

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
青森(5)第22号
NK-54-23-8

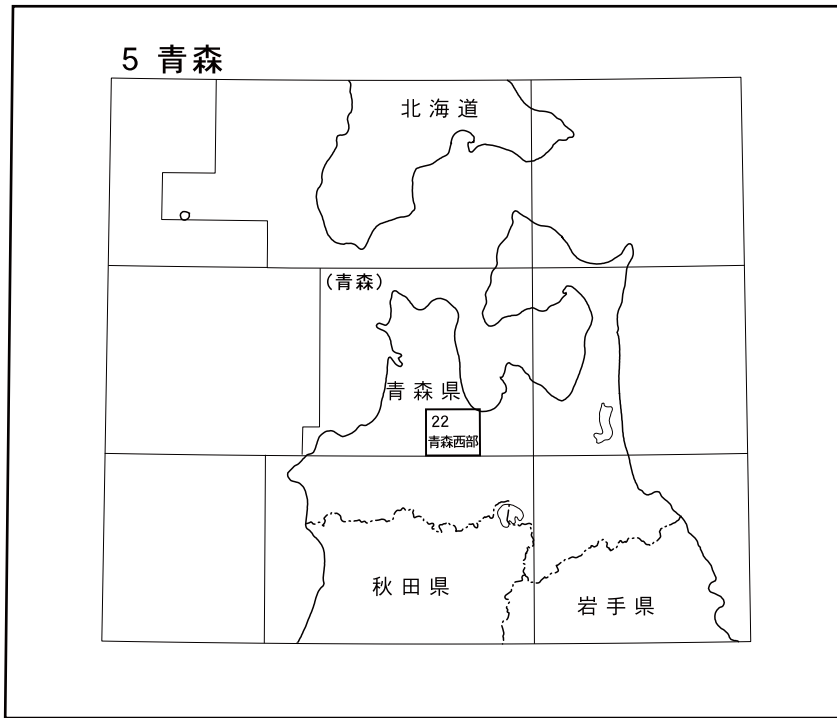
青 森 西 部 地 域 の 地 質

長森英明・宝田晋治・吾妻 崇

平 成 25 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

5-14 金木 Kanagi NK-54-23-11 (1966)	5-15 油川 Aburakawa NK-54-23-7 (1981)	5-16 浅虫 Asamushi NK-54-23-3 (1983)
5-21 五所川原 Goshogawara NK-54-23-12 (1970)	5-22 青森西部 Aomori-Seibu NK-54-23-8 (2013)	5-23 青森東部 Aomori-Tōbu NK-54-23-4 (未刊行, unpublished)
5-28 弘前 Hirosaki NK-54-24-9 (1962)	5-29 黒石 Kuroishi NK-54-24-5 (1990)	5-30 八甲田山 Hakkōda San NK-54-24-1 (2004)

青森西部地域の地質

長森英明*・宝田晋治**・吾妻 崇***

地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部としてさまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。青森西部図幅地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、資源開発、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

青森西部図幅地域の地質図幅の作成は、平成11年度から17年度にかけて行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。執筆調査に当たっては、宝田が八甲田火山噴出物及び十和田火山噴出物を、吾妻が地形、段丘堆積物、活構造及び地震災害の一部を、長森が新第三系、地質構造、応用地質及び上記以外の堆積物について担当した。本報告全体の調整ととりまとめは長森が行った。本研究に用いた岩石薄片は、大和田 朗（地質標本館）の制作による。

本調査及び研究を行うに際し、以下の方々に多大なるご協力をいただいた。石油資源開発の佐々木榮一氏及び小布施明子氏には、青森西部図幅地域の微化石層序について御教示いただいた。産総研地質情報研究部門の工藤 崇氏には、本図幅の作成にあたり、全岩化学組成の分析をしていただいたほか、青森県の火山岩類に関して御教示いただいた。ホシザキグリーン財団の林 成多氏には、昆虫化石の同定をしていただいた。以上の方々に深く御礼申し上げる。

(平成23年度稿)

所 属

* 地質標本館

** 地質情報研究部門

*** 活断層・地震研究センター

Keywords: aerial geology, geological map, 1:50,000, Aomori-Seibu, Umanokamiyama Formation, Ota Pumiceous Volcaniclastic Rocks, Rhyolite intrusive rocks, Genpachimori Formation, Fudotaki Formation, Nyunai Formation, Isodayama Formation, Obirakiyama Pyroclastic Flow Deposits, Otakizawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks, Shoheizugawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks, Takazumoriyama Scoriaceous Volcaniclastic Rocks, Hongogawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks, Hosono Andesite, Tazawamoriyama Formation, Hakkoda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits, Maedanome Formation, Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits, Higher terrace deposits, Middle terrace deposits, Towada-Ofudo Pyroclastic Flow Deposits, Lower terrace deposits, Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits, wetland deposits, Alluvial terrace deposits, abandoned channel deposits, natural levee deposits, back marsh and valley fill deposits, river bed deposits, beach ridge deposits, reclaimed land and artificial mound, Tsugaru Fault, Isodayama Fault, Takamoriyama Fault, Nyunaitoge Fault, Umanokamiyama Anticline, Amatanaigawa Anticline, Tsurugasaka Syncline, Aizawa Anticline, Kareizawa Syncline, Otai Fault, Nyunai Fault, Kuroishi Fault, Namioka Flexure, active fault.

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地・丘陵	1
1.2 段 丘	1
1.3 低 地	3
1.4 水 系	3
第2章 地質概説	4
2.1 中新統	4
2.2 鮮新統 - 下部更新統	4
2.3 中部更新統 - 完新統	6
2.4 地質構造	8
第3章 中新統	9
3.1 研究史	9
3.2 馬ノ神山層	11
3.3 太田軽石質火山碎屑岩	12
3.4 流紋岩貫入岩	13
3.5 入内層	13
3.6 源八森層	13
3.7 不動滝層	17
第4章 鮮新統 - 下部更新統	18
4.1 研究史	18
4.2 磯田山層	18
4.3 尾開山火砕流堆積物	23
4.4 大滝沢軽石質火山碎屑岩	24
4.5 正平津川軽石質火山碎屑岩	25
4.6 細野安山岩	27
4.7 高頭森山スコリア質火山碎屑岩	28
4.8 本郷川軽石質火山碎屑岩	28
4.9 田沢森山層	30
第5章 中部更新統 - 完新統	31
5.1 研究史	31
5.2 八甲田第1期火砕流堆積物	31
5.3 前田野目層	34
5.4 八甲田第2期火砕流堆積物	38
5.5 高位段丘堆積物	40
5.6 中位段丘堆積物	41
5.7 十和田大不動火砕流堆積物	41
5.8 低位段丘堆積物	43

5.9 十和田八戸火砕流堆積物	46
5.1.0 湿原堆積物	46
5.1.1 完新統	46
5.1.1.1 沖積段丘堆積物	46
5.1.1.2 旧河道堆積物	47
5.1.1.3 自然堤防堆積物	47
5.1.1.4 後背湿地及び谷底低地堆積物	47
5.1.1.5 河床堆積物	47
5.1.1.6 浜堤堆積物	47
5.1.1.7 埋立地及び盛土	47
5.1.2 地下地質	47
第6章 地質構造	48
6.1 概説	48
6.2 断層	50
6.3 褶曲	50
6.4 活構造	50
第7章 資源・地質災害	54
7.1 温泉	54
7.2 地下水	54
7.3 石油	55
7.4 天然ガス	56
7.5 鉄	56
7.6 マンガン	56
7.7 採石・採土	56
7.8 粘土	56
7.9 地震災害	57
7.1.0 地すべり	57
7.1.1 地盤沈下	57
文献	58
Abstract	64

図・表目次

第1.1図 青森西部図幅地域の周辺地域の地形陰影図	2
第2.1図 青森西部図幅地域の層序総括図	5
第2.2図 青森西部図幅地域の地質概略図	6
第2.3図 青森西部図幅地域近隣のカルデラ分布図	7
第2.4図 鮮新統から中部更新統の地域別分布層準	7
第3.1図 馬ノ神山層の岩相	11
第3.2図 流紋岩貫入岩の岩相	12

第 3. 3 図	入内層の岩相	14
第 3. 4 図	源八森層の岩相	15
第 3. 5 図	不動滝層の岩相	16
第 4. 1 図	磯田山層及び田沢森山層の柱状対比図	19
第 4. 2 図	磯田山層の岩相	21
第 4. 3 図	尾開山火砕流堆積物の岩相	23
第 4. 4 図	大滝沢軽石質火山砕屑岩の岩相	24
第 4. 5 図	相沢背斜 - 王余魚沢向斜間の正平津川軽石質火山砕屑岩露頭位置	25
第 4. 6 図	浪岡川上流部の磯田山層柱状図	26
第 4. 7 図	正平津川軽石質火山砕屑岩の岩相	27
第 4. 8 図	細野安山岩の岩相	27
第 4. 9 図	本郷川に分布する磯田山層の柱状図	28
第 4. 10 図	田沢森山層の岩相	30
第 5. 1 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物の上部ユニットと下部ユニット	32
第 5. 2 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物下部ユニットの堆積構造	33
第 5. 3 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物の上部ユニット基底部に発達する多数のパイプ構造	34
第 5. 4 図	前田野目層柱状図	35
第 5. 5 図	前田野目層の産状	36
第 5. 6 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物の岩相	38
第 5. 7 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物の入水岩相	39
第 5. 8 図	段丘堆積物柱状図	41
第 5. 9 図	段丘堆積物調査地点位置	42
第 5. 10 図	十和田大不動火砕流堆積物	43
第 5. 11 図	十和田八戸火砕流堆積物	44
第 5. 12 図	湿原堆積物の産状	46
第 6. 1 図	青森西部図幅地域における地質構造図	48
第 6. 2 図	湯ノ沢断層露頭	49
第 6. 3 図	活構造の分布	51
第 6. 4 図	大平断層及びその周辺の活断層の分布 (左) と大平断層による高位段丘 (Im 面) の変形を示す地形断面図 (右)	52
第 6. 5 図	大平断層の反射法地震探査断面 (青森県, 1996a)	53
第 6. 6 図	浪岡撓曲の反射法地震探査断面 (宮内ほか, 1998)	53
第 3. 1 表	15Ma 以降の微化石層序	9
第 3. 2 表	中新統・鮮新統・更新統の層序対比表 (その 1)	10
第 3. 3 表	中新統・鮮新統・更新統の層序対比表 (その 2)	10
第 3. 4 表	中新統・鮮新統・更新統の層序対比表 (その 3)	10
第 3. 5 表	流紋岩貫入岩及び入内層玄武岩火山角礫岩の全岩化学組成	14
第 4. 1 表	大滝沢及び正平津川軽石火山砕屑岩の F.T. 年代	23
第 5. 1 表	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 ¹⁴ C 年代一覧表	45

第 7. 1 表 青森西部図幅地域内の温泉諸表	55
Fig. 1 Summary of geology in the Aomori-Seibu district	66

第1章 地 形

(吾妻 崇・宝田晋治・長森英明)

青森西部図幅地域は、北緯40度40分9.65秒から50分9.59秒、東経140度29分47.41秒から44分47.34秒(世界測地系, JGD2000)に位置する(第1.1図)。この範囲は、東西約21.1km, 南北約18.4kmにわたる地域で、行政上は青森県青森市(旧浪岡町を含む)、黒石市、五所川原市、南津軽郡藤崎町(旧常盤村を含む)、板柳町、鶴田町に属する。

本図幅地域は津軽半島の付け根に位置しており、半島の脊梁をなす津軽山地の南端と八甲田山麓から続く定高性のある丘陵とが接する場所にあたる。それらの山地・丘陵の東には陸奥湾の湾奥部とそれに面した青森平野が、西には岩木川を中心とする津軽平野が広がっており、地形の変化に富んでいる。

1.1 山地・丘陵

津軽山地は南北に連なる山地であり、地質構造にみられる四ツ滝ドーム、袴腰岳ドーム(岩佐, 1962)や馬ノ^{うまの}神山背斜^{かみやま}に対応した高度分布をなす。これらの構造のうちの最南に位置する中新統から構成される馬ノ神山背斜が本図幅地域内に分布しており、馬ノ^{まの}神山山頂^{かみやま}の標高は本図幅地域内で最も高い海拔549.2mに達する。ここから南に向かって、山地高度は徐々に低下し、大釈迦付近で標高100–200mの丘陵へと連なる。津軽山地を取り囲む丘陵は定高性があり、これらを開析が進んだ段丘とした報告もある(猪鹿倉, 1931など)。

馬ノ神山の西方の丘陵では、太田軽石質火山砕屑岩が分布する地域に大規模な地すべりによる緩斜面が形成されている。

青森西部図幅地域の南東及び南には、十和田・八甲田・沖浦・子ノ口・碓ヶ関・湯ノ沢の6つのカルデラが存在する(第1.1図; 村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990; 工藤ほか, 2006)。これらのうちの八甲田カルデラから噴出した八甲田第1期火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物は、北北西–北西方向に傾斜する標高600–100mの定高性のある火砕流台地を形成している。この火砕流台地の上に、青森空港が位置している。火砕流台地と青森平野は、入内断層によって直線状の崖で区切られる。

1.2 段 丘

本図幅地域の山地・丘陵と低地との境界には、数段の

段丘地形が発達する。ここでは、本図幅地域に分布する段丘を、分布高度及び推定される形成年代に基づき、高位段丘、中位段丘、低位段丘、沖積段丘の4段に分類する。

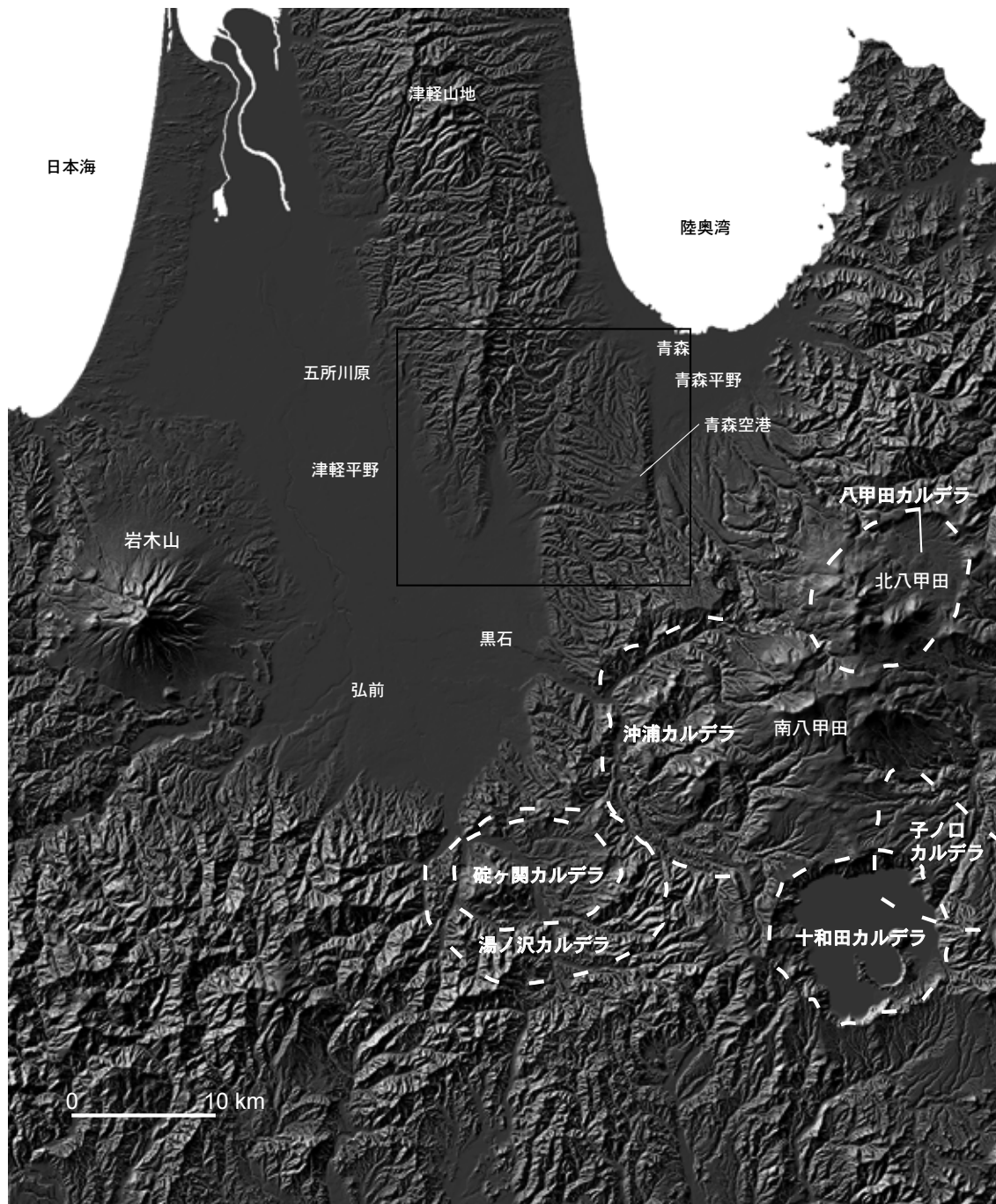
高位段丘は、五所川原市野里付近から青森市浪岡付近にかけて津軽平野の東縁に沿って分布する。段丘の分布高度は標高20–50mである。この段丘は、吾妻(1995)のIm面、小池・町田編(2001)のmT7にあたる。山口(2000a)はこの地域に分布する高位段丘を狼ノ長根面と呼んでいるが、この面は本報告の高位段丘よりもさらに高位の定高性のある尾根のことを指している。高位段丘下位の形成年代は、中位段丘が最終間氷期最盛期(酸素同位体ステージ5e)に形成されたと段丘である可能性があることから、酸素同位体ステージ7の温暖期にあたる約22–20万年前と推定される(吾妻, 1995; 小池・町田編, 2001)。

中位段丘は青森市浪館周辺の丘陵縁辺部及び新田川や浪岡川などの河川とその支流に沿って分布する。分布高度は、平野周辺では標高10–40m、河川の上流部では標高50–150mである。青森平野の縁辺部ではこの段丘は、中川(1963a, 1972)及び根本・山口(1998)の浪館段丘、小池・町田編(2001)のmT5にあたる。この段丘は洞爺火山灰(約11.5–11.2万年前; 町田・新井, 2003)に覆われる段丘に対比されており、形成年代は最終間氷期最盛期(酸素同位体ステージ5e)と推定される。ただし、河川沿いに分布する中位段丘は、最終間氷期最盛期よりも後に形成された可能性があるため、ここでは中位段丘の形成年代に幅を持たせて最終間氷期(酸素同位体ステージ5)とする。

低位段丘は、五所川原市原子以北の津軽平野東縁及び山地・丘陵内を流れる主な河川に沿って分布する。分布高度は標高20–130mである。この段丘は、吾妻(1995)のIVf面、山口(2000a)の樽沢面の一部と羽黒平面、小池・町田編(2001)のft2にあたる。この段丘は勾配が他の段丘面よりも急であることから、海水準が現在よりも低下した最終氷期(酸素同位体ステージ2)に形成されたと推定される(吾妻, 1995)。

津軽平野や青森平野では、沖積低地が2段に区分され、ここではそれらのうちの上位の地形面を沖積段丘とする。下位の地形面には、後背湿地、谷底低地、旧河道、自然堤防などが認められる。青森平野の東縁や津軽平野の浪岡付近などに広く分布しており、分布高度は5–20mである。

十和田カルデラ起源の十和田大不動火砕流堆積物と十



第 1. 1 図 青森西部図幅地域の周辺地域の地形陰影図
 黒枠は青森西部図幅地域の範囲を示す (N40° 40' 9.65" から N40° 50' 9.59", E140° 29' 47.41" から E140° 44' 47.34"). 青森西部図幅地域の南東部, 南部には, 十和田・八甲田・沖浦・碓ヶ関・湯ノ沢・子ノ口の 6 つのカルデラが存在する. カルデラの位置は, 宝田・村岡 (2004), 工藤ほか (2006) による. 地形陰影図は, 国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ (標高) 日本-I を使用し, GIS ソフトウェア (TNTmips) で作成.

和田八戸火砕流堆積物は、火砕流台地が河川により侵食された小谷などに、段丘地形を形成していることが多い（地質図では火砕流堆積物の厚さが5 m以下の地点は省略した）。

1.3 低地

本図幅地域の北東部に青森平野、南西部に津軽平野が広がる。

青森平野は青森湾に面した沖積低地である。南側の八甲田山から堤川が北流し、西側の津軽山地から新田川、沖館川がこの平野に流れ込んでいる。これらの河川に沿って、自然堤防などの微高地が分布する。また、青森湾に面した青森市沖館付近には、海岸に沿った方向に延びる浜堤が分布している。

津軽平野は岩木川を中心とする平野であり、本図幅地域内ではその支流である浪岡川や十川が分布する。本図幅地域中央部の浪岡周辺では扇状地性の地形面であり、

北西部の五所川原付近では氾濫原性の低地が分布する。なお、大矢（1993）は、津軽平野の地形区分をし、洪水時の水害との関連性をまとめている。

1.4 水系

本図幅地域を流れる水系は、津軽山地や図幅南部の丘陵から東西に流れる河川と、地質構造に沿って南北に流れる河川が特徴的である。本図幅地域南部の丘陵を開析する水系のうち、浪岡川よりも北方の水系（大袋川、新城川、孫内川など）は北流して新田川に合流して青森平野へと流れ出る。青森平野へ流れ出るそのほかの水系には、天田内川、入内川、沖館川などがある。一方、浪岡川以南の水系（浪岡川、本郷川、高館川など）は西流して津軽平野に流れ出て、十川に合流する。そのほかに津軽平野に流れ出る水系には、天神川、松野木川、神山川、前田野目川などがある。地質構造と平行して流れる南北系の水系としては、前田野目川の上流域、大釈迦川などがある。

第2章 地質概説

(長森英明・宝田晋治・吾妻 崇)

1/5万青森西部図幅地域は、中部中新統から完新統が分布する。第2.1図に本図幅地域の地質総括図を、第2.2図に地質概略図を示す。それらの地質は、逆断層系の津軽断層、黒石断層及び入内断層を境にして分布傾向が大きく異なっている。津軽断層以西は隆起量が大きく、中部中新統が津軽山地の山稜を構成している。津軽断層と黒石断層に挟まれた地域では、相対的に沈降し、鮮新統及び上位の地層が分布している。八甲田カルデラの噴出物で形成される火砕流台地は西を黒石断層、東を入内断層に挟まれて隆起し、その東西に完新統からなる平野が広がる。

本地域における火山碎屑物は、中期中新世と前期鮮新世後半以降の2つの時期の堆積物中に多く認められる。中期中新世の火山岩類は、生出・大沼(1960)によってグリーンタフ地域の出羽区に含められている。本図幅地域の南から南東にかけての地域では、鮮新世から完新世にかけて火山活動が活発であり、これまでに6つのカルデラ火山が報告されている(第2.3図)。カルデラは古い順に、湯ノ沢カルデラ、碓ヶ関カルデラ、子ノロカルデラ、沖浦カルデラ、八甲田カルデラ、十和田カルデラが報告されている(村岡・高倉, 1988; 工藤ほか, 2006など)。これらのカルデラの火山活動に伴い本図幅地域の前期鮮新世後期以降の地層は、多くの火山碎屑物が供給されて全体的に凝灰質な岩相となる。なお、本報告では、火砕流の用語を、本質物質を主体とする火山碎屑物が重力流として斜面を流れ下る現象として用いる。したがって、火砕流が水中に流入して形成された堆積物の場合についても、堆積温度とは無関係に火砕流堆積物と呼ぶこととする。

2.1 中新統

本図幅地域の中新統は、馬ノ神山背斜地域、王余魚沢^{かれいざわ}向斜地域及び入内峠断層南部付近に分布する。中新統は中部及び上部中新統からなり、下位より、馬ノ神山層、太田軽石質火山碎屑岩、源八森層、不動滝層に区分される。これらのうち、馬ノ神山層及び太田軽石質火山碎屑岩は中期中新世の流紋岩に貫入される。このほか、王余魚沢向斜地域及び入内断層南部付近には入内層が分布する。

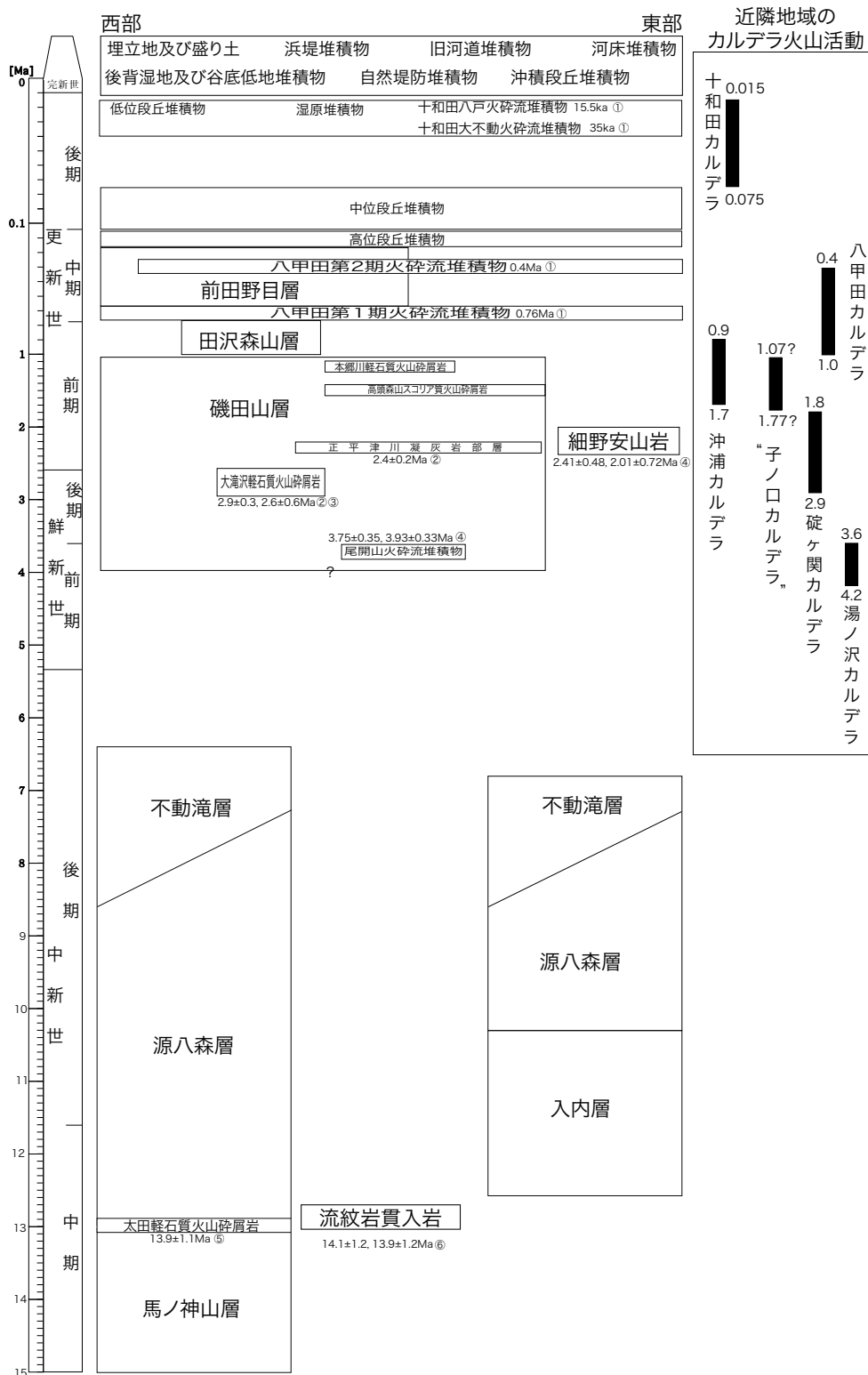
入内層は主に塊状泥岩及び砂岩からなる下部と、主に玄武岩火砕岩からなる上部から構成される中部及び上部中新統である。本層は、入内峠断層南部付近に分布す

る。馬ノ神山層は主に硬質泥岩、軽石質凝灰角礫岩、玄武岩質火山角礫岩及び溶岩よりなる中部中新統である。馬ノ神山層は津軽断層以西の馬ノ神山背斜軸部に分布する。太田軽石質火山碎屑岩は主に軽石質凝灰角礫岩からなる。源八森層は主に硬質泥岩からなり、珪藻質泥岩を伴う中部及び上部中新統であり、津軽断層以西と入内峠断層付近に分布する。源八森層の泥岩は不明瞭ないし明瞭な層理があり、一部塊状となる。本層は下位の入内層及び太田軽石質火山碎屑岩を整合で覆う。不動滝層は珪藻化石を豊富に含む塊状の珪藻質泥岩からなる上部中新統であり、津軽断層以西と入内峠断層付近に分布する。多骨海綿類の *Makiyama chitani* (*Makiyama*) が多産する。源八森層の上部と不動滝層の下部は同時異相の関係にある。

2.2 鮮新統-下部更新統

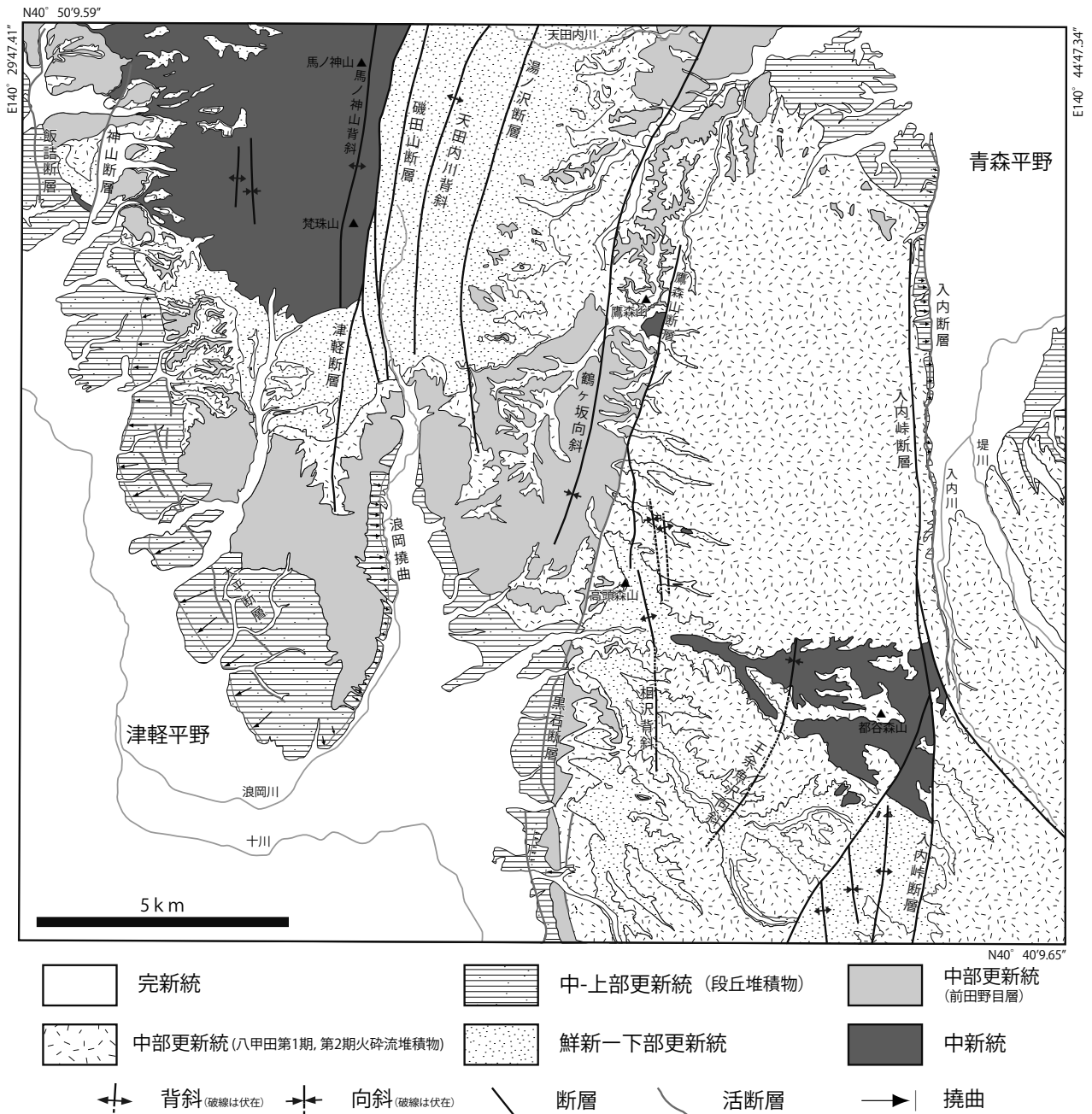
本図幅地域の鮮新統から下部更新統は、北西部、中央部、南東部に分布する。北西部では、津軽山地をU字型にとりまいて分布する。中央部では、鶴ヶ坂向斜に分布を規制されて分布する。南東部では主に河川沿いに分布する。鮮新統から下部更新統は、海成層からなり、下位より磯田山層、田沢森山層に区分される。磯田山層は、尾開山火砕流堆積物、大滝沢軽石質火山碎屑岩、正平津川軽石質火山碎屑岩、高頭森山スコリア質火山碎屑岩、本郷川軽石質火山碎屑岩を挟む。また、磯田山層は細野安山岩に貫入される。なお、田沢森山層の最上部は、中部更新統である。鮮新統から中部更新統の地域別の分布層準を第2.4図に示す。

磯田山層は、主に凝灰質砂岩から構成され、上部では軽石質凝灰角礫岩層を良く挟む上部鮮新統から下部更新統である。大桑-万願寺動物群に対比される軟体動物を初めとする多彩な分類群の化石を多く含む。本層は北西部、北部中央部、中央部及び南東部に分布し、下位の中新統を傾斜不整合で覆う。尾開山火砕流堆積物は、軽石質凝灰角礫岩からなる下部鮮新統である。4.2-3.6Maに活動した湯ノ沢カルデラの噴出物とされる(村岡・長谷, 1990)。大滝沢軽石質火山碎屑岩は、塊状の軽石質凝灰角礫岩からなり、約2.9-2.6Maのフィッシュン・トラック(F.T.)年代値を示し、磯田山層の下部に挟まれ、天田内川背斜軸部に分布する。正平津川軽石質火山碎屑岩は軽石質凝灰角礫岩からなり、約2.4MaのF.T.年代値を示す。本火山碎屑岩は入内峠断層南部付近、相沢背斜



第 2. 1 図 青森西部図幅地域の層序総括図

各カルデラ火山の活動年代は、十和田カルデラを工藤ほか (2011)、八甲田カルデラ、沖浦カルデラ、子ノ口カルデラを工藤ほか (2006) より引用した。湯ノ沢カルデラの活動年代は本文 4. 3 節、碓ヶ関カルデラの活動年代は本文 4. 5 節を参照。各数字の単位は Ma。年代値出典 ①：本文参照、②：本報告、③：根本 (2000 b)、④：根本 (1998)、⑤：須崎・箕浦 (1992)、⑥：通商産業省資源エネルギー庁 (1989)。②、③、④は本図幅地域内で採取された試料から得られた値。



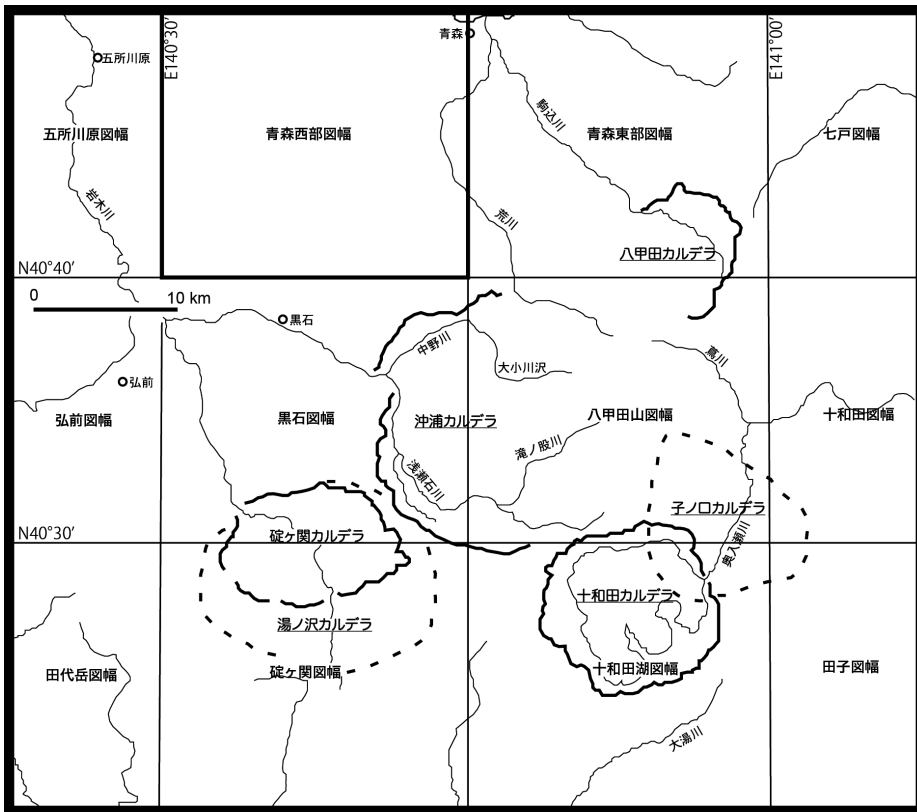
第 2. 2 図 青森西部図幅地域の地質概略図

軸部付近, 磯田山断層北部付近に分布し, 磯田山層の中部層準に挟まれる。高頭森山スコリア質火山碎屑岩は塊状のスコリア質火山礫凝灰岩からなる。本火山碎屑岩は相沢背斜の西翼, 入内峠断層南部付近に分布し, 磯田山層の上部層準に挟まれる。本郷川軽石質火山碎屑岩は軽石質凝灰角礫岩からなり, 相沢背斜の西翼に分布する。本火山碎屑岩は磯田山層の上部層準に挟まれる。細野安山岩は磯田山層に貫入し, 2.9 から 1.3Ma の K-Ar 年代値を示す (根本, 1998)。田沢森山層は, 主に弱固結な凝灰質砂岩から構成される下部及び中部更新統である。鶴ヶ坂向斜地域, 津軽山地の南端に分布する。下位の磯

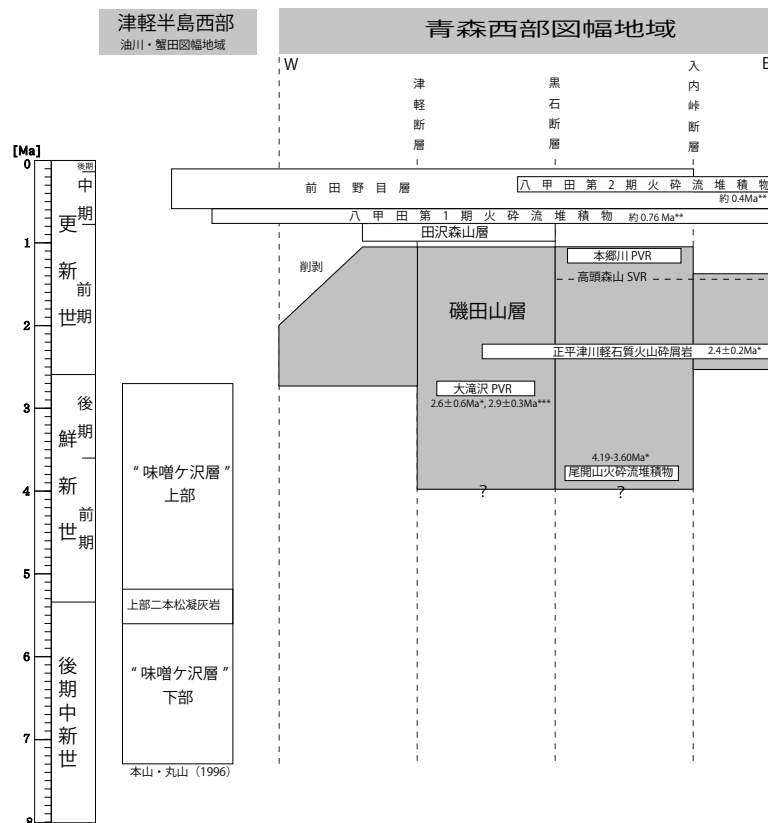
田山層を軽微な不整合で覆う。

2. 3 中部更新統 - 完新統

本図幅地域の中部更新統から完新統は, 主に津軽平野と青森平野の縁辺部に分布する。中部更新統から上部更新統は, 下位より八甲田第 1 期火砕流堆積物, 前田野目層, 八甲田第 2 期火砕流堆積物, 高位段丘堆積物, 中位段丘堆積物, 十和田大不動火砕流堆積物, 十和田八戸火砕流堆積物, 低位段丘堆積物, 湿原堆積物に区分される。前田野目層は, 中部層準において八甲田第 2 期火砕流堆



←第2.3図 青森西部図幅地域
近隣のカルデラ分布図
図中の緯度経度は
日本測地系。カル
デラの位置は、宝
田・村岡 (2004),
工藤ほか (2006)
による。



第2.4図 鮮新統から中部更新統の地域別分布層準
青森西部図幅地域の鮮新-更新統は、津軽断層、黒石断層及び入内峠断層で区切られた地域ごとに露出する層準が異なる。比較のため本図幅地域の北側にある油川・蟹田図幅地域の本山・丸山 (1996) による中新統から鮮新統の層序を示す。本図幅地域の中新統は省略した。年代値 (*: 本報告, **: 第5章参照, ***: 根本, 2000b)。

積物を挟む。

八甲田第1期火砕流堆積物は、約76万年前に本図幅地域の約15km東南東に位置する八甲田カルデラで噴出した火砕流堆積物である。主要な分布域は八甲田カルデラ付近であるが、その末端は青森西部図幅の北隣の油川図幅地域に達する。本火砕流堆積物は主に陸上で堆積したが、青森市鶴ヶ坂付近において海域で堆積した相が認められる。

前田野目層は砂、粘土、礫からなる、中部及び上部更新統である。本層の大半は陸水成層であるが、最下部において海成層が挟まれる。主に津軽山地の縁辺部に分布する。下位の八甲田第1期火砕流堆積物を整合ないしは不整合で覆う。中部層準に八甲田第2期火砕流堆積物を挟む。

八甲田第2期火砕流堆積物は、約40万年前に八甲田カルデラで噴出した火砕流堆積物である。磯田山断層以東に分布する。青森市浪岡の西側の丘陵では前田野目層に挟まれる。

段丘堆積物は、古い方から高位段丘堆積物（最終間氷期最盛期以前）、中位段丘堆積物（最終間氷期以前）、低位段丘堆積物（最終間氷期）に区分され、主に丘陵縁辺部及び河川沿いに分布する。十和田カルデラの噴出物として、約3.6万年前の十和田大不動火砕流堆積物と約1.5万年前の十和田八戸火砕流堆積物が認められ、本図幅地

域の南東部から中央部にかけて広く覆っている。湿原堆積物は断層により堰き止められた河川で形成されたと推定される。

完新統は、沖積段丘堆積物、旧河道堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地・谷底低地堆積物、河床堆積物、浜堤堆積物、埋立地及び盛土からなり、主に青森平野や津軽平野に分布する。

