

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第12号

NJ-54-28-1

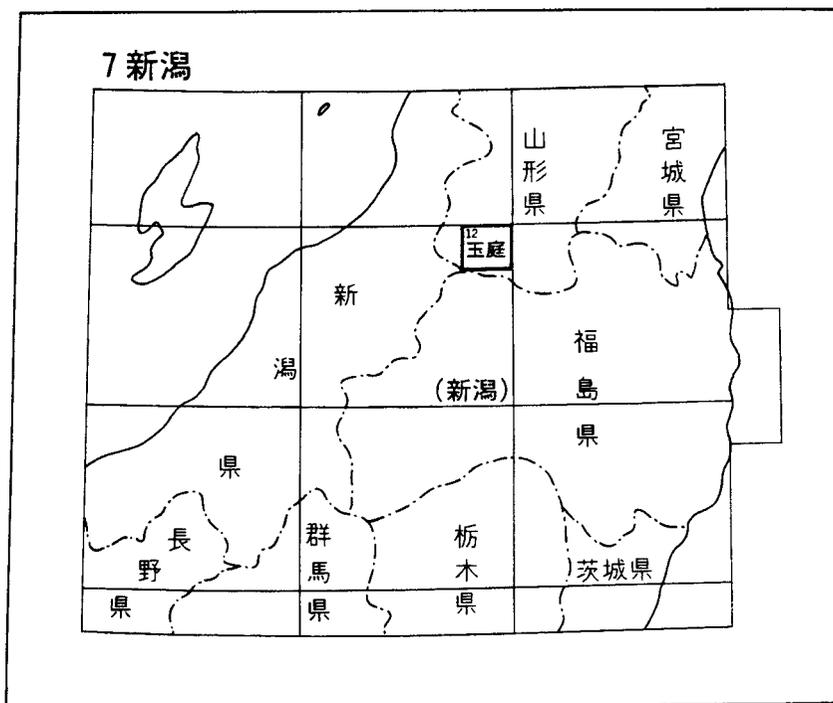
玉庭地域の地質

柳沢幸夫・山元孝広

平成10年

地質調査所

位置図



()は1:200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

6-103 小国 Oguni NJ-54-27-8 (未刊行, unpublished)	6-104 手ノ子 Tenoko NJ-54-27-4 (未刊行, unpublished)	6-105 赤湯 Akayu NJ-54-21-16 (未刊行, unpublished)
7-11 飯豊山 Iidesan NJ-54-28-5 (1996)	7-12 玉庭 Tamaniwa NJ-54-28-1 (1997)	7-13 米沢 Yonezawa NJ-54-22-13 (未刊行, unpublished)
7-20 大日岳 Dainichidake NJ-54-28-6 (未刊行, unpublished)	7-21 熱塩 Atsushio NJ-54-28-2 (未刊行, unpublished)	7-22 吾妻山 Azumayama NJ-54-22-14 (未刊行, unpublished)

目 次

I . 地 形	(柳沢幸夫) 2
II . 地質概説	(柳沢幸夫・山元孝広) 3
II . 1 中生界堆積岩類	5
II . 2 白亜紀 - 古第三紀深成岩類	7
II . 3 新第三系	7
II . 4 第四系	9
II . 5 新第三系の地質年代	9
II . 6 地質構造	14
III . 中生界堆積岩類	(山元孝広) 14
III . 1 箱ノ口層	15
III . 2 烏帽子山層	15
IV . 白亜紀 - 古第三紀深成岩類	(山元孝広) 18
IV . 1 細粒黒雲母トーナール岩	19
IV . 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	19
IV . 3 飯豊山花崗閃緑岩	20
IV . 4 中粒斑状黒雲母花崗岩	20
V . 新第三系	(柳沢幸夫・山元孝広) 21
V . 1 北小国層	21
V . 2 眼鏡橋層	22
V . 3 明沢橋層	27
V . 4 沼沢層	30
V . 5 湯小屋層	39
V . 6 貫入岩類	43
V . 6 . 1 流紋岩	43
V . 6 . 1 . 1 流紋岩岩脈	45
V . 6 . 1 . 2 流紋岩溶岩	48
V . 6 . 2 かんらん石玄武岩及び無斑晶質玄武岩	49
V . 6 . 3 ドレライト	50
V . 6 . 4 斜方輝石単斜輝石安山岩	51
V . 7 宇津峠層	51
V . 8 高峰層	55
V . 9 手ノ子層	61
V . 10 中原層	65

VI. 第四系	(柳沢幸夫・山元孝広)	67
VI.1 段丘堆積物		67
VI.1.1 中位段丘堆積物Ⅰ		67
VI.1.2 中位段丘堆積物Ⅱ		67
VI.1.3 低位段丘堆積物Ⅰ		68
VI.1.4 低位段丘堆積物Ⅱ		68
VI.2 地すべり堆積物		68
VI.3 崖錐・崩積堆積物及び岩屑堆積物		69
VI.4 沖積層		70
VII. 地質構造	(柳沢幸夫・山元孝広)	70
VII.1 マイロナイト帯		71
VII.2 断層		73
VII.3 褶曲		75
VIII. 応用地質	(柳沢幸夫・山元孝広)	78
VIII.1 金属資源		78
VIII.2 石膏		79
VIII.3 陶石		80
VIII.4 ベントナイト		80
VIII.5 珪砂		80
VIII.6 亜炭		81
VIII.7 石油・天然ガス		81
VIII.8 温泉		81
VIII.9 採石資源		81
VIII.10 地すべり		82
VIII.11 ダム地質		82
文 献		83
Abstract		91

図・表目次

第1図 玉庭地域の地形及び水系図	2
第2図 玉庭地域の層序総括図	4
第3図 玉庭地域周辺の先新第三系の広域地質図	6
第4図 新第三系の層序総括図	8
第5図 新第三系の年代層序	10
第6図 北小国層及び眼鏡橋層のK - Ar年代測定試料採取位置図	11

第 7 図	烏帽子山周辺の先新第三紀マイロナイト帯の地質図と白夫沢ルートマップ	16
第 8 図	マイロナイトの顕微鏡写真	18
第 9 図	地層名対比図	23
第 10 図	眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層及び湯小屋層の地質柱状図	24-25
第 11 図	眼鏡橋層の礫岩(Mg ₁)	25
第 12 図	眼鏡橋層の再堆積した玄武岩火砕岩(Mg ₂)	26
第 13 図	明沢橋層及び沼沢層の模式地のルートマップ	26-27
第 14 図	明沢橋層の泥岩	28
第 15 図	明沢橋層の玄武岩降下堆積物(Mb)	29
第 16 図	貝類化石を含む沼沢層下部の黑色火山砂岩(N _v)	31
第 17 図	沼沢層下部の成層泥岩(N ₂)	32
第 18 図	沼沢層上部の灰色塊状泥岩(N ₄)	33
第 19 図	沼沢層下部の流紋岩水底火砕流堆積物(N _{t2})	34
第 20 図	沼沢層下部の流紋岩水底火砕流堆積物(N _{t2})の垂直岩相変化	35
第 21 図	沼沢層下部の流紋岩水底火砕流堆積物(N _{t2})中の塊状部の等層厚線図	36
第 22 図	湯小屋層の泥岩のタイプ	40
第 23 図	湯小屋層の Y ₂ の岩相 (いわゆる「硬軟互層」の岩相)	41
第 24 図	湯小屋層の火山砕屑岩タービダイト	42
第 25 図	湯小屋層の珪藻化石産地	43
第 26 図	湯小屋層の珪藻化石柱状図	44
第 27 図	荒川最上流部のルートマップ	45
第 28 図	流紋岩岩脈(R _y)の分布密度と卓越方位	46
第 29 図	眼鏡橋層の玄武岩火砕岩(Mg ₂)を貫く流紋岩岩脈(R _y)	47
第 30 図	流紋岩岩脈(R _y)の厚さの頻度分布	47
第 31 図	沼沢層下部の流紋岩自破碎溶岩(R _y)	48
第 32 図	玄武岩岩脈(Ba)の貫入面の極の等積下半球投影	50
第 33 図	宇津峠層・高峰層・手ノ子層及び中原層の柱状図	52-53
第 34 図	宇津峠層基底の不整合	52
第 35 図	宇津峠層下部の柱状図	53
第 36 図	高峰層上部の岩相	56
第 37 図	高峰層・手ノ子層及び中原層の分布と古流向	57
第 38 図	才津火砕流堆積(S _t)と高野沢火砕流堆積物(T _t)の分布	58
第 39 図	才津火砕流堆積物(S _t)の層厚・岩相変化	59
第 40 図	才津火砕流堆積物(S _t)上部の溶結構造	59
第 41 図	手ノ子層上部の岩相	62
第 42 図	北東に急傾斜する高野沢火砕流堆積物(T _t)	63

第 43 図	高野沢火砕流堆積物(Tt)を覆う洪水流堆積物	64
第 44 図	中原層の岩相	66
第 45 図	中原層の礫岩	66
第 46 図	玉庭図幅地域周辺の断層系	71
第 47 図	玉庭図幅地域の地質構造	70-71
第 48 図	褶曲した湯小屋層の泥岩(Y ₁)	76
第 49 図	須郷向斜の軸部	77
第 50 図	高峰層及び手ノ子層の垂炭層	80-81
第 1 表	新第三紀火山岩のK - Ar年代	11
第 2 表	新第三紀凝灰岩のフィッシュトラック年代	13
第 3 表	沼沢層黒色火山砂岩(Nv)産の貝類化石	37
第 4 表	沼沢層産浮遊性有孔虫化石	38
第 5 表	沼沢層産石灰質ナノ化石	39
第 6 表	湯小屋層産珪藻化石	42-43
第 7 表	宇津峠層産貝類化石	54
第 8 表	高峰層及び手ノ子層下部産出の植物化石	61
第 9 表	玉庭図幅地域内の温泉	82
Fig. 1	Summary of the geology in the Tamaniwa district	92

玉庭地域の地質

柳沢幸夫*・山元孝広**

「玉庭」地域の地質図の作成は、地質調査所における地質図幅の研究の一環として行われたもので、野外調査は昭和57年度から63年度に実施された。とりまとめは、堆積岩類を主に柳沢が、深成岩類及び火山岩類を主に山元が担当し、全体のとりまとめを柳沢が行った。

本図幅の調査研究に際し、御協力いただいたすべての方を明記して謝辞を述べる余裕はないが、特に、現地において地質調査の御指導をいただくとともに、未公表の調査資料を提供いただいた元地質調査所職員の矢崎清貫博士に深く感謝する。

新潟大学理学部地質科学科の吉村尚久教授と調査当時新潟大学理学部院生であった西坂昌美氏には、現地調査に御協力いただき、火山岩や化石産地について教えていただいた。また、新潟大学理学部地質科学科の小林敏雄教授には、同教室の進級論文の閲覧に便宜を計っていただいた。国立科学博物館の植村和彦博士には、調査地域の第三系から産する植物化石についてご教示いただいた。山形県庁の田宮良一氏には調査地域の地質全般についてご教示いただいた。また東北大学理学部地圏環境科学科の海保邦夫助教授には浮遊性有孔虫化石を、北海道大学大学院理学研究科地球惑星物質科学科の岡田尚武教授には石灰質ナノ化石をそれぞれ同定をしていただいた。山形女子短期大学の吉田三郎教授(元山形大学教育学部)、山形大学教育学部地学教室の川辺孝幸助教授及び東北大学理学部地圏環境科学科の斎藤常正教授には、本図幅地域の地質に関して種々御討論いただいた。農林水産省東北農業試験場の豊島正幸博士には、本図幅地域の地形に関する文献の入手に便宜を計っていただいた。さらに元山形大学理学部地球科学教室の故大町北一郎教授には、本図幅地域の地質に関する資料を見せていただいた。筑波大学地球科学系の小笠原憲四郎教授には、貝化石群の年代についてご教示いただいた。さらに調査当時山形大学の学生であった細野敏明氏には、野外調査に際して援助をいただいた。以上の方々に深い感謝の意を表す。

珪砂鉱床に関する資料を提供していただいた川鉄鉱業株式会社飯豊鉱業所、及び地形図の入手に際し便宜を計っていただいた飯豊町・川西町・小国町・米沢市・米沢営林署及び小国営林署の関係各位に厚く感謝申し上げる。

日本大学理工学部(調査当時地質調査所)の釜井俊孝博士には、現地調査に協力していただき、調査地域の地すべり分布の資料を提供していただいた。地殻熱部の金原啓司部長及び高橋正明技官には本図幅地域内の温泉について、鉱物資源部の須藤定久技官には本図幅地域内の鉱山について、それぞれご教示いただいた。貝類化石の採取及び同定に関しては地質標本館の佐藤喜男技官の手を煩わした。地質部の久保和也部長には、本地域のマイロナイトの調査研究についてご指導いただいた。地質部の高橋 浩技官には深成岩類について、同じく地震地質部の吉岡敏和技官には河岸段丘の記載に際して協力していただいた。さらに国際協力室の奥村公男国際地質課長には、現地調査において種々ご指導いただいた。本研究で用いた岩石薄片は地質標本館試料調製課の野神貴嗣技官、安部正治氏及び佐藤芳治氏(元所員)の製作によるものである。

*地質標本館, **地質部

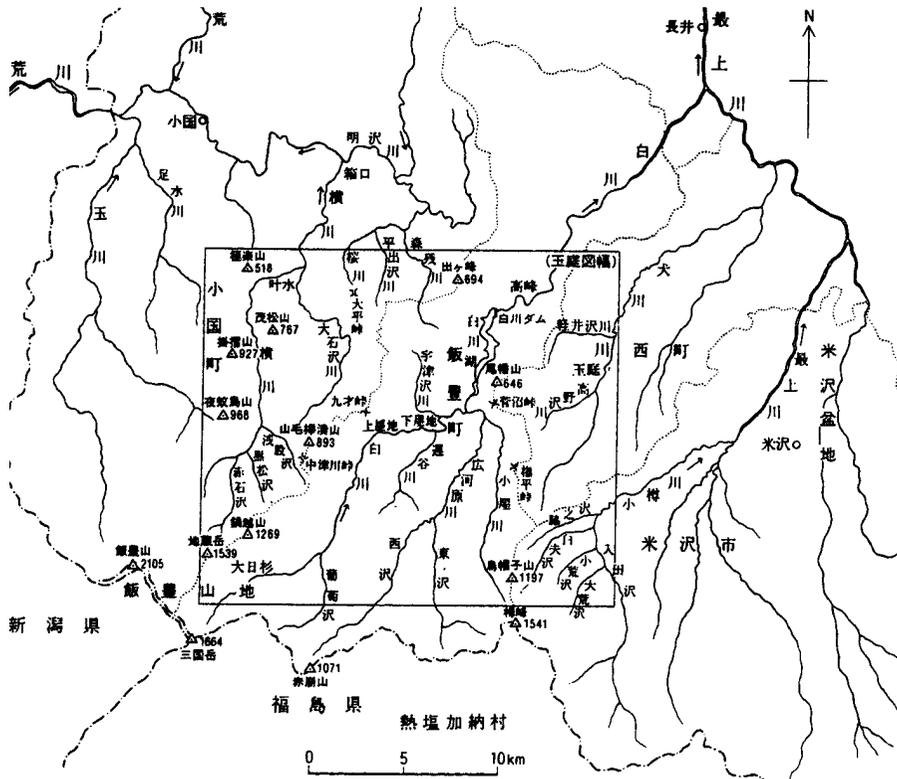
Key words: geological map, 1:50,000, regional geology, Yamagata Prefecture, Yonezawa, Okitama, Iide, Tanakura Fracture Zone, granitic rocks, sedimentary rocks, volcanic rocks, terrace deposits, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene.

I. 地形

(柳沢幸夫)

「玉庭」図幅地域は、北緯 $37^{\circ}50' - 38^{\circ}0'$ 、東経 $139^{\circ}45' - 140^{\circ}0'$ の範囲に相当する。行政的には、山形県の南西端部に位置し、山形県米沢市、東置賜郡川西町、西置賜郡飯豊町・小国町の1市3町にまたがる(第1図)。また、地形的には、山形・福島・新潟の3県の県境部を中心とする標高2,000m級の飯豊山地と、その東方の米沢盆地との間に位置する。

本図幅地域の南西部は飯豊山地の東部に属し、西から地藏岳(標高1,539m)、鍋越山(標高1,269m)が稜線を連ね、その稜線は次第に高度を下げて北東の山毛樺潰山(標高893m)に連なる。一方、本図幅地域の南東部には、標高1,197mの烏帽子山がそびえ、その南方の梅峰(標高1,541m)とともに比較的急



第1図 玉庭地域の地形及び水系図

峻な山稜を形成する。

本図幅地域内は、主として標高 500-700m の丘陵性の地形からなり、南部ほどその標高は高く、北ないし北東に向かって次第に標高を減ずる。本図幅東部の川西町地域から米沢盆地との間の丘陵地は、顕著な定高性を持ち、その頂部に赤色土壌が発達することから、とくに玉庭丘陵と呼ばれている。Fujiwara (1956) は、米沢盆地の地形的な特徴を解析し、玉庭丘陵地域に向斜をつくるような構造運動があったと考えている。また、西谷 (1982) は、玉庭丘陵には堆積原面や侵食原面は認められず、地質構造を反映してケスタ地形に類似した地形が発達していると報告している。

本図幅地域を流れる河川系は、西から横川、白川、犬川及び小樽川^{こたるがわ}の 4 つの水系からなる (第 1 図)。横川は地藏岳の北側を源流として、赤石沢・黒松沢・浅股沢を合わせて本図幅地域の北西部を北流し、^{かのうみず} 叶水付近で支流の大石沢川を合する。さらに本図幅北方の箱口付近で明沢川を合わせて西に向きを変え、小国付近で荒川に合流し、最終的には新潟県村上市の南方で日本海に注ぐ。一方、残りの 3 河川はいずれも最上川の支流であり、ほぼ北東方向に流れて米沢盆地で最上川に合流する。このうち、白川は三国岳付近から発して^{ぶどう} 葡萄沢を合わせ、更に遅谷川・宇津沢川・広河原川・小屋川などの支流を合わせながら、本図幅地域内を北東に向かって流れ、本図幅北東方の長井市南部で最上川に合流する。中流にはロックフィルダムの白川ダムが築かれ、これによってできた人造湖は白川湖と呼ばれている。犬川は、図幅北東部の玉庭付近を北東に流下する比較的小規模の河川で、^{こうやきわ} 高野沢川及び軽井沢川などの支流を合わせ、米沢盆地に入ってから最上川に合する。小樽川は別名^{きめん} 鬼面川とも呼ばれ、本図幅南西部にその中流部がわずかにかかるのみである。以上のほかに、図幅の北端部には、横川の支流である桜川・平井沢川及び^{もりのこし} 森残川の上流部が本図幅地域に含まれる。また、図幅の西端部では、荒川の支流である玉川の支流の最奥部^{やかとりや} (夜蚊鳥屋山の西方) が本図幅にわずかにかかる。

本図幅地域内はほとんどが山地・丘陵で占められ、平地は、白川中流の下屋地・上屋地地域 (中津川地域)、高峰より下流の白川沿岸、犬川流域の玉庭地域、横川中流の叶水付近にわずかに発達するにすぎない。河岸段丘は各河川沿いにそれぞれ発達し、本報告では 4 段に区分した。米地・加藤 (1969) 及び米地・山形 (1974) は、白川中流の中津川地域の段丘を沖積低地、低位段丘面、中位段丘 II 面、中位段丘 I 面、高位段丘 II 面、高位段丘 I 面の 6 面に区分し、このうち高位段丘 I、II 面は、現在の白川ダム付近で生じた地すべりによってできたせきとめ湖 (“古中津川湖”) の湖成面であると考えている。

II. 地 質 概 説

(柳沢幸夫・山元孝広)

本図幅地域内に分布する地質系統は、下位より中生界堆積岩類、白亜紀-古第三紀深成岩類、新第三

地質系統		堆積岩・堆積物	貫入岩・火山岩	その他		
新 生 界	第四系	完新統	沖積層	崖錐 崩積堆積物・岩屑堆積物 地すべり堆積物		
		更新統	段丘堆積物		低位Ⅱ	
					低位Ⅰ	
					中位Ⅱ	
	中位Ⅰ					
	第三系	鮮新統	中原層			
			手ノ子層		◁ 高野沢火砕流堆積物	
			高峰層		◁ 才津火砕流堆積物	
			上部		宇津峠層	安山岩 流紋岩
					中新統	湯小屋層
		中部	沼沢層			流紋岩・玄武岩
		下部	明沢橋層			玄武岩・安山岩
眼鏡橋層			玄武岩・安山岩			
北小国層			流紋岩火砕流堆積物			
古第三系			深成岩類 (花崗岩 飯豊山花崗閃緑岩 花崗閃緑岩 トーナル岩)			
中生界	白亜系					
	ジュラ系	烏帽子山層・箱ノ口層				

第2図 玉庭地域の層序総括図

系及び第四系である (第2図)。

本図幅地域及び周辺地域の地質図類としては、地質調査所発行の5万分の1地質図幅「飯豊山」図幅 (高橋ほか, 1996) がある。また、山形県発行の5万分の1地質図幅として、「玉庭」(吉田, 1980), 「手ノ子」(皆川, 1971), 「小国」(島津ほか, 1972), 「飯豊山」(今田, 1975), 「大日岳・熱塩」(吉田, 1986), 「吾妻山・福島」(田宮ほか, 1970), 「米沢・関」(神保ほか, 1970b) 及び「赤湯」(神保・田宮, 1972) がそれぞれ刊行されている。また、5万分の1表層地質図では、「玉庭」(山野井, 1992), 「小国・手の子」(吉田, 1990), 「米沢・関」(吉田ほか, 1985) 「赤湯・上山」(吉田ほか, 1983) が利用できる。地質調査所発行の20万分の1地質図幅「新潟」(角ほか, 1985) は、玉庭図幅地域を含む。

金属資源探査を目的として実施された広域調査関連の地質図として、山形吉野地域（通商産業省，1969，1970）と東会津地域（通商産業省，1974）が，玉庭図幅地域に関連する．北村編（1986）の東北本州弧地質資料集の中では，島弧横断ルート no. 25（島津ほか，1986）と no. 26（植村ほか，1986）の2つが，玉庭図幅地域を通り，5万分の1地質図と断面図が参考になる．

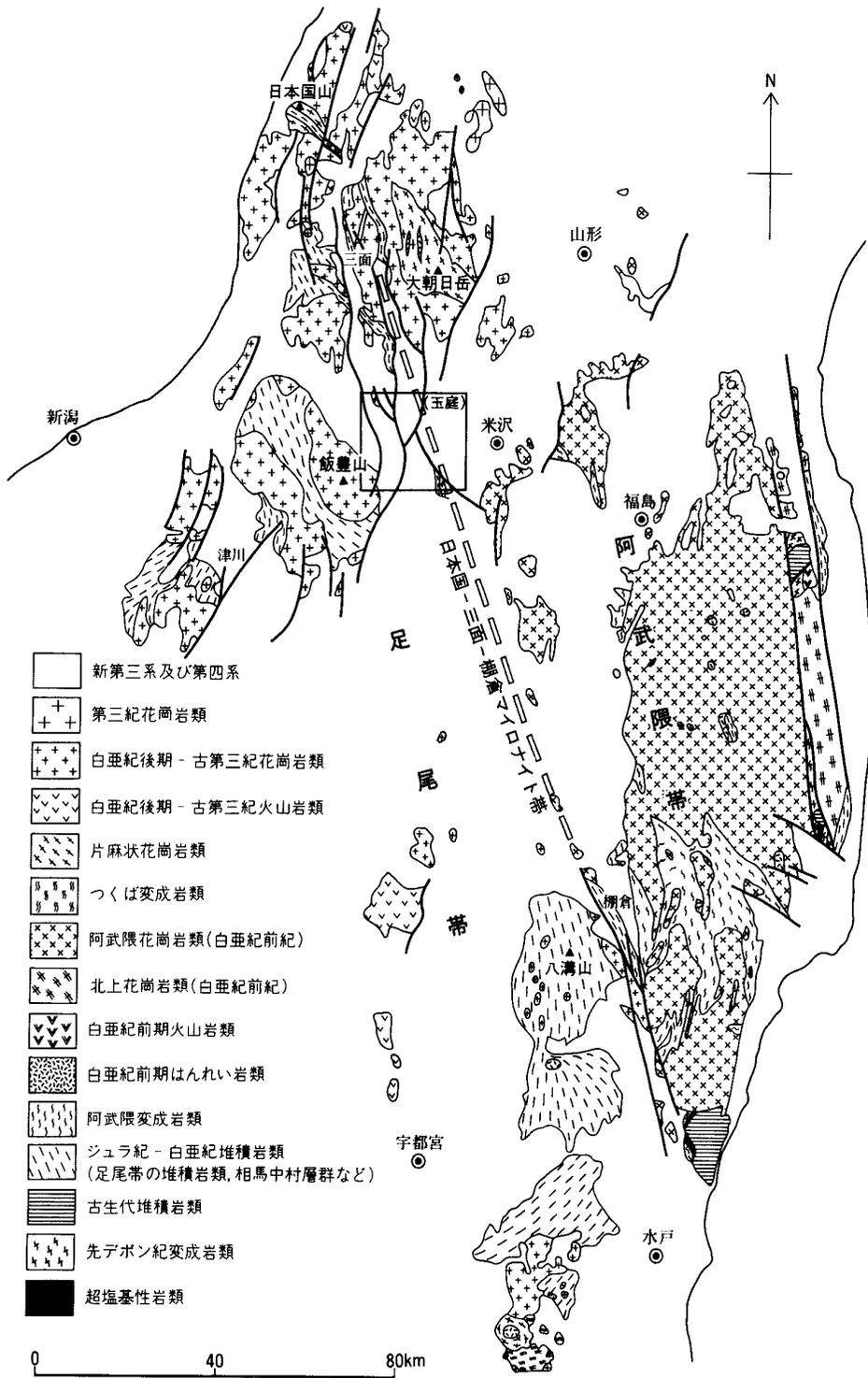
中生界堆積岩類に関しては，菅井の一連の研究が詳しい（菅井，1973a，1973b，1974a，1974b，1976，1982，1985）．白亜紀-古第三紀深成岩類については，島津（1964），笹田（1984）及び高橋ほか（1996）などの研究がある．

新第三系の層序は，森田日子次の卒業論文（1930MS）の調査によって，本格的な研究が開始され，第2次世界大戦後の燃料資源調査に伴って，さらに詳しい調査が行われた．まず，新第三系上部については，徳永・棚井（1954）の置賜亜炭田の調査によって基本的な層序が立てられ，それが現在まで踏襲されている．一方，石油・天然ガスの探査を目的にしたPEACの調査の結果が，半沢ほか（1958）によってまとめられ，玉庭図幅地域の新第三系の層序がほぼ確立した．この成果を基礎として，皆川はその後継続的な研究を行い，本図幅地域を含む新第三系の層序・構造及び地質構造発達史を明らかにした（皆川，1959a，1959b，1960a，1960b；Minagawa，1961；皆川，1965，1968，1971，1973，1985，皆川ほか，1967）．一方，1950-60年代に行われた小国及び長井地域のウラン探鉱のための調査では，玉庭図幅地域は直接の調査の対象とはならなかったが，この地域の新第三系の層序を明らかにする上で，重要な貢献をなした．その成果は地質調査所（1969）の中の幾つかの報告にまとめられている．また，その成果を基にした報告として島津ほか（1972）や矢崎（1985）などがある．前述した金属資源探査を目的とした広域調査も本図幅地域の新第三系の層序・構造の解明に多大な寄与をなしている．その調査の成果は通商産業省（1969，1970，1974）として総括されたほか，田宮ほか（1970），神保ほか（1970b），神保・田宮（1972）及び本田ほか（1985）としてもまとめられた．

第四系及び地形に関する研究としては，Fujiwara（1956），米地・加藤（1969），米地・山形（1974）及び西谷（1982）などがある．

II. 1 中生界堆積岩類

本図幅地域内には，日本国-三面-棚倉マイロナイト帯が北北西から南南東に斜めに通っており，中生界の堆積岩類はこれより西方に分布する（第3図）．したがって，本図幅地域の中生界は，先新第三紀の地体構造の上では西南日本内帯の美濃帯の東方延長にあたる足尾帯に属する．本図幅地域に分布する中生界堆積岩類は，**烏帽子山層**と**箱ノ口層**である（第2図）．いずれも頁岩砂岩互層からなり，チャートは含まない．烏帽子山層は本図幅地域の南東部に分布し，細粒黒雲母トータル岩の貫入により接触変成を受けており，ほとんど全てが黒雲母を生じてホルンフェルス化している．一方，箱ノ口層は，本図幅地域の北西端にわずかに分布するにすぎない．両層からは明確な年代資料が得られていないが，飯豊山地从ら新潟県津川周辺に分布するジュラ系に対比される可能性が高いので，本報告では両層をジュラ系？-白亜系？としておく．



第3図 玉庭地域周辺の先新第三系の広域地質図 地質調査所(1992)及び高橋ほか(1996)を一部改変

II. 2 白亜紀-古第三紀深成岩類

本図幅地域には、細粒黒雲母トータル岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・飯豊山花崗閃緑岩及び中粒斑状黒雲母花崗岩の4種の深成岩類が分布する(第2図)。**細粒黒雲母トータル岩**は、本図幅南東部に分布し、烏帽子山層に貫入している。自形性の良い斜長石と黒雲母に富む細粒の均質岩で、分布北東縁ではマイロナイト化している。**中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩**は飯豊町白川ダム北西方の中ノ沢沿いに分布する塊状で中粒の花崗閃緑岩である。**飯豊山花崗閃緑岩**は図幅南西部に分布し、西隣の「飯豊山」図幅(高橋ほか, 1996)の飯豊山花崗閃緑岩と同一の岩体である。**中粒斑状黒雲母花崗岩**は図幅北西部の小国町叶水周辺に分布するカリ長石の斑状結晶により特徴づけられる塊状の花崗岩である。飯豊山花崗閃緑岩の貫入年代は60Ma以前、おそらく白亜紀後期-古第三紀初頭の公算が高い。他の岩体の年代は直接的には明らかでないが、おそらく飯豊山花崗閃緑岩と同様に白亜紀後期-古第三紀初頭の可能性が高い。

II. 3 新第三系

本図幅地域の新第三系は、下位より北小国層、眼鏡橋層、明沢橋層、沼沢層、湯小屋層、宇津峠層、高峰層、手ノ子層及び中原層の9層から構成される(第4図)。

北小国層は本地域新第三系最下部を占め、大部分溶結した黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩からなる。その分布域の中心は北西隣「小国」図幅地域内にあり、本図幅地域では北西端にわずかに分布するにすぎない。

眼鏡橋層は、先新第三系基盤岩及び北小国層を不整合に覆い、下部が礫岩・砂岩からなる網状河川堆積物、上部が玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩からなる陸成層である。本層は、層厚の変化が著しく、周辺の本層相当層とともに、前期中新世に引張応力場の基で形成されたハーフグラベンを埋積した堆積物であると考えられている。

明沢橋層は、眼鏡橋層に整合に重なる汽水-内湾成の海成層で、砂岩及び泥岩などからなる。層厚の変化は、眼鏡橋層同様に激しい。本層は、本地域新第三系堆積盆の海進初期の堆積物であり、前期中新世末-中期中新世初頭の温暖な気候を特徴づける八尾-門ノ沢型動物群のArcid-Potamid faunaを産する。

沼沢層は、明沢橋層を整合に覆う泥岩を主とする海成層で、下部と上部に区分される。本層下部は、最下部が浅海成の砂岩から始まるが、その上位は岩相の変化と層厚の変化が激しい。本図幅の東部地域では厚い泥岩砂岩互層とその上位の黒紫色成層泥岩が厚く発達するが、中部及び西部地域ではこの2つの岩相が発達せず、砂岩層を挟む灰色成層泥岩が分布する。なお、本層最下部には局所的に黒色火山砂岩が発達する。本層上部は下部に比べ層厚の地域的な変化が小さく、しかも塊状または成層した灰色泥岩が本図幅地域全域に一樣に分布する。下部には、流紋岩溶岩、流紋岩火砕岩、上部には玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩、及び流紋岩火砕岩が挟まれる。本層は、岩相及び化石群集から、新潟地域標準層序の七谷層に、秋田地域標準層序の西黒沢層にほぼ対比される。

湯小屋層は沼沢層から整合に漸移する主に黒色の塊状または成層した海成泥岩からなる地層で、数層準に流紋岩火砕岩を挟む。本層の上部は海退相を示し、上方に粗粒化して最上部では砂質泥岩となる。

地質系	地層名	記号	主要な岩相	層厚 (m)	溶岩・火砕岩	貫入岩	化石	
鮮新統	上部	中原層	(風化礫岩・泥岩) 礫岩・泥岩・砂岩	200-250				
	下部	手ノ子層	砂岩・礫岩・泥岩	230-500			手ノ子植物群	
		高峰層	Tk St	砂岩・泥岩・礫岩・亜炭	170-240	<高野沢火砕流堆積物>		高峰植物群
中統	上部	宇津峠層	斜交層理粗粒砂岩 細-中粒泥質砂岩	20-420	珪長質凝灰岩(Ut)		耶麻型動物群	
		湯小屋層	Y3	砂質泥岩	130-550	流紋岩火砕岩(Yt) 流紋岩(Ry)	安山岩(An) 流紋岩(Ry)	珪藻
	Y2		黒色塊状泥岩	流紋岩火砕岩(Yt)		流紋岩(Ry)		
	Y1		黒色成層泥岩 黒色塊状泥岩・“硬軟互層”					
	中部	沼沢層	上部	N5	灰色成層泥岩	400-1150	流紋岩火砕岩(Nt3) 玄武岩・安山岩火砕岩・ 溶岩(Na)	流紋岩(Ry) ドレイイト(Do)
下部			N4	灰色塊状泥岩	流紋岩火砕岩(Nt1, Nt2) 流紋岩溶岩(Ry) 黒色火山砂岩(Nv)		流紋岩(Ry)	
新統	下部	明沢橋層	M	砂岩及び泥岩	0-1060	玄武岩火砕岩(Mb) 流紋岩火砕岩(Mt)	玄武岩(Ba) 流紋岩(Ry)	八尾-門ノ沢型動物群
		眼鏡橋層	Mg2	砂岩 礫岩	0-1100	玄武岩・安山岩火砕岩・ 溶岩	玄武岩(Ba)	台島型植物群
	Mg1		0-400					
	下部	北小国層	K		50	流紋岩火山礫凝灰岩 (大部分溶結)		
	先新第三系							

第4図 新第三系の層序総括図

本層は、岩相及び年代からみて、新潟地域標準層序の寺泊層、秋田地域標準層序の女川層に対比される。

宇津峠層は砂岩からなる地層で、下部は耶麻型動物群に対比される貝類化石群を含む塊状の細-中粒泥質砂岩からなり、上部は斜交層理の発達した粗粒砂岩からなる。下位の湯小屋層とは、本図幅地域の北部では整合であるが、南部では不整合の関係にある。

高峰層は固結度の低い砂岩・泥岩及び礫岩からなり、亜炭層を挟む。本層の下限を規定する才津火砕流堆積物は図幅地域内でよく連続し、良好な鍵層となる。本層の主体は蛇行河川または沼沢地の堆積物であると推定される。なお、本層は高峰植物群と呼ばれる三徳型の植物群を産することで知られている。

手ノ子層は、亜炭層及び凝灰岩を伴う固結度の低い砂岩・礫岩及び泥岩からなる蛇行河川の堆積物である。本層の基底に挟まる高野沢火砕流堆積物は、広く分布し鍵層として有効である。

中原層は、主に礫岩・泥岩及び砂岩からなる網状河川の堆積物である。本層最上部の礫岩及び泥岩は風化を受けて赤色を呈する。

これらの新第三系中には、流紋岩・玄武岩・ドレライト及び安山岩の**貫入岩**が分布する。流紋岩は沼沢層中の流紋岩火砕岩に関連するものが多いが、明沢橋層及び湯小屋層堆積時に活動したものも認められる。多くは流理構造を持つ溶岩ドーム群を構成し、沼沢層のもの多くは浅所貫入で、縁部が自破砕している。また、この溶岩ドーム群の供給岩脈と思われる流紋岩岩脈が基盤の深成岩類及び新第三系中に多数存在する。玄武岩は、岩脈として点在する。ドレライトは沼沢層中にシルとして貫入している。安山岩の多くは、沼沢層上部の安山岩火砕岩に関連したもので、ドーム及びシルとして産する。

II. 4 第四系

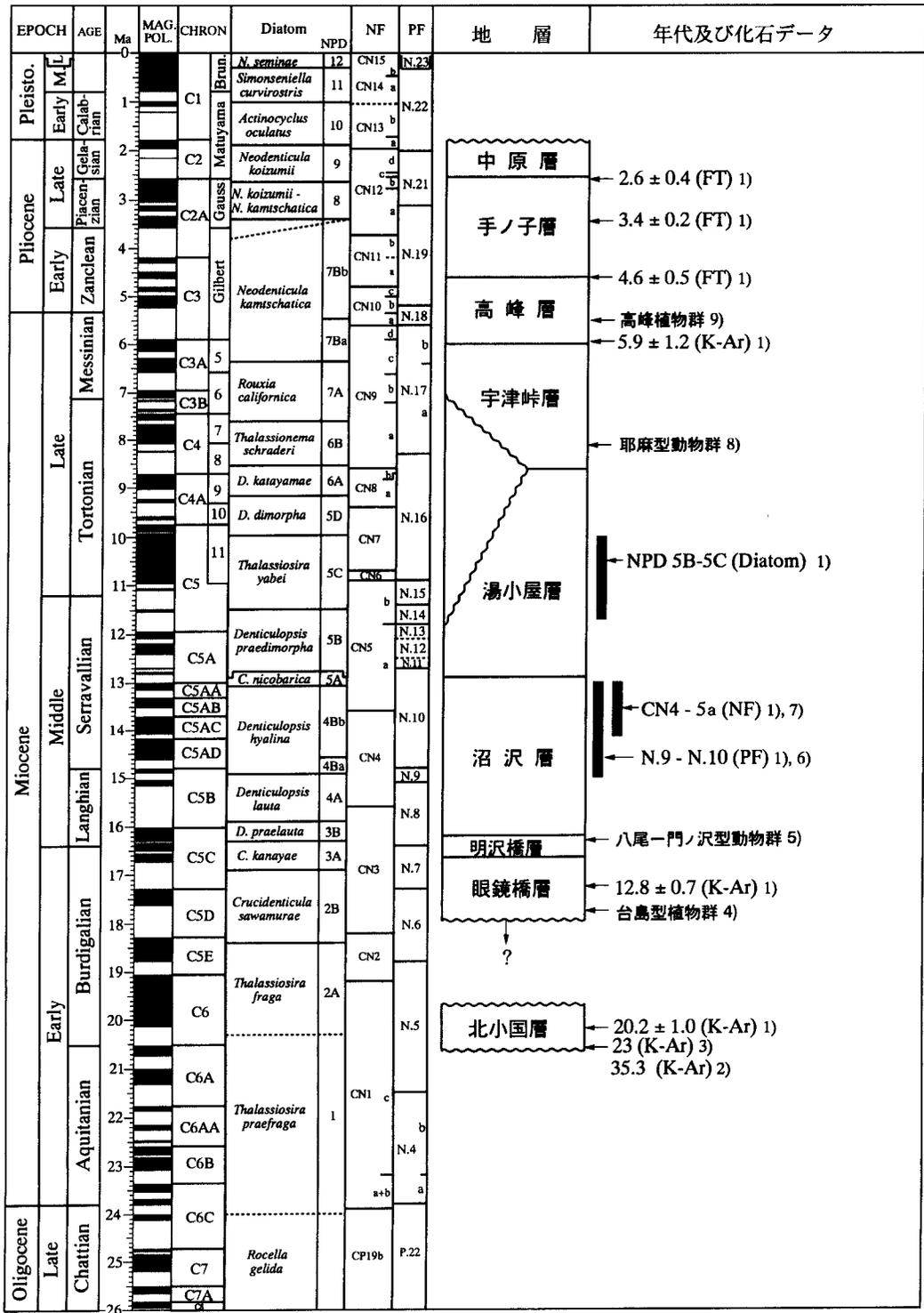
本図幅地域の第四系は、段丘堆積物、地すべり堆積物、崖錐・崩積堆積物及び岩屑堆積物、及び沖積層からなる（第2図）。**段丘堆積物**は中位段丘堆積物Ⅰ、中位段丘堆積物Ⅱ、低位段丘堆積物Ⅰ、低位段丘堆積物Ⅱの4つに区分される。いずれも主要な河川に沿って分布する。主に砂礫からなるが、一部では泥層が発達する。**地すべり堆積物**は比較的大規模な地すべりによって形成された堆積物で、特に沼沢層及び湯小屋層の泥岩・凝灰岩分布域に集中して分布する。変質して軟弱になった流紋岩や、眼鏡橋層の玄武岩・安山岩火砕岩及び明沢橋層の砂岩の分布域、及び宇津峠・高峰・手ノ子・中原層分布域にも地すべり堆積物は発達するが、沼沢・湯小屋層分布域に比べ、その頻度は低い。**崖錐・崩積堆積物及び岩屑堆積物**は、河川の支沢から押し出した幅100-300m程度の小規模な崖錐をつくる堆積物である。**沖積層**は、現在の河川の氾濫源及びそれと一連の地形面を構成する堆積物で、本図幅地域内の白川・小樽川・犬川・横川などの主要河川に沿って分布するするほか、支流の狭い河谷低地にも分布する。主に礫・砂及び泥からなる。

