

55(521.11)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

青森(5)第29号

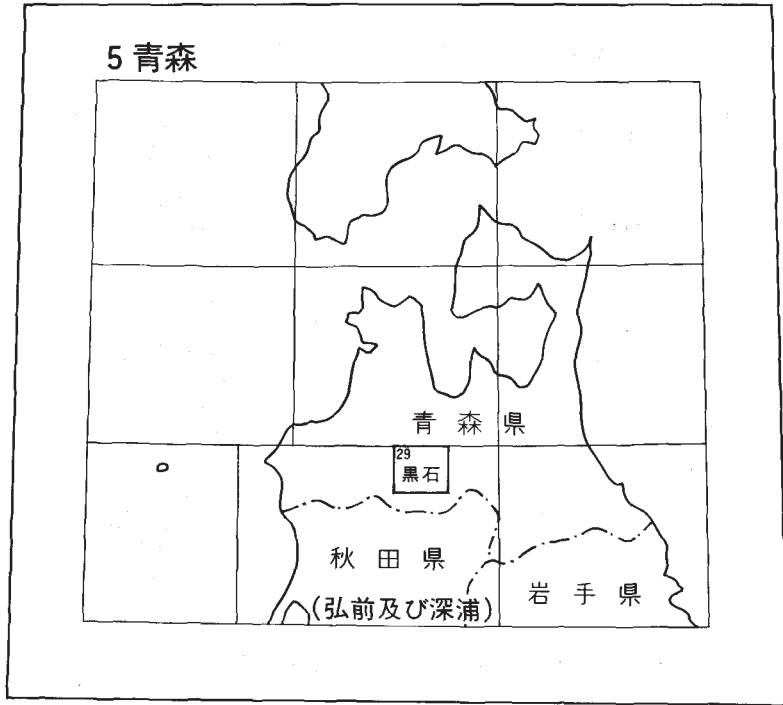
黒石地域の地質

村岡洋文・長谷紘和

平成2年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(村岡洋文・長谷紘和)	1
I. 1 地形概説		1
I. 2 火山地形		7
II. 地質概説	(村岡洋文・長谷紘和)	13
III. 中生界 西股山層	(村岡洋文・長谷紘和)	17
IV. 新第三系中新統	(村岡洋文・長谷紘和)	19
IV. 1 万左衛門山層		19
IV. 2 折紙沢層		21
IV. 3 板留層		23
IV. 3. 1 板留層下部層		23
IV. 3. 2 梨木沢凝灰岩部層		29
IV. 4 温湯層		31
IV. 5 中新世貫入岩類		36
IV. 5. 1 貝吹山デイサイト		36
IV. 5. 2 浅瀬石川玄武岩		36
V. 新第三系鮮新統	(村岡洋文・長谷紘和)	39
V. 1 尾開山凝灰岩		39
V. 2 三ッ森安山岩		47
V. 3 虹貝凝灰岩		48
V. 4 鮮新世岩脈類		56
V. 5 大釈迦層		57
V. 6 碓ヶ関層		60
V. 7 阿闍羅山安山岩		63
VI. 第四系	(村岡洋文・長谷紘和)	64
VI. 1 青荷凝灰岩		64
VI. 1. 1 カルデラ外青荷凝灰岩		65
VI. 1. 2 カルデラ内青荷凝灰岩		65
VI. 2 沖浦デイサイト		71
VI. 3 南八甲田火山岩類		74
VI. 4 八甲田第1期火砕流堆積物		74
VI. 5 六萬平層		76
VI. 6 稲荷平湖成堆積物		78
VI. 7 小国湖成堆積物		79

VI. 8	八甲田第2期火砕流堆積物	79
VI. 9	黒石扇状地堆積物	85
VI. 10	大鰐湖成堆積物	86
VI. 11	河岸段丘堆積物	88
VI. 11. 1	高位河岸段丘堆積物	88
VI. 11. 2	中位河岸段丘堆積物	88
VI. 11. 3	低位河岸段丘堆積物	88
VI. 12	扇状地堆積物	90
VI. 13	十和田軽石流堆積物	90
VI. 14	崖錐及び崩積堆積物	91
VI. 15	沖積層	91
VIII.	地質構造 (村岡洋文・長谷紘和)	92
VIII. 1	褶曲	92
VIII. 2	断層	94
VIII.	応用地質 (村岡洋文・長谷紘和)	101
VIII. 1	金属鉱床	102
VIII. 1. 1	金, 銀, 銅, 鉛及び亜鉛	102
VIII. 1. 2	砂鉄	102
VIII. 2	非金属鉱床	103
VIII. 2. 1	重晶石	103
VIII. 2. 2	ベントナイト	103
VIII. 2. 3	その他	106
VIII. 3	石材	106
VIII. 4	地熱及び温泉	107
文 献		111
Abstract		117

図・表目次

第1図	黒石図幅周辺地域の接峰面図	2
第2図	黒石図幅地域の水系・地形区分及び重力図	4
第3図	黒石図幅地域南西部の地形	5
第4図	田代山の地形	6
第5図	沖浦カルデラ南西部の平坦面	6
第6図	黒石図幅周辺地域の Landsat MSS 画像	9
第7図	黒石図幅周辺地域の Landsat MSS 画像判読図	10

第 8 図	碓ヶ関カルデラの地形	11
第 9 図	碓ヶ関カルデラのカルデラ壁	12
第 10 図	沖浦カルデラ北西部の地形	12
第 11 図	沖浦カルデラ周辺の広域的ドーム状隆起	13
第 12 図	黒石図幅地域の地質総括図	15
第 13 図	万左衛門山層柱状図	20
第 14 図	折紙沢層柱状図	21
第 15 図	板留層柱状図	24
第 16 図	板留層下部層の硬質頁岩層	25
第 17 図	板留層下部層の枕状溶岩	26
第 18 図	板留層下部層の <i>elongate pillow</i>	26
第 19 図	梨木沢凝灰岩部層中の枕状溶岩	27
第 20 図	枕状溶岩中の杏仁状孔隙の最大径分布	27
第 21 図	板留層下部層のハイアロクラスタイト	28
第 22 図	梨木沢凝灰岩部層の軽石凝灰岩	30
第 23 図	温湯層柱状図	32-33
第 24 図	温湯層下部層の軽石凝灰岩	33
第 25 図	温湯層上部層のスコリア火山角礫岩	33
第 26 図	梨木沢凝灰岩部層を貫く浅瀬石川玄武岩岩脈	37
第 27 図	浅瀬石川玄武岩の <i>intrusive pillow lava</i>	38
第 28 図	浅瀬石川玄武岩岩床中の級化成層	39
第 29 図	尾開山凝灰岩の分布図	40
第 30 図	黒石図幅周辺地域のブーゲー異常重力図	42
第 31 図	尾開山凝灰岩強溶結部の流理構造	43
第 32 図	尾開山凝灰岩の流理構造の側方尖滅	44
第 33 図	尾開山凝灰岩強溶結部の流理構造	44
第 34 図	尾開山凝灰岩強溶結部の <i>steam spiracle</i> の偏光顕微鏡写真	46
第 35 図	虹貝凝灰岩柱状図	51
第 36 図	虹貝凝灰岩の分布図	52
第 37 図	尾開山凝灰岩を覆う虹貝凝灰岩の産状	52
第 38 図	石質岩片に富む典型的な虹貝凝灰岩	53
第 39 図	コンクリート様の虹貝凝灰岩	54
第 40 図	民部平のカルデラ壁の虹貝凝灰岩露頭	54
第 41 図	民部平のカルデラ壁の虹貝凝灰岩の本質物	55
第 42 図	手代森のカルデラ壁の虹貝凝灰岩露頭	56
第 43 図	大釈迦層柱状図	58

第44図	碓ヶ関層柱状図	61
第45図	青荷凝灰岩柱状図	64-65
第46図	碓ヶ関カルデラ内の青荷凝灰岩の産状	66
第47図	碓ヶ関カルデラ内の青荷凝灰岩の軽石凝灰岩団塊	66
第48図	カルデラ内青荷凝灰岩基底深度図	67
第49図	青荷凝灰岩分布図	68
第50図	毛無山北方の毛無山火砕岩の産状	69
第51図	青荷凝灰岩を貫く沖浦デイサイトの岩脈	72
第52図	青荷凝灰岩と沖浦デイサイトの指交関係	72
第53図	苦鉄質レンズを含有する沖浦デイサイトの偏光顕微鏡写真	73
第54図	六萬平層基底の八甲田第1期火砕流堆積物巨礫	75
第55図	六萬平層柱状図	77
第56図	小国湖成堆積物柱状図	80
第57図	八甲田第2期火砕流堆積物の分布	81
第58図	六萬平北側の海成の八甲田第2期火砕流堆積物	82
第59図	法立沢沿いの海成の八甲田第2期火砕流堆積物	82
第60図	八甲田第2期火砕流による小国湖成堆積物の乱堆積	83
第61図	法領院行寺付近の黒石扇状地堆積物の露頭	87
第62図	高館川沿いの黒石扇状地堆積物の産状	87
第63図	浅瀬石川沿いの河岸段丘	89
第64図	牡丹平下山形付近の高位河岸段丘堆積物の産状	89
第65図	深川沿いの十和田軽石流堆積物の産状	90
第66図	尾崎付近の急傾斜した青荷凝灰岩	95
第67図	下横前沢北の沢に見られる小国断層の露頭	95
第68図	下川付近に見られる下川断層の露頭	96
第69図	下川付近に見られる二庄内断層の露頭	97
第70図	下川付近の板留層に見られる二庄内断層の断層鏡面と条線	98
第71図	虹ノ湖西岸に見られた沖浦断層の露頭	98
第72図	二庄内川沿いに見られる虹ノ湖断層の露頭	99
第73図	上横前沢沿いに見られる上横前沢断層の露頭	100
第74図	沖浦環状正断層系の基本構造	101
第75図	黒石図幅地域周辺の温泉分布	108
第76図	黒石図幅地域周辺の温度勾配図	109
Fig.1	Summary of the geology of the Kuroishi district	119

第 1 表	万左衛門山層産貝化石	20
第 2 表	中新世火山岩類の化学組成	28
第 3 表	温湯層産貝化石	34
第 4 表	温湯層産珪藻化石	35
第 5 表	鮮新世火山岩類の化学組成	45
第 6 表	鮮新世・更新世火山岩類の K-Ar 年代測定結果	48
第 7 表	大积迦層産貝化石	60
第 8 表	碓ヶ関層産珪藻化石	62
第 9 表	更新世火山岩類の化学組成	70
第 10 表	カルデラ内青荷凝灰岩産珪藻化石	71
第 11 表	黒石図幅地域の主要鉱山一覧	104
第 12 表	黒石図幅地域の主要温泉一覧	104
第 13 表	黒石図幅地域の地熱調査井一覧	109

黒石地域の地質

村岡洋文*・長谷紘和**

本図幅地域の野外調査は昭和54(1979)年度から昭和57(1982)年度にかけて実施された。沖浦カルデラ地域の地下構造及び地熱の資料については、新エネルギー総合開発機構(1983)の地熱開発促進調査沖浦地域の試錐調査に負う所が大きい。地熱開発促進調査沖浦地域の調査井については、同機構より試錐コア及び薄片の提供を受けた。黒石図幅地域周辺の野外的知見や岩石の化学分析・年代測定資料については、筆者らが並行して進めている工業技術院サンシャイン計画推進本部所管の国土地熱資源評価技術に関する研究及び新エネルギー総合開発機構(1985)が実施した全国地熱資源総合調査(第2次)の成果に負う所が大きい。弘前大学教育学部岩井武彦教授・秋田大学鉱山学部大口健志助教授には有益な御教示を受けた。以上の各位に心からお礼申し上げる。

所内では、広島俊男技官及び須田芳朗技官に等重力線図の編集に関する援助を受けた。佐藤博之元技官と山口靖技官から野外調査の同行・援助と現地での討論・助言を受けた。また、小野晃司技官から火山岩の産状と検鏡に関する助言を、遠藤秀典技官から紫蘇輝石の屈折率測定の援助を、竹野直人技官から粘土鉱物のX線同定の援助を、比留川貴元技官から温泉の泉質分類に関する援助を、宮本昭正・安部正治・佐藤芳治各技官から薄片作成の援助を受けた。

I. 地形

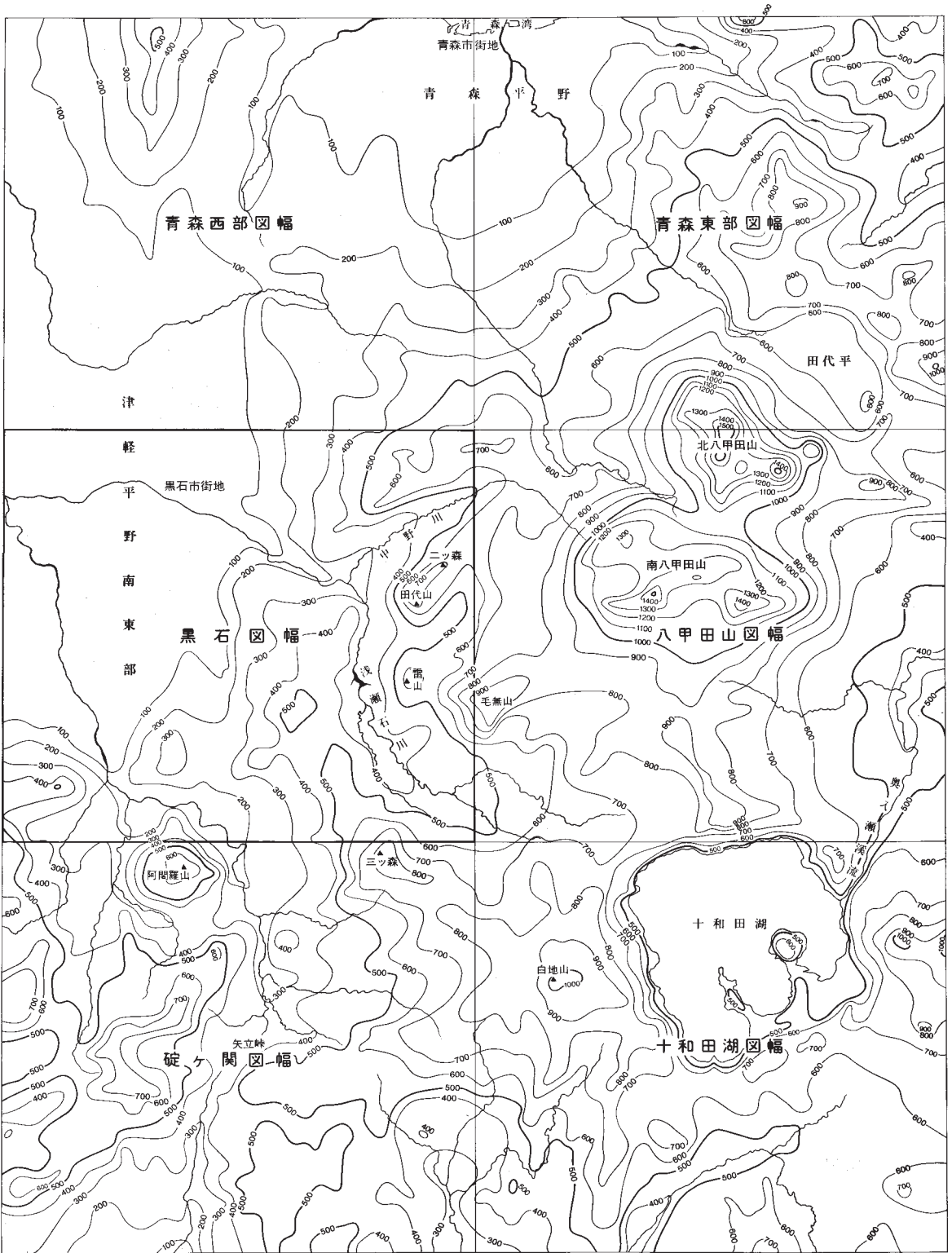
(村岡洋文・長谷紘和)

黒石図幅地域は青森県南部にあつて、北緯 $40^{\circ}30' - 40^{\circ}40'$ 、東経 $140^{\circ}30' - 140^{\circ}45'$ に位置する。東北日本の地形区分上からは大半が奥羽脊梁山脈西縁に当たり、一部は出羽丘陵東縁に属している。また、両地形帯の境界を特徴づける内陸盆地として、津軽平野南東部を含んでいる。

I. 1 地形概説

第1図に黒石図幅地域を含む隣接6図幅地域の接峰面図を示す。黒石図幅の東方に隣接する青森東部、八甲田山、十和田湖の各図幅地域は奥羽脊梁山脈の中軸部に当たっており、水系を東西両側に大きく分けている。中軸部には八甲田カルデラ、その外輪山をなす南八甲田火山、その後カルデラ丘をなす北八

* 地殻熱部 ** 企画室



第1図 黒石図幅周辺地域の接峰面図。国土地理院発行の5万分の1地形図を使用し、1 km グリッドにて作成

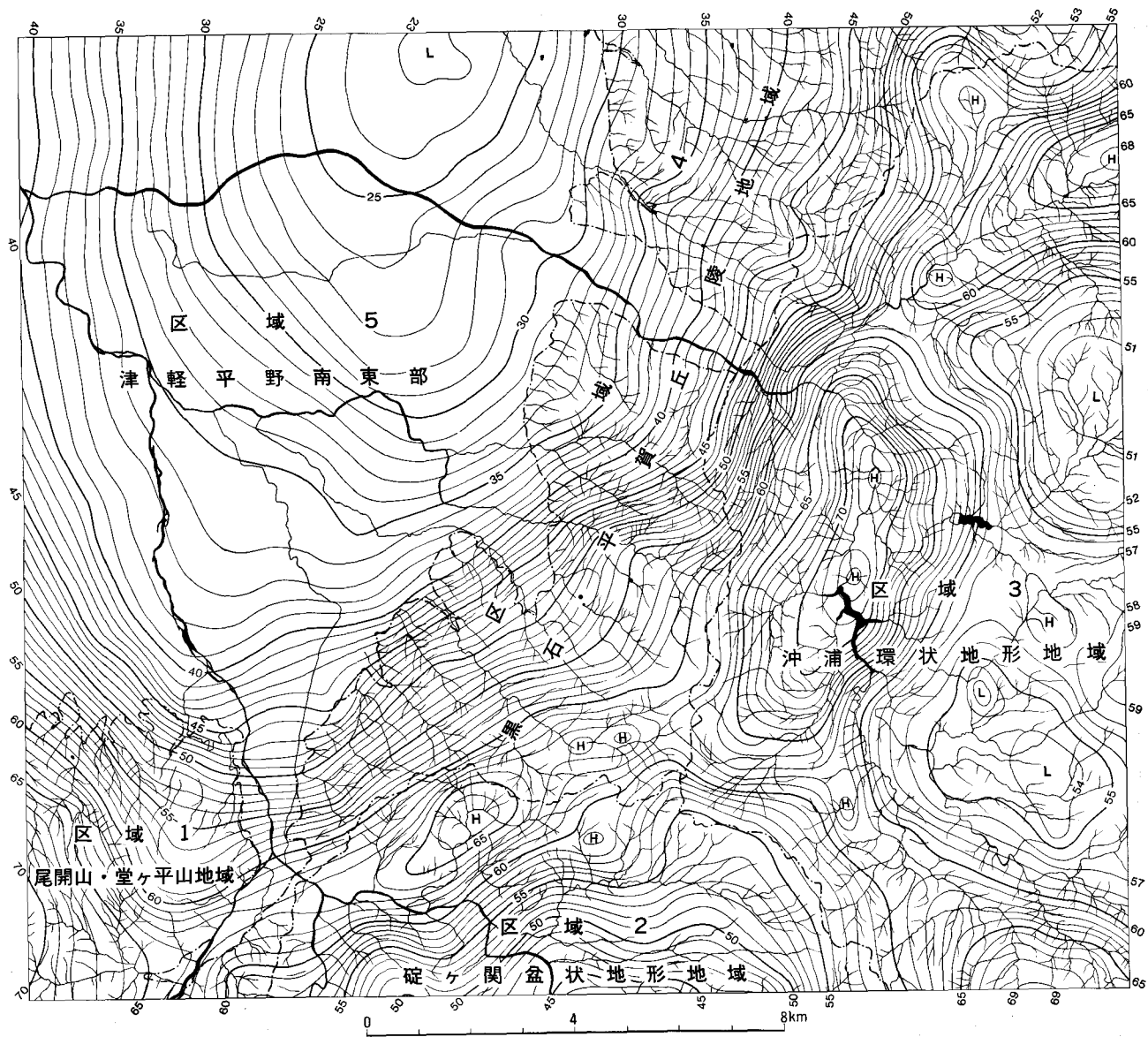
甲田火山、十和田カルデラなど、更新世後期の火山が多数分布している。黒石図幅地域における大半の山地部は、これら脊梁中軸部の西縁斜面を構成している。他方、津軽平野は津軽半島西部まで連続して大きな広がりをもつが、五所川原と弘前とを結ぶ線沿いには五所川原背斜が伏在している（大沢・平山、1970の第6図）。このため、五所川原背斜より東側は、盆状の地質構造を呈している。この位置は会津、山形、横手、大館の各盆地の北方延長にあり、地体構造論的には脊梁山脈と出羽丘陵との中間を占める内陸盆地とみなすことができる。

黒石図幅地域の地形は第2図のように山地部の4区域と平野部の1区域とに区分できる。本図幅地域の地形の大きな特徴は鮮新世及び更新世に相次いで形成された二つの陥没カルデラ、すなわち、区域2の碓ヶ関カルデラ（村岡ほか、1983a）と、区域3の沖浦カルデラ（MURAOKA and HASE, 1981）とが地形的名残りを留めている点である。区域4は両カルデラの裾野を構成している。以上の3区域は奥羽脊梁山脈西縁に属する。区域1はこれらカルデラと直接の関係をもたず、東北日本の地形区分上からも出羽丘陵の東縁に当たる。区域5の津軽平野は前述の盆地状平野に相当し、区域2, 3, 4と区域1の中間に位置づけられる。以下に、各区域の地形的特徴を記述し、火山地形の細部については次節に述べる。

区域1（尾開山・堂ヶ平山地域） 中央には尾開山、堂ヶ平山など500 m前後の稜線が東西に延びている。北側の斜面は緩やかに北傾斜し、津軽平野に漸移している。北斜面の一部には新第三系の構造を反映した北西走向・北東落ちのケスタ地形がみられる。北端には第四紀の扇状地や湖成堆積物からなる丘陵地形が発達して、津軽平野との地形的境界は不明瞭である。稜線の南側には三ッ目内川や折紙沢が流れ、これら水系の周辺は丘陵地形をなしている。しかし、稜線近くは比較的急峻である。特に尾開山の南側には溶結凝灰岩の地すべりを反映する多数の大規模な馬蹄形地形が認められる（第3図）。これらの馬蹄形地形は全体として波状をなし、末端に厚い崖錐堆積物を伴っている。また、堂ヶ平山山頂付近の安山岩岩体は、周囲から突出した地形を構成している。

区域2（碓ヶ関盆状地形地域） 東西に長い楕円状の盆状地形であり、その南半分は南隣碓ヶ関図幅地域内にある。一般に標高は盆状地形の中央（唐牛付近）^{かろうじ}に向かって減じるが、盆状地形の中央やや西寄りの位置には阿闍羅山^{あじやらやま}の火山体がそびえる。このため、盆状地形内の主要水系である平川と虹貝川とは阿闍羅山火山体を取り巻くように流れ、盆状地形の排水路である宿川原付近で合流する。盆状地形の縁部をなす稜線は、東側で標高400-600 m程度、西側で300 m前後の山地となっている。盆状地形内は阿闍羅山火山体を除いて、なだらかな丘陵地形をなし、特に平川の東側は平滑な地形面で特徴づけられる。これはほぼ碓ヶ関層の分布域に一致している。丘陵面は盆状地形の中央に向かって緩傾斜しており、その標高は100-400 mの広い範囲にわたっている。阿闍羅山火山体の主体は碓ヶ関図幅地域内にあるが、本地域にはその北斜面が含まれる。阿闍羅山の北端には、側火山として、標高369.2 mの大高森の溶岩ドームが見られる。大鰐スキー場付近では大鰐湖成堆積物が緩斜面をつくっている（第3図）。平川沿いには河岸段丘が発達する。

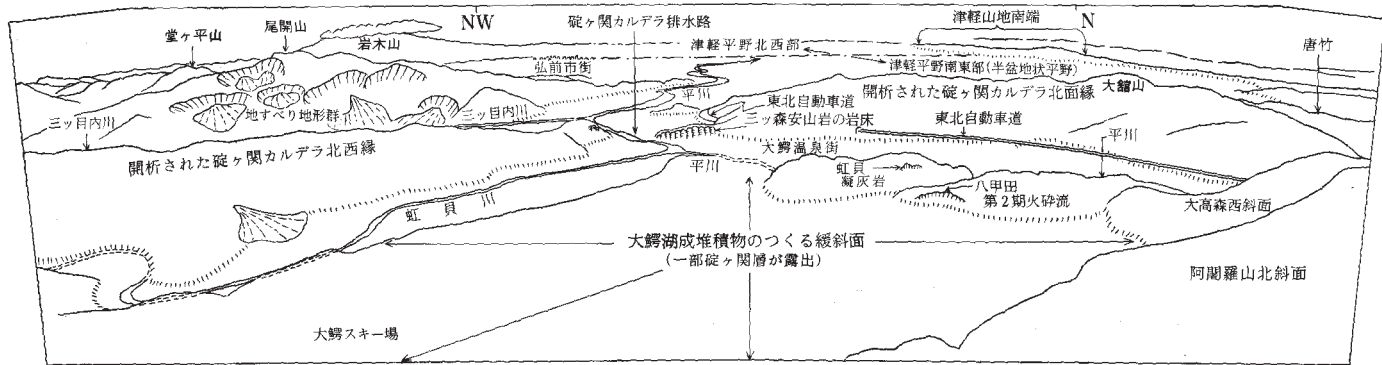
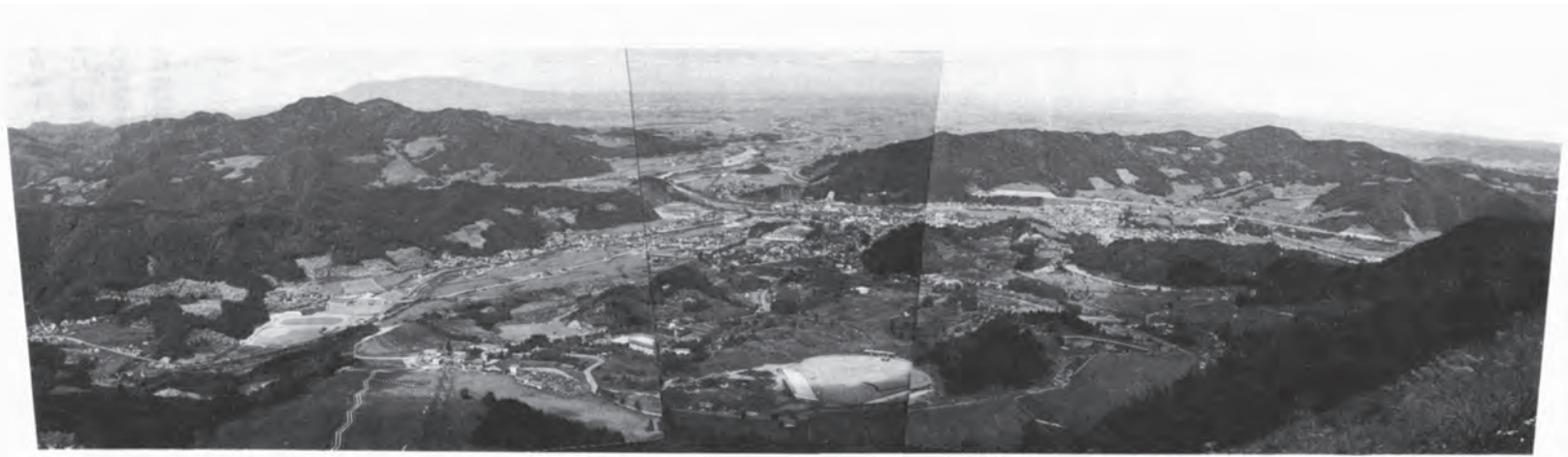
区域3（沖浦環状地形地帯） 本図幅地域で最も標高の高い地域に当たる。この地域では様々な地形要素が環状地形を形づくっている。主要水系は浅瀬石川^{あせいし}と中野川とである。両河川は環状谷に沿って流れ、落合温泉付近で合流し、温湯温泉^{ぬるゆ}付近が排水の隘路となっている。また、環状谷を取り巻く稜線は



第2図 黒石図幅地域の水系・地形区分及び重力図

国土地理院発行の5万分の1地形図「黒石」より作成。

重力図については新エネルギー・産業技術総合開発機構 全国地熱資源総合調査重力法調査 東北地域の重力探査データ(昭和56年度、未公表データ)、金属鉱業事業団 広域地質構造調査・重力探査データ 飛騨(昭和51、53年度)、北鹿北(昭和45、46年度)、青森県 津軽平野南部地域の重力探査データ(昭和25年度)を使用し、広島俊男技官及び須田芳朗技官が作成



第3図 黒石圏幅地域南西部の地形。大鱒スキー場リフトの頂上側終点より北西を望む



第4図 田代山の地形. 沖浦付近より北東の田代山を望む. ビュート地形頂部の平坦面は沖浦カルデラの外側(左側)に向かって緩傾斜し, 最も高い部分には環状岩脈の頂部を示唆するくさび状地溝が見られる



第5図 沖浦カルデラ南西部の平坦面. 雷山南方(養鶏場付近)より南南西を望む. 最も高い山が, 南隣碓ヶ関図幅地域内の三ッ森(872.0m)

標高400-700 m程度である(第2図). 環状の稜線の内側は急峻な斜面で特徴づけられる. 環状谷の内側にはニッ森, 田代山, 雷山, 毛無山など, 標高600 m以上の高粘性溶岩からなるビュートが環状に配列している, このうち, 毛無山の副峰は標高948.4 mで, 本図幅地域における最高点である. これらビュートの山頂の平坦面は環状地形の外側に向かって緩傾斜する(第4図). これらのビュートを除

くと、環状谷内側の標高は概して環状地形中央に向かって高くなる。毛無山西縁には標高 400 m 前後の広い平坦面が発達する（第 5 図）。この一部は十和田軽石流堆積物の被覆により著しく平滑な火砕流台地となっているが、全体の広がりはより下位の小国湖成堆積物の分布に一致し、その堆積面を留めている。

区域 4（黒石・平賀丘陵地域） 全体として北西に緩傾斜した丘陵地域である。主要な水系は必従谷をなして、北西の方向に発達する。西側の平野との境界は南北に直線的な部分が多い。例えば、長坂から北方の境界部は、北方に隣接する青森西部図幅地域の部分から連続して直線的であり（第 1 図）、比較的急峻な丘陵末端を呈する。また、高賀野南方から広船にかけての境界部も同様である。本図幅地域にはしばしば南北走向西落ちのケスタ地形が見られるが、それらは地層の傾斜が比較的大きい所に限定される。上述のような丘陵末端の急傾斜部には、特徴的にケスタ地形が現われる。長谷沢神社西方の 173.5 m ピークや、高賀野南方の 248.7 m ピーク付近などがその例である。また、法峠やその南縁では褶曲翼部をなす急傾斜の地層を反映して、ケスタ地形を生じている。この地域の長谷沢上流が接峰面（第 1 図）に対して必従的でないのは、法峠背斜に規制された構造谷のためであろう。浅瀬石川沿いは沖浦環状地形地域に涵養された水系の排水路に当たっており、下刻が進んでいる。この河岸には標高 100 m 前後の河岸段丘が少なくとも 6 段認められる。六萬平と稲荷平にはそれぞれ、標高 150-250 m 及び 300 m 程度の平坦面が見られる。前者は海成の六萬平層で構成され、開析された海岸段丘に由来する。後者は稲荷平湖成層で構成され、山間にせき止められた湖成層の堆積面を留めるものである。

区域 5（津軽平野南東部） 大部分が 20-60 m の標高範囲にあり、現在の河川系の後背湿地をなす新期河岸平野と、より高位を占める旧期河岸平野とに分けられる（小高ほか、1970）。山地や丘陵の近傍には扇状地や河岸段丘がみられる。主要な河川系としては平川と浅瀬石川とがあり、やや規模の小さいものとして引座川（浅井川）と大和沢川とがある。4 者とも本図幅地域内で合流し、北西の岩木川（図幅地域外）に統合される。これら 4 つの河川系は、いずれも山間から平野に至る地域に扇状地を伴っている。浅瀬石川に伴う扇状地は開析されて河岸段丘となっている。その扇頂は本来、温湯付近にあったが、保存の良い範囲では福民付近である。この扇状地は福民から北東の境松-目内沢に向かって開いている（青森県地学教育研究会、1975）。その勾配は 10 : 1,000 程度で、黒石市街地をすべて含んでいる。本研究報告で扱った浅瀬石川沿いの河岸段丘の段丘面はこの扇状地堆積物の堆積面に由来する。浅瀬石川の南側は新期河岸平野に当たっており、扇状地は未発達である。大和沢川に伴う扇状地は勾配が 10 : 1,000 程度で、空中写真によっても明瞭に観察される。平川に伴う扇状地は勾配が 5 : 1,000 と比較的小さい。引座川（浅井川）に伴う扇状地は、勾配が 16 : 1,000 と大きい、その広がり尾崎周辺の狭い範囲に限定される。

I. 2 火 山 地 形

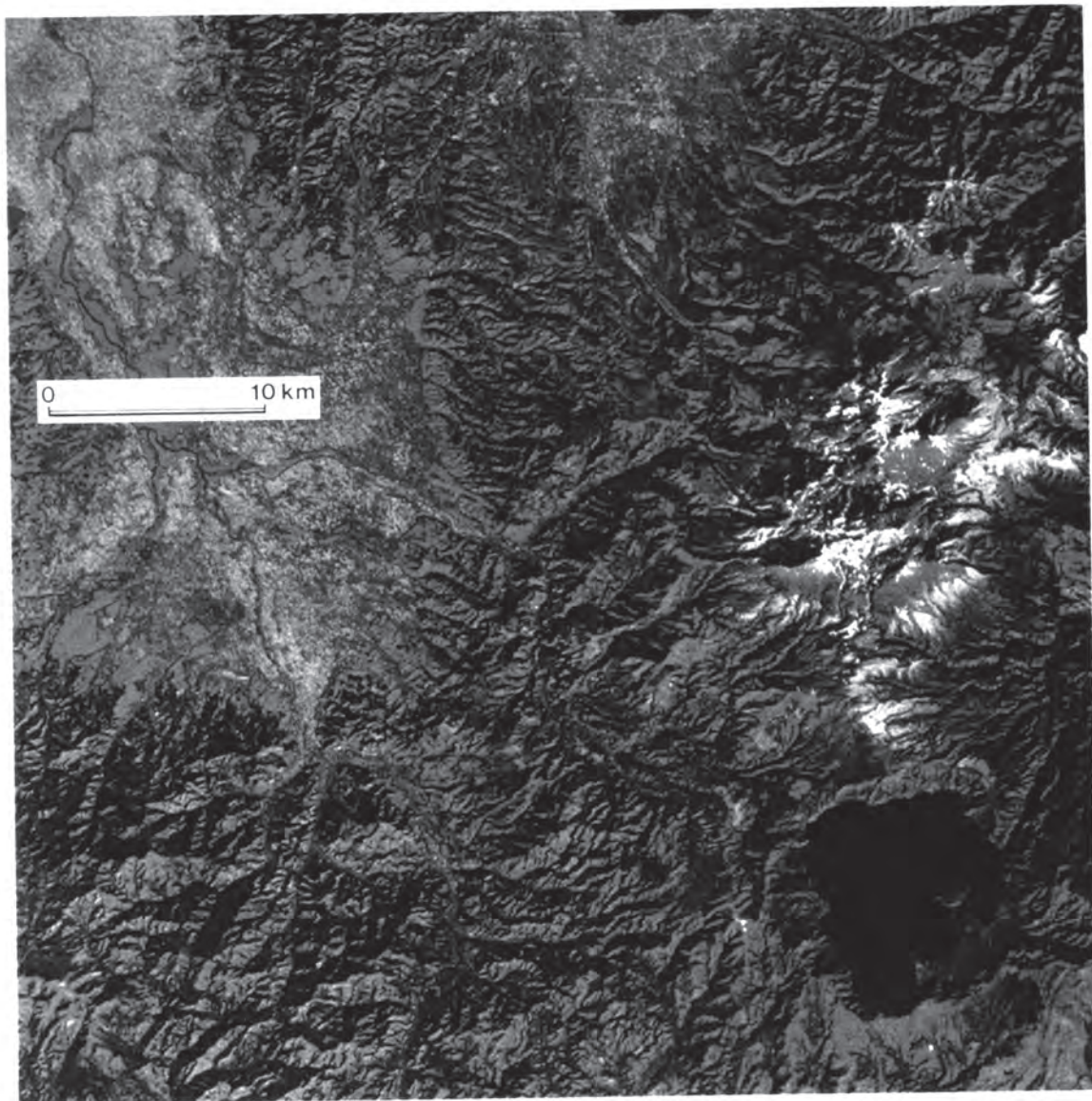
本図幅地域の地形の大きな特徴は、前述のように鮮新-更新世に形成された二つの陥没カルデラ、碓ヶ関カルデラと沖浦カルデラが大局的な地形形態を留めていることである。これらは開析が進んでおり、ごく最近その存在が認識された。ここでは、これらを認定する契機となった Landsat 画像を用いて、

その地形的特徴を記述する。また、併せて火砕流台地についても言及する。第6図はハイパス・フィルタリングや非線形ストレッチングなどの強調処理を行った本図幅地域周辺の Landsat MSS 画像である(村岡ほか, 1981)。その判読結果の一例を第7図に示す。

碓ヶ関カルデラ 本カルデラはLandsat 画像の判読及び現地調査の結果から提案された(村岡ほか, 1983 a)。その北半分の地形の概要は前節で述べた。南半分もほぼ同規模である(第6図, 第7図)。地形的カルデラ縁から判断したカルデラの大きさはおよそ12 km(東西)×8 km(南北)である。本カルデラは開析度が大きい点(第6図)を除けば、その規模や形態が八甲田カルデラと極めて類似している。地形的カルデラ縁は東部では保存がよく、内側に急傾斜、外側に緩傾斜する傾向を示す。しかし、現地での観察によればカルデラ壁の保存は必ずしも良好でない(第8図)。カルデラ東部の民部平付近はカルデラ底が外輪山側に湾入している(第6図, 第7図)が、民部平付近のカルデラ壁は最も良好に保存されている(第9図)。後カルデラ丘をなす阿闍羅山火山の山頂付近には小規模なカルデラ地形(荒牧, 1969の榛名型カルデラ)が認められる(第6図)。また、民部平から約2 km 西側では、安山岩からなる二つの小丘が爆裂火口状の地形を形づくっている(第8図)。これは、本調査の結果、碓ヶ関カルデラの後カルデラ火山の一つであることが判明した。

沖浦カルデラ 沖浦環状地形は長谷(1978)、石井・長谷(1978)が Landsat 画像を用いて初めて注目し、地質の面からもカルデラに近い性格のものであることを指摘した。村岡・長谷(1980)は地形及び地質の特徴がバイアス型カルデラ(SMITH and BAILEY, 1968; 荒牧, 1969)に類似することを指摘し、MURAOKA and HASE(1981)は、その後の調査結果に基づき沖浦カルデラと命名した。沖浦カルデラの環状地形の東半分は南八甲田火山の山体や、八甲田カルデラ及び十和田カルデラに由来する火砕流堆積物に覆われている。しかし、環状谷はほぼ環状地形の3象限近くの範囲にまで及んでいる。環状山陵は初生的にはカルデラ縁の位置にあったが、後生の地すべり等により後退したのであろう。カルデラ壁の内側には多数の弧状リニアメントがあり、環状谷を反映している。これらは、沖浦カルデラの陥没を担った沖浦環状正断層系の反映である。沖浦カルデラの直径は、主要環状谷について約15 km、地形的カルデラ縁について約17 km である。沖浦カルデラ北西部では地形的カルデラ縁や主要環状谷の食い違いが見られる。すなわち、北方から連続する地形的カルデラ縁や主要環状谷は南方からの延長に対して2-3 km 外側を通り(第10図)、部分的に二重となっている(第7図)。









第6図において、沖浦カルデラの裾野は北方や西方の広い範囲にわたって読み取れる。第11図はこのことを示すために、環状地形の幾何学的中心(0)を求め、この点から射出した5つの方向の地形断面を描いたものである。SSW-O断面は第7図に示すように、湯ノ沢カルデラの地形が残存するため複雑である。同様にS-O断面は十和田カルデラ西方の活動的隆起帯、白地山地域を通るため複雑である。N-O、NNW-O及びW-Oの各断面は比較的滑らかな裾野を示しており、その広がり半径20 km 以上の範囲に及ぶことがわかる。N-O断面の滑らかさは八甲田火砕流堆積物の被覆のためであるが、八甲田火砕流堆積物の層厚は厚い所でも100 m 程度であり(村岡ほか, 1983 b)、その堆積面はむしろ天然の接峰面を提供している。第11図のカルデラ陥没前推定地形断面(現地地形断面の包らく線)はカルデラ陥没域で任意性が大きい。しかし、環状山陵の一部が標高700 m を超えることから、包らく線の標高はこれより高所に外挿される。沖浦カルデラ地域においては、Timber Mountain カルデラで見



第6図 黒石図幅周辺地域の Landsat MSS 画像



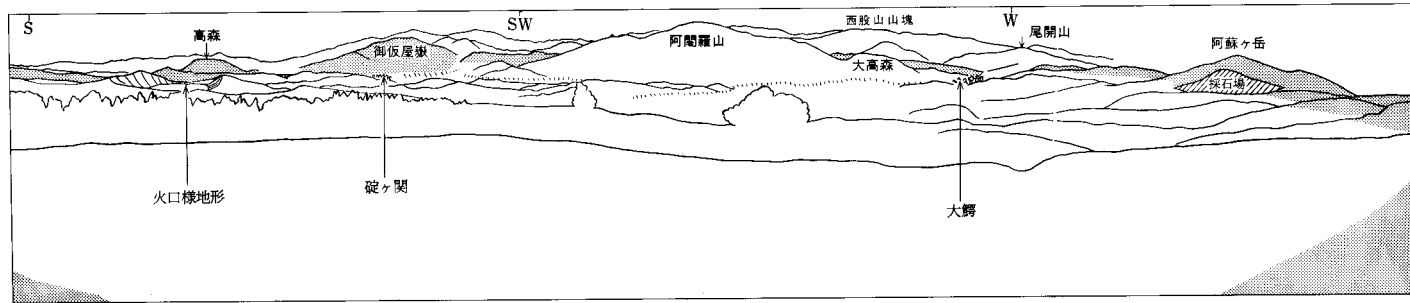
凡 例

- | | | | |
|---|--------------------------|---|----------------|
|  | 地形境界 |  | 平野 |
|  | リニアメント |  | 山地中の裸地 |
|  | 地形的カルデラ縁
(下半部：不明瞭なもの) |  | 地形的に明瞭な孤立した火山体 |
|  | 海・湖 |  | 火砕流台地 |

第7図 黒石圏幅周辺地域の Landsat MSS 画像判読図
第6図の画像を判読・解釈したもの



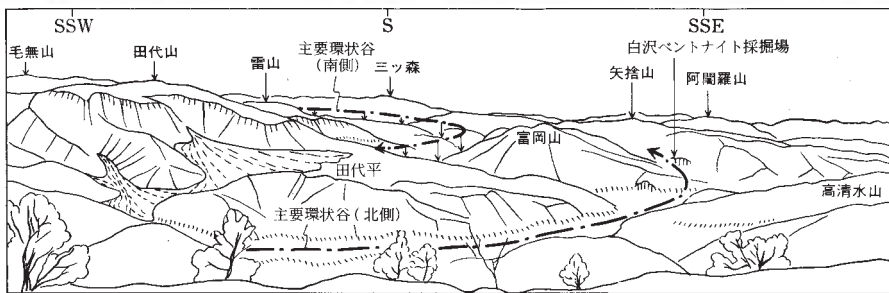
—
—



第8図 碓ヶ関カルデラの地形。碓ヶ関カルデラ東北東カルデラ縁（白手山牧場入口）より西南西を望む。網地部分が地形的カルデラ縁で、その大きさが東西 12 km、南北 8 km



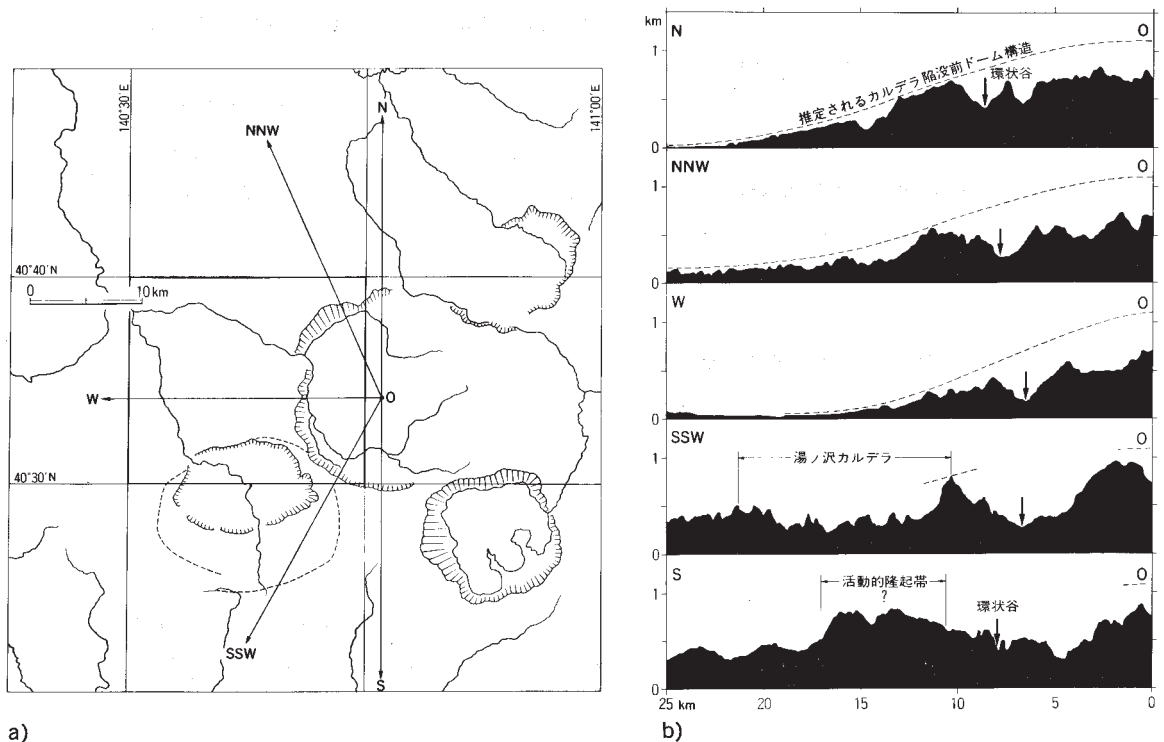
第9図 碓ヶ関カルデラのカルデラ壁. 碓ヶ関村民部平南方より北方を望む



第10図 沖浦カルデラ北西部の地形. 黒森山山頂より南方を望む

いだされた形成過程 (CHRISTIANSEN *et al.*, 1965 ; 小野, 1971) と同じように, その陥没に先立って半径 20 km 以上の範囲にわたる広域ドームが形成されたものであろう。

その他のカルデラ 湯ノ沢カルデラはその形成時代が沖浦カルデラや碓ヶ関カルデラより更に古く, 尾開山凝灰岩の分布などがら推定されたものである (村岡ほか, 1982 ; 村岡, 1987b)。Landsat 画像



