

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第61号

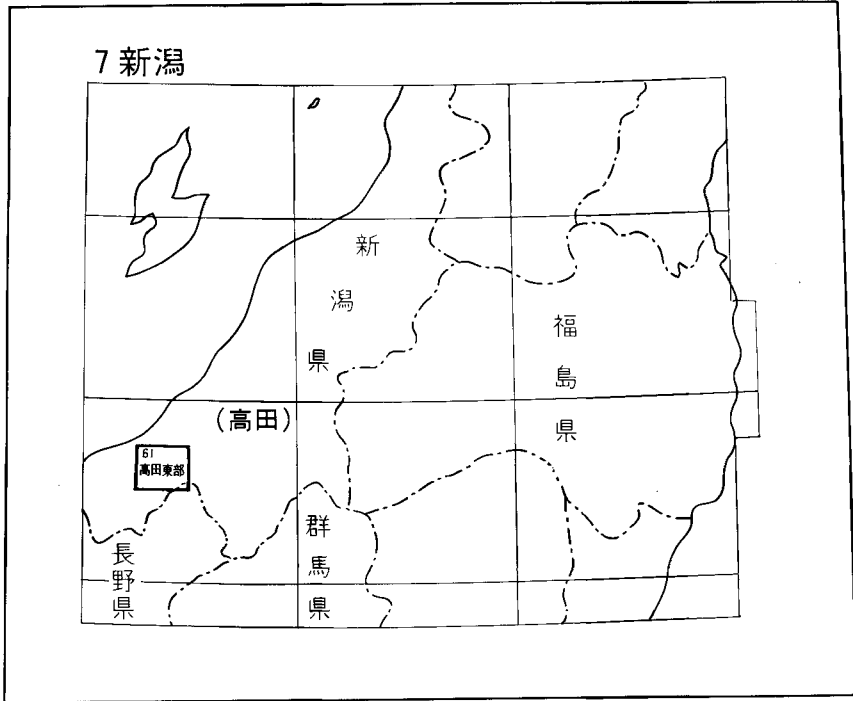
## 高田東部地域の地質

竹内圭史・加藤碩一

平成6年

地質調査所

位置図



( )は1：200,000図幅名

# 目次

I . 地 形 .....	(加藤 碩一)	1
II . 地質概説 .....	(竹内圭史・加藤 碩一)	5
II . 1 層序 .....		6
II . 2 中新統 - 下部更新統の地質時代 .....		9
III 中新統 - 下部更新統 .....	(竹内圭史・加藤 碩一)	17
III . 1 樽田層 .....		17
III . 2 須川層 .....		21
III . 3 田麦川層 .....		23
III . 4 白岩層 .....		24
III . 5 浦川原層 .....		26
III . 6 奈良立層 .....		28
III . 7 猿橋層 .....		30
III . 8 貫入岩 .....		31
IV . 中部更新統 - 完新統 .....	(加藤 碩一・竹内圭史)	32
IV . 1 高位段丘堆積物 .....		32
IV . 2 渋江川火砕流堆積物 .....		34
IV . 3 中位段丘堆積物 .....		35
IV . 4 古期崩積堆積物 .....		35
IV . 5 低位段丘堆積物 .....		36
IV . 6 ローム層 .....		36
IV . 7 妙高火山泥流堆積物 .....		38
IV . 8 高田層 .....		38
IV . 9 関川層 .....		39
IV . 10 地すべり及び崖錐堆積物 .....		40
IV . 11 扇状地堆積物 .....		40
IV . 12 氾濫堆積物 .....		40
IV . 13 現河床堆積物 .....		40
V . 地質構造 .....	(竹内圭史・加藤 碩一)	41
V . 1 基盤構造 .....		41
V . 2 褶曲 .....		42
V . 2 . 1 朴ノ木複背斜構造 .....		42
V . 2 . 2 その他の褶曲 .....		42

V.3 断層	44
V.3.1 木成断層	44
V.3.2 鷹羽断層	45
V.3.3 その他の断層	45
VI. 応用地質	(竹内圭史・加藤碩一) 46
VI.1 石油・天然ガス	46
VI.2 碎石	48
VI.3 地すべりと斜面崩壊	48
VI.4 鉱泉・地下水・地盤沈下	50
VI.4.1 鉱泉	50
VI.4.2 地下水と地盤沈下	50
VII. 資料	(竹内圭史) 52
VII.1 凝灰岩鍵層	52
VII.1.1 樽田層の凝灰岩鍵層	52
VII.1.2 須川層の凝灰岩鍵層	53
VII.1.3 田麦川層の凝灰岩鍵層	54
VII.1.4 浦川原層の凝灰岩鍵層	54
VII.2 フィッション・トラック年代	54
VII.3 菱ヶ岳ルートのルートマップ	57
文献	57
Abstract	61

## 図・表・図版目次

第1図 高田平野及び周辺地域の地形区分	3
第2図 高田東部図幅地域の埋谷面図及び水系図	4
第3図 高田東部図幅地域周辺の地質概略図	6
第4図 高田東部図幅地域の地質総括図	7
第5図 中新統-下部更新統の地質時代	10
第6図 中新統-下部更新統の地質柱状図	18
第7図 東頸城地域の地質図	20
第8図 稗田層の砂岩泥岩互層	22
第9図 須川層中の凝灰岩層	22
第10図 田麦川層の砂岩シルト岩互層	24
第11図 白岩層-奈良立層の岩相	25

第12図	浦川原層の砂質シルト岩シルト岩互層	26
第13図	浦川原層下部にみられるリップルマーク	27
第14図	浦川原層上部の凝灰岩層に見られる異常堆積構造	27
第15図	奈良立層の砂岩シルト岩相の柱状図	29
第16図	奈良立層中の輝石安山岩岩床	30
第17図	高田平野第四系の地質図及び地形面区分図	33
第18図	古期崩積堆積物の平坦面	35
第19図	古期崩積堆積物	36
第20図	高田平野周辺の段丘とローム層の対比図	37
第21図	高田平野における砂礫層の基底面等深線図	39
第22図	上越反射法地震探査記録の線描写図	41
第23図	高田東部図幅地域周辺の地質構造図	43
第24図	木成断層	44
第25図	牧油田の地質断面図	47
第26図	別所ガス田の層序	47
第27図	別所ガス田の地質断面図	48
第28図	高田東部図幅地域の地すべり防止区域	49
第29図	猿供養寺地すべりの断面図	49
第30図	高田平野の地盤沈下	51
第31図	凝灰岩の柱状図	52-53
第32図	フィッシュン・トラック年代測定結果	55
第33図	菱ヶ岳ルートのルートマップ	56
第1表	層序区分の比較表	8
第2表	須川層・田麦川層産の有孔虫化石	11
第3表	須川層・田麦川層産の珪藻化石	16
第4表	中新統-下部更新統のフィッシュン・トラック年代	17
第5表	凝灰岩のフィッシュン・トラック年代	17
第6表	高田東部図幅地域の坑井一覧	19
Fig.1	Summary of geology of the Takada-tobu district	62
第I図版	凝灰岩・貫入岩の顕微鏡写真	67

## 高田東部地域の地質

竹内圭史\*・加藤碩一\*\*

本図幅の研究は特定地質図幅の研究の一環として実施されたもので、野外地質調査は平成2-4年度に実施された。本報告は、今回の調査のほか、筆者らのこれまでの調査研究資料によりまとめられたものである。

報告書の執筆にあたっては、おもに中新統-下部更新統を竹内が、中部更新統-完新統を加藤が分担し、全体のとりまとめを竹内と加藤が共同で行った。

本図幅地域に関する一部未公表の地質資料の提供をいただいた新潟大学理学部地質学鉱物学教室の方々へ感謝する。

また、地質部柳沢幸夫技官は野外調査に協力するとともに珪藻化石を同定した。岩石薄片は地質標本館安部正治・野神貴嗣両技官により作製された。あわせて謝意を表す。

### I. 地 形

(加藤碩一)

本図幅地域は、東北日本と西南日本の境界部をなすフォッサマグナ地域北部の一面をなし、北緯 $37^{\circ} 0'$  -  $37^{\circ} 10'$ 、東経 $138^{\circ} 15'$  -  $138^{\circ} 30'$ の範囲を占める。行政区分の上では大部分が新潟県に属し、南東隅は関田山脈に境されて長野県にまたがる。すなわち、新潟県側は、上越市、新井市、中頸城郡<sup>さんわ</sup>三和村・清里村・板倉町及び<sup>くびき</sup>頸城村・中郷村、東頸城郡<sup>うらがわら</sup>牧村・安塚町・浦川原村・大島村であり、長野県側は飯山市である。

本図幅地域の地形は、北西部の高田平野と、南東部を占め関田山脈を含む東頸城丘陵に大きく区分される。地形は北西から南東へ、一部段丘化した広範な低地から扇状地、台地ないし丘陵地、山地へと高

---

\*地質部 \*\*国際協力室

Keywords areal geology geologic map, 1:50,000. Takada-tōbu, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Niigata, Jōetsu, Higashikubiki Hills, Sekida Mountains, Takada Plain, Oil Tertiary, Teradomari Formation, Matsunoyama Tuff, Siya Formation, Nishiyama Formation, Shirowa Formation, Unuma Group.

度が上がっていく(第1図)。以下に低地から高地へかけて順次説明していく。

低地をなす高田平野は日本海側の代表的な海岸平野の1つで、大きく不等辺三角形形状をなし、その面積は約350km<sup>2</sup>である。本図幅地域にはその南半部が分布している。

高田平野における最大の河川は、同平野西部をほぼ南北に貫流する関川である。1969年に一級河川に指定された関川は、たび重なる水害対策のために、平野部におけるその流路は河川改修によりしばしば変更されている(高野, 1986)。関川の源は妙高火山南西方の山地部(南西隣「妙高山」図幅地域内)に発し、同火山南麓郡の新潟-長野県境にそって東流する。同火山東麓部に至って流向を転じ、本図幅地域南西隅の新井市内に入って北流し、上越市高田東方を通して日本海に注ぐ。本地域内では、西方からは妙高火山から流出する渋江川と西頸城山地から流出する矢代川が合流する。東方からは、関田山脈に水源をもつ大熊川、別所川及び櫛池川が合流する。

もう1つの主要な河川は本地域北部を西流する保倉川である。その水源は菱ヶ岳周辺の山地部であり、北方から熊谷川及び猿俣川、南方から細野川、小黒川及び高谷川などの支流が合流する(第2図)。なお、現在の保倉川の流路は河川改修の結果であり、以前は著しく蛇行していたことが旧自然堤防の分布から知られている(高野ほか, 1988)。

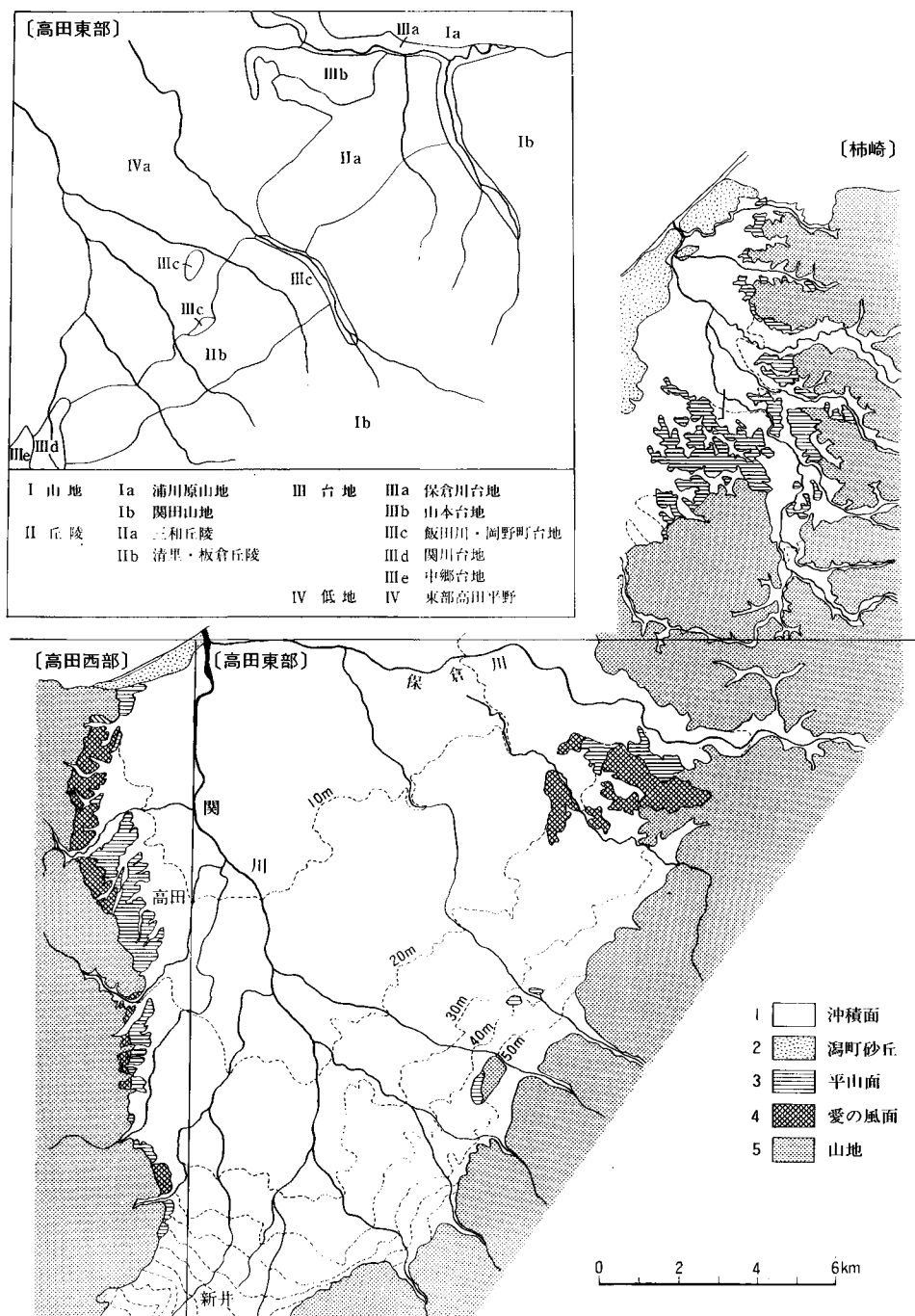
関川下流域の低地部である高田平野は、3つの沖積地形面、すなわち高位より高田面、関川面及び関川氾濫原面に区分される(高田平野団体研究グループ, 1981)。高田面はもっとも広く発達し同平野の大部分を占める。高田面上の関川の新旧流路沿いに多くの自然堤防が分布し、それらの上に上越市高田や新井市をはじめとする大小の集落が多数立地する。関川面は、高田面の下位に位置し、関川と矢代川合流点南方から北新井にかけてやや広く分布するが、下流域では高田城跡付近などに小分布があるにすぎない。やはり旧流路沿いに自然堤防の分布が見られる。高田面は段丘化しており、高田・関川両面の比高は最大6m程度である。関川氾濫原面は、本地域最下位の地形面すなわち現沖積面であり、本地域ではおもに関川に沿ういわゆる氾濫原であるが、現在では河川改修によって水田や宅地となっている。関川面との比高は2-3m以下である。

高田平野南東縁部には、大熊川・別所川・櫛池川・飯田川によって形成されたきわめて緩傾斜の沖積扇状地群が複合して発達している。それらの扇頂部を連ねる線は、NE-SW方向の直線的な急崖をなし、SE側上がりの垂直成分を持つ断層の伏在が推定される(辻村, 1942)。

更新世の段丘である台地は、保倉川流域でやや発達する(保倉川台地・山本台地)ほかは、岡嶺新田付近や飯田川沿いの孤立した分離丘状地形(飯田川・岡野町台地)や本図幅南西隅の関川や渋江川沿いの小台地(関川台地・中郷台地)が散在する程度である。

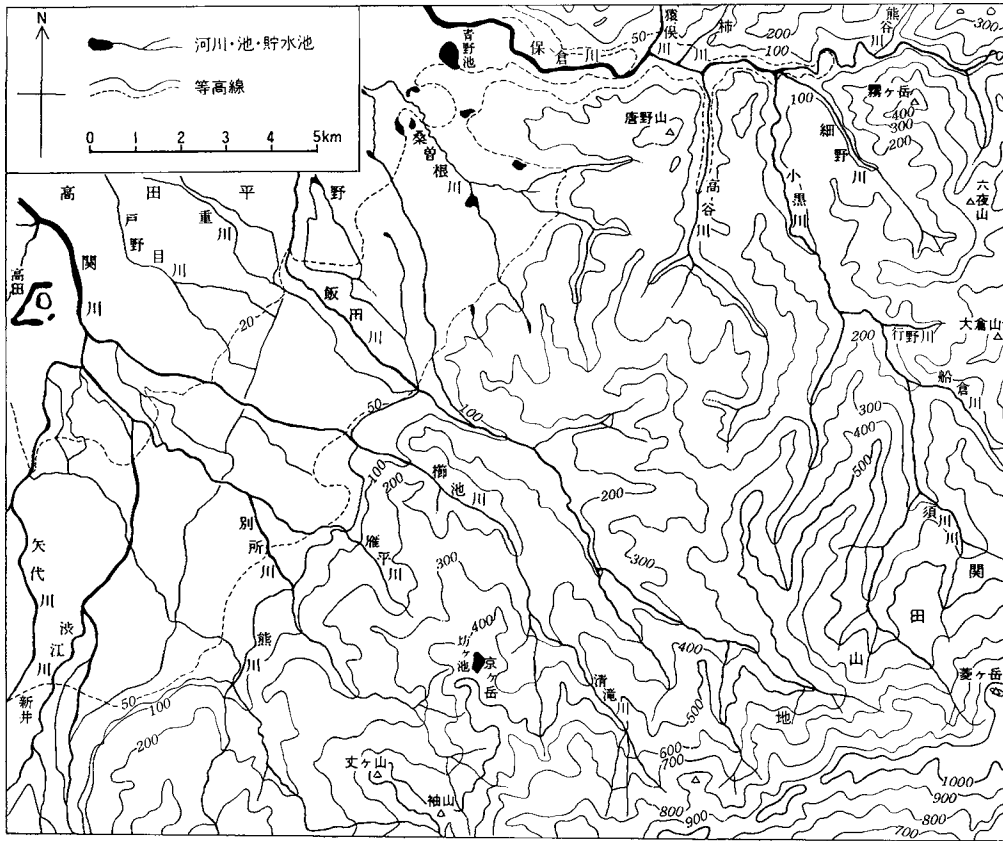
これらの更新世の段丘面は、高田平野西縁部に模式的に分布する更新世後期の愛の風面や平山面(赤羽・加藤(1989)参照)に相当する。

高田平野南東縁の標高200m前後以下の地域は、狭義の丘陵部(新潟県, 1979)でありNE-SW方向に延びる(第1図)。広義の山地は、本図幅地域の南東半部に広がっており、とくに本地域南東部には、本地域の最高所である菱ヶ岳(1129.1m)を始め、標高1,000-1,100mの尾根がENE-WSW方向に延びており(第2図)、関田山脈と呼ばれる。その稜線部は分水嶺となって新潟県と長野県の境界をなしており、牧峠・<sup>ぶすの</sup>伏野峠などの交通路がある。関田山脈稜線の北側斜面には大規模な崩落崖が発達する。



第1図 高田平野及び周辺地域の地形区分  
 高田平原団体研究グループほか(1972), 上越の大地編集委員会編(1976), 早津ほか(1982)及び新潟県(1979)に基づく。





第2図 高田東部図幅地域の埋谷面図及び水系図 幅500m以下の谷を埋谷して作成

標高500m程度以下の起伏部を丘陵部とする見方もあり、これに従えば広義の山地を含む広範囲の部分を東頸城丘陵と呼ぶことになる。東頸城丘陵は北東隣「岡野町」及び東隣「松之山温泉」図幅地域にかけて広がっており、わが国でも有数の地すべり地形の発達が著しい地域である。東頸城丘陵の地形は地質や褶曲構造を反映している。比較的軟弱で地すべりの多い樽田層や須川層の泥岩が卓越する地域は、相対的に緩傾斜である。一方堅硬な地層や貫入岩、たとえば田麦川層の分布する霧ヶ岳や京ヶ岳などは比較的急な地形を呈しており、須川層と田麦川層の地層境界で地形が急変している。また、霧ヶ岳や長倉山では背斜構造を反映した尾根状の地形、牧村大月・浦川原村浦川原から北東にかけては向斜構造を反映したゆるやかな谷地形が見られる。

## II. 地 質 概 説

(竹内圭史・加藤碩一)

本図幅地域は、地体構造的には東北日本と西南日本の境界部をなすフォッサマグナ地域北部の一画にあたり、上越から下越にかけて新第三系-第四系が広く分布する新潟堆積盆地(新潟県, 1977)の南西部に位置する(第3図)。新潟堆積盆地の新生界は、碎屑性堆積岩を主とする下部中新統-下部更新統からなり、下位より三川層・津川層・七谷層・寺泊層・椎谷層・西山層・魚沼層群などに区分される(新潟県, 1989: 小林・立石, 1992)。下部中新統の最上部の津川層以上の地層は、基本的には一連整合の堆積物であり、基底部と最上部の魚沼層群とが陸成である他は海成層からなる。全積算層厚は4,000m以上に達する。

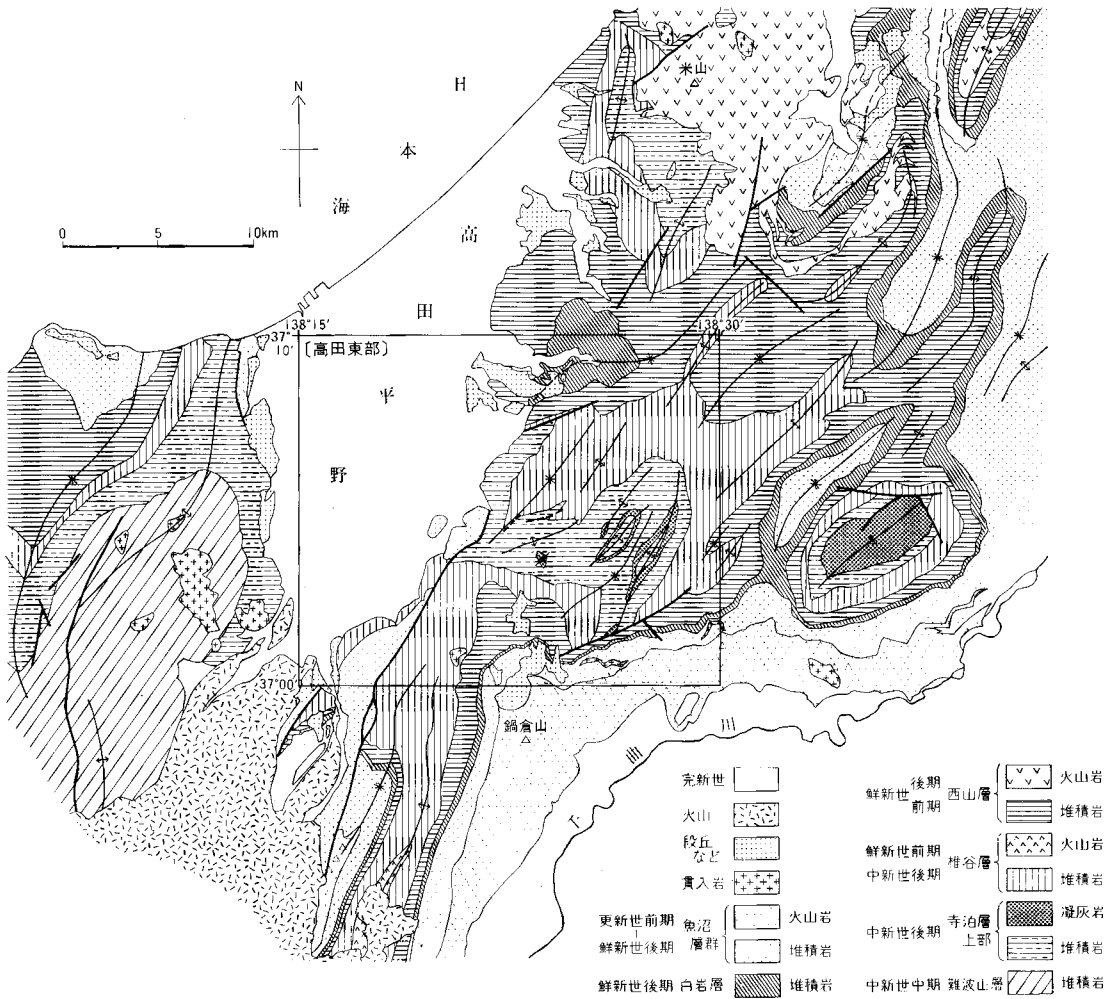
新潟堆積盆地の中新統-下部更新統の地質構造は、一般にNNE-SSW方向のいわゆる新潟方向の褶曲・断層が卓越する。本図幅地域の主な中新統-下部更新統分布地域である東頸城丘陵の地質構造も同様な方向を示すが、東隣地域の松之山ドームでもみられるように、褶曲構造のほかにドーム・ベースン構造が存在する点で新潟堆積盆地の主部と相違がみられる。