II. 5 新第三系の地質年代

本地域の新第三系の年代層序は、K-Ar年代、フィッシュントラック年代、植物化石群、貝類化石群、浮遊性有孔虫、石灰質ナンノ化石及び珪藻化石などを基にして第5図のようにまとめらる。

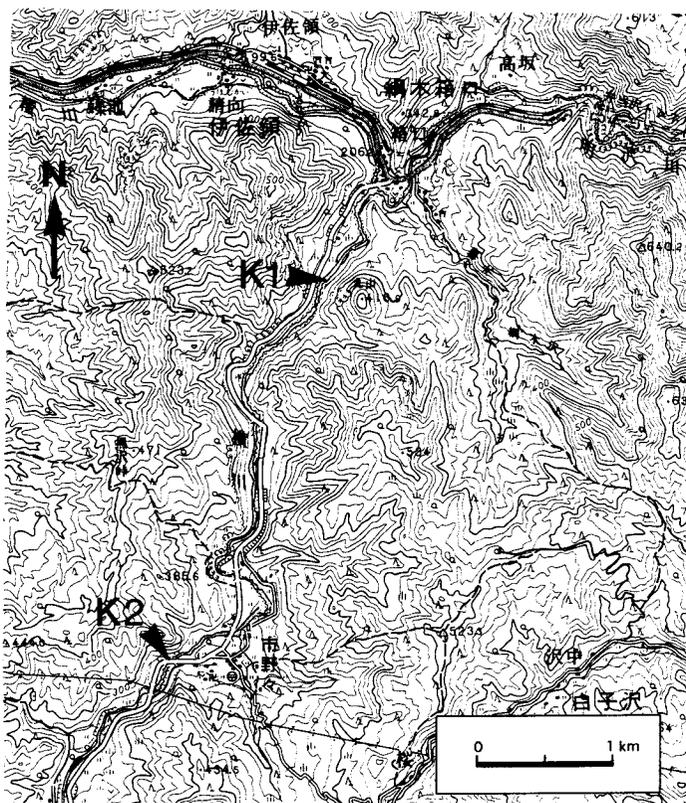
北小国層からは、今回黒雲母K-Ar年代 $20.2 \pm 1.0\text{Ma}$ の年代値を得た（第6図、第1表）。すでに「手ノ子」図幅内の本層からは23Ma（新しい崩壊定数により年代を補正）の黒雲母K-Ar年代（植田ほか、1973）や、35.3Maの黒雲母K-Ar年代（今田・植田、1980）がこれまでに報告されていたが、今回の値は前者に近い。なお、本図幅地域の北方に位置する朝日山地西麓に分布する葡萄層は、黒雲母流紋岩火砕流堆積物からなる地層で、北小国層に対比可能であり、同層からは $22.4 \pm 0.6\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュントラック年代が報告されている（雁沢、1987）。さらに、山形県温海町鼠が関周辺の北小国層相当層からは、23Maの黒雲母K-Ar年代（植田ほか、1973）と $22.5 \pm 0.3\text{Ma}$ のジルコン・フィッシュントラック年代（雁沢、1987）が報告されている。以上のような年代を総合的に考慮して、本報告では北小国層の年代を前期中新世であると判断する。

眼鏡橋層に対比される北東隣の「小国」図幅地域内の今市層からは、台島型植物群が産出すること（徳永、1960；Onoe, 1974；藤岡・古賀、1981）から、本層は前期中新世に位置づけられる。なお、眼鏡



第5図 新第三系の年代層序

年代尺度はBerggren *et al.* (1995)に基づく。珪藻化石帯はAkiba(1986)をBarron and Gladenkov(1995)によって一部改訂したもの。石灰質ナノ化石帯はOkada and Bukry(1980)、浮遊性有孔虫化石帯はBlow(1969)に基づく。NF: 石灰質ナノ化石; PF: 浮遊性有孔虫; FT: フィッシュントラック; K-Ar: カリウム-アルゴン; 1) 本報告; 2) 今田・植田(1980); 3) 植田ほか(1973); 4) 徳永(1960), Onoe (1974), 藤岡・古賀(1981); 5) Sato *et al.* (1989); 6) 村田(1976); 7) 楠谷・大槻(1991); 8) Kotaka and Kato(1979)など; 9) 徳永・棚井(1954), Tanai(1961), 植村(1977), Uemura (1988), 塚腰(1986), Tsukagoshi and Suzuki(1990)。



第6図 北小国層及び眼鏡橋層のK-Ar年代測定試料採取位置図
 国土地理院発行5万分の1地形図「手ノ子」を使用。K1及びK2は、第1表のそれに相当する

第1表 新第三紀火山岩の K-Ar 年代
 試料K1とK2の採取位置は第6図に、K3の採取位置は地質図に示す

No. 試料番号 (地層名)	岩石名 (産状)	試料	産地	年代値 (Ma)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ scc/gm)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
K1 TmYk 14 北小国層 火砕流堆積物	黒雲母流紋岩	黒雲母	小国町	Av. 20.2 ± 1.0			
	溶結凝灰岩		箱口	19.9 ± 1.0	0.439	61.5	5.65
				20.1 ± 1.3	0.452	32.6	5.61
K2 88082406 眼鏡橋層 溶岩流	単斜輝石	全岩	小国町	Av. 12.8 ± 0.7			
	かんらん石安山岩		市野々	12.5 ± 0.9	0.023	30.2	0.47
				13.1 ± 1.1	0.024	26.3	0.47
K3 MTKY 01 高峰層 才津火砕流堆積物	単斜輝石角閃石	黒雲母+	川西町	Av. 5.9 ± 1.2			
	黒雲母デイサイト	角閃石	和合	5.9 ± 1.7	0.124	9.6	5.37
	火山礫凝灰岩			5.8 ± 1.6	0.121	10.0	5.38

壊変定数 $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-2} \text{atm\%}$ 、測定: Teledyne Isotope社 Av: 平均値

橋層上部の玄武岩溶岩流（第6図）から、 $12.8 \pm 0.7\text{Ma}$ の全岩K-Ar年代を得た（第1表）が、この年代値は上位の明沢橋層・沼沢層の化石年代よりも有意に若く、変質等で放射アルゴンが逸脱したものと判断される。

明沢橋層からは、八尾-門ノ沢型動物群のArcid-Potamid faunaの産出が報告されている（Sato et al. 1989）。八尾-門ノ沢型動物群は、浮遊性有孔虫化石帯（Blow, 1969）のN. 8ないしN. 9に対比されることから（Chinzei, 1978 ; Ogasawara, 1994）、本層は前期中新世末ないし中期中新世初頭に位置づけられる。

沼沢層からは、Blow（1969）のN. 9-N. 10帯の浮遊性有孔虫が産出する（村田, 1976, 柳沢ほか, 1986 ; 本報告）。また、本層上部からはOkada and Bukry（1980）のCN4-CN5aに相当する石灰質ナンノ化石群が産出する（幡谷・大槻, 1991 ; 柳沢ほか, 1986 ; 本報告）。従って、本層の地質時代は、中期中新世の前期である。

湯小屋層の黒色塊状泥岩（ Y_2 ）及び砂質泥岩（ Y_3 ）の珪藻質泥岩からは、Akiba（1986）の*Denticulopsis praedimorpha* Zone（NPD 5B）から*Thalassiosira yabei* Zone（NPD 5C）に対比できる珪藻化石群集を産する（本報告）ので、この部分の年代は中期中新世の後期から後期中新世の初期である。本層の下限は下位の沼沢層の上限の年代から、中期中新世の後期と推定される。上限の年代ははっきりしないが、上位の宇津峠層下部から産出する軟体動物群の年代から判断して、後期中新世の中頃であろう。

宇津峠層下部からは、耶麻型動物群に対比される貝類化石群が産出する（Zinbo, 1973 ; Kotaka and Kato, 1979 など）。本層からは、*Nanaochlamys notoensis otutumiensis*が産出するとされ（Zinbo, 1973）、この産出が確かであるとすると、本層の貝類化石群は、Ogasawara et al.（1985）、Ogasawara and Sato（1986）及びOgasawara（1994）の旧期耶麻-塩原型動物群（中期中新世）に属する。Ogasawara（1994）によれば、旧期耶麻-塩原型動物群の上限の年代は、約11Maとされ、この年代は下位の湯小屋層の珪藻化石年代と比較すると、やや古すぎるように見える。このように宇津峠層の年代については、現状では矛盾するデータがあるものの、上下の地層の年代から判断して、後期中新世の後期であることは間違いない。

高峰層基底の才津火砕流堆積物の黒雲母からは、後期中新世を示す $5.9 \pm 1.2\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られた（第1表）。また、才津火砕流堆積物の給源と推定される大峠カルデラの大峠層のフィッシュントラック年代は $7.1 \pm 0.45\text{Ma}$ 、 $6.64 \pm 0.52\text{Ma}$ である（西坂・吉村, 1988）。本層から産する高峰植物群は、いわゆる三徳型植物群に属し後期中新世に位置づけられる（徳永・棚井, 1954 ; Tanai, 1961 ; 植村, 1977 ; 塚腰, 1986 ; Uemura, 1988 ; Tsukagoshi and Suzuki, 1990）。一方、上位の手ノ子層の下限を基底する高野沢火砕流堆積物のジルコンのフィッシュントラック年代は $4.6 \pm 0.5\text{Ma}$ である（第2表）。ただし、この値はゼータ較正がなされる以前の測定値であり、値自身はゼータ較正はされていないので、あくまで参考値にとどまる。以上データを総合すると、高峰層の年代は後期中新世末から前期鮮新世の初期と考えられる。

手ノ子層については、本層の中部及び上部に挟在する火砕岩のジルコンのフィッシュントラック年代値として $3.4 \pm 0.2\text{Ma}$ 、 $2.6 \pm 0.4\text{Ma}$ （第2表）が得られた。これらの年代値から、本層の年代は前期鮮新世の後期から後期鮮新世の前期であると判断される。

第2表 新第三紀凝灰岩のフィッシュントラック年代
測定は株式会社京都フィッシュントラックによる。試料の採取位置は地質図に示す

No.	地層名	岩石名 (産状)	産地	試料番号	鉱物名 (個数)	年代値(Ma) Age ± 1σ	自発核分裂飛跡 密度ρs, 総数ΣNs	誘導核分裂飛跡 密度ρi, 総数ΣNi	熱中性子フルエンス pd(総数), 熱中性子線量	ウラン濃度 (ppm)		
F1	手ノ子層 高野沢火砕流	デイサイト 火山礫凝灰岩	川西町 矢ノ沢	TmSI-35	ジルコン 34	4.6 ± 0.5 (参考値)	5.30 x 10 ⁹ /cm ² 103	3.76 x 10 ⁹ /cm ² 734	----- (1312) 5.52 x 10 ¹⁴ /cm ²	34		
1985年3月測定, 年代 T = 5.96 x 10 ⁴ Φ x ΣNs / ΣNi												
No.	地層名	岩石名 (産状)	産地	試料番号	鉱物名 (個数)	年代値(Ma) Age ± 1σ	自発核分裂飛跡 密度ρs, 総数ΣNs	誘導核分裂飛跡 密度ρi, 総数ΣNi	熱中性子フルエンス pd(総数), 熱中性子線量	ウラン濃度 (ppm)	χ ² 検定 P(χ ²) %	相関係数 r
F2	手ノ子層 中部	デイサイト 火砕岩	川西町 和合	MKT-07	ジルコン 30	3.4 ± 0.2	3.78 x 10 ⁹ /cm ² 596	3.22 x 10 ⁹ /cm ² 2522	7.753 x 10 ⁹ /cm ² (1148) 4.83 x 10 ¹⁴ /cm ²	333	72	0.696
F3	手ノ子層 上部	デイサイト 火砕岩	川西町 門前	88082604 (15粒子)	ジルコン 15	2.6 ± 0.4	2.02 x 10 ⁹ /cm ² 56	2.23 x 10 ⁹ /cm ² 618	7.785 x 10 ⁹ /cm ² (1150) 4.85 x 10 ¹⁴ /cm ²	230	28	0.595
				88082604 (全粒子)	ジルコン 30	4.4 ± 0.3 (参考値)	5.31 x 10 ⁹ /cm ² 276	3.47 x 10 ⁹ /cm ² 1805	7.785 x 10 ⁹ /cm ² (1150) 4.85 x 10 ¹⁴ /cm ²	360	4	0.815

1989年3月測定; 年代 T = ln(1 + λ₀ · ζ · pd · ps / pi) / λ₀; 誤差 σt = T * [1 / ΣNs + 1 / ΣNi + 1 / ΣNd + (σζ / ζ)²]^{1/2}

²³⁸Uの全壊変定数 λ₀ = 1.480 x 10⁻¹⁰ / yr; ゼータ値 ζ = 371 ± 5 (ED2)

測定方法: 外部ディテクター法 (内部面: ED1, 外部面: ED2)

中原層の明確な年代を示すデータは今のところ得られていないが、下位の手ノ子層の上部の年代が2.6Maであることから、おそらく本層主体の年代は後期鮮新世の後期であり、上限は第四紀にかかる可能性もある。

II. 6 地質構造

東北日本弧では、主要な構造要素の方向は、弧に平行な北北東-南南西方向とこれと斜交する北北西-南南東方向が見られる(第3図)。本図幅地域の地質構造も、北北東-南南西と北北西-南南東の2方向によって特徴づけられる。このうち東北日本弧の方向である北北東-南南西の断層系は、南方の会津盆地の西縁から本図幅内を通過して、朝日山地の東縁に達しさらに山形盆地西方へと続く。他方、北北西-南南東方向は、先新第三系の主要構造である日本国-三面-棚倉マイロナイト帯の方向に一致しており、本図幅南東部にこれらのマイロナイト帯の一部がわずかに露出している。この方向の断層系は図幅南東方向から本図幅地域を斜めに横切って北西の小国盆地への延びる。本図幅地域はこれら2つの主要な断層系が交差する位置にあり、とくに図幅の中央部では、これら2系統の断層とこれに沿う多数のタイトな褶曲が錯綜し、複雑な地質構造となっている。

本図幅地域の断層のうち、主要な断層は、北北西-南南東と北北東-南南西方向を問わず、いずれも西上がりの高角逆断層である。また、本図幅地域内の褶曲は、断層と同様に北北西-南南東方向と北北東-南南西方向であるが、同一の褶曲が途中で方向を変え屈曲する場合も多い。基盤に近い眼鏡橋層及び明沢橋層分布域では褶曲は少ないが、沼沢層以上の地層の分布域では非常に多数の褶曲を繰り返している。主要な背斜・向斜は、東翼急傾斜の背斜とその東側にある西翼急傾斜の向斜が1対のセットとなっており、両者の間は西上がりの高角逆断層によって切られている場合が多い。

III. 中生界堆積岩類

(山元孝広)

本図幅地域には、日本国 三面-棚倉マイロナイト帯が北西から南東に走り、中生界の堆積岩類はこれより西方に分布する(第3図)。したがって、本図幅地域の中生界は、先新第三紀の地体構造区分では西南日本内帯の美濃帯の東方延長にあたる足尾帯に属することになる。本図幅地域に分布する中生界堆積岩類は、箱ノ口層と烏帽子山層の両層で、いずれも頁岩ないし頁岩砂岩互層からなり、チャートは含まない。両層は岩相的にも類似し、ほぼ同じ地質単位と思われるが、分布域が離れていることと歴史的な経緯から別の地層として記載する。

III. 1 箱ノ口層 (H)

地層名 半沢ほか (1958) 及び皆川 (1959a) の「箱ノ口層群」によるが、元来は森田日子次の卒業論文 (1930MS) の命名による。

模式地 小国町箱口付近。

分布・構造 小国町叶水山崎の北方の沢の背斜軸部と同町白子沢にわずかに露出する。山崎の北方の沢では走向がほぼ NS で西に 10° 傾斜する。一方白子沢では走向が NS ないし NW-SE で、西ないし南西に 50° 傾斜する。

層序関係 山崎の北方の沢では、中粒斑状黒雲母花崗岩に貫入を受けているのが観察できる。中新統の明沢橋層に不整合に覆われる。白子沢では、中新統の北小国層及び明沢橋層に不整合に覆われる。

岩相 山崎の北方の沢では、やや砂質の黒色頁岩からなり、中粒斑状黒雲母花崗岩に貫入を受けてホルンフェルス化している。白子沢では厚さ 40-50cm の細-中粒硬質砂岩と厚さ 20-30cm の黒色頁岩の互層からなる。

菅井 (1973a, 1973b, 1974a, 1985) によれば、本層のホルンフェルスは角閃岩相に属し、化学成分の特徴としては、 K_2O がやや多く Na_2O が少なく、分子比 $K_2O / (Na_2O + K_2O)$ の平均は 0.51 であり、日本海側内帯に分布する中生界の泥質岩の化学成分に近い値を示している。

化石 本層からは化石の報告はない。

年代・対比 本層からは明確な年代資料が得られていないが、飯豊山地から新潟県津川周辺に分布するジュラ系 (Mizutani et al., 1984) に対比されると考えられるため、ここでは、烏帽子山層と同様、本層をジュラ系? - 白亜系? としておく。なお、菅井 (1976) は、模式地の箱口集落の対岸の採石場に露出する本層の頁岩砂岩互層の黒雲母ホルンフェルスの全岩の K-Ar 年代として、78Ma (崩壊定数の補正をすると 80Ma) を報告し、この年代は深成岩類の貫入による再結晶の年代を考えている。

III. 2 烏帽子山層 (E)

地層名 菅井 (1973b) の「烏帽子山層」による。Minagawa (1961) の Tsugamine Group (梅峯層群) に相当する。

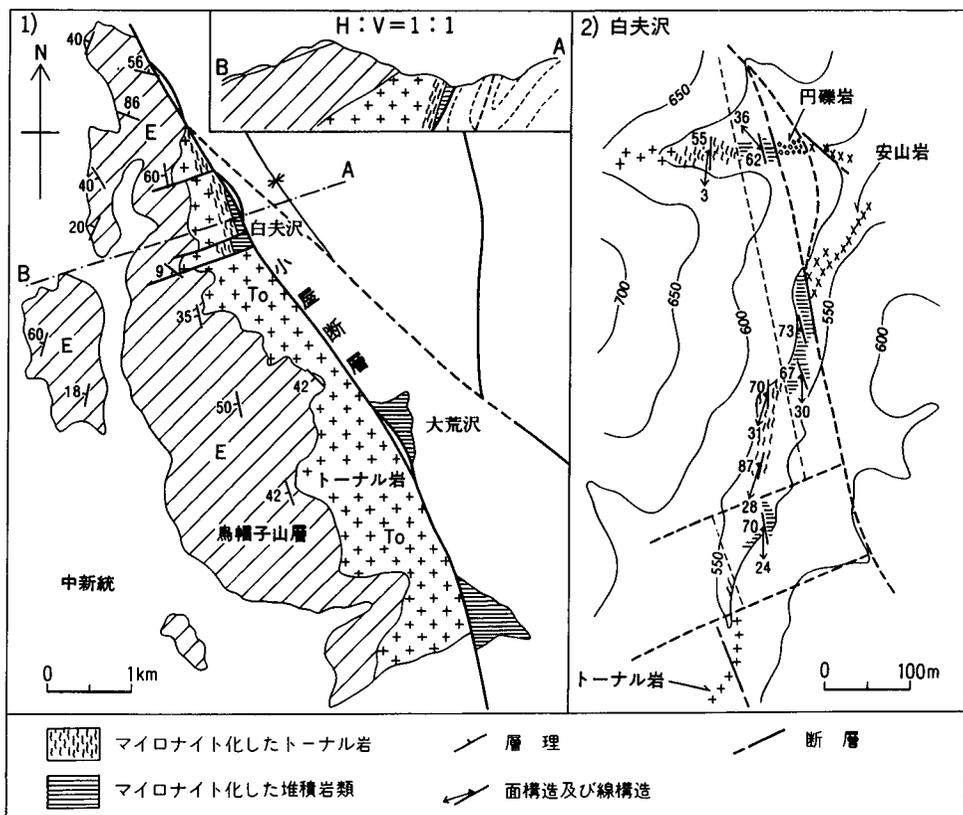
模式地 飯豊町小屋川上流部。

分布・構造 米沢市西方の烏帽子岳周辺に分布する。本層の走向は NE-SW から NW-SE で、西に傾斜する (第 7 図)。

層序関係 黒雲母トータル岩の貫入を受ける。また、新第三系に不整合で覆われる。

岩相 本層は頁岩と細粒-中粒砂岩の互層を主体としている。厚層理の砂岩には正級化構造が認められる。また、砂岩頁岩の細互層には平行-低角斜交葉理が認められる。これらの岩石は深成岩類の貫入により接触変成を受けており、ほとんど全てが黒雲母を生じてホルンフェルス化している。

菅井 (1973b, 1985) によれば、ホルンフェルスはその鉱物成分及び化学成分から角閃岩相に属し、化



第7図 鳥帽子山周辺の先新第三紀マイロナイト帯の地質図1)と白夫沢ルートマップ2)
山元・柳沢(1989a)を一部改変

学成分の特徴としては、 K_2O がやや多く Na_2O が少なく、分子比 $K_2O/(Na_2O+K_2O)$ の平均は約 0.53 であり、日本海側内帯に分布する中生界の泥質岩の化学成分に近い値を示す。

岩石記載 砂岩ホルンフェルスは再結晶した石英・斜長石の等粒状結晶からなり、基質に黒雲母・緑泥石・白雲母・カリ長石を生じている。本岩には稀にざくろ石が含まれるが、よく円磨されており碎屑性の結晶とみなされる。泥質ホルンフェルスも、変成鉱物として基質に石英・斜長石・黒雲母・緑泥石・白雲母・カリ長石を生じている。黒雲母トールナル岩との境界付近（鳥帽子山の東斜面）では、泥質ホルンフェルス中に径 5mm 以下の白雲母・黒雲母・緑泥石集合体がスポット状に生じている。これは堇青石を置換したものであろう。また、貫入面付近の岩石中の黒雲母の粒径は 0.2mm 程度に達し、黒雲母の形態定向配列による片状構造が認められる。緑泥石は単独の結晶の場合と、黒雲母の一部を置き換えて産する場合とがある。

小屋断層に近接した米沢市西方の白夫沢中流部と大荒沢中流部の二箇所には、碎屑岩マイロナイトが露出するが、これは鳥帽子山層の頁岩砂岩互層がマイロナイト化を受けた岩相であると判断される（第

7 図). 本岩は、黒色 - 暗緑色の泥質岩起源のものと同色 - 淡緑色の砂質岩起源のものとの細互層からなる。片理や線構造の発達がよく、しばしば非対称な引きずり褶曲が発達している。白夫沢の本岩の片状構造は、走向が N10-20° W で西に急傾斜し、線構造のプランジは水平に近い。大荒沢の本岩の片状構造は NW-SE が卓越するが、カタクラサイト化のため構造が乱れる部分が多い。白夫沢では黒雲母トータル岩マイロナイトと碎屑岩マイロナイトが密着接着し、共に平行な片状構造を持っている。圧砕作用により接触変成の証拠は消滅しているが、もとは貫入関係であったと判断される。また、大荒沢でも碎屑岩マイロナイト中に、幅 10cm-2m のトータル岩マイロナイトが挟まれている(地質図上では省略した)。大荒沢のカタクラサイト化したマイロナイト中には、方解石脈が多い。

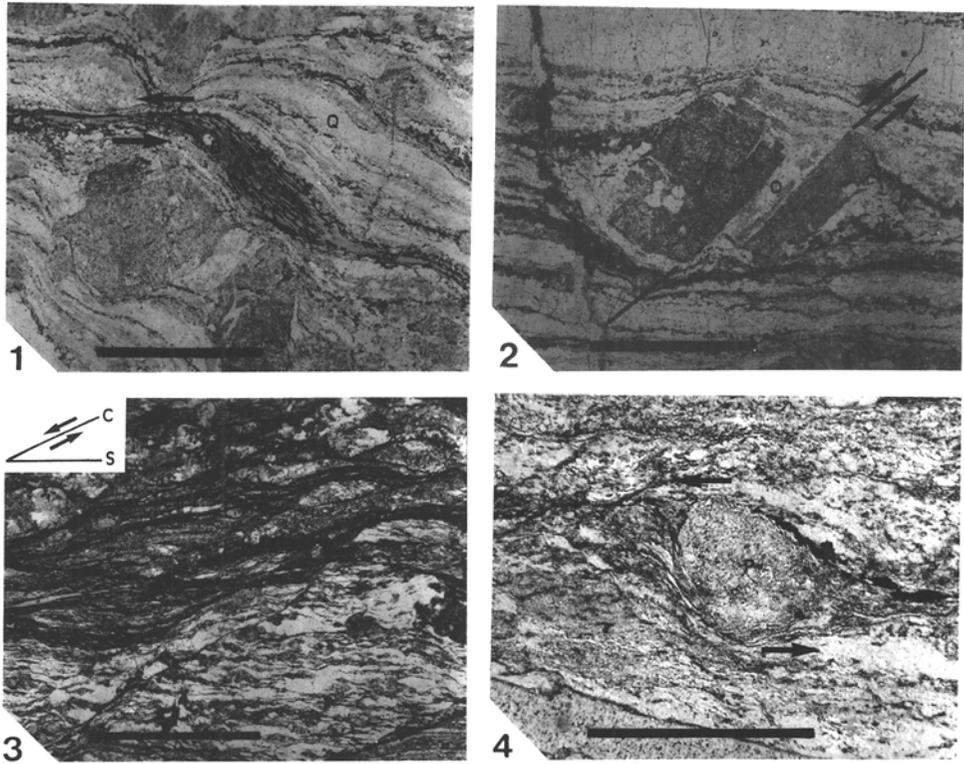
岩石記載 本岩の主要構成鉱物は石英・緑泥石・白雲母・斜長石で、泥質岩起源のものは緑泥石に、砂質岩起源のものは石英・白雲母に富んでいる。泥質岩起源のものは、葉状緑泥石の強い形態定向配列を示し、シアバンドが発達している(第8図-3)。砂質岩起源のものは、アスペクト比の高い再結晶石英集合体と白雲母の紡錘形ポーフィロクラスト(マイカフィッシュ)からなる流動構造が発達している(第8図-3)。斜長石ポーフィロクラストは碎屑性粒子の形態をよく保存しており、特に変形構造は認められない。砂質岩起源のものにはまれにざくろ石が含まれるが、よく円磨されており碎屑性の結晶とみなされる。ざくろ石には変形構造が認められない。砂質岩起源のものは泥質岩起源のものに比較すると変形に対してより脆性的で、両者の互層において砂質岩起源のものにのみ、微小断層によるカタクラサイト的な破断がしばしば認められる(第8図-3)。

本岩の非対称微小構造、すなわちマイカフィッシュの形態定向配列の斜交性・石英の形態定向配列の斜交性・シアバンド(第8図-3)・非対称プレッシャーシャドウ(第8図-4)はいずれも例外なく左ずれを示している。

化石 本層からは化石の報告はない。

年代・対比 飯豊山地から新潟県津川周辺に分布する堆積岩類からジュラ紀を示す放散虫化石が報告されている(Mizutani et al., 1984)。また、福島県会津盆地南方の先新第三系の基盤をなす大戸層からも、ジュラ紀 - 白亜紀の放散虫化石が産出している(福島県教育委員会, 1985)。本層からは明確な年代資料が得られていないが、本層は上述のジュラ系 - 白亜系の地層に対比できると考えられるので、ここでは本層をジュラ系? - 白亜系? としておく。

碎屑岩マイロナイトからも原岩の堆積年代や、圧砕作用の年代を示すデータは得られていない。しかし本岩が烏帽子山層相当層の圧砕されたものであることは、両者が共に細粒黒雲母トータル岩の貫入を受けていることや、本岩の変成度の低さから見て明らかであろう。概説で記述したように本岩は、朝日山地西麓の日本国 - 三面マイロナイト帯と阿武隈山地南西縁の棚倉マイロナイト帯のほぼ中間に位置しており、これらは一つの先新第三紀左横ずれマイロナイト帯を構成していたと考えられている(山元・柳沢, 1989a; 大槻・永広, 1992)。本岩類似の碎屑岩マイロナイトは、本図幅北方の朝日山地南西部の日本国 - 三面マイロナイト帯にも見いだされ、竹ノ沢層と呼ばれている(朝日団体研究グループ, 1987)。



第8図 マイロナイトの顕微鏡写真 (山元・柳沢, 1989a, 図版1)

下方ポーラ. 1-2. 黒雲母トータル岩マイロナイト(To; GSJ R63827; 米沢市白夫沢). 非対称な黒雲母紡錘形ポーフィロクラスト(B)や斜長石ポーフィロクラスト(P)の展張割れは, いずれも左ずれを示している. Qは基質を構成する再結晶石英集合体. スケールは1mm. 3. 砕屑岩マイロナイト(E; GSJ R63823; 米沢市大荒沢). 泥質岩起源(上半分の暗灰色部)には左ずれを示すシアバンド(C面)が発達し, 砂質岩起源(下半分の再結晶石英に富む部分)のものには正断層型の微小断層が認められる. スケールは1mm. 4. 砕屑岩マイロナイト(E)中の左ずれを示す非対称プレッシャーシャドウを伴う斜長石ポーフィロクラスト(GSJ R63824; 米沢市白夫沢). スケールは0.5mm

IV. 白亜紀-古第三紀深成岩類

(山元孝広)

本図幅地域には, 細粒黒雲母トータル岩・中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・飯豊山花崗閃緑岩及び中粒斑状黒雲母花崗岩の4種の深成岩類が分布する.

IV. 1 細粒黒雲母トーナル岩 (To)

分布 米沢市西方の烏帽子山の東山腹に分布する。

層序関係 烏帽子山層に貫入する。

岩相・岩石記載 本岩は、自形性の良い斜長石と黒雲母に富む細粒で均質なトーナル岩である。分布北東縁ではマイロナイト化しており、片状構造が顕著である(第7図)。強片状部の片状構造はN15-0°Eで西に急傾斜しており、線構造のプランジは水平に近い。マイロナイトの非対称微細構造(第8図)は、例外なく左横ずれを示している。

均質細粒黒雲母トーナル岩 (GSJ R63826, 原試料番号 870618-4)

産地: 米沢市入田沢西方の白夫沢沿い標高550mの地点。

・ ・ ・ ・ ・ : 斜長石 (< 2.8mm) ・ 石英 (< 2.5mm) ・ 黒雲母 (< 2.0mm) ・ カリ長石 (< 1.2mm) ・ 鉄鉱 ・ ジルコンからなる。斜長石は自形-半自形で、累帯構造が顕著である。斜長石の一部は内部がセリサイト化している。石英は他形で、波動消光を示し、アスペクト比の高いサブグレインの集合体からなる。黒雲母は半自形で、一部のものが緑泥石に交代されている。カリ長石はパーサイトで他形である。鉄鉱は細粒粒状で量は少なく、黒雲母に伴われる。

モード組成: 石英= 39.5%, 斜長石= 47.1%, カリ長石= 2.6%, 苦鉄質鉱物= 10.8%。

黒雲母トーナル岩マイロナイト (GSJ R63827, 原試料番号 880818-1)

産地: 米沢市入田沢西方の白夫沢沿い標高550mの地点。

鏡下の特徴: 引き延ばされた再結晶石英集合体と、黒雲母(全て緑泥石で交代されている)の紡錘形ポーフィロクラスト(マイカフィッシュ)の両端から伸びる緑泥石細粒集合体とがなす縞状構造が著しい(第8図-1)。斜長石は長径2.5mm以下のポーフィロクラストをなし、原岩に認められる半自形形態を比較的よく保存している。斜長石の変形構造としては展張割れが著しく、割れ目を石英が充填している(第8図-2)。非対象プレッシャーシャドウ・石英の形態定向配列の斜交性・マイカフィッシュの形態定向配列の斜交性(第8図-1)・ポーフィロクラスト内の破断面のずれ(第8図-2)などの非対象微細構造は、左ずれを示している。

年代・対比 本岩からは直接年代を示すデータは得られていないので、本報では白亜紀-古第三紀貫入岩としておく。概説で記述したように本岩のマイロナイトと碎屑岩マイロナイトは、朝日山地西麓の日本国-三面マイロナイト帯と阿武隈山地南西縁の柵倉マイロナイト帯のほぼ中間に位置しており、これらは一つの先新第三紀左横ずれマイロナイト帯を構成していたと考えられている(山元・柳沢, 1989a; 大槻・永広, 1992)。

IV. 2 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd)

分布 飯豊町白川ダム北西方の中沢沿いに分布する。

岩相 本岩は均質で中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。変質が著しく、東縁の断層沿いではカタクラサイト化が著しい。

年代・対比 この小岩体が、はたして飯豊山花崗閃緑岩と同一の岩体であるのかどうかは分布が離れているため明らかではないが、本報では飯豊山花崗閃緑岩と同様に白亜紀 - 古第三紀貫入岩類に含めた。

IV. 3 飯豊山花崗閃緑岩 (IGd)

分布 図幅南西部の地藏岳周辺に、西隣の「飯豊山」図幅から連続する岩体が分布する。

層序関係 南隣及び南西隣りの「熱塩」・「大日岳」図幅内で足尾帯の中生層に貫入する（笹田, 1984）。新第三系に不整合に覆われ、前期 - 中期中新世の岩脈群に貫かれる。

岩相・岩石記載 本岩は塊状で中粒の花崗閃緑岩である。飯豊町の大日杉周辺では多数の流紋岩岩脈や玄武岩 - 安山岩質火砕岩岩脈に貫かれ、カタクラサイト化と変質が著しい。そのような岩石中には、セリサイト・緑泥石・緑れん石・方解石等の二次鉱物が認められる。

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R63828, 原試料番号 860917-2)

産地：西置賜郡飯豊町大日杉

鏡下の特徴：斜長石 (< 4.5mm)・石英 (< 3.0mm)・カリ長石 (< 8.0mm)・黒雲母 (< 4.0mm)・角閃石 (< 2.0mm)・鉄鉱・ジルコン・燐灰石からなる。斜長石は半自形で累帯構造が著しく、内部がセリサイト化しているものが多い。石英は他形で、粒状の形態を持つ。カリ長石はパーサイトで他形である。大型のカリ長石は、斜長石・石英の小結晶を包有している。黒雲母・角閃石は半自形で、全て緑泥石・緑れん石に交代されている。本岩は割れ目沿いにカタクラサイト化が著しい。割れ目やカタクラサイトマトリックスは、緑泥石や緑れん石で充填されている。

モード組成：石英 = 27.8%, 斜長石 = 40.7%, カリ長石 = 16.4%, 苦鉄質鉱物 = 15.1%。

年代・対比 地藏岳周辺の本岩は飯豊山南東部を構成する今田 (1975) の飯豊型無片状花崗閃緑岩、笹田 (1984) の塊状花崗閃緑岩、高橋ほか (1996) の飯豊山花崗閃緑岩と同一の岩体である。西隣の「飯豊山」図幅内での本岩の K-Ar 年代は、黒雲母および全岩試料で 60-16Ma と変化幅が大きい（菅井, 1976）。これは本岩を貫く前期 - 中期中新世岩脈群の熱的影響が大きかったためであろう。高橋ほか (1996) も、本岩体からの黒雲母 K-Ar 年代値として 51.3 ± 2.6 Ma を報告している。本岩の貫入年代は 60Ma 以前、おそらく白亜紀後期 - 古第三紀初頭の可能性が高い。

IV. 4 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gp)

分布 図幅北西部の小国町叶水周辺に分布する。

層序関係 小国町叶水の山崎北方の沢では箱ノ口層に貫入している。新第三系に不整合に覆われる。

岩相・岩石記載 本岩は長径 1cm 前後のカリ長石の斑状結晶により特徴づけられる塊状の中粒岩である。

中粒斑状黒雲母花崗岩 (GSJ R63830, 原試料番号 10.714.82)

産地：西置賜郡小国町叶水土尾

鏡下の特徴：石英 (< 4.0mm)・斜長石 (< 4.5mm)・カリ長石 (< 8.0mm)・黒雲母 (< 1.6mm)・ジ

ルコン・燐灰石からなる。石英は他形で粒状の形態を持つ。斜長石は半自形で、累帯構造が顕著である。カリ長石はパーサイトで他形である。斑状カリ長石は、石英・斜長石・黒雲母の小結晶を包有している。黒雲母は半自形で、周縁部が緑泥石化しているものが多い。

