

55(521.41) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

新潟(7)第63号

十日町地域の地質

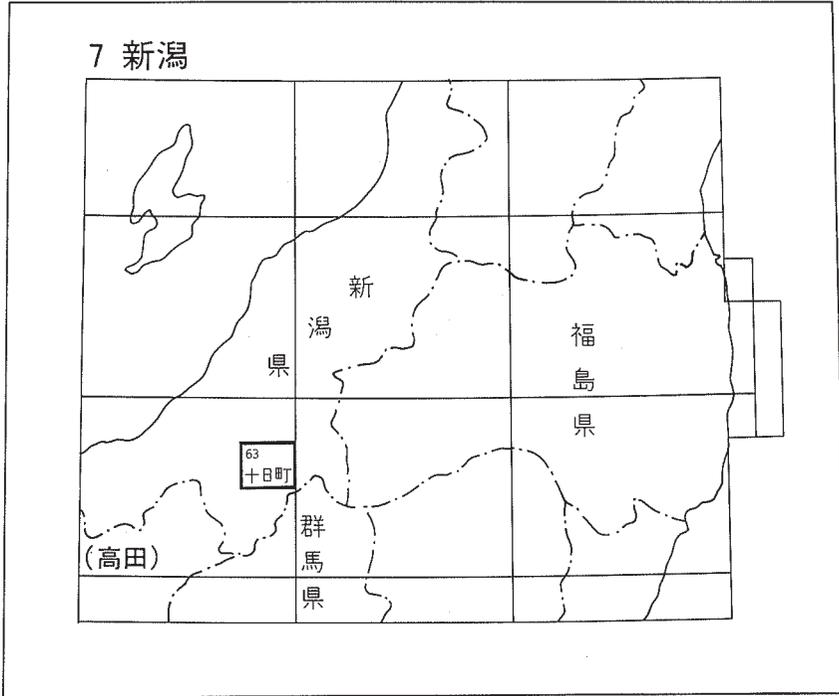
柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元

植村 武・小玉喜三郎・加藤碩一

昭和60年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	5
III. 中・古生界	10
III. 1 水無川変成岩	10
III. 2 上権現堂山層群	11
III. 3 奥利根層群	12
III. 4 超塩基性岩	12
III. 5 中ノ岳斑れい岩類	13
III. 5. 1 片麻状角閃石斑れい岩	13
III. 5. 2 角閃石斑れい岩-閃緑岩	15
III. 5. 3 変輝緑岩・閃緑岩	15
III. 6 白亜紀花崗岩類	15
III. 7 岩脈類	16
IV. 中新統	16
IV. 1 城内層群	16
IV. 1. 1 大倉層	18
IV. 1. 2 八海山層	22
IV. 2 中新世貫入岩類	26
IV. 3 上野層	27
IV. 4 大沢層	28
IV. 5 葎沢層	28
IV. 6 石英閃緑ひん岩	29
IV. 7 安山岩岩床	29
V. 鮮新統及び更新統	29
V. 1 一村尾層	29
V. 2 岩之沢層	33
V. 3 和南津層	34
V. 4 魚沼層	35
VI. 第四系	64
VI. 1 更新統	64
VI. 1. 1 西 層	64
VI. 1. 2 柵形山溶岩	65
VI. 1. 3 未区分段丘堆積物	65

VI. 1. 4	信濃川段丘堆積物	66
VI. 1. 5	上野原層	66
VI. 1. 6	野瀬ヶ原層	67
VI. 1. 7	崖錐堆積物及び旧期扇状地堆積物	67
VI. 1. 8	ローム層	68
VI. 1. 9	旧期地すべり堆積物	71
VI. 2	完新統	72
VI. 2. 1	沖積段丘堆積物	72
VI. 2. 2	野田層	72
VI. 2. 3	新期扇状地堆積物	72
VI. 2. 4	山腹堆積物	73
VI. 2. 5	沖積層	73
VII.	地質構造	74
VII. 1	断層	74
VII. 2	六日町盆地北西縁構造線	76
VII. 3	褶曲	76
VII. 4	活構造	78
VIII.	応用地質	78
VIII. 1	鉱床	78
VIII. 2	鉱泉・温泉	78
VIII. 3	地すべり	79
VII. 4	トンネル地質	82
文献		82
Abstract		99

図・表・付図・図版目次

第1図	十日町地域の地形	2
第2図	八海山礫岩部層からなる八海山南壁	3
第3図	八海山南斜面	3
第4図	中ノ岳より望んだ八海山山頂部	3
第5図	八海山礫岩部層最上部よりなる八海山千本檜小屋東方の岩稜	4
第6図	五十沢川中流部の谷地形	4
第7図	五十沢川谷底に見られるポットホール	4
第8図	魚野川東方山地における総合地質柱状図	6
第9図	魚野川西方魚沼丘陵地域における地質総括図	7

第 10 図	上越帯地質概略図	8
第 11 図	水無川変成岩の小褶曲構造	10
第 12 図	中ノ岳斑れい岩類の片麻状角閃石変斑れい岩の産状	14
第 13 図	中ノ岳斑れい岩類の閃緑岩 - 斑れい岩の産状	14
第 14 図	城内層群地質柱状図	17
第 15 図	超塩基性岩を覆う城内層群大倉層下長崎礫岩頁岩部層下部の不淘汰角礫岩	18
第 16 図	城内層群大倉層大倉安山岩部層中の玄武岩質枕状溶岩	21
第 17 図	城内層群大倉層大倉安山岩部層の頁岩中に発達するスランブ構造	21
第 18 図	金城山山頂の城内層群八海山層金城山火山円礫岩部層	25
第 19 図	城内層群八海山層金城山火山円礫岩部層の成層状況	25
第 20 図	城内層群八海山層金城山火山円礫岩部層の露頭	26
第 21 図	上野層下部層中の不規則な硬質砂岩黒色泥岩互層	27
第 22 図	魚沼丘陵北東部の地質図	30
第 23 図	魚沼丘陵北東部の地質断面図	31
第 24 図	魚沼丘陵北東部の鮮新 - 更新統柱状図	31
第 25 図	魚沼丘陵北東部新第三系の地質構造	32
第 26 図	十日町図幅地域の魚沼層の層相と対比	37
第 27 図	魚沼層を構成する礫層・砂層及びシルト層のタイプ	41
第 28 図	魚沼層の層相 (Ub, Uc(1), Uc(2))	41
第 29 図	魚沼層の層相 (Ud, Ue)	42
第 30 図	魚沼層の砂礫相 (Ua)	43
第 31 図	魚沼層の巨礫相 (Ub) の露頭	44
第 32 図	魚沼層の礫シルト層 (Uc) 中のインプリケーションの発達した礫層	44
第 33 図	魚沼層の砂シルト層 (Ud, 露頭上部) 及び礫シルト相 (Uc, 露頭下部)	44
第 34 図	魚沼層の海成シルト砂相 A 層中のフレーザー層理細互層	45
第 35 図	魚沼層の鍵層の層序的分布	50
第 36 図	魚沼層の鍵層柱状図位置図 その 1	51
第 37 図	魚沼層の鍵層柱状図位置図 その 2	51
第 38 図	魚沼層中の鍵層柱状図凡例	52
第 39 図	魚沼層中の大池 I 火山灰層の柱状図	52
第 40 図	魚沼層中の大池 II 火山灰層の柱状図	53
第 41 図	魚沼層中の大池 III 火山灰層の柱状図	53
第 42 図	魚沼層中の雑色軽石質火山灰層の柱状図	54
第 43 図	魚沼層中の嘉勝火山灰層の柱状図	54
第 44 図	魚沼層中の名ヶ山 TB の柱状図	54
第 45 図	魚沼層中の津池ゴマシオ火山灰層の柱状図	56

第 46 図	魚沼層中の SK110 の柱状図	56
第 47 図	魚沼層中の貝ノ川火山灰層の柱状図	57
第 48 図	魚沼層中の SK030 及び猿倉ゴマシオ火山灰層の柱状図	58
第 49 図	魚沼層中の SK020 の柱状図	59
第 50 図	魚沼層中の青灰色含流紋岩礫細粒火山灰層の柱状図	59
第 51 図	魚沼層中のパミスサンドの柱状図	60
第 52 図	魚沼層中の LA の柱状図	60
第 53 図	魚沼層中の未命名の火山灰層の柱状図	61
第 54 図	魚沼層の大型植物化石及び花粉化石の産出	62
第 55 図	魚沼層の古地磁気層序及びフィッシュントラック年代	63
第 56 図	信濃川地域のローム層の層序とローム層の基盤との関係	69
第 57 図	信濃川ローム層の岩相	69
第 58 図	信濃川ローム層と魚野川ローム層の対比	71
第 59 図	魚野川東部山地の断層系統	74
第 60 図	六日町盆地北西縁構造線における α トラック法測定結果	77
第 61 図	十日町図幅地域における地すべり防止区域	80
第 62 図	新潟新幹線建設局管内上越新幹線線路平面図	80
第 63 図	群馬県利根郡水上町－新潟県長岡市滝谷間山岳部地質層序表	81
第 64 図	塩沢トンネル地質縦断面図	82-83
第 1 表	十日町図幅地域の層序総括表	5
第 2 表	十日町図幅地域の上部新第三系及び第四系対比表	33
第 3 表	十日町図幅地域の和南津層産軟体動物化石	35
第 4 表	十日町図幅地域の和南津層産有孔虫化石	36
第 5 表	魚沼層中の火山性堆積物のタイプ	47
第 6 表	魚沼層の鍵層対比表	48
第 7 表	魚沼層の鍵層の命名者と模式地	49
第 8 表	十日町図幅地域の魚沼層産軟体動物化石	62
第 9 表	榊形山溶岩の化学分析値	65
第 10 表	榊形山溶岩の K-Ar 年代	65
第 11 表	信濃川流域の段丘面とその比高	67
第 12 表	信濃川流域のローム層と河岸段丘との関係	70
第 13 表	ローム層対比表	71
第 14 表	六日町温泉化学成分表	79

付図索引図	87
付図第1図 田川ルート調査図①	88
付図第2図 田川ルート調査図②	89
付図第3図 田川ルート調査図③	90
付図第4図 田川ルート調査図④	91
付図第5図 田川ルート調査図⑤	92
付図第6図 田川ルート調査図⑥	93
付図第7図 田川ルート調査図⑦	94
付図第8図 田川ルート調査図⑧	95
付図第9図 田川ルート調査図⑨	96
付図第10図 田川ルート調査図⑩	97
付図第11図 嘉勝南方の沢調査図	98

第I図版 1, 2 コートランダイト<GSJ R27255>

3, 4 コートランダイト<GSJ R27283>

第II図版 1 一村尾層の火山岩相中の安山岩<GSJ R27258>

2 榊形山安山岩<GSJ R27259>

十日町地域の地質

柳沢幸夫*・茅原一也†・鈴木尉元**
植村 武†・小玉喜三郎**・加藤碩一***

本図幅地域の地質調査は、昭和57年度及び58年度の特定地質図幅の研究として行われたものである。地域西部魚沼丘陵地域の鮮新-更新世のいわゆる魚沼層は柳沢幸夫が担当し、同地域中央部の六日町盆地西縁の新第三系-第四系は、加藤碩一、鈴木尉元、植村 武及び小玉喜三郎が担当した。また六日町盆地及び以東の基盤岩地域は茅原一也が主に担当した。全体のとりまとめは加藤が行った。

本報告の作成に当たっては、今回の調査結果のみならず、著者らとその協力者の長年の調査・研究資料の集成の上にとってまとめられたものである。その研究の経緯について以下のとおりあらましを述べておきたい。

本地域を含む南魚沼地域の地質に関する研究の主たものを挙げると、まず、1957年に新潟県20万分の1地質図作成のため茅原一也・栗原権四郎らにより南魚沼全域の地質概査が行われた。1961-1962年には、魚沼丘陵地域の総合地質調査が西田彰一・茅原一也・津田禾粒らによって、また1962年には苗場火山の研究が茅原一也・布施 弘によって行われた(新潟県, 1962)。1968年には、自然公園学術調査の一環として八海山・中ノ岳・駒ヶ岳地域の地質調査が茅原・西田により行われた(茅原・西田, 1968)。1966年から1969年には、国際地球内部開発研究計画(UIMP)の一環として、Bゾーンに含められた本地域について茅原・長谷川美行らの研究が行われた。1972年から1974年にわたっては、西田・茅原により清津川中上流域の地質が報告された(茅原・西田, 1973, 1975)。更に、1974年、新潟県教育庁の南魚沼地域の総合調査に参加した茅原らは主に湯沢地域の調査を実施した。引き続き1975年には城内層群の再検討を行い、更に、中ノ岳-巻機連峰など県境地帯の調査を通して多くの新知見を得ることができた(茅原ほか, 1977)。

御協力いただいたすべての方々を明記して謝辞を述べる余裕はないが、特に現地調査に御協力いただいた新潟大学助教授小林敏雄、同大学講師立石雅昭及び風岡 修の諸氏、及び応用地質調査事務所の安井 賢氏らに深く感謝する次第である。同じく早稲田大学教授今井直哉、新潟大学教授青木 滋及び同大学助教授小松正幸氏には本研究をまとめるに当たり種々御討論賜り厚く御礼申し上げる。

更に、現地で便宜をはかっていただいた、建設省湯沢砂防工事事務所、同三国ダム工事事務所の関係各位、及び、一部未公表を含むボーリング資料等を提供された日本鉄道建設公団、石油資源株式会社長岡鉱業所、六日町資源開発株式会社及び株式会社日さくの関係各位に厚く感謝申し上げる次第である。

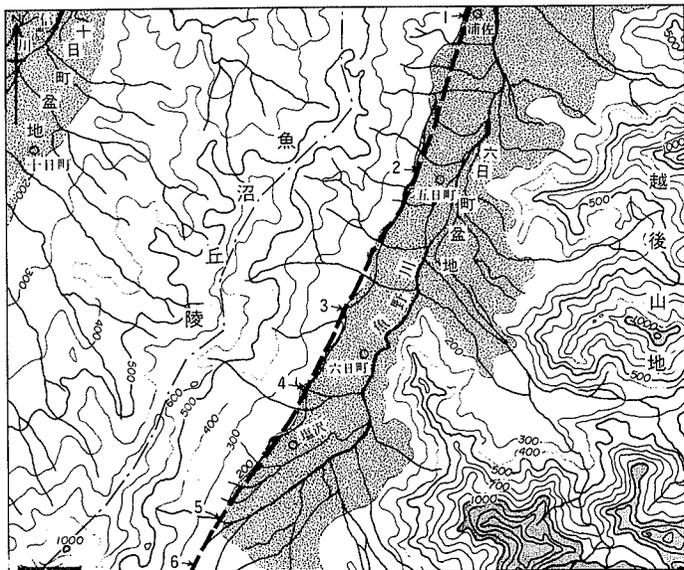
魚沼層中の火山灰鍵層の位置については新潟県立小千谷西高等学校の飯川健勝、堀川秀夫及び長岡市立山本中学校の渡辺秀男の各氏に御教示いただいた。岩石薄片の一部は新潟大学齋藤清二及び沢田ヨミ氏によって作製された。以上の方々に深く感謝する次第である。

火山灰鍵層の名称については地質調査所燃料部の影山邦夫技官に教えていただき、火山灰の分析については同地質部の竹内圭史、αトラック法のフィルム処理は同環境地質部の加藤 完、岩石薄片作成に当たっては同技術部の大野正一、また薄片の一部の顕微鏡観察は同環境地質部の下川浩一、更に野外調査の一部指導を同地質部の滝沢文教の各技官にお願いした。

I. 地 形

本図幅地域の地形区は西から東へ、十日町盆地、魚沼丘陵地帯、六日町盆地、山岳地形の4つに明瞭に区分され、各地形区はそれぞれ地質及び地質構造を良く反映している(第1図)。

*地質部 **燃料部 ***環境地質部 †新潟大学



第1図 十日町地域の地形

(破線は六日町北西縁構造線，地点番号はαトラック法測定位置Ⅶ.2参照)

十日町盆地は、信濃川沿いの低地帯であるが、本地域ではそのごく一部が分布するに過ぎない。沖積面は標高120m以下であるが、その東西両側には、比高が最大50mにも及ぶ沖積段丘が発達する。

魚沼丘陵地帯は、大略北北東-南南西方向に延び、新第三紀-第四紀の地層からなる丘陵性の山地である。本地域南西端付近の当間山（標高1,016.5m）でわずかに標高1,000mを越すが、北北東方向に漸次低くなり400mほどまで下る。魚沼丘陵の分水嶺は東に片寄り、いわゆる新潟方向をとって延びる。すなわち本丘陵の東西断面形は著しく非対称となり東斜面は西斜面より急傾斜をなす。したがって東斜面の小河川は、長さ4km以下の短さで魚野川に注ぐ。西斜面には魚沼層群が全体として西北西方向に緩く傾くため、ケスタないし Hogback 地形をなしている。この魚沼層群を切って数段の洪積段丘面が発達し、伊達原及び南雲付近を中心として広い緩傾斜の平坦面を形成している。高位の段丘面ほど変位（西落ち）が大きいことが指摘されている（内藤，1965）。

六日町盆地は、最大幅約5kmで、北北東-南南西に細長く延びる。盆地中央部を信濃川支流の一つである魚野川が北流し、盆地内は魚野川の氾濫原堆積物及び支流の小河川によって形成された扇状地や扇状地性段丘堆積物によって厚く覆われている。同盆地西縁部は比較的直線的であるのに対して東縁部は屈曲が著しい。これは、西縁部に同盆地形成にも関与した新発田-小出構造線（山下，1970）の南方延長に当たる断層（六日町盆地北西縁構造線）が伏在するためで、したがって、同盆地は現在に至るまで沈降の著しい断層角盆地である。

東部の山岳地域は、越後山地の前縁部をなす山地で本地域では最も起伏に富んでいる。その稜線は、東西ないし北西-南東方向で魚沼丘陵のそれと著しく非調和である。本図幅地域南東部の三国川以南では、金城山（標高1,369.0m）大割山（標高1,120.0m）及び大兜山（標高1,341.1m）を主とする山地からなり本地域の最高所をなす。三国川及び宇田沢川-広堀川に挟まれた地域は高倉山（標高



第2図 八海山礫岩部層（城内層群）からなる八海山南壁



第3図 八海山南斜面（山腹は八海山礫岩部層からなる）



第4図 中ノ岳より望んだ八海山山頂部



第5図 八海山礫岩部層最上部よりなる八海山千本檜小屋東方の岩稜
(東隣「八海山」図幅地域内)



第6図 五十沢川中流部の谷地形
(茅原, 1982年撮影). 谷壁は花崗閃緑岩よりなる



第7図 五十沢川谷底に見られるポットホール
(茅原, 1982年撮影). 谷壁は花崗閃緑岩からなる

1,143.7 m) 及び桂山 (標高 875.9 m) からなって西方に低くなる。同様に、宇田沢川-水無川間でも東端部は 1,000 m を越すものの西方に急激に高度を下げ、猿倉山 (標高 687.8 m)、六万騎山と続く。水無川以北では標高 600 m 以下となる。

II. 地 質 概 説

本地域の地質を概観すると、NNE-SSW 方向の六日町盆地北西縁構造線 (新発田-小出線の南西延長) を境として、その東西の両域において地質系統及び地質構造について極めて顕著な差異がある。この差異は新潟積成盆地東縁部を大観した場合、地形的にも明瞭に現れており、特に破間川及び魚野川などの河川床によって表現されている。

本地域を構成する地質系統及び火成岩類を時代別に総括して第 1 表、第 8 図及び第 9 図に示してある。

第 1 表 十日町図幅地域の層序総括表

地質時代		地 層 名	火 山 岩	深成岩及び半深成岩	
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖 積 層 山 腹 堆 積 物 新期扇状地堆積物 野 田 層 沖積段丘堆積物		
		更 新 世	旧期地すべり堆積物 ロ ム 崖錐及び旧期扇状地堆積物 野 瀬 ヶ 原 層 上 野 原 層 信濃川段丘堆積物 未区分段丘堆積物 榊 形 山 溶 岩 西 層	安 山 岩	
	第 三 紀	鮮 新 世	魚 沼 層		
			和 南 津 層		
			岩 之 沢 層		
		中 新 世	一 村 尾 層	安 山 岩	
			津 沢 層		石英閃緑ひん岩
			大 沢 層		
	古第三紀	城 内 層 群	八海山層	流 紋 岩 玄 武 岩 安 山 岩	
			大 倉 層		
	中 生 代	白 亜 紀			白亜紀花崗岩類
		ジュラ紀			中ノ岳斑れい岩類 蛇 紋 岩
三疊紀		奥 利 根 層 上権現堂山層群			
古 生 代		水無川変成岩			

地質時代		地層名及び 岩石名	柱状図	層厚 (m)	岩相	化石その他			
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖 積 層			礫・砂・粘土			
		新 期 扇 状 地 堆 積 物			礫・砂				
		更 新 世	崖 錐 堆 積 物 旧 期 扇 状 地 堆 積 物			角礫・砂 礫			
			未 区 分 段 丘 堆 積 物			礫・砂			
	新 第 三 紀	中 新 世	城 内 層 群	八 海 山 層	金 城 山 火 山 円 礫 岩 部 層		250+	火山円礫岩・凝灰角礫岩 (黑色頁岩を挟む。流紋岩岩片多い)	
				坂 戸 山 砂 岩 頁 岩 層	上 部		200+	黑色頁岩・砂岩・礫岩	ひん岩岩脈
					下 部		150+	黑色頁岩・珪質頁岩・シルト岩・ 凝灰質砂岩	岩質物ラミナ多し 石英斑岩岩脈
				八 海 山 礫 岩 部 層	上 部		20-300	礫岩 砂岩 凝灰質頁岩砂岩互層	植物化石
					下 部		30-150	礫岩・砂岩(頁岩及びシルト岩を挟む) 火山円礫岩	
				大 月 凝 灰 岩 頁 岩 部 層		150	凝灰角礫岩・凝灰質頁岩 凝灰岩(火山円礫岩を挟む)		
大 倉 山 岩 層	上 部		100-450	安山岩質凝灰角礫岩 安山岩・玄武岩溶岩(枕状) 黑色硬質頁岩・凝灰質砂岩 黑色硬質頁岩	植物化石 ドレライト岩脈				
	下 部			安山岩質凝灰角礫岩 玄武岩溶岩					
		下 長 崎 礫 岩 頁 岩 部		120±	黑色頁岩・凝灰質砂岩 角礫岩・円礫岩 頁岩 不淘汰角礫岩	ドレライト岩脈			
		古第三紀							
中 生 代	白 亜 紀	白 亜 紀 花 崗 岩 類			黒雲母花崗岩 黒雲母花崗閃緑岩	岩脈 { 石英斑岩 ひん岩			
	ジ ュ ラ 紀	中ノ岳斑れい岩類 超塩基性岩			変輝緑岩及び閃緑岩 角閃石斑れい岩-閃緑岩 片麻状角閃石斑れい岩	蛇紋岩			
	三 疊 紀	奥 利 根 層 群			黑色頁岩 砂岩頁岩互層				
		上 権 現 堂 山 層 群			千枚岩質粘板岩 珪質砂岩 チャート				
古 生 代	水 無 川 変 成 岩			片状チャートラミナイト 千枚岩(一部ホルンフェルス化)					

第 8 図 魚野川東方山地における総合地質柱状図

地質時代		地質系統	岩相	新潟標準層序 (新潟県, 1977)	火成活動
代 生 第 三 新	紀 完 新	沖積層・斜面堆積物 新时期状地堆積物 野田層・沖積段丘堆積物	礫・砂・粘土		火山岩溶岩 安山岩溶岩 石英ひん岩 デイサイト
		旧期地すべり堆積物 ローム・崖錐堆積物 旧期扇状地堆積物 野瀬ヶ原層 上野原層 信濃川段丘堆積物 段丘性微高地堆積物 未区分段丘堆積物	円礫・角礫・火山灰・砂・崩積土		
	世 四 新	樹形山溶岩 西層	玄武岩質安山岩溶岩 礫・砂・泥及び泥炭		
		魚沼層	礫・砂・シルト		
	紀 更 新	和南津層	砂岩・砂岩泥岩互層及び礫岩	灰爪層	
		岩之沢層	砂質泥岩, 砂岩及び礫岩	西山層	
		一村尾層	砂質泥岩, 砂岩, 礫岩, 砂岩泥岩互層・礫質砂岩	椎谷層	
		笹沢層	砂岩頁岩互層, 礫岩及び凝灰岩	寺泊層	
		大沢層	砂岩頁岩互層及び硬質頁岩凝灰岩互層	七谷層	
	中 新	上野層	デイサイト軽石凝灰岩・硬質頁岩		

第9図 魚野川西方魚沼丘陵地域における地質総括図

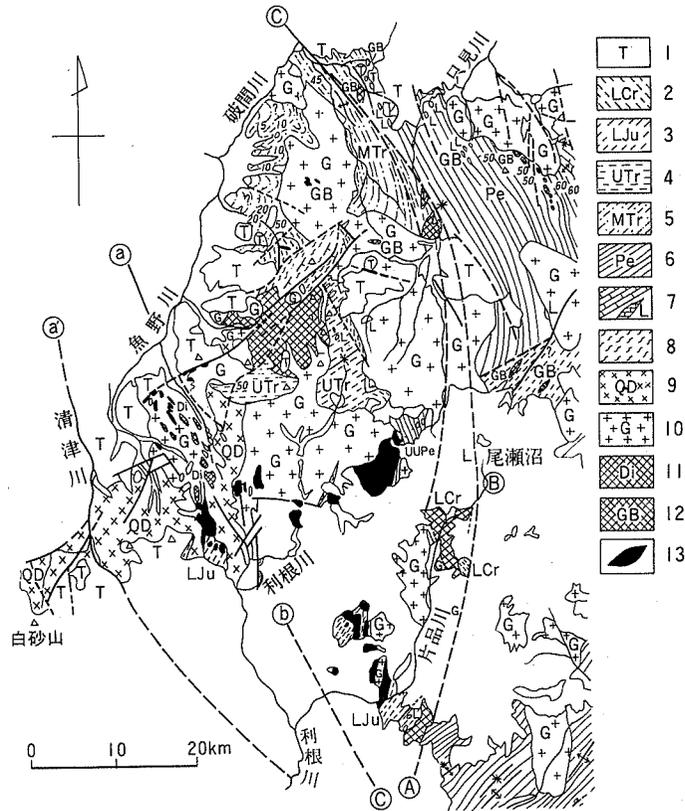
魚野川以東の地域には新第三系の基盤をなす水無川変成岩, 上権現堂山層群, 及びこれらを貫く斑れい岩・閃緑岩・白亜紀花崗岩類などが分布している。これらの地質系統及び深成岩類は, 東北日本の地質構造区分からいうと, 主として上越(変成)帯(端山, 1966; CHIHARA *et al.*, 1977)の構造单元をなすものである(第10図)。

水無川上流部には片状ホルンフェルスが広く分布している。この変成岩は水無川変成岩類(茅原・西田, 1968)と呼ばれ, 元来, 黒色千枚岩・層状チャートから主になっていたもので, 後で熱変成作用を被って片状ホルンフェルスに変わった複変成岩の一種である。この変成岩は上越変成帯の構成要素とされている(HAYAMA *et al.*, 1969)。

上権現堂山層群は小出町東部から北方に広く分布しており, 主として頁岩・砂岩・層状チャートからなっている(長谷川, 1965)。最近, 黒又川流域で三畳紀中期を指示するコノドント化石が発見(佐藤ほか, 1974, 1975)されており, 小出町東部の上権現堂山層群からも, 三畳紀を示すコノドントが見いだされている(高島, 1981 MS.)。

利根川源流地域に分布する上部三畳系(奥利根層)の延長と考えられる地層が五十沢川源流地帯の巻機山・牛ヶ岳から県境稜線地域に分布している。また, 兎岳付近にも小分布している。これらは主として頁岩(-粘板岩)・砂岩からなり, 一部は著しく変質している。

三国川上流地帯には, 角閃石斑れい岩が広く分布している。この斑れい岩体は, 北縁では水無川変成岩と接しており, 東縁では奥利根層(上部三畳系)と断層で接している。また, 西縁及び南縁では白亜紀型の花崗岩によって貫かれている。この斑れい岩体は上越帯に数多く存在する斑れい岩体の中で最大



第10図 上越帯地質概略図 (茅原, 1976)

1. 第三紀層, 2. 下部白亜系, 3. 下部ジュラ系, 4. 上部三疊系, 5. 中部三疊系を含む“古生層”, 6. 二疊系, 7. 石灰岩, 8. 水無川変成岩, 9. 石英閃緑岩, 10. 白亜紀花崗岩, 11. 輝緑岩, 12. 斑れい岩, 13. 蛇紋岩, ㊦(㊧)-㊨. 柏崎-銚子線, ㊩-㊪. 利根川構造線, ㊫-㊬-㊭片品川構造線

のものである。岩体の大部分は片麻状を呈している。分布地の主峰の名をとり、中ノ岳斑れい岩類 (茅原ほか, 1976) と呼んでいる。

南魚沼地域には広く花崗岩類が分布している。その一つは白亜紀のもので優白質な黒雲母花崗岩を主としている。小出東方では佐梨川中流部に分布し“いわゆる古生層”の中に貫入している。三国川中流、五十沢川中流、登川流域及び大源太川流域に分布する花崗岩は一連の岩体をなすものであって、北部では、斑れい岩及び上部三疊系を貫き、南部では新第三紀の石英閃緑岩によって貫かれている。西部では新第三紀の城内層群によって被覆されている。

本地域に分布する新第三系ないし一部第四系は、下位より城内層群、上野層、大沢層、葎沢層、一村尾層、岩ノ沢層、和南津層及び魚沼層からなる。

魚野川の東側沿いの地域では、水無川流域から塩沢の東方にわたり中部中新統の城内層群 (池辺, 1953) が南北方向に広く分布している。これは安山岩 (及び玄武岩)、同質火山砕屑岩、並びにこれらを覆う厚い礫岩層からなり、いわゆるグリーンタフ相を示す地層であって大倉層及び八海山層よりなる。

城内層群は全体として西方に緩く傾斜しているが、東側では基盤にアバットする関係を示し、一部は断層で接する。

上野層は魚野川以西に分布し、石打西方地域では背斜の中核部をなして露出している。大沢層及び葎沢層は、主として石打西方のいわゆる大沢山背斜の中核部を構成して分布し、前者は黒色頁岩及び凝灰岩からなり、後者は砂岩・黒色頁岩の互層からなっている。

魚野川以西、魚沼丘陵の東斜面をなす地域には、主として鮮新統と推定される一村尾・岩ノ沢・和南津層が分布している。一村尾層は、安山岩質の火砕岩を主とする地層で、大沢山背斜の周辺部、欠之上付近の背斜軸部及び一村尾周辺の3か所に分かれて分布している。その上位の岩ノ沢層は、従来いわゆる“灰爪層”と呼ばれてきた地層で、塊状の砂質シルト岩からなっている。本層は一村尾層を整合に覆って本地域北部のみに分布する。和南津層は、細粒砂岩からなり、岩ノ沢層を整合に覆う。これらの三層は、魚野川の西側に沿って南北に細長く露出しており、かなり複雑な地質構造を呈していて、雁行する背斜構造及びドーム構造を形成し、一つの構造帯をなしているのが注目される。

魚沼層は魚野川西側地域の大部分一特に魚沼丘陵の西側斜面を覆って広く分布している。主として河成の礫・砂・シルトの輪廻的堆積相によって特徴づけられ、その厚さは最大2,000mに達する。本地域の魚沼層は魚沼堆積盆の東南縁部に当たり、全体として礫質の粗粒な層相が発達するのが特徴である。また、次第に南方に向かって粗粒化する傾向が顕著である。本層は下位層に対しては北部では整合、南部では不整合の関係にあり、西へ傾斜する単斜構造を呈している。

更新統は、魚野川沿いと信濃川沿いでは、その発達状況にかなりの違いがある。すなわち、信濃川水系では数段の明瞭な河岸段丘が発達するのに対し、魚野川流域では、はっきりした段丘は認められず、時期のあまりははっきりしない礫層や、更新世の崖錐・扇状地及び地すべり堆積物などが発達している。

魚野川地域の更新統は、西層、榊形山安山岩、未区分段丘堆積物、上野原層、野瀬ヶ原層、崖錐堆積物及び旧期扇状地堆積物、旧期地すべり堆積物などからなる。

西層は、風化した礫層を主とする地層で、魚沼丘陵の東縁部に沿って南北に分布する。その時代ははっきりしないが、榊形山安山岩の礫を含まないことから、これよりは古いと考えられる。榊形山安山岩は、榊形山の頂上及び東斜面に分布する玄武岩質安山岩で、魚沼層を不整合に被覆している。未区分段丘堆積物としたものは、魚野川東方の水無川などの支流の河谷沿いに部分的に発達する河岸段丘の堆積物である。上野原層及び野瀬ヶ原層は、いずれも榊形山東方の段丘状の平坦地をつくる堆積物で、榊形山溶岩の礫を含む礫層からなる。崖錐堆積物及び旧期扇状地堆積物は、東部の三国川・水無川流域の山麓部に発達する。旧期地すべり堆積物は、魚野川西岸の栢窪付近にある大規模な地すべり地形をつくる堆積物で、前期及び後期の2つに区分される。

信濃川流域の更新統は、六つの洪積段丘面をつくる堆積物と、ローム層からなる。段丘堆積物は主として礫・砂からなり、魚沼丘陵西側の活傾動によって、西側に傾いている。

完新統は、沖積段丘堆積物、野田層、新时期扇状地堆積物、沖積層などからなる。これらはいずれも礫・砂・シルトなどの未固結の堆積物から構成されている。

沖積段丘堆積物は、信濃川河岸に発達するもので十日町市の市街をのせる段丘面をつくっている。野田層は、魚野川西岸の山麓下に発達する沖積段丘状の平坦面をつくる堆積物である。新时期扇状地堆積物

は、魚野川の東西の支流に広く発達する扇状地の堆積物である。

沖積層は、十日町盆地の信濃川沿いや六日町盆地の魚野川沿いに発達するほか、主要な支流に沿った低地に分布している。特に六日町盆地では、厚さ 100 m を超す沖積層の礫層が発達しており、これは海岸平野の沖積層の厚さにも匹敵するもので、層序学的・構造地質学的にも多くの問題を持っている。

III. 中・古 生 界

III. 1 水無川変成岩 (Mi)

本岩は、越後三山を源流とする水無川上・中流域に広く分布する変成岩類で、茅原・西田 (1968) の命名による。この変成岩はかつていわゆる古生層に含まれていたものである。

分布 水無川変成岩は、本図幅地域の北東隅に流下する水無川中-上流地域に広く露出し、その北方延長部は、北東隣須原図幅内の佐梨川上流地域にもやや広く分布している。西南方では本図幅中央部東縁の宇田沢川上流地域の広堀付近まで延び、南方では八海山図幅内の八海山-中ノ岳の稜線を超えて分布し、変斑れい岩と構造的接触関係にある。北西部では、一部、花崗岩及び新第三系と断層で接している。

本図幅地域内では、宇田沢川上流地域において、北側は新第三紀の城内層群と断層で接し、西側は、一部、城内層群の大倉安山岩層と断層で接し、一部は坂戸山砂岩頁岩部層によって不整合に被覆されている。西側の変斑れい岩とは構造的な接触関係をなすと考えられる。南側は優白質粗粒の白亜紀黒雲母花崗岩によって貫入されている。

岩質 水無川変成岩は、準片岩・千枚岩・チャートラミナイト様岩・緑色岩からなる。緑色岩はブロック状に含有されている。この変成岩の初生構造はスランブ褶曲を伴うオリストストローム相で、後生変形によって形成されたキンク褶曲・ブーディン構造などからなる変形相が認められ (第 11 図)、更に



第 11 図 水無川変成岩の小褶曲構造
(水無川中流オツルミズ沢出合付近, 東隣「八海山」図幅地域内)

衝上断層及びその後の剪断構造などによって特徴づけられている。

水無川変成岩の主要構造は、東隣八海山図幅内の駒ヶ岳西方を NNE-SSW に走る向斜軸に支配された等斜褶曲である。本図幅地域内に分布するものは、この構造の最西翼に相当している。

主要な変形小構造としては、層面片理・sheath fold・crenulation cleavage・mylonite bandなどで、この順序に5つの変形時相が区分される。

宇田沢川上流域での片理面は、北側では走向が N-S 方向で東方に急傾斜し、南側では NW-SE 方向～E-W 方向で南西あるいは南方に 50° 以上傾斜している。

水無川下流部及び宇田沢川上流部では、水無川変成岩は、黒色準片岩・緑色準片岩・黒色千枚岩・緑色岩・片状砂岩・チャートなどから構成されているが、主体をなすものは泥質岩起源のものである。熱変成を被っていないものは、黒色準片岩-千枚岩・緑色準片岩-千枚岩（緑泥石白雲母千枚岩、緑泥石黒雲母千枚岩、緑泥石ざくろ石白雲母黒雲母片岩）などであるが、花崗岩に近い部分は熱変成作用を受けホルンフェルス化している。すなわち、千枚岩は片状ホルンフェルスに、緑色岩は一部、角閃岩様の岩石に変化している。

水無川変成岩に類似した片状岩の小岩体が南部の3か所に分布している。その1は三国川北岸の深沢東方において、花崗岩体中に存在する。その2は、同じく三国川北岸の小川北方において変斑れい岩に接して分布している。その3は、本図幅南端部の高柵川において、蛇紋岩中の構造岩塊として産する。黒色千枚岩質の部分とチャート質の部分とが互層している。片理の走向は N30°-50° E であって西方に急斜している。

鏡下では、次の鉱物組合せを持っている。

黒雲母-白雲母-斜長石-石英

黒雲母-白雲母-ざくろ石-石英

青緑色普通角閃石-緑れん石-斜長石-石英

黒雲母-白雲母-ざくろ石-直閃石+（緑泥石）-斜長石-石英

III. 2 上権現堂山層群（主として三疊系）（Pm）

水無川以北の小出東方地域には、従来、“古生層”とされた地層が広く分布している。その南端の一部が本図幅地域内の北東隅に分布している。本層の下部は主に層状チャートからなり、やや千枚岩質の黒色頁岩を挟んでいる。上部は主として黒色頁岩と砂岩からなり、一部で両者は互層する。

小出東方に分布するものは、コノドント化石に基づく、中-上部三疊系が広く分布しており、上権現堂山層群として一括され命名された（高島, 1981 MS.）。本層群の下部層は、塊状チャート・黒色頁岩からなり、上部層は塊状チャート・黒色頁岩・砂岩からなるが、砂岩優勢である。

本図幅地域東部に分布しているものは、最上部のものであって、チャート・緑色岩・石灰岩ブロックを含むオリストスローム相を示す。断層によって3つのブロックに区分される。

北東部のブロックでは、頁岩優勢で南方に 30° 前後の傾斜をなし、チャートの薄層を挟み、キンク褶曲が発達している。その南、桐沢北東部のブロックでは N-S 性の走向を示し、西方に 30° 前後の傾斜

を示している。板状の黒色頁岩が主で表面は光沢が強い。西部のブロックでは黒色頁岩が主で細粒砂岩の薄層を挟んでいる。顕著に板状に割れやすく、その表面は光沢が強い特徴がある。NE-SWの走向を示し、北西あるいは南西方向に 30° 以下の傾斜を有している。

最近、足尾山地でもジュラ紀の化石が発見され（猪郷，1984 私信），足尾帯西帯では津川水谷地域からジュラ紀中期の放散虫が見いだされた（水谷ほか，1984）。本図幅地域の北に隣接する小千谷図幅地域内では、小出東方の大桑原付近のチャートから三畳紀前期のコノドント化石が報告されている（矢島・黒川，1981）。

ごく最近、本図幅地域北方の入広瀬村末沢付近において、破間川河床の層状チャートからジュラ紀の放散虫が見いだされた。この地点から東方の末沢川流域では、頁岩が広く分布し、一部にチャート・頁岩・緑色岩を挟むが、大部分がジュラ系となる可能性が高い（山田ほか，1984 私信）。

以上のことから、本図幅地域内に分布する上権現堂山層群の一部にもジュラ系が含まれる可能性が高い。

III. 3 奥利根層群（上部三畳系）（Tra及びTrb）

上部三畳系の奥利根層群は、頁岩・砂岩・礫岩からなり、利根川源流地域ではエントモノチス化石を産する。県境地帯に広く分布しているが、その北西延長が本図幅地域の南東部にまで伸びて分布している。すなわち、三国川支流の野中沢上流部に露出し、その南側と北側では花崗岩と断層で接している。