新潟堆積盆地の基盤については、一部の坑井で先新第三系の基盤として中生代付加コンプレックス及び花崗岩が知られており、これら(及び一部地域では下部中新統)を中部中新統が不整合に覆うものと考えられている(新潟県, 1989)。中部中新統に石油・天然ガスを胚胎することは新潟堆積盆地の一つの特徴である。

本図幅地域に分布する中新統-下部更新統の層序は、新潟油田標準層序(新潟県, 1989: 小林・立石, 1992)と基本的に一致しており、地表には中新世後期の寺泊層相当層以降の地層が分布している。

本図幅地域では坑井でも中部中新統の基盤には達しておらず、基盤は地下3,000m以深に伏在すると考えられる(第3図)。

本地域周辺の地域地質の研究としては、地質調査所発行の5万分の1地質図幅として、北東隣「岡野町」(小林ほか, 1989)、南東隣「苗場山」(島津・立石, 1993)及び西隣「高田西部」(赤羽・加藤, 1989)の各図幅がある。また、北隣「柿崎」が調査中である。新潟県発行の5万分の1土地分類基本調査「高田東部」(1980)及び東隣「松之山温泉」(1987)・「柿崎」(1979)が出版されている。



第3図 高田東部図幅地域周辺の地質概略図 竹内ほか(1994)を簡略化。実線枠内が高田東部図幅地域。

## II. 1 層 序

### 中新統-下部更新統

本報告の層序区分は、基本的に新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)の区分によった(第4図・第1表)。

本図幅地域に分布する中新統-下部更新統は下位より、樽田層、須川層、田麦川層、白岩層・浦川原層、奈良立層、及び猿橋層に区分される(第4図)。

これらの地層は猿橋層と下位層との不整合関係を除いて一連整合である。樽田層上部は須川層下部と同時異相関係にあり、本地域南部に分布する白岩層と、北部に分布する浦川原層とはほぼ同時期の地層である。猿橋層は須川層を不整合に覆う。

樽田層は新潟油田標準層序(新潟県, 1989)の寺泊層上部に、須川層は椎谷層に、田麦川層は西山層に、白岩層・浦川原層は東山丘陵の白岩層に、奈良立層・猿橋層は魚沼層群下部と中部に、それぞれ対比される。

地質時代		地層名 (数字は層厚)		主要岩相			
第 四 紀	完 新 世	現河床堆積物・ 氾濫原堆積物		礫・砂及びシルト			
		関川層	地すべり堆積物及び崖錐 扇状地堆積物	ロ ー ム 層	礫・砂 及び シルト	礫・砂 及び 岩屑・崩積土	
		高田層	妙高火山 泥流堆積物		礫・砂 及び シルト	礫・砂 及び シルト	
		更 新 世	後 期		低位段丘 堆積物	礫・砂	輝石安山岩 角礫・泥 及び砂
			中 期		中期崩積 堆積物	礫・砂及び シルト	岩屑・崩積土
	中 期		中位段丘 堆積物		礫・砂及び シルト	安山岩凝灰 角礫岩	
	前 期	高位段丘 堆積物	礫・砂	安山岩凝灰 角礫岩			
	新 第 三 紀	鮮 新 世	後 期	奈良立層 900m+	安山岩溶岩・ 火山角礫岩	安山岩溶岩・ 火山角礫岩	
			後 期	白岩層 80-200m 浦川原層 750m+	シルト岩・ 砂岩	シルト岩・ 砂岩	
		中 新 世	前 期	田麦川層 500-1,000m	砂岩シルト岩互層・ 塊状シルト岩	砂岩シルト岩 砂質シルト岩	
後 期			須川層 800- 2,000m	塊状泥岩 (泥岩砂岩互層を伴う)	砂質シルト岩 シルト岩互層		
樽田層 1,000m+	泥岩砂岩互層	泥岩砂岩互層	泥岩砂岩互層				
松之山凝灰岩	デイサイト凝灰岩	デイサイト凝灰岩	デイサイト凝灰岩				

第4図 高田東部図幅地域の地質総括図

第1表 層序区分の比較表

中村(1982)	新潟県(1979)	本報告		新潟大学東頸城地域 地質調査グループ (1987)
富倉地域	高田東部地域	高田東部地域		東頸城地域
小濁層	魚沼層群	猿橋層		奈良立累層
猿橋層				
上路層		奈良立層		
	和南津層			
白岩層	灰爪層	白岩層	浦川原層	東川累層
長沢層	西山層	田麦川層		田麦川累層 菖蒲累層
富倉層	椎谷層	須川層		須川累層
	寺泊層	樽田層		樽田累層 松之山累層

樽田層は東頸城丘陵に広く分布する。黒色泥岩砂岩互層及び異色泥岩からなり、中部に松之山凝灰岩、上部に数枚の酸性凝灰岩を挟む。下限は不明で、層厚1,000m以上と推定される。

須川層は樽田層をとりまく形で東頸城丘陵に広く分布する。塊状黒色泥岩からなり下部に黒色泥岩砂岩互層及び酸性凝灰岩を挟む。層厚は900-2,000mである。

田麦川層はタービダイト相とシルト岩相からなり、両者は同時異相関係にある。タービダイト相は砂岩シルト岩互層からなり本地域北東部と南部に分布する。シルト岩相は塊状シルト岩からなり北部と南東部に分布する。層厚は500-1,000mである。

白岩層は関田山脈の北側に沿って東西に分布する。砂質シルト岩からなり層厚は80-200mである。浅海生の貝化石を産する。

浦川原層は本地域北部に分布する。砂質シルト岩シルト岩互層からなり上部に礫岩・酸性凝灰岩を挟む。層厚750m以上である。

奈良立層は関田山脈に分布する。層厚は全体で900m以上である。下位より砂岩相・砂岩シルト岩相・火山岩相の3相に区分される。砂岩相は層厚50-100mで、細粒砂岩を主とし礫岩を伴う。砂岩シルト岩相は厚さ数mの砂岩・シルト岩からなり礫岩・亜炭及び酸性凝灰岩を挟む。層厚は300-800mである。火山岩相は輝石安山岩の溶岩・火山角礫岩からなり凝灰岩を挟み、層厚400m以上である。

猿橋層は東頸城丘陵西縁に須川層を不整合に覆って分布する。主に礫岩からなり砂岩及びシルト岩を挟む。層厚450m以上である。

有孔虫・貝などの化石及び岩相から、樽田層・須川層及び田麦川層はやや深い海に堆積した海成層、

白岩層及び浦川原層は浅海成層と考えられる。奈良立層下部-中部は河川成を主とし汽水成層を挟在し、上部の火山岩相は陸上噴出である。猿橋層は河川成と考えられる。これらの地層は全体として一連の海退を示している。

地表には露出しないが、坑井資料によれば樽田層の下位に中期中新世の下部寺泊層相当層(難波山層とも呼ばれる)が累重している(VI. 1, 第6表参照)。下部寺泊層は層厚2,000m以上で、砂岩泥岩互層・泥岩砂岩互層・泥岩からなり凝灰岩を挟有する。下部層準に石油・天然ガスが胚胎する。

関田山脈北側斜面に須川層-奈良立層中に輝石安山岩の岩床及び岩脈が分布する。

#### 中部更新統-完新統

本図幅地域の中部更新統-完新統は、河岸段丘堆積物・崩積堆積物・風成ローム層・妙高火山噴出物・扇状地堆積物及び沖積層に大きく分けられる。段丘堆積物は、本図幅地域ではおもに比高によって区分された高・中・低位の3つの段丘面群を構成する。ただしこの区分は新潟地域を通じての高・中・低位段丘面区分(たとえば竹内ほか, 1994)に対応するわけではない。本地域の高位段丘面は、高田平野西縁に模式的に発達する後期更新世の愛の風面に相当し、中位段丘面は、同様に平山面に対応すルート考えられている(大山ほか, 1993)。低位段丘面は、沖積段丘面と中位段丘面間に発達するいくつかの段丘面群を一括したものである。各段丘面を構成する堆積物は砂・礫・シルトを主とし、礫種は安山岩礫が卓越し、広域テフラが挟在する。地形の項で述べたように、沖積段丘は高田面とより下位の関川面に区分される。前者は本図幅地域の高田平野に広く発達している。高田平野南東縁部には扇状地が発達し、丘陵・山地部には新旧の地すべり・崩積堆積物が見られる。

本図幅地域南東隅には、妙高火山起源の洪江川火砕流堆積物や妙高火山泥流堆積物の小分布がある。沖積層は地表部では氾濫原堆積物・扇状地堆積物や人工改変によって覆われ露頭に乏しいが、ボーリング資料によれば、高田平野で数百mもの厚さがあり、地下水を胚胎する礫層を数枚はさむ粗粒堆積物からなる(高田平野団体研究グループ, 1981)。

また、頸城ローム層をはじめとした風成ローム層が更新世後期以降の地層に挟在している。

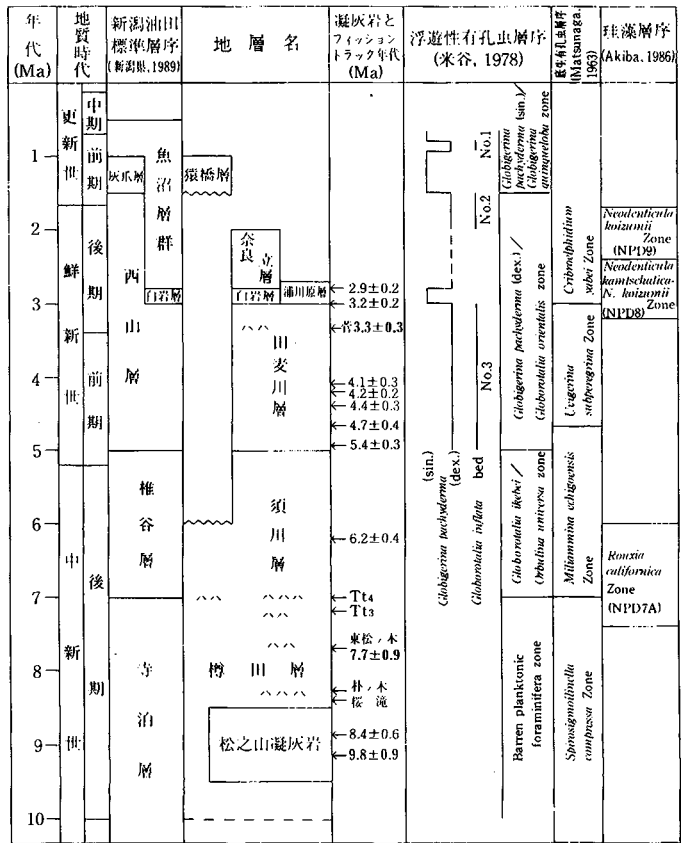
## II.2 中新統一下部更新統の地質時代

#### 有孔虫層序

新潟堆積盆地の時代区分は、坑井において有孔虫以外の微化石の産出に乏しいこともあって、従来から浮遊性有孔虫層序(米谷, 1978)及び底生有孔虫層序(Matsunaga, 1963)が基準として用いられている(第5図)。

本地域周辺の中新統-下部更新統の地質時代については、Matsunaga(1963)・渡辺(1976)による有孔虫層序の研究と、新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)・小林ほか(1989)によるフィッション・トラック年代がある。

Matsunaga(1963)は東北日本海側に分布する新第三系について底生有孔虫層序を検討し、牧村地域では寺泊層-灰爪層(本報告の樽田層-白岩層)を4つの化石帯群に区分した。渡辺(1976)は本地域中央部の高谷川ルートで底生及び浮遊性有孔虫層序を検討した結果、須川層は大部分が寺泊階で上部のみが椎谷階



第5図 中新統-下部更新統の地質時代

であり、須川層と田麦川層の境界は、椎谷階と西山階の境界に一致すルートし、また田麦川層下部から浮遊性有孔虫、*Globigerina inflata*の産出を報告した。

本研究では、樽川層・須川層・田麦川層について、菱ヶ岳西のルート(第33図)で15試料、安塚町安塚の小黒川ルートで9試料など計70試料を採取し有孔虫化石の抽出をおこなった。その結果、11試料から地質時代の決定に有効な浮遊性有孔虫化石、及び底生有孔虫化石が産出した(第2表b)。産出した有孔虫化石による地質時代・堆積環境の推定結果を第2表aに示す。なお、他に15試料から底生有孔虫のみが産出した。

これらの結果を、浮遊性有孔虫層序(米谷, 1978)を基本に底生有孔虫層序を加味して検討する。

樽川層は浮遊性有孔虫が産出しておらず、Barren Planktonic Foraminifera zoneにあたる可能性が高い。

須川層は浮遊性有孔虫*Orbulina universa*及び底生有孔虫*Miliammina echigoensis*が産出し、*Globorotalia ikebei*/*Orbulina universa* zoneにあたる。

田麦川層は小黒川ルート・高谷川ルートで下部から*Globorotalia inflata*(s.l.)が産出する。これは*Globorotalia inflata* bed no.3にあたり、*Globigerina pachyderma* (dextral) / *Globorotalia orientalis*

第2表 須川層・田麦川層産の有孔虫化石

a: 地質時代・堆積環境の推定結果, b: 産出した有孔虫化石の一覧表,  
 同定: パリノ・サーヴェイ(株) 興津昌宏, 試料採取地点は地質図に記入してある。

a	試料番号(Ta)	産地	産出種の特徴	浮遊性種	浮遊性種の帯区分 (米谷, 1978)	底生種の帯区分 (Matsunaga, 1963)	底生種による古環境
				底生種			
田 麦 川 層	210	牧村 菅	<i>Globorotalia inflata</i> ・ <i>G. praeinflata</i> 石灰質種が主		<i>G. pachyderma</i> (dex.)/ <i>G. orientalis</i> zone	<i>Uvigerina subperegrina</i> zone	漸深海上部-浅海 好気性
	386	安塚町菱ヶ岳西	<i>Globigerina pachyderma</i> (dex.) 石灰質種が主		"	"	漸深海
	385	"	"		"	"	"
	394	"	"		"	"	"
	224	"	<i>G. inflata</i> ・ <i>G. praeinflata</i> 多 石灰質種が主		" <i>G. inflata</i> bed	"	漸深海上部-浅海 好気性
	16	安塚町菱ヶ岳北	<i>Globigerina quinqueloba</i> 多 <i>Miliammina echigoensis</i>		"	<i>M. echigoensis</i> zone	外浅海-上部漸深海 好気性
	367	板倉町玄藤寺	<i>G. pachyderma</i> (dex.) 石灰質種が主		"	<i>U. subperegrina</i> zone	漸深海
	201 402	安塚町板尾	<i>G. inflata</i> ・ <i>G. praeinflata</i> <i>M. echigoensis</i> 石灰質種が主 <i>G. praeinflata</i> 多 <i>G. orientalis</i> 石灰質種 膠着質種		" { <i>G. inflata</i> bed No.3	<i>M. echigoensis</i> zone <i>U. subperegrina</i> zone	漸深海上部-浅海 好気性-やや嫌気性 漸深海上部 浅海 好気性
須 川 層	357	牧村 大月	<i>G. pachyderma</i> (dex.) <i>Criboelphidium yabei</i> 石灰質種が主		"	<i>U. subperegrina</i> zone 又は <i>C. yabei</i> zone	漸深海-浅海
	37	安塚町須川	<i>Orbulina universa</i> <i>M. echigoensis</i> 多 膠着質種が主		<i>Globorotalia ikebei</i> / <i>O. universa</i> zone	<i>M. echigoensis</i> zone	漸深海 嫌気性



第2表 つづき

試料番号 Ta-	37	357	402	201	367	16	224	394	385	386	210
	C	A	A	C	A	C	C	A	C-R	A	C
産出額度											
浮遊性種比 (%)	13.5	16.8	46.9	25.5	8.5	33.6	13.5	12.2	14	9.1	1.3
浮遊性種											
<i>Globigerina bulloides</i>	20	9	4	30	18	19	11	14	39	5	31
<i>G. decoraperta</i>											1
<i>G. falconensis</i>				2	1				1		
<i>G. foliata</i>					4				7	1	
<i>G. praebulloides</i>		1			20			6	14	2	
<i>G. quinqueloba</i>		2		6	8	37	4	3	4	8	3
<i>G. rubescens</i>						3					
<i>G. umbilicata</i>						1					
<i>G. spp.</i>		9		12	13	1	3	8	9		12
<i>Globigerinita glutinata</i>	17	3				3	4	4	6	2	1
<i>G. uvula</i>		4			2						2
<i>Globigerinoides ruber</i>		1									
<i>Orbulina universa</i>	+										
<i>Neogloboquadrina cf. asanoi</i>			2	2				5	6		2
<i>N. blowi</i>		5	3	3	1		2	4	1		6
<i>N. continuaosa</i>											3
<i>N. dutertrei</i>				2			2				
<i>N. eggert</i>	1	4		1			1				3
<i>N. incompta</i>				7		20	1				5
<i>N. pachyderma (dex.)</i>	2	51	2	16	34	35	6	63	14	6	13
<i>N. p. (sin.)</i>		9		10	2	15	2		4	1	3
<i>N. spp.</i>	2	13	1	20	11	2	5	8	4	1	6
<i>Globorotalia cf. inflata</i>			3	3			12		2		3
<i>G. praeinflata</i>	1		81	2			85				2
<i>G. cf. orientalis</i>			5								
<i>G. spp.</i>			18				18		2		2
浮遊性種 合計	43	111	119	116	114	136	156	115	113	27	98
底生種											
<i>Ammodiscus sp.</i>	+			1							
<i>Bathysiphon sp.</i>				1							
<i>Cribrostomoides renzi</i>	2										
<i>C. spp.</i>	2		3	1				4	1		1
<i>Cyclammina cf. ezoensis</i>				1							
<i>C. pusilla</i>	+			2							
<i>C. cf. pusilla</i>						1					
<i>Discammina sp.</i>				2							
<i>Gaudryna arenaria</i>			1				1				
<i>Haplophragmoides compressum</i>	1										
<i>H. cf. trullissatum</i>						24					
<i>H. spp.</i>	17			9			1				15
<i>Karreriella japonica</i>	2										
<i>Martinottiella communis</i>	33		1								
<i>Martinottiella? sp.</i>	17										
<i>Miliammina echigoensis</i>	20			1		+					
<i>Reophax sp.</i>			1								
<i>Saccammina sp.</i>	1										
<i>Silicosigmoinella sp.</i>	1		1	1							
<i>Textularia agglutinans</i>								1	1		
<i>T. sp.</i>											1

第2表 つづき

b	<i>Trochammina</i> spp.	4		2	16			1						4
	<i>agglutinated forms</i>							1						
	Genus index	5		3	4						3	2	3	
	<i>Pyrgo murrhina</i>				+									
	<i>P.</i> sp.			1	1									
	<i>Quinqueloculina agglutinata</i>			1										
	<i>Q.</i> sp.				+			1						
	<i>Triloculina</i> sp.									1				
	<i>Alabama</i> ? sp.													3
	<i>Ammonia</i> sp.							1			1			
	<i>Ammonia</i> ? sp.			3										
	<i>Baggina</i> sp.		1											
	<i>Bolivina decussata</i>		3			1		2	3					
	<i>B. pacifica</i>								3					
	<i>B. robusta</i>										1			
	<i>B.</i> spp.		3	1	1						2		3	
	<i>Bolivinita quadrilatera</i>			19	+	4								
	<i>Buccella frigida</i>				2									1
	<i>B.</i> sp.		1											
	<i>Bulimina aculata</i>										3			
	<i>B. tenuata</i>			1	1									
	<i>B.</i> :sp.		1	3							3			
	<i>Buliminella elegantissima</i>										1			
	<i>Cassidulina carinata</i>			2										
	<i>C. norcrossi</i>	10	23	34	11	34		3	21	13	22	37		
	<i>C. yabei</i>				+		36							2
	<i>C.</i> sp.			2	5	4		1	2	4	2			
	<i>Cassidinoides</i> sp.		1											
	<i>Cibicides aknerianus</i>	1	2	3		3		1	1					
	<i>C. pseudoungerianus</i>							4						
	<i>C. refluens</i>													1
	<i>C.</i> sp.	2	4		5	2	1		4	1	2			
	<i>Criboelphidium yabei</i>		3											
	<i>Cribronion clavatum</i>		6							4				
	<i>C. subglanulosum</i>		1		1									2
	<i>C.</i> sp.		1	2		2			1	4				
	<i>Dentalina</i> sp.				2			1						
	<i>Discorbis</i> sp.					1								
	<i>Eilohedra nipponica</i>	36	15	1	20			7	18	9	12	22		
	<i>E.</i> sp.													3
	<i>Elphidium</i> sp.		2				+			1				
	<i>Epistominella exiua</i>		1	1		1			7		5			
	<i>E. naraensis</i>		1					13	1	3	1			
	<i>E. pulchella</i>	7	26	19	13	33	29	70	37	4	38	32		
	<i>E.</i> sp.						1							3
	<i>Eponides</i> sp.			3		5		1						5
	<i>Fissurina cucurbitasema</i>									1				
	<i>F. marginata</i>				2	2		3						
	<i>F. orbignyana</i>		1											
	<i>F.</i> spp.		1	1		1			2					
	<i>Furusenkoina complanata</i>		2	1	2	1			2					1
	<i>F.</i> cf. <i>complanata</i>							2						
	<i>F.</i> spp.		1	1					1	1	1			

