

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

青森(5)第31号

NK-54-18-13

# 十和田地域の地質

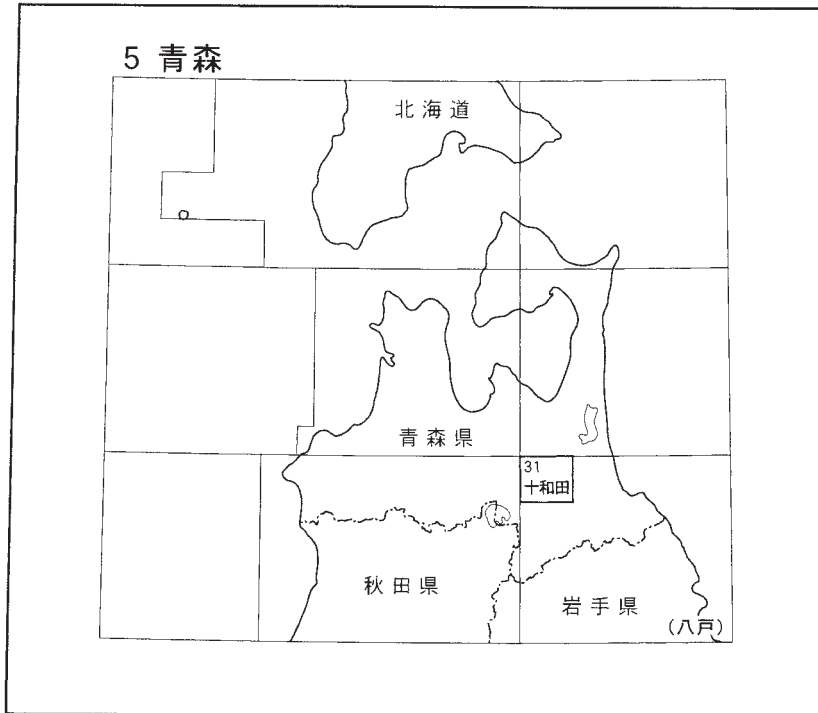
工藤 崇

平成 17 年

独立行政法人 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

5-23 青森東部 Aomori-Tōbu NK-54-23-4 (未刊行, unpublished)	5-24 七戸 Shichinohe NK-54-17-16 (未刊行, unpublished)	5-25 三沢 Misawa NK-54-17-12 (未刊行, unpublished)
5-30 八甲田山 Hakkoda San NK-54-24-1 (2004)	5-31 十和田 Towada NK-54-18-13 (2005)	5-32 八戸 Hachinohe NK-54-18-9 (未刊行, unpublished)
5-38 十和田湖 Towada Ko NK-54-24-2 (未刊行, unpublished)	5-39 田子 Takko NK-54-18-14 (未刊行, unpublished)	5-40 三戸 Sannohe NK-54-18-10 (未刊行, unpublished)

小坂 Kosaka  
1:75,000(1931)

# 十和田地域の地質

工藤 崇\*

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創業以来、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、さまざま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地質図幅は独自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。1955年以降は1:75,000の縮尺を1:50,000に改め、現在に至っている。

十和田図幅地域の現地調査は平成15～16年度に実施した。この調査結果に、著者が北海道大学大学院理学研究科博士課程在籍時の平成11年度に実施した十和田火山噴出物の調査結果を加え、本研究を取りまとめた。

本研究にあたり多くの方々のご協力を得た。弘前大学理工学部の根本直樹氏には本地域の地質層序全般について議論していただき、関連する文献や露頭情報をご教示いただいた。弘前大学理工学部の佐々木実氏には、本地域周辺の第三紀-第四紀火山活動について日頃から御助言・議論・情報交換していただいている。国際航業株式会社の佐々木寿氏には、本地域の地形について議論・助言をしていただいた。当時神戸大学大学院修士課程の安達祐介氏には露頭情報を提供していただいた。当時北海道大学大学院修士課程の倉持康宏氏には平成11年度に野外調査の一部を手伝っていただいた。弘前大学大学院修士課程の西村 健氏には、平成16年度に野外調査の一部を手伝っていただいた。当時北海道大学大学院修士課程の高橋僚子氏には薄片作成の際に御協力いただいた。本研究に使用した薄片の一部は北海道大学の野村秀彦氏により作成された。

所内では以下の方々のご協力を得た。地質情報研究部門の宝田晋治氏には常日頃から議論していただき、現地情報を提供していただいた。同部門の植木岳雪氏には八甲田高峠火砕流堆積物の古地磁気測定をしていただいた。同部門の石塚吉浩氏には蛍光X線分析及びその試料調製の際にお世話になった。同部門の長森英明氏には本地域周辺で産出する軟体動物化石とその意義についてご教示いただいた。同部門の柳沢幸夫氏には珪藻化石の同定及び時代決定をしていただいた。地質図の等重力線は同部門の駒澤正夫氏に編集していただいた。活断層研究センターの松浦旅人氏には、本地域の第四紀降下テフラ群の扱いについて議論していただいた。元所員の佐藤博之氏には未公表資料の一部を提供していただいた。地質標本館の大和田朗氏、野神貴嗣氏には岩石薄片を製作していただいた。

(平成16年度稿)

---

所 属

\* 地質情報研究部門

Keywords : aerial geology, geological map, 1:50,000, Towada, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Wadagawa Formation, Dōchi Formation, Komazuzawa Formation, Tsukihiyama Volcanics, Togawa Formation, Hōryō-kita Lava, Takamoriyama Formation, Hakkōda-Takatōge Pyroclastic Flow Deposits, Hakkōda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits, Noheji Formation, Hakkōda 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits, Shichinohe Terrace Deposits, Towada-Okuse Pyroclastic Flow Deposits, Towada-Ōfudo Pyroclastic Flow Deposits, Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits, Towada Terrace Deposits, terrace deposits, tephra-fall layers, landslide, flexure.

## 目 次

第1章 地形	1
1.1 概説	1
1.2 段丘	2
1.2.1 七百面	2
1.2.2 漆畑面	3
1.2.3 七戸面	3
1.2.4 十和田面	3
1.2.5 下切田面	4
1.2.6 明戸面	4
1.3 火砕流堆積面	4
1.3.1 八甲田高峠火砕流堆積物の堆積面	4
1.3.2 八甲田第2期火砕流堆積物の堆積面	4
1.3.3 十和田八戸・大不動火砕流堆積物の堆積面	5
1.4 地すべり地形	5
1.5 ビュート地形	6
第2章 地質概説	7
2.1 新第三系	8
2.2 第四系	8
第3章 新第三系	10
3.1 研究史	10
3.2 板留層	10
3.3 和田川層	11
3.4 道地層	12
3.5 小増沢層	14
3.6 月日山火山岩類	19
3.7 斗川層	24
3.8 法量北溶岩	29
第4章 第四系	31
4.1 研究史	31
4.1.1 海成・河成段丘面構成層	31
4.1.2 火山噴出物	31
4.2 高森山層	32
4.3 八甲田高峠火砕流堆積物	33
4.4 八甲田第1期火砕流堆積物	35
4.5 野辺地層	37
4.6 八甲田第2期火砕流堆積物及び八甲田TE-1テフラ	39
4.7 漆畑段丘堆積物	41
4.8 七戸段丘堆積物	41
4.9 十和田奥瀬火砕流堆積物及び十和田レッドパミステフラ	43
4.10 十和田大不動火砕流堆積物及び十和田切田テフラ	46
4.11 十和田八戸火砕流堆積物及び十和田八戸降下テフラ	48
4.12 十和田段丘堆積物	51
4.13 下切田段丘堆積物	53
4.14 明戸段丘堆積物	53
4.15 崖錐堆積物	53
4.16 地すべり堆積物	53

4. 17 現河床堆積物	53
4. 18 第四紀降下テフラ群	54
4. 18. 1 古期テフラ群	54
4. 18. 2 天狗岱テフラ群	57
4. 18. 3 高館テフラ群	58
4. 18. 4 十和田カルデラ形成期テフラ群	59
4. 18. 5 十和田後カルデラ期テフラ群	60
第5章 地質構造	63
5. 1 褶曲	63
5. 1. 1 道地背斜	63
5. 1. 2 高森向斜	63
5. 1. 3 生内背斜	63
5. 1. 4 指久保背斜	63
5. 2 撓曲・断層	63
5. 2. 1 底田撓曲	63
5. 2. 2 三浦山断層	64
5. 2. 3 十和田中振テフラを切る断層	64
5. 3 重力異常	65
第6章 応用地質	66
6. 1 鉱床	66
6. 1. 1 褐鉄鉱鉱床	66
6. 1. 2 珪藻土鉱床	66
6. 2 採石	66
6. 3 温泉・鉱泉	66
文 献	68
Abstract	77

## 図・表目次

第1.1図 十和田図幅地域とその周辺の地形陰影図	1
第1.2図 十和田図幅地域の地形陰影図	2
第1.3図 八甲田高峠火砕流堆積物の堆積面	5
第1.4図 土筆森 (標高 579.0m)	6
第1.5図 仙上沢流域付近に南北に配列した3つのビュート地形	6
第1.6図 西方から見た大母屋 (標高 526.4m)	6
第2.1図 十和田図幅地域の地質総括図	7
第2.2図 八甲田地熱地域における鮮新世以降のカルデラ群及び第四紀火山の分布図	9
第3.1図 十和田図幅地域付近における新第三系の層序対比	10
第3.2図 板留層デイサイト溶岩の産状	11
第3.3図 和田川層の泥岩と凝灰質中粒砂岩の互層	12
第3.4図 小増沢層と道地層の境界部	13
第3.5図 道地層の産状	13
第3.6図 小増沢層の柱状図	15
第3.7図 小増沢層の産状 (その1)	16
第3.8図 小増沢層の産状 (その2)	16
第3.9図 小増沢層の溶結した火砕流堆積物の産状	18
第3.10図 十和田図幅地域と三戸・田子図幅地域の新第三系の層序対比	18
第3.11図 月日山火山岩類の産状 (その1)	22
第3.12図 月日山火山岩類の産状 (その2)	23

第 3.13 図	斗川層の典型的な岩相	25
第 3.14 図	斗川層の柱状図	25
第 3.15 図	底田撓曲 <small>そこた</small> における斗川層の産状	26
第 3.16 図	斗川層の砂層に見られる生痕化石濃集帯	26
第 3.17 図	十和円湖町向村（第 3-84 地点，付図 4）で観察される斗川層中の火砕流堆積物	27
第 4.1 図	高森山層の産状	32
第 4.2 図	高森山層及びその上位にのる降下テフラ層の柱状図	33
第 4.3 図	八甲田高峠火砕流堆積物の岩相	34
第 4.4 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物の産状	36
第 4.5 図	野辺地層の典型的な岩相	37
第 4.6 図	野辺地層と七戸段丘堆積物の産状	37
第 4.7 図	野辺地層と七戸段丘堆積物の境界部の柱状図	39
第 4.8 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物と十和田八戸火砕流堆積物の層序関係	40
第 4.9 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物の典型的な弱溶結岩相	40
第 4.10 図	八甲田 TE-1 テフラの層序を示す柱状図と露頭写真	40
第 4.11 図	七戸段丘堆積物中の砂礫層主体の岩相	42
第 4.12 図	七戸段丘堆積物中の泥層主体の岩相	42
第 4.13 図	十和田大不動火砕流堆積物と十和田奥瀬火砕流堆積物の層序関係	44
第 4.14 図	十和田レッドパミステフラ（RP）の等層厚線図（中川ほか，1986 に基づく）	44
第 4.15 図	十和田奥瀬火砕流堆積物及び十和田レッドパミステフラの柱状図と露頭写真	44
第 4.16 図	十和田八戸火砕流堆積物及び十和田大不動火砕流堆積物の層序関係	46
第 4.17 図	十和田切田テフラの等層厚線図（中川ほか，1986 に基づく）	47
第 4.18 図	十和田大不動火砕流堆積物及び十和田切田テフラの層序関係を示す柱状図	47
第 4.19 図	十和田八戸火砕流堆積物の上部ユニット及び下部ユニット	49
第 4.20 図	十和田八戸火砕流堆積物中の埋没樹幹密集部	50
第 4.21 図	十和田八戸降下テフラの等層厚線図（中川ほか，1986 に基づく）	50
第 4.22 図	十和田八戸降下テフラのユニット区分を示す柱状図	51
第 4.23 図	十和田段丘堆積物と十和田八戸火砕流堆積物の層序関係	52
第 4.24 図	十和田段丘堆積物の産状	52
第 4.25 図	現河床堆積物の露頭写真	53
第 4.26 図	第四紀降下テフラ群の対比柱状図	56
第 4.27 図	天狗岳テフラ群の代表的な降下テフラの等層厚線図（中川ほか，1986 に基づく）	57
第 4.28 図	十和田カステラテフラ（CP）から十和田八戸降下テフラ（HP）までの降下テフラ層序	58
第 4.29 図	高館テフラ群の代表的な降下テフラの等層厚線図（中川ほか，1986 に基づく）	58
第 4.30 図	十和田カルデラ形成期テフラ群の等層厚線図（中川ほか，1986 に基づく）	60
第 4.31 図	十和田中振テフラの等層厚線図（Hayakawa，1985 に基づく）	61
第 4.32 図	十和田中振テフラの産状	61
第 5.1 図	青森県三八上北地域における中新世以降の地質構造要素	63
第 5.2 図	十和田中振テフラを切る衝上断層（佐藤・鈴木，1977）	64
第 5.3 図	十和田図幅地域の重力異常と地質構造	65
第 1.1 表	十和田図幅地域周辺における段丘面区分対応表	3
第 3.1 表	和川層産出化石（北村ほか，1972 による）	12
第 3.2 表	道地層産出化石	14
第 3.3 表	小増沢層中凝灰岩の岩石記載表	17
第 3.4 表	小増沢層軽石火山礫凝灰岩の全岩化学組成	17
第 3.5 表	小増沢層産出珪藻化石	19
第 3.6 表	月日山火山岩類の岩石記載表	21
第 3.7 表	月日山火山岩類の全岩化学組成	21

第 3. 8 表	斗川層中の火砕流堆積物の全岩化学組成	26
第 3. 9 表	斗川層産出軟体動物化石	28
第 3. 10 表	法量北溶岩の岩石記載表	29
第 3. 11 表	法量北溶岩の全岩化学組成	30
第 4. 1 表	八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の全岩化学組成	34
第 4. 2 表	野辺地層産出軟体動物化石	38
第 4. 3 表	野辺地層産出珪藻化石 (岩井, 1951)	38
第 4. 4 表	七戸段丘堆積物産出珪藻化石 (山岡・蜂屋, 1964)	43
第 4. 5 表	十和田火山噴出物のモード組成	45
第 4. 6 表	十和田火山噴出物の全岩化学組成	45
第 4. 7 表	十和田図幅地域に分布する十和田火山噴出物の $^{14}\text{C}$ 年代一覧表	48
第 4. 8 表	十和田図幅地域内で確認される第四紀降下テフラ層の特徴	55
第 4. 9 表	第四紀降下テフラ中の本質物質のモード組成	59
第 6. 1 表	十和田図幅地域内の温泉・鉱泉データ一覧表	66
付図 1	露頭の位置図 (十和田図幅北西部)	72
付図 2	露頭の位置図 (十和田図幅南西部)	73
付図 3	露頭の位置図 (十和田図幅北東部)	74
付図 4	露頭の位置図 (十和田図幅南東部)	75
付図 5	露頭の位置図 (八戸図幅内及び七戸図幅内)	76
Fig. 1	Summary of the geology of the Towada district	78





# 第1章 地 形

## 1. 1 概 説

十和田図幅地域は日本測地系で北緯 40 度 30 分～40 分、東経 141 度 0 分～15 分（世界測地系では北緯 40 度 30 分 9.8 秒～40 分 9.7 秒、東経 140 度 59 分 47.3 秒～141 度 14 分 47 秒）の範囲にある（第 1. 1 図）。十和田図幅地域内の行政区は青森県十和田市、上北郡十和田湖町、上北郡七戸町、三戸郡倉石村の 4 市町村である。

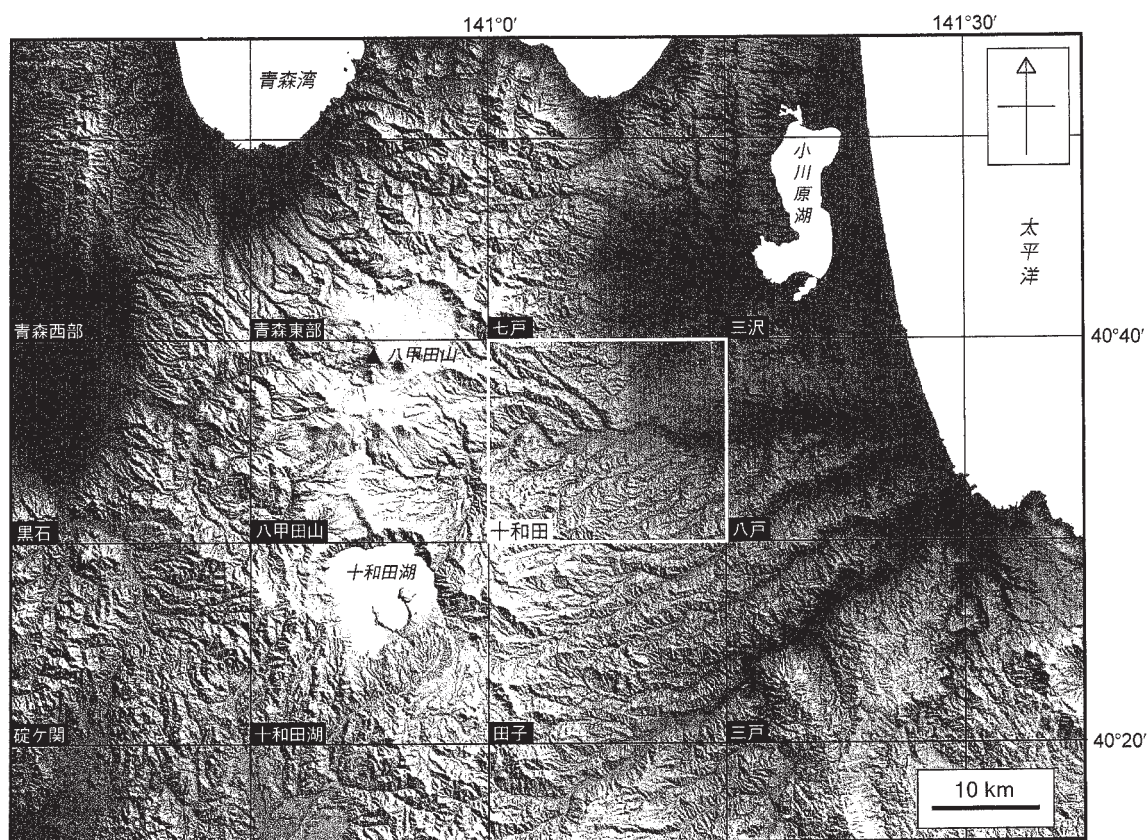
本図幅地域は奥羽脊梁山地と上北平野の境界に位置する（第 1. 1 図及び第 1. 2 図）。図幅西部地域は、底田撓曲から西側が隆起帯となり、奥羽脊梁山地へと連続する。本図幅の西方には八甲田火山群が位置し、南西方には十和田火山が位置している（第 1. 1 図）。

本図幅地域の地形は、中央部を南北に縦断する底田撓曲を境に大きく様相を異にする。底田撓曲より西側は隆起帯となり、標高 700 m 以下の比較的なだらかな山地・丘陵となっている。主要な山としては、北方から土筆森（標高 579.0 m）、高峠（標高 572.7 m、三角点は

西側の八甲田山図幅内）、馬ノ神（標高 689.1 m）、大母屋（標高 526.4 m）、小母屋（標高 528 m）、月日山（標高 549.4 m）がある（第 1. 2 図）。これらの山頂部を構成する地質体は、高峠が第四系、他が新第三系である。

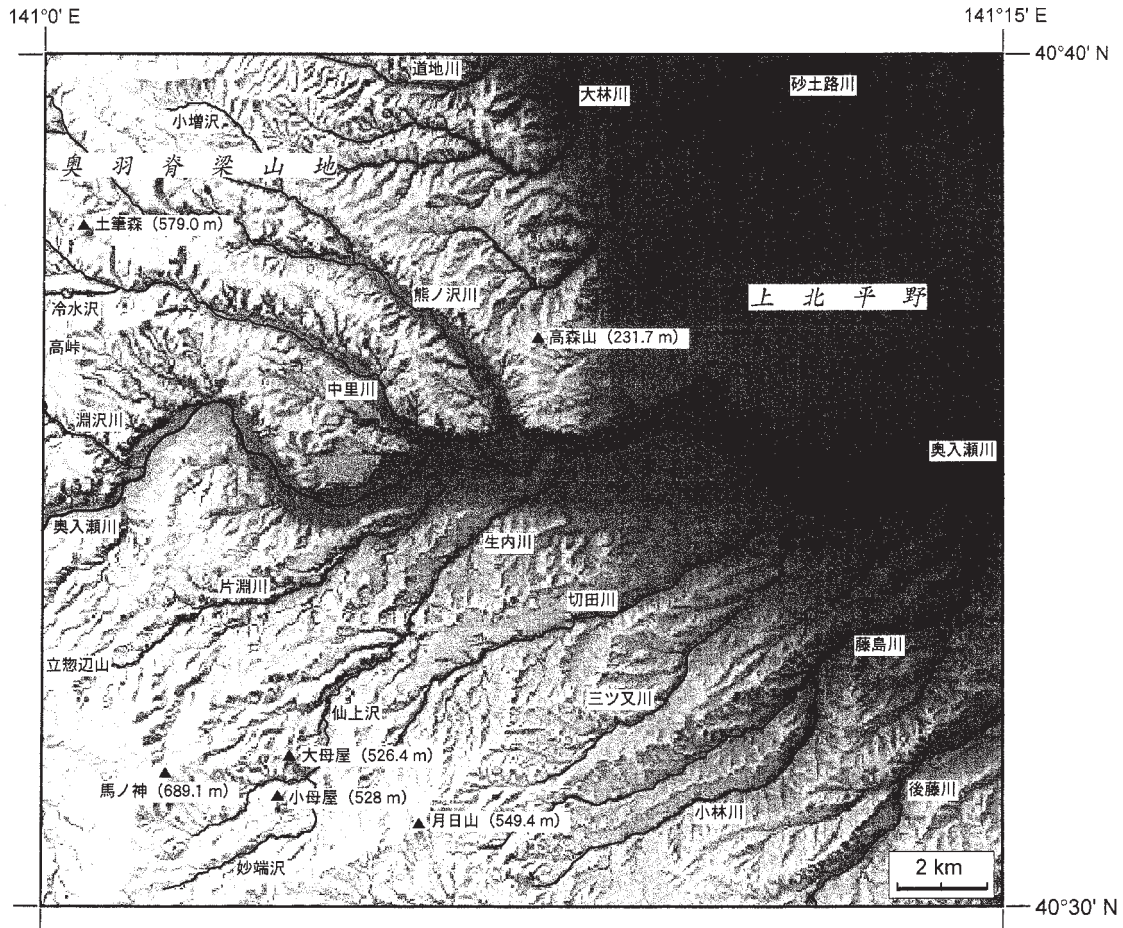
底田撓曲より東側では丘陵及び段丘地形が優勢となる。これらは中央部を東西に流れる奥入瀬川に境され、その南北でやや様相を異にする（第 1. 2 図）。南部は新第三系からなる丘陵が優勢であり、谷沿いに十和田八戸火砕流堆積物が堆積し、火砕流堆積面を形成している。一方、北部は海成段丘及び河成段丘からなる段丘面地形が優勢となる。

主要な河川は大局的にはいずれも西から東へと流れ下っている。最も大きな河川は中央部を東西に流れる奥入瀬川である。奥入瀬川は南西側の十和田湖図幅内の十和田湖から発し、八甲田山図幅内を北北東に流下した後、本図幅地域を東西に流れ、太平洋へと注ぎ込んでいる。奥入瀬川流域には現河床面が良く発達している。奥入瀬川の支流としては、南東方向に流れる淵沢川、熊ノ沢川



第 1. 1 図 十和田図幅地域とその周辺の地形陰影図

国土地理院数値地図 50 m メッシュ（標高）に基づき作成。図中の緯度経度は日本測地系のもの。



第 1.2 図 十和田図幅地域の地形陰影図  
 国土地理院数値地図 50 m メッシュ (標高) に基づき作成. 図中の緯度経度は日本測地系のもの.

及び中里川, 東北東方向に流れる片淵川, 生内川, 切田川, 三ツ又川, 藤島川, 小林川及び後藤川がある (第 1.2 図). 一方, 道地川, 大林川及び砂土路川は, 北方の七戸図幅内へと流れ下り (第 1.2 図), 高瀬川へと合流して小川原湖へと注ぎ込んでいる.

## 1.2 段丘

本図幅地域を含む上北平野では, 海水準変動や第四紀地殻変動を解明する目的で, 古くから段丘面の区分・対比が行われてきた (大池ほか, 1959; 中川, 1961; 東北地方第四紀研究グループ, 1969; 東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査研究グループ, 1969; 新戸部, 1964, 1972, 1975; 宮内, 1985; Miyauchi, 1987; 大和, 1988a, b; 水野・堀田, 1989; Kuwabara, 2001; 桑原, 2004 など). これらの研究により特に海成段丘の区分や編年についての解明が進んだ.

従来の研究による段丘面の区分・対比を再検討するため, 本研究では独自に段丘地形の空中写真判読を行い,

現地調査の結果も加えて段丘面の再区分を行った. その結果, 大局的には従来の研究と同様な見解を得た. しかし, 段丘面の分布や形成時期に関して, 従来とは異なる見解も得た. 段丘面の分布は, 地質図上における各々の段丘堆積物の分布域とほぼ一致しているので, それを参照されたい. 第 1.1 表に本図幅地域付近における段丘面区分対応表を示す.

### 1.2.1 七百面

命名は横山ほか (1965) による. 新戸部 (1972) による七百面, 中川 (1961), 東北地方第四紀研究グループ (1969) 及び東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査研究グループ (1969) による天狗岱面の一部, 水野・堀田 (1989) による II A 面の一部に相当する (第 1.1 表). 本図幅北半部の地域については, 宮内 (1985) 及び Miyauchi (1987) と本研究による七百面の分布はほぼ同じである. 宮内 (1985) 及び Miyauchi (1987) は, 更に本図幅南東地域にも七百面が認められるとしている. しかし, これらの地域には明瞭な段丘平坦面が認められず, 「七百面」とされている地域では, 鮮新統の斗

第 1.1 表 十和田図幅地域周辺における段丘面区分対応表

地域	十和田地域	上北平野 (十和田周辺)	奥入瀬川中流域	上北平野 (十和田周辺)	上北平野 (十和田周辺)	十和田地域 (表層地質図)	
文献	本報告	宮内 (1985) Miyauchi (1987)	新戸部 (1972)	中川 (1961)	東北地方第四紀研究 グループ (1969)	水野・堀田 (1989)	
段丘面 区分	明戸面		藤島面		六戸面	Ⅲ面	
	下切田面		犬落瀬面 赤沼面				
	十和田面	三本木面	三本木面・沢田面	三本木面	三本木段丘群	大和面	Ⅱ <sub>b</sub> 面
	七戸面	七戸面				折茂面	Ⅱ <sub>c</sub> 面
			柴山面	Ⅱ <sub>B</sub> 面			
	漆畑面						
七百面	七百面	七百面	七百面	天狗岱面	天狗岱面	Ⅱ <sub>A</sub> 面	

川層が分布し、丘陵をなしている。したがって、本研究ではこれらの地域に七百面の分布を認めていない。

七百面は海成段丘であり、段丘面構成層は野辺地層である。七百面は本図幅の北東端に分布する。最も広い分布は八斗沢～一本木沢付近で見られ、東側の八戸図幅内へと連続する。また、この周辺の洞内、樋口、稲吉及び太素塚では、局所的な島状の分布を示す。顕著な段丘崖は存在せず、段丘面はゆるやかに凹凸のある地形をなす。七百面の面高度は標高 65～80 m である。

七百面は地蔵平テフラ (BoP) (岩崎, 1983; 宮内, 1985) 以上の降下テフラをのせる (宮内, 1985)。地蔵平テフラは約 40 万年前の八甲田第 2 期火砕流堆積物 (村岡・高倉, 1988) の下位に、層厚 30～40 cm の褐色土壌を挟んで出現する。したがって、七百面はおおよそ 40 万年前前後に形成されたと考えられる。

### 1. 2. 2 漆畑面

新称。水野・堀田 (1989) による IIA 面及び IIB 面の一部に相当する (第 1.1 表)。分布は、十和田湖町漆畑付近及びその西方約 2 km の高田付近に認められる。高田付近では七戸面よりも 1 段高い段丘面として識別できる。段丘面高度は標高 190～210 m である。漆畑付近では標高 150～180 m で東方に緩く傾斜し、明瞭な平坦面地形を示す。漆畑面は奥入瀬川流域に形成された河成の浸食段丘である。段丘構成層は漆畑段丘堆積物であり、基盤岩は八甲田第 2 期火砕流堆積物である。形成年代は少なくとも八甲田第 2 期火砕流堆積物の堆積後の約 40 万年前以降である。

### 1. 2. 3 七戸面

命名は宮内 (1985) による。新戸部 (1972) による三本木面の一部、中川 (1961) による三本木面の一部、東北地方第四紀研究グループ (1969) 及び東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査研究グループ (1969) による折茂面及び柴山面、水野・堀田 (1989) による IIC 面

及び IIB 面にそれぞれ相当する (第 1.1 表)。宮内 (1985) は本図幅南東地域にも七戸面が分布するとしている。しかし、本研究の空中写真判読では、これらの地域には七戸面相当の段丘面は認められなかった。また、宮内 (1985) により七戸面とされている平坦面の多くは、実際には十和田八戸火砕流堆積物の堆積面であり、これらの地域に七戸面の分布は認められない。

七戸面は主に十和田市街地の北方に広く分布する。七百面よりも 1 段低い段丘面を構成し、標高 70～50 m にわたって北北西方向に緩く傾斜する面を持つ。これらは砂土路川及びその支流河川により浸食を受け、箱状谷が数多く発達している。これらの他に、七戸面は奥入瀬川流域の十和田湖町沢田付近及び十和田湖町高田付近で認められる。これらは漆畑面よりも 1 段低く、十和田面よりも 1 段高い面として明瞭に識別できる。十和田湖町沢田付近のものは、標高 130～100 m にわたって北方に緩く傾斜する面を持つ。

七戸面の構成層は七戸段丘堆積物である。七戸面の上には少なくとも十和田大不動火砕流堆積物より新しいテフラがある。宮内 (1985) は、「七戸面は主に十和田大不動火砕流堆積物からなる」と述べている。しかし、本研究による地質調査の結果によれば、七戸面構成層は主に砂礫層及び成層した泥層であり、七戸面分布域における十和田大不動火砕流堆積物の分布は局所的である。更に、数箇所の露頭では十和田大不動火砕流堆積物が七戸面を構成する砂礫層を覆う関係が確認できる。したがって、七戸面の形成年代は、十和田大不動火砕流堆積物の堆積以前の 3 万年前以前であると判断される。第 4-21 地点 (付図 3) において、七戸段丘堆積物と十和田大不動火砕流堆積物の間には厚さ 80 cm の黒色泥炭層が存在するので、七戸面の形成年代は 3 万年前よりも少し前と判断される。

### 1. 2. 4 十和田面

新称。宮内 (1985) による三本木面、水野・堀田

(1989)によるIId面にはほぼ相当する(第1.1表). 新戸部(1972)による三本木面・沢田面の大部分と赤沼面の一部に相当する(第1.1表). また, 中川(1961)による三本木面の一部, 東北地方第四紀研究グループ(1969)及び東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査研究グループ(1969)による三本木段丘群のうちの大和面にはほぼ相当する(第1.1表).

十和田面は奥入瀬川流域, 後藤川流域, 切田川流域, 片淵川流域及び砂土路川流域に分布する河成段丘面である. 十和田面は七戸面よりも1段低い面として識別できる. また, 切田川流域及び後藤川流域では, 十和田面は十和田八戸火砕流堆積物の堆積面よりも1段低い面として識別できる.

十和田面の主体をなすのは, 奥入瀬川左岸の十和田市街地付近の段丘面と, 右岸の十和田湖町沢田付近の段丘面である. 宮内(1985)はこれらの面を「三本木面」と呼んでいる. しかし, 本来の「三本木面」(中川, 1961)は, 「三本木段丘群」(東北地方第四紀研究グループ, 1969)を総括した名称である(第1.1表). そのため, あえて「三本木面」の名称は用いず, 本研究で新たに「十和田面」と命名した. また, 新戸部(1972)は十和田市街地付近の段丘面を「三本木面」, 沢田付近の段丘面を「沢田面」と呼んでいる. しかし, これらの面高度はほぼ同じであり, 新戸部(1972)の解釈と同様, 同時期に形成された面と考えられる. よって, 本研究ではこれを一括して「十和田面」と呼ぶことにする.

十和田市街地付近に分布する十和田面は, 十和田市下山の標高90 m付近を頂部とした扇状地地形を示す. この扇状地は, 東方に向かって緩やかに傾斜し, 東隣の八戸図幅内の十和田市箕輪付近(標高約30 m)で末端をむかえる. 扇状地の全長は約12 km, 最大幅は約5 kmである. 奥入瀬川の現河床面からの比高は20~25 mであり, これらは奥入瀬川の下刻を受けて段丘化している. 新戸部(1963, 1972)はこの扇状地を「三本木扇状地」と呼んでいる.

十和田湖町沢田付近に分布する十和田面は, 標高100~70mにわたって東北東方向に緩く傾斜している. 新戸部(1972)はこれらを「沢田扇状地」と呼んでいる. 奥入瀬川の現河床面からの比高は15~25 mであり, これらは奥入瀬川の下刻を受けて段丘化している.

十和田面の構成層は十和田段丘堆積物である. 十和田段丘堆積物は15 kaの十和田八戸火砕流堆積物を覆い, 6 kaの十和田中振テフラに覆われることから, 少なくとも15~6 kaの間に形成されたと判断される. また, 十和田中振テフラと十和田段丘堆積物の間の土壌層の厚さを考慮すると, 十和田面は15~12 kaの間に形成されたと推定される.

## 1. 2. 5 <sup>しもきりだ</sup>下切田面

新称. 新戸部(1972)による<sup>いぬおとせ</sup>犬落瀬面の一部及び赤沼面の一部, 東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査研究グループ(1969)による<sup>ろくのへ</sup>六戸面の一部, 水野・堀田(1989)によるIII面の一部に相当する(第1.1表). 本図幅東部, 奥入瀬川流域の十和田市上川原, 下切田, <sup>こやま</sup>小山, <sup>おうさか</sup>相坂付近に分布し, 十和田面よりも1段低い段丘面として識別できる. 分布域は奥入瀬川流域に限定される. 奥入瀬川の現河床面からの比高は10~20 mである. 下切田面の段丘構成層は下切田段丘堆積物である. 新戸部(1972)によれば, 下切田面に相当する赤沼面上面には「十和田パミス」が認められる. 新戸部(1972)による柱状図から判断すると, この「十和田パミス」は6 kaの十和田中振テフラを指すと思われる. 1段高い十和田面の形成年代が15~12 kaと推定されることから, 下切田面の形成年代は12~6 kaの間であると推定される.

## 1. 2. 6 <sup>あけど</sup>明戸面

新称. 新戸部(1972)による<sup>いぬおとせ</sup>藤島面の一部及び<sup>いぬおとせ</sup>犬落瀬面の一部, 東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査研究グループ(1969)による<sup>ろくのへ</sup>六戸面の一部, 水野・堀田(1989)によるIII面の一部に相当する(第1.1表). 本図幅地域における最低位の河成段丘面であり, 下切田面よりも1段低い段丘面として識別できる. 奥入瀬川及びその支流, 熊ノ沢流域, 藤島川流域, 後藤川流域など, 多くの河川流域に分布する. 奥入瀬川の現河床面からの比高は5~3 mである. 明戸面の構成層は明戸段丘堆積物である.

## 1. 3 火砕流堆積面

### 1. 3. 1 八甲田高峠火砕流堆積物の堆積面

本図幅と西側の八甲田山図幅の境界部付近には, 八甲田高峠火砕流堆積物の堆積面からなる台地地形が発達している. これらの台地地形は, 奥入瀬川を挟んで南北の2地域で認められる. 北側のものは高峠(標高572.7 m, 三角点は八甲田山図幅内に位置する)をピークとする卓状の台地地形である. 南側のものは八甲田山図幅内に位置する<sup>たつそく</sup>立惣辺山(標高569.3 m)のピークから本図幅内へと北東方向2 km続く, 標高570~400 mの緩斜面であり(第1.3図), 末端部は高度差約50 mの急崖となっている.

### 1. 3. 2 八甲田第2期火砕流堆積物の堆積面

八甲田第2期火砕流堆積物の堆積面は主に本図幅北西部で認められる. 検行平牧野では, 南方に緩く傾斜する火砕流堆積面が認められ, 標高520~420 mにわたって明瞭な平坦面が見られる. <sup>つくしもり</sup>土筆森東方の<sup>せきはんだい</sup>赤飯平では, 東方に緩く傾斜する火砕流堆積面が認められ, 標高430~



第 1.3 図 八甲田高峠火砕流堆積物の堆積面  
十和田湖町湯ノ台付近より立惣辺山を望む。なだらかな火砕流堆積面が立惣辺山のピークから左手に続いている。

380 m にわたる平坦面が残されている。本図幅西端の十和田湖温泉郷北方には、標高 450 ～ 350 m にわたって南東方に緩く傾斜する火砕流堆積面が存在する。この火砕流堆積面は、西側の八甲田図幅内の仙人平-湯ノ台へと北西に徐々に高度を上げて連続する。なお、十和田湖温泉郷の東方にも八甲田第 2 期火砕流堆積物は広く分布するが、これらは浸食を受けて丘陵化している。

### 1. 3. 3 十和田八戸・大不動火砕流堆積物の堆積面

十和田八戸火砕流堆積物の堆積面は本図幅内に数多く認められる。それらの多くは河川沿いに分布しており、十和田八戸火砕流堆積物は堆積時に主に地形的に低い場所を流れ、低所に選択的に堆積して凹地を埋積したと考えられる。これらが再び河川浸食を受けることで、台地状の地形を示している。十和田八戸火砕流堆積物の堆積面は、地形的には十和田面よりも 1 段高く、七戸面よりも 1 段低い。

十和田市芦沢付近及び七戸町荒屋平付近では、十和田八戸火砕流堆積物による扇状地状の堆積面が認められる。これらの場所は山地と平野の境界部に位置している。したがって、これらの堆積面は、主に沢沿いに流下してきた火砕流本体が、平野にさしかかる地点で扇状に広がって堆積して形成されたものと考えられる。

本図幅南西端の惣辺牧野付近では、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が、東側の新第三系からなる山地にさえぎられる状態で厚く堆積し、標高 500 ～ 600 m にわたって北西に緩く傾斜する火砕流堆積面を形成している。

十和田大不動火砕流堆積物はほとんどの場所で十和田八戸火砕流堆積物に覆われるため、その堆積面の分布は局所的である。

## 1. 4 地すべり地形

本図幅内には地すべり地形が数多く認められる。本研究では独自に空中写真判読を行い、地すべり地形を認定した。地質図上には、滑落崖と地すべり地塊の対応が明瞭なものだけを示してある。地すべり地塊については地形の輪郭を青線で示した。このうち、滑落崖の幅が 300 m 以下の小規模な地すべりについては、基盤地質を示すことを優先し、地すべり地塊の輪郭のみを示した。滑落崖の幅が 300 m を超える比較的規模の大きな地すべりについては、地すべり地塊があまり破碎されずに元の構造を保持しているものが多いため、「地すべり堆積物」とはせず、構成物質の地質区分で表現している。

地すべり地形は、月日山火山岩類の溶岩・凝灰角礫岩、小増沢層の軽石火山礫凝灰岩・凝灰質砂岩、斗川層の砂層及び八甲田第 2 期火砕流堆積物の分布域に認められる。これらのほかに十和田市大沼平では、八戸火砕流堆積物の火砕流台地に地すべり地形が認められる。本図幅内の地すべり地形は、奥入瀬川に境された本図幅南部地域に多く、北部地域では少ない。これは、地すべりを起こしやすい軟質地質体が南半部に広く分布することによると考えられる。特に、十和田市蒼前平-平中付近では小規模な地すべり地形が多数集中している。地すべり地塊の大きさは、基盤の地質体の違いに依存する傾向がある。八甲田第 2 期火砕流堆積物の分布域では、地すべり地塊の大きさは最大で長径 1.1 km と規模が大きい。それに対し、小増沢層や斗川層の分布域では長径 200 ～ 300 m 以下のものが多く、小規模である。

## 1.5 ビュート地形

月日山火山岩類の分布域には少なくとも4つのビュート地形が認められる。そのうちの1つは、本図幅北西部に位置する土筆森（標高579.0 m）である（第1.4図）。土筆森は円錐形の形態を示し、塊状の溶岩から構成されている。残りの3つは、本図幅南西部の仙上沢流域で認められる（第1.5図）。これらのピークはいずれもほぼ

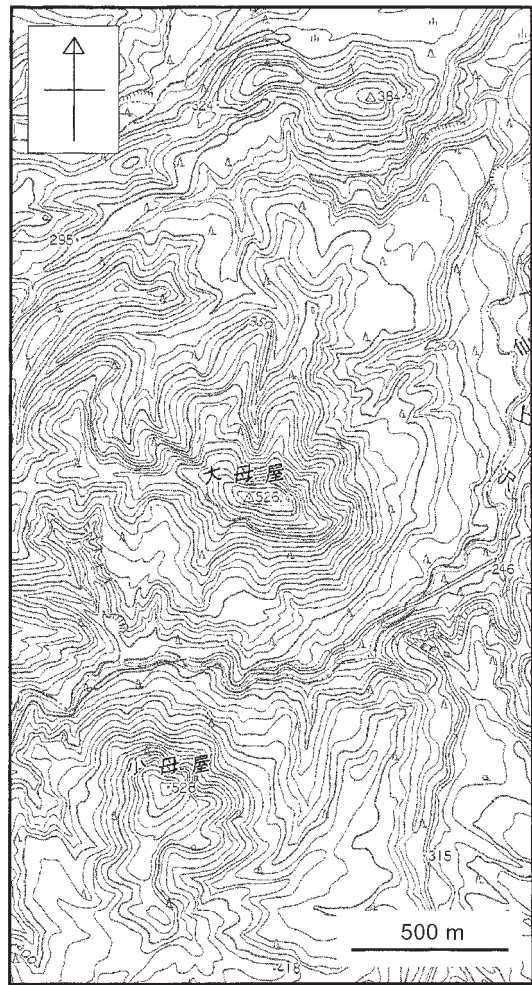


第1.4図 土筆森（標高579.0 m）  
八甲田山図幅内の高峠付近から見た土筆森。月日山火山岩類から構成されるビュートである。



第1.6図 西方から見た大母屋（標高526.4 m）  
月日山火山岩類の溶岩で構成される。堅い溶岩部分が浸食に耐えて形成されたビュートである。

円錐形の形態を示し、北から、標高384.9 mピーク、大母屋（標高526.4 m）（第1.6図）、小母屋（標高528 m）と南北方向に配列している（第1.5図）。それぞれのピークの頂部付近を構成する岩石は未確認であるが、それぞれの山腹付近では安山岩溶岩、凝灰角礫岩、あるいはアグルチネートの露出が確認される。これらのピークは、周囲よりも硬い地質体が浸食に耐えて形成されたビュートであると考えられる。



第1.5図 仙上沢流域付近に南北に配列した3つのビュート地形  
国土地理院発行の2万5千分の1地形図「奥瀬」を使用。

## 第2章 地質概説

十和田図幅地域は奥羽脊梁山地と東側の低地帯の境界部に位置し（第1.2図）、中央部には南北に伸びる底田撓曲が存在する。この底田撓曲を境に西側が差別的に隆起し奥羽脊梁山地を構成する一方で、東側はなだらかな段丘平坦面や丘陵地となっている。本図幅地域には新第三紀中期中新世以降の地層が分布している。新第三系中新統は本地域西側の奥羽脊梁山地にのみ分布し、これら

を鮮新世-第四紀の火山噴出物が覆う。本図幅南東部には鮮新統が広く分布し、第四系の基盤を構成している。一方、本図幅北東部では第四紀以降の段丘堆積物が広く分布する。第四紀火山の火砕流堆積物及び降下テフラ群は本図幅全域を広く覆っている。第2.1図に本図幅地域の地質総括図を示す。なお、本文中及び図表に示された地点番号の位置は巻末の付図に示してある。

地質時代	地質層序		主な岩相		年代	テフラ	堆積環境	構造運動		
	西部地域	東部地域	西部地域	東部地域						
第四紀	完新世	現河床および崖錐堆積物		礫・砂		6 ka (C)	十和田後カルデラ期テフラ群	河川流域		
		明戸段丘堆積物		礫・砂						
		下切田段丘堆積物		礫・砂						
		十和田段丘堆積物		礫・砂						
	更新世	後期	十和田八戸火砕流堆積物		軽石火山礫凝灰岩		15 ka (C, ST)	十和田カルデラ形成期テフラ群		扇状地
			十和田大不動火砕流堆積物		軽石火山礫凝灰岩		30 ka (C, ST)			
			十和田奥瀬火砕流堆積物	七戸段丘堆積物	スコリア火山礫凝灰岩	礫・砂・泥	55 ka (ST)			
			漆畑段丘堆積物		礫・砂					
		中期	八甲田第2期火砕流堆積物		溶結凝灰岩		0.40 Ma (KA) 0.41, 0.37 Ma (FT)	高館テフラ群 天狗岱テフラ群 古期テフラ群		河川流域・湖
			八甲田第1期火砕流堆積物	野辺地層	溶結凝灰岩		0.76 Ma (ST)			
			八甲田高峰火砕流堆積物		溶結凝灰岩					
			前期	高森山層 ?		礫・砂 ?				
鮮新世	後期	法量北溶岩	斗川層	玄武岩～安山岩溶岩		1.8 Ma (KA)	陸上 浅海			
						2.6 Ma (FT) 3.0 Ma (FT) 3.6 Ma (FT)				
	前期									
	新第三紀	後期	月日山火山岩類	小増沢層	玄武岩～安山岩 デイサイト溶岩	軽石火山礫凝灰岩 凝灰質砂岩		5.5-5.1 Ma (KA)	浅海	
					6.8-6.4 Ma (珪藻)					
中新世		道地層		泥岩			深海			
		和田川層		泥岩、凝灰質砂岩を伴う			深海			
		板留層		デイサイト溶岩						

第2.1図 十和田図幅地域の地質総括図

KA : K-Ar 年代, FT : フィッション・トラック年代, ST : 層序から推定された年代, C : 放射性炭素年代.

