積物や亜炭層が存在し、上位層準で水成堆積の火山砕屑物が卓越する。ここでの岩相変化は、陸上環境が水域に変化したことを示す。以上のことから、本層の堆積環境は、蛇行河川を伴う氾濫原や沼沢地であり、一部で小規模な湖が存在するような環境であったと考えられる。

第6章 第四系

(近藤玲介・工藤 崇・植木岳雪・辻野 匠)

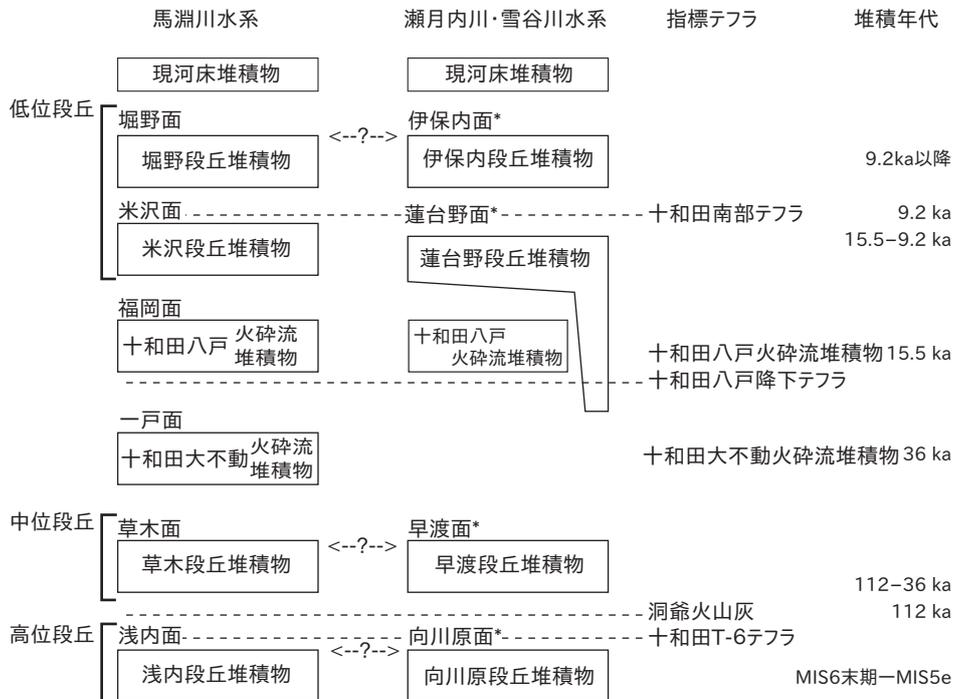
6.1 概要及び研究史

概要 一戸地域の第四系は、大きく2つの地層群、すなわち、地形面が堆積面として明瞭に残っていないものと、明瞭に残っているものに分けられる。前者は江刺家層と七時雨火山扇状地堆積物、後者は高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、十和田大不動・八戸火砕流堆積物、折爪岳扇状地堆積物、低位段丘堆積物及び斜面堆積物等からなる。

江刺家層（新称）は、礫層を主体とした陸成層であり、堆積年代は1.6～0.4 Maの前期～中期更新世と考えられる。七時雨火山扇状地堆積物は、火山岩礫を主体とする扇状地性の礫層からなり、堆積年代は1～0.13 Maの前期～中期更新世の間と推定される。段丘堆積物は、高位、中位及び低位段丘堆積物に区分される（第6.1図）。高位段丘堆積物は、馬淵川水系の浅内段丘堆積物と瀬月内・雪谷川水系の向川原段丘堆積物からなり、十和田T-6テフラ及び洞爺火山灰に覆われる。その年代はMIS6の末期からMIS5eの中期更新世末期～後期更新世

初期である。中位段丘堆積物は、馬淵川水系の草木段丘堆積物と瀬月内・雪谷川水系の早渡段丘堆積物からなり、十和田大不動火砕流堆積物より新しいテフラに覆われる。その年代は112～36 kaの後期更新世前期～中期である。低位段丘堆積物は、馬淵川水系の米沢段丘堆積物、堀野段丘堆積物と瀬月内・雪谷川水系の蓮台野段丘堆積物、伊保内段丘堆積物からなる。その年代は15.5 ka以降の後期更新世後期～完新世である。中位段丘堆積物と低位段丘堆積物の間には、下位から十和田大不動火砕流堆積物と十和田八戸火砕流堆積物があり、それぞれ火砕流堆積面をなす。それらが河川の下刻により段丘化すると、一戸面、福岡面と呼ばれる段丘面をなす。これらの火砕流堆積物は、大部分は谷埋めで堆積しているが、より高位の段丘堆積物を薄く覆って分布することがある（第6.2図）。折爪岳扇状地堆積物は、折爪岳東麓に分布する、江刺家層を不整合に覆う礫層を主体とする堆積物である。

研究史 本地域の第四系に関する研究としては、段丘



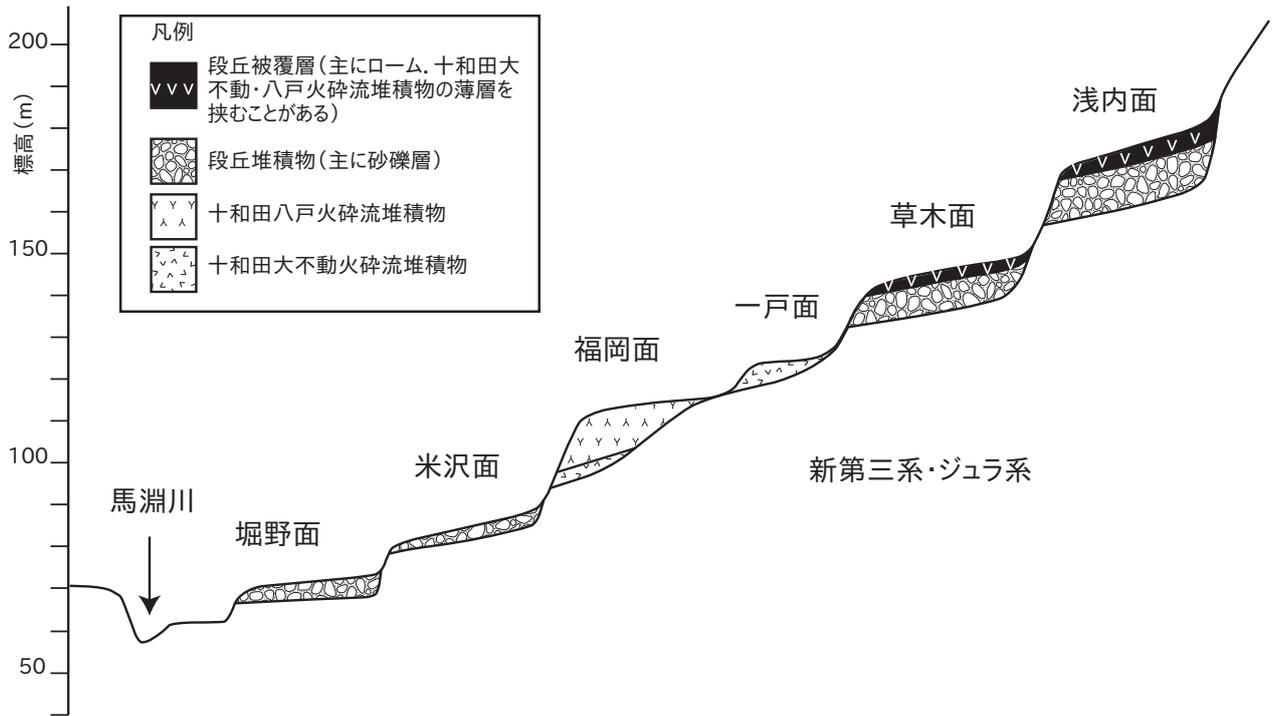
第6.1図 段丘堆積物の地質総括図

*は新称。

堆積物，降下テフラ及び火砕流堆積物に関するものがある。従来の研究と本報告の段丘堆積物の対比は第6.3図にまとめられる。降下テフラ及び火砕流堆積物については，本項では割愛し，以下では主に段丘堆積物の研究史について記載する。

田山・土田（1939）は，馬淵川水系において本流・支流ごとに段丘面を区分し，本流では高位より，浅内段丘，

しろやま ぐさぎ 城山・草木段丘，三戸・田中段丘，間家・一戸段丘，泉山・関谷段丘に区分した。Otuka（1934）は，準平原状の地形面と段丘面を認定し，段丘堆積物のうち十和田八戸火砕流堆積物を Hukuoka pumice bed と呼んだ。鎮西（1958a）は，馬淵川本流の段丘を I～IV 面に区分した。大池ほか（1966）は，馬淵川の中流から下流部の段丘面を高位より，仁左平段丘，福岡段丘，米沢段丘，堀野段



第 6. 2 図 段丘地形（面）と段丘堆積物・被覆層の模式断面
二戸市金田一から福岡にかけての地域をもとに模式化している。一戸面や福岡面より上位の段丘にも被覆層として一戸面・福岡面の構成層である十和田大不動火砕流堆積物・十和田八戸火砕流堆積物が挟在することがある。

	本研究	田山・土田(1939)	鎮西(1958a)・ Otuka(1934)	大池ほか(1966)	松山(1981)	西城(1986)
低位段丘面	堀野面 堀野段丘堆積物	泉山・関谷・芹沢・下斗米段丘		堀野段丘	沢田段丘	
	米沢面 米沢段丘堆積物	間家・一戸(沢田)・油子・門松段丘	IV面	米沢段丘		III面群(一部)
中位段丘面	福岡面 十和田八戸火砕流堆積物	三戸・田中・濃谷地・門松段丘	III面 Hukuoka Pumice	福岡段丘	福岡段丘	III面群(一部)
	一戸面 十和田大不動火砕流堆積物	三戸・田中段丘			一戸段丘	II面(一部)
	草木面 草木段丘堆積物	城山・草木段丘	II面	仁左平段丘	岩館段丘(一部)	I面
高位段丘面	浅内面 浅内段丘堆積物	浅内段丘	I面			

第 6. 3 図 段丘及び段丘堆積物における先行研究との層序対比図

丘に区分し、テフラ層序とあわせて段丘を編年し、堆積物を記載した。なお、大池ほか(1966)の仁左平段丘の堆積物は本報告の浅内段丘と草木段丘の堆積物に相当し、福岡段丘及びその堆積物は本報告の福岡面及び十和田八戸火砕流堆積物と一戸面及び十和田大不動火砕流堆積物に相当するので注意を要する(第6.2図)。松山(1981)は、一戸町中心部の段丘面区分を再検討し、高位より岩館段丘、一戸段丘、福岡段丘、沢田段丘に区分した。西城(1987)は、一戸町から上流にかけての段丘面をI~III面群に区分し、I面が洞爺火山灰に覆われることを示した。I面の堆積物は、本報告の草木面の堆積物に相当する。

6.2 江刺家層 (Es)

地層名及び定義 新称。折爪断層の東側において、上部中新統~下部鮮新統の鳥谷層を不整合に覆い、折爪岳扇状地堆積物以上の堆積物に不整合に覆われる礫層主体の地層で、明瞭な地形面を持たないものを、江刺家層と命名する。従来、本層に相当する部分は、岩手県(1972)では沖積世の碎屑物、鎌田ほか(1991)では完新世の火山灰層に一括されていた。詳細な記載はこれまでに報告されていない。

模式地 岩手県九戸村管波西方の沢沿いのルート(地点Es-1~地点Es-4の間)(付図2A)。

層序関係 上部中新統~下部鮮新統の鳥谷層以下の地層を不整合に覆い、折爪岳扇状地堆積物以上の堆積物に不整合に覆われる。軽米町嶽の地点Es-6では、本層の大礫層(層厚5m以上)が鳥谷層の砂混じり泥岩(層厚70cm)を不整合に覆う関係が観察される。九戸町江刺

家付近での本層は、折爪岳扇状地堆積物に覆われ、残丘状の地形を示す。

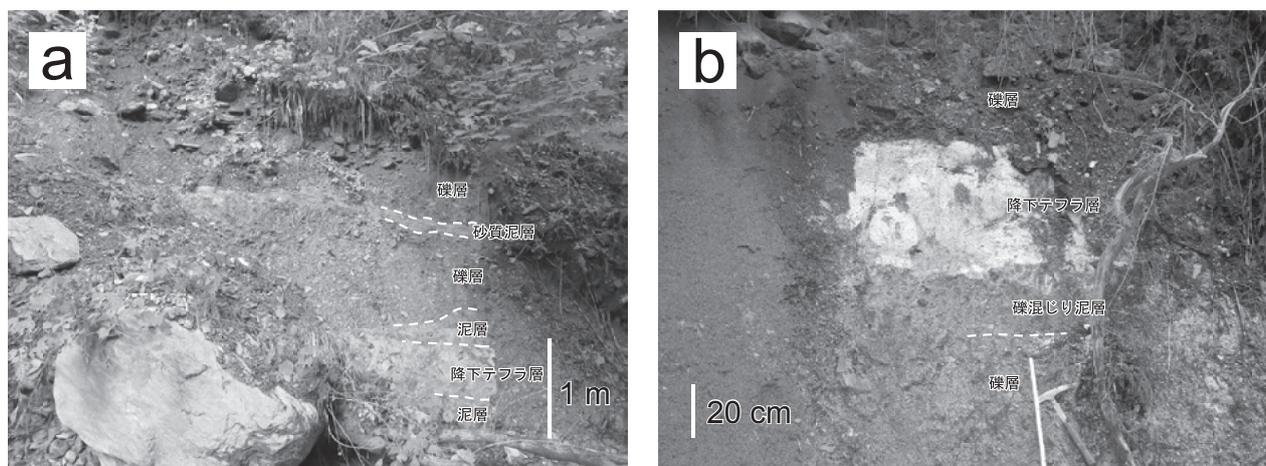
分布と構造 折爪断層の東方~瀬戸内川の間、かつ、軽米町平よりも南方の地域に分布が限定される。模式ルートにおいては、地点Es-2よりも東方ではほぼ水平層であるが、地点Es-2よりも西方ではおおよそ南北走向で、20~5°前後で東に傾斜し、折爪断層に近づくほど傾斜は急になる。なお、模式地付近以外では、露出が極めて悪く、詳細な構造は不明である。九戸村荒谷付近及び山根付近においては、それぞれの地域において、開析された扇状地状の地形を示す。

層厚 模式ルート付近で最大約80mである。その他の地域ではいずれも50m以下である。

層相 本層は、礫層を主体とし、泥層、砂質泥層、砂層を伴い、まれに降下テフラ層を挟む(第6.4図,第6.5図)。模式ルートの一部の層準では、礫層、泥層、砂質泥層からなる互層が見られ、降下テフラはこのような互層層準に挟在する(第6.5図)。

礫層は、巨礫~中礫サイズの角礫~亜角礫で構成され、淘汰が悪いものが多い(第6.4図a)。礫は、層理面に沿って剥がれた平板状の形態を示すものが多い。礫種は、ジュラ系の泥岩、砂岩、チャートを主体とする。礫層には、礫支持のものと基質支持のものが認められる。礫層は、塊状無層理のものが多いが、一部の礫支持礫層ではインプリケーションが認められる。礫層、泥層、砂質泥層の互層層準では、チャンネル状の層形態を持つ礫層が認められる。砂層は、一部で礫層と互層する薄層として産するのみであり、構成比は小さい。

泥層及び砂質泥層は、砂や礫混じりで淘汰が悪いものが多く、塊状で褐色を呈し、時折、降下テフラを挟む(第

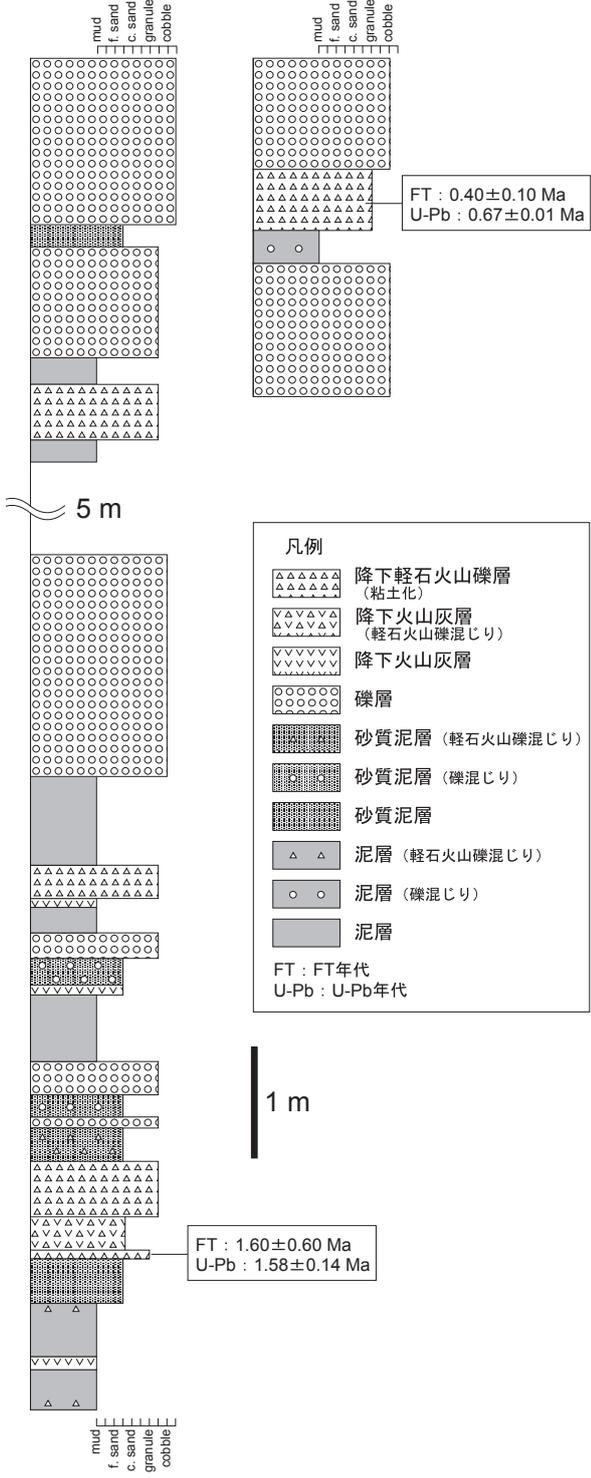


第6.4図 江刺家層の露頭写真

(a): 礫層、砂質泥層、泥層、降下テフラ層の互層。九戸町江刺家の地点Es-3(付図2A)。(b): 礫層、降下テフラ層及び礫混じり泥層。このテフラ層から、 0.40 ± 0.10 MaのFT年代、 0.67 ± 0.01 MaのU-Pb年代が得られた(第6.1表)。九戸町江刺家の地点Es-5(付図2A)。

地点Es-2~Es-3
九戸村管波西方

地点Es-5
九戸村道地西方



第 6. 5 図 江刺家層の代表的地点における地質柱状図
位置は付図 2A を参照。

6. 4 図)。また、チャンネル状の礫層で切られる以外は、側方への層の連続性は良く、降下テフラ層と共にマンデルベッディングする。これらの特徴から、泥層及び砂質泥層の多くは、土壤層起源と考えられる。

降下テフラ層としては、火山灰層及び軽石火山礫層が認められる。いずれも風化が進んでおり、粘土化して乳白色を呈するものが多い。いずれの降下テフラ層も、岩相・記載岩石学的特徴から既知の第四紀テフラとは対比されない。

堆積環境 本層は、礫層を主体とし、土壤層起源の泥層・砂質泥層を挟むことから、陸成層と判断される。基質支持で淘汰の悪い塊状の礫層は、土石流堆積物と考えられる。また、礫支持でインブリケーションが見られる淘汰の悪い礫層は、網状河川などの河川堆積物と判断される。以上のことから、堆積環境としては、扇状地や網状河川が想定される。一部の層準(厚さ 20 ~ 30 m 程度)においては、礫層と土壤層起源の泥層・砂質泥層と互層を構成する。これは、少なくとも数万年~数十万年以上の比較的長期にわたって、土壤層が形成されつつも、上流側から時折礫層が供給され堆積するような環境が想定される。本層は、折爪断層の東側(下流側)に分布が限定されることから、折爪断層の運動に関連して形成された地層と考えられる。

時代及び対比 本層に関する既存の年代資料は存在しない。今回、九戸村管波西方の地点 Es-2 (第 6. 5 図, 付図 2A), 九戸村道地西方の地点 Es-5 (第 6. 5 図, 付図 2A) で見られる降下テフラを対象として、ジルコン同一粒子による FT・U-Pb 年代測定を行なった。前者は本層の下部, 後者は本層の最上部層準に相当する。前者は、径 3 mm 以下の粘土化した白色軽石と結晶片から構成されるゴマシオ状の見かけを呈する降下テフラである。結晶片として斜長石, 普通角閃石, 斜方輝石, 鉄鋇物, 石英を含む。後者は、径 5 mm 以下の粘土化した乳白色軽石で構成される降下テフラである。結晶片として石英と鉄鋇を含む。斜長石や苦鉄質鋇物は、強度の風化変質のため全て消失したものと考えられる。年代測定は、(株) 京都フィッシュン・トラックに依頼した。測定結果は以下の通りである

九戸村管波西方で得られた試料からは、 1.6 ± 0.6 Ma の FT 年代, 1.58 ± 0.14 Ma の U-Pb 年代が得られた(第 6. 1 表)。U-Pb 年代は、コンコダント粒子が 11 個と少なく、多起源粒子が混在するため、試料条件は劣る。U-Pb 年代報告値は、その中における最若粒子集団 ($n=4$) の加重平均年代である。FT 年代は、全測定粒子 30 個のデータは大きくばらつき、 χ^2 検定にも失格する。そこで、U-Pb 年代の最若粒子集団に属する 4 粒子の加重平均値をもって報告値とした。これらの FT 年代と U-Pb 年代は、試料条件が劣るため、取り扱いには注意が必要ではあるが、誤差の範囲で一致している。

九戸村道地西方で得られた試料からは、 0.4 ± 0.1 Ma の FT 年代, 0.67 ± 0.01 Ma の U-Pb 年代が得られた(第 6. 1 表)。本試料は、細粒な結晶が多いため、それぞれ別々の粒子について、FT 年代と U-Pb 年代の測定を実施した。

FT年代は、全測定粒子30個のデータが比較的良くまとまり、 χ^2 検定にも合格することから、全粒子の加重平均値を報告値とした。U-Pb年代は、コンコダント粒子が1個のみであり(年代は 0.66 ± 0.02 Ma)、その他の粒子年代は普通鉛の影響を受けたと推定される直線的なディスコーディア線上に分布する。そのため、インターセプト年代(下部)を算出して報告値とした。

以上のように、本層のFT・U-Pb年代は1.6~0.4 Maを示す。古い年代値は本層の下部から、若い年代値は本層の最上部から得られたものであり、年代と層序は整合的である。しかしながら、古い方の年代値は試料条件が劣るため、今後、より良質な試料の年代測定を行なう等の詳細な検討が必要であろう。現段階では、他に年代を制限するデータが存在しないことから、本層の堆積年代をFT・U-Pb年代測定結果より1.6~0.4 Maの前期~中期更新世と判断する。

6.3 七時雨火山扇状地堆積物(Nn)

地層名及び定義 新称。本報告では、七時雨火山の山麓部に分布する火山麓扇状地堆積物を、七時雨火山扇状地堆積物と呼ぶ。本堆積物は、東北農政局計画部(1985)では第四紀火山岩の寺田安山岩として示されていた。

模式地 岩手県一戸町小友の地点Nn-1(付図2A)およびその付近。

層序関係 新第三系を不整合に覆う。

分布及び地形 本地域南西部の一戸町小友付近の尾根沿いに小規模に分布する。本地域の南西方へと分布が連続し、葛巻地域及び荒屋地域内では開析された火山麓扇状地の地形を示す。

層厚 最大20~30 m程度。

層相 本堆積物は礫層で構成される。礫層は、角礫~亜角礫とシルト以上の粒子からなる基質で構成され、塊状、基質支持で、非常に淘汰が悪い(第6.6図)。礫種は、新鮮な玄武岩質安山岩~安山岩を主体とし、変質火山岩及び泥岩を僅かに伴う。新鮮な玄武岩質安山岩~安山岩は、いずれも斑晶質であり、礫毎に暗灰色~赤褐色~灰色~白色と様々な色を呈す。また、溶岩片から軽石に亘

り多様な発泡度を示し、これらが雑多に混在する。黒色の植物片(2~3 cm以下)を含むこともある。露出が悪いため詳細は不明であるが、1枚の礫層の厚さは少なくとも数m以上である。以上のような岩相の特徴から、これらは土石流堆積物と判断される。

本堆積物中に含まれる軽石礫について、起源を明らかにするために主成分全岩化学組成分析を行なった。なお、参考のために、七時雨火山の給源近傍において採取した火砕堆積物中の軽石についても分析に供した。分析結果を第6.7図及び第2表に示す。本堆積物中の軽石礫は、玄武岩質安山岩~安山岩の組成範囲を示し、いずれも七時雨火山噴出物の組成変化トレンド上にプロットされる(第6.7図)。よって、これらは七時雨火山噴出物起源と判断できる。このことは、本堆積物が分布及び地形から七時雨火山の火山麓扇状地堆積物と判断されることと矛盾しない。

本堆積物中に含まれる軽石礫の斑晶鉱物組み合わせは、斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鉱物、あるいは、斜長石+斜方輝石+普通角閃石+鉄鉱物である。この特徴からも、本堆積物中の軽石礫が七時雨火山噴出物起源と考えて矛盾はない。

時代 本堆積物に関する直接の年代データは存在しな



第6.6図 七時雨火山扇状地堆積物の露頭写真。土石流堆積物。一戸町小友の地点Nn-1(付図2A)。ハンマーの柄の長さは40 cm。

第6.1表 江刺家層のジルコン FT・U-Pb年代測定結果

試料名	地質区分	産状	採取地点	(1)				(2), (3)		Zeta値 ($\text{cm}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$)	(4) 相関係数 r	(5) χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	U (ppm)	(6), (7), (8) FT年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$	(9)				
				測定方法	結晶数	自発核分裂飛跡 ρ_s (cm^{-2})	N_s	U総計数 ρ_u (cm^{-2})	N_u						Uスタンダード計数 ρ_{ustd} ($\times 10^{10} \text{cm}^{-2}$)	Nusd	U-Pb年代値 (Ma) Age $\pm 2\sigma$	コンコダント 粒子数	最若年代 集団の 粒子数
14082802B	江刺家層	降下軽石 火山礫層	地点Es-2 (付図2)	Ext.S	4	2.59×10^5	7	2.38×10^{11}	6,417,405	3,637	178,456	41.2 ± 3.7	-0.134	0	620	1.6 ± 0.6	1.58 ± 0.14	11	4
14060807	江刺家層	降下軽石 火山礫層	地点Es-5 (付図2)	Ext.S	30	2.42×10^4	17	1.36×10^{11}	95,636,996	7,044	221,185	32.1 ± 2.1	0.767	6	180	0.4 ± 0.1	0.67 ± 0.01	1	

(1) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: Int.S, 外部面: Ext.S)

(2) ^{238}U 濃度: U-Pb年代測定用標準試料: 91500

(3) レーザービーム径: 20 μm

(4) r: ρ_s と ρ_u の相関係数

(5) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率(Galbraith, 1981)

(6) 年代値: $T = (1/\lambda_p) \cdot \ln[1 + \lambda_p \cdot \xi \cdot (\rho_s/\rho_u) \cdot \rho_{ustd}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)

(7) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\sum N_u + 1/\sum N_s + 1/\sum N_{ustd} + (\sigma_{\xi}/\xi)^2]$

(8) ^{238}U の全壊変定数: $\lambda_p = 1.55125 \times 10^{10} \text{yr}^{-1}$

(9) 最若粒子集団から求めた ^{238}U - ^{206}Pb 年代の加重平均

測定機関: 株式会社 京都フィジション・トラック

い。七時雨火山の地質・岩石・活動史については、石川ほか (1985)、照井 (2014) などの報告があるものの、未だにその詳細は判明していない。放射年代値としては、伴ほか (1992) により七時雨火山の溶岩から 0.96 ± 0.09 Ma、 1.06 ± 0.07 Ma の 2 点の K-Ar 年代値が得られているのみである。本堆積物の堆積時期は、少なくとも七時雨火山の活動とほぼ同時期か、あるいはそれ以降と考えられる。また、本堆積物の扇状地面は浅内面よりも高所に存在したと推定されることから、少なくとも浅内段丘堆積物よりは古いと推定される。したがって、本堆積物の堆積年代は、1 ~ 0.13 Ma の前期~中期更新世の間と

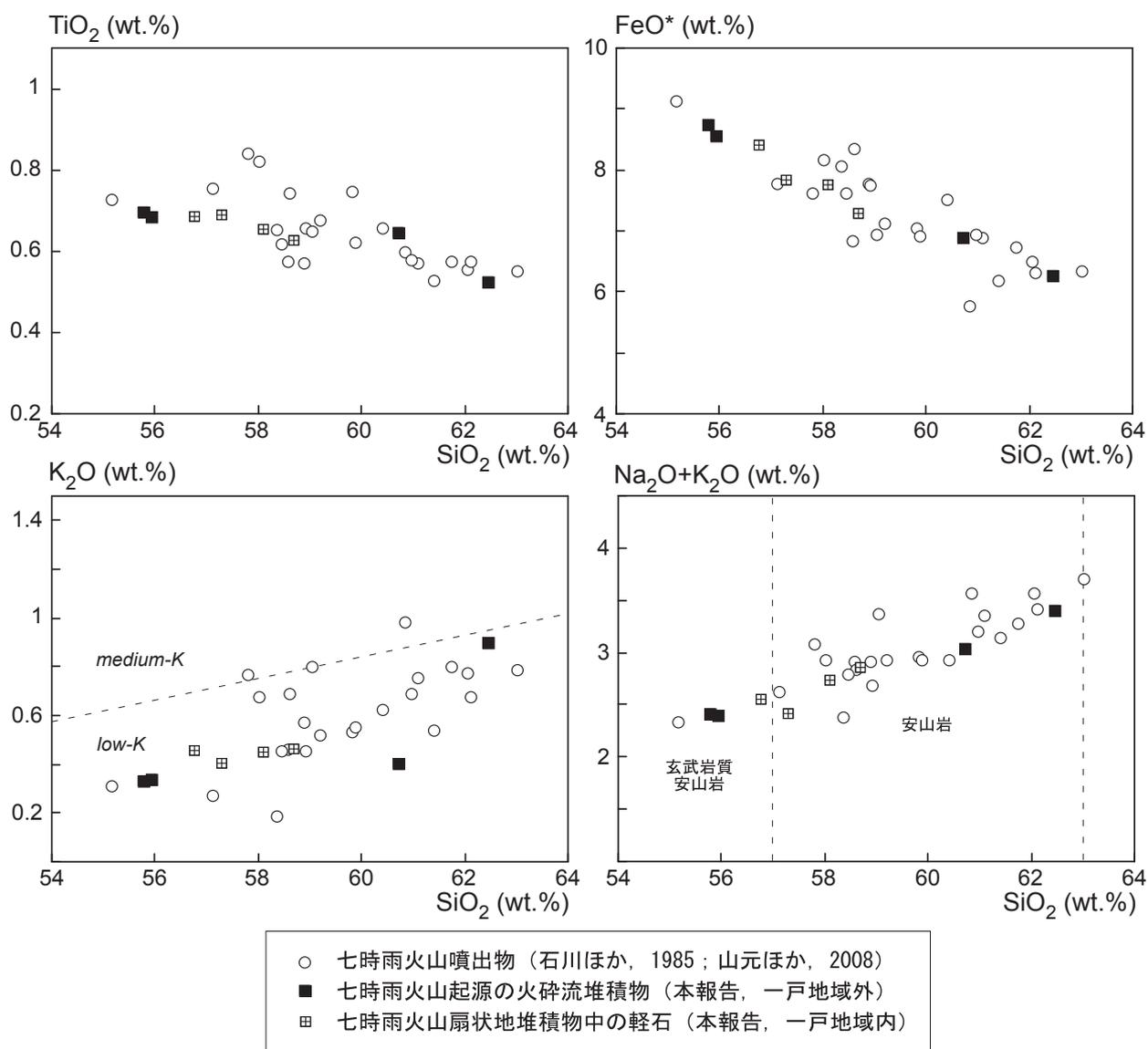
判断される。

6. 4 高位段丘堆積物

6. 4. 1 浅内段丘堆積物 (ta)

地層名及び定義 田山・土田 (1939) の浅内段丘による。田山・土田 (1939) は、二戸市仁左平地域浅内の標高 150 ~ 180 m 付近に発達する平坦面を浅内段丘と呼称した。本段丘面は、大池ほか (1966) の仁左平段丘の一部に相当する。

模式地 田山・土田 (1939) は堆積物の模式地を指定



第 6. 7 図 七時雨火山噴出物の主成分元素全岩化学組成

分析値は本報告 (第 6. 2 表)、石川ほか (1985)、山元ほか (2008) による。なお、石川ほか (1985) のデータのうち、 Na_2O 量が他と比べて明らかに低く、おそらく誤植と思われる 1 データは使用していない。また、山元ほか (2008) のデータのうち、灼熱減量が 3% を越える 3 データは変質の影響を受けていると思われるため、これらのデータは用いていない。 SiO_2 - K_2O 図における境界線は Le Maitre (1989)、 SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図における境界線は Le Bas *et al.* (1986) による。

第 6. 2 表 七時雨火山噴出物の全岩化学組成

試料番号	採取地点	地質・岩相 区分(1)	産状 (2)	全岩化学組成(wt.%)											Total	LOI**	SiO ₂ ***
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅				
10110101-1	安代町 差鳥大山	※	Pfl (pm)	55.74	0.68	18.77	9.48	0.18	4.20	9.10	2.05	0.34	0.11	100.64	1.0	55.92	
10110101-2	安代町 差鳥大山	※	Pfl (pm)	55.52	0.69	18.63	9.67	0.18	4.24	9.08	2.07	0.33	0.11	100.52	1.4	55.77	
10110102	西根町 西根団地	※	Pfl (pm)	60.46	0.64	17.34	7.63	0.15	3.47	7.54	2.62	0.41	0.08	100.35	1.8	60.71	
10110103	西根町 倍田の沢	※	Pfl (pm)	62.09	0.52	17.42	6.92	0.13	2.80	6.74	2.49	0.90	0.09	100.09	2.5	62.46	
10102714A	一戸町 小友	Nn	Df (pm)	57.72	0.65	18.17	8.57	0.15	3.60	8.53	2.27	0.45	0.08	100.17	1.9	58.11	
10102714B	一戸町 小友	Nn	Df (pm)	58.38	0.62	18.29	8.07	0.15	3.46	8.38	2.39	0.46	0.09	100.29	1.4	58.69	
11112703A-2	一戸町 小友	Nn	Df (pm)	56.58	0.68	19.52	8.61	0.15	3.49	8.11	1.99	0.40	0.07	99.59	2.4	57.31	
13091001	一戸町 小友	Nn	Df (pm)	56.30	0.68	18.55	9.29	0.16	4.02	8.54	2.08	0.45	0.07	100.14	1.1	56.75	

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PHILIPS社製PW1404を使用した。分析には1:10希釈のガラスビードを用いた。(1)※:七時雨火山起源の火砕流堆積物(ただし、詳細な対比は不明)。Nn:七時雨火山扇状地堆積物。地質図及び本文を参照。(2) Pfl (pm):火砕流堆積物中の軽石(一戸地域外)。Df (pm) 土石流堆積物中の軽石(一戸地域内)。*全鉄をFe₂O₃として示す。**灼熱減量。***100%に再計算したデータに基づく。