第2表 つづき

<b>b</b>	<i>Glangulina</i> sp.				1					1										
	<i>Globobulimina auriculata</i>		1										5							
	<i>G.</i> cf. <i>pupoides</i>				3															
	<i>G.</i> sp.				2				2	1										1
	<i>Globocassidulina depressa</i>																			18
	<i>G.</i> <i>subglobosa</i>					6	13						1	24						
	<i>G.</i> sp.				1									10	15					
	<i>Gyroidina soldanii</i>											1								
	<i>G.</i> spp.								1											
	<i>Gyroidinoides nipponicus</i>					3														
	<i>Islandiella norvangi</i>		20	26	6	13	23	20	54	36	22	5								
	<i>I.</i> <i>yabei</i>			1											5					
	<i>I.</i> spp.		16	4		30			1	18	23	27	13							
	<i>Lagena acuticosta</i>																			1
	<i>L.</i> <i>distoma</i>								1											1
	<i>L.</i> <i>laevicostata</i>						1													
	<i>L.</i> sp.	+											2							
	<i>Lenticulina</i> sp.					1														1
	<i>loxostoma bradyi</i>		5	1																
	<i>Melonis nicobarense</i>				3		2			1	1	1								
	<i>M.</i> <i>pomplioides</i>		2	1	1	2			2											2
	<i>M.</i> sp.		4	3	1	1				1		2	8							
	<i>Neoconorbina</i> sp.				1		2						2							
	<i>Nodosaria</i> sp.		1		1	1	1	1	2											
	<i>Nonion</i> sp.		1	2	3						2	2								
	<i>Nonionella stella</i>			1	6		1				1		1							
	<i>N.</i> sp.			4			2		1											
	<i>Nonionellina labradricum</i>			9	1	1	1		2			1								3
	<i>N.</i> sp.			13	8		3		3	1	2	1	1							
	<i>Oridosalis tenerus</i>	+			1	+			3											
	<i>Plectofrondicularia miocenica</i>					3														
	<i>Pullenia aperula</i>				3	2	3	10	1	3		5	2							
	<i>P.</i> sp.				3	3				3		4								
	<i>Rediobolivina raphana</i>											1								
	<i>Rotalia</i> ? sp.									1										4
	<i>Sphaeloidina austriaca</i>					2				11										
	<i>Sphaeroidinella bulloides</i>		7	1		3														
	<i>Trifarina kokozuraensis</i>					1		34												2
	<i>T.</i> sp.		1			6				1	1	6	1							
	<i>Uvigerina akitaensis</i>					6				68			5							
	<i>Uvigerina</i> cf. <i>akitaensis</i>									+										
	<i>U.</i> cf. <i>subperegina</i>		12	4		12					5	3								
	<i>U.</i> <i>peregina diruputa</i>				1		1													
	<i>U.</i> sp.		2		1		3	41	1	1	1	2								
	<i>Valvulinera sadonica</i>			2		3				1										+
	<i>V.</i> sp.					3														
	Total 膠着質種		105	0	12	39	0	26	3	5	5	2	24							
	Total 磁器質種		0	0	2	1	0	0	0	1	1	0	0							
	Total 石灰質種		24	218	190	83	209	205	216	198	130	198	198							
	底生種 合計		129	218	204	123	209	231	219	204	136	200	222							

産出頻度：A=abundant, C=common, R=rare

zoneの下部にあたる。また、北東隣「岡野町」図幅地域では田麦川層上部に対比される黒姫層に *Globorotalia inflata* bed no.3がある(小林ほか, 1989)。

#### 珪藻層序

本地域では従来珪藻化石の報告はなかったが、本研究では須川層・田麦川層・奈良立層の泥岩・シルト岩・石灰質団塊計29試料について珪藻化石の抽出を行い、須川層下部・田麦川層上部の各1試料から珪藻化石が産出した(第3表)。板倉町山越の須川層下部からはAkiba(1986)の*Rouxia californica* Zone(NPD7A)に相当する珪藻群集が産出した。Akiba(1986)によれば本帯の年代は7.4-6.0Ma(後期中新世の後期)である。浦川原村唐野山の田麦川層上部から産出した珪藻化石は、保存が悪いため明確なことは言えないが、*Neodenticula koizumii*が産出することからAkiba(1986)の*Neodenticula kamtschatica*-*N. koizumii* Zone(NPD8)ないし*N. koizumii* Zone(NPD9)に相当する可能性が高い。両帯の年代範囲は3.2-1.7Ma(後期鮮新世)である。

#### フィッシュン・トラック年代

東隣「松之山温泉」図幅地域及び「岡野町」図幅南西部地域の樽田層一奈良立層に挟在する凝灰岩について、第4表のフィッシュン・トラック年代値が報告されている。

本研究では、樽田層中部の松之山凝灰岩について $9.8 \pm 0.9$ Ma、檜田層上部の東松ノ木凝灰岩について $7.7 \pm 0.9$ Ma、田麦川層上部の菅凝灰岩について $3.3 \pm 0.3$ Maというフィッシュン・トラック年代値を得た(第5表及び第32図)。

これらの年代値から、樽田層の松之山凝灰岩は約9Ma、樽田層上部は9-7Ma、須川層下部は約6Ma、田麦川層は5-3Ma、白岩層(東川層)は約3Ma、奈良立層は3Ma以後ということになる。

以上の微化石層序とフィッシュン・トラック年代は、フィッシュン・トラック年代の方がやや古い年代を示す傾向が認められるものの大きな矛盾はなく、第5図のようにまとめられる。各地層の地質時代は、樽田層及び須川層は後期中新世、田麦川層は前期鮮新世、白岩層・浦川原層及び奈良立層は後期鮮新世である。本図幅東方地域の魚沼層群の層序との対比(島津・立石, 1993)によれば、奈良立層の上限も更新世には及ばず後期鮮新世である。猿橋層については時代を特定する資料はないが、礫種が安山岩礫を主とすることから奈良立層上部の火山岩相を給源とみなせば、奈良立層上部と同時かそれ以降と考えられ、本報告では更新世前期とみなした。

第3表 須川層・田麦川層産の珪藻化石

同定：柳沢幸夫 試料採取地点は地質図に記入してある。地層名はSm：須川層 Tm：田麦川層。

Sample number	Ta505	Ta18
Formation	Sm	Tm
Diatom zones (NPD)	7A	?
Preservation	P	P
Abundance	R	R
<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehrenberg	1	+
<i>Actinocyclus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	9	2
<i>Arachnoidiscus</i> sp.	1	-
<i>Aulacoseira</i> spp.	2	2
<i>Cocconeis costata</i> Gregory	1	-
<i>C. scutellum</i> Ehrenberg	1	-
<i>C. vitrea</i> Brun	1	-
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	3	4
<i>C. radiatus</i> Ehrenberg	2	3
<i>Cyclotella striata</i> (Ku'tzing) Grunow	1	-
<i>C.</i> sp.	-	6
<i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) Andrews	1	-
<i>Diploneis smithii</i> (Bre'bisson) Cleve	5	-
<i>Grammatophora</i> spp.	2	-
<i>Navicula</i> sp.	1	-
<i>Neodenticula koizumii</i> Akiba et Yanagisawa	-	1
<i>Nitzschia marina</i> Grunow in Cleve et Grunow	-	+
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	24	32
<i>Plagiogramma starophorum</i> (Gregory) Heiberg	3	-
<i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran	-	1
<i>Rouxia californica</i> Peragallo in Tempe're et Peragallo	1	-
<i>Simonseniella barboi</i> (Brun) Fenner	-	2
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims	1	-
<i>Stephanopyxis</i> spp.	2	1
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	30	39
<i>Thalassiosira antiqua</i> (Grunow) Cleve-Euler	-	1
<i>T. convexa</i> Muchina	-	4
<i>T. marujamica</i> Sheshukova-Poretzkaya	2	-
<i>T. nidulus</i> (Tempe're et Brun) Jouse'	1	-
<i>T. temperei</i> (Brun) Akiba et Yanagisawa	5	-
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	+	2
Total number of valves counted	100	100

第4表 中新統-下部更新統のフィッシュン・トラック年代  
 文献 1: 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987), 2: 小林ほか(1989), 3: 本報告.

層準	凝灰岩層	年代値及び誤差 (Ma)	文献	
奈良層	上部			
	中部			
	下部	Isg Pum	3.0±0.2	2
白岩層	上部	千年凝灰岩	2.9±0.2	1
	下部			
田 支 川 層	上 部	菅凝灰岩	3.3±0.3	3
		Isg h	3.2±0.2	2
		Isg g	3.3±0.2	2
		Isg f	3.3±0.2	2
	中 部	板山凝灰岩	4.1±0.3	1
		Isg-c	4.2±0.2	2
	下 部	上岡凝灰岩	4.4±0.3	1
		小貫凝灰岩	4.7±0.4	1
須川層	上部			
	下部	本和田原凝灰岩	6.2±0.4	1
樽 田 層	上部	東松ノ木凝灰岩	7.7±0.9	3
	下部	松之山凝灰岩	8.4±0.6	1
9.8±0.9			3	

第5表 凝灰岩のフィッシュン・トラック年代

凝灰岩名	試料番号 (地質調査所 標本登録番号)	鉱物名	粒子数	自発核分裂飛跡 密度/A ; 総数 N <sub>a</sub> (10 <sup>6</sup> ×cm <sup>-2</sup> )	誘発核分裂飛跡 密度/A ; 総数 N <sub>b</sub> (10 <sup>6</sup> ×cm <sup>-2</sup> )	P(x%) (%)	熱中性子フルアンヌ 密度/A ; 総数 N <sub>c</sub> (10 <sup>6</sup> ×cm <sup>-2</sup> )	μ <sub>0</sub> -μ <sub>1</sub> 相関係数 r	ウラン濃度 U (ppm)	年代値±1σ (Ma)	手法			
菅凝灰岩	Ta210(GSJ R60662)	ジルコン	28	2.41	181	2.26	1699	34	8.43	1297	0.647	210	3.3±0.3	EtD2
東松ノ木凝灰岩	Ta53(GSJ R60661)	ジルコン	22	2.33	101	9.53	413	96	8.44	1299	0.862	90	7.7±0.9	EtD2
松之山凝灰岩	Ta33(GSJ R60660)	ジルコン	30	2.98	194	9.48	618	54	8.42	1296	0.567	90	9.8±0.9	EtD2

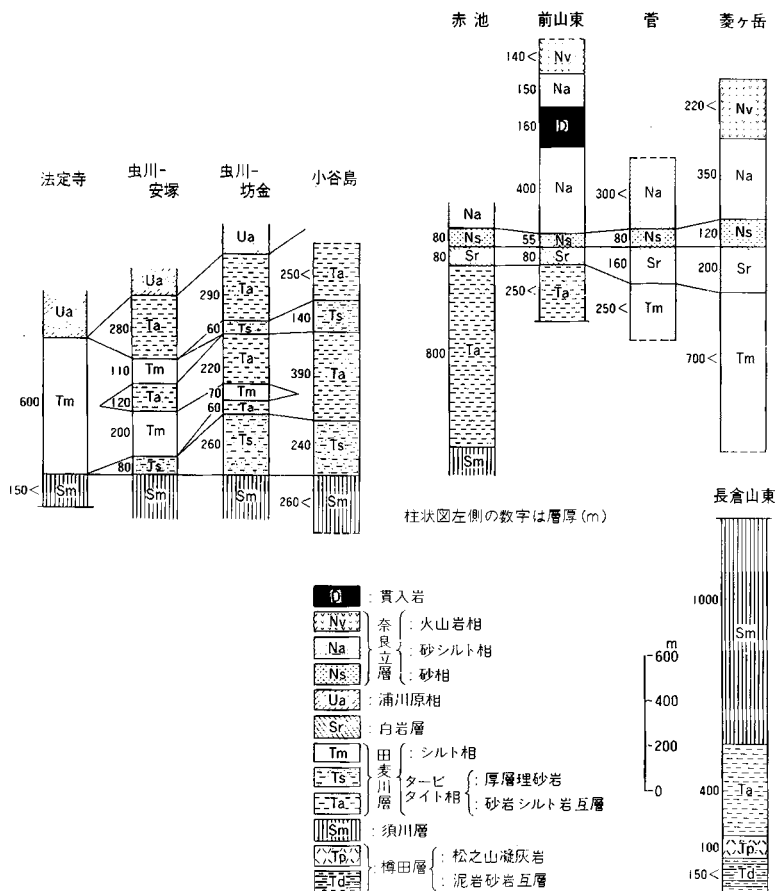
測定者: (株)京都フィッシュン・トラック 榎原 徹  
 熱中性子線量測定方法: NBS-SRM612標準ガラス+白雲母  
 ジオメトリ係数=1  
 ベータ値δ=372±5  
 照射原子炉: 立教大学 TRIGA MARK II  
 エッチング条件: KOH: NaOH 1:1 エッチャント 225°C 35時間  
 P(x%): x%検定における x%値の信頼度

### III. 中新統-下部更新統

(竹内圭史・加藤敬一)

#### III. 1 樽田層 (Tr, Tp, Tt1-4・Tt)

新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)は東隣「松之山温泉」図幅地域から本地域にかけて調査し、松之山凝灰岩とそれ以下の地層を松之山累層として樽田累層の下位に区分した(第7図・第1表)。しかし本地域内では、新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)も示唆しているように、松之山凝灰



第6図 中新統-下部更新統の地質柱状図

岩が西方へ薄化し上部から次第に泥岩と指交関係になると考えられること、松之山累層の泥岩は樽田層の泥岩と岩相的に変わらないことから、本報告では松之山累層を樽田層に含めた。

地層名 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)の樽田累層による。

模式地 安塚町樽田の小黒川(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)

層序関係 樽田層は本図幅地域の地表に露出する中新統のうち最も下位の地層であり、地表では下限は不明。坑井資料によれば下部寺泊層に整合に重なる(図1, 第6表)。

分布 安塚町長倉山から三和村社地山にかけて広く分布する。

層厚 全層厚は1,000m以上。松之山凝灰岩の上限より上位の層厚は、長倉山東で400m(第6図)、牧村宇津ノ俣で600m、坑井安塚N-1の資料(西田, 1974)によれば安塚で約500mである。

岩相 泥岩砂岩互層及び泥岩を主体とする。中部に松之山凝灰岩(Tp)及び桜滝凝灰岩(Tt1)・朴ノ木凝灰岩(Tt2)と東松ノ木凝灰岩が、上部にTt3・Tt4など2-3枚の酸性凝灰岩が挟在する。このほか厚さ30cm以下の酸性凝灰岩が多数挟在する。牧油田の坑井資料によれば牧村桜滝では松之山凝灰岩の100m下

第6表 高田東部図幅地域の坑井一覧

新潟県(1989)・新妻(1982)・石油技術協会(1973)による、中之宮-2号井の緯度経度は国土地理院発行の2万5千分の1地形図「新井」によった。

坑井名	位置	経度緯度	実施者	掘削深度 m	到達層位	岩質	開坑口	掘止日
安塚 N-1	安塚町安塚		新潟県	3,503	難波山層	砂質凝灰岩	1972.10.12	1973.1.20
菅沼 SK-1D	菅沼		石油資源開発	3,000	火打山層	硬質泥岩	1975.8.7	1976.11.6
三和SK-1	三和村下中	37° 07' 36"N 138° 20' 27"E	〃	2,300	下部寺泊層	砂岩・泥岩	1961.8.25	1961.10.13
菅原 TS 2	清里村菅原		帝国石油 石油資源開発	1,585	難波山層		1966.	
菅原 TS-1	〃		〃	2,002	〃		1966.10	
荒牧 TS 1	〃 寺脇		〃	2,007	〃		1967.5	1967.
牧 1	〃 東野		帝国石油	2,612	寺泊層	砂岩・泥岩 ・凝灰岩	1973.7.17	1973.9.5
牧 R2	牧村桜滝		日泉鉱業	977	難波山層	黒色泥岩	1954.9.5	1955.1.13
別所 TS 1	板倉町別所	37° 02' 24"N 138° 19' 23"E	帝国石油 石油資源開発	2,001	下部寺泊層	砂岩・泥岩 ・凝灰岩	1967.8.19	1967.9.22
筒方 TS 1	〃 下筒方	37° 01' 39"N 138° 20' 31"E	〃	2,401	〃	〃	1977.8.29	1977.10.31
中之宮-2	〃 中之宮	37° 01' 34"N 138° 18' 48"E	〃	2,000	難波山層	凝灰岩	1968.7	
新井 1	新井市小出雲	37° 00' 35"N 138° 15' 30"E	帝国石油	1,802	下部寺泊層	泥岩・砂岩	1966.11.15	1966.12.5

位にも厚さ約100mの凝灰岩が挟在する(第25図)。

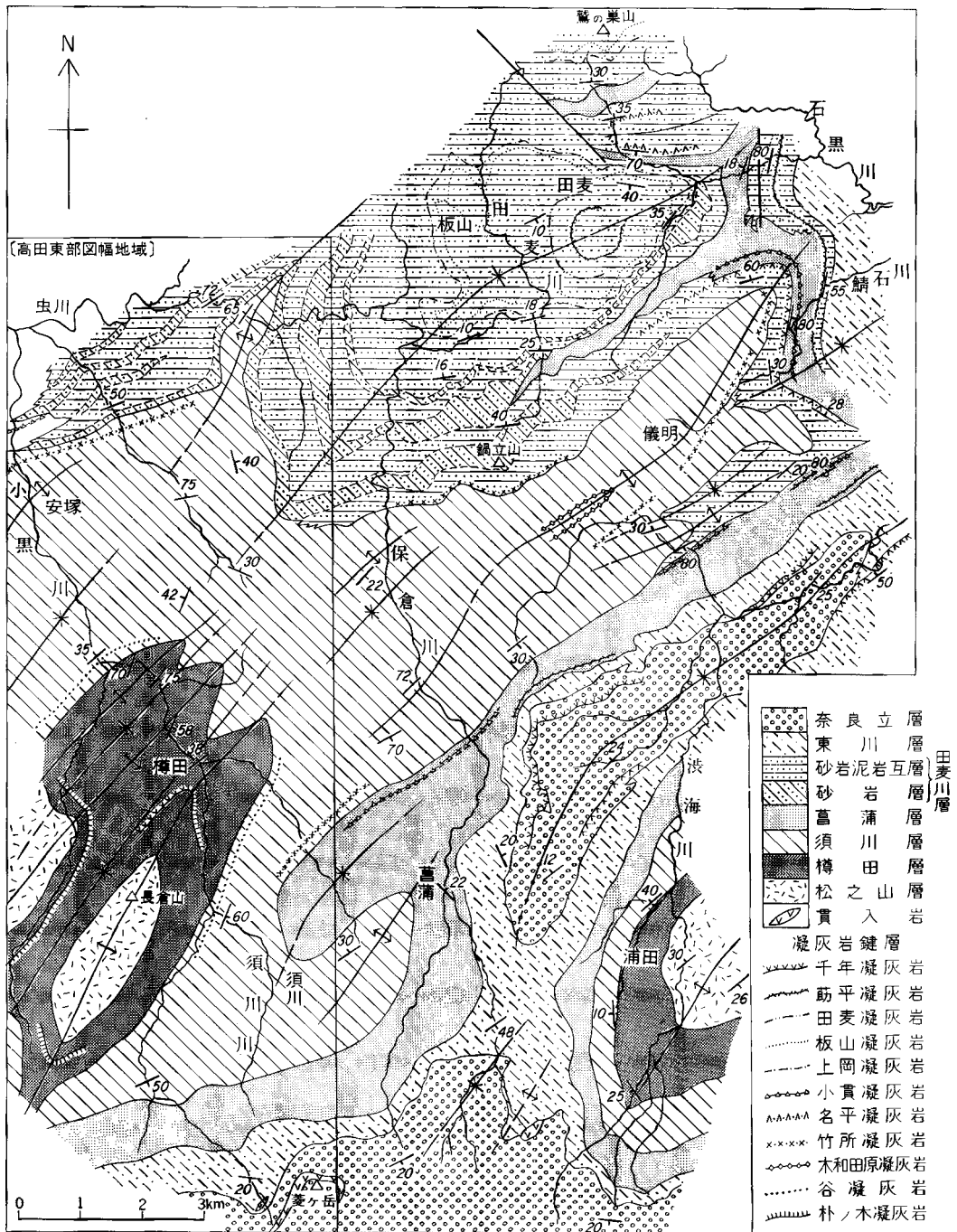
泥岩砂岩互層は黒色泥岩と白色砂岩との泥岩優勢互層である。典型的な岩相は厚さ5-10cmの泥岩と5mm-1cmの砂岩薄層との互層であり(第8図)、しばしば砂岩の頻度が少なくなり泥岩に漸移する。砂岩は細粒一極細粒凝灰質砂岩であり級化成層をなす。まれに数十cmの厚い砂岩も見られる。泥岩は黒色-暗灰色で10-数十cm単位で成層する。鱗片状の平行葉理が認められる。泥岩にはときに径数cm-十数cmの石灰質団塊が含まれている。

安塚町から牧村にかけての地域では泥岩砂岩互層が広く分布している。三和村社地山から牧村宮口にかけては岩相が異なり、上部は互層であるがTt3凝灰岩以下では塊状泥岩からなり、全体に厚い細粒酸性凝灰岩が挟在し泥岩もしばしば凝灰質となる。

松之山凝灰岩(Tp)は「松之山温泉」図幅地域内の松之山町松之山を模式地として池辺(1940)により命名された凝灰岩層である。本地域には安塚町長倉山から牧村桜滝にかけて分布する。層厚は約100mである。淡緑灰色、堅硬なデイサイト質粗粒凝灰岩であり、下部は塊状で上部には平行層理が発達する。松之山凝灰岩の上位に挟在する桜滝凝灰岩(新称)(Tt1)・朴ノ木凝灰岩(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)(Tt2)は、松之山凝灰岩と似た岩質・堆積構造をもつ。新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)が指摘したように、これらは模式地の松之山凝灰岩上部に相当すルート考えられる。

Tt3・Tt4両凝灰岩(新称)は大月向斜両翼の樽田層上部-最上部に挟在すルートにも厚さおよそ30mの





第7図 東頸城地域の地質図 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)に加筆。

白色酸性凝灰岩で、Tt4凝灰岩は普通角閃石を含むことが特徴である。

檜田層上部に挟在する厚い凝灰岩の多くは、級化成層や単層上部に平行層理が発達するなどの堆積構造や、泥岩ブロックを取り込んでいる(各地層中に挟在する凝灰岩の柱状図・岩質については VII.1参照)。

**化石** 泥岩からまれに底生有孔虫化石が検出される。

**地質時代** 中部に挟在する松之山凝灰岩・東松ノ木凝灰岩についてフィッシュン・トラック年代としてそれぞれ $9.8 \pm 0.9\text{Ma}$ 、 $7.7 \pm 0.9\text{Ma}$ の年代値が得られた(第5表)。模式地の松之山凝灰岩のフィッシュン・トラック年代として $8.4 \pm 0.6\text{Ma}$ が報告されている(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)。これらの年代値から、樽田層の地質時代は後期中新世である。

### III.2 須川層(Sm)

**地層名** 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)の須川累層による。

**模式地** 安塚町信濃坂から須川にかけての須川川(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)。ただしこのルートは近年河川改修により露頭が少なくなっており、北方の船倉川の方が観察に適している。

**層序関係** 樽田層に整合漸移に重なるが、本地域中央部で樽田層最上部に挟在するTt4凝灰岩が南西部地域では須川層の塊状泥岩中に挟在しており、樽田層上部と須川層下部は同時異相関係にある。

**分布** 東頸城丘陵一帯に樽田層を取り巻く形で広く分布する。

**層厚** 模式地の須川川で900m、坑井安塚N-1の資料(西田, 1974)から見積もルート安塚町安塚で約800m、牧村の大月向斜では600m以上である。板倉町地域の坑井筒万TS-1の資料(新妻, 1982)ではおよそ1,500mとみられる。

**岩相** 塊状の黒色-時灰色泥岩からなり、ときに厚さ数十cmの砂岩・酸性凝灰岩を挟む。浦川原村真光寺・牧村下川井沢では檜田層と同じ岩相の泥岩砂岩互層が厚さ数m単位でしばしば挟在する。泥岩は径数-10数cmの石灰質団塊を含む。

泥岩は樽田層のものとは異なり塊状で層理や鱗片状葉理をもたず、しばしば走向傾斜を判定することが困難となる。風化すると露頭規模で赤褐色のひび割れが生じ崩れ落ちる。上位に田麦川層のシルト岩相が重なる南東部地域では、上位になるにつれて色調が灰色になり粒度もやや粗化して田麦川層のシルト岩に漸移する。

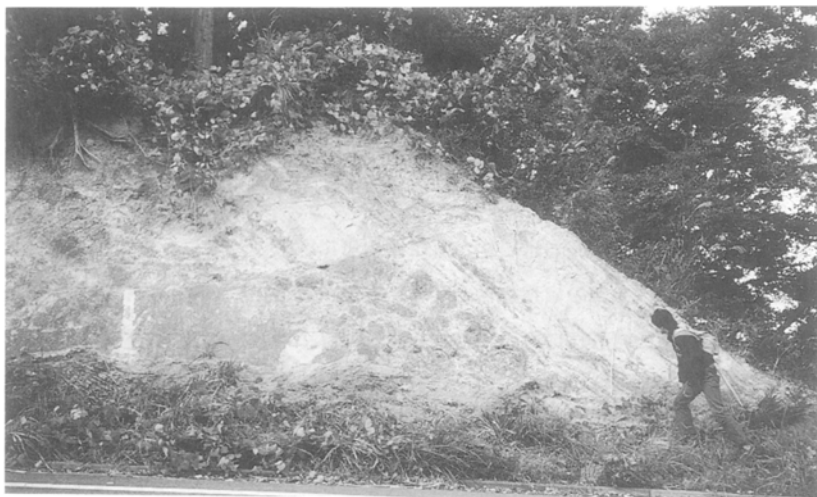
板倉町地域に広く分布する塊状泥岩は岩相からは須川層に区分される。板倉町機織には厚い酸性凝灰岩が2層挟在しており、下位のは重鉱物として黒雲母・普通角閃石を含む特徴から、牧村西部地域で樽田層上部に挟在する凝灰岩Tt4に対比される(VII. 1参照)。したがって、板倉町地域の須川層の下部は牧村地域の樽田層上部と同時期の地層である。Tt4凝灰岩層には部分的に小断層が発達している(第9図)。

安塚町地域では須川層の下部に谷凝灰岩、上部に竹所凝灰岩が挟在する(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)。谷凝灰岩は牧村西部地域で樽田層最上部に挟在する凝灰岩に対比される可能性がある。

船倉川・飯田川などでは厚さ数十cmの暗灰色の火山礫凝灰岩が数層挟在する。径1cm程度の安山岩礫と粗粒-中粒軽石からなり級化成層を示す。



第8図 樽田層の砂岩泥岩互層 牧村雨露の道路沿い、ハンマーの長さ30cm.