モード組成：石英＝39.2%，斜長石＝33.2%，カリ長石＝17.6%，苦鉄質鉱物＝10.0%。

年代・対比 本岩からは直接年代を示すデータは得られていない。本岩の岩相上の特徴は飯豊山北西部を構成する今田（1975）の小川型花崗閃緑岩、笹田（1984）の塊状斑状花崗閃緑岩、高橋ほか（1996）の杵差岳花崗閃緑岩と一致する（「飯豊山」図幅内）。笹田（1984）や高橋ほか（1996）は北西部の斑状花崗閃緑岩と南東部の塊状花崗閃緑岩が北東-南西方向のマイロナイト帯で接することを明らかにしている。しかし、本図幅内では新第三系に被覆されるため、両者の関係は確かめることができない。杵差岳花崗閃緑岩からは 56.3 ± 2.8 Ma の黒雲母 K-Ar 年代値が報告されており（高橋ほか，1996），本報ではこの岩体も白亜紀-古第三紀貫入岩としておく。

V. 新第三系

（柳沢幸夫・山元孝広）

本図幅地域の新第三系は、下位より北小国層、眼鏡橋層、明沢橋層、沼沢層、湯小屋層、宇津峠層、高峰層、手ノ子層及び中原層の9層から構成される（第4図）。これらは、中生界堆積岩類及び白亜紀-古第三紀深成岩類を不整合に覆って本図幅地域内に広く分布する。

V. 1 北小国層（K）

地層名 皆川（1959a）の「北小国層」によるが、元々は森田日子次の卒業論文（1930 MS）の命名。

模式地 小国町北方の荒川支流大沢川（「小国」図幅内）。

分布 小国町桜西方1kmの支沢にわずかに露出する。

層序関係 箱ノ口層を不整合に覆う。眼鏡橋層に不整合に覆われる。

層厚 本図幅内ではわずか50mであるが、北隣の「手ノ子」図幅小国町伊佐領周辺では200mを越える。

岩相・岩石記載 図幅内および「手ノ子」図幅伊佐領周辺の本層は、径5mm以下の石英結晶片と径2mm以下の黒雲母結晶片の目立つ溶結した黒雲母流紋岩火砕流堆積物からなる。不整合面の直上では弱溶結となるが、本層の大部分は塊状の強溶結の火山礫凝灰岩からなり、植生に乏しい急崖をつくって露出する。基底部を除き、異質岩片に乏しい。模式地付近の本層は火砕流堆積物以外に火山円礫岩・凝

灰角礫岩などの火砕岩を伴う。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R63831, 原試料番号 08.712.82)

産地：西置賜郡小国町伊佐領の丸山西方400mの県道沿い(「手ノ子」図幅内)。

産状：火砕流堆積物。

鏡下の特徴：石英 (< 4.5mm)・斜長石 (< 2.0mm)・黒雲母 (< 2.0mm)・サニディン (< 1.8mm)・鉄鉱・ジルコン・燐灰石の結晶片と火山ガラス片・軽石片からなる。ユータキシティック組織を示し、脱ガラス化作用を受けている。潰れた軽石片の内部にはマイクロスフェライト組織が発達している。薄片内には異質岩片は認められない。鏡下での変質は認められない。

対比・年代 「手ノ子」図幅内の本層からは、小国町荒沢東方1.2kmの地点から前期中新世を示す23Maの黒雲母K-Ar年代(植田ほか, 1973)が、同町伊佐領からは前期漸新世を示す35.3Maの黒雲母K-Ar年代がこれまでに報告されており(今田・植田, 1980)、本層の年代値の開きは10Maを越えていた。今回新たに行った伊佐領南方(第6図)の本層の黒雲母K-Ar年代(K1)は 20.2 ± 1.0 Maで(第1表)、植田ほか(1973)に近い値が得られた。従って、本報告では北小国層の年代を前期中新世であると判断する。本図幅北方の朝日山地西麓に分布する葡萄層は、北小国層に対比可能な黒雲母流紋岩火砕流堆積物からなる地層で(高浜, 1976)、新潟県朝日村薦川の同層からは 22.4 ± 0.6 Maのジルコン・フィッシュオントラック年代が報告されている(雁沢, 1987)。また、山形県温海町鼠が関周辺の北小国層相当層からは、23Maの黒雲母K-Ar年代(植田ほか, 1973)と 22.5 ± 0.3 Maのジルコン・フィッシュオントラック年代(雁沢, 1987)が報告されている。これらの黒雲母火砕流堆積物はサニディンを特徴的に含み、かつ放射年代値のまとまりも良いことから同一の火砕流シートを形成していた可能性が強い。

なお、雁沢(1987)は、年代値と岩相から、本層を日本海沿岸域に分布する前期中新世のアノーソクレース流紋岩で特徴づけられる一連の火山岩類に対比している。

V. 2 眼鏡橋層 (Mg_1 , Mg_s , Mg_2)

地層名 Yabe and Hatai (1941)によるが、元々の命名は森田日子次の卒業論文(1930MS)による。Yabe and Hatai (1941)では、「Kagamibasi beds」(=鏡橋層?)として紹介されているが、これは引用の間違いであると考えられる。正式な記載は、半沢ほか(1958)及び皆川(1959a)による。なお、小川(1900)の「東末礫岩統」は、記載から判断して本層に等しい。

模式地 小国町箱口と明沢橋の間の弁当沢トンネル付近の明沢川沿い(北隣「手ノ子」図幅内)。地層名は、この付近にある眼鏡橋にちなむ。

定義 先新第三系または北小国層を不整合に覆い、上位の海成層の明沢橋層に覆われる非海成層を眼鏡橋層と定義する。

本報告の「眼鏡橋層」は、半沢ほか(1958)及び皆川(1959a, 1971)の「眼鏡橋層」と「小国層」を合わせたものにほぼ相当する(第9図)。また、「小国」図幅(島津ほか, 1972)の「今市層」・「片貝層」及び「小国層」の下部は本層に相当する可能性がある。今田(1975)の「川入層」は、本層にほぼ一致する。幡谷・大槻(1991)の「小国層」と「弁当沢層」を合わせたものは本層に一致し、それぞれ本報告の

小国図幅 島津ほか (1972)	飯豊山図幅 今田 (1975)	飯豊山図幅 高橋ほか (1996)	小国東部 幡谷・大槻 (1991)	手ノ子図幅 皆川 (1971)	東会津 通産省 (1974)	大日岳・熱塩 図幅 吉田 (1986)	白川本流 神保ほか (1970a)	玉庭図幅 吉田 (1980)	玉庭・熱塩 図幅 山野井 (1992)	玉庭図幅 本報告	西置賜郡 皆川 (1959a)	置賜盆地 半沢ほか (1958)	置賜至炭田 徳永・棚井 (1954)	米沢付近 矢崎 (1961)	米沢西部 通産省 (1969) 米沢-関図幅 神保ほか (1970b)
				中原層				玉庭累層 中原累層	中原層	中原層	玉庭層	玉庭層	豊川累層 軽石沢砂岩・礫岩層	玉庭層	玉庭層
				手ノ子層			手ノ子層	手ノ子累層	高峯層	手ノ子層	白川層群 手ノ子層	白川層群 手ノ子層	豊川累層 手ノ子*	豊川累層 手ノ子層	手ノ子層
				高峯層			高峯層	高峯累層	高峯層	高峯層	高峯層	高峯層	豊川累層 高峯層	豊川累層 高峯層	高峯層
				宇津峠層			宇津峠層	宇津峠累層	宇津峠層	宇津峠層	宇津峠層	宇津峠層	大鹿累層 上層粗粒砂岩 下部中粒砂岩	大鹿累層 宇津峠層	才津層
				湯小屋層			湯小屋層		湯小屋層	湯小屋層	湯小屋層	湯小屋層	白川累層 湯小屋層	湯小屋層	才津層
	大花山安山岩							白川累層					白川累層 間瀬頁岩・凝灰岩互層	湯小屋層	矢子層
	樽口層	沼沢層	沼沢層	沼沢層			九才峠層		沼沢層	沼沢層	沼沢層	沼沢層	洗尾累層	沼沢層	小野川層
舟渡層	小玉川層				二ノ沢層										
小国層	内川層	明沢橋層	明沢橋層	明沢橋層	五枚沢層 黒岩層	八谷累層	岳谷層	明沢橋累層	岳谷層	明沢橋層	明沢橋層	明沢橋層	明沢橋層	明沢橋層	綱木川層
今市層 片貝層	川入層	眼鏡橋層	弁当橋層 小国主部 眼鏡橋層 礫岩部層	小国層 眼鏡橋層	大楡沢層	小荒沢累層	葡萄沢層	小荒沢累層	葡萄沢層	眼鏡橋層	眼鏡橋層	眼鏡橋層	眼鏡橋層	白川累層 眼鏡橋層	小荒沢層
北小国層			北小国層	北小国層						北小国層	北小国層	北小国層	*手ノ子 淤泥岩・ 砂岩・ 礫岩互層	洗尾累層 北小国層 不動沢層	

第9図 地層名対比図

山形県発行の「吾妻山」図幅（田宮ほか，1970）の層序区分は、「米沢・関」図幅（神保ほか，1970b）に等しいので省略してある

礫岩 (Mg₁) 及び玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩 (Mg₂) にほぼ相当する。通商産業省 (1969)・神保ほか (1970b)・吉田 (1980, 1986) の「小荒沢 (累) 層」は、本報告の眼鏡橋層上部の玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩 (Mg₂) に相当する。さらに神保ほか (1970a) 及び山野井 (1992) の「葡萄沢 (累) 層」の大部分は、本層に対比される。

分布 本層は、本図幅内の先第三系基盤岩及び北小国層をとりまいて各所に分布する。図幅の北西部の小国町叶水及び白子沢地域では、それぞれ川内戸断層及び高坂断層の西側に分布する。南西部では、横川最上流から白川最上流にかけて、基盤の飯豊山花崗閃緑岩 (IGd) を覆って広く露出する。一般走向は北西-南東で、北東に20°-30°で傾斜する。図幅地域南西部の烏帽子山を中心とした地域でも、小屋断層の東西両側に本層の広い分布域がある。小屋断層西側は小屋川の最上流部にあたり、ここでは本層は烏帽子山層を覆って、北東-南西の走向で20°-30°の傾斜で北西に傾いている。小屋断層東側の本層は、脇之沢背斜及び白夫沢向斜をつくり、その分布域の西側は小屋断層によって画される。このほか、図幅北東部の白川ダム西方の中ノ沢にも、花崗閃緑岩をとりまいて本層が分布する。

層序関係 先新第三系及び北小国層を不整合に覆う。明沢橋層に整合で覆われる。

層厚 0-1,100m。層厚の変化が著しく、白川上流-葡萄沢で1,100mと厚いが、荒川最上流で570m、桜川で160m、中ノ沢で400m、小屋川最上流部で750mである (第10図)。

岩相 本層は、下位より礫岩 (Mg₁)・砂岩及び礫岩 (Mgs) 及び玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩 (Mg₂) の3つの岩相から構成される。いずれも陸成層である。本層は、層厚の変化が著しく、周辺の本層相当層とともに、前期中新世に引張応力場の基で形成されたハーフグラバーベンを埋積した堆積物であると考えられている (山路, 1989 ; Yamaji, 1990 ; 幡谷・大槻, 1991)。

礫岩 (Mg₁) 本層の下部を占める硬く固結した礫支持の礫岩で、基質はアルコース質砂岩からなる (第11図)。礫は中-大礫大で、インプリケーションが見られる。厚さ数cm-数十cmの斜交層理のある粗粒砂岩層が礫層の間に挟まれる。泥質の堆積物はほとんど見られない。その岩相から網状河川堆積物であると判断される。層厚は、荒川最上流で70m、桜川で70m、小屋川上流周辺で400mである。

この岩相は、本層の下部を占めるが、その発達は局部的であり、図幅南西部の烏帽子山の西麓 (小屋川上流) に比較的広く分布するほかは、白子沢及び横川最上流部に小分布域があるにすぎない。なお、これ以外に小屋断層に沿って、大荒沢・白夫沢及びミツキ沢上流に断層レンズとして露出する。

礫種は、頁岩・砂岩及び花崗岩質岩からなるが、場所により礫種の組成は異なる。烏帽子山の西麓地域では、基盤の烏帽子山層由来の頁岩・砂岩が70-90%、花崗岩質岩は10-30%を占め、わずかに溶結凝灰岩礫を含む。一方、白子沢では、花崗岩質岩が90%以上を占め、頁岩・砂岩は10%以下である。横川最上流部では、礫種はほとんど花崗閃緑岩からなる。なお、本図幅地域には、北隣「手ノ子」図幅地域の本層から、幡谷・大槻 (1991) が報告しているような不淘汰礫岩は発達しない。

砂岩及び礫岩 (Mgs) この岩相は、中-粗粒のアルコース質砂岩と中礫岩からなり、一部で厚さ1-2mの炭質泥岩を挟む。烏帽子山の西麓で、礫岩 (Mg₁) の上位にわずかに発達するほか、大荒沢の脇之沢背斜の軸部に窓状に露出する。小屋川上流で層厚約100mである。

玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩 (Mg₂) この岩相は本層上部を占め、図幅地域内に広く分布する。主に玄武岩・安山岩の溶岩流及び火砕岩からなり、一部で流紋岩火砕岩、シルト岩及び礫岩を挟在する。



第11図 眼鏡橋層の礫岩(Mg₁) 横川下流

溶岩流の層厚は3-50m以上で、安山岩質のものほど厚い。溶岩の下面には、アクリンカーや平滑な破断面で囲まれた多面体形のブロックが必ず伴われるが、上面は塊状溶岩がむき出しになっているものが多く、河川やラハールによる削剥を受けている。玄武岩・安山岩火砕岩は、厚層理で淘汰の良い火山円礫岩・平行層理を持つ火山砂岩・塊状で淘汰の悪い基質支持の凝灰角礫岩からなる。これらはいずれも多種の岩片に富む二次堆積物で（第12図）、堆積構造から河川やラハール堆積物として定置したものと判断される。流紋岩火砕岩は軽石に富む比較的淘汰の良い火山礫凝灰岩で、斜長石・石英の結晶片に富む基質を持つ。小国町市野々の横川沿いでは溶結した黒雲母流紋岩火砕流堆積物が玄武岩溶岩流間に挟在されるが（北隣「手ノ子」図幅の南端）、本図幅からは明らかな本質の流紋岩火砕岩を見いだしていない。各溶岩流・火砕岩間にはしばしば、層厚1.5m以下の礫混じりで淘汰の悪い赤褐-赤紫色のシルト岩が挟まれている。このシルト岩は植物の破片を含んでおり、典型的なオーバーバンクの堆積物である。非火山性の礫岩は塊状で淘汰の良い円礫岩で平行層理を持つ粗粒-中粒砂岩を伴っている。礫種は花崗岩質岩・ホルンフェルス・安山岩が卓越している。叶水及び白子沢地域・烏帽子山付近・中ノ沢の本層は玄武岩・安山岩の溶岩流及び火砕岩からなるが、横川最上流から白川最上流にかけての地域では、溶岩はほとんどみられず、大部分が緑色に変質した火山円礫岩からなる。層厚は、白川上流-葡萄沢で約1,100m、荒川最上流で500m、桜川付近で90m、中ノ沢で約400m、小屋川-東沢で350m及び脇之沢-大荒沢周辺で約350mである。

岩石記載 玄武岩・安山岩溶岩流の岩質は、単斜輝石かんらん石玄武岩、かんらん石玄武岩、斜方輝石単斜輝石安山岩、単斜輝石安山岩の順で多い。本層の火山岩はなんらかの変質作用を受けており、岩石中のかんらん石と石基ガラスは緑泥石で完全に置換されている。また、輝石が緑泥石で置換され、方解石・緑れん石脈を生じているものも多い。



第12図 眼鏡橋層の再堆積した玄武岩火砕岩(Mg)
 飯豊町西沢. 粗粒砂-中礫サイズのやや円磨を受けた淘汰の悪い
 安山岩岩片(灰緑-暗緑色)を主とし, 同じくやや円磨を受けた流
 紋岩の細-中礫(白色)を含んでいる. 塊状で, 30-200 cmの層厚
 を持ち, 溶岩流と互層している

斜方輝石含有単斜輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R63834, 原試料番号 TmKy67)

産地: 西置賜郡飯豊町小屋.

産状: 溶岩流.

鏡下の特徴: 斑晶は多量の斜長石 (< 2.2mm)・かんらん石 (< 0.8mm)・単斜輝石 (< 2.0mm)とごく少量の斜方輝石 (< 0.7mm) からなる. 斜長石の集斑状組織が認められる. かんらん石は完全に緑泥石・方解石で置換されており, 単斜輝石の反応縁を持っている. 斜長石・輝石には変質は認められない. 石基はインターサータル組織を持ち, 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・緑泥石からなる.

単斜輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R63835, K2, 原試料番号 88082406)

産地: 西置賜郡小国町市野々 (「手ノ子」図幅).

産状: 溶岩流.

鏡下の特徴: 斑晶は多量の斜長石 (< 3.8mm)と少量のかんらん石 (< 1.0mm)・単斜輝石 (< 0.4mm) からなる. 斜長石には蜂の巣構造を持つものがある. また, 斜長石の一部は緑泥石に置換されている. かんらん石は完全に緑泥石で置換されており, 単斜輝石の反応縁を持って

いる。単斜輝石には変質は認められない。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・かんらん石・緑泥石化したガラスからなる。

輝石安山岩 (GSJ R63833, 原試料番号 870619-1)

産地：米沢市脇之沢西方の脇之沢沿い標高 485m の地点。

産状：溶岩流。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (< 4.0mm) と輝石 (< 2.0mm) からなる。一部は集斑状組織を構成する。斜長石の大部分はセリサイト・方解石・緑れん石で置換されている。輝石の全てが緑泥石で置換されている。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・緑泥石・鉄鉱からなる。

化石 鍋越山山頂の西 100m の稜線上で植物化石を産するが、同定には耐えない。Morita (1931), 森田 (1933) は、小国地域から植物化石を報告している。また、本層に対比される北西隣「小国」図幅地域内の今市層からは、現在よりも暖かな環境を示す植物群 (沖庭植物群; 徳永, 1960) が産出しており (Onoe, 1974), いわゆる台島型植物群とされている (藤岡・古賀, 1981)。一方、幡谷・大槻 (1991) は、北隣「手ノ子」図幅地域内の明沢川及び金目川上流において、本層から *Alangium aequalifolium*, *Betula* cf. *hommashinichi* を含む植物化石群を報告し、この群集を阿仁合 - 台島混合型または阿仁合型植物群である可能性があると述べている。なお、地質調査所所蔵の本層産植物化石標本のリストが松江・尾上 (1995) にある。

年代・対比 本層に対比される今市層 (北東隣の「小国」図幅地域内に分布) から台島型植物群が産出すること (徳永, 1960; Onoe, 1974) から、本層は前期中新世に位置づけられる。「手ノ子」図幅内の小国町市野々西方 (第 6 図) に露出する本層上部の玄武岩溶岩流 (K2) から、 12.8 ± 0.7 Ma の全岩 K - Ar 年代を得た (第 1 表)。この年代値は上位の明沢橋層・沼沢層の化石年代よりも有意に若く、変質等で放射アルゴンが逸脱したものと判断される。本層上部に類似した苦鉄質陸成火山岩の卓越する下部中新統には、米沢盆地東縁部の稲子峠層 (通商産業省, 1970; 神保ほか, 1970b), 福島県裏磐梯地域の東鉢山変朽安山岩 (北村ほか, 1965), 会津地域のくらかわ闇川層 (山元・吉岡, 1992) がある。

V. 3 明沢橋層 (M, Mt, Mb)

地層名 Yabe and Hatai (1941) によるが、元々の命名は森田日子次の卒業論文 (1930MS) による。本層は、小川 (1900) によって「明沢凝灰岩統」、渡辺 (1932) により「明沢凝灰岩および砂岩」とも呼ばれた。Yabe and Hatai (1941) は、本層を「Akizawa beds」としているが、これは「Myozawa beds」 (= 明沢層) の引用の間違いと思われる。その後、半沢ほか (1958) 及び皆川 (1959a) によって正式な記載がされた際、本層は「明沢橋層」と呼ばれ、それ以来この名称が踏襲されている。

模式地 小国町明沢橋付近 (第 13 図, 北隣「手ノ子」図幅内)。

定義 眼鏡橋層を覆う砂岩を主とする汽水 - 内湾成の海成層である。本報告の「明沢橋層」は、幡谷・大槻 (1991) の定義に等しく、半沢ほか (1958) 及び皆川 (1959a) の「明沢橋層」の下半分にほぼ相当する (第 9 図)。また、本報告の「明沢橋層」は、神保ほか (1970a) の「岳谷層」の一部、今田 (1975) の「内川層」の下部に当たる。さらに島津ほか (1972) の「小国層」の上部は本層に相当する可能性があ

る。通商産業省（1969）及び神保ほか（1970b）の「綱木川層」の最下部のT1部層は、ほぼ本層に相当する。神保ほか（1970a）及び山野井（1992）の「岳谷層」の大部分は本層に相当するものと見られる。

分布 叶水・白子沢地域、横川最上流から白川最上流部にかけての地域、東沢上流及び白夫沢地域に主として分布する。このうち、横川最上流から白川最上流部にかけての地域が最も分布域が広い。

層序関係 小国層を整合に覆う。沼沢層に整合で覆われる。

層厚 約0-1,060m。層厚変化が著しい（第10図）。白川上流で最も厚く1,060mに達するが、横川上流では330mに減じ、叶水付近では40mにすぎない。また、脇之沢でも比較的厚く層厚は450mと算定される。

岩相 本層は、主として砂岩及び泥岩（M）からなり、流紋岩火砕岩（Mt）及び玄武岩火砕岩（Mb）を挟む。

本層の**主部（M）**は、砂岩及び泥岩からなる。礫混じりで淘汰の悪い塊状極粗-中粒砂岩、平行層理や低角斜交層理を持つ淘汰の良い中-細粒砂岩、細かい平行ラミナを持つ黒色泥岩（第14図）、生物擾乱を受けた淘汰の悪い砂混じり泥岩の互層からなる海成層である。砂岩はアルコース質のものが全体に多いが、局所的に流紋岩の石質岩片や軽石片に富むものも出現する。白子沢付近（北隣「手ノ子」図幅内）で



第14図 明沢橋層の泥岩 小国町横川上流夜蚊島屋山南方の赤石沢入り口付近。第27図参照

は、泥岩中に数枚の *Ostrea* からなる貝類化石層が認められる (第13図)。また、模式地の明沢橋北方の明沢川河床 (北隣「手ノ子」図幅内) では、生物擾乱を受けた砂岩層から、*Vicarya* を含む Arcid-Potamid fauna が産出する (Sato et al., 1989)。岩相及び化石層からみて、本層は潮間帯からラグーンの堆積物であると推定される。

流紋岩火砕岩 (Mt) は、変質した軽石に富む火山円礫岩・火山砂岩からなる。円礫岩は径数 cm-20 cm の円磨された軽石・石質流紋岩からなり、岩片支持で中-粗粒砂の基質を持っている。単層の厚さは数 10 cm- 数 m で、塊状のものが多い。火山砂岩は中-極粗粒で、軽石片と石英・長石の結晶片に富んでいる。火山砂岩には正級化層理や平行葉理が認められる。横川最上流部及び叶水地域で、本層の上部に挟まれる。

玄武岩火砕岩 (Mb) は、主にスコリアラピリストーン・火山豆石凝灰岩の互層からなり (第15図)、一部で平行およびリップルラミナを持つ火山砂岩を伴う。スコリアラピリストーンは径数 mm-2 cm の平滑な破断面で囲まれた多面体形スコリアからなり、細粒物を欠く。火山豆石凝灰岩は、径 1 mm 以下の火山ガラス片と斜長石片からなる基質中に、細粒火山灰からなる外殻を持つ径数 mm-1.5 cm の火山豆石を多量に含んでいる (第15図)。これらの特徴はこの玄武岩火砕岩が浅い水底 (数 100 m 以浅) で起きたマグマ水蒸気爆発の降下堆積物であることを示している。白川上流地域のみ分布し、本層の中部及び最上部の2層準に挟在する。

図幅南西部の飯豊町岳谷付近や小国町横川上流部には、本層に貫入する流紋岩の溶岩ドームがいくつ



第15図 明沢橋層の玄武岩降下堆積物 (Mb)

飯豊町岳谷の北 1 km の支沢。径数 mm-1.5 cm の火山豆石を多量に含んだ層厚 2-10 cm の凝灰岩 (P) と径数 mm-2 cm の多面体形スコリアからなる淘汰の良い層厚 1-3 cm のラピリストーン (S) の互層からなる

か存在する。これらのうちの一部は本層堆積時に浅所貫入した岩体である可能性が高い。しかし、全ての岩体の貫入時期を特定できないことと、岩質の上で区別できないことから、地質図ではこれらを全て流紋岩 (Ry) として表示している。なお、流紋岩の記載はV.6.1で行う。

岩石記載 玄武岩スコリアは無斑晶質のものが多く、緑泥石で置換されたかんらん石や単斜輝石の斑晶がわずかに認められる。スコリアの石基ガラスも完全に緑泥石で置換され、気泡は鉄サポナイト・緑泥石・方解石等で充填されている。流紋岩は斜長石・石英斑晶に富み、これも変質によりセリサイト化・緑泥石化が著しい。

化石 模式地付近からは、Sato et al. (1989)によって、八尾-門ノ沢型動物群のArcid-Potamid faunaの産出が報告されている。そのほか、皆川 (1959a)も貝類化石を報告しているが、その一部は上位の沼沢層の層準のものである可能性がある。上田 (1973)は、皆川 (1959a)が本層から報告したウニ化石について考察を行っている。

年代・対比 八尾-門ノ沢型動物群は、浮遊性有孔虫化石帯 (Blow, 1969)のN.8ないしN.9に対比されることから (Chinzei, 1978; Ogasawara, 1994)、本層は前期中新世末ないし中期中新世初頭に位置づけられる。

V. 4 沼沢層 (N₁, N_v, N₂, N₃, N_{t1}, N_{t2}, N₄, N₅, N_a, N_{t3})

地層名 Yabe and Hatai (1941)によるが、元々の命名は森田日子次の卒業論文 (1930MS)による。正式な記載は、半沢ほか (1958)及び皆川 (1959a)によってなされた。本層は、小川 (1900)によって「沼沢頁岩統」、渡辺 (1932)によって「沼沢頁岩および凝灰岩」または「沼沢頁岩層」とも呼ばれた。

模式地 小国町沼沢の白子沢からその東方の遅ノ越間の川筋 (第13図、北隣「手ノ子」図幅内)。

定義 明沢橋層を覆う海成の石灰質の泥岩を主とする地層である。本報告の「沼沢層」は、幡谷・大槻 (1991)の定義に等しい (第9図)。また、半沢ほか (1958)及び皆川 (1959a, 1971)の「沼沢層」にほぼ相当するが、彼らの沼沢層の最下部は、本報告では明沢橋層に含めている。本報告の「沼沢層」は、今田 (1975)の「内川層」の上部、「小玉川層」、「樽口層」及び「大花山安山岩」を合わせたものに相当する。さらに岩相から、島津ほか (1972)の「舟渡層」は本層に対比される。徳永・棚井 (1954)の「洗尾累層」と「白川累層」の「間瀬頁岩・凝灰岩部層」を合わせたもの、神保ほか (1970a)の「九才峠層」は、ほぼ本報告の沼沢層に相当する。通商産業省 (1969)及び神保ほか (1970b)の「綱木川層」のT₁の上部及びT₂部層と「小野川層」を合わせたものが、本報告の沼沢層に等しい。

分布 図幅地域の南西部の小樽川流域から図幅北西部の叶水地域にかけて、断層・褶曲を伴いながら広く分布する。

層序関係 明沢橋層を整合に覆う。明沢橋層と本層最下部の砂岩 (N₁)との境界は、叶水付近では、貝類化石を含む石灰質砂岩の基底とした。そのほかの地域では、明沢橋層の塊状砂岩から、本層の斜交層理の発達した凝灰質砂岩 (N₁)に変化する層準をもって境界とした。

層厚 400-1, 150m。本層下部は層厚変化が著しく、白川上流で700m、横川上流で450m、温井-上

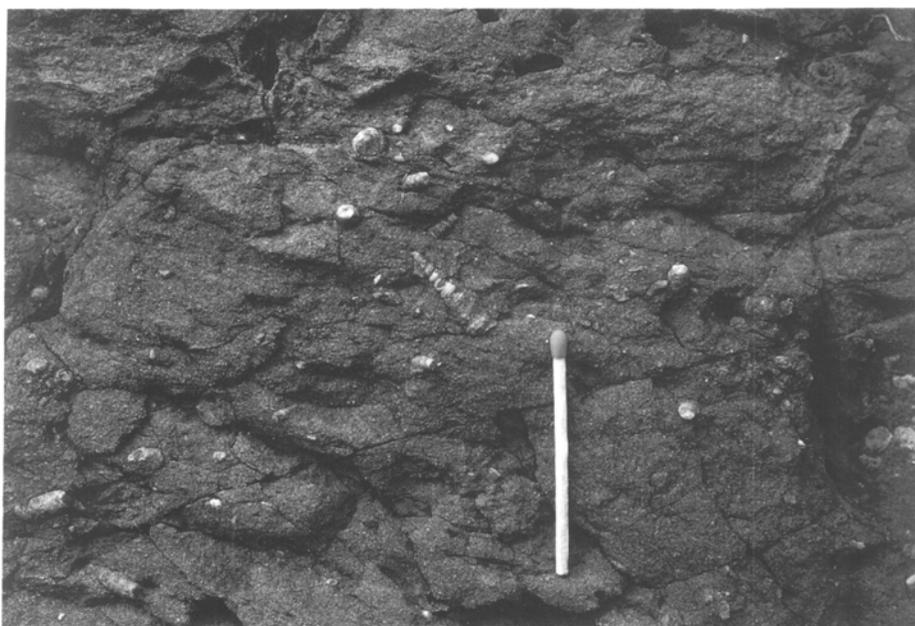
和合で800mに達するが、叶水では150m、桜川では130mにすぎない（第10図）。これに対して、本層上部は層厚の地域的な変化は少なく、厚い火砕岩が発達する場所を除くと250-350mと比較的一定している。

岩相 本層は、泥岩及び砂岩からなる海成層で、流紋岩火砕岩及び溶岩、玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩を挟む。なお、本層に含まれる流紋岩溶岩は、下位の明沢橋層及び上位の湯小屋層の流紋岩溶岩と必ずしも明瞭には区別することが出来ないので、いずれの地層の流紋岩も地質図では区別せず流紋岩（R_y）として表示している。

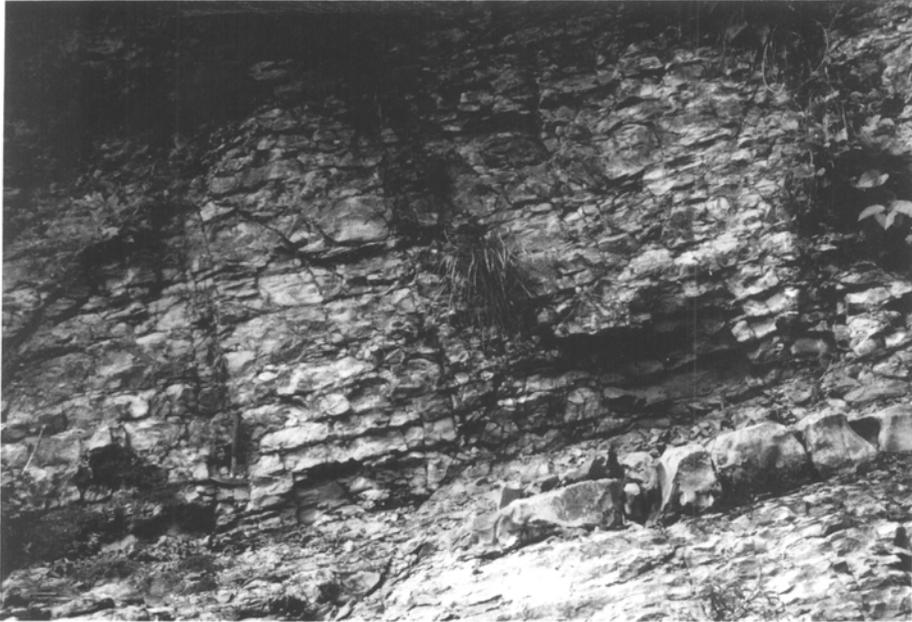
本層は泥岩を主とするが最下部には砂岩及び砂岩泥岩互層が発達する。主な岩相は、本層の下部を構成する砂岩（N₁）・泥岩砂岩互層及び灰色成層泥岩（N₂）・黒紫灰色成層泥岩（N₃）と、本層上部の灰色塊状泥岩（N₄）・灰色成層泥岩（N₅）からなる。このほかに、広河原流域では局所的に黒色火山砂岩（N_v）が見られるが、これは砂岩（N₁）と同層準と考えられる。

砂岩（N₁）は、主として斜交層理の発達した凝灰質中-粗粒砂岩で、叶水の横川沿いや大石沢沿いでは、下位の明沢橋層との境界部にPectinidaeの破片を多量に含む厚さ数m石灰質砂岩が認められる。上方に細粒化して生物擾乱を受けた塊状細粒砂岩に移化し、さらに上方に泥岩砂岩互層及び灰色成層泥岩（N₂）に変化する。

黒色火山砂岩（N_v）は、安山岩ないし玄武岩を起源とする細-粗粒の火山砂岩からなる。しばしば安山岩・玄武岩の礫岩を挟む。また、Pectinidaeなどの貝類化石を多産し、とくに広河原支流の西沢と東沢の合流点付近で保存のよい貝類化石を産する（第16図）。さらに、砂岩中に、植物片を含むことがある。



第16図 貝類化石を含む沼沢層下部の黒色火山砂岩(N_v) 飯豊町広河原川、西沢と東沢の合流点より下流300m



第17図 沼沢層下部の成層泥岩(N₂) 小国町沼沢

この岩相は、広河原川及びその東方の支沢に分布する岩相であるが、多数の流紋岩貫入岩によって分布域が分断されていて、下位層との層序関係は判然としないが、上位は泥岩砂岩互層及び灰色成層泥岩(N₂)に覆われるので、おそらく本層の砂岩(N₁)と同層準であると思われる。

泥岩砂岩互層及び灰色成層泥岩(N₂)は、主に泥岩砂岩互層または、砂岩層を挟在する灰色成層泥岩からなる(第17図)。本図幅地域南西部の脇之沢及びその北方では、厚さ数-数十cm単位の泥岩層と細-中粒砂岩層の互層からなる。砂岩は明灰色凝灰質で雲母片を含む。砂岩層の厚さは数-数十cmが普通であるが、ときに数mに達するものもある。厚さ20-30cm以上の砂岩層は、主体が塊状または級化層理が発達し、最上部に平行葉理またはリップル葉理が発達する。一方それより薄い砂岩層では一般に平行葉理またはリップル葉理が認められる。泥岩はやや砂質で黒色ないし暗灰色で、生痕化石を含むことがある。白川ダム西方では、本岩相はやや砂質で、10cm以下の層理の発達した成層泥岩を主とする。層準によっては、厚さ最大10mの雲母質粗粒砂岩が挟まることがある。横川流域の叶水・大石沢及び白川流域の岩倉地域では、本岩相は、層理の明瞭な灰色泥岩と、それと互層する厚さ数m以下の塊状中-粗粒砂岩からなる。

黒紫灰色成層泥岩(N₃)は、特徴的な黒紫灰色を呈する成層泥岩で、本図幅地域南東部の小樽川流域から温井付近にのみ分布する。数-数十cmの層理が発達する。一般にかなり固結しているが、高荻荷沢付近では軟質となっている。

灰色塊状泥岩(N₄)は、層理の見えない泥岩で、風化すると細角に割れる(第18図)。本図幅地域全域に分布する特徴的な岩相で、ルーペで容易に確認ができるほど多くの有孔虫化石を含む。

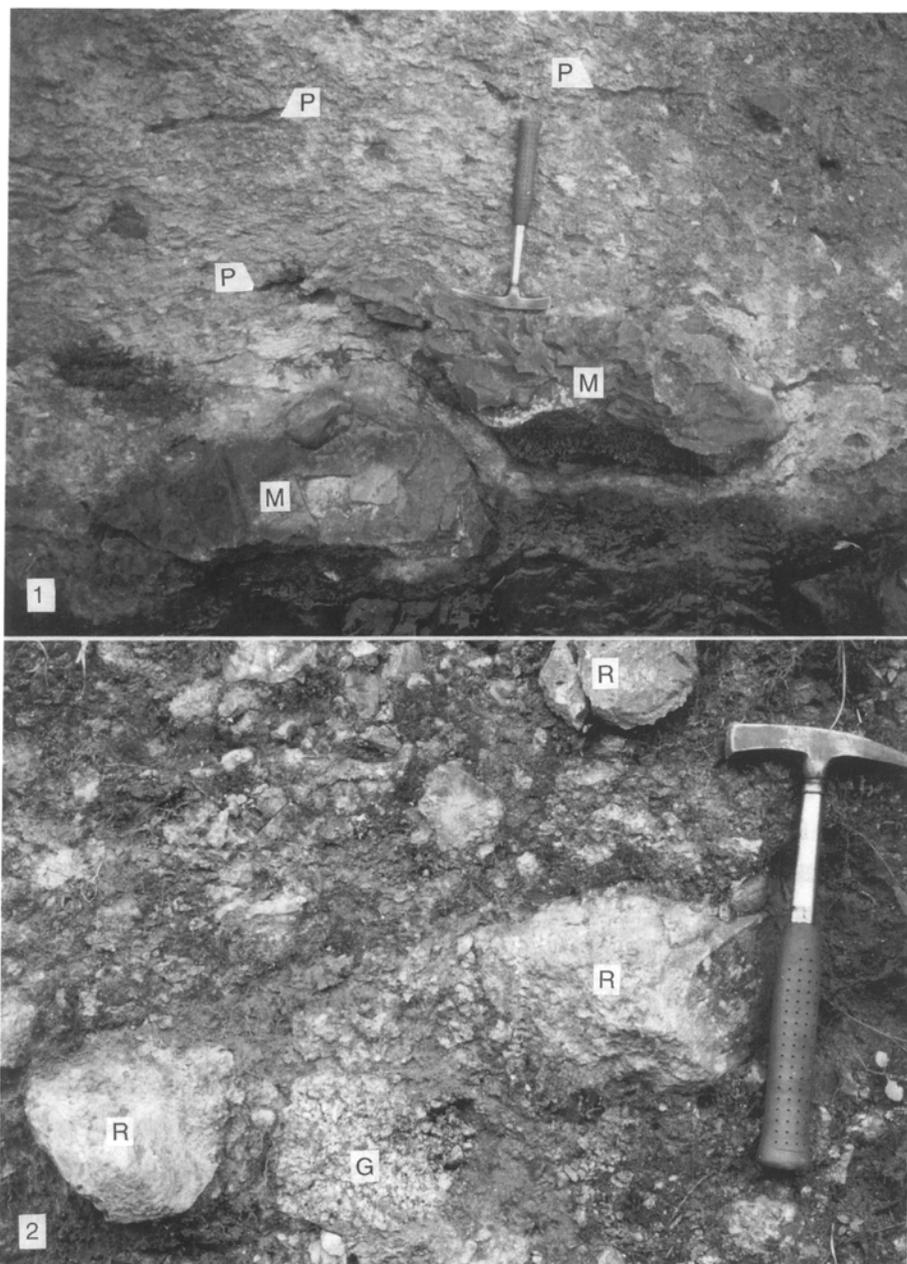


第17図 沼沢層下部の成層泥岩(N₂) 小国町沼沢

灰色成層泥岩(N₅)は、沼沢層の最上部を占める岩相で、N₄と類似するが明瞭な層理が存在することで区別される。本図幅の北部にのみ分布し、南部の小樽川流域には発達しない。