していない。本報告では二戸市浅内の工場横(地点 ta-1, 付図 2A)を模式地とする。

分布・地形 二戸市野々上の外山から長久保にかけて、二戸市浅内周辺および二戸市陣場周辺の白鳥川合流地点付近に限られた分布を示す。野々上では1.5 × 1 kmの規模で比較的広く分布するが、浅内では0.5 km四方、陣場では1 × 0.7 kmと小規模な分布を示す。

段丘面の標高は、二戸市野々上・浅内付近では150 ~ 180 m、二戸市陣場付近では170 ~ 210 mであり、馬淵川水系の上流側ほど高くなる。現河床面からの比高は70 ~ 80 mである。いずれの段丘面も山側から河川側に向かって緩く傾斜する。段丘面は開析を受け、緩やかな凹凸のある地形を示す。

層序関係 模式地の二戸市浅内や二戸市陣場周辺の馬淵川右岸では、ジュラ系、仁左平層、相ノ山層、門ノ沢層、末ノ松山層を不整合に覆う。二戸市外山から長久保にかけての馬淵川左岸では、十文字層、柳沢層、舌崎層を不整合に覆う。

層厚 模式地の二戸市浅内では約2 m、二戸市外山では5 m以下である。

層相 模式地の二戸市浅内(地点 ta-1)では、層厚約2 mの砂礫層とその上の層厚15 cmのシルト層からなる(第6.8図)。砂礫層は、径10 cm程度の亜円~亜角礫と、基質の粗粒~中粒砂からなる。シルト層はやや有機質であり、細礫を含む場合もある。これらの砂礫層およびシルト層を、十和田 T-6 テフラとロームを挟んで洞爺火山灰が覆う。二戸市外山(地点 ta-2)では、下位から径10 cm程度の亜円礫を主体とし中粒砂の基質からなる約1 mの砂礫層、層厚170 cmの中粒~細粒砂、層厚約100 cmのシルト、層厚約1.1 mの火山灰層、層厚約80 cmのシルト層からなる(第6.8図)。これらの堆積物の上には、層厚約5 mのローム・テフラ互層が覆う。ローム・テフラ互層の最下部には洞爺火山灰が認められる。

年代 本報告では、高位段丘堆積物の堆積年代を明らかにするため、段丘構成層及び段丘被覆層を対象に、光ルミネッセンス(OSL)年代測定を実施した(第6.8図, 第6.3表)。模式地の二戸市浅内(地点 ta-1)では、浅

内段丘堆積物は十和田 T-6 テフラに覆われる。十和田 T-6 テフラ直下にあたる本堆積物シルト層のOSL年代値は、122 ± 7 kaである(第6.8図, 第6.3表)。よって、本堆積物の年代はMIS6の末期からMIS5eにかけてと考えられる。

6. 4. 2 向川原段丘堆積物(tk)

地層名及び定義 新称、瀬月内川及び雪谷川流域に発達する向川原(新称)を構成する堆積物である。

模式地 軽米町竹谷袋北方の瀬月内川右岸(地点 tk-1, 位置は付図 2A)。向川原の地形面は、雪谷川流域において明瞭ではあるが、瀬月内川右岸の地点 tk-1の方が相対的に堆積物の露出が良いため、こちらを段丘構成層の模式地とした。

分布・地形 瀬月内川流域では模式地だけに局所的に分布するが、雪谷川流域では軽米町上館地域の横井内から向川原、更に軍門にかけて、雪谷川右岸の標高180 ~ 190 mにわたって断片的に分布する。この面を向川原面と呼称する。現河床面からの比高は40 m程度である。段丘面は開析を受け、緩やかな凹凸のある地形を示す。

層序関係 瀬月内川流域の模式地では、本堆積物がジュラ系の合戦場層を不整合に覆う。雪谷川流域では、ジュラ系の高屋敷層を不整合に覆う。

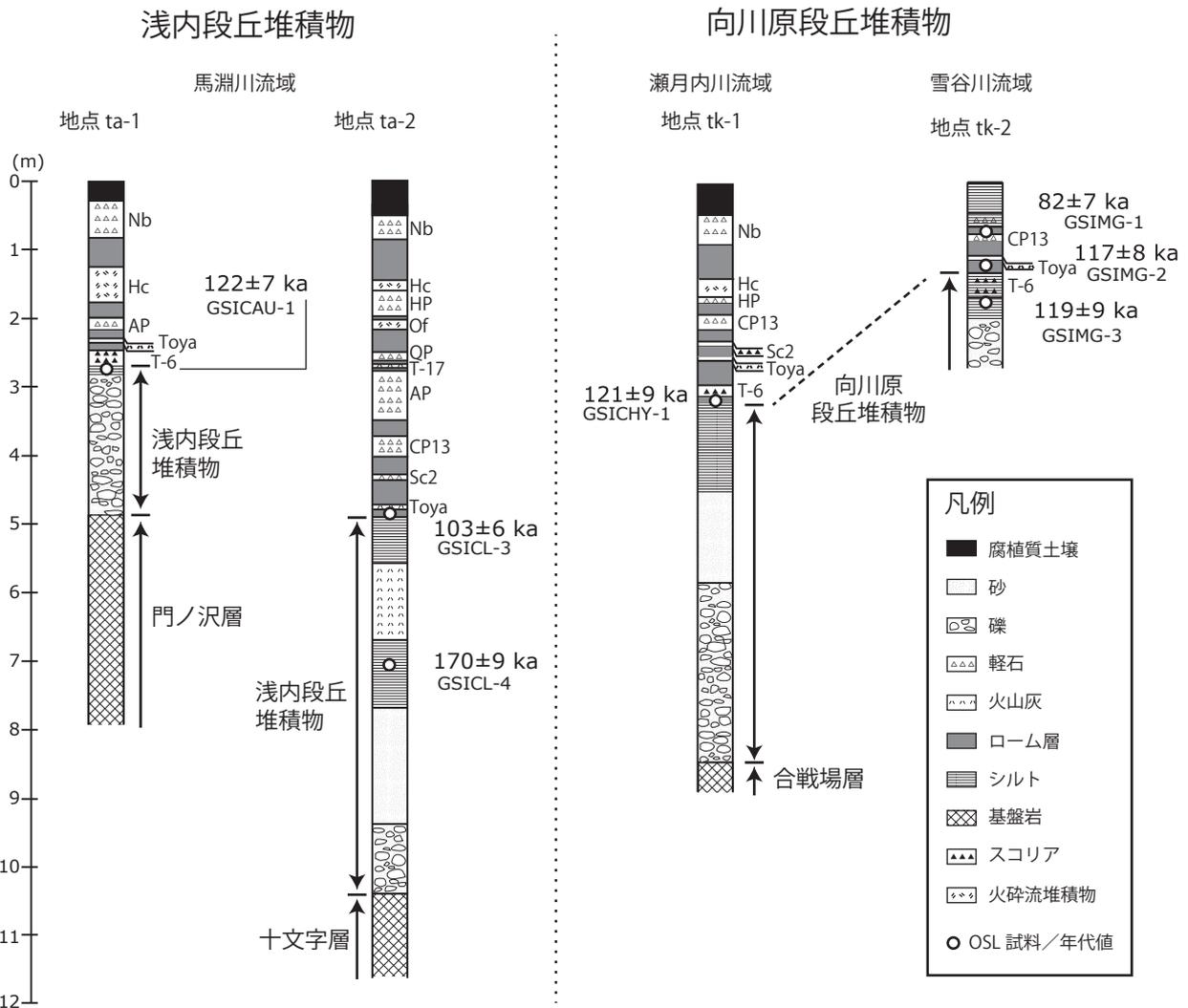
層厚 模式地の軽米町竹谷袋北方(地点 tk-1, 付図 2A)では約5 m、軽米町(地点 tk-2, 付図 2A)では1 m以上。

層相 模式地の軽米町竹谷袋北方(地点 tk-1)では、本堆積物は下位から、最大礫径40 cmの亜角~亜円礫を含む基質が中粒砂の砂礫層、中粒砂からなる砂層、塊状のシルト・粘土層からなる(第6.8図)。これらを、層厚約3 mのローム・テフラ互層が覆う。ローム・テフラ互層の基底部では、薄いローム層を挟み十和田 T-6 テフラが堆積する。軽米町向川原(地点 tk-2)では、本堆積物は下位から、径6 cm程度の亜円礫を主体とする砂礫層、偽礫や植物痕を含む有機質なシルト層、水中堆積した十和田 T-6 テフラを挟む砂質シルト、まれに小さな礫を含むシルト層からなる(第6.8図)。これら

第 6. 3 表 高位段丘堆積物及び被覆層から採取した試料の OSL 年代

地点	堆積物	OSL年代測定方法	Dose Rate (mGy/yr)	De(Gy)	年代値(ka)	試料番号
ta-1	浅内段丘堆積物(シルト)	pIRIR	1.3±0.1	158±3	122±7	GSICAU-1
ta-2	浅内段丘堆積物(シルト)	pIRIR	2.8±0.1	483±12	170±9	GSICL-4
ta-2	浅内段丘堆積物直上の被覆層(ローム)	pIRIR	1.6±0.1	168±4	103±6	GSICL-3
tk-1	向川原段丘堆積物被覆層(ローム)	pIRIR	1.4±0.1	164±2	121±9	GSICHY-1
tk-2	向川原段丘堆積物(シルト)	pIRIR	1.1±0.1	130±3	119±9	GSICMG-3
tk-2	向川原段丘堆積物被覆層(ローム)	pIRIR	1.6±0.1	187±6	117±8	GSICMG-2
tk-2	向川原段丘堆積物被覆層(ローム)	pIRIR	1.0±0.1	83±4	82±7	GSICMG-1

高位段丘堆積物の堆積年代を知るために光ルミネセンス (optically stimulated luminescence : OSL) 年代測定を実施した。OSL 年代測定法として本調査では PMG (polymneral fine grained, 細粒多鉱物) の pIR-IRSL (post infrared-infrared stimulated luminescence : Thomsen *et al.*, 2008) 法 (以下, pIRIR 法) を実施した。



第 6. 8 図 高位段丘堆積物の露頭柱状図

(a) 馬淵川流域の浅内段丘堆積物 (二戸市浅内: 地点 ta-1, 二戸市外山: 地点 ta-2), (b) 瀬月内川流域ならびに雪谷川流域の向川原段丘堆積物 (軽米町竹谷袋: 地点 tk-1, 軽米町向川原: 地点 tk-2)。位置を付図 2A に記す。

を層厚 1 m 以上のローム・テフラ互層が覆う。ローム・テフラ互層の基底では、層厚 7 cm のローム層の上に洞爺火山灰が堆積する。

年代 模式地の軽米町竹谷袋北方（地点 tk-1）では、十和田 T-6 テフラが薄いローム層を挟んで本堆積物を覆う。本堆積物直上のローム層からは 121 ± 9 ka の OSL 年代値が得られた（第 6. 3 表）。また、雪谷川流域の向川原（地点 tk-2）では、本堆積物最上部において、水中堆積した十和田 T-6 テフラを薄いロームを挟んで洞爺火山灰が覆う。本堆積物を構成するシルト層は 119 ± 9 ka、本堆積物を覆うローム層基底は 117 ± 8 ka の OSL 年代値をそれぞれ示した（第 6. 4 表）。したがって、向川原段丘堆積物は MIS6 末期から MIS5e にかけて堆積したと考えられる。

6. 5 中位段丘堆積物

6. 5. 1 草木段丘堆積物 (ts)

地層名及び定義 田山・土田 (1939) は、一戸町中心部（西法寺から女鹿まで）及び小井田地域において馬淵川西岸（左岸）の標高 220 ~ 250 m 程度にかけて発達する段丘を草木段丘と呼称した。

模式地 一戸町西法寺大平の総合運動公園の室内ゲートボール場裏（西）（地点 ts-1、位置は付図 2A）。

分布・地形 模式地付近では一戸町女鹿口の草木から西法寺にかけての馬淵川左岸の標高 220 ~ 250 m に、二戸市仁左平周辺では馬淵川右岸の標高 130 ~ 140 m に段丘面が発達する。段丘面の現河床面からの比高は、模式地付近で 80 m 程度、仁左平付近で 60 m 程度である。いずれの段丘面も山側から河川側に向かって緩く傾斜する。段丘面は開析を受け、緩やかな凹凸のある地形を示す。これらの段丘面は、一戸町女鹿口から西法寺にかけては西城 (1987) の I 面、二戸市仁左平周辺では田山・土田 (1939) の城山段丘、大池ほか (1966) の仁左平段丘に相当する。また、松山 (1981) の岩館段丘（現在、地名としては岩館と表記される）のうち馬淵川西岸のものは、模式地付近の本段丘と一致する。

層序関係 一戸町女鹿口から西法寺にかけては白鳥川層群四ツ役層を不整合に覆う。二戸市仁左平周辺では白鳥川層群門ノ沢層および末ノ松山層を不整合に覆う。

層厚 模式地の運動公園（地点 ts-1）では 3 m 以上、二戸市仁左平（地点 ts-2）では 2 m 以上。

層相 模式地の露頭（地点 ts-1）では、下位から層厚 1 m 以上の中粒砂を基質とし、径 10 ~ 20 cm の亜円礫を含む砂礫層および層厚約 0.5 m の細粒～中粒砂、約 0.5 m の淘汰の悪いシルト～粘土層からなる（第 6. 9 図）。その上を層厚約 3 m のローム・テフラ互層が覆う。テフラについては、最上位のものは十和田八戸火砕流堆積物であることを確認したが、それより下位のものについて

は対比を明らかにできなかった。二戸市仁左平（地点 ts-2）では、基盤岩の上に径約 10 cm の亜円礫層が見られる。

年代 本堆積物は、112 ka の洞爺火山灰に覆われない。また、浅内面よりも 1 段低く、十和田大不動火砕流堆積物の構成する一戸面よりも 1 段高い地形面を成すことから、112 ~ 36 ka の間に堆積したと考えられ、瀬月内川流域の早渡段丘堆積物に対比される。

6. 5. 2 早渡段丘堆積物 (tw)

地層名及び定義 新称。向川原面より低位にあり、蓮台野面（後述）よりも高位にある、局所的に発達する平坦面を早渡面と呼称する。この段丘面を構成する堆積物が早渡段丘堆積物である。

模式地 軽米町早渡の瀬月内川左岸（地点 tw-1、位置は付図 2A）。

分布・地形 瀬月内川流域では模式地だけに局所的に分布する。また、雪谷川流域では軽米町岩崎付近のみに局所的に分布するが、分布が小さいため地質図には表現していない。

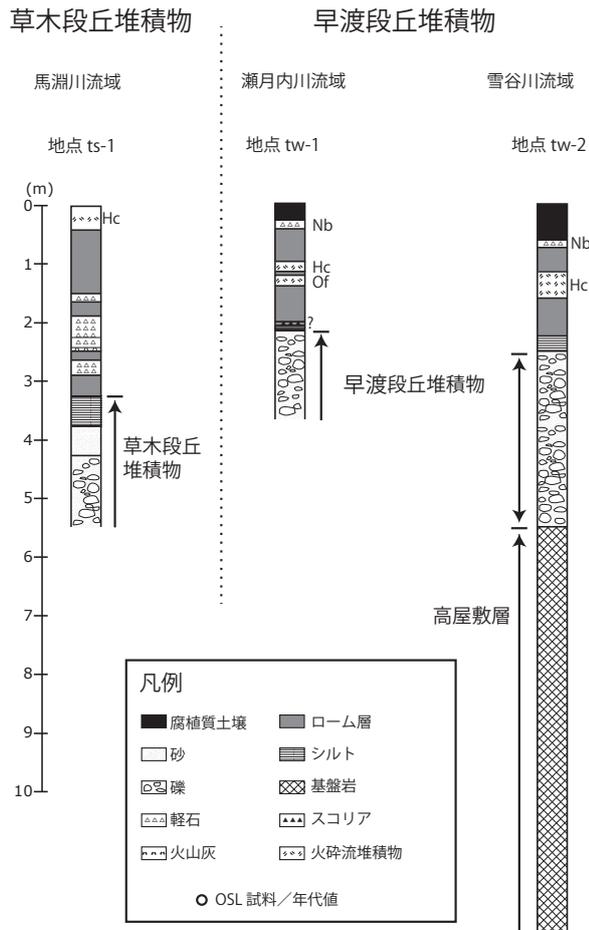
段丘面の標高は 170 ~ 180 m であり、現河床面からの比高は 20 m 程度である。段丘面は緩やかな凹凸のある地形を示す。

層序関係 瀬月内川流域の模式地では、本堆積物がジュラ系の合戦場層を不整合に覆う。雪谷川流域では、ジュラ系の高屋敷層を不整合に覆う。

層厚 瀬月内川流域の模式地（地点 tw-1）では 1.6 m 以上、雪谷川流域（地点 tw-2）では、2.5 m 以上である。

層相 瀬月内川流域の模式地（地点 tw-1）の露頭では、下位から中粒砂を基質とする最大径 30 cm の亜円礫からなる砂礫層（層厚 1.5 m 以上）、径 2 cm 程度の角～亜角礫を含む基質支持の不淘汰な砂礫の薄層が累重する（第 6. 9 図）。ここまでが段丘構成層で、その上を層厚約 2 m のローム・テフラ互層が覆う。ローム・テフラ互層の基底約 1 cm 付近には、明黄褐色の細粒なテフラを挟み込む。ローム層の中部には、下位から十和田大不動火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物が挟まれる。雪谷川の地点 tw-2 露頭では、下位から径 20 cm の亜円礫からなる砂礫層（層厚 2.5 m 以上）、礫まじりの不淘汰なシルト層（層厚約 0.3 m）が段丘構成層として累重する。その上を約 1.7 m のローム・テフラ互層が覆う。ローム層の基底から 10 cm 上方には、厚さ 0.8 mm の赤褐色を呈する細粒なテフラが挟まれる。

年代 本堆積物は、112 ka の洞爺火山灰に覆われない。模式地（地点 tw-1）では、被覆するローム層の中部に 36 ka の十和田大不動火砕流堆積物が挟まれる。したがって、本堆積物は少なくとも洞爺火山灰の堆積以降から十和田大不動火砕流堆積物の堆積以前の 112 ~ 36 ka の間に堆積したと考えられる。



第 6. 9 図 中位段丘堆積物の露頭柱状図
 (a) 馬淵川流域の草木段丘堆積物（一戸町関谷：地点 ts-1）、(b) 瀬月内川流域ならびに雪谷川流域の早渡段丘堆積物（軽米町晴山の早渡：地点 tw-1、軽米町上館の岩崎：地点 tw-2）。位置を付図 2A に記す。

6. 6 十和田大不動火砕流堆積物 (Of)

地層名 東北地方第四紀研究グループ (1969) による「大不動浮石流凝灰岩層」に由来する。その後、宝田・村岡 (2004) が給源火山名を追加し、「十和田大不動火砕流堆積物」とした。Hayakawa (1985) による Ofudo ignimbrite に相当する。本堆積物は、かつて本地域において、福岡軽石層 (大塚, 1933; Otuka, 1934)、あるいは福岡層 (早川ほか, 1954; 村井, 1960) と呼ばれていたものの一部に相当する。

模式地 青森県十和田市大不動付近 (東北地方第四紀研究グループ, 1969)。

層序関係 新第三系以下の地層を覆い、十和田八戸火砕流堆積物に覆われる。二戸市野々上の地点 Of-1 では、本堆積物が末ノ松山層久井岳火山岩部層の凝灰角礫岩

を覆い、十和田八戸火砕流堆積物に覆われる関係が観察される (第 6. 10 図)。

分布・地形 本堆積物は、二戸市野々上付近、十文字付近、上里^{うわさと}付近、合川付近、一戸町過利石^{とがりいし}付近、岩館付近において、地形的低所に沿って断続的に分布する。いずれも馬淵川水系の谷に沿った地域である。二戸市上里付近、一戸町過利石及び岩館付近では、本堆積物による火砕流堆積面が残存している。この火砕流堆積面は、松山 (1981) による一戸段丘面に相当する。よって、本報告においては本堆積物が構成する火砕流堆積面を一戸面と呼ぶ (第 6. 3 図)。なお、田山・土田 (1939) による一戸段丘は、より低位の段丘 (本報告の米沢段丘に相当) であり、松山 (1981) による一戸段丘は、田山・土田 (1939) の三戸段丘と田中段丘の一部に相当する。「一戸段丘」の名称は田山・土田 (1939) が初出であるが、考古学分野では広く松山 (1981) の定義が使役されている。そのため、段丘面の名称としては松山 (1981) の呼称を用いる。

一戸面の標高は、一戸町過利石付近では 160 ~ 180 m、一戸町御所野付近では 180 ~ 200 m である。現河床面からの比高は 40 m ほどである。火砕流堆積面は、やや開析を受けているものの、一部で平坦面が残存している。本堆積物は十和田八戸火砕流堆積物に覆われているために露出面積は狭いが、その下位にはより広く伏在している可能性がある。本堆積物の分布については、層厚 2 m 以上の部分を地質図上に示した。

層厚 本地域における層厚は、最大で 7 m である。

岩相 本堆積物は流紋岩質の軽石流堆積物である。塊状無層理であることが多いが、一部では弱い正級化構造が認められる。長径 5 cm 以下の白色軽石を多く含み、長径 3 cm 以下の安山岩、玄武岩、デイサイト及び変質火山岩岩片を少量伴う。軽石の発泡は良く、球形-長孔型の気泡が多く見られ、部分的には繊維状の発泡組織が見られることもある。軽石の円磨度は亜角~亜円である。軽石の岩質は流紋岩質で、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石および鉄鋳を含み、斑晶量は 10 vol.% 程度である (工藤, 2005)。基質は淡褐灰色を呈し、細粒~粗粒火山灰で構成される。本堆積物は、しばしば長径数 cm 程度の炭化木片を含む。本堆積物の直上には、本堆積物を不整合に覆う、層厚数 10 cm ~ 数 m の軽石質中礫・砂互層が見られることがあるが、構成物から判断してこれらは本堆積物の再堆積物と考えられる。

噴出源 本地域の北西約 40 km に位置する十和田火山である (中川ほか, 1972; Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986)。十和田大不動火砕流堆積物とそれに先行して降下堆積した十和田切田テフラ (KR) (Hayakawa, 1985) をもたらした一連の噴火は、Hayakawa (1985) により「噴火エピソード N」と名付けられている。

時代 これまでに報告されている ¹⁴C 年代値を第 6. 4



第 6. 10 図 十和田大不動・八戸火砕流堆積物の露頭写真
二戸市野々上の地点 Of-1 (付図 2A).

表に示す。 ^{14}C 年代値は 19,450 ~ 34,080 BP の幅を示し、ややばらつくが、西暦 2000 年以降に報告されたものは 30 ka BP 前後に集中する。青木・新井 (2000) は、三陸沖で得られた海底コア中において本堆積物に対比される火山灰層を見だし、その堆積年代を酸素同位対比層序より 29 ~ 29.6 ka (暦年代) と推定した。しかし、前述の通り、最近報告された ^{14}C 年代値は 30 ka BP 前後に集中することから、本堆積物の年代は暦年では 3 万年前よりも古いと考えられる。そこで本報告では、本堆積物の年代として、最新の ^{14}C 年代値である小岩ほか (2007) の $31,930 \pm 210$ BP を採用する。この年代値について、IntCal13 データセット (Reimer *et al.*, 2013)、較正プログラム CALIB 7.1 (Stuiver *et al.*, 2016) を用いて暦年較正すると、 $35,604 \sim 36,090$ cal BP (1σ) となる。この結果より、本報告では本堆積物の年代を約 3 万 6 千年前と判断する。

6. 7 十和田八戸火砕流堆積物 (Hc)

地層名 中川ほか (1972) による「八戸浮石流凝灰岩」に由来する。その後、宝田・村岡 (2004) が給源火山名を追加し、「十和田八戸火砕流堆積物」とした。Hayakawa (1985) による Hachinohe ignimbrite に相当する。本堆積物は、かつて本地域において、福岡軽石層 (大塚, 1933; Otuka, 1934)、あるいは福岡層 (早川ほか, 1954; 村井, 1960) と呼ばれていたものの一部に相当する。

模式地 中川ほか (1972) は模式地を定めていない。その後、大池・中川 (1979) は、本堆積物の模式地を青

森県五戸町ホド沢付近 (現在の地名では五戸町^{こわたり}小渡付近) とした。本堆積物の模式地については、命名文献で定められていなかったため混乱が生じ、宝田・村岡 (2004) や工藤 (2005) ではそれぞれ別の場所に模式地が設定された。しかし、本堆積物の模式地については、模式地を明記した最も古い文献である大池・中川 (1979) に従うべきである。

層序関係 新第三系以下の地層及び十和田大不動火砕流堆積物を覆う (第 6. 10 図)。

分布・地形 本堆積物は、馬淵川水系の谷に沿って地形的低所を埋めるように断続的に分布し、火砕流堆積面を構成する。この火砕流堆積面は、大池ほか (1966) による福岡段丘の一部、松山 (1981) による福岡段丘に相当する。本報告においては、松山 (1981) に従い、本堆積物が構成する火砕流堆積面を福岡面と呼ぶ (第 6. 2 図)。福岡面の標高は、二戸市海上付近では 140 ~ 150 m、二戸市金田一付近では 110 ~ 130 m、二戸市五日町付近では 140 m、一戸町鳥越付近では 150 m、一戸町御所野付近では 160 ~ 170 m である。現河床面からの比高は 40 ~ 50 m ほどであるが、一戸町御所野付近では 20 ~ 30 m と低くなる。火砕流堆積面は、若干開析を受けているものの、平坦面が良く残存している。折爪断層の東側では、軽米町古屋敷付近や駒板付近において局所的に分布する。本堆積物の分布については、層厚 2 m 以上の部分を地質図上に示した。

層厚 本地域における層厚は、最大で 20 m であるが、10 m 以下のことが多い。馬淵川水系においては高さ 10 ~ 20 m の福岡段丘を構成する。

岩相 本堆積物は、デイサイト~流紋岩質の軽石流堆

第 6. 4 表 十和田大不動・八戸火砕流堆積物に関する ^{14}C 年代一覧表

地質ユニット	文献	^{14}C 年代(BP)	測定対象	採取地点 (図幅単位)
十和田大不動火砕流堆積物(Of) 及び切田テフラ(KR)	一色ほか(1965)	25,700±900	Of中の炭化木片	米内沢図幅内
	一色ほか(1965)	28,300±1,500	Of直下の草炭	鷹巣図幅内
	岡崎・佐藤(1965)	>33,000	Of直下の泥炭	大館図幅内
	中川・大池(1968)	25,850±1,360	Of直下の泥炭	七戸図幅内?
	佐藤(1969)	>31,900	炭化木片	田子図幅内
	大池(1978)	25,560±1,340	Of中の炭化木片	十和田図幅内
	大池(1978)	23,140±1,020	KR直下土壌中の木片	十和田図幅内
	Omoto(1978)	>31,180	Of中の炭化木片	米内沢図幅内
	Omoto(1979)	26,900+1,480/-1260	Of中のcarbonate	米内沢図幅内
	Hayakawa(1985)	19,450±780	不明	十和田図幅内
	Hayakawa(1985)	30,130±2,590	不明	田子図幅内
	山口(1993)	28,090±1,120	不明	碓ヶ関図幅内
	山口(1993)	>36,130	不明	弘前図幅内
	山口(1993)	>37,850	不明	弘前図幅内
	山口(1993)	>36,980	不明	弘前図幅内
	山口(2000a)	29,180±680	Of中の炭化物	青森西部図幅内
	山口(2000a)	29,170±940	Of中の炭化物	青森西部図幅内
	山口(2000b)	32,600±510	Of直下土壌中の埋没樹	弘前図幅内
	青森市教育委員会(2000)	32,380±410	Of中の埋没樹木	青森東部図幅内
	青森市教育委員会(2000)	32,700±440	Of中の埋没樹木	青森東部図幅内
	青森市教育委員会(2000)	31,440±370	Of中の埋没樹木	青森東部図幅内
	弘前市(2001)	22,070±140	Of中の炭化物	青森西部図幅内
	弘前市(2001)	25,300±690	Of中の炭化物	黒石図幅内
弘前市(2001)	34,080±1,520	Of中の炭化材	黒石図幅内	
筒井ほか(2002)	30,071±376	Of中の炭化木片	不明。八幡平もしくは森吉山図幅	
小岩ほか(2007)	31,930±210	Of直下の泥炭	金木図幅内	
十和田八戸火砕流堆積物(Hc) 及び八戸降下テフラ(HP)	大池(1964)	12,700±260	Hc中の炭化木片	八戸図幅内
	岡崎・佐藤(1965)	12,000±250	Hc直下泥炭中の木片	大館図幅内
	岡崎・佐藤(1965)	10,400±200	Hc中の炭化木片	大館図幅内
	一色ほか(1965)	12,200±250	Hc中の炭化木片	鷹巣図幅内
	大池・庄子(1977)	13,960±510	HP直下土壌中の炭化木片	八戸図幅内
	大池ほか(1977)	13,770±510	HP直下の埋没樹幹	三戸図幅内
	Omoto(1978)	12,590±315	Hc中の木片	米内沢図幅内
	太田ほか(1979)	13,370±280	Hc中の炭化木片	七戸図幅内
	太田ほか(1979)	13,500±240	Hc直下土壌中の木片	七戸図幅内
	辻ほか(1983)	17,320±840	HP直下の泥	八甲田山図幅内
	Miura and Yamanaka(1980)	13,200±225	HP直下の泥	八甲田山図幅内
	Hayakawa(1985)	13,050±320	不明	十和田図幅内
	Hayakawa(1985)	13,120±260	不明	十和田図幅内
	Hayakawa(1985)	13,450±320	不明	八甲田山図幅内
	Hayakawa(1985)	12,630±320	不明	能代図幅内
	Hayakawa(1985)	12,460±520	不明	十和田湖図幅内
	Hayakawa(1985)	10,680±360	不明	十和田湖図幅内
	Hayakawa(1985)	13,190±300	不明	花輪図幅内
	NEDO(1986)	14,000±190	Hc直下の泥炭	青森東部図幅内
	山口(1993)	12,730±210	不明	碓ヶ関図幅内
	山口(1993)	12,960±210	不明	碓ヶ関図幅内
	山口(1993)	13,100±190	樹幹	碓ヶ関図幅内
	山口(1993)	13,170±170	樹幹	碓ヶ関図幅内
山口(2000b)	12,980±70	Hc直下泥炭中の埋没樹	碓ヶ関図幅内	
山口(2000b)	13,080±60	Hc直下土壌中の埋没樹	黒石図幅内	
Horiuchi <i>et al.</i> (2007)	12,976~13,272 (26個の年代データ)	HP中の埋没林樹幹	十和田図幅内 田子図幅内	
小川ほか(2011)	13,010±50	Hc中の炭化木片	田子図幅内	

積物である。塊状無層理であることが多いが、一部では弱い逆級化構造が認められることがある。また、まれに層厚数十 cm 程度の軽石礫と木材の濃集レンズ層を挟むことがある。軽石のサイズは長径 20 cm 以下である。給源により近い海上川流域や十文字川流域では、長径 10 cm 以上の軽石をよく含む。しかし、それ以外の地域では長径 5 cm 以下の軽石が普遍的である。軽石には、白色軽石、灰色軽石及び白灰の縞状軽石が認められる。量比では白色軽石が多い。軽石の発泡は良好で、球形-長孔型の気泡が見られる。部分的に繊維状の発泡組織が見られることもある。軽石の円磨度は亜角-亜円である。軽石の岩質はデイサイト~流紋岩質で、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱及び普通角閃石を含み、斑晶量は 10 vol.% 程度である(工藤, 2005)。石質岩片として、長径 2 cm 以下の安山岩、玄武岩、デイサイト及び変質火山岩岩片を少量伴う。基質は淡褐灰色を呈し、細粒~粗粒火山灰で構成される。ガス抜けパイプを含むことがある。本堆積物は、しばしば長径数 10 cm 程度の炭化木片を含む。本堆積物の直上には、本堆積物を不整合に覆う、層厚数 10 cm ~ 数 m の軽石質中礫・砂互層が見られることがある。これは本堆積物の再堆積物と考えられる。本堆積物の直下には、十和田八戸降下テフラ(HP)が認められることがある(第 6. 10 図)。

噴出源 本地域の北西約 40 km に位置する十和田火山である(中川ほか, 1972; Hayakawa, 1985; 松山・大池, 1986)。十和田八戸火砕流堆積物と十和田八戸降下テフラをもたらした一連の噴火は、Hayakawa (1985) により「噴火エピソード L」と名付けられている。

時代 これまでに報告されている¹⁴C年代値を第 6. 4 表に示す。¹⁴C年代値は 10,400 ~ 17,320 BP の幅を示すが、多くが 13 ka BP 前後に集中する。Horiuchi *et al.* (2007) は、本堆積物直下の八戸降下テフラ中の樹皮付き埋没林樹幹 2 本について¹⁴C年代測定を行ない、それぞれの最外年輪 5 本部分の年代データから、本堆積物の年代を暦年で約 15.5 ka とした。この年代は、立ち木状態で火砕流に埋もれた樹幹から得られたものであり、これまでに得られた¹⁴C年代値の中でも、噴火年代を示すデータとして最も確度が高いものである。一方、青木・新井(2000)は、三陸沖で得られた海底コア中において本堆積物に対比される火山灰層を見だし、その堆積年代を酸素同位体比層序より 14.9 ~ 15.3 ka と推定した。また、小川ほか(2011)は、本堆積物中に含まれる石英結晶から、赤色熱ルミネセンス法により 16.5 ± 4.7 ka、恒温加熱赤色熱ルミネセンス法により 13.7 ± 4.9 ka の年代値を報告した。本報告では、Horiuchi *et al.* (2007) による¹⁴C年代を採用し、本堆積物の年代を約 1 万 5 千年前と判断する。なお、寺田ほか(1994)は、本堆積物中の埋没林の年輪年代学的検討から、この噴火イベントの起こった季節を冬と推定した。

6. 8 折爪岳扇状地堆積物 (or)

地層名 新称。折爪岳の東側山腹において、複数の扇状地面からなる比較的新鮮な地形面を保持する礫層主体の地層を、折爪岳扇状地堆積物と命名する。他方、礫層主体の地層であっても、明瞭な地形面を持たないものについては、江刺家層とした。従来、本層に相当する部分は、岩手県(1972)では沖積世の碎屑物、鎌田ほか(1991)では完新世の火山灰層に一括されていた。

模式地 九戸村嶽西方の地点 or-1 (付図 2A)。

層序関係 直接の層序関係は露頭では確認できていないが、地形面の残存しない江刺家層が構成する残丘群の間を、地形面を持つ本堆積物が埋めるように分布するので、本堆積物は江刺家層を不整合に覆うと考えられる。中期~後期更新世の降下テフラとの関係については、露出が極めて悪いため、確認できていない。

分布・地形 折爪岳東方の軽米町嶽付近から九戸村江刺家にかけての地域に分布する。本堆積物は、複数の扇状地面からなる比較的新鮮な地形面を示す。

層厚 露出状況や地形から推定して、最大でも 10 ~ 20 m 程度と推定される。

岩相 本堆積物は、礫層及び砂層で構成される。礫層は、角礫~亜角礫の巨礫~中礫層からなる。模式地においては、層厚 50 cm のルーズな大礫層が見られる(第 6. 11 図)。この礫層は、ジュラ系の泥岩、砂岩、チャートからなる平板状の角礫で構成され、礫支持で淘汰が悪く、まれに巨礫も含む。インプリケーションは見られない。本堆積物は、露出が非常に悪く、露頭が見られる場所はごく限られている。

