

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第73号

NJ-54-35-11

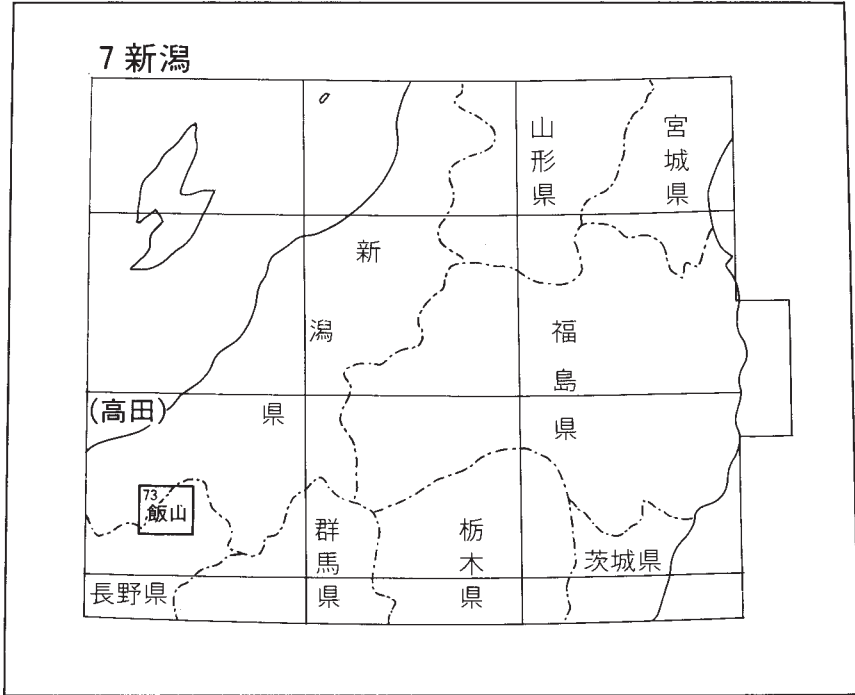
## 飯 山 地 域 の 地 質

柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸  
栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信之

平成13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

7-60 高田西部 Takada-Seibu NJ-54-35-13・14 (1989)	7-61 高田東部 Takada-Tōbu NJ-54-35-10 (1994)	7-62 松之山温泉 Matsunoyama Onsen NJ-54-35-6 (2000)
7-72 妙高山 Myōkōsan NJ-54-35-15 (未刊行, unpublished)	7-73 飯山 Iiyama NJ-54-35-11 (2000)	7-74 苗場山 Naebasan NJ-54-35-7 (1993)
7-84 戸隠 Togakushi NJ-54-35-16 (未刊行, unpublished)	7-85 中野 Nakano NJ-54-35-12 (1992)	7-86 岩菅山 Iwasugeyama NJ-54-35-8 (未刊行, unpublished)

## 目 次

I. 地 形 .....	(柳沢幸夫)	2
II. 地質概説 … (柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信之)		6
II. 1 新第三系-下部更新統 .....		7
II. 2 下部-中部更新統 .....		9
II. 3 中部-上部更新統及び完新統 .....		10
III. 新第三系-下部更新統 .....		11
III. 1 七谷層 .....	(柳沢幸夫)	14
III. 2 難波山層 .....	(柳沢幸夫)	14
III. 3 下部寺泊層 .....	(柳沢幸夫)	17
III. 4 富倉層 .....	(柳沢幸夫・土谷信之)	18
III. 4. 1 樽本火砕岩部層 .....		24
III. 5 一ノ瀬層 .....	(柳沢幸夫・赤羽貞幸)	25
III. 6 濁池層 .....	(赤羽貞幸・柳沢幸夫)	32
III. 7 堰口層 .....	(赤羽貞幸・柳沢幸夫)	34
III. 8 大川層 .....	(赤羽貞幸・柳沢幸夫・土谷信之)	36
III. 8. 1 大川層下部 .....		37
III. 8. 2 大川層主部 .....		40
III. 8. 3 猿橋礫岩部層 .....		43
III. 8. 4 安山岩火砕岩類 .....		43
III. 8. 5 野々海川火砕岩部層 .....		44
III. 8. 6 火山灰鍵層 .....		46
III. 8. 7 大川層の化石, 時代及び対比 .....		49
III. 9 屋敷層 .....	(赤羽貞幸・土谷信之)	50
III. 10 小濁層 .....	(柳沢幸夫)	52
III. 11 貫入岩 .....	(土谷信之)	53
III. 11. 1 安山岩 .....		53
III. 11. 2 斑状安山岩 .....		53
III. 11. 3 ドレライト .....		53
III. 11. 4 花崗閃緑斑岩 .....		54
IV. 下部-中部更新統 .....		54
IV. 1 未区分火山岩類 .....	(土谷信之・柳沢幸夫)	54
IV. 2 瑞穂火山岩類 .....	(金子隆之)	55
IV. 3 虚空蔵火山岩類 .....	(土谷信之)	55

IV. 4 毛無火山噴出物 .....	(金子隆之・土谷信之)	56
IV. 4. 1 西部基底火山岩類 .....		60
IV. 4. 1. 1 赤滝溶岩類 .....		60
IV. 4. 1. 2 赤ダレ谷溶岩類 .....		60
IV. 4. 1. 3 岩脈 .....		61
IV. 4. 2 旧期噴出物(水尾-大入山火山体噴出物) .....		61
IV. 4. 2. 1 坪山溶岩 .....		61
IV. 4. 2. 2 高倉山下溶岩 .....		62
IV. 4. 2. 3 池の沢川溶岩 .....		62
IV. 4. 2. 4 池の沢溶岩 .....		63
IV. 4. 2. 5 水尾山中位溶岩類 .....		63
IV. 4. 2. 6 高倉溶岩 .....		63
IV. 4. 2. 7 高倉山溶岩 .....		64
IV. 4. 2. 8 虫生溶岩 .....		64
IV. 4. 2. 9 水尾山溶岩 .....		64
IV. 4. 2. 10 水尾山山頂溶岩 .....		65
IV. 4. 2. 11 本沢溶岩 .....		65
IV. 4. 2. 12 大入溶岩 .....		66
IV. 4. 2. 13 大入山溶岩 .....		66
IV. 4. 2. 14 日陰林道溶岩 .....		67
IV. 4. 2. 15 大入山山頂溶岩 .....		67
IV. 4. 3 新期噴出物(毛無山火山体噴出物)ー下位グループ .....		67
IV. 4. 3. 1 福島溶岩 .....		68
IV. 4. 3. 2 猿ヶ沢溶岩 .....		68
IV. 4. 3. 3 北竜湖溶岩 .....		68
IV. 4. 3. 4 小菅神社溶岩 .....		69
IV. 4. 3. 5 城山溶岩 .....		69
IV. 4. 3. 6 万仏岩凝灰角礫岩 .....		70
IV. 4. 3. 7 日影溶岩 .....		71
IV. 4. 3. 8 中尾溶岩 .....		72
IV. 4. 3. 9 柄の沢溶岩 .....		72
IV. 4. 3. 10 毛無山東溶岩 .....		73
IV. 4. 3. 11 巢鷹湖溶岩 .....		73
IV. 4. 3. 12 スカイライン溶岩 .....		74
IV. 4. 3. 13 巢鷹崖溶岩 .....		74
IV. 4. 3. 14 毛無崖溶岩 .....		75

IV. 4. 3. 15	野沢溶岩	75
IV. 4. 3. 16	滝ノ沢溶岩	75
IV. 4. 3. 17	平沢溶岩	76
IV. 4. 3. 18	カヤの平林道溶岩	76
IV. 4. 4	新期噴出物(毛無山火山体噴出物)ー上位グループ	77
IV. 4. 4. 1	樽滝溶岩	77
IV. 4. 4. 2	清水平林道溶岩	77
IV. 4. 4. 3	城蔵山溶岩	78
IV. 4. 4. 4	志賀林道溶岩	78
IV. 4. 4. 5	上の平凝灰角礫岩	78
IV. 4. 4. 6	上の平溶岩	79
IV. 4. 5	火山麓扇状地堆積物	80
IV. 5	黒岩山火山岩類	(土谷信之) 80
IV. 6	茶屋池火山岩類	(土谷信之) 81
IV. 7	斑尾火山噴出物	(土谷信之) 81
IV. 7. 1	斑尾高原火砕物	83
IV. 7. 2	大明神溶岩	83
IV. 7. 3	斑尾北部溶岩	83
IV. 7. 4	斑尾上部溶岩	84
IV. 7. 5	貉山溶岩	85
IV. 7. 6	溶岩ドーム	85
V.	中部-上部更新統及び完新統	85
V. 1	妙高火山噴出物	(土谷信之・栗田泰夫) 87
V. 1. 1	寺尾火砕流堆積物	87
V. 1. 2	渋江川火砕流堆積物	88
V. 1. 3	関川岩屑なだれ堆積物	88
V. 1. 4	矢代川岩屑なだれ堆積物	88
V. 1. 5	赤倉火砕流堆積物	89
V. 1. 6	大田切川火砕流堆積物	89
V. 2	ローム層	(栗田泰夫・赤羽貞幸) 90
V. 2. 1	斑尾山周辺のローム層	92
V. 2. 2	高床山周辺のローム層	93
V. 2. 3	信濃川流域のローム層	94
V. 3	崩壊堆積物	(釜井俊孝・栗田泰夫・赤羽貞幸) 94
V. 3. 1	古期崩壊堆積物	95
V. 3. 2	北畑崩壊堆積物	95

V. 3. 3	古期桶海崩壊堆積物	96
V. 3. 4	柄山崩壊堆積物	96
V. 3. 5	光ヶ原崩壊堆積物	97
V. 3. 6	温井崩壊堆積物	98
V. 3. 7	古期地すべり堆積物	100
V. 3. 8	新期桶海崩壊堆積物	100
V. 3. 9	土石流堆積物	101
V. 3. 10	新期地すべり堆積物	101
V. 4	段丘堆積物 (栗田泰夫)	101
V. 4. 1	高位1段丘堆積物	102
V. 4. 2	高位2段丘堆積物	102
V. 4. 3	高位3段丘堆積物	103
V. 4. 4	低位1段丘堆積物	103
V. 4. 5	低位2段丘堆積物	104
V. 4. 6	最低位段丘堆積物	105
V. 5	扇状地堆積物・自然堤防堆積物・後背湿地及び谷床堆積物 (栗田泰夫)	105
V. 6	未区分中部更新統-完新統 (栗田泰夫)	105
V. 7	湿地堆積物 (柳沢幸夫)	107
VI.	地質構造 (栗田泰夫・柳沢幸夫)	109
VI. 1	断層 (栗田泰夫・柳沢幸夫)	109
VI. 1. 1	北竜湖断層	112
VI. 1. 2	重地原断層	112
VI. 1. 3	長峰山断層	113
VI. 1. 4	常磐断層	114
VI. 1. 5	飯山断層	114
VI. 1. 6	長峰丘陵西縁断層	114
VI. 1. 7	外様平断層	114
VI. 1. 8	関田峠・黒倉山断層群	115
VI. 1. 9	黒岩山断層	116
VI. 1. 10	木成断層	116
VI. 1. 11	山越断層	117
VI. 1. 12	富倉背斜軸部の断層	118
VI. 1. 13	その他の断層	118
VI. 2	褶曲 (柳沢幸夫)	118
VI. 2. 1	富倉背斜	119
VI. 2. 2	中栗向斜	119

VI. 2. 3 長者原背斜 .....	119
VI. 2. 4 原通向斜 .....	120
VI. 2. 5 その他の褶曲 .....	120
VII. 資源地質 .....	120
VII. 1 石油・天然ガス .....	(柳沢幸夫) 120
VII. 2 亜炭・泥炭 .....	(赤羽貞幸・柳沢幸夫) 121
VII. 3 石材・採石資源 .....	(赤羽貞幸・柳沢幸夫) 121
VII. 4 珪藻土 .....	(赤羽貞幸) 122
VII. 5 温泉 .....	(赤羽貞幸) 122
VIII. 災害地質 .....	123
VIII. 1 地すべり・斜面災害 .....	(釜井俊孝) 123
VIII. 1. 1 地すべりの分布 .....	123
VIII. 1. 2 地すべりの発生原因 .....	124
VIII. 1. 3 代表的な地すべり .....	125
VIII. 1. 4 斜面崩壊 .....	128
VIII. 2 地震災害 .....	(栗田泰夫) 129
VIII. 3 水害 .....	(赤羽貞幸) 131
文献 .....	133
Abstract .....	139

## 図・表目次

第1図 飯山図幅地域の河川系 .....	2
第2図 新潟県南西部及び長野県北部の地形分類図 .....	3
第3図 飯山図幅地域及び周辺地域の地形分類図 .....	4
第4図 北部フォッサマグナ-新潟堆積盆地における飯山図幅地域の位置 .....	6
第5図 飯山図幅地域の層序総括図 .....	8
第6図 飯山図幅地域の新第三系-下部更新統の地層名の対応関係 .....	11
第7図 隣接図幅地域の新第三系-下部更新統の地層対比 .....	12
第8図 新第三系-下部更新統の年代層序 .....	12-13
第9図 新潟地域における七谷層-魚沼層群の火山灰層序 .....	13
第10図 基礎試錐「富倉」の柱状図 .....	15
第11図 基礎試錐「富倉」の微化石層序 .....	16
第12図 一ノ瀬層の柱状図 .....	19
第13図 富倉層及び一ノ瀬層の凝灰岩の柱状図 .....	21
第14図 富倉層及び濁池層の珪藻化石産出地点 .....	22

第15図	一ノ瀬層を構成する堆積組相	27
第16図	一ノ瀬層の礫岩砂岩相	28
第17図	一ノ瀬層の泥岩優勢砂岩泥岩互層	28
第18図	一ノ瀬層の砂岩層基底のフルートマーク	29
第19図	一ノ瀬層の古流向	30
第20図	一ノ瀬層の堆積モデル	31
第21図	上関田凝灰岩の露頭	31
第22図	濁池層上部(N <sub>2</sub> )に発達する細粒砂岩と砂質泥岩の細互層	33
第23図	堰口層の砂岩	35
第24図	大川層下部のサイクルの例	38
第25図	大川層下部の泥岩層	40
第26図	大川層の火山泥流堆積物	41
第27図	大川層の葉理の発達した湖成堆積物	42
第28図	大川層猿橋礫岩部層のインプリケーションの発達した礫岩と、その上位に重なる 小濁層の砂岩と礫岩	43
第29図	野々海川火砕岩部層の安山岩火砕岩	44
第30図	野々海川火砕岩部層の安山岩溶岩と火砕岩	45
第31図	土路川支流ルートにおける火山灰層の産出位置	46
第32図	富倉背斜西翼地域における火山灰層の産出地点	47
第33図	後期鮮新世における火山灰鍵層による地層の対比	48
第34図	屋敷層の凝灰角礫岩	51
第35図	屋敷層の軽石凝灰岩と含軽石火山礫岩	51
第36図	毛無火山の地形	56
第37図	毛無火山の各ステージの噴出物の分布	57
第38図	毛無火山噴出物の層序関係と噴出年代	58
第39図	板状節理が発達する城山溶岩の露頭	70
第40図	弱溶結した万仏山凝灰角礫岩の露頭	71
第41図	上の平溶岩(Un)の作る平坦面	79
第42図	斑尾火山の地質概略図	82
第43図	飯山図幅地域における中期-後期更新世及び完新世のローム層、火砕流堆積物、 段丘堆積物及び地すべり堆積物の区分図	86
第44図	飯山盆地地域及び周辺地域のローム層及び主な火山灰層の模式柱状図	91
第45図	北信ローム層に属する赤塩ローム層と三水ローム層の層序	92
第46図	北畑崩壊堆積物中の土石流堆積物	96
第47図	光ヶ原崩壊堆積物の露頭	97
第48図	温井の大規模崩壊地形の全景	99



第49図	温井大規模崩壊物の碎屑丘の断面	100
第50図	飯山図幅地域における段丘堆積物の区分及び対比図	102
第51図	長峰丘陵の有尾トンネルの地質断面図(A)と飯山市戸狩新田市立第三中学校のボーリング柱状図(B)	104
第52図	飯山盆地の沖積面下の中部更新統-完新統	106
第53図	飯山盆地沖積面下のボーリング柱状図	107
第54図	湿地堆積物のボーリング柱状図と年代測定値	108
第55図	飯山図幅地域の地質構造図	110
第56図	飯山盆地周辺における中部更新統-完新統の分布及び地質構造	111
第57図	飯山盆地周辺における中部更新統-完新統の構造を示す地形断面図	113
第58図	関田峠周辺の大規模な崩壊堆積物と関田峠・黒倉山断層群	115
第59図	高床山丘陵付近における中部更新統-完新統の分布及び構造	117
第60図	飯山図幅地域の地すべり堆積物の分布	124-125
第61図	関田山脈西部に分布する地すべりの地表面傾斜と土質との関係	124
第62図	平成7年7月に新井市寸分道で発生した地すべり	125
第63図	八幡地すべりの全景	126
第64図	八幡地すべりの地質断面	127
第65図	平丸峠、鍋倉山周辺の小崖・線状凹地と大規模斜面崩壊堆積物・地すべり堆積物の分布	128
第66図	1847年の善光寺地震の震度分布図	130
第67図	飯山盆地常盤平における河道の変遷	132
第1表	富倉層及び濁池層から産出した珪藻化石	23
第2表	一ノ瀬層の堆積相の区分	26
第3表	大川層の火山灰のフィッシュトラック年代測定結果	49
第4表	野々海川火砕岩部層と茶屋池火山岩類のK-Ar年代測定結果	50
第5表	飯山盆地地域及び周辺地域の主な火山灰層の対比図	90
第6表	野沢、馬曲及び上境温泉の分析表	122
第7表	新潟県側(飯山市富倉地区を含む)の温泉の資料	123
Fig. 1	Summary of stratigraphy in the Iiyama district	140



## 飯山地域の地質

柳沢幸夫\*・金子隆之\*\*・赤羽貞幸\*\*\*・栗田泰夫†・釜井俊孝††・土谷信之†††

「飯山」地域の地質図の作成は、地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われ、現地調査は平成7-9年度に実施された。

野外調査に当たっては、新第三系-下部更新統の堆積岩類を主として赤羽・柳沢が、新第三系の火山岩類を主として土谷が、下部-中部更新統の火山類を主として金子・土谷が、中部更新統-完新統のうち、火山噴出物を土谷・栗田が、ローム層を栗田・赤羽が、崩壊堆積物を釜井・栗田・赤羽が、段丘堆積物及び平野の堆積物を栗田がそれぞれ担当した。また、地質構造については栗田・柳沢が、資源地質は赤羽・柳沢が、災害地質は釜井・栗田・赤羽が分担し、全体の取りまとめは柳沢が行った。

本図幅の調査研究に際し、金沢大学理学部の(故)山崎正男教授、神戸大学理学部の佐藤博明教授、金沢大学文学部の守屋以智雄教授、日本大学文理学部の荒牧重雄教授及び服部鋳業の清水 智氏には、毛無山火山噴出物の調査について現地で討論していただくとともに、研究を進める上で貴重な御助言を頂いた。上越教育大学の天野和孝教授には、本図幅地域新第三系の層序と貝化石に関する資料を見せていただいた。新潟大学理学部の小林巖雄教授・立石雅昭教授には、本地域新第三系の層序について、同大学教育学部の黒川勝己教授には、本図幅地域の火山灰層について、それぞれご教示いただいた。また、石油公団及び石油資源開発株式会社には基礎試錐「富倉」の地質検討会資料の引用許可を頂いた。石油資源開発株式会社の関係各位には、本図幅地域の石油地質についてご教示いただいた。以上の各位及び機関に対して深謝の意を表する。

地質調査所資源エネルギー地質部の奥田義久部長には石油天然ガス資源に関する資料の閲覧に関して、また地質部の鹿野和彦技官には地質構造についてそれぞれ助言を頂いた。

本研究のために使用した薄片は、試料調整課の野神貴嗣・大和田 朗・福田和幸の各技官により製作された。

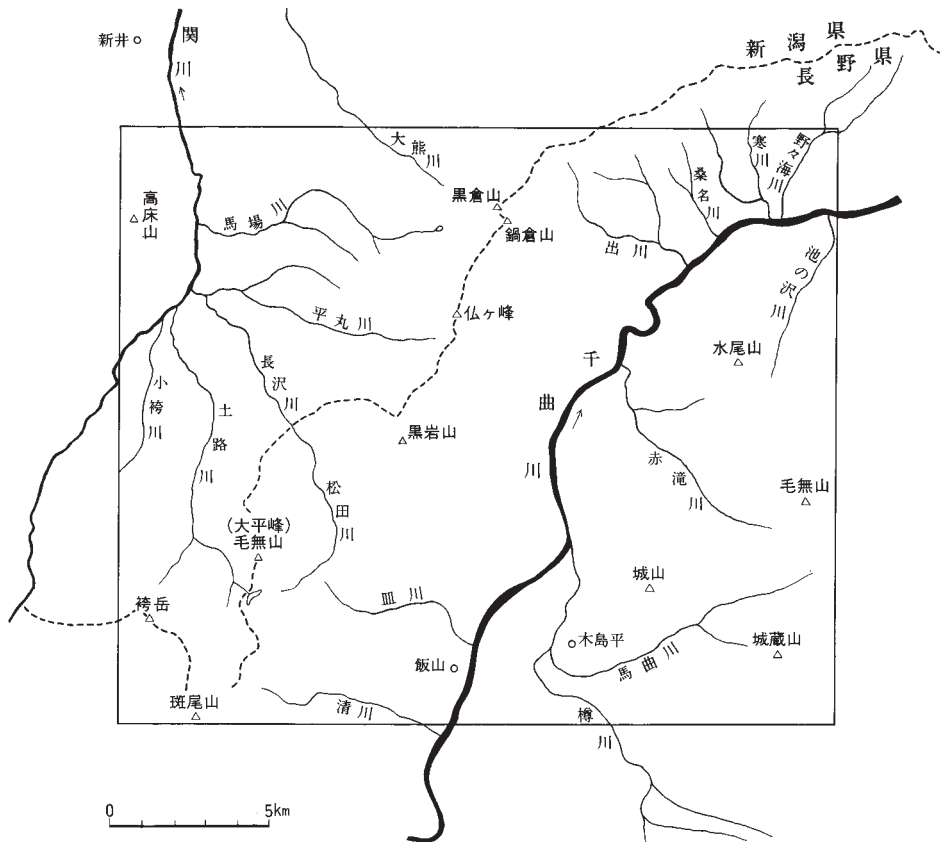
---

\*地質標本館，\*\*東京大学地震研究所，\*\*\*信州大学教育学部，†地震地質部，††京都大学防災研究所，†††地質部

# I. 地 形

(柳沢幸夫)

「飯山」図幅地域は北緯 $36^{\circ}50' - 37^{\circ}0'$ ，東経 $138^{\circ}15' - 138^{\circ}30'$ の範囲に相当し，長野県北部と新潟県の南西部を含む。行政的には，長野県-新潟県にまたがり，長野県側では飯山市，下高井郡木島平村・野沢温泉村，上水内郡栄村・豊田村，上水内郡信濃町及び中野市に，新潟県側では，新井市，中頸城郡板倉町・清里村・妙高村にまたがる。

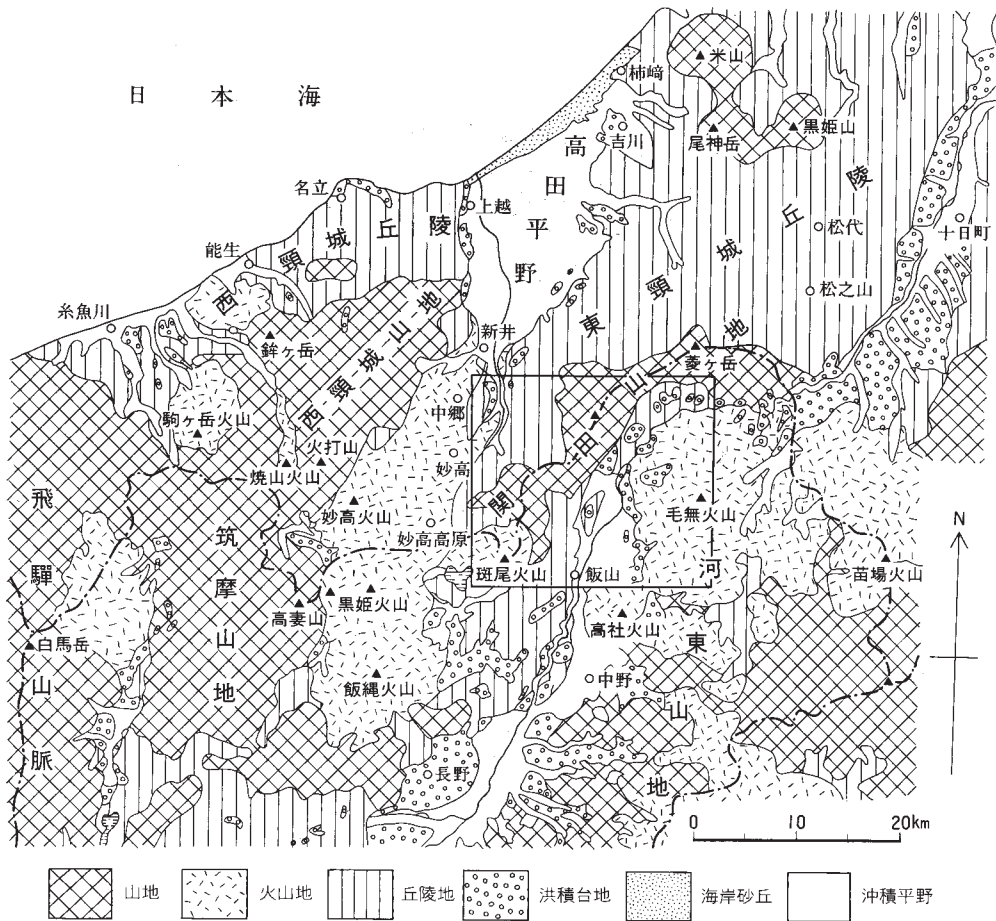


第1図 飯山図幅地域の河川系。  
四角の枠は飯山図幅の範囲を示す。

本図幅内を流れる河川系は、大きく千曲川系と関川系に分かれる(第1図)。

千曲川は、長野盆地で松本から流れてきた犀川を合わせて本図幅地域を通過し、新潟県に入って信濃川となる。図幅地域内では、千曲川は飯山盆地を南南西から北北東に向かって斜めに横切って北流しており、右岸では山地から流れ出る。かの支流が、途中に規模の大きな扇状地を作りながら、千曲川に注ぐ。右岸における主な支流としては、南から木島平村の平地を作る樽川・馬曲川、野沢温泉村の中心市街を流れる赤滝川・湯沢川、水尾山の北側を北流する池の沢川などがある。一方、千曲川の左岸では、南から清川、皿川、出川、桑名川、寒川、野々海川など、関田山地から流れ出す比較的短い支流が山麓を刻んでいる。

関川は、西隣「妙高山」図幅内の妙高山に源流を發して、高田平野を流れて日本海に注ぐ河川であり、その中流部が本図幅地域の北西端部をわずかにかすめている。関川に合流する支流としては小袴川、土路川、松田川(長沢川)、平丸川、馬場川などがある。また、大熊川の最上流部が本図幅の北端にわずかに

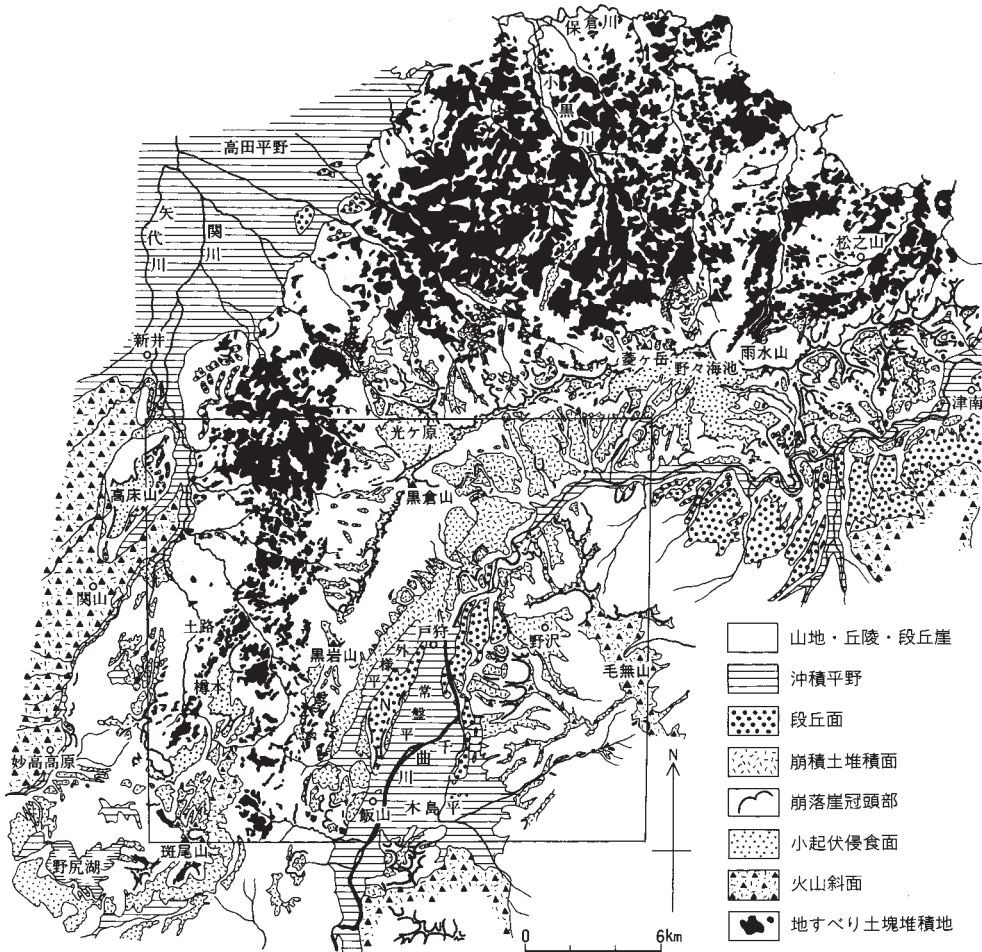


第2図 新潟県南西部及び長野県北部の地形分類図。  
四角の枠は飯山図幅の範囲を示す。天野ほか(1994)の図1-1-3を一部改変。

にかかる。これらの河川はいずれも関田山地の西側斜面を源流として丘陵地域を刻んで北ないし北西に向かって流れ、関川に合流している。

本図幅地域の地形は、北西部から東頸城丘陵、関田山地、飯山低地及び河東山地の4つの地形区に大きく区分される(第2図)。

東頸城丘陵は、北東隣「松之山」図幅地域から続く標高800m以下、起伏量が300m以下のなだらかな丘陵で、地質的には新第三系-下部更新統の堆積岩類からなる。東頸城丘陵地域では、泥岩または泥岩礫岩分布域では新期の地すべりが多発して斜面崩壊による侵食でなだらかな地形となっているが、固結度の高い砂岩層及び砂岩泥岩互層の分布域では、やや険しい地形を示す。図幅地域南西部の妙高村樺本の安山岩火砕岩分布域は侵食に強く、周囲の泥岩分布域よりも標高の高い山地状の地形を作る。また、毛無山(大平峰)、袴岳などの貫入岩分布地は周囲から孤立した独立峰となっている。



第3図 飯山図幅地域及び周辺地域の地形分類図。

N: 長峰丘陵、四角の枠は飯山図幅の範囲を示す。天野ほか(1994)の図1-1-4を一部改変。

関田山地は、本図幅地域を斜めに横切る最高標高1,000m以上のやや急峻な山地であり、一部を除いて長野-新潟県の県境となっている。地質的には、侵食に対して抵抗性のある下部更新統の野々海川火砕岩部層が分布している。本図幅地域の北東端の野々海川付近では延びが東西方向であるが、西方に向かって徐々に北北東-南南西に向きを変えて図幅南西端の斑尾高原へと連続している。北から黒倉山(標高1,242m)、鍋倉山(標高1,288.8m)、仏ヶ峰(標高1,140m)、黒岩山(標高938.6m)と峰が連なるが、南部ほどその標高が低下している。関田山地は山稜が非対称であることが特徴で、南東斜面側がやや急峻である。また、山地の頂部付近には平坦な侵食小起伏面が発達している(第3図)。

関田山地の南部に連続する斑尾山地は、斑尾山(標高1,381.8m)の作る高原状の山地である。斑尾山は中期更新世初期に形成された火山で、全体として侵食が進んでおり、火山斜面は東側の谷の間にわずかに保存されているにすぎない。

飯山盆地は千曲川に沿って発達した盆地であり、沖積平野や扇状地のような低地と段丘に分けられる。盆地中央部に位置する長峰丘陵は、飯山盆地を二分する大きな丘陵である(第3図)。また、千曲川右岸にも小規模な丘陵が発達するが、これらはすべて、活断層によって段丘が隆起して丘陵地の地形を呈するものである。飯山盆地の平坦地は、「〇〇平」と呼ばれ、長峰丘陵の北西に広がる外様平、長峰丘陵と千曲川に挟まれた常盤平、千曲川の右岸に広がる木島平などがある。千曲川の各支流が飯山盆地に出た部分には、多くの地域で扇状地が発達する。特に右岸にある木島平の馬曲川・樽川沿い、及び左岸の外様平の西縁には明瞭な扇状地が広がっている。

千曲川の東側に発達する河東山地は、水尾山(標高1,044m)、毛無山(標高1,649.8m)、城蔵山と続く山地と、高社火山の一部である虚空蔵山地の北端部が含まれる。このうち、水尾山-毛無山-城蔵山と連なる山地は、毛無火山の噴出物とその基盤をなす火山岩類から構成され、万仏岩から城山に続く尾根などのいくつかの尾根が発達している。いずれの尾根も侵食が進み、急峻な斜面が発達している。

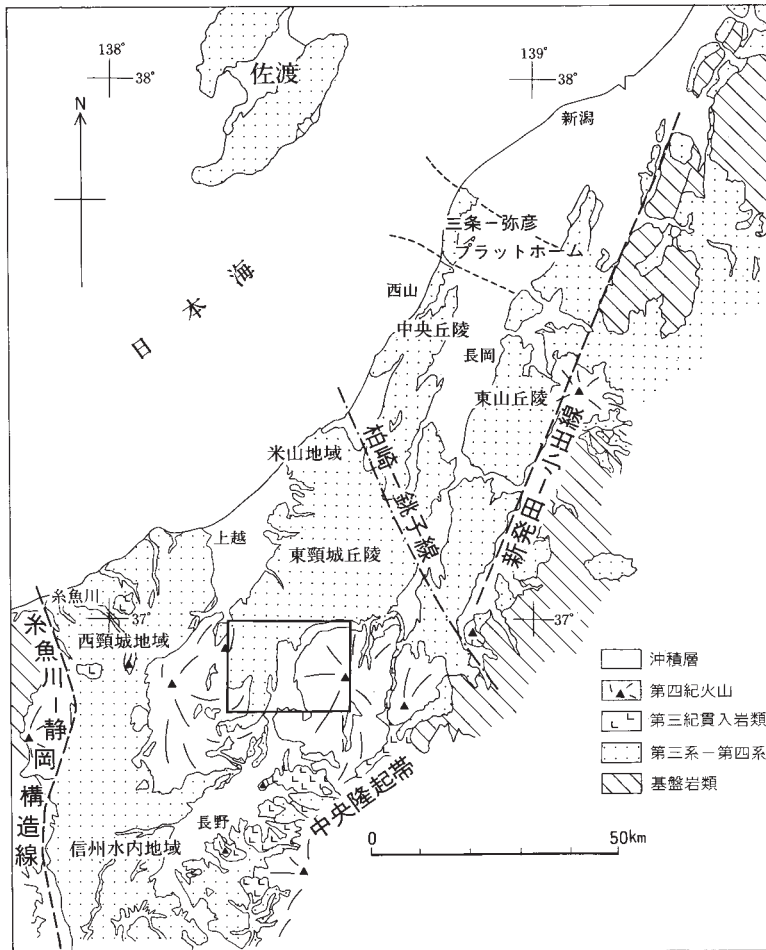
段丘地形は、主として千曲川流域及び関川周辺に良く発達する。段丘面は、その開析の程度や段丘堆積物を覆うローム層との関係などから、中期更新世の高位1段丘・高位2段丘、高位3段丘、後期更新世の低位1段丘・低位2段丘、及び完新世の最低位段丘に区分される。なお、関川に沿った段丘面の多くは妙高山の火山噴出物による平坦面である。

本図幅地域内には崩壊地形や地すべり地形が広く発達しているのが大きな特徴である(第3図)。特に関田山地の東-南東斜面には大規模な崩壊地形が見られ、その堆積物は一部では千曲川を越えて右岸に達している。また、関田山地北西斜面では、黒倉山北西の光ヶ原牧場付近と、図幅西端の桶海地域にも規模の大きい崩壊地形が発達する。このほか新期の小規模な地すべりが、東頸城丘陵地域、関田山地の東-南東斜面、河東山地の馬曲川の最上流部に特に集中して分布する。特に東頸城丘陵地域では、新第三系の泥岩分布域に密集して発達している。

## II. 地質概説

(柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信之)

飯山図幅地域は、新潟堆積盆地から北部フォッサマグナへと連続する新第三紀-第四紀堆積盆地の一部に相当する(第4図)。本図幅地域内では、中央を北流する千曲川を境界として東西で地質と地質構造に



第4図 北部フォッサマグナ-新潟堆積盆地における飯山図幅地域の位置。  
立石ほか(1997)の図1による。四角は飯山図幅の範囲。



大きな差異が認められる。西部の東頸城丘陵と関田山地には、新第三系から下部更新統にわたる砕屑物と火砕岩類が分布し、断層や褶曲によって強く変形した複雑な地質構造を作る。これに対して、東側の河東山地には前期-中期更新世の火山岩類が分布し、極めて弱い変形を被っているのみである。東西両地域に挟まれる千曲川沿いの飯山盆地には、段丘堆積物、沖積層、崩壊堆積物からなる中部更新統-完新統が広く分布する。このほか、図幅地域北西端の関川沿いにも、段丘堆積物や妙高火山噴出物などがやや広く分布する。

以上のような地質特性を踏まえて、本報告では、便宜的に地質系統を大きく3つに区分して記載を行う。すなわち、西部地域(東頸城丘陵・関田山地)を構成する変形した新第三系-下部更新統、主として東部の河東山地を構成する変形を被っていない下部更新統-中部更新統(ただし、一部関田山地の下部更新統火山岩類を含む)、それに中部-上部更新統及び完新統の3つである。

## II. 1 新第三系-下部更新統

本図幅地域の新第三系-下部更新統は、新潟堆積盆地-北部フォッサマグナを埋積した堆積層の一部である(立石ほか, 1997)。本図幅内では、西部の東頸城丘陵・関田山地に主として分布する。下位より七谷層、難波山層、下部寺泊層、富倉層、一ノ瀬層、濁池層、堰口層、大川層、屋敷層及び小濁層からなる(第5図)。このうち下部の七谷層、難波山層及び下部寺泊層は地表には分布せず、試錐で地下における分布が確認されているのみである(石油公団, 1995)。

七谷層は、泥岩及び砂岩からなる。本地域の七谷層は有孔虫層序によって規定された新潟標準層序の七谷階中-上部(中期中新世の前中期)に相当する。

難波山層は、細-中粒砂岩と泥岩の互層を特徴とするタービダイト相であり、西頸城地域に広く発達する海底扇状地堆積システムの堆積物の一部である。時代的には新潟標準層序の下部寺泊階の下部(中期中新世の後期)に当たる。

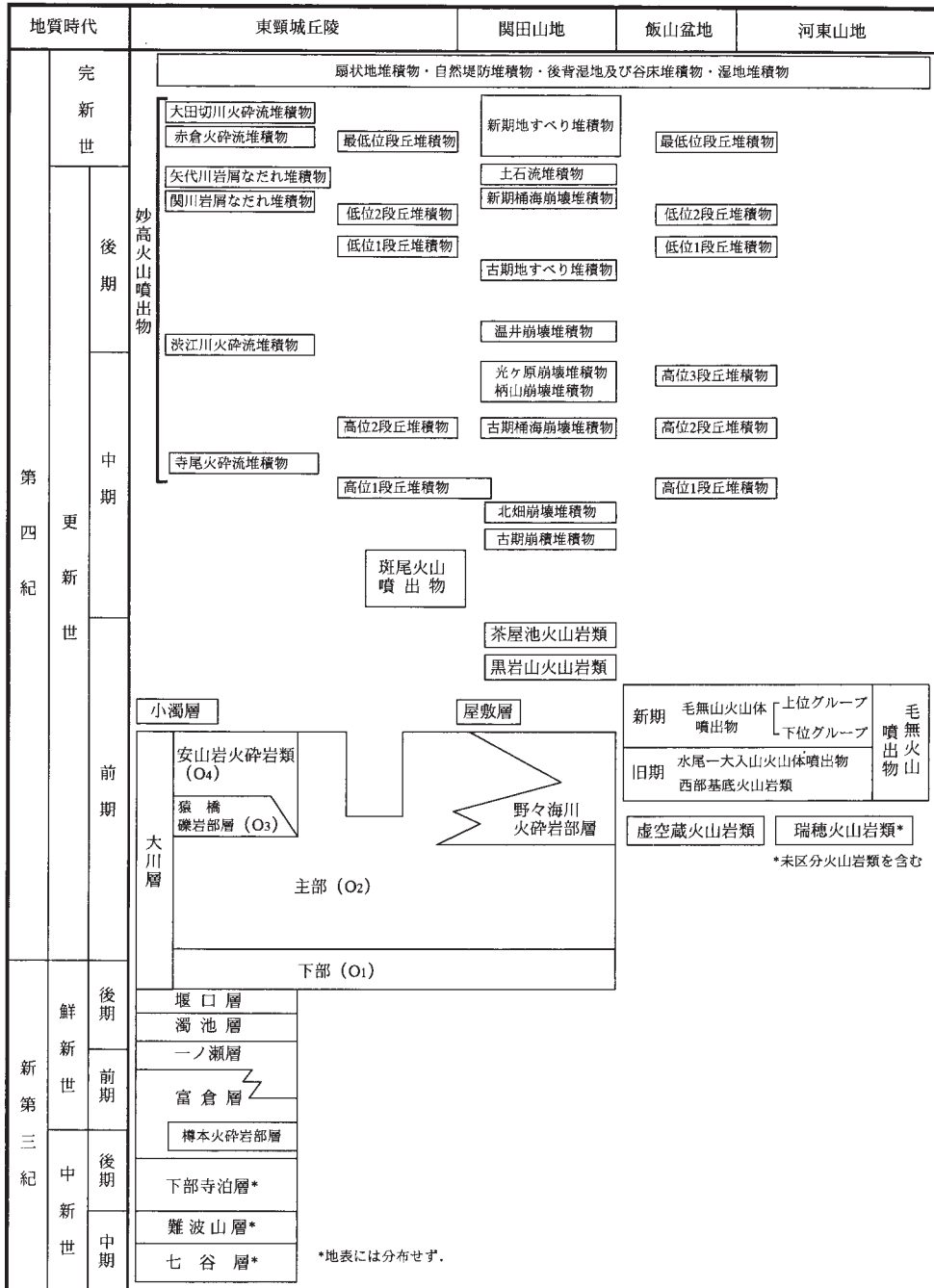
下部寺泊層は暗灰色の泥岩を主体とし、まれに明青灰色の中粒砂質凝灰岩を挟む安定期の海盆地堆積物である。時代は後期中新世の前半である。

富倉層は、主として暗灰色の軟質の泥岩からなる海盆地-陸棚斜面の堆積物である。新潟標準層序では、上部寺泊-椎谷階に相当し、時代は後期中新世の後期から前期鮮新世である。本層の泥岩は風化すると細かく崩れ、水を含んで粘土化して地すべりを起している場合が多い。本層下部には、安山岩溶岩及び火砕岩を主とし、泥岩や凝灰質黒色砂岩・礫岩を挟む樽本火砕岩部層を挟まれる。

一ノ瀬層は、一部礫質堆積物を含む砂岩泥岩互層を特徴とするトラフ充填タービダイトである。新潟標準層序では、西山階初期(後期鮮新世初頭)に当たる。

濁池層は、陸棚斜面上部から外側陸棚の泥質堆積物で、下部の泥岩と上部の砂質泥岩に分けられる。下位の一ノ瀬層とは整合であるが、図幅地域北西端部では下底に部分不整合が認められ、富倉層を不整合に覆う。本層の時代は西山階の前期(後期鮮新世の前期)である。

堰口層は、濁池層を整合に覆う浅海成の砂岩を主体と地層である。分布域の多数の地点で貝類化石を多産する。時代は、西山階の中期(後期鮮新世の後期)である。



第5図 飯山図幅地域の層序総括図。

大川層は、礫岩、砂岩、泥岩及び安山岩火砕岩からなる地層で、新潟堆積盆地の魚沼層に相当する。時代的には後期鮮新世末から前期更新世にわたる。本層は、プログラデーションが進んで堆積盆が埋積され、堆積環境が上位に向かって海成から陸成へ次第に変化し、最終的には陸成の堆積物へ移り変わっていく層準に当たる。本層の主要部分には、こうした堆積環境の変化に基づいて、下位から下部、主部、猿橋礫岩部層、安山岩火砕岩類及び野々海川火砕岩部層に区分される。大川層下部(O<sub>1</sub>)は、砂岩、泥岩及び礫岩からなり、海成相と河川成相のサイクルを特徴とする岩相である。大川層主部(O<sub>2</sub>)は、海成相は含まれなくなり、ほとんどが河川成の礫岩、砂岩及び泥岩からなるが、一部では葉理泥岩からなる湖成堆積物が発達する。猿橋礫岩部層(O<sub>3</sub>)は網状河川の礫岩からなる。大川層最上部を占める安山岩火砕岩類(O<sub>4</sub>)と野々海川火砕岩部層は、主として陸上に噴出した火砕岩である。このうち安山岩火砕岩類(O<sub>4</sub>)は、紫蘇輝石普通輝石安山岩の火砕岩と礫岩からなり、図幅西部に分布する。一方、野々海川火砕岩部層は、関田山地に分布する普通輝石紫蘇輝石安山岩の火砕岩と溶岩を主体とする地層であり、大川層主部の上半部の堆積岩類と指交する。

屋敷層は普通輝石紫蘇輝石安山岩火砕岩類を主体とし、普通角閃石安山岩火砕岩を伴う地層で、飯山市街の西方の丘陵地に分布する。下位の大川層を不整合に覆う。時代は前期更新世である。

小濁層は、安山岩礫が大部分を占める礫岩と砂岩からなる地層で、大川層を不整合に覆い、図幅北西部に分布する。

本図幅地域では、安山岩及びドレライトの岩脈または岩床が新第三系-下部更新統に貫入している。また、本図幅地域南西部の毛無山(太平峰)と袴岳には花崗閃緑斑岩が貫入している。

## II. 2 下部-中部更新統

本報告で、下部-中部更新統としてまとめたのは、前期更新世から中期更新世初期にかけての活発な陸上火山活動による噴出物とそれに由来する堆積物のうち、かつての火山地形が部分的にはあるが残存し、地質構造上ほとんど変形を被っていないものである。未区分火山岩類、瑞穂火山岩類、虚空蔵火山岩類、毛無火山噴出物、黒岩山火山岩類、茶屋池火山岩類及び斑尾火山噴出物がこれに含まれる。このうち黒岩山火山岩類、茶屋池火山岩類及び斑尾火山噴出物は関田山地に分布するが、それ以外は東部の河東山地に分布する。なお、大川層の上部の安山岩火砕岩及び野々海川火砕岩部層は、時代的には下部更新統であり、分布上その一部は毛無火山噴出物に連続するものの、上部鮮新統-下部更新統の堆積岩である大川層と一連であることから、これらの火山岩類は大川層に含めて記載している。

未区分火山岩類は、木島平村の大塚や平塚など4つの孤立丘を作る安山岩類である。また、瑞穂火山岩類は毛無火山の西部にあって、全体に著しい変質を受けた普通輝石紫蘇輝石安山岩火砕岩・溶岩である。これらの火山岩類は、毛無火山噴出物の基盤となっている。

虚空蔵火山岩類は、南隣「中野」図幅地域内に分布の中心を持つ高社山火山北部の虚空蔵山火山を構成する紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩及び火砕岩である。本図幅地域内では、その北端部がわずかに分布するにすぎない。

毛無火山噴出物は、河東山地にある毛無火山の噴出物をまとめたものである。毛無火山は飯山市の北

東に位置し、浅間山から草津白根山を経て志賀高原へ続く第四紀火山群の北端部をなし、南北約20km、東西約15kmの大きさで、山体全体にわたって開析が進み火山地形原面は一部に残るのみである。毛無火山の噴出物は、旧期と新期の2つに大別される。旧期の火山体は、北部に位置する大入山火山体と中央部西側に分布する変質の進んだ西部基底火山岩類からなる。新期の噴出物は、山体中央から南部を占める毛無山火山体を構成し、さらに、下位グループと上位グループに細分される。毛無火山の西麓には、土石流堆積物と少量の火砕流堆積物からなる火山麓扇状地の緩斜面が広がっている。噴出物は、旧期、新期いずれも普通輝石と紫蘇輝石を斑晶に持つ安山岩質溶岩が大勢を占める。

黒岩山火山岩類は、黒色の普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩、普通輝石安山岩溶岩及び火砕岩からなり、関田山地南部の黒岩山付近に分布する。茶屋池火山岩類は、関田山地の茶屋池付近から関田峠にかけて分布する緻密で優黒質の普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩・火砕岩で、約80万年前の活動と推定される。

斑尾火山噴出物は、本図幅地域南西端部に分布する斑尾火山の産物である。斑尾火山は妙高火山群に属する中期更新世初期の火山で、山体の大部分は崩壊し開析されている。斑尾火山の火山体の北半部が本地域内に含まれる。斑尾火山噴出物は主として紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、一部普通輝石安山岩、普通角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩及び火砕岩からなる。

## II. 3 中部-上部更新統及び完新統

本図幅地域の中部-上部更新統及び完新統は、妙高火山噴出物、ローム層、崩壊堆積物、段丘堆積物、扇状地堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地堆積物及び谷床堆積物、飯山盆地の未区分中部更新統-完新統及び湿地堆積物からなる。

妙高火山噴出物は、西隣「妙高山」図幅地域にある妙高火山に由来する堆積物で、本図幅地域は、その分布域の東端部に当たる。それらは、下位より中期更新世の寺尾火砕流堆積物、後期更新世の渋江川火砕流堆積物、関川岩屑なだれ堆積物、矢代川岩屑なだれ堆積物、及び完新世の赤倉火砕流堆積物・大田切川火砕流堆積物からなる。

本図幅地域に分布するローム層は、主として妙高火山群などに由来し丘陵や段丘上に厚く分布している。

段丘堆積物は、主として千曲川流域及び関川周辺に分布し、一般に、段丘面形成後の断層・褶曲による変位・変形が著しい。段丘面の開析の程度や段丘堆積物を覆うローム層との関係と堆積物の層相から、中期更新世の高位1段丘堆積物、高位2段丘堆積物、高位3段丘堆積物、後期更新世の低位1段丘堆積物、低位2段丘堆積物、及び完新世の最低位段丘堆積物に区分される。

崩壊堆積物は、主として関田山地から東頸城山地にかけて広く分布し、中期更新世の古期崩積堆積物、北畑崩壊堆積物、古期桶海崩壊堆積物、柄山崩壊堆積物、光ヶ原崩壊堆積物などの大規模な崩壊に伴う地すべり-岩屑なだれ堆積物、後期更新世の温井崩壊堆積物、古期地すべり堆積物、新时期桶海崩壊堆積物、及び後期更新世末-完新世の土石流堆積物と新时期地すべり堆積物に区分される。

完新統の扇状地堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地堆積物及び谷床堆積物は、飯山盆地の低地や丘陵地域の谷沿いに分布する。また、湿地堆積物は木島平村域蔵山の南東麓と妙高村南部の土路川最上流部

の沼湿原などに分布する。飯山盆地内では、中部更新統-完新統が少なくとも深度80-90mまで発達する。本報告では、未区分中部更新統-完新統として、断面図のみに表示した。

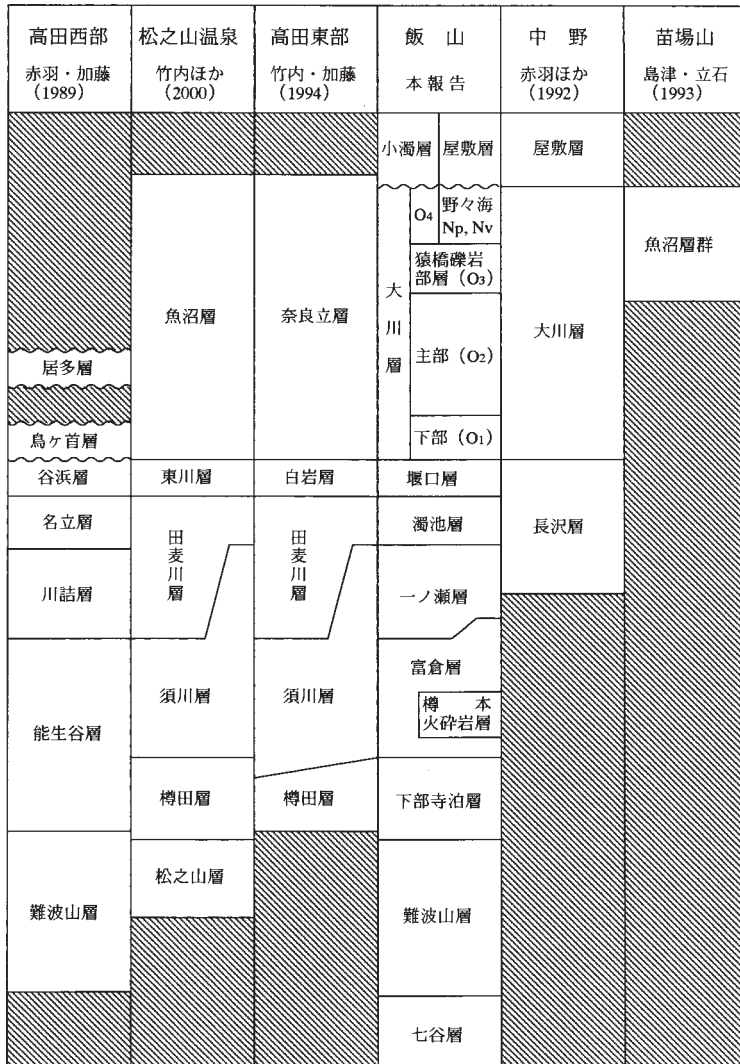
### III. 新第三系-下部更新統

本図幅地域の新第三系-下部更新統は、西部の東頸城丘陵と関田山地に分布し、下位より七谷層、難波山層、下部寺泊層、富倉層、一ノ瀬層、濁池層、堰口層、大川層、屋敷層及び小濁層からなる(第5図)。このうち下部の七谷層、難波山層及び下部寺泊層は地表には分布せず、試錐で地下における分布が確認されているのみである。

本地域の地表に分布する新第三系-下部更新統の地層については、歴史的にさまざまな地層名が用いられてきた(第6図, 第7図)。これは、本図幅地域の中央部に新潟・長野の県境があつて、それぞれ県別に別な地層名が用いられてきたこと、また富倉複背斜の両翼で上部鮮新統-下部更新統の地層の分布が完全に分離しているために、両翼で独立に地層名が付けられたことなどが主な原因である。この報告では、Saito (1962)及び斎藤ほか(1962)の地層名を基にこれを若干修正して用いた。これは、本報告で識別した地層の区分がSaito (1962)及び斎藤ほか(1962)に最も近いこと、及び南隣「中野」図幅地域との地層名の

森 島 (1941)	藤本ほか (1946)	Saito (1962)	池 田 (1975)	赤 羽 (1980)	中 村 (1982a)	中田・天野 (1991)	赤羽ほか (1991)	天野ほか (1994)	中 村 (1999)	本 報 告
飯山凝灰質岩層	屋敷塊岩層	Yashiki Formation			小濁層		屋敷層			小濁層 屋敷層
猿橋礫層	関谷層	Okawa Formation			猿橋層			上部層		野々海 (Np, Nv)
大川夾帯炭層			中葉層	大川層	土路層 上部層 中部層 下部層	大川層	大川層	土路層 上部層 中部層 下部層	猿橋層	猿橋礫岩部層 (Os)
屏風岩砂岩層	堰口層 上部	Seguchi F.	白岩層	長沢層	白岩層	堰口層	堰口層	白岩層	平丸層	堰口層
小牧原泥岩層	堰口層 中部	Nigorike F.	長沢層	長沢層	長沢層	濁池層	長沢層	長沢層	D	濁池層
一ノ瀬砂岩、礫岩、泥岩互層	堰口層 下部	Ichinose Formation	平丸層	富倉層	富倉層	一ノ瀬層	一ノ瀬層	大平層	上小沢層 C B A	一ノ瀬層
富倉泥岩層	富倉層	Tomikura Formation	富倉層	富倉層	富倉層	富倉層	富倉層	富倉層	富倉層	富倉層
		Tarumoto Pyroclastics Member	富倉層	樽本火砕岩層	樽本火砕岩層	樽本火砕岩層	樽本火砕岩層	樽本火砕岩層	樽本火砕岩層	樽本火砕岩層

第6図 飯山図幅地域の新第三系-下部更新統の地層名の対応関係。



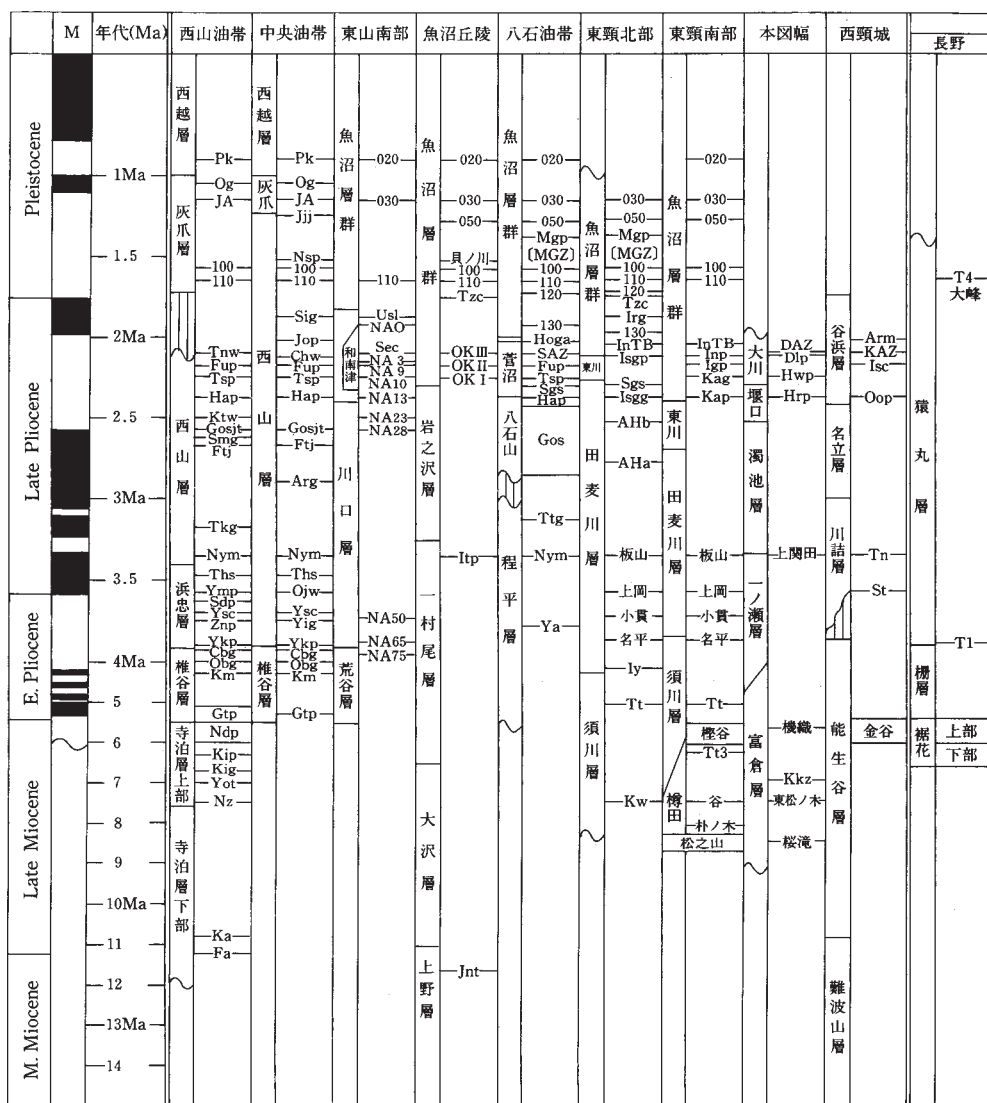
第7図 隣接図幅地域の新第三系-下部更新統の地層対比。

整合性を考慮したためである。

一方、地下にのみ分布する七谷層、難波山層及び下部寺泊層の区分及び地層名については、今回の調査では独自のデータがないので、基礎試錐「富倉」(石油公団, 1995)での区分及び地層名をそのまま踏襲した。なお、地層は岩相によって定義されるものであり、本来本図幅地域の地下の新第三系についても岩相のみに基づいて地層を区分すべきであるが、新生代新潟堆積盆地の地下地質では対比の都合上、岩相ではなく主として有孔虫層序によって地層が定義されてきた経緯があるので、本報告では混乱をさけるため、石油公団(1995)の地層区分をほぼそのまま用いることにする。したがって、本図幅の地下の地層は一部では岩相で、一部では有孔虫層序によって定義されているため、地層区分の基準が不統一と

なっている。

本図幅地域の新第三系の年代層序を第8図に、火山灰層序に基づく広域対比を第9図に示す。



第9図 新潟地域における七谷層-魚沼層群の火山灰層序.  
黒川(1999)の図2を一部改変.