本層には多量の流紋岩溶岩及び火砕岩が挟在されている。**流紋岩溶岩(Ry)**は小国町の横川上流部から飯豊町の白川上流部・広河原川上流部にかけての地域に集中して分布し、本層下部の層厚の薄い図幅北縁部には全く認めることができない。なお、流紋岩の記載は、V.6.1で行う。

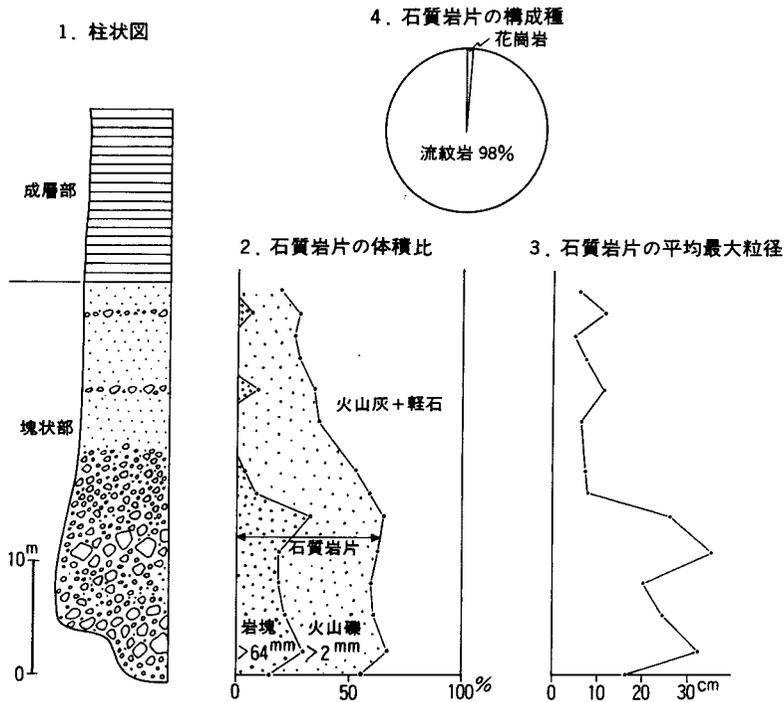
流紋岩火砕岩(Nt₁, Nt₂, Nt₃)は、変質した軽石や流紋岩岩片に富む岩片支持で中-粗粒砂の基質を持つ火山円礫岩・平行層理や低角斜交層理を持ち円磨された軽石に富む比較的淘汰の良い火山円礫岩及び極粗粒火山砂岩・正級化層理を持ち軽石や流紋岩岩片を含む中-極粗粒火山砂岩・変質した軽石に富み塊状で基質支持の火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩・石質流紋岩の角-亜角礫に富む淘汰の悪い岩片支持の火山角礫岩・ガラス質細粒凝灰岩などの多様な岩相からなる。ガラス質細粒凝灰岩には火山豆石を含むものが稀に見いだされる。また、小国町の叶水周辺の流紋岩火砕岩(Nt₂)には本質岩片に富む明らかな水底火砕流堆積物が2枚認められるが、他の地域の本火砕岩は重力流として再堆積したものが大部分を占める。叶水周辺の火砕流堆積物は厚さ10-40mの変質により潰れた流紋岩軽石に富む火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなり(第19図)、粒度の違いや石質岩片の配列で示されるフローユニット境界が認められる以外は塊状の外観を持つ。堆積物の基底部には多量の石質流紋岩と少量の花崗閃緑岩の角-亜角礫を含む岩相が伴われ(第20図)、火道開口時の爆発角礫岩であると判断される。2枚あるうちの上位のもの塊状部の層厚変化から、この火砕流の給源は岩倉の北西にある溶岩ドーム群であったと判断できよう(第21図)。なお、横川流域で、Nt₂とした流紋岩火砕岩は、幡谷・大槻(1991)の桜川凝灰岩部層と同一のものである。火砕岩中の流紋岩軽石は完全にセリサイトや緑泥石で置換され、未変質の火山ガラスが残っているものはない。



第19図 沼沢層下部の流紋岩水底火砕流堆積物(Nt₂)

1. 水底火砕流堆積物の塊状部。小国町大石沢。暗緑色の潰れた軽石(P)に富む流紋岩火山礫凝灰岩。流れに取り込まれた泥岩礫(M)を多数包有している。2. 基底部に見られる石質岩片濃集相。小国町豆納の南南西1kmの支沢。径40cm以下の角礫からなり、構成種の95%以上が沼沢層下部の流紋岩(R)、残りの数%が基盤の花崗岩(G)である

玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩(Na) は本層上部に挟在される。火山岩の分布は局所的で、地域ごとに孤立した岩体を形成している。図幅西北部の横川左岸から西隣「飯豊山」図幅の大花山にかけては層



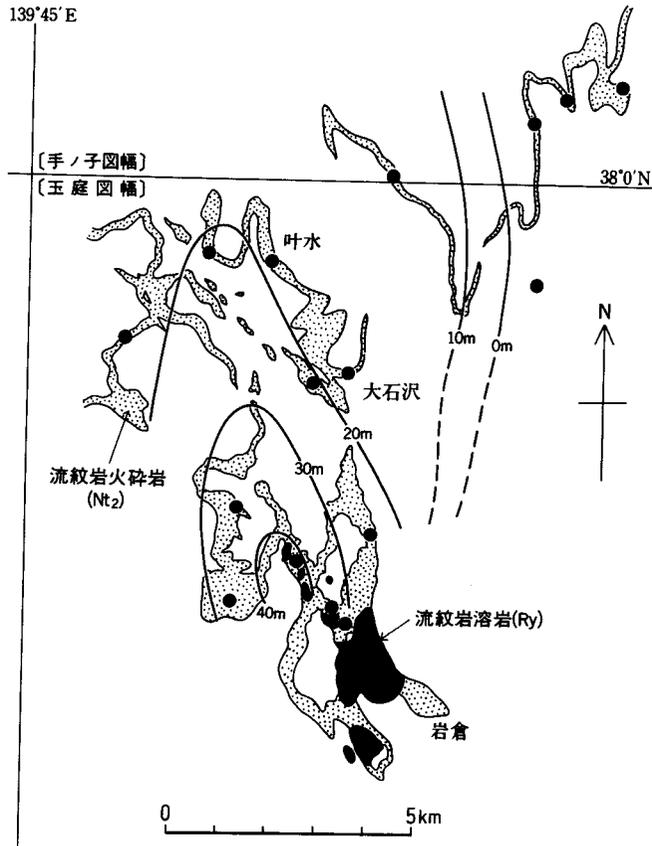
第20図 沼沢層下部の流紋岩水底火砕流堆積物(Nt₂)の垂直岩相変化
 小国町豆納の南南西1kmの支沢。石質岩片の体積比は露頭に層理面と平行な線を引き、線上の礫を計測した。平均最大粒径は最大3個の平均値である。また、構成種の百分率は個体数で計測している

厚300m以上の安山岩・玄武岩がまとまって分布し、自破碎構造の著しいブロック溶岩流・枕状溶岩流と基底部に逆級化構造を持つ塊状で基質支持の凝灰角礫岩・逆-正級化構造を持つ岩片支持の火山円礫岩・平行-低角斜交層理を持つ火山円礫岩及び火山砂岩などの再堆積した火砕岩の互層で構成されている。このような山体が形成されるためには、ある噴出中心から一定期間噴火が繰り返される必要がある。当時の海底複成火山の残骸と見ることができる。このほか、飯豊町小屋付近と川西町上和合西方には、玄武岩枕状溶岩の卓越する岩体が、飯豊町広河原川上流の西沢や、同町塩ノ畑付近には玄武岩のスコリア降下堆積物が認められる。また、飯豊町の旧小坂付近（白川左岸の中ノ沢断層西側）にも、玄武岩・安山岩火砕岩が分布する。

岩石記載 本層上部の火山岩は、かんらん石単斜輝石玄武岩・無斑晶質玄武岩・斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。斑晶のかんらん石・輝石が緑泥石で置換されているものがあるが、下位層の火山岩と比較すると変質の程度は極めて低い。

かんらん石玄武岩 (GSJ R63860, 原試料番号 Tm In146)

産地：東置賜郡川西町上和合。



第21図 沼沢層下部の流紋岩水底火砕流堆積物(Nt₂)中の塊状部の等層厚線図

産状：枕状溶岩。

鏡下の特徴：斑晶は少量のかんらん石 (< 1.3mm) からなる。かんらん石は完全に方解石・緑泥石で置換されている。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石化したガラスからなる。径6mm以下の気泡に富み、空隙は方解石で充填されている。

無斑晶質玄武岩スコリアラピストーン (GSJ R63859, 原試料番号 860904-2)

産地：西置賜郡飯豊町塩ノ畑。

産状：降下堆積物 (スコリアの最大径は1.5cm)。

鏡下の特徴：スコリアの細粒火山礫からなり、粒子間の空隙を方解石が充填している。スコリアは径0.5mm以下の気泡に富み、斑晶を含まない。石基はハイアロピリティック組織を持ち、斜長石 (< 0.4mm)・単斜輝石 (< 0.3mm)・鉄鉱・緑泥石化したガラスからなる。気泡は緑泥石で充填されている。

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R63857, 原試料番号 860722-2)

産地：西置賜郡小国町河原角の西南西1.6kmの沢沿い標高600mの地点。

産状：火山円礫岩 (ラハール堆積物) 中の岩片。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (< 5.0mm)・単斜輝石 (< 1.8mm)・斜方輝石 (< 1.0mm) からなる。清楚な斜長石と輝石からなる集斑状組織を持つ。単独で存在する斜長石の巨晶は、蜂の巣状構造

第3表 沼沢層黒色火山砂岩(Nv)産の貝類化石 (同定: 佐藤善男)

<i>Mizuhopecten kimurai murayamai</i> (Yokoyama)	C
<i>Kotorapecten kagamianus permirus</i> (Yokoyama)	C
<i>Batillaria</i> spp.	C
<i>Certhideopsilla</i> sp.	C
<i>Chlamys</i> sp. cf. <i>C. nisataiensis</i> Otuka	C
<i>Chlamys</i> sp. cf. <i>C. arakawai</i> (Yokoyama)	C
<i>Panopea nomurae</i> Kamada	C
<i>Crassostrea gravitesta</i> (Yokoyama)	C
<i>Placopecten nomurai</i> Masuda	R
<i>Anadara</i> (<i>Scapharca</i>) sp.	R
<i>Phacosoma akaishiana</i> (Nomura)	R
<i>Euspira</i> sp.	R
* <i>Coptothyris grayi</i> (Davidson)	C

C: common (5個体以上), R: rare (5個体未満), *: 腕足類

を持つ。石基はハイアロオフィティック組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラスからなる。鏡下での変質は認められない。

化石 飯豊町広河原付近及びその支流の西沢と東沢の合流点付近において、本層下部の黒色火山砂岩(Nv)から軟体動物及び腕足類化石を産する(第3表, 第16図)。巻貝は密集型、二枚貝は*Kotorapecten kagamianus permirus*, *Panopea nomurae*を除いて散在型で離弁の産状を示す。*Panopea nomurae*は生活位置を示す。巻貝のPotamidae, 二枚貝のPectinidae, *Crassostrea*を除いて殻は溶解している。産出した種を第3表に示す。この付近では、ほかに植物片、植物化石及び苔虫化石も産する。Pectinidae優勢な貝類化石群の特性から、外洋の浅海(60m前後, 浅くとも30m以深)で、砂底の海洋環境が推定される。ただし、植物片や汽水内湾性の貝類化石群(Potamidae, *Anadara*, *Euspira*, *Crassostrea*)を含むことから、近くに汽水内湾が存在し、内湾性貝類化石群が外洋域に拡散したことが強く示唆される。巻貝のPotamidaeには生息時の殻表面の磨滅が認められるが、完全に平滑になるほどの磨滅ではなく、湾口部から外洋に拡散したことが推定される。

小国町叶水の横川沿い及び大石沢の山毛櫛潰山背斜軸部でも本層最下部の砂岩(Ni)から貝類化石が産する。さらに、米沢市大荒沢の小屋断層近傍にも貝類化石を含む石灰質砂岩の断層レンズが存在するが、これは本層最下部の砂岩(Ni)と考えられる。吉田(1980)によれば、この砂岩からは新潟大学の卒業論文研究(大久保進, 1977 MS)によって*Barbatia*? sp., *Chlamys* sp., *Clementia* sp., *Patinopecten* sp. *Ostrea gravitesta* Yokoyama どの貝類化石とフジツボの化石が発見されている。神保(1973)は、東隣「米沢」図幅地域内において、本層に連続する綱木川層の下部から*Mizuhopecten kimurai*などの貝類化石を報告している。

模式地の沼沢付近の本層上部(N₄及びN₅)からは、Blow(1969)のN.10帯の浮遊性有孔虫が報告されている(村田, 1976)。また、海保(1985)もほぼ同様な結果を報告している。本報告の調査に伴う研究で

第4表 沼沢層産浮遊性有孔虫化石 (同定: 海保邦夫) 試料採取地点は第13図に示す

Species	Sample	NMZ 3	NMZ 4	NMZ 13	NMZ 14	NMZ 15	NMZ 16
<i>Globorotalia birnageae</i> Blow		-	-	-	-	+	-
<i>G. conoidea</i> Walters		-	-	+	+	+	-
<i>G. peripheroacuta</i> Blow et Banner		-	-	+	-	-	-
<i>G. quinifalcata</i> Saito et Maiya		+	+	-	-	-	-
<i>G. siakensis</i> LeRoy		-	-	+	+	-	+
<i>Globigerina concinna</i> Reuss		-	-	+	-	-	-
<i>G. praebulloides</i> Blow		+	+	+	+	+	+
<i>G. woodi</i> Jenkins		+	+	-	-	-	-
<i>Globigerinoides quadrilobatus immaturus</i> LeRoy		-	-	+	+	+	+
<i>G. trilobus</i> (Reuss)		-	+	-	-	-	-
<i>Globoquadrina altispira altispira</i> (Cushman et Jarvis)		-	-	+	+	+	+
<i>G. dehiscens dehiscens</i> (Chapman, Parr et Collins)		-	-	+	-	-	+
<i>G. dehiscens advena</i> Bermudez		-	+	-	+	-	+
<i>G. venezuelana</i> (Hedberg)		-	+	-	-	-	-
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i> (Schwager)		-	-	+	-	+	+
<i>Orbulina suturalis</i> Brönnimann		-	-	-	+	+	-
<i>O. universa</i> d'Orbigny		-	-	-	+	-	-
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)		-	+	-	-	-	+
<i>Velapertina cingulata</i> Popescu		-	-	-	+	-	-

+ : present - : absent

も同様な結果が得られた(第4表)。一方、村田(1976)は飯豊町観音堂西方ルート(北隣「手ノ子」図幅地域内)からN₉に相当する浮遊性有孔虫群を見いだしている。また、吉田(1980)も本図幅地域内の沼沢層に相当すると思われる層準から、底生及び浮遊性有孔虫化石を報告している。斎藤(1982)は東隣「米沢」図幅地域内において、本層に連続する小野川層から*Globorotalia praemenardii* Cushman et Stainforth, *G. fohsi fohsi* Cushman et Ellisor, *Orbulina suturalis* Bronninmanなどを含む浮遊性有孔虫化石群を報告している。

模式地の沼沢付近の本層上部(N₄及びN₅)からは、Okada and Bukry(1980)のCN3ないしCN4の石灰質ナノ化石が報告されている(幡谷・大槻, 1991)。本報告の調査に伴う研究でも、同層準からCN4上部からCN5aに相当する石灰質ナノ化石群を検出した(第5表)。岡田(1981, 1982)は、本層に対比される東隣「米沢」図幅地域内の綱木川層及び小野川層から、それぞれCN3-4及びCN5aと認定できる石灰質ナノ化石を見いだしている。また、田宮(1973)は、本層に対比される東隣「米沢」図幅地域内の綱木川層から植物化石を報告している。

年代・対比 本層最下部の黒色火山砂岩(N_v)から産出したPectineidaeを主体とする貝類化石群は、広い意味での八尾-門ノ沢型動物群に含まれ、仙台付近の茂庭層、二戸地域の門ノ沢層下部の貝類化石群に対比される。こうした貝化石群の年代は浮遊性有孔虫化石帯のN₈の後期と考えられている(Ogasawara, 1994)。浮遊性有孔虫層序では、本層の中上部は少なくともBlow(1969)のN₉-N₁₀に対比される。石灰質ナノ化石ではOkada and Bukry(1980)のCN4-CN5aに対比される。従って本層の地質年代は中期中新世の前期である(第5図)。本層は、年代・岩相及び化石群集から、新潟地域標準層序の七谷層に、秋田地域標準層序の西黒沢層にほぼ対比される。

第5表 沼沢層産石灰質ナノ化石 (同定: 岡田尚武) 試料採取地点は第13図に示す

Sample (NMZ-)	3	4	13	14	15	16	17
Abundance - Preservation	CP	AM	AM	AM	AM	CM	CM
Etching / Overgrowth	2/2	1/1	1/1	0/1	1/0	1/0	1/1
<i>Calcidiscus macintyreii</i>	-	-	-	F	F	C	F
<i>C. leptoporus</i>	-	F	-	C	F	F	-
<i>Coccolithus miopelagicus</i>	C	C	F	-	-	-	R
<i>C. pelagicus</i>	A	A	C	A	A	C	A
<i>Coronocyclus nitescens</i>	-	F	-	-	-	-	-
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	C	C	A	A	C	C	R
<i>Helicosphaera carteri</i>	C	C	F	F	F	C	F
<i>H. euphratis</i>	-	-	-	R	-	R	-
<i>Reticulofenestra gartneri</i>	-	-	-	F	-	C	C
<i>R. heslandii</i>	C	C	A	A	A	A	C
<i>R. pseudoumbilica</i>	-	-	C	A	C	A	A
<i>R. pseudoumbilica</i> var. A	-	-	F	C	C	A	-
<i>Discoaster adamanteus</i>	-	-	F	F	F	F	F
<i>D. deflandrei</i>	C	-	-	-	-	-	-
<i>D. exilis</i>	-	-	F	-	F	F	-
<i>D. intercalaris</i>	-	-	F	-	-	F	-
<i>D. variabilis</i>	C	C	C	F	C	C	F
<i>D. sp.</i>	C	C	F	-	-	C	-
<i>Sphenolithus abies</i>	-	C	F	C	F	F	F
<i>S. heteromorphus</i>	-	C	F	F	F	-	-
<i>S. moriformis</i>	C	C	-	C	F	-	-
<i>S. neoabies</i>	F	F	-	F	F	-	-
<i>Thoracosphaera deflandrei</i>	-	-	-	-	-	F	-
Nannofossil zone	?	CN4	CN4	CN4	CN4	CN5a	CN5a

V. 5 湯小屋層 (Y₁, Y₂, Y₃, Y_t)

地層名 徳永・棚井 (1954) による「白川累層」の「湯小屋頁岩層」に由来する。

模式地 飯豊町西高峰の西方の旧湯小屋付近の白川沿岸の崖。ただし、模式地は高峰背斜の軸部にあたり、湯小屋層の下限は露出していないので、皆川 (1959a) が述べているように、模式地としては不適當であるが、すでに広く定着している地層名なので、本報告でもこの地層名を用いる。なお、本層と下位の沼沢層との境界は、小国町沼沢付近で観察できる (第13図)。

定義 本層は沼沢層から整合に漸移する海成の黒色泥岩層を主とする地層である。下位の沼沢層の泥岩との区別はやや難しい場合もあるが、沼沢層の泥岩が灰色で風化すると黒錆色を呈するのに対し、湯小屋層の泥岩は黒色で明らかに沼沢層の泥岩よりも暗色であり、風化面では赤錆色をすることで区別できる。また、沼沢層の泥岩がルーペで容易に確認できるほど多くの有孔虫を含むのに対し、湯小屋層の泥岩は有孔虫を含まない点でも区別が可能である。

本報告の湯小屋層は、半沢ほか (1958)・皆川 (1959a, 1971)、矢崎 (1961)、神保ほか (1970a) 及び山野井 (1992) の「湯小屋層」に、また通商産業省 (1969) 及び神保ほか (1970b) の「矢子層」に等しい (第9図)。また、吉田 (1980) の「白川累層」の上部に相当する。

分布 川内戸断層以東の白川流域、大石沢赤沢付近、及び森残川流域に広く分布する。いずれの地域

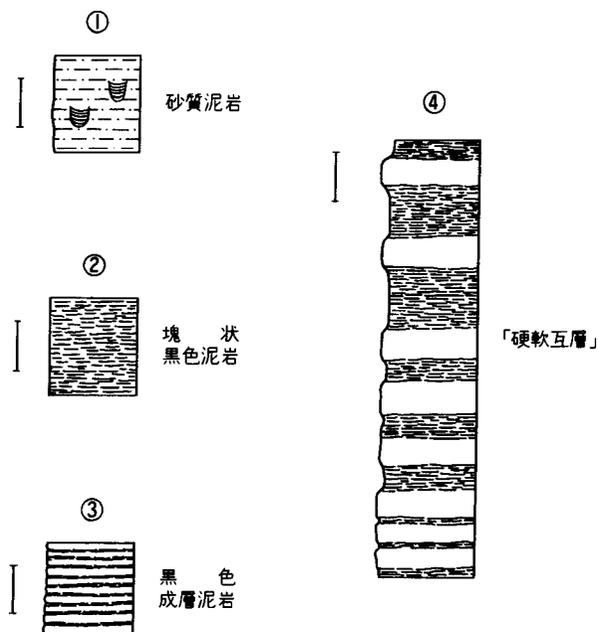
でも強く褶曲し、タイトな背斜・向斜構造を作る。このほか、小国町叶水河原角の西の山稜にもわずかに分布する。

層序関係 下位の沼沢層を整合に覆う。白川、大石沢及び森残川では沼沢層上部の灰色層理泥岩 (N₅) から層理が消失して、泥岩の色が暗色に変化する層準を本層の下限とした (第13図)。小屋川から小樽川流域にかけての地域では、沼沢層上部の灰色塊状泥岩 (N₄) の上位に流紋岩火砕岩 (N_{t3}) が挟まれており、この流紋岩火砕岩の上面を本層の下限とした。小国町叶水河原角の西の山稜では、沼沢層上部の玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩 (N_a) の上に本層の泥岩が重なっている。

層厚 約130-550m。本図幅地域北部の森残川流域で最も厚い (第10図)。南東部の小樽川周辺では、上位の宇津峠層基底の不整合のため、本層の上半分は削剥されて薄くなり、層厚は130mあまりに過ぎない。

岩相 本層は、主に黒色の泥質堆積物からなり、数層準に流紋岩火砕岩を挟む。本層の泥質堆積物は下位より、黒色成層泥岩及び塊状泥岩 (Y₁)、黒色塊状泥岩 (Y₂) 及び砂質泥岩 (Y₃) の3つの岩相からなる。

黒色成層泥岩及び塊状泥岩 (Y₁) は、次の3つの岩相が認められる。1つはやや軟質の黒色塊状泥岩で、風化すると層理に沿って剥離する (第22図の2)。直径数-数十cmの石灰質団塊を含むことが多い。2つ目の岩相は、やや軟質の黒色塊状泥岩に厚さ数十-数cmの硬質泥岩を挟み、いわゆる「硬軟互層」状を呈する岩相である (第22図の4、第23図)。硬質泥岩は、黒色塊状泥岩よりもやや粒度が粗く、色調が明るい。まれに下部に級化層理、上部に平行葉理が見られることがあり、一種の泥質のタービダイトである可能性がある。3つ目の岩相は、厚さ数-十cmの規則的な層理の発達したやや硬質の



第22図 湯小屋層の泥岩のタイプ スケールは約1m



第23図 湯小屋層の Y_2 の岩相(いわゆる「硬軟互層」の岩相) 小国町森残川

泥岩層(第22図の3)で、 Y_1 の最上部に発達する。

黒色塊状泥岩(Y_2)は、やや硬質で、風化すると細片に割れる性質がある(第22図の3)。通常は硬く黒色を呈するが、川西町和合及び上和合付近では、この岩相は珪藻質泥岩となっており、新鮮面では緑灰色、風化すると灰白色を示し、珪藻化石を含む。

砂質泥岩(Y_3)は、塊状の暗灰色砂質泥岩で、生痕化石 *Teichichnus* を多量に産することを特徴とする(第22図の1)。 Y_2 とは漸移するが、*Teichichnus* の出現し始める層準をもって、この岩相の下限とした。一般に硬質であるが、川西町高野沢西方の峠付近及び飯豊町広河原の旧室ノ沢付近では、珪藻化石を産出し、やや軟らかい。

流紋岩火砕岩(Y_t)は、本層の数層準に挟まれるが、とくに厚い火砕岩層が挟まれるのは黒色成層泥岩及び塊状泥岩(Y_1)の上部と砂質泥岩(Y_3)であり、それらは地質図に示されている。

黒色成層泥岩及び塊状泥岩(Y_1)の上部に挟まれる流紋岩火砕岩は、ベントナイト化した厚さ数mの凝灰岩で、場所によっては数枚の凝灰岩からなる。おもに、本図幅地域の北部に分布する。飯豊町上原から数馬間の白川河床では、本火砕岩の下底に明瞭なフルートキャストが数カ所で観察され、その古流向は北西ないし西北西向きである。

砂質泥岩(Y_3)に挟まれる流紋岩火砕岩は、飯豊町広河原のかつての室ノ沢集落を中心として遅谷川流域及び川内戸地域に分布する。火山礫凝灰岩・火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。火山礫凝灰岩・火山砂岩は多面体形のガラス質流紋岩岩片に富み、正もしくは逆-正級化構造を持つものが多い(第24図)。単層の厚さは数cm-数mで、平行ラミナを持つシルト岩・リップラミナを持つ細粒火山砂岩・火山豆石凝灰岩と互層している。これらの火砕岩は岩相から、流紋岩溶岩ドームでの崩落・爆発で



第24図 湯小屋層の火山碎屑岩タービダイト

飯豊町の須郷橋東南東2.4kmの車道沿い。ガラス質流紋岩の火山礫-粗粒砂からなり、正級化構造が顕著である

周辺にもたらされた重力流堆積物であると判断できる。ガラス質細粒凝灰岩はバブル型の火山ガラス片からなり、淘汰の良いものが多い。火砕岩中の火山ガラス片は、その一部が沸石で置換され、粒間に方解石を生じているものが多い。この層準の流紋岩火砕岩は、広河原川の須郷橋南方の流紋岩岩体が供給源であったと考えられる。

岩石記載

ガラス質凝灰岩 (GSJ R63865, 原試料番号 TmKy32)

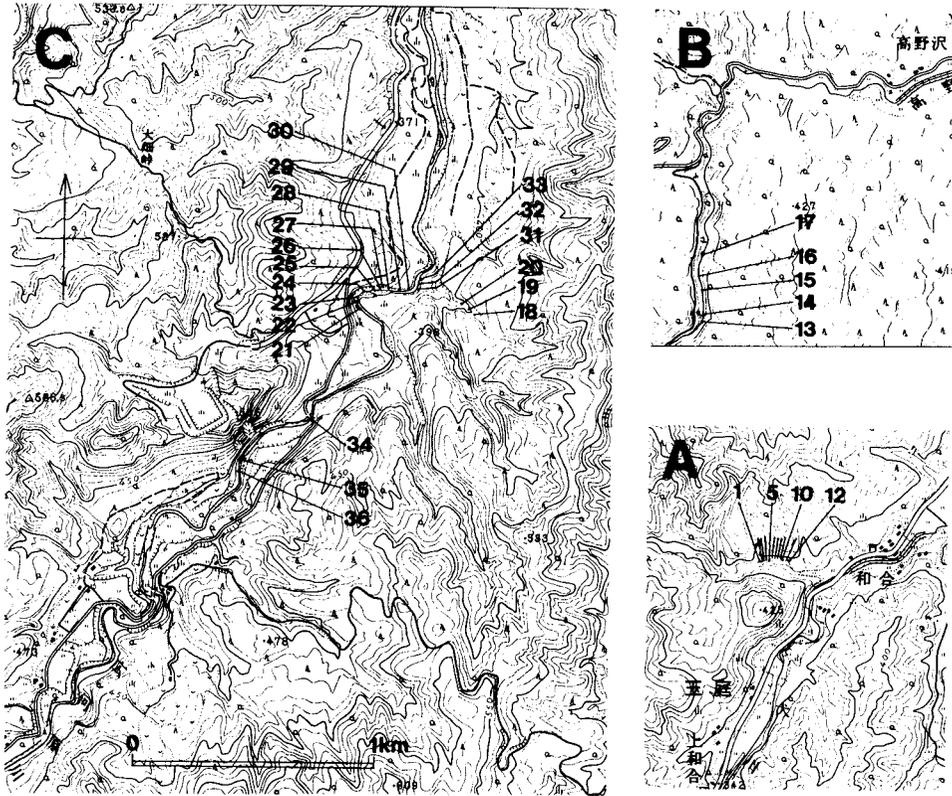
産地：西置賜郡飯豊町須郷橋の南東500mの小屋川沿い。

産状：降下堆積物。

鏡下の特徴：径0.5mm以下の多量のバブル型火山ガラス片と少量の斜長石・石英・黒雲母の結晶片からなる。異質岩片として玄武岩をごくわずかに含んでいる。粒子間を微細な緑泥石が充填しているが、火山ガラス片そのものは非変質である。

化石 本層の黒色塊状泥岩 (Y₂) 及び砂質泥岩 (Y₃) の岩相に含まれる珪藻質泥岩からは、Akiba (1986) の *Denticulopsis praedimorpha* Zone (NPD 5 B) から *Thalassiosira yabei* Zone (NPD 5 C) に対比できる珪藻化石群集を産する (第25, 26図, 第6表)。なお、船山 (1981 MS) 及び秋葉 (1983) が報告している高峰層からの珪藻化石は、その産地から判断すると本報告の湯小屋層の上部の層準からのものであり、その分析結果は本報告のそれと一致する。

年代・対比 本層の黒色塊状泥岩 (Y₂) 及び砂質泥岩 (Y₃) は、Akiba (1986) の珪藻化石 *Denticulopsis praedimorpha* Zone (NPD 5 B) から *Thalassiosira yabei* Zone (NPD 5 C) に対比でき、その年代は



第25図 湯小屋層の珪藻化石産地

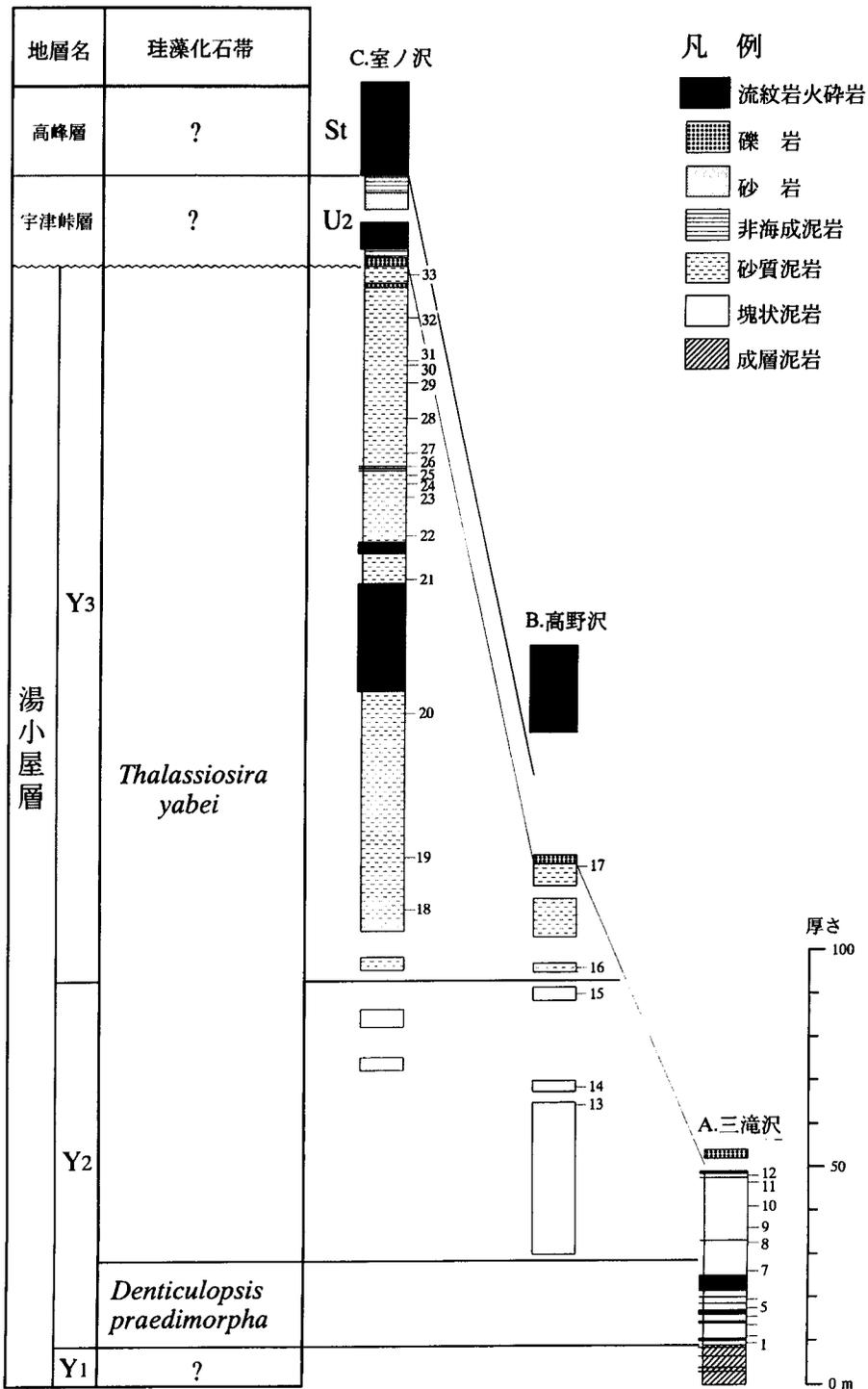
A: 三滝沢(川西町玉庭), B: 高野沢(川西町玉庭), C: 室ノ沢(飯豊町広河原). A, Cは国土地理院発行2万5千分の1「入田沢」, Bは2万5千分の1「玉庭」を使用. 柱状図は第26図に示す. 産出表は第5表に示す

後期中新世初期である(第5図). 本層の下限は, 浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノ化石に基づく下位の沼沢層の最上部の年代からみて, 中期中新世の後期であろう. 本層の上限の年代ははっきりしないが, 上位の宇津峠層下部から産出する軟体動物群の年代から判断して, 後期中新世の後期であろう. 本層は, 岩相及び年代からみて, 東北地方標準層序の女川層に対比される. しかし, 岩相的には湯小屋層は女川層ほど珪質ではなく, むしろ新潟堆積盆地の寺泊層に類似する.

V. 6 貫入岩類

本図幅地域内には, 流紋岩・玄武岩・ドレライト及び安山岩の貫入岩が, 岩脈・シル及びドーム状の岩体として数多く分布する. これらの貫入岩のうちの一部は, 周囲の堆積岩との関係からその貫入時期をある程度特定できるものもあるが, 多くはその年代が不明確なため, この項で一括して記載する.