2.4 地質構造

本図幅地域には津軽断層を初め、多くの地質構造が認められる（第2.2図）。地質構造の伸長方向は南北方向が卓越し、鮮新世後期に伸張応力場から圧縮応力場に変化したことにより形成されたとされる（須崎・箕浦、1992；根本・箕浦、1999ほか）。断層は、西より津軽断層、磯田山断層、鷹森山断層、入内峠断層が認められ、いずれも高角な断層面を持つ逆断層である。褶曲は、西より馬ノ神山背斜、天田内川背斜、鶴ヶ坂向斜、相沢背斜、王余魚沢向斜などが認められる。これらの地質構造は中新統から中部更新統を变形させている。本図幅地域の地層の分布は、津軽断層、黒石断層、入内断層などの断層で分断される。各断層に挟まれた地域ごとに地層の分布傾向が異なる。活構造としては、西より飯詰断層、神山断層、大平断層、浪岡撓曲、黒石断層、入内断層が認められる。

第3章 中新統

(長森英明)

青森西部図幅地域に分布する中新統は、北部において馬ノ神山層、太田軽石質火山砕屑岩、流紋岩貫入岩、源八森層、不動滝層が、東部において入内層、源八森層、不動滝層が分布する。なお、本図幅地域を含む津軽半島全域の新生界の層序区分は、下位より大戸瀬層群、鱒ヶ沢層群、蟹田層群に区分されている(岩佐, 1962)。しかし、それらの層群名は定着してないため、本報告では層群名を用いない。本図幅地域の年代論に関わる、15Ma以降の微化石層序を第3.1表に示す。

3.1 研究史

青森西部図幅地域における中新統の地質学的な研究は、野田(1909)によって地質の概略が報告されたことに始まる。野田(1909)の報告ですでに油井の記述が見られ、津軽半島南部の石油資源が注目されていたことが伺える。その後、石油探査の調査を主軸とした地質調査所(飯塚, 1925, 1930)、青森県(北海道大学理学部青森県地下資源調査団, 1954;加藤ほか, 1958a, b; 加藤・田口, 1959;田口, 1959など)のほか、高橋・八木(1936)、岩佐(1962)、岩井(1965)などの研究が行われ、それに伴い中新統の層序、地質構造が明らかにされた。

本図幅地域に分布する中新統は、主な分布域が津軽断層以西と東部の2つに分かれる。多くの研究ではそれぞれの地域で別々の層序区分を用いている。一方、岩佐(1962)や北村ほか(1972)などの広域地質を対象にした報告では、両地域の層序を統一している。

中新統の年代論は、微化石層序と火山岩のK-Ar年代によって明らかにされている。微化石層序の報告は、岩佐(1962)の有孔虫化石、三村(1979)の珪藻化石、小布施ほか(2004)の渦鞭毛藻化石の研究がある。K-Ar年代値は、通商産業省資源エネルギー庁(1989)、須崎・箕浦(1992)などにより報告されている。

このほか、氏家・細谷(1985)によって中新統のケロジェンと珪酸鉱物の続成変化について、須崎・箕浦(1992)によって青森県内の中新統の対比や構造運動の変遷などの研究がなされている。

これまでに報告された本図幅地域における層序の対比を第3.2表、3.3表、3.4表にまとめた。

第3.1表 15Ma以降の微化石層序

地磁気極性年代尺度は Gradstein *et al.* eds. (2004) による。なお、第四紀の始まりはジェラシアンの下限とした。完新世は省略した。珪藻化石帯の区分とコード番号及び年代は、Yanagisawa and Akiba (1998) に従った。浮遊性有孔虫の化石帯は米谷(1978)による。なお、米谷(1978)の化石帯コードは三輪ほか(2004)に従った。渦鞭毛藻の化石帯は、小布施ほか(2004)の区分とコード番号を使用した。

年代 Ma	地質時代	クロン	珪藻 NPD	浮遊性有孔虫	渦鞭毛藻
0	後期		12		
1	中期	Brunhes C1	11	PF9	
				PF8	
2	前期	Matuyama C2	10		
			9	PF7	6
3	鮮新世	C2A Gauss	8		5 b
					a
4	前期	C3 Gilbert	7Bb	PF6	
					4 b
5	後期	C3A C3B	7Ba	PF5	a
6	中期	C4	6B		b
7	前期	C4A	6A		
			5D	PF4	3
8	後期	C5	5C		a
9	中期	C5A C5B	5B		
			5A		
10	前期	C5A C5AB C5AC	4Bb	PF3	2
11	後期	C5AD C5B	4Ba	PF2	1 b
			4A	PF1	

第 3. 2 表 中新統・鮮新統・更新統の層序対比表（その 1）

青森西部図幅地域北西部を扱った 1925 年から 1972 年までの代表的な層序を対比した。なお、この対比は、研究により地質構造や層序区分の判断基準が異なるため、厳密なものではない。段丘堆積物については省略した。なお、二本松凝灰岩と大滝沢軽石質火山砕屑岩を同じ行に配置したが、異なる凝灰岩である。層群名は省略した。本報告の磯田山層に挟まれる火山砕屑物は大滝沢軽石質火山砕屑岩を除いて省略した。^{*1}地質図に図示なし。^{*2}南津軽郡における相当層として相沢層、浅瀬石層、唐竹層がある。

北海道大学理学部 青森県地下資源調査団(1954)										岩井(1965)		北村ほか(1972)		本報告	
飯塚(1925) 飯塚(1930) 高橋・八木(1936)										十和田、八甲田火山噴出物		八甲田第2期火砕流堆積物		八甲田第1期火砕流堆積物	
凝灰岩層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層 ^{*1}	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	前田野目層	立山層・岡町層	前田野目層	前田野目層	前田野目層	前田野目層
微粒砂岩及粗粒砂岩層	田沢森山層	孫内層	田の沢森層	田沢森層 ^{*2}	田沢森層 ^{*2}	味噌ヶ沢層	中師層	大釈迦層	味噌ヶ沢層	大滝沢浮質凝灰岩部層	二本松凝灰岩部層	大滝沢軽石質火山砕屑岩	田沢森山層	磯田山層	磯田山層
砂岩層	磯田山層	内真部層	磯田山層	磯田山層 ^{*2}	二本松層	二本松層	二本松層	王余魚沢層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層
砂質頁岩及頁岩質砂岩層	不動滝層	飯詰層上部	若山層	若山層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	王余魚沢層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層
黒色頁岩層	大川目沢層 源八森層	飯詰層下部	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	都谷森層	源八森層	馬の神山層	馬の神山層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層
頁岩及凝灰岩層	馬ノ神山層	真珠岩質凝灰岩 梵珠層	太田凝灰岩層	太田凝灰岩層	太田凝灰岩層	太田凝灰岩層	太田凝灰岩層	馬の神山層	馬の神山層	馬の神山層	長根層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層

第 3. 3 表 中新統・鮮新統・更新統の層序対比表（その 2）

青森西部図幅地域北西部を扱った 1979 年から 2005 年までの代表的な層序を対比した。なお、この対比は、研究により地質構造や層序区分の判断基準が異なるため、厳密なものではない。本報告の磯田山層に挟まれる火山砕屑物は大滝沢軽石質火山砕屑岩を除いて省略した。

通商産業省資源エネルギー庁(1989)										岩井ほか(1982)		氏家・細谷(1985)		根本・千田(1994)		前田ほか(1998)		根本(2000)		畑・根本(2005)		本報告	
立山層	鶴ヶ坂凝灰岩部層	前田野目層・岡町層	鶴ヶ坂層	立山層	鶴ヶ坂凝灰岩	前田野目層	岡町層	岡町層	岡町層	岡町層	岡町層	前田野目層	前田野目層	前田野目層	前田野目層								
味噌ヶ沢層	天田内川層 土筆森山層	大釈迦層	大釈迦層	蟹田層	天田内川砂岩部層 大釈迦層	大釈迦層	大釈迦層	大釈迦層	大釈迦層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層								
二本松凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層	大滝沢凝灰岩部層								
不動の滝層	不動の滝層	王余魚沢層	不動の滝層	塩越層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層	不動の滝層								
源八森層	源八森層	都谷森山層・源八森層	源八森層	小泊層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層	源八森層								
馬ノ神山層	馬ノ神山層	入内層・馬の神山層	馬ノ神山層	太田凝灰岩部層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層	馬ノ神山層								
太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層	太田凝灰岩部層								
長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層	長根層								

第 3. 4 表 中新統・鮮新統・更新統の層序対比表（その 3）

青森西部図幅地域の浪岡川を中心とする地域を扱った代表的な層序を対比した。なお、この対比は、研究により地質構造や層序区分の判断基準が異なるため、厳密なものではない。本報告の磯田山層に挟まれる火山砕屑物は尾開山火砕流堆積物を除いて省略した。^{*1}地質図に図示無し。^{*2}三森安山岩省略

加藤ほか(1958b)		加藤・田口(1959)		Iwai(1962)		北村ほか(1972)		根本(2000) ^{*2}		本報告	
岡町層	本郷層	新期火山堆積物	前田野目層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	大釈迦層	大釈迦層	八甲田第2期火砕流堆積物	八甲田第2期火砕流堆積物
鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂凝灰岩	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	鶴ヶ坂層	大釈迦層	大釈迦層	前田野目層	前田野目層
天田内川層	湯ノ沢層	大釈迦層	大釈迦層	大釈迦層	大釈迦層	大釈迦層	大釈迦層	虹貝凝灰岩	虹貝凝灰岩	八甲田第1期火砕流堆積物	八甲田第1期火砕流堆積物
土筆森山層	相沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大落前川層	大落前川層	磯田山層	磯田山層
大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層	尾開山火砕流堆積物	尾開山火砕流堆積物
王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	王余魚沢層	不動滝層	不動滝層
都谷森山層	都谷森山層	水沢層 ^{*1}	水沢層 ^{*1}	都谷森山層	都谷森山層	都谷森山層	都谷森山層	都谷森層	都谷森層	源八森層	源八森層
入内層	入内層	入内層	入内層	馬の神山層	馬の神山層	馬の神山層	馬の神山層	入内層	入内層	入内層	入内層

3.2 馬ノ神山層 (Um, Ut, Ub)

命名 飯塚 (1930) による。

模式地 飯塚 (1930) は命名時に模式地を設定していない。本図幅地域内では、馬ノ神山周辺において最も模式的に露出する。

層序 本層は本図幅地域の最下部層である。太田軽石質火山碎屑岩に整合に覆われる。中期中新世の流紋岩に貫入される。

分布 馬ノ神山背斜の軸部付近に分布する。分布の東縁は津軽断層によって切られる。

層厚 本層の層厚は 1,100 m 以上である。馬ノ神山背斜の軸部において下位層が分布していないので全体の層厚は不明である。

層序比較 飯塚 (1930) は地質図を示していないが、飯塚 (1925) の地質図から判断すると、飯塚 (1930) の馬ノ神山層は、飯塚 (1925) の“頁岩及び凝灰岩層”に対応する。本報告では、軽石質の火山碎屑岩を多く含む層準を馬ノ神山層とし、その上限を太田軽石質火山碎屑岩の下面とする。なお、太田軽石質火山碎屑岩を境界にして、岩相は塊状泥岩から層理を持つ源八森層の泥岩に漸移する。

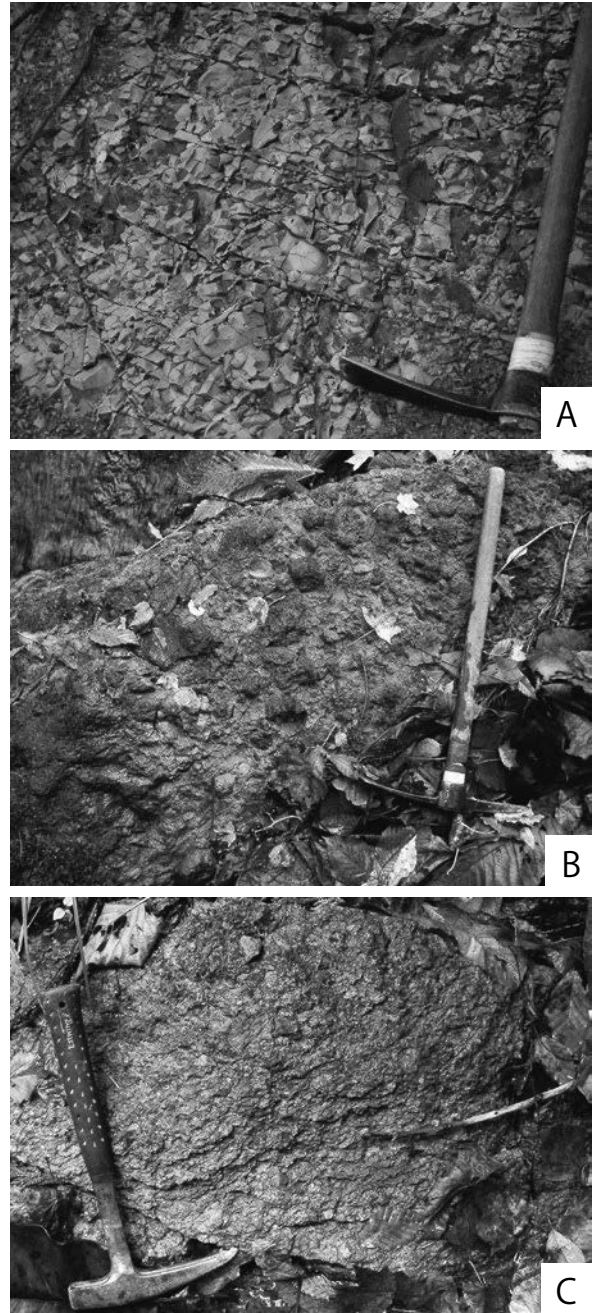
本層に相当する地層名として、梵珠層 (高橋・八木, 1936)、馬の神山層 (北海道大学理学部青森県地下資源調査団, 1954 など) がある (第 3.2 表, 第 3.3 表)。このほか、本層は三厩図幅地域に分布する長根層 (太田ほか, 1957) に対比されることもある (北村ほか, 1972 など)。

馬ノ神山層の示す層準は研究によって異なる。飯塚 (1925, 1930)、加藤・田口 (1959)、岩佐 (1962) は太田軽石質火山碎屑岩及び下位の層準を馬ノ神山層とした。他方、北村ほか (1972)、氏家・細谷 (1985) は太田軽石質火山碎屑岩及び上位の層準を馬ノ神山層、太田軽石質火山碎屑岩の下位層準を長根層とし、三村 (1979)、藤井 (1981) は太田軽石質火山碎屑岩及び上下の層準を馬ノ神山層としている。

岩相 本層は硬質泥岩 (Um)、軽石質凝灰角礫岩 (Ut)、玄武岩火山角礫岩及び溶岩 (Ub) よりなる。

硬質泥岩 (Um) は、しばしば細粒砂岩、凝灰質粗粒砂岩を伴う。泥岩は、暗灰色から黒色を呈するが、風化すると白灰色から黄白色を示す。層理は発達せず、塊状である。硬さは一様ではなく、若干柔らかい珪藻質泥岩や珪化した硬質泥岩が認められる。流紋岩の貫入岩体近辺では珪化泥岩が多く認められる。風化に伴いクラックが発達し稜片状のブロックとなる (第 3.1 図 A)。砂岩は凝灰質であることが多く、不淘汰である。しばしば軽石質火山碎屑岩層を挟む。

軽石質火山碎屑岩 (Ut) は、軽石質凝灰角礫岩ない



第 3.1 図 馬ノ神山層の岩相

A: 硬質泥岩。スケールの魚沼ハンマーの撥の長さは 15 cm。撮影場所: 坪毛沢上流 (N40° 49' 59.2", E140° 34' 32.2")。

B: 火山角礫岩。スケールの魚沼ハンマーの柄は 60 cm。撮影場所: 梵珠山 (N40° 47' 47.7", E140° 33' 59.5")。

C: 軽石質凝灰角礫岩。火山岩角礫を多く含む。スケールのハンマー長は 33 cm。撮影場所: 馬ノ神山東側の林道沿い (N40° 49' 8.4", E140° 34' 49.9")。

し火山礫凝灰岩（第3.1図C）や凝灰岩が認められる。軽石質火砕岩は、軽石を多く含み、全体的に緑灰色を示し、強い変質を受けている。岩片や軽石のほか、石英、普通輝石、磁鉄鉱などの鉱物が含まれる。いずれの火山砕屑岩も火山岩片を多量に含んでいる。

玄武岩質火山角礫岩及び溶岩（Ub）は、主に火山角礫岩（第3.1図B）からなり、塊状溶岩を伴う。一般に変質を受けており、暗緑色ないし緑を帯びた黒色を示す。初生的な斑晶は強変質を受けている。

年代及び対比 岩佐（1962）によると、本層から産出する有孔虫化石から *Globorotalia fohsi* を伴う *Hopkinsina-Gyroidina* 化石群集が認められ、秋田油田地域の西黒沢層に対比される。小布施ほか（2004）は、本層から産出する微化石を検討し、渦鞭毛藻化石に基づき *Diphyes latiusculum* 帯（1帯、小布施ほか、2004）に対比した。これらのことから、本層は、中期中新世に堆積したと考えられる。

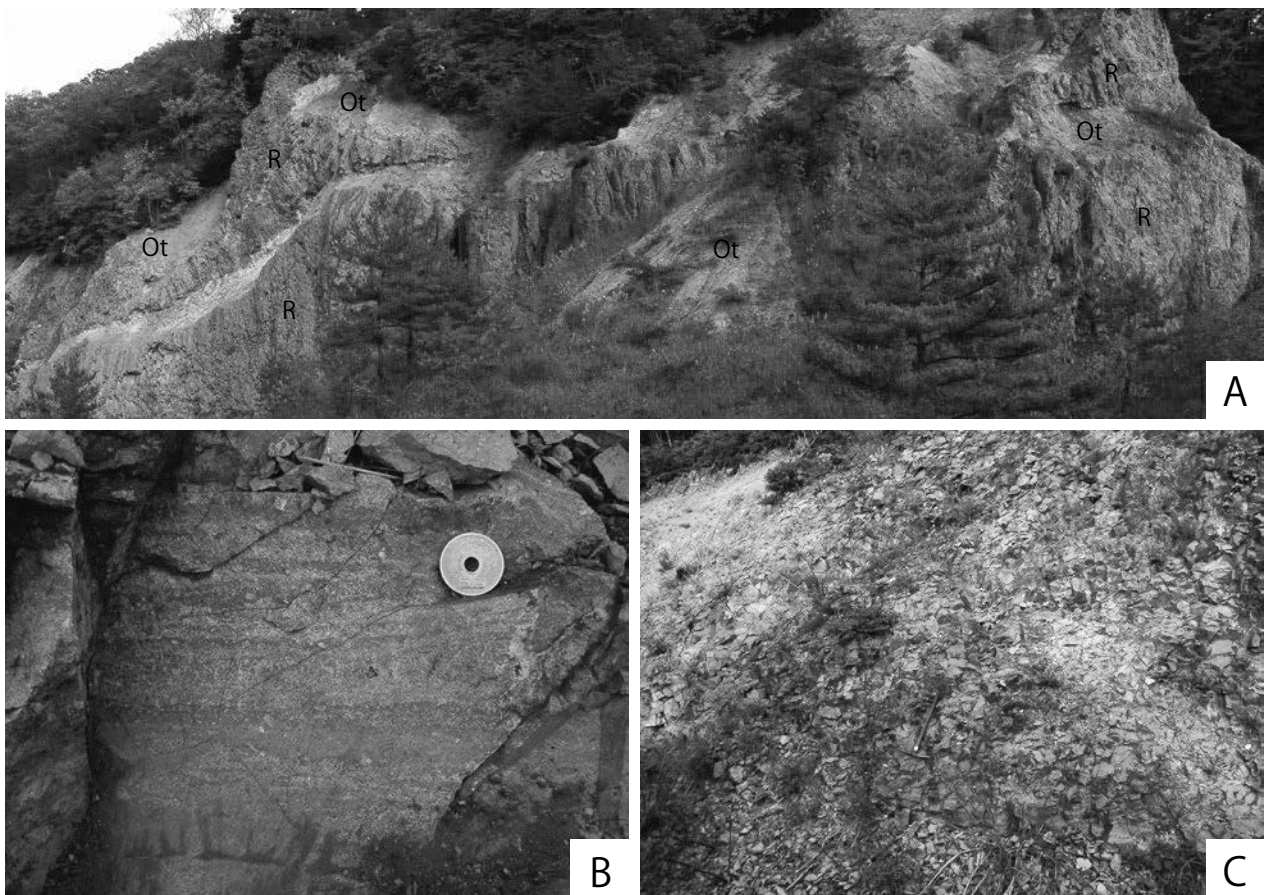
3.3 太田軽石質火山砕屑岩（Ot）

命名 北海道大学理学部青森県地下資源調査団（1954）の太田凝灰岩層を改称。なお、太田凝灰岩層の名称は、北海道大学理学部青森県地下資源調査団（1954）や本山・丸山（1995）によると1931年の桜井金重氏による東北大学未公表資料（卒論）において太田凝灰岩層として最初に記載された。本報告では、最初に地層名を公表した北海道大学理学部青森県地下資源調査団（1954）を命名者とする。

模式地 中泊町（旧北津軽郡中里町）尾別川中流（藤井、1966）。

層序 馬ノ神山層を整合に覆う。流紋岩（R）に貫入される（第3.2図A）。

分布 本火山砕屑岩は津軽山地の中部及び南部に分布する（藤井、1981）。本図幅地域では、津軽断層以西において、



第3.2図 流紋岩貫入岩の岩相

A：太田軽石質火山砕屑岩（Ot）に貫入する流紋岩（R）。この露頭は貫入岩体の末端であり、複雑な貫入形状をしている。撮影場所：梵珠山西方（N40° 48' 2.4", E140° 33' 46.4"）。

B：流理構造が認められる。スケールの5円硬貨の直径は22 mm。撮影場所：梵珠山北西の林道沿い（N40° 48' 44.1", E140° 33' 55.1"）。

C：クラックが発達する流紋岩。スケールの魚沼ハンマーの柄は60 cm。撮影場所：Bと同じ。

馬ノ神山から梵珠山にかけての山地を取り巻いて分布する。

層厚 本図幅地域内における最大層厚は約 200 m である。

層序比較 本火山砕屑岩は、馬ノ神山層の部層とする例（飯塚, 1930; 田口, 1959; 根本, 2000a）、源八森層の部層とする例（北海道大学理学部青森県地下資源調査団, 1954; 岩佐, 1962 など）、累層とする例（藤岡ほか, 1958a, b）がある（第 3. 2 表, 第 3. 3 表）。本報告では、本火山砕屑岩を“噴出岩体”として扱い、“層”と同格とみなす。

岩相 軽石質凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩からなる。本図幅地域では、変質を受けて粘土化が進み、緑色から青緑色を示す。藤井（1981）によれば、本図幅地域内における本火山砕屑岩中のガラスはモンモリロナイトとモルデン沸石により二次的に置き換えられている。

年代及び対比 本火山砕屑岩の黒雲母 K-Ar 年代として $13.9 \pm 1.1\text{Ma}$ の値が報告されている（須崎・箕浦, 1992）。三村（1979）は、本火山砕屑物に取り込まれた泥岩中から珪藻化石の *Actinocyclus ingens* Rattray, *Denticula hustedtii* Simenson and Knaya 及び *Denticula nicobarica* Grunow が産出することから Koizumi（1977）の *Denticula hustedtii*-*Denticula lauta* Zone に対比し、本火山砕屑岩の堆積時代を中期中新世とした。この珪藻群集は、Akiba（1986）及び Yanagisawa and Akiba（1998）の珪藻化石帯区分では、*Crucidenticula nicobarica* 帯（NPD5A 帯）に対比され、その年代は 13.1 - 12.9Ma と算定される。また、秋田油田の坑井層序の西黒沢階の最上部に相当する。

3. 4 流紋岩貫入岩 (R)

層序 馬ノ神山層及び太田軽石質火山砕屑岩の層理に対して斜交して岩脈状に貫入する。西傾斜で高角に貫入していると推定される。

分布 馬ノ神山背斜の軸部付近に複数の岩体が分布する。分布の方向は南北方向に揃う。

厚さ 貫入岩体の厚さは最大で約 600 m である。

岩相 流紋岩の貫入岩からなる。全体的に節理が発達しており、板状の節理や、柱状節理などが認められる（第 3. 2 図 C）。色は灰色を呈し、風化色は白色を示すことが多い。塊状である場合が多いが、流理構造が認められることもある（第 3. 2 図 B）。径 2-3 mm の斜長石や石英の斑晶が認められるが、その他の斑晶は変質により不詳である。

梵珠山北西の露頭より採取した試料の全岩化学組成を第 3. 5 表に示す。

年代及び対比 梵珠山南西の貫入岩体から K-Ar 年代として $14.1 \pm 1.2\text{Ma}$, $13.9 \pm 1.2\text{Ma}$ の値（全岩）が報告されている（通商産業省資源エネルギー庁, 1989）。

3. 5 入内層 (Nm, Nv)

命名 加藤ほか（1958a）により命名された。

模式地 青森市入内付近。

層序 下位の地層は露出していないため不明である。上位を源八森層に覆われる。孫内川及び滝沢では、尾開山火砕流堆積物及び磯田山層に不整合で覆われる。

分布 本層は主に浪岡川上流域に分布し、東縁を入内峠断層に切られる。このほか、孫内川及び滝川に地窓状に小規模分布する。

層厚 850 m 以上。入内断層に切られて下限が不明なため、全層厚は不明である。

層序比較 本層に相当する地層名として、水沢層 (Iwai, 1962)、馬ノ神山層 (北村ほか, 1972) がある。入内層を馬ノ神山層に含める例 (北村ほか, 1972) があるが、年代及び岩相が異なるため本報告では区別した (第 3. 2 表, 第 3. 3 表, 第 3. 4 表)。

岩相 下部は主に泥岩及び砂岩 (Nm) からなり、上部は主に玄武岩火山砕屑岩 (Nv) からなる。

泥岩及び砂岩 (Nm) は塊状であり、厚さ 10 m 以下の玄武岩火山角礫岩層ないしは凝灰角礫岩層を挟む。泥岩は珪質かつ硬質であることが多い。

玄武岩火山砕屑岩 (Nv) は、火山角礫岩、ラピリストーンからなる (第 3. 3 図 A)。全体的に多孔質で、黒色から暗緑色を呈する。下位ではラピリストーン、上位では火山角礫岩が多い。火山砕屑物の最大粒径は 30 cm 前後であり、下位から上位に向かって大きくなる傾向にある。

孫内川及び滝沢に分布する本層は変質を受けた火山角礫岩が認められる (第 3. 3 図 B)。入内層の主要な分布域である浪岡川上流域では火山角礫岩が上部に多く認められることから、孫内川及び滝沢に分布する層準は上部に相当する可能性が高い。孫内川の露頭より採取した試料の全岩化学組成を第 3. 5 表に示す。

年代及び対比 小布施ほか (2004) は、本層から産出する渦鞭毛藻化石を検討し、*Operculodinium centrocarpum* 帯 a 亜帯 (3 帯 a 亜帯, 小布施ほか, 2004) に対比した。よって本層は、中期から後期中新世の堆積物である。

3. 6 源八森層 (Gn)

命名 飯塚 (1930) による。飯塚 (1930) の源八森層は、飯塚 (1925) の“黒色頁岩”の下部に相当する。

模式地 油川図幅地域内の五所川原市源八森西方 (藤井, 1981)。

層序 太田軽石質火山砕屑岩及び入内層を整合に覆う。本層と不動滝層の一部は同時異相の関係にある (小布施ほか, 2004)。

分布 主に津軽断層以西の津軽山地、浪岡川上流域に分

第3.5表 流紋岩貫入岩及び入内層玄武岩火山角礫岩の全岩化学組成

流紋岩貫入岩の分析試料の採取地点は地質図の化学分析試料採集点1. 入内層玄武岩火山角礫岩の分析試料の採取地点は地質図の化学分析試料採集点2.

地質ユニット	流紋岩	入内層
採取地点	梵珠山北西	孫内川
地点番号	1	2
産状	貫入岩	火山角礫岩
wt.%		
SiO ₂	78.19	51.99
TiO ₂	0.21	0.94
Al ₂ O ₃	11.67	17.66
Fe ₂ O ₃ *	1.43	9.18
MnO	0.01	0.39
MgO	0.12	4.25
CaO	0.81	12.00
Na ₂ O	2.90	1.95
K ₂ O	5.01	1.01
P ₂ O ₅	0.02	0.26
Total	100.37	99.63
LOI	1.14	3.15

*全鉄をFe₂O₃として表す.LOI:灼熱減量.

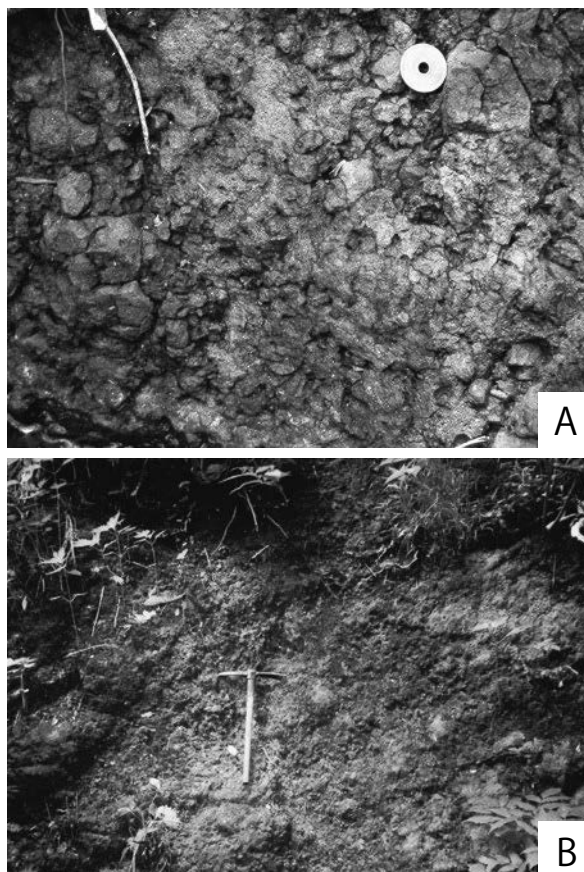
分析者:工藤 崇

布する. このほか, 地窓として滝沢, 孫内川, 大沢川の支流などに小規模に分布する.

層厚 本層の層厚は津軽断層西の地域で最大約1,100 m, 本図幅地域の南東部では約1,000 mである.

層序比較 本層に相当する地層名として, 飯詰層下部(高橋・八木, 1936), 若山層(北海道大学理学部青森県地下資源調査団, 1954), 都谷森層(加藤ほか, 1958a), 水沢層(Iwai, 1962)などがある(第3.2表, 第3.3表, 第3.4表). 津軽半島の広域層序では, 通商産業省資源エネルギー庁(1989)は小泊層の名称を用いている. 本報告では, 岩相の大きな違いが認められないことから, 飯塚(1930)の大川目沢層と源八森層を一括して源八森層とした. これまでの研究例では, 津軽山地と本図幅地域の南東部に分布する中新統は分布が離れることから別々の層序が立てられてきた(第3.2表, 第3.3表, 第3.4表)が, 本報告では津軽山地の源八森層と南東部の都谷森層をまとめて, 源八森層として扱う.

岩相 本層は主に珪質な硬質泥岩からなり, 珪藻質泥岩を伴う. 泥岩は, 暗灰色, 黒色, 濃茶色を呈し, 風化すると白色, 灰色, ベージュ色を示す. 泥岩は, 不明瞭な層理(第3.4図C)ないし明瞭な層理(第3.4図D)があり, 一部塊状(第3.4図B)である. 層理が認め



第3.3図 入内層の岩相

A: ラピリストーン. スケールの5円硬貨の直径は22 mm. 撮影場所: 浪岡ダム上流(N40°43'3.1", E140°42'19.8").

B: 火山角礫岩. スケールの魚沼ハンマーの柄は60 cm. 撮影場所: 孫内川(N40°44'16.9", E140°38'40").

られる点で, 馬ノ神山層の泥岩とは異なる. 泥岩は珪質で硬いことが多いが, より軟質な珪藻質泥岩も認められる. しばしば珪質な硬質泥岩と非珪質泥岩は互層となる(第3.4図A). これらは, 一様に分布せず漸移する. 珪藻質泥岩では, 数mm以下の小型の生痕による生物擾乱が観察される. まれに砂質泥岩層や軽石質凝灰角礫岩層, 凝灰岩層を挟む. 軽石質凝灰角礫岩層及び凝灰岩層の厚さは最大5 mであるが, 1 m以下であることが多い. 凝灰岩層の連続性は悪い. 津軽断層以西の地域よりも図幅南東部地域において, 軽石質凝灰角礫岩層及び凝灰岩層が多く認められる. まれに多骨海綿類の *Makiyama chitanii* (Makiyama) (Sepkoski, 2002) のほか, 海綿類の骨針とみられる微細な針状の化石が認められる.

ところで, 珪藻質堆積物は, 埋没続成作用に伴う温度と圧力の上昇を受けて, 珪藻殻の Opal-A が Opal-CT に変化し, 硬質化することが知られている (Tada and Iijima, 1983; 福沢, 1985 など). 本層の珪質な硬質泥岩は, 珪藻質泥岩が埋没続成作用を受けて硬質化したものと推

定される。

年代及び対比 三村（1979）は源八森層から放射虫化石の *Stichocorys delmontensis* (Campbell and Clark) 及び *Stichocorys peregrina* (Riedel) が産出することから中世古・菅野（1973）の *Lychnocanium nipponicum* Zone に対比し、本層の時代は中期中新世末期から後期中新世であるとした。秋葉・平松（1988）は、北隣の油川図幅地域の大川目沢に分布する本層から珪藻化石の *Thalassionema schraderi* が産出することから、*T. schraderi* Zone (NPD6B: 8.5–7.6Ma) に対比した。

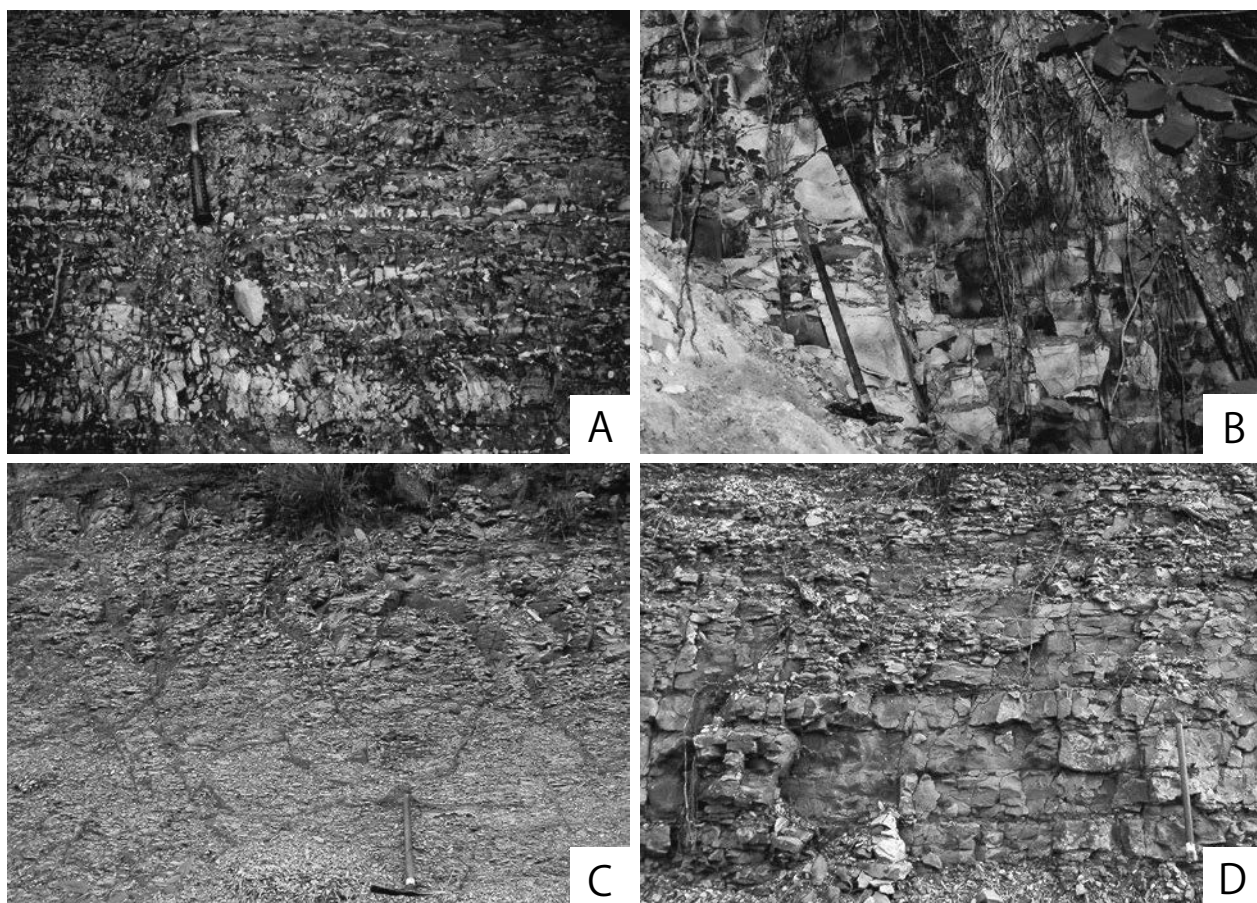
小布施ほか（2004）は浪岡王余魚沢付近に分布する本層から産出する微化石を検討し、珪藻化石から *Thalassiozona schraderi* 帯 (NPD6B) に、渦鞭毛藻化石から *Operculodinium centrocarpum* 帯 a 亜帯及び同 b 亜帯 (3 帯 a 亜帯, b 亜帯, 小布施ほか, 2004) に対比した。

以上から、本層は中期から後期中新世の堆積物である。

3.7 ふどうたき層 (Fd)

命名 飯塚（1930）による。飯塚（1930）の不動滝層は、飯塚（1925）の“砂質頁岩及頁岩質砂岩層”に相当する。名称は油川図幅地域内の飯詰川支流にある不動ノ滝に由来する。

本層の「不動滝」の読み方は、命名者の飯塚（1930）によって指定されておらず、Nomura（1935）の Hudotaki, 岩佐（1962）の Fudotaki, 不動ノ滝ないし不動の滝として「ふどうのたき」とする例（加藤・田口, 1959 など）があり混乱している。ちなみに、不動ノ滝は、古い地形図では「不動滝」と表示されている。最初に読み方を示した Nomura（1935）を尊重して本層の読み方



第 3.4 図 源八森層の岩相

A: 珪質な硬質泥岩と非珪質泥岩の互層。スケールのハンマー長は 33 cm。撮影場所：浪岡川上流 (N40° 42' 26.3", E140° 42' 5.4")。

B: 珪質な硬質泥岩。風化により白色を呈する。スケールの魚沼ハンマーの柄は 60 cm。撮影場所：撞鐘堂山付近 (N40° 47' 4.4", E140° 33' 57.7")。

C: 不明瞭な層理を持つ泥岩。スケールの魚沼ハンマーの柄は 60 cm。風化して細かく割れる。撮影場所：神山川 (N40° 48' 5.5", E140° 33' 0.2")。

D: 明瞭な層理を持つ珪質な泥岩。スケールの魚沼ハンマーの柄は 60 cm。撮影場所：糖塚川左岸斜面 (N40° 49' 44", E140° 33' 9.6")。

は、「ふどうたきそう」とする。ただし、現在一般的に用いられていない Nomura (1935) の英語表記方法を用いると誤記が起りやすいため、英語表記は「Fudotaki」とする。

模式地 油川図幅地域内の五所川原市飯詰不動滝(藤井, 1981)。

層序 下位の源八森層と一部同時異相の関係にあり、年代層序境界と岩相層序境界は斜交する(秋葉・平松, 1988; 小布施ほか, 2004)。

分布 主に津軽断層以西の津軽山地及び浪岡川上流に分布する。このほか、イカマリ沢及び大沢川の支流などに小規模に分布する。

層厚 本層の層厚は津軽断層以西で約 400 m, 南西部で 650 m 以上である。

層序比較 本層に相当する地層名として、飯詰層上部(高橋・八木, 1936), 王余魚沢層(加藤ほか, 1958a), 不動ノ滝層(北村ほか, 1972)などがある(第 3. 2 表, 第 3. 3 表, 第 3. 4 表)。津軽半島の広域層序では、通商産業省資源エネルギー庁(1989)は塩越層の名称を用いている。これまでの研究例では、津軽山地と本図幅地域の南東部に分布する中新統は分布が離れることから別々の層序が立てられてきた(第 3. 2, 3. 3, 3. 4 表)が、本報告では津軽山地の不動滝層と南東部の王余魚沢層をまとめて、不動滝層として扱う。

北隣の油川図幅地域では、本層の上部に金木凝灰岩部層が挟まれる(藤井, 1981; 根本・高平, 2002)が、本図幅地域では認められない。浸食を受けて削剥されたと推定される。

岩相 本層は珪藻化石を豊富に含む塊状の珪藻質泥岩からなり(第 3. 5 図), 岩相変化に乏しい。珪藻質泥岩は、灰色、茶灰色を呈し、風化すると白色ないし黄白色を示す(第 3. 5 図)。風化するとイオウが晶出する場合がある。まれに連続性の乏しい軽石質凝灰角礫岩、軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩などの層を挟む。径 1 cm 以下の軽石が点在することもある。多骨海綿類の *Makiyama chitanii* 及び海綿類の骨針とみられる微細な針状の化石が頻繁に産出する。まれに殻が溶けた保存の悪い小型の二枚貝が認められる。

年代及び対比 不動滝層の 2 地点で珪藻化石分析を行った(分析:(有)珪藻ミナラボ)。神山川の試料採取地点(地質図の珪藻化石産地 3: 以下 Loc.3 と表記)は津軽断層以西の不動滝層の最上部、浪岡川の試料採取地点(地質図の珪藻化石産地 4: 以下 Loc.4 と表記)は王余魚沢向斜の不動滝層の最上部である。これら 2 地点の試料の珪藻化石は、*Thalassionema schraderei* や *Neodenticula kamschatica* を欠き、*Rouxia californica* を普通に産出することから、上部中新統の *R. californica* 帯(NPD7A:7.6–6.4Ma)に認定される。さらに、7.8/7.9 から 6.8Ma の生存期間を持つ *Nitzschia pliocena* (Yanagisawa and Akiba,

1998) が Loc.3 では産出せず、Loc. 4 には普通に産出することから、Loc.3 は *R. californica* 帯の上部(6.8Ma–6.4Ma)に、Loc. 4 は *R. californica* 帯の下部(7.6–6.8Ma)に、それぞれ相当すると判断される。なお、化石帯及び生層準の地質年代については Yanagisawa and Akiba (1998) に従った。

三村(1979)は本層から産出する珪藻化石を Koizumi (1977) の *Denticula hustedtii* Zone と *Denticula kamschatica* Zone に対比し、本層の時代を中期中新世末期から後期中新世とした。秋葉・平松(1988)は、北隣の油川図幅地域の不動沢に分布する本層を、*T. schraderei* Zone(NPD6B: 8.5–7.6Ma)に対比した。