この地域では、全体として一つの向斜構造を示し、下部は黒色頁岩層からなり、上部は砂岩・頁岩の互層となっている。熱変成を被っており堅硬である。地質構造はENE-WSWの走向を示し、北あるいは南に 40° - 60° 傾斜している。

一方五十沢川上流では花崗岩内の断層に揉み込まれるような形で、比較的新鮮な黒色頁岩がわずかに分布している。

III. 4 超塩基性岩（Sp）

南魚沼の山岳地域は上越変成帯（HAYAMA *et al.*, 1969）に属しており、量的に多くはないが、超塩基性岩の存在することが1つの特徴となっている。

本図幅地域内に分布する超塩基性岩は、本地城南端部の登川右岸地域の蛇紋岩と、宇田沢川上流部において中ノ岳斑れい岩に伴う超塩基性岩の2種類である。

登川右岸地域の蛇紋岩は、千枚岩質岩とチャートの互層を構造岩塊として含有しており、全体として花崗岩中の大きな捕獲岩体として存在している。北西側は城内層群と断層で接している。この蛇紋岩体の中には、一部に石綿が脈状に存在し、かつて採掘されたことがある。

宇田沢川上流の超塩基性岩は、斑れい岩中のブロックである。肉眼的に黒色で弱い片理を示すコートランダイト質の岩石であって、かんらん石・角閃石・スピネルから主になっている。かんらん石は細粒・粒状の結晶集合体として存在する。角閃石は無色に近く、結晶は伸長し、集合して波曲状を示す。

角閃石と伴って緑色スピネル（ヘルシナイト質）の粒状結晶がかなり多量に存在している。そのほか不透明鉱物及び光学的に等方で無色の蛇紋石様鉱物が含まれている（第Ⅰ及びⅡ図版）。

Ⅲ. 5 中ノ岳斑れい岩類 (Gb, Gdb, Di)

Ⅲ. 5. 1 片麻状角閃石斑れい岩 (Gb)

分布 三国川上流域において、東西約 15 km、南北約 6 km にわたり広く角閃石変斑れい岩が露出している。この斑れい岩体は、いわゆる上越帯に数多く点在する斑れい岩体のうちで最大のものである。本岩体は茅原ほか（1976）により中ノ岳斑れい岩と命名された。

本図幅地域内では、宇田沢川上流地域、三国川右岸すなわち桂山－高倉山稜線の南側斜面、及び三国川支流の野中沢中流部に主として分布している。そのほかに、坂戸山地東麓の大倉西方に狭く露出している。また、この斑れい岩類のⅠ異相として黒雲母斑れい岩が五十沢川下流域に存在し、花崗岩中の捕獲岩体として産する。更に、この延長と思われる変輝緑岩が、同じく花崗岩中の捕獲岩体として金城山南斜面に分布している。

宇田沢川上流においては、変斑れい岩は、水無川変成岩と構造的接触関係にあり、その西側に分布する。一部、坂戸山砂岩泥岩層によって不整合に覆われる。南側は花崗岩によって貫入されている。

三国川右岸地域では、花崗岩の貫入によって3つのブロックに分断されており、稜線部では城内層群によって不整合に被覆されている。

野中沢の斑れい岩は、花崗岩及び奥利根層群と断層で接している。五十沢川の斑れい岩は両側とも花崗岩と断層で接し、NE-SW 方向の石英斑岩岩脈によって貫かれている。

岩質 中ノ岳斑れい岩は野外観察で次の岩質が区別される。

角閃石変斑れい岩（粗粒・中粒・細粒）

斑れい岩ペグマタイト

優白質斑れい岩－閃緑岩

輝緑岩質岩石

角閃石変斑れい岩体の一部に、ダナイト・かんらん岩及び含スピネル超塩基性岩（コートランダイト質）などの小岩体が伴っている。これらはいずれも断層あるいは剪断帯に沿って衝入したものと考えられる。一部のコートランダイトは斑れい岩中にブロック状に包有されている。宇田沢川上流のものは、恐らく、この種の産状を持つものと考えられる（第Ⅰ及びⅡ図版）。

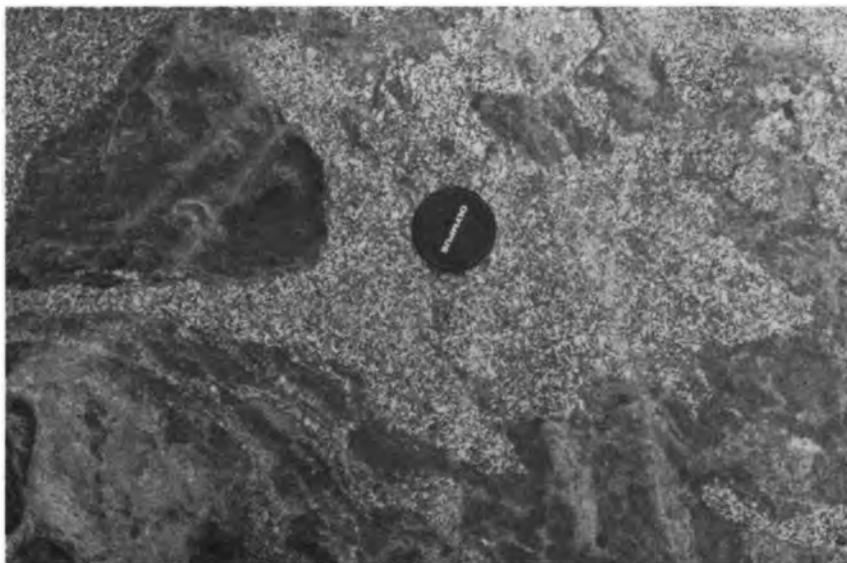
変斑れい岩の多くの部分には片麻状構造が発達しており（第12図）、断層や剪断帯に沿っては著しい剪断縞状構造が認められる。

片麻状構造が発達するものでは、中粒－細粒部と優白質粗粒部とが互層する場合、粗粒－ペグマタイト質部が細粒部中に脈状に延長する場合などが区別されるほかに、粗粒でも角閃石が一定方向に伸長して片麻状を呈するものなどがある。

中ノ岳斑れい岩体は、三国川ダム付近を中心として大規模な層状構造を形成している。最下位（中核部）には、コートランダイト質岩を包有するかんらん石斑れい岩があり、その上位には普通輝石レリッ



第 12 図 中ノ岳斑れい岩類の片麻状角閃石変斑れい岩の産状 (三國川右岸)



第 13 図 中ノ岳斑れい岩類の閃緑岩-斑れい岩の産状 (五十沢川)

クを含む斑れい岩，更にその上位には角閃石変斑れい岩帯がある。

中ノ岳斑れい岩体を全体としてみると，東側の3分の1は細粒のものが多く，かつ角閃岩質岩石の発達量が量的に多い。中部の3分の1には粗粒部分が広く分布し，片麻状構造が顕著に発達している。西側の3分の1の地域は主として本図幅地域に当たり，細粒-中粒の斑れい岩が広く分布し，片麻状構造の発達がやや弱い傾向を持つ。

斑れい岩体は全般的に機械的な変形を著しく受けており，顕微鏡下でもその影響が認められる。

斑れい岩体の西縁部は白亜紀花崗岩によって貫入され，一部は断層で接している。五十沢川上流部や

宇田沢川源流部では、接触部近いところで花崗岩に多数の斑れい岩の捕獲岩が混在し、一見、閃緑岩質になるところがある。

Ⅲ. 5. 2 角閃石斑れい岩－閃緑岩 (Gdb)

分布 これらの岩石は、割石沢から小滝沢の間の五十沢川沿いに分布している。優白質花崗岩とは断層によって接している。

岩質 閃緑岩と角閃石斑れい岩とは互いに漸移関係にあり、1種のmixed rockである。岩体には板状節理が発達し、しばしば変成岩（角閃岩質）の捕獲岩を含む（第13図）。捕獲岩は丸味を帯びた径0.5-1mのものが多い。最大で径3m程度である。角閃岩、ミグマタイト様岩、片麻状斑れい岩（一部ペグマタイト質）などが存在する。割石沢出合付近に露出するものは、主として角閃石からなり、ほかに斜長石と少量の石英を含む。

以上のことからみて、本岩体は花崗岩化作用を被った斑れい岩と考えられる。

Ⅲ. 5. 3 変輝緑岩・閃緑岩 (Di)

(1) 変輝緑岩

変輝緑岩には、中ノ岳斑れい岩体の一部を構成して存在するものと、花崗岩中の捕獲岩体として存在するものとの2種がある。

本図幅地域の南端、金城山の南側斜面には、3か所において変輝緑岩・閃緑岩が花崗岩中の捕獲岩体として分布している。西側の変輝緑岩の2岩体は小規模であるが、東側の閃緑岩は南北700m以上、東西幅は300m程度の大きな岩体である。

一般的に花崗岩化作用を被っている変輝緑岩及び閃緑岩である。大きくみると、これらの岩体は中ノ岳斑れい岩体の南西方の延長部に存在しており、恐らくは元来、その一部をなしていたものが花崗岩の貫入により分断されたものであろう。

(2) 閃緑岩

登川支流の高柵川上流の黒雲母花崗岩体中のブロックとして捕獲されたものである。

一般に片状構造が発達し、岩体はその方向に伸びている。半等粒状で比較的優黒質な細粒-やや粗粒であり、細粒な部分ほど有色鉱物に富む。粗粒部は長石に富み、片麻状構造を示す。

鏡下では、主に黒雲母・角閃石・斜長石からなり、片状を呈する。細粒のものでは黒雲母が多い。角閃石は、淡緑色普通角閃石で他形を示す。斜長石は石英を含み、短柱状でアルバイト双晶を示す。副成分鉱物として緑れん石・鉄鉱物が含まれる。全体として花崗岩化作用を被っている。

Ⅲ. 6 白亜紀花崗岩類 (G, Gd)

分布 本花崗岩類は、水無川変成岩・中生層・斑れい岩類・超塩基性岩類などを貫いて、本図幅地域の南東部に広く分布し、城内層群によって覆われている。このうち、五十沢川流域に分布するものが最も大きい岩体である。

岩質 岩質により黒雲母花崗閃緑岩・斑状花崗岩・黒雲母花崗岩を区別することができる。

三国川北岸地域に分布し、斑れい岩類に貫入しているものは淡桃色カリ長石を含む粗粒、優白質の黒雲母花崗岩である。三国川南岸から五十沢川下流部に分布するものは中-粗粒の黒雲母花崗岩で、一部では淡桃色のカリ長石を含んでいる。五十沢川上流域のものは、登川流域から連続するものであって、粗粒-斑状のカリ長石に富む黒雲母花崗閃緑岩である。

これらのうち、五十沢川下流部の花崗岩は特に著しくマサ化しており、採土されている。

放射年代 本地域の試料についてのデータはない。しかし、三国川上流の支流である黒又沢上流においてやや大きな岩体〔大倉花崗岩（佐々木，1961）^{だいくら}〕が貫入している。岩質は黒雲母花崗岩で、一部は角閃石が多くなり花崗閃緑岩質である。K-Ar法による黒雲母の放射年代は57 Maである（佐々木，1968）。

また、南隣越後湯沢地域内で大源太花崗岩と命名された花崗岩（塩川，1980）の黒雲母K-Ar年代は 47.6 ± 1.5 Maである（柴田ほか，1984）。

以上のことからみて、本図幅内の花崗岩も類似した年代を持つものと考えられる。

金城山南斜面に分布する角閃石黒雲母花崗岩は、優黒質、中粒、等粒状、一部やや斑状の黒雲母花崗閃緑岩である。鏡下では、主にカリ長石・斜長石・石英・黒雲母・角閃石からなる。角閃石は緑色普通角閃石で、他形を呈し、細粒結晶集合体をなし、黒雲母の細粒片と共生する。そのほか、鉄鉱物・緑泥石・緑れん石が含まれる。

III. 7 岩 脈 類

安山岩

宇田沢川上流の水無川変成岩中には安山岩の小岩脈が存在し、NW-SE方向の走向を持つ。これは城内層群大倉層の大倉安山岩層に関連した岩脈であろうと思われる。

石英斑岩（QP₁）

本図幅地域北部の上権現堂山層群に属する黒色頁岩を貫いて3本の石英斑岩岩脈がある。これらはいずれもNW-SE～NNW-SSE方向の走向を示している。

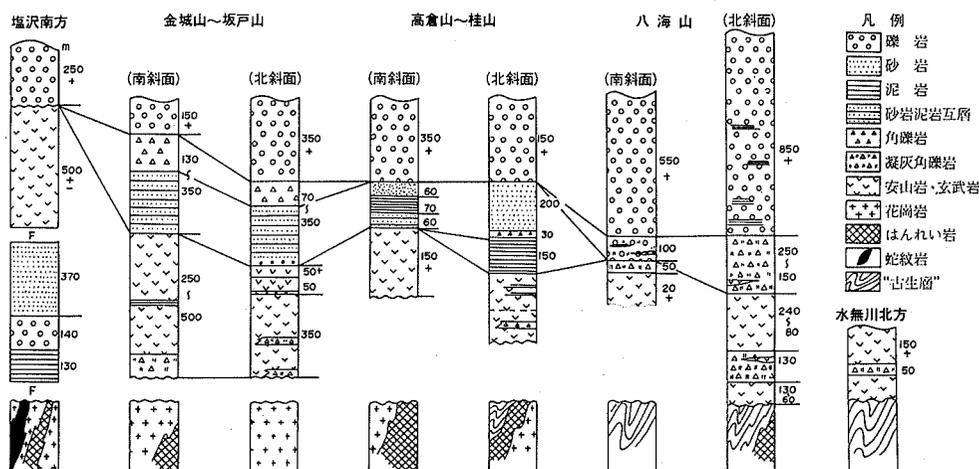
本地域南部では花崗岩類及び角閃石斑れい岩を貫いて多くの石英斑岩岩脈がある。これは幅2-3 mのものから30 mに及ぶものがあり、特に五十沢川中流では不動滝の造瀑岩となっている。

これらの石英斑岩岩脈はNE-SW方向を持つことが著しい特徴である。いずれも石英及び長石の斑晶が肉眼的に認められる。

IV. 中 新 統

IV. 1 城 内 層 群

城内層群は、魚野川東側に分布し、先新第三系基盤岩を不整合に被覆し、主として安山岩・玄武岩及



第14図 城内層群地質柱状図 (茅原, 1976)

び礫岩からなる新第三系に対し命名されたものである (池辺, 1953). その後, この岩相について茅原 (1966, 1974 a, b) 及び茅原・西田 (1968) が簡単な報告をした.

城内層群は, 北は破間川東側の松川付近から塩沢南方にわたり分布している. 上部の礫岩層は八海山の山頂部を広く構成しているほか, 桂山山頂部・大割山・金城山・隣接図幅内の塩沢南方の山稜地帯などにも厚く発達している. この礫岩層は東部では基盤岩類を直接覆っていることから下位の安山岩層とは不整合関係にある可能性が強い.

城内層群からは, 上部の礫岩層中の泥岩から台島フローラに属する植物化石を産する (米谷盛寿郎, 1985 私信). 岩質や地層の連続状態からみると, 南隣越後湯沢図幅内の白坂層・松川層, 谷川連峰の新第三系, 水上東方の栗沢層などと恐らく一連のものであるので, 従来, 全体として台島層に対比されてきた.

最近, 湯沢層の黒色硬質頁岩中から N9-10 を示す有孔虫が検出された (渡辺喜久男, 1982 私信) ので, 登川北岸地帯の黒色頁岩も, それに対比される可能性を生じてきた. 城内層群のうち, 南部に分布するものには泥岩がかなり多いので, 目下, 微化石の検出に努めているが未だ成功していない.

城内層群は岩質及び層位関係から次のように区分することができる.

- | | | |
|------|--------------|-------------|
| | } 金城山火山円礫岩部層 | |
| 八海山層 | | } 坂戸山砂岩頁岩部層 |
| | | |
| | } 大月凝灰岩頁岩部層 | |
| 大倉層 | | } 大倉安山岩部層 |
| | | |

これらの各層及び各部層は, 一般に西方で厚く東方で薄くなる傾向を示し, また, 各層のいろいろな層準のものが基盤を覆うので, 全体としても基盤岩にアバットしている関係になっている. しかし, 最上部の礫岩層の一部は更に広くオーバーラップして基盤岩を直接に覆っており, 一部のものは浸食によ

り分離した分布を示している。

IV. 1. 1 大倉層 (Jn₁, Jn₂, Jn₃, Jo₁, Jo₂, Jo₃, Jo₄, Jt)

大倉層は城内層群の下半部を占め、下位より下長崎礫岩頁岩部層、大倉安山岩部層及び大月凝灰岩頁岩部層の三部層から構成される。

地層名 新称である。

分布 魚野川以東の山岳地帯の山麓部を占めて広く分布する。

岩相 本層は下部が不淘汰の礫岩及び頁岩（下長崎礫岩頁岩部層）、中部が安山岩質ないし玄武岩質溶岩及び同質の火砕岩（大倉安山岩部層）、そして上部が凝灰岩及び凝灰質頁岩（大月凝灰岩頁岩部層）からなり、全体として火山性堆積物が多いことによって特徴づけられる。

層序関係 新第三系基盤岩の上権現堂山層群・中ノ岳斑れい岩類及び白亜紀花崗岩類などを不整合に覆う。本地域南部の登川右岸地域及び五十沢川下流左岸では、本層下部の下長崎礫岩頁岩部層が超塩基性岩及び白亜紀花崗岩類を不整合に覆っているが、金城山斜面、桂山南斜面及び水無川流域では下長崎礫岩頁岩部層が分布せず、中部の大倉安山岩部層がオーバーラップして、白亜紀花崗岩、中ノ岳斑れい岩及び上権現堂山層群を直接覆っている。

下長崎礫岩頁岩部層 (Jn₁, Jn₂, Jn₃)

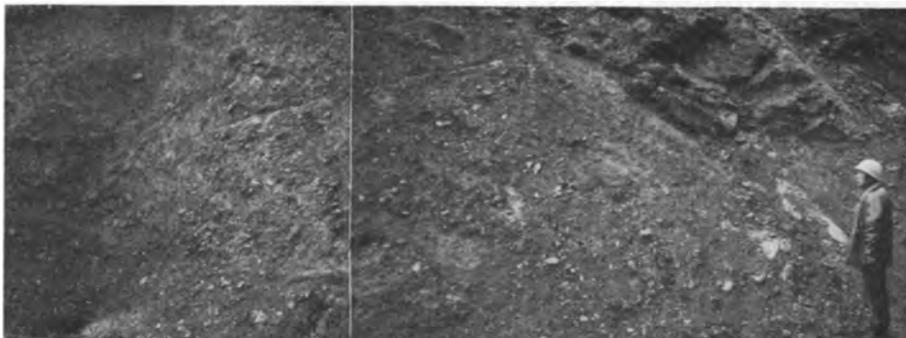
分布 本図幅地域南端の下長崎付近において、登川の両岸に分布するほか、五十沢川下流部左岸地域に分布している。北部地域では本部層相当層は分布していない。

層厚 約120m±。

岩相 城内層群基底の不淘汰角礫岩である。基盤に千枚岩・蛇紋岩の巨礫（角礫－亜角礫）を含み、アルコース質砂岩を基地としている。（第15図）。これらの礫のほかに、花崗岩・安山岩を含んでいる。最下部にはアルコース質砂岩・中礫岩の互層が存在している。

五十沢川下流部では砂岩・シルト岩を挟んでいる。

登川右岸では、この角礫岩の上に円礫岩が重なっている。左岸では礫岩の上位に頁岩・砂岩層が重なっている。



第15図 超塩基性岩を覆う城内層群大倉層下長崎礫岩頁岩部層下部の不淘汰角礫岩
(下長崎東方の高橋川右岸)

層序関係 登川右岸では、基盤の超塩基性岩を30°前後の低角度で凝灰質礫岩が不整合に覆っている。五十沢川下流左岸では花崗岩類を覆うものと思われる。

大倉安山岩部層 (Jo₁, Jo₂, Jo₃, Jo₄)

分布 本部層は全地域を通じて広く分布している。北部の水無川流域では、兩岸の山麓地帯に広く分布している。宇田沢川流域では、右岸の山口北東方の谷部に露出しており、また、左岸では広堀から下流の山麓地帯に広く連続的に分布している。桂山稜線地帯は南側斜面の高所に分布する。

南部では、金城山西斜面及び北斜面に高所まで広く分布している。また、坂戸山地東側山麓にも断続的に露出している。

層厚 約100-450 m.

岩相 全体として安山岩あるいは玄武岩の溶岩流と凝灰岩・凝灰角礫岩からなっているが、地域によって状況が異なっているので、地域別に説明することにする。

水無川右岸地域では、安山岩・同質凝灰岩・安山岩溶岩の順に重なっている。安山岩は変質が著しく、一部は緑色を呈し、凝灰角礫岩は雑色を示す。

八海山北斜面では、下位から、塩基性安山岩溶岩、安山岩質凝灰角礫岩、安山岩溶岩、及び安山岩質凝灰角礫岩が順次重なっている。

下位の安山岩は、暗灰色、緻密で無斑晶に近い。西部のものは赤紫色-暗緑灰色を呈し、緻密で塩基性である。流理構造を示すものもある。上部の溶岩は灰色-赤紫色を呈し斜長石斑晶が多い。一部には流理構造が発達する。下位の凝灰角礫岩は、主としてあずき色-淡緑色の角礫岩-火山礫凝灰岩からなり、薄い細粒の凝灰岩及び安山岩溶岩を挟んでいる。

上位の凝灰角礫岩は、一部に斑れい岩、花崗岩、粘板岩などの亜角礫-亜円礫を含み、特に東方で多く、一般に堅硬である。礫は淘汰度が悪く、岩相の変化が著しい。大崎東部では、基質部が赤紫色の細粒凝灰岩及び火山礫凝灰岩で、大-中礫の安山岩円礫を含む。細粒凝灰岩を挟む。

安山岩溶岩は次の種類からなっている。

- 変質輝石（玄武岩質）安山岩
- 変質輝石安山岩
- 変質紫蘇輝石-普通輝石安山岩
- 変質輝石（粗面岩質）安山岩
- 変質長石質安山岩
- 変質長石質輝石安山岩

火山円礫岩の安山岩礫（大倉南方，GSJ R27256）

普通輝石（変質）安山岩

斑晶：普通輝石 青緑色緑泥石により交代される。

斜長石 自形-半自形で、一部汚濁している。

石英：細粒。粗面岩質組織。斜長石は、一部は微斑晶質、一部は細粒である。石英は微ポイキリチックである。不透明鉱物は針状結晶として存在する。

大倉安山岩部層の安山岩の顕微鏡的性質

紫蘇輝石 - 普通輝石 (変質) 玄武岩質安山岩最下部溶岩 (GSJ R27257)

斑晶: 斜長石 少量, 一部はアルバイトで交代.

紫蘇輝石 緑泥石及び一部は緑れん石により交代.

普通輝石 緑泥石化.

石基: 間粒状組織. 斜長石, 単斜輝石, 及び不透明鉱物からなる. 緑泥石は他結晶の粒間を充填. アミグダルを緑泥石が充填. 緑れん石集合体がブール状に存在.

八海山南斜面の斑状安山岩溶岩では, 一部に自破碎構造が発達する. この上位の凝灰角礫岩は凝灰岩を挟み, 安山岩角礫 (数 mm-10 cm) のほかに粘板岩の小片をまれに含む.

桂山北斜面では, 下位に玄武岩溶岩があり, 上部は安山岩となっている. 下位の玄武岩は東部で厚くなっている. 無斑晶に近い溶岩であり, 沸石を伴っている. 玄武岩溶岩中には凝灰角礫岩を挟んでいる. 上部の安山岩は西部に厚く, 暗緑色 - 淡緑色を呈する. 一部に頁岩を挟んでいる.

桂山南斜面では, 基盤の花崗岩類及び斑れい岩類を直接覆っており, ここでは他より薄く 150 m 程度となっている. 斜長石斑晶が肉眼的に認められる. また, アミグダルに富んでおり, 緑泥石が充填している.

金城山北斜面では山麓部に広く連続的に分布し, 安山岩及び玄武岩からなっている.

大倉集落南方の金城山登山道では, 下位から, (a)プロピライト質安山岩溶岩, (b)細粒凝灰岩, (c)玄武岩質安山岩溶岩及び(d)安山岩溶岩が重なっている.

(a)プロピライト質安山岩は緑色 - 赤紫色を呈し, 斑状斜長石を含む. ところにより凝灰角礫岩を挟んでいる. これには安山岩, 玄武岩, 流紋岩の角礫 (径 2-20 mm) を含んでいる.

(b)細粒凝灰岩は, 厚さ 5 m 程度で, 暗灰色を呈する. 鉱化作用を被っている.

(c)玄武岩質安山岩溶岩は, 暗緑色, 斑状でアミグダルが多く, 沸石や緑泥石によって充填されている.

(d)安山岩溶岩は斑状で, 大型斜長石斑晶を含む. 一部は自破碎溶岩となっており, 斜長石・角閃石の斑晶が目立つ.

金城山 - 坂戸山稜線西斜面では, 安山岩質凝灰角礫岩と安山岩及び玄武岩溶岩からなっている. 一部の溶岩は自破碎溶岩で, また 10 m 土の黒色泥岩をしばしば挟んでいる. 玄武岩溶岩はしばしば枕状構造 (第 16 図) を呈し黒色泥岩と伴い, アミグダルが多く, 沸石などによって充填されている. このようなことから, この地域の黒色泥岩は海成層であると思われる. 大月東方では泥岩中にスランプ構造が存在している (第 17 図).

凝灰角礫岩は数 cm - 数 10 cm の礫を含み, それらは安山岩のほかに, 流紋岩・花崗岩類・斑れい岩類を含んでいる.

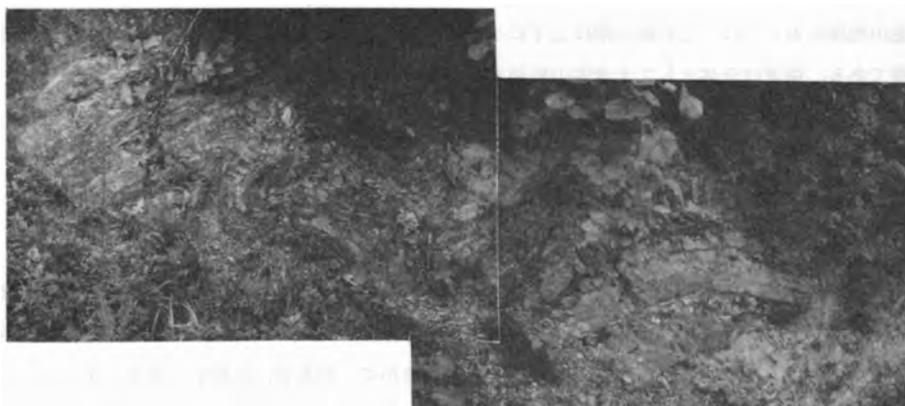
塩沢南方では, 主として玄武岩溶岩からなり, 一部に枕状構造が発達している. また, 溶岩を貫く玄武岩岩脈が多い. 一般に著しく変質しており, また風化が進行して赤色土様になっているところが多い.

層序関係 水無川流域では, 基盤を直接に覆っている. 最下位には基盤岩の角礫状の巨礫を含み, 急激に凝灰角礫岩に移化する.

桂山南斜面では, 花崗岩あるいは中ノ岳斑れい岩を安山岩溶岩または同質凝灰岩が直接に覆っている.



第 16 図 城内層群大倉層大倉安山岩部層中の玄武岩質枕状溶岩（大月東方の大月林道の露頭）



第 17 図 城内層群大倉層大倉安山岩部層の頁岩中に発達するスランプ構造（上大月東方林道脇）

金城山北斜面では安山岩溶岩が花崗岩を直接覆っている。

大月凝灰岩頁岩部層（Jt）

分布 六日町東方の坂戸山地西方山麓のみに分布している。

層厚 最大で厚さ 150m に達するが、東方へは薄化するようであって山地の東側では存在しない。

岩相 下部は凝灰質シルト岩と火山礫凝灰岩からなり、中部では白色凝灰岩 - 凝灰角礫岩と凝灰質シルト岩からなっている。上部では、火山円礫岩・凝灰質砂岩・赤褐色凝灰岩及び灰色シルト岩からなる。

層序関係 下位の大倉安山岩部層を覆うが、詳細は不明である。

IV. 1. 2 八海山層 (Jh₁, Jh₂, Jh₃, Jh₄, Js₁, Js₂, Jk)

本層は城内層群の上部を占め、下位より八海山礫岩部層、坂戸山砂岩頁岩部層及び金城山火山円礫岩部層からなる。

地層名 新称である。

分布 魚野川以東の金城山、桂山、高倉山及び猿倉山などの山岳地域の山腹及び山稜を占めて広く分布するが、本地域北部の水無川以北の山岳地域には分布していない。

岩相 本層は礫岩、砂岩、頁岩及び火山円礫岩などからなり、層序及び岩相上三つの部層に区分される。岩相全体としては、下位の大倉層に比べ火山性の堆積物が少ないことが特徴である。

層序関係 下位の大倉層を不整合に覆っているものと推定される。また桂山-高倉山北斜面では一部水無川変成岩及び斑れい岩を直接覆っている箇所がある。

八海山礫岩部層 (Jh₁, Jh₂, Jh₃, Jh₄)

一般的特徴 八海山礫岩部層は城内層群の著しい特徴の一つである。特に八海山-猿倉山の山地には厚く、かつ広く分布している。八海山頂上部の8つの峰はこの礫岩から構成されており、特異な地形を呈している。

八海山地域においては、この礫岩層は上下に2分される。下部は火山円礫岩層であり、上部は正規の礫岩層である。両者は全体として大倉安山岩層を覆っている。

南部の金城山地域では、大倉安山岩層を覆って火山円礫岩層のみが分布している。しかし、坂戸山地や桂山付近では礫岩の発達が顕著でなく、シルト岩・砂岩・礫岩の互層となっている。

このように、八海山礫岩部層は側方変化が著しいので、地域ごとに記述することにする。

層厚 下部は30-150 m、上部は20-300 mである。

分布及び岩相 八海山稜線地帯に分布するものは、一般に堅硬である。基質部は、下位の火山円礫岩層では淡緑色-淡褐色の凝灰質砂岩であって、上位の礫岩では暗灰色砂岩となる。礫は中-巨礫で亜円礫-円礫を主とする。礫種は安山岩が主であるが、そのほかに、粘板岩、花崗岩、砂岩、チャート、ホルンフェルス、凝灰岩、流紋岩、斑れい岩などを含む。なお、転石として緑色片岩、輝緑岩、閃緑岩、黒色準片岩などが認められるが、これらも元来は礫として含まれていたものであろう。東部地域の中位から上位の層準には基盤岩に由来する礫が多い。

一般に岩相の側方変化が著しく、礫の淘汰は不良である。西部では淡褐色砂岩、砂質凝灰岩を多く挟み、一部には泥岩の薄層があり、またシルト岩砂岩互層も介在する。これらの挟みは、いずれも水平あるいは緩傾斜を示している。中間部では赤紫色の細粒凝灰岩が介在している。

八海山稜南斜面では、同様に下部は火山円礫岩層である。これには火山礫凝灰岩及び凝灰岩を挟んでいる。礫は1-30 cmの角礫-亜円礫で、安山岩、花崗岩、粘板岩を主とし、ほかに砂岩、凝灰岩がある。基質部は、下部は凝灰質で、上部は砂質となっている。

礫岩中には砂岩が卓越するところがあり、泥岩には炭質物を含むところがある。

金城山北斜面に分布する礫岩は、一部は安山岩質凝灰角礫岩様であるが、全体としては安山岩質の火山円礫岩である。この火山円礫岩層は東部で厚く、割石沢でよい露出を示している。凝灰角礫岩質の場

合、基質はプロピライト化した安山岩質の火山礫凝灰岩であって、古生層起源の細礫を多く含む。礫は亜角礫 - 角礫が主体で淘汰不良である。大きさは1-2 cm 以下のものが多い。礫種はプロピライト質安山岩、流紋岩、玄武岩、花崗岩、チャートなどからなる。

火山円礫岩は、基質がプロピライト質火山礫凝灰岩で、礫は円 - 亜円礫、中 - 大礫で径 30-40 cm のものが多い。礫種は安山岩、玄武岩、流紋岩、花崗岩、珪質岩、チャートなどで、特に安山岩、玄武岩、流紋岩は大型である。玄武岩礫にはアミグダルの多いのが特徴である。西部では厚い黒色泥岩層を挟んでいる。

塩沢南方地域では、その一部が本図幅地域に分布している下位の玄武岩層 (Jo₂) を覆い、一部は基盤岩を直接被覆して礫岩層が分布している。

最下部は、流紋岩の角礫を多く含む火山角礫岩である。上部は大礫を主としており、礫種は花崗岩・石英斑岩・流紋岩・輝緑岩・玄武岩などである。基質は凝灰質砂岩である。亜円礫が多く淘汰度は不良である。一部に砂岩を挟んでいる。

大割山山頂部には火山円礫岩 - 凝灰角礫岩がかなり広く分布している。傾斜は水平あるいは緩傾斜である。基質は凝灰質で、礫は安山岩・チャート・砂岩などの亜円礫が主で不淘汰礫である。高所に分布しているため詳細は不明である。地質図では大倉安山岩部層 (Jo₂) の一部として示したが、八海山礫岩部層 (Jo₄) の一員である可能性が高い。

下位層との関係と対比 八海山礫岩部層は下位の大倉安山岩部層の凝灰角礫岩や安山岩など、ところにより異なる岩層を被覆する。また、金城山西方では坂戸山砂岩泥岩層の上に重なっている。八海山東方 (東隣八海山図幅) では基盤岩の上にオーバーラップしている。これらのことから、八海山礫岩部層は下位の地層に対し不整合関係にある可能性が高い。

魚野川左岸の五日町西方において最近、掘削された六日町 SK-1 号井 (石油資源開発 K.K.) においては、七谷泥岩層の下位に厚い礫岩があり、更にその下位には安山岩・玄武岩が存在する。上位の礫岩は八海山礫岩部層のものに類似し、下位の火山岩は変質状況や岩質からみて大倉安山岩に類似している。

これらのことから、八海山礫岩部層は津川層に対比される可能性を持っている。

坂戸山砂岩頁岩部層 (Js₁, Js₂)

分布 坂戸山地及び桂山北斜面において、下位の大倉安山岩部層の上に重なる礫岩・砂岩・シルト岩・泥岩は、八海山礫岩部層とほぼ同一層準のものと考えられるが層相が著しく異なっているので、坂戸山部層として一括し区別することにした。桂山北斜面においては、山腹斜面の傾斜と本部層の傾斜 (20° ± 北) とが同一に近いために、山頂部から山麓まで広く分布している結果となっている。

層厚 下部は 150 m +、上部は 200 m + である。

岩質 桂山北斜面では、下位から、頁岩砂岩層、凝灰角礫岩層及び砂岩層の順に重なっている。

下部頁岩層は黒色、堅硬であって、桂山北東斜面に分布している。

凝灰角礫岩層は桂山北東斜面の一部に分布し、径 2-3 cm 程度の安山岩角礫を含有している。

砂岩層は岩相変化が著しく、塊状の砂岩、泥質部分、礫質部などが混在している。下部は一般に砂泥互層や礫質砂岩が発達し、上部では塊状砂岩となる。砂岩は淡青色 - 淡緑色を呈する。

桂山稜線地域では、大倉安山岩部層を覆って、下位から、砂泥互層、泥岩層、砂岩層が重なっている。砂泥互層は、上記砂岩層の上部に相当するものであって、やや砂がちの互層で、泥岩は灰白色、塊状でもろい。砂岩は細粒-中粒で硬く石英粒に富んでいる。ところにより粘板岩や斑れい岩の岩片を含む。泥岩層は茶褐色の泥岩からなり、細かく割れる。

砂岩層は黄灰色、中粒の砂岩からなり、径5-10mの粘板岩・チャートなどの礫を含んでいる。

桂山山頂部や高倉山西方南斜面に分布する礫岩は、普通、径3-5cm、最大で10cmの亜角礫-円礫からなり、淘汰は不良である。礫種は安山岩・流紋岩・頁岩・砂岩、まれに斑れい岩・花崗岩を含み、基質部は砂岩または凝灰質砂岩である。走向N40°-50°Eで、北に10-20°の傾斜を持つ。しばしば砂岩を挟み、下部ではこれと互層する。下部の砂岩層から漸移している。

坂戸山地を構成する本部層は岩質により上下の2層に区分することができる。

下部層は黒色泥岩と砂岩との互層である。泥岩はところによりシルト質となる。下位の安山岩を覆うところでは細-中礫からなる礫岩層がある(地質図ではJo₄として塗色してある)。礫は頁岩・珪岩・花崗岩・流紋岩・安山岩-玄武岩からなる。砂岩はアルコース質で、ところにより凝灰質あるいは礫質となる。泥岩は黒色、堅硬であり、しばしば有機物のラミナを挟んでいる。

上部層は坂戸山から北方に分布する。砂岩(数m-10m±)と泥岩(10cm-5m)の互層である。砂岩は粗粒、アルコース質で堅硬であり、一見、アプライト様の外観を呈している。泥岩には保存不良の植物化石を産する。

下位層との関係 桂山-高倉山北斜面においては、東部で、水無川変成岩及び斑れい岩をシルト岩砂岩層が直接に被覆している。西部では大倉安山岩層を覆っている。一方、**南斜面**では大倉安山岩層及び斑れい岩・花崗岩を覆っている。この事実も下位層との不整合関係を強く示唆する。

坂戸山地では、その東斜面山麓において、大倉安山岩層を最下部の砂岩礫岩(Jo₄)が被覆しており、その一部は基盤の花崗岩類をも不整合に覆っている。その上に砂岩シルト岩が重なっている。

一方、西斜面では、大月凝灰岩を覆っているが、その詳細な関係は不明である。

金城山火山円礫岩部層 (JK)

分布 本地域南部の金城山山頂地域に分布している。下位の八海山礫岩部層(Jo₄)を覆っており、南側は花崗岩類と断層によって接している。

層厚 約250m。

岩質 流紋岩礫を多量に含有するのが特徴である。下位の八海山礫岩部層に相当する火山円礫岩層(Jo₄)とは一連のものであるが、上記の理由により異なる部層として区分した。

本部層は、一部、流紋岩質凝灰角礫岩様であり、径20cm±の流紋岩の角礫が多く、基質は凝灰質砂岩であるが、礫に比べて量は少ない。まれに、中礫かつ亜円礫のチャートが含まれる(第18, 19, 20図)。本部層には凝灰質中粒砂岩と暗灰色泥岩とが挟まれている。これらは5°程度に緩く北方へ傾斜している。

上部では火山円礫岩質となり、数枚の中粒砂岩を挟んでいる。

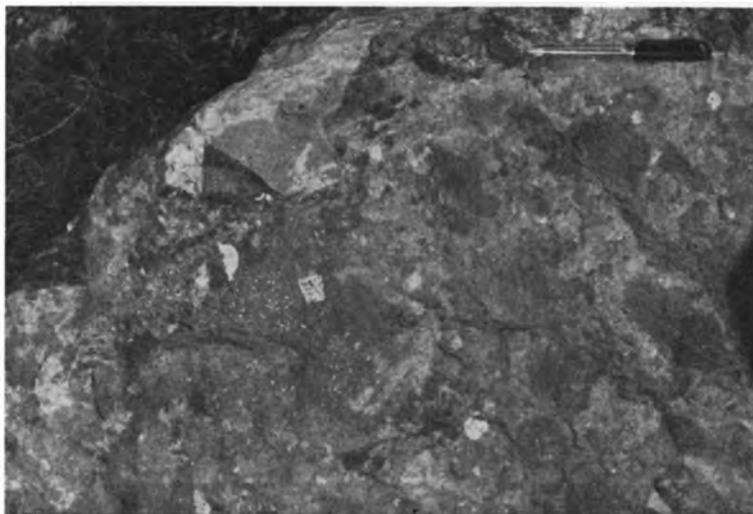
下位層との関係 下位の火山円礫岩層の上に重なるが、恐らく整合的であろうと考えられる。