時代 江刺家層の上位であることから、少なくとも 40 万年前以降と考えられるが、その下限年代ははっきりしない。中期~後期更新世の降下テフラとの関係が不



第 6. 11 図 折爪岳扇状地堆積物の露頭写真
九戸村嶽西方の地点 or-1 (付図 2A)。

明であるため、上限年代は不明である。新鮮な扇状地面を保持していることから、その堆積時期は完新世にまで及ぶ可能性がある。

6. 9 低位段丘堆積物

6. 9. 1 米沢段丘堆積物 (tm)

地層名及び定義 大池ほか(1966)の米沢段丘の堆積物の一部と西城(1987)のIII面群を構成する堆積物の一部に相当する。

模式地 二戸市米沢付近の馬淵川左岸(地点tm-1, 付図2A)。

分布・地形 馬淵川流域の両岸に分布し、特に二戸市金田一から二戸市晴山にかけては連続的に分布する。また、一戸町小井田から沢田に至る範囲においても比較的広い面積を占める。これより上流側では断片的に存在する。

段丘面の標高は、二戸市金田一付近では80~90 m、二戸市石切所付近では110 m、一戸町沢田付近では150 mであり、馬淵川水系の上流側に向かって高くなる。現河床面からの比高は10~20 mである。段丘面は、ほとんど開析を受けておらず、平坦面を成す。

地形面としては大池ほか(1966)の米沢段丘の一部と西城(1987)のIII面群の一部に相当する。米沢面はより高位の段丘面である福岡面(十和田八戸火砕流堆積物の堆積面)よりも段丘面の比高が2~5 m程度低い位置に分布し、福岡面よりも開析の程度が低い。

層序関係 模式地周辺では、淘汰の悪い砂礫から成る崩積土層(堆積年代は不明)ないし、十和田八戸火砕流堆積物を不整合に覆い、クロボク土に覆われる。地点tm-2では本堆積物が十和田南部テフラを含むクロボク土に覆われる。

層厚 模式地の地点tm-1では層厚60 cm以上である。

層相 粗粒砂を基質とする河川性の砂礫層や、十和田八戸火砕流堆積物の再堆積物である白色軽石火山礫およびガラス質火山灰の基質からなるラハールからなる。ラハールの場合、下位の十和田八戸火砕流堆積物と判別が困難である場合もあるが、平行葉理が顕著に認められることや、含まれる軽石の円磨度が相対的に高いこと、非火山性の碎屑物が多く含まれる場合がある、などの特徴がある。模式地である地点tm-1では下位から、有機質シルトと十和田八戸火砕流堆積物の軽石および火山灰の再堆積物(ラハール)の互層からなる(第6.12図)。ラハール堆積物は十和田南部テフラの再堆積物をレンズ状に挟むクロボク土に覆われ、さらにこれらを背後の支流を起源とする砂礫層が覆う。一方で地点tm-2では、本堆積物は軽石や火山灰の再堆積物を含まない砂礫層からなる。ここでは、本堆積物が末ノ松山層五日町砂岩層を覆い、十和田南部テフラを挟むクロボク土に覆われ

る。

年代 模式地である地点tm-1のクロボク土のAMS¹⁴C年代値は、暦年で約2.2 kaであり、被覆層中に十和田南部テフラは認められない(第6.5表)。一方で、地点tm-2では、本堆積物は十和田南部テフラを挟むクロボク土に覆われる。したがって、本堆積物は地形的に福岡面よりも低い段丘の構成層であること、被覆層中の十和田南部テフラの有無、¹⁴C年代値から、本堆積物が主に15.5 ka以降から9.2 kaまでの間に堆積し、場所によりそれ以後にも堆積作用が生じていたと考えられる。

6. 9. 2 蓮台野段丘堆積物 (tr)

地層名及び定義 新称。後述する蓮台野面を構成する堆積物と定義する。

模式地 軽米町蓮台野から沢里にかけての雪谷川左岸、沢里川との合流地点付近(地点tr-1, 瀬月内川流域の九戸村荒谷から江刺家を経て下流の軽米町下晴山にかけての両岸と、雪谷川流域軽米町上館から軽米にかけての左岸にまとまって分布する。本堆積物は瀬月内川および雪谷川周辺において平坦面をなし蓮台野段丘を構成している。この段丘面を蓮台野面と呼称する。蓮台野面は、伊保内段丘よりも高位、向川原段丘よりも低位に位置する。段丘面の標高は、模式地付近では160~180 m、九戸村伊保内付近では290~320 mである。現河床面からの比高は10~20 mである。段丘面は、ほとんど開析を受けておらず、平坦面を成す。

層序関係 本堆積物は、中新世の門ノ沢層尻子内シルト岩部層を不整合に覆い、十和田南部テフラを挟むクロボク土に整合的に覆われる。

層厚 模式地周辺では層厚3.5 mである。

層相 模式地における本堆積物は、砂礫層、砂層、シルト層の互層からなる(第6.12図, 地点tr-1)。砂礫層の基質やシルト層では、ユニットにより火山灰質である場合や、礫に白色の軽石を多く含む場合がある。また、一部のユニットでは有機質であるという特徴がある。模式地での本堆積物は、下位から長径1~5 cm程度の細礫と粗砂からなる砂礫層、有機質なシルト層、一部で火山灰質な砂・シルト互層、植物痕を多く伴う火山灰質なシルト層、軽石を多く含む砂礫層からなる。これらを十和田南部テフラを挟むクロボク土が覆う。

年代 模式地における本堆積物下部の砂礫層より採取した木炭片のAMS¹⁴C年代測定の結果、暦年で約32 kaという年代値を得た(第6.5表)。本堆積物に含まれる軽石や火山灰の特徴が十和田大不動火砕流堆積物ないし十和田八戸火砕流堆積物の特徴と矛盾しないことや、本堆積物が十和田南部テフラを挟むクロボク土に覆われることから、十和田大不動火砕流堆積物の噴出後から十和田八戸火砕流堆積物の噴出後にかけて、火砕流堆積物の再堆積作用に伴い、間欠的に本堆積物が堆積したと考え

られる。

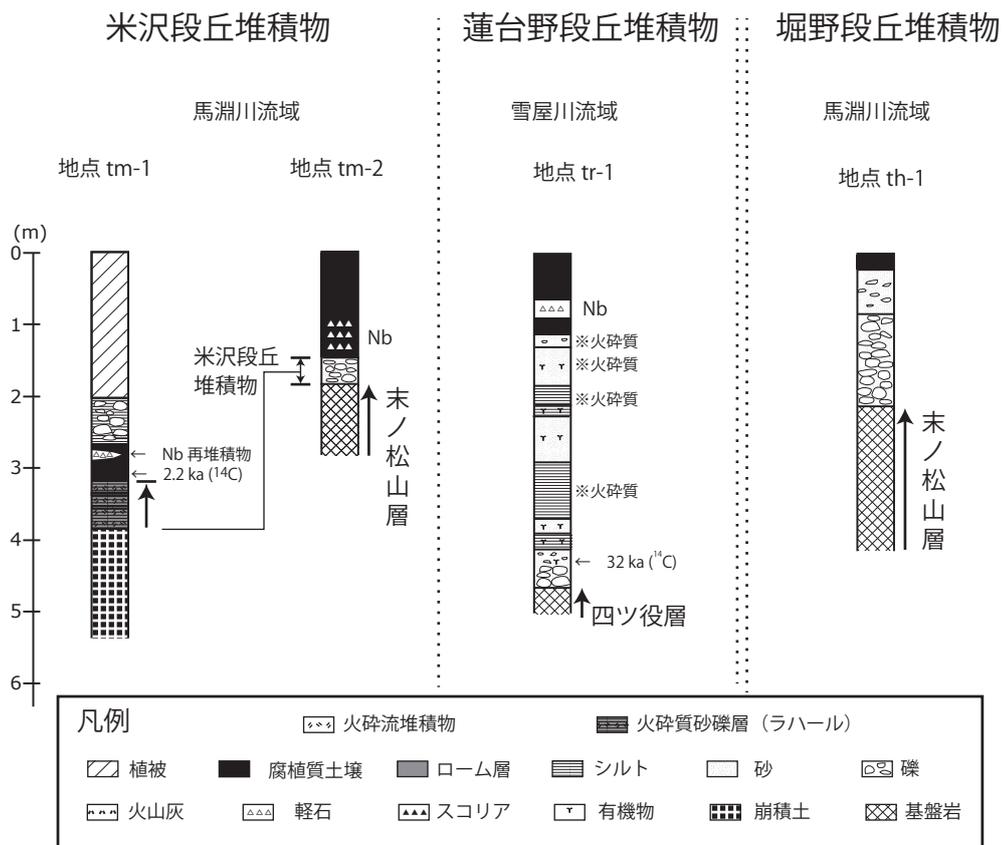
6. 9. 3 堀野段丘堆積物 (th)

地層名及び定義 大池ほか (1966) の堀野段丘の一部を構成する堆積物に相当する。大池ほか (1966) は、河床との比高が5~6mで十和田南部テフラを上載しない段丘を堀野段丘としている。

模式地 馬淵川左岸の二戸市上米沢の地点 th-1 (付図 2A)。

分布・地形 本地域内においては、馬淵川流域の両岸に広く分布し、平坦な段丘面を成す。この段丘面は、模式地周辺の馬淵川流域では大池ほか (1966) の堀野段丘に相当する。段丘面の標高は、二戸市金田一付近では70 m、二戸市石切所付近では100 m、一戸町沢田付近では145 mであり、馬淵川水系の上流側に向かって高くなる。現河床面からの比高は5 mほどである。段丘面は、ほとんど開析を受けておらず、平坦面を成す。

層序関係 模式地の地点 th-1 においては、本堆積物



第 6. 12 図 低位段丘堆積物の露頭柱状図

(a) 米沢段丘堆積物 (二戸市米沢: 地点 tm-1), (b) 蓮台野段丘堆積物 (軽米町沢里: 地点 tr-1), (c) 堀野段丘堆積物 (二戸市上米沢: 地点 th-1)。位置を付図 2A に記す。

第 6. 5 表 加速器質量分析法による放射性炭素年代

地点番号	試料番号	試料の種類	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年較正用年代値 (yrBP $\pm 1\sigma$)	^{14}C 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$)	2 σ 暦年代範囲 (cal BP)	測定番号
tr-1	GSICC111206-5	炭化材	-25.35 \pm 0.19	28399 \pm 114	28400 \pm 110	33231-32096 (95.4%)	PLD-20715
tm-1	GSICC110617-1	土壌(クロボク土)	-22.73 \pm 0.19	2252 \pm 20	2250 \pm 20	2341-2265(38.4%) 2249-2160(57.0%)	PLD-20717

株式会社パレオ・ラボに依頼した。 ^{14}C 年代は半減期を5568年として産出し、暦年較正にはOxCal 4.1 (IntCal 09, Reimer *et al.*, 2009)を使用した。採取地点の位置を付図 2A に示す。

が末ノ松山層合川火山岩部層を不整合に覆い、腐植質土壌に覆われる。腐植質土壌中に十和田南部テフラは挟まれない。

層厚 模式地の地点 th-1 では、層厚 180 cm 以上である。

層相 極めて新鮮でルーズな河川性の砂礫層、砂・シルト互層からなる。模式地の地点 th-1 では、本堆積物は長径 15 cm 前後の円・亜円礫からなる層厚約 120 cm の砂礫層を、層厚 40 cm の砂・シルトの互層が覆う（第 6. 12 図）。

年代 本堆積物を覆う腐植質土壌には、十和田南部テフラが認められないので、9.2 ka 以降に段丘化したと考えられる。したがって、本稿では本堆積物が 9.2 ka 以降に堆積したものとする。

6. 9. 4 伊保内段丘堆積物 (ti)

地層名及び定義 新称。瀬月内川と雪谷川に発達する、最低位の段丘堆積物を伊保内段丘堆積物と定義する。

模式地 露出状況が悪いため、模式地の設定は行わない。本堆積物からなる段丘面の分布から地形的に判断すれば、瀬月内川流域の九戸村伊保内周辺や、雪谷川流域の軽米町岩崎周辺において模式的に堆積していると考えられる。

分布・地形 瀬月内川および雪谷川の両岸に分布する。本堆積物は瀬月内川および雪谷川周辺において平坦面をなし、最低位の河成段丘を構成する。瀬月内川流域では本地域南端付近の九戸村戸田から江刺家にかけては連続的に分布し、これより下流の九戸村日影から軽米竹谷袋にかけては断片的に分布する。雪谷川周辺では、軽米市街（上館）の右岸側にまとまって分布する。より下流の横井内では蛇行部の放棄流路をなしている。段丘面の標高は、軽米町軽米付近では 150 m、九戸村伊保内付近では 280 m である。現河床面からの比高は 5 m ほどである。段丘面は、ほとんど開析を受けておらず、平坦面を成す。

層序関係 直接の確認はなされていないが、段丘面の地形的な新旧関係から本堆積物は下位の蓮台野段丘堆積物以下の堆積物を覆うと考えられる。また、地形的な類似性から、同時代の堆積物であると判断される馬淵川流域の堀野段丘堆積物に対比される。

層相 長径 10 ~ 20 cm の亜円礫を多く含み、粗粒砂 ~ 中粒砂の基質からなる。河川性の砂礫層である。

年代 本堆積物をなす段丘堆積物は被覆層の露出が良くないため詳細は不明である。段丘の現河床からの比高や解析度からは、馬淵川流域の堀野段丘と同時代の地形面と考えられる。したがって、堀野段丘堆積物と同様に 9.2 ka 以降に堆積したと判断される。

6. 10 斜面堆積物

6. 10. 1 地すべり堆積物 (l)

本地域内には地すべり地形が多数分布している。地すべり地塊の破碎は顕著ではない。一戸町館屋敷には比較的大規模な地すべり堆積物が発達している。地点 l-1 (付図 2A) では、層厚 150 cm 以上の淘汰の悪い砂礫層が観察され、約 60° 傾いている。この砂礫層は十和田南部テフラの再堆積物に覆われ、さらにクロボク土に覆われる。

6. 10. 2 崖錐・沖積錐堆積物 (c)

馬淵川流域では急崖の基部に小規模な崖錐や沖積錐が認められる場合がある。馬仙峡周辺ではごく小規模であるものの地形的に連続する。また馬淵川左岸の二戸市奥山、雪谷川右岸の軽米町向川原、同横井内では、旧河道地形を埋積する形態を呈する崖錐・沖積錐地形が認められる。これらの堆積物は露出しないため不明瞭であるが、周辺の堆積物を母材とした斜面下方への移動による未固結の砂礫からなる再堆積物で構成されると考えられる。

6. 11 沖積低地の堆積物

6. 11. 1 氾濫原及び谷底低地堆積物 (a)

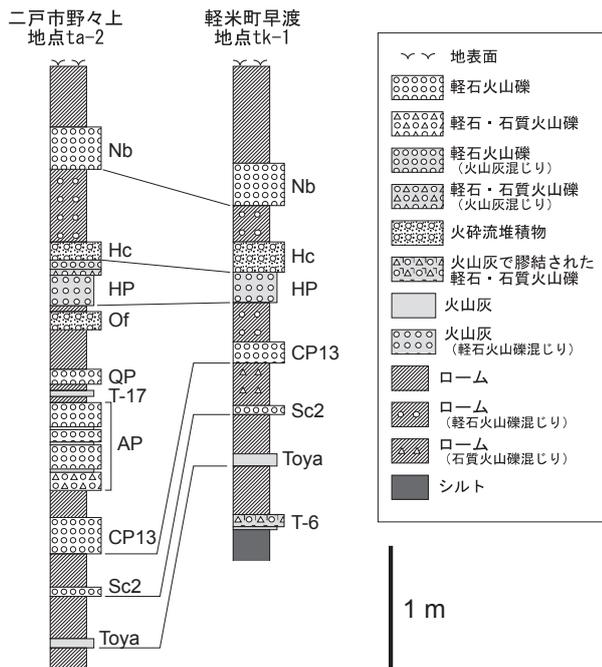
馬淵川、瀬月内川、雪谷川などの主要河川流域及びそれらの主要河川に流入する各支流沿いの低地には、氾濫原及び谷底低地堆積物が分布している。本堆積物は、河川沿いに平坦面をなして分布し、軽米町雪屋付近では樹枝状に分布する。本堆積物は、礫、砂、泥などから成り、一部で有機質な湿地性堆積物が見られることがある。

6. 11. 2 現河床堆積物 (ar)

現河床堆積物は、馬淵川、瀬月内川、雪谷川などの河床に分布する。侵食をほとんど受けていないため本堆積物の断面はほとんど観察できない。二戸市福岡の地点 ar-1 (付図 2A) では、現河床堆積物の断面が露出する小露頭が見られる。ここでは、礫径 10 ~ 15 cm の砂岩、泥岩、チャートなどの亜円礫と粗粒砂が末ノ松山層合川火山岩部層を不整合に覆い、層厚 210 cm で堆積している。

6. 12 中期～後期更新世の降下テフラ (地質図では省略)

本地域には、北西に位置する十和田火山起源の降下テフラ及び洞爺カルデラ起源の洞爺火山灰が広く分布する。これらの降下テフラとそれらを挟有する土壌層・ローム層については、保存の良い場所では全層厚が 6 m 程度に達する場合があるが、基盤の地質を表すために、地質図上には表現していない。以下に、本地域で確認された



第 6. 13 図 代表的地点における中期～後期更新世の降下テフラ柱状図
テフラの略称については本文を参照。地点 ta-2 は二戸市野々上、tk-1 は軽米町晴山早渡に位置する。位置を付図 2A に記す。

主要な降下テフラについて記載を行なう。なお、テフラの命名法については、原則として命名文献での表記・記号に従ったが、給源のわかるものについては給源火山名を最初に記す二重命名法（町田・新井，1992；2003）とした。本地域において、模式的なテフラ層序を確認できる地点 ta-2 及び tk-1（位置は付図 2A）でのテフラ柱状図を第 6. 13 図に示す。

十和田 T-6 テフラ (T-6)

命名は大池・中川（1979）による。給源は、本地域の北西約 40 km に位置する十和田火山である（松山・大池，1986；中川ほか，1986）。本テフラには、2 枚の降下ユニットが認められる（第 6. 13 図）。上部ユニットは、褐灰色を呈する非常に淘汰の悪い膠結した火山礫凝灰岩層で、径 1.5 cm 以下の軽石及び岩片を含む。下部ユニットは、灰色を呈する火山灰層である。軽米町早渡での両者の層厚は、上部ユニットが 10 cm、下部ユニットが 3 cm である。より給源に近い十和田地域内においては、上部の火山礫凝灰岩層と、下部のスコリア火山礫層の 2 枚のユニットが確認されている（工藤，2005）。これらは、本地域で確認された上記 2 つのユニットにそれぞれ対応する可能性がある。本テフラの上部ユニットは、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、かんらん石及び鉄鋳物を含む。本テフラからは、 0.19 ± 0.05 Ma の FT 年代

が報告されている（工藤・小林，2013）。今回、本テフラ直下のシルト層より 122 ± 7 ka、本テフラ直下のローム層より 121 ± 9 ka の OSL 年代が得られた（第 6. 8 図、第 6. 3 表）。

洞爺火山灰 (Toya)

命名は町田ほか（1987）による。給源は、北海道の洞爺カルデラである（町田ほか，1987）。本テフラは、灰白色～淡褐灰色を呈するガラス質細粒火山灰層である。本地域での層厚は最大で 10 cm である。本テフラの年代は、酸素同位体比層序により約 112 ka とされている（白井ほか，1997）。今回、本テフラ直下のローム層より 103 ± 6 ka、 117 ± 8 ka の OSL 年代が得られた（第 6. 8 図、第 6. 3 表）。

十和田 Sc2 テフラ (Sc2)

命名は大池ほか（1970）による。給源は十和田火山である（松山・大池，1986；中川ほか，1986）。本テフラは、径 1 cm 以下のオレンジ色の軽石を主体とし、青灰色の軽石を少量伴う軽石火山礫層である。本地域での層厚は最大で 7 cm である。本テフラは、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鋳物及びかんらん石を含む。

十和田 CP13 テフラ (CP13)

命名は大和（2005）による。大和（2005）は、大池ほか（1970）による CP（通称“カステラ”）について、土壌層を境に上部と下部の 2 枚に細分されることを示し、上部を CP14、下部を CP13 と命名した。このうち、本地域では CP13 のみが確認される。これまで CP の給源は十和田火山と考えられてきたことから（松山・大池，1986；中川ほか，1986）、CP13 の給源も十和田火山であると考えられる。本テフラは、オレンジ色～黄白色を呈する軽石火山礫層であり、径 1.5 cm 以下の粘土化した軽石、石質岩片及び結晶片から構成される。本地域での層厚は最大で 31 cm である。本テフラは、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鋳物及びかんらん石を含む。CP14 はかんらん石を含まないので（工藤，2005）、CP14 か CP13 の区別は、鋳物組み合わせを確認することで可能である。

十和田 AP テフラ (AP)

命名は大池ほか（1970）による。通称“青すじ”または“アオスジ”と呼ばれる（大池ほか，1970 など）。給源は十和田火山である（松山・大池，1986；中川ほか，1986）。本テフラは、二戸市野々上においては、層厚 11～21 cm の 4 枚の軽石火山礫層と層厚 2 cm 以下の 3 枚の火山灰薄層の互層から構成される（第 6. 13 図）。本地域での層厚は、二戸市野々上で最大で、全ユニットで計 72 cm ある。軽石火山礫層は、径 3 cm 以下の軽石と

径1 cm以下の石質岩片で構成される。軽石火山礫は、白色を呈する発泡の良い軽石が大部分を占めるが、一部の軽石は高温酸化のため薄いピンク色を呈する。また、最上部の軽石火山礫ユニット上半分は、発泡の悪い淡青灰色軽石で構成される。この最上部に存在する淡青灰色軽石の存在が、通称“アオスジ”の名称の由来となっている。本テフラは、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鋳物及び極微量のかんらん石を含む。

十和田 T-17 テフラ (T-17)

命名は大池・中川(1979)による。給源は十和田火山である(松山・大池, 1986; 中川ほか, 1986)。本テフラは、淡褐灰色を呈する軽石火山礫～粗粒火山灰層であり、径3 mm以下の粘土化白色軽石と石質岩片からなる。本地域での層厚は最大で6 cmである。本テフラは、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石及び鉄鋳物を含む。QP テフラに次いでかんらん石に富む特徴を持つ。

十和田 QP テフラ (QP)

命名は大池・中川(1979)による。給源は十和田火山である(松山・大池, 1986; 中川ほか, 1986)。本テフラは、淡褐灰色を呈する軽石火山礫層であり、径5 mm以下の粘土化白色軽石と石質岩片からなる。本地域での層厚は最大で27 cmである。本テフラは、斜長石、かんらん石、単斜輝石、斜方輝石及び鉄鋳物を含む。本地域に分布するテフラの中でも最もかんらん石に富み、その量比は単斜輝石、斜方輝石よりも大きい。

十和田八戸降下テフラ (HP)

本テフラの名称は、大池ほか(1959)による「八戸浮石層」に由来する。本テフラは、八戸浮石層(大池ほか, 1959; 大池, 1964; 東北地方第四紀研究グループ, 1969)、八戸降下浮石: HP(大池・中川, 1979; 松山・大池, 1986)、八戸降下浮石層: HP(中川ほか, 1986)、あるいは八戸火山灰部層: HP(早川, 1983)と呼ばれてきた。このうち八戸浮石層の名称は、降下テフラと火砕流堆積物を一括した名称であった。一方、八戸降下浮石(層)と八戸火山灰部層の名称は、降下テフラに対して付けられた名称である。本テフラは、降下軽石火山礫と降下火山灰の互層で構成される。そのため、降下浮石(層)という名称では火山礫サイズの粒子のみからなる堆積物であることを想定させ、火山灰という名称では火

山灰サイズの粒子のみからなる堆積物であると誤解を生じかねない。そこで本報告では、この降下テフラを「八戸降下テフラ」(略称: HP)と呼ぶ。八戸降下テフラは、大池ほか(1970)により、HP I～VIの合計6枚のユニットに区分されている。早川(1983)、Hayakawa(1990)も、このユニット区分に従い、アラビア数字を用いてHP1～6と言い換えている。

八戸降下テフラは、十和田火山を給源とし、十和田八戸火砕流堆積物(6.7で記載)の流下・堆積に先行して発生した水蒸気プリニー式噴火による産物である(早川, 1983; Hayakawa, 1990)。これらの一連の噴火イベントは、噴火エピソードLと名付けられている(Hayakawa, 1985)。本地域における八戸降下テフラは、軽石火山礫混じりの灰白色火山灰層として産する。軽石火山礫は、発泡が良く白色を呈し、サイズは径4 cm以下である。火山灰層中の軽石火山礫の含有率は、層の上下方向に変化し、弱い成層構造を成すことがある。本地域での層厚は最大で37 cmである。岩相と分布から見て、本テフラはHP1に対応する可能性がある。本テフラは、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鋳物及び普通角閃石を含む。本テフラの年代は、¹⁴C年代より約15.5 ka(暦年代)である(Horiuchi *et al.*, 2007)。

十和田南部テフラ (Nb)

本テフラの名称は、中川(1963)による「南部浮石」に由来する。略称は大池・中川(1979)に倣って「Nb」とする。南部テフラは、十和田火山の中湖付近で発生したプリニー式噴火による降下テフラであり、この噴火イベントは噴火エピソードEと名付けられている(Hayakawa, 1985)。本地域における南部軽石は、オレンジ色を呈する淘汰の良いルーズな軽石火山礫層として産し、径4 cm以下の軽石及び石質岩片を含む。本地域での層厚は最大で50 cmである。軽石には、斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び鉄鋳物の斑晶が含まれる。軽石の岩質はデイサイトである(工藤, 2010)。本テフラの放射年代としては、本テフラ中の炭化木片より8,600 ± 250 BP(大池・高橋, 1970)、8,370 ± 170 BP(Hayakawa, 1985)、本テフラ直下の土壌から8,110 ± 30 BP(工藤, 2008)が得られている。これらの年代値を根拠として、工藤(2008)は本テフラの年代として9.2 ka(暦年代)を提示している。

第7章 新生界の地質構造

(辻野 匠・工藤 崇)

一戸地域に分布する地質体は、ジュラ紀～現在に至るまでの様々な構造運動を被っている。主要なものとして、ジュラ紀の付加テクトニクス、白亜紀の横ずれテクトニクス、中新世前葉の引張テクトニクス、鮮新世以降の圧縮テクトニクスがある。古い地質体ほど、重複して構造運動を被っている。本章では、地質構造のうち、新生界（本地域においては中新世以降）の地層に記録されたものについて記述する。このうち、新第三系の地質構造と、第四系の地質構造とに分けて記述する。なお、ジュラ系の地質構造（覆瓦構造・境界断層・ジュラ系の走向傾斜・褶曲）については第3章に記述した。白亜系の地質構造は本地域では認められなかった。

なお、地質図において伏在断層・伏在褶曲については、次に述べる理由により一律に表現しなかった。ある地質体を切る断層・褶曲が一部で露出しているが、分布の相当部分を被覆層が広く覆っており、位置や構造が分布する範囲を決定し得えないものが相当ある。このうち、位置や範囲を決定できる場所だけ伏在断層として表現すると、それ以外には伏在の構造がないことを表現したことになる。一方で、ある程度の不確実性を許容して伏在断層を表現した場合に、被覆層の視認性を妨げる。以上により、伏在の地質構造は表現しなかった。

7.1 新第三系の地質構造

新第三系の地質構造として、(巨視的な)全体的な走向・傾斜、褶曲及び断層について述べる。断層近傍を除くと、全体的に地層の傾斜は緩く、白鳥川層群（四ツ役層、門ノ沢層及び末ノ松山層）では15°前後、三戸層群（十文字層、柳沢層及び舌崎層）では15°未満のところが多い。白鳥川層群では走向は北西-南東走向から北東-南西走向と幅があるが、全体として西傾斜となっている。一方、三戸層群では北東-南西走向で北西傾斜が卓越する。

褶曲については、鎮西(1958a)が浪打峠向斜と米沢構造盆地を指摘しているが、これらは翼角が160°以上の開いたもので軸線の位置が不明瞭である。この他に、本地域には半波長100-200 m程度の地層の軽微(±5°以下)な波打ち構造が認められるが、翼角の閉じた褶曲はないので、褶曲については省略した。断層については(1)北北西-南南東走向の断層、(2)それとほぼ直交する北東-南西走向の断層に区分できる。

7.1.1 北北西-南南東走向の断層

北北西-南南東走向の断層は、東から折爪断層、小林断層・小峠断層、船越山断層・茶屋場断層、トノミ断層、中里断層がある(第7.1図)。折爪断層は、この地域でもっとも大きな断層で、新第三系とジュラ系の大局的な分布を規制し、第四紀においては逆断層として活動している。この折爪断層を除くと、北北西-南南東方向の断層の見かけの鉛直変位は正断層であって、ジュラ系を切る高角度傾斜断層(辻ヶ沢断層、勘丁断層、大雪屋断層、三沢断層、伊保内断層、小峠断層)と、走向と変位方向が一致している(第7.1図)。

折爪断層

命名 Chinzei (1966) 命名。研究史・概要及び第四系に関わる内容は「7.2 第四系に係る地質構造」で詳細に述べる。

位置・関係する地質体 本断層は本地域でもっとも大きな断層で、北方延長は少なくとも青森県南部町諏訪ノ平(三戸地域)まで伸び、更にその北では辰ノ口撓曲(鎮西, 1958b)と呼ばれる撓曲帯を構成している。南側は葛巻町馬場付近(葛巻地域)まで及ぶと考えられている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004)。なお、本断層をジュラ系の境界断層及び高角度傾斜断層として見た場合、本断層の南方の延長は葛巻構造線(島津ほか, 1970)の位置に概ね一致する(第3.3図)。本地域内では軽米町観音林から軽米町平、九戸村滝谷を経て、九戸村山根新田に至る。

本地域では、折爪断層は新第三系とジュラ系の大局的な分布を規制している。すなわち、折爪断層の東側には主にジュラ系が露出し、西側には主に新第三系がジュラ系を被覆して分布している。ただし、分岐断層の特徴と関係する地層から、北部、中部及び南部にわけられる。北部は軽米町平より北で、本断層は3条の断層に分岐している。関係する地層は、二戸市側の門ノ沢層・末ノ松山層と、軽米町側の十文字層と鳥谷層が断層で接し、十文字層も分岐断層で変位している。中部は軽米町平から九戸村滝谷までで、北端では3条の断層が1条にまとまるが、中部の南端で2条に分岐している。ここでは、大局的には西側の折爪岳を構成するジュラ系と東側の山麓の鳥谷層及び第四系とが接する。南部は九戸村滝谷以南で、ここでは2条の断層、及び更に東側に走る断層が収斂する。これらの断層で、大局的には西側の四ツ役層と

東側の鳥谷層が断層で接するが、この断層の南方延長は曖昧で、1 km 程度、西に離れたところに雁行して断層が走っている。ここでは西側のジュラ系と東側の四ツ役層とが断層で接している。

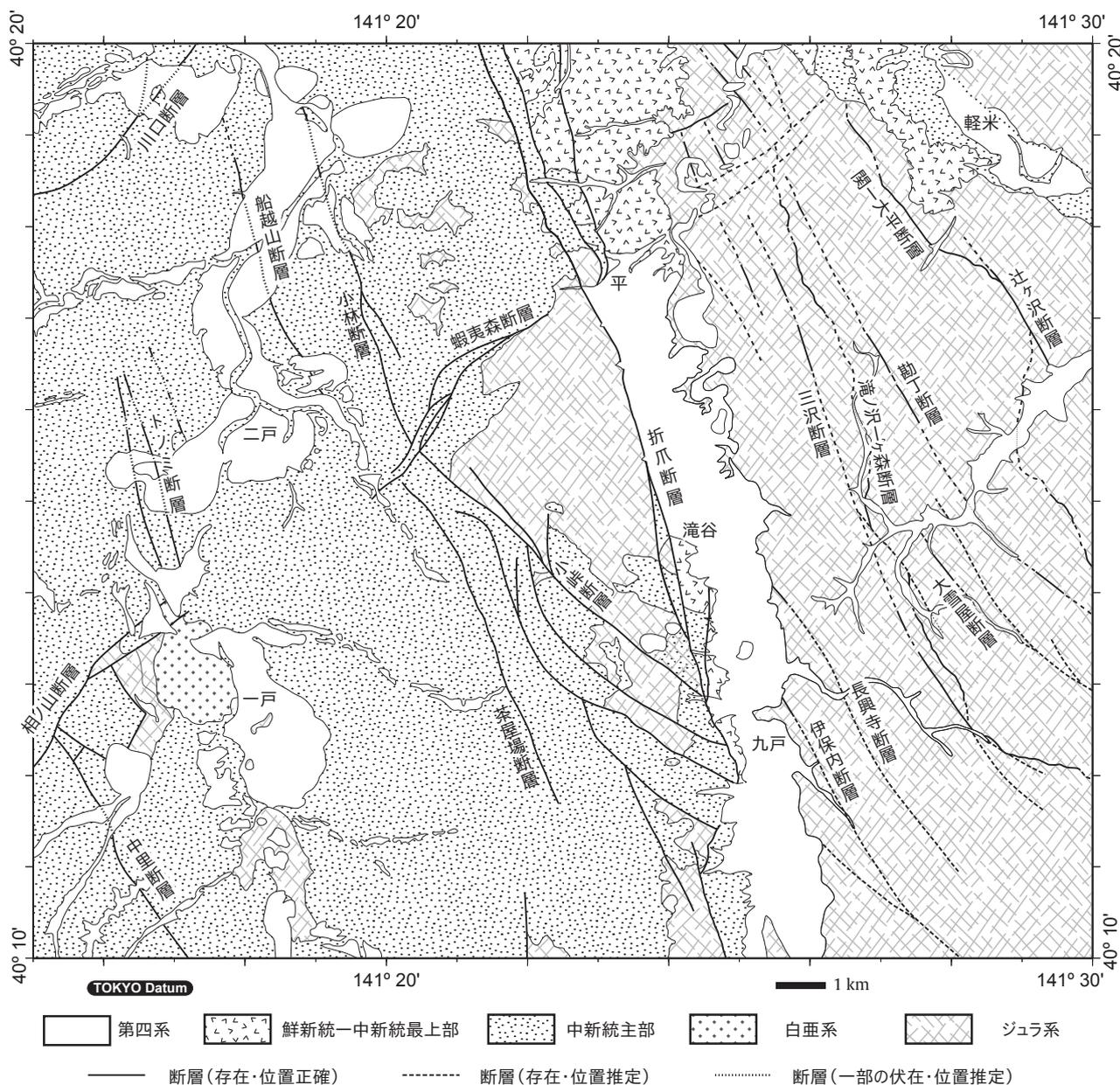
長さ 総延長は 47 km。本地域内では 20 km。

走向・傾斜 全体としては北北西-南南東走向 (N15° W) である。傾斜は露頭から 25-50° W といった値が得られている。

変位量・方向 地質時代が大きく異なる地層が接しており、変位量の推定は困難である。本断層は三戸地域に

おいて鮮新統斗川層を強く変形させ (Chinzei, 1966)、鮮新世以降に逆断層として活動している。

北部 (軽米町平より北方の区間) の断層記載 折爪断層はここでは 3 条認められる。西から高角が推定される逆断層、高~中角度の逆断層、低角の衝上断層があり、走向は大局的には北北西-南南東方向である。西の断層は、東側の十文字層、西側の門ノ沢層または末ノ松山層の境界となるものである。軽米町の猿越橋付近では門ノ沢層と十文字層目時石灰質礫岩部層が 30 m 隔たって露出しており、この間に断層があると判断される。断層の