## 2.1 新第三系

中新統は下位より中部中新統の板留層<sup>いたどめ</sup>及び和田川層、中部-上部中新統の道地層<sup>どうち</sup>、上部中新統の小増沢層<sup>こますざわ</sup>及び月日山火山岩類<sup>つきひやま</sup>からなる。板留層は変質したデイサイト溶岩からなり、本地域南西部に局所的に分布する。板留層と和田川層は不整合の関係にある。和田川層は本地域北端部の道地背斜の軸部に分布する。主に硬質の泥岩からなり、凝灰質砂岩や火山礫凝灰岩と互層をなす場合がある。道地層は本地域北端部の和田川層の分布を取り巻いて分布する一方で、本地域南部において指久保背斜の軸部を構成しドーム状構造を形成する。主に塊状のやや軟質の泥岩から構成され、ごく一部で凝灰質砂岩及び火山礫凝灰岩を伴う。道地層は和田川層を整合に覆う。岩相から判断して、和田川層と道地層は比較的深い海で堆積したと推定される。小増沢層は道地層を整合に覆い、本図幅西半部地域に広く分布し第四系の基盤をなす。主に軽石火山礫凝灰岩及び凝灰質砂岩から構成され、一部で泥岩及び礫岩を伴う。軽石火山礫凝灰岩の大部分は水底火砕流堆積物に由来するものと考えられる。凝灰質砂岩はこれらの火砕流堆積物が再堆積したものである場合が多い。小増沢層中部の泥岩からは珪藻化石が産出し、その化石年代は6.8～6.4 Maを示す。堆積環境は浅海であり、本地域は後期中新世以降浅海化したものと考えられる。月日山火山岩類は本図幅南西部及び西部に分布する。主に水中堆積の溶岩及びハイアロクラスタイトからなり、その岩質は玄武岩-安山岩-デイサイトと幅広い。月日山火山岩類のK-Ar年代は5.5～5.1Maを示し(工藤ほか, 2004)、小増沢層の中-上部と指久保関係にある。中新統には褶曲構造が発達する。いずれも前期鮮新世までに形成された構造であると考えられる。

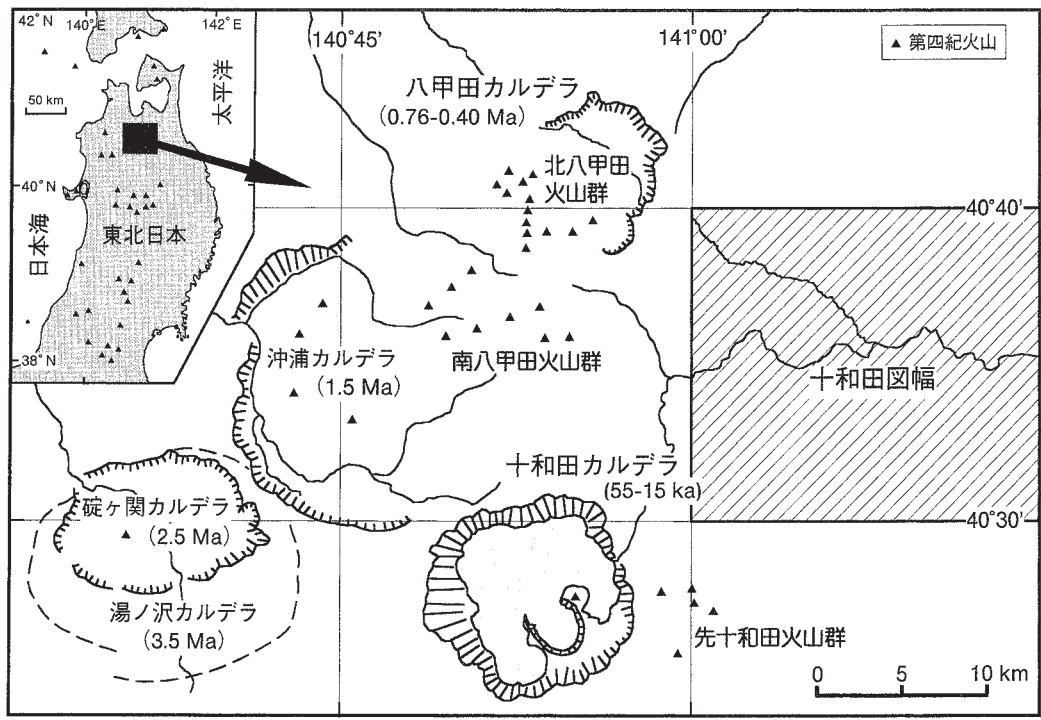
鮮新統は斗川層<sup>とがわ</sup>及び法量北溶岩<sup>ほうりょうきた</sup>からなる。斗川層と小増沢層の関係は一部で不整合、一部で整合関係にある。鮮新世以降では本図幅西半部は陸化し、鮮新世以降の海成層は本図幅東半部にのみ分布する。斗川層は本図幅中央部から南東部にかけて広く分布する。未固結の中-粗粒砂層を主体とし、細-中礫層及び泥層を伴う。また、一部で火砕流堆積物及び火山灰層を挟む。トラフ状斜交層理が発達する浅海堆積物であり、軟体動物化石が産出する。斗川層中の凝灰岩類より3.6～2.6 Maのフィッシュン・トラック年代が報告されている(大石ほか, 1995, 2001a)。法量北溶岩は本図幅北西部に分布し、複数の玄武岩-安山岩溶岩流から構成される。法量北溶岩のK-Ar年代は1.8 Maを示す(工藤ほか, 2004b)。本図幅中央部に南北に走る底田撓曲は鮮新世後期より活動を開始したと考えられる。

## 2.2 第四系

下部-中部更新統は、高森山層<sup>のへじ</sup>、野辺地層<sup>のへじ</sup>、八甲田カルデラ<sup>はっこうだ</sup>(第2.2図)起源の八甲田高峠火砕流堆積物<sup>たかとうげ</sup>、八甲田第1期火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物からなる。前期-中期更新世には、本図幅南東部地域は陸化し、海域は北東部のみになったと考えられる。高森山層は本図幅中央部に分布し、鮮新統の斗川層を不整合に覆う。高森山層は礫層を主体とし砂層を伴う。礫層は巨礫-大礫サイズの円礫-亜円礫からなることが多い。野辺地層は海成段丘の七百面の構成層であり、本図幅北東部に分布する。未固結の細粒-粗粒砂層を主体とする浅海堆積物であり、トラフ状斜交層理が発達することが多い。野辺地層の堆積時代は前期更新世～40万年前前後である。八甲田高峠火砕流堆積物は強溶結のデイサイト質の火砕流堆積物であり、本図幅西端部に分布する。本堆積物は逆帯磁を示すことから、噴出年代はMatuyama Chronの0.99～0.78 Maの間である可能性が高い。八甲田第1期火砕流堆積物は強溶結のデイサイト質の火砕流堆積物であり、一部で非溶結岩相を示す。本図幅西部の奥入瀬川流域及び中里川流域に分布する。八甲田第1期火砕流堆積物の年代としては、76万年前の層位年代が提案されている(鈴木ほか, 2001b)。八甲田第2期火砕流堆積物は、弱溶結-強溶結のデイサイト質の火砕流堆積物である。本図幅北西部に広く分布し、新第三系を覆う。八甲田第2期火砕流堆積物については、40万年前前後の放射年代値が得られている(村岡・高倉, 1988; 村岡, 1991; NEDO, 1993; 弘前市, 2001)。

更新統上部は、下位より漆畑段丘堆積物<sup>うるしはた</sup>、七戸段丘堆積物<sup>しちのへ</sup>、十和田奥瀬火砕流堆積物<sup>おおふどう</sup>、十和田大不動火砕流堆積物<sup>おおふどう</sup>、十和田八戸火砕流堆積物<sup>はちのへ</sup>及び十和田段丘堆積物からなる。漆畑段丘堆積物は奥入瀬川流域に局所的に分布する河成段丘堆積物であり、礫層及び砂層から構成される。七戸段丘堆積物は本図幅北東部及び中央部付近に分布する河成段丘堆積物であり、一部で湖成堆積物を含む。砂礫層及び泥層から構成されている。堆積時期は最終氷期内の約7万年前-約3万年前である可能性が高い。十和田奥瀬火砕流堆積物、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は、いずれも十和田火山(第2.2図)を給源とする。前者が安山岩質のスコリア流堆積物、後2者がデイサイト-流紋岩質の軽石流堆積物である。前者の分布は局所的であるが、後2者は本図幅全域にわたって広く分布する。これらの年代はそれぞれ、5万5千年前、3万年前及び1万5千年前である。これらの火砕流堆積物は地形的高所を避け、選択的に低所に堆積して谷を埋積している。十和田段丘堆積物は主に砂礫層からなり、奥入瀬川沿いに分布し扇状地地形を形成する。堆積年代は1万5千年前-1万2千年前の間であ





第2.2図 八甲田地熱地域における鮮新世以降のカルデラ群及び第四紀火山の分布図  
 村岡ほか（1991）を一部修正．図中の緯度経度は日本測地系のもの．

ると考えられる．

完新統は、<sup>しもきりだ</sup>下切田段丘堆積物、<sup>あけど</sup>明戸段丘堆積物、現河床堆積物及び崖錐堆積物からなる．いずれも礫及び砂を主体とする．前3者は現河川沿いに分布し、後者は奥入瀬川流域の谷壁斜面下部に認められる．

中期更新世-完新世に堆積した第四紀降下テフラ群は、古い順から古期テフラ群（40万年前以前）、天狗岱テフ

ラ群（約40～11万年前）、高館テフラ群（約11万年前-約5万5千年前）、十和田カルデラ形成期テフラ群（約5万5千年前-1万5千年前）、十和田後カルデラ期テフラ群（1万5千年前-現在）からなる．これらは本図幅地域に広く分布し、新第三系及び第四系を覆う．給源は十和田火山及び八甲田火山群（第2.2図）である．

### 第3章 新第三系

#### 3.1 研究史

十和田図幅地域における新第三系の調査研究は、油田調査を目的とした岩井・鈴木（1957）が始まりである。岩井・鈴木（1957）は、本図幅の北端部を含む上北郡北西部-南西部地域の地質層序を記載し、本地域の新第三系層序を初めて明らかにした。その後、斎藤（1965a, b）は、砂鉄鉱床の賦存状況調査を目的とした地質調査を行い、本図幅北西部から野辺地町に至る地域の地質層序と、南北方向に発達する撓曲構造の存在を示した。北村ほか（1972）は、従来の研究による成果を取りまとめるとともに、独自の調査結果を加えて上北郡南西部の新第三系層序をより詳細に示した。金属鉱業事業団（1976）は、本図幅西半部地域を含む八甲田地域の地質調査を行い、その成果を縮尺5万分の1の地質図として示した。村岡・高倉（1988）は、本地域西半部を含む広域の調査結果に基づき、縮尺10万分の1の八甲田地熱地域地質図を公表した。その後、岩井（1989）は土地分類基本調査「十和田」において本図幅地域の縮尺5万分の1の地質図を示した。鎌田ほか（1991）は、本図幅地域を含む広域の地質を20万分の1地質図幅「八戸」としてまとめた。

一方、本図幅の周辺地域の地質については以下の研究がある。本図幅北側の七戸地域については上記の研究に加えて、岩井（1986）による東北本州弧横断ルートの報告書及び岩井（1991）による土地分類基本調査「七戸」の5万分の1地質図がある。また近年、宝田・村岡（2004）により八甲田山図幅地域の5万分の1地質図幅が公表され、新第三系のより詳細な層序が明らかにされた。

本図幅南側及び南東側の田子地域及び三戸地域における新第三系については、1950～1960年代に、鎮西（1958）、Chinzei（1959, 1960, 1961, 1966）による精力的な調査・研究が行われた。これらの研究により、この地域の新第三系地質層序と軟体動物の生層序がほぼ確

立された。その後、この地域は特に化石層序の視点で注目され、佐俣（1976）、Maruyama（1984）、Oda *et al.*（1984）、小笠原ほか（1986）などによる研究が行われた。また、1990年代には、土地分類基本調査「三戸・一戸」（根本・鎌田, 1997）及び「田子・浄法寺」（鎌田・根本, 1998）により、これらの地域の5万分の1地質図が発行された。

本図幅東隣の八戸地域の新第三系については、酒井ほか（1965）による土地分類基本調査「八戸」の記載以降、1990年代に至るまでほとんど研究が行われていない。しかし近年、この地域に分布する鮮新統の斗川層からクジラ化石が報告され（大石・田鎖, 1995；大石ほか, 2001b）、この報告以降、斗川層についていくつかの研究が行われている。鎌田ほか（2000）は斗川層の堆積学的研究を行い、クジラ産出層の堆積機構と堆積環境について論じた。島口・小幡（2000）及び島口（2001）は、斗川層中の貝化石の報告と古環境の推定を行っている。また、大石ほか（1995, 2001a）は、斗川層中の凝灰岩類のフィッシュン・トラック年代を報告し、クジラ産出層の年代決定を行った。

#### 3.2 板留層 (Fd)

**地層名** 命名は今泉（1949）による。その後、村岡・長谷（1990）により再定義された。岩井・鈴木（1957）による坪川層、北村ほか（1972）による四沢凝灰岩類、金属鉱業事業団（1976）の四沢層の一部、岩井（1989, 1991）の四ツ沢層の一部に相当する（第3.1図）。

**模式地** 黒石図幅内の黒石市虹ノ湖西方の梨木沢沿い（村岡・長谷, 1990）。ただし、黒石地域にはデイサイト溶岩 (Fd) が分布しないため、この模式地として十和田市仙上沢上流域の第3-1地点（付図2）を挙げておく。

**分布及び層厚** 十和田市仙上沢上流域の第3-1地点（付図2）付近に小規模かつ局所的に分布する。局所的な露出のため全層厚は不明であるが、少なくとも第3-

十和田 本報告	上北郡北西部 岩井・鈴木 (1957)	上北郡南部地域 北村ほか (1972)	十和田 (表層地質図) 岩井 (1989)	七戸 (表層地質図) 岩井 (1991)	八甲田地域 金属鉱業事業団 (1976)	田子 (表層地質図) 鎌田・根本 (1998)	三戸郡地域 Chinzei (1966)	八甲田山 宝田・村岡 (2004)
斗川層	市ノ渡層	川口砂岩層	川口砂岩層	甲地層	川口砂岩層	斗川層	斗川層	
月日山安山岩類 小増沢層		小増沢層	市ノ渡層	市ノ渡層	市ノ渡層	久保層	久保層	
道地層	道地層	道地層	和田川層	和田川層	和田川層	舌崎層	舌崎層	温湯層
和田川層	和田川層	和田川層	四ツ沢層	四ツ沢層	四沢層	和田川層	留崎層	
板留層	坪川層	四沢凝灰岩類				四ツ沢層	？	末ノ松山層

第3.1図 十和田図幅地域付近における新第三系の層序対比



第3.2図 板留層デイサイト溶岩の産状  
露頭の高さは6 m程度。強い変質のため青緑色を呈し、角礫状になっている。十和田市仙上沢上流域の第3-1地点（付図2）。

1地点では厚さ6 m以上のデイサイト溶岩が露出する。  
**層序関係** 本層は第3-1地点付近で小増沢層に不整合に覆われる。

**岩相** 変質したデイサイト溶岩より構成される。第3-1地点では厚さ6 m程度のデイサイト溶岩が観察される（第3.2図）。デイサイト溶岩は強い変質のため青緑色を呈し、一部で角礫状の産状を示す。角礫化した部分の周囲は、更に粘土化して軟らかくなっており、一見すると緑色凝灰岩の様相を示す。周辺に分布する小増沢層及び月日山火山岩類と比較して、より強度の変質を受けている。

村岡・長谷（1990）によれば、黒石図幅地域の板留層は硬質頁岩、安山岩溶岩及び安山岩スコリア凝灰岩からなる下部層と、主に軽石火山礫凝灰岩よりなる梨木沢凝灰岩部層から構成される。宝田・村岡（2004）は八甲田山図幅地域において、軽石火山礫凝灰岩に密接に伴って産するデイサイト溶岩も「梨木沢凝灰岩部層」に含めた。本図幅地域で露出するデイサイト溶岩は、八甲田山図幅地域で露出する梨木沢凝灰岩部層中のデイサイト溶岩と岩相・岩質が非常に類似している。このことから、このデイサイト溶岩を板留層に含める。

**時代** 本層の放射年代及び化石年代は報告されていない。須崎・箕浦（1992）は、青森県地域の上部新生界の層序対比を検討し、板留層及びその相当層の堆積時代を中期中新世とした。本研究でもこれに従う。

**岩石記載** 変質デイサイト溶岩（GSJ R79574）  
産地：十和田市仙上沢上流域の第3-1地点（付図2）。  
産状：強変質したデイサイト溶岩の塊状部。  
組織：斑状。  
斑晶：石英，斜長石，鉄鉱。

石英は長径4 mm以下で半自形-他形を呈する。他形のもの融食形を示す。斜長石は長径5 mm以下で自形-半自形を呈する。斜長石の一部は方解石，緑泥石及び粘土鉱物に置き変わっている。鉄鉱は長径0.6 mm以下で自形-他形を呈する。マフィック鉱物はすべて方解石と緑泥石に置換されており、仮像としてのみ存在する。

石基：脱ガラス化及び変質によって、シリカ鉱物，斜長石，緑泥石及び鉄鉱の細粒結晶集合体となっている。

### 3.3 和田川層（Wd）

**地層名** 岩井・鈴木（1957）により命名・定義された。北村ほか（1972）の和田川層の定義もこれに従っている。その後、和田川層の命名・定義についてはやや混乱が見られる。金属鉱業事業団（1976）は、岩井・鈴木（1957）の和田川層の大部分と四沢凝灰岩類（北村ほか，1972）を一括して四沢層と命名し，上位の道地層（岩井・鈴木，1957）の相当層を「和田川層」と再定義した（第3.1図）。その後の岩井（1989，1991）による四ツ沢層及び和田川層の定義も金属鉱業事業団（1976）に従っている（第3.1図）。しかし，金属鉱業事業団（1976）による再定義・区分については，その具体的な根拠が示されていない。一方，本研究の調査では，元来の「和田川層」を定義した岩井・鈴木（1957）による報告と調和的な結果を得た。よって，ここでは岩井・鈴木（1957）及び北村ほか（1972）による元来の「和田川層」の定義を尊重し，これに従う。

**模式地** 七戸町和田川中流沿岸一帯（七戸図幅内）（北村ほか，1972）。

**分布及び層厚** 本図幅北端の七戸町道地川流域に分布し，北方の七戸図幅内へと連続する。本層は道地背斜の軸部に分布する。本層の下限は確認できていないが，層厚は少なくとも300 m以上であると考えられる。

**層序関係** 道地層との境界部前後で地層の走向・傾斜がほとんど変化しないことから，道地層にほぼ整合に覆われると判断される。

**岩相** 硬質の泥岩を主体とし，しばしば凝灰質砂岩と互層する（第3.3図）。まれに火山礫凝灰岩及び軽石火山礫凝灰岩を挟む。泥岩は暗褐色-黒色を呈し，ハンマーでたたくと貝殻状の断面をもって割れることが多い。剥離性が発達した，いわゆる「頁岩」の岩相を示すことが多い。本層を覆う道地層も泥岩を主体とするので，以下にその違いを述べる。道地層よりも和田川層の泥岩の方がより硬質であり，より暗色を呈する。また，道地層の泥岩は塊状無層理であることが多いが，和田川層の泥岩は層理面が比較的明瞭であり，凝灰質砂岩と互層することが多い（第3.3図）。泥岩は層厚数10 cm程度で凝灰質砂岩と互層することが多いが，層厚数m-数10



第 3.3 図 和田川層の泥岩と凝灰質中粒砂岩の互層

泥岩は暗褐灰色，砂岩は青灰色-淡褐灰色を呈する。各単層は 1～20 cm の層厚である。スケールの長さは 1 m。七戸町道地川流域の第 3-2 地点（付図 1）。

m にわたって泥岩相が連続することもある。凝灰質砂岩は層厚数 cm-数 m 単位で泥岩中に挟在する。中粒砂サイズのものも多く，青灰色-淡褐灰色を呈する。平行層理が発達することが多い。火山礫-軽石火山礫凝灰岩は泥岩・砂岩互層中にまれに挟在される。層厚は数 10 cm-数 m で，青灰色-淡青灰色を呈する。弱い成層構造が見られることが多い。

**化石** 本層からは有孔虫化石及び軟体動物化石が産する。第 3.1 表に，北村ほか（1972）によって報告された産出化石を示す。

**時代** 本層の放射年代及び化石年代は報告されていない。須崎・箕浦（1992）は，青森県地域の上部新生界の層序対比を検討し，和田川層の堆積時代を中期中新世とした。本研究でもこれに従う。

**岩石記載** デイサイト軽石火山礫凝灰岩（GSJ R79575）

産地：七戸町道地川流域の第 3-3 地点（付図 1）。

**産状**：弱く成層した厚さ 3 m 以上のデイサイト軽石火山礫凝灰岩である。淡青灰色を呈する。非溶結で軟質である。長径 4 mm 以下の軽石及び少量の岩片から構成される。岩片の種類は変質した火山岩を主体とする。

**結晶**：斜長石，石英，鉄鉱，普通角閃石。

斜長石は長径 3 mm 以下で自形-他形を呈する。石英は長径 1 mm 以下で自形-他形を呈する。鉄鉱は長径 0.4 mm 以下で自形-他形を呈し，量は少ない。普通角閃石はまれに含まれ，長径 1 mm 以下で自形-半自形を呈する。

**軽石の組織**：軽石は無斑晶質であり，スポンジ状，繊維状

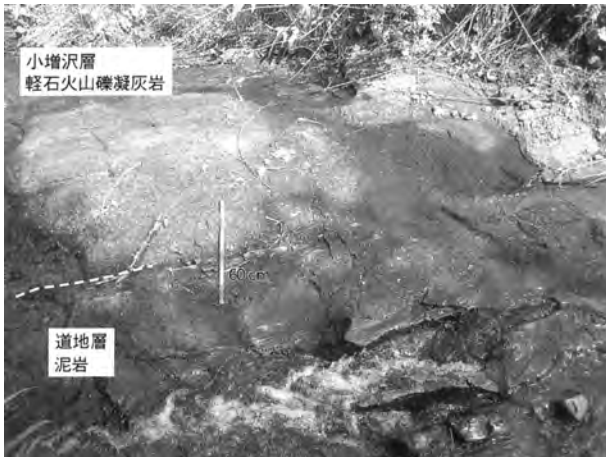
第 3.1 表 和田川層産出化石（北村ほか，1972 による）

化石種類	種名	産出地点
有孔虫化石	<i>Ammonia tanosawaensis</i> (Iwasa and Kikuchi)	不明
	<i>Bulimina</i> sp.	
	<i>Buliminella</i> sp.	
	<i>Cassidulina laevigata carinata</i> Cushman	
	<i>Cassidulina marfaretta</i> Karr	
	<i>Cibicides malloryi</i> Matsunaga	
	<i>Cibicides nipponica</i> (Asano)	
	<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (Cushman)	
	<i>Epislominella takayanagii</i> Iwasa	
	<i>Fissurina marginata</i> (Montagu)	
	<i>Florilus</i> sp.	
	<i>Globocassidulina subglobosa depressa</i> (Asano and Nakamura)	
	<i>Globorotalia</i> sp.	
	<i>Guttulina</i> sp.	
	<i>Gyrogonoides soldanii</i> (d'Orbigny)	
	<i>Martinoliella communis</i> (d'Orbigny)	
	<i>Melonis barleeanus</i> (Williamson)	
	<i>Melonis pompilioides</i> (d'Orbigny)	
	<i>Oolina costata</i> (Williamson)	
	<i>Pullenia pompilioides</i> (Fichtel and Moll)	
<i>Stilostomella lepidula</i> (Schwager)		
<i>Trifarina kokozuraensis</i> Asano		
<i>Uvigerina proboscidea</i> Schwager		
軟体動物化石	<i>Lucinoma acutilineata</i> (Conrad)	不明
	<i>Limatula kurodai</i> Otuka	
	<i>Delectopecten peckhami</i> Gabb	

の発泡形態を持つものが混在する。石基ガラスの一部は保存されているが，大部分は軽度の脱ガラス化作用により，粘土鉱物などに変化している。

3.4 道地層 (Dc)

**地層名** 岩井・鈴木（1957）により命名・定義された。北村ほか（1972）の道地層の定義もこれに従っている。その後，本層は金属鉱業事業団（1976）により「和田川層」と呼ばれ，岩井（1989，1991）はこれに従っている



第3.4図 小増沢層と道地層の境界部

道地層の淡青灰色-淡褐灰色泥岩を、小増沢層の青緑色を呈する軽石火山礫凝灰岩が整合に覆う。十和田市<sup>とろはた</sup>の第3-4地点（付図4）。

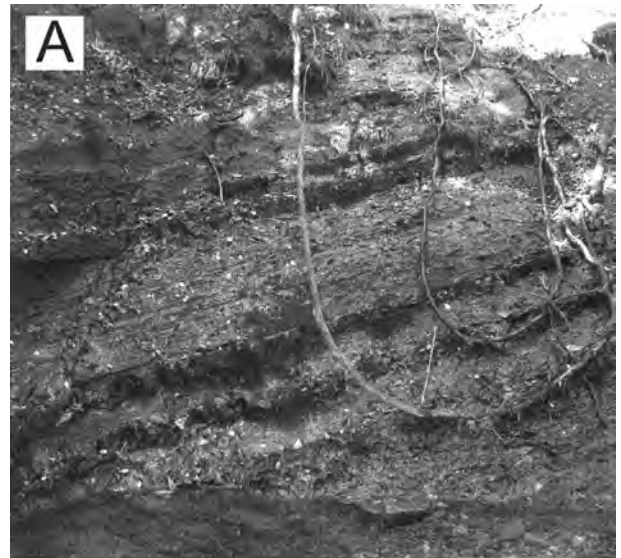
（第3.1図）。しかし、本研究の調査では、元来の「道地層」を定義した岩井・鈴木（1957）による報告と調和的な結果を得た。よって、ここでは元来の定義を尊重して「道地層」の名称を用いる。本層相当層は西隣の八甲田山<sup>やまがら</sup>図幅（宝田・村岡，2004）では温湯層として示されている（第3.1図）。

**模式地** 七戸町道地の南西500m付近。

**分布及び層厚** 本層は本図幅北端の道地川付近及び南部の指久保<sup>さしくぼ</sup>付近に分布する。前者は道地背斜の軸部に分布する和田川層を取り巻くように分布し、後者は指久保背斜<sup>ひやくこ</sup>の軸部に分布する。また、本層は本図幅西端の冷水沢上流域に分布し、八甲田山<sup>やまがら</sup>図幅内へと連続する。本層の層厚は最大で約300mである。

**層序関係** 十和田市<sup>とろはた</sup>の第3-4地点（付図4）で小増沢層に整合に覆われる（第3.4図）。この他に、冷水沢上流域<sup>ひやくこ</sup>の第3-5地点（付図1）及び七戸町道地の第3-6地点（付図1）で本層が小増沢層に整合に覆われることを確認できる。また、和田川層との境界部前後で地層の走向・傾斜がほとんど変化しないことから、本層は和田川層をほぼ整合に覆うと判断される。

**岩相** 塊状で暗褐灰色-淡褐灰色を呈する泥岩を主体とする（第3.5図B）。一部で細粒-極粗粒砂岩及び粗粒凝灰岩-火山礫凝灰岩を挟む（第3.5図A）。本層の泥岩は、和田川層の泥岩に較べてやや軟質である。層理面が不明瞭であることが多く、多くの場合に塊状無層理の岩相を示し（第3.5図B）、厚さ数m-数10mで均質な岩相で連続する。露頭表面にはブロック状の割れ目が発達している。泥岩と互層をなして産出することが多い（第3.5図A）。砂岩層の単層の厚さは1m以下である。砂岩は青灰色を呈し、成層構造が発達していることが多い。粗粒-火山礫凝灰岩は、数10cm-数mの層厚で、



第3.5図 道地層の産状

- A. 泥岩、中粒-粗粒砂岩及び火山礫凝灰岩の互層。泥岩は暗褐灰色を呈し、和田川層の泥岩に較べてやや軟質である。砂岩及び火山礫凝灰岩は青灰色を呈し、成層構造が見られる。スケールの長さは1m。七戸町道地川上流域の第3-7地点（付図1）。
- B. 塊状の暗褐灰色泥岩。道地層の最も典型的な岩相。スケールの長さは1m。七戸町道地川上流域の第3-8地点（付図1）。

泥岩及び砂岩と互層する場合と、泥岩中に挟在される場合がある。これらは淡青灰色、青灰色あるいは灰色を呈し、平行層理が発達していることが多い。

**化石** 本層からは有孔虫化石及び軟体動物化石が産する。第3.2表に北村ほか（1972）及び岩井（1986）によって報告された産出化石を示す。

**時代** 本層の放射年代及び化石年代は報告されていない。須崎・箕浦（1992）及び箕浦ほか（1998）は青森県地域の上部新生界の層序対比を検討し、道地層の堆積時代をそれぞれ後期中新世、中期中新世とした。本研究では道地層の堆積年代を中期-後期中新世としておく。

第3.2表 道地層産出化石

化石種類	文献	種名	産出地点
有孔虫化石	北村ほか (1972)	<i>Bulimina aculeata</i> d'Orbigny <i>Bulimina cf. inflata</i> Seguenza <i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny) <i>Oolina costata</i> (Williamson) <i>Sphaeroidina</i> sp. <i>Trifarina hughevi</i> (Galloway and Wissler) <i>Uvigerina akitaensis</i> Asano <i>Cyclammina japonica</i> Asano	不明
	岩井 (1986)	<i>Amphicoryna</i> sp. <i>Bulimina cf. inflata</i> Seguenza <i>Florilus</i> sp. <i>Fursenkoina complanata</i> (Egger) <i>Globobulimina cf. Perversa</i> (Cushman) <i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady) <i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel and Moll) <i>Trifarina kokozuraensis</i> (Asano) <i>Vaivulineria cf. Sadonica</i> Asano <i>Cyclammina japonica</i> Asano <i>Cyclammina</i> sp. <i>Haplophragmoides</i> sp. <i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)	七戸町和田川 (七戸町轄内)
軟体動物化石	北村ほか (1972)	<i>Corchoele</i> sp. <i>Cocculina</i> sp. <i>Delectopecten peckhami</i> Gabb <i>Limatula kurodai</i> Oyama <i>Lucinoma acutilineata</i> (Conrad)	不明

### 3.5 小増沢層 (Km)

**地層名** 北村ほか (1972) による小増沢層を再定義。北村ほか (1972) は、従来市ノ渡層 (岩井・鈴木, 1957) として一括されていたもののうち、本図幅北西地域に分布するものを区分して小増沢層と命名した (第3.1図)。しかし、本層の分布は本図幅北西地域だけに限られるものではなく、本図幅南東部及び南部地域にも分布することが判明したので、本研究で再定義する。本研究で再定義した小増沢層は、北村ほか (1972) による川口砂岩の一部、金属鉱業事業団 (1976) による市ノ渡層及び川口砂岩層の一部、岩井 (1989) による市ノ渡層の一部を含む (第3.1図)。

**模式地** 十和田市小増沢沿岸一帯 (北村ほか, 1972)。この他に、十和田湖町生内川流域において模式的な産状を観察することができる。

**分布及び層厚** 本図幅西半部地域に広く分布し、第四系の基盤をなす。北部では道地背斜の軸部に分布する和田川層及び道地層を、南部では指久保背斜の軸部に分布する道地層を取り巻いて分布する。層厚は最大で約300mである。

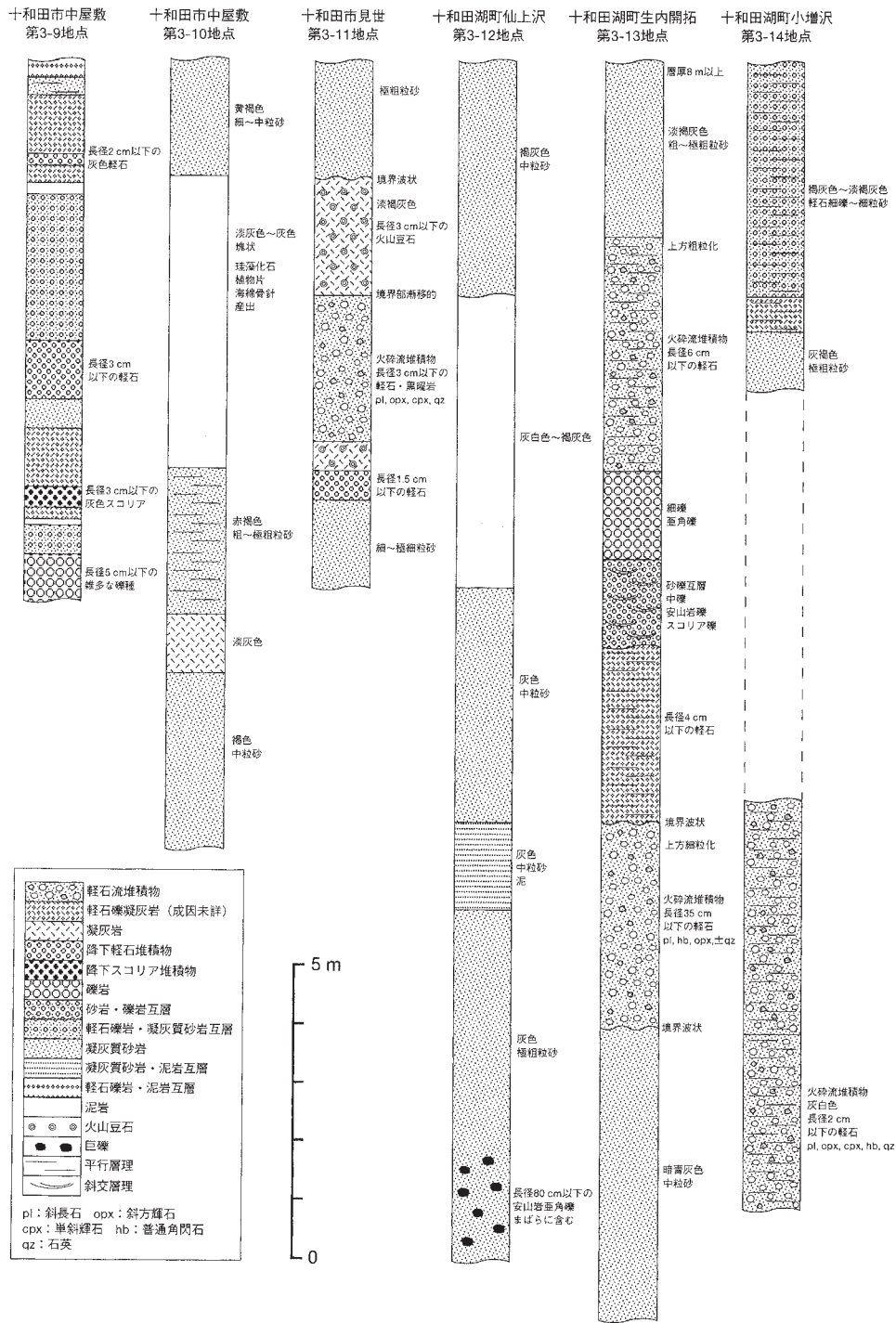
**層序関係** 本層の中部-上部層準と月日山火山岩類は指交関係にある。冷水沢流域では、月日山火山岩類のハイアロクラスタイトが本層に挟在される様子が観察される。冷水沢上流域の第3-5地点、七戸町道地の第3-6地点 (付図1) 及び十和田市筑畑の第3-4地点 (付図4, 第3.4図) では、本層が道地層を整合に覆うことが確認できる。上位の斗川層との直接の層序関係は露頭では確認できなかった。十和田湖町芦名沢-森原付近の本層は生内背斜の東翼を構成し、東方に20~55°で急傾斜する。一方、この地域で地形的高所に認められる斗川層は西方に7°で緩傾斜することから、この付近では本層と

斗川層は不整合の関係にあると考えられる。同様に地層の走向・傾斜から考えると、上記の地域以外では本層と斗川層の関係は整合的である。

**岩相** 軽石火山礫凝灰岩及び凝灰質砂岩を主体とし、泥岩及び礫岩を伴う (第3.6図, 第3.7図及び第3.8図)。また、妙端沢最上流域では溶結凝灰岩を産する (第3.9図)。なお、土筆森-高峠周辺においては、凝灰質砂岩と軽石火山礫凝灰岩に加え、泥岩も本層の主要構成層となる。

軽石火山礫凝灰岩の大部分は水底堆積した火砕流堆積物に由来する (第3.7図A及び第3.8図)。また、降下火砕堆積物もまれに認められる (第3.6図)。火砕流堆積物の多くは塊状である (第3.7図A及び第3.8図) が、平行層理が見られるものもある。主な構成物質は、長径数cm-数10cmの軽石及び基質の火山灰である。軽石のサイズは最大で長径40cmに達する場合がある。石質岩片は非常に少ない。基質は主に軽石片と結晶片からなる粗粒火山灰で構成され、細粒火山灰を欠くことが多い。火砕流堆積物は基質支持であることが多いが、成層構造をなす場合は基質支持の部分と礫支持の部分が互層することがある。火砕流堆積物の基質の呈する色は、灰白色、淡褐灰色、あるいは褐灰色である。緑色変質を受けているものもあるが、多くは新鮮である。1枚の火砕流堆積物の厚さは数m-20mである。しばしば長径40cm以下の淡褐灰色の泥岩の偽礫を含む。また、火砕流堆積物中には極細粒砂-シルトの脈が認められることがある。本質物質の大部分は斑晶質の白色軽石であり、しばしば灰色軽石、白灰縞状軽石及び黒曜岩岩片を伴う。斑晶鉱物組み合わせは斜長石+石英+斜方輝石+単斜輝石+鉄鈦であるものが主体で、これに普通角閃石が加わるものや、単斜輝石を欠くものも認められる (第3.3表)。岩質はデイサイトから流紋岩である (第3.3表及び第3.4表)。

十和田市見世の第3-11地点 (付図4) では、層厚2.5mの火砕流堆積物の塊状部の上位側が漸移的な境界部を経て、層厚2mの淡褐灰色細粒火山灰層へと移化する (第3.6図)。この細粒火山灰層中には長径3cm以下の火山豆石が濃集している。火砕流塊状部に急冷マグマの証拠である黒曜岩岩片が含まれること、一連の堆積物に火山豆石が含まれることから、噴火様式としてはマグマ水蒸気噴火が考えられる。火山豆石の形成には、火山灰が空中を浮遊することが必要である。したがって、噴火・堆積プロセスは以下のように考えられる。火口は海底に存在し、マグマ水蒸気噴火が起こった。噴煙柱は海上の大気中へと達し、大気中に火山灰を飛散させた。火砕流は海底に堆積して塊状部分を形成した。その後、水中に浮遊する細粒火山灰が静かに堆積するとともに、大気中で凝固して形成された火山豆石が降下し、同時に堆積したと考えられる。

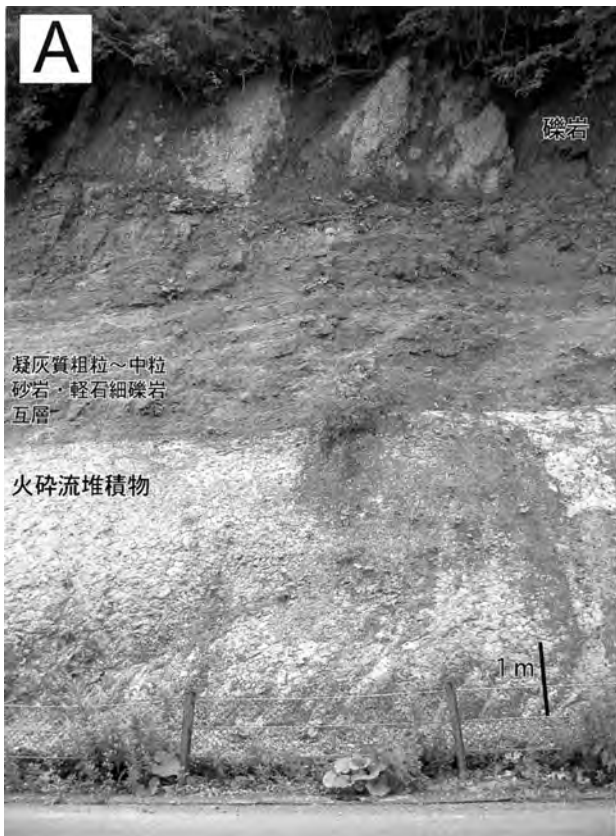


第3.6図 小増沢層の柱状図  
柱状図の位置は付図を参照.

凝灰質砂岩は軽石細礫-中礫岩としばしば互層をなす(第3.7図)。平行層理を示すことが多いが、まれに平板斜交層理やトラフ状斜交層理を示すこともある。凝灰質砂岩層の呈する色は褐色、淡褐色あるいは灰色である。これらの大半は凝灰質砂と軽石礫を主体とすることから、火砕流堆積物が再堆積したものであると考えられる。また、凝灰質砂岩層は塊状岩相を示すこともあり、

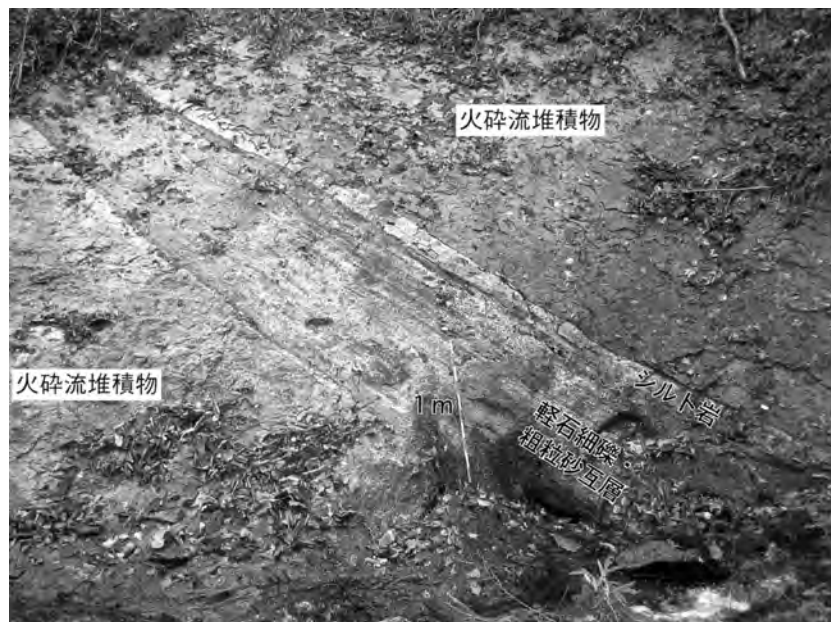
しばしば層厚数 m 以上で産出する(第3.6図)。塊状砂岩の呈する色は、黄褐色、褐色、褐色、暗青灰色あるいは灰色と多様である。

泥岩は、層厚数 cm～数 m で凝灰質砂岩及び軽石火山礫凝灰岩層中に挟在されて産する(第3.6図)。泥岩層は塊状であることが多く、灰白色、灰色あるいは淡褐色を呈する。凝灰質であることが多く、火山ガラスの破



第3.7図 小増沢層の産状 (その1)

- A. 十和田市妙端沢上流域の露頭 (第3-15地点, 付図2). 白色軽石及び灰色軽石を含む火砕流堆積物を凝灰質粗-中粒砂岩・軽石細礫岩の互層が整合的に覆い, その上位を安山岩垂角礫を主体とする大礫岩が不整合に覆う.
- B. 七戸町大林川最上流域の露頭 (第3-16地点, 付図1). 平行層理の発達する軽石細礫岩・凝灰質粗粒砂岩の互層を凝灰質極細粒砂岩が覆う. これらの上位を覆うのは崖錐堆積物と表土である.



第3.8図 小増沢層の産状 (その2)

十和田市, 妙端沢上流域の露頭 (第3-17地点, 付図2). 塊状の2枚の火砕流堆積物の間に, 軽石細礫岩・粗粒砂岩互層及びシルト岩が挟まれている. 火砕流堆積物はいずれも水底堆積の軽石流堆積物であり, 岩質は石英斜方輝石普通輝石デイサイトである. 上位側のは厚さ5m以上, 下位側のは厚さ10m以上に達する.



第3.3表 小増沢層中凝灰岩の岩石記載表

試料番号	採取地域	地点番号	産状	斑晶鉱物組み合わせ						岩石名	備考
				Pl	Opx	Cpx	Hb	Qz	Opq		
GSJ R79576	月日山	3-18	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	●	●	●	デイサイト	
GSJ R79577	月日山	3-23	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79578	切田川	3-24	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79579	切田川	3-25	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79580	生内川	3-13	軽石火山礫凝灰岩	●	●	-	-	tr	●	デイサイト	
GSJ R79581	見世	3-11	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	黒曜岩を含む
GSJ R79582	中屋敷	3-26	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79583	釜前平	3-27	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	黒曜岩を含む
GSJ R79584	妙端沢	3-15	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79585	妙端沢	3-15	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79586	妙端沢	3-28	軽石火山礫凝灰岩	●	tr	-	●	●	●	デイサイト	
GSJ R79587	妙端沢	3-19	強溶結凝灰岩	●	●	-	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79588	妙端沢	3-29	軽石火山礫凝灰岩	●	●	-	●	●	●	デイサイト	
GSJ R79589	妙端沢	3-30	軽石火山礫凝灰岩	●	●	-	tr	●	●	デイサイト	
GSJ R79590	妙端沢	3-17	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79591	馬ノ神	3-31	軽石火山礫凝灰岩	●	●	-	-	●	●	流紋岩	
GSJ R79592	馬ノ神	3-22	軽石火山礫凝灰岩	●	●	-	-	●	●	流紋岩	
GSJ R79593	馬ノ神	3-32	軽石火山礫凝灰岩	●	●	-	-	●	●	流紋岩	
GSJ R79594	片淵川	3-33	軽石火山礫凝灰岩	●	●	tr	-	●	●	流紋岩	黒曜岩を含む
GSJ R79595	片淵川	3-34	軽石火山礫凝灰岩	●	●	tr	-	●	●	流紋岩	
GSJ R79596	片淵川	3-35	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	黒曜岩を含む
GSJ R79597	梅	3-21	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	流紋岩	黒曜岩を含む
GSJ R79598	中川原	3-36	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79599	小増沢	3-14	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79600	小増沢	3-37	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79601	小増沢	3-38	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79602	中里	3-39	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	
GSJ R79603	中里	3-40	軽石火山礫凝灰岩	●	●	●	-	●	●	デイサイト	

斑晶鉱物: Pl, 斜長石; Opx, 斜方輝石; Cpx, 単斜輝石; Opq, 不透明鉱物; Hb, 普通角閃石; Qz, 石英 ;?, 変質のため不明  
 ●: あり, tr: まれに含む, -: なし, サンプル採取地点は付図参照.

第3.4表 小増沢層軽石火山礫凝灰岩の全岩化学組成

試料番号	GSJ R79592	GSJ R79577	GSJ R79580	GSJ R79576
地質ユニット	小増沢層	小増沢層	小増沢層	小増沢層
採取地点	馬ノ神林道	月日山北方	生内川	梅
採取地点番号	3-22	3-23	3-13	3-21
産状	火砕流堆積物 軽石	火砕流堆積物 軽石	火砕流堆積物 軽石	火砕流堆積物 黒曜石
wt. %				
SiO <sub>2</sub>	71.74	67.58	66.10	73.10
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.50	0.37	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.95	15.59	16.31	13.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.99	5.19	4.84	3.71
MnO	0.09	0.12	0.13	0.09
MgO	0.98	1.61	1.89	0.74
CaO	3.49	5.71	5.74	3.53
Na <sub>2</sub> O	2.78	2.52	2.47	3.82
K <sub>2</sub> O	1.47	1.07	1.07	1.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.07	0.09	0.08
Total	99.05	99.95	99.00	100.67
LOI	4.91	4.92	4.43	3.71

\* 全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として表す. LOI: 灼熱減量. 岩石記載は第3.3表を参照.  
 採取地点は付図を参照.

片から大部分が構成されるものも認められる. 一般的に化石に乏しいが, 十和田市中屋敷の第3-10地点(付図4)で露出する層厚5mの塊状灰色泥岩層(第3.6図)の中には, 珪藻化石, 海綿骨針及び植物片が確認される.

土筆森-高峠周辺に分布する本層は, 泥岩も主要構成層となる. この地域で産する泥岩層は塊状で灰色-暗褐色を呈し, やや軟質である. 一部は道地層の泥岩と岩相が類似する. 数10cmから5m以下の層厚で, 凝灰質砂岩及び軽石火山礫凝灰岩と互層して産出する.

礫岩は, 細-中礫サイズの軽石礫岩層として産する場

合が多く, 凝灰質砂岩としばしば互層をなす. 礫の円磨度は亜角-亜円である. 月日山火山岩類の分布域周辺では, 安山岩礫からなる礫岩層が見られることがある. 十和田市妙端沢上流の第3-5地点(付図2)では, 凝灰質砂岩・細礫岩互層を不整合に覆う層厚5mの大礫岩層が観察される(第3.7図A). この他にも, 大礫-巨礫サイズの安山岩亜角礫が凝灰質砂岩層中にまばらに点在する岩相がいくつかの場所で産出する(第3.6図). これらの安山岩礫は岩質から考えて月日山火山岩類起源であると判断される. これらは月日山火山岩類の火山体形成時に周囲に供給された碎屑物に由来すると考えられる.