第11図 沖浦カルデラ周辺の広域的ドーム状隆起

のみから、その存在を推定するのは困難であるが、他の資料から推定されるカルデラ縁の位置の一部には、水系によって分断された環状山陵がみられる（第6図、第7図）。南西のカルデラ縁については全く不明であり、北のカルデラ縁は碓ヶ関カルデラの北縁と重複しているか、又は碓ヶ関カルデラの形成により失われている。

火砕流台地 第7図には保存がよく、比較的大きな広がりをもつ火砕流台地の分布を示した。これらは主として十和田カルデラと八甲田カルデラの周辺にみられ、それぞれ、十和田軽石流堆積物と八甲田火砕流堆積物の構成する火砕流台地を表している。両者の区別は画像判読のみでは困難なため、第7図では一括して示した。八甲田カルデラ西縁の火砕流台地は黒石図幅北東地域まで連続している。また、十和田カルデラ北西縁の火砕流台地は黒石図幅南東地域まで断続的に認められる。

II. 地質概説

(村岡洋文・長谷紘和)

本図幅地域は、先第三紀地質区の北部北上帯に属し、新第三紀地質区の東北日本弧内帯グリーンタフ

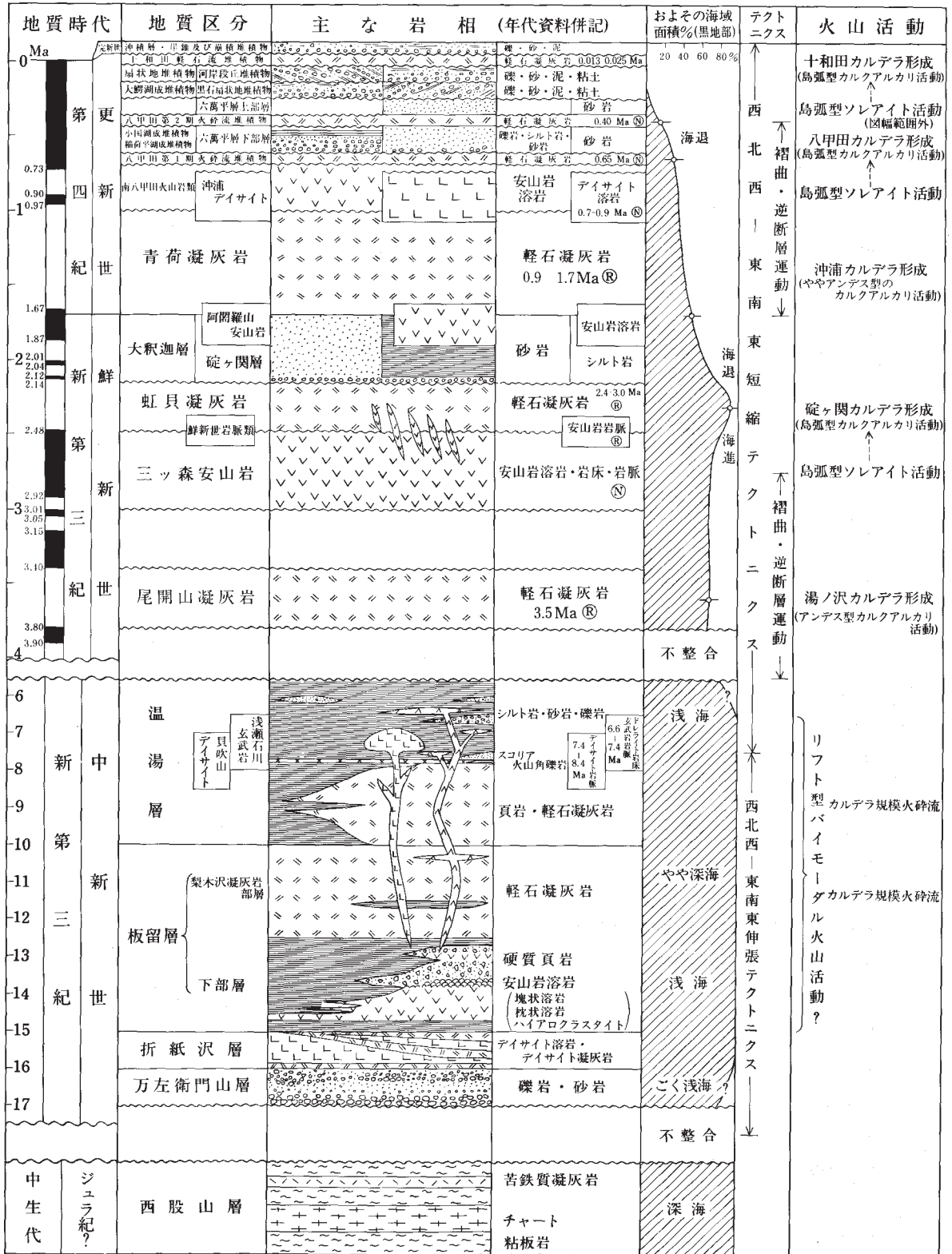
地域に属する。第四紀の火山帯についていえば、奥羽脊梁火山帯にあって、その中軸西縁部に位置する。なお、本図幅地域とその周辺地域を含む広域の地質に関しては、村岡・高倉（1988）に要約されている。

第12図に本図幅地域の地質を総括的に示す。本図幅地域の地質は古い方から、1) 北部北上帯に相当する中生界、2) ほぼすべて海域環境下で堆積した中新統、3) 陸域出現過程で堆積した鮮新統、及び4) 海域消失過程で堆積した第四系から構成される。このほか、中新世や鮮新世の貫入岩類が分布する。

中生界の西股山層は、本図幅地域南西隅にわずかに露出するのみであるが、この延長は隣接する弘前、田代岳（太良鉦山）及び碓ヶ関図幅地域に約70 km²の広がりをもっている。これらは弱変成の碎屑岩類よりなり、閉じた褶曲を形成している。最近の研究によれば、この地域を含め、北部北上帯の大部分の泥質岩は炭酸カルシウム補償深度（現在の太平洋で約4,500 m）より深い海底で堆積したものであり（箕浦，1985）、中生層全体がジュラ紀の付加体として再認識されつつある（平ほか，1981）。

中新統は万左衛門山層、折紙沢層、板留層、温湯層、中新世貫入岩類の5単元に分けられる。万左衛門山層は本図幅地域南西隅にのみ露出する。本層は礫岩及び砂岩からなり、西股山層を不整合に覆う。本層は黒石図幅地域の中新統全体に対する基底礫岩的性格をもっている。折紙沢層は本図幅地域南西隅と元長峰付に露出する。本層はデイサイト溶岩及びデイサイト凝灰岩からなり、万左衛門山層を整合に覆う。板留層は板留から虹ノ湖にかけて、元長峰から三ッ目内にかけて、堂ヶ平山から居士にかけての各地域に露出する。板留から虹ノ湖にかけての板留層下部層は塊状溶岩、枕状溶岩、ハイアロクラスタイトなど、海底火山活動に由来する安山岩溶岩が大部分を占め、坑井資料（金属鉦物探鉦促進事業団，1973）によれば層厚1,400 mを超える所も確認されている。他方、西方の地域では、安山岩溶岩の量はずっと減少し、板留層下部層の大部分を頁岩が占める。安山岩溶岩のこのような層厚変化は、地塁・地溝状の海底地形を溶岩流が埋積した可能性を示している。板留層上部層の梨木沢凝灰岩は連続性のよい軽石凝灰岩の厚層で、海底火砕流堆積物に由来する。板留層は折紙沢層を整合に覆う。温湯層は南中野から上流の中野川沿い、南中野から法峠にかけて、温湯から貝吹山にかけて、浅井川中流域、鯖石東方、大仏公園から三ッ目内にかけて、松木平南方の各地域に露出する。本図幅地域北東側の本層は下部に軽石凝灰岩の厚層を伴い、軽石凝灰岩がモンモリロナイト化している所が多い。また、本図幅地域南西側の温湯層は大部分の層準をシルト岩・頁岩が占める。中新世貫入岩類は、岩相上、浅瀬石川玄武岩と貝吹山デイサイトとに分けられる。両者ともに富岡山付近を中心に分布する。浅瀬石川玄武岩は最大175 mの厚さをもつ3枚のドレイフト岩床と、より小規模の玄武岩岩脈とからなる。貝吹山デイサイトは岩脈ないし岩株状の貫入岩体からなる。以上の中新統は貫入岩類を除き、すべて海域環境下で堆積した特徴を示す。したがって、中新世の本地域は基本的に海域環境下にあった。

これに対して、鮮新統は中新統を不整合に覆い、陸域環境下で堆積した特徴を示すものが多い。また、本地域の鮮新世以降の地質構造発達史においては、5つのカルデラの形成過程が重要な役割を演じている（村岡・高倉，1988）。鮮新統は尾開山凝灰岩、三ッ森安山岩、虹貝凝灰岩、鮮新世岩脈類、大釈迦層、碓ヶ関層、阿闍羅山安山岩の7単元に分けられる。尾開山凝灰岩は直径約15 kmの湯ノ沢カルデラ（村岡ほか，1982；村岡，1987 b）の形成に伴って噴出した火砕流堆積物である。尾開山凝灰岩は中生界や中新統の様々な層準を不整合に覆っている。尾開山凝灰岩の形成年代は K-Ar 年代から 3.5 Ma と見積られる（村岡，1987 b；MURAOKA，1989）。湯ノ沢カルデラの北側が本図幅地域内に含まれ



第12図 黒石図幅地域の地質総括図。地磁気編年スケールは MANKINEN and DALRYMPLE (1979) による

るが、この部分には後に碓ヶ関カルデラが重複して生じたため、地質的には不明の点が多い。尾開山凝灰岩の大半は溶結凝灰岩として産し、湯ノ沢カルデラの内側と、それから北方に向かう地域に、海成の凝灰岩が分布している。すなわち、尾開山凝灰岩堆積時の湯ノ沢カルデラは、ちょうど現在の南九州の始良^{あいら}カルデラに類似した、海域の湾入部であった。試錐資料によれば、尾開山凝灰岩の厚層は沖浦カルデラの地下や津軽平野の地下にも伏在することが確認されている(岩井, 1980; 新エネルギー総合開発機構, 1983)。三ッ森安山岩は8 km (南北) × 12 km (東西) の碓ヶ関カルデラ(村岡ほか, 1983 a) の先カルデラ火山岩類であり、碓ヶ関カルデラ周辺を中心に、広い範囲に点在する。碓ヶ関カルデラのほぼ北半分が本図幅地域内に含まれる。虹貝凝灰岩は碓ヶ関カルデラの形成に伴って噴出した火砕流堆積物であり、従来、“遠部層”と呼ばれた地質单元(井上ほか, 1960; 上田・井上, 1961)の一部である。本凝灰岩の形成年代は K-Ar 年代から 2.5 Ma 程度と見積られる(新エネルギー総合開発機構, 1985)。虹貝凝灰岩は大部分が海成の凝灰岩として産し、一部溶結凝灰岩が本図幅地域外の脊梁側などに分布する。したがって、尾開山凝灰岩堆積後、再び若干の海進が起こったのであろう。鮮新世岩脈類は小規模な安山岩岩脈からなり、虹貝凝灰岩などを貫いている。大釈迦層は津軽平野南東部周辺の丘陵地域に広く分布する海成の砂岩層であり、本図幅地域では鯖石地域より北側に限定される。碓ヶ関層は碓ヶ関カルデラのカルデラ湖に堆積した湖成のシルト岩層であり、大釈迦層とは碓ヶ関カルデラ北側のカルデラ縁を隔てて、同時異相の関係にある。碓ヶ関層が湖成層であることから、虹貝凝灰岩堆積時の海進は再度、海退傾向に転じたことが明らかである。なお、この海退傾向は大局的に、第四紀末に至るまで持続する。阿闍羅山安山岩は碓ヶ関カルデラの後カルデラ火山岩類であり、阿闍羅山や大高森を構成するほか、民部平の2 km 西方にある二つの小丘をも構成している。

第四系は青荷凝灰岩、沖浦デイサイト、南八甲田火山岩類、八甲田第1期火砕流堆積物、六萬平層、稻荷平湖成堆積物、小国湖成堆積物、八甲田第2期火砕流堆積物、黒石扇状地堆積物、大鰐湖成堆積物、河岸段丘堆積物扇状地堆積物、十和田軽石流堆積物、崖錐及び崩積堆積物、沖積層などに分けられる。青荷凝灰岩は直径約17 km の沖浦カルデラ(MURAOKA and HASE, 1981; 村岡, 1985) の形成に伴って噴出した火砕流堆積物である。青荷凝灰岩の形成年代は K-Ar 年代がら平均的には1.5 Ma 程度である(村岡, 1986)。最も大量の青荷凝灰岩は沖浦カルデラの内側を埋積する湖成の火砕流堆積物である。沖浦カルデラの外側では、大釈迦層の上位に海成の火砕流堆積物として整合的に重なるほか、碓ヶ関層の上位にも湖成の火砕流堆積物として整合的に重なっている。青荷凝灰岩の陸成の溶結部は、毛無山周辺に産する毛無山火砕岩のみに認められる。沖浦デイサイトは沖浦カルデラの後カルデラ火山岩類であり、カルデラ内の青荷凝灰岩の上位に、ニッ森、田代山、雷山、毛無山などのビュート状の溶岩ドームを構成している。特に、ニッ森から電山までのデイサイト溶岩はほとんど連続的に分布し、マグマの流路(conduit) が環状岩脈であることを示唆している。南八甲田火山岩類は本図幅地域北西の八甲田カルデラの後カルデラ火山岩類であり、本図幅地域北東部に溶岩流の先端が分布しているに過ぎない。八甲田第1期火砕流堆積物は八甲田カルデラの形成に伴って噴出した主要な二つの火砕流堆積物のうち、前期のものである。本火砕流堆積物は、青森西部図幅地域で従来、鶴ヶ坂凝灰岩と呼ばれた海底火砕流堆積物に対比され、その形成年代は K-Ar 年代から0.65 Ma と見積られる(村岡・高倉, 1988; MURAOKA, 1989)。本図幅地域内の八甲田第1期火砕流堆積物は六萬平層基底の巨礫を除き、

すべて海成の火砕流堆積物として産する。本火砕流堆積物は、更新世後期になお海域が鶴ヶ坂（青森西部図幅地域内）付近より連続的に残存していたことを示すものとして注目される。六萬平層は六萬平及び法峠付近における海成の砂岩層であり、大沢層を不整合で覆う。本層も海域の残存を指示する。稲荷平湖成堆積物は堰止湖を埋積した小規模な湖成堆積物である。小国湖成堆積物は沖浦カルデラのカルデラ底の低所を埋積したシルト岩・礫岩互層である。本層は青荷凝灰岩や沖浦デイサイトを明瞭な不整合で覆っている。このことから、沖浦カルデラの湖水は一度排水された後、再び部分的に涵養されたのであろう。以上述べたように、八甲田第1期火砕流堆積物、六萬平層、稲荷平湖成堆積物、小国湖成堆積物の4単元は、層序的にも近い位置にあり、いずれも海水準に近接した古地理環境を反映している。八甲田第2期火砕流堆積物は八甲田カルデラの形成に伴って噴出した主要な二つの火砕流堆積物のうち、後期のものである。本火砕流堆積物の形成年代は K-Ar 年代から 0.40 Ma である（村岡・高倉，1988；MURAOKA，1989）。本図幅地域内の八甲田第2期火砕流堆積物は六萬平層中の挟在層として産するものを除き、すべて陸成の溶結凝灰岩として産する。したがって、八甲田第1期火砕流堆積物堆積後、海退が進んだことが明らかである。黒石扇状地堆積物は黒石市街地東方の丘陵斜面を広く覆う淘汰不良の砂礫層である。大鱈湖成堆積物は阿闍羅山北西斜面や尾開山北方斜面を構成する一部崖錐性の湖成堆積物である。河岸段丘堆積物は浅瀬石川沿い、平川沿い、津軽平野などに広く発達している。また、主要な河川沿いには、扇状地堆積物も見られる。十和田軽石流堆積物は本図幅南東隣接地域の十和田カルデラの形成に伴って噴出した火砕流堆積物である。本図幅地域内の十和田軽石流堆積物は、下位に降下軽石・火山灰層を伴わないが、多くは 13,000 年 B. P. の八戸軽石流堆積物（大池，1964；中川ほか，1972；HAYAKAWA，1985）に相当するものであろう。本図幅地域内の十和田軽石流堆積物はすべて陸成かつ非溶結の火砕流堆積物である。このほかに、田代山北西や尾開山南東には崖錐及び崩積堆積物が分布する。沖積層は、津軽平野南東部に広く分布し、旧期沖積平野堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物、現河床堆積物、氾濫原平野堆積物などに区分される。

III. 中生界 西股山層 (Sh, Sc, Sd, Sm)

(村岡洋文・長谷紘和)

黒石図幅地域における最下位の地質単元は中生界であり、本図幅地域の南西端に分布している。この地質単元は南西の太良鉾山（田代岳）、西側の弘前、南側の碓ヶ関などの隣接図幅地域内により広い分布をもっている。

地層名 隣接する太良鉾山（田代岳）、弘前及び碓ヶ関図幅地域における本地質単元は、角ほか（1962）、大沢（1962）、小高ほか（1969）により記載されたが、地層名は与えられていない。太良鉾山（田代岳）図幅は本地質単元の主要な分布を含んでおり、その分布の中心は西股山（標高 954.1 m）の山塊からなっている。黒石図幅地域の調査結果のみから、地層名を定義することは困難であるが、ここでは便宜上、

角ほか(1962)の太良鉱山(田代岳)図幅地域における調査結果を踏まえて、本地質単元を“西股山層”と仮称する。

模式地 南津軽郡大鰐町三ッ目内川上流域(太良鉱山図幅地域, 角ほか, 1962に基づく)。

分布・層厚 本層は本図幅地域南西端の, 東西 0.5 km × 南北 1.5 km の小範囲に分布する。この地域では主に折紙沢と, 折紙沢から北北西の方向に分かれる大地獄沢とに沿って露出している。西股山層の分布は大地獄沢の方向に延びている。この方向は本層に発達する背斜の方向に近く, 正確な層厚の算定は難しい。しかし, 背斜軸は北方に大きくプランジしており, 北方に向かって次第に見掛けの上位層が露出する。このことから判断して, 本地域における西股山層の最大層厚はおおよそ 700 m 程度である。

層序関係 西股山層の下限は黒石図幅地域のみならず上述の隣接図幅地域においても知られていない。

岩相 西股山層はその岩相から 4 つの単元に区分される。すなわち, 千枚岩質粘板岩 (Sh), チャート (Sc), 含粘板岩岩片砂岩 (Sd), 苦鉄質凝灰岩 (Sm) である。千枚岩質粘板岩 (Sh) は黒色堅硬な岩石で, 層理面に平行な剝離性を有し, スレート劈開より若干進んだ層面片理を示す。剝離面は二次生成の白雲母のため, 脂感を呈する。大地獄沢沿いでは東西性高角度の剪断帯が数か所で見られ, この周辺では層理面に高角度のスレート劈開が発達する。千枚岩質粘板岩はしばしばチャートや砂岩の薄層を挟有している。チャート (Sc) は灰白色-赤褐色を呈し, 著しく堅硬な岩石である。一般に塊状であり, 角礫状に剪断された部分を伴う。含粘板岩岩片砂岩 (Sd) は数 mm 大の角礫状-レンズ状の黒色粘板岩岩片を多量に含む灰色の粗粒-中粒砂岩で, 見掛け上, いわゆるグレイワックに特徴的な岩相を呈する。しかし, 鏡下の観察によればアルコース砂岩である。一般に塊状であるが, 含有する粘板岩岩片は葉理に沿って定向配列している。苦鉄質凝灰岩 (Sm) は草緑色緻密な岩石で, 軽微な層面片理を示す。岩石中には厚さ 1 mm 前後で濃緑色の緑泥石脈が発達し, 特に層面片理の方向に発達が著しい。この部分に沿って, 剝離性を有する。苦鉄質凝灰岩中には緑泥石, パンペリー石などの鉱物組合せをもつ岩石があり, 本層はプレーナイト-パンペリー石相程度の広域変成作用を受けている可能性がある)。

含粘板岩岩片砂岩 GSJ R47321

産地: 折紙沢支流大地獄沢。

原岩の性質: 手標本では灰色塊状の岩石であり, 肉眼的にも数 mm 大の粘板岩岩片が散点するのが認められる。鏡下では多いものから, 石英粒, カリ長石粒, アルバイト粒(多片双晶), 岩石片などが認められ, いずれも円磨不良で径 0.4 mm 前後のものが多い。粒間のセメント部分は面積にして 1.5% を超える。カリ長石はパーサイト細織の発達するものが多い。岩石片は粘板岩, チャート, 砂岩などからなる。

変成岩の性質: 粒間のセメント部分には多量の白雲母のほか, 石英, アルバイト(双晶なく, ごく細粒), 方解石, 緑泥石などの細粒の変成鉱物も見られる。白雲母はカリ長石粒に伴って生じていることもある。砂岩粒子にはしばしば破断やキンクバンドが認められる。全般に原岩組織の保存がよく, 変成鉱物の形態定向配列は不明瞭である。

苦鉄質凝灰岩 GSJ R47322

産地: 折紙沢支流大地獄沢。

原岩の性質: 手標本では草緑色の岩石であり, 輪郭の不明瞭な径数 mm の球状斑が散在する。鏡下においても, 砂岩程度の粒径をもった球状斑が認められる。これはスコリアなど本質物の外形を留めるものであろうが, 広範な変成鉱物の生成のため, 原岩組織やレリック鉱物はほとんど不明である, 原岩は全般

的にガラス質ないし隠微晶質な粒子の集合体であった。

変成岩的性質：変成鉱物のうち、緑泥石は細粒結晶として最も多量に生じているほか、緑泥石脈として網目状に発達する。パンペリー石は細粒結晶集合体として局部的に見られる、このほか、石英、アルパイト、方解石、不透明鉱物などを伴う。

時代 西股山層からはまだ化石が報告されていない。西股山層は北部北上帯に属し、従来はいわゆる古生層とされてきた。しかし、その後、北部北上山地の地層の時代は二畳紀からジュラ紀にわたり、大半が中生界と考えられるようになった（山口，1981；吉田ほか，1987）。更に、最近の研究によれば、本研究報告の西股山層は、海溝の堆積物であると推定されており（箕浦，1985）、これら泥質岩はより古い異地性岩塊を含むものの、地層自体はジュラ紀に形成された付加体として再認識されつつある（平ほか，1981）。以上のことから、本研究報告では西股山層を一応、中生界として扱う。

IV. 新第三系中新統

（村岡洋文・長谷紘和）

IV. 1 万左衛門山層（Ma）

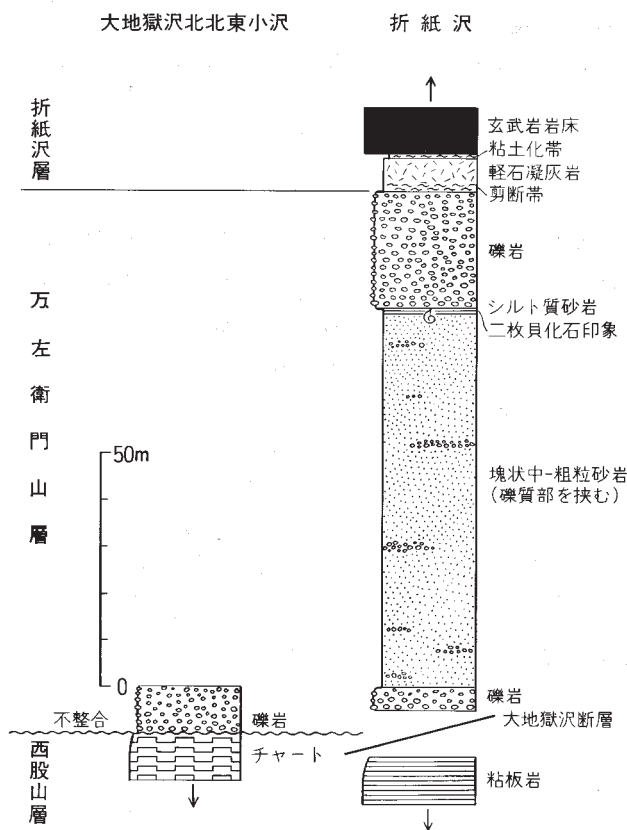
地層名 本層は隣接する碓ヶ関図幅地域において、KOTAKA and NODA（1967）及び小高ほか（1969）により命名・定義され、本図幅地域では小高ほか（1970）により記載された。

模式地 南津軽郡大鰐町万左衛門山北側の小沢（碓ヶ関図幅地域内）。

分布・層厚 分布は本図幅地域南西の小範囲に限定され、中生界西股山層に密接に伴う。折紙沢沿いや折紙沢南岸の壁状の小沢に好露出が見られるほか、大地獄沢から北北東に分かれる支沢において、基底部が観察される。本層の最も厚い部分は折紙沢付近であり、その層厚は約100 mである（第13図）。

層序関係 本層の大半は下位の西股山層と大地獄沢断層を介して接している。しかし、本層は全体として礫岩に富み、中新統全体の基底礫岩的性格が強い。本層の西股山層に対する不整合関係は大地獄沢から北北東に分かれる支沢において認められる。したがって、本層と西股山層との関係は基本的に不整合の関係であり、構造差の大きな傾斜不整合といえる。

岩相 本層は礫岩と砂岩よりなる。大地獄沢から北北東に分かれる支沢に沿っては、河床に西股山層のチャート、含粘板岩岩片砂岩、千枚岩質粘板岩が点在し、その上位に万左衛門山層の基底礫岩が重なる。礫は大部分がよく水磨された細礫-拳大の円礫で、ときに壺円礫が混じっている。基質は膠結の進んだ凝灰質砂岩からなる。また、折紙沢及びその南岸の本層は、西股山層と断層接触のため最下位の一部が欠如しているものの、下位から礫岩、中-粗粒砂岩、シルト質砂岩（1m±）、礫岩と重なるのが見られる（第13図）。礫岩中の礫は水磨された細礫-拳大の円礫-壺円礫で、下位の西股山層を構成するチャート、粘板岩礫が多く、新第三紀のものと推定される緑色変質安山岩礫も普遍的に見られる。また、軽石も取り込んでいる。砂岩は塊状で、細礫径の礫質部をレンズ状に含む。砂岩やシルト質砂岩中には



第13図 万左衛門山層柱状図

第1表 万左衛門山層産貝化石 (小高ほか, 1970 による)

南津軽郡大鰐町折紙の西南西約1 kmの小沢沿い
<i>Patinopecten kimurai ugoensis</i> (HATAI and NISIYAMA)
<i>Pitar (Pitarina) dohrni</i> (RÖMER)
南津軽郡大鰐町折紙の西, 折紙沢中流砂防ダムの下流川床
<i>Acila (Truncacila) divaricata</i> (HINDS)
<i>Limopsis</i> sp.
<i>Patinopecten kimurai ugoensis</i> (HATAI and NISIYAMA)
<i>Venericardia (Cyclocardia) siogamensis</i> NOMURA
<i>Lucinoma</i> cf. <i>otukai</i> HATAI and NISIYAMA
<i>Pitar (Pitarina) dohrni</i> (RÖMER)

保存不良の二枚貝化石やその印象 (impression) が見られる。

化石 本層からは第1表のような貝化石の産出が報告されている (KOTAKA and NODA, 1967; 小高ほか, 1969). 小高ほか (1970) はこれらの化石, 特に *Patinopecten kimurai ugoensis* HATAI

and NISIYAMA を重要な指標として、本層が秋田県男鹿半島の西黒沢層及び青森県の砂子瀬層に対比できるとしている。

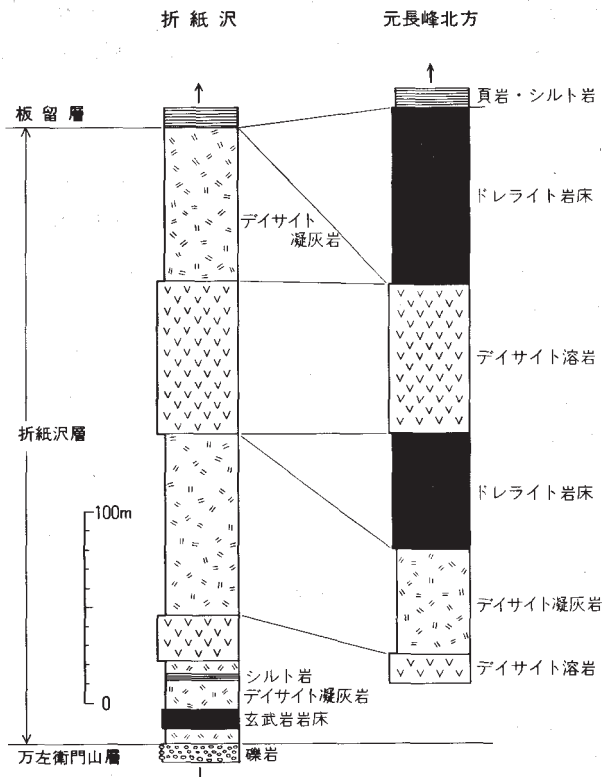
IV. 2 折紙沢層 (Rt, RI)

地層名 新称. 井上 (1964) の島田層下半部, 小高ほか (1970) の早瀬森層の一部に相当し, 後述の板留層より下位のデイサイト溶岩及びデイサイト凝灰岩からなる層準を一括したもの。

模式地 南津軽郡大鱒町折紙から上流の折紙沢沿い。

分布・層厚 最も広い分布は折紙沢周辺にあり, 居土の南から, 堂ヶ平山北西まで連続する。元長峰の北縁にもまとまった分布がある。また, ごく断片的な露出が三ッ目内南方の尾開山凝灰岩分布域にある。これらのうち, 上限と下限とを把握できるのは折紙沢沿いのみであり, ここでの層厚は310 m である (第14図)。

層序関係 下位の万左衛門山層との間には一部, 剪断帯がみられるが, 基本的には整合関係にあるも



第14図 折紙沢層柱状図

のと判断される。

岩相 主としてデイサイト質の溶岩 (R1) と凝灰岩 (Rt) とからなり、まれにシルト岩層を挟む。デイサイト溶岩 (R1) は大きく上下2つの単位に分けられる。折紙沢付近では上下2単位のデイサイト溶岩の間で、岩相の差が認められる。下位の溶岩は灰色均質な基質中に長径0.5-3 mm 大の乳白色斑点を多数含んでいる。これは斜長石斑晶様であるが、鏡下では粘土化した斜長石斑晶の場合もあれば、粘土鉱物に充填された杏仁状孔隙の場合もある。また、これとは別に長径1 cm 大の淡緑色杏仁状孔隙が散点する。堂ヶ平山北西の牛沢から南南東に分かれる支沢では、淡緑色杏仁状孔隙が抜け落ちて、一見“ミソ化”した軽石凝灰岩に類似の産状を示す。乳白色斑も淡緑色斑も、ともに偏平楕円体をなして定向配列し、流理を反映する。しかし、基質中には流理は認められない。上位の溶岩は淡桃色を帯びた灰白色のガラス質基質中に流理構造が顕著である。また、微小な球顆が多数発達し、大きいものでは径2 mm 大である。2単位の溶岩の岩相上の差は上位の溶岩がガラス化の組織を留めるのに対して、下位の溶岩では全般に粘土化変質がこれに重複していることにある。なお、局部的な粘土化変質帯は両者を通じて見られ、特に下位の溶岩に多く伴う。折紙北西の沢沿いや牛沢から南南東に分かれる支沢沿いでは、多数の露頭において乳白色粘土が網目状に発達する。変質が著しく進んだものでは露頭の大半が粘土で占められ、比較的新鮮な溶岩が礫状に残っている。牛沢から南南東に分かれる支沢沿いで採取した乳白色の変質帯粘土を X 線粉末法で同定した結果では、わずかに面間隔14 Å の層状珪酸塩 (おそらく緑泥石) を伴うものの、ほとんどカオリナイトからなることが判明した。元長峰北方のデイサイト溶岩はときに黄鉄鉱の鉱染を示し、全般に珪化が著しい。このため、原岩の性状はほとんど不明である。デイサイト凝灰岩 (Rt) の主体は固結度の高い淡緑色の岩石からなる。これは0.5-1 mm 大の斑晶、石質岩片、ガラス片を多量に含み、石質岩片として硬質頁岩を含む。軽石凝灰岩の産出は少ないが、本層最下部や、本層最上部において一部葉理を伴った軽石凝灰岩が見られる。軽石は発泡不良である。

変質デイサイト凝灰岩 GSI R47323

産地：折紙の西南西 600 m の折紙沢南方上流 (上位のデイサイト溶岩のやや下位)。

岩石：淡緑色緻密な岩石で、0.5-1 mm 大の斜長石斑晶状の白斑や石質岩片を多量に含む。石質岩片の一部に黒色頁岩岩片が見られる。

結晶片：0.2-0.5 mm 大の少量の石英結晶のみが変質を免れている。0.5-1 mm 大の大量の短冊状部分は斜長石結晶であったと思われるが、すべてコロフォーム状かつ等粒状のカオリナイト及び粗粒の方解石に置換されている。このほか、ほとんど方解石からなる仮晶があり、酸化した褐色緑泥石と不透明鉱物を伴う。

基質：大半がガラス片からなり、一部には長孔状-繊維状に発泡した軽石細織が残っている。しかし、大部分はガラス片の輪郭を留めながらも脱ガラス化ないし変質が進み、石英やクリストバル石の細粒結晶集合体となっている。これに伴って、無色に近い緑泥石も見られる。石質岩片には様々なものがあり、頁岩、砂岩、白雲母を含む粘板岩、炭質物が石英粒間に葉理をなす粘板岩、ほとんど緑泥石からなる岩石などの岩片が認められる。

変質デイサイト溶岩 GSI R47324

産地：折紙北西の沢 (上位のデイサイト溶岩最上部)。

岩石：淡桃色堅硬な岩石で、気孔が多い。灰色部分とやや桃色味を帯びた部分が流理をなし、たくさん球顆を含む。

斑晶：斜長石・石英・鉄鉱・紫蘇輝石。0.5-1 mm 大の半自形斜長石斑晶が最も多く、オリゴクレイス・アンデシンである。石英はときに見られ、1 mm 大の融食形を呈する。苦鉄質鉄物は無色に近い緑泥石と鉄鉱に置換されて、ほとんど不明であるが、極めてまれに紫蘇輝石を含む。

石基：脱ガラス化及び変質によって、石英、クリストバル石、無色に近い緑泥石、鉄鉱の細粒結晶集合体となっている。また、径0.2-0.5 mm 大の気孔が多数あり、その内縁に沿って多量のトリディマイトが見られる。気孔の一部はその内側がカオリナイトにより埋められている。

IV. 3 板留層

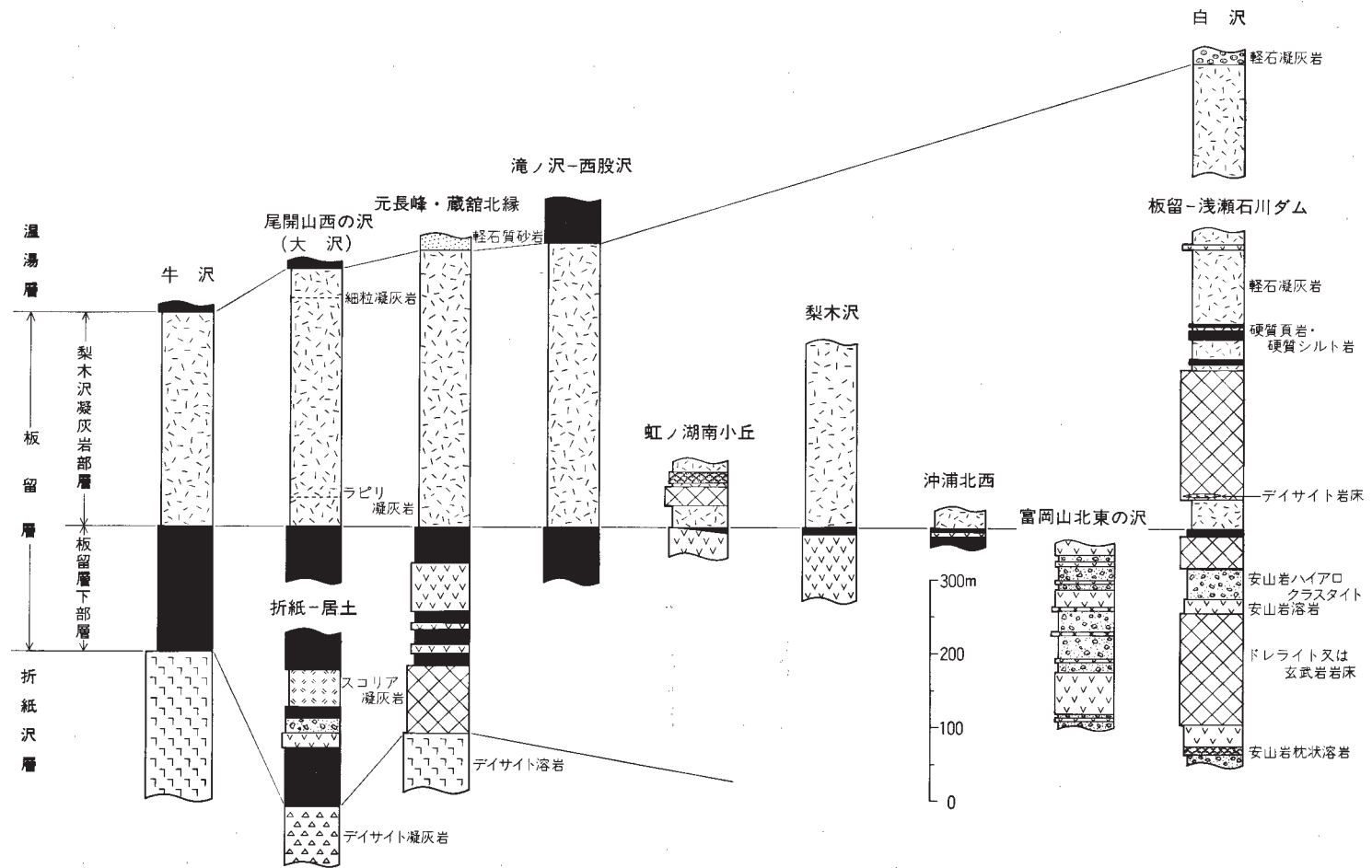
地層名 本層は今泉（1949）によって命名されたもので、本研究報告における再定義内容は岩井（1965）の板留層と大和沢層を合わせたもの、小高ほか（1970）の板留層と早瀬森層中部を合わせたものに相当する。本層下部層は硬質頁岩、安山岩溶岩及び安山岩スコリア凝灰岩からなり、上部層は主にデイサイト質の軽石凝灰岩からなる。上部層の軽石凝灰岩は本図幅地域内の各地に厚層として分布し、これを梨木沢凝灰岩部層と命名する。浅瀬石川沿いの下部層は小高ほか（1970）により沖浦玄武岩部層と呼ばれたが、今回そのかなりの部分がより若いドレライト及び玄武岩の貫入岩類（後述の浅瀬石川玄武岩）であることが判明した。溶岩であることが明らかな下部層プロパーの岩石はむしろ安山岩質である。また、その量は本図幅地域西部の元長峰北方や折紙地域に至って減少し、地層の主体が正規堆積物となる。以上の理由から、層相変化の大きい下部層については、単にこれを板留層下部層と呼称する。

IV. 3. 1 板留層下部層 (Th₁, Ts, Ta)

模式地 黒石市板留南縁から沖浦に到る浅瀬石川沿い。

分布・層厚 本部層は浅瀬石川沿いの、板留の南から虹ノ湖周辺にかけて広く分布する。この地域では安山岩溶岩が卓越し、層厚が大きい。所によっては多量の浅瀬石川玄武岩に貫かれるが、これを除いても露出部分の層厚は250 m以上に達し、下限が見られない（第15図）。沖浦南方の深川で実施された探鉱試錐の結果では、地表から1402 mの坑底深度までほとんど“玄武岩”で占められる（金属鉱物探鉱促進事業団、1973）。また、雷山西斜面で実施された地熱探査試錐の結果では、地表面下約800 mから1500 mの坑底深度まですべて“玄武岩”で占められる（新エネルギー総合開発機構、1983）。これらの“玄武岩”は、本報の板留層下部層プロパーの安山岩溶岩と浅瀬石川玄武岩の貫入岩類の両方を含むと思われるが、この地域の本部層が著しく厚いことは確かのようなのである。本図幅地域南西の元長峰北縁、三ツ目内北縁、居士-堂ヶ平山北西に分布する本部層は主に硬質頁岩・硬質シルト岩から構成される。これらの地域では安山岩質火山噴出物の占める割合が小さく、層厚も小さい。このため、上限、下限ともに見られ、層厚約170-400 mである（第15図）。なお、本部層を特徴づける安山岩質火山噴出物の活動は、上位の梨木沢凝灰岩の活動と層序的に重複しないのが一般的であるが、第15図に示すように虹ノ湖南の小丘（326.2 m ピーク）では梨木沢凝灰岩中に安山岩枕状溶岩の溶岩流が認められる。この場合、両部層の境界としては、より連続性の良い梨木沢凝灰岩の基底を採ったが、枕状溶岩の産状については便宜上、以下の項に併記する。

層序関係 下位の折紙沢層を整合に覆う。



第 15 図 板留層柱状図

岩相 本部層を構成する岩石は正規堆積物と安山岩質火山噴出物に大別される。元長峰北縁，三ツ目内南縁，居士-堂ヶ平北西に分布する本部層は正規堆積物（Th₁）が卓越し，主に黒色の硬質頁岩と帯紫灰色の珪質シルト岩の互層からなる。両者とも風化面では黄白色-黄褐色を呈し，5-20 cm 程度の厚さの厚板状層理を示す。また，しばしば細粒凝灰岩や，砂岩粒径-ラピリ粒径の軽石片を多量に含む凝灰岩の薄層を挟む。硬質頁岩の中には那智黒に近い堅硬なものが含まれ，この特徴は西股沢沢頭のものにも見られる。浅瀬石川沿いの本部層に伴う正規堆積物は主に黒色硬質頁岩であり，砂岩粒径の凝灰岩薄層を挟む。厚板状の層理が発達するなど上記地域のものと同通の特徴をもつが，いずれも層厚が小さく，連続性が不良である。沖浦北西では本部層最上部の厚さ約5 m の硬質頁岩を側方に追跡でき（第16図），その一部が上位の梨木沢凝灰岩の食い込みにより尖滅する。

安山岩質火山噴出物は塊状溶岩，枕状溶岩，ハイアロクラスタイト及びスコリア凝灰岩を含む。前3者（Ta）は浅瀬石川沿いに厚層をなして分布する。塊状溶岩は緑色に変質した堅硬な岩石で，一般に径数 mm-6cm 大の球状-扁平楕円体状の杏仁状孔隙を多数含んでいる。杏仁状の孔隙はこれを充填する鉱物により，白色（沸石や方解石）の場合，濃緑色（緑泥石）の場合，黄緑色（緑れん石）の場合やそれらが複雑に累帯する場合など，様々なものがある。枕状溶岩も岩質は塊状溶岩と同通している。個々の枕の径は30 cm 前後から（第17図），最大6 m に及ぶ。保存の良い所では，個々の枕が孤立せずに連続して，*elongate pillow* を形成している（第18図）。枕状溶岩の杏仁状孔隙は枕の急冷表皮（*pillow rind*）中にはなく，枕の縁部から核部に向かって次第に大きさを増す。第19図は虹ノ湖南の小丘（326.2 m ピーク）における梨木沢凝灰岩中の枕状溶岩の産状を示す。露頭中央の枕状溶岩は露頭面状での大きさが，4.8 m（短径）×6 m（長径），枕の表皮が5-10 cm に達する。その短径方向に沿って採取した13個の手標本において，最大杏仁状孔隙の長径分布は第20図のとおりである。縁部から核部に



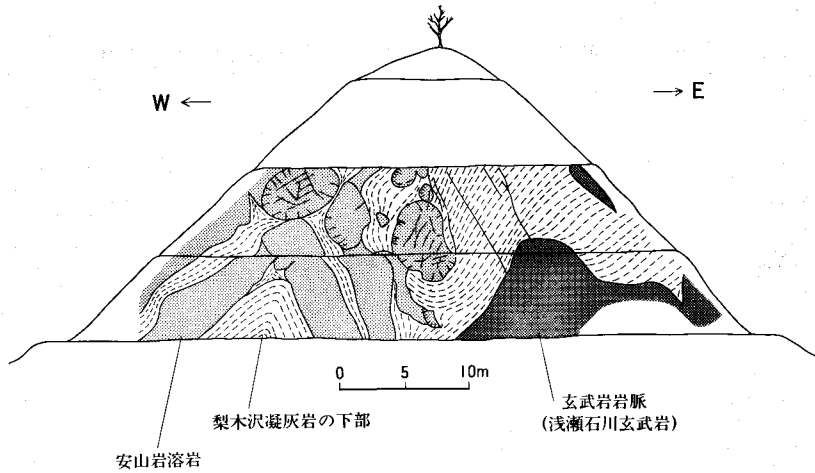
第16図 板留層下部層の硬質頁岩層（二庄内付近の浅瀬石川西岸）。中位層準の成層部分が硬質頁岩属その下位が安山岩ハイアロクラスタイト，その上位が梨木沢凝灰岩



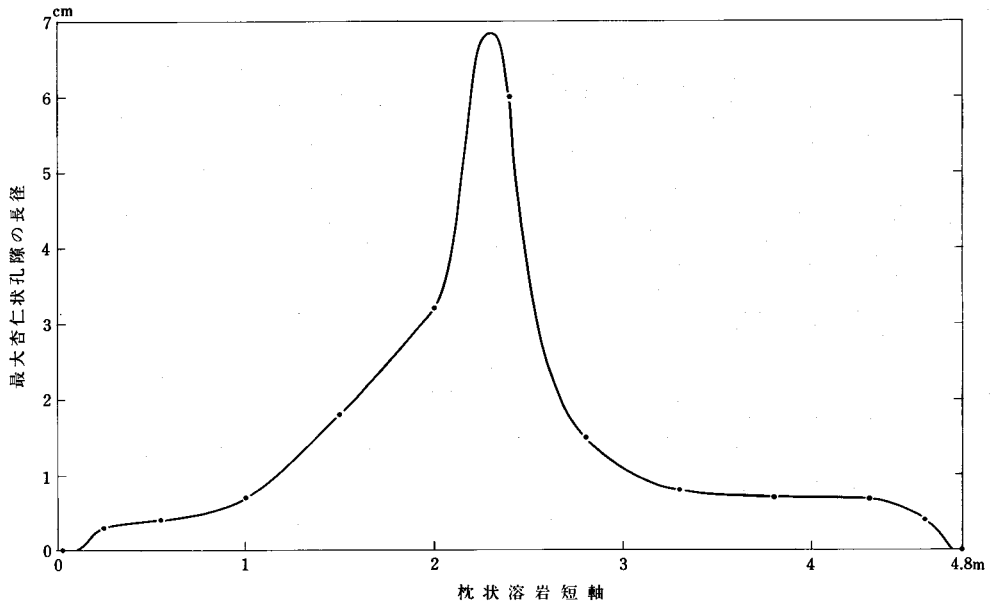
第17図 板留層下部層の枕状溶岩（板留・下川間の浅瀬石川沿い）



第18図 板留層下部層の elongate pillow（板留・下川間の浅瀬石川沿い）

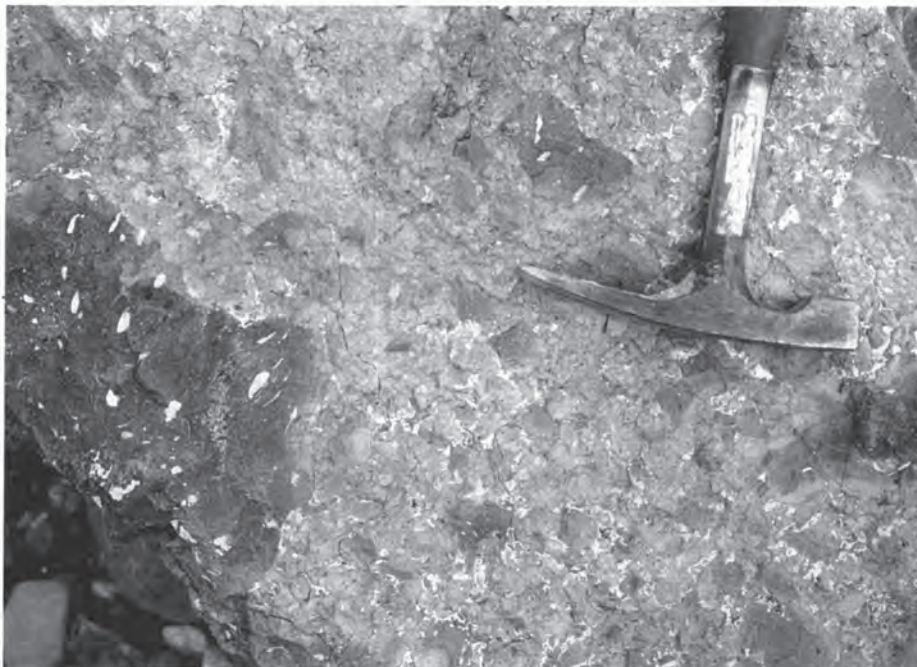


第19図 梨木沢凝灰岩部層中の枕状溶岩 (虹ノ湖南縁の319.6mピーク付近)