第 18 図 金城山山頂
の城内層群八海山
層金城山火山円礫
岩部層
(A) 遠景, (B) 近景



第 19 図 城内層群八
海山層金城山火山
円礫岩部層の成層
状況
(金城山東方の 1,367
m ピーク)



第20図 城内層群八海山層金城山火山円礫岩部層の露頭（五十沢川支流割石沢）

IV. 2 中新世貫入岩類

本地域の中新世貫入岩類は主として城内層群中に貫入しているものを一括した。先新第三系基盤岩中の貫入岩の中には類似したものがあるが、これは別項で記述した。

城内層群の中の貫入岩としては、石英斑岩・ドレライト・ひん岩及び安山岩がある。

石英斑岩 (QP₂)

石英斑岩の岩脈は坂戸山南方地域に主として分布し、花崗岩・大倉安山岩部層・大月凝灰岩頁岩部層及び坂戸山砂岩頁岩部層下部層の中に貫入している。少なくとも、大小10本の岩体が認められた。そのうち最も大きな岩体は大月北東方のトンネル付近に分布するものである。

石英・長石の大型斑晶が細粒で緻密な石基中に散在している斑状構造を示し、岩体により黒雲母斑晶のある場合とない場合がある。

ドレライト (Do)

ドレライトは金城山北斜面、西斜面及び南西斜面に分布し、下長崎角礫岩部層 (Jo₁) 及び大倉安山岩部層（この地域では玄武岩が多い）(Jo₂) の中に小岩体として貫入している。少なくとも5個の岩体を認めた。

下位の角礫岩を貫くものは輝緑岩質であって、オフィチック組織を呈し、輝石は緑泥石及びクリノゾイサイト集合体になっており、基盤岩的な変質を示している。安山岩・玄武岩中のものは、オフィチック組織を示し、有色鉱物は緑泥石及び他の混合層鉱物によって交代されている。

ひん岩 (P₂)

ひん岩は坂戸山北方において、坂戸山砂岩頁岩部層中に小岩脈として産する。

安山岩 (An)

安山岩の小岩脈が数本、桂山北東部の北斜面において坂戸山砂岩頁岩部層中に貫入している。これら

はいずれも NNW-SSE 方向の走向を示しているのが注目される。

IV. 3 上野層 (U₁, U₂)

地層名 茅原ほか (1981) による。

模式地 南魚沼郡塩沢町宮野下付近から仁田川沿いに北上する林道。

分布 本図幅地域南西端付近で、大沢山背斜に支配され、その軸部に逆 U 字状をなして分布する。東部は断層によって断たれる。

層厚 下部に石英閃緑ひん岩が貫入し、また下位層が直接分布しないため不明であるが、石打北西部で 410-550 m である。

層序関係 本地域では、下位層との関係は不明であるが、南部 (越後湯沢図幅地域、茅原ほか、1981) では、下位の清津層 (津川層相当層) と整合関係にあると考えられている。

岩相 本層は岩相により下部層と上部層に区分される。下部層は主として暗灰色 - 黒色の硬質頁岩からなり硬質砂岩や砂質凝灰岩の薄層を挟在する (第 21 図)。砂岩は数 cm - 20 cm 位の厚さで、連続性に乏しく、断層近傍では不規則な塊状をなす。凝灰岩は、いわゆるゴマシオ状で、石英、長石及び黒雲母が目立ち、部分的に先新第三系の細円礫を含むことがある。

上部層は、主に淡緑色デイサイト軽石凝灰岩からなり偏平な緑色軽石粒を含む。部分的に凝灰質シルト岩になる。下部層と同様、凝灰岩には、石英、長石、及び黒雲母が目立つ。

化石 大型化石は発見されない。

対比 岩質及び分布から、下部層は南隣越後湯沢図幅 (茅原ほか、1981) 地域の大野川硬質頁岩部層に、上部層は十二峠緑色凝灰岩部層に相当し、本層全体は七谷層に対比される。



第 21 図 上野層下部層中の不規則な硬質砂岩黒色泥岩互層 (当岡山東方)

IV. 4 大 沢 層 (O1, Ou)

地層名 茅原ほか (1981) による。

模式地 南魚沼郡塩沢町大沢山南西の沢沿い。

分布 模式地から南西に大沢山背斜に沿って、その西翼及び軸部に分布する。東翼部では断層に断たれて分布しない。模式地北方では背斜構造が北にブラシジシ、かつ地すべり堆積物に覆われるため不明となる。

層厚 層厚変化は著しく、本図幅地域では一般に薄く、魚沼スカイライン沿いでは、約 300 m である。

層序関係 下位の上野層に整合に重なる。

岩相 本層は岩相により下部と上部の 2 部層に区分される。下部層は、一般に安山岩質凝灰岩 - 黒色火山性砂岩優勢の頁岩との互層である。大沢山付近では、砂岩とシルト岩の互層に凝灰岩薄層や火山性砂岩層をしばしば挟在する。砂岩は暗灰色中粒 - 粗粒で互層部分では 10-30 cm 程度の厚さであるが、細 - 小礫質になる部分では、時として 2 m 位の厚さを持ち、一部スランプ状を呈する。シルト岩は比較的硬質で、数 cm - 数 10 cm で互層し平行葉理が発達し凝灰岩薄層を挟む。凝灰岩は数 cm の厚さで優白質で、見掛け上膨縮したり、堆積性小断層など堆積構造がしばしば見られる。また、大沢山西方の背斜面翼部では、黒色火山性中粒砂岩の優勢な凝灰岩やシルト岩との互層の上位に安山岩質凝灰角礫岩がのる。角礫は大部分が安山岩であるが、一部緑色凝灰岩も含まれる。上部層は砂岩とシルト岩の細互層で 3-15 cm 厚の凝灰岩を挟む。下部層と同様膨縮することがある。

化石 茅原ほか (1981) によれば大沢山南西方の崖から、植物化石 *Paliurus* cfr. *protonipponicus* SUZUKI を産した。

対比 本層は岩層と分布状況から寺泊層に対比される。

IV. 5 葎^{むぐら} 沢^{ざわ} 層 (Mu)

地層名 茅原ほか (1981) による。

模式地 清津川本流の葎沢付近の道路傍 (南隣「越後湯沢」図幅内)。本地域では、当間山東方魚沼スカイライン沿いに良い露出がある。

分布 本図幅南西端付近で、大沢山背斜西翼部にほぼ北東 - 南西方向をなして緩くうねるように分布する。

層厚 層厚変化が著しいが約 300-600 m である。

層序関係 下位の大沢層に整合的に重なる。

岩相 全体としては、砂岩頁岩互層、礫岩及び凝灰岩からなる。

下部は、硬質中 - 粗粒 (一部礫質) 砂岩の極めて優勢な頁岩との互層からなる。砂岩は凝灰質で偽礫

状の小頁岩塊を含むことがある。中部は、主に濃緑-青紫色（風化して白色-淡黄-淡紫色）の凝灰岩からなり、礫岩、砂岩及びシルト岩の薄層を挟む。凝灰岩はデイサイト質で数 mm 大の石英及び黒雲母が目立ち、また、白色-淡灰色の軽石や細円礫もしばしば含まれ斜交葉理を呈することも多い。上部は、中粒砂岩と泥岩-硬質頁岩との互層で砂質凝灰岩の薄層を挟むが連続性は悪い。

化石 未発見。

対比 主として上下層との関係から椎谷層に対比されるが、油田地域の椎谷層とは岩相が異なるので、今後更に検討することが必要である。

IV. 6 石英閃緑ひん岩 (Qp)

石英閃緑ひん岩は大沢山背斜の中軸部に分布する。これは南隣「越後湯沢」図幅地域に本体を持つ宮野下石英閃緑ひん岩（茅原ほか，1981）の北端の一部であって、その周囲には関連した小岩床・小岩脈を伴っている。宮野下石英閃緑ひん岩の中心の岩体は上野層下部層をほぼ調和的に貫き、ファコリス状の岩体である可能性が高い。また周囲の関連した小岩床・小岩脈は大沢層下部層までを貫いている。

茅原ほか（1981）によれば、宮野下石英閃緑ひん岩は以下のような岩質からなる。中心の岩体の一部は、やや斑状を呈し、石基は完晶質で、モザイク組織をなし、斜長石・輝石・石英及び石英斜長石文象構造部からなる。石英は他形をなし、斜長石斑晶は自形（<1.5 mm）で中心部は絹雲母化している。輝石は緑泥石化している。

他の一部は典型的な斑状組織を示し、斑晶として斜長石（自形，<2.0 mm，累帯構造著しく，中心部は変質が強い）・普通輝石及び紫蘇輝石（自形-半自形，<1.0 mm，緑泥石化）・角閃石（自形，<1.0 mm，一部緑泥石化）及び石英（融食形，<2.0 mm）を含み、石基は細粒，完晶質で0.1 mm以下の拍子木状斜長石とこの間を埋める珪長質鉱物集合体と緑泥石からなっている。

IV. 7 安山岩岩床 (A)

安山岩岩床は、大沢山背斜西翼の大沢層上部層を調和的に貫いて、南北に約2.4 kmにわたって分布している。岩質は石英閃緑ひん岩質安山岩である。

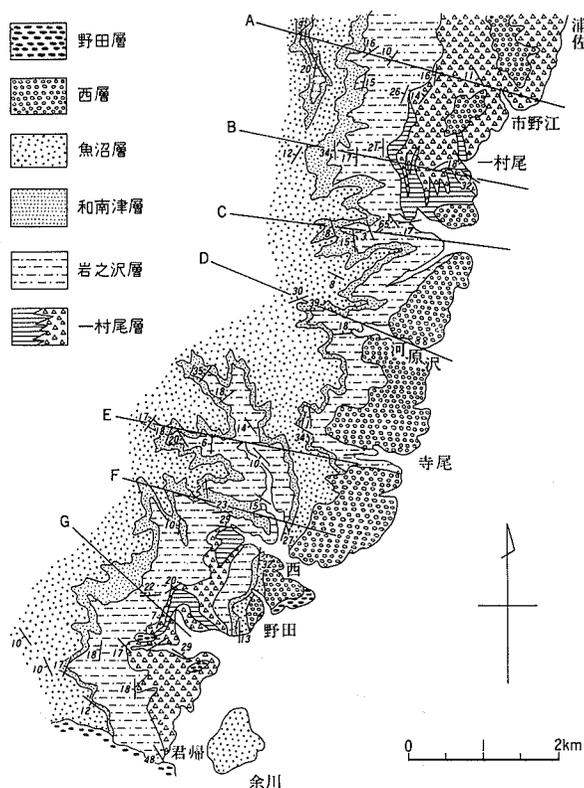
V. 鮮新統及び更新統

V. 1 一村尾層 (Hv, Hc)

地層名 新称。

模式地 一村尾から西方に向かう道路沿い。

分布 本地域北部では魚野川左岸の浦佐付近から名木沢付近まで、及び西集落西方から君帰付近にまで分布する。



第22図 魚沼丘陵北東部の地質図
A-Gは第23図の断面線位置を示す

本地域中部では、鎌倉沢上流から魚沼丘陵の稜線東側に沿って南西に旧期大規模地すべり地の冠頭部滑落崖をなし、更に南西方では、部分的に第四紀の表層堆積物に被覆されて広く丘陵東斜面に分布する。そのほか、小栗山西方に小分布があり、また旧期大規模地すべり内には崩積土や岩屑に被覆された小露出が散点する。

本地域南部では大沢山背斜に支配され、南西に開いた逆U字状をなして分布し、東翼部で一部断層によって断たれる。

層厚 赤沢川ルートで、450 m以上、一村尾ルートで400 m以上、庄之又川流域で250 m以上である。

層序関係 本地域南部では下位の葎沢層に軽微な不整合であるが、中部から北部にかけては下位層が分布しないので不明である。しかし下位層との間に大きな構造的不一致はない

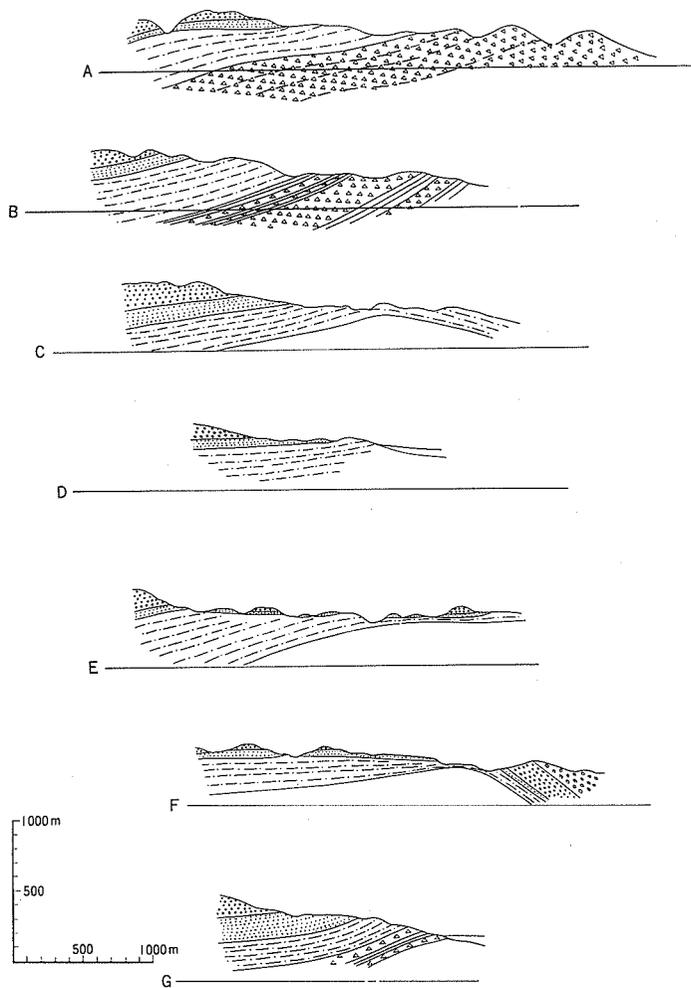
ようである。上位層とは、本地域南部及び中部では灰爪相当層を欠いて魚沼層群と傾斜不整合をなし、北部では、岩之沢層（灰爪相当層）と整合漸移関係をなす。

岩層 全体としては、黒色－雑色安山岩質凝灰角礫岩を主とし、泥岩、砂岩、礫岩を挟在する。砕屑岩類は一般に一村尾西方から欠之上付近にかけて比較的良く発達するが、本図幅地域北端部及び南部ではわずかにレンズ状に挟まれるのみである。次に各地域ごとに岩相を述べる。

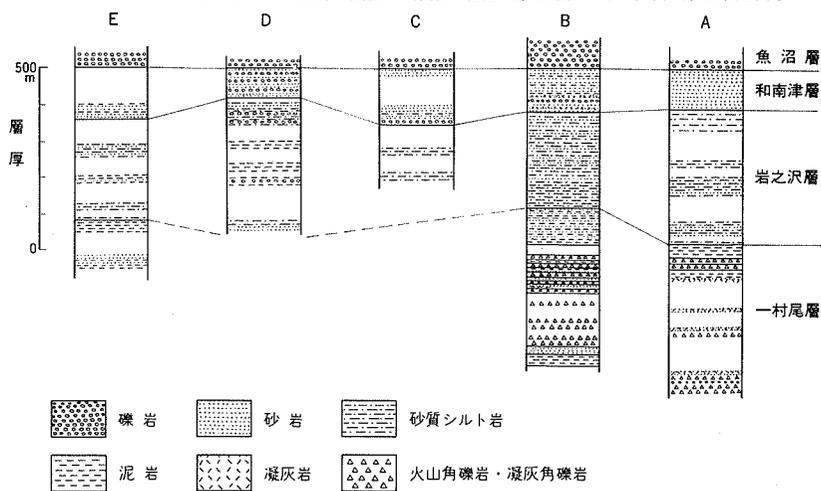
本層は本地域北部においては一村尾以北では主として火山角礫岩・火山礫岩・凝灰岩からなるが、一村尾以南では砂岩泥岩互層を挟在するようになり、火山岩類は南方に尖滅する。また、火山角礫岩等を構成する礫の大きさも、南方に減少する。更に西集落西方から君帰付近では、下部は軽石質細－中粒砂岩ないし礫岩からなり、その上に泥岩、更に凝灰角礫岩が重なる。

赤沢川ルート 沢の入口付近に分布する本層下部は安山岩火山角礫岩からなる。礫径は最大20cm位であるが、最も多いのは数cmのものである。下部には溶岩が挟まれる。中部は、厚さ数mの火山角礫岩、火山礫岩、凝灰岩からなる。火山角礫は時に2mに達するもの含まれるが、一般に最大数10cm、平均数cm-20cmである。礫岩には火山礫が多く含まれるが、いわゆる古生層の礫や新第三系の泥岩や凝灰岩の礫も含まれる。泥岩や凝灰岩の礫は、時に4m以上に達する。凝灰岩は数m-数10mの厚さで、粗粒砂－極粗粒砂の粒径のものである。上部層は火山礫岩からなるが、上位に火山礫凝灰岩から凝灰質砂岩・泥岩に移化していく。

一村尾林道ルート 本層最下部は、層厚数10mの火山角礫岩からなる。角礫は最大40cmに達するが、最も多いのは数cm-10cm位のものである。下部及び中部は、数m-数10mの厚さの火山角礫岩、泥岩砂岩互層、泥岩、



第23図 魚沼丘陵北東部の地質断面図 断面線の位置は第22図に示す。凡例は第22図と同じ

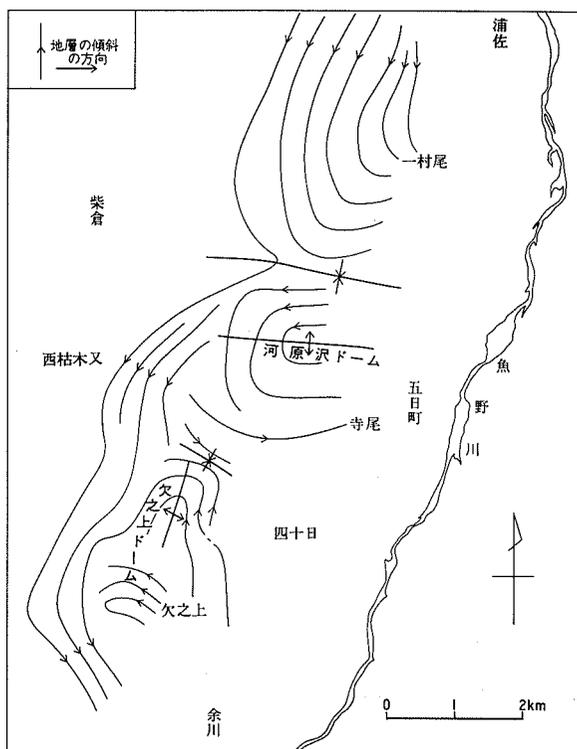


第24図 魚沼丘陵北東部の鮮新-更新統柱状図 A-Eは第22図に対応

凝灰質砂岩からなる。火山角礫は最大のもは時に1.5mにも達するが、一般に20-40cm、最も多いものは数cm-10cm位のものである。泥岩は灰色で、塊状の10cm以上に達するものを挟む。泥岩砂岩互層は、泥岩30cm-1mと砂岩5-30cm位の互層で、厚さ10m以上に達する。

上部は、下から、シルト岩（層厚約4m）、泥岩優勢互層（層厚約10m、泥岩の厚さは1-3m、凝灰質砂岩の厚さは10cm-1m）、砂岩優勢互層（層厚約20m、細粒-中粒砂岩の厚さは3-50cmで、最大10cm位の泥岩礫を含むことがある。泥岩の厚さは3-15cm）、泥岩優勢互層（層厚約10m、泥岩の厚さは3-5cm、細粒-極細粒砂岩の厚さは1-3cm）、泥岩（層厚約20cm）と重なり、更に上位に向かって次第に砂質泥岩に移化してゆく。

なお、一村尾の南部の沢の入口付近で、10m以上の泥岩、その上に20cm-7mの凝灰質砂岩と30-50cmの泥岩との互層50m以上が重なる。砂岩は、上方に凝灰質あるいは浮石質になる。



第25図 魚沼丘陵北東部新第三系の地質構造 走向線間隔は100m

本地域中部では安山岩質凝灰角礫岩を主体とし、安山岩溶岩・砂岩・礫質砂岩・泥岩・含礫泥岩・砂岩泥岩互層などを混じえる。安山岩溶岩には一部に自破碎状のブロック化が認められ、凝灰角礫岩中にも類似の溶岩ブロックの含まれることがある。泥質岩には、化石貝殻の破片や外来古期岩類の円磨された細礫-小礫が含まれていたり、また乱れた斜交層理の見られることがあって、海底地すべり性の堆積物を挟むものと思われる。層理に乏しい泥岩ないし砂質泥岩の一部には、ある種の生痕化石と考えられる結核（通称コブタン、魚沼団研、1983）が含まれることがあり、また未固結時の生物による擾乱（bio-turbation）のあとがうかがわれる部分がある。栃窪峠南方から大沢峠にかけての魚沼スカイライン

東側斜面、樺野沢新田北西方の上越国際スキー場周辺などに分布する本層の凝灰角礫岩は風化が激しく、赤褐色となっている。風化部の厚さは不明であるがかなり深層に達する可能性もあり、温泉水などによる特殊な風化作用とも考えられる。

本地域南部では主に安山岩質凝灰角礫岩、同質火山角礫岩からなり、連続性に乏しい泥岩・砂岩・凝灰岩を挟む。本地域でも風化が著しく赤褐色土となって広く地表部を覆っており露出は悪い。比較的露出の良い大沢山-大沢峠間の本層分布地域でも安山岩質凝灰岩が卓越する。安山岩角礫は50cm以下が一般的だが、時に1-2m程度にブロック化していることもある。

安山岩は顕微鏡下では集斑状組織を呈し、主に斜長石からなる斑晶の大きさは2-4mm位である。変質が進み有色鉱物のかかなりの部分が粘土鉱物に置換されており、もとの鉱物は判別しがたい。斑晶の

斜長石には黒帯構造がみられる（第Ⅱ図版 1）。

泥岩や凝灰岩は一部層状であるが、不規則な塊状をなして凝灰角礫岩と混在することもある。砂岩は一部細礫質で平行葉理が見られることもある。

化石 *Makiyama chitanii* を産する。

対比 伊木（1910）の集塊岩、新潟県（1962）、宮下ほか（1970, 1972）の西山層、水上（1981 a）の岩之沢下部、茅原ほか（1981）の西田尻層に対比される（第 2 表）が、前記の「コブタン」は魚沼丘陵団体研究グループ（1983 b）による灰爪層相当層に特徴的に含まれるものなので、本層には灰爪層の一部に相当する部分もある可能性がある。

第 2 表 十日町図幅地域の上部新第三系及び第四系対比表

伊 木 (1910)		新潟県 (1962)		宮下ほか(1970,1972)		水 上 (1981)		本 報 告 (柳沢ほか,1985)		地質時代	
沖 積 層		矢 代 田 層				野 田 層		野 田 層		完新世	第 四 紀
階 段 堆 積 層						西 層		西 層			
上 部	上 部 礫 岩	魚 沼 層 群	小 国 累 層	魚 沼 層	小 国 層	柴 倉 礫 岩 層	魚 沼 層		鮮 新 世	新 第 三 紀	
	頁岩及砂岩ノ互層		塚 山 累 層		塚 山 層						
	柴 倉 礫 岩		蕨 生 累 層	和 南 津 層			和 南 津 層				岩 之 沢 上 部 層
砂 岩	和 南 津 層		和 南 津 層		岩 之 沢 上 部 層		和 南 津 層				
中部	灰色砂質頁岩	灰 爪 層		灰 爪 層		岩 之 沢 中 部 層		岩 之 沢 層			
下部	黒 色 頁 岩	西 山 層		西 山 層		岩 之 沢 下 部 層		一 村 尾 層			
						庄 之 又 層					

V. 2 岩之沢層 (I)

地層名 水上（1981 a）を再定義。

模式地 欠之上北西方の岩之沢川沿い。

分布 魚沼丘陵東縁に沿って浦佐西方から君婦付近にまで、NNE-SSW の走向をもって分布する。

層厚 赤沢川ルートで約 350 m、一村尾西方で約 250 m、西の北西方で約 100 m と次第に南方に層厚を減ずるが、この付近から南へ再び層厚を増し、庄之又川ルートで約 250 m に達する。

層序関係 下位の一村尾層に整合漸移関係で重なる。

岩相 主として砂質泥岩からなり、極細粒砂岩を挟む地層である。礫岩や含礫泥岩を所どころに挟む。炭質物を多く含み、層理に平行に団塊が多く並ぶ層準がある。

赤沢川ルートでは、主部は砂質泥岩からなり、時に数 cm-10cm の極細粒砂岩を挟む地層である。最下部は、数 cm-1.5m の砂質泥岩と数 cm- 数 10cm の細粒砂岩との互層からなる。炭質物を多く含む。上位の砂岩に漸移する。

天神川ルートでは、最下部は約 10m の砂質泥岩からなる。主部は、砂質泥岩数 10cm、極細粒砂岩数 cm-10cm の細互層からなる。生痕化石が多く含まれ、層理に平行に団塊が多く並ぶ。最上部は塊状の砂質泥岩ないし泥質砂岩からなり、上位の細粒-中粒砂岩に漸移する。

名木沢ルートでは、主部は砂質泥岩からなり、下位の泥岩から漸移する。上部は砂質泥岩と極細粒砂岩との細互層からなる。また、1m 余の礫岩を挟む。礫は量大 20cm、平均数 cm の垂円礫である。

押堀川ルートでは、主部は砂質泥岩からなり、炭質物の縞の入る部分がある。10-15cmの礫岩が数層挟まれる。礫は最大5cm、平均1cm以下の小礫からなる。中央に約20cm、含礫泥岩が挟まれる。この中の礫は、数cm以下の小礫である。上部は、砂質泥岩と極細粒砂岩との数cmの細互層からなる。

四十日川ルートでは、主部は砂質泥岩からなり、所どころに数cm以下と10-20cmの極細粒砂岩を挟む。また、赤褐色で径数cmの団塊が、層理に平行に数cm-数10cm間隔で分布する部分がある。上部は、砂質泥岩と極細粒砂岩との数cmオーダーの細互層からなる。

西の北西方のルートでは、主部は砂質泥岩からなり、数10cmないし1.5mの含礫泥岩を挟む。含礫泥岩中の礫は、最大数cm、平均数mmの垂円礫からなる。上部は、砂質泥岩と中-細粒砂岩との数10cmオーダーの互層からなる。炭質物を多く含む。西の北西方の本層の最上部層は砂質泥岩からなり、細礫と貝殻片の散る部分がある。

庄之又川ルートでは、主部は塊状の砂質泥岩からなり、数cmの極細粒砂岩を挟む。赤褐色の団塊状の筋が入る。

化石 巻貝では *Turritella saishuensis*, *T. ikebei*, *T. kurosio*, *T. saishuensis etigoensis* など、二枚貝では *Anadara amicula*, *Chlamys cosibensis*, *Patinopecten yessoensis*, *Mercenaria yokoyamai* などが、水上 (1981b) によって報告されている。そのほか、カニの可動指やメジロザメ科の歯の化石も、水上によって報じられている。

対比 伊木 (1910) の中部灰色砂質頁岩、新潟県 (1962) と宮下ほか (1970, 1972) の灰爪層、水上 (1981a) の岩之沢中部層にほぼ対比される (第2表)。

V. 3 和南津層 (W)

地層名 Iki (1922) の “Wanadzu sand” に由来する。本層については、これを魚沼層 (群) の一部とする考え方 (新潟平野団体研究グループ, 1970; 魚沼丘陵団体研究グループ, 1978, 1983b; 安井ほか, 1983) と、魚沼層 (群) には含めないという考え方 (宮下ほか, 1970, 1972; 三梨ほか, 1974; 津田ほか, 1978) がある。本報告では、本層を「層」として扱い魚沼層には含めないことにする。それは、本地域では和南津層ははっきりした岩相の違いによって上位の魚沼層とも、そして下位の岩之沢層とも区別され、一つの独立した単位とみなすことができるからである。

模式地 北魚沼郡川口町和南津 (北隣小千谷図幅内)。

分布 魚沼丘陵の東縁に沿って、岩之沢層の西側に、NNE-SSWの走向をもって分布する。

層厚 赤沢川、天神川、名木沢川ルートで約70m、押堀川ルートで約50m。寺尾西方で約30mと、ように、南方へ次第に層厚を減ずるが、西の西方で約180mに厚さを増し、岩之沢川西方で約140m、庄之又川上流で約50mと、再び南方に厚さを減ずる。

層序関係 下位の岩之沢層に整合漸移関係で重なる。

岩相 主として細粒-粗粒砂岩からなり、砂岩泥岩互層や礫岩を挟む。

天神川ルートでは、最下部は細-中粒砂岩からなる。岩之沢層から漸移する。主部は淘汰の良い細-粗粒砂岩からなり、数10cmの厚さの礫岩を数層挟む。礫は最大でも10cm以下、平均1cm以下の垂円礫からなる。

寺尾から西方へ入るルートでの本層は、主として淘汰の良い細粒砂岩からなる。上部に約1.5mの礫岩を挟むほか、所どころに中-大礫が散在する。礫岩中の礫は、最大30-50cmに達する。砂岩中に散在する礫は、最大20cm、平均2cm以下である。砂岩中には炭質物を多く含む部分があり、所により赤褐色を呈する。

西の北方の本層は、主として淘汰の良い中-細粒砂岩からなり、層厚数10cmの礫岩を挟む。礫径は1cm位のものが多い。ここでは、砂岩層が赤褐色を呈する点で、ほかの地域と異なる。

西枯木又東南方の本層は、主として淘汰の良い細粒-極細粒砂岩からなり、数cmの泥岩や砂質泥岩を挟む。また、2cm以下の中、細礫の散る部分がある。上部は、中-粗粒砂岩からなる。

清水峠南東方の本層は、主として淘汰の良い中-細粒砂岩からなり、小礫、細礫を含む極粗粒-粗粒砂岩を挟む。庄之又川上流の本層は、主として淘汰の良い中-細粒の塊状砂岩からなり、数10cm-数mの礫岩を挟む。礫径は、最大30cmに達するが、最も多いものは数cmの亜円礫である。

なお、一村尾南方で一村尾層分布域の南方に、層厚約20mの淘汰の良い砂岩が分布する。この砂岩の上位に15cmの礫岩、20cmの細粒砂岩、次いで4mの礫岩が重なる。岩相及び層序関係から、4mの礫岩の下まで、本層と考える。

化石 軟体動物化石（魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ、1983）及び有孔虫化石（新潟有孔虫研究グループ、1983）を産する（第3表、第4表）。

対比 伊木（1910）の上部砂岩、新潟県（1962）と宮下ほか（1970、1972）の和南津層、水上（1981a）の岩之沢上部層にほぼ対比される。

第3表 十日町図幅地域の和南津層産軟体動物化石
（魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ、1983から抜粋。産地番号は原典のまま）

Specific name	産 地	川治川	一村尾峠	
		7	a	b
<i>Umbonium (Suchium) akitanum</i> SUZUKI		C	C	C
<i>Turritella (Neohaustator) saishuensis</i> subsp. indet.		R		
<i>Cryptonatica russa</i> (GOULD)			R	
<i>Ophiidermella</i> sp.			R	
<i>Glycymeris (Glycymeris) yessoensis</i> (SOWERBY)		C	R	C
<i>Peronidia zyonoensis</i> (HATAI & NISHIYAMA)			R	
<i>Mercenaria stimpsoni</i> (GOULD)		C	C	
<i>M. yokoyamai</i> (MAKIYAMA)		C		
<i>Callithaca adamsi</i> (REEVE)			R	

C : common, R : rare

V. 4 魚 沼 層 (Ua, Ub, Uc, Ud, Ue)

本層は新第三紀から第四紀にかけて新潟堆積盆地に堆積した一連の地層のほぼ最上部を占め、陸成から海成までの複雑な層相構成をその特徴としている。最大層厚は約3,000mにも及び、新潟平野南部の丘陵を中心に広く分布している。

本層の層序学的研究は伊木（1910）によって開始され、その後多くの研究がなされてきた。それについては宮下ほか（1972）及び魚沼丘陵団研研究グループ（1983a）に詳しくまとめられている。

本層の研究は1960年代までは、本層から石油が産出しないことなどの理由であまり進んでいなかった。しかし1960年代後半に、いわゆる火山灰層序法が全面的に導入されてからは、本層の層序学的研究は飛躍的に進展し、詳しい層序と地史が明らかにされてきた（宮下ほか、1970、1972；三梨ほか、1974；新潟平野団研研究グループ、1970；新潟第四紀グループ、1983；魚沼丘陵団研研究グループ、1975、1977、1978、1982、1983b；山野井、1970；山野井・新戸部、1970；山野井ほか、1970；津田ほか、1978；安井ほか、1983）。また本層の地質年代についても、種々の化石や古地磁気層序及びフィッシン

第4表 十日町区幅地域の和南津層産有孔虫化石
(新潟有孔虫グループ, 1983 から抜粋)

species	和南津層		
	川 治 川 14	羽 根 川	鎌 倉 沢
<i>Ammonia beccarii</i> (LINNE)	•		
<i>Elphidium etigoense</i> HUSEZIMA and MARUHASI			•
<i>E. crispum</i> (LINNE)			•
<i>E.</i> sp.	•		•
<i>Cibicides</i> cf. <i>refulgens</i> MONTFORT		•	
<i>C. pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)		•	
<i>C. lobatulus</i> (WALKER and JACOB)		•	•
<i>C.</i> cf. <i>aknerianus</i> (D'ORBIGNY)			•
<i>Anomalina glabrata</i> CUSHMAN		•	
<i>Brizalina robusta</i> (BRADY)			
<i>Cassidulina sublimbata</i> ASANO and NAKAMURA			
<i>C. yabei</i> ASANO and NAKAMURA			■
<i>Epistominella pulchella</i> HUSEZIMA and MARUHASI			
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (BRADY)			
<i>G. subglobosa depressa</i> (ASANO and NAKAMURA)			•
<i>Ilandiella japonica</i> (ASANO and NAKAMURA)		•	
<i>Uvigerina proboscidea</i> SCHWAGER		•	
<i>Pullenia apertula</i> CUSHMAN		•	
<i>Lagena</i> sp.		•	
<i>Quinqueloculina sawanensis</i> ASANO		•	
<i>Q. subarenaria</i> CUSHMAN		•	
<i>Q. seminula</i> (LINNE)		•	
<i>Q. elongata</i> NATLAND		•	
<i>Sigmomorphina ozawai</i> HADA		•	•
<i>S. semitecta terquemiana</i> (FORNASINI)		•	
<i>Guttulina sadoensis</i> (CUSHMAN and OZAWA)		•	
<i>Polymorphia charlottensis</i> CUSHMAN		•	
<i>Lagena apiopleura</i> LOEBLICH and TAPPAN		•	
<i>Oolina melo</i> D'ORBIGNY		•	
<i>O. costata</i> (WILLIAMSON)		•	
<i>Trifarina hughesi</i> (GALLOWAY and WISSLER)		•	
<i>Pyrgo</i> spp.			•
<i>Valvulineria sadonica</i> ASANO		•	
indet.			
Benthonic foraminifera	3	342	52
Planktonic foraminifera	0	74	6
<i>Globigerina buloides</i> D'ORBIGNY			
<i>G. pachyderma</i> (EHRENBERG)			•
<i>G. rubescens</i> HOFKER		•	
<i>G.</i> sp.		•	

凡例：■ 100% ■ 50% ▬ 10% • 5%以下

ヨントラック年代などによって詳しく検討され、本層が鮮新世から更新世中期にわたることか判明している(専報「魚沼層群」編集委員会, 1983)。また最近火山灰鍵層の対比によって、従来本層の下位にあるとされた灰爪層・西山層が本層と一部同時異相にあることが明らかにされた(菊地ほか, 1984)。

また本層の堆積学的研究が始まるなど(風丘ほか, 1984)本層の研究は新たな段階に入りつつある。

層序区分 本層は陸成の粗粒な層相から海成の細粒相までの多様な堆積物を含み、しかも岩相の側方

変化が大きいため、広域にわたって適用可能な層序区分を作ることは極めて困難であった。例えば、本地域の魚沼層に限ってみても、第26図に示すように互いに全く異なった層序区分が幾つか提案されていて、統一的な層序区分は未だ確立されていない。これは、これらの層序区分が、それぞれ全く別の基準に基づいているからである。それらの基準を整理してみると、次の5つに分類できる。

- (1) 岩相に基づいて区分する方法
- (2) 堆積輪廻に基づいて区分する方法
- (3) 岩相と火山灰鍵層に基づいて区分する方法
- (4) 火山灰鍵層に基づいて区分する方法
- (5) 地層の細分を行わず、岩相（層相）のみを表示する方法

(1)の岩相に基づく方法は通常の岩相層序区分と同様の方法で、本地域では伊木(1910)と山野井(1970)が用いている。彼らは本地域の魚沼層を岩相によって三つの層に区分している(第26図)。この区分は本地域の北部地域及び中部地域での魚沼層の垂直的な岩相変化を極めてよくとらえている。しかし、彼らの層序区分における中部の砂泥互層部が本地域の南部では全面的に礫層に変わっているため(第26図)、その層序区分をこの地域まで適用することは困難である。

(2)の堆積輪廻に基づく方法は新潟県(1962)が用いた方法で、堆積輪廻に基づいて、本層を大きく三つの輪廻層に区分し、各輪廻層に三累層を対応させて層序を組み立てている。この方法も本地域北部に限ってみれば、魚沼層の岩相変化を忠実に表しているが、(1)と同様な理由で本地域南部では適用が不可能である。

(3)の岩相と火山灰鍵層を併用する方法は宮下ほか(1970, 1972)、三梨ほか(1974)が用いた方法である。基本的には模式地の小国町猿橋において本層を岩相を基にして塚山層と小国層に区分し、その区分を火山灰層を鍵層にして他地域まで広く外挿してゆく方法である。この方法の特徴は地層の境界が時間面とほぼ平行になること、そして非常に広い範囲にわたって適用が可能であることである。彼らはこの方法を用いて小国盆地から本地域にかけての本層の広域層序を確立した(第26図)。しかし本地域は模式地から遠く離れているため、その層序区分は実際の岩相変化とはうまく合致していない(第26図)。また(1)と同じ理由で本地域南都の魚沼層には用いることができない。

(4)の火山灰鍵層を用いる方法は新潟平野団体研究グループ(1970)や魚沼丘陵団体研究グループ(1978, 1983b)が採用した方法で、安井ほか(1983)もこれに従っている。この方法はよく連続する火山灰鍵層を境界として地層を区分する方法であって、その特徴は地層の境界が時間面と完全に平行になること、そして地局的な岩相変化にとらわれずに広域にわたって区分が適用できることである。魚沼丘陵団体研究グループ(1983)はこの方法で本地域の魚沼層群を四層に区分している(第26図)。しかしこの方法は、本来岩相を基にして定義されるべき岩相層序単位を、いわばその地域に対しては外来者であって本質的な構成員ではない火山灰層を使って定義している点で難点がある。また実際のな面では、基準とした火山灰層が分布しない地域では用いることができないという点や、この方法を用いて地質図を作成しても火山灰層の分布以外の岩相に関する情報を十分に表現できないという点で一部問題がある。

(5)の方法は津田ほか(1978)の採用した方法で、魚沼層(群)を層序的に細分せず、単に岩相を5つのタイプに分けてその分布を地質図に示すことによって、本層の岩相変化を表現するものである。この

方法は(1)–(3)の方法が適用できなかった本地域南都にも十分適用可能である。

以上のように、これらの層序区分の方法はそれぞれ特徴があり一概に良否を言うことはできないが、本報告では、5万分の1地質図幅の研究報告書であるという性格を考慮して、(5)の津田ほか(1978)の方法に準拠して層序区分を行った。それは主に次の理由による。

1. 本地域南部の礫層卓越部に対して(1)(2)(3)の区分は適用が困難であるが、(5)は適用可能である。
2. (4)の方法は鍵層以外の地質的情報が地質図に表現できず、5万分の1地質図幅には適していないが、(5)の方法はより具体的な岩相に関する情報を地質図に表示できる。

本報告では、堆積学的検討も踏まえた上で、次の五つの層相を識別し、その分布を地質図に表した。

砂礫相 (Ua)

巨礫相 (Ub)

礫シルト相 (Uc)

砂シルト相 (Ud)

海成シルト砂相 (Ue)