小布施ほか(2004)は前田野目川に分布する不動滝層から、後期中新世の *Thalassionema schraderei* 帯(NPD6B)と *Rouxia californica* 帯(NPD7A)の珪藻化石帯を認定した。このほか、渦鞭毛藻化石から不動滝層下部を *Operculodinium centrocarpum* 帯 b 亜帯(3 帯 b 亜帯, 小布施ほか, 2004), 不動滝層上部を *Melitasphaeridium choanophorum* 帯 a 亜帯(4 帯 a 亜帯, 小布施ほか, 2004)に対比した。

秋葉・平松(1988)は津軽断層より西側に分布する源八森層と不動滝層から NPD6B に対比される珪藻化石群集を、小布施ほか(2004)は津軽断層以東の王余魚沢付近に分布する源八森層と不動滝層からそれぞれ NPD6B, NPD6A・6B に対比される珪藻化石群集を報告している。このことは、源八森層と不動滝層の境界が、津軽断層以西においても以東においても時間面と斜交していることを示している。珪藻質泥岩は埋没続成作用を受けて変化した硬質泥岩境界が年代層序学的な境界と斜交する例は福沢(1985)などで明らかにされている。Tada and



第 3. 5 図 不動滝層の岩相
塊状珪藻質泥岩。暗部は新鮮部分で、灰色を示す。明るい部分はクラック沿いに風化したことにより白色を呈する。スケールの魚沼ハンマーの柄は 60 cm。撮影場所：松野木沢(N40°48'48.1", E140°31'52.7")。

Iijima (1983) によると，珪藻などの生物起源のシリカ
鉱物は続成作用による温度の上昇や時間の経過に伴い
Opal-A, Opal-CT, 石英の順に変化する．以上のことか

ら，源八森層と不動滝層の境界は初生的な岩相の違いに
よる境界ではなく，堆積後に受けた続成作用の地域的な
差異による境界と推定される．

第4章 鮮新統-下部更新統

(長森英明)

青森西部図幅地域の鮮新統から下部更新統は、下位より磯田山層、田沢森山層に区分される。磯田山層は細野安山岩に貫入される。また、磯田山層は、下位より順に尾開山火砕流堆積物、大滝沢軽石質火山砕屑岩、正平津川軽石質火山砕屑岩、高頭森山スコリア質火山砕屑岩、本郷川軽石質火山砕屑岩を挟む。田沢森山層の最上部は、中部更新統であるが、便宜上本章に含めて記述する。なお、本図幅地域を含む津軽半島全域の新生界の層序区分は、大戸瀬層群、鯉ヶ沢層群、蟹田層群などの層群名が提唱されている(岩佐, 1962)。しかし、それらの層群名は定着してないため、本報告では層群名を用いない。参考資料として、本図幅地域の年代論に関わる、15Ma以降の微化石層序を第3.1表に示す。

4.1 研究史

青森西部図幅地域における鮮新統-下部更新統の地質学的な研究は、野田(1909)によって地質の概略が報告されたことに始まる。その層序は石油探査に伴う地質調査で明らかにされてきた。基本的な層序は、飯塚(1925, 1930)で提唱された。その後、北海道大学理学部青森県地下資源調査団(1954)、加藤ほか(1958a, b)、加藤・田口(1959)、田口(1959)、高橋・八木(1936)、岩佐(1962)、岩井(1965)により、本図幅地域の鮮新統-下部更新統の層序、年代、地質構造などの詳細が明らかにされてきた。しかし、先取権のある飯塚(1930)の地層名が踏襲されない例や、津軽半島の中北部の層序が流用される例があること、さらには狭い範囲を対象とした層序がいくつも提唱されていることがあり、地層名については混沌としてきた(第3.2表、第3.3表、第3.4表)。

このほか、海成層の磯田山層と田沢森山層からは軟体動物を初めとする大型化石が多産しており、古生物学的な研究が数多く行われた。Nomura and Hatai (1935)、Iwai (1962)、Tabuki (1983)、品田・天野(1995)、島口(1998)は軟体動物化石を、Kataoka (1957)はコケ虫化石を、Kotoh (1957)は腕足類の化石を、Tabuki (1986)及びIrizuki (1996)は介形虫化石を報告した。このうち軟体動物化石群集は、大桑-万願寺動物群に対比されている(増田・小笠原, 1981など)。

鮮新統-下部更新統の火山砕屑岩層序や対比は、Tabuki (1983)、村岡・高倉(1988)、服部ほか(1997)によって検討されている。

年代論は、微化石層序、火山岩のK-Ar年代及びF.T.年

代によって明らかにされている。微化石層序の報告は、根本(1996, 1997)、亀丸・根本(1991)、根本・千田(1994)、畑・根本(2005)、大串・根本(2006)などの浮遊性有孔虫化石の研究がある。K-Ar年代及びF.T.年代は、根本(1998)、根本(2000b)によって報告されている。これらの年代論を通じて、従来鮮新統とされていた層準の一部が、更新統であることが明らかにされている。

青森県内の鮮新統-下部更新統の対比、古地理、構造運動の変遷は須崎・箕浦(1992)によって整理されている。

4.2 磯田山層(Is)

命名 本地層名は、飯塚(1930)によって命名された。飯塚(1930)は地質図を図示していないが、記述内容から地層名と飯塚(1925)の地質図との対応が明確である。飯塚(1930)の磯田山層は、飯塚(1925)の“砂岩層”に対応する。地層名は、5万分の1油川図幅地域内の青森市油川の約7km西方の磯田山に由来する。

模式地 命名者の飯塚(1930)は模式地を設定していない。本図幅地域内では青森市の大滝沢沿いにおいて露出が良好である。

層序 王余魚沢向斜、入内峠断層南部付近、津軽断層以西において、中新統源八森層、不動滝層を傾斜不整合で覆う。このほか、入内峠断層南部付近、相沢背斜の北部付近では、入内層を不整合で覆う。天田内川背斜及び相沢背斜地域では、本層の下限は露出していない。

本層に挟まれる火山噴出物として、下位より尾開山火砕流堆積物、大滝沢軽石質火山砕屑岩、正平津川軽石質火山砕屑岩、高頭森山スコリア質火山砕屑岩、本郷川軽石質火山砕屑岩が認められる。このほかにも磯田山層には多くの火山砕屑岩層が挟まれるが、それらの分布は十分に追跡ができていない。また、Tabuki (1983)によってDT1からDT7の7枚の凝灰岩鍵層が報告されているものの、位置情報などが不明確であるため、本報告の層序と対比することができなかった。正平津川軽石質火山砕屑岩より下位を下部、正平津川軽石質火山砕屑岩より上位を上部とする。

相沢背斜北端に位置する滝沢において、下流の西側では尾開山火砕流堆積物が源八森層にアバットし、上流の東側では尾開山火砕流堆積物の上位の磯田山層が源八森層にアバットしていることから、相沢背斜付近の磯田山層は西から東に向かって下位層にアバットしていると判断される。このため、相沢背斜付近に分布する尾開山火

碎流堆積物の下位に磯田山層が存在することが推察される（地質断面図 C-D）。

分布 本層は本図幅地域の北西部から南東部にかけて分布する。北西部では津軽山地を取り巻いて分布する。中央部では、鷹森山断層及び黒石断層付近の小河川沿いに小規模に分布する。南東部では浪岡川及び正平津川を中心とした河川沿いに分布する。このほか、本図幅地域南東部の入内峠断層とその分岐断層に囲われた地域にも分布する。

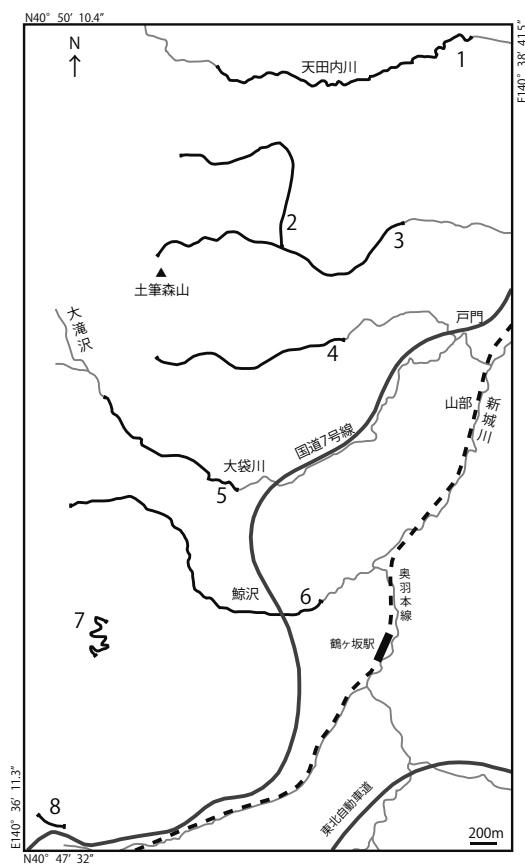
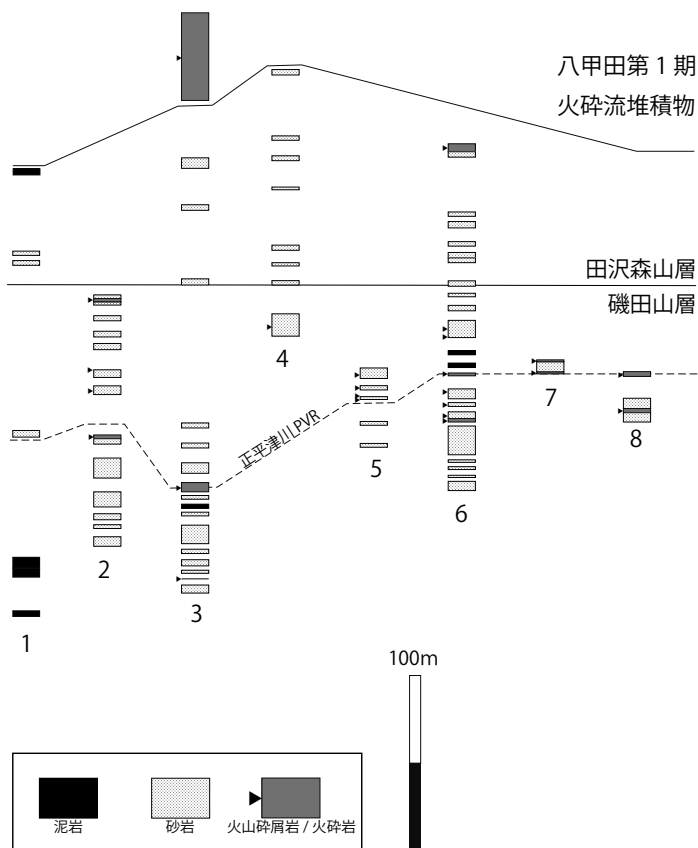
下部は、津軽断層以西、大滝沢背斜地域、相沢背斜地域、入内峠断層南部の分岐断層に挟まれた地域、入内峠断層の東側に分布する。王余魚沢向斜付近では、正平津川軽石質火山碎屑岩を追跡できていないが、下部層準が分布していると推定される。上部は大滝沢背斜の東翼、相沢背斜及び王余魚沢向斜一帯、入内峠断層とその分岐断層に挟まれた地域などに分布する。

層厚 本層は大滝沢背斜地域において最も厚く、地表で確認できる層厚は約 1,000 m である。大滝沢背斜において掘削された天屋内 SK-1 号井では、深度 490 m まで凝灰質砂岩が認められている（加藤, 1992）。この砂岩は磯田山層と推測されるため、合わせて全体で約 1,500 m の厚さとなる。黒石断層の西に分布する磯田山層の層厚

は、南域の王余魚沢向斜地域において 350 m 程度であるが、北になるにつれて薄くなり 60 m 以下となる。

層序比較 本層に相当する地層名として、^{うちまなべ}内真部層（猪鹿倉, 1931；高橋・八木, 1936）、大釈迦層（Nomura and Hatai, 1935）、相沢火山礫質砂岩層（北海道大学理学部青森県地下資源調査団, 1954）、味噌ヶ沢層（加藤・田口, 1959）、相沢層・湯の沢層（加藤・田口, 1959）、^{つくしもりやま}土筆森山層（加藤ほか, 1958a, b）などがある（第 3. 2 表, 第 3. 3 表, 第 3. 4 表）。このほか、北隣の油川図幅地域では、本層と連続する地層に対して白滝橋層及び六枚橋川層の名称が用いられている（藤井, 1981）。津軽半島全域の層序をまとめた研究では、本層の名称として蟹田層や中師層が用いられている（岩佐, 1962；通商産業省資源エネルギー庁, 1989）。

本図幅地域の鮮新一下部更新統に対する地層名は、“大釈迦層”の名称が用いられる例が多い（第 3. 2 表, 第 3. 3 表, 第 3. 4 表）。“大釈迦層”は、北村・岩井（1963）によると 1931 年の猪鹿倉忠俊氏の未公表資料（卒論）において内真部層中の大釈迦化石層として最初に記載された。公表された文献における“大釈迦”の名称は、Nomura and Hatai（1935）の Daishaka shell-beds で初めて用いられ、層序的な意味合いを持つ地層名としては今泉



第 4. 1 図 磯田山層及び田沢森山層の柱状対比図

湯ノ沢断層と鶴ヶ坂向斜に挟まれる地域の磯田山層と田沢森山層の柱状対比図及び柱状位置図。薄い層は図示できないため、火山碎屑岩層を挟む層準を黒三角印で示す。PVR：軽石質火山碎屑岩。

(1949)の大釈迦層が初出である。さらに、“大釈迦層”の分布は、Iwai (1962)の地質図にて初めて図示された。なお、Iwai (1962)、岩井 (1965)などは、飯塚 (1925, 1930)の磯田山層と田沢森山層相当の地層を一括して“大釈迦層”とした。一方、Iwai (1962)の“大釈迦層”を2つに区分する例として、飯塚 (1925, 1930)、高橋・八木 (1936)、加藤ほか (1958a, b)、根本・千田 (1994)、畑・根本 (2005)などの研究があるが、いずれも地層名が異なっており混乱していると言える(第3.2表, 第3.3表, 第3.4表)。このため本論では、鮮新-下部更新統の層序は先取権のある飯塚 (1925, 1930)の地層名を採用した。

本地域の鮮新統は津軽断層を境にして西側を味噌ヶ沢層、東側を大釈迦層とする例が多い。しかし岩相及び年代が一致するため、本研究では両層を一括して磯田山層とする。

村岡・長谷 (1990)は、南隣の黒石図幅地域において浦沖カルデラ起源の火砕流堆積物を含む海成層を一括して“カルデラ外青荷凝灰岩”とした。“カルデラ外青荷凝灰岩”の層準は、本報告の磯田山層の上部に相当する。本図幅地域で認められる火山碎屑物は、供給源が厳密に明らかにされていないものが多いこと、複数の供給源から供給され、それらは海域で堆積ないし再堆積していることから、本報告では“カルデラ外青荷凝灰岩”の名称は用いない。

岩相 本層は主に凝灰質砂岩から構成される。まれに泥質細粒砂岩ないし砂質泥岩を伴う。しばしば軽石質火山碎屑岩層を挟む。下部は凝灰質で塊状の砂岩からなり、軽石質火山碎屑岩層は希である。上部は斜交層理が発達し、軽石質火山碎屑岩層を頻繁に挟み、しばしば浅海棲の軟体動物化石が密集した層が認められる。下位から上位にかけて浅海化の傾向がある。本層は10°から40°程

度の傾斜を示すが、津軽断層とその派生断層に挟まれる地域では、傾斜が急で、部分的に逆転層となり、小断層が発達する。地域により、分布する層準と岩相が多少異なるため、本層の分布範囲を主要な断層である津軽断層、黒石断層・鷹森山断層、入内峠断層で区切り(第2.4図)、4つの地域に分けてそれぞれ記述する。湯ノ沢断層と鶴ヶ坂向斜に挟まれる地域の柱状対比図を第4.1図に示す。

津軽断層の西側に分布する本層は、南域の前田野目付近には上部が分布するが、北域では上部層準が削剥されている。北域の五所川原市若山の露頭では、上面に穿孔貝の巢穴化石が認められ(第4.2図H)、直上に八甲田第1期火砕流堆積物が覆っていることから、汀線付近で浸食を受けていたことが判明した。本層は主に不明瞭な生物擾乱を受けた塊状の細粒から中粒砂岩からなる(第4.2図E)。他地域に比べて軽石などの混入が少ない。黒雲母が混入していることが多い。まれに細粒凝灰岩の薄層を挟む。時折多骨海綿類の*Makiyama chitanii*の化石を産出する(第4.2図D)。津軽断層西側に分布する本層のうち、前田野目付近に分布する上部層準は、斜交層理が発達し、*Rosselia isp.*などの大型の生痕化石を多産する層準がある(第4.2図C)。トラフ型斜交層理、ヘリンボーン斜交層理が認められる。

津軽断層と黒石断層・鷹森山断層に挟まれる地域に分布する本層は、全体的に凝灰質な砂岩からなる(第4.2図A)。磯田山層はこの地域において最も古い層準が分布する。下部は凝灰質な塊状砂岩を主体とし、大滝沢軽石質火山碎屑岩の直上の層準を除いて火山碎屑岩層をあまり挟まない。軟体動物などの大型化石がまれに産出する。大滝沢軽石質火山碎屑岩の下位の砂岩のフォアセット葉理から、北東、北北西方向の古流向が推定される。上部は主に凝灰質砂岩からなり、軽石質火山碎屑岩層を

→第4.2図 磯田山層の岩相

A: 凝灰質砂岩。軽石をよく含み、層理が発達する。スケールの魚沼ハンマーの柄は60 cm。

撮影場所: 沢内沢支流 (N40°46'29.3", E140°34'57.2")。

B: 化石の産状。離弁、破片化した二枚貝が多く、異地性の産状を示す。礫が混入する。

撮影場所: 青森市孫内 (N40°45'21.1", E140°38'53.3")。

C: 上部層準でしばしば見られる *Rosselia isp.* の密集層。スケールの草かき鎌のグリップ長は11 cm。

撮影場所: 五所川原市二ッ谷 (N40°45'53.8", E140°33'38.3")。

D: 塊状砂岩中の *Makiyama chitanii* の産状。スケールの5円硬貨の直径は22 mm。

撮影場所: 五所川原市山越 (N40°47'30.6", E140°32'12")。

E: 塊状砂岩。生物擾乱を受けて堆積構造が不明瞭となっている。スケールの魚沼ハンマーの柄は60 cm。

撮影場所: 五所川原市二ッ谷 (N40°48'40.2", E140°31'25.1")。

F: 上部層準に挟まれる塊状泥岩。スケールの柄の幅は3 cm。

撮影場所: 青森市天田内川 (N40°45'54.7", E140°33'36.9")。

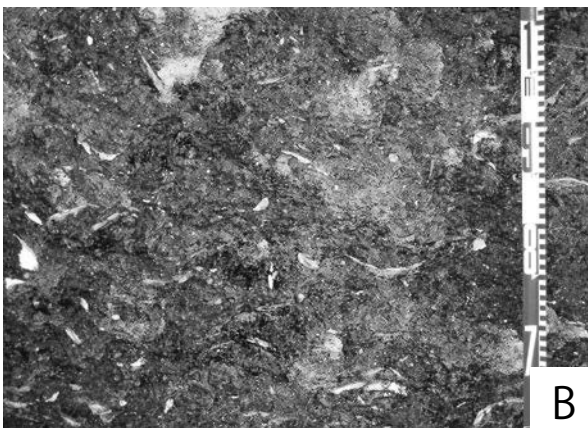
G: 礫岩層の産状。円礫から亜円礫を含む。

撮影場所: 青森市土筆山付近の新城川支流 (N40°49'33.3", E140°37'9.4")。

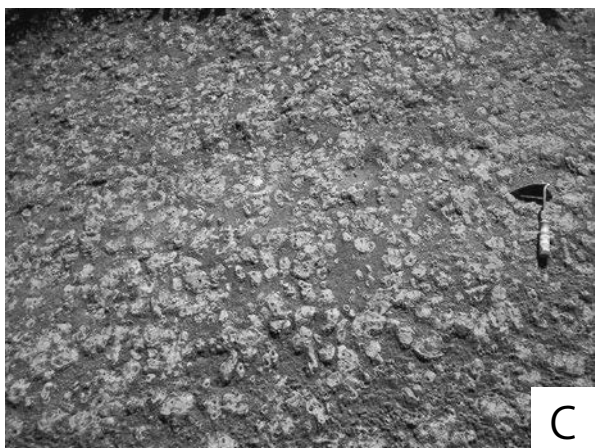
H: 本層の上面に穿たれた穿孔貝 (*Pholadidae*: ニオガイ科) の巢穴化石 (矢印部)。八甲田第1期火砕流堆積物が不整合で覆う。撮影場所: 五所川原市若山 (N40°48'40.2", E140°31'25.1")。



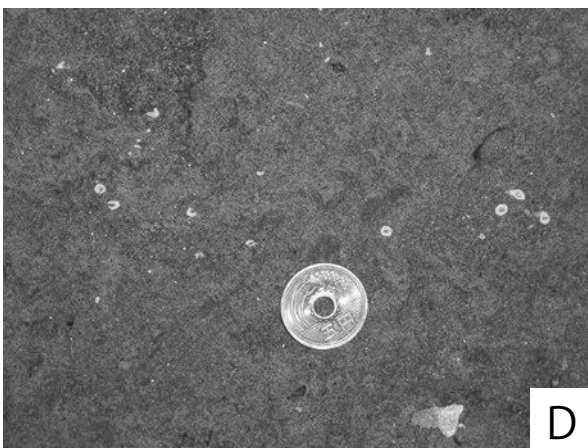
A



B



C



D



E



F



G



八甲田第1期火砕流堆積物

磯田山層

H

頻繁に挟むほか、泥岩層を挟む（第4.2図F）。正平津川軽石質火山砕屑岩付近の層準から急激に軽石質火山砕屑岩層が挟まれるようになる。軽石質火山砕屑岩は、軽石質凝灰角礫岩や、細粒凝灰岩が認められる。軽石質凝灰角礫岩の多くは、含まれる軽石が摩耗し、異質な砂粒が混入することから、少なからず再移動しているものが多い。細粒凝灰岩は塊状で、ほとんどが細粒な軽石屑からなり、重鉱物類が含まれることは希である。この細粒凝灰岩は堆積場へは密度流で到達し、タービダイトダストとして堆積したと考えられる。まれにスコリア質の凝灰岩層を挟む。円礫岩層がまれに見られるが、厚さは数m以下と薄い（第4.2図G）。軟体動物化石等の大型化石が散発的に産出する（第4.2図B）。*Acila*属などの主に下部浅海帯に生息する種属は現地性の産状を示すが、*Chlamys*属や*Mizuhopecten*属など主に上部浅海帯に生息する種属は異地性の産状を示すことが多い。

黒石断層・鷹森山断層と入内峠断層に挟まれる地域に分布する本層は、主に凝灰質砂岩からなる。下部は主に不明瞭な層理を持つ砂岩からなり、しばしば凝灰質となる。火山砕屑岩層はあまり挟まない。上部は主に凝灰質砂岩からなり、しばしば軽石質火山砕屑岩層や塊状の細粒凝灰岩の薄層を挟み、全体的に凝灰質となる。まれに礫岩層が挟まれる。厚さ10m程度の泥岩層を数枚挟む。青森市浪岡北中野付近では、異地性の産状を示す軟体動物化石が多産する。大型のサンドパイプ状の生痕化石は上部に多い。

入内峠断層以東の地域では、上部、下部共に主に塊状の泥質砂岩からなり、凝灰質砂岩を伴う。泥質砂岩は一見すると不動滝層の珪藻質泥岩と類似するが、粗粒な点で異なる。泥質砂岩からは海綿の骨針や魚鱗化石が産出する。

化石 本層から軟体動物化石が豊富に産出する(Nomura and Hatai, 1935; Iwai, 1962; Tabuki, 1983, 品田・天野, 1995)。軟体動物化石は、*Swiftopecten swiftii* (Bernardi), *Chlamys cosibensis* (Yokoyama), *Acesta goliath* (Sowerby), *Glycymeris yessoensis* (Sowerby) などの寒流系の浅海に生息する種を中心に多くの種が産出する。それらの中には、*Mizuhopecten yessoensis yokoyamae* (Masuda), *Chlamys tanassevitschi* Khomenko などの大桑-万願寺動物群に特徴的に認められる種が含まれている。Tabuki (1983) による群集解析によると、下部浅海帯から上部浅海に生息した軟体動物化石群集が認められる。

このほか、浮遊性及び底生有孔虫（亀丸・根本, 1991; 根本・千田, 1994; 畑・根本, 2005; 大串・根本, 2006）、コケ虫（Kataoka, 1957）、介形虫（Tabuki, 1986; Irizuki, 1996）、腕足類（Kotoh, 1957）、生痕（前田ほか, 1998）などの化石が報告されている。

年代及び対比 本層の微化石年代は主に浮遊性有孔虫によって検討されている。地層名及び区分は研究により異

なるため、以下の地層名は可能な限り本研究の層序に置き換えて記述する。

黒石断層と入内峠断層に挟まれた浪岡川及び正平津川流域に分布する磯田山層は、浮遊性有孔虫化石から米谷 (1978) の *Globigerina pachyderma* (sin.) / *Globigerina incompta* 帯 (PF9: 三輪ほか, 2004) に対比されている（亀丸・根本, 1991）。このほか、孫内川支流に分布する磯田山層は、浮遊性有孔虫化石の *Globorotalia inflata inflata* が産出し、No.2 *G. inflata* bed (1.45–1.16Ma) に対比される（大串・根本, 2006）。

津軽断層と鶴ヶ坂向斜に挟まれる地域に分布する磯田山層は、浮遊性有孔虫から米谷 (1978) の *Globigerina pachyderma* (sin.) / *G. quinqueloba* 帯 (PF8: 三輪ほか, 2004) から *G. pachyderma* (sin.) / *G. incompta* 帯 (PF9: 三輪ほか, 2004) に相当する（根本・千田, 1994）。

以上のように浮遊性有孔虫化石層序について研究が成されているものの、なお年代が不明な地域があるため、3地点（地質図の珪藻化石産地1, 2, 5: 以下 Loc.1, 2, 5と表記）において珪藻化石の分析を行った（分析者: パリノサーベイ）。

青森市孫内川 (Loc.1): 黒石断層と入内峠断層に挟まれる地域において、高頭森山スコリア質火山砕屑岩と本郷川軽石質火山砕屑岩の間の層準に挟まれる泥岩層について珪藻化石分析を行った。その結果、示準種の *N. seminae*, *Nitzschia reinholdii*, *Proboscia curvirostris* 等の産出から NPD10–11 帯 (2.0–0.3Ma) に対比され、さらに *Nitzschia reinholdii* 及び *Proboscia curvirostris* の産出から約 1.5Ma から 0.7Ma の年代が推定される。Loc.1 に近い層準から大串・根本 (2006) により No.2 *G. inflata* bed (1.45–1.16Ma) が認められており、この地点の年代とは調和的である。

青森市目倉石 (Loc.2): 本図幅地域南東部の入内峠断層と北東–南西方向の分岐断層に挟まれた地域の地質の分布は、八甲田火山の噴出物が分布する見解（岩井, 1965）、中新統が分布する見解（飯塚, 1925; 岩井ほか, 1982）、第四系（“大沢廻層”）が分布する見解（村岡・高倉, 1988; 根本, 2000a）などがある。火山噴出物が分布するという見解は概略調査のため単に踏査がなされていなかったと推測される。この地域の年代を明らかにするために珪藻化石分析を行った。試料は、御社山南南東に分布する磯田山層に挟まれる正平津川軽石質火山砕屑岩の約 70 m 下位の泥質砂岩より採取した。その結果、示準種の *N. aff. koizumii* 及び *N. seminae* が共産することから、本地点の試料から得られた珪藻化石群集は、NPD9 帯 (2.7–2.0Ma) に対比される。また、*N. seminae* が産出することから、その年代は 2.4Ma 以降と推定される。

磯田山層に挟まれる火山砕屑岩層の年代として次のような値が得られている。大滝沢軽石質火山砕屑岩のジルコン F.T. 年代値として $2.6 \pm 0.6\text{Ma}$ （本報告: 第4.1表）

第 4. 1 表 大滝沢及び正平津川軽石火山砕屑岩の F.T. 年代

測定者: 京都フィッシュントラック (株). 測定方法: 外部ディテクター法 (外部面). 熱中性子線量ガラス: NIST-SRM612.r. 自発及び誘導フィッシュントラック密度の相関係数. N_s , N_i , N_d : 自発, 誘導, 線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック数. ρ_s , ρ_i , ρ_d : 自発, 誘導線量ガラスそれぞれのフィッシュントラック密度. ^{238}U の全壊変定数: $1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$.

地層名	岩石名	採集場所	地質図 地点 番号	測定方法	ジルコ ンの 結晶数	自発核分裂飛跡		誘発核分裂飛跡		熱中性子線量		相関係数 r	χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	ウラン 濃度 (ppm)	年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$
						ρ_s (cm $^{-2}$)	N_s	ρ_i	N_i	ρ_d ($\times 10^6 \text{cm}^{-2}$)	N_d				
大滝沢 軽石質火山砕屑岩	凝灰角 礫岩	大滝沢	1	ED2	30	9.36×10^4	61	8.82×10^5	575	7.168	3670	0.233	15	120	2.6 ± 0.4
正平津川 軽石質火山砕屑岩	凝灰角 礫岩	浪岡川上流	2	ED2	30	1.43×10^5	149	1.49×10^6	1556	7.165	3668	0.765	48	200	2.4 ± 0.2

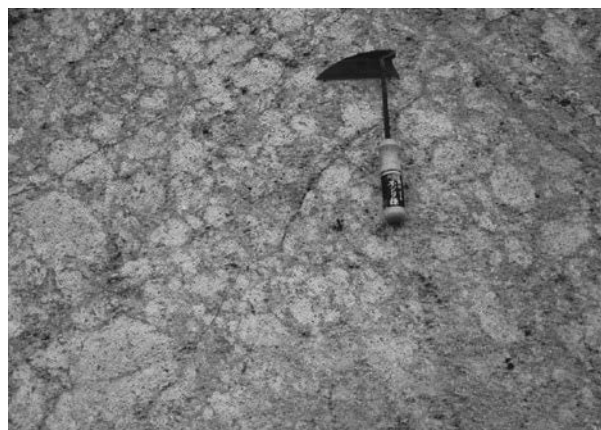
及び $2.9 \pm 0.3\text{Ma}$ (根本, 2000b), 正平津川軽石質火山砕屑岩のジルコン F.T. 年代値として $2.4 \pm 0.2\text{Ma}$ (本報告: 第 4. 1 表), 青森市浪岡北中野に分布する砂岩層 (高頭森山スコリア質火山砕屑岩の 60 m 前後下位の層準) に含まれる軽石中の火山ガラスの K-Ar 年代値として $1.55 \pm 0.20\text{Ma}$ 及び $1.45 \pm 0.21\text{Ma}$ (根本, 2000b) の報告がある. また, 磯田山層を不整合で覆う八甲田第 1 期火砕流堆積物の年代値は約 0.76Ma (第 5. 2 節参照) である.

上述の微化石及び軽石質火山砕屑岩の年代値から, 磯田山層は後期鮮新世末期から前期更新世の堆積物と考えられ, 地域により露出する層準が異なることが明らかとなった. 本層の分布概略図を第 2. 4 図にまとめた.

五所川原市若山 (Loc.5): 津軽断層以西に分布する味噌ヶ沢層 (本報告では磯田山層) の年代は, 放散虫化石から中新世最後期から鮮新世 (7.3Ma から約 2.7Ma) と推定されている (本山・丸山, 1996). しかし, 本図幅地域内における年代は得られていなかった. そこで, 本図幅地域の津軽断層以西に分布する磯田山層の最上部層準について珪藻化石分析を行った. その結果, 示準種の *Neodenticula aff. koizumii* 及び *Neodenticula aff. seminae* が産出することから, Yanagisawa and Akiba (1998) の NPD9 帯に対比され, *Neodenticula seminae* が産出することから NPD9 帯の中でも $2.4\text{--}2.0\text{Ma}$ と推定される. このことから, 本図幅地域の津軽断層以西では, 本山・丸山 (1996) の味噌ヶ沢層下部及び二本松凝灰岩部層は存在せず, 味噌ヶ沢層上部 (3.4Ma から約 2.7Ma : 本山・丸山, 1996) あるいはそれより上位の層準が分布していると考えられる.

おびらきやま
4. 3 尾開山火砕流堆積物 (Ob)

命名 岩井 (1965) の平木松層尾開山流紋岩部層に基づき, 改称. 様々な層準及び岩相が包括されていた遠部層 (井上ほか, 1960) から, 岩井 (1965) は黒石図幅地域内において竹館層を, 小高ほか (1969) は碇ヶ関図幅地域内において大落前川層を新設して区別した. その後, 村岡・長谷 (1990) は, 黒石図幅地域内の竹館層と大落



第 4. 3 図 尾開山火砕流堆積物の岩相
軽石質凝灰角礫岩. スケールの草かき鎌のグリップ長は 11 cm.
撮影場所: 高頭森山南東 (N40° 43' 39.7", E140° 38' 51.9")

前川層を合わせて“尾開山凝灰岩”として定義した. しかし“尾開山”の名称を用いた地層名は, 岩井 (1965) による平木松層尾開山流紋岩部層で既出である. また, 岩井 (1965) の尾開山流紋岩部層は, 村岡・長谷 (1990) の“尾開山凝灰岩”に含まれており, なおかつ村岡・長谷 (1990) の“尾開山凝灰岩”の模式地である尾開山周辺に分布する. これらのことから本報告では, 先取権を尊重して岩井 (1965) を命名者とする.

村岡・長谷 (1990) によって“尾開山凝灰岩”は, 湯ノ沢カルデラを噴出源とした火砕流堆積物であり, 陸域及び海域に堆積したと判断された. よって, 本報告では地層名を尾開山火砕流堆積物へ改称する.

模式地 南津軽郡大鰐町尾開山周辺 (村岡・長谷, 1990).

層序 本図幅地域内では, 滝沢及び孫内川において起伏のある上面を持つ源八森層及び入内層を傾斜不整合で覆う. 磯田山層下部に挟まれる.

層厚 350 m 以上. 上限と下限が明確な地点がないため全体の厚さは不明である.

分布 村岡・長谷 (1990) によれば, 本火砕流堆積物は,

湯ノ沢カルデラ内部と外部に分布しており、同カルデラの噴出物とされる。本図幅地域内では、相沢背斜の軸部、高頭森山付近の孫内川及び滝沢の河床に分布する。

層序比較 本火砕流堆積物は、根本（2000a）の^{おおらくまい}大落前川層に相当する（第3.4表）。

岩相 主に塊状の軽石質凝灰角礫岩からなる（第4.3図）。軽石は白色で、径15 cm以下のものが多い。斑晶として石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、普通角閃石、普通輝石、磁鉄鉱、ジルコンなどが含まれる。

最上部は塊状の細粒凝灰岩が認められる。

年代及び対比 尾開山火砕流堆積物は、油川図幅地域内に分布する二本松凝灰岩部層（藤井，1966；根本・高平，2002）と白滝橋層（藤井，1966）中の凝灰岩、川原平及び弘前図幅地域に分布する^{たいあき}大秋層と^{まいと}鯉ヶ沢図幅地域内に分布する舞戸層中部の軽石質凝灰岩に対比され、広域に分布することが明らかにされている（服部ほか，1997；根本・藤田，2008）。

本火砕流堆積物の年代値として以下の報告がある。根本（1998）はK-Ar年代として、浪岡川中流域に分布する尾開山火砕流堆積物から $3.93 \pm 0.33\text{Ma}$ 、 3.75 ± 0.35 （普通角閃石、青森西部図幅地域内）、六枚橋川上流域に分布する白滝橋層中の軽石質凝灰岩から $4.36 \pm 0.31\text{Ma}$ 、 $4.18 \pm 0.31\text{Ma}$ （火山ガラス、油川図幅地域内）という値を報告した。村岡（1991）は、 $5.45 \pm 0.46\text{Ma}$ （黒雲母）、 $3.79 \pm 0.16\text{Ma}$ （軽石、全岩）、 $3.55 \pm 0.18\text{Ma}$ （溶結凝灰岩、全岩）、 $3.0 \pm 0.3\text{Ma}$ （軽石、全岩）、金属鉱業事業団（通商産業省）（1980）は $3.8 \pm 0.3\text{Ma}$ （全岩）というK-Ar年代値を報告した。これらの年代値のうち、検討を要するとされた村岡（1991）の黒雲母の値、年代値の信頼性に影響を与える火山ガラスの値、火山ガラスを分析対象に含む全岩分析の値を除き、本報告では 3.75 ± 0.35 及び $3.93 \pm 0.33\text{Ma}$ の値を採択した。その年代幅と尾開山火砕流堆積物が逆帯磁を示すこと（村岡・長谷，1990）から、尾開山火砕流堆積物の噴出時期はC2Arクロン（Cande and Kent，1995）、すなわち4.19–3.60Ma（Gradstein *et al.* eds., 2004）の間である可能性が高い。これらのことから、本火砕流堆積物は前期鮮新世の火山噴出物である。

4.4 大滝沢軽石質火山碎屑岩（Otk）

命名 加藤ほか（1958a）の大滝沢層を改称。

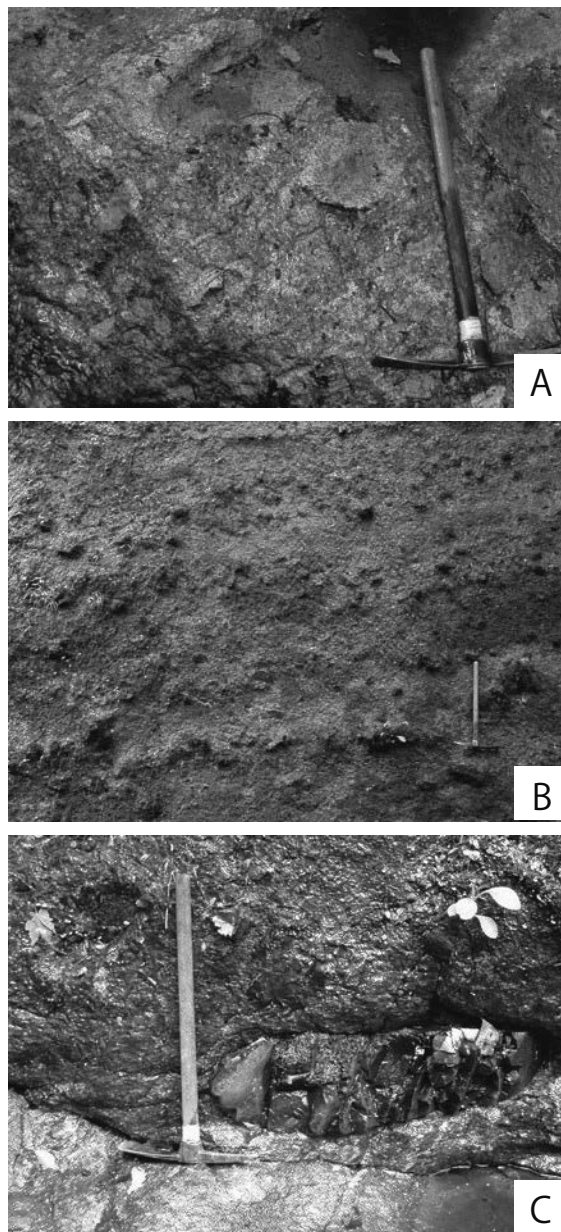
模式地 青森市を流れる新城川支流の大滝沢流域（加藤ほか，1958a）。

層序 磯田山層下部に挟まれる。

分布 大滝沢背斜の軸沿いに分布する。

層厚 層厚は大滝沢において最大となり、約150 mである。

層序比較 命名者の加藤ほか（1958a）は、相沢背斜の



第4.4図 大滝沢軽石質火山碎屑岩の岩相

A：塊状軽石質凝灰角礫岩。写真はフィッシュントラック年代を計測した試料を採取した露頭（地質図の年代測定試料採取点1）。大型の軽石が多い上部の層準である。この露頭では最大70 cmの軽石が認められる。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは60 cm。撮影場所：大滝沢（N40° 49′ 26.1″， E140° 35′ 49″）。

B：凝灰角礫岩。基質は粗粒から極粗粒凝灰岩からなる。安山岩角礫が含まれる。不明瞭な層理が認められる。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは60 cm。撮影場所：大滝沢（N40° 49′ 3.1″， E140° 36′ 12.2″）。

C：軽石質凝灰角礫岩に含まれる硬質泥岩のブロック。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは60 cm。撮影場所：大滝沢（N40° 49′ 26.8″， E140° 35′ 48.9″）。

軸部に分布する軽石質火山砕屑岩と大滝沢に分布する軽石質火山砕屑岩を大滝沢層とした。相沢背斜の軸部に分布する軽石質火山砕屑岩は、その後根本（1998）により大落前川層（＝尾開山火砕流堆積物）に対比されている。

本火山砕屑岩の層序的な位置づけは、磯田山層の部層とする例、独立した層として扱う例、王余魚沢層の部層とする例（岩井，1965）がある。本報告では本火山砕屑岩を“噴出岩体”としてみなし，“層”と同格として扱う。**岩相** 全体的に塊状の軽石質凝灰角礫岩からなる（第4.4図A）。下部の軽石の最大径は30 cm程度、上部の最大径は70 cm程度あり、軽石の大きさは上方へ粗粒化する傾向がある。含有鉱物は、石英、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱、ジルコンなどが認められる。上部層準で最大80 cmの硬質泥岩のブロックが認められた（第4.4図C）。最上部は凝灰質砂岩を挟み、再堆積していると推定される。また、最上部には安山岩の角礫を含む不淘汰な火山凝灰岩層を挟む（第4.4図B）。角礫は、最大径約50 cmで、10から20%含まれる。

本火山砕屑岩は海成層の磯田山層に挟まれることから、海域で堆積したと考えられる。

年代及び対比 大滝沢軽石質火山砕屑岩の新たなF.T.年代として $2.6 \pm 0.6\text{Ma}$ の値が得られた（第4.1表）。このほかのF.T.年代値として $2.9 \pm 0.3\text{Ma}$ の報告がある（根本，2000b）。このことから、本火山砕屑岩は後期鮮新世の堆積物である。

大滝沢軽石質火山砕屑岩の対比は、津軽山地西域に分布する二本松凝灰岩（藤井，1966；根本・高平，2002）とする説（岩井，1965，1986；北村ほか，1972；三村，1979など）や、津軽平野南東縁に分布する尾開山火砕流堆積物とする説（村岡・長谷，1990）、津軽平野南東縁に分布する青荷層（今泉，1949）とする説（岩井ほか，1982；根本・千田，1994）がある。服部ほか（1997）は火山ガラスの分析結果から、本火山砕屑岩が二本松凝灰岩層と尾開山火砕流堆積物には対比されないと結論づけた。一方、青荷層のK-Ar年代値は約1.7-0.9Ma（村岡，1986）であり、本火山砕屑岩のF.T.年代とは大きく異なる。このため、本火山砕屑岩は他地域の火山砕屑岩との対比は成されていない。