妙端沢最上流域では溶結した火砕流堆積物が観察される(第3.9図). この火砕流堆積物は, 金属鉱業事業団(1976)及び岩井(1989)では「田代平溶結凝灰岩」, 村岡・高倉(1988)では「八甲田第2期火砕流堆積物」と一括されている. しかし, 月日山火山岩類の溶岩がこの溶結凝灰岩を覆うことが第3-20地点(付図2)で確認されるので, この火砕流堆積物は少なくとも5Ma以前の堆積物であると判断できる. また, この火砕流堆積物は小増沢層の堆積岩層を整合的に覆う(第3.9図). 以上の事実から, 本火砕流堆積物は小増沢層の構成層であると判断される. 本火砕流堆積物は弱溶結-強溶結と場所により変化し, 灰色あるいは褐色を呈する. 弱溶結部では長径3~4cm以下の軽石が点在する. 強溶結部では, 水平方向に延びた幅3mm以下の暗色の溶結レン

ズがやや不明瞭ではあるが認められる。斑晶鉱物として斜長石、石英、普通角閃石、斜方輝石及び鉄鉱を含む。第3-19地点では、下部から上部へと弱溶結から強溶結に変化している（第3.9図）。層厚は8 m以上である。この火砕流堆積物は局所的にしか認められず、分布の詳細は明らかではない。

**火砕流堆積物の対比と給源** 本層中には多数の火砕流堆積物が存在する。その岩相、記載岩石学的特徴（第3.3表）及び全岩化学組成（第3.4表）には、多様性が認められる。したがって、複数の火砕流堆積物が存在することは明らかである。これらの火砕流堆積物の詳細な区分・層序については、今回の調査では明らかにすることができなかった。本図幅地域の周辺における、小増沢

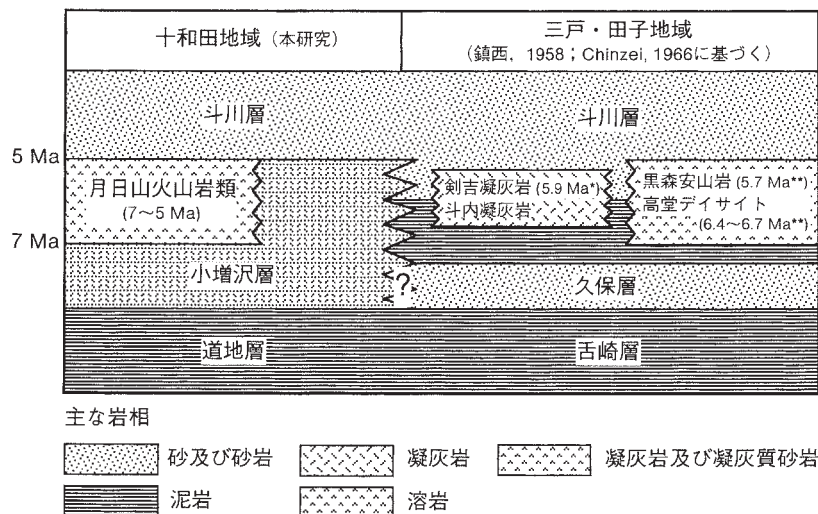


第3.9図 小増沢層の溶結した火砕流堆積物の産状  
シルト岩・砂岩互層の上に、層厚8 m以上の溶結した火砕流堆積物がのる。火砕流堆積物の下部は弱溶結で、上部は強溶結となる。十和田市妙端沢上流、滝つぼ沢の滝（第3-19地点、付図2）。

層と同時期の火砕流堆積物については、あまり研究が進んでいない。現時点で知られているのは、三戸・田子地域において斗川層下部に挟在される<sup>ひんよし</sup>剣吉凝灰岩及び<sup>とない</sup>斗内凝灰岩（鎮西, 1958）である（第3.10図）。大石ほか（2001a）は、剣吉凝灰岩部層について $5.9 \pm 0.4$  Maのフィッション・トラック年代を報告している。この年代は小増沢層の堆積年代とほぼ一致する。剣吉凝灰岩は白色軽石、灰色軽石及び黒曜岩岩片を含み、斑晶鉱物組み合わせは斜長石+石英+斜方輝石+普通輝石+鉄鉱であり、上部で火山豆石濃集帯が見られる。一方、斗内凝灰岩は白色軽石、灰色軽石、黒曜岩岩片及び火山豆石を含み、斑晶鉱物組み合わせは斜長石+石英+斜方輝石+普通輝石+鉄鉱±普通角閃石である。これらの特徴は小増沢層の火砕流堆積物と共通する。したがって、小増沢層中のいずれかの火砕流堆積物が剣吉凝灰岩あるいは斗内凝灰岩に対比される可能性がある。

小増沢層中の火砕流堆積物の給源については不明な点が多いが、岩質が月日山火山岩類のデイサイトと一致するので、月日山火山岩類の給源と同一の可能性も考えられる。これらの詳細な検討は今後の課題である。

**化石** 十和田市中屋敷付近の2地点（第3-41地点及び第3-42地点）で露出する泥岩層から採取した2試料より、珪藻化石が産出した（第3.5表）。いずれの試料も、*Rouxia californica* を含み、*Thalassionema schraderi* 及び *Neodenticula kamtschatica* を含まないことから、*Yanagisawa and Akiba* (1998) の *Rouxia californica* 帯 (NPD 7A) に属する。また、*Nitzschia pliocena* を産出しないことから、この2試料は *N. pliocena* の終産出層準 (D 73, 6.8 Ma) と *R. californica* の終多産出層準 (D 75, 6.4 Ma) の間に位置づけられる。したがって、この2試料の年代は約6.8～6.4 Maであると判断される。



第3.10図 十和田図幅地域と三戸・田子図幅地域の新第三系の層序対比  
年代値：\* 大石ほか（2001），\*\* 八島ほか（2001）

第 3.5 表 小増沢層産出珪藻化石

珪藻化石帯 (Yanagisawa & Akiba, 1998)	7A	7A
サンプル番号	928	927A
採取地点	3-41	3-42
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	12	-
<i>A. splendens</i> (Shadbolt) Ralfs	1	-
<i>Aulacoseira</i> spp.	-	1
<i>Amphora</i> sp.	1	-
<i>Cavitatus jouseanus</i> (Sheshukova) Williams	1	+
<i>Cocconeis californica</i> Grunow	-	+
<i>C. costata</i> Gregory	1	3
<i>C. vitrea</i> Brun	3	-
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	10	14
<i>C. radiatus</i> Ehrenberg	2	-
<i>C.</i> spp.	+	-
<i>Clavicula polymorpha</i> Grunow et Pantocsek	+	-
<i>Denticulopsis hyalina</i> (Schrader) Simonsen	-	+
<i>D. simonsenii</i> Yanagisawa et Akiba	1	-
<i>Eucampia</i> sp. A (= <i>Hemiaulus polymorphus</i> Grunow)	1	-
<i>Grammatophora</i> spp.	4	+
<i>Hyalodiscus obsoletus</i> Sheshukova	1	1
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba	-	+
<i>Melosira sol</i> (Ehrenberg) Küzing	1	-
<i>Nitzschia grunowii</i> Hasle	-	1
<i>N. rolandii</i> Schrader emend. Koizumi	-	8
<i>Odontella aurita</i> (Lyngbye) Agardh	-	1
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	15	+
<i>Plagiogramma staurophorum</i> (Gregory) Heiberg	+	-
<i>Proboscia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle	3	8
<i>Pseudopyxilla americana</i> (Ehrenberg) Forti	1	-
<i>Rhabdonema japonicum</i> Tempère et Brun	1	-
<i>Rouxia californica</i> Peragallo	1	2
<i>Thalassionema hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader	1	-
<i>T. nitzschoides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	15	54
<i>Thalassiosira marujamica</i> Sheshukova	-	1
<i>T. nidulus</i> (Tempère et Brun) Jousé	-	+
<i>T. temperei</i> (Brun) Akiba et Yanagisawa	16	3
<i>T.</i> spp.	2	3
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	6	-
全計数蓋殺数	100	100

+ : 存在, - : 非産出

(分析: 柳沢幸夫)

サンプル採取地点は付図を参照

また、北村ほか (1972) は、本層より、*Alnus* cf. *hirsuta* Turcz., *Acer* cf. *subpictum* Saporta, *Acer Iwaii* Suzuki, *Fagus paleocrenata* Okutsu, *F. protojaponicus* Suzuki などの植物化石を報告している。

**時代** 本層の中部より産出した珪藻化石は約 6.8 ~ 6.4 Ma の年代を示す。また、本層中部-上部と指交関係にある月日山火山岩類上部の年代は 5.5 ~ 5.1 Ma である (工藤ほか, 2004b)。本層の下限の年代は不明であるが、本層中部の珪藻化石年代が 6.8 ~ 6.4 Ma, 上部層の年代が 5.5 ~ 5.1 Ma であることから、本層の堆積年代はおおよそ 8 ~ 5 Ma であると考えられる。

**岩石記載** 石英単斜輝石斜方輝石流紋岩 (GSJ R79597)

産地: 十和田市梅の第 3-21 地点 (付図 1)。

産状: 厚さ 6 m 以上の軽石流堆積物に含まれる黒曜岩岩片。軽石及び黒曜岩の最大粒径は 15 cm。

組織: 斑状。

斑晶: 斜長石, 石英, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱。

斜長石は長径 3.8 mm 以下で半自形-他形を示す。結晶の角が軽い融食を受けて丸みを帯びている。石英は長径 3 mm 以下で他形を示す。丸みを帯びた融食形を示し、しばしばメルトインクルージョンを含む。斜方輝石は長径 2.5 mm 以下で自形-半自形を示す。単斜輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を示す。鉄鉱は長径 0.5 mm 以下で自形-半自形を示す。

石基: 新鮮な透明ガラスからなる。

**岩石記載** 石英斜方輝石流紋岩軽石 (GSJ R79592)

産地: 十和田湖町, 馬ノ神山頂より南方 1 km 地点 (第 3-22 地点, 付図 2)。

産状: 厚さ 5 m 以上の軽石流堆積物に含まれる白色軽石。軽石の最大粒径は 15 cm。

組織: 斑状。

斑晶: 斜長石, 石英, 斜方輝石, 鉄鉱

斜長石は長径 2 mm 以下で自形-他形を示す。破碎形を示すものが多い。石英は長径 2.5 mm 以下で自形-他形を示す。丸みを帯びた融食形を示すもの含まれる。斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-他形を示す。鉄鉱は長径 0.3 mm 以下で自形-半自形を示す。

石基: 発泡組織を示す透明ガラスからなる。新鮮なガラス部分が比較的良く保存されているが、気泡壁から変質が進んで粘土鉱物に変化している。

**岩石記載** 石英斜方輝石普通角閃石デイサイト溶結凝灰岩 (GSJ R79587)

産地: 十和田市, 妙端沢上流域の第 3-19 地点 (付図 2)。

産状: 厚さ 8 m 以上の溶結凝灰岩。火山灰流堆積物の岩相を示す。

組織: 斑状。結晶が多い。変質火山岩の岩片を含む。

斑晶: 石英, 斜長石, 普通角閃石, 鉄鉱, 斜方輝石。

石英は長径 2.5 mm 以下で半自形-他形を示す。角の取れた丸まった形を示すものが多い。斜長石は長径 2 mm 以下で自形-他形を示す。石英と斜長石が圧力的に多い。普通角閃石は長径 1.2 mm 以下で自形-他形を示す。斜方輝石は長径 0.8 mm 以下で自形-他形を示す。鉄鉱は長径 0.7 mm 以下で自形-他形を示す。他形を示すものは直線的な破断面に囲まれたものが多い。

石基: ユータキシティック組織を示し、そのほとんどを淡褐色のガラス及び脱ガラス化した部分が占める。レンズ状に引き伸ばされた長径 5 mm 以下の軽石がしばしば認められる。

### 3.6 月日山火山岩類 (Tsl, Tsd)

**地層名** 新称。金属鉱業事業団 (1976) は、本岩類の一部を和田川層安山岩及び石英安山岩貫入岩類として示

した。村岡・高倉（1988）も同様に、和田川層の安山岩溶岩及び中新世のデイサイト岩脈として示した。一方、鎌田ほか（1991）による20万分の1地質図幅「八戸」では、本岩類の一部が斗川層中の安山岩溶岩及び火砕岩として示された。また、土筆森付近に分布する本岩類は、金属鉱業事業団（1976）では「安山岩類（八甲田外輪山・南八甲田火山噴出物）」、村岡・高倉（1988）では「南八甲田第1期溶岩」として一括され、第四系とされていた。これらの研究では、本岩類の分布は局所的なものとされ、詳細な記載もされていない。しかし、本研究の調査の結果では、これらの溶岩類は本図幅地域に比較的広く分布し、それらの堆積年代も和田川層よりも新しいことが判明した。そこで、これらに新称を与え、新たに定義する。

**模式地** 十和田湖町仙上沢上流域、馬ノ神-大母屋周辺とする。馬ノ神林道沿いに良好な露頭が数多く存在する（付図2の第3-43地点及び第3-44地点など）。

**分布及び層厚** 本図幅南西部の馬ノ神、大母屋、小母屋及び月日山周辺、本図幅西部の土筆森付近及び高峠東方の標高507m峰周辺に分布する。また、十和田湖町百目木付近に小規模な分布が認められる。火山体構成物であるため層厚変化が激しいが、最大層厚は250m程度である。

**層序関係** 小増沢層の中部-上部層準と指交関係にある。妙端沢上流の第3-30地点（付図2）では、本岩類のハイアロクラスタイトが小増沢層の軽石火山礫凝灰岩層を覆う。また、近接する第3-20地点（付図2）では、本岩類の塊状溶岩が小増沢層の溶結した火砕流堆積物を覆う。冷水沢流域では小増沢層との指交関係が明瞭に確認でき、本岩類のハイアロクラスタイトが、凝灰質砂岩・シルト岩・軽石火山礫凝灰岩の互層からなる小増沢層に挟在される様子が観察される。また、冷水沢流域及び高峠東方では、小増沢層に貫入する安山岩岩脈（Tsd）が観察される。

**岩相** 安山岩溶岩及び同質火砕岩を主体とし、一部で軽石火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩及び軽石細礫岩を挟在する。また、一部では岩脈が認められる。岩脈については「Tsd」と区分して地質図上に示した。岩質は玄武岩-デイサイトと多様であるが、安山岩が卓越する。第3.6表に岩石記載表、第3.7表に代表的な岩石の全岩化学組成分析値を示す。斑晶鉱物組み合わせは、基本的に斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鉱である。玄武岩や玄武岩質安山岩ではこれらにかんらん石が加わり、一部の安山岩-デイサイトでは石英が加わる（第3.6表）。また、馬ノ神及び大母屋付近に分布するデイサイトには、普通角閃石を含むものが存在する（第3.6表）。

本岩類と指交関係にある小増沢層が海成層であり、本岩類中にはハイアロクラスタイトが見られることから、本岩類は海底火山体であったと考えられる。分布から考

えると、本岩類は複数の火山体の集合体であると推定される。しかし、小増沢層の一部で溶結した火砕流堆積物が出現し（第3.9図）、これを本安山岩類の塊状溶岩が覆うこと、また、大母屋北方の標高384m峰ではアグルチネートが産することから、一部は陸上環境にあった可能性がある。

溶岩はハイアロクラスタイトの産状を示すもの（第3.11図）と、塊状溶岩の産状を示すものがある（第3.12図B）。ハイアロクラスタイトは、ブロック状の緻密な岩塊と周囲を埋める基質で構成され（第3.11図）、1枚のユニットの層厚は数m-20mである。岩塊のサイズは長径数cm-数10cmであることが多いが、長径1m程度の岩塊が含まれることもある。岩塊の表層には表面と垂直方向に冷却節理が発達することが多く（第3.11図B）、岩塊全体で見ると放射状の節理を呈する。

土筆森の南西斜面（第3-46地点、付図1）では塊状溶岩が観察される（第3.12図B）。これらには厚さ約1mの板状節理が発達している。土筆森付近に分布する溶岩にはしばしば直径数cm以下の苦鉄質包有物が観察される。

馬ノ神、大母屋、小母屋、土筆森及び月日山周辺に分布する本火山岩類は、主に上記のようなハイアロクラスタイト及び塊状溶岩から構成されている。一方、高峠東方の標高507m峰付近では、溶岩に加えて火砕岩が多く産する。代表的な露頭写真を第3.12図Aに示す。ここでは層厚3m以上の凝灰角礫岩層が観察される。この凝灰角礫岩層は、長径30cm以下の安山岩スコリア及び岩片と、基質の淡褐色細粒-粗粒火山灰で構成される。また、放射状の冷却節理が発達したスコリア質火山弾が多数含まれている（第3-12図A）。堆積物には弱い成層構造が見られる。一見するとハイアロクラスタイトの様に見えるが、礫種が単一ではないことと、発泡したスコリアを含むことからその可能性は否定される。堆積物の淘汰が悪いこと、長径30cmの火山弾を含むことから、この凝灰角礫岩は降下火砕堆積物の火口近傍相である可能性が考えられる。また、岩塊に冷却節理が発達していること、細粒物を含むことから、マグマ水蒸気噴火による産物である可能性が高い。更に、この堆積物の上位側で水中堆積の凝灰質砂岩が出現することから、火口の位置及び堆積環境は水中であったと考えて間違いない。

標高507m峰の山頂付近の第3-50地点（付図1）では、上記の岩相を示す凝灰角礫岩を覆って、層厚4m以上の軽石火山礫凝灰岩が産出する。この軽石火山礫凝灰岩は、長径5cm以下の淡褐色白色軽石と長径20cm以下の緻密な本質岩塊からなる。本質岩塊には冷却節理が発達している。この堆積物は、窪地を埋めるようにして堆積していることから、火砕流堆積物である可能性がある。

第3.6表 月日山火山岩類の岩石記載表

試料番号	採取地域	地点番号	産状	斑晶鉱物組み合わせ							岩石名	組織	変質鉱物	
				Pl	Opx	Cpx	Ol	Hb	Qz	Opq				
GSJ R79604	月日山	3-52	L	●	●	●	-	-	-	●	●	安山岩	斑状	Cly, Ser
GSJ R79605	月日山	3-53	L	●	●	●	-	-	-	-	tr	玄武岩	斑状	
GSJ R79606	月日山	3-54	L	●	●	●	-	-	-	-	-	玄武岩質安山岩	斑状	
GSJ R79607	月日山	3-55	B	●	●	●	-	-	-	-	-	安山岩	斑状	
GSJ R79608	月日山	3-55	L	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79609	月日山	3-57	L	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79610	月日山	3-58	A	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79611	月日山	3-59	L	●	●	●	●	-	-	-	-	玄武岩	斑状	
GSJ R79612	月日山	3-60	L	●	●	●	-	-	-	●	●	安山岩	斑状	
GSJ R79613	馬ノ神	3-44	H	●	●	●	-	●	-	-	-	デイサイト	斑状	
GSJ R79614	馬ノ神	3-61	L	●	-	●	-	-	-	●	●	デイサイト	斑状	
GSJ R79615	馬ノ神	3-62	L	●	●	●	-	●	●	●	●	デイサイト	斑状	
GSJ R79616	馬ノ神	3-64	H	●	●	●	-	-	-	●	●	デイサイト	斑状	
GSJ R79617	馬ノ神	3-49	H	●	●	●	-	●	-	●	●	デイサイト	斑状	
GSJ R79618	馬ノ神	3-65	H	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79619	馬ノ神	3-66	L	●	●	●	-	-	-	-	●	玄武岩質安山岩	斑状	
GSJ R79620	馬ノ神	3-43	H	●	●	●	-	●	-	-	-	玄武岩	斑状	
GSJ R79621	馬ノ神	3-67	L	●	●	●	-	-	-	-	-	玄武岩質安山岩	斑状	
GSJ R79622	馬ノ神	3-68	H	●	●	●	○	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79623	馬ノ神	3-69	H	●	●	●	○	-	-	-	-	玄武岩質安山岩	斑状	
GSJ R79624	馬ノ神	3-70	H	●	●	●	○	-	-	-	-	玄武岩	斑状	
GSJ R79625	馬ノ神	3-71	A	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79626	馬ノ神	3-72	L	●	●	●	-	-	-	-	tr	玄武岩質安山岩	斑状	
GSJ R79627	馬ノ神	3-30	H	●	●	●	-	-	-	-	-	安山岩	斑状	
GSJ R79628	馬ノ神	3-73	L	●	●	●	●	-	-	-	-	玄武岩	斑状	
GSJ R79629	高峠東	3-45	S	●	-	●	-	-	-	-	●	安山岩	無斑晶質	
GSJ R79630	高峠東	3-74	B	●	●	●	○	-	-	-	-	玄武岩	斑状	
GSJ R79631	高峠東	3-75	L	●	●	●	○	-	-	-	-	玄武岩質安山岩	斑状	
GSJ R79632	高峠東	3-50	B	●	●	●	-	-	-	-	●	デイサイト	斑状	
GSJ R79633	高峠東	3-47	L	●	●	●	-	-	-	-	-	安山岩	斑状	
GSJ R79634	高峠東	3-76	L	●	●	●	-	-	-	●	-	デイサイト	斑状	
GSJ R79635	高峠東	3-77	H	●	●	●	○	-	-	-	-	玄武岩質安山岩	斑状	
GSJ R79636	高峠東	3-48	H	●	●	●	-	-	-	-	●	デイサイト	斑状	
GSJ R79637	高峠東	3-78	L	●	●	●	-	-	-	-	-	デイサイト	斑状	
GSJ R79638	高峠東	3-79	L	●	-	●	-	-	-	●	●	安山岩	斑状	
GSJ R79639	高峠東	3-80	H	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79640	高峠東	3-75	D	●	●	●	-	-	-	-	-	安山岩	斑状	
GSJ R79641	高峠東	3-81	D	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79642	高峠東	3-51	D	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79643	土筆森	3-82	L	●	●	●	-	-	-	-	-	デイサイト	斑状	
GSJ R79644	土筆森	3-46	L	●	●	●	-	-	-	-	●	デイサイト	斑状	
GSJ R79645	百目木	3-63	L	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	
GSJ R79646	百目木	3-56	L	●	●	●	-	-	-	-	●	安山岩	斑状	

産状：L、塊状溶岩；H、ハイアロクラスタイト相溶岩；B、凝灰角礫岩；D、岩脈；A、アグルチネート；S、降下スコリア中の火山弾  
 斑晶鉱物：Pl、斜長石；Opx、斜方輝石；Cpx、単斜輝石；Opq、不透明鉱物；Ol、かんらん石；Hb、普通角閃石；Qz、石英；？、変質のため不明  
 ●：あり、○：仮像として存在、tr：まれに含む、-：なし  
 変質鉱物：Cly、粘土鉱物；Cal、方解石；Chl、緑泥石；Ser、セリサイト

第3.7表 月日山火山岩類の全岩化学組成

試料番号	GSJ R79605	GSJ R79629	GSJ R79633	GSJ R79642	GSJ R79636	GSJ R79637	GSJ R79621	GSJ R79613	GSJ R79646
地質ユニット	月日山火山岩類	月日山火山岩類	月日山火山岩類	月日山火山岩類	月日山火山岩類	月日山火山岩類	月日山火山岩類	月日山火山岩類	月日山火山岩類
採取地点	月日山	高峠東	高峠東	高峠東	冷水沢	中里川上流	馬ノ神林道	大母屋	百目木
採取地点番号	3-53	3-45	3-47	3-51	3-48	3-78	3-67	3-44	3-56
産状	塊状溶岩	スコリア質 火山弾	塊状溶岩	岩脈	ハイアロ クラスタイト	塊状溶岩	塊状溶岩	ハイアロ クラスタイト	塊状溶岩
wt.%									
SiO <sub>2</sub>	51.78	55.93	55.06	61.33	65.22	68.00	52.91	63.48	60.67
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.78	0.65	0.55	0.70	0.46	0.61	0.52	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.21	16.55	17.85	16.42	15.37	14.34	16.79	15.56	15.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.75	10.85	9.48	7.54	6.31	5.27	10.77	6.54	8.91
MnO	0.16	0.19	0.15	0.08	0.09	0.10	0.16	0.11	0.13
MgO	5.99	3.17	2.70	2.70	1.14	1.55	5.67	2.27	3.10
CaO	10.44	8.35	9.38	7.10	5.46	4.61	9.96	6.33	7.11
Na <sub>2</sub> O	1.87	2.33	2.35	2.66	3.68	3.37	1.76	2.84	2.76
K <sub>2</sub> O	0.22	0.45	0.52	0.94	0.79	1.38	0.26	0.62	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.06	0.05	0.11	0.06	0.04	0.07	0.07
Total	99.26	98.66	98.18	99.37	98.85	99.13	98.94	98.33	99.90
LOI	0.33	2.07	0.57	1.76	1.66	0.76	0.53	1.40	0.63

\*全鉄をFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として示す。LOI灼熱減量。岩石記載は第3.6表を参照。サンプル採取地点は付図を参照。



第 3.11 図 月日山火山岩類の産状 (その 1)

- A. 馬ノ神の東方約 1.5 km (第 3-43 地点, 付図 2) で見られるハイアロクラスタイト. 冷却節理の入ったブロック状の緻密な本質岩塊と周囲を埋める基質とで構成される. ハンマーの長さは約 30 cm.
- B. 大母屋山頂から南南東 500 m (第 3-44 地点, 付図 2) で見られるハイアロクラスタイト. 写真中央に長径約 80 cm の放射状の冷却節理の入った多角形の岩塊が認められる.

岩脈 (Tsd) は冷水沢流域及び高峠東方の 3 箇所を確認された. そのうち 2 つは小増沢層に貫入し, 1 つは本火山岩類の凝灰角礫岩中に貫入している. いずれも板状の貫入岩体である. 岩質はいずれも安山岩である (第 3.6 表). 高峠東方の第 3-51 地点 (付図 1) では, 小増沢層の凝灰質中粒-粗粒砂岩中に岩脈が貫入している. 貫入面の走向・傾斜は  $N7^{\circ} E48^{\circ} E$  である. 岩脈の厚さは 4 ~ 5 m である. 境界部の砂岩は焼結を受けて固結し

ており, 更に岩脈との境界に近くなるとガラス質岩へと変化している.

**時代** 工藤ほか (2004b) は, 月日山火山岩類の K-Ar 年代として, 馬ノ神山頂付近の溶岩より  $5.39 \pm 0.37$ ,  $5.49 \pm 0.38$  Ma, 高峠東方の標高 507 m 峰山頂付近の溶岩より  $5.06 \pm 0.15$ ,  $5.12 \pm 0.15$  Ma (それぞれ同一サンプルを 2 回測定) を報告している. これらのサンプルは月日山火山岩類の上部層準から採取されたものである. 小



第 3.12 図 月日山火山岩類の産状 (その 2)

- A. 十和田湖町漆畑開拓北西約 1.5 km (第 3-45 地点, 付図 1) で観察される凝灰角礫岩. 長径 30 cm 以下のスコリア及び岩片と基質の細粒-粗粒火山灰で構成される. 放射状の冷却節理が入ったスコリア質火山弾が多く含まれている (矢印で示す). 降下火砕堆積物の火口近傍相であると考えられる. スケールの長さは 1 m.
- B. 十和田湖町, 土筆森南西斜面 (第 3-46 地点, 付図 1) で観察される塊状溶岩.

増沢層の中部層準の年代が, 珪藻化石より 6.8 ~ 6.4 Ma と判断されることを考慮に入れると, 月日山火山岩類の噴出時代は後期中新世の 7 ~ 5 Ma であると考えられる.

**岩石記載** 斜方輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R79620)  
産地: 十和田湖町, 馬ノ神山頂付近の第 3-43 地点 (付図 2).

産状: 層厚 4 m 以上のハイアロクラスタイト (第 3.11 図

A).

組織: 斑状.

斑晶: 斜長石, かんらん石, 斜方輝石.

斜長石は長径 1.8 mm 以下で自形-半自形を呈する. かんらん石は長径 1 mm 以下で自形-他形を呈する. 斑晶周縁は顕著にイディングサイト化している. かんらん石斑晶は単斜輝石の反応縁に取り囲まれることがある. 斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を呈

する。単斜輝石の薄い反応縁に取り囲まれることがある。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。  
石基: インターグラニューラー組織を示す。石基鉱物は、斜長石、単斜輝石及び鉄鉱からなる。

**岩石記載** 斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R79633)

産地: 十和田湖町, 高峠東方の標高 507 m 峰山頂付近の第 3-47 地点 (付図 1)。

産状: 塊状溶岩。

組織: 斑状。

斑晶: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石。

斜長石は長径 5 mm 以下で自形-半自形を呈する。単斜輝石は長径 2.5 mm 以下で自形-半自形を呈する。斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を呈する。これらはしばしば集斑晶を構成する。

石基: インターサータル組織を示す。石基鉱物は、斜長石, 単斜輝石, 鉄鉱及び淡褐色ガラスからなる。

**岩石記載** 斜方輝石単斜輝石デイサイト (GSJ R79636)

産地: 十和田湖町, 冷水沢流域の第 3-48 地点 (付図 1)。

産状: ハイアロクラスタイト。

組織: 斑状。

斑晶: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鉱。

斜長石は長径 1.6 mm 以下で自形-半自形を呈する。単斜輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を呈する。斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を呈する。鉄鉱は長径 0.6 mm 以下で自形-半自形を呈する。これらはしばしば集斑晶を構成する。マフィック鉱物の周縁部は変質のため褐色の粘土鉱物に変化している。  
石基: インターサータル組織を示す。斑点状にシリカ鉱物が濃集するパッチ状組織が認められる。石基鉱物として斜長石, シリカ鉱物及び鉄鉱が認められる。マフィック鉱物及びガラスは変質のため褐色の粘土鉱物に変化している。

**岩石記載** 石英単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト (GSJ R79617)

産地: 十和田湖町, 馬ノ神山頂から西方 1.3 km 地点 (第 3-49 地点, 付図 2)。

産状: 層厚 5 m 以上のハイアロクラスタイト。上位を層厚 5 m 以上の凝灰質砂岩・細礫岩の互層に覆われる。

組織: 斑状。

斑晶: 斜長石, 石英, 普通角閃石, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱。

斜長石は長径 8 mm 以下で自形-他形を呈する。融食形を示すものが存在する。石英は長径 5 mm 以下で半自形-他形を呈する。丸みを帯びた形, もしくはアメーバ状の不規則形を示すものが多い。まれに単斜輝石の反応縁に取り囲まれるものがある。普通角閃石は

長径 3 mm 以下で半自形-他形を呈する。オパサイト化を受けているものが多く, 斑晶周縁部のみがオパサイト化しているものから斑晶全体がオパサイトに完全置換しているものまで, 程度はさまざまである。斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を呈する。単斜輝石は長径 0.5 mm 以下で自形-半自形を呈する。鉄鉱は長径 0.5 mm 以下で自形-半自形を呈する。斜長石 + 鉄鉱 + 単斜輝石 + 斜方輝石, 斜長石 + 単斜輝石, 及び単斜輝石 + 石英の集斑晶が認められる。

石基: ハイアロピリティック組織を示す。石基鉱物として斜長石, 微細なシリカ鉱物及び鉄鉱と, まばらに含まれる斜方輝石と単斜輝石が認められる。ガラスは褐色の粘土鉱物と微細なシリカ鉱物に変化している。石基は全体的に淡褐色を呈する。

### 3.7 斗川層 (Tg)

**地層名** 早川ほか (1954) により命名され, Chinzei (1966) により再定義された。斗川層という名称は, 本図幅の南方及び南東方地域に分布する鮮新統に対して用いられてきた (早川ほか, 1954 ; 鎮西, 1958 ; Chinzei, 1961, 1966 ; 根本・鎌田, 1997 ; 鎌田・根本, 1998)。一方, 本図幅地域における後期鮮新世の砂主体の地層については「川口砂岩層」という名称が用いられてきた (北村ほか, 1972 ; 金属鉱業事業団, 1976 ; 岩井, 1989)。しかし, 「川口砂岩層」は Chinzei (1966) による斗川層上部層と顕著な岩相の違いがなく, 一連の地質体を構成すると解釈される。したがって, 本研究では「斗川層」の名称を用いる。Chinzei (1966) は, 斗川層上部層が砂主体の岩相, 下部層が泥岩主体の岩相であることを示している (第 3.10 図)。よって, 本地域で見られる斗川層は上部層に相当すると考えられる (第 3.10 図)。Chinzei (1966) は斗川層を 9 つの部層に区分した。その層序, 分布及び岩相から, 本図幅地域に分布する斗川層は, 「西越互層 (Saikoshi alternation)」 (Chinzei, 1966) に相当する可能性が高い。一方, 三戸・田子地域で見られる斗川層下部層については, 小増沢層と指交関係にあると考えられる (第 3.10 図)。

**模式地** Chinzei (1966) は西越互層の模式地を, 西越東方の浅水川の河床としたが, 現在露出は良くない。本地域における斗川層の典型的な岩相が観察できる地点として, 十和田市中渡の第 3-83 地点 (第 3.13 図, 付図 4) を挙げておく。

**分布及び層厚** 本図幅中央部の高森山付近から本図幅南東地域にかけて広く分布する。本層は十和田八戸火砕流堆積物及び十和田大不動火砕流堆積物の埋積を免れた丘陵部で露出する。本層の層厚は最大で 300 ~ 400 m である。

**層序関係** 下位の小増沢層との直接の層序関係は露頭





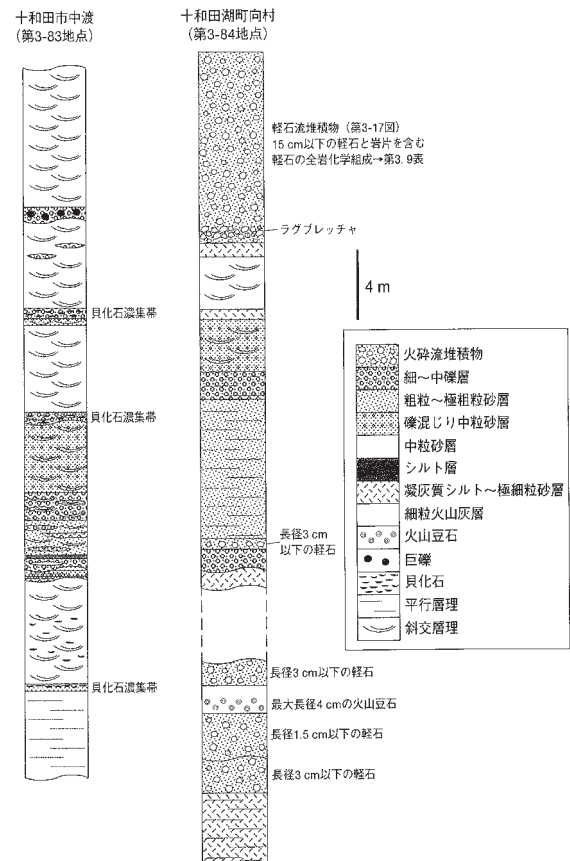
第 3.13 図 斗川層の典型的な岩相

中粒砂層を主体とし、細-中礫層を伴う。トラフ型斜交層理が発達する。第 3.14 図にこの地点で得られた柱状図を示す。十和田市中渡の第 3-83 地点（付図 4）。

では確認できなかった。十和田湖町<sup>あしなさわ</sup>芦名沢-森原付近の小増沢層は生内背斜の東翼を構成し、東方に 20～55°で急傾斜する。一方、この地域で地形的高所に認められる斗川層は西方に 7°で緩傾斜しており、この付近では本層と小増沢層は不整合の関係にあると解釈される。同様に地層の走向・傾斜から考えると、上記の地域以外では斗川層と小増沢層の関係は整合的である。第 3-85 地点では、本層が高森山層に不整合に覆われることを確認できる（第 4.1 図）。本図幅南東地域では、しばしば層厚数 m-10 数 m の第四紀降下テフラ群（地質図上では非表示）に覆われる。

**岩相** 未固結の中粒-粗粒砂層を主体とし、細-中礫層及びシルト層を伴う。また、一部で火砕流堆積物及び火山灰層を挟む。砂層は淡褐灰色-黄褐色を呈し、しばしばトラフ状斜交層理が発達している。礫層は亜円礫-円礫から構成されることが多く、亜角礫を伴う場合もある。

本層の典型的な岩相として、第 3.13 図に十和田市中渡における露頭写真を、第 3.14 図にこの地点で得られた柱状図を示す。ここでの本層は、淡褐灰色の中粒砂層を主体とし、4～6 m おきに層厚数 10 cm～1.5 m の細-中礫層を挟む（第 3.14 図）。砂層及び礫層ともにトラフ状斜交層理が発達することが多い。砂層は層厚数 cm のレンズ状の礫層を挟む場合がある。一方、礫層は層厚数 10 cm 以下のレンズ状の砂層を挟むことがある。礫層の底面は軽微な不整合面となっていることが多い。貝化石は特定の層準に濃集する傾向があり、礫層もしくは



第 3.14 図 斗川層の柱状図  
柱状図の位置は付図を参照。



第 3.15 図 底田撓曲<sup>そこた</sup>における斗川層の産状  
 平行層理の発達した粗粒砂-中粒砂層からなる。暗色の層は砂鉄濃集部。東方に 45°で急傾斜する。スケールの長さは 1 m。十和田市矢神の第 3-86 地点 (付図 3)。



第 3.16 図 斗川層の砂層に見られる生痕化石濃集帯  
 層厚 1 m 以上の褐灰色の塊状中粒砂層に多数の生痕化石: *Rosselia* が含まれている。生痕化石濃集層の上位には凝灰質細粒砂層・軽石細礫層互層がある。スケールの長さは 1 m。十和田市矢神の第 3-87 地点 (付図 3)。

礫混じり砂層中に多産する。

第 3.15 図に十和田市矢神<sup>やがみ</sup>の第 3-86 地点 (付図 3) における本層の露頭写真を示す。ここでの本層は底田撓曲<sup>そこた</sup>帯上に位置し、東方に 45°で急傾斜している。平行層理の発達した粗粒砂-中粒砂層からなり、各単層の厚さは 3 cm 以下で細かく成層している。砂層は黄褐色-淡黄褐色を呈し、黒灰色-暗灰色を呈する砂鉄濃集層と縞模様を構成する。この層準より上位側が露出する第 3-87 地点 (付図 3) では、砂層中に生痕化石濃集帯が観察される (第 3.16 図)。ここでは層厚 1 m 以上の褐灰色の塊状中粒砂層中に、多数の生痕化石が認められる。これらの生痕化石は、その形状から *Rosselia* であると判断される。これらの生痕化石は淡褐灰色の細粒砂-シルト粒子で構成されている。同様な生痕化石濃集帯はより下位側の層準でも認められた。この生痕化石濃集層の上位には層厚 30 cm の凝灰質細粒砂-軽石細礫互層が認められ (第 3.16 図)、更にその上位には、平行葉理の発達した灰白色を呈する凝灰質シルト層が層厚 2 m 以上にわたって続いている。

十和田湖町向村<sup>むかいむら</sup>-篠沢山開拓付近の本層中には、火砕流堆積物が挟在することがある。十和田湖町向村の第 3-84 地点 (付図 4) における露頭写真と柱状図を、第 3.17 図及び第 3.14 図に示す。第 3-84 地点では、砂層、礫層及び凝灰質シルト層と 5 枚の火砕流堆積物が認められる。また、下部には最大直径 4 cm に及ぶ火山豆石を多数含む層厚 1.5 m の淡褐灰色細粒火山灰層が観察される (第 3.14 図)。下位の 4 枚の火砕流堆積物は、いずれも層厚が 0.5 ~ 2.5 m と比較的薄く、長径 3 cm 以下の白色軽石をまばらに含んでいる。最上位の火砕流堆積物は層厚が約 10 m と厚く、下位層を整合に覆う。この火

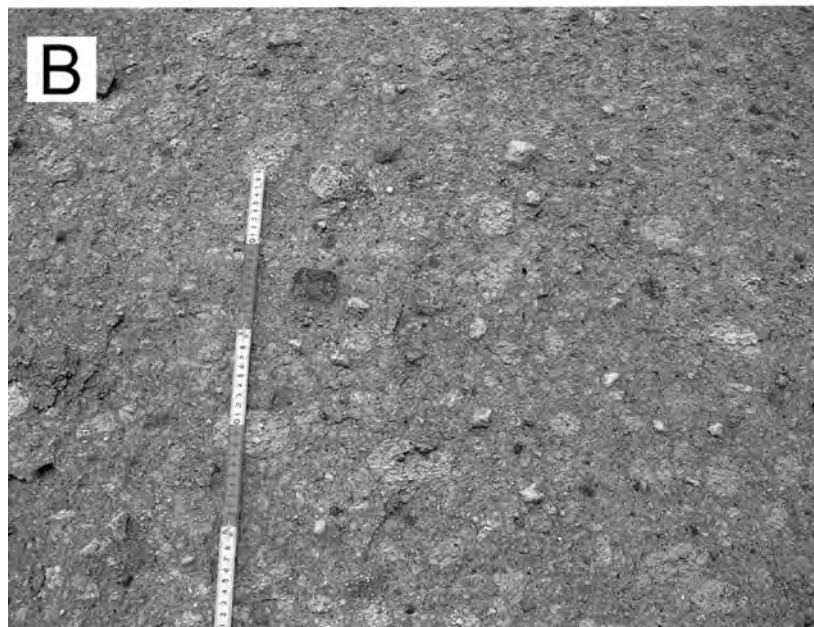
第 3.8 表 斗川層中の火砕流堆積物の全岩化学組成

試料番号	GSJ R79647	GSJ R79647
地質ユニット	斗川層	斗川層
採取地点	十和田湖町向村	十和田湖町向村
地点番号	3-84	3-84
産状	火砕流中の軽石	火砕流中の軽石
wt. %		
SiO <sub>2</sub>	67.96	68.99
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.57	15.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.76	4.35
MnO	0.11	0.10
MgO	1.21	1.06
CaO	4.53	4.46
Na <sub>2</sub> O	3.29	3.44
K <sub>2</sub> O	1.19	1.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.10
Total	99.28	99.96
LOI	3.63	3.63

\* 全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として表す。LOI: 灼熱減量。

採取地点は付図を参照。

砕流堆積物の下部には層厚 80 cm 前後のラグブレッチャ層が認められる (第 3.17 図 A)。ラグブレッチャ層は長径 20 cm 以下の石質岩片の角礫-亜角礫で構成される。火砕流堆積物は淡褐灰色細粒-粗粒火山灰の基質と長径 15 cm 以下の軽石及び岩片から構成される。軽石及び岩片に富み (第 3.17 図 B)、本質物質として白色軽石、灰色軽石、白灰縞状軽石及び黒曜岩片を含む。軽石の斑晶鉱物組み合わせは、斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鉱である。白色軽石の岩質は、全岩 SiO<sub>2</sub> 量が 68 ~ 69 wt. % のデイサイトである (第 3.8 表)。岩片は、



第3.17図 十和田湖町向村（第3-84地点，付図4）で観察される斗川層中の火砕流堆積物

- A. 層厚約15mの砂層・礫層互層の上位に層厚約10mの火砕流堆積物が整合にのる。火砕流堆積物の下部には、層厚80cm前後のラグブレッチャ層が認められる。
- B. 火砕流堆積物の岩相。15cm以下の軽石及び岩片を含む。本質物質として、白色軽石、灰色軽石、白灰縞状軽石及び黒曜岩岩片を含む。

斑状の安山岩，変質安山岩及びシルト岩からなる。

**火砕流堆積物の対比と給源** 本層中の火砕流堆積物は，露出が少ないために分布や層序について不明な点が多い。大石・田鎖（1995）は，八戸圏幅内の八戸市尻内周辺において，斗川層中に層厚約10mの火砕流堆積物を報告している。大石ほか（1995）はこの火砕流堆積物

について， $3.0 \pm 0.5$  Maのフィッション・トラック年代を報告している。今回，火砕流堆積物の対比を検討するために現地調査を行った。十和田湖町向村の火砕流堆積物と八戸市尻内の火砕流堆積物は，両者とも軽石の斑晶鉍物組み合わせが斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鉍と共通する。しかし，前者は岩片に富み，しばしば黒曜岩

岩片を含むのに対し、後者は岩片が少なく、黒曜岩を含まない。このように、岩相が異なることから、両者は対比されないと判断される。

本図幅地域西方の八甲田地熱地域（村岡・高倉，1988）においては、後期鮮新世-完新世にかけてカルデラ火山群が活動している（村岡，1991，1993；村岡ほか，1991）。このうち、後期鮮新世には湯ノ沢カルデラと碓

ケ関カルデラが活動し、大規模火砕流堆積物をもたらしている（村岡・高倉，1988；村岡ほか，1991）。湯ノ沢カルデラは尾開山凝灰岩、碓ケ関カルデラは虹貝凝灰岩の噴出により形成されたと考えられている（村岡・高倉，1988；村岡・長谷，1990）。斗川層中に挟在する火砕流堆積物は、鈹物組み合わせ及び岩相の特徴から見て、これらとは対比されない。なお、同様にこれらと対比でき

第3.9表 斗川層産出軟体動物化石

文献	種名	産出地点
Chinzei (1961)	<i>Limopus (Empleconia) cumingi</i> A. Adams <i>Anadaera tatunokutiensis nagawensis</i> Chinzei <i>Glycymeris cf. yessoensis</i> (Sowerby) <i>Pecten (Patinopecten) sannohensis</i> Chinzei <i>Pecten (Fortipecten) kenyoshiensis</i> Chinzei <i>Venericardia (Cyclocardia) cf. crebricostata</i> (Krause) <i>Venericardia (C.) aomoriensis</i> Chinzei <i>Lucinoma annulatum</i> (Reeve) <i>Clinocardium</i> sp. <i>Serripes cf. groenlandica</i> (Bruguière) <i>Callista cf. brevisiphonata</i> (Carpenter) <i>Callista</i> sp. <i>Dosinia cf. japonica</i> (Reeve) <i>Dosinia (Kaneharaia) kaneharai</i> Yokoyama <i>Mercenaria stimpsoni</i> (Gould) <i>Protothaca (Callithaca) adamsi</i> (Reeve) <i>Macra sulcataria carneopicta</i> Pilsbry <i>Spisula (Pseudocardium) kurikoma</i> (Nomura) <i>Spisula (Mactoromeris) voyi</i> (Gabb) <i>Macoma cf. tokyoensis</i> Makiyama <i>Tellina (Peronidia) protovenulosa</i> Nomura <i>Siliqua cf. alta</i> (Broderip and Sowerby) <i>Solen krusensterni</i> Schrenck <i>Panope cf. estrellana</i> (Conrad) <i>Mya japonica</i> Jay <i>Mya japonica oonogai</i> Makiyama	馬淵川流域 (田子・三戸図幅内)
北村ほか (1972)	<i>Anadara ommaensis</i> Otsuka <i>Turritella saishuensis</i> Yokoyama "Fortipecten" aff. <i>takahashii</i> (Yokoyama)	詳細不明
小笠原ほか (1986)	<i>Dosinia (Phacosoma) japonica</i> (Reeve) <i>Clinocardium cf. chikagawaensis</i> Kotaka <i>Serripes cf. yokoyamai</i> Otsuka	三戸町袴田 (田子図幅内) 三戸町下平 (田子図幅内) 三戸町中堤 (田子図幅内)
島口・小幡 (2000)	<i>Umbonium (Suchium) costatum</i> (Kiener) <i>Neohaustator nipponica</i> (Yokoyama) <i>Euspira cf. pila shimokitaensis</i> Hatai, Masuda and Suzuki <i>Cryptonatica janthostomoides</i> (Kuroda and Habe) <i>Rapana venosa</i> (Valenciennes) <i>Neptunea sakurai</i> (Ozaki) <i>Neptunea (Barbitonia) arthritica</i> (Bernardi) <i>Buccinum middendorffi</i> Verkrii <i>Ophiidermella miyatensis</i> (Yokoyama) <i>Oenopota cf. kagana</i> (Yokoyama) <i>Glycymeris (Glycymeris) yessoensis</i> (Sowerby) <i>Patinopecten (Mizuhopecten) yessoensis</i> Jay <i>Felaniella usta</i> (Gould) <i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin) <i>Clinocardium</i> sp. <i>Megangulus venulosus</i> (Schrenck) <i>Megangulus zyoensis</i> (Hatai and Nishiyama) <i>Macoma</i> sp. <i>Mercenaria stimpsoni</i> (Gould) <i>Callithaca cf. adamsi</i> (Reeve) <i>Dosinorbis (Phacosoma) japonicus</i> (Reeve) <i>Meretrix lusoria</i> (roding) <i>Mya (Arenomya) arenaria oonogai</i> Makiyama <i>Heteroclidus pulchellus</i> (Yokoyama)	十和田市伝法寺 (八戸図幅内)
島口 (2001)	<i>Neohaustator nipponica</i> (Yokoyama) <i>Glycymeris (Glycymeris) sp.</i> <i>Patinopecten (Mizuhopecten) cf. yessoensis</i> (Jay) <i>Cyclocardia ferruginea</i> (Clessin) <i>Tridonta (Tridonta) borealis</i> Schmacher <i>Clinocardium (Keenocardium) californiense</i> (Deshayes) <i>Macoma (Macoma) sp.</i> <i>Mercenaria stimpsoni</i> (Gould) <i>Dosinorbis (Phacosoma) sp.</i> <i>Mya (Arenomya) arenaria oonogai</i> Makiyama	八戸市尻内町泉沢 (八戸図幅内)