第 7.1 図 一戸地域の地質構造

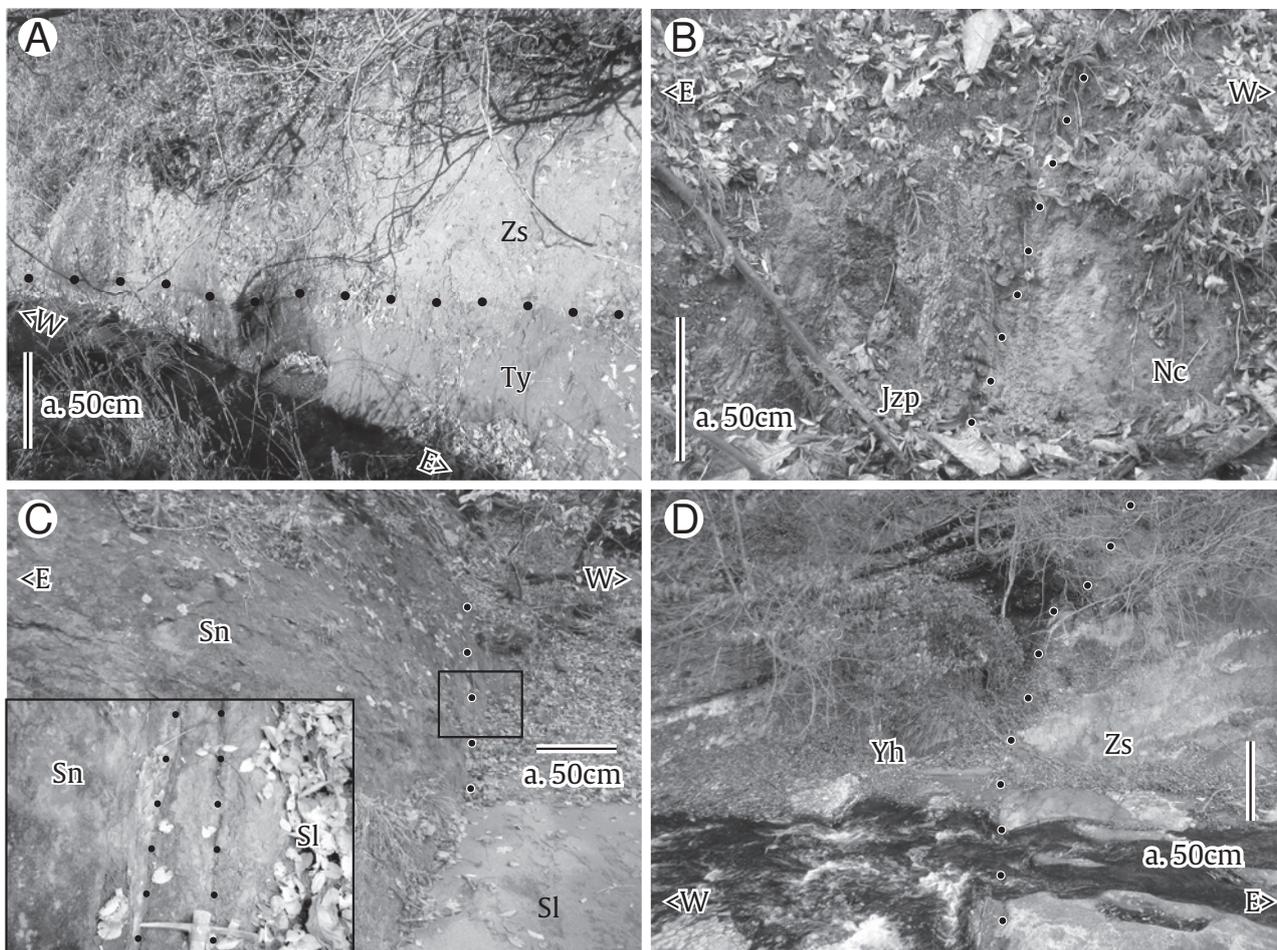
関-大平断層、滝ノ沢-蓬ヶ森断層及び折爪断層はジュラ系の境界断層である。また、辻ヶ沢断層、勘丁断層、大雪屋断層、三沢断層、長興寺断層、伊保内断層、小峠断層はジュラ系を切る高角傾斜の断層で、第 3 章に記載されている。伏在断層は本文の説明で必要なもののみ図示した。

走向は $N20^{\circ} W$ で、断層線が直線的に伸びているため比較的高角の断層が推定される。欠落した門ノ沢層の大部分及び末ノ松山層の層厚から推定するに、ここでの鉛直の変位量は 200 m 程度で、西側が隆起する逆断層である。これはそのまま中部の折爪断層に連続している。

中央の断層は一般走向 $N20-28^{\circ} W$ で、南側ほど西に偏向している。この断層によって北東側の低角傾斜の鳥谷層（または十文字層目時石灰質礫岩部層）が、20–60 m の露頭欠如を挟んで、南西側の高角の十文字層目時石灰質礫岩部層と隣合う。目時石灰質礫岩部層の傾斜は 60° 以上で直立しているところも多く、斜交葉理の交叉則から判断して逆転層も一部には認められることから、断層面も高角と判断される。上盤が大きく回転している

ため、変位量の見積りは困難である。より南方の、山口及び朝草沢^{あさくさざわ}では、この断層の露頭がいくつかあり、 $N35^{\circ} W40^{\circ} W$, $N30^{\circ} W50^{\circ} W$, $N10^{\circ} E35^{\circ} W$ といった走向傾斜が得られており、中角度傾斜になっている。この断層は更に南の朝草沢から平にかけて西の断層に収斂している。

東の断層は本地域北辺から北 300 m の長沢ぞいの露頭 (F-1, 付図 2B) で観察された (第 7. 2 図 A)。この露頭の存在は日本原燃株式会社 (2009) の資料に指摘がある。ここでは低角の断層でもって、十文字層（主部砂岩層）が鳥谷層に衝上している。この露頭における断層の走向傾斜は $N15^{\circ} E24^{\circ} W$ である。十文字層は南西傾斜で、断層露頭より西側では層厚 10–20 m 露頭欠如を置いて目



第 7. 2 図 折爪断層の露頭写真

A: 青森県南部町鳥谷地域 (F-1, 付図 2B) に露出する断層露頭。鳥谷層に対して十文字層主砂岩相の地層が衝上している。丸い点線が断層面のトレース。断層面の走向傾斜は $N22^{\circ} E24^{\circ} W$ 。B: 九戸村滝谷の上流 (F-2, 付図 2A) の断層露頭。西側 (W) が仁左平層碎屑岩相 (Nc) の礫質の赤色砂岩で東側 (E) がジュラ系葛巻層の千枚岩質泥岩である。断層面は走向傾斜は $N22^{\circ} W75^{\circ} W$ である。C: 二戸市川口の馬淵川沿い (F-12, 付図 2B) の断層露頭。西側が末ノ松山層名久井岳火山岩部層 (Sn) で東側が末ノ松山層米沢砂岩部層 (スランプ相, Sl) で、西側が落ちる正断層である。断層面は走向傾斜は $N47^{\circ} E70^{\circ} W$ で D: 二戸市川口の海上川沿い (F013, 付図 2A) の断層露頭。西側が柳沢層川口硬質頁岩部層 (Yh) で東側が十文字層（主部砂岩層, Zs) で、西側が落ちる正断層である。断層面は走向傾斜は $N32^{\circ} E65^{\circ} W$ 。点線は断層面。

時石灰質礫岩部層に漸移している。この目時石灰質礫岩部層は断層の上盤を構成する地層の主体となっている。ただし、より西の、中央の断層近いところでは目時石灰質礫岩部層は鳥谷層に覆われている。断層は軽米町山口、朝草沢及び平の西方に延長しており、東側の鳥谷層と西側の十文字層の境界となっている。大局的なこの区域における東の断層の走向はN10° Wであり、この断層も中央の断層同様、より南方の朝草沢から平にかけて西の断層に収斂している。

中部（軽米町平から九戸村滝谷の区間）の断層記載 折爪岳東縁には明瞭なりニアメントが発達し、折爪岳を構成するジュラ系と山麓を構成する鳥谷層及び第四系が接する断層が推定される。ただし、断層の露頭は確認されていない。

南部（九戸村滝谷よりも南の区間）の断層記載 折爪岳東縁のリニアメントの南方延長は、八戸自動車道の折爪トンネルの東側出口のすぐ東に位置し、西側の仁左平層と東側の四ツ役層の境界をなす。仁左平層は東西両側断層に挟まれたレンズ状の岩体をなしていると推定される。滝谷の上流では仁左平層とジュラ系葛巻層との断層境界が確認される（第7.2図B, F-2, 付図2A）九戸村袖川に至ると仁左平層は欠如し、四ツ役層松倉碎屑岩部層同士の境界となる。

小倉付近において、折爪断層から東側に南北方向の断層が分岐し、その断層は石神田までは存在が推認されるが、より北側には江刺家層に覆われて変位の有無が確認できない。長興寺の沢では仁左平層の火砕岩（弱溶結及び強溶結）が露出している。仁左平層は中新統の最下部を占める地層であることから、逆断層による隆起が示唆される。

袖川では、四ツ役層松倉碎屑岩部層同士の切る小断層が確認された。凹みになっているため走向・傾斜は不確定性があるが、N15° E58° Wであった。位置から判断して折爪断層の支断層と判断される。

更に南になると（九戸村伊保内字西山以南）、ジュラ系と四ツ役層をあわせた地塊が折爪山脈となり、東側の瀬月内川の低地に対して隆起している。このうち、地層分布からジュラ系と四ツ役層との間は断層と判断されるが、四ツ役層と第四系との間は断層ではなく、不整合となっている。九戸村荒屋の屋形場や山根では、北東側に40°程度で傾斜する四ツ役層に対して、ほぼ水平の江刺家層が不整合に累重している。

小林断層

命名 Otuka (1934). 村井・佐藤 (1969) では馬淵川断層と呼んでいる。

位置・関係する地質体 本断層は、本地域西部、二戸市金田一きんたいいちの小林を通り、馬淵川まふちがわの八ツ矢橋やつやばしのすぐ南を越えて、仁左平の繫沢つなぎさわ、作ヶ久保さくくぼの間をぬまのたい沼ノ平ぬまのたい（以

上、二戸市）に抜ける。沼ノ平では蝦夷森断層えぞもりと交差しており、本断層の変位は明瞭ではなく、この地点を本断層の南端とする。ただし、蝦夷森断層との交点より南にも同様の走向の断層が伸長しており、本報告では小峠断層と呼ぶ。これについては別項目で述べる。小林よりも北方については、地すべりが発達しており、不明である。金田一の一部の地点（小林F-3地点南の中州）では近くに分布のない四ツ役層が断層によって隆起し表層に露出し、門ノ沢層と接しているが、多くの場所では門ノ沢層と末ノ松山層を切る断層である。

長さ 7.3 km 以上。ただし、上述の通り、北方延長は不明。南方には小峠断層に接続する。

走向・傾斜 大局的にはN17° Eで西側傾斜。傾斜は鉛直のところもある。

変位量・方向 数10 m～100 m。西傾斜・西落ちて正断層であるが、横ずれ成分も伴う。

断層露頭の記載 Otuka (1934) は小林で西落ちN10° W走向の断層及びその露頭を報告し、本断層を命名した。傾斜はほとんど鉛直で西側が末ノ松山層、東側が門ノ沢層となっている（Otuka, 1934）。本調査では断層露頭を確認できなかったが、門ノ沢層がほぼ南北走向・東傾斜（N1° E58° E, N17° W62° Eなど）で急傾斜化しているのが観察された（地点F-3, 付図2A）。更に、その南に位置する馬淵川の中州では西側の門ノ沢層と東側の四ツ役層が断層で接しているのが観察された。この断層の走向・傾斜はN15° W65° Wである。村井・佐藤 (1969) によれば小林付近では門ノ沢層のシルト岩が地下57 mに渡って累重していることから、鉛直変位量は数10 m程度と見積られる。

八ツ矢橋の南（F-4, 付図2A）ではN13° W40° Wで鉛直変位が1 mの断層露頭が観察された。断層は門ノ沢層尻子内シルト岩部層を切っている。これは変位量から見て、本断層に随伴する断層と考えられる。二戸市作ヶ久保の地点（F-5, 付図2A）には小林断層の分岐断層と思われる断層が門ノ沢層尻子内シルト岩部層を切っている。この露頭ではシルト岩の走向傾斜はN65° W5° Nで、断層の走向傾斜はN10° W40° Wとなっている。断層面に擦痕が見られ、プランジはN50° W、沈下方向はN40° SEとなり、左横ずれ成分がある。この露頭の北西70 mには末ノ松山層五日町砂岩部層が露出していることから、本断層はこの露頭とF-5地点の間に位置していると判断される。末ノ松山層穴牛礫岩部層を鍵層とすると鉛直方向の変位量は80 m程度（西落ち）である。沼ノ平では穴牛礫岩部層の変位は明瞭ではない。

小峠断層

命名 新称。本断層とジュラ系との関係については第3章に記載した。

位置・関係する地質体 二戸市沼ノ平で小林断層が蝦

夷森断層と交叉する地点を北端とし、その南では断層は分岐し、ジュラ系と新第三系の境となる断層（小峠断層）と、その西側に随伴する断層の2条に大きく分かれる。随伴する断層は更に分岐を繰り返している（第7.1図）。小峠断層は沼ノ平から天ヶ塚、小祝、馬飼沢、小峠を経て、小倉岳の北側を通過し、九戸村小倉に至って折爪断層に当り、それより東側には続かない。随伴する断層も同様である。しかし、小林断層及び随伴する断層の南方延長には、折爪断層及び第四系をはさんで、伊保内断層（ジュラ系を切る高角断層、第三章）及びその分岐断層が位置する。ただし、これらの断層は単純な延長線上にはなく、1 km 程度の左に横ずれした配置をなす。

小峠断層は沼ノ平から馬飼沢の折爪山脈の西側では南西の四ツ役層と北東のジュラ系との境界となっているが、小倉岳の北側から小倉までの折爪山脈東側では、南西のジュラ系と北東の四ツ役層の境界となっている。小峠断層の西側に随伴する断層は、天ヶ塚付近で小峠断層から分岐し、一戸町沼山をへて、九戸村西山に至る。主に、四ツ役層の松倉碎屑岩部層、小祝泥岩部層、傾城峠火山岩部層を切る。更にこれらの断層から分岐する断層があり、これらが四ツ役層に変位を与え、各部層の分布を複雑にしている。

長さ 本断層で7.9 km。随伴する断層は9.5 km。

走向・傾斜 本断層はN50° W、随伴する断層はN30-70°の走向をもつ。ジュラ系中の支断層と思われる断層露頭ではN36° W85° Wであった（第3章3.3.4参照）。

変位量・方向 主断層はジュラ系との境界をなしており、変位量は数100 mに達する可能性がある。主断層と多くの随伴する断層は、南西側が落ち、北東側が隆起している。随伴する断層は四ツ役層に変位を与えているが、四ツ役層は陸成層主体で層位の認定が困難なため、断層の位置や変位量には曖昧さがある。地層の層厚から鉛直変位は数十～100 m程度と判断される。

断層露頭の記載 本断層に距離を置かずに並走する支断層の露頭記載が第三章にある。随伴する断層の近傍には鉛直変位1 m程度またはそれ以下の小断層が見られることがある。

船越山断層

命名 新称。

位置・関係する地質体 船越山西麓から、船越山南麓の沢田沢の出口を通過して、高森山、鍵取に至る。南南東の延長線上には茶屋場断層が伸長しているが、その間は段丘堆積物に覆われ、状況は不明である。主に末ノ松山層と十文字層を切る。北方延長は段丘堆積物に覆われて不明である。

長さ 5 km以上。茶屋場断層に接続する場合は7.5 km以上。

走向・傾斜 走向はN14° W。F-7地点（付図2A）の露頭によれば断層面の走向傾斜はN9° W54° Wである。

変位量・方向 沢田では40 m。高森山では、末ノ松山層名久井岳火山岩部層を鍵層にすると、数10 mとなる。西側が落ちる正断層である。

断層露頭の記載 二戸市沢田ではN9° W54° Wの断層露頭があった（F-7、付図2A、現在は法面保護される）。そこでは西側の十文字層日ノ沢礫岩部層と東側の末ノ松山層米沢砂岩部層とが接している。十文字層目時石灰質礫岩部層を鍵層にすると、鉛直方向の変位は40 m程度である。

茶屋場断層

命名 新称。

位置・関係する地質体 二戸市の館東方から白鳥繫（しらとりつなぎ）を経て一戸町茶屋場に至る。館から白鳥にかけては白鳥川から800 m程度、東に隔たった所に白鳥川と同じ走向で伸長している。全域において、四ツ役層を切る断層で、傾城峠火山岩部層と双畑碎屑岩部層との境界となることが多いが、四ツ役の東では傾城峠火山岩部層を切っている。茶屋場の南の野磯鶏の東の沢までは、四ツ役層双畑碎屑岩部層と傾城峠火山岩部層との位置関係から断層が推定されるが、そこより南では傾城峠火山岩部層が広く分布し、変位の有無は不明である。

長さ 7.5 km。

走向・傾斜 北北西-南南東（N24° W）である。傾斜は露頭によれば西傾斜である。

変位量・方向 四ツ役層の部層は複雑な指交関係にあり、変位量の推定は難しいが、数10-100 m程度と推定される。西落ちの正断層である。

断層露頭の記載 館東方では門ノ沢層尻子内シルト岩部層中に10 m程度の変位が認められる。ただし、この付近には蝦夷森断層も走っており、本断層のみによる変位量は不明である。館から白鳥繫にかけては四ツ役層傾城峠火山岩部層が比較的高角度（20°）になっており、撓曲帯を伴っている。茶屋場（F-8、付図2）では、東側の四ツ役層双畑碎屑岩部層と傾城峠火山岩部層が断層で接しており、断層面の走向傾斜としてN8° W78° Wが得られている。

トノミ断層

命名 新称。断層が露出する山（トノミ）に由来する。トノミは茂谷とも呼称されるが、近接する、一戸深成岩体が分布する山も茂谷と呼ばれており、混同を避けるため別称で呼称する。

位置・関係する地質体 本断層は3条からなる。西側と中央の2条は200-400 m隔たって平行する断層で、二戸市米沢の沢内（外山の下流1 km）から奥山、トノミ山、上里を経て一戸町鳥越に至る。鳥越以南は十和田八戸・

大不動火砕流堆積物に被覆されており不明である。一方、東側の1条は中央の断層から750 m隔たっており、ほぼ同じ走向で伸びるが、沢内から石切所までしか確認できない。この南側は地すべり堆積物・段丘堆積物に被覆されており、断層の延長線上の馬淵川河畔の露出では末ノ松山層に変位が認められない。これら3条の断層は沢内より北では十文字層が被覆しており、十文字層には変位は認められない。西側と中央の断層に挟まれた幅400 mの地帯は周辺の地層よりも下位層が露出している。トノミ山では四ツ役層傾城峠火山岩部層が露出している。中央の断層と東側の断層との間には、仁左平層の火砕岩があり、その上を末ノ松山五日町砂岩部層が覆っている。西側の断層と東側の断層との間の地帯には、末ノ松山層合川火山岩部層の貫入岩が複数の地点で分布しており、東側の断層により、石切所の北方の丘陵では西側の末ノ松山層合川火山岩部層の貫入岩、東側の米沢砂岩部層とが接する。

長さ 4.3 km

走向・傾斜 北北西-南南東方向 (N15° W程度)。東側の断層の傾斜は露頭から70-80° W程度と推定される。

変位量・方向 西の断層はトノミ山においては層準の大きく異なる地層が接しており見積もることが難しいが、門ノ沢層及び四ツ役層双畑碎屑岩部層の層厚から100 m以上の東側側の隆起が推定される。中央の断層と東側の断層の間の地帯には仁左平層が分布していることから、この地帯が東側及び西側に対して隆起していると判断される。

断層露頭の記載 東側の断層については、馬仙大橋のたもとでは合川安山岩部層の溶岩が約20 mの露頭欠如を挟んで同部層の貫入岩と隣合っているのが観察される。中央の断層についてはトノミ山北麓 (F-9, 付図A) では露頭があり、断層面は崩積物に被覆されているが、東側に仁左平層 (火砕岩相)、西側に四ツ役層傾城峠火山岩部層 (斑状安山岩貫入岩) が接する。西側にはN12° W76° Wの節理が発達しており断層面も同様と判断される。馬仙大橋の下流の馬淵川川岸では中央の断層の影響で門ノ沢層が直立ないし逆転しているのが観察される。

中里断層

命名 新称。

位置・関係する地質体 一戸町月館の先達から南の中里、川原目と通って女鹿の中崎へ抜ける。先達では、北北西に伸びる本断層が北東-南西走向の相ノ山断層と接している。相ノ山断層との接点より北北西側では十文字層が連続的に分布しており、断層の延長はないと判断される。中崎以南は地域外に伸長する。先達では相ノ山層と主に十文字層との境界をなし、中里から中崎では門ノ沢層、末ノ松山、十文字層を切っている。

長さ 断層の延長は推定できる範囲で、5.5 km。

走向・傾斜 北北西-南南東走向。傾斜は不明である。

変位量・方向 数10 m。中崎の末ノ松山層穴牛礫岩部層を鍵層とすると50 mの変位がある。北東側が隆起する、南西落ちの断層である。

断層露頭の記載 主断層の断層露頭は観察されなかった。一戸町女鹿の中崎 (F-10, 付図2A) では鉛直変位1 mの小断層 (N39° W61° E, N29° W68° E) が2条、10 m隔たっており末ノ松山層を切っており、派生的な断層の可能性はある。

7. 1. 2 北東-南西走向の断層

北東-南西走向の断層には、東から蝦夷森断層と相ノ山断層がある。蝦夷森断層の西方延長は相ノ山断層に概ね一致している。

蝦夷森断層

命名 新称。断層露頭は観察されなかったが、折爪岳の北麓に認められる明瞭なりニアメントに対して、本報告書では蝦夷森断層と命名する。

位置・関係する地質体 二戸市高場から^{つききたい}榎木平、蝦夷森と通って沼ノ平に至る。高場~^{ぬまのたい}沼ノ平では南東側にジュラ系及び仁左平層、北西側に末ノ松山層及び門ノ沢層が分布する。沼ノ平付近では、末ノ松山層、門ノ沢層及び四ツ役層双畑碎屑岩部層が複雑に接する。

更に南西延長へは地形は曖昧になる。延長線上に、相ノ山断層が位置するが、途中の浪打峠のある丘陵の門ノ沢層・末ノ松山層に変位は認められない。

長さ 明瞭なところの延長は4.5 km。

走向・傾斜 全体として北東-南西走向 (蝦夷森以北はN58° E, 蝦夷森~沼ノ平はN25° E)。傾斜は不明。

変位量・方向 高場~蝦夷森ではジュラ系との落差から推定で400 m程度。沼ノ平では双畑碎屑岩部層の層厚から推定で100 m程度。

断層露頭の記載 断層露頭は観察されなかったが、断層と判断した根拠は以下のとおりである。

折爪岳北麓では、この断層を境としてジュラ系及び仁左平層が末ノ松山層と接している。蝦夷森の南の沢では門ノ沢層が、上位に位置する末ノ松山層の地形的上位に分布している。この層序の上下関係と地形的上下との不一致は断層による変位で説明可能である。また、断層を推定しない場合、折爪岳北麓に発達する末ノ松山層はジュラ系の地形的高まりにアバットしていたことになるが、折爪岳北麓斜面の高低差は400 mを越える。末ノ松山層堆積時には同等以上の比高をした斜面があったことになる。その場合は大量の(角)礫岩が末ノ松山層に挟在し、末ノ松山層の層厚が増えなければならないであろうが、そのような事実はない(第5.3図)。したがって断層の存在が推定される。

末ノ松山層の礫種からもアバットは否定される。沼ノ平東方の折爪岳北東麓には仁左平層の火砕岩相（流紋岩質溶結凝灰岩）が分布している。もし、アバットだったとすると、沼ノ平付近の末ノ松山層穴牛礫岩部層には仁左平層の礫が含まれるべきであるが、実際は穴牛礫岩部層の礫はジュラ系が四ツ役層傾城峠火山岩部層の礫からなる。このように、近接する地層に当然もたらされているべき礫が含まれておらず、厚層化も認められないことから、アバットでは説明できない。以上により、北東-南西走向の北西落ちの断層を推定した。

この延長線上には、一戸町の八木沢の馬淵川-一戸町相ノ山において北東-南西走向の断層が位置している（相ノ山断層、次項）。両断層が接続する場合は北西落ちの正断層で、断層の延長は13 km 余となるが、中間に位置する浪打峠周辺の丘陵では、門ノ沢層及び末ノ松山層が連続しており変位は認められない。また、沼ノ平より東側では推定変位量は400 m あるのに対し、西側では推定変位量が100 m 程度と大きく減少している。これらのことから蝦夷森断層は相ノ山断層に接続するのではなく、この断層と、この断層に直交する小峠断層でもって折爪岳の山塊が隆起したと判断される。相ノ山断層と本断層は、位置関係から、もともなった弱線は同じだが、違う断層として振舞ったことになる。

相ノ山断層

命名 本断層は、松原尚志氏の博士論文（Matsubara, 2000）中の地質図において、Ainoyama Fault として認定されたものが初出である。

位置・関係する地質体 一戸町月館の先達から相ノ山を経て鳥越へと至る、北東-南西方向へと延びる断層である。本断層の走向は、前項の蝦夷森断層とはほぼ等しく、本断層の延長線上に蝦夷森断層が位置する。両者は一連の断層である可能性があるが、両者をつなぐ、白鳥川と小井田川に挟まれ、浪打峠のある丘陵では、門ノ沢層及び末ノ松山層に変位は認められない。

本断層は、ジュラ系、相ノ山層、四ツ役層、門ノ沢層、十文字層の境界を成す。

長さ 4.5 km 以上。南西側は西隣の浄法寺地域内へと延びる可能性があるが、現在のところ詳細は不明である。

走向・傾斜 南部（先達-相ノ山）はN30°、北部（八木沢-鳥越）ではN48°である。傾斜は露頭から60° W 程度と思われる。

変位量・方向 相ノ山層と門ノ沢層が接しているが、相ノ山層の分布はこの周辺のみで、周囲を断層に限られて存在しているため、変位量の推定はできない。地質の分布状況として南東側が古い地質体となっており、複数の断層面の走向傾斜（第5.8図）から、本断層は北西側落ちの正断層と判断される。

断層露頭の記載 一戸町相ノ山付近では、本断層の断

層露頭が少なくとも3ヶ所で認められる（第5.8図）。このうち、地点F-11（付図2A）では、相ノ山層の塊状デイサイト溶岩と門ノ沢層尻子内シルト岩部層のシルト岩がN28° 55° W の断層面で接する（第5.8図）。この露頭において、上盤側のシルト岩は粘土化して鏡面状を呈し、下盤側のデイサイトは角礫化し基質に断層粘土を伴う。この地点に限らず、本断層に接する相ノ山層のデイサイト溶岩は、いずれも断層による角礫化を被っている。また、地点F-11における断層擦痕のブランチはN23° W であることから、若干の右横ずれ成分も推定される。

一戸町八木沢の馬淵川河岸においては、ジュラ系と四ツ役層双畑碎屑岩部層の露出が100 m 隔てて隣りあっている。この双畑碎屑岩部層は角礫岩が主体であり、礫種はジュラ系である。この付近は本断層の延長線上にあり、断層の存在が推定される。

川口断層

命名 新称。ただし、村井(1958b)や小笠原ほか(1986)の地質図には名称は与えられていないが記入されており、今回の調査でも確認した。

位置・関係する地質体 二戸市金田一の川口から^{ほんの}盆野へと続く。川口では断層が2条認められ、海上川と馬淵川でそれぞれ確認できる。海上川では柳沢層川口硬質頁岩部層を切っており、馬淵川では末ノ松山層の名久井岳火山岩部層と米沢砂岩部層との境界となっている。川口より南では段丘堆積物に被覆され、露出不十分で不明であるが、途中で2条の断層が合流して、盆野の北側に延長している。盆野の北側では舌崎層上目時砂岩部層と舌崎層主部シルト岩層との境界になっている。柳沢層川口硬質頁岩は、この断層の北西側のみ分布し、南西側は未続成の珪藻岩層である。

長さ 5 km 以上。ただし、北接する三戸地域、西接する浄法寺地域にも延長するが詳細は不明である。

走向・傾斜 走向は全体として北東-南西方向（N37°程度）で北西落ちで、傾斜は露頭によれば高角で西落ち（60-70° W）である。

変位量・方向 川口の馬淵川と盆野の北側では、隣接する地層の層厚から推定して、数10 m。川口の海上川では同一部層内であり、30 m 以下と推定される。いずれも北西側が落ちる正断層である。

断層露頭の記載 川口の海上川ぞい及び馬淵川の2箇所露頭が確認できる。馬淵川の断層露頭（第7.2図C、F-12、付図2B）では、末ノ松山層名久井岳火山岩部層と同層の米沢砂岩部層がN42° E70° W で西側落ちの正断層で接しており、断層粘土の幅は20 cm となっている。海上川のF-13地点（付図2A）では東側十文字層、西側柳沢層川口硬質頁岩の断層境界になっている（第7.2図D）。ここでは50 m の区間に3条の断層があるが、一

番東の N32° E65° W の西落ち正断層（断層粘土は幅 20 cm）が主断層で、随伴して N21° E64° W で西側落ちの逆断層（断層粘土は幅 1 cm）と、断層面の露出が欠如している断層を伴う。

盆野の北側では舌崎層の主体を占めるシルト岩の分布が舌崎層下部の上目時砂岩部層に突然岩相変化するところをもって断層の位置と判断した。上下の変位は上目時砂岩部層の層厚をもって察するに数 10 m 程度である。

7. 2 第四系の地質構造

本地域において、第四系に変位を与えていると推定される構造としては、折爪断層がある。ここでは、折爪断層の研究史、地形及び第四系との関係について記載する。なお、折爪断層とジュラ系、新第三系の関係については、それぞれ 3. 3、及び 7. 1 において記載する。

7. 2. 1 折爪断層

概要

折爪断層の命名は Chinzei (1966) による。青森県三戸郡五戸町中市から岩手県岩手郡葛巻町北部へと至る、北北西-南南東方向に延びる長さ約 47 km の断層である（第 7. 3 図；地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004）。本断層の北部約 13 km の区間は、辰ノ口撓曲（鎮西, 1958b）と呼ばれる（第 7. 3 図）。本断層は、地質の分布状況より、断層西側が相対的に隆起する逆断層と判断される。本地域における折爪断層は、軽米町平～九戸村滝谷の区間においては、40 万年前以降に活動した可能性が示唆されるものの、その時期は明確ではない。本断層の活動評価については、今後更なる調査・検討が必要である。

研究史

本断層の存在を初めて示したのは、鎮西 (1958b) である。鎮西 (1958b) は、一戸地域北隣の三戸地域において、鮮新統以下の地層を大きく変位させる辰ノ口撓曲の存在を示した。その後、Chinzei (1966) は、辰ノ口撓曲の南方延長にあたる断層の存在を示し、これを（狭義の）折爪断層と命名した。なお現在では、辰ノ口撓曲の部分も含めて、（広義の）折爪断層として扱われている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004）。また、Chinzei (1966) は、段丘面の高度分布及び 1898～1954 年の水準点変位量データに基づき、辰ノ口撓曲が金田一面（鎮西, 1958a）に変位を与えていること、その変動が現在まで継続している可能性があることを示した。

宮内 (1985) 及び Miyauchi (1987) は、辰ノ口撓曲付近において、高館面、根城面及び柴山面に変位が及んでいること、古い段丘面ほど変位量が大きく、変位の累積性があることを示した。なお、柴山面の形成年代については、MIS5a (82 ka 前後；Lisiecki and Raymo, 2005)

と考えられている（桑原, 2009）。山崎ほか (1986) は、50 万分の 1 活構造図「青森」において、狭義の折爪断層を推定活断層として、辰ノ口撓曲を第四紀後期層の撓曲として示した。

活断層研究会 (1980, 1991) は、狭義の折爪断層を活動度 II の活断層として示した。しかし、その断層線には辰ノ口撓曲部は含まれていない。同様に、中田・今泉 (2002) においても、狭義の折爪断層は推定活断層として示されているが、辰ノ口撓曲部は含まれていない。

青森県 (1997, 1998) は、辰ノ口撓曲部を中心に地形・地質調査を行ない、辰ノ口撓曲の北限が五戸町中市付近にあることを示すとともに、段丘面に与える変位の有無から、本断層の最新活動時期を 2.5～3.3 万年前以前と推定した。

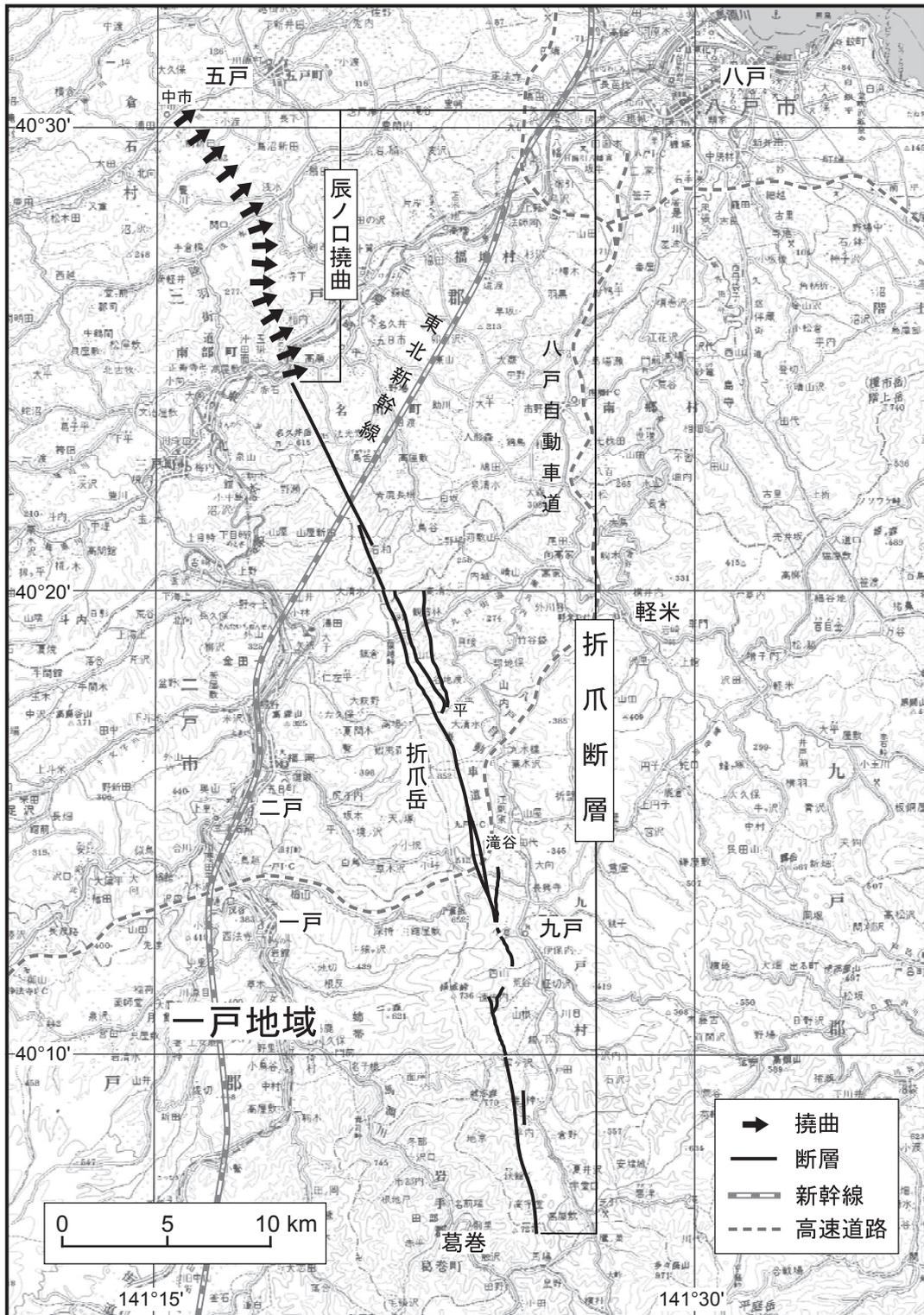
以上の調査研究は、主に本断層の北部（三戸地域）を対象としており、中部～南部（一戸地域～葛巻地域）については、詳細な調査はこれまで行なわれていない。そのため、一戸地域における本断層の活動時期については、未解明のままである。本断層の中部～南部については、原子力安全委員会において、日本原燃株式会社 (2009) が断層に沿った地域の地形区分図と地質図を提示しているものの、その活動の実態は明らかにされていない。