第20図 枕状溶岩中の杏仁状孔隙の最大径分布. 第19図中央の枕状溶岩について, 水平方向に計測

向かう対数関数的な分布様式から, 杏仁状の孔隙は初生的には気泡であったと推定される. 杏仁状の孔隙の径が塊状溶岩, 枕状溶岩を通じて大きいことは, 定性的に浅海底における溶岩流を示唆する (MOORE, 1965; JONES, 1969). ハイアロクラスタイトは径5-100 cm 大の塊状溶岩ないし枕状溶岩の岩片を含み, その基質は0.5-3 cm 大のスコリア状岩片からなるが, 溶岩岩片辺縁部の一部がスコリア状となった中間的な岩片も多い (第21図). スコリア状岩片は白味を帯びた淡緑色を呈し, 変質が著しい. 溶岩岩片は帯紫灰色を呈し, 母体の塊状溶岩や枕状溶岩に比べて, 緑色変質は軽微である. ハイアロクラスタイト中には不規則楕円体状の溶岩岩片が多く, 明瞭なピロブレッチャ (pillow breccia)



第21図 板留層下部層のハイアロクラスタイト（下川付近の浅瀬石川沿い）

第2表 中新世火山岩類の化学組成

図中番号 採取番号	1 GSJ R47326	2 GSJ R47325	3 GSJ R47331	4 GSJ R47333	5 GSJ R47332
地質单元	板留層下部層安山岩溶岩		貝吹山デイサイト	浅瀬石川玄武岩	
SiO ₂	61.54	56.30	75.21	51.66	45.46
TiO ₂	0.75	0.77	0.32	0.84	0.82
Al ₂ O ₃	14.03	15.02	13.10	15.46	16.57
Fe ₂ O ₃	1.08	1.84	1.71	2.35	2.19
FeO	5.07	5.46	0.97	6.40	5.68
MnO	0.11	0.09	0.01	0.20	0.21
MgO	5.35	5.66	0.27	6.65	5.31
CaO	4.55	3.06	0.42	6.96	11.71
Na ₂ O	4.07	3.54	6.96	4.21	1.99
K ₂ O	0.24	1.60	0.12	0.80	0.85
P ₂ O ₅	0.30	0.12	0.05	0.23	0.15
H ₂ O+	2.43	4.01	0.40	2.80	3.01
H ₂ O-	0.22	0.44	0.24	0.88	0.22
CO ₂		1.77			5.24
Total	99.58	99.68	99.78	99.44	99.41

1：杏仁状普通輝石安山岩 枕状溶岩岩片 雷山西斜面 53-OU-1号孔の深度667.5m

2：杏仁状安山岩 塊状溶岩 梨木沢沢頭

3：デイサイト 岩脈 貝吹山南の梨木沢沿い

4：紫蘇輝石普通輝石ドレライト 岩床 板留の南東 0.5 km

5：紫蘇輝石普通輝石ドレライト 岩床 虹ノ湖南岸 319.6 mピーク

は比較的少ない。また、浅瀬石川沿いでは塊状溶岩やハイアロクラスタイトをそれぞれほぼ等量産するのに対して、枕状溶岩の量は比較的少ない（第15図）。ハイアロクラスタイトの多くは枕状溶岩の形成を経ることなしに、直接塊状溶岩流の周辺部から生じたい。これら溶岩の化学組成が安山岩質であること（第2表の1及び2）や、浅海底の溶岩流であることなどは、枕状溶岩の成長・維持を不安定にしたであろう（荒牧，1975）。なお、塊状溶岩、枕状溶岩、ハイアロクラスタイトの3者は複雑な分布関係を示し、相互に側方移化することが多い。このため、地質図上では、これらを安山岩溶岩として一括表示した。元長峰北方の前田砕石場跡付近には、径数 cm の杏仁状の孔隙を含む塊状溶岩が分布する。この塊状溶岩には大規模な放射状の柱状節理が発達する。居土付近では塊状溶岩とその上位のハイアロクラスタイトが見られる。スコリア凝灰岩（Ts）は比較的まれであり、居土-折紙間に分布するのみである。スコリア凝灰岩は0.5-3 cm 大の暗緑色スコリアからなり、ハイアロクラスタイトの基質よりはるかに固結度が低い。基底付近では発泡の良い長径10 cm 大の紡錘楕円体状火山弾を多量に含む。

杏仁状普通輝石安山岩溶岩 GSI R47326

産地：雷山西斜面で実施された地熱開発基礎調査（日本地熱資源開発促進センター，1979）の702 m 坑における667.4 m 深度のコア。

岩石：緑色の塊状溶岩で、濃緑色や黄緑色の杏仁状孔隙を多量に含む。

原岩の性質：サブオフィティック組織が発達し、斑晶と石基の粒径差が不明瞭である。主成分鉱物としては斜長石と普通輝石のみが変質を免れている。このほか、燐灰石と磁鉄鉱を伴う。斜長石は長軸が0.1-1 mm 大の長柱状結晶で、オリゴクレイス-アンデシンである。普通輝石はその粒間を埋める0.1 mm 前後の他形結晶である。砂時計状の消光を示すものもある。長径1 cm を超える杏仁状孔隙を初め、径0.5-1 mm 大の杏仁状孔隙を多数含む。

変質の性質：杏仁状孔隙の充填する鉱物は緑泥石、沸石（おそらくローモンタイト）、緑れん石（ピスタサイトの）などである。以上の鉱物は杏仁状孔隙以外の部分にも普通に認められる。このほか、径0.03 mm 前後で褐色のスフェーンが普遍的に含まれる（第2表）。

杏仁状安山岩火山弾 GSI R47327

産地：折紙-居土間。

岩石：スコリア凝灰岩基底付近の長径10 cm 大の紡錘楕円体状火山弾。径5 mm ないし、それ以下の気泡を密集するが、その多くは鉱物に埋められ、杏仁状孔隙となっている。

原岩の性質：モードにして約30%は杏仁状孔隙で占められる。これ以外の部分は粗粒の斑晶をほとんど欠き、長柱状斜長石の間隙を暗色ガラスないしメソスタシスが埋めるハイアロオフィティック組織を示す。長柱状斜長石の間隙には緑泥石も多く、初生的には苦鉄質鉱物も若干存在したと思われる。磁鉄鉱を伴い、杏仁状孔隙中では縁部が赤鉄鉱化したものが多い。

変質の性質：杏仁状孔隙は前述の溶岩中のものと異なり、中心に孔隙を留めるものもある。多くの杏仁状孔隙に方解石緑泥石、沸石（おそらくローモンタイト）の3鉱物が混在して含まれる。緑泥石と沸石は杏仁状孔隙以外の部分にも多い。

IV. 3. 2 梨木沢凝灰岩部層（Th₂, Tp）

模式地 黒石市虹ノ湖西方の梨木沢沿い。

分布・層厚 本部層の主な分布は落合温泉付近-梨木沢、滝ノ沢-西股沢、大館山南縁-宿河原、尾開山西縁-牛沢などにある。層厚はそれぞれ、450-400 m, 385 m, 375 m, 350-290 m と見積られる（第15図）。また、ごく小規模な露出が下横前沢下流に見られる。

層序関係 下位の板留層下部層を整合に覆う。

岩相 本部層は主に水底火砕流堆積物に由来する、淡緑色-緑色に変質した軽石凝灰岩からなり、ラピリ凝灰岩、細粒凝灰岩、硬質シルト岩、硬質頁岩などの薄層を伴う。ラピリ凝灰岩や細粒凝灰岩は軽石凝灰岩の再食堆積物であり、これらと正規堆積物の挟在とから、軽石凝灰岩の堆積単位は少なくとも3枚以上あることがわかる。板留温泉付近では正規堆積物、尾開山西の沢（大沢）ではラピリ-細粒凝灰岩の挟在によって、それぞれ軽石凝灰岩の堆積単位の細分可能である。しかし、このような挟在層が見いだせない地域も多い。

軽石凝灰岩（Tp）は大部分が径数 mm-10cm 大の軽石からなり、細粒ガラス片の割合が少ない。軽石は発泡が良く、しばしば粘土化している。第22図のように、径数 cm 程度の粘土化した白色部と緑色変質部とがまだらな模様をなし、両者の境界が不明瞭のことが多い。また、発泡の良い軽石が圧密によりレンズ状化し、濃緑色に変質して、一見溶結凝灰岩様を呈することがある。鏡下では溶結していないことが明らかである。後者の場合にはおよその走向傾斜を求めることができる。軽石凝灰岩はときに長径 5-50 cm 大の硬質頁岩レンズを多量に含むことがあり、この場合にも一見溶結凝灰岩に似た外観を呈す。この産状は板留温泉の河岸や堂ヶ平山北の沢（大沢の支沢）沿いなどで見られる。ラピリ凝灰岩や細粒凝灰岩はほとんど軽石片の集合体で、淡緑色を呈し、葉理が発達している。硬質シルト岩や硬質頁岩（Th₂）は黒色-灰色、珪質で厚板状の層理が発達している。

デイサイト軽石凝灰岩 GSI R47328

産地：梨木沢沿い。

岩石：白色部と緑色部がまだら模様をなし、全体として淡緑色・塊状・緻密な岩石である。

結晶片：0.6-2 mm 大の半自形斜長石を多量に含み、ほぼ同じ大きさの他形石英を含む。斜長石はアンデシノーオリゴクレスである、苦鉄質鉱物は変質のため不明である。少量の磁鉄鉱及びイルメナイト



第22図 梨木沢凝灰岩部層の軽石凝灰岩（二庄内付近の浅瀬石川西岸）

を伴う。斜長石の一部は方解石及びスフェーンに置換されている。

基質：長孔状の気泡をもつ軽石組織が一部に残っているが、大半は脱ガラス化及び変質が進んでいる。ガラス中には径0.02mm大の球状鉱物が多量に生じており、クリストパライトであろう。この間に網目伏のスメクタイトが見られる。特定の本質岩片にのみ、多量の緑泥石と方解石が生じており、ややスコリア質（苦鉄質）であったと思われる。

IV. 4 温湯層 (Np, Ns, Nd, Ng, Nt)

地層名 本層は酒井（1961）が温湯・白沢付近に分布する凝灰岩に対して命名したもので、岩井（1965）及び小高ほか（1970）もほぼこれを踏襲している。しかし、従来の温湯層は本図幅地域北東部や南西部の中新統に対して、層序関係が明確でなかった。本研究報告ではこの関係を整理し、温湯層の定義内容を図幅全域の同一層準に拡張する。すなわち、本研究報告の温湯層は岩井（1965）の温湯層及び松木平層を合わせたもの、小高ほか（1970）の温湯層、松木平シルト岩部層、王余魚層及び大川原層を合わせたものに相当する。なお、本層は中位層準のスコリア火山角礫岩層を鍵層として、軽石凝灰岩の卓越する下部とシルト岩の卓越する上部とに区別される（第23図）。ただし、下部の軽石凝灰岩は本図幅地域南西部に向かって尖滅する。

模式地 黒石市温湯付近から白沢沿い。

分布・層厚 本図幅地域北方では法峠背斜の軸部に沿って露出する。その東翼の延長は波状に褶曲を繰り返しつつ、東の中野川沿いに露出している。この地域の本層は概ね上部に当たり、最大層厚180mである（第23図）。温湯から白沢にかけて、本層は下部・上部ともに露出し、全層厚400mに達する。浅井川沿いの尾崎鉦山付近及びその北方の滝ノ沢にかけて、本層は遠手沢背斜軸部に内座層として露出している。露出の主体は下部であり、最大層厚約250mである。平川兩岸の、鱗石東縁や森山西縁にも本層の露出がある。松木平南縁では、大沢などに本層の連続的な露出が見られる。松木平南縁の本層は温湯付近に比べて、下部の軽石凝灰岩が薄くなっており、全層厚300m程度である。以上のよう、温湯層は大局的に本図幅地域の北東から南西の対角線上に分布する。なお、この例外として、極めて小規模なシルト岩が本図幅地域南東部の上横前沢沢頭付近に露出する。

層序関係 下位の板留層梨木沢凝灰岩部層を整合的に覆う。温湯以南の本層はスコリア火山角礫岩層を鍵層として、層序的關係が明確に追跡される。他方、これより北東の本層は岩相的にも大きく変化し、温湯以南のものとの関係が必ずしも明確でない。本報告では北東の中新統を次のような根拠から温湯層上部として位置づけた。第1に温湯の北東には梨木沢凝灰岩部層、温湯層下部の軽石凝灰岩など、層厚の大きな軽石凝灰岩がほとんど露出していない。このことはこれらが伏在することを指示している。第2に大川原-上湯沢沢頭間には黒雲母を含む砂岩が分布し、その下位に小規模に露出する軽石凝灰岩はパーライトを含む。これは前述の温湯層下部の軽石凝灰岩とその上位の砂岩の關係に類似する。第3に南中野の中野川北西斜面には温湯層下部の軽石凝灰岩が露出しており、これらは北東の中新統の下位に位置するようにみえる。第4にこれらの上を裏づける資料として、田ノ沢沢頭で実施された建設省の500m試錐（建設省、未公表資料）においては、地下20mまで上述のスコリア火山角礫岩層と思われる地層、地下28mから少なくとも415mまで温湯層下部と思われる軽石凝灰岩で占められる（第

23 図).

岩相 本層の下部は軽石凝灰岩, シルト岩, 頁岩, 砂岩, 礫岩, ラピリ凝灰岩などからなる. 下部の主体をなす軽石凝灰岩 (Np) は尾崎鉱山より北東において, 200 m 前後の厚さを持ち, 田ノ沢沢頭で実施された建設省の 500 m 試錐 (建設省, 未公表資料) では地下 415 m までの大部分を占めている (第 23 図). 毛内湯湯付近の軽石凝灰岩は中位に砂岩層を挟んでおり, 軽石凝灰岩の堆積単位が大きく 2 枚に分けられる. 本層の軽石凝灰岩は塊状無葉理で第 24 図のように, 径数 cm-10 cm 大の多量の軽石とともに, 普遍的にパーライトを含んでいる. 本層はおそらく海底に堆積した水底火砕流堆積物であろう. 下位に接する板留層の梨木沢凝灰岩とはパーライトの有無によって区別することができる (小高ほか, 1970). また, 梨木沢凝灰岩が広く緑色変質しているのに対して, 本層の軽石凝灰岩は尾崎鉱山西方など比較的新鮮な部分も見られ, 変質している場合にもモンモリロナイト化して乳白色を呈する所が多い. なお, 白沢や尾崎鉱山付近の本層は著しくモンモリロナイト化しており, 軽石と基質との区別が困難である. 軽石凝灰岩の厚層に伴って, その中位や上位に葉理の不明瞭な砂岩が見られることがある. これらの砂岩は乳白色の円磨された軽石細片や黒雲母細片を多量に含んでいる. 本図幅地域南西部の下部においては軽石凝灰岩に代わってシルト岩や頁岩 (Nt) が卓越する. シルト岩や頁岩には 10-30 cm 程度の板状層理が発達し, しばしば乳白色の円磨された軽石細片の密集した薄層が挟まれている. ラピリ凝灰岩としたものは, これらのやや粗粒な部分を指している.

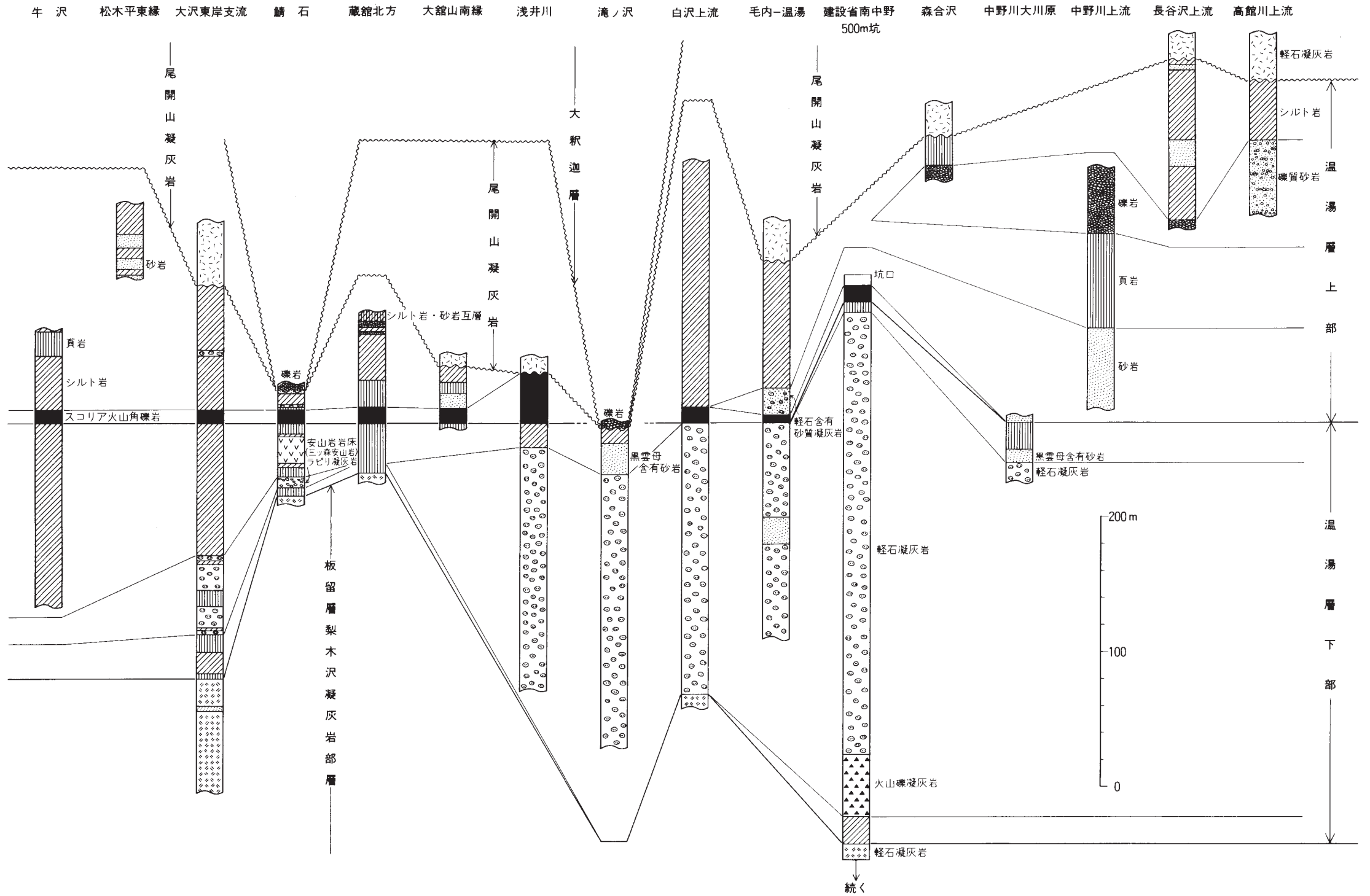
本層の上部はシルト岩, 頁岩, 砂岩, 礫質砂岩, スコリア火山角礫岩などからなる. 上部の最下位には多くの地域でスコリア火山角礫岩層 (Ns) が見られ, 有効な鍵層となっている. この層は第 23 図のように層厚 10 m 前後の所が多い. この層は径 0.2-2 cm 大のスコリアが一単位の級化成層をなすもので, 火山灰質な基質を欠いている (第 25 図). しかし, 尾崎鉱山東方では層厚・スコリア径ともに格段に大きい. その連続性からみて, これらは水底に堆積した降下スコリア層であろう. スコリアは様々な程度に緑色変質を受けている. このため, 岩石はスコリアごとに緑色に近いもの, 灰色に近いものなどのモザイクからなり, 全体として緑灰色を呈する. 中野川の上湯沢沢頭付近ではスコリア火山角礫岩層が欠如しているらしい. 上部のシルト岩や頁岩は 10-30 cm 程度の板状層理を示す. 上部の砂岩 (Nd) は一般に塊状無葉理で, 青灰色を示す. 細粒のものには葉理が見られる. 礫質砂岩 (Ng) も砂岩と類似しており, 砂質の基質中に小礫大の円礫を散点的に含む. 一般に塊状であるが, ときに礫が葉理面上に並んでいる. 上部の正規堆積物は軽石凝灰岩薄層を挟むことがあるが, 下部に比べるとずっと少ない. また, 本図幅地域南西部の上部はほとんどシルト岩や頁岩からなる単調な層相を示すのに対して, 北東部のものは全体により粗粒であり, 炭質物の混入が目立つ.

黒雲母角閃石流紋岩パーライト GSJ R47329

産地: 尾崎鉱山西方. 軽石凝灰岩中より採取.

斑晶: 斜長石, 角閃石, 黒雲母, カリ長石, 磁鉄鉱. 多くの斑晶は径 0.5-2 mm 大であり, 黒雲母のみがやや小さい. グロメロフィリック結晶を多く含む, その中には斜長石周辺に石英とカリ長石が微文象組織をなす花崗斑岩的なものもみられる.

石基: 全般に脱ガラス化作用が進み, アクシオライト状の針状結晶が発達する. 脱ガラス化作用は斜長石斑晶中のガラス包有物にも及んでいる. また, 大部分の気泡は内壁を放射状のトリディマイトが埋め, 一部はさらにその内側をクリストパライトと, 少量のコロフォーム状オパールが埋めている.



第 23 図 温湯層柱状図



第 24 図 温湯層下部層の軽石凝灰岩 (温湯断層の沢). パーライト岩片を多く含む



第 25 図 温湯層上部層のスコリア火山角礫岩 (大沢東岸の支沢上流)

第3表 温湯層産貝化石 (小高ほか, 1970による)

Species	Localities		
	1	2	3
<i>Anadara (Anadara) ogawai</i> (MAKIYAMA)			+
<i>Anadara?</i> sp.	+		
<i>Glycymeris ogawaraensis</i> KOTAKA and NODA			+
<i>Glycymeris</i> spp.	+	+	+
<i>Limopsis</i> sp.	+		
<i>Chlamys (Chlamys) cosibensis hanzawae</i> MASUDA		+	
<i>Chlamys</i> sp.		+	
<i>Propeamussium (Parvamussium) masagoi</i> (KOTAKA and NODA)	+		
<i>Amusiopecten</i> sp.	+		
<i>Patinopecten matumoriensis</i> (NAKAMURA)		+	+
<i>Patinopecten</i> spp.	+	+	
<i>Fortipecten kuroishiensis</i> KOTAKA and NODA			+
<i>Ostrea</i> sp.		+	
<i>Volsella</i> sp.			+
<i>Mytilid</i> gen. et sp. indet.			+
<i>Venericardia</i> sp.	+		
<i>Clinocardium ciliatum</i> (FABRICIUS)			+
<i>Fulvia</i> sp.			+
<i>Lucinoma</i> sp.			+
<i>Mercenaria</i> sp.			+
<i>Callista</i> cfr. <i>mitagaensis</i> KANNO	+		
<i>Diplodonta</i> sp.	+		
<i>Dentalium</i> sp.		+	
<i>Turritella fortilirata chikubetsuensis</i> KOTAKA			+
<i>Neverita coticae</i> (MAKIYAMA)			+
<i>Natica</i> spp.		+	+
<i>Siphonalia</i> sp.			+
<i>Musashia densicostata</i> SHIKAMA			+
<i>Terebratulina crossei</i> DAVIDSON	+		
<i>Terebratulina</i> sp.	+		
<i>Terebratalia</i> sp.	+		
<i>Hemithyris psitacea</i> (GMELIN)	+		
<i>Campages</i> sp.	+		
<i>Balanus</i> sp.		+	
<i>Otolithus</i> gen. et sp. indet.	+		

化石産地：1. 黒石市大川原森合沢上流 800m
 2. 黒石市大川原中野川と上湯ノ沢の合流付近
 3. 黒石市大川原鳥沢ダムの下流約 100m

産地：鯖石。白沢，尾崎鉦山東方，鯖石，堂ヶ平山北方の4か所で採取したが，いずれも変質が著しい。
岩石片：径0.2-2 cm 大のスコリアの集合体であり，膠結度は高い。

結晶片：斜長石は長軸1 mm からマイクロライトまで，スコリアごとに多様である。このほか，鉄鉦と燐灰石が見られるのみで，苦鉄質斑晶の大部分は緑泥石や緑色のスメクタイトに置換されている。ごくまれに角閃石が残っている。

基質：脱ガラス化し，かつスメクタイト，緑泥石などが生じている。気泡は軽石などに比べると，ずっと少ない。

化石 大川原地域の温湯層からは，KOTAKA and NODA (1967) により，第3表のような貝化石が報告されている。また，松木平地域の温湯層からは，小高ほか (1970) により，第4表のような珪藻化石が報告されている。

第4表 温湯層産珪藻化石

(小泉 格博士鑑定，小高ほか，1970による)

<i>Actinocyclus ingens</i> RATT.	3
<i>Coscinodiscus endoi</i> KANAYA	1
<i>C. marginatus</i> EHR.	26
<i>C. oculus-iridis</i> EHR.	1
<i>C. stellaris</i> ROP.	4
<i>C. yabei</i> KANAYA	2
<i>Denticula hustedtii</i> SIMONSEN and KANAYA	6
<i>D. kamtschatica</i> ZABELINA	60
<i>D. lauta</i> BAIL.	6
<i>Rhizosolenia</i> sp. b	13
<i>R.</i> sp. c	2
<i>R.</i> sp. d	1
<i>Stephanopyxis turris</i> (GREV. and ARN.) RALFS	4
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUN.	52
<i>Th. nitzschioides</i> GRUN. var.	5
<i>Th. antiqua</i> (GRUN.) A. CL.	9
<i>Th. decipiens</i> (GRUN.) JOERG.	2
<i>Th. manifesta</i> SHESHUK.	2
<i>Th. nativa</i> SHESHUK.	1
Total	200

化石産地：弘前市鯖石，阿俣採石場入口

〔注〕 本珪藻化石群集は Oga diatom zone 2 に属する。Oga diatom zone 2 は女川層上部-船川層最下部を占める。なお，黒石市毛内付近の浅瀬石川沿いの温湯層最上部の黒色シルト岩中にもこの群集とよく似た群集が含まれている (小泉 格談，小高ほか，1970による)。

IV. 5 中新世貫入岩類 (Kd, Ab)

本図幅地域には主に2系統の中新世貫入岩類が分布する。すなわち、貝吹山デイサイトと浅瀬石川玄武岩とである。

IV. 5. 1 貝吹山デイサイト (Kd)

地層名 新称、小高ほか(1970)の無名称流紋岩に相当する。

模式地 黒石市梨木沢から貝吹山にかけて。

分布・形態 本貫入岩類は落合から虹ノ湖にかけての浅瀬石川西岸、及び中野川の北岸に分布する。その分布域は沖浦カルデラの北西カルデラ壁ないしカルデラ縁である。大部分は岩脈ないし岩株として産し、一部は溶岩流をなしている。岩床として産するものはまれで、落合付近に1枚認められるのみである。岩脈や岩株の貫入方向はNW-SE及びN-S方向が卓越する。

層序関係 本貫入岩類は中新統の湯湯層上部層までを貫き、鮮新統の尾開山凝灰岩に覆われる。したがって、本貫入岩類は本図幅地域の中新統中、最も若い地質単元である。後述の浅瀬石川玄武岩との時代関係は明確でない。板留約500m南方の浅瀬石川沿いでは、浅瀬石川玄武岩の岩床を厚さ50cmの貝吹山デイサイトとみなされる岩脈が貫いている。しかし、一系統の貫入岩類がある時代範囲にわたって活動することを考慮すれば、この一事例のみから時代関係を判断するのは困難である。本報告では一応両者を同時代としておく。

岩相 本貫入岩類は一般に斑晶が少なく、ガラス質な岩相で特徴づけられる。このため、大川原付近の岩脈など、比較的新鮮なものは黒色を呈する。しかし、大部分は脱ガラス化や軽微な変質を受けており、白色の外観を呈する。

デイサイト岩脈 GSJ R47331

産地：梨木沢

斑晶：斜長石・石英・鉄鉱。斑晶は極めて少なく、大部分が斜長石である、鉄鉱以外に苦鉄質斑晶は見られない。

基質：全般的に脱ガラス化しており、クリストパライト等の針状微結晶が普遍的に生じている。なお、本岩石が貝吹山デイサイトの最も一般的な岩相である(第2表)。

IV. 5. 2 浅瀬石川玄武岩 (Ab)

地層名 新称。

模式地 黒石市板留南方の浅瀬石川沿い。

分布・形態 本貫入岩類は主に南中野から一ノ渡までの浅瀬石川西岸に分布する。元長峰北方や折紙沢付近にも類似した岩相の貫入岩類がある。これらは浅瀬石川沿いのものより若干古い可能性もあるが、折紙沢層や板留層を貫いており、大きくは異なる。よって、これらも一応本貫入岩類に含めておく。板留南方の浅瀬石川沿いには第15図に示したように、大規模な岩床が3枚あり、そのうちの2枚厚

さ 150 m に達する。また、元長峰北方にも3枚の岩床があり、そのうちの2枚は厚さ 50 m を超える。浅瀬石川沿いでは、これら大規模な岩床の周辺に、多数の岩脈が貫いている（第26図）。例えば、板留温泉付近の浅瀬石川河床では、厚さ約 175 m の大規模な岩床の一部から、北北東方向に厚さ約 18 m の一枚の岩脈が派生し、板留温泉源付近の河床を経由して、共同浴場まで達している。また、虹ノ湖南縁では、岩脈の上端が梨木沢凝灰岩部層に到達し、貫入性枕状溶岩（Intrusive pillow lava, DEWIT and STHR, 1978）となっている（第27図）。本貫入岩類の岩脈の貫入方向は、大部分が NW-SE ないし E-W 方向で、一部に虹ノ湖南縁で NE-SW 方向を示すものがある。

層序関係 本貫入岩類は中新統の板留層梨木沢凝灰岩部層までを貫き、鮮新統の尾開山凝灰岩に覆われる。温湯層及び貝吹山デイサイトとの時代関係はわからないが、貝吹山デイサイトの項で述べたように一応前者より若く、後者とほぼ同時代としておく。

岩相 本貫入岩類は一般に緑色変質して、暗緑色を呈する。しかし、同一地点で貫入母岩の板留層下部層の安山岩と比べると、相対的に新鮮であることが多い。大規模な岩床として産するものには苦鉄質斑晶鉱物の沈積による有律な級化層や葉理が見られる（第28図）。濃緑色楕円体状の緑泥石からなる杏仁状孔隙が見られることがあるが、板留層下部層安山岩のものに比べて小さく、一般に径 5 mm 以下である。

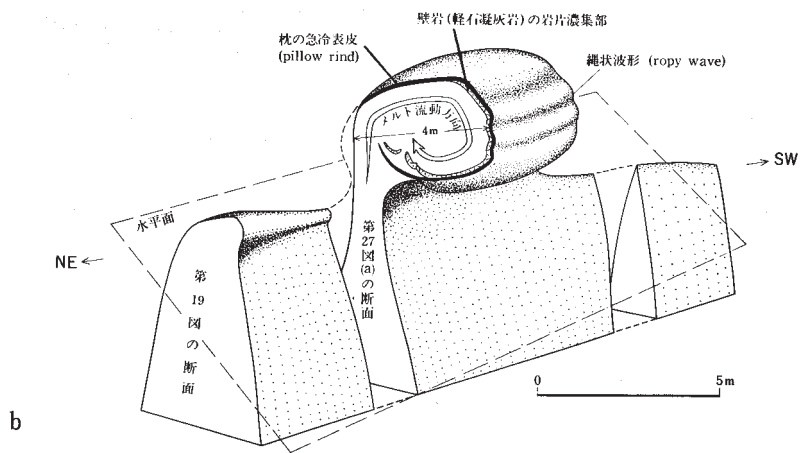


第26図 梨木沢凝灰岩部層を貫く浅瀬石川玄武岩岩脈（二庄内付近の浅瀬石川西岸）。岩脈の厚さが 6m

産地：板留南方.

原岩：完晶質で、間粒状組織を示す。斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、鉄鋳よりなり、前二者が圧倒的に多い。このほかに緑泥石化した部分があって、その一部は少なくともカンラン石の仮像らしい。

変質鉱物：緑泥石が多く見られるほか、局部的に微小な緑れん石（クリノゾイサイト的）が生じている。なお、浅瀬石川玄武岩には方解石化が著しいものも多く、そのような岩石では輝石類まで変質していることが多い（第2表）。



第 27 図 浅瀬石川玄武岩の intrusive pillow lava (虹ノ湖南縁の 319.6 mピーク付近)



第 28 図 浅瀬石川玄武岩岩床中の級化成層 (板留・下川間の浅瀬石川沿い)

V. 新第三系鮮新統

(村岡洋文・長谷紘和)

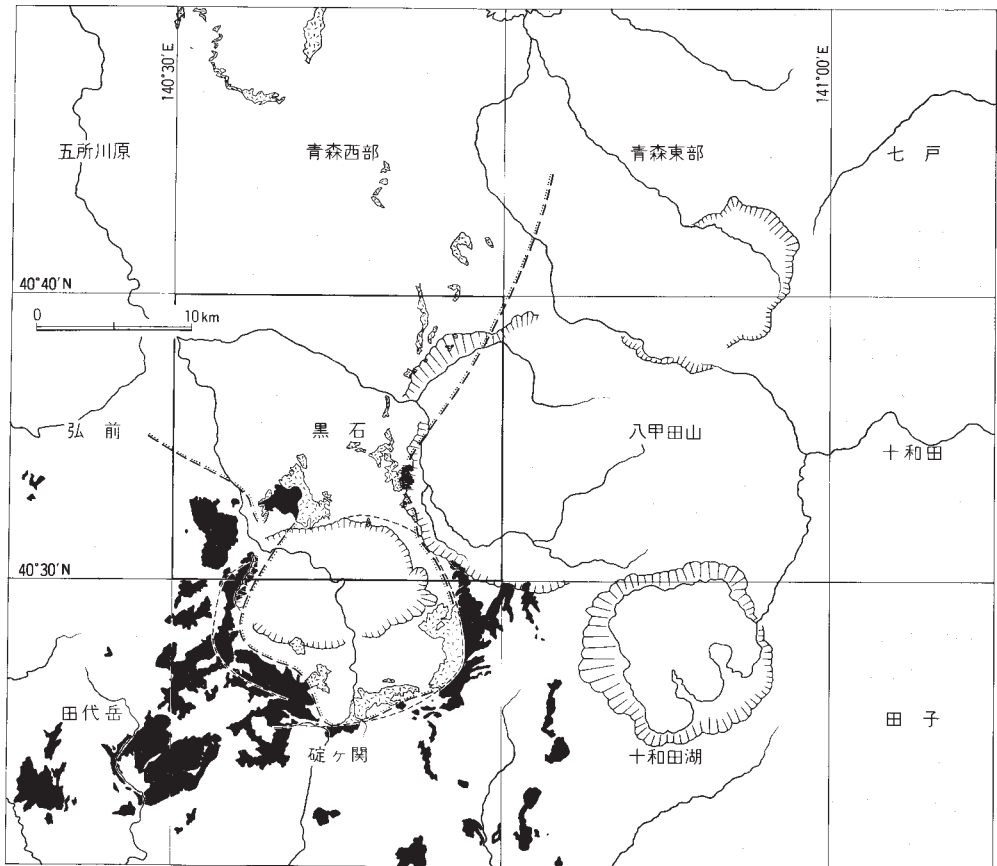
V. 1 尾開山凝灰岩 (Ym, Yw)

地層名 新称. 遠部層は初期の定義内容が広く, 本凝灰岩を含んでいた (井上ほか, 1960; 上田・井上, 1961; 井上・三橋, 1962). その後, 岩井 (1965) は黒石図幅地域で竹館層を, 小高ほか (1969) は碓ヶ関図幅地域で大落前川層を定義して, それぞれ狭義の遠部層から区別した. 本研究報告の尾開山凝灰岩は概ね岩井 (1965) の竹館層と小高ほか (1969) の大落前川層とを合わせたものに相当する. しかし, 竹館層と大落前川層とはそれぞれ異なった層準に位置づけられてきた. また, 尾開山などに分布する強溶結の岩相は流紋岩溶岩として, 更に別の地質単元に含まれてきた (岩井, 1965; 小高ほか, 1969, 1970). 本報告ではこれらを一連の火砕流堆積物として新たに尾開山凝灰岩と呼び, 次のように定義する: 5 万分の 1 黒石図幅及び碓ヶ関図幅地域を中心に分布する大規模な軽石流堆積物で, 軽石は粗粒の斜長石, 両錐形石英, 黒雲母を多く含み, サニディンや角閃石を伴うことがある. 黒石図幅地域中部から北にかけては, 葉理を伴う海成の軽石凝灰岩, 黒石図幅地域南部から南にかけては溶結凝灰岩が主岩相である. 下位の中新統を構造差の大きな不整合で覆い, 上位の三ッ森安山岩 (新称) や虹貝凝灰岩 (新称) に不整合で覆われる.

模式地 南津軽郡大鰐町尾開山周辺.

分布・層厚 第29図に近接地域を含めて、尾開山凝灰岩の分布概要を示す。これには、伏在部分の分布は含めていない。本凝灰岩は全般に塊状であり、溶結部はもとより、海成の部分でも葉理の不明瞭な部分が多い。このため、正確な層厚の算定は困難であるが、層厚150-250 mの所が多い。長谷沢-法峠における南北帯状の分布は法峠背斜西翼の急傾斜を反映するもので、本凝灰岩の東翼側の分布も黒森山北方から北北東の方向に断片的に認められる。

本図幅地域南半部の主要な分布は全体として円弧状に配列している。このことはより新期の鮮新統や第四系などの被覆層を除いたとき、更に明瞭となる。例えば尾開山付近と糠森付近の分布域の間には津軽平野の南東端が介在するが、温泉ボーリングの結果から平賀町大坊温泉付近で厚さ約100 m、平賀町大光寺の鷹の羽温泉付近で厚さ約320 mの尾開山凝灰岩の存在が確認されている(岩井, 1980)。同様に、糠森付近と尾崎の白岩付近の間は、虹貝凝灰岩の被覆により見掛上分布を欠いているが、平賀町唐竹温泉付近で厚さ約270 m、その津軽平野への延長に当たる平賀町居温泉付近で厚さ約300 mの尾



第29図 尾開山凝灰岩の分布図。黒地が陸成の溶結部、ハッチ部が海成の非溶結部、点線を付した太い破線が推定される海岸線で、点線の側が海域を表す

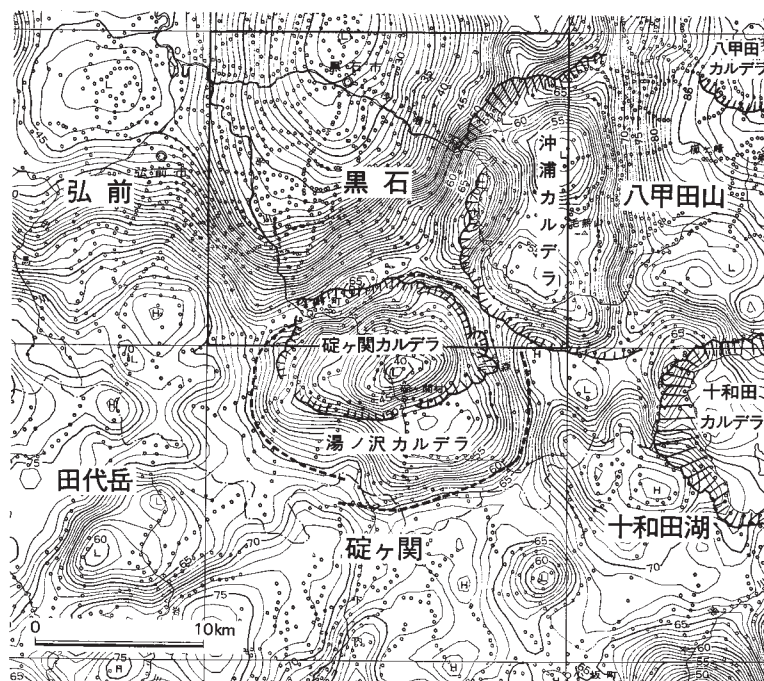
開山凝灰岩の存在が確認されている(岩井, 1980)。更に, 貝吹山南縁と上横前沢の間で露出を欠く理由は, この部分が沖浦カルデラの陥没域に当たっているためである。雷山西麓で実施された地熱開発基礎調査の700 m 構造試錐の結果は, 当初地表から深度609 m までが青荷凝灰岩として報告された(日本地熱資源開発促進センター, 1979; 村岡・長谷, 1980)。しかし, 筆者らがその後, 試錐コアを検討した結果によれば, 少なくとも460 m から609 m までは, 黒雲母を多く含む点で, 後述の青荷凝灰岩の岩石学的特徴と異なっており, 尾開山凝灰岩や虹貝凝灰岩とすべきである。したがって, この地点では厚さ約150 m の尾開山凝灰岩が, 青荷凝灰岩の下位に状在していることになる。最近, 沖浦カルデラ内で実施された9本の地熱開発促進調査の試錐調査の結果によれば, カルデラ内青荷凝灰岩の下位には尾開山凝灰岩(大落前川層)が広く分布すること, その層厚が110 m から400 m に及ぶことが明らかとなっている(新エネルギー総合開発機構, 1983)。

尾開山凝灰岩は上述のように, 火砕流堆積物としては比較的連続性が高く, 層厚も大きい。極めて単純化した体積の見積りとして, 分布域の半径が20 km, 平均層厚が250 m であったとすると, 314 km³となる。尾開山凝灰岩の体積はこのように, 少なくとも300 km³のオーダーに達し, 本図幅地域周辺に分布する鮮新世以降の火砕流堆積物の中では, 最も大規模なものの一つといえることができる。

噴出源 尾開山凝灰岩の噴出源は, 第29図の分布から推定できる。尾開山凝灰岩が最も優勢に分布するのは黒石図幅地域南半部及び碓ヶ関図幅地域北半部である。その分布は全体として円弧状をなしており, ここでの層厚は総じて大きい。この内側は直径約11 km の露出の欠落域となっており, 大半が尾開山凝灰岩より若い地質単元に覆われている。第30図には, 広島ほか(1989)のブーゲー重力異常図を示した。これによれば, 直径約11 km の露出の欠落域は, 重力的にみて一つの閉じた低重力異常帯をなしていることがわかる。ただし, この範囲には後述の碓ヶ関カルデラによる低重力異常域が含まれるため, 第30図には碓ヶ関カルデラの地形的カルデラ縁を示した。碓ヶ関カルデラによる低重力異常域を除外しても, 一回り大きな低重力異常帯が存在することが明らかである。すなわち, 碓ヶ関カルデラの部分は漏斗状の低重力異常パターンを示すのに対して, それを取り囲む低重力異常帯は鍋底状のパターンを示している。村岡ほか(1982)及び村岡(1987b)は後者の大型の低重力異常帯を尾開山凝灰岩の噴出源と考え, 湯ノ沢カルデラと呼んだ。カルデラとしての地質学的性格を詳細に復元するのは困難であるが, これが尾開山凝灰岩の噴出源を表すことは確かである。湯ノ沢カルデラの古地理的環境は尾開山凝灰岩の海成相と溶結凝灰岩相の分布状況から推定される。両者の分布からみると湯ノ沢カルデラは現在の始良カルデラのように北方の海域に向かって開いた湾を形成していたらしい(第29図)。

層序関係 露頭規模の観察では, 尾開山凝灰岩は中新統を整合的に覆っているように見える。しかし, 広域的にみると本凝灰岩は折紙沢層から貝吹山デイサイトまでの様々な中新統層準を覆っている。したがって, 両者の関係は構造差の大きな不整合といえることができる。本図幅地域南半部では本凝灰岩の主体が陸成の溶結凝灰岩であるのに対して, 下位の中新統はいずれも海成層である。尾開山凝灰岩と中新統との間の不整合は, 堆積環境が大きく変わるほどの時間間隙を含むものである。また中新統に発達する主要な褶曲構造は, ほぼ例外なく尾開山凝灰岩を巻き込んでいる。この点からみると, 本地域の褶曲運動は主として尾開山凝灰岩堆積時ないしそれ以降に進行した可能性が強い。

岩相 地表を調査した限りでは尾開山凝灰岩は異質な地層を挟むことが少なく, 何枚のクーリングユ



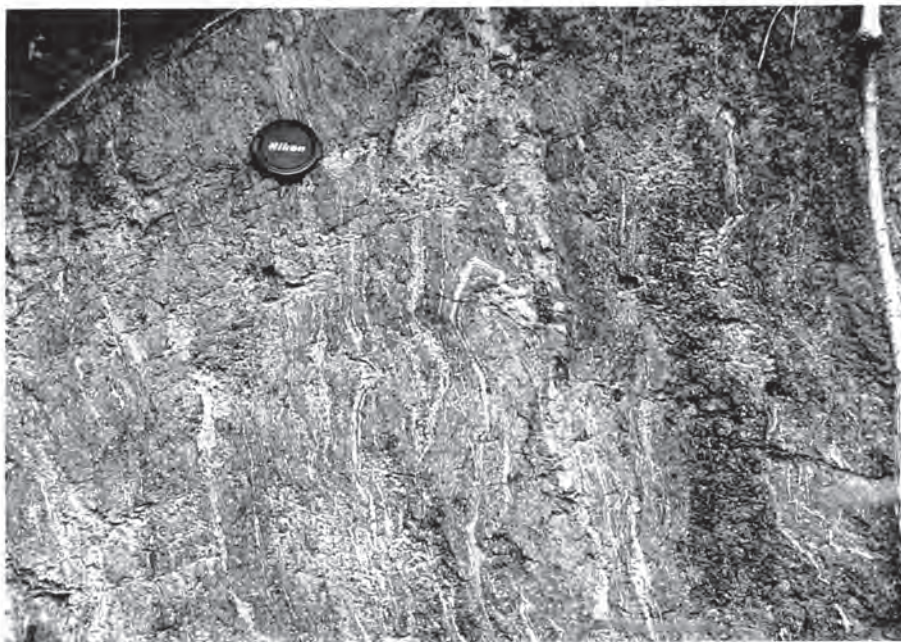
第30図 黒石図幅周辺地域のブーゲー異常重力図 (広島ほか, 1989の一部を引用). 仮定密度は 2.3 g/cm^3 .
コンター間隔は 1 mgal

ニットからなるかわかりにくい。糠森の南では、海成の非溶結軽石凝灰岩が連続的に露出する中に、厚さ 2 m の石質岩片の濃集する層準が見られる。石質岩片の多くはパーライト等の本質物であるが、円磨されたシルト岩岩片も含まれている。尾開山北西の支沢の稜線に近い露頭では、半ば瓦礫化しているが、二つの層準に黒曜岩化した強溶結部（後述の二次流動溶結火砕岩）が見られる。これらの産状は本凝灰岩が2枚以上のクーリングユニットからなる可能性を示している。平賀町大坊温泉のボーリング結果によれば、本凝灰岩中にシルト岩が挟在し、2枚のクーリングユニットに分かれるらしい（岩井, 1980）。更に、沖浦カルデラ内で実施した9本の地熱開発促進調査のボーリング結果によれば、本凝灰岩中に堆積岩は挟在しないが、様々な検層データから2単位の強溶結部の存在が読みとれる（新エネルギー総合開発機構, 1983）。以上のことからみると、本凝灰岩は2枚のクーリングユニットからなり、両者間の堆積間隔は比較的短い。

尾開山凝灰岩の主岩相は前述のように、本図幅地域の中部から北にかけては葉理を伴う海成の軽石凝灰岩（ Y_m ）、南部では溶結凝灰岩（ Y_w ）である。いずれの場合にも、本凝灰岩の露頭は極めて優白であり、遠方から識別できることが多い。これは本凝灰岩が、優白な軽石やガラス片からなることに加え、高純度の本質火砕物からなることによっている。異質岩片はまれにしか見られない。また、一般に中新世の軽石凝灰岩のほとんどが緑色変質し、苦鉄質結晶を保存していないのに比べ、本凝灰岩は比較的新鮮である。本凝灰岩の凝灰岩基質は $2\text{-}3 \text{ mm}$ に達する斜長石、両錐形石英、黒雲母の結晶片を多

量に含み、野外で容易に他の地質単元と区別することができる。

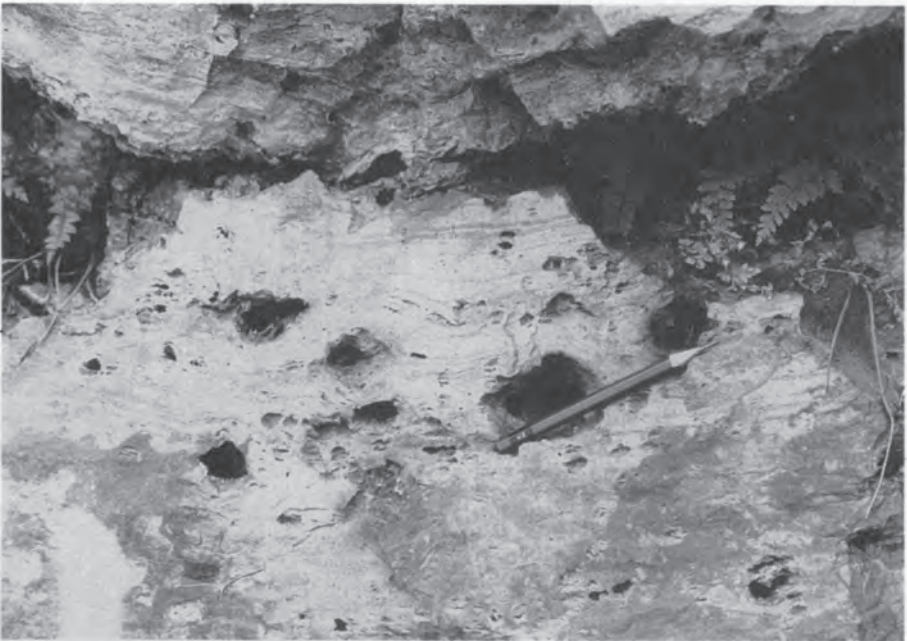
尾崎の白岩地域には本凝灰岩の海成層が広く露出しており、人頭大軽石を多量に含む軽石凝灰岩層とより細粒の火山灰層とが1-5 m程度の層厚をもって有律互層をなすのが見られる。溶結凝灰岩相は斑晶に富み、優白質・均質・塊状で、本質レンズが判然としない。まれな例として、上横前沢の一部では、溶結凝灰岩中に長径0.5-2 cm大の酸化した褐色の本質レンズが配列するのが見られる。尾開山、乳井、大館山、糠森付近には、溶岩と識別困難な岩相がしばしば見いだされる。例えば、弘南鉄道石川駅南東の大仏公園や乳井では黒雲母を含む黒曜岩が見られ、多数の白色脈が流理構造をなしている(第31図)。この流理構造には普遍的にイントラフォリアル褶曲が見られる。よく見ると、白色脈は長く連続するのではなく、極度に薄く延びたレンズであることがわかる。これは小野・渡辺(1974)が九州阿蘇地域のAso-2火砕流堆積物に関して記載した火砕流堆積物の二次流動構造に類似している。また、八幡館北方の丘陵が平野側に小さく突き出た部分では第32図のように流理構造の発達した溶岩様の岩相がみられる。この露頭には円筒レンズ状のガス孔(第33図)、煙突状の噴気孔(steamspiracles)、イントラフォリアル褶曲などがあり、CHAPIN and LOWELL(1979)がコロラド州中部のWall Mountain Tuffに関して記載した火砕流堆積物の二次流動構造と酷似した諸現象が見られる。しかも、この露頭を側方にたどると、第32図のように急激に流理構造が消滅するとともに、非溶結の火砕流堆積物に移化する。したがって、これが溶岩起源ではないことは明らかである。これらは従来溶岩として扱われてきたが、以上の記載事実からすれば、RITTMAN(1962)、荒牧(1964)、小野・渡辺(1974)などが記載した二次流動溶結火砕岩(rheoigmmbrite)であろう(村岡, 1987b)。これらの岩相を産する尾



第31図 尾開山凝灰岩強溶結部の流理構造(乳井付近)



第 32 図 尾開山凝灰岩の流理構造の側方尖滅。
八幡館の 0.5 km 北で第 33 図の遠景。露頭の高さが約 3 m



第 33 図 尾開山凝灰岩強溶結部の流理構造 (八幡館の 0.5 km 北)

開山, 乳井, 大館山, 糠森付近の溶結度の低い部分では, 5-100 cm 大の発泡不良かつ溶岩様の本質物が凝灰岩の90%程度を占める. このことからみて, 尾開山凝灰岩における二次流動溶結火砕岩は, 噴出源近傍に大型の本質物が高温を保ったまま, 多数積み重なり, 効果的な冷却を受けることなく粘性流動を起こしたものであろう. また, 溶結凝灰岩相中に本質レンズが判然としない理由は, むしろ, 本質レンズの占める量比が大きいためであらう.