V. 6.1 流紋岩(Ry)

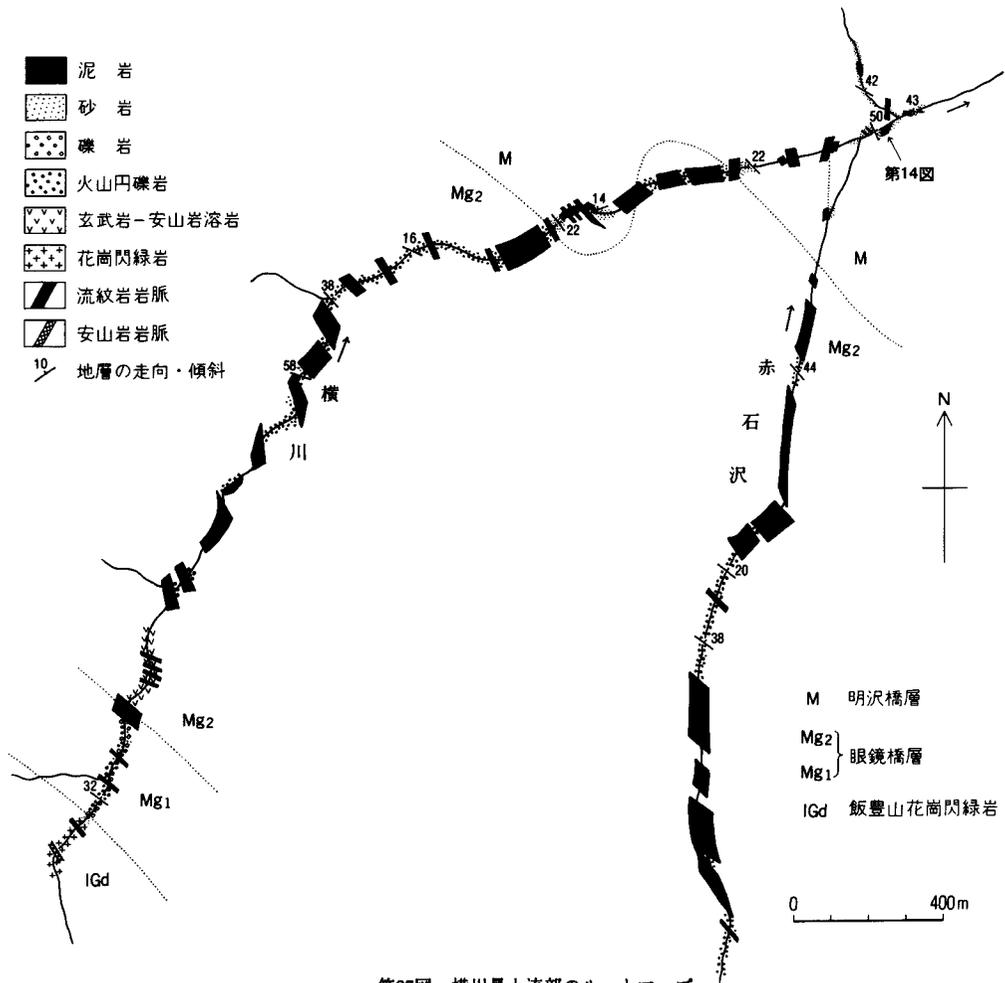


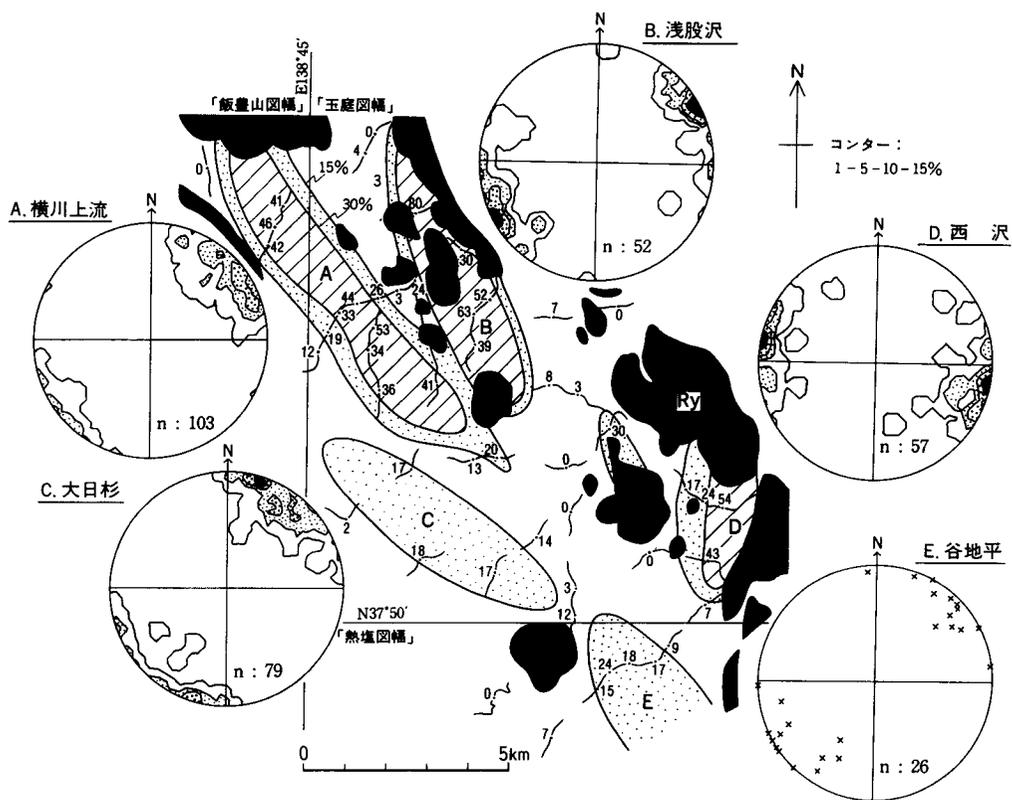
第26図 湯小屋層の珪藻化石柱状図 試料採取地点は第25図に示す。産出表は第5表に示す

本図幅地域内に分布する流紋岩貫入岩は、岩脈と浅所貫入岩・溶岩岩体として産するので、ここでは両者を分けて記載する。なお、岩脈群は、浅所貫入した溶岩ドーム群に移化している場合があり、両者を実質的に区別することは困難なので、地質図・凡例では流紋岩岩脈と浅所貫入岩・溶岩とを区別していない。

V.6.1.1 流紋岩岩脈

分布 小国町の横川上流（第27図）から飯豊町大日杉周辺と飯豊町の西沢周辺には流紋岩の平行岩脈群が分布する。貫入面の卓越方位は西沢周辺のものが北北東-南南西であるほかは、だいたい北西-南東から北北西-南南東に集中する（第28図）。また、貫入面は 70° - 85° 程度西に傾くものが多い。岩脈が集中する領域は長さ6-10km、幅2km程度の広がりを持ち、中心部での分布密度（1km当たりの岩脈の積算厚）は40%を越える（第28図）。なお、先新第三系と眼鏡橋層下部の礫岩（Mg₁）の露出域には、一様にか





第28図 流紋岩岩脈(Ry)の分布密度と卓越方位

岩脈の分布密度は貫入面卓越方位に直行する測線1 kmあたりの岩脈の積算厚を百分率で示している。等分布密度線のコンターは15-30%。ステレオ投影図は、各岩脈群での貫入面の極の貫入面極の等積下半球投影。Nは真北、nは岩脈の個数、コンターは1-5-10-15%。Ryは流紋岩溶岩及び浅所貫入岩体

らん石玄武岩及び無斑晶質玄武岩 (B a) の岩脈が分布するが、その卓越方位は流紋岩のそれとほぼ同じである。

貫入関係 飯豊山花崗閃緑岩・眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層下部に貫入する (第29図)。

岩相・岩石記載 流紋岩岩脈は幅2-100mのものが多く (第30図)、その岩質は無斑晶質流紋岩・黒雲母流紋岩・輝石流紋岩である。石基の結晶度は高く、全ての岩脈で変質により緑泥石・セリサイトを生成している。

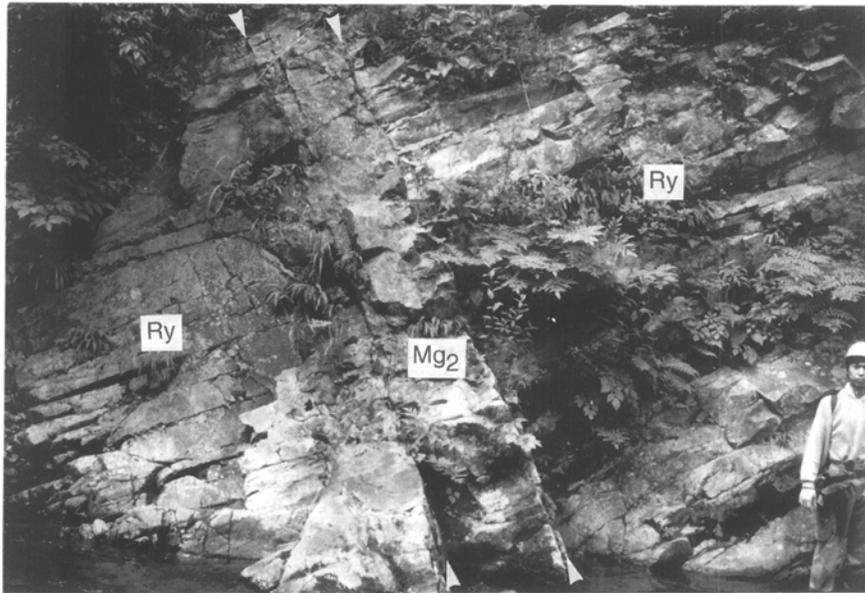
輝石流紋岩 (GSJ R63854, 原試料番号 860725-4)

産地：西置賜郡小国町の横川上流部標高480mの地点。

産状：岩脈。

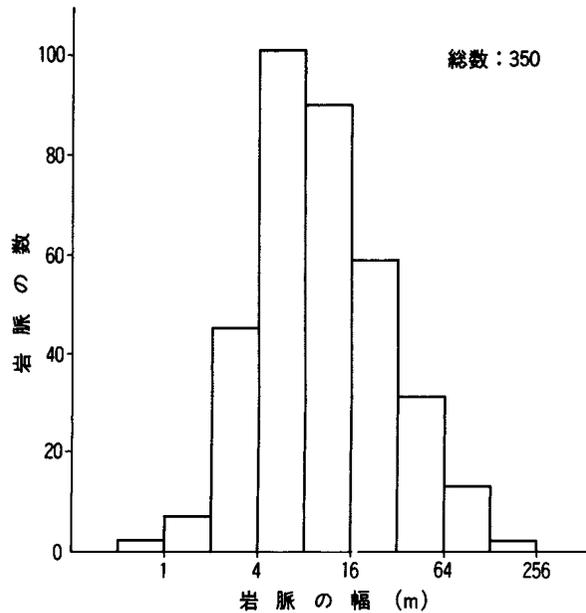
鏡下の特徴：斑晶は石英 (< 1.7mm)・斜長石 (< 1.4mm) と少量の緑泥石化した輝石 (< 0.8mm)・鉄鉱からなる。斜長石はセリサイト化が著しい。石基はフェルシック組織を持ち、斜長石・シリカ鉱物・緑泥石からなる。径1mm以下の気泡が多く、これを粒状緑泥石の集合体が充填している。

対比 流紋岩岩脈群は、眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層中に浅所貫入した溶岩ドーム群に移化してお



第29図 眼鏡橋層の玄武岩火砕岩(Mg₂)を貫く流紋岩岩脈(Ry) 飯豊町西沢

り、明沢橋層・沼沢層下部の火山岩の供給岩脈であったと判断される。同時期の流紋岩平行岩脈群は西隣の「飯豊山」図幅（高橋ほか，1996）や会津地域の「若松」図幅（山元・吉岡，1992）・「只見」図幅（島田・伊沢，1969）・「小林」図幅（島田ほか，1974）にも分布し、当時の伸長応力場を反映した一連の珪長質火山活動域を形成していたと考えられている（山元・柳沢，1989b；山元，1991）。



第30図 流紋岩岩脈(Ry)の厚さの頻度分布

V. 6. 1. 2 流紋岩溶岩

分布 沼沢層中の流紋岩溶岩（Ry）は小国町の横川上流部から飯豊町の白川上流部・広河原川上流部及び広河原川と小屋川の間山地にかけての地域に集中して分布し、沼沢層下部の層厚の薄い図幅北縁部には全く認めることができない。このほか、本図幅南東部の小樽川流域にも流紋岩溶岩が点在する。湯小屋層中に貫入・噴出する流紋岩溶岩は、飯豊町塩ノ畑北方の九才峠付近と同町須郷橋南方に分布する。

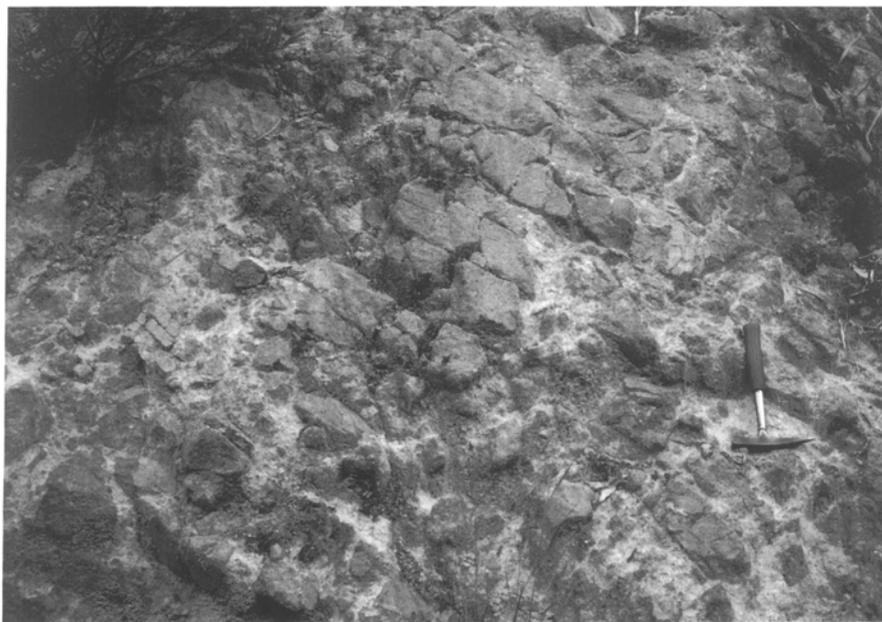
貫入関係 流紋岩溶岩は径数100m-数kmのドーム状の塊状溶岩岩体を構成するが、大型の岩体内部では岩質の異なる部分や貫入関係が普通に認められる。溶岩岩体のほとんどは周囲の火砕岩や砕屑岩に非調和に貫入しているが、岩体の縁辺部はガラス質の自破碎溶岩（第31図）に移化するものが多く、未固結の母岩に対して溶岩ドームが浅所貫入したものと判断される。

岩相・岩石記載 多くの流紋岩溶岩は顕著な流理構造を持ち、これに平行な板状節理が発達している。本溶岩ドーム群は、当時の珪長質火山活動の噴出中心相に相当する。

沼沢層下部の流紋岩溶岩は、無斑晶質流紋岩・黒雲母流紋岩・斜方輝石単斜輝石流紋岩からなる。このうち無斑晶質流紋岩は、流理の発達がとくに良い。溶岩の変質の程度は、多量の緑泥石・緑れん石・セリサイト・方解石を生じ原岩組織の失われかけたものから、非変質のものまで多様である。

無斑晶質流紋岩（GSJ R63848，原試料番号 860718-8）

産地：西置賜郡小国町豆納の南西2.5kmの大石沢川支流標高450mの地点。



第31図 沼沢層下部の流紋岩自破碎溶岩（Ry）

飯豊町広河原（GSJ R63851）。パーティック割れ目の発達したガラス質流紋岩で、写真上方の塊状溶岩が次第に破碎され下方の凝灰角礫岩に漸移している

産状：自破碎溶岩。

鏡下の特徴：新鮮なガラスからなり、薄片内に斑晶は含まれない。クリスタライトの形態定向配列による流理構造を持つ。パーリティック割れ目が発達し、割れ目沿いに角礫化している。また、開いた割れ目を緑泥石・シリカ鉱物が充填している。

黒雲母流紋岩 (GSJ R63849, 原試料番号 860726-4)

産地：西置賜郡小国町東滝の南南西 2km の横川支流標高 450m の地点。

産状：溶岩。

鏡下の特徴：斑晶は石英 (< 1.1mm)・斜長石 (< 1.2mm)・黒雲母 (< 1.0mm) からなる。一部の斜長石はセリサイトで置換されている。石基はマイクロフェルシティック組織を持ち、黒雲母・鉄鉱・ジルコン・緑泥石を伴う。

角閃石含有斜方輝石単斜輝石流紋岩 (GSJ R63851, 原試料番号 880606-3)

産地：西置賜郡飯豊町広河原。

産状：自破碎溶岩中の溶岩片。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (< 5.0mm)・石英 (< 5.4mm) と少量の単斜輝石 (< 1.0mm)・斜方輝石 (< 0.8mm)・鉄鉱 (< 0.4mm)、微量の角閃石 (< 0.6mm)・ジルコンからなる。石基はガラス質で、径 0.1mm 以下の気泡に富んでいる。クリスタライトの形態定向配列からなる流理構造が認められる。パーリティック割れ目の発達が良い。特に変質は認められない。

湯小屋層中に貫入・噴出する流紋岩溶岩のうち、飯豊町須郷橋南方の岩体はガラス質で自破碎構造が著しく、岩体の上面で同質火砕岩に移化している。また岩体の側方へは、火山礫凝灰岩・火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩 (Yt) に移化している (V.5 参照)。飯豊町塩ノ畑北方の九才峠付近で湯小屋層中に貫入・噴出する流紋岩溶岩は、輝石流紋岩からなる

輝石流紋岩 (GSJ R63862, 原試料番号 860723-2)

産地：西置賜郡小国町九才峠の北西 750m の大石沢川支流標高 430m の地点。

産状：貫入岩体。

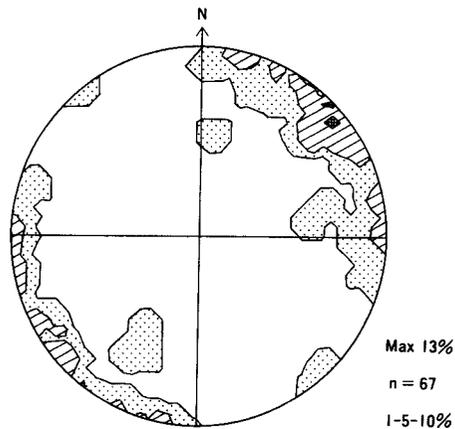
鏡下の特徴：斑晶は多量の石英 (< 5mm)・斜長石 (< 2.4mm) と少量の緑泥石で置換された輝石 (< 1.2mm)・鉄鉱からなる。石基はマイクロフェルシティック組織を持ち、緑泥石を伴う。

年代・対比 貫入層準と貫入関係から、貫入岩の多くは沼沢層下部の時代に活動したものが多いと思われるが、一部は明沢橋層の時代のものも含まれているかもしれない。また、前述のように、飯豊町塩ノ畑北方の九才峠付近と同町須郷橋南方に分布するものは、湯小屋層の時代に貫入したものと推定される。

V. 6. 2 かんらん石玄武岩及び無斑晶質玄武岩 (Ba)

分布 先新第三系及び眼鏡橋層の分布域に岩脈またはシルとして点在する。岩脈の貫入面の卓越走向は $N40^{\circ}W$ で (第 32 図)、流紋岩岩脈のそれとほぼ一致する。

貫入関係 先新第三系の烏帽子山層・深成岩類と眼鏡橋層下部の礫岩 (M_{g1})・砂岩及び礫岩 (M_{gs}) に貫入する。本貫入岩には、流紋岩岩脈に貫かれるものと、流紋岩岩脈を貫くものがある。したがって、本貫入岩の活動時期は流紋岩岩脈のそれと一部重複している。



第32図 玄武岩岩脈(Ba)の貫入面の極の等積下半球投影
本図幅に分布する67岩脈の投影。コンターは1-5-10%で、最大値は13%

岩相・岩石記載 本玄武岩岩脈の幅は30cm-5mで、その岩質はかんらん石玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・無斑晶質玄武岩である。全ての岩脈が変質を被っており、かんらん石の全部と単斜輝石の多くが緑泥石で置換されている。斜長石もセリサイト化を受けたものが多い。また、緑れん石や方解石等の変質鉱物も鏡下で普通に確認できる。

年代・対比 貫入層準と貫入関係から、本貫入岩は眼鏡橋層・明沢橋層の玄武岩の供給岩脈であると判断できる。

V. 6. 3 ドレライト (Do)

分布 本図幅内の沼沢層分布域に、一様に分布する。比較的大規模なものは、小国町の横川流域に多い。

貫入関係 主に沼沢層に貫入する。とくに沼沢層上部の灰色塊状泥岩層(N₄)中に貫入している場合が多い。シート状の形態を持ち、沼沢層の層理面とほぼ調和的に貫入し、泥岩層と同様に褶曲している。

岩相・岩石記載

斜長石・かんらん石・単斜輝石・鉄鉱からなる等粒状の完晶質岩で、オフィテック組織を持つ。ほとんど全てのかんらん石が緑泥石で置換されている。しかし、斜長石や輝石は新鮮で、前項の玄武岩岩脈に比べると変質の程度は低い。

斜方輝石含有単斜輝石かんらん石ドレライト (GSJ R63840, 原試料番号 870819-1)

産地：西置賜郡小国町横川支流の五距沢標高620mの地点。

産状：貫入岩。

鏡下の特徴：斜長石 (< 1.8mm)・かんらん石 (< 2.8mm)・単斜輝石 (< 1.6mm)・鉄鉱 (< 0.8mm)とごく少量の斜方輝石 (< 1.2mm)・ガラスからなる。ほぼ同程度の大きさの結晶からなり、オフィテック組織が顕著である。ガラスは全て緑泥石で置換されている。かんらん石もその一部が割れ目沿いに緑泥石化している。輝石・斜長石には変質は認められない。

年代・対比 貫入層準が沼沢層に集中すること、沼沢層上部に同質の単斜輝石かんらん石玄武岩溶岩流があることから、本ドレライトはこれに関連した中期中新世の貫入岩体であると判断される。

V. 6. 4 斜方輝石単斜輝石安山岩 (An)

分布 図幅内の沼沢層分布域に、主としてドーム状の貫入岩体として点在するほか、岩脈としても分布する。図幅北西部の茂松山・掛摺山、広河原支流の西沢の入口付近、飯豊町の旧室ノ沢付近及び同町数馬北方などに分布する。図幅北西部の茂松山を構成する安山岩貫入岩体は3×1 kmの露出面積を持ち、周囲の地層をドーム状に隆起させている。他の貫入岩体の規模はこれよりも小さく、母岩の変形の程度も低い。また、シル状の岩体が飯豊町広河原の南西にあり、沼沢層下部の黒色火山砂岩(Nv)中に貫入している。

貫入関係 主に沼沢層に貫入し、一部で湯小屋層に貫入する。

岩相・岩石記載 本貫入岩は、斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。一部の岩体は輝石が緑泥石で置換されているが、眼鏡橋層・明沢橋層の火山岩と比較すると変質の程度は低い。

斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R63831, 原試料番号 08.711.82)

産地：西置賜郡小国町の茂松山西北西 1.5kmの横川沿い。

産状：貫入岩。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石 (< 2.6mm)・単斜輝石 (< 0.8mm)・斜方輝石 (< 0.6mm)・鉄鉱からなる。斜長石と輝石からなる集斑状組織が著しい。輝石斑晶の一部は緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・緑泥石からなる。

年代・対比 本岩類の鏡下の特徴は、沼沢層上部の安山岩と共通している。また、貫入層準が沼沢層-湯小屋層に限定されることも、本岩類の貫入年代が中期中新世であることを示唆している。

V. 7 宇津峠層 (U₁, U₂, U_t)

地層名 Yabe and Hatai (1941)によるが、元々の命名は森田日子次の卒業論文(1930MS)による。正式な記載は、皆川(1959a)によってなされた。

模式地 飯豊町手ノ子落合の西方の宇津峠東斜面の旧国道切割。ただし、宇津トンネル開通後、この部分は廃道となっており、現在は模式地において本層を十分に観察することはできない。

定義 湯小屋層を覆う主として砂岩からなる部分を宇津峠層とする。下限は湯小屋層最上部の砂質泥岩(Y₃)が細粒砂岩または礫岩・礫質砂岩に変わる層準、上限は上位の高峰層の才津火砕流堆積物(S_t)の下底とする。

本層は皆川(1959a, 1971)、吉田(1980)及び山野井(1992)の「宇津峠(累)層」にほぼ等しく、徳永・棚井(1954)の「大鹿累層」、半沢ほか(1958)及び矢崎(1961)の「宇津峠層」と「小白川層」を合わせたものにほぼ対比される(第9図)。ただし、従来宇津峠層の最上部として扱われてきたと思われる才津火砕流堆積物を、本報告では上位の高峰層に含めたため、本報告の宇津峠層の下限の定義は、従来とは異

なる。

分布 高峰背斜の東翼及び須郷向斜の両翼部に分布するほか、宇津沢川・遅谷川流域にも広く分布する。

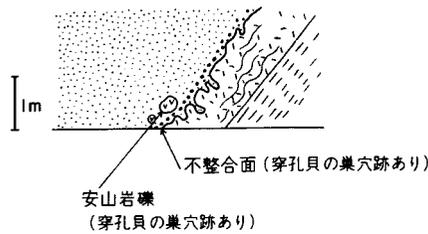
層序関係 湯小屋層とは一部整合、一部不整合、すなわち部分不整合の関係にある（第33図）。本図幅北部の高峰付近から須郷橋にかけての地域では、下位の湯小屋層の砂質泥岩（Y₃）から漸移し、整合の関係にあるが、これより以南では、本層の下底に礫岩層が発達し、湯小屋層とは侵食面で接している（第34図）。侵食量は南に向かって大きくなり、川西町和合では湯小屋層の砂質泥岩（Y₃）を欠いて黑色塊状泥岩（Y₂）を覆い、更に南の小樽川沿いでは黑色成層泥岩・塊状泥岩（Y₁）を直接覆っている（第33図）。

層厚 約20-420m。本図幅地域の北方で厚く、南方で薄くなる（第33図）。

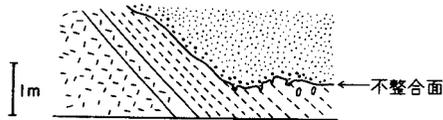
岩相 本層は海成の砂岩からなる地層で、下部の細-中粒泥質砂岩（U₁）と上部の斜交層理粗粒砂岩（U₂）に分けられる。

下部の**細-中粒泥質砂岩（U₁）**は、凝灰質塊状の細-中粒泥質砂岩からなり、数枚の珪長質凝灰岩層を挟む。砂岩はバイオターベーションが発達し、まれに泥質堆積物からなる生痕化石 *Rosselia* を多量に含むことがある。また、白川ダム周辺では、この岩相中に貝類化石が含まれる。凝灰岩は、厚さ数mの

① 飯豊町遅谷杉沢



② 飯豊町遅谷杉沢



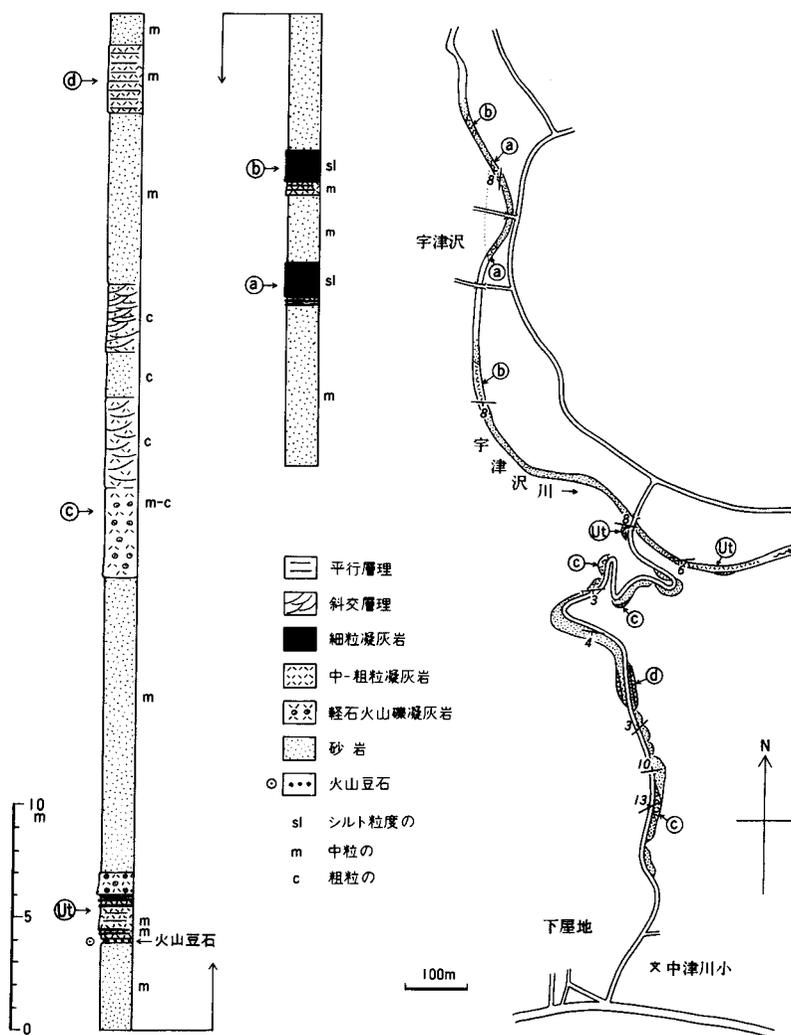
-  細礫岩
-  砂岩
-  流紋岩凝灰岩
-  砂質泥岩

第34図 宇津峠層基底の不整合

白色珪長質凝灰岩で、数枚挟まれるが、このうち火山豆石を含む凝灰岩層（U_t）は鍵層として追跡が可能である（第35図）。分布域北部の高峰・中ノ沢地域などでは、細-中粒泥質砂岩（U_i）は非常に硬く固結し、山稜をつくる。これに対して、矢ノ沢以南や宇津沢川・遅谷川地域では、あまり固結しておらず、地形的には緩やかな丘陵となっている。このように北部と南部では固結度が非常に異なるのは、続成作用の違いによるものと考えられる。

上部の斜交層理粗粒砂岩（U₂）は、トラフ型または平板型の斜交層理の発達した淘汰のよい中-粗粒砂岩からなる。遅谷川地域では、この岩相は淘汰のよい石英砂岩となっており、珪砂として採掘されている。

化石 本層下部からは、徳永・棚井（1954）、皆川（1959a）、神保ほか（1970a）、Zinbo（1973）及び



第7表 宇津峠層産貝類化石 Zinbo(1973)及び Kotaka and Kato(1979)による

Taxa	1	2
<i>Yoldia (Yoldia) yabei</i> (Yokoyama)	+	+
<i>Glycymeris</i> sp.	+	-
<i>Anadara</i> sp.	-	+
<i>Mizuhopecten kimurai</i> (Yokoyama)	+	-
<i>M. matumoriensis</i> (Nakamura)	-	+
<i>M.</i> sp.	+	-
<i>Miyagipecten matsumoriensis</i> Masuda	-	+
<i>Nanaoehlamys notoensis otutumiensis</i> (Nomura & Hatai)	+	-
<i>Felaniella usta</i> (Gould)	+	-
<i>Conchocele nipponica</i> (Yabe & Hatai)	+	+
<i>Lucinoma acutilineatum</i> (Conrad)	-	+
<i>L. otukai</i> Hatai & Nishiyama	-	+
<i>L. murakawai</i> Zinbo	+	-
<i>Fulvia</i> sp.	+	-
<i>Clinocardium iwasiroense</i> (Nomura)	+	+
<i>C. californica</i> (Deshayes)	+	-
<i>C. ciliatum</i> (Fabricius)	+	-
<i>C. shinjiense</i> (Yokoyama)	-	+
<i>C.</i> sp.	+	-
<i>Serripes laperousii</i> (Deshayes)	+	+
<i>S. yokoyamai</i> Otuka	-	+
<i>Meretrix uzensis</i> Zinbo	+	+
<i>Spisula grayana</i> (Schrenck)	+	-
<i>S.</i> sp.	-	+
<i>Fabulina pallidula</i> (Lischke)	+	-
<i>Macoma tokyoensis</i> Makiyama	+	-
<i>M. calcarea</i> (Gmelin)	+	-
<i>M.</i> spp.	-	+
<i>Peronidea cf. protovenulosa</i> (Nomura)	+	+
<i>M.</i> sp.	+	-
<i>Mya cuneiformis</i> (Böhm)	-	+
<i>M. urusikuboana</i> Nomura	+	+
<i>Turritella (Idaella) tanaguraensis</i> Kotaka	-	+
<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (Kuroda & Habe)	-	+
<i>C. janthostomoides yamatagana</i> Zinbo	+	-
<i>Naticid operculum</i>	-	+
<i>Trophonopsis hondai</i> Zinbo	+	-
<i>Siphonalia</i> sp.	+	-
<i>Buccinum leucostoma</i> Lischke	+	-
<i>B. sinanoense</i> Makiyama	+	-
<i>B.</i> sp.	-	+
<i>Gemmulifusus</i> ? sp.	+	-
<i>Mohnia yanamii</i> (Yokoyama)	+	-

1:Zinbo (1973); 2: Kotaka and Kato (1979); +: present; -: absent

Kotaka and Kato (1979)によって貝類化石の産出が報告されている(第7表)。Kotaka and Kato (1979)は本層の貝類化石群をその群集組成の類似性から、中期中新世-後期中新世の沖合型の冷水貝類化石群であるいわゆる耶麻型動物群に対比している。上田(1973)は、皆川(1959a)が本層から報告したウニ化石について考察を行っている。吉田(1980)及び斎藤(1982)は本層から *Criboelphidium yabei* (Asano), *Cassidulina japonica* Asano et Nakamura などの底生有孔虫化石を報告している。

年代・対比 本層から産出した貝類化石群は、群集組成とくに *Mizuhopecten matumoriensis* 及び

Miyagipecten matsumoriensis を含むことから、Chinzei and Iwasaki (1967)及びChinzei (1978)のいわゆる耶麻-塩原型動物群に含まれる。なお、本層からは *Nanaochlamys notoensis otutumiensis* が産出するとされる (Zinbo, 1973) が、この産出が確かであるとする、本層の貝類化石群は、Ogasawara et al. (1985), Ogasawara and Sato (1986)及びOgasawara (1994)の旧期耶麻-塩原型動物群に属することになる。

V. 8 高峰層 (Tk, St)

地層名 徳永・棚井 (1954) による「豊川累層」の「高峯夾炭層」に由来する。

模式地 飯豊町高峰付近の道路切割及び白川沿岸の崖。

定義 下限は才津火砕流堆積物 (St) の下底, 上限は手ノ子層の高野沢火砕流堆積物 (Tt) の下底とする。徳永・棚井 (1954) の「高峯夾炭層」, 及び半沢ほか (1958), 皆川 (1959a, 1971), 矢崎 (1961), 神保ほか (1970a) 及び吉田 (1980) の「高峯 (累) 層」の下限は、本報告の才津火砕流堆積物の上限に思われるが (第9図), 才津火砕流堆積物は一部では溶結して明らかに陸成層であるので、ここでは高峯層に含め、その下底を高峯層の下限とした。また、徳永・棚井 (1954) の「高峯夾炭層」の上限は、本報告の手ノ子層の下部にあるが、実際にその層準を野外において認識するのは難しいので、ここでは半沢ほか (1958) 及び皆川 (1959a) に従って、認定しやすい高野沢火砕流堆積物の下底を本層の上限とする。通商産業省 (1969) 及び神保ほか (1970b) の「才津層」は、高峯層の「才津火砕流堆積物」にほぼ等しい。

分布 高峰背斜の東翼に沿って南北に分布するほか、中ノ沢以北の須郷向斜の軸部、数馬から遅谷にかけての須郷向斜の軸部及び広河原川の須郷橋の南方に分布する。

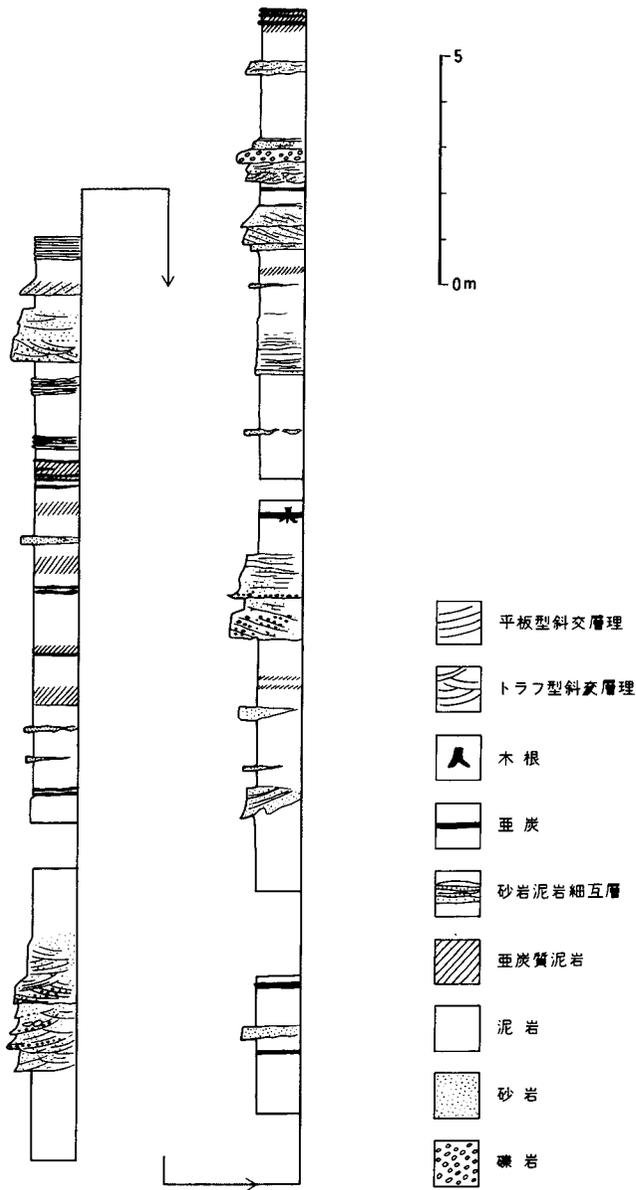
層序関係 下位の宇津峠層とは整合である。

層厚 約 170-240m。才津火砕流堆積物の厚い本図幅南部で厚くなる傾向がある (第33図)。

岩相 固結度の低い砂岩・泥岩及び礫岩からなり、亜炭層を挟む。本層の砂岩層は厚さ 1-3 m で、トラフ型斜交層理が発達し、基底にはチャンネル状の形態を示すことが多い (第36図)。基底面は明瞭な侵食面を示し、基底付近は礫質で上方に細粒化する。またトラフ型斜交層理の大きさも上方に小さくなる。礫岩層は、厚さ 1-3m で、インブリケーションが見られ、また間に斜交層理のある砂岩層を挟む。礫種は流紋岩が多く、頁岩・泥岩及び花崗岩類は少ない。泥岩層は厚さ 2-10m で、一般に塊状で植物片を含む。泥岩層には厚さ 10-20cm 以下の成層した細粒砂岩層が挟まることがある。以上のような岩相から、本層の主体は蛇行河川の堆積物であると判断されるが、本層下部の亜炭層を挟む層準は一部沼沢地であったと推定される。斜交層理が示す古流向は平均して北向きであり、当時の河川が南から北に向かって流れていたことを示唆する (第37図)。

本層下部には、亜炭層が少なくとも 4 枚挟まれ、かつて移行されていた (第50図)。

本層下部には数枚の流紋岩ガラス質凝灰岩が挟在する。多くは厚さ数m以下であるが、とくに、本層の最下部に挟在する厚い火砕流堆積物は、良好な鍵層となるので、才津火砕流堆積物と命名した。



第36図 高峰層上部の岩相 川西町高野沢

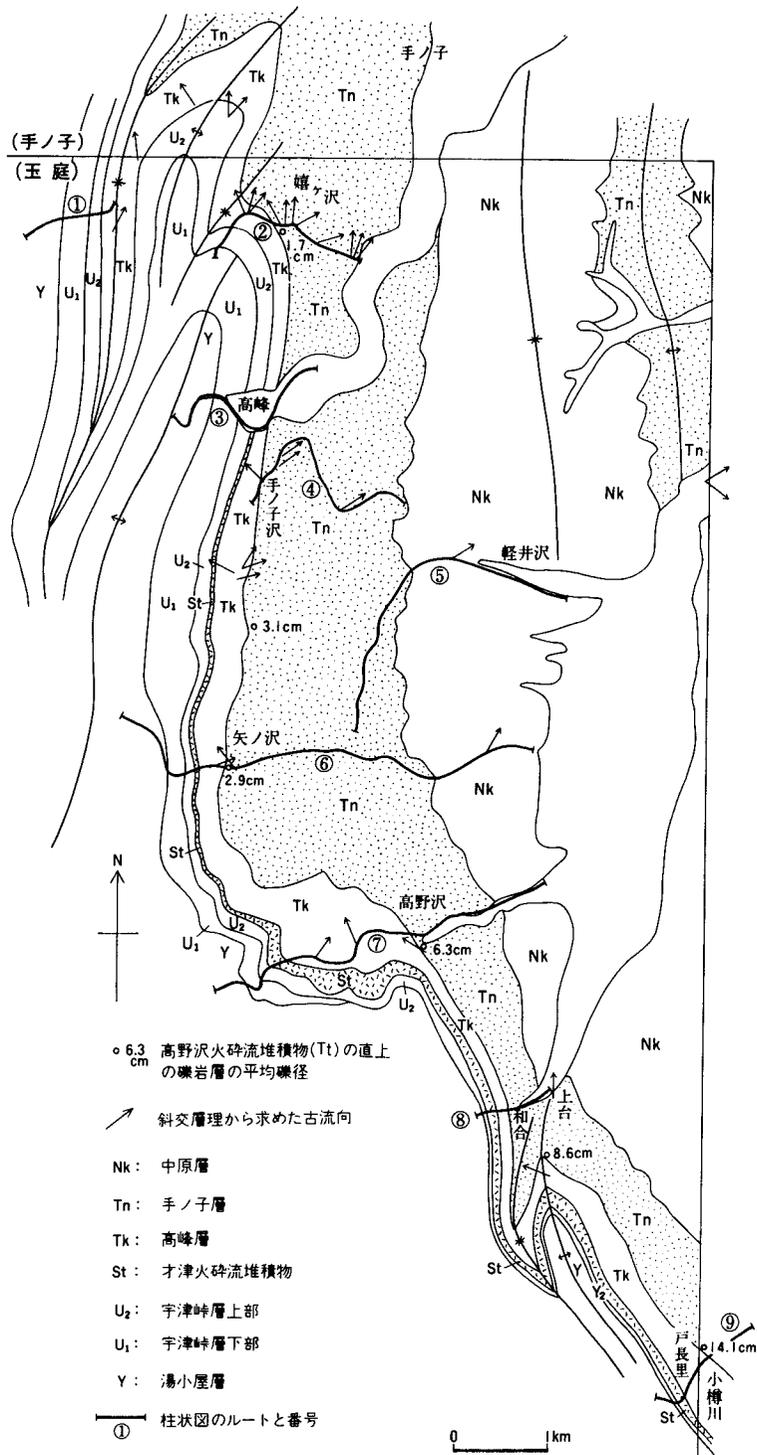
才津火砕流堆積物 (St)