また同時にできるだけ多くの火山灰鍵層の分布を示して、岩相の水平方向への変化が分かるように表現した。従来の研究と異なる点は、層相を区分したこと、特に海成シルト砂相の分布を初めて明らかにしたことや、これまで層序がよく分かっていなかった本層の下部の層準に三層のよく連続する火山灰鍵層を見いだしたことなどである。

なお上記の区分とは別に、層相の分布を記述する都合上、最下部層準、下部層準、中部層準及び上部層準の4つの層準を定義した(第26図)。これは伊木(1910)の区分にほぼ相当するものである。

本報告で採用した方法はあくまでも便宜的なものである。本地域は魚沼層堆積盆の東縁の一部を占めるにすぎず、本報告の層序が広域にわたって分布する本層の模式的な層序を代表しているとはとても言うことはできない。魚沼層の層序区分は、本層全体の層相が詳しく明らかになった後に、地質構造発達の観念も加えて総合的になされるべきであろう。

地層名 千谷(1930)または大村(1930)の「魚沼統」に由来する。本層の地層名については、これを「魚沼層群」とする考え方(新潟県, 1962; 新潟平野団体研究グループ, 1970; 魚沼丘陵団体研究グループ, 1978, 1983b; 山野井, 1970; 津田ほか, 1978 など)と「魚沼層」または「魚沼累層」とする考え方(宮下ほか, 1970, 1972; 三梨ほか, 1974; 正井・高浜, 1981; 安井ほか, 1983)がある。本報告では次の理由から「魚沼層」とした。

(1)魚沼層は陸成–海成の多様な堆積物を含むが、全体としてはその層相の性質はよくまとまっており、下位の新第三系の各層を分けているのと同等の「層」のランクの境界は本層中に見いだすことはできない。

(2)本層の基底は局所的に不整合となっているが、堆積盆全体としては下位の鮮新統とは整合であり、新潟堆積盆に堆積した新第三系の地層と一連のものである。したがって本層のみを「層群」として別格扱いにして下位の新第三系から切り離して考える必要はないと考えられる。

模式地 刈谷郡小国町猿橋付近及び猿橋から八王子に至る県道沿い(宮下ほか, 1972)、または猿橋から芝ノ又に至る芝ノ又川沿い(安井ほか, 1983; 魚沼丘陵団体研究グループ, 1983b)。上記模式地は

いずれも北西隣「岡野町」図幅地域内にある。本図幅地域内では十日町市田川又は川治川沿いに良好な露出がある。

分布 本層は新潟平野南部の丘陵に広く分布しており、本地域はその分布域の南東部に相当する。本地域内では主として魚沼丘陵の西麓部に分布するが、本地域中央の榊形山付近では魚沼丘陵の東麓にも分布域が広がっている。

層序関係 下位の和南津層とは整合である。しかし本地域南部の羽根川上流塩ノ又以南では和南津層をオーバーラップして一村尾層を直接不整合に覆っている。和南津層との境界は、和南津層の砂層から急激に礫層に移り変わるところとする。

層厚 本地域北部では約 2,000 m である。本地域南部では本層がオーバーラップ不整合で下位層に接するため下部層準が欠如して次第に層厚を減じ、本地域南端部の当間川地域では約 700 m となっている。

岩相 本地域の魚沼層は大部分が非海成（河成）の礫・シルト・砂よりなるが、最下部は海成と思われる礫層が、また中部層準には少なくとも 3 層の海成（内湾性）のシルト・砂層が挟まれている。このほか、本層中には火山性の泥流堆積物や数多くの火山灰層が挟まれ、良好な鍵層となっている。

本報告では本層を以下のような 5 つの層相に区分した。

砂礫相 (Ua)

巨礫相 (Ub)

礫シルト相 (Uc)

砂シルト相 (Ud)

海成シルト砂相 (Ue)

これらの層相の層位学的分布は模式的には第 26 図のように表すことができる。またその模式的な層相及び代表的な柱状図を第 27 図、第 28 図及び第 29 図に示す。

砂礫相 (Ua) は魚沼層の最下部を占め、礫層または砂礫互層からなる（第 27 図）。礫層はよく円磨された小-中礫からなり、平行に成層する（第 30 図）。砂礫互層では淘汰の比較的良好な中-粗粒砂と小-中礫が数 10 cm 単位で互層する（第 31 図）。本相の礫は礫シルト相 (Uc) などの河成礫に比べ極めて円磨度がよく、それらとははっきり区別することができる。

層厚は 3-15 m である。下位の和南津層から整合に漸移するが、本地域南部の入間川及び当間川ルートでは和南津層を欠いて一村尾層を直接覆っている。上位の礫シルト相 (Uc) との境界部にはシルト層が介在することが多く、特に塩ノ又付近ではこのシルト層が厚くなっている。

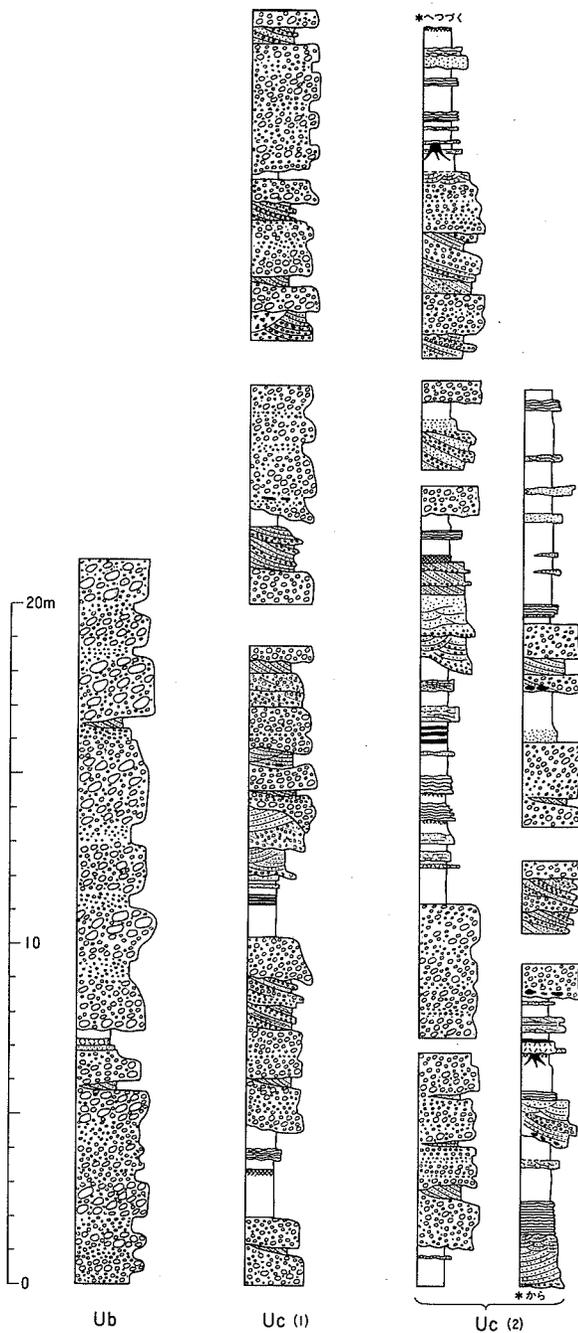
本相は礫の円磨度が非常に良いこと、砂の淘汰が良いこと、海成層である和南津層の直上にあること、更にその堆積状態などから海浜ないし河口付近の堆積物と推定されるが、更に詳しい検討が必要である。

巨礫相 (Ub)、礫シルト相 (Uc) 及び砂シルト相 (Ud) は河成堆積物と推定され、礫層、チャンネル砂層及びシルト砂互層などより構成される（第 27 図）。

礫層には 2 つのタイプがある。1 つは塊状の礫層で顕著なインプリケーションが発達し、レンズ状の砂層を挟んでいる。他方は斜交成層した砂礫層で礫径は塊状礫層より小さく、普通小-細礫からなる。これら 2 つのタイプの礫層は通常幾つか重なりあって数 m 以上の厚い礫層をつくる。

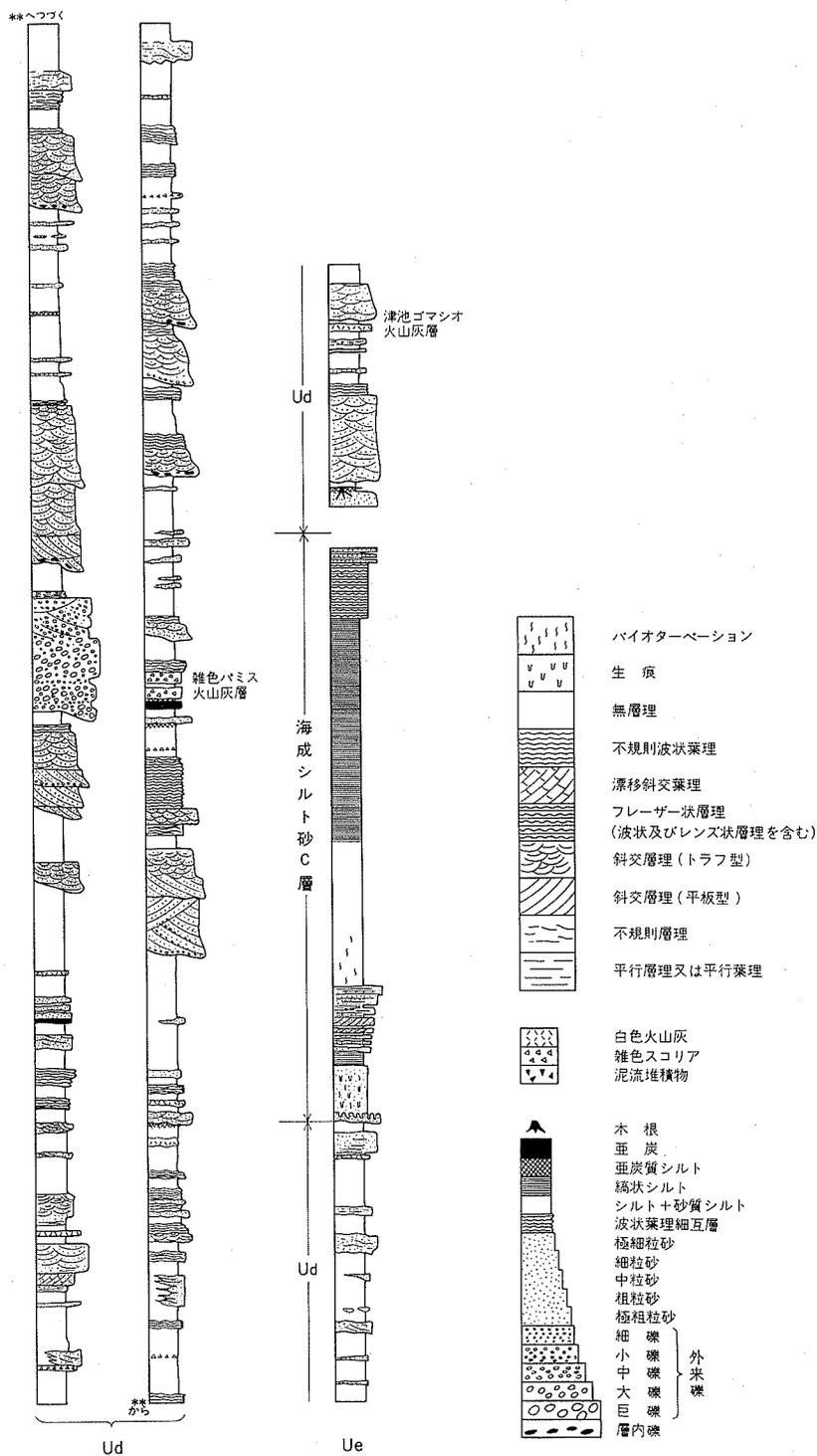
層相	環境	タイプ	柱状図	
(Ue)	海成 (内湾性)	シルト層	塊状シルト層	
			縞状シルト層	
		互層	フレーザー状層理 細互層	
			砂シルト互層	
		砂層	斜交成層砂層	
			塊状砂層	
(Ud Uc Ub)	河川 成	木根	木	
		亜炭層		
		シルト層	亜炭質シルト層	
			シルト層 砂質シルト層	
		砂層	波状層理 細互層	
			薄い塊状	
			不規則成層	
			トラフ型 斜交成層	
			チャンネル砂層	
		礫層	斜交成層礫層	
			塊状礫層	
成層礫層				
(Ua)	海成	成層礫層		
		砂礫互層		

第27図 魚沼層を構成する礫層・砂層及びシルト層のタイプ 凡例は第29図と同じ



第28図 魚沼層の層相 (Ub, Uc(1), Uc(2))

Ub; 当間川上流, Uc(1); 羽根川下流, Uc(2); 川治川上流 凡例は第29図と同じ



第29図 魚沼層の層相 (Ud, Ue)
 Ud; 田川中流, Ue: 嘉勝南方の沢



第30図 魚沼層の砂礫相(Ua)の露頭(十日町市塩ノ又)

チャンネル砂層は基底面がチャンネル状の浸食面となっている厚い砂層(1-4 m)で、全体として上方に細粒化することを特徴とする。すなわち下位より、シルトの層内礫を含む薄い礫層、大型のトラフ型斜交層理または平板型斜交層理のある粗粒砂、小型のトラフ型斜交層理のある中-細粒砂の順に重なり、最上部の極細粒砂とシルトの不規則な波状層理細互層を径で砂質シルトないしシルト層に移化する。

シルト砂互層はシルトまたは砂質シルト層と薄い砂層とのシルト勝ちの互層で、亜炭層を伴う。

シルト層ないし砂質シルト層は青灰色塊状で、しばしば植物片に富み亜炭質となる。新潟珪藻グループ(1983)によればシルト層からは淡水性珪藻化石が産出する。

シルト層と互層する薄い砂層は通常数10 cm以下で粗-細粒砂からなり、トラフ型斜交層理のあるもの、不規則な層理のあるもの、あるいは塊状無層理のものなど、様々なタイプがある。また細-極細粒砂とシルトが数cm以下の単位で波状に互層したものもある。

亜炭層は一般に数10 cm以下でシルト質のことが多く、時に木根を伴う。

巨礫相(Ub)、礫シルト相(Uc)及び砂シルト相(Ud)の河成堆積相は、以上のような3つの層相、すなわち礫層、チャンネル砂層及びシルト砂互層からなり、これらの相対的な割合によって区分される。

巨礫相(Ub)は塊状の巨礫層のみからなり、わずかにシルト層を挟む(第28図Ub及び第31図)。本相は本地域南西端の当間山付近に分布が限られ、上位及び北方に向かって礫径を減じ、礫シルト層(Uc)に移化する(第26図)。

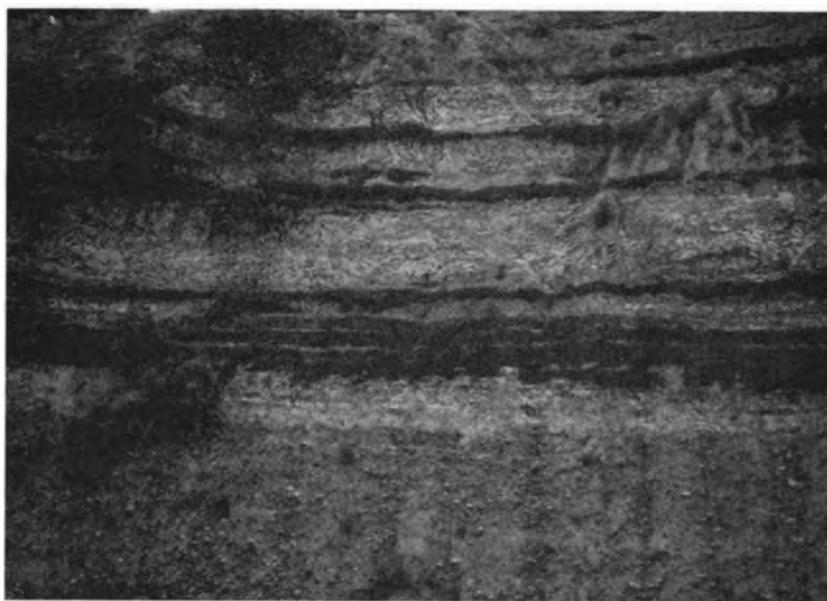
礫シルト相(Uc)は主として礫層とシルト砂互層の繰り返しから構成される(第28図)。礫層は5-10 mで塊状の中礫層及び小-細礫を含む斜交成層砂礫層からなる(第32図)。シルト砂互層は通常その厚さ0.5-3 mであるが(第28図, Uc(1))、砂シルト相との境界に近づくにつれて厚くなり(5-10 m)、またチャンネル砂層を挟むようになる(第28図, Uc(2))。本相は大池Ⅲ火山灰層以下の魚沼



第31図 魚沼層の巨礫相(Ub)の露頭(十日町市当間川上流)



第32図 魚沼層の礫シルト相(Uc)中のインブリケーションの発達した礫層(十日町市羽根川下流)



第33図 魚沼層の砂シルト相(Ud, 露頭上部)及び礫シルト相(Uc, 露頭下部)
砂シルト相中の暗色部は砂層, 明色部はシルト層(十日町市羽根川中流)

層下部，及びLAより上位の本層上部を占めて厚く発達するほか，本地域南部では魚沼層中部も本相によって占められる．このほか，SK050とSK030の間，及びSK030とSK020の間にも本相が発達する（第26図）．このうちSK050とSK030の間の本相は，2-3枚の数mの礫層からなり，南から北に向かって層厚及び礫径を減じる．これに対し，SK030とSK020の間の本相は逆に北方に向かって層厚が厚くなっている．

砂シルト相（Ud）はチャンネル砂層とシルト砂互層よりなり，まれに礫層を伴う（第29図，第33図）．本層は大池Ⅲ火山灰層からLAまでの魚沼層の中部層準を占めて厚く発達するが，南方に向かって礫層の挟みが多くなり，羽根川と入間川の間を境界として南方に急速に礫シルト相（Uc）に移化している．

海成シルト砂相（Ue）は主として内湾性のシルト層及び砂層からなる．本相を構成する砂層，互層及びシルト層には次の種類がある（第27図）．

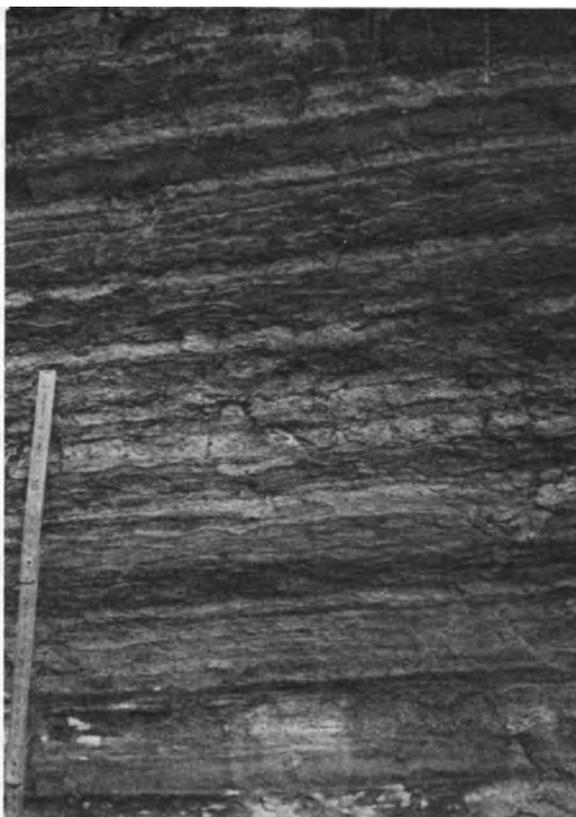
砂層には塊状の砂層と斜交成層した砂層がある．塊状砂層は淘汰の悪いシルト質の中-細粒砂からなり，パイオターベーションが著しい．しばしばパイプ状の生痕が認められ，また時に石灰質団塊を含むことがある．これに対し，斜交成層砂層は比較的淘汰の良い細-粗粒砂からなり，トラフ型及び平板型斜交層理が発達する．

本相中にみられる互層としては，20-30 cm単位の中-粗砂とシルトの互層，及びフレーザー状層理の発達した細互層がある（第34図）．

シルト層には縞状の細かな平行層理のあるシルト層と，無層理塊状のシルト層があり，いずれも新鮮面で暗青灰色を呈し，風化すると細角に割れ，表面が赤褐色ないし黄褐色を示す性質がある．なお塊状シルト層はしばしば砂質となる．

本相のシルト層ないし砂層からは沿岸水の影響の強い内湾に住む軟体動物化石が産出し（魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ，1983），本相が内湾性の環境で堆積したことを示している．またシルト層からは海水性-汽水性の珪藻化石が産出し（新潟珪藻グループ，1983），これを裏づけている．

今回の調査によって本地域の魚沼



第34図 魚沼層の海成シルト砂相 A層中のフレーザー層理細互層
（十日町市飛渡川）

層にはその中部層準に3層の海成シルト砂相があることが初めて明らかとなった。これらを本報告では下位よりA、B及びC層と呼ぶ(第26図)。

A層は大池Ⅲ火山灰層の直下の層準にある。本地域北部の飛渡川沿い(新水北西の小学校の下)に模式的な露出があり、この付近から南方の田川上流域にわたって分布する。飛渡川付近では層厚が7-8mで、下位より塊状細粒砂層、塊状シルト層、フレーザー状層理細互層及び塊状砂層(石灰質団塊を含む)よりなる(第34図)。塊状シルト層からは魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ(1983)によって内湾性軟体動物化石が報告されている(第8表, Loc. 19)。一方、田川上流では大池Ⅲ火山灰層の約1m下にあつて、約6mの塊状の細粒砂層よりなっている。

B層は焼野付近の飛渡川沿いに模式的に露出し、南方の池谷付近まで追跡されるが、これより以南では確認できない。層厚は約3.5mで、下部は石灰質団塊を含む砂質シルト層、上部はフレーザー状層理細互層からなる。砂質シルト層より *Corbicula* sp. が産出する。

C層は津池ゴマシオ火山灰層と名ヶ山TBの間の層準にあつて、魚沼丘陵団研軟体動物化石研究グループ(1983)の「ヌマコダキ貝化石層」にほぼ相当する。本地域北端部の嘉勝付近の沢に良好な露出があり、南方へは不明瞭となりながらも田川中流の津池付近まで分布する。嘉勝付近では層厚は約16mで、下部は塊状砂層及び砂シルト互層、中部は塊状シルト層及び縞状シルト層、そして上部がフレーザー状層理細互層からなっている(第29図)。本層からは魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ(1983)によって内湾性軟体動物化石の産出が報告されている(第8表, Loc. 18及び23)。また田川ルートの本層からは汽水-海水性の珪藻が産出している(新潟珪藻グループ, 1983)。

以上のような層相からなる本層の層相変化は模式的には第26図のように示すことができる。

まず垂直的な層相変化をみると、本層は下位より粗粒→細粒→粗粒と層相が移り変わっていることが分かる。この変化は特に本地域北部地域で明瞭であつて、ここでは本層を最下部、下部、中部及び上部の4つの層準に区分することが可能である。

最下部層準は砂礫相(Ua)で代表される。下部層準は砂礫相(Ua)の上限からほぼ大池Ⅲ火山灰層(OkⅢ)または海成シルト砂相A層の直下までの層準で礫シルト相(Uc)からなる。中部層準は大池Ⅲ火山灰層(OkⅢ)から鍵層LAまでの層準で、主として砂シルト相(Ud)からなり一部海成シルト相(Ue)及び礫シルト相(Uc)を挟んでいる。一方上部層準は鍵層LAから本層の最上部までの層準で、主に礫シルト相(UC)からなっている。

以上のような区分は本地域本部の飛渡川沿いから、本地域中部の羽根川流域まではほぼ適用できる。しかしこれより以南の入間川、当間川及び七川流域では、中部層準の砂シルト相(Ud)が粗粒化して礫シルト相(Uc)に変わり、本層の全層準が礫質となってしまうため、上記の模式的な区分は適用できない。

本層中の礫層は、花崗岩類、閃緑岩、斑れい岩、輝緑岩、ひん岩、砂岩・頁岩・チャートなどの先新第三系堆積岩類、ホルンフェルス、千枚岩、変質した安山岩、礫岩・砂岩・シルト岩などの第三系堆積岩類、及び新鮮なデイサイト・安山岩などの礫から構成される。しかし以下のとおり層準及び地域によって礫種の変化が著しい。

最下部及び下部層準では新潟県(1962)が指摘しているように、北部地域と南部地域では礫種に顕著

第5表 魚沼層中の火山性堆積物のタイプ (新潟火山灰グループ, 1983, 表3-1)

岩質	タイプ	層厚	分布	岩相	層厚・岩相変化	発達する層準	主な火山性堆積物
火 山 岩 流 紋 岩 質	白ザラ (SZ)	数cm ~4m	広域に分布するものが多い	白色火山ガラス質粗粒~中粒火山灰, 黒雲母, ホルンブレンドを含む.	層厚変化に方向性をもつもの(SK030)ともたないもの(SK110)がある. 岩相変化は小さく, 粒径変化が認められる. 他の碎屑物と混交しているものは少ない.	中部累層下半部	白ザラ火山灰層 SK110, SK100 中部砂質火山灰ゾーン SK030 (白ザラ部)
	葉層状 パミス (LP)	数cm ~5m	単層としての分布域は10km以内のものが多い. 東頸城丘陵小国町~津南町に発達	白色パミス層, 白色パミス混じり粗粒~細粒火山灰, 黒雲母, 斜方輝石を含む.	層厚, 岩相変化が激しく, パミス層, パミスと他の碎屑物の互層, パミスをラミナ状に含む碎屑層へと横, たての変化が激しい. またホワイトグラッシータイプに移化するものもある.	最下部累層, 中部累層下半部	砂質火山灰層 SK130 中部砂質火山灰ゾーン ミガキ砂パミス SK050(パミス部, ハイクォーツパミス)
	ゴマシオ (GM)	10cm ~60cm	比較的広域に分布するものが多い.	ゴマシオ状結晶質中粒~細粒火山灰, ホルンブレンド, 斜方輝石, 鉄鉱物を含む.	他の碎屑物との混交がみられず, 岩相層厚変化は小さい.	中部累層上半部	津池ゴマシオ火山灰層 SK050(ゴマ部) SK040 ゴマシオ火山灰層 猿倉ゴマシオ火山灰層
	ホワイト グラッシー (WG)	5cm ~1m	単層では分布域が広くはない.	白色~灰白色火山ガラス質細粒火山灰, 有色鉱物がほとんど含まない.	連続性に乏しいものが多い.	中部累層下半部	SK060 白色細粒ガラス質火山灰層
	ピンク グラッシー (PG)	5cm ~60cm	分布域が広いものと狭いものがある.	灰桃色~淡黄褐色火山ガラス質細粒火山灰, 有色鉱物が少ない.	岩相, 層厚変化は小さい.	上部累層	桃灰色火山灰層 SK020 桃灰色ガラス質火山灰ゾーン
輝 石 安 山 岩	雑色パミス 石質ラピリ (PL)	数m ~20m	分布域が広いものと, 狭いものに分けられる. 信濃川流域津南町中里村に発達.	暗灰色中粒~細粒火山灰を基質と灰色帯びた雑色パミス, 石質ラピリからなる.	岩相, 層厚変化が激しく, パミス, 石質ラピリ層が, 他の碎屑物との互層, パミス, 石質ラピリ混じりの砂層に移化する. 層厚の薄層化とともに, パミス, 石質ラピリの粒径が小さく, 円磨度, 淘汰は増す.	中部累層上半部	SK030(雑色部) 暗灰色ラピリ, 黒ズナ互層
	黒ズナ (KZ)	単層で 数cm ~20m	PLタイプと分布域がにている.	黒色石質ラピリ質粗粒~細粒火山灰, 鉄鉱物が多い.	PLタイプとにている.	PLと同じ	暗灰色ラピリ, 黒ズナ互層
凝 灰 角 礫 岩 (TB)		数m ~200m	東頸城丘陵, 信濃川流域の津南町, 中里村に発達.	角礫種は輝石安山岩が主体, 基質に角礫と同種の火山岩片とパミスを含む. 円礫をとまなう.	溶岩, 火砕流を挟んだ泥流状堆積物から, 泥流状堆積物へさらに礫層に移化する. 角礫径の大きさと層厚には, 相関関係が認められる.	下部累層上半部 中部累層下半部 上部累層上半部	大伏TB, 海老TB 名ヶ山TB, 樽沢TB 辰ノ口TB 干溝TB, 外丸本村TB 新屋敷TB

な違いが認められる。すなわち、本地域北部の飛渡川から田川上流部では斑れい岩、輝緑岩、千枚岩及び第三系由来の礫岩・安山岩などの礫が多い。これに対し、川治川以南では主として花崗岩・ひん岩及び変質した安山岩などからなり、千枚岩や第三系由来の礫岩の礫は含まれていない。中部層準の礫層もほぼ同様な傾向が認められる。

これに対し上部層準（正確にはSK020より上位）では新鮮な石英安山岩及び安山岩の礫が礫層の大部分を占めている（魚沼丘陵団体研究グループ、1983b）。

火山性堆積物 本層中には多くの火山性堆積物が挟在しており、いずれも良好な鍵層となっている。新潟火山灰グループ（1983）はこれらの火山性堆積物を岩相によって8タイプに分類し、その分布・層厚・岩相変化などの特徴をまとめている（第5表）。それによれば、本層中の火山性堆積物は火山灰層と凝灰角礫岩の2つに大別される。

火山灰層には石英安山岩（デイサイト）質ないし流紋岩質のものと、輝石安山岩質のものがある。石英安山岩質・流紋岩質の火山灰層は、白ザラ、葉理状パミス、ゴマシオ、ホワイトグラッシー、ピンクグラッシーの5タイプに、また輝石安山岩質火山灰層は雑色パミス石質ラピリと黒ズナの2タイプに分類される。黒川ほか（1983）はこれらの火山灰層を記載岩石学的に検討し、火山灰層の岩相による区分と鉱物組成との間にはかなりの対応関係があることを示している。

凝灰角礫岩は輝石安山岩の角礫を含む泥質の堆積物で、火砕流または泥流堆積物であると推定される。

第6表 魚沼層の鍵層対比表

本 報 告 (柳沢ほか, 1985)	新潟火山灰グループ (1983)	魚沼丘陵団体 研究グループ (1978)	宮下ほか (1970, 1972)	山野井 新戸部 (1970)	山野井 (1970)
LA	LA	LA			猿倉凝灰角礫岩Ⅱ
Ps	パミスサンド ハイクオーツパミス	パミスサンド ハイクオーツパミス			
Ry	青灰色含流紋岩礫細粒 白色パミス 桃灰色ガラス質火山灰層帯	青灰色含流紋岩礫細粒 白色パミス 桃灰色ガラス質火山灰層帯	LB		猿倉凝灰角礫岩Ⅰ
020	SK020 雑色パミス・石質ラピリ層	SK020 (ピンクタフ) 雑色パミス・石質ラピリ層	SK-020 (ピンクタフ)	Pk	ピンクピン ライト
030	SK030 猿倉ゴマシオ	SK030 猿倉ゴマシオ	SK-030 (チンタフ)	Sz	ツカノヤマ
050	SK050 桃灰色	SK050 (ゴマツキパミス) 桃灰色	SK-050 (ゴマツキパミ ス)	Dn?	猿倉パミス・スコ リア凝灰岩
Ka	貝ノ川 SK100	SK100			
110	SK110	SK110 (三色タフ)	SK-110 (三色タフ)	Ng	
Tg	津池ゴマシオ	津池ゴマシオ	下部ゴマ	Bg?	
MT	名ヶ山TB	名ヶ山TB	TB-3		Mf-3 津池含円礫 凝灰岩(津池泥流)
Ka	嘉 勝				
Vp	雑色軽石		軽色軽石		
OkⅢ	大池Ⅲ				
OkⅡ	大池Ⅱ				
OkⅠ	大池Ⅰ				

第7表 魚沼層の鍵層の命名者と模式地

鍵層名	命名者	模式地
LA	②	十日町市田川ルート
バミスサンド	③	〃
ハイクオーツバミス	③	〃
青灰色含流紋岩礫細粒	Ry	〃
白色バミス	③	〃
桃灰色ガラス質火山灰層帯	③	〃
SK020	020	小国町芝ノ又ルート
雑色バミス・石質ラピリ層	③	十日町市田川ルート
SK030	030	小国町芝ノ又ルート
猿倉ゴマシオ	③	十日町市田川ルート
SK050	050	小国町芝ノ又ルート
桃灰色	③	川西町入山沢ルート
貝ノ川	Ka	小千谷市貝ノ川ルート
SK100	①	小国町芝ノ又ルート
SK110	110	〃
津池ゴマシオ	Tg	十日町市田川ルート
名ヶ山TB	MT	十日町市浅河原ルート
嘉勝	Kk	十日町市嘉勝の沢
雑色軽石	Vp	十日町市田川ルート
大池Ⅲ	OKⅢ	〃
大池Ⅱ	OKⅡ	〃
大池Ⅰ	OKⅠ	〃

命名者 ①新潟平野団体研究グループ (1970)
 ②魚沼丘陵団体研究グループ (1978)
 ③新潟火山灰グループ (1983)
 ④本報告 (柳沢ほか, 1985)

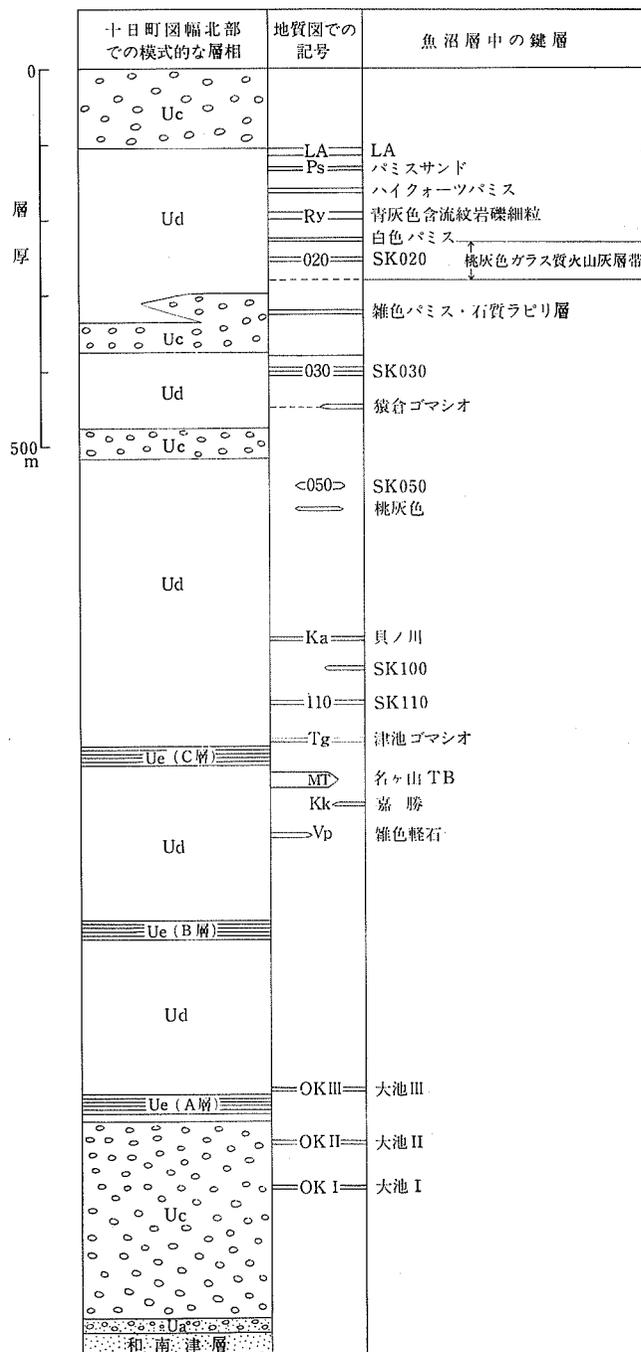
鍵層

魚沼層に含まれる火山性堆積物の鍵層については既に多くの研究がある (新潟平野団体研究グループ, 1970; 山野井, 1970; 山野井・新戸部, 1970; 宮下ほか, 1972; 魚沼丘陵団体研究グループ, 1978, 1983b; 安井ほか, 1983; 新潟火山灰グループ, 1983; 黒川ほか, 1983; 菊地ほか, 1984)。

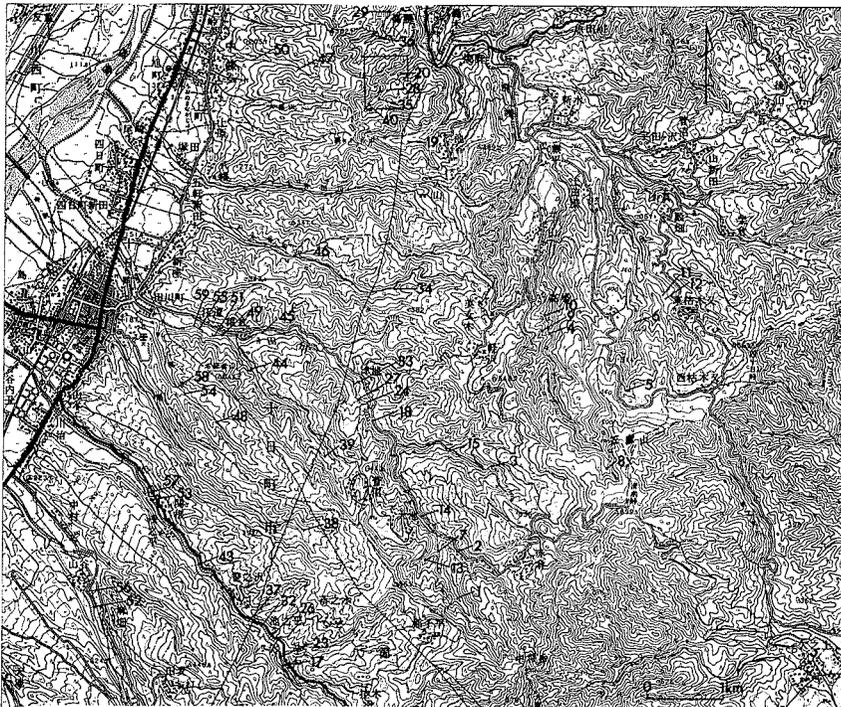
各鍵層の名称は同一火山灰層に異なった名称が付されるなど、混乱している面があるので、本報告では最も包括的に鍵層を記載している新潟火山灰グループ (1983) の名称を原則として踏襲することとし、その名称の対比を第6表に、また命名者と模式地を第7表にまとめた。また鍵層の層序的分布は第35図に、鍵層柱状図の作成位置は第36図及び第37図に示した。更に、田川ルート及び嘉勝南方の沢における火山灰層の位置及び柱状図を付図第1図～第11図に示した。以下、下位の鍵層から記載する。

大池Ⅰ火山灰層 (Ok I¹), 第39図) 下位より平行葉理のある白色極細粒ガラス質火山灰 (第39図①), 平行葉理のある白色中粒火山灰 (第39図②), 及び斜層理の発達した灰白色粗粒火山灰 (第39図③) の3つの部分からなり、全体として上方に粗粒化することを特徴とする。重鉱物は黒雲母が大部分で、透明感のある繊維状火山ガラスを多量に含む。層厚は1.0-4.5 m。田川上流から飛渡川上流にかけて分布する。