断層記載

本地域における折爪断層は、中心部を N15° E の走向で北北西-南南東方向に縦断する（第 7. 3 図）。以下では本断層の記載を地形及び地質の特徴から、北から順に、軽米町平よりも北方の区間、軽米町平～九戸村滝谷の区間、九戸村滝谷よりも南方の区間に区切って行なう。このうち、第四系に変位を与えていると推定できる部分は、今のところ軽米町平～九戸村滝谷の区間のみである。

軽米町平よりも北方の区間 本区間においては、折爪断層は少なくとも 3 本の断層に分岐しており、南端においては西端の断層 1 本に収束する（第 7. 3 図）。断層地形としては、一部で地質断層に沿った不明瞭なリニアメントが認められるが、鮮明な断層地形は確認できない。本断層沿いには第四系がほとんど分布しないため、第四紀における本断層の活動の有無については不明である。

軽米町平～九戸村滝谷の区間 本区間においては、北隣の区間で 3 本ある断層のうち、最も西側に位置する断層の延長が北北西-南南東方向で連続して認められる。この断層は、本区間の南端付近で 2 本の断層に分岐する。本区間では、比較的明瞭な断層地形が認められる。折爪山脈の東麓には、明瞭かつ直線的な遷緩線が認められ、この遷緩線を境に山地側の急傾斜地と山麓側の扇状地が接している。山地側には、遷緩線を基部として、比高 180 m 以下の三角末端面が北北西-南南東方向に連続的に配列する。本区間においては、断層の位置を露頭で確認できなかったため、地質図においては上記の遷緩線の位置を折爪断層の位置とした。



第 7.3 図 折爪断層の位置と全体像

折爪断層の位置は、一戸地域については本報告、それ以外の地域については活断層研究会編（1991）及び青森県（1998）による。基図は国土地理院発行の数値地図 200000「八戸」を使用。

断層と第四系の関係は露頭では確認できていない。第四系の分布は、断層の東側にほぼ限定される。このうち、江刺家層と折爪岳扇状地堆積物は、礫層を主体とする陸成層であり、折爪断層の東側に沿った地域に分布が限定されることから、折爪断層の活動に関連して形成された地層と考えられる。江刺家層については、本区間南端部の断層が2本に分岐する部分において、山地側にも江刺家層の礫層が分布し、これが直線的境界をもってジュラ系と接する。この分布状況から、江刺家層は折爪断層に切られていると判断される。折爪岳扇状地堆積物については、扇状地の地形面が直線的な遷急線をもって三角末端面と接することから、折爪断層に切られている可能性が高いと判断される。その一方で、扇状地面が断層西側の谷の中へ、連続的な地形で入り込んでいる部分が複数個所で認められることから、少なくとも比較的新しい扇状地面までは変位を受けていないと判断される。折爪岳扇状地堆積物の堆積年代は、少なくとも40万年前以降と考えられることから、40万年前以降のいずれかの時期には折爪断層の活動があった可能性が示唆される。しかし、折爪岳扇状地堆積物については、その堆積下限・

上限年代が不明確であるため、今のところこれ以上の精度で活動時期を特定することは不可能である。

九戸村滝谷よりも南方の区間 本区間における折爪断層は、北隣の区間で2本に分岐した断層が九戸村袖川付近において1本に収束する。また、これらの断層の東側にも、九戸村小倉付近において主断層に収束する分岐断層が認められる。本区間の南部では、北方から伸びる断層と、南方から伸びる断層が北北西-南南東方向で雁行状に配列し、両者を繋ぐ北北東-南南西方向の断層も認められる。断層地形としては、本区間の北部においては地質断層に沿った不明瞭なリニアメントが一部で認められる。南部においては、山地側と山麓側で地形の傾斜が変化する直線的な遷緩線が認められ、これが断層の位置と一致する。しかし、北隣区間で見られるような三角末端面や扇状地面等の鮮明な地形は認められない。第四系との関係は露頭では確認できていない。地形的には、低位段丘の蓮台野面、江刺家層分布域の開析された扇状地状地形に変位は認められない。そのため、少なくとも第四紀後半に断層活動があった明確な証拠は今のところ見出せない。

第8章 応用地質

(辻野 匠・中江 訓・西岡芳晴)

8.1 地下資源

8.1.1 マンガン

北部北上山地には、マンガン鉱床が幾つかの区域に密集して分布することが、従来より知られている（例えば、南部，1959，1960）。これらの鉱床は、チャートを母岩として整合に胚胎する層状マンガン鉱床である（南部ほか，1965；吉田ほか，1987）。一戸地域では、以下の小規模な鉱山が稼行ないし試掘されたに過ぎないが、現在ではすべて廃止になっている。なお、既存文献によって鉱山の正確な所在を断定することが困難であるため、地質図には推定位置を記す。

細屋鉱山

鉱山の所在は、九戸村下細屋の南南東約700mに位置すると推定される。鉱床は関層のチャートに胚胎し、鉱石は二酸化マンガン鉱である。昭和14年～15年頃に1,000t程度が採掘された。その後は一時的に稼行されたものの、1960年代までには閉山された（南部ほか，1969）。

三峯鉱山

鉱山の所在は、九戸村三沢の南東約600mに位置すると推定される。鉱床は、合戦層基底のチャートに胚胎する。昭和30年に露頭が発見され、昭和33年～39年にかけて地表探鉱が実施されたが、生産実績はない。鉱石は二酸化マンガン鉱である（南部ほか，1969）。

大雪屋鉱山

鉱山の所在は、九戸村大雪屋おおゆきや付近であると推定される。鉱床は、関層のチャートに胚胎する。昭和10年頃に露頭が発見された後、3年間にわたる露頭付近の採鉱により1,000t～2,000t程度、さらに昭和15年～20年に5,000t程度の出鉱があった。その後、昭和40年まで断続的に稼行されたが、既に閉山している。鉱石は、二酸化マンガン鉱と珪酸マンガン鉱である。（南部ほか，1969）。

8.1.2 それ以外の金属資源

一戸地域は東北脊梁以西の黒鉄鉱床地帯・油田地帯から外れており、ジュラ系に胚胎するマンガンを除くと、金属資源・燃料資源は僅少である。昭和15年から昭和

42年までの「仙台鉱山監督局管内鉱区一覧」に継続して、一戸町の小鳥谷に金鉄床の鉱区の設定がなされている。該当する地域の地質から四ツ役層傾城峠火山岩部層に関係するものと判断されるが、詳細は不明である。また、九戸村円子に鉄鉱石の調査報告（早川ほか，1960）があるが、鉱床としては小規模と評価されているため、ここでは割愛する。

8.1.3 珪藻土

本報告の柳沢層のうち、未続成の珪藻岩は珪藻土として耐火煉瓦や薪用のカマド、七輪・焔炉こんろの材料に使われていた。現在では稼行していない。柳沢層の珪藻岩(Yd)は二戸市金田一地域の柳沢、沼ノ久保、神山、釜屋敷の北側斜面及び下斗米にかけて分布している。下斗米より東は尖滅しており、川口より北は続成作用を受けて硬質頁岩(Yh、川口硬質頁岩部層)になっている。未続成の部分も、場所により砂質・シルト質な碎屑物の混入の割合が異なり、珪藻土としての品位が異なる。主な採掘地点は沼ノ久保集落付近、釜屋敷北西1km付近、下斗米北東300m、などがある（村井・佐々木，1964；二戸科学教育研究会，1978）。純度が高いものは石川県能登和倉産珪藻土の耐火煉瓦原石（商品名「イソライト」）と同等とされる（村井，1958b）。村井（1958b）及び村井・佐々木（1964）によれば珪藻土の良質から中程度の品質のものでは、SiO₂は72-80%、Al₂O₃は10-13%となっており、灼熱減量7-9%程度である。

1941年ころから焔炉の生産がはじまり、1964年時点では月産100t余を採掘し、カマド・焔炉として年産10万個、耐火煉瓦として15万個を生産していた（村井・佐々木，1964）。日ノ沢や釜屋敷の沢ぞいに軽便鉄道を敷設してトロッコで金田一駅の西の工場に輸送し加工、搬出していた時もあったといい（菅原孝平二戸市歴史民俗資料館館長私信）、炭焼きのカマドの断熱剤として今も原石を求めて山に入る人があるが、珪藻岩は軟質なため、露頭は土壌に埋積されやすい。

8.1.4 採石

本地域にはジュラ系を対象とした碎石及び珪石鉱山のほか、白亜紀の深成岩を対象とした石材資源、中新統の火山岩を対象とした碎石がある。

ジュラ系の分布域に幾つかの採石場跡が確認されることから、ジュラ系を対象とした採石が行われていたこと

がわかる。主要なものとして、地域西部では、二戸市仁左平地区の猿越峠^{さるごえとうげ}に向う沢ぞいに2箇所、龍頭川沿いの一戸町小滝（稼行中）があり、地域東部には瀬月内川沿いの軽米町早渡（稼行中）、山内、新井田、九戸村葉ノ木沢（稼行中）、大向、雪谷川沿いの軽米町横井内の下流北500 m（三戸地域）及び軽米町山田など採石場があるが、現在は一部を除いて稼行していない。このうち、瀬月内川沿いと一戸町小滝では砂岩を対象にしている。軽米町山田の採石場跡地ではチャートが露出している。

また、一戸地域のすぐ南の一戸町小鳥谷地区^{しりだか}の尻高の馬淵川の屈曲部には珪石の鉱山があり（南部・村松, 1964）、小鳥谷鉱山と呼ばれていた。ここでは粘板岩を主体とする地層に石灰岩、輝緑岩、チャートが挟有されており、チャートが珪石として利用されていた。なお、石灰岩からは石炭紀のアンモノイドが報告されている（永広ほか, 2010）。

高橋・村松（1964, 1965）は一戸深成岩体を対象とした石材の採掘について詳しく報告している。一戸深成岩体モンゾ閃緑岩相のうち、鳥越付近に部分的に分布するものはケンタレン岩と呼ばれ、墓石や装飾用石材として使用された。ケンタレン岩とは、スコットランドの採石場 Kentallen に由来し、中粒～粗粒の優黒質な顕晶質岩で、かんらん石、オーゾナイト、斜長石（An50より石灰質）、黒雲母と正長石からなる岩石に命名されたものである（Hill and Kynaston., 1900）。日本では一戸深成岩体内のみに見られる。しかし、IUGSによる岩石分類名では使用されておらず、非推奨語とされている（Le Maitre, ed., 1989）。ケンタレン岩はIUGSの分類ではモンゾニ岩に含まれる。

主な砕石地点は龍頭川との合流点付近の馬淵川東岸付近で、露岩からの砕石および転石が利用された（高橋・村松, 1965）。石材としては「鳥越黒御影」とも呼ばれ（加藤, 1956）、カリ長石が青い閃光を放することがあり美観を呈していることから、装飾用石材に適する（中村, 1911）。そのため、古くは墓石・碑石用として使用され、1900年代初頭には横浜に輸送されて装飾用に使用されたこともある（中村, 1911）。ただし、分布は鉄道や道路ぞい、河川ぞいに位置し、現在の開発は困難な状況である。

一戸深成岩体石英モンゾニ岩相は、古くは明治時代に東北本線の鉄道工事の際に使用された記録がある（中村, 1911；加藤, 1956）。昭和に入ってから稼行記録のある採石場には樋の口採石場と西方寺採石場の2か所である。樋の口採石場は茂谷山頂西北西約500 mのモンゾ閃緑岩相との境界付近に位置し、昭和29年から37年まで砕石され、間知石、土台石、墓石等に利用された。西方寺採石場は西方寺北方約400 mに位置し、昭和21年頃から30年まで砕石され、間知石として八戸方面の護岸

工事・鉄道工事用や、砕石として東北本線の伏線改良工事等に使用された（高橋・村松, 1965）。なお、西方寺採石場の岩質は高橋・村松（1965）では「石英閃長岩」とされているが、本調査では確認できなかった。両者ともに採掘が進み崖高が大となり保安上の理由で中止となった（高橋・村松, 1964）。

中新統の火山岩については末ノ松山層合川火山岩部層を対象に砕石の採取がある。主な場所は、二戸市似鳥の浅石、浄法寺地区の漆沢下平（浄法寺地域）、二戸市奥山の及び一戸町の川原田平で、そこでは末ノ松山層合川火山岩部層のなかでも貫入岩相のみを稼行対象としている。火山砕屑岩についても二戸市石切所に採石場跡があり、江戸時代には石材加工をしていた（二戸市市史編纂室, 2007）。なお、本岩石の名称は、砕石の分野ではOtuka（1934）の「合川集塊岩」や鎮西（1958a）の「合川安山岩」よりも早川ほか（1954）の「鳥越安山岩」として通用していることが多いので注意を要する。その他、仁左平地区の矢沢から「英安岩」（仁左平層の流紋岩質凝灰岩）として石材の採掘が行われていた（加藤, 1956）。

8.2 温泉

本地域は脊梁の海溝側である前弧域に位置し（脊梁から二戸駅まで17 km）、温泉は豊富ではないが、それでも金田一温泉、来田温泉及び宮田温泉が知られる。これらは新第三系の分布地で、このうち金田一温泉と来田温泉は小林断層・その随伴断層上にあり、地質構造との強い関係性が示唆される。これらの温泉成績表は第8.1表のようにまとめられる。それぞれの内容を簡単に述べると次のようになる。

金田一温泉

本地域の北西の二戸市金田一地区^{ゆだ}の湯田に位置する、単純泉を主体とした温泉である。周辺の表層地質は、主に門ノ沢層からなるが、後述する小林断層により四ツ役層双畑砕屑岩部層も露出している（村井・佐藤, 1969, 1980）。小林断層はこの地域の1 km北の二戸市金田一地区小林を通る、北北西-南南東走向の断層で、一戸町傾城峠の北を通って九戸村荒谷まで延長していると推定される。村井・佐藤（1969）の馬淵川断層は走向についての見解が異なるが本断層と同じものである。湯田地域は丁度、小林断層の直西に位置している。この地域の温泉は、ある泉源が枯渇しては別のところで自噴あるいは掘削ということを繰り返している（水車ほか, 2001）。これは、この地域が地すべり地帯となっており、水みちが地すべりによる延性変形により閉塞してしまうためと考えられる。

第 8. 1 表 一戸地域の温泉成績表及びデータ諸元

温泉名	金田一	金田一	金田一	金田一	金田一	金田一	金田一	金田一	金田一	来田温泉	宮田温泉
分析年次	1967年10月11日	1968年2月21日	1954年3月20日	1964年10月30日	1953年9月24日	1965年8月12日	1968年9月26日	1966年10月22日	2009年7月6日	2009年12月21日	
源泉状況	ボーリング・自噴	ボーリング・自噴	ボーリング・自噴	ボーリング・自噴	ボーリング・自噴	ボーリング・自噴・動力	ボーリング・自噴	ボーリング・自噴	自噴	ボーリング・自噴	
泉温℃	38	31.8	37~38	32.2	27	33	27	35	12.5	38	
pH	8.3	8.1(7.9)	8.1	8.0	7.8	7.8	8.1	7.9	8.5	7.1	
湧出量 ℓ/分	460	20	1,000	120	87	430	425	540	11	7	
固形物総量 mg/ℓ		522		461	468.9	495	504	563			
放射能(単位マッヘ)	2.28	1.87	2.04	1.33	9.54	3.54	10.34	5.71	0.907	0.31	
イオン表 mg/ℓ											
カリウム (K)	8.00	8.800	15.98	7.20	4.70	7.00	22.00	10.00	2.20	30.20	
ナトリウム (Na)	155.00	109.00	194.015	140.00	72.52	148.90	17.00	164.00	89.10	1118.00	
アンモニウム (NH4)					5.592						
カルシウム (Ca)	15.50	21.63	12.850	8.80	21.40	10.50	5.91	9.31	0.60	30.30	
マグネシウム (Mg)	1.736	1.860	0.517	4.38	3.045	3.83	0.10	3.77	0.30	11.60	
第一鉄 (Fe)	0.040	0.150	0.476	0.14	0.19	0.02	0.10	0.16	0.20	0.30	
マンガン(Mn)			痕跡				0.05			0.01	
アルミニウム (Al)		16.57	2.395	9.54		3.95	1.67	6.93	0.00	0.00	
小計	180.40	158.0	226.233	170.06	107.447	174.23	199.83	194.17	92.40	1190.41	
クロール (Cl ⁻)	106.5	19.32	51.05	19.63	24.850	19.73	21.77	29.13	21.60	714.40	
フッ素 (F ⁻)		4.500				ヒドロ硫酸 4.00	6.10	6.00	0.00	4.80	
硫酸 (SO4 ²⁻)	120.4	20.58		34.36	114.073	34.16	40.60	64.60	13.60	0.00	
ヒドロ炭酸 (HCO3 ⁻)	143.6	433.00	458.720	418.87	112.2644	391.95	386.76	393.70	139.00	1925.00	
炭酸 (CO3 ²⁻)							ヒドロリンサン 4.65 0.65		21.00	1.80	
水硫 (HS ⁻)							硫水 0.022 0.25		0.00	0.00	
解離成分総量	550.9										
小計	370.5	635.4	550.805	642.92	251.1874	624.07	687.60	287.60	3836.41		
メタ珪酸 (H2SiO3)	50.90	16.25	29.61	28.60	105.420	22.10	22.80	27.88	56.8	35.30	
メタ硼酸 (HBO2)	5.03	7.73	20.25	7.09			1.06	1.75	1.0	198.20	
溶存成分総量	606.83		小計	小計 678.61	小計 105.420		7.43	9.19	0.7	285.90	
遊離炭酸 (CO2)			49.86	6.60	0.8776	0.68	0.04	0.85	0.0	0.00	
遊離硫化水素 (H2S)	0.990	0.74	0.3077	0.88							
合計	607.8	660.1	827.2057	686.09	464.2976	646.85	691.96	727.27	346.1	4355.81	
泉質	単純泉 緩和性低張温泉	単純泉 緩和性低張温泉	単純泉	単純泉 緩和性低張温泉	放射能泉	単純泉 緩和性低張温泉	単純放射能泉	単純泉 緩和性低張温泉	単純泉	ナトリウム-炭酸 水素塩泉・塩化 物泉	

来田温泉

本地域の南西部、一戸町茶屋場に位置する単純泉である。この温泉周辺の表層地質は西側が四ツ役層双烟碎屑岩部層で東側が同層傾城峠火山岩部層となっており、断層が推定されている。断層は小林断層に随伴するもので北北西-南南東の走向をもち西落ちと考えられる。

宮田温泉

本地域の南西角から1 km 南西に進んだ地点、一戸町宮田に位置している(荒屋地域)。周辺の表層地質は末ノ松山層及び十文字層であるが、ボーリング(東北農政局計画部, 1985)によれば深度80 mまでシルト岩を主体とし、80-270 mは凝灰岩を主体として砂岩が泥岩を挟在、270-300 mは角礫凝灰岩(凝灰角礫岩?)となっている。80 mまでのシルト岩は門ノ沢層尻子内シルト岩部層、80-270 mまでは四ツ役双烟碎屑岩部層、270-300 mは四ツ役層傾城峠火山岩部層に対比される可能性がある。地下の温度分布の推定(東北農政局計画部, 1985)によれば、本地域の一戸町域で馬淵川以西の範囲

では新第三系の地層中での温度勾配はほとんどなく、また、北東-南西方向のリニアメントが卓越することから、北東-南西方向の断層に沿って上昇した温泉であると結論づけられている。また、近傍での地熱調査では、西側に向って新第三系/ジュラ系境界が深くなり、真東の小鳥谷ではジュラ系が露出しているものに、宮田温泉では新第三系が300 m、西岳近傍では500 mと厚くなっていることが示され、新第三系のうち貝化石に富む砂岩が有力な貯留層として指摘されている(宮北ほか, 1984; 大森ほか, 1984)。

8.3 斜面災害

二戸市金田一湯田では地すべりが頻発し、“水田から湯が湧いた、家の地盤が数年で回転した、温泉の井戸のパイプが隆起した”といった変動がみられる(水車ほか, 2001)。また、一戸町茶屋場(小井田川流域)には幅800 m長さ1,800 mの大きな斜面崩壊地があり、滑落崖の法面保護などの斜面对策工事がなされている。

文 献

- 阿部智彦・吉田武義・舟山裕士・谷口政硯・谷 正巳 (1991) 東北日本弧火山フロント側に分布する新生代火山岩類の主成分全岩化学組成. 地質調査所研究資料集, no. 165, 55 p.
- 秋葉文雄 (1977a) *Denticula kanayae* n. sp. と *Denticula kanayae* Zone の珪藻生層序学的意義. 石油資源開発技術研究所報告, vol. 20, p. 126–146.
- 秋葉文雄 (1977b) 岩手県二戸地域の第三系珪藻化石層序について (演旨). 石油技術協会誌, vol. 42, p. 275.
- 秋葉文雄 (1979) *Denticula dimorpha* とその類縁種の形態, および第三系珪藻化石層序区分. 石油資源開発技術研究所報告, vol. 22, p. 148–189.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 87*, vol. 87, Washington, U.S. Govt. Printing Office, p. 393–480.
- Akiba, F. and Yanagisawa, Y. (1986) Taxonomy, Morphology and Phylogeny of the Neogene Diatom Zonal Marker Species in the Middle-to-High Latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 87*, vol. 87, Washington, U.S. Govt. Printing Office, p. 483–554.
- 青木 滋 (1960) 東北地方の中新生代動物群の時代的変遷について. 地球科学, vol. 48, p. 1–10.
- 青木かおり・新井房夫 (2000) 三陸沖海底コア KH94-3, LM-8 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, vol. 39, p. 107–120.
- 青森県 (1997) 平成8年度地震関係基礎調査交付金入内断層及び折爪断層に関する調査成果報告書. 青森県, 116 p.
- 青森県 (1998) 平成9年度地震関係基礎調査交付金入内断層及び折爪断層に関する調査成果報告書. 青森県, 131 p.
- 伴 雅雄・大場与志男・石川賢一・高岡宣雄 (1992) 青麻-恐火山列, 陸奥燧岳, 恐山, 七時雨及青麻火山の K-Ar 年代: 東北日本弧第四紀火山の帯状配列の成立時期. 岩鉱, vol. 87, p. 39–49.
- Barron, J. A. (1980) Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project. In Lee, M. and Stout, L. N. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 56, 57 part 2*, vol. 56, 57, Washington, U.S. Govt. Printing Office, p. 641–686.
- Barron, J. A., Harper, H. E., Jr, Keller, G., Reynolds, R. A., Sakai, T., Shaffer, B. L. and Thompson, P. R. (1980) Biostratigraphic Summary of the Japan Trench Transect, Legs 56 and 57, Deep Sea Drilling Project. In Lee, M. and Stout, L. N. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 56, 57 part 1*, vol. 56, 57, Washington, U.S. Govt. Printing Office, p. 505–520.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bönimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneve, 1976), Leiden*, no.1, p. 199–421.
- 鎮西清高 (1958a) 岩手県福岡町附近の新第三系について: 北上山地北縁の新生界 I. 地学雑誌, vol. 67, p. 1–30.
- 鎮西清高 (1958b) 北上山地北端部鮮新統の層序: 北上山地北縁の新生界 II. 地質学雑誌, vol. 64, p. 526–536.
- Chinzei, K. (1959) Molluscan fauna of the Pliocene Sannohe Group of Northeast Honshu, Japan – 1. the faunule of the Kubo Formation. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II*, vol. 12, p. 103–132.
- 鎮西清高 (1963) 東北日本の新第三紀貝化石群集の変遷. 化石, vol. 5, p. 20–26.
- Chinzei, K. (1966) Younger Tertiary geology of the Mabechi River Valley, Northeast Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II*, vol. 16, p. 161–208.
- 鎮西清高 (1979) 門ノ沢-三戸地域 (1). 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 50–52.
- 鎮西清高 (1986) 中新世における日本海域の海洋環境の変化と日本海の拡大. 海洋科学, vol. 18, p. 181–187.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎 (2005) 東北地方. 第1章 中生代. 1.1 概説および構造帯区分. 日本の地質増補版. 共立出版, p. 49–50.
- 永広昌之・越谷 信 (2012) 岩手県の地質. 大地, 東北地質調査業協会, vol. 52, p. 3–18.
- 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, vol. 114, p. 121–139.
- 永広昌之・小守一男・土谷信高・川村寿郎・吉田裕生・大石雅之 (2010) 北部北上帯付加体中の海山石灰岩からの石炭紀アンモノイド・サンゴ化石. 地質学雑誌, vol. 116, p. 219–228.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, vol. 13, p. 471–478.
- Harper, H. E., Jr. (1980) Diatom Biostratigraphy of sites 434, 435, and 436, Northwestern Pacific, Leg 56, Deep Sea Drilling Project. In Lee, M. and Stout, L. N. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 56, 57 part 2*, vol. 56, 57, p. 633–640.
- Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S. (2013) Zeta equivalent fission-track dating using LA-ICP-MS and examples with simultaneous U-Pb dating. *Island Arc*, vol. 22, p. 280–291.
- 長谷川善和・竹谷陽二郎・大石雅之 (1999) 梁川標本の若干の特徴と大型パレオパラドキシアについて. 第16回化石研

- 研究会総会・学術大会「東柱類の進化-戸狩標本発見100年および足寄動物化石博物館開館を記念して」講演予稿集. P. 74-75.
- 畑井小虎・中村萬次郎 (1939) 東北日本に発達する第三紀層の2・3について. 斎藤報恩会時報, vol. 156, p. 1-14.
- 早川由紀夫 (1983) 火山豆石として降下堆積した十和田八戸火山灰. 火山, vol. 28, p. 25-40.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507-592.
- Hayakawa, Y. (1990) Mode of eruption and deposition of the Hachinohe phreatoplinitic ash from the Towada volcano, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, no. 25, p. 167-182.
- 早川典久・舟山裕士・斎藤邦三・北村 信 (1954) 岩手縣北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の新第三系の地質: 謹みて本報を恩師故八木次男博士に捧ぐ. 岩手縣地質説明書. 岩手県, 盛岡, p. 97.
- 早川典久・高橋義昭・名久井 堯 (1960) (A) 九戸地区. 未利用鉄資源第8輯. 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, p. 86-87.
- Hill, J. B. and Kynaston, H. (1900) On Kettallneite and its relations to their igneous rocks in Argyllshire. *Quart. Jour. Geol. Soc., London*, vol. 56, p. 531-558.
- 弘前市 (2001) 新編 弘前市史 通史編1 (自然・原始). 弘前市企画部企画課, 425 p.
- 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*, vol. 49, p. 1123-1132.
- Hoshi, H. and Matsubara, T. (1998) Early Miocene paleomagnetic results from the Ninohe area, NE Japan: Implications for arc rotation and intra-arc differential rotations. *Earth Planets Space*, vol. 50, p. 23-33.
- 細田嘉吉 (1994) 二戸地方 (四ツ役層門ノ沢層荒屋層) の植物化石. 岩手の地学, p. 47-52.
- 細田嘉吉 (1998) 鉱物・化石・岩石 (収蔵標本目録). 細田地学標本館, 岩手県紫波, 141 p.
- Huzioka, K. (1968) The Dewa disturbance in Akita oil-fields. *Jour. Jpn. Assoc. Petrol. Technol.*, vol. 33, p. 283-297.
- 青森市教育委員会 (2000) 小牧野遺跡発掘調査報告書 V. 青森市埋蔵文化財発掘調査報告書 第50集. 青森市教育委員会, 123 p.
- 池辺 穰 (1962) 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田大学地下資源研究施設研究報告, vol. 26, p. 1-59.
- 入月俊明・松原尚志 (1994) 貝形虫化石群集解析に基づく下-中部中新統門ノ沢層の堆積環境の垂直変化. 地質学雑誌, vol. 100, p. 136-149.
- Irizuki, T. and Matsubara, T. (1995) Early Middle Miocene ostracodes from the Suenomatsuyama Formation, Ninohe City, Northeast Japan and their paleoenvironmental significance. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, vol. 177, p. 65-78.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也 (1982) 松島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 121 p.
- 石川賢一・吉田武義・北川嘉彦・青木謙一郎・大上和良 (1985) 東北本州弧, 岩手県七時雨火山の地球化学的研究. 核理研究報告, vol. 18, p. 366-378.
- 石塚 治・宇都浩三 (1995) 岩手県二戸地域新第三系火山岩類のK-Ar年代. 日本火山学会講演予稿集, vol. 1995, no. 2, p. 4.
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫 (1956) 岩手縣の火成岩. 岩手縣地質説明書 II. 岩手県, p. 1-50.
- 磯 望 (1972) 土地分類基本調査5万分の1「葛巻」表層地質図および同説明書. 岩手県農地林務部北上山系開発調査室, p. 22-26.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965) 放射性炭素¹⁴Cによる年代測定. 地質ニュース, no. 140, p. 20-27.
- 糸魚川淳二 (1987) 西南日本および朝鮮半島の中新世前・中期の軟体動物化石群. 島根大学地質学研究報告, vol. 6, p. 29-38.
- Itoigawa, J. (1988) The Kadonosawa fauna of Japan. In *Saito Hon Kai Mus., Spec. Pub. (Prof. T. Kotaka Commem. Vol.)*, p. 397-403.
- 岩井淳一・村田正文・長谷紘和・大村一夫 (1964) 北部北上山地葛巻付近の古生層について (演旨). 地質学雑誌, vol. 70, p. 382-383.
- 岩手県土木部 (1954) 岩手県地質図. 岩手県.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 折爪断層の長期評価について. 地震調査研究推進本部, 11 p. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/11_oritsume.pdf (2016.12.06 参照).
- 鎌田耕太郎・根本直樹 (1996) 土地分類基本調査5万分の1「田子・浄法寺」表層地質図および同説明書. 青森県, p. 17-27.
- 鎌田耕太郎・根本直樹 (1998) 土地分類基本調査5万分の1「田子・浄法寺」表層地質図および同説明書. 青森県, p. 21-37.
- 鎌田耕太郎・秦 光男・久保和也・坂本 亨 (1991) 20万分の1地質図幅「八戸」. 地質調査所.
- 亀丸文秀・松原尚志・入月俊明 (1995) 岩手県下-中部中新統門ノ沢層の模式地における底生有孔虫群集 (演旨). 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, p. 93.
- 亀丸文秀・入月俊明・松原尚志 (1997) 岩手県二戸市に分布する中部中新統末ノ松山層の底生有孔虫群集 (演旨). 日本古生物学会例会講演予稿集, vol. 146, p. 58.
- Kamikuri, S.-I., Nishi, H. and Motoyama, I. (2007) Effects of late Neogene climatic cooling on North Pacific radiolarian assemblages and oceanographic conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 249, p. 370-392.
- 蟹沢聰史・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, vol. 42, p. 220-236.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・栗田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・林 信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2011) 戸賀及び船川地域の地質. 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, 127 p.
- 片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類. VI. 南部北上山地の花崗岩類, および全北上山地花崗岩類の分帯区分. 地質調査所報告, no. 251, p. 121–133.
- 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, vol. 75, p. 173–185.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聰史・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. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 65, p. 230–245.
- 片田正人・伊勢國男 (1990) 岩手県二戸市似鳥で見出された炭酸塩鉱物の産状. 岩手大学教育学部研究年報, vol. 50, p. 63–71.
- 加藤謙治郎 (1956) 岩手県の鉱産資源. 岩手県, 89 p.
- 活断層研究会編, (1980) 日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 363 p.
- 活断層研究会編, (1991) 新編日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 437 p.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産火成岩の K–A dating (II): 北上山地の花崗岩類. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 53, p. 143–154.
- Kawano, Y and Ueda, Y. (1965) K–Ar dating on the igneous rocks in Japan (II): Granitic rocks in Kitakami massif.. *Science Report, Tohoku Univ. Ser. III*, vol. 9, p. 199–215.
- Keller, G. and Barron, J. (1983) Paleocceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Amer. Bul.*, vol. 94, p. 590–613.
- 岩手県 (1972) 各論 II 表層地質. 土地分類基本調査「一戸」. 岩手県, p. 17–26.
- 木村勝弘 (1984) 絶対年代測定による標準層序の研究. 昭和 58 年度石油開発技術研究所年報, p. 25–26.
- 木村勝弘 (1985) 油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究. 昭和 59 年度石油開発技術研究所年報, p. 16–18.
- 木村勝弘 (1986) 東北地方第三系の放射年代層位. 月刊地球, vol. 8, p. 370–375.
- 北村 信・中川久夫・岩井武彦・多田元彦編, (1972) 青森県地質図 20 万分の 1. 青森県.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (2004) 野村川層: 東北日本, 男鹿半島西部における新たな層序単元の提唱. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 374–384.
- 甲能直樹・西村美代子・奥 昭夫 (2012) 岩手県二戸市福岡町から産出したアスモスチルス: 日本で最初の束柱類化石. 日本古生物学会第 161 回例会講演予稿集, p. 17.
- 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 AMS¹⁴C 年代. 第四紀研究, vol. 46, p. 437–441.
- 小泉 格 (1979) 門ノ沢一三戸地域 (2). 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料. p. 53–55.
- 小泉 格 (1986) 常磐炭田新第三系の珪藻年代層序: 湯長谷・白土・高久層群. 北村信教授記念地質学論文集. 北村信教授退官記念事業会, 仙台, p. 175–191.
- Koizumi, I., Barron, J. A. and Harper, H. E. Jr. (1980) Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan. In M. Lee and L. N. Stout, eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Leg 56, 57 part 2*, vol. 56, 57, Washington, U.S. Govt. Printing Office, p. 687–694.
- 小守一男 (1993) 一戸巡検報告. 岩手の地学, vol. 23, p. 51–60.
- 小守一男 (1997) 一戸町沼山および野尻の四ツ役層産植物化石. 岩手の地学, vol. 27, p. 33–40.
- 小守一男 (2007) 二戸市四ツ役層から産出した植物化石. 岩手の地学, vol. 37, p. 25–32.
- 近藤信興 (1930a) 陸奥鳥越塩基性岩の冷却史とアルカリ長石の成因に就いて (其一). 地質学雑誌, vol. 37, p. 433–458.
- 近藤信興 (1930b) 陸奥鳥越塩基性岩の冷却史とアルカリ長石の成因に就いて (其二). 地質学雑誌, vol. 37, p. 467–490.
- Kozu, S. (1914) Kentallenite with unusual mica from Torigoe, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser.2*, vol. 2, p. 1–5.
- 久保晶紀 (1983) 東北自動車道八戸線折爪トンネル東工事. 土と基礎, vol. 31, no. 8, p. 47–48.
- Kubo, K. (1977) A Rb-Sr Isotopic study on the Ojika and Ichinohe gabbroic complexes in the Kitakami mountains, northeast Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 72, p. 412–418.
- 久保和也 (1987) 岩手県九戸郡山形村の凝灰角礫岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 81, p. 359–369.
- 久保和也 (2010) 北部北上山地「陸中関」地域の貫入岩類. 地質調査研究報告, vol. 61, p. 171–193.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一 (2002) 川前及び井出地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 136 p.
- 工藤 崇 (2005) 十和田地域の地質. 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, 79 p.
- 工藤 崇 (2008) 十和田火山, 噴火エピソード E 及び G 噴出物の放射性炭素年代. 火山, vol. 53, p. 193–199.
- 工藤 崇 (2010) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山, vol. 55, p. 89–107.
- 工藤 崇・小林 淳 (2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの放射年代測定. 地質調査研究報告, vol. 64, p. 305–311.
- 工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・高橋 浩・柳沢幸夫 (2011) 加茂地域の地質. 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, 162 p.
- 桑原拓一郎 (2009) 青森県上北平野で掘削された中期更新世後半以降のテフラ-土壌累積層の植物珪酸体群集に基づく環境変遷と段丘の対比. 第四紀研究, vol. 48, p. 405–416.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrology*, vol. 27, p. 745–750.
- Le Maitre, R. W., ed., (2002) *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union*