### III. 1 七谷層(Nn)

(柳沢幸夫)

**命名** 大村(1928)による。新潟堆積盆地での地下地質での有孔虫層序による地層の定義に従い、米谷(1978)の浮遊性有孔虫化石帯PF1-PF3帯、Matsunaga(1963)のBF1帯に相当する泥岩優勢の岩相として識別される(石油公団, 1995)。上位の難波山層との境界は泥岩優勢帯の上限に設定される。

**模式地** 加茂市七谷地域(「加茂」図幅地域内)。

**分布** 本地域の地下に広く分布するが、地表には露出しない。存在が確認されているのは、基礎試錐「富倉」の最下部(深度5,072-6,000m)である(第10図; 石油公団, 1995)。

**層序関係** 下限は不明。上位は難波山層に整合に覆われる。

**層厚** 基礎試錐「富倉」で930m以上。

**岩相** 本層は泥岩及び砂岩からなる。泥岩はオリーブ黒色灰黒色の硬質泥岩から、砂岩は明灰色-暗灰色の極細粒-中粒砂岩からなる。泥岩及び砂岩は、等量互層ないし泥岩優勢互層をなす(第10図)。砂岩は方解石でセメントされている。また、アルコーズ質粗粒砂岩または凝灰質砂岩を挟む層準もある。

**化石** 浮遊性有孔虫は、米谷(1978)の*Globigerinoides sicanus-Praeorbulina glomerosa curva* Zone (PF1)、*Globorotalia peripheroronda-G. quinifalcata* Zone (PF2)及び*Globorotalia peripheroacuta-G. miozea* (s.l.) Zone (PF3)に認定される群集が産出する(石油公団, 1995; 第11図)。また、底生有孔虫では、Matsunaga(1963)の*Hopkinsina morimachiensis* Zone (BF1)を特徴付ける群集が、石灰質ナンノ化石ではOkada and Bukry(1980)のCN3-4帯に相当する群集が産出する(石油公団, 1995)。

底生有孔虫群集から判断して、堆積深度は本層の下郡で中部半深海帯、本層上部で上部半深海帯と推定され、上位に向かってやや浅海化している(石油公団, 1995)。

**時代** 米谷(1978)の浮遊性有孔虫化石帯PF1-PF3帯はBlow(1969)のN.8-N.10帯に対比され、その時代は中期中新世である。年代は約16-12.5Maと推定される(第8図)。基礎試錐「富倉」の深度約5,580.77-5,580.90mの砂質凝灰岩のフィッシュントラック年代は、 $14.6 \pm 0.8$ Maである(石油公団, 1995)。

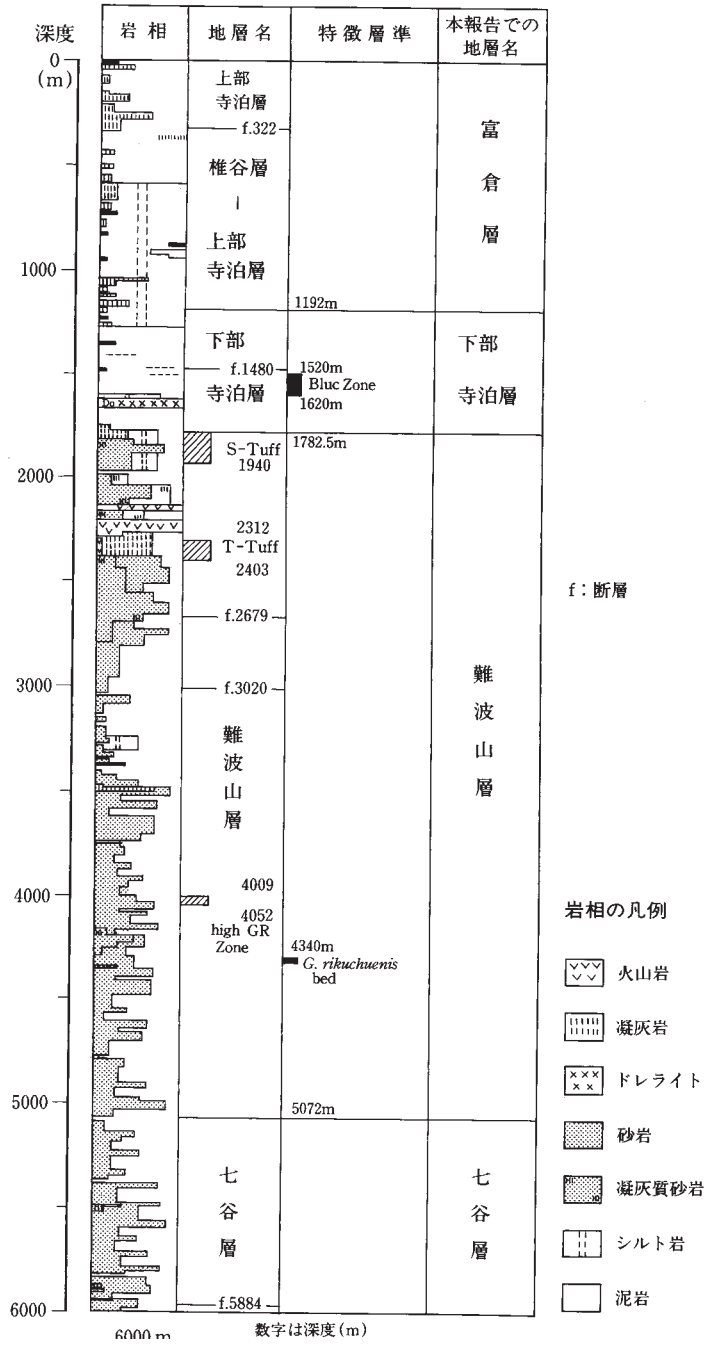
**対比** 基礎試錐「富倉」で確認された七谷層は、新潟標準層序の七谷階の中上部に相当する(第8図)。

### III. 2 難波山層(Nb, T, S)

(柳沢幸夫)

**命名** 大村(1930)による。基礎試錐「富倉」では、七谷層より上位にあり、米谷(1978)の浮遊性有孔虫のPF4帯にはほぼ相当する全体として砂岩優勢の砂岩泥岩互層として区別される。下位の七谷層との境界は七谷層最上部の泥岩優勢帯の上限に、上位の下部寺泊層との境界はSタフの上限に設定される。





第10図 基礎試錘「富倉」の柱状図。  
石油公団(1995)の第54図を一部改変。



**模式地** 名立町名立川上流の紫雲谷及び神葉沢(北西隣「高田西部」図幅地域内).

**分布** 本地域の地下に広く分布するものと推定されるが、地表には分布しない。存在が確認されているのは、基礎試錐「富倉」の深度1,782.5-5,072mである(第10図;石油公団, 1995)。

**層序関係** 下位の七谷層を整合に覆い、上位は下部寺泊層に整合に覆われる。

**層厚** 基礎試錐「富倉」では、約3,300mである。

**岩相** 石油公団(1995)によれば、本層の岩相は、明灰色-灰色の細-中粒砂岩と暗灰色-黒色泥岩の互層からなる。砂岩と泥岩の比率や岩質に基づいて、下位からB1-B6までの単位に細分されている。砂岩は一般に方解石でセメントされている。B2の中部(深度4,009-4,052m)には、高いガンマ線強度を示す特徴的な凝灰質砂岩が挟まれる。また、B4の最上部(深度2,312-2,403m)にはTタフ、B6最上部(深度1,782.5-1,940m)にはSタフが挟まれており、いずれも鍵層として重要である。

**化石** 浮遊性有孔虫では、米谷(1978)の*Neoglobobadrina pseudopachyderma-Globigerina woodi* Zone(PF4帯)が認められ、深度4,300m辺りに浮遊性有孔虫の*Globorotalia rikuchuensis* bedが確認される(石油公団, 1995; 第11図)。また、底生有孔虫では、Matsunaga(1963)の*Spirosigmoinella compressa* Zone(BF2帯)が、石灰質ナンノ化石ではOkada and Bukry(1980)のCN5帯ないしCN5-7帯に相当する群集が産出する(石油公団, 1995)。

底生有孔虫群集の特徴から判断して、難波山層の下部の堆積深度は中部半深海帯、難波山層の中上部の堆積深度は中部半深海帯と推定される(石油公団, 1995)。

**時代** 基礎試錐「富倉」の深度約3,078.58-3,078.80mの砂質凝灰岩のフィッシュントラック年代は、 $11.6 \pm 0.6$ Ma、Tタフ(深度約2,390.08-2,390.27m)のフィッシュントラック年代は $11.6 \pm 0.8$ Maである(石油公団, 1995)。以上の放射年代及び浮遊性有孔虫層序から、本層の年代は約12.5-11Maと推定される。

**対比** 有孔虫化石層序に基づく新潟標準層序では、下部寺泊階の下部に相当する(第8図)。

### III. 3 下部寺泊層(Td, Tdf)

(柳沢幸夫)

**命名** 寺泊層の地層名は大村(1927)による。基礎試錐「富倉」では、難波山層より上位にあり、米谷(1978)の浮遊性有孔虫化石帯のPF5帯に相当する泥岩主体の地層として定義される。下位の難波山層との境界は、難波山層最上部のSタフの上限とされる。上位の富倉層との境界は、便宜的に浮遊性有孔虫のPF5帯の上限とする。北隣「高田東部」図幅地域の樽田層(竹内・加藤, 1994)にほぼ相当するものと推定される(第7図)。

**模式地** 三島郡寺泊町地域。

**分布** 本地域の地下に広く分布するものと推定されるが、本地域の地表には分布しない。基礎試錐「富倉」では深度1,192-1,782.5mで認められる(第10図;石油公団, 1995)。

**層序関係** 下位の難波山層とは整合である。上位の富倉層に整合に覆われる。

**層厚** 基礎試錐「富倉」では約880mである。

**岩相** 石油公団(1995)によれば、本層は、オリーブ灰色-暗灰色の泥岩を主体とし、まれに明青灰色の中粒砂質凝灰岩を挟む。

**化石** 浮遊性有孔虫は、米谷(1978)のBarren Planktonic Foraminifera Zone (PF5)に、底生有孔虫では、Matsunaga(1963)の*Spirosigmoilinella compressa* Zone (BF2)にほぼ相当する(石油公団, 1995)。深度1,520-1,620mには、渡辺(1976)の”BlueZone”が認められる。また、石灰質ナノ化石ではOkada and Bukry(1980)のCN9からCN11帯のいずれかに相当する群集がわずかに産出する(石油公団, 1995)。堆積深度は底生有孔虫群集から中部半深海帯と推定される(石油公団, 1995)。

**時代** 新潟堆積盆地における底生有孔虫化石層序の推定年代(柳沢ほか, 2000)から判断すると、後期中新世と推定される。

**対比** 有孔虫化石層序に基づく新潟標準層序では、下部寺泊階の中上郡に相当する(第8図)。

### III. 4 富倉層 (Tm, Tss, Th, Tf, Tdf, Tg)

(柳沢幸夫・土谷信之)

**命名** 森島(1941)の「富倉泥岩層」による。本報告では、米谷(1978)の浮遊性有孔虫化石帯区分のPF5帯の上限より上位で、一ノ瀬層の砂岩泥岩互層より下位にある主として塊状の泥岩よりなる地層を富倉層とする。北隣「高田東部」図幅地域の須川層(竹内・加藤, 1994)にほぼ対比される(第7図)。

本層の下郡層準に発達する安山岩火砕岩を主とする岩相を樽本火砕岩部層(Tss, Th, Tf)として区分する。また、凝灰岩鍵層として、上小沢凝灰岩(Tdf)と下樽本凝灰岩(Tg)が挟在する。

**模式地** 森島(1941)によれば、飯山市富倉付近の松田川河床、及び新井市平丸の平丸川河床。ただし、富倉付近の松田川河床は現在はコンクリート護岸工事のため、露頭はほとんど消滅している。

**分布** 富倉背斜の軸部を中心に両翼に幅広く分布する。

**層序関係** 基礎試錐「富倉」では、下位の下部寺泊層に整合に重なる(第10図；石油公団, 1995)。上位の一ノ瀬層とは整合であるが、富倉背斜東翼の新井市北東部から板倉町にかけての地域では、富倉層上部と一ノ瀬層は指交する(第12図)。

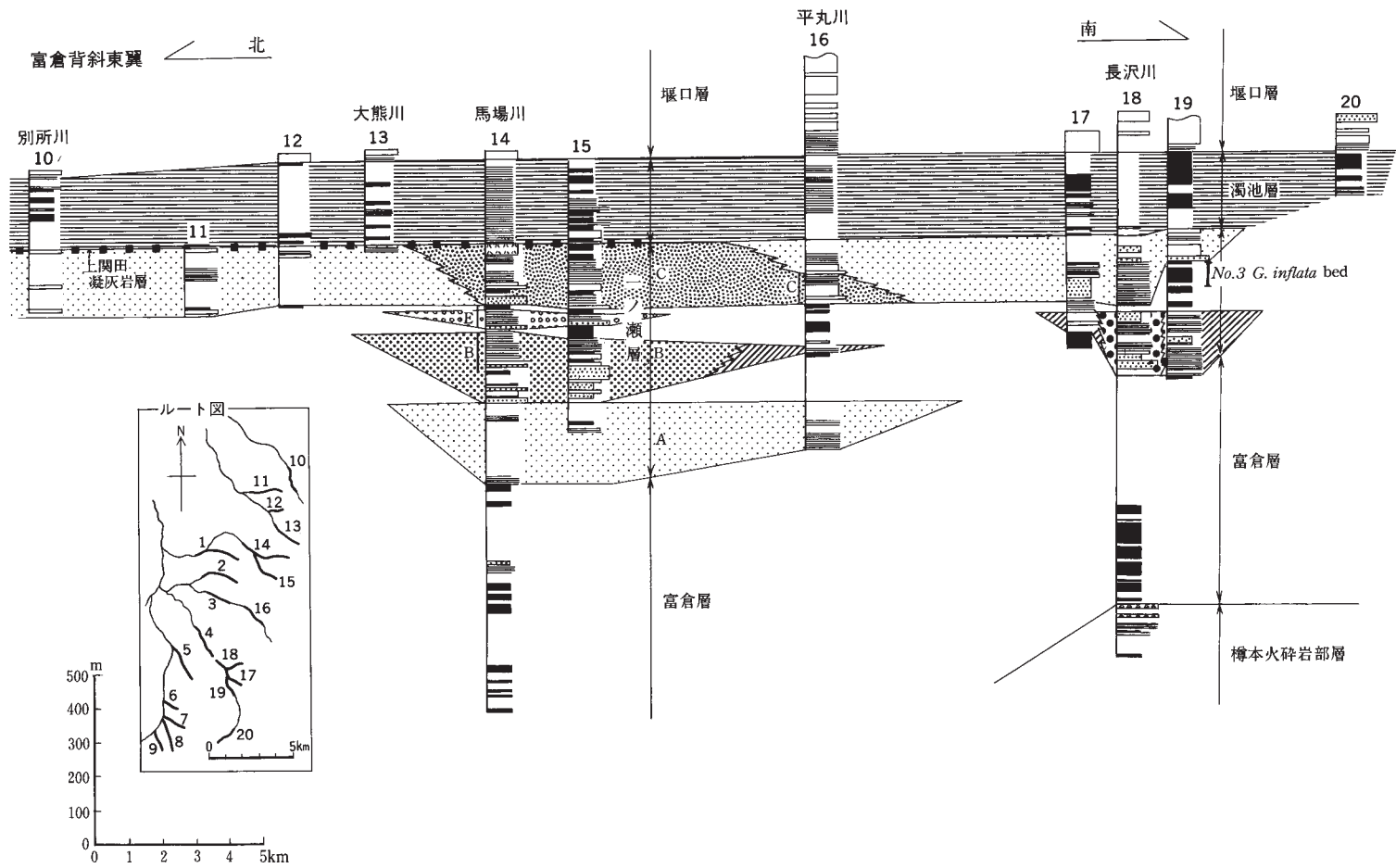
**層厚** 富倉背斜の軸部では約1,300m。図幅北西部の原通向斜の西翼では約850mと薄くなる。

**岩相** 本層の主部は暗灰色の軟質の塊状泥岩からなり、まれに厚さ10cm以下の細粒砂岩層を挟むことがある。泥岩は風化すると細かく崩れ、水を含んで粘土化して地すべりを起こしている場合が多い。また、炭酸塩コンクリーションを含むことがある。

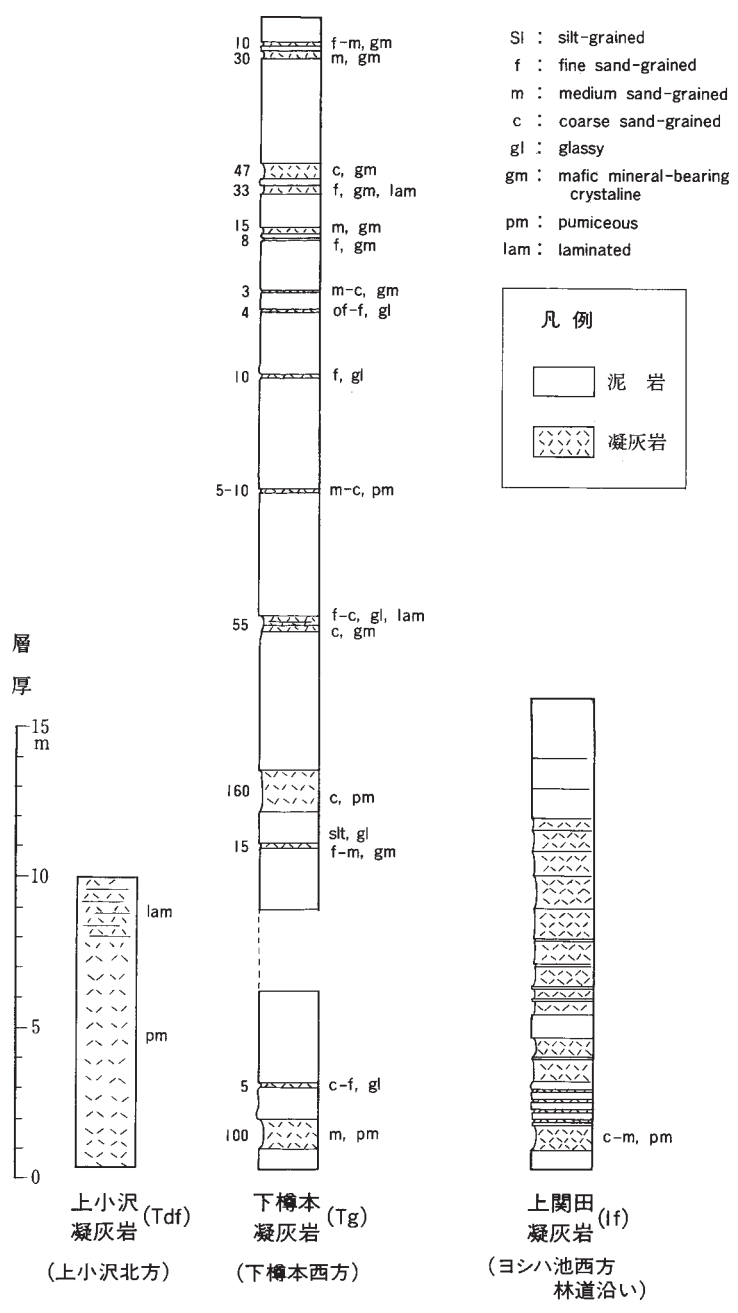
本層は泥岩を特徴とするが、新井市上小沢の富倉背斜西翼では、数十cm単位の砂岩泥岩互層(厚さ十数m)が局所的に発達する。この砂岩泥岩互層の砂岩は、安山岩礫を多く含む礫質粗粒砂岩で、Pectinidaeなどの貝殻片を多量に含む。

**上小沢凝灰岩(Tdf)**：黒川(1999)命名。新井市上小沢から板倉町上久々野に抜ける町道の峠付近を模式地する。富倉層の下部に挟在する。富倉背斜を取り巻いて分布するが西翼は断層に切られる。厚さ約





第12図 一ノ瀬層の柱状図(その2).



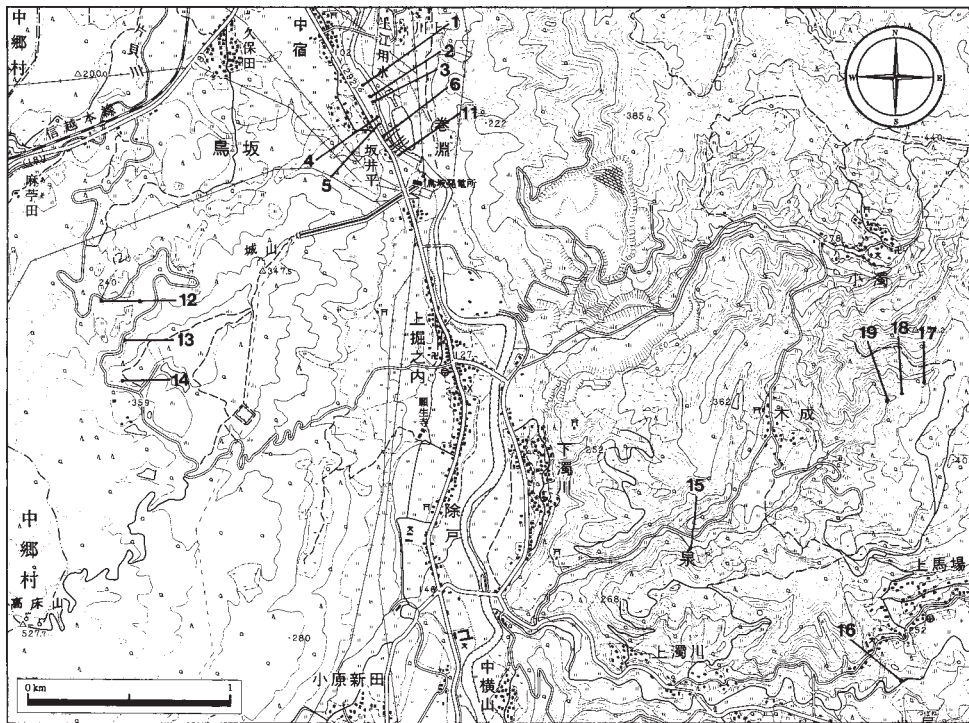
第13図 富倉層及びビーノ瀬層の凝灰岩の柱状図。

20mの黒雲母を含む塊状の軽石凝灰岩で最上部は層理が発達する(第13図)。本凝灰岩層の下部は、模式地の寺泊層上部の吉武(Yot)凝灰岩に対比される(第9図; 黒川, 1999)。

下樽本凝灰岩(Tg): 中村(1999)命名。妙高村樽本の下樽本付近を模式地とする。富倉層上郡に挟まれる。富倉背斜の西翼に沿って、妙高村樽本南方の袴岳に至る林道沿いから新井市馬場川付近まで追跡されるが、富倉背斜東翼には分布しない(中村, 1982a)。全体として十数枚の珪長質凝灰岩層の組み合わせからなる凝灰岩である(第13図)。

化石 本図幅地域北西部の富倉層からYanagisawa and Akiba (1998)の*Neodenticula kamschatica*帯(NPD 7B)に属する珪藻化石群集が産出する(第14図, 第1表)。特に関川ルートでは珪藻化石が連続的に産出し、*N. kamschatica*帯(NPD 7B)の亜帯である*N. kamschatica-Nitzschia rolandii*亜帯(NPD 7Ba)と*Thalassiosira oestrupii*亜帯(NPD 7Bb)の境界が確認される。なお、北隣の「高田東部」図幅地域の富倉層からは*Rouxia californica*帯(NPD 7A)に相当する珪藻化石が報告されている(竹内・加藤, 1994)。

貝化石では、*Anadara cf. amicula* (Yokoyama)及び*Turritella (Neohaustator) saishuensis saishuensis* (Yokoyama)を含む大桑・万願寺動物群の特徴種を含む貝化石群が産出する(中田・天野, 1991)。本層の貝類化石群集の特徴は、中田・天野(1991)によれば以下のとおりである。本層中の貝類化



第14図 富倉層及び濁池層の珪藻化石産出地点。  
産出珪藻化石は第1表参照。国土地理院発行2万5千分の1地形図「猿橋」を使用。



第1表 富倉層及び濁池層から産出した珪藻化石。  
産出地点は第14図参照。

Formation	Tomikura F.											Tomikura F.			Tomikura F.			N <sub>2</sub>	
	NPD 7Bb											NPD 7Bb			NPD 7Bb				
Diatom zones	I-1	I-2	I-3	I-4	I-5	I-6	I-7	I-8	I-9	I-10	I-11	I-12	I-13	I-14	I-15	I-16	I-17	I-18	I-19
Sample number	388	387	386	384	383	382	380	377	375	374	372	58	56	54	292	283	305	304	298
Original sample number (IHYM-)												58	56	54	292	283	305	304	298
Preservation	P	G	M	P	P	P	M	M	M	M	M	P	P	P	P	P	G	P	P
Abundance	R	A	A	R	R	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	A	R	R
<i>Actinocyclus</i> cf. <i>curvatus</i> Janisch	-	2	-	1	2	12	12	6	2	8	-	15	6	1	-	-	+	1	-
<i>A. octonarius</i> Ehrenberg	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-
<i>A. tenerus</i> (Brébisson) Andrews	-	-	-	1	3	2	-	3	3	-	3	11	3	1	2	-	2	3	1
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	4	6	-	+	2	10	8	9	4	5	3	3	4	12	2	-	8	5	1
<i>Adoneis pacifica</i> Andrews	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
<i>Aulacoseira</i> spp.	-	1	1	1	3	-	1	-	1	-	-	1	-	2	-	1	-	-	6
<i>Cestodiscus peplum</i> Brun	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cestodiscus</i> sp. (concave)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Clavicula polymorpha</i> Grunow et Pantocsek	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-
<i>Cocconeis californica</i> Grunow	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. costata</i> Gregory	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
<i>C. curviturunda</i> Brun et Tempère	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
<i>C. scutellum</i> Ehrenberg	+	2	+	2	+	-	4	-	1	-	2	1	3	-	-	-	3	-	-
<i>C. vitrea</i> Brun	1	1	-	2	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	2
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	-	2	+	-	-	1	1	1	1	1	1	3	1	-	8	2	-	3	6
<i>C. perforatus</i> Ehrenberg	1	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. radiatus</i> Ehrenberg	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C.</i> spp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-
<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow	-	1	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-
<i>C.</i> spp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
<i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) Andrews	1	1	1	1	+	-	1	2	-	-	1	-	1	-	-	-	+	+	-
<i>Diploneis</i> spp.	2	3	1	5	1	1	2	1	+	+	3	3	5	1	-	4	-	1	4
<i>Grammatophora</i> spp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
<i>Hyalodiscus obsoletus</i> Sheshukova	-	-	-	-	-	-	1	1	-	1	1	-	-	-	-	-	-	1	-
<i>H. radiatus</i>	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
<i>Koizumia tatsunokuchiensis</i> (Koizumi) Yanagisawa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	15	-	-
<i>Neodenticula kamschatkica</i> (Zabelina) Akiba et Yanagisawa	+	3	+	2	7	4	25	6	46	44	25	10	21	9	4	-	16	4	2
<i>Nitzschia rolandii</i> Schrader emend. Koizumi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	6	4	2	34	22	19	3	4	6	15	13	10	17	27	7	10	3	31	25
<i>Proboscia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle	-	-	-	-	2	1	4	3	-	-	-	6	-	-	1	-	-	5	-
<i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>R. styliformis</i> Brightwell	1	1	6	2	5	2	1	2	4	3	8	3	5	1	-	-	1	1	1
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Stephanopyxis</i> spp.	-	-	+	-	1	1	-	1	1	-	1	2	1	5	-	1	-	1	4
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	76	68	83	39	47	34	27	36	29	17	35	29	20	31	24	26	34	40	36
<i>Thalassiosira antiqua</i> (Grunow) Cleve-Euler	1	1	-	1	1	+	-	-	-	-	1	1	1	1	-	-	-	-	1
<i>T. convexa</i> Muchina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5
<i>T. jacksonii</i> Koizumi et Barron in Koizumi	-	-	-	-	-	-	-	3	-	1	-	-	1	-	-	-	1	-	-
<i>T. leptopus</i> (Grunow) Hasle et Fryxell	-	-	-	-	-	4	1	1	-	1	-	1	-	-	-	-	1	-	-
<i>T. marujamica</i> Sheshukova	1	-	5	-	1	-	2	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>T. nidulus</i> (Tempère et Brun) Jousé	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>T. oestrupii</i> (Ostenfeld) Proshkina-Labrenko	-	-	-	-	1	1	3	1	+	2	-	-	1	1	-	-	1	-	1
<i>T. praeoestrupii</i> Dumont, Baldauf et Barron	-	-	-	-	2	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
<i>T. plicata</i> Schrader	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
<i>T. temperei</i> (Brun) Akiba et Yanagisawa	6	2	1	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>T. trifulta</i> Fryxell	-	-	-	-	-	1	1	-	-	1	-	-	2	-	1	-	-	1	-
<i>T.</i> spp.	-	1	-	-	-	2	-	5	1	-	1	-	-	-	1	5	9	-	2
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	+	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	1	+	+	+	-	2	+	-
<i>Trochosira concava</i> Sheshukova	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Total number of valves counted	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	50	50	100	100	100
Resting spore of <i>Chaetoceros</i>	40	104	15	11	14	11	18	12	14	19	9	24	32	23	4	11	27	13	10

石群中には寒流系種が多く含まれるが、暖流系種は含まれていない。本層中の現地性ないし準現地性の貝類化石群は、*Robaia*群集と*Acila-Turritella*群集からなる。このうち、*Robaia*群集は*Robaia robai* (Kuroda)を優占種とし、*Ennucula nipponica* (Smith)、*Portlandia* (*Portlandella*) *toyamaensis* (Kuroda)など随伴する群集で、下部浅海帯下部に生息していたと推定される。一方、*Acila-Turritella*群集は、*Acila* (*Truncacila*) *insignis* (Gould)を卓越種とし、*Turritella* (*Neohaustator*) *saishuensis saishuensis* (Yokoyama)などを伴う群集で、下部浅海帯に生息していたと考えられる。以上から、本層の堆積深度はほぼ下部浅海帯と推定される。

**時代** 産出した珪藻化石群はYanagisawa and Akiba(1998)のNPD7A, 7Ba及び7Bbに相当する。これらの化石帯の年代の範囲は、7.6Maから3.5Maないし3.9Maである(Yanagisawa and Akiba, 1998)。一方、本層下部の樽本火砕岩部層について、 $5.7 \pm 0.4$ Ma及び $5.2 \pm 0.3$ MaのK-Ar年代(中田・天野, 1991)、本層上郡の下樽本凝灰岩については4.26Maのフィッシュトラック年代(中村, 1999)がそれぞれ得られている。さらに、本層最下部の上小沢凝灰岩は、模式地の寺泊層最上部の吉竹凝灰岩に対比される(黒川, 1999)。したがって、本層の地質時代は後期中新世の後期から前期鮮新世に当たると判断される(第8図)。

**対比** 有孔虫化石層序に基づく新潟標準層序では、上部寺泊階及び椎谷階にほぼ相当する(第8図)。

#### Ⅲ. 4. 1 樽本火砕岩部層(Tss, Th, Tf)

**命名** Saito(1962)の「Tarumoto Pyroclastics Member」による。

**模式地** Saito(1962)によれば、飯山市富倉と新井市長沢の間の長野・新潟県境の道路の露頭とされる。しかし、現在ではこの付近の道路脇の露頭はほとんどコンクリートで覆われていて、露頭の状況を観察することはできない。

**定義** 高倉層の下郡に挟まれる安山岩火砕岩を主とする岩相を樽本火砕岩部層として区別する。

**分布** 飯山市富倉から南西方に富倉背斜の軸部に分布する。富倉背斜の軸に沿う断層によって東側を切られ、本部層の主体はこの断層の西側に分布するが、滝ノ脇の南方では断層の東側にも分布する。地下では、新井市上小沢付近まで分布し、北方へ尖滅する(石油公団, 1995)。

**層序関係** 富倉層の下部に挟在する。長沢南方の国道トンネル南口の松田川の川底では、富倉層の暗灰色泥岩を安山岩質凝灰角礫岩が整合に覆う。

**層厚** 樽本付近で最大350mである。

**岩相** 安山岩溶岩及び火砕岩を主とし、泥岩や凝灰質黒色砂岩・礫岩を挟む。地質図では主として、安山岩溶岩及び火砕岩からなる岩相(Th)と、凝灰質黒色砂岩・礫岩及び泥岩からなる岩相(Tss)に区分して表示した。安山岩溶岩及び火砕岩(Th)は本部層の下部と上部を、凝灰質黒色砂岩・礫岩及び泥岩(Tss)は本部層の中部を占める。このほか珪長質凝灰岩(Tf)が2層挟在し、鍵層となる。

安山岩溶岩及び火砕岩(Th)：変質した紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩と火砕岩からなる。安山岩溶岩は塊状で一般的に暗灰色ないし緑灰色を呈し、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石の斑晶を多く含み、一部でかんらん石斑晶を含む。石基はやや緑っぽく、一般的に緑灰色を呈する。かんらん石斑晶は緑泥石等に変質していることが多いが、普通輝石は変質していない。多少発泡し、気泡は緑泥石や炭酸塩鉱物など

で充填されている。火砕岩は緑色を帯びた灰色の火山角礫岩ないし凝灰角礫岩で、塊状であるが不明瞭な層理を呈することがある。

凝灰質黒色砂岩・礫岩及び泥岩(Tss)：凝灰質黒色砂岩は、淘汰の悪い安山岩質の中-粗粒砂岩で泥岩と互層する。礫岩は安山岩の中-大礫からなる礫岩である。泥岩は、暗灰色の軟質の泥岩である。

珩長質凝灰岩(Tf)は、凝灰質黒色砂岩・礫岩及び泥岩(Tss)の中に2層認められる。下位の凝灰岩は、黒雲母を含む白色ないし緑白色の軽石凝灰岩である。厚さは約20mで、主部は塊状であるが、最上部数mは平行層理が発達する。滝ノ脇の南西から毛無山の西を経て袴岳の北東まで連続する。上位の凝灰岩は、中樽の沢の上流のみで確認される厚さ約10mの平行層理の発達した白色凝灰岩である。

### 岩石記載

含かんらん石普通輝石安山岩(GSJ R71100, 原試料番号 95161a)

産地：飯山市富倉滝ノ脇南方。暗灰色の火砕岩の岩塊。

斑晶：斜長石、かんらん石、普通輝石、鉄鉱。斜長石(長径0.2-1.2mm)は、中性長石-曹灰長石で、累帯構造があり、外縁部近くに微小な含有物がある。かんらん石(径0.2-1mm)は少量で、すべて緑泥石などに変質している。普通輝石(長径0.2-1mm)は自形ないし楕円形を呈し、一部集斑状である。鉄鉱(径0.2mm以下)は少量。

石基：0.1mm以下の微晶で、インターサータルないしインターグラニューラー組織を示す。

## Ⅲ. 5 一ノ瀬層(Ic, If)

(柳沢幸夫・赤羽貞幸)

**命名** 森島(1941)の「一ノ瀬砂岩、礫岩、泥岩互層」による。富倉層の泥岩層より一般に上位にあつて、濁池層の泥岩の下位にあるタービダイト堆積物を特徴とする岩相を一ノ瀬層とする。藤本ほか(1946)の「堰口層」の下部、Saito(1962)の「Ichonose Formation」、赤羽ほか(1991)の「一ノ瀬層」、天野ほか(1994)の「大平層」は、本報告の一ノ瀬層にほぼ相当する。池田(1975)の「平丸層」の上部、赤羽(1980)、中村(1982a)、中田・天野(1991)の「長沢層」の下部は、本報告の一ノ瀬層に当たる。また、本報告の一ノ瀬層は、中村(1999)の「上小沢層」のA, B, C部層に相当する。北隣「高田東部」図幅地域の「田麦川層」(竹内・加藤, 1994)の主部のタービダイト堆積物にほぼ相当する(第7図)。

本層中には鍵層として上関田凝灰岩(If)が挟在する。

**模式地** 飯山市富倉滝ノ脇の一ノ瀬橋下の松田川河床。

**分布** 富倉背斜の西翼・東翼に帯状分布する。東翼では、関田山地の西斜面に沿って北から新潟県板倉町大熊川上流域、新井市上平丸の東部、飯山市富倉中谷の東部、濁池の西部、大平と帯状分布する。西翼では、馬場川下流から平丸西方、長沢西方を通過して、樽本の西方まで分布する。

**層序関係** 富倉層を整合に覆う。新井市北東部地域では、富倉層上部と同時異相の関係にある。

**層厚** 富倉背斜東翼地域の平丸川以南では層厚は約200mであるが、平丸川以北で富倉層上部と一ノ瀬層が指交する部分では約700mの層厚を持つ。西翼では約100-200mで、南方に向かって層厚が小さ

くなり、樽本南方の土路川最上流では10m以下である。

**岩相** 本層はタービダイト堆積物を特徴とする。岩相は富倉背斜の東西で異なる。東翼では砂岩や礫岩などの粗粒堆積物が卓越して層厚も厚いのに対し、西翼では砂岩泥岩互層が優勢であり、層厚も東翼地域よりも薄い。

中村(1999)は本報告の一ノ瀬層にほぼ相当する部分を、岩相の違いに基づいて下位よりA, B, Cの3つの部層に区分している(第12図)が、本報告の地質図では一括し部層区分はしていない。このうちC部層は富倉背斜の両翼に広く分布するが、A, B部層は東翼の平丸川以北にのみ分布する。

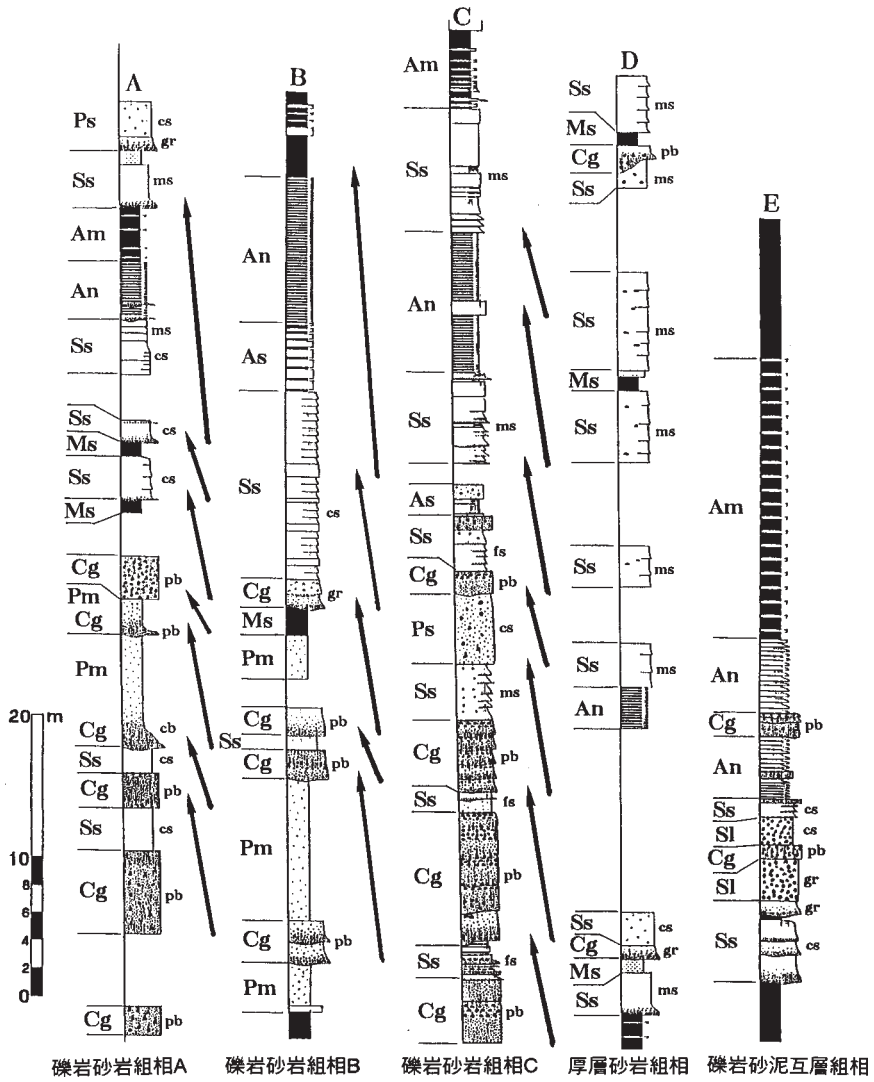
以下、中村(1999)に基づいて本層の岩相を記載する。本層を構成するタービダイト堆積物は、10の堆積相に区分される(第2表)。それらは、礫岩相、含礫砂岩相、厚層砂岩層、砂岩優勢砂岩泥岩互層相、等量砂岩泥岩互層相、泥岩優勢砂岩泥岩互層相、含礫泥岩相、スランブ相及び泥岩相である。このうち泥岩相以外の粗粒な相は、その随伴関係から4つの堆積相の組み合わせ(堆積組相, Facies association)、すなわち砂岩礫岩組相、厚層砂岩組相、礫岩砂泥互層組相に区分され、さらに砂岩礫岩組相はA, B, Cの3タイプに細分される(第15図)。

砂岩礫岩組相(第16図)は、泥岩侵食礫を含んで侵食構造があること、典型的な上方細粒化・薄層化を示すことや分布と流向から、チャンネル状のトラフを埋積する堆積物であると推定される。このうちタイプAは、最下部の泥岩侵食礫を多く含む礫岩相から始まり、上方へ礫支持から基質支持に変化する含礫泥岩相、礫岩相、厚層砂岩層、等量砂岩泥岩互層相、泥岩優勢砂泥互層相へと上方細粒化・薄層化する層相組み合わせである。タイプBは、タイプAの基底部分にある礫岩層を欠く。タイプCは、タイプA及びBに見られた含礫泥岩がないことで区別される。これらの組相タイプは、層相の特徴から、AがUpper-channel, BがLower-channel, Cが礫岩を伴うdistributary channelの堆積相を示すと推定される。

厚層砂岩組相(第17図)は、主として厚層砂岩相からなる厚さ40-70mのユニットからなり、一部に含礫砂岩相、礫岩相を伴う。また不明瞭ながら上方薄層化が認められる場合がある。この組相は、砂岩礫岩組相Cの周辺に分布することから、砂岩礫岩組相Cと同じdistributary channel相であって、より下

第2表 一ノ瀬層の堆積相の区分。  
中村(1999)のTable 1による。

層相	記号	粒径	単位の厚さ	堆積構造	その他
礫岩相	Cg	5-20cm	1-5m	級化構造(基底部に逆級化) 礫のインプリケーション	同時侵食礫
含礫質砂岩相	Ps	中一極粗粒砂	1-3m	塊状, 稀に級化構造	同時侵食礫
厚砂岩相	Ss	中粒砂	1-6m	塊状, 弱い平行葉理	砂岩層のアマルガメーション
砂岩優勢砂岩泥岩互層相	As	砂:粗一中粒砂	20cm-1m	ブーマシーケンスのTac	
等量砂岩泥岩互層相	An	砂:中一細粒砂	5-15cm	ブーマシーケンスのTabc, Tabce, Tbce, Tbe	
泥岩優勢砂岩泥岩互層相	Am	砂:細粒砂-シルト	5-10cm	ブーマシーケンスのTde	
含礫泥岩相	Pm	中礫を含む	3-9m	塊状, 稀に級化構造	
スランブ相	Al	基質:細礫-粗粒砂	3-5m		径10-20cmの砂岩ブロック
泥岩相	Ms	泥岩		塊状	暗灰色-青灰色



第15図 一ノ瀬層を構成する堆積組相。

中村(1999)のFig. 6を一部改変。堆積相の記号と特徴は第2表参照。柱状図の右の記号は粒度を示す。  
 pb: 中礫, gr: 細礫, cs: 粗粒砂, ms: 中粒砂, fs: 細粒砂。

流側の堆積物であると考えられる。

礫岩砂岩互層組相は、等量砂岩泥岩互層層相からなり、組相の下部に厚層砂岩層、礫岩層を伴う。礫岩砂岩組相と互層をなすこと、スランプ相を含むこと、互層の砂岩部にチャネル構造が認められることなどから、チャネルから溢れて堆積したlevee and overbank deposits相と考えられている。

このほか等量砂岩泥岩互層相は、はっきりした上方薄層化・厚層化が見られないことから、シートフロータービダイト相と解釈される。



第16図 一ノ瀬層の礫岩砂岩相. ハンマーの長さは約32cm.  
新井市羽山の東方, 「幻の大滝」の上流.



第17図 一ノ瀬層の泥岩優勢砂岩泥岩互層.  
妙高村樺本の土路川沿い, 暗色部が砂岩層. 折尺の長さは1m.