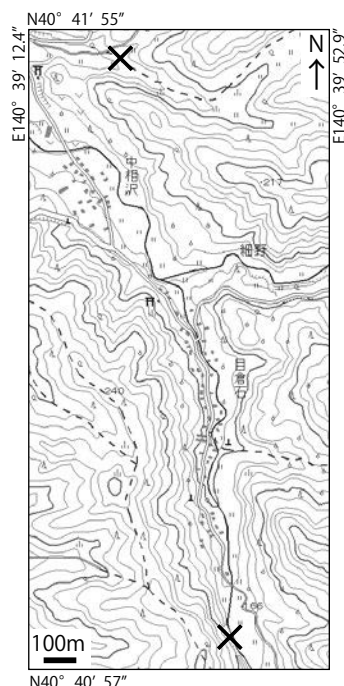
4.5 しょうへいづがわ 正平津川軽石質火山砕屑岩（Sh）

命名 新称。

模式地 青森市浪岡相沢の集落から南東の尾根に向かう道沿い

層序 磯田山層に挟まれる。本火山砕屑岩は普通角閃石を含むことを特徴とするが、普通角閃石を含まない軽石質凝灰岩（地質図には図示なし）に覆われる。

分布 湯ノ沢断層付近、相沢背斜付近及び入内峠断層の南部付近に分布する。相沢背斜と王余魚沢向斜にはさま



第4.5図 相沢背斜-王余魚沢向斜間の正平津川軽石質火山砕屑岩露頭位置

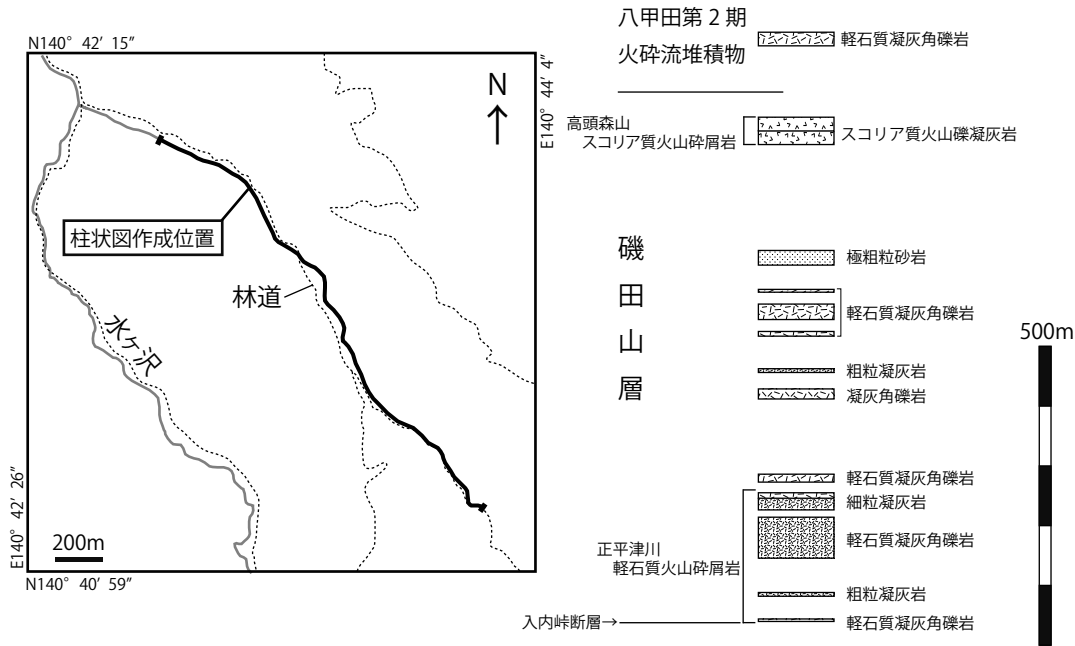
×：正平津川軽石質火山砕屑岩の露頭位置。国土地理院発行1/25,000地形図「王余魚沢」の一部を使用。

れる地域では、小さな褶曲で複雑な分布を示すと見られるが、露頭条件が悪いために十分な追跡はできなかった。第4.5図に相沢背斜と王余魚沢向斜にはさまれる地域で確認された本火山砕屑岩の露頭位置を示す。

層厚 本火山砕屑岩の層厚は、都谷森山南東域で約250 m（第4.6図）、相沢付近で100 m以下、湯ノ沢断層付近で10 m以下となる。本図幅地域内において、層厚は南東から北西方向に向かって減ずる。

層序比較 都谷森山南東部に分布する本火山砕屑岩を、岩井ほか（1982）は太田凝灰岩層、村岡・高倉（1988）は尾開山凝灰岩、根本（2000a）は大落前川層としている。なお、本報告では本火山砕屑岩類を“噴出岩体”として扱い，“層”と同格とみなす。

岩相 主に軽石質凝灰角礫岩からなる。基底に鉱物が濃集した粗粒凝灰岩の薄層が認められる。相沢背斜付近及び入内峠断層の南部付近では、下部は塊状（第4.7図A）であり、上部では葉理が見られる他、細粒凝灰岩が認められる。下部の塊状軽石質凝灰角礫岩は、軽石と基質からなる軽石質凝灰角礫岩の礫も認められること（第4.7図B）から、初成的に堆積したもの以外に再堆積している層準があると見られる。細粒凝灰岩は、密度流で運搬された際のタービダイトダストで堆積したと推定される。軽石の色は主に白色であるが、灰色も認められる。軽石の大きさは最大50 cm前後で、大半は10 cm以下で



第 4. 6 図 浪岡川上流部の磯田山層柱状図

最下部は入内峠断層によって切られる。正平津川軽石質火山碎屑岩及び高頭森山スコリア質火山碎屑岩を挟む。磯田山層は八甲田第 2 期火砕流堆積物に不整合で覆われる。

ある。

湯ノ沢断層付近では、タービダイトで堆積したと考えられ、上部に塊状の細粒凝灰岩を伴う。しばしば円磨された軽石を含む。図幅南東部に分布する本火山碎屑岩と比較して軽石の大きさは小さく、5 cm 以下が多い。結晶は、石英、斜長石、普通角閃石、普通輝石、紫蘇輝石、ジルコン、磁鉄鉱が含まれる。極まれに黒雲母を伴う。白色及び灰色の火山岩片が少量含まれる。

本火山碎屑岩の上位に整合で覆う軽石質凝灰角礫岩(第 4. 6 図)は、含有鉱物として普通角閃石を伴わないので本火山碎屑岩には含めない。

本火山碎屑岩は海成層の磯田山層に挟まれることから、海域で堆積したと考えられる。

年代及び対比 都谷森山南東に分布する本火山碎屑岩の F.T. 年代として $2.4 \pm 0.2\text{Ma}$ という値が得られた(第 4. 1 表)。さらに、御社山南南東に分布する本火山碎屑岩より約 70 m 下位の泥質砂岩(地質図の珪藻化石産地 2)より NPD9 帯 ($2.4\text{--}2.0\text{Ma}$) に対比される珪藻化石が産出した。このことから本火山碎屑岩は前期更新世に堆積したと判断される。

根本(2000a)は都谷森山南東及び御社山南南東に分布する本火山碎屑岩を、大落前川層(=尾開山火砕流堆積物)に、その上位層準を虹貝層(酒井, 1958, 岩井, 1965)に対比した。しかし、本火山碎屑物は黒雲母をほとんど含まないことや上記の年代値が新たに得られたことから、本火山碎屑岩は年代が $4.2\text{--}3.6\text{Ma}$ の尾開山火砕流堆積物へは対比できない。

近隣地域において、本火山碎屑岩が堆積した前後に活動したカルデラ火山として碓ヶ関カルデラが知られている(新エネルギー総合開発機構, 1987; 村岡, 1991; 宝田・村岡, 2004)。碓ヶ関カルデラの噴出物として虹貝層(酒井, 1958, 岩井, 1965)が知られている(村岡ほか, 1983a, 1991; 村岡・高倉, 1988)。なお、村岡ほか(1983a)などでは、虹貝層を“虹貝凝灰岩”と呼称している。虹貝層に関しては岩井(1965)や村岡・長谷(1990)などの研究があるが、その詳細な層序は未だ不明な点が多く、確立されていない。虹貝層の年代値は、黒石図幅地域内の遠手沢に分布する虹貝層に対比される火砕流堆積物から $2.4 \pm 0.3\text{Ma}$ のジルコン F.T. 年代(鎌田, 2000)が、黒石図幅地域内の阿蘇ヶ岳付近に分布する虹貝凝灰岩に含まれる軽石中から $2.34 \pm 0.53\text{Ma}$ の斜長石 K-Ar 年代(近藤ほか, 2010)が報告されている。このほか、新エネルギー総合開発機構(1987)により $3.0 \pm 0.5\text{Ma}$ 及び $2.4 \pm 0.8\text{Ma}$ の K-Ar 年代値(全岩)が虹貝層の年代値として報告されているが、宝田・村岡(2004)によって前者の値は尾開山火砕流堆積物の年代とされた。

御社山南東に分布する本火山碎屑岩の南方への延長は、村岡・長谷(1990)が黒石図幅地域内の黒石市内の法峠付近に分布する“尾開山凝灰岩成層凝灰岩”とした軽石質凝灰角礫岩に連続分布する。村岡・長谷(1990)は法峠付近の Loc. 1 の軽石質凝灰角礫岩から 2.3 ± 1.0 及び $2.6 \pm 0.8\text{Ma}$ の K-Ar 年代値(全岩)を報告している。分布が連続すること、含有鉱物の特徴や年代値が調和することから、法峠付近の軽石質凝灰角礫岩は、正平津川



第 4. 7 図 正平津川軽石質火山砕屑岩の岩相
 A：模式地の塊状軽石質凝灰角礫岩。スケールの草かき鎌のグリップ長は 11 cm。撮影場所：青森市浪岡相沢 (N40° 42' 7.8", E140° 39' 1.1")
 B：軽石質凝灰角礫岩の礫 (矢印：他にも多数あり) を多く含む。基質は軽石凝灰岩。写真はフィッシュントラック年代を計測した試料を採取した露頭。スケールの魚沼ハンマーの柄の長さは 60 cm。撮影場所：浪岡川上流域 (N40° 42' 1", E140° 42' 59.6"), 中央の凹みは F.T. 年代計測用試料採取位置。

軽石質火山砕屑岩に含められる。

上述の虹貝層の年代値のうち新エネルギー総合開発機構 (1987) の値は軽石全岩による分析で誤差が大きいため除外すると、鎌田 (2000) と近藤ほか (2010) の年代値の誤差の範囲は、2.9 から 1.8Ma となる。このことから、虹貝層の噴出年代は 2.9 から 1.8Ma の間と推定される。

村岡・長谷 (1990) によれば、虹貝層は斜長石、石英、普通輝石、紫蘇輝石、角閃石、黒雲母などを含む。正平津川軽石質火山砕屑岩は、含有鉱物の類似と年代値が調和的であることから虹貝層のいずれかの層準に対比される可能性が高い。



第 4. 8 図 細野安山岩の岩相
 撮影場所：青森市浪岡細野 (N40° 41' 29.8", E140° 40' 0.6")

4. 6 細野安山岩 (H)

命名 新称。

模式地 青森市浪岡細野の大沢川沿い。

貫入関係 磯田山層に貫入する。本岩体の周囲に分布する磯田山層との接触部は露出していないため詳細は不明であるが、自破碎したような岩相は見受けられないため貫入岩と判断した。

分布 青森市浪岡細野において、幅約 200 m 長さ約 350 m の範囲に分布する。王余魚沢向斜の軸部付近に位置する。伸長方向は北北東-南南西方向であり、周囲に分布する磯田山層の走向と調和的である。

比較 根本 (2000a) は本岩体を三ッ森安山岩 (村岡・高倉, 1988) とした。

岩相 塊状の安山岩で、暗灰色から黒色を呈する (第 4. 8 図)。多孔質な部分が一部ある。斜長石、普通輝石などの斑晶を含む。

年代及び対比 根本 (1998) は細野安山岩の長石類の K-Ar 年代として、 $2.41 \pm 0.48\text{Ma}$ 、 $2.01 \pm 0.72\text{Ma}$ の値を報告した。根本 (2000a) は本岩体を三ッ森安山岩 (村岡・高倉, 1988) とした。

三ッ森安山岩は、村岡・高倉（1988）、村岡・長谷（1990）によれば、碓ヶ関カルデラの先カルデラ火山岩類と位置づけられている。ところが、近藤ほか（2010）によると、三ッ森安山岩の阿蘇ヶ岳岩体は碓ヶ関カルデラの噴出物であり、約2.4MaのK-Ar年代値（宝田・村岡，2004）を持つ虹貝層（酒井，1958，岩井，1965）をはさんで複数に区分され、斜長石のK-Ar年代として $1.48 \pm 0.05\text{Ma}$ 、 $1.36 \pm 0.11\text{Ma}$ の値が得られている。さらに、三ッ森安山岩の年代として、虹貝層よりも有意に若い矢捨山岩体の $1.90 \pm 0.17\text{Ma}$ の値（全岩）がある（八島ほか，1989；八島，1990）。これらのことから、村岡・高倉（1988）により三ッ森安山岩としてまとめられた岩体は、碓ヶ関カルデラの先カルデラ火山岩類という位置づけとは合致しない可能性があり、その詳細な層序も明らかになっていない。このため、細野に分布する岩体を三ッ森安山岩に対比せずに、新称を与えて区分した。なお、細野安山岩が地表に噴出したかどうかは不明である。

4.7 ^{たかずもりやま} 高頭森山スコリア質火山碎屑岩（Tk）

命名 新称。本報告では本火山碎屑岩類を“噴出岩体”として扱い、“層”と同格とみなす。

模式地 青森市高頭森山頂上直下の林道沿い

層序 磯田山層の上部に挟まれる。

分布 本図幅地域南東部の入内断層以東、相沢背斜の西翼に分布する。

層厚 層厚は、南東部の浪岡川上流部で最も厚く10 m以上（第4.6図）、相沢背斜の西翼では5 m以下である。

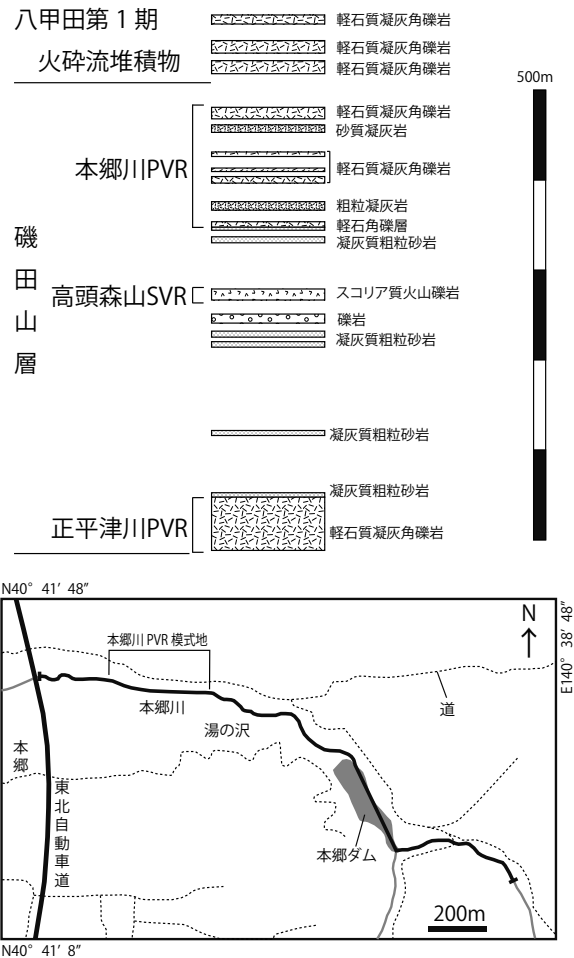
岩相 高頭森山スコリア質火山碎屑岩は、塊状のスコリア質火山凝灰岩からなる。再堆積により斜交層理が発達していることもある。最大粒径は5 mm程度である。南東部の入内峠断層以東では、高頭森山付近よりも粗粒となる。主に岩片及びスコリアからなり、少量の軽石を伴う。スコリアの色は黒色を呈する。岩片の色は黒色から暗灰色を主体とし、まれに赤色を呈する。鉱物として斜長石及び普通輝石が認められるが、含有量は少ない。

本火山碎屑岩は海成層の磯田山層に挟まれることから、浅海で堆積したと考えられる。

年代及び対比 本火山碎屑岩の年代値は報告がない。孫内川において、本火山碎屑岩の約170 m上位の泥岩（地質図の珪藻化石産地1）から、NPD10-11（1.5-0.7Ma）に対比される珪藻化石が産出した。また、下位の正平津川軽石質火山碎屑岩のF.T.年代値が $2.4 \pm 0.2\text{Ma}$ であることから、本火山碎屑岩は前期更新世に堆積したと考えられる。

4.8 本郷川軽石質火山碎屑岩（Hn）

命名 新称。本報告では本火山碎屑岩類を“噴出岩体”



第4.9図 本郷川に分布する磯田山層の柱状図
本郷川軽石質火山碎屑岩の模式ルートを含む、磯田山層の柱状図。PVR：軽石質火山碎屑岩，SVR：スコリア質火山碎屑岩。

として扱い、“層”と同格とみなす。

模式地 青森市湯の沢付近の本郷川河床（第4.9図）

層序 磯田山層の上部に挟まれる。

分布 天狗平山付近から青森市湯の沢付近まで分布する。本図幅地域の北西域では本火山碎屑岩の分布は確認していない。

層厚 本郷川にて最大140 m。北方に厚さを減ずる。

層序比較 加藤・田口（1959）は湯の沢層（本報告の磯田山層上部）の鍵層としてK2を報告した。軽石質凝灰角礫岩の巨礫があるとすると類似性が認められるが、層準が異なることと、K2には黒雲母が含まれる点で本郷川凝灰岩部層の特徴とは異なる。

岩相 主に軽石質凝灰角礫岩からなる。複数の層から構成され、上下及び側方への岩相変化に富む。連続露頭がないため、詳細な岩相変化は不明である。軽石の大きさは数cm以下が多いが、最下部層準にて直径1 m以上の軽石を含む。凝灰岩からなる基質は全体的にはほのかな茶

色を帯びる。斑晶は、多い順に斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、普通角閃石、磁鉄鉱が認められる。このほか全体的に岩片が多く混入し、黒色、灰色、赤色の岩片を伴う。スコリア、火山岩片、黒曜石を含むことがある。上部はラミナが発達し、円磨された軽石や円礫が入り、若干凝灰質砂岩層を挟むことから再堆積していると考えられる。

下位の磯田山層の砂岩層に浅海棲軟体動物化石が産出することから、本火山碎屑岩は浅海で堆積したと考えられる。

年代及び対比 根本(1998)により、本郷川軽石質火山碎屑岩の約220 m下位に位置する軽石砂岩中の軽石のK-Ar年代(長石類)として、 $1.55 \pm 0.20\text{Ma}$ 、 $1.45 \pm 0.21\text{Ma}$ の値が報告されている。また孫内川において、本火山碎屑岩よりも下位の層準で、なおかつ高頭森山スコリア質火山碎屑岩の約170 m上位の泥岩(地質図の珪藻化石産地1)から、NPD10-11(1.5-0.7Ma)に対比される珪藻化石が産出している。これらのことから本火山碎屑岩は、1.5Maより新しい時期に堆積したと考えられる。

近隣地域で1.5Ma前後に活動したカルデラ火山として、活動時期が1.7-0.9Maの沖浦カルデラが知られている(村岡, 1986)。沖浦カルデラ起源の火砕流堆積物は、カルデラ内の他に近隣の海成層中にも認められている(Muraoka and Hase, 1981, 村岡・高倉, 1988, 村岡・長谷, 1990, 鎌田, 1995)。また、Muraoka and Hase(1981)や村岡・高倉(1988)は、それらの火砕流堆積物が本図幅地域内にも分布するとした。

村岡・長谷(1990)は、沖浦カルデラ起源の火砕流堆積物を含む海成層を一括してカルデラ外青荷凝灰岩とした。しかし、カルデラ外青荷凝灰岩の層序は確立していないため、本郷川軽石質火山碎屑岩が、どの層準のものに相当するのかが不明である。

沖浦カルデラ内を埋積する堆積物は、野澤(2001)により層序が提唱され、多くの火砕流堆積物等の記載がなされているが、本郷川軽石質火山碎屑岩との対比は不明である。本火山碎屑岩は野澤(2001)の火砕流堆積物の中でも比較的大規模な火砕流堆積物の1つに対比されると推測される。

4.9 ^{たごもりやま}田沢森山層(Tz)

命名 本地層名は、飯塚(1930)によって命名された。飯塚(1930)は地質図を図示していないが、記述内容から飯塚(1925)の地質図との対応が明確である。飯塚(1930)の田沢森山層は、飯塚(1925)の“微粒砂岩及粗鬆砂岩層”に対応する。地層名は、5万分の1油川図幅地域内の青森市田沢森山に由来する。

模式地 飯塚(1930)は設定していない。本図幅地域では、青森市の大釈迦峠付近の採石場が最も模式的な産状

を示す。

層序 湯ノ沢断層付近では、下位の磯田山層の傾斜が20°前後であるのに対し、本層の傾斜は、10°前後であり、両者の間には緩い傾斜不整合の関係が推測される。八甲田第1期火砕流堆積物の直下では、本層の砂岩層に加重痕跡やクラストダイクが認められる。また、八甲田第1期火砕流堆積物の下部に水中で堆積した相が認められる(佐々木ほか, 1998a)。これらのことから、本層と八甲田第1期火砕流堆積物は整合関係にあると判断した。

分布 主に鶴ヶ坂向斜地域に分布する。青森市浪岡大釈迦から五所川原市境山にかけて、津軽山地の南端をとりまくように分布する。

層厚 最大層厚は60 mである。

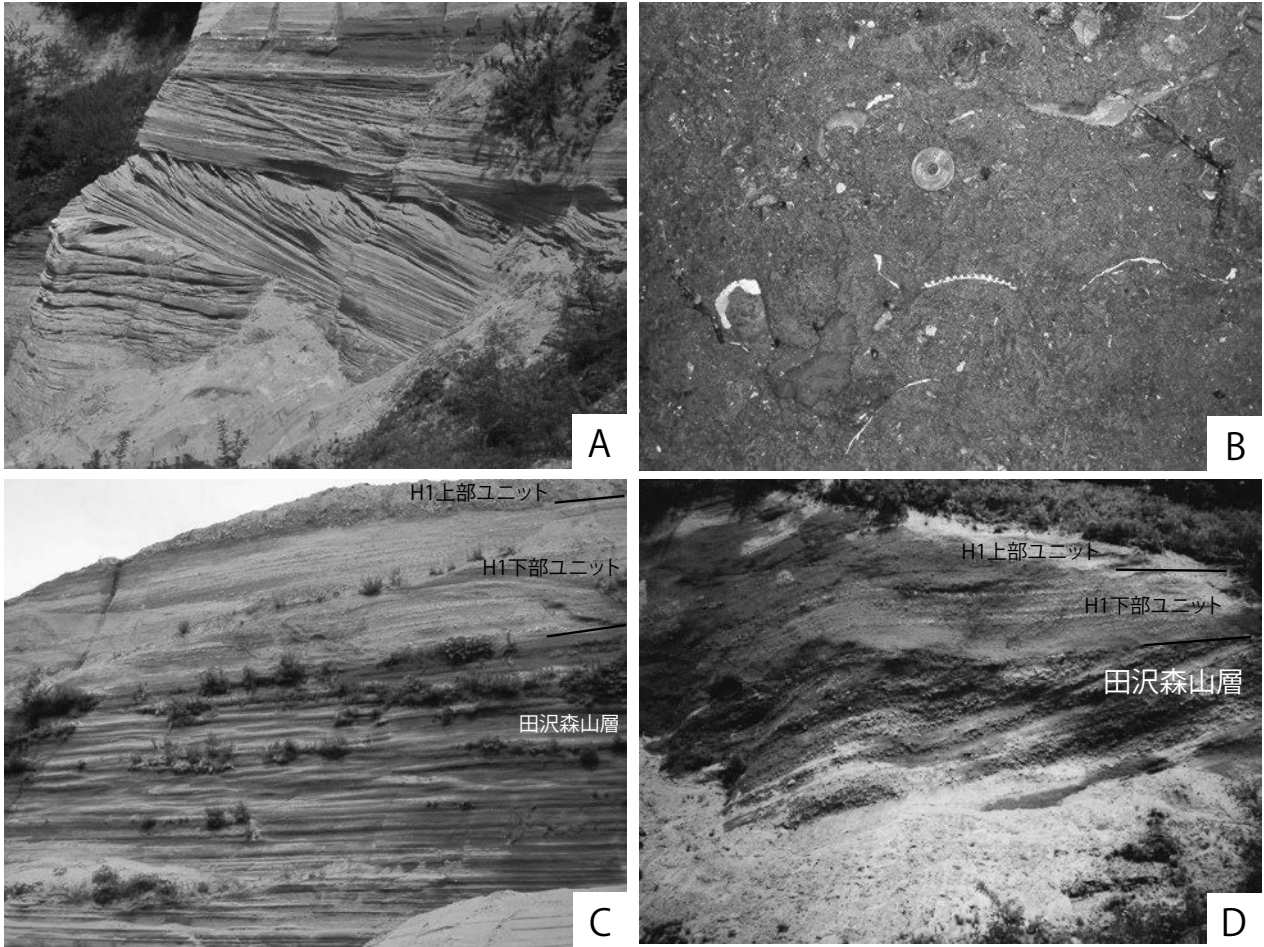
層序比較 本層に相当する地層名として、孫内層(高橋・八木, 1936)、大釈迦層(今泉, 1949)、田の沢森層(北海道大学理学部青森県地下資源調査団, 1954)、^{あまたない}天田内川層(加藤ほか, 1958a, 1958b)などがある(第3.2表, 第3.3表)。このほか、北隣の油川図幅地域では、藤井(1981)の沢内沢層に相当する。本報告では、先取権から飯塚(1930)の田沢森山層を用いる。なお、地層名の問題点は磯田山層と共通する点が多いので、第4.2節も参照されたい。

岩相 主に凝灰質砂岩から構成される。磯田山層の砂岩と比べて固結度がかなり低いことで区別される。軽石の混入が著しく、全体的に凝灰質となる。斜交層理が発達し、トラフ型斜交層理、ヘリンボーン斜交層理、フォアセット層理、ウェーブリップルなどの堆積構造が認められる(第4.9図C)。異地性の軟体動物等の化石片を豊富に含む(第4.9図B)。新大釈迦トンネル付近の大露頭では、大型の斜交層理が発達する層準がある(第4.9図A)。

鶴ヶ坂駅の東方500 mに位置する採石場の露頭では、礫質粗粒砂岩及び礫岩が分布する。礫質砂岩はトラフ型斜交層理が発達する。礫岩は大規模なフォアセットをなし、上位に重なる八甲田第1期火砕流堆積物の底面と斜交する(第4.9図D)。このような粗粒堆積相はこの露頭のみで確認される。

潮流によって形成されたと推定される大型の斜交層理があること、ヘリンボーン斜交層理やウェーブリップルなどの堆積構造があること、鶴ヶ坂向斜地域における田沢森山層の分布範囲が湯ノ沢断層と鷹森山断層及び黒石断層の間に限られることから、南北に延びる幅数kmの狭くて浅い海峡の存在が推定される。

化石 Kotoh(1957)は本層に相当する層準より腕足類を報告した。島口(1998)は、*Glycymeris nipponica*(Yokoyama)、*Astarte borealis*(Schumacher)、*Venericardia crebricostata* Krauseなどの軟体動物化石22種、腕足類2種、棘皮類1種を報告している。なお、島口(1998)の報告した軟体動物化石には、寒流系の浅海棲種が多く



第 4. 10 図 田沢森山層の岩相

A：大型の斜交層理。撮影場所：新大釈迦トンネル付近の大露頭（N40° 46' 22.8″, E140° 36' 11.5″）。

B：異地性の化石を含む不淘汰砂岩。スケールの 5 円硬貨の直径は 22mm。

撮影場所：天田内川（N40° 49' 56.3″, E140° 38' 2.1″）。

C：田沢森山層最上部の岩相。この露頭ではウェーブリップルやヘリンボーン斜交層理などの堆積構造が認められる。

上位に八甲田第 1 期火砕流堆積物（H1）が整合で覆う。撮影場所：新大釈迦トンネル東北東 500m の露頭（N40° 46' 42.6″, E140° 36' 52.9″）。

D：大型のフォアセットをなす礫岩及び含礫砂岩。上位に八甲田第 1 期火砕流堆積物（H1）が重なる。

撮影場所：鶴ヶ坂駅の東方の採石場（N40° 47' 32″, E140° 38' 33.5″）。

認められる。

年代及び対比 根本・千田（1994）は有孔虫化石から、大釈迦層天田内川砂岩部層（本報告の田沢森山層相当層準）を *Globigerina pachyderma* (sin.) / *G. incompta* 帯 (PF9:

三輪ほか, 2004) に相当するとした。八甲田第 1 期火砕流堆積物に覆われることから、年代の上限は約 0.76 Ma（第 5. 2 節参照）となる。

第5章 中部更新統-完新統

(長森英明・宝田晋治・吾妻 崇)

本図幅地域の中部-上部更新統は、下位より八甲田第1期火砕流堆積物、前田野目層、八甲田第2期火砕流堆積物、高位段丘堆積物、中位I段丘堆積物、中位II段丘堆積物、十和田大不動火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物、低位段丘堆積物、湿原堆積物に区分される。八甲田第2期火砕流堆積物は一部の地域で前田野目層に挟まれる。本図幅地域の完新統は、沖積段丘堆積物、旧河道堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地及び谷底低地堆積物、河床堆積物、浜堤堆積物、埋立地及び盛土に区分される。

5.1 研究史

中部更新統から完新統の堆積物

本図幅地域の中部更新統から完新統の研究は、今泉(1949)によって地層名が与えられたことに始まる。その後、田口(1959)、加藤ほか(1958a, b)、三村(1979)などにより、石油探査を目的として作成された地質図に図示されるようになった。段丘面区分や段丘堆積物については、北村(1963, 1972)、吾妻(1995)、山口(2000a)、根本(2000a)などの報告がある。

地下地質は、岩井(1984)のボーリングデータに基づく研究や、宮内ほか(1999)などの浅層反射法弾性波による研究があるものの、層序学的な研究は少ない。

八甲田カルデラ起源火砕流堆積物

八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の研究は、河野(1939)の奥入瀬川沿いの“奥入瀬デイサイト”の記載に始まり、各地で同様のデイサイト質溶結凝灰岩の記載が続いた(岩井ほか, 1958; Tanida, 1961; 今泉, 1949; 古川・宮城, 1964; 小高ほか, 1970; 内藤, 1966)。その後、南部・谷田(1961)、Yagi *et al.* (1963)、酒井ほか(1964)、中川ほか(1972)、村岡ほか(1983b)により、これらの火砕岩が、八甲田カルデラを起源とする火砕流堆積物であることが明らかになった。村岡・高倉(1988)は、八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物が2つのユニットに分かれることを示し、それぞれ八甲田第1期火砕流堆積物、八甲田第2期火砕流堆積物と命名した。また、彼らは、青森市鶴ヶ坂周辺に分布する従来給源不明であった鶴ヶ坂層(飯塚, 1930)を八甲田第1期火砕流堆積物に対比した。

その後、火砕流堆積物層序の研究が進展し、従来八甲田第1期火砕流堆積物や八甲田第2期火砕流堆積物に含められていた下位の火砕流堆積物が識別され、下

位より、高峠^{たかとうげ}火砕流堆積物(逆帯磁, 1.77-1.07Ma; 工藤, 2005; 工藤ほか, 2006; 子ノ口カルデラ起源)、黄瀬川^{きょうせがわ}火砕流堆積物(逆帯磁, 0.99-0.78Ma; 鈴木・植木, 2002a, b)、八甲田黄瀬^{おうせ}火砕流堆積物(逆帯磁, 0.99-0.78Ma; 佐々木ほか, 1998b, c; 工藤ほか, 2006)が区分された。しかし、これら3つの火砕流堆積物は、本図幅地域内では見いだされていない。

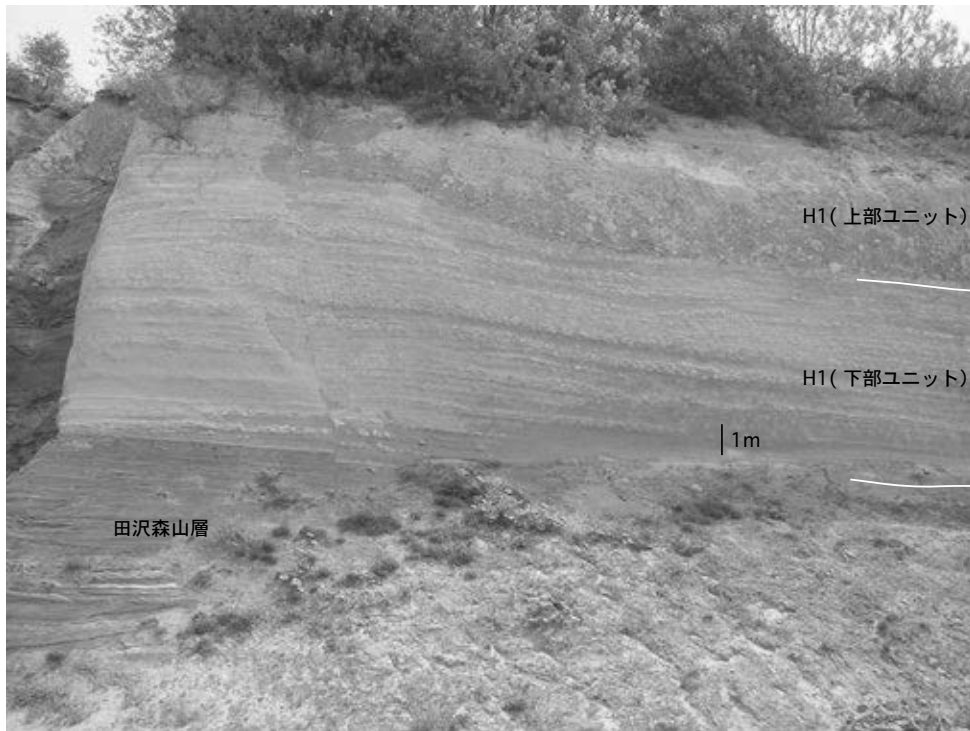
このほか、鈴木ほか(1998, 2001a, b)、鈴木・植木(2002a)、Suzuki *et al.* (2005)によって八甲田第1期火砕流堆積物に伴う広域火山灰である八甲田-国本テフラが認識された。また、須崎・箕浦(1986)、佐々木(2001)、佐々木ほか(1998a)によって八甲田第1期火砕流堆積物が、浅海中に流入して堆積した相と埋め立てによって陸化したのちに堆積した相に区分されるなど、火砕流堆積物の詳細が明らかにされた。

十和田カルデラ起源火砕流堆積物

十和田カルデラ起源火砕流堆積物の研究は、先駆的な八木ほか(1960)、Kuno *et al.* (1964)、Sato (1966)らによって始められた。その後、中川(1963a, b, 1972)、内藤(1966)は、十和田カルデラ起源噴出物を含む段丘堆積物の調査を広域に行い、火砕流堆積物の分布、年代値等を明らかにした。Hayakawa (1985)は、十和田カルデラ起源噴出物を詳細に取りまとめ、各堆積物の分布・体積等を明らかにし、詳細な火山活動史を編むとともに、十和田火山の噴出量の時間変化を示す階段ダイヤグラムを作成した。

5.2 八甲田第1期火砕流堆積物(H1)

命名 村岡・高倉(1988)。村岡・高倉(1988)は、八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物が2枚の火砕流堆積物に分かれることを示し、それぞれ八甲田第1期火砕流堆積物、八甲田第2期火砕流堆積物に区分した。八甲田第1期火砕流堆積物は、従来は、八甲田第2期火砕流堆積物と一括されて、各地で、奥入瀬^{おういらせ}デイサイト(河野, 1939)、野左掛層^{のさかけ}(岩井ほか, 1958)、八甲田溶結凝灰岩(Tanida, 1961)、長土路凝灰岩^{ながとろ}(内藤, 1966)、長谷沢凝灰岩^{はせざわ}(小高ほか, 1970)、田代平溶結凝灰岩^{たしろたい}(中川ほか, 1972)などと呼ばれていた。特に、本図幅内の青森市鶴ヶ坂周辺に分布する八甲田第1期火砕流堆積物は、従来、鶴ヶ坂層(飯塚, 1930; 加藤ほか, 1958a, b)、鶴ヶ坂凝灰岩(藤井, 1966, 1981; 三村, 1979)と呼ばれていた。本報告では、村岡・高倉(1988)に従い、周辺地域



第5.1図 八甲田第1期火砕流堆積物の上部ユニットと下部ユニット

下部ユニットには成層構造が発達する。その下位には、斜交層理が発達する浅海成の田沢森山層が露出する。左側に小断層によるずれが見られる。撮影場所：N40° 46' 21.9", E140° 36' 9.5"

の堆積物との広域的な対比及び給源火山を明示するために、八甲田第1期火砕流堆積物の名称を用いる。

模式地 十和田市奥入瀬溪谷支流の黄瀬川中流域（八甲田山図幅地域内；村岡・長谷，1990）。本図幅地域内では、青森市浪岡大釈迦の新大釈迦トンネル上の採石場で良好な露出を観察できる（第5.1図）。

層序 鶴ヶ坂向斜地域では、下位の斜交層理の発達した浅海性の田沢森山層に整合に重なる。他の地域では田沢森山層よりも下位の地層を不整合で覆う。本図幅地域内では本火砕流堆積物に伴う降下火山灰層は確認できていない。

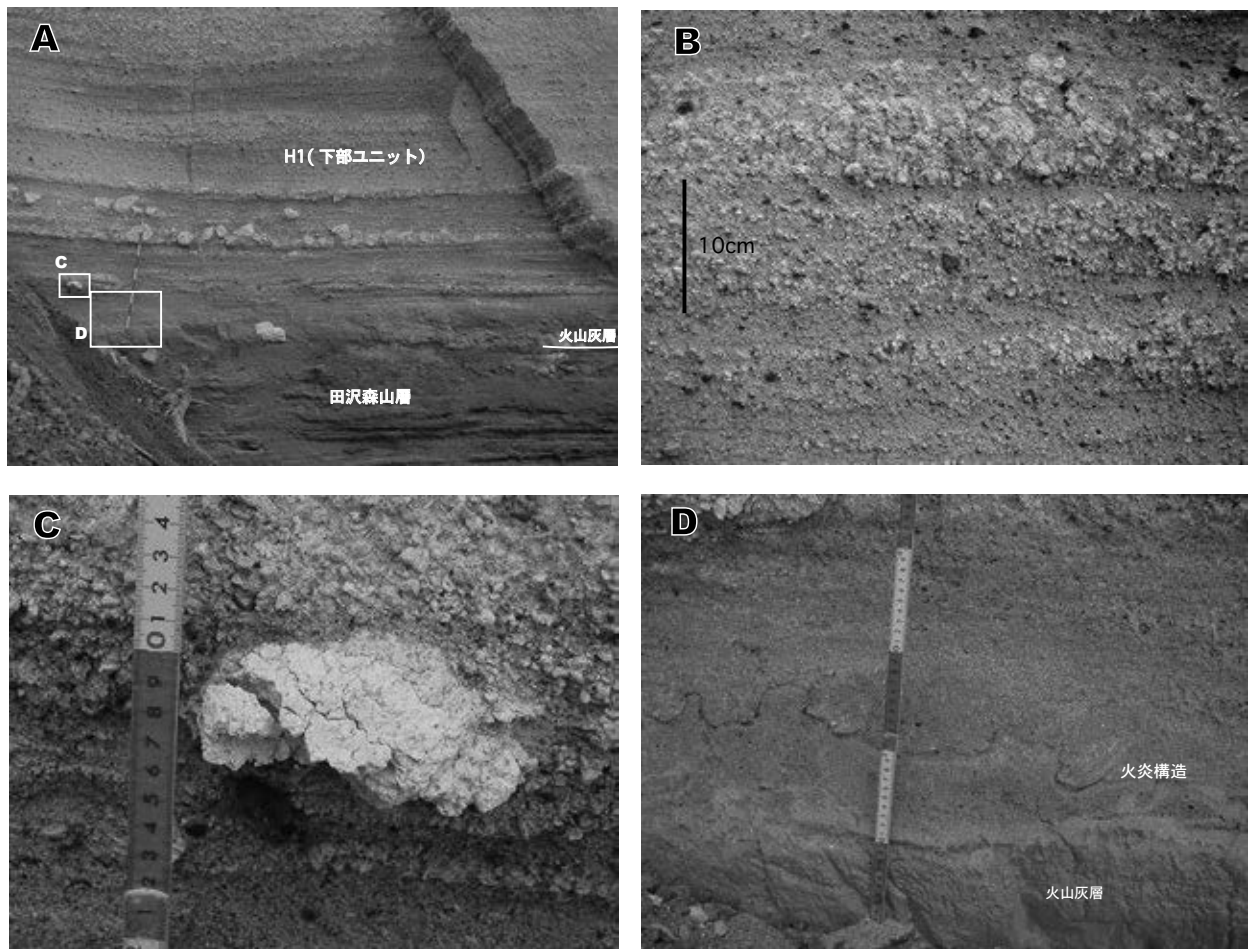
分布及び層厚 本図幅地域の東南東約15 km地点にある八甲田カルデラ周辺に広く分布する。八甲田第1期火砕流堆積物は、本図幅地域東部から北西部に広く分布し、東部地域では火砕流台地を形成するほか、西部の津軽平野部の地下にも分布している。層厚は、南東部で約100 mであり、中央部・北部では約50 m以下となる。

岩相 調査地域内では、非溶結のデイサイト-流紋岩質火砕流堆積物であるが、八甲田カルデラ周辺部や南部付近では強溶結から弱溶結岩相を示す（宝田・村岡，2004）。特に、南東隣の八甲田山図幅地域中の奥入瀬溪谷付近では、強溶結した岩相が見られる。堆積物は、長径50 cm以下の軽石を含む。大部分の露頭では軽石の長径は10-20 cm以下である。ときおり縞状軽石が見られる。まれに数cm大のスコリアを含む。軽石の岩質は、

角閃石含有石英紫蘇輝石普通輝石デイサイトから流紋岩である。数cm以下の岩片を含む。岩片の種類は、安山岩、玄武岩、凝灰岩などである。基質部分には、数mm以下の斜長石、石英、普通輝石、紫蘇輝石、普通角閃石、磁鉄鉱の結晶片、取り込み岩片、軽石片などが見られる。直径3 mm以下の石英、斜長石が目立つ。両錐型の石英を含む。基質の色は、やや黄色がかかった灰色からオリーブ色がかかった灰色を示す。

青森市浪岡大釈迦の露頭では、典型的な浅海岩相と陸域岩相が観察できる。八甲田第1期火砕流堆積物は、ここでは下部ユニットと上部ユニットに区分できる（第5.1図；須崎・箕浦，1986；佐々木ほか，1998a；佐々木，2001；宝田ほか，2004）。

下部ユニットは、全体の層厚5-15 mであり、厚さ数10 cmから1 m程度の層理が発達する（第5.2図A）。各単層では、しばしば直径数cm以下の軽石が濃集し、逆級化から正級化構造を示す（第5.2図B）。軽石には、ときおり急冷節理が見られる（第5.2図C）。基質部分の細粒物の含有量は、上部ユニットに比べて比較的小さい傾向がある。各単層の内部には、厚さ数cmから10 cm程度の層構造が見られる。また、いくつかの露頭では、基底部に層厚10-15 cmの3 mm以下の軽石を含む主に細粒砂からシルトからなる火山灰層が見られる（第5.2図D）。これは、噴火初期の火砕流から巻き上げられたアッシュクラウドによる堆積物である可能性がある。火