尾開山凝灰岩の化学組成は, 第5表のように第四紀の東北脊梁地域の火砕岩に比べて, K_2O 量に富み, 久野 (1954) の流紋岩及び JAKES and WHITE (1972) のアンデス型流紋岩に相当する.

黒雲母流紋岩軽石 (発泡不良) GSJ R47337

産地: 梨木沢南方, 海成の非溶結軽石凝灰岩中より採取.

結晶: 斜長石・石英・黒雲母・磁鉄鉱±普通輝石・ジルコン. 斑晶量は局部的に約40%に達し, 平均しても約5%で, 軽石としては多い.

石基: 無色ガラスよりなり, 発泡不良で孤立した楕円孔が散在する.

角閃石含有黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (強溶結相, 脱ガラス化) GSJ R47338

産地: 尾開山北東の森山付近.

結晶片: 石英・斜長石・黒雲母・磁鉄鉱・サニディン±角閃石・ジルコン・イルメナイト. 結晶量は5%程度. イルメナイトは磁鉄鉱中の析出ラメラとしてのみ産し, 単独結晶としてはみられない.

第5表 鮮新世火山岩類の化学組成

図中番号 採取番号	6 GSJ R47334	7 GSJ R47335	8 GSJ R47340	9 GSJ R47341	10 GSJ R47342	11 GSJ R47343	12 GSJ R47347	13 GSJ R47346
地質単元	尾開山凝灰岩		三ッ森安山岩		虹貝凝灰岩	虹貝凝灰岩	阿闍羅山安山岩	
SiO ₂	73.71	76.54	53.02	62.65	59.00	61.96	62.47	61.37
TiO ₂	0.24	0.09	0.93	0.95	0.72	0.75	0.70	0.72
Al ₂ O ₃	13.87	12.63	17.33	15.38	15.95	15.54	14.91	15.17
Fe ₂ O ₃	0.40	1.01	3.03	3.87	2.28	2.43	2.68	4.31
FeO	1.01	0.19	6.14	2.91	4.93	4.45	4.08	2.22
MnO	0.03	0.06	0.21	0.13	0.14	0.13	0.14	0.12
MgO	0.41	0.09	4.31	1.58	3.32	2.69	2.98	2.67
CaO	1.27	0.38	9.53	5.49	6.74	6.10	6.03	6.06
Na ₂ O	3.09	3.26	2.68	3.82	2.73	3.04	2.76	2.66
K ₂ O	3.83	3.44	0.41	1.22	0.95	1.17	1.37	1.09
P ₂ O ₅	0.09	0.02	0.12	0.16	0.11	0.11	0.11	0.15
H ₂ O+	0.97	0.92	0.90	0.96	2.29	1.08	1.36	1.17
H ₂ O-	0.46	0.41	1.18	0.64	0.38	0.11	0.16	2.12
CO ₂								
Total	99.38	99.04	99.79	99.76	99.54	99.56	99.75	99.83

6: 角閃石含有黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 尾開山南南東1km

7: 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 上横前沢

8: 紫蘇輝石ビジョン輝石普通輝石玄武岩岩脈 中野川沿い鳥沢沢頭付近

9: 紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 中横前沢上流

10: 紫蘇輝石普通輝石安山岩スコリア 民部平

11: 紫蘇輝石普通輝石安山岩スコリア 民部平

12: 石英含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 大高森

13: 紫蘇輝石普通輝石安山岩スコリア 駒ノ台

黒雲母流紋岩二次流動溶結火砕岩 GSJ R47339

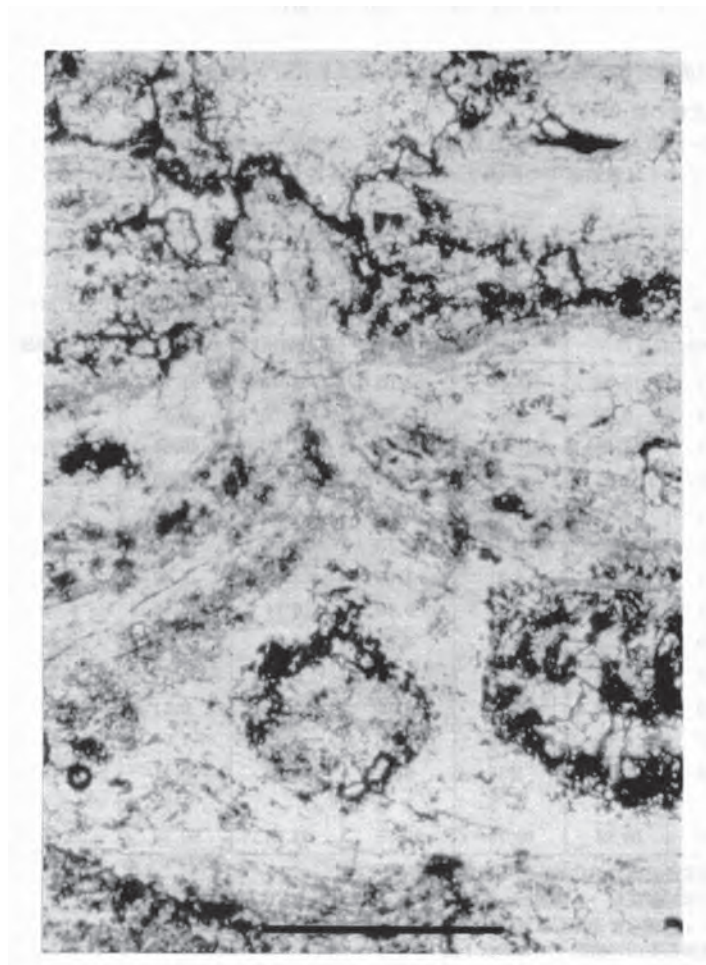
産地：大鰐北方の乳井付近。

産状：流理構造があり，溶岩様を呈する．流理構造は73°の傾斜をもち，微褶曲が発達する．

結晶片：斜長石・石英・黒雲母±磁鉄鉱・燐灰石，結晶量は1%以下である．

基質：手標本は暗色部と白色部からなるユータキシティック組織を示す，これは鏡下において，白色部の方がより脱ガラス化していることに対応している．白色脈の方が連続しないという野外観察を考慮すれば，白色部が本質レンズであろう．鏡下ではさらに細かなユータキシティック組織が見られ，その面に直交する針状結晶がアクシオライト組織をつくっている．多数の球形気孔が点在し，その縁辺部を放射状のアクシオライトが埋め，核部の空隙には径0.2 mmに達する自形性トリディマイトが多量に生じている．なお，第34図は本薄片中に見られる顕微鏡オーダーの煙突状噴気孔（steam spiracle）である．流理を切ってガスが上昇している所から，二次流動に伴って逃げ場を失った基質中のガスが，まだ岩体が流動的なうちに上昇したことがわかる．脱ガラス化は，その後の現象であろう．

時代 尾開山凝灰岩に比較される竹館層や大落前川層は従来中新統と考えられてきた(小高ほか, 1969,



第34図 尾開山凝灰岩強溶結部の steam spiracle の偏光顕微鏡写真．下方ボーラーのみで，黒色太線が0.5 mm．横方向が流理構造であり，これを切って，下方のガスが上方へ移動した様子を示す

1970). 最近, 筆者らが尾開山凝灰岩の溶結凝灰岩について K-Ar 年代測定を行った結果では, 第 6 表のように 3.5 Ma 前後の年代が得られており (村岡・高倉, 1988 ; MURAOKA, 1989), 尾開山凝灰岩の形成年代が鮮新世であることは確かである. 尾開山凝灰岩の溶結凝灰岩や二次流動溶結火砕岩の自然残留磁化方位を野外で測定した結果では, 例外なく逆帯磁であった. 現状ではこの逆帯磁はギルバート逆磁極期後期 (MANKINEN and DALRYMPLE, 1979 の 3.80-3.40 Ma) に帰するのが妥当であろう.

V. 2 三ッ森安山岩 (M)

地層名 新称. 小高ほか (1969, 1970) の阿闍羅山安山岩及び無名称安山岩を合わせたものから, 阿闍羅山山体を構成する安山岩類を除いたものに相当する. 小高ほか (1969, 1970) は上記安山岩類をすべて同一層準に位置づけた. しかし, 村岡ほか (1983 a) は碓ヶ関カルデラを提案した際, それら安山岩類が虹貝凝灰岩を介して, その先カルデラ火山岩類と後カルデラ火山岩類とに区分されることを指摘した. 本研究報告の三ッ森安山岩は碓ヶ関カルデラの先カルデラ火山岩類を一括したものである. ただし, 同一層準の火山岩類は碓ヶ関カルデラ周辺にとどまらず, 広い範囲に分布する. このため, これらも便宜上三ッ森安山岩に含めた.

模式地 南津軽郡平賀町中横前沢.

分布・層厚 碓ヶ関カルデラ北東縁の本安山岩は三ッ森 (山頂は碓ヶ関幅域地域内にある) から矢捨山や阿蘇ヶ岳にかけて点々と分布する. その各々は虹貝凝灰岩のなす丘陵面 (開析された火砕岩堆積面ないし浸食面) より突出した溶岩ドームを形づくっている. これに対して, 碓ヶ関カルデラ北西縁では宿川原付近に見られるように, 中新統を貫く岩床状貫入岩体として産するものが多い. このことは碓ヶ関カルデラの地形形態が西部で不明瞭になる事実と調和しており, 碓ヶ関カルデラの西部がより深くまで削剝されたことを示している. 本安山岩の一部は更に, 矢捨山から北方にかけて点々と分布し, 山形, 法峠南縁, 黒森山周辺などに分布する. これらは法峠背斜により一部傾動しているものの大部分が溶岩ドームを構成している. ただし, 烏沢の南では本安山岩が 2 枚の岩脈として産する. 比高などから判断すると, 黒森山, 山形, 三ッ森北麓 (本図幅域南端) などの地域では最大層厚 250 m, 堂ヶ平山や阿蘇ヶ岳などでは最大層厚 200 m に達する.

層序関係 三ッ森安山岩の溶岩は尾開山凝灰岩を覆う. 両者が直接する露頭は見出せないが, 法峠の南や長谷川上流においては, 法峠背斜東翼を横断する沢沿いで, 尾開山凝灰岩と本安山岩との累重関係が明確に把らえられる. 同様に両者の累重関係は, 森合沢西縁や阿蘇ヶ岳の唐竹側の碎石場付近においても認められる.

岩相 下山形や阿蘇ヶ岳等, 本安山岩の溶岩を砕石している所では塊状の部分から, ブロック化して発泡の強いクリンカー状の部分まで様々な岩相が見られる. 変質は一般に軽微である. 枕状溶岩やハイアロクラストイトなど水中溶岩流を指示する証拠は認められない. 居土の碎石場や宿川原など, 岩床として産する場合には柱状節理の発達した緻密・堅硬な岩相を呈するが, 溶岩の場合に比べてやや変質が強い傾向がある. いずれにせよ, 本安山岩は比較的新鮮・緻密・堅硬のため, しばしば砕石の対象となっている. 斜長石等の斑晶は一般に小さく, 黒森山, 小国南西, 中横前沢などの地域には無斑晶質な岩

第6表 鮮新世・更新世火山

図中 番号	地質単元	サンプル番号	採取地点	岩型	産状
1	尾開山凝灰岩	GSJ R47348	法峠	流紋岩	軽石
2	尾開山凝灰岩	GSJ R47337	小国北西	流紋岩	軽石
3	尾開山凝灰岩	GSJ R47335	上横前沢	流紋岩	溶結凝灰岩
4	青荷凝灰岩	GSJ R47352	高場	デイサイト	軽石
5	青荷凝灰岩	GSJ R47353	毛無山	デイサイト	溶結凝灰岩
6	沖浦デイサイト	GSJ R47356	毛無山	デイサイト	溶岩
7	沖浦デイサイト	GSJ R47355	一ノ渡	デイサイト	溶岩

文献 1) 本報告(村岡・長谷, 1990)
2) 村岡(1986)

石も見られる。三ッ森安山岩はその広範な分布にもかかわらず、鏡下の性質や化学組成(第5表)が一貫して低アルカリソレイアイト岩系の特徴を示す。烏沢の南に露出する岩脈は層序関係のみからは後述の鮮新世脈岩類(P)に含まれる可能性もあるが、その規模が大きいこと、産出位置が本安山岩のまとまった分布域に近いこと、鏡下及び化学組成の特徴が本安山岩の一般的特徴と共通していることなどから、一応、三ッ森安山岩に含めた。

紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 GSJ R47341

産地：小国川上流中横前沢

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・燐灰石(斑晶包有物)。これらはしばしばグロメロフィリック結晶をなす。紫蘇輝石にはビジョン輝石の反応縁らしきものが見られる。

石基：ごく細粒で、斜長石・普通輝石・メソスタシスなどがハイアロピリティック組織をなす(第5表)。

V. 3 虹貝凝灰岩 (It)

地層名 本地層名は岩井(1965)の虹貝層に由来する。本凝灰岩はいわゆる遠部層として呼び馴らわされてきた地層であるが、この地層名は以下のような問題点をもつ。井上ほか(1960)は遠部層を命名し、その模式地を碓ヶ関図幅地域内の遠部沢とした。上田・井上(1961)は遠部層の分布・岩相・層序的位置を総括的に論じた。彼らはその中で遠部層を、北は青森・秋田県境から南は花輪盆地南端(八幡平北縁)まで広がる地質単元として位置づけた。井上・三橋(1962)や井上(1964)も遠部層を記載した。この頃までの遠部層は本報告の尾開山凝灰岩を含んでいたが、岩井(1965)や小高ほか(1969,

岩類の K-Ar 年代測定結果

K %	40 Ar ($\text{sec/gm} \times 10^{-5}$)	Radio. 40 Ar (%)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Average Age (Ma)	文 献
1.96	0.018	6.9	2.3 \pm 1.0	2.5 \pm 0.6	1)
1.98	0.020	8.6	2.6 \pm 0.8		
2.67	0.030	20.3	2.9 \pm 0.3	3.0 \pm 0.3	1)
2.66	0.032	17.3	3.1 \pm 0.4		
2.96	0.041	40.2	3.55 \pm 0.18	3.55 \pm 0.18	1)
2.97	0.041	38.7	3.55 \pm 0.18		
1.35	0.006 (1)	3.4	1.1 \pm 0.8	1.5 \pm 0.6	2)
1.38	0.006 (6)	3.3	1.2 \pm 1.0		
	0.008 (7)	4.6	1.6 \pm 0.6		
2.05	0.007	10.6	0.9 \pm 0.1	0.9 \pm 0.1	2)
2.05	0.007	13.0	0.9 \pm 0.1		
1.19	0.004	10.8	0.9 \pm 0.2	0.9 \pm 0.2	1)
1.19					
1.12	0.003	4.4	0.7 \pm 0.4	0.7 \pm 0.4	1)
1.13					

1970) がこれを区別し、より狭義の遠部層を確立していった。村岡ほか (1983 a) は碓ヶ関カルデラを提案し、そのカルデラ形成を担った火砕流堆積物が模式地周辺の遠部層であることを示した。その際、上田・井上 (1961) の遠部層は複数の噴出源に由来するものを含んでいると考え、碓ヶ関カルデラから噴出した遠部層を特に遠部凝灰岩と呼んだ。村岡ほか (1983 a) の命名法の主旨は火砕流堆積物を噴出源ごとに整理する点にあった。しかし、上田・井上 (1961) の遠部層は北鹿地域を調査する鉱床地質家の間に広く定着しており、類似語の使用は混乱を招きかねない。また、複数の噴出源からの噴出物を含むことは、いわゆる遠部層の鍵層としての有用性を減ずるものではなく、“濃飛流紋岩押などの総称的用語と同様の利用価値をもつ。したがって、本報では総称的用語としての“遠部層”の意義を尊重し、碓ヶ関カルデラに由来する凝灰岩についてはその一部として虹貝凝灰岩と命名し、次のように定義する：

5 万分の 1 黒石図幅及び碓ヶ関図幅を中心に分布する火砕流堆積物で碓ヶ関カルデラ (村岡ほか, 1983 a) を噴出源とする。その本質物は軽石からスコリアにわたる不均質な構成をもつ。軽石は斜長石、石英、角閃石、黒雲母を含む。スコリアは斜長石、普通輝石、紫蘇輝石を含み、角閃石を含むことがある。本質物全般に角閃石を広く含む点が特徴である。一般に、本質物に対する凝灰岩基質の量比が大きく、1mm 前後から 10 m に及ぶ下位層の異質岩片を多量に含む特徴がある。八甲田山及び十和田湖図幅内では溶結凝灰岩相が見られるが、黒石及び碓ヶ関図幅地域内では大部分が海成堆積相からなる。下位の尾開山凝灰岩や三ッ森安山岩を不整合に覆い、上位の大釈迦層や碓ヶ関層に不整合に覆われる。

模式地 南津軽郡大鰐町虹貝新田付近。

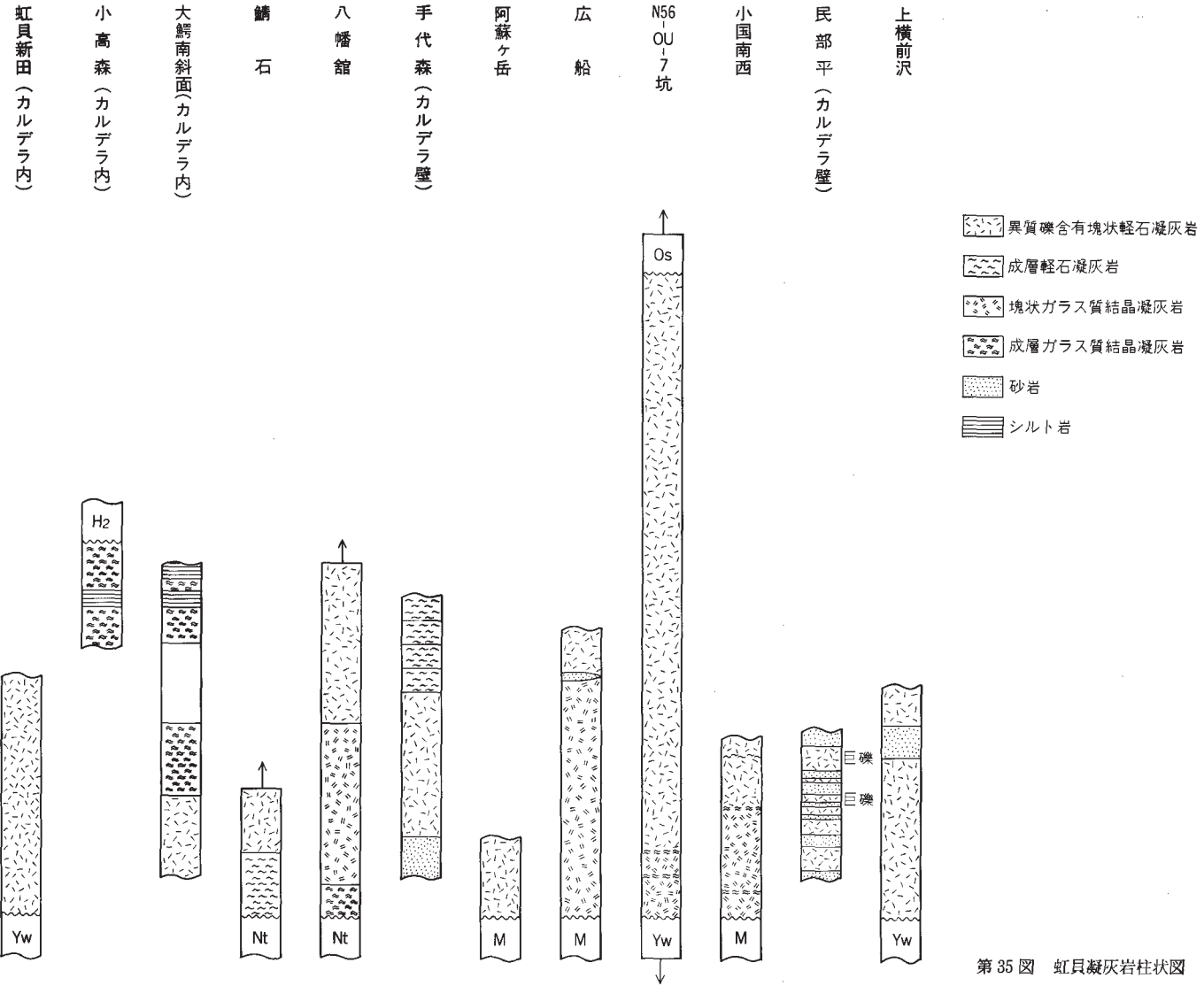
分布・層厚 本凝灰岩は碓ヶ関カルデラの地形的カルデラ縁及びその外縁に広く分布する (村岡ほか、

1983a). また、カルデラ内では本凝灰岩が碇ヶ関層の下位に、内座層として点的に露出する。更に沖浦カルデラの陥没域で掘削された地熱開発促進調査の N56-0U-7 号坑のコアにおいては下位の尾開山凝灰岩と上位の青荷凝灰岩との間に虹貝凝灰岩の存在が確認されている(新エネルギー総合開発機構, 1983)。碇ヶ関カルデラの地形的カルデラ縁から外側の分布についてみると、カルデラの東方, 北東方, 北方では広範かつ連続的であるのに対して, 北西方及び西方の範囲では鯖石付近にわずかな分布をみるのみである。一方、カルデラ内で窓状に露出するものの分布をみると、カルデラの西側で、より広い露出が見られる。この関係は地形や三ッ森安山岩の項で述べたように、碇ヶ関カルデラの西側がより深くまで削剝されたことを反映している(地質図の D-E-F 断面を参照)。更に、本凝灰岩は碇ヶ関カルデラ北方外縁に大きな広がりをもつ。これは先在する地形に規制されたものである。湯ノ沢カルデラが北方に開いた湾であったこと(第 29 図)は、北方のカルデラ縁の標高が低かったことを示している。この状況は阿蘇ヶ岳や矢捨山の火山体など局部的な高まりが形成された後も維持され、火砕流の主要な流路となったのであろう。本凝灰岩は分布の上端が削剝面であることが多く(第 35 図)、層厚の見積りが難しい。しかし、前述の N56-0U-7 号坑においては、本凝灰岩の層厚が 80m に達している(新エネルギー総合開発機構, 1983)。本凝灰岩は平均的には 40-60m 程度の層厚をもつ。碇ヶ関カルデラの中心部では重力資料などから、大きな層厚を有すると推定されるが、まだこの点を確認した試錐結果はない。

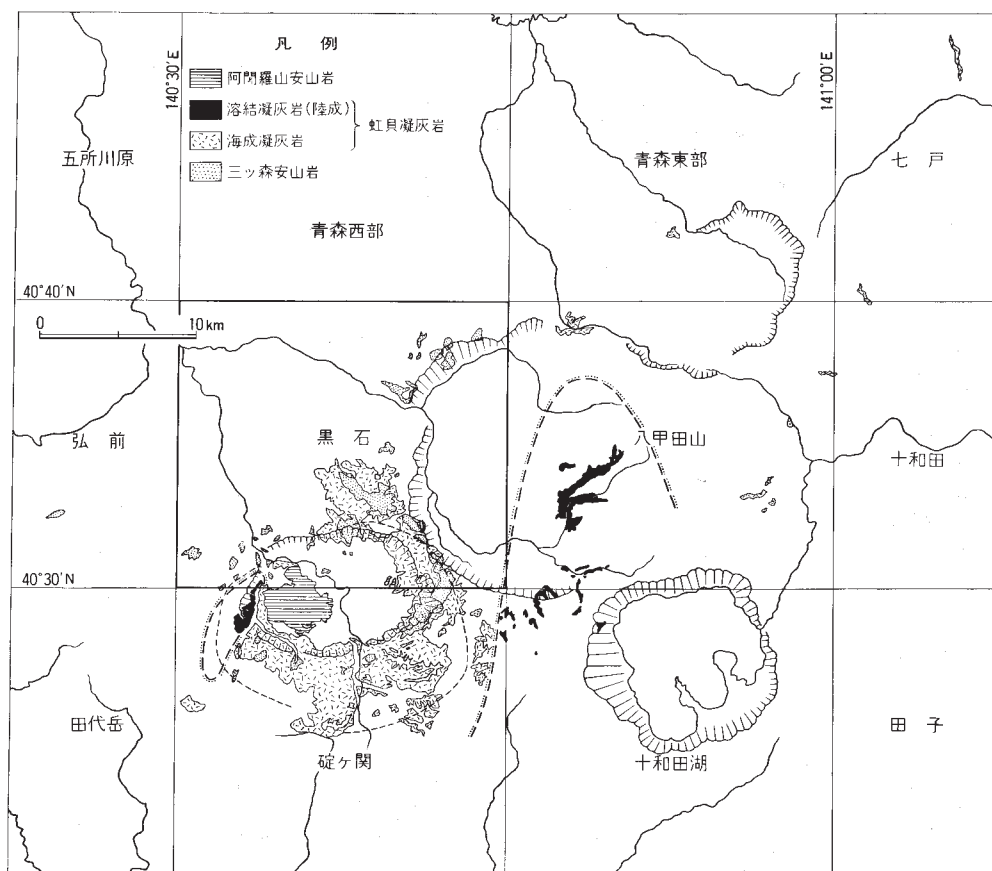
第 36 図に近接地域を含めて、虹貝凝灰岩の分布概要を示す。極めて単純化した体積の見積りとして、分布域の半径が 15 km、平均層厚が 50 m であったとすると 35 km³ となる。これは、碇ヶ関カルデラが八甲田カルデラとほぼ同規模の大きさをもつことや虹貝凝灰岩の本来の分布が推定困難なことなどから考えて、過少の見積りであろう。しかし、本凝灰岩は平均的層厚などからみて八甲田火砕流堆積物より若干規模が小さい可能性が高い。

噴出源 本凝灰岩は第 36 図の分布から、碇ヶ関カルデラの形成を担った火砕流堆積物であると推定される(村岡ほか, 1983 a)。碇ヶ関カルデラは先カルデラ火山岩類として三ッ森安山岩、カルデラを形成した火砕流堆積物として虹貝凝灰岩、カルデラ湖の堆積物として碇ヶ関層、後カルデラ火山岩類として阿闍羅山安山岩等、クレーターレーク型カルデラ(荒牧, 1969)の基本的な構成要素をすべて備えている。また、地形及び地質から推定される盆状構造の範囲には、重力資料においても漏斗状の負異常が認められる(第 30 図)。虹貝凝灰岩は大部分が海成の凝灰岩として産するが、一部が溶結凝灰岩として産する(第 36 図)。したがって、その古地理的環境は現在のクラカタウカルデラに近い状況であったと推定される。なお、碇ヶ関カルデラにおいて特筆すべき点は、虹貝凝灰岩がカルデラ内に広く伏在することを示すいくつもの窓状の露出が見られることである。これは、クレーターレーク型カルデラの内側にも、カルデラ形成に係わった火砕流堆積物が存在することを示す数少ない例といえよう。

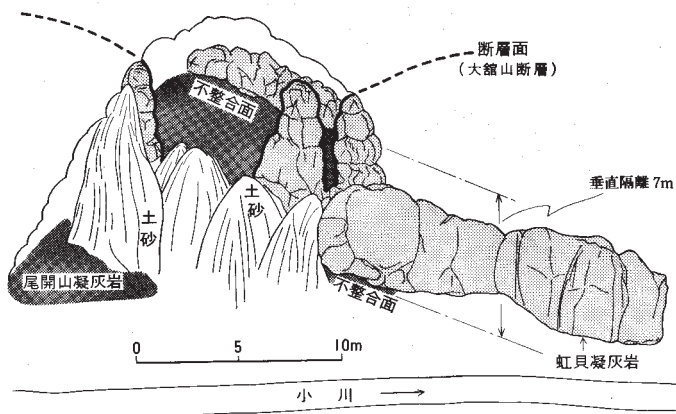
層序関係 虹貝凝灰岩は下位の尾開山凝灰岩や三ッ森安山岩を不整合に覆う。岩井(1965)は虹貝凝灰岩(彼の虹貝層)を尾開山凝灰岩(彼の竹館層)の下位とし、小高ほか(1970)は虹貝凝灰岩(彼らの遠部層)を尾開山凝灰岩(彼らの竹館層)と断層接触のため不明ながら、ほぼ同層準とした。しかし、元長峰北方では第 37 図のように両者の累重関係が認められ、虹貝凝灰岩が尾開山凝灰岩を覆うことは明らかである。この関係は虹貝凝灰岩が尾開山凝灰岩の異質岩片を多く含むことから明確である。他



第 35 図 虹貝凝灰岩柱状図



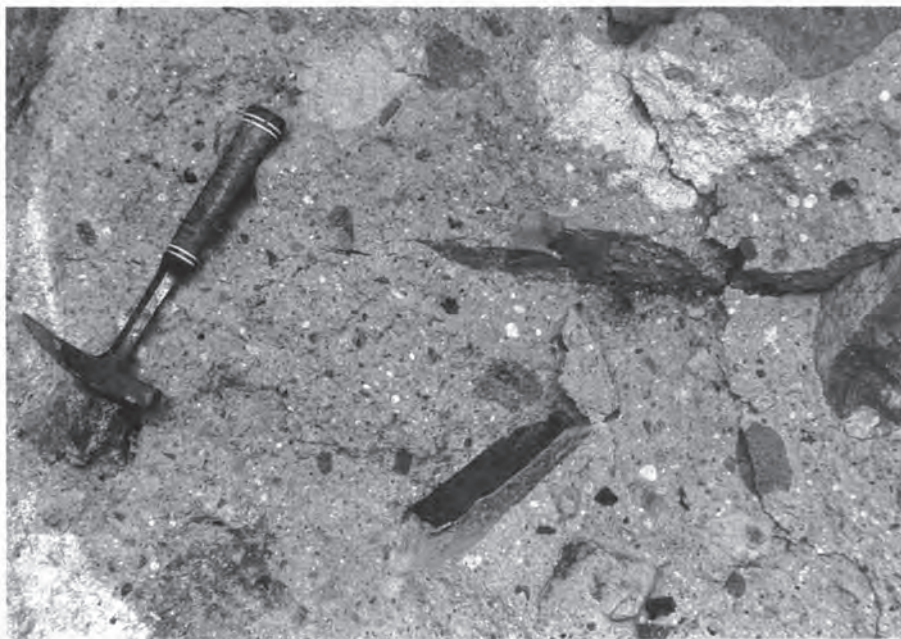
第 36 図 虹貝凝灰岩の分布図。点線を付した太い破線が推定される海岸線で、点線の側が海域を表す



第 37 図 尾開山凝灰岩を覆う虹貝凝灰岩の産状 (元長峰の 1.5km 北方)

方、小高ほか（1970）は本研究報告の三ッ森安山岩を虹貝凝灰岩よりずっと上位に位置づけた。しかし、阿蘇ヶ岳の唐竹側の碎石場、矢捨山周辺、小国南西、中横前沢などでは両者の累重関係がよく観察され、虹貝凝灰岩が三ッ森安山岩を覆うことは明らかである。虹貝凝灰岩は民部平や中横前沢など三ッ森安山岩分布域の近傍で、多量の安山岩の異質岩片を含むことからすれば、これらの岩片は三ッ森安山岩に由来するものであろう。

岩相 本凝灰岩の岩相は第35図のように6種に区分され、正規堆積物の砂岩及びシルト岩を除くと、4岩相からなる。最も広範に産する岩相は塊状の異質岩片含有軽石（-スコリア）凝灰岩である。38図にその典型的な岩相を示す。異質岩片は径1 mm 前後から10 m に及び、亜角礫-亜円礫を呈する。異質岩片の岩種は安山岩、流紋岩質軽石凝灰岩（尾開山凝灰岩）、デイサイト、緑色変質した軽石凝灰岩、頁岩、シルト岩など多様であるが、火砕流基底の地質を反映して前2者が圧倒的に多い。本質物は比較的少量であり、数 mm 大の軽石や数 cm 大のスコリアを散点的に含む。これらの本質物はしばしばモンモリロナイト化して脱落するため、露頭表面に孔隙が生じていることが多い。凝灰岩基質は凝灰岩の大部分を占め、一見、淘汰不良の泥岩に見える。しかし、鏡下では多量のガラス片からなることが明らかである。本岩相のうち異質岩片が小さい部分は、骨材の入ったコンクリート様の外観を呈する（第39図）。碓ヶ関カルデラ内の本岩相は膠結ないし珪化が進み、いずれも堅硬である。虹貝新田付近では本岩相が比高30 m 程度の崖を形成し、俗に“アブ石”と呼ばれ、石材に用いられたことがある。長峰の南東では本岩相が碓ヶ関層の下位に窓状に露出している。その露頭は様々な方向のめのう脈を含み、強く珪化している。これはカルデラ内で地熱活動が盛んであったことを示している。民部平には碓ヶ関カルデラのカルデラ壁が保存され（第9図）、その壁面に虹貝凝灰岩としては特異的に本質物の多



第38図 石質岩片に富む典型的な虹貝凝灰岩（元長峰の1.5 km 北方で1第37図の一部）



第39図 コンクリート様の虹貝凝灰岩 (中横前沢上流)

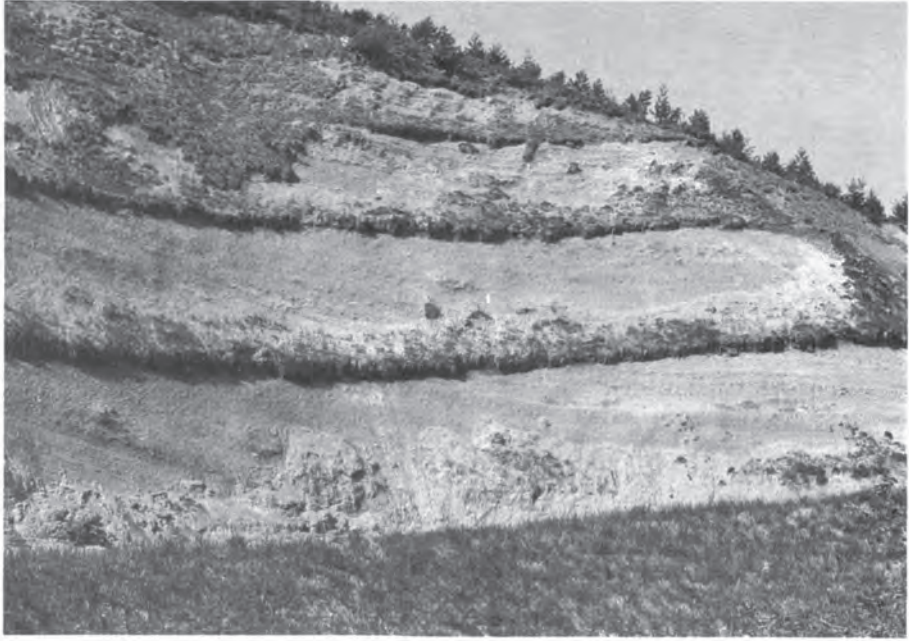


第40図 民部平のカルデラ壁の虹貝凝灰岩露頭 (位置は第9図に遠望される最も大きな露出部)



第41図 民部平のカルデラ壁の虹貝凝灰岩の本質物（位置は第40図の一部）

い軽石（-スコリア）凝灰岩が露出している。この凝灰岩は海成の砂岩と互層して、6層準に見られ（第40図）、親指大-人頭大の軽石、スコリア、パーライトを密に含んでいる（第41図）。層準により、径1m大の異質安山岩岩片（おそらく三ッ森安山岩に由来）を多量に含む所と、ほとんど含まない所とがある。親指大-人頭大の本質物は明瞭な水中急冷縁を有し、かつ普遍的に角閃石を含んでいる。以上とほぼ類似した構成をもつ岩相として、成層した軽石（-スコリア）凝灰岩がある。この岩相は鯖石及び手代森北西に見られるのみである。鯖石のものは数mm-5cm大の軽石が圧密化され、葉理面に沿って並んでいる。手代森北西のものは、ほぼ碓ヶ関カルデラのカルデラ壁の位置に相当し、その岩相も民部平のものに類似している。すなわち、ここでは砂岩の挟在を欠くものの、全般に葉理が発達し、虹貝凝灰岩としては特異的に本質物に富む4堆積単位からなる（第42図）。いずれも、暗灰色の軽石-スコリアを多量に含むが、各堆積単位の基底には大型のスコリアが濃集している。大型のスコリアは明瞭な水中急冷縁を有している。そのほか、本凝灰岩の一部には塊状のガラス質結晶凝灰岩が見られる。この岩相は八幡館、広船、小国南西などに見られる。本岩相はガラス片、斜長石、石英、角閃石等を多量に含み、比較的淘汰の良好なガラス質結晶凝灰岩である。異質岩片も数cmを超えない。この岩相は一見、八甲田火砕流堆積物に類似しているが、非溶結であることや、スコリア、異質岩片及び角閃石が多いことなどから区別できる。また、本岩相とほぼ類似した構成をもつ岩相として成層したガラス質結晶凝灰岩がある。この岩相は小高森、大鱈南の斜面、八幡館、小国南西などに見られる。本岩相は上記の岩相に成層構造が発達したものである。なお、これら4種の凝灰岩の挟在層として砂岩とシルト岩



第42図 手代森のカルデラ壁の虹貝凝灰岩露頭。スケールは露頭右下の小さなハンマーを参照

の薄層がしばしば見られる。砂岩もシルト岩も淘汰不良で側方への連続性は不良である。なお、本凝灰岩の本質物の化学組成（第5表）はカルクアルカリ岩系を示し、 SiO_2 が60%前後で安山岩質といえる。

黒雲母角閃石デイサイト軽石凝灰岩 GSJ R47344

産地：虹貝川沿いの虹貝新田付近。

結晶片：斜長石・石英・角閃石・黒雲母・磁鉄鉱，±紫蘇輝石・普通輝石。結晶総量5%程度。

基質：ガラス破片（0・2 mm 前後で無色～暗褐色）や軽石～スコリア片（1 mm 前後）の本質物とともに、安山岩・頁岩・シルト岩（1 mm 前後）など異質岩片が膠結したものである。本質物の極めて不均質なことから、異質岩片の多いことが特徴である。本岩石が比較的堅硬であるのは膠結によるものでガラス破片の原形や管状気孔は完全に保存されている。

時代 虹貝凝灰岩は従来中新統と考えられてきた（岩井，1965；小高ほか，1969，1970）。しかし、前述のように下位の尾開山凝灰岩が鮮新統であることから、本凝灰岩も鮮新統に帰するのが妥当である。最近、八甲田山図幅地域内に分布する本凝灰岩を K-Ar 年代測定した結果では、 2.4 ± 0.8 及び 3.0 ± 0.5 Ma の値が得られ、その自然残留磁化方位は逆帯磁であることが判明している（新エネルギー総合開発機構，1985）。

V. 4 鮮新世岩脈類 (P)

本岩脈類は主に下横前沢及び中横前沢付近に分布する。このほか、遠手沢支流の滝ノ沢や温湯付近にも小規模なものが認められ、時代は不明であるが岩相上の類似から本岩脈類に含めた。下横前沢や中横

前沢のものは三ッ森安山岩及び虹貝凝灰岩を貫き、小国湖成層に覆われる。岩脈の幅は最大 10 m 程度の一例があるが、大部分が 30 cm 前後である。シャープな貫入面をもつものも一部に見られるが、多くは湾曲した貫入面と、7-10 cm 程度の黒色ガラス化した厚い急冷縁とで特徴づけられる。虹貝凝灰岩を貫く一部の岩脈は完全に自破砕し、角礫状になっている。角礫化した中には、発泡の著しいスコリア状の部分も見られる。岩相はいずれも隠微晶質な安山岩であり、全般に気孔を有する部分が多い。岩脈の周辺や岩脈自身が粘土化した所も多い。

紫蘇輝石普通輝石安山岩岩脈 GSJ R47345

産地：小国川上流の下横前沢。

斑晶：極めて少量でかつ、モンモリロナイト化が著しいため、ごくわずかの斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱がみられるのみ。

石基：ハイアロピリティック組織。モンモリロナイト化が著しいため、斜長石以外は、ごくわずかの単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鉱が見られるのみ。楕円状気孔を 3% 程度含むが、大部分はトリディマイトに充填されている。