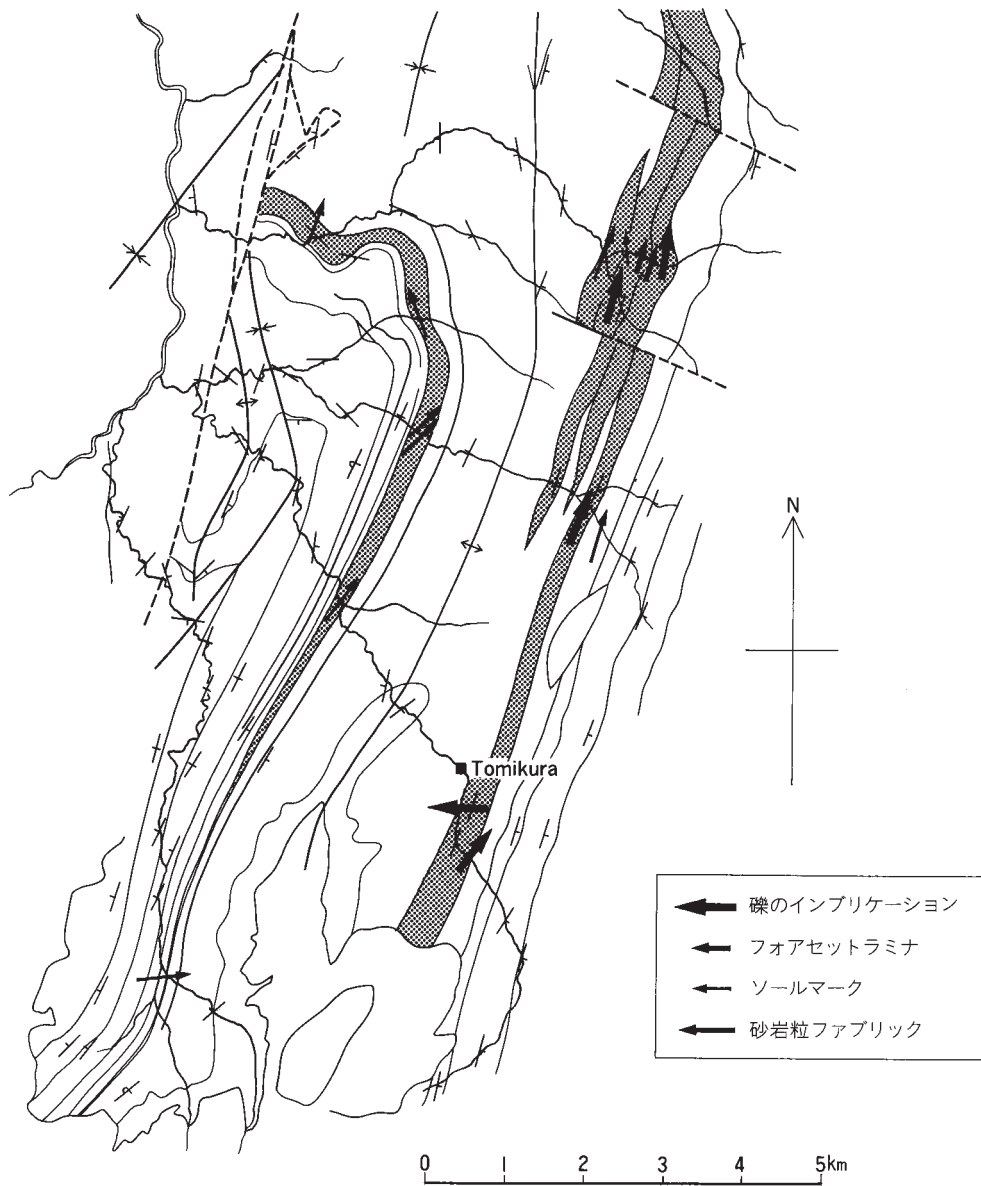
本層中の礫岩の礫種は安山岩、流紋岩などの火山岩類と砂岩、頁岩、チャートなどの先新第三系の堆積岩類からなる。ただし、礫岩が厚く発達する富倉背斜東翼では、安山岩礫の含有量が多く、先新第三系の堆積岩類の礫の量は少ない。

古流系は、礫岩に発達するインプリケーション、砂岩単層上部のフォアセットラミナ、砂岩礫岩層基底のソールマーク(第18図)、砂岩層のgrain fabricから、本層全体を通じて南南西から北北東に向かう古流向を示す(中村, 1999; 第19図)。ただし、富倉付近では東から西に向かう方向も得られている。

本層のタービダイトは、富倉背斜西翼と東翼では層相とその分布が大きく異なる。西翼地域では、シートフロータービダイト相が分布している。これに対し、東翼では、下位の富倉層の最上部の泥岩と指交して、礫岩砂岩などの粗粒な層相を特徴とするチャンネル充填堆積物を特徴とする。



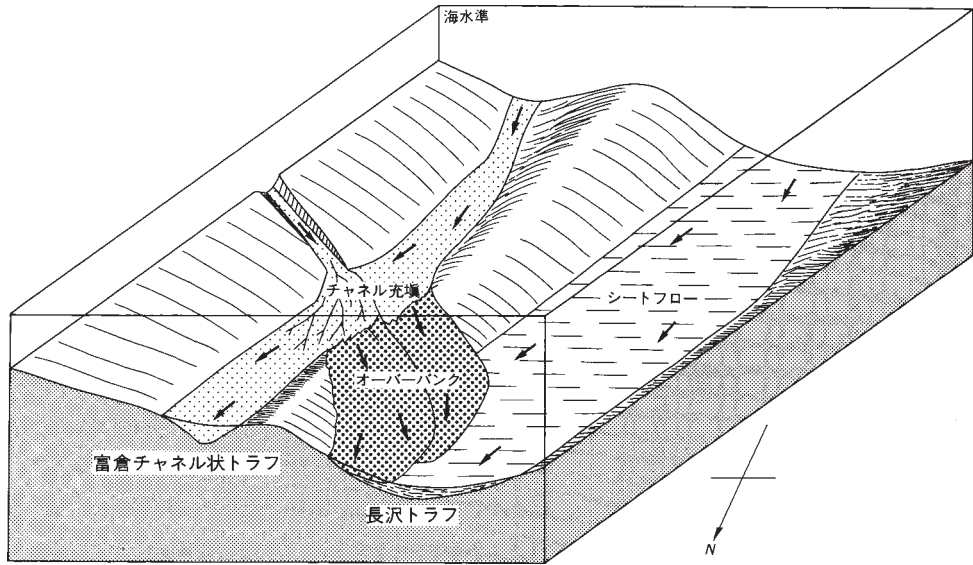
第18図 一ノ瀬層の砂岩層の基底のフルートマーク。  
流向は南南西から北北東(写真では左下から右上)を示す。カメラのキャップの直径は約5cm。  
新井市平丸の平丸川沿い。



第19図 一ノ瀬層の古流向。  
 網目部分は一ノ瀬層の分布域を示す。中村(1999)のFig. 7による。

このような東西での層相の違い・古流向・礫岩組成や各層相の分布から、一ノ瀬層堆積時には、後に富倉背斜に成長する構造的な高まりが既に形成され、背斜の西側地域には長野県地域から東頸城地域に連続するトラフ(長沢トラフ)が、また東側には、チャンネル状のトラフ(富倉トラフ)が発達していたと推定されている(中村, 1999; 第20図)・西翼の長沢トラフでは、その古流向から碎屑物は主に長野県の水





第20図 一ノ瀬層の堆積モデル。  
中村(1999)のFig.10による。



第21図 上関田凝灰岩の露頭。  
新井市ヨシハ池西方の林道沿い、折尺の長さは1m.

内-小谷地域から供給されシートフロータービダイトが形成された。一方東翼の富倉トラフでは、千曲川の東の河東山地から主に安山岩を主とする礫岩を中心とする粗粒な堆積物が供給され、幅狭いチャネル状のトラフを充填した。

**上関田凝灰岩(lf)**：中村(1999)命名。模式地は板倉町上関田付近(北隣「高田東部」図幅地域内)。層厚は10-15m(第13図, 第21図)で、本層の最上部に挟まれる。重鉱物組成、火山ガラスの化学組成、層厚変化及び古流向から東頸城地域の板山凝灰岩(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)に対比される(第9図; 黒川, 1999; 中村, 1999)。

**化石** 本層中の泥岩からは大桑・万願寺動物群の特徴種を含む貝類化石群が産出する(中田・天野, 1991)。そのうち飯山市大平南方の産地の群集は、*Acila-Turritella*群集に分類され、その堆積深度は下部浅海帯とされる(中田・天野, 1991)。

本層主部の泥岩からは浮遊性有孔虫が産出し、竹内(1990)は本層最上部に工藤(1967)のNo.2 *Globorotalia inflata* bed?が存在すると報告したが、中村(1999)によれば、これはNo.3 *Globorotalia inflata* bedである。

**時代** 本層最上部の上関田凝灰岩層は、東頸城地域の板山凝灰岩に対比され、その年代は3.35 Maと推定される(黒川, 1999)。浮遊性有孔虫及び上関田凝灰岩層の年代から、本層の地質時代は前期鮮新世末から後期鮮新世初頭と考えられる。

**対比** 本層主部にNo.3 *G. inflata* bedが認められることと上関田凝灰岩層の年代から、本層の主体は西山階下部に対比され、下部の富倉層最上部と指交する部分は椎谷階に対比される(第8図)。

### III. 6 濁池層(N<sub>1</sub>, N<sub>2</sub>)

(赤羽貞幸・柳沢幸夫)

**命名** Saito(1962)の「Nigoriike Formation」による。

**模式地** 飯山市濁池付近の松田川河床。

**定義** 一ノ瀬層のタービダイト堆積物の上位に整合に重なり、堰口層の砂岩に覆われる泥岩及び砂質泥岩を濁池層と定義する。森島(1941)の「小牧原泥岩層」、Saito(1962)の「Nigoriike Formation」、赤羽ほか(1991)の「濁池層」、池田(1975)及び天野ほか(1994)の「長沢層」は、本報告の「濁池層」にほぼ相当する。藤本ほか(1946)の「堰口層」中部の上半分は、本報告の「濁池層」にほぼ相当する。また、本報告の「濁池層」は、赤羽(1980)、中村(1982a)及び中田・天野(1991)の「長沢層」の上部に当たる。さらに本報告の「濁池層」は、中村(1999)の「上小沢層」のD郡層に相当する。北隣「高田東部」図幅地域の「田麦川層」(竹内・加藤, 1994)の最上部に相当する(第7図)。

**分布** 富倉背斜の東翼及び西翼に帯状分布する。

**層序関係** 一ノ瀬層の上位に整合に重なり、堰口層に整合に覆われる。本図幅北西端の原通<sup>はらどおり</sup>向斜西翼では、一ノ瀬層が分布せず、濁池層上部(N<sub>2</sub>)の砂質泥岩が富倉層の泥岩を直接覆う。この部分不整合は、中村(1982a)の「長沢不整合」に当たる。

**層厚** 富倉背斜の東西翼で層厚の違いが大きい。東翼では230-650mの層厚があり、全体として南方に厚くなる。一方、西翼で150-250mと比較的薄い。

**岩相** 本層は下部の泥岩( $N_1$ )と上部の砂質泥岩( $N_2$ )からなる。

下部の泥岩( $N_1$ )は多数のコンクリーションを含むやや砂質の塊状泥岩からなる。新鮮面で暗灰色-暗青灰色を呈し、風化すると黒褐色を示し、サイコロ状に細かく割れる。コンクリーションは、直径が数cm以下で、形は球形または楕円体が多いが、中には管状の生痕の形をしたものもある。コンクリーションの色は、明灰色で風化すると赤さび色となる。コンクリーションの中に、貝化石を含むことはほとんどない。濁池層の泥岩は富倉層の泥岩に似るが、多数のコンクリーションを含むことで区別される。

上部の砂質泥岩( $N_2$ )は塊状の砂質泥岩からなり、生物擾乱が著しく、生痕が多数含まれる。上位に次第に粗粒となり最上部には厚さ数cmの細粒砂岩と砂質泥岩の互層が発達する場合がある(第22図)。

**化石** 珪藻化石が新井市木成付近の本層上部の1試料から産出した。この試料はYanagisawa and Akiba(1998)の*Neodenticula kamschatica*帯(NPD 7B)の*Thalassisira oestrupii*亜帯(NPD 7Bb)に相当する。なお、この試料からは暖流系種の*Thalassiosira convexa*が産出し、暖流の影響があったことを示す。また、早津(1995)は平丸川における富倉背斜両翼の本層から、汽水-海水性の珪藻化石群集を報告している。

貝化石では、大桑・万願寺動物群の特徴種を含む貝類化石群が産出する(中田・天野, 1991; 田中,



第22図 濁池層上部( $N_2$ )に発達する細粒砂岩の細互層。  
ハンマーの長さは約32cm。新井市上堀之内。関川右岸。

1985, 1989). 飯山市堰口の本層最下部に当たる層準からは, *Anodontia stearnsiana* Oyama及び *Clementia vatheleti* Mabileなどの暖流系種が産出しており, 暖流の影響が示唆される.

中田・天野(1991)によれば, 本層の貝化石群集は*Polynemamussium*群集, *Robia*群集及び*Acila-Turritella*群集からなる. *Polynemamussium*群集は, *Polynemamussium intuscostatum* (Yokoyama)を卓越種とし, *Robaia robai* (Kuroda)及び*Portlandia* (*Portlandella*) *toyamaensis* (Kuroda)を伴う群集で, 下部浅海帯から上部漸深海帯付近に生息したと推定される. また, 本層の*Robia*群集は, *Robaia robai* (Kuroda)を優占種とし, *Ennucula nipponica* (Smith), *Portlandia* (*Portlandella*) *toyamaensis* (Kuroda), *Cardiomya gouldiana septentrionalis* (Kuroda)などを随伴し, 下部浅海帯下部に生息したと推定される. また, 本層の*Acila-Turritella*群集は, *Acila* (*Truncacila*) *insignis* (Gould)を卓越種とし, *Turritella* (*Neohaustator*) *saishuensis saishuensis* (Yokoyama), *Solamen spectabilis* (A Adams), *Periploma* spp. *Buccium* spp. 及び*Antiplanes contraria* (Yokoyama)などを伴う群集で, 下部浅海帯に生息したと考えられる. 以上から, 本層の堆積深度はほぼ上部漸深海帯から下部浅海帯と推定される.

**時代** 下位の一ノ瀬層の主にNo.3 *G. inflata* bedが認められること(中村, 1999), 本層上部に珪藻化石帯の*N. kamschatrica*帯(NPD 7B)の*T. oestrupii*亜帯(NPD 7Bb)が認められること, 及び上位の堰口層中のHrp凝灰岩の年代が2.4Maと推定されること(黒川, 1999)から, 濁池層の地質時代は後期鮮新世と推定される.

**対比** 推定される地質時代から, 濁池層は西山階の下部に対比される(第8図).

### III. 7 堰口層(Se)

(赤羽貞幸・柳沢幸夫)

**命名** 藤本ほか(1946)の「堰口層」による. 濁池層に整合に重なる浅海成の砂岩を主体とする地層を堰口層とする. 本層の砂岩は, 上位の大川層下部の海成砂岩と岩相が類似するが, 礫質砂岩と泥岩層を挟む層準の下限までを本層に含めた. 従来の層序区分では, 大川層下部の海成層と非海成層の繰り返しの部分のうち, 主に海成砂岩を主体とする部分は, 堰口層の砂岩と岩相が類似することから, 一部では堰口層に含められてきた.

本報告の「濁池層」は森島(1941)の「屏風岩砂岩層」, Saito(1962)の「Seguchi Formation」, 池田(1975), 中村(1982a)及び天野ほか(1994)の「白岩層」, 中田・天野(1991)及び赤羽ほか(1991)の「堰口層」, 中村(1999)の「平丸層」にほぼ相当する. 北隣「高田東部」図幅地域の「白岩層」(竹内・加藤, 1994)にほぼ相当する(第7図).

本層中には, 鍵層として平丸パミス質火山灰(Hrp)が挟まれる.

**模式地** 飯山市堰口付近の松田川河床.

**分布** 富倉背斜の西翼・東翼に帯状分布する.

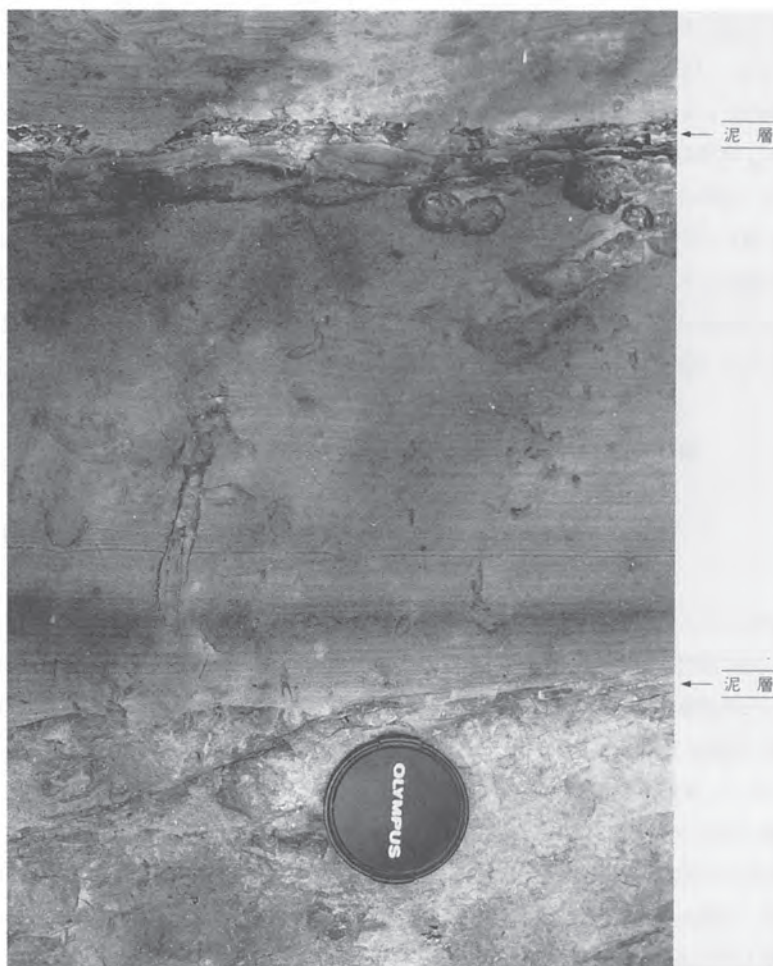
**層序関係** 濁池層に整合に重なる. 本図幅北西端の原通向斜西翼では, 一部で濁池層を欠いて, 富倉

層の泥岩を直接覆う。

**層厚** 富倉背斜の東西翼で層厚の違いが大きい。東翼では層厚が小さく15-40mにすぎないが、西翼で120-250mと比較的厚い。

**岩相** バイオターベーションが著しい均質な塊状細粒砂岩からなり、石灰質コンクリーションを含む。一部ではハンモック状斜交層理のある細粒砂岩と泥岩薄層の互層が見られ、砂岩層のハンモック状斜交層理が上位の泥岩層層準からの生物擾乱作用により、砂岩層上部では消失しているのが観察される(第23図)。また、貝化石の密集層が至るところで見られる。良く固結し堅硬であるため、険しい地形を作り、下位の濁池層の比較的柔らかい泥岩層の作るなだらかな地形とは著しい地形的なコントラストをなす。

**平丸パミス質火山灰(Hrp)**：黒川ほか(1995)命名。模式地は、新井市平丸における白岩清水の横の崖。



第23図 堰口層の砂岩。

ハンモック状斜交層理のある細粒砂岩と泥岩薄層の互層。砂岩層のハンモック状斜交層理は、上位の泥岩層層準からの生物擾乱作用により、砂岩層上部では消失している。カメラのキャップの直径は約5cm。妙高村樺本の土路川河床。

堰口層の中部に挟在する。白色中粒-細粒砂サイズの軽石質火山灰で、層厚は3.5-20m以上。模式地から北西の馬場川下流域まで、また南方は妙高村土路北西の支沢まで分布するが、これより南には分布しない。また、富倉背斜の東翼の堰口層には全く見当たらない。西山層上部のHap-2火山灰層に対比される(第9図; 黒川ほか, 1995; 黒川, 1999)。

**化石** 中田・天野(1991)によれば、本層からは大桑万願寺動物群の特徴種を含む貝化石群が産出する。彼らの研究によれば、本層の貝化石群の特徴は以下のとおりである。本層の貝類化石群は、*Turritella*群集、*Spisula-Peronidia*群集及び*Anadara-Dosinia*群集からなる。*Turritella*群集は、*Turritella saishuensis saishuensis* (Yokoyama)が卓越し、*Anadara (Anadara) amricula* (Yokoyama), *Mizuhopecten yakoyamae* Masuda及び*Felaniella usta* (Gould)などを伴う。随伴種の生息深度から上部浅海帯の生息深度が推定される。*Spisula-Peronidia*群集は、*Spisula (Pseudocardium) sachalinensis* (Schrenck), *Peronidia venulosa* (Schrenck), *Glycymeris (Glycymeris) yessoensis* (Sowerby)及び*G. (G.) albolineata* (Lischke)などからなる群集で、いずれも下部浅海帯に生息する種からなる。*Anadara-Dosinia*群集は、*Anadara aff. subcrenata* (Lischke), *Dosinia (Dosinella) penicillata* (Reeve), *Yoldia notabilis* Yokoyama, *Crassostrea gigas* (Thunberg)及び*Myadora fluctuosa* Gouldなどからなり、内湾の上部浅海帯に生息していたと推定される。

**時代** 中田・天野(1991)は、本層中の白岩凝灰岩(=平丸パミス質火山灰)のフィッシュトラック年代として3.1Maの年代値を報告している。一方、中村(1999)による平丸パミス質火山灰のフィッシュトラック年代値は2.9Maである。しかし、黒川(1999)によれば、平丸パミス質火山灰(Hrp)は、西山油帯及び中央油帯の西山層上部に挟在するHap-2火山灰層に対比され、その年代は2.4Maと推定される。

**対比** 平丸パミス質火山灰(Hrp)の対比から、新潟標準層序の西山階上部に対比される(第8図)。

### III. 8 大川層(O<sub>1</sub>, O<sub>2</sub>, Of, Ok, O<sub>3</sub>, O<sub>4</sub>, Np, Nv, Nf)

(赤羽貞幸・柳沢幸夫・土谷信之)

**命名** 森島(1941)の大川夾亜炭層にちなみ、斎藤ほか(1962)が命名。

海成の堰口層に整合に重なり、非海成の屋敷層に整合に覆われる海成ないし非海成層を大川層と定義する。本層は東頸城東部の魚沼層(群)に相当し、海水準変動に伴う海成-非海成層が周期的に繰り返すサイクル(風岡, 1988; 卜部ほか, 1995)が発達する。

岩相に基づいて、本層の主要部分は下位から下部(O<sub>1</sub>)、主部(O<sub>2</sub>)、猿橋礫岩部層(O<sub>3</sub>)、安山岩火砕岩類(O<sub>4</sub>)及び野々海川火砕岩部層(Np, Nv, Nf)に区分される。従来、大川層(及びその異名である土路層)は、特徴的な火山灰層に基づいて、下部・中部・上部などのように細分されてきた(中村, 1982a; 赤羽ほか, 1991; 天野ほか, 1994など)。しかし、地質図では岩相に基づいた区分が適当であるので、ここでは、海成相と河川成相が繰り返す岩相を大川層下部(O<sub>1</sub>)とし、その上位のほとんどが河川成の部分は大川層主部(O<sub>2</sub>)として区分した。猿橋礫岩部層(O<sub>3</sub>)は、中村(1982a)では土路層(=大川層)の上位に重なる独立した地層とされたが、天野ほか(1994)により大川層中部の層準に挟まる局地的な岩相であるこ

とが明らかにされたので、この報告では部層として大川層に含めた。富倉背斜東翼の関田山地に分布する安山岩の溶岩及び火砕岩層は従来野々海川火山岩(島津ほか, 1983), 桑名川火山岩(島津ほか, 1983), 仏ヶ峰層(赤羽ほか, 1991)などと区分されてきたが、これらの溶岩及び火砕岩類は、大川層の上部の層準と大規模に指交するので、一括して野々海川火砕岩部層として大川層に含めた。安山岩火砕岩類(O<sub>4</sub>)は、富倉複背斜西翼で猿橋礫岩部層の上位に重なり、推定される年代から東翼の野々海川火砕岩部層と同層準のものと考えられる。

大川層は、君塚(1929)の上部第三紀層、森島(1941)の大川夾亜炭層と猿橋礫層を合わせたもの、藤本ほか(1946)の関屋層、八木・八木(1958)の親川砂岩礫岩層、中村(1982a)の土路層と猿橋層を合わせたものにほぼ相当する(第6図)。また、北隣「高田東部」図幅地域の「奈良立層」(竹内・加藤, 1994)にほぼ相当する(第7図)。

**模式地** 飯山市大川から硫黄にかけての皿川沿いの地域。

**分布** 富倉複背斜の東翼と西翼に帯状に広く分布する。東翼では、関田山地南部の脊梁部に当たる斑尾火山の東麓から富倉峠、黒岩山、鍋倉山にかけて北北東-南南西方向に帯状分布する。西翼では、平丸川下流、長沢川下流、土路川流域及び関川沿いに広く分布する。

**層序関係** 本図幅地域内のほとんどの地域では堰口層に整合に重なる。しかし、図幅北西部の原通向斜の西翼地域では、下位層とは部分不整合の関係にあり、本層が下位層をオンラップする。上位の屋敷層や小濁層とは不整合で接する。

**層厚** 全層厚は西翼部では最大約500m、東翼では約1,700mである。

**岩相** シルト岩・砂岩・礫岩を主体とし、亜炭層や凝灰岩層を頻繁に挟み、ときには火山泥流堆積物(含礫泥岩)や火砕岩層を挟む。下位より、大川層下部(O<sub>1</sub>)、大川層主部(O<sub>2</sub>)、猿橋礫岩部層(O<sub>3</sub>)、安山岩火砕岩類(O<sub>4</sub>)及び野々海川火砕岩部層(Np, Nv, Nf)に区分される。大川層下部(O<sub>1</sub>)は海成相と河川相が繰り返す層相で特徴付けられる。大川層主部(O<sub>2</sub>, Of, Ok)は、海成層を含まず、主として陸成河川成堆積物からなる。猿橋礫岩部層(O<sub>3</sub>)は、大川層を覆う礫岩層であり、富倉背斜西翼地域にのみ分布する。安山岩火砕岩類(O<sub>4</sub>)は、猿橋礫岩部層を覆う安山岩凝灰角礫岩からなり、富倉背斜西翼地域での大川層の最上部を占める。野々海川火砕岩部層(Np, Nv, Nf)は、富倉背斜東翼の関田山地に広く分布する安山岩火砕岩と溶岩からなる地層で、大川層主部の相対的上位にあって大川層主部の上部と指交する。

また、本層中には多数の火山灰層が挟在し、広域的な対比を行うための鍵層として重要である。

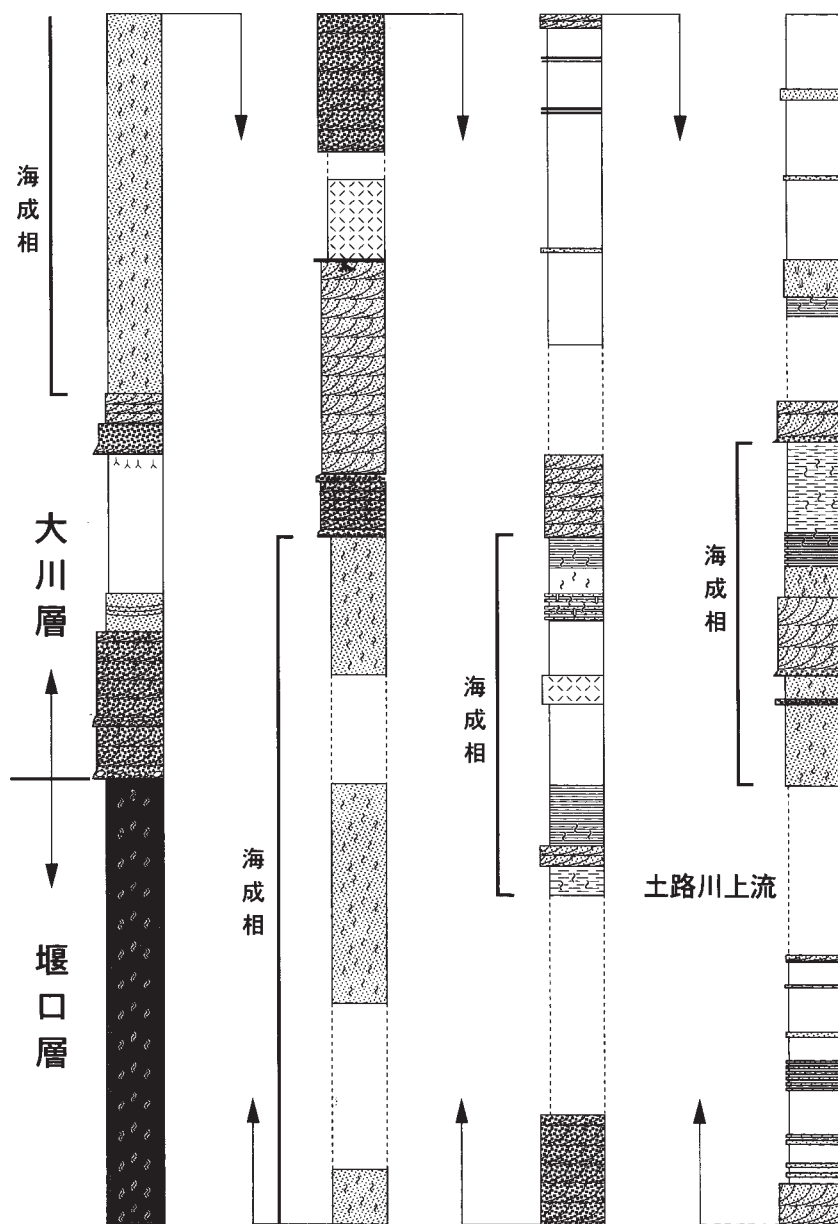
### Ⅲ. 8. 1 大川層下部(O<sub>1</sub>)

大川層下部は海成相と河川成相が繰り返す層相を特徴とする。下限は下位の堰口層の浅海成砂岩の上に重なる礫岩ないし非海成の泥岩の基底、上限は海成層の挟まれる層準の上限とする(第24図-1)。本報告の大川層下部の中には、堰口層の砂岩と類似した海成砂岩が発達する部分があるので、地域によっては本報告の大川層下部の一部は、堰口層に含められてきた。層厚は約100-250mである。

大川層下部に少なくとも数枚の内湾-浅海成の海成層が挟まれており、これらが河川成相と交互に繰り返してサイクルを作る。1サイクルの厚さは、数mから数10mである。ただし、全体として露出状態が悪く、各サイクルを対比するのは難しい。

大川層下部の比較的下部の海成層は、層厚数mから数十mの淘汰の良い中-粗粒砂岩、または小礫を含む粗粒砂岩からなる。それぞれ単位の下限には浸食があり斜交層理が発達し、上位は淡水成泥岩へと変化する(第24図-1)。これらは前浜-外浜タイプ(卜部ほか, 1995)と考えられる。

これに対し、比較的上部に見られる海成層は、1つの単位の層厚が5-10mで、暗灰色泥岩とバイオタ

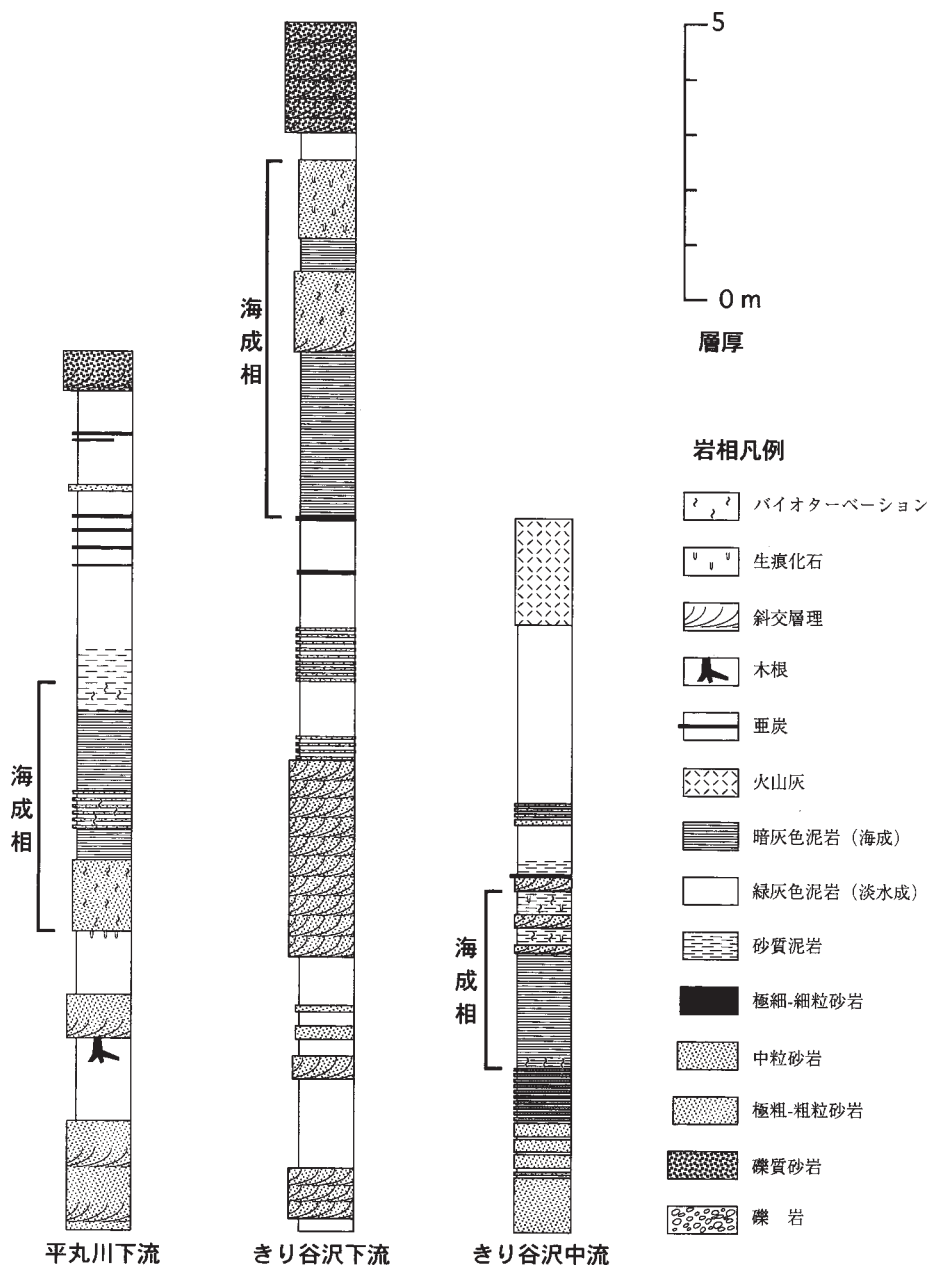


第24図-1 大川層下部のサイクルの例.



一ペーシオンを受けた砂質泥岩または細粒砂岩とからなり、1cm以下の葉理のある泥岩が挟まれることがある(第24図-2)。泥岩は河川成泥岩に比べて暗い色を呈し、*Corbicula*などの内湾性の貝化石を含む。全体として内湾の堆積相を示す。

河川成相は、厚さ数10cmないし2-3mの砂岩と泥岩との互層からなる。砂岩は厚さ1-5mで、基底



第24図-2 つづき

部にチャンネル状の浸食面があり，トラフ型斜交層理が発達する．粒度は粗粒砂から上位に向かって細粒砂に変化する．泥岩は厚さ数mで亜炭層や木根を挟む(第25図)．

土路川の上流部では，大川層下部に3枚の内湾-浅海成の海成層が確認できる(第24図-1)．一方，平丸川下流では，厚さ4-5mの内湾海成層が3枚挟まれ，良く連続して鍵層として追跡可能である．

### Ⅲ. 8. 2 大川層主部 (O<sub>2</sub>, Of, Ok)

大川層主部は，主として河川成堆積物からなる．下限は大川層下部の海成相が挟まれなくなる層準，上限は西部地域では猿橋礫岩部層の厚い礫岩の基底とする．東部地域では野々海川火砕岩部層と大規模に指交するので，厚い火砕岩の基底を大川層主部の上限とした．層厚は富倉背斜西翼で約250-1,200mで



第25図 大川層下部の泥岩層.  
ハンマーの長さは約32cm. 飯山市大川.

西方ほど薄くなる。東翼では約700-1,600mである。

大川層主部は、礫岩、砂岩及び泥岩からなる河川成堆積物(O<sub>2</sub>)を主とする。しかし、中部には火山泥流堆積物(Of)が、最上部には湖成堆積物(Ok)が挟まり、鍵層として追跡可能であるので、地質図では区別して表示している。

大川層主部の河川成堆積物は、砂岩泥岩を主とする堆積相と礫岩砂岩泥岩からなる堆積相からなる。

砂岩泥岩を主とする堆積相は、厚さ数10cmないし数mの砂岩と泥岩との不規則な互層で、砂岩は基底部にチャンネル状の浸食面のあるトラフ型斜交層理が発達した粗粒砂からなる。泥岩は厚さ数mで亜炭層や木根を挟む。この堆積相は蛇行河川の堆積物であると考えられる。

礫岩砂岩泥岩からなる堆積相は、層厚数m-10数mの礫岩ないし礫質砂岩から層厚数mの砂岩泥岩互層へと上方へ細粒化する周期的な互層である。礫岩は小-中礫からなり、インプリケーションや斜交層理が見られる。基底部は、一般に下位の砂岩泥岩を削り込んでいる場合が多い。礫種は、円磨されたチャートやスレートなどの古期岩類、安山岩、深成岩類などであり、上部ほど安山岩の割合が増える。この堆積相は網状河川の堆積物であると考えられる。

火山泥流堆積物(Of)：大川層主部中には、安山岩の礫を含む泥流堆積物が数層挟在する。これらの泥流堆積物は大川層主部の通常の堆積物に比べ固結度が高く、河川沿いでは滝や急流を作っている。このため層準を決める鍵層として有効なので、地質図では区別して表示した。礫は中礫大で安山岩の垂角礫

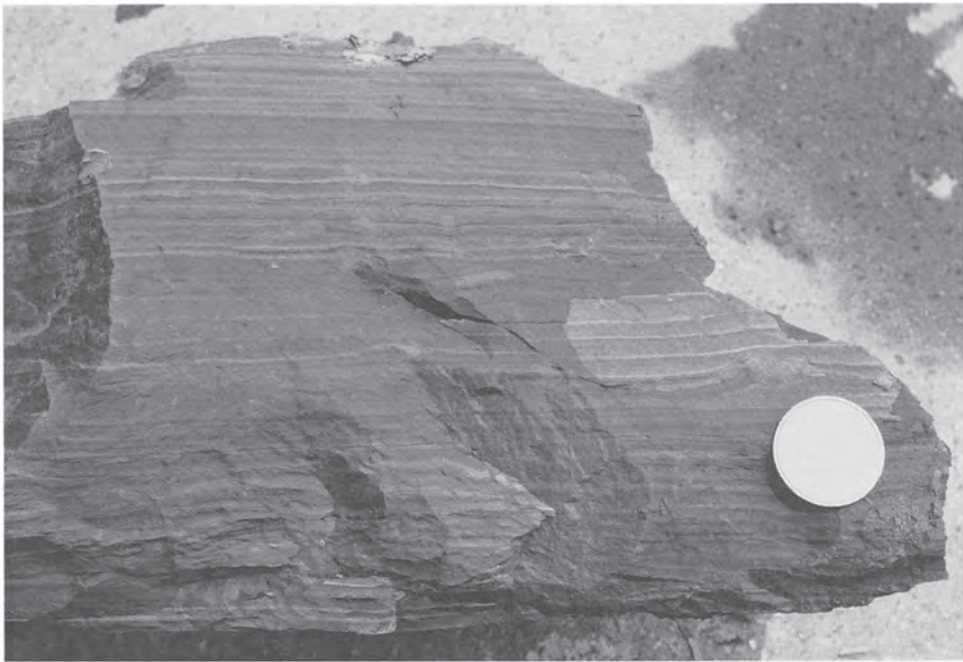


第26図 大川層の火山泥流堆積物。

中礫大の礫を多数含む基質支持の礫岩で、基質は褐色泥質で発泡の良くない黄色の軽石を含む。ハンマーの長さは約32cm。新井市上堀之内関川左岸。

と、花崗岩類・頁岩・砂岩・流紋岩・ひん岩の円礫からなる。基質は、褐色泥質で軽石を含む。泥岩・砂岩・礫岩の数m大のブロックを含む。富倉背斜西翼の土路川流域では、3枚の泥流堆積物が大川層主部の中部層準に挟まれる。下位より1番目の火山泥流堆積物は、土路南方の九ツ沢入口では崖を作る。厚さは九ツ沢で約8mあるが、北方に向かって減少し土路部落北方の土路川が北北東から北西に向きを変える屈曲点付近で尖滅する。2番目の泥流堆積物は、厚さが約10mで良く固結しているため土路北方の土路川と支流の合流点で滝を作る。その下底は南方ほど下位の層準に接しており、下位の堆積物を数m以上削剥しているものと考えられる。3番目の泥流堆積物は豊葦隧道の東口に見られ、厚さは約4mである。長沢川の downstream 新井市長者原でも、大川層主部の中に泥流堆積物が挟在し、岩相から見て土路川で見られる泥流堆積物のうちの3番目のものに相当すると考えられる。また、新井市上堀之内付近の関川左岸にも厚さ5mの泥流堆積物が露出する(第26図)。富倉背斜の東翼でも関屋凝灰岩の上位約100-150mに、飯山市関屋の“そうめん滝”を構成する層厚10m前後の泥流堆積物が挟まる。

湖成堆積物(Ok)：大川層主部の最上部には葉理の良く発達した青色の泥岩層からなる湖成堆積物(層厚約30m)が挟在する(第27図)。この岩相は、大川層主部の河川成堆積物とは明瞭に異なり、野外でも識別が容易であり、富倉背斜西翼の長沢川下流から土路川流域に広く追跡される。*Stephanodiscus* spp.を始めとする湖沼性の珪藻化石を多量に含む。



第27図 大川層の葉理の発達した湖成堆積物。  
妙高村土路川下流、スケールは10円硬貨。

### Ⅲ. 8. 3 猿橋礫岩部層(0<sub>3</sub>)

**命名** 森島(1941)の「猿橋礫層」による.

**模式地** 新井市猿橋付近の長沢川沿いの崖.

**層序関係** 大川層主部の上位に整合に重なる.

**分布** 模式地の猿橋付近から北方へ関川右岸に沿って、北隣の「高田東部」図幅地域にかけて広く分布する. 南方へは、土路川中流の土路の南西の支沢の最奥部で確認できるが、これより南では確認できず、おそらく尖滅しているものと見られる. また、原通向斜の西翼に当たる高床山の東斜面にも分布する.

**層厚** 小濁西方で約200m, 土路川下流で160mであるが、南方に次第に薄くなり尖滅する.

**岩相** 主に礫岩からなり、一部泥岩層を挟む. 礫岩は礫支持でインプリケーションや斜交層理が発達する(第28図). 礫は、中礫から大礫であり、安山岩礫を主とし、花崗岩質岩、チャート、頁岩、流紋岩などの礫を伴う. 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. 本部層は岩相から網状河川の堆積物であると考えられる.

### Ⅲ. 8. 4 安山岩火砕岩類(0<sub>4</sub>)

富倉複背斜の西翼に分布する大川層最上部の安山岩火砕岩を主とする岩相である. 猿橋礫岩部層の上



第28図 大川層猿橋礫岩部層のインプリケーションの発達した礫岩と、その上位に重なる小濁層の砂岩と礫岩. 小濁層の基底の砂岩(厚さは約2m)は紫灰色を示し、平行層理が発達する. 新井市下濁川採石場.

位に整合に重なる。本図幅地域西部の原通向斜の軸部に当たる妙高村桶海地域、土路川最下流、長沢川と関川の合流部及び高床山の東麓に分布する。このほか、本図幅地域北西端の山越断層の北西にも、本岩相に相当すると思われる安山岩火砕岩が分布する。最大で層厚は250-300mである。露出状況が不良であって全体としての岩相は把握し難いが、土路川最下流や桶海地域でわずかに確認できる露頭で見ると、ほとんどが紫蘇輝石普通輝石安山岩の凝灰角礫岩からなる。また、一部で安山岩の中礫ないし大礫からなる礫岩を挟む。河川沿いの露頭を除くと赤色に風化している場合が多い。

### Ⅲ. 8. 5 野々海川火砕岩部層(Np, Nv, Nf)

**命名** 島津ほか(1976)の野々海川火山岩層による。全体としては非海成の大川層主部の上位に重なり、大川層主部と大規模に指交する安山岩火砕岩層を野々海川火砕岩部層と定義する。野々海火砕岩(伊藤・服部, 1982), 野々海川火山岩(島津ほか, 1983), 桑名川火山岩(島津ほか, 1983), 仏ヶ峰層(赤羽ほか, 1991)を合わせたものに相当する。東隣の「苗場山」図幅地域の天水山累層の中条川凝灰角礫岩部層(島津・立石, 1993)に連続する。

**模式地** 本地城北東端部の飯山市西大滝北方の野々海川中流から上流にかけての地域。

**分布** 本地城北東部の千曲川北側の関田山地の山嶺及び北東斜面から千曲川北岸にかけて主として分布し、鍋倉山以南の関田山地の脊梁部に沿って、仏ヶ峰・黒岩山の西部、富倉峠、硫黄及び屋敷の西部にも分布する。分布域は北部の鍋倉山付近で最も広く、南部になるにつれて次第に狭くなる。

**層序関係** 図幅地域の北東部の野々海川地域では、大川層主部に整合に重なる。南西方の鍋倉山以南では、大川層主部の上部と指交する。



第29図 野々海川火砕岩部層の安山岩火砕岩。  
ハンマーの長さは約32cm。鍋倉山南方1kmの沢。

**層厚** 分布の中心である図幅地域北東部で厚く発達し、層厚は1,000m程度であるが、南西に薄くなり、大川層主部の堆積岩類と指交する。

**岩相** 普通輝石紫蘇輝石安山岩の火砕岩 (Np) と溶岩 (Nv) からなり、珪長質凝灰岩 (Nf) を挟む。火砕岩 (Np) は主として火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり、酸化して赤褐色を呈することがある(第29図)。溶岩 (Nv) は、図幅地域北東縁部では厚さ10数mから20mを超える溶岩が数枚認められる(第30図)。ほとんどが塊状で斑状の普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩であるが、一部は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。野々海川沿いの川岸では酸化し鮮やかな赤色を呈していることがある。溶岩は仏ヶ峰付近まで分布するが、それより南部ではなくなり、火砕岩が主体となる。このほか、一部で砂岩や泥岩層を挟む。

珪長質凝灰岩 (Nf) は仏ヶ峰の東麓、羽広山東方の沢で見られる。いずれも、白色で厚さは10m前後で連続性は悪い。

### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩 (GSJ R71101, 原試料番号 IY95155)

産地：飯山市藤沢北東の寒川沿い。

斑晶：斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、鉄鉱。斜長石は長径0.2-3.0mmの曹灰長石、割れ目多く、内部が一部虫食い状に溶融している。紫蘇輝石は長径0.2-1.6mmの柱状結晶、普通輝石は長径0.2-0.5mmの短柱状結晶で、少量である。鉄鉱は径0.2-0.5mm。

石基：径0.2mm以下の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱からなる。ハイアロピリティック組織である。



第30図 野々海川火砕岩部層の安山岩溶岩と火砕岩。  
飯山市新屋の採石場。

紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩

(GSJ R71102, 原試料番号 IY95022)

産地：飯山市岡山新屋西方の採石場。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄鋳。斜長石は約40vol%を占め，長径0.2-1.5mmの未変質の曹長石の長柱状結晶である。紫蘇輝石は長径0.2-1.2mm，外縁部が単斜輝石に囲まれる。普通輝石は長径0.2-1mm。鉄鋳は径0.1-0.3mm，少量である。

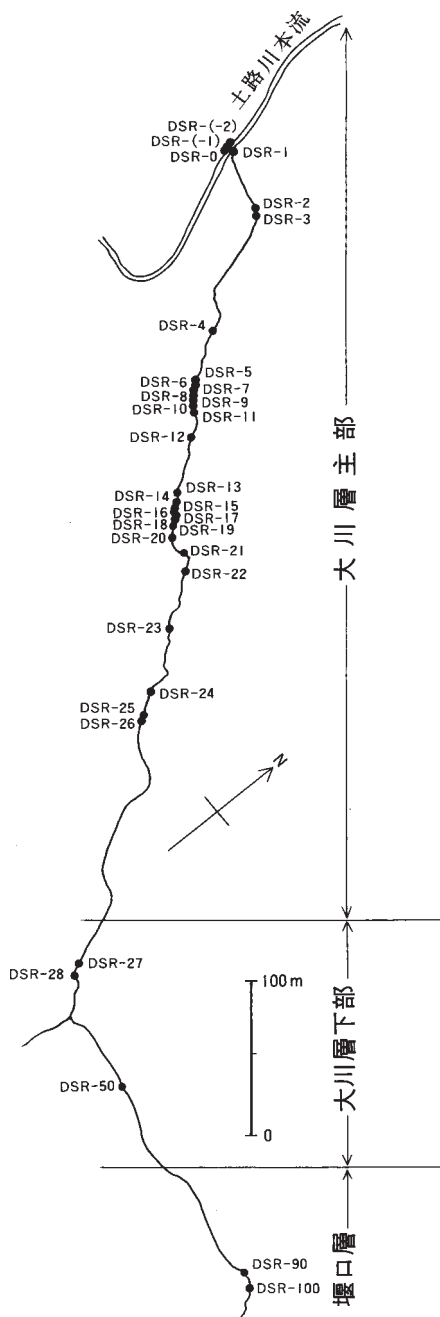
石基：斜長石，単斜輝石，鉄鋳。各鉱物は径0.1mm以下。ピロタキシティック組織を持つ。

Ⅲ. 8. 6 火山灰鍵層

大川層中には，多くの珪長質火山灰層が挟在する。主に珪長質の軽石・火山ガラスと結晶片からなり，一部には火砕流堆積物と考えられる岩相もあるが，多くは斜交層理のある再堆積物か，降下火山灰である。珪長質火山灰層の多くは本図幅地域外からもたらされた広域火山灰層と考えられ，図幅地域外との広域対比や年代決定の鍵層として重要である。

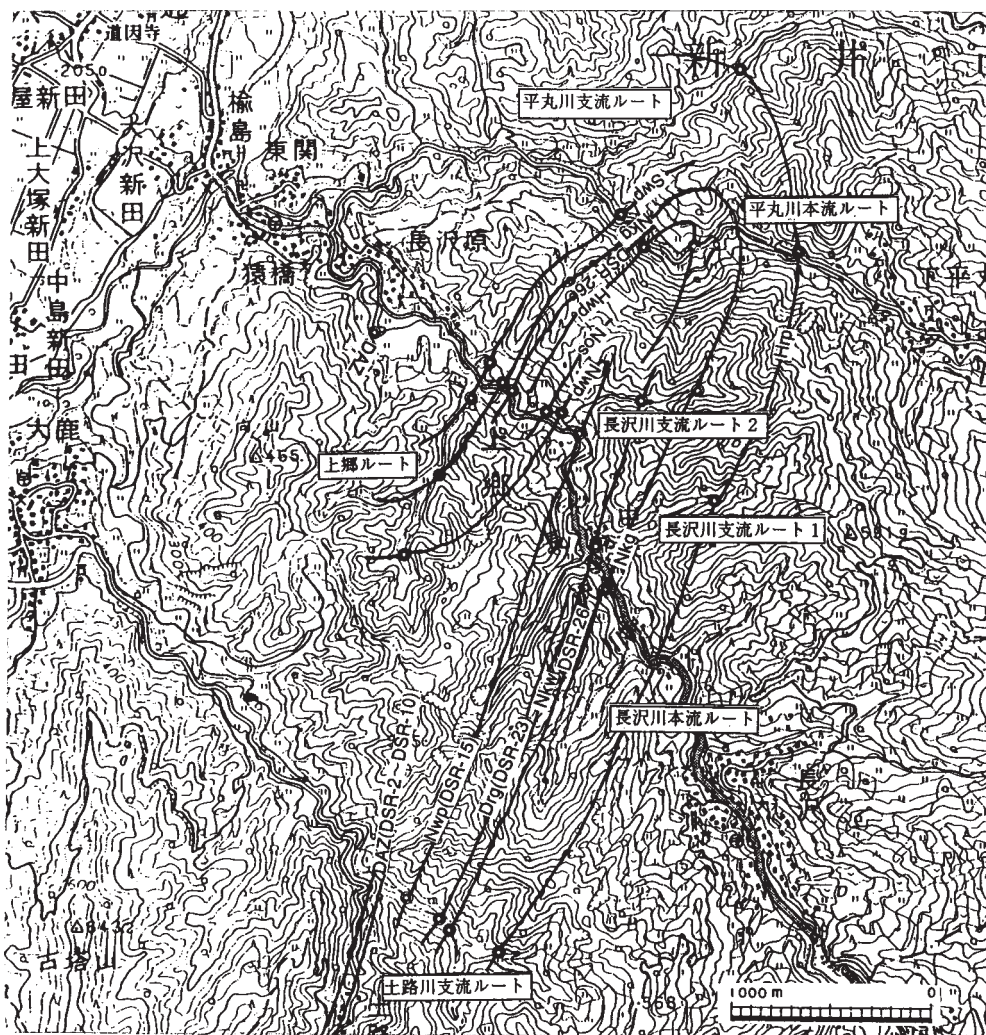
本層中の火山灰層のうち，富倉背斜西翼に分布する火山灰層については，黒川ほか(1995)による詳しい研究がある。黒川ほか(1995)は，土路川が中流部で西に大きく屈曲する部分から右岸に入る支流のルートにおけるDSR-(-2)からDSR-100までの火山灰層(第31図)と，長沢川及び平丸川下流部(第32図)での主要な火山灰層の岩相と岩石学的特徴を記載した。また，主な火山灰層の火山ガラスの組成を明らかにしている。

本報告では，これらの火山灰層のうち，野外で比較的広域に追跡でき肉眼的にも特徴のある3枚の火山灰層，すなわち下位より土路川ガラス質火山灰(Drg, DSR-23)，平丸川



第31図 土路川支流ルートにおける火山灰層の産出位置。DSR-(-2)-DSR-100は火山灰層の記号を示す。黒川ほか(1995)の第8図による。



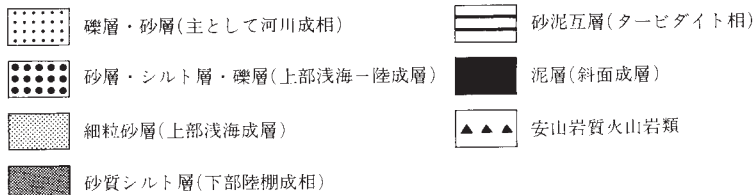
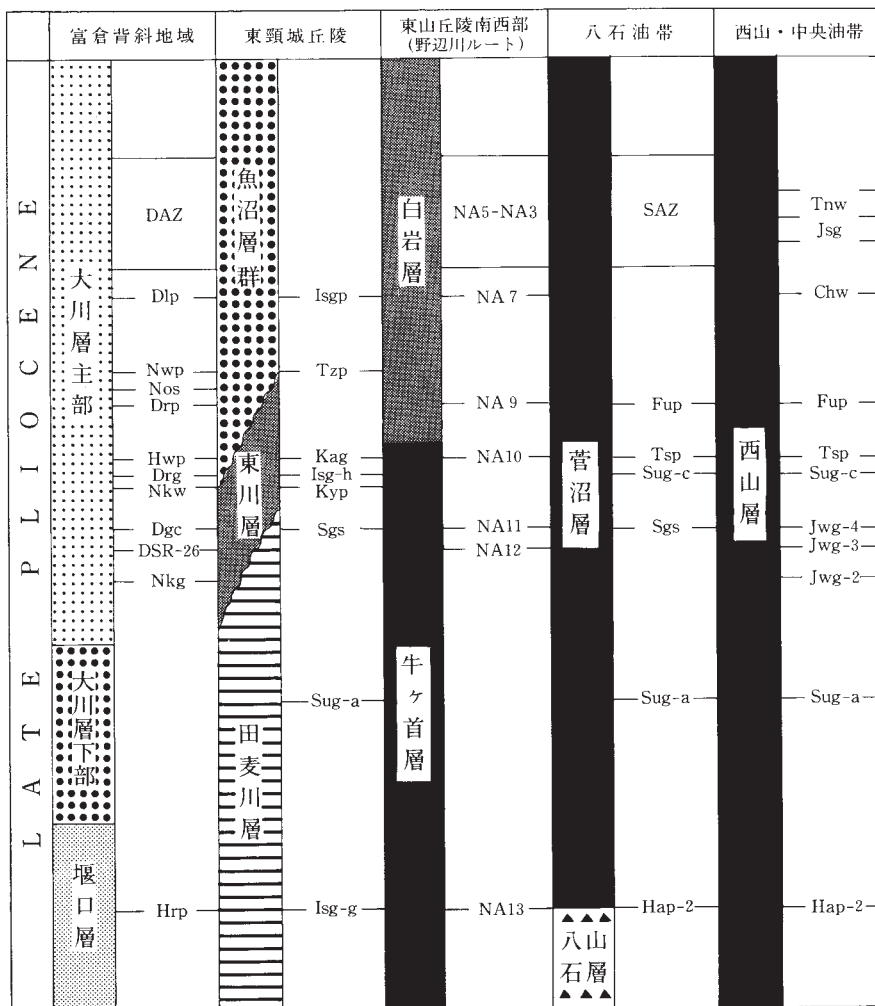


第32図 富倉背斜西翼地域における火山灰層の産出地点(◎印)。

黒川ほか(1995)による。Hrp：平丸パミス質火山灰，Swp：下平丸白色パミス質火山灰，Nkg：中栗パミス質火山灰，Nkw：中栗白色火山灰，Drg：土路川ガラス質火山灰，Hwp：平丸白色パミス質火山灰，Nos：長沢川舎大隅石火山灰，Nwp：長沢川白色パミス質火山灰，DAZ：土路川舎アラナイト火山灰ゾーン。

白色パミス質火山灰(Nwp, DSR-15)及び土路川ラミネイテッドパミス質火山灰(Dlp, DSR-12)を地質図上に表現した。これ以外の火山灰層の詳細な岩相・鉱物学的特徴及び火山ガラスの組成などについては黒川ほか(1995)に詳しく記載されているので、ここではこれ以上触れない。主要な火山灰層による大川層と東頸城丘陵，東山丘陵南部，八石油帯及び西山・中央油帯との対比は第33図のとおりである(黒川ほか，1995)

富倉背斜東翼でも多くの火山灰層が挟在するが、このうち関屋火山灰(Sk)とT<sub>4</sub>火山灰は、南隣「中野」図幅地域内から比較的良く追跡される。関屋火山灰(層厚約20m)は、黒雲母を含む軽石質及びガラス質



第33図 後期鮮新世における火山灰鍵層による地層の対比。  
黒川ほか(1995)の第42図を一部改変。

火山灰層で、飯山市関屋入り口付近の長沢川河床に好露出する。T<sub>4</sub>火山灰は、層厚約10mのガラス質火山灰層である。

### Ⅲ. 8. 7 大川層の化石、時代及び対比

**化石** 本層下部からは、*Ostrea gigas*が、本層主部からは*Corbicula* sp.などの貝化石が産出している (Saito, 1962). 大川層主部からは、*Metasequoia japonica*などの植物化石が報告されている (赤羽ほか, 1991). このほか、早津(1995)は、本層下部及び主部から淡水-海水性の珪藻化石群集を報告している. また、大川層主部の湖成堆積物(Ok)からは、*Stephanodiscus* spp.を始めとする湖沼性珪藻化石が産出する.