- of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed, Cambridge, Cambridge University Press, 236p.
- Le Maitre, R.W.ed., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B. (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, Oxford, Britain, Blackwell Scientific Publications, 256 p.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, vol. 20, p. PA1003. doi : 10.1029 / 2004PA001071.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276 p.
- 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, 336 p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおむね洞爺火山灰. 第四紀研究, vol. 26, p. 129–145.
- 米谷盛壽郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 藤田和男編, 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集). 池辺展生教授退官記念事業会, 大阪, p. 36–60.
- Maruyama, T. (1984) Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438A (part2). *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd Ser. (Geology)*, vol. 55, p. 77–140.
- 増田孝一郎・大石雅之 (1990) 岩手県二戸市金田一よりデスモスチルスに伴って産出した貝類化石. 岩手県立博物館研究報告, vol. 8, p. 17–29.
- Matsubara, T. (1994) A New Miocene Rexithaerus (Mollusca: BIVALVIA) from the Kadonosawa Formation of Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. History Res. Bull.*, vol. 62, p. 23–35.
- 松原尚志 (1994) 岩手県中部中新統末ノ松山層最下部の貝類化石群 (演旨). 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, p. 105.
- Matsubara, T. (1995a) Fossil Mollusca of the Lower Miocene Yotsuyaku Formation in the Ninohe district, Iwate Prefecture, Northeast Japan: Part 1. General consideration of the fauna. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan. New Series*, no. 180, p. 303–320.
- Matsubara, T. (1995b) Fossil Mollusca of the Lower Miocene Yotsuyaku Formation in the Ninohe district, Iwate Prefecture, Northeast Japan: Part 2 (1) Bivalvia and Scaphopoda. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan. New Series*, no. 180, p. 321–335.
- Matsubara, T. (1996a) Fossil Mollusca of the Lower Miocene Yotsuyaku Formation in the Ninohe district, Iwate Prefecture, Northeast Japan: Part 2 (2) Gastropoda. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan. New series*, vol. 181, p. 361–374.
- Matsubara, T. (1996b) Late Miocene Molluscs from the Lowest Part of the Shitazaki Formation in the Ninohe – Sannohe District, Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. History Res. Bull.*, vol. 64, p. 11–33.
- 松原尚志 (1996) 青森・岩手県中部中新統留崎層下部の貝類化石群: Mid-Neogene Climatic Optimum 後の貝類化石群の例 (演旨). 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p. 106.
- 松原尚志 (1997a) 二戸 – 三戸地域上部中新統舌崎層最下部より得られた “pectinid 群集” およびその古生物地理学的意義 (演旨). 日本古生物学会年会講演予稿集, vol. 1997, p. 36.
- 松原尚志 (1997b) 砂礫底化石群集とシーケンス層序: 二戸 – 三戸地域の中中部中新統産貝類化石群の例. 化石 (日本古生物学会和文誌), vol. 63, p. 49–54.
- Matsubara, T. (2000) *Early – Middle Miocene molluscan faunas in the Ninohe – Sannohe district, Iwate and Aomori Prefectures, northeast Japan*. 東北大学大学院理学研究科博士論文, 466 p.
- 松原尚志・小守一男 (2007) 東北日本から化石オカミミガイ属 (腹足綱: オカミミガイ科) の初記録. *Venus: Journal of the Malacological Society of Japan*, vol. 65, p. 325–331.
- 松原尚志・小守一男 (2008) 岩手県二戸地域の下部中新統四ツ役層からの *Vicarya* (腹足綱) の産出とその意義 (O-172) (演旨). 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, p. 117.
- 松原尚志・小守一男・大石雅之 (2004) 岩手県二戸地域の中中新統門ノ沢層から発見された *Geloina* (二枚貝綱: シジミガイ科) とその古生物地理学的意義. 地質学雑誌, vol. 110, p. 765–770.
- 松本彦七郎 (1916) 本邦哺乳類化石床表. 地質学雑誌, vol. 23, p. 291–299.
- 松山 力 (1981) 遺跡群の位置及び周辺の地形・地質. 一戸バイパス関係埋蔵文化財調査報告書. vol. 1, 一戸町教育委員会, 岩手県二戸郡一戸町, p. 8–18.
- 松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動. 十和田科学博物館, no. 4, p. 1–64.
- 目加田義正 (1975a) 土地分類基本調査 5 万分の 1 「荒屋」表層地質図および同説明書. 岩手県農地林務部北上山系開発調査室. p. 18–21.
- 目加田義正 (1975b) 土地分類基本調査 5 万分の 1 「陸中関」表層地質図および同説明書. 岩手県農地林務部北上山系開発調査室. p. 20–24.
- 目加田義正 (1979a) 土地分類基本調査 5 万分の 1 「三戸・階上岳」表層地質図および同説明書. 岩手県農地林務部北上山系開発調査室. p. 23–26.
- 目加田義正 (1979b) 土地分類基本調査 5 万分の 1 「浄法寺」表層地質図および同説明書. 岩手県農地林務部北上山系開発調査室. p. 19–22.
- 箕浦幸治 (1983) 北上北帯の地質. 月刊地球, vol. 5, p. 480–487.
- Minoura, K., Susaki, T., and Horiuchi, K. (1996) Lithification of biogenic siliceous sediments: evidence from Neogene diatomaceous sequences of northeast Japan. *Sediment. Geol.*, vol. 106, p. 45–59.
- Miura, O. and Yamanaka, M. (1980) Palynological study of the

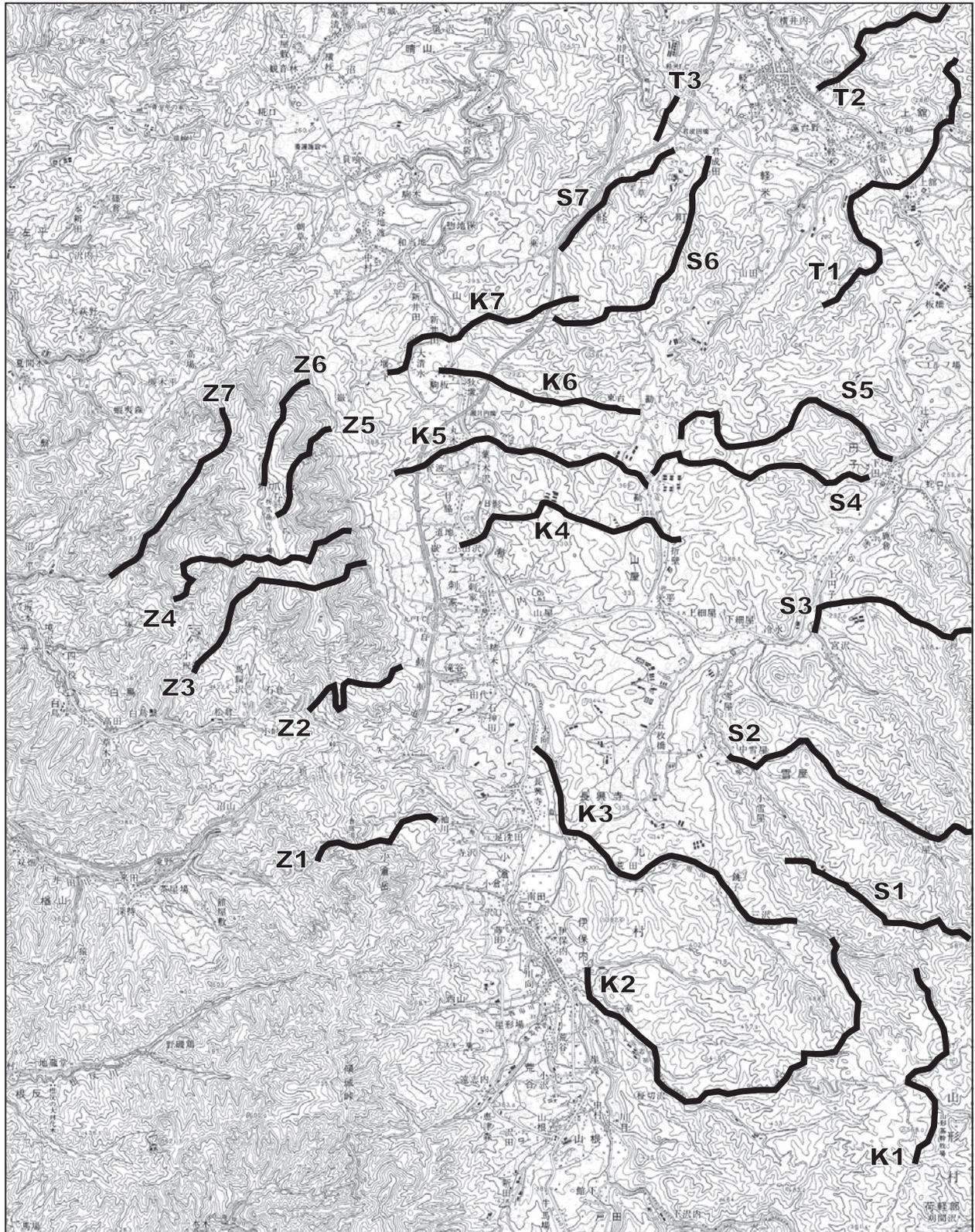
- latest Pleistocene deposits on Hakkoda mountains. *Ecological Review*, vol. 19, p. 167–174.
- 宮北順一・河野芳輝・大森正一・中原正幸 (1984) 岩手県西岳東麓地域の地熱開発 (その1): 地下地質. 日本地質学会学術大会講演要旨, vol. 91, p. 475.
- 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論, vol. 58, p. 492–515.
- Miyauchi, T. (1987) Quaternary Tectonic Movements of the Kamikita Coastal Plain, Northeast Japan. *Geogr. Rev. Japan. Ser.B*, vol. 60, p. 1–19.
- Motoyama, I., Niitsuma, N., Maruyama, T., Hayashi, H., Kamikuri, S.-I., Shiono, M., Kanamatsu, T., Aoki, K., Morishita, C., Hagino, K., Nishi, H. and Oda, M. (2004) Middle Miocene to Pleistocene magnetobiostratigraphy of ODP Sites 1150 and 1151, northwest Pacific: Sedimentation rate and updated regional geological timescale. *Island Arc*, vol. 13, p. 289–305.
- 村井貞允 (1953) 岩手県二戸郡金田一村, 斗米村の珪藻土礦床について (第一報). 岩手大学工学部研究報告, vol. 5/6, p. 1–6.
- 村井貞允 (1958a) 岩手県二戸郡金田一村, 十文字川流域地方の地質 (演旨). 地質学雑誌, vol. 64, p. 700–701.
- 村井貞允 (1958b) 岩手県二戸郡金田一村, 福岡町斗米地方の珪藻土礦床につきて. 東北研究, vol. 8, p. 43–49.
- 村井貞允 (1960) 岩手県二戸郡金田一川・十文字川流域地方の地質. 岩手大学工学部研究報告, vol. 13, p. 144–165.
- Murai, S. (1968) On the genus *Liquidambar* in Iwate Prefecture. *Rep. Technol. Iwate Univ.*, vol. 3, p. 1–3.
- Murai, S. (1976) Fossil Floras from marine sediments in the Northeastern part of the Ninohe district, Iwate Prefecture, Japan. *Rep. Technol. Iwate Univ.*, vol. 10, p. 15–33.
- 村井貞允・佐々木彰司 (1964) 岩手県金田一村, 福岡町斗米地方のけい藻土. 東北の工業用鉱物資源第三輯. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会, 仙台, p. 219–224.
- 村井貞允・佐藤七郎 (1969) 金田一温泉地域温泉総合科学調査報告書 (昭和44年度). 岩手県経済部観光課, 29 p.
- 村井貞允・佐藤七郎 (1980) 金田一温泉地域. 岩手県温泉総合科学調査報告書. 岩手県環境保健部自然保護課, p. 7–10.
- 村井貞允・大上和良・大石雅之 (1985) 岩泉町における先上部白亜系の地質 (その1). 岩泉町文化財調査報告. 岩泉町, p. 1–45.
- 村岡洋文 (1991) 八甲田地熱地域の熱源系. 地質調査所報告, no. 275, p. 113–134.
- Nagao, T. (1937) *Desmostylella*, a New Genus of Desmostylidae from Japan. *Proceedings of the Imperial Academy*, vol. 13, p. 82–85.
- 中江 訓 (2002) 西津地域の地質, III. ジュラ系丹波テレーン. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 10–39.
- 中江 訓 (2015) 付加体地質構造からみた“北部北上帯”を細分する構造線の意義: 岩手県一戸地域からの検討. 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, p. 225.
- Nakae, S. (2016) Jurassic radiolarians from the Ichinohe – Kunohe area (Iwate Prefecture) in the North Kitakami belt, Japan.. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, vol. 67, p. 81–100.
- 中江 訓・鎌田耕太郎 (2003) 北部北上帯「陸中関」地域から産出した後期ジュラ紀放射虫化石. 地質学雑誌, vol. 109, p. 722–725.
- 中江 訓・小松原 琢・高橋裕平・吉川敏之 (2013) 今庄及び竹波地域の地質, 第2章地質概説. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 5–8.
- 中川久夫 (1963) 青森県の第四系. 青森県地質説明書. 青森県, p. 65–92.
- 中川久夫・大池昭二 (1968) ¹⁴C測定による絶対年代 (その10). 第四紀総合研究会連絡誌. 巻末資料.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・井出慶司・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, p. 7–18.
- 中川久夫・松山力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48 p.
- 中村新太郎 (1911) 20万分の1一戸図幅及び説明書. 地質調査所.
- 中田 高・今泉俊文編, (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会. DVD-ROM 2枚・60 p. 付図1葉.
- 南部松夫 (1959) 北上山地の二, 三のマンガン鉱床調査報告. 岩手県商工水産労働部鉱産課, 37 p.
- 南部松夫 (1960) 北上山地の二, 三のマンガン鉱床の鉱石について. 岩手県商工水産労働部鉱産課, 33 p.
- 南部松夫・村松 昇 (1964) 岩手県一戸町小鳥谷鉱山のけい石. 東北の工業用鉱物資源第四輯. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会, 仙台, p. 130–133.
- 南部松夫・谷田勝俊・鹿野新平・北村 強・熊谷 進 (1965) 第3部 地質鉱床調査報告. 北上山地鉱床開発調査報告書 (概報) —第2報— (山形—九戸地区). 岩手県, p. 1–31.
- 南部松夫・谷田勝俊・熊谷 進 (1969) 北上山地のマンガン鉱床: 北部北上山地鉱山誌. 岩手県経済部鉱産課, 155 p.
- Nathan, S. A. and Leckie, R. M. (2003) Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy of Sites 1143 and 1146, ODP Leg 184, South China Sea. In Prell, W. L., Wang, P., Blum, P., Rea, D. K. and Clemens, S. C. eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, vol. 184, p. 1–43.
- NEDO (新エネルギー総合開発機構) (1986) 昭和60年度全国地熱資源総合調査 (第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ (3) (八甲田地域) 調査. 火山岩分布年代調査報告書要旨. NEDO (新エネルギー総合開発機構), p. 84.
- 根本直樹・鎌田耕太郎 (1997) 土地分類基本調査5万分の1「三戸・一戸」表層地質図および同説明書. 青森県, p. 21–37.
- 根本直樹・竹谷陽二郎・柳沢幸夫・相田 優 (1996) 常磐地域の第三系. 日本地質学会第103年学術大会見学旅行案内書. 日本地質学会第103年総会・年会準備委員会・東北大学生協同組合, 仙台, p. 139–153.
- 日本原燃株式会社 (2009) 資料第WG 4–7–3号日本原燃株式会社再処理施設及び特定廃棄物管理施設「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」等の改訂に係る耐震安全

- 性評価報告：敷地から半径 30 km 以遠の断層（折爪断層）、原子力安全委員会の地震・地震動評価委員会及び施設健全性評価委員会ワーキング・グループ 4 説明資料, 3+4 p.
- 日本工業標準調査会 (2012) JIS A 0205:2012 ベクトル数値地質図：品質要求事項及び主題属性コード。日本規格協会, 190 p.
- 日本地質学会編訳編, (2001) 国際層序ガイド：層序区分・用語法・手順へのガイド。共立出版, 238 p.
- Niitsuma, N. and Akiba, F. (1986) Magnetostratigraphy and Diatom Biostratigraphy of Site 584, Deep Sea Drilling Project Leg 87, and Implications for the Tectonic Evolution of Japanese Island Arcs. In Kagami, H., Karig, D. E. and Coulbourn, W. T. *et al.* eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Leg 87*, vol. 87, Washington, U.S. Govt. Printing Office, p. 555–572.
- 二戸科学教育研究会 (1978) 二戸の地学。興版社, 盛岡, 194 p.
- 二戸市教育委員会編, (2015) 二戸市文化財調査報告書第 2 集『白鳥川層群』。二戸市教育委員会, 58 p.
- 二戸市市史編纂室 (2007) 二戸市の地名。二戸市教育委員会, 194 (+索引 24) p.
- 西岡芳晴 (2007) 北上山地, 五葉山岩体に見いだされたアダカイト質岩の地質学的, 岩石学的特徴。地球科学, vol. 61, p. 21–31.
- 尾田太良・長谷川四郎・本田信幸・丸山俊明・船山政昭 (1983) 中新統浮遊性微化石層序の現状と問題点。石油技術協会誌, vol. 48, p. 71–87.
- Oda, M., Hasegawa, S., Honda, N., Maruyama, T. and Funayama, S. (1984) Integrated biostratigraphy of planktonic foraminifera, calcareous nannofossils, radiolarians and diatoms of middle and upper Miocene sequences of central and northeast Honshu, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 46, p. 53–69.
- 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, vol. 112, p. 406–410.
- Ogasawara, K. (1994) Neogene paleogeography and marine climate of the Japanese Islands based on the shallow marine molluscs. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 108, p. 335–351.
- 小笠原憲四郎・尾田太良・堀越 毅 (1986) 鳥弧横断ルート No.13 (能代–大館–花輪–三戸–階上岳)。北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集第二巻。宝文堂, 仙台, p. 16. 3 sheets.
- Ogasawara, K., Takano, M., Nagato, H. and Nakano, T. (2008) Cenozoic molluscan faunas and climatic changes in the northern Pacific related to Pacific gateways: review and perspective. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 59, p. 355–364.
- 小川明日香・栗田寛子・鴈澤好博 (2011) 赤色熱ルミネッセンス (RTL) および恒温加熱赤色熱ルミネッセンス (IRTL) 法による十和田八戸火砕流の単粒子石英年代。第四紀研究, vol. 50, p. 169–180.
- 大口健志・吉田武義・大上和良 (1989) 東北本州弧における新生代火山活動域の変遷。地質学論集, no. 32, p. 431–455.
- 大口健志・大上和良・尾田太良 (1986) 鳥弧横断ルート No.15 (大葛温泉–田山–浄法寺–二戸・久慈)。北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集第二巻。宝文堂, 仙台, p. 15. 3 sheets.
- 大貫 仁・千葉とき子 (1964) 岩手県一戸のケンタレン岩について。地質学雑誌, vol. 70, p. 420.
- 大池昭二 (1964) 八戸浮石の絶対年代 – 日本の第四紀層の ^{14}C 年代 III。地球科学, vol. 70, p. 38–39.
- 大池昭二 (1978) 十和田市南市における大不動浮石流凝灰岩の ^{14}C 年代。地球科学, vol. 32, p. 109–110.
- 大池昭二・中川久夫 (1979) 三戸地域広域農業開発基本調査「地形並びに表層地質調査報告書」。東北農政局計画部, 103 p.
- 大池昭二・庄子貞雄 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の ^{14}C 年代 – 日本の第四紀層の ^{14}C 年代。地球科学, vol. 31, p. 42–43.
- 大池昭二・高橋 一 (1970) 南部浮石の ^{14}C 年代 – 日本の第四紀層の ^{14}C 年代 II。地球科学, vol. 24, p. 232–233.
- 大池昭二・七崎 修・松山 力・松山 洋 (1959) 青森地学。青森ロームの問題点, vol. 1, p. 3–9.
- 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, vol. 5, p. 29–35.
- 大池昭二・松山 力・七崎 修 (1970) 八戸平原地域地質調査報告書。東北農政局計画部, 50 p.
- 大池昭二・松山 力・竹内貞子 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の ^{14}C 年代 – 日本の第四紀層の ^{14}C 年代。地球科学, vol. 31, p. 136–137.
- 大石雅之・川上雄司 (1984) 岩手県二戸市仁左平の門ノ沢層より *Desmostylus* 白菌の産出。地質学雑誌, vol. 90, p. 55–58.
- 大石雅之・長谷川善和・丸山俊明・中下恵勇・川上雄司 (1990) 岩手県二戸市金田一におけるデスモスチルス骨格化石の産出。岩手県立博物館研究報告, vol. 8, p. 1–16.
- 大石雅之・檀原 徹・田鎖周治・七崎 修・吉田裕生 (1995) 八戸市尻内町に分布する“斗川層”のフィッシュ・トラック年代。化石はちのヘクジラ発掘調査報告書 II。八戸児童科学館, p. 27–30.
- 大石雅之・長谷川善和・柳沢幸夫・松原尚志・菊池人見・小守一男・川守田 浩 (1999) 岩手県二戸市および一戸町から産出した中新世ケントリオドン科歯鯨類化石 (演旨)。日本古生物学会年会講演予稿集, vol. 1999, p. 55.
- 大石雅之・檀原 徹・田鎖周治 (2001a) 八戸市付近に分布する最上部中新統～鮮新統のフィッシュ・トラック年代。化石はちのヘクジラ発掘調査報告書 II。八戸児童科学館, p. 29–31.
- 大石雅之・川守田 浩・小守一男 (2001b) 岩手県二戸郡一戸町の下部中新統から産出したサイ科大腿骨化石。岩手県立博物館研究報告, vol. 18, p. 11–18.
- 大石雅之・松原尚志・小守一男 (2010) 岩手県二戸郡一戸町の中部中新統末ノ松山層から産出した *Desmostylus* の白菌。岩手県立博物館研究報告, p. 1–11.
- 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, vol. 42, p. 187–

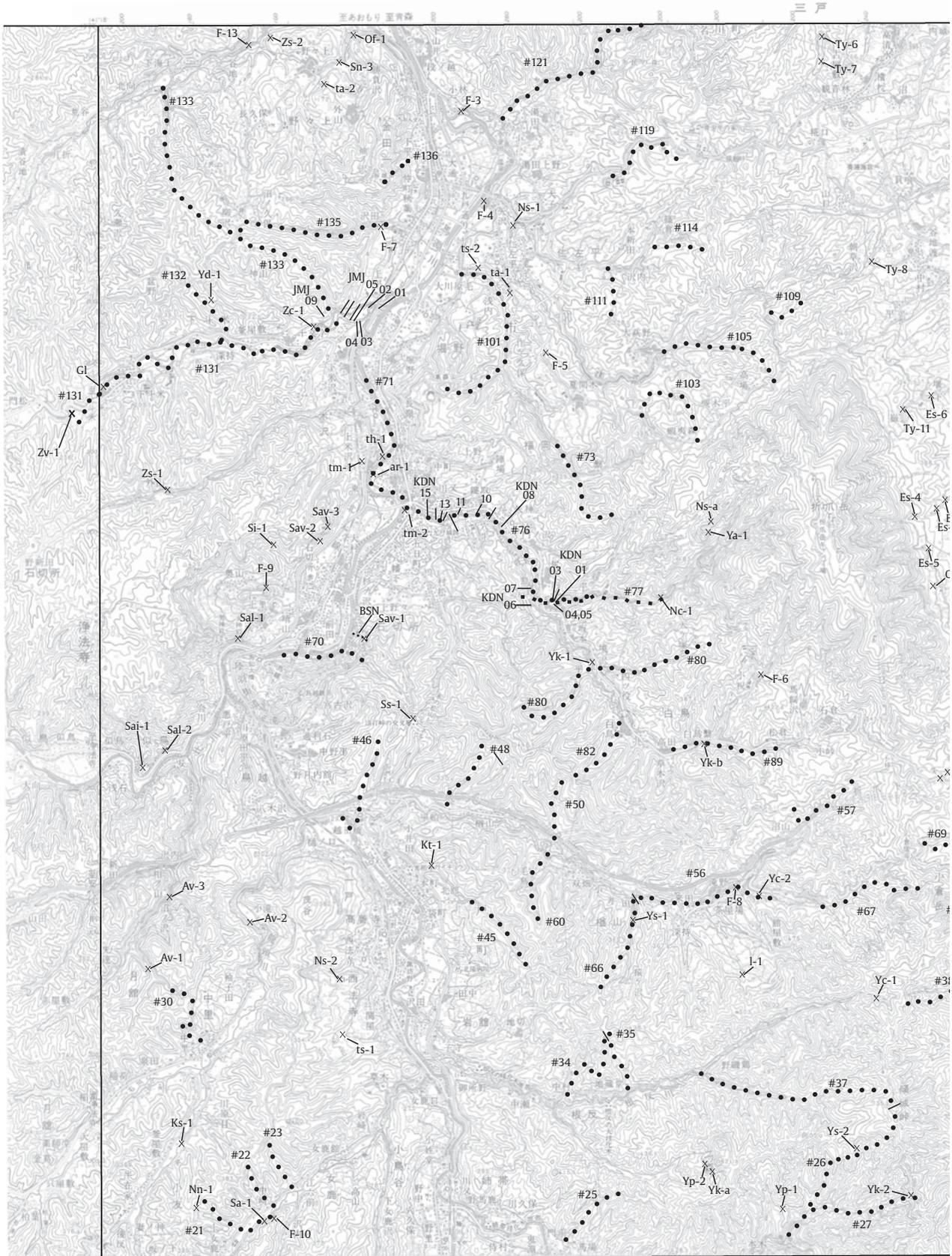
- 201.
- 大上和良・村田正文 (1974a) 北部北上山地西縁部から紡錘虫化石の産出. 地質学雑誌, vol. 80, p. 559–560.
- 大上和良・村田正文 (1974b) 北部北上帯西縁部平隴川流域の地質. 岩手大学工学部研究報告, vol. 27, p. 21–25.
- 岡崎由夫・佐藤博之 (1965) 秋田県十和田カルデラ付近における上部洪積層の花粉分析と年代. 第四紀研究, vol. 4, p. 162–171.
- 奥村皓一・鶴 寛・下田利男 (1998) 営業線に近接した東北新幹線鳥越トンネルの計画と施工. 土木学会東北支部技術研究発表会講演概要. 土木学会東北支部, 仙台, p. 698–699.
- 大森正一・宮北順一・中原正幸・松岡功 (1984) 岩手県西岳東麓地域の地熱開発 (その2): 地熱構造. 日本地質学会学術大会講演要旨, vol. 91, p. 476.
- Omoto, K. (1978) Tohoku University radiocarbon measurements VI. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, vol. 29, p. 101–116.
- Omoto, K. (1979) Tohoku University radiocarbon measurements VII. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, vol. 30, p. 235–261.
- 小貫義男 (1956) 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 (II). 岩手県, 189 p.
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大学地質古生物学研究邦文報告, no. 69, p. 1–239.
- 小貫義男 (1981) 第1編北上山地. 北上川流域地質図 (20万分之1) 及び説明書. 長谷地質調査事務所, p. 5–223.
- Onuki, H. and Tiba, T. (1964) Petrochemistry of the Ichinohe alkali plutonic complex, Kitakami Mountainland, northern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ, ser. 3*, vol. 9, p. 123–154.
- 小貫義男・北村 信・中川久夫・長谷弘太郎編, (1981) 北上川流域地質図 (20万分之1) 及び説明書. 長谷地質調査事務所, 307 p.
- 太田陽子・岡田篤正・早川唯弘 (1979) 青森県七戸町西方における段丘堆積物の¹⁴C年代と関連する問題. 第四紀研究, vol. 18, p. 103–105.
- 大塚彌之助 (1933) 岩手縣二戸郡一戸町・福丘町附近の層位: 附東北日本新第三系の地質構造上の或る特徴. 地質学雑誌, vol. 40, p. 213–218.
- Otuka, Y. (1934) Tertiary structures of the northeastern end of the Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Imperial Univ.*, vol. 12, p. 566–638.
- Otuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformations in Japan with short remarks on Tertiary paleogeography. In Aoki, R. ed. *Jubilee Publ. Commem. Prof. H. Yabe, M.I.A., 60th Birthday*, vol. 1, p. 481–519.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, vol. 51, p. 1111–1150.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. R., Buck, C. E., H., Cheng, Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and Van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, vol. 55, p. 1869–1887.
- 西城 潔 (1987) 馬淵川上流部の段丘地形. 東北地理, vol. 39, p. 170–176.
- 斎藤常正 (1999) 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準微化石層序. 石油技術協会誌, vol. 64, p. 2–15.
- 佐俣哲郎 (1976) 北上山地北縁部, 馬淵川流域の新第三系の浮遊性有孔虫化石層序. 地質学雑誌, vol. 82, p. 783–793.
- 笹尾英剛・檀原 徹・岩野英樹 (2007) 瀬戸内区東部に分布する中新統瑞浪・岩村・可見層群のフィッシュン・トラック年代. フィッシュン・トラックニュースレター, vol. 20, p. 42–43.
- 佐藤博之 (1969) 十和田カルデラ東方における浅水軽石流堆積物の¹⁴C年代: 日本の第四紀層の¹⁴C年代. 地球科学, vol. 23, p. 131–132.
- Shikama, T. (1966a) On some desmostylian teeth in Japan, with stratigraphical remarks on the Keton and Izumi desmostyliids. *Bull. Nat. Sci. Mus.*, vol. 9, p. 119–170.
- Shikama, T. (1966b) Postcranial skeletons of Japanese Desmostylia. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, vol. 12, p. 1–202.
- 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, 54 p.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中–後期テフラの同定と年代. 第四紀研究, vol. 36, p. 183–196.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. W. (2016) *CALIB radiocarbon calibration program*. <http://calib.qub.ac.uk/calib> (閲覧日 2016.02.18) .
- 周藤賢治・佐藤 誠・大木淳一 (2008) 新潟油・ガス田地域の中新世火山岩と海水の相互作用–石油・天然ガスを胚胎する火山岩のSrおよびNd同位体比. 石油技術協会誌, vol. 73, p. 517–530.
- 周藤賢治・八島隆一 (1982) 北上川河谷地域の中新世火山岩のSr同位体比. 地球科学, vol. 36, p. 150–160.
- 杉本幹博 (1974) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大学地質古生物学研究邦文報告, no. 74, p. 1–48.
- 杉山了三 (2015) 一戸町珪化木地帯の地層観察会報告と*Taxodioxylon sequoianum*. 岩手の地学, vol. 45, p. 47–58.
- 杉山了三・川守田 浩・小守一男 (1999) 一戸町東部根反川流域の珪化木について. 岩手の地学, vol. 29, p. 50–56.
- 水車正洋・高橋直・齋藤憲光・菅野 淳 (2001) 岩手県内源泉の変動と枯渇要因. 岩手環境保険研究所年報, vol. 1, p. 81–88.
- 須藤 斎・柳沢幸夫・小笠原憲四郎 (2005) 常磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代層序. 地質調査研究報告, vol.