ない後期鮮新世の火砕流堆積物としては、青森西部図幅地域に分布する大滝沢凝灰岩部層（加藤ほか，1958）がある。大滝沢凝灰岩部層からは  $2.9 \pm 0.3$  Ma のフィッシュン・トラック年代が得られており（根本，2000），斗川層中の火砕流堆積物とほぼ同時期である。しかし，大滝沢凝灰岩は多量の石英結晶を含む点で，上記の斗川層中の火砕流堆積物とは対比できない。

このように，後期鮮新世における給源不明の火砕流堆積物は，八甲田地熱地域の各地で認められる。これらの地域において，後期鮮新世に大規模火砕流の給源となり得るのは，八甲田地域のカルデラ群以外には考えにくい。斗川層中の火砕流堆積物及び大滝沢凝灰岩部層の給源は，おそらくこの地域のいずれかのカルデラ火山，もしくはその近傍に求められると推定される。更に，十和田湖の北東地域には顕著な低重力異常帯が認められ（広島ほか，1989），湖成堆積物も存在する（宝田・村岡，2004）ことから，未発見のカルデラがこの地域に存在する可能性も考えられる。斗川層中の火砕流堆積物の対比及びその給源については，今後詳細な調査が望まれる。

**化石** 本層からは多数の軟体動物化石の産出が報告されている（鎮西，1958；Chinzei，1961；北村ほか，1972；小笠原ほか，1986；島口・小幡，2000；島口，2001）。第3.9表に産出化石のリストを示す。なお，これらの化石産出地点は本図幅東隣の八戸地域，南東隣の三戸地域及び南隣の田子地域内である。鎮西（1958），Chinzei（1961），増田・小笠原（1981）によれば，本層から産する軟体動物化石は，大桑-万願寺動物群と竜ノ口動物群の混合群集からなる。また，島口・小幡（2000）及び島口（2001）は，軟体動物化石の種類より本層の堆積環境を推定し，上部浅海帯（水深0～30 m）及び中浅海帯（水深20～60 m）とした。八戸市尻内（八戸図幅内）では，本層より鯨化石が報告されている（大石・田鎖，1995；大石ほか，2001b）。これらは「はちのへくじら」と呼称されている。

**時代** 八戸市尻内付近（八戸図幅内）に分布する斗川層上部層について，以下のフィッシュン・トラック年代が報告されている。大石ほか（1995）は，層厚6 cmの凝灰岩より  $3.6 \pm 0.5$  Ma の年代値，層厚約10 mの火砕流堆積物より  $3.0 \pm 0.5$  Ma の年代値を得ている。また，大石ほか（2001a）は，層厚3 cmの粗粒凝灰岩より  $2.6 \pm 0.4$  Ma の年代値を得ている。大石ほか（2001a）は， $2.6 \pm 0.4$  Ma の年代を得た凝灰岩の層準が斗川層最上部の層準にあたり，この直上で野辺地層に不整合に覆われることから，斗川層の上限が更新世に及ぶ可能性を否定している。これらの年代値及び本層と小増沢層の層序関係から，本層の堆積年代は前期-後期鮮新世と判断される。

**岩石記載** 斜方輝石単斜輝石デイサイト白色軽石

(GSJ R79647)

産地：十和田湖町向村の第3-84地点（付図4）における最上位層。

産状：層厚約10 mの軽石流堆積物（第3.17図）。15 cm以下の軽石・岩片を含む。

化学組成： $\text{SiO}_2=68-69\text{wt.}\%$ （第3.8表）

組織：斑状。

斑晶：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳。

斜長石は長径1.5 mm以下で自形-他形を示す。破砕した形状のものが多い。単斜輝石は長径1.2 mm以下で自形-半自形を示す。斜方輝石は長径0.8 mm以下で自形-半自形を示す。鉄鋳は長径0.5 mm以下で自形-半自形を示す。これらはしばしば集斑晶を構成する。

石基：スポンジ状の発泡組織を示す。透明ガラス中に針状の斜長石がまばらに認められる。

### 3.8 法量北溶岩 (Hk)

**地層名** 新称。金属鋳業事業団（1976）では「安山岩類（八甲田外輪山・南八甲田火山噴出物）」，村岡・高倉（1988）では「南八甲田第1期溶岩」に一括され，第四系とされていた。

**模式地** 十和田市，小増沢支流上流域の第3-88地点（付図1）。

**分布及び層厚** 本図幅地域の北西部に分布する。分布は北方の七戸図幅内へ約400 mほど張り出している。現在は2箇所分布しているが，元々は連続していたと考えられる。層厚は最大で150 m程度である。

**層序関係** 本溶岩は小増沢層を不整合に覆い，八甲田第2期火砕流堆積物に不整合に覆われる。

**岩相** 玄武岩-玄武岩質安山岩の複数の溶岩流からなる。模式地では層厚4 m以上の塊状の溶岩流が観察される。斑状組織を持つものが多いが，一部で無斑晶質なものも認められる。露出状態が悪いため，多くの場合は

第3.10表 法量北溶岩の岩石記載表

試料番号	採取地点	産状	斑晶鉱物組み合わせ					岩石名	組織
			Pl	Opx	Cpx	Ol	Opq		
GSJ R79648	3-90	L	●	●	●	-	-	玄武岩質安山岩	斑状
GSJ R79649	3-89	L	●	●	●	-	-	玄武岩質安山岩	無斑晶質
GSJ R79650	3-91	L	●	●	●	-	-	玄武岩質安山岩	斑状
GSJ R79651	3-92	L	●	●	●	-	●	玄武岩	斑状
GSJ R79652	3-93	L	●	●	-	-	●	玄武岩質安山岩	斑状
GSJ R79653	3-94	L	●	●	●	-	-	玄武岩質安山岩	斑状
GSJ R79654	3-95	L	●	●	●	-	-	玄武岩質安山岩	無斑晶質
GSJ R79655	3-88	L	●	●	-	tr	-	玄武岩質安山岩	斑状
GSJ R79656	3-96	L	●	?	?	?	-	玄武岩質安山岩	斑状
GSJ R79657	3-97	L	●	-	-	●	-	玄武岩質安山岩	斑状
GSJ R79658	3-98	L	●	●	-	-	-	玄武岩質安山岩	斑状

産状：L，溶岩；A，アグリチネート。サンプル採取地点は付図を参照。

斑晶鉱物：Pl，斜長石；Opx，斜方輝石；Cpx，単斜輝石；Opq，不透明鉱物；

Ol，かんらん石；？，変質のため不明

●：あり，tr：まれに含む，-：なし

第 3. 11 表 法量北溶岩の全岩化学組成

試料番号	G SJ R79649	G SJ R79655
地質ユニット	法量北溶岩	法量北溶岩
採取地点番号	3-89	3-88
産状	溶岩転石	溶岩
wt.%		
SiO <sub>2</sub>	54.63	52.94
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.56	16.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	12.22	11.82
MnO	0.19	0.18
MgO	4.46	4.55
CaO	9.19	9.59
Na <sub>2</sub> O	2.43	2.55
K <sub>2</sub> O	0.32	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.11
Total	99.89	99.14
LOI	0.35	0.18

LOI: 灼熱減量. 岩石記載は第 3. 10 表を参照.

\* 全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として表す.

サンプル採取地点は付図を参照.

林道の切り割りなどで崖錐や転石として認められるのみである. 斑晶鉱物組み合わせにはやや多様性が認められる (第 3. 10 表). 第 3. 11 表に代表的な岩石の全岩化学組成分析値を示す.

**時代** 工藤ほか (2004b) は法量北溶岩の K-Ar 年代として, 1.82 ± 0.22, 1.79 ± 0.21 Ma を報告している. したがって, 法量北溶岩は 1.8 Ma 前後の鮮新世末期-更新世初期に形成されたと判断される. 法量北溶岩は, 七戸図幅内の八幡岳溶岩 (工藤ほか, 2004b), 八甲田山図幅内の大中台溶岩 (工藤ほか, 2004b) 及び黒森溶岩 (宝田・村岡, 2004) と分布が近接するだけでなく, 岩質が非常に類似している (工藤ほか, 2004b). したがって, これらはほぼ同時期の活動による可能性がある.

**岩石記載** かんらん石含有斜方輝石玄武岩質安山岩 (G SJ R79655)

産地: 十和田市, 小増沢支流上流域の第 3-88 地点 (付図 1).

産状: 層厚 4 m 以上の塊状の溶岩流.

化学組成: SiO<sub>2</sub>=52.94 wt.% (第 3. 11 表)

組織: 斑状.

斑晶: 斜長石, 斜方輝石, かんらん石.

斜長石は長径 2.5 mm 以下で自形-半自形を呈する.

斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を呈する.

かんらん石は長径 0.5 mm 以下で自形を呈する.

石基: インターサータル組織を示す. 石基鉱物は, 斜長石, 単斜輝石及び鉄鉱からなる.

## 第4章 第四系

### 4.1 研究史

#### 4.1.1 海成・河成段丘面構成層

本図幅地域を含む上北平野全域には、第四系の海成段丘面構成層及び河成段丘面構成層が広く分布する。これらを扱った最初の研究は、岩井（1951）によるものである。岩井（1951）は、上北平野に分布する第四系を上北層群と呼び、野辺地層、三本木層及び六ヶ所層の3つに区分した。大西（1962）は上北層群についてその岩相分布と岩相変化を示し、その要因について論じた。また、野辺地層は多くの軟体動物化石を産することから、岩井（1951）、Iwai and Siobara（1968）及び島口（1999）により、産出化石種の報告とそれを用いた古環境の推定が行われている。

上北平野には段丘地形が広く認められることから、段丘面の区分やテフラ層序を用いた段丘編年について数多くの研究が行われてきた。また、段丘面の区分とともに構成層である野辺地層及び三本木層の細分化も試みられてきた。この地域の海成段丘面区分を最初に行ったのは大池ほか（1959）である。その後、中川（1961）は上北平野全域の海成・河成段丘面の区分と編年を行い、海水準変動との関係について論じた。その後、中川（1963）は海成段丘面と構成層の関係を示して、野辺地層の細分化を試みた。一方、新戸部（1963）は本図幅東部に発達する扇状地地形に注目し、地形面区分と構成層の記載を行い、扇状地の発達過程について論じた。また、新戸部（1964）は三戸周辺の海成段丘面の区分を行い、それらの発達形成過程について論じた。東北地方第四紀研究グループ（1969）及び東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査研究グループ（1969）は、中川（1961）の段丘面区分に従い、段丘面とその構成層の関係をより詳細に示した。東北地方第四紀研究グループ（1969）は、各段丘面上で確認されるテフラについて記述し、テフロクロノロジーを用いて段丘面の編年を行った。その後、大池ほか（1970）、大池・中川（1979）によるテフラ層序の詳細化とともに、段丘面の編年の精度が向上していった。一方、新戸部（1972）は奥入瀬川流域の河成段丘面について、詳細な段丘面区分を行い、その発達形成過程について論じた。

その後1980年代後半になると、より詳細な調査・研究が行われるようになった。宮内（1985）及びMiyuchi（1987）は、テフラ層序に基づいて海成・河成段丘面の区分と編年について検討を行い、その結果から上北平野の第四紀地殻変動について考察を行った。大和（1988a）は、テフロクロノロジーによって、海成段

丘の高館面の段丘化時期について考察を行った。大和（1988b）は馬淵川流域の海成・河成段丘面の記載・区分を行い、テフロクロノロジーによって段丘面の編年を行った。近年では、Kuwabara（2001）及び桑原（2004）により、上北平野一帯に分布する海成段丘面構成層（野辺地層）の詳細な区分が行われ、海成段丘面の形成過程と相対的の海水準変化について論じられた。

#### 4.1.2 火山噴出物

十和田図幅地域の西方には、第四紀火山の八甲田火山群及び十和田火山が存在する（第2.2図）。本図幅地域にはそれらを給源とする火砕流堆積物及び降下テフラ群が広く分布している。これらの火山噴出物については、古くから段丘面の編年に関連したテフラ層序学的な研究が行われてきた（東北地方第四紀研究グループ、1969；大池ほか、1966, 1970；大池、1972）。中川ほか（1972）は、それまでの段丘面の編年に関連したテフラの研究結果及び個別の噴火堆積物に関する研究成果から、十和田火山の発達史について取りまとめた。その後、テフラ層序学的な研究成果は、大池・中川（1979）、中川ほか（1986）及び松山・大池（1986）によってまとめられ、本地域のテフラ層序はほぼ確立された。それに伴って、その給源である十和田火山の活動史についても解明が進んだ。また、十和田火山の噴出物と火山活動史に関しては、早川（1983a, b）、Hayakawa（1985, 1990）により詳細な火山地質学的研究が行われ、本図幅地域に分布する十和田火山のテフラについてもより詳細な層序と分布が明らかにされた。一方、岩崎（1983）は上北平野全体においてテフラ編年を行い、それまでの研究では未報告のより古い降下テフラ群（古期火山灰層）について記載を行った。

八甲田カルデラ（第2.2図）を給源とする火砕流堆積物については、本図幅地域内では、岩井・鈴木（1957）により野左掛層、中川ほか（1972）、金属鉱業事業団（1976）及び岩井（1989）により田代平溶結凝灰岩と記載されていた。その後、村岡・高倉（1988）、村岡・長谷（1990）、村岡（1991）及び村岡ほか（1991）は、それまで1枚とされていた八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物を、八甲田第1期火砕流堆積物と八甲田第2期火砕流堆積物の2枚に区分し、その詳細な岩相、分布及び噴出年代について明らかにした。その後、佐々木ほか（1998）は、八甲田山図幅内において八甲田第1期火砕流堆積物よりも古い火砕流堆積物を見だし、これを「八甲田第0期火砕流堆積物」と命名した。宝田・村岡（2004）は、「八甲田第0期火砕流堆積物」に相当する火

砕流堆積物を黄瀬川火砕流堆積物と命名し、この火砕流堆積物が南八甲田火山群（第 2.2 図）起源である可能性を指摘した。また、宝田・村岡（2004）は、八甲田山図幅内において、八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物に関連すると考えられる降下火砕堆積物の存在を報告している。一方、植木・鈴木（2004）は、佐々木ほか（1998）による「八甲田第 0 期火砕流堆積物」の下位に更に別の火砕流堆積物を見だし、これを黄瀬川火砕流堆積物と命名した。以上のように、八甲田カルデラ起源とされる火砕流堆積物については、研究が進むとともに細分化され、その枚数が徐々に増加している。

#### 4.2 高森山層 (Tm)

**地層名** 新称。本層に相当する地層の詳しい記載は、これまで全くなされていない。従来の地質図での本層の分布域は、市ノ渡層（岩井，1989）、あるいは川口砂岩層（北村ほか，1972）として示されていた。今回、鮮新統の斗川層（上記の市ノ渡層，川口砂岩層に相当する）を不整合に覆う礫層主体の河成堆積物を発見したので、これを「高森山層」として新たに命名・定義する。

**模式地** 十和田市深持<sup>ふかもち</sup>の第 3-85 地点（付図 3）。

**分布及び層厚** 本図幅中央部の高森山付近及び十和田湖町樋口山開拓付近に分布する。高森山付近のものは最

大で層厚 20 m に達する。樋口山開拓付近のものは、露頭で確認する限り、少なくとも層厚 10 m 以上に達する。

**層序関係** 本層は模式地の第 3-85 地点（第 4.1 図、付図 3）及び高森山山頂西方の第 4-1 地点（付図 1）において、斗川層を不整合に覆う。第 4-2 地点（付図 4）では天狗岱テフラ群の WP 以上のテフラに、第 3-85 地点では古期テフラ群の BoP 以前の時代未詳のテフラに覆われる（第 4.2 図）。

**岩相** 本層は一般に円磨度の高い垂円-円礫の巨礫-中礫層と砂礫互層を主体とすることを特徴とする。このような岩相の特徴から、本層は河成堆積物であると考えられる。

模式地では層厚 7 m の礫層が斗川層の凝灰質粗粒砂層を不整合に覆う（第 4.1 図、第 4.2 図）。礫層は、長径 50 cm 以下の垂円礫-円礫とそれらの隙間を埋める砂からなり、礫支持の岩相を示す。礫層は層厚 10 ~ 20 cm のレンズ状の砂層を挟むことがある。礫種は雑多で、玄武岩-安山岩、凝灰岩及び堆積岩からなる。

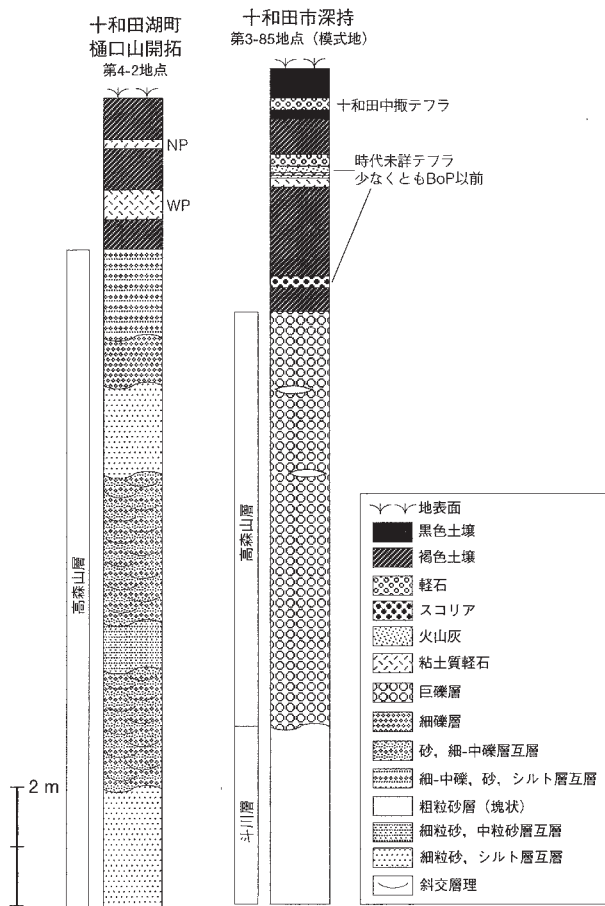
樋口山開拓の第 4-2 地点（付図 4）では、砂層及び礫層の互層が見られる（第 4.2 図）。浸食面で境された少なくとも 7 つのユニットが認められ（第 4.2 図）、これらは下位層を削り込んで堆積している。これらの層は東方に 20 度前後で傾斜している。それぞれのユニットの層厚は 2.5 m ~ 80 cm である。各ユニットは数 ~ 10 数



第 4.1 図 高森山層の産状

厚さ 3 m 以上の凝灰質粗粒砂層（斗川層）を、厚さ 7 m の巨礫層（高森山層）が不整合に覆う。礫は垂円礫-円礫でサイズは長径 50 cm 以下である。スケールの長さは 1 m。十和田市深持<sup>ふかもち</sup>の第 3-85 地点（付図 3）。





第4.2図 高森山層及びその上位にのる降下テフラ層の柱状図  
柱状図の位置は付図を参照。

cm オーダーで互層する砂礫互層、粒度の異なる砂の互層、あるいは砂・シルト互層からなり、しばしば斜交層理が発達する。礫は細礫-中礫サイズで、亜角-円礫からなる。砂は淡褐灰色を呈する細粒砂-極粗粒砂からなる。

**時代** 上部鮮新統の斗川層を不整合で覆うことから本層は第四系と判断される。本層は多数の地点で第四紀降下テフラ群に覆われている。樋口山開拓付近の第4-2地点では、本層の上位に天狗岱テフラ群のWP及びNPが認められた(第4.2図)。また、十和田市矢神<sup>やがみ</sup>では、本層の上位に古期テフラ群のKS-2以上の降下テフラが認められる(第4.26図)。一方、模式地では、本層を覆う時代未詳の2枚の降下テフラが認められる(第4.2図)。これらの降下テフラは、十和田市清瀬で観察される古期テフラ群と対比できないため、より古いテフラの可能性がある。本層はこの他にも多数の地点で、時代未詳の古い降下テフラに覆われている。以上より、本層の堆積年代は前期更新世-中期更新世前期と判断される。

#### 4.3 八甲田高峠火砕流堆積物 (Htt)

**地層名** 新称。中川ほか(1972)、金属鉱業事業団(1976)及び岩井(1989)による「田代平溶結凝灰岩」の一部に相当する。村岡・高倉(1988)では「八甲田第2期火砕流堆積物」として一括されていた。高峠<sup>たかとうげ</sup>付近に分布する本堆積物は、従来の研究では溶岩として誤認されており、金属鉱業事業団(1976)では「八甲田外輪山・南八甲田火山噴出物」、村岡・高倉(1988)では「南八甲田第1期溶岩」とされていた。また、宝田・村岡(2004)の八甲田山図幅<sup>たつそべやま</sup>では、高峠付近のものは「八甲田第1期火砕流堆積物」、立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近のものは「八甲田第2期火砕流堆積物」とされていた。今回、これらが八甲田第1期・第2期火砕流堆積物のいずれとも岩相が異なり、八甲田第1期火砕流堆積物よりも古い火砕流堆積物であることが明らかになったことから、新たに命名・定義する。

**模式地** 十和田湖町<sup>とちくぼ</sup> 栃久保<sup>ほりよう</sup>の“法量のイチョウ”付近の国道102号線沿いの露頭(第4-3地点、付図1)。

**分布及び層厚** 本図幅西部の奥入瀬川流域、高峠付近及び立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近に分布する。高峠付近と立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近の八甲田高峠火砕流堆積物はメーサ状の火砕流台地を構成している(第1.3図)。一方、奥入瀬川流域では、本堆積物は奥入瀬川の浸食谷の下部に露出し、八甲田第1期・第2期火砕流堆積物に覆われている。これは以下のように解釈される。高峠及び立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近は新第三系の基盤岩高度が標高500~350mである。それに対し、奥入瀬川流域での基盤岩高度は標高170m付近である。よって高峠及び立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近は、もともと基盤高度が高かったと判断できる。八甲田高峠火砕流堆積物はそのような地形上に堆積し、堆積後も元来の基盤地形を反映した地形面を形成したと考えられる。その後、河川浸食を受けた際に、地形的高所である高峠と立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近がメーサ状に浸食を免れたと考えられる。そして、八甲田第1期・第2期火砕流堆積物が、地形的高所の高峠と立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近を回り込んで選択的に低所に堆積したと考えられる。その後、引き続いた河川の下刻浸食により、奥入瀬川の浸食谷の下部に本堆積物が露出するに至ったと考えられる。本堆積物の層厚は高峠付近で約70m、立惣<sup>たつそ</sup>辺山<sup>べやま</sup>付近で50~140mである。

**層序関係** 高峠付近の第4-4地点(付図1)及び淵沢川<sup>ふちさわがわ</sup>流域の第4-5地点(付図1)において、本堆積物は小増<sup>しきないがわ</sup>沢層を不整合に覆う。色内川流域の第4-6地点(付図2)では層厚数m以上の土石流堆積物を挟んで八甲田第2期火砕流堆積物に覆われる。

**岩相** 強溶結のデイサイト質火砕流堆積物である(第4.3図)。結晶に非常に富み、2~7mm程度の大型の斜長石・石英結晶が目立つ特徴的な岩相を示す。この特徴



第 4.3 図 八甲田高峠火砕流堆積物の岩相  
強溶結岩相を示す。十和田湖町<sup>とろくほ</sup>久保の“法量のイチョウ”付近の第 4-1 地点  
(付図 1)。

から、結晶量が相対的に少なく、結晶サイズが 2 mm 以下と小さい八甲田第 1 期火砕流堆積物と区別することが可能である。本堆積物は八甲田第 2 期火砕流堆積物の強溶結部と似た岩相を示すが、本堆積物がより大きいサイズの斜長石・石英結晶に富むという点で区別できる。基質は淡褐灰色-淡紫灰色を呈し、斑点状に白灰色の部分が認められる。それぞれの斑点は長径 6 mm 以下であり、球状-楕円球状の形態を示す。周囲よりも溶結度がやや弱い。この斑点は軽石に由来する部分である可能性が高い。その周囲の淡褐灰色-淡紫灰色の部分は、色の濃い部分と薄い部分で縞模様を示すことがある。まれに長径 1.5 cm 以下の黄白色を呈する圧密された軽石を含むことがある。長径 2 cm 以下の変質した火山岩岩片をまれに含む。堆積物全体としては、規則的な柱状節理及び板状節理は発達せず、不規則な節理が卓越する傾向がある(第 4.3 図)。第 4.1 表に強溶結部の凝灰岩全岩の全岩化学組成分析値を示す。

**対比** 佐々木ほか(1998)は八甲田山図幅地域において、八甲田第 1 期火砕流堆積物の下位に出現する火砕流堆積物を「八甲田第 0 期火砕流堆積物」と命名した。その後、宝田・村岡(2004)はこの火砕流堆積物を「黄瀬川火砕流堆積物」と再定義した。黄瀬川火砕流堆積物はスコリア流堆積物であり、石英を含まないことから、八甲田高峠火砕流堆積物とは対比されない。一方、植木・鈴木(2004)は、宝田・村岡(2004)の黄瀬川火砕流堆積物の下位に存在する火砕流堆積物を報告し、これを

第 4.1 表 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の全岩化学組成

登録番号	GSJ R79659	HKD4	GSJ R79662
地質ユニット	八甲田高峠火砕流	八甲田第1期火砕流	八甲田第2期火砕流
採取地点	高峠	十和田湖温泉郷	熊ノ沢川上流域
地点番号	4-7	4-8	4-9
産状	強溶結火砕流 凝灰岩全岩	強溶結火砕流 凝灰岩全岩	弱溶結火砕流 本質レンズ部
wt. %			
SiO <sub>2</sub>	69.03	68.96	71.60
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.48	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.66	14.80	13.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5.21	3.79	3.86
MnO	0.10	0.09	0.08
MgO	1.10	0.91	0.94
CaO	3.37	4.17	3.38
Na <sub>2</sub> O	3.04	4.11	3.96
K <sub>2</sub> O	1.67	1.25	1.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.08
Total	99.84	98.64	100.01
LOI	2.09	0.41	0.49

\* 全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として表す。LOI: 灼熱減量。採取地点は付図を参照。  
HKD4 は宝田・水垣による未公表データ。

「黄瀬川火砕流堆積物」と命名した。植木・鈴木(2004)の「黄瀬川火砕流堆積物」は石英を含まない非溶結の火砕流堆積物であり、これも八甲田高峠火砕流堆積物とは対比されない。このように現時点では、他地域において八甲田高峠火砕流堆積物に対比される火砕流堆積物は見つかっていない。

**噴出源** 本地域における後期鮮新世-前期更新世の大規模火砕流堆積物の給源は、いずれも八甲田地域のカルデラ群を構成する八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ、湯ノ沢カルデラ周辺に求められる(第2.2図)。八甲田高峠火砕流堆積物の鉱物組み合わせは、斜長石+石英+斜方輝石+単斜輝石であり、八甲田カルデラ起源の八甲田第1期・第2期火砕流堆積物と共通する。一方、普通角閃石や黒雲母を含まない点で沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ及び湯ノ沢カルデラの噴出物とは一致しない。したがって、八甲田高峠火砕流堆積物の給源は八甲田カルデラであると考えられる。

**時代** 八甲田高峠火砕流堆積物の放射年代はこれまで報告されていない。今回、定方位で採取した本堆積物のコア試料について、段階交流消磁実験及び段階熱消磁実験を行った。その結果、本堆積物は逆帯磁していることが判明した。本堆積物は八甲田第1期火砕流堆積物よりも高所で堆積面を形成しているため、八甲田第1期火砕流堆積物よりも古いことは確実である。八甲田第1期火砕流堆積物は正帯磁を示し(植木・鈴木, 2004)、Brunhes/Matuyama Chronozone 境界の直上の層準にあると考えられている(鈴木ほか, 2001b)。したがって、本堆積物が0.78 Maよりも古いことは確実である。給源となる八甲田火山群の活動時期が1.1 Ma以降であること(宝田・村岡, 2004)を考慮に入れると、本堆積物の噴出年代はMatuyama Chronの0.99~0.78 Maの間である可能性が高い。

**岩石記載** 石英単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩(GSJ R79659)

産地: 十和田湖町, 高峠の東側斜面(第4-7地点, 付図1)。

産状: 層厚5 m以上の強溶結火砕流堆積物。

組織: 斑状。結晶が非常に多い。長径5 mm以下の変質した安山岩片及びデイサイト岩片を含む。

斑晶: 石英, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱。

石英は長径5 mm以下で自形-他形を示す。融食形を示し、丸みを帯びた形状のものが多い。斜長石は長径5 mm以下で自形-他形を示す。結晶の割合は石英と斜長石が圧倒的に多い。斜方輝石は長径1.5 mm以下で自形-他形を示す。単斜輝石は1 mm以下で自形-他形を示す。鉄鉱は長径0.7 mm以下で自形-他形を示す。斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石及び鉄鉱はしばしば集斑晶を構成する。いずれの斑晶も他形を示すものは直線的な破断面に囲まれたものが多く、これは火砕流の流動時に破砕されたためであると考えられる。

基質: ユータキシティック組織を示す。ほぼ脱ガラス化が進み、微細な鉱物に変化している。新鮮なガラスは認められない。全体として褐色を示す。

#### 4.4 八甲田第1期火砕流堆積物(Ht<sub>1</sub>)

**地層名** 村岡・高倉(1988)及び村岡・長谷(1990)により命名・定義された。十和田図幅内における本堆積物は、岩井・鈴木(1957)では野左掛層、中川ほか(1972)、金属鉱業事業団(1976)及び岩井(1989)では、田代平溶結凝灰岩とされていた。村岡・高倉(1988)は、本図幅内に八甲田第1期火砕流堆積物の分布を示していないが、今回の調査で本地域にも分布していることが明らかとなった。

**模式地** 八甲田山図幅内の十和田湖町黄瀬川中流域(村岡・長谷, 1990)。

**分布及び層厚** 本図幅西部の奥入瀬川流域及び中里川上流域に分布する。奥入瀬川流域では奥入瀬川の浸食谷基部に散点的な分布が認められる。中里川流域では浸食谷の下部及び河床にその露出が認められる。層厚は最大で約70 mである。

**層序関係** 本堆積物は八甲田第2期火砕流堆積物に覆われる(第4.4図)。中里川流域の赤飯平入り口付近の露頭(第4-10地点, 付図1)では、厚さ3~4 mの凝灰質砂層とシルト層の互層を挟んで八甲田第2期火砕流堆積物に覆われる。また、淵沢川流域の露頭(第4-11地点, 付図1)では、厚さ4~5 mの崖錐堆積物を挟んで八甲田第2期火砕流堆積物に覆われるのが観察できる。本堆積物は上部中新統の小増沢層を覆い、十和田八戸火砕流堆積物に覆われる。

**岩相** デイサイト質の火砕流堆積物である。奥入瀬川流域では強溶結岩相として産することが多い。本図幅地域で最も強溶結の岩相は、十和田湖町百目木の第4-12地点(付図2)において見られる(第4.4図)。ここでは層厚40~50 mの本堆積物の露出が観察される。溶結度は垂直方向に変化し、露頭の下部-中部では強溶結であるが、最上部の6~7 mは弱溶結に漸移する。垂直方向と水平方向の節理が発達しており、縦1~2 m×横2~3 mのブロック状の節理が発達している(第4.4図)。肉眼では本質物質や岩片がほとんど確認できないため、一見すると均質であるが、良く観察すると水平方向に伸びる長径数1 cm以下、幅3 mm以下のレンズ状暗色部が認められる。十和田湖温泉郷付近や片貝沢付近での岩相も強溶結岩相であり、模式地と同様である。これらの地域では、短径2 mm以下、長径1 cm以下の明瞭な溶結レンズを観察することができる。強溶結岩相は灰色を呈し、溶結レンズは黒色-暗灰色を呈する。第4.1表に凝灰岩強溶結部の全岩化学組成分析値を示す。

中里川流域では弱溶結岩相として産する。弱溶結岩相の呈する色は暗灰色-淡灰色である。短径4 mm以下、長径5 cm以下の扁平化したレンズ状の淡灰色-暗灰色軽石を含む。また、長径1 cm以下の火山岩岩片をまれ



第 4.4 図 八甲田第 1 期火砕流堆積物の産状

強溶結の八甲田第 1 期火砕流堆積物を弱溶結の八甲田第 2 期火砕流堆積物 (Ht<sub>2</sub>) が覆う。八甲田第 2 期火砕流堆積物の最下部は風化変質のため白灰色を呈する。八甲田第 2 期火砕流堆積物と八甲田第 1 期火砕流堆積物の間には層厚 2 ~ 3 m の礫混じり褐色土壌層が挟まれる。十和田湖町法量, 百目木採石場跡 (第 4-12 地点, 付図 2)。

に含む。

**噴出源** 本図幅北西方に位置する八甲田カルデラ (第 2.2 図) である (村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。

**時代** 村岡・高倉 (1988) 及び村岡 (1991) は八甲田第 1 期火砕流堆積物の年代を, 複数の K-Ar 年代の平均値から 0.65 Ma とした。また, 高島ほか (1990) は複数の TL 年代の平均値から 0.53 Ma とした。一方, 弘前市 (2001) は  $0.65 \pm 0.16$  Ma の FT 年代を報告している。

鈴木ほか (2001a, b) は, 八甲田第 1 期火砕流堆積物の co-ignimbrite ash として, 房総半島上総層群国本層中の国本 1 テフラ (徳橋・遠藤, 1984), 大阪層群中の今熊 I テフラ (Iihara *et al.*, 1975) 及び男鹿半島北浦層中の OT 21 テフラ (的場, 1992) を広域対比し, それを八甲田国本テフラ (Hkd-Ku) と命名した。八甲田国本テフラは Brunhes/Matuyama Chronozone 境界の直上の酸素同位体ステージ 19.1-18.4 に位置することから, その降下年代は約 0.76 Ma と推定されている (鈴木ほか, 2001b)。また, 鈴木ほか (1998) は国本 1 テフラについて  $0.70 \pm 0.25$  Ma の FT 年代を報告している。これらの結果は, 八甲田第 1 期火砕流堆積物の古地磁気極性が正であること (植木・鈴木, 2004) と調和的である。

一方, 佐々木ほか (1998) は, 八甲田第 1 期火砕流堆積

物の下位に存在する降下軽石層に含まれる黒雲母の K-Ar 年代として  $0.79 \pm 0.6$  Ma 及び  $1.28 \pm 0.56$  Ma, ジルコンの FT 年代として  $0.78 \pm 0.12$  Ma を報告している。

本研究では最新の研究による層位年代 (鈴木ほか, 2001b) を重視し, 八甲田第 1 期火砕流堆積物の年代を約 76 万年前と判断する。

**岩石記載** 石英単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩 (GSJ R79660)

産地: 十和田湖町百目木東方の採石場跡地 (第 4-12 地点, 付図 2, 第 4.4 図)。

産状: 層厚 50 m 以上の強溶結火砕流堆積物。

組織: 斑状。結晶が非常に多い。長径 5 mm 以下の安山岩片・変質火山岩の岩片を含む。

斑晶: 石英, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱。

石英は長径 2.2 mm 以下で自形-他形を示す。融食形を示すものが多い。斜長石は長径 2 mm 以下で自形-他形を示す。割合は石英と斜長石が多い。斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-他形を示す。単斜輝石は長径 0.8 mm 以下で自形-他形を示す。鉄鉱は長径 0.5 mm 以下で自形-他形を示す。斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石及び鉄鉱はしばしば集斑晶を構成する。いずれの斑晶も他形を示すものは直線的な破断面に囲まれたものが多い。なお, 極めてまれに普通角閃石を含むこ

とがある。

基質:ユータキシティック組織を示す。ほぼ脱ガラス化が進み、微細な鉱物に変化している。新鮮なガラスは認められない。全体として淡褐色を示す。軽石の発泡組織はレンズ状に引き伸ばされている。

#### 4.5 野辺地層 (Nh)

**地層名** 岩井 (1951) により命名された。野辺地層という名称は、上北平野に広く分布する更新世の浅海堆積物に対して用いられてきた (岩井, 1951; 中川, 1972; 岩井, 1991; 島口, 1999; Kuwabara, 2001)。野辺地層は複数の海成段丘面構成層の集合体であり (Kuwabara, 2001), 古くから地形学的手法・地質学的手法を用いた細分化が試みられてきた (中川, 1963; 新戸部, 1975; 宮内, 1985; Miyauchi, 1987; 桑原, 2004)。本図幅地域の野辺地層は、その分布が北東端部に限られ、露頭も極めて少ないために、本調査では詳細な露頭情報を得ることができなかった。したがって、本地域に分布する野辺地層は、上記の研究により細分化された地層のいずれに対応するのか不明である。したがって、本研究では総括的な「野辺地層」の名称を用いることにする。

**模式地** 岩井 (1951) は模式地を設定していない。ここでは、本層の模式地を七戸図幅内の十和田市大沢田の第4-13地点 (第4.5図, 付図5) としておく。

**分布及び層厚** 本図幅北東端地域に分布する。最もま

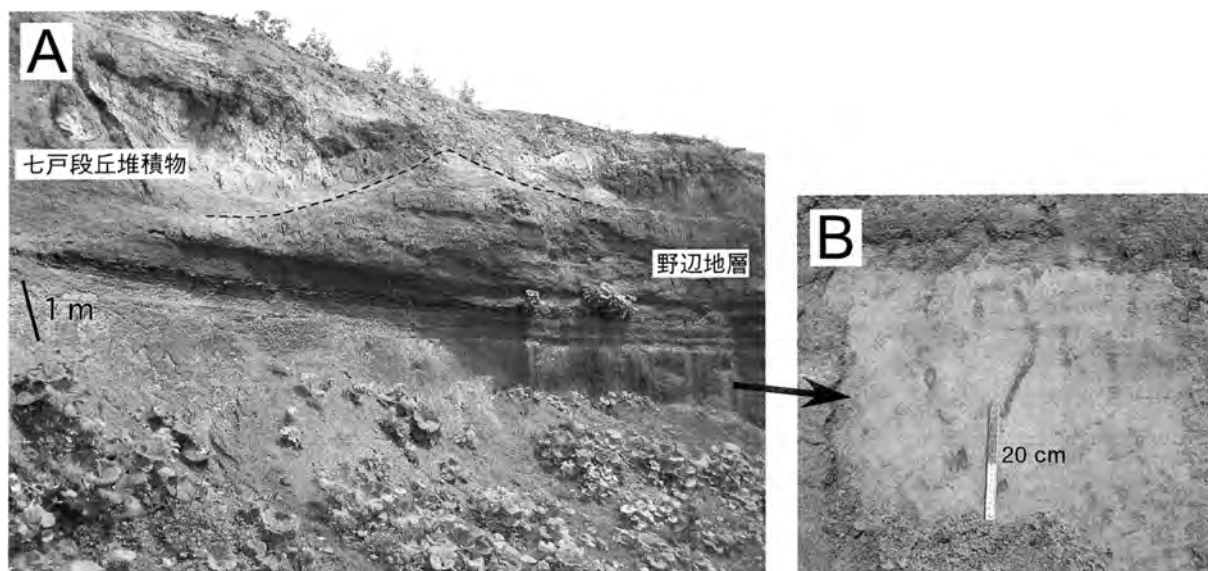
とまった分布は十和田市八斗沢付近で見られ、七百面を構成する。その他、十和田市街地東側及び十和田市洞内付近に小規模に分布する。層厚は少なくとも30 m以上である。野辺地層は本図幅の北東方の小川原湖付近ではより広域に分布し、その周辺での全層厚は140 m前後と見積もられている (岩井, 1951)。

**層序関係** 七戸段丘堆積物及び十和田八戸火砕流堆積物に不整合に覆われる。十和田市洞内の第4-14地点 (付図3) で七戸段丘堆積物に不整合に覆われる様子が観察される (第4.6図)。



第4.5図 野辺地層の典型的な岩相

黄褐色の中粒-細粒砂層から構成される。トラフ状斜交層理が発達している。七戸図幅内、十和田市大沢田の第4-13地点 (付図5)



第4.6図 野辺地層と七戸段丘堆積物の産状

- 野辺地層と七戸段丘堆積物の境界部の露頭写真。
- 野辺地層の極細粒砂層中に見られる生痕化石。第4.7図にこの地点で得られた柱状図を示す。砂土路川沿い、十和田市洞内の第4-14地点 (付図3)。

第 4.2 表 野辺地層産出軟体動物化石

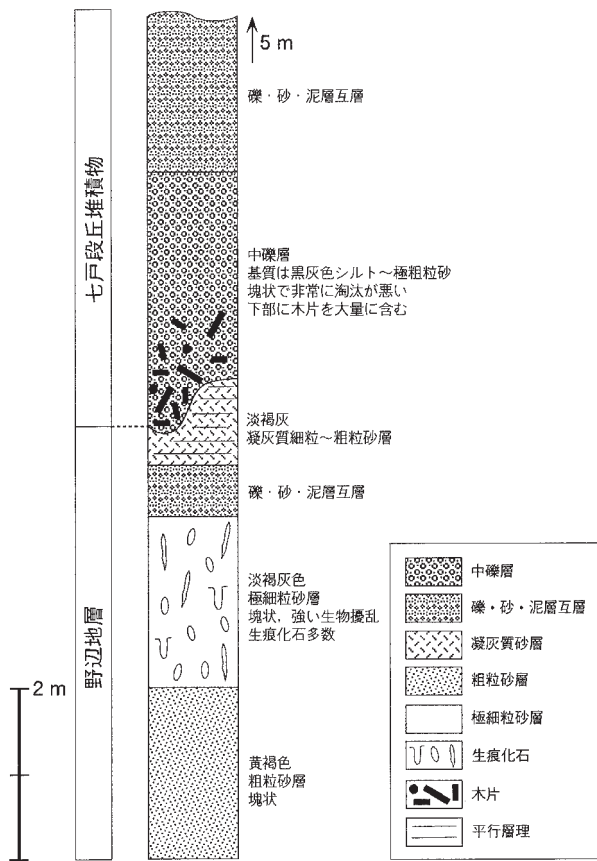
文献	種名	産出地点	文献	種名	産出地点
岩井 (1951)	<i>Chlamys nipponensis</i> Kuroda <i>Anomia</i> cf. <i>lischkei</i> Dautzenberg and Fischer <i>Astarte alaskensis</i> Dall <i>Trapezium japonicum</i> Pilsbry <i>Pillucina pisidium</i> (Dunker) <i>Clinocardium californiense</i> (Deshayes) <i>Meretrix lusoria</i> (Roding) <i>Dosinia japonica</i> (Reeve) <i>Protothaca jodoensis</i> (Lischke) <i>Venerpis japonica</i> (Deshayes) <i>Macoma praetexta</i> (v. Martes) <i>Batillaria multiformis</i> (Lischke) <i>Littorina brevicula</i> (Philippi) <i>Nassarius festivus</i> (Powys) <i>Pyrene varians</i> (Dunker) <i>Tegula rustica</i> (Gmelin) <i>Balanus</i> cf. <i>hoekianus</i> Pilsbry	小川原湖南西岸一帯 (三沢・七戸・ 八戸図幅内)	Iwai & Siobara (1968)	<i>Protothaca jodoensis</i> (Lischke) <i>Tapes</i> sp. <i>Raeta pulchella</i> (Adams and Reeve) <i>Macoma incongrua</i> (Makiyama) <i>Fabulina minuta</i> (Lischke) <i>Solen</i> cf. <i>gouldi</i> Conrad <i>Mya japonica</i> Jay <i>Dentalium octangulatum hexagonum</i> Gould <i>Puncturella nobilis</i> (A. Adams) <i>Batillaria multiformis</i> (Lischke) <i>Tectonatica janthostomoides</i> Kuroda and Habe <i>Ceratostoma japonicum</i> (Dunker) <i>Trophonopsis candelabrum</i> (Reeve) <i>Neptunea arthritica</i> Bernardi <i>Acumaea pallida</i> (Gould) <i>Dinocardium braunsi</i> (Tokunaga) <i>Glycymeris</i> sp. <i>Rapana thomasi</i> Crosse <i>Portlandia</i> sp. <i>Striarca symmetrica</i> (Reeve) <i>Hawaiarca uvaensis</i> Kuroda <i>Anadara</i> sp. <i>Glycymeris yessoensis</i> Jay <i>Mizuho pecten yessoensis</i> (Jay) <i>Anomia</i> sp. <i>Trapezium japonicum</i> Pilsbry <i>Lucinoma</i> sp. <i>Clinocardium ciliatum</i> Fabricius <i>Clinocardium</i> sp. <i>Vasticardium</i> sp. <i>Leukoma</i> sp. <i>Meretrix meretrix lusoria</i> (Roding) <i>Docinia japonica</i> (Reeve) <i>Docinia</i> sp. <i>Protothaca euglypta</i> (Sowerby) <i>Callithaca adamsi</i> (Reeve) <i>Venerupis japonica</i> (Deshayes) <i>Macoma tokyouensis</i> Makiyama <i>Macoma</i> cf. <i>takahokoensis</i> Yamamoto and Habe <i>Fabulina</i> sp. <i>Hiatella orientalis</i> (Yokoyama) <i>Anisocorbula</i> cf. <i>vevusta</i> (Gould) <i>Tegula rustica</i> (Gmelin) <i>Ehattia guamensis selenomphala</i> Pilsbry <i>Littorina</i> sp. <i>Batillaria zonalis</i> (Burguiere) <i>Natica</i> sp. <i>Ceratostoma</i> cf. <i>aduucum</i> (Sowerby) <i>Ceratostoma endermonis</i> (Smith) <i>Purpura luteostoma</i> (Hosien) <i>Pyrene varians</i> (Dunker) <i>Nassarius festivus</i> (Powys)	小川原湖南西岸一帯 (三沢図幅内)
島口 (1999)	<i>Acmaea (Nibeotectura) pallida</i> (Gould) <i>Omphalius rusticus</i> (Gmelin) <i>Batillaria cumingii</i> (Crosse) <i>Capulus japonicus</i> A. Adams <i>Cryptonatica janthostomoides</i> (Kuroda et Habe) <i>Glossaulax didyma</i> (Röding) <i>Rapana bezoar</i> (Linnaeus) <i>Metrella bicincta</i> (Gould) <i>Reticunassa festiva</i> (Powys) <i>Sydaphra spengleriana</i> (Deshayes) <i>Scapharca broughtonii</i> (Schrenck) <i>Scapharca kagoshimensis</i> (Tokunaga) <i>Chlamys farreri farreri</i> (Jones et Preston) <i>Monia umbonata</i> (Gould) <i>Crassostrea gigas</i> (Thunberg) <i>Corbicula japonica</i> Prime <i>Trapezium liratum</i> (Reeve) <i>Fulvia mutica</i> (Reeve) <i>Clinocardium (Fusucocardium) braunsi</i> (Tokunaga) <i>Phacosoma japonicum</i> (Reeve) <i>Notochione jedi</i> (Lischke) <i>Ruditapes philippinarum</i> (Adams et Reeve) <i>Pseudocardium sachalinense</i> (Schrenck) <i>Macoma incongrua</i> (v. Martes) <i>Mya (Arenomya) arenaria oonogai</i> Makiyama	下田町概 (八戸図幅内)			
Iwai & Siobara (1968)	<i>Arca boucardi</i> Jousseaume <i>Pseudogrammatodon dali</i> (Smith) <i>Anadara subcrenata</i> (Lischke) <i>Chlamys nipponensis</i> Kuroda <i>Ostrea gigas</i> Thunberg <i>Monia</i> cf. <i>Macrochisma</i> (Deshayes) <i>Entodesma naviculoides</i> Yokoyama <i>Clinocardium californiense</i> (Deshayes) <i>Fulvia mutica</i> (Reeve) <i>Saxidomus purpuratus</i> (Soweb)	小川原湖南西岸一帯 (三沢図幅内)			