第9図 須川層中の凝灰岩層

板倉町機織の Tt4凝灰岩(第31図 g). 泥岩岩塊を含み小断層が発達する。小断層は N70-80°E 前後の走向で50-60°N の傾斜を示す。数 cm 幅の破砕帯を伴い10-170cm の落差をもつ正断層群である。

化石 安塚町上方・牧村倉下で貝化石片が見られた。浮遊性・底生の有孔虫及び珪藻を産する(第2・3表)。海綿骨針 *Makiyama chitanii*が産する(新潟県, 1966)。

地質時代 樽田層・田麦川層下部のフィッシュン・トラック年代などから, 中新世後期である( . 2参照)。

### . 3 田<sup>たむぎがわ</sup>麦川層(Ta, Tm, Ts)

地層名 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)の田麦川累層による。

模式地 北東隣「岡野町」図幅地域内の大島村板山の田麦川(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)。

層序関係 須川層に整合に重なる。須川層に田麦川層のシルト岩相が重なる地域では両者は漸移する。田安川層はタービダイト相とシルト岩相からなり両者は同時異相関係にある。

本地域南東部のシルト岩相は新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)の菖蒲累層にあたる。南西部の田麦川層は中村(1982)の富倉層の上部と長沢層をあわせたものにあたる。

分布 須川層を取り巻く形で広く分布する。タービダイト相は本図幅地域北東部と南部に, シルト岩相は北部と南東部に分布する。

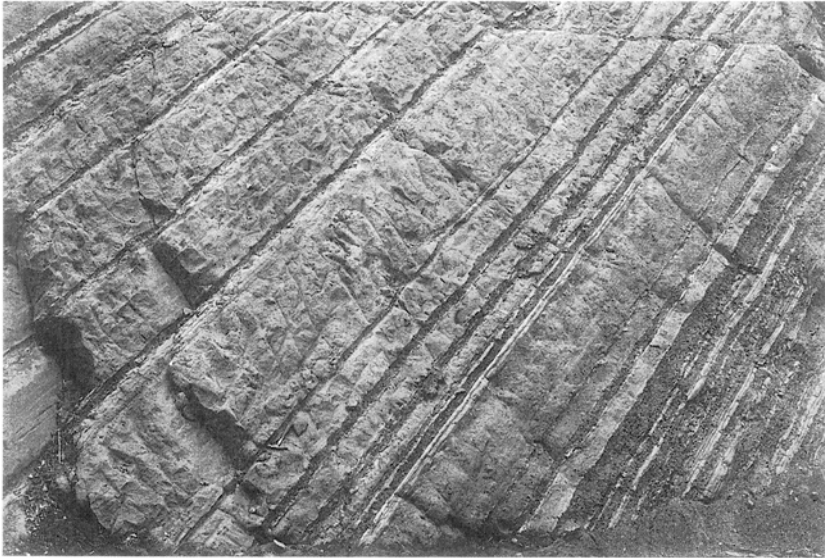
層厚 本地域北部では, 浦川原村下猪子田の小谷島背斜西翼で1,000m, 安塚町小黒川ルートで800m, 浦川原村法定寺で600mと, 東のタービダイト相で厚く西のシルト岩相で薄い(第6図)。南部では菱ヶ岳で700m, 清里村赤池で800m, 板倉町上関田で500mである。

岩相 タービダイト相(Ta)はフリッシュ型の砂岩シルト岩互層からなる。北東部のタービダイト相は砂岩優勢で(第10図), 最下部と中部には厚層理粗粒砂岩(Ts)が卓越する。南部のタービダイト相は等量ないしシルト岩優勢互層であり一部は塊状シルト岩が卓越する。級化成層は良く観察されるがソールマークはほとんど見られない。シルト岩相(Tm)は灰色塊状のシルト岩からなりまれに厚さ数十cm以下の細粒砂岩を挟む。北部のシルト岩相はやや粗粒なシルト岩からなり風化すると灰白色を示す。

本座(1965a)は本図幅地域北東部に分布する田安川層のフリッシュ型互層について研究し, タービダイトとしての性質を明らかにした。本座(1965b)は田麦川層中の砂岩について貯留岩としての性質の検討を行っている。

化石 貝化石 *Anadara* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp., *Balanus* sp.(新潟県, 1966)や, *Glycymeris yessonesis*, *Mercensis* sp., *Buccinum* sp., 海綿骨針 *Makiyama chitanii*(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)を産する。浦川原村飯室で *Turritella* sp. が産出した。有孔虫(渡辺, 1976; 本報告, 第2表)及び珪藻(第3表)を産する。

地質時代 牧村菅で田麦川層上部に挟在する菅凝灰岩のフィッシュン・トラック年代として  $3.3 \pm 0.3$  Ma が得られた(第5表)。浮遊性有孔虫層序・珪藻層序, フィッシュン・トラック年代により, 鮮新世前期である( . 2参照: 第5図)



第10図 田麦川層の砂岩シルト岩互層 浦川原村細野川沿いの道路脇。ハンマーの長さ30cm、

### Ⅲ.4 白岩層(Sr)

**地層名** 中村(1982)によれば、池田(1975)の命名。

新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)は「松之山温泉」図幅地域から本地域南東部にかけて田麦川層の上位に重なる本層を東川層として区分しているが、本地域内では南東隅の菱ヶ岳周辺を除いてむしろ飯山地域の白岩層(中村, 1982)の岩相であるので、本報告では白岩層の名称を採用した。

**横式地** 新井市平丸(南隣「飯山」図幅地域内)。

**層序関係** 田麦川層に整合漸移に重なる。

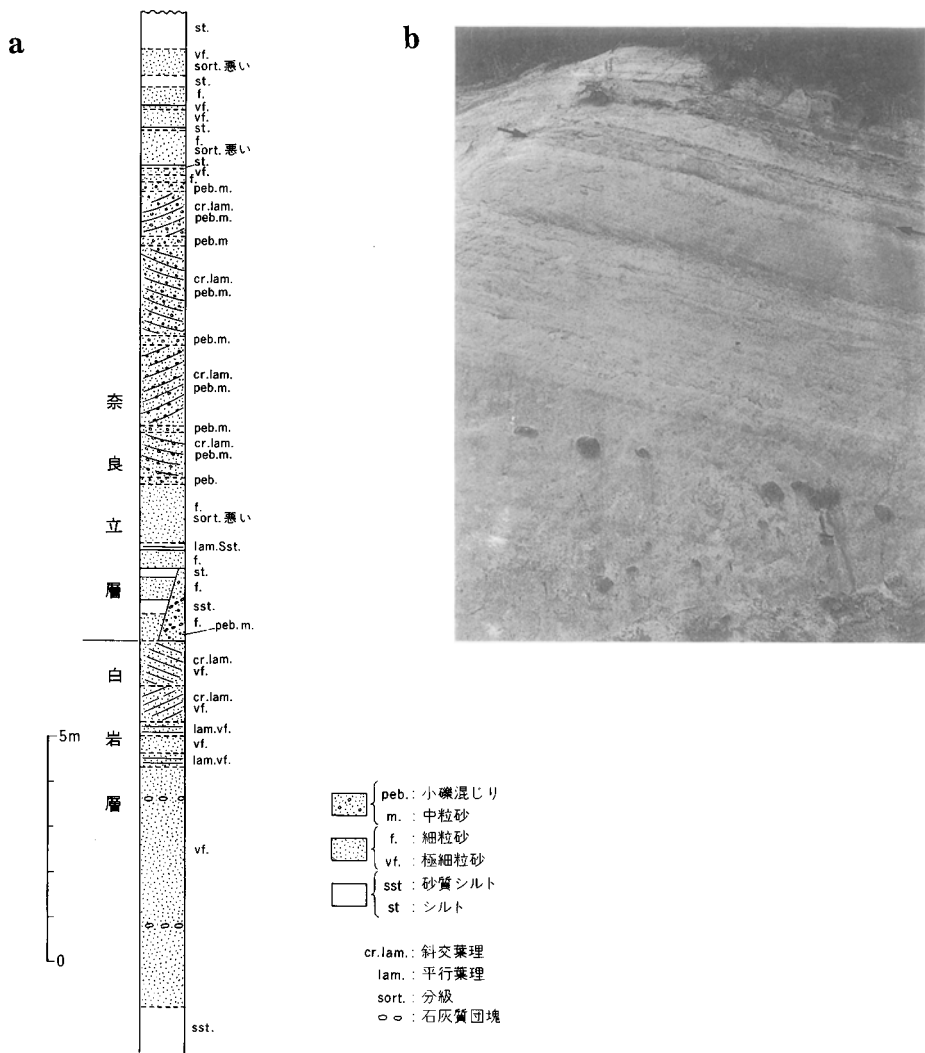
**分布** 関田山脈の北側斜面に沿って東西に分布する。

**層厚** 菱ヶ岳で200m、前山の東・清里村赤池とともに80m(第6図)。

**岩相** 主に灰白色塊状の砂質シルト岩からなり一部は極細粒砂岩である。本層の上部には長径約20cmの石灰質団塊が配列する(第11図)。東部の菱ヶ岳から牧村菅にかけては、砂質シルト岩に褐鉄鉱質の小結核(通称ミコブタン)が層状に配列する岩相となる。

**化石** 清里村青柳から貝化石*Ostrea*, *Glycymeris*, *Pecten*, *Turritella*が産する(新潟県, 1966)。本報告の調査では菱ヶ岳, 牧村菅・鷹羽鉱泉, 清里村赤池で*Turritella* sp.が産した。菱ヶ岳周辺ではチクワ型生痕がみられる。

**地質時代** 東川層最上部・奈良立層最下部のフィッシュン・トラック年代3.0・2.9Ma(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987; 小林ほか, 1989)から、後期鮮新世である(Ⅱ. 2参照: 第5図)。



第11図 白岩層-奈良立層の岩相  
 清里村赤池の林道 a: 柱状図 b: 露頭写真。矢印の位置が白岩層と奈良立層の境界。露頭の高さ7m

### III. 5 <sup>うらがわら</sup>浦川原層(Ua, Uc)

**地層名** 新称. 北隣「柿崎」図幅地域の長坂層(頸城村史編さん委員会, 1988)にあたる.

**模式地** 浦川原村浦川原の保倉川.

**層序関係** 田麦川層に整合に重なる. 熊谷川向斜の軸部に分布しており上限は不明である.

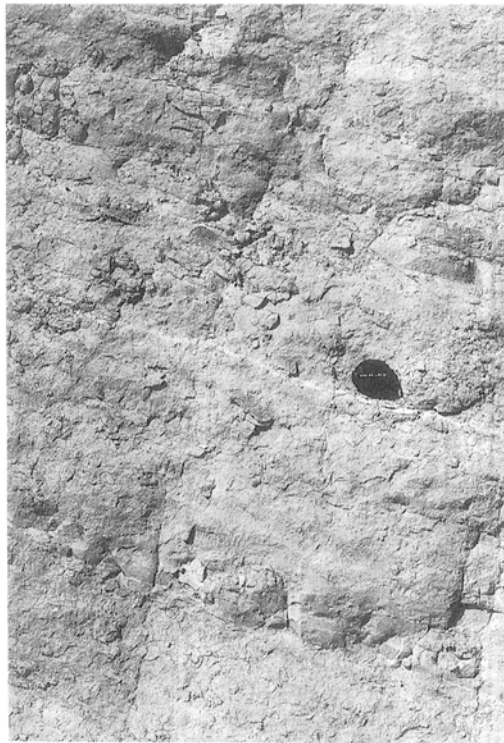
**分布** 模式地周辺にまとまって分布する.

**層厚** 浦川原村菱田から高谷川ルートで750m以上. 分布域を通じて同程度の層厚である.

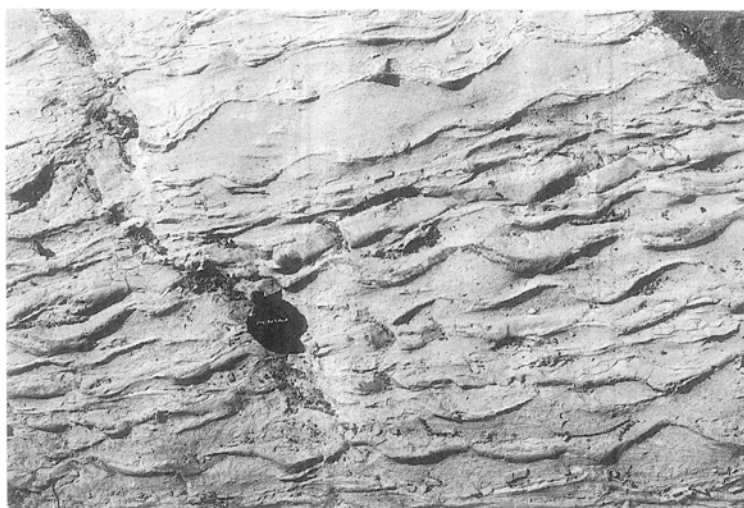
**岩相** 主に砂質シルト岩シルト岩互層からなり, 礫岩・凝灰岩を挟む. 砂質シルト岩シルト岩互層は, 明灰色の砂質シルト岩と灰色のシルト岩との互層で, 1単位の厚さは約5cmである(第12図). 浦川原村虫川の浦川原層下部ではリップルマークが見られ, 古流向はSW→NEを示す(第13図).

礫岩は浦川原村浦川原・<sup>ながしり</sup>長走に分布する. 浦川原では厚さ15m以上であり, 長走では厚さ2-5mの礫岩が砂岩と不規則な互層をなしている. 礫は径2-8cmのチャート・安山岩の垂角礫が主である.

凝灰岩は浦川原村長走周辺に分布する. 厚さ3-10mの白色酸性凝灰岩で, 1-2cm大の軽石と細粒基質からなる. 長定から岩室への道路工事の際に見られた露頭では, 軽石質-中粒凝灰岩で異常堆積構造とそれを切る小構造(断層)が観察される(第14図).



第12図 浦川原層の砂質シルト岩シルト岩互層 模式地の浦川原村浦川原の保倉川. レンズキャップの径5cm.



第13図 浦川原層下部にみられるリップルマーク 浦川原村袖山の小黒川。レンズキャップの径5cm。



第14図 浦川原層上部の凝灰岩層に見られる異常堆積構造

軽石凝灰岩中に細粒の凝灰岩が波状に入り込み、不規則な形状の泥岩塊が挟まれ、また一部は下位を削り込んでいる。これらの堆積構造を切って小断層が発達する。断層面は走向 N5-10°E、傾斜60-90°W、落差は数十 cm-数 m で見かけ正断層である。スケールの長さ1m。浦川原村長走。



**化石** 一部に小型のチクワ型生痕が多産する。下部からは有孔虫化石が産する(渡辺, 1976)。

**対比** 田麦川層の上位に重なることから関田山脈地域の白岩層に対比される。また、浦川原層の層厚が白岩層よりもかなり厚いことと、浦川原層上部の酸性凝灰岩が、奈良立層最下部の砂岩相に見られる軽石に富む層準に対比される可能性があることから、浦川原層上部は奈良立層下部に対比されるものと考えた(第4図)。

### III. 6 <sup>な ら だ て</sup> 奈良立層(Ns, Na, Nv)

**地層名** Noda(1962)の奈良立層による。

**模式地** 東隣「松之山温泉」図幅地域内の松代町奈良立の洪海川(Noda, 1962)。

**層序関係** 白岩層に整合に重なる。上限は本地域には分布しない。

**分布** 本図幅地域南東部の関田山脈に分布する。

**層厚** 菱ヶ岳・前山の東でともに900m。

**岩相** 奈良立層は下位より砂岩相・砂岩シルト岩相及び火山岩相の3つに区分される。

砂岩相(Ns)は主に細粒砂岩からなり粗粒砂岩-小礫岩及びシルト岩を挟む。下部には葉理状に粗粒軽石を混える。層厚は前山で55m, 菱ヶ岳で120m。

砂岩シルト岩相(Na)は単層の厚さ数十cm-数mの砂岩・シルト岩の不規則な互層からなり礫岩・亜炭及び酸性凝灰岩を挟む。菱ヶ岳・前山では貝化石を産する海成シルト層が挟在する(第15図)。層厚は菱ヶ岳で350m, 牧村菅の南で300m, 前山の東で700m, 前山の西で430m, 光ヶ原で800m以上である(第6図)。礫岩の礫種は安山岩・流紋岩・チャートが主である。

火山岩相(Nv)は輝石安山岩の溶岩及び火山角礫岩からなり、凝灰岩を挟む。層厚は菱ヶ岳南で400m以上, 牧峠で200m以上。伏野峠周辺では溶岩が卓越する。溶岩は板状節理が発達するかもしくは塊状でたまねぎ状風化を示す。牧峠・飯山市西沢では火山角礫岩が卓越する。牧峠では、それぞれ厚さ約10mの火山角礫岩と砂岩シルト岩互層とが累重しながら、砂岩シルト岩相から火山岩相へ移行する。火山角礫岩は径15-70cmの輝石安山岩塊とその風化物と思われる不淘汰な基質からなる。

凝灰岩は飯山市寒川西と西沢上流・伏野峠のそれぞれ林道沿いで観察された。寒川西では層厚7m以上の白色粗粒-極細粒凝灰岩で、1-1.5mm大の斜長石・黒雲母を含む。西沢上流・伏野峠の凝灰岩は層厚数十cm-数m以上、赤・黄・灰色など雑多な色調を示す2cm大の軽石と細粒基質からなる。一部では軽石が10cm大に達すルートともに、5-10cm大、最大で30cmの安山岩礫を含む。

#### 岩石記載

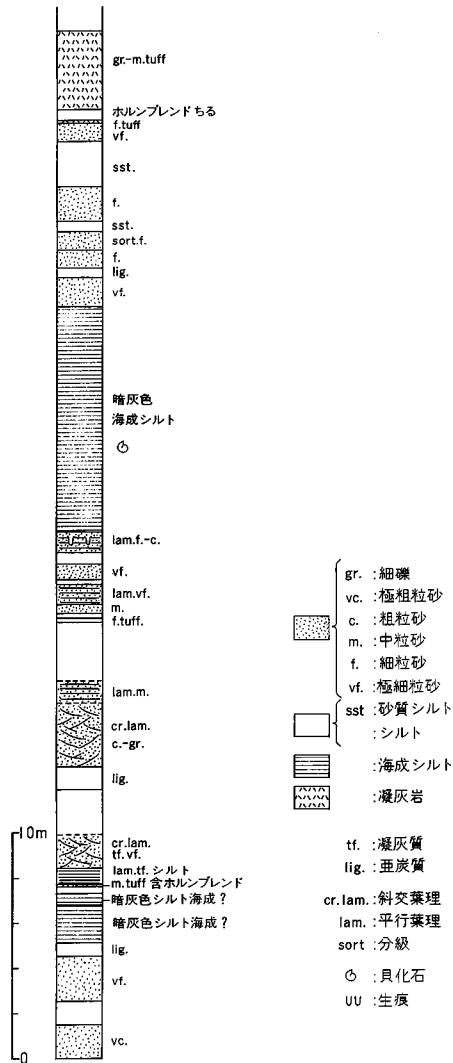
普通輝石紫蘇輝石安山岩(試料番号Ta84:GSJ R60663)

産地:安塚町伏野峠

産状:塊状溶岩。暗灰色緻密で斜長石斑晶が多い。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱物。

斜長石は0.5-2mm。紫蘇輝石は0.3-1mmの自形で薄い反応縁が認められる。普通輝石は1.5-2mm



第15図 奈良立層の砂岩シルト岩相の柱状図 安塚町菱ヶ岳南の道路沿い。

の自形-半自形で集斑状組織をなす。

石基：斜長石・ガラス・鉄鉱物。

填間状組織・ピロタキシティック組織を示す。

**化石** 菱ヶ岳でシルト岩から貝化石，砂岩に生痕が産する。新潟県(1979)は光ヶ原の北でカキ化石層を報告している。

**対比** 奈良立層は本地域南西部では中村(1982)の土路層にあたる。火山岩相は，島津ほか(1983)の菱ヶ岳火山岩層，赤羽ほか(1991)の野々海川火山岩層，島津・立石(1993)の天水山泉層中条川凝灰角礫岩部層にあたり，魚沼層群の下部に対比される(島津・立石，1993)。

**地質時代** フィッション・トラック年代，魚沼層群との対比により，鮮新世後期である（Ⅱ．2参照：新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987；島津・立石，1993）。

### Ⅲ．7 <sup>さるはし</sup>猿橋層 (Sc)

**地層名** 中村(1982)．森島(1941)の猿橋礫層に由来する．中村(1982)の小濁層も本報告では猿橋層に一括した．

**模式地** 新井市猿橋の長沢川(森島，1941)

**層序関係** 本図幅地域では分布から須川層を不整合に覆うものと考えられる．直接の関係は観察されない．南隣「飯山」図幅地域内の関川沿いでは土路層(本報告の奈良立層)に整合に重なる(中村，1982)．

**分布** 東頸城丘陵の西縁に沿って木成断層の西側に分布する．

**層厚** 板倉町飯喰沢(いぐいざわ)の西で450m以上，その南方の「飯山」図幅地域では450m．

**岩相** 主に厚さ数mで成層する礫岩からなり，厚さ1-2mの中-細粒砂岩・シルト岩を挟む．上位へ次第に砂岩・シルト岩の割合が増す傾向が認められる．礫種は主に径15-30cmの安山岩，5cm以下のチャート・砂岩からなり，白色の流紋岩礫や中新-鮮新統の泥岩の礫も含まれている．