- 56, p. 375–409.
- 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, p. 103–174.
- Tagami, T., Uto, K., Matsuda, T., Hasebe, N. and Matsumoto, A. (1995) K-Ar biotite and fission-track zircon ages of the Nisatai Dacite, Iwate Prefecture, Japan: A candidate for Tertiary age standard. *Geochem. Jour.*, vol. 29, p. 207–211.
- 平朝彦・斎藤靖二・橋本光夫 (1981) 日本列島形成の基本的プロセスプレートのかなめ沈みこみと横ずれ運動. *科学*, vol. 51, p. 508–515.
- 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*, vol. 122, p. 1–22.
- 高橋維一郎・村松 昇 (1964) 岩手県一戸町小鳥谷鉾山のけい石. *東北の工業用鉱物資源第四輯. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会*, 仙台, p. 130–133.
- 高橋維一郎・村松 昇 (1965) 一戸町北部のケンタレン岩. *東北の工業用鉱物資源第四輯. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会*, 仙台, p. 178–183.
- 宝田晋治・村岡洋文 (2004) 八甲田山地域の地質. *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, 86 p.
- 竹林亜夫 (1992) 第三章 トンネル 3.6.1 (B) 折爪トンネル. *土木学会岩盤力学委員会編, 軟岩評価：調査・設計・施工への適用*. 土木学会, 四谷, p. 176–180.
- 竹谷陽二郎・相田 優・小野俊夫・岡田尚武・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹・栗原宗一郎・高柳洋吉 (1990) 常磐炭田に分布する新第三系の地質時代と堆積環境. *福島県立博物館調査研究報告*, vol. 20, p. 99.
- 竹谷陽二郎・箕浦幸治 (1984) 北上山地東縁部先宮古統より発見された放散虫化石. *日本地質学会第91年学術大会要旨*, p. 205.
- 田山利三郎・土田定次郎 (1939) 北上山地の地形学的研究 其一, 河岸段丘 B, 北上川及び馬淵川の河岸段丘. *斎藤報恩会学術研究報告*, vol. 22, p. 1–84.
- 寺田和雄・太田貞明・鈴木三男・能代修一・辻 誠一郎 (1994) 十和田火山東麓における八戸テフラ直下の埋没林への年輪年代学の適用. *第四紀研究*, vol. 33, p. 153–164.
- 照井一明 (2014) 七時雨火山の地質および噴火史. *岩手の地学*, no. 44, p. 5–19.
- Thomsen, K. J., Murray, A. S., Jain, M. and Bøtter-Jensen, L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, vol. 43, p. 1474–1486.
- 地域開発コンサルタント (1972a) 土地分類基本調査5万分の1「一戸」表層地質図および同説明書. 岩手県農地林務部北上山系開発調査室. p. 22–25.
- 地域開発コンサルタント (1972b) 土地分類基本調査5万分の1「陸中大野」表層地質図および同説明書. 岩手県農地林務部北上山系開発調査室. p. 21–25.
- 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. *地研専報*, no. 15, p. 37–83.
- 東北農政局計画部 (1985) 一戸地区地熱水開発調査報告書. 地熱水開発調査報告書, no. 2 東北農政局計画部.
- 地盤工学会東北支部 (1977) 高速道路における地すべり対策 (ケンタレン岩の地すべり性崩壊対策). *東北地方の地盤工学*. 地盤工学会東北支部, p. 278–282.
- 豊原富士夫・植杉一夫・木村敏雄・村田明広・岩松 暉 (1980) 北部北上山地渡島半島の地向斜. 「日本列島北部における地向斜および構造区分の再検討」総合研究連誌. p. 27–36.
- 土 隆一編, (1979) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料. 静岡大学, 156 p.
- Tsuchi, R., ed., (1981) *Neogene of Japan: its biostratigraphy and chronology – in commemoration of IGCP-114 International Workshop on Pacific Neogene Biostratigraphy*, Shizuoka University, 140p.
- 土 隆一編, (1981) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料 (続編). 静岡大学, 125 p.
- Tsuchi, R., Takayanagi Y. and Shibara K. (1981) Neogene bio-events in the Japanese islands. In Tsuchi, R. ed., *Neogene of Japan: its biostratigraphy and chronology – in commemoration of IGCP-114 International workshop on Pacific Neogene Biostratigraphy*, Shizuoka University, p. 15–32.
- 土谷信高 (1987) 北上山地一戸深成岩類の結晶作用 (要旨). *三鉱学会連合学術講演会講演要旨集*, p. 136.
- 土谷信高 (1989) 北上山地一戸深成岩類の結晶作用 その2 (要旨). *日本地質学会第96年学術大会講演要旨集*, p. 574.
- 土谷信高 (2007) 一戸深成岩体の地質と岩石 – 巡検案内書のための基礎資料. *岩手の地学*, no. 37, p. 33–44.
- Tsuchiya, N. and Kanisawa, S. (1994) Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Geophys. Research*, vol. 99, p. 22205–22220.
- 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*, vol. 79, p. 179–206.
- 辻 誠一郎・宮地直道・吉川昌伸 (1983) 北八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序と植生変遷. *第四紀研究*, vol. 21, p. 301–313.
- 對島建久・根本修一・七尾憲治 (2002) トンネル：膨圧地質を克服した世界最長陸上トンネル – 岩手一戸トンネル (特集 東北新幹線 (盛岡・八戸間) 建設の軌跡). *土木施工*, vol. 12, p. 56–59.
- 筒井正明・伊藤英之・秋田県鹿角建設事務所 (2002) 秋田焼山起源のテフラ及びその噴火年代. *日本火山学会講演予稿集*, p. 173.
- 辻野 匠・柳沢幸夫 (2017) 5万分の1地質図幅「一戸」地域 (岩手県北部) の中新統から産出した珪藻化石. *地質調査研究報告*, vol. 68, p. 237–258.

- 植村和彦 (1993) 大型植物化石に基づく新生代の古気候変遷と気温. 化石, vol. 54, p. 24–34.
- 渡辺万次郎 (1950) 北上山地の火成活動 – 「北上の地質」第1集. 民主主義科学者協会地学団体研究会専報4. 民主主義科学者協会地学団体研究会, p. 1–23.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined early to middle Miocene diatom biochronology for the middle to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, vol. 14, p. 91–101.
- Watari, S. (1941a) Studies on the fossil woods from the Tertiary of Japan, I. Fossil woods from the River Mabeti, Anetai Village, Ninohe District, Iwate Prefecture. *Jpn Jour. Botany*, vol. 11, p. 385–416.
- Watari, S. (1941b) Studies on the fossil woods from the Tertiary of Japan, II. Fossil woods from the River Nesori, Namiuti Village, and the River Hiranuka, Koduya Village, Ninohe District, Iwate Prefecture. *Jpn Jour. Botany*, p. 417–438.
- Watari, S. (1952) Dicotyledonous woods from the Miocene along the Japan-Sea side of Honshu. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. III (Bot.)*, vol. 6, p. 97–134.
- Watari, S. (1956) Some Abietean woods from the Tertiary of Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. III (Bot.)*, vol. 6, p. 419–437.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1995) New version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, vol. 76, p. 329.
- Yabe, H. (1921) Recent Stratigraphical and Palaeontological Studies of the Japanese Tertiary. In *Proceedings of the first Pan Pacific scientific conference, Bernice P. Bishop Museum special publication No. 7, Part. 3*, Hawaii, Honolulu Star-Bulletin, p. 780–781.
- Yabe, A. (2008) Early Miocene terrestrial climate inferred from plant megafossil assemblages of the Joban and Soma areas, Northeast Honshu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 59, p. 397–413.
- 矢部 淳・小守一男 (2010) 中新世最暖期の植生と陸上気候：二戸地域下部中新統四ツ役層の大型植物化石を例に (演旨). 日本古生物学会年会講演予稿集, p. 22.
- Yagishita, K. and Komori, K. (2000) Basin evolution within the Kitakami Massif, northeast Japan: relationship between sedimentation, tectonics and volcanism in an incipient Neogene continental back-arc basin. *Sediment. Geol.*, p. 7–26.
- 山田隆二・吉岡 哲・渡辺公一郎・中村裕之・田上高広・西村進 (1996) 仁左平デイスサイト及び歌長流紋岩ジルコンの FT アニリング特性 – タンデム加速器照射による再検討 (演旨). フィッション・トラックニュースレター, vol. 9, p. 71–73.
- 山岸千人 (1993) 一戸町・四ツ役層中より発見されたクルミの堅果内部の印象化石 (新発見) について. 岩手の地学, vol. 23, p. 61–65.
- 山口義伸 (1993) 平川流域での十和田火山起源の浮石流凝灰岩について. 年報市史ひろさき, no. 2, p. 10–41.
- 山口義伸 (2000a) 第一章第一節 位置および面積. 浪岡町史第一巻. 浪岡町, p. 4–39.
- 山口義伸 (2000b) 津軽南部の埋没林. 年報市史ひろさき, no. 9, p. 12–31.
- 山元正継・安井光大・石川泰己 (2008) 東北日本弧, 稲庭岳地域の火山岩の Sr, Nd, Pb 同位体組成. 岩石鉱物科学, vol. 37, p. 15–25.
- Yamanoi, T. (1992) Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of Northeast Japan. In Pisciotto, K.A., Ingle, J. C., Jr., von Breymann, M.T. and Barron, J. eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, vol. 127/128 (1), p. 471–491.
- 山野井 徹・斎藤喜和子・松原尚志・小守一男 (2010) 岩手県二戸地域の門ノ沢層 (中部中新統) からマングローブ (メヒルギ属) 花粉化石の発見. 地質学雑誌, vol. 116, p. 114–117.
- 大和伸友 (2005) 第1章第2節 第四紀の地質と地形. 新編八戸市史別編自然編. 八戸市, p. 48–66.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・加藤碩一・衣笠善博 (1986) 50 万分の1 活構造図「青森」. 地質調査所.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1990) Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera, *Crucidentacula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula*. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41, p. 197–301.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395–414.
- 柳沢幸夫・秋葉文雄 (1999) 松島地域の中新生珪藻化石層序の再検討. 地質調査所月報, vol. 50, p. 431–448.
- 柳沢幸夫・林 広樹 (2003) 岩手県一関地域に分布する中新統の海生珪藻化石層序と生層準. 地質調査研究報告, vol. 54, p. 49–61.
- 吉田武義・大口健志・阿部智彦 (1995) 新生代東北本州弧の地殻・マントル構造とマグマ起源物質の変遷. 地質学論集, no. 44, p. 263–308.
- 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, 70 p.
- Yoshii, M. (1978) Geology and manganese deposits of the Kunohe area, the North Kitakami mountains. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 29, p. 289–346.
- 吉井守正・吉田 尚 (1974) 北上山地北縁, マンガン鉱床地域の地質. 地質調査所月報, vol. 25, p. 147–156.
- 吉井守正・片田正人 (1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類. II, 北部北上山地の花崗岩類. 地質調査所報告, no. 251, p. 8–22.

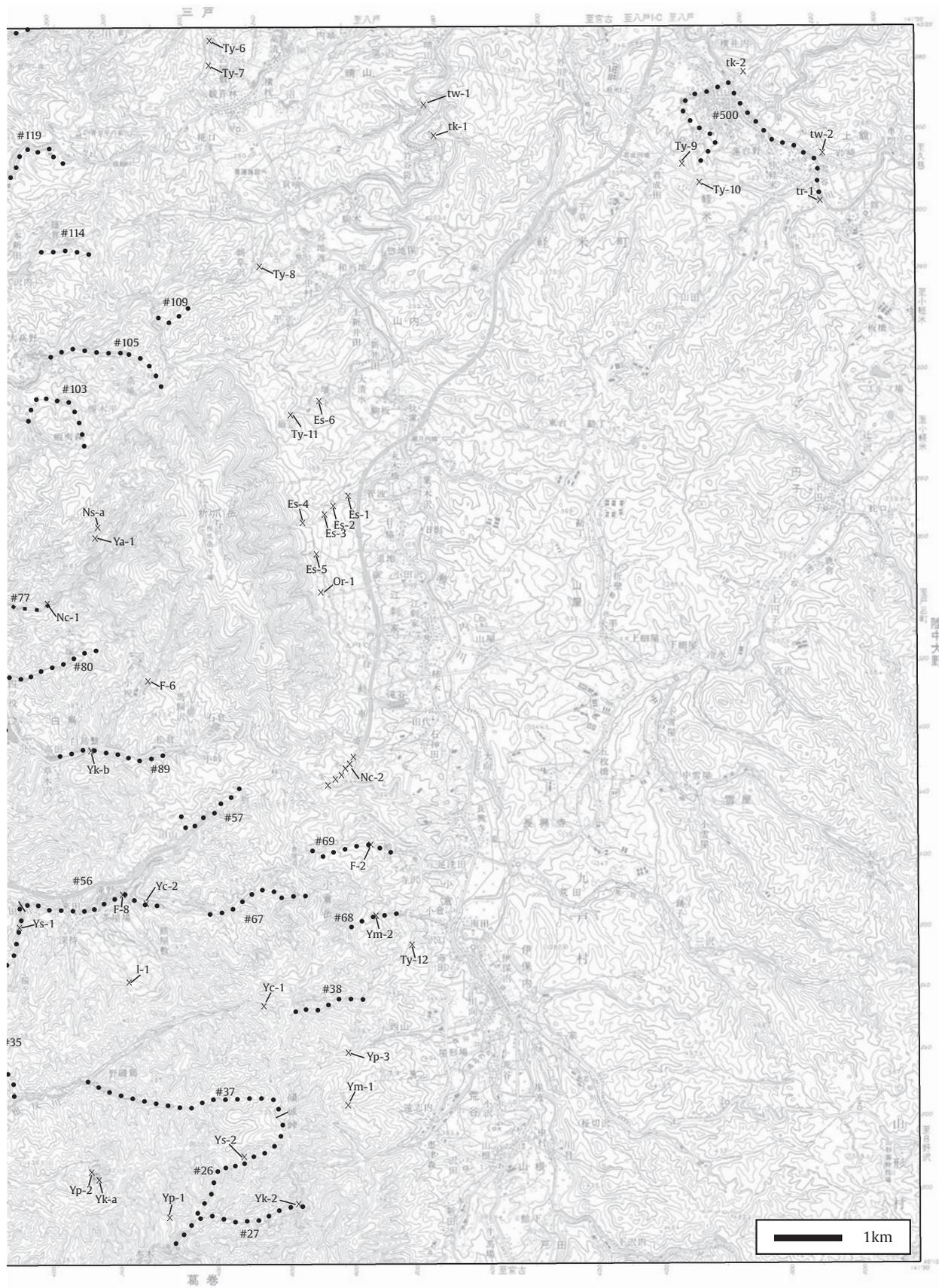


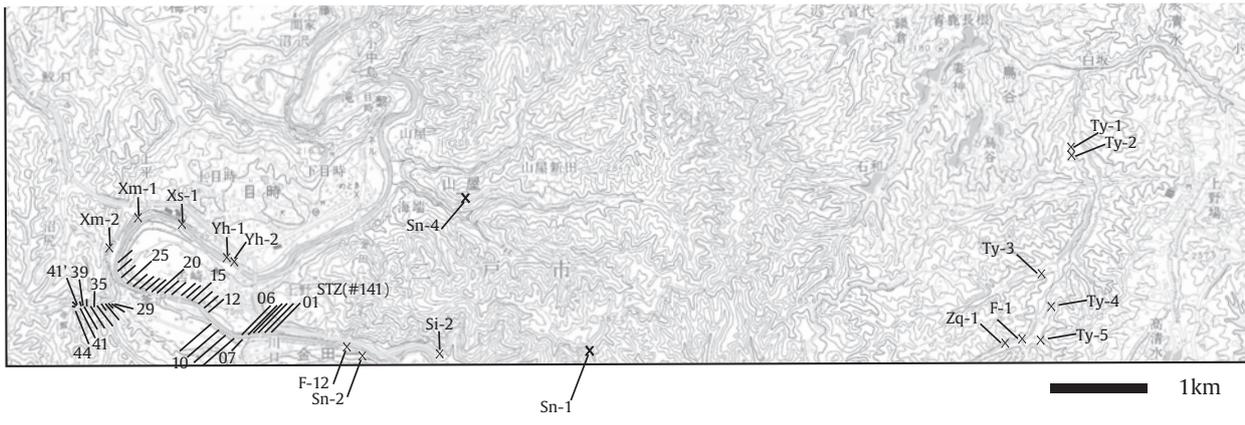
付図1 北部北上帯ジュラ系における柱状図作成のルート位置



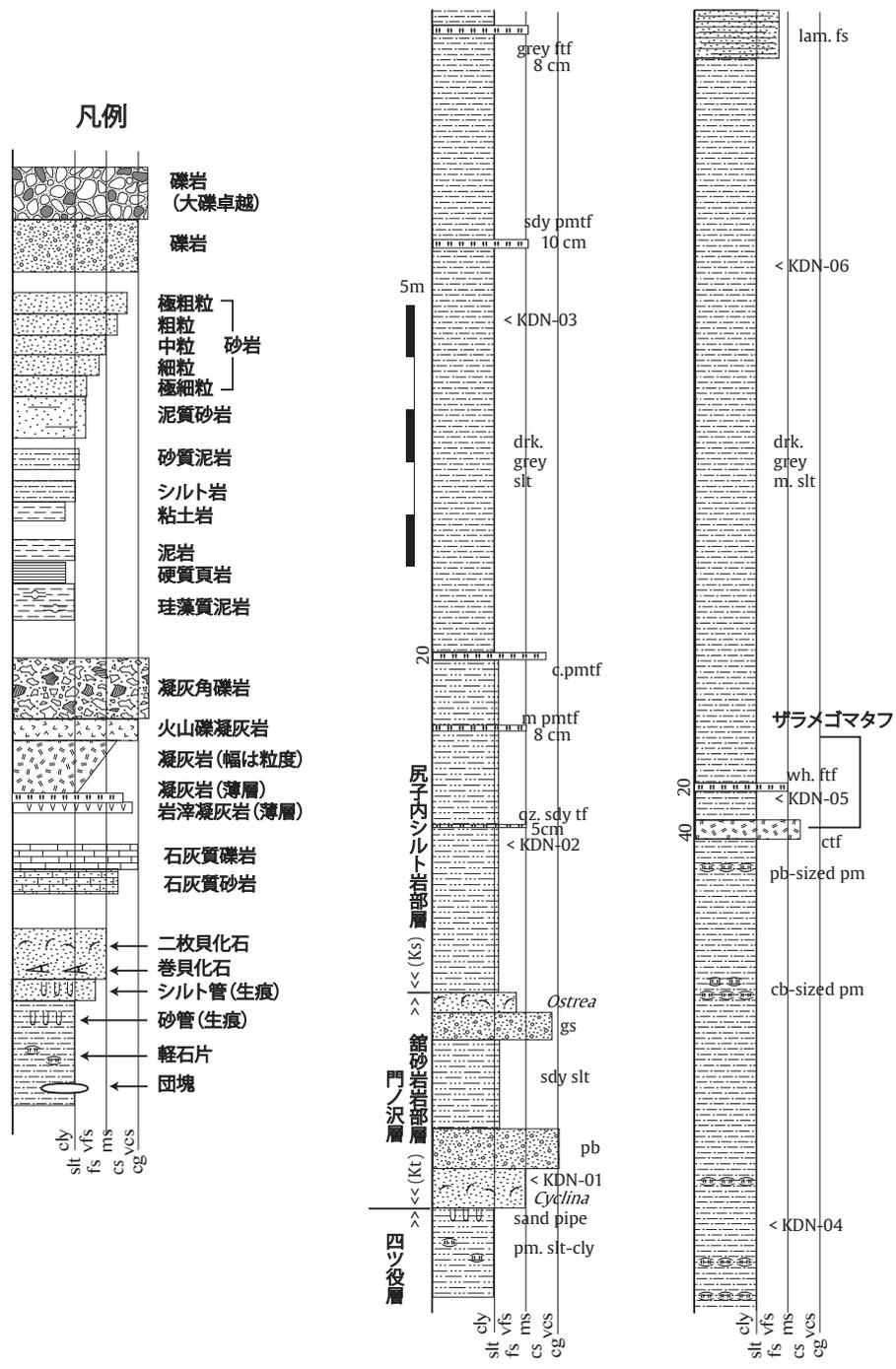
付図2 新生界における地点・柱状図作成ルート図

A 一戸地域及び浄法寺地域.





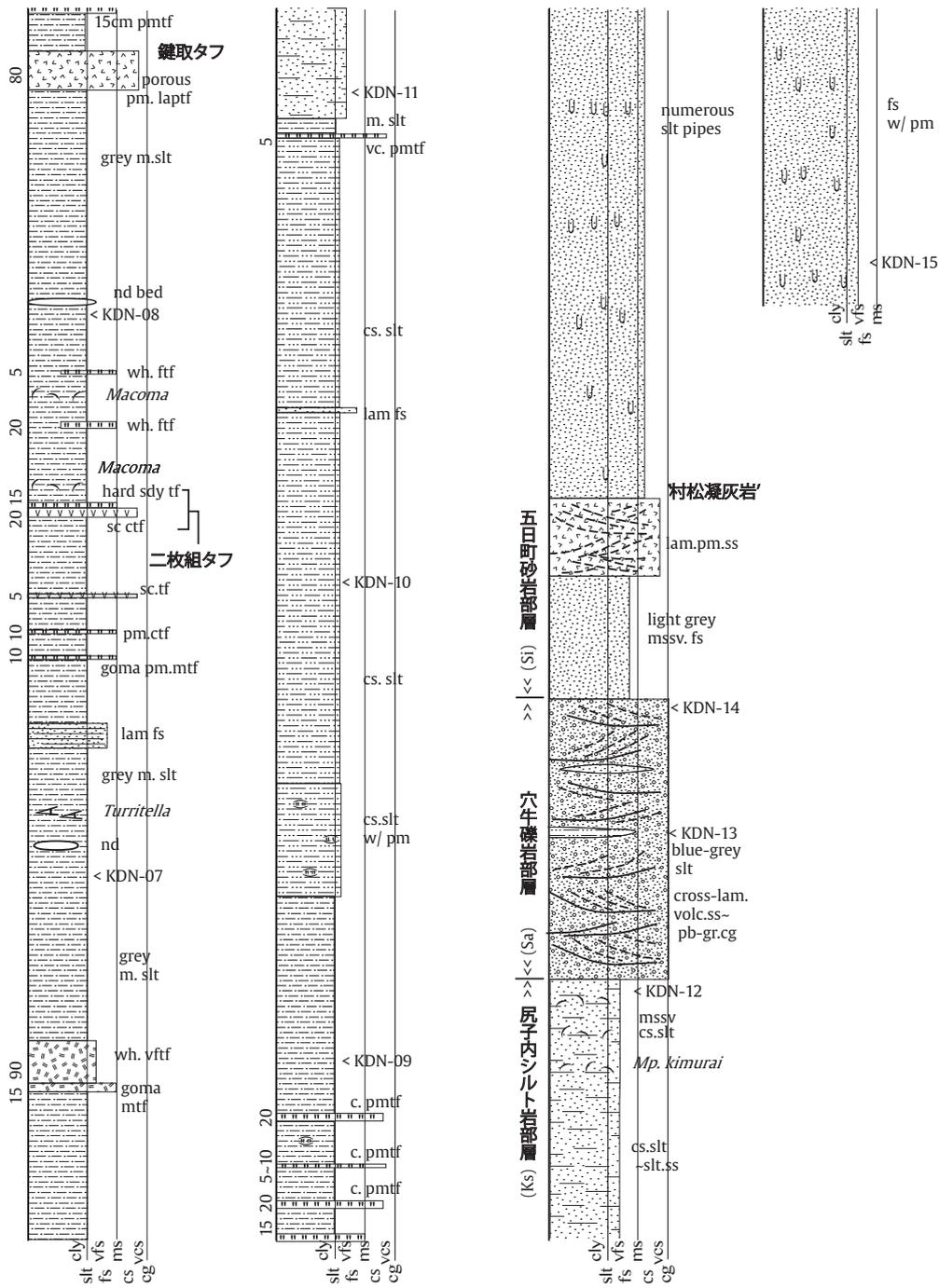
付図2 新生界における地点・柱状図作成ルート図
 B 三戸地域内.



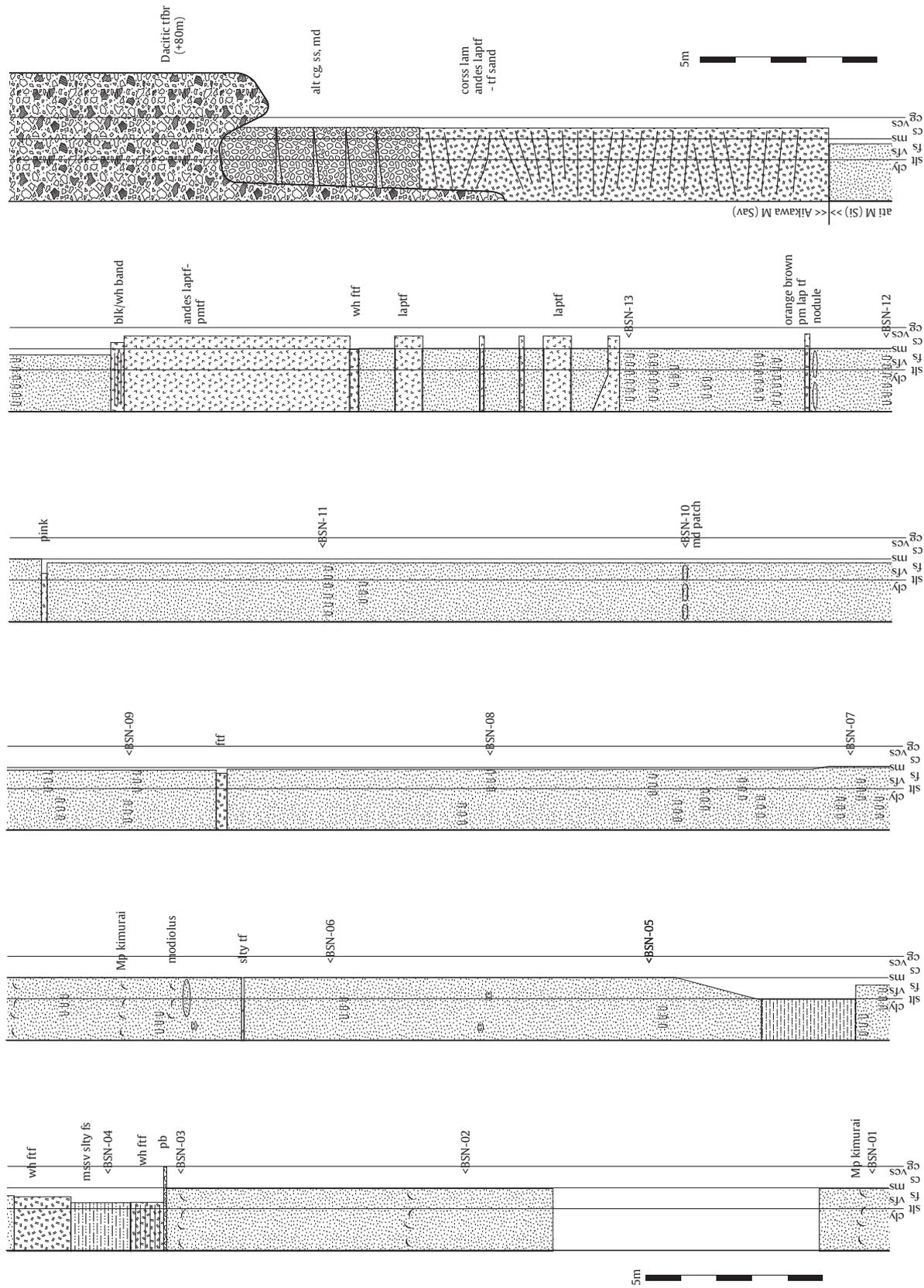
付図3 門ノ沢の模式ルート

鎮西清高氏作成の柱状図を辻野が整形。位置は付図2AのKDN。層準番号は小泉（1979）と Maruyama（1984）で使用されている。略語は以下のとおり。

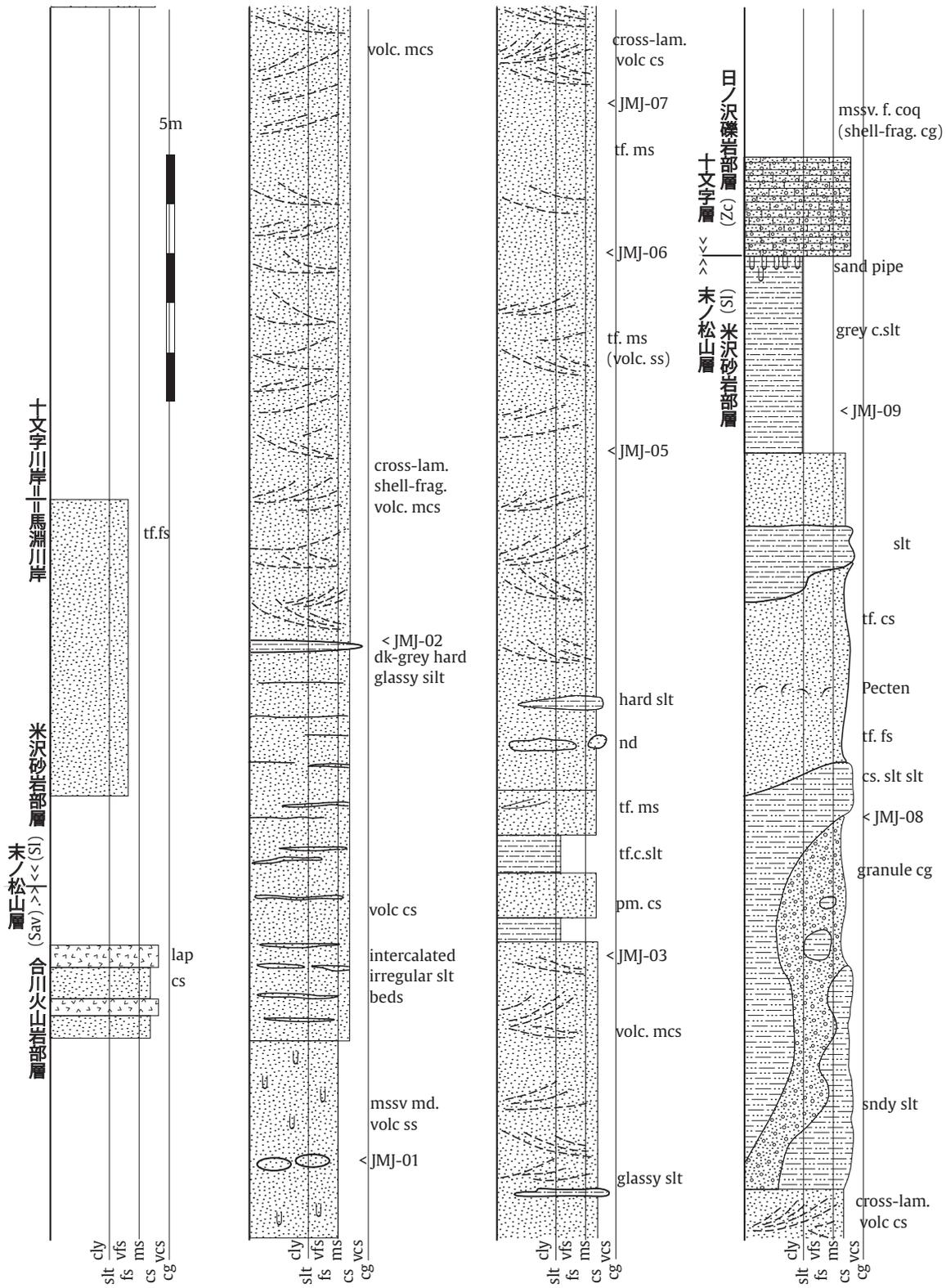
alt：互層， andes：安山岩質， blk：黒色， c.：粗粒， calc：石灰質， cb：大礫， cg：礫， cly：粘土， coq：石灰質礫岩， cs：粗粒砂， ctf：粗粒砂サイズの凝灰岩， drk：暗色， dtm：珪藻岩， f.：細粒の， frag.：破片化した， fs：細粒砂岩， ftf：細粒凝灰岩， gr.：細礫の， grey：灰色， gs：細礫質砂岩， goma：ゴマシオ状の， hd：硬質， lam：葉理， lap：火山礫， laptf：火山礫凝灰岩， m.：中粒の， mcs：中粒～粗粒砂岩， ms：中粒砂， mssv：塊状， mtf：中粒砂サイズの凝灰岩， nd：団塊， pb：中礫， pm：軽石， pmtf：軽石火山礫凝灰岩， qz.：石英質， sc.：岩滓の， scat.：散在する（産状）， sdym：砂質， slt：シルト岩， slty：シルト質， ss：砂岩， tf：凝灰岩， tf.：凝灰質の， vc.：極粗粒の， vcs：極粗粒砂岩， vfs：極細粒砂， volc：火山岩， wh：白色， w/：(with) 含む。



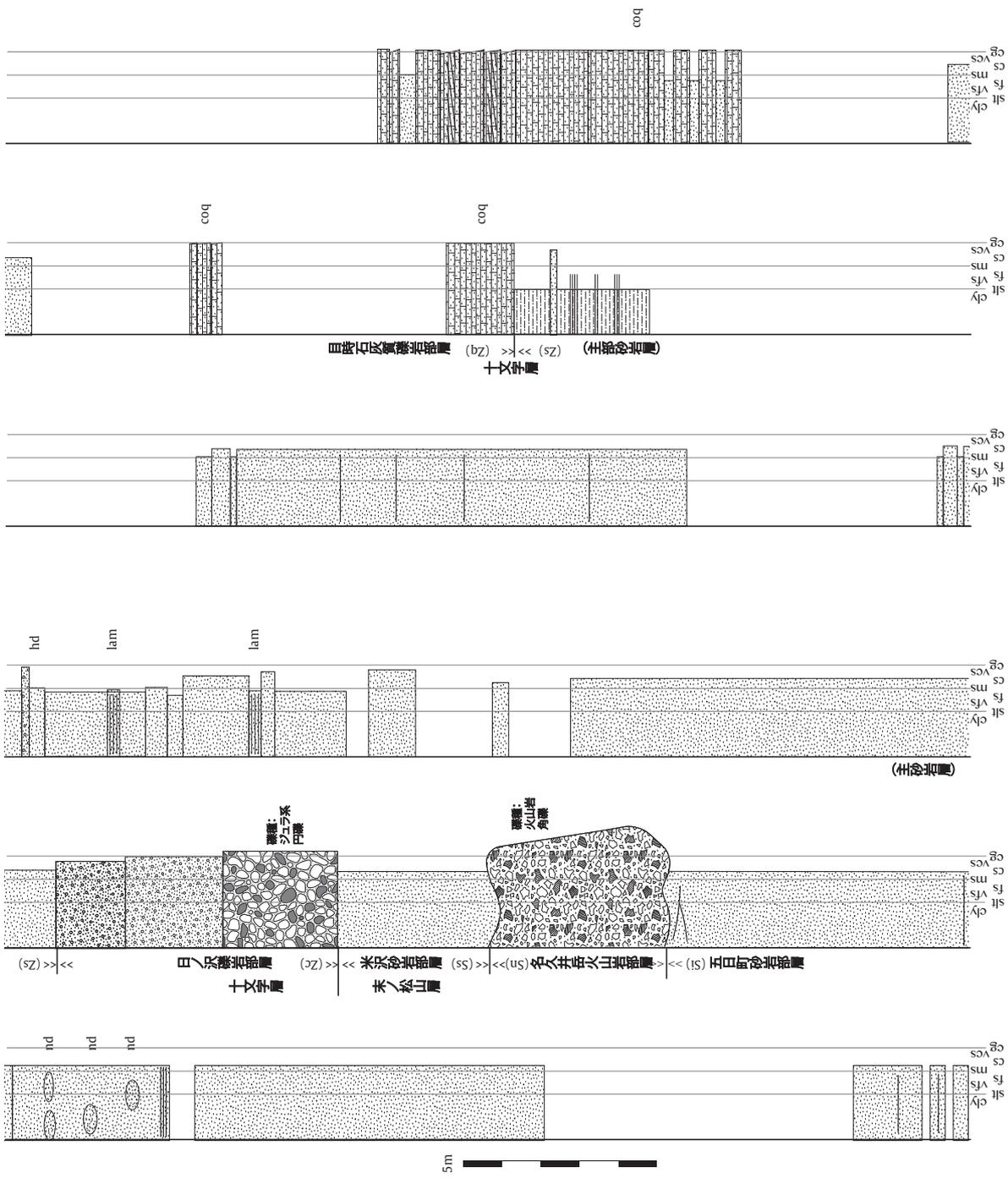
付図3 続き



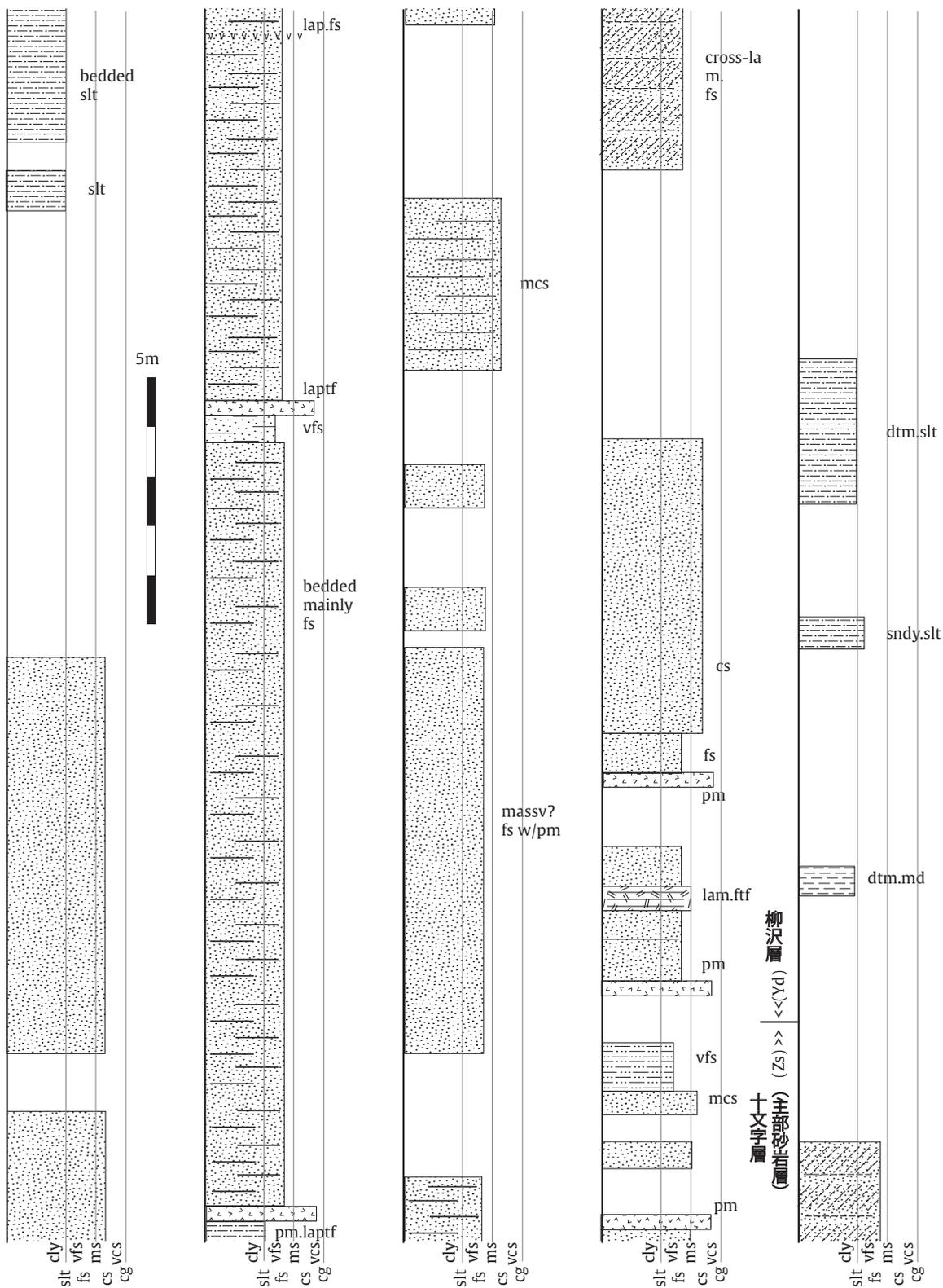
付図4 五日町 - 馬仙峽の模式ルート
 鎮西清高氏作成の柱状図を辻野が整形。位置は付図2AのBSN。凡例・略語は付図3と同じ。