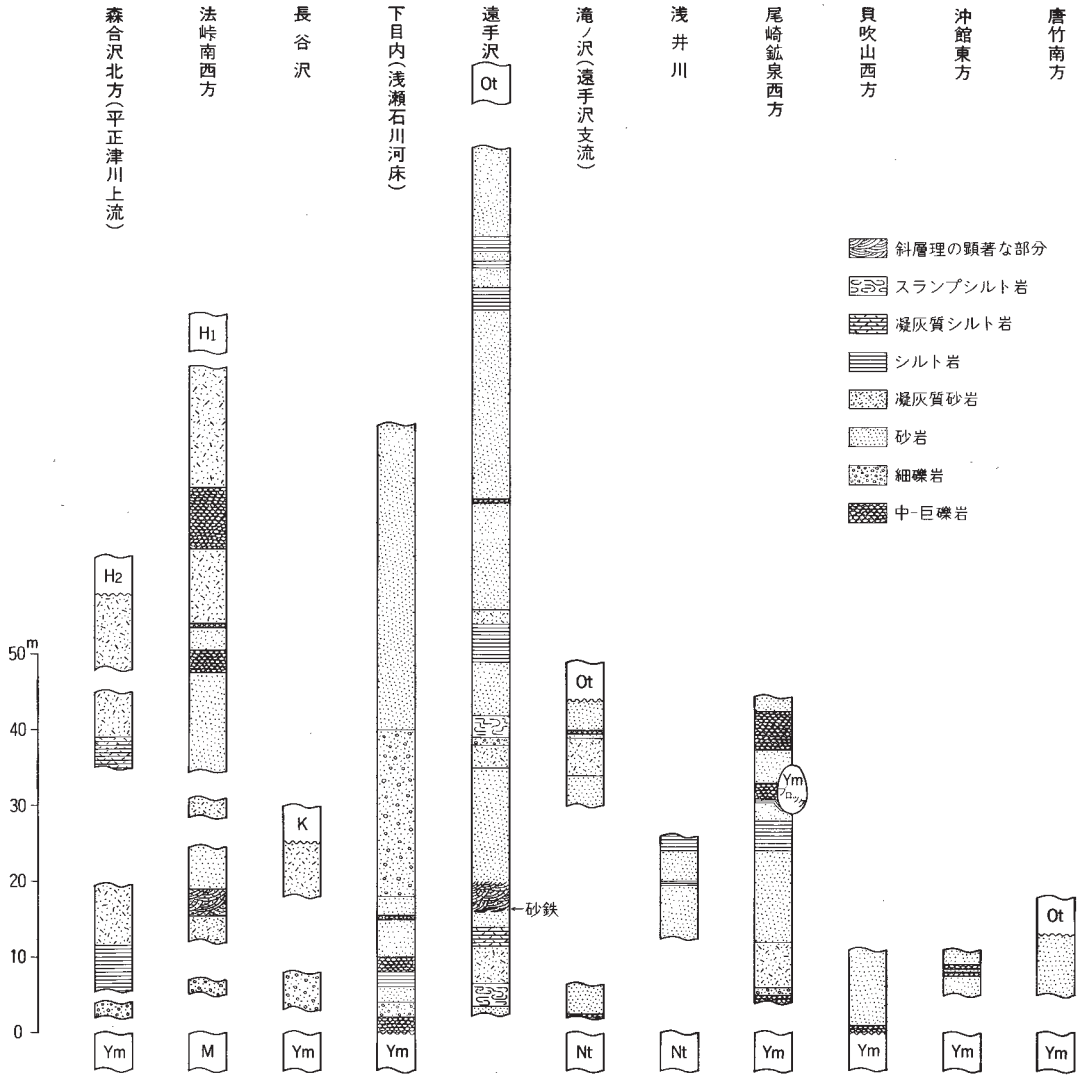
V. 5 大 積 迦 層 (D)

地層名 本層名は今泉 (1949) により命名された。本報では小高ほか (1970) の大積迦層のうち、上部層を青荷凝灰岩として区別した。したがって、本層は小高ほか (1970) の大積迦層下部層に相当する。

模式地 南津軽郡浪岡町大積迦トンネル付近 (青森西部図幅地域内)。

分布・層厚 本層及び相当層は北方の津軽半島周辺に広範な分布をもっている (加藤・田口, 1959; 岩井, 1965; 三村, 1979; 藤井, 1981)。本図幅地域はその分布の南限に位置する。本層は八幡館北方では尾開山凝灰岩を覆って、ごく小規模に分布する。これが分布の最南端である。このほか、本層は唐竹周辺、白岩周辺、遠手沢、長谷沢、法峠西方、森合沢北方などに分布する。本層の堆積盆の南限は碓ヶ関カルデラ北側の地形的カルデラ縁及びその裾野に規制されている。そして、堆積盆は北へ向かって、次第に開く傾向を示す。黒石市東方の丘陵地帯には本層が広く伏在するが、黒石扇状地堆積物などの被覆層のため、その露出は法峠背斜西翼の急傾斜した部分に限られている。また、その東翼の露出は森合沢北方に見られる。これらの地点での層厚は確認される限り、25-90 m 程度であり (第 43 図)、被覆層を考慮すれば本来の層厚はより大きいであろう。本層は遠手沢に最も連続的に露出しており、ここでの層厚は 120 m である。遠手沢から南に向かって本層は次第に層厚を減じ、白岩周辺で約 50 m、更に南では層厚 10 m 前後のものが断片的にみられるにすぎない。坑井資料によれば、本層の分布の東西への広がりには次のとおりである。先ず東縁についてみると、沖浦カルデラ内で実施された 7 坑の試錐調査 (新エネルギー総合開発機構, 1983) のコアにおいて、尾開山凝灰岩と青荷凝灰岩との間に大積迦層に相当する地層は見いだされていない。このことは大積迦層の地表の分布が沖浦カルデラの側に向かって尖滅する傾向と調和している。したがって、大積迦層堆積時に、沖浦カルデラ地域は隆起した陸化地域であったのであろう。このことはまた、地形の章で述べた沖浦カルデラ陥没前のドーム状隆起の推論とも調和している。他方、西縁では、本層は津軽平野の地下に広く伏在することが判明している。すな

わち、本層は津軽平野南端の奥羽本線石川駅付近の坑井（川原田温泉）で欠如しているものの、大坊温泉や柏木温泉付近より北方の坑井においてはほぼ例外なく分布が確認されている（岩井，1980）。その



第 43 図 大釈迦層柱状図

分布様式は、伏在深度、層厚ともに、黒石市付近に向かって増大する傾向を示している（岩井，1980）。またこれは津軽平野南東部の低重力異常帯（第30図）と調和するものである。なお、本層は伏在深度、層厚ともに大きい黒石市（岩木温泉）で、海拔-640～-390 mの間に分布し、250 mの層厚を有する（岩井，1980）。

層序関係 本層は下位の尾開山凝灰岩、三ッ森安山岩、虹貝凝灰岩などを不整合に覆う。尾開山凝灰岩との累重関係は尾崎鉱泉周辺から員吹山西方に至るいくつかの露頭や下目内付近の浅瀬石川河床で直接観察することができる。三ッ森安山岩との累重関係は接触部を見いだせないが、法峠南方や長谷沢での層序関係から確認できる。また、虹貝凝灰岩との累重関係は接触部を見いだせないが、稲荷平北西での層序関係、基底礫岩中に虹貝凝灰岩の礫を含むことなどから明らかである。本層は碇ヶ関層と、堆積盆を異にした同時異層の関係にある。

岩相 模式地の大釈迦付近（青森西部図幅地域内）では、本層の大部分が斜層理の発達した砂岩からなる。これに対して、本図幅地域では砂岩を主とするものの、塊状の所が多く、斜層理の発達する部分は比較的少ない。また、礫岩、礫質砂岩、凝灰質砂岩、シルト岩などの挟在層が多く、層相変化に富んでいる（第43図）。本層の基底部には、厚さ1-5 mの基底礫岩層が見られる。その主体は1-20 cm程度の円礫であるが、しばしば1 m前後の巨礫を含んでいる。礫種は安山岩、軽石凝灰岩、頁岩、緑色凝灰岩等からなり、礫層の上部には円磨された軽石を混入していることが多い。このうち、軽石凝灰岩礫は基底の尾開山凝灰岩や虹貝凝灰岩に由来するものであり、所によっては最も優勢な礫種となっている。例えば、尾崎鉱泉の200 m東方の露頭では、尾開山凝灰岩の上位に虹貝凝灰岩が欠如し、直接本層が重なっている。本層の基底には、わずか層厚1 mの基底礫岩層がみられ、その中に含まれる50 cm前後の巨礫はすべて虹貝凝灰岩（いわゆるアブ石）からなっている。本層の主体をなす砂岩層は中-細粒砂岩からなり、風化面で黄褐色、新鮮な所で青灰色を呈する。固結度はやや低く、葉理面の発達は一般に不良である。石英、長石に富むほか、黒雲母細片が認められる所も多い。砂岩層中には厚さ1-50 cm程度の砂鉄層がしばしば発達する。また、本図幅地域の砂岩層は潮間帯付近の堆積環境を反映して、海生動物群化石やその生痕を多く含む。特に砂管は普遍的にみられる。砂岩層中に挟在する礫岩層は、一般によく円磨された細礫-大礫よりなるが側方の連続性に乏しい。礫質砂岩層は円磨された細礫を散在的に含むが、岩相は砂岩層とほぼ共通している。凝灰質砂岩は、一般に本層の下部に優勢であり、円磨された細粒の軽石やガラス片に富む。局部的に軽石凝灰岩層を挟むこともあるが、軽石はラピリ粒径でかつ円磨されており、層厚も数10 m程度を超えない。これらの軽石が多くの場合黒雲母を含んでいることから、凝灰質砂岩は主に下位の尾開山凝灰岩を供給源とする再食堆積物と推定される。なお、尾崎鉱泉の250 m西方の露頭では、本層中に人家大の尾開山凝灰岩のブロックが認められる（第43図の尾崎鉱泉西方柱状図）。シルト岩層は砂岩層に比べ、より固結度が高く、葉理面の発達も良好である。遠手沢では偽礫の発達したシルト岩の乱堆積層が認められる。

化石 本図幅地域の大釈迦層からは、Iwai（1961，1962）及び小高ほか（1970）により、第7表の貝化石の産出が報告されている。

第7表 大釈迦層産貝化石 (小高ほか, 1970 による)

Species	Localities			
	1	2	3	4
<i>Glycymeris</i> cfr. <i>yessoensis</i> (SOWERBY)	+	+	+	+
<i>Chlamys</i> sp.	+	+		
<i>Patinopecten</i> cfr. <i>poculum</i> (YOKOYAMA)			+	+
<i>P.</i> sp.		+		+
<i>Mytilus crassitesta</i> LISCHKE	+			
<i>Lima</i> sp.	+			
<i>Nemocardium samarangae</i> (MAKIYAMA)			+	
<i>Clinocardium</i> cfr. <i>chikagawaense</i> KOTAKA	+			
<i>C.</i> cfr. <i>pseudofastosum</i> (NOMURA)	+			
<i>Serripes laperousii</i> (DESHAYES)	+			
<i>Ezocallista brevisiphonata</i> (CARPENTER)	+			+
<i>Meretrix</i> sp.	+			
<i>Dosinia japonica</i> (REEVE)	+			
<i>Mercenaria stimpsoni</i> (GOULD)	+			
<i>Clementia iizukai</i> (YOKOYAMA)	+			+
<i>Mactra sulcataria</i> REEVE	+			+
<i>Mya japonica</i> A. ADAMS	+			
<i>Solen</i> sp.	+			

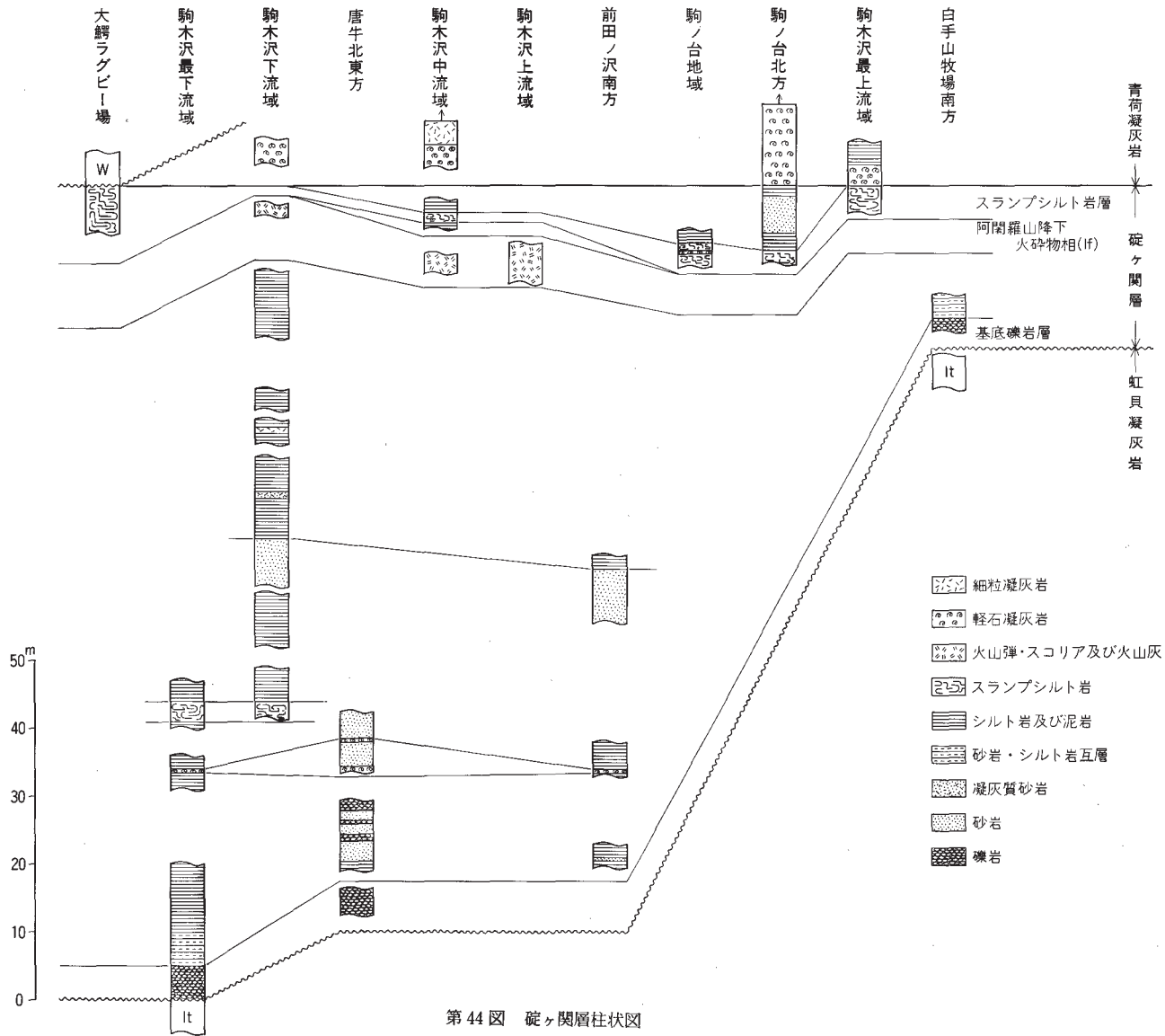
化石産地：1. 南津軽郡平賀町尾崎，尾崎鉱泉の上流約1 km
 2. 南津軽郡平賀町尾崎，尾崎鉱泉の上流約1.5 km
 3. 南津軽郡平賀町尾崎，遠手沢下流
 4. 南津軽郡平賀町尾崎，遠手沢中流

V. 6 碓ヶ関層 (Ik)

地層名 本層名は井上・三橋 (1962) により命名された。本報告の碓ヶ関層は岩井 (1965) 及び小高ほか (1970) の碓ヶ関層から、青荷凝灰岩及び小国湖成堆積物を除いたものに相当する。後述のように、本層中の阿闍羅山安山岩降下火砕物相のやや上位には青荷凝灰岩に相当する軽石凝灰岩が出現する。本報告ではこの部分を青荷凝灰岩として除外し、本層名を下部の正規堆積物に富む部分に限定して用いる。また、後述の小国湖成堆積物は層序的にも堆積盆からみても、碓ヶ関層と区別できるので本層から除外する (村岡ほか, 1983 a)。

模式地 南津軽郡大鰐町長峰駒木沢。

分布・層厚 本層の分布は碓ヶ関カルデラの地形的カルデラ縁の内側に限定される (村岡ほか, 1983 a)。碓ヶ関カルデラの南半分は南隣の碓ヶ関閩幅地域に含まれるので、碓ヶ関層のうち、ほぼ北半分が本図幅地域内に分布することになる。本層は阿闍羅山より西側では大鰐スキー場付近にわずかに露出するにすぎない。阿闍羅山より東側の本層はほぼまとまって分布し、定高性のある丘陵地帯をなしている。この丘陵地帯は十分開析が進んでいないため、一般に露出は断片的である。本層の垂直的層相変化



の全容を観察しうるのは、駒木沢のみである（第44図）。駒木沢における本層の全層厚は約120 m と見積られる。しかし、虹貝凝灰岩の露出の近傍など、基底面の浅い所では、本層は薄い。

層序関係 本層は下位の虹貝凝灰岩を不整合に覆う。駒木沢最下流域で、両者のほぼ直接する露頭が見られる。本層は大釈迦層と堆積盆を異にし、同時異相の関係にある。

岩相 本層は主にシルト岩からなり、砂岩、礫岩および少量の凝灰岩を伴う（第44図）。本層の基底部には厚さ5 m 前後の基底礫岩層が見られる。礫種は安山岩と虹貝凝灰岩が多く、少量の尾開山凝灰岩、頁岩、緑色凝灰岩などを伴う。礫は亜円礫を呈し、1-2 m に達する安山岩巨礫を含む所が多い。その基質も細礫、砂、泥等の入り混じった不淘汰堆積物からなる。なお、唐牛北東方を除けば、礫岩の産出は本層の基底部に限定される。シルト岩層はしばしば細粒砂岩薄層と互層し、1-10 mm 単位の板状の層理を呈する。この層理面に沿って、炭化木や樹木の葉片が挟まれることが多い。シルト岩は少なくとも、中位と最上位の2層準で、層内褶曲や偽礫の発達した乱堆積層として産する（第44図）。大鱒スキー場付近の崖では、本層のシルト岩と細粒砂岩の互層がほぼ直立した層理を示し、規模の大きな乱堆積層をなしている。これは阿闍羅山安山岩の貫入に伴うものと推定される。砂岩層は様々な層準に入っており、一般に塊状の細粒砂岩よりなる。凝灰岩層は小径の軽石を含むものや、ガラス質結晶凝灰岩などが見られるが、少量にすぎない。

化石 碇ヶ関層に関しては、南隣の碇ヶ関図幅側から、井上・三橋（1962）が植物化石 *Carpinus* sp., *Metasequia* sp. を報告している。また、本図幅地域と碇ヶ関図幅地域の両地域から、小高ほか（1969）が第8表のような淡水棲珪藻化石を報告している。

第8表 碇ヶ関層産珪藻化石

（小泉 格博士鑑定，小高ほか，1969による）

-
- * *Stephanodiscus niagarae* EHR.
 - * *S. astraea* (EHR.) GRUN.
 - S. hantzschii* GRUN.
 - Cyclotella kützingiana* THWAITES
 - C. striata* (KÜTZ.) GRUN.
 - C. ocellata* PANT.
 - Epithemia turgida* (EHR.) KÜTZ.
 - * *Melosira granulata* (EHR.) RALFS
 - Roicosphenia ourvata* (KÜTZ.) GRUN.
 - Fragilaria construens* (EHR.) GRUN.
 - Rhopalodia gibba* (EHR.) O. MÜLL.
 - Cymbella lanceolata* (EHR.) v. HEURCK
 - Diatomella balfouriana* GREV.
 - Diploneis smithii* (BREB.) CLEVE
 - Navicula lanceolata* (AGARDH) KÜTZ.
 - Synedra vaucheriae* KÜTZ.
-

*印：優勢種

V. 7 阿闍羅山安山岩 (II, If)

地層名 本層名は岩井(1965)の阿闍羅山安山岩部層に由来する。岩井(1965)及び小高ほか(1969, 1970)は本安山岩を本報の三ッ森安山岩と同一層準に考えた。しかし、村岡ほか(1983 a)はこれらが碇ヶ関カルデラの形成時期を介して二つの層準に分けられることを示した。本報告ではこの観点から、碇ヶ関カルデラの後カルデラ火山岩類のみを阿闍羅山安山岩として再定義する。また、阿闍羅山火山が噴出源と推定される碇ヶ関層最上部中の降下火砕物相もこれに含める。

模式地 南津軽郡大鰐町南東阿闍羅山(大部分が碇ヶ関図幅地域内)。

分布・層厚 阿闍羅山の火山体は、大部分が南に隣接する碇ヶ関図幅地域に位置する。本図幅地域内には、その北斜面の一部が含まれるほか、その北側に側火山をなしている大高森の溶岩ドームが含まれる。これらは本安山岩の溶岩からなっている。前述の民部平から2 km 西方の二つの小丘(二ッ森)を構成する安山岩も阿闍羅山安山岩に含められる。地形及び分布から判断すると、大高森が層厚約100 m、本図幅南端における阿闍羅山が層厚約150 mである。また、碇ヶ関層と青荷凝灰岩との間の降下火砕物は碇ヶ関カルデラ内の駒木沢沿いにわずかに見られるにすぎない。その厚さは約6 mである。

層序関係 阿闍羅山安山岩溶岩相が碇ヶ関層や青荷凝灰岩と直接接する露頭は見いだされない。しかし、阿闍羅山に近接した大鰐スキー場のラグビー場南東の崖では、前述のように碇ヶ関層が大規模の乱堆積層をなしている。しかも、この乱堆積層は側方に追跡することができる(第44図)。この乱堆積層のすぐ下位には阿闍羅山安山岩降下火砕物が分布する。このことから、本報告では一応次のように考える。正規堆積物が堆積中のカルデラ湖において阿闍羅山安山岩降下火砕物が先ず噴出し、やや遅れて阿闍羅山安山岩溶岩の貫き上げ及び流出が始まった。この貫入・流出に伴って、降下火砕物の上位の碇ヶ関層最上部は乱堆積層となった。したがって、厳密に言えば、阿闍羅山安山岩の降下火砕物及び溶岩の両相は碇ヶ関層の最上部と同時異相(一部指交)の関係にある。

岩相 阿闍羅山安山岩は安山岩溶岩(II)と降下火砕物(If)とからなっている。阿闍羅山、大高森ともに、新鮮な塊状の安山岩溶岩(II)からなっている。大高森を阿闍羅山の側火山とみなせば、大高森の溶岩の方が阿闍羅山の溶岩より若干若い可能性があるが、両岩石の鏡下の性質は全く共通している。すなわち、斑晶量が極めて多く、斑晶石英を若干含むこと、斑晶紫蘇輝石には反応縁がないこと、石基に紫蘇輝石を含むことなどである。この特徴や化学組成(第5表)の特徴から、阿闍羅山安山岩はカルクアルカリ岩系であることがわかる。また、この特徴はソレイイト岩系である三ッ森安山岩と明瞭に区別される。民部平西方の二つの小丘(二ッ森)を構成する安山岩は、位置的には先カルデラ火山岩類であるか、後カルデラ火山岩類であるか、微妙な位置にある。しかし、その鏡下の特徴は阿闍羅山や大高森を構成するものと共通しており、阿闍羅山安山岩に含められる。降下火砕物(If)は下位の約3 mが径1-200 cm 大の安山岩火山弾やスコリアからなる。この部分は粒径の変化が大きいのもの、細粒の火山灰を含んでいない。また、この部分には虹貝凝灰岩などの異質角礫を含んでいる。上位の約3 mは、粒径が5 mm 程度にそろったスコリア、軽石、異質礫などからなる。これらは全体を通じて一単位の級化成層を構成している。なお、降下火砕物中の安山岩火山弾の化学組成もまた、阿闍羅山安山岩

の溶岩と酷似した化学組成をもっている。

石英含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩 GSI R47347

産地：大鰐南方の大高森。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・石英・磁鉄鉱・土燐灰石・リュウコクシン。斑晶量30%に達し、グロメロフィリック結晶を包有している。紫蘇輝石には反応縁は見られない。

石基：ハイアロピリティック組織を示す。多くの部分に清澄な淡褐色ガラスが見られる。マイクロライト状斜長石や紫蘇輝石を含む（第5表）。

VI. 第四系

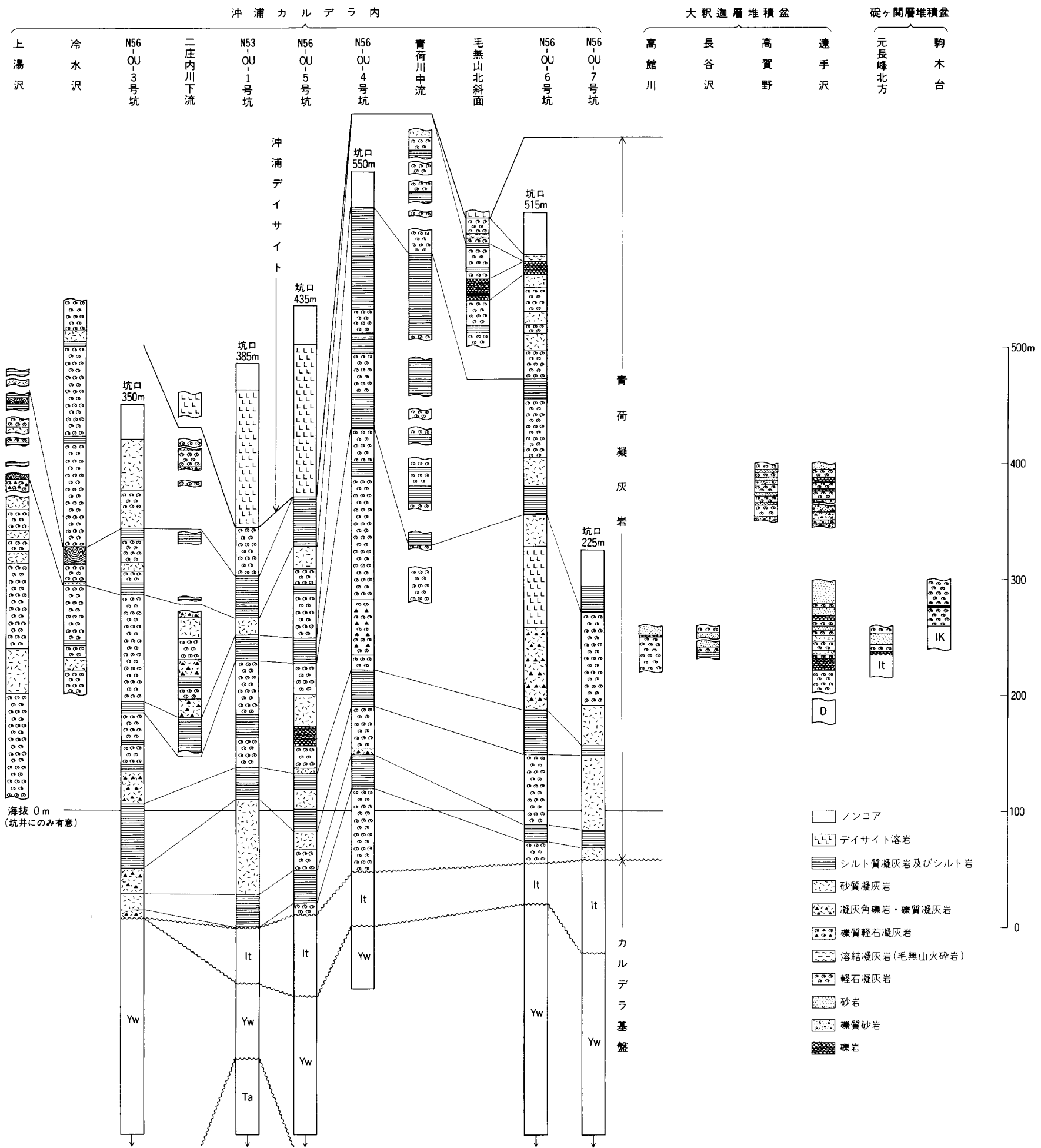
(村岡洋文・長谷紘和)

VI. 1 青荷凝灰岩 (Ot, Oe, Op, Os, Oc, Ob, Ok)

地層名 本層名は今泉(1949)の青荷層に由来する。今泉(1949)は青荷温泉周辺に分布する地層を青荷層と命名し、泥岩に卓越するとした。この地層名は、その後多くの研究者に踏襲された。酒井(1961)は青荷層が泥岩より、むしろ軽石凝灰岩に卓越することを指摘した。岩井(1965)および酒井ほか(1966)は青荷層上部層として、田代岳などに分布するデイサイトを記載した。岩井(1965)の記載した青荷層の分布は、今日知られる沖浦カルデラの形に近い。他方、井上・原田(1965)及び小高ほか(1970)は浅瀬石川付近を境に、東側に青荷層、西側に板留層が分布することから、浅瀬石川断層の役割を重視した。小高ほか(1970)は青荷層から淡水棲珪藻化石を検出して、青荷層が湖成層であることを明確にした。以上の研究を通じて、青荷層は中新統と考えられてきた。その後、長谷(1978)、石井・長谷(1978)、村岡・長谷(1980)はLandsat画像中にみられる青荷層堆積盆の環状地形に注目し、この地形がカルデラに由来する可能性と、青荷層が鮮新統ないし更新統である可能性を示唆した。MURAOKA and HASE(1981)はこの環状地形をバイアス型カルデラ(SMITH and BAILEY, 1968; 荒牧, 1969)とみなし、沖浦カルデラと名づけた。彼らは、青荷層の大部分が沖浦カルデラの形成を担った火砕流堆積物であることを指摘し、その年代を更新世前期とした。そして、同一の火砕流堆積物をカルデラ外にも発見し、カルデラ内外のものを一括して青荷凝灰岩と呼び換えた。本報告では、青荷凝灰岩をこの意味に用いる。また、従来、青荷層上部層とされたデイサイト溶岩は、後カルデラ丘を構成する溶岩であり、本報告では一応、別の単元として扱う。

層序関係 青荷凝灰岩は大釈迦層および碓ヶ関層を整合的に覆う。

時代 青荷凝灰岩の形成年代は K-Ar 年代から 1.6-0.9 Ma と見積られる(第6表)。



第 45 図 青荷凝灰岩柱状図

VI. 1. 1 カルデラ外青荷凝灰岩

模式地 南津軽郡平賀町遠手沢沿い。

分布・層厚 本凝灰岩 (Ot) の分布域は碓ヶ関層分布域、大釈迦層分布域に大別される。

碓ヶ関層分布域の青荷凝灰岩は、駒ノ台周辺、唐牛東方、手代森周辺の3地域に見られる。いずれも、碓ヶ関層に整合的に重なり、碓ヶ関と同一の湖成環境で堆積したものである。それらの層厚は小さく、最大層厚40m程度と見積られる(第45図)。

大釈迦層分布域の青荷凝灰岩は高館-花巻周辺、六萬平-嘉瀬沢周辺、唐竹周辺などの3地域に見られる。いずれも大釈迦層に整合的に重なり、大釈迦層と同一の浅海-海浜環境で堆積したものである。高館-花巻周の青荷凝灰岩は後述の黒石扇状地堆積物に広く覆われるため、露出が断片的である。この地域での層厚は観察される限り、最大40m程度であり、本来は更に厚いと推定する。六萬平-嘉瀬沢周辺の青荷凝灰岩はより露出がよく、特に遠手沢沿いで大部分の層準を観察できる。その最大層厚は約200mである(第45図)。

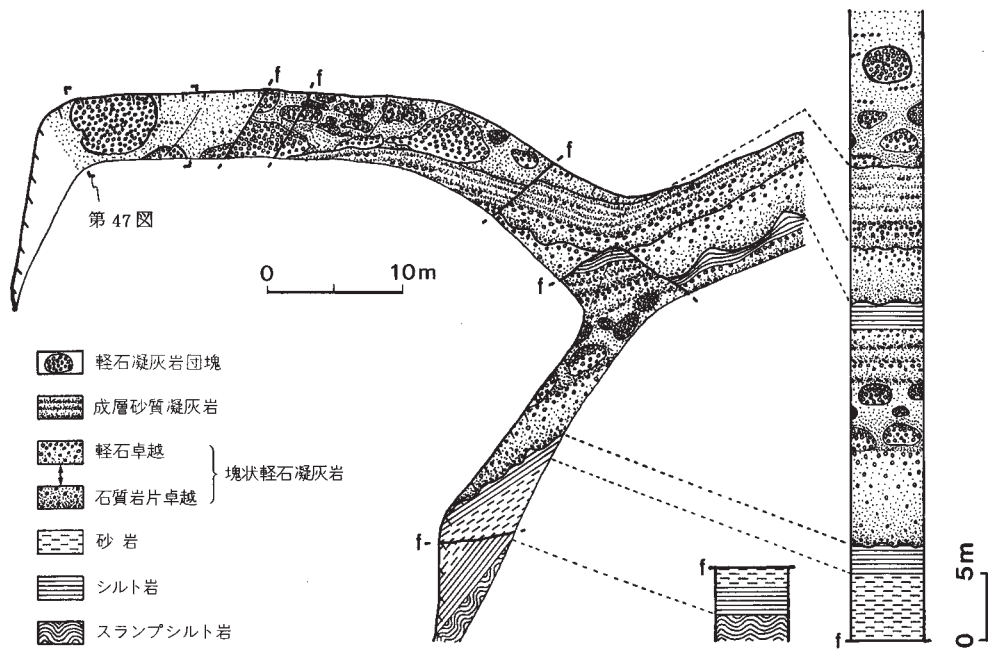
岩相 碓ヶ関層分布域の青荷凝灰岩 (Ot) は、主に軽石凝灰岩、砂質凝灰岩、シルト岩の互層からなる。各々の堆積単位は薄いもの、湖成環境のため、その層相は沖浦カルデラ内のものに類似している。第46図は駒ノ台のりんご畑造成地の分割りのスケッチである。ここでは中粒の砂質凝灰岩と軽石凝灰岩とが互層し、2層準の砂質凝灰岩中に多量がつ大型の軽石凝灰岩団塊が濃集している(第47図)。

大釈迦層分布域の青荷凝灰岩 (Ot) は主に軽石凝灰岩、砂岩、礫岩の互層からなる。高賀野付近の崖では、これらの錯綜した露頭が見られる。すなわち、全体は大きく4つの堆積単位からなり、各々の堆積単位は軽石凝灰岩を主とする乱流堆積物と、その上位の葉理の安定した砂岩、礫岩などの堆積物からなっている。軽石凝灰岩はしばしば下位の砂岩、礫岩などに食い込んでいる。遠手沢においては青荷凝灰岩を大部分の層準にわたって観察することができる。ここでは約8単位の軽石凝灰岩が砂岩や礫岩と互層している。この部分の堆積相を下位の大釈迦層と比較すると、明らかに礫岩の量が増大している。これは地形や大釈迦層の項で述べたように、沖浦カルデラの形成直前ないし、形成時期に、沖浦カルデラ地域が隆起したことを示唆している。

VI. 1. 2 カルデラ内青荷凝灰岩

模式地 黒石図幅地域東半部の青荷川及び二庄内川沿い。

分布・層厚 最も大量の青荷凝灰岩は直径約15kmの沖浦カルデラ陥没域を埋積している。沖浦カルデラ内の青荷凝灰岩は、カルデラ周辺で中新統や鮮新統にアバットしている。このため、本来の青荷凝灰岩の基底部は地表調査によって観察できず、最大400m程度の層準範囲が観察されるのみである(第45図)。他方、沖浦カルデラ内では広域調査(金属鉱物探鉱促進事業団、1973)で1坑、地熱開発基礎調査(日本地熱資源開発促進センター1979)で1坑、地熱開発促進調査(新エネルギー総合開発機構、1983)で7坑、浅瀬石川ダム工事(建設省資料)に伴って2坑の合計11坑の試錐調査が行われている。このうち3坑は東隣の八甲田山図幅側に位置する。特に、多数の試錐を行った新エネルギー総合開発機構(1983)は、試錐資料に基づいて、沖浦カルデラの構造を推定している。しかし、青荷凝灰



第 46 図 碓ヶ関カルデラ内の青荷凝灰岩の産状. 駒ノ台付近のりんご畑造成地のスケッチ及び柱状図



第 47 図 碓ヶ関カルデラ内の青荷凝灰岩の軽石凝灰岩団塊 (位置は第 46 図参照)

岩の下位には、岩相的に類似した虹貝凝灰岩や尾開山凝灰岩等が分布し、しかも、それらの多くは熱水変質している。このため、新エネルギー総合開発機構（1983）の解釈にも若干の問題が残されている。例えば、新エネルギー総合開発機構（1983）は、掘削深度1,000mのN 57-OY-9坑（八甲田山図幅地域内）において、坑底まで青荷凝灰岩が続くとしている。しかし、これは重力データと調和的でない。しかも、筆者らはその2 km 東方の地表に虹貝凝灰岩が露出していることを確認しており、このことも調和的でない。したがって、ここではこれら試錐結果について、コアや薄片や検層データを再検討した結果に基づいて述べる。青荷凝灰岩の坑井中での層厚は345-603 m の範囲である。青荷凝灰岩の

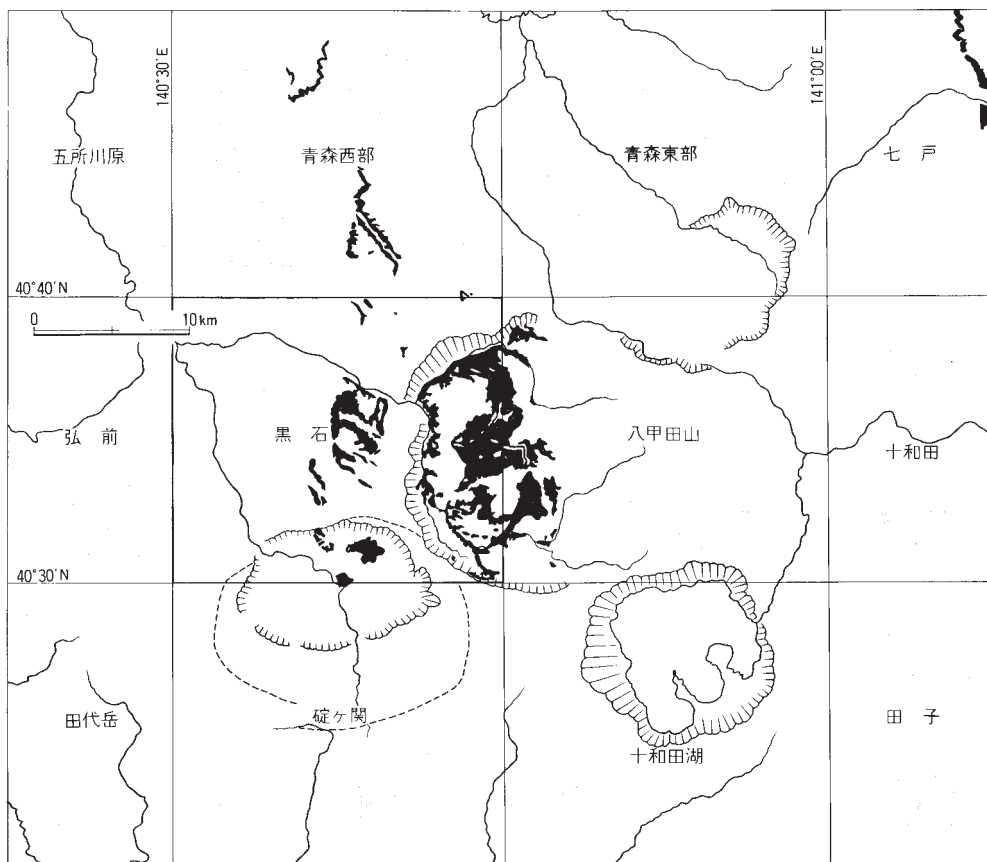


第48図 カルデラ内青荷凝灰岩基底深度図。コンターは青荷凝灰岩基底の深度を海水準の m で表したもので、黒丸は参照した坑井の位置（地質調査所設熱部製作 10 万分の 1 地形図「八甲田広域地熱地域」を使用）

真の層厚はこれらに削剝量を加味する必要があるが、最大700-800 m とみてよい。第48図はこれらの試錐データをもとに、青荷凝灰岩の基底深度を模式的に示したものである。試錐のない所は重力データを参考にした。このようにカルデラ内の青荷凝灰岩は直径15 km の鍋底状の陥没域を埋積したものであろう。

第49図に、青荷凝灰岩の分布を示す。カルデラ外では砂岩層などと互層するため、その分布の把握はまだ十分でない。しかし、カルデラ内の青荷凝灰岩の体積を、厚さ0.6 km, 半径15 km の半円板で近似して求めると、それだけで212km³となる。カルデラ外にこの半分の体積が見込まれるとすると、青荷凝灰岩の全体積は300 km³ のオーダーと算定される。

噴出源 青荷凝灰岩は、第49図の分布からみて、沖浦カルデラの形成を担った火砕流堆積物であると推定される (MURAOKA and HASE, 1981)。沖浦カルデラの陥没形態は、後述のように沖浦環状正断層系の存在や重力資料 (第30図) などからみて、鍋底状と考えられる。また、後カルデラ丘が環状に配列すること、不明瞭ながら、再生ドーム構造が見られることなどの事実を合わせて考えると、沖浦カルデラはバイアス型カルデラ (SMITH and BAILEY, 1968 ; 荒牧, 1969) であろう。



第49図 青荷凝灰岩分布図

岩相 沖浦カルデラ内の青荷凝灰岩は主に厚い塊状のデイサイト軽石凝灰岩（Op）からなり、砂質凝灰岩、シルト凝灰岩、珪藻土質凝灰岩などの細粒凝灰岩（Os）、礫岩（Oc）、玄武岩溶岩（Ob）などを挟む。これらはいずれも湖成環境で堆積したものである。このほかに、毛無山周辺では青荷凝灰岩の唯一の溶結凝灰岩相として、厚さ4-20 mの毛無山火砕岩（Ok）が見られる。塊状のデイサイト軽石凝灰岩は一般に数10 mの厚さを持ち、多量の軽石と砂岩程度の粒径のガラス片・結晶片を含む。層準によっては、軽石とともに安山岩質-玄武岩質スコリアを多く含むことがある（村岡1985）。軽石は一般に発泡不良である。軽石は一般に数 cm 大であり、毛無山北東では1 m を超えるものも認められる。塊状の軽石凝灰岩中には異質岩片は比較的少ないが、基底部に細粒凝灰岩の不規則に湾曲した薄層を巻き込んでいることが多く、しばしば乱堆積相を呈する。塊状のデイサイト軽石凝灰岩は水底火砕流堆積物であり二次的な流動を受けて、葉理を示すことがある。この場合には、軽石が円磨され、その径も小さい。細粒凝灰岩は、砂質凝灰岩、シルト質凝灰岩、珪藻土質凝灰岩などを一括したものである。砂質凝灰岩は軽石質・塊状であり、軽石凝灰岩と相互に移化する。シルト質凝灰岩や珪藻土質凝灰岩は一般に葉理を示す。これらの細粒凝灰岩もしばしば乱堆積相を呈する。細粒凝灰岩は、層準により径20 cm -2 m 程度の軽石凝灰岩団塊を含有していることがある。これらは偽礫の可能性はあるが、中には団塊が極めて密に充填されているものがあって、軽石凝灰岩層が上位の細粒凝灰岩層に向がって分裂しつつダイアピルを起こした可能性も考えられる。礫岩は比較的まれであり、毛無山北東など局所的に、巨礫大の円礫からなる礫層が見られる。玄武岩溶岩は本図幅地域内では青荷川北の649.3 m ピーク付近に見られるのみである。八甲田山図幅側の青荷川上流域では同層準の玄武岩溶岩が3枚の溶岩流からなるのが認められる（村岡，1985）。649.3m ピーク付近の玄武岩の一部には硫黄臭を有する変質帯が認められる。毛無山火砕岩は本質物を多量に含み、大型の球穎を伴う溶結凝灰岩である（第50図）。そ



第50図毛無山北方の毛無山火砕岩の産状（本図幅地域最東端の毛無山北斜面）

の分布が毛無山周辺に限定されることから、成因的にはむしろ沖浦デイサイトの先駆的な噴出物である可能性が高い。

なお、青荷凝灰岩のうち、軽石凝灰岩の軽石と青荷玄武岩の化学組成を第9表に示す。軽石の化学組成は第四紀後期の八甲田火砕流堆積物や十和田軽石流堆積物に比べて、若干 K_2O に富んでいる。軽石凝灰岩中には玄武岩質スコリアが含まれていることもあり、軽石の化学組成の多様性は、このような苦鉄質マグマの混合によって説明される（村岡，1985；MURAOKA，1989）。青荷玄武岩の存在もそのような苦鉄質マグマの同時活動を示しており、その化学組成はソレイアイト岩系を示す。

紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイト軽石 GSJ R47352

産地：毛無山西方，高場。

斑晶：斜長石，角閃石，普通輝石，磁鉄鈦を含み，まれに紫蘇軽石と石英を伴う。斜長石は最も多量であり累帯構造の核部ないし核部寄りの帯に粗大なハニカム組織が見られることが多い。普通輝石は斜長石，紫蘇輝石，磁鉄鈦などとグロメロフィリック結晶をなして産するものがほとんどである。

石基：発泡がやや良好で，長孔状の気孔を有する（第9表）。

第9表 更新世火山岩類の化学組成

図中番号 採取番号	14 GSJ R47348	15 GSJ R47349	16 GSJ R47350	17 GSJ R47352	18 GSJ R47354	19 GSJ R47356	20 GSJ R47355	21 GSJ R47357	22 GSJ R47754
地質単元	カルデラ外青荷凝灰岩軽石	カルデラ外青荷凝灰岩軽石	カルデラ内青荷凝灰岩軽石	青荷玄武岩	沖浦デイサイト	八甲田-1	八甲田-2		
SiO ₂	68.60	69.09	72.35	70.04	49.83	70.77	65.32	68.90	66.84
TiO ₂	0.49	0.49	0.32	0.31	1.08	0.34	0.65	0.52	0.50
Al ₂ O ₃	13.95	13.77	12.73	13.69	17.07	15.46	15.79	14.77	15.64
Fe ₂ O ₃	1.35	1.39	0.67	0.75	4.58	1.27	2.19	2.17	1.96
FeO	1.80	1.44	1.65	1.72	7.65	1.80	3.13	1.35	2.80
MnO	0.11	0.17	0.11	0.09	0.24	0.09	0.13	0.13	0.12
MgO	0.79	0.59	0.43	0.47	4.84	0.71	1.58	1.11	1.47
CaO	2.66	2.14	1.94	2.68	9.44	2.79	4.84	3.02	4.21
Na ₂ O	3.14	4.16	4.01	3.72	2.14	4.00	3.60	3.92	3.49
K ₂ O	2.35	2.05	1.69	1.65	0.27	1.39	1.12	1.89	0.85
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.06	0.05	0.12	0.08	0.12	0.11	0.10
H ₂ O+	3.58	3.81	3.39	3.80	1.18	0.64	1.21	1.54	0.90
H ₂ O-	0.50	0.46	0.36	0.36	1.06	0.32	0.12	0.33	0.46
CO ₂									
Total	99.44	99.64	99.71	99.33	99.50	99.66	99.80	99.76	99.34

- 14：紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイト軽石 高賀野付近の崖
 15： ” 遠手沢
 16： ” 井戸沢
 17： ” 高場
 18：紫蘇輝石普通輝石玄武岩溶岩 649.3 m ピーク南縁
 19：角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶岩 毛無山南西斜面
 20：紫蘇輝石普通輝石デイサイト溶岩（苦鉄質レンズを含有）一ノ渡
 21：角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩 法立沢のブロック
 22： ” 田代岳北西

普通輝石角閃石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R47353

産地：毛無山北西の比高差約120mの崖。

結晶片：石英，斜長石，角閃石，普通輝石，磁鉄鉱を含む。結晶片の組み合わせは本質レンズとそれ以外とで共通している。

基質：本質レンズは空隙をほぼ失い，パーライト割れ目を有する，それ以外の基質はガラス片が偏平化しているが，かなりの空隙を留めている。また，基質中には玄武岩質スコリアの岩片も含まれる。

紫蘇輝石普通輝石玄武岩溶岩 GSJ R47354

産地：青荷温泉東北東の649.3mピーク付近。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石を含み，ときに未同定の斑晶（カンラン石？）が緑泥石化している。

石基：直径0.1-0.3mm大の長柱状斜長石の間隙を，更に細粒の普通輝石，磁鉄鉱，マイクロライトなどが充填している（第9表）。

化石 沖浦カルデラ内の青荷凝灰岩中の珪藻土質凝灰岩からは第10表のような10属15種の珪藻化石が検出され，いずれも淡水棲種であることが明らかにされている（小高ほか，1970）。

VI. 2 沖浦デイサイト (Od)

地層名 新称。本地質単元は従来，青荷層上部層とされてきた（岩井，1965；酒井ほか，1966）。しかし，本報告における青荷凝灰岩の定義に伴い，これら後カルデラ丘溶岩を区別して，沖浦デイサイトと呼称する。

模式地 黒石市二庄内川沿い。

第10表 カルデラ内青荷凝灰岩産珪藻化石

（小泉 格博士鑑定，小高ほか，1970による）

Species	下部	上部	最上部
<i>Stephanodiscus niagarae</i> EHR.	99	22	54
<i>S. astraca</i> (EHR.) GRUN.	28	3	1
<i>S. hantaschii</i> GRUN.	3		
<i>Cyolotella ocellata</i> PANT.	52	111	
<i>C. kützingiana</i> THWAITES		57	31
<i>C. striata</i> (KÜTZ.) GRUN.			111
<i>Epithemia turgida</i> (EHR.) GRUN.	5	1	
<i>Fragilaria construens</i> (EHR.) GRUN.	4		
<i>F. orevistriata</i> GRUN. var. <i>inflata</i> (PANT.) HUSTEDT	1		
<i>F. intermedia</i> GRUN.	1		3
<i>Achnanthes lanceolata</i> EREB.	2		
<i>Rhoicospenia curvata</i> (KÜTZ.) GRUN.	1		
<i>Cymbella lanceolata</i> (EHR.) v. HEURCK	1		
<i>Melosira granulata</i> (EHR.) RALFS.		6	
<i>Navicula lanceolata</i> (AGARDH) KÜTZ.	*	*	*
Total	200	200	200

*印は存在を示す。



第51図 青荷凝灰岩を貫く沖浦デイサイトの岩脈（小国橋の西）。上方先端が丸くなって尖滅している

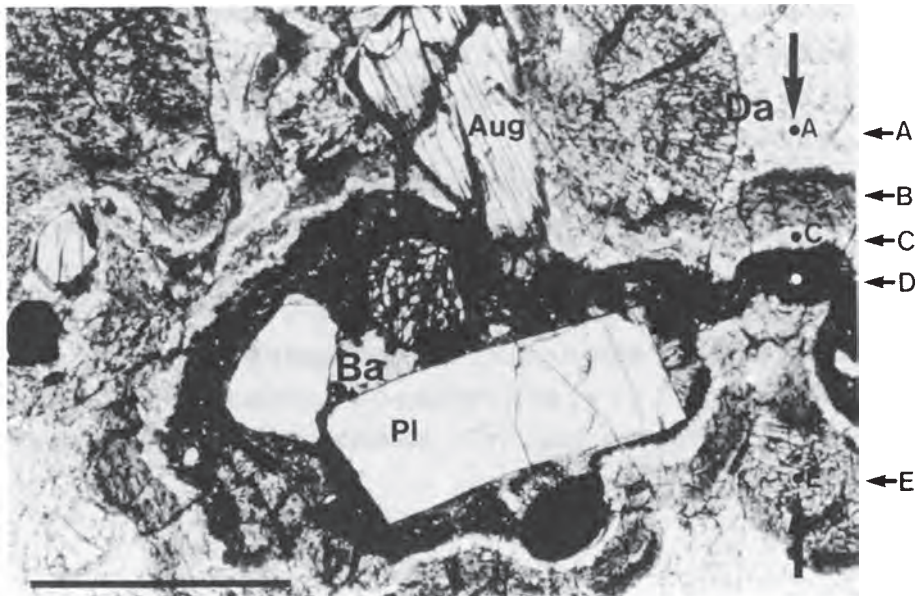


第52図 青荷凝灰岩と沖浦デイサイトの指交関係（小国橋付近）。淡色部が青荷凝灰岩の軽石凝灰岩で、暗色部が沖浦デイサイト

分布・層厚 本溶岩類は沖浦カルデラ内のニッ森, 田代山, 雷山, 毛無山などのビュート地形を構成しており, それら全体が沖浦カルデラの内側に環状に配列している. いずれのビュート地形も, 山頂付近が噴出中心と考えられる (第4図). 本溶岩類の大部分は山頂からカルデラ外縁にかけて広く分布し, 溶岩の上面も基底面もカルデラ外縁に向かって傾斜している (第4図). したがって, 溶岩の流動は主にカルデラ外縁に向かって起こったと推定される. しかし, その傾斜の一部は初生的なものではなく, 後述の青荷凝灰岩にみられる再生ドーム構造の形成による傾動を反映している. これらの溶岩類の層厚は毛無山, 田代山, ニッ森の山頂付近で最大 200 m 程度, 雷山の山頂付近で 150 m 程度と推定される. ニッ森, 田代山や雷山の溶岩類はほぼ連続的に分布しており, それら山頂の地下に環状岩脈状の流路 (ring dike conduit) の存在を推定させる. 二庄内-沖浦間の浅瀬石川西岸には, 板留層中に本溶岩の小規模な岩脈が見られる. その貫入方向は N47°E, 78°SE であり, 沖浦環状正断層系などとほぼ調和的な方向を示している. また, 小国橋付近の浅瀬石川西岸でも, 青荷凝灰岩中に南北方向の岩脈が露出しており (第51図), この位置はニッ森山頂, 田代山山頂, 420.3 m ピークなどの延長線上とみることができる. ただし, この岩脈は上部が丸くなって, 尖滅している. この岩脈はおそらく, 貫入母岩の青荷凝灰岩がまだ含水状態であったため, 貫入性枕状溶岩 (Intrusive pillow lava, DEWIT and STERN, 1978) の性格をもつのであろう.