**化石** 植物化石片が産出している(中村，1982)．

**地質時代** 猿橋層の地質時代を示す資料はないが，猿橋層に含まれる輝石安山岩礫を奈良立層上部の火山岩相に由来するものと考え，更新世前期とみなした(Ⅱ．2参照)



第16図 奈良立層中の輝石安山岩岩床 菱ヶ岳付近の火炎石。

## . 8 貫 入 岩 (D)

本図幅地域南部の関田山脈に沿う地域に輝石安山岩の岩床及び岩脈が分布する。

岩床は厚さ50-150mと比較的規模が大きく、板倉町丈ヶ山・袖山・光ヶ原牧場、清里村活滝、牧村前山、安塚町菱ヶ岳において、須川層上部から奈良克層中部にかけての層準に貫入している。菱ヶ岳付近では、節理の発達した岩床が浸食によって小尾根を形成し、その形状から火炎石と称されている(第16図)。

岩脈は伏野峠周辺の2ヶ所で観察された。幅10-20m、NNE-SSW方向へ伸びる鉛直な貫入面をもって白岩層上部に貫入している。

貫入岩の岩質は斑晶に富む普通輝石紫蘇輝石安山岩ないし紫蘇輝石安山岩である。周囲数mの範囲の地層は弱い熱変成を受けている。これらは奈良立層中部堆積後の鮮新世末ないし更新世初頭に貫入したものと考えられる。奈良立層上部の火山岩と岩質が似ていることから、成因的に関係がある可能性がある。

これらの他に、安塚町樽田の道路脇に幅7mの普通角閃石流紋岩の露頭が存在する。周囲の樽田層との関係は観察されないが、岩脈であると思われる。

### 岩石記載

#### 紫蘇輝石安山岩(Ta10:GSJ R60664;第 図版C)

産地:安塚町菱ヶ岳。

産状:岩床。灰色塊状で斜長石斑晶が多い。不定形の孔隙が見られる。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石。

斜長石は1-2mm,最大4mmの自形で,集斑状組織が見られる。

紫蘇輝石は0.5-2mmの自形で,わずかに反応縁が見られる。一部は鉄鋳物と集斑状組織をなす。

石基:斜長石・普通輝石・鉄鋳物。

間粒状組織をなす。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩(Ta48:GSJ R60665;第 図版D)

産地:牧村前山。

産状:岩床。肉眼では1mm以下の不定形の孔隙が認められる。

斑晶:斜長石了・紫蘇輝石・不透明鋳物・普通輝石。

斜長石は0.5-1mm,最大2mmの自形で,微斑晶も多い。集斑状組織が見られる。普通輝石は2-3mmの半自形結晶が少量含まれる。

石基:斜長石・隠微品質鋳物・普通輝石。間状組織を示す。

## 中部更新統-完新統

(加藤碩一・竹内圭史)

本図幅地域から「柿崎」図幅地域にかけて広がる高田平野周辺には、段丘をはじめ多様な第四紀層が分布する(第17図)。高田平野南東縁に分布する段丘面は、形成後に変形しており同一面でも比高の変化が著しい。また、一部を除いて発達が悪いので対比が難しく十分な見解の一致をみていない。本図幅地域内に発達する段丘面群のうち、洪積段丘面を相対的に高位、中位及び低位に分け、このほか沖積段丘面を2つに区分した。したがって本地域で高位段丘面としたものは必ずしも新潟地域の高位段丘面(たとえば信濃川本流域の谷上段丘面、早津・新井、1981)と対比されるものではない。

高位段丘堆積物は高田平野西縁を模式地とする愛の風層に相当する。愛の風面の離水の時期は約13-15万年前と報告されている(早津ほか、1982)。また、中位段丘堆積物はやはり高田平野西縁を模式地とする平山層に相当し、平山面上にのるロームの最下部は鍵テフラ層の対比から7-8万年前と報告されている(大山ほか、1993)。中位段丘面と沖積段丘面との間に発達する段丘面群は一括して低位段丘とする。沖積面は段丘化して高位の高悶面と低位の関川面に2分され、おのおの高田層及び関川層の未団結堆積物で構成される。丘陵・山地沿いには扇状地堆積物が分布する。

本図幅地域南西隅の低位段丘面上には、妙高火山噴出物起源の渋江川火砕流堆積物と二次的に派生した妙高火山泥流堆積物が小規模に分布する。関田山脈北麓部には、斜面崩壊堆積物や地すべり堆積物の分布がみられる。段丘面や山麓部の高位小起伏面上には頸城ロームが載り、とくに浦川原村山本山や板倉町光ヶ原牧場付近に広く分布する。

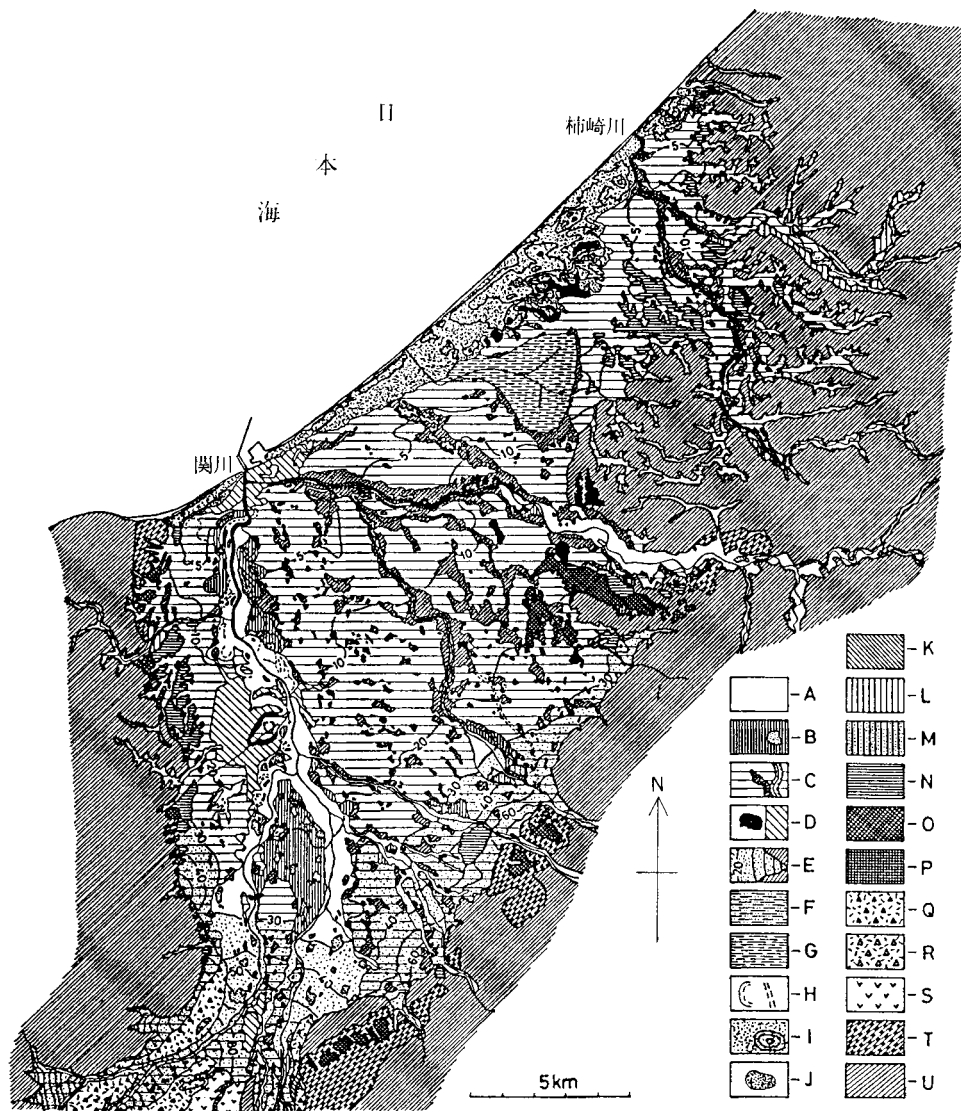
関川を中心に支流の矢代川・保倉川・飯田川沿いなどに氾濫原堆積物が分布し、現河川流域には現河床堆積物が分布する。

### 1 高位段丘堆積物(th)

層序関係 山本山台地では田麦川層のシルト岩を、岩原葡萄園以南では猿橋層を不整合に覆う。頸城ローム層に不整合に覆われる。

分布及び対比 高位段丘堆積物は、三和村の山本山台地及び藤塚山周辺、上越市岩原葡萄園、板倉町別所、箕冠山みかぶりから新井市上野原にかけて分布する。愛の風段丘面を構成する高位段丘堆積物に対比される。

山本山台地の段丘面は、3面(高由平野団体研究グループ、1981)もしくは古い順に山本山面-山本山面の7面に区分される(大山ほか、1993)。高田平野団体研究グループ(1981)の山本山面は大山ほか



第17図 高田平野第四系の地質図及び地形面区分図 高田平野団体研究グループ(1981)による A. 氾濫原, B. 関川面とその自然堤防, C. 高田面とその自然堤防, 及び河岸の崖, D. 市街地と溜池, E. 等高線と扇状地, F. 湿地, G. 干拓地, H. 河川蛇行跡及び旧流路, I. 海岸砂丘と等高線, J. 潟町砂層, K. L. M. 低位段丘群, N. 平山層(平山面), O. 愛の風層(愛の風面), P. 山本山I面, Q. 妙高火山泥流II堆積物, R. 妙高火山泥流I堆積物, S. 妙高火山裾野のローム台地(下位に渋江川軽石流堆積物が分布), T. 居多層(魚沼層群相当層), U. 丘陵地・山地(新第三系)

(1993)の山本山 面に相当する。前者の山本山 面は、浦川原村岩室西方の山麓緩斜面に分布し、より高位の段丘面に相当する可能性があるが分布も狭く露頭条件も悪いので詳細は不明である。本報告では高位段丘面に一括しておく。

大山ほか(1993)はテフラの対比により、山本山 面を高田平野西縁の愛の風段丘面(歌代ほか、1960)ならびに津南地域の米原 段丘面に、山本山 面を高田平野西縁の平山段丘面(高田平原団体研究グループ、1961)ならびに津南地域の卯の木段丘面にそれぞれ対比している。なお、山本山 面を平山面に対比する見解もある(頸城村史編さん委員会、1988)が、本報告では大山ほか(1993)の見解に従う。

山本山西方の藤塚山周辺の丘陵性坤形には、標高30-40m程度のところに平坦面の小分布が見られる。三和農村勤労福祉センタ-付近で段丘構成堆積物の露頭が観察される。シルトと粗粒-礫質砂の互層状堆積物で愛の風段丘堆積物に類似している。この地域周辺の断層による高位段丘の変形を考慮すると、この平坦面は山本山 面の可能性があるので、本報告では高位段丘面に一括した。今後検討の余地がある。

新井市東方丘陵部の板倉町山越付近には高位段丘と中位段丘が分布し(高田平野地盤沈下団体研究会、1977)、標高200-230m付近に分布する比較的発達の良い高位段丘面は、愛の風面に対比される(頸城村史編さん委員会、1988)。

岩相 主として砂礫層からなり一部くさり礫化している。不整合基底部を始め数層準に連続性の悪い安山岩巨礫層を挟む。

山本山の道路脇では礫層の層厚1-2m、礫は径15-50cmの安山岩垂角礫が主でチャート礫を含む。基質は石英長石質の細粒砂からなる。

別所の山砂利採取場では、猿橋層上に不整合で本段丘堆積物の礫層がのる。礫径数10cm以上の安山岩巨礫を含み、褐色-茶褐色の砂を基質とする砂礫層である。

山越南方-南西方では最大礫径2mに達する安山岩巨礫を含む砂礫層からなる。礫は一般に5cm以下の先新第三系のチャートや貫岩の円礫と10-30cm程度の安山岩円-垂円礫(一部くさり礫化)に富む。

化石 藤塚山南から大型植物化石及び淡水生珪藻化石の産出が報告されている(高田平野団体研究グループ、1981)。

## 2 <sup>しぶえがわ</sup> 渋江川火砕流堆積物(Si)

早津(1985)の命名による。本堆積物は、妙高団体研究グループ(1969)の渋江川軽石流堆積物に相当する。本図幅地域では南西隅にわずかに分布するのみでしかも風化が著しい。模式地は南西隣「妙高山」図幅地域内の新井市と中郷村境界を流れる渋江川沿いである。灰白色-帯紫灰色で5cm以下の角閃石安山岩の角礫が卓越し、同質の火山灰基質からなり一部縞状を呈する。最大礫径は30cmに達する。妙高火山泥流堆積物に不整合で覆われるが、下位層との関係は露頭条件が悪く本地域では不明である。頸城ローム層のA2に対比される(高田平野団体研究グループ、1981)。低位段丘面上に載る。

### . 3 中位段丘堆積物 (tm)

中位段丘堆積物は山本山台地及び清里村菅原に分布し、平山段丘面に対比される中位段丘面を構成する堆積物である。沖積面との最大比高は30mである(頸城村史編さん委員会, 1988、大山ほか, 1993)。山本山台地の中位段丘堆積物は高田平野団体研究グループ(1981)の山本山 段丘堆積物, 大山ほか(1993)の山本山 段丘堆積物にあたる。

清里村菅原付近では、N200E方向に長軸を持ち、長さ1.5km、幅0.8kmの分離丘陵を構成している。丘陵南端の露頭では、下部は覆われていて不明であるが、葉理のある褐色粗粒砂の上に厚さ50cm程度の段丘礫層がのっている。比較的礫の淘汰はよく、礫径5cm以下の円礫が多い。最大礫径は10cm程度である。礫種は安山岩に富んでいる。高田平野団体研究グループ(1981)は、月長石を含む石英斑岩礫を報告している。礫層の上位にはシルト層が載っており、緩く西に傾斜している。本層は高田平野西縁に分布する平山ローム層(赤羽・加藤(1989)参照)に相当するローム層(後述)によって覆われている。

全体としては東西に緩く傾斜する形状の背斜構造を呈する。

### . 4 古期崩積堆積物 (C)

古期崩積堆積物は関田山脈北側の板倉町光ヶ原周辺・清里村青柳・牧村小平・菅に分布する。中新-鮮新統を谷埋め状に不整合に覆う。層厚は一般に15-20m程度であるが、光ヶ原西方の谷では50m以上に達する。光ヶ原をはじめ各所に小起伏の平坦面が良く残っている(第18図)。光ヶ原では厚さ1.5mの頸城ローム層(後述)が載っている。東隣図幅地域ではローム層の載っていない古期崩積堆積物がみられるが、



第18図 古期崩積堆積物の平坦面

板倉町光ヶ原牧場を南東から俯瞰した写真。平坦面の北端からは上関田集落まで標高差400mの斜面になっている。





第19図 古期崩積堆積物 牧村管。露頭写真の高さ15m。写真中央を境に上下2ユニットが認められる。

本地域では各平坦面とも頸城ローム層が載っているようである。古期崩積堆積物は、数10cm-1m大の輝石安山岩の岩塊と、同質の崩積土からなる不淘汰な堆積物であり（第19図）、ときに奈良立層の・シルト岩のブロックを含む。平坦面を作って谷埋め状に堆積していること、構成岩塊が奈良立層のものであり関田山脈稜線北側に大規模な崩落崖が認められることから、古期崩積堆積物は関田山脈稜線の崩落により生じた土石流堆積物であると考えられる。分布各所の平坦面の標高が異なることから、かなり長い期間に数回の堆積があったものと考えられる。

#### . 5 低位段丘堆積物 (t1)

平山面より低く高田面より高い段丘面群を低位段丘面として一括する。標高は100-150m低度で、上流部ほど高くなる。

低位段丘堆積物は上越市岩原葡萄園に分布し、頸城ローム層E層（後述）の上部以上が載っている（高田平野団体研究グループ、1981）。

高田平野南西端部の新井市姫川原・吉本・上野原・上新保・川上などの関川両岸にもいくつかの低位段丘面が見られる。これらの構成堆積物も低位段丘堆積物に一括しておく。

#### . 6 ローム層

高田平野及び周辺の関田山脈や妙高山麓には、最大層厚5mに達する更新世の風成火山灰起源のローム層が分布する。本地域では、高位・中位段丘面、古期崩積堆積物を覆って分布するほか伏野峠周辺の関田山脈稜線にも分布する。

これらのローム層は、従来一括して頸城ローム層と称され、A-E層に5区分されてきた（新潟重鋳物



B層は、安山岩角礫・スコリア・軽石の散在する粉状ローム層である。

C層はスコリアと安山岩角礫の散在する褐色中軟質ローム層である。

D層は、上下に細分され、スコリア及びそれと火山角礫との混合層からなる。

E層は、褐色軟質ロームで暗色帯を境に上下に細分される。

E層上位の異色土はF層として頸城ローム層とは区別され、野尻湖周辺の相原黒色火山灰層に対比される(新潟重鉱物グループ, 1976)。含まれる火山ガラスは繊維状のものが多い。

本図幅地域では山本山 面には山本山ローム層以上のローム層が分布し、菅原付近の分離丘陵上や愛の風面にはA2以上が分布する。平山面にはB以上が分布する。

津南地域の信濃川ローム層との対比では、頸城ローム層のA・Bは米原ローム層に、C-Eは貝坂ローム層にそれぞれ対比される(高田平野団体研究グループ, 1981)。

早津ほか(1982)によって、平山ローム層最上部から始良Tn火山灰層(約2.1-2.2万年前)、同中部から大山倉吉火山灰層(4.5-4.7万年前)の挟在が報告されている。

## . 7 妙高火山泥流堆積物(My)

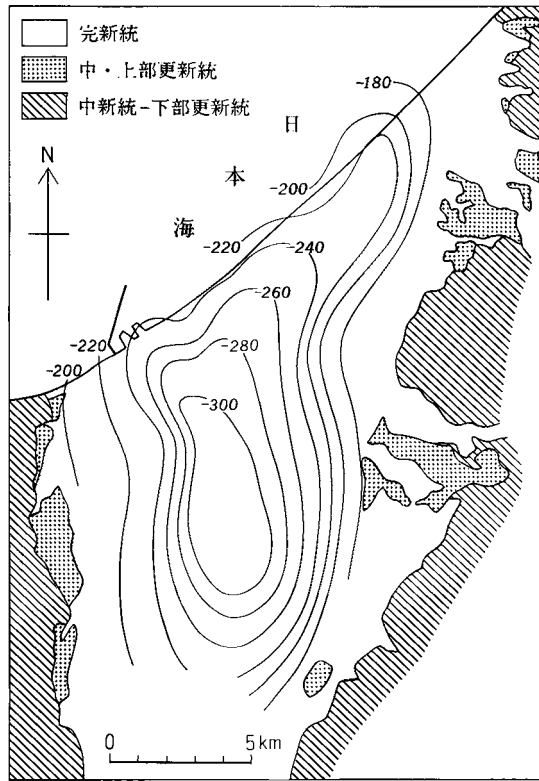
妙高火山泥流堆積物は、西隣「高田西部」図幅地域内における分布の連続性から、妙高団体研究グループ(1969)の妙高火山泥流堆積物、早津(1985)の矢代川岩屑流堆積物、新潟県(1980)の矢代川泥流堆積物に相当すると思われるが、本図幅地域内では南東隅に小規模に分布するのみなのであえて細区分しない。本泥流堆積物は妙高山から北東へ流下した泥流の末端部である。下位の渋江川火砕流堆積物を不整合に覆い、扇状地堆積物に覆われる。高野(1969)・高田平野団体研究グループ(1981)によれば、本報告で関川流域の姫川原や上野原周辺の低位段丘面とした地域の一部に本堆積物の分布が見られるが、露頭条件が悪く確認できなかったので地質図には示していない。

堆積物は輝石安山岩の径数10cm-1mの不淘汰な角礫ないし垂円礫からなり、最大礫径は2mに達する。礫間を細粒の砂-火山灰が充填している。妙高団体研究グループ(1969)によれば本層中の木片の<sup>14</sup>C年代値は約2万年前である。

## . 8 高田層(T)

本層は高田面を構成する更新世-完新世の段丘堆積物である。沖積面下に分布するため地表の露頭はほとんどなく、ボーリング資料による岩相対比から最下部・下部・中部・上部の4層に区分されている(高田平野団体研究グループ, 1981)。下位には魚沼層群相当層の砂礫層が伏在している(第21図)。本図幅調査においてもとくに追加すべき資料は得られていないので同グループの報告を簡約するに留める。

最下部高田層は下位より礫、砂、シルト及び粘土からなる。その基底面は関川河口付近で海水準面下150mである。礫層はウルム氷期最盛期に形成された扇状地堆積物と推定されている。下部及び中部高田層の基底は、高田平野西縁部の直江津-高出で海面下115m-105m、100-85mにそれぞれ位置する。南部層とも礫、シルト及び砂などからなるがこれら3層の対比や時代論の詳細については検討の余地がある。



第21図 高田平野における砂礫層の基底面等深線図

高田平野団体研究グループ(1981)による。砂礫層は魚沼層群(東頸城丘陵西縁での猿橋層)と高田層をあわせたものにあたる。

上部高田層の基底は直江章-高田で海面下65-60mに位置し、基底部に最大層厚20mに達する礫層が分布する・この上に重なる砂・シルト・粘土互層は平野中心部までよく追跡されるが、平野周辺部では扇状地性の礫層に岩相変化する。さらに上部にも数層の礫層を挟む。高田面の段丘化は平安時代末期と推定されている。また、花粉・淡水生珪藻化石が報告されている(高田平野団体研究グループ, 1981)。

## せきがわ . 9 関川層(S)

本層は、関川面を構成する沖積段丘堆積物である。関川面は、本図幅地域では、関川と矢作川の間の新井市北方にやや広い分布が見られるほかは、その下流郡や飯田川・櫛池川・別所川沿いの高田平野に小分布があるにすぎない。関川面は、関川氾濫原から1-2mの比高をもち、その段丘化の時期は古地図と野外調査における蛇行跡の対比から江戸時代と推定されている(高田平野団体研究グループ, 1981)。地表の露頭はほとんどなく層序は不明である。ボーリング資料から礫・砂・シルトからなることが知られている(高田平野団体研究グループ, 1981)。

## . 10 地すべり及び崖錐堆積物

東頸城丘陵・関田山脈にはいたるところに地すべり堆積物や崖錐堆積物が分布する。これらは各地域の地質を反映した不淘汰な岩屑及び崩積土からなる。地すべり堆積物はとくに樽田層・須川層分布域に多く、これらの地層の地すべりブロックで野外で観察・確認できるものは大きいもので10-20m大に達する。関田山脈の北側斜面にはしばしば厚さ十数mに達する崖錐堆積物が発達しており、これは主に奈良立層の安山岩の数十cm大の角礫及びその風化土からなる。

## . 11 扇状地堆積物 (fa)

扇状地は、三和村下田島や岡田付近より南方の高田平野と丘陵-山地部との境界部の高田面上に発達し、とくに別所川に沿う扇状地の発達が著しい。扇状地面の傾斜はきわめて緩く、しかも人工改変を受けていることが多く、扇端部と高田面との境界は必ずしも明瞭ではない。したがって地質図には、おおよその境界の位置を示してある。堆積物は未同結の粗粒砂や角-亜角礫を主とし、シルトを挟む。