1) 地質図での記号を示す。以下同様。記号のない火山灰層は地質図に表示されていない。



第35図 魚沼層の鍵層の層序的分布



第36図 魚沼層の鍵層柱状図位置図 その1

数字は鍵層柱状図の番号（第39図-第52図）、長方形の枠は付図第11図の範囲を示す。国土地理院発行5万分の1地形図「十日町」を使用

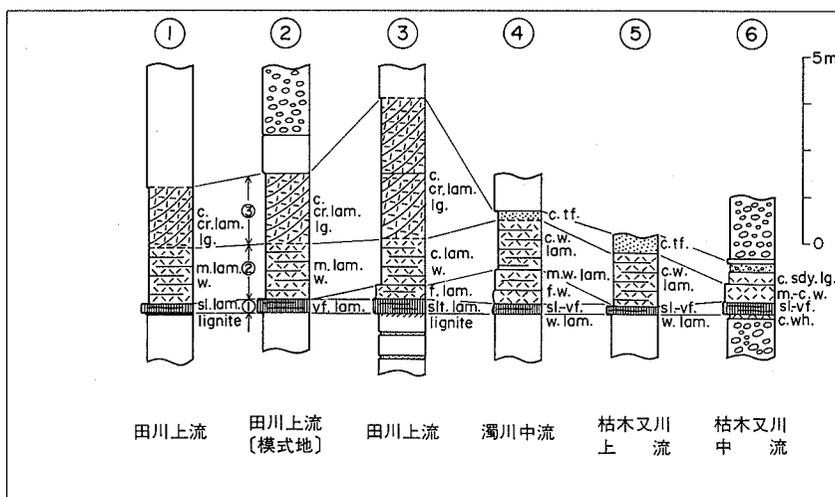


第37図 魚沼層の鍵層柱状図位置図 その2

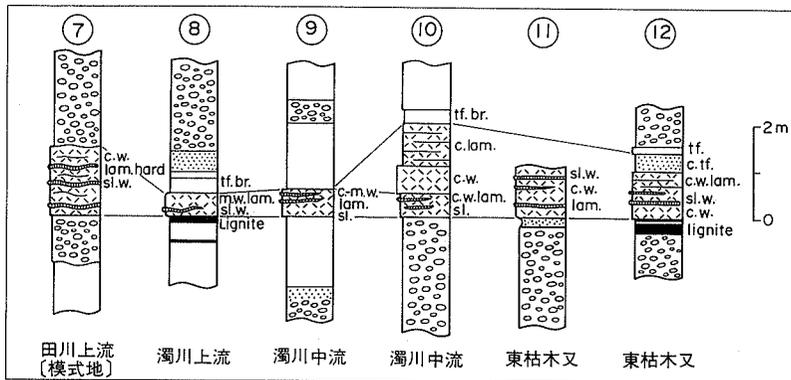
数字は鍵層柱状図の番号（第42図-第53図）を示す。国土地理院発行5万分の1地形図「十日町」を使用

- 粗-細粒火山灰(白ザラ)
 - シルト-極細粒火山灰(ピンク・ホワイングラッシー)
 - ゴマシオタイプ火山灰
 - 雑色軽石(スコリア)
 - 石質ラピリ
 - 黒ズナ
 - 凝灰角礫岩
 - ピソライト
 - 亜炭
 - 亜炭質シルト
 - シルト
 - 砂
 - 礫
 - cr.lam. 斜交層理
 - lam. 平行層理
 - conv.lam. コンボリュート層理
 - massive 塊状
 - バイオターベーション
- | | |
|----------|------------|
| c. | 粗粒 |
| m. | 中粒 |
| f. | 細粒 |
| vf. | 極細粒 |
| sl. | シルト粒 |
| gm. | ゴマシオ |
| lap. | 石質ラピリ |
| var.pum. | 雑色軽石(スコリア) |
| bl.sd. | 黒ズナ |
| w. | 白色 |
| lg. | 明灰色 |
| dg. | 暗灰色 |
| h. | 硬質 |
| scat. | 散在 |

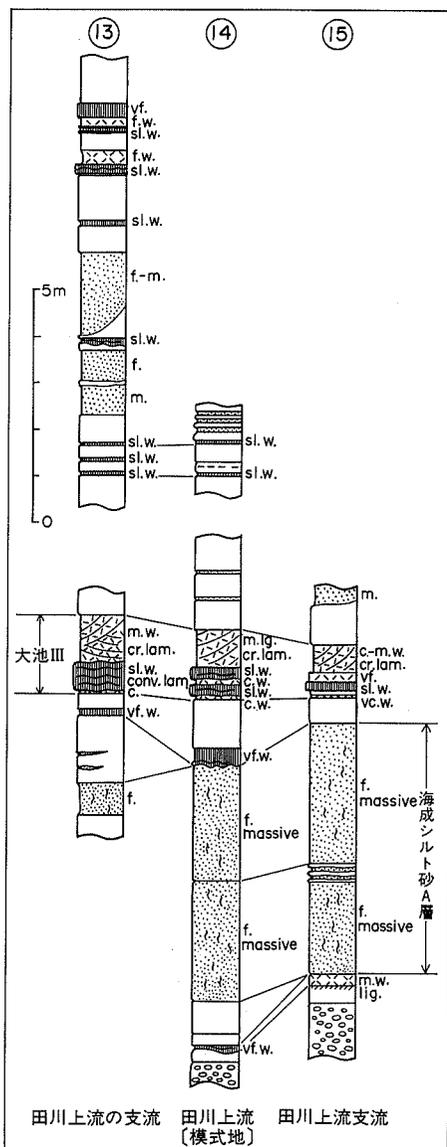
第 38 図 魚沼層中の鍵層柱状図凡例
(第 39 図-第 53 図及び付図第 1 図-第 11 図)



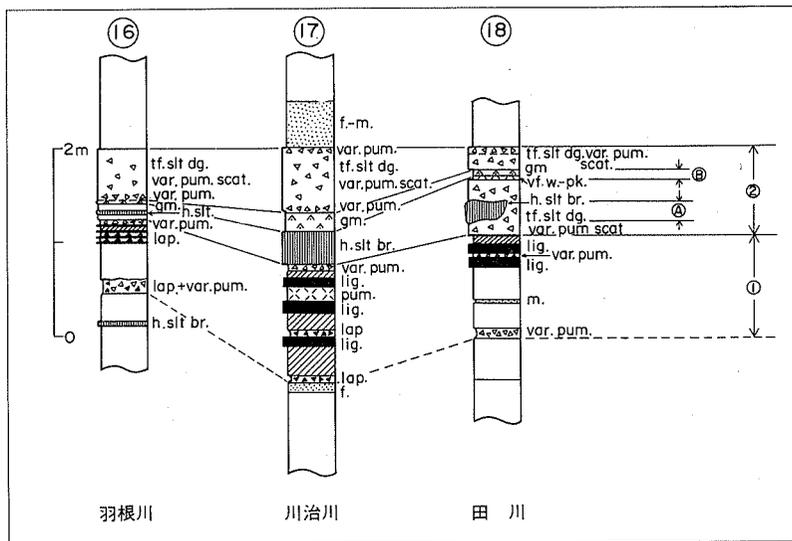
第 39 図 魚沼層中の大池 I 火山灰層の柱状図
柱状図作成地点は第 36 図, 凡例は第 38 図に示す。①-⑥の部分は本文参照



第 40 図 魚沼層中の大池Ⅱ火山灰層の柱状図 柱状図作成地点は第 36 図に、凡例は第 38 図に示す

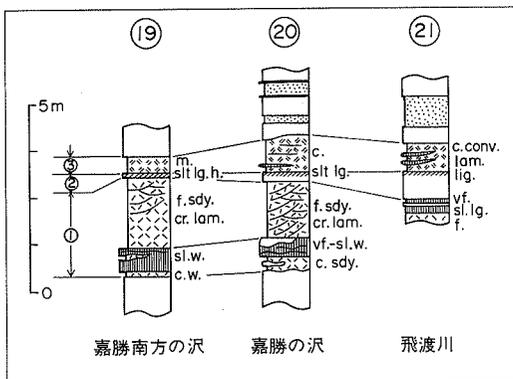


第 41 図 魚沼層中の大池Ⅲ火山灰層の柱状図 柱状図作成地点は第 36 図に、凡例は第 38 図に示す



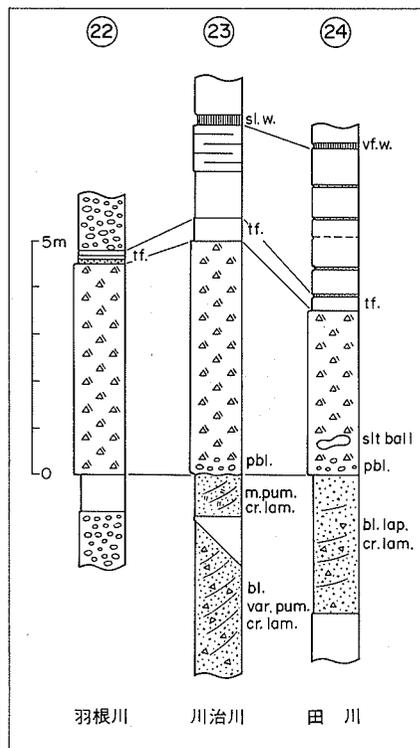
第 42 図 魚沼層中の雑色軽石質火山灰層の柱状図

柱状図作成地点は第 36 図・第 37 図に、凡例は第 38 図に示す。①②③については本文参照



第 43 図 魚沼層中の嘉勝火山灰層の柱状図

柱状図作成地点は第 36 図に、凡例は第 38 図に示す



第 44 図 魚沼層中の名ヶ山 TB の柱状図

柱状図作成地点は第 36 図・第 37 図に、凡例は第 38 図に示す

大池Ⅱ火山灰層 (Ok Ⅱ, 第40図) 葉理の発達した灰白色の中-粗粒火山灰からなり、シルト粒火山灰の薄層を挟む。重鉱物は少なく、透明感のある繊維状火山ガラスを多く含む。層厚は約0.5-2 m。田川上流から飛渡川上流にのみ分布する。

大池Ⅲ火山灰層 (Ok Ⅲ, 第41図) 下部は葉理のある白色シルト粒火山灰、またはこれと白色ガラス質粗粒火山灰の互層から、上部は斜層理の発達した白色ないし明灰色のガラス質中粒火山灰よりなる。重鉱物は少なく、微小な柱状の気泡を持つ平板型火山ガラスを含むことを特徴とする。層厚は約1.2-1.7 mで、分布は田川上流及びその支流に限定される。なお本火山灰層上下には白色のシルト-極細粒火山灰薄層が多数挟まれており、本火山灰層を同定する手掛りになる。また本火山灰層の直下には海成シルト砂相A層が挟在する。

雑色軽石質火山灰層 (Vp, 第42図) 下部(第42図①)は亜炭層・黒色火山礫及び種々の色調の軽石からなるいわゆる雑色軽石(スコリア)の互層からなる。上部(②)は雑色軽石(スコリア)の散在する暗灰色凝灰質シルトからなり、その下部に青灰色ないし褐色の少し硬い凝灰質シルト層(A)が、また中部には普通角閃石・斜長層が濃集して、いわゆるゴマシオ状を呈する部分(B)がある。層厚は4-5 mで、田川から羽根川流域にかけて分布する。

嘉勝火山灰層 (Kk, 第43図) 2枚の火山灰層からなり、その間に亜炭質シルト層を挟む。下位の火山灰層(第43図①)は下部が白色の粗粒火山灰とシルト粒火山灰から、上部は斜層理のある明灰色の細粒火山灰からなる。上位の火山灰層(第43図③)は粗粒砂粒度の軽石片のみからなる軽石火山灰層である。層厚は約2.5 mで、飛渡川から下大井田川にかけて分布する。なおこれより南方の田川にも同層準に類似した火山灰層がある。

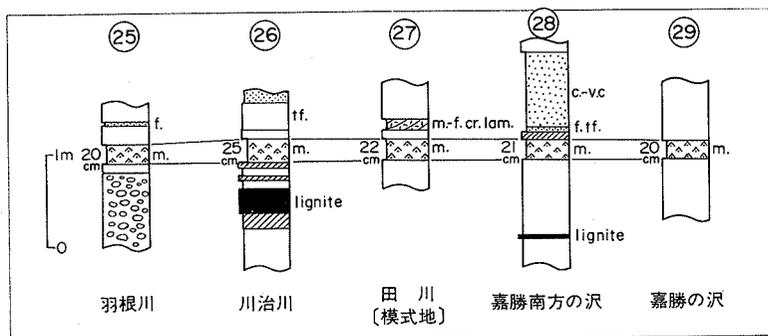
名ヶ山TB (MT, 第44図) 灰褐色の泥質火山灰層を基質とし、大礫大の角礫と少量の円礫を混然と含む泥流状堆積物である。角礫は多孔質で斜長石斑晶の目立つ斜方輝石安山岩からなる。円礫は円磨度が比較的よく、主に基底部に多く含まれている。このほか巨礫大のシルト偽礫が含まれることがある。層厚は約3.5-5 mで、田川流域から羽根川流域にかけて分布する。

新潟火山灰グループ(1983)によれば、本鍵層は本地域内ばかりでなく、信濃川左岸の津南町から川西町にかけての地域(西隣「松之山温泉」図幅地域内)にも広く分布する。また層厚は信濃川上流(南西方向)の津南町地域に向かって増大し、溶岩も含めて最大100 mに達するという。以上のような分布及び層厚の変化などから、本鍵層は本図幅地域南西方の開田山地付近を供給源とする泥流状堆積物であると推定されている(専報「魚沼層群」編集委員会, 1983)。

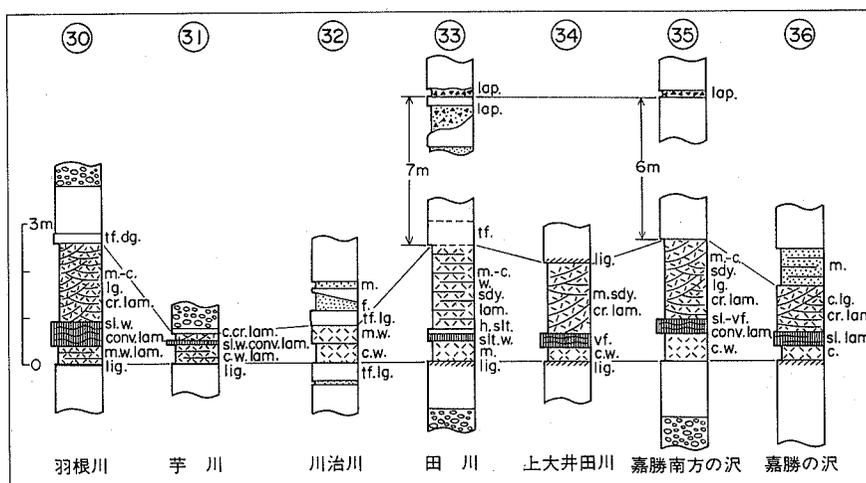
津池ゴマシオ火山灰層 (Tg, 第45図) 黄白色の細-中粒ガラス質結晶火山灰で、普通角閃石、斜方輝石などの重鉱物に富み、いわゆるゴマシオ状を呈する。通常葉理は見られず塊状である。層厚は20-25 cmで一定している。本地域南部の入間川及び当間川流域を除いて、本層分布域全域で確認される。また信濃川左岸の中里町・津南町地域(西隣「松之山温泉」図幅地域内)にも分布する(新潟火山灰グループ, 1983)。

SK110²⁾ (110, 第46図) 本図幅地域内では本鍵層は通常3つの岩相の組み合わせからなっている。下

2) 小千谷西高等学校の飯川健勝氏の指摘によれば、本報告でSK110とした火山灰層は新潟火山灰グループ(1983)の白ザラ火山灰層(ニセ三色)に対比される可能性があるとのことである。今後詳しい検討が必要であろう。



第45図 魚沼層中の津池ゴマシオ火山灰層の柱状図
柱状図作成地点は第36図・第37図に、凡例は第38図に示す



第46図 魚沼層中のSK110の柱状図 柱状図作成地点は第36図・第37図に、凡例は第38図に示す

部は白色ないし灰白色の塊状中-粗粒火山灰からなる。中部は平行ないし波状葉理のある白色シルト-極細粒火山灰から、更に上部は斜層理の発達した明灰色中-粗粒砂質火山灰からなる。なお模式地の芝之又ルートでは、上記の岩相の下位に斜方輝石の単結晶と白色軽石の点在する暗灰色泥質火山灰層が、また上位には炭質物混じりの暗褐色火山灰質砂層または火山灰質シルト層があって本火山灰層の特徴とされている（新潟火山灰グループ，1983）。しかし本図幅地域内ではこの特徴はあまりはっきりしない。

重鉱物は比較的少なく、大部分が黒雲母である。透明感のある繊維状火山ガラスを多量に含む。層厚は約0.7-2.6mで、上部の斜層理の発達する部分の層厚変化が著しい。

本鍵層は宮下ほか（1972）のNg凝灰岩に相当し、魚沼層分布域全域に渡って広く分布する最も良好な火山灰鍵層の一つである。本図幅地域内でも図幅南西部の入間川・当間川地域を除く全域で確認される。

SK100 白色の中-粗粒のガラス質火山灰層で、塊状または不明瞭な葉理が発達する、重鉱物としては黒雲母が多く、褐れん石とざくろ石を含むことが大きな特徴である。本図幅内では図幅北端の嘉勝ルー

トにおいてSK110の上位8mの層準に見いだされたのみである（付図第11図）。層厚は約50cmである。

本鍵層は、魚沼層分布域全域にわたって比較的よく連続し、下位のSK110とともに良好な鍵層となっている（新潟火山灰グループ，1983；安井ほか，1983）。またその特徴的な重鉱物組成から本鍵層は、中央油帯北部の西山層上部，西山油帯の灰爪層最下部に挟まれる出雲崎（Iz）火山灰層に対比されている（菊地ほか，1984）。

貝ノ川火山灰層（Ka，第47図） 本火山灰層は下部は白色中～粗粒火山灰，中部は白色のシルト粒度のガラス質火山灰，そして上部は斜層理がときに発達する白色中粒火山灰からなる。大きな特徴は、平滑な表面を持ち多数の微小な柱状の気泡を有する特異な火山ガラスを少量含むことである。重鉱物は比較的少なく，大部分は黒雲母である。層厚は1.0-2.3mで，北隣「小千谷」図幅内の貝ノ川から本図幅地域内の川治川流域にかけて分布する。ただし田川本流では本鍵層は欠如している。

なお本鍵層と上位のSK050の間には多数の砂質火山灰層及びシルト粒火山灰層が挟在し，この層準の特徴となっているが，互いに岩相が類似するため細かな対比は困難である。

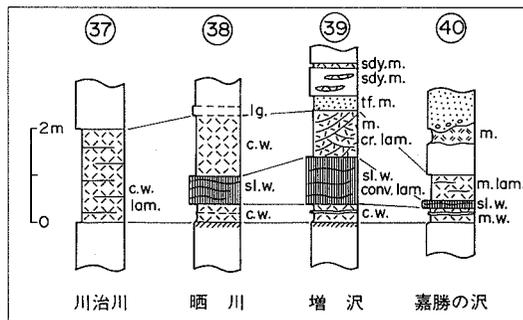
桃灰色火山灰層（付図第3図） 淡桃色ないし白色の極細粒ガラス質火山灰層で，厚さは60-80cmである。

SK050（050，付図第3図） 模式地では白色～灰色の軽石層と軽石質砂層（パミス部），ゴマシオ状の中粒結晶質火山灰（ゴマ部）及び白色軽石混じり中粒火山灰の3つの組層からなる（新潟火山灰グループ，1983）。本地域ではこのうちゴマ部は不明瞭となっている。層厚は模式地では約5.3mであるが，層厚変化が著しく本地域では約1-3mである。

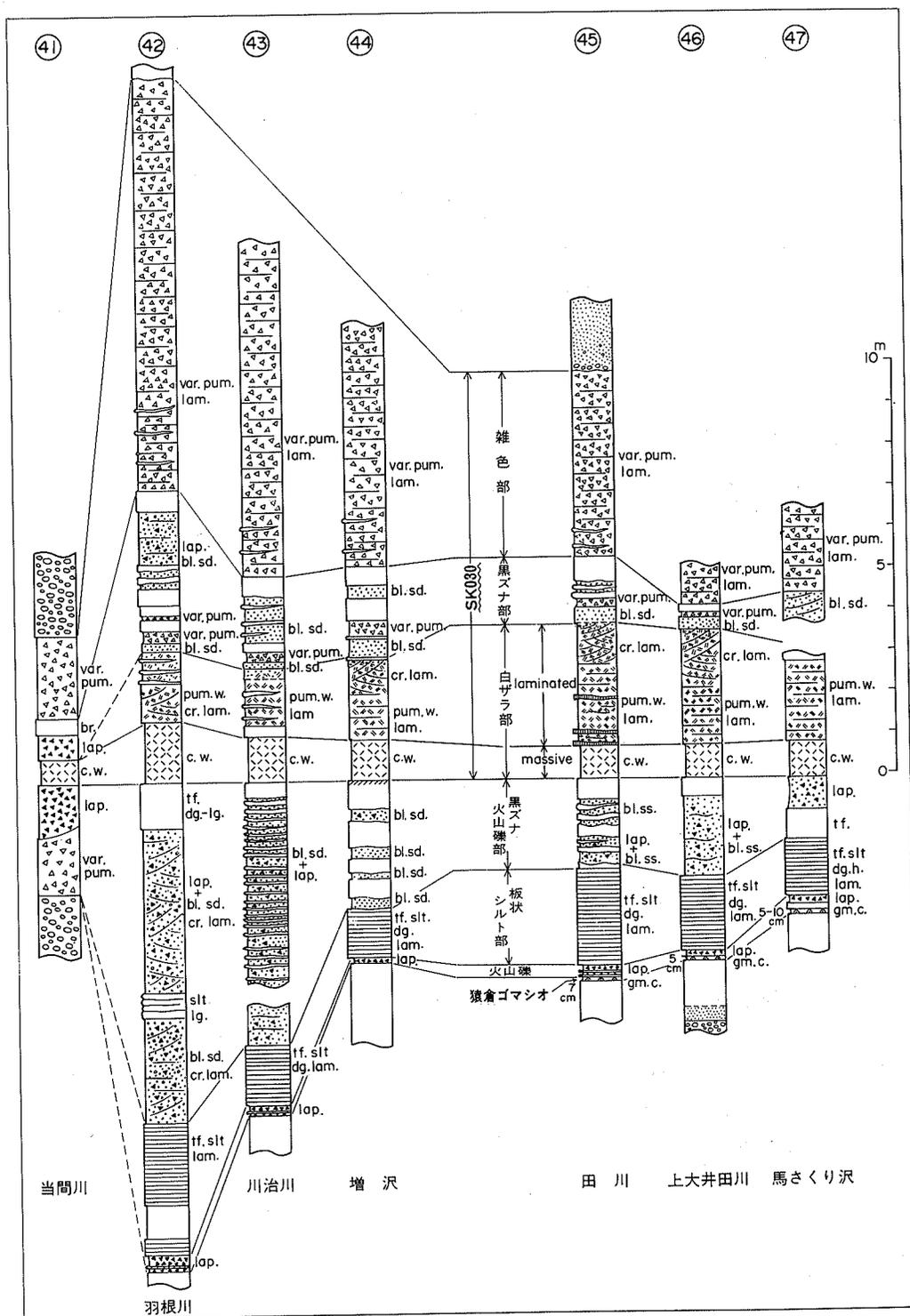
本地域内では田川及びその支流の増沢で確認されたのみであるが，新潟火山灰グループ（1983）によれば本火山灰層は魚沼層分布域に広く分布し，本層中で最もよく追跡される鍵層の1つとされている。

猿倉ゴマシオ火山灰層（第48図） 黄白色塊状の結晶質中粒火山灰層で，普通角閃石及び斜方輝石などの重鉱物を多く含み，いわゆるゴマシオ状を呈する。厚さは5-10cmである。本鍵層は上位のSK030の白ザラ部の下位3.5-5.0mの層準にあって，田川以北ではSK030とともによく連続する。しかし田川支流の増沢以南では本鍵層は欠如する。なお本火山灰層の直上には薄いシルト層を挟んで厚さ10-40cmの黒色の火山礫層があり，これは猿倉ゴマシオ火山灰層が分布しない増沢以南にも分布し，羽根川流域まで追跡可能である。

SK030（030，第48図） 新潟火山灰グループ（1983）は本鍵層を下位から，白ザラ部，黒ズナ部及び雑色部の3枚の火山灰層の組み合わせとして定義している。白ザラ部は白色の粗粒火山灰層からなる。下部は塊状であるが，上部は葉理が発達し，白色のシルト粒火山灰の薄層を挟んでいる。白ザラ部の際立った特徴は，破片状の淡紫色堇青石と，カミングトン閃石を含むことである。



第47図 魚沼層中の貝ノ川火山灰層の柱状図
柱状図作成地点は第36図に，凡例は第38図に示す



第 48 図 魚沼層中の SK030 及び狼倉ゴマシオ火山灰層の柱状図

柱状図作成地点は第 36 図・第 37 図に、凡例は第 38 図に示す

黒ズナ部は黒色の極粗粒石質火山灰層，暗灰色火山灰質シルト層及び雑色軽石層の互層からなり，下底部には白色軽石片と黒色石質火山灰の混合した白ザラ部との漸移帯が認められる。

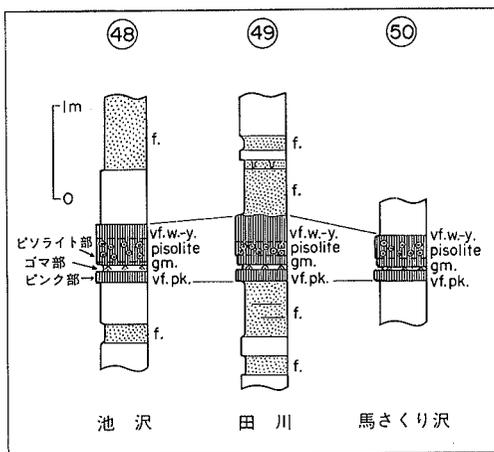
最上部の雑色部は暗灰色ないし暗緑色などの種々の色調を示すいわゆる雑色軽石（スコリア）と，黒色の火山礫からなり，葉理が発達している。

本地域では以上3つの火山灰層のほか，白ザラ部の下位に更に黒色火山灰質砂・火山礫とシルトの互層（黒ズナ・火山礫部）と，帯紫色暗灰色の板状火山灰質シルト層（板状シルト部）があり，これらも非常によく連続する。このため本報告ではこの部分も本鍵層の一部に含め，地質図に表示している。

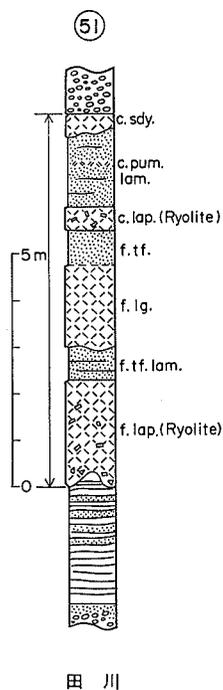
層厚は3.5-17mで，羽根川ルートで最も厚く，北方へ徐々に，そして南方には急激に薄くなる。ただし，白ザラ部の変化は小さく（2.5-3.5m），黒ズナ部，雑色部及び黒ズナ・火山礫部の層厚変化が著しい。

本鍵層は宮下ほか（1972）のS_z凝灰岩に相当し，本層中最も良好な火山灰鍵層であって，魚沼層分布域のほとんどの地域に分布する（新潟火山灰グループ，1983b；安井ほか，1983）。また菊地ほか（1984）によれば，本鍵層中の白ザラ部は中央油帯北部及び西山油帯の灰爪層中部の常楽寺（Zr）火山灰層に対比される。

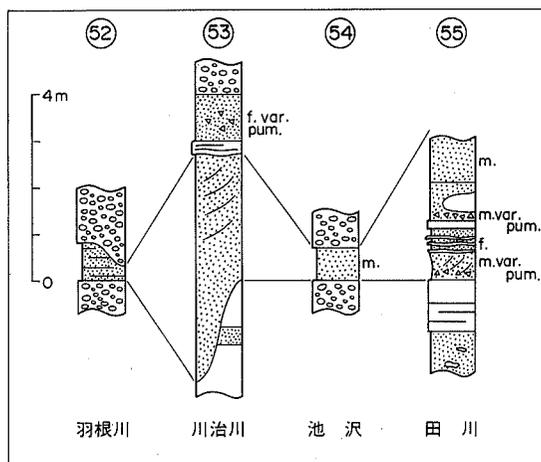
雑色パミス・石質ラピリ層（付図第2図） 下位より円磨された雑色軽石（スコリア）と黒色火山礫を含む斜交層理の発達した砂層，シルト層と砂層の互層，及び雑色軽石（スコリア）と黒色火山礫の3枚の組層からなる。



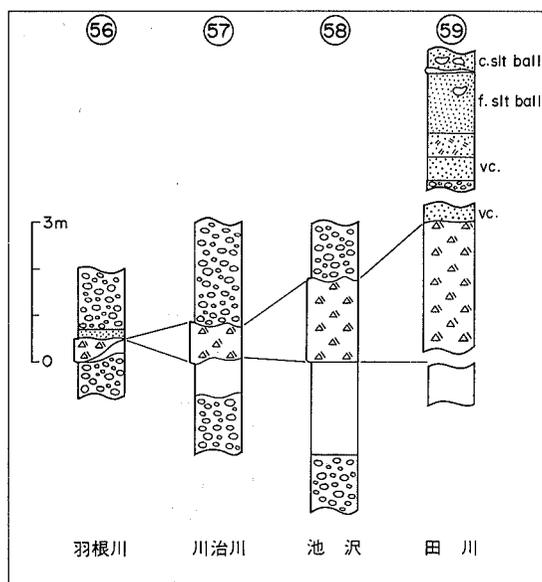
第49図 魚沼層中のSK020の柱状図
柱状図作成地点は第36図に，凡例は第38図に示す



第50図 魚沼層中の青灰色含流紋岩礫細粒火山灰層の柱状図 柱状図作成地点は第36図に，凡例は第38図に示す



第51図 魚沼層中のパミスサンの柱状図
柱状図作成地点は第36図に、凡例は第38図に示す



第52図 魚沼層中のLAの柱状図
柱状図作成地点は第36図に、凡例は第38図に示す

軽石層の互層よりなる。石英を多く含みまた黄鉄鉱が含まれている。層厚は約8mであるが変化が大きい。田川地域から北は下大井田川まで、南は晒川流域まで分布する。

ハイクォーツパミス層 (付図第1図) 1-2cm大の白色-灰色の軽石を含む火山灰質砂層で、トラフ型斜交層理が発達し、多量の高温型石英を含むことを特徴とする。層厚は田川では約2.5mであるが、変化が大きい。

パミスサンド (Ps, 第51図) 帯紫色暗灰色のスコリア質中粒砂層で、円磨された雑色軽石(スコリ

SK020 (020, 第49図) 本火山灰層は下位から桃色極細粒ガラス質火山灰層(ピンク部)、ゴマシオ状に斜方輝石の濃集した灰白色細粒ガラス質火山灰層(ゴマ部)、及びピソライト状の豆粒状構造を持つ黄白色細粒ガラス質火山灰層(ピソライト部)からなる(新潟火山灰グループ, 1983)。層厚は50-70cmで一定している。

本鍵層は宮下ほか(1972)のPk凝灰岩に相当し、本層中最もよく追跡される鍵層の一つである。魚沼層分布域に広く分布し、本図幅地域内でもほぼ全域で確認される。また、本火山灰層は中央油帯北部の西越層中のピンク(Pk)火山灰に対比される(菊地ほか, 1984)。

桃灰色ガラス質火山灰層帯(ピンクゾーン) SK020の上下十数mの層準に挟まれる数枚の帯紫灰色の細粒-シルト粒火山灰層の総称である。この層準は全体として火山灰質であり、ゾーンとして広く追跡できる。

白色パミス層(付図第2図) 細粒火山灰を基質として、大礫-中礫大の円磨された大きな白色軽石からなっている。層厚は約70cmで、川治川県北に分布する。

青灰色含流紋岩礫細粒火山灰層 (Ry, 第50図) 流紋岩礫を含む青灰色細粒-粗粒火山灰層と、火山灰質砂層及び灰色

ア)を含む。塊状または葉理が発達し、一部シルト層と互層する。基底部がチャンネル状の浸食面となっていることがあり、特に川治川ルートではこれが顕著である。層厚は0.7-4.5 mで、下大井田川から羽根川流域にかけて分布する。

LA (LA, 第52図) 暗灰色の泥質火山灰を基質として、安山岩質の角礫、及び閃緑岩・安山岩などの円礫を混然と含む泥流状堆積物である。層厚は本図幅地域では0.5-3 mで、北は下大井田川まで南は羽根川流域まで分布する。

以上のほかに、未命名ではあるが、比較的厚い火山灰層として第53図に示すような火山灰層が認められた。

化石

①脊椎動物化石：魚沼丘陵団研哺乳類グループ（1983）によって、本地域の魚沼層からは以下の化石が報告されている。

ヒゲ鯨類 (Mystacoceti)

部位：鱗状骨（耳の付近の骨） 産出地：六日町八箇峠付近の県道沿いの崖

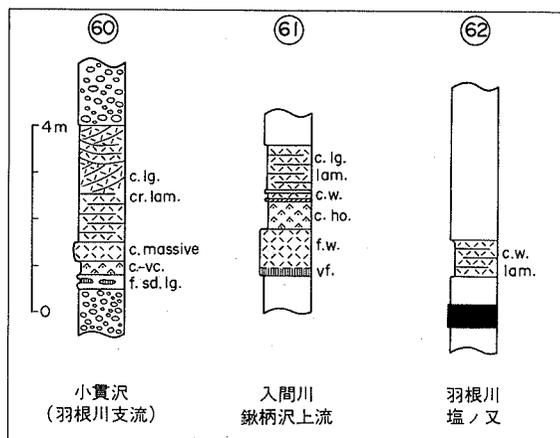
硬骨魚類 (Osteichthyes)

部位：脊椎骨 産出地：飛渡川ルート

②軟体動物化石：魚沼丘陵団研軟体動物研究グループ（1983）は魚沼層から産出する軟体動物化石を詳細に研究し、それらが5つの化石集団に分類できること、そしてこれらの化石集団がいずれも沿岸水の影響を強く受けた内湾の浅海-潮間帯に住む種類から構成されることを明らかにした。また本層中部の津池ゴマシオ火山灰層と名ヶ山TBの間に *Potamocorbula amurensis* (ヌマコダキガイ) を特徴的に含む化石層 (ヌマコダキガイ化石層) が挟在し、これが広範囲にわたって分布することを示した。この化石層は本報告の海成シルト砂層C層に相当している。

同グループ（1983）の報告した化石のうち、本図幅地域及びその近傍から産出したものは第8表のとおりである。

③大型植物化石：本層からは大型植物の葉及び種子または果実の化石が全層準から産出する。これまでに山野井ほか（1970）及び新潟古植物グループ・新潟花粉グループ（1983）の報告があり、それぞれ第54図に示すような化石帯を識別している。両研究の結果は必ずしも一致していないが、*Metasequoia* など第三紀型植物群から現世型の植物群への変化がほぼSK030前後の層準で起っているとしている点では一致している。



第53図 魚沼層中の未命名の火山灰層の柱状図
柱状図作成地点は第37図に、凡例は第38図に示す

第8表 十日町図幅地域の魚沼層産軟体動物化石

(魚沼丘陵図幅軟体動物研究グループ, 1983, 表9-1から抜粋, 一部改変, 産地番号は原典のまま. Loc. 23は本図幅地域をわずかにはずれ, 北隣「小千谷」図幅内に含まれる)

Specific name	Locality				
	田川 18	飛 渡 川			23
<i>Scapharca subcrenata</i> (LISCHEKE)		R			VA
<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)			A		
<i>Raetellops pulchella</i> (A. ADAMS & REEVE)					R
<i>Macoma (Macoma) incongrua</i> (MARTENS)					R
<i>M. (M.) tokyoensis</i> MAKIYAMA		R			A
<i>M. spp.</i>					R
<i>Corbicula japonica</i> PRIME	R	C		VA	
<i>Potamocorbula amurensis</i> (SCHRENCK)	A	VA			C
化石集団型	PC	PC	Cr	PC	MM
層準 (海成シルト砂層)	C	A			C

Abundance VA: very abundant, A: abundant, C: common, R: rare

化石集団型 PC: *Potamocorbula amurensis* 集団, Cr: *Crassostrea gigas* 集団, MM: *Macoma-Musculista* 集団

層 準 A: 海成シルト砂相A層, C: 海成シルト砂相C層 (=ヌマコダキガイ化石層)

層 序	大型植物化石			花粉化石		
	本 報 告 (柳沢ほか, 1985)	山野井ほか (1970)	新潟古植物グループ・新潟花粉グループ (1983) 主な種の産出範囲	山野井 (1970)	山野井 ほか (1970)	新潟古植物グループ 新潟花粉グループ (1983)
魚 沼 層	SK020	魚沼層群 上部フローラ	芝ノ又帯	Cryptomeria Zone	Cryptomeria Zone	Fagus Zone Fagus-Tsuga Subzone
	SK030					
SK050	魚沼層群 下部フローラ	田川-1帯	Fagus-Alnus Zone	Fagus-Alnus Zone	Upper Metasequoia Zone	
SK110						?
和南津層						

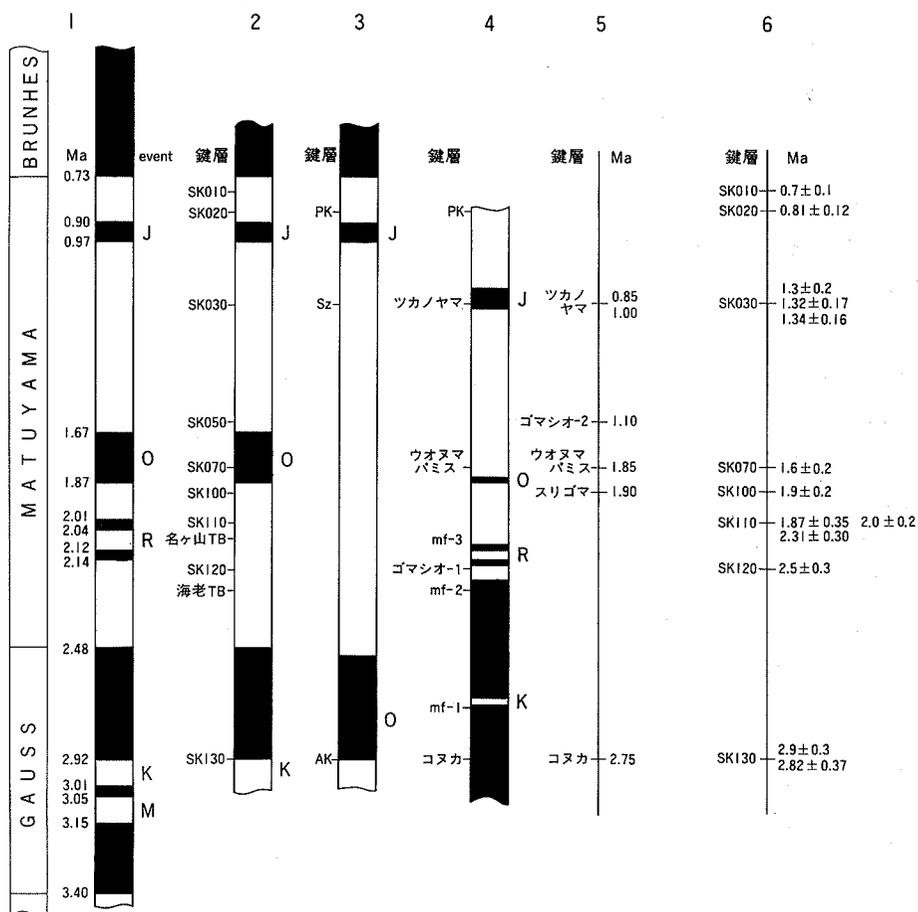
第54図 魚沼層の大型植物化石及び花粉化石の産出

山野井 (1970), 山野井ほか (1970) 及び新潟古植物グループ・新潟花粉グループ (1983) に基づく

④花粉化石：山野井（1970），山野井・新戸部（1970）及び新潟古植物グループ・新潟花粉グループ（1983）は本層の花粉分析を行い，第54図のような花粉層序を明らかにしている。

⑤珪藻化石：新潟珪藻グループ（1983）は田川ルートにおいて本層の珪藻化石を分析している。それによればほとんど全層準から淡水性種のみが産出するが，例外的に津池ゴマシオ火山灰層と名ヶ山TBの間の一試料からは汽水・海水性の種が産出する。この試料は層準からみて，本報告の海成シルト砂相C層からのものと考えられる。

年代値 魚沼層の主な火山灰層については，SUZUKI and YAMANOI（1970）及び村松（1976，1983）によってフィッシュントラック年代値が報告されている（第55図5及び6）。村松（1983）によれば本地域にも分布する火山灰層の値としては，SK110の $1.87 \pm 0.35\text{Ma}$ ， $2.0 \pm 0.2\text{Ma}$ ， $2.31 \pm 0.30\text{Ma}$ ，SK030の $1.3 \pm 0.2\text{Ma}$ ， $1.32 \pm 0.17\text{Ma}$ ， $1.34 \pm 0.16\text{Ma}$ ，SK020の $0.81 \pm 0.12\text{Ma}$ などがある。