層序関係 本溶岩類は, 基本的には青荷凝灰岩の上位を覆う. しかし, 両者の相接する露頭では, しばしば複雑な関係が見られる. 例えば, 小国橋付近の切割では青荷凝灰岩の軽石凝灰岩中に, 本溶岩類が錯綜して含まれ, 境界面は極めて不規則である (第52図). したがって, 両者は一部指交関係にあるのであろう.

岩相 本溶岩類は斑晶を多く含むものの, 石基は一般にガラス質であり, 多孔質である. 例えば, 毛



第53図 苦鉄質レンズを含有する沖浦デイサイトの偏光顕微鏡写真. 下方ボーラーのみで, 黒色太線が 0.5 mm. Ba: 苦鉄質レンズ, Da: ガラス質デイサイト, Pl: 斜長石, Aug: 普通輝石. A-E: 点分析位置

無山においてはパーライト質溶岩が多く、普遍的に中空状の球顆を含んでいる。球顆の多い溶岩では、径1cm大のものが互いに接触し合って、密集している。特筆すべきことは、後述の顕微鏡記載のようにデイサイト溶岩中に、流動形の苦鉄質レンズが見いだされることである(村岡, 1985)。このようなデイサイト溶岩はやや苦鉄質な化学組成を示す(第9表)。ただし、苦鉄質レンズを点分析した結果では、SiO₂量がデイサイトに比べてわずか8%少ない程度にすぎない(MURAOKA, 1989)。

紫蘇輝石普通輝石デイサイト溶岩 GSJ R47355

産地：虹ノ湖近傍の一ノ渡。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱(苦鉄質レンズ中も組み合わせは同じだが、斑晶がより多い)。

石基：無色デイサイトガラス中に、何条かの苦鉄質(暗褐色ガラス)脈が断続的に入っている。また、その周囲に限って、デイサイトが脱ガラス化作用を受け、淡褐色球顆を生じている(第53図, 第9表)。

角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶岩 GSJ R47356

産地：毛無山南西斜面。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・磁鉄鉱。

石基：ガラス質であるが、脱ガラス化が進んでいる。

VI. 3 南八甲田火山岩類 (S)

地層名 村岡ほか(1983b)の仮称による。南部・谷田(1961)の南八甲田連峰溶岩類及び荒川溶岩・猿倉溶岩、酒井ほか(1964)の外輪山溶岩類の一部に相当する。これらの文献では、南八甲田山を構成する溶岩の大部分が八甲田火砕流堆積物より上位の噴出物として扱われた。その後、村岡ほか(1983b), MURAOKA *et al.* (1985) 及び村岡ほか(1987)は南八甲田山を構成する溶岩の大部分が八甲田火砕流堆積物より下位の噴出物であり、これと同層準の火山岩類が八甲田カルデラのカルデラ縁に広く分布することを示した。本報告ではこれらを南八甲田火山岩類と呼称する。

模式地 黒石市中野川上流大小川沢。

分布・層厚 本火山岩類は、主に東隣の八甲田山図幅地域に分布し、黒石図幅地域内では大川原東方のごく小範囲に分布するのみである。本図幅地域における層厚は地形から判断して、最大約100mである。

層序関係 青荷凝灰岩を不整合に覆う。

岩相 本図幅地域には良好な露頭が見られない。八甲田山図幅地域側の中野川沿いでは、本火山岩類が数m-10数mの厚さの少なくとも5枚以上の溶岩流からなるのが観察され、それぞれの溶岩流はほぼ等量の塊状部分とクリンカー部分とをもっている。本図幅地域のものは同一の溶岩流の末端部をなすものであろう。

VI. 4 八甲田第1期火砕流堆積物 (H₁)

地層名 新称。従来、八甲田溶結凝灰岩と呼ばれてきたものの大部分は、後述の八甲田第2期火砕流

堆積物に相当する。しかし、筆者らの調査結果（村岡・高倉，1988；MURAOKA，1989）によれば，八甲田山図幅地域の黄瀬川沿い，沖場平付近などにおいて八甲田火砕流堆積物は複数のクーリングユニットに区分されることが判明している。同様のことは岩井ほか（1983）の示した青森東部図幅地域，幸畑終末処理場の試錐柱状図から読みとることもできる。これら複数のクーリングユニットのうち，主要なものは2枚である。したがって，本報告ではこの2枚につき，下位のものと上位のものとを，それぞれ八甲田第1期火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物として定義する。なお，八甲田第1期火砕流堆積物は新エネルギー総合開発機構（1985）の葛川凝灰岩^{つたがわ}，加藤・田口（1959）の鶴ヶ坂層，藤井（1966，1981）及び三村（1979）の鶴ヶ坂凝灰岩部層などを含む。

模式地 上北郡十和田町黄瀬川中流域（八甲田山図幅地域内）。

分布・層厚 本図幅地域では，高館周辺及び法峠周辺に若干分布する。その層厚は高館西方で15 m，法領院行寺の崖で10 mである。この地域には新期の被覆層が広く分布するため，本火砕流堆積物の本来の分布はより広いであろう。また，六萬平東方の法立沢沿いでは，後述の六萬平層の基底礫層の層準に，基底礫層の層厚（約50 cm）をはるかに超える径0.8-5 m大の溶結凝灰岩ブロックが多数含まれる（第54図）。この層準は後述のように八甲田第2期火砕流堆積物の層準より明らかに下位であり，それらのブロックも本火砕流堆積物に由来するであろう。おそらく，それらのブロックは現位置から遠くない所に，少なくとも厚さ5 m以上の溶結凝灰岩層として存在していたのであろう。

噴出源 本火砕流堆積物は八甲田カルデラを取り巻く多くの地点で認められ，後述の岩石学的特徴も八甲田第2期火砕流堆積物に極めて類似している。したがって，その噴出源は，八甲田第2期火砕流堆



第54図 六萬平層基底の八甲田第1期火砕流堆積物巨礫。暗色のブロックが八甲田第1期火砕流堆積物の巨礫で，スケールはその1つに置いたハンマーと1m尺を参照

積物と同様に、八甲田カルデラに求められる。従来、本火砕流堆積物の一部が鶴ヶ坂凝灰岩部層などとして知られていながら、八甲田カルデラに結びつけられなかった理由は、鶴ヶ坂（青森西部区幅地域内）付近のものが海成層として産し、産状を異にしたからであろう。

層序関係 八甲田第1期火砕流堆積物は青荷凝灰岩を不整合に覆う。本堆積物はまた、八甲田山図幅地域で南八甲田火山岩類を覆うことが判明している。小国湖成堆積物との関係は不明であるが、後述のように八甲田第2期火砕流堆積物が小国湖成堆積物堆積直後に噴出した証拠を示すことから、本火砕流堆積物は小国湖成堆積物と同時期か、やや古い時期に噴出したものであろう。

岩相 八甲田第1期火砕流堆積物は陸成の弱溶結凝灰岩として産する場合と、海成の水底火砕流堆積物として産する場合とがある。陸成の場合には塊状無葉理で、灰色を特徴とする。一般に溶結度が極めて低く、多量の非溶結部を伴う。本図幅地域内に産する陸成のものとしては上述の法立沢に産する溶結凝灰岩ブロックのみである。その本質レンズは若干つぶれているものの、黒色のものと白色を保ったものが相半ばしている。また、溶結凝灰岩としては極めて多孔質、かつ脆弱である。海成のものも、一般に塊状無葉理であるが、磁鉄鉱が部分的に褐鉄鉱化しているため、赤紫色ないしチョコレート色を呈する露頭が多い。両者を通じて、軽石（及び本質レンズ）を多く含み、その最大粒径が10 cmを超える所が多い。石質岩片も比較的多い特徴がある。八甲田第1期火砕流堆積物の岩相は、後述の八甲田第2期火砕流堆積物と極めて類似している。全岩の化学組成も相互に類似している（第9表）。両者の判別基準については、八甲田第2期火砕流堆積物の項に述べる。

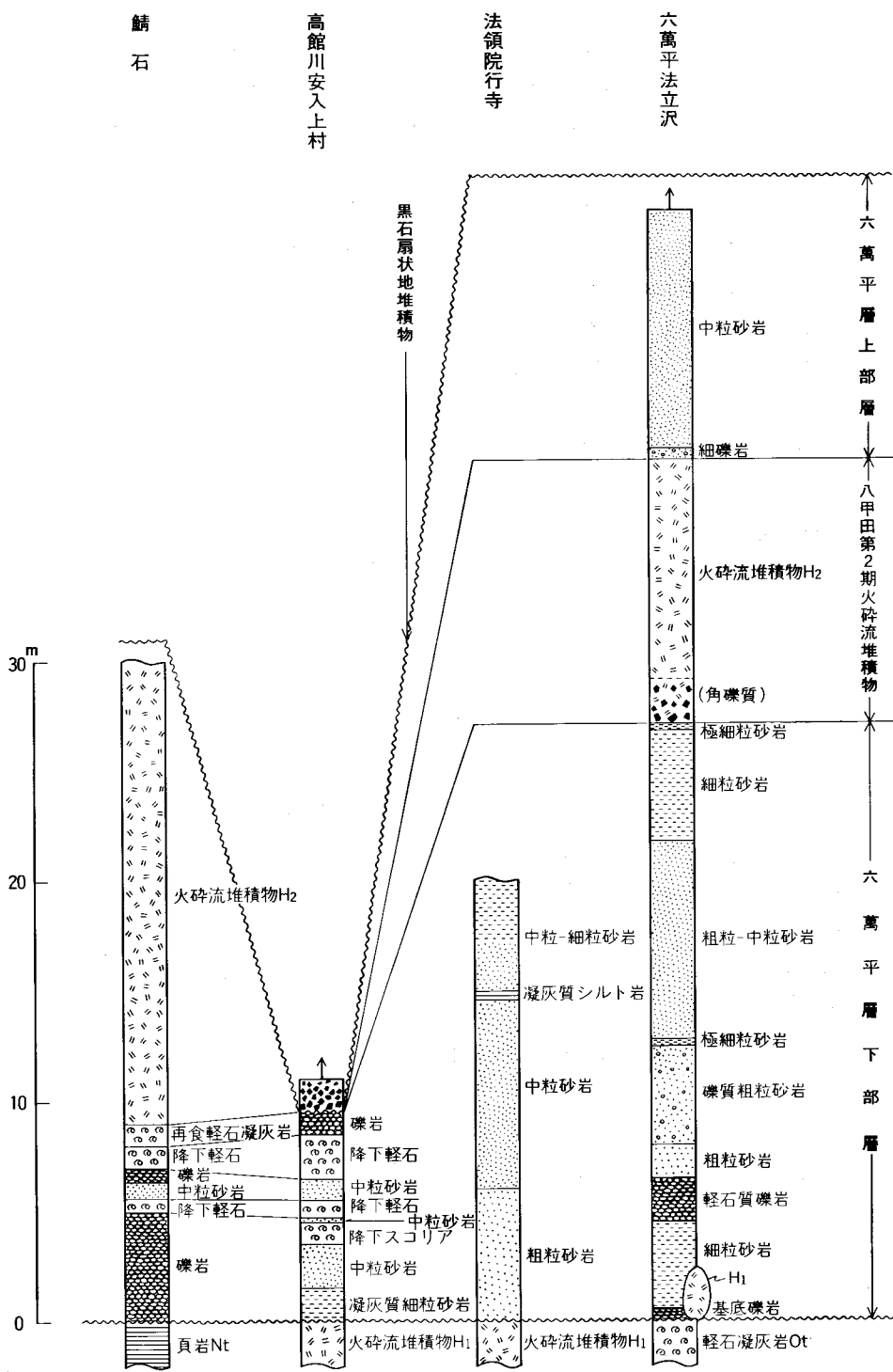
時代 本報では八甲田第1期火砕流堆積物の年代を、K-Ar年代そのほかの資料から、65万年前としておく（MURAOKA, 1989）。

VI. 5 六萬平層 (R_1 , R_2)

地層名 新称。本層は従来、大釈迦層に一括されてきた（小高ほか, 1970）。しかし、本層は青荷凝灰岩（小高ほか, 1970の大釈迦層上部層）を不整合に覆うのみならず、八甲田第1期火砕流堆積物を覆うことが明らかとなった。更に、本層中には八甲田第2期火砕流堆積物が挟まれる。したがって、本層が更新統であることは明らかである。本層は分布範囲が狭いものの、八甲田第2期火砕流堆積物の噴出時期に、海域が本図幅地域まで侵入していたことを示す点で、古地理学的意義が大きい。よって、六萬平層と命名する。本層は八甲田第2期火砕流堆積物を介して、上部層と下部層とに2分される。中位層準の八甲田第2期火砕流堆積物は形式的には本層の部層であるが、その広がり本層の堆積盆よりはるかに広いと、記載上は別の地質単元として扱う。なお、本層の下部層及び上部層はそれぞれ、北方の青森西部区幅地域で加藤・田口（1959）が記載した本郷層及び北中野層に相当する。

模式地 黒石市六萬平西縁法立沢^{ほつたて}

分布・層厚 本層の最もまとまった分布は六萬平地域にあり、標高150-250 m程度の丘陵ないし開析された海成段丘を形成している。本層の上部層が見られるのはこの地域のみであり、この地域では下部層よりも上部層の方がより広い分布をもっている。第55図に示すように下部層の層厚は約30 mであり、上部層の層厚は第55図に示した部分を含めて約40 mである。したがって、全層厚は約70 m、



第55図 六萬平層柱状図

これに中位層準の八甲田第2期火砕流堆積物を加えると約80 m となる。法峠西縁にも本層下部層のまとまった分布がある。この地域では大釈迦層との区別が難しい所があるが、層厚約30 m 程度である。そのほか、高館の集落の東と、鯖石付近にも、層厚10 m 足らずの地層があり、海成と思われる砂層を含み、層序的にも本層下部層に一致する。本報告ではこれらも一応六萬平層に含める。しかし、これらは極めて薄く、地質図中では省略した。

層序関係 本層は青荷凝灰岩を不整合に覆う。六萬平では八甲田第1期火砕流堆積物の溶結したブロックを基底に含むことから八甲田第1期火砕流堆積物に対しては、不整合の関係にあると判断される。本層はまた、八甲田第2期火砕流堆積物を挟む。

岩相 下部層・上部層を通じて、軽石混じりの粗粒凝灰質砂岩、中粒凝灰質砂岩が主体を成し、黄褐色で斜層理が発達する。下部層(R_1)は固結度がやや高く、砂管、貝化石を含むなど、岩相的には大釈迦層の砂岩と識別困難である。下部層は貝化石を多量に含むが、保存不良である。本図幅地域北方の法領院行寺裏の崖では、下部層の最下部が基底礫層の介在なしに、八甲田第1期火砕流堆積物を披覆し、30°程度西に傾斜している。これは、法峠背斜の褶曲運動が更新世にも進行したことを示している。六萬平付近の本層はほぼ水平で、下部層の基底礫層中には前述のように八甲田第1期火砕流堆積物のブロックを多数含んでいる(第54図)。上部層(R_2)は固結度が低く、現世の海浜砂とほとんど区別できない。上部層も貝化石をしばしば含んでいる。八甲田第2期火砕流堆積物に重なる上部層の基底部約50 cm は1-2 cm 大の円礫を含み、有色鉱物が多量に濃集している。これは水流によって、下位の火砕流堆積物中の重鉱物が浮遊選別されたものであろう。以上のように、化石の同定には成功していないものの、本層が海成層であることはほぼ確実である。

時代 本層の時代は八甲田第1期火砕流堆積物を覆うことから65万年より以降であり、後述の八甲田第2期火砕流堆積物を挟むことから40万年前前後といえることができる。本層のつくる開析された海成段丘面は標高200 m 前後である。これは本州北部におけるOTA(1975)のH段丘に比べてかなり高く、太田(1968)の第1段丘に相当するのかもしれない。いずれにせよ、津軽平野南東部は中新世後期以降、本層の時代まで、基本的には海域が占めてきたのであり、本層はこの漸次的な海退過程における最後の海成層とみなせよう。

VI. 6 稲荷平湖成堆積物(A)

本層は矢捨山北方に稲荷平と呼ばれる標高310 m ほどの平坦面をつくっている地層である。本層の表層4 m ほどは、虹貝凝灰岩に由来する数 mm-5 cm 大の軽石やスコリアを多量に含む淘汰不良の泥質堆積物からなり、その下位5 m ほどは虹貝凝灰岩や矢捨山などに由来する石質岩片を多量に含む淘汰不良の泥質堆積物からなっている。更に下部については良好な露出がない。層厚はせいぜい20 m 程度と推定されるが、不明の点が多い。層序的にも虹貝凝灰岩に重なること以外は不明である。本層の分布域の西方には比較的若い地層を巻き込む褶曲がいくつかあり、おそらく本層はこれら褶曲運動の過程で堰止められた小盆地の湖成堆積物であろう。本報告では本層の時代を、地形的に判断して、一応六萬平層と同時代としておく。

VI. 7 小国湖成堆積物 (G)

地層名 新称. 本堆積物は従来, 碓ヶ関層に一括されてきた(岩井, 1965; 小高ほか, 1970). しかし, 碓ヶ関カルデラの認識(村岡ほか, 1983a)に際して, 本堆積物は層序的にも堆積盆からも碓ヶ関層と区別できることが判明している. すなわち, 層序的には青荷凝灰岩を介して, 碓ヶ関層がその下位を占めるのに対して, 本堆積物は上位を占める. 堆積盆からみれば, 碓ヶ関層が碓ヶ関カルデラ内の湖成堆積物であるのに対して, 本堆積物は沖浦カルデラ内の湖成堆積物である.

模式地 南津軽郡平賀町小国付近.

分布・層厚 本堆積物は沖浦カルデラ内の南西部に大きな広がりをもっている. その分布範囲は地形概説の項に述べたように, 標高400m前後の平坦面の広がりによく対応している(第5図). このほか, 二庄内東方の冷水沢付近にも類似した礫層の分布があり, 一応本層に含めた. 層厚は第56図に示すように, 小国付近で70m程度であり, 平均的には40m前後の所が多い.

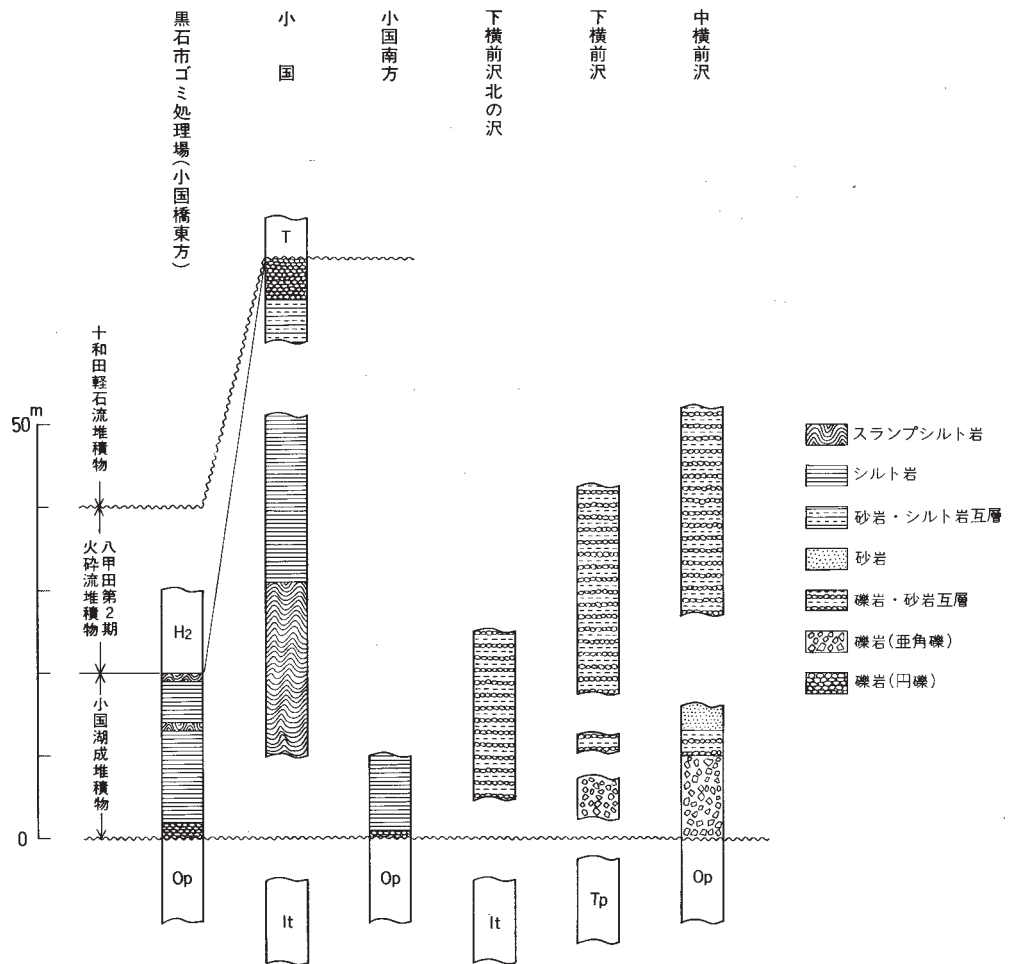
層序関係 本堆積物は青荷凝灰岩と毛無山デイサイトとを不整合に覆う. 南八甲田火山岩類や八甲田第1期火砕流堆積物との直接の関係は不明であるが, 後述するように, 本堆積物堆積直後に八甲田第2期火砕流堆積物が堆積した証拠があることから, 本報告では一応, 本堆積物の時代を八甲田第1期火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物の両堆積時期の間としておく.

岩相 本層は小国周辺でシルト岩に卓越し, その他の地域では礫岩が優勢となる. シルト岩は第四紀層としては固結度が高く, 1-10 cm 単位の板状の層理を示す. 所により細粒砂岩薄層と互層する. 小国付近のシルト岩には規模の大きなスランプ褶曲が発達する. 礫岩が優勢な所では基底部に径5-100 cm 大の亜角礫を含有する塊状無葉理・淘汰不良の礫岩が発達することが多い. より上位の大部分は径1-30 cm 大の亜円礫を含有する礫岩からなる. これには, 断続的に淘汰不良の極粗粒砂層が不規則に介在するため, 大柄な層理を示す. シルト岩層が卓越する地域の基底礫岩はより円磨された礫からなる. なお, これら礫岩の礫種は多様であり, 沖浦カルデラの火山岩類やその基盤構成岩類をほとんど含む. 中でも, 安山岩とデイサイトが大半を占めている.

VI. 8 八甲田第2期火砕流堆積物 (H₂)

地層名 本火砕流堆積物は河野(1939)が奥入瀬渓谷において流紋デイサイトとして記載して以来, 上北地域で野左掛層(岩井ほか, 1958), 黒石図幅地域で鯖石(今泉, 1949; 古川・宮城, 1964), 長谷沢凝灰岩(小高ほか, 1970), 小坂付近で長土路凝灰岩(内藤, 1966)など, 調査地域ごとに様々な名称が与えられてきた. その後, 南部・谷田(1961), TANIDA(1961), YAGI *et al.* (1963), 酒井ほか(1964), 中川ほか(1972), 佐藤ほか(1978), 村岡ほか(1983b)などにより, これらが八甲田カルデラ周辺に広く分布し(第57図), 八甲田カルデラを噴出源とすることが認められるようになってきた.

これらの文献においても, 各称は必ずしも統一されていないが, TANIDA(1961), 佐藤ほか(1978), 村岡ほか(1983b)の用いた八甲田溶結凝灰岩が最も一般的であった. しかし, 本報告では本火砕流堆



第 56 図 小国湖成堆積物柱状図

積物の海成相の存在と、先行するもう一つのクーリングユニットの存在が明らかとなったため、八甲田第2期火砕流堆積物と呼称する。

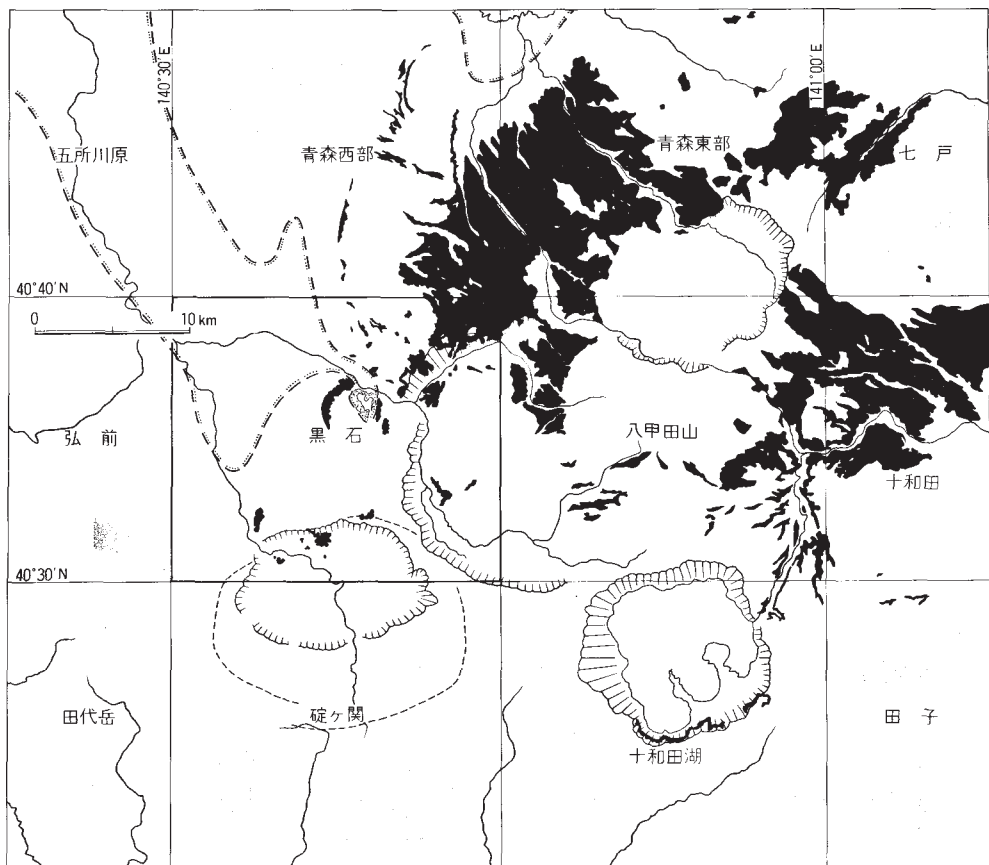
模式地 青森市荒川沿いの居繰の滝付近（青森東部図幅地域内）。

分布・層厚 一般に八甲田第2期火砕流堆積物は八甲田第1期火砕流堆積物に比べて、より広い分布とより大きな層厚をもっている。本図幅地域では、北東部の沖浦カルデラ北縁に沿って広い分布があり、標高 600 m 前後の火砕流台地を形成している。台地面は南方に緩傾斜している。ここでの層厚は 100 m に達する。この南に位置する田代山の北西部には標高 300 m 前後の火砕流台地（田代平）があり、ここでの層厚は 70 m 程度である。沖浦カルデラ外縁の北西斜面をなす、高館川、長谷沢、高清水山周辺などの丘陵地帯にも広く分布するが、黒石扇状地堆積物など広範な被覆層のため、沢沿いなどに点状的に露出しているにすぎない。その層厚は 10-40 m 程度である。高賀野、六萬平、上野の付近にも本火砕流堆積物の分布があり、特に六萬平付近のものは明瞭な水底堆積相で、層厚も 12 m 程度に一定し

ている。本図幅地域の南西部では、鱗石、手代森北西などに分布があり、層厚は10-40 m 程度である。

YAGI *et al.* (1963) は本火砕流堆積物について、当時の資料から分布面積を 170 km²、平均層厚を 50 m とみなし、全体積を 8.5 km³ と算定した。第 57 図は分布の概要を比較的最近の資料に基づいて示すものであるが、これによれば露出面積のみで約 384 km² となる。ここで、全体の 5 分の 1 程度は伏在していることを考慮すると、分布面積は約 512 km² と見込まれる。更に、本調査結果から平均層厚を 70 m とすると、八甲田第 2 期火砕流堆積物の体積は約 36 km³ と算定される。これに八甲田第 1 期火砕流堆積物の体積を加えると、八甲田カルデラから噴出した火砕流堆積物の全体積は少なくとも 50 km³ のオーダーであろう。

噴出源 本図幅地域における八甲田第 2 期火砕流堆積物の分布は、大局的に北東から南西に到る対角線上に分布し、南西に向かって次第に層厚や分布面積を減じる傾向がある。これは噴出源の八甲田カルデラが北東に位置するためである。北西で露出を欠く理由は津軽平野の地下に伏在するためであり、南東で分布を欠く理由は南八甲田火山が本火砕流堆積物より古い火山体であって、火砕流流動に対する地



第 57 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物の分布。黒地が陸成の溶結部、ハッチ部が海成の非溶結部、点線を付した太い破線が推定海岸線で、点線の側が海域を表す

形的障壁の役割を果たしたためであろう（村岡ほか，1983b）。

層序関係 第58図に示した六萬平付近では，本火砕流堆積物が下位の青荷凝灰岩に対して軽微に斜交し，不整合で重なる．また，上位の六萬平層は海生の貝化石を多く含む砂岩層であり，本火砕流堆積物に整合的に重なっている．この地点では，六萬平層の最下位に例外的に八甲田第2期火砕流堆積物が分布するが，法立沢の西斜面では本火砕流堆積物の下位をなす六萬平層下部層が露出し（第55図，第59図），それら全体が青荷凝灰岩部層に不整合で重なっている．六萬平層の基底には八甲田第1期火



第58図 六萬平北側の海成の八甲田第2期火砕流堆積物，
が六萬平層上部層．八甲田第2期火砕流堆積物の下位には，



第59図 法立沢沿いの海成の八甲田第2期火砕流堆積物．中位層準の帯状の部分
が八甲田第2期火砕流堆積物，その下位が六萬平層下部層，その上位が六萬平層上部層

砕流堆積物の巨礫が含まれる．このことから，青荷凝灰岩及び八甲田第1期火砕流堆積物が削剥作用を受けた後，六萬平付近は浅海環境となり，六萬平層が堆積を開始するとともに，その比較的早期に八甲田第2期の火砕流が流れ込んだものと考えられる．第60図は雷山南西（黒石ゴミ処理場）の乱堆積を示す露頭である．下位の小国湖成堆積物のシルト岩は厚さ約20 mで，カルデラ内青荷凝灰岩や沖浦デイサイトを不整合に覆っている．この上位を非溶結の八甲田第2期火砕流堆積物が覆っている．シルト岩の最上部1 mは火砕流の流動により，スランブ構造を形成している．したがって，この場合には八甲田



暗色の水平層が八甲田第2期火砕流堆積物，その上位
わかりにくい箇所々に青荷凝灰岩が露出している



第60図 八甲田第2期火砕流による小国湖成堆積物の乱堆積(雷山南方)
乱堆積層の上位の塊状の部分は八甲田第2期火砕流堆積物

第2期の火砕流が小国湖成堆積物堆積中の湖に流入したものであろう。八甲田第2期火砕流堆積物はこの露頭の上に点々と露出しており、20 m 高所（犬猫焼却場付近）では弱溶結相として産する。本図幅地域内では、八甲田第1期火砕流堆積物の分布がごく限られているため、八甲田第2期火砕流堆積物との層序関係は判然としない。しかし、青森西部図幅地域の黒石逆断層系沿いの傾斜部における関係から、八甲田第2期火砕流堆積物が八甲田第1期火砕流堆積物（鶴ヶ坂凝灰岩）の上位に重なることは明らかである。南八甲田火山岩類と八甲田第2期火砕流堆積物との層序関係も本図幅地域内では不明であるが、八甲田山図幅地域において、前者が後者に覆われることが判明している（村岡ほか、1983b）。

岩相 八甲田第2期火砕流堆積物は塊状無葉理で、灰色を特徴とし、赤紫色やチョコレート色を帯びた所も多い。一般に弱溶結凝灰岩として産し、火砕流堆積物内の垂直的岩相変化においても、ほとんど非溶結部を見いだせないことが多い。岩質は多くの場合、脆弱であり、わずかに柱状節理が認められる程度である。軽石は偏平化してレンズ状となっているものの、暗灰色で若干孔隙を留めている。本質レンズが黒曜岩化した典型的な強溶結の岩相は、本図幅地域では鯖石のもと採石場、元長峰北方の採石場、高賀野東方などに認められるのみである。本火砕流堆積物はまた、粒径の大きな軽石又は本質レンズをごく散点的にしか含まない。本火砕流堆積物の主体を占める凝灰岩基質は灰色ガラス破片とともに、径1 mm 前後の斜長石及び両錐形石英を多量に含んでいる。鏡下においても、結晶の総量は全体積の30-50%に達する。したがって、ガラス質結晶凝灰岩（*vitric-crystal tuff*）と呼ぶことができ、このことが八甲田第2期火砕流堆積物の際立った特徴である。

本火砕流堆積物の確実な非溶結部は六萬平付近に見られる。この地域では厚さ約12 m の層状の堆積物として、六萬平北側の浅瀬石川に面した崖（第58図）や法立沢沿い（第59図）に連続的に露出している。基質の部分はチョコレート色を呈し（含有磁鉄鉱の軽微だが普遍的な褐鉄鉱化による）、軽石は少ない。軽石は径5 cm 程度で発泡不良のものが多く、偏平化していない。本火砕流堆積物の基底から2 m の範囲に多量の石質岩片が密集し、角礫岩状を呈することも、水中でより効果的に分級されたことを示すのであろう。六萬平地域の非溶結相の水平的広がりには六萬平層の分布に一致しており、後者の尖滅する西方の高賀野付近や東方の上野付近では溶結凝灰岩相に移化する。

本図幅地域周辺で、八甲田第2期火砕流堆積物に類似したものとして、虹貝凝灰岩と八甲田第1期火砕流堆積物とがある。虹貝凝灰岩は大部分が非溶結であるが、石質岩片が少ない場合にやや類似した岩相を呈するものがある。八甲田第2期火砕流堆積物は虹貝凝灰岩に比べてずっとスコリアや石質岩片が少なく、苦鉄質鉱物として角閃石が少ない。両者は分布域や層準にも大きな違いがあるため、その区別はさほど困難ではない。一方、八甲田第1期火砕流堆積物は八甲田第2期火砕流堆積物と噴出源が共通しており、岩相的にも極めて類似している。両者の苦鉄質鉱物の組み合わせや量比はほぼ同じである。全岩の化学組成も相互に類似している（第9表）。しかも、分布域や層準が接近しているため、両者の判別には困難が伴う。しかし、簡単な判別基準として次のような点が挙げられる。i) 第1期のものは陸成の部分でも溶結度が極めて低いことに加え、海成の部分が多いのに対して、第2期のものは大半が冷却節理が見られる程度の溶結凝灰岩として産する。ii) 第1期のものは軽石（及び本質レンズ）を多量に含み、かつ粒径も大きい（最大粒径が10 cm を超えることが多い）のに対して、第2期のものでは少なく、かつ小さい。iii) 第1期のものは基質中に占める結晶片の容量が25%以下（ガラス質凝灰

岩) であるのに対して、第2期のもは25%を超えるガラス質結晶凝灰岩である。両者ともに、苦鉄質鉱物は多い順に紫蘇輝石、普通輝石、角閃石であり、苦鉄質鉱物の組み合わせからは判別できない。しかし、更に厳密な判別基準として、紫蘇輝石のわずかな性質の違いが挙げられる。すなわち、iv) 第1期のものでは紫蘇輝石の屈折率(γ)が、1.716より若干大きいものに対して、第2期のものでは若干小さい。このことは、ちょうどEn₆₀Fs₄₀を境として、第1期のものがややFs成分に富み、第2期のものがややEn成分に富むことを意味している。

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩 (ガラス質結晶凝灰岩) GSJ R47754

産地：田代岳北西、田代平へ登る道路沿い。層厚70 mの八甲田第2期火砕流堆積物の基底より25 mの所より採取。

結晶片：斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・ごくまれに緑色角閃石。結晶片の量は40-50%で、斜長石が圧倒的に多く、斜長石と石英は径1-3mmである。石英は融食形を示す、磁鉄鉱は0.1-0.2 mm大で紫蘇輝石に付随するか、又は紫蘇輝石中に虫食い状に含まれることが多い。なお、岩石を粉碎し、粒径25-0-50 mmで両輝石を抽出した結果では、紫蘇輝石と普通輝石の比率が55:11(個数比)であった、大型の斜長石の核部にはときにハニカム組織が見られる。斜長石はAb₇₁An₂₉-Ab₅₇An₄₃の範囲である。

基質：本質レンズは偏平化して、レンズ中の約半分近くの部分が径0.1-0.2 mm大の多数の淡褐色球顆となり、脱ガラス化が進んでいる。残りの部分は軽石の気泡組織を留め、ガラスは無色透明である。基質中のガラス破片はアキシオライト構造が明瞭で、淡褐色清澄な部分もあるが、大部分は脱ガラス化が進んで、濁った濃褐色を示す。石質岩片として、安山岩、変質安山岩、シルト岩、細粒凝灰岩などの外来岩片を含む。これとは別に、マイクロライト状斜長石を多量に含み(ハイアロピリティック組織)、若干気泡をもったスコリア破片がしばしば見られ、その斑晶の組み合わせは石英を除いて、本質レンズのものと同じである、これも本質物の一部である可能性が高い(第9表)。

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト凝灰岩 (非溶結のガラス質結晶凝灰岩を0.25-0.50mm大岩石破片にて観察) GSJ R47755

産地：六萬平。第58図の露頭の基底近くより採取。

結晶片：斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・角閃石。紫蘇輝石：普通輝石：角閃石の比率は37:10:3(個数比)。

時代 本火砕流堆積物の時代については、西村ほか(1977)がフィッシュトラック法により、2.0及び2.1Maの年代を提案している。しかし、この年代は下位の青荷凝灰岩のK-Ar年代が1.7-0.9 Maを示すこと(村岡, 1986)と矛盾している。本報告については、八甲田第2期火砕流堆積物の時代を、K-Ar年代そのほかの資料から、40万年前としておく(MURAOKA, 1989)

VI. 9 黒石扇状地堆積物 (K)

地層名 岩井(1980)による。岩井(1980)の温泉試錐コア検討結果によれば、津軽平野南東部の地下では石川から黒石市街に向かって礫層が次第に厚さを増し、黒石市街では地表から海面下約390mまで認められる。岩井(1980)はこれを黒石扇状地堆積物と呼んだ。このことは津軽平野南東部が南北に延びた盆状の低重力異常域をなしており(第30図)、その中心がほぼ黒石市街に一致することとよく対応している。岩井(1980)の黒石扇状地堆積物は更新世から完新世に到る様々な扇状地堆積物を含む。

本報告ではこれらを、現在の河川系が丘陵末端に扇状地地形をなしているものと、地形的には失われているものの地質単元として把握されるものとに区別し、後者に対して黒石扇状地堆積物の地層名を用いる。

模式地 黒石市高館川上流域。

分布・層厚 高清水山より北西の丘陵地域を広く覆っている。法領院行寺の約1 km 西の301 m ピーク付近では、大規模なリング畑の造成が行われており、ここでの層厚は50 m に達する(第61図)。このほか、高館の集落(安入上村)と長谷沢神社の稜線で30 m、長谷沢南東の稜線で40 m、柏木山で30 m である。本堆積物は一般に稜線で厚く、沢沿いで薄い傾向が顕著である。このことは、本堆積物が八甲田第1期火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物のつくる平滑な地形面上に堆積し、堆積後に水系による開析を受けたことを示している。本報告ではこれらの分布と後述の岩相とから、本堆積物を津軽平野南東部の地下に伏在する厚い扇状地堆積物(岩井, 1980)の主要部分に相当するものと考ええる。本堆積物の広がりから判断すると、その堆積時期には沖浦カルデラの排水路である浅瀬石川が十分下刻されていなかったのであろう。

層序関係 本堆積物は八甲田第1期火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物を被覆する。六萬平層上部層に対する関係は不明である。しかし、本図幅地域周辺では八甲田第1期火砕流堆積物の大部分が海成層であるのに対して、八甲田第2期火砕流堆積物の大部分が陸成の溶結凝灰岩である。この時期はまた、奥羽脊梁山脈側で南八甲田火山、八甲田カルデラ等が形成された時期に相当する。したがって、本堆積物は六萬平層上部層の堆積後に、海退と後背山地の形成を背景として生じたのであろう。

岩相 本堆積物の最上部約3 m は基底が白色、上部が赤色を呈すローム層で構成される。その下位の大部分は塊状無葉理、淘汰不良の亜円礫層からなっている(第62図)。礫層の基質は淘汰不良の砂、泥、粘土を含み、礫種として八甲田第1期火砕流堆積物及び八甲田第2期火砕流堆積物、安山岩、尾開山凝灰岩、虹貝凝灰岩等を含んでいる。特に、八甲田第1期及び第2期火砕流堆積物に由来する軽石は普遍的に混入している。礫層中にはときに葉理をもったシルト層、砂層、亜炭層などが介在するが、側方への連続性は乏しい。

VI. 10 大鱈湖成堆積物(W)

地層名 新称。本図幅南西の3地域に分布する湖成堆積物を一括したもの。

模式地 南津軽郡大鱈町大鱈スキー場付近。

分布・層厚 本堆積物は唐牛西方、大鱈スキー場付近、石川南方の3地域に分布する。それぞれ、独立に堆積した可能性もあるが、便宜上一括して扱う。分布する標高はそれぞれ、160 m 前後、100 m 前後、70 m 前後であり、現在の河川系の上流側から下流側へと順次低下している。層厚は唐牛西方で約20 m、大鱈スキー場で約70 m、石川南方で約30 m である。

層序関係 大鱈スキー場や唐牛東方の本堆積物は阿闍羅山安山岩(三ッ森安山岩に比して著しく斑晶に富む)の礫を含んでいる。唐牛東方の本堆積物は青荷凝灰岩を軽微な不整合で覆っている。更に、大鱈スキー場の本堆積物は分布状況から、おそらく八甲田第2期火砕流堆積物を覆っている。これらのこ



第61図 法領院行寺付近の黒石扇状地堆積物の露頭
スケールはパワーシャベル参照



第62図 高館川沿いの黒石扇状地堆積物の産状

とから、本堆積物は黒石扇状地堆積物とほぼ同じ時代の海退を反映して生じた、崩積堆積物の性格を帯びた湖成堆積物であろう。

岩相 大鱗スキー場付近では下位の約 50 m が巨礫大-大礫大の亜角礫を多量に含む礫層からなる。礫層の基質は淘汰不良の泥、砂、粘土などからなり、所々に不明瞭な葉理が発達する。礫種は阿闍羅山安山岩、虹貝凝灰岩に由来する軽石などから構成される。この上位の約 20 m は軟弱な凝灰質シルト層からなり、樹木の葉片、酸化した砂鉄の薄層などを含む。唐牛西方の本堆積物は、上記と同様の礫層からなる。石川南方の本堆積物は上記と同様の礫層及びシルト層の互層からなる。