地層名 通商産業省 (1969)・神保ほか (1970b) の「才津層」による。

模式地 米沢市才津付近の小樽川沿い (東隣「米沢」図幅内)。

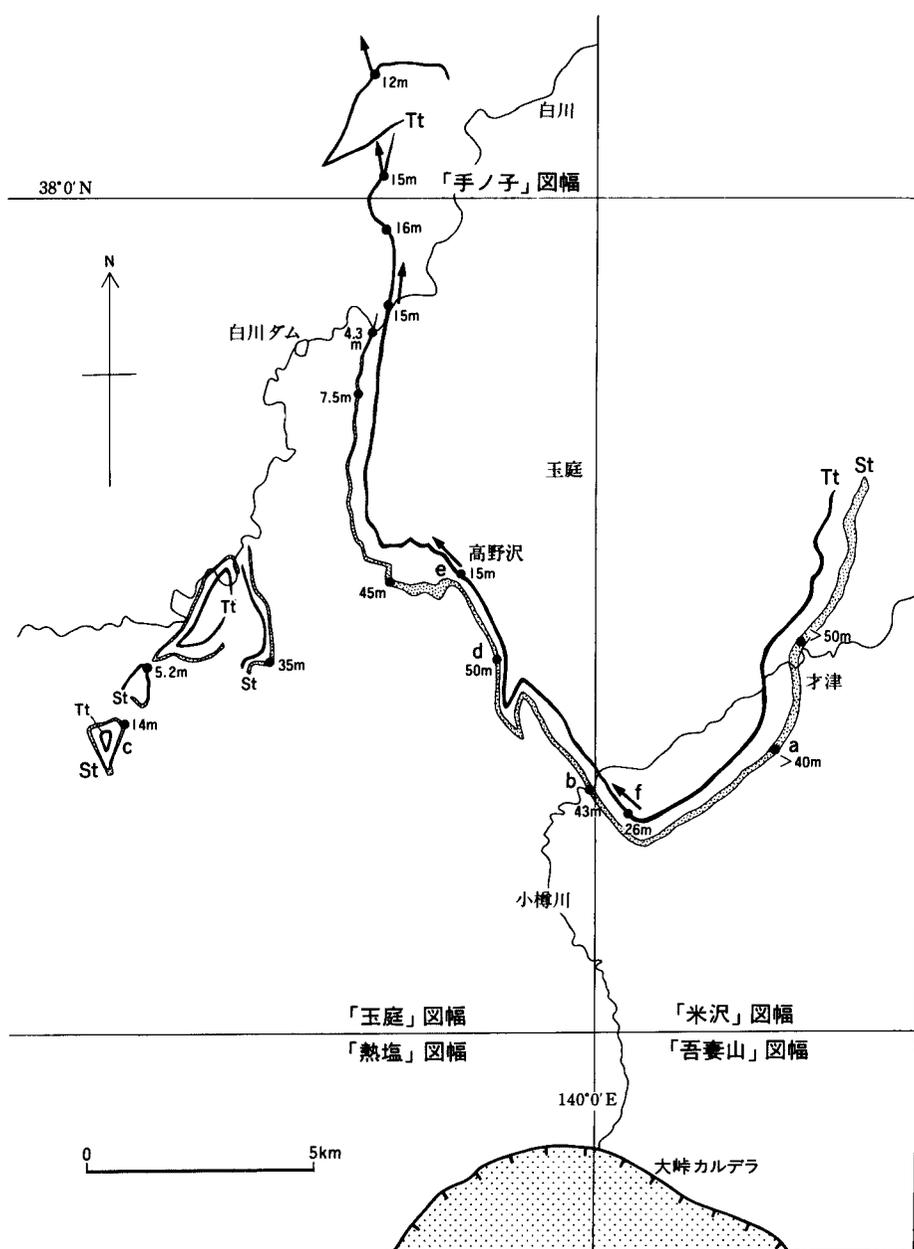
層厚 0-50m。北に向かい薄くなり、白川ダム下流の西高峰付近で尖滅する (第38図)。

岩相 本堆積物は径2-4mmの石英結晶片と径15cm以下の白色軽石に富むデイサイト火山礫凝灰



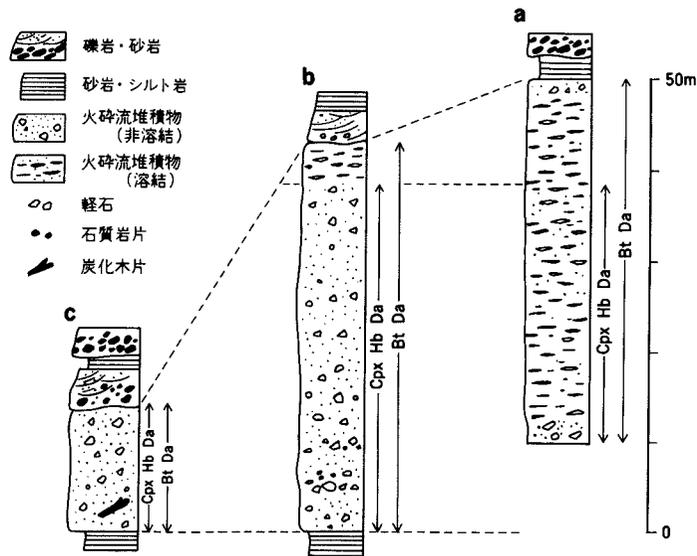
第37図 高峰層・手ノ子層及び中原層の分布と古流向
 柱状図作成ルートは第33図と同じ

岩からなる。軽石には斜方輝石含有単斜輝石角閃石デイサイトと黒雲母デイサイトの2種があり、堆積物の中-下部では両者が混在し、上部は後者のみから構成される(第39図)。本堆積物にはしばしば黒色



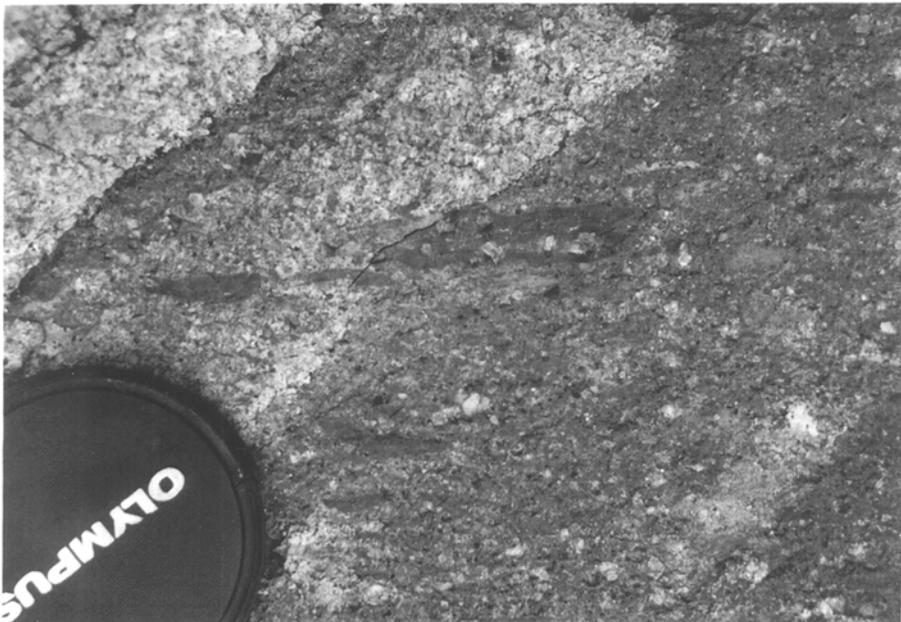
第38図 才津火砕流堆積(St)と高野沢火砕流堆積物(Tt)の分布

数字は各地点での堆積物の層厚、矢印は石質岩片のインプリケーション・木片の長軸・ソールマークから推定される火砕流の流走方向。南線の大峠カルデラは才津火砕流の給源と考えられている。a-fは露頭地点を示す



第39図 才津火砕流堆積物(St)の層厚・岩相変化
柱状図 a-c の露頭位置は第38図に示した。Cpx: 単斜輝石, Hb: 角閃石, Bt: 黒雲母, Da: デイサイト

の火山弾が含まれるが、これはハイアロピリティックな石基組織を持った単斜輝石角閃石デイサイト
で、岩質的には前者の軽石と共通している。模式地（東隣「米沢」図幅内）付近の本堆積物はその大部分
が溶結しているが、本図幅内では上部（第40図）を除きすべて非溶結相となっている。中部の非溶結相か



第40図 才津火砕流堆積物(St)上部の溶結構造 川西町和合(第38図のd)

ら上部の溶結相への境界は岩質の境界と基本的に一致しており、黒雲母デイサイト卓越部で特に溶結度が高い。また、堆積物の脱ガラス化作用も上部溶結相で特に著しくなっている。本堆積物の異質岩片含有量はかなり低く、ラビリサイズを越える岩片はほとんど含まれていない。異質岩片の礫種は固結度の低いシルト岩がもっとも多く、ついで花崗岩類（一部のものはカタクラサイト化を受けている）・変質安山岩・流紋岩が認められる。堆積物中のフローユニット境界は、わずかな粒度の差や軽石の濃集などにより確認できる程度で、全体にあまり顕著ではない。また、火砕流噴火に伴ったであろう降下火砕物は本図幅及び東隣「米沢」図幅内で見いだしていない。本堆積物は河川堆積物による削剝を受けており、分布の北側では層厚が急減し、ついには尖滅する。

岩石記載

単斜輝石角閃石黒雲母デイサイト軽石火山礫凝灰岩 (GSJ R63839, K3, 原試料番号 MTKY01)

産地：東置賜郡川西町和合（第36図のd）。

産状：火砕流堆積物。

鏡下の記載：石英 (< 4.0mm) ・斜長石 (< 1.2mm) ・黒雲母 (< 1.2mm) ・角閃石 (< 0.9mm) ・単斜輝石 (< 0.4mm) ・鉄鉱 (< 0.4mm) の結晶片と軽石片・ガラス片からなる。ビトロクラスティック組織を示す。非溶結。異質岩片は薄片内に含まれない。鏡下での変質は認められない。

化石 高峰層からは、徳永・棚井 (1954), Tanai (1961), 植村 (1977), 塚腰 (1986), Uemura (1988) 及び Tsukagoshi and Suzuki (1990) によって植物化石が報告されている (第8表)。Tanai (1961) は、本層及び手ノ子層下部の植物群を「Takamine flora」と呼び、*Betula miomaximowicziana*, *Betula protoermanii*, *Fagus palaeocrenata*, *Ulmus protolaciniata*, *U. protojaponica* を含むことから、後期中新世の三徳型植物群に帰属させている。本植物群は一般に好湿地あるいは多少とも水湿を好む樹種が多いことで特徴づけられ、堆積盆に接した低地の植生を反映している (植村, 1977; 塚腰, 1986; Uemura, 1988)。またこの時期の東北地方の後期中新世植物群である秋田県の宮田植物群・三途川植物群や山形県の赤倉植物群に比べ、暖地性樹種に富んでいる。Tsukagoshi and Suzuki (1990) は本層の植物化石群を詳しく検討し、本層下部から産出する植物化石群は、*Cinnamomum miocenium* Morita, *Paliurus protonipponicus* Suzuki など本層上部からは産出しないいくつかの特徴的な分類群を含むことを明らかにした。なお、船山 (1981 MS) 及び秋葉 (1983) は、本層から海生の珪藻化石の産出を報告しているが、これは前述のように湯小屋層上部の層準のものである。

年代・対比 才津火砕流堆積物 (K3) の黒雲母からは後期中新世を示す 5.9 ± 1.2 Ma の K-Ar 年代値が得られた (第1表)。西坂・吉村 (1988) や山元 (1994) は、岩質・年代・位置関係から才津火砕堆積物 (St) の給源を、南隣及び南東隣の「熱塩」・「吾妻山」図幅内にある後期中新世大峠カルデラと考えている (第38図)。大峠カルデラを埋積する大峠層のフィッシュントラック年代は、 7.1 ± 0.45 Ma, 6.64 ± 0.52 Ma である (西坂・吉村, 1988)。この年代は、上述の才津火砕流堆積物の K-Ar 年代よりはやや古いが、誤差の範囲では矛盾はない。棚井 (1991) によれば、本層から産出する「高峰植物群」は、後期中新世に位置づけられる。また、Uemura (1988) は、後期中新世植物群の対比と年代に基づいて「高峰植物群」の年代を後期中新世の後期としている。なお、吉田・八鍬 (1988) は、才津火砕流堆積物のフィッシュントラック年代として、 12.22 ± 1.19 Ma, 12.16 ± 1.33 Ma の年代を報告しているが、これは上下の地層の年代とは大きく矛盾する

第8表 高峰層及び手ノ子層下部産出の植物化石 Uemura(1988)及び Tsukagoshi and Suzuki(1990)による

<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart) Heer	<i>Populus sambongii</i> Huzioka et K. Suzuki
<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newberry) Heer	<i>Salix k-suzukii</i> Tanai
<i>Sequoia langsdorfii</i> (Brongniart) Heer	<i>Salix takaminensis</i> Uemura
<i>Taxodium dubium</i> (Sternberg) Heer	<i>Tilia distans</i> Nathorst
<i>Liriodendron honsyuensis</i> Endo	<i>Sapium mogiensis</i> Tanai
<i>Cinnamomum akitaense</i> Huzioka et Uemura	<i>Pyrus hokiensis</i> Ozaki
<i>Cinnamomum miocenum</i> Morita	<i>Rosa</i> sp. cf. <i>R. usyuensis</i> Tanai
<i>Lindera miyataensis</i> Huzioka et Uemura	<i>Gleditsia miosinensis</i> Hu et Chaney
<i>Sassafras</i> cf. <i>S. yabei</i> Endo et Okutsu	<i>Cladrastis chaneyi</i> Tanai et N. Suzuki
<i>Cercidiphyllum crenatum</i> (Unger) Brown	<i>Maackia onoei</i> Matsuo
<i>Liquidambar cordata</i> (K. Suzuki) Uemura	<i>Pueraria</i> sp.
<i>Liquidambar protopalmata</i> (K. Suzuki) Uemura	<i>Sophora miojaponica</i> Hu et Chaney
<i>Parrotia pristina</i> (Ettingshausen) Stur	<i>Wisteria fallax</i> (Nathorst) Tanai et Onoe
<i>Celtis nathorstii</i> Tanai et Onoe	<i>Acer nordenskioldi</i> Nathorst
<i>Ulmus</i> cf. <i>U. longifolia</i> Unger	<i>Acer</i> sp.
<i>Ulmus protojaponica</i> Tanai et Onoe	<i>Sabia</i> cf. <i>S. japonica</i> Maximowicz
<i>Zelkova ungeri</i> (Ettingshausen) Kovats	<i>Nyssa</i> sp.
<i>Ficus</i> sp.	<i>Kalopanax acerifolius</i> (Nathorst) Hu et Chaney
<i>Fagus stuxbergi</i> (Nathorst) Tanai	<i>Ilex</i> cf. <i>I. goshiensis</i> Hayata
<i>Alnus miojaponica</i> Tanai	<i>Ilex subcornuta</i> Hizioka et Uemura
<i>Carpinus heigunensis</i> Huzioka	<i>Berchemia miofloribunda</i> Hu et Chaney
<i>Carpinus subcordata</i> Nathorst	<i>Paliurus protonipponicus</i> Suzuki
<i>Corylus takaminensis</i> Uemura	<i>Fraxinus takaminensis</i> Uemura
<i>Pterocarya japonica</i> (Tanai) Uemura	<i>Catalpa</i> sp.
<i>Pterocarya protostenoptera</i> Tanai	<i>Smilax trinervis</i> Morita
<i>Camellia protojaponica</i> Huzioka	<i>Sasa</i> sp.
<i>Stewartia okutsui</i> Tanai	<i>Poacites</i> sp.
<i>Stewartia submonadelpha</i> Tanai et Onoe	

V. 9 手ノ子層 (Tn, Tt, Tf)

地層名 徳永・棚井 (1954) による「豊川累層」の「手ノ子淤泥岩・砂岩・礫岩互層」に由来する。

模式地 飯豊町手ノ子西方の米坂線と道路の切割 (北隣「手ノ子」図幅地域内)。

定義 下限は高野沢火砕流堆積物の下底, 上限は岩相が厚い礫岩に変化する層準。

分布 高峰背斜の東翼に沿って南北に分布するほか, 数馬及び越戸沢付近の須郷向斜の軸部及び広河原川の須郷橋の南方に分布する。また, 北沢背斜の軸部にも露出する。

層序関係 下位の高峰層とは整合である。

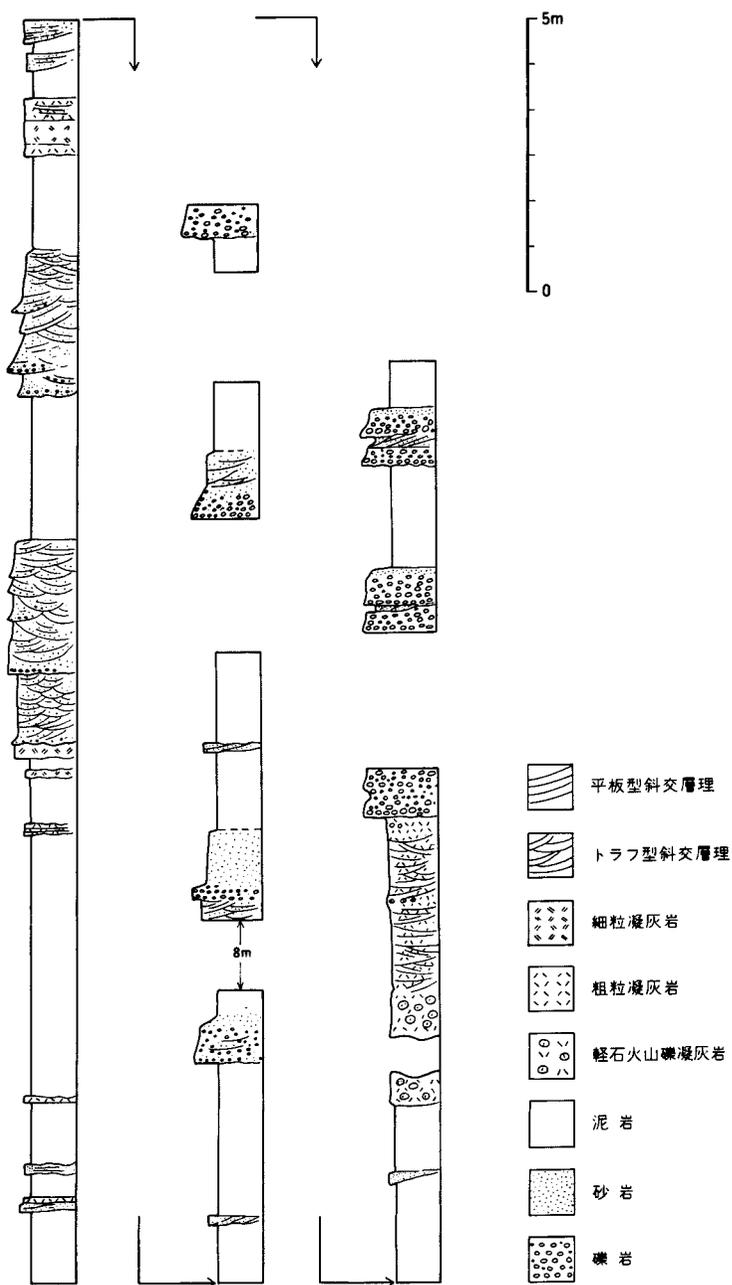
層厚 約 230-500m. 全体として北方に厚くなる (第33図)。

岩相 本層は, 固結度の低い砂岩・礫岩及び泥岩からなり, 亜炭層及び凝灰岩を挟む (第41図)。

砂岩層は厚さ 1-3 m で, トラフ型斜交層理が発達し, 基底面は明瞭な侵食面を示す。基底付近は礫質で上方に細粒化する。礫岩層は, 厚さ 1-3 m で, インブリケーションが見られ, また斜交層理のある砂岩層を挟む。礫種は流紋岩が多く, 頁岩・泥岩及び花崗岩類は少ない。泥岩層は厚さ 2-10 m で, 一般に塊状で植物片を含む。泥岩層には厚さ 10-20 cm 以下の成層した細粒砂岩層や, 砂岩泥岩の細互

層が挟まることがある。また、厚さ10-30cmの亜炭層を頻りに挟み、時に木根が観察される。本層の主体は蛇行河川の堆積物であると判断される。岩相は南方に向かって粗粒化し、礫岩の挟みが多くなる。また、同一層準でみると礫径も南方に向かって増大する(第37図)。

本層中には高野沢火砕流堆積物のほか、数箇所凝灰岩が確認された。これらは地質図で**ダイサイト**



第41図 手ノ子層上部の岩相 飯豊町塔ヶ沢

火砕岩 (Tf) として表示している。飯豊町根岸南方の沢、川西町門前の犬川沿いの段丘の崖及び川西町軽井沢南西の林道沿いで観察された。いずれも連続性はないが、デイサイト質で、黒雲母を含む。

高野沢火砕流堆積物 (Tt)

地層名 新称。

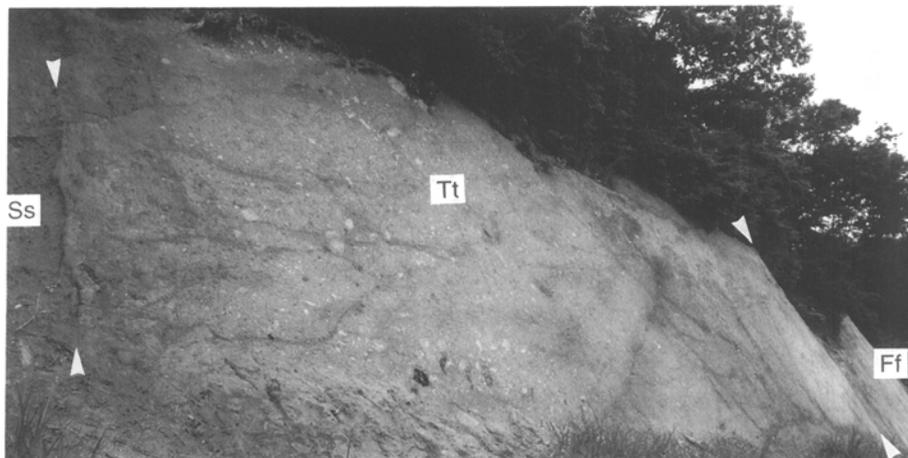
模式地 東置賜郡川西町高野沢 (第38図のe)。

層厚 12-26m で北に向かい徐々に薄くなる (第38図)。

岩相 本堆積物は径3mm前後の石英結晶片と径50cm以下の白色軽石に富む非溶結の角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩からなる (第42図)。堆積物の下部は炭化木片・下位層からはぎ取った固結度の低いシルト岩岩塊 (最大径180cm)・径10cm以下の異質円礫を含む場合がある。また、取り込まれた炭化木片や基底面からは上方に伸びる脱ガスパイプがしばしば認められ、堆積時に高温であったことを示している。本堆積物中には異質岩片として花崗岩類が普遍的に含まれており、花崗岩分布域に給源が推定される。また、火砕流噴火に伴ったであろう降下火砕物は本図幅及び東隣「米沢」図幅内では見いだしていない。

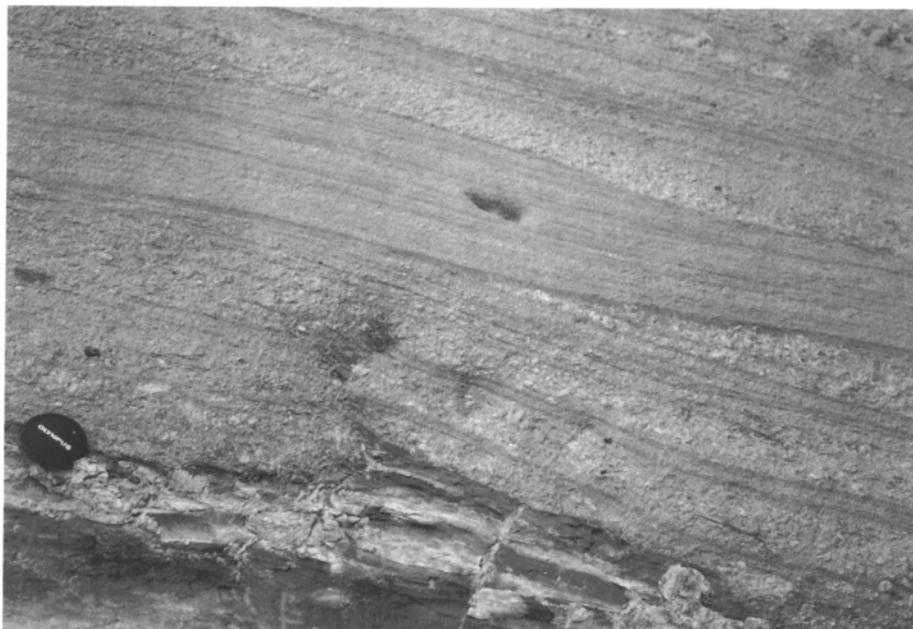
本堆積物の上位には火砕流堆積物を母材とする層厚5-8mの洪水流堆積物があり、本図幅内で広く追跡できる (第43図)。この堆積物は結晶片に富み比較的淘汰の良い極粗粒-細粒砂岩とやや淘汰の悪い軽石円礫岩の互層からなり、平行層理・低角斜交層理・リップル層理が発達している (第43図)。堆積物中にはシルト岩の薄層がいくつか挟まれており、休止期を挟んだ複数回の洪水流イベントが指摘できる。

対比 堆積物の層厚変化と倒木が示す流動方向は、火砕流の給源が吾妻・安達太良・磐梯火山下の後期中新世-鮮新世猪苗代カルデラ火山群 (山元, 1994) 周辺にあったことを示唆している (第38図)。ただ



第42図 北東に急傾斜する高野沢火砕流堆積物 (Tt)

川西町高野沢 (第38図のe)。この火砕流堆積物は軽石に富む非溶結火山礫凝灰岩からなり、河川成のシルト岩 (Ss) を覆い、かつ洪水流堆積物 (Ff) に覆われる。また、堆積物には炭化木片が含まれている



第43図 高野沢火砕流堆積物(Tt)を覆う洪水流堆積物

川西町高野沢(第38図のe)。この堆積物は軽石円礫岩と結晶片に富む極粗粒-細粒砂岩の細互層からなり、低角斜交層理が発達している。

し、高野沢火砕流堆積物と岩質が一致するカルデラ充填火砕流堆積物は、これまでに見いだされていない。

岩石記載

角閃石斜方輝石単斜輝石デイサイト軽石火山礫凝灰岩 (GSJ R63837)

産地：東置賜郡川西町高野沢 (第38図のe)。

産状：火砕流堆積物

鏡下の記載：石英 (< 3.2mm)・斜長石 (< 3.0mm)・単斜輝石 (< 1.0mm)・斜方輝石 (< 1.4mm)・角閃石 (< 0.6mm)・鉄鉱 (< 0.2mm)・黒雲母 (< 0.4mm)・緑泥石・緑れん石の結晶片と軽石片・ガラス片・異質岩片からなる。ピトロクラスティック組織を示す。非溶結。異質岩片は黒雲母が緑泥石化した花崗岩類・変質安山岩・シルト岩からなる。基質中の黒雲母・緑泥石・緑れん石は碎屑性で、異質岩片に由来している。鏡下での変質は認められない。

化石 塚腰 (1986) は、手ノ子層中・上部及び中原層下部から産出する植物化石群を「手ノ子植物群」と呼び、7科9属11種を同定している。本植物群は、高峰植物群には産しない *Comptonia kotoi* のような明石植物群の特徴種や、*Menyanthus* cf. *trifoliata* のような水辺植物を含む。

年代・対比 手ノ子層最下部の高野沢火砕流堆積物のジルコンからは前期鮮新世を示す 4.6 ± 0.5 Ma のフィッシュントラック年代値が得られた (第2表)。ただし、この値はゼータ較正がなされる以前の測定値であり、値自身はゼータ較正はされていないので、あくまで参考値にとどまる。

また、本層中部及び上部に挟在する火砕岩のジルコンのフィッシュントラック年代値として、それぞ

れ $3.4 \pm 0.2\text{Ma}$, $2.6 \pm 0.4\text{Ma}$ の値が得られた (第2表)。試料 F2 は純度の高い自形ジルコン結晶を含み、また測定データのまとまりもよく、算出された年代値の信頼性は高いと判断される。一方、試料 F3 は、明らかに異質年代ジルコンを含むため、全体の20%を占める比較的自形のよいジルコンを対象として測定を行ったが、全体としては測定データのまとまりが悪い。この原因は、ウラン濃度が低く粒子年代の若い結晶集団と、ウラン濃度が高く年代の古い結晶集団が混在するためと考えられる。これら2つの集団は色調・晶癖・エッチング特性から容易に識別できるため、各15個ずつに分けて再計算したところ、それぞれの集団の測定データのまとまりはよいと判断されたため、若い年代を与える15粒子の測定年代値を試料の年代値とした。従って、この試料の年代値の信頼性はそれほど高くないと考えられる。

以上の年代値を総合的に考慮すると、本層の年代は前期鮮新世の後期から後期鮮新世の前期であると判断される。なお、吉田・八楯 (1988) は、本層最下部の細粒凝灰岩のフィッシュン・トラック年代として、 $4.41 \pm 1.42\text{ Ma}$ の年代を報告している。

V. 10 中原層 (Nk, Nw)

地層名 半沢ほか (1958) による。

模式地 米沢市中原付近の小樽川左岸の崖 (東隣「米沢」図幅地域内)

定義 手ノ子層の上位にある主に礫岩からなる地層で、厚い礫岩が挟在し始める層準を本層の下限とした。徳永・棚井 (1954) の軽井沢砂岩・礫岩層は本層にほぼ等しい。

従来、本層の礫岩を覆う赤色風化した砂礫層は、第四系の「玉庭層」(半沢ほか, 1958; 皆川, 1959a; 矢崎, 1961; 神保ほか, 1970b; 吉田, 1980) と呼ばれ、中原層を不整合に覆うと考えられてきた。しかし、最近になって、従来「玉庭層」とされてきたものは、中原層の礫岩・泥岩が赤色風化を受けたものであることが明らかにされた (鈴木, 1970; 西谷, 1982) ので、本報告では山野井 (1992) と同様、中原層に含めた (第9図)。ただし、赤色風化帯は、やや不明瞭ながら平坦面を持つことから、応用面を考慮して本報告ではその分布を地質図に Nw として示した。

分布 川西町玉庭地域に広く分布するほか、飯豊町須郷橋の南西部にもわずかに分布域がある。従来玉庭層とされてきた赤色風化した礫岩・泥岩は、解析されてはいるが平坦面を伴い、川西町の玉庭放牧場を中心とする軽井沢向斜の軸部、及び玉庭盆地の東方の丘陵の頂部に分布する。

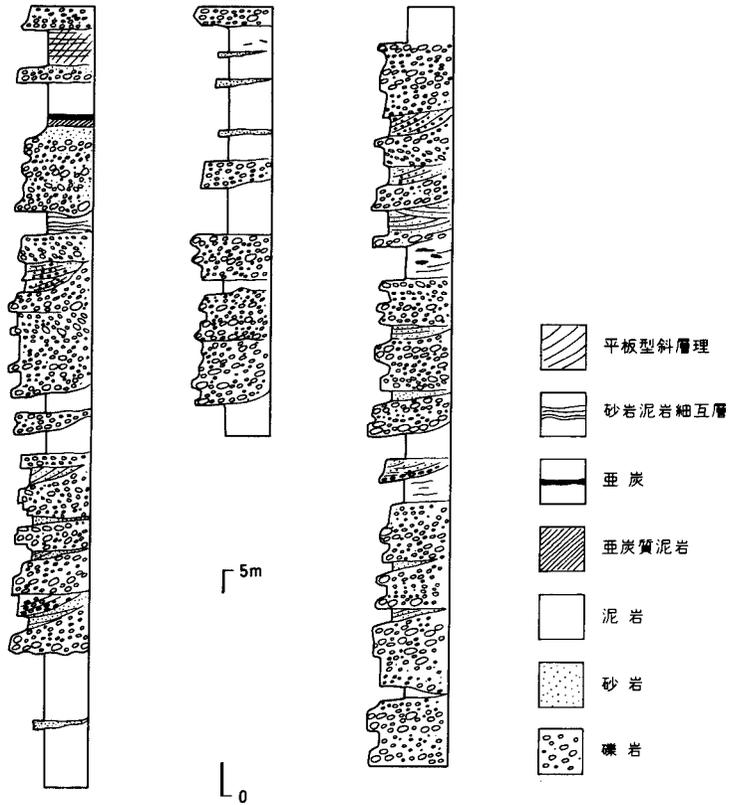
層序関係 下位の手ノ子層を整合に覆う。

層厚 約 200-250m。

岩相 主に礫岩・泥岩及び砂岩からなる (第44図)。礫岩層は礫支持で中-大礫からなり、インブリケーションや斜交層理が発達する (第45図)。礫種は、流紋岩が多く、そのほかに花崗岩類・頁岩・硬質砂岩・泥岩などがある。泥岩は塊状で、亜炭や植物片を含んで亜炭質となる部分もある。本層は岩相から網状河川の堆積物であると考えられる。

従来玉庭層とされてきた赤色風化礫岩 (Nw) は、風化した礫岩及び泥岩からなり、主に川西町玉庭牧場を中心とした地域に分布する。やや不明瞭ながら平坦面を残している。

年代・対比 本層からは明確な年代を示すデータはいまのところ得られていないが、下位の手ノ子層



第44図 中原層の岩相 川西町上台



第45図 中原層の礫岩 川西町上台

の上部の年代が2.6Maであることから、本層の主体の年代はおそらく後期鮮新世の後期である。ただし、上限は第四紀にかかる可能性もある。

VI. 第四系

(柳沢幸夫・山元孝広)

本図幅地域の第四系は、段丘堆積物、地すべり堆積物、崖錐・崩積堆積物及び岩屑堆積物、及び沖積層からなる。

VI. 1 段丘堆積物

本報告では、河成段丘を中位段丘、低位段丘に区分し、さらに地形面の高度の関係から、それぞれをI、IIに細分した。本図幅地域内には、いわゆる赤色風化礫層を伴う高位段丘は確認されていない。なお、本図幅地域内を流れる小樽川、犬川、白川及び横川では、それぞれの河川系での段丘の発達状況は異なり、各河川系間での段丘の厳密な対比は現在のところ難しい。そこで本報告では、最も段丘の発達のよい白川沿いでの段丘区分を基に、比高や面の解析状況などを参考にして、白川以外の河川系の段丘との対比を行っているが、この対比はあくまで暫定的なものであり、今後テフラの分析対比や年代測定による正確な対比が望まれる。

VI. 1. 1 中位段丘堆積物 (t m₁)

本図幅地域の中位段丘堆積物Iは白川沿いのみ分布する。飯豊町下屋地 - 上屋地での段丘を区分している米地・加藤(1969)の高位段丘Iに相当する。白川下流の飯豊町高峰の左岸によく発達し、現河床からの比高は約60-70mである。白川中流の飯豊町下屋地 - 上屋地では、比高はやや低くなり約40mである。また、白川支流の広河原川沿いの右岸にも分布し、河床からの比高は約55mである。高峰や広河原付近では、厚さ数mの砂層及び泥層を挟む礫層からなる。一方、上屋地では礫質堆積物はほとんどみられず、約6mの泥層が観察される(米地・山形, 1974)。上屋地の九才沢林道の切通で採取された泥炭の¹⁴C年代は、31,900年BPより古いという値が報告されている(米地・山形, 1974)。

VI. 1. 2 中位段丘堆積物 (t m₂)

本図幅地域では、中位段丘堆積物IIは白川・小樽川及び犬川沿いに分布する。飯豊町下屋地 - 上屋地での段丘を区分している米地・加藤(1969)の高位段丘IIに相当する。白川本流では、現河床からの比高は

下流の高峰付近で30-40m, 中流の下屋地・上屋地で約20-30mである。白川支流の広河原川では比高は20-25m程度で上流に向かって比高を減ずる。小樽川沿いで最も広く発達する比高30-40mの段丘は、本報告では中位Ⅱ段丘とした。犬川沿いでは段が不明瞭ではあるが、新蔵付近では比高が約25mである。堆積物を観察できる露頭は少ないが、多くの箇所では、おもに中礫を主体とする厚さ数mの礫層からなり、砂層及び泥層の挟むこともある。しかし、飯豊町下屋地-上屋地では、厚さ4mあまりの泥層ないし粘土層からなり、泥炭を挟む層相を示す。このことから、米地・加藤(1969)は、この段丘が湖成段丘であり、この湖成段丘を作った湖(古中津川湖)は、白川ダム下流の旧安導寺集落付近の地すべりによって白川がせき止められて生じた可能性を指摘している。飯豊町下屋地の中位段丘Ⅱ堆積物中の泥炭の¹⁴C年代として29,600±1,700年BPの値が報告されている(米地・山形, 1974)。

VI. 1. 3 低位段丘堆積物 (t11)

本図幅地域では、低位段丘堆積物Ⅰは白川・小樽川・犬川及び横川沿いに分布する。飯豊町下屋地-上屋地での段丘を区分している米地・加藤(1969)の中位段丘Ⅰ及びⅡにはほぼ相当する。白川本流では、現河床からの比高は下流の高峰付近で約20m, 中流の下屋地・上屋地で約10-15mである。白川支流の広河原川では比高は約15m, 小屋川では約10mである。小樽川では、低位段丘Ⅰの発達は悪く戸長里付近に比高約10mの平坦面を作つてわずかに分布するにすぎない。犬川では下流の門前では比高15m前後の段が明瞭に認められるが、玉庭盆地内では沖積面との段差は不明瞭となる。横川では大石沢付近に分布する。主に礫層からなり、砂層及び泥層を挟む。