第5.2図 八甲田第1期火砕流堆積物下部ユニットの堆積構造
撮影場所：N40°46'21.9″，E140°36'9.5″

A：下部ユニットには，厚さ10cm-1m程度の多数の層理が発達する。

B：各層の内部にも，厚さ数cm-10cm程度の葉理が見られる。軽石は，逆級化から正級化構造を示す。

C：下部ユニット中の軽石に見られる急冷節理。高温の軽石が，海水と接触したためにできた急冷構造と考えられる。

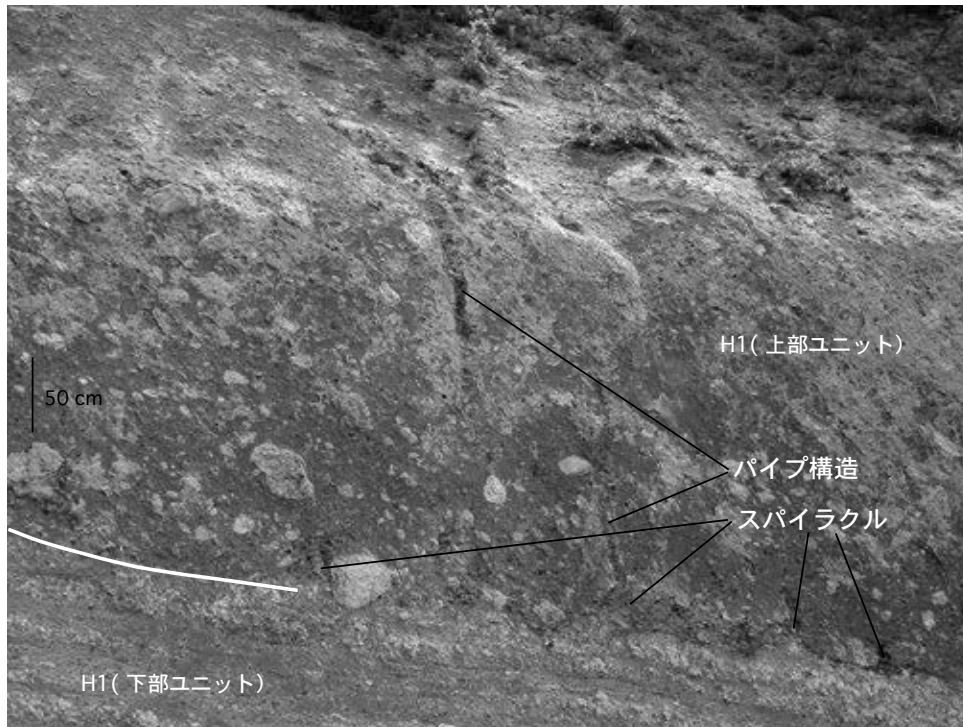
D：下部ユニットの基底には，層厚10-15cmの細粒-シルト火山灰層が存在する。火山灰層及び直上の層準には，火炎構造が見られる。火砕流の急速な堆積による荷重痕であると考えられる。

山灰層の上部には火炎構造が発達している(第5.2図D)。おそらく火砕流本体の急速な堆積による荷重痕であると考えられる。この火炎構造は下位の田沢森山層の最上部にも見られる。下部ユニットは，青森市大釈迦や鶴ヶ坂付近のみに分布し，当時浅海がこの付近に広がっていたと考えられている(須崎・箕浦, 1992)。したがって，下部ユニットは火砕流が浅海を埋め立てた岩相であると考えられる。また，下部ユニットの残留磁化測定の結果から，このユニットは100℃以下の低温の環境で堆積したことが明らかになっている(佐々木ほか, 1998a; 佐々木, 2001)。

上部ユニットは，全体の層厚が10-20mであり，直径50cm以下の軽石を含み，顕著な層理は見られない。しかし，層厚2-3mの間隔で比較的大きい軽石が水平方向に並ぶ傾向がある。下部ユニットに較べて軽石のサイズ

が大きい傾向があるが，これは下部ユニット中の軽石は急冷されたため冷却節理からより小さく破碎されたためであると考えられる。基質は，全体的にやや赤みがかかった色を示し，高温酸化による可能性が考えられる。基底には，細粒物の抜けた直径1m以下のスパイラルが多数みられる(第5.3図)。上部に向かって直径10-50cmのパイプ構造が伸びている場合が多い。含水状態の下部ユニットの上部に高温の上部ユニットが堆積したために，これらの多数のスパイラルができた可能性が高い。これらの堆積構造は，上部ユニットが火砕流の浅海埋め立てた後に堆積した岩相であることを示唆している。上部ユニットの残留磁化測定の結果から，このユニットは600℃以上の高温の環境で堆積したことが分かっている(佐々木ほか, 1998a; 佐々木, 2001)。

年代 村岡・高倉(1988), 村岡・長谷(1990), 村岡(1991)



第5.3図 八甲田第1期火砕流堆積物の上部ユニット基底部に発達する多数のパイプ構造
 撮影場所：N40° 46' 21.9″, E140° 36' 9.5″

は、八甲田第1期火砕流堆積物の堆積年代を、K-Ar年代の測定結果から0.65 Maとした。また、高島ほか(1990)は、0.53 MaのTL年代値を示した。青森県(1996a)は、 0.93 ± 0.25 MaのジルコンのF.T.年代を報告した。弘前市(2001)は、 0.65 ± 0.16 MaのジルコンF.T.年代を報告した。佐々木ほか(1998c)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年代を測定し、 1.28 ± 0.56 、 0.79 ± 0.60 Maを得た。また、彼らはこの層に含まれるジルコンのF.T.年代を測定し、 0.78 ± 0.12 Maを得ている。工藤・佐藤(2001)は、火砕流堆積物中の斜長石のK-Ar年代を測定し、0.90 Maの値を得た。また、彼らは、2個の全岩のK-Ar年代を測定し、1.2 Ma、0.7 Maを得ている。水垣・宝田(2003)、宝田・村岡(2004)は、本火砕流堆積物中の石英斑晶の電子スピン共鳴(ESR)年代測定を行い、0.7から0.6 Maの年代値を得ている。

本火砕流堆積物の磁化方位測定の結果はすべて正帯磁を示す(宝田・村岡, 2004; 植木・鈴木, 2004)。したがって、八甲田第1期火砕流堆積物の推定年代は、ブリュンヌ正磁極期(0.78 Ma以降)に当たる。

一方、鈴木ほか(1998, 2001a, b)、Suzuki *et al.* (2005)は、八甲田第1期火砕流に伴う広域火山灰を対比し(OT21テフラ、国本1テフラ、今熊1テフラ)、八甲田-国本テフラ(Hkd-Ku)と命名した。Suzuki *et al.* (2005)は、八甲田-国本テフラが酸素同位体ステージ19.1から18.4に位置することから、堆積年代を約0.76 Maと推定した。

鈴木ほか(1998)は、国本1テフラについて、 0.70 ± 0.25 MaのF.T.年代を報告している。

以上の多数の年代値より、八甲田第1期火砕流堆積物の堆積年代は、0.8-0.6 Maであると考えられるが、ここではSuzuki *et al.* (2005)の層位学的な検討結果を採用し、約0.76 Maとする。

5.3 前田野目層 (Me)

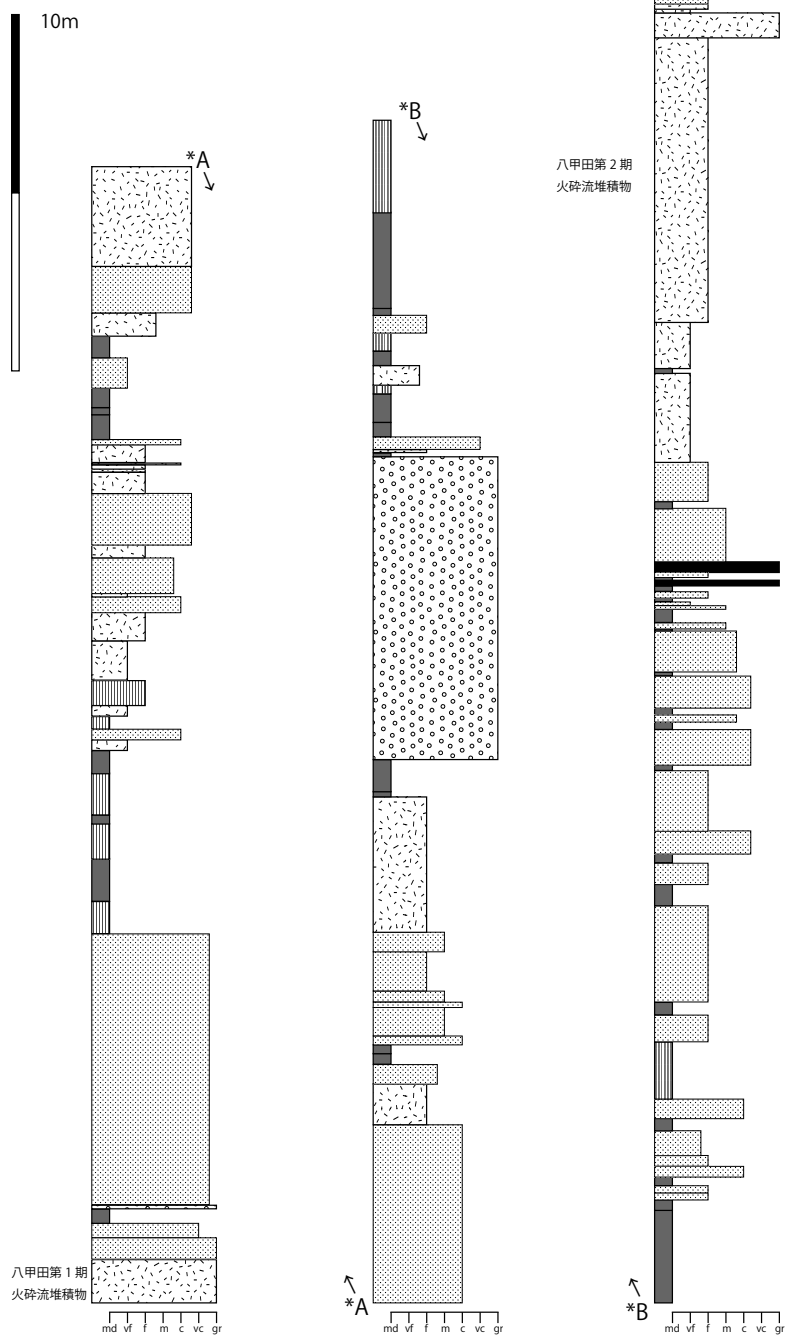
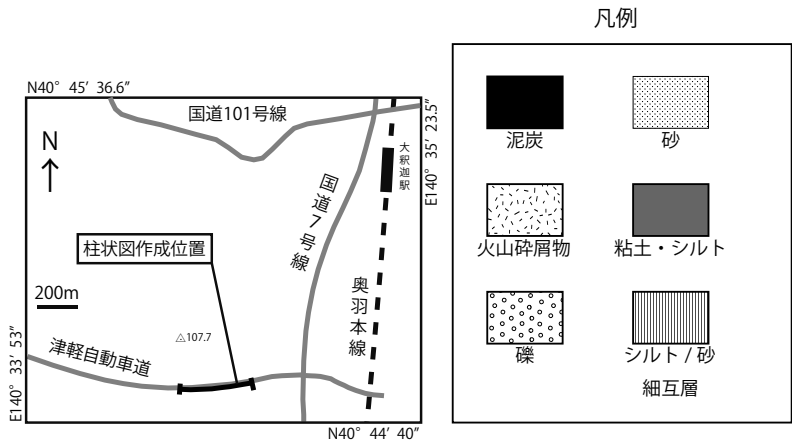
命名 今泉(1949)によって命名された。その際は、地層名のみ報告された。

模式地 未設定。五所川原市前田野目付近では、小規模な露頭が点在する。

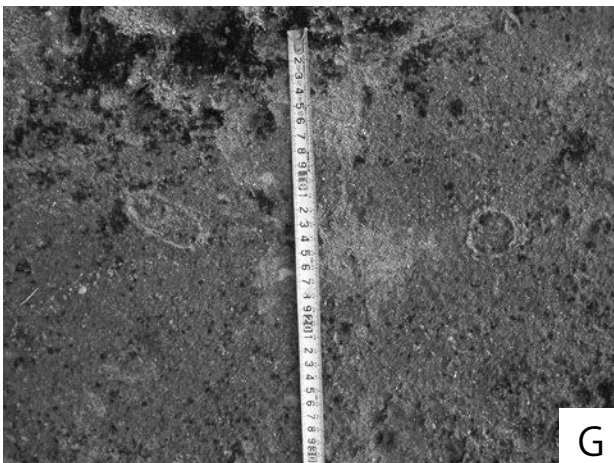
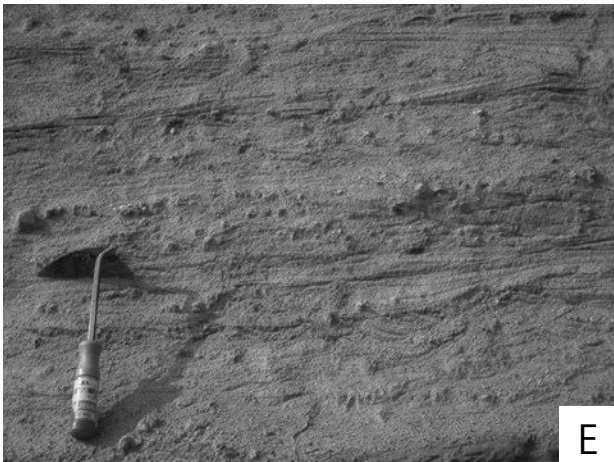
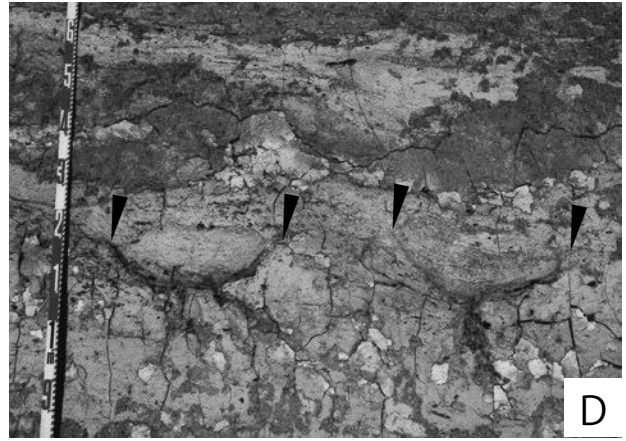
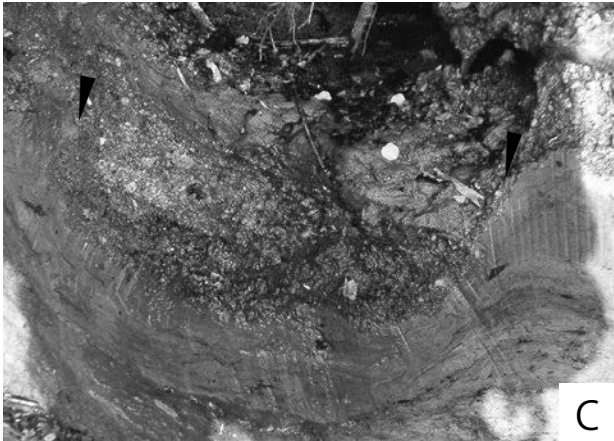
層序 八甲田第1期火砕流堆積物を整合ないし不整合で覆う。青森市浪岡大釈迦西方において八甲田第2期火砕流堆積物を挟む(第5.4図)。地表では上限の層準は削剥されており、不明である。黒石断層以東の地域では、八甲田第1期火砕流堆積物と八甲田第2期火砕流堆積物の間に、前田野目層相当の八甲田第1期火砕流堆積物が再堆積したと推定される厚さ10 m以下の火山碎屑物が認められるが、連続性が悪く厚さの増減が激しいため地質図上には表現していない。

分布 主に津軽山地を取り囲むようにして分布する。このほか、黒石断層沿いや図幅北東部の丘陵にも分布する。

層厚 本層の層厚は、青森市浪岡付近で最も厚く、約450 mである。



第 5. 4 図 前田野目層柱状図
 津軽道造成工事中に造られた切り割り露頭の柱状図。八甲田第 1 期火砕流堆積物から八甲田第 2 期火砕流堆積物までの層準が連続して露出している。現在は津軽道開通に伴い観察はできない。主に不淘汰な細粒から中粒の砂、シルトないし粘土からなる。泥炭や有機物を多含する焦げ茶色シルトも認められる。粗粒堆積物にはしばしばトラフ型斜交層理が認められる。



層序比較 本層に相当する地層名として、^{たちやま}立山層（田口，1959），岡町層（加藤ほか，1958a, b），新城層（三村，1979）などがある（第3.2表，第3.3表，第3.4表）。

青森平野西縁部では岡町層（加藤ほか，1958a, b），青森市浪岡の西側の丘陵は前田野目層（今泉，1949），青森市浪岡の西側の丘陵より北側の津軽平野東縁では立山層（田口，1959）と呼称されている。調査の結果これらの地層は断続的に連続していることが明らかになったので，前田野目層にまとめる。

村岡・高倉（1988）の地質図では，岡町層（本報告の前田野目層）が青森市浪岡の西側の丘陵地域に分布する八甲田第2期火砕流堆積物の上を広く覆っている。しかし，調査の結果，黒石断層以東の地域では八甲田第2期火砕流堆積物の上位には小規模な再堆積層がわずかに分布するにとどまる。

また，村岡・長谷（1990）は，南隣の黒石図幅地域において津軽平野東縁に黒石扇状地堆積物（岩井，1980）が厚く分布するとした。しかし，黒石扇状地堆積物の分布延長と推定される，青森西部図幅地域の黒石市高館東方付近の丘陵には，該当する厚い礫質堆積物は認められなかった。このため，黒石扇状地堆積物の分布域は，黒石図幅地域内に限られると考えられる。なお，村岡・長谷（1990）によると，黒石扇状地堆積物の層準は八甲田第2期火砕流堆積物を被覆することから，前田野目層の上部に相当する。

層相 本層は，砂，粘土，礫からなる。側方及び層準毎の層相変化が著しい。

砂層は，不淘汰で，粘土質，凝灰質であることが多い。しばしば連続性の乏しい粘土層を挟む（第5.5図A）。粗粒砂層にはしばしば礫を多く含む。粘土層は，塊状，

白色で，砂質なものもある。礫を含む粗粒堆積物は，八甲田第1期火砕流堆積物や八甲田第2期火砕流堆積物などの火砕岩の直上の層準に発達することが多く，トラフ型斜交層理が認められる（第5.4図，第5.5図B）。礫種は火砕流起源の火山岩片のほか中新統の珪藻質泥岩や流紋岩の礫を多く含む。亜角から亜円礫が多い。鶴ヶ坂向斜の軸部付近では，植物片が多く混入し，まれに泥炭層が認められる。泥炭層はその他の地域ではあまり認められない。

前田野目層の大半は非海成層であるが，4地点で海成層を確認した。青森市の天田内川と新城の南側において，浅海の家成層から産出する生痕化石の *Ophiomorpha* isp.（第5.5図G）が，狼野長根では淘汰が極めて良い海浜堆積物（第5.5図H）が，五所川原市若山ではウェーブリップルなどの堆積構造や *Ophiomorpha* isp. が認められた（第5.5図E）。天田内川の露頭では，海棲種の *Macoma* sp. が産出する。前田ほか（1998）も同じとみられる地点から海棲の軟体動物化石を報告している。いずれの家成層も前田野目層の八甲田第1期火砕流堆積物に近い下部層準にあることから，同じ層準の可能性がある。

黒石断層と入内断層の間に位置する火砕流台地における八甲田第1期火砕流堆積物と八甲田第2期火砕流堆積物の間の層準，八甲田第2期火砕流堆積物の直上の層準には，これらの火砕流堆積物の再堆積した火山砕屑物が認められる。不淘汰で葉理はなく，分級もしていないことから，水流下で堆積したものではないと考えられる。連続性と厚さの増減が激しく，しばしば八甲田第1期火砕流堆積物が浸食を受けて形成された小谷を埋め立てている。

←第5.5図 前田野目層の産状

- A：粘土層と粘土質不淘汰砂層の互層。スケールの草かき鎌のグリップ長は11 cm。それぞれ側方への連続性は悪い。このような互層は，地域により厚さが異なるが，広く分布する。撮影場所：青森市浪岡徳才子津軽道（N40° 44' 45.6"，E140° 34' 31.3"）。
- B：八甲田第1期火砕流堆積物の直上に認められる，トラフ型斜交層理が発達する含礫粗粒砂層。撮影場所：青森市浪岡徳才子津軽道（N40° 44' 45.6"，E140° 34' 31.3"）。
- C：粘土質シルトの上面に残された長鼻類の足印化石。支持層のシルト中のラミナは上からの加重で変形している。不淘汰な粗粒砂が足印の凹みを埋積している。矢印が足印口を示す。足印長は約30 cmである。撮影場所：青森市孫内川支流（N40° 46' 18.1"，E140° 38' 5.9"）。
- D：砂質シルトの上面に残された2つの長鼻類の足印化石。支持層の砂質シルト中のラミナは上からの加重で変形している。足印の凹みを不淘汰な砂が埋める。矢印が足印口を示す。撮影場所：青森市浪岡寺屋敷平（N40° 44' 0.4"，E140° 34' 8.7"）。
- E：ウェーブリップルが認められる砂層。スケールの草かき鎌のグリップ長は11 cm。撮影場所：五所川原市若山（N40° 48' 45.5"，E140° 31' 20.4"）。
- F：黒色から焦げ茶色の泥炭層。この露頭から昆虫化石が産出する。スケールの草かき鎌のグリップ長は11 cm。撮影場所：青森市孫内（N40° 45' 15.4"，E140° 38' 1.8"）。
- G：不淘汰な砂層中に生痕化石の *Ophiomorpha* isp. が認められる。この生痕化石は浅海成堆積物で良く認められることから，この砂岩は海成層と推定される。撮影場所：青森市新城（N40° 48' 52.9"，E140° 40' 12.2"）。
- H：淘汰が極めて良い砂層を挟む。撮影場所：五所川原市狼野長根（N40° 45' 48"，E140° 32' 47.6"）。

化石 青森市浪岡寺屋敷平及び青森市孫内の北方で足印化石が認められた(第5.5図C, D). このほかの地点においても足印の可能性のある凹みが確認された. 足印長は約30 cmで, 加重がかかったことにより支持層が下方に変形している. 指印と見られるくぼみも確認される. 大きさから印跡動物は長鼻類と推定される. 青森市孫内の泥炭層(第5.5図F)から昆虫の *Plateumaris constricticollis* (Jacoby) (オオミズクサハムシ) の化石が産出した(鑑定: 林 成多氏). このほか, 加藤ほか(1958a, b), 前田ほか(1998)は本層から, *Macoma* (*Macoma*) cf. *incongrua* (Martens), *Corbicula* ? sp., *Potamocorbula* ? sp. などの海棲軟体動物化石を報告した.

年代及び対比 下位の八甲田第1期火砕流堆積物の年代値は約0.76 Ma(第5.2節参照), 前田野目層の中部に挟まれる八甲田第2期火砕流堆積物の年代値は約0.4

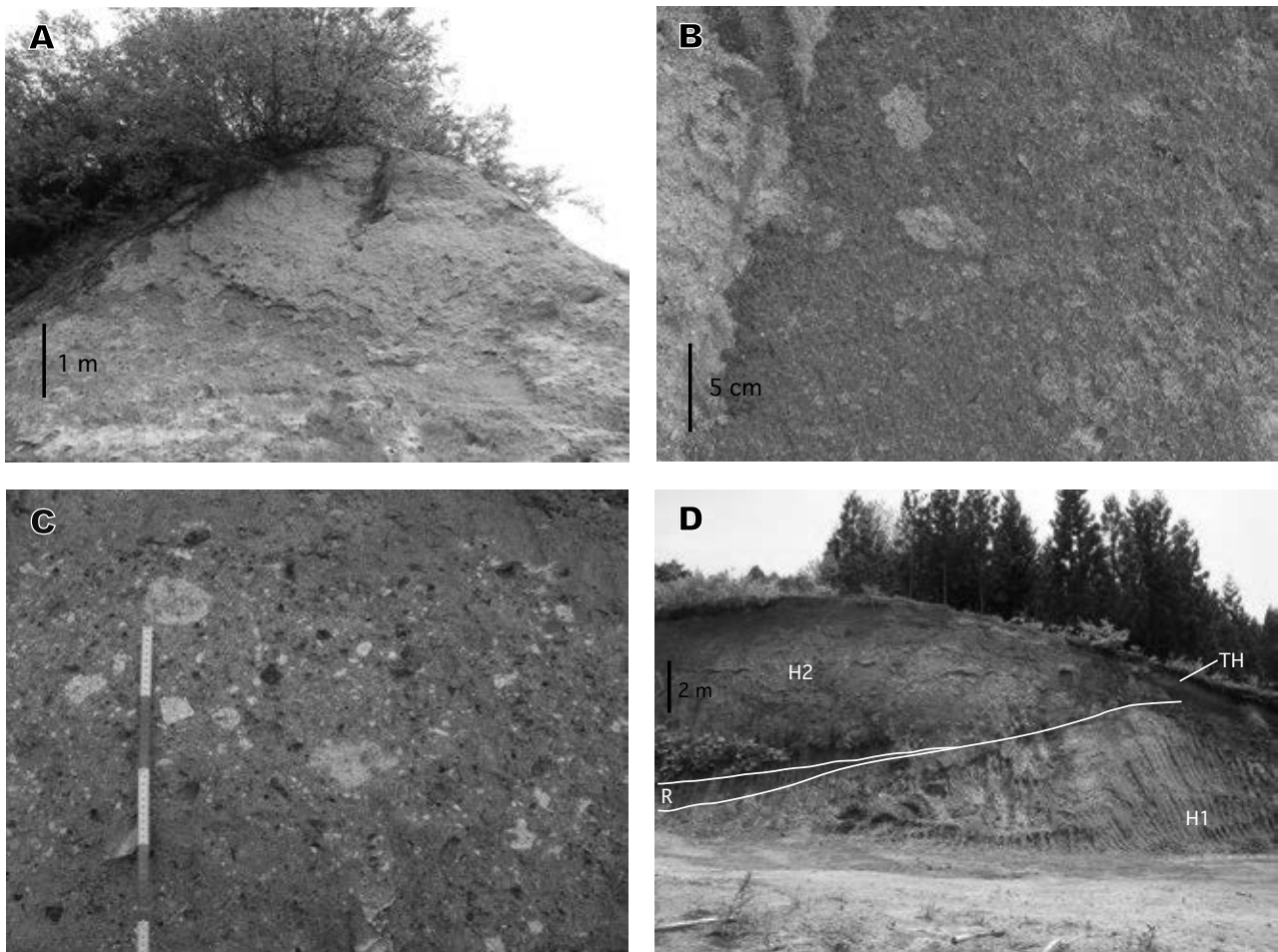
Maである(5.4章参照). 本層中には全域で認められるようなテフラ等の鍵層は確認されていない.

5.4 八甲田第2期火砕流堆積物(H2)

命名 村岡・高倉(1988). 詳細は, 八甲田第1期火砕流堆積物の項を参照.

模式地 青森市荒川沿いの居繰^{いぐり}の滝付近(青森東部図幅地域内, 村岡・長谷, 1990). 本図幅地域内では, 青森市入内南南東750 m地点(N40°42'55.9", E140°43'20.7")に良好な露頭が見られる(第5.6図A).

層序 鷹森山断層及び黒石断層以東の地域では, 八甲田第1期火砕流堆積物の上を覆い, 間に薄く再堆積した火山碎屑物や土壌を挟む(第5.6図D). 本図幅地域南東部では下位の八甲田第1期火砕流堆積物を欠き, 磯田山



第5.6図 八甲田第2期火砕流堆積物の岩相

A: 弱溶結した八甲田第2期火砕流堆積物(青森市入内南南東750 m地点, N40°42'58.2", E140°43'14.9").

B: 拡大写真. 5 cm以下の軽石を含む.

C: 非溶結の八甲田第2期火砕流堆積物の岩相(青森空港南西2 km地点, N40°42'51.9", E140°39'42.2").

D: 八甲田第1期火砕流堆積物(H1), 八甲田第2期火砕流堆積物(H2), 十和田八戸火砕流堆積物(TH)が露出している露頭(青森空港北西1.5 km地点, N40°44'42.1", E140°40'48.3").

層を不整合に覆う。鶴ヶ坂向斜地域では、前田野目層を整合ないし軽微な浸食を伴って覆う。青森市浪岡大釈西方では、前田野目層に挟まれる。

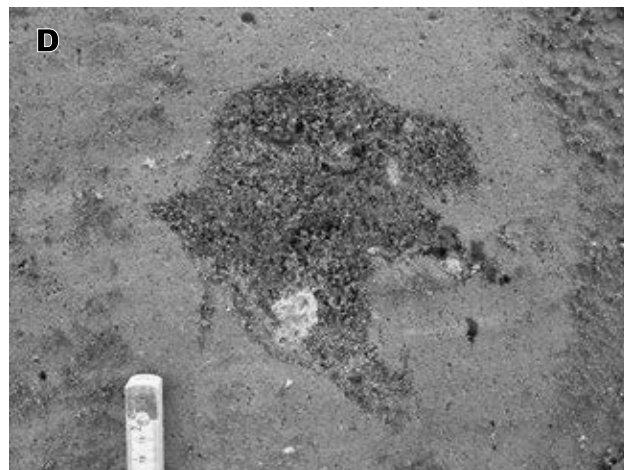
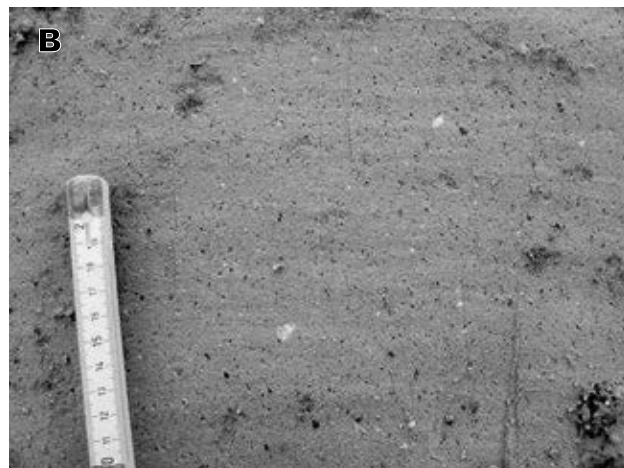
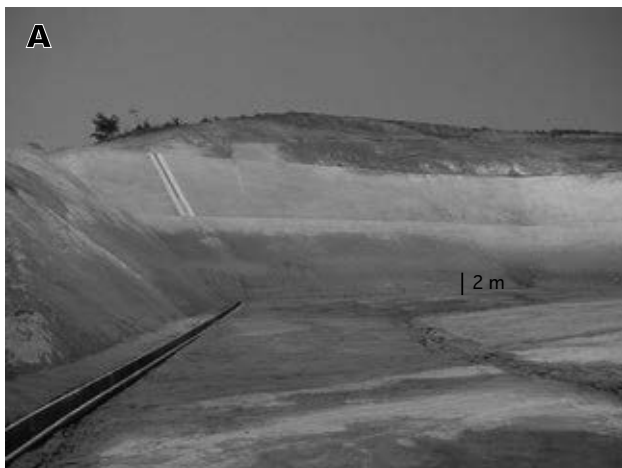
調査地域内では本火砕流堆積物に伴う降下火山灰層は、確認できていない。

分布及び層厚 本図幅地域東部から中央部の鶴ヶ坂向斜地域付近まで広く分布し、火砕流台地を形成している部分が見られる。層厚は、南東部で約 150 m 以下であり、鶴ヶ坂向斜付近で約 40 m 以下である。

岩相 弱溶結から非溶結のデイサイト-流紋岩質火砕流堆積物である。弱溶結部では、比較的よくしまっており、マッシュな岩相を示す。数 cm 以下の軽石を含む。非溶結部では、主に中粒砂から粗粒シルトサイズの火山灰からなる基質中に、10 数 cm 以下の軽石が含まれている。明瞭なフローユニットは観察できない。基質の色は、灰色を示す。また、比較的上部付近では、やや赤みがかった

た色を示す。基質には、火砕流堆積物全岩で 30-50% 程度の多量の斑晶鉱物が含まれている。斑晶鉱物は斜長石、石英、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱、普通角閃石である。軽石の岩質は、角閃石含有石英普通輝石紫蘇輝石デイサイトから流紋岩である。斜長石と石英の直径は最大 4-5 mm であり、よく目立つ。石英は融食形を示すことが多い。また両錘型石英も見られる。八甲田第 1 期火砕流堆積物の斜長石の直径は最大約 3 mm であり、八甲田第 2 期火砕流堆積物との区別の指標となる。

青森市入内の露頭では、代表的な岩相の層厚 8 m の八甲田第 2 期火砕流堆積物が露出している(第 5. 6 図 A)。弱溶結しており、マッシュな岩相を示す。直径 5 cm 以下の軽石を含む(第 5. 6 図 B)。軽石は、黄色がかった灰色や極淡いオレンジ色を示す。基質は、比較的よくしまっており、薄い青みがかった灰色を示す。数 cm 以下の取り込み岩片を含む。



第 5. 7 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物の入水岩相
撮影場所：N40° 44' 46.1"， E140° 34' 51.9"

A：青森市浪岡徳才子南西 1.2 km の露頭に露出する細粒火山灰に富む八甲田第 2 期火砕流堆積物。層厚約 12 m。

B：細粒火山灰に富む八甲田第 2 期火砕流堆積物の岩相。数 mm 大の白色軽石を含む。

C：細粒シルトで層状に取り囲まれた火山豆石状の部分。

D：不規則な形のパイプ状構造。

青森空港南西 2 km の標高 216 m の尾根付近の露頭では、層厚 15 m の露頭が見られる。ここでは、非溶結の八甲田第 2 期火砕流堆積物が露出している（第 5. 6 図 C）。最大粒径 13 cm の軽石を含む。軽石の発泡度は比較的乏しい。軽石の色は、白色、灰色かかった黄色、うすい緑色かかった黄色、黄色かかった灰色を示す。軽石は、直径 3 mm 以下の石英、3 mm 以下の斜長石、1 mm 以下の輝石を含む。とり込み岩片の最大粒径は約 10 cm であり、含有量は全体の約 10–20% 程度である。とり込み岩片の種類は変質した安山岩、玄武岩、デイサイトなどである。

青森空港北西 1.5 km 地点の青森市大谷^{おおたに}の露頭では、八甲田第 2 期火砕流堆積物及び八甲田第 1 期火砕流堆積物の両方が露出している（第 5. 6 図 D）。八甲田第 2 期火砕流堆積物は直径 10 cm 以下の軽石を含む。また、基底部には、層厚 7–15 cm の火砕サージ堆積物を伴う。

青森市浪岡徳才^{とくさいし}南西 1.2 km 地点の露頭では、層厚 12 m の、細粒火山灰の含有量が高い八甲田第 2 期火砕流堆積物が露出している（第 5. 7 図 A）。基質は、主に中粒砂から粗粒シルトサイズの火山灰からなる（第 5. 7 図 B）。基質は黄色がかかった灰色や薄い灰色を示す。数 cm 以下の少量の軽石を含む。まれに直径 13 cm の軽石も見られる。大きめの軽石には冷却割れ目が見られる。軽石は、3 mm 以下の石英、斜長石を含む。軽石は、白色や黄色がかかった灰色を示す。まれに灰色軽石を含む。3 cm 以下のシルト片、5 cm 以下の岩片やスコリア片を含む（第 5. 7 図 B）。直径 8 cm の周囲を幅 5–15 mm の細粒シルトで囲まれた火山豆石状の部分が見られる（第 5. 7 図 C）。その内部は、細粒砂からシルトサイズの粒子やブロック化したシルト片からなる。周囲を取り囲んでいる白色の細粒シルトの部分には層構造が見られる。また、直径 16 cm の不規則な形をした細粒物に乏しい脱水パイプ状の構造も見られる（第 5. 7 図 D）。内部に粗粒砂から粗粒シルトサイズの結晶や岩片、3 cm 大の軽石を含み、比較的淘汰がよい。以上のような細粒火山灰に富む岩相は、九州の加久藤盆地内で見られる、入戸火砕流がカルデラ湖内部へ入水した堆積物（京町層）の岩相と類似している（荒牧, 1968）。したがって、この地点の細粒火山灰に富む岩相は、火砕流が河川、池、湖などの水中環境に堆積した際に、2 次爆発を起こして細粒化した岩相である可能性が考えられる。

年代 西村ほか（1977）は、八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物について 2.1Ma, 2.0Ma の F.T. 年代を示した。しかし、この年代値は、下位の青荷凝灰岩（1.7–1.1 Ma）よりも古く矛盾している。村岡・長谷（1990）、宝田・村岡（2004）は、八甲田第 2 期火砕流堆積物が正帯磁であることを示した。したがって、堆積年代はブリュンヌ正磁極期（0.78–0Ma）にあたる。

村岡・高倉（1988）、村岡・長谷（1990）、村岡（1991）

は、K–Ar 年代測定の結果から、0.40Ma の年代値を示した。高島ほか（1990）は、0.25Ma の TL 年代値を報告した。新エネルギー・産業開発機構（1993）は、 $0.41 \pm 0.06\text{Ma}$ のジルコン F.T. 年代を報告している。青森県（1996a）は、 $0.25 \pm 0.08\text{Ma}$ のジルコンの F.T. 年代を報告した。弘前市（2001）は、 $0.37 \pm 0.08\text{Ma}$ のジルコン F.T. 年代を報告した。工藤・佐藤（2001）は、3 つの全岩の K–Ar 年代測定を行い、 $0.4 \pm 0.2\text{Ma}$, $0.5 \pm 0.2\text{Ma}$, $0.6 \pm 0.2\text{Ma}$ を得ている。水垣・宝田（2003）、宝田・村岡（2004）は、電子スピン共鳴（ESR）年代測定の結果から、0.4–0.3Ma の年代値を示した。

TL 年代はやや若い年代値を出す傾向があることを考慮すると、以上の年代値から、八甲田第 2 期火砕流堆積物の堆積年代は約 0.4Ma であると考えられる。

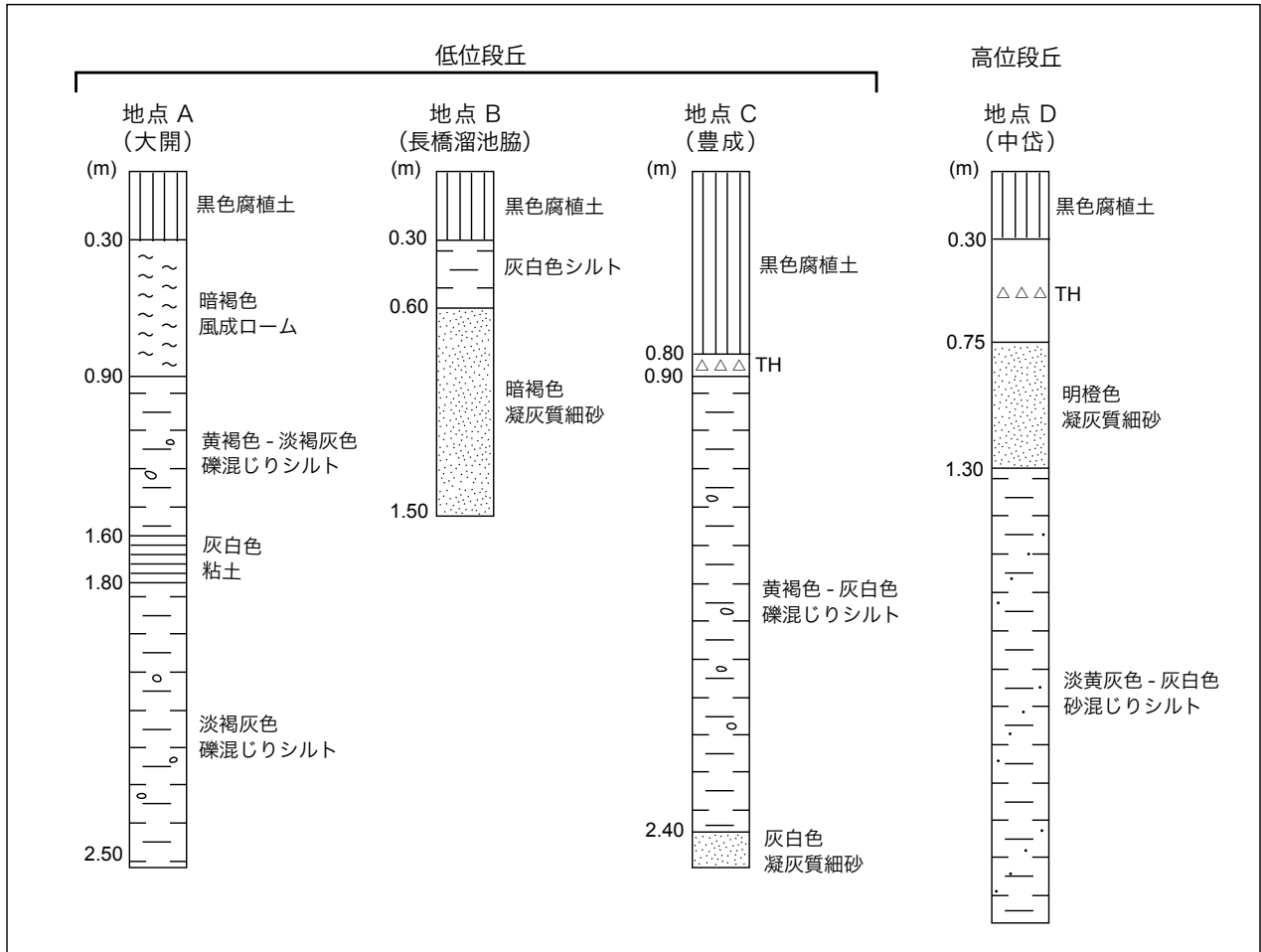
5. 5 高位段丘堆積物 (th)

地層名 ここでは地形形態に基づく名称を用いた。根本（2000a）の樽沢段丘堆積物が本堆積物に相当する。

層序 簡易掘削調査では、本堆積物は十和田八戸火砕流堆積物（TH：15.5ka, 第 5. 9 節参照）及び黒色腐植土に覆われることが確認されている（第 5. 8 図）。根本（2000a）によれば、本段丘堆積物の基底部には礫層が存在し、下位の地層との関係は不整合であるとされている。分布及び層厚 本堆積物は、五所川原市野里付近から青森市浪岡付近にかけて津軽平野の東縁に沿って分布する。根本（2000a）によれば、層厚は約 7 m 以上である。津軽平野東縁では断層運動の影響により高位段丘が西に傾き下がり平野下に没しているため、津軽平野の地下にも本堆積物が分布すると推定して地質断面図 C–D にはその分布を示した。

層相 シルト、砂、砂礫からなる。青森市浪岡中岱（第 5. 9 図 D）で実施した簡易掘削調査では、本堆積物上部にあたる明褐色凝灰質細砂及び小礫を含む白色砂質シルトが確認された（第 5. 8 図）。根本（2000a）によれば、本堆積物は、長径 1–15 cm の流紋岩・シルト岩・玄武岩などの礫を多く含む砂層及び礫層で構成され、層厚 1–3 m のシルト及び粘土の層を挟むとされている。