**時代** 富倉背斜西翼部では、天野ほか(1994)により大川層主部の凝灰岩フィッシュントラック年代として $2.41 \pm 0.17\text{Ma}$ 、 $1.82 \pm 0.16\text{Ma}$ 、 $1.48 \pm 0.12\text{Ma}$ が報告されている.

本図幅の調査研究では、富倉背斜東翼部4層準と西翼1層準の火山灰のジルコンのフィッシュントラック年代を測定した(第3表; 測定は(株)京都フィッシュントラック). いずれの試料も極めて純度の高い均質な自形ジルコンを含み、良好な年代試料と判断され、さらに測定データのまとまりも良く測定上特に問題点はなかった.

富倉背斜東翼では大川層主部の関屋火山灰(F1, 採取地は関屋西)が $2.3 \pm 0.2\text{Ma}$ 、関屋火山灰より約100m上位の火山灰(F1, 採取地は堂平の南東)が $2.2 \pm 0.2\text{Ma}$ 、大川層主部の上部T<sub>4</sub>火山灰(F3, 採取地は屋敷の西)が $1.5 \pm 0.1\text{Ma}$ 、さらに大川層の最上部で野々海川火砕岩部層と指交する層準の火山灰層(F4, 黒岩山西方)は $1.2 \pm 0.1\text{Ma}$ である. また、富倉背斜西翼では、大川層主部の最上部の湖成堆積物の層準より150m下位の火山灰層(F5, 採取地は土路西方)の年代は $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ である.

野々海川火砕岩部層では、今回鍋倉山山頂で採取した安山岩溶岩について $0.7 \pm 0.1\text{Ma}$ のK-Ar年代が得られた(第4表). 一方、西大滝北方の野々海川中流の安山岩溶岩について $1.55 \pm 0.07\text{Ma}$ のK-Ar年代値が、また飯山市岡山新屋西方の採石場の安山岩について $1.16 \pm 0.06\text{Ma}$ のK-Ar年代値が報告されている(金子ほか, 1991). このうち後者の層準は野々海川火砕岩部層の上部に当たる. 苗場山図幅地域北西部の栄村横倉の千曲川南岸で、本部層の連続と見られる志久見川火山岩(島津・立石, 1993)の安山岩溶岩から $1.68 \pm 0.11\text{Ma}$ のK-Ar年代値が報告されている(金子ほか, 1991). 以上のように、一部若い年代値はあるものの、本部層は更新世前期の火山噴出物と判断され、その年代は1.6-1.1Ma程度と推定される.

以上の年代値及び下位の堰口層の年代を考慮すると、大川層全体の年代範囲は約2.3Maから1.1Maと考えられる.

第3表 大川層の火山灰のフィッシュントラック年代測定結果.

No.	登録番号 GSJR	原番号	年代値(Ma) Age ± 1σ	自発核分裂飛跡 密度ps (総数ΣNs)	誘導核分裂飛跡 密度pi (総数ΣNi)	熱中性子線量 pd(総数)	ウラン濃度 (ppm)	χ <sup>2</sup> 検定 P(χ <sup>2</sup> ) %	相関係数 r
F1	71114	9510C	2.3 ± 0.2	2.55 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (152)	3.45 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (2054)	8.18 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (1261)	340	39	0.518
F2	71115	9510D	2.2 ± 0.2	2.24 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (151)	3.05 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (2059)	8.18 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (1260)	300	19	0.237
F3	71116	9510F	1.5 ± 0.1	1.79 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (164)	3.61 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (3299)	8.17 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (1258)	350	50	0.092
F4	71117	IYIM 522	1.2 ± 0.1	1.29 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> ( 89)	3.53 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (2422)	8.504 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (2612)	330	45	0.348
F5	71118	IYIM 438	1.2 ± 0.2	1.86 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> ( 72)	4.74 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (1839)	8.501 × 10 <sup>4</sup> /cm <sup>2</sup> (2612)	450	32	0.325

1-3 : 1996年3月測定; 4,5 : 1998年2月測定; 年代  $T = \ln(1 + \lambda_0 \cdot \zeta \cdot pd \cdot ps / pi) / \lambda_0$ ; 誤差  $\sigma_T = T * [1 / \Sigma N_s + 1 / \Sigma N_i + 1 / \Sigma Nd + (\sigma_\zeta / \zeta)^2]$   
 鉱物: Zr (ジルコン); 結晶数30個; \*Uの全壊変定数  $\lambda_0 = 1.480 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ; セータ値  $\zeta = 372 \pm 5$  (ED2); 測定方法: 外部デテクター法 (外面: ED2)

第4表 野々海川火砕岩部層と茶屋池火山岩類のK-Ar年代測定結果.

試料番号	地層名	試料	分析	産地	年代値 (Ma)	<sup>40</sup> Ar* (scc/gm x 10 <sup>3</sup> )	<sup>40</sup> Ar* (%)	K (%)
IY95014	野々海川火砕岩部層	安山岩溶岩	全岩	鍋倉山山頂	Av. 0.7±0.1Ma			
					0.7±0.2Ma	0.002	8.3	1.13
					0.7±0.1Ma	0.002	13.5	1.14
IY95011A	茶屋池火山岩類	安山岩溶岩	全岩	茶屋池東方	Av. 0.8±0.1Ma			
					0.8±0.1Ma	0.004	15.8	1.39
					0.8±0.2Ma	0.004	12.3	1.39

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

**対比** 年代値や岩相の類似性から、本層は新潟県下の魚沼層群、長野県の猿丸層に対比される。大川層最上部の野々海川火砕岩部層は、千曲川の右岸に分布する毛無山火山噴出物に連続するので、本部層の一部は毛無山火山噴出物と同世代のものである。

### III. 9 屋敷層 (Ya)

(赤羽貞幸・土谷信之)

**命名** 藤本ほか(1946)の屋敷集塊岩層にちなみ斎藤ほか(1962)が命名。森島(1941)の飯山凝灰質岩層の下部、八木・八木(1958)の永江凝灰角礫岩層に相当する。大川層に重なる火砕岩類を主体とする非海成層が屋敷層である。

**模式地** 飯山市屋敷以東の清川沿いを模式地とする。

**分布** 屋敷周辺を中心とした関田山地南部の東麓に沿って広く分布するほか、長峰丘陵南端部に露出する。

**層序関係** 大川層主部を不整合に覆う。

**層厚** 皿川や清川沿いでは300-400mの層厚があるが、構造がわかりにくいため正確な層厚は不明である。

**岩相** 普通輝石紫蘇輝石安山岩火砕岩を主体とするが、一部角閃石安山岩火砕岩を伴う。そのほか、礫岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩などの堆積岩類を伴うことがある。火砕岩は凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩を主とする。凝灰角礫岩は角礫の径は20-50cm程度で、基質は淡紫から赤紫色の凝灰岩である(第34図)。また、層厚が数mを超え斜交層理のある白色の軽石凝灰岩や火山礫凝灰岩が挟まれることがある(第35図)。

火砕岩中に挟まれる堆積岩類は礫岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩からなる。礫岩は、亜円礫-亜角礫の中-細礫からなり、ほとんどが安山岩起源であるが、チャートや頁岩などの古期岩類の中-細礫を含むことがある。凝灰質砂岩は、安山岩火砕岩起源の斜交層理のある粗-中粒砂からなる。凝灰質泥岩は戸狩スキ



第34図 屋敷層の凝灰角礫岩．飯山市屋敷東部．



第35図 屋敷層の軽石凝灰岩と含軽石火山礫岩．飯山市屋敷東部．

一場周辺に分布し、スランブ構造が発達する。

### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(GSJ R71103, 原試料番号 IY97686)

産地：飯山市屋敷東方200mの清川沿い、凝灰角礫岩中の径1mの岩塊。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、鉄鉱。斜長石は長径0.2-4mmの曹灰長石。普通輝石は長径0.2-1.0mmの短柱状結晶で、縁部が微小な単斜輝石結晶に囲まれていることがある。紫蘇輝石は長径0.2-1.4mm。鉄鉱は径0.3mm以下である。

石基：ガラス、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱。径0.2mm以下の斜長石、斜方輝石に富み、淡褐色のガラス質で、ハイアロピリティック組織をなす。

時代 大川層に重なり、北畑土流堆積物に覆われることから下部更新統の上部と推定される。

## III. 10 小濁層(K)

(柳沢幸夫)

命名 中村(1982a)による。大川層猿橋礫岩部層の上位に重なる安山岩礫及びシルト岩の礫を含む礫岩・砂岩を小濁層とする。本層の基底は、猿橋礫岩部層の礫岩の上位に重なる安山岩質の紫灰色砂岩の基底の礫層とする。

模式地 新井市小濁の西方の沢沿い。

分布 本図幅地域北西部の新井市小濁から北隣「高田東部」図幅地域内の板倉町西貝屋付近の丘陵の頂部に分布する。地形的には本層の分布域は非常に不明瞭ながら平坦な面をなしている。なお、中村(1982a)は新井市上濁川の北東部の丘陵の頂部にも本層が分布するとしているが、今回の調査では分布を確認できなかった。

層序関係 模式地の露頭では下位の猿橋礫岩部層と整合的に見えるが、新井市上濁川北西の丘陵頂部の崖では、直接の層序関係は確認できないものの、下位の猿橋礫岩部層が走向南北で西に18°で傾くのに対し、小濁層はほとんど水平であり、見かけ上大きな構造差がある。したがって両者の層序関係は不整合である可能性がある。なお、中村(1982a)は新井市上濁川の北東部の丘陵の頂部では、小濁層は富倉層を不整合で覆うとしている。板倉町西貝屋では、小濁層の上位は厚さ2m以上のローム層に覆われる。

層厚 15-30m。

岩相 最下部は層厚5-6mの安山岩質の紫灰色の砂岩からなり、その上位は安山岩礫が大部分を占める固結度の低い礫岩と砂岩からなる。また、凝灰質のシルト岩を挟む(第28図)。シルト岩中には厚さ1-2mで、シルト岩の礫を多量に含む礫層をしばしば挟む。最上部1mは赤色風化を受けている。

時代 本層の地質時代に関する資料はない。

### Ⅲ. 11 貫入岩

(土谷信之)

飯山図幅地域の長野県と新潟県境付近にはいくつかの小規模な安山岩質貫入岩体が分布する。本図幅地域南西部の毛無山(太平峰)と袴岳には花崗閃緑斑岩が、本図幅地域中部の風野山には安山岩が分布する。このほか、安山岩岩脈が富倉層の泥岩や樽本火砕岩部層を貫いている。

#### Ⅲ. 11. 1 安山岩(A)

風野山北方の平丸川沿いには、幅10数mで北北東-南南西方向の安山岩岩脈が2本あり、大川層を貫いている。岩質は、外見は塊状で暗灰色の紫蘇輝石普通輝石安山岩である。また、新井市上小沢東方の標高700m付近のヨシハ池へ向かう林道沿いでは、幅10数mで西北西-東南東方向の暗灰色塊状の安山岩の岩脈が一ノ瀬層と濁池層を貫いている。このほか、本図幅地域北部の大熊川上流にも同じ岩質の岩脈及び岩床が確認できる。

#### Ⅲ. 11. 2 斑状安山岩(An)

本地域中部の新井市風野山(875.4m)の山体を形成する安山岩で、北北東-南南西方向に1.5kmほどに延びた貫入岩体である。淡灰色塊状で粒状の斜長石斑晶に富む。

#### 岩石記載

紫蘇輝石斑状安山岩(GSJ R71104, 原試料番号 IY97531)

産地: 新井市長沢東方3kmの道路沿い。

斑晶: 斜長石, 紫蘇輝石, 鉄鉱。斜長石は長径1-1.5mmの中性長石ないし曹灰長石で、単結晶または数個の集斑状結晶をなす。紫蘇輝石は長径1.5mm以下の単結晶である。鉄鉱は径0.2mmで、少量。

石基: 径0.2mm以下の斜長石, 単斜輝石, 鉄鉱。そのほか、少量の石英, 斜方輝石が含まれる。ピロタキシティック組織を示す。

#### Ⅲ. 11. 3 ドレライト(Do)

石油公団(1995)によれば、基礎試錐「富倉」において、深度1,640-1,650m付近でドレライトが確認されている。層準は下部寺泊層の下部である。岩質は、石油公団(1995)によれば、以下のとおりである。斑晶として平均1mmで最大3mmの斜長石(約60%)と苦鉄質鉱物(30%)を主体とし不透明鉱物を伴う。斜長石は比較的新鮮で柱状から長柱状の自形結晶が入り組んだ組織を呈する。苦鉄質鉱物はその70%がサポナイトに置換されており、残っているのは単斜輝石のみである。サポナイトの形状から判断すると苦鉄質鉱物は自形の斜長石の間を充填するように成長している。方解石は苦鉄質鉱物や斜長石を、滑石は苦鉄質鉱物を置換している。

### Ⅲ. 11. 4 花崗閃緑斑岩 (ld)

本図幅地域南西部の飯山市と妙高村との境界にある毛無山及び袴岳の山体を形成する花崗閃緑斑岩である。本岩体は長径2km以下の小さな貫入岩体で、富倉層及び樽本火砕岩部層を貫く。

本花崗閃緑斑岩は、灰色粗粒ないし中粒で、輝石や鉄鋳などの斑晶が目につく。風化して淡褐色ないし黄褐色を呈する。気泡や脈はほとんど含まれない。毛無山の岩体は周辺部がやや細粒で、灰色を呈する。また沼池北西では、安山岩の小岩脈に貫かれている。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石花崗閃緑斑岩 (GSJ R71105, 原試料番号 IY95115)

産地：毛無山山頂南西600mの山腹。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、石英、鉄鋳。斜長石は長径1.2-0.2mmの中性長石ないし曹灰長石で、累帯構造を持つ、小さい結晶は半自形である。普通輝石は長径0.7-0.2mm、半自形である。紫蘇輝石は長径1-0.2mm、半自形。石英は少量、0.3mm以下で、一部細脈をなす。鉄鋳は径0.2mm以下、多角形ないし不規則形。

石基：径0.2mm以下の斜方輝石、単斜輝石、鉄鋳及び火山ガラスからなり、結晶の間隙に輝石、不透明鋳物の微小粒子と粘土鋳物を含む。

## IV. 下部-中部更新統

本報告で、下部-中部更新統としてまとめたのは、前期更新世から中期更新世初期にかけての陸上火山活動による噴出物のうち、かつての火山地形が部分的にはあるが残存し、ほとんど変形を被っていないものである。未区分火山岩類、瑞穂火山岩類、虚空蔵火山岩類、毛無火山噴出物、黒岩山火山岩類、茶屋池火山岩類及び斑尾火山噴出物がこれに含まれる。

### IV. 1 未区分火山岩類 (uv)

(土谷信之・柳沢幸夫)

未区分火山岩類としては、長野県木島平村の大塚や平塚など4つの孤立丘を作る安山岩火砕岩または溶岩である。露頭は不良のため詳細な産状は不明であるが、少なくとも大塚の西方の丘では、安山岩の火山角礫岩の露頭が確認できた。大塚にはやや変質した灰色の普通角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩が、また平塚には灰色の普通輝石紫蘇輝石安山岩が分布する。この火山岩類は、地理的な位置からすると瑞穂火山岩類の南方延長である可能性はあるものの、孤立して分布していて周囲の火山岩類との対比が不



確かであるため、この報告書では未区分火山岩類とした。

#### IV. 2 瑞穂火山岩類(MhB)

(金子隆之)

**命名** 金子(1988)・大和(1956)の毛無火山の旧期噴出物、赤羽ほか(1991)の瑞穂溶岩に相当する。

**模式地** 長野県飯山市、北竜湖の北西側。

**分布** 山体西端部の北竜湖-神戸の集落周辺にかけて分布する。

**層序** 毛無山火山噴出物の北竜湖溶岩に覆われる。

**層厚** 約50m。

**岩相** 全体に著しい変質を受けた火砕岩及び溶岩からなる。岩質は灰色緻密な普通輝石紫蘇輝石安山岩である。模式地付近では、溶岩が変質により黄褐色を呈している。飯山市小菅から北竜湖へ至る道路沿いでは、走向がほぼ南北で西に約40°傾いている。

#### IV. 3 虚空蔵火山岩類(Ko)

(土谷信之)

**命名** 斎藤(1955)の虚空蔵溶岩を赤羽ほか(1992)が改めて命名。

**模式地** 中野図幅地域北部の飯山市、木島平村及び中野市の境界に位置する虚空蔵山。

**分布** 本図幅地域南縁部の木島平村南部の丘陵地に分布する。

**岩相** 紫蘇輝石普通輝石安山岩火砕岩及び溶岩からなる。本火山岩類は数m程度の火山灰と岩屑に広く覆われていて、飯山図幅地域内では露頭が乏しい。中野地域内では、紫蘇輝石普通輝石安山岩の本質岩片を含む火砕岩を主とし溶岩を伴い、風化変質が著しい(赤羽ほか、1992)。

##### 岩石記載

紫蘇輝石普通輝石安山岩(GSJ R71106, 試料番号 IY96372)

産地：木島平村其綿南方の丘陵地上(中野地域北縁)、溶岩岩塊。

斑晶：斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、鉄鉱。斜長石は長径0.2ないし3mm、中性長石の長柱状結晶で、たいてい累帯構造を示し、微小な包有物や割れ目が多い。紫蘇輝石は長径0.2-2mm、新鮮な長柱状結晶である。普通輝石は長径0.2-2mmの短柱状結晶である。

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、アパタイト・鉄鉱。

**時代** 本火山岩の年代測定値はないが、前期更新世と考えられる(赤羽ほか、1992)。

#### IV. 4 毛無火山噴出物

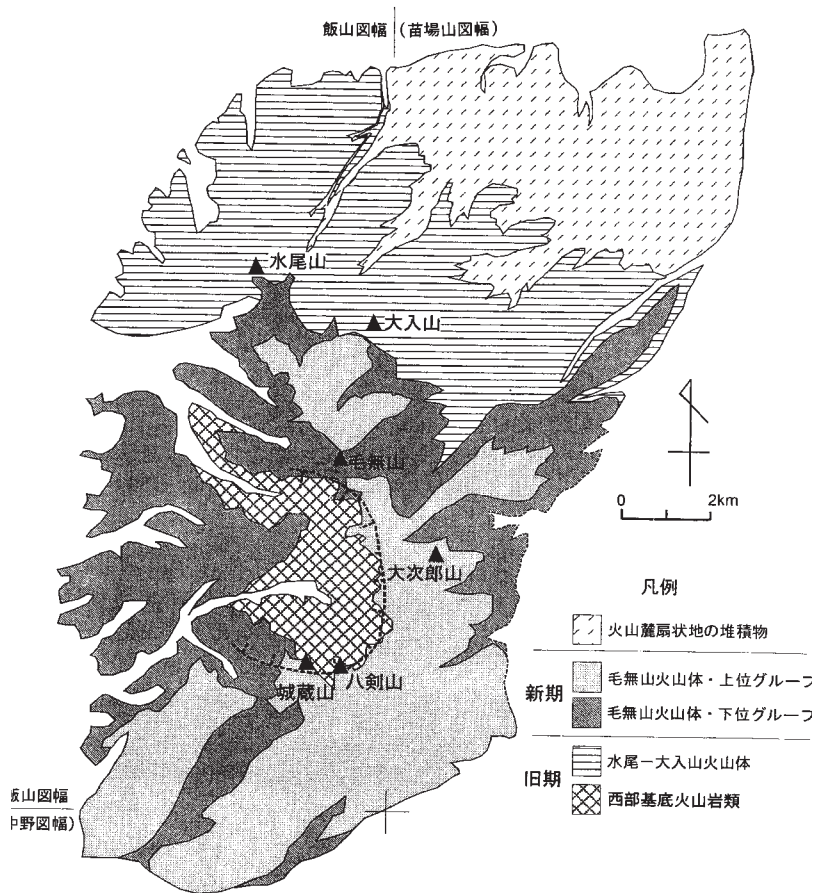
(金子隆之・土谷信之)

毛無火山は、浅間から草津白根を経て志賀高原へ続く第四紀火山群の北端部をなす。毛無火山の山体は、南北約20km、東西約15kmの大きさを持ち、本図幅内にその主要部が位置する。東部は隣接する「苗場山」図幅内に、南端部は「中野」図幅内に含まれる。山体全体にわたって開析が進み火山地形原面は一部に残るのみである。主なピークとして、水尾山、大入山、毛無山(第36図)、大次郎山(本図幅外)、八剣山、城蔵山などがある(第37図)。毛無火山の北東麓には、緩斜面からなる火山麓扇状地が広がっており、本図幅内にはその西端部が含まれる。

毛無火山の噴出物は、新期、旧期の2つに大別される(第38図)。基盤は、北部では開田山地の火山岩類、西部では瑞穂火山岩類と一括した変質した溶岩・火砕岩類である(金子, 1988)。旧期の火山体は、北部に位置する水尾山と大入山からなる山体(水尾-大入山火山体)と中央部西側下位に分布する西部基底火山岩類からなる。新期の噴出物は、山体中央から南部を占める毛無山火山体を構成する。旧期は、金子(1988)のステージⅠとⅡに、新期はステージⅢにほぼ相当する。K-Ar年代値(金子ほか, 1989, 1991)から、旧期の活動は約1.7-1.6Ma、新期は、1.3-1.0Maが中心であったと推定される。噴出物は、新期、旧期いずれも普通輝石と紫蘇輝石を斑晶に持つ安山岩質溶岩が大勢を占める。溶岩流は50-100mと比較的厚く、板状節理が発達しているものが多い。SiO<sub>2</sub>含有量は、50.2-67.1wt%の幅を持つ(金子, 1988)。



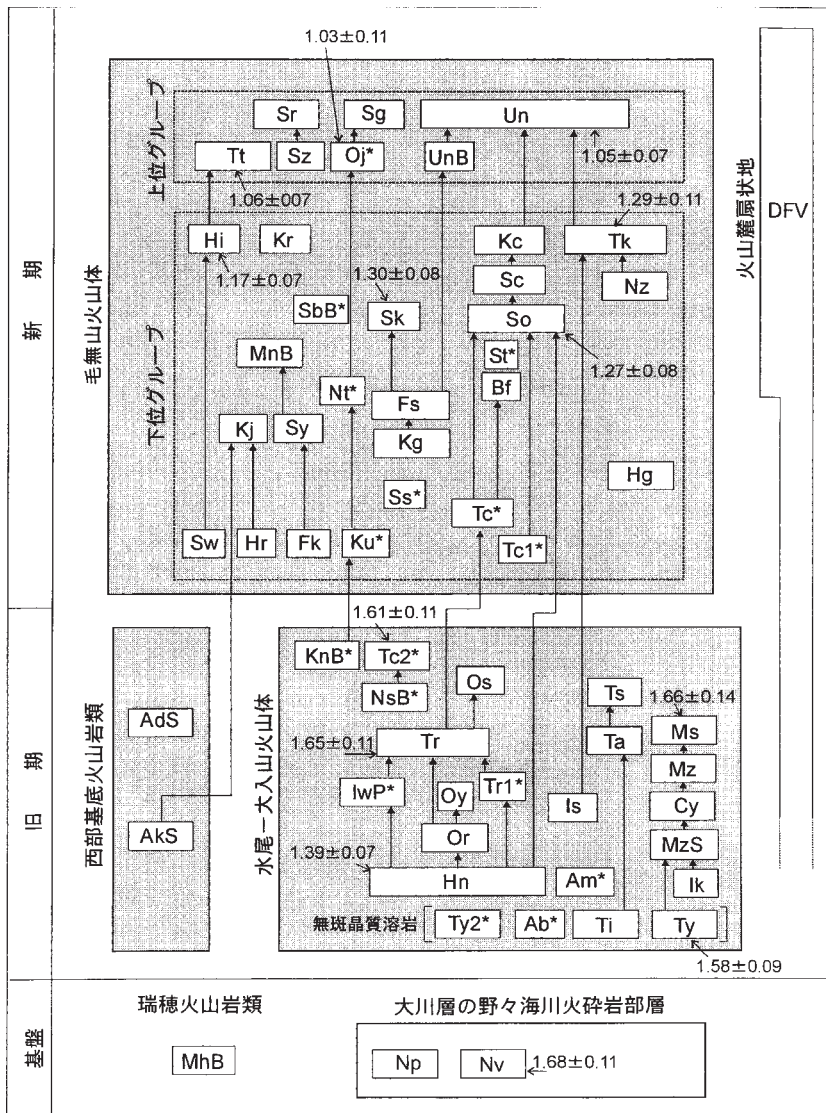
第36図 毛無火山の地形(水尾山から望む)。



第37図 毛無火山の各ステージの噴出物の分布。  
 毛無山から城蔵山を通る西に開いた半円-カルデラ地形は、推定される火口跡を示す(本文参照)。  
 毛無火山南東側の境界は空中写真判読及び島津・立石(1992)より推定した。

西部基底火山岩類は、毛無火山の西部の山体基底部に分布する、毛無火山の他の溶岩に比べ変質の進んだ溶岩をまとめたもので、相対的に変質の程度が低い赤滝溶岩類と、相対的に変質の程度が高い赤ダレ谷溶岩類に区別される。赤滝溶岩類は、赤滝川上流から毛無山西の急斜面一帯に分布する。赤ダレ谷溶岩類は、馬曲川上流から赤ダレ谷付近に分布し、中には変質が進み全体に白色を呈する部分もある。変質の程度は赤ダレ谷付近で高く北側基底部に露出する赤滝溶岩類で低いことから、西部基底火山岩類に見られる変質は、この付近がかつての火道域で、その熱水活動が原因であった可能性が考えられる(五十嵐ほか, 1984)。火山体の構造からも、同様にこの付近に火道があったことが推定される。

水尾-大入山火山体は、毛無火山の北部一帯をなす。金子(1988)は、水尾-大入山火山体に相当する噴出物を、最下部の無斑晶質安山岩溶岩からなるステージ I と、その上位にあり水尾大入山火山体の主体をなすステージIIの2つに区分しているが、噴出年代(金子ほか, 1989, 1991)に差がないことから、本



第38図 毛無火山噴出物の層序関係と噴出年代。

矢印は露頭あるいは分布から確かめられた層序関係。K-Ar年代の得られている噴出物については、その年代をMa(百万年)の単位で示した(金子, 1988: 金子ほか, 1989: 金子ほか, 1991)。Oj: 大次郎溶岩, SbB: 梶場山火砕岩, St: 巢鷹溶岩, Nt: 極野溶岩, Tc: 二の沢崖溶岩, Tc1: 二の沢崖一溶岩, Ss: 三の沢溶岩, Ku: 高徳山溶岩, Tc2: 二の沢崖二溶岩, NsB: 二の沢火山レキ凝灰岩, KnB: 北野火砕岩類, Tr1: 大入山南崖溶岩, lwp: 一の沢火砕流, Am: 天代溶岩, Ty2: 泉平溶岩, Ab: 明石溶岩, Km: 小箕作溶岩, Om: 大巻溶岩, Tb: 坪野火砕岩類(金子, 1988)。金子(1988)は、二の沢崖溶岩(Tc)と二の沢火山レキ凝灰岩(NsB)を新期の毛無山火山体を含めたが、ここでは、K-Ar年代と層序から、旧期の水尾-大入山火山体を含める。本沢溶岩(Hn)の1.39±0.07MaというK-Ar年代値は、層序と矛盾した若い年代を示す。これは変質によるアルゴンの損失が原因と考えられている(金子, 1991)。

論ではこれら両者を水尾-大入山火山体に含める。水尾-大入山の噴出物は、毛無山付近を中心として、水尾山側では北西に、大入山側では北東に傾斜している。このことから、噴出中心は現在の毛無山付近にあったと推定されている(金子, 1988)。上ノ平高原西の野沢温泉側では、開析が進んでいるにもかかわらず、水尾-大入山の噴出物は露出していない。これは、水尾-大入山の山頂部を含む火山体南部が、新期の活動が始まる以前に、崩壊あるいは浸食によって失われてしまったことを示すと考えられている(金子, 1988)。西部基底火山岩類の一部は、南側に残された水尾-大入山火山体の残骸である可能性も考えられる。

毛無山火山体は、開析された水尾-大入山火山体、西部基底火山岩類の作る凹地形にアバットするように成長したと考えられる。毛無山火山体の噴出物は、層序とK-Ar年代に基づいて下位グループと上位グループに分けられる。下位グループは毛無山火山体主要部をなし、1.3Ma前後を中心に活動したと考えられる。上位グループは最上位に位置し、1.0Ma前後を中心に噴出したと推定される。後者は部分的に火山地形原面を残す。毛無山火山体の現在のピークである毛無山、城蔵山周辺には、火口の存在を示す構造・堆積物は認められない(清水, 1896; 金子, 1988)。毛無山-大次郎山-八剣山-城蔵山を連ねた稜線は、西方に開いた馬蹄形のカルデラ地形をなし、この地形的特徴から火口跡とも推定されている(清水, 1896)。上位グループの溶岩流の地形原面は、この地形によって切り取られている。このことから、毛無山火山体の火道域は、元々この中心付近にあり、山体形成末期以降に崩壊・浸食によって失われたと推定される。これは、このカルデラ様地形内部が、変質程度の高い赤ダレ谷溶岩類によって占められているという事実(前述)とも調和的である。

火山麓扇状地は面積約35km<sup>2</sup>で、堆積物は少量の火砕流と一般にその上位に載る土石流堆積物からなる。総体積は約1km<sup>3</sup>と推定されている(金子, 1988)。この堆積物は、毛無火山の成長と解体の過程で形成されたと考えられる。

研究史：清水(1896)は志賀高原に分布する毛無火山を含むいくつかの火山を調査し、初めて毛無火山の地形・地質・岩石の記載を行った。大和(1956)は、毛無火山西部の北竜湖・神戸付近の地質を調査し、この付近の噴出物が、新旧2つに大別できることを報告した。五十嵐ほか(1984)、島津ほか(1985)は、関田山地-志賀高原に至る地域を調査し、第四紀火山とその基盤火山岩類の地質、岩石についての総括的な報告をするともに、魚沼層群との対比を行い、各火山の活動時期の編年を試みた。毛無火山については、中-後期更新世の火山で活動時期が新旧2つに分かれ、ソレイト質の岩石からなることを指摘した。金子(1988)は毛無山山頂以北の地域を調査し、活動が3つのステージに分かれること、ピジョン輝石質岩系に属する溶岩が全体の3分の2を占めること、ステージIIとステージIIIでは、溶岩に含まれるK<sub>2</sub>Oの含有量に系統的な差があることを報告した。また、背弧側に位置する火山としてK<sub>2</sub>Oの含有量が少なく、東北日本火山フロント近傍の火山の岩石に近い性質を持つことを指摘した。金子ほか(1989, 1991)は、浅間山から草津白根山を経て毛無山へ連なる第四紀火山のK-Ar年代測定を行い、各火山の活動時期、形成史の概要を明らかにし、毛無火山については、約1.7-1.0Maに活動した火山であることを報告した。赤羽ほか(1989, 1991)は、飯山地域の調査を行い、飯山市南東部に分布する毛無火山噴出物の層序を明らかにした。赤羽ほか(1992)は、南に隣接する中野地域の図幅調査をし、その中で毛無火山南端部について、平穏火山岩類と清水平溶岩類の2つに分かれることを報告した。島津・立石(1993)は、

東に隣接する苗場山地域の図幅調査を行い、毛無火山北東部の地質について報告した。この区分は、五十嵐ほか(1984)、島津ほか(1983, 1985)とほぼ同様である。Kaneko(1995)は、浅間山から草津白根山を経て毛無山へ連なる第四紀火山の微量元素組成を検討し、毛無火山周辺には、東北日本火山フロント近傍の火山の岩石に近い性質を持った岩石からなる火山が密集しており、これらは1.7Ma以降に活動を開始したことを明らかにした。このような特異な火山が生じた原因として、太平洋プレートの上に沈み込んでいるフィリピン海プレートが、1.7Ma頃毛無火山周辺下に達したためと考えた。

#### IV. 4. 1 西部基底火山岩類

西部基底火山岩類は毛無火山の西部の山体基底部に分布する。毛無火山の他の溶岩に比べ変質の進んだ溶岩をまとめたもので、赤滝溶岩類、赤ダレ谷溶岩類及び岩脈に区別される。

##### IV. 4. 1. 1 赤滝溶岩類(AkS)

**命名** 新称。金子(1988)の赤滝溶岩にほぼ相当する。

**模式地** 野沢温泉村の毛無山西部赤滝川の標高900m付近。

**分布** 赤滝川上流部の毛無山南西部一帯。赤滝川源流域では、コウノ滝、大仙の滝、中ノ滝、赤滝などの瀑布をなす。

**層序関係** 新期噴出物の小菅神社溶岩、万仏岩凝灰角礫岩、中尾溶岩及び柄の沢溶岩に覆われる。また、毛無山から南西の万仏山へ至るやせ尾根の最上部(標高1,400m付近)では、本溶岩類は赤ダレ谷溶岩類に覆われる。

**層厚** 300m以上。

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩で、全体に黒っぽく斑晶は目立たない。数cm-10cm間隔の板状節理が発達する。毛無火山の他の溶岩に比べ、全体的に変質の程度がやや高い。外見からは顕著ではないが、鏡下では、空隙に変質鉱物が生じていたり、石基の一部が変質していることが観察される。赤滝川中流部の林道に沿って、本溶岩類を貫く普通輝石紫蘇輝石石安山岩の岩脈が見られる。これは、変質作用をほとんど受けていないことから、赤滝溶岩類より新しい時期に貫入した可能性がある。

#### 岩石記載

##### 普通輝石紫蘇輝石石安山岩(F721-3)

産地：野沢温泉村、毛無山西部の赤滝川の標高900m付近(模式地)。

斑晶：斜長石(20.1%)、紫蘇輝石(2.3%)、普通輝石(0.3%)、鉄チタン酸化物(1.0%)。

石基：斜長石、単斜輝石、鉄チタン酸化物、燐灰石、ガラス。

石基の単斜輝石は変質しているのが多い。また、空隙に方解石、緑泥石が生じている部分もある。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=61.3%(金子, 1988)

##### IV. 4. 1. 2 赤ダレ谷溶岩類(Ada, AdS)

**命名** 新称。

**模式地** 木島平村、馬曲川上流標高980m付近。

**分布** 毛無火山南西部，馬曲川上流の西に開いた馬蹄型地形内部に分布する。

**層序関係** 新期の噴出物に覆われる。

**層厚** 200m以上。

**岩相** 変質した普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩及び火砕岩(Ada)と普通輝石含有安山岩溶岩(AdS)からなり，前者は馬曲川上流部に，後者はそれを取り巻くように山腹に分布する。

変質普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩及び火砕岩(Ada)の溶岩は，塊状緻密で場所によって板状節理が発達する。火砕岩は主に火山角礫岩からなる。全体に変質が進んでおり，局部的に粘土化して白色から淡黄色を呈する部分もある。赤ダレ谷内の標高1,130m付近の試料では，苦鉄質鉱物がすべて方解石，緑泥石，緑れん石などの変質鉱物に置き換わっている。普通輝石含有安山岩溶岩(AdS)は，全体に黒っぽい青灰色緻密な溶岩で，斑晶鉱物は目立たない。場所により板状節理が発達している。

赤ダレ谷溶岩類は，全体として変質により岩体が脆いためか，赤ダレ谷のある馬蹄型カルデラ地形内部では小規模な新期地すべり堆積物が多く見られる。

#### IV. 4. 1. 3 岩脈(dk)

赤ダレ谷の中心付近には岩脈と思われる岩体がいくつか露出している。赤ダレ谷内の林道に沿って露出する岩脈の方向は，北西-南東ないし北北東-南南西であり，岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩

産地：赤ダレ谷内の林道。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物。

石基：割れ目や苦鉄質斑晶の一部を置き換えて，方解石，緑泥石などの変質鉱物が生じている。

#### IV. 4. 2 旧期噴出物(水尾-大入山火山体噴出物)

毛無火山噴出物のうち，旧期の噴出物である水尾-大入山火山体噴出物は，毛無火山の北部一帯をなし，毛無山付近を中心として，水尾山側では北西に，大入山側では北東に傾斜している。下位より，坪山溶岩，高倉山下溶岩，池の沢川溶岩，池の沢溶岩，水尾山中位溶岩類，高倉溶岩，高倉山溶岩，虫生溶岩，水尾山溶岩，水尾山山頂溶岩，本沢溶岩，大入溶岩，大入山溶岩，日陰林道溶岩，及び大入山山頂溶岩からなる。

##### IV. 4. 2. 1 坪山溶岩(Ty)

**命名** 金子(1988)。

**模式地** 野沢温泉村，坪山の集落の東にある林道の標高400m付近。

**分布** 水尾山西麓に当たる坪山，虫生の集落周辺に分布する。

**層序関係** 水尾山の基底部をなし，水尾山を構成する他の溶岩類に覆われる。

**層厚** 少なくとも約30m。

**岩相** 黒色緻密な普通輝石含有安山岩溶岩で，一部で数cm-数10cm間隔の板状節理が発達する。

年代 K-Ar年代は $1.58 \pm 0.09\text{Ma}$ である(金子ほか, 1989, 1991).

#### 岩石記載

##### 普通輝石含有安山岩(F722-1)

産地：泉村坪山の集落の東にある林道の標高400m付近(模式地).  
斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄チタン酸化物(斑晶量は2%以下).  
石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.  
化学組成： $\text{SiO}_2 = 61.5\%$ (金子, 1988)

#### IV. 4. 2. 2 高倉山下溶岩(Ti)

命名 金子(1988).

模式地 野沢温泉村, 高倉山西麓, 奥志賀林道沿いの標高605mの地点.

分布 高倉山の西麓に分布する.

層序関係 下限は不明. 高倉溶岩に覆われる.

層厚 10m以上. 露出が悪く上位の高倉溶岩との境界が不明なため, 詳しい層厚はわからない.

岩相 黒色緻密な普通輝石紫蘇輝石含有安山岩溶岩で, 板状節理が発達している. この節理面に沿って風化が進み一部粘土化している部分もある.

#### 岩石記載

##### 普通輝石紫蘇輝石含有安山岩(F925-1)

産地：野沢温泉村, 高倉山西麓の奥志賀林道沿いの標高605mの地点(模式地).  
斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄チタン酸化物(斑晶量は2%以下).  
石基：斜長石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.  
化学組成： $\text{SiO}_2 = 59.3\%$ (金子, 1988)

#### IV. 4. 2. 3 池の沢川溶岩(Ik)

命名 金子(1988).

模式地 野沢温泉村北部, 高倉山と水尾山の間にある池の沢川の標高450m付近.

分布 池の沢川に沿って分布する.

層序関係 水尾山中位溶岩類に覆われる. 模式地付近では, この上位に不整合に火砕流堆積物(火山麓扇状地堆積物として一括したもの的一部)が載っているのが認められる.

層厚 25-30m.

岩相 斜長石斑晶に富む安山岩溶岩で, 約10cm間隔の板状節理が発達する.

#### 岩石記載

##### 普通輝石含有紫蘇輝石安山岩(F927-3)

産地：野沢温泉村北部, 高倉山と水尾山の間にある池の沢川の標高450m付近(模式地).  
斑晶：斜長石(37.5%), 普通輝石(0.1%以下), 紫蘇輝石(3.7%), 鉄チタン酸化物(0.4%).  
石基：斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.  
化学組成： $\text{SiO}_2 = 55.8\%$ (金子, 1988)



#### IV. 4. 2. 4 池の沢溶岩(Is)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村, 上ノ平北方の池の沢川へ続く急な斜面の標高1,000m付近.

**分布** 他の沢川の最上流部に分布する.

**層序関係** おそらく池の沢川溶岩の上位に位置し, 滝ノ沢溶岩に覆われる.

**層厚** 約100m.

**岩相** 板状節理が一部で発達した玄武岩溶岩で, 全体に変質が進んでいる.

#### 岩石記載

紫蘇輝石含有玄武岩(V818-5)

産地: 野沢温泉村, 上ノ平北方の池の沢川へ続く急な斜面の標高1,000m付近(模式地).

斑晶: 斜長石, 紫蘇輝石, 鉄チタン酸化物.

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

化学組成:  $\text{SiO}_2=51.8\%$ (金子, 1988)

#### IV. 4. 2. 5 水尾山中位溶岩類(MzS)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村, 水尾山.

**分布** 水尾山の中-下部にかけての地域を構成する.

**層序関係** 坪山溶岩の上位に載り, 虫生溶岩, 水尾山溶岩等に覆われる.

**層厚** 約400m.

**岩相** 水尾山の主要部を構成する溶岩・火砕岩を一括したもの(金子, 1988)で, 紫蘇輝石と普通輝石を斑晶に持つ安山岩-デイサイト溶岩流を主体とする. 露出が極めて悪く詳細は不明である.

#### IV. 4. 2. 6 高倉溶岩(Ta)

**命名** 金子(1988). 本図幅東に隣接する「苗場山」図幅(島津・立石, 1993)の高倉山溶岩の一部に相当する.

**模式地** 野沢温泉村, 高倉山の西斜面標高700m付近.

**分布** 高倉山の中位部分を構成する.

**層序関係** 高倉山下溶岩の上位に載り, 高倉山溶岩に覆われる.

**層厚** 約100m.

**岩相** 灰黒色緻密な安山岩溶岩で, 径1-3mmの斜長石斑晶を多く含むのが目立つ.

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(V819-5)

産地: 野沢温泉村, 高倉山の西斜面標高700m付近(模式地).

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄チタン酸化物.

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

化学組成：SiO<sub>2</sub>=57.2%(金子，1988)

#### IV. 4. 2. 7 高倉山溶岩(Ts)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村，高倉山の山頂部，西斜面標高800m付近.

**分布** 高倉山の山頂部を構成する.

**層序関係** 高倉溶岩の上位に載る.

**層厚** 約100m.

**岩相** 灰黒色で，塊状の安山岩溶岩である.

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(V819-6)

産地：野沢温泉村，高倉山の山頂部，西斜面標高800m付近(模式地).

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物.

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス.

化学組成：SiO<sub>2</sub>=58.5%(金子，1988)

#### IV. 4. 2. 8 虫生溶岩(Cy)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村，虫生の集落から水尾山山頂部へ至る林道の標高850m付近.

**分布** 水尾山北西側斜面に分布する. この溶岩と同じ鏡下の特徴，全岩化学組成を持った溶岩が虫生の集落の北の千曲川右岸でも見られる.

**層序関係** 水尾山中位溶岩類の上位に載り，水尾山溶岩に覆われる.

**層厚** 約50m.

**岩相** 黒灰色緻密な安山岩溶岩で，一部で板状節理が発達する.

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(F722-7)

産地：野沢温泉村，虫生の集落から水尾山山頂部へ至る林道の標高850m付近(模式地).

斑晶：斜長石(27.0%)，普通輝石(0.8%)，紫蘇輝石(7.7%)，鉄チタン酸化物(0.8%).

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス.

化学組成：SiO<sub>2</sub>=55.7%(金子，1988)

#### IV. 4. 2. 9 水尾山溶岩(Mz)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村，虫生の集落から水尾山山頂部へ至る林道の標高870m付近.

**分布** 水尾山の山頂部北側.

**層序関係** 虫生溶岩の上位に載り、水尾山山頂溶岩に覆われる。

**層厚** 50-100m.

**岩相** 黒色緻密なデイサイト溶岩で、1mm大の細粒の斜長石斑晶が点々と入るのが目立つ。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石デイサイト(F722-6)

産地：野沢温泉村，虫生の集落から水尾山山頂部へ至る林道の標高870m付近(模式地)。

斑晶：斜長石(10.6%)，普通輝石(1.1%)，紫蘇輝石(1.3%)，鉄チタン酸化物(0.7%)。

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=63.3%(金子，1988)

#### IV. 4. 2. 10 水尾山山頂溶岩(Ms)

**命名** 金子(1988)。

**模式地** 野沢温泉村，水尾山山頂部北西側標高940m付近の林道の切り割り。

**分布** 水尾山の山頂部に分布する。

**層序関係** 水尾山溶岩，水尾山中位溶岩類の上位に載る。

**層厚** 30-40m.

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩。

**年代** K-Ar年代は1.66±0.14Maである(金子ほか，1989, 1991)。

#### 岩石記載

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩(V818-7)

産地：野沢温泉村，水尾山山頂部北西側標高940m付近の林道の切り割り(模式地)。

斑晶：斜長石，かんらん石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物，

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=57.8%(金子，1988)

#### IV. 4. 2. 11 本沢溶岩(Hn)

**命名** 金子(1988)．東隣「苗場山」図幅(島津・立石，1993)の前子無斑晶質安山岩部層の一部に相当する。

**模式地** 栄村，上ノ平東方の天代川の上流，日陰沢との合流部付近(東隣「苗場山」図幅内)。

**分布** 天代川上流部の本沢流域に露出する。

**層序関係** 大入溶岩，巢鷹湖溶岩に覆われる。

**層厚** 100m以上。

**岩相** 黒灰色の安山岩溶岩で，一部で10-15cm間隔の板状節理が発達する。3mm程度の斜長石斑晶が目立つ。

**年代** K-Ar年代は1.39±0.07Maである(金子ほか，1989, 1991)．本溶岩のK-Ar年代値は，層序と矛盾した若い年代を示す。これは変質によるアルゴンの損失が原因と考えられている(金子ほか，1991)。

## 岩石記載

### 紫蘇輝石含有普通輝石安山岩 (F1001-3A)

産地：栄村，上ノ平東方の天代川の上流，日陰沢との合流部付近(模式地)。

斑晶：斜長石(35.8%)，普通輝石(0.3%)，紫蘇輝石(0.1%以下)，鉄チタン酸化物(0.1%)。

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=59.0%(金子，1988)

## IV. 4. 2. 12 大入溶岩(0r)

**命名** 金子(1988)．東隣「苗場山」図幅(島津・立石，1993)の高倉山溶岩及び大入沢溶岩の一部に相当する。

**模式地** 野沢温泉村，上ノ平北東方にある林道の標高1,160m付近。

**分布** 大入山の中位を構成する．模式地付近に加え，大入山南側の林道沿にも露出する(東隣「苗場山」図幅内)。

**層序関係** 本沢溶岩の上位に載り，日陰林道溶岩に覆われる。

**層厚** 20-50m。

**岩相** 黒灰色緻密な安山岩溶岩。

## 岩石記載

### かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (F831-14)

産地：野沢温泉村，上ノ平北東方にある林道の標高1,160m付近(模式地)。

斑晶：斜長石(33.1%)，普通輝石(1.2%)，紫蘇輝石(3.2%)，かんらん石(0.2%)，鉄チタン酸化物(0.9%)。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=55.6%(金子，1988)

## IV. 4. 2. 13 大入山溶岩(0y)

**命名** 金子(1988)。

**模式地** 野沢温泉村，上ノ平北東方にある林道の標高1,170m付近。

**分布** 模式地である大入山の南側斜面にわずかに確認されるのみで，詳細は不明である。

**層序関係** 大入溶岩最上部の数mの火砕岩層(主に降下堆積物からなる)の上位に載る。

**層厚** 5m以下。

**岩相** やや発泡した黒色の玄武岩で，一部変質し青灰色を呈する部分もある．アグルチネートに似た外観を呈するが，露出が極めて悪く詳細は不明である。

## 岩石記載

### 普通輝石かんらん石玄武岩 (F813-13A)

産地：野沢温泉村，上ノ平北東方にある林道の標高1,170m付近(模式地)。

斑晶：斜長石(40.7%)，かんらん石(41%)，普通輝石(1.6%)。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=50.2% (金子, 1988)

#### IV. 4. 2. 14 日陰林道溶岩 (Tr)

**命名** 金子(1988). 東隣「苗場山」図幅(島津・立石, 1993)の高倉山溶岩及び大入沢溶岩の一部に相当する.

**模式地** 栄村, 毛無L山の東方, 日陰沢林道の標高1,100m付近(東隣「苗場山」図幅内).

**分布** 日陰林道溶岩は, 模式地付近と, 大入山山頂部付近の2箇所に分かれて分布する.

**層序関係** 大入溶岩, 一の沢火砕流(金子, 1988)の上位に載り, 大入山山頂溶岩, 二の沢火山レキ凝灰岩(金子, 1988)などに覆われる.

**層厚** 50-100m.

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩.

**年代** K-Ar年代は1.65±0.13Maである(金子ほか, 1989, 1991).

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩 (F814-2)

産地: 栄村, 毛無山の東方, 日陰沢林道の標高1,100m付近(模式地).

斑晶: 斜長石(32.3%), 普通輝石(1.9%), 紫蘇輝石(5.5%), 鉄チタン酸化物(1.8%).

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

化学組成: SiO<sub>2</sub>=59.1% (金子, 1988)

#### IV. 4. 2. 15 大入山山頂溶岩 (Os)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村, 大入山山頂部標高1,270m1付近.

**分布** 大入山山頂部.

**層序関係** 日陰林道溶岩の上位に載る.

**層厚** 50m以下.

**岩相** 青灰色緻密の安山岩溶岩で, 細粒(最大長径1mm)の斜長石斑晶が目立つ.

#### 岩石記載

かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (V815-5)

産地: 野沢温泉村, 大入山山頂部標高1,270m付近(模式地).

斑晶: 斜長石, かんらん石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄チタン酸化物.

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

化学組成: SiO<sub>2</sub>=59.0% (金子, 1988)

#### IV. 4. 3 新期噴出物(毛無山火山体噴出物)ー下位グループ

毛無山火山噴出物のうち新期噴出物は, 山体中央から南部を占める毛無山火山体を構成する. このうち下位グループは毛無山火山体主要部をなし, 1.3Ma前後を中心に活動したと考えられる. 下位より福

島溶岩，猿ヶ沢溶岩，北竜湖溶岩，小菅神社溶岩，城山溶岩，万仏岩凝灰角礫岩，日陰溶岩，中尾溶岩，柄の沢溶岩，毛無山東溶岩，巢鷹湖溶岩，スカイライン溶岩，巢鷹崖溶岩，毛無崖溶岩，野沢溶岩，滝ノ沢溶岩，平沢溶岩，及びカヤの平林道溶岩からなる。

#### IV. 4. 3. 1 福島溶岩(Fk)

**命名** 新称.

**模式地** 飯山市福島の東南東1km，城山のある峰の北斜面を東西に走る林道沿い.

**分布** 城山のある峰の北側基底部に露出する．また，城山の頂上部にも肉眼的及び鏡下の特徴が同じ岩体が分布する．これは，別の岩体である可能性もあるが，ここでは上位の城山溶岩の間から福島溶岩が突き出していると解釈し，福島溶岩に含めた.

**層序関係** 城山溶岩に覆われる.

**層厚** 200m程度.

**岩相** 黒灰色緻密な塊状デイサイト溶岩で，1-2mmの比較的大きな斜長石がまばらに入る.

#### 岩石記載

紫蘇輝石含有普通輝石デイサイト(22Oct96-6)

産地：飯山市福島の東南東1kmの林道沿い(模式地).

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物.

石基：斜長石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，ガラス.

#### IV. 4. 3. 2 猿ヶ沢溶岩(Sw)

**命名** 新称.

**模式地** 木島平村馬曲集落の南，猿ヶ沢の左岸標高750mの地点.

**分布** 猿ヶ沢に沿って分布する．また城蔵山の南西斜面にも猿ヶ沢溶岩の転石が見られる.

**層序関係** 分布関係から，平沢溶岩に覆われると推定される.

**層厚** 200m以上.

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩で，1-2mmの斜長石が目立つ．一部で板状節理が発達する.

#### 岩石記載

紫蘇輝石普通輝石デイサイト(24Oct96-7)

産地：木島平村馬曲の集落の南，猿ヶ沢の左岸標高750mの地点(模式地).

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物.

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，ガラス.