岩相 未固結の砂層を主体とし、中-細礫層及び泥層を伴う。典型的な岩相は七戸図幅内の十和田市大沢田付近で見られる。第 4-13 地点 (付図 5) では、層厚 10 m の中粒砂-細粒砂層が見られる (第 4.5 図)。砂層は黄褐色を呈し、トラフ状斜交層理が顕著に発達している (第 4.5 図)。十和田市洞内の第 4-14 地点 (付図 3) では、野辺地層とそれを不整合に覆う七戸段丘堆積物の関係が観察される (第 4.6 図及び第 4.7 図)。この地点では、下位より、層厚 2 m の塊状の黄褐色粗粒砂層、層厚 2 m の生物擾乱を受け多数の生痕化石が認められる塊状の極細粒砂層 (第 4.6 図 B)、層厚 60 cm の細礫-砂-泥層互層、層厚 1 m の淡褐色の凝灰質細粒-粗粒砂層が認められる (第 4.7 図)。これらを七戸段丘堆積物の中礫層が不整合に覆う。野辺地層はいずれの地点でもほぼ水平堆積している。野辺地層は浅海堆積物であり、内湾もしくは外浜環境で堆積したと推定されている (桑

第 4.3 表 野辺地層産出珪藻化石 (岩井, 1951)

<i>Coscinodiscus</i> sp.
<i>Diploneis</i> cf. <i>smithii</i> (Brévisson) Cleve
<i>Hemidiscus</i> sp.?
<i>Coscinodiscus</i> cf. <i>consinuus</i> W. Smith
<i>Coscinodiscus</i> cf. <i>decreescens</i> Grunow
<i>Diploneis</i> cf. <i>interrupta</i> (Kützing) Cleve
<i>Diploneis</i> cf. <i>pandura</i> (Brévisson)
<i>Navicula</i> sp.?
<i>Nitzschia</i> cf. <i>marina</i> (Brévisson) Cleve
<i>Nitzschia</i> cf. <i>panduriformis</i> Gregory
<i>Nitzschia</i> cf. <i>punctata</i> (W. Smith) Grunow
<i>Rhaphoneis</i> cf. <i>surirella</i> (Ehrenberg) Müller
<i>Rhaphoneis</i> cf. <i>gibba</i> (Ehrenberg) Müller

産出地点: 小川原湖南西岸一帯 (三沢・七戸・八戸図幅内)



第4.7図 野辺地層と七戸段丘堆積物の境界部の柱状図  
砂上路川沿い，十和田市洞内の第4-14地点（付図3）。

原，2004）。

**化石** 本層からは多数の軟体動物化石の産出が報告されている（岩井，1951；Iwai and Siobara，1968；島口，1999）。第4.2表に産出化石のリストを示す。また，岩井（1951）は本層より珪藻化石を報告している（第4.3表）。

**時代** 本研究では，本層と下位層との関係は確認していない。大石・田鎖（1995）及び大石ほか（2001b）は，東隣の八戸図幅内において，上部鮮新統の砂層が基底礫層を伴う砂層に不整合に覆われる関係を示した。そして，暫定的に前者に斗川層，後者に野辺地層の名称を与えている。野辺地層と斗川層は双方とも砂層を主体とし岩相が類似する。したがって，それらの区分には今後検討が必要であるが，本研究では中川（1972）による解釈と同様に，野辺地層の下限を前期更新世としておく。本図幅内での野辺地層は七百面構成層として出現する。七百面は地蔵平テフラ（岩崎，1983；町田・新井，1992，2003）以降の降下テフラ群に覆われる（宮内，1985）。地蔵平テフラは約40万年前の八甲田第2期火砕流堆積物の下位に，層厚30～40cmの褐色土壌を挟んで出現する。したがって，七百面はおおよそ40万年前後に

形成されたと考えられる。以上より，本地域における野辺地層の堆積期間は前期更新世-40万年前前後と判断される。

#### 4.6 八甲田第2期火砕流堆積物（Ht<sub>2</sub>） 及び八甲田TE-1テフラ

**地層名** 村岡・高倉（1988）及び村岡・長谷（1990）により命名・定義された。十和田図幅内における本堆積物は，岩井・鈴木（1957）では野左掛層，中川ほか（1972），金属鉱業事業団（1976）及び岩井（1989）では田代平溶結凝灰岩と呼ばれている。

**模式地** 青森東部図幅内，青森市荒川沿いの井線の滝付近（村岡・長谷，1990）。

**分布及び層厚** 本図幅の北西部に広く分布する。北東部，南東部及び南西部では小規模な分布域が点在している。層厚は検行平牧野付近で最大約150m，十和田湖温泉郷付近では最大約100mである。南東部では層厚を減じ，最大でも6m程度となる。

**層序関係** 中里川流域の赤飯平入り口付近の露頭（第4-10地点，付図1）では，厚さ3～4mの凝灰質砂層とシルト層の互層を挟んで八甲田第1期火砕流堆積物を覆う。また，淵沢川流域の露頭（第4-11地点，付図1）では，厚さ4～5mの崖錐堆積物を挟んで八甲田第1期火砕流堆積物を覆う。十和田湖町百目木の第4-12地点（付図2）では，層厚2～3mの礫混じり褐色土壌層を挟んで八甲田第1期火砕流堆積物を覆う（第4.4図）。色内川流域の第4-6地点（付図2）では，層厚数m以上の土石流堆積物を挟んで八甲田高峠火砕流堆積物を覆う。また，多数の地点で十和田八戸火砕流堆積物に覆われる（第4.8図，第4.9図）。

**岩相** 非溶結-弱溶結-強溶結のデイサイト質の火砕流堆積物である。大部分は弱溶結岩相を示し（第4.9図），強溶結岩相は十和田湖温泉郷付近，冷水沢流域，赤飯平，検行平，北股沢流域などの給源の八甲田カルデラ（第2.2図）に近い本図幅西端地域に限定される。非溶結岩相は十和田市小田道付近で観察される（第4.8図）。強溶結岩相は灰色，淡灰色あるいは淡青灰色を呈する。弱溶結岩相は淡青灰色，淡灰色，白灰色，褐色，桃灰色あるいは赤紫灰色と多様な色を示すが，淡青灰色を示す場合が多い。非溶結岩相は淡褐色灰色あるいは淡青灰色を示し，長径3cm以下の白色軽石を少量含む。強溶結岩相では柱状節理がしばしば発達する。結晶は最大で長径3mm程度であり，2mm以下のものが大多数である。基質はまれに暗色部と明色部で縞模様を示すことがあるが，大多数は非常に均質である。弱溶結及び強溶結岩相では本質レンズ，軽石及び岩片はまれにしか認められず，サイズも長径1cm以下と小さい。熊ノ沢川上流域の第4-15地点（付図1）付近で見られる弱溶結岩相には，



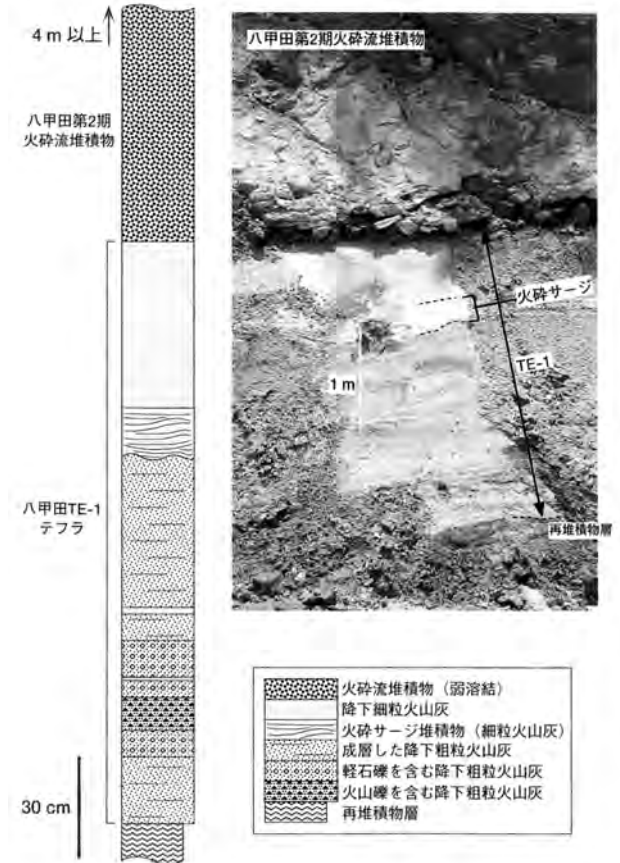
第 4.8 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物と十和田八戸火砕流堆積物の層序関係  
 十和田八戸火砕流堆積物が八甲田第 2 期火砕流堆積物を覆う。露頭の高さは約 15 m。八甲田第 2 期火砕流堆積物の上部に見られる縞状構造は地下水の影響によるものであり、堆積構造を示すものではない。砂土路川沿い、十和田市小田道の第 4-18 地点（付図 3）。



第 4.9 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物の典型的な弱溶結岩相  
 層厚 5 m 以上の八甲田第 2 期火砕流堆積物を十和田八戸火砕流堆積物が覆う。七戸町野左掛放牧場の南方 300 m 地点（第 4-17 地点、付図 1）。

例外的に本質レンズが多数認められる。本質レンズは長径 10 cm 以下で淡灰色-灰色を示す。形態は楕円球状-不規則形のものが多いが、短径数 mm、長径数 cm オーダーで引き伸ばされているものも存在する。本質レンズは、軽石の発泡組織を保持しているものから、気泡がほとんど潰れてしまったものまで多様である。第 4.1 表に本質レンズ部の全岩化学組成分析値を示す。

八甲田第 2 期火砕流堆積物は、八甲田第 1 期火砕流堆積物に比べて結晶量が多い特徴を示す。また、八甲田第 1 期火砕流堆積物は暗色の溶結レンズを含むことがあるが、八甲田第 2 期火砕流堆積物にはほとんど含まれない。一方、八甲田高峠火砕流堆積物は結晶量が多く、八甲田



第 4.10 図 八甲田 TE-1 テフラの層序を示す柱状図と露頭写真  
 露頭位置は十和田市清瀬の第 4-16 地点（付図 4）。

第 2 期火砕流堆積物と似た岩相を示す。しかし、八甲田高峠火砕流堆積物の方が基質の色が暗色であり、結晶サイズがより大きい傾向がある。これらの点から八甲田カルデラ起源の 3 つの火砕流堆積物を岩相で区別することが可能である。

八甲田第 2 期火砕流堆積物の直下には、まれに降下火砕堆積物や火砕サージ堆積物が認められることがある。十和田市清瀬の第 4-16 地点（付図 4）の柱状図と露頭写真を第 4.10 図に示す。これらの降下火砕堆積物・火砕サージ堆積物と八甲田第 2 期火砕流堆積物の間には、堆積間隙を示す証拠は認められない。したがって、これらは一連の噴火による産物と判断される。町田・新井（1992）によれば、これらの一連の降下テフラは、岩崎（1983）による TE-1 に相当する。したがって、本研究ではこれらの降下火砕堆積物及び火砕サージ堆積物を、八甲田 TE-1 テフラ：TE-1 と呼ぶことにする。TE-1 の最下位のユニットは層厚 20 cm の灰白色を呈する成層した降下粗粒火山灰層で、遊離結晶に非常に富む。その上位に、淡褐灰色、灰白色及びオレンジ色を呈し、1 cm 以下の軽石・火山礫を多く含む降下粗粒火山灰の互層が、層厚 35 cm にわたって続く。これらの層も遊離



結晶に非常に富む。その上位には、最下位のユニットと同様な特徴の層厚 55 cm の降下粗粒火山灰層が重なる。そして、このユニットをやや削り込むようにして、灰白色の細粒火山灰からなる層厚約 15 cm の火砕サージ堆積物が重なる。TE-1 の最上位のユニットは、長径 5 mm 以下の白色軽石をまばらに含み、灰白色を呈する層厚 50 cm の降下細粒火山灰層である。この上位に弱溶結した八甲田第 2 期火砕流堆積物が重なる。TE-1 最上位の降下火山灰層の鉱物組み合わせは、斜長石 + 石英 + 斜方輝石 + 単斜輝石 + 鉄鉱であり、八甲田第 2 期火砕流堆積物と同じである。

**噴出源** 本図幅北西方に位置する八甲田カルデラ（第 2.2 図）である（村岡・高倉，1988；村岡・長谷，1990）。

**時代** 村岡・高倉（1988）及び村岡（1991）は八甲田第 2 期火砕流堆積物の年代を、複数の K - Ar 年代の平均値から 0.40 Ma とした。一方、高島ほか（1990）は複数の TL 年代の平均値から 0.25 Ma とした。また、NEDO（1993）は  $0.41 \pm 0.06$  Ma、弘前市（2001）は  $0.37 \pm 0.08$  Ma の FT 年代値を報告している。このように、八甲田第 2 期火砕流堆積物の年代は K - Ar 年代と FT 年代が約 40 万年前で一致し、TL 年代が約 25 万年前と若い。TL 年代は他の年代測定法よりも若めの年代が出る場合があるとされている（高島，1995）。そこで、本研究では K - Ar 年代と FT 年代を採用し、八甲田第 2 期火砕流堆積物の年代を約 40 万年前と判断する。

**岩石記載** 石英単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩（GSJ R79661）

**産地:** 十和田湖町熊ノ沢上流域の第 4-15 地点（付図 1）。  
**産状:** 層厚 5 m 以上の弱溶結の火砕流堆積物。長径 10 cm 以下の淡灰色本質レンズをしばしば含む。

**組織:** 斑状。結晶に富む。長径 3 mm 以下の変質した安山岩片及び堆積岩岩片を含む。

**斑晶:** 石英，斜長石，斜方輝石，単斜輝石，鉄鉱。

石英は長径 3 mm 以下で自形-他形を示す。丸みを帯びた融食形を示すものが多い。斜長石は長径 3 mm 以下で自形-他形を示す。石英と斜長石が圧倒的に多い。斜方輝石は長径 1.5 mm 以下で自形-他形を示す。単斜輝石は長径 0.7 mm 以下で自形-他形を示す。鉄鉱は長径 0.6 mm 以下で自形-他形を示す。斜長石，斜方輝石，単斜輝石及び鉄鉱はしばしば集斑晶を構成する。なお、極めてまれに普通角閃石を含むことがある。

**基質:** 板状のガラスがある程度原形を保持しつつ、ルーズに接してネットワークを構成している。ガラスの大部分は脱ガラス化が進み、微細な鉱物に変化している。基質は全体として淡褐色を示す。

**本質レンズの石基:** 脱ガラス化が進み、微細な鉱物から構成される。微細な鉱物は縞状組織を構成する。放射状

に集まった微細な針状結晶が斑点状に存在する。基質よりも多孔質ではあるが、元来の軽石の発泡組織は認められない。

#### 4.7 漆畑段丘堆積物 (Ur)

新称。漆畑段丘は本図幅内における最高位の河成段丘面である。奥入瀬川流域の十和田湖町漆畑及び立石付近に小規模に分布する。露頭が存在しないため本段丘堆積物の詳細は不明である。おそらく現河床堆積物と同様に、主に礫層及び砂層からなると推定される。漆畑段丘は八甲田第 2 期火砕流堆積物を基盤とする浸食段丘であるため、本堆積物の層厚は数 m のオーダーであると推定される。堆積時代は少なくとも八甲田第 2 期火砕流堆積物の堆積後の約 40 万年前以降である。

#### 4.8 七戸段丘堆積物 (Sc)

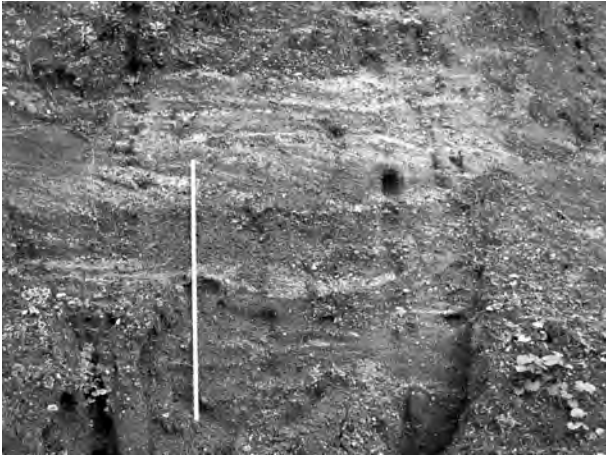
**地層名** 新称。岩井（1951）の三本木層の一部に相当する。中川（1963）の三本木層の一部、及び沼崎層の河成部に相当する。また、岩井（1989）による「河岸段丘・扇状地堆積物 (sg2)」にほぼ対応する。なお、七戸面の名称は宮内（1985）に由来するが、宮内（1985）は七戸面の構成層が主に十和田大不動火砕流堆積物であるとし、地層名を与えていない。そこで本研究では、七戸面の構成層として「七戸段丘堆積物」を新たに命名・定義した。

**模式地** 十和田市椴沢付近の第 4-19 地点（付図 3）。

**分布及び層厚** 本図幅北東部の比較的広い地域及び十和田湖町沢田付近に分布する。層厚は最大で 30 ~ 40 m 程度であり、多くの場所では 20 m 以下である。

**層序関係** 十和田市洞内の第 4-14 地点（付図 3）において、本層は野辺地層を不整合に覆う（第 4.6 図）。十和田市小田道の第 4-20 地点（付図 3）では、層厚約 8 m の本堆積物の砂礫層が、層厚約 6 m の十和田八戸火砕流堆積物に不整合に覆われることを確認できる。十和田市三間木沢東方の第 4-21 地点（付図 3）では、層厚 7 m 以上の本堆積物の砂礫層が、厚さ 80 cm の黒色泥炭層を挟んで層厚約 5 m の十和田大不動火砕流堆積物に覆われることが確認される。

**岩相** 大きく 2 つの岩相からなる。1 つは砂礫層主体で泥層を伴う岩相（第 4.11 図）であり、本堆積物の主要な岩相である。もう 1 つは、平行層理の発達した泥層を主体とし、砂層及び礫層を伴う岩相（第 4.12 図）である。後者は顕著な平行層理及び平行葉理が発達し、泥層を主体とすることから、湖などの流れの少ない静穏な環境で堆積したと考えられる。泥層主体の岩相は、本堆積物分布域東部の十和田市真登地 - 樋口付近で観察される。



第 4.11 図 七戸段丘堆積物中の砂礫層主体の岩相  
礫は亜円礫が主体。礫層は細礫-中礫からなる。一部で平板状斜交層理が発達する。スケールの長さは 1 m。十和田市樺沢付近（第 4-19 地点、付図 3）。

十和田市樺沢の模式地では層厚約 10 m の砂礫層主体の岩相が観察される。砂礫層は淘汰が悪く、粗粒砂-中礫から構成される（第 4.11 図）。礫は亜円礫が多い。軽石礫に富む層と安山岩礫に富む層が交互に繰り返している。しばしばトラフ状斜交層理が発達し、一部で平板斜交層理が発達する（第 4.11 図）。泥層は層厚 80 cm 以下で、まれに砂礫層中に挟在される。泥層は淡褐灰色を呈し塊状である。

十和田市洞内の第 4-14 地点（付図 3）では本堆積物と野辺地層の関係が観察される（第 4.6 図）。ここでは、野辺地層を不整合に覆う層厚約 3 m の中礫層とその上位の層厚 5 m 以上の礫・砂・泥層互層が観察される。中礫層は黒灰色シルト-極粗粒砂からなる基質と、長径 2 cm 以下の亜角-亜円礫で構成される。炭質物に富み、淘汰は悪い。下部に黒色-褐色の木片を大量に含むことを特徴とする。泥炭層を主な母材とした土石流堆積物であると推定される。

十和田市真登地付近の第 4-22 地点（付図 3）では、層厚約 15 m の泥層主体の岩相が観察される（第 4.12 図）。成層した褐色-淡褐色の泥層を主体とし、層厚数 10 cm 以下の砂層及び礫層を伴う。泥層は数 cm-数 mm 単位で細かく成層し、平行層理及び平行葉理が良く発達している。十和田市南樋口の第 4-23 地点（付図 3）では、層厚 3 m 以上の塊状の褐色シルト-極細粒砂層が観察される。長径 3 mm 以下の植物片を大量に含むことを特徴とし、米粒状の形態を示す暗褐色の種子皮を多く含む。

山岡・蜂屋（1964）は、十和田市樋口付近において珪藻土の産出を報告し、これらを含む層を中川（1963）の沼崎層に対応するとした。この岩相が本研究での七戸段丘堆積物の泥層主体の岩相に対応する。本研究による調



第 4.12 図 七戸段丘堆積物中の泥層主体の岩相  
平行層理及び平行葉理の発達した褐色-淡褐色の泥層を主体とし、層厚数 10 cm 以下の砂層及び礫層を伴う。露頭の高さは約 8 m。十和田市真登地付近（第 4-22 地点、付図 3）。

査でも、第 4-23 地点（付図 3）において、砂層に挟在される層厚 70 cm の珪藻質シルト-極細粒砂層を確認した。この層は塊状で大量の珪藻化石を含み、風化面は淡黄褐色を呈するが、内部は青灰色を呈する。

**化石** 山岡・蜂屋（1964）により、本堆積物の泥層主体の岩相より多数の珪藻化石が報告されている（第 4.4 表）。山岡・蜂屋（1964）によれば、珪藻はすべて淡水種であり、海棲種は含まれていない。山岡・蜂屋（1964）は珪藻化石の種類を根拠に、これらが比較的浅い湖盆で堆積したと推定している。

**時代** 第 4-21 地点（付図 3）において、本堆積物は厚さ 80 cm の黒色泥炭層を挟んで 3 万年前に噴出した十和田大不動火砕流堆積物に覆われる。したがって、本堆積物の堆積が終了したのは 3 万年前よりも少し前と判断できる。一方、本堆積物は野辺地層及び八甲田第 2 期火砕流堆積物を覆う。したがって、本堆積物の堆積開始時期は 40 万年前以降である。七戸面は十和田面よりも 1 段高く、かつ明瞭な平坦面を保存している。また、七戸段丘は河成段丘であり、海退期の産物であると考えられる。したがって、本堆積物の堆積時期は最終氷期の約 7 万年前-約 3 万年前である可能性が高い。

第 4.4 表 七戸段丘堆積物産出珪藻化石 (山岡・蜂屋, 1964)

産出地点: 十和田市下桶口	産出地点: 十和田市洞内
<i>Cocconeis</i> sp.	<i>Amphora persusilla</i> Grun.
<i>Cyclotella bodanica</i> Eulenst.	<i>Cocconeis</i> sp.
<i>Cymbella aequalis</i> W. Smith	<i>Cyclotella comta</i> (Ehr.) Kütz.
<i>C. cymbiformis</i> (Agardh? Kütz.) V. H.	<i>Cymbella affinis</i> Kütz.
<i>C. ehrenbergii</i> Kütz.	<i>C. cymbiformis</i> (Agardh. Kütz.) V. H.
<i>C. gracilis</i> (Rabh.) Cl.	<i>C. naviculiformis</i> Awersw.
<i>C. naviculiformis</i> Awersw.	<i>C. parva</i> (W. S.) Cl.
<i>C. turgida</i> (Greg.) Cl.	<i>C. turgida</i> (Greg.) Cl.
<i>Diploneis smithii</i> (Bréb.) Cl.	<i>Denticula</i> sp.
<i>Ephemia turgida</i> (Her.) Kütz.	<i>Diatoma</i> sp.
<i>E. zebra</i> var. <i>saxonica</i> (Kütz.) Grun.	<i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cl.
<i>Eunotia formica</i> Ehr.	<i>D. cfr. Pseudovalis</i> Hust.
<i>E. arcus</i> Ehr.	<i>D. smithii</i> (Bréb.) Cl.
<i>E. java</i> (Ehr.) Grun.	<i>Eunotia faba</i> (Ehr.) Kütz.
<i>E. pectinalis</i> (Kütz.) Rabh.	<i>E. pectinalis</i> (Dillw.? Kütz.) Rabenh.
<i>E. pseudopectinalis</i> Hust.	<i>Fragilaria construens</i> (Ehr.) Grun.
<i>Fragilaria construens</i> (Ehr.) Grun. And vars.	<i>F. lapponica</i> Grun.
<i>F. lapponica</i> Grun.	<i>Gomphonema constrictum</i> Ehr.
<i>F. pinnata</i> Ehr.	<i>Melosira granulata</i> var. <i>muzzanensis</i> Meist.
<i>F. sp.</i>	<i>Navicula cryptocephala</i> Kütz.
<i>Gomphonema acuminatum</i> var. <i>coronata</i> (Ehr.) W. Smith	<i>N. reinhardtii</i> Grun.
<i>G. cfr. Olivaceum</i> (Lyngb.) Kütz.	<i>N. subtilissima</i> Cl.
<i>G. constrictum</i> var. <i>capitata</i> Ehr.	<i>Neidium iridis</i> F. vernalis Reich.
<i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz.	<i>Nitzschia filijormis</i> (W.S.) Hust.
<i>M. granulata</i> (Ehr.) Ralfs	<i>N. tryblionella</i> Hantz.
<i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz.	<i>Pinnularia viridis</i> (Nitz.) Ehr.
<i>Navicula tuscula</i> (Ehr.) Grun.	<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehr.) O. M.
<i>N. pupula</i> var. <i>rectangularis</i> (Greg.) Grun.	<i>Surirella angustata</i> Kütz.
<i>N. radiosa</i> Kütz.	<i>S. ovata</i> Kütz.
<i>Nitzschia</i> cfr. <i>Amphibia</i> Grun.	<i>S. robusta</i> Ehr.
<i>N. sp.</i>	<i>S. sp.</i>
<i>Pinnularia brevicostata</i> Cl.	<i>Synedra miniscula</i> Grun.
<i>F. gibba</i> var. <i>mesogyngyla</i> (Ehr.) Hust.	<i>S. ulna</i> (Nitz.) Ehr.
<i>P. major</i> (Kütz.) Cl.	<i>Tabellaria fenestra</i> (Lyngb.) Kütz.
<i>P. subsolaria</i> (Grun.) Cl.	<i>Tabellaria</i> sp.
<i>Stauroneis phoenteron</i> Ehr.	
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz.	

#### 4.9 十和田<sup>おくせ</sup>奥瀨火砕流堆積物 (Tq) 及び十和田レッドパミステフラ

**地層名** 大池・中川 (1979) により「奥瀨火砕流」と命名されたものを、宝田・村岡 (2004) が給源火山名を追加し、「十和田奥瀨火砕流堆積物」とした。中川ほか (1972) による高館 b 火山灰流凝灰岩, Hayakawa (1985) による Okuse ignimbrite に相当する。

**模式地** 十和田湖町仙ノ沢の第 4-24 地点 (第 4.13 図, 付図 2)。

**分布及び層厚** 分布は局所的であり, 十和田湖町<sup>かたふち</sup>片淵川流域, 十和田湖町<sup>おもない</sup>生内開拓付近及び十和田湖町<sup>かわしろ</sup>川代付近で見られる。層厚は, 片淵川流域では 8~10 m, 生内開拓付近では約 8 m, 川代付近では 3 m 以上である。

**層序関係** 模式地において十和田大不動火砕流堆積物に覆われる (第 4.13 図)。生内開拓付近の第 4-25 地点 (付図 2) では小増沢層の凝灰質砂岩及び軽石火山礫凝灰岩を不整合に覆う。

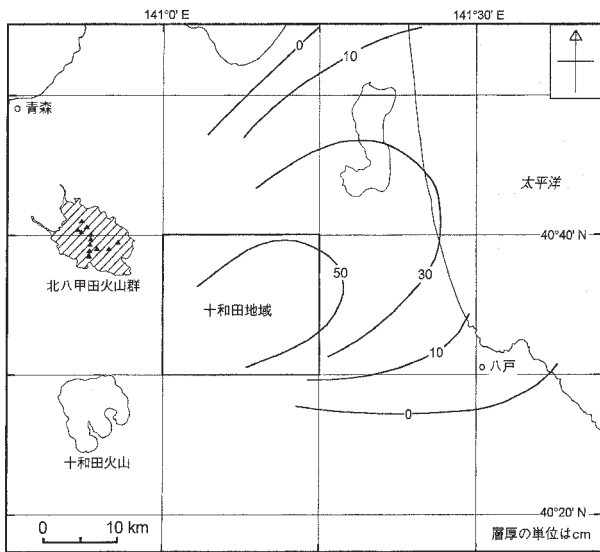
**岩相** 安山岩質のスコリア流堆積物である。長径 4 cm 以下のスコリア及び岩片を含む。スコリアはやや角の取れた亜角礫で, 淡灰色-灰色を呈する。スコリアは

無斑晶質であり, 発泡度は悪い。ごくまれに 3 mm 程度の斜長石斑晶を含むことがある。十和田火山の近傍 (八甲田山図幅及び十和田湖図幅内) で観察すると, スコリアの最大径は 30 cm であり, スコリア表面は発泡度が悪く淡灰色-暗灰色を示すが, 内部は発泡度が良く黒色を示す。したがって, スコリアが示す淡灰色-灰色は, 風化によって変色した結果であり, 本来は黒色のスコリアであったと判断できる。また, スコリア内部の発泡度は高いのは遅延発泡によるものと考えられる。スコリアは, 発泡度や石基組織の差によって生じた風化変色の程度の差により, 縞状の組織を示すことがある。岩片は安山岩や玄武岩が主体である。変質した火山岩, 凝灰岩及び堆積岩の岩片も見られる。基質は褐色-淡褐色の粗粒-細粒火山灰で構成される。Hayakawa (1985) 及び早川 (1993) は, 本堆積物中に白色軽石と白黒縞状軽石も含まれていると記載している。しかし, 著者のこれまでの調査の中では, 本火砕流堆積物中に白色軽石と白黒縞状軽石は見つかっていない。

十和田奥瀨火砕流堆積物は, その直下にしばしば降下火砕堆積物を伴う。この降下火砕堆積物は十和田奥瀨火砕流堆積物と一連の噴火による産物である (Hayakawa, 1985)。この降下火砕堆積物は, レッドパミステフラ:

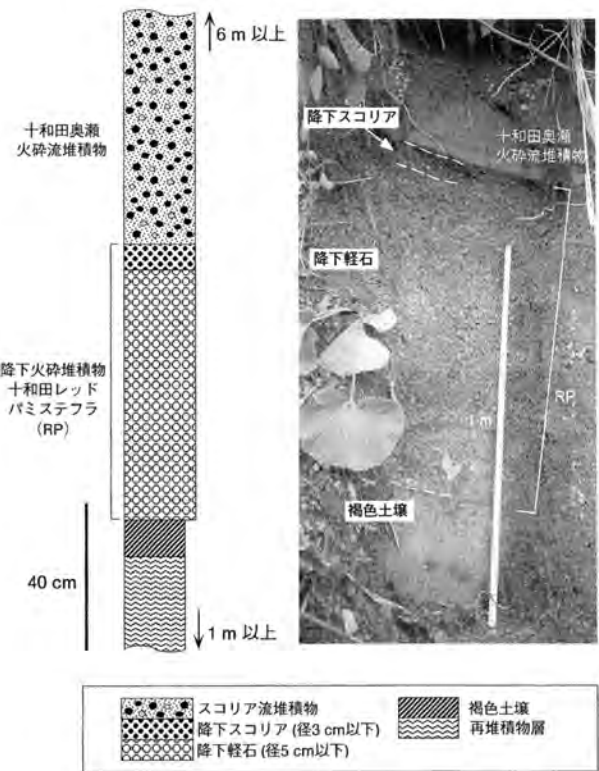


第 4. 13 図 十和田大不動火砕流堆積物と十和田奥瀬火砕流堆積物の層序関係  
第 4. 18 図に柱状図を示す。十和田湖町仙ノ沢の第 4-24 地点 (付図 2)。



第 4. 14 図 十和田レッドパミステフラ (RP) の等層厚線図  
(中川ほか, 1986 に基づく)

RP (東北地方第四紀研究グループ, 1969 ; 大池・中川, 1979) あるいは十和田レッドテフラ: To-Rd (町田・新井, 1992, 2003) と呼ばれている。本研究ではこれを十和田レッドパミステフラ: RP と呼ぶことにする。RP は十和田火山から北東方向に分布軸を持つ降下テフラであり, 上北平野に広域に分布する (第 4. 14 図)。十和田湖町仙ノ沢開拓南東約 2 km 地点の第 4-26 地点 (付図 2) で得られた柱状図と露頭写真を第 4. 15 図に示す。RP は大きく 2 つのユニットからなる。下部ユニッ



第 4. 15 図 十和田奥瀬火砕流堆積物及び十和田レッドパミステフラの柱状図と露頭写真  
露頭位置は十和田湖町片淵川流域の第 4-26 地点 (付図 2)。

トは層厚 70 cm の降下軽石層で、長径 5 cm 以下の白色軽石から構成される。上部ユニットは層厚 7 cm の降下スコリア層で、長径 2.5 cm 以下の暗灰色スコリアから構成される。そして、この上位に十和田奥瀬火砕流堆積物が重なる。上部ユニットのスコリアは、十和田奥瀬火砕流堆積物のスコリアと同一の岩質を示す。

下部ユニットの軽石と上部ユニット以上で出現するスコリアはどちらも斑晶量が 2~3 vol.% であり無斑晶質である (第 4.5 表)。全岩 SiO<sub>2</sub> 量は軽石が 66.33 wt.%, スコリアが 61.25 wt.% であり、組成ギャップが認められる (第 4.6 表)。

**噴出源** 本図幅南西方に位置する十和田火山である (Hayakawa, 1985)。十和田奥瀬火砕流堆積物と RP 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 Q」と名付けられている。

**時代** 年代が決まっているテフラと土壌の厚さから、本堆積物の年代は約 55 ka と推定されている (Hayakawa, 1985)。

**岩石記載** 単斜輝石斜方輝石安山岩スコリア (TOQ-1)

産地: 十和田湖町雲井林道, 惣辺川上流域 (十和田湖図幅内)。

産状: 層厚 10 m 以上のスコリア流堆積物。30 cm 以下のスコリアを含む。

組織: 無斑晶質。斑晶量は 2.3 vol.% (第 4.5 表)。

斑晶: 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱。

斜長石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を示す。斜方輝石は長径 0.7 mm 以下で自形-半自形を示す。単斜輝石は長径 0.5 mm 以下で自形-半自形を示す。砂時計構造を示すものが存在する。鉄鉱は長径 0.4 mm 以下で自形-半自形を示す。これらはしばしば集斑晶を構成する。

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄鉱, ガラス。

発泡している。斜長石と単斜輝石は針状, 鉄鉱は粒状の形態を示す。ガラスは淡褐色を示す。

第 4.5 表 十和田火山噴出物のモード組成

地質ユニット	十和田八戸火砕流堆積物	HP (HP4)	十和田大不動火砕流堆積物	KR (切田3降下軽石)	十和田奥瀬火砕流堆積物	RP (下部ユニット)
サンプル番号	TOH-3	TOH-2	TOO-2	TOO-3	TOQ-1	TOQ-3
産状	白色軽石	白色軽石	白色軽石	白色軽石	スコリア	白色軽石
採取地点	黒石市大川原	十和田市中屋敷	黒石市大川原	十和田湖町雲井林道	十和田湖町雲井林道	十和田湖町片瀨川
Vol. %						
斜長石	9.7	9.9	8.6	7.2	2.0	2.4
斜方輝石	1.2	1.1	0.7	0.7	0.2	0.6
単斜輝石	0.5	0.6	0.1	0.4	0.0	0.3
普通角閃石	0.1	tr	-	-	-	-
鉄鉱	0.5	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1
斑晶	12.0	12.0	9.5	8.6	2.3	3.4
石基	88.0	88.0	90.5	91.4	97.7	96.6

tr: ごく微量。 -: なし。

第 4.6 表 十和田火山噴出物の全岩化学組成

試料番号	TOH-4	TOH-5	TOH-6	TOO-5	TOO-4	TOQ-2	TOQ-3
地質ユニット	十和田八戸火砕流堆積物	十和田八戸火砕流堆積物	HP (HP4)	十和田大不動火砕流堆積物	KR (切田3降下軽石)	十和田奥瀬火砕流堆積物	RP (下部ユニット)
採取地点	鹿角市田代平	十和田市中屋敷	十和田市中屋敷	十和田市中屋敷	十和田湖町雲井林道	十和田湖町仙ノ沢	十和田湖町片瀨川
産状	白色軽石	灰色軽石	白色軽石	白色軽石	白色軽石	スコリア	白色軽石
wt. %							
SiO <sub>2</sub>	69.42	68.38	67.09	71.70	70.48	61.25	66.33
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.53	0.65	0.52	0.55	0.98	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.06	14.71	15.36	14.16	14.29	15.80	15.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.77	3.41	4.54	3.36	3.77	7.86	5.44
MnO	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.18	0.17
MgO	1.06	0.94	1.53	0.79	0.83	2.48	1.39
CaO	4.18	4.03	4.68	3.07	3.30	6.35	4.48
Na <sub>2</sub> O	4.26	4.23	4.10	4.25	4.23	3.70	3.91
K <sub>2</sub> O	1.00	1.00	0.91	1.15	1.04	0.61	0.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.11	0.15	0.09	0.10	0.17	0.17
Total	99.60	97.47	99.14	99.22	98.73	99.40	98.94
LOI	2.61	2.64	2.42	3.05	4.47	1.10	3.28

\* 全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として表す。LOI: 灼熱減量。

#### 4.10 十和田大<sup>おおふどう</sup>不動火砕流堆積物 (To) 及び十和田<sup>きりだ</sup>切田テフラ

**地層名** 東北地方第四紀研究グループ (1969) により「大不動浮石流凝灰岩」と命名されたものを、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。

**模式地** 十和田市杉ノ木の第 4-27 地点 (付図 4) 付近 (東北地方第四紀研究グループ, 1969)。

**分布及び層厚** 本図幅南半部においては、谷沿いに分布が認められる。また、北東部では七戸段丘堆積物を覆って分布し、谷沿いに火砕流堆積面を形成している。十和田八戸火砕流堆積物に広く覆われているために露出面積は狭いが、その下位には広域に伏在していると考えられる。層厚は本図幅南半部では最大 20 m である。一方、北半部では最大でも 10 m であり、数 m である場合が多い。

**層序関係** 多数の露頭で十和田八戸火砕流堆積物に覆われることが確認できる (第 4.16 図)。十和田湖町仙ノ沢の第 4-24 地点 (付図 2) では、十和田奥瀬火砕流堆積物を覆う (第 4.13 図)。十和田市三間木沢付近の第 4-21 地点 (付図 3) では、層厚 80 cm の泥炭層を挟んで七戸段丘堆積物を覆う。

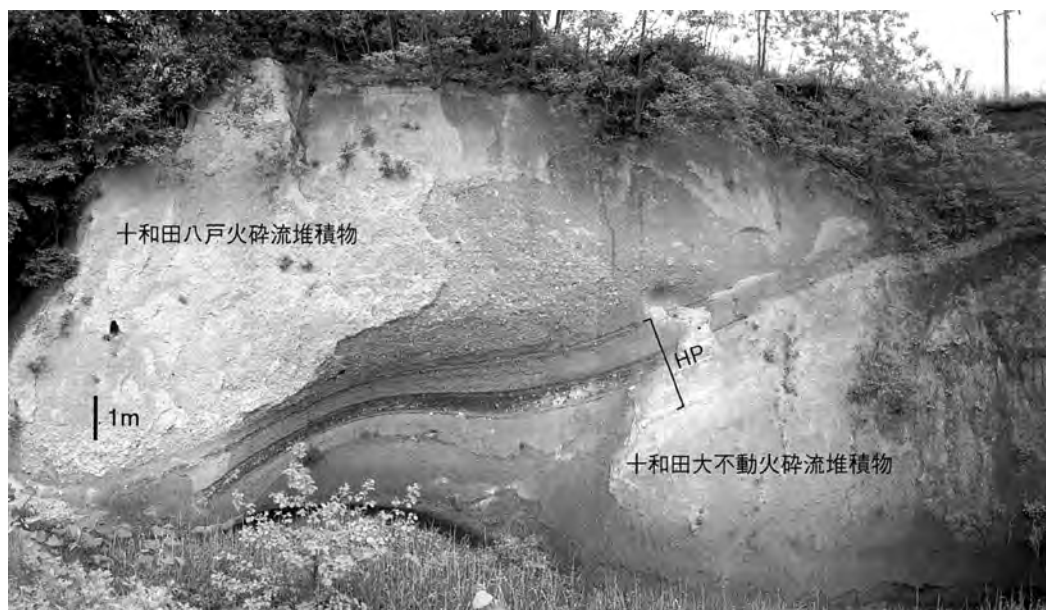
**岩相** 流紋岩質の軽石流堆積物である。軽石を多く含み、その粒径は最大で 20 cm 程度であるが、5 cm 以下であることが多い。軽石は白色を呈する。やや灰色がかった軽石がごく少量含まれることがある。軽石の発泡は

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。軽石の円磨度は垂角-亜円である。基質は淡褐灰色を呈し、細粒-粗粒火山灰で構成される。厚さ数 m-数 10 cm のレンズ状の軽石濃集部が見られることがある。岩片は少なく、長径 10 cm 以下であり、安山岩、玄武岩、デイサイト及び変質火山岩からなる。本堆積物はしばしば炭化木片を含む。本堆積物は層厚数 m の複数のフローユニットより構成されるが、フローユニットの境界は漸移的で不明瞭である。本堆積物は全体として正級化構造を示す場合が多く、上部で軽石の粒径が小さくなる傾向がある。

十和田湖町仙ノ沢の露頭 (第 4.13 図) では、火砕流基底において、長径 5 cm 以下の岩片に富む厚さ 30 cm の岩片濃集層 (ground layer) が認められる。岩片濃集層は、層厚 20 cm 以下の数枚のユニットからなり、各ユニットは側方に層厚が変化する。各ユニットは正級化構造を示す。これらは下位に存在する十和田切田テフラを削り込んでいる。

十和田大不動火砕流堆積物は、上位の十和田八戸火砕流堆積物と非常によく似た岩相を示す (第 4.16 図)。しかし、両者を比較すると以下の違いが認められる。十和田八戸火砕流堆積物は普通角閃石斑晶を含むのに対して、十和田大不動火砕流堆積物は普通角閃石を全く含まない。また、十和田大不動火砕流堆積物の方が相対的に小さいサイズの軽石に富み、灰色軽石が少ない。

十和田大不動火砕流堆積物は、その直下にしばしば降下火砕流堆積物を伴う。これらは一連の噴火による産物である (Hayakawa, 1985)。この降下火砕流堆積物は、ピケットパミス 1 テフラ (BP1) (東北地方第四紀研究

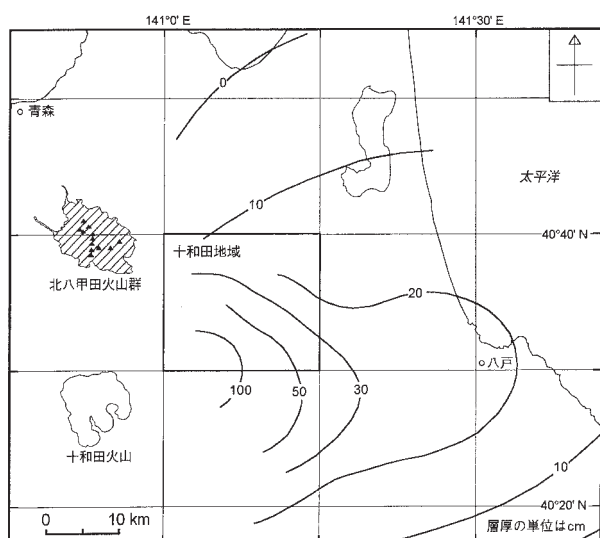


第 4.16 図 十和田八戸火砕流堆積物及び十和田大不動火砕流堆積物の層序関係  
十和田市大不動平山、藤島川沿い (第 4-28 地点, 付図 4)。HP : 十和田八戸降下テフラ。

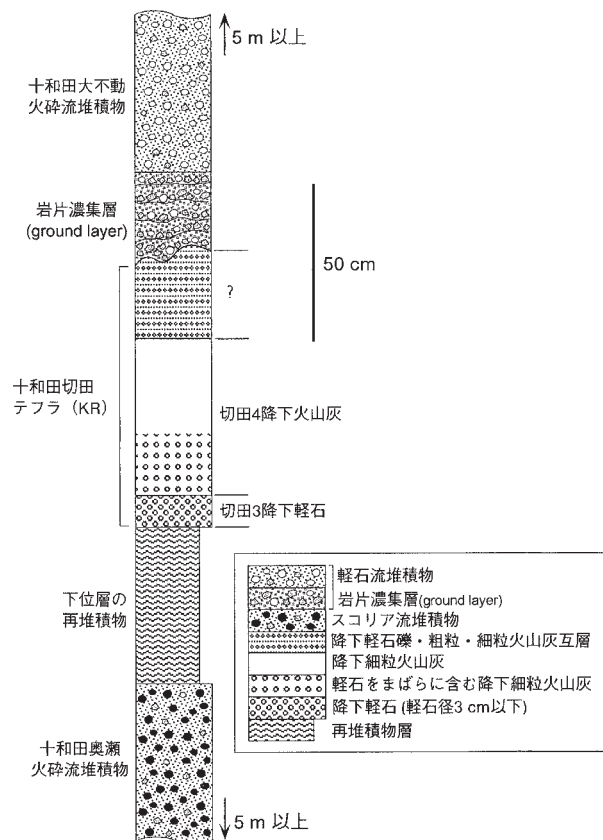
グループ, 1969; 大池・中川, 1979) あるいは, 切田降下火砕堆積物 (Kirida fallout deposits) (Hayakawa, 1985) と呼ばれている. 本研究では, より詳しいユニット区分を行った Hayakawa (1985) による名称を用い, このテフラの名称を十和田切田テフラ: KR とする. KR は下位より, 切田1降下火山灰, 切田2降下火山灰, 切田3降下軽石及び切田4降下火山灰の4つのユニットに区分されている (Hayakawa, 1985). KR は十和田火山の東方に広く分布する (第4.17図). 十和田湖町仙ノ沢の第4-24地点 (付図2) で得られた柱状図と露頭写真を第4.18図に示す. ここでは, 切田3降下軽石及び切田4降下火山灰が認められた. 切田3降下軽石は層厚10 cm であり, 長径0.5 cm 以下のオレンジ色の軽石からなる. 切田4降下火山灰は層厚50 cm であり, 主に灰白色の細粒火山灰からなり, 長径1.5 cm 以下の白色軽石をまばらに含む. 切田4降下火山灰の下部20 cm の部分は軽石を比較的多く含んでいる. これらの上位に, 長径1.5 cm 以下の軽石, 粗粒火山灰及び細粒火山灰の互層からなる層厚30 cm の降下ユニットがあるが, Hayakawa (1985) のユニット区分との対応は不明であり, Hayakawa (1985) では未記載のユニットである可能性がある.