年代 本堆積物の年代を示す直接的な資料は得られていない。本堆積物によって構成される段丘面の形成年代について吾妻（1995）は、津軽平野の北部で確認されている最終間氷期最盛期の海成段丘との高度分布の關係に基づき、最終間氷期よりも一つ前の温暖期（酸素同位体ステージ 7：約 22–20 万年前）と推定している。なお、山口（2000a）は、本図幅地域で高位段丘としている地形面を低位段丘相当の樽沢面に分類しているが、ここでは段丘地形の地形発達史的な観点に基づき高位段丘の堆積物として解釈した。



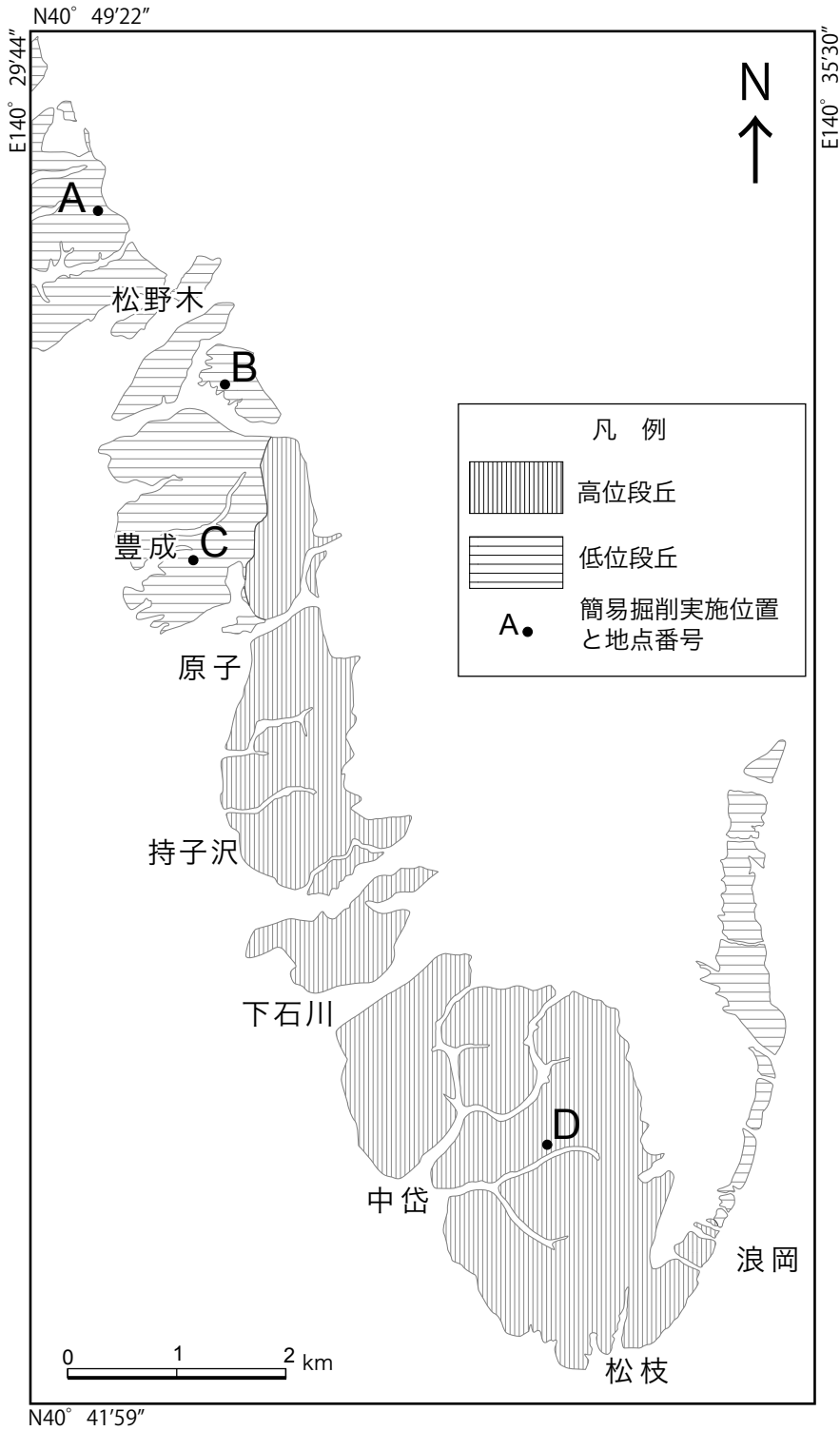
第 5. 8 図 段丘堆積物柱状図
各地点の位置は第 5. 9 図に示す。TH: 十和田八戸火砕流堆積物。

5. 6 中位段丘堆積物 (tm)

地層名 ここでは地形形態に基づく名称を用いた。北村 (1963, 1972) の浪館層が本堆積物に相当する。
分布及び層厚 本堆積物は、青森市安田周辺の丘陵縁部及び新田川や浪岡川などの河川やその支流に沿って分布する。分布高度は、平野周辺では標高 10–40 m、河川の上流部では標高 50–150 m である。層厚は不明である。
層相 砂礫、砂及びシルトを中心とする。
年代 中位段丘は洞爺火山灰(約 11.5–11.2 万年前:町田・新井, 2003) に覆われる段丘に対比されており、形成年代は最終間氷期最盛期(酸素同位体ステージ 5e: 約 12.4 万年前) に形成されたと推定される。ただし、河川沿いに分布する中位段丘は最終間氷期最盛期よりも後に形成された可能性があるため、ここでは中位段丘の形成年代に幅を持たせて最終間氷期(酸素同位体ステージ 5) とする。

5. 7 十和田大不動火砕流堆積物 (TO)

命名 東北地方第四紀研究グループ (1969) の大不動浮石流凝灰岩を宝田・村岡 (2004) が改称。宝田・村岡 (2004) は、給源火山を明確にするため、十和田大不動火砕流堆積物と改称した。Hayakawa (1985) の Ofudo ignimbrite に相当する。
模式地 十和田市大不動(十和田図幅地域内、東北地方第四紀研究グループ, 1969)。本図幅地域内では、青森市浪岡細野の道路脇の露頭に良好な露頭が見られる(第 5. 10 図 A)。
層序 上位を十和田八戸火砕流堆積物が覆う。青森市浪岡相沢あいざわの南東 1 km 地点の露頭(N40° 41' 53.6", E140° 39' 33.9") には、層厚 6 m の十和田大不動火砕流堆積物が露出しており、層厚約 50 cm の再堆積層を挟んで、上位に層厚 1 m の十和田八戸火砕流堆積物が露出している。青森市浪岡細野の東 500 m 地点の露頭(N40° 41' 23.0", E140° 40' 28.3") には、層厚 4 m の八甲田第 1 期



第 5. 9 図 段丘堆積物調査地点位置

火砕流堆積物の上に、層厚 1–3 m の再堆積層を挟んで、層厚 10 m の十和田大不動火砕流堆積物が露出している。

本図幅地域南東の八甲田図幅地域や十和田図幅地域内などでは、十和田大不動火砕流堆積物の直下には、十和田切田テフラが見られる（工藤，2005）。しかし、本図幅地域内では十和田切田テフラは分布していない。

分布及び層厚 青森市浪岡細野付近の河川沿い（大沢川，正平津川及びその支流），青森市岩渡^{いわたり}の南東 2 km 付近の河川沿い，青森市小館^{こだて}付近の河川沿いなどに分布する。層厚は，青森市浪岡細野付近で約 10 m 以下，青森市岩渡南東 2 km 付近で 5 m 以下，青森市小館付近で約 3 m である。これらの地域では，十和田大不動火砕流堆積物は，段丘状の地形を示すことが多い。なお，本堆積物の層厚が 5 m 以下の場合には，地質図から省略した。

岩相 非溶結の流紋岩質火砕流堆積物である。堆積物中には，直径 5 cm 以下の軽石が含まれている。軽石は，白色を示すことが多い。灰色軽石がまれに含まれる。軽石の発泡度は，上位の十和田八戸火砕流堆積物中の軽石に比べるとやや低い傾向がある。比較的大きい軽石では，直径 1 cm 大の気泡も見られる。0.5–1 mm サイズの比較的丸い気泡が多数見られる。気泡間の壁の厚さは十和田八戸火砕流堆積物中の軽石よりもやや厚い傾向がある。気泡は一方向に伸びている場合が多い。軽石の岩質は，普通輝石紫蘇輝石流紋岩である。十和田八戸火砕流堆積物の軽石には，少量の普通角閃石が含まれているので，両者を区別できる。軽石の円磨度は亜角から亜円である。堆積物中には，安山岩，玄武岩，デイサイト等からなる直径 5 cm 以下の岩片を含む。変質した新第三紀層起源の岩片も時折見られる。岩片の量は，十和田八戸火砕流堆積物よりもやや多い傾向がある。基質は，極粗粒砂–粗粒シルトまでを含み淘汰が悪い。基質の色は，ベージュ，うすい黄土色などを示す。時折炭化木片を含む。

青森市浪岡細野の露頭では，層厚 8 m の堆積物が露出している（第 5. 10 図 A）。ここでは，数枚のフローユニットが確認できる。軽石の逆級化構造がみられる。青森市浪岡細野の北西 1 km 地点の露頭では，層厚 1 m の十和田八戸火砕流堆積物の下位に，層厚 6 m の十和田大不動火砕流堆積物が露出している（第 5. 10 図 B）。

年代 十和田大不動火砕流堆積物及び先行する十和田切田降下テフラについて，これまでに報告されている ^{14}C 年代を第 5. 1 表に示す。これらの値は，19,450–33,000 年 BP の年代値を示す。町田・新井（2003）は，いくつかの ^{14}C 年代をコンパイルし，酸素同位体層厚を考慮して，32,000 年 BP よりやや古いと推定している。小岩ほか（2007）は，泥炭の AMS ^{14}C 年代から，31,930 ± 210 年 BP を得ている。したがって，十和田大不動火砕流堆積物の堆積年代は，暦年代で約 36–37ka であると考えられる。したがって，本報告では十和田大不動火砕流堆積物の堆積年代を，約 36.5ka とする。

5. 8 低位段丘堆積物 (tl)

地層名 ここでは地形形態に基づく名称を用いた。根本（2000a）の北中野層にあたるほか，本図幅地域の南側に隣接する黒石図幅地域における村岡・長谷（1990）の「扇状地堆積物」に連続する。

層序 本堆積物は層厚 1 m 程度の風成ロームに覆われる。下位層との関係については野外調査では確認することができず，そのことを記述した文献もないが，本堆積物は段丘堆積物であることから不整合に下位層を覆うと推定される。

分布及び層厚 本堆積物は五所川原市原子以北の津軽平野東縁，青森市大釈迦周辺，浪岡本郷付近及び青森平野を流れる新城川，堤川，入内川沿いなどに分布する。分



第 5. 10 図 十和田大不動火砕流堆積物

A：青森市浪岡細野の十和田大不動火砕流堆積物（撮影場所：N40° 41′ 25.3″，E140° 39′ 59.3″）。

B：青森市浪岡中相沢の北北東 500 m 地点の本堆積物の拡大写真（撮影場所：N40° 41′ 52.0″，E140° 39′ 45.0″）。

布高度は、平野縁辺部では約10–30 mであるが、入内川上流では標高100 m付近にまで分布する。津軽平野東縁では高位段丘が西に傾き平野下に没しているため、それを覆うようにして本堆積物が津軽平野の地下にも分布すると推定して地質断面図C–Dにはその分布を示した。

層相 山口(2000a)によると、本堆積物は細砂層を挟む礫を主体とする下部と、シルトからなる上部で構成される。五所川原市大開(第5.9図A)、長橋溜池脇(第5.9図B)及び豊成(第5.9図C)で実施した簡易掘削調査では、いずれの地点でも黒色土の下位に本堆積物の上部と思われるシルトもしくは細砂が1.5 m以上堆積していることが確認された(第5.8図)。

年代 本堆積物の年代を直接示す資料は得られていない。豊成では黒色腐植土と本堆積物との境界付近に十和田八戸火砕流堆積物(TH:15.5ka, 第5.9参照)が存在する(第5.8図C)ことから、本堆積物の年代はそれよりも古いと考えられる。吾妻(1995)は、本堆積物によって構成される段丘(Vif面)の勾配が他の段丘よりも急なことから、その形成時期を最終氷期最盛期の低海水準期(約2万年前)としている。これらのことから本報告では低位段丘堆積物の年代を、約2万年前とする。

5.9 十和田八戸火砕流堆積物(TH)

命名 中川ほか(1972)は、本火砕流堆積物を八戸浮石流凝灰岩と命名した。その後、宝田・村岡(2004)は、給源火山を明確にするため、十和田八戸火砕流堆積物と改称した。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。宝田・村岡(2004)は、八甲田山図幅内の切明付近に模式地を設定している(N40°31'17.1", E140°47'6.4")。

本図幅地域内では、浪岡川上流の標高350 m地点で良好な露頭が確認できる(第5.11図)。

層序 浪岡川上流の標高350 m地点付近の別の露頭では、層厚5 m以上の八甲田第1期火砕流堆積物の上に、層厚5 mの十和田八戸火砕流堆積物が覆っている。大沢川の上流のいくつかの露頭では、土石流堆積物の上に層厚1 mの十和田八戸火砕流堆積物が覆っている。南東の八甲田図幅地域やその東の十和田図幅地域等では、十和田火砕流堆積物の直下に十和田八戸降下テフラが認められる(工藤, 2005)が、本図幅地域では、十和田八戸降下テフラは認められない。

分布及び層厚 十和田カルデラ周辺に広く分布する。カルデラ近傍での層厚は10–20 m以下である。本図幅地域の南部では、浪岡川上流付近、大沢川上流付近など河川沿いで、層厚数 m以下の十和田八戸火砕流堆積物が分布している。また、調査地域南部から中央部の青森市孫内付近にかけて、広域に層厚1 m以下の十和田八戸火砕流堆積物の分布が認められる。これらの地域では、十和田八戸火砕流堆積物は、火砕流台地が浸食を受けて、段丘状の地形を示すことが多い。なお、本火砕流堆積物の層厚が50 cm以下の場合、地質図から省略した。

岩相 非溶結のデイサイト–流紋岩質火砕流堆積物である。比較的大きい露頭では数枚以上のフローユニットが確認できる(第5.11図A)。直径10 cm以下の軽石を含む(第5.11図B)。各フローユニットでは軽石の逆級化構造が認められる。フローユニットの下部には比較的岩片が多い傾向がある。軽石は白色が多いが、変質によって黄色がかった灰色を示すことも多い。繊維質で光沢状に見える部分もある。灰色軽石を含むこともある。軽石の発泡度は比較的高い。比較的大きい軽石には、直径1 cm大の気泡も見られる。気泡は一方向に伸びている傾向がある。軽石の円磨度は垂円が多い。軽石の岩質



第5.11図 十和田八戸火砕流堆積物

A: 浪岡川上流域の十和田八戸火砕流堆積物(撮影場所: N40°41'23.6", E140°43'30.3")。

B: 拡大写真。

第 5. 1 表 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 ^{14}C 年代一覧表
 NEDO : 新エネルギー・産業技術総合開発機構

地質ユニット	^{14}C 年代	サンプル	文献
十和田八戸火砕流堆積物及び 十和田八戸降下テフラ	12,700±260	炭化木片	大池(1964)
	13,690±510	直下土壌	大池・庄子(1977)
	13,770±510	埋没化石林	大池ほか(1977)
	12,000±250	埋没木片	Satoh (1966)
	10,400±200	炭化木片	Satoh (1966)
	12,200±250	炭化木片	一色ほか(1965)
	13,370±280	炭化木片	太田ほか(1979)
	13,500±240	黒色土壌中の木片	太田ほか(1979)
	12,590±315	木片	Omoto (1978)
	17,320±840	泥	辻ほか(1983)
	13,050±320	?	Hayakawa(1985)
	13,120±260	?	Hayakawa(1985)
	13,450±320	?	Hayakawa(1985)
	12,630±320	?	Hayakawa(1985)
	12,460±520	?	Hayakawa(1985)
	10,680±360	?	Hayakawa(1985)
	13,190±300	?	Hayakawa(1985)
	14,000±190	直下土壌	NEDO (1986)
	12,730±210	炭化木片	山口(1993)
	12,960±210	炭化木片	山口(1993)
	13,100±190	炭化木(樹幹)	山口(1993)
	13,170±170	炭化木(樹幹)	山口(1993)
	13,135±40	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
	13,140±41	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
	13,188±42	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
	13,167±30	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
	13,155±33	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
	13,055±50	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
	13,047±34	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
	13,130±49	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)
13,176±35	埋没化石林	Horiuchi <i>et al.</i> (2007)	
十和田大不動火砕流堆積物及 び十和田切田降下テフラ	>31,900	炭化木片	佐藤(1969)
	25,560±1,340	炭化木片	大池(1978)
	23,140±1,020	埋没木片	大池(1978)
	25,700±900	炭化木片	一色ほか(1965)
	28,300±1,500	草炭	一色ほか(1965)
	26,900±1,480	Carbonate	Omoto (1979)
	19,450±780	?	Hayakawa(1985)
	30,130±2,590	?	Hayakawa(1985)
	28,090±1,120	炭化木片	山口(1993)
	>31,180	炭化木片	Omoto (1978)
	>33,000	直下土壌	Satoh (1966)
	>36,130	炭化木片	山口(1993)
	>37,850	炭化木片	山口(1993)
	>36,980	炭化木片	山口(1993)
	31,930±210	泥炭	小岩ほか(2007)

は、普通角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイトから流紋岩である。下位の十和田大不動火砕流堆積物の軽石は普通角閃石斑晶を含まないため、普通角閃石の有無で両者を区別することが可能である。直径数 cm 以下の安山岩や玄武岩等の岩片、スコリア片、変質した岩片、凝灰岩等を含む。基質部分は、極粗粒砂から粗粒シルトからなり、淘汰が悪い。基質は、ベージュ色を示すことが多い。まれに、脱ガスパイプが見られる。直径 10 cm 以下の炭化木片を含む。

年代 十和田八戸火砕流堆積物については、これまでに数多くの¹⁴C年代値が報告されている(第5.1表)。これらの値は、14,000–10,400年BPの範囲となる。一方、青木・新井(2000)は、三陸沖で得られた海底コア中の十和田八戸火砕流堆積物に由来する火山灰について、酸素同位体対比層序より、15.3–14.9kaの年代を得ている。Horiuchi *et al.* (2007)は、埋没化石林中の炭化木の年輪を使ったAMS¹⁴C年代から、13,188–13,055年BPの年代値を得ている。これらを暦年代に換算すると、約15.5kaとなる(Horiuchi *et al.*, 2007)。したがって、本報告では十和田八戸火砕流堆積物の堆積年代を、約15.5kaとする。

5.10 湿原堆積物 (w)

土筆森山北の戸ノ沢、浪岡川の上流に小規模に分布す

る。本堆積物は戸ノ沢では湯ノ沢断層よりも上流側に、浪岡川上流域では入内峠断層よりも上流側に分布する。それぞれ、断層よりも下流側が断層を境にして相対的に隆起している。このことから、湯ノ沢断層及び入内峠断層の活動に伴う隆起により川が堰き止められて、湿原堆積物が堆積したと推定される。なお、湿原堆積物の堆積開始以降の断層の活動履歴は不明である。

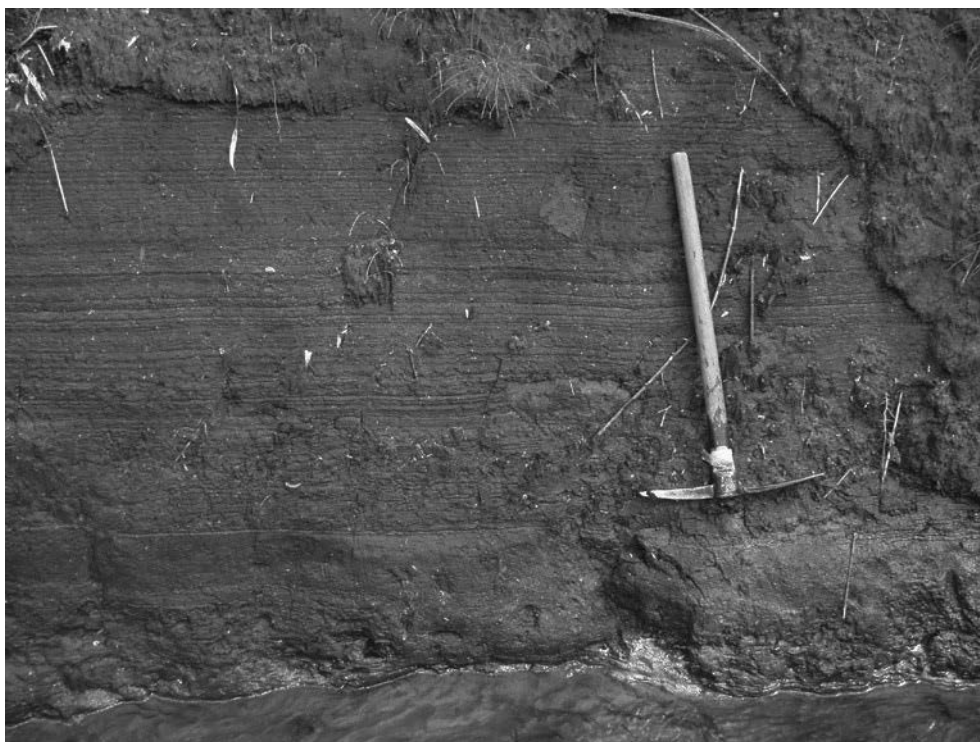
戸ノ沢では、厚さ6m以上の細かな平行層理を持つ泥炭層が認められる(第5.12図)。浪岡川では、厚さ6m以上の不淘汰な礫混じり粗粒砂からなり、一部泥炭質となる。

いずれも堆積した年代は不明であるが、河川により浸食を受けており、堆積地形面が認められないことから、上部更新統に含めた。

5.11 完新統

5.11.1 沖積段丘堆積物 (ta)

沖積低地は地形学的には上位と下位の2段に区分される(海津, 1976; 大矢・海津, 1978)が、沖積段丘堆積物はその沖積低地の上位の地形面を構成する堆積物である。津軽平野と青森平野に広く分布し、分布高度は、標高20m以下である。



第5.12図 湿原堆積物の産状
泥炭層。スケールの魚沼ハンマーの柄は60cm。
撮影場所：戸ノ沢 (N40° 49' 35.7", E140° 36' 51.3")。

5. 11. 2 旧河道堆積物 (c)

旧河道堆積物は、青森平野では堤川や青森駅周辺、津軽平野では十川や浪岡川の周辺に分布する。蛇行河川の流路が放棄され、埋積されて形成されたと考えられる。

5. 11. 3 自然堤防堆積物 (n)

本堆積物は、津軽平野及び青森平野の主な河川に沿って分布する自然堤防を構成する堆積物である。平野地下に分布するため地上では層相・層厚を確認することはできないが、山口(2000a)は礫・砂・シルト・粘土で構成されているとしている。また、海津(1976)は津軽平野の沖積低地に分布する自然堤防が砂質シルトから細砂で構成されると記述している。

5. 11. 4 後背湿地堆積物及び谷底低地堆積物 (a)

沖積低地は地形学的には上位と下位の2段に区別される(海津, 1976; 大矢・海津, 1978)が、その下位の地形面を構成するのが後背湿地堆積物である。後背湿地堆積物は主に青森平野と津軽平野に分布する。青森平野では堤川や新城川、津軽平野では十川や浪岡川により堆積物が供給されている。谷底低地堆積物は、松野木川、神山川、浪岡川、新城川、正平津川などに沿って分布する。後背湿地堆積物及び谷底低地堆積物は礫、砂、泥などからなる。

5. 11. 5 河床堆積物 (ar)

本堆積物は津軽平野を流れる十川、青森平野を流れる堤川の河床に認められる。他の河川においても分布が認められるが、小規模なため地質図では割愛した。主に礫及び砂からなる。

5. 11. 6 浜堤堆積物 (b)

青森市沖館付近に分布する。青森湾に面し、海岸線と平行に数条の浜堤が認められる。

5. 11. 7 埋立地及び盛土 (r)

埋立地は、青森湾に面する海岸に分布し、港湾などに利用されている。盛土は、東北自動車道の料金所、青森空港などに認められる。このほか、青森市鶴ヶ坂などの地域では、八甲田第1期火砕流堆積物を採石した跡地が、ゴミ処分場として利用され廃棄物が盛られている。

5. 12 地下地質

本図幅地域で公表されているボーリング資料は、小西ほか(1963)、青森県企画部(1970, 1981)、岩井(1979)、岩井(1984)、青森県環境保健部(1990)、根本(1996)、国土交通省土地・水資源局国土調査課(2001)などに掲載されている。浅層反射法弾性波による断面は、宮内ほか(1999)、青森県(1999)などの報告がなされている。

これまでに報告された本図幅地域の平野地下の地質断面図は、青森県環境保健部(1974)、岩井(1984)、沢田(1985)、青森県環境保健部(1990)、青森県(2001)などがあるが、断面の解釈違いや既存のボーリング資料との食い違いが認められる。これは、ボーリング資料のデータの質が様々であり対比が困難なためと考えられる。岩井(1984)は、青森平野地下のボーリングデータに基づいて上位のWt Iから下位のWt IVまでの4枚の凝灰岩層を対比している。これらの凝灰岩は地表に分布する地層との記載岩石学的な特徴を考慮した対比はこれまでになされおらず、近年、佐々木ほか(1998b, c)、鈴木・植木(2002a, b)、工藤(2005, 工藤ほか2006)などによって新たに報告された火砕流堆積物との関係も不明である。平野地下のほか、大滝沢の天田内川背斜軸部に掘削された天田内SK-1の490-1,252 mに認められる火山岩類(加藤, 1992; 氏家, 1993)のような、本図幅地域内で対応する岩体が露出していない場合がある。今後、地下地質の再検討が必要である。

なお、本報告の平野部の地質断面図は、ボーリングコアと地表に露出する層序との対比が困難なことから、青森市浪岡一帯は宮内ほか(1999)の浅層反射法弾性波による断面を、入内断層以東は青森県(1996b, 1999)の浅層反射法弾性波による断面を参照して作成した。断面A-Bの東部では国土交通省土地・水資源局国土調査課(2001)のボーリングデータ(井戸番号: 6140-15-036, 6140-15-037, 6140-15-039)、断面C-Dでは岩井(1979)の夢野温泉(津軽狼野長根温泉)のボーリングデータを参照し、本報告の層序に読み替えて表現した。なお、夢野温泉のボーリング位置は、断面線から離れているため、磯田山層以下の層準を基準にした。

第6章 地質構造

(長森英明・吾妻 崇)

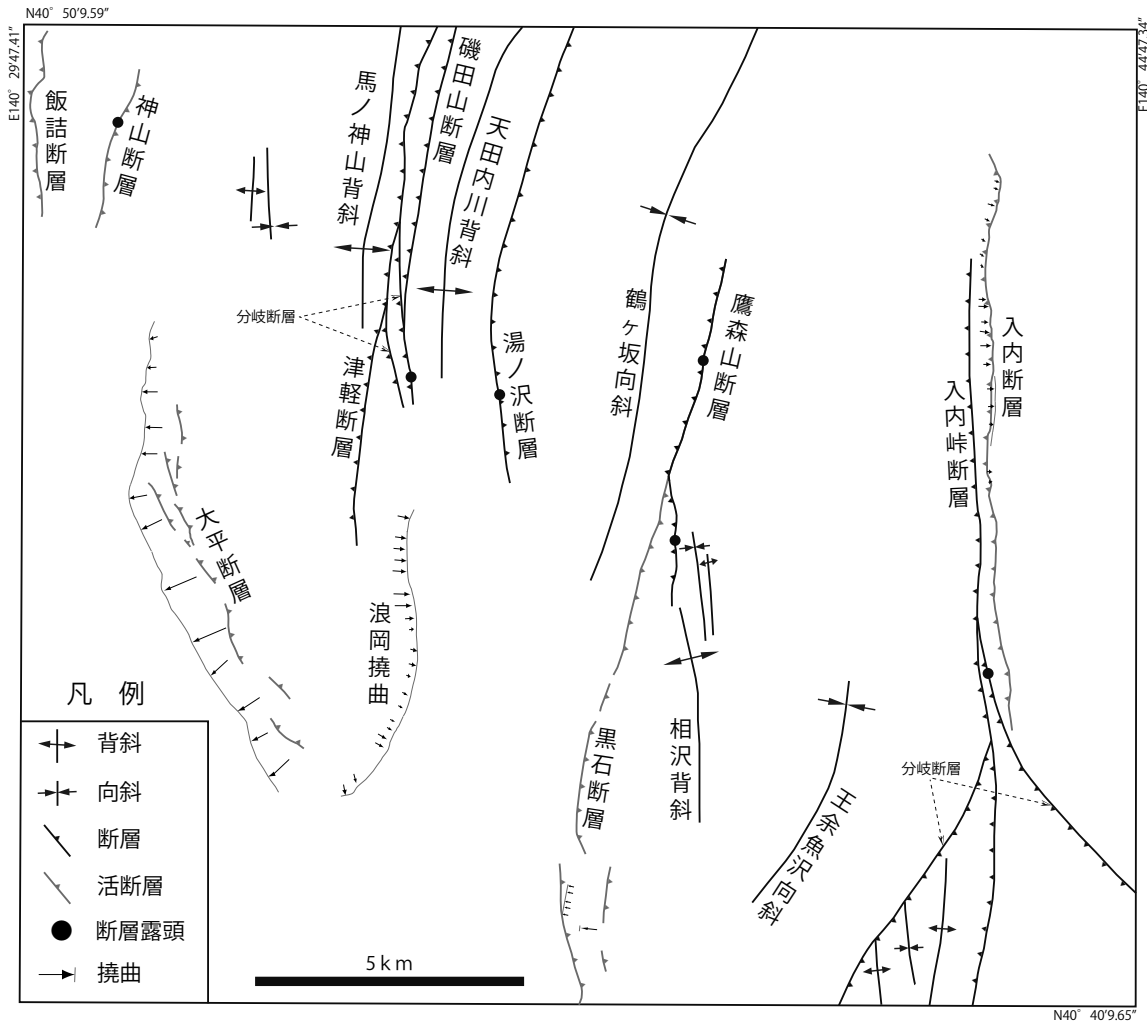
6.1 概説

青森西部図幅地域で認められる地質構造は、南北方向に卓越する。最も大きな地質構造である津軽断層は、本図幅地域内を南端として、津軽半島を南北に縦断する。このほかの断層として、磯田山断層、湯ノ沢断層、鷹森山断層、入内峠断層がある。褶曲構造として、馬ノ神山背斜、天田内川背斜、相沢背斜、鶴ヶ坂向斜、王余魚沢向斜などがある。これらの地質構造は、鮮新世から更新世にかけて伸張応力場から圧縮応力場に変化した結果形成されたとされる(須崎・箕浦, 1992ほか)。このほか、活構造として、黒石断層、入内断層、飯詰断層、神山断層、大平断層、浪岡撓曲が認められる。これらの地質構造概略図を第6.1図に示す。

6.2 断層

津軽断層(鈴木, 1936)

津軽断層に相当する断層に対して、飯塚(1925)では馬ノ神山断層の名称が付けられている。一方で、飯塚(1930)の記述では津軽半島を縦走する断層は、“天田内川断層”とある。本来であれば津軽半島を縦走する大断層に対して、馬ノ神山断層の名を使用すべきだが、飯塚(1925, 1930)で断層名に混乱が生じていること、津軽断層の名称が定着していることから、本報告では津軽断層の名称を用いる。なお、津軽半島を縦断する大断層の存在は、飯塚(1925)で指摘された後、Petroleum Resources Development Promotion Council(1949)の1/20



第6.1図 青森西部図幅地域における地質構造図

万地質図で初めて断層全体が図示された。

津軽断層は、津軽半島の北端から本図幅地域まで総延長 50 km に及ぶ大断層である(岩佐, 1962 など)。本図幅地域内では北部中央において南北に延び、南端は大釈迦駅西方で消滅する。津軽断層の活動に関連して動いたと考えられる分岐断層が梵珠山の東方と鐘撞堂山東方付近に認められる。本断層は断層面が高角西傾斜の逆断層である(三村, 1979)。三村(1979)の大滝沢の天田内川背斜軸部に掘削された天田内 SK-1 ボーリング柱状図の馬ノ神山層とされる凝灰岩を太田軽石質火山砕屑岩とみなして基準にすると、みかけの落差は最低でも 1,200 m と推定される。なお、松橋ほか(1989)は、重力異常値をもとにして、津軽断層の落差は約 1,500 m と見積もっている。このほか、氏家ほか(2006)は花粉化石の有機成熟度をもとに、津軽断層の落差変位量を 901 m から 1,389 m と推定した。

津軽断層は、中新統及び磯田山層を切り、八甲田第 1 期火砕流堆積物に変形を与えていることから中期更新世まで活動していたと考えられる。また、津軽断層南端から南方への延長線上では、八甲田第 1 期火砕流堆積物及び前田野目層の基底高度が高い。これは、前田野目層の堆積時期に、津軽断層の活動に関連した地層を切らない程度の若干の隆起活動があったと推定される。須崎・箕浦(1992)は、後期鮮新世に津軽地域において伸長応力場から東西性の圧縮応力場に変化し、鮮新世末期に津軽断層が形成されたと考えた。

磯田山断層(藤井, 1981)

三村(1979)は津軽断層の東側に併走する断層を砂川沢断層と名付けた。その後、藤井(1981)は、5 万分の 1 油川図幅地域内で三村(1979)の砂川沢断層に相当する断層を北から、砂川沢断層、白滝橋断層、磯田山断層に区分した。本断層による構造的な不連続を向斜と解釈した例として、天田内川向斜(飯塚, 1925)と沢内沢向斜(石油技術協会, 1958)がある。磯田山断層は北端が油川図幅地域内の眺望山(藤井, 1981)、南端が青森市浪岡外崎開拓付近で、総延長 15 km である。磯田山断層付近では小断層が発達し、走向傾斜が安定しない。特に本断層と津軽断層に挟まれる地域では、磯田山層が著しい変形を受ける。本断層は断層面が西方に傾斜した逆断層と推定されている(藤井, 1981)。明確な鍵層が認められなかったことから、断層の変位量は不明である。

湯ノ沢断層(三村, 1979)

三村(1979)によれば、北端は油川図幅地域内の内真部川付近まで延びる。南端は青森市浪岡大釈迦付近である。断層露頭は奥羽本線の新大釈迦トンネル上の採石場で認められる(第 6.2 図)。三村(1979)は本断層の断層面が西傾斜の逆断層としたが、新大釈迦トンネル上の採石場の露頭では、断層面が東傾斜の逆断層である。磯田山層、田沢森山層、八甲田第 1 期火砕流堆積物を変異

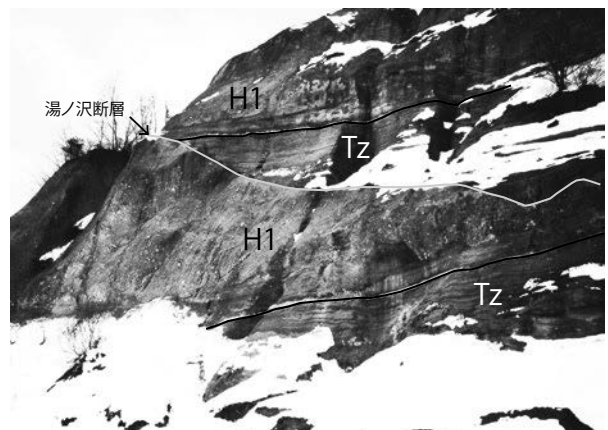
させる。見かけ上の垂直変位量は新大釈迦トンネル上の採石場で約 20 m、天田内川で約 400 m である。戸ノ沢において、湯ノ沢断層の活動で下流側が隆起して堰き止められて形成されたと推定される泥炭質な湿原堆積物(w)が認められた。なお、飯塚(1925)の天田内川断層や北海道大学理学部青森県地下資源調査団(1954)の内真部断層は、湯ノ沢断層の位置よりも西側に示されているが、本調査の結果存在しないと判断した。

鷹森山断層(新称)

鷹森山断層は北端の女蛇山付近から南端の高頭森山付近までの、総延長約 6.5 km の断層である。鷹森山付近では、西側に中新統の不動滝層が露出し、見かけ上の垂直変位は 30 m 程度である。鎌田(1993)や宮内ほか(2001)は本断層を黒石断層に含めているが、黒石断層は断層面が東に傾く逆断層であるのに対して、鷹森山断層は断層面が西に傾く逆断層である。

入内峠断層(新称)

青森平野の西縁を境する入内断層よりも西側の丘陵内に新たな断層が確認されたので、新たに入内峠断層と命名する。北端は青森市細越付近の青森平野西縁より数百 m 丘陵側に位置し、南端は大沢川の upstream まで延びる。延長方向はほぼ南北方向で、都谷森山付近で北東-南西方向の断層が、入内付近で北北西-南南東方向の断層が分岐する。南端は未確認であるが、延長方向に村岡・長谷(1990)の黒森山断層が存在する。中新統、鮮新統、八甲田第 1 期火砕流堆積物及び八甲田第 2 期火砕流堆積物を切る。断層の西側に古い地層が露出し、高角西傾斜の断層面を持つ逆断層と考えられる。北部の丘陵縁では、断層を挟んで西側に八甲田第 1 期火砕流堆積物が、東側に八甲田第 2 期火砕流堆積物が分布する。垂直変位量は少なくとも 80 m である。南部では八甲田第 2 期火砕流



第 6.2 図 湯ノ沢断層露頭

西から東方向を撮影。東側が上がっている。Tz: 田沢森山層, H1: 八甲田第 1 期火砕流堆積物。撮影場所: 新大釈迦トンネル上の大露頭(N40° 46' 18.3", E140° 36' 10.4")。

堆積物の分布比高から垂直変位量は約 60 m と推定される。御社山の東方の入内峠断層と北東-南西方向の分岐断層に囲まれた地域は、断層を介して両側の地域よりも相対的に隆起している。入内峠近から分岐する北北西-南南東方向の分岐断層は、相対的に西側が 40 m 以上隆起している。入内峠断層は、八甲田第 2 期火砕流堆積物を切っていることから、少なくとも中期更新世に活動したことは明らかである。なお、浪岡川の上流において、入内断層の活動で下流側が隆起して堰止められて形成されたと推定される湿原堆積物 (w) が認められる。

6.3 褶曲

馬ノ神山背斜 (飯塚, 1925)

馬ノ神山背斜は、津軽断層の西側に沿って南北に延びる。総延長は、北端の油川図幅地域内の五所川原市曲師沢の最上流部付近 (藤井, 1981) から南端の鐘撞堂山付近までの 12.5 km である。中新統馬ノ神山層と源八森層の分布を規制する。北海道大学理学部青森県地下資源調査団 (1954)、藤井 (1981) などは、一帯がドーム構造を示すことから馬ノ神山ドームと呼称した。本図幅地域では、馬ノ神山背斜の軸部に沿って中新世の流紋岩の貫入岩体が分布するため、背斜軸の位置は不明瞭である。

天田内川背斜 (飯塚, 1925)

本背斜に相当する名称として、大滝沢背斜 (加藤ほか, 1958a, b)、天田内背斜 (岩佐, 1962; 藤井, 1981) がある。本背斜は、磯田山断層と湯ノ沢断層に挟まれて北北東-南南西方向に延びる。総延長は、北端の油川図幅地域内の湯ノ沢付近、南端の青森市浪岡外崎開拓までの約 14 km である。磯田山層の分布を規制している。

鶴ヶ坂向斜 (飯塚, 1925)

本向斜は湯ノ沢断層と黒石断層の間に位置する。向斜軸は、青森市新城から孫内付近の北北東-南南西方向に約 5 km 延びる。田沢森山層、八甲田第 1 期火砕流堆積物、前田野目層、八甲田第 2 期火砕流堆積物を変形させている。岩佐 (1962) は鶴ヶ坂向斜の南方への延長は黒石低重力帯を通り大鰐町付近まで延びると考えた。しかし、鶴ヶ坂向斜軸の南方延長方向と、青森市浪徳才子から浪岡にかけての低地帯の最沈降部 (地質断面図 C-D) とは位置がずれる。また、鶴ヶ坂向斜の南端では、向斜構造が不明瞭となる。よって、鶴ヶ坂向斜の南端は高頭森山の西方付近と考えられる。鶴ヶ坂向斜の軸部において前田野目層に泥炭層が多く認められることから、前田野目層堆積時に鶴ヶ坂向斜が活動して軸部が沈降したことにより湿地帯が形成されていたと推定される。

相沢背斜 (飯塚, 1925)

黒石断層の東側、王余魚沢向斜の西側に位置する。総延長は、北端の高頭森山付近、南端の相沢付近までの約 4.5 km である。軸の方向は南部では南北、北部では北北

西-南南東を示す。尾開山火砕流堆積物及び磯田山層の分布を規制する。八甲田第 1 期火砕流堆積物には変形を与えていない。

王余魚沢向斜 (飯塚, 1925)

本論の王余魚沢向斜の位置は、飯塚 (1925) の提唱した王余魚沢向斜と位置の解釈が異なる。また、岩井 (1965) 及び Tabuki (1983) の水ヶ沢向斜は、本論の王余魚沢向斜と同じ向斜である可能性があるものの、位置が不明確である。本論では、飯塚 (1925) にちなみ王余魚沢向斜の名称を用いる。本向斜は相沢背斜と入内峠断層の分岐断層の間に位置する。向斜軸の方向は北東-南西から北北東-南南西で、入内峠断層の分岐断層の方向と調和する。軸の総延長は、北端の浪岡ダムから南端の青森市浪岡細野付近までの約 4.5 km である。北方への延長は八甲田第 1 期火砕流堆積物に覆われており、不明である。不動滝層及び磯田山層を変形させている。両翼共に 20° 以下の緩やかな傾斜を示す。西翼地域では、走向傾斜が安定しない。データ量が少ないため不明な点が多いが、小規模な緩い向斜及び背斜があると見られる。