VI. 1. 4 低位段丘堆積物 (t12)

本図幅地域では、低位段丘堆積物Ⅱは白川・犬川及び横川沿いに分布する。飯豊町下屋地-上屋地での段丘を区分している米地・加藤(1969)の低位段丘にほぼ相当する。白川本流では、現河床からの比高は下流の高峰付近で約12-15m, 中流の下屋地・上屋地で5m以下である。白川支流の広河原川や小屋川でも比高は5m以下である。犬川では下流の門前では比高5-7m前後の段差があるが、玉庭盆地内に入ると沖積面との段差は不明瞭となる。横川では叶水付近では比高が10m弱あるが、大石沢川では上流に向かって比高を減じ、大石沢集落付近では沖積層との段差がほとんど見られない。横川本流でも上流に向かって比高が小さくなり、西滝から上流では比高は5m以下である。主に礫層からなり、砂層及び泥層を挟む。横川流域の叶水付近では、厚さ2mの礫層と1.8mの砂混じりの泥層からなる。飯豊町上原の低位段丘Ⅱ堆積物の¹⁴C年代として3,460±100年BPの値が報告されている(米地・山形, 1974)。

VI. 2 地すべり堆積物 (1s)

本図幅地域内には、比較的大規模な地すべりによって形成された地すべり堆積物が数多く分布している。本報告では、空中写真判読によって識別されたもの及び現地調査によって確認できたもののうち、主な地すべり堆積物のみを地質図に図示した。これ以外にも小規模なものが存在する。

地すべり堆積物の分布は、基岩となる地層の岩質に左右されており、沼沢層及び湯小屋層の泥岩・凝灰岩分布域に集中している。また、変質して軟弱になった流紋岩や、宇津峠層、高峰層、手ノ子層、中原層、それに眼鏡橋層の玄武岩・安山岩火砕岩及び明沢橋層の砂岩の分布域にも地すべり堆積物は分布する。しかし、沼沢・湯小屋層分布域に比べ、その頻度は低い。これに対して先新第三系の堆積岩類及び深成岩類の分布域には、地すべり堆積物は全く分布しない。

眼鏡橋層の玄武岩・安山岩火砕岩及び明沢橋層の砂岩の分布域の地すべり堆積物は、飯豊町小屋の南西、飯豊町広河原川支流の東沢の東側山腹、及び白川上流の葡萄沢の東側斜面などに分布する。沼沢層分布域の地すべり堆積物は、横川流域の小国町叶水地域に集中しており、とくに新設北方の極楽峠東方や大滝川沿いに、幾つかの地すべりが集合してできた幅1kmを越す大規模な地すべり堆積物が確認できる。このほか、横川上流の東滝の東方や、白川中流の飯豊町塩ノ畑付近にも幅1kmに近い比較的大きな地すべり堆積物が分布する。また、犬川流域の温井付近及びその南方の竹駒山西方の沢などにも、沼沢層を基岩とする地すべり堆積物が見られる。変質した流紋岩地域の地すべりとしては、白川沿いの飯豊町高造路及び岩倉周辺のもの、飯豊町広河原の東方や西沢の流域のものなどがあげられる。湯小屋層の泥岩を基岩とする地すべり堆積物は、図幅北部の森残川流域に多数集中するほか、横川支流の大石沢川の支流や、白川流域の飯豊町広河原の西斜面、須郷橋付近、矢ノ沢下流及び白川ダム下流の旧安導寺付近にも分布する。高峰層、手ノ子層及び中原層分布域では、飯豊町遅谷川沿いの大畑峠西方・越戸沢、白川下流の根岸の南方、及び赤岩付近に地すべり堆積物が分布する。

高峰層、手ノ子及び中原層を基岩とする地すべり堆積物は、これらの地層に由来する泥岩の岩屑及び礫からなる。一方これ以外地すべり堆積物は、その基岩となったの泥岩・凝灰岩・流紋岩・玄武岩・安山岩などの大小の岩屑から構成される。地すべり体の頭部では、細片化して変形してはいるものの基岩の泥岩や凝灰岩の初生的な層理が残っていることがある。一方地すべり体の端部では、土石流化した堆積物が谷筋に沿って分布している場合もある。森残川流域では、そうした堆積物が流路をせき止めて、小規模な沼が生じている。また、森残川流域には、かつての地すべりによってできたせき止め湖に堆積したと思われる厚さ1m程度の泥岩礫と泥層からなる堆積物が数カ所で観察される。

個々の地すべり堆積物の年代は不明であるが、すでに解析されて地すべり体の中に沢が刻まれている古いものから、全く解析を受けておらず現在せき止め湖を造っているような比較的新しいものまで、その年代には幅があると推定される。

VI. 3 崖錐・崩積堆積物及び岩屑堆積物 (ta)

本報告で崖錐堆積物としたものは、河川の支沢から押し出した幅100-300m程度の小規模な崖錐をつくる堆積物である。飯豊町小屋付近、須郷付近などに分布する。

崩積堆積物としたものは、白川支流の中ノ沢周辺のやや平坦な面を構成する堆積物である。露出不良のためその構成物の詳細についてはよくわからない。古い地すべり堆積物である可能性もある。

岩屑堆積物としたものは、横川沿いの掛摺山かけづりやまの北方に分布するもので、玄武岩・安山岩火砕岩や溶岩の岩塊から構成される堆積物である。基質は細礫-極粗粒砂大の玄武岩・安山岩の角礫からなり、大礫

大の岩塊を含む。成層構造は示さない。最上部には凝灰質のシルトからなる成層した堆積物が重なる。厚さは約10m前後と算定される。その分布からみて、西方の沼沢層最上部の玄武岩・安山岩火砕岩や溶岩（N a）からなる山の地すべり崩壊に伴って生じた岩屑堆積物と推定される。

VI. 4 沖積層（a）

本報告では、現在の河川の氾濫原及びそれと一連の地形面を構成する堆積物を沖積層とした。したがって、完新統のうち段丘を構成する堆積物は沖積層には含めていない。

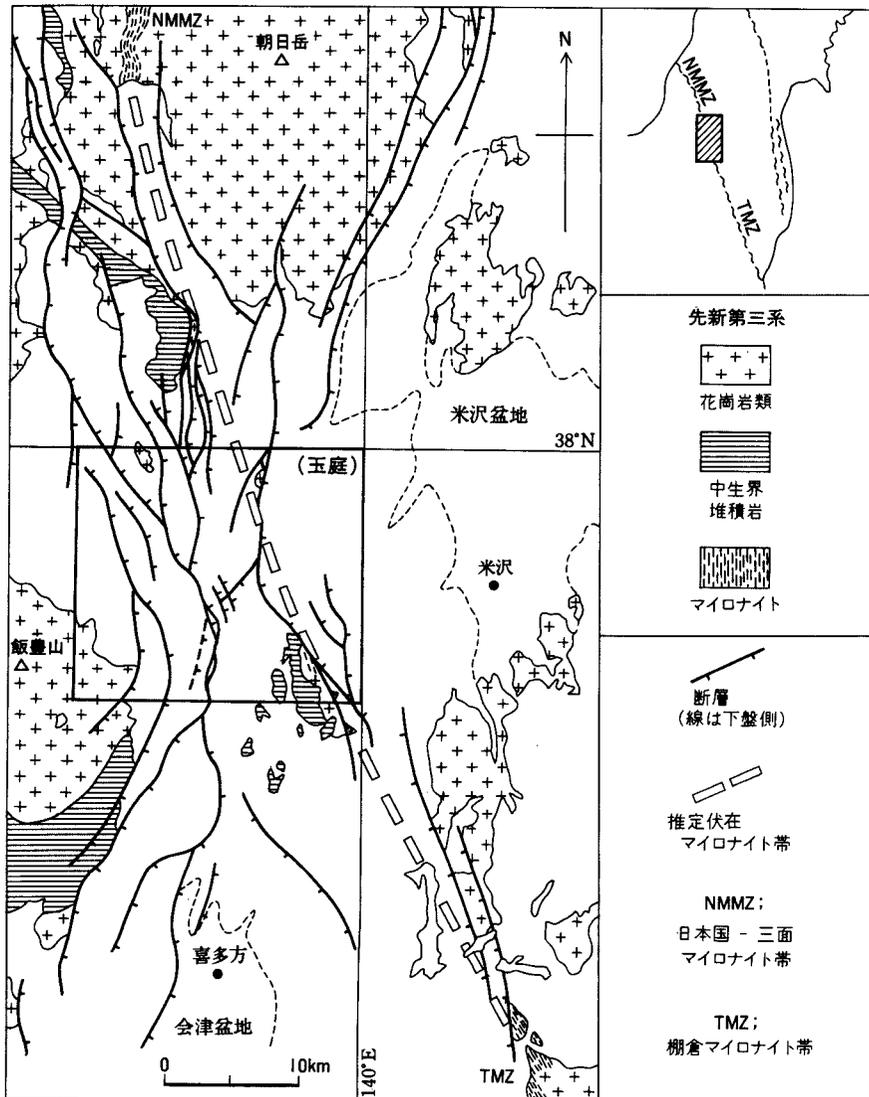
沖積層は、本図幅地域内の白川・小樽川、犬川・横川などの主要河川に沿って分布するほかに、支流の狭い河谷低地にも分布する。いずれの河川でも、沖積層は河川沿いに狭長に発達することが多いが、白川及び犬川では沖積層の比較的広い分布が見られる。白川沿いでは、下流の飯豊町高峰付近、中流の旧須郷付近、及び支流の小屋川の小屋付近に沖積層がやや広く発達する。犬川沿いでは、玉庭盆地の平地を構成して沖積層が広く分布する。主に礫・砂及び泥からなるものと推定される。

VII. 地 質 構 造

（柳沢幸夫・山元孝広）

東北日本弧では、主要な断層や褶曲などの構造要素の配列方向は、弧に平行な北北東-南南西方向が卓越するが、これと斜交する北北西-南南東方向の断列系やこれに沿う方向の褶曲も見られる。本図幅地域の地質構造も、北北東-南南西と北北西-南南東の2方向によって特徴づけられ（第46図）、このうち東北日本弧の方向である北北東-南南西の断層系は、南方の会津盆地西縁から本図幅内を通して、朝日山地の東縁に達し、さらに山形盆地西方へと断続的に延びる。一方、北北西-南南東方向は、先新第三系の主要構造である日本国-三面-棚倉マイロナイト帯の方向に一致しており、本図幅南東部にこれらのマイロナイト帯の一部がわずかに露出する。この方向の断層系は図幅南東端から本図幅を斜めに横切って北西方の小国盆地へと延びる。本図幅地域はこれら2つの主要な断層系が交差する位置にあり、とくに図幅の中央部では、これら2系統の断層とこれに沿う方向の翼の閉じたタイトな褶曲が多数の錯綜し、極めて複雑な地質構造となっている。（第47図）。

本報告では、断層・褶曲の名称は従来の研究による名称をできるだけ生かして使用した。ただし、位置・連続性に関して従来の研究と顕著な食い違いのある断層・褶曲については、必要に応じて新たな名称を与えた。また、従来の名称で複数の地名を用いているものについては、適宜簡略化した。



第46図 玉庭図幅地域周辺の断層系

VII. 1 マイロナイト帯

東北日本の先新第三系中には、北北西-南南東方向の左横ずれ剪断で形成された幾筋かのマイロナイト帯、すなわち東から双葉破砕帯、畑川破砕帯及び棚倉破砕帯が並列する（たとえば笹田，1988）。本図幅南東部の米沢市烏帽子山東側には、このうちの棚倉破砕帯の北方延長と考えられるマイロナイト帯が、小屋断層に沿ってに分布する（湯谷・大槻，1989；山元・柳沢，1989a，第47図）。このマイロナイト帯は更に北方の日本国-三面に連続すると推定されることから、全体として**日本国-三面-棚倉マイロナイト帯**とも呼ばれる（高橋ほか，1996；高橋，1996）。

当初大森ほか（1953）によって提唱された棚倉破砕帯は、マイロナイト帯の東西の縁を切る新第三系堆

積以後の断層運動が重視され、先新第三系の構造としては棚倉構造帯（線）という名称も提起された（島津，1964など）。この棚倉破砕帯の北方延長に関しては、新第三系の被覆層が厚く堆積しているため、議論が分かれていた。北村（1963）は、新第三系を変形させる棚倉破砕帯は、猪苗代湖東岸地域から米沢盆地西縁を通り、さらに朝日山地東麓を経て月山南西麓の大井沢断層に続くとした。これに対して、島津（1964）は、深成岩類の分布から、新第三紀の断層としての棚倉破砕帯は、大井沢断層に続くものの、先新第三系の地質構造上の境界としての棚倉構造帯の北方延長は日本国-三面線に連続すると考えた。皆川（1965, 1968）及び皆川ほか（1967）も、棚倉破砕帯の北方延長に相当すると思われる断層系について、一連の詳細な研究を行い、島津（1964）と同様の見解に至っている。その後、この問題については、花崗岩類の岩石学的及び地球化学的特徴、地質構造、白亜紀後期-古第三紀珪長質火山岩類の分布など、さまざまな観点から議論されてきた（丸山ほか，1979；大槻，1982；石原，1982；島津，1982；山田ほか，1982；Kuwabara，1982；茅原・卯田，1982；丸山・武田，1982など）。しかし、近年、棚倉破砕帯の北方延長地域でのマイロナイトの分布がはっきりしてきた（庄司，1983；朝日団研グループ，1987；山元・柳沢，1989aなど）ことから、先新第三系の足尾帯の東縁を画するマイロナイト帯としての棚倉破砕帯は、日本国-三面に連続することがほぼ確かめられた（湯谷・大槻，1989；山元・柳沢，1989a；高橋ほか，1996）。従来、新第三紀の断層としての棚倉破砕帯の北方延長と考えられた朝日山地東麓を経て月山南西麓に続く南北性の断層系は、むしろ会津盆地西縁から延びる島弧方向の断層系に連続するものである可能性が高い。なお、足尾帯と阿武隈帯を境する先新第三系の構造線としての棚倉破砕帯の位置については、朝日山系の花崗岩類の位置づけに関する問題と合わせて、今後の課題として残されている（久保・高橋，1992）。

マイロナイトは、白夫沢では小屋断層の西側に、大荒沢では断層の東側に分布する（第6図）。白夫沢ではマイロナイト帯の幅は約150mで、北北西-南南東方向に延びた分布を示す。マイロナイト帯の東半分は烏帽子山層の堆積岩起源のマイロナイト、西半分はトーナル岩起源のマイロナイトから構成される。マイロナイト帯の東縁は、小屋断層で新第三系眼鏡橋層の玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩（M_{g2}）と接し、西縁はトーナル岩に漸移する。

大荒沢に露出するマイロナイト帯は、露頭で確認できる限り幅は300mで、主に堆積岩起源のマイロナイトで構成され、幅10cm-2mのトーナル岩起源のマイロナイトを挟む。カタクラサイト化している部分が多く、方解石脈が多い。マイロナイト帯の西縁は、小屋断層で新第三系の沼沢層の砂岩（N₁）及び眼鏡橋層の礫岩（M_{g1}）のレンズと接する。東側は眼鏡橋層の玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩（M_{g2}）に不整合に覆われるため、その東縁は明らかでないが、新第三系の基底礫岩中にはマイロナイトの亜角礫がしばしば含まれることから、大荒沢周辺的眼鏡橋層下にはある程度の幅を持ったマイロナイト帯が伏在している可能性がある。

マイロナイトの詳しい岩石学的特徴はⅢ.2及びⅣ.1に記載されている。当地域のマイロナイト帯から採取した定方位試料における“マイカフィッシュ”の形態定向配列の斜交性、ポーフィロクラスト内の破断面のずれ、シアバンド、非対称プレッシャーシャドウ、石英の形態定向配列の斜交性などの微小構造は、いずれも左ずれのセンスを示す。湯谷・大槻（1989）も同様に左横ずれの剪断センスを報告している。また、白夫沢ではマイロナイト化の程度の高い東に向かうほど面構造の方位が反時計廻りに回転

する傾向が認められ、この点も微小構造の左ずれセンスと調和的である。マイロナイトの面構造は高傾斜（50°以上）で、線構造のプランジは水平に近いことから、本地域のマイロナイトの形成時における剪断運動は左横ずれであったと結論できる。本地域のマイロナイトの形成時期は、白亜紀-古第三紀の貫入と推定されるトータル岩が、マイロナイト化されていることから、白亜紀ないし古第三紀のいずれかの時期と考えられる。

本図幅地域に露出するマイロナイト帯は、棚倉破砕帯とされるマイロナイト帯の北限の福島県猪苗代湖東岸（北村ほか、1965）の北北西25kmに位置する。また、朝日山地の日本国-三面マイロナイト帯の南限である朝日山地南西山麓（庄司、1983；朝日団体研究グループ、1987）から南南東40kmの位置にある（第46図）。これらのマイロナイト帯は、すべて北北西-南南東方向の直線上にのり、伸長方向も各マイロナイト帯の面構造の方向と一致する。また、剪断のセンス（左横ずれ）、構造物の特徴、形成時期（白亜紀-古第三紀）などもほぼ一致することから（庄司、1983；朝日団体研究グループ、1987；大槻、1975；Kuwabara、1982；越谷、1986）、これらは一連のマイロナイト帯と考えられる（第3図、山元・柳沢、1989a）。

VII. 2 断層

本図幅地域の断層の方向は、北北西-南南東方向と北北東-南南西方向の2系統が認められる（第47図）。このうち北北西-南南東方向は、先新第三系の主要構造である日本国-三面-棚倉マイロナイト帯の方向で、一部の断層はマイロナイト帯に沿った断層が新第三紀に再活動したものである。一方、北北東-南南西方向は東北日本弧の方向で、この方向の断層系は、南方の会津盆地の西縁から朝日山地の東縁を通過して山形盆地西方に延びる一連の断層系の一部である。本地域の主要な断層は、北北西-南南東と北北東-南南西方向を問わず、いずれも西上がりの高角逆断層である。

小荒沢断層 通産省（1969）命名。皆川（1965）の「金山-和合断層」の南半分は小荒沢断層に一致する。本図幅南東部大荒沢南方で小屋断層から分岐して北北東方向に延び、小荒沢の入り口で方向が北北西方向に変化する。白夫沢の入り口で2本に分岐し、東側の断層は上和合まで、西側の分岐は温井付近まで達する。断層は直接は確認できなかったが、大荒沢・小荒沢及び白夫沢の入り口でそれぞれ、眼鏡橋層上部の玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩（M_{g2}）が、明沢橋層（M）・沼沢層下部の砂岩（N₁）及び泥岩砂岩互層（N₂）を欠いて、沼沢層の黒紫灰色層理泥岩（N₃）と直接接することから、その存在は確実である。西上がりの高角逆断層であると推定される（通商産業省、1969）。

小屋断層 南半分は皆川（1965）の「金山-権平峠断層」の一部に、北半分は皆川（1965）の「小屋-矢淵断層」の一部に相当する。本報告では後者の名称の一部を用いて小屋断層とする。本断層は北西-南東方向の断層であるが、北端部では南北方向となる。本図幅南東部の大荒沢の南方から北西方向に、飯豊町小屋を経て広河原の北東の室ノ沢に達する。ここで「逆くの字」に屈曲し、さらに北方に延びて、十四郷橋の北で中ノ沢断層と合する。なお、脇之沢の最上流部で本断層から東側に分岐し、大荒沢を経て南東に延びる断層が推定される。また、室ノ沢付近の屈曲部には、斜方輝石単斜輝石安山岩の貫入岩体の西方を通過して広河原に延びる北北東-南南西方向の分岐が存在する。

小屋断層の断層面は直接には確認できなかったが、断層線及び断層周辺の地質構造から、本断層は断層面がほぼ垂直か西に高角度に傾斜する逆断層であると推定される。断層を挟んで両側で地質構造が全く異なるので、断層による変位はよくわからないが、大荒沢付近での新第三系の基底の高度から判断すると、この地域では落差1,500m以上とみられる。断層の東側では、新第三系が多くの場所で急傾斜となっており、一部では逆転している。大荒沢では、断層の東側のマイロナイト化した烏帽子山層の砂岩泥岩互層が、著しく破碎され、断層に沿って眼鏡橋層の礫岩(M_{g1})と貝化石を含む沼沢層の粗粒石灰質砂岩(N₁)がレンズ状にはされている。白夫沢でも断層の東側の眼鏡橋層の玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩(M_{g2})が破碎されており、やはり眼鏡橋層の礫岩(M_{g1})がレンズ状に断層に沿って挟在されている。同様な眼鏡橋層の礫岩(M_{g1})の断層レンズは小屋川支流のミツキ沢の上流でも観察される。

本断層の両側には、烏帽子山層及び黒雲母トータル岩がマイロナイト化を受けた帯が分布しており、その面構造の走向は小屋断層の方向と一致する(山元・柳沢, 1989a)。前述のように、このマイロナイト帯は白亜紀-古第三紀に左横ずれ剪断で形成された日本国-三面-棚倉マイロナイト帯の一部と考えられ、小屋断層はこのマイロナイト帯の一部を構成する断層が、新第三紀以降逆断層として再活動したものである。

なお、飯豊町広河原付近にある北東-南西方向の推定断層は、広河原の東方の広河原川沿いで、沼沢層の主体を占める泥岩を欠いて、沼沢層最下部の黒色火山砂岩(N_v)が湯小屋層の黒色塊状泥岩(Y₂)と近接すること、遅谷沢奥の越戸沢の最上流部で、沼沢層上部の灰色塊状泥岩(N₄)と湯小屋層中部の黒色塊状泥岩(Y₂)が、湯小屋層下部の黒色成層泥岩及び塊状泥岩(Y₁)を欠いて接することなどを根拠として推定したが、断層の正確な位置及び性質については確かなことはわからない。

中ノ沢断層 南半分は皆川(1965)の「数馬-落合断層」の一部に、北半分は皆川(1965)の「中沢-桂谷断層」の一部の相当する。本報告では後者の名称の一部を用いて中ノ沢断層とする。本断層は北部では南北方向であるが、南部では北東-南西方向となる。すなわち、飯豊町中ノ沢から南方へ南北ないし北北東-南南西方向に延びて十四郷橋付近に達し、ここで小屋断層と合する。これより南では方向が北東-南西方向に変化して、遅谷の谷に沿って延び、遅谷付近で北西-南東方向の断層に切られて、これより先には連続しない。なお、本断層には、旧矢淵集落の西方で本断層から分岐し、上原背斜の東翼に沿って数馬付近まで延びる副断層が認められる。本断層の断層面は、本図幅の調査では観察することはできなかったが、白川ダム西側の白川支流において、断層線の位置が尾根筋で沢底よりも系統的に東にずれることからみて、断層面が西に70°-80°傾斜する西上がりの高角逆断層であると推定できる。みかけの垂直落差は中ノ沢付近で約1,000m、須郷橋付近で約800mで、南に向かって落差は小さくなり、遅谷より西では変位はなくなる。中ノ沢付近では中ノ沢断層の西1km及び1.9kmに正断層が存在する。いずれも垂直落差は数十m以下である。

川内戸断層 かわないど 新称。北北東-南南西ないし北西-南東方向の断層である。南隣「熱塩」図幅地域内の福島県熱塩加納村の御川流域から本図幅内の飯豊町西沢、越戸沢、川内戸、小国町豆納、胡桃沢を経て、北隣「手ノ子」図幅地域内の小国町市野々の北方まで連続する。西沢までは断層の方向は北北東-南南西であるが、ここから豆納までは方向が北西-南東に変わり、豆納以北では再び北北東-南南西に戻っている。飯豊町九才峠の南では、流紋岩と沼沢層の灰色塊状泥岩が、ほぼ垂直の断層面を持つ本断層で接

しているのが観察される。また、越戸沢の奥では、沼沢層の灰色塊状泥岩と湯小屋層の塊状泥岩が、逆断層（断層面の傾斜南西に 80° ）で接しているが確認された。ここでは、断層に伴う破砕は湯小屋層で著しく、破砕帯の幅は約1.2mである。そのほかの場所では断層面は直接確認されていないが、越戸沢付近での地質構造などからみて、本断層は垂直ないし高角度西傾斜の断層面を持つ西上りの逆断層であると判断できる。西沢から越戸沢付近では断層は2、3本に分岐しており、断層の東側では地層が急傾斜となり一部では地層が逆転している。なお、飯豊町遅谷川沿いには、本断層に平行する3本の小規模な断層がある。いずれも西上りの逆断層で、断層面の傾斜は 50° - 60° 西傾斜である。

高坂断層 幡谷・大槻（1991）の高坂断層群による。半沢ほか（1958）の「高沢－川内戸断層」の一部に相当する。本図幅中部の飯豊町川内戸の北方で、川内戸断層から分岐して北方に延び、図幅北端部の小国町白子沢周辺で幾つかの断層に分岐して更に北方の「手ノ子図幅」地域内に続く。平出沢上流では断層は2本に分かれている。断層面は確認されていないが、西上りの高角逆断層であると思われる。垂直変位量は、本図幅内では300-400m程度と見積もられる。

新股断層 新称。北西－南東方向の断層である。小国町高野の西方で、川内戸断層から分岐して新股を経て北西に連続する新股以北では2本に分岐している。断層面は確認できないが、断層周辺の地層の分布及び地質構造からみて西上りの高角逆断層であると推定される。新股付近でのみかけ垂直落差は約200mである。

河原角断層 新称。小国町茂松山の北東縁を北西－南東方向に走る西上りの断層である。河原角の北、横川沿いで確認できる断層面はほぼ垂直である。

西滝断層 新称。小国町掛摺山の北方から西滝及び東滝の東方、浅股川の上流、飯豊町岳谷、葡萄沢の東を通って、南隣「熱塩」図幅地域内に延びる断層である。浅股川の上流から西側に平行して走る分岐断層があり、これも「熱塩」図幅地域内に連続するものと見られる。断層は直接確認されていないが、西滝東方の支沢で、沼沢層の流紋岩火砕岩（ N_{t_1} ）が泥岩砂岩互層（ N_2 ）及び流紋岩火砕岩（ N_{t_2} ）を欠いて灰色塊状泥岩（ N_4 ）と直接接していること、東滝東方の支沢で沼沢層の流紋岩火砕岩（ N_{t_1} ）が、泥岩砂岩互層及び灰色成層泥岩（ N_2 ）を欠いて流紋岩火砕岩（ N_{t_2} ）と接していること、さらに浅股川上流の仕場滝沢の分岐点付近で走向傾斜が急変することなどから、その存在自体は確実である。しかし、これより南では、本断層の直接の証拠及び正確な位置は確認できなかった。本断層の西側約2.5kmのところを平行して走る断層は、白川上流で、眼鏡橋層の基底の位置が大きく食い違うことから推定した。

VII. 3 褶曲

本図幅地域内の褶曲は、断層と同様に北北西－南南東方向と北北東－南南西方向のものがあるが、同一の褶曲であっても途中で方向を変える場合も多い（第47図）。植村（1989）は東北日本弧の中新統の褶曲構造を計測して、その形成機構を論じているが、それによれば、本図幅地域内の主要な褶曲の中には、翼間角が 60° 以下で層内流れが形成される高延性度相のタイトな褶曲も一部には見られ、全体に変形度が高いのが特徴である。

先新第三系基盤岩に近い眼鏡橋層及び明沢橋層分布域では褶曲は少ないが、沼沢層以上の地層は多数

の褶曲を繰り返している。とくに沼沢層や湯小屋層の成層泥岩では、波長が200-300m以下の短波長の褶曲が多数発達する場合がある（第48図）。

主要な背斜・向斜は軸面が西傾斜である。また、東翼急傾斜の背斜とその東側にある西翼急傾斜の向斜が1対のセットとなっており、両者の間は西上がりの高角逆断層によって切られている場合が多い。

以下、東から順に主要な褶曲について簡単に記載する。

北沢背斜 半沢ほか（1958）の「松原-北沢背斜」、矢崎（1961）の「松原-北沢ドーム」にほぼ等しいが、本報告では簡略化して北沢背斜とした。図幅北東部にあり、軸長10kmで南北方向に延びる。翼間角約 140° - 150° の緩やかな背斜である。

軽井沢向斜 新称。北沢背斜の西1.5kmを平行に延びる軸長約10kmの向斜である。翼間角は 160° 以上のベースン状の緩やかな構造である。玉庭放牧場付近に分布する中原層の赤色風化礫層（Nw）の作る平坦面は、この向斜構造によって変形しており、軸部を中心として盆状に変形している。

高峰背斜 井上ほか（1972）命名。半沢ほか（1958）の「嬉ヶ沢-湯小屋背斜」の一部は、本背斜に一致する。吉田（1980）の「白川背斜」は、本背斜にほぼ一致する。西高峰の北方から小屋付近に延びる軸長約16kmの背斜である。方向は北北東-南南西であるが、須郷橋付近では屈曲してそれより南では北西-南東方向となる。軸は北にブランチし、軸部には南方ほど下位の地層が露出する。南端は小屋付近で、小屋断層に切られる。全体に閉じた背斜で、北部でよりタイトである。北部では両翼の傾斜がほぼ等しく対称的であるが、南部では西翼の傾斜がきつく一部では傾斜が逆転して、非対称な背斜となる。軸面は北部ではほぼ垂直であるが、南部では東に傾く。

須郷向斜 井上ほか（1972）命名。吉田（1980）の「須郷向斜」に等しい。北隣「手ノ子」図幅の手ノ子北方から、白川沿いに遅谷の越戸沢の南方まで続く軸長21km以上の向斜である。北部の白川沿いで



第48図 褶曲した湯小屋層の泥岩（Y₁） 小国町大石沢長沢の林道沿い

は北北東-南南西方向で東側の高峰背斜と併走するが、十四郷橋以南の南部では北西-南東方向に曲がり、更に越戸沢付近の川内戸断層の近傍では、北西-南東方向に屈曲している。南西端は川内戸断層に切られる。また、遅谷地域ではNW-SE方向の3つの断層に切られている。北部では北にプランジするが、南部では、中津川橋の南方・遅谷及び越戸沢に、それぞれカルミネーションがある。北部では非常にタイト（翼間角は 10° 以下）で、等斜褶曲である（第49図）。一方、南部では軸部は緩やかで、それぞれのカルミネーションの間は、高峰層または手ノ子層を中心としてベースン状の形態をとる。軸面は垂直ないし西に傾く。北部では対称褶曲であるが、南部では西翼の傾斜がきつい非対称な形態を持つ。

上原背斜 井上ほか（1972）命名。白川の左岸沿いに、中ノ沢断層の西側に沿って十四郷橋北方から遅谷沢の越戸沢付近まで延びる軸長約7kmの背斜である。ただし、十四郷橋より北方では、背斜軸が中ノ沢断層によってきられて失われているだけで、構造自体はさらに北方まで連続していたものと推定される。背斜軸は、北北東-南南西であるが、越戸沢付近で屈曲し北北西-南南東になる。構造は南にプランジする。翼間角は、 70° - 90° 前後である。東翼の傾斜がきつく非対称で、軸面は西に傾く。東翼部は、中ノ沢断層に切られる。

宇津沢向斜 新称。軸長16kmの向斜で、北隣「手ノ子」図幅地域の沼沢の西方から、宇津沢と通って越戸沢付近まで延びる。向斜軸の方向は、宇津沢北方では南北性であるが、宇津沢付近では北北東-南南西に変わり、さらに上屋地付近で北北西-南南東に屈曲する。宇津沢付近では緩く開いたベースン状の向斜であるが、宇津沢の北方では次第に両翼の傾斜がきつくなり、森残川下流では両翼の傾斜が 70° - 80° の閉じた向斜となる。上屋地の南方には1つのカルミネーションがあり、越戸沢付近でも1つのベースン構造を作る。



第49図 須郷向斜の軸部

飯豊町中津川橋の南から中津川橋方向を望む。向斜の軸部は宇津峠下部(U)からなり、両翼には湯小屋層の泥岩が分布する

高松沢背斜 新称. 軸長約13kmの南北方向の背斜で, 背斜南部では北北東-南南西に軸がやや曲がる. 高坂断層の東側を平行して延び, 背斜軸の南端は高坂断層に切られる. 翼間角は 90° - 110° で, 東翼が急傾斜の開いた非対称背斜である.

平出沢向斜 新称. 西翼は高坂断層に切られて, 地表での軸長は約4kmであるが, 高坂断層の下に延長が存在し, 東側を併走する高松沢背斜とほぼ同じ程度の軸長を有するものとみられる. 翼間角は 90° - 100° で, 西翼が急傾斜の開いた非対称向斜である.

九才峠背斜 新称. 高坂断層の西を南北に延びる軸長約12kmの開いた背斜である. 東翼が急傾斜の非対称背斜で, 東翼は高坂断層に切られる.

大石沢背斜 新称. 軸長15km以上を有する北西-南東方向ないし南北方向の背斜である. 大石沢の北方で軸部がいったん新股断層によって切られているが, 新股以北では再び軸部が再び地表で追跡できる. 大石沢付近では東翼部に短波長の背斜・向斜が2対付随する. 翼間角 90° 程度の開いた背斜である.

山毛榎沢山向斜 新称. 軸長は15km. 東側の大石沢背斜に平行する北西-南東方向ないし南北性の緩やかな向斜である.

夜蚊鳥屋山向斜 新称. 軸長17kmの北西-南東方向の緩やかな背斜で, 本図幅西端の夜蚊鳥屋山から西隣「飯豊山」図幅地域内へと連続する.

小荒沢断層東側の地域は, 顕著な褶曲帯となっており, **上台背斜**, **和合向斜**, **三滝沢背斜**, **上和合向斜**など多数の南北ないし北北西-南南東褶曲が発達する. いずれも翼間角が 70° 以下の閉じた, あるいはタイトな褶曲であり, 半波長は200-500m程度である.

以上の主要な褶曲のほかに, 多くの褶曲が本図幅地域内に認められる(第47図). **落合背斜**は矢崎(1961)命名で徳永・棚井(1954)の「落合-沢口背斜」の一部に相当する. **沼沢背斜**は矢崎(1961)の命名でその南端部が本図幅地域にかかる. そのほかに, **脇ノ沢背斜**, **白夫沢向斜**, **運越向斜**, **五輪原向斜**, **市野々向斜**, **二渡戸向斜**, **山崎背斜**, **茂松山背斜**及び**五距沢背斜**の各褶曲は, 今回新たに命名した.

VIII. 応用地質

(柳沢幸夫・山元孝広)

VIII. 1 金属資源

本図幅地域内には幾つかの金属鉱山が存在したが, 現在はすべて廃山となっている. 以下の記述は, 山形県(1952, 1977), 鈴木(1964)及び松田(1985)の記載に基づく.