VI. 11 河岸段丘堆積物 (t_1 , t_2 , t_3)

本図幅地域の平野縁辺部や主要河川系沿いには河岸段丘地形が発達する。これら段丘の区分についてはいくつかの報告がなされているものの（小高ほか、1970；青森県地学教育研究会、1975；東北農政局計画部、1982）、その対比や形成時代について確かなことはわかっていない。本報では河岸段丘が標式的に発達する浅瀬石川沿いの温湯-牡丹平付近の例を（第 63 図）をもとに、高位、中位、下位の河岸段丘を区分し、それぞれの構成堆積物について述べる。なお、これらの段丘にはすべて後述の十和田軽石流堆積物が載る所が認められる。したがって、これらの河岸段丘は十和田軽石流堆積物より古いといえるが、詳細な時代については不明である。

VI. 11. 1 高位河岸段丘堆積物 (t_1)

牡丹平-花巻、金屋、中野川沿い、浅瀬石川沿い、平川沿いなどに分布する。現河床からの比高は一般に 40 m 以上で、少なくとも 2 面に区分される。牡丹平花巻の本段丘は一部に青荷凝灰岩からなる浸食段丘の部分もあるが、大部分は第 64 図のような砂礫互層からなっている。本堆積物は厚さ約 10 m で、葉理が発達している。礫は径 2-10 cm 大の円礫を呈し、礫層の基質も、砂層の部分もともに比較的淘汰の良い砂からなっている。本堆積物は比較的海水準に近い、デルタ環境で堆積した可能性がある。

VI. 11. 2 中位河岸段丘堆積物 (t_2)

黒石市市街、石名坂-落合、中野川沿い、尾上町などに分布している。現河床からの比高は一般に 20-40m である。中野川沿いでは青荷凝灰岩の浸食段丘の部分も多いが、堆積物は見られない。石名坂付近では、青荷凝灰岩の浸食段丘の部分が多いが、一部その上位に典型的な段丘礫層として巨礫大円礫層がのる。黒石市市街を含む本段丘は、南縁の段丘崖で、巨礫大円礫層からなり、この段丘は全体として扇状地をなして北西の河岸平野下に没する。

VI. 11. 3 低位河岸段丘堆積物 (t_3)

尾上町に広く分布するほか、温湯付近などに見られる。現河床との比高は 20 m 以下である。尾上町に広く分布するものは、最上部に腐食土、砂、泥、粘土、ピートなどの薄層がのることがあるが、大半は十和田軽石流堆積物により構成される。



第 63 図 浅瀬石川沿いの河岸段丘. 上山形の碎石場より西方を望む



第 64 図 牡丹平下山形付近の高位河岸段丘堆積物の産状

VI. 12 扇状地堆積物 (f)

浅瀬石川、引座川（浅井川）及び大和沢川の丘陵末端に分布する。このほかに、平川の丘陵末端にも、扇状地地形が認められるが、勾配が小さく、その堆積物も不明のため、地質図では特に区分していない。

浅瀬石川の扇状地堆積物は、大部分が開析されて河岸段丘をつくっており、河岸段丘堆積物に含めた。しかし、浅瀬石川北方の丘陵末端の一部では、扇状地が十分開析されておらず、便宜上、扇状地堆積物として一括した。岩相的には、淘汰不良の砂礫互層からなり、河岸段丘堆積物と同様である。引座川及び大和沢川の扇状地堆積物も淘汰不良の砂礫互層からなり、大和沢川のものでは一部で淘汰不良の砂層が卓越する。

VI. 13 十和田軽石流堆積物 (T)

地層名 十和田カルデラの火山噴出物は降下堆積物の発達するカルデラ東方で詳細に区分されている。このうち、カルデラの形成に関わる主要な火砕流堆積物としては25,000年 B.P. の大不動軽石流堆積物



第65図 深川沿いの十和田軽石流堆積物の産状

と 13,000 年 B. P. の八戸軽石流堆積物とが知られている（中川ら，1972；HAYAKAWA，1985）。しかしながら，本図幅地域は十和田カルデラの西方に位置するため，軽石流堆積物の下部に，両堆積物の判別基準となる降下火砕物が欠如している。おそらく大部分は後者と推定されるが，本報では一応総称的な地層名を与えておく。

分布・層厚 沖浦カルデラ内の南西部には，小国湖成堆積物が分布するが，本堆積物は更にその上位を覆って，琵琶ノ平など極めて平滑な火砕流台地面をつくっている。この地域の本堆積物は基底面の起状が少ないため，その層厚が南東方に向かって増大する傾向が明瞭である。層厚は琵琶ノ平付近で約 60m，本図幅地域南東端で約 100 m である。碓ヶ関カルデラ内の西部及び軍馬平にも広い分布があり，最大層厚 30 m 程度である。そのほか，谷沿い，丘陵末端，段丘面上に小規模に分布し，それらの層厚は一般に 20 m 以下である。なお，本堆積物は地形的低所を埋積する傾向が特に強く，本図幅地域内では標高 500 m 以上の地点にはほとんど見いだされない。

層序関係 前述の河岸段丘堆積物とそれより下位の地質単元を覆う。

岩相 本堆積物は白色を呈し，発泡の良い軽石を多量に含む。この点で青荷凝灰岩や尾開山凝灰岩に若干類似しているが，それらに比してはるかにルースで，石質岩片が多く，軽石の発泡が良好である。また，炭化木をしばしば含むことも特徴の 1 つである（第 65 図）。軽石は紫蘇輝石普通輝石デイサイトであり，斑晶として斜長石，紫蘇輝石，普通輝石，鉄鉱を含む。軽石の石基は無色ガラスよりなり，発泡が極めて良好である。

時代 大不動軽石流堆積物と八戸軽石流堆積物のいずれに相当するか，確証はない。しかし，一般に八戸軽石流堆積物の方が広範に分布することから，これに対比される可能性が大きい。この場合，その時代は 13,000 年 B. P. である。

VI. 14 崖錐及び崩積堆積物 (d)

本地質単元は田代山北西斜面，尾開山南東斜面，阿蘇ヶ岳南斜面，阿闍羅山北東斜面，民部平の 5 地域に分布する。田代山と阿闍羅山とはともにピュート地形をなし，尾開山は台地状溶結凝灰岩からなる。また，阿蘇ヶ岳南斜面と民部平とはともに碓ヶ関カルデラのカルデラ壁を構成している。本地質単元はこれらの急崖が崩落して生じたものであろう。

本地質単元はいずれも馬蹄形の急崖の末端部に見られ，緩斜面を構成している。本地質単元の露出は不良であるが，いずれも現地性の径 1 m 以上の巨大な角礫を含み，不淘汰な泥，粘土を基質とする。時代は不明である。

VI. 15 沖積層 (u, l, c, p, a)

沖積層は，平川及び浅瀬石川に沿った津軽平野南東部に広く発達し，低地を形成している。沖積層は微地形から，旧期の氾濫原平野をなす旧期沖積平野堆積物 (u)，平川及び浅瀬石川沿いの自然堤防堆積物 (l)，その近傍の旧河道堆積物 (c) 及び現河床堆積物 (p)，それらの後背地をなす氾濫原平野堆

積物 (a) などに区分される。なお、津軽平野北西部の沖積層については海津 (1976) の詳しい研究があるが、本図幅地域内の沖積層については研究が乏しい。

VII. 地質構造

(村岡洋文・長谷紘和)

本図幅地域には多数の褶曲や断層が発達している。その大部分は南北の方向に発達している。特に重要なものは、津軽平野の東縁を画す黒石逆断層系である。また、これらの広域地質構造に対して、非調和な構造をなすのが、火山性の陥没構造であり、沖浦環状正断層系が特に重要である。以下、主な地質構造を記載する。

VII. 1 褶曲

大地獄沢背斜 本背斜は先第三系西股山層中に発達する多数の褶曲のうちの一つである。その東翼の大半は後述の大地獄沢断層に切られている。西股山層中にはメソスコピックスケールの褶曲も多数発達する。このため、両翼の走向・傾斜がばらついているが、翼間角は $20-60^{\circ}$ 程度で、背斜軸は大きく北方にブランチしている。

堂ヶ平山向斜 本向斜は、松木平から堂ヶ平山にかけての板留層及び温湯層を規制している。その北方延長は沖積層の地下に没し、南方延長は尾開山向斜付近で不明となる。本向斜の軸は北方に大きくブランチし、両翼が北方に開いている。なお、本向斜の軸は水平的に湾曲している。

堂ヶ平山背斜 本背斜は堂ヶ平山向斜の東側に平行して走り、堂ヶ平山向斜と同一の地層中に見られる。その南方延長は尾開山向斜付近で不明となる。背斜軸は北にブランチする傾向を示す。本背斜の軸も水平的に湾曲している。

尾開山向斜 本向斜は、両翼の開そく性が小さく、北方に開いた半ベーン構造をなしている。層序的には少なくとも折紙沢層から温湯層までの中新統を確実に規制している。尾開山凝灰岩の分布や基底面の走向・傾斜からみると、本向斜は尾開山凝灰岩までを規制している。

糠森背斜 本背斜は一部を大館山断層や糠森断層に切られるが、それらによる変位は見掛上軽微である。両翼の開そく性は小さく、半ドーム状で南に開いている。層序的には少なくとも折紙沢層から温湯層までの中新統を確実に規制している。尾開山凝灰岩の分布や基底面の位置からみると、本向斜は尾開山凝灰岩までを規制している。本背斜に関して、上位層ほど開そく性が大きくみえるのは、本背斜が北方ほど黒石逆断層系に接近するためであろう。

糠森向斜 本向斜は糠森背斜の東側に平行して走っている。糠森背斜と同様に中新統及び尾開山凝灰岩を規制し、虹貝凝灰岩までを規制している可能性が強い。

西股沢背斜 本背斜は本図幅地域の南東端における翼間角の大きい褶曲である。本背斜の西翼はほぼ南北走向をもつものに対して、東翼は北西-南西走向をもつ。したがって、その背斜軸は南南西方向に緩くブランチしている。本背斜は板留層を確実に規制しており、尾開山凝灰岩や虹貝凝灰岩なども規制している可能性が高い。他方、青荷凝灰岩は本褶曲の影響を受けていないようにみえる。

沖浦背斜 本背斜は浅瀬石川沿いの板留層に見られる。本背斜は後述の沖浦環状断層系に数か所で切られるものの、構造的にはほぼ連続的に追跡できる。二庄内より南側の本背斜は両翼が30-50°程度傾斜し、その褶曲軸はほぼ水平である。これに対して、本背斜は二庄内より北に行くほど、次第に北にブランチする傾向を示す。この傾向は、西翼の走向が二庄内付近でN-S、富岡山断層付近でNNE-SSW、板留付近でNE-SWといった変化を示すことにも表われている。

森合沢背斜 これはほぼ沖浦背斜の北方延長と考えられるが、中新統の露出が欠如しているため詳細は不明である。なお、森合沢より東側の中野川沿いにも多数の褶曲が認められるが、それらも詳細は不明である。

梨木沢背斜 沖浦背斜より西側の中新統は大局的に西傾斜であるが、本背斜の東翼がその例外となっている。ただし、本背斜の規模は小さい。

梨木沢向斜 本向斜は梨木沢背斜と対をなす小規模の向斜構造である。

法峠背斜 本背斜は梨木沢背斜の北方延長をなす。特筆すべきことは、本背斜の西翼において、尾開山凝灰岩が60°以上傾斜していることや、八甲田第1期火砕流堆積物と六萬平層とが30°程度傾斜していることである。したがって、本背斜の褶曲運動は少なくとも更新世後期まで及んでいることになる。

法峠向斜 本向斜は法峠背斜と対をなす向斜構造である。

遠手沢背斜 本背斜は遠手沢から嘉瀬沢にかけてみられ、浅井川沿いの温湯層の露出を規制している。本背斜は少なくとも温湯層、大釈迦層、青荷凝灰岩などの地層を規制しており、八甲田第2期火砕流堆積物を規制している可能性も強い。本背斜の発生は、後述の広船断層の発生と密接に関連しており、本背斜軸と広船断層との間は擁崖状の地形をなしている。

遠手沢向斜 本向斜は遠手沢背斜の東側に平行して走り、遠手沢背斜と同層準の地層を規制している。しかし、その規模は小さい。

白岩背斜 本背斜は遠手沢向斜の東側に平行して走り、遠手沢向斜と同層準の地層を規制している。その規模は小さい。

白岩向斜 本向斜は遠手沢背斜と同程度の広がりを持ち、同層準の堀層を規制している。しかし、両翼の閉そく性は極めて小さい。なお、本向斜の北方延長は六萬平地域で六萬平層の堆積盆を規制している。

長谷沢背斜 本背斜は大釈迦層、青荷凝灰岩などを規制する小規模な褶曲構造である。

長谷沢向斜 本向斜は大釈迦層を規制する小規模な褶曲構造である。

青荷ドーム 本ドーム状構造は小高ほか(1970)によっても指摘されている。本ドーム状構造は沖浦カルデラ内の青荷凝灰岩中にみられ、**青荷向斜**に取り囲まれる。青荷凝灰岩は塊状の層相やスランプ構造に卓越するため、走向・傾斜にばらつきが多い。このため、本構造は地層の走向・傾斜、地層のつながり、試錐資料などから総合的に判断した。SMITH(1979)はバイアス型カルデラの直径が小さいほど、

再生ドーム構造が不明瞭であると述べている。本構造はバイアス型カルデラのやや不明瞭な再生ドーム構造であろう。バイアス型カルデラの再生ドーム頂部によくみられる、頂部地溝（apical graben または keystone graben）は、沖浦カルデラでは不明である。

VII. 2 断層

大地獄沢断層 本断層は先新第三系西股山層と万左衛門山層とを分ける断層である。大地獄沢から北北東に分れる支沢の沢頭付近に剪断作用を受けた西股山層の粘板岩がみられる。本断層はこの付近を通る高角度の正断層と推定される。

堂ヶ平山断層 本断層は堂ヶ平山北縁の板留層及び三ッ森安山岩を切る低角逆断層である。その露出は堂ヶ平山北方約 1 km の大沢沿いと堂ヶ平山東麓の 2 か所にみられる。破碎帯幅はそれぞれ 1.6 m と 1.4 m とで、断層面の方向はそれぞれ $N4^{\circ} E$, $18^{\circ} W$ と $N41^{\circ} W$, $37^{\circ} W$ とである。後者の露頭では湧水が認められ、本断層はおそらく堂ヶ平山北麓の神社の清水にも関連している。

大館山断層 本断層は元長峰北方の 2 か所でみることができる。元長峰北方の一つの露頭では尾開山凝灰岩が内座層の温湯層シルト岩と接する部分にみられる。断層面は $N75^{\circ} W$, $66^{\circ} N$ の方向をもち、両境界には破碎帯が不明瞭で、尾開山凝灰岩の側が 1-2 m にわたって粘土化している。今一つの露頭は第 37 図のように、尾開山凝灰岩と虹貝凝灰岩とを切っている。断層面が $N82^{\circ} W$, $76^{\circ} N$ の方向をもち、破碎帯の幅がわずか 30 cm に過ぎない。ここでは虹貝凝灰岩の基底面の落差から、北盤側が垂直隔離量にして 7 m 落ちていることがわかる（第 37 図）。本断層の主要な運動はおそらく左横ずれ変位にあるのであろう。

大沢断層 本断層は露出を見いだせないが、地形的に明瞭である。そのセンスはおそらく、左横ずれ、北盤落ちであろう。

黒森山断層 本断層は温湯層を切っており、おそらく尾開山凝灰岩や三ッ森安山岩も切っていると推定される。本断層は黒森山登山道沿いの沢床にみられ、幅 3 m 程度の粘土化した破碎帯を有する。断層面の方向は $N26^{\circ} E$, $72^{\circ} E$ である。東盤側が相対的に落ちているが、正断層であるか逆断層であるかは不明である。

森合沢断層 本断層は露出を見いだせない。しかし、地形的に明瞭であるほか、付近には直立した地層が多くみられる。

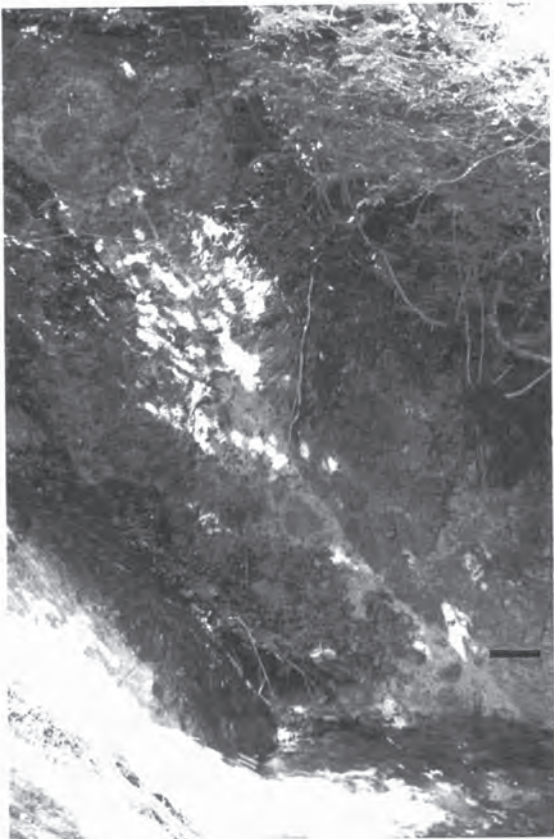
上湯沢断層 本断層の露出は不完全ながら、中野川沿いでみられる。その方向は、 $N17^{\circ} W$, $79^{\circ} E$ である。

温湯断層 本断層は直線的な谷地形をなし、温湯南西に露出がみられる。破碎帯の幅が 20 cm 程度の小規模な逆断層である。断層面は南東に傾斜し、北西盤が 10-30 m 程度落ちている。上山形の碎石場では、三ッ森安山岩は本断層に切られ、八甲田第 2 期火砕流堆積物がこの断層崖を埋めている。

黒石逆断層系 黒石逆断層系は津軽平野南東部と脊梁西縁部との境界に発達する N-S 方向の逆断層系であり、複数の断層セグメントからなっている。これらは Landsat 画像からも判読することができ、特に北隣の青森西部図幅地域では明瞭である。しかし、平野の縁部を画している断層の性格上、その断



第66図 尾崎付近の急傾斜した青荷凝灰岩



第67図 下横前沢北の沢に見られる小国断層の露頭。黒色太線が約1m

層露頭を観察することは困難である。主断層は黒石断層と三ッ目内断層とである。黒石断層は柏木山西方、高賀野西方、尾崎西方、乳井西方など丘陵縁部の平野下を通過して、三ッ目内川の西に抜けると推定される。黒石断層の存在は岩井(1980)の試錐資料によって裏づけられる。すなわち、唐竹温泉と町居温泉における試錐柱状図を海水準で比べると、中新統最上部の深度差が約330 m、尾開山凝灰岩最上部の深度差が約300 m認められ、平野側の地層が大きく沈降している。この深度差は褶曲のみで説明できない訳ではないが、地形的特徴を考え合わせるならば、黒石断層の存在を示すものであろう。黒石断層は、南方の三ッ目内付近で山地部を通り、ケルンバットなどからも認定される。この付近では三ッ目内断層と平行し、むしろ三ッ目内断層の方が主断層のようにみえる。これらの主断層はいくつかの副断層を伴っている。長坂断層は丘陵末端の地形、長谷沢神社西方の173.5mピーク付近のケスタ地形、地層の傾斜などから推定される。広船断層は丘陵末端の青荷凝灰岩が第66図のように西に83°の急傾斜を示すことから、その存在が推定される。糠森断層は、糠森南に内座層として温湯層が露出していること、及びこの露頭中に何条かの逆断層がみられることなどから、ほぼ明らかである。

黒石逆断層系は基本的に東盤上がり、西盤落ちの変位を特徴とする。また、副断層のエシェロン状配列からすれば、水平変位は左横ずれセンスであろう。これら断層変位のセンスは随伴する褶曲構造とも調和的である。

沖浦環状正断層系 沖浦環状正断層系は沖浦カルデラの陥没に寄与した、複数の断層セグメントからなっている(第48図)。これらは、Landsat画像からも判読することができ、沖浦カルデラにみられる環状地形の主要な原因となっている。このうち、主断層の役割を果たしているのは中野川断層と小国断層とである。中野川断層は中野川沿いで、ほぼ環状水系に一致するため、確認することができない。白沢沿いでは、本断層の存在が走向・傾斜の急変及び同一層準の繰り返しから把握される。加えて、温



第68図 下川付近に見られる下川断層の露頭。破碎帯下方に水平に置いた尺が1m

湯層軽石凝灰岩のベントナイト帯の分布が本断層の延びとよく対応している。すなわち、ベントナイト帯は白沢上流、白沢下流、温湯東方の浅瀬石川沿い、南中野北東などに分布する。特に、浅瀬石川沿いのベントナイト帯は、現在ではコンクリート防護壁のため観察できないが、酒井（1961）が観察した際に断層沿いに生じた可能性を指摘している。小国断層は、断層崖が小国から切明にかけて比較的良好に保存されている。本断層の露出は下横前沢の北隣の沢にみられる（第67図）。この沢沿いには、比高差7 m程度の滝があり、この滝の斜面から下流側が幅約5 mにわたって破碎帯となっている。断層面の方向はおよそN26°W, 59°Eである。小国の集落のやや北では、新エネルギー総合開発機構（1983）が深度1,000mのN56-OU-7号坑を掘削している。この坑井の深度536.80-43.80mの間を断層破碎帯として記載している。これは小国断層の地表軌跡を傾斜角70°E程度として深部に外挿した位置に相当し、小国断層の地下延長部として矛盾しない。小国断層の北方延長は青荷凝灰岩に覆われて不明であるが、第30図に示した沖浦カルデラの重力異常図や第48図に示した青荷凝灰岩の基底深度分布からみて、カルデラ内でも重要な役割を果たしている。また、藤ノ湖付近の珪化帯・カオリン帯や切明付近のベントナイト帯は小国断層に規制されて生じたものである。富岡山断層は浅瀬石川沿いの浅瀬石川玄武岩の岩床中にみられる。破碎帯は粘土化し、幅35 cmである。断層面の方向はN53°E, 72°SEである。下川断層は第68図のように下川付近の板留層下部層中にみられる。破碎帯は勇断作用の程度により大きく2条に分れるが、これら全体の幅が2 mである。断層面の方向はN53°E, 87°NWで、ほぼ直立している。この南方延長は二庄内川最下流域にみられ、N40°E, 76°SEである。二庄内断層は第69図のように下川付近の板留層下部層と青荷凝灰岩との境界にみられる。この境界面では、板留層下部層が第70図のように断層鏡面をもっており、この面上には垂直方向の条線（striation）が発達し、断層鏡面が浸食された形跡がない。この面の方向はN55°E, 70°SEである。他方、青荷凝灰岩側には



第69図 下川付近に見られる二庄内断層の露頭



第70図 下川付近の板留層に見られる二庄内断層の断層鏡面と条線 (striation)



第71図 虹ノ湖西岸に見られた沖浦断層の露頭

剪断作用の影響が認められず、この断層鏡面にアバットしているらしい。したがって、この関係は厳密にはアバット不整合である。他の沖浦環状正断層系に関しても、このような断層面に対するアバットの関係が多くみられる。これはカルデラ陥没・環状正断層形成→火砕流噴出→断層崖への火砕流堆積といったサイクルが何回か起こったためと考えられる。したがって、本報告の地質図にはこのような関係を断層面アバットとして表示し、本質的には断層を指示するものとして扱った。なお、二庄内断層は南方の二庄内最下流域に延びており、ここでは板留層下部層中に狭義の断層として露出している。断層面の方向はN40°E, 68°SEである。沖浦断層は浅瀬石川ダムエ事の過程で、虹ノ湖西岸に露出した(第71図)。破碎帯は完全に粘土化した幅20cmの部分と、その上盤側の角礫化した幅2.5mの部分とからなっている。断層面の方向はN27°E, 70°SEである。第71図のように、本断層の断層崖は地形的にも保存されている。なお、深川地域では、金属鉱物探鉱促進事業団(1973)が1400mの47EAKH-1号坑を掘削している。この坑井の深度248.65-249.90mの間は、断層破碎帯として記載されている。この破碎帯の傾斜は50°とされており、沖浦断層の延長とみて差し支えない。虹ノ湖断層は虹ノ湖南縁の319.6mピークの東斜面に明瞭な断層崖がみられることから推定していた。しかし、ごく最近になって、二庄内川沿いで浅瀬石川ダムエ事に伴って新たなカッティングが作られ、ここに本断層の露頭が認められた(第72図)。この場合、特筆すべき点は、本断層が青荷凝灰岩中に認められ、青荷凝灰岩を切っていることである。これは沖浦環状正断層系の中では、異例の産状である。その剪断帯は幅約8mにわたり、このうち破碎帯は幅約1.5mにみられる。断層面の方向はN53°E, 80°SEである。上横前沢断層は第73図のように、上横前沢にみられる。その破碎帯幅は1.5mであり、断層面の方向は



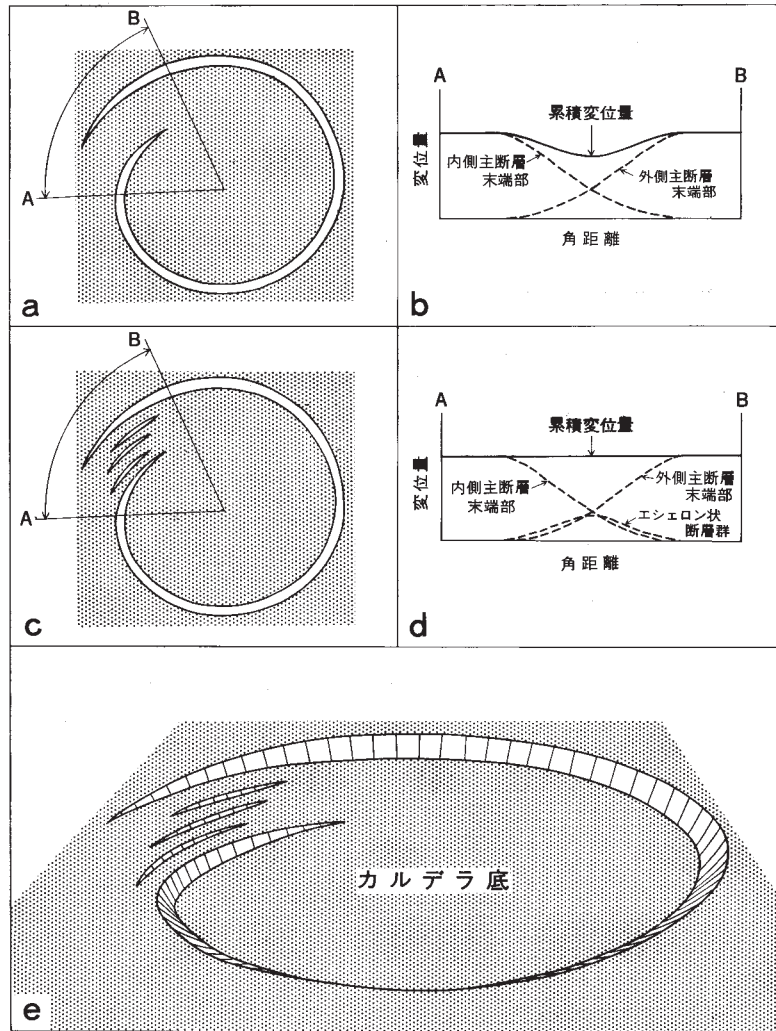
第72図 二庄内川沿いにみられる虹ノ湖断層の露頭。矢印間が破碎帯、黒色太線が約1m



第73図 上横前沢沿いに見られる上横前沢断層の露頭。黒色太線が約1 m

N75° W, 65° Nである。これは小国断層の外縁を通るので、虹ノ湖断層に連続する可能性もある。

沖浦環状正断層系全体の基本構造を概念的に示すと、第74図eのようである。すなわち、主断層である中野山断層と小国断層とは、青荷凝灰岩の基底深度分布から、平均的には最大500 m 近い落差をもつ。この両者は連続せず、沖浦カルデラの北西部で4 km ほど食い違っている。このため、両者に挟まれたブロックはカルデラ外のブロックから完全に孤立せず、貝吹山から田代山付近を経て、カルデラ内の陥没ブロックに連続している。換言すれば、渦巻き状の陥没構造が、沖浦カルデラの特徴である (MURAOKA and HASE, 1981)。小高ほか (1970) は板留から虹ノ湖にかけての浅瀬石川沿いの谷地形が特に狭谷をなすことを指摘した。これは、沖浦カルデラの環状谷の大部分が沖浦環状正断層系の主断層に沿って開析されているのに対して、板留から虹ノ湖にかけての水系のみが2つの主断層間のブロックを横切るためであろう。また、沖浦背斜が二庄内から北に向かってプランジするのも、貝吹山-田代山ブロックが北西に向かって漸次傾斜しているためであろう。ところで、少なくとも鮮新世以降、短縮テクトニクスのもととされている東北脊梁地域において、沖浦環状正断層系を生じさせた原動力は何であろうか。筆者らはこれをマグマ溜り天盤に発生した、ドーム状隆起による引張応力であると考えている (CHRISTIANSEN *et al.*, 1965; 小野, 1971)。この考えからすれば、引張応力は沖浦カルデラの中心から放射状の方向に働き、放射状のあらゆる方向に一定量の伸張変位を強いるだろう。例えば、中野川断層や小国断層の落差を500 m、カルデラ内側への傾斜を70°とすれば、その水平伸張成分は171 m である。他方、貝吹山から田代山付近では、中野川断層と小国断層とが相補的に変位量を減じ、断層末端に至っている。その様子を断層変位の一般的分布 (MURAOKA and KAMATA, 1983) に基づいて描けば、第74図a及びbのようになる。このように、この地域では両断層の変位量を累積しても、他の方向に比べて伸張変位量が小さい可能性が強い。この地域に主断層以外の多数の環状正断層が発達しているのはこのような水平的伸張変位量の減少を補償するためであろう (第74図c及びd)。



第74図 沖浦環状正断層系の基本構造。主要な環状正断層が食い違う場合 (a), 食い違うセクターの部分で垂直隔離成分や水平伸張成分など変位量の減少が生じる (b)。この部分にエシェロン状の環状正断層が介在すれば (c), 変位量の減少が補償される (d)。沖浦カルデラの陥没構造は (e) のように復元できる。

VIII. 応用地質

(村岡洋文・長谷紘和)

本図幅地域の地下資源としては、金属鉱床、非金属鉱床、石材、地熱・温泉を挙げることができる。

金属鉱床の大きなものは知られていないが、いくつかの小規模な黒鉱型鉱床又はそれに関連する脈状鉱床の採掘跡がある。本図幅南東端よりわずか6 km 南東の温川地域では有望な黒鉱型鉱床が発見されており（東北地方鉱物資源開発調査委員会，1978；西谷ほか，1986），本図幅地域にもなお探鉱価値が残されている。また，堆積性の砂鉄層は第二次大戦中に採鉱されたことがある。非金属鉱床としては浅井川上流の尾崎鉱山で昭和40年頃まで重晶石が採掘されていた。温湯南方の白沢には多量のベントナイトを産し，一時の休止期を経て最近再び採掘されている。石材は豊富であり，かつてのサバ石（八甲田第2期火砕流堆積物）やアブ石（虹貝凝灰岩）の採石を始め，現在も各地で安山岩が砕石されている。本図幅地域で特筆すべき地下資源の一つは熱水資源であり，津軽平野を含むほぼ全域で温泉ボーリングが行われ，温泉水が利用されている。

VIII. 1 金属鉱床

VIII. 1. 1 金，銀，銅，鉛及び亜鉛

深沢鉱山 沖浦南方の深川（深沢）の西岸には，多数の坑口跡がみられ，付近に露出した板留層下部層のプロピライト中には黄鉄鉱などの鉱染が認められる。本鉱山については第11表に掲げた点以外に詳しいことはわかっていない。ただし，昭和47年度にこの付近で実施された金属鉱物探鉱促進事業団の1,402 m の探鉱試錐によれば，板留層下部層が1,400 m 以上の厚さをもつこと，黄鉄鉱，方鉛鉱，閃亜鉛鉱，黄銅鉱の細脈や鉱染が10か所以上に認められることなどが明らかにされている（金属鉱物探鉱促進事業団，1973）。

蔵館鉱山 大鰐町元長峰の集落から約1km 北方では，数ヶ所に坑口跡がみられる。付近に露出した浅瀬石川玄武岩中には，N41°E，87°SE と N76°E，67°E の2方向に，厚さ0.5-3 cm ほどの鉱化した石英脈が多数発達している。東北地方鉱物資源開発調査委員会（1978）によれば本鉱山は大正12年頃から探鉱が断続的に行われた。昭和18年に竹内金次郎が探鉱を開始したが，昭和20年には中止されている。昭和20年には千原鉱業（株）の所有，昭和33年には三井金属鉱業（株）の所有となり現在に至っている。鉱床の主な特徴は第11表の通りである。

阿蘇ヶ岳鉱山 本鉱山は阿蘇ヶ岳の南縁に位置する。かつて探鉱が若干行われ，現在は三井金属鉱業（株）の所有となっている（東北地方鉱物資源開発調査委員会，1978）。鉱床の内容は第11表のようにほとんど不明である。しかし，凝灰角礫岩とされる鉱床母岩は本調査の結果からみると，中新統ではなく碓ヶ関カルデラ内の虹貝凝灰岩である可能性が少なくない。碓ヶ関カルデラ内の虹貝凝灰岩が一般に著しく珪化していることからみて，含金銀銅石英脈とされる本鉱床はカルデラ内で起こった浅熱水活動の産物であるかもしれない。もし，そうであれば鮮新世末に形成されたことになる。

VIII. 1. 2 砂鉄

砂鉄層は本地域の中央部，六萬平から浅井川にかけての丘陵地域に，砂岩層に伴ってしばしば産する。これらは斎藤ほか（1955），鈴木ほか（1958），斎藤・高索（1958）によって系統的に調査された。それらによれば，砂鉄層は主に，六萬平北斜面，白沢，遠手沢，尾崎鉱泉北方（マタギ沢，カドノ沢），尾

崎鉍泉東方（寺屋敷ノ沢，クロクラ沢）の5地域に分布する。これを本報告の調査結果と対照すると、六萬平北斜面のものは六萬平層，他の4地域のものは大釈迦層に伴うものであり，六萬平層に伴うものは大釈迦層に伴うものに比して，低品位である。

VIII. 2 非金属鉍床

VIII. 2. 1 重晶石

尾崎鉍山 本鉍山の概況は第11表に示す通りである（高橋・蜂谷，1964；東北地方鉍物資源開発調査委員会，1978）。

本鉍山の重晶石は約150年前に小規模な採掘が行われたと伝えられる。昭和10年頃東北バライト工業（株）により，本坑鉍床の東部が露天掘りされたが，間もなく中止された。昭和29年より飯塚伊右衛門により露天掘りが再開されるとともに，4段にわけて坑内掘りが行われた。BaSO₄ 93%の精鉍が昭和34年に213t，昭和38年に63t生産された。これも昭和40年頃に休山となる。現在は三菱金属鉍業（株）の所有となっている（東北地方鉍物資源開発調査委員会，1978）。

鉍石は全体として層状をなして産する脆弱な高品位鉍石（BaSO₄ 70-95%）で，この上下にはより低品位の鉍石（15-80%）が分布する（第11表）。また，鉍床に伴う母岩の変質は鉍床の中心より外側に向かって，絹雲母-緑泥石帯（鉍石帯に一致），珪化帯，モンモリロナイト帯の累帯配列を示す。鉍床母岩は本報告の温湯層軽石凝灰岩であり，高橋・蜂谷（1964）は本鉍床の位置が母岩の背斜軸（本報の遠手沢背斜）に近い点に注目し，その形成が構造的に規制された可能性を指摘している。

VIII. 2. 2 ベントナイト

白沢鉍山 温湯南方の白沢では，南北水系に沿って広くベントナイト化した地層がみられる。酒井（1961）によれば，この地域では昭和35年までにも数年間にわたって，月産50-60tのベントナイトが採掘され，農業用や洗剤用に供されたい。これは酒井（1961）の調査時には休止されていた模様であるが，最近，再び黒石ベントナイト（株）によって採掘されている。

酒井（1961）によれば，ベントナイト鉍床の分布は3区域に分けられ，最も規模の大きい白沢上流のものは南北約600m，東西約300mの範囲に分布する。ベントナイトの品位は低く，モンモリロナイトのほか，αクリストバライト，石英，長石を伴い，膨潤度も標準的なベントナイトに比してかなり低い。しかし，予想鉍量は1,400万tに達するものと見積られている。

ベントナイトの母岩は温湯層軽石凝灰岩である。酒井（1961）はその成因を不明としているが，本研究によれば，これら3区域にわたるベントナイトの分布は沖浦環状正断層系の一つ，中野川断層に沿う熱水活動の産物とみることができる。事実，本研究では南中野付近にもベントナイトが見出された。したがって，その生成には沖浦カルデラの熱水活動が寄与した可能性が強い。これは後述の切明鉍床のベントナイトが青荷凝灰岩を母岩としていることを考慮すれば，時代的にも矛盾しない。

切明鉍床 切明温泉の南方約400mの位置には，ベントナイト鉍床が知られている。これについては高橋・三浦（1966）の調査があり，ゲーサイト，石英，斜長石を伴い，膨潤度もやや低い。鉍量も，

第11表 黒石図幅

鉱山名	鉱床胎地層名*	鉱床母岩	鉱床形態	鉱脈の走向・傾斜	規模		
					走向延長	傾斜延長	脈幅
深沢	板留層下部層	変朽安山岩	脈状	N-S 垂直			1 m
蔵館	板留層下部層	軽石凝灰岩 珪質頁岩	脈状 鉱染状	N70°E 75°S	30m		0.03 -3m
阿蘇ヶ岳	虹貝凝灰岩	凝灰角礫岩	脈状	N 70°W 60°S			
尾崎	温湯層	軽石凝灰岩	網状 (全体として層状)		40m	20 m	1-5m

* 本図幅の地層名に改変

第12表 黒石図幅

番号 No.	名称 Name	湧出量 Flow rate (l/min)	代表的源泉名 Name of representative spring	温度 Temp. (°C)
O	沖浦 Okiura			
01	大川原 Okawara		大川原共同浴場	47.0
02	中野 Nakano	90	中野	42.7
03	板留 Itadome	540	板留	57.0
04	二庄内 Nishōnai	60	二庄内共同浴場	63.0
05			黒石市営3号泉	61.1
06	沖浦 Okiura	1,099	黒石市営1号泉	72.5
07			虹ノ湖ホテル1号	88.0*
08	青荷 Aoni	154	龍神の湯	46.5
09	虹ノ湖 Nijinoko		虹ノ湖温泉1号	48.0
010			虹ノ湖温泉2号	54.0
011	つばくら Tsubakura		つばくら	54.1
012	小国 Oguni	160	小国温泉3号	51.8
013			小国川辺	52.0
014	葛川 Kuzukawa	360	葛川出口	60.0
015	切明 Kiriake	107	菅田邸	73.0
016			井戸沢	50.0
017			亀ノ湯	51.0
I	碓ヶ関 Ikarigaseki			
I 1	大鱈 Ōwani	2,338	植田	72.0
I 2			赤湯	74.5
I 3			松園	80.0
I 4			石原	68.5
H	丘陵部 Hilly areas			
H 1	唐竹 Karadake	1,944	唐竹1号	62.3
H 2			唐竹南田	51.0
H 3			唐竹阿蘇	65.5
H 4	下馬内 Shimomenai	360	長寿荘	38.9
H 5	温湯 Nuruyu	360	温湯	49.0

* 近傍には97°Cの自然湧出泉がみられる

地域の主要鉱山一覧

鉱体数	鉱石鉱物	品 種	稼行対象	生産実績
	黄鉄鉱 方鉛鉱 閃亜鉛鉱			探鉱のみ
3	黄銅鉱 閃亜鉛鉱 方鉛鉱 黄鉄鉄	Cu 1% PbO 0.5% Zn 5% S 10%	Cu Pb Zn	探鉱のみ
	含金銀銅石英脈がかって認められたといわれている			かつて探鉱が若干行れた
3	重晶石(微量の閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉄を伴う)	高品位鉱石 BaSO ₄ 95.0% 珪質鉱石 BaSO ₄ 22.3-30.5%	BaSO ₄	昭和34-38年 精鉱(BaSO ₄ 93%) 440トン

地域の主要温泉一覧 (村岡・高倉, 1988による)

pH	泉 質 分 類 Water type	文 献 Reference
8.0	単純温泉 Na-HCO ₃	新エネルギー総合開発機構(1983)
7.88	塩類泉 Na・Ca-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
6.8	塩類泉 Ca・Na-SO ₄	新エネルギー総合開発機構(1983)
8.19	単純温泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
—	単純温泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
7.93	塩類泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
7.98	塩類泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
7.4	単純温泉 Na-Cl・SO ₄	新エネルギー総合開発機構(1983)
8.40	単純温泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
8.12	単純温泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
8.32	塩類泉 Na-Cl・SO ₄	新エネルギー総合開発機構(1983)
7.31	単純温泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)
8.60	単純温泉 Na-SO ₄ ・HCO ₃	比留川ほか(1977)
8.10	塩類泉 Na-Cl	比留川ほか(1977)
9.20	単純温泉 Na-HCO ₃	比留川ほか(1977)
8.00	単純温泉 Na-Cl	比留川ほか(1977)
6.80	塩類泉 Na-Cl	比留川ほか(1977)
6.9	塩類泉 Na-Cl	青森県衛生研究所(未公表資料)
6.9	塩類泉 Na-Cl	青森県衛生研究所(未公表資料)
8.0	塩類泉 Na-Cl・SO ₄	中村・前田(1959)
7.3	単純温泉 Na-Cl	青森県衛生研究所(未公表資料)
7.10	単純温泉 Na・Ca-Cl	比留川ほか(1977)
8.30	塩類泉 Na-Cl	比留川ほか(1977)
7.40	単純温泉 Na-Cl・SO ₄	比留川ほか(1977)
7.55	単純温泉 Na-HCO ₃	新エネルギー総合開発機構(1983)
8.11	塩類泉 Na-Cl	新エネルギー総合開発機構(1983)

第12表 黒石図幅地域の

番号 No.	名 称 Name	湧出量 Flow rate (l/min)	代表的源泉名 Name of representative spring	温度 Temp. (°C)
T	津軽平野 Tsugaru Plain			
T 1	藤崎 Fujisaki	250	藤崎温泉 4号	42.5
T 2	田舎館 Inakadate	300	吉菊温泉	51.0
T 3	猿賀 Saruka	109	猿賀国民保養センター	34.0
T 4	中佐渡 Nakasado	200	大和温泉	44.0
T 5	新里 Niisato	500	新里温泉	41.5
T 6	大光寺 Daikōji	320	大川温泉	46.0
T 7	本町 Moto-machi	330	鷹の羽温泉	45.0
T 8	町居 Machii	380	南田温泉	51.0
T 9	川原田 Kawarada	70	川原田温泉	45.0
T 10	大坊 Daibō	350	大坊温泉	52.0
T 11	柏木 Kashiwagi	230	柏木温泉	47.0
T 12	町居 Machii	200	町居温泉	51.0

5 m, 10.5 m, 3 m といったベントナイト層の層厚が判明しているにすぎない。ベントナイトの母岩は青荷凝灰岩の軽石凝灰岩である。

注目される点の本鉱床の位置が沖浦環状正断層系の小国断層上にあることであろう。本鉱床の成因が沖浦カルデラの熱水活動に関連することはほぼ明らかである。

VIII. 2. 3 その他

藤ノ湖鉱床 二庄内川中流の人造湖、藤ノ湖周辺にはメノウ脈の発達する珪化帯とともに、カオリン鉱床が知られている。これについては本多・三上(1965)の調査があり、カオリン粘土としては不純物が多く、鉱量についても北岸で幅100 m、南岸で幅150 m という点が判明しているにすぎない。カオリンの母岩は青荷凝灰岩の軽石凝灰岩である。

注目される点の本鉱床の位置が二ッ森、田代山、雷山の噴出中心に近いと同時に、沖浦環状正断層系の小国断層の延長線上にあることであろう。本鉱床の成因が沖浦カルデラの熱水活動に関連することはほぼ明らかである。

VIII. 3 石 材

かつて稼業されていた採石場は、鯖石、手代森西方、虹貝新田、元長峰北方などにある。鯖石と手代森西方ではサバ石と呼ばれる八甲田第2期火砕流堆積物の溶結部が採石されていた。虹貝新田ではアブ石と呼ばれる虹貝凝灰岩のやや膠結度の高いものが採石されていた。これらの用途は現在も住居の石垣などにみることができ、おそらく建材として用いられたのであろう。元長峰北方では板留層下部層の安山岩が砕石されていた。

現在、稼行されている砕石場は下山形、上山形、阿蘇ヶ岳、居士の4か所にある(青森県農林土木技術試験室, 1980)。下山形では山形砕石(株)により、高清水山を構成する安山岩溶岩が砕石されてお

主要温泉一覧（つづき）

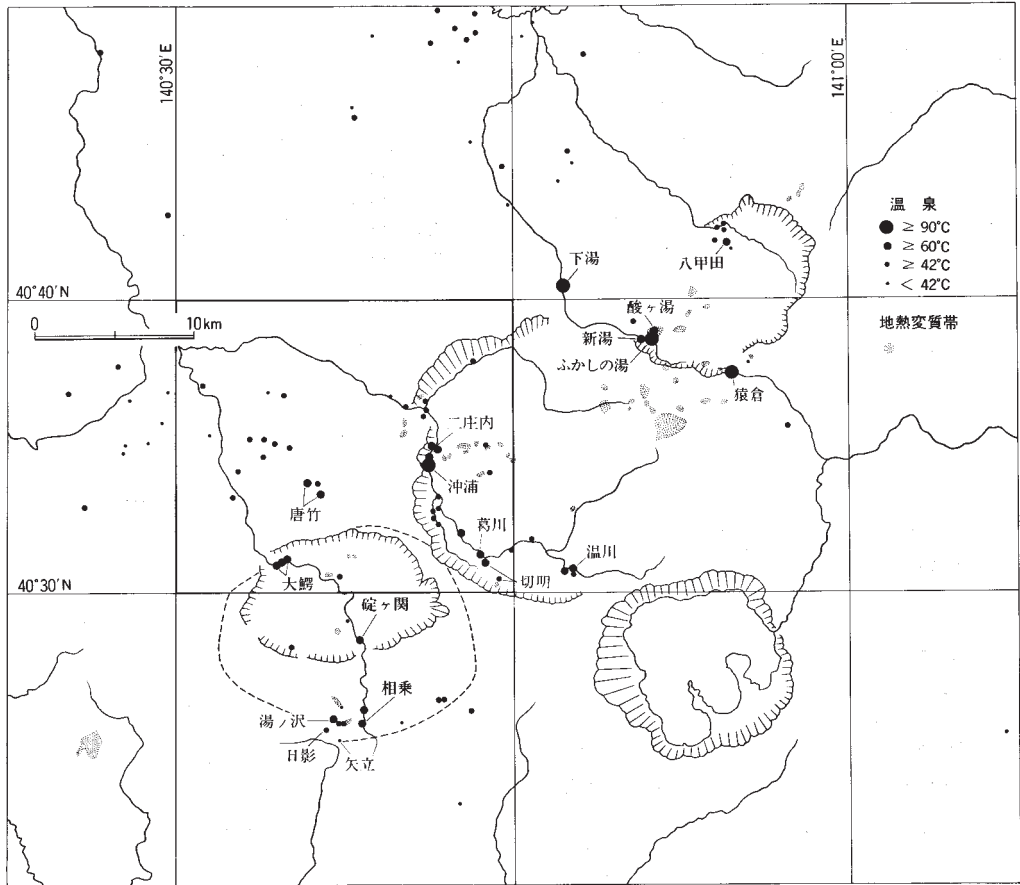
pH	泉 質 分 類 Water type	文 献 Reference
7.5	単純温泉 Na-HCO ₃	岩井 (1979)
8.6	単純温泉 Na-Cl・HCO ₃	岩井 (1980)
6.0	単純温泉 Na-HCO ₃	岩井 (1980)
8.6	単純温泉 Na-HCO ₃	岩井 (1980)
7.5	単純温泉 Na-HCO ₃	岩井 (1980)
7.4	単純温泉 Na-Cl	岩井 (1980)
—	塩類泉 Na-Cl	岩井 (1980)
8.5	塩類泉 Na-Cl	岩井 (1980)
—	塩類泉 Na-Cl	岩井 (1980)
7.2	塩類泉 Na-Cl	岩井 (1980)
7.8	塩類泉 Na-Cl	岩井 (1980)
8.0	塩類泉 Na-Cl	岩井 (1980)