その他の褶曲

馬ノ神山背斜の西翼の不動滝層の分布域では、走向傾斜が安定せず、軸長が約 1 km の 1 対の背斜・向斜が認められる。

青森市孫内付近の黒石断層の派生断層の東側に軸長 2 km 未満の背斜と向斜が認められる。これらの軸方向は鷹森山断層の方向と一致する。

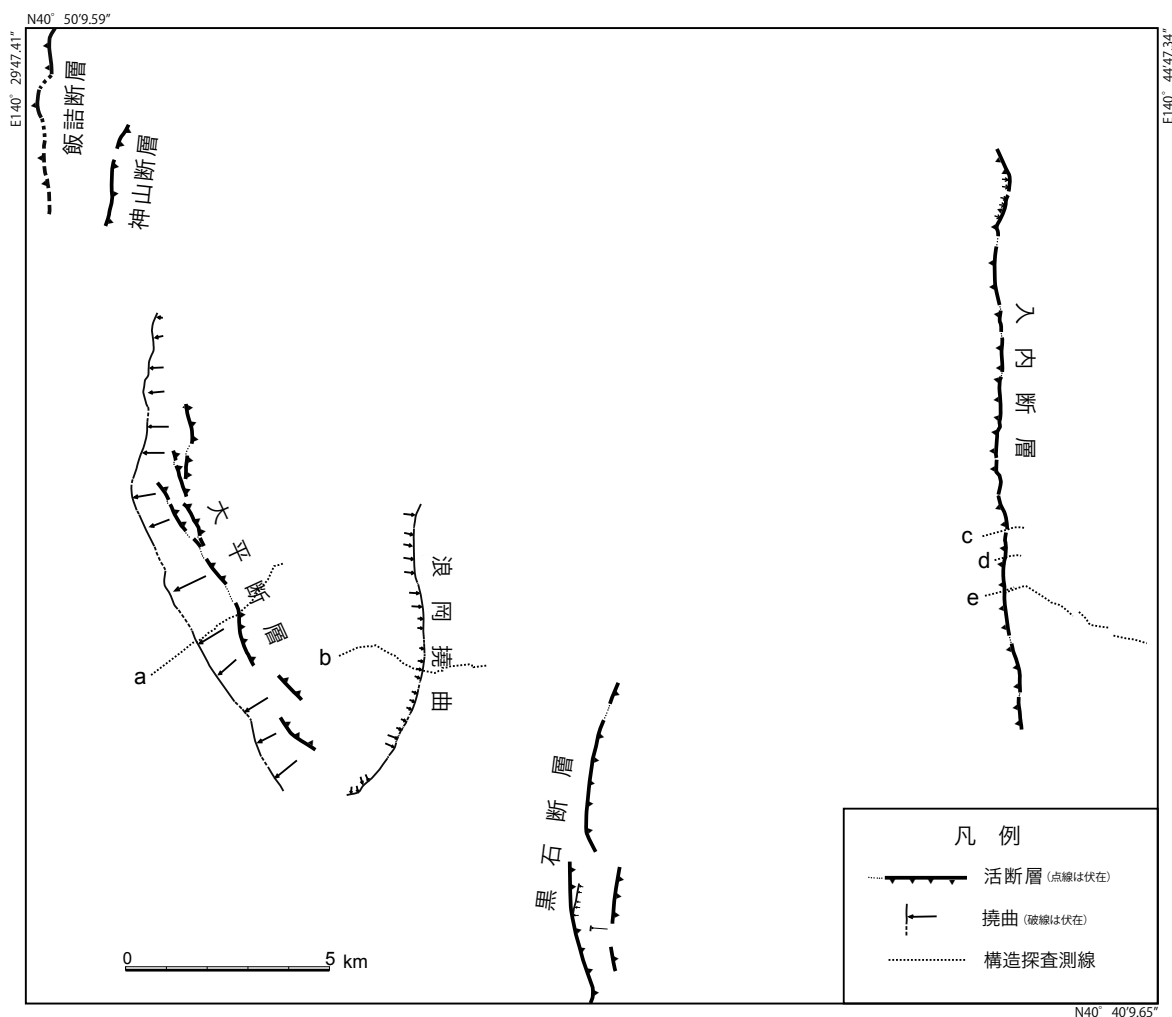
青森市浪岡の御社山東方では、磯田山層を変形させる 1 本の向斜と 2 本の背斜が認められる。このうち東の背斜の南方延長上には黒石図幅地域内において法峠背斜が報告されている (村岡・長谷, 1990)。この付近の地域における地質構造の解釈は、本報告と村岡・長谷 (1990) では異なるため、この背斜については無名のままとした。

このほか、岩井 (1984) はボーリング資料に基づいて、入内断層西側に三内背斜が存在するとしている。なお、三内背斜は八甲田第 1 期火砕流堆積物に覆われているため位置などの詳細が不明であり、地質図には図示していない。

6.4 活構造

本図幅地域内には、黒石断層、入内断層、神山断層、大平断層、浪岡撓曲といった活構造が分布する (第 6.3 図)。いずれも南北ないし北北西-南南東走向の構造であり、東西方向の圧縮応力により形成されたものと考えられる。これらの活構造は、山地・丘陵と低地との境界に位置しており、第四紀における当該地域の地形発達に大きく関与してきたと思われる。

なお、本報告においては、高位段丘形成時期 (約 220-200 ka, 第 5.5 節参照) 以降に形成された地形面を



第 6. 3 図 活構造の分布
 構造探査測線の位置は、青森県 (1996a, 1999) 及び宮内ほか (1998) に基づく。図の範囲は青森西部図幅の図郭と一致する。

変位させている断層及び撓曲を活構造とし、それ以前の地層 (例えば、八甲田第 2 期火砕流堆積物：約 0.4Ma, 第 5. 4 節参照) を変位させているが、その後に活動した痕跡が調査時点において認められていない断層について活構造には含めていない。

黒石断層 (村岡・長谷, 1990)

黒石断層は、青森市孫内付近から南へ延びる南北走向の活構造であり、南端は南に隣接した黒石図幅地域に及ぶ。鎌田 (1993) はその分布を青森市鶴ヶ坂周辺の鳥屋森から大鱈町南部にある西股山南方の折紙沢付近までの約 32 km としている。活断層研究会編 (1991) は津軽平野南部の東縁に活断層の疑いのあるリニアメント (高賀野-平賀, 町居東方-鯖石など) のみを図示し、明瞭な活断層としてはいない。宮内ほか (1998) は黒石断層が長さ 15 km の活断層であることを指摘し、断層崖の形状が新鮮であることから 1766 年に発生した津軽地方の被害地震との関連性について言及した。渡辺・鈴木 (1999) は黒石断層による断層変位地形の例として、黒石市新館

付近 (黒石図幅地域内) の断層崖を紹介している。本図幅地域内における黒石断層の分布については、宮内ほか (2001) が青森市鶴ヶ坂付近から同市五本松付近までの区間を図示している。また、空中写真判読を用いた地形判読の結果、青森市浪岡本郷付近において中位段丘が増傾斜して西へ傾き下がり、その背後 (東側) に西上がりの副次的な断層によって形成されたと推定される孤立丘が認められた。本報告では、青森市孫内付近を境にして断層のセンスが異なることから、黒石断層の北端を青森市孫内付近とし、孫内よりも北側を鷹森山断層とする。
 入内断層 (小西ほか, 1963)

小西ほか (1963) は青森平野西縁にある断層を入内断層と呼称したが、地質図上には図示していない。また、北村・岩井 (1963) は入内断層に相当する位置に断層を図示しているが、断層名の記述はない。明らかな命名者は不明確であるが、本論では入内断層の名称を用いた中で最も古い小西ほか (1963) を命名者とする。入内断層は、青森平野の西縁を画する南北走向の活構造であり、西側隆

起の逆断層である。地質図には活断層としてしか図示していないが、一部では地形面にみられる変形帯が広くなり撓曲崖を形成しているところもある。地形的に確認される断層の長さは約 12 km であるが、南北へ延長される可能性がある。青森県 (1998) はピット調査で確認された液状化現象の痕跡に基づき断層の活動時期を約 3,800 年前から約 3,000 年前までの間の期間と推定したが、液状化現象の発生と入内断層との活動との関係は明確でないため、その信頼度は低いとされている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004a)。また、青森県が実施した反射法地震探査では、地下には幅約 400 m の撓曲帯が存在し、前田野目層と思われる反射面の上下変位量は約 150 m であることが確認されている。

飯詰断層 (宮内ほか, 2001)

飯詰断層は、五所川原市東部の飯詰付近から松野木付近にかけて低位段丘を変位させるほぼ南北走向の活断層である。宮内ほか (1998) 及び宮内ほか (2001) は、この断層の分布を図示した。地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004b) は、この断層を津軽山地西縁断層帯の一部としている。この活断層は西側隆起の断層崖を形成しているが、南に向かって崖地形は不明瞭となり、低位段丘の背斜状の変形へと遷移する。断層露頭は確認されていないが、この断層を挟んで八甲田第 1 期火砕流堆積物の分布高度に西側隆起が認められる (地質断面図 A-B 参照)。

神山断層 (宮内ほか, 1998)

神山断層は、五所川原市東部の神山北方に位置する孤立丘 (長者森山) の東縁及びその南北延長に分布し、低

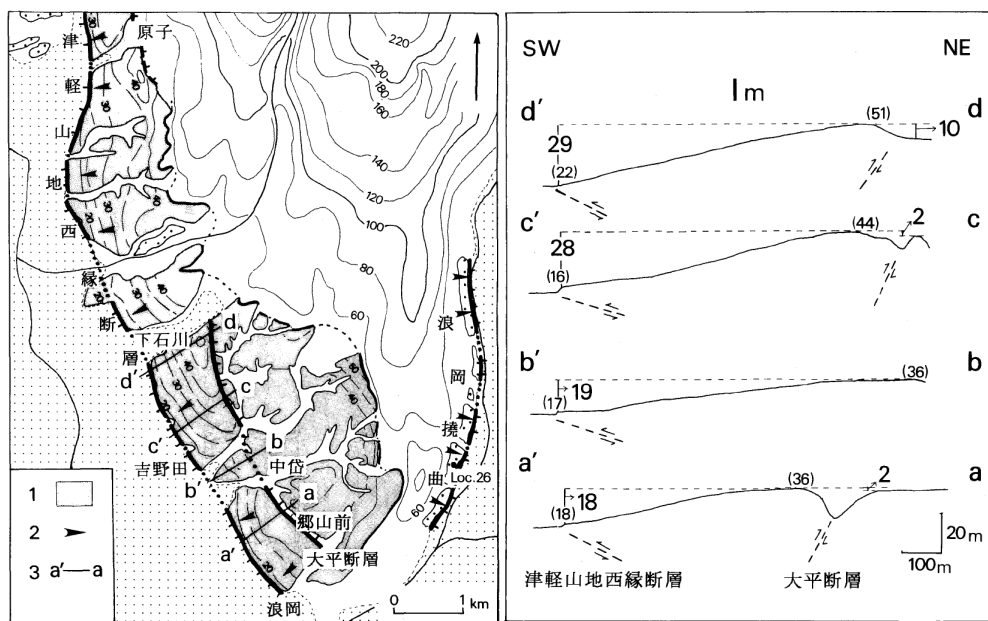
位段丘を変位させる長さ約 3 km の北北東-南南西走向の活断層である。宮内ほか (1998) は、この活断層が標高 20-30 m 付近にある最終氷期に形成された扇状地性の河岸段丘面 (本報告の低位段丘) に上下変位量約 5 m の逆向き (西側隆起) の低断層崖を形成していることを記載している。宮内ほか (2001) は、この断層とほぼ同じ位置に活断層の分布を示し、これを山越断層と呼んでいる。この断層の断層露頭は確認されていないが、地表での変位形態などに基づくところこの活断層は西傾斜の断層面をもつ逆断層であると推定される。

大平断層 (活断層研究会編, 1980)

大平断層は、浪岡付近に分布する高位段丘に西側隆起の低断層崖を形成しており、走向は北北西-南南東である。本断層による高位段丘の上下変位量は 2-10 m である (吾妻, 1995: 第 6.4 図)。本調査において、大平断層付近に従来の研究で図示されている断層以外にも逆向き低断層崖が存在し、連続良く分布することが確認された。これらの新たに確認された断層については、本報告では大平断層に含めて扱う。

青森県が実施した反射法地震探査の結果によれば、大平断層に相当する西傾斜の逆断層が確認されている (青森県, 1996a; 宮内ほか, 1998)。

なお、大平断層の西側にみられる地形面が西へ傾き下がる異常傾斜について、活断層研究会編 (1991) 及び吾妻 (1995) は東上がりの逆断層 (津軽山地西縁断層帯 [南部]) の上盤での変形と推定したが、青森県 (1996a, b) が実施した反射法地震探査の断面 (第 6.5 図) では、少なくとも深度 1,500 m までの地層中に東傾斜の断層は



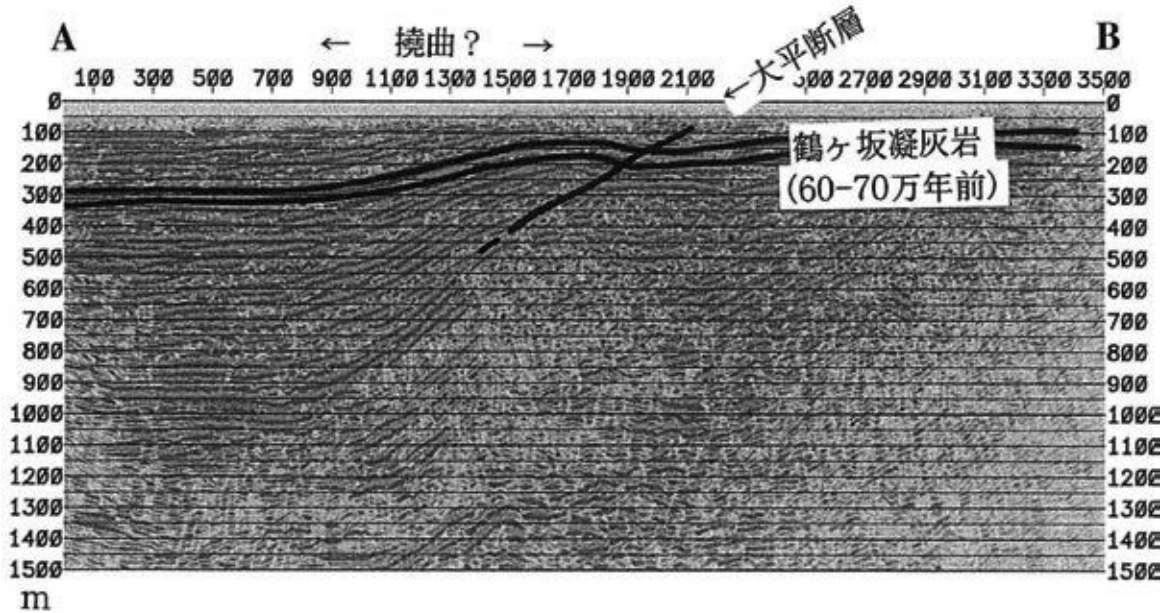
第 6.4 図 大平断層及びその周辺の活断層の分布と段丘の変形 (左) と大平断層による高位段丘 (1m 面) の変形を示す地形断面図 (右) いずれも吾妻 (1995) から引用。これらの図に示されている津軽山地西縁断層は、反射法地震探査の解釈断面 (宮内ほか, 1998) で地下浅部に断層が認められていないため、本報告では活断層として記載していない。

認められていない。そのため、ここでは異常傾斜の存在のみを示し、津軽山地西縁断層帯については示さないでおく。

浪岡撓曲（活断層研究会編，1980）

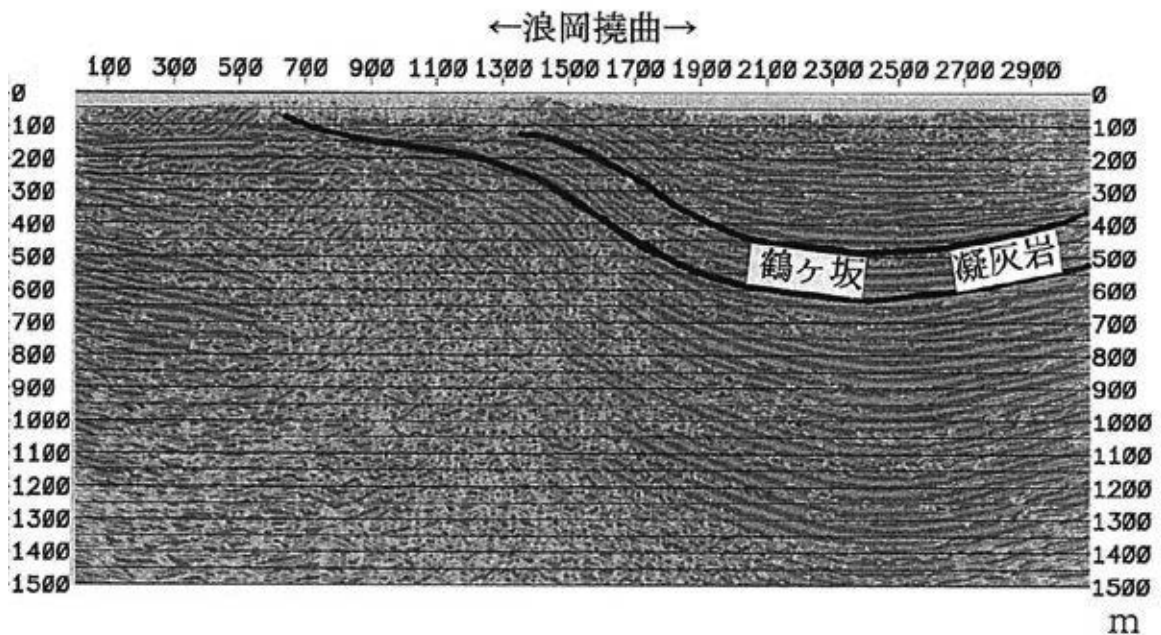
浪岡撓曲は、青森市大釈迦から同市浪岡にかけて分布する長さ約6 kmの南北走向の活構造である。この撓曲

によって中位段丘面が東に向かって傾斜を増している。大釈迦付近の道路工事現場では、前田野目層以上の地層が、東へ向かって20-40度傾く構造が観察された。青森県（1996a, b）が実施した反射法地震探査（第6.6図）では、八甲田第1期火砕流堆積物が変形していることが明らかにされている。



第6.5図 大平断層の反射法地震探査断面（青森県，1996a）

鶴ヶ坂凝灰岩は、本報告の八甲田第1期火砕流堆積物に相当する。探査測線の位置は第6.3図のa断面にあたる。大平断層と考えられる断層構造は地下500 mまでしか確認できず、それよりも深部では西傾斜した層理面へと繋がるようにみえる。宮内ほか（1998）は大平断層が撓曲带上盤に発生したバックスラストである可能性を指摘している。



第6.6図 浪岡撓曲の反射法地震探査断面（宮内ほか，1998）

鶴ヶ坂凝灰岩は、本報告の八甲田第1期火砕流堆積物に相当する。探査測線の位置は第6.3図のb断面にあたる。地表で確認される撓曲変形に対応した構造が地下1,000 m付近まで確認されるが、断層構造は認められない。

第7章 資源及び地質災害

(長森英明・吾妻 崇)

7.1 温泉

青森西部図幅地域内には現在 50 以上の温泉があり(第 7.1 表)、公衆浴場、宿泊施設、個人浴用、農業用として利用されている。なお、冷泉は若干数なため本節でまとめて記述する。ほとんどの源泉は単独の施設で利用される。すでに廃業となり現時点で利用されていない温泉も多い。本図幅地域の温泉は鶴ヶ坂温泉を除くと昭和より前から利用される古いものはなく、昭和 40 年代以降にボーリング掘削によって開発されたものである。本図幅地域の温泉は、掘削深度が 1,000m に達するものが多く、湯温が 50℃以下であるため、深層熱水起源と推察される。大半の温泉が動力による汲み揚げであるが、鶴ヶ坂リゾートハイツ温泉、だるま温泉、沖館温泉など一部の温泉は自噴する。本図幅地域の温泉の泉質は、単純泉、ナトリウム-塩化物泉を主体とし、まれに炭酸水素塩泉が認められる。

青森市浪岡地域における温泉の掘削は、深度 500 m 以上で中新統不動滝層や源八森層の分布する深度に達している。津軽平野部における温泉は、主として油田鹹水に類似した状態で泥岩類に貯留され、その泉質はナトリウム-塩化物泉が多い(青森県環境保健部, 1990)。青森平野の温泉は、前田野目層や磯田山層から温泉を採取している場合は単純泉である(青森県環境保健部自然保護課, 1997)。

本報告では、岩井(1979, 1984)、青森県環境保健部(1990)、青森県環境保健部自然保護課(1997)などを基本資料とし、現地において所在の確認及び泉質資料の調査を行った。以下に公共的な目的で利用されている温泉を中心にして各温泉の概要を記述する。なお、地質図上には位置が不明確な温泉以外は、廃孔となっている井戸も含めて表示した。

第 7.1 表に示した各温泉のデータ以外の補足情報を後述する。

鶴ヶ坂温泉 本温泉は古くから知られた源泉で、1800 年代前半の文化文政の頃の文献「菅井眞澄遊覧記」に記述がある(原田, 1937)。原田(1937)によれば、鶴の湯と亀の湯が営業していた。以下、原田(1937)の記述を引用する。鶴の湯は昭和 4 年に開業された。泉質はアルカリ性弱ナトリウム-塩化物泉、湯温は 28℃である。亀の湯は 251 尺掘削され、泉質はアルカリ性弱ナトリウム-塩化物泉、湯温は 35℃である。青森県環境保健部自然保護課(1997)の温泉リストには、青森市鶴ヶ坂字

早稲田において深度 40 m の井戸が掲載されているが、亀の湯で利用された井戸との関係は不詳である。東北自動車道建設に伴い廃業し、現在は跡形もない。

田川温泉 本源泉は、運営会社の海産物加工品の製品名に由来するタラボッキ温泉の名称で公衆浴場として利用されている。

三内温泉 本源泉は 2 つあり、現在は第 7.1 表に示したのものではなく、平成 4 年 11 月に深度 700 m まで掘削された源泉が利用されている。

本郷冷泉 原田(1937)によると、青森市浪岡本郷に古くからある冷泉である。泉質は単純泉で、温度等は不明である。

浪岡温泉 本源泉は、浪岡地域で最初に掘削された。泉質はアルカリ性単純泉であり、褐色を呈する。浪岡駅前温泉の名で公衆浴場として営業しているほか、1 軒の旅館にも利用されている。

細野相沢温泉 青森市浪岡細野の学校跡地で掘削された源泉である。泉質はナトリウム-塩化物泉である。本源泉は平成 15 年 8 月に山の湯の名で公衆浴場として営業開始された。

7.2 地下水

青森西部図幅地域には地下水利用のために多くの井戸が掘削されている。その多くは、昭和 40 年から 50 年に掘削され、上水道、消雪、工業、農業等に利用されている。本図幅地域における地下水に関する資料として、青森市水道部(1963)、尾崎・菅野(1965)、酒井(1967)、青森県企画部(1970)、通商産業省仙台通商産業局(1973)、岩井(1981)、東北農政局計画部(1982)などがある。

青森平野の西縁地域には被圧地下水が存在し、小西ほか(1963)によると帯水層は、深度 50 m 前後、100-150 m、200-250 m、400 m 前後の 4 層があり、それぞれ自噴圧を持つ。なお、これらの帯水層の層準は明確にされていない。青森市の中心部をかかえる青森平野に流入する河川は小規模であり、駒込川や堤川は酸性で水質が良くない。駒込川と堤川上の水質は、それぞれの上流域に八甲田温泉、酸ヶ湯温泉という pH2 レベルの強酸性泉がある(金原, 1992)ため、その影響を受けていると考えられる。昭和 38 年から昭和 48 年に実施された青森市上水道の第 2 期拡張事業では、被圧地下水や伏流水が水源として開発された。

青森市石江から新城にかけての地域の井戸は、磯田山

第7.1表 青森西部図幅地域内の温泉諸表

岩井 (1979, 1984), 青森県環境保健部 (1990), 青森県環境保健部自然保護課 (1997) などを基本資料とし, 所在の確認及び泉質資料の現地調査によるデータを加えて作成した。

源泉名	施設名及び利用形態	場所	泉質	深度(m)	泉温(°C)	蒸発残留物 (g/kg)	掘削年月	湧出量	pH
[青森市]									
鶴ヶ坂温泉	鷹森荘(廃業)	青森市鶴ヶ坂字早稲田112-3	-	40	30	-	-	-	-
早稲田温泉	分湯	青森市鶴ヶ坂字早稲田112-3	-	900	38	-	S49.5	-	-
早稲田温泉	(未利用)	青森市鶴ヶ坂字早稲田39-479	-	950	-	-	S60.5	-	-
やすらぎ温泉	廃坑	青森市鶴ヶ坂字早稲田239-62	Na-Cl泉	800	29	-	S49.5	-	-
鶴ヶ坂リゾートハイソ温泉	分湯	青森市鶴ヶ坂字早稲田171-72	Na-Cl泉	800	44.5	14.19	S59.9	1000	7.9
田川温泉	たらボッキ温泉(公衆浴場)	青森市鶴ヶ坂字田川188-4	Na-Cl・HCO ₃ 泉	931	44.5	2.598	S59.4	150	8.4
青森競輪場温泉	競輪選手宿舎浴用	青森市新城字平岡1-1	Na-Cl泉	903	46.4	18	H3.9	-	-
山田温泉	-	青森市新城字山田587-616	Na-Cl泉	902	48	11.02	H1.4	-	-
だるま温泉	明広園だるま温泉(廃業)	青森市新城字山田222-26	Na-Cl泉	800	40.5	1.431	S55.7	500	8.2
福田温泉	農業	青森市新城字福田81-1	-	850	43.5	-	S57.11	-	-
新田温泉	あおもり健康ランド(旧リゾート温泉やまびこ:公衆浴場)	青森市新田字忍34-5	Na-Cl泉	865	47	11.72	S58.3	-	7.4
栄山温泉	森の温泉(未利用)	青森市細越字栄山75-148	Na-Cl・HCO ₃ 泉	800	40	2.001	S63.8	-	-
三内温泉	三内ヘルスセンター(公衆浴場)	青森市三内字沢部	含S-Na-Cl泉	705	46	-	S47.8	-	-
青森県三内温泉	三内ヘルスセンター(公衆浴場)	青森市三内字沢部305-11	含S-Na-Cl泉	700	45	14.39	H4.11	-	-
丸山温泉	-	青森市三内字丸山272-101	Na-Cl泉	800	42.5	4.018	H6.8	-	-
不明	廃孔	青森市三内字丸山278-58	-	700	30	-	S53.4	-	-
稲元温泉	三内稲元温泉(未利用)	青森市三内字稲元57-5	Na-Cl泉	1000	45.5	-	S56.6	-	7.12
西滝温泉	温泉にしたき(平成10年廃業)	青森市三内字稲元95	単純泉	350	29	-	-	-	-
大湯温泉1号	大湯ホテルレジャーランド(平成12年廃業)	青森市三内字里見61	Na-Cl泉	884	41	6.9509	S45.1	-	7.6
大湯温泉2号	大湯ホテルレジャーランド(平成12年廃業)	青森市三内字里見63	Na-Cl泉	1100	51	1.632	S50.8	-	7.3
沖館温泉1号	沖館温泉(公衆浴場)	青森市富田66-4	単純泉	500	33.5	-	S42.8	330(自噴)	7.6
沖館温泉2号	沖館温泉(公衆浴場)	青森市富田66-4	単純泉	800	44	918.9	S49.2	-	-
石江温泉	あさひ温泉(公衆浴場)	青森市富田235-32	Na-Cl泉	815	47.5	5.92	H6.10	-	7.4
-	青森ヤクルト(プール)	青森市石江字富田69	単純泉	611	32	-	S46.3	-	-
出町温泉	出町温泉(公衆浴場)	青森市西滝字富永21-21	アルカリ性単純泉	600	47	0.312	S44.3	-	8.7
青森ラン温泉	ランドセンター(慈恵会病院)	青森市近野149-1	アルカリ性単純泉	700	30	0.191	S53.3	-	8.4
慈恵会温泉	療養施設	青森市安田字近野160-1	Na-Cl泉	800	38.1	1.46	H8.9	-	-
成瀬温泉	らっこ健康ランド(公衆浴場)	青森市荒川字成瀬44-1	Na-Cl泉	986	40.6	1.059	S60.7	-	7.8
花の湯温泉	花の湯温泉(休業中)	青森市千刈3-1-4	アルカリ性単純泉	811	29	-	S45.2	-	-
安田近野温泉	仙寿・鶴亀温泉(公衆浴場)	青森市安田字近野1-73	単純泉	-	42	-	-	-	-
コロナ温泉	天然温泉コロナの湯(公衆浴場)	青森市石江字三好25-4	Na-Cl泉	-	-	-	-	-	-
鶴舞温泉	青森ハワイ温泉(廃業)	青森市高田字朝日山240	単純泉	748	32	-	S43.2	-	8
大谷温泉	大谷温泉	青森市沖館字篠田15	単純泉	533	28.2	-	S41.5	-	-
金浜温泉	農業	青森市大別内字葛野102	単純泉	1022	46.8	819.3	S51.7	-	-
空港温泉	未利用	青森市小館字亀山121-59	Na・Ca・SO ₄ ・Cl泉	1130	45.6	2.957	H5.11	-	-
[青森市浪岡]									
本郷冷泉	-	青森市浪岡本郷字田ノ沢	単純泉	-	-	-	-	-	-
浪岡温泉	浪岡駅前温泉(公衆浴場・旅館)	青森市浪岡字細田70-7	アルカリ性単純泉	800	45.3	0.899	S53.3	-	8.93
花岡温泉	国民保養センター花岡荘(廃孔)	青森市浪岡女鹿沢字野尻28-3	Na-Cl泉	1000	47	-	S53	-	-
女鹿沢温泉2号	国民保養センター花岡荘(保養所)	青森市浪岡女鹿沢字野尻28-3	Na-Cl泉	1000	44.8	2.827	S59.12	-	8.7
杉沢温泉	赤川温泉旅館(廃業)	青森市浪岡大字杉沢字井ノ下133-1	アルカリ性単純泉	1000	40	0.456	S56.8	-	-
下十川温泉	ポパイ温泉(公衆浴場)	青森市浪岡下十川字扇田189-1	Na-Cl・HCO ₃ 泉	920	53.3	0.829	S63.1	-	8.8
林本温泉	娑婆羅温泉(旧山正健康温泉:公衆浴場)	青森市浪岡字林本65	単純泉	795	48.3	0.599	S63.6	-	-
細野相沢温泉	山の湯(公衆浴場)	青森市浪岡細野字沢井54	Na-Cl泉	-	53	-	-	-	-
沖蒔温泉	分湯	青森市浪岡女鹿沢字早稲田109-5	アルカリ性単純泉	1100	48.1	0.816	S61.12	-	-
樽沢温泉	消費用・浴用	青森市浪岡樽沢字村元337-1	-	1000	40	-	S59.10	-	-
吉田温泉	福祉施設(温度低下により未利用)	青森市浪岡字伊南村59-1	-	900	32	-	S56.2	-	-
王余魚沢温泉	農業(未利用)	青森市浪岡王余魚沢字片子都谷森1	-	1524	51	-	S62.7	-	-
前田温泉	浴用	青森市浪岡字前田69-1	-	600	29	-	S63.5	-	-
[藤崎町]									
-	ときはりハビリテーション	藤崎町常盤字福島	単純泉	508	24	-	S49.12	-	-
常盤温泉	常盤老人福祉センター(公衆浴場)	藤崎町常盤字富田70-1	アルカリ性単純泉	905	45	0.696	S55.8	500	8.6
磯温泉	療養	藤崎町磯字亀田2-6	-	855	43	-	S59.5	-	-
[五所川原市]									
持子沢源泉	夢野温泉(旅館)	五所川原市持子沢字陽川686	Na-Cl・HCO ₃ 泉	700	46	0.227	S50.9	-	-
津軽狼野長根温泉	津軽富士見ランドホテル(津軽虫おくり温泉:旅館)	五所川原市羽野木沢字隅無240-132	Na-Cl・HCO ₃ 泉	757.5	53	3.21	H2.10	-	-
金山温泉	老人福祉センター「聚楽」(療養)	五所川原市金山盛山42-33	Na-Cl・SO ₄ ・HCO ₃ 泉	605	52	2.475	S47.11	-	7.9
広富温泉	広富温泉(公衆浴場)	五所川原市福山字広富48-5	Na-Cl泉	600	52	3.79	S57.5	-	-
神山温泉	タクモト温泉(分譲地給湯)	五所川原市神山字塙山26-10	Na-Cl・HCO ₃ 泉	820.5	46.7	1.202	H6.3	-	-

層, 田沢森山層及び前田野目層に内在する帯水層から取水している。青森市白旗野から鶴ヶ坂付近, 青森市大釈迦付近, 本郷付近の丘陵地では, 磯田山層と田沢森山層が優れた帯水層となっており, 水質も良い(岩井, 1981)。青森市浪岡野沢(樽沢付近)の丘陵地には帯水層の前田野目層が厚く堆積しているため, その帯水層を対象にして上水道水源井など多くの井戸が掘削されている(岩井, 1981)。

7.3 石油

野田(1909)は五所川原市前田野目に位置する前田野目油井16井の位置及び地質の概略を報告した。また, 本図幅地域内の油徴や試掘の状況についてまとめている。飯塚(1925)は青森市西方の地域を大釈迦油田と称し, 地質図及び石油の徴候について報告した。

野田(1909)によれば, 前田野目の油井は明治38年

に採掘が開始された。採掘量は、明治末期に横坑によってドラム缶約 50 本ほどであった（青森県総務部調査課、1956）。本図幅地域における試掘は、大釈迦、馬ノ神、孫内の背斜構造に対し大正 10 年頃から、旭石油、日石、帝石、日鉱、個人によりなされている（井上・荒川、1958）。第二次世界大戦中に大釈迦一鶴ヶ坂間のトンネル付近において深度 180 m の試掘が行われ、ドラム缶 30 本ほどが採油された（青森系総務部調査課、1956）。現在採掘されている石油井は無い。

本報告の調査では、津軽山地の西側及び東側、入内峠断層の南部付近などで油徴を確認した。いずれの油徴も油が滲む程度で、微量である。湯の沢断層や入内峠断層やその分岐断層などの断層沿いに油徴が認められる場合が多い。野田（1909）、飯塚（1925）は、本図幅地域の油徴地点を網羅的に詳しく報告している。また、石田ほか（1953）は、青森地区の石油開発に成功していない主因として油母層が薄いことを指摘している。

加藤ほか（1958b）は、孫内背斜（本報告では認定していない構造で、位置は鷹森山断層に相当する）及び天田内川背斜における油田開発の可能性を指摘した。氏家（1993）は石油根源岩評価を行い、馬ノ神山層・源八森層は石油生成帯に達していないと判断した。また、氏家ほか（2003）は、本図幅地域の中新統の有機地質学的な検討を行い、有機熟成度が低い大量の石油生成がなされていないとした。

このほか、本地域の石油に関する研究として、高橋・八木（1936）、Ujiié（1995）などの報告がある。

7.4 天然ガス

本図幅地域では、津軽平野と青森平野で天然ガスが産出する。まず、津軽平野地域における天然ガスは藤岡ほか（1949）によって初めて概略が報告された。藤岡ほか（1950）の天然ガス調査の結果によれば、津軽平野においては青森市浪岡地域が最も有望な地域である。天然ガスは浅層の地下水に溶存しており、ガス水比は 0.12-0.17 である。青森市浪岡で試掘された 124.7 m の坑井では、80 m 以浅の沖積層からガス層が 3 層確認されている（藤岡ほか、1958b）。しかし、本図幅地域内における天然ガスの商業採掘は行われていない。ただし、個人利用としては、青森市浪岡女鹿沢において自噴するガスを利用している例がある（藤岡ほか、1950）。

青森平野では、藤岡ほか（1958a）によると、浪打駅（青森市造道にあった東北本線の廃駅）と浜館を結ぶ線を東縁、浜館と荒川を結ぶ線を南限、荒川と油川を結ぶ線を南西縁とした約 50 km² の地域でガス徴が認められる。ガス層は 120 m 以浅の砂礫層にあると推定される。

7.5 鉄

地質調査所（1954）によると、本図幅地域内における沈殿褐鉄鉱床として、南津軽郡浪岡町・大杉村（いずれも現青森市）の浪岡鉱山及び常盤村（現藤崎町）の富神鉱山がある。位置及び品位などの詳細は不明である。富神鉱山は第二次世界大戦中に稼行していた。両鉱山は現在稼行していない。

7.6 マンガン

青森市梵珠山の中腹に梵珠鉱山と呼ばれるマンガン鉱山があったが、現在は採掘されていない。通商産業省資源エネルギー庁（1989）及び谷田・三浦（1965）によると、梵珠鉱山の概要は以下の通りである。鉱床は中新統馬ノ神山層中に賦存する層状鉱床と推定され、鉱石は二酸化マンガングルで、主成分鉱物としてパイロルース鉱を含む。複数の坑道があったようだが、詳細は不明である。昭和 35 年頃に閉山している。

マンガングルを採掘するために使われた道の一部は、現在梵珠山への登山道として整備されて「マンガンの道」の名称が付けられている。

7.7 採石・採土

青森市鶴ヶ坂、五所川原市前田野目、青森市大釈迦、青森市相沢で大規模に採石がなされている。主な利用方法は、盛り土用である。鶴ヶ坂・前田野目付近では八甲田第 1 期火砕流堆積物を、青森市大釈迦では田沢森山層と八甲田第 1 期火砕流堆積物を、青森市相沢では磯田山層の砂岩を対象に採掘されている。このほか、五所川原市飯詰付近では、前田野目層の固結度の低い砂層を対象に小規模に採掘されている。

青森県農林土木技術試験室（1975）は、コンクリートの細骨材の資源調査を行い、本図幅地域内では、正平津川、沢内沢、大釈迦峠付近の鮮新-更新統を対象に分析し、砂岩は軽石の混入や火山灰などが含まれることから細骨材の用途としては品質が劣ると判断した。

三浦ほか（1966）は、旧来磨き砂として用いられていた“けい砂”の鋳物用裏砂としての品位を検討した。それによると、天田内川、大滝沢、相沢川（正平津川）に分布する凝灰質砂岩は、不純物が多いことや石英の含有量が少ないことから、鋳物砂としての単独利用は不可能と判断されている。

7.8 粘土

梵珠山南方の沢内沢支流において、馬ノ神山層及び磯

田山層中の凝灰角礫岩中に、モンモリロン石を主成分とし少量のクリストバル石を伴うベントナイト鉱床が認められる(高橋・名久井, 1964)。高橋・名久井(1964)によれば、本地域の鉱産物は、第二次世界大戦中に採掘され石鹸の代用に使用された。

五所川原市金山では、「金山焼」の名で焼き物を生産している。原料は、五所川原市金山の大溜池に堆積した粘土で、湯水時に採取して利用している。

縄文時代の三内丸山遺跡では、遺跡内に分布する粘土質火山灰が採掘されて土器製作に用いられていたと考えられている(青森県史編さん考古部会, 2002)。

7.9 地震災害

津軽地域における歴史記録に残された大地震は、慶長16年10月28日(1611年12月2日)の三陸沿岸および北海道東岸(M 8.1)、延宝5年3月12日(1677年9月13日)の八戸沖(M 7.1/4-1/2)、元禄7年5月27日(1694年6月19日)の能代付近(M 7.0)、宝永元年4月24日(1704年5月27日)の岩館付近(M 7.0 ± 1/4)、宝暦12年12月16日(1763年1月29日)の三陸沖(M 7.4)、明和3年1月28日(1766年3月8日)の津軽(M 7.1/4 ± 1/4)、寛政4年12月28日(1793年2月8日)の西津軽海岸(M 6.9-7.1)、弘化4年7月9日(1848年1月4日)の津軽、安政3年7月23日(1856年8月23日)の十勝沖、安政5年8月23日(1858年9月29日)の青森付近(M 6.0)で発生したものが知られている(佐藤, 1980; 山口, 2000b; 宇佐美, 2003)。

これらの大地震のうちで本図幅地域において最も大きな被害を与えた歴史地震は1766年の大地震である。佐藤(1994)によると、この地震の規模はM7.2-7.3、震源は40.7° N, 140.5° Eで大釈迦付近とされる。また、宇佐美(1996)による古文書の「要記秘鑑」と「津軽藩日記」の読解によると、多くの余震や、全半壊5328件、死者1277名などの被害があった。

地震観測が開始されて以降には、昭和58年(1983年)日本海中部地震(M 7.7)により浪岡ダムに設置された地震計で震度5の揺れが記録され、負傷者や住宅被害が生じた。青森市内ではこの地震の他に、1968年十勝沖地震(M 7.9)、平成6年(1994年)三陸はるか沖地震(M 7.5)で震度5の揺れが、1933年昭和三陸地震(M 8.1)、

平成5年(1993年)北海道南西沖地震(M 7.8)および平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震(M 9.0)で震度4の揺れがそれぞれ記録されている。

7.10 地すべり

本報告では、空中写真判読を行い、地質図上に滑落崖及び地すべり移動体の範囲を示した。本図幅地域における地すべりは、北西域の馬ノ神山西方付近で最も発達するほか、小規模な地すべりは丘陵域に点在する。地すべりの分布に関する文献として、清水・大八木(1987)の報告がある。

馬ノ神山付近の地すべりは、変質した太田軽石質火山碎屑岩と源八森層の泥岩において多発している。特に太田軽石質火山碎屑岩は変質によって脆くなり、層厚も厚いため、発生した地すべりは大規模である。五所川原市市営牧場付近の河床では粘土化した軽石質火山碎屑岩及び泥岩が広範囲で認められる。これらの地すべりは、地すべり地塊の再移動及び浸食が進行して滑落崖や地すべり移動体は不明瞭であるので、比較的古い地すべりと推測される。

本図幅地域は多雪地帯であり、急速な融雪による崩壊も発生している(根本ほか, 2005)。

7.11 地盤沈下

青森平野では、昭和44年頃より地下水開発が盛んになり、昭和46年頃から地盤沈下が表面化している(青森県企画部, 1981)。青森市では、昭和49年1月から公害防止条例により地下水採取の規制が行われている。地盤沈下は青森市の中心街で著しく、地下水くみ上げ規制により沈下量は鈍化したものの、沈下は継続している。建設省国土地理院地理調査部(1988)は累積沈下量が最大50 cmに達するとした。その後も沈下は継続し、青森市沖館1丁目における1972年から2007年の累積沈下量は59.03 cmに達している(環境省水・大気環境局, 2011)。主に過剰揚水に伴う急激な水位の低下により地盤沈下が生じており、粘土層、泥炭層、後背湿地及び旧河道堆積物が厚く分布する地域で沈下量が多い傾向にある(青森県, 2001)。