第4.6表に十和田大不動火砕流堆積物と切田3降下軽石中の代表的な軽石サンプルの全岩化学組成を, 第4.5表にモード組成を示す. 両者で岩質の違いは認められない.

**噴出源** 本図幅南西方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十和田切田テフラ (KR) 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.



第4.17図 十和田切田テフラの等層厚線図 (中川ほか, 1986に基づく)



第4.18図 十和田大不動火砕流堆積物及び十和田切田テフラの層序関係を示す柱状図  
第4.13図と同一の露頭. 十和田湖町仙ノ沢の第4-24地点 (付図2).

**時代** 現在までに報告されている本堆積物の  $^{14}\text{C}$  年代値を第4.7表に示す. これらは19,450~30,130年BPの幅を示し, ややばらつく. 一方, 青木・新井 (2000) は, 三陸沖で得られた海底コア中に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29~29.6 kaと推定した. 本研究ではこの年代を採用し, 本堆積物の噴出年代を約3万年前と判断する.

**岩石記載** 単斜輝石斜方輝石流紋岩軽石 (TOO-1)

産地: 十和田湖町仙ノ沢 (第4-24地点, 付図2).

産状: 厚さ5 m 以上の軽石流堆積物. 20 cm 以下の軽石を含む.

組織: 斑状. 斑晶量は10 vol.%程度.

斑晶: 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱.

斜長石は長径2 mm 以下で自形-半自形を示す. 斜方輝石は長径0.8 mm 以下で自形-半自形を示す. 単斜輝石は長径0.5 mm 以下で自形-半自形を示す. 鉄鉱は長径0.3 mm 以下で自形-半自形を示す. これらはしばしば集斑晶を構成する.

石基: 発泡している. 透明ガラス中に針状の斜長石微晶がまばらに点在する.

第 4.7 表 十和田図幅地域に分布する十和田火山噴出物の <sup>14</sup>C 年代一覧表

地質ユニット	<sup>14</sup> C 年代 (BP)	サンプル	採取地点	文献
十和田中堰テフラ (CU)	4,200±110	直下土壌	八甲田山図幅内	田高 (1976)
	5,250±90	直下土壌	八甲田山図幅内	工藤ほか (2003)
	5,250±120	泥炭	青森東部図幅内	田高 (1976)
	5,310±130	泥炭	八甲田山図幅内	NEDO (1986)
	5,320±90	直下土壌	八甲田山図幅内	工藤ほか (2003)
	5,390±140	炭化木片	十和田湖図幅内	早川 (1983b)
	6,550±170	直下土壌	十和田図幅内	松井ほか (1969)
十和田南部テフラ (NB)	8,370±170	?	十和田湖図幅内	Hayakawa (1985)
	8,600±250	炭化木片	十和田湖図幅内	大池・高橋 (1970)
十和田八戸火砕流堆積物及び 十和田八戸降下テフラ (HP)	10,400±200	炭化木片	大館図幅内	Satoh (1966)
十和田八戸降下テフラ (HP)	10,680±360	?	十和田湖図幅内	Hayakawa (1985)
	12,000±250	木片	大館図幅内	Satoh (1966)
	12,200±250	炭化木片	鷹巣図幅内	一色ほか (1965)
	12,460±520	?	十和田湖図幅内	Hayakawa (1985)
	12,590±315	炭化木片	米内沢図幅内	Omoto (1978)
	12,630±320	?	能代図幅内	Hayakawa (1985)
	12,700±260	炭化木片	八戸図幅内	大池 (1964)
	13,050±320	?	十和田図幅内	Hayakawa (1985)
	13,120±260	?	十和田図幅内	Hayakawa (1985)
	13,190±300	?	花輪図幅内	Hayakawa (1985)
	13,370±280	炭化木片	七戸図幅内	太田ほか (1979)
	13,450±320	?	八甲田山図幅内	Hayakawa (1985)
	13,500±240	直下土壌中の木片	七戸図幅内	太田ほか (1979)
	13,960±510	直下土壌	八戸図幅内	大池・庄子 (1977)
	13,770±510	木片	三戸図幅内	大池ほか (1977)
14,000±190	直下泥炭	青森東部図幅内	NEDO (1986)	
十和田大不動火砕流堆積物及び 十和田切田テフラ (KR)	19,450±780	?	十和田図幅内	Hayakawa (1985)
十和田切田テフラ (KR)	23,140±1,020	木片	十和田図幅内	大池 (1978)
	25,560±1,340	炭化木片	十和田図幅内	大池 (1978)
	25,700±900	炭化木片	米内沢図幅内	一色ほか (1965)
	26,900±1,480	炭化木片	米内沢図幅内	Omoto (1978)
	28,300±1,500	草炭	鷹巣図幅内	一色ほか (1965)
	30,130±2,590	?	田子図幅内	Hayakawa (1985)

#### 4.11 十和田八戸火砕流堆積物 (Th) 及び十和田八戸降下テフラ

**地層名** 中川ほか (1972) により「八戸浮石流凝灰岩」と命名されたものを、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。

**模式地** 中川ほか (1972) は模式地を設定していない。本研究では、十和田市中屋敷の第 4-29 地点 (付図 4) を模式地としておく。

**分布及び層厚** 本図幅全域にわたって広く分布する。本図幅西端地域では地形的高所の八甲田第 2 期火砕流堆積物の堆積面上にも分布しているが、それ以外の地域では尾根などの地形的高所を避け、選択的に低所に堆積している。そのため、特に南東部においては河川の流域に沿って分布している。一方、十和田市芦沢付近及び七戸町荒屋平付近では扇状地状に広がる火砕流堆積面を構成している。層厚は、本図幅南半部では最大 20 m で、10 m 前後の場所が多い。一方、北半部では最大で 10 m で、数 m である場合が多い。

**層序関係** 多数の露頭で十和田大不動火砕流堆積物を覆う (第 4.16 図)。そのほかに、多数の露頭で新第三

系や八甲田第 2 期火砕流堆積物を覆う (第 4.8 図)。十和田市小田道の第 4-20 地点 (付図 3) では、本堆積物が七戸段丘堆積物を覆うことを確認できる。また、十和田市半在池南方の第 4-30 地点 (付図 4) では、本堆積物が十和田段丘堆積物に覆われることが確認できる (第 4.23 図)。

**岩相** デイサイト-流紋岩質の軽石流堆積物である。長径 20 cm 以下の軽石を多く含む。白色軽石、灰色軽石及び白灰の縞状軽石を含む。量比では白色軽石が多い。白色軽石と灰色軽石は全岩化学組成では差が見られない (第 4.6 表)。薄片の顕微鏡観察によれば、灰色軽石は白・色軽石よりも石基中に微晶が多い。したがって、軽石の色の違いは石基の結晶度の差によると判断できる。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。軽石の円磨度は垂角-垂円である。基質は淡褐灰色を呈し、細粒-粗粒火山灰で構成される。岩片は少なく、長径 20 cm 以下で、大部分が安山岩、玄武岩、デイサイト及び変質火山岩からなる。しばしば炭化木片を含む。

本堆積物は、基質の粒度、軽石のサイズ及び軽石の含有率の違いで大きく 2 つのユニットに区分できる (第 4.19 図)。ここではそれを「上部ユニット」と「下部ユニット」と呼ぶ。十和田市平山の露頭では、この 2 つのユニットが観察される (第 4.19 図)。この他にも、い



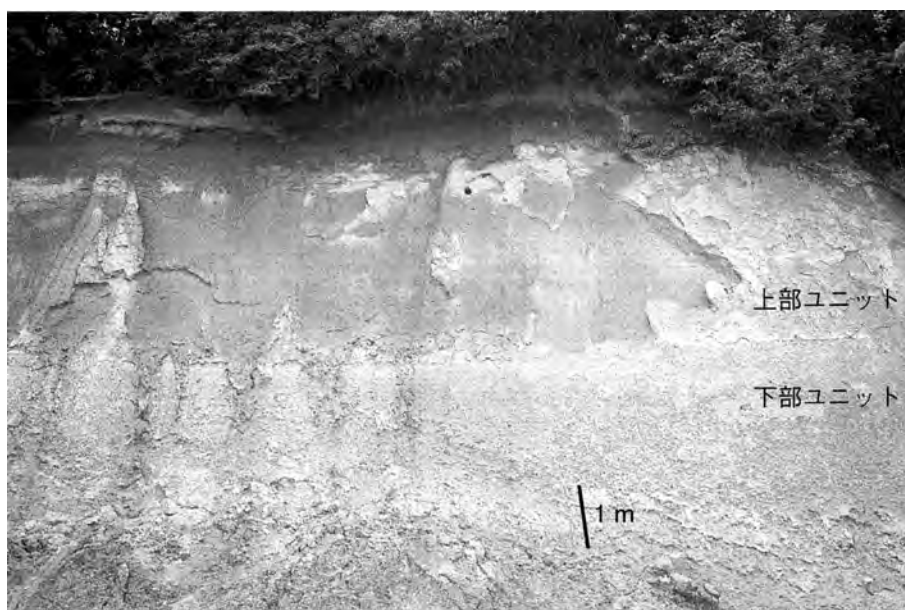
くつかの露頭でこの2つのユニットの関係を見ることができ。下部ユニットが主体であり、大多数の露頭では下部ユニットのみが見られ、上部ユニットの露出は少ない。層厚は、下部ユニットが数m-数10mであり、上部ユニットが数mである。両ユニット共に、層厚数mの複数のフローユニットから構成されるが、それらのユニットの境界は漸移的で不明瞭である。一方、上部ユニットと下部ユニットの境界は、急激な岩相変化をとめない、明瞭であることが多い(第4.19図)。十和田市平山の露頭(第4.19図)で観察すると、上部ユニットは層厚4mで、細粒火山灰主体の基質と長径3cm以下の軽石からなる。上部ユニットは基質部分が多く、軽石の含有率は10~20%である。一方、下部ユニットは層厚7mで、粗粒火山灰主体の基質と長径10cm以下の軽石からなる。下部ユニットの軽石の含有率は50~60%である。

砂土路川沿いの第4-31地点(付図3)では、本堆積物下部に埋没樹幹密集部が観察される(第4.20図)。ここでは直径40cm以下、長さ3~4mの樹幹が大量に密集している。これらの樹幹は乱雑な状態で含まれており、立ち木は含まれていない(第4.20図)。よって、これらは火砕流により運搬されて堆積したものであると考えられる。この密集部は層厚3~4m、水平距離200mにわたって続いている。

十和田八戸火砕流堆積物は、ほとんどの場合その直下に降下火砕堆積物を伴う。この降下火砕堆積物は十和田八戸火砕流堆積物と一連の噴火による産物であり、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)、あるいは八戸火山灰部層:HP(早川、1983a)と呼ばれている。本研究ではこの降下火砕堆積物を十和田八戸降下テフラ:HPと呼ぶ。十和田八戸降下テフラは上北平野に広域に分布し(第4.21図)、古くから鍵層として用いられてきた。十和田八戸降下テフラは、大池ほか(1970)により、HP I-IVの合計6枚のユニットに区分されている。早川(1983a)、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。本研究でもこの名称に従う。十和田市中屋敷の第4-29地点(付図4)で得られた柱状図を第4.22図に示す。十和田八戸降下テフラは、主に灰白色の細粒火山灰から構成されるHP1、HP3及びHP5と、主に降下軽石から構成されるHP2、HP4及びHP6からなる(第4.22図)。第4-29地点での軽石の最大粒径はHP1:4cm、HP2:5cm、HP4:8cm、HP5:4cm、HP6:5cmである。HP1及びHP5は細粒火山灰を主体とするが、それらのユニット内には軽石を多く含む薄いユニットが数枚挟まれている(第4.22図)。細粒火山灰が卓越するHP1、HP3及びHP5には、火山豆石が含まれる場合がある。早川(1983a)及びHayakawa(1990)は、十和田八戸降下テフラについて詳細な層序・岩相の観察と粒度組成分析を行い、十和田八戸降下テフラが水蒸気プリニアン噴火の産物であることを示した。

第4.6表に十和田八戸火砕流堆積物と八戸降下テフラ中の代表的な軽石サンプルの全岩化学組成を、第4.5表にモード組成を示す。両者で大きな差は見られないが、八戸降下テフラ中には、まれにかんらん石斑晶を含むものが存在する。



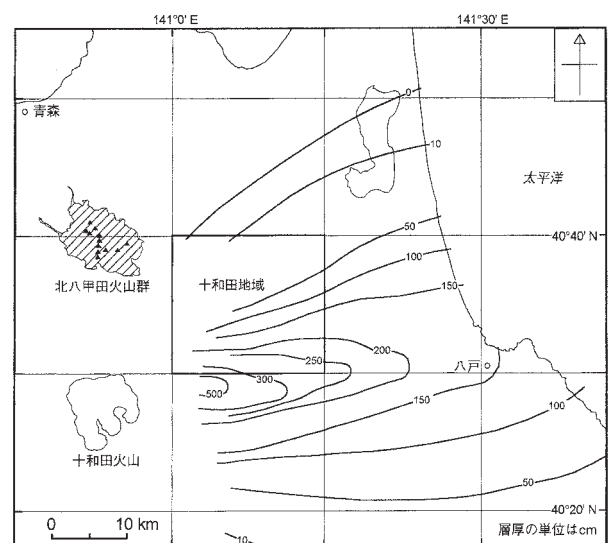
第4.19図 十和田八戸火砕流堆積物の上部ユニット及び下部ユニット  
十和田市平山、藤島川沿いの第3-32地点(付図4)。



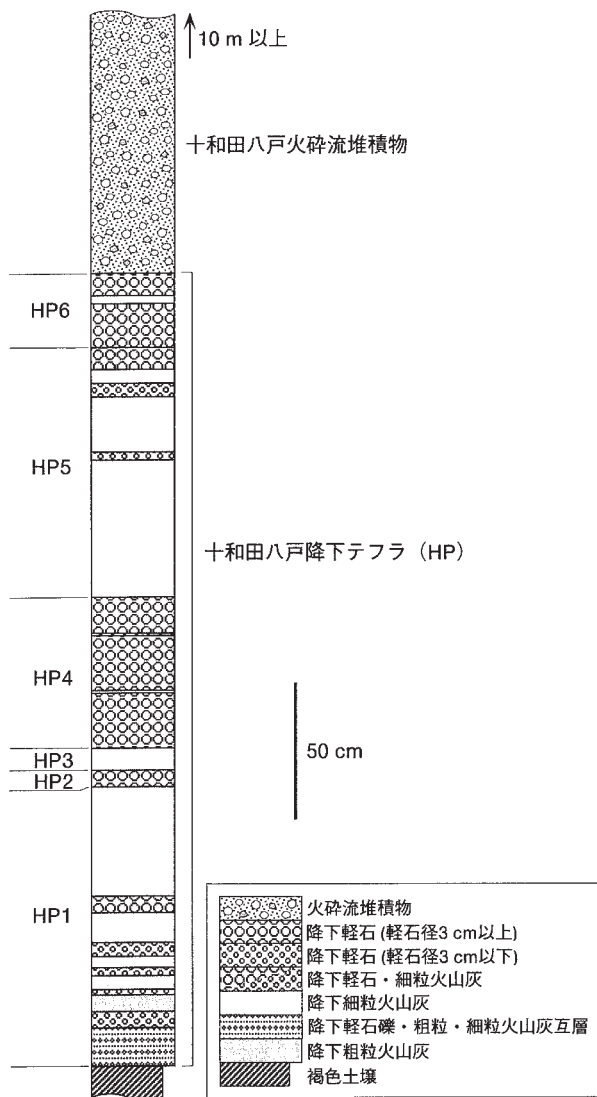
第 4.20 図 十和田八戸火砕流堆積物中の埋没樹幹密集部  
埋没樹幹のいくつかを矢印で示す。十和田市砂土路川沿いの第 4-31 地点 (付図 3)。

**噴出源** 本図幅南西方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** 本堆積物について現在までに多くの  $^{14}\text{C}$  年代値が報告されている (第 4.7 表)。これらは 10,400 ~ 14,000 年 BP の幅を示す。これらを暦年に換算すると, 14.5 ~ 17 ka となる (町田・新井, 2003)。一方, 青木・新井 (2000) は, 三陸沖で得られた海底コア中に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。本研究ではこの年代を採用し, 本堆積物の噴出年代を約 1 万 5 千年前と判断する。また, 寺田ほか (1994) は, 本堆積物中の埋没木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判断した。



第 4.21 図 十和田八戸降下テフラの等層厚線図 (中川ほか, 1986 に基づく)



第 4.22 図 十和田八戸降下テフラのユニット区分を示す柱状図  
露頭位置は十和田市中屋敷の第 4-29 地点 (付図 4).

**岩石記載** 普通角閃石単斜輝石斜方輝石流紋岩軽石 (TOH-1)

産地: 鹿角市田代平 (十和田湖図幅内).

産状: 層厚 4 m 以上の軽石流堆積物. 長径 13 cm 以下の軽石を含む.

組織: 斑状. 斑晶量は 10 vol.% 程度.

斑晶: 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石, 鉄鋳.

斜長石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を示す. 斜方輝石は長径 0.8 mm 以下で自形-半自形を示す. 単斜輝石は長径 0.7 mm 以下で自形-半自形を示す. 普通角閃石は長径 0.3 mm 以下で自形-半自形を示す. 斜長石と集斑晶を構成することがあるが, 多くは単独の結晶として産する. 鉄鋳は長径 0.8 mm 以下で自形-半自形を示す. 普通角閃石以外はしばしば互いに集

斑晶を構成する.

石基: 発泡している. 透明ガラス中に針状の斜長石微晶がまばらに認められる.

**岩石記載** 普通角閃石含有かんらん石単斜輝石斜方輝石流紋岩軽石 (TOH-R)

産地: 新郷村川台 (田子図幅内).

産状: 十和田八戸降下テフラを構成する HP4 ユニット.

組織: 斑状. 斑晶量は 10 vol.% 程度.

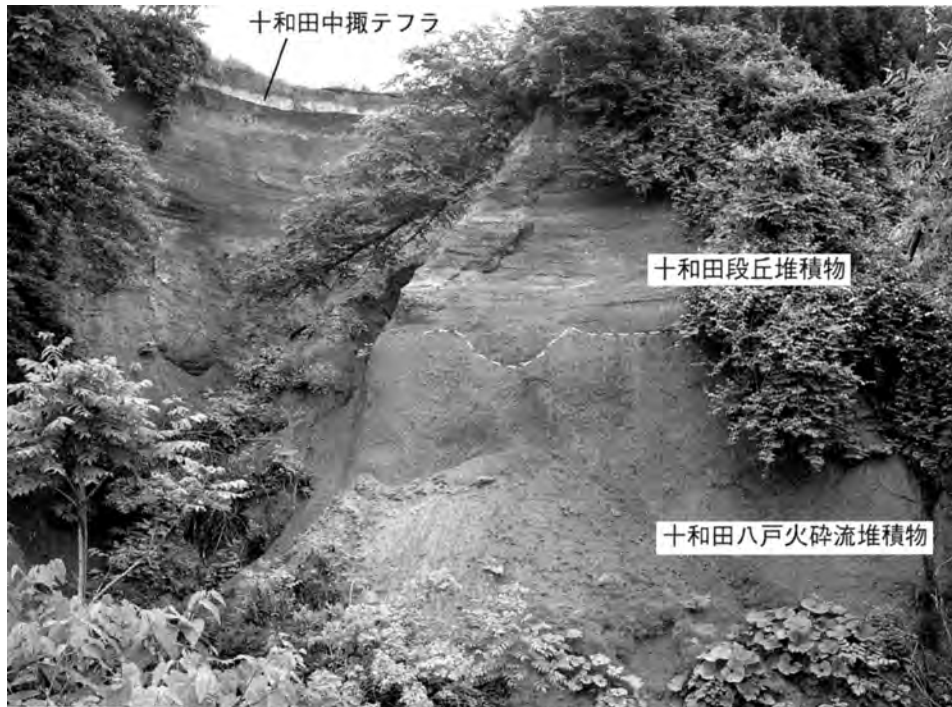
斑晶: 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鋳, かんらん石, 普通角閃石.

斜長石は大部分が長径 2 mm 以下で自形-半自形を示す. 最大 8 mm の斜長石が存在する. 斜方輝石は長径 1 mm 以下で自形-半自形を示す. 単斜輝石は長径 0.4 mm 以下で自形-半自形を示す. 鉄鋳は長径 0.6 mm 以下で自形-半自形を示す. 以上の斑晶はしばしば集斑晶を構成する. かんらん石は長径 2.3 mm 以下で, 他形-自形を示す. しばしば大型の斜長石斑晶に包有される形で産し, 丸みを帯びた形態を呈する. 単独の結晶で産する場合は自形を示す. かんらん石斑晶及びかんらん石を包有する斜長石斑晶は, 周囲よりも微晶に富み発泡が悪い石基に取り囲まれている. この石基は厚さ 0.3 mm 以下でかんらん石及び斜長石を取り囲み, 周辺の石基とはアメーバ状の不規則な境界をもって接している. したがって, これらは苦鉄質包有物であると考えられる. 普通角閃石は薄片中に 1 個のみ存在していた. 長径は 0.5 mm で自形を呈する.

石基: 発泡している. 透明ガラス中に針状の斜長石がまばらに認められる. 苦鉄質包有物の石基は, 微細な針状の斜長石・輝石, 粒状の鉄鋳, 及び透明ガラスからなる. 軽石部の石基よりも, 発泡度は悪く, 鉱物のサイズが小さく, 結晶度はやや高い.

4.12 十和田段丘堆積物 (Tw)

**地層名** 新称. 岩井 (1951) 及び中川 (1961) による三本木層の一部に対応する. なお, 岩井 (1951) が提唱した三本木層は, 本研究の十和田段丘堆積物, 七戸段丘堆積物及び十和田八戸火砕流堆積物を含んでいる. その後, 中川 (1961) は, 三本木層を三本木段丘の構成層として再定義した. その後, 東北地方第四紀研究グループ (1969) と東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査グループ (1969) により, 三本木段丘が柴山段丘, 折茂段丘及び大和段丘に細分され, それにともない三本木層も下位より柴山礫層, 坪礫層及び大和砂礫層に細分された. しかし, それらの段丘面の分布は地図上で示されておらず, 段丘構成層の分布も地質図上に示されていないため, 詳細が不明であった. 本研究による十和田面は, 宮内 (1985) による三本木面にほぼ対応するが, 宮内



第 4.23 図 十和田段丘堆積物と十和田八戸火砕流堆積物の層序関係  
層厚 10 m 以上の十和田八戸火砕流堆積物を層厚 6 ~ 7 m の十和田段丘堆積物の砂礫層が覆う。十和田市半在池付近の第 4-30 地点 (付図 4)。

(1985) は三本木面の構成層について地層名を与えていない。そこで本研究では、十和田面の段丘構成層として「十和田段丘堆積物」を新たに命名・定義した。十和田段丘堆積物は、岩井 (1989) による「河岸段丘・扇状地堆積物 (sg1)」にほぼ対応する。

**模式地** 十和田市赤沼の第 4-33 地点 (付図 3)。

**分布及び層厚** 本図幅中央部を東西に流れる奥入瀬川沿いに主な分布が認められる。その他、後藤川、切田川及び片淵川沿いに小規模な分布が認められる。最も広い分布は十和田市街地付近及び十和田湖町沢田付近に認められ、これらはそれぞれ別個の扇状地面を構成している。層厚は十和田湖町田茂木付近では少なくとも 10 m 以上に及ぶ。また、岩井 (1989) によりまとめられたボーリングデータによれば、十和田ポニー温泉では、深度 0 ~ 15m までは礫層、深度 15 ~ 25 m は砂礫層、深度 25 ~ 30m で粘土層となる。したがって、この地点における本堆積物の層厚は 15 ~ 25 m である可能性が高い。一方、後藤川流域における本堆積物の層厚は、最大で 8 m である。

**層序関係** 十和田市半在池<sup>はんざいけ</sup>の第 4-30 地点 (付図 4) では、層厚 6 ~ 7 m の本堆積物の砂礫層が、十和田八戸火砕流堆積物を不整合に覆う関係が観察される (第 4.23 図)。またここでは、本堆積物が層厚数 10 cm の土壌層を挟んで十和田中掘テフラ<sup>ちゅうせり</sup>に覆われる関係も観察される (第 4.23 図)。このほかにも、本堆積物が多数の地点で十和田中掘テフラに覆われることを確認できる。



第 4.24 図 十和田段丘堆積物の産状  
細礫-大礫サイズの亜角礫-亜円礫からなる。スケールの長さは 1 m。十和田市赤沼の第 4-33 地点 (付図 3)。

十和田市豊川付近では、十和田面は十和田八戸火砕流堆積物の堆積面よりも 1 段低い面として識別される。このことは、十和田段丘堆積物が十和田八戸火砕流堆積物よりも新しいことを示す。

**岩相** 礫層及び砂礫層を主体とする。模式地の第 4-33 地点では層厚 8 m の礫層が観察される (第 4.24 図)。礫層は、細礫から長径 20 cm までの亜角礫-亜円礫で構成される。礫種は溶結凝灰岩、玄武岩及び安山岩などからなる。第 4-30 地点で認められる砂礫層は、細-中礫

の垂円-円礫からなる礫層と極粗粒砂層の互層からなる。本堆積物を構成する礫層及び砂礫層は、一般的に淘汰が悪い。これらには平行層理や波長の長い斜交層理が発達することがある。場所により、十和田八戸火砕流起源の軽石を多く含む礫層が見られることもある。

**時代** 15 ka の十和田八戸火砕流堆積物を覆い、6 ka の十和田中振テフラに覆われることから、本層の堆積年代は少なくとも15～6 kaの間であると判断できる。十和田段丘堆積物と十和田中振テフラとの間には、十和田中振テフラより上位の土壌層と同程度の厚さの土壌層が挟まれる。このことから、本層の堆積年代は15～12 kaの間である可能性が高い。

#### 4. 13 <sup>しもきりだ</sup> 下切田段丘堆積物 (Sk)

**新称.** 岩井 (1989) による沖積河岸段丘堆積物の一部及び河岸段丘・扇状地堆積物 (sg1) の一部に相当する。本堆積物の分布は本図幅東部の奥入瀬川流域に限定され、十和田市上川原、下切田、相坂付近に小規模に認められる。露頭が存在しないため本堆積物の詳細は不明である。おそらく現河床堆積物と同様に、主に礫層及び砂層からなると推定される。新戸部 (1972) によれば、下切田面に相当する赤沼面上面には「十和田パミス」がある。新戸部 (1972) による柱状図から判断すると、この「十和田パミス」は約6千年前の十和田中振テフラを指すと思われる。十和田段丘堆積物の堆積年代が15～12 kaと推定されることから、本堆積物の堆積年代は12～6 kaの間と考えられる。

#### 4. 14 <sup>あけど</sup> 明戸段丘堆積物 (Ad)

**新称.** 岩井 (1989) による沖積河岸段丘堆積物の一部に相当する。明戸段丘は本図幅内における最低位の河成段丘面である。奥入瀬川及びその支流、熊ノ沢流域、藤島川流域、後藤川流域など、多くの河川流域に分布する。露頭が存在しないため、本堆積物の詳細は不明である。おそらく現河床堆積物と同様に、主に礫層及び砂層からなると推定される。

#### 4. 15 崖錐堆積物 (t)

奥入瀬川流域の十和田湖温泉郷付近及び十和田湖町百目木付近には、崖錐地形が認められる。いずれも奥入瀬川の谷壁の下部に分布し、これらは谷壁斜面から明瞭な遷緩線を境にして緩斜面を構成する。露頭が存在しないため、崖錐堆積物の詳細は不明である。

#### 4. 16 地すべり堆積物 (地形の輪郭のみを表示)

本図幅地域には地すべり地形が数多く認められる。地質図上においては、地すべり地塊の輪郭を青線で示している。滑落崖の幅が300 m以下の小規模な地すべりについては、基盤地質の情報を示すことを優先し、地すべり地塊の輪郭のみを表示した。滑落崖の幅が300 mを越える比較的規模の大きな地すべりについては、地すべり地塊があまり破碎されていないものが多いため、「地すべり堆積物」として一括せず、構成物質の地質区分で表現している。地すべり堆積物の露頭は少なく、露頭の露出面積も小さいために、堆積物全体の詳細な岩相・構造は不明である。

#### 4. 17 現河床堆積物 (a)

奥入瀬川、中里川、熊ノ沢川、砂土路川、後藤川などの主要河川流域の低地には、現河床堆積物が分布している。比較的広い分布は奥入瀬川流域で見られる。現河床堆積物の露頭は奥入瀬川流域の土砂採取場で観察することができる。十和田市向切田の第4-34地点 (付図3) における露頭写真を第4.25図に示す。本堆積物の層厚は第4-34地点付近では少なくとも5 m以上である。本堆積物は礫層及び砂層を主体とし、泥層を伴う。礫層は概して淘汰が悪く、礫支持で基質は粗粒砂-極粗粒砂からなる。礫のサイズは長径30 cm以下のものが多いが、最大で1 m程度のもを含むことがある。円磨度は垂円-円礫である。砂層は粗粒砂-極粗粒砂からなる。礫層及び砂層にはしばしば平板斜交層理が発達しており (第4.25図)、その傾斜方向は現在の河川の流れる方向と調和的である。泥層はまれに挟在され、層厚は1 m以下で淡灰色-黄白色を呈する。



第4.25図 現河床堆積物の露頭写真

長径30 cm以下の垂円-円礫と粗粒-極粗粒砂からなる。中間の砂礫層には平板状斜交層理が発達している。スケールの長さは1 m。奥入瀬川沿い、十和田市向切田付近の第4-34地点 (付図3)。

#### 4. 18 第四紀降下テフラ群（地質図では省略）

本図幅地域を含む上北平野には、西方に位置する十和田火山及び八甲田火山起源の多数の降下テフラ層が分布する。これらのテフラ層の調査・研究としては、大池ほか（1966）、東北地方第四紀研究グループ（1969）、大池（1972）、大池・中川（1979）、岩崎（1983）、早川（1983a, b）、Hayakawa（1985）、宮内（1985）、中川ほか（1986）、松山・大池（1986）、大和（1988a, b, 1989）、桑原（2004）があり、テフラ層の分布・層序と段丘面の形成時期との関係が明らかにされてきた。大池・中川（1979）は、これらのテフラ層を、海成段丘面の形成時期との関係から、古い順に天狗岱火山灰、高館火山灰、八戸火山灰、完新世火山灰の4つに大きく区分した。その後、岩崎（1983）は、天狗岱火山灰よりも古いテフラ群を報告し、これらを古期火山灰層と名付けた。これらの名称は、八戸火山灰については1回の噴火による堆積物を指す一方、高館火山灰については土壌層によって区分される21枚のテフラ群を指しているため、区分法・命名法に統一性がなく、今後誤解を生じる危険性がある。よって本研究では「火山灰」ではなく「テフラ群」という言葉を用い、古い順に古期テフラ群、天狗岱テフラ群、高館テフラ群、十和田火山カルデラ形成期テフラ群及び十和田火山後カルデラ期テフラ群に区分した。なお、RP以降の降下テフラについては、十和田火山の活動ステージ区分（Hayakawa, 1985）と関連させてテフラ群の区分を行った。

第四紀降下テフラ群は本地域全域に広く分布するが、基盤の地質を表すために地質図上には表現していない。第四紀降下テフラ群は、本図幅南東部地域の丘陵部において見られることが多く、保存の良い場所では全層厚が20～30 mに達する場合もある。

本図幅地域で実際に確認されたテフラ層について、その特徴を第4.8表にまとめて示す。また、対比柱状図を第4.26図に示す。なお、本研究ではテフラの命名法を町田・新井（1992, 2003）に従い、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を採用した。

##### 4. 18. 1 古期テフラ群

**名称** 岩崎（1983）の古期火山灰層を改称・再定義。古期テフラ群は、八甲田TE-1テフラ：TE-1（岩崎, 1983）以下の降下テフラ群を指す（第4.8表）。岩崎（1983）の区分では、TE-1は上位の天狗岱火山灰層（本研究による天狗岱テフラ群）に含められていた。しかし、天狗岱火山灰層の名前の由来となった天狗岱面の上にはTE-1は認められず、それより上位のWP以上のテフラが認められる（宮内, 1985）。したがって、天

狗岱火山灰（天狗岱テフラ群）の区分については従来通りに東北地方第四紀研究グループ（1969）及び大池・中川（1979）に従い、本研究ではWPよりも下位に存在するすべてのテフラを古期テフラ群とした。

**模式地** 十和田市清瀬の第4-16地点（付図4）。

**分布** 古いテフラ群のため保存・露出が非常に悪く、分布は局所的である。模式地で見られるほかに、高森山付近及び十和田市横道付近で認められる。いずれも斗川層もしくは高森山層が分布する丘陵地域である。

**層序・岩相** 本テフラ群は、八甲田第2期火砕流堆積物直下のTE-1及びそれ以下の降下テフラ群から構成される（第4.8表）。TE-1の記載は八甲田第2期火砕流堆積物の項を参照されたい。本テフラ群には、岩崎（1983）及び宮内（1985）により鍵層として注目されてきた地蔵平テフラ：BoP（岩崎, 1983；宮内, 1985）が含まれる。BoPは黒雲母を大量に含むことで特徴づけられ（第4.8表）、層厚も70 cm～1.3 mと厚く、露頭で容易に識別可能である。

模式地の第4-16地点では上記のTE-1及びBoP以外に、更に14枚の降下テフラが認められる（第4.26図）。本研究ではこれらを清瀬1-清瀬14テフラ：KS-1～KS-14と命名した。各テフラの岩相の特徴は第4.8表に示したとおりである。いずれも軽石及びスコリアは風化が進んでおり、新鮮なものは認められない。

**岩質** 斑晶鉱物組み合わせはテフラ群全体で時間とともに変化していく傾向がある（第4.8表）。KS-14～10では斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鉱であり、一部でかんらん石が認められる。KS-9～7では、これらに加えて普通角閃石が出現するようになる。そして、KS-6以降では普通角閃石は認められなくなるが、全てのテフラで石英が、一部で黒雲母が認められる。斑晶鉱物組み合わせから岩質を推定すると、時間とともに安山岩からデイサイト、そして流紋岩質に変化していったと予想される。この変化の要因としては、時期とともに給源火山のマグマ系が進化していった可能性や、時期によって給源火山が別であった可能性が考えられる。

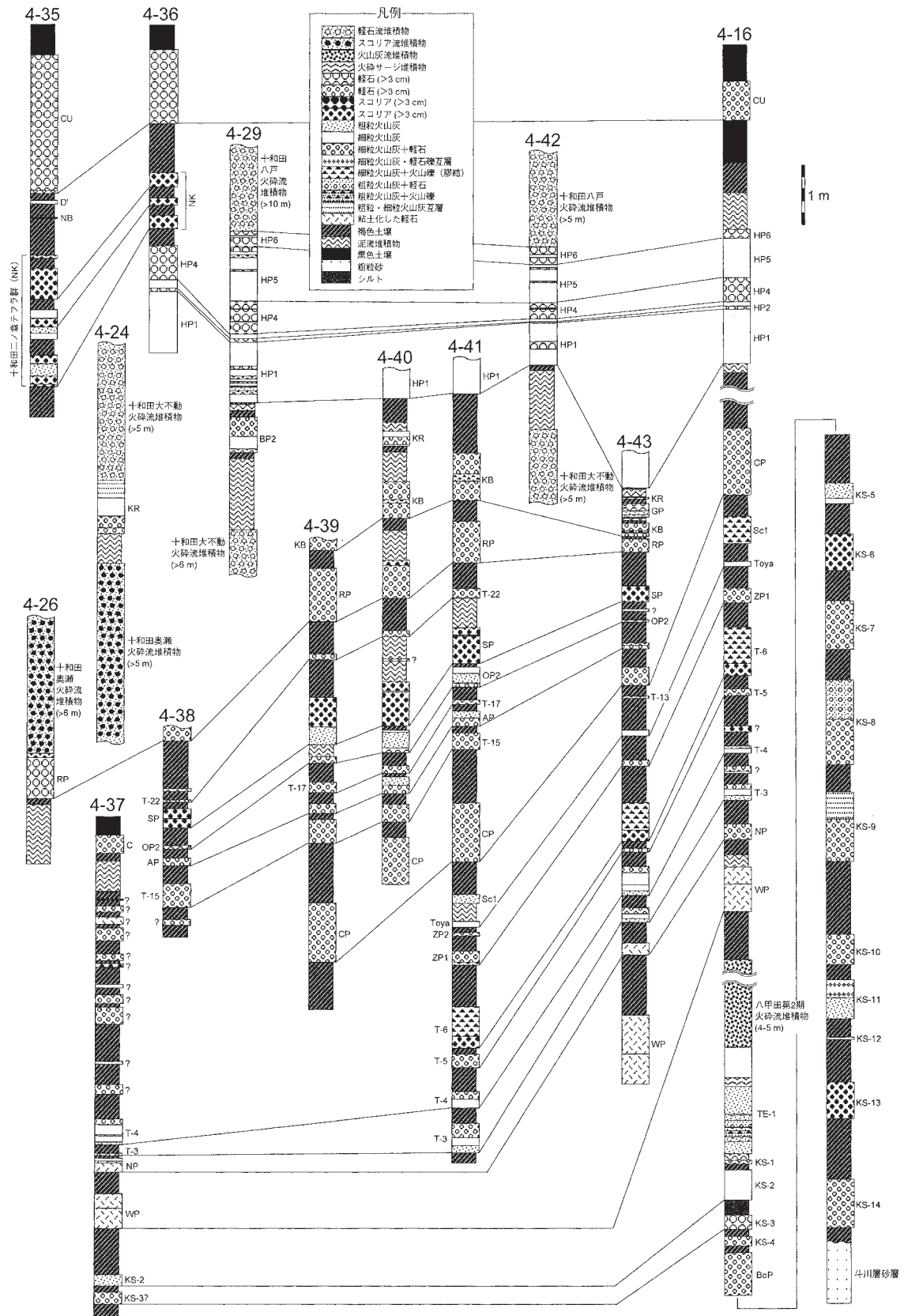
**給源** TE-1の給源は八甲田カルデラである。それ以外については不明である。時期的に考えると、八甲田カルデラ、南八甲田火山群及び先十和田火山群（第2.2図）が給源である可能性が高い。

**対比** 岩崎（1983）は、古期火山灰層を構成する降下テフラをNO1～19と命名した。これらの降下テフラは上北平野北部の東北町及び野辺地町付近に分布するテフラであり、本図幅地域とは直線距離で約20 km離れている。場所が離れていることと、これらの中間地域の情報が欠落していることから、KS-1～14とNO1～19の対応関係は今のところ不明である。同様に、桑原（2004）が報告した上北平野北部で見られる降下テフラとの対応関係も不明である。

第4.8表 十和田図幅地域内で確認される第四紀降下テフラ層の特徴

テフラ群 区分	年代 (ka)	テフラ記号	テフラ名	ユニット 区分	産状	色調	斑晶鉱物組み合わせ								給源	備考		
							Pl	Opx	Cpx	Opq	Ol	Hb	Qz	Bt				
十和田 後カル デラ期	6	CU	十和田中塚	中塚	降下軽石	黄灰色	●	●	●	●	tr	-	-	-	十和田			
		D'	十和田D		降下細粒火山灰	暗青灰色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田			
		NB	十和田南部	貝守	降下細粒火山灰 (固結)	褐灰色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田			
テフラ群		NK	十和田二ノ倉		降下スコリア・細粒～粗粒火山灰	黒灰色～黄灰色	●	●	●	●	●	-	-	-	十和田			
十和田 カル デラ 形成 期 テフラ 群	15	HP	十和田八戸	HP6	降下軽石	灰白色									十和田	十和田八戸火砕流 直下の降下テフラ		
				HP5	降下細粒火山灰・軽石	灰白色												
				HP4	降下軽石	灰白色	●	●	●	●	tr	●	-	-	-	-		
				HP3	降下細粒火山灰	灰白色												
				HP2	降下軽石	灰白色												
				HP1	降下細粒火山灰・軽石	灰白色												
	BP2	十和田ビスケット2	上部	降下軽石・細粒火山灰	橙灰色										十和田			
			中部	降下細粒火山灰	淡褐色											まばらに黒曜石を含む		
	30	KR	十和田切田	切田4	降下細粒火山灰・軽石	灰白色	●	●	●	●	tr	-	-	-	十和田	十和田大不動火砕流 直下の降下テフラ		
				切田3	降下軽石	灰白色	●	●	●	●	-	-	-	-	-			
				GP	十和田合同	上部	降下軽石	淡褐色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田	
	KB	十和田キビダンゴ	上部	降下軽石	橙灰色										十和田			
			中部	降下火山礫	暗灰色													
			下部	降下軽石	橙灰色	●	●	●	●	-	-	-	-	-				
高館 テフラ 群	55	RP	十和田レッドバミス	上部	降下スコリア	暗褐色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田	十和田奥瀬火砕流 直下の降下テフラ		
				下部	降下軽石	白色～オレンジ色	●	●	●	●	-	-	-	-	-			
	T-22	十和田T-22		降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
	SP	十和田SP		降下スコリア	暗青灰色～黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
	OP2	十和田オコシ2	上部	降下細粒火山灰	褐灰色													
			中部	降下粗粒火山灰	青灰色													
			下部	降下軽石	灰白色	●	●	●	●	-	-	-	-	-	十和田			
	T-17	十和田T-17		降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
	AP	十和田アオスジ	上部	降下粗粒火山灰	青灰色										十和田			
			中部	降下軽石	淡青灰色	●	●	●	●	tr	-	-	-	-		淡青灰色軽石層 白色軽石層		
			下部	降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	-				
	T-15	十和田T-15		降下軽石	灰白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
	CP	十和田カステラ		降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
	Sc1	十和田Sc1		降下火山礫 (膠結)	灰色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
112	Toya	洞爺		降下細粒火山灰	淡褐色									洞爺				
ZP2	十和田ザラメ2		降下軽石	灰白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田					
ZP1	十和田ザラメ1	上部	降下軽石	灰白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田					
		下部	降下火山礫	灰白色														
天狗岱 テフラ 群	T-6	十和田T-6	上部	降下火山礫 (膠結)	淡褐色									十和田				
			下部	降下スコリア	黄灰色～暗灰色	●	●	●	●	-	●	-	-	-				
	T-5	十和田T-5		降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
	T-4	十和田T-4	上部	降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	●	-	-	十和田				
			下部	降下細粒火山灰	淡褐色													
	T-3	十和田T-3	上部	降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	十和田				
中部			降下細粒火山灰	褐灰色														
NP	十和田ヌカミン		降下軽石	乳白色	●	●	●	●	-	●	●	-	十和田	粘土化著しい				
WP	八甲田白ベタ	上部	降下軽石	淡褐色	●	●	●	●	-	-	-	-	八甲田	粘土化著しい				
		下部	降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	-					
古期 テフラ 群	400	TE-1	八甲田TE-1		降下軽石・火山灰・火砕 サージ互層 (詳しくは第4.10図)	灰白色～灰色 ～橙灰色～淡褐色	●	●	●	●	-	-	●	-	八甲田	八甲田第2期火砕流 直下の降下テフラ		
				KS-1	清瀬1		降下軽石	黄白色									?	新称
				KS-2	清瀬2		降下細粒火山灰	淡褐色	●	●	-	●	-	-	●	●	?	新称
				KS-3	清瀬3		降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	●	-	?	新称
				KS-4	清瀬4		降下軽石	オレンジ色	●	●	●	●	-	-	-	-	?	新称
				BoP	地蔵平		降下軽石	白灰色	-	-	-	tr	-	-	●	●	?	
				KS-5	清瀬5	上部	降下細粒火山灰	灰白色	●	●	●	●	-	-	●	-	?	新称
						下部	降下粗粒火山灰	橙灰色										
				KS-6	清瀬6		降下スコリア	暗褐色	●	●	●	●	●	●	●	-	?	新称
				KS-7	清瀬7		降下軽石	オレンジ色	●	●	●	●	-	●	-	-	?	新称
				KS-8	清瀬8	上部	降下粗粒火山灰・軽石	淡褐色									?	新称
						下部	降下軽石	黄白色	●	●	●	●	tr	-	-	-	-	
				KS-9	清瀬9	上部	降下細粒～粗粒火山灰	桃灰色～淡褐色									?	新称
						下部	降下軽石	黄白色	●	●	●	●	tr	●	-	-	-	
KS-10	清瀬10		降下軽石	灰白色	●	●	●	●	-	-	-	-	?	新称				
KS-11	清瀬11	上部	降下細粒火山灰・軽石互層	淡褐色									?	新称				
		下部	降下軽石 (遊離結晶に富む)	灰白色	●	●	●	●	●	-	-	-	-					
KS-12	清瀬12		降下細粒～粗粒火山灰	灰白色	●	●	●	●	-	-	-	-	?	新称				
KS-13	清瀬13		降下スコリア	暗灰色	●	●	●	●	-	-	-	-	?	新称				
KS-14	清瀬14		降下軽石	黄白色	●	●	●	●	-	-	-	-	?	新称				

Pl:斜長石, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Opq:不透明鉱物, Ol:かんらん石, Hb:普通角閃石, Qz:石英, Bt:黒雲母  
●:あり, tr:まれに含む, -:なし



第 4. 26 図 第四紀降下テフラ群の対比柱状図

テフラ名と記号の対応は、本文及び第 4. 8 表を参照。柱状図の位置は付図を参照。



**時代** 古期テフラ群最上位のTE-1の噴出年代は約40万年前である(詳細な根拠は八甲田第2期火砕流堆積物の項を参照)。本テフラ群の下限については不明である。

#### 4. 18. 2 天狗岱テフラ群

**名称** 中川(1961), 大池・中川(1979)による天狗岱火山灰を改称。本名称は海成段丘の天狗岱面(大池ほか, 1959; 宮内, 1985)が, 本テフラ群以上のテフラを載せていることに由来する。

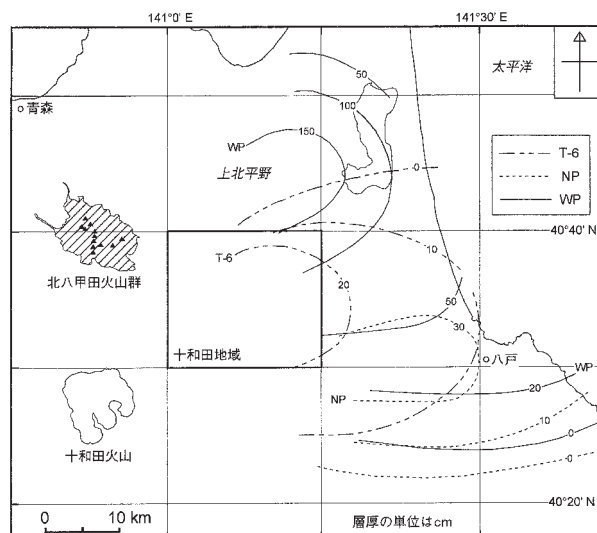
**模式地** 十和田市荊薮<sup>ばらくぼ</sup>の第4-43地点(八戸図幅内, 付図5)。

**分布** 古いテフラ群のため保存・露出が悪く, 分布は局所的である。模式地で見られるほか, 十和田市清瀬-大不動付近(第4.26図の柱状図4-41, 4-16), 矢神付近(柱状図4-37), 洞内付近及び十和田湖町樋口山開拓付近(第4.3図の柱状図)で認められる。いずれも斗川層, 高森山層もしくは野辺地層の分布域である。

**層序・岩相** 本テフラ群は, 下位よりWP, NP, T-3, T-4, T-5, T-6及びT-7の, 少なくとも7枚以上のテフラからなる(大池・中川, 1979)。本図幅地域ではこれらのうち, T-7以外のテフラを確認できた(第4.26図)。各テフラの岩相の特徴を第4.8表に示す。テフラ中の軽石及びスコリアは風化が進んでおり, 新鮮なものは認められない。特に, 最下位のWP及びNPは著しく粘土化しており, 軽石の原形を識別することが困難である。この2つのテフラはしばしばセットで出現し, 露頭で識別しやすいために良い鍵層となる。以下に本テフラ群の特徴的なテフラ層について記載する。

**八甲田白ベタテフラ:** WP(東北地方第四紀研究グループ, 1969; 大池・中川, 1979)は, 上北平野に広域に分布する降下テフラであり(第4.27図), 大きく2つのユニットからなる(第4.8表)。模式地での層厚は下部ユニットが45cm, 上部ユニットが28cmである。下部ユニットは黄白色-白灰色を呈し, 白色粘土化した軽石が主体で, 長径1.5cm以下の灰色軽石と岩片を伴う。軽石の形が保持されている場合がまれにあるが, その場合も風化と圧密のために軽石は扁平化している。ピンク色を呈する粘土化軽石が含まれることがあり, これは高温酸化した軽石と考えられる。上部ユニットは淡褐灰色-乳褐灰色を呈し, 長径数mmの白色の粒子(変質した斜長石か?)と岩片が目立つ不均質な岩相を示す。軽石は粘土化しており原形は不明である。

**十和田ヌカミソテフラ:** NP(東北地方第四紀研究グループ, 1969)は, 上北平野南端部に分布する降下テフラであり(第4.27図), 乳白色を呈する粘土質軽石層である。本図幅地域での層厚は20~30cmである。多量の角閃石及び石英を含むことで特徴づけられ, 乳白色の基質に黒色の普通角閃石が目立つ岩相を示す。



第4.27図 天狗岱テフラ群の代表的な降下テフラの等層厚線図(中川ほか, 1986に基づく)

テフラ名と記号の対応は, 本文及び第4.8表を参照。

**十和田T-6テフラ:** T-6(大池・中川, 1979)は上北平野南部に分布する降下テフラであり(第4.27図), 2つのユニットから構成される(第4.26図)。模式地での層厚は下部ユニットが20cm, 上部ユニットが60cmである。下部ユニットは降下スコリア層であり, 長径2cm以下の暗灰色スコリアで構成される。スコリアは風化のためしばしば黄褐色を呈することから, 風化が進んだ露頭では軽石と見誤る場合がある。上部ユニットは膠結しており, 固結した火山礫凝灰岩として産する。上部ユニットは長径4mm以下の火山礫と基質の淡褐灰色細粒火山灰で構成される。

なお, 第4-37地点(付図3)及び第4-16地点(付図4)では, 従来報告されている降下テフラ層とは対応が見つからないテフラが産する(第4.26図)。これらの詳細な検討は今後の課題である。

**岩質** WP, T-3及びT-5の鉱物組み合わせは, 斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鉱である(第4.8表)。一方, NP, T-4及びT-6では, これらに更に普通角閃石が加わる(第4.8表)。また, NPは唯一石英を含むことを特徴とする。鉱物組み合わせより, 本テフラ群の岩質は安山岩からデイサイトと考えられる。

**給源** WPの給源は北八甲田火山群である可能性が高い(工藤ほか, 2004a)。残りのNP, T-3, T-4, T-5及びT-6は, 中川ほか(1986)の等層厚線図から判断すると, 十和田火山であると考えられる(第4.8表)。ただし, T-3(大池・中川, 1979)については, 分布軸が複数存在することから, 複数のテフラを一括している可能性が高く, 上北平野北方に分布するものについては北八甲田火山群起源の可能性もある(工藤ほか,

2004a).