第55図 魚沼層の古地磁気層序及びフィッシュントラック年代

(吉越，1983，図6-2による。一部改変)。対比は1：MANKINEN *et al.*(1979)，2：吉越(1983)，3：新戸部・新妻(1971)，4：新戸部・山野井(1970)，5：SUZUKI and YAMANOI(1970)，6：村松(1983)による。古地磁気事件は，J：ハラミロ事件，O：オールドヴァイ事件，R：レユニオン事件，K：カエナ事件，M：マンモス事件をそれぞれ示す

古地磁気層序 本層の古地磁気層序については、新戸部・山野井（1970）、新戸部・新妻（1971）及び吉越（1983）の報告がある（第55図2-4）。吉越（1983）によれば、本層は、ガウス正磁極期の後期からブリュンヌ正磁極期の最初期に及んでいるとされる。

対比及び時代 本地域の魚沼層の層序学的な研究としては、伊木（1910）、新潟県（1962）、山野井（1970）、宮下ほか（1970、1972）、津田ほか（1978）、魚沼丘陵団体研究グループ（1978、1983b）などがあり、本報告の層序区分とは第26図のように対比される。

菊地ほか（1984）によれば、火山灰層の対応関係から、本層は、西山・中央油帯地域の西山層、灰爪層及び西越層に対比される。

本層の地質時代は、古地磁気層序・フィッシュトラック年代及び植物化石層序などから、鮮新世後期－更新世中期にわたり、鮮新世と更新世の境界はSK100付近に、また更新世前期と中期の境界はSK010³⁾のやや上位にあるものと推定される（専報「魚沼層群」編集委員会、1983）。

VI. 第四系

VI. 1 更新統

VI. 1. 1 西層 (N)

分布 塩沢町思川・六日町小栗山集落西方から北北東へ一村尾付近にかけて魚沼丘陵東縁部に分布する。

層厚 100 m 以上。

層序関係 下位の魚沼層との関係及び上位の上野原層・野瀬ヶ原層との関係は、いずれも直接観察できないが、これらの分布状況からみて不整合関係と判断される。

岩質 主として風化の進んだ中礫ないし大礫（いわゆるクサリ礫）からなる円礫層で、上部に砂層・シルト層が発達する。小栗山集落西方ではこの部分に軽石質シルト層や厚さ10-15 cmの泥炭層3枚を挟むところがあり、また共役性の小断層もまれに観察される。クサリ礫の礫種は花崗岩類が大部分で、そのほかホルンフェルスや古期の泥質岩・砂岩、及び火山岩なども含まれる。

五日町北西方の河原沢付近では、クサリ礫層の上に火山岩角礫を含む風化の著しい堆積物が認められる。

化石 シルト層からカラフトグルミ・オニグルミなどの植物化石が報告されている（渡辺・荒川、1981）。

対比 渡辺・荒川（1981）の小栗山層及び水上（1981a）の西層は本層と同じもので、共に新潟油田地域の標準層序の「矢代田層」に対比されるが、矢代田層の層準には問題があるので、ここでは、「後魚沼期先段丘形成期」（中期更新世頃）としておく。

3) 本地域には分布しないが、模式地の芝ノ又ルートでは、SK020の約60m上位に位置する。

VI. 1. 2 榊形山溶岩 (Ma)

分布 海拔 748.5 m の榊形山周辺及びその南東方に分布する。

層厚 150 m 以上。

層序関係 魚沼層群との関係は、榊形山南東 500 m の魚沼スカイライン道路脇の露頭で魚沼層群を不整合に被覆し、また一部断層で接しているのが観察される。西層との関係は不明であるが、分布状況と西層に礫として全く含まれていないことなどから、その上位に当たるものと判断される。榊形山山頂付近ではロームに覆われる。

岩質 暗灰色緻密堅硬で大型斑晶を欠く無斑晶質の玄武岩質安山岩で、部分的に板状節理が顕著に発達し数 cm 厚で平に割れやすい。また多孔質などもある。顕微鏡下では、微斑晶として、斜長石、普通輝石、単斜輝石及び鉄鉱物を含み、石基はピロタキシティック組織を示す(第 II 図版 2)。青木(1979)によれば、NW-SE 方向の裂け噴出物である。化学組成は第 9 表のとおりである。

対比 榊形山溶岩の層序的位置及び年代についてはまだ問題が残されている。例えば、内藤(1965)は小栗山礫層(本図幅では西層)の中にこの溶岩が礫として含まれるとしているが、渡辺・荒川(1981)及び筆者らの調査ではそのような事実はなかった。

また、榊形山東麓のミナミスキー場で建築基礎工事のため掘り下げられて露出した本溶岩の全岩 K-Ar 年代は第 10 表に示されている。約 200 万年という値は予想より古過ぎるきらいはあるが参考のため記しておく。

第 9 表 榊形山溶岩の化学分析値

SiO ₂	56.33%
TiO ₂	1.43
Al ₂ O ₃	16.91
Fe ₂ O ₃	3.68
FeO	6.54
MnO	0.16
CaO	6.57
MgO	2.62
Na ₂ O	2.76
K ₂ O	1.74
H ₂ O(+)	0.44
H ₂ O(-)	0.90
P ₂ O ₅	0.33
合計	100.41

(分析者、茅原一也)

第 10 表 榊形山溶岩の K-Ar 年代

試料番号	岩石名	方法	Isotopic Age(Ma)	⁴⁰ Ar rad scc/gm×10 ⁻⁵	% ⁴⁰ Ar rad	%K
GSJ-R27259	輝石安山岩	K-Ar (全岩)	2.0±.6	.010 .011	10.8 8.4	1.37 1.39

$\lambda_{\beta}=4.96 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$, $^{40}\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ atom per atom of natural potassium.
測定: Teledyne Isotopes 社

VI. 1. 3 未区分段丘堆積物 (t, r)

河岸段丘は魚野川沿いにはほとんど発達していない。しかし、その支流の水無川・宇田沢川・三国川及び登川沿いには、河岸段丘が発達し段丘礫層をのせている。

水無川沿いでは荒山付近において 2 段の段丘が区別される。沖積面からそれぞれ 5 m, 8 m の比高を持ち、厚い段丘礫層がのっている。

宇田沢川中流部では、右岸側に中手原の台地がやや広く発達している。これは南西方向に緩い傾斜を示す。本来、土石流扇状地として形成されたものと思われるが、現在、宇田沢川本流とその支流のハラ川によって、その前縁を浸食され、比高 5-20 m の急崖によって囲まれており段丘地形を示している。

三国川沿いでは、本地域東縁部わらび野付近で中位段丘が存在し、段丘礫層をのせている。

登川右岸地域では、原芝野東方に段丘地形がやや広く発達している。北方へ緩い傾斜を示し、比高5 m程度の平坦面となっている。礫層は厚い。この礫層は、本来、旧期土石流扇状地として形成されたものが、浸食により段丘地形として残ったものであろう。

また、段丘性微高地堆積物が、金城山北斜面の山麓にのみ分布しており、5か所において認められる。それぞれ尾根の先端部においてわずかに存在している。低いものは5 m程度の比高をもつが、北西部の山谷付近に分布するものは10 mを超える厚さをもっている。

これらは、一見、赤色土であって、基盤礫や安山岩礫（いずれも角礫-亜角礫）を含み、赤色粘土がこれらを埋めている。

VI. 1. 4 信濃川段丘堆積物 (tt, tm, tu, ts)

信濃川流域では、津南地域を模式地として六つの洪積段丘面が発達することが知られている（信濃川段丘グループ, 1968）。すなわち高位（下位）より、谷上面、米原面、卯ノ木面、朴ノ木坂面、貝板面及び正面面である。各段丘面の比高（m）と形成年代及び対比は第11表にまとめられている。本地域では、信濃川右岸の魚沼丘陵西麓に発達するが、貝板面及び朴ノ木坂面を欠く。

谷上面は、信濃川流域で容易に識別しうる最高位段丘面で、西隣の松之山温泉図幅地域内で米原南方や市之越東方に良く発達するが、本図幅地域では当間集落南西方に狭く分布するに過ぎない。六段丘面は開析度が高く、南西方では、低位の米原面と明瞭に区分されるが、北方に比高を減じ米原面に収斂するようにみえる。礫層は5 m以下と薄く浸食面的性格が強い。礫種は安山岩円礫が優勢で最大礫径は50 cm位である。内藤（1965）の大谷内面に相当し、更新世中期と思われる。

米原面は、本地域で最も良く発達する段丘面で、当間集落北方より北へ面積を減じつつも十日町東方にまで至る。段丘礫層の最大層厚は15 mほどで、含まれる礫の最大径は80 cmに達する。礫種は、先新第三系の堆積岩類や花崗岩類、塩基性岩類が卓越し、黄褐色砂層の薄層を挟む。

卯ノ木面は、羽根川の南、山谷付近にわずかに分布し、正面面は、その前面、信濃川寄りに極めて狭く分布するのみである。

いずれの段丘面も、VI. 1. 8 ローム層の項で述べるように、礫層の上にローム層を乗せている。

VI. 1. 5 上野原層 (U)

模式地 六日町上ノ原池南端より南方約100 mの道路近傍。

分布 上ノ原池を含む付近の平坦地一帯。

層厚 10 m以上。

層序関係 上位層及び下位層との直接の関係は不明であるが、柵形山溶岩の礫を含むことからその上位、段丘である野瀬ヶ原層より高位にあつて平坦地形面を構成することからその下位と考えられる。

岩質 上ノ原池南方では、厚さ3 m以上の円礫層とその上に重なる厚さ2 m（上部50 cmほどは黒色土化している）のいわゆる「ローム」層からなる。

対比 本層のいわゆる「ローム」層は、新潟重鉱物グループ（1978）の命名した魚野川ローム層に含まれるものである。荒川・渡辺（1981）は、上ノ原地域のローム層を粒度組成と重鉱物組成とから細分

第 11 表 信濃川流域の段丘面とその比高 (m) (新潟県, 1977)

	ローム	信 濃 川 流 域		
		津南・十日町右岸	十日町左岸	小千谷
沖積世		大割野 II 面 10 大割野 II 段丘堆積物	石名坂面 10~15 石名坂段丘堆積物	元中子面 5~10 元中子段丘堆積物
		大割野 I 面 30~35 大割野 I 段丘堆積物	根深面 30~35 根深段丘堆積物	小千谷面 20~30 小千谷段丘堆積物
洪積世	後	正面面 60 正面段丘堆積物 11,700±200Y.B.P.	下原 II 面 50 下原 II 段丘堆積物 下原 I 面 50~60 下原 I 段丘堆積物	塩殿面 20~70 塩殿段丘堆積物
	積	貝坂面 70 貝坂段丘堆積物	千手面 75~95 千手段丘堆積物 22,600±850Y.B.P.	舟岡山面 40~90 舟岡山段丘堆積物
	期	朴ノ木坂面 105 朴ノ木段丘堆積物 25,300±11,000Y.B.P.	上之山面 110~120 上之山段丘堆積物	市民の家面 80~120 市民の家段丘堆積物
	上	卯ノ木面 145 卯ノ木段丘堆積物	城山 II 面 185~215 城山 II 段丘堆積物 33,800+480 -270Y.B.P.	山本山 II 面 220~250 山本山 II 段丘堆積物
	ローム層	米原 II 面 180~220 米原 II 段丘堆積物	城山 I 面 200~250 城山 I 段丘堆積物	山本山 I 面 200~290 山本山 I 段丘堆積物
中期	米原 II 面 280~350 米原 II 段丘堆積物			
前期	谷上面 250~480 谷上段丘堆積物			
第三紀		魚 沼 層 群		
		新 第 三 系		

し、信濃川流域に分布する信濃川ローム層の各層との対比を行っている。ここで上野原層としたものの上部を占めるいわゆるローム層がこれらのいずれに当たるものかは明らかでない。

VI. 1. 6 野瀬ヶ原層 (Ns)

分布 六日町余川集落西方。国道 253 号の南北に分布する。

層厚 10 m 以上。

層序関係 西層の上位であることは確実であるが、上野原層との関係は前項に記したとおりである。

岩質 樹形山溶岩の礫を含む中一大礫とこれらを充填する砂からなる段丘堆積物である。

VI. 1. 7 崖錐堆積物及び旧期扇状地堆積物 (f)

南魚沼地域の東部山岳地域では旧期崖錐堆積物の発達に一般に顕著である。しかし、水系によりかなりその発達程度に差異があり、また、地質によっても著しい差異が認められる。場所によっては崖錐堆積物が流下あるいは移動して連続し、扇状地堆積物に移化している。

既に地形の項で述べたように、扇状地については、その発達の規模及び形成時代により大きく新旧二つに区分することができる。

その一つは、比較的小規模で、扇頂部が高い位置にあり、傾斜が大きいものである。時代的には旧期のもので、その前縁には急崖が存在している（第1型）。他の一つは、大きな河川の下流部に発達し、規模が大きく、扇頂部は低い位置にあり、勾配は非常に小さいものである（第2型）。この第2型に属する扇状地堆積物は、特に魚野川低地帯に流入する河川において特徴的に分布している。

崖錐性扇状地は本地域の東部山地に広く分布している。その一部は下流部において土石流扇状地に移化している。このような旧期の崖錐性扇状地のうちで、特に規模の大きいものを挙げれば、北から次のとおりである。

水無川流域では大倉南方斜面、宇田沢川流域では中手原付近、三国川流域では深瀬北方斜面、五十沢川流域では大倉南方付近のものが代表的なものである。

VI. 1. 8 ローム層

ローム層（信濃川ローム層）は、魚沼丘陵西斜面を含む信濃川流域の段丘上に広く分布し、下位より谷上ローム層、米原ローム層及び貝坂ローム層に三分される（信濃川段丘グループ、1968）。更に、谷上ローム層より下位の鷹羽ローム層（仮称）が、当間山北西斜面鷹羽地内に分布することが新潟火山灰グループ（1981）より報告されているが、詳細は今後の検討課題である。各ローム層の年代、岩相及び段丘面との関係は第56図、第57図、第58図、第11表及び第12表に示したとおりである。一般に、ローム層の厚さは低い段丘面で薄く、高い段丘面上で厚い。本地域のローム層は、津南地域の貝坂ローム層と米原ローム層に対比され、おもに妙高火山噴出物と推定されている（信濃川段丘研究グループ、1970）。

榊形山溶岩上のローム層は、荒川・渡辺（1981）によれば、上・中・下部層の3層に区分され、各層最上部に暗色帯（クラック帯）が存在する（第13表）。下部層（U・L₁, U・L₂）は、層厚240cm+で水の影響を受けており一般的に風化が進み高温型石英を含む粗粒ローム層である。中部層（U・M₁, U・M₂, U・M₃）は、層厚210cmで褐色硬質-中軟質のローム層からなり下半部は良くしまっている。上部層（U・V₁, U・V₂）は、層厚50cmの褐色軟質ロームで腐植土に覆われている。

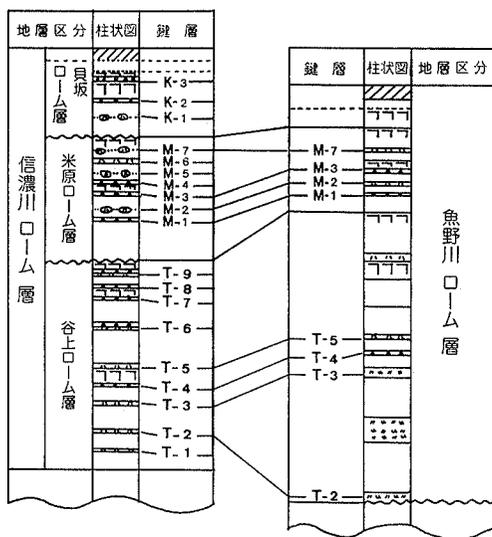
このほか、榊形山東麓上ノ原や野瀬ヶ原の緩斜面をはじめとして魚野川流域にも狭くローム層が分布している。これは、魚野川ローム層と称されている。新潟火山灰グループ（1981）によれば、信濃川ローム層との対比は第12表のとおりで、谷上ローム層相当層は約4.9mと模式地より厚く、米原ローム層相当層はわずかに減少し、貝坂ローム層相当層は約80cmと層厚を著しく減少させている。そして同グループは、T₅より上位は信濃川流域の方が供給源に近く、T₅以下は魚野川流域の方が供給源に近いと推定している。

第12表 信濃川流域のローム層と河岸段丘との関係(新潟火山灰グループ, 1981)

段丘面	面の性質	比 高*	堆 積 物	ローム層
大割野Ⅱ面	信濃川とその支谷に沿って発達し、分布は狭い	大割野で、10m前後	礫層を主体とする 厚さは、数m	なし
大割野Ⅰ面	信濃川とその支谷に沿って発達し、十日町市付近では、信濃川右岸に広大に発達する	大割野で、30-35m	礫層を主体とし、 上部に、砂質シルト層を伴う 厚さ、数m	なし
正面面	信濃川とその支谷に沿って発達し、段丘面はきわめて平坦である。十日町市付近の堆積物は、津南町地域のものより細粒	正面で、60m	粗大な礫層を主体とし、上部に薄いシルト層を伴う 厚さは、10m以下	貝坂ローム層上半部・K ₃ より上位のローム層を載せる。最下底に水成の砂質ローム層がある 厚さは、55cm
貝坂面	信濃川とその支谷に沿って発達し、段丘面はきわめて平坦である	十二ノ木で、70m	くずれやすい礫層で、厚さは、10m以下であるが、船山では、15mである	貝坂ローム層の全層準を載せる 厚さは、180cm
朴ノ木坂面	信濃川とその支谷に沿って発達し、米原Ⅱ、卯ノ木段丘崖下に発達している	場所によって変化する。卯ノ木で、105m	粗大な礫層 厚さは、数m	米原ローム層の大部分と、貝坂ローム層の全層準を載せる 下底は、M ₁ より下位の米原脱色帯の下半部が欠如 厚さは、朴木沢で400cm
卯ノ木面	米原段丘の15-20mの段丘崖下に発達し、分布は、狭い	卯ノ木で、145m	粗大な礫層 厚さは、数m	米原ローム層の大部分と、貝坂ローム層の全層準を載せる 下底は、米原脱色帯の下底がわずかに欠如 厚さは、卯ノ木で4.5m
米原Ⅱ面	この地域で最も広大に発達した面で、浅い谷が発達しているが、かなり平坦である 米原Ⅰ面とは、部分的に数m ₂ の段丘崖で接している	場所によって変化する 赤沢付近で、220m 米原で、220m 十日町市西方で、180-250m	粗大な礫層で、マトリックスはスコリア質でよくしまっている 厚さは、数m-15m、清津川以北で薄い 城山では、シルト層の一部とローム層の基底部分が赤色土化している	米原ローム層、貝坂ローム層の全層準を載せる 厚さは、越渡で500cm、城山で200cm
米原Ⅰ面	やや開析され、なだらかに傾斜した小起伏のある面である 分布は、山地と直接し	相吉付近で、240-340m 市之越で、200-340m	粗大な礫層が主体である。上部のシルト層には、赤色土化がみられる	谷上ローム層の上半部と、米原ローム層、貝坂ローム層の全層準を載せる 下底は、相吉では、T ₄ よ

	たり、谷上段丘を取りまくように分布している		厚さは、10m以下	り下位、その地域ではT ₅ より下位の谷上ローム層が欠如 厚さは、相吉で750cm
谷上面	中津川、七川、当間川などの扇状地状の所に発達し、山地と接している。二次的な傾斜がいちじるしく、開析が進み、小起伏のある面がある	所平の北西1.5kmの道路沿いで、400m 珠川付近で、200-330m	粗大な礫層で、赤色土化したシルト層をはさむ 厚さは、所平北方で7m	谷上ローム層、米原ローム層、貝坂ローム層の全層準を載せる 厚さは、所平の北西1.5kmの道路沿いで1,050cm

* 信濃川河床からの比高



第58図 信濃川ローム層と魚野川ローム層の対比
(新潟火山灰グループ, 1981) 柱状図の凡例は第57図に同じ

第13表 ローム層対比表
(荒川・渡辺, 1981)

信濃川ローム層	魚野川ローム層	上ノ原ローム層	
貝坂ローム層	上	III	U・U ₂
			U・U ₁
米原ローム層	部	II	U・M ₃
		I	U・M ₂
谷上ローム層	中部	II	U・M ₁
		I	U・L
	下部	II	
		I	

VI. 1. 9 旧期地すべり堆積物 (L₁, L₂, L₃)

前期及び後期堆積物に区分される。

分布 前期堆積物は塩沢町北西方の魚沼丘陵東斜面一帯に分布し、後期堆積物はこの地域の北東部及び北西部の3か所ほどに小分布を示す。

層序関係 岩之沢層下部を不整合に被覆することは確実で、後期堆積物の一部は小栗山層を覆う。

層厚 10m以下。

岩質 前期堆積物は岩之沢層下部に由来する泥岩・凝灰角礫岩・安山岩溶岩などの大小の岩塊からなり、不規則な丘陵状小地形を形成する岩屑と、これらを取り囲むならかな斜面をつくっている泥質崩積土とに区分される。前者は岩塊が組み合せて安定な地盤を構成するため、集落地となり、後者は地すべり地特有の棚田になっているところが多い。

後期堆積物としたものも岩屑及び崩積土からなるが、構成物質は岩之沢層下部由来のもののほか、魚

沼層由来と思われる礫なども含んでいる。

時代 時代を示す直接の証拠はないが、有史以前と推定され、特に集落の形成以前であることは確実である。周辺地域の第四紀地史、とりわけ地形発達史を考えると、更新世中期以後魚沼丘陵が傾動しつつ段階的に高度を増加していったらしいので、旧期地すべりの発生は、恐らく晩期更新世頃と考えられる。大規模地すべりの発生によって前期堆積物が形成された後、残留した若干の不安定部分が後発地すべりとなって後期堆積物を形成したと推定されるので、両者に大きな時代差は考えられない。

VI. 2 完新統

VI. 2. 1 沖積段丘堆積物 (ta)

信濃川右岸地域で最も顕著に発達し、現河床面と十数 m の比高差を持っている。未固結の砂礫及び中 - 粗粒砂からなる。この段丘面は、内藤 (1965) によれば、中津川の大割野面 (第 12 表) に連続し、洪積段丘面の一つである伊達原面を開析していく途中で若干の河床安定期につくられた浸食段丘面と思われる。

VI. 2. 2 野田層 (Nd)

魚沼丘陵東縁の西及び野田付近に狭く分布する沖積段丘堆積物の一種であるが、椀形山溶岩の中 - 巨角礫を含み極めて特徴的なので区分した。水上 (1981a) によれば層厚は、西集落で 19 m、庄之又川口で 11 m である。魚沼層以下に不整合に重なる。

VI. 2. 3 新期扇状地堆積物 (f_1 , f_2)

本地域、すなわち魚野川低地帯では扇状地の発達が極めて著しい。これらは通常の型 (第 2 型) の扇状地である。主なものは、水無川扇状地、三国川扇状地、登川扇状地であり、左岸地域は新旧の扇状地が複合している。

水無川扇状地

水無川扇状地は、水無川に沿う山麓部に明瞭な扇状地を形成している。大きさは 6×4 km、平均勾配は 2% である。扇状地の形態は南に八海山からのびる坊谷山が位置するために、この方向への成長が阻害され、扇頂部から北北西方向に向かい、八色原と呼ばれる広大な扇央部を形成している。扇頂部の大倉、船が沢新田、荒金、茗荷沢新田などの集落がのる部分は段丘化しており、現在、集中豪雨、融雪水によって砂礫の堆積が進行するのは北半分である。扇端部は、北隣小千谷図幅地域内にあり標高 110 m であり、小出町の大浦新田、十日町、岡新田、大和町の天王町などが湧水帯に沿って弧状に並んでいる。扇状地の構成物は千枚岩礫などが主であり、厚さは異常に厚い。

三国川層 - 宇田沢川扇状地

三国川 - 宇田沢川扇状地は、両河川による複合扇状地である。2 つの扇頂部の標高は、それぞれ 200 m、及び 260 m であり、扇頂部の標高は約 140 m である。この扇状地の扇央部下半部では表層に砂・粘土層が厚く堆積しており 0.45-1.0 m に達している。

登川扇状地

登川扇状地は本図幅地域の南に扇頂を持つ広大な扇状地である。中之島から下流部で急に広がり魚野川に連なっている。この扇状地礫層は恐らく地下にも連続しているものと思われる。前縁に不連続崖は存しない新期のものである。

地下礫層

魚野川左岸魚沼丘陵側の扇状地は扇頂部の標高が200-260 m以上で、扇端部の標高が140-160 mなので、平均勾配は右岸地域のものより大きい。堆積物は魚沼層の礫層に由来する礫が多い。

魚野川低地帯では、用水井戸、調査井、温泉探鉱井などが多数掘削されている。これらの坑井資料によると表層から砂礫層が厚く堆積しており、魚野川本流沿いではいずれも50 m以上の礫層が存在している。更に、魚沼丘陵側では厚いところで300 m以上に達しているといわれる。これらの礫層は扇状地堆積物を含むのはもちろん、更に古い時代のもので含んでいると考えられる。この地域の沖積層は厚さ100 mを超すと考えられている。

この厚い礫層は、地下水面の性質に基づいて大きく2分される。浅層のものは自由面地下水層であって、その礫層のうち、東西両側のもは主として扇状地堆積物であり、中央部は魚野川堆積物とされている。自由面地下水で特徴づけられる上部礫層の基底には粘土層があり、埋木を含むことがある。この基底深度は地表下30 m程度である（新潟県，1970）。

これらの礫層の下位には、被圧地下水層によって浅層と区別される厚い礫層が魚野川沿いに分布している。これを“魚野川礫層”と仮称することにする。“魚野川礫層”の基底深度についてみると、100 mの等深線がほぼ魚野川に沿っており、登川・三国川・水無川などの合流点では東方に入り込んだ形になっている。この100 m等深線から西方では更に厚くなり、200-400 mの深度まで礫層が認められている。“魚野川礫層”の内容は明らかではないが、恐らく時代的にも層相についても多種のものを含むものと考えられる。

この異常に厚い礫層の存在や、登川下流の仙石柄沢付近で、古期ローム（十日町盆地津南地域の谷上ローム層に相当）をのせる扇状地性斜面の末端が沖積面に没することなど（新潟平野団研グループ，1972）は、魚野川低地帯における更新世以降の異常な沈降運動を物語るものであろう。

VI. 2. 4 山腹堆積物 (s)

分布 樹形山南東や大沢山集落・大沢峠・上越国際スキー場近傍などの山腹斜面に分布する。

層厚 10 m 以下。

層位関係 分布状況からみて、岩之沢下部層・樹形山溶岩・魚沼層などを不整合に被覆することは間違いないが、魚沼丘陵東斜面の構成物中最新の堆積物として、緩やかな斜面地形をつくっている。

岩質 種々雑多な種類の岩屑・土砂からなり、部分的に崖錐性堆積物・原地性堆積物を含む匍行性堆積物と考えられる。

VI. 2. 5 沖積層 (a)

完新世における上述以外の表成堆積物について沖積層を区分する。沖積層は各河川の河床及びその沿

- (1) 水無川北方の断層系
- (2) 広堀断層
- (3) 高倉山北斜面の断層系
- (4) 高倉山断層
- (5) 大月断層
- (6) 大倉断層
- (7) 野中断層
- (8) 大割山断層
- (9) 野中沢断層
- (1) **水無川北方の断層系**

本断層系は基盤及び大倉安山岩層の両方を切る断層である。この断層系により上権現堂山層群は3つのブロックに分けられている。それぞれのブロックは、このためそれぞれ異なる岩相と構造を示している。既に述べたのでここでは省略する。

(2) **広堀断層**

この断層により、北側の城内層群と南側の水無川変成岩とが接している。恐らく、本来のアバット不整合面に近いところで形成された北落ち正断層である。

(3) **高倉山北斜面の断層系**

城内層群と水無川変成岩及び斑れい岩とを境する断層であって、いずれも不整合面近くで生じた正断層である。

(4) **高倉山断層**

花崗岩及び斑れい岩を切る NE-SW 方向の断層であり、隣接図幅内に延びている。基盤内に顕著に存在する NE-SW 性断層群の1つである。

(5) **大月断層**

坂戸山砂岩頁岩部層を切る NE-SW 方向の断層である。坂戸山東方では、幅 5 m 程度の破碎帯を生じており、近接部分の頁岩は急傾斜となっている。

(6) **大倉断層**

この断層は NE-SW 方向、北落ちの正断層である。地質の不連続性から推定される、北東部は高倉山断層に連なるものと考えられる。

(7) **野中断層**

航空写真で明瞭なりニアメントとして認められ、地形的にも、三角末端面の存在などからその存在が推定される。

(8) **大割山断層**

NE-SW 方向で北落ちの正断層である。南西部では北側の城内層群と南側の超塩基性岩及び花崗岩類とがこの断層で境されている。五十沢川を切るところでは、多くの石英斑岩岩脈が貫入している。

(9) **野中沢断層**

奥利根層群と花崗岩類とを境する断層で、断層面はほぼ直立しているものと思われる。

魚野川西方における断層は、後述する六日町盆地北西縁構造線を除けば、大沢山背斜東翼に同背斜軸に並走する大沢山断層が推定されるのみで、東部地域に比べて顕著な断層は少ない。

Ⅶ. 2 六日町盆地北西縁構造線

六日町盆地の北西縁は、200 m の等高線に沿って極めて直線的で容易に高角の断層が推定できる（第1図）。

事実、青木ほか（1978）による同盆地内のボーリング資料の検討により1-2本の西傾斜の衝上断層の存在が確認されている。

一方、山下（1970）は、本図幅地域北方でN20° E方向の「新発田一小出線」を提唱し、これより西方では古期岩層が露出せず、新潟油田の新第三系及び第四系だけが発達することを指摘した。本構造線は、地表部で観察されることはほとんどないが、山下ほか（1979）は新潟県北魚沼郡小出町から北東へ、魚野川の支流の一つである破間川沿いの調査結果から、本構造線の垂直落差は6,000 m に達すること、その運動は白亜紀花崗岩類の貫入後、中新世下部の松川層堆積前に始まり油田第三系の堆積の間にも何回か活動し、更新世中期から後期にかけても活動した可能性があることを指摘した。更に、歌代・高野（1977）は完新世にわたる活動をも示唆している。また、新潟平野東縁部においても笹神団研グループ（1980）による地形・地質調査や丸山ほか（1981）による重力探査などによってその実在が確認されつつある。

六日町盆地北西縁構造線は、まさに新発田一小出線の南西延長部に相当するが、扇状地堆積物や地すべり堆積物に覆われ地表部では不明瞭である。そこでαトラック法を用いて本構造線の通過位置等の検証を試みた。

αトラック法はラドンの放射するα線の飛跡密度を求めることによって断層を被覆する土壌中のラドンの相対濃度分布を知る方法である。その基本原理や過去の適用例については、例えば、加藤ほか（1979）を参照されたい。

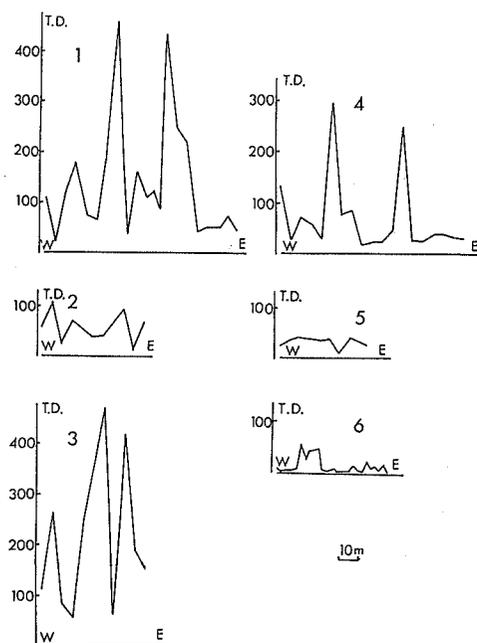
一般に、断層運動によって破壊された基盤岩中のウランの壊変によって生ずるラドンは被覆層直下まで達する割れ目（地震断層や活断層）を通過して表土中に浸透拡散すると仮定されるから、断層直上ないし近傍においてα線の飛跡密度が増大することが経験的に期待されている。

測定位置は第1図（番号1-6）に示されている。

測定結果は第60図に示されている。側線が構造線を横切っていると思われる1、3、4及び6の地点では顕著なαトラック密度の集中が見られ、かつ、そのピークが2-3個連続して明瞭に認められることから、本地域における本構造線は単純な断層線ではなく、並走する断層群によって構成され、一部破砕帯をなしていると思われる。

Ⅶ. 3 褶 曲

本図幅地域では、魚沼丘陵東部の新第三系において、背斜-ドーム構造が比較的良く発達する。魚野



第60図 六日町盆地北西縁構造線における α トラック法測定結果(縦軸はトラック密度, 測定位置は第1図)

川東方山地地域の城内層中にも幾つか向斜構造が発達する。

大沢山背斜

最も顕著なのは、本地域南西端付近の大沢山背斜でNNE-SSWの軸を持ち、北へ緩くブランチする。しかし、大沢山や塩沢付近では地すべり堆積物に覆われその北方延長は不明となる。中新統の上野層から鮮新-更新統の魚沼層に至るまで変形を与えて最大翼傾斜は $40-50^\circ$ に達する。

ドーム構造

魚沼丘陵北東部では、魚沼層は一般にNNE-SSW走向を持ち、西方へ 20° 以下の緩傾斜を示すのに対し、岩之沢層以下の地層は、幾つかのドーム構造を形成している。すなわち、北から、浦佐及び名木沢にかけて広がる一村尾ドーム、河原沢から大巻付近にまで広がる河原沢ドーム、西の西方から余川付近にまで広がる欠之上ドームである(第25図)。これらのドームは、NNE-SSWないしN-SとE-W走向が卓越し、かなり角ばった形態を示す。傾斜は一般に 20° 以下の緩傾斜である。各ドーム間には、ほぼ東西走向の向斜構造が発達する。

魚沼層は、一般に西方に緩傾斜する単斜構造を呈するが、中央部の樹形山西方では、NE-SW性の軸を持つ 10° 前後の傾斜の非調和な弱い褶曲が認められる。

城内層群は、一般に緩傾斜であり、顕著な褶曲構造としては、宇田沢川向斜と坂戸山向斜とがある。

宇田沢川向斜

宇田沢川以北に分布する城内層群は、全体として南傾斜であり、一方、桂山-高倉山の北斜面に分布するものは北北西に傾斜している。

このことから、宇田沢川に沿って軸方向の向斜構造の存在を認めることができる。しかし、細かくみると、西部では東に緩く傾斜する部分もあり、緩やかな撓曲を伴うとみなせる。

坂戸山向斜

坂戸山地の北西部では、坂戸山砂岩頁岩層は全体として北方にプランジする軸をもつ向斜構造を示している。

VII. 4 活 構 造

六日町盆地北西縁構造線は、既に述べたように六日町盆地内の異常に厚い沖積層の堆積に影響を与えていることが推察されるから、中期更新世末期から完新世にわたって活動したことが推定される（歌代・高野，1977）。地表部における地形地質学的な証拠は多くないが、本地域南端部の塩沢南西では扇状地を切る北西側が約5m隆起した低断層崖状の活断層地形が比較的明瞭である（加藤・山崎，1979；山崎・今泉，1980；加藤ほか，1984の石打断層）。また、活断層運動の直接の証拠とはならないが、第60図で示したように α トラック密度が異常に高いことも注目される。

また、本地域ではその分布の一部しか現れていないが、信濃川沿いの段丘面は、町田・池田（1969）によれば、同時代の段丘面の変位量は魚沼層群の傾斜に比例すること、同一場所の各段丘面では古い段丘面ほど変位量が大きく、段丘面形成後も少なくとも見掛け上新第三紀以後の地殻変動が継続してきたことが暗示される。本図幅地域では、魚沼丘陵西側緩斜面の活傾動となって現れている。西隣の松之山温泉図幅地域では信濃川に面する部分では活断層地形が顕著である。

VIII. 応 用 地 質

VIII. 1 鉱 床

本図幅地域内には、数箇所において金・銅・鉛・亜鉛及び石綿の鉱床が知られているが、いずれも小規模で、現在は稼行されていない（位置は、地質図に示されている）。

VIII. 2 鉱泉・温泉

本図幅地域では六日町ほか数か所で温泉ないし鉱泉の湧出をみる。

六日町温泉は中村（1962）によれば、昭和32年天然ガス採取を目的とした試錐によって高温多量の温泉湧出を見たことによる。特に、2号井は孔底で66°C、孔口で58°Cの温泉が約1,000l/分湧出、4号井は孔底で65°C、孔口で52°Cの温泉が約1,000l/分自噴、中越バス源泉では孔底65°C、孔口で50°Cの温泉が120l/m湧出した。各温泉水の化学成分は第14表に示している。分析結果から各温泉はCl⁻で特徴づけられ、比率的HCO₃⁻、CO₂に乏しく、Br⁻/Cl⁻、I⁻/Cl⁻の比率がかなり高いことが指摘されている。ボーリング試料と照合すると、六日町温泉は、緑色凝灰岩を貫く石英閃緑岩を熱源とし、含油第三紀層が帽岩の役割を果し、凝色凝灰岩及び石英閃緑岩中に温泉水が貯溜されたものとみなせる（中村，1962）。

第 14 表 六日町温泉化学成分表 (中村, 1962)

(単位 mg/l)

採水箇所	水温 (°C)	pH	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺
2 号 井	58	7.2	633	38.7	73.2	400	15	71.8	1.7	<0.1
4 号 井	52	7.2	689	41.2	51.9	428	18	78.4	1.2	<0.1
中越バス源泉	50	7.2	828	37.0	54.9	481	20	94.8	1.8	<0.1
採水箇所	Fe ²⁺	CO ₂	H ₂ SiO ₃	HBO ₂	T. S. M.	Br ⁻	I ⁻	Br/Cl×10 ³	I/Cl×10 ³	
2 号 井	<0.1	4.2	39.0	22.3	1,359	1.95	0.50	0.30	0.07	
4 号 井	<0.1	4.2	37.7	22.3	1,487	2.11	0.55	0.30	0.04	
中越バス源泉	<0.1	3.8	53.3	31.2	1,764	2.84	0.60	0.34	0.04	

VIII. 3 地 す べ り

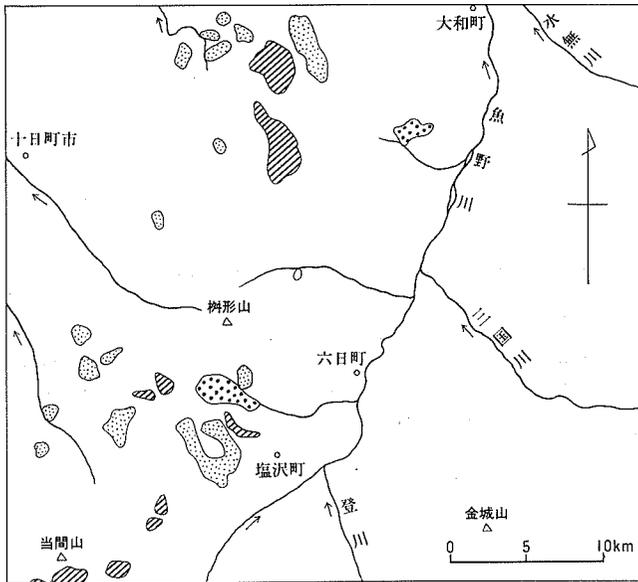
新潟県の新生界分布地域における地すべりの特徴は、後期新生代の地殻運動との関連から総括されている(植村, 1981)。それによると本地域は、魚野川沿いの新発田-小出線によって異なる性質の地域に2分される。東側の地域は地すべりの発生がほとんどなく、中・古生界や花崗岩類・変成岩などを主体とする山地で、後期新生代にはほとんど褶曲運動は経験することなく、更新世中期以降段階的な地塊運動によって山地を形成して行った地域である。これに対して魚野川西方地域は地すべりの頻発ないし中発する地域で、地形的には丘陵、地質的には魚沼層群が主体をなし、更新世中期以後に非褶曲性の隆起運動を行った地域である。

新潟県の地すべりについては、近年全般的な総括がなされた(岩永, 1975; 新潟県農林水産部治山課, 1978; 新潟県農地部農地建設課, 1984)が、本地域については第61図に示すように、林野庁所管773.3 ha, 農林水産省構造改善局所管161.1 ha, 建設省所管722.83 ha, 合計1,657.23 haの面積が地すべり防止区域として指定されている(新潟県農林水産部治山課, 1981)。

これらのうち、数か所では地すべりが発生し、防止工事が実施されたが、多くは旧期の地すべり堆積物が部分的に再動した二次地すべりであり、大規模なものではない。

旧期大規模地すべりとして明らかとなったのは、塩沢町西方の魚沼丘陵東斜面のもので、先に述べたように地すべり堆積物がすべて基盤をなす第三系や魚沼層に直接由来することから、この地すべりが初生的な一次地すべりであったことは確実である。晩期更新世と推定されるこの地すべりの発生には、基盤地質の構成が重要な原因として考えられる。上部第三系岩之沢層下部の泥質岩と、これに交互して成層する凝灰角礫岩・溶岩とでは、延性度較差(ductility contrast)がかなり大きく、このことが地すべりの物質因子(植村, 1981)として潜在的に作用していたと推定される。これに加えて、第四紀断層である新発田-小出線の活動や、丘陵の傾動的隆起による斜面傾斜の増大などによって大規模地すべりの発生をみるに至ったものであろう。

現在のところ、この地すべりの大規模な再動を予測する根拠はないが、地すべり地の南に隣接する地域には丘陵上部の強風化凝灰角礫岩(岩之沢層下部)に階段状の亀裂群を思わせる小地形が発達し、地すべり-崩壊に移行する可能性を示し、上越新幹線の「またたき区間」が地域直下を通過していることや、スキー場建設のため大規模な整地が行われていることも併せて注意が肝要であらう。

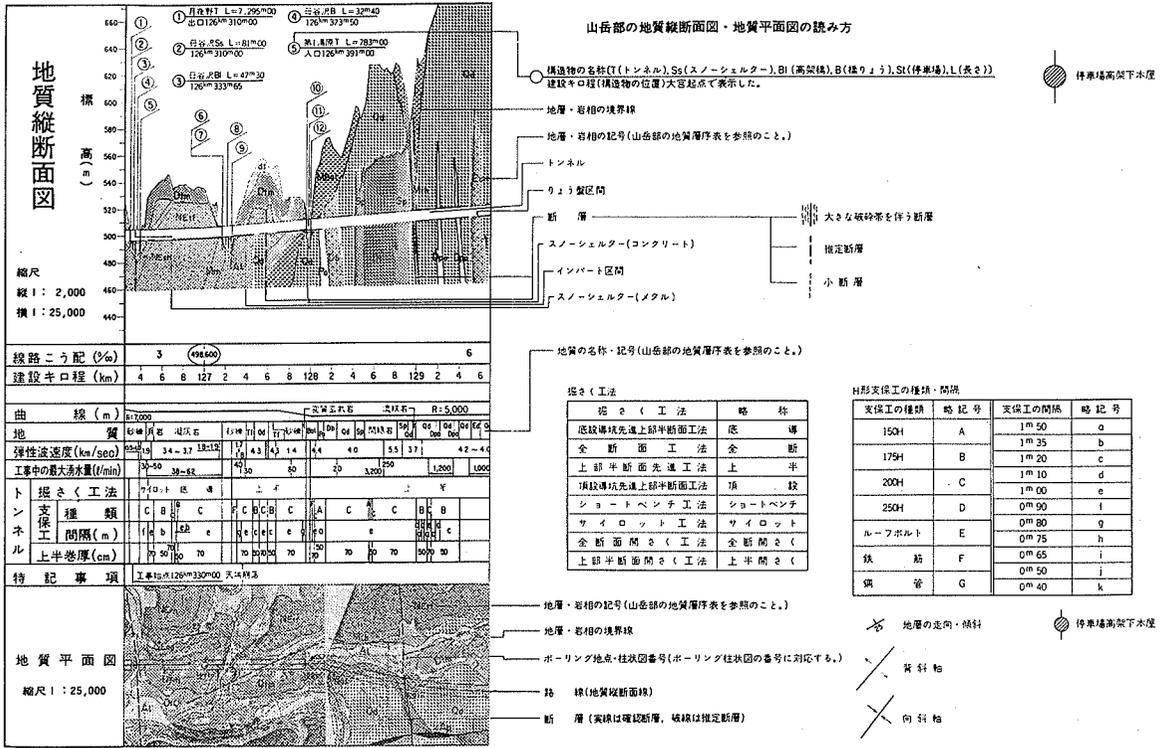


第 61 図 十日町圏地域における地すべり防止区域

(斜線は林野庁所管, 粗い打点は農林水産省構造改善局所管, 細かい打点は建設省所管の指定地, 新潟県農林水産部治山課, 1981).