## . 12 氾濫原堆積物 (f)

自然堤防堆積物と後背湿地堆積物を一括して氾濫原堆積物に区分しておく。

関川と保倉川沿いに自然堤防をなす比高数十cmから1m程度の微高地が発達し多くの集落が立地している。おもに粗粒の土砂が堆積している。これは上流の山地部の地すべり地域から供給され、大洪水時に両岸に堆積したものである。

このほかの支流沿いでも自然堤防の後ろは低平な後背湿地であり細粒の未団結堆積物が分布している。厚さ数mの透水性の悪い粘土・シルト薄層・腐食土などからなる。

## . 13 現河床堆積物 (a)

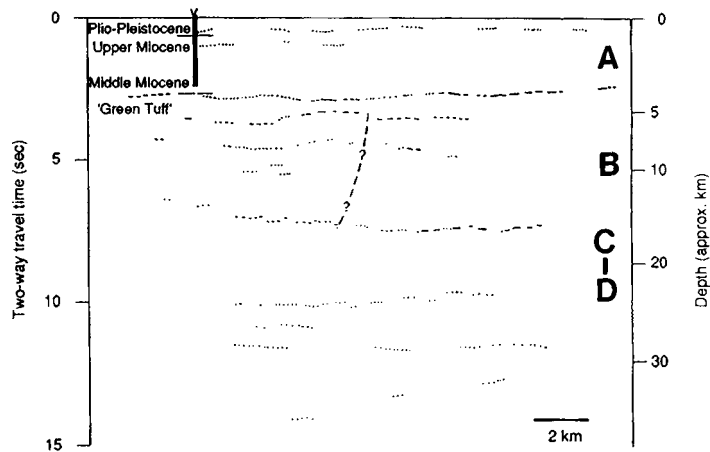
関川・保倉川・矢代川を始めとする河川は、たび重なる河川改修によって流路を少しずつ変えており、河床には山地から運ばれた土砂が川底に堆積している。

## 地質構造

(竹内圭史・加藤碩一)

### 1 基盤構造

宮崎ほか(1993)は、高田平野南東縁部でほぼNE-SWの測線に沿う爆薬震源による反射法探査実験を行いその測線記録に基づく線描写図を示した(第22図)。それに基づく暫定的な解釈によれば、本地域の地下は往復定時3秒以下(A層)、同3-7秒(B層)、7-10秒(C層)、及び10秒以上(D層)に区分される。基礎試錐「頸城」(新妻, 1982)及び「高田平野」(未公表資料)などの柱状図と比較すれば、A層は中期中新世の七谷層や難波山層以降の新第三紀-第四紀層に相当し、その層厚は約4kmである。A層とB層の境界はグリーンタフとその直上の堆積岩層との境界に相当すると考えられる。B層内には断続的ではあるが全体として連続性を保っているいくつかの反射面が見られる。とくにB層下部(往復走時5秒以上)では岩層は楔状に重なっているように見える。B層はグリーンタフを含む前期中新世及びそれ以前の火成岩や古期基盤岩類に相当すると推定される。C層は他の層と異なってその内部にあまり反射面が見えない。C層上面は深さ約15kmである。本地域におけるキュリー点深度が15kmであることや、本地域の地殻内地震の発生している深度が15km以上であることを考慮すると、C層はD層とあわせて地殻下部-マントル最上部に相当する可能性がある。



第22図 上越反射法地震探査記録の線描写図 宮崎ほか(1993)

## . 2 褶 曲

本地域にはNNE-SSWないしNE-SW方向のいわゆる新潟方向の褶曲が発達する(第23図)。東部の安塚町長倉山から牧村地域にかけては多数の小規模な褶曲群からなるドーム状の朴ノ木複背斜構造がある。南部の清里村山板倉町地域には緩いベースン構造が認められる。北部には小谷島背斜・熊谷川向斜・大日向斜などの軸長7-10km程度の招曲が位置する。また、関田山脈では30-15°で南へ傾斜する同斜構造である。木成断層・鷹羽断層など、褶曲と同じくNE-SW方向の断層が存在する。

### . 2.1 朴ノ木複背斜構造

朴ノ木複背斜構造(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)長倉山背斜・ふすべ山背斜及びこれらの北西に位置する小背斜群(牧背斜群: 正谷・市村, 1970)の総称である。松之山凝灰岩を含む樽田層がドーム状の複背斜構造をなしている。

長倉山背斜(新潟県, 1971)栗師峠背斜(大和ほか, 1959)とも呼ばれる。安塚町樽田から長倉山を経て牧村鷹羽鉱泉までの長さ約8km。地層の一般的傾斜は東翼で40-70°, 西翼でやや緩く30-60°である。

ふすべ山背斜(新称)安塚町と牧村の境界のふすべ山に位置し、長さ約4km。地層の傾斜は東翼で20-40°, 西翼で30°前後である。

宇津ノ俣向斜(新称)長倉山背斜とふすべ山背斜の間に位置し、長さ8km。傾斜は牧村朴ノ木では50-70°である。向斜はSWへランジしており牧村上牧付近で解消する。牧村小平の飯田川では須川層中に軸部が観察される。

白山背斜(大和ほか, 1959)牧村雨露から清里村上中篠まで長さ約101km、傾斜は40-60°。

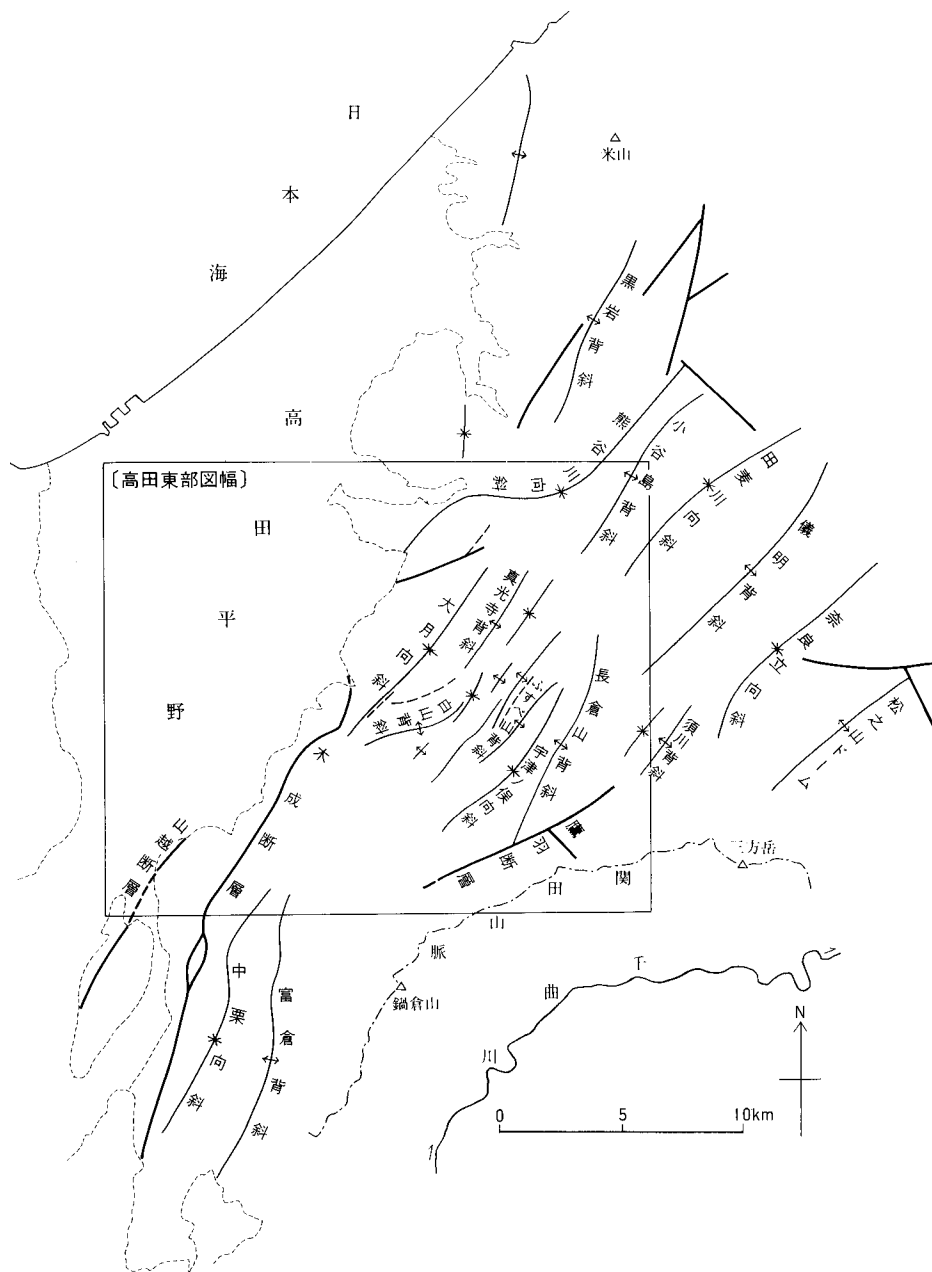
### . 2.2 その他の褶曲

小谷島背斜(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)岩野背斜(本座, 1965a)とも呼ばれる。本図幅地域には浦川原村小谷島から安塚町坊金にかけて、小谷島背斜の南半部約4kmが位置する。本地域での一般的な傾斜は西翼で70-90°, 東翼で40-60°の非対称な閉じた褶曲である。軸部に須川層、両翼に田麦川層が分布する(地質断面図参照)。

熊谷川向斜(小林ほか, 1989)小谷島背斜の西側に沿って北東隣「岡野町」図幅地域から延びている向斜で、本地域では浦川原村下猪子田から同清川原を経て三和村払沢にかけて位置し延長9kmにわたる。傾斜は中央部では両翼とも30-40°であるが、東部・西部では非対称であり南東翼が70°前後の急傾斜を示す。

真光寺背斜(大和ほか, 1959)浦川原村真光寺の須川層分布域に位置する長さ約5kmの背斜である。傾斜は東翼が30-50°, 西翼が15-20°である。大和ほか(1959)は真光寺背斜が北東へ延び小谷島背斜へ続けたが、新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)が地質図に示したように、本背斜は安塚町安塚以北へは連続しない。

大日向斜(大和ほか, 1959)浦川原村横住から牧村大月をへて荒井に延びる向斜で長さ約9km。傾斜



第23図 高田東部図幅地域周辺の地質構造図



は両翼とも約 $20^{\circ}$ である。荒井の飯田川では樽田層の泥岩砂岩互層の露頭に軸部が観察される。

須川背斜(大和ほか, 1959)「松之山温泉」図幅地域に位置する長さ3kmの背斜で、本地域には安塚町須川にその南西部が位置する。

田麦川向斜(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)田麦向斜(本座, 1965a)とも呼ばれる。「岡野町」・「松之山温泉」図幅地域に位置する長さ約10kmの盆状の向斜で、本地域には大島村六夜山にその南西端が位置する。

板倉町猿供養寺には富倉背斜(森島, 1941)・中栗向斜(Saito, 1962)の北端部が位置する。板倉町地域は露頭が非常に少ないため、これらの褶曲がより北方まで延長するかどうかは不明である。

三和村社地山の桑首根背斜(正谷・市村, 1970)については、今回の調査で観察された限りでは地層はすべて東傾斜であり背斜の存在を確認できなかった。

### . 3 断 層

#### . 3. 1 木成断層

中村(1982)は、従来の猿橋断層(森島, 1941; Saito, 1962)を南隣「飯山」図幅地域で詳しく研究し、東側が衝上する逆断層としての性質を明らかにして木成断層と呼んだ。

本図幅地域には木成断層の北半部が位置し、板倉町飯喰沢から別所を経て清里村寺脇へ延びる。木成断層を境に、東側の須川層及び樽田層と、西側の猿橋層とが接している。別所南西方約1kmの砂利採取場では、北西側の猿橋層の礫岩と南東側の須川層の黒色塊状泥岩が本断層で接している(第24図)。同地での観察及び野外での各露頭の位置から判断して、本図幅地域では木成断層はNNE-SSW性の走向をもつ高角断層である。直変位量はNW落ち少なくとも500m以上である。坑井別所TS-1の資料(新妻, 1982)と比較すルートみかけの変位量(傾斜隔離)は2,000mを越える。断層近傍の須川層の走向はほぼ断層に沿い、傾斜はSEに30-40°である。猿橋層も同様に $20^{\circ}$ 程度の東傾斜をもつ。木成断層の北端について



第24図 木成断層 崖斜面の左側の黒い地層が須川層の泥岩及び砂岩、右側が猿橋層の礫岩。両者の境界が断層。板倉町別所南方。

は、三和村宮口で猿橋層の分布が途切れており、宮口以北の樽田層中には断層が認められないことから、木成断層がNNW方向に曲がっているものと考えられる。

### 3.2 たかば 鷹羽断層(新称)

鷹羽断層は、牧村鷹羽鉱泉周辺において特出層及び須川層と田麦川層とを境する断層である。板倉町前山北西から安塚町伏野までENE-WSW方向に7km以上延びる。南西延長は崩積堆積物などで露頭が悪いため確認できていない。長倉山背斜の南端が鷹羽断層により断たれ、樽田層及び須川層と田麦川層とは著しい構造的不連続をもって接している。変位は南落ちで垂直変位量は鷹羽鉱泉で1,000m近くに達する。断層面は観察されないが、鷹羽鉱泉及び牧村菅では断層地形の一種であるケルンコルがみられる。

### 3.3 その他の断層

山越断層、新井市吉木において、須川層と猿橋層を境する断層である(高田平野団体研究グループ, 1981)。SSW方向へ延びて新井市麻苧田(南隣「飯山」図幅域内)の麻苧田断層(高田平野団体研究グループ, 1981)に連続する。変位はNW落ちで、麻苧田では落差約450m(高田平野団体研究グループ, 1981)である。

関田峠・黒倉山断層群(活断層研究会, 1991)活断層研究会(1991)は、牧村前山・牧峠にENE-SWS方向の断層群、伏野峠周辺にWNW-ESE方向の断層群を認定している。前山・牧峠の道路沿いでは奈良立層が観察されるが、今回の調査では断層は確認されなかった。

その他の断層 三和村桑曾根では、樽田層・須川層と田麦川層との間に構造の大きな不連続があり、三和村桑曾根から浦川原村熊沢に至る北落ちの断層の存在が推定される。

牧村田島から高谷にかけての地域では、稗田層の松之山凝灰岩・桜滝凝灰岩の分布が見られる。折居川・高尾では桜滝凝灰岩を切るNE-SW方向の高角断層がそれぞれ観察された。高尾・高谷では松之山凝灰岩の分布と地層の走向傾斜との不一致から断層が推定される。これらをもとに、牧油田の地質構造図(石油技術協会, 1973)を参考に、3本の断層をひいた。

牧村柳島では大月向斜の両翼で樽田層の凝灰岩の分布が食い違っており、向斜東翼の飯田川では樽田層中に断層がみられ走向傾斜が乱れている。これらのことから、向斜軸東側に沿う断層の存在が推定される。

牧村柳島から泉にかけては、樽田層最上部の凝灰岩の分布に食い違いがみられ、断層を推定した。ただし、凝灰岩の複雑な分布は小褶曲群によるものである可能性もある。

牧村菅で田麦川層-奈良立層の分布のずれからNW-SE方向の断層が推定される。ただし鷹羽断層との新旧関係は確認できていない。

板倉町丈ヶ山では須川層・田麦川層の分布と構造とが斜交することから断層の存在が推定される。

菅原断層(活断層研究会, 1991)清里村菅原において中位段丘面の南東側に位置する断層で、変位はSE落ちである(活断層研究会, 1991)。今回の調査では確認できていない。

箕冠山断層(活断層研究会, 1991)活断層研究会(1991)によれば、本断層は新井市川上から箕冠山を

経て板倉町別所まで延びるとされている。しかしその位置は、南西部は高位段丘面の南東縁に、北東部は木成断層にそれぞれ一致している。板倉町西貝屋の砂利採取場では断層は認められないので、本報告では南西部の地形的特徴は高位段丘面によるものとみなした。

## ． 応 用 地 質

(竹内圭史・加藤碩一)

### ． 1 石 油 ・ 天 然 ガ ス

石油・天然ガスは、牧村地域の牧油田と板倉町地域の別所ガス田に小規模に産出する。

牧油田 牧油田は牧村の飯田川沿いを中心に板倉町玄藤寺・達野にかけて位置する。牧油田の産油層は樽田層中の凝灰岩・砂岩である。地質構造はNE-SW方向の平行した背斜群からなりSE側上がりの逆断層群を伴っている(第25図)。1901年(明治34年)から開発が進められ、最盛期の1907年(明治40年)には日産約28klあった。総坑井数640坑、1953年時点での採油坑井数145坑、総産油量148千kl、日産1.8kl、及び天然ガス日産101m<sup>3</sup>であった(以上、地質調査所(1957)による)。現在はほとんど枯渇した。

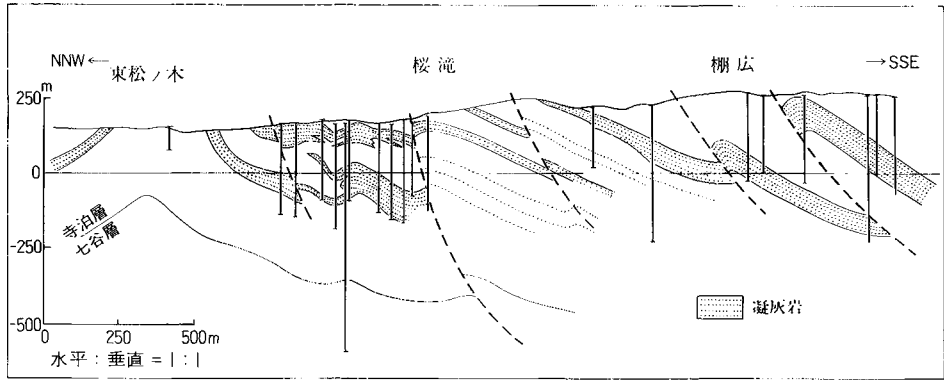
板倉町玄藤寺・達野及び栗沢では、1875年(明治8年)から1903年(明治36年)にかけて手掘りで掘削し、最盛期には年間30千klの原油を産出した(新潟県、1966)。

牧油田に産出する少量の天然ガスは、1966年の時点では鷹羽鉱泉など数坑で家庭用に採取されていた(新潟県、1966)。

別所ガス田 別所ガス田は板倉町別所に位置する。石油技術協会(1973)によれば、別所ガス田の開発は、1966年に清里村菅原で試掘した後、翌1967年に板倉町別所で別所TS-1号坑井を深度2,000mまで試掘し、29,300m<sup>3</sup>/日の天然ガスの採取に成功した。続いて1968年に南西の中之宮2号井を開発するなど、翌1969年までに計10坑を掘削した。天然ガスの稼行層は、別所TS-1では深度1,100mの下部寺泊層のg砂層、中之宮-2では深度1,800mの難波山層上部のS凝灰岩層である(第26図・第27図)。

別所ガス田の産出は1969年から本格化し、1970年には天然ガス34,000千m<sup>3</sup>、原油3,800klを産出したが(石油技術協会、1973)、1975年は天然ガス8,116千m<sup>3</sup>、原油700kl、1987年は天然ガス1,650千m<sup>3</sup>、原油13klに減少した(新潟県、1977・1989)。1991年までの累計では天然ガス1,052百万m<sup>3</sup>、原油14千klである(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、1992)。

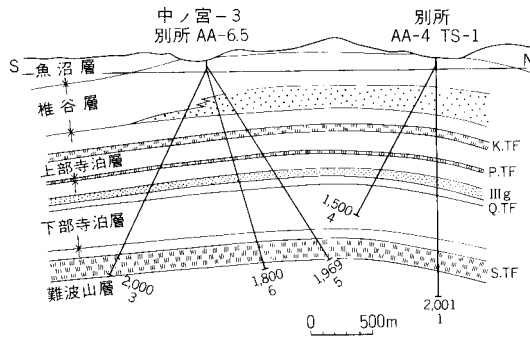
なお、本図幅地域内には第6表(p.19)に示すような坑井が掘削されている。



第25図 牧油田の地質断面図 地質調査所(1957)に基づく。

地層区分	有孔虫分帯	柱状図	ガス層	層厚 (m)	岩 質
第四紀層	N.F			30	砂・泥
椎谷層	<i>Haplo. spp. Z.</i> <i>Marti. communis</i>			450	暗灰色泥岩 砂質凝灰岩 細礫岩
寺泊層 上部	<i>Marti. communis</i> <i>Spho. compressa</i>		K.Tf P.Tf	400	暗灰色泥岩 灰白色軽石凝灰岩・ 砂岩・砂質凝灰岩を 挟む
寺泊層 下部	<i>Dorolia sp.</i> <i>Hoplodrinagmites renzi Z.</i>		IIIg Q.Tf	650	暗灰色泥岩と凝灰質 砂岩の互層。灰白色 凝灰岩を挟む
難波山層			S.Tf	300+	黒色・褐色硬質頁岩 ・石灰質硬質砂岩

第26図 別所ガス田の層序 石油技術協会(1973)による。K・P・Q・Sは凝灰岩層、III gは砂岩層。寺泊層上部のK凝灰岩層が松之山凝灰岩にあたるものとする。



第27図 別所ガス田の地質断面図  
石油技術協会(1973)による。K・P・Q・Sは凝灰岩層、III gは砂岩層。

## . 2 砕石

板倉町<sup>にしがや</sup>西貝屋・別所，上越市大口・北方で猿橋層の礫岩が砕石として大規模に採取されている。

## . 3 地すべりと斜面崩壊

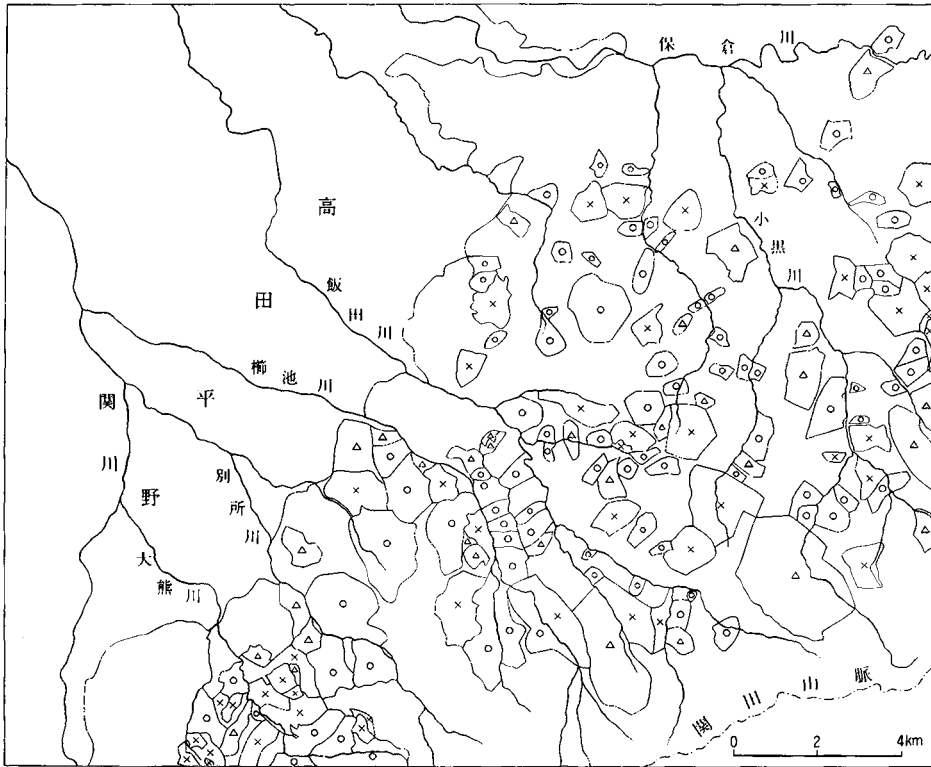
東頸城丘陵は日本有数の地すべり多発地域であり，新第三系分布面積のうち3分の1が地すべり地である(第28図)。大和ほか(1959)は本地域から松之山町にかけての東頸城丘陵の地すべりの分布について報告した。地すべりが多い原因は樽田層・須川層の泥岩が広く分布することと褶曲が発達していることによると考えられ，背斜・向斜部では地すべりの密度が高い(新潟県農林水産部治山課，1980)。