岳谷鉱山 飯豊町岳谷東方の木トリ沢の沢口から約800m入ったところにあった. この周辺には流紋

岩貫入岩 (Ry) が分布し、鉱床はこれを母岩とする裂か充填鉱床である。閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱からなり、脈石は主として石英である。脈は1条でその走向はN50°E、傾斜75°NWであり、鉱石は幅20-40cmで脈のほぼ中央を走っている。昭和26年より採鉱を開始し、約1年稼行したが、峻険な地形と雪崩のために休山し、その後昭和47年に鉱業権は放棄された。

豊川鉱山 飯豊町の中ノ沢集落の東方の沢に旧坑が点在する。付近には眼鏡橋層の玄武岩・安山岩火砕岩及び溶岩 (Mg₂) が分布する。鉱種は、金、銀、銅であるが、詳細は不明である。

烏帽子鉱山 飯豊町小屋川の上流にあり、烏帽子山山頂より北西に約800mに位置する。付近には中生界の烏帽子山層の頁岩砂岩互層 (E) と、これを不整合に覆う中新統眼鏡橋層の礫岩 (Mg₁) が分布し、これを安山岩が貫いている。安山岩は鉱床付近では熱作用で変質が著しい。鉱床は、安山岩の断層線に生じた断層裂か充填鉱床で、いわゆる含金石英脈である。脈石は石英のほか部分的に方解石も認められる。走向はN20°-25°E、傾斜は75°Wで、鉱脈の構造は幅60-100cmの間に4-5cm程度の石英脈が上下盤によく発達している。脈内には多数の母岩の角礫を含み、その周辺及び母岩との境界に高品位部が存在する。微量の赤鉄鉱が含まれる。鉱種は金及び銀である。江戸時代の慶長年間に米沢藩によって稼行され、人夫小屋が多数あったことから、小屋の地名が生まれた。昭和18年頃まで稼行していたが、その後は廃山となっている。

白夫鉱山 米沢市白夫沢上流にある。付近にはマイロナイト化した烏帽子山層の頁岩と、トーナライトが分布する。鉱種は金・銀・銅鉱である。開坑は江戸時代らしいが、本格的に操業したのは大正末期の3年間のみである。

VIII. 2 石膏

津川鉱山 小国町大石沢の南西約1kmの樺沢川支流にあり、主に石膏を稼行対象とした (鈴木, 1964 ; 山形県, 1977 ; 松田, 1985)。鉱山付近の地表には、沼沢層の流紋岩火砕岩 (N_{t2}) と灰色塊状泥岩 (N₄) が分布する。鉱床は流紋岩火砕岩 (N_{t2}) 中に胚胎する黒鉱鉱床で、鉱石鉱物は、黄銅鉱・硫化鉄鉱・閃亜鉛鉱及び方鉛鉱を含み、扁平状または塊状をなして多数断続に配列する。鉱床の走向はほぼ北西方向で、西に22°-40°傾斜する。鉱体下盤には厚さ10-30m、延長400-500mに及ぶ石膏層が存在する。稼行時の対象は金属鉱物ではなく、主に石膏であった。東坑及び日の出坑で採掘され、東坑では露天掘りによる採掘が行われた。露頭における石膏は、SO₃が雪花石膏を主とし、まれに繊維石膏・結晶石膏が見られる。

本鉱山は、江戸時代に小規模に採掘されたと見られ、採掘と精錬の遺跡が現存している。明治以降、本格的な開発がなされ、途中休山を挟みながらも昭和39年まで稼行されたが、その後は休山となっている。

中津川鉱山 飯豊町岩倉にあり、岩倉集落の小沢に旧坑、白川べりに新坑があった (鈴木, 1964 ; 山形県, 1977)。付近には沼沢層の泥岩砂岩互層及び成層泥岩 (N₂) と流紋岩火砕岩 (N_{t2}) が分布する。泥岩を母岩とする粒状・レンズ状の石膏を含む。

VIII. 3 陶 石

小倉鉍山 小国町小倉部落の南方にある（山形県，1977）．付近には，沼沢層上部の灰色塊状（ N_4 ）を貫く水冷破碎した流紋岩があり，稼行対象の鉍床は，水冷破碎した流紋岩のガラスが熱水によりカオリナイト化した陶土鉍床である．陶土は，外観上粘土質の部分と塊状の部分に区別されるが，両者ともカオリナイトと石英で構成される．耐火度はSK 28-31で，陶石として利用できるとされる．昭和20年代末に発見され，昭和40年代から採掘がはじめられた．昭和46年に採石法による登録を行っている．

VIII. 4 ベントナイト

飯豊町高峰，旧小坂及び旧須郷付近には，ベントナイトを産する（本多・金子，1962）．これは，いずれも湯小屋層の下部（ Yt_1 ）中に挟在する珪長質の凝灰岩が変質したもので，モンモリロナイトを主成分とし，石英・クリストバライト・長石及び沸石を含む．高峰及び旧須郷のものは，以前採掘されたことがある．

VIII. 5 珪 砂

飯豊鉍山（遅谷鉍山） 本図幅地域ほぼ中央の飯豊町遅谷にある．本珪砂鉍床の概要は，井上ほか（1968），山岡ほか（1969），山岡・五十嵐（1969）によって報告され，その後井上ほか（1972）による詳細な調査報告がなされた．以下の記述は主として井上ほか（1972）に基づく．

鉍床は，白川支流の遅谷川流域にあり，須郷向斜の東西両翼に発達するが，稼行対象となっているのは，遅谷集落の北東の杉沢と水上沢が遅谷川に合流する付近に露出するものである．井上ほか（1972）は，高峰層中に胚胎する堆積成鉍床であると考えているが，本図幅の調査によれば，本鉍床は高峰層の基底にある才津火砕流堆積物（St）の下位にあり，層序学的には本報告の宇津峠層に含まれる．珪砂鉍床は，下部鉍床と上部鉍床に分かれ，地質図から判断すると，それぞれ宇津峠層の下部（ U_1 ）及び上部（ U_2 ）に相当するようである．

鉍石は砂60-80%，粘土20-40%から構成される．珪砂は円磨された石英粒からなり，カリ長石・斜長石・クリストバライト・重鉍物類及び岩石破片から，粘土鉍物は，メタハロイサイト・ハロイサイト及び少量のモンモリロナイトからなる．上部鉍床は SiO_2 値が高く，良質であるが，下部鉍床は SiO_2 値が90%以下で長石の含有量が高く，稼行には長石の除去が必要とされる．珪砂の供給源としては，珪長質の凝灰岩・流紋岩と花崗岩類が推定されている．

本鉍床は，1960年代後半に主に日本珪砂工業株式会社によって探鉍及び開発がなされたが，その後1975年に川鉄鉍業株式会社が鉍業権及び土地を買収し，1986年より操業を行っている．原鉍は遅谷の探鉍場から隣接す遅谷工場に運ばれて一次処理をした後，手ノ子工場に運ばれて必要な処理が行われ，ガラス用珪砂，浮選珪砂及び水洗珪砂として出荷されている．

なお、このほかに飯豊町高峰及び嬉ヶ沢付近の高峰層中にも珪長質火山岩起源の高温型石英からなる珪砂層が発達するが、いずれも層厚が1-3mと薄く、稼行の対象とはなりがたい(山岡ほか, 1969)。

VIII. 6 亜炭

高峰層及び手ノ子層中に挟在する亜炭層はかつて稼行され、本図幅地域は^{おきたま}置賜亜炭田と呼ばれたこともある(徳永・棚井, 1954; 地質調査所, 1960)。高峰層中には亜炭層が10数枚あるが、厚い層は4層で、このうち最も上位の4番層(厚さ35-50cm)が主として稼行された(第50図)。手ノ子層中にも4層の亜炭層があり、下から2番目の6番層(厚さ45-48cm)が稼行されていた。炭質は褐炭で、木質を主とする。第二次世界大戦後、多くの稼行炭鉱があったと言われるが、名称が確認できるのは高峰・飯豊・橋本・丸山・嬉ヶ沢・矢の沢・竹田及び和合の各炭鉱である。ただし、稼行実績が明確なのは、このうち的高峰・飯豊・丸山炭鉱のみである。嬉ヶ沢・矢ノ沢・竹田及び和合の各炭鉱は探鉱のみで、企業化までには至らなかった。現在はすべて廃山となっている。

VIII. 7 石油・天然ガス

本図幅地域には、炭化水素鉱床の根源岩となりえる細粒の泥岩からなる沼沢層及び湯小屋層と、貯留岩となりえる砂岩層を含む宇津峠層・高峰層及び手ノ子層が分布し、さらに多くの背斜構造が存在するものの、これまで本図幅地域からは石油・天然ガス鉱床は見つかっていない。ただし、半沢ほか(1958)及び矢崎(1961)によれば、川西町高野沢の南方の小沢にガス徴地が存在する。ガスは手ノ子層の凝灰岩中から散逸しており、その組成は、 CH_4 54.12%、 CO_2 3.05%、 O_2 0.05%、残り42.78%で、硫化水素臭があるという。

VIII. 8 温泉

東北地方土木地質図編纂委員会(1988)、山野井(1992)、金原(1992)、高橋ほか(1993)及び山形県(1993)によれば、本図幅地域内には、第9表に示す温泉が存在する。

VIII. 9 採石資源

飯豊町室ノ沢西方で湯小屋層に貫入している斜方輝石単斜輝石安山岩(A n)のうち緻密な部分は、白川ダムのロック材として採石された(東北地方土木地質図編纂委員会, 1988)。また、飯豊町中ノ沢の花崗閃緑岩(G d)のマサ化した部分は、白川ダムのコア材として使用された。いずれも、現在は採石は行われていない。

第9表 玉庭図幅地域内の温泉

No	温泉名	所在地	源泉	泉質	産状	泉温	湧出量	pH	文献
1	羽前湯沢	小国町大石沢胡桃平	錦荘	単純硫黄	S	12.5		8.9	1), 2)
2	高野	小国町大石沢高野	舟山	単純硫黄(H ₂ S)	S	9.8	10	8.4	1), 2), 3)
3	高野	小国町大石沢高野	和楽美荘	単純硫黄(H ₂ S)	S				1)
4	白川ダム	飯豊町数馬	数馬	単純	F(2)	12.8	12	7.2	1), 2), 3), 4)
5	小屋	飯豊町小屋治之坂	治之坂	単純硫黄	S	9.0		7.6	2), 3), 4)
6	玉庭	川西町玉庭高明荷沢	鹿野湯	Na・Ca - SO ₄ ・Cl	?(1500)				1)
7	矢の沢	川西町玉庭矢ノ沢		単純硫黄(H ₂ S)		12.8	5	7.1	3), 4)

S:自然湧出, F:自噴, ()名は揚水井の深度(m)

泉温:°C, 湧出量:l/min

文献 1)山野井(1992), 2)高橋ほか(1993), 3)金原(1992), 4)東北地方土木地質関係重委員会(1988)

VIII. 10 地すべり

本図幅地域内には、地すべり地が数多く見られる。このため、地すべり等防止法に基づく地すべり防止区域が、本図幅地域内では7区域指定されており、このうち林野庁所管が4区域、建設省所管が3区域である(山形県, 1988)。なお地すべり堆積物の記載は、VI. 2章を参照されたい。

VIII. 11 ダム地質

白川ダムは、白川中流の飯豊町高峰の上流約2kmの地点(旧安養寺集落の西)に造られた堤高66mのロックフィル型の多目的ダムである。松浦(1973)及び東北地方土木地質図編纂委員会(1988)によると、昭和37年から開始された予備調査を基に、昭和43年から実施調査が行われ、その後昭和46年から約10年にわたる本体工事の末、昭和55年10月に竣工した。

ダムサイトの地質は宇津峠層の下部(U₁)からなり、粗-中粒砂岩を主とし、凝灰岩・砂岩及び泥岩を挟んでいる。この付近の宇津峠層下部(U₁)の砂岩は硬く固結しており、支持基盤としての強度を十分に持っている。白川ダムは中央コアロックフィルダムで、コア材はダムの北西約1.3kmに露出する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gd)のマサ状に風化した土質材料を用い、フィルターには須郷橋と数馬間の河床砂礫を用いている。また、ダム本体の骨材・ロック材は、旧室ノ沢西方の斜方輝石単斜輝石安山岩(A_n)が用いられた。

白川ダムは本流の白川をはじめ、支流の小屋川、広河原川、宇津沢川などの水を集めて、集水域は約205km²である。洪水調節のほか、発電・工業用水・灌漑用水など多目的ダムとして、活用されている。また、ダムによって生じた人造湖は白川湖と呼ばれ、湖岸の数馬地区には公営の宿泊施設やテニスコートなども作られ、観光資源としても注目されている。

文 献*1

- 秋葉文雄 (1983) VII. 珪藻化石. 高橋静夫編, ヤマガタカイギョウ発掘調査報告書, 山形県立博物館, p. 65-69.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E. and van Coubourn, W. T. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington D. C. (U. S. Govt. Printing Office), vol. 87, p. 393-481.
- 朝日団体研究グループ (1987) 朝日山地南西部の地質: その1. 岩石記載と貫入関係. 地球科学, vol. 41, p. 253-280.
- Barron, J. A. and Gladenkov, A. Y. (1995) Early Miocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Leg 145. In Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F. eds., Proceeding of the Ocean Drilling Program, Sci. Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program), vol. 145, p. 3-19.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. SEPM Spec. Publ., no. 54, p. 129-212.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. eds., Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967, p. 199-422.
- 茅原一也・卯田 強 (1982) 棚倉構造線北方延長の問題—特に日本国片麻岩・朝日山地片状一片麻岩状花崗岩に関連して. 月刊地球, vol. 4, p. 181-192.
- Chinzei, K. (1978) Neogene molluscan faunas in the Japanese Islands; An ecologic and zoogeographic synthesis. The Veliger., vol 21, p. 155-170.
- Chinzei, K. and Iwasaki, Y. (1967) Paleogeology of shallow sea molluscan fauna in the Neogene deposits of northeast Honshu, Japan. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan N. S., no. 67, p. 93-113.
- 地質調査所 (1960) 日本鉱産誌 B I -c, p. 96-97.
- 地質調査所 (1969) 日本におけるウランの産状, その2. 地調報告, no. 232, 986p.
- 地質調査所 (1992) 100 万分の1 日本地質図, 第3版.
- 福島県教育委員会 (1985) 会津盆地南縁山地の基盤岩類調査報告. 福島県立博物館調査報告, no. 9, 43p.
- 藤岡一男・古賀 孝 (1981) 東北地方西南部の中新世中期台島型植物群. 地学雑, vol. 90, p.

*1 卒業論文は文献リストの最後にまとめた

235-246.

- Fujiwara, K. (1956) Topography of the Yonezawa Basin, viewed from the tectonic movement in the surrounding hills. Sci. Repts. Tohoku Univ., 7th ser. (Geography), no. 5, p. 1-14.
- 雁沢好博 (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッシュ・トラック年代: 奥尻島・男鹿半島・朝日山地. 地質雑, vol. 93, p. 387-401.
- 半沢正四郎・皆川信弥・清水貞雄・安達秀吉 (1958) 置賜盆地天然ガス調査報告. 東北地方天然ガス開発調査報告書, 石油技術協会, p. 224-248.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎 (1991) 山形県小国町付近の地質-東北本州孤前期中新世ハーフ・グラバーンの例-. 地質雑, vol. 97, p. 835-848.
- 本多朗郎・金子恒夫 (1962) 山形県飯豊町高峯のペントナイト. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会編, 東北地方の工業用鉱物資源, no. 2, p. 117-123.
- 本田康夫・加藤 啓・北 卓治・鈴木雅宏・高橋静夫・田宮良一・山形 理・山田国洋・吉田三郎・神保 恵 (1985) 米沢盆地周辺の新第三系-特に火山噴出物について-. 山形県地質誌 (皆川信弥教授記念論文集), p. 177-192.
- 井上秀雄・徳永重元・五十嵐利行 (1968) 最近発見された山形県飯豊町の珪砂鉱床. 地質ニュース, no. 168, p. 52-54.
- 井上秀雄・徳永重元・山田正春 (1972) 山形県飯豊町遅谷の珪砂鉱床. 地調月報, vol. 23, p. 697-717.
- 石原舜三 (1982) 地球化学的見地よりみた棚倉構造線. 月刊地球, vol. 7, p. 141-144.
- 海保邦夫 (1985) 沼沢累層の浮遊性有孔虫に基づく地質年代. 今田 正 (編) 昭和59年度特定研究, 山形県における新生界の年代測定と資源科学的研究 (中間報告), 山形大学理学部地球科学教室, p. 7.
- 北村 信 (1963) グリーンタフ地域における第三紀造構運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 北村 信編 (1986) 新生代東北日本弧地質資料集, 宝文堂, 仙台, 全3巻.
- 北村 信・鈴木敬治・小泉 格・小林良明・和久紀生・大山広喜・新妻信明・白田雅朗・小原繁夫 (1965) 福島県5万分の1地質図幅, 猪苗代湖東方地域. 福島県, 66p.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 今田 正 (1975) 5万分の1地質図幅「飯豊山」及び同説明書. 山形県, 12p.
- 今田 正・植田良夫 (1980) 東北地方の第三紀火山岩のK-Ar年代. 岩鉱特別号, no. 2, p. 343-346.
- 越谷 信 (1986) 棚倉破砕帯の変形と構造. 地質雑, vol. 92, p. 15-29.
- Kotaka, T. and Kato, H. (1979) Additional fossil shells from the Utsutoge Formation, Yamagata Prefecture, Northeast Honshu, Japan. Saito Ho-on Kai Mus. Nat. Hist. Res. Bull., no. 47, p. 13-21.
- 久保和也・高橋 浩 (1992) 阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類からみた阿武隈帯の東縁・西縁. 地団研46回総会シンポ要旨集, p. 111-115.

- Kuwabara, T. (1982) Late Cretaceous to Pliocene fault systems and corresponding regional tectonic stress field in the southern part of Northeast Japan. *Sci. Repts. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, vol. 3, p. 49-111.
- 丸山孝彦・小島秀康・金谷 弘 (1979) 朝日山地南西域と栗子地域の花崗岩類のR b- S r 含有量一棚倉構造線の北方延長一. *地質学論集*, no. 17, p. 121-134.
- 丸山孝彦・武田康人 (1982) 「後期中生代花崗岩類」からみた棚倉構造線. *月刊地球*, vol. 4, p. 193-199.
- 松田博之 (1985) 山形県の地下資源. *山形県地質誌* (皆川信弥教授記念論文集), p. 75-85.
- 松江千佐世・尾上 亨 (1995) 地質標本館所蔵化石標本目録, 第1部 植物化石. *地質標本館標本資料報告*, no. 1, 地質調査所, 54p.
- 松浦金四郎 (1973) 層厚変化地質に挑む白川ダム工事. *土木建設*, vol. 22, p. 32-37.
- 皆川信弥 (1959a) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究 (その1) - 西縁および西南縁の層位一. *地質雑*, vol. 65, p. 364-373.
- 皆川信弥 (1959b) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究 (その2) - 西部および西南縁の岩相変化・火成活動・対比一. *地質雑*, vol. 65, p. 483-493.
- 皆川信弥 (1960a) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究 (その3) - 北縁 (吉野地域) における層序及び対比. *地質雑*, vol. 66, p. 393-404.
- 皆川信弥 (1960b) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究 (その4) - 東縁・東縁および東北縁の層序・火成活動・岩相変化および対比. *地質雑*, vol. 66, p. 489-501.
- Minagawa, S. (1961) Cenozoic tectogenetic movements in the southern inland basins and their environs, northeast Japan. *Bull. Yamagata Univ.* vol. 5, p. 425-523.
- 皆川信弥 (1965) 桧原-野川構造帯について一棚倉破砕帯の北方延長 その1一. *山形大紀要 (自然科学)*, vol. 6, p. 319-331.
- 皆川信弥 (1968) 北小国-三面構造帯について一棚倉破砕帯の北方延長 その3一. *山形大紀要 (自然科学)*, vol. 7, p. 77-87.
- 皆川信弥 (1971) 5万分の1地質図幅「手ノ子」及び同説明書. *山形県商工労働部鉱業課*, 21p.
- 皆川信弥 (1973) 庄内・新庄・山形・米沢地方における上昇帯と沈降帯の意義 (予報). *山形県の地質と資源* (原口九萬教授退官記念), p. 29-41.
- 皆川信弥 (1985) 東北日本南部内陸盆地群地域における構造発達史. *山形県地質誌* (皆川信弥教授記念論文集), p. 15-32.
- 皆川信弥・山形 理・菅井敬一郎・武田次弘 (1967) 大井沢構造帯およびその延長一棚倉破砕帯の北方延長 その2一. *山形大紀要 (自然科学)*, vol. 6, p. 469-479.
- Mizutani, S., Uemura, T. and Yamamoto, H. (1984) Jurassic Radiolarians from the Tsugawa area, Niigata Prefecture, Japan. *Earth Sci.* vol. 38, p. 352-358.
- Morita, H. (1931) On new species of the genera *Cinnamomum* and *Smilax* from the Miocene

- deposits of Oguni-Machi, Uzen Province. Jap. Jour. Geol. Geogr. vol.9, p.1-8.
- 森田日子次 (1933) 山形県小国町産中新世植物中に発見せる *Terminalia* について. 地質雑, vol.40, p.355-356.
- 村田勇治郎 (1976) 山形県西置賜郡における沼沢層の層位学的研究. 技研所報 (石油資源開発株式会社), vol.19, p.21-24.
- 西坂昌美・吉村尚久 (1988) 米沢市南西部に分布する中新統大峠層のフィッショントラック年代について. 地球科学, vol.42, p.100-103.
- 西谷克彦 (1982) 玉庭丘陵一礫層の構造と地形一. 山形県総合学術調査会編, 最上川総合学術調査報告, p.650-666.
- Ogasawara, K. (1994) Neogene paleogeography and marine climate of the Japanese Islands based on shallow-marine molluscs. Paleogeograph. Paleoclim. Paleocol., vol.108, p.335-351.
- Ogasawara, K. and Sato, H. (1986) Miocene molluscs from the Utsuno and Ginzan Formations, Ou Backbone Ranges, Northeast Honshu, Japan. Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull., no.54, p.1-25.
- Ogasawara, K., Saito, T. and Takahashi, S. (1985) Late Miocene molluscs from the northwestern part of Yamagata basin, Yamagata Prefecture, Tohoku District, Japan. Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull., no.53, p.21-41.
- 小川琢治 (1900) 羽前国西南部地方の第三紀層附十露盤珠石の成因. 地質雑, vol.7, p.43-49.
- 岡田尚武 (1981) 24. 山形県米沢地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基礎資料「続編」, p.78.
- 岡田尚武 (1982) 最上川流域の海成層の微化石による対比. 山形県総合学術調査会編, 最上川総合学術調査報告, p.43-45.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). Marine Micropaleont., vol.5, p.321-325.
- 大森昌衛・堀越和衛・鈴木康司・藤田至則 (1953) 阿武隈山地西南縁の棚倉破砕帯について—阿武隈山地西南縁の新生界の地史学的研究(その3)—. 地質雑, vol.59, p.217-223.
- Onoe, T. (1974) A Middle Miocene flora from Oguni-machi, Yamagata Prefecture, Japan. Rept. Geol. Surv. Japan, no.253, 64p.
- 大槻憲四郎 (1975) 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大地質古生物研邦報, vol.76, p.1-71.
- 大槻憲四郎 (1982) 概説: 棚倉破砕帯にまつわる諸問題. 月刊地球, vol.4, p.129-132.
- 大槻憲四郎・永広昌之 (1992) 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地質構造の成立ち. 地質雑, vol.98, p.1098-1112.
- 斎藤常正 (1982) 山形県内陸盆地の中新世有孔虫化石群と堆積環境. 山形県総合学術調査会編, 最上川総合学術調査報告, p.34-42.
- 笹田政克 (1984) 飯豊山の花崗岩類 (概報). 地調月報, vol.6, p.273-277.

- 笹田政克 (1988) 鬼首—湯沢マイロナイト帯. 地球科学, vol. 42, p. 346-353.
- Sato, Y., Yanagisawa, Y. and Yamamoto, T. (1989) Arcid-Potamid fauna of the Myozawabashi Formation, Yamagata Prefecture, Northeast Japan. 日本古生物学会 1989 年年会予稿集, p. 83.
- 島田昱朗・伊沢寿昭 (1969) 福島県地質調査報告書, 只見地域の地質. 福島県, 39p.
- 島田昱朗・根田武二郎・黒江良太郎・伊沢寿昭 (1974) 福島県地質調査報告書, 小林地域の地質. 福島県, 29p.
- 島津光夫 (1964) 東北日本の白亜紀花崗岩. 地球科学, vol. 71, p. 18-27.
- 島津光夫 (1982) 棚倉構造線再考. 月刊地球, vol. 4, p. 145-151.
- 島津光夫・西田彰一・田宮良一・皆川信弥・神保 恵・鈴木雅宏 (1972) 5 万分の 1 地質図幅「小国」及び同説明書. 山形県, 27p.
- 島津光夫・斎藤常正・天野一男・大槻憲四郎・柳沢幸夫・山路 敦 (1986) 島弧横断ルート no. 25 (荒川河口—小国—手ノ子, 赤湯—白石—角田). 北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 仙台, vol. 3, no. 4.
- 庄司勝信 (1983) 朝日山地, 末沢川溶結凝灰岩の変形特性. 地質雑, vol. 89, p. 197-208.
- 菅井敬一郎 (1973a) 山形県小国地方の所謂古生層粘板岩とホルンフェルスの化学組成と二・三の特質について. 山形県の地質と資源 (原口九萬教授退官記念) p. 47-56.
- 菅井敬一郎 (1973b) 山形県南西地域の熱変成岩の岩石学的研究. 山形県博研報, no. 1, p. 29-45.
- 菅井敬一郎 (1974a) 山形県小国地方のアルマンデインホルンフェルス. 地学研究 (木下亀城先生喜寿記念特集号), vol. 25, p. 118-123.
- 菅井敬一郎 (1974b) 山形県南東部地域の変成岩類. 山形県博研報, no. 2, p. 73-96.
- 菅井敬一郎 (1976) 山形県南端部の変成岩及び花崗岩質岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 71, p. 177-182.
- 菅井敬一郎 (1982) 最上川上流および支流地域に分布する時代未詳の基盤岩と古生層. 山形県総合学術調査会編, 最上川総合学術調査報告, p. 10-33.
- 菅井敬一郎 (1985) 山形県の先新第三系基盤岩について—いわゆる古生層と変成岩類—. 山形県地質誌 (皆川信弥教授記念論文集), p. 1-13.
- 角 靖夫・笹田政克・広島俊男・駒澤正夫 (1985) 20 万分の 1 地質図幅「新潟」. 地質調査所.
- 鈴木雅宏 (1970) 山形内陸盆地の形成について (1). 山形県立山形中央高等学校研究紀要, no. 2, p. 22-41.
- 鈴木喜義 (1964) 飯豊山塊周辺の石膏鉱床について. 岩鉱, vol. 51, p. 173-199.
- 高浜信行 (1976) 朝日山塊西麓地域の第三系. 地質学論集, no. 13, p. 211-228.
- 高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫 (1996) 飯豊山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 52p.
- 高橋 浩 (1996) 飯豊連峰の地質. 地質ニュース, no. 506, p. 7-14.
- 高橋正明・山口 靖・野田徹郎・駒沢正夫・村田泰章・玉生志郎 (1993) 新潟地熱資源図 (50 万分の 1) 及び同説明書, 地質調査所, 115p.

- 田宮良一 (1973) 米沢盆地の中部中新統と植物化石群 (予報). 山形県の地質と資源 (原口九萬教授退官記念), p. 75-90.
- 田宮良一・神保 恵・北 卓治・本田康夫・加藤 啓・佐藤康次郎・鈴木雅宏・高橋静夫・山田国洋・渡辺則道 (1970) 5万分の1地質図幅「吾妻山・福島」及び説明書, 44p. 山形県商工労働部鉱業課, 44p.
- Tanai, T. (1961) Neogene floral change in Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ. ser.4, vol. 11, p. 119-398.
- 棚井敏雄 (1991) 北半球における第三紀の気候変動と植生の変化. 地学雑, vol. 100, p. 951-966.
- 東北地方土木地質図編纂委員会 (1988) 東北地方土木地質図及び解説書, 国土開発技術研究センター, 459p.
- 徳永重元 (1960) 山形県小国植物化石層についての新知見. 地調月報, vol. 11, p. 35.
- 徳永重元・棚井敏雄 (1954) 山形県置賜亜炭田調査報告, I. 地質構造と炭層状況について. 地調月報, vol. 12, p. 657-664.
- 塚腰 実 (1986) 山形県米沢盆地西方の地質と植物化石. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 152.
- Tsukagoshi, M. and Suzuki, K. (1990) On the Late Miocene *Cinnamomum* and *Paliurus* from the lower part of the Takamine Formation, western mountainous region of the Yonezawa Basin, northeast Honshu, Japan. Bull. Mizunami Fossil Mus., no. 17, p. 71-78.
- 通商産業省 (1969) 昭和42年度広域調査報告書. 山形吉野地域. 21p.
- 通商産業省 (1970) 昭和43年度広域調査報告書. 山形吉野地域. 28p.
- 通商産業省 (1974) 昭和48年度広域調査報告書, 東会津地域, 40p.
- 植田良夫・神保 恵・田宮良一 (1973) 山形県新第三紀最下部溶結凝灰岩層のK-Ar年代 (要旨). 岩鉱, vol. 68, p. 91.
- 上田幸雄 (1973) 山形県に産出するウニ化石の考察. 山形県の地質と資源 (原口九萬教授退官記念), p. 97-100.
- 植村和彦 (1977) 東北地方日本海側の中新世後期植物群. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 333-343.
- Uemura, K. (1988) Late Miocene floras in northeast Honshu, Japan. Nat. Sci. Mus., Tokyo, 197p.
- 植村 武 (1989) 東北本州弧新生界の変形相とその指標. 地質学論集, no. 23, p. 269-279.
- 植村 武・鈴木敬治・柳沢幸夫・大槻憲四郎 (1986) 島弧横断ルート no. 26 (佐渡・中条一小国一玉庭一米沢一福島一原町). 北村 信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 仙台, vol. 3, no. 5.
- 渡辺久吉 (1932) 新第三系. 地質調査所編, 日本地質産誌, p. 92-152.
- Yabe, H. and Hatai, M. K. (1941) The Cenozoic formations and fossils of northeast Honshu, Japan. Sci. Repts. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser. (Geol.), vol. 22, p. 1-86.
- 山田直利・須藤定久・河田清雄 (1982) 濃飛流紋岩類の東方延長一北関東・羽越地方一. 月刊地球,

- vol. 4, p. 159-165.
- 山形県 (1952) 山形県地下資源の概況, 36p.
- 山形県 (1965) 山形県の地質, 68p.
- 山形県 (1977) 山形県鉱山誌, 237p.
- 山形県 (1988) 山形県防災・保全等規制現況図及び説明書, 17p.
- 山形県 (1993) 山形の自然マップ.
- 山路 敦 (1989) 温海付近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, p. 305-320.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene Northwest Japan. *Tectonics*, vol. 9, p. 365-378.
- 山路 敦・佐藤比呂志 (1989) 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, p. 339-349.
- 山元孝広 (1991) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, vol. 42, p. 131-148.
- 山元孝広 (1992) 会津地域の後期中新世—更新世カルデラ火山群. 地質雑, vol. 98, p. 21-38.
- 山元孝広 (1994) 猪苗代地域の後期中新世—鮮新世カルデラ火山群. 地調月報, vol. 45, p. 135-155.
- 山元孝広・柳沢幸夫 (1989a) 棚倉破砕帯の北方延長に関する新知見: 山形県米沢市南西部の先新第三紀マイロナイト. 地調月報, vol. 40, p. 323-329.
- 山元孝広・柳沢幸夫 (1989b) 会津—小国地域の中期中新世火山活動: 珪長質岩脈群とそのテクトニクス. 火山学会 1989 年度秋季大会予稿集, p. 97.
- 山元孝広・吉岡敏和 (1992) 若松地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 73p.
- 山野井徹 (1992) 5 万分の 1 表層地質図「玉庭・熱塩」及びⅢ. 表層地質. 土地分類基本調査「玉庭・熱塩」, 5 万分の 1, 国土調査, 山形県, p. 29-35.
- 山岡一雄・広島正五・千葉由男・佐藤康次郎・五十嵐利行 (1969) 山形県飯豊町のけい砂. 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会編, 東北地方の工業用鉱物資源, no. 6, p. 67-73.
- 山岡一雄・五十嵐利行 (1969) 山形県飯豊町のけい砂 (続). 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会編, 東北地方の工業用鉱物資源, no. 6, p. 74-77.
- 柳沢幸夫・海保邦夫・矢崎清貴 (1986) 山形県玉庭・小国地域の第三系の新第三系の層序と地質年代. 日本地質学会第 93 年学術大会講演要旨, p. 151.
- 矢崎清貴 (1961) 山形県米沢市付近の天然ガスについて. 地調月報, vol. 12, p. 31-44.
- 矢崎清貴 (1985) 山形・米沢両盆地における堆積区の分化と構造配置について. 山形県地質誌 (皆川信弥教授記念論文集), p. 169-172.
- 米地文夫・加藤 稔 (1969) 山形県中津川・上屋地の前期旧石器時代遺跡とその周辺の地形. 東北地理, vol. 21, p. 136-142.
- 米地文夫・山形 理 (1974) 山形県. 中津川谷底平野の C-14 法による絶対年代. 山形大紀要 (自然科学) vol. 8, p. 465-470.

- 吉田三郎 (1980) 5 万分の 1 地質図幅「玉庭」及び同説明書. 山形県商工労働部商工課, 24p.
- 吉田三郎 (1986) 5 万分の 1 地質図幅「大日岳・熱塩」及び説明書. 山形県, 8p.
- 吉田三郎 (1990) 5 万分の 1 表層地質図「小国・手ノ子」及びⅢ. 表層地質. 土地分類基本調査「小国・手ノ子」, 5 万分の 1, 国土調査, 山形県, p. 33-38.
- 吉田三郎・八鍬チユキ (1988) 米沢盆地周辺に分布する新第三紀火砕岩のフィッション・トラック年代. 山形大紀要 (自然科学), vol. 12, p. 97-104.
- 吉田三郎・菅井敬一郎・鈴木生男・安彦宏人 (1983) 5 万分の 1 表層地質図「赤湯・上山」及びⅢ. 表層地質. 土地分類基本調査「赤湯・上山」, 5 万分の 1, 国土調査, 山形県, p. 35-55.
- 吉田三郎・菅井敬一郎・鈴木生男・安彦宏人 (1985) 5 万分の 1 表層地質図「小国・手ノ子」及びⅢ. 表層地質. 土地分類基本調査「小国・手ノ子」, 5 万分の 1, 国土調査, 山形県, p. 33-38.
- 湯谷美奈・大槻憲四郎 (1989) 山形県米沢市南西部の地質構造—マイロナイトの発見とその意義について—. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 412.
- Zinbo, N. (1973) Fossil Mollusca from the Utsutoge Formation, Iide-machi, Nishiokitama-gun, Yamagata Prefecture, Japan. Sci Repts. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.), Special Vol., no. 6 (Hatai Memorial Volume), p. 157-162.
- 神保 恵 (1973) 米沢市南西部に発達する綱木川層産貝化石. 山形県の地質と資源 (原口九萬教授退官記念) p. 91-96.
- 神保 恵・本田康夫・田宮良一 (1970a) 飯豊山北東辺の新第三紀層. 飯豊連峰, 山形県総合学術調査会, p. 14-25.
- 神保 恵・田宮良一 (1972) 5 万分の 1 地質図幅「赤湯」及び説明書, 山形県商工労働部鉱業課, 18p.
- 神保 恵・田宮良一・鈴木雅宏・北 卓治・大丸広一郎・本田康夫・加藤 啓・北崎 明・清水貞雄・佐藤康次郎・玉ノ井正俊・高橋静夫・山田国洋・渡辺則道 (1970b) 5 万分の 1 地質図幅「米沢・関」及び説明書, 山形県商工労働部鉱業課, 39p.

なお, 本報告をまとめるにあたり, 下記の卒業論文を参照した.

- 船山政昭 (1981 MS) 山形県飯豊町白川ダム南方の地質. 山形大学理学部卒業論文.
- 森田日子次 (1930 MS) 山形県西置賜郡小国町付近の第三紀層の地形・地質. 東北帝大地質古生物卒業論文.
- 大久保進 (1977 MS) 米沢市西部小樽川西域の地質について. 新潟大学理学部卒業論文.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata (7) No.12



GEOLOGY

OF THE

TAMANIWA DISTRICT

By

Yukio YANAGISAWA and Takahiro YAMAMOTO

(written in 1997)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Tamaniwa district is located in the southern Tohoku province, northeast Honshu, Japan. This district includes a hilly land between the Iide Mountains and the Yonezawa Basin in Yamagata Prefecture. The most of the district is occupied by folded Neogene sedimentary and volcanic rocks, which form a number of NNW-SSE and NNE-SSW trending anticlines and synclines which are cut by many reverse faults with the same trend. The geology of the Tamaniwa district is summarized in Fig. 1.

MESOZOIC SEDIMENTARY ROCKS

The Mesozoic sedimentary rocks exposed in the Tamaniwa district includes the Eboshiyama and Hakonokuchi Formations, both of which are composed of shale and interbedded sandstone and shale. The Eboshiyama Formation is exposed in a small area near the southeast corner of this district, whereas the Hakonokuchi Formation crops out

Geologic Age		Sedimentary rocks	Intrusive and volcanic rocks	Others	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium	Talus Colluvial deposits Debris deposits Landslide deposits	
		Pleistocene	Terrace deposits		Lower II
	Lower I				
	Middle II				
	Middle I				
	Neogene	Pliocene	Nakahara Formation		◀ Koyasawa Pyroclastic Flow Deposit ◀ Saitsu Pyroclastic Flow Deposit
			Tenoko Formation		
			Takamine Formation		
		Late	Utsutoge Formation		Andesite Rhyolite
			Middle		Yugoya Formation
Early		Numazawa Formation		Rhyolite · Basalt	
		Myozawabashi F.		Basalt · Andesite	
		Meganebashi F.	Rhyolite pyroclastic flow deposits		
Paleogene		Kitaoguni Formation			
Mesozoic		Cretaceous		Plutonic rocks Granite Iidesan Granodiorite Granodiorite Tonalite	
	Jurassic		Eboshiyama Formation Hakonokuchi Formation		

Fig. 1 Summary of the geology in the Tamaniwa district

in the northwestern part. Both formations have been metamorphosed into hornfels by Cretaceous to Paleogene Plutonism. Although no age diagnostic fossils have been found, these two formation are inferred to be Jurassic to Early Cretaceous in age based on the radiolarian fossils reported in correlative rocks in the neighboring area.

CRETACEOUS AND PALEOGENE PLUTONIC ROCKS

The plutonic rocks of the Tamaniwa district include fine-grained biotite tonalite, medium-grained hornblende biotite granodiorite, Iidesan Granodiorite and medium-grained biotite granite. The Iidesan Granodiorite is a medium-grained hornblende biotite granodiorite which forms Mt. Iidesan. The granodiorite has a K-Ar age of 51 Ma for biotite and was probably emplaced during the Cretaceous to Paleogene.

NEOGENE

The Neogene sedimentary and volcanic rocks of the Tamaniwa district overlies unconformably over the pre-Neogene rocks and is divided into the Kitaoguni, Meganebashi, Myozawabashi, Numazawa, Yugoya, Utsutoge, Takamine, Tenoko and Nakahara Formations in ascending order.

The Kitaoguni Formation is composed of welded biotite rhyolite pyroclastic flow deposits of Early Miocene age. The formation is 200m in thickness and has an age of 20-23 Ma determined by K-Ar and fission-track dating.

The Meganebashi Formation is an Lower Miocene non-marine sequence composed of conglomerate and sandstone in its lower part, and basalt to andesite volcanic rocks in its upper part. This formation was probably accumulated in the half grabens formed by extensive faulting under tensional stress field during the late Early Miocene.

The Myozawabashi Formation is composed of transgressive sediments including brackish to intra-bay sandstone and mudstone, with rhyolite and basalt pyroclastic rocks. Intertidal molluscan fossils which indicate a subtropical climate in the latest Early Miocene age occur in the sandstone facies of the formation.

The Numazawa Formation consists of open marine deep water sediments deposited during further transgression. It is composed mostly of mudstone and interbedded mudstone and sandstone, but contains some intercalated rhyolite and basaltic volcanics. Planktonic foraminifers and calcareous nannofossils of early Middle Miocene age have been reported in the mudstone.

The Yugoya Formation is Middle to Upper Miocene marine siliceous mudstone intercalating some rhyolite volcanoclastics. This formation shows upward shoaling and grades into sandy mudstone in its uppermost part. Marine diatoms are found in the upper horizons of the formation.

The Utsutoge Formation is conformable with the underlying Yugoya Formation in the northern part of the Tamaniwa district, but unconformable in the southern part. The Formation is composed of massive shallow marine sandstone in the lower part, and cross-bedded sandstone in the upper part. Marine molluscan fossils are observed in the lower part.

The Takamine Formation is composed of meandering river deposits and marsh deposits of sandstone, conglomerate and mudstone with lignite seams. Plant remains are preserved in the laminated mudstone. The base of this formation is marked by the Saitsu Pyroclastic Flow Deposit which were welded in part and probably derived from Otoge

caldera. The formation is assigned to the Upper Miocene to Lower Pliocene on the basis of K-Ar dating and the plant fossil assemblage, Takamine Flora.

The Tenoko Formation is characterized by meandering river deposits of sandstone, conglomerate and mudstone. The Koyasawa Pyroclastic Deposit in the lower part of this formation has an extensive distribution in the Tamaniwa district.

The Nakahara Formation is composed mainly of conglomerate which may be braided river deposits.

A wide variety of intrusive rocks are distributed in the Neogene sediments. Rhyolite forms clusters of lava domes, some of which are brecciated and altered. A number of rhyolite dike swarms which are presumably the source of the rhyolite lava domes are present in the Neogene and pre-Neogene rocks. Most of the andesite occurs in the form of domes or sills. Basalt dikes are scattered in the pre-Neogene rocks and the conglomerate of the Meganebashi Formation. Many dolerite sills are found in the upper part of the Numazawa Formation.

QUATERNARY

The Quaternary of the Tamaniwa district comprises the Middle I, II, Lower I, II terrace deposits, landslide deposits, debris and colluvial deposits, talus deposits and alluvium.

The Middle I, II, Lower I, II terrace deposits are composed of gravel, sand and mud, and are distributed along the Shirakawa, Inukawa, Kotarugawa and Yokokawa Rivers.

Landslide deposits are widespread in the Tamaniwa district, especially in the areas occupied by the mudstone of the Numazawa and Yugoya Formations. The landslide deposits are composed of debris derived from the bed rocks.

Alluvium is composed of gravel, sand and mud, which are distributed along the Shirakawa, Inukawa and Yokokawa Rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

The Iide Mine produces high quality silica sand from the upper Utsutoge Formation. The Tsugawa Mine once produced a small amount of gypsum from the rhyolite volcanoclastic rocks in the upper part of the Numazawa Formation. Ore deposits in the Tamaniwa district includes gold, silver and copper deposits, but these are now all abandoned. The lignite seams which occur in the Takamine and Tenoko Formations were mined after World War II, but are all closed at present.

文献引用例

柳沢幸夫・山元孝広(1998) 玉庭地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 94 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Yanagisawa, Y. and Yamamoto, T. (1998) *Geology of the Tamaniwa district.*
With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 94 p. (in
Japanese with English abstract 4 p.).

平成10年1月29日 印刷
平成10年2月4日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小林 銀二
印刷所 泰成印刷株式会社
東京都墨田区両国3-1-12

©1998 Geological Survey of Japan