#### IV. 4. 3. 3 北竜湖溶岩(Hr)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 飯山市北竜湖の東側にある林道の切り割り.

**分布** 山体西部の小菅神社のある峰の下部を構成する.

**層序関係** 瑞穂火山岩類の上位に載り，小菅神社溶岩に覆われる。

**層厚** 100-200m.

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩で，斑晶鉱物のほとんどが斜長石(1-2mm)である。

#### 岩石記載

普通輝石含有安山岩(F1015-5)

産地：飯山市北竜湖の東側にある林道の切り割り(模式地)。

斑晶：斜長石，普通輝石，鉄チタン酸化物。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=54.3%(金子，1988)

#### IV. 4. 3. 4 小菅神社溶岩(Kj)

**命名** 金子(1988)。

**模式地** 飯山市小菅神社。

**分布** 小菅神社のある峰の上部を構成する。

**層序関係** 北竜湖溶岩の上位に載る。

**層厚** 100-200m.

**岩相** 黒灰色緻密な安山岩溶岩で，直径1-5mmの斜長石斑晶が目立つ。板状節理が発達する。

#### 岩石記載

普通輝石含有紫蘇輝石安山岩(F1015-3)

産地：飯山市小菅神社(模式地)。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

#### IV. 4. 3. 5 城山溶岩(Sy)

**命名** 赤羽ほか(1991)。

**模式地** 木島平村内山の集落の北北東約1kmの城山南斜面。

**分布** 万仏岩のある峰の下部から城山にかけて分布する(第39図)。

**層序関係** 福島溶岩を覆い，万仏岩凝灰角礫岩に覆われる。

**層厚** 200m程度。

**岩相** 黒灰色緻密な安山岩溶岩で，0.5-1mmの細粒の斜長石が多く含まれる。一部で板状節理が発達する。

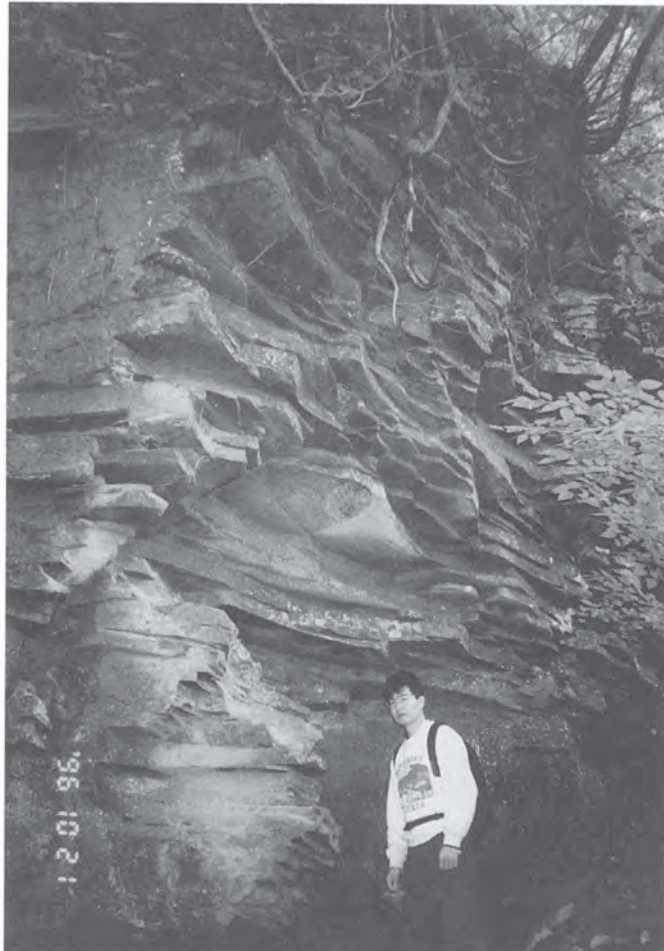
#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(23Oct96-3)

産地：木島平村内山の集落の北北東約1kmの城山南斜面(模式地)。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物。

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，ガラス。



第39図 板状節理が発達する城山溶岩(Sy)の露頭。  
飯山市福島集落の東、万仏岩への登山道沿い。

#### IV. 4. 3. 6 万仏岩凝灰角礫岩(MnB)

**命名** 赤羽ほか(1991)．赤羽(1976)では高井溶岩または高井火山岩類と呼ばれていたものである。

**模式地** 飯山市万仏岩登山道終点の岩屋(標高約1,100m)(第40図)。

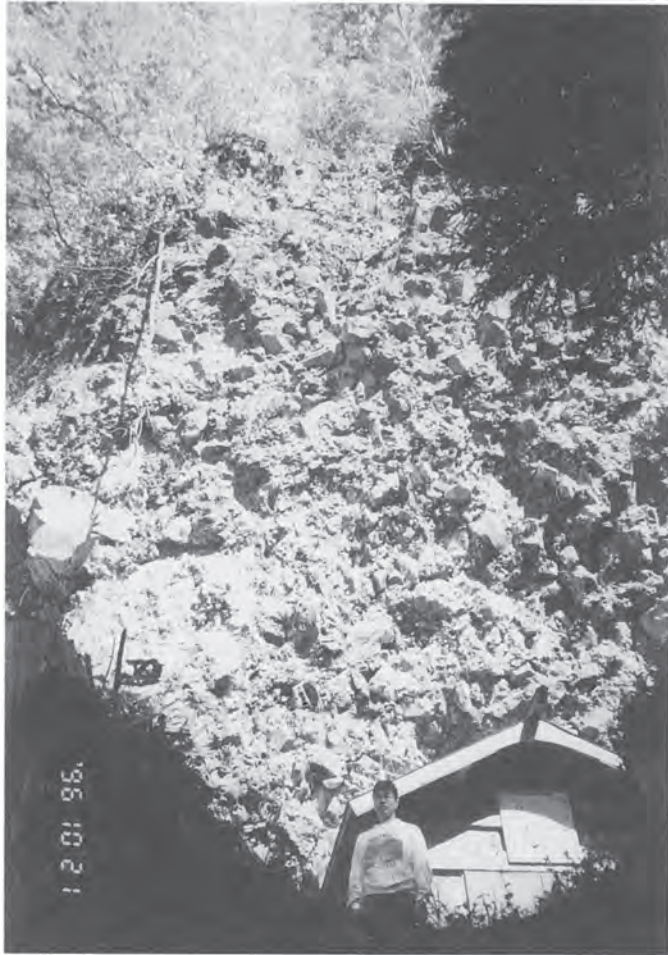
**分布** 万仏岩周辺．上記岩屋では20m以上の崖をなして露出する。

**層序関係** 福島溶岩を覆う。

**層厚** 200m以上。

**岩相** 直径30cm-1m程度の本質岩片を多く(50%以上)含む弱溶結した火砕岩．本質岩片は、1-2mmの斜長石を含むデイスaitoで、発泡の程度は低い．基質はラピリサイズの岩片を含む．露頭スケールでは層理は見られない．基質には、結晶度の違いによるユータキシティックな構造が見られる．万仏岩凝灰角礫レキ岩は、火口近傍に堆積した降下堆積物、あるいは岩片(本質)に富む火砕流堆積物と考えら





第40図 弱溶結した万仏山凝灰角礫岩 (MnB) の露頭。  
飯山市, 万仏岩登山道終点の岩屋付近(標高約1,100m)。

れる。

#### 岩石記載

紫蘇輝石含有普通輝石デイサイト(22Oct96-3)

産地: 飯山市万仏岩登山道終点の岩屋(模式地)。

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄チタン酸化物。

石基: 斜長石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス。

#### IV. 4. 3. 7 日影溶岩(Hg)

命名 金子(1988)。

模式地 野沢温泉村の野沢温泉スキー場日影ゲレンデ内, 牛首峰南斜面。

**分布** 野沢温泉スキー場日影ゲレンデ付近の峰の基底部を構成する。

**層序関係** 野沢溶岩及び滝の沢溶岩に覆われる。

**層厚** 50-100m.

**岩相** 灰黒色の安山岩溶岩で、板状節理が発達する。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (F809-4)

産地：野沢温泉村の野沢温泉スキー場日影ゲレンデ内、牛首峰南斜面(模式地)。

斑晶：斜長石(28.7%)，普通輝石(0.6%)，紫蘇輝石(3.7%)，鉄チタン酸化物(0.4%)。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=59.3%(金子，1988)

#### IV. 4. 3. 8 中尾溶岩(Kg)

**命名** 金子(1988)。

**模式地** 野沢温泉村，野沢温泉スキー場内スカイラインコースのある峰の南斜面標高820m付近。

**分布** 上記の峰の基底部を構成する。

**層序関係** 柄沢溶岩に覆われる。

**層厚** 100m.

**岩相** 灰黒色の安山岩溶岩で、数cm間隔の板状節理が発達する。短冊状の細かな斜長石斑晶(長径1mm程度)が目立つ。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石デイサイト (F810-2)

産地：野沢温泉村，野沢温泉スキー場内スカイラインコースのある峰の南斜面標高820m付近(模式地)。

斑晶：斜方輝石(20.7%)，普通輝石(0.8%)，紫蘇輝石(1.0%)，鉄チタン酸化物(0.6%)，磷灰石(0.1%以下)。

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，磷灰石，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=63.1%(金子，1988)

#### IV. 4. 3. 9 柄の沢溶岩(Fs)

**命名** 金子(1988)。

**模式地** 野沢温泉村，野沢温泉スキー場内スカイラインコースのある峰の南斜面標高850m付近。

**分布** 上記の峰の中位から毛無山山頂部を構成する。

**層序関係** 中尾溶岩の上位に載り，スカイライン溶岩，上の平凝灰角礫岩に覆われる。

**層厚** 100m.

**岩相** 黒色のデイサイト溶岩で比較的大きな斜長石斑晶(長径2mm程度)が目立つ。一部で板状節理が発達する。

## 岩石記載

### 普通輝石紫蘇輝石デイサイト(F810-8)

産地：野沢温泉村，野沢温泉スキー場内スカイラインコースのある峰の南斜面標高850m付近(模式地)。

斑晶：斜長石(12.2%)，普通輝石(0.7%)，紫蘇輝石(1.5%)，鉄チタン酸化物(0.8%)，燐灰石(0.1%以下)。

石基：斜長石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=64.8%(金子，1988)

## IV. 4. 3. 10 毛無山東溶岩(Bf)

命名 金子(1988)．東隣「苗場山」図幅(島津・立石，1993)の大次郎山溶岩の一部に相当する。

模式地 野沢温泉村，毛無山の山頂から東へ1.5kmの峰の南東斜面標高1,400m付近(東隣「苗場山」図幅内)。

分布 毛無山の山頂部東側に分布する。

層序関係 二の沢崖溶岩(金子，1988)の上位に載り，おそらく上の平溶岩，志賀林道溶岩に覆われる。

層厚 100m以上。

岩相 黒色のデイサイト溶岩で，大きな斜長石斑晶(長径2-3mm)が目立つ。幅20cm程度の比較的厚い板状節理が発達している。

## 岩石記載

### 紫蘇輝石普通輝石デイサイト(F725-13)

産地：毛無山山頂から南東へ750mの奥志賀林道の切り割り。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石。

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=67.1%(金子，1988)

## IV. 4. 3. 11 巢鷹湖溶岩(So)

命名 金子(1988)．東に隣「苗場山」図幅(島津・立石，1993)の大次郎山溶岩の一部に相当する。

模式地 野沢温泉村，上ノ平の南東側を北東に向かって流れる沢の標高1,150m付近。

分布 上ノ平東縁部，標高1,100-1,200m付近の斜面に露出する。

層序関係 二の沢崖溶岩(金子，1988)の上位に載り，巢鷹崖溶岩に覆われる。

層厚 50-100m。

岩相 黒灰色の安山岩溶岩で，板状節理が発達している。

年代 K-Ar年代は1.27±0.08Maである(金子ほか，1989,1991)。

## 岩石記載

### かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩(F831-8)

産地：野沢温泉村，上ノ平の南東側を北東に向かって流れる沢の標高1,150m付近(模式地)。

斑晶：斜長石(27.6%)，かんらん石(0.1%)，普通輝石(4.2%)，紫蘇輝石(7.8%)，鉄チタン酸

化物(1.3%).

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=56.5%(金子，1988)

#### IV. 4. 3. 12 スカイライン溶岩(Sk)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 長野県野沢温泉村，野沢温泉スキー場内スカイラインコースのある峰の標高900m付近.

**分布** 上記の峰の北西部最上位を構成する.

**層序関係** 柄の沢溶岩の上位に載る.

**層厚** 50-100m.

**岩相** 青灰色の安山岩溶岩で，数cm間隔の板状節理が発達している。茶黒色の紫蘇輝石斑晶が目立つ。

**年代** K-Ar年代は1.30±0.08Maである(金子ほか，1989,1991).

#### 岩石記載

かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩(F724-5)

産地：野沢温泉村，野沢温泉スキー場内スカイラインコースのある峰の標高900m付近(模式地).

斑晶：斜長石(36.4%)，かんらん石(0.1%以下)，普通輝石(1.3%)，紫蘇輝石(2.1%)，鉄チタン酸化物(0.4%).

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=57.7%(金子，1988)

#### IV. 4. 3. 13 巢鷹崖溶岩(Sc)

**命名** 金子(1988)．東隣「苗場山」図幅(島津・立石，1993)の大次郎山溶岩の一部に相当する.

**模式地** 野沢温泉村，上ノ平の南東側を北東に向かって流れる沢の北側斜面標高1,230m付近.

**分布** 野沢温泉村，上ノ平東縁部，標高1,200-1,250m付近の斜面に露出する.

**層序関係** 巢鷹湖溶岩の上位に載り，毛無崖溶岩，上の平溶岩に覆われる.

**層厚** 約50m.

**岩相** 黒色のデイサイト溶岩.

#### 岩石記載

普通輝石含有紫蘇輝石デイサイト(V811-2)

産地：野沢温泉村，上ノ平の南東側を北東に向かって流れる沢の北側斜面標高1,230m付近(模式地).

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物.

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成：SiO<sub>2</sub>=63.6%(金子，1988)

#### IV. 4. 3. 14 毛無崖溶岩(Kc)

**命名** 金子(1988). 東隣「苗場山」図幅(島津・立石, 1993)の大次郎山溶岩の一部に相当する.

**模式地** 野沢温泉村, 上ノ平の南東側を北東に向かって流れる沢の右岸の標高1,250m付近.

**分布** 上ノ平の東縁部の斜面, 標高1,250-1,300m付近に分布する.

**層序関係** 巢鷹崖溶岩の上位に載り, 上の平溶岩に覆われる.

**層厚** 50-100m.

**岩相** 黒色のデイサイト溶岩で, 板状節理が発達している. 1mm前後の斜長石斑晶がまばらに入っているのが目立つ.

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石デイサイト(V811-6)

産地: 野沢温泉村, 上ノ平の南東側を北東に向かって流れる沢の右岸の標高1,250m付近(模式地).

斑晶: 斜方輝石(9.8%), 普通輝石(0.8%), 紫蘇輝石(0.9%), 鉄チタン酸化物(0.4%).

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

化学組成:  $\text{SiO}_2=62.8\%$ (金子, 1988)

#### IV. 4. 3. 15 野沢溶岩(Nz)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村, 上ノ平北西の滝の沢, 標高850m付近.

**分布** 上ノ平の北西斜面下位に分布する.

**層序関係** 滝の沢溶岩に覆われる.

**層厚** 約100m.

**岩相** 青黒色の安山岩溶岩で, 約10cm間隔の板状節理が発達している.

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(F813-3)

産地: 野沢温泉村, 上ノ平北西の滝の沢, 標高850m付近(模式地).

斑晶: 斜長石(23.6%), 普通輝石(0.5%), 紫蘇輝石(7.8%), 鉄チタン酸化物(1.1%).

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

化学組成:  $\text{SiO}_2=60.1\%$ (金子, 1988)

#### IV. 4. 3. 16 滝ノ沢溶岩(Tk)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 長野県野沢温泉村, 上ノ平北西の滝の沢の標高950m付近.

**分布** 上ノ平北部に分布する.

**層序関係** 池の沢溶岩, 野沢溶岩の上位に載り, 上の平溶岩に覆われる.

**層厚** 約100m.

**岩相** 黒色の安山岩溶岩で, 2-5mmの斜長石斑晶が目立つ. 板状節理が発達している. 灯籠木峠周辺

の奥志賀林道沿いに、この溶岩の上部クリンカーが露出している。

年代 K-Ar年代は $1.29 \pm 0.11\text{Ma}$ である(金子ほか, 1989, 1991)。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(F813-7)

産地：野沢温泉村，上ノ平北西の滝の沢の標高950m付近(模式地)。

斑晶：斜長石(21.5%)，普通輝石(0.6%)，紫蘇輝石(6.1%)，鉄チタン酸化物(2.0%)。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

化学組成： $\text{SiO}_2 = 61.5\%$ (金子，1988)

#### IV. 4. 3. 17 平沢溶岩(Hi)

命名 新称。

模式地 木島平村，上千石の集落から南の平沢城跡へ至る林道の標高700m付近。

分布 馬曲川中流域にある平沢-千石の集落の南及び北にある峰の中部から基底部に分布する。

層序関係 猿ヶ沢溶岩の上位に載り，樽滝溶岩に覆われる。

層厚 200m以上。

岩相 黒灰色緻密な安山岩溶岩で，0.5-2mmの斜長石，1mm前後の紫蘇輝石が目立つ。一部で板状節理が発達する。

年代 K-Ar年代は $1.17 \pm 0.07\text{Ma}$ である(金子ほか, 1989)。

#### 岩石記載

かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩(24Oct96-1)

産地：木島平村，上千石の集落から南の平沢城跡へ至る林道の標高700m付近(模式地)。

斑晶：斜長石，かんらん石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物。

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

#### IV. 4. 3. 18 カヤの平林道溶岩(Kr)

命名 新称。南隣「中野」図幅(赤羽ほか, 1992)の平穏火山岩類の一部に相当する。

模式地 木島平村，糠塚の集落の北北東約2kmのカヤの平林道の切り割り(南隣「中野」図幅内)。

分布 城蔵山の南西側から麓の糠塚の集落にかけて分布する。

層序関係 分布からおそらく猿ヶ沢溶岩の上位に載り，清水平林道溶岩に覆われると推定される。

層厚 100-200m。

岩相 灰青色の安山岩溶岩で，直径1-2mmの斜長石及び1-3mmの輝石斑晶が目立つ。数-数10cm間隔の板状節理が発達する。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(20Nov97-10)

産地：木島平村，糠塚の集落の北北東約2kmのカヤの平林道の切り割り(模式地)。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

#### IV. 4. 4 新期噴出物(毛無山火山体噴出物)ー上位グループ

新期噴出物(毛無山火山体噴出物)の上位グループは，1.0Ma前後を中心に噴出したと推定され，部分的に火山地形原面を残す。下位より，樽滝溶岩，清水平林道溶岩，城蔵山溶岩，志賀林道溶岩，上の平凝灰角礫岩，及び上の平溶岩からなる。

##### IV. 4. 4. 1 樽滝溶岩(Tt)

**命名** 新称. 南隣「中野」図幅(赤羽ほか，1992)の平穩火山岩類の一部に相当する。

**模式地** 木島平村，平沢の集落の東にある峰の頂上付近標高1,050mの地点。

**分布** 城蔵山の西南西斜面の最上位を構成する。先端部は高社火山との境界まで達し，樽滝付近では樽川によって浸食され，川の両岸に急崖をなして露出する(南隣「中野」図幅内)。

**層序関係** 平沢溶岩の上位に載る。

**層厚** 100m以上。

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩で，1-2mmの斜長石が目立つ。ブロック状の節理が発達する。

**年代** K-Ar年代は $1.06 \pm 0.07$ Maである(金子ほか，1989, 1991, 産地：樽滝「KN-09」)。

##### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(24Oct96-6)

産地：木島平村，平沢の集落の東にある峰の頂上付近標高1,050mの地点(模式地)。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物。

石基：斜長石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

##### IV. 4. 4. 2 清水平林道溶岩(Sz)

**命名** 新称. 南隣「中野」図幅(赤羽ほか，1992)の清水平火山岩類及び平穩火山岩類，島津ほか(1985)の八剣山溶岩の一部に相当する。

**模式地** 木島平村，城蔵山南方にある清水平林道の標高1,150mの切り割り(南隣「中野」図幅内)。

**分布** 城蔵山南斜面の清水平林道のある地形面を構成する。先端部は糠塚の集落付近まで達している(南隣「中野」図幅内)。

**層序関係** 分布からおそらくカヤの平林道溶岩の上位に載り，城蔵山溶岩に覆われる。

**層厚** 約100m。

**岩相** 灰黒色緻密な安山岩溶岩で，細粒の斜長石斑晶(0.5-1mmが多い)を多く含むのが目立つ。

##### 岩石記載

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩(20Nov97-14)

産地：木島平村，城蔵山南方にある清水平林道の標高1,150mの切り割り(模式地)。

斑晶：斜長石，かんらん石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス。

#### IV. 4. 4. 3 城蔵山溶岩(Sr)

**命名** 新称. 東隣「苗場山」図幅(島津・立石, 1993)の八剣山溶岩の一部に相当する.

**模式地** 木島平村, 城蔵山の南東約1kmにある急崖の標高1,300mの地点.

**分布** 城蔵山, 八剣山周辺から南南西にあるカヤの平キャンプ場にかけて分布する(東隣「苗場山」図幅内).

**層序関係** 城蔵山周辺で最上位の溶岩で, 清水平林道溶岩の上位に載る.

**層厚** 100m程度.

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩. 一部で板状節理が発達する.

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(20Nov97-11)

産地: 木島平村, 城蔵山の南東約1kmにある急崖の標高1,300mの地点(模式地).

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄チタン酸化物.

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

#### IV. 4. 4. 4 志賀林道溶岩(Sg)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 栄村毛無山の山頂より南南東へ約2kmの奥志賀林道の切り割り(東隣「苗場山」図幅内).

**分布** 毛無山の南東側斜面に分布する.

**層序関係** 赤ダレ谷溶岩類, 柄の沢溶岩, 毛無東溶岩及び大次郎溶岩(金子, 1988)の上位に載る.

**層厚** 20-50m.

**岩相** 黒色緻密な安山岩溶岩で, 板状節理が発達している.

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(F830-7)

産地: 栄村, 毛無山の山頂より南南東へ約2kmの奥志賀林道の切り割り(模式地).

斑晶: 斜長石(28.5%), 普通輝石(1.9%), 紫蘇輝石(8.7%), 鉄チタン酸化物(1.1%).

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス.

化学組成:  $\text{SiO}_2 = 56.3\%$ (金子, 1988)

#### IV. 4. 4. 5 上の平凝灰角礫岩(UnB)

**命名** 金子(1988).

**模式地** 野沢温泉村小毛無山の西側, 標高1,400m付近.

**分布** 上ノ平の西縁部, 小毛無山の西斜面に分布する.

**層序関係** 柄の沢溶岩の上位に載り, 上の平溶岩に覆われる.

**層厚** 30-40m.

**岩相** 最大直径1.5mの, 1-2cmの軽石を含む淘汰の悪い堆積物. 岩片はこの上に直接重なる上の平溶岩と同質のもので, 緻密なものを主体とするが, やや発泡したものも含まれる. 基質は細-中粒の火山



灰からなるが、酸化され黄-赤色を呈する。層理は見られない。

#### IV. 4. 4. 6 上の平溶岩(Un)

**命名** 金子(1988)。

**模式地** 野沢温泉村毛無山の山頂より北へ約1kmの奥志賀林道の切り割り。

**分布** 上ノ平の平坦面を構成する(第41図)。

**層序関係** 柄の沢溶岩、滝ノ沢溶岩、毛無崖溶岩、上の平火山レキ凝灰岩の上位に載る。毛無火山の溶岩中最上位。

**層厚** 約50m。

**岩相** 灰黒色緻密な安山岩溶岩で、数-10cm間隔の板状節理が発達している。

**年代** K-Ar年代は $0.99 \pm 0.08\text{Ma}$ である(金子ほか, 1989)。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(F725-10)

産地：野沢温泉村毛無山の山頂より北へ約1kmの奥志賀林道の切り割り(模式地)。

斑晶：斜長石(26.3%)、普通輝石(0.6%)、紫蘇輝石(5.3%)、鉄チタン酸化物(0.8%)。

石基：斜長石、単斜輝石、鉄チタン酸化物、ガラス。

化学組成： $\text{SiO}_2 = 58.2\%$ (金子, 1988)



第41図 上の平溶岩(Un)の作る平坦面。  
野沢温泉村上ノ平高原。

#### IV. 4. 5 火山麓扇状地堆積物(DFV)

**命名** 金子(1988)の火山麓の緩斜面の堆積物に相当する。

**分布** 栄村大巻の集落南，大巻川の西を流れる支流沿い(東隣「苗場山」図幅内)で良く露出する。毛無火山の北東麓一帯を占める。

**層序関係** 水尾-大入山の山体を覆う。

**層厚** 30-50m.

**岩相** 火砕流堆積物とその上位に載る土石流堆積物から構成される。火砕流は，厚さ3-10mで，直径1-4cm(最大30cm)の軽石，比較的角が取れた同質岩片を含む。基質は灰白色で，細-中粒の火山灰からなる。本質物質に含まれる苦鉄質斑晶鉱物は普通輝石，紫蘇輝石で，毛無火山の主要な溶岩と同じである。これらの鉱物の組成範囲は，異なった地点のものでは，系統的な違いが見られることがあり，複数の異なる火砕流堆積物が含まれていることが示唆される。土石流堆積物は，全体の厚さが数-10数mで，1つのフローユニットを示すと思われる厚さ1-3mのレンズ状の単層が重なる。角の取れた複数種の類質岩片を含む。この大きさはさまざまであるが，直径10cm程度のものが多い。基質は固結の程度が低く，茶灰色の細-中粒火山灰からなる。

#### IV. 5 黒岩山火山岩類(Kv)

(土谷信之)

**命名** 赤羽ほか(1991)。

**模式地** 飯山市黒岩山の尾根から桂池にかけての地域。

**分布** 本図幅地域中央部の黒岩山付近に分布し，南北に5kmほどに延びた尾根をなす。

**層序関係** 下位の大川層を不整合に覆う。

**層厚** 少なくとも約100m.

**岩相** 黒岩山安山岩類は，黒色の普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩，普通輝石安山岩溶岩及び火砕岩からなる。溶岩は斜長石斑晶に富み，苦鉄鉱物斑晶は量的に少ないが，基質が緻密で優黒質であるため，外見上は黒っぽい。これらの輝石には微小な輝石からなる反応縁がしばしば認められる。黒岩山の山頂北東の電波塔付近では鮮やかな赤褐色に酸化した溶岩流が挟在し，クリンカーが発達している。また，平丸峠付近やその南東の黒岩山南斜面では斜長石斑晶に富む厚い溶岩が挟在している。

#### 岩石記載

普通輝石安山岩(GSJ R71107, 原試料番号 IY95108)

産地：飯山市黒岩山北方平丸峠。

斑晶：斜長石，普通輝石，鉄鉱。斜長石は長径0.3-2mmの柱状結晶の中性長石で，新鮮である。

普通輝石は長径0.3-2mm少量含まれ，外縁に細かい単斜輝石が生じている。鉄鉱は径0.2mm程度である。

石基：径0.2mm以下の斜長石，単斜輝石，及び鉄鉱で，ピロタキシティック組織。

#### IV. 6 茶屋池火山岩類(Ch)

(土谷信之)

**命名** 赤羽ほか(1991)、服部(1979)の茶屋池系火山岩類に相当する。

**模式地** 飯山市茶屋池付近から関田峠にかけての地域。

**分布** 本図幅地域北辺部の長野-新潟県境の関田峠、茶屋池付近の海拔800ないし1,150m付近に分布し、3km四方程度の分布をなす。

**層序関係** 大川層の野々海川火砕岩部層を不整合に覆うと考えられている(赤羽ほか、1991)。

**層厚** 100-200m。

**岩相** 斑晶にやや乏しい緻密で優黒質の普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩・火砕岩(凝灰角礫岩、火山礫岩)からなり、泥流堆積物及び白色の軽石凝灰岩を挟む。溶岩は板状節理や柱状節理が発達する。茶屋池付近に分布するものは、風化が進んでいる。

##### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩(GSJ R71108, 原試料番号 IY95011)

産地：模式地の茶屋池付近林道の露頭の溶岩。

斑晶：斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、鉄鋳。斜長石は長径0.2-0.1mmの曹灰長石の長柱状結晶で、新鮮である。大きい結晶は内部が虫食い状に溶けていることがある。紫蘇輝石は長径0.3-0.1mm、普通輝石は径0.2-0.1mm、いずれも少量である。紫蘇輝石は普通輝石の小結晶に囲まれることがある。鉄鋳は径0.1mm以下。

石基：径0.1mm以下の微小な斜長石や単斜輝石。ピロタキシンティック組織を呈する。

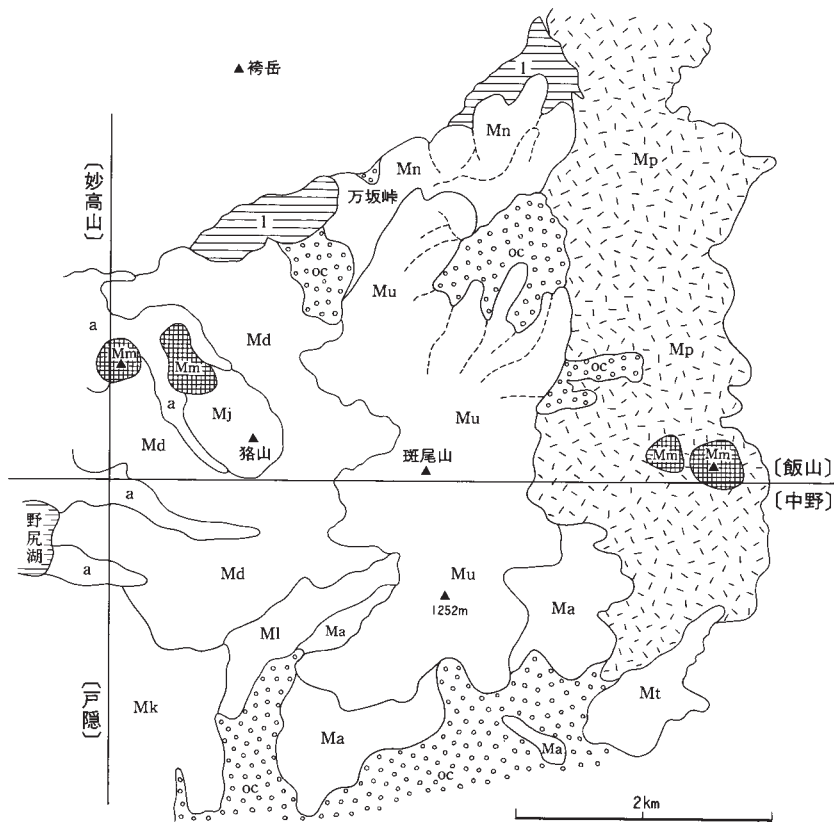
**年代** 上記の岩石試料の放射年代値は $0.8 \pm 0.1$ Ma(第4表)である。この年代値は、茶屋池火山岩が前期更新世末に噴出したことを示す。

#### IV. 7 斑尾火山噴出物

(土谷信之)

斑尾火山(標高1,381.8m)は妙高火山群に属する火山である。本図幅地域南西端部には、その火山体の北半部が含まれ、南半部は南隣「中野」図幅地域内に含まれる。本火山は更新世の火山で、その火山地形は山体の大部分が崩壊し開析されている。火山体の溶岩流地形を留めているのは山体北部の斑尾高原スキー場付近のみであり、他の部分は崩壊した斜面が発達し、崩壊堆積物が分布する(第42図)。山頂付近もほとんど開析されていて、火口や溶岩ドームなどの地形は見いだせない。

斑尾火山の地形と地質は、山崎(1896)、八木(1929)、山田(1929a, b)、八木・八木(1958)、竹内



第42図 斑尾火山の地質概略図。

破線は5万分の1地形図の境界。南隣「中野」図幅地域内については赤羽ほか(1992)を、本図幅地域内については本調査資料に加えて、早津(1985)及び天野ほか(1994)の資料を参考にして作成。Mp：斑尾高原火砕物、Ml：斑尾下部溶岩、Mk：金石溶岩、Ma：荒瀬原火砕岩類、Md：大明神溶岩、Mn：斑尾北部溶岩、Mu：斑尾上部溶岩、Mj：猪山溶岩、Mt：月夜棚溶岩、Mm：溶岩ドーム、Oc：古期崩積堆積物、I：湿地堆積物、a：谷床堆積物。

(1970), 早津(1985), 赤羽ほか(1992), 天野ほか(1994)などによって記載・研究がなされてきた。また、早津ほか(1994), 金子ほか(1989, 1991)は、斑尾火山の火山岩類のK-Ar年代を測定し、斑尾火山の活動時期を明らかにした。

斑尾火山噴出物は、主として紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩及び火砕岩からなるが、一部に普通輝石安山岩、角閃石普通輝石安山岩の溶岩及び火砕岩を伴う。斑尾火山の噴出物は新旧2つのグループに大別され、古いグループの溶岩からは、 $0.70 \pm 0.05\text{Ma}$ と $0.67 \pm 0.04\text{Ma}$ , 新しいグループの溶岩では、 $0.55 \pm 0.04\text{Ma}$ のK-Ar年代がそれぞれ得られている(早津ほか, 1994)。また、金子ほか(1989, 1991)は、 $0.81 \pm 0.12\text{Ma}$ と $0.71 \pm 0.12\text{Ma}$ の2つのK-Ar年代を報告しており、これは古いグループの年代と一致する。これらの年代値から、斑尾火山はやや長い休止期を挟んで、中期更新世初期の約 $0.7\text{Ma}$ と約 $0.55\text{Ma}$ の2つの活動時期を持つ「多世代成層火山」であると考えられる(早津ほか, 1994)。

斑尾火山噴出物全体の地質の概略を第42図に示す。南隣「中野」図幅地域内の斑尾火山噴出物は、下

位より、斑尾下部溶岩、釜石溶岩、荒瀬原火砕岩類、大明神溶岩、斑尾上部溶岩、月夜棚溶岩に区分され、それらの周辺に古期土石流堆積物(古期崩積堆積物)が分布している(赤羽ほか, 1992)。そのうち、「飯山」図幅地域内に分布するものは大明神溶岩、斑尾上部溶岩及び古期崩積堆積物である。本図幅地域内では加えて、斑尾高原火砕物、斑尾北部溶岩、<sup>むじな</sup> 猪山溶岩、及び信濃町古海付近と飯山市沓津南西に分布する4つのドーム状安山岩小岩体が分布する。また、これら溶岩の周辺に崩壊岩屑堆積物が分布し、さらに風化火山灰層が覆っている。斑尾火山噴出物の噴出順序や時期は、露頭状況が不良であって必ずしも明確ではないが、分布や浸食開析の程度などから推定した。

#### IV. 7. 1 斑尾高原火砕物(Mp)

**命名** 新称。斑尾高原火砕物は斑尾山山頂の北東方に分布し、斑尾高原と呼ばれる起伏のある小さな高原地形を形成する安山岩の火山砕屑物や土石流堆積物で、南隣「中野」図幅(赤羽ほか, 1992)の荒瀬原火砕岩類へと連続しているものと見られる。

**分布** 本図幅地域南西部斑尾山の東方から斑尾高原及び沼池付近まで分布する。

**層序関係** 下位の太川層を不整合に覆う。

**層厚** 数mから数10mで、沓津西方では100m程度と見られる。

**岩相** 本火砕岩は灰色の紫蘇輝石普通輝石安山岩の火砕岩からなり、数m以上の降下火山灰層に覆われている。火山灰層は沼池付近で良く観察され、やや固結していて、ところにより不規則に変形している。山頂北東部の斑尾高原の火砕物は層厚5m以上の厚い火山灰層に覆われていて、さらに小河川の開析を受けている。

#### IV. 7. 2 大明神溶岩(Md)

**命名** 早津(1985)

**模式地** 信濃町荒瀬原北方から西側中腹にかけての林道沿い(南隣「中野」図幅地域内)。

**分布** 大明神溶岩は斑尾山西部から南隣「中野」図幅地域北西部にかけて分布する。

**層序関係** 斑尾下部溶岩を覆い、斑尾上部溶岩に覆われる。

**層厚** 100-200m。

**岩相** 主として普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩からなる。溶岩は塊状で気泡に乏しく、部分的に破碎されている。本溶岩は、「中野」図幅地域内の野尻湖東方林道では塊状溶岩からなるが、本図幅地域内では破碎された溶岩からなり一部で火砕岩を伴う。

#### IV. 7. 3 斑尾北部溶岩(Mn)

**命名** 新称。

**模式地** 信濃町斑尾高原北部から万坂峠にかけての尾根。

**分布** 斑尾山北部の万坂峠から東方に分布する。

**層序関係** 富倉層の樽本火砕岩部層を不整合に覆うものと推定される。数mの厚いローム層に覆われる。

**層厚** 地形から50-70mと推定される。

**岩相** 普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩からなる。本溶岩は厚い火山灰に覆われていて露頭が乏しく、詳細は良くわからないが、斑尾上部溶岩に比べて相対的に風化が進んでいることから、大明神溶岩と同様に斑尾火山噴出物の中では比較的古い噴出物と見られる。

#### IV. 7. 4 斑尾上部溶岩 (Mu)

**命名** 八木・八木(1958)、早津(1985)の斑尾山溶岩、薬師山溶岩、城山溶岩の一部を合わせたものに相当する。

**模式地** 斑尾山山頂付近の尾根。

**分布** 斑尾山山頂付近とその北側と南側に広く分布する。山頂の北東側と北西側では、大きく馬蹄形に崩壊した急斜面地形が見られ、元の火山体の地形はほとんど残っていない。しかし、山頂の北方の斑尾高原スキー場以北では斑尾上部溶岩の溶岩流の形態がかなり残っていて、北ないし北東方向に流れた形状を示す。

**層序関係** 大明神溶岩及び斑尾下部溶岩を覆う。

**層厚** およそ200m。

**岩相** 斑状の紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩からなる。南隣「中野」図幅内の本溶岩は、普通輝石を含むものがある(赤羽ほか、1992)。

#### 岩石記載

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (GSJ R71109, 原試料番号 IY97501)

産地：斑尾高原スキー場北側の1,007mのピークをなす溶岩流の南斜面。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、鉄鋳。斜長石は長径0.2-1.0mmの中性長石で、一部累帯構造を呈し、微小な包有物がやや多い。紫蘇輝石は長径0.2-1.5mm、新鮮で不透明鉱物を含む。普通輝石は長径0.2-1.2mm、割れ目が多い。鉄鋳は径0.5-1.0mmで、モードで10%程度含まれる。

石基：斜方輝石が多く、単斜輝石はまれ、不透明鉱物も含む。径0.1mm以下。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (GSJ R71110, 原試料番号 IY95127)

産地：斑尾山頂から0.3km北方の尾根の溶岩。

斑晶：斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、鉄鋳。斜長石は長径0.2-1.8mm、中性長石で、ほとんどが細かな累帯構造を示し、割れ目が多い。紫蘇輝石は長径0.2-2.5mm、最大4mm、褐色を帯び、割れ目が多い。普通輝石は長径0.2-2.5mm、割れ目が多い。鉄鋳は径0.1-0.2mm。

石基：斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鋳。ほとんどの結晶が径0.1mm以下、インターサータル組織を示す。

**年代** 金子ほか(1991)によると、本地域内の斑尾山山頂付近の溶岩のK-Ar年代が $0.71 \pm 0.12\text{Ma}$ 、南隣「中野」図幅地域内の本火山体の南東斜面中腹の上部溶岩が $0.81 \pm 0.12\text{Ma}$ である。また、早津(1985)によれば、本溶岩に対比される斑尾山溶岩層のK-Ar年代は、 $1.1 \pm 0.9\text{Ma}$ を示す。

#### IV. 7. 5 猪山溶岩(Mm)

命名 新称.

模式地 信濃町古海東方の猪山<sup>むじな</sup>付近.

分布 <sup>むじな</sup>猪山溶岩は斑尾山頂西側，古海の南東の海拔1,064mの小山を形成して分布する.

層序関係 大明神溶岩を覆っているものと見られる.

層厚 少なくとも120m.

岩相 かんらん石普通輝石安山岩のやや優黒質の緻密な塊状溶岩からなる.

#### 岩石記載

かんらん石普通輝石安山岩(GSJ R71111, 原試料番号 IY97521)

産地: 信濃町古海南東1kmの1,064mのピーク.

斑晶: 斜長石, 普通輝石, かんらん石. 斜長石は長径0.1-1.5mm. 普通輝石は径0.1-1.0mmの結晶で, 一部融食形. かんらん石(径0.1-1.0mm)は外縁部や割れ目に沿って粘土鉱物などに変質している.

石基: 斜長石, 単斜輝石, 鉄鉱. 各結晶は0.1mm以下, ピロタキシティック組織である.

#### IV. 7. 6 溶岩ドーム(Mm)

斑尾火山本体の東山麓の沓津南西及び西山麓古海付近には, 径数100m程度のドーム状小岩体が分布する. 沓津南西の2つの岩体は西側が向丸山, 東側が小丸山と呼ばれ, 向丸山は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 小丸山は紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩からなる. 古海付近の2つの岩体は西側が紫蘇輝石普通輝石安山岩, 東側が角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩からなる. 山田(1929a, b), 八木・八木(1958), 竹内(1970)及び天野ほか(1994)はこれらを斑尾火山の寄生火山としているが, 確実な根拠は得られていない(早津, 1985).

#### 岩石記載

普通角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩(GSJ R71112, 原試料番号 IY96311)

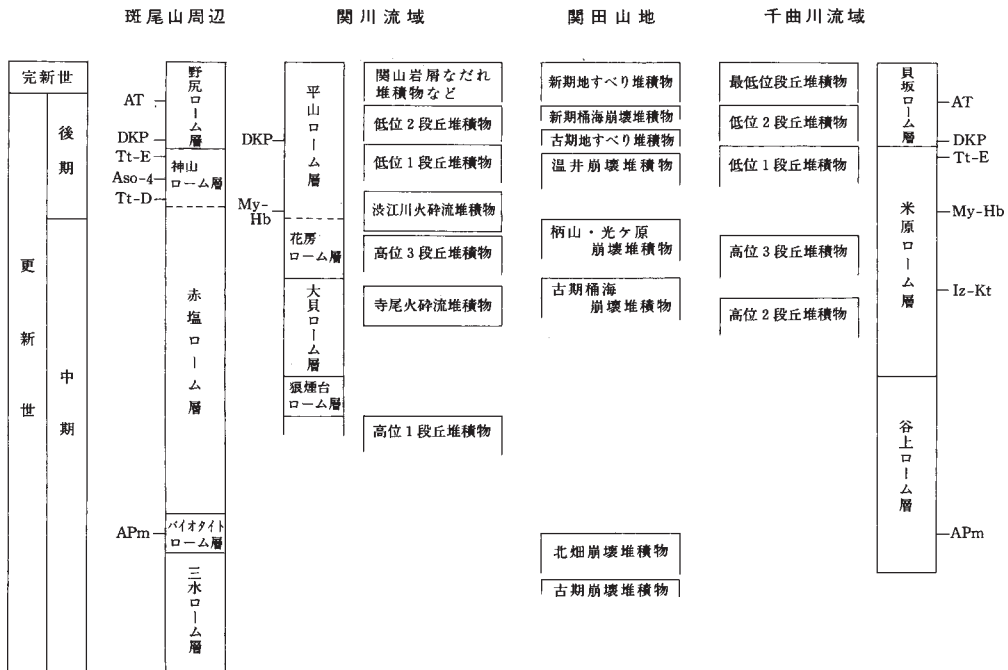
産地: 飯山市斑尾山頂東方1.8km, 向丸山.

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 普通角閃石, 鉄鉱. 斜長石は長径0.2mmの微斑晶から長径2.5mmまでの中性長石-曹灰長石. 紫蘇輝石は長径0.2-2.5mm. 普通輝石は長径0.2-2.5mmで少量. 普通角閃石は1.5及び1.0mmの長柱状結晶. 鉄鉱は径0.2-0.5mm.

石基: 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱. 径0.1mm程度の結晶からなり, インターグラニューラ一組織を呈する.

### V. 中部-上部更新統及び完新統

本図幅地域の中部-上部更新統及び完新統は, 妙高火山噴出物, ローム層, 崩壊堆積物, 段丘堆積物,



第43図 飯山図幅地域における中期-後期更新世及び完新世のローム層、火砕流堆積物、段丘堆積物及び地すべり堆積物の区分図。

APm : 大町APm火山灰層, KT : 上樽軽石層, HB : 花房山軽石層, DKP : 大山倉吉軽石層。

扇状地堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地堆積物及び谷床堆積物、飯山盆地の未区分中部更新統-完新統及び湿地堆積物からなる。これらの堆積物の層位関係を第43図に示す。

このうち妙高火山噴出物は関川周辺に分布し、中期更新世の寺尾火砕流堆積物、後期更新世の浪江川火砕流堆積物、関川岩屑なだれ堆積物、矢代川岩屑なだれ堆積物及び完新世の赤倉火砕流堆積物、大田切川火砕流堆積物からなる。

また本図幅地域の一带には、妙高火山群などに由来するローム層が発達している。

崩壊堆積物は、主として関田山地から東頸城丘陵にかけて広く分布し、中期更新世の古期崩積堆積物、北畑崩壊堆積物、古期・新期桶海崩壊堆積物、光ヶ原崩壊堆積物、柄山崩壊堆積物などの大規模な崩壊に伴う地すべりないし岩屑なだれ堆積物、後期更新世の温井崩壊堆積物、及び後期更新世末-完新世の土石流堆積物及び新期地すべり堆積物に区分される。

段丘堆積物は、主として千曲川流域及び関川周辺に分布し、一般に段丘面形成後の断層・褶曲による変位・変形が著しい。段丘面の開析の程度や段丘堆積物を覆うローム層との関係、堆積物の層相から、中期更新世の高位1段丘堆積物・高位2段丘堆積物・高位3段丘堆積物、後期更新世の低位1段丘堆積物・低位2段丘堆積物、及び完新世の最低位段丘堆積物に区分される。



## V. 1 妙高火山噴出物

(土谷信之・栗田泰夫)

妙高火山噴出物は本図幅地域北西端部の関川周辺に分布する。妙高火山に由来する火砕流堆積物及び岩屑なだれ堆積物は数多く識別されているが(早津, 1985), これらのうち本図幅地域内に分布するのは, 中期更新世の寺尾火砕流堆積物, 後期更新世の渋江川火砕流堆積物, 関川岩屑なだれ堆積物, 矢代川岩屑なだれ堆積物, それに完新世の赤倉火砕流堆積物, 大田切川火砕流堆積物である。

### V. 1. 1 寺尾火砕流堆積物(Tp)

**命名** 早津(1985)。天野ほか(1994)では花房火砕流堆積物と呼ばれている。

**模式地** 妙高村寺尾の北方約300mの沢右岸(標高約270m)。

**分布** 高床山の東山麓に沿って標高250-350mの平坦面(沖積面との比高100-150m)を作って分布するほか, 関川対岸の新井市大貝にも, 標高230mの平坦面をなして小規模に分布する。

**層序関係** 高床山東斜面では, 分布状態から見て下位の大川層に急角度でアバットしているものと推定される。新井市大貝では, 大川層の礫層を覆い, 最下位の示標テフラ層は未確認であるが, 少なくとも米原ローム層中部の大鹿スコリア層グループ以上のローム層に覆われる。

**層厚** 高床山東麓では50m以上, 新井市大貝では10-15mとされる(早津, 1985)。

**岩相** 模式地付近の寺尾西方の林道における本火砕流堆積物は, 径30cm以下の普通角閃石紫蘇輝石安山岩の岩片からなり, 淡紫褐色ないし淡灰色で層理に乏しく, 亜角礫を主とする淘汰不良の火山角礫岩ないし凝灰角礫岩である。火砕流堆積物の上部は普通角閃石や鉄鉱に富む凝灰質の砂層からなる。大貝では, 軽石流堆積物からなる。なお早津(1985)は, 模式地付近で見られる岩相は大貝で見られる軽石流堆積物に取り込まれた大きなブロックである可能性を指摘している。

### 岩石記載

普通角閃石紫蘇輝石安山岩(GSJ R71113, 原試料番号 IY97711)

産地: 妙高村寺尾西側林道海拔250m付近。

斑晶: 斜長石・普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱。斜長石は長径2.5-0.1mmの曹灰長石で, 割れ目が多く, 内部が部分融解していることが多い。普通角閃石は長径2-0.1mm, 褐色ないし淡褐色の柱状結晶で, 斜長石や鉄鉱の小結晶を含むことが多い。紫蘇輝石は長径1.8-0.1mmの長柱状結晶である。鉄鉱は径0.5mm以下。

石基: 径0.1mm以下の斜長石・斜方輝石・鉄鉱からなり, 少量の単斜輝石・角閃石を含み, 火山ガラス層相に富む。ハイアロピリティック組織を示す。

**時代** 中期更新世(早津, 1985)。本堆積物は, 堆積面の分布及び比高, ローム層との関係から, おおむね高位2段丘堆積物に対比される。

### V. 1. 2 渋江川火砕流堆積物(Sp)

**命名** 早津(1985)による。妙高団体研究グループ(1969)の渋江軽石流堆積物に相当する。また天野ほか(1994)は、片貝川火砕流堆積物と呼んでいる。

**模式地** 新潟県中郷村国道18号線横(西隣「妙高山」図幅地域内)。

**分布** 本図幅地域内では、新井市片貝川北西方の本図幅北西端にわずかに分布するだけである。

**層序関係** 本地域内では不明だが、妙高山図幅地域では大鹿スコリア層を覆う(早津, 1985)。

**層厚** 本図幅地域内では5m程度と見られるが、露出不良で不明である。模式地付近では10m以上である(早津, 1985)。

**層相** 淡褐色に風化した淡褐色の火山灰からなり、大型の普通角閃石を含むことが特徴である(早津, 1985)。

**時代** 本火砕流堆積物は、約10万前と推定される花房軽石層に対応すると考えられるので(早津, 1985)、時代は後期更新世である。

### V. 1. 3 関川岩屑なだれ堆積物(Sd, h)

**命名** 早津(1985)の関川岩屑流堆積物。妙高団体研究グループ(1969)の泥流Ⅰの一部に相当する。また天野ほか(1994)は、関山泥流堆積物と呼んでいる。

**模式地** 燕温泉東方及び新井市跡坂の新井南中学校横(西隣「妙高山」図幅地域内)。

**分布** 新井市原通付近の関川左岸一帯に広く分布する。

**層序関係** 始良Tn火山灰層を含む褐色風化火山灰層を覆い、赤倉火砕流堆積物に覆われる。

**層厚** 最大層厚は150mであるが(早津, 1985)、本図幅地域では少なくとも8m以上の厚さを持つ。

**岩相** 数cm-1mの垂角礫-角礫状の岩塊と火山灰の基質からなる。分級は極めて悪い。全体として褐色を呈する。堆積物の中部に河成礫の集中する部分が認められることがあり、これを境に2層の岩屑なだれ堆積物に大別できる。

原通付近には、多数の**碎屑丘(h)**が認められ、「原通泥流丘群」と呼ばれていた(早津ほか, 1982)。碎屑丘の規模は長径が5-110m、比高が1-7mである。碎屑丘は、内部が一体となった同岩質の岩片が集中しており、1つの大規模なブロックによって形成されているようである。碎屑丘の周りには、厚さ数10cmの赤倉火砕流堆積物を取り巻いて分布する。

**時代** 後期更新世末。本図幅地域外で、<sup>14</sup>C年代として19,600±600y.B.P.及び19,300±200y.B.P.が得られている(妙高団体研究グループ, 1969)。

### V. 1. 4 矢代川岩屑なだれ堆積物(Yd)

**命名** 早津(1985)の矢代川岩屑流堆積物。妙高団体研究グループ(1969)の泥流Ⅰに相当する。

**模式地** 中郷村二本木、矢代川の日曹第三発電所付近(西隣「妙高山」図幅地域内)。

**分布** 大倉山と火打山の間の谷から矢代川に沿って新井市付近までの約50km<sup>2</sup>の地域に広く分布する。体積は約0.5km<sup>3</sup>と推定される。本図幅地域では、新井市鳥坂東方の片貝川沿いにわずかに分布する。

**層序関係** 褐色風化火山灰層を覆い、大田切川火砕流堆積物によって覆われる。

**層厚** 矢代川上流地域で数10m, 二本木付近で数mである。

**岩相** 数cm-1mの岩塊とロームよりの泥質ないし砂質堆積物の基質からなる。全体として黄褐色を呈し、膠結度は普通である。岩片は種々の岩石種から構成される。関川岩屑なだれ堆積物とは、大型輝石の集斑状集合体の散在する特徴のある安山岩の岩片を含むことにより区別できる。

**時代** 後期更新世末。本図幅地域外で、<sup>14</sup>C年代として本堆積物中の木片から17,900±450y.B.P., 本堆積物直下の木片からは20,200±800y.B.P.が得られている(妙高団体研究グループ, 1969)。

#### V. 1. 5 赤倉火砕流堆積物(Ap)

**命名** 早津(1985)。

**模式地** 燕温泉西方及び新赤倉温泉三叉路西側(西隣「妙高山」図幅地域内)。

**分布** 妙高火山東方山麓に約70km<sup>2</sup>にわたって広く分布する。本図幅地域では、関川沿いに広く分布する。

**層序関係** 関川岩屑なだれ堆積物を不整合に覆い、大田切川火砕流堆積物に不整合に覆われる。赤倉火砕流堆積物は縄文早期末-前期初頭の遺物包含層に挟まれた層準にある(早津, 1985)。

**層厚** 西隣「妙高山」図幅地域内の大田切川に沿っては10m以上、赤倉付近では1-4mある(早津, 1985)。しかし、本図幅地域内では、妙高村橋本新田付近の関川沿いで約3m, 新井市大原新田付近で約70-80cmである。

**岩相** 模式地では数フローユニットから構成され、粒径10-30cmないし1mの亜角礫の安山岩岩塊を含む。パイプ状吹き抜け構造及び黒色-黒褐色を呈する炭化木がしばしば存在する。多くの地点で褐色土壌の薄層を挟んで上部・下部の2層に分けることができ、2輪廻の噴火産物であると考えられる(早津, 1985)。本図幅地域内では、層厚は3m以下と薄く、構成岩片は粒径5mm以下の中-粗粒火山灰である。

**時代** 完新世。本図幅地域外において、本堆積物中の木片より5,880±190y.B.P.の<sup>14</sup>C年代が得られている(早津, 1985)。

#### V. 1. 6 大田切川火砕流堆積物(Op)

**命名** 早津(1985)。

**模式地** 燕温泉西方及び大田切川にかかる妙高大橋下(西隣「妙高山」図幅地域内)。

**分布** 本図幅地域北西部、新井市小原新田付近から妙高村大鹿にかけての関川沿いの段丘上に分布する。

**層序関係** 赤倉火砕流堆積物を覆う。赤倉・大田切川両火砕流堆積物の間には、層厚約30cmの黒色腐植土層または黄褐色土層が存在することが多い。本堆積物は、縄文中期末-後期初頭の遺物包含層の上位、後期初頭の遺物包含層の下位にある。

**層厚** 模式地の大田切川沿いでは最大70mとされるが、そこから急速に北へ層厚を減ずる(早津, 1985)。本図幅地域内では、妙高村橋本新田付近の関川沿いで約1m, 新井市大原新田付近で約10-30cmである。

**岩相** 普通角閃石紫蘇輝石安山岩の火砕物からなる。上部に軽石流堆積物を伴う。多くの地点では単

一のフローユニットからなるが、大田切川-関川の流路に近い地域では、2-3層の層状構造が認められる場合がある。下位に薄い降下火山灰に伴う場合がある。上部には酸化帯を伴うことが多く、まれにパイプ状吹き抜け構造が認められる。