り、昭和54年の生産実績は260,000 m³である。上山形では黒石建材（株）により、高清水山を構成する安山岩溶岩が砕石されており、昭和54年の生産実績は63,500 m³である。阿蘇ヶ岳では（株）三上砕石により、阿蘇ヶ岳を構成する安山岩溶岩が砕石されており、昭和54年の生産実績は14,000 m³である。居土では（株）大高建材により、安山岩岩床が砕石されており、昭和54年の生産実績は82,625 m³である。これら砕石稼行中の安山岩は、いずれも本報の三ッ森安山岩に属しており、比較的斑晶の少ないことなどが砕石に適しているのであろう。これらは主に道路、コンクリート、アスファルトなどに用いられている。

VIII. 4 地熱及び温泉

本図幅地域内には第四紀後期の火山が分布せず、噴気などの典型的な火山性の地熱活動はみられない。しかし、本図幅地域には全域的に多数の温泉が分布し、地域経済に重要な役割を果たしている。例えば、黒石温泉郷は温泉源を核として発達した集落であり、その温泉の多くは60℃以上の泉源温度を有する。これを代表する沖浦温泉はもともと自然湧出泉であり、その泉源温度は97℃に達するものであった。ただし、沖浦温泉は、平成元年の浅瀬石川ダムの完成とともに、水没している。また、大鱈温泉郷は温泉源を核として発達した温泉街である。その温泉の多くは60℃以上の泉源温度を有し、最高80℃のものを含む。従来の地質層序の見解では、本図幅地域におけるこれら高温の温泉の存在について、合理的な説明を与えることが困難であった。本研究報告に述べた沖浦カルデラや碓ヶ関カルデラの認識や、それに伴う地質時代論の改変結果によれば、これら高温の温泉の存在について、初めて合理的な説明を与えることができる（村岡・高倉、1987；村岡・大久保、1987；村岡、1987a）。

第75図に本図幅地域周辺の温泉の分布とその泉源温度を示す。また、第12表に本図幅地域内の主な温泉の一覧を示す。本図幅地域内で、温泉の泉源温度が60℃以上の高温を示すのは、ほぼ沖浦カルデラ内と碓ヶ関カルデラ内のみであり、その例外は唐竹温泉のみである。更に、70℃以上の温泉の分布は、



第 75 図 黒石図幅地域周辺の温泉分布 (村岡, 1987 a)

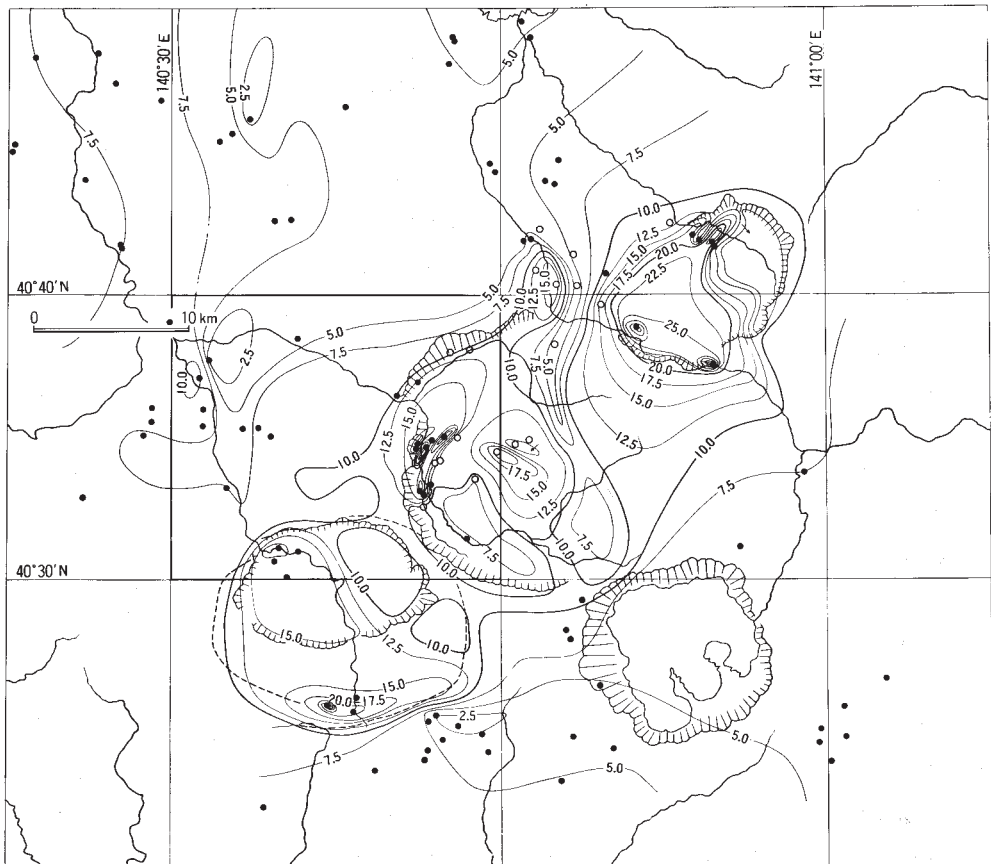
沖浦カルデラ内と碓ヶ関カルデラ内に限定される。両地区が大型の火山噴出源であることを考慮すれば、本図幅地域における熱源域といってよい。また、その他の地区の熱水系は、これら熱源域から熱水の側方流動や熱伝導による熱供給を受け、派生したものであろう。

第 13 表に本図幅地域で実施された地熱調査井の一覧を示す。これらは沖浦カルデラ地域に限定されている。掘削深度と坑底温度との相対比で最も高温のものは、N56-OU-4 号坑の 702m で 148.7°C である。しかし、このほかにも温泉試錐が多数行われており、例えば、建設省が二庄内付近で実施した温泉試錐では、450 m で 136.0°C (ただし留点温度計) という値も得られている (建設省未公表資料)。第 76 図に、これら多くの温泉試錐の温度検層データを収集して、本図幅地域周辺の見かけの温度勾配図を作成したものを示す (大久保・村岡, 1988; 村岡・大久保, 1987)。以下に、沖浦カルデラ地区、碓ヶ関カルデラ地区及びその他の地区の主な地熱地質学的特徴を述べる。

沖浦カルデラ地区 本地区は「黒石温泉郷」あるいは「西十和田温泉郷」として知られ、本図幅地域で最も高温の地域をなしている。沖浦カルデラの環状谷に沿って、大川原、中野、落合、板留、二庄内、沖浦、一ノ渡、虹ノ湖、小国、葛川、切明など多数の泉源が分布している。また、これより内側には要

第13表 黒石図幅地域の地熱調査井一覧 (村岡・高倉, 1988による)

図上番号 No.	坑井名 Name	位置 Location	掘削深度 Depth (m)	坑底温度 T (°C)	掘削年度 Fiscal Y.	機関名 Organization
OK 1	53-OU-1	黒石市雷山	702	97.0	1979	日本地熱資源開発促進センター 新エネルギー総合開発機構 " " " " "
OU 1	N56-OU-1	黒石市大川原	502	57.1	1981	
OU 2	N56-OU-2	黒石市大川原	503	51.9	1981	
OU 3	N56-OU-3	黒石市二庄内	1,202	140.9	1981	
OU 4	N56-OU-4	黒石市青荷沢	702	148.7	1981	
OU 5	N56-OU-5	黒石市雷山	1,503	165.7	1981	
OU 6	N56-OU-6	黒石市青荷沢	1,202	97.7	1981	
OU 7	N56-OU-7	平賀町小国	1,002	91.1	1981	"



第76図 黒石図幅地域周辺の温度勾配図 (村岡・大久保, 1987)
コンターの数字は100m当たりの温度勾配°C

目、青荷、厚目内、井戸沢などに泉源が知られている。ただし、このうち二庄内、沖浦、一ノ渡、虹ノ湖の各泉源は、富岡山北東に建設された浅瀬石川ダムの完成により、現在では水没している。泉温は42.7-97.0°Cの範囲にある(第12表)。比較的高温のものについてみると、70°Cを超えるものが切明にあるほか、80°Cを超える泉源はすべて沖浦付近に集中している。

本地区の温泉はNa-Cl型、Na-Cl・SO₄型、Na・Ca-SO₄型、Na・Ca-Cl・SO₄型、Na-HCO₃型などの泉質を示し、中性-弱アルカリ性の特徴をもつ。溶存成分の量は後述の大鱒温泉などと比べると、やや乏しい。すなわち、大鱒温泉などに比べて、地層中の海水起源の塩類の寄与が小さく、天水の寄与が大きいといえる。このことは、カルデラを埋積する青荷凝灰岩が湖成層であることの反映であろう。沖浦カルデラ内の温泉群の泉質は、隣接する他のカルデラのものとは有意に異なっており、一つの独立した熱水系を構成している(村岡, 1987a; 村岡・大久保, 1987)。

温度検層データの多くは熱水対流系を反映して、非線形の増温曲線をもつ。このため、第76図は高温部と低温部を比較する程度の半定量的なものである。この図から、沖浦カルデラ内には、温度勾配の高い二つの領域が認められ、それぞれが熱水上昇域(discharge area)を表している。一つはカルデラ中心部のドーム構造の部分である。カルデラの中心部に熱水上昇域があるという図式はWHITE(1967)の古典的論文にもあるように、熱源の中心に規制された最も単純な対流パターンであろう。ただし、この高温域の存在は地熱調査井により確認されたもので(新エネルギー総合開発機構, 1983)、地表では温泉の湧出が顕著でない。この地域の温度検層パターンをみると、表層350 m程度まではむしろ天水流入域(recharge area)のパターンを示し、おそらく東方の脊梁側に由来する冷たい天水が表層をマスクしているであろう。今一つの熱水上昇域は沖浦や二庄内付近に認められる(第76図)。その広がりには、明らかに沖浦環状正断層系に規制されたパターンを示している。一般に、断層系は地熱地質学的に二面性を持ち、顕著な熱水上昇域にも天水流入域にもなりうる。しかし、沖浦や二庄内付近の沖浦環状正断層系は、沖浦カルデラの渦巻き状陥没のため、最もカルデラの中心部に至近の位置まで到達している。このことが、この地域の沖浦環状正断層系を熱水上昇域として機能させているのであろう。沖浦カルデラの陥没域はこのように一つの大規模な熱水対流系を構成しており、その熱源は沖浦カルデラのマグマ溜りに由来する花崗岩質貫入岩体に求められる(村岡, 1985, 1986)。

碓ヶ関カルデラ内 本地熱地質区の温泉は、かつて自然湧出泉として知られ、現在では有数の温泉街をなす大鱒温泉に代表される。また、温泉の泉源は元長峰、苦木、唐牛北方の正観湯、駒木などにも開発されている。泉源は碓ヶ関カルデラのカルデラ底にほぼ、まんべんなく分布するといつてよい。入手した温度検層データによれば、本地区の熱水系は、沖浦カルデラ内より若干低温であるが、カルデラ外の丘陵や津軽平野よりも明らかに高温である。本図幅地域内において、50°C以上の泉温をもつ温泉は大鱒温泉の泉源群に限定され、最高は80°Cである。碓ヶ関図幅地域側の碓ヶ関カルデラ内を含めると、大鱒、碓ヶ関、島田に50°C以上の温泉があり、比較的高温の温泉は阿闍羅山周辺に集中している。

大鱒温泉の泉質はNa-Cl型ないしNa-Cl・SO₄型であり、中性を示す。その特徴は本図幅地域で最も溶存成分の量が多いことである。陽イオンではNa⁺の他にCa²⁺が比較的多く、陰イオンではCl⁻の他にSO₄²⁻が多い。大鱒温泉の同位体比や泉質はグリーンタフ型温泉の典型とみなされている(MATSUBAYA *et al.*, 1973; 酒井, 1974)。これらの温泉は、天水が地層中の海水起源の塩類と反応し

て行く過程で生じたものと推定される。本地区の温泉の貯留層は深度からみて虹貝凝灰岩が主体である。したがって、鮮新統中に賦存する温泉水に対して“グリーンタフ型温泉”の用語法は厳密には適切でないかもしれない。しかし、虹貝凝灰岩の大部分は海成層であり、その化学的な性質はグリーンタフと類似している。

その他の地区 カルデラ外縁丘陵部では比較的温泉が少なく、浅瀬石川沿いや唐竹川沿いなどの谷沿いに限定される。浅瀬石川沿いの泉源は沖浦カルデラに近づくほど高温の傾向があり、沖浦カルデラから熱水が側方流動している可能性が強い。唐竹周辺のもの60°Cを超え、比較的孤立している。その熱源は判然としないが、究極的には沖浦カルデラ、碓ヶ関カルデラ、湯ノ沢カルデラなどに依存しているのであろう。これら丘陵部の温泉の泉質はNa-Cl型、Na-HCO₃型、Na-Cl・SO₄型で、中性-微弱アルカリ性の泉質を示す。津軽平野は、山間部に比べて人口密度が高いこともあり、多数の温泉が開発されている。山間盆地の性格をもつこの地域は地下水の滴養補給が盛んな地域であり(岩井, 1980)、本図幅地域内では最も低温の地域となっている。しかし、一般の平野と比べると有意に高い温度勾配をもっている。温泉掘削は一般に500 m以深まで行われ、鮮新統や中新統に賦存する温泉水が利用されている。この地区の温度検層データは、他区域に比べて高い収束性を示す。これは、この地域の温泉水がいわゆる被圧性の深層地下水として賦存していることを示している。津軽平野の温泉の泉質はNa-Cl型とNa-HCO₃型を示す(岩井, 1980)。

文 献

- 青森県地学教育研究会 (1975) 日曜の地学 [3] 青森・日本海側をめぐる。築地書館, 142p.
- 青森県農林土木技術試験室 (1980) 青森県内砕石場調査報告書。青森県, 167p.
- 荒牧重雄 (1964) 鹿児島県赤水岳の地質と溶結火砕岩。地質雑, vol. 70, p. 554-564.
- (1969) カルデラ学説に関するいくつかの問題。火山第2集, vol. 14, p. 55-76.
- (1975) 噴火現象の分類とメカニズム。火山第2集, vol. 20, p. 205-221.
- CHAPIN, C.E. and LOWELL, G.R. (1979) Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run paleovalley, central Colorado. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 180, p. 137-154.
- CHRISTIANSEN, R.L., LIPMAN, P.W., ORKILD, P.P. and BYERS, F.M., Jr. (1965) Structure of Timber Mountain caldera, southern Nevada and its relation to Basin-Range structure. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, B43-B48.
- DEWIT, M. J. and STERN, C. (1978) Pillow talk. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 4, p. 55-80.
- 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.
- (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.
- 長谷敏和 (1978) 地熱探査とリモートセンシング。地熱エネルギー, no. 8, p. 7-16.
- HAYAKAWA, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*,

Univ. Tokyo, vol. 60, p. 507-592.

- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1989) 20万分の1青森地域重力図(ブーゲー異常). 重力図(1), 地質調査所.
- 本多朔郎・三上文雄(1965) 青森県黒石市東南野ゼオライトおよびカオリン粘土. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工業鉱物開発委員会, 第5輯, p. 66-73.
- 今泉力蔵(1949) 弘前盆地東縁の地質(演旨)・地質雑, vol.55, p. 182.
- 井上 武(1964) 弘前南方地域の地質. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 30, p. 1-18.
- ・原田昌士(1965) 青森県黒石市東方浅瀬石川中流域の地質調査報告—浅瀬石川断層について—. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 32, p. 72-84.
- ・川尻茂三・上田良一(1960) 秋田県大館・花輪両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.
- ・三橋運一(1962) 青森県南津軽郡大鰐町東部と碓ヶ関村における地質調査報告. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 26, p. 60-73.
- 石井武政・長谷紘和(1978) 十和田湖北西方にみられる環状地形と地質・構造について. 日本地質学会第85年大会講演要旨, p. 77.
- 岩井淳一・青田俊寿・松山 力(1958) 青森市東部地区の地質. 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. (1961) The Pliocene deposits and molluscan fossils from the southeast margin of the Tsugaru Basin, Aomori Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 30, p. 47-54.
- (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, 第14号, p. 85-155.
- (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.
- ・池田 敬・川村明栄(1983) 5万分の1表層地質図「青森東部」及び同説明書. 土地分類基本調査「青森東部」, 青森県, p. 16-27.
- JAKES, P. and WHITE, A.J.R. (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 29-40.
- JONES, J.G. (1969) Pillow lavas as depth indicators. *Am. Jour. Sci.*, vol. 267, p. 181-195.
- 加藤磐雄・田口一雄(1959) 青森市南西部地区の地質. 青森県の地質(石油)についてII, 青森県水産商工部商工課, p. 6-20.
- 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.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(通商産業省)(1973) 昭和47年度広域調査報告書, 北鹿地域. 23p.

- 金属鉱業事業団 (1980) 昭和 54 年度北鹿地域精密調査報告書, 160p.
- 古川睦代・宮城一男 (1964) 青森県大鰐町周辺に分布するいわゆる“鱒石”について. 岩鉱, vol. 51, p. 108-111.
- 小高民夫・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂祥三 (1970) 黒石地域の地質について (青森-29号). 青森県商工部, 38p.
- KOTAKA, T. and NODA, H. (1967) Miocene mollusca from the Minami-Tsugaru District, Aomori Prefecture, Northeast Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, no. 36, p. 33-47.
- 小高民夫・高柳洋吉・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂祥三 (1969) 碓ヶ関地域の地質について (青森-37号). 青森県商工部, 28p.
- 久野 久 (1954) 火山及び火山岩. 岩波書店 (全書), 東京, 255p.
- MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G.B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P. *J. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 615-626.
- MATSUBAYA, O., SAKAI, H., KUSACHI, I. and SATAKE, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotope ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochem. J.*, vol. 7, p. 123-151.
- 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.
- 箕浦幸治 (1985) 北上・阿武隈はどこからきたか—東北日本の地質構造のなりたち—. 科学, vol. 55, p. 14-23.
- MOORE, J.G. (1965) Petrology of deep sea basalt near Hawaii. *Am. Jour. Sci.*, vol. 263, p. 40-52.
- 村岡洋文 (1985) 沖浦カルデラの火山噴出物から推定されるバイモーダルマグマの共存. 吉田博直先生退官記念文集, p. 263-279.
- (1986) 沖浦カルデラの形成年代. 地調月報, vol. 36, p. 33-42.
- (1987a) 地熱系成因論の観点からみた国土地熱資源評価技術に関する研究. サンシャインジャーナル, vol. 8, no. 5, p. 9-14.
- (1987b) 八甲田広域火山地域のカルデラ群の研究 その1. 湯ノ沢カルデラ. 日本地質学会第94年大会講演要旨, p. 438.
- MURAOKA, H. (1989) Geologic and magmatic evolution of clustered calderas in the Hakkoda regional volcanic field, Northeast Japan. *Ph. D. Thesis, Hiroshima Univ.*, Hiroshima, 274 p.
- 村岡洋文・長谷紘和 (1980) 陥没カルデラに由来する環状地形構造の評価. 地質: ニュース, no. 311, p. 7-29.
- MURAOKA, H. and HASE, H. (1981) Okiura caldera, discovery of a Valles-type caldera in the northern Honshu, Japan. In Abstract *1981 IAVCEI Symposium, Arc Volcanism*, Tokyo, p. 242-243.

- MURAOKA, H., HORI, M. and TAKAGI, S. (1985) Nationwide geothermal exploration survey project (2nd step) with special reference to the Hakkoda area Japan. *International Vol., Geothermal Resources Council*, p. 481-485.
- and KAMATA, H. (1983) Displacement distribution along minor fault traces. *J. Struct. Geol.*, vol. 5, p. 483-495.
- 村岡洋文・鎌田浩毅・長谷紘和 (1981) 地質構造解析のための Landsat 画像のデジタル強調処理—沖浦～八幡平地域を例として—. 昭和 55 年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書 国土地熱資源基本図作成に関する研究, 地質調査所, p. 45-67.
- ・大久保泰邦 (1987) 八甲田広域地熱地域における熱水系の探査地質学 (演旨). 日本地熱学会誌, vol.10, p. 174.
- ・高木慎一郎・玉生志郎・堀 昌雄・品田正一・山田敬一 (1987) 全国地熱資源総合調査の地域レポート [3] 八甲田地域. 地熱エネルギー, vol. 12, p. 155-181.
- ・高倉伸一 (1987) 八甲田広域地熱地域における熱源系の探査地質学 (演旨). 日本地熱学会誌, vol. 10, p. 174.
- ・——— (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.
- ・山口 靖・長谷紘和 (1982) 奥羽山脈北縁のカルデラ群とその熱源評価 (演旨). 日本地熱学会誌, vol. 5, p. 225-226.
- ・——— (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.
- ・——— 仲澤 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砕屑物と段丘地形. 地理学評論, vol. 39, p. 463-484.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, p. 7-18.
- 南部松夫・谷田勝俊 (1961) 青森市八甲田火山の地質および地下資源調査報告書. 青森市総務部企画課, 29P.
- 日本地熱資源開発促進センター (1979) 地熱開発基礎調査報告書 No. 9, 沖浦, その III. 99p.
- 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トラック年代—日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュトラック年代 (2) —. 地調月報, vol. 28, p. 593-595.
- 西谷義興・谷村昭二郎・小西尚俊・山田亮一・佐藤昌雄 (1986) 温川鉱床の探査—発見の経緯と地質, 鉱床の概要—. 鉱山地質, vol. 36, p. 149-161.
- 大池昭二 (1964) 八戸浮石の絶対年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 III—. 地球科学, no. 70, p. 38-39.
- 大久保泰邦・村岡洋文 (1988) 八甲田地熱地域における温度勾配図の作成. 日本地熱学会誌, vol.10,

p. 339-357.

- 小野晃司 (1971) 新生代の大規模火砕流地域の地質. 地球科学, vol. 25, p. 89-96.
- ・渡辺一徳 (1974) Aso-2 火砕流堆積物の二次流動. 火山第2集, vol. 19, p. 93-110.
- 太田陽子 (1968) 旧汀線の変形からみた第四紀地殻変動に関する二・三の考察. 地質学論集, no. 2, p. 15-24.
- OTA, Y. (1975) Late Quaternary vertical movement in Japan estimated from deformed shorelines, in SUGGATE, R.P. and CRESSWELL, M.M. (eds.) Quaternary Studies: *Royal Soc. New Zealand, Bull.*, vol. 13, p. 231-239.
- 大沢 穠 (1962) 5万分の1地質図幅「弘前」及び同説明書. 地質調査所, 52p.
- ・平山次郎 (1970) 五所川原地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 25p.
- RITTMAN, A. (1962) *Volcanoes and their activity*. Interscience Publ., New York, 305 p.
- 斎藤貞雄・広野戦三郎・国井 敬 (1955) 南津軽地区. 地下資源開発審議会鉱山部会編, 未利用鉄資源, 第1輯, p. 120-122.
- 斎藤洋彦・高索信幸 (1958) 黒石地区. 地下資源開発審議会鉱山部会編, 未利用鉄資源, 第4輯, p. 77-81.
- 酒井軍次郎 (1961) 青森県黒石市山形のベントナイト. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工業鉱物開発委員会, 第1輯, p. 6-9.
- ・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.
- ・———・——— (1966) 黒石温泉群の研究. 弘前大学教育学部紀要, 別冊第6号, 39p.
- 酒井 均 (1974) 温泉水からみた黒鉱鉱化液の同位体地球化学. 地球化学, vol. 7/8, p. 47-55.
- 佐藤博之・中川進・桑畑和則・山田敬一・徳永重元 (1978) 青森県青森市酸ヶ湯地域の熱水変質帯. 地質調査所報告, no. 259, p. 239-280.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983) 地熱開発促進調査報告書No. 5, 沖浦. 586p.
- (1985) 昭和59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. 45p.
- SMITH, R.L. (1979) Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, vol. 180, p. 5-27.
- and BAILEY, R.A. (1968) Resurgent cauldrons. *Studies in volcanology, Geol. Soc. Amer. Memoir* 116, p. 613-662.
- 角 清愛・大沢 穠 (1962) 5万分の1地質図幅「太良鉱山」及び同説明書. 地質調査所, 51p.
- 鈴木礼三・斎藤洋彦・高索信幸 (1958) 黒石地区. 地下資源開発審議会鉱山部会編, 未利用鉄資源, 第3輯, p. 79-82.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男 (1981) 日本列島形成の基本的プロセス—プレートのかなめ沈み込みと横ずれ運動. 科学, vol. 51, p. 508-515.
- 高橋維一郎・蜂谷可典 (1964) 青森県平賀町尾崎鉱山の重晶石. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工

- 業鉱物開発委員会, 第4輯, p. 172-177.
- 高橋維一郎・三浦勇美 (1966) 青森県平賀町切明温泉付近のベントナイト. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工業鉱物開発委員会, 第6輯, p. 13-20.
- TANIDA, K. (1961) A study on salic effusive rocks. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 7, p. 47-100.
- 東北地方鉱物資源開発調査委員会 (1978) 東北の鉱物資源開発を目指して— 委員会10年の歩み—. 東北地方鉱物資源開発調査委員会, 278p.
- 上田良一・井上 武 (1961) 秋田県北秋田・鹿角両域の遠部層について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 24, p.12-21.
- 海津正倫 (1976) 津軽平野の沖積世における地形発達史. 地理学評論, vol. 49, p. 714-735.
- WHITE, D.E. (1967) Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat Spring, Nevada. *Am. Jour. Sci.*, vol. 265, p. 641-684.
- YAGI, K., KAWANO, Y. and AOKI, K. (1963) Types of Quaternary volcanic activity in Northern Japan. *Bull. Voic.*, vol. 26, p. 223-235.
- 山口 靖 (1981) 北部北上山地東部の地質構造 — とくに地質構造帯区分に関する諸問題について —. 東北大地質古生物邦文報告, no. 83, p. 1-19.
- 吉田 尚・吉井守正・片田正人・田中啓策・坂本 亨・佐藤博之 (1987) 陸中大野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 70p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Aomori (5) No. 29



GEOLOGY

OF THE

KUROISHI DISTRICT

By

Hirofumi MURAOKA and Hirokazu HASE

(Written in 1989)

(Abstract)

The Kuroishi district, south-central part of Aomori Prefecture, encompasses the area from lat. $40^{\circ} 30'$ to $40^{\circ} 40' N$ and from long. $140^{\circ} 30'$ to $140^{\circ} 45' E$. The major part of the Kuroishi district forms physiographically a western flank of the Ou Backbone Range. It is bounded by the Tsugaru Plain on the northwest and the Dewa Hilly Mountains on the southwest.

PHYSIOGRAPHY

The Kuroishi district is physiographically divided into five areas : the Obirakiyama-Dogataisan area, Ikarigaseki basin area, Okiura circular topographic area, Kuroishi-Hiraga hilly area and Tsugaru Plain area. The Obirakiyama-Dogataisan area includes the east-west trending ridge which rises to 500 m above sea level, and belongs to a part of the Dewa Hilly Mountains physiographic province. The Ikarigaseki basin area forms an elliptical basin about 12 km from east to west by 8 km from north to south, and the southern half of the basin lies at the southern outside of the Kuroishi district. In the west central part of the basin, a volcanic

cone of Mt. Ajarayama rises 500 m to the basin floor. Mt. Ajarayama is surrounded by an annular moat which is drained on the east by the Hirakawa River and on the west by the Nijikai River. The Ikarigaseki basin is a dissected remnant of a Pliocene Crater Lake-type caldera, named Ikarigaseki caldera (MURAOKA *et al.*, 1983 a). The Okiura circular topographic area lies at the highest part in the Kuroishi district near the central axis of the Ou Backbone Range and rises up to 948 m above sea level. It forms circular topographic features which are now known as having been derived from a Pleistocene caldera, called Okiura caldera (MURAOKA and HASE, 1981). The most prominent feature is an annular moat which is drained on the north by the Nakano River and on the south by the Aseishi River. This annular moat marks the edge of the caldera floor with 15 km in diameter, and the eastern half lies at the eastern outside of the Kuroishi district. The wall of the Okiura caldera rises steeply 200 m or more to the annular moat. The altitude of the caldera floor is elevated toward the central part, and several buttes are annularly arranged in the inside of the caldera floor. The Kuroishi-Hiraga hilly area tilts gently northwest toward the Tsugaru Plain. It forms the outer slopes of the two calderas which are the Okiura caldera on the north and the Ikarigaseki caldera on the south. The western edge of the Kuroishi-Hiraga area is well defined by the north-south trending linear escarpment which is ascribed to a range-bounding fault system, named Kuroishi Reverse Fault System. The Ikarigaseki basin, Okiura circular topographic area and Kuroishi-Hiraga hilly area are categorized into the Ou Backbone Range physiographic province in a broad sense. The Tsugaru Plain ranges in altitude from 20 to 60 m. It includes the river terraces and alluvial plains.

GEOLOGIC SETTING

The Kuroishi district belongs to the North Kitakami Belt of the pre-Tertiary geologic province and the Green Tuff Region of the Inner Zone of Northeast Japan of the Neogene geologic province. It also belongs to the western margin of the Nasu Volcanic Zone on the Quaternary volcanic chains. Volcanic and sedimentary rocks, ranging in age from Mesozoic to Holocene, crop out in the Kuroishi district. Generalized stratigraphy is summarized in Fig. 1.

MESOZOIC

The pre-Tertiary rocks, the Nishimatayama Formation, crop out in a small portion at the southwestern corner of the district. The rocks are slightly phyllitic slate, chert, slate fragment-bearing sandstone and mafic tuff which are more or less metamorphosed into rocks of prehnite-pumpellyite facies. This formation has long been called "Paleozoic Formation", however, will probably be of Jurassic era like similar rocks of the North Kitakami Mountains where "Mesozoic Formations" are found by radiolarian fossils.

MIOCENE

The total thickness of Miocene strata attains one and a half thousand meters whose facies are composed of volcanic rocks, sedimentary rocks, and intrusive rocks.

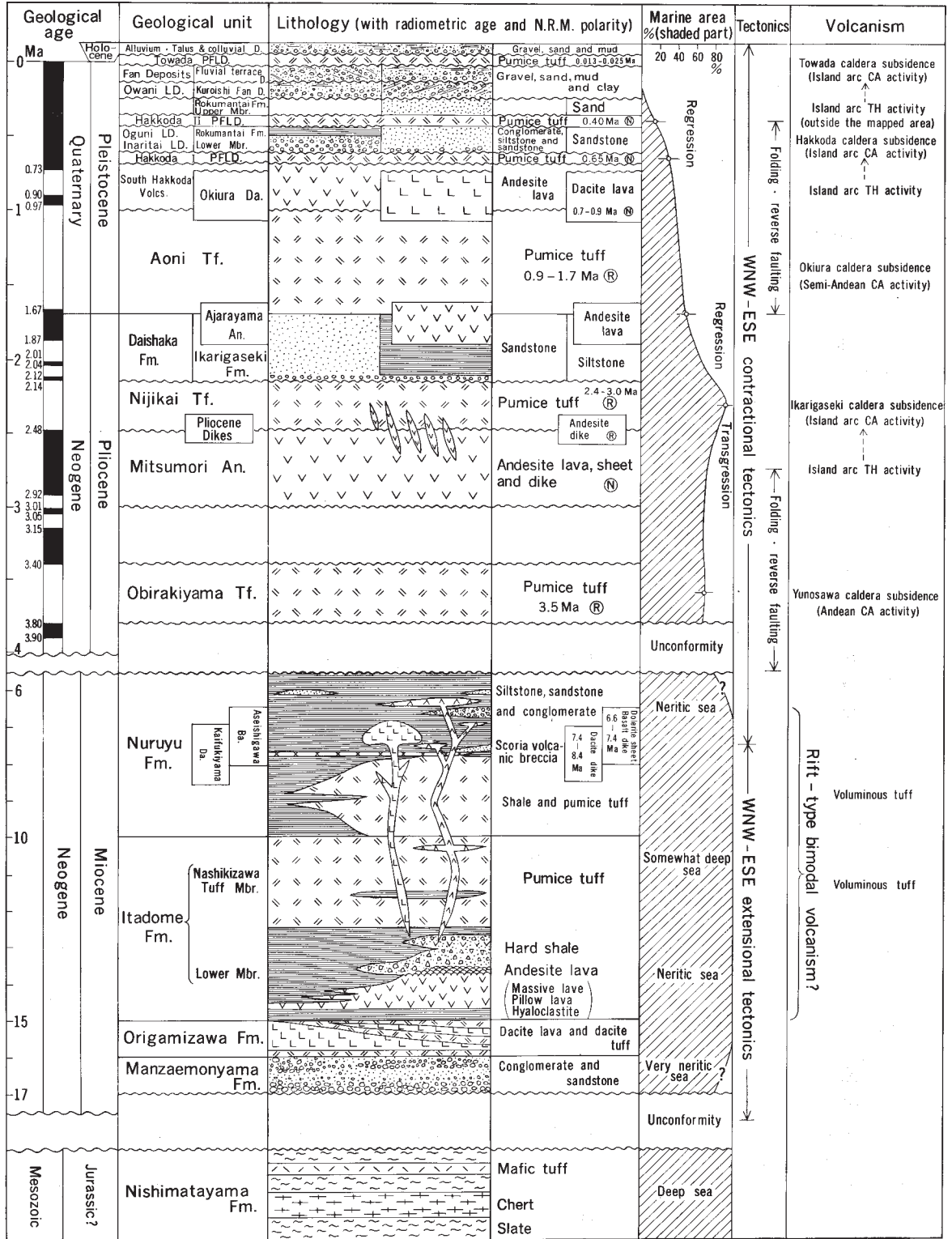


Fig. 1 Summary of the geology of the Kuroishi district. A Geomagnetic polarity time scale is quoted from MANKINEN and DALRYMPLE (1979).

They were accumulated under the marine environment, and are subdivided into five units in ascending order the Manzaemonyama Formation, Origamizawa Formation, Itadome Formation, Nuruyu Formation and intrusive rocks.

Manzaemonyama Formation

The Manzaemonyama Formation unconformably overlies the Mesozoic sequence, and consists of alternation of conglomerate and sandstone. The formation is the basal part for the entire Miocene sequence. Gravels in the conglomerate are mostly derived from various rocks of the Nishimatayama Formation.

Origamizawa Formation

The Origamizawa Formation conformably overlies the Manzaemonyama Formation, and consists of dacite lava flows, dacitic tuff and a small amount of siltstone. Two units of dacite lavas are found the lower unit is often argillized into kaolinite, whereas the upper unit is principally devitrified with no remarkable argillization. Dacitic tuff is composed mainly of sand size materials such as phenocrysts, glass shards and lithic fragments, and bears such alteration minerals as kaolinite, chlorite, calcite and others.

Itadome Formation

The Itadome Formation conformably overlies the Origamizawa Formation, and is subdivided into two members : the Itadome Lower Member on the lower part and the Nashikizawa Tuff Member on the upper part. The Itadome Lower Member is more or less characterized by andesitic eruptives. Piles of andesitic massive lava, pillow lava and hyaloclastite crop out along the Aseishi River in the moat of the Okiura caldera, where the member is only associated with thin beds of shale as normal sediments. However, to the southwestward, shale becomes dominant instead of andesitic eruptives. The Nashikizawa Tuff shows typical characteristics of “green tuff” . It is altered dacitic pumice tuffs originated from submarine pyroclastic flows.

Nuruyu Formation

The Nuruyu Formation conformably covers the Itadome Formation, and consists of dacitic pumice tuff, pumiceous lapilli tuff, siltstone, shale, sandstone and conglomerate. Thick dacitic pumice tuff forms the lower part of the formation in the northeastern part of the district, and thins out toward southwestern part. Lithology of the pumice tuff is very similar to the Nashikizawa Tuff, but is distinctive by the ubiquitous perlite fragments. A thin bed of scoria fall deposit is widely found in the lower middle horizon of the formation, and gives a key bed.

Miocene intrusive rocks

Two series of the Miocene intrusive rocks crop out in the Kuroishi district : the Kaifukiyama Dacite and Aseishigawa Basalt. The Kaifukiyama Dacite is composed of aphyric dacite found as stocks and dikes along the moat of the northwestern sector of the Okiura caldera. The Kaifukiyama Dacite intrudes the Itadome and Nuruyu Formations. The Aseishigawa Basalt occurs as dolerite sheets and basaltic dikes. Three dolerite sheets are found in the northwestern moat of the Okiura caldera, two of which are estimated to be 150 m in thickness. They have long been considered as lavas of the Itadome Lower Formation. However, small basaltic dikes branch out from those main sheet bodies, and intrude the Nashikizawa Tuff

evidently.

PLIOCENE

The Pliocene sequence unconformably overlies the Miocene strata, and most of the Pliocene units are of land environment in contrast with Miocene strata. The Pliocene sequence is subdivided into seven units in ascending order : the Obirakiyama Tuff, Mitsumori Andesite, Nijikai Tuff, Pliocene dike rocks, Daishaka Formation, Ikarigaseki Formation and Ajarayama Andesite. A period from Pliocene to Recent is characterized by large-scale volcanic eruptions thus formed five calderas in and the vicinity of this region.

Obirakiyama Tuff

The Obirakiyama Tuff is the product of the caldera-forming eruptions of the Yunosawa caldera (MURAOKA *et al.*, 1982 MURAOKA, 1987), which is a circular depression of 15 km in diameter. The Obirakiyama Tuff unconformably overlies the rock units from Mesozoic to Miocene, and the K-Ar age of it gives the estimation of the eruption to be 3.5 Ma. The quadrangle area includes a northern part of the Yunosawa caldera, but this portion of the caldera is buried and obscured by the superimposition of the younger Ikarigaseki caldera. Most of the Obirakiyama Tuff occurs as densely welded tuffs, whereas concurrent submarine tuffs are observed in the inside of the Yunosawa caldera and its north extension. It should therefore be noted that the Yunosawa caldera has formed a marine embayment at the time of depositions of the Obirakiyama Tuff, like the present Aira caldera, Southern Kyushu. Based upon the drilling data, thick beds of the Obirakiyama Tuff are also recognized beneath the younger sediments of the Okiura caldera area and the Tsugaru Plain.

Mitsumori Andesite

The Mitsumori Andesite is defined as the pre-caldera volcanic rocks of the Ikarigaseki caldera which is an 8 km by 12 km elliptical depression (MURAOKA *et al.*, 1983 a). The quadrangle area includes the northern half of the Ikarigaseki caldera. The pre-caldera andesite is widely distributed around the Ikarigaseki caldera and the surroundings.

Nijikai Tuff

The Nijikai Tuff is the product of the climatic phase of the Ikarigaseki caldera-forming eruption. This unit is a part of so-called the Tobe Formation (INOUE *et al.*, 1960 UEDA and INOUE, 1961), and it took place 2.5 Ma according to the K-Ar age of the tuff. The majority of the Nijikai Tuff occurs as marine facies and welded part is rarely found in the mapped area.

Pliocene dike rocks

The Pliocene dike rocks occur as aphyric and small andesitic dikes, and they intrude the Nijikai Tuff.

Daishaka Formation

The Daishaka Formation consists of comparatively loose marine sandstone beds, which are widely found in the marginal hills surrounding the Tsugaru Plain. The formation shows wider and thicker distribution northward and vice versa southward then pinches out at the Sabaishi area in the mapped area.

Ikarigaseki Formation

The Ikarigaseki Formation, consists of lacustrine sediments, has been accumulated in the caldera lake environment of the Ikarigaseki caldera. This unit is the contemporaneous heterotopic facies to the Daishaka Formation.

Ajarayama Andesite

The Ajarayama Andesite is the post-caldera volcanic rocks of the Ikarigaseki caldera. This unit forms not only Mt. Ajarayama and Mt. Otakamori in the western center of the caldera but also small twin peaks at the eastern center near Minbetai.

QUATERNARY

Aoni Tuff

The Aoni Tuff is the product of the caldera-forming eruptions of the Okiura caldera (MURAOKA and HASE, 1981), which is a semicircular depression of 17 km in diameter. The quadrangle area includes the western half of the Okiura caldera. The age of the Aoni Tuff is estimated to be 1.5 Ma in average by K-Ar dating (MURAOKA, 1986). The majority of the Aoni Tuff is observed as the inside fill of the caldera as lacustrine pyroclastic flow deposits. The depositional environment of the Aoni Tuff was laid mostly under subaqueous environment and at the outside of the caldera, this unit conformably overlies the Daishaka Formation as marine deposits and the Ikarigaseki Formation as lacustrine deposits. Most of the occurrence shows the subaqueous environment and welded tuff facies are rarely found except for the vicinity of Mt. Kenashiyama.

Okiura Dacite

The Okiura Dacite is the post-caldera volcanic rocks of the Okiura caldera, and it forms lava domes at Mt. Futatsumori, Mt. Tashiroyama, Mt. Ikazuchiyama and Mt. Kenashiyama, all of which overlie the intracaldera Aoni Tuff. The surficial distribution of the Okiura Dacite is almost continuous from Mt. Futatsumori to Mt. Ikazuchiyama, and it suggests the ring dike conduit at depths.

Southern Hakkōda Volcanic Rocks

The Southern Hakkōda Volcanic Rocks are defined as the pre-caldera volcanic rocks of the Hakkōda caldera (MURAOKA *et al.*, 1983 b), which lies at the northeast of this sheet map area. This unit has only a small extent at the northeastern corner of the mapped area.

Hakkōda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits

The Hakkōda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits are an earlier unit of two major caldera-forming tuffs from the Hakkōda caldera. This unit is correlated with so-called the Tsurugasaka Tuff, and the age of the tuff is estimated to be 0.65 Ma by K-Ar dating (MURAOKA, 1989). Most of the Hakkōda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits in the area occurs as the submarine pyroclastic flow deposits. The Tsugaru Plain has basically been laid under the area subject to marine environment from the "Daishaka stage" up to this stage, with small erosional interruption.

Rokumantai Formation

The Rokumantai Formation consists of marine sandstone beds, and it is

distributed only in the Rokumantai area and near Houtoge. This unit unconformably overlies the Daishaka Formation and it also indicates the preservation of the marine environment up to Late Pleistocene.

Inaritai Lacustrine Deposits

The Inaritai Lacustrine Deposits shows small and isolated distribution deposited in the dammed lake.

Oguni Lacustrine Deposits

The Oguni Lacustrine Deposits consist of alternation of siltstone and conglomerate, and it has filled the low altitude portions of the inside of the Okiura caldera. This unit unconformably overlies the intracaldera Aoni Tuff and the Okiura Dacite.

Hakkōda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits

The Hakkōda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits are a later unit of two major caldera-forming tuffs from the Hakkōda caldera. The K-Ar age of this unit is 0.4 Ma (MURAOKA, 1989). Most of this unit is densely welded except for those found as a member of the Rokumantai Formation. Therefore, the drastic marine regression might have occurred between the two eruption stages of the Hakkōda Pyroclastic Flow Deposits.

Kuroishi Fan Deposits

The Kuroishi Fan Deposits consist of unsorted gravel and sand and widely overlies the hills in the east of the Kuroishi downtown area.

Ōwani Lacustrine Deposits

The Ōwani Lacustrine Deposits are lacustrine sediments, partly composed of talus deposits. It is distributed in the northern slope of Mt. Ajarayama and in the northern slope of Mt. Obirakiyama.

Fluvial terrace deposits

The fluvial terrace deposits are widely developed along the Aseishi River, the Hirakawa River and in the inner margin of the Tsugaru Plain. They are divided into the three subunits.

Fan deposits

The fan deposits are found at the inner margin of the Tsugaru Plain along the major drainages.

Towada Pumice Flow Deposits

The Towada Pumice Flow Deposits are the caldera-forming tuffs from the Towada caldera which embraces Lake Towada located outside of the sheet map area toward southeast direction. Two major caldera-forming tuffs are known on the Towada caldera, and those in this sheet map area may be ascribed to the younger one of age of 13,000 years B.P., called Hachinohe Tuff (OIKE, 1964 ; NAKAGAWA *et al.*, 1972; HAYAKAWA, 1985).

Holocene

The Holocene sediments are subdivided into six units. Talus and colluvial deposits are found along northwestern slope of Mt. Tashiroyama and southeastern slope of Mt. Obirakiyama. The other five units are of alluvium, and are classified into the upper alluvial plain deposits, natural levee deposits, abandoned channel deposits, present riverbed deposits and flood plain deposits. They widely cover the

Tsugaru Plain.

GEOLOGIC STRUCTURE

The topography characterized by Tertiary rocks in this region reflects roughly east-west tectonic contraction that favors the formation of north-south trending folds and range bounding reverse faults. There develop many north-south trending folds and reverse faults in the district and relatively large-scale anticlines with every 4 km spacing are put name as the Okiura Anticline, Houtoge-Nashikizawa Anticline, Todezawa Anticline and Nukamori Anticline. The Kuroishi Reverse Fault System consists of multiple fault segments and bounds the west edge of the Kuroishi-Hiraga Hilly area to the Tsugaru Plain. Some fault segments of them seem to have a close genetical relationship with folds as seen in the combination of the Hirofune Fault and the Todezawa Anticline.

The large-scale volcanogenic depressions are the disharmonic structure to the north-south trending Tertiary regional structure. The circular topographic feature of the Okiura caldera essentially reflects the Okiura Ring Normal Fault System, which consists of multiple fault segments. Many of them are observed along the caldera moat.

ECONOMIC GEOLOGY

Valuable resources in the mapped area are metallic mineral deposits, non-metallic mineral deposits, building stones and hydrothermal fluids.

Metallic mine is not working in the mapped area. There are abandoned pits of small-scale Kuroko-type or vein type mineral deposits in several places. At the 6 km southeast from the southeastern corner of the mapped area, the Nurukawa Prospect of Kuroko-type ore deposits has been discovered and is being prepared to mine. It will encourage further to explore in this area.

Two kinds of non-metallic minerals are significant in this area : barite and bentonite (montmorillonite). At the Ozaki Mine, a few or several hundred tons of barite had been produced for many years, but the mine has been idle for over 20 years. At the Shirasawa Mine, 50 or 60 tons of bentonite have been monthly produced for many years and it has been maintained up to the present.

The Nijikai Tuff and Hakkōda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits had once been quarried for building stone. Four major working quarries are confined to those of the Mitsumori Andesite, and supply crushed stone for rail road.

Hot springs are ubiquitously distributed in the mapped area. Particularly there develop hydrothermal convection systems in the Ikarigaseki caldera and the Okiura caldera. In the Okiura caldera area, some drill holes for geothermal survey reached 148.7°C at 700 m depth and 165.7°C at 1,500 m depth.

文献引用例

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.

BILIOGRAPHIC REFERENCE

MURAOKA, H. and HASE, H. (1990) *Geology of the Kuroishi district*. With Geological Sheet Map at 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 124 p. (in Japanese with English abstract 8 p.).

平成2年3月26日印刷

平成2年3月30日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木村篤義
印刷所 創文印刷工業㈱

東京都荒川区西尾久7-12-16

© 1990 Geological Survey of Japan