**時代** 古期テフラ群の中で最上位のTE-1が約40万年前であり、高館テフラ群下部のToyaの年代が112kaと推定される(白井, 2001)ことから、本テフラ群が堆積したのは少なくとも40万年前から11万年前までの間である。

#### 4. 18. 3 高館テフラ群

**名称** 中川(1961)、大池・中川(1979)による高館火山灰を改称・再定義。本名称は、高館面(大池ほか, 1959; 宮内, 1985)が、本テフラ群以上のテフラをのせていることに由来する。大池・中川(1979)による高館火山灰は、ZP1(大池・中川, 1979)からBP2(東北地方第四紀研究グループ, 1969)までのテフラ群を指すが、本研究ではZP1からT-22(大池・中川, 1979)までを高館テフラ群とした(第4.8表)。そして、T-22よりも新しいテフラについては、十和田火山の活動ステージ区分(Hayakawa, 1985)と関連づけてテフラ群区分を行った。

**模式地** 十和田市杉ノ木の第4-41地点(付図4)。

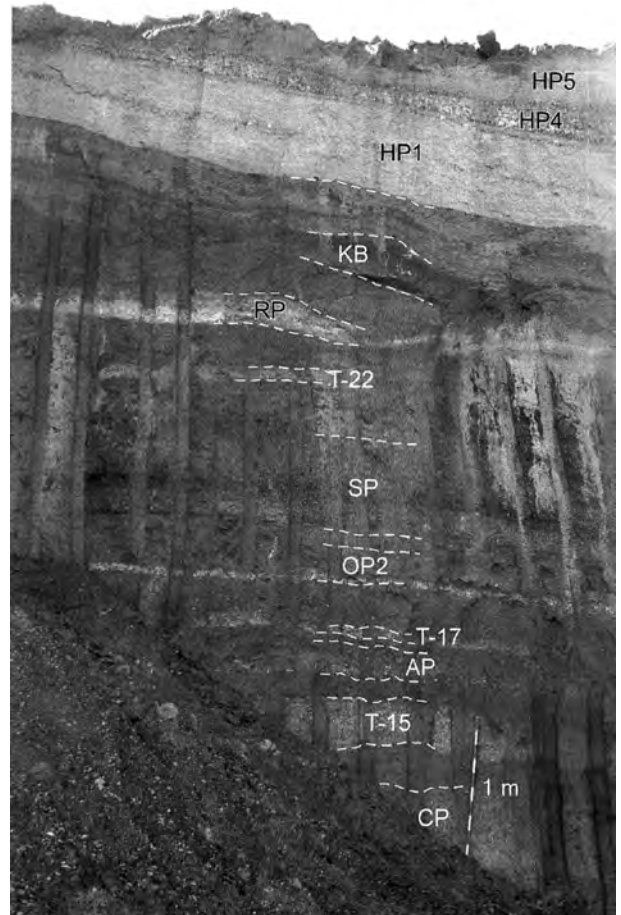
**分布** 十和田市米田-大不動付近(第4.26図の柱状図4-39, 4-40, 4-41, 4-16)及び十和田湖町<sup>あしなまきわ</sup>芦名沢付近(第4.26図の柱状図4-38)で分布が確認できた。斗川層及び野辺地層分布域の表層に広く分布していると推定される。

**層序・岩相** 本テフラ群は、下位よりZP1, ZP2, Toya, Sc1, Sc2, T-13, CP, T-15, AP, T-17, QP, OP1, OP2, SP及びT-22の、少なくとも15枚以上の降下テフラからなる(大池・中川, 1979)。本研究ではこれらのうち、Sc2, T-13, QP及びOP1以外のテフラを確認できた(第4.26図)。各テフラの岩相の特徴を第4.8表に示す。軽石及びブスコリアは風化を受けているが、軽石の原形や発泡組織は保存されていることが多い。

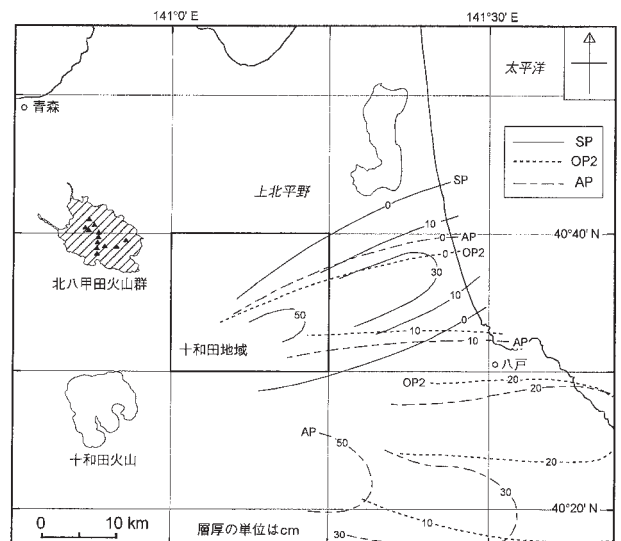
本テフラ群の下部には洞爺テフラ: Toya(町田ほか, 1987)が挟まれる。本図幅地域に分布するToyaはかつて白タフテフラ: WT(大池・中川, 1979)と呼ばれていたが、町田ほか(1987)により、洞爺火山より飛来した降下テフラであることが明らかにされた。Toyaは本地域で層厚10cm前後であり、ガラス質の淡褐灰色細粒火山灰層として出現する。

本テフラ群の露頭写真を第4.28図に示す。この露頭では本テフラ群のうち、CPからT-22までを観察することができる。このうち、APテフラ、OP2テフラ及びSPテフラは以下のような特徴的な岩相を示し、比較的容易に追跡が可能である。

十和田アオスジテフラ: AP(大池・中川, 1979)は、上北平野南部から青森・岩手県境付近にかけて広く分布する降下テフラである(第4.29図)。APは3つのユニ



第4.28図 十和田カステラテフラ(CP)から十和田八戸降下テフラ(HP)までの降下テフラ層序  
十和田市杉ノ木の北西約1kmの第4-40地点(付図4)。テフラ名と記号の対応は、本文及び第4.8表を参照。



第4.29図 高館テフラ群の代表的な降下テフラの等層厚線図(中川ほか, 1986に基づく)  
テフラ名と記号の対応は、本文及び第4.8表を参照。

第 4.9 表 第四紀降下テフラ中の本質物質のモード組成

テフラ名	CU	BP2	GP	KB	T-22	SP	OP2	T-17	AP	AP	T-15	CP
サンプル番号	TOG-1	TOM-1	TOG-1	TOP-1	TOT-1	TOR-1	TOS-1	TOT-2	TOA-1	TOA-2	TOT-3	TOV-1
産状	白色軽石	白色軽石	白色軽石	白色軽石	白色軽石	スコリア	白色軽石	白色軽石	白色軽石	灰色軽石	白色軽石	白色軽石
Vol. %												
斜長石	15.0	2.3	4.4	4.9	4.7	10.4	7.6	21.6	24.7	9.7	18.4	7.2
斜方輝石	1.4	0.3	0.2	0.7	0.1	0.3	0.2	2.7	1.6	1.0	2.2	1.3
単斜輝石	1.1	0.1	0.1	1.1	0.5	1.4	0.4	1.7	0.9	0.5	1.3	1.5
普通角閃石	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
かんらん石	0.1	tr	-	-	-	-	-	1.2	-	tr	0.1	-
鉄鉱	0.4	0.1	0.2	0.3	0.1	0.5	0.1	0.8	0.9	0.4	0.8	0.5
斑晶	18.0	2.9	4.9	6.9	5.5	12.6	8.3	27.9	28.1	11.6	22.7	10.4
石基	82.0	97.1	95.1	93.1	94.5	87.4	91.7	72.1	71.9	86.4	77.3	89.6

テフラ名と記号の対応は、本文及び第 4.8 表を参照。tr:ごく微量、-:なし。

ットから構成される。下部ユニットは白色軽石から構成される降下軽石層、中部ユニットは淡青灰色軽石から構成される降下軽石層、上部ユニットは青灰色の粗粒火山灰層である(第 4.8 表)。模式地におけるそれぞれのユニットの層厚は、下部 : 7 cm, 中部 : 7 cm, 上部 : 12 cm であり、軽石の最大粒径は 3 cm である。「アオスジ」という名称は、中部ユニットに出現する淡青灰色軽石層に由来する。実際に露頭で観察すると、この淡青灰色軽石層が実際の色よりも更に青味を帯びて見えるため、テフラ層識別の良い指標となる。Hayakawa (1985) による「噴火エピソード U」の堆積物に相当する。

十和田オコシ 2 テフラ: OP2 (大池・中川, 1979) は、上北平野南部から青森・岩手県境付近にかけて広く分布する降下テフラである(第 4.29 図)。OP2 は 3 つのユニットから構成される。下部ユニットは白色軽石から構成される降下軽石層、中部ユニットは青灰色の粗粒火山灰層、上部ユニットは褐色の細粒火山灰層である。模式地におけるそれぞれのユニットの層厚は、下部 : 7 cm, 中部 : 16 cm, 上部 : 11 cm である。下部ユニットは、層厚が 7 cm 前後とそれほど厚くはないが、長径 4 cm 程度の軽石を含み、層厚に比較して大きな軽石を含むのを特徴とする。Hayakawa (1985) による「噴火エピソード S」の堆積物に相当する。

十和田 SP テフラ: SP (大池・中川, 1979) は、主に十和田図幅地域及び八戸図幅地域に分布し、給源から東北東に分布軸を持つ降下テフラである(第 4.29 図)。SP は高館テフラ群の中で唯一の降下スコリア堆積物であり、長径 3 cm 以下の比較的新鮮な黒色スコリアから構成される。模式地での層厚は 60 cm である。スコリアの発泡度には多様性が認められる。風化が進むと発泡の良いスコリアは黄褐色に変化するが、発泡度の悪いスコリアはほぼ未風化のまま変色せずに保存されることが多く、多くの場合に両者が混在した岩相を示す。松山・大池 (1986) は SP の直上に火砕流堆積物が存在し、これが中川ほか (1972) による高館 a 火山灰流凝灰岩に相当すると記述している。しかし、著者のこれまでの調査においては、この火砕流堆積物の存在は確認されていない。SP は、Hayakawa (1985) による「噴火エピソード R」の堆積物に相当する。

**岩質** 本テフラ群の斑晶鉱物組み合わせは、基本的に斜長石 + 斜方輝石 + 単斜輝石 + 鉄鉱であり、ZP1, ZP2, T-15 及び T-17 ではこれらにかんらん石が加わる(第 4.8 表)。岩質は安山岩-デイサイト質と推定される。斑晶量は 28 ~ 6 vol.% の幅を示す(第 4.9 表)。

**給源** Toya 以外は全て十和田火山である。

**時代** 本テフラ群下部の Toya テフラの年代が 112 ka と推定されていること(白井, 2001)、十和田カルデラ形成期テフラ群基底の RP の年代が 55 ka と推定されていること(Hayakawa, 1985) から、本テフラ群の堆積年代は約 11 万年前から約 5 万 5 千年前の間である。

#### 4. 18. 4 十和田カルデラ形成期テフラ群

**名称** 新称。十和田火山のカルデラ形成期(Hayakawa, 1985) に噴出・堆積したテフラ群を指す。

**模式地** 1 箇所露頭の全てをテフラを観察することができないので、テフラごとに模式地を設定する。十和田レッドパミステフラ: RP (東北地方第四紀研究グループ, 1969; 大池・中川, 1979) は十和田湖町仙ノ沢開拓南東約 2 km の第 4-26 地点(付図 2)、十和田キビダンゴテフラ: KB (大池・中川, 1979) 及び十和田合同テフラ: GP (東北地方第四紀研究グループ, 1969) は十和田市<sup>ぼらくぼ</sup>荊窪の第 4-43 地点(付図 5, 八戸図幅内)、十和田切田テフラ: KR (Hayakawa, 1985; 本研究) は十和田湖町仙ノ沢の第 4-24 地点(付図 2)、十和田ビスケット 2 テフラ: BP2 (東北地方第四紀研究グループ, 1969; 大池・中川, 1979) 及び十和田八戸テフラ: HP (東北地方第四紀研究グループ, 1969) は十和田市中屋敷の第 4-29 地点(付図 4)を模式地とする。

**分布** RP 及び KB は、十和田市米田-大不動付近(柱状図 4-39, 4-40, 4-41) 及び十和田湖町芦名沢付近で分布が確認される。GP は本図幅内では確認できず、八戸図幅内の十和田市荊窪の第 4-43 地点のみで観察された。KR は露出が少なく、十和田大不動火砕流堆積物の直下にまれに観察される。BP2 は模式地の第 4-29 地点のみで観察された。HP は本図幅地域全域に分布し、多くの露頭で確認できる。

**層序・岩相・岩質** 本テフラ群は、下位より RP, KB, GP, KR, BP2 及び HP の 6 枚の降下テフラからなる。

RP, KR 及び HP については、それぞれ十和田奥瀬火砕流堆積物、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項で詳しく記載したので、ここでは述べない。一般的に高館テフラ群よりも風化の程度は低い。特に直上を厚い火砕流堆積物に覆われている場合には、新鮮な軽石が保存されている。

十和田キビダンゴテフラ: KB は、上北平野南半部に広く分布する降下テフラである(第 4. 30 図)。模式地での層厚は 20 cm であるが、より給源に近い十和田湖町芦名沢の第 4-44 地点では層厚 135 cm に達する。KB は、橙灰色またはオレンジ色を呈する降下軽石堆積物であり、長径 3 cm 以下の軽石から構成される。中部に層厚 10 数~数 cm の岩片に富む層を挟むのを特徴とする。斑晶鉱物組み合わせは斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鈹で、斑晶量は 7 vol.% 程度である(第 4. 9 表)。岩質はデイサイトである。Hayakawa (1985) による「噴火エピソード P」の堆積物に相当する。

十和田合同テフラ: GP は、上北平野南半部に広く分布する降下テフラである(第 4. 30 図)。GP は本図幅内では確認できなかったが、東隣の八戸図幅内で確認された。等層厚線図(第 4. 30 図)から判断すると、本図幅地域内にも分布していると予想される。GP は 3 つのユニットで構成され、模式地の第 4-43 地点では、下位から層厚 3 cm の降下軽石層、層厚 5 cm の粗粒火山灰層及び層厚 11 cm の降下軽石層からなる(第 4. 26 図)。降下軽石層は長径 4 cm 以下の白色軽石かならる。斑晶鉱物組み合わせは、斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鈹で、斑晶量は 5 vol.% 程度である(第 4. 9 表)。岩質は流紋岩である。Hayakawa (1985) による「噴火エピソード O」の堆積物に相当する。

ード O」の堆積物に相当する。

十和田ビスケット 2 テフラ: BP2 は、上北平野南部から青森・岩手県境付近にかけて広域に分布する降下テフラである(第 4. 30 図)。BP2 は 3 つのユニットで構成され、模式地の第 4-29 地点では、下位から層厚 7 cm の降下軽石層、層厚 20 cm のまばらに軽石及び黒曜岩を含み、弱く成層した細粒火山灰層及び層厚 32 cm の細粒火山灰を伴う降下軽石層からなる(第 4. 26 図)。軽石の粒径は長径 2 cm 以下である。斑晶鉱物組み合わせは斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鈹土かんらん石で、斑晶量は 3 vol.% と無斑晶質である(第 4. 9 表)。岩質は流紋岩である。Hayakawa (1985) による「噴火エピソード M」の堆積物に相当する。

給源 十和田火山である。

時代 RP の年代が約 5 万 5 千年前と推定されていること(Hayakawa, 1985)、HP の年代が約 1 万 5 千年前(青木・新井, 2000)であることから、本テフラ群の堆積年代は 5 万 5 千年前から 1 万 5 千年前の間である。

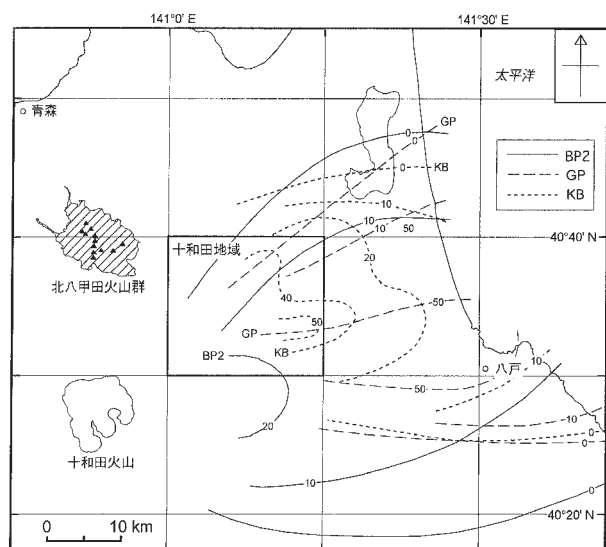
#### 4. 18. 5 十和田後カルデラ期テフラ群

名称 新称。十和田八戸火砕流堆積物の噴出以降の十和田火山後カルデラ期(Hayakawa, 1985)に噴出・堆積したテフラ群を指す。

模式地 十和田湖町惣<sup>そうべ</sup>辺<sup>べ</sup>野<sup>の</sup>東方の第 4-35 地点(付図 2)。

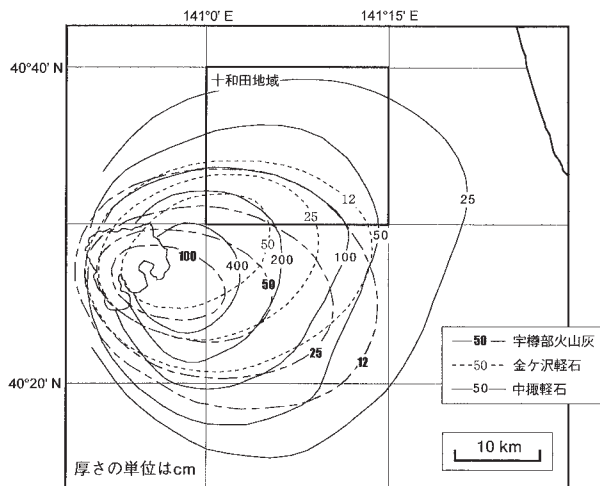
分布 本図幅内に分布する十和田火山後カルデラ期の降下テフラは、下位より十和田二ノ倉テフラ群: NK (二ノ倉火山灰: 大池・中川, 1979; 二ノ倉スコリア: Hayakawa, 1985)、十和田南部テフラ: NB (南部浮石: 中川, 1963)、十和田 D' テフラ: D' (Hayakawa, 1985) 及び十和田中<sup>ちゅうせり</sup>嶺<sup>りゅう</sup>テフラ: CU (大池ほか, 1966) がある。NK は本図幅南端部地域に分布する。D' 及び NB は本図幅南西端地域にわずかに分布するのみである。CU は本図幅地域全域に分布する(第 4. 31 図)。CU は明戸段丘堆積物及び現河床堆積物の分布域以外では、表層の黒色土壤中に普遍的に存在する。

層序・岩相・岩質 十和田二ノ倉テフラ群: NK は、複数の降下スコリア堆積物及び降下火山灰からなる。これらは約 2 千年間に及ぶ断続的な火山活動による産物と考えられている(Hayakawa, 1985)。本図幅地域においては、第 4-35 地点(付図 2)で 4 枚のユニット、第 4-36 地点(付図 4)で 3 枚のユニットが確認された(第 4. 26 図)。各ユニットは褐色土壌層によって区分される。いずれのユニットも長径 1~2cm 以下のスコリア主体の層であり(第 4. 32 図)、第 4-35 地点の下位の 3 ユニットの第 4-36 地点のものそれぞれ対比される(第 4. 26 図)。久利・栗田(2003)は、十和田二ノ倉テフラ群を 11 枚のユニットに区分しているが、本調査で確認したユニットとの対比は不明である。斑晶鉱物



第 4. 30 図 十和田カルデラ形成期テフラ群の等層厚線図(中川ほか, 1986 に基づく)

テフラ名と記号の対応は、本文及び第 4. 8 表を参照。



第 4.31 図 十和田中振テフラの等層厚線図 (Hayakawa, 1985 に基づく)

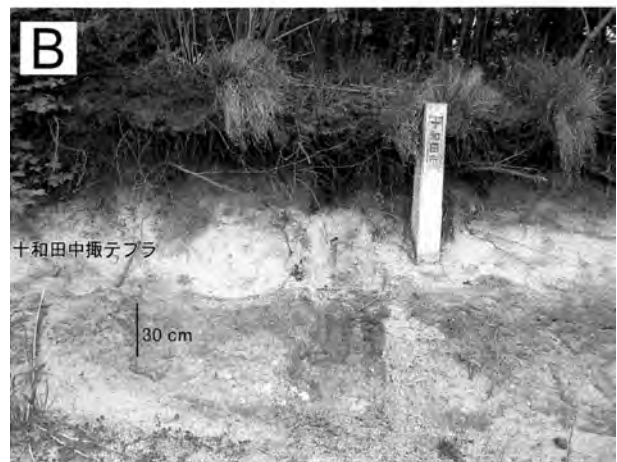
十和田中振テフラは下位から、中振軽石、金ヶ沢軽石及び宇樽部火山灰の3つのユニットで構成される。

組み合わせは斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鋳土かんらん石であり、岩質は玄武岩-玄武岩質安山岩である。

十和田南部テフラ: NB は、下位から南部軽石と貝守火山灰の2つのユニットからなる (Hayakawa, 1985)。NB の主体をなすのは南部軽石であるが、本地域に分布するユニットは上位の貝守火山灰である。貝守火山灰は第 4-35 地点 (付図 2) のみで観察され、層厚 2 cm の褐色を呈する固結した細粒火山灰層として産する (第 4.26 図)。一方、給源近傍の十和田湖畔での貝守火山灰は、層厚 3 m 以上に達し、長径数 cm の軽石をしばしば含む。斑晶鋳物組み合わせは斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鋳で、岩質はデイサイトである。

十和田 D' テフラ: D' は小規模な火山灰層であり、本地域では第 4-35 地点のみで観察される。下位から層厚 2 cm の暗青灰色細粒火山灰、層厚 0.5 cm の固結した褐色細粒火山灰及び層厚 3 cm の暗青灰色細粒火山灰からなる。斑晶鋳物組み合わせは斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鋳で、岩質はデイサイトである。

十和田中振テフラ: CU は、下位から中振軽石、金ヶ沢軽石及び宇樽部火山灰の3つのユニットからなる (早川, 1983b)。主要なユニットは最下位の中振軽石であり、本図幅地域で広く認められる (第 4.31 図)。宇樽部火山灰及び金ヶ沢軽石も本地域内に分布するが、層厚が薄いために堆積後の浸食により欠落している場合が多い。CU は第 4-35 地点 (付図 2) では層厚 2.2 m の黄白色の降下軽石層として産し、長径 4 cm 以下の軽石から構成される (第 4.32 図 A)。最下部の層厚 5 cm の部分は粒径が小さくなり、長径 4 mm 以下の軽石で構成される。給源から北東方に層厚を減じ、十和田市赤沼の第 4-45 地点 (付図 3) では層厚 35 cm、長径 5 mm 以下の軽石



第 4.32 図 十和田中振テフラの産状

- A. 十和田湖町惣辺牧野東方 1.2 km 地点 (第 4-35 地点, 付図 2) の露頭。層厚は 2.2 m で、長径 4 cm 以下の軽石から構成される。下位には十和田ニノ倉テフラ群の一部を構成する降下スコリア層が観察される。給源から約 14 km。
- B. 十和田市赤沼の第 4-45 地点 (付図 3) の露頭。層厚は 35 cm、長径 5 mm 以下の軽石で構成される。給源から約 30 km。

で構成される橙灰色-黄褐色の降下軽石層となる (第 4.32 図 B)。十和田中振テフラの斑晶鋳物組み合わせは、斜長石+斜方輝石+単斜輝石+鉄鋳土かんらん石で、斑晶量は 18 vol.% 程度である (第 4.9 表)。岩質はデイサイトである。

**給源** 十和田火山である。十和田ニノ倉テフラ群は五色岩成層火山形成期の噴出物である (Hayakawa, 1985)。十和田中振テフラは中湖カルデラ形成時の噴出物であると考えられている (Hayakawa, 1985)。

**時代** 十和田ニノ倉テフラ群の噴出は、十和田八戸火砕流堆積物の噴出直後から始まったと考えられている (Hayakawa, 1985; 久利・栗田, 2003)。そして、その活動期間は約 2000 年間と推定されている (Hayakawa,

1985)。したがって、十和田二ノ倉テフラ群の堆積期間は、おおよそ1万5千年前から1万3千年前までの期間である。十和田南部テフラについては、 $8,370 \pm 170$  BP (Hayakawa, 1985) 及び  $8,600 \pm 250$  BP (大池・高橋, 1970) の $^{14}\text{C}$ 年代値が報告されている(第4.7表)。十和田中振テフラについては7つの $^{14}\text{C}$ 年代値が報告され

ている(第4.7表)。このうち、最新のAMS測定による年代は、工藤ほか(2003)により報告されている。工藤ほか(2003)は十和田中振テフラの較正暦年代として、 $6,282 \sim 5,926$  cal BPを報告している。したがって、十和田中振テフラの堆積年代は約6千年前と判断される。

## 第5章 地質構造

本図幅地域は奥羽脊梁隆起帯と東部低地の境界部に位置し、中央部には南北に走る撓曲帯が存在する(第5.1図)。褶曲構造はいずれも本図幅西半部の奥羽脊梁帯において認められる。これらはいずれも北北西-南南東方向に軸を持ち(第5.1図)、東北日本弧における広域的な東西圧縮に起因する構造であると考えられる。背斜及び向斜構造はいずれも後期中新世から鮮新世初期までの間に形成されたと解釈される。一方、撓曲構造は鮮新世末期から前期更新世の間に形成されたと解釈される。本地域において断層はほとんど認められず、本図幅北端部に三浦山断層の南端部が分布するのみである。

### 5.1 褶曲

#### 5.1.1 道地背斜

新称。本図幅北端の七戸町道地川流域から北西方向に伸びる背斜で、七戸図幅内に連続する。本背斜は、七戸図幅内の北北西-南南東方向に伸びる背斜(北村ほか, 1972; 岩井, 1991)へと連続すると推定され(第5.1図)、その全長は約9 kmである。本背斜は、和田川層、道地層及び小増沢層の分布を規制する。本背斜軸の南東端の構造は底田撓曲及び三浦山断層により断たれている。南西翼の傾斜は10~25°、北東翼の傾斜は20°前後である。南西翼の幅は4 kmと広いが、北東翼は500 mほどで三浦山断層により切られている。

#### 5.1.2 高森向斜

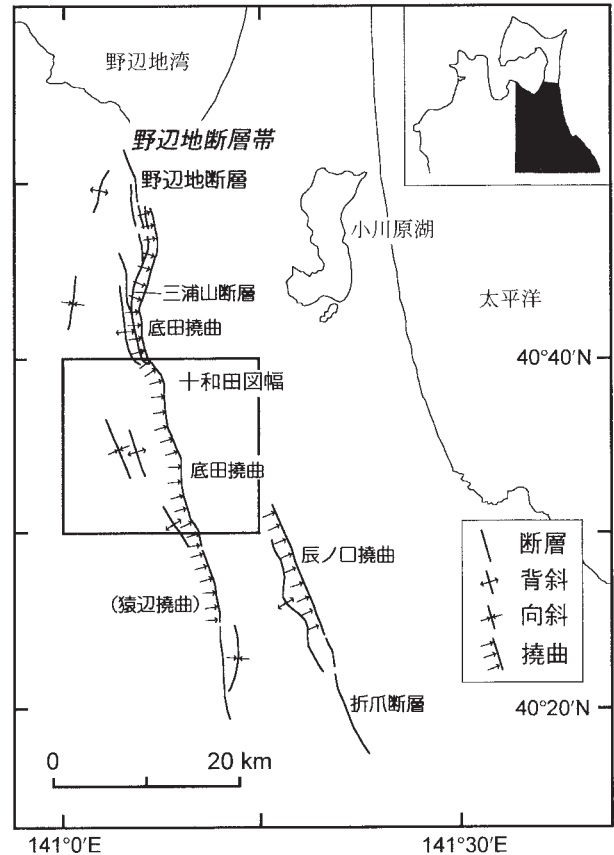
新称。十和田湖町<sup>ありぞない</sup>備付近から高森開拓付近にかけて、北北西-南南東方向に伸びる長さ約7 kmの向斜である。本向斜は小増沢層中に発達する。東翼の傾斜は20~30°、西翼の傾斜は南端付近では30°であるが、北方では10°以下となりやや非対称となる。本向斜は全体として閉じた盆状構造を示す。

#### 5.1.3 生内背斜

新称。十和田湖町<sup>かわしろ</sup>川代付近から生内<sup>おもない</sup>開拓付近にかけて、北北西-南南東方向に伸びる長さ約5 kmの背斜である。本背斜は小増沢層中に発達する。両翼の傾斜は南部では20~30°、北部では10~20°となる。背斜軸は10°前後で北方にプランジする。両翼は南方に開いている。

#### 5.1.4 指久保背斜

新称。この背斜構造を最初に示したのは、鎌田ほか(1991)による20万分の1地質図幅「八戸」である。しかし、名称が付けられていなかったため、本研究で指久



第5.1図 青森県三八上北地域における中新世以降の地質構造要素  
根本・箕浦(1999)に加筆・一部修正。

保背斜と命名する。本図幅内の十和田市中屋敷付近から田子図幅内の沼久保付近にかけて、北北西-南南東方向に伸びる長さ約5 kmの背斜であり(第5.1図)、長円状のドーム構造を成す。本背斜は、道地層、小増沢層及び月日山火山岩類の分布を規制する。西翼の傾斜は5~20°である。東翼の傾斜は背斜軸の近くでは10~20°であるが、更に東方では底田撓曲の活動の影響を受けて30~50°と急傾斜になる。

### 5.2 撓曲・断層

#### 5.2.1 底田撓曲

名称は斎藤(1965a, b)による。斎藤(1965a, b)は、七戸図幅地域において南北に縦断する撓曲構造を見出し、これを底田撓曲と命名した。その後、鎌田ほか(1991)は、20万分の1地質図幅「八戸」で、本図幅地域中央部において南北に縦断する撓曲構造の存在を示した。この撓曲構造は、南方では田子図幅内の<sup>さくらべ</sup>猿辺撓曲

(Chinzei, 1966) へと連続し、北方では斎藤 (1965a, b) による底田撓曲へと連続する (第 5.1 図)。活断層研究会編 (1991) は、七戸図幅地域内の底田撓曲を「天間林断層」と呼び、その確実度は II、活動度は B とし、この「断層」が撓曲構造からなることを示している。本研究ではこの一連の撓曲構造の名称を、命名の先取権を尊重し「底田撓曲」と統一する。

底田撓曲は東落ちの構造を示し、本図幅地域中央部を北北西-南南東方向に縦断する (第 5.1 図)。その全長は約 45 km である (第 5.1 図)。本撓曲は野辺地断層帯 (青森県, 1998) の主体をなす構造である (第 5.1 図)。野辺地断層帯は全体で北北西-南南東方向に伸びる全長 63 km の断層帯・撓曲帯を形成しており、青森県東部の地質構造を決定づける大規模な構造をなしている (第 5.1 図)。

底田撓曲において地層は東方に急傾斜し、道地層、小増沢層及び斗川層の分布を規制している。その傾斜は、道地付近では  $40 \sim 80^\circ$ 、川口付近では  $25 \sim 45^\circ$ 、向村付近では  $30^\circ$ 、見世南西では  $30 \sim 50^\circ$ 、柏木・笹畑付近では  $20 \sim 45^\circ$  であり、周辺地域よりも急傾斜となる。特に本図幅南東域では、本撓曲帯の東側で  $10^\circ$  以下と急激に緩傾斜となっており、そのコントラストが明瞭である。

底田撓曲は道地背斜及び指久保背斜の構造を変位させ、鮮新世の斗川層を傾動させていることから、その活動時期は鮮新世以降であると判断できる。ただし、七戸面以降の段丘面に変位が生じていないことから、少なくとも 3 万年前以降は活動していないことは確実である。また、撓曲崖の地形も極めて不明瞭であるため、底田撓曲は第四紀後半にはほとんど活動していないと推定される。

青森県 (1998) は七戸図幅地域内の底田撓曲の調査を行い、底田撓曲が 44 ~ 46 万年前に形成された海成段丘面構成層に 70 m 以上の変位を与えていることを示した。十和田レッドパミステフラには変位が認められない

ことから、この撓曲帯の最新活動時期を十和田レッドパミステフラの堆積以前と判断した。十和田レッドパミステフラの推定層位年代は約 5 万 5 千年前である (Hayakawa, 1985)。したがって、底田撓曲は少なくとも約 5 万年前以降は活動していないと判断される。以上より、底田撓曲の主な活動時期は鮮新世以降から中期更新世であると判断される。

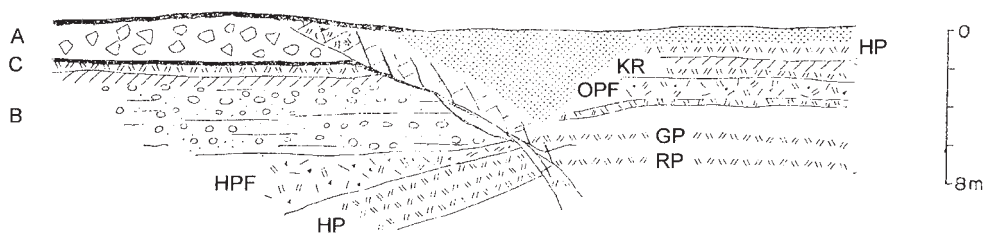
### 5.2.2 三浦山断層

斎藤 (1965a, b) により命名された。本断層は長さ約 9 km の東落ちの逆断層であり、本図幅北端の七戸町道地付近から七戸図幅内の天間林村底田にかけて、弧状に西方に張り出すように南北方向に伸長している (第 5.1 図)。本図幅内では、北西-南東方向に伸びる本断層の南端部が認められる。七戸町道地川沿いでは、和田川層と小増沢層の間に道地層が認められ、それぞれ整合関係にあることが確認できる。しかし、その 250 m 北西では、和田川層と小増沢層の分布が近接しており、道地層を欠く。したがって、この場所に三浦山断層の存在が推定される。断層露頭を確認できなかったため、地質図上には推定断層として表示してある。本断層の東側に分布する小増沢層は、 $80 \sim 90^\circ$  で傾斜しており、これらは本断層の活動に伴って生じた地層の引きずりに起因すると考えられる。

三浦山断層は底田撓曲とともに野辺地断層帯の一部を構成し、底田撓曲と対をなす構造と解釈される。底田撓曲と同様に、第四紀後半には活動を停止したと考えられる。

### 5.2.3 十和田中振テフラを切る断層

佐藤・鈴木 (1977) は、十和田市万内の南東約 300 m 地点において、十和田中振テフラを切る逆断層を報告している (第 5.2 図)。佐藤・鈴木 (1977) によると、断層面の走向・傾斜は  $N30^\circ E 30 \sim 50^\circ E$  で、南東側が北



衝上断層のスケッチ

A: 崩壊堆積物 C: 十和田中振テフラ B: 十和田層相当層  
 HPF: 十和田八戸火砕流堆積物 HP: 十和田八戸降下テフラ KR: 十和田切田テフラ  
 OPF: 十和田大不動火砕流堆積物 GP: 十和田合同テフラ RP: 十和田レッドパミステフラ

© 日本地質学会

第 5.2 図 十和田中振テフラを切る衝上断層 (佐藤・鈴木, 1977)

場所は十和田市万内の南東約 300 m 地点。地質ユニット名称を本報告に合うように変更してある。



西側にのし上げており、落差は約3mである(第5.2図)。十和田中振テフラを切っていることから、6000年前以降に活動した断層であると判断される。佐藤・鈴木(1977)は、この逆断層が本図幅南東に存在する辰ノ口撓曲(鎮西, 1958)及び折爪断層(Chinzei, 1966)の延長上に存在することから(第5.1図)、この断層がそれらから派生した構造である可能性を指摘している。

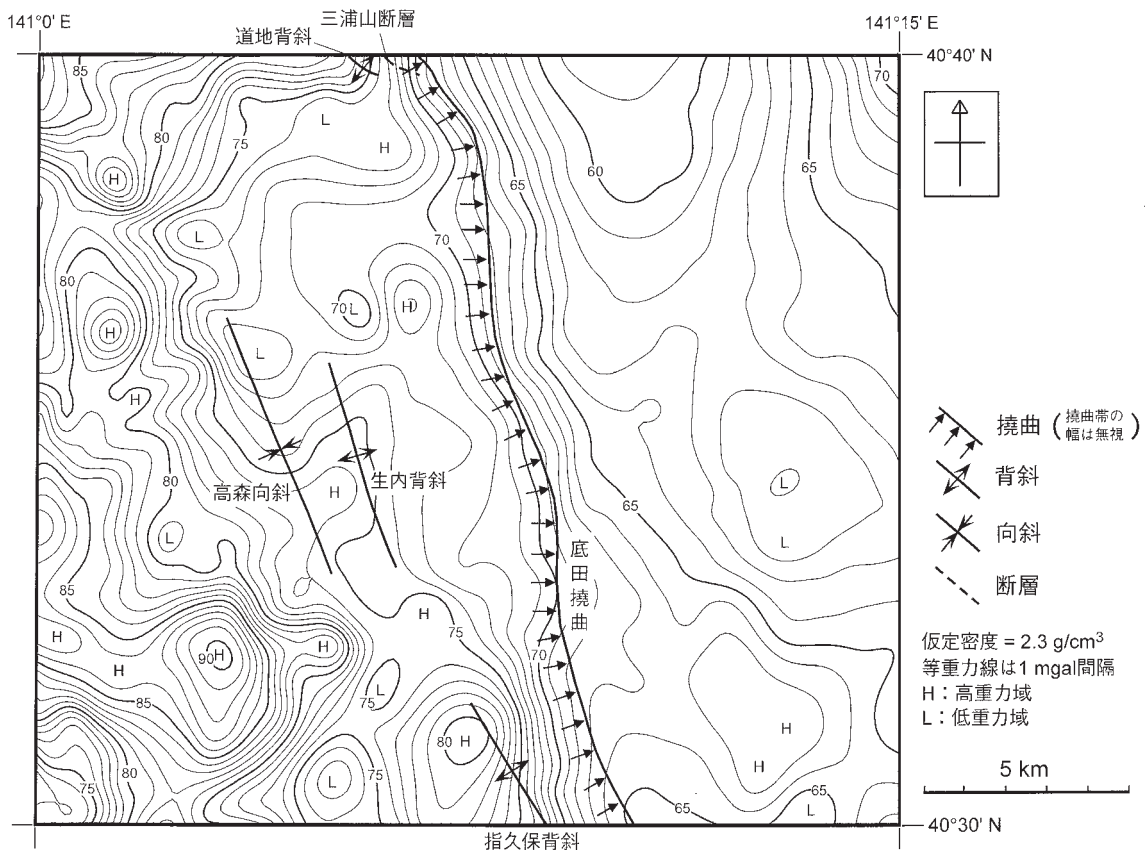
### 5.3 重力異常

本図幅地域の重力図(ブーゲ異常, 仮定密度 = 2.3 g/cm<sup>3</sup>)に、本調査で得られた地質構造の情報を加えて第5.3図に示す。重力図は本図幅地域の地質構造を顕著に反映している。まず特徴的なのは、図幅東半部地域が低重力異常域にあり、中央部に南北方向に走る急傾斜帯があり、西半部は高重力異常域となっていることである(第5.3図)。これは、本図幅の西半部が奥羽脊梁帯に属し隆起帯となっていることによく対応している。ま

た、中央部に存在する重力の急傾斜帯は底田撓曲に対応している(第5.3図)。更に、指久保背斜のドーム状構造及び道地背斜の構造は、高重力異常域に対応しているように見える(第5.3図)。

また、重力図を見ると、西半部は等重力線が入り組み起伏に富んだ特徴を示すのに対し、東半部はなだらかな盆状の構造を示すことがわかる。これは、東半部には堆積岩が広く分布しているのに対し、西半部には月日山火山岩類及び法量北溶岩の新第三紀の火山岩類が存在し、高密度の溶岩類が不均質に分布していることに起因する可能性がある。

西半部地域に注目すると、高森向斜と底田撓曲の間の領域が高重力異常域に囲まれた盆地状の様相を示すことがわかる。この盆地状の構造は、本図幅東半部と同様に比較的なだらかな等重力線を示している。この構造の要因は不明であるが、構造的な盆地構造がこの地域に伏在している可能性がある。



第5.3図 十和田図幅地域の重力異常と地質構造  
重力図は駒澤正夫氏編集。

## 第6章 応用地質

### 6.1 鉱床

#### 6.1.1 褐鉄鉱鉱床

第二次大戦時中、十和田市街地東北部の水田地帯より、褐鉄鉱を採掘したという報告がある。前田・蜂屋（1960）によると、鉱区は3鉱区が設定され、戦時中に採掘されたが、品位、鉱量ともに貧弱なために2～3箇月で採掘を中止したとある。前田・蜂屋（1960）によると、この褐鉄鉱は層状あるいはレンズ状の産状を示し、黒色土壌の下部20～30cmの所に層厚約10cmの土状褐鉄鉱が観察されたと報告されている。本鉱床は質及び量的に見て将来的にも全く有望ではないとされている（前田・蜂屋、1960）。本鉱床の存在した場所は現在では市街地と化しており、詳細は不明である。

#### 6.1.2 珪藻土鉱床

十和田市樋口付近に分布する七戸段丘堆積物中には、珪藻土層が挟有される。そのうち、地獄沢沿いに露出する珪藻土は、大正6年-昭和10余年まで断続的に採掘され、現場には乾燥棚が設けられ、乾燥品は東京方面に出荷されたといわれている（山岡・蜂屋、1964）。現在は全く稼行されていない。山岡・蜂屋（1964）によると、地獄沢産の最も品位良好な珪藻土のSiO<sub>2</sub>含有量は86.3%で、かさ比重は0.4である。珪藻土層の層厚は1～2m程度であり、東西800m、南北1,500mにわたってその賦存が確認されている。その埋蔵鉱量は比較的良好のものを対象にすれば10,000トン以下と推定されている。

### 6.2 採石

十和田湖町百目木の第4-12地点（付図2）において、

強溶結した八甲田第1期火砕流堆積物が、<sup>びんちいし</sup>（積み石用の四角錘の割石）として近年まで採石されていた。第4.4図の写真が採石場跡地である。現在、採石は行われていない。

この他に、斗川層の砂層、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が多数の地点で採石されている。主に十和田市南部の丘陵地や十和田市北部の砂土<sup>さどろ</sup>路川とその支流沿いに小規模な採石場が存在する。また、これらの地層が採石された跡地は本図幅中の各地に多数残されている。その他、野辺地層の砂層が採石された跡が十和田市洞内付近で認められる。

### 6.3 温泉・鉱泉

本図幅内の温泉・鉱泉データを第6.1表に示す。本図幅内には古くから鉱泉として利用されていた<sup>みっかいち</sup>三日市鉱泉があるのみであったが（三日市鉱泉は現在使用休止）、1970年代以降、ボーリングによって高温泉が開発されている。なお、本図幅西端に位置する十和田湖温泉郷は比較的規模の大きな温泉地であるが、この温泉地は八甲田図幅内の猿倉温泉から引湯を行って成り立っている。したがって、十和田湖温泉郷については第6.1表に含めていない。本図幅地域で自然湧出しているのは、すべて泉温25℃以下の鉱泉であり、天然湧出の泉温25℃以上の温泉は存在しない。これらの温泉・鉱泉は公衆浴場としての利用が多く、一部は旅館や老人保健施設での利用もある。過去に利用されていたが、現在使用休止のものもある。

本図幅内の温泉はすべて動力揚湯であり、本図幅東半部地域に位置する。いずれも深度1,000m前後のボーリングによって開発されたもので、その泉温は33～47℃である。泉質はNa-Cl型もしくはNa-Cl・HCO<sub>3</sub>型の