時代 完新世、<sup>14</sup>C年代として、本図幅地域外における本堆積物中の炭化木から3,690±110y.B.P.(早津, 1985), また採取地点不明の試料より4,630±170y.B.P.(高野, 1972)などが報告されている。

## V. 2 ローム層

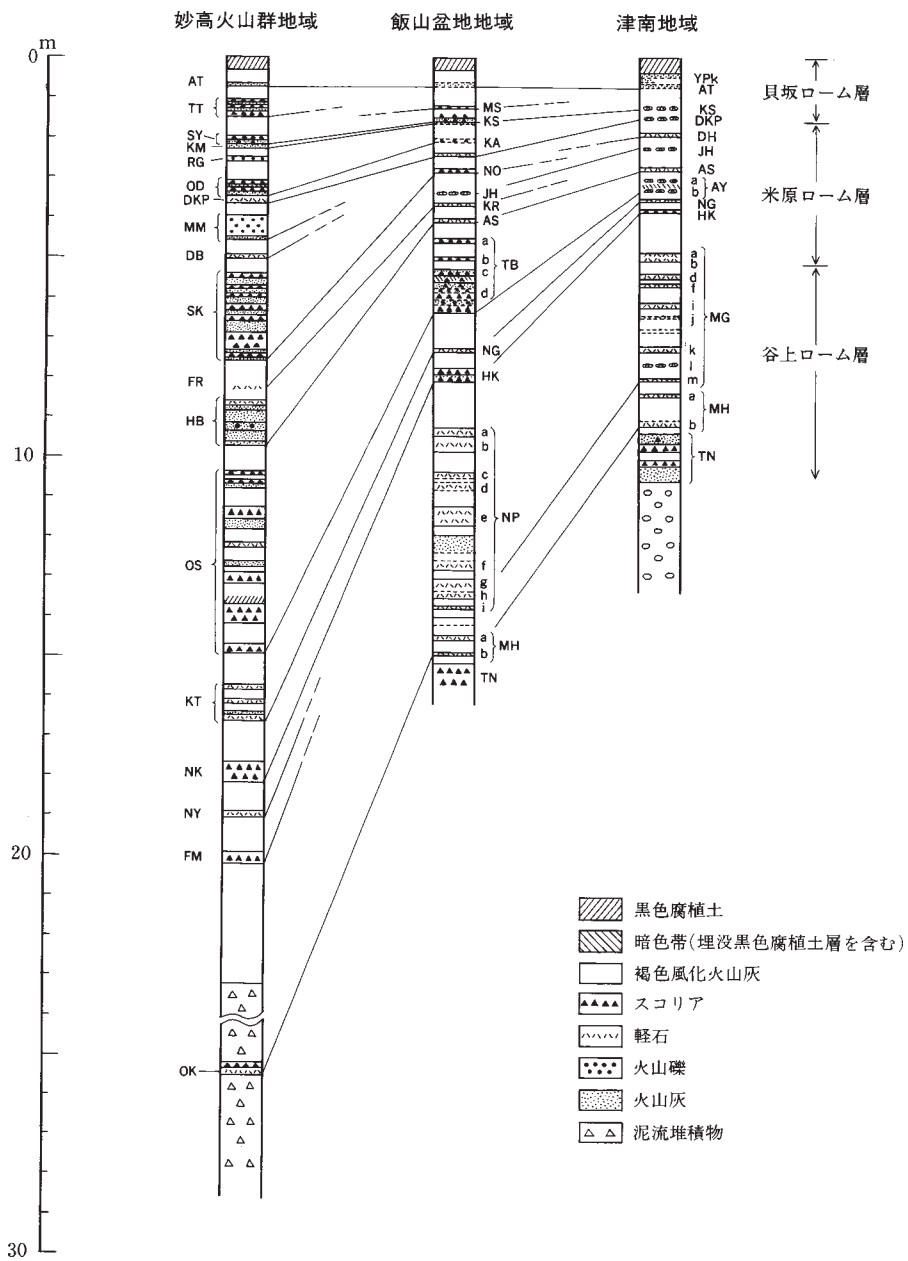
(粟田泰夫・赤羽貞幸)

本図幅域の南西-西方には飯縄・黒姫・妙高・焼山の各火山が、また南西部には斑尾火山が分布し、これら火山からの降下火山灰層がローム層として本図幅地域の広い範囲を覆っている。本図幅域でローム層が厚く分布するのは、斑尾山周辺、妙高村周辺及び千曲川流域の飯山市街地西方の山地・長峰丘陵・瑞穂付近、関田山地から飯山市岡山にかけての山地緩斜面や段丘面上である。中でも古い時代からの火山灰層が分布するのは、斑尾山周辺である。

本図幅地域及び周辺のローム層層序は、本図幅地域南西部から野尻湖周辺にかけて(野尻湖発掘調査団, 1975; 野尻湖発掘調査団地質グループ, 1984; 花岡・豊野層団地研究グループ, 1985), 本図幅地域北西部から高田平野にかけて(天野ほか, 1994), 及び本図幅地域東方の信濃川流域の津南地域にかけて(新潟

第5表 飯山盆地地域及び周辺地域の主な火山灰層の対比図。  
早津(1985)及び町田・新井(1992)に基づく。

主な示標テフラ (町田・新井, 1992)			地方名 (早津・新井, 1981; 早津, 1985)					
火山・テフラ名	記号	年代 (ka)	妙高火山群地域		飯山盆地地域		津南地域	
			地方名	記号	地方名	記号	地方名	記号
始良Tnテフラ	AT	24-25	始良Tn火山灰層	AT	始良-Tn火山灰層	AT	始良-Tn火山灰層	AT
妙高高床テフラ	My-T		高床スコリア層	TT				
妙高貫ノホテフラ	My-K	25	貫ノホスコリア層	KN	前坂スコリア層	MS		
妙高関山テフラ	My-S	30-35	関山スコリア層	SY	貝坂スコリア層	KS	貝坂スコリア層	KS
妙高兼俣テフラ	My-Km	30-35	兼俣山火山灰層	KM				
			六月火山礫層	RG				
黒姫大平テフラ	Kh-Od	(42)	大平スコリア層	OD	柏尾スコリア層	KA		
大山倉吉テフラ	DKP	43-55	大山倉吉火山灰層	DKP	大山倉吉火山灰層	DKP	大山倉吉火山灰層	DKP
			神山スコリア層	KY				
			松ヶ峰火山礫層	MM				
立山Eテフラ	Tt-E	60-75	土橋軽石層	DB			堂平軽石層	DH
妙高関テフラ	My-Sk		関スコリア層	SK	中尾スコリア層	NO		
					城原軽石層	JH	城原軽石層	JH
立山Dテフラ	Tt-D	95-130	古町軽石層	FR	北原軽石層	KR		
妙高花房テフラ	My-Hb		花房軽石層	HB	赤沢軽石層	AS	赤沢軽石層	AS
			大鹿スコリア層グループ	OS	坪山スコリア層グループ	TB	相吉スコリア層	AY
飯縄上樽テフラ	Iz-Kt		上樽軽石層	KT	中子軽石層	NG	中子軽石層	NG
			濁川スコリア層	NK	朴ノ木坂スコリア層	HK	朴ノ木坂スコリア層	HK
			西山軽石層	NY				
			古間スコリア層	FM				
大町APm層		(300)	桶海軽石層	OK	野沢軽石層グループ	NP	米原軽石層グループ	MG
					美保軽石層	MH	美保軽石層	MH
					谷上スコリア層	TN	谷上スコリア層	TN



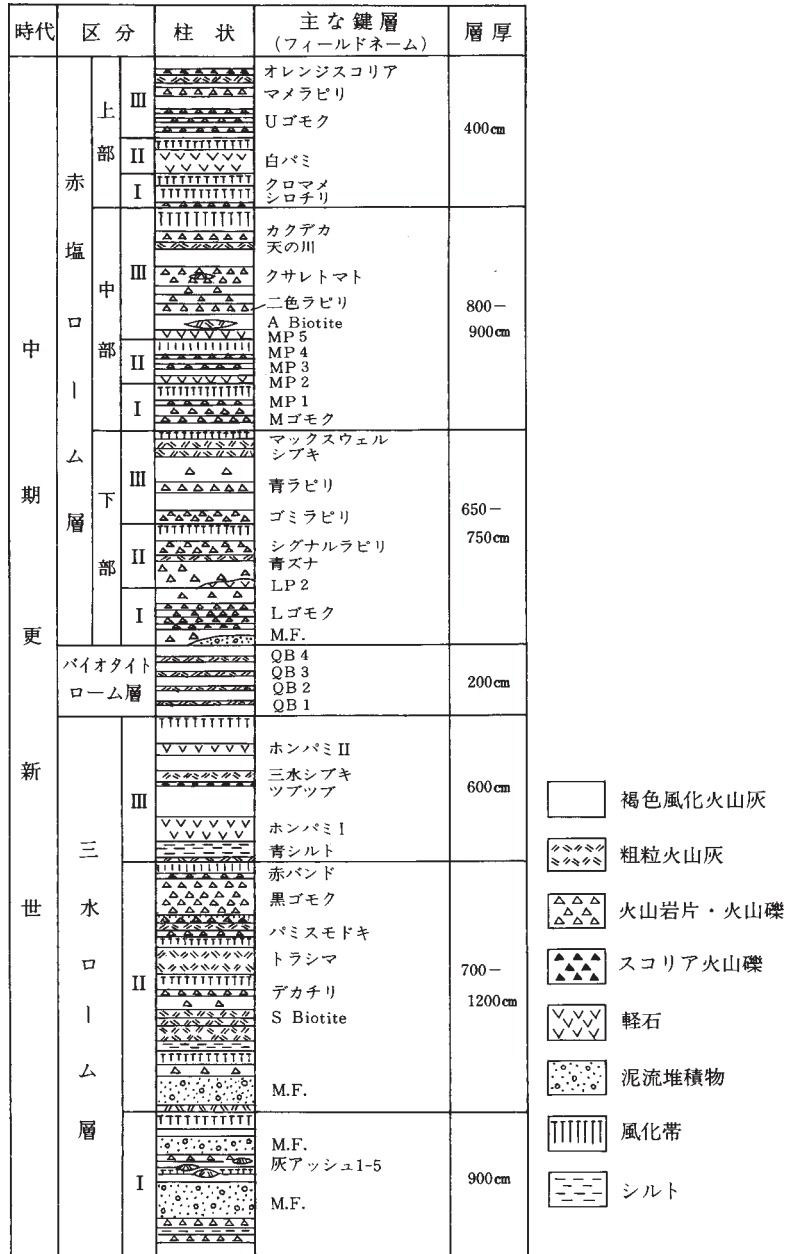
第44図 飯山盆地地域及び周辺地域のローム層及び主な火山灰層の模式柱状図。  
 模式柱状図は早津(1985)に基づく。火山灰層の名称は第5表に示す。

火山灰グループ, 1981)の各地域ごとに区分がなされている。また, 示標テフラ層については, 早津・新井(1980, 1981, 1982)及び早津(1985)などが詳しい記載をしている(第5表)。早津(1985)及び木村(1987)などのテフラ層序に基づいて, これら地域間のローム層の対比を第44図に示す。なお, 第43図

には、ローム層と主な妙高火山噴出物・段丘・崩積堆積物との対比を示した。

### V. 2. 1 斑尾山周辺のローム層

本図幅地域南西部の斑尾山周辺から野尻湖周辺にかけて分布するローム層は、下位から三水ローム層・



第45図 北信ローム層に属する赤塩ローム層と三水ローム層の層序(花岡・豊野団体研究グループ, 1985).

パイオタイトローム層・赤塩ローム層・神山ローム層・野尻ローム層に区分されている(第43図, 第45図; 野尻湖発掘調査団, 1975; 野尻湖発掘調査団地質グループ, 1984; 花岡・豊野層団地研究グループ, 1985). 本図幅地域に隣接する中野図幅地域では, これらの火山灰層は北信ローム層と呼ばれている(赤羽ほか, 1992).

三水ローム層(花岡・豊野層団地研究グループ, 1985)は, 風化した火山灰層や火山礫層・軽石層からなり, 斑尾高原に分布するはずであるが, 新期の火山灰層に厚く覆われているため, 本報告では確認されていない.

パイオタイトローム層(花岡・豊野層団地研究グループ, 1985)は, 黒雲母と石英を大量に含んだ軽石質火山灰層を2-3枚挟む褐色ローム層である. 火山灰層は, 大町APm(中谷, 1972)に相当し, 赤羽ほか(1991)は内山軽石層と呼んでいる. この火山灰層は, 松本盆地のクリスタル・アッシュ, 津南地域の谷上ローム層下部のT1・T2に対比される(赤羽ほか, 1992; 天野ほか, 1994). 本ローム層は, 斑尾高原付近の飯山市分道では3枚の軽石質火山灰層を挟んでいる(赤羽ほか, 1992).

赤塩ローム層(花岡・豊野層団地研究グループ, 1985)の下部層は, 風化の進んだ火山礫層と火山灰層との互層である. 中部層は風化した火山礫層と軽石質火山灰層との互層である. 上部層は軽石層と火山礫層とからなる(第45図). これらの多くは, 飯縄火山と黒姫火山の噴出物である(花岡・豊野層団地研究グループ, 1985). 赤塩ローム層上部の火山礫層は, 本図幅地域の信濃川流域では笹沢スコリア層グループと呼ばれており(赤羽ほか, 1991), 津南地域の米原ローム層中部に対比できると考えられる.

神山ローム層(野尻湖発掘調査団, 1975)は, 広域火山灰の立山E(Tt-E, 町田・新井, 1992; 早津・新井, 1980の土橋軽石, DB), 阿蘇4(Aso-4), 立山D(Tt-D, 早津・新井, 1982の古町軽石層, FR,)などを薄く挟む風化火山灰層で, 津南地域の米原ローム層上部に対比される(第43図; 木村, 1987). 斑尾高原では1-2mの層厚を示す.

野尻ローム層(野尻湖発掘調査団, 1975)は, 黒姫火山の噴出物を主体とする風化火山灰層で, 下部には広域火山灰層の大山倉吉火山灰(DKP), 上部には始良Tn火山灰(AT)を挟み, 津南地域の貝坂ローム層に対比される(第43図; 木村, 1987). 本地域には広く分布し, 層厚は数m以下である.

## V. 2. 2 高床山周辺のローム層

本図幅地域北西部では, 高床山北東方で高位1段丘堆積物を覆って模式的に発達しており, 下位から狼煙台ローム層・大貝ローム層・花房ローム層及び平山ローム層に区分されている(天野ほか, 1994; 第43図).

のろしだい  
狼煙台ローム層は, 高床山北東方で高位1段丘堆積物を覆う厚さ2.5mのローム層で, 暗褐色-灰褐色のスコリア層, 及び軽石質粗粒火山灰層を挟んでおり, 津南地域の谷上ローム層上半部に対比されている(天野ほか, 1994).

大貝ローム層は, 厚さ2.3m. 上部にはカミングトン閃石で特徴付けられる2枚の黄白色-黄灰色の軽石-軽石質火山灰層(M2)を挟んでおり(天野ほか, 1994), この火山灰層は, 層位及び岩相から飯縄上樺火山灰(Iz-Kt)と推定される. 本ローム層は津南地域の米原ローム層下部に対比されている(天野ほか, 1994).

花房ローム層は, 厚さ1.1mで, 暗褐色-黒褐色のスコリア層を3-4枚挟んでいる(天野ほか, 1994).

本ローム層は、層位及び層相の特徴から、大鹿スコリア層グループ(早津・新井, 1981)に相当すると推定される。また、天野ほか(1994)は、本ローム層を津南地域の米原ローム層中部に対比している。

平山ローム層(高田平原団体研究グループ, 1961)は、厚さ4.1m。下部には黄色-黄灰色の複数枚の軽石火山灰層及び軽石質粗粒火山灰層からなる厚さ1mあまりの妙高花房火山灰(My-Hb, 町田・新井, 1992; 早津・新井, 1981の花房軽石層(HB))を挟む。中部には大山倉吉火山灰(DKP)を、上半部には3枚のスコリア層を挟んでいる(天野ほか, 1994)。3枚のスコリア層のうち、最下部層は黒姫大平火山灰(Kh-Od, 町田・新井, 1992; 早津, 1985の大平スコリア層, OD)であり、鮮やかなオレンジ色を呈する。

### V. 2. 3 信濃川流域のローム層

本図幅地域東部の信濃川流域から津南地域にかけて発達するローム層は、下位から谷上ローム層・米原ローム層及び貝坂ローム層(新潟火山灰グループ, 1981; 第43図)に区分される。このうち本図幅地域の信濃川流域の段丘上には、谷上ローム層・米原ローム層及び貝坂ローム層が発達している。

谷上ローム層は、早津・新井(1981)及び早津(1985)によれば、飯山地域(南部?)では模式的には厚さ約6mのローム層からなり、その基底付近には大町APm層(地方名は美保軽石層)が挟まれ、また中・上部には高社火山に由来する米原軽石層グループ(地方名は野沢軽石層グループ)が発達するとされている。大町APm層は、木島平村内山神社、飯山国際スキー場、飯山市岡山などで確認されている。また飯山市スキー場の南方では、厚さ約4mのスコリア層からなる互層の下位に、厚さ1.5mもしくはそれ以上の軽石火山灰層からなる互層が観察され、この軽石層は妙高上樽火山灰に対比されると推定される(早津, 1985)。

米原ローム層は、本図幅地域においては厚さ4-6mで、中・下部には厚さ20-60cmの暗褐色スコリア層の互層を挟んでいる。中・下部のスコリア層は大鹿スコリア層グループ(早津・新井, 1982)に相当し、本地域では坪山スコリア層グループ(早津・新井, 1981)あるいは笹沢スコリア層グループ(赤羽ほか, 1992)と呼ばれている。上部には厚さ10cm以下の軽石火山灰層と複数枚のスコリア層の薄層とを挟んでいる。

貝坂ローム層は、本図幅地域においては厚さ約3mで、2-4枚のスコリア層を挟んでいる。最下部のスコリア層は黒姫大平火山灰(Kh-Od, 早津・新井, 1981の柏尾スコリア層, KA)であり、鮮やかなオレンジ色を呈する。また本ローム層の基底付近には、大山倉吉火山灰(DKP)がオレンジ色の細粒火山灰層のバッチとして認められることがある。

## V. 3 崩壊堆積物

(釜井俊孝・栗田泰夫・赤羽貞幸)

本図幅地域内には、関田山地を中心として崩壊堆積物が広く分布する(高野, 1984など)。この中で、特に大規模な崩壊堆積物については地層名を付けて記載した。本図幅地域の崩壊堆積物は、中期更新世の古期崩壊堆積物、北畑崩壊堆積物、古期・新期桶海崩壊堆積物、光ヶ原崩壊堆積物、柄山崩壊堆積物などの大規模な崩壊に伴う地すべり・岩屑なだれ堆積物と、後期更新世の温井崩壊堆積物、及び後期更



新世末-完新世の土石流堆積物及び新期地すべり堆積物に区分される(第43図)。

### V. 3. 1 吉期崩積堆積物(oc)

**定義** ローム層堆積以前の数次にわたる崩壊堆積物を一括した。古期崩積堆積物は、高位段丘堆積物群と同層準もしくはそれよりも古いと推定される崩壊堆積物のうち、後述の大規模な崩壊堆積物、すなわち北畑・古期桶海及び柄山崩壊堆積物を除いたものの総称である。中野図幅地域北縁の斑尾高原南部に分布する本堆積物は火山麓扇状地堆積物と記載されている(赤羽ほか, 1992)。

**分布** 本図幅地域南西部の斑尾山の北斜面・北東斜面、袴岳北西方の標高900-1,200mの山地頂部に分布するほか、本図幅地域中央部の風野山の東斜面にも分布する。傾斜10°-20°の斜面を形成しているが、滑落崖は侵食されており不明である。

**層厚** 不明。

**岩相** 斑尾山付近では、安山岩の径10cm-1mの不淘汰な角礫ないし亜角礫を含む安山岩岩屑堆積物とこれを覆う風化した角閃石輝石安山岩の凝灰岩層からなる。礫間はローム及び細粒の砂で充填されている。露頭での固結度は低い。厚さ2m以上のロームによって覆われる。

### V. 3. 2 北畑崩壊堆積物(BI)

**命名** 赤羽ほか(1991)の北畑土石流堆積物のうち、飯山市北畑の北西方に分布し、屋敷層を不整合に覆い、谷上ローム層中部に覆われる崩壊堆積物を、北畑崩壊堆積物と再定義する。なお、赤羽ほか(1991)の北畑土石流堆積物のうち、飯山市藤ノ木東部及び長峰丘陵にする堆積物は、米原ローム層上部に相当するローム層に覆われていることから高位3段丘堆積物とした。

**模式地** 飯山市北畑北西の土砂採取場。

**分布** 清川と皿川とに挟まれた飯山市街地の西部の山地の標高350-700mにかけて広く分布するほか、皿川の北側にも分布する。

**層序関係** 本堆積物中に三水ローム層が挟まれ、また上部には、大町APm及び相当層が挟まれる。

**層厚** 最大50m。

**岩相** 巨礫混じりの土石流堆積物、火山灰質の砂礫層、砂層、礫混じりシルト層、火山灰層などからなる。下位には径数mに達する安山岩の巨礫を含む何層もの土石流堆積物が発達し、上位ほど層厚の薄い堆積物が見られる。

土石流堆積物は径数mの輝石安山岩の巨礫を含むもの、径30cm以下の礫を含むものなど各種の岩相が見られる(第46図)。数mの巨礫を含む堆積物は下位層準に発達し、それぞれユニットの層厚は5-15mである。基質は火山灰質で粘土化し、細-中礫が混じる。砂礫層には、基質が泥質のもの、火山灰質のものがある。径の大きい礫は輝石安山岩の亜円礫-亜角礫、5cm以下の礫にはチャート・頁岩などの円礫が混じる。砂礫層中にはシルト層や砂層がレンズ状に多く挟まれる。また、安山岩礫は著しく風化して「くさり礫」状を示すものもある。

金山西部の露頭では、黒雲母や石英が密集する砂層が挟まれている(第46図)。模式地でも泥流堆積物に層厚30cmの砂状ゴマシオ状の黒雲母を含む火山灰層が挟まれている。また飯山スキー場では、本堆



第46図 北畑崩壊堆積物中の土石流堆積物。  
径50cm以上の輝石安山岩の巨礫を含む。飯山市金山。

積物の最上部に黒雲母を多量に含む結晶質火山灰層が重なっている。これらは降下火山灰起源であり、大町APm層(約30万年前, 早津, 1985)に相当する。

**時代** 中期更新世と推定される。

### V. 3. 3 古期桶海崩壊堆積物(0I<sub>1</sub>)

**命名** 新称。妙高村桶海付近に分布する崩壊堆積物のうち、厚いローム層に覆われるもの。

**模式地** 妙高村湧海東南東の林道。

**層序関係** 大鹿スコリア層グループ以上の花房ローム層及び平山ローム層に覆われると推定される。

**分布** 妙高村桶海付近の小栲川東岸。小栲川の源流部に屏風状に落差50-100mの滑落崖が発達している。本堆積物の大半は滑落崖直下の崩落源に止まっている。

**層厚** 滑落崖直下の崩壊源では50m以上。下流の小栲川沿いでは約30mと推定される。

**岩相** 輝石安山岩の径10cm-1mの不淘汰な角礫ないし亜角礫からなる。礫間を細粒の砂岩及びロームが充填している。桶海東方の標高650m付近の道路法面では、妙高上樺火山灰を含む大貝ローム層上部を覆って安山岩の中-巨礫からなる厚さ10m以上の淘汰の悪い礫層が分布している。この露頭で観察されるローム層は、分布状況から本崩壊堆積物の一部に含まれると推定される。

### V. 3. 4 柄山崩壊堆積物(HI, k)

**命名** 新称。赤羽ほか(1991)の関田土石流堆積物の一部及び段丘堆積物の一部に相当する。

**模式地** 飯山市柄山の東方1.5kmの標高500-520m付近の道路沿い(藤沢の北西600m).

**層序関係** 本堆積物は、厚さ4-5mのローム層に覆われ、その下部には米原ローム層中部に当たる大鹿スコリア層グループが認められる。

**分布** 関田山地南東麓の、柄山から西大滝付近にかけての千曲川左岸の標高450-600m付近に、東西4km・南北2kmにわたって分布する。分布地域北方の関田山地南東斜面には、標高800m付近に、高位1段丘面と同2段丘面とを境する比高100m程度の急崖が認められ、この急崖が本堆積物の崩壊源となった滑落崖と推定される。

**層厚** 最大で70m.

**岩相** 主として岩屑なだれ堆積物からなる。角礫状の安山岩岩片に富む岩塊相からなり、基質相に乏しい。本堆積物の分布地域は、地形的凹凸に富んでおり、長径100-300m程度の**砕屑丘(k)**が8個以上認められる。

### V. 3. 5 光ヶ原崩壊堆積物(HI)

**命名** 新称.

**模式地** 板倉町光ヶ原牧場.

**層序関係** 本堆積物は、厚さ4mのローム層に覆われており、その基底付近には米原ローム層上半部



第47図 光ヶ原崩壊堆積物の露頭.

崩壊堆積物の内部はほとんど変形がなく、大川層野々海川火砕岩部層の礫岩・安山岩溶岩などがそのままの堆積形態を持つ。光ヶ原牧場の西方、別所川上流。

に相当する大鹿スコリア層グループ上部のスコリア層及び妙高花房火山灰層が認められる。

**分布** 関田山地の北西側斜面，模式地の光ヶ原牧場付近において，標高600-1,000mにかけて長さ2.5 km・幅2kmにわたって分布する。本堆積物分布地域の南東側には，関田山地稜線の北西側に比高150-200mのやや開析された滑落崖が認められる。

**層厚** 光ヶ原牧場の西端では，最大で約150m。

**岩相** 光ヶ原牧場の北西部では，最大厚さ約150m，安山岩の岩塊-巨礫を混じえた淘汰の悪い角礫層からなる崩壊堆積物が観察される。岩塊は最大で径100m以上であり，岩塊の内部にはジグソー割れ目が発達している。

また，別所川の最上流は光ヶ原崩壊堆積物を侵食して削り込んでおり，崩壊堆積物の下底及び内部を観察できる。崩壊堆積物の内部はほとんど変形がなく，野々海川火砕岩部層由来の火山円礫岩・泥流堆積物・スコリア凝灰岩・安山岩溶岩がほとんどそのままの堆積形態を持っている(第47図)。安山岩溶岩は2枚認められ，いずれも厚さは4-5mである。北隣「高田東部」図幅(竹内・加藤，1994)で，光ヶ原の平坦面に至る道路沿いに分布するとされた安山岩岩床は，2枚の安山岩溶岩のうちの上位の溶岩の延長部である。崩壊体内部の層理面は走向がN30-40° Eで，南東に40-30° 傾いている。崩壊堆積物の基底のすべり面の下位は大川層主部の凝灰質泥岩であり，厚さ数mにわたって剪断変形を受けている。

### V. 3. 6 温井崩壊堆積物(N1, n)

**命名** 新称。赤羽ほか(1991)の関田土石流堆積物の一部は，本堆積物に含まれる。

**模式地** 飯山市温井周辺。

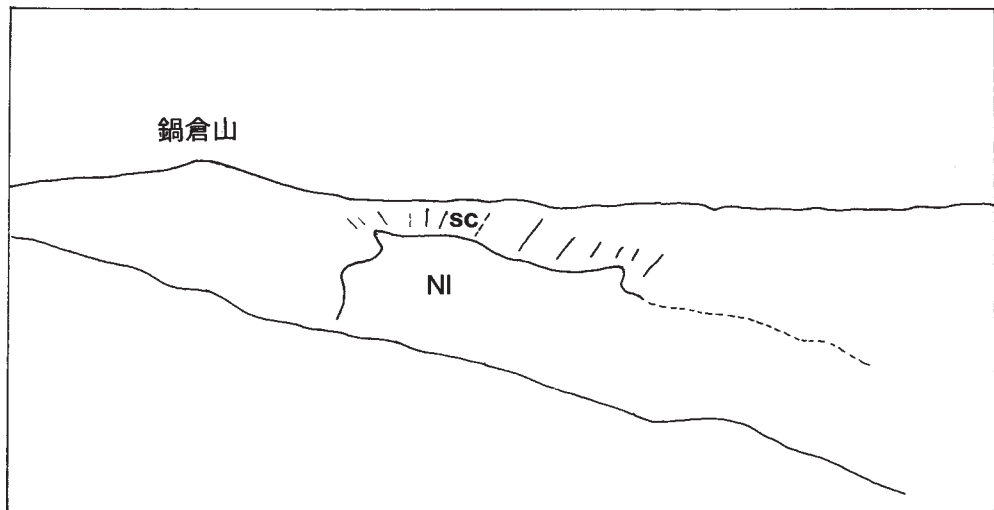
**層序関係** 厚さ約2-3mの貝坂ローム層中・上部に覆われる。

**分布** 関田山地の南東麓，温井付近の標高450-750m付近に，約4km四方にわたって広く分布する。崩壊源は本堆積物分布地域の北西側，関田山地の鍋倉山東部斜面で，関田山地稜線から南東斜面にかけて，長さ約2km・幅約2kmの馬蹄形凹地をなす崩壊地形が認められる(第48図)。このうち鍋倉山から茶屋池付近の出川源流部には落差約150mの明瞭な滑落崖が発達している。滑落崖から温井にかけての崩壊源には崩壊ブロックの一部が残留しており，滑落崖の後退による二次的な崩壊堆積物に覆われている。また温井の南東方の標高450-500m付近には，千曲川北西岸に沿って長さ4-5km・幅1.5-2kmにわたって岩屑なだれ堆積物が分布し，そこでは**碎屑丘(n)**が多く認められる。

本堆積物の一部は，千曲川右岸の野沢温泉村虫生付近の標高350-390m付近にも分布する。

**層厚** 崩壊源では50-100m。堆積域では10-30m。

**岩相** 約50個の**碎屑丘(n)**が認められる。碎屑丘の間を輝石安山岩の径10cm-1mの不淘汰な角礫ないし亜角礫が充填している。個々の碎屑丘は直径100-200m，比高20m程度で，内部は径1m程度に割れた輝石安山岩の岩片がジグソーパズル状に組み合わせさせた構造を呈している(第49図)。



第48図 温井の大規模崩壊地形の全景。  
奥の急崖が滑落崖(sc)。手前の緩斜面には温井崩壊堆積物(NI)が分布する。崩壊堆積物は千曲川の侵食によって段丘化している。



第49図 温井大規模崩壊物の碎屑丘(n)の断面。

内部は径1m程度に割れた輝石安山岩の岩片がジグソーパズル状に組み合わさった構造を呈す。厚さ1.5mのローム層に覆われる。

### V. 3. 7 古期地すべり堆積物(ol)

**定義** 古期地すべり堆積物は、薄いローム層に覆われており、高位段丘堆積物群よりも新しく低位1段丘堆積物よりも古いと推定される地すべり堆積物のうち、規模の大きな新期桶海崩壊堆積物を除くものの総称である。

**分布** 本堆積物は、本図幅地域南西部の袴岳の北-北東斜面及び毛無山北西斜面に分布する。また板倉町光ヶ原牧場南西方及び土師川源流部などにも分布する。滑落崖は一部分が開析され後退しているが、明瞭である。関田山脈内部の浸食小起伏面を切っており、新期地すべりに切られている。個々の地域での分布範囲は新期地すべりに比べて大きい。

**層厚** 新期地すべりに比べて大規模であるが、層厚は場所によって異なる。

**岩相** 大規模な岩盤すべりであり、すべり面付近を除いて基盤岩の構造の乱れは少ない。袴岳付近では、安山岩岩屑堆積物とこれを覆う風化した角閃石輝石安山岩の凝灰岩層からなる。安山岩の径10cm-1mの不淘汰な角礫ないし亜角礫からなる。礫間をローム及び細粒の砂からなる基質が充填している。露頭での固結度は低い。厚さ2m以上のローム層によって覆われる。

### V. 3. 8 新期桶海崩壊堆積物(OI<sub>2</sub>)

**命名** 新称。

**模式地** 妙高村桶海，妙高パインバレー

**層序関係** スコリア層を挟む厚さ約60cmの平山ローム層最上部に覆われる。

**分布** 妙高パインバレースキー場の南，小袴川の源流部に屏風状に落差50-100mの滑落崖が発達している。新期堆積物は小袴川沿いに約5.5km流下し，妙高村大鹿の南に達している。

**層厚** 不明。

**岩相** 輝石安山岩の径10cm-1mの不淘汰な角礫ないし亜角礫からなり，礫間を細粒の砂層及びローム層からなる基質が充填する。

### V. 3. 9 土石流堆積物(yd)

**定義** 土石流堆積物は，ローム層にほとんど覆われていない新期の土石流堆積物の総称である。

**分布** 本堆積物は，板倉町大熊川沿い，新井市長沢東方の長沢川の支流沿い及び飯山市大川付近に分布し，いずれも段丘化している。

**層厚** 0-35m。

**岩相** 泥質基質の土石流堆積物である。久々野に分布する本堆積物は，基質が灰色泥で，大礫-中礫大，ときに巨礫大の安山岩の角礫と頁岩・花崗岩質岩・安山岩の中礫大の円礫を含む。上位は二次堆積物と思われる中礫大の礫層に覆われる。

### V. 3. 10 新期地すべり堆積物(c)

**定義** 新期地すべり堆積物は，ローム層にほとんど覆われていない地すべり堆積物である。

**分布** 本図幅地域内に数多く分布する。特に富倉層の泥岩が分布する関田山脈西部地域に密に発達し，「地すべり地帯」を形成している。このほか，濁池層の泥岩と大川層の分布域にも，富倉層分布域よりも密度が低いものの新期地すべり堆積物が比較的多く分布する。また，千曲川右岸の毛無山火山南部に当たる馬曲川最上流域にも新期地すべり堆積物がまとまって分布し，特に変質した赤ダレ谷溶岩類が分布する馬蹄形のカルデラ地形内部に集中している。

滑落崖は明瞭で地すべり移動体も良く保存されている。関田山脈内部の低位1段丘面や古期地すべり堆積物を切っている。しばしば複数の地すべり移動体が密集し，相互に関連し合い(合流し)ながら下方に移動している。小河谷が地すべり堆積物で埋積される例もしばしば認められる。

**層厚** 10-50m。

**岩相** 不淘汰の基盤岩の風化岩片と細粒の充填物からなる。特に，富倉層の分布域では，泥岩の風化による粘土・シルトを主体とする。

## V. 4 段丘堆積物

(粟田泰夫)

本図幅地域内の段丘堆積物は，中期更新世の高位1段丘堆積物，高位2段丘堆積物，高位3段丘堆積

物，後期更新世の低位1段丘堆積物，低位2段丘堆積物，及び完新世の最低位段丘堆積物に区分される(第50図)。

#### V. 4. 1 高位1段丘堆積物(h<sub>1</sub>)

高位1段丘堆積物は，関川流域において，高床山北東方の標高約300-350m付近に分布する。また，関田山地の南東斜面上部にもわずかに分布する。段丘面は開析が進んでおり，凹凸に富んでいる。現河床面との比高は，高床山では約200mと大きく，大鹿では約60mである。本堆積物は，天野ほか(1994)の狼煙台面あるいは高床山森林公園面の構成層に相当する。

本堆積物は，主として礫層からなり，礫は風化した安山岩・砂岩・チャート・花崗岩などの中-巨礫を主とする円礫からなる。高床山では，本堆積物の上部に厚さ3m以上の火砕流堆積物を挟んでいる。

本堆積物を覆って，谷上ローム層の中・上部に対比される狼煙台ローム層及びそれ以上のローム層が約10mの厚さで分布している。

#### V. 4. 2 高位2段丘堆積物(h<sub>2</sub>)

高位2段丘堆積物は，千曲川流域では，関田山地の南東斜面及び飯山市柏尾付近に分布し，赤羽ほか(1991)の関田土石流堆積物・瀬木土石流堆積物及び内野土石流堆積物のそれぞれ一部に相当する。また関川流域では妙高村大鹿付近に分布する。

関田山地南東斜面では，羽広山付近の標高約500-950m，及び照岡北方の標高800-1,000mにかけて，開析の進んだ扇状地性の広い段丘面をなして分布する。また柏尾付近では，柏尾背斜周辺の標高約300-540mにかけて背斜状に変形した段丘面として分布する。関川流域では，大鹿南方の標高約300m付近

「高田東部」図幅地域	本 図 幅 地 域						「苗場山」図幅地域
竹内・加藤(1994)	本 報 告	赤 羽 ほ か (1991)				島津・立石(1993)	
低位段丘堆積物	最低位段丘堆積物	長峰シルト層	関 シ ル ト 層	内 野 土 石 流 堆 積 物	関 田 土 石 流 堆 積 物	大割野段丘堆積物	
	低位2段丘堆積物					正面段丘堆積物	
	低位1段丘堆積物	瀬木土石流堆積物	奈良沢シルト層			貝坂段丘堆積物	
中位段丘堆積物							
高位段丘堆積物	高位3段丘堆積物	北畑土石流堆積物				朴の木坂段丘堆積物 卯の木段丘堆積物 米原段丘堆積物	
	高位2段丘堆積物						
	高位1段丘堆積物						
	北畑崩壊堆積物	北畑土石流堆積物				谷上段丘堆積物	

第50図 飯山図幅地域における段丘堆積物の区分及び対比図。



に分布する。

本堆積物は、主として風化した安山岩の中礫-巨礫大の亜角礫を主とする淘汰の悪い礫層からなる。また、柏尾付近に分布する本堆積物は、上部に厚さ3m以上の砂層を挟む細-中礫を主とする砂礫層からなる。

本堆積物は、厚さ約9mの米原ローム層中・上部及び貝板ローム層に覆われており、妙高村大鹿では本堆積物を覆うローム層の基底に飯縄上樽火山灰が分布する。

#### V. 4. 3 高位3段丘堆積物(h<sub>3</sub>)

高位3段丘堆積物は、千曲川流域においては関田山地の南東斜面と北竜湖付近及び長峰山付近に分布する。本堆積物は、赤羽ほか(1991)の北畑土石流堆積物、内野土石流堆積物、関田土石流堆積物及び瀬木土石流堆積物のそれぞれ一部に相当する。

本堆積物は、関田山地の南東斜面においては、照岡付近では標高約500-780mにかけて、また常郷付近では標高約380-680mにかけて、それぞれやや開析された傾斜10-14°の広い平坦な斜面をなして分布する。常郷付近では標高400-450mにかけて、北竜湖付近では標高400-520mにかけて、また長峰山付近では標高310-420mにかけて、それぞれ背斜状に変形した段丘面をなして分布する。

本堆積物は、主として、やや風化した安山岩の中礫-巨礫を主とする淘汰の悪い角礫-亜角礫層からなる。長峰山北方では本堆積物は厚さ10m以上で、上部の6mはやや風化した安山岩の中-大礫大の淘汰の悪い角礫からなり、その下位には砂岩・チャート・花崗岩類の中礫を混じえる層理の発達したシルト層が分布する。

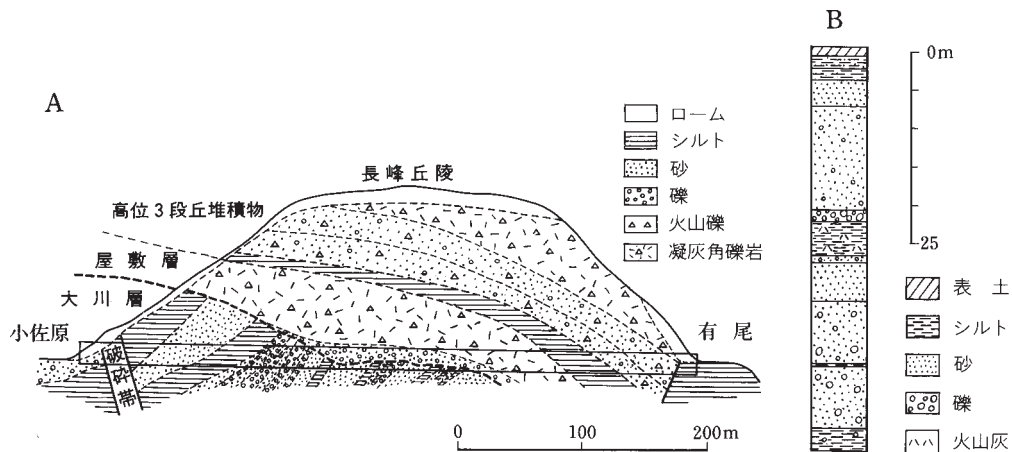
長峰山南方の有尾トンネル付近では、西に急傾斜する大川層を不整合に覆って、厚さ30m程度のシルト層・砂層及び凝灰角礫岩からなる堆積物が分布している(第51図：赤羽ほか、1991)。赤羽ほか(1991)では、この堆積物は全体が屋敷層に対比されているが、その分布及び層位関係から、その上部は高位3段丘堆積物と推定される(第51図)。

本堆積物は、厚さ4-6mの米原ローム層上半部及び貝坂ローム層に覆われており、その基底あるいは基底から約1mまでの層準に妙高花房火山灰が分布する。

#### V. 4. 4 低位1段丘堆積物(l<sub>1</sub>)

低位1段丘堆積物は、千曲川流域においては標高約320-500mの段丘面をなして分布するほか、関田山地の北西側及び南東側斜面では河川の上流域に谷埋め状の段丘面をなして分布する。本堆積物の一部は、赤羽ほか(1991)の内野土石流堆積物、関田土石流堆積物及び瀬木土石流堆積物のそれぞれ一部に相当する。また赤羽ほか(1991)の関沢シルト層の一部及び奈良沢シルト層に相当する。

飯山市常郷付近より下流の千曲川流域、及び関田山地周辺に分布する本堆積物は、新鮮な安山岩礫の中-巨礫を主とする淘汰の悪い礫層からなる。また、千曲川右岸の飯山市北原より上流の標高約360m以下に分布する本堆積物は、主として砂・シルト層及び礫層からなる。飯山市屋株東方に分布する本堆積物は、最大層厚15m以上で、下部は厚さ10m以上の層理の発達したシルト層、上部の約5mは層理の発達した砂層からなる。また飯山市街地付近に分布する本堆積物は、主として砂・シルト層及び礫層か



第51図 長峰丘陵の有尾トンネルの地質断面図(A)と飯山市戸狩新田立第三中学校のボーリング柱状図(B)。  
赤羽ほか(1991)による。

らなり、上部の2-3mは層理の発達した砂・シルト層からなり、その下位には厚さ6m以上の、砂岩・チャート・花崗岩類及び安山岩礫の中-大礫を主とする礫層が見られる、

本堆積物は、厚さ1.5-3mの貝殻ローム層に覆われている。岡山付近では、本堆積物は厚さ3mのローム層に覆われ、ローム層の基底から約1mの層準に黒姫大平火山灰が挟まれている。また飯山盆地周辺の本堆積物は、おおむね厚さ1.5-2.5mのローム層に覆われておりその下半部には1-2枚のスコリア層が挟まれる。

#### V. 4. 5 低位2段丘堆積物(I<sub>2</sub>)

低位2段丘堆積物は、千曲川流域においては、小規模な扇状地性段丘をなして分布するほか、長峰山周辺や飯山市屋株周辺に背斜状に変形した段丘面をなして分布する。また、関川流域においても、小規模な扇状地性の段丘面をなして分布する。本堆積物は、赤羽ほか(1992)の関沢シルト層に一部、長峰シルト層及び扇状地堆積物に相当する。

本堆積物のうち、千曲川流域及び関川流域において扇状地性の段丘面をなすものは、安山岩の中-巨礫を主とする淘汰の悪い礫層からなる。屋株から上野にかけて分布する本堆積物は、厚さ8m以上で、上部の2-5mは砂・シルト層からなり、下部は安山岩の巨礫や砂岩・チャート・花崗岩類の中礫を主とする礫層からなっている。

戸狩の南方に分布する本層は、厚さ10m以上で、主として砂・シルト層からなる。また飯山市立第三中学校でのボーリング資料によれば(第53図；赤羽ほか，1991)，深度23m以浅には主としてシルト層・砂層からなり基底に薄い礫層を伴う堆積物が分布しており、本報告ではこれらの堆積物を低位2段丘堆積物とした。ボーリングの下部には厚さ約5mの火山灰質シルト層を挟んで、主として砂礫層からなる堆積物が深度50mまで分布している。

本堆積物は、厚さ数10cm以下の貝塚ローム層上部に覆われるが、ローム層中にはスコリア層は認められない。飯山市上野の上野遺跡では、本堆積物を覆うローム層の下限に始良Tn火山灰(AT)が見いだされている(早津・小島, 1990)

#### V. 4. 6 最低位段丘堆積物(at)

最低位段丘堆積物は、千曲川流域においては、戸狩から下流では1-3段の河岸段丘をなして分布するほか、飯山盆地の長峰山周辺及び木島平村穂高付近では断層の上盤側(隆起側)に分布する。また関川流域においては、本流沿いに分布する。

千曲川流域の本堆積物は、主としてシルト層及び砂層からなり、その上位にはローム層を欠いて薄い黒色土壌が発達する。飯山市戸狩及び飯山市街地では、本堆積物の表層付近の腐植質堆積物から約2,000-1,000y.B.P.の<sup>14</sup>C年代値が得られている。飯山市下田付近の東原遺跡では、縄文時代後期の集落が、厚さ1.8-3mのシルト層からなる本堆積物に覆われているのが発見されている(早津ほか, 1999)。このシルト層は、野々海川を流下した土石流堆積物によるせき止め堆積物と推定されている(早津ほか, 1999)。関川流域の本堆積物は、安山岩の中-巨礫を主体とする淘汰の悪い礫層からなる。

#### V. 5 扇状地堆積物(af)・自然堤防堆積物(al)・後背湿地及び谷床堆積物(a)

(栗田泰夫)

規模の大きな扇状地堆積物は主に礫層からなり、毛無山南西麓の馬曲川下流域及び関田山地の黒岩山東麓などに発達している。

自然堤防堆積物は、砂層からなり、飯山市上野より上流の千曲川流域に広く発達する。

後背湿地(氾濫原)堆積物は、泥・砂・礫などからなり、千曲川流域に広く分布している。また谷床堆積物は千曲川の支流、関川沿い及びその支流の谷床に分布している。

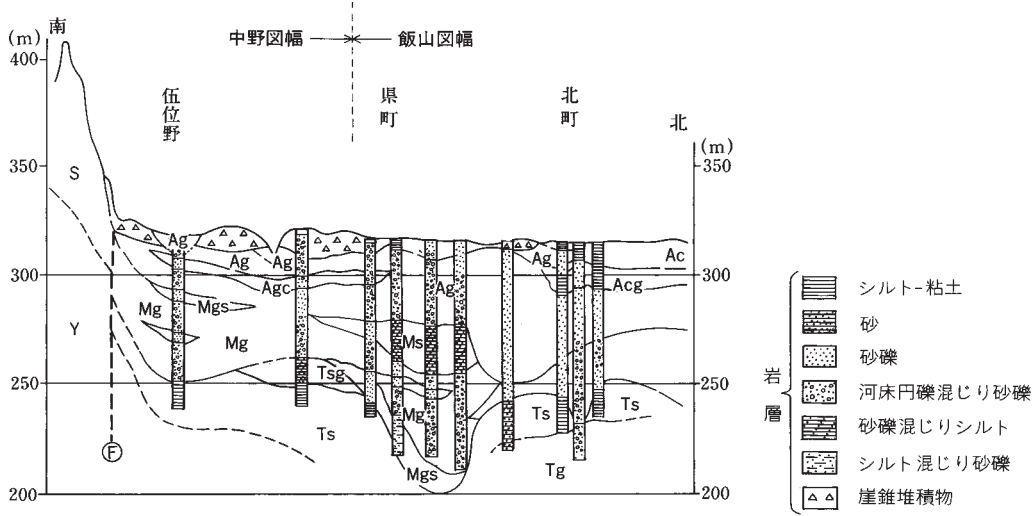
#### V. 6 未区分中部更新統-完新統(Q)

(栗田泰夫)

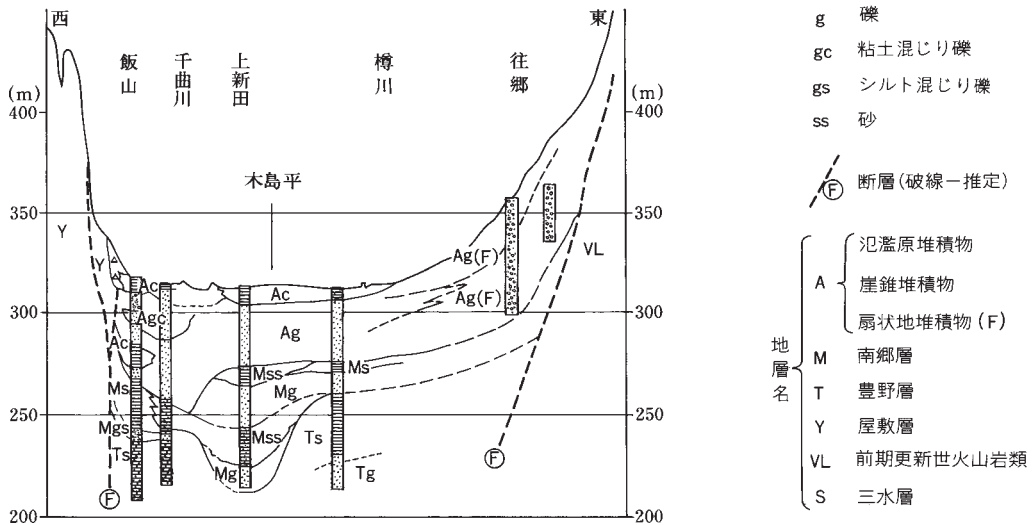
千曲川流域の飯山盆地の地下には、主としてシルト層・砂層及び砂礫層からなる厚い未固結堆積物が分布している。これらは、時代的には中期更新世から完新世の堆積物であるが、地質断面図では区分できないので、未区分中部更新統-完新統(Q)とした。なお、飯山盆地の低地の地表に分布する完新統の最低位段丘堆積物・扇状地堆積物・自然堤防堆積物・後背湿地及び谷床堆積物は、地質断面図上では未区分中部更新統-完新統(Q)に含めて表現している。

長峰丘陵の東に広がる千曲川沿いの沖積面下には、砂層・砂礫層・粘土層及びシルト層からなる堆積物が少なくとも深度80-90mまでの間に伏在している(第52図; 赤羽ほか, 1991)。なお、第52図では、

A 飯山盆地下の南北（北町から伍位野）地質断面図



B 飯山盆地下の東西（飯山から往郷）地質断面図



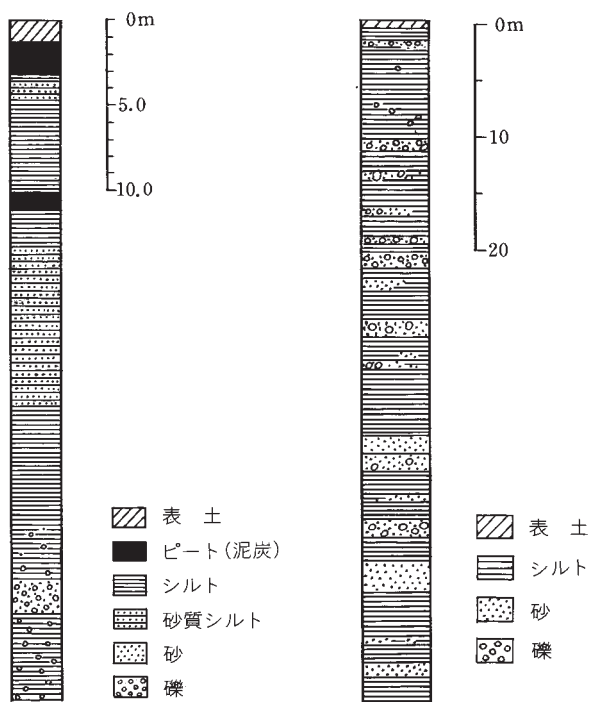
第52図 飯山盆地の沖積面下の中部更新統-完新統。

Acなどの記号は、大文字が地層区分、小文字は岩相区分を示す。例えば、Mgは南郷層(M)の礫(g)を示す。赤羽ほか(1991)の図12による。

これらの沖積面下の堆積物がいくつかの地層単位に区分されているが、本報告では一括している。また、長峰丘陵の西の泉台小学校でのボーリング資料によれば、主としてシルト層からなる堆積物が少なくとも深度40mまでの間に伏在しており、その上部には泥炭層が、また下部には砂礫層が挟まれる(第53図; 赤羽ほか, 1991)。

A 泉台小学校の  
ボーリング柱状図

B 戸狩公共下水道終末処理場の  
ボーリング柱状図



第53図 飯山盆地沖積面下のボーリング柱状図.  
赤羽ほか(1991)の図16, 17による.