第 62 図 新潟新幹線建設局管内上越新幹線線路平面図
(鉄建公団, 1980 を複製)



地質時代	水上～谷川連峰(堆積岩類)				水上～谷川連峰(火成岩類)				沢沢～滝谷(堆積岩類)				滝沢～滝谷(火成岩類)			
	色	記号	地層名	岩相	色	記号	岩相	色	記号	地層名	岩相	色	記号	岩相		
第四紀 沖積世 (全新世)		Al	沖積層	礫, 砂, シルト, 粘土				Al	沖積層	礫, 砂, シルト, 粘土						
		d1	産産堆積物	礫, 砂, シルト, 粘土				d1	産産堆積物	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Ala	沖積段丘堆積層	礫, 砂, 粘土						
								Fgr	扇状地堆積層	礫, 砂, シルト, 粘土						
第四紀 洪積世 (更新世)								Lsd	地すべり崩土	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Fg2	新期上の原礫層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Fg1	旧期上の原礫層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								D1h	低位段丘堆積層	礫, 砂, シルト, 粘土						
第三紀 鮮新世								D1m	中位段丘堆積層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Ygr	交代田層	礫, 砂, シルト, 粘土			Man	安山山岩		
								Uou					Ivt	火山山岩		
								Uom	魚沼層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Uot	魚沼層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Ulu	魚沼層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Uim	魚沼層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Ult	魚沼層	礫, 砂, シルト, 粘土						
								Wsa	和泉層(灰爪層)	砂岩(閃礫点在)						
								H1b	灰爪層	凝灰角礫岩, 安山岩						
								Hsa	灰爪層	砂岩						
	第三紀 新第三紀								Hsa	灰爪層	砂岩					
								Hs1	灰爪層	シルト岩, 泥岩						
								Hs1	灰爪層	泥岩・砂岩互層						
								Nsi	西山層	シルト岩(礫, 泥岩を挟む)			Dpo	閃礫砂岩		
								Nss	西山層	砂岩						
								Nms	西山層	泥岩を主とする砂岩層						
								N1b	西山層	凝灰角礫岩			Non	安山岩(塊状石)		
								N1r	西山層	凝灰岩						
								N1s	西山層	凝灰質砂岩(礫岩を挟む)						
								Ncq	西山層	凝灰質礫岩						
第三紀 中新世									Sat	七谷層	泥岩・砂岩互層			Db	輝緑岩	
									Sms	七谷層	泥岩(砂岩の薄層を挟む)			Di	閃礫岩	
								N1sh	七谷層	頁岩(砂岩を挟む)						
								N1tr	七谷層	凝灰質砂岩(礫岩を挟む)						
								Tsh	津川層	頁岩(砂岩を挟む)						
								Tif	津川層	凝灰岩			Op	石英斑岩		
								T1b	津川層	凝灰角礫岩			Po	珪岩		
								Tss	津川層	砂岩			Ba	玄武岩		
								J1b	城内層	凝灰角礫岩			J1h	流紋岩		
								Jc1	城内層	凝灰質礫岩			Jde	石英安山岩		
												Jan	安山岩			
	中生代 白堊紀													JBat	安山岩	
													Gr	花崗岩		
													Gr	花崗岩		
中生代 三疊紀																
中生代 二疊紀																
中生代 石炭紀																

第 63 図 群馬県利根郡水上町 - 新潟県長岡市滝谷間山岳部地質層序表
(鉄建公団, 1980; 荻原洋介, 1981, 第 59 図を再録)

VIII. 4 トンネル地質

本図幅地域内には、上越新幹線トンネルが既に掘削され、主に日本鉄道建設公団により非常に貴重な資料が得られている。特に許可を得て、その成果の一部（上越新幹線地質縦断面図等、日本鉄道建設公団、新潟新幹線建設局、1980）をここに引用させていただいた（第62、63及び64図）。

文 献

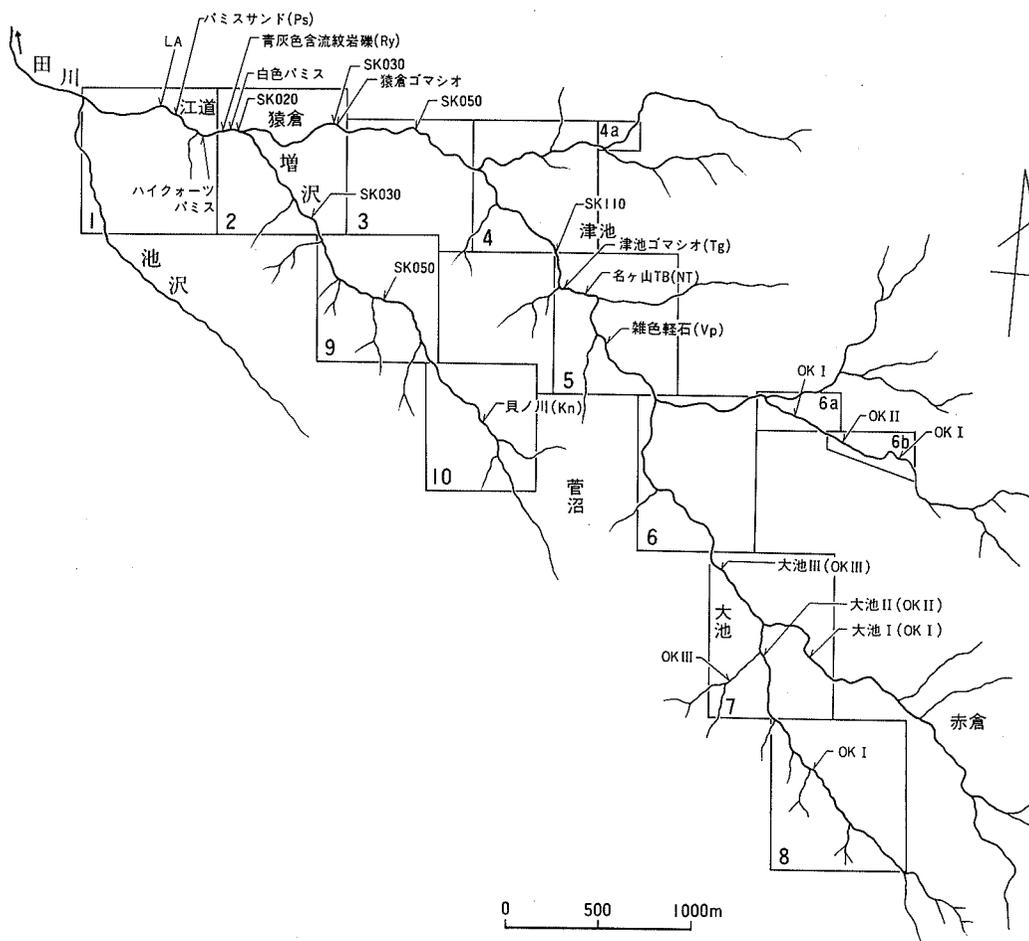
- 青木 滋・茅原一也・寺川俊浩・藤田至則（1978）新潟県六日町盆地の地下地質。新潟大地盤災害年報，no. 4，p. 81-86.
- 荒川勝利・渡辺秀男（1981）南魚沼郡六日町上ノ原地域のローム層。樋熊清治編，六日町西山の自然。六日町，p. 29-41.
- 茅原一也（1966）魚沼地域の下部グリーンタフ。UMP地質構造部門，B-Zone連絡紙，no. 3.
- （1974a）新潟地区の火山層序について。地調報告，no. 250-1，p. 183-234.
- （1974b）新潟積成盆地の新第三系火山層序。石油技誌，vol. 39，p. 201-215.
- （1976）北部フォッサ・マグナ地域の先第三系基盤岩について。地質学論集，no. 13，p. 83-95.
- ・小松正幸・黒川勝己・今井直哉（1976）新潟県三国川上流の中ノ岳はんれい岩体（第1報）。西田彰一教授退官記念論文集，p. 253-273.
- ・———・島津光夫・久保田喜裕・塩川 智（1981）越後湯沢地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，108 p.
- ・西田彰一（1968）越後三山・奥只見地域の地形および地質。越後三山・奥只見自然公園学術調査報告。日本自然保護協会調査報告，no. 34，p. 19-55.
- ・———（1973）清津川流域の地質調査報告，清津川ダム計画に関する学術調査報告。日本自然保護協会調査報告，no.43，p.7-28.
- ・———（1975）奥清津ダム周辺および清津川上流地域の地質，奥清津ダム学術調査報告。日本自然保護協会調査報告，no. 50，p. 9-26.
- ・———・島津光夫（1977）新潟県南魚沼地域の地形および地質。新潟県文化財調査年報，no. 15，p. 84-137.
- CHIHARA, K., SHIMAZU, M., KOMATSU, M., IMAI, N. and KUROKAWA, K. (1977) Geological structure and its development of the western part of the jōetsu Tectonic Belt, Central Japan, Part I. Geology. *Sci. Rep. Niigata Univ.*, ser. E, no. 4, p. 1-46.
- 千谷好之助（1930）本邦油田第三紀層の分類と其名称とに就きて。地質雑，vol. 37，p. 262-269.
- 長谷川美行（1965）小出町東方地域のいわゆる古生層。UMP地質構造部門 B-Zone連絡紙，no. 2，p. 6.

- 端山好和 (1966) 失われた変成帯—上越変成帯の構想—。変成帯 (総合研究「日本の変成帯形成史の総合的研究」研究連絡紙), no. 3, p. 19-23.
- HAYAMA, Y., KIZAKI, Y., AOKI, I., KOBAYASHI, S., TOYA, K. and YAMASHITA, N. (1969) The Jōetsu Metamorphic Belt and its Bearing on the geologic structure of the Japanese Islands. *Memoir. Geol. Soc. Japan*, no. 4, p. 61-82.
- 池辺 穰 (1953) 最近の探鉱成果 (新潟・長野地方). 石油技誌, vol. 18, p. 25-36.
- 伊木常誠 (1910) 大日本帝国油田図第 10 区魚沼油田及び同説明書. 地質調査所, 29p.
- IKI, T. (1922) Some studies on the stratigraphy of the Tertiary formation in the Echigo oil-fields *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 1, p. 9-29.
- 岩永 伸 (1975) 新潟県下に分布する魚沼層群の地すべりと地質構造との関係について (I). 地すべり, vol. 11, no. 3, p. 1-10.
- 加藤碩一・山崎晴雄 (1979) 信越地域活構造図 (1:200,000), 構造図 5. 地質調査所.
———・粟田泰夫・下川浩一 (1984) 新潟 (1:500,000 活構造図), 図幅第 7 号. 地質調査所.
- 加藤 完・伊藤吉助・永田松三 (1979) 伊豆半島及び富士川周辺における α トラック法による活断層調査. 地震 第 2 輯, vol. 32, p. 435-449.
- 風丘 修・立石雅昭・小林巖雄 (1984) 小千谷市-十日町市の魚沼層群中に見られる部層オーダーのサイクルについて. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, p. 289.
- 菊地かおる・黒川勝己・丸山直子・落合浩代・小林巖雄 (1984) 新潟油田地域, 灰爪層・西山層と魚沼層群の火山灰層による対比. 地質雑, vol. 90, p. 101-115.
- 黒川勝己・落合浩代・丸山直子・新潟火山灰グループ (1983) 魚沼層群中の火山灰層の記載岩石学的検討. 地団研専報, no. 26, p. 33-46.
- 町田 貞・池田 宏 (1969) 信濃川中流地域における段丘面の変位. 地理評, vol. 42, p. 623-631.
- 丸山孝彦・大坪友英・国安 稔・高浜信行・田中 保 (1981) 重力異常からみた新潟平野東縁部の新発田-小出構造線. 地球科学, vol. 35, p. 274-293.
- 正井信雄・高浜信行 (1981) 新潟堆積盆地東縁, 魚沼丘陵北部の第四系, その 1, 地質層序. 地球科学, no. 35, p. 71-86.
- 水上清光 (1981a) 南魚沼郡六日町西方の新第三系. 樋熊清治編, 六日町西山の自然, p. 7-17.
——— (1981b) 六日町西山地区に産出する貝化石. 樋熊清治編, 六日町西山の自然, p. 49-65.
- 三梨 昂・宮下美智夫・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫 (1974) 魚沼層の層序と堆積運動. 地調報告, no. 250-1, p. 97-111.
- 宮下美智夫・鈴木尉元・島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・樋口茂生 (1970) 日本油田・ガス田図 7, 魚沼. 地質調査所.
———・三梨 昂・鈴木尉元・島田忠夫・影山邦夫・樋口茂生 (1972) 日本油田・ガス田図 7, 魚沼地質説明書. 地質調査所, 36p.
- 水谷伸治郎・植村 武・山本博文 (1984) 新潟県下のジュラ系と足尾帯. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no. 1, p. 44-50.

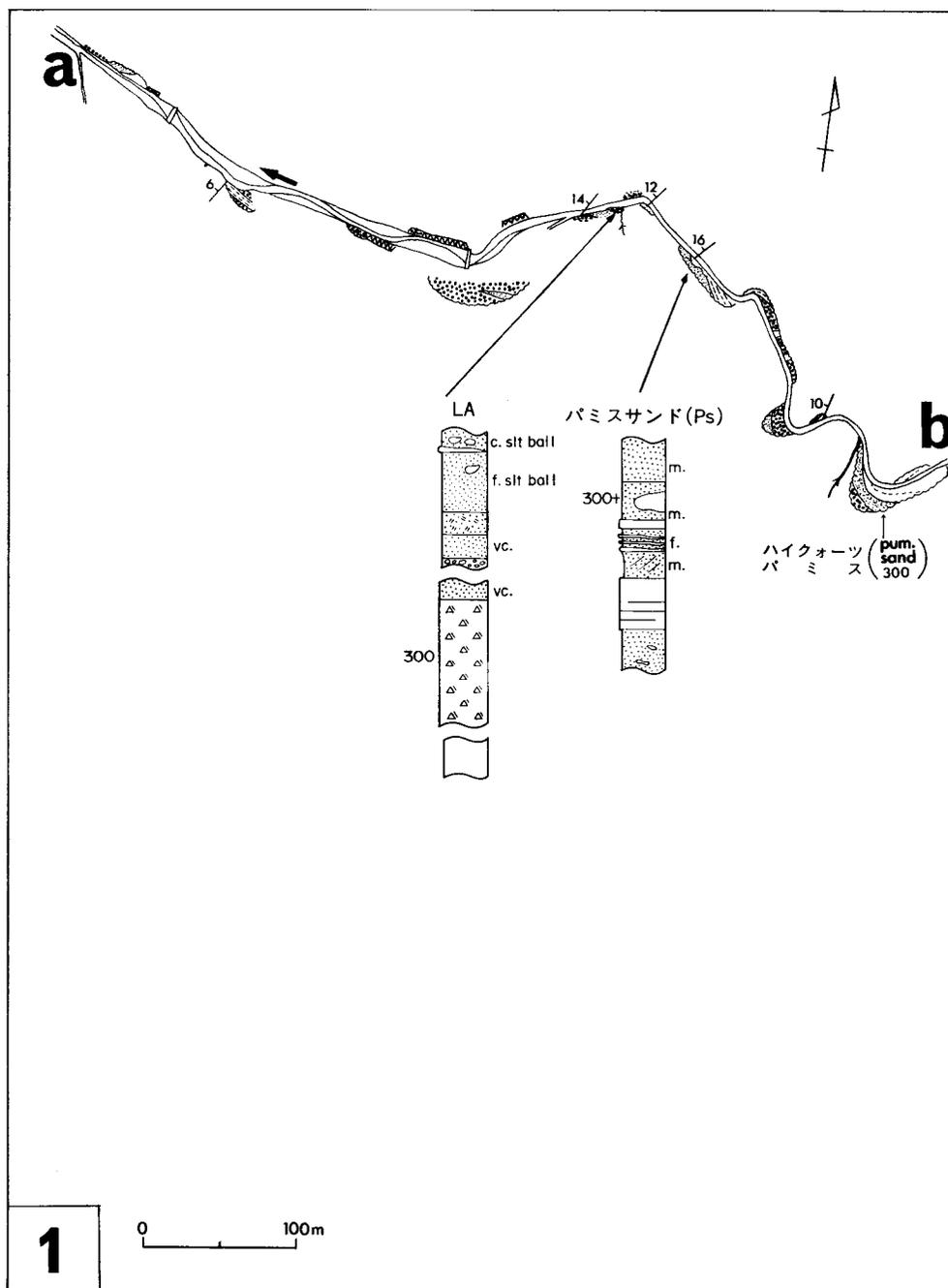
- 村松敏雄 (1976) 魚沼層群に含まれる凝灰岩層のフィッション・トラック法による絶対年代の測定. 新潟県地学教育研究会誌, 松崎庚一教授追悼論文集, p. 41-44.
- (1983) 魚沼層群のフィッション・トラック年代. 地団研専報, no. 26, p. 63-66.
- 内藤博夫 (1965) 新潟県十日町市付近の地形-魚沼地方の地形発達史についての若干の考察. 地理評, vol. 38, p. 613-628.
- 中村久由 (1962) 本邦諸温泉の地質学的研究. 地調報告, no. 192, p. 1-126.
- 日本鉄道建設公団・新潟新幹線建設局 (1980) 上越新幹線 (水上・新潟間) 地質図. 260p.
- 新潟第四紀グループ (1983) 新潟県下の魚沼層群の諸問題. 地団研専報, no. 25, p. 125-138.
- 新潟平野団体研究グループ (1970) 新潟県刈谷郡小国地域の魚沼層群 新潟の第四系 そのⅪ. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 15, p. 263-301.
- (1972) 十日町盆地の河岸段丘. 地質学論集, no. 7, p. 267-283.
- 新潟重鉱物研究グループ (1978) 南魚沼郡魚野川流域に分布するローム層について. 斉藤良二郎先生退職記念誌, p. 81-84.
- 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Ⅰ-信濃川ローム層について-. 地球科学, vol. 36, p. 294-311.
- (1983) 魚沼層群中の火山性堆積物. 地団研専報, no. 26, p. 23-31.
- 新潟珪藻グループ (1983) 魚沼層群の化石珪藻群集. 地団研専報, no. 26, p. 127-135.
- 新潟県 (1962) 新潟県魚沼地域総合地質調査報告, 21p.
- (1970) 魚野川流域地下水調査報告書.
- (1977) 新潟県地質図 (1:200,000) 及び同説明書. 493p.
- 新潟県農地部農地建設課 (1984) 新潟の地すべり. 251p.
- 新潟県農林水産部治山課 (1978) 地すべり調査総括書Ⅰ-地すべりと地質及び地質構造の関係-. 80p.
- (1981) 地すべり調査総括書Ⅳ-魚沼地域・中越地域編-. 423p.
- 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ (1983) 魚沼層群産出の大型植物化石と花粉化石. 地団研専報, no. 26, p. 103-126.
- 新潟有孔虫研究グループ (1983) 魚沼地域における鮮新統-下部更新統産の有孔虫. 地団研専報, no. 26, p. 91-101.
- 新戸部 隆・新妻信明 (1971) 魚沼層群の古地磁気層序および花粉層序. 第四紀研究, vol. 10, p. 38-39.
- ・山野井 徹 (1970) 魚沼層群の古地磁気測定. 日本地質学会第77年学術大会講演要旨, p. 121.
- 大村一蔵 (1930) 越後油田の地質及び鉱床. 地質雑, vol. 37, p. 775-792.
- 笹神団体研究グループ (1980) 新潟平野東縁部・笹神丘陵の地質. 地球科学, vol. 34, p. 119-137.
- 佐々木伝一 (1961) 新潟県南越鉱山の地質と鉱床. 鉱山地質, vol. 11, p. 78-83.
- (1968) 南越鉱山の地質と鉱床の形成. 広島大地研報, no.17, p. 1-25.
- 佐藤 正・古田鎮男・木村敏雄 (1974) 奥只見・黒又川地域の地質構造. 総合研究「東北地方におけ

- る第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」. 昭和48年度報告, p. 15-21.
- 佐藤 正 (1975) 新潟県東又川流域の二畳-三畳系. 地質雑, vol. 81, p. 709-711.
- 専報「魚沼層群」編集委員会 (1983) 魚沼層群の形成史. 地団研専報, no. 26, p. 159-174.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫 (1984) K-Ar年代測定結果-2. 地質調査所測定未公表資料-1. 地調月報, vol. 35, p. 331-340.
- 信濃川段丘グループ (1968) 新潟県津南地域の第四系-新潟県の第四系 そのIX-. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, vol. 13, p. 175-203.
- (1970) 新潟県十日町付近の河岸段丘について-新潟県の第四系 そのXIII-新潟大学教育学部高田分校研究紀要, vol. 15, p. 303-319.
- 塩川 智 (1980MS.) 大源太花崗岩体及び周辺の地質, 特に岩脈系について. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文.
- SUZUKI, M. and YAMAZAKI, T. (1970) Fission track dating of the Uonuma Group. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 317-318.
- 高島 司 (1981 MS.) 新潟県北魚沼郡破間川中流域の地質と構造. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文.
- 津田禾粒・茅原一也・白井健裕・長谷川美行 (1978) 5万分の1表層地質図・同説明書「十日町」. p. 26-34, 土地分類基本調査図, 新潟県.
- 植村 武 (1981) 新潟県下地すべりの地質学的考察. 地すべり, vol. 18, no. 4, p. 39-43.
- 魚沼丘陵団地研究グループ (1975) 新潟県中魚沼郡川西町地域の魚沼層群-新潟県の第四系・そのXIX-. 新潟大学教育学部高田分校紀要, vol. 20, p. 223-235.
- (1977) 魚沼層群-小国町・川西町・松代町・十日町市地域-. 新潟の自然, no. 3, p. 25-30.
- (1978) 新潟県十日町市-南魚沼郡六日町地域の魚沼層群-新潟県の第四系・そのXXII-. 新潟大学教育学部高田分校紀要, vol. 23, p. 155-162.
- (1982) 魚沼地域の魚沼層群. 新潟の地質, 日本地質学会第89年学術大会巡検案内書, p. 143-163.
- (1983a) まえがき-研究のあゆみ-. 地団研専報, no. 26, p. 1-4.
- (1983b) 魚沼層群の地質. 地団研専報, no. 26, p. 5-21.
- 魚沼丘陵団地研哺乳類グループ (1983) 魚沼地域およびその周辺より産出した脊椎動物化石. 地団研専報, no. 26, p. 67-72.
- 魚沼丘陵団地研軟体動物研究グループ (1983) 魚沼層群から産出する軟体動物化石. 地団研専報, no. 26, p. 73-89.
- 歌代 勤・高野武男 (1977) 新潟県地質図説明書. p. 10.
- 渡辺秀男・荒川勝利 (1981) 南魚沼郡六日町上ノ原地域の第四系. 樋熊清治編, 六日町西山の自然, p. 19-28.
- 矢島祐介・黒川勝己 (1981) 新潟県入広瀬村末沢川ぞいの先第三系基盤岩類. 総合研究「飛騨外縁帯」

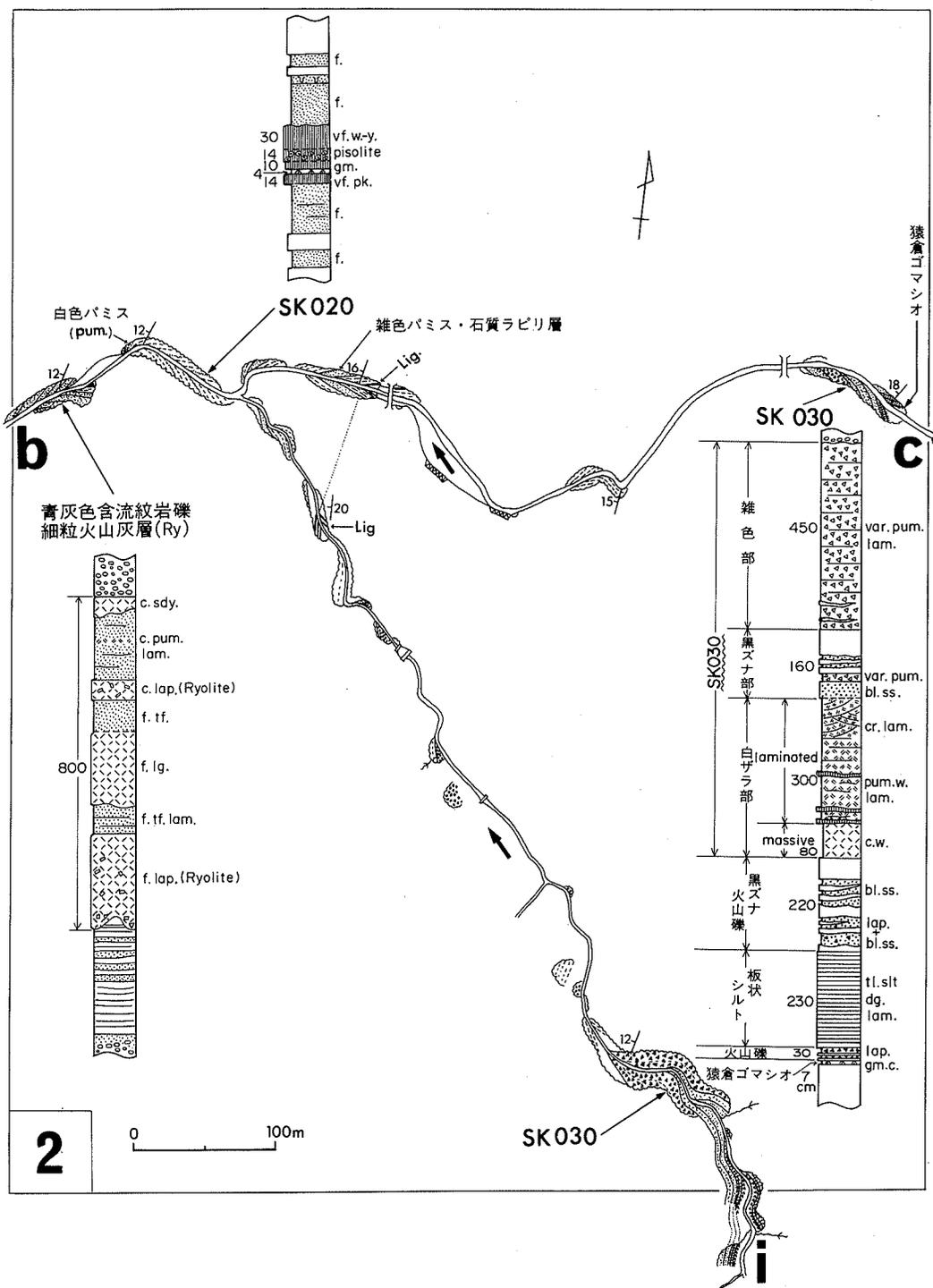
- 研究報告, no. 2, p. 164-170.
- 山野井 徹 (1970) 魚沼層群の花粉層序学的研究—そのⅠ 十日町市東部地域. 新潟大学理学部地質
鉱物学教室研究報告, no. 3, p. 89-100.
- ・新戸部 隆 (1970) 魚沼層群の花粉層序学的研究—そのⅡ 十日町市西部地域—. 第四紀
研究, vol. 9, p. 53-64.
- ・上野三良・新戸部 隆 (1970) 魚沼層群に関する諸問題. 第四紀研究, vol. 9, p. 134-138.
- 山下 昇 (1970) 柏崎-銚子線の提唱. 「島弧と海洋」東海大学出版会, p. 179-191.
- ・小坂共栄・石垣和明 (1979) 小出地方の新発田-小出構造線. 総研〔島弧変動〕研究報告,
no.1, p.33-40.
- 山崎晴雄・今泉俊文 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 活断層研究会編, p. 162-163.
- 安井 賢・小林巖雄・立石雅昭 (1983) 新潟県八石油帯・中央油帯南部に分布する魚沼累層の層序.
地球科学, vol. 37, p. 22-37.
- 吉越正勝 (1983) 魚沼層群の古地磁気層序—新潟刈羽群小国町芝ノ又ルートについて—. 地団研専
報, no. 26, p. 57-62.



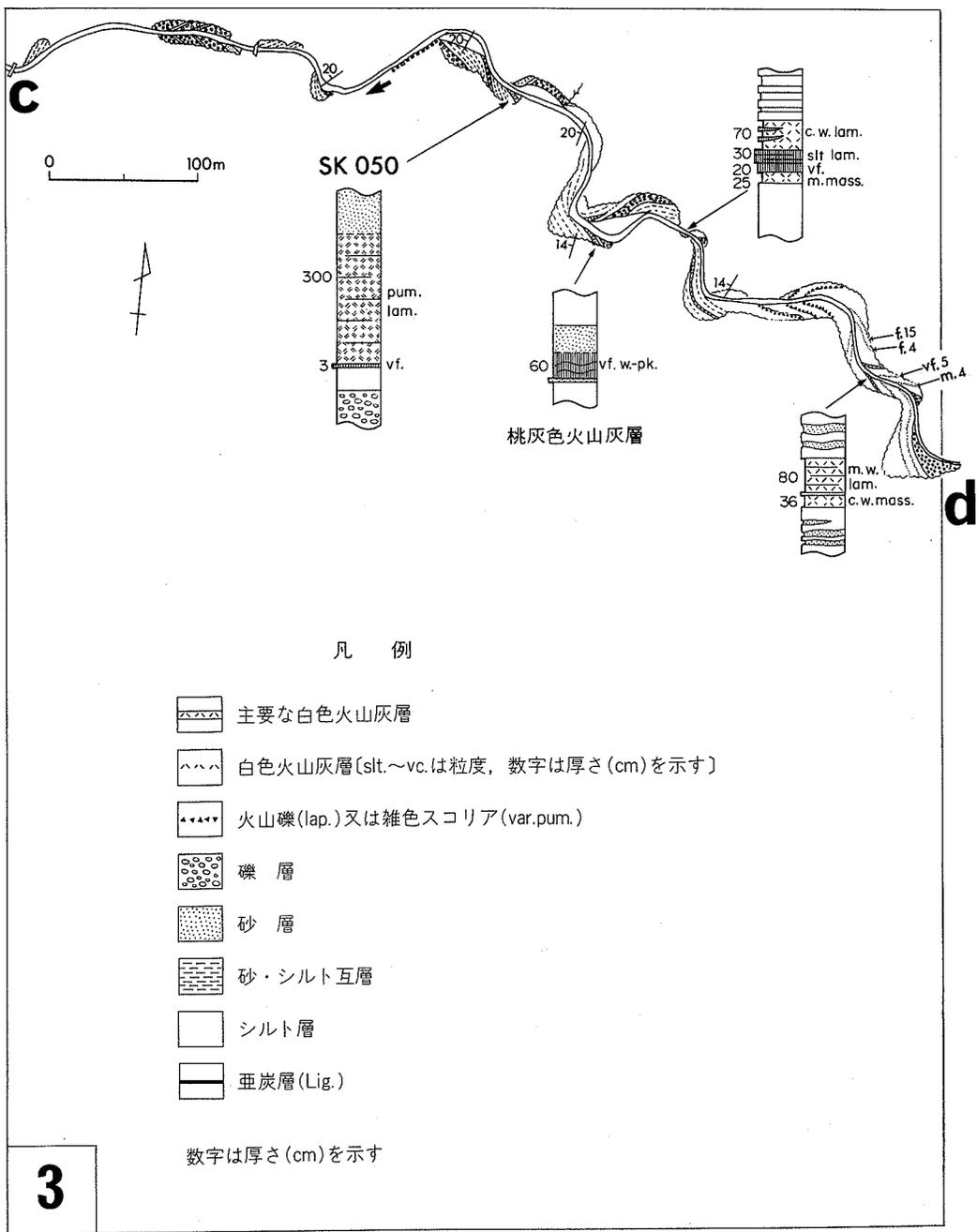
付図索引図 図の番号は付図第1図-第10図の番号を示す。付図第11図の位置は第36図に示す。



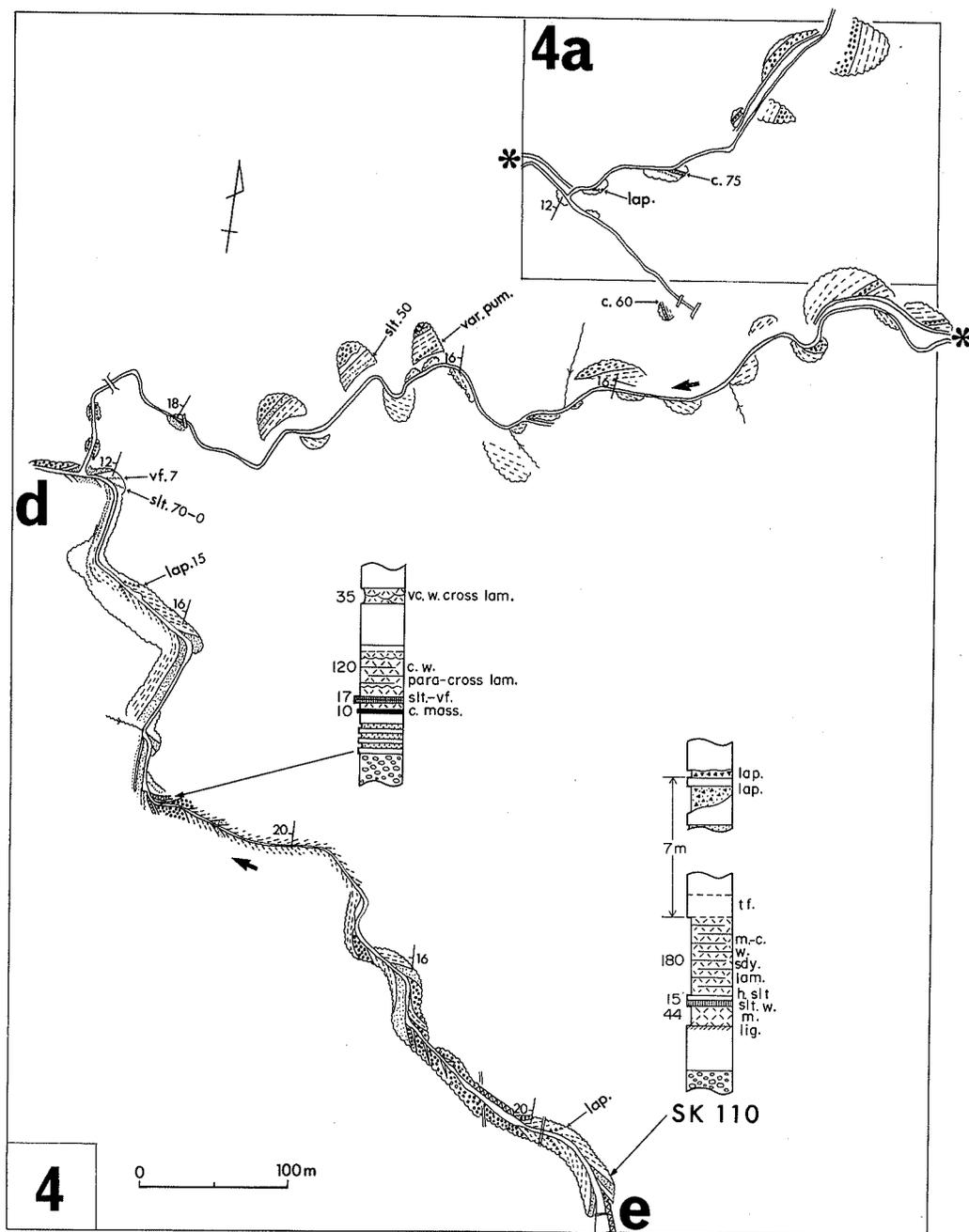
付図第1図 田川ルート調査図① ルートマップの凡例は付図第3図と、柱状図の凡例は第38図と同じ