猿供養寺地すべり 板倉町猿供養寺に発生している地すべりで，本図幅地域では最も大規模な地すべりである。須川層の塊状泥岩を貫く安山岩(丈ヶ山)の南西斜面に発生した地すべりである。地すべりの発生はかなり古く，およそ800年前に地すべりを鎮めるため旅憎が人柱となったことが知られている(新潟県，1984)。1960年に建設省土木研究所新潟試験所が日本で初めて地すべりの長期観測を開始し，地すべりの調査方法・防止工法の研究が行われてきた。1992年には同地に地すべり資料館が開館している。以下，建設省土木研究所新潟試験所(1982)により記述する。

地すべりは幅50-100m，延長約1.5km，すべり層厚4-15m，高低差約260m，面積24haであり，3つの滑落崖が認められる(第29図)。明治初め頃に地すべりが活発化し，1897年(明治30年)頃には崩壊型地すべりが生じた。第1・第2滑落崖はこの時期に形成されたものである。1923年(大正12年)の関東大震災を契機として第2滑落崖下の斜面の地すべりが活発化した。第3滑落崖下250mの斜面が猿供養寺地すべりの代表的斜面構造をもつ部分で地すべり試験地となっている。地すべり防止工事が本格化する以前の昭和40年代の年間移動量は2-6mであった。また，一年のうち積雪量の増大期に地すべりが活発になることが観測されている(新潟県，1984)。

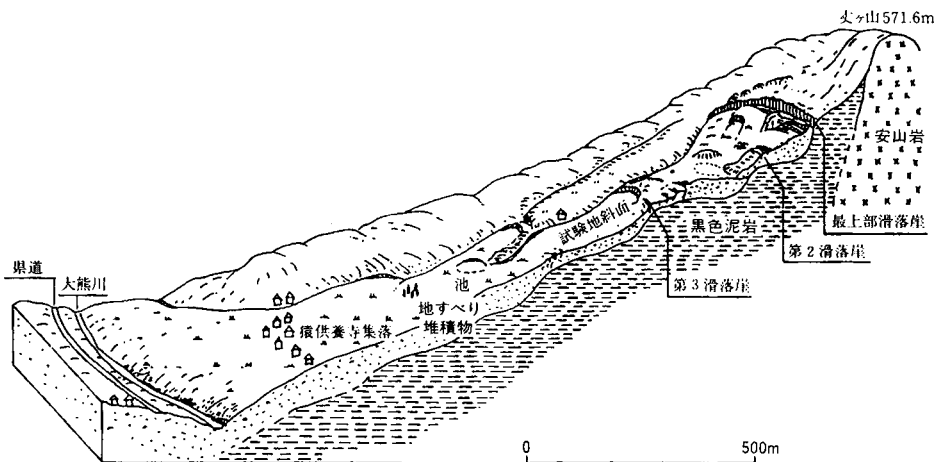
斜面崩壊 関田山脈北側斜面及びその周辺の丘陵斜面には，大小の規模の崩壊地形と崖錐堆積物の分布がみられる。安山岩岩塊からなる崖錐堆積物は現在も小規模ながら継続的に崩壊しており，毎年融

雪期には道路に岩塊が落ちるなどの被害がみられる。また、古期崩積堆積物の末端はしばしば顕著な崩落崖になっており、大規模な崩落が発生するおそれがある。



第28図 高田東部図幅地域の地すべり防止区域

新潟県(1979)による。○：建設省所管88区域 △：林野庁所管31区域 ×：農林水産省構造改善局所管44区域 これ以後の1979年-1984年に建設省所管5区域255.7ha, 林野庁所管17区域1,109.38ha, 農林水産省構造改善局所管10区域662.95ha が新たに指定されている(新潟県, 1984)。



第29図 猿供養寺地すべりの断面図 建設省土木研究所新潟試験所(1982)による。

## 4 鉱泉・地下水・地盤沈下

### 4.1 鉱泉

本図幅地域は温泉・鉱泉の湧出に乏しく、わずかに牧村の鷹羽<sup>たかば</sup>鉱泉があるにすぎない。樽田層の泥岩砂岩互層から自然湧出する単純硫酸泉で(新潟県, 1966), 泉温は9℃, 湧出量は10l / 分である(新潟県生活環境部, 1982)。このほか、板倉町上関田及び袖山東方にも温泉の兆候がある(新潟県, 1966)。

### 4.2 地下水と地盤沈下

高田平野の地下水調査は、渡辺(1917a, b)以来、新潟県や地質調査所のほか、高田平野地盤沈下団体研究会(1973, 1977)などによって頻繁に実施され、その上つる集大成が新潟県高田平野水理地質図(野間・後藤, 1982)として出版されている。以下にその要約を記しておく。

高田平野地域の地下水利用の対象となる帯水層は上位よりG<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>, G<sub>3</sub>, G<sub>4</sub>及びG<sub>5</sub>層に区分される。G<sub>1</sub>及びG<sub>2</sub>層は高田層相当層に、G<sub>3</sub>, G<sub>4</sub>及びG<sub>5</sub>層は魚沼層群相当層に挟まれる砂礫層である。このうちG<sub>1</sub>-G<sub>4</sub>層は平野全域に分布するが、G<sub>5</sub>層は北方でG<sub>4</sub>層に収斂する。全体に汽水性の堆積物であるが、平野中央部ではG<sub>3</sub>, G<sub>4</sub>及びG<sub>5</sub>層は浅海性相を示す。平野辺縁部では、砂礫層間の粘土層の発達が悪く各帯水層の識別が困難であるが、平野中心部では明瞭である。上越市直江津地区臨海部における各帯水層の賦存深度は、G<sub>1</sub>層が60-80m, G<sub>2</sub>層が90-130m, G<sub>3</sub>層が160-180m, G<sub>4</sub>層が230-280m, G<sub>5</sub>層が320-390mである。

地下水供給源は、大部分が妙高山麓や平野周縁部の丘陵地帯において浸透した降水であるが、関川や矢代川などの表流水の一部も含まれる。

上位の帯水層から地下水開発が進められ、いずれも初期の自噴状態から揚水量増加による水位低下をきたしている。たとえばG<sub>4</sub>層は1956年頃まで自噴状態であったが、1967年頃には揚水水位が30mを超過しなくなり1968年には汲み上げ量が約79,000m<sup>3</sup> / 日に達した。その結果臨海部で地下水の塩化や地盤沈下が見られるようになった。とくに、上越市千原付近では1969年9月-1970年9月の1年間で最大64mmの沈下量を示した。その後1969年頃から地下水汲み上げとくに工業用水の自主規制などによって地下水水位のある程度の回復が見られている。1972年から規制を行い42,000-56,000m<sup>3</sup> / 日程度で推移している(新潟県商工労働部工業振興課, 1981)。また、最大地盤沈下量も1974年9月-1975年9月で約16mmに減少した。1968年から10年間の最大沈下量は上越市高田の190mmである(新潟県商工労働部工業振興課, 1981: 頸城村史編さん委員会, 1988: 第30図)。

本地域の地下水の水温は全般的に100mについて3℃の上昇を示し、南から北にむかって水温が高くなる傾向がある。

一般にG<sub>4</sub>層の水質が良好で、たとえば鉄(Fe)イオン含有量は、G<sub>4</sub>及びG<sub>5</sub>層が0.1-0.3mg / l程度であるのに対して、他の帯水層は数mg / lないしそれ以上ときわめて大きい。また、G<sub>5</sub>層の塩化物イオン含有量は非常に大きく、堆積当時の地下水(浅海性)の影響を受けていると推定されている(新潟県, 1977, 野間・後藤, 1982)。



第30図 高田平野の地盤沈下 1977年-1987年の10年間の地盤沈下量(mm)。頸城村史編さん委員会(1988)による。国土地理院発行の5万分の1地形図「高田東部」・「柿崎」・「高田西部」を使用。



## VII. 資 料

(竹内圭史)

### VII. 1 凝灰岩鍵層

本図幅地域には樽田層上部から須川層下部にかけての数枚の厚い凝灰岩をはじめ、各層準に凝灰岩が挟在する。しかし従来の報告では、新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)による本地域東部でのものを除いては、凝灰岩の記載は十分ではなかった。そこで、本研究で観察された主な凝灰岩について簡単に記載して今後の研究の基礎資料とする(第31図)。文中のTa00は凝灰岩の試料番号である。凝灰岩の粒度の記述は碎屑岩の粒度区分によった。記載した凝灰岩露頭の位置は地質図に記入してある。

#### VII. 1. 1 樽田層の凝灰岩鍵層

**松之山凝灰岩(Tp)** 池辺(1940)命名。模式地は東隣「松之山温泉」図幅地域内の松之山町松之山。層厚約50-100mの淡緑灰色堅硬な結晶質軽石凝灰岩である。長倉山・ふすべ山で観察されるほか、牧村芋ノ坪・雨露・田島・鷹羽鉱泉では上部が露出している。下部は塊状であり、上部は平行層理が発達ししばしば50cm以下の泥岩ブロックを多量に取り込んでいるほか、最上部では級化成層が見られる。分布域西部の切題・雨露では松之山凝灰岩上部の中に厚さ数mの泥岩が2-3枚挟在しており、本凝灰岩上部が数ユニットからなることを示している。塊状部の試料は、ともに1mm大の緑色の軽石と斜長石からなり、少量の火山岩片も認められる(第I図版A)。

**桜滝凝灰岩(Tt1)**(新称) 模式地：牧村桜滝の飯田川。松之山凝灰岩の上位に挟在し、桜滝・高尾・雨露に分布する。厚さ約18mの結晶質軽石凝灰岩で、上部は平行層理が発達する(第31図a・b)。松之山凝灰岩上部と堆積構造・岩質とも類似しており、東部地域の松之山凝灰岩最上部に対比されるものと考えられる。

**朴ノ木凝灰岩(Tt2)** 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)命名。安塚町切越で松之山凝灰岩の上位に挟在する。切越の朴ノ木川では厚さ3.5mである(第32図c)。松之山凝灰岩と同質の、堅硬な粗粒な結晶質軽石凝灰岩である。模式地の松之山凝灰岩最上部に対比される(新潟大学東頸城地域地質調査グループ, 1987)。

牧村菅の飯田川には長倉山背斜の軸部に厚さ約2mの粗粒凝灰岩が挟在する(第31図o)。軽石・斜長石のほか岩片を含む。本報告ではこの凝灰岩及び長倉山西側に分布する凝灰岩を朴ノ木凝灰岩に対比した。

**東松ノ木凝灰岩**(新称) 牧村東松ノ木の飯田川の樽田層に挟在する。厚さ約4mの白色半団結の中粒

酸性凝灰岩である(第31図n)。0.5-1mm大の軽石・斜長石片、及び火山ガラスからなる(第 図版B)。

牧村山口の飯田川では3枚の厚い凝灰岩が挟在する。本報告では下位のをTt3、中位のをTt4と呼ぶ。Tt3は厚さ8m以上の極粗粒酸性凝灰岩であり、飯田川から社地山へよく連続する。中位のTt4は厚さ20m以上の根粒-中粒酸性凝灰岩で、一部に泥岩ブロックを取り込んでいる(Ta78:第31図d)。軽石・斜長石のほか普通角閃石・黒雲母を含む。上位のTa60は厚さ5m以上の凝灰岩とともに厚さ数十cm-2mの多数の凝灰岩からなる(第31図e)。軽石・斜長石のほか黒雲母・普通角閃石を含む。

三和村宮崎新田周辺では少なくとも4枚の厚い凝灰岩が挟在する。最も下位のは厚さおよそ10m以上の塊状の極細粒凝灰岩である。2番目のTt3は最も顕著な凝灰岩であり厚さ15m以上の極粗粒酸性凝灰岩である(第31図f)。

牧村榎谷の榎谷川には厚さ30m以上の極粗粒酸性凝灰岩が露出している。主部は塊状で一部に数十cm大の泥岩ブロックを取り込んでいる。上部は級化成層が見られ、最上部1.5mは平行層理を示す。軽石・斜長石片のほか黒雲母・普通角閃石を含む。本報告ではこの凝灰岩をTt4に対比した。この凝灰岩の上位は塊状の泥岩が厚さ数十m以上にわたり累重する。

安塚町下吉坪の高谷川には樽田層上部の層厚約130m間に3枚の粗粒酸性凝灰岩が挟在する。下位のTa93は厚さ5m以上、その約30m上位のTa72は厚さ2.5m以上、上位のTa92は厚さ6m以上で極粗粒軽石・斜長石片からなり、いずれも黒雲母を含む(第31図i・j・k)。

安塚町小異の朴ノ木川には樽田層上部に厚さおよそ15mと見積もられる細粒酸性凝灰岩が挟在する(Ta58:第31図l)。細粒軽石・斜長石片からなり黒雲母を含む。

#### 1.2 須川層の凝灰岩鍵層

谷凝灰岩 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)命名。安塚町信濃坂の小黒川の須川層下部に挟在する、厚さ2.5mの中粒酸性凝灰岩である(第31図p)。1mm大の斜長石を含む。

牧村小平の飯田川では、向斜南東翼の須川層中に2枚の粗粒-中粒酸性凝灰岩が挟在する。下位のTa69は厚さ2m、その約50m上位のTa68は厚さ4m以上であり(第31図q・r)、Ta68は軽石・斜長石のほか少量の岩片を含む。

竹所凝灰岩 新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987)命名。安塚町横住の高谷川の須川層上部に挟在する。厚さ1.4mの粗粒酸性凝灰岩である(第31図s)。火山ガラスと中粒軽石からなり黒雲母を含む。

大島村入山沢川の須川層上部に2枚の凝灰岩が挟在する。下位のTa206、その約30m上位のTa205とも厚さ約1.8mの細粒酸性凝灰岩である(第31図t・u)。

板倉町機織には2枚の厚い凝灰岩が挟在する。下位のTa26は厚さ16m以上の根粒な酸性凝灰岩で(第31図g)、軽石・斜長石片からなり黒雲母・普通角閃石を含む。また、厚さ1m程度の泥岩ブロックの卓越するゾーンを挟む(第9図)。普通角閃石を含むことから本報告ではこの凝灰岩を牧村地域の樽田層上部のTt4凝灰岩に対比した。上位のものは厚さ約30m以上の中粒酸性凝灰岩で一部に泥岩礫を取り込んでいる。軽石・斜長石のほか黒雲母を含む。

板倉町別所に挟在する凝灰岩は、厚さ合計16m以上の粗粒凝灰岩で多くの泥岩ブロックを取り込んでいる(Ta305:第31図h)。

### 1.3 田麦川層の凝灰岩鍵層

大島村入山沢川の田麦川層下部には、厚さ約3mの細粒酸性凝灰岩が挟在する( Ta204 : 第31図m ) .

浦川原村虫川の田麦川層上部には、厚さ1.6mの細粒ガラス質凝灰岩( Ta44 )が挟在する .

清里村赤池の清滝川には厚さ約1mの酸性凝灰岩が挟在する .

清里村活滝の田麦川層中部には厚さ1.2mの酸性凝灰岩が挟在する( Ta301 : 第31図v ) .

菅凝灰岩 牧村菅の飯田川の田麦川層上部に挟在する . 厚さ2mの白色半団結の細粒酸性凝灰岩で、下半部は平行葉理、上半部は波状の葉理を示す( Ta210 : 第31図w ) . パブルウォール型の火山ガラスからなり黒雲母を含む . また、安塚町菱ヶ岳の黒川の出麦川層上部には厚さ1m以上の凝灰岩( Ta225 : 第31図・第33図 ) が、その1.5km西には厚さ1.2mの凝灰岩( Ta213 : 第31図y ) が挟在する . これらを菅凝灰岩に対比した .

### 1.4 浦川原層の凝灰岩鍵層

<sup>ながしり</sup>  
長走凝灰岩( 新称 ) 新潟県( 1979 )に示されている清川原層上部に挟在する酸性凝灰岩を長走凝灰岩と呼ぶ . 浦川原村菱田の熊谷川向斜北翼では、単層の厚さ10-40cmの極細粒凝灰岩が砂質シルト岩を挟みながら厚さ3.5mの凝灰岩層をなす . 向斜軸部では主に径1-2cmの白色軽石からなり厚さ10mに達する . 一部で異常堆積構造が見られる( 第14図 ) .

## 2 フィッション・トラック年代

樽田層の松之山凝灰岩及び東松ノ木凝灰岩、田麦川層の菅凝灰岩のフィッション・トラック年代測定を行った . 測定は京都フィッション・トラック<sup>㈱</sup>に依頼した . 試料採取地点は地質図に記入されている .

#### 松之山凝灰岩

採取地 安塚町長倉山

試料 Ta33( GSJR60660 ) 灰緑色塊状の団結した中粒結晶質軽石凝灰岩( 第 図版 A ) . ジルコン本質結晶含有率80% .

測定結果 試料は平均的な測定条件を備えている . 自発トラックには短縮化傾向をもつものが少量存在する . 測定した30粒子を同一起源のものとみなし年代値 $9.8 \pm 0.9$ Maが得られた( 第4表 , 第32図a ) .

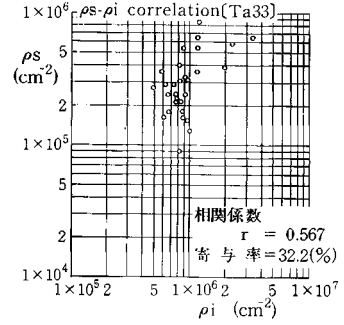
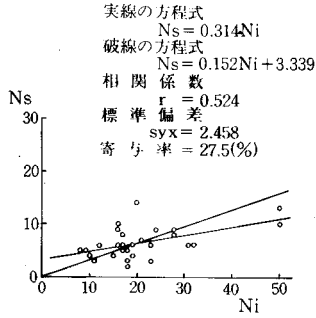
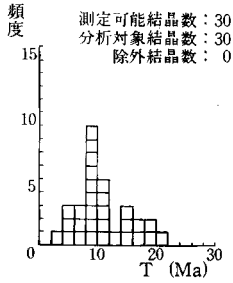
#### 東松ノ木凝灰岩

採取地 牧村東松ノ木

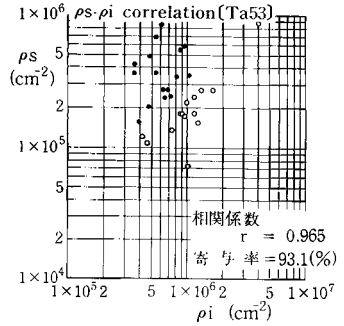
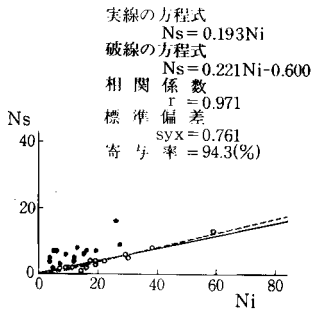
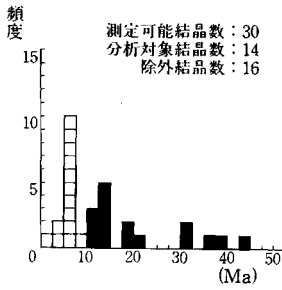
試料 Ta53( GSJR60661 ) 白色半団結の中粒酸性凝灰岩( 第 図版 B ) . ジルコン本質結晶含有率65% .

測定結果 試料は平均的な測定条件を備えている . 自発トラックには短縮化傾向をもつものが少量存在する . 測定した30粒子のうち粒子年代が19Ma以上の8粒子を異種年代粒子とみなして除外し、年代値

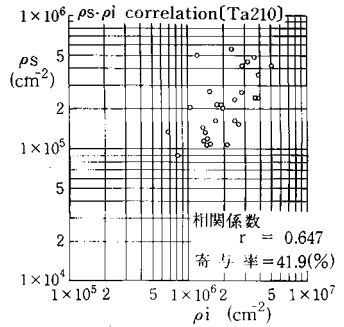
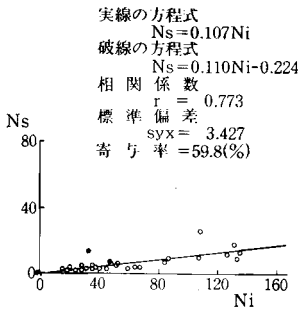
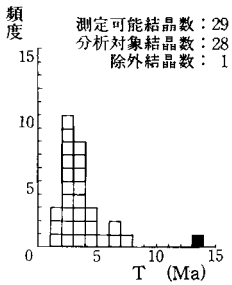
a Ta33



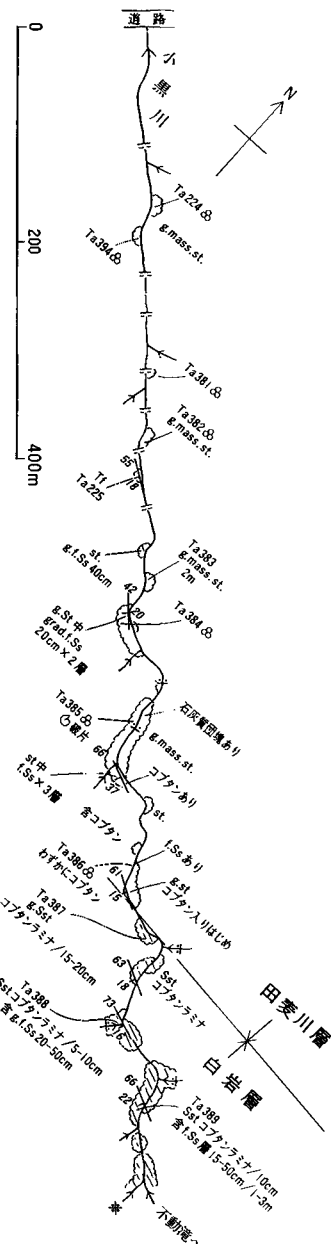
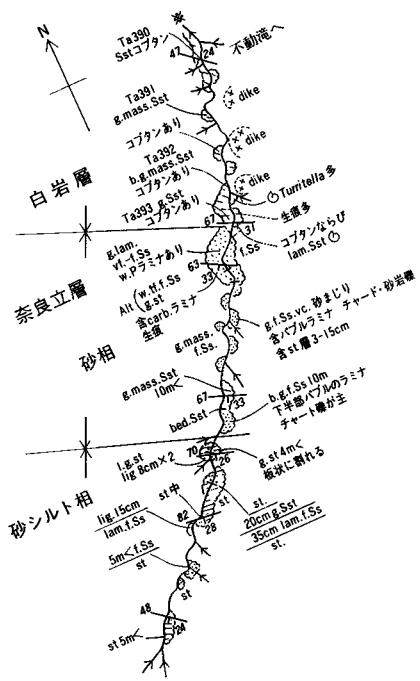
b Ta53



c Ta210



第32図 フィッション・トラック年代測定結果



凡 例

- |               |                |
|---------------|----------------|
| st. : シルト岩    | mass. : 塊状     |
| Sst. : 砂質シルト岩 | lam. : 葉理      |
| Ss. : 砂岩      | bed. : 層理      |
| lig. : 亜炭     | grad. : 級化成層   |
| Tf. : 凝灰岩     |                |
| vf. : 極細粒     | tf. : 凝灰質      |
| f. : 細粒       | carb. : 炭質物    |
| vc. : 極粗粒     | コプタン : 赤褐色の小団塊 |
| w. : 白色       | ○ : 具化石        |
| g. : 灰色       | ⊗ : 有孔虫化石      |
| b. : 青みがかかる   |                |
| l.g. : 明灰色    |                |

第33図 菱ヶ岳ルートへのルートマップ

7.7 ± 0.9Maが得られた(第4表, 第32図b).