文 献

- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D.E., Coulbourn, W. T., *et al.*, *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, U. S. Govt. Printing Office, Washington D. C., vol. 87, p. 393-480.
- 秋葉文雄・平松 力 (1988) 青森県鯨ヶ沢, 五所川原および下北地域の新第三系珪藻化石層序. 飯島 東編, 昭和62年度科学研究費補助金研究成果報告書「第三紀珪質頁岩層の総合研究」, p. 35-51
- 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 (1996a) 平成7年度地震調査研究交付金 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査, 成果報告書. 青森県, 289p.
- 青森県 (1996b) 平成7年度地震調査研究交付金 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査, 成果報告書(概要版). 青森県, 54p.
- 青森県 (1998) 平成9年度地震調査研究交付金 入内断層に関する調査成果報告書 (<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Aomori2Brm.htm>)
- 青森県 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金 青森湾西岸断層帯に関する調査. 青森県, 47p.
- 青森県 (2001) 青森県史, 自然編, 地学. 青森県, 625p.
- 青森県環境保健部 (1974) 青森地区地下水収支解析報告書, 93p.
- 青森県環境保健部 (1990) 温泉ゆう出地基礎調査報告書(浪岡町・板柳町・藤崎町・常盤村・田舎館村). 青森県環境保健部, 58p.
- 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, 535 p.
- 青森県企画部 (1970) 青森県地下水調査報告書. 青森県企画部企画調整課, 206p.
- 青森県企画部 (1981) 青森県地下水調査報告書. 青森県企画部企画調整課, 339p.
- 青森県農林土木技術試験室 (1975) 青森県未開発砂資源調査報告書. 青森県, 195p.
- 青森県史編さん考古部会 (2002) 青森県史, 別編, 三内丸山遺跡. 青森県史友の会, 501p.
- 青森県総務部調査課 (1956) 青森県石油露頭調査報告書. 青森県, 29p.
- 青森市水道部 (1963) 青森市管内さく井地質柱状図. 青森市水道部, 27p.
- 荒牧重雄 (1968) 加久藤盆地の地質-えびの・吉松地域の地震に関連して-. 地震研彙報, vol. 46, p. 425-442.
- 吾妻 崇 (1995) 変動地形からみた津軽半島の地形発達史. 第四紀研究, vol. 34, p. 75-89.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 100, p. 6093-6095.
- 地質調査所 (1954) 日本鉱産誌, BI-c, 主として金属原料となる鉱石-鉄・鉄合金および軽金属-. 地質調査所, 289p.
- 藤井敬三 (1966) 5万分の1「金木」地質図幅及び同説明書. 地質調査所, 40p.
- 藤井敬三 (1981) 油川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅). 地質調査所, 38p.
- 藤岡一男・井上 武・高安泰助・栗原浩三郎・佐藤 毅・三河内謹爾・谷口啓治之助 (1950) 青森県津軽平野の天然ガス(続). 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 4, p. 1-24.
- 藤岡一男・栗原浩三郎・三河内謹爾 (1949) 青森県津軽平野の天然ガス. 秋田鉱山専門学校地下資源開発研究所報告, no. 2, p. 1-18.
- 藤岡一男・桜庭弘三・佐藤 毅・鈴木賢次郎 (1958a) 青森平野天然ガス調査報告. 東北地方天然ガス開発利用調査報告, 石油技術協会, p. 19-31.
- 藤岡一男・桜庭弘三・鈴木賢二郎 (1958b) 津軽平野天然ガス調査報告. 東北地方天然ガス開発利用調査報告, 石油技術協会, p. 32-53.
- 福沢仁之 (1985) 北海道天北-羽幌地域の上部新第三系層序の再検討-特に“稚内”・“声間”層について-. 地質雑, vol. 91, p. 833-849.
- 古川陸代・宮城一男 (1964) 青森県大鰐町周辺に分布する“鯖石”について. 岩鉱, vol. 51, p. 108-111.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A. eds. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589p.
- 原田松太郎 (1937) 青森県鉱泉誌. 青森県衛生課, 258p.
- 畑 元子・根本直樹 (2005) 津軽半島南部に分布する鮮新統~下部更新統の有孔虫化石群集. 化石, no. 78, p. 21-31.
- 服部勝美・山川尊志・根本直樹・石岡智武 (1997) 津軽半島南東部に分布する鮮新~下部更新統の層序の再検討. 弘前大学理科報告, vol. 44, p. 225-232.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507-592.
- 弘前市 (2001) 新編弘前市史 通史編1 (自然・原始). 弘前市企画部企画課, 425 p.
- 北海道大学理学部青森県地下資源調査団 (1954) 青森県下地域別地質調査報告. 青森県の地下資源, 青森県総務部調査課, p. 65-135.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, vol. 49,

- p. 1123-1132.
- 飯塚保五郎 (1925) 青森県大釈迦油田地形および地質図説明書。地質調査所, 20p.
- 飯塚保五郎 (1930) 青森油田の地質に就きて。地質雑, vol. 37, p. 727-731.
- 今泉力蔵 (1949) 弘前盆地東縁の地質 (演旨)。地質雑, vol. 55, p. 182.
- 猪鹿倉忠俊 (1931) 津軽半島に発達せる海成段丘に就いて。地理評, vol. 7, p. 691-707.
- 井上重一・荒川洋一 (1958) 青森県, 秋田県および山形県下の油田ガス資料蒐集報告。東北地方天然ガス開発利用調査報告。石油技術協会, p. 428-532.
- 井上 武・川尻重三・上田良一 (1960) 秋田県大館・花輪盆地間山地の地質層序について。秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 22, p. 10-26.
- Irizuki, T. (1996) Ontogenetic change in valve characters in three new species of Baffinicythere (ostracoda, crustacea) from northern Japan. *Jour. Paleont.*, vol. 70, p. 450-462.
- 石田義雄・池田 穰・金原均二 (1953) 最近の探鉱成果, その他の地区, 青森地区。石技誌, vol. 18, p. 178-180.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965) 放射性炭素¹⁴Cによる年代測定。地質ニュース, no. 133, p. 20-27
- 岩井淳一・青田俊寿・松山 力 (1958) 青森市東部地域の地質。青森県油田調査報告書, 青森県水産商工部商工課, p. 6-11.
- Iwai, T. (1962) The Pliocene deposits and molluscan fossils from the Northeast margin of the Tsugaru basin, Aomori Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no.31, p.35-46.
- 岩井武彦 (1965) 青森県津軽盆地周辺に発達する新生界の地質学的並びに古生物学的研究。弘前大学教育学部紀要, no.14, p. 85-155.
- 岩井武彦 (1986) 鳥弧横断ルート No. 10 (十三湖-五所川原-青森-野辺地-上北)。北村 信編 新生代豊北本州弧地質資料集, 8p.
- 岩井武彦 (1979) 青森県津軽平野地域における温泉群の研究。青森県環境保健部, 25p.
- 岩井武彦 (1980) 青森県弘前盆地地域における温泉群の研究。青森県環境保健部, 27p.
- 岩井武彦 (1981) 青森県地域別地下水概況。青森県地下水調査報告書, 青森県企画部企画調整課, p. 12-21.
- 岩井武彦 (1984) 青森地区周辺地域の温泉調査報告書。青森県環境保健部, 52p.
- 岩井武彦・大久保貢・沢田庄一郎 (1982) 表層地質図。青森県農林部土地改良一課編, 土地分類基本調査「青森西部」, p. 16-17.
- 岩佐三郎 (1962) 青森県津軽地方の含油第三系とその構造発達史について。石技誌, vol. 27, p. 197-231.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004a) 青森湾西岸断層帯の長期評価。 (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04apr_aomori/index.htm)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004b) 津軽山地西縁断層帯の長期評価。 (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04apr_tsugaru/index.htm)
- 鎌田耕太郎 (1993) 津軽平野をつくった断層 (その1)-黒石逆断層系。年報・市史ひろさき, no. 2, p. 42-57.
- 鎌田耕太郎 (1995) 黒石市南東遠手沢に分布する鮮新-更新統大釈迦層の堆積相-カルデラ外青荷凝灰岩の再検討-。弘前大学教育学部紀要, no. 74, p. 29-36.
- 鎌田耕太郎 (2000) 津軽平野東縁遠手沢に分布する鮮新統の放射年代と火砕流堆積物の堆積環境。青森県史, no. 4, p. 113-120.
- 亀丸文秀・根本直樹 (1991) 青森県浪岡町に分布する大釈迦層の有孔虫群集。弘前大学理科報告, vol. 38, p.147-161.
- 環境省水・大気環境局 (2011) 平成 22 年度全国の地盤沈下地域の概況。31p.
- Kataoka, J. (1957) Bryozoa from the Daishaka Formation (Pliocene), Minami-Tsugaru-Gun, Aomori Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 28, p. 143-153.
- 加藤磐雄・田口一雄 (1959) 青森市南西部地域の地質。青森県の地質 (石油) について II (蟹田地区 青森市南西部), 青森県水産商工部商工課, p. 6-20.
- 加藤磐雄・田口一雄・齊川俊明 (1958a) 青森市西部地域の地質。青森県水産商工部商工課編, 青森県油田調査報告書, p. 12-17.
- 加藤磐雄・田口一雄・齋川俊明 (1958b) 青森市西部地域の地質及び油田の可能性。青森市石油及び天然ガス調査報告書 [1], 青森市総合計画策定資料, no. 101, P. 17-22.
- 加藤 進 (1992) 渡島半島・青森地域。改訂版日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, p. 41-53.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層-分布図と資料-。東京大学出版会, 363p.
- 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.
- 河野義礼 (1939) 十和田火山噴出物の化学的研究。岩鉱, vol. 22, p. 224-239.
- 建設省国土地理院地理調査部 (1988) 全国主要地域における地盤沈下の推移-地域別地盤沈下量図の集成-。建設省国土地理院地理調査部, 99p.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧。地質調査所, 394p.
- 金属鉱業事業団 (通商産業省) (1980) 昭和 54 年度精密調査報告書, 北鹿地域, 160p.
- 北村 信 (1963) 青森県の第四系。青森県地質説明書, 青森県, p. 65-92.
- 北村 信 (1972) 青森県の第四系。青森県の地質, 青森県, p. 71-120.
- 北村 信・岩井武彦 (1963) 青森県の第三系。青森県地質説明書, 青森県, p. 3-64.
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦 (1972) 青森県の第三系。青森県の地質, 青森県, p. 5-70.
- 国土交通省土地・水資源局国土調査課 (2001) 全国地下水 (深井戸) 資料台帳, 東北編 I (青森県・宮城県・山形県)。830p.

- 小池一之・町田 洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 108p.
- 小岩直人・柴 正敏・葛西優貴 (2007) 青森県屏風山砂丘地帯, 館岡層中の十和田大不動テフラの AMS¹⁴C 年代. 第四紀研究, vol. 46, p. 437-441.
- Koizumi, I. (1977) Diatom biostratigraphy in the north Pacific region. Proc. 1st-CPNS, Tokyo, 1976, p. 235-253.
- 近藤 梓・山元正継・大場 司・安井光大・緒方武幸 (2010) 東北日本弧北部, 碓ヶ関カルデラに分布する火山岩類の層序と K-Ar 年代. 日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨, p. 125.
- 小西泰次郎・安藤 武・菅野敏夫 (1963) 青森平野の地下水-特に青森市上水道水源について-. 地質調査所, 27p.
- 小高民夫・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂洋三 (1970) 黒石地域の地質について (青森-29 号). 青森県商工部, 38p.
- 小高民夫・高柳洋吉・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂洋三 (1969) 碓ヶ関地域の地質について (青森-37 号). 青森県商工部, 28p.
- Kotoh, J. (1957) Brachiopoda from the Daishaka and Tsurugasaka fossil zones, Minami-Tsugaru-gun, Aomori Prefecture. *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan, N. S.*, no. 25, p. 7-10.
- 工藤一彌・佐藤 巧 (2001) 青森市の地層・岩石の絶対年代. 市史研究おもしろ. 青森市, p. 130-137.
- 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.
- 工藤 崇・小林 淳・山元孝広・岡島靖司・水上啓治 (2011) 十和田火山における噴火活動様式の時代変遷と長期的予測. 日本第四紀学会 2011 年大会講演要旨集, no. 41, p. 82-83.
- 工藤 崇・植木岳雪・宝田晋治・佐々木 寿・佐々木 実 (2006) 八甲田カルデラ南東部に分布する鮮新世末期~中期更新世火砕流堆積物の層序と給源カルデラ. 地学雑誌, vol. 115, p. 1-25.
- Kuno, H., Ishikawa, T., Katsui, Y., Yagi, K., Yamasaki, M. and Taneda, S. (1964) Sorting of pumice and lithic fragments as a key eruptive and emplacement mechanism. *Japan J. Geol. Geogr.*, vol. 35, p. 223-238.
- 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.
- 前田修吾・根本直樹・小幡喜一・島本昌憲 (1998) 青森県油川西方に分布する下部第四系の層序と古環境. 弘前大学理工学部研究紀要, vol. 1, p. 37-53.
- 米谷盛壽郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫化石層序. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), p. 35-60.
- 増田孝一郎・小笠原憲四郎 (1981) 大桑・万願寺動物群と滝の口動物群. 軟体動物の研究 (大森昌衛教授還暦記念論文集), p. 223-249.
- 松橋ゆかり・小菅正裕・田中和夫 (1989) 津軽半島南部の重力異常. 弘前大学理科学報告, no. 36, p. 159-174.
- 三村高久 (1979) 青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究. 地質雑, vol. 85, p. 719-735.
- 三浦勇美・名久井閔瀾・荒井 潔 (1966) 第 3 章けい石, 1. 青森県青森市西部および南西部の鋳物用けい砂. 東北の工業用鉱物資源, no. 6, 東北地方興行用鉱物資源開発調査委員会, p. 59-63.
- 宮内崇裕・青森県主要起震断層調査委員会・飛田健二・野溝昌宏・斉藤秀樹 (1999) 津軽山地西縁断層帯の詳細位置と地下構造. 活断層研究, no. 18, p. 14-22.
- 宮内崇裕・今泉俊文・佐藤比呂志・八木浩司・渡辺満久・池田安隆・澤 祥・鈴木康弘 (1998) 津軽山地周辺の活断層と第四紀後期の活動性評価. 1998 年度地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sf-p003, p. 321.
- 宮内崇裕・佐藤比呂志・八木浩司・越後智雄・佐藤尚直 (2001) 1:25,000 都市圏活断層図「青森」. 国土地理院技術資料 D-1-No. 388.
- 三輪美智子・柳沢幸夫・山田 桂・入月俊明・庄司真弓・田中裕一郎 (2004) 新潟県北蒲原郡胎内川における鮮新統鉄江層の浮遊性有孔虫化石層序-No.3 *Globorotalia inflata* bed 下限の年代について-. 石技誌, vol. 69, p. 272-283.
- 水垣桂子・宝田晋治 (2003) 八甲田第 1 期・第 2 期火砕流堆積物の ESR 年代. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, p. 277.
- 本山 功・丸山俊明 (1995) 青森県津軽半島中西部の新第三系の層序と放散虫・珪藻化石. 地調月報, vol. 46, p. 333-374.
- 本山 功・丸山俊明 (1996) 放散虫および珪藻による津軽半島新第三系の複合微化石層序. 地質雑, vol. 102, p. 481-499.
- 村岡洋文 (1986) 沖浦カルデラの形成年代. 地調月報, vol. 36, p. 33-42.
- 村岡洋文 (1991) 八甲田地熱地域の熱源系. 地調報告, no. 275, p. 113-134.
- Muraoka, H. and Hase, H. (1981) Okiura caldera, discovery of a valles-type caldera in the northern Honshu, Japan. IAVCEI symposium, Arc volcanism, Tokyo (abstract), p. 242-243.
- 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 (21-4), 地質調査所, 27p.
- 村岡洋文・高倉伸一・長谷紘和 (1983a) 碓ヶ関カルデラ: 遠部層を噴出した新第三紀クレーターレーク型カルデラ. 日本地質学会第 90 年学術大会講演要旨, p. 341.
- 村岡洋文・高倉伸一・長谷紘和 (1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群. 地調報告, no. 275, p. 97-111.
- 村岡洋文・山口 靖・中澤 敏 (1983b) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互関係-レーダー画像判読とその現地検証-. 地質雑, vol. 89, p. 661-664.
- 内藤博夫 (1966) 秋田県米代川流域の第四紀火山碎屑物と段丘地形. 地理評, vol. 39, p. 463-484.
- 中川久夫 (1963a) 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 (1963b) 東北地方第四紀 Tephrochronology. 第四紀研究, vol. 3, p. 88-93.
- 中川久夫 (1972) 青森県の第四系. 青森県の地質. 第二部. 青森県, p. 71-120.

- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・井出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, p. 7-18.
- 中世古幸次郎・菅野耕三 (1973) 日本新第三紀の化石放散虫分帯. 地質学論集, no. 8, p. 23-33.
- 南部松夫・谷田勝俊 (1961) 青森市八甲田火山の地質及び地下資源調査報告. 青森市総務部企画課, p. 29.
- 根本直樹 (1996) 浪岡町西部丘陵地下に分布する大釈迦層の有孔虫群. 浪岡町史研究年報, no. 1, p. 55-69.
- 根本直樹 (1997) 有孔虫化石からみた第四紀前期の津軽海峡周辺のご環境. *Oshimanography*, no. 4, p. 22-27.
- 根本直樹 (1998) 浪岡町およびその周辺から得られたカリウム-アルゴン年代. 浪岡町史研究年報, no. 3, p. 53-61.
- 根本直樹 (2000a) 地質・地史. 浪岡町史, p. 40-77.
- 根本直樹 (2000b) 津軽半島南島部に分布する大滝沢凝灰岩部層の FT 年代. 青森県史研究, no. 5, p. 115-118.
- 根本直樹・藤田一世 (2008) 青森県西津軽地域に分布する鮮新統軽石凝灰岩の対比. 地球科学, vol. 62, p. 403-407.
- 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. 21, p. 576-582.
- 根本直樹・千田良一 (1994) 青森県津軽半島南端部に分布する大釈迦層の有孔虫群. 弘前大学理工学部報告, vol. 41, p. 259-275.
- 根本直樹・柴 正敏・佐々木 実・大河原にい菜・内田智子・大串健一・内田理央・穴田那典 (2005) 2005 年 4 月上旬に青森県津軽地方で頻発した斜面崩壊. 地球科学, p. 285-286.
- 根本直樹・高平康司 (2002) 津軽半島南部に分布する“二本松凝灰岩部層”について. 弘前大学理工学部研究報告, vol. 5, p. 17-30.
- 根本直樹・山口義伸 (1998) 第四系. 青森県の地質, p. 44-59.
- 西村 進・佐藤博之・山田敬一 (1977) 八甲田溶結凝灰岩のフィッシュントラック年代-日本の地熱活動に関連する火山岩のフィッシュントラック年代 (2)-. 地調月報, vol. 28, p. 593-595.
- 野田勢次郎 (1909) 青森図幅地質説明書, 地質調査所, 91p.
- Nomura, S. (1935) Miocene mollusca from the Nisi-Tugaru District, Aomori-ken, Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-onkai Mus., Res. Bull.*, no. 6, p. 19-74.
- Nomura, H. and Hatai, K. (1935) Pliocene Mollusca from the Daishaka Shell-Beds in the vicinity of Daishaka, Aomori-ken, Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull.*, no. 6, p. 83-142.
- 野澤暁史 (2001) 八甲田地熱地域, 沖浦カルデラの内部構造と形成過程. 地質雑, vol. 107, p. 413-431.
- 小布施明子・秋葉文雄・佐々木榮一 (2004) 青森県五所川原市東部および浪岡町に分布する中~上部中新統の渦鞭毛藻化石・珪藻化石層序. 日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨, p. 66.
- 生田慶司・大沼晃助 (1960) 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50-51, p. 36-55.
- 大池昭二 (1964) 八戸浮石の絶対年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代 (3)-. 地球科学, no. 70, p. 38-39.
- 大池昭二 (1978) 十和田市南方における大不動浮石流凝灰岩の¹⁴C年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代 (123)-. 地球科学, vol. 32, p. 109-110.
- 大池昭二・松山 力・竹内貞子 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の¹⁴C年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代 (118)-. 地球科学, vol. 31, p. 136-137.
- 大池昭二・庄子貞雄 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の¹⁴C年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代 (96)-. 地球科学, vol. 31, p. 42.
- 大串健一・根本直樹 (2006) 青森県青森市孫内地域の地質と有孔虫化石. 弘前大学理工学部研究紀要, vol. 9, p. 41-55.
- Omoto, K. (1978) Tohoku University Radiocarbon Measurements VI. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, vol. 28, p. 101-116.
- Omoto, K. (1979) Tohoku University Radiocarbon Measurements VII. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, vol. 29, p. 235-261.
- 太田良平・大沢 穠・小野晃司 (1957) 5 万分の 1「三厨」地質図幅及び同説明書. 地質調査所, 30p.
- 太田陽子・岡田篤正・早川唯弘 (1979) 青森県七戸町西方における段丘堆積物の¹⁴C年代と関連する問題. 第四紀研究, vol. 18, p. 103-105.
- 大矢雅彦 (1993) 津軽平野水害地形分類図. アトラス水害地形分類図, 早稲田大学出版部.
- 大矢雅彦・海津正倫 (1978) 津軽平野における扇状地の形成過程. 東北地理, vol. 30, p. 8-14.
- 尾崎次男・菅野敏夫 (1965) 津軽平野の被圧地下水-東北地方総括調査研究-. 地調月報, vol. 169, p. 25-35.
- Petroleum Resources Development Promotion Council (1949) Comliled Geological Map of Aomori Region, 1:200, 000.
- 酒井軍治郎 (1958) 大鰐温泉調査報告書. 大鰐町, p. 1-66.
- 酒井軍治郎 (1967) 青森県の地質と地下資源-地下水-. 陸奥新報社, p. 153-218.
- 酒井軍治郎・宮城一男・岩井武彦 (1964) 八甲田火山地域における温泉群の研究. 弘前大学教育学部紀要, 別冊第 4 号, 58p.
- 佐々木 寿 (2001) 浅海へ堆積した火砕流堆積物の特徴-青森県津軽盆地更新統鶴ヶ坂層の例-. 日本火山学会講演予稿集, p. 156.
- 佐々木 寿・宝田晋治・根本直樹 (1998a) 浅海域が大規模火砕流の流動機構に与えた影響-八甲田カルデラ起源. 鶴ヶ坂火砕流の例-. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, p. 420.
- 佐々木 実・茂貫雅祥・西岡孝尚・梅田浩司 (1998b) 八甲田火山群および十和田火山溶岩類の K-Ar 年代と岩石学的特徴. 日本岩石鉱床学会平成 9 年度学術講演予稿集, p. 65.
- 佐々木 実・佐々木 寿・時沢武志・梅田浩司 (1998c) “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.
- Satoh, H. (1966) Pumice flow deposits of the Towada caldera at the vicinity of Kosaka town, Akita Prefecture, Japan, *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 72, p. 405-411.

- 佐藤博之 (1969) 十和田カルデラ東方における浅水軽石流堆積物の¹⁴C年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代 (118)-. 地球科学, vol. 23, p. 131-132.
- 佐藤 祐 (1980) 東北地方北部 (津軽地方) の歴史地震 (I). 弘前大学理科報告, no. 27, p. 152-156.
- 佐藤 祐 (1994) 青森県の歴史地震資料. 弘前総合印刷, p. 264.
- 沢田庄一郎 (1985) 青森県の自然 (地学編). 青森県教育センター研究資料, no. 101, 64p.
- 石油技術協会 (1958) 東北地方天然ガス開発利用調査報告書付図. 263p.
- Sepkoski, J. J. (2002) A compendium of fossil marine animal genera. *Bulletins of Ame. Paleont.*, vol. 363, p. 560.
- 清水文健・大八木規夫 (1987) 地すべり地形分布図 第5集. 防災科学技術研究資料, no. 116, 国立防災科学技術センター.
- 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.
- 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, 84p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1987) 八甲田山地域火山地質図 (5万分の1)・八甲田山地域地熱地質編図 (10万分の1) 及び同説明書, 77p.
- 島口 天 (1998) 青森市新城川流域の大釈迦層から産出した貝類化石. 青森県立郷土館調査研究年報, no. 22, p. 69-77.
- 品田やよい・天野和孝 (1995) 更新世前期の大桑・万願寺動物群中の岩石穿孔性二枚貝化石群集. 化石, no. 58, p. 10-19.
- 須崎俊秋・箕浦幸治 (1986) 大釈迦地域に分布する火山砕屑物の堆積過程. 日本地質学会第93年術大会講演要旨, p. 96.
- 須崎俊秋・箕浦幸治 (1992) 青森地域上部新生界の層序と古地理. 地質学論集, vol. 37, p. 25-37.
- 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.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *The Island Arc*, vol. 14, p. 666-678.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東北部から東北南部に分布する第四紀テフラのフィッション・トラック年代. 第四紀研究, vol. 37, p. 95-106.
- 鈴木毅彦・植木岳雪 (2002a) 岩石記載・古地磁気層序・広域対比にもとづく八甲田カルデラ起源火砕流堆積物群の層序・年代に関する再検討. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 60-61.
- 鈴木毅彦・植木岳雪 (2002b) 東北日本, 八甲田カルデラを起源とする火砕流堆積物の層序・年代の再検討. 日本火山学会2002年度秋季大会講演予稿集, p. 39.
- 鈴木達夫 (1936) 青森県蟹田油田地形及び地質説明書. 地質調査所, 26p.
- Tabuki, R. (1983) Paleoenvironment of the Plio-Pleistocene Daishaku Formation, Tsugaru Basin, Northeast Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 130, p. 61-78.
- Tabuki, R. (1986) Plio-Pleistocene ostracoda from the Tsugaru Basin, north Honshu, Japan. *Bull. Coll. Educ., Univ. Ryukyus*, no. 29, p. 27-160.
- Tada, R. and Iijima A. (1983) Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous rocks in northern Japan. *Jour. Sedim. Petrol.*, vol. 53, p. 911-930.
- 田口一雄 (1959) 青森市西部の地質. 青森県油田調査報告書, p. 1-6.
- 高橋維一郎・名久井 閔瀾 (1964) 青森県浪岡町梵珠山のベントナイト. 東北の工業用鉱物資源, no. 4, p. 13-17.
- 高橋純一・八木次男 (1936) 東部津軽油田の構造. 岩石鉱物鉱床学, vol. 16, p. 51-60.
- 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.
- 宝田晋治・長森英明・佐々木 寿 (2004) 浅海に流入した大規模火砕流の堆積機構: 八甲田第1期火砕流堆積物. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, p. 253.
- 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.
- Tanida, K. (1961) A study on salic effusive rocks. *Sci Rep. Tohoku Univ, 3rd Ser.* vol. 7, p. 47-100.
- 谷田勝俊・三浦勇美 (1965) 梵珠鉱山. 国内鉄鋼原料調査, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, 第3報, p. 138-139.
- 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. 日本の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 37-83.
- 東北農政局計画部 (1982) 青森県及び秋田県水文地質図集, 農業用地下水調査青森・秋田地区調査報告書. 東北農政局計画部, 91p.
- 辻誠一郎・宮地直道・吉川昌伸 (1983) 北八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序と植生変遷. 第四紀研究, vol. 21, p. 301-313.
- 通商産業省仙台通商産業局 (1973) 青森市周辺地域地下利用適正化調査報告書. 28p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1989) 昭和63年度広域地質構造調査報告書, 津軽半島地域. 通産省, 156p.
- 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.
- 氏家良博 (1993) 津軽盆地における石油根源岩評価. 石技誌, vol. 58, p. 283-291.
- Ujiié, Y. (1995) Petroleum source rocks from the Neogene Tsugaru Basin, Northern Honshu Japan. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, vol. 79, p. 880-895.
- 氏家良博・細谷雄樹 (1985) 青森県五所川原市東部に分布する中新統に含まれるケロジェンと珪酸鉱物の続成変化. 地球科学, vol. 39, p. 282-292.
- 氏家良博・西浦邦子・平 悦子 (2003) 津軽堆積盆地に分布す

- る中新統泥質岩の有機地質学的研究. 堆積学研究, no. 56, p. 5-16.
- 氏家良博・谷口貴康・蝦名正輝 (2006) 化石花粉の有機熱成度から津軽断層の変位量を推定する. 地質雑, vol. 112, p. 581-593.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版], 東京大学出版会, 493p.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 608p.
- 海津正倫 (1976) 津軽平野の沖積世における地形発達史. 地理評, vol. 49, p. 714-735.
- 渡辺満久・鈴木康弘 (1999) 活断層地形判読-空中写真による活断層の認定-. 古今書院, 184p.
- Yagi, K., Kawano, Y. and Aoki, K. (1963) Types of Quaternary volcanic activity in northeastern Japan. *Bull. Volc.* vol. 26, p. 223-235.
- 八木健三・松山 力・七崎 修 (1960) 軽石の密度-溶結凝灰岩生成機巧についての一考察. 火山, vol. 2, p. 99-109.
- 八島隆一 (1990) 東北日本弧における鮮新世火山岩の K-Ar 年代: 阿闍羅山安山岩, 青ノ木森安山岩, セッ森デイサイト, 笹森安山岩. 地球科学, vol. 44, p. 150-153.
- 八島隆一・深沢裕治・周藤賢治 (1989) 東北日本における鮮新世火山作用 (IV)-弘前市南東, 碓ヶ関コールドロンの火山岩類-. 福島大学理科報告, no. 44, p. 31-40.
- 山口義伸 (1993) 平川地域での十和田火山起源の浮石流凝灰岩について. 弘前市史研究. no. 2, p. 11-41.
- 山口義伸 (2000a) 位置および面積. 浪岡町史, no.1, 浪岡町, p. 4-39.
- 山口義伸 (2000b) 自然災害. 浪岡町史, no.1, 浪岡町, p. 95-132.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected biozones. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395-414.

Geology of the Aomori-Seibu District

By

Hideaki Nagamori*, Shinji Takarada** and Takashi Azuma***

(Written in 2013)

(ABSTRACT)

The Aomori-Seibu district is located in the northern part of the Tohoku region in northeastern Japan. The district is situated between the junction of the Ou and Tsugaru mountain ranges. The Middle Miocene to Holocene formations are found in this district. Figure 1 summarizes the geology of the Aomori Seibu district. The North-south trending reverse faults, including the Tsugaru, Kuroishi and Nyunai faults, define the boundaries of the local geological formations. The western side of the Tsugaru Fault has experienced a relatively large amount of uplift, creating the Tsugaru Mountain Range, which comprises the Middle Miocene formations. The topography of the area between the Tsugaru Fault and Kuroishi Fault is due to subsidence, and consists of early Pliocene to Holocene formations. The area between the Kuroishi Fault and the Nyunai Fault is uplifted, forming an ignimbrite plateau composed of eruptive products from the Hakkoda Caldera. Holocene plains are located on the western and eastern sides of the Kuroishi and Nyunai faults, respectively.

Volcanic pyroclastic formations are found predominantly in the Middle Miocene and late Lower Pliocene to Holocene sedimentary formations located in the Dewa district in the Green Tuff zone (Oide and Onuma, 1960). Pliocene to Pleistocene volcanic activity is dominant in the southern and southeastern parts of this district. In total, there are six calderas near this area: the Yunosawa, Ikarigaseki, Nenokuchi, Okiura, Hakkoda and Towada caldera volcanoes. Volcanic activity of these calderas has resulted in numerous pyroclastic deposits in the district. Hence, tuffaceous facies are dominant in this area.

Miocene

The Miocene sequence is located in the Umanokamiyama Anticline region, west of the Tsugaru Fault, Kareizawa Syncline region and the southern part of Nyunaitoge Fault. The Miocene formations consist of Middle to Upper Miocene formations. The Miocene formation is composed of the Umanokamiyama Formation, Ota Pumiceous Volcaniclastic Rocks, Genpachimori Formation, and Fudotaki Formation, in ascending order. A rhyolite intrusion is observed in the Umanokamiyama Formation and Ota Pumiceous Volcaniclastic Rocks. The Nyunai Formation is found in the Kareizawa Syncline near the southern part of the Nyunaitoge Fault.

The Middle to Upper Miocene Nyunai Formation consists of the lower massive mudstone and sandstone and the upper basaltic volcaniclastic rocks. The Nyunai Formation is exposed in the southern part of the Nyunaitoge Fault. The Middle Miocene Umanokamiyama Formation consists mainly of hard mudstone, pumiceous tuff breccia, and basalt volcanic breccia and lava. The Umanokamiyama Formation is located in the axis of the Umanokamiyama Anticline and the west side of the Tsugaru Fault. The Ota Pumiceous Volcaniclastic Rocks is composed of pumiceous tuff breccia. The Middle-Upper Miocene Genpachimori Formation consists of hard mudstone that is associated with diatomaceous mudstone. The mudstone is laminated to massively bedded. The Genpachimori Formation is observed in the western side of the Tsugaru Fault and near the Nyunaitoge Fault. The Genpachimori Formation conformably overlies the lower Nyunai and Ota Pumiceous Volcaniclastic Rocks. The Upper Miocene Fudotaki Formation consists of massive diatomaceous mudstone containing numerous diatoms. Numerous Makiyama chitanii and sponge spicule are observed in the Fudotaki Formation. The Fudotaki Formation is found in the western side of the Tsugaru Fault and near the Nyunaitoge Fault. The Upper part of Genpachimori Formation and the lower part of Fudotaki Formation coevolved.

* Geological Museum

** Institute of Geology and Geoinformation

*** Active Fault and Earthquake Research Center

Pliocene-Lower Pleistocene

The Pliocene and Lower Pleistocene formations are observed in the northwestern, central and southeastern regions of Aomori-Seibu District. The formations in the northwestern part appear in U-shape form around the Tsugaru Mountain Range. The Tsurugasaka Syncline truncates the central part of the formations. The formations are located along rivers and streams in the southeastern part. The Pliocene and Lower Pleistocene formations are composed of Obirakiyama Pyroclastic Flow Deposits, Isodayama and Tazawamoriyama formations. The Isodayama Formation intercalates Otakizawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks, Shoheizugawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks, Takazumoriyama Scoriaceous Volcaniclastic Rocks, and Hongogawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks. Hosono Andesite lava intrudes into the Isodayama Formation. The uppermost upper part of the Tazawamoriyama Formation is the early Middle Pleistocene in age.

The lower Pliocene Obirakiyama Pyroclastic Flow Deposit is composed of pumiceous tuff breccia. The Obirakiyama Pyroclastic Flow Deposit is a product of the eruption of Yunosawa Caldera (4.19-3.60Ma, Muraoka and Hase, 1990). The Upper-Pliocene to Lower-Pleistocene Isodayama Formation mainly consists of tuffaceous sandstone, intercalated between tuff layers in the upper part. Onma-Manganji Molluscan Fauna are observed in these Members. The Isodayama Formation is found in the northwestern, north-central, central and southeastern parts of the surveyed area. The formation overlies the lower formations in an angular unconformity. The Otakizawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks consists of massive pumiceous tuff breccia. Fission track ages (2.9-2.6Ma) are obtained from this volcaniclastic rocks. The Otakizawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks is intercalated in the lower part of the Isodayama Formation. The Otakizawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks is located along the axis of the Amadauchigawa Anticline region. The Shoheizugawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks is composed of pumiceous tuff breccia. A fission track age (2.4 Ma) was obtained from this Otakizawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks. The Shoheizugawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks is situated in the southern part of the Nyunaitoge Fault, along the axis of the Aizawa Anticline and the northern part of the Isodayama Fault. The Shoheizugawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks is intercalated between the middle part of the Isodayama Formation. The Takatomoriyama Scoriaceous Volcaniclastic Rocks consists of massive-coarse scoriaceous lapilli tuff. The Takazumoriyama Scoriaceous Volcaniclastic Rocks are found in the western limb of the Aizawa Anticline and southern part of Nyunaitoge Fault. The Takazumoriyama Scoriaceous Volcaniclastic Rocks is intercalated in the upper part of the Isodayama Formation. The Hongogawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks is made up of pumiceous tuff breccia. The Hongogawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks are located along the western limb of the Aizawa Anticline. The Hongogawa Pumiceous Volcaniclastic Rocks is intercalated in the upper part of the Isodayama Formation. The intrusion of the Hosono Andesite into the Isodayama Formation occurred 2.4- 2.0 Ma (K-Ar age). The Lower-Middle Pleistocene Tazawamoriyama Formation consists of weakly-cemented tuffaceous sandstone. The formation is observed in the Tsurugasaka Syncline and the southern part of the Tsugaru Mountain Range. It overlies the Isodayama Formation with minor unconformity or hiatus.

Middle Pleistocene-Holocene

The Middle Pleistocene to Holocene formations in the Aomori-Seibu District is mainly found in the Tsugaru Plain and along the margin of the Aomori Plain. The Middle to Upper Pleistocene formations are composed of Hakkoda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits, Maedanome Formation, Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits, higher terrace deposits, middle terrace deposits, Towada-Ofudo Pyroclastic Flow Deposits, Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits, lower terrace deposits and wetland deposits. The Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits are intercalated between the Maedanome Formation. The 760 ka Hakkoda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits are derived from the Hakkoda Caldera, located at the 15 km ESE from the surveyed area. The deposits are predominantly found around the Hakkoda Caldera area. It is also observed in the Aomori-Seibu and Aburakawa Quadrangle areas. The 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits are mainly areal facies. However, entering-sea facies are observed in the Tsurugasaka region. The Middle-Upper Pleistocene Maedanome Formation consists of sand, clay, and gravel. The Maedanome Formation is primarily composed of non-marine facies with marine facies occasionally intercalated in the lower part. The Maedanome Formation is mainly found in the marginal part of the Tsugaru Mountain Range. The formation overlies the lower Hakkoda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits conformity and unconformity in different locations. The Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits are intercalated between the middle parts of Maedanome Formation. The Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits were derived from the 400 ka eruption of the Hakkoda Caldera. The deposits are located in the eastern part of the Isodayama Fault. The Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits are intercalated in the Maedanome Formation at the Namioka Hill area. The terrace deposits are mainly located along the margin of the hillside. The terrace deposits are mainly composed of higher terrace deposits, middle terrace deposits, and lower terrace deposits. The terrace deposits are distributed in the marginal part of Hills. The higher terrace deposits are distributed in the Namioka Hills and the age of those deposits are older than the last interglacial maximum (ca. 130 ka). The middle terrace deposits are distributed in the marginal area of the Tsugaru Plain and Aomori Plain. The deposits show marine facies in some locations and are interpreted as sediments in the last interglacial maximum. The lower terrace deposits are distributed along the rivers in this district. The age of the deposits is estimated to be the last glacial period. The 36.5ka Towada-Ofudo Pyroclastic Flow Deposits and the 15 ka Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits are found in the southeastern and middle parts of the Aomori-Seibu

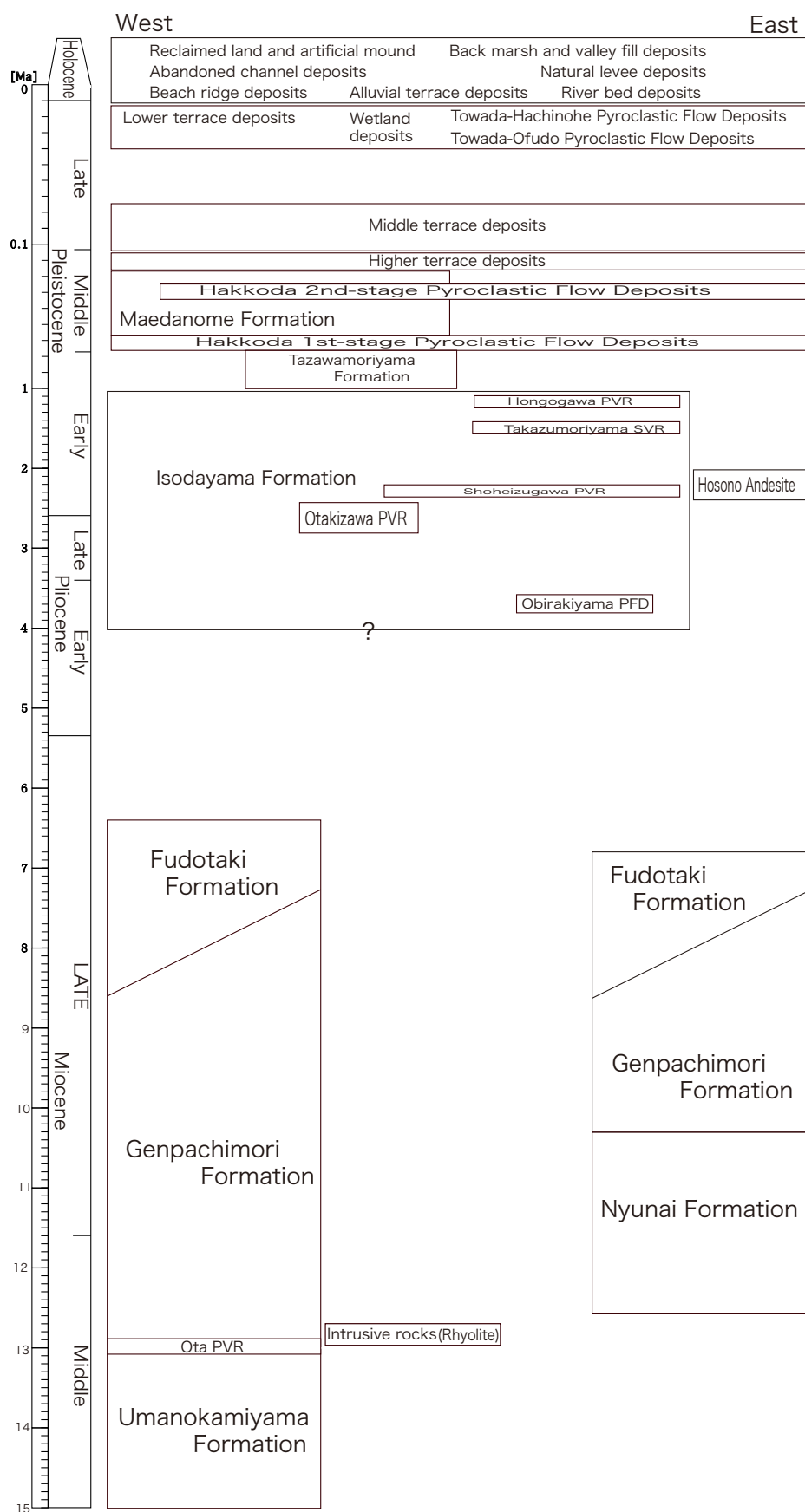


Fig. 1 Summary of geology in the Aomori-Seibu district

PVR : Pumiceous Volcaniclastic Rocks, SVR : Scoriaceous Volcaniclastic Rocks, PFD: Pyroclastic Flow Deposits.

District. The wetland deposits are interpreted to have formed in rivers dammed by fault movements.

The Holocene formations are composed of the Alluvial terrace deposits, abandoned channel deposits, natural levee deposits, back marsh and valley fill deposits, river bed deposits, beach ridge deposits and reclaimed land and artificial mound. These formations are located in the Aomori and Tsugaru Plains. These are deposited after the post-glacial transgression (ca.10 ka).

Geologic Structure

A number of N-S trending geological structures are observed in the Aomori-Seibu District, including the Tsugaru Fault, Isodayama Fault, Takamoriyama Fault, and Nyunaitoge Fault. The Amatanaigawa Anticline, Tsurugasaka Syncline, Aizawa Anticline, and Kareizawa Syncline are also located in this area. The Kuroishi Fault, Nyunai Fault, Iizume Fault, Kamiyama Fault, Otai Fault, and Namioka Flexure are active structures found in this area. These N-S trending structures are considered to have formed as a result of the change from tensional to compressional stress field beginning in the late Pliocene (Suzaki and Minoura, 1992; Nemoto and Minoura, 1999).

執筆分担

第1章	地形	吾妻 崇・宝田晋治・長森英明
第2章	地質概説	長森英明・宝田晋治・吾妻 崇
第3章	中新統	長森英明
第4章	鮮新統 - 下部更新統	長森英明
第5章	中部更新統 - 完新統	長森英明・宝田晋治・吾妻 崇
第6章	地質構造	長森英明・吾妻 崇
第7章	資源・地質災害	長森英明・吾妻 崇

文献引用例

長森英明・宝田晋治・吾妻 崇（2013）青森西部地域の地質. 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, 67p.

章単位での引用例

吾妻 崇・宝田晋治・長森英明（2013）青森西部地域の地質, 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 - 3.

Bibliographic reference

Nagamori, H., Takarada, S. and Azuma, T. (2013) Geology of the Aomori-Seibu district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 67 p. (in Japanese with English abstract 4p.)

Bibliographic reference of each chapter

Azuma, T., Takarada, S. and Nagamori, H. (2013) Geology of the Aomori-Seibu district, 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1 - 3.

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

青森西部地域の地質

平成25年5月10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1-1-1 中央第7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 前田印刷株式会社

©2013 Geological Survey of Japan, AIST