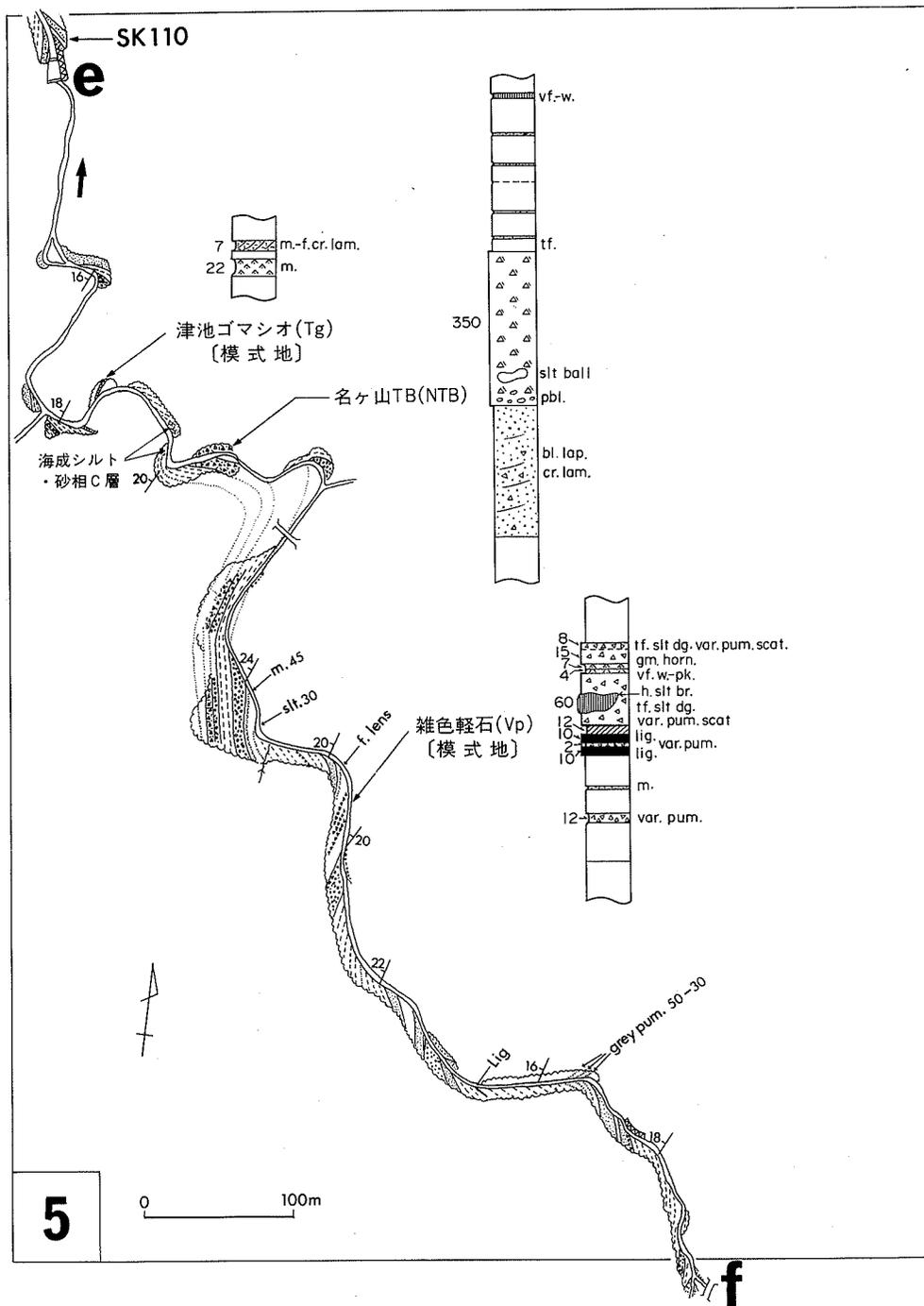
付図第2図 田川ルート調査図② ルートマップの凡例は付図第3図と、柱状図の凡例は第38図と同じ



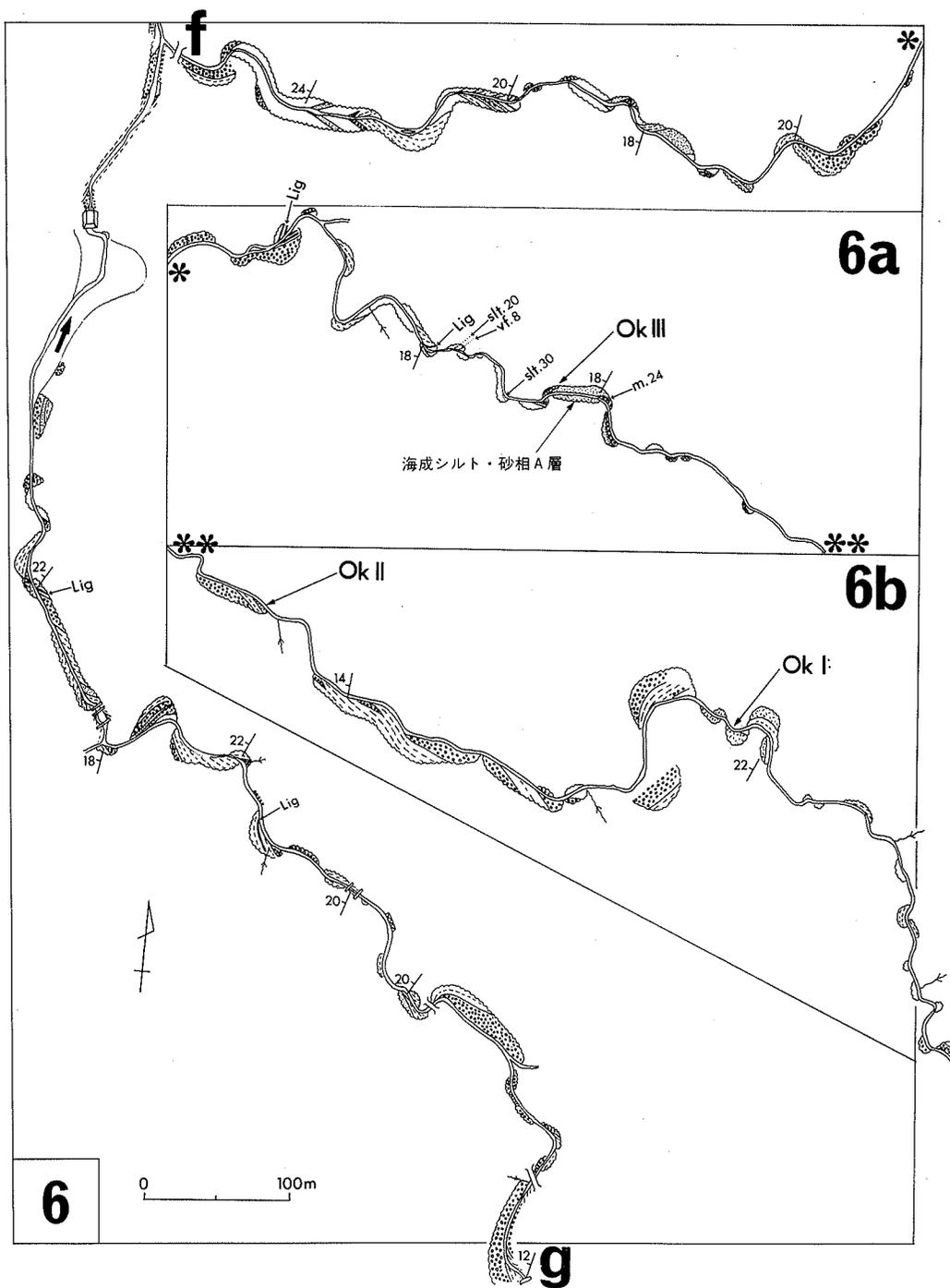
付図第3図 田川ルート調査図③ 柱状図の凡例は第38図と同じ



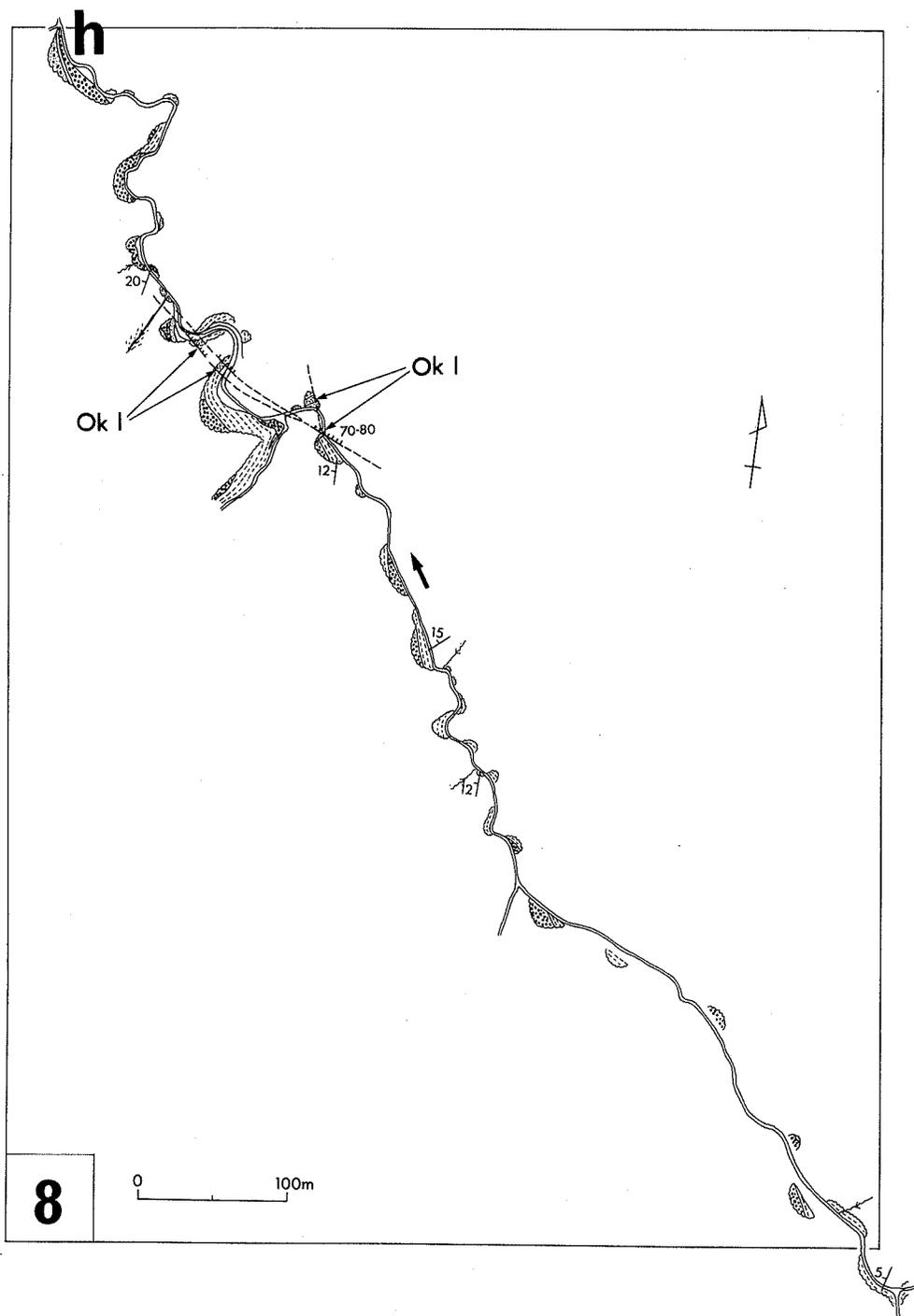
付図第4図 田川ルート調査図④ ルートマップの凡例は付図第3図と、柱状図の凡例は第38図と同じ



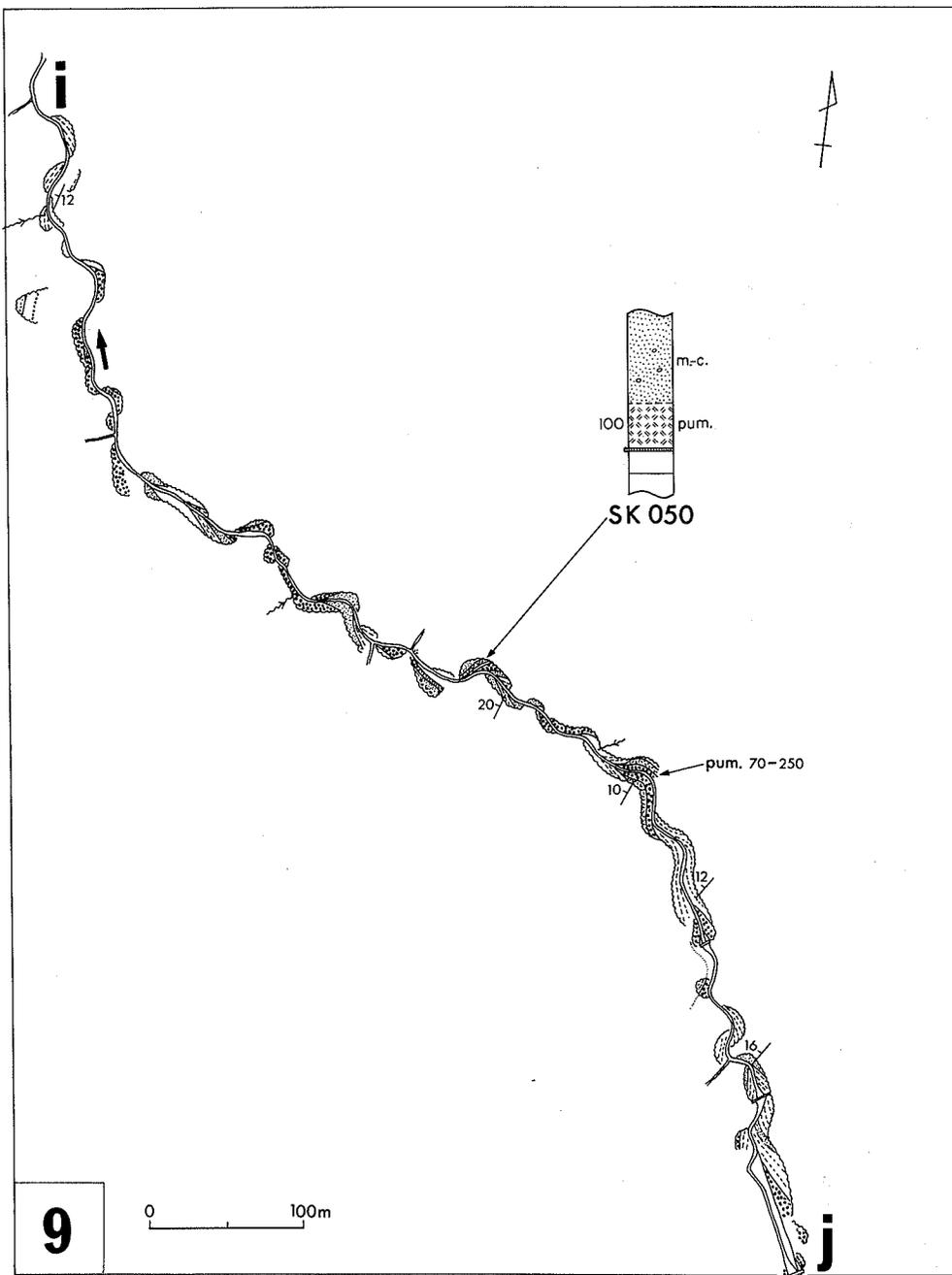
付図第5図 田川ルート調査図⑤ ルートマップの凡例は付図第3図と、柱状図の凡例は第38図と同じ



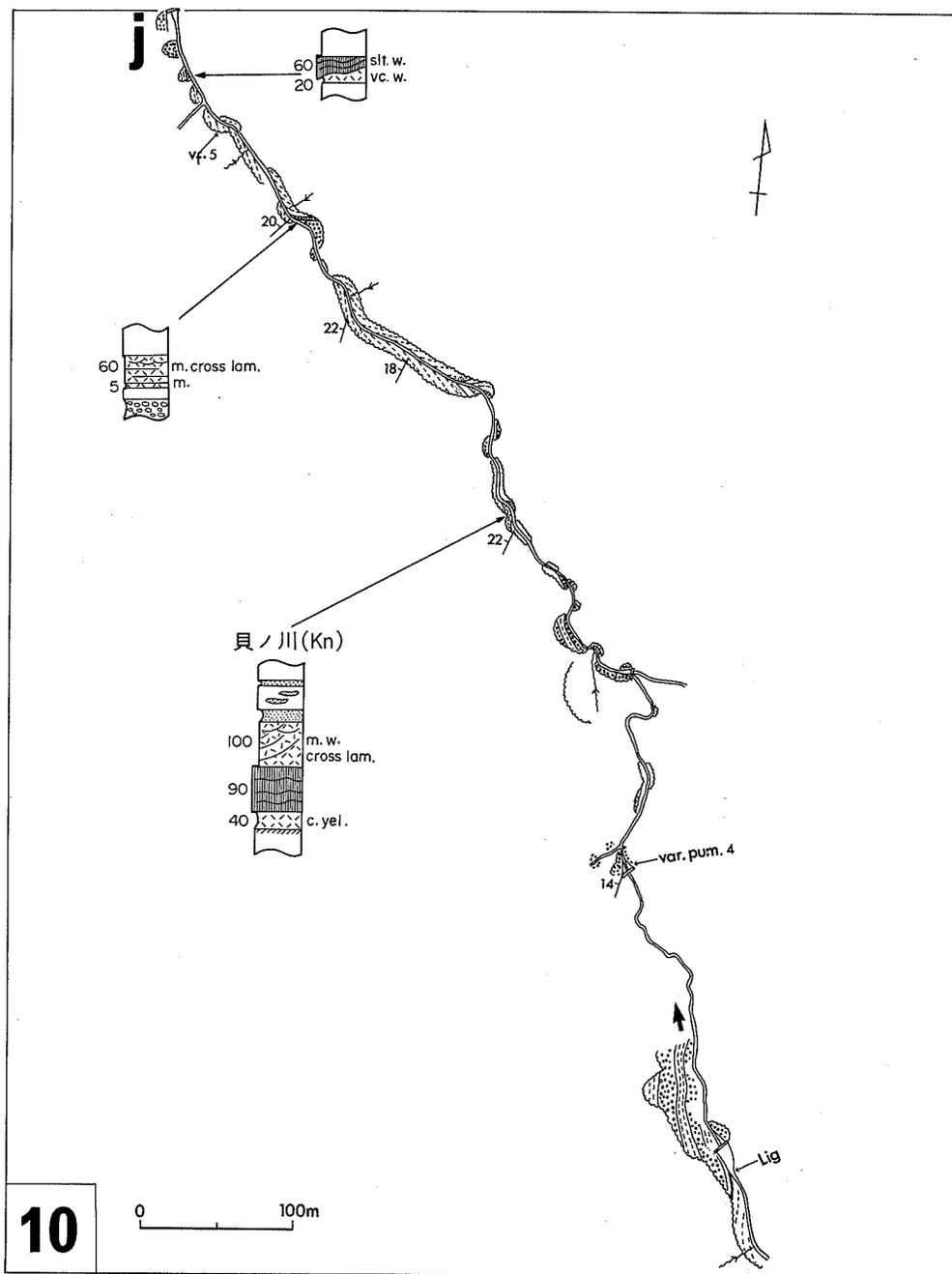
付図第6図 田川ルート調査図⑥ ルートマップの凡例は付図第3図と同じ



付図第8図 田川ルート調査図⑥ ルートマップの凡例は付図第3図と同じ



付図第9図 田川ルート調査図◎ ルートマップの凡例は付図第3図と、柱状図の凡例は第38図と同じ



付図第 10 図 田川ルート調査図⑩ ルートマップの凡例は付図第 3 図と、柱状図の凡例は第 38 図と同じ

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Niigata (7) No.63

GEOLOGY
OF THE
TŌKAMACHI DISTRICT

By

Yukio YANAGISAWA, Kazuya CHIHARA, Yasumoto SUZUKI
Takeshi UEMURA, Kisaburo KODAMA and Hirokazu KATO

(Written in 1984)

(Abstract)**GENERAL REMARKS**

The “Tōkamachi” is situated in longitude $138^{\circ}45' - 139^{\circ}00' E$ and latitude $37^{\circ}0' - 37^{\circ}10' N$. The mapped district can be geographically divided to four remarkable units, that is, the Tōkamachi Basin (Bonchi), the Uonuma Hill (Kyūryō), the Muikamachi Basin and the Echigo Mountains (Sanmyaku), from the west to the east.

The Shinano River (Gawa) runs through the Tōkamachi Basin to the north.

The Uonuma Hill is composed of Quaternary and Neogene rocks, and it has been uplifted rapidly in Quaternary. The Shibata-Koide Tectonic Line lies, which is a major fault on the boundary between the Uonuma Hill and the Muikamachi Basin. A part of this fault is still active. The Uono River flows from south to north in the Muikamachi Basin. The Echigo Mountains are the highest in this district, and are mainly composed of igneous rocks, Palaeozoic-Mesozoic rocks and Miocene clastic-pyroclastic rocks.

PALAEOZOIC

In the upper reaches of the Mizunashi River, the Mizunashigawa Metamorphic Rocks are mainly composed of schistose “chert-laminite” and pelitic phyllite. The rocks are considered to be an element of the Jōetsu Metamorphic Belt.

MESOZOIC

The Kamigongendōyama Group was previously regarded as Palaeozoic rocks, but yields middle Triassic fossils. The group is made mainly of slate intercalating siliceous sandstone and chert.

The Okutone Group is distributed in the upper reaches of the Nonaka River, and is composed of black slate and alternating shale and sandstone. The group is regarded as late Triassic in age.

In the upper reaches of the Saguri River, serpentinite and the Nakanotake Metagabbros of Jurassic age are widely distributed.

Granitic rocks of late Cretaceous age occur in the southeastern part of this district. They are composed of three rock types; biotite granodiorite, porphyritic granite and biotite granite.

NEOGENE

Miocene

The Miocene formations in this district are divided into the Jōnai Group, the Uwano, the Ōsawa and the Mugurazawa Formations in ascending order, as shown in Table 1.

The Jōnai Group, the lowest stratigraphic unit of the Miocene formations, possesses so-called green tuff facies, and is composed of lavas of andesite and basalt, their pyroclastic rocks, and thick conglomerate. The group gently dips to the west as a whole, and in the eastern part it abuts on the pre-Tertiary basements partly with fault contact.

The Uwano, Ōsawa and Mugurazawa Formations are exposed in the Ōsawayama Anticline at the southwestern Uonuma Hill, and is also distributed in the Muikamachi Basin under the Quaternary gravels.

The Uwano Formation is distributed along the axial part of the Ōsawayama Anticline. The formation is lithologically divided into the lower and upper members. The lower member is composed mainly of dark-black hard shale intercalating thin layers of hard sandstone and sandy tuff. This member is intruded by quartz diorite porphyrite. The upper member is composed of pale-green dacitic pumice tuff and partly tuffaceous siltstone. This formation shows a typical Nanatani facies which is one of the standard facies in the Niigata Oil Field.

The Ōsawa Formation is mainly distributed in the western limb of the Ōsawayama Anticline, and is cut by the fault in its eastern limb. Its thickness measures about 300 meters along the Uonuma Skyline road, although it is very variable. The lower member of the formation is composed of alternating andesitic tuff, black volcanic sandstone and shale. Some peculiar sedimentary structures including slump structure are observed in the

Table 1 Stratigraphic succession and igneous activities in the Tōkamachi district.

Geologic age		Formation	Lithofacies	Volcanic rock	Plutonic rock	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium	Gravel, sand and clay		
			Slope deposits	Debris and earth		
		Younger fan deposits	Gravel and sand			
		Noda Formation	Gravel and sand			
		Alluvial terrace deposits	Gravel and sand			
	Pliocene-pleistocene	Older landslide deposits	Debris and colluvial soil			
		Loam	Volcanic ash			
		Debris and older fan deposits	Breccia and sand			
		Nosegahara Formation	Gravel and sand			
		Uonuma Formation	So-called loam, gravel and sand			
	Neogene	Pliocene-pleistocene	Shinanogawa River terrace deposits	Gravel and sand		
			Unclassified terrace deposits	Gravel and sand		
		Miocene	Masugatayama Lava		andesite	
			Nishi Formation	Gravel, sand, mud and peat		
			Uonuma Formation	Silt, sand and gravel		
Miocene	Wanazu Formation	Sandstone, alternation of sandstone and mudstone and conglomerate				
	Iwanosawa Formation	Sandy mudstone, sandstone and conglomerate				
	Hitomurao Formation	Sandstone, mudstone, alternation of sandstone and mudstone, pebbly sandstone, tuff breccia and volcanic breccia	andesite			
	Mugurazawa Formation	Alternation of sandstone and shale, conglomerate and tuff				
	Ōsawa Formation	Alternation of sandstone, shale and tuff	andesite			
Mesozoic	Triassic	Uwano Formation ?	Dacite, pumice tuff and hard shale			
		Jōnai Group	Shale, sandstone, conglomerate, tuff breccia and volcanic conglomerate	andesite, porphyrite, dolerite	quartz porphyry	
	Jurassic	Cretaceous granites			biotite granite	
		Nakanotake metagabbros			biotite granodiorite	
	Triassic	Ultramafic rocks			metadiabase	
		Okutone Group			biotite gabbro to diorite	
	Triassic	Kamigongendōyama Group	Black shale and alternation of shale and sandstone		gneissose hornblende matagabbro	
		Mizunashigawa metamorphic rocks	Phyllitic slate intercalating siliceous sandstone and chert		serpentinite	
	Palaeozoic		Schistose chert-laminate and phyllite (partly holfelsic)			

alternation, particularly in the tuff part. The upper member is composed of rhythmic alternation of sandstone and siltstone with thin tuff layers. This formation conformably overlies the Uwano Formation, and is correlated to the Teradomari Formation in the Niigata Oil Field.

The Mugurazawa Formation is distributed in the western limb of the Ōsawayama Anticline. The formation is tentatively classified into three parts. The lower part consists of alternation of hard coarse-grained sandstone and shale. The middle part is mainly composed of dark green-bluish purple-colored tuff with thin layers of sandstone and siltstone. The upper part is alternations of medium-grained sandstone and mudstone with sandy tuff. The three parts can not be separated easily, because lithofacies of each part vary laterally. This formation conformably overlies the Ōsawa Formation, and is correlated to the Shiya Formation in the Niigata Oil Field.

Pliocene

Pliocene formations are the Hitomurao, Iwanosawa, and Wanazu Formations with the lower part of the Uonuma Formation.

The Hitomurao Formation is distributed on the eastern slope of the Uonuma Hill. The

maximum thickness is more than 400 meters.

The formation consists mostly of pyroclastic rocks such as andesitic volcanic breccia, volcanic conglomerate and tuff, but in the northern part of this district it contains intercalated clastic rocks composed of pumiceous sandstone, conglomerate and mudstone. In the southern area, the formation overlies the Mugurazawa Formation with a slight unconformity.

The Iwanosawa Formation, which is restricted in the northern area of eastern slope of the Uonuma Hill, consists of sandy mudstone with subordinate conglomerate. The formation, 100–350 meters thick, conformably overlies the Hitomura Formation, and is lithologically correlated to the so-called Haizume Formation in the Niigata Oil Field.

The Wanazu Formation, 70–140 meters thick, is composed mainly of fine- to coarse-grained sandstone, and overlies the Iwanosawa Formation conformably.

PLIOCENE-PLEISTOCENE

The Uonuma Formation is widely distributed on the western slope of the Uonuma Hill and the eastern slope near Mt. Masugata. It overlies the Wanazu Formation conformably in the northern area in this district, whereas in the southern area, it rests unconformably upon the Hitomura Formation.

The thickness of the formation exceeds 2000 meters in the northern part of the district, but decreases to 700 meters in the southern area. This formation is divided into five facies, that is, sand-gravel facies, boulder facies, gravel-silt facies, sand-silt facies and marine silt-sand facies. This formation has many volcanic ash layers and mud flow desposits which are very important key beds for the detailed mapping and lithofacies analyses. The boundary between Pliocene and Pleistocene is located near the key bed SK100, and the boundary between the early and middle Pleistocene is situated at a little upper than the key bed SK010 which is exposed in the neighboring Okanomachi district.

QUATERNARY

Pleistocene

The Nishi Formation is distributed along the northeastern margin of the Uonuma Hill. The formation, which is more than 100 meters thick, is mainly composed of weathered gravels with sand, silt and peat. This formation overlies the Uonuma Formation unconformably.

The Masugatayama Lava is more than 150 meters in thickness, and overlies the Uonuma Formation unconformably. This is basaltic andesite without large phenocryst. Microphenocrysts are plagioclase, augite and magnetite. The groundmass shows pilotaxitic texture.

It is well known that there are six terrace surfaces along the Shinano River. In this district, however, only four of them are recognized, that is, the Taniage, Maibara, Unoki and Shōmen surfaces. Underneath the surfaces terrace deposits and loams are exposed.

Other unclassified terrace deposits are distributed along the Saguri and Mizunashi Rivers.

Characteristic reddish clay is observed on the northern foot of Mt. Kinjōzan.

The Uenohara Formation is distributed on the eastern slope of Mt. Masugata, more than 10 meters in thickness. This formation is composed of gravel and so-called loam.

The Nosegahara Formation is distributed in a limited area west of Yokawa in the eastern margin of the Uonuma Hill. The thickness is about 19 meters. This is younger than the Nishi Formation, and may also be younger than the Uenohara Formation.

Along the foot of the eastern mountains, debris and older fan deposits composed of unsorted gravels and sand are widely distributed.

Near Shiozawa on the eastern slope of the Uonuma Hill, older landslide deposits are distributed. They are divided into two deposits, that is, early landslide deposits and later ones. The early ones consists of argillaceous colluvial soil and block of mudstone, tuff breccia and andesite lava originated from the Iwanosawa Formation. The later ones are composed of debris and colluvial soil originated from not only the Iwanosawa Formation but also the Uonuma Formation.

Holocene

Alluvial terrace deposits are distributed widely along the Shinano River but poorly developed along the western margin of the Muikamachi Basin. The deposits consist of gravel and sand.

The Noda Formation can be regarded as alluvial terrace deposits, but is different from them in the presence of the breccia originated from the Masugatayama Lava.

The Muikamachi Basin is filled with composite fan deposits along the Uono River. The deposits are composed of gravel and sand, and develop widely along the eastern margin of the basin, particularly along the Mizunashi River.

On the eastern slope of the Uonuma Hill near Shiozawa, slope deposits composed of debris and earth are conspicuous.

The alluvium consists of gravel, sand and clay. The drilling data indicate that the maximum thickness of alluvium exceeds 50 meters in the Muikamachi Basin.

GEOLOGIC STRUCTURES

Fault

So-called "Shibata-Koide Tectonic Line"(YAMASHITA, 1970) is a most remarkable geological structure in this district. This fault trends to NNE-SSW along the western margin of the Muikamachi Basin. It shows very linear surface trace, and the fault plane is nearly vertical with the west side of this fault elevated. Though the total length of this fault is more than 140 km, southern part of the fault only exists in this district. This fault cannot be observed directly in this district, veiled with thick covering sediments. According to UTASHIRO and TAKANO (1977), and YAMASHITA *et al.*(1979), the total vertical displacement is about 6000 meters and several movements can be recognized as follows: 1) After the intrusion of Cretaceous granite, 2) Early to Middle Miocene, 3) Middle to Late Pleistocene and 4) Holocene. So this is an active fault.

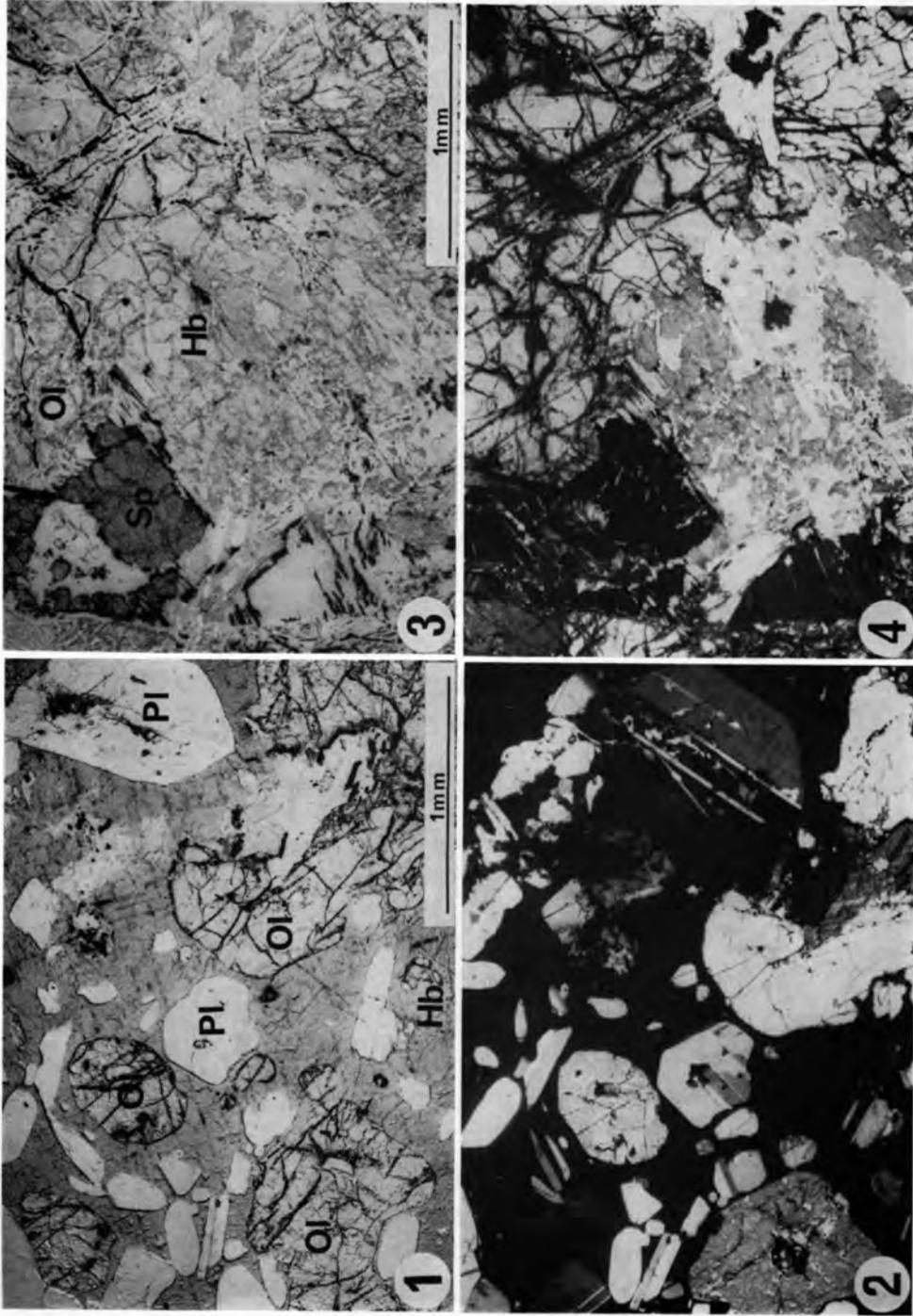
In the Uonuma Hill, the western area of the Shibata-Koide Tectonic Line, there is no remarkable fault except for the Ōsawayama Fault which extends in a NE-SW trend

parallel to the axis of the \bar{O} sawayama Anticline.

In the Echigo Mountains, there are some normal faults, most of which trend to NE-SW with north sides down.

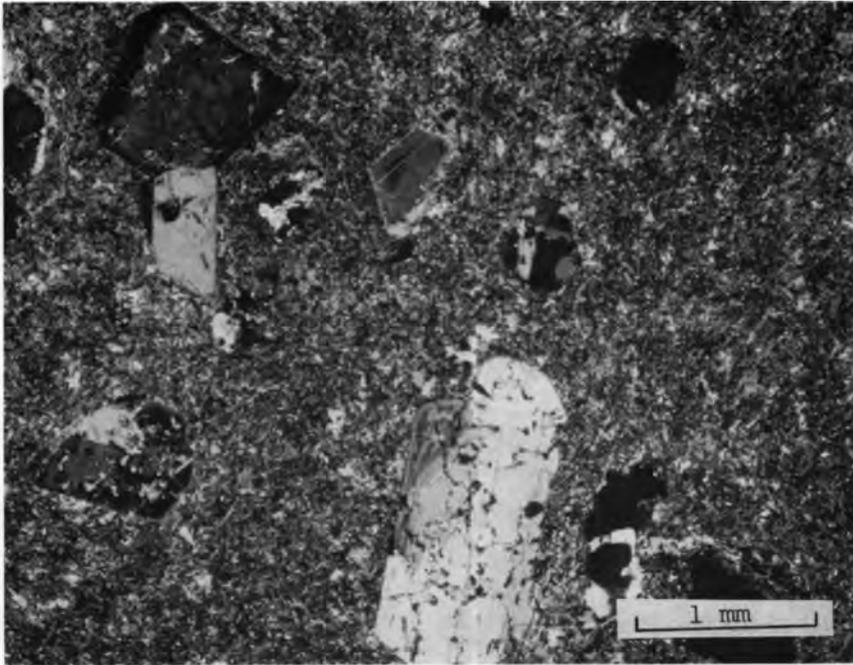
In this district, Neogene formations are folded gently. In the northern part of the east side of the Uonuma Hill, some angular dome structures develop gently. Their axes trend to NNE-SSW, N-S and E-W. Among those, gentle syncline is also distributed.

In the southern part, the \bar{O} sawayama Anticline that trends to northeast deforms the Miocene and Pliocene formations. Although the Uonuma Formation dips westward monoclinically, some minor folds develop in the west of Mt. Masugata.

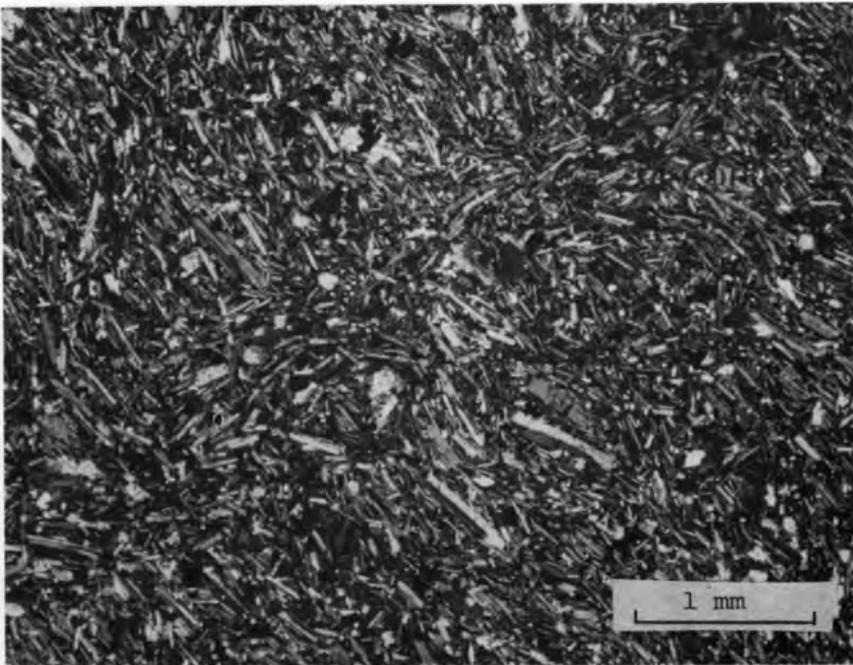


1, 2; コートランドダイト<GSJ R27255> 宇田沢川上流
 1; 下方ポーラーのみ, Plは斜長石, OIはかんらん石, Hbは褐色普通角閃石を示す。
 2; 1の直交ポーラー。スケールは1と同じ。

3, 4; コートランドダイト<GSJ R27283> 宇田沢川上流
 3; 下方ポーラーのみ, OIはかんらん石, Hbは普通角閃石, Spはスピネルを示す。
 4; 3の直交ポーラー。スケールは1と同じ。



1



2

1 ; 一村尾層の火山岩相中の安山岩<GSJ R27258> 直交ポラーラ
2 ; 楯形山安山岩<GSJ R27259> 直交ポラーラ

※文献引用例

柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・加藤碩一 (1985) 十日町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質研究所, 104p.

YANAGISAWA, Y., CHIHARA, K., SUZUKI, Y., UEMURA, T., KODAMA, K. and KATO, H. (1985) *Geology of the Tōkamachi district*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 104p. (in Japanese with English abstract 6 p.).

昭和60年3月18日 印刷

昭和60年3月22日 発行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 泰成印刷株式会社

東京都墨田区两国3-1-12

© 1985 Geological Survey of Japan