菅凝灰岩

採取地 牧村菅

試料 Ta21Q GSJR60662 細粒酸性凝灰岩. ジルコン本質結晶含有率40%.

測定結果 測定した29粒子のうち粒子年代13Maの1粒子を異種年代粒子とみなして除外し, 年代値3.3 ± 0.3Maが得られた(第4表, 第32図c).

### . 3 菱ヶ岳ルートのルートマップ

田安川層上部-奈良立層下部が良く観察される安塚町菱ヶ岳西の沢のルートマップを第33図に示す.

#### 文 献

- 赤羽貞幸・加藤碩一(1989) 高田西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- ・清水岩夫・小林賢一(1991) 第1編 地形・地質. 飯山市史, 自然環境編, p.7-98.
- Akiba, F.(1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D.E. and Coulbourn, W.T. et al., *Rep. DSDP.*, vol.87, U.S. Govt. Printing Office, Washington p.393-481.
- 地質調査所(1957) 18牧油田. 日本鉱産誌V-b, 主として燃料となる鉱石, p228-231.
- 早津賢二(1985) 妙高火口群. 第一法規出版, 東京, 344p.
- ・新井房夫(1981) 信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成年代. 地質雑, vol.81, p.791-805.
  - ・白井 亨(1982) 新潟県高田平野の中位段丘と古砂丘-形成時代についての火山灰編年学的考察-. 地学雑, vol.91, p.1-16.
- 本座栄一(1965a) 新潟県東頸城郡北部地域の椎谷期-西山期の砂岩の発達およびその石油地質学的考察 その1. 砂岩体のgeometry, 堆積環境およびその成因. 石油技誌, vol.30, p86-93.
- (1965b) 新潟県東頸城郡北部地域の椎谷期-西山期の砂岩の発達およびその石油地質学的考察 その2. 砂岩の貯留岩としての性質. 石油技誌, vol.30, p.1-7.
- 池田展生(1940) 新潟県各油巧の地層の対比. 石油技誌, vol.8, p.364-372.
- 池田威夫(1975) 新井市, 平丸・長沢地域の地質について. 新潟県立教育センター研究報告, no.8, p.63-70.
- 上越の大地編集委員会編(1976) 上越の大地, 80p.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編(1991) 日本の新生界層序と地史. 地調報告, no.274, 114 p.
- 活断層研究会編(1991) 58高田.[新編]日本の活断層-分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, p.

192-195.

建設省土木研究所新潟試験所(1982) 猿供養寺地すべり調査報告書.土木研究所資料, no.1770, p.16-21.

小林巖雄・立石雅昭(1992) 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理.地質学論集, no.37, p.53-70.

・ 黒川勝己・吉村尚久・加藤碩一(1989) 岡野町地域の地質.地域地質研究報告(5 万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.

頸城村史編さん委員会(1988) 第1章 地形・地質.頸城村史, 自然編, p.3-51.

鯨岡 明(1962) 荒谷相の意味するもの.石油技誌, vol.27, p.309-346.

米谷盛壽郎(1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序.日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), p.35-60.

正谷 清・市村隆三(1970) フォッサマグナ地域北部の石油地質.石油技誌, vol.35, p.1-12.

Matsunaga, T.(1963) Benthonic Foraminifera from the Oil Fields of Northern Japan. Sci. Tohoku Univ., Ser.2, vol.35, p.67-107.

宮崎光旗・横倉隆仲・渡辺 寧・加藤碩一・浦辺徹郎(1993) 反射法地震探査による深部地下探査実験.石油技誌, vol.58, p.11-18.

森島正夫(1941) 信越国境富倉油田の層序.石油技誌, vol.9, p.21-26.

妙高団体研究グループ(1969) 妙高火山の形成史と山麓の水利地質-新潟県の第四系・その - .新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.14, p.241-273.

中村和善(1982) 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動-その1 堆積盆の変遷と基盤の運動像.地質雑, vol.88, p.155-175.

新潟大学東頸城地域地質調査グループ(1987) 新潟県東頸城地域の中新-鮮新統の層序.地球科学, vol.41, p.165-181.

新潟重鉱物グループ(1976) 新潟県上越(頸城)地方のローム層.新潟大学理学部地質学鉱物学教室研究報告(西田彰一教授退官記念論文集), no.4, p.17-23.

新潟県(1966) 応用地質.新潟県上越地方総合地質調査報告書(その三), P.14-18.

(1971) 新潟県東頸城地方総合地表地質調査報告書.24p.

(1977) 20万分の1新潟県地質図および同説明書.493p.

(1979) 土地分類基本調査 柿崎.61p.

(1980) 土地分類基本調査 高田東部.67p.

(1984) 猿供養寺地すべり.新潟の地すべり, P.59-73.

(1987) 土地分類基本調査 松之山温泉.86p.

(1989) 20万分の1新潟県地質図(改訂版)および同説明書.128p.

新潟県農林水産部治山課(1980) 地すべり調査総括書-中頸城地域・東頸城地域1編-.322p.

新潟県生活環境部(1982) 新潟県の温泉.149p.

新潟県商工労働部工業振興課(1981) 23.上越地区.新潟県地下水資源の概要, p.199-211.

新妻信明編(1982) 簡方TS-1・三和SK-1・別所TS-1・新井-1.文部省科学研究費補助金 総合研究

- (B)報告書, 既存ボーリング資料集, p. 519-533.
- 西田彰一(1974) フォッサマグナ最北部の新第三系(その2). 地調報告, no. 250-1, p. 169-182.
- Noda, H. (1962) The geology and paleontology of the environs of Matsunoyama, Niigata Prefecture, With reference to the so-called black shale. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2, vol. 34, p. 199-236.
- 野間泰二・後藤単次(1978) 新潟県高田平野水理地質図. 日本水理地質図(5万分の1), no. 32, 地質調査所.
- 大和栄次郎・安藤 武・太田 一(1959) 新潟県東頸城郡地すべり調査報告. 地調月報, vol. 10, p. 451-472.
- 大山賢一・高野武男・米山正次(1993) 高田平野の第四系一資源開発と自然破壊-. 新潟の地質, 地学団体研究会第47回総会巡検案内書, p. 25-39.
- Saito, Y. (1962) Geology of the Northern Part of the Fossa Magna (Part3), Jour. Fac. Education, Shishu Univ., no. 12, p. 55-81.
- 石油技術協会(1973) 5. 22別所ガス田. 日本の石油鉱業と技術, p. 68-70.
- 島津光夫・五十嵐 聡・喜多孝行・門馬直一・滝沢松雄(1983) 千曲川および中津川流域の鮮新-更新世火山岩類. 地団研専報, no. 26, p. 47-56.
- ・立石雅昭(1993) 苗場山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.
- 高田平原団体研究グループ(1961) 高田平原の第四紀層について-その1-. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 6, p. 145-157.
- ・米山団体研究グループ・妙高団体研究グループ(1972) 上越の地質-とくに米山・妙高火山・高田平野の生い立ち-. 新潟の自然, 第2集, p. 66-88.
- 高田平野団体研究グループ(1981) 高田平野の第四系と形成史-新潟県の第四系・そのX X I V -. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 25, p. 209-281.
- 高田平野地盤沈下団体研究会(1973) 高田平野の浅層地下水-新潟県の第四系X V I I -. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 18, p. 209-243.
- (1977) 新潟県中頸城郡板倉町西部地域の水理地質-新潟県の第四系・そのX X I -. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 22, p. 173-192.
- 高野武男(1969) 妙高火山の形成過程と傾動運動について. 地理学評論, vol. 42, p. 570-591
- (1986) 高田平野, 関川下流域の水害史の概要と1982年当時の関川の状況. 社会科研究(新潟県高等学校教育研究会社会科部会誌), 第26集, p. 17-42.
- 竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫(1994) 20万分の1地質図幅「高田」. 地質調査所.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992) 付録4, 主要油・ガス田の諸元一覧表. 改訂版日本の石油天然ガス資源, p. 510-511.
- 辻村太郎(1942) 断層地形論考. 古今書院, 397p.
- 歌代 勤・林 等・高野武男・小林忠夫・長谷川 正・稲葉 明(1960) 高田平原の第四紀層について-その1-. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 5, p. 111-126.



渡辺久吉(1917a) 新潟県高田市地下水調査報文. 地調報告, no. 62, p. 55-88.

———(1917b) 高田市の地下水. 地学雑, vol. 29, 135-150

渡辺其久男(1976) 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔虫化石層序. 新潟大学理学部地鋳研報, no. 4,  
p. 179-190

## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Niigata (7) No.61



## GEOLOGY

OF THE

## TAKADA-TOBU DISTRICT

By

Keiji TAKEUCHI and Hirokazu KATO

(Written in 1993)

---

### (ABSTRACT)

The Takada-tōbu district is mainly situated in the southwestern part of Niigata Prefecture, Central Houshū. The district includes the western part of the Higashikubiki Hills and the southern half of the Takada Plain. The southeastern part of the district is in the Sekida Mountains.

This district is geologically the northernmost part of the Fossa Magna region which is a large half-graben separating Northeast and Southwest Japan.

### GEOLOGY

The Takada-tōbu district belongs to the southwestern part of the Late Cenozoic Niigata sedimentary basin, which is filled mainly with upward-shallowing Middle Miocene to Early Pleistocene marine to non-marine sediments. The Middle Miocene to Pliocene sequence can be divided into five stages, that is Tsugawa, Nanatani, Teradomari, Shiiya and Nishiyama stage. The Middle to Late Miocene formations yield oil and natural gas. The Mesozoic sedimentary complex and granite are known as the basement of the Neogene rocks from deep borehole data.

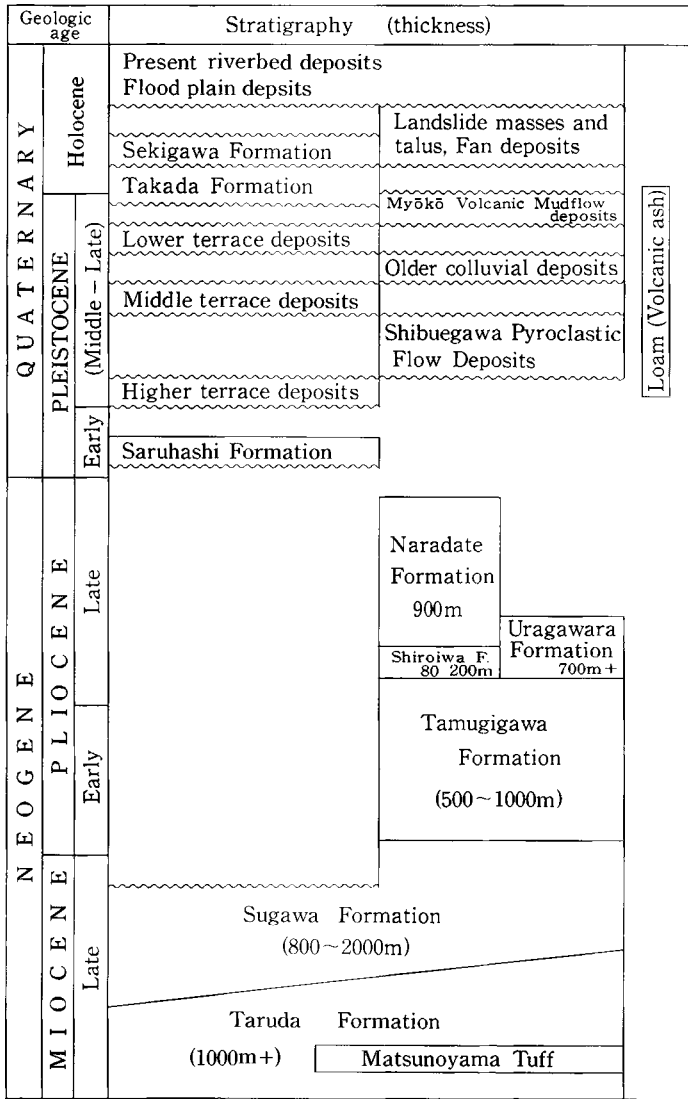


Fig. 1 Summary of geology of the Takada-tōbu district

In the Takada-tōbu district, Late Miocene to Early Pleistocene sedimentary and volcanic rocks are distributed in the Higashikubiki Hills and the Sekida Mountains. Quaternary sediments are distributed mainly in the Takada Plain.

### MIOCENE TO LOWER PLEISTOCENE

The Late Miocene to Early Pleistocene sequence exposed in this district is divided into seven formations, Taruda, Sugawa, Tamugigawa, Shiroiwa, Uragawara, Naradate and Saruhashi Formations in ascending order. Middle Miocene sedimentary rocks underlie the Taruda Formation

according to data of several deep boreholes. The Late Miocene to Pliocene formations are mostly composed of sedimentary rocks and exceeds 3 000 meters in total thickness. The Shiroiwa Formation in the Sekida Mountains and the Uragawara Formation in the northern area of this district are correlative to each other. The Saruhashi Formation unconformably overlies the Sugawa Formation in the western margin of the Higashikubiki Hills.

According to the planktonic foraminifera and diatom biostratigraphy and fission track dates, geologic ages of each formations are as follows: the Taruda Formation and the Sugawa Formation are Late Miocene and estimated to be 10-7Ma and 7-5Ma, respectively. The Tamugigawa Formation is Early to Late Pliocene(5-3Ma). The Shiroiwa Formation and the Uragawara Formation are Late Pliocene(3-2.8Ma). The Naradate Formation is of Late Pliocene(2.8-2Ma), and the Saruhashi Formation is probably Early Pleistocene. These formations of the Takada-tobu district are correlated to the formations of the Niigata Standard Stratigraphy as follows.

Takada-tōbu district	Niigata Standard Stratigraphy
Naradate and Saruhashi Formations	Uonuma Group (including the Wanazu Formation)
Shiroiwa and Uragawara Formations	Shiroiwa Formation
Tamugiawa Formation	Nishiyama Formation
Sugawa Formation	Shiia Formation
Taruda Formation	upper Teradomari Formation

The Taruda Formation is widely distributed in the Higashikubiki Hills. It is composed of interbedded black mudstone and sandstone, and massive black mudstone. The thickness is more than 1,000 meters. The Matsunoyama Tuff is intercalated in the middle horizon of the formation and a few additional acidic tuff beds occur in the upper horizon.

The Sugawa Formation conformably overlies and partly interfingers with the Taruda Formation. It is black to dark grey massive mudstone and has a thickness of 800-1,000 meters.

The Tamugigawa Formation conformably overlies the Sugawa Formation. The formation comprises two lithofacies; turbidite and siltstone facies which interfinger with the turbidite facies. The thickness is 500-1,000 meters. The turbidite facies is composed of interbedded sandstone and siltstone, and is distributed in the northeastern area and the southern area. Thick-bedded sandstone is intercalated in the turbidite facies of the northeastern area. The siltstone facies is composed of massive siltstone, and is distributed in the northern and southeastern areas of this district.

The Shiroiwa Formation is distributed in the small areas of the northern foot of and along the Sekida Mountains. It conformably overlies the Tamugigawa Formation. The formation, 80-200 meters thick, is composed of massive sandy siltstone and sandstone. A few Molluscs from the formation show the shallow marine environment.

The Uragawara Formation occurs in the northern area of this district. It conformably overlies the Tamugigawa Formation. The formation consists mostly of interbedded sandy siltstone and siltstone, and contains conglomerate and acidic tuff in the upper part. The thickness is over 750 meters.

The Naradate Formation is distributed along the Sekida Mountains conformably overlying the Shiroiwa Formation. It is divided into three facies: the sandstone facies, the sandstone and siltstone facies and the volcanic rock facies in ascending order. The sandstone facies, 60-100 meters thick, is composed of sandstone and conglomerate. The sand and silt facies is mainly composed of 1-5 meters thick beds of siltstone and sandstone and minor conglomerate beds.

The sandstone and siltstone facies is of mostly fluvial origin, but few brackish molluscs are found, indicating that occasional marine transgressions occurred in this facies. The thickness is 300-800 meters. The volcanic rock facies constitutes the upper part of the Naradate Formation, is composed of andesite lava and volcanic breccia. Its thickness exceeds 400 meters.

The Saruhashi Formation is distributed in the western margin of the Higashikubiki Hills, unconformably overlying the Sugawa Formation. It is composed of conglomerate with sandstone and siltstone. The thickness exceeds 450 meters.

Pliocene to Early Pleistocene andesite sills and dikes occur mainly in the Sekida Mountains and are intruded in the Sugawato Naradate Formations.

## QUATERNARY

Late Pleistocene terrace deposits is divided into three groups; higher, middle and lower terrace deposits. They are mainly composed of andesite gravels and sand, and covered with the Kubiki Loam (a composite bedded weathered volcanic ash). The age of intercalated key tephra of the higher and middle terrace deposits are estimated at 0.12-0.13 Ma and 0.07-0.08 Ma, respectively. On the lower terrace surface are the Shibuegawa Pyroclastic Flow Deposits and the Myōkō volcano mudflow deposits, both of which originated from the erupted products of Myōkō Volcano.

Holocene Takada and Sekigawa Formations comprise gravels, silt and sand, and form terrace surfaces, the Takada and Sekigawa Surfaces, respectively. The former surface is widely distributed in the Takada Plain.

Fan deposits are well developed along the southeastern margin of the Takada Plain. Colluvial and landslide deposits commonly occur on the northern slope of the Sekida Mountains.

Flood Plain deposits and recent fluvial deposits are distributed along the Seki River and its branches.

## GEOLOGIC STRUCTURES

The geologic structure of the Niigata Sedimentary Basin is characterized by the NNE-SSW trending folds. NE-SW trending folds are also common in the Higashikubiki Hills in the Takada-tōbu district with slight dome and basin structures. Formations in the Sekida Mountains show a southward dipping homoclinal structure.

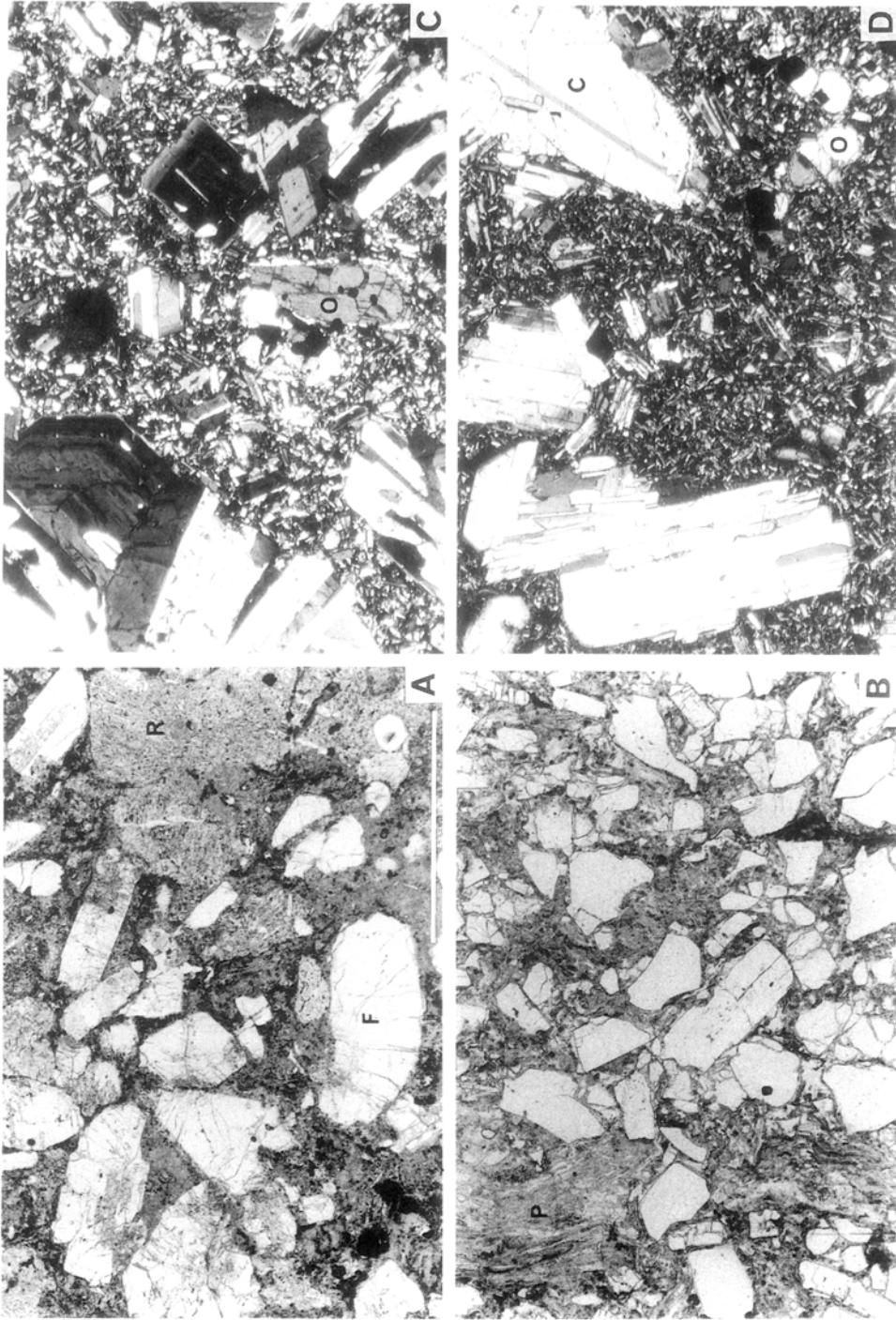
There are some NE-SW trending faults in this district. The Konari Fault in the western margin of the Higashikubiki Hills and the Takaba Fault in the Sekida Mountains are major faults.

## ECONOMIC GEOLOGY

The Maki oilfield is located in the central area of the Takada-tōbu district. It was developed in 1900's and closed before 1960. Oil of 150,000 kilolitres and minor amount of natural gas were yielded from the Taruda Formation.

The Bessho gas field is located in the southwestern margin of the Higashikubiki Hills. It was developed in later 1960's and yielded total 1,052 million m<sup>3</sup> natural gas from the Middle Miocene formation.





凝灰岩・貫入岩の顕微鏡写真 A: 樽田層松之山凝灰岩 安塚町長倉山(Ta33:GSJ R60660), B: 樽田層松ノ木凝灰岩 牧村東松ノ木(Ta53:GSJ R60661), C: 紫蘇輝石安山岩岩床 安塚町菱ヶ岳(Ta10:GSJ R60664), D: 普通輝石紫蘇輝石安山岩岩床 牧村前山(Ta48:GSJ R60665),  
スケールは1mmでA-D共通, C・Dはクロスコル, F: 斜長石 R: 安山岩岩片 P: 軽石 O: 紫蘇輝石 C: 普通輝石



文献引用例

竹内圭史・加藤碩一(1994) 高田東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質  
図幅), 地質調査所, 67p.

Takeuchi, K. and Kato, H. (1994) *Geology of the Takada-tōbu district*. With Geo-  
logical Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 67p. (in Japanese with  
English abstract 5p.)

---

---

平成6年3月18日 印刷

平成6年3月22日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 宮本勝則

印刷所 株式会社エリート印刷

茨城県牛久市柏田町3269

---

---

© 1994 Geological Survey of Japan