## V. 7 湿地堆積物(1)

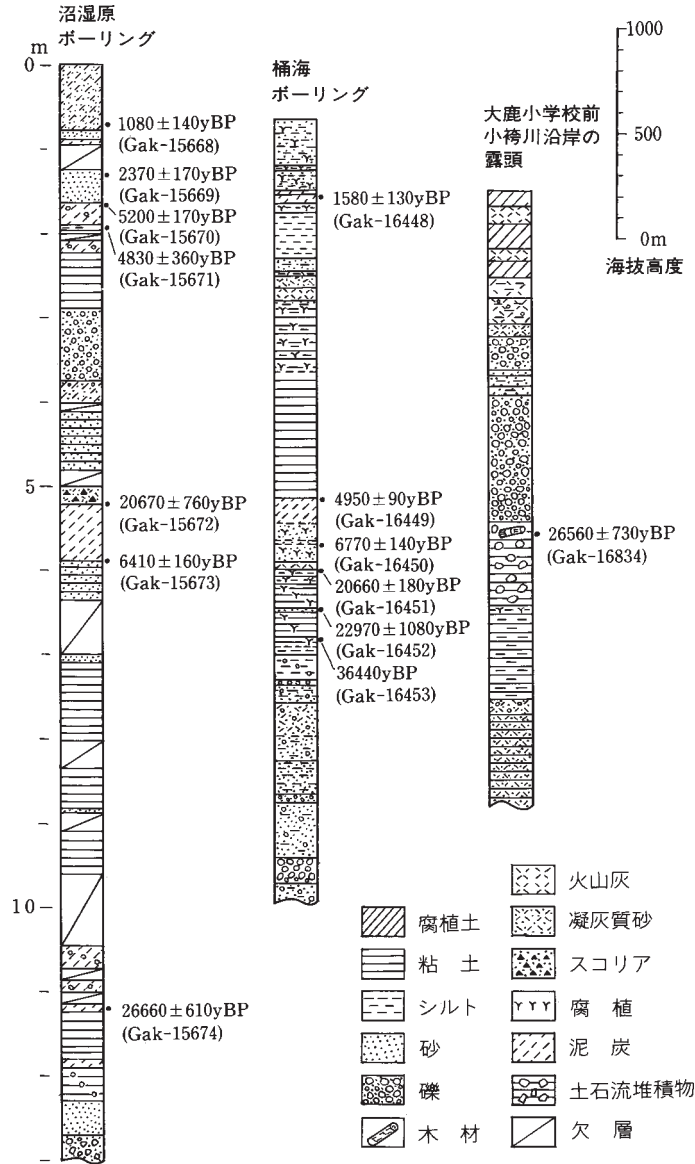
(柳沢幸夫)

湿地に堆積したシルト、粘土、礫及び泥炭などからなる堆積物を湿地堆積物として区分した。本図幅地域南東隅の木島平村城蔵山の南東麓、妙高村南部の土路川最上流部の沼湿原、信濃村万坂峠西方及び関田山地の平丸峠の北方に分布する。また、地表には露出しないが、妙高村桶海や大鹿では地下に湿地及び湖沼成堆積物が分布する(天野ほか, 1994)。

沼湿原でのボーリング調査によれば、本堆積物は斑尾火山噴出物を不整合に覆い、厚さは12.5mである(天野ほか, 1994)。天野ほか(1994)によれば、下半分は厚い粘土層、上部は砂質粘土・砂礫・泥炭層などからなる(第54図)。これらの堆積物の堆積過程は、1) 27,000年前頃に土路川がせき止められて湖ができ、2) 20,000年前頃までは湖成堆積物の粘土が堆積し、以降埋積が進んでいったとされている。このコアでは珪藻分析が行われ、こうした湖沼環境の変化が珪藻群集の変化としてもとらえられている。

また、花粉分析では、27,000年以降の気候変動を示す花粉群集変化が明らかにされている。

桶海におけるボーリング調査によれば、本堆積物は、20,000年前の珪藻化石を産出しない腐植質粘土層を覆っており、厚さ約5.3mの腐植質粘土-シルト層からなっている(天野ほか, 1994; 第54図)。天野ほか(1994)によれば、本堆積物の堆積過程は、1) 約5,000年前に盆地の東側斜面で崩壊が起こり、小袴川の谷がせき止められて湖が形成され、2) 2,000年前頃までは湖成の粘土が堆積し、3) その後砂など



第54図 湿地堆積物のボーリング柱状図と年代測定値。  
天野ほか(1994)の図1-1-8による。

の粗粒な堆積物が堆積して水深が浅くなり、1,500年前頃には泥炭の堆積する湿地となり、4)歴史時代には水田化されたと推定されている。

## VI. 地 質 構 造

(粟田泰夫・柳沢幸夫)

飯山図幅は、地質学的には東北日本と西南日本の境界部をなす北部フォッサマグナ地域の一部に相当するとともに、新第三系-第四系が広く発達する新潟堆積盆地の南西部に位置する。

本図幅地域の西半分の東頸城丘陵・関田山地地域は富倉背斜を中核として、北北東-南南西のいわゆる新潟方向を持つ大規模な複背斜構造をなす(第55図)。この複背斜構造は、中心の富倉背斜とその西側を併走する中栗向斜・長者原背斜・原通向斜からなり、西端は山越断層、東端は千曲川沿いの活断層によって画される。基礎試錐「富倉」の調査・研究(石油公団、1995)によれば、富倉複背斜は、デタッチメント断層を境に浅部と深部の地質構造が異なり、東側の東頸城丘陵側の断層ブロックが、西側の構造的に安定した高田平野側へ衝上する構造と解釈される。

一方、飯山盆地では千曲川の流路を軸とする非常に開いた向斜構造が北東-南西方向に延びている。その東方の河東山地では、毛無火山の噴出物を中心とする下部更新統の火山岩類が、西に緩く傾くものの、あまり変形を受けず分布しており、図幅西部の複雑な地質構造とは対照的である。この地域は飯島(1962, 1963)の中央隆起帯の一部に相当する。

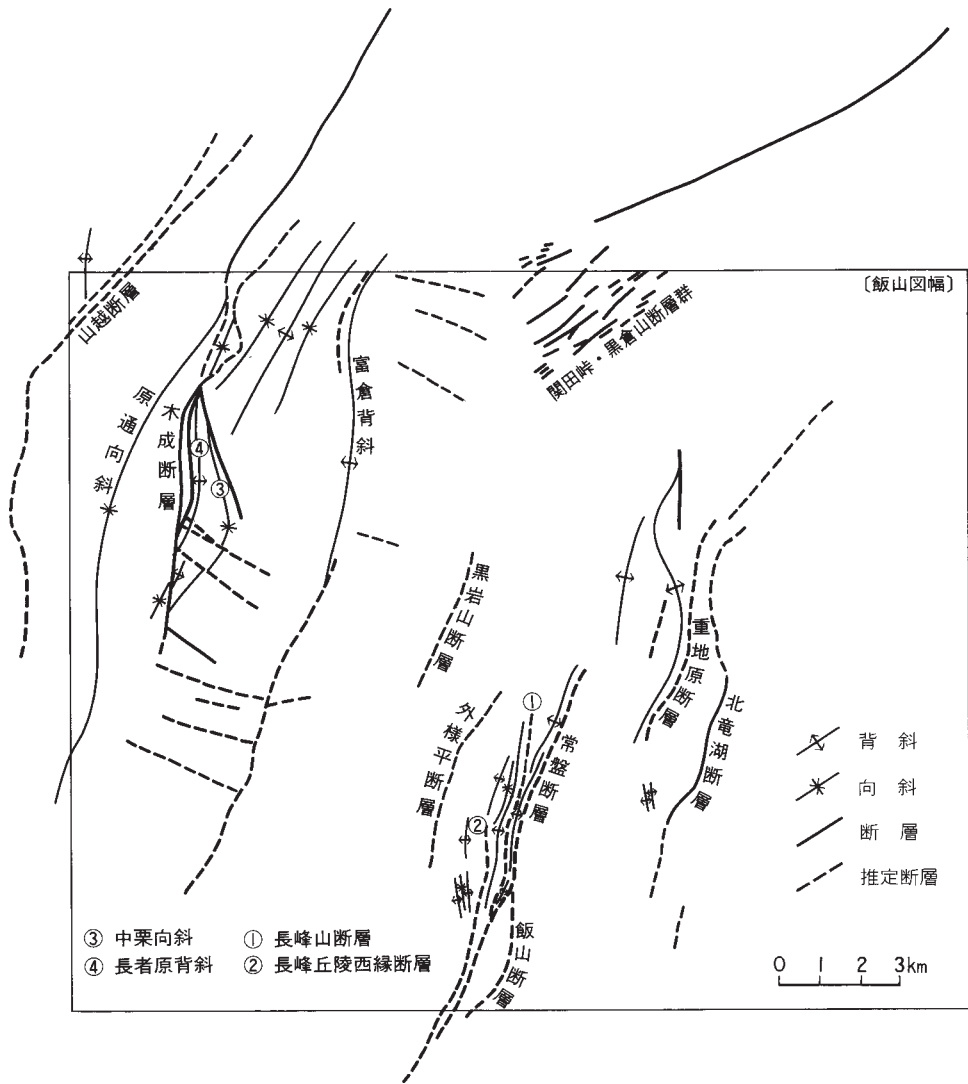
本図幅地域を含む北部フォッサマグナ地域の地質構造発達史については、赤羽(1980, 1981a, b, c)が地質構造・堆積作用・火成作用などを総合して総括している。また、中村(1982a, b)は富倉背斜部の層序と地質構造を詳細に記載し、さらに褶曲の形成機構を小断層解析による古応力場の復元と岩石物性から検討している。

### VI. 1 断 層

(粟田泰夫・柳沢幸夫)

本図幅地域には、大規模な複背斜構造をなす東頸城丘陵及び関田山地の両翼部に、顕著な断層帯が発達している。

複背斜構造の東翼部に当たる飯山盆地には、北北東-南南西走向で、長さ15km・幅5km程度の右雁行断層帯を構成し、全体として西側隆起をなす断層群が延びている(第55図)。この断層群は、長野盆地・



第55図 飯山図幅地域の地質構造図.

飯山盆地と東頸城丘陵・関田山地との境界をなす長さ約50kmの長野盆地西縁断層系(仁科ほか, 1985)の北部に当たる. この断層群は東側から, 柏尾峰丘陵周辺の北竜湖断層及び重地原断層, 長峰丘陵周辺の常盤断層・長峰山断層・飯山断層及び長峰丘陵西縁断層, 関田山地東麓の外様平断層に細分される.

これらの断層は, いずれ中部-上部更新統に累積的な変位を与えており, 一部では完新統をも変位させている活断層である(第56図). さらに長峰丘陵の東縁では, 1847年の善光寺地震に伴って長野盆地西縁断層系の中・南部の断層とともに, 上下約2-3m程度の断層変位があったとされている(栗田ほか, 1987: 活断層研究会, 1991). なお長野盆地西縁断層では, 善光寺地震に伴うような規模の大きな断層活





動が平均的950年の再来間隔で繰り返されてきたことが明らかにされている(地質調査所, 1990)。

複背斜構造の北西翼部に当たる高床山丘陵付近には、北東-南西走向で、南東側隆起の山越断層が延びている。この山越断層の両側では、中部-上部更新統の分布高度に顕著な差があることから、同断層は活断層と推定されている(天野ほか, 1994)。また、これより南東側には、やはり北東-南西方向の木成断層こなりが延びている。

関田山地の稜線に沿っては、関田峠・黒倉山断層群及び黒岩山断層が延びている。これらの断層は、確認された変位量は数10m以下と小さい。また形態的な特徴から正断層と推定される。活断層研究会(1980, 1991)は、山地斜面に逆向き低断層崖や地溝、高度不連続が認められることなどから、これらの断層を確実度・活動度B級の活断層としている。

このほか、富倉背斜の軸部に沿って、富倉から斑尾山の北麓まで断層が延びている。また、富倉背斜の西翼の妙高村土路付近と、東翼の鍋倉山北西麓には、数本の西北西-東南東方向の横断断層が発達する。

#### VI. 1. 1 北竜湖断層

新称。活断層研究会(1980)の重地原断層a及びcに相当する。千曲川右岸の平林から北竜湖を経て、穂高に至る、長さ10kmで西側隆起の断層である(第56図)。全体として北北東-南南西走向で東に凸に緩く屈曲する。北竜湖付近では、高位3段丘面に約80m以上、低位1段丘面に20m以上の上下変位が認められる(第57図)。また低位2段丘面は、断層南部の穂高付近で20m、断層南端部の往郷付近で10mの上下変位が認められる。

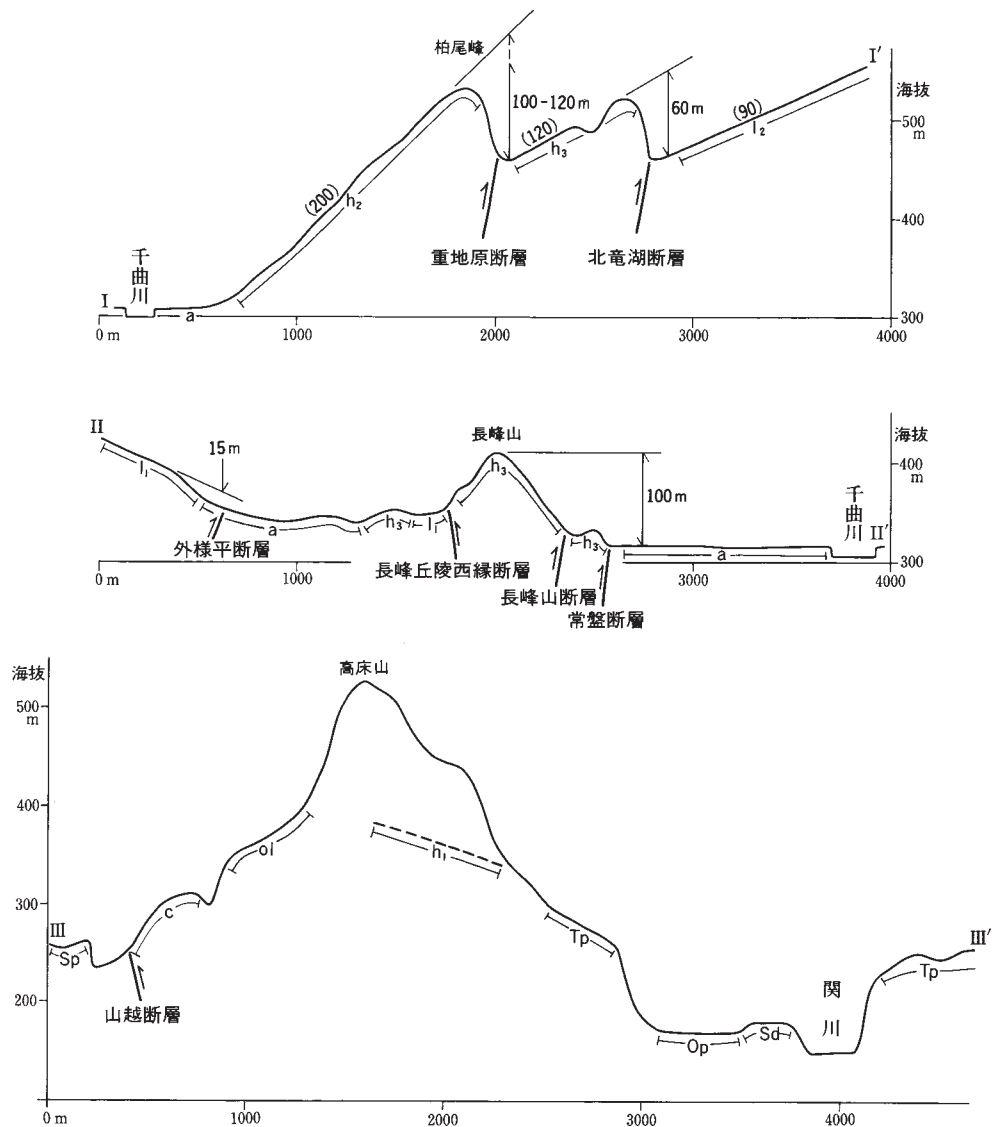
断層の西側(隆起側)200-300mには背斜構造が併走し、背斜の西翼部では段丘面が急傾斜している。重地原付近では、高位3段丘面が7°西に傾斜し、断層下盤例の扇状地性の低位2段丘面の傾斜(5°)よりも急となっている。

#### VI. 1. 2 重地原断層

命名：井上(1962)。活断層研究会(1980)の重地原断層b及びdに相当する。北竜湖断層の西側0.5-1.5kmに並行して、平林から柏尾峰を経て関沢に至る、長さ5.5km、西側隆起の断層である。断層中央の柏尾峰付近では高位1段丘面は100m以上、上下に変位している(第57図)。また断層北部の上境では、高位3段丘面は40m以上、温井崩壊堆積物は20m、南端部の関沢では低位1段丘面が20-50m、低位1段丘面が20m、それぞれ上下に変位している。

断層の隆・側には柏尾背斜が併走している。同背斜の西翼部では高位1段丘面が11°西傾斜し、この傾斜は山側に位置する先述の豊郷付近に分布する扇状地性の低位2段丘面の傾斜(5°)よりも急である。さらに千曲川沿いでは、主として砂・シルト層からなる本流性の低位1及び同2段丘面が、それぞれ4°及び2°西傾斜している。

本断層の北東延長上の飯山市下田付近の東原遺跡では、縄文時代後期の生活面と遺構が南東側に傾斜しており、これは断層運動によるものと考えられている(早津ほか, 1999)



第57図 飯山盆地周辺における中部更新統-完新統の構造を示す地形断面図。  
 I - I', II - II'の断面図の位置は第56図に、III - III'の断面図の位置は第59図に示す。

### VI. 1. 3 長峰山断層

新称。活断層研究会(1980)の長峰丘陵東縁断層aの南半部及びbに相当する。千曲川左岸の長峰山の東縁に沿って、尾崎から飯山市街地の西縁を経て南隣「中野」図幅の荒舟に至る、北北東-南南西走向で、長さ10km、西側隆起の断層である。本図幅内での長さは8km。長峰山背斜の東翼を限る断層で、背斜軸の東側100-300mを並走している。背斜構造を含めた断層の上下変位量は、北部の長峰山付近では高位2段丘面で最大約80m、南部の飯山市街地付近では低位1段丘面で30m以上、北畑では低位2段丘

面で約10mである。

南隣「中野」図幅地域内の荒舟(本断層の南端)付近では、1,070±90から1,560±80y.B.P.の間に最新の断層活動があったことが知られている(佃・栗田, 1986)。

#### VI. 1. 4 常磐断層

新称: 活断層研究会(1980)の長峰丘陵東縁断層aの北半部に相当する。長峰山断層の北北東に併走して、戸狩北方から飯山市街地北部に至る、長さ7-8km、西側隆起の断層である。大塚背斜の東翼を限る断層で、背斜軸の東側100-300mを並走している。背斜構造を含めた断層の上下変位量は、低位2段丘面で40m以上である。また最低位段丘面と千曲川氾濫原との間には2-3mの低崖が発達しており、これは低断層崖と推定される。

断層北端部の戸狩付近では、最低位段丘面が断層の隆起側で背斜状に変形・隆起しており、千曲川の氾濫原との比高は最大で6-9mとなっている。最低位段丘堆積物の年代は氾濫原から比高2.5mで1,900±80y.B.P., 比高6mで4,000±100y.B.P., 比高8.5mで2,400±110y.B.P.が得られた。一方、断層沈降側に分布する氾濫原堆積物は深度2.6mで2,820±90y.B.P., 同4.6mで4,460±120y.B.P., 同9.9mで10,200±150y.B.P.の<sup>14</sup>C年代を示す。これらの堆積物の分布は、完新世において断層が活発に活動してきたことを示す。

#### VI. 1. 5 飯山断層

命名: 栗田ほか(1987)。常盤断層の南延長部に位置する。長峰山断層の南端に沿って東側500-800mに並行して延びる、長さ約2km、西側隆起の断層である。本断層の西側に分布する最低位段丘面は、深度約1mで1,030±80, 790±100y.B.P.の<sup>14</sup>C年代を示し、東側の木島付近に分布する千曲川の自然堤よりも2-2.5m高くなっている。飯山市街地付近に分布する最低位段丘は、1847年善光寺地震の以前には千曲川の自然堤防であったものが、同地震に伴う断層変位によって隆起したと推定されている(栗田ほか, 1987)。

#### VI. 1. 6 長峰丘陵西縁断層

命名: 活断層研究会(1980)。長峰山の西縁に沿って、長峰山西方から飯山市街地の西縁を経て北畑に至る、北北東-南南西走向で、長さ6km、東側隆起の断層である。長峰山背斜の西翼を限る断層で、背斜軸の東側100-400mを並走している。背斜構造を含めた断層の上下変位量は、北部の長峰山付近では高位2段丘面で最大80m以上、南部の飯山市街地付近では低位1段丘面で10m以上である。

#### VI. 1. 7 外様平断層

命名: 活断層研究会(1980)。黒岩山の麓の小境から山口にかけて北北東-南南西に延びる、長さ5km、西側隆起の断層である。断層北部の小境付近及び南部の旭付近では、低位2段丘面に幅100-150mの撓曲崖が認められ、同段丘面は上下に5-15m以上変位している。

### VI. 1. 8 関田峠・黒倉山断層群

命名：活断層研究会(1980)．関田山地の稜線及びその西側斜面に沿って，黒倉山から関田峠北東方まで延びる．長さ5km・幅3kmに分布する断層群である．長さ2km未満の多くの断層線の集合からなる．大部分の断層線は東側沈降であるが，南西端に位置する断層線は西側沈降を示し，全体として関田山地の稜線を凹地とする非対称の地溝を形成する(第58図)．個々の断層による変位量は，野々海川火砕岩部層・茶屋池火山岩類及び光ヶ原崩壊堆積物のいずれにおいても最大20m程度である．このことから，断層群の形成時期は光ヶ原崩壊堆積物の堆積後と推定される．本断層群は，1) 地溝を形成すること，2) 断層の隆起側に撓曲や背斜構造を伴わないこと，3) 谷地形を横切る場合には断層の沈降側に向かって緩く凸に湾曲する傾向があることから，正断層群と推定される．



第58図 関田峠周辺の大規模な崩壊堆積物と関田峠・黒倉山断層群.

### VI. 1. 9 黒岩山断層

命名：活断層研究会(1980)．黒岩山付近の関田山地の稜線に沿ってに北北東-南南西に延びる，長さ約5km，北西側隆起の断層である．黒岩山の北北東方では，断層に沿って桂池など鞍部が連なっている．これらの鞍部の西側には，比高30-40mの東に急傾斜する新鮮な断層崖が発達している．本断層は大川層の層理面に沿った正断層と推定される．

なお活断層研究会(1980, 1991)は，本断層をさらに南南西に2km，北北東に4km延びる活断層としている．しかし，そこでは活断層の認定根拠とされた崖地形には，浸食による浅い開析谷が発達しており，顕著な鞍部の連続も認められない．したがって，本報告では確実な断層変位地形を伴う5km区間のみを断層として認定し，その南南西方及び北北東方の崖地形は，大川層のケスタ地形と判断した．

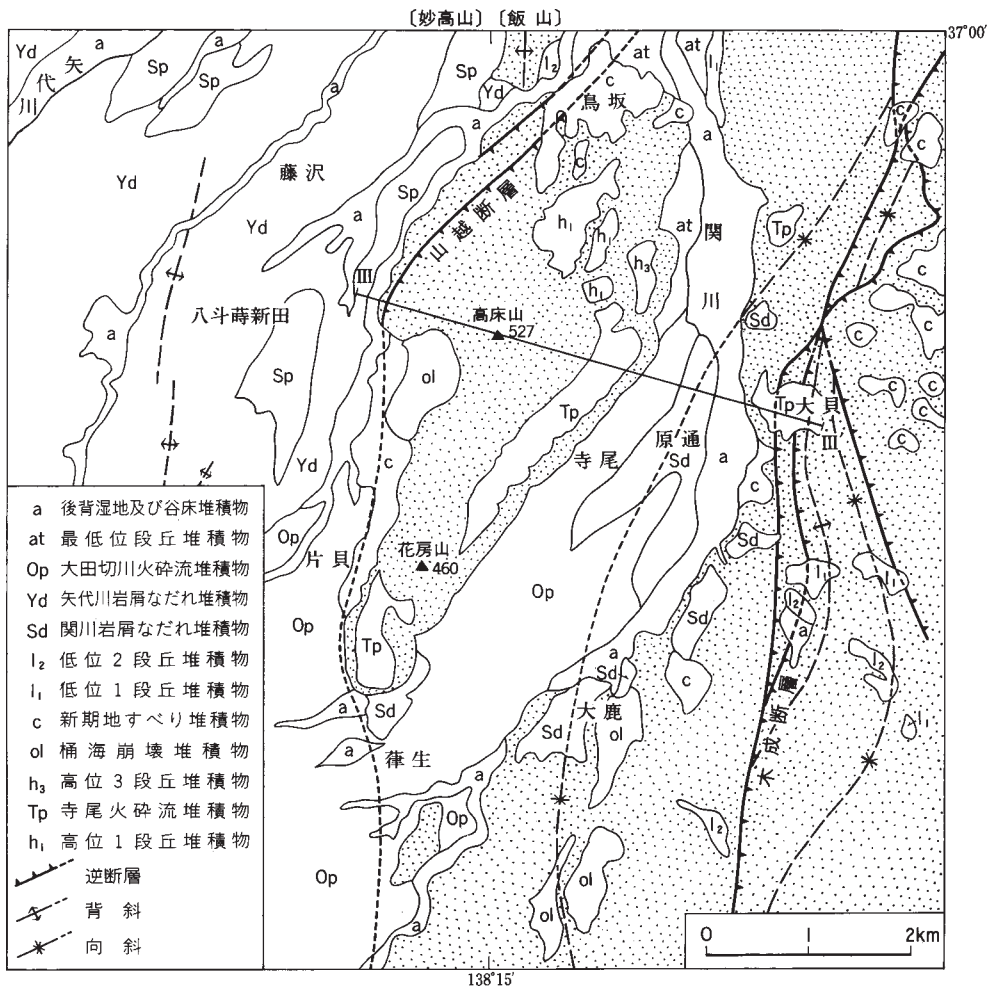
松田(1990)は，長野断層系の北方の関田山地の断層群，すなわち野々海峽断層群，関田峠・黒倉山断層群，黒岩山断層などを含めて，1つの起震断層とし，その断層長を60kmとしている．しかし関田山地の断層群は，1)稜線沿いに直線的に延びており，地溝あるいは二重山稜(赤羽ほか，1991)を伴うこと，2)上下成分のセンスが大地形の傾斜と一致しないものが多いこと，3)関田峠・黒倉山断層群及び黒岩山断層の走向・傾斜は急傾斜する第四系の構造(赤羽ほか，1991)と一致すること，4)第四系には断層に伴う引きずり等の構造が認められないこと，5)関田峠・黒倉山断層群の一部は巨大地すべり(高野，1985)の滑落崖と一致することなどから，重力性の正断層群である可能性が強い．

### VI. 1. 10 木成<sup>こなり</sup>断層

命名：中村(1982a)．森島(1941)及びSaito(1961)の猿橋断層は，本断層にほぼ相当する．富倉背斜の西翼の一群の褶曲(中栗向斜・長者原背斜・原通向斜)に付随する断層群である(第59図)．断層は東側の断層(木成東断層)と西側の断層(木成西断層)からなる．北隣「高田東部」図幅内の清里村宮口付近から，新井市木成付近を通り，妙高村土路の西方まで，長さは約22kmに及ぶ．北隣「高田東部」図幅内から木成付近までは，方向は北東-南西ないし北北東-南南西方向であるが，木成付近で湾曲し，それ以南では南北に近い方向である．

木成西断層は北隣「高田東部」図幅内では，断層面が高角度の東上がりの逆断層である(竹内・加藤，1994)．本図幅地域内でも，断層の性質は同様と思われるが，断層面は確認できなかった．断層の垂直変位量は，「高田東部」図幅地域内では500m以上と推定される(竹内・加藤，1994)が，南に向かって変位量は小さくなり，木成付近では400m程度となり，さらに南方の土路西方で断層は消滅する．なお，新井市大貝付近では，木成西断層の東200-300mに分岐した断層が1本存在する．中村(1982a, b)によれば，土路川付近では段丘堆積物も変位させている．

木成東断層は，新井市小濁付近から木成の南方を通して，新井市中栗の北方まで延びる．途中，上濁川北方では木成西断層と接する．小濁から上濁川北方までは地層の分布からと断層露頭の観察から，低角の東上がりの逆断層と考えられる(中村，1982b)．上濁川より南方では，高角の東上がり逆断層であると推定される．



第59図 高床山丘陵付近における中部更新統-完新統の分布及び構造。  
西隣「妙高山」図幅地域の地質は、早津(1985)に基づく。Ⅲ-Ⅲ'は第57図の断面図作成位置。  
Sp: 江注川火砕流堆積物。赤倉火砕流堆積物は省略。

### VI. 1. 11 山越断層

命名：高田平野団体研究グループ(1981)・中村(1982a, b)の鳥坂断層に等しい。

高床山を作る丘陵の北西縁を限る断層であり、北隣「高田東部」図幅地域の山越付近から本図幅地域北西端の鳥坂付近を経て、少なくとも西隣「妙高山」図幅地域の関山付近まで、12kmにわたって推定される断層である(第59図)。南東側隆起の断層であり、隆起側では富倉層及びそれを覆う大川層の安山岩火砕岩(O<sub>4</sub>)が南東に傾斜している。高床山丘陵の北部に分布する高位1段丘面は沖積面と最大約200mの比高を持ち、南東に約2°で緩く傾斜している。また丘陵の南東縁に沿って分布する寺尾火砕流堆積物の堆積面は、南東に6°傾斜している。

「妙高山」図幅地域内の関山付近では、寺尾火砕流堆積物及びそれより上位の妙高山噴出物が、本

断層によって東上がりに変位していると推定されている(天野ほか, 1994)。大田切川火砕流堆積物の堆積面も、本断層付近で西側(上流側)に向かって勾配が緩くなるが、これが断層変位によるものかどうかは明らかでない。

#### VI. 1. 12 富倉背斜軸部の断層

基礎試錐「富倉」の調査・研究(石油公団, 1995)によれば、富倉背斜は、デタッチメント断層を境に浅部と深部の地質構造が異なり、東側の東頸城丘陵側の断層ブロックが、西側の高田平野側のブロックへ衝上している。このデタッチメント断層は、基礎試錐「富倉」では、ディップメータの解析が深度2,679m付近を境界にして大きく構造が異なることを示すことから、この層準に存在すると解釈される。この断層は地表では木成断層に連続するものと見られる。このほか、基礎試錐「富倉」では、深度322m, 1,480m, 3,020m, 5,884m付近に断層が推定される。デタッチメント断層の上盤側では、数条の逆断層によって切られて大きく変形し、それに伴う背斜構造が形成されている。一方、下盤側では上盤側ほど大きな変形は受けていない。

長沢川以南における富倉背斜の地表の軸部には、西上がりの軸面断層が推定される。この断層は、長沢川から毛無山(大平峰)の西を通って北北東-南南西方向に延び、沼湿地付近で向きを北東-南西方向に変えて斑尾山の北麓まで続く。なお、この断層は万坂峠を通して信濃町の古海付近まで延びている可能性もある(天野ほか, 1994)。

#### VI. 1. 13 その他の断層

富倉背斜の西翼に当たる新井市中栗から妙高村土路・樽本地区には西北西-東南東または北西-南東方向の横断断層がいくつか推定される。これらは、鍵層の分布や富倉層の樽本火砕岩部層の分布から推定される。同様の方向の横断断層は、富倉背斜東翼の飯山市関屋、新井市平丸東方、上小沢西方のヨシハ池付近、及び板倉町の大熊川流域にも認められる。

### VI. 2 褶曲

(柳沢幸夫)

本図幅地域の西半分は、富倉背斜を核とする北北東-南南西方向の大規模な複背斜構造をなす。富倉背斜の西翼部には、平行するやや規模の劣る一群の背斜・向斜(中栗向斜・長者原背斜・原通向斜など)が付随する(第55図)。複背斜構造を構成するこれらの背斜・向斜は、一部を除き軸面が東傾斜の非対称褶曲である。なお、一部では褶曲軸が軸面断層となっている場合がある。このほか、富倉背斜東翼では、飯山盆地の西縁及び東縁に沿って延びる断層の西側に付随する緩い背斜及び向斜が見られる。

中村(1982b)は、富倉複背斜について、小断層解析による古応力場の復元と三軸圧縮試験による褶曲体の岩石物性から検討し、本褶曲系は、北北東と西北西方向の2つの断裂系によって分割された基盤ブロックが南東への傾動に伴って北西に衝上する隆起運動が段階的に進行することで形成されたとした。



### VI. 2. 1 富倉背斜

命名：森島(1941)．富倉背斜は，東頸城丘陵を作る複背斜構造の中心をなす背斜で，軸長は20km以上に及び，本図幅地域最大の地質構造単位であり，本図幅地域西部を北端の板倉町大熊川から，南端の斑尾山北方まで延びる．全体として軸は北北東-南南西方向であるが，地域内で軸の方向は部分的に湾曲している．長沢川以南では背斜軸に沿った断層が発達し，南端の斑尾山北方域では軸方向が北東-南西方向に曲がる．

長沢川以北の本図幅北部では，西翼が急傾斜で直立したり逆転している部分が多いのに対し，東翼は70-40°と比較的傾斜が緩く，背斜頂部は尖り，軸面が西に30-40°倒れた閉じた非円筒非対称褶曲である(中村，1982a)．一方，長沢川以南では，東翼でも地層の傾斜がきつくなり，南部では背斜の頂部を除き両翼とも地層が逆転している．したがって，南部では富倉背斜は頂部が丸く軸面がほぼ直立した対称褶曲に近い形態となっている．

基礎試錐「富倉」の調査・研究(石油公団，1995)によれば，富倉背斜は，深度2,679m付近にあるデタッチメント断層を境に浅部と深部の地質構造が異なる．デタッチメント断層の上盤側では，数条の逆断層を伴って大きく変形し，局所的には南北方向の背斜構造が形成されている．一方，下盤側では上盤側よりも変形は小さく，七谷層上限においては，北北東-南南西方向に延びる背斜を形成している．

### VI. 2. 2 中栗向斜

命名：Saito(1961)．中栗向斜とその西側の長者原背斜は，富倉背斜の西翼にある中規模の対をなす褶曲である．本向斜の軸長は約8.3kmで，向斜軸は新井市中栗付近を通り，南方へは土路川中流まで北東-南西方向に延びて木成断層(西側分岐)に切られて終わる．一方，中栗から北方へは向きを北北西-南南東方向に変え，上濁川付近まで延びる．ここで向斜軸は木成東断層の下に潜るが木成付近で再び地表に現れ，小濁で再び木成東断層に切られる．地層の傾斜は，中栗付近では西翼が40-60°，東翼が直立ないし80-70°で逆転しており，本向斜は軸面が東に70-60°傾いた非対称褶曲である．向斜軸は南にブランチする．

これまで，中栗向斜は中栗の北方では向きを変えずにそのまま延長して馬場川中流域の向斜へと連続すると考えられてきた(中村，1982a, b；中村，1999)．しかし，今回の調査で，中栗向斜の軸は中栗の北方で向きを北北西方向に変えており，馬場川中流域の向斜へとは続かないことが明らかになった．

### VI. 2. 3 長者原背斜

命名：中村(1999)．本背斜は，富倉背斜の西翼にあり，東側の中栗向斜と対をなす中規模の背斜である．軸長約4kmの背斜で，背斜軸は新井市長者原を通り，南方へは北北東-南南西方向に延びて木成西断層に切られる．北方へは軸がS字状に曲がりながら北北西-南南東方向に上濁川まで延び，これより北では木成西断層が背斜軸を一致する．西翼の傾斜がきつく東翼の傾斜が緩い非対称褶曲で，軸面は東に約70°傾く．背斜軸は南にブランチする．

#### VI. 2. 4 原通向斜

命名：中村(1982a)．赤羽(1981a)の桶海向斜に相当する．富倉背斜の西方3-6kmを平行する軸長約12km以上の比較的大規模な向斜である．向斜軸は，新井市小濁から原通まで北東-南西方向に延び，原通以南では向きをほぼ南北に変えて妙高村桶海まで連続する．小濁西方では，東翼が直立ないし80° 逆転するのに対し，西翼は10° 前後の緩い傾斜であって，軸面が東に70-80° 傾いた開いた非対称褶曲である．しかし，原通以南では両翼の傾斜が30° 以下となり，開いた向斜となる．

#### VI. 2. 5 その他の褶曲

新井市馬場川流域には，富倉背斜の西方に1つの背斜と2つの向斜の存在が推定される．しかし，この付近は富倉層の泥岩地帯で地すべりが多く露頭がほとんどないため，正確な地質構造を明らかにすることはできなかった．これらの褶曲は数少ない露頭の限られたデータから推定したもので，その存在は確かではない．

飯山盆地の西縁及び東縁に沿って発達する各断層の西側には，付随する非常に開いた背斜及び向斜が見られる．例えば重地原断層の西側の隆起帯には柏尾背斜が併走する．また，常盤断層の西側には大塚背斜が，長峰山断層の西側には長峰山背斜が平行して延びる．

## VII. 資源地質

### VII. 1 石油・天然ガス

(柳沢幸夫)

本図幅地域の北西部を含む東頸城地域南部での石油・天然ガスの探鉱は，明治中期に活発に行われ，小規模な油田が発見されている．本図幅地域内でも，富倉層分布域の至るところで，油兆及びガス兆が見られるものの，大規模に稼行された油田・ガス田はない．ただし，富倉地域では明治20年代から大正時代初期にかけて油井が掘られ，日産500-600ℓの採油を見るものもあったが，地盤が不安定なために中止された(赤羽ほか，1991)．

基礎試錐「富倉」は，東頸城地域南部における炭化水素ポテンシャルを把握し，基礎的な石油地質学的資料を得ることを目的に，新井市上小沢宇鳥越地区において，1994年8月から1995年7月にかけて深度6,000mまで掘削された(石油公団，1995)．層序は，下位より，A層(七谷層)，B層(難波山層)，C層(下部寺泊層)及びD層(上部寺泊層-椎谷層，本報告の富倉層)に区分された(第10図)．油兆及びガス兆としては，難波山層上部において，マッドガスの上昇が認められ，メタンからブタンまでが検出され

たほか、難波山層上部(Sタフ)で採取した細粒砂岩の一部に油兆が観察された。

帝国石油株式会社によって、新井市上郷において上郷-1試掘井が1974年9月21日から12月24日にかけて深度3,303mまで掘削され、七谷層まで到達している(新潟県地質図改訂委員会, 2000)。

このほか、飯山盆地の西縁の長峰丘陵西側斜面や外様平の東側の小泉では、わずかではあるが天然ガスの発生が知られており、これらは大川層上部の泥岩層に含まれていたものと思われる(赤羽ほか, 1991)。

## Ⅶ. 2 亜炭・泥炭

(赤羽貞幸・柳沢幸夫)

長野県側の飯山盆地西部の大川層分布域には、亜炭層が露出し古くから各所で採掘されていた。八木・八木(1958)は、この飯山地域からさらに南の豊田・三水地域にかけてを飯山炭田と呼んだ。亜炭泥炭採掘の歴史は、明治20年代に飯山市富倉の北峠、明治30年代に富倉関屋で採掘が開始された。昭和10年頃大川で2箇所、関屋で2箇所稼業し、56人で年間2500俵を産出した。最盛期にはさらに濁池で2箇所、涌井で1箇所稼業され、年間1,200t産出した。当時坑道の長いものは600mに及んだ。大川では昭和6年から採掘が始まり、昭和10年頃には年間900t産出した(赤羽ほか, 1991)。飯山盆地よりの主な採掘地は、旧太田村天神原、旧外様村顔戸、旧柳原村硫黄、旧秋津村屋敷などで、当時の飯山町に飯山・加藤・昭栄炭坑、柳原村に信越・国富・北信炭坑などがあった(八木, 1945; 八木・八木, 1958)。現在はすべての場所で廃坑となっている。これらの採掘された亜炭層は黒褐色で、層厚はそれほど厚くない。採掘された亜炭層の多くは、本報告での大川層下部と大川層主部の下部に挟まれる亜炭層で、これらの層厚は20-60cmである。大川層下部に挟まれる亜炭層は、関屋から涌井にかけてと、大川や堂平で採掘され、大川層主部のものは関田山地の東斜面で採掘された。亜炭層は、乾燥させると木質部がまくれ上がる。乾燥させ燃焼させると白煙を出すのが火の付きが良いため、1960年頃まで各地で採掘され、飯山市内の小中学校でも暖房用としてこの亜炭が使用されていた。

一方、新潟県側では、関田山地の西斜面に当たる板倉町柄山の南東2kmに、春日山炭鉱(旧第一春日山炭鉱)があった(新潟県, 1977)。昭和38年に開山し、日産約60tの亜炭を生産していたが、現在は廃山となっている。炭層は4層確認され、その厚さは30-50cmである。炭質は漆黒光沢で良質である。このほか、新井市平丸の第三春日山探鉱、新井市長沢原の甲越探鉱が稼行していた(新潟県地質図改訂委員会, 2000)。

泥炭は昭和35-37年頃、長峰丘陵の小泉の南で地下数mの場所から採掘された(赤羽ほか, 1991)。

## Ⅶ. 3 石材・採石資源

(赤羽貞幸・柳沢幸夫)

本図幅域で石材を採取した場所は、飯山市新屋、同市福島及び木島平村平沢である。新屋では、大川

層野々海川火砕岩部層の安山岩溶岩，福島と平沢では毛無火山噴出物の安山岩溶岩を採取した．新屋では砕石，平沢の鉄平石は建築石材として使われた．

本図幅地域内では，大川層の猿橋礫岩部層の礫が砂利資源として利用されている．主な採石場は，新井市下濁川，上濁川の北西，中栗の南方支沢，妙高村大鹿の南東である．このうち下濁川の採石場が最も大規模に採掘されている．

#### VII. 4 珪藻土

(赤羽貞幸)

飯山市の富倉峠直下の東側斜面に珪藻土が分布する．飯山市(旧岡山村)上境でも第二次大戦前後に採掘され，小麦粉に混ぜて粉製品の増量材として使用された(八木，1945)．層準は大川層の主部(O<sub>2</sub>)の上部である．

#### VII. 5 温泉

(赤羽貞幸)

本図幅域の長野県側では，野沢温泉，馬曲温泉，戸狩温泉，戸狩温泉，瑞徳神戸などに温泉が湧出する．野沢温泉は野沢温泉村の中心をなす温泉で，歴史も古く，湯量も多く泉温も高い本図幅地域で最も規模の大きい温泉である．歴史的に野沢温泉が史料に現れるのは，弘治3年の上杉謙信の小菅神社への願文と同年の武田信玄の書状(市川文書)が初見である．江戸時代天保8年の温泉宿屋数は24軒，明治8年には38軒，大正11年には28軒と温泉湧出口24箇所，昭和49年には源泉39箇所であった(野沢温泉村史編纂委員会，1974)．現在の湧出量は，約1,600 ℓ／分で，泉質は含硫黄-ナトリウム・カルシウム-硫酸塩温泉である．野沢温泉の地下には石英閃緑岩やひん岩が存在し，それが熱源となっている．ナトリウムイオンや塩化物イオンが多い(第6表)のは，温泉水が地下深部に由来することを示す．

第6表 野沢，馬曲及び上境温泉の分析表。  
赤羽ほか(1991)による。

#### 温泉分析表

(1984.8.8)

地 点	泉 温 (°C)	pH	RpH	K <sup>+</sup> (ppm)	Na <sup>+</sup> (ppm)	Ca <sup>2+</sup> (ppm)	Mg <sup>2+</sup> (ppm)	Cl <sup>-</sup> (ppm)	So <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (ppm)	H <sub>2</sub> S (ppm)
野 沢 温 泉	86.9	8.8	8.9	6.82	204.2	86.6	0.28	87.4	466.3	0.392
馬 曲 温 泉	40.6	7.7	7.8	6.05	83.0	23.8	0.48	14.8	146.9	—
上 境 温 泉	37.5	8.2	8.2	5.28	49.1	1.63	0.40	35.3	1.98	0.011

(長野県衛生公害研究所調べ)

第7表 新潟県側(飯山市富倉地区を含む)の温泉の資料.

名称	所在地	源泉名	坑井深度	湧出状況	泉温(°C)	湧出量(l/min)	泉質	資料
	妙高村大字桶海字北原1090	妙高バインバレースプリング	1735(m)	動力	46.5	80	アルカリ性単純温泉	1)
寸分道	新井市大字下平丸字柄山5394	仏ヶ峰霊泉		自然湧出	11.2	7.8	(アルカリ性低張性冷鉱泉)	1)
嫁沢の湯	新井市大字上平丸田ノ尻2258-1	嫁沢の湯		自然湧出	12.6	1.9	含硫黄-ナトリウム-塩化物泉	1)
野趣美の鉱泉	新井市大字長沢3334番地	野趣美の鉱泉		自然湧出	19.1	25	低張性弱アルカリ性冷鉱泉	1)
不動ノ湯	飯山市旭4215	不動ノ湯		自然湧出	10.3	-	単純硫酸冷鉱泉, 中性低張性冷鉱泉	2)
金平ノ湯	飯山市滝ノ脇	金平ノ湯		-	-	-	不明	2)

1) 新潟県(2000), 2) 本調査

馬曲温泉は、木島平村馬曲で昭和58年に約1,000mのボーリングによって開発されたポンプアップによる温泉である。泉温約40°Cの単純温泉である。上境温泉は飯山市一山にある。千曲川の湯滝橋下流で昔から湧きだしていた場所に昭和62年ボーリングをした結果、約40°Cの湯が自噴するようになった。泉質は単純温泉である。ボーリングは、772.5mまで行われ、地下123-625mの間の凝灰角礫岩と安山岩溶岩の互層中から湧出する(清水ほか, 1994)。

戸狩温泉は、飯山市豊田飯田五荷の戸狩スキー場の第一ゲレンデ下にある。平成3年(1991年)に開発された。地下約1,000mのボーリングの結果、40°C前後の温泉を掘り当てた。地下の地質は、780mまでは泥岩と砂岩・礫岩の互層、それ以深は凝灰角礫岩と砂岩の互層である(清水ほか, 1994)。

飯山市瑞穂の神戸と富田の間の湯の入地区には、以前から湯花を含む冷泉が出ていた。ここに300mのボーリングを行った結果、30°C前後の温泉が湧出した(赤羽ほか, 1991)。

一方、本図幅地域内の新潟県側(長野県飯山市の富倉地区を含む)には、第7表に示す温泉がある。

## VIII. 災 害 地 質

### VIII. 1 地すべり・斜面災害

(釜井俊孝)

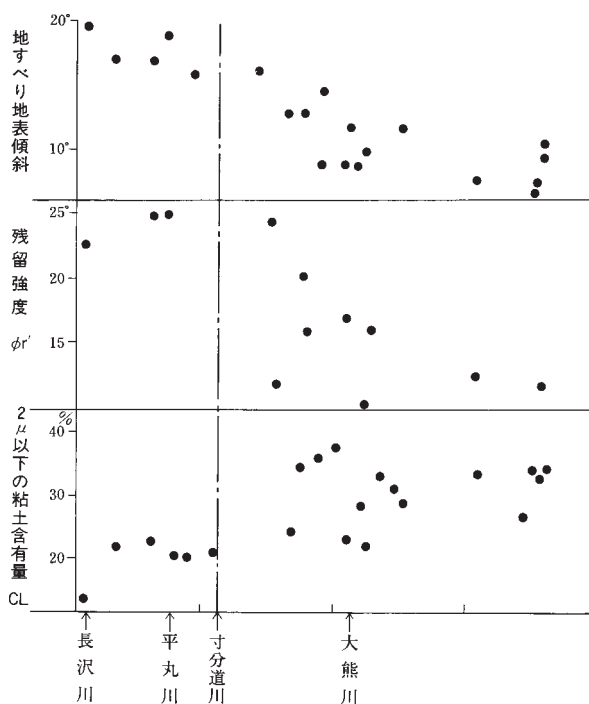
#### VIII. 1. 1 地すべりの分布

本図幅の西半部の関田山地から東頸城丘陵にかけての地域は、わが国有数の地すべり多発地帯であり、山地内部には多くの地すべり堆積物が残留している(第60図)。これらの地すべり分布は、富倉層の岩相変化と関田山地内部の浸食小起伏面(M面)の分布に規制されている(天野ほか, 1994)。岩永(1986)によ

れば、寸分道川以北の泥岩を主体とする地域では、緩慢な運動をする粘質土地すべりが多く発達しているのに対し、南部の砂岩泥岩互層を主体とする地域では、移動速度が速い崩壊型地すべりと粘質土地すべりが混在するようになる。斜面の勾配も北部に比べて南部では緩傾斜となる傾向が認められ、砂岩含有率の変化を反映した土質の相違が、地すべりの発達に影響を与えていると考えられている。関田山地内部には、中期更新世以降の急速な隆起を反映し、浸食小起伏面が点々と分布している。現世の地すべりはこれらの浸食小起伏面を解体する営力として働いている。したがって、活動的な地すべりは、侵食前線よりも下流側斜面に発達しており、上流側(稜線側)の斜面にはほとんど分布していない。山地内部の比較的平坦な場所は、ほとんど地すべりであるため、集落の多くは地すべり上に立地しており、水田の分布と地すべりの分布はほぼ一致する。地すべり堆積物の上に作られた水田は緩慢に移動する例が多く、特有の棚田地形を形成している。

### VIII. 1. 2 地すべりの発生原因

本地域における地すべりの発生原因としては、有効応力の減少によるせん断抵抗力の低下と河川の浸食等によるバランスの悪化が主な要因として挙げられる。前者による場合は融雪や梅雨、台風等の降水量の急激な増加をもたらす気象条件により、地下水水位の上昇及び間隙水圧の増加が起こることが原因の



第61図 関田山脈西部に分布する地すべりの地表面傾斜と土質との関係。  
岩永(1986)を一部改変省略。寸分道川以北では粘土含有量が増加し、残留強度が低下する。これに伴って、地すべりの地表面傾斜が小さくなる傾向が認められる。

1つである。気象条件と地すべりの関係は複雑であるため、降水・降雪量と地すべりの定量的関係は単純ではないが、地すべりの発生は3-4月の融雪期、7月の梅雨後期、11-12月の降雨期しぐれに多く、特に融雪期に顕著である。

せん断抵抗力は土のせん断強さに支配される。岩永(1986)は富倉背斜付近の数箇所の地すべりについて、安定解析の逆算によってせん断強さを求めている。すなわち、寸分道川以北の粘質土地すべりが多く発達する地域では、土の有効内部摩擦角は $10-15^{\circ}$ であるのに対し、南部の砂岩泥岩互層を主体とする地域では $15-20^{\circ}$ とやや大きい値を示している。一方、 $2\mu\text{m}$ 以下の土粒子含有率(粘土含有率)は北部では20%程度であるが、南部では20-40%となり、有効内部摩擦角の変化とは逆の関係になっている(第61図)。このような土の力学的性質の変化は、地すべり堆積物の母材である富倉層の岩相変化の影響であると考えられる。すなわち、寸分道川以北の地域では、砂岩含有率が低いため地すべり堆積物の塑性が高くなり、せん断強度が低下しているものと考えられる。

### VIII. 1. 3 代表的な地すべり

妙高村樽本から新井市平丸、寸分道、板倉町大熊川に至る細長い地域には、多数の活動的で顕著な地すべりが帯状に集中的に分布している。これらの地すべりは、富倉層の泥質岩中に発達しており、いわゆる“黒色泥岩地帯の地すべり”として知られている。“黒色泥岩”は極めて容易にスレーキングし粘



第62図 平成7年7月に新井市寸分道で発生した地すべり。  
移動土塊の主部は斜面の上部に留まっているが、末端部が泥流化したため道路が寸断された。周囲にも同様な地すべりの痕跡が見られる。

土化するため、これらの地すべりの大半は粘質土地すべりであり、活動を繰り返す“再活動型”の地すべりである。したがって、地すべり災害が毎年のように繰り返し発生している(第62図)。ここでは近年顕著な災害をもたらした八幡地すべり、花立地すべり、馬場地すべりの例を取り上げて後述する。

なお、このほかに妙高村樽本付近、新井市濁川の山砂利採取場で起きた地すべり災害などについても報告がある(西田ほか, 1975a, b)。また、新井市平丸地区の地すべりの地質に関しては、高田平野団体研究グループ(1974)、高浜ほか(1976)の報告がある。

#### 八幡地すべり(上平丸)

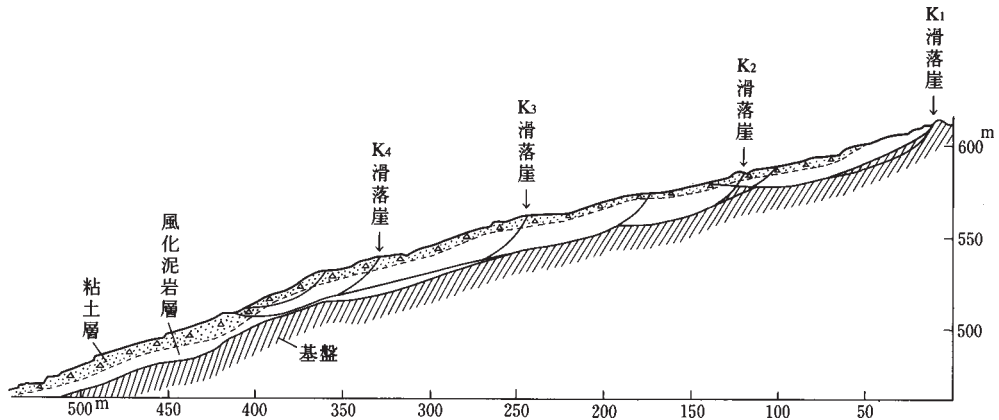
新井市上平丸の平丸川左岸斜面に位置する。斜面長960mに達する大規模な地すべりである(第63図)。この地すべりについては、新潟県農林水産部治山課(1991)等より詳細な報告がなされている。記録では昭和7年から地すべり災害を繰り返し、主要なものだけで昭和63年までに15回の活動が知られている。特に、昭和45年の活動では蛇香沢に沿った地域の約27万 $m^3$ の土砂が高速で流下し、平丸川をせき止めたため、一時的に湛水域が出現した。昭和53-56年にも蛇香沢地域で地すべりが活発化し、移動速度は約4m/日に達した。昭和55年以降の精力的な対策工事の結果、現在の活動は沈静化に向かっている。

地すべり移動土塊は風化度によって、固結泥岩、風化泥岩、粘質土の3層に区分される(第64図)。すべり面は風化泥岩の下底部(固結泥岩の上面)に発達していることが多い。新鮮な泥岩は数年で風化(スレ



第63図 八幡地すべりの全景。  
中央部が蛇香沢で、最も変動が激しい。





第64図 八幡地すべりの地質断面。  
 第64図の蛇香沢に沿った断面である。新潟県農林水産部治山課(1991)を一部改変省略。

ーキング)し粘土化する。このため地すべり活動によって移動土塊が流出し、固結泥岩の上面が浅くなった場合でも、容易に深い位置に新たなすべり面が形成され、地表からのすべり面深度はあまり変わらない。土質試験によって得られた排水せん断定数は、粘着力が $0.1-0.3\text{kgf/cm}^3$ 、内部摩擦角が $10-20^\circ$ である。

1980年の観測結果によると地すべりによる変形は斜面上部から下部に向かって地中を伝播した。変位伝播速度は $2.6-12.3\text{m/日}$ であった。また、地表部で顕著な活動が見られる数か月以前から、地中ひずみに変化が現れることが知られている。

#### 花立地すべり(上平丸)

新井市上平丸に発生している地すべりで、八幡地すべりの西に隣接する。新潟県(1984a)によると、この地すべりは昭和56年4月10日に長さ400m、幅150mにわたって大規模に崩壊し、約 $120\text{m}^3$ の土砂が平丸川を約150mにわたって埋積した。崩壊は斜面最上部から始まり下方に伝播する進行性地すべりの形態を呈し、半日後には平丸川に達した。

上平丸の平丸川左岸斜面には上述の八幡地すべりや花立地すべりなど活発な地すべりが発生している。そのため、現在の上平丸集落は地すべりによる災害を避けるため、平丸川右岸に立地している。同様な集落の立地と地すべり活動の関係はこの地域のみでなく、関田山地西側の各地で認められる。

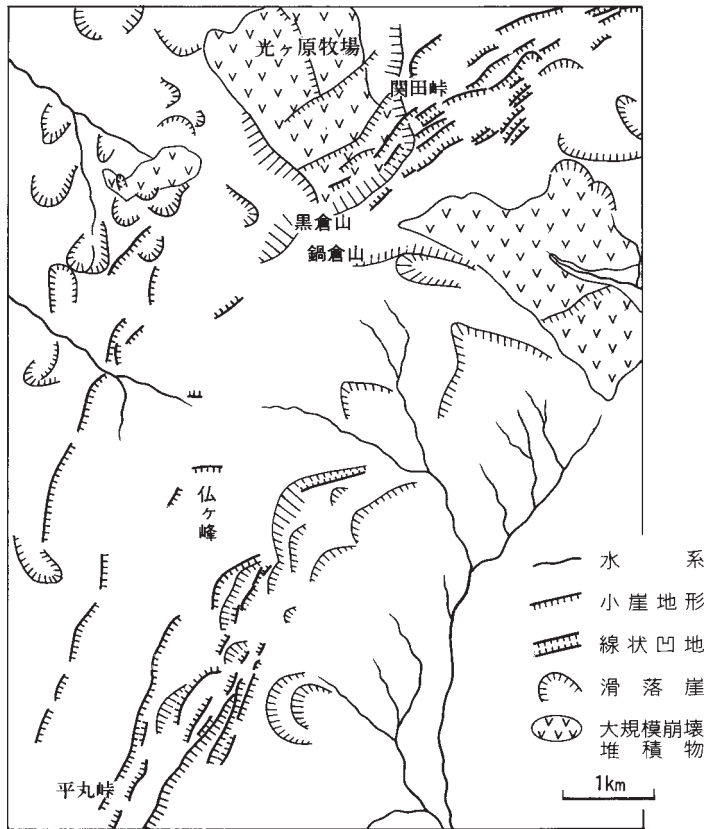
#### 馬場地すべり

新井市上馬場の遅屋敷地区に発生している地すべりである。馬場川左岸の斜面に位置し、八幡地すべり、花立地すべりと同様、富倉層の泥岩を基盤としている。地質構造は西側傾斜であり、斜面との関係は流れ盤である。新潟県(1984b)によると、昭和56年1月25日に長さ400m、幅150m、平均深さ10mにわたって崩壊し、約 $60\text{万m}^3$ の土砂が移動して末端部は馬場川に達した。これにより、住宅8戸が破壊された。崩壊直前の1月24日に冬型気圧配置が一時緩み、気温上昇による融雪水が間隙水圧を上昇させたことが直接の原因と考えられる。

#### Ⅷ. 1. 4 斜面崩壊

関田山地において、大規模崩壊群背後の稜線付近には、小崖地形・線状凹地が良く発達している(古谷, 1996). これらの地形の分布は活構造の配列と調和的である(第65図). 高山地帯においては歴史的な大規模斜面崩壊に関連し、しばしばこうした地形が発達しており、山地の不安定を示す兆候であると考えられている. したがって、これらの小崖地形・線状凹地が示す破壊面がどのように発展するかが、将来の崩壊の発生を左右すると考えられる.