付図5 十文字川下流の模式ルート
 鎮西清高氏作成の柱状図を辻野が整形。位置は付図2AのJMj。凡例・略語は付図3と同じ。

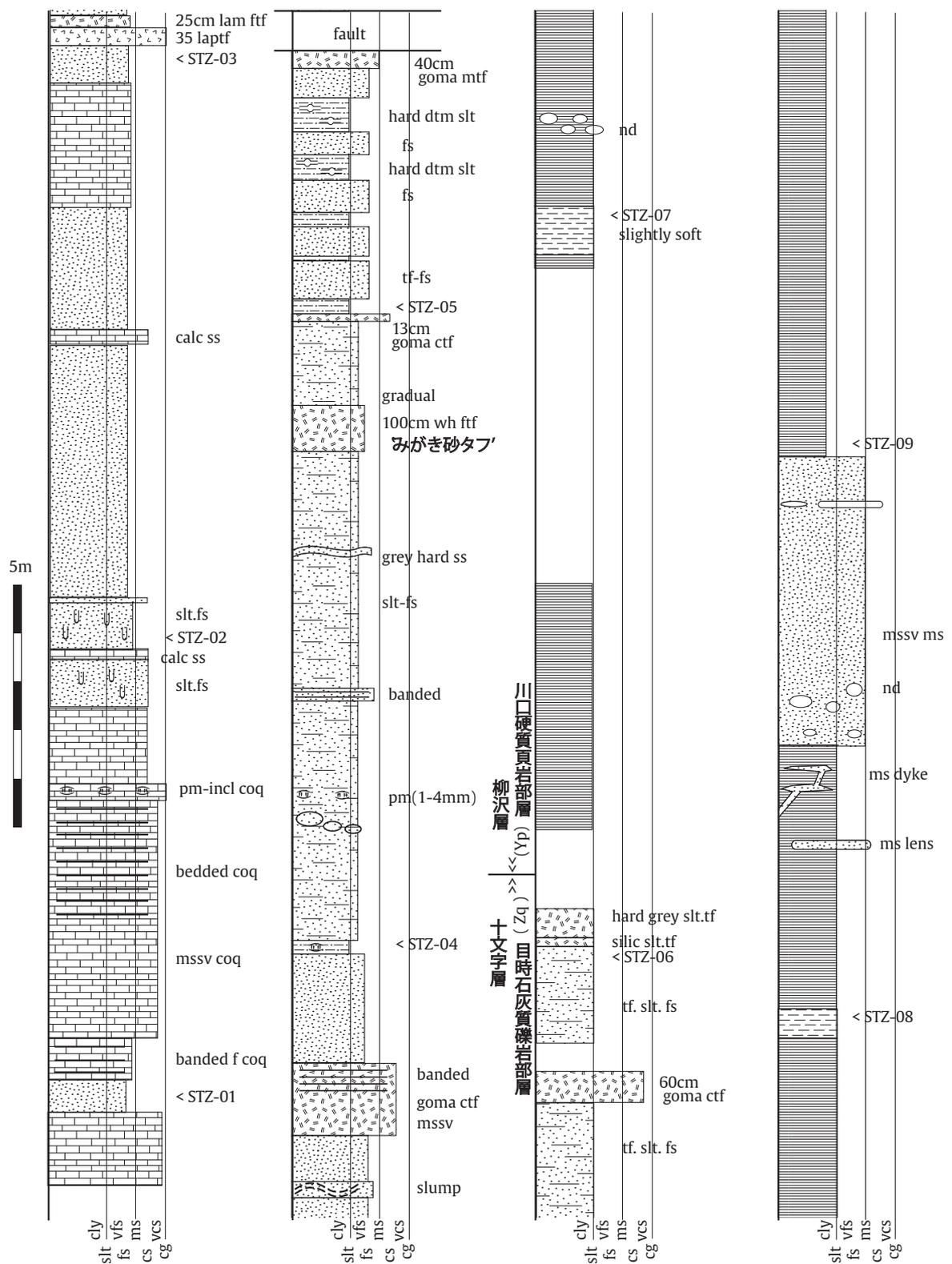


付図6 船越山のルート
 米沢砂岩部層, 日ノ沢礫岩部層及び十文字層主砂岩相, 日ノ沢礫岩部層の関係を把握するに適當である (オリジナル). 位置は付図2Aの136. 凡例・略語は付図3と同じ.

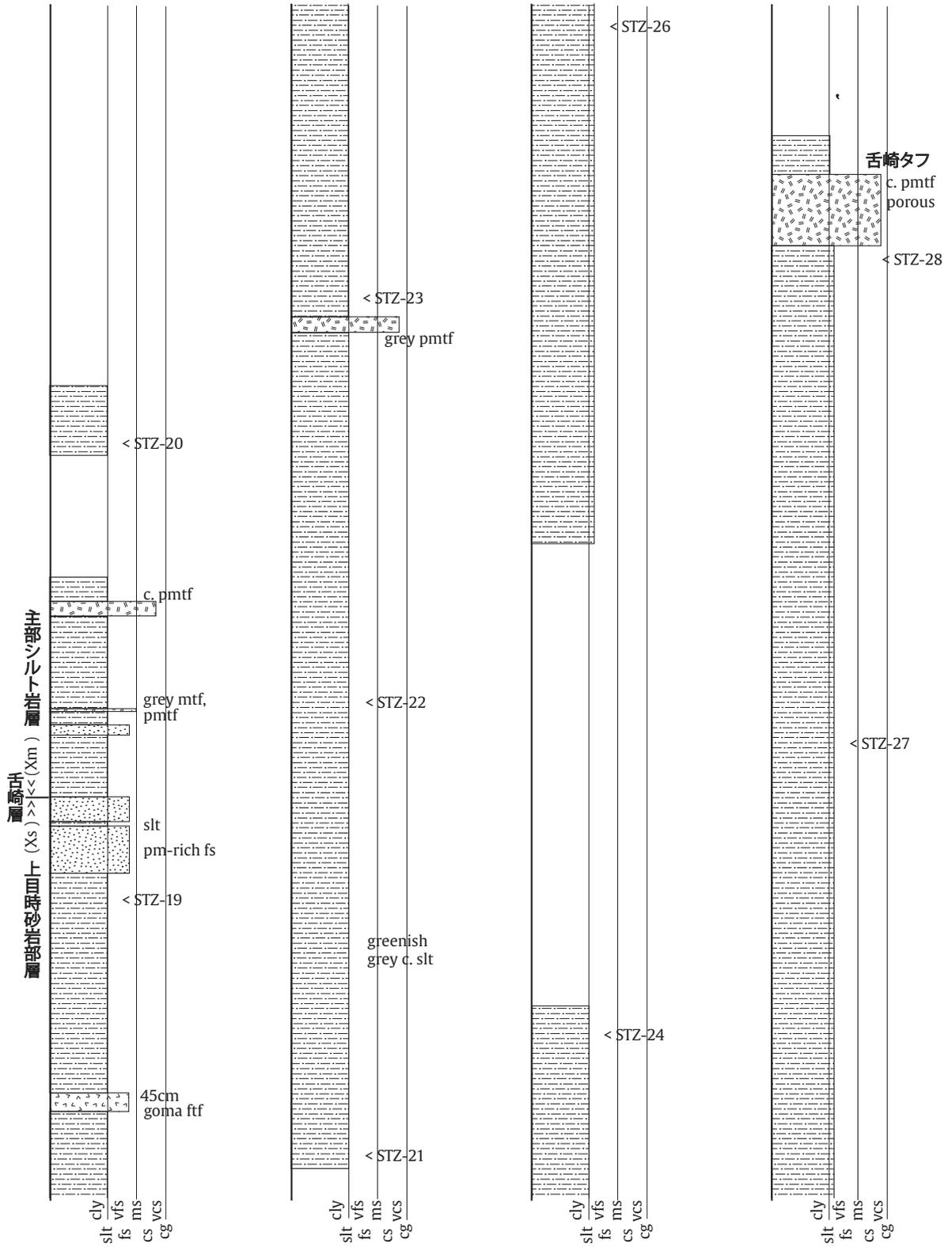


付図7 沢田沢 - 谷地沢の模式ルート

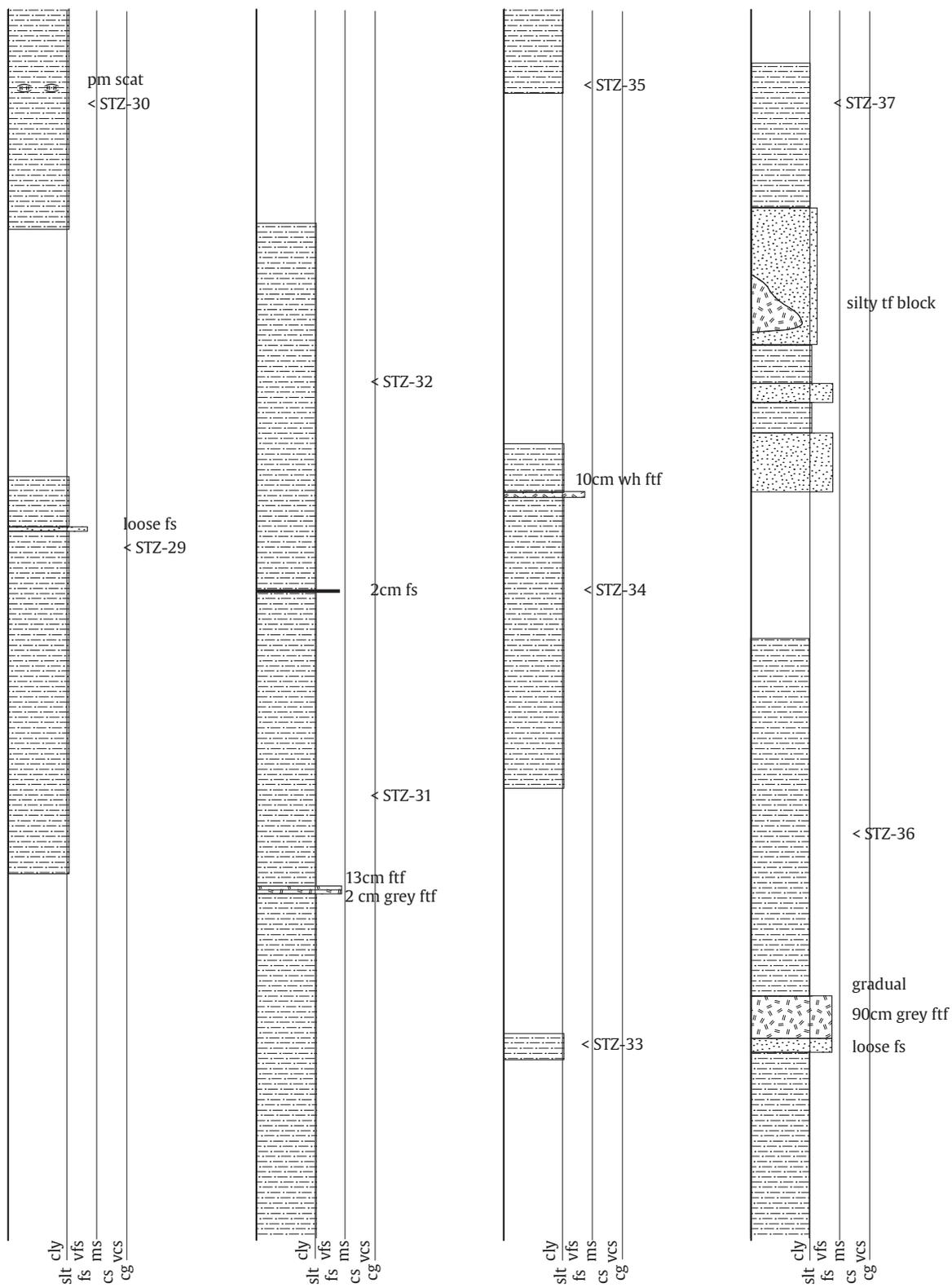
秋葉 (1979) 及び Maruyama (1984) が検討した十字層 (彼らは末ノ松山層上部としている) の模式ルートであるが、柱状図はオリジナル。位置は付図2Aの133。凡例・略語は付図3と同じ。



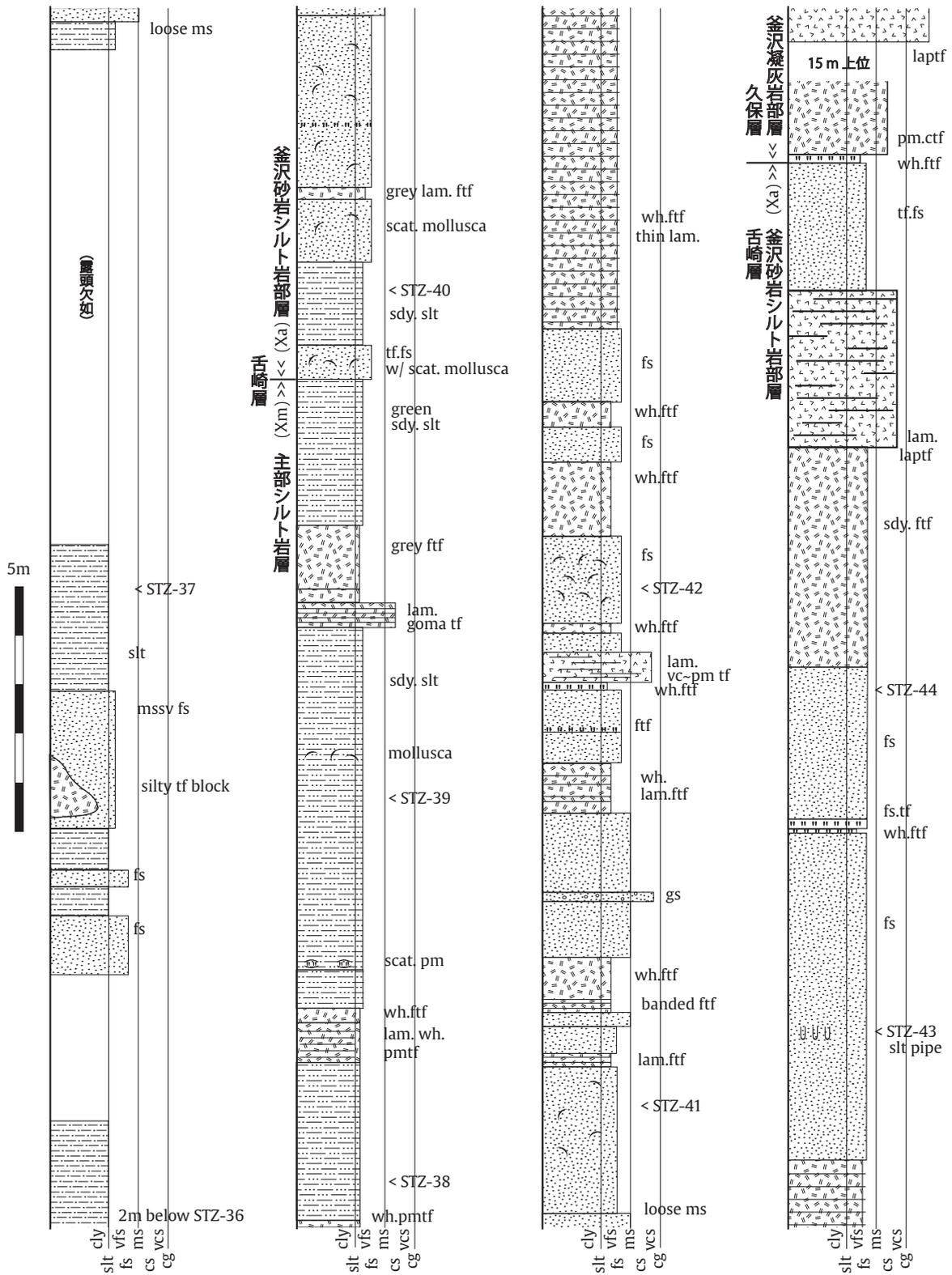
付図8 馬淵川の川口から舌崎の十文字層目時石灰質礫岩部層から舌崎層に至る模式ルート
鎮西清高氏作成の柱状図を辻野が整形。位置は付図2BのSTZ。凡例・略語は付図3と同じ。



付図8 続き



付図8 続き



付図9 釜沢砂岩シルト岩部層の模式ルート鎮西
清高氏作成の柱状図を辻野が整形。位置は付図2BのSTZ。凡例・略語は付図3と同じ。

Geology of the Ichinohe District

By

Taqumi TUZINO*, Takashi KUDO*, Satoshi NAKAE*, Reisuke KONDO**, Yoshiharu NISHIOKA*
and Takeyuki UEKI***

(Written in 2017)

(ABSTRACT)

Outline

The Ichinohe district, situated in the northernmost part of Iwate Prefecture, Northeast Japan, covers the area between latitude 41°10'9" N and 41°20'9" N, and between longitude 141°14'47" E and 141°29'47" E (latitude 40°10' N and 40°20' N, longitude 141°15' E and 141°30', referred to the Tokyo Datum). This district is occupied in the central area by the Oritsume Mountains, in the eastern area by the hills of Kunohe Village and Karumai Town, and the western area by the hills of Ichinohe Town and Ninohe City. The geology of this district is divided into Jurassic accretionary complexes, Cretaceous plutonic rocks, Neogene and Quaternary deposits (Fig. 1).

Jurassic

The Jurassic geologic entity consists of mudstone, sandstone, chert with limestone and mafic volcanic rocks (basalt, dolerite, volcanoclastic rocks). It formed as accretionary complexes through subduction-accretion during early to late Jurassic Period. It is characterised by a tectonic stacking of the rocks listed above.

The Jurassic is distributed in three areas; eastern, central, and western. The eastern area, the east of the Setsukinai River, is overlain by the Takayashiki, Seki, and Kassenba formations, which arrange in ascending order. The central area, topographically characterised by the Oritsume Mountains, consists of the Kuzumaki Formation. The western area is also overlain by the Kuzumaki Formation, though the Neogene strata widely cover the area.

The Takayashiki Formation consists mainly of alternating beds of dismembered sandstone and mudstone, and slaty mudstone with small amount of chert, siliceous mudstone, and mafic rocks. The thickness of this formation attains 3,500 m within the district.

The Seki Formation is characterised by at least three repetitions of chert-clastic sequence, and consists mainly of slaty mudstone and laminated silty mudstone, accompanied by chert and small amount of siliceous mudstone and sandstone. The thickness attains 2,000–2,800 m. Radiolarian fossils suggest the deposition and accretion in late Jurassic Period.

The Kassenba Formation is characterised by at least two repetitions of chert-clastic sequence, and consists mostly of sandstone, with chert, siliceous mudstone, slaty mudstone, and laminated silty mudstone. The thickness exceeds 2,000 m. Radiolarian fossils suggest the deposition and accretion in middle to late Jurassic Period.

The Seki and Kassenba Formations are almost similar in assemblages of lithologic components. These difference lies in the proportion of components

The Kuzumaki Formation consists mainly of phyllitic mudstone and pelitic mixed rock, accompanied by blocks of mafic rock, limestone, chert, siliceous mudstone, and sandstone. The thickness attains 6,000 m. The mudstone of this formation yielded early to middle Jurassic radiolarian fossils, which suggest the depositional ages.

Cretaceous

Lower Cretaceous plutonic rocks consist of the Ichinohe and the Tsukanaigawa plutons, which are distributed in the western, and the eastern areas of this district, respectively. The Ichinohe Pluton is lithologically characterised by two facies; monzogabbro and quartz monzonite. The monzogabbro facies consists mainly of mediumgrained quartz monzogabbro with biotite, clinopyroxene, orthopyroxene,

* Institute of Geology and Geoinformation

**Kogakkan University

***Chiba Institute of Science

hornblende, and olivine. The quartz monzonite facies consists of medium grained biotite hornblende quartz monzonite.

The Tsukanaigawa Pluton is composed of medium-grained biotite hornblende granodiorite.

Neogene

The Neogene consists of nine formations; Nisatai, Ainoyama, Yotuyaku, Kadonosawa, Suenomatuyama, Zyūmonzi, Yanagisawa, Shitazaki, and Toya formations in ascending order (Fig. 1). The Yotuyaku, Kadonosawa, and Suenomatuyama formations compose the Shiratorigawa Group. The Zyūmonzi, Yanagisawa and Shitazaki formations compose the Sannohe Group. All these formations are distributed in the western-central areas, except for the Toya Formation which exposed along the eastern foot of the Oritsume Mountains in the eastern area.

The Nisatai Formation is composed of upper welded rhyolitic pumice lapilli tuff and lower conglomerate, sandstone, and mudstone. This formation is non-marine deposits, and unconformably covers the Jurassic strata and the Cretaceous plutonic rocks. The Ainoyama Formation is composed of dacitic lava and conglomerate. On the basis of their ages and distributions, they have been originated from the different volcanic activities.

The Yotuyaku Formation unconformably overlies the previous rocks, and can be subdivided into four members, namely the Matsukura Siliciclastic Rock, the Koiwai Mudstone, the Keiseitoge Volcanic Rock, and the Sukohata Siliciclastic Rock members, generally in ascending order. These members partly interfinger with each other, and were mainly deposited on land, except for the Koiwai, which yields numerous marine molluscs.

The Kadonosawa Formation conformably overlies the Yotuyaku Formation and unconformably overlies the Jurassic, the Cretaceous and the Nisatai Formation. The formation is subdivided into the Tate Sandstone and Sikonai Siltstone members, in ascending order. The Tate yields numerous littoral marine molluscs, named as 'Kadonosawa Fauna,' and both members reflect the change of depositional environments from shallow marine to subbathyal.

The Suenomatuyama Formation conformably / slightly-unconformably overlies the Kadonosawa Formation. The formation is also of marine deposits, and is subdivided into the five members, namely the Anausi Conglomerate, the Itukamati Sandstone, the Aikawa Volcanic Rock, the Nakuidake Volcanic Rock, and Mainosawa Sandstone members, generally ascending order; the Aikawa and the Nakuidake are underlain on the almost same horizon.

The Zyūmonzi Formation overlies the Suenomatuyama Formation with slightly-angular unconformity. The formation is characterised by shallow marine sandstone, partly intercalated with the basal conglomerate (Hinosawa Conglomerate Member), coquina conglomerate (Metoki Coquina Conglomerate Member), and reworked volcaniclastic rocks (Shimotomai Volcaniclastic Rock Member). A glauconite-rich sandstone bed is intercalated within the upper part of this formation.

The Yanagisawa Formation conformably overlies the Zyūmonzi Formation, and is composed of diatomite and diatomite-originated porcelanite (Kawaguchi Porcelanite Member).

The Shitazaki Formation conformably overlies the Yanagisawa Formation with erosional surface at its basal part. The formation is mainly composed of sublittoral siltstone. Sandstone beds (Kamimetoki Sandstone Member) lies in the lowermost parts, and alternating beds of sandstone and siltstone lie in the uppermost parts.

The Toya Formation unconformably overlies the Jurassic strata, the Kadonosawa and the Zyūmonzi formations. The formation is non-marine deposits, composed of pyroclastic flow deposits, conglomerate, sandstone and mudstone.

Age estimation of each formation based on radiometric dating and biostratigraphy is as follows; the Nisatai: 22–23 Ma (earliest Early Miocene), the Ainoyama: ca. 20 Ma (middle Early Miocene), the Yotuyaku: 18–16.5 Ma (late Early Miocene), the Kadonosawa: ca. 16.5 Ma (Early to Middle Miocene), the Suenomatuyama: 16.5–15 Ma (earliest Middle Miocene), the Zyūmonzi: 15–12 Ma (Middle Miocene), the Yanagisawa: 12–10.5 Ma (earliest Late Miocene), the Shitazaki: 10.5–8.5 Ma (Late Miocene), and the Toya: 6–5 Ma (latest Miocene to earliest Pliocene).

Quaternary

The Quaternary is comprised of the Esashika Formation, the Nanashigure Volcanic Fan Deposits, the Oritsumedake Fan Deposits, terrace deposits, pyroclastic flow deposits, and other young and minor deposits, such as landslide deposits, flood-plain and valley-floor deposits, colluvial and alluvial cone deposits, and river-bed deposits. Among these deposits, the Esashika and the Nanashigure lost their depositional surface as topographic signatures

The Esashika Formation, distributed only along the eastern foot of the Oritsume Mountains, unconformably overlies the Toya Formation, and is mainly composed of gravel bed,

The Nanashigure Volcanic Fan Deposits, distributed only in the southwestern corner of this district, is mainly composed of gravel which was derived from Nanashigure volcano, The higher terrace deposits are subdivided into the Asanai and the Mukaikawara terrace deposits. The former is distributed along the Mabechi River, and the latter is along the Yukiya River. The both comprise gravel, sand and silt beds.

The middle terrace deposits are subdivided into the Kusagi and Hayawatari terrace deposits. The former is developed along the Mabechi River, and the later is mainly along Setsukinai River. The both comprise gravel and sand beds.

The lower terrace plains are subdivided into two levels on the basis of their altimetrical distribution of their terrace plains. The deposits of the higher lower terrace are the Maisawa and the Rendaino terrace deposits distributed along the Mabechi and Setsukinai and Yukiya rivers respectively. The deposits of the lower lower terrace are the Horino and the Ibonai terrace deposits distributed along the Mabechi and Setsukinai-Yukiya rivers respectively.

The pyroclastic flow deposits, derived from Towada volcano, are subdivided into two deposits, namely Towada-Ofudo and Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits. These deposits are intercalated between the middle and lower terrace deposits.

The Oritsumedake fan deposits unconformably overlies the Esashika Formation and comprises loose gravel and sand beds.

Age estimation of each deposits based on radiometric dating and tephrochronology is as follows; the Esashika and the Nanashigure: Early to Middle Pleistocene, the higher terrace deposits: late Middle to early Late Pleistocene, the middle terrace deposits and the pyroclastic flow deposits: late Late Pleistocene, and other younger and minor deposits: Holocene or Late Pleistocene to Holocene.

Geologic structure

The Jurassic accretionary complex exhibit NNW-SSE trending strike, and can be structurally divided into two domains; highly-dipping, and low-dipping domain, which correspond to the eastern and central-western area, respectively. Accretionary unit-bounding faults are the Seki-Odaira, Takinosawa-Yomogigamori, and Oritsume faults, trending generally NNW-SSE. The Seki-Odaira Fault bounds the Takayashiki and Seki Formations. The Takinosawa-Yomogigamori Fault bounds the Seki and the Kassenba Formations. The Oritsume Fault bounds the Kassenba and the Kuzumaki Formations. The former three faults, beside the Takayashiki, Seki and Kassenba Formations, are moderately folded during the Cretaceous Period.

The Neogene strata exhibit low ($< 15^\circ$) northwestward dips, and are mainly distributed in the west of the Oritsume Fault. The palaeo-topographic highs during the Shiratorigawa Group deposition trends NNW-SSE. The Jurassic as well as the Neogene are cut by the NNW-SSE trending faults which are different from the unit-bounding faults, and by the NE-SW trending faults. These faults are normal faults, excepting the Oritsume Fault.

The Oritsume Fault thrusts up the Late Miocene-Early Pliocene Toya Formation, and restricts the distribution of the Esashika Formation and the Oritsumedake fan deposits, and cut them, playing a role of reverse fault. This suggest that this fault was active at least after the Middle Pleistocene.

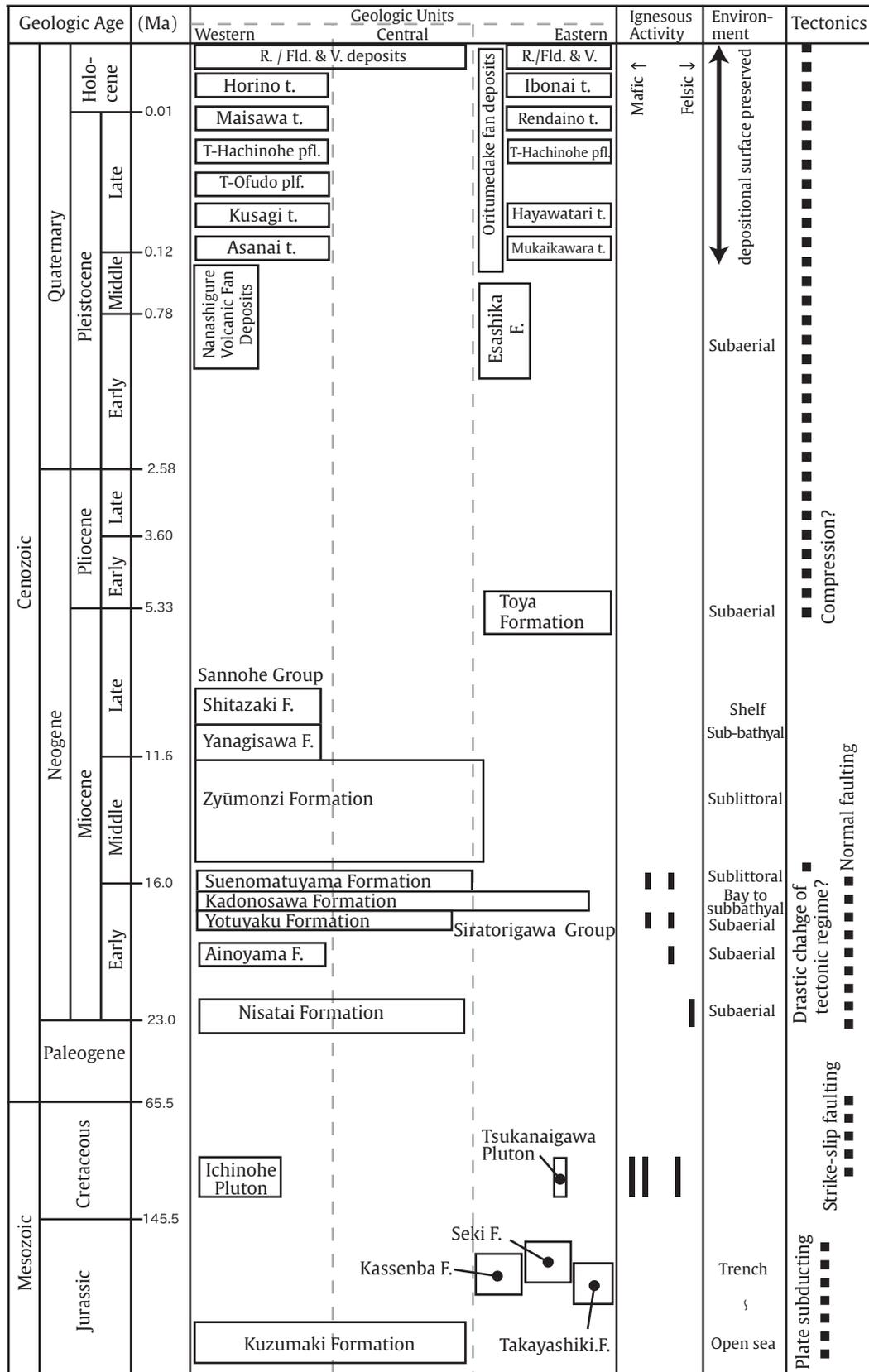


Fig.1 Summary of geology in the Ichinohe district

Landslide deposits, Colluvial and alluvial cone deposits are omitted. F.: Formation, pfl.: pyroclastic flow deposits, R.: River bed deposits. Fld. pl.& V.: Flood plain and valley-floor deposits, t.: terrace deposits, T-Hachinohe: Towada-Hachinohe, T-Ofudo: Towada-Ofudo.

執筆分担

第1章	地形	辻野 匠・工藤 崇・近藤玲介・植木岳雪
第2章	地質概説	辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪
第3章	北部北上帯ジュラ系	中江 訓
第4章	下部白亜系深成岩	西岡芳晴
第5章	新第三系	辻野 匠・工藤 崇
第6章	第四系	近藤玲介・工藤 崇・植木岳雪・辻野 匠
第7章	新生界の地質構造	辻野 匠・工藤 崇
第8章	応用地質	辻野 匠・中江 訓・西岡芳晴

文献引用例

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, 161 p.

章単位での引用例

近藤玲介・工藤 崇・植木岳雪・辻野 匠 (2018) 一戸地域の地質, 第6章 第四系. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 102-119.

Bibliographic reference

Tuzino, T., Kudo, T., Nakae, S., Kondo, R., Nishioka, Y. and Ueki, T. (2018) Geology of the Ichinohe district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 161p. (in Japanese with English abstract 4p).

Bibliographic reference of each chapter

Kondo, R., Kudo, T., Ueki, T. and Tuzino, T. (2018) Geology of the Ichinohe district, 6, Quaternary. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.102-119 (in Japan).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

一戸地域の地質

平成30年2月28日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

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

Published on 28, February, 2018

Geological Survey of Japan, AIST

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

印刷所