第6.1表 十和田図幅地域内の温泉・鉱泉データ一覧表

番号	源泉名	利用施設名	所在地	深度 m	湧出量 l/min	泉温 ℃	pH	泉質		産状	利用目的	文献*
								泉質名	百分率組成			
1	千歳森温泉	十和田ラドン温泉	十和田市千歳森511-2	1131	600	46.4	8.8	アルカリ性単純泉	Na-Cl・HCO <sub>3</sub>	動力揚湯	公衆浴場	1,2
2	丑泊温泉	丑泊温泉	十和田市東十三番町46-2	1177	400	41.1	8.9	弱食塩泉	Na-Cl	動力揚湯	従業員浴用	1,2,3
3	みちのく温泉	みちのく温泉	十和田市東三番町11-20	1300	160	46	7.5	弱食塩泉	Na-Cl	動力揚湯	公衆浴場	1,2,3
4	十和田温泉	十和田温泉	十和田市西四番町5-16	1000	210	33	7.5	食塩泉	Na-Cl	動力揚湯	公衆浴場	1,2,3
5	十和田ボニー温泉	十和田ボニー温泉	十和田市佐井橋167-18	1000	360	42	8.7	アルカリ性単純泉	Na-Cl・HCO <sub>3</sub>	動力揚湯	旅館・公衆浴場	1,2
6	一本木沢温泉	ニュース	十和田市一本木沢92-4	1050	300	43		Na-塩化物泉		動力揚湯	融雪・従業員浴用	2
7	赤沼温泉	奥入瀬温泉	十和田市赤沼字明戸103	1073	500	42.5	8.8	アルカリ性単純泉	Na-Cl・HCO <sub>3</sub>	動力揚湯	旅館・公衆浴場	1,2
8	十和田グリーンランド	十和田グリーンランド	十和田市米田字壁良沢頭3-5	797	300	33.5	7.6	単純泉	Na-Cl	動力揚湯	公衆浴場（使用休止）	1,2
9	柏木温泉		十和田市大不動字柏木221	895	152	37	7.8	食塩泉	Na・Ca-Cl	動力揚湯	畜産用（使用休止）	1,2,3
10	切田温泉	みのり苑	十和田市切田字横道100-22	1050	320	33.1	8	Na-塩化物泉		動力揚湯	老人保健施設	2
11	三日市鉱泉	三日市温泉	上北郡十和田湖町沢田字三日市173-2	0	55	12.5	6.8	冷鉱泉・単純泉	Ca・Mg・Na-HCO <sub>3</sub> ・SO <sub>4</sub>	自然湧出	旅館（使用休止）	1,2,3
12	沢田鉱泉	沢田温泉	上北郡十和田湖町沢田字雨蟹81	0	25	14	6.8	冷鉱泉・単純泉	Na・Mg・Ca-HCO <sub>3</sub> ・SO <sub>4</sub>	自然湧出	公衆浴場	1,2,3
13	十二里鉱泉	十二里温泉	上北郡十和田湖町法皇字谷地13-1	0	17	8.5		冷鉱泉		自然湧出	使用休止	2
14	北向鉱泉	三滝温泉	上北郡十和田湖町奥瀬字北向175-4	0	5	11.5	7.4	単純S泉（H <sub>2</sub> S型）	Na-HCO <sub>3</sub> ・Cl	自然湧出	使用休止	1,2,3

文献\*：1：高橋ほか（2001）、2：青森県環境保健部自然保護課（1997）、3：青森県環境保健部自然保護課（1981）

ものが多く、pHは7.5～8.9と中性-アルカリ性である。

本図幅内の鉱泉はすべて自然湧出である。泉温は8.5～12.5℃であり、泉質は十二里<sup>じゅうりに</sup>鉱泉が不明であるが、その他はいずれも中性の単純泉である。鉱泉のうち現在も

利用されているのは沢田温泉のみであり、公衆浴場として利用されている。十二里温泉は比較的著名で、かつて旅館及び公衆浴場として利用されていたようであるが、現在は廃業している。

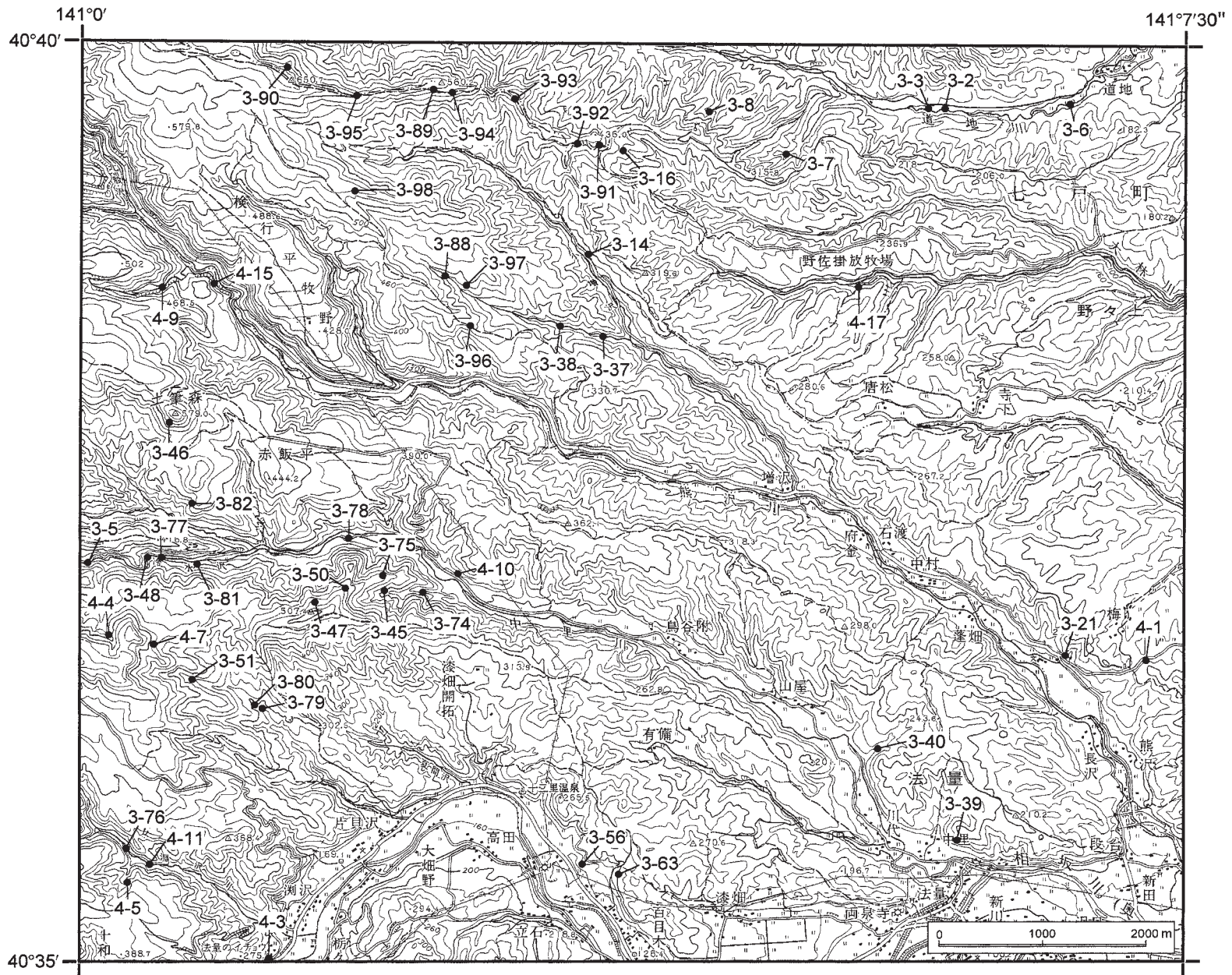
## 文 献

- 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 (1998) 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査. 平成7年度地震調査研究交付金成果報告書(概要版), 青森県, 54p.
- 青森県環境保健部自然保護課 (1981) 青森県における温泉の概況. 青森県, 103p.
- 青森県環境保健部自然保護課 (1997) 青森県温泉地質誌. 青森県, 535p.
- 鎮西清高 (1958) 北上山地北縁の新生界 II—北上山地北端部鮮新統の層序. 地質雑, vol. 67, p. 526-536.
- Chinzei, K. (1959) Molluscan fauna of the Pliocene Group of northeast Honshu, Japan. I. The faunule of the Kubo Formation. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Section II*, vol. 12, p. 103-132.
- Chinzei, K. (1960) A new Fortipecten from the Pliocene Sannohe Group in Aomori Prefecture, Northeast Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 31, p. 63-69.
- Chinzei, K. (1961) Molluscan fauna of the Pliocene Group of northeast Honshu, Japan. II. The faunule of the Togawa Formation. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Section II*, vol. 13, p. 81-131.
- Chinzei, K. (1966) Younger Tertiary geology of the Mabechi River Valley, northeast Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Section II*, vol. 16, p. 161-208.
- 早川典久・舟山祐士・斎藤邦三・北村 信 (1954) 岩手県北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の第三系新第三系の地質. 東北鉱山学会誌, vol. 10, p. 1-97.
- 早川由紀夫 (1983a) 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.
- 早川由紀夫 (1983b) 十和田火山中振テフラ層の分布, 粒度組成, 年代. 火山, vol. 28, p. 263-273.
- 早川由紀夫 (1993) 火山の地質巡検案内 2 : 十和田湖. 群馬大学教育学部紀要, 自然科学編, vol. 41, p. 53-78.
- 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 phreatoplinian ash from the Towada volcano, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, no. 25, p. 167-182.
- 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, 425p.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1989) 青森地域重力図 (ブーゲー異常). 重力図, no. 1, 地質調査所.
- 今泉力蔵 (1949) 弘前盆地東縁の地質 (演旨). 地質雑, vol. 55, p. 188.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965) 放射性炭素  $^{14}\text{C}$  による年代測定. 地質ニュース, no.140, p.20-27.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Pliocene-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan — A standard stratigraphy of the Osaka Group —. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 1-29.
- 岩井淳一 (1951) 青森県東部の更新統. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 40, p. 1-31.
- 岩井淳一・鈴木養身 (1957) 東津軽郡東部及び上北郡北西部地区. 青森県水産商工部商工課編. 青森県油田調査報告, 青森県, p. 1-11.
- 岩井武彦 (1986) 島弧横断ルート No. 11. 北村 信編 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 9p.
- 岩井武彦 (1988) 土地分類基本調査「十和田」, II 表層地質図. 青森県, p. 20-29.
- 岩井武彦 (1991) 土地分類基本調査「七戸」, II 表層地質図. 青森県, p. 19-29.
- Iwai, T. and Siobara, T. (1968) Pleistocene mollusca from Kamikita-gun, Aomori Prefecture, Japan. *Bull. Educ. Fac., Hirosaki Univ.*, no. 20B, p. 1-7.
- 岩崎孝明 (1983) 青森県東部の火山灰. 駒沢大学大学院地理学研究, vol. 13, p. 33-39.
- 鎌田耕太郎・根本直樹 (1998) 土地分類基本調査「田子・浄法寺」, II 表層地質図. 青森県, p. 21-33.
- 鎌田耕太郎・中山 啓・瀬田川夏樹 (2000) 八戸市西部に分布する斗川層のストーム堆積相と“はちのへくじら”産出層についての予察的検討. 弘前大学教育学部紀要, no. 83, p. 49-54.
- 鎌田耕太郎・泰 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.
- 加藤磐雄・田口一雄・斎川俊明 (1958) 青森市西部地区の地質. 青森県水産商工部商工課, p. 12-17.
- 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, 437p.
- 金属鉱業事業団 (通商産業省資源エネルギー庁) (1976) 昭和50年度広域調査報告書, 八甲田地域, 88p.
- 金属鉱業事業団 (2000) 金属鉱業事業団重力測定値データファイル. 日本重力 CD-ROM, 数値地質図, P-2, 地質調査所.
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦 (1972) 青森県の新第三系. 青森県の地質, 青森県, p. 5-70.

- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一・三品正明(2000) 地質調査所重力測定値データファイル, 日本重力CD-ROM第2版, 数値地質図P-2, 地質調査所.
- 工藤 崇・奥野 充・中村俊夫(2003) 北八甲田火山群における最近6000年間の噴火活動史. 地質雑, vol. 109, p. 151-165.
- 工藤 崇・宝田晋治・佐々木 実(2004a) 東北日本, 北八甲田火山群の地質と火山発達史. 地質雑, vol. 110, p. 271-289.
- 工藤 崇・西村 健・佐々木 実・藤原大祐(2004b) 八甲田—十和田火山地域における後期中新世～鮮新世火山岩のK-Ar年代とマグマ組成の時間変遷. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, p. 121.
- 久利美和・栗田 敬(2003) 十和田火山二の倉スコリア群の層序区分の再検討—二の倉スコリア期の噴火活動の推移—. 火山, vol. 48, p. 249-258.
- Kuwabara, T. (2001) Quaternary tectonic movement deduced from marine terraces and Noheji Formation in the Kamikita Plain, Shimokita Peninsula, Northeast Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, no. 36, p. 17-28.
- 桑原拓一郎(2004) 青森県上北平野における海成段丘堆積物の層序と相対的海面変化. 地質雑, vol. 110, p. 93-102.
- 町田 洋・新井房夫(1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫(2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史(1987) 北日本を広くおお洞爺火山灰. 第四紀研究, vol. 26, p. 129-145.
- 前田勝春・蜂屋可典(1960) C 十和田地区. 未利用鉄資源, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, no. 7, p. 76-77.
- Maruyama, T. (1984) Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of northeast Japan with reference to DSDP Hole 438A (part 2). *Sci. Rep., Tohoku Univ. 2nd. ser. (Geol.)*, vol. 55, p. 77-140.
- 増田孝一郎・小笠原憲四郎(1981) 大桑・万願寺動物群と竜の口動物群. 軟体動物の研究(大森昌衛教授還暦記念論文集), p. 223-249.
- 的場保望(1992) 秋田油田新第三系・第四系層序に関する最近の変革. 石油技協誌, vol. 57, p. 315-333.
- 松井 健・高橋 一・中馬教允・足利圭一(1969) 青森県三本木原付近の現世火山灰層の噴出年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代(50)—. 地球科学, vol. 24, p. 264-266.
- 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.
- 箕浦幸治・柴 正敏・根本直樹(1998) IV 地質年代と層序対比及び古地理の復元. 青森県の地質, 青森県, p. 104-115.
- 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 (Ser. A), p. 492-515.
- Miyauchi, T. (1987) Quaternary tectonic movements of the Kamikita Coastal Plain, Northeast Japan. *Geogr. Rev. Japan*, vol. 60 (Ser. B), p. 1-19.
- 水野 裕・堀田報誠(1989) 土地分類基本調査「十和田」, I 地形分類図. 青森県, p. 13-19.
- 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.
- 村岡洋文(1993) 八甲田火山地域のカルデラ群. 月刊地球, vol. 15, p. 713-717.
- 村岡洋文・長谷紘和(1990) 黒石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124p.
- 村岡洋文・高倉伸一(1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図no. 21-4, 地質調査所, 27p.
- 村岡洋文・山口 靖・長谷紘和(1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群. 地質調査所報告, no. 275, p. 97-111.
- 中川久夫(1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大学理学部地質学古生物教室研究邦文報告, no. 54, p. 1-61.
- 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(1972) 青森県の第四系. 青森県の地質, 青森県, p. 71-120.
- 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, 48p.
- 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.
- 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, 84p.
- NEDO(新エネルギー総合開発機構)(1987) 八甲田山地帯火山地質図(5万分の1)・八甲田山地帯地熱地質編図(10万分の1)及び同説明書. 77p.
- NEDO(新エネルギー・産業技術総合開発機構)(1993) 地熱開発促進調査報告書, no. 30, 八甲田西部地域, 934p.
- 根本直樹(2000) 津軽半島南東部に分布する大滝沢凝灰岩のFT年代. 青森県史研究, no. 5, p. 118-115.
- 根本直樹・鎌田耕太郎(1997) 土地分類基本調査「三戸・一戸」, II 表層地質図. 青森県, p. 21-37.

- 根本直樹・箕浦幸治 (1999) 青森県における鮮新世以降の地質構造要素. 月刊地球, vol. 12, p. 576-582.
- 新戸部芳 (1963) 三本木扇状地と発達過程とその周辺の地形. 青森地学, no. 6-7, p. 16-21.
- 新戸部芳 (1964) 三沢台地の段丘地形. 東北地理, vol. 23, p. 98-101.
- 新戸部芳 (1972) 奥入瀬川中下流部の段丘地形とその発達過程. 東北地理, vol. 24, p. 77-85.
- 新戸部芳 (1975) 小川原湖の発達過程. 東北地理, vol. 27, p. 25-35.
- Oda, M., Hasegawa, S., Honda, N., Maruyama, T. and Funayama, M. (1984) Interpreted biostratigraphy of planktonic foraminifera, calcareous nannofossils, radiolarians and diatoms of middle and upper Miocene sequences of central and northeast Honshu, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol. 46, p. 53-69.
- 小笠原憲四郎・尾田太良・堀越 叡 (1986) 島弧横断ルート No. 13. 北村 信編 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 16p.
- 大池昭二 (1964) 八戸浮石の絶対年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 III—. 地球科学, vol. 70, p. 38-39.
- 大池昭二 (1972) 十和田火山東麓における完新世テフラの編年. 第四紀研究, vol. 11, p. 228-235.
- 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<sup>14</sup>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」. 東北農政局計画音区. 103p.
- 大池昭二・庄子貞雄 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の<sup>14</sup>C年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (116)—. 地球科学, vol. 31, p. 42-43.
- 大池昭二・高橋 一 (1970) 南部浮石の<sup>14</sup>C年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 II (62)—. 地球科学, vol. 24, p. 232-233.
- 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, p. 1-50.
- 大池昭二・松山 力・竹内貞子 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の<sup>14</sup>C年代—日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 (118)—. 地球科学, vol. 31, p. 136-137.
- 大池昭二・七崎 修・松山 力・松山 洋 (1959) 青森ロームの問題点. 青森地学, no.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.
- 大石雅之・田鎖周治 (1995) 八戸市尻内町の鮮新統産鯨類化石. 化石はちのヘクジラ発掘調査書, 八戸児童科学館, p. 7-26.
- 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ン・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・藤井暎也・田鎖周治 (2001b) 八戸市尻内町の鮮新統産鯨類化石 (その2). 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. 7-21.
- 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”のフィッシュン・トラック年代. 化石はちのヘクジラ発掘調査報告書, 八戸児童科学館, p. 27-30.
- Omoto, K. (1978) Tohoku University radiocarbon measurements VII. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, vol. 28, p. 235-261.
- 大西 弘 (1962) 青森県洪積統の堆積学的研究. 地質雑, vol. 68, p. 543-562.
- 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<sup>14</sup>C年代と関連する問題. 第四紀研究, vol. 18, p. 103-105.
- 酒井重治郎・宮城一男・岩井武彦・大池昭二 (1965) 土地分類基本調査「八戸」, 表層地質各論. 経済企画庁, p. 1-25.
- 佐俣哲郎 (1976) 北上山地北縁部, 馬淵川流域の新第三系の浮游性有孔虫化石層序. 地質雑, vol. 82, p. 783-793.
- 斎藤洋彦 (1965a) 青森県七戸地方の山砂鉄鉱床—砂鉄鉱の堆積環境と撓曲構造— (I). 岩鉱, vol. 53, p. 176-186.
- 斎藤洋彦 (1965b) 青森県七戸地方の山砂鉄鉱床—砂鉄鉱の堆積環境と撓曲構造— (II). 岩鉱, vol. 53, p. 234-241.
- 佐々木 実・佐々木 寿・時沢武志・梅田浩司 (1998) “八甲田火砕流堆積物”の層序の再検討. 日本火山学会1998年秋季大会講演予稿集, p. 93.
- 佐藤博之・鈴木十志雄 (1977) 青森県十和田市における縄文後期以降の断層運動. 地質雑, vol. 83, p. 241-242.
- 島口 天 (1999) 下田町瓢露頭における野辺地層産貝化石群集と古環境. 青森県立郷土館調査研究年報, no. 23, p. 59-71.
- 島口 天 (2001) 鯨類化石と共産する貝類化石. 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. 23-28.
- 島口 天・小幡喜一 (2000) 十和田市の奥入瀬川河岸における生痕化石・貝化石群集と古環境. 青森県立郷土館調査研究年報, no. 24, p. 113-125.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 新エネルギー・産業技術総合開発機構重力測定値データファイル. 日本重力 CD-ROM, 数値地質図, P-2, 地質調査所.
- 白井正明 (2001) 日本海東部で見出された更新世中期の広域テフラ. 月刊地球, vol. 23, p. 600-604.
- 須崎俊秋・箕浦幸治 (1992) 青森県地域上部新生界の層序

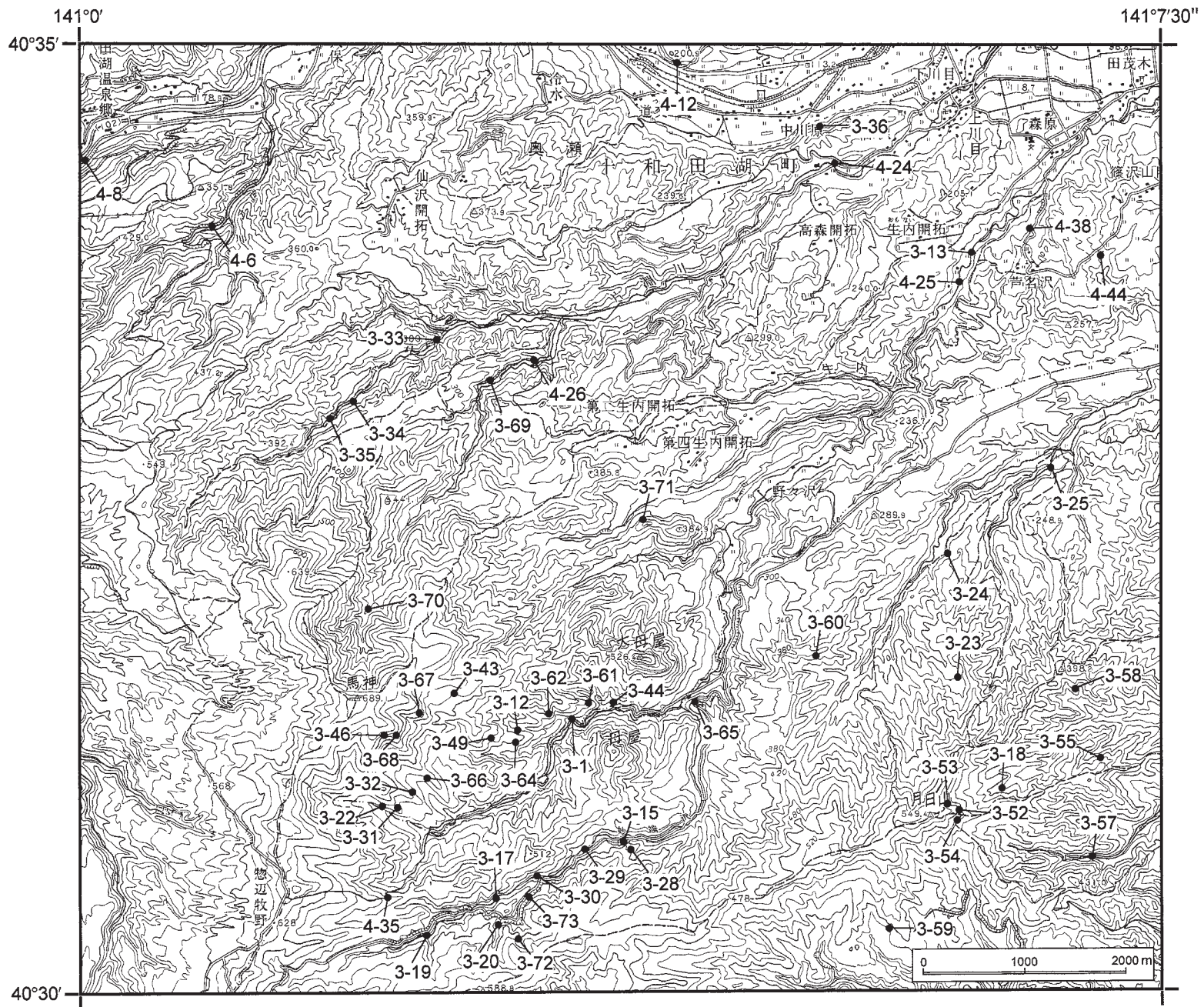
- と古地理. 地質学論集, no. 37, p. 25-37.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東・中部地方に分布する第四紀テフラのフィッシュン・トラック年代. 地学雑, vol. 107, p. 348-367.
- 鈴木毅彦・Eden, D.・檀原 徹・藤原 治 (2001a) 東北日本の大規模火砕流は広域テフラを生産したか?. 月刊地球, vol. 23, p. 610-613.
- 鈴木毅彦・Eden, D.・檀原 徹・藤原 治 (2001b) 東北日本弧の大規模火砕流にともなう中期更新世広域テフラ—八甲田国本テフラ. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 8-9.
- 田高昭二 (1976) 八甲田山における晩氷期以降の林相の垂直分析とその地史的遷移について. 青森県生物学会誌, no. 15, p. 14-19.
- 高橋正明・駒澤正夫・玉生志郎 (2001) 50 万分の 1 青森地熱資源図説明書. 特殊地質図 no. 31-5, 地質調査所, 126p.
- 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, 86p.
- 高島 勲 (1995) 熱ルミネッセンス年代測定—特に石英による火山岩類の測定精度について—. 第四紀研究, vol. 34, p. 209-220.
- 高島 勲・本多朔郎・納谷 宏 (1990) 青森県八甲田地域の火砕流堆積物の TL 年代. 岩鉱, vol. 85, p. 459-468.
- 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.
- 東北地方第四紀研究グループ (1969) 東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 15, p. 37-83.
- 東北大学理学部地質学古生物学教室災害調査グループ (1969) 地震に伴う自然現象と災害—青森県東北部における“1968 年十勝沖地震”の実例について—. 東北大地質古生物研邦報, no. 67, p. 1-98.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 植木岳雪・鈴木毅彦 (2004) 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の古地磁気極性. 地質雑, vol. 110, p. 389-394.
- 大和伸友 (1988a) 馬淵川下流域の段丘地形. 駒沢地理, no. 24, p. 57-76.
- 大和伸友 (1988b) テフロクロノロジーによる高館面段丘化期認定とテフラ中の斜交関係. 駒沢大学大学院地理学研究, no. 18, p. 3-17.
- 山岡一雄・蜂屋可典 (1964) 青森県十和田市樋口のけい藻土. 東北工業用鉱物資源, 東北地方鉱業用鉱物資源開発調査委員会, no. 4, p. 146-150.
- 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.
- 八島隆一・大竹二男・長橋良隆 (2001) 東北地方における後期中新世—鮮新世火山岩の K-Ar 年代. 地球科学, vol. 55, p. 253-257.
- 横山 弘・水野 裕・堀田報誠 (1965) 土地分類・基本調査「八戸」, 地形各論. 経済企画庁, p. 1-17.



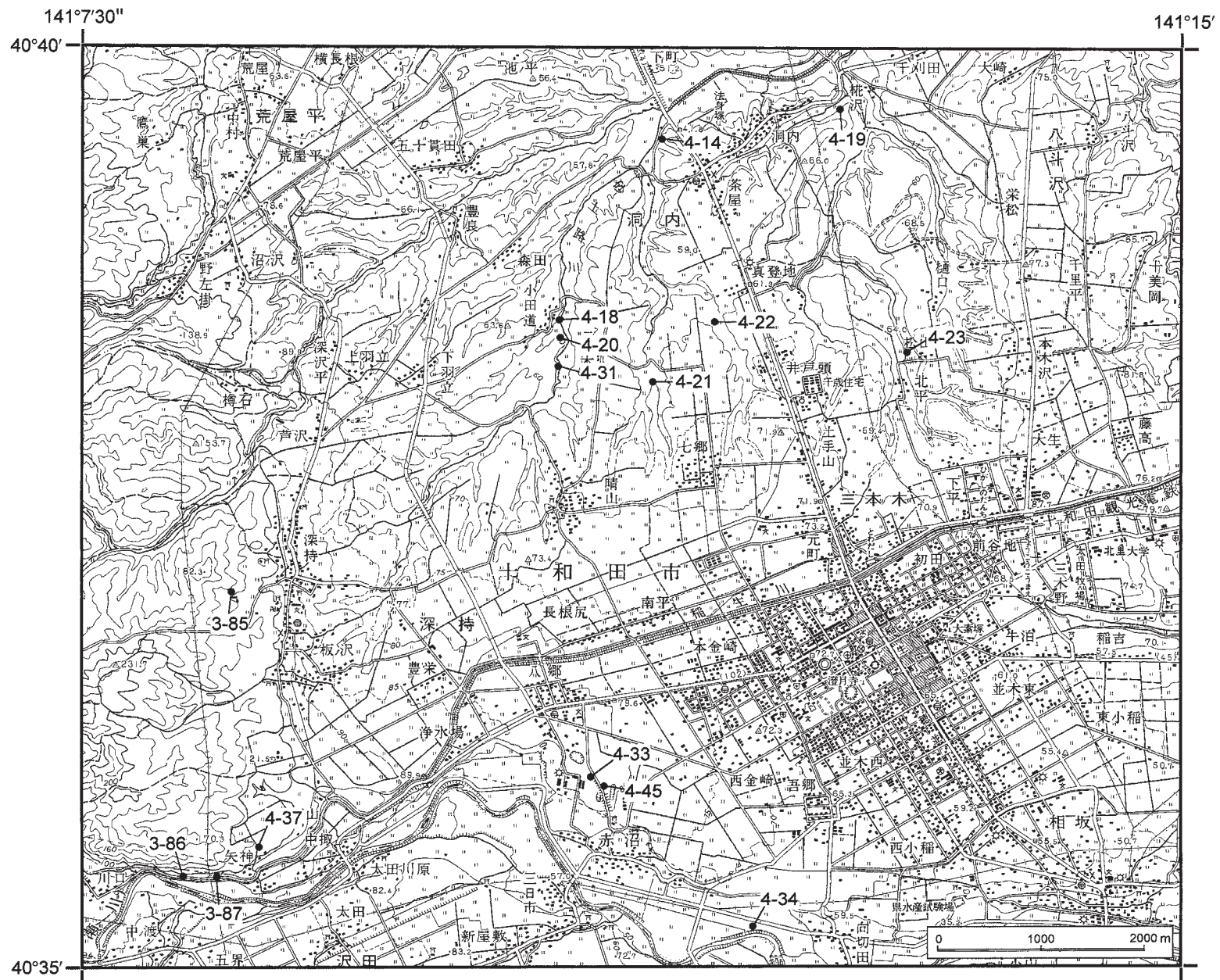
付図1 露頭の位置図(十和田図幅西北部)

緯度経度は日本測地系、国土地理院発行の数値地図50000(CD-ROM)「青森」に収録の「十和田」を使用。



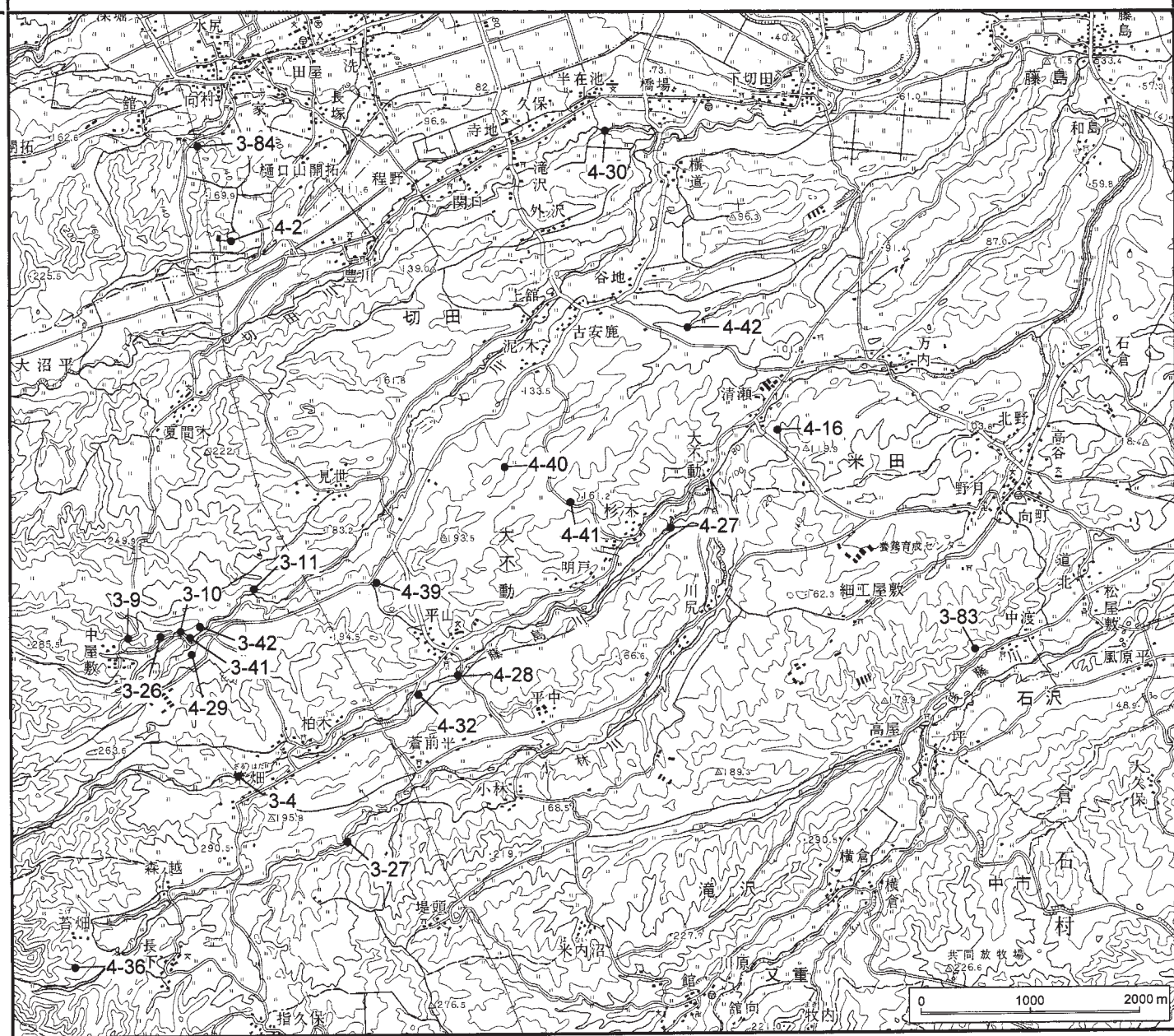


付図2 露頭の位置図（十和田図幅南西部）  
 緯度経度は日本測地系. 国土地理院発行の数値地図 50000 (CD-ROM)「青森」に収録の「十和田」を使用。



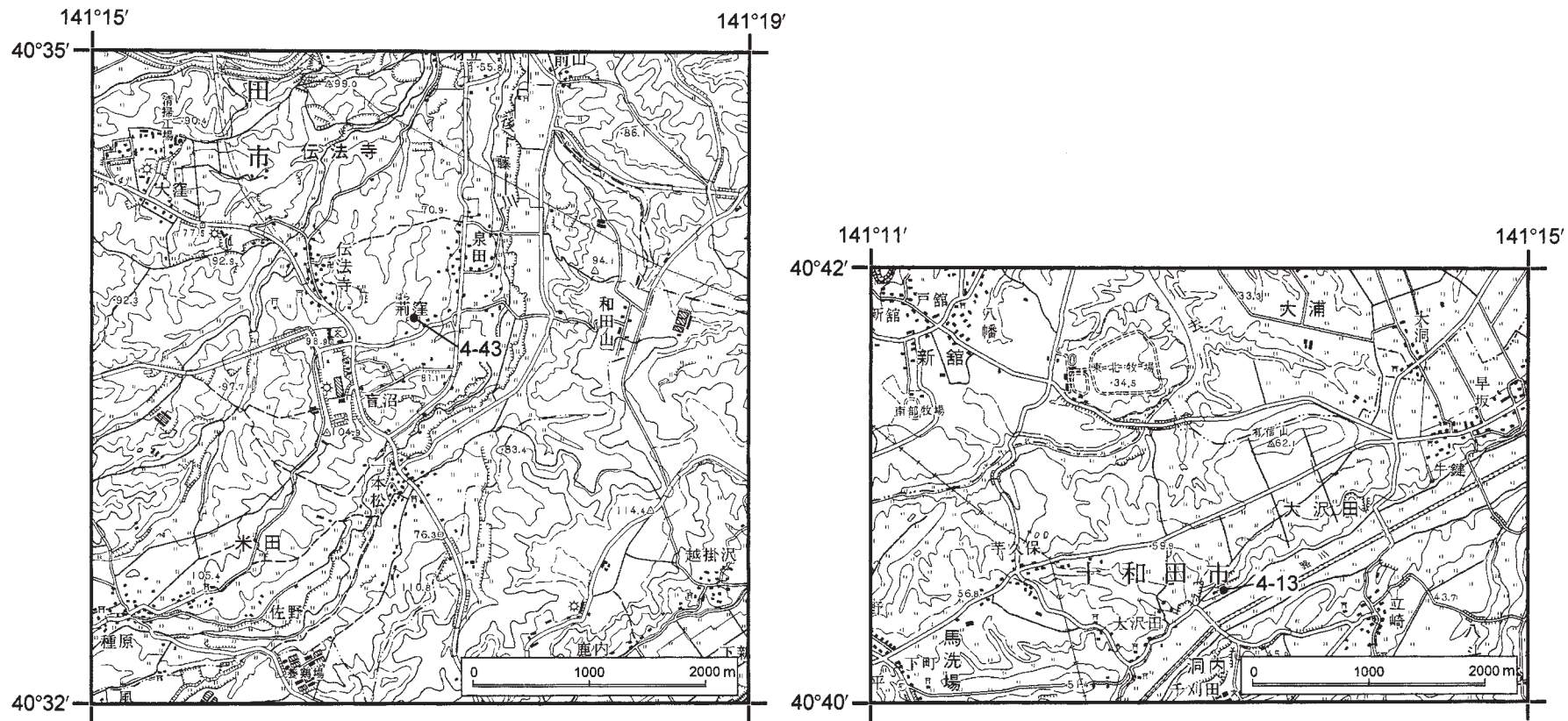
付図3 露頭の位置図(十和田市幅北東部)

緯度経度は日本測地系. 国土地理院発行の数値地図 50000 (CD-ROM)「青森」に収録の「十和田」を使用。



付図4 露頭の位置図(十和田幅南東部)

緯度経度は日本測地系. 国土地理院発行の数値地図50000(CD-ROM)「青森」に収録の「十和田」を使用.



付図5 露頭の位置図（八戸図幅内及び七戸図幅内）  
左が八戸図幅内，右が七戸図幅内．緯度経度は日本測地系．国土地理院発行の数値地図 50000（CD-ROM）「青森」に収録の「八戸」及び「七戸」を使用．

## Geology of the Towada District

By

Takashi KUDO\*

(Written in 2004)

(ABSTRACT)

### OUTLINE

The Towada district is located in the northern part of the Tohoku Province, Northeast Japan. The western part of the map area consists of the eastern margin of the Ōu Backbone Range, and the eastern part of the map area is characterized by a hill and terrace surface topography. Fig. 1 summarizes the geology of the Towada district.

In the district, Miocene sedimentary and volcanic rocks are distributed in the western part of the map area. Pliocene sediments occur in the hills of the central and southeastern parts of the map area. Pleistocene sediments occur in the terrace topography area of the northeastern parts of the map area. Quaternary pyroclastic flow deposits and tephra-fall layers from the Towada and Hakkōda volcanoes are widely distributed in the map area. Holocene sediments are distributed along the present rivers in the district.

### NEOGENE

The Neogene sequence of the mapped area is divided into the following formations in ascending order : Itadome Formation, Wadagawa Formation, Dōchi Formation, Komazuzawa Formation, Tsukihiyama Volcanics, Togawa Formation and Hōryō-kita Lava. The Middle Miocene **Itadome Formation** occurs locally in the southwest part of the district. The formation consists of altered dacite lavas. The Middle Miocene **Wadagawa Formation** is a deep marine sequence that is distributed in the northernmost part of the district. The formation is composed of hard mudstone with occasionally tuffaceous sandstone and lapilli tuff. The Middle to Late Miocene **Dōchi Formation** is a deep marine sequence that is distributed in the northern and southern parts of the district. The formation is composed of relatively soft and massive mudstone intercalated rarely with tuffaceous sandstone and lapilli tuff. This formation conformably overlies the Wadagawa Formation. The Late Miocene **Komazuzawa Formation** is a shallow marine sediment and distributed widely in the western part of the district. The formation is composed of pumice-lapilli tuff and tuffaceous sandstone with minor amounts of mudstone and conglomerate. Most of the pumice-lapilli tuffs are originated from subaqueous pyroclastic flow deposits. This formation conformably overlies the Dōchi Formation. Diatom fossils occur in the mudstone intercalated in the lower to middle strata of the formation. The diatom age indicates 6.4-6.8 Ma. The Late Miocene **Tsukihiyama Volcanics** occur in the southwestern and western parts of the district. The volcanics are composed of subaqueous lava flow and tuff breccia. The lithology widely ranges from basalt to dacite. K-Ar ages of the volcanics are in the range of 5.1-5.5 Ma. The volcanics interfinger with the middle to upper portion of the Komazuzawa Formation. The Pliocene **Togawa Formation** occurs in the hills of the central and southeastern parts of the district. The formation is a shallow marine sequence and composed of mainly middle to coarse sand with mud, gravel and tuff. Molluscan fossils often occur in the formation. FT age of the tuff shows 3.6-2.6 Ma. The Late Pliocene **Hōryō-kita Lava** is distributed in the northwestern part of this district and consists of several basalt to andesite lava flows. K-Ar age of the lava indicates 1.8 Ma.

---

\* Institute of Geology and Geoinformation

Geological Age	Stratigraphy		Main Lithology		Age	Tephra	Environment	Tectonics		
	Western Area	Eastern Area	Western Area	Eastern Area						
Quaternary	Holocene	Present river bed deposits		Gravel and sand		6 ka (C)	Towada post-caldera stage TG.	Fluvial		
		Aketo Terrace Deposits		Gravel and sand						
		Shimokirida Terrace Deposits		Gravel and sand						
	Pleistocene	Late	Towada Terrace Deposits		Gravel and sand		15 ka (C, ST)	Towada caldera-forming stage TG.	Fan	
			Towada-Hachinohe PFD.		Pumice lapilli tuff					
			Towada-Ofudo PFD.		Pumice lapilli tuff					
		Middle	Towada-Okuse PFD.	Shichinohe Terrace Deposits	Scoria lapilli tuff	Gravel, sand and mud	55 ka (ST)	Towada caldera-forming stage TG.	Fluvial, Lake	
			Urushinata T.S.		Gravel and sand					
			Hakkōda 2nd-stage PFD.		Welded tuff		0.40 Ma (KA) 0.41, 0.37 Ma (FT)			Takadate TG.
			Hakkōda 1st-stage PFD.		Welded tuff		0.76 Ma (ST)			Old TG.
	Hakkōda-Takatōge PFD.		Welded tuff							
	Early	Takamoriyama F. ?		Gravel and sand ?						
		Hōryō-kita Lava		Basalt-andesite lava.		1.8 Ma (KA)				
	Neogene	Pliocene	Togawa Formation	Sand		2.6 Ma(FT) 3.0 Ma(FT) 3.6 Ma(FT)		Subaerial		
Komasuzawa Formation				Pumice lapilli tuff and tuffaceous sandstone		5.5-5.1 Ma (KA)		Shallow sea		
		Dōchi Formation		Mudstone		6.8-6.4 Ma(Diatom)		Shallow sea		
Middle		Wadagawa Formation		Mudstone with tuffaceous sandstone				Deep sea		
		Itadome Formation		Dacite lava				Deep sea		

Fig. 1 Summary of the geology of the Towada district.

F. : Formation. PFD. : Pyroclastic flow deposits. T.S. : terrace deposits. TG. : Tephra Group. KA : K-Ar age. FT : Fission track age. ST : Age estimated from stratigraphy. C : <sup>14</sup>C age.

### QUATERNARY

The Early to Middle Pleistocene consists of the following sediments : Takamoriyama Formation and Noheji Formation, and pyroclastic flow deposits from the Hakkōda caldera : Hakkōda Takatōge Pyroclastic Flow Deposits, Hakkōda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits and Hakkōda 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits. The **Takamoriyama Formation** is distributed in the central part of the district and overlies the Pliocene Togawa Formation unconformably. This formation is a fluvial sediment composed of gravel and sand. The **Noheji Formation** is distributed in the northeastern part of the district. This formation is a shallow marine sequence and mainly composed of fine to coarse sand. This formation is a marine terrace deposit composing the Shichihyaku surface. The age of this formation is considered to be Early Pleistocene to ca. 0.40 Ma. The **Hakkōda-Takatōge Pyroclastic Flow Deposits** are strongly welded dacite pyroclastic flow deposits and distributed in the western margin of the district. The age is considered to be 0.99-0.78 Ma in Matuyama Chron because they represent a reverse magnetization direction. The **Hakkōda 1st-stage Pyroclastic Flow Deposits** are strongly welded dacite pyroclastic flow deposits and distributed along the upper stream of Oirase and Nakasato

Rivers. The age is estimated to 0.76 Ma from stratigraphy. The **Hakkōda 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits** are weakly to strongly welded dacite pyroclastic flow deposits and widely distributed in the northwestern area of this district. The radiometric ages show around 0.40 Ma.

The Late Pleistocene is composed of Urushihata Terrace Deposits, Shichinohe Terrace Deposits, Towada Terrace Deposits and pyroclastic flow deposits from Towada volcano : Towada-Okuse Pyroclastic Flow Deposits, Towada-Ōfudo Pyroclastic Flow Deposits and Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits. The **Urushihata Terrace Deposits** are fluvial terrace deposits distributed locally along the Oirase River. They are mainly composed of gravel and sand. The **Shichinohe Terrace Deposits** are fluvial terrace deposits partially including lacustrine deposits distributed in the northeast and central areas of the district. They are composed of gravel, sand and stratified mud. They unconformably overlie the Noheji Formation. The **Towada-Okuse Pyroclastic Flow Deposits** are andesite scoria flow deposits and locally occur at several sites in the western area of the district. The age is 55 ka. The **Towada-Ōfudo Pyroclastic Flow Deposits** are rhyolite pumice flow deposits and distributed in almost the whole area of the district. The age is ca. 30 ka. The **Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits** are dacite to rhyolite pumice flow deposits and distributed over the entire area of the district. The age is ca. 15 ka. These pyroclastic flow deposits from the Towada volcano are mainly deposited on the lower topography and form flat depositional surfaces. The **Towada Terrace Deposits** are distributed along the Oirase River and form several fans. They are mainly composed of gravel and sand. The age is considered to be 15 ka to 12 ka. The Holocene consists of **Shimokirida Terrace Deposits**, **Akedo Terrace Deposits** and **Present river bed deposits**. They are mainly composed of gravel and sand.

Middle Pleistocene to Holocene tephra-fall layers from the Hakkōda and Towada volcanoes consist of the following tephra groups in ascending order : **Old Tephra Group** (before 400 ka), **Tengutai Tephra Group** (ca. 400-110 ka), **Takadate Tephra Group** (ca. 110-55 Ma), **Towada Caldera-forming Stage Tephra Group** (55-15 ka) and **Towada Post-caldera Stage Tephra Group** (15 ka to present). These tephra-fall layers are widely distributed in the map area and overlie the Neogene and Quaternary systems.

## GEOLOGIC STRUCTURE

The mapped district is structurally characterized by several NNW-SSE trending folds and one flexure. The folding structures : **Dōchi Anticline**, **Omonai Anticline**, **Takamori Syncline** and **Sashikubo Anticline** deformed the Miocene formations. They were probably formed during Late Miocene to Early Pliocene. **Sokota Flexure** extends NNW-SSE and exists in the central zone of this district. The western region of this flexure uplifts and constitutes the Ōu Backbone Range. This flexure deformed the Miocene and Pliocene formations. The Sokota Flexure was probably active during Late Pliocene to Middle Pleistocene.





文献引用例

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, 79p.

章単位での引用例

工藤 崇 (2005) 十和田地域の地質. 第 1 章 地形. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-6.

Bibliographic reference

Kudo, T. (2005) Geology of the Towada District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 79 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Kudo, T. (2005) Geology of the Towada District. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-6. (in Japanese).

---

---

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 十和田地域の地質

平成 17 年 1 月 31 日 発行

独立行政法人 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 丁目 1-1 中央第 7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます.

---

印刷所 株式会社デジタル印刷

---

© 2005 Geological Survey of Japan, AIST

裏表紙説明：十和田湖町沢田付近から眺めた八甲田火山群と夕陽。十和田地域には八甲田火山群起源の火砕流堆積物や降下テフラが広く分布している。

Back Cover Photo: Hakkōda Volcanic Group and sunset view from Sawada, Towadako Town. Several pyroclastic flow deposits and tephra-fall layers from Hakkōda Volcanic Group are widely distributed in the Towada district.