また、大規模崩壊や地すべりの滑落崖は小規模な崩壊を繰り返しながら後退を続けており、毎年のように道路や家屋に被害が出ている. 関田山脈内部では侵食前線より下流側の急斜面や富倉層の砂岩からなる斜面がしばしば崩壊し、河川を埋積するなどの被害が出ている.



第65図 平丸峠、鍋倉山周辺の小崖・線状凹地と大規模斜面崩壊堆積物・地すべり堆積物の分布. 古谷(1996)のデータから一部変更して作成. 新期地すべり堆積物は省略.

## VIII. 2 地震災害

(粟田泰夫)

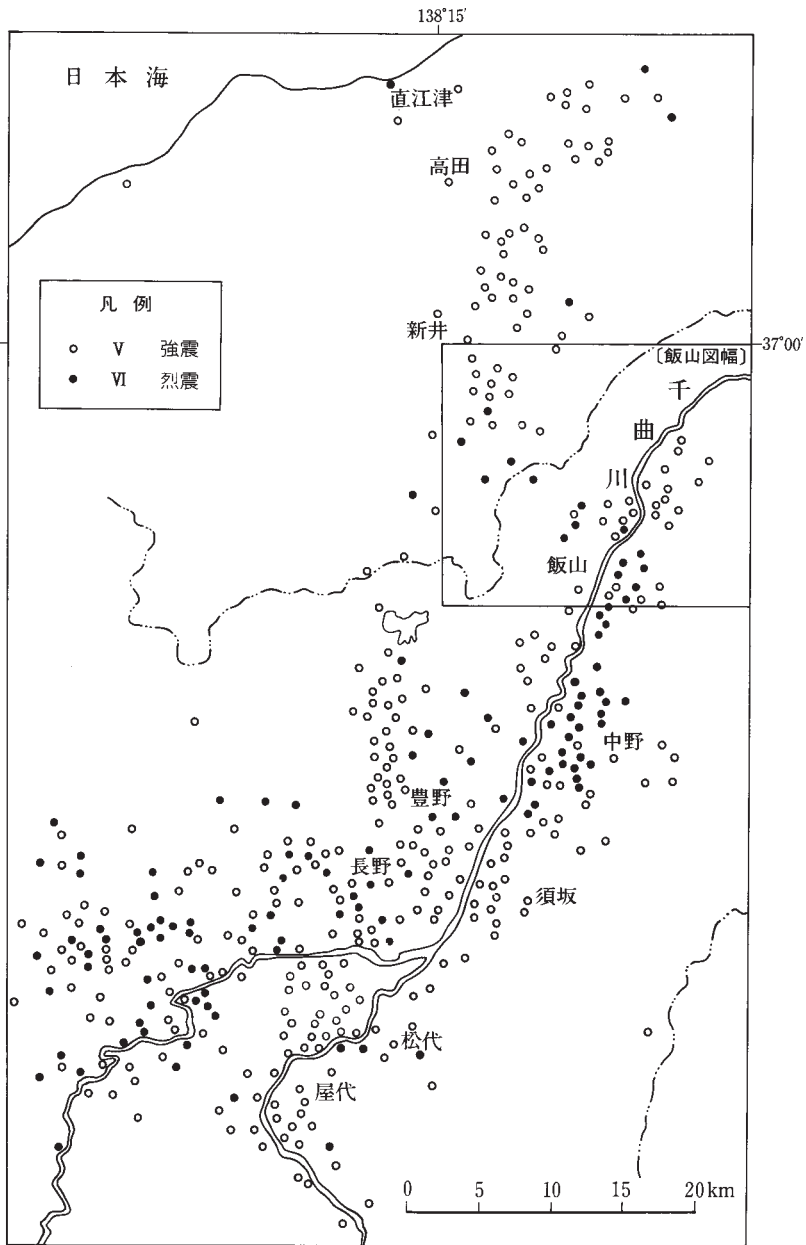
### 1847年の善光寺地震

1847年5月8日(弘化四年三月二十四日)の善光寺地震(M7.4; 宇佐美, 1996)は, 現在の長野県北部に当たる地域から新潟県西部の高田平野周辺に, 大きな被害をもたらした地震である(第66図)。さらに, この地震直後の5月13日(弘化四年三月二十九日)には, 現在の上越市付近を震央としてマグニチュード6.1/2±1/4の地震が発生した(宇佐美, 1996)。

宇佐美(1996)によれば, これらの地震による被害は, 被災地域全体で潰家19,831(洪水によるものを含む)戸, 死者8,174人とされている。このうち, 当時の飯山領内では潰(焼)家2,398戸・死者1,515人, 高田領内では潰(焼)家477戸・死者5人などの被害が記録されている。本図幅地域内においても, 当時の飯山城下(現在の飯山市街地)では潰(焼)家1,065戸・死者393人が記録されている。また黒岩山の南西方, 富倉峠の東方では, 地震に伴う斜面崩壊が土石流が引き起こし, 下流の扇状地に位置していた中曾根・中条・笹川・南条上新田などの集落に大きな被害をもたらした(江口, 1957; 斎藤ほか, 1994など)。さらに, 地震に伴う地すべりによって千曲川最大の支流である犀川がせき止められて, 18日後に決壊し, 長野盆地及び飯山盆地などが洪水に見舞われた(宇佐美, 1996など)。

この地震に伴って, 現在の長野市から飯山市に至る長野盆地西縁断層系に沿って, 上下変位量的2-3mの地震断層が現れた(粟田ほか, 1987; 活断層研究会, 1991)。

本図幅地域内においても, 飯山城下では7尺-1条あまり(2.1-3.0m)の土地の高低差が生じて, 城下は一面に高く浮き上がった。この飯山城下は, 地震以前には水害の常襲地であったが, 地震によって隆起したために, 地震直後の洪水では浸水を免れている(粟田ほか, 1987)。東京大学地震研究所編(1988)に収録されている史料「弘化四年信州大地震取調書」によれば, 地震以前には対岸の安田村の方が飯山城下よりも土地が高かったが, 地震によって城下側が「1丈位」も隆起したために, 地震直後の洪水では安田村が床上浸水したにもかかわらず城下では浸水しなかったことが記述されている。飯山市街地が立地する最低位段丘面の標高は, 対岸の自然堤防よりも2.0-2.5m高く, この標高差は善光寺地震に伴う土地の上下変位量におおむね等しい(粟田ほか, 1987)。また長峰丘陵では, 麓の村々の屋敷が「7尺-1丈程」(2.1-3.0m)も高くなり(粟田ほか, 1987), 丘陵の頂部にある針尾池は地震によって形が変わったとされている(宝月編, 1968)。



第66図 1847年の善光寺地震の震度分布図。

佐山・河角(1973)に基づいた善光寺地震災害研究グループ(1994)の図を一部改変。震度は1847年善光寺地震による被害の程度から、旧村ごとに推定されている。ローマ数字は旧気象庁震度階を示す。

### VIII. 3 水 害

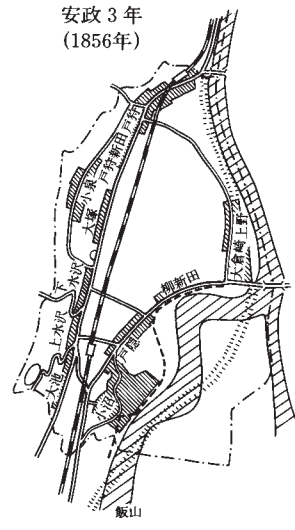
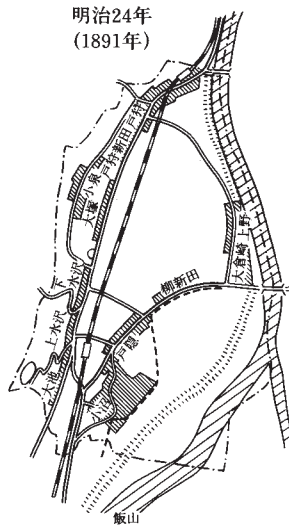
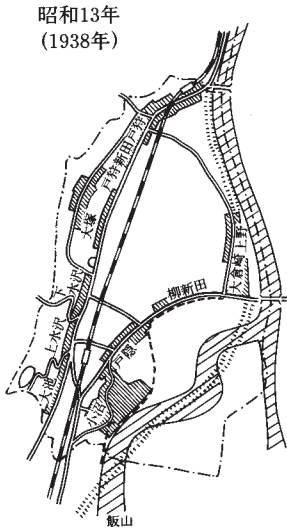
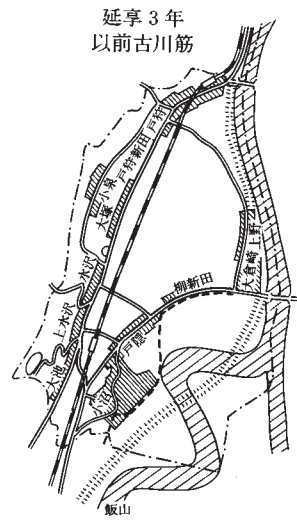
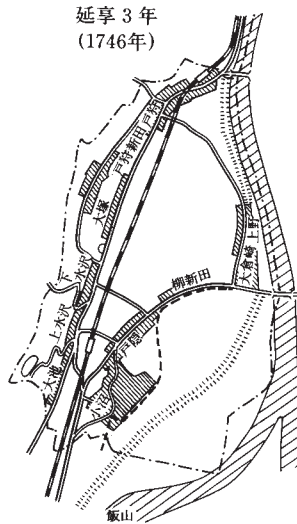
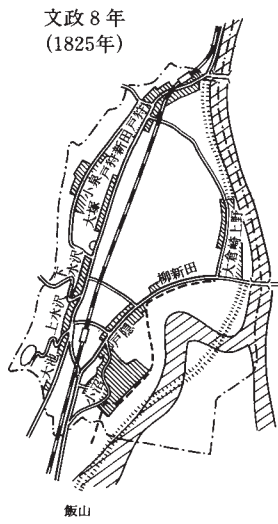
(赤羽貞幸)

千曲川が流れる飯山盆地内は、昔から水害の常習地であった。飯山盆地を流れる千曲川の洪水については、宝月編(1968)、江口編(1972)、新編瑞穂村誌刊行会編(1980)などに詳しく述べられている。第67図は、盆地の常盤平を蛇行する千曲川が洪水のたびに流路を大きく変えたことを示している。このような流路の変化によって、耕地はなくなり(川欠け地)また新しい土地(起返地)が生まれた。このような川欠けを繰り返す中から、川欠高を基準にして、新たな起返地の配分量を決め、起返地を整然とした形で割って区分が行われるようになった。これが地割と呼ばれる制度である。このような起返地の割地という慣行は、昭和23年の農地改革前まで続いた。

飯山盆地内での洪水は数多く、それらは宝月編(1968)に詳しい。盆地内の洪水を防ぐために、江戸時代から千曲川の下流部の上境の湯滝橋付近の浚渫を実施し、飯山盆地の千曲川の水はけを良くしてきた。明治になっても洪水を防ぐために、堤防を築いてきたが、洪水のたびに土砂が堆積して河床が上がった。このため以前にも増して洪水が頻繁に起こるようになった。1896年(明治29年)の梅雨時の集中豪雨によって、木島地区の堤防が決壊して下木島や天神堂では軒下まで、木島小学校は床上1mの浸水を受けた。この洪水の後には、赤痢が大流行して30人も死亡した。

昭和の初めには、木島地区や常盤地区に大堤防が築かれ洪水を防ぐことができた。しかし、1945年(昭和20年)に木島側の樽川、常盤側の小沼で堤防が決壊し、木島の平、常盤平及び外様平まで大洪水の被害を受けた。このとき常盤では水位が9mに達し、小沼及び柳新田は全戸浸水、戸狩新田までも浸水した。近年では、1982・1983年(昭和58年・57年)続けて洪水の被害を受けた。1982年には、千曲川支流の樽川の堤防が決壊して木島地区約800戸が浸水した。このとき中野市の立ヶ花観測点では、最高水流量7.22m<sup>3</sup>、水位最高10.44mと史上最高を記録した。1983年には千曲川本流左岸堤防が決壊して、常盤地区約700戸が浸水の被害を受けた(赤羽ほか、1991)。

また、新潟県側では1995年7月11日に集中豪雨があり、関川が氾濫して流域に大きな被害をもたらした。本図幅地域内では、新井市猿橋で関川にかかる橋が橋桁を残して流されたほか、関川の堤防が大きく破壊され、下濁川地区などが浸水した。



第67図 飯山盆地常盤平における河道の変遷.  
宝月編(1968)の第2-35図より, 点線は旧堤防を示す.

## 文 献

- 赤羽貞幸(1976) 志賀高原周辺の地質. 信州大教育志賀自然教育施設研究業績, no.15, p.21-30.
- 赤羽貞幸(1980) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 I. 信州大教育志賀自然教育施設研究業績, no.18, p.1-23.
- 赤羽貞幸(1981a) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 II. 信州大教育紀要, no.44, p.191-200.
- 赤羽貞幸(1981b) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 III. 信州大教育紀要, no.45, p.273-282.
- 赤羽貞幸(1981c) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史 IV. 信州大教育志賀自然教育施設研究業績, no.18, p.1-17.
- 赤羽貞幸・加藤碩一(1989) 高田西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 赤羽貞幸・加藤碩一・富樫茂子・金原啓司(1992) 中野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 106p.
- 赤羽貞幸・小林賢一・清水岩夫・湯本明雄(1989) 小菅・万仏山の地形・地質. 小菅・万仏山の自然, 飯山教育会, p.7-28.
- 赤羽貞幸・清水岩夫・小林賢一(1991) 第1編 地形・地質. 飯山市誌「自然環境編」, p.7-98.
- 天野和孝・藤田 剛・黒田一武・草野英二・水野敏明・高野武男・米山正次(1994) 妙高村の地形と地質. 妙高村史(自然編), 新潟県中頸城郡妙高村教育委員会妙高村史編さん委員会, p.1-120.
- 栗田泰夫・奥村晃史・佃 栄吉(1987) 善光寺地震断層系に関する史料と地震断層の現況, 歴史地震, no.3, p.166-174.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. III and Aubry, M.-P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Special 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., *Proc. First International conference on planktonic microfossils* (Geneva, 1967), Leiden, no.1, p.199-421.
- Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, vol.100, p.6093-6095.
- 地質調査所(1990) 長野断層系から発生する善光寺型地震の再来間隔と断層変位量の推定—ボーリングおよびトレンチ発掘調査報告—, 地震予知連絡会会報, vol.44, p.408-414.
- 江口善次(1957) 外様村誌. 374p.
- 江口善次編(1972) 木島村誌. 木島村誌発刊行委員会, 1042p.
- 藤本治義・河田喜代助・牛来正夫・鹿股信雄・関利一郎・川端三郎(1946) 長野油田の地質. 地質雑, vol.52, p.48-55.

- 古谷尊彦(1996) ランドスライド. 古今書院, 213p.
- 花岡邦明・豊野層団研究グループ(1985) 長野盆地北部における中部更新統. 日本第四紀学会講演要旨集, no.15, p.104-105.
- 宝月圭吾編(1968) 村史ときわ. 常盤村史刊行委員会, 1586p.
- 服部正志(1979) 鍋倉山系の地形・地質. 鍋倉山系の自然(飯水教育会), p.4-18.
- 早津賢二(1985) 妙高火山群—その地質と活動史—. 第一法規, 344p.
- 早津賢二・新井房夫(1980) 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層—指標テフラ層の記載及び火山活動との関係—. 地質雑, vol.86, p.243-263.
- 早津賢二・新井房夫(1981) 信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成時代. 地質雑, vol.87, p.791-805.
- 早津賢二・新井房夫(1982) 妙高火山群テフラ地域南部の最新世テフラ層—指標テフラ層の記載とそれに関する2・3の問題—. 第四紀研究, vol.21, p.1-13.
- 早津賢二・小島正巳(1990) 飯山市上野遺跡の地質—旧石器群の層位と段丘形成年代—. 小沼湯滝パイパス関係遺跡発掘調査報告, 上野遺跡・大倉崎遺跡. 飯山市埋蔵文化財調査報告書, no.21, p.176-178.
- 早津賢二・小島正巳・新井房夫(1982) 古墳と誤認されていた妙高火山の泥流丘—新潟県原通古墳群の地質調査報告—. 地理, vol.27, p.72-80.
- 早津賢二・清水 智・板谷徹丸(1994) 妙高火山群の活動史—多世代火山—. 地学雑誌, vol.103, p.207-220.
- 早津賢二・渡辺満久・新井房夫・望月静雄(1999) 飯山盆地北部における縄文時代後期生活面の断層変位. 地学雑誌, vol.108, p.76-84.
- 早津広文(1995) 新潟県高田平野南方-長野県境地域の珪藻遺骸群集—とくに鮮新統上部から更新統下部について—. 新潟県立教育センター報告, no.164, p.75-84.
- 飯島南海夫(1962) フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究(その1). 信州大学教育学部紀要, no.12, p.1-48.
- 飯島南海夫(1963) フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究(その2). 信州大学教育学部紀要, no.14, p.49-80
- 五十嵐聡・高橋尚靖・大橋 克・喜多孝行・島津光夫(1984) 新潟・長野県境付近の津南—志賀地域の鮮新—更新世の火山岩類. 地質学論集, no.24, p.3-20.
- 池田威男(1975) 新井市平丸・長沢地域の地質について. 新潟県立教育センター研究報告, no.8, p.63-70.
- 井上春雄(1962) 信濃川水系に沿う礫層堆積地形とその意義. 信州大学教育学部論集, no.13, p.89-100.
- 伊藤 誠・服部正志(1982) 野々海・貝立の地形・地質. 野々海・貝立の自然, 飯水教育会, p.7-27.
- 岩永 伸(1986) 新潟県下の地すべり危険地について. 第14回シンポジウム講演集, 地すべり学会新潟支部, p.16-28.



- 金子隆之(1988) 志賀高原北部, 毛無火山の地質と岩石. 地質雑, vol.94, p.75-89.
- Kaneko, T. (1995) A kinematic subduction model for the genesis of back-arc low-K volcanoes at a two-overlapping subduction zone, central Japan : another volcanic front originated from the Philippine Sea plate subduction. *Jour. Volcanol. Geothermal Res.*, vol.66, p.9-26.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸(1989) K-Ar年代からみた信越高原地域の火山活動. 岩鉱誌, vol.84, p.211-225.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸(1991) 信越高原地域に分布する第四紀火山のK-Ar年代. 地震研究所彙報, vol.66, p.299-332.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 風岡 修(1988) 新潟県東頸城丘陵東部の魚沼層群の層序と層相. 地球科学, vol.41, p.6-83.
- 木村純一(1987) 長野県における後期更新世の降下火山砕屑物層序. 第四紀研究, vol.25, p.247-263.
- 君塚康二郎(1929) 長野県下水内郡地質史. 下水教育会, 30p.
- 工藤哲朗(1967) 新潟ベースンにおけるForaminiferal Ratioの利用について(講演要旨). 石油技誌, vol.32, p.304-305.
- 黒川勝己(1999) 新潟地域における七谷層～魚沼層群の火山灰層序. 石油技誌, vol.64, p.80-93.
- 黒川勝己・青木豊樹・伊藤貴彦(1995) 新井市南東方富倉背斜地域における火山灰鍵層とその対比とくに土路層と菅沼層(八石油帯)との対比について一. 新潟大教育学部紀要(自然科学), vol.36, p.99-157.
- 米谷盛壽郎(1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 藤田和夫ほか編, 「日本の新生代地質」(池辺展生教授記念論文集), p.35-60.
- 町田 洋・新井房夫(1992) 火山灰アトラスー日本列島の周辺. 東京大学出版会, 276p.
- Matsunaga, T. (1963) Benthonic smaller foraminifera from the oil fields of northern Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, vol.35, p.67-122.
- 松田時彦(1990) 最大地震規模による日本列島の震源分帯図. 地震研彙報, vol.65, p.289-319.
- 森島正夫(1941) 信越国境富倉油田の層序. 石油技協誌vol.9, p.21-26.
- 妙高団体研究グループ(1969) 妙高火山の形成史と山麓の水理地質—新潟県の第四系, その X一. 新潟大教育学部高田分校研究紀要, no.14, p.242-273.
- 中村和善(1982a) 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動—その1, 堆積盆の変遷と基盤の運動像一. 地質雑, vol.88, p.155-175.
- 中村和善(1982b) 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動—その2, 地質構造の形成と基盤の運動像一. 地質雑, vol.88, p.343-362.
- 中村稔彦(1999) 新潟・長野県境富倉地域における中新-鮮新統の堆積過程. 堆積学研究, no.49, p.23-39.
- 中田義則・天野和孝(1991) 新潟-長野県境富倉地域の鮮新世貝化石群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.18, p.77-91.

- 中谷 進(1972) 大町テフラ層とテフロクロノロジー. 第四紀研究, vol.11, p.305-317.
- 新潟火山灰グループ(1981) 新潟県下のローム層について その1—信濃川ローム層について—. 地球科学, vol.35, p.294-311.
- 新潟県(1977) 新潟県地質図及び同説明書. 493p.
- 新潟県(1989) 新潟県地質図及び同説明書. 128p.
- 新潟県(1984a) 花立地すべり. 新潟の地すべり, p.41-45.
- 新潟県(1984b) 馬場地すべり. 新潟の地すべり, p.46-58.
- 新潟県農林水産部治山課(1991) 八幡地すべり. 第19回現地検討会資料, p.1-61.
- 新潟県地質図改訂委員会編(2000) 新潟県地質図および説明書(2000年版), 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 西田彰一・青木 滋・岩松 暉・小林巖雄・鈴木幸治(1975a) 新潟県中頸城郡妙高村樽本地すべり地の地質. 新潟大理学地盤災害研年報, no.1, p.29-37.
- 西田彰一・青木 滋・津田禾粒・小林巖雄・霧島重雄・歌代 勤(1975b) 昭和48年1月に発生した新潟県新井市濁川山砂利採取現場の地すべり災害について. 新潟大理学地盤災害研年報, no.1, p.105-111.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄(1985) 長野県の活断層—活断層分布図と資料—. 信州大学理学部紀要, vol.20, p.171-198.
- 野尻湖発掘調査団(1975) 野尻湖の発掘1962-1973. 共立出版, 東京, 278p.
- 野尻湖発掘調査団地質グループ(1984) 神山ローム層と野尻ローム層の層序—野尻湖発掘地とその周辺の地質その4(1979-1983). 地団研専報, no.27, p.23-44.
- 野沢温泉村史編纂委員会(1974) 野沢温泉村史. 野沢温泉村, 722p.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, vol.5, p.321-325.
- 大村一蔵(1927) 石油地質学概要(十五). 地球, vol.8, p.449-457.
- 大村一蔵(1928) 石油地質学概要(十七). 地球, vol.9, p.215-223.
- 大村一蔵(1930) 越後油田の地質及鉱床. 地質雑, vol.37, p.775-792.
- 大和栄次郎(1956) 長野県飯山市温泉地質調査報告. 地調月報, vol.7, p.31-34.
- 斎藤 豊(1955) 下高井郡南西地域の地質. 長野県地質調査報告, 長野県, p.23-28.
- Saito, Y. (1961) Geology of the Northern part of the Fossa Magna (Part 1). *Jour. Fac. Educ., Shinsyu Univ.*, no.11, p.134-192.
- Saito, Y. (1962) Geology of the Northern part of the Fossa Magna (Part 3). *Jour. Fac. Educ., Shinsyu Univ.*, no.12, p.134-160.
- 斎藤 豊・赤羽貞幸・中村三郎・望月巧一・長尾 勲・山浦直人(1994) 善光寺地震と山崩れ. 長野県地質ボーリング業協会, 130p.
- 斎藤 豊・上条 静・服部正志・水上寿英・福島 宏・堀越 忠・百瀬秀夫(1962) 富倉油田の層序と

- 地質構造. 長野県の地学 III (長野県地学会)p.83-106.
- 佐山 守・河角 広(1973) 古記録による歴史的大地震の調査(第一報)(弘化四年三月二十四日善光寺地震), 東京大学地震研究所速報, no.10-2, p.1-50.
- 石油公団(1995) 平成6年度国内石油天然ガス基礎調査. 基礎誌「富倉」調査報告書, 140p.
- 島津光夫・滝沢松雄・高野正樹(1976) 新潟地区及びその周辺の新生代火山活動についての最近の知見. 新潟大学地鉱教室研究報告, no.4, p.225-233.
- 島津光夫・五十嵐聡・喜多孝行・門馬 直・滝沢松雄(1983) 千曲川及び中津川流域の鮮新-更新世火山岩類. 地団研専報, no.26, p.47-56.
- 島津光夫・五十嵐聡・高橋尚靖(1985) 北部フォッサ・マグナ, 津南-志賀地域の第三系第三系の地質構造と鮮新-更新世火山. 新潟大学地鉱教室研究報告. no.5, p.79-90.
- 島津光夫・立石雅昭(1993) 苗場山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.
- 清水岩夫・小林賢一・田中妙子(1994) 黒岩山系の地形・地質. 黒岩山系の自然, 飯水教育会, p.5-30.
- 清水実隆(1896) 毛無火山近傍地質調査報文. 震災予防調査会報告, no.28, p.137-185.
- 新編瑞穂村誌刊行会編(1980) 新編瑞穂村誌. 新編瑞穂村誌刊行会, 1101p.
- 高田平原団体研究グループ(1961) 高田平原の第四紀層について—その1—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.6, p.145-157.
- 高田平野団体研究グループ(1974) 新潟県新井市平丸地域の地すべりについて—新潟県の第四系, その XVIII—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.19, p.245-270.
- 高田平野団体研究グループ(1981) 高田平野の第四系と形成史—新潟県の第四系・その XXIV—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.25, P.209-281.
- 高浜信行・青 木滋・西田彰一(1976) 新潟県新井市平丸地すべり地の地質—とくに表層地質について—. 新潟大理学地盤災害研年報, no.2, p.19-31.
- 高野武男(1972) 妙高火山の<sup>14</sup>C年代と野尻湖層の問題. 野尻湖ニュース, no.3, P.9-10.
- 高野武男(1984) 関田山脈の侵食面と崩壊地形. 日本地理学会予稿集, no.25, p.100-101.
- 高野武男(1985) 関田山脈の成長と飯山盆地の形成. 日本地理学会予稿集, no.27, p.30-31.
- 竹内圭史(1990) 信越国境富倉背斜から産出した有孔虫化石. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, p.191.
- 竹内圭史・加藤碩一(1994) 高田東部の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 76p.
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝(2000) 松之山温泉の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 65p.
- 竹内順治(1970) 上水内地方の火山. 長野県上水内郡誌(自然編), p.102-142.
- 立石雅昭・高野 修・高島 司・黒川勝己(1997) 北部フォッサマグナ新生界の粗粒堆積物の堆積システムと後背地. 石油技誌, vol.62, p.35-44.
- 田中妙子(1985) 濁池層の貝類化石について. 信州大学科学教育研究室教養部分室研究報告, no.20,

- p.9-10.
- 田中妙子(1989) 濁池層の貝類化石. 田中邦雄教授退官記念論文集(田中邦雄教授退官記念事業会), p.53-58.
- 東京大学地震研究所編(1988) 新収日本地震史料第五卷別巻六一, 二. 東京大学地震研究所, 1834p.
- 佃 栄吉・栗田泰夫(1986) 千善光寺地震と長野盆地西縁断層系. 地震学会予稿集, no.1, p.13.
- 卜部厚志・立石雅昭・風岡 修(1995) 魚沼層群にみられる海成層の堆積サイクルと相対的海水準変動. 地質論集, no.45, p.140-153.
- 宇佐美龍夫(1996) 新編日本被害地震総覧 増補改訂版. 東京大学出版会, 493p.
- 渡辺其久男(1976) 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔虫化石層序. 新潟大学地質教室研究報告, no.4, p.179-190.
- 八木貞助(1929) 野尻湖及び其付近の地貌及び地質. 野尻湖の研究, p.3-22,
- 八木貞助(1945) 長野県の地下資源. 大日本教育会長長野県支部, 157p.
- 八木貞助・八木健三(1958) 上水内郡地質誌. 上水内教育会・古今書院, 480p.
- 山田節三(1929a) 信濃斑尾火山の岩石学的研究(その1). 地質雑, vol.36, p.419-435.
- 山田節三(1929b) 信濃斑尾火山の岩石学的研究(その2). 地質雑, vol.36, p.465-478.
- 山崎直方(1896) 妙高火山彙地質調査報文. 震災予防調査報告, no.8, p.23-86.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Revised Neogene diatom biostratigraphy for the north-west pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.104, p.395-414.
- 柳沢幸夫・渡辺其久男・小林巖雄(2000) 2. 新第三系・下部更新統2. 1標準層序区分(階区分). 新潟県地質図改訂委員会編, 新潟県地質図および説明書(2000年版), 新潟県商工労働部商工振興課, p.31-34.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Niigata (7) No. 73



## GEOLOGY

OF THE

## IYAMA DISTRICT

By

Yukio YANAGISAWA, Takayuki KANEKO, Sadayuki AKAHANE, Yasuo AWATA,

Toshitaka KAMAI and Nobuyuki TSUCHIYA

(Written in 2000)

---

(ABSTRACT)

### GENERAL REMARKS

The Iiyama district is located in the southwestern part of Niigata Prefecture and northern part of Nagano Prefecture, central Japan. This district belongs to the southwestern part of the Late Cenozoic Niigata sedimentary basin which extends to the North Fossa-magna region. In the western part of the district, the Neogene to Lower Pliocene sedimentary and volcanic rocks are distributed. These rocks were strongly deformed to form NNE-SSW trending foldings which are cut by faults of the same trend. In contrast, in the eastern part of the Iiyama district, non-deformed Early to Middle Pliocene volcanic rock are widely distributed. In the middle part of the district, the Middle Pleistocene to Holocene sediments composed of terrace deposits landslides deposits and Alluvium are distributed along Chikumagawa River.

The geology of the Iiyama district is summarized in Fig. 1.

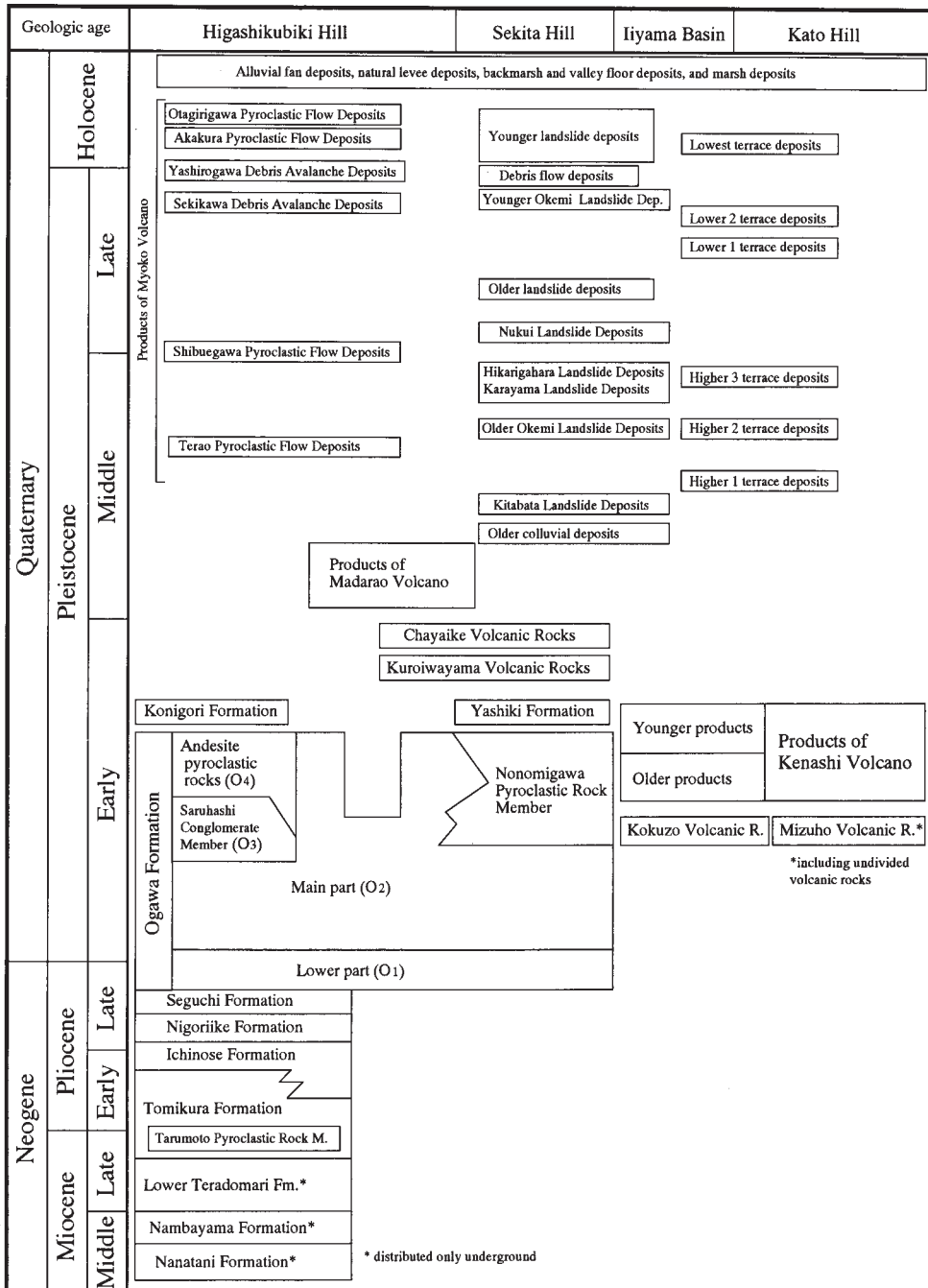


Fig. 1 Summary of stratigraphy in the Iiyama district.

## NEOCENE AND LOWER PLEISTOCENE

The Neogene and lower Pleistocene sedimentary and volcanic rocks in the Iiyama district include the Nanatani, Nambayama, Lower Teradomari, Tomikura, Ichinose, Nigoriike, Ogawa, Yashiki and Konigori Formations in ascending order. They are mainly distributed in the Higashikubiki and Sekita Hills in the western part of the district. Of these formation, the Nanatani, Nambayama and Lower Teradomari Formations are found only under ground.

The Nanatani Formation is composed of interbedded hard mudstone and very fine- to medium-grained sandstone. The formation is more than 930 meters in thickness and contains early Middle Miocene planktonic foraminifers.

The Nambayama Formation conformably overlies the Nanatani Formation. The formation is characterized by a thick turbidite sequence which has a maximum thickness of 3,300 meters. Planktonic foraminifers and calcareous nannofossils indicate that this formation was deposited in late Middle Miocene.

The Lower Teradomari Formation conformably covers the Nambayama Formation, and comprises dark gray mudstone which is presumed to be deposited in the deep basin floor. The formation has a thickness of ca. 880 meters, and is assigned to the lower Upper Miocene.

The Tomikura Formation is conformable with the underlying the Lower Teradomari Formation. It consists mainly of dark gray mudstone with thin sandstone layers. The total thickness of this formation is estimated to be 850-1,300 meters. The Tarumoto Pyroclastic Rock Member, which is intercalated in the lower part of the formation, comprises andesite lava and pyroclastic rocks with minor mudstone, tuffaceous sandstone and conglomerate. Diatom biostratigraphy and K-Ar and Fission track dating indicate that the Tomikura Formation ranges in age from late Miocene to Early Pliocene.

The Ichinose Formation conformably overlaps the Tomikura Formation. The formation is characterized by turbidite sequence composed of interbedded sandstone, conglomerate and mudstone. In the eastern wing of the Tomikura Anticline, the formation is represented by thick conglomerate coarse turbidite sequence which ranges in thickness from 200 to 700 meters, whereas in the western wing, it is composed of sheet flow turbidite sequence which is 10-200 meters in thickness. The Ichinose Formation is considered to be of latest Early Pliocene to early Late Pliocene on the basis of planktonic foraminiferal biostratigraphy.

The Nigoriike Formation is conformable with the Ichinose Formation in the main part of the Iiyama district, but unconformably in the western part where the Nigoriike Formation directly overlies the Tomikura Formation, lacking Ichinose Formation.

The formation is composed of mudstone in the lower part and sandy mudstone in the upper part. The estimated thickness of the formation is ranging from 150 to 650 meters.

The Seguchi Formation is conformable with the Nigoriike Formation, and comprises massive shallow marine sandstone. Molluscan fossils which characterize so-

called Omma-Manganji Fauna have been reported from the Nigoriike and Seguchi Formations.

The Ogawa Formation overlaps the Seguchi Formation. The formation is subdivided into the lower part, main part, the Saruhashi Conglomerate Member, andesite pyroclastic rocks and Nonomigawa Pyroclastic Rocks. The lower part is characterized by cyclic sedimentation of marine and fluvial sedimentary facies. The marine facies comprises massive or cross-bedded sandstone and dark gray marine mudstone.

The fluvial facies is composed of conglomerate, sandstone and mudstone. The main part of the Ogawa Formation consists of fluvial sediments intercalating a lacustrine layer in the upper horizon. The Saruhashi Conglomerate Member comprises conglomerate which may be braided river deposits. The upper part of the formation is dominated by volcanic products; andesite pyroclastic rocks and Nonomigawa Pyroclastic Rocks. These rocks comprise is dominated by pyroxene andesite lava and its pyroclastics. K-Ar dates for whole rocks of the andesite lavas and fission track dates for felsic ash layers range from 2.3 to 1.1 Ma.

The Yashiki Formation covers the Ogawa Formation and comprises andesite pyroclastic rocks. Konigori Formation unconformably overlies the Saruhashi Member. The formation is composed of sandstone and conglomerate, and has a thickness of 15-30 meters.

Andesite occurs in the form of dikes, domes or sills. Dolerite sill is found in the upper part of the Lower Teradomari Formation.

#### LOWER TO MIDDLE PLEISTOCENE

The Lower to Middle Pleistocene of the Iiyama district is characterized by terrestrial volcanic rocks and related volcanoclastic sediments. It comprises the undivided volcanics, Mizuho Volcanic Rocks, Kokuzou Volcanic Rocks, the products of Kenashi Volcano, Kuroiwa Volcanic Rocks, Chayaike Volcanic Rocks and the products of Madarao Volcano. The Kuroiwa and Chayaike Volcanic Rocks and the products of the Madarao Volcano are distributed in the Sekita Hill, whereas the remaining volcanic rocks are distributed in the eastern part of the Iiyama district east of the Chikumagawa River.

The undivided volcanic rocks are found in four small hills in Kijimadaira Town. They are augite-hypersthene andesite lavas and volcanoclastics. The Mizuho Volcanic Rocks are composed of strongly altered augite-hypersthene andesite volcanoclastics and lavas. This volcanic rocks are the basement of the Kenashi Volcano. The Kokuzo Volcanic Rocks in the Iiyama district are composed of hypersthene-augite andesite lavas and volcanoclastics. The main part of the volcanic rock are distributed in the Nakano districts.

The products of Kenashi Volcano are distributed widely in the eastern part of the Iiyama district. The geologic history of the volcano is divided into two stages; older and younger stages, and the latter stage is further subdivided into two groups. The rocks of the older stages are composed of the products of the Mizuo-Oiriyama Volcano and the western basal volcanic rocks. The products of the younger stage comprise the



Kenashiyama Volcano and are subdivided into the lower and upper groups. According to K-Ar dates, the durations of the older and younger stages are Ma. 1.7-1.6 and 1.3-1.0 Ma, respectively. The rocks of Kenashi Volcano are mostly augite-hypersthene andesite lavas and volcanoclastics.

The Kuroiwayama Volcanic Rocks are composed of hypersthene-augite andesite or augite-hypersthene andesite lava and volcanics. They crop out around the Kuroiwayama in the southern part of the Sekita Hill.

The Chayaike Volcanic Rocks are hypersthene-augite andesite lavas and volcanoclastics distributed around the Sekita Pass. It unconformably overlies the Nonomigawa Pyroclastic Rock Member of the Ogawa Formation.

The products of the Madarao Volcano are distributed in the southwestern part of the Iiyama District. They are composed of the Madarao-kogen Pyroclastics, Madarao-hokubu Lava, Madara Upper Lava, Mujinayama Lava and related lava domes. The products of the volcano are characterized by augite-hypersthene or hypersthene-augite andesite lavas and volcanoclastics. K-Ar dates for the rocks of the volcano are ranging from 0.7 to 0.55 Ma.

#### MIDDLE PLEISTOCENE TO HOLOCENE

The middle Pleistocene to Holocene in the Iiyama district comprises the products of Myoko Volcano, weathered volcanic ash deposits, terrace deposits, landslide deposits, alluvial fan deposits, natural levee deposits, back marsh and valley floor deposits and marsh deposits.

The products of Myoko Volcano are distributed along the Sekigawa River in the western part of the district. They are composed of the Terao Pyroclastic Flow Deposits, Shibuegawa Pyroclastic Flow Deposits, Sekikawa Debris Avalanche Deposits, Yashirogawa Debris Avalanche Deposits, Akakura Pyroclastic Flow Deposits and Otagirigawa Pyroclastic Flow Deposits.

Thick weathered volcanic ash deposits, most of which may be derived from Myoko Volcano, cover the hilly area and river terrace.

The terrace deposits in the Iiyama district are mainly distributed along the Chikumagawa and Sekikawa Rivers. They are divided into Middle Pleistocene higher 1, higher 2 and higher 3 terrace deposits, Late Pleistocene lower 1 and lower 2 terrace deposits, and Holocene lowest terrace deposits. The terrace deposits are composed of gravel, sand, mud and debris.

The landslide deposits are widely distributed in the Sekita Hill and Higashikubiki Hills in this district. Middle Pleistocene landslide deposits in this district are divided into the older colluvial deposits, Kitabata Landslide Deposits, Older and Younger Okemi Landslide Deposits, Higarigahara Landslide Deposits and Karayama Landslide Deposits. Late Pleistocene landslide deposits is the Nukui Landslide Deposits. Late Pleistocene to Holocene landslide deposits comprise younger landslide deposits and debris flow deposits. These landslide deposits are composed of debris derived from bed rocks.

Holocene deposits distributed in the Iiyama basin comprise alluvial fan deposits,

natural levee deposits, back marsh and valley floor deposits and marsh deposits. They are composed of gravel, sand and mud.

## GEOLOGIC STRUCTURE

The mapped district is structurally characterized by the prevalence of NNE-SSW to NE-SW trending faults and folds. In the northwestern part of the Iiyama district, the most important geologic structure is the Tomikura Anticlinorium which is composed of the Tomikura anticline and associated minor folds such as the Nakaguri Syncline, Chojabara Anticline and the Haradori Syncline. Those folds are typically asymmetrical folds with the western wing steeply inclined.

The Iiyama Basin is cut by a series of NNE-SSW trending faults such as the Hokuryuko, Juchihara, Tokiwa, Nagamineyama, Iiyama, Tozamadaira Faults. These faults are mostly reverse faults with western wall raised, and inferred to be active faults because they cut the Holocene sediments as well as the Middle to Upper Pleistocene.

The series of the faults is the part of the large scale faults system extending from the Nagging Basin to the Iiyama Basin.

The Middle to Upper Pleistocene in the northwestern part of the mapped district is cut by the Yamakoshi Fault trending NE-SW direction. This fault is also presumed to be an active fault.

文献引用例

柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信之（2001）飯山地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，144p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Yanagisawa, Y., Kaneko, T., Akahane, S., Awata, Y., Kamai, T. and Tsuchiya, N. (2001) *Geology of the Iiyama district*. With Geological Sheet Map at 1: 50,000 Geol. Surv. Japan, 144p. (in Japanese with English abstract 6p.)

---

---

平成13年3月12日 印刷

平成13年3月16日 発行

経済産業省産業技術総合研究所 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

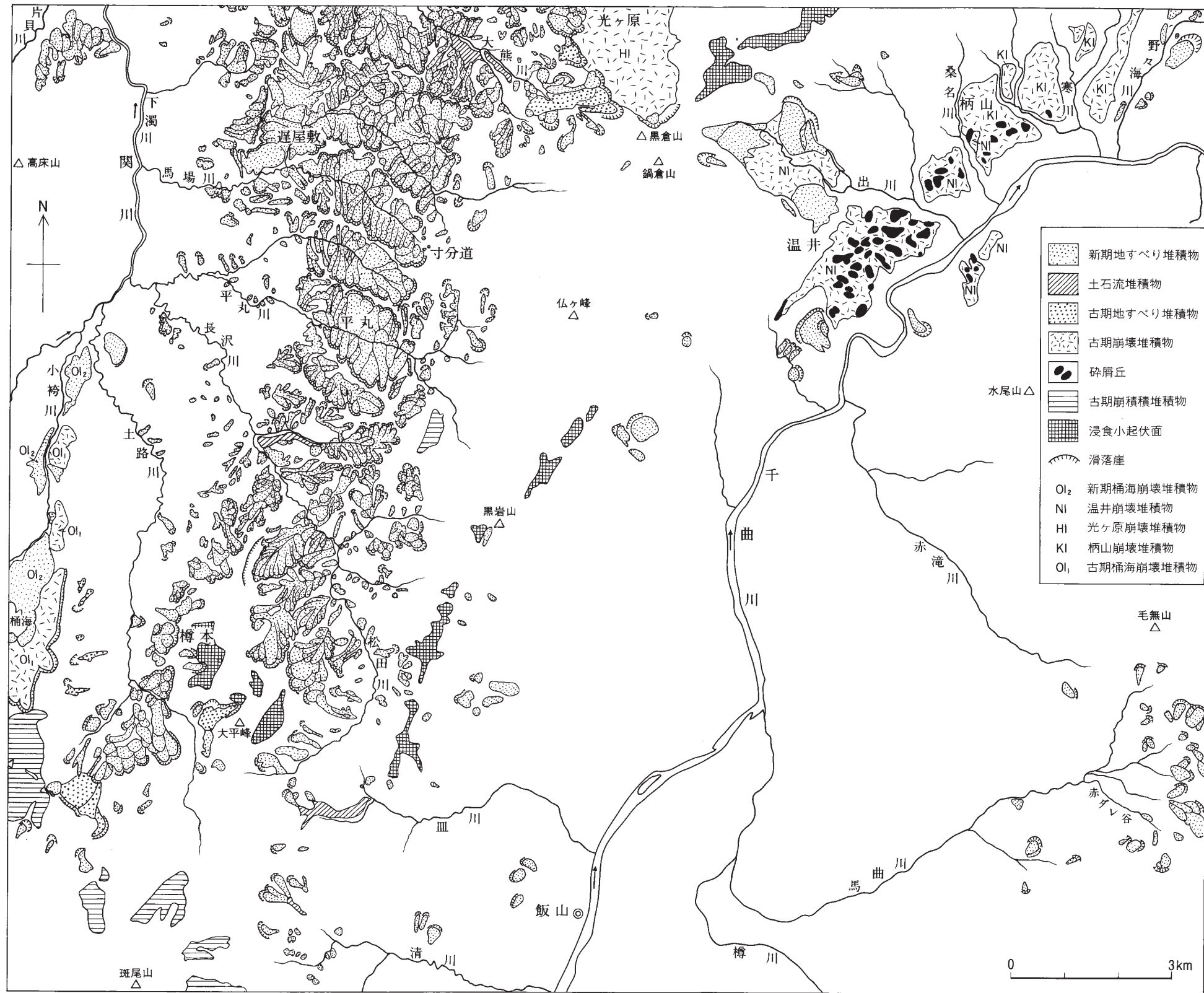
印刷者 佐藤隆男

印刷所 佐藤印刷株式会社  
茨城県水戸市松が丘2-3-23

---

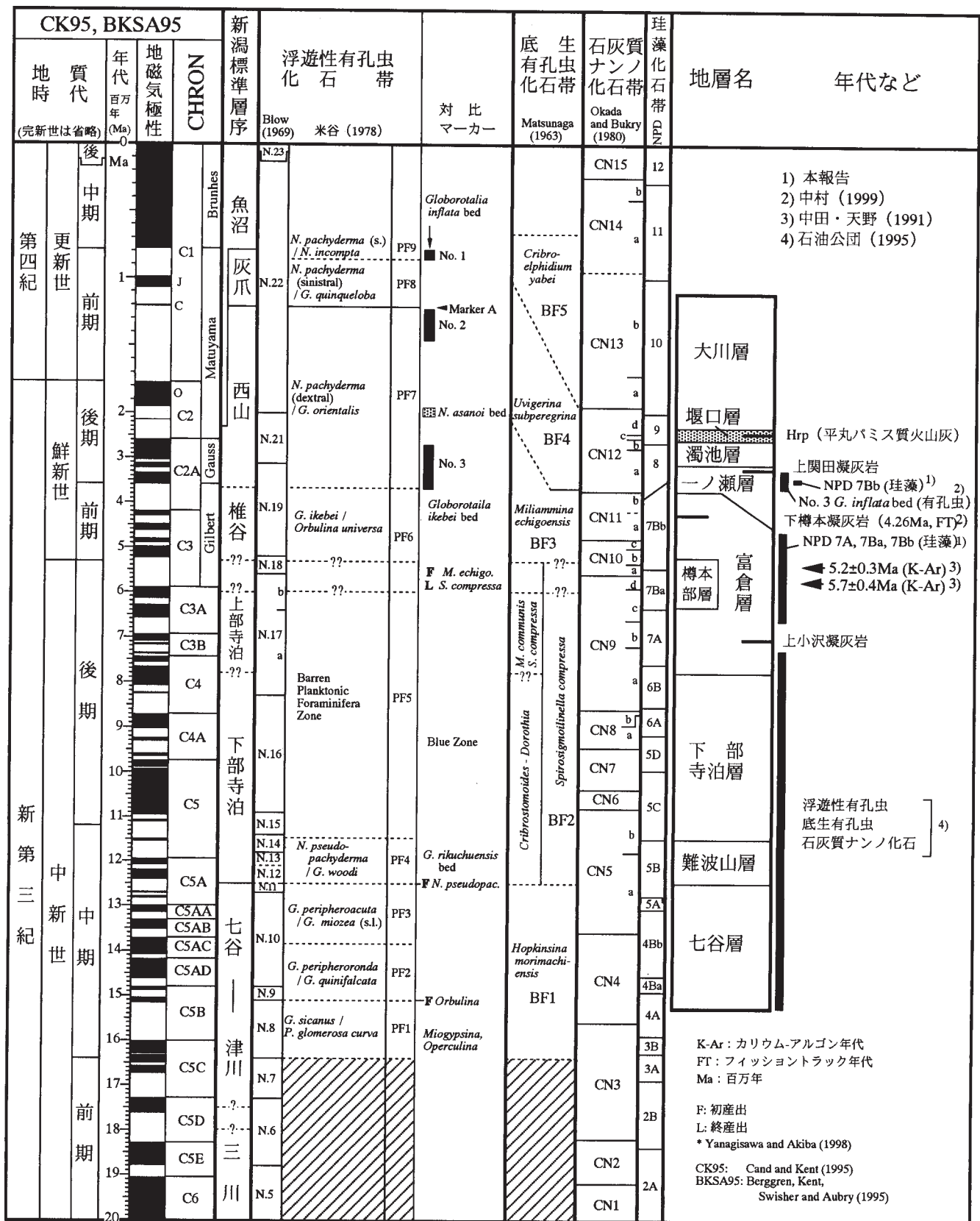
---

© 2001 Geological Survey of Japan



第60図 飯山図幅地域の地すべり堆積物の分布。

小規模な地すべりは省略。関田山脈内部では、浸食小起伏面を開析するように分布し、富倉層の泥岩分布域に沿って帯状の地すべり集中域が形成されている。



第8図 新第三系-下部更新統